地球科学大辞典

地质出版社

地球科学大辞典

基础学科卷

地质出版社

·北　京·

内 容 提 要

本辞典以《地质辞典》为基础修订、扩编而成。共收录词目36 000余条，760余万字，分基础学科卷和应用学科卷两卷出版。本辞典所收词目基本包括了与地学有关的自然科学名词，以词条的形式介绍其内涵和外延，以及相关的数据，兼顾了专业需求与科学普及。同时，在词条后附有英文名词或词组，使本辞典具有一定简明汉英地质词典的功能。

本卷为基础学科卷，收录词目18 000余条，380余万字，包括地球、宇宙、天体地学、地质学、地球化学、地球物理学、海洋地质学、气象学、自然地理学、外动力地质学、地貌学、岩溶地质学、土壤学、黄土地质学、冰川地质学、陆地水文学与水资源学、结晶学、矿物学、火成岩石学、沉积学与沉积岩石学、变质岩石学、古生物学、古人类学、地史学地层学、第四纪地质学、古地理学、区域地质学、构造地质学、大地构造学、板块构造学说、多旋回构造说、地洼构造说、断块构造说、波浪状镶嵌构造说、地质力学、活动构造与新构造学、地震地质学、火山地质学、构造运动期(幕)、中国地球科学家、外国地球科学家。

本辞典既可供从事地球科学的教学、科研、生产和管理人员使用，也可作为大中专院校学生、地学爱好者及具有高中文化程度的社会大众了解地球科学知识的工具。

图书在版编目（CIP）数据

地球科学大辞典．基础学科卷/《地球科学大辞典》编委会编．—北京：地质出版社，2006.1
ISBN 7-116-04670-4

Ⅰ.地… Ⅱ.地… Ⅲ.地球科学－词典
Ⅳ.P-61

中国版本图书馆CIP数据核字（2005）第142786号

DIQIU KEXUE DACIDIAN

责任编辑：张义勋 李光岑 肖庆辉 李鄂荣 邓乃恭
李铁钢 陈军中 李上男 王章俊 郁秀荣
责任校对：刘艳华 田建茹
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路31号，100083
电 话：(010)82324508(邮购部)；(010)82324336(编辑室)
网 址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@ gph.com.cn
传 真：(010)82310759
印 刷：北京中科印刷有限公司
开 本：889mm×1194mm 1/16
印 张：80
字 数：3800千字
印 数：1—5000册
版 次：2006年1月北京第一版·第一次印刷
定 价：290.00元(全套580.00元)
ISBN 7-116-04670-4/P·2629

(凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换)

《地球科学大辞典》专家委员会

主　　任　程裕淇　王鸿祯

副 主 任　李廷栋　张炳熹　寿嘉华

秘 书 长　叶天竺

委　　员　（以姓氏笔画为序）

丁国瑜　马克伟　马杏垣　马宗晋　马清阳　马福臣
王广华　王成善　王泽九　王鸿祯　王德滋　卢耀如
叶大年　叶天竺　叶连俊　田在艺　宁大同　仲伟志
任纪舜　刘广志　刘士毅　刘光鼎　刘宝珺　汤中立
许志琴　许宝文　孙　枢　孙殿卿　寿嘉华　杨　起
杨遵仪　李廷栋　李舟波　李烈荣　李铁钢　李裕伟
肖序常　吴淦国　汪　民　汪集旸　沈其韩　宋叔和
张本仁　张国伟　张宗祜　张彦英　张炳熹　张洪涛
陈庆宣　陈运泰　陈述彭　陈国达　陈梦熊　陈毓川
邵厥年　欧阳自远　　於崇文　郑大瑜　郑绵平
孟宪来　赵文津　赵鹏大　郝诒纯　姚秉忠　袁道先
贾福海　徐克勤　殷鸿福　郭令智　黄蕴慧　常印佛
董申保　韩德馨　程裕淇　曾绍金　谢学锦　谢俊奇
裴荣富　翟裕生

《地球科学大辞典》编辑委员会

主　　编　黄宗理　张良弼

常务副主编　李鄂荣　李光岑　张义勋　肖庆辉

副 主 编　邓乃恭　李凤麟　赵　逊　姜建军　高锦曦　程永长

编　　委　王　曙　邓乃恭　白星碧　刘海阔　杜官印　李凤麟
李光岑　李贵书　李鄂荣　肖庆辉　张义勋　张良弼
张秋营　陈小宁　赵　逊　姜建军　高锦曦　黄宗理
彭维震　程永长

《地球科学大辞典》分科主编与主审

（以姓氏笔画为序）

丁志忠　丁国瑜　万天丰　马文璞　马克伟　马宗晋　马振东
马福臣　王大纯　王守坦　王希凯　王泽九　王保良　王鸿祯
王碧香　王懋基　王　曙　尹善春　邓乃恭　邓晋福　孔德坊
石准立　卢登仕　卢耀如　叶大年　叶天竺　田在艺　宁大同
冯士安　邢裕盛　朱志澄　仲伟志　任纪舜　庄育勋　刘广志
刘本培　刘光鼎　刘宝珺　刘承祚　刘树根　刘海阔　许东禹
孙肇济　杨志强　杨　起　杨遵仪　李万亨　李凤麟　李廷栋
李舟波　李启斌　李明祥　李春来　李家熙　李鸿超　李善芳
李裕伟　肖序常　肖树芳　吴正文　吴功建　吴世迎　吴茂霖
吴福印　邱家骧　何志文　余鸿彰　汪正范　沈其韩　沈显杰
沈镛立　沈镜祥　宋叔和　宋建国　宋鸿林　张人权　张之一
张业成　张先恭　张　抗　张国伟　张宗祜　张洪涛　张锦泉
陆景冈　陈书田　陈立奇　陈廷愚　陈庆宣　陈安泽　陈运泰
陈　武　陈述彭　陈国达　陈宝国　陈荫祥　陈星庆　陈梦熊
陈跃辉　陈毓川　陈德兴　邵济馨　邵厥年　林振宏　林　培
欧阳自远　　罗谷风　周济元　於崇文　郑大瑜　单文琅
孟树森　赵一阳　赵凤民　赵文津　赵其强　赵国光　赵国隆
赵　逊　赵　烨　赵祥麟　郝芳华　胡受奚　哈承祐　钟大赉
姜建军　贺高品　袁宝印　袁道先　耿瑞伦　莫根生　钱大都
钱祥麟　徐开礼　徐克勤　徐恒力　高书平　高庆华　郭鸿俊
唐修义　唐振权　浦庆余　陶正章　陶维屏　黄枝高　黄尚瑶
黄润华　黄蕴慧　曹树培　崔之久　董树文　韩德馨　程永长
曾允孚　曾绍金　曾朝铭　游振东　谢学锦　路凤香　蔡学林
蔡柏林　臧绍先　裴荣富　廖志杰　翟裕生　薛纪越　籍传茂

《地球科学大辞典》主要撰稿人

（以姓氏笔画为序）

丁志忠　才文博　万渝生　马文璞　马克伟　马丽芳　马宗晋
马振东　马醒华　王大锐　王占祁　王延良　王兆馨　王守坦
王志泰　王泽九　王　驹　王　战　王保良　王首魁　王铁冠
王润生　王鸿祯　王腾军　王碧香　王懋基　王　曙　方克定
尹继才　尹善春　邓乃恭　左文荣　厉大亮　石准立　卢良兆
卢武长　卢登仕　叶敦和　田青文　田　钢　付泽明　白　瑾
宁大同　冯士安　过帼颖　吕古贤　朱仁学　朱志澄　朱学稳
朱炳泉　朱耀琪　乔秀夫　任天祥　任纪舜　向　阳　邬宽廉
庄育勋　刘士毅　刘万松　刘玉山　刘本培　刘光鼎　刘纪选
刘　财　刘承祚　刘树根　刘海阔　刘鸿允　刘　斌　汤加富
安育英　许东禹　许　坚　孙自永　孙焕振　严　星　严铁雄
杜绍先　杨志强　杨　起　杨斌雄　杨巍然　李万亨　李广义
李凤麟　李世忠　李生林　李光岑　李廷栋　李舟波　李明祥
李春来　李荫清　李鄂荣　李鸿超　李超龄　李智陵　李　舒
李道桴　李裕伟　肖汉强　肖庆辉　肖国雄　肖树芳　吴文奎
吴正文　吴功建　吴传璧　吴根耀　吴悦彬　吴彗山　吴锡浩
吴福印　邱心飞　何科昭　何樵登　佟　伟　邹天人　邹振隆
汪正然　沈昱杰　沈镜祥　宋正海　宋克勤　宋鸿林　张义勋
张之一　张天锡　张月蓉　张巧玲　张业成　张立生　张　抗
张希浩　张怀素　张宗祜　张秋营　张振国　张淑伟　张惠民
张　锋　张锦泉　陆景冈　陈之荣　陈廷愚　陈安泽　陈军中
陈　武　陈国达　陈宝国　陈荫祥　陈祖伊　陈　善　陈毓川
陈璋如　陈德兴　邵济馨　邵厥年　幸石川　其和日格
林存山　林君琴　林　培　罗　云　罗谷风　金性春　周云轩

周国钧　周顺之　周济元　周家寰　周维勋　郑康乐　郑绵平
单文琅　孟令顺　孟树森　赵凤民　赵其强　赵国光　赵国隆
赵　逊　赵　烨　赵祥麟　赵继昌　郝芳华　胡受奚　胡　炜
胡益成　胡海涛　哈承祐　钟嘉猷　钟增球　段万倜　侯向东
侯春堂　姜丽霞　姜作勤　姜春发　洪大卫　洪　岩　费　瑾
贺高品　袁万明　袁　方　袁润广　袁道先　耿瑞伦　莫根生
顾炳中　徐开礼　徐克勤　徐怀大　徐国盛　徐恒力　徐道一
殷跃平　翁成敏　郭鸿俊　郭　颖　唐文周　唐修义　唐振权
浦庆余　陶正章　陶世龙　陶维屏　姬书安　黄仁山　黄邦强
黄枝高　黄尚瑶　黄　海　萧长春　曹以临　曹树培　崔盛芹
董明星　董学斌　韩吟文　傅昭仁　焦新华　曾允孚　曾朝铭
谢学锦　简人初　蔡克勤　蔡学林　臧绍先　廖玉枝　廖志杰
翟裕生　颜其德　潘云唐　潘德阳　薛国梁　戴丽君　戴智长
魏家庸　籍传茂

《地球科学大辞典》参与修编人

（以姓氏笔画为序）

丁其光　丁原辰　丁　旋　于国庄　马光祖　马晓波　马晓春
马清温　王乃文　王小牛　王子源　王仁民　王化军　王　文
王　平　王永远　王芝华　王宇飞　王志明　王连捷　王学求
王　荃　王　轶　王思恩　王恒礼　王弭力　王　原　王凌云
王清廉　王福刚　王　磊　王毅民　王　璞　卞建民　方如康
方邺森　方绍福　方洪宾　尹　明　尹崇玉　邓英尔　卢云亭
叶建平　田友萍　田永瑞　田复仙　田淑芳　史维俊　白和芳
白星碧　邝生爱　冯保安　冯翠娥　巩杰生　毕孔彰　毕许静
师其政　朱上庆　朱玉伦　朱国营　朱　凯　朱亮璞　朱裕生
乔作栻　仲良善　任　东　任振球　任　湘　伊向艺　向军文
向运川　刘万林　刘文生　刘正华　刘庆成　刘孝善　刘志方
刘秀群　刘雨芬　刘　明　刘树桐　刘晓端　刘康怀　刘清泗
刘淑琴　刘随臣　刘鼎成　刘敦一　刘　椿　刘聚海　刘燕君

闫立本　江天寿　池三川　汤达祯　汤松然　汤　洁　汤　彬
安庆骧　祁向雷　许开华　许　兵　牟传龙　牟相馨　孙　叶
孙启高　孙建华　孙建新　孙　峰　孙培善　芮宗瑶　杜乐天
杜官印　杜品仁　杨正宗　杨永德　杨光荣　杨虎林　杨宝俊
杨建华　杨啸涛　李上男　李　山　李曰国　李文鹏　李正积
李东旭　李永华　李永昭　李庆宣　李志中　李连仲　李明路
李金铭　李承森　李砚藻　李贵书　李顺昌　李胜荣　李振琪
李　健　李容全　李绪谦　李　惠　李道峰　李瑞敏　李锦玲
李德威　吴必豪　吴庆鹏　吴宗絮　吴承烈　吴　陶　吴培中
岑嘉法　何红蓼　何妙福　余达淦　余素玉　余谋昌　余　霈
邹永廖　汪文俊　汪东坡　沈淑敏　沈慧君　宋　彪　张文殊
张永辂　张同杰　张则有　张　伟　张克仁　张伯南　张启锐
张国屏　张国铎　张学勤　张建平　张建永　张建华　张春山
张春波　张荣华　张海生　张家诚　张　梁　张喜发　陆正元
陈小宁　陈云升　陈立群　陈兆棉　陈星庆　陈钟惠　陈剑平
陈晓非　陈植华　肖桂义　武晓忠　武　强　苗培实　林文观
林君琴　郁秀荣　罗德璋　季寿元　季克俭　季　强　佴　磊
金立敏　周宏春　周爱国　周海生　周继兴　於晓晋　郑亚东
郑达兴　郑克棪　郑素娟　孟　辉　赵一归　赵文金　赵尔信
赵运昌　赵良成　赵隆业　赵锡奎　赵静萱　荣灵璧　胡云中
胡时友　胡宗全　胡振琪　查全衡　钟立勋　段永侯　咎淑芹
饶希践　姜　刚　姜培坤　姚足金　袁玄晖　耿冬青　贾　永
夏其发　夏星辉　晁铁梅　徐忠胜　徐　旺　徐钦琦　徐铂伟
徐景先　翁爱华　高克勤　高坪仙　高　俊　高　锐　高锦曦
郭大海　郭坤一　郭　真　唐宁华　唐国军　唐根年　凌泽民
宾德志　桑树勋　黄立言　黄华盛　黄敏智　黄醒汉　梅忠武
梅学彬　曹灿霞　曹剑峰　曹美芳　曹照垣　常　影　崔长勇
崔艳华　符廷发　章邦栋　章　晔　商宏宽　梁国立　彭格林
彭维震　董启山　蒋邦本　蒋海军　韩凤和　韩志荣　覃功炯
程凡和　程荣欣　傅鸣珂　舒德干　鲁刚毅　曾华霖　曾治权
曾昭发　曾繁超　靳孟贵　鲍琪儿　管太阳　管志宁　雒昆利
廖寿郎　廖椿庭　樊光明　颜茂弘　潘家华　潘葆芝　薛国梁

《地质辞典》撰稿和编纂人员

《地质辞典》是原国家计委地质总局于1972年责成中国地质科学院、地质出版社组织全国30多个科研院所、大专院校的200多位教授、研究员和科技人员编纂而成的。它是我国第一部综合性的地质辞书。《地质辞典》编纂工作历时十四年，共分五卷七册出版，包括50多个学科和方面，16 000个词目，360余万字。《地质辞典》的出版对统一地质学名词、术语，促进地质事业的发展起到了积极作用。

《地质辞典》出版时，由于当时历史原因编撰者均未署名。为尊重历史、尊重专家和学者的辛勤劳动，在《地球科学大辞典》出版之机，特将编撰人员名单列出，若有错漏，请予谅解并告知。《地球科学大辞典》约一半词条修编自《地质辞典》，此次修编时有少数原作者因各种原因未能参与，他们也是本辞典的撰稿人。

领导小组　许　杰（组长）

成　　员　孟继声　边知非　张树中　孙　鼐　石世民　程永长
蔡元贞　李鄂荣　周济元　孟祥化　贺　光

辞典办公室　李鄂荣　程永长　张义勋　刘吉东　刘海阔　王　曙
吴树仁　魏　栋

撰　稿　人　（以姓氏笔画为序）

马杏垣	马醒华	丰茂森	王乃樑	王子昌	王仁铎
王延良	王兆馨	王　荃	王首魁	王韩生	王赐银
王慧筠	王鹤年	王　曙	方邺森	方明泽	尹赞勋
邓乃恭	孔繁宗	边知非	左文荣	石世民	卢一伦
卢良兆	卢武长	卢登仕	卢耀如	叶大年	田秋占
由懋正	冉宗培	付泽明	乐美煜	冯士安	冯景清

师其政　朱上庆　朱志澄　朱艳华　任纪舜　刘吉东
刘光鼎　刘　迅　刘孝善　刘英俊　刘宝珺　刘承祚
刘浩龙　刘海阔　刘雪亚　刘鸿允　刘　瑛　刘鼎成
刘　椿　池三川　许东禹　牟惟熹　孙殿卿　孙　鼐
孙慧文　严正富　苏玉春　杜精南　杨子赓　杨正宗
杨永德　杨　起　杨焕祥　杨巍然　李万亨　李　元
李长根　李凤麟　李文艺　李世忠　李永昭　李廷栋
李舟波　李庆宣　李启斌　李叔达　李尚宽　李春昱
李树勋　李　钰　李家熙　李梅玲　李鄂荣　李裕伟
李　震　肖树芳　吴正文　吴至善　吴树仁　吴锡浩
吴福印　何国琦　何樵登　佟　伟　余明清　余金生
谷上礼　汪正然　沈淑敏　沈镜祥　宋育骥　宋姚生
宋鸿林　张义勋　张文佑　张兴仁　张守良　张克仁
张伯声　张伯南　张希浩　张知非　张宗纯　张炳熹
张根娣　张焕志　张慕菊　陈四箴　陈　武　陈国达
陈荫祥　陈树盛　陈钟惠　陈复钧　陈诸麒　陈　善
陈锦石　邵之纲　林存山　林君琴　林承毅　林振明
欧阳青　罗谷风　季寿元　周顺之　周济元　周新民
周慕林　於崇文　郑素娟　单文琅　孟祥化　赵西西
赵涌泉　赵祥麟　胡受奚　胡振环　胡益成　胡海涛
哈承祐　钟大赉　钟嘉猷　段万倜　段承敬　姜洪训
贺同兴　贺高品　袁道先　贾精一　夏荣富　徐开礼
徐克勤　徐怀大　徐道一　徐煜坚　翁成敏　高振西
郭文魁　郭鸿俊　唐振权　浦庆余　涂绍雄　陶正章
陶世龙　陶继文　黄汲清　黄志诚　黄尚瑶　黄迺和
黄金鲲　黄家福　萧长春　曹以临　崔之久　崔盛芹
崔鸿宪　梁永铭　董申保　董学斌　董宜保　董智虞
蒋荫昌　韩凤和　韩志荣　覃功炯　景　毅　程凡和
程永长　程裕淇　曾允孚　温显端　富士谷　谢学锦
蓝琪峰　简少芳　詹才高　鲍琪儿　蔡学林　廖玉枝
潘立宙　潘建英　潘德阳　薛纪越　薛国梁　穆克敏
戴丽君　魏克和　魏菊英　籍传茂

前　言

地球科学是地质学、地理学、海洋学、气象学及其相关技术学科的总称。其主要任务是研究地球各圈层，特别是岩石圈的物质组成、物理化学性质、结构构造、各圈层相互作用及其形成演化；研究地球表面地貌形态；研究自然资源分布、寻找及合理开发利用；研究避免和减轻自然灾害，增强人类适应自然环境的能力；发展和完善相关技术学科。地球科学的根本任务在于认识地球，并利用这种认识来保障人类生存和发展所需的资源，保障和改善人类的居住环境。

进入21世纪以来，资源、环境、人口问题越来越成为人们关注的焦点。为适应形势发展的需要，国土资源部决定修编《地质辞典》，并扩编为《地球科学大辞典》。为做好修编工作成立了专家委员会、编辑委员会及其办公室，专司组织、编纂工作。

《地球科学大辞典》共收入词目36 000余条，760余万字。其中约有一半词条修编自《地质辞典》，其余词条是为本辞典专门编撰的。本辞典分基础学科卷和应用学科卷两卷出版。

基础学科卷包括：地球、宇宙、天体地学、地质学、地球化学、地球物理学、海洋地质学、气象学、自然地理学、外动力地质学、地貌学、岩溶地质学、土壤学、黄土地质学、冰川地质学、陆地水文学与水资源学、结晶学、矿物学、火成岩石学、沉积学与沉积岩石学、变质岩石学、古生物学、古人类学、地史学 地层学、第四纪地质学、古地理学、区域地质学、构造地质学、大地构造学、板块构造学说、多旋回构造说、地洼构造说、断块构造说、波浪状镶嵌构造说、地质力学、活动构造与新构造学、地震地质学、火山地质学、构造运动期(幕)、地球科学家。

应用学科卷包括：矿床地质学、煤地质学、煤层气地质学、泥炭地质学、石油与天然气地质学、核地质学、地热地质学、其他实用矿物与岩石、水文地质学、工程地质学、环境科学、自然灾害与防治、地质遗产与地质公园、土地科学及管理、地质调查、固体矿产勘查、固体矿产工业要求、矿产资源经济与管理、岩矿分析与鉴定、矿石选冶试验、矿山地质学、测绘科学与技术、遥感、地球物理勘探、地球化学勘查、钻探工

程、坑探工程、数学地质、信息技术。

《地球科学大辞典》是一部百科全书式辞书，以词条的形式对地球科学及相关技术科学中的名词、术语进行了提炼和概括，比较全面地介绍地球科学及相关技术科学的基本概念和内容。词条内容既有简明的内涵，又有丰富的外延，有的还列出了相关资料和数据。在词条释文方面兼顾专业需求与科学普及，力图全面反映我国几十年来的地球科学成果和国际地球科学发展趋势，充分吸收当代地球科学与相关工程技术科学发展的新成就，突出科学性、时代性和实用性，努力使其成为一部能满足读者需要的辞书。

本辞典主体完成于2004年。某些新兴学科和热点学术问题的资料截止于2005年。为避免因译文不同而引起歧义，每个词条都附有相应的英文名词或词组，古生物学名词附有拉丁文学名。辞典正文前附有学科分类词目目录，正文后附有词目汉语拼音索引。

在本辞典编纂过程中，有一大批极为热情的科学家和我们一起工作，参与撰稿和审稿的人员认真负责，一丝不苟，保证了本辞典的质量，在此对他们表示衷心感谢。程裕淇、张炳熹、张良弼等生前为本辞典的框架确定和修编工作付出了辛勤劳动，特向他们表示敬意和怀念。同时还对在本辞典修编中作出贡献的已故专家表示深深的怀念和谢意。在正文前列出了本辞典的专家委员会、编辑委员会、分科主编与主审、主要撰稿人和参与修编人名单。还特别列出原《地质辞典》撰稿和编纂人员名单。国土资源部国际合作与科技司、中国地质调查局、中国地质科学院、地质出版社对本辞典的编纂与出版给予了大力支持和帮助，在此一并表示诚挚的谢意。

由于本辞典涉及的学科面较宽，加之我们对编纂这样一部综合性辞书经验有限，尽管做了很大努力，仍存在一些不足和遗憾，诚请广大读者提出批评和建议。

编 者

2005年10月26日

凡　例

1.本辞典分基础学科卷、应用学科卷两卷出版,各自独立成卷。

2.本辞典中所列词目选自地球科学中的常用词和词组,基本包含了国家技术监督局发布的相关国家标准与全国自然科学名词审定委员会公布的相关自然科学名词。对少量约定俗成的词或词组,尊重习惯用法。例如,热液矿床(水热矿床)、岩溶(喀斯特)、矽卡岩(夕卡岩)、炭质页岩(碳质页岩)、粘土岩(黏土岩)等。

3.本辞典所列的词目(词或词组),除有完整的释文外,在词目后附英文名词或词组,有多个英文名词的用逗号隔开。古生物名词后附拉丁文学名。

4.一个词目的内容涉及一义多词的以又称、简称、全称、曾称、俗称等同义词标出;某些词目的内容涉及多个次级词目,选择其中重要的作为参见词标出,它们在释文中用楷体字排出。

5.同义词、参见词不单独列条,其英文与正词目英文相同、相近的,不另附英文。其他较重要的词目则在楷体后附相应英文。同时,在学科分类词目目录和词目汉语拼音索引中列出并加注 * 号,以示区别。

6.一词多义的词目,其释文根据含义不同用❶❷❸…分别叙述。

7.本辞典正文前有按学科列出的词目目录,正文后有按词目首字汉语拼音排序列出的索引。可据此查找词目。

例如:

①查找词目“化石”

按学科分类词目目录查找

古生物学

化石……(513)

按词目汉语拼音索引查找

hua

化石……(513)

②查找参见词“蛇绿岩套*”

按学科分类词目目录查找

板块构造学说

蛇绿岩套*……(893)

按词目汉语拼音索引查找

she

蛇绿岩套*……(893)

8.本辞典采用中国法定计量单位,个别特殊之处予以注明。释文中物理量单位采用中文,在公式、图表中则采用西文符号。释文中涉及外国人名时,按译名规则译成中文,一般在其后附原文。

9.学科之间的交叉词目,在不同卷中各自保留,按学科释文有所侧重;在同一卷中按重要性归属某一学科;有少量词目在其学科中仅列出词目,注明其释文参见页码。

10.对少量涉及多学科的一词多义的词目在各学科中均保留,但在词目汉语拼音索引的词目后加括号,用楷体字注明学科的缩略语,如赤道辐合带(海洋,即海洋地质学)、赤道辐合带(气象,即气象学)、过渡相(结晶,即结晶学)、过渡相(沉积,即沉积学与沉积岩石学)等,以便读者查找。

目　　录

前言

凡例

学科总目 …… 1

学科分类词目目录 …… 1

正文 …… 1

附录 …… 1075

中国区域年代地层(地质年代)表(陆相地层区) …… 1076

中国区域年代地层(地质年代)表(海相地层区) …… 1077

INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART …… 1078

国际地层表 …… 1079

元素周期表 …… 1080

重要参数 …… 1081

天文数据 …… 1081

计量单位表 …… 1082

词目汉语拼音索引 …… 1091

学科总目

基础学科卷

地球 …… 1(1)*
宇宙 …… 1(11)
天体地学 …… 3(39)
地质学 …… 6(83)
地球化学 …… 7(97)
地球物理学 …… 10(135)
海洋地质学 …… 11(157)
气象学 …… 14(191)
自然地理学 …… 18(227)
外动力地质学 …… 19(251)
地貌学 …… 20(261)
岩溶地质学 …… 23(283)
土壤学 …… 24(297)
黄土地质学 …… 27(335)
冰川地质学 …… 28(351)
陆地水文学与水资源学 …… 30(366)
结晶学 …… 32(391)
矿物学 …… 33(406)
火成岩石学 …… 37(439)
沉积学与沉积岩石学 …… 39(463)
变质岩石学 …… 43(494)
古生物学 …… 45(511)
古人类学 …… 52(609)
地史学 地层学 …… 53(647)
第四纪地质学 …… 62(747)
古地理学 …… 64(777)
区域地质学 …… 65(789)
构造地质学 …… 65(815)
大地构造学 …… 70(855)
板块构造学说 …… 72(881)
多旋回构造说 …… 73(903)
地洼构造说 …… 74(911)
断块构造说 …… 75(919)
波浪状镶嵌构造说 …… 75(927)
地质力学 …… 76(933)
活动构造与新构造学 …… 78(956)
地震地质学 …… 79(971)
火山地质学 …… 80(991)
构造运动期(幕) …… 82(1010)
中国地球科学家 …… 83(1028)
外国地球科学家 …… 84(1062)
附录 …… (1075)

应用学科卷

矿床地质学 …… 1(1)
煤地质学 …… 6(91)
煤层气地质学 …… 8(129)
泥炭地质学 …… 9(139)
石油与天然气地质学 …… 10(155)
核地质学 …… 15(225)
地热地质学 …… 19(262)
其他实用矿物与岩石 …… 20(296)
水文地质学 …… 26(349)
工程地质学 …… 29(381)
环境科学 …… 32(413)
自然灾害与防治 …… 36(479)
地质遗产与地质公园 …… 39(523)
土地科学及管理 …… 41(550)
地质调查 …… 43(581)
固体矿产勘查 …… 46(625)
固体矿产工业要求 …… 48(654)
矿产资源经济与管理 …… 50(693)
岩矿分析与鉴定 …… 51(709)
矿石选冶试验 …… 54(742)
矿山地质学 …… 55(758)
测绘科学与技术 …… 57(777)
遥感 …… 60(809)
地球物理勘探 …… 64(868)
地球化学勘查 …… 71(953)
钻探工程 …… 73(975)
坑探工程 …… 77(1031)
数学地质 …… 79(1057)
信息技术 …… 80(1079)
附录 …… (1104)

* 括号前的数字为目录页码;括号内数字为正文页码。

学科分类词目目录

地　球

总　论

地球科学 …… 1
地学* …… 1
地球系统科学 …… 1
地球 …… 1
地球椭球 …… 1
地球梨状体 …… 1
地球半径 …… 1
地球面积 …… 1
大陆面积* …… 1
海洋面积* …… 1
地极 …… 2
自转极* …… 2
地极移动* …… 2
北极 …… 2
南极 …… 2
地球磁极 …… 2
磁极迁移* …… 2
地磁极 …… 2
赤道 …… 2
赤道隆起 …… 2
地球椭率 …… 2
地球扁率 …… 2
地球密度 …… 2
地球物质成分 …… 2
地壳元素丰度 …… 2
地幔元素丰度 …… 2
地球质量 …… 3
地壳质量 …… 3
地幔质量 …… 3
地核质量 …… 3
大气圈质量 …… 3
水圈质量 …… 3
回归线 …… 3
南回归线 …… 3
北回归线 …… 3
极圈 …… 3
南极圈 …… 3
北极圈 …… 3
地球系统开放性 …… 3
地球系统复杂性 …… 3
地球模型 …… 4
初步参考地球模型* …… 4
数字地球 …… 4

地球结构

地球层圈 …… 4
地核 …… 5
内地核 …… 5
地球内核差速旋转 …… 5
古登堡间断面 …… 5
古登堡面* …… 5
核幔界面* …… 5
外地核 …… 5
核幔过渡带 …… 5
地幔 …… 5
中间层* …… 5
过渡层* …… 5
上地幔 …… 5
软流圈 …… 5
榴辉岩圈 …… 6
下地幔 …… 6
硫氧化物圈* …… 6
重圈 …… 6
火圈* …… 6
莫霍洛维奇间断面 …… 6
莫霍面* …… 6
莫氏面* …… 6
M 间断面* …… 6
地壳 …… 6
硅铝层* …… 6
花岗岩质层* …… 6
硅镁层* …… 6
玄武岩质层* …… 6
康拉德间断面 …… 6
康拉德面* …… 6
康拉德层* …… 6
水圈 …… 6
生物圈 …… 7
冰冻圈 …… 7
大气圈 …… 7
磁层 …… 7
扩散层 …… 7
外大气圈* …… 7
地球辐射带 …… 7
范艾伦带* …… 7
地冕 …… 8

地球运动

地球动力学系统 …… 8
地球公转 …… 8
地球轨道 …… 8
地球轨道面倾 …… 8
地球轨道偏心率 …… 8
地球自转 …… 8
地轴 …… 8
地球自转轴* …… 8
黄赤交角 …… 8
地球自由章动 …… 8
地球受迫章动 …… 9
地球自转偏转力 …… 9
科里奥利力* …… 9
傅科摆 …… 9
地球自转速度变化 …… 9
周日视运动 …… 9
地球演化准周期性 …… 9

地球起源

地球起源 …… 9
非均匀聚积模型 …… 10
均匀聚积模型 …… 10
化学分异假说 …… 10
原子集合分异假说 …… 10
重力分异假说 …… 10
地壳起源 …… 10
洋壳起源 …… 10
原始大陆 …… 10
原始地壳 …… 10
长英质模型* …… 10
斜长岩质模型* …… 10
科马提岩-玄武岩质模型* …… 10
原始大气圈 …… 10

宇　宙

总　论

宇宙 …… 11
宇宙论 …… 11
现代宇宙学 …… 11
盖天说 …… 11
穹天说 …… 11
浑天说 …… 11
宣夜说 …… 11
地心说 …… 12
地球中心说* …… 12
日心说 …… 12
太阳中心说* …… 12
其他星云说 …… 12
宇宙模型 …… 12
模型宇宙* …… 12
稳恒态宇宙模型 …… 12
稳恒态宇宙论* …… 12
布兰斯-狄克宇宙论 …… 12
宇宙膨胀 …… 13
大爆炸假说 …… 13
大爆炸宇宙论* …… 13
原始原子爆炸假说 …… 13
原始火球爆炸假说* …… 13
原始火球假说 …… 13
天体演化学 …… 13
天体物理学 …… 13
天体力学 …… 13
宇宙电动力学 …… 13
宇宙气象学 …… 13
宇宙生物学 …… 13
天体生物学* …… 13

宇航生物学* …… 13
宇宙地质学 …… 14
宇宙学解 …… 14
宇宙背景辐射 …… 14
3K 微波背景辐射 …… 14
红移 …… 14
多普勒效应 …… 14
哈勃定律 …… 14
哈勃常数* …… 14
宇宙年龄 …… 14
宇宙时 …… 14
宇宙标准时* …… 14
普通时* …… 14
宇宙线 …… 15
宇宙射线* …… 15
X 射线源 …… 15
γ 射线暴 …… 15
红外源 …… 15
天体 …… 15
宇宙矿物 …… 15
宇宙环境 …… 15
星际环境* …… 15
宇宙速度 …… 15

恒星和星系

星系 …… 15
星系物理学 …… 15
宇宙岛 …… 15
总星系 …… 15
巨星系 …… 15
旋涡星系 …… 15
河外星系 …… 15
河外星云* …… 15
河外射电源 …… 16
仙女星系 …… 16
仙女座大星云* …… 16
射电星系 …… 16
星团 …… 16
球状星团 …… 16
星系团 …… 16
超星系团 …… 16
二级星系团* …… 16
本超星系团 …… 16
星协 …… 16
星座 …… 16
星族 …… 16
星族Ⅰ* …… 16
星族Ⅱ* …… 16
星名 …… 16
星图 …… 16
星表 …… 16
星风 …… 16
星云 …… 16
银河星云 …… 17
河内星云* …… 17
行星状星云* …… 17
弥漫星云* …… 17
亮星云* …… 17
暗星云* …… 17
球状星云* …… 17
分子云 …… 17
麦哲伦云 …… 17
星际云 …… 17
星际物质 …… 17
星际分子 …… 17
星际气体 …… 17
星际尘埃 …… 17
星际空间 …… 17
黑洞 …… 17
银河 …… 17
天河 …… 17
天波 …… 17
银河系 …… 18
银心 …… 18
银河核球 …… 18
银盘 …… 18
银晕 …… 18
银冕 …… 18
旋臂 …… 18
银河系磁场 …… 18
银河系自转 …… 18
银河系年龄 …… 18
银年 …… 18
银河年* …… 18
银道 …… 18
银道坐标系 …… 19
银极 …… 19
银经 …… 19
银纬 …… 19
恒星 …… 19
恒星天文学 …… 19
中微子天文学 …… 19
恒星演化理论 …… 19
恒星光谱型 …… 19
赫罗图 …… 19
光谱-光度图* …… 19
光度 …… 19
亮度 …… 19
星等 …… 19
视星等 …… 19
绝对星等 …… 20
主星序 …… 20
主序星 …… 20
巨星 …… 20
红巨星 …… 20
超巨星 …… 20
红外星 …… 20
矮星 …… 20
白矮星 …… 20
磁星 …… 20
变星 …… 20
新星 …… 20
超新星 …… 20
超新星爆发 …… 20
客星 …… 21
坍缩星 …… 21
脉冲星 …… 21
中子星 …… 21
双星 …… 21
聚星 …… 21
比邻星 …… 21
类星体 …… 21
巴纳德星 …… 21

太阳系

太阳系 …… 21
太阳 …… 21
太阳公转* …… 22
太阳自转* …… 22
太阳系物理学 …… 22
太阳物理学 …… 22
太阳大气 …… 22
太阳对流层 …… 22
光球 …… 22
光球层* …… 22
色球 …… 22
色球层* …… 22
日冕 …… 22
太阳活动 …… 22
太阳活动预报 …… 22
太阳黑子 …… 22
太阳黑子周期 …… 23
黑子本影 …… 23
黑子半影 …… 23
光斑 …… 23
米粒组织 …… 23
耀斑 …… 23
色球层爆发* …… 23
谱斑 …… 23
日珥 …… 23
暗条 …… 23
太阳射电 …… 23
太阳磁场 …… 23
太阳辐射 …… 24
太阳微粒辐射 …… 24
粒子辐射* …… 24
太阳质子事件 …… 24
太阳风 …… 24
日射微粒流* …… 24
太阳结构 …… 24
核反应区 …… 24
辐射层 …… 24
太阳 X 射线爆发 …… 24
太阳常数 …… 24
太阳演化 …… 24
太阳运动 …… 25
太阳本动* …… 25
太阳振荡 …… 25
太阳塔 …… 25
元素年龄 …… 25
行星 …… 25
内行星* …… 25
外行星* …… 25
行星学 …… 25
比较行星学 …… 25
行星物理学 …… 25
行星磁层 …… 25
行星边界层 …… 25
行星风系 …… 25
行星系 …… 25
巨行星 …… 25
类木行星 …… 25
类地行星 …… 25
波得定律 …… 26
提丢斯-波得定则* …… 26
水星 …… 26
辰星* …… 26
金星 …… 26
太白星* …… 26
太白金星* …… 26
火星 …… 26
荧惑* …… 26
木星 …… 27
岁星* …… 27
土星 …… 27
镇星* …… 27
填星* …… 27
天王星 …… 27
海王星 …… 27
冥王星 …… 27
月球 …… 27
月亮* …… 27
太阴* …… 27
月相 …… 28
地月系 …… 28
九星连珠 …… 28
九星会聚* …… 28
行星环系 …… 28
行星际尘埃 …… 28
行星际物质 …… 28
行星际介质* …… 28
行星际磁场 …… 28
行星际探测器 …… 28
小行星 …… 28
小行星带 …… 29
卫星 …… 29

彗星…… 29
扫帚星* …… 29
妖星* …… 29
孛星* …… 29
蓬星* …… 29
槊枪* …… 29
流星…… 29
流星群…… 29
流星雨…… 29
火流星…… 29
流星余迹…… 29
反照率…… 29
米兰科维奇频率…… 29
逃逸速度…… 30
脱离速度* …… 30
日地关系…… 30
洛希极限…… 30
太阳星云…… 30
康德星云说…… 30
拉普拉斯星云说…… 30
魏扎克假说…… 30
尘埃云假说…… 31
尤里假说…… 31
戴文赛星云说…… 31
气体潮说…… 31
金斯-杰弗里斯假说* …… 31
电磁说…… 31
星子假说…… 32
微星说* …… 32
张伯伦-摩尔顿假说* …… 32
灾变理论…… 32
新灾变说…… 32
新星云说…… 32
陨星说…… 32
哈尔假说…… 32
平衡凝聚模式…… 32
非平衡凝聚模式…… 32
卡米隆假说…… 32
萨弗隆诺夫假说…… 33
新拉普拉斯假说…… 33
乌尔夫逊俘获说…… 33
林忠四郎假说…… 33

天 文

天文学…… 33
天体测量学…… 34
球面天文学…… 34
实用天文学…… 34
高能天体物理学…… 34
射电天文学…… 34
雷达天文学…… 34
天文望远镜…… 34
射电望远镜…… 34
色球望远镜…… 34
天文单位…… 34
光年…… 34
秒差距…… 34
光行差…… 34
自行…… 34
视差…… 35
天球…… 35
天球仪…… 35
天顶…… 35
天底…… 35
地平圈…… 35
天极…… 35
极距…… 35
天球赤道…… 35
天赤道* …… 35
天子午圈…… 35
四方点…… 35
方位点* …… 35
卯酉圈…… 35
时圈…… 35
赤经圈* …… 35
地平经圈…… 35
竖直圈* …… 35
地平纬圈…… 35
等高圈* …… 35
天球坐标系…… 35
天文坐标系* …… 35
地平坐标系…… 35
地平经度…… 35
地平纬度…… 35
第一赤道坐标系…… 35
时角坐标系* …… 35
第二赤道坐标系…… 35
赤道坐标系* …… 35
黄道坐标系…… 35
黄极…… 36
黄经…… 36
黄纬…… 36
大地天文学…… 36
天文经纬度…… 36
天文点…… 36
地心经纬度…… 36
轨道要素…… 36
轨道根数* …… 36
近日点…… 36
近地点…… 36
进动…… 36
陀螺式进动* …… 36
岁差* …… 36
二分点岁差* …… 36
章动…… 36
摄动…… 36
太阳日…… 36
视太阳日…… 36
真太阳日* …… 36
真太阳…… 37
平太阳…… 37
平太阳日…… 37
平太阳时…… 37
平时* …… 37
太阴日…… 37
恒星年…… 37
恒星时…… 37
回归年…… 37
季节年* …… 37
时刻…… 37
时间…… 37
时段…… 37
时间间隔* …… 37
时差…… 37
日界线…… 37
国际日期变更线…… 37
北京时间…… 37
北京时* …… 37
世界时…… 37
格林尼治标准时* …… 37
格林威治标准时* …… 37
UT_0 世界时* …… 38
UT_1 世界时* …… 38
UT_2 世界时* …… 38
国际原子时…… 38
原子时秒长* …… 38
协调世界时…… 38
协调时* …… 38
地方时…… 38
地方恒星时…… 38
恒星月…… 38
地方视时…… 38
地方平时…… 38
视太阳时…… 38
真太阳时* …… 38
视时* …… 38
标准时…… 38
时区…… 38
区时…… 38
平午…… 38
沙罗周期…… 38
沙罗周* …… 38

天 体 地 学

总 论

天体地学…… 39
宇宙地学…… 39
空间地学* …… 39
天体地质学…… 39
空间地质学* …… 39
天文地质学…… 39
天文地球动力学…… 39
行星地质学…… 39
比较行星学…… 39
比较行星地质学…… 39
类地行星大气起源…… 40
类地行星内部结构…… 40
类地行星幔特征…… 40
类地行星核特征…… 40
类地行星热历史…… 40
类地行星地质演化史…… 40

行星地质

水星…… 40
水星地质学…… 40
水星大气…… 40
水星磁场…… 40
水星表面特征…… 40
水星撞击坑…… 41
水星盆地…… 41
卡路里盆地* …… 41
水星全球构造…… 41
水星内部构造…… 41
水星核…… 41
水星幔…… 41
水星壳…… 41
水星地质演化模型…… 41
卡路里事件…… 41
金星…… 41
金星地质学…… 42
金星大气…… 42
金星眼* …… 42
金星大气层结构…… 42
金星酸雨…… 42
金星表面环境…… 42
金星温室效应…… 42
金星磁场…… 42

金星磁层结构 …… 42
金星土壤 …… 42
金星地貌特征 …… 43
金星高地 …… 43
金星低地平原 …… 43
金星撞击坑 …… 43
金星内部构造 …… 43
金星核 …… 43
金星幔 …… 43
金星壳 …… 43
金星地质热历史 …… 43
火星 …… 43
火星地质学 …… 43
火星大气 …… 43
火星尘暴 …… 44
火星磁场 …… 44
火星磁层结构 …… 44
火星大气层结构 …… 44
火星重力场 …… 44
火星表面温度 …… 44
火星表面成分 …… 44
火星土壤 …… 44
火星岩石 …… 44
火星地貌特征 …… 45
火星地形特征 …… 45
火星风成地貌 …… 45
火星火山地貌 …… 45
塔尔西斯隆起区 …… 45
火星冰成地貌 …… 45
火星混杂地貌 …… 46
火星切沟地貌 …… 46
火星峡谷 …… 46
火星河道 …… 46
径流河床* …… 46
溢流河床* …… 46
火星极冠 …… 46
火星撞击坑 …… 46
火星盆地 …… 46
火星构造格局 …… 46
火星内部构造 …… 47
火星壳 …… 47
火星幔 …… 47
火星核 …… 47
火星水体消失 …… 47
火星地质作用 …… 47
火星地质发展史 …… 47
火星卫星 …… 47
木星 …… 47
木星大气 …… 47
木星大气环流 …… 48
木星带 …… 48
大红斑 …… 48
木星磁场 …… 48
磁鞘 …… 48
木星磁层结构 …… 48
木星内部结构 …… 48
木星卫星 …… 48
木卫一 …… 49
土星 …… 49
土星大气 …… 49
土星大气环流 …… 49
土星磁场 …… 49
土星磁层结构 …… 49
土星光环 …… 49
土星内部结构 …… 49
土星卫星 …… 50
土卫六 …… 50
天王星 …… 50
天王星光环 …… 50
天王星内部结构 …… 50
海王星 …… 50
海王星内部结构 …… 50
冥王星 …… 50
冥王星内部结构 …… 50

月球地质学

月球地质学 …… 50
月质学* …… 50
月地物理参数 …… 51
月球密度 …… 51
月球温度 …… 51
月球导电性 …… 51
月球重力场 …… 51
质量瘤 …… 51
月磁 …… 51
月球磁场* …… 51
月岩剩磁 …… 52
月球热历史 …… 52
暂现现象 …… 52
暂现事件* …… 52
月表环境 …… 52
月表热流密度 …… 52
月震 …… 52
月球正面 …… 53
月球可见面* …… 53
月球背面 …… 53
月貌 …… 53
月陆 …… 53
高地* …… 53
月海 …… 53
风暴洋* …… 53
泡海* …… 53
类月海 …… 53
月海海岭 …… 53
月海脊* …… 53
月湖 …… 53
多环盆地 …… 53
碗形盆地 …… 53
中心锥盆地 …… 54
中心锥坑* …… 54
月海盆地 …… 54
月坑 …… 54
月面环形山* …… 54
月坑类型 …… 54
月湾 …… 54
月沼 …… 54
月谷 …… 54
月溪 …… 55
月面山系 …… 55
月面山脉* …… 55
月面峭壁 …… 55
月面辐射纹 …… 55
月面年代学 …… 55
月面月史 …… 55
前雨海纪 …… 55
雨海纪 …… 56
亚平宁亚纪* …… 56
阿基米德亚纪* …… 56
风暴洋纪 …… 56
爱拉托逊纪 …… 56
后月海时期* …… 56
哥白尼纪 …… 56
现世纪 …… 56
月壤 …… 56
微角砾岩 …… 56
月壤成因 …… 56
月尘 …… 56
月土* …… 56
月壤结构 …… 56
捕获太阳风 …… 57
月壤中氦-3 …… 57
捕获稀有气体 …… 57
撞击坑永久阴影区 …… 57
月壤水冰 …… 57
月岩矿物成分 …… 57
月岩物理性质 …… 57
月岩新矿物 …… 58
钛铬铁矿 …… 58
低铁假板钛矿 …… 58
三斜铁辉石 …… 58
钙三斜铁辉石* …… 58
静海石 …… 58
月岩 …… 58
酸性月岩 …… 58
基性月岩 …… 58
月岩产状 …… 58
月岩侵蚀速度 …… 59
高地月岩 …… 59
高地斜长岩 …… 59
苏长岩 …… 59
苏长斜长岩 …… 59
辉长斜长岩* …… 59
斜长苏长岩 …… 59
高地玄武岩* …… 59
弗拉摩洛建造 …… 59
克里普岩 …… 59
非月海玄武岩 …… 59
月海玄武岩 …… 59
钛铁矿矿石 …… 59
月海岩浆洋 …… 59
月球内部构造 …… 60
月核 …… 60
月幔 …… 60
月球岩石圈 …… 60
刚性岩石圈* …… 60
原始月壳 …… 60
月壳 …… 60
表月壳* …… 60
上月壳* …… 60
下月壳* …… 60
月球地质图 …… 60
月面地质图* …… 60
月面地质分区图* …… 60
全月构造图 …… 61
月壳构造 …… 61
月球构造作用 …… 61
月球火山作用 …… 62
月海泛滥 …… 62
雨海事件 …… 62
月球年龄 …… 62
月球最佳初始比值 …… 62
玄武无球粒陨石最佳初始比值* …… 62
月球模式年龄 …… 62
月球矿物等时线年龄 …… 62
月球演化史 …… 62
月史与地史对比 …… 63
安德逊模型 …… 63
月球成因假说 …… 63
捕获假说 …… 64
潮汐共振分裂假说 …… 64
双行星假说 …… 64
同源假说* …… 64
沉积环吸积假说 …… 64
轨道环吸积假说 …… 64
史密斯假说 …… 64
大撞击说 …… 64
月球探测器系列 …… 64
阿波罗探测器系列 …… 64
重返月球计划 …… 65

陨石学

陨石学 …… 65
陨石 …… 65
暴露年龄 …… 65

陨星体…… 65
陨星…… 65
贼星* …… 65
奔星* …… 65
流星…… 66
流星暴* …… 66
母体…… 66
源体…… 66
陨石雨…… 66
坠落陨石…… 66
寻获陨石…… 66
微陨石…… 66
陨石年龄…… 66
吉林陨石雨…… 66
吉林陨石…… 66
新疆陨铁…… 66
南丹铁陨石…… 66
吉比恩铁陨石…… 66
阿连德碳质球粒陨石…… 66
默奇逊碳质球粒陨石…… 66
清镇顽火辉石球粒陨石…… 66
南极洲陨石…… 66
沙漠陨石…… 67
月球陨石…… 67
火星陨石…… 67
陨石分类…… 67
铁陨石…… 67
陨铁* …… 67
六面体铁陨石…… 67
α相* …… 67
γ相* …… 67
八面陨铁…… 67
八面石* …… 67
方陨铁…… 67
阿格雷尔效应…… 67
诺伊曼条纹…… 67
维德曼构造…… 67
维德曼花纹* …… 67
维德曼图像* …… 67
杂陨铁…… 67
杂陨石* …… 67
石铁陨石…… 67
陨铁石* …… 67
橄榄石铁陨石…… 68
橄榄陨铁* …… 68
古铜辉石-鳞石英铁陨石… 68
古铜辉石-橄榄石铁陨石… 68
中石铁陨石…… 68
中陨铁* …… 68
石陨石…… 68
球粒陨石…… 68
普赖尔定则…… 68
陨石球粒…… 68
球粒陨石化学分类…… 68
球粒陨石岩石类型分类…… 68
碳质球粒陨石…… 68
Ⅰ型碳质球粒陨石…… 69
Ⅱ型碳质球粒陨石…… 69
Ⅲ型碳质球粒陨石…… 69
普通球粒陨石…… 69
紫苏辉石球粒陨石…… 69
橄榄紫苏辉石球粒陨石* …… 69
古铜辉石球粒陨石…… 69
橄榄古铜辉石球粒陨石* …… 69
顽火辉石球粒陨石…… 69
无球粒陨石…… 69
顽火辉石无球粒陨石 …… 69
紫苏辉石无球粒陨石 …… 69
纯橄无球粒陨石…… 69
橄榄易变辉石无球粒陨石…… 69
玄武无球粒陨石…… 69
钙长易变辉石无球粒陨石…… 69
钙长紫苏辉石无球粒陨石…… 69
钛辉无球粒陨石…… 69
透橄石无球粒陨石…… 70
陨石矿物…… 70
铁纹石…… 70
镍纹石…… 70
合纹石…… 70
铁镍合金…… 70
陨硫铁…… 70
陨硫铬铁…… 70
陨碳铁…… 70
胶铁* …… 70
陨磷铁石…… 70
陨磷铁镍石…… 70
鳞石英…… 70
方石英…… 70
陨石难熔包裹体…… 70
陨石有机质…… 70
母体热变质…… 70
母体冷却速率…… 70
陨落过程…… 70
熔壳…… 70
熔蚀皮* …… 70
爆裂…… 71
碎裂…… 71
陨星尘…… 71
宇宙球粒…… 71
宇宙水…… 71
陨冰…… 71
宇宙尘…… 71
宇宙尘埃* …… 71
星际宇宙尘…… 71
行星际宇宙尘…… 71
消融型宇宙尘…… 71
铁质宇宙尘…… 71
硅酸盐宇宙尘…… 71
玻璃质宇宙尘…… 71
深海沉积宇宙尘…… 71
宇宙尘判据…… 71
宇宙尘矿物…… 71
宇宙尘结构…… 71
撞击残留物…… 71
宇宙尘收集…… 71
宇宙尘通量…… 71
基底岩涌…… 71
冲击变质…… 71
冲击波…… 72
冲击变质效应…… 72
冲击石化作用…… 72
冲击变形组构…… 72
陨击变质作用…… 72
陨击构造…… 72
撞击构造…… 72
星疤构造…… 72
古陨石坑* …… 72
古陨石撞击构造* …… 72
陨石撞击作用…… 72
陨击作用* …… 72
瞬变岩…… 72
冲击加载作用…… 72
撞击盆地…… 72
陨石撞击坑…… 72
陨击坑* …… 72
陨石坑* …… 72
微陨击坑…… 73
击变岩…… 73
陨击角砾岩…… 73
陨击熔融物…… 73
熔石玻璃…… 73
雷击石…… 73
闪电石* …… 73
闪电熔石* …… 73
闪电管* …… 73
沙管* …… 73
击变玻璃…… 73
斜长玻璃…… 73
假象击变玻璃…… 73
继形玻璃* …… 73
斜锆石…… 73
震裂锥…… 73
冲击矿物…… 73
焦石英…… 73
天然硅石玻璃* …… 73
柯石英…… 73
斯石英…… 74
超石英* …… 74
重石英* …… 74
玻璃陨石…… 74
雷公墨* …… 74
似黑曜岩* …… 74
微玻璃陨石…… 74
铱异常…… 74
铂族元素异常…… 74
撞击诱发大火…… 74
全球大火炭灰…… 74
撞击事件界面氧同位素突变…… 74
撞击事件界面碳同位素突变…… 74
气候环境灾变…… 74
生物灭绝…… 74
北美玻璃陨石…… 74
佐治亚石…… 74
贝迪亚斯石…… 74
里斯撞击坑…… 74
莫尔达维石…… 74
波松特威撞击坑…… 75
象牙海岸石…… 75
澳亚玻璃陨石…… 75
菲律宾石…… 75
苏门答腊石…… 75
印度支那石…… 75
泰国石…… 75
中国石…… 75
玻璃陨石矿物…… 75
玻璃陨石化学成分…… 75
玻璃陨石形成年龄…… 75
澳亚散落区…… 75
象牙海岸散落区…… 75
莫尔达维石散落区…… 75
北美散落区…… 75
玻璃陨石成因…… 75

天体化学

天体化学…… 75
空间化学…… 75
宇宙化学…… 75
元素宇宙丰度…… 75
核素宇宙丰度…… 75
核素太阳系丰度…… 75
元素起源…… 75
核素起源* …… 75
大爆炸理论…… 76
核统计平衡理论…… 76
多中子块理论…… 76
宇宙核合成…… 76

B_2FH假说 …… 76
恒星元素合成假说* …… 76
质子-质子循环 …… 76
碳-氮循环 …… 76
氢燃烧 …… 76
氦燃烧 …… 76
碳燃烧 …… 76
氧燃烧 …… 77
硅燃烧 …… 77
e过程 …… 77
α过程 …… 77
氖燃烧反应* …… 77
s过程 …… 77
r过程 …… 77
快过程* …… 77
p过程 …… 77
x过程 …… 77
稳态碳氧硅燃烧 …… 77
爆炸碳氧硅燃烧 …… 77
元素核合成场所 …… 77
宇宙线组成 …… 77
宇宙线来源 …… 77
太阳系元素丰度 …… 77
太阳光球元素丰度 …… 78
Cl碳质球粒陨石元素丰度 …… 78
太阳系物质来源 …… 78
陨石中原始同位素异常 …… 78
氖同位素异常 …… 78
氧同位素异常 …… 78
镁同位素异常 …… 78
太阳星云凝聚模型 …… 78
热凝聚模型 …… 78
太阳星云化学演化 …… 78
冷凝聚模型 …… 79
等离子体凝聚模型 …… 79
行星聚集温度 …… 79
行星物质来源 …… 79
行星模式化学成分 …… 79
小行星模式化学成分 …… 79
行星核幔壳的起源 …… 79
行星演化能源 …… 79
行星热历史 …… 79
类地行星演化过程 …… 80
小行星分布特征 …… 80
小行星成因 …… 80
彗星结构 …… 80
彗核* …… 80
彗发* …… 80
彗头* …… 80
彗尾* …… 80
等离子体彗尾* …… 80
尘埃彗尾* …… 80
彗星化学 …… 80
彗核化学成分 …… 80
彗发成分 …… 80
氢晕成分 …… 81
等离子体彗尾成分 …… 81
尘埃彗尾成分 …… 81
彗星中光化学反应 …… 81
彗星成因 …… 81
短周期彗星 …… 81
恩克彗星* …… 81
长周期彗星 …… 81
紫金山彗星* …… 81
科霍切克彗星* …… 81
本内特彗星* …… 81
哈雷彗星 …… 81
比拉彗星 …… 81
奥尔特云 …… 81
月球化学成分 …… 81
流星体化学成分 …… 81
宇宙年代学 …… 81
宇宙膨胀速度计时法 …… 81
球状星团计时法 …… 82
核素年代学计时法 …… 82
灭绝核素 …… 82
间隔年龄 …… 82
太阳星云凝聚年龄 …… 82
太阳系形成年龄 …… 82
陨石形成年龄 …… 82
气体保留年龄 …… 82
裂变径迹保留年龄 …… 82
宇宙线暴露年龄 …… 82
落地年龄 …… 82
居地年龄* …… 82
宇宙成因核素 …… 82

地 质 学

总 论

地质学 …… 83
地质* …… 83
普通地质学 …… 83
结晶学 …… 83
矿物学 …… 83
岩石学 …… 83
火成岩石学 …… 83
岩浆岩岩石学* …… 83
沉积岩石学 …… 83
变质岩石学 …… 83
土壤地质学 …… 83
黄土地质学 …… 83
地貌学 …… 83
地形学* …… 83
岩溶地质学 …… 84
喀斯特学* …… 84
冰川地质学 …… 84
古冰川学* …… 84
古生物学 …… 84
化石人类学 …… 84
沉积学 …… 84
沉积地质学* …… 84
农业地质学 …… 84
生态地质学 …… 84
地史学 …… 84
历史地质学* …… 84
地层学 …… 84
地震地层学 …… 84
层序地层学 …… 85
前寒武纪地质学 …… 85
第四纪地质学 …… 85
古地理学 …… 85
生物地质学 …… 85
区域地质学 …… 85
构造地质学 …… 85
大地构造学 …… 85
地球动力学 …… 85
动力地质学 …… 86
内动力地质学* …… 86
新构造学 …… 86
新大地构造学* …… 86
活动构造学 …… 86
地震地质学 …… 86
火山地质学 …… 86
矿床学 …… 86
矿床地质学* …… 86
经济地质学* …… 86
石油地质学 …… 86
天然气地质学 …… 86
煤地质学 …… 86
煤田地质学* …… 86
泥炭地质学 …… 86
煤成气地质学 …… 86
核地质学 …… 87
地热地质学 …… 87
水文地质学 …… 87
工程地质学 …… 87
海洋地质学 …… 87
地质海洋学* …… 87
海底地质学* …… 87
环境地质学 …… 87
地质灾害与防治 …… 87
固体地球物理学 …… 88
勘探地球物理学 …… 88
物探* …… 88
地球化学 …… 88
勘查地球化学 …… 88
化探* …… 88
同位素地质学 …… 88
同位素地质年代学 …… 88
实验地质学 …… 88
宝玉石学 …… 88
宝石学* …… 88
珠宝玉石学* …… 88
观赏石地质学 …… 88
地质遗迹保护 …… 88
地质旅游资源 …… 88
矿物药学 …… 88
药用矿物学* …… 89
药材矿物学* …… 89
地质测绘 …… 89
遥感地质 …… 89
矿产勘查地质学 …… 89
探矿工程学 …… 89
矿山地质学 …… 89
数学地质 …… 89
地质分析技术 …… 89
岩矿鉴定 …… 89
矿产综合利用技术 …… 90
地质勘查技术 …… 90
地质勘探 …… 90
矿产资源 …… 90
矿产储量 …… 90
储量* …… 90
区域地质调查 …… 90
区域矿产调查 …… 90
区域水文地质调查 …… 90
区域地球物理调查 …… 91
区域地球化学调查 …… 91
深部地质调查 …… 91
地球年龄 …… 91
陨石地球年龄 …… 91
地质学史 …… 91

基本定律及学说

原始连续定律 …… 92

原始水平定律…… 92
叠覆律…… 92
地层层序律* …… 92
岩相相关律…… 92
瓦尔特定律* …… 92
横截关系律…… 92
切割关系律* …… 92
化石层序律…… 92
进化不可逆法则…… 92
多洛定律* …… 92
科普定律…… 92
帕斯德效应…… 92
生物群层序律…… 92
生物群组合律…… 92
将今论古法…… 92
现实主义方法论…… 92
胡克定律…… 92
地球节律…… 92
V字形法则 …… 92
V字形定律* …… 92
包含碎块原理…… 92
斯托克斯定律…… 93
牛顿黏滞定律…… 93
牛顿内摩擦定律* …… 93
皮奇-克勒尔攀
升力…… 93
阿基米德定律…… 93
阿尔奇定律…… 93
地质事件…… 93
沧桑变化…… 93
沧海桑田* …… 93
水成论…… 93
火成论…… 93
洪积论…… 94
灾变论…… 94
灾变说* …… 94
均变论…… 94
渐变论* …… 94
现实论…… 94
俘获说…… 94
分裂说…… 94
固定论…… 94
垂直论* …… 94
活动论…… 94
水平论* …… 94
板块构造学说…… 94
大陆漂移说…… 94
地槽-地台说 …… 95
泛地槽说…… 95
泛地台说…… 95
脉动说…… 95
振荡说…… 95
波动说…… 95
均衡说…… 95
放射性旋回说…… 95
放射性热融化假说…… 96
地幔底辟假说…… 96
重力分异说…… 96
局部隆起假说…… 96
熔融热点* …… 96
收缩说…… 96
膨胀说…… 96
地壳蠕动说…… 96
构造槽说…… 96

地球化学

总 论

地球化学…… 97
理论地球化学…… 97
量子地球化学…… 97
元素地球化学…… 97
微量元素地球化学…… 97
同位素地球化学…… 98
岩石地球化学…… 98
构造地球化学…… 98
区域地球化学…… 98
历史地球化学…… 98
沉积地球化学…… 98
生物地球化学…… 98
有机地球化学…… 98
景观地球化学…… 98
土壤地球化学…… 98
农业地球化学…… 99
环境地球化学…… 99
流体地球化学…… 99
气体地球化学…… 99
水圈地球化学…… 99
海洋地球化学…… 99
水文地球化学…… 99
深部地球化学…… 99
实验地球化学…… 99
计算地球化学…… 99
地球化学旋回…… 99
地球化学循环* …… 99
生物地球化学循环…… 99
生物地球化学旋回* …… 99
地球化学环境疾病 …… 100
生物地球化学性疾病* … 100
化学地球动力学 …… 100
耗散结构理论 …… 100
耗散结构* …… 100
地球化学体系 …… 100
地球化学场 …… 100
封闭体系 …… 100
开放体系* …… 100
地质作用时-空结构 …… 100
稳态 …… 100
不稳态 …… 100
可逆过程 …… 100
不可逆过程* …… 100
可逆反应 …… 100
不可逆反应 …… 101
元素分布 …… 101
元素分配 …… 101
元素丰度 …… 101
地球化学组成 …… 101
地幔化学组成 …… 101
俯冲消减带物质组成 … 101
硅酸盐地球 …… 101
全硅酸盐地球* …… 101
板内组分 …… 101
地幔化学不均一性 …… 101
玄武岩地幔源区 …… 101
地幔端元组分 …… 101
亏损地幔 …… 101
高 U/Pb 比值地幔 …… 101
Ⅰ型富集地幔 …… 101
原始地幔组分 …… 101
地壳化学组成 …… 101
大气圈化学组成 …… 101
水圈化学组成 …… 102
生物圈化学组成 …… 102
偶数规则 …… 102
壳层规则 …… 102
差六规则 …… 102
四倍规则 …… 102
克拉克值 …… 102
区域克拉克值* …… 102
原子克拉克值 …… 102
相对原子丰度* …… 102
原子体积丰度 …… 102
原子体积克拉克值* … 102
浓集克拉克值 …… 103
浓集系数 …… 103
元素集中 …… 103
元素分散* …… 103
元素平衡计算 …… 103
元素地球化学亲合性 … 103
亲石性 …… 103
亲氧性* …… 103
亲石元素* …… 103
亲铜性 …… 103
亲硫性* …… 103
亲铜元素* …… 103
亲硫元素* …… 103
亲铁性 …… 103
亲铁元素* …… 103
亲气元素 …… 103
亲生物元素 …… 103
元素赋存状态 …… 103
元素存在形式 …… 103
元素共生组合 …… 103
大气二氧化碳演化 …… 103
全球碳循环 …… 104
氧化态 …… 104
氧化数* …… 104
氧化值* …… 104
电离势 …… 104
电负性 …… 104
离子电位 …… 104
离子半径 …… 104
离子极化 …… 104
偶极矩 …… 105
化学键 …… 105
离子键 …… 105
电价键* …… 105
异极键* …… 105
共价键 …… 105
原子键* …… 105
同极键* …… 105
非极性共价键* …… 105
极性共价键* …… 105
配位键 …… 105
配价键* …… 105
金属键 …… 105
分子键 …… 105
范德华键* …… 105
氢键 …… 105
氢氧键* …… 105
离子晶格 …… 105
原子晶格 …… 105
金属晶格 …… 105
分子晶格 …… 105
晶体场理论 …… 105
配位场理论 …… 105
晶体场分裂 …… 105
晶体场稳定能 …… 105
八面体位置优先能 …… 106
畸变效应 …… 106
扬-特勒效应* …… 106
高自旋状态 …… 106

低自旋状态* …… 106
晶格能 …… 106
能量系数 …… 106
共生序数 …… 106
经验共生序数* …… 106
元素迁移 …… 106
元素迁移化学模型 …… 106
过滤效应 …… 106
水合离子 …… 106
离子吸附 …… 106
离子交换吸附 …… 106
天然水活度积原理 …… 106
活度积原理* …… 106
天然水离子强度 …… 106
配合物 …… 106
络合物* …… 106
氧化还原电位 …… 107
天然水 pH 值 …… 107
pH 值 …… 107
天然水氧化还原电位 … 107
环境氧化还原电位 …… 107
pH-E_h 相图 …… 107
氧化障 …… 107
还原障 …… 107
活度 …… 108
逸度* …… 108
共结系 …… 108
共结点 …… 108
近结系 …… 108
近结点 …… 108
液相曲线 …… 108
固相曲线 …… 108
热容 …… 108
质量热容* …… 108
比热容* …… 108
摩尔热容* …… 108
生成热 …… 108
生成自由能 …… 108

元素地球化学

元素地球化学分类 …… 108
戈尔德施密特元素地球化学分类 …… 108
扎瓦里茨基元素地球化学分类 …… 109
原子容积 …… 109
标型元素 …… 109
过渡元素 …… 109
放射性元素 …… 109
惰性气体 …… 109
主量元素 …… 109
微量元素 …… 109
痕量元素* …… 109
杂质元素* …… 109
副元素* …… 109
次要元素* …… 109
能斯特分配定律 …… 109
相容元素 …… 109
不相容元素 …… 109
湿亲岩浆元素* …… 109
大离子亲石元素 …… 110
高场强元素 …… 110
分配系数 …… 110
总分配系数 …… 110
复合分配系数 …… 110
对数分配系数 …… 110
部分熔融定量模型 …… 110
批式部分熔融 …… 110
连续分离熔融 …… 110
收集熔融 …… 110
不一致熔融 …… 110
多重熔融 …… 110
平衡分离结晶作用 …… 110
不平衡分离结晶作用 … 110
连续分离结晶作用 …… 110
多阶段分离结晶作用 … 110
混合作用定量模型 …… 110
稀土元素 …… 110
稀土元素丰度 …… 110
稀土元素分馏作用 …… 110
稀土元素球粒陨石标准化值 …… 110
稀土元素北美页岩标准化 …… 111
增田-科里尔图解 …… 111
稀土元素组成模式图* …… 111
稀土元素分布类型 …… 111
稀土元素配分 …… 111
火成岩稀土元素配分 … 111
稀土元素分离指数 …… 111
轻稀土元素富集型 …… 112
轻稀土元素亏损型 …… 112
平坦型稀土元素组成 … 112
铕异常 …… 112
铕 δ 值 …… 112
铈异常 …… 112
铈 δ 值 …… 112
稀土元素在地质学中应用 …… 112
微量元素地球化学应用 …… 112
微量元素地球化学示踪 …… 113
微量元素地球化学指示剂 …… 113
微量元素定量模型 …… 113
微量元素变质岩原岩恢复判别 …… 113
微量元素成岩成矿物质来源示踪 …… 113
岩石微量元素构造环境判别 …… 113
微量元素成岩作用定量模型 …… 113
化学元素地层 …… 113
微量元素地质温度计 … 113
微量元素地质压力计 … 113
铀地球化学 …… 113
钍地球化学 …… 114
钾地球化学 …… 114
镭地球化学 …… 114
氡地球化学 …… 114

同位素地球化学

核素 …… 114
同位素 …… 114
同位素地质学 …… 114
同位素地层学 …… 114
放射性同位素 …… 114
稳定同位素 …… 114
放射成因同位素 …… 114
宇宙射线成因核素 …… 114
宇成核素* …… 114
轻同位素 …… 114
重同位素 …… 114
母体同位素 …… 114
子体同位素 …… 114
放射性最终产物 …… 115
放射性 …… 115
放射生成热 …… 115
放射系列 …… 115
放射性衰变系列* …… 115
铀系 …… 115
钍系 …… 115
锕铀系 …… 115
衰变 …… 115
衰变定律 …… 115
衰变常数 …… 115
半衰期 …… 115
α 衰变 …… 115
β 衰变 …… 115
γ 衰变 …… 116
K 层电子捕获 …… 116
自发裂变 …… 116
放射性平衡 …… 116
质量平衡方程 …… 116
沉降核素 …… 116
同位素地质年代学 …… 116
^{14}C 年代学 …… 116
原子计数法* …… 116
绝对年龄 …… 116
同位素年龄* …… 116
同位素封闭体系 …… 116
原岩年龄 …… 116
变质年龄 …… 116
表观年龄 …… 116
表面年龄* …… 116
视年龄* …… 116
保存年龄* …… 116
等时年龄 …… 116
等时线年龄* …… 116
模式年龄 …… 117
放射钟 …… 117
原子钟* …… 117
钾-氩法 …… 117
初始氩 …… 117
继承氩 …… 117
过剩氩 …… 117
大气氩 …… 117
大气氩校正 …… 117
捕获氩(稀有气体) …… 117
地球等时线 …… 117
零地球等时线 …… 117
反等时线 …… 117
年龄谱 …… 117
坪年龄 …… 117
重置年龄 …… 118
存留时间 …… 118
存留年龄* …… 118
地壳存留年龄 …… 118
平均标准权重偏差 …… 118
热年代学 …… 118
同位素封闭温度 …… 118
冷却年龄 …… 118
地幔等时线 …… 118
氩-氩法 …… 118
快中子活化法* …… 118
铷-锶法 …… 118
普通锶校正 …… 118
氦法 …… 118
(U-Th)/He 法* …… 118
氯法 …… 118
氙法 …… 118
铀-铅法 …… 118
μ 值 …… 118
谐和图 …… 119
谐和线 …… 119
一致线* …… 119
不一致线 …… 119
非谐和线* …… 119
上交点年龄 …… 119
下交点年龄 …… 119
单颗粒锆石 Pb-Pb 蒸发法 …… 119
普通铅法 …… 119

全铅法 …… 119
粗铅法* …… 119
普通铅校正 …… 119
钍-铅法 …… 119
铅-铅法 …… 119
铀系法 …… 119
铀系不平衡法 …… 119
^{234}U 法* …… 119
锾法 …… 120
锾亏损法 …… 120
锾过剩法 …… 120
钍-镁亏损法 …… 120
镁-锾法 …… 120
锾-钍法 …… 120
镧-铈法 …… 120
镧-钡法 …… 120
锇-锇法 …… 120
钐-钕法 …… 120
铼-锇法 …… 120
镥-铪法 …… 120
钕模式年龄 …… 120
钾-钙法 …… 121
放射性碳法 …… 121
^{14}C 法* …… 121
氚法 …… 121
铍法 …… 121
硅法 …… 121
氟利昂法 …… 121
氢-氦法 …… 121
裂变径迹法 …… 121
岩石漆测年法 …… 121
热释光测年法 …… 121
光释光测年法 …… 121
电子自旋共振测年法 … 121
宇宙成因核素测年法 … 121
δ 值 …… 121
同位素丰度 …… 122
同位素组成 …… 122
同位素比值 …… 122
同位素效应 …… 122
动力学同位素效应 …… 122
热力学同位素效应 …… 122
同位素分馏 …… 122
同位素分馏系数 …… 122
生物同位素分馏 …… 122
同位素交换反应 …… 122
同位素交换反应平衡 … 122
同位素交换反应平衡
常数 …… 122
同位素标准 …… 122
SMOW …… 122
SLAP …… 123
PDB …… 123
CDT …… 123
NBS-28 …… 123
同位素地质温度计 …… 123
同位素组成等值线图 … 123
同位素组成频率图 …… 124
同位素省 …… 124
同位素地球化学边界 … 124
同位素古温度测定 …… 124
北半球参考线 …… 124
DUPAL 异常 …… 124
印度洋型同位素特征 … 124
澳大利亚-南极洲急
变带 …… 124
钕-锶同位素示踪 …… 124
多元同位素体系拓扑
图解 …… 124
同位素混合模式 …… 124
铅构造模式 …… 125
多重扩散域模式 …… 125
大气降水线 …… 125
大气降水同位素组成
纬度效应 …… 125
碳酸盐-水地质温度计 … 125
富集地幔端元Ⅰ与Ⅱ … 125
流行地幔端元 …… 125
亏损地幔端元 …… 125
高 μ 地幔端元 …… 125
铅同位素地球化学 …… 125
铅同位素增长线 …… 126
地幔趋向线 …… 126
原始地幔同位素组成 … 126
主体硅酸盐地球* …… 126
普通铅 …… 126
放射成因铅 …… 126
原生铅 …… 126
原始铅 …… 126
初始铅 …… 126
现代铅 …… 126
矿石铅 …… 126
正常铅 …… 126
单阶段铅* …… 126
异常铅 …… 126
铀铅 …… 126
钍铅 …… 126
钢铀铅 …… 126
普通锶 …… 126
放射成因锶 …… 126
氢同位素 …… 126
氢同位素地球化学 …… 126
硫同位素 …… 126
硫同位素地球化学 …… 127
锶同位素地球化学 …… 127
氧同位素地球化学 …… 127
碳同位素 …… 128
放射性碳同位素* …… 128
碳同位素地球化学 …… 128
钕同位素地球化学 …… 128
硅同位素 …… 128
铜同位素 …… 128
铁同位素 …… 128
硼同位素 …… 128
氮同位素 …… 128
同位素中子活化分析 … 128
激光等离子 U-Pb 年龄
测定 …… 129
同位素稀释剂 …… 129
同位素稀释法 …… 129
双稀释法 …… 129
离子探针 …… 129
质谱计 …… 129
同位素质谱分析 …… 129
加速器质谱分析 …… 129
稀有气体同位素共振
电磁质谱 …… 129
U 系同位素热电离
质谱 …… 129

包裹体地球化学

包裹体地球化学 …… 129
流体包裹体 …… 129
矿物包裹体* …… 129
原生包裹体 …… 130
次生包裹体 …… 130
假次生包裹体 …… 130
变生包裹体 …… 130
出溶包裹体 …… 130
盐水溶液包裹体 …… 130
气液包裹体* …… 130
岩浆包裹体 …… 130
玻璃包裹体* …… 130
熔融包裹体* …… 130
有机包裹体 …… 130
不混溶包裹体 …… 130
沸腾包裹体 …… 130
主矿物 …… 130
寄主矿物* …… 130
成岩成矿流体 …… 130
成岩成矿溶液* …… 130
均一温度 …… 130
充填度温度* …… 130
均一法测温 …… 130
捕获温度 …… 130
爆裂温度 …… 130
爆裂法测温 …… 130
冷冻法测温 …… 130
初熔温度 …… 131
低共结温度* …… 131
低共熔温度* …… 131
单个包裹体成分分析 … 131
流体包裹体盐度测定 … 131
群体包裹体成分分析 … 131
包裹体同位素分析 …… 131
包裹体地压测定法 …… 131
静水压力 …… 131
流体静压力* …… 131
静岩压力 …… 131
岩石静压力* …… 131
均一瞬间压力 …… 131
捕获压力 …… 131
成岩成矿压力* …… 131
含子晶包裹体地压测
定法 …… 131
不混溶包裹体地压测
定法 …… 131
沸腾包裹体地压测定法 … 131
热力学方程计算压力 … 131
包裹体 pH 值测定 …… 132
包裹体 E_h 值测定 …… 132
包裹体逸度计算 …… 132

实验地球化学

实验地质学 …… 132
实验岩石学 …… 132
超高压实验 …… 132
压机 …… 132
二面顶压机 …… 132
对面顶压机* …… 132
高温高压实验技术 …… 132
高压釜 …… 132
高压容器* …… 132
高压弹* …… 132
塔特釜 …… 132
冷封反应器* …… 132
试管反应器* …… 132
金刚石压砧 …… 132
巴恩斯容器 …… 133
摇动式容器* …… 133
内加热高压容器 …… 133
光学高温计 …… 133
压力倍增器 …… 133
弹簧管压力计 …… 133
布尔登表* …… 133
锰铜压力计 …… 133
红宝石压力计 …… 133
相律 …… 133
吉布斯相律* …… 133
相变 …… 133
相平衡 …… 133
相图 …… 133
二元系相图 …… 133
二氧化硅相图 …… 133
活度图 …… 133
三元系相图 …… 133

碳的相图 …… 133
温度压力图 …… 134
花岗岩三元系相图 …… 134
平衡常数 …… 134
浓度平衡常数* …… 134
临界状态 …… 134
淬火 pH 值 …… 134
酸碱缓冲计 …… 134
氢离子浓度缓冲剂 …… 134
普通氧缓冲剂氧逸度时间曲线 …… 134
氧化还原缓冲剂 …… 134
低共熔点 …… 134
一致熔融 …… 134
熔离作用 …… 134
不混溶作用* …… 134

地球物理学

总 论

地球物理学 …… 135
地球物理勘查 …… 135
场 …… 135
地球物理场 …… 135
地球内部压强 …… 135
地球内部压强分布曲线 …… 135
地球内部密度分布曲线 …… 135
地球内部弹性参数变化曲线 …… 135
地球内部重力分布曲线 …… 135
地球内部地震波速度变化曲线 …… 135
地球纬度变化 …… 136
极移 …… 136
长期极移 …… 136
钱德勒运动 …… 136
张德勒运动* …… 136
钱德勒周期 …… 136
张德勒周期* …… 136
钱德勒分量 …… 136
张德勒分量* …… 136
周年分量 …… 136
欧拉周期 …… 136
自由章动* …… 136

重 力 学

重力学 …… 136
重力场学* …… 136
重力 …… 136
卫星重力学 …… 136
重力测量学 …… 137
物理大地测量学 …… 137
重力等位面 …… 137
重力等势面* …… 137
大地水准面高 …… 137
大地水准面* …… 137
参考椭球* …… 137
垂线偏差 …… 137
重力加速度 …… 137
万有引力常数 …… 137
重力常数* …… 137
地球重力 …… 137
重力场强度* …… 137
重力场 …… 137
正常重力场 …… 137
正常重力公式* …… 137
正常重力值* …… 138
重力异常场 …… 138
绝对重力值 …… 138
绝对重力测量 …… 138
绝对重力仪 …… 138
相对重力值 …… 138
相对重力测量 …… 138
重力单位 …… 138
自由空气异常 …… 138
自由空间异常* …… 138
自由空气校正 …… 138
自由空间校正* …… 138
布格异常 …… 138
布格校正 …… 138
中间层校正 …… 138
地形校正 …… 139
重力均衡异常 …… 139
重力均衡校正 …… 139
引潮位 …… 139
起潮力位* …… 139
附加引潮位 …… 139
平衡潮 …… 139
载荷潮 …… 139
负荷潮* …… 139
固体潮 …… 139
陆潮* …… 139
潮汐因子 …… 139
勒夫数 …… 139
志田数 …… 139
地壳均衡 …… 139
普拉特-海福特均衡假说* …… 140
艾里-海斯堪宁假说* … 140
韦宁·迈内兹均衡假说* …… 140
补偿质量 …… 140
补偿深度 …… 140
地形质量 …… 140
普拉特-海福特均衡模型 …… 140
艾里-海斯堪宁均衡模型 …… 140
韦宁·迈内兹均衡模型 …… 140
波茨坦重力系统 …… 141
国际重力标准网 …… 141
中国重力标准网 …… 141

地磁学、地电学

地磁学 …… 141
地球磁性 …… 141
地磁* …… 141
地磁场 …… 141
环境磁学 …… 141
地磁要素 …… 141
磁倾角 …… 142
磁偏角 …… 142
磁赤道 …… 142
磁子午线 …… 142
地磁图 …… 142
地磁场等值线图 …… 142
地球基本磁场 …… 142
地球偶极子磁场 …… 142
地心偶极子场* …… 142
非偶极子磁场 …… 142
剩余磁场* …… 142
大陆磁场* …… 142
地球变化磁场 …… 142
地磁场长期变化 …… 142
地磁静日变化 …… 142
地磁脉动 …… 142
地磁活动性 …… 143
磁暴 …… 143
磁湾 …… 143
雷电 …… 143
地震磁效应 …… 143
压磁效应 …… 143
发电机假说 …… 143
磁变仪 …… 143
地电场 …… 143
自然电场 …… 143
大地电场 …… 143
大地电磁场 …… 143
大地电磁阻抗 …… 143
标量大地电磁阻抗 …… 143
张量大地电磁阻抗 …… 143
E-极化 …… 143
横磁极化* …… 143
H-极化* …… 143
横电极化* …… 143
静态位移 …… 144
大地电磁测深 …… 144
远参考大地电磁法 …… 144
电磁阵列剖面法 …… 144
大地电磁剖面法 …… 144
音频大地电磁测深 …… 144
大地电流法 …… 144
地磁差分测深 …… 144
线性极化和时间同一律 …… 144
最优感应方向 …… 144
通道电流效应 …… 144
变化磁场异常 …… 144
电导率异常 …… 144
海岸效应 …… 144

古地磁学

古地磁学 …… 144
古地磁 …… 145
考古地磁学 …… 145
磁性地层学 …… 145
岩石磁学 …… 145
磁化 …… 145
磁化强度 …… 145
磁化曲线 …… 145
饱和磁化强度 …… 145
永久磁性 …… 145
剩余磁性 …… 145
天然剩余磁性 …… 145
天然剩余磁化强度 …… 145
原生剩余磁性 …… 145
热剩余磁性 …… 145
温差顽磁性* …… 145
等温剩余磁化强度 …… 145
碎屑沉积剩余磁化强度 …… 145
化学剩余磁化强度 …… 145
结晶剩余磁化强度* … 145
黏滞剩余磁化强度 …… 146

磁黏滞衰减 …… 146
非磁滞剩余磁化强度 … 146
磁稳定性 …… 146
化石磁性 …… 146
古地磁场 …… 146
古地磁极 …… 146
虚地磁极 …… 146
古地磁极移动 …… 146
磁极移动曲线 …… 146
反向磁化 …… 146
地磁场倒转假说 …… 146
地磁场倒转 …… 147
正向场 …… 147
反磁化 …… 147
倒转场 …… 147
反向场* …… 147
极性巨带 …… 147
极性巨时 …… 147
极性超带 …… 147
极性超时 …… 147
极性带 …… 147
极性时 …… 147
极性期 …… 147
极性亚带 …… 147
极性亚时 …… 147
极性事件 …… 147
倒转事件* …… 147
极性微带 …… 147
极性微时 …… 147
地磁漂移 …… 147
地磁极性漂移* …… 147
吉尔伯特反向极性时 … 147
吉尔伯特倒转极性时* … 147
高斯正向极性时 …… 147
高斯正常极性时* …… 147
松山反向极性时 …… 147
松山倒转极性时* …… 147
布容正向极性时 …… 147
布容正常极性时* …… 147
地磁极性年表 …… 147
古地磁年表* …… 147
磁性地层年表* …… 147
磁清洗 …… 148
退磁* …… 148
化学磁清洗 …… 148
热法磁清洗 …… 148
居里点 …… 148
居里温度* …… 148

地热学

地热学 …… 148
理论地热学 …… 148
实验地热学 …… 148
地球热状态 …… 149
瞬态热源 …… 149
壳下流 …… 149
地温 …… 149
地热增温级 …… 149
地温梯度 …… 149
地热异常区 …… 149
地幔对流环 …… 149
大地热流密度 …… 149
热流* …… 149
地幔热流 …… 149
地幔热流密度* …… 149
地表热流 …… 149
实测热流密度* …… 149
深部热流 …… 150
热传导 …… 150
热对流 …… 150
传导型热流密度 …… 150
对流型热流密度 …… 150
热流分量 …… 150
地幔热流分量 …… 150
地壳热流分量 …… 150
放射热 …… 150
岩石放射性生热率 …… 150
岩石生热率* …… 150
岩石生热率深度
分布 …… 151
天然热流 …… 151
天然热流密度* …… 151
热流单位 …… 151
热流省 …… 151
岩石热导率 …… 151
岩石圈热结构 …… 151
壳-幔热结构* …… 151
热岩石圈厚度 …… 152
岩石圈构造热演化 …… 152
壳－幔热演化* …… 152
岩石热阻率 …… 152
岩石热扩散率 …… 152
天然热流密度测量 …… 152

地震学

天然地震学 …… 152
历史地震学 …… 152
爆炸地震学 …… 153
应用地震学 …… 153
工程地震学 …… 153
地震场 …… 153
地震波 …… 153
地震射线 …… 153
地震波初动方向 …… 153
震相 …… 153
体波 …… 153
纵波 …… 153
P 波* …… 153
胀缩波* …… 153
横波 …… 153
剪切波* …… 153
S 波* …… 153
初至波 …… 154
面波 …… 154
勒夫波 …… 154
乐甫波* …… 154
拉夫波* …… 154
L 波* …… 154
瑞利波 …… 154
R 波* …… 154
瑞雷波* …… 154
地幔波 …… 154
地幔面波* …… 154
空气波 …… 154
尾波 …… 154
地方震尾波* …… 154
埃里相 …… 154
转换波 …… 154
克莱列波 …… 154
深震震相 …… 154
绕射 P 波 …… 154
折曲波 …… 154
凝冻波 …… 154
重力波 …… 154
地滚波 …… 154
导波 …… 154
古登堡波 …… 154
G 波* …… 154
首波 …… 155
不均匀平面波 …… 155
漏能型波 …… 155
PL 波 …… 155
切变耦合 PL 波 …… 155
斯通利波 …… 155
史东雷面波* …… 155
T 相 …… 155
波的频散 …… 155
波散* …… 155
地震波速度 …… 155
波的相速度 …… 155
波的群速度 …… 155
波速异常 …… 155
频散曲线 …… 155
发震时刻 …… 155
震中方位角 …… 155
地震警报 …… 155
地震预报要素 …… 155
地形变 …… 155
地下水异常 …… 156
震电异常 …… 156
地电前兆异常* …… 156
震磁异常 …… 156
地震目录 …… 156
地震定位 …… 156
主地震法* …… 156
震源联合测定法* …… 156
地震轮回 …… 156
地震复发* …… 156
地震活动区 …… 156
天然地震波符号 …… 156
I 波 …… 156
J 波 …… 156
K 波 …… 156
Rg 波 …… 156
Lg 波 …… 156
周边波 …… 156

海洋地质学

总 论

海洋科学 …… 157
海洋地质学 …… 157
海洋沉积学 …… 157
古海洋学 …… 157
海岸地貌学 …… 157
海洋地层学 …… 157
海洋化学 …… 157
海洋物理学 …… 157
海洋环境科学 …… 157
海水 …… 157
海水主要元素* …… 157
海水微量元素* …… 157
标准海水 …… 157
氯度 …… 157
盐度 …… 157
海洋 …… 158
洋 …… 158
大洋* …… 158

太平洋 …… 158
大西洋 …… 158
印度洋 …… 159
北冰洋 …… 159
南大洋 …… 159
海 …… 159
陆缘海 …… 159
边缘海* …… 159
地中海 …… 159
内海* …… 159
内陆海 …… 159
闭海 …… 159
半闭海* …… 160
陆间海 …… 160
渤海 …… 160
黄海 …… 160
东海 …… 160
南海 …… 160
湾 …… 160
海峡 …… 160
地峡 …… 160
半岛 …… 160
岛屿 …… 160
大陆岛 …… 160
海洋岛 …… 160
大洋岛* …… 160
火山岛 …… 161
珊瑚岛 …… 161
冲积岛 …… 161
群岛 …… 161
列岛 …… 161
波浪 …… 161
海浪 …… 161
风浪 …… 161
涌浪 …… 161
涌* …… 161
海浪要素 …… 161
波浪参数* …… 161
激浪 …… 161
裂流 …… 161
离岸流* …… 161
潮汐 …… 161
高潮* …… 161
高潮线* …… 161
低潮* …… 161
低潮线* …… 161
涨潮* …… 161
落潮* …… 161
潮差 …… 161
潮幅* …… 161
平潮 …… 161
停潮 …… 161
半日潮 …… 161
全日潮 …… 161
混合潮 …… 162
潮流 …… 162
涨潮流* …… 162
落潮流* …… 162
引潮力 …… 162
潮力* …… 162
涨潮力* …… 162
天文潮 …… 162
太阴潮* …… 162
太阳潮* …… 162
大潮 …… 162
朔望潮* …… 162
涌潮* …… 162
暴涨潮* …… 162
小潮 …… 162
方照潮* …… 162
气象潮 …… 162
增水 …… 162
减水 …… 162
海平面 …… 162
海面升降 …… 162
海平面变化* …… 162
海平面相对变化 …… 162
海平面相对变化周期 … 162
准周期 …… 162
超周期 …… 162
最小含氧层 …… 163
缺氧层* …… 163
最低含氧层* …… 163
密度跃层 …… 163
盐度跃层 …… 163
盐跃层* …… 163
温度跃层 …… 163
温跃层* …… 163
差异溶解作用 …… 163
溶解指数 …… 163
海洋生物生产力 …… 163
海洋初级生产力 …… 163
海洋原始生产力* …… 163
海洋生态系 …… 163
洋流 …… 163
海流* …… 163
大洋环流 …… 163
中尺度涡 …… 163
冷涡 …… 163
冷涡沉积物* …… 163
暖涡 …… 163
海洋锋 …… 164
赤道辐合带 …… 164
副热带辐合带 …… 164
风海流 …… 164
吹送流* …… 164
漂流 …… 164
埃克曼漂流* …… 164
西风漂流 …… 164
南极绕极环流 …… 164
信风流 …… 164
北赤道洋流* …… 164
南赤道洋流* …… 164
赤道流 …… 164
赤道洋流 …… 164
赤道逆流 …… 164
反赤道海流* …… 164
赤道潜流 …… 164
季风洋流 …… 164
边界流 …… 164
西边界流 …… 164
东边界流 …… 164
暖流 …… 164
寒流 …… 164
北赤道暖流 …… 164
黑潮 …… 164
日本暖流* …… 164
台湾暖流 …… 165
墨西哥湾暖流 …… 165
湾流 …… 165
北大西洋暖流 …… 165
暖池 …… 165
水团 …… 165
表层水 …… 165
次表层水 …… 165
中层水 …… 165
深层水 …… 165
底层水 …… 165
亲潮 …… 165
千岛群岛寒流* …… 165
下沉流 …… 165
海底浊流 …… 165
辐聚流 …… 166
辐散流 …… 166
南极底层水 …… 166
等深流 …… 166
倾斜流 …… 166
上升流 …… 166
下降流 …… 166
科里奥利效应 …… 166
科里奥利加速度* …… 166
风暴潮 …… 166
渤海沿岸流 …… 166
黄海沿岸流 …… 166
黄海暖流 …… 166
悬浮体 …… 166
海啸 …… 166
海冰 …… 166
海况 …… 167
海水水质标准 …… 167
海洋环境容量 …… 167
海洋倾倒 …… 167
海洋污染物 …… 167
海洋污染调查 …… 167
海水入侵 …… 167
海洋自净能力 …… 167

海岸地貌

海岸地貌 …… 167
海岸 …… 167
海岸带 …… 167
海岸线 …… 167
古海岸线* …… 167
高潮海岸线 …… 167
低潮海岸线 …… 168
滨线 …… 168
海滨 …… 168
前滨 …… 168
后滨 …… 168
内滨 …… 168
外滨 …… 168
潮间带 …… 168
潮上带 …… 168
潮下带 …… 168
激浪带 …… 168
破浪带* …… 168
波蚀基面 …… 168
波蚀临界深度* …… 168
水下岸坡 …… 168
岩岸 …… 168
上升海岸 …… 168
中性海岸 …… 168
下沉海岸 …… 168
纵向海岸 …… 168
太平洋型海岸* …… 168
达尔马提亚型海岸 …… 168
横向海岸 …… 168
大西洋型海岸* …… 168
里亚斯型海岸 …… 168
斜向海岸 …… 168
断块山海岸 …… 168
断层海岸 …… 168
海蚀港湾岸 …… 168
山地港湾海岸 …… 168
海蚀夷平岸 …… 168
复式夷平岸 …… 168
海蚀海积夷平岸* …… 168
喀斯特海岸 …… 168
平原海岸 …… 168
平坦海岸* …… 168
海积夷平岸 …… 169
堆积平原海岸 …… 169
淤泥质海岸 …… 169
泥滩岸* …… 169
溺谷海岸 …… 169
三角洲海岸 …… 169

三角湾海岸 …… 169
珊瑚礁海岸 …… 169
生物岸 …… 169
红树林海岸 …… 169
峡湾海岸 …… 169
碰撞海岸 …… 169
拖曳边缘海岸 …… 169
火山海岸 …… 169
边缘海岸 …… 169
鸟足状三角洲 …… 169
桨叶状三角洲* …… 169
尖形三角洲 …… 169
鸟嘴状三角洲* …… 169
三角湾状三角洲 …… 169
扇形三角洲 …… 170
海积平原 …… 170
滨海平原 …… 170
三角湾 …… 170
三角港* …… 170
海滨阶地 …… 170
海蚀阶地* …… 170
海积阶地* …… 170
水下阶地* …… 170
海滩 …… 170
潮滩 …… 170
潮浦* …… 170
潮沟 …… 170
滨岸堤 …… 170
沿岸堤 …… 170
砾石堤 …… 170
贝壳堤 …… 170
蛤蜊堤* …… 170
沙坝 …… 170
沙堤* …… 170
岸外坝 …… 171
离岸坝* …… 171
障壁坝 …… 171
障壁岛* …… 171
滨外坝* …… 171
水下沙坝 …… 171
沙嘴 …… 171
拦湾坝 …… 171
拦门沙* …… 171
拦门坝* …… 171
连岛坝 …… 171
连岛沙洲* …… 171
陆连岛 …… 171
陆系岛* …… 171
岬角 …… 171
地角 …… 171
溺谷 …… 171
滩角 …… 171
海蚀崖 …… 171
浪蚀崖* …… 171
海蚀台 …… 171
浪蚀台* …… 171
海蚀柱 …… 171
海蚀穴 …… 171
海蚀槽* …… 171
海蚀龛* …… 171
海蚀壁龛* …… 171
海穹 …… 171
海蚀拱桥* …… 171
潟湖 …… 171
海底河槽 …… 171
海岸平衡剖面 …… 171
海岸均衡剖面* …… 171
示踪沙 …… 171
标志沙* …… 171
留明沙* …… 171

海洋地貌和构造

海底地形 …… 171
海底地貌* …… 171
海床 …… 172
洋底 …… 172
海岭 …… 172
大陆边 …… 172
大陆阶地 …… 172
陆缘阶地* …… 172
陆阶* …… 172
大陆架 …… 172
陆架* …… 172
大陆棚* …… 172
岛架 …… 172
岛棚* …… 172
大陆坡 …… 172
大陆斜坡* …… 172
陆坡* …… 172
岛坡 …… 172
大陆隆 …… 172
大陆基* …… 172
大陆脚* …… 172
大陆裙 …… 173
海底谷 …… 173
海谷* …… 173
海底峡谷 …… 173
陆架谷 …… 173
陆棚谷* …… 173
深海谷 …… 173
海底扇谷 …… 173
深海扇谷* …… 173
海渠 …… 173
海釜 …… 173
礁 …… 173
岸礁 …… 173
边缘礁* …… 173
暗礁 …… 173
明礁* …… 173
暗沙 …… 173
生物礁 …… 173
珊瑚礁 …… 173
裙礁 …… 173
堡礁 …… 173
环礁 …… 173
桌礁 …… 174
礁湖 …… 174
环礁湖* …… 174
岛弧 …… 174
岛链* …… 174
弧形列岛* …… 174
单弧 …… 174
双岛弧 …… 174
二重弧* …… 174
内岛弧* …… 174
外岛弧* …… 174
环太平洋岛弧 …… 174
深海沟 …… 174
海沟* …… 174
海坪* …… 174
海沟边缘隆起 …… 174
海槽 …… 174
舟状海盆* …… 174
海渊 …… 174
大洋盆地 …… 174
洋盆* …… 174
海山 …… 174
海底山* …… 174
海山链 …… 175
海山群 …… 175
海底山脉 …… 175
海峰 …… 175
海台 …… 175
海底高原* …… 175
平顶海山* …… 175
盖奥特 …… 175
大洋浅滩 …… 175
深海丘陵 …… 175
海丘 …… 175
深海平原 …… 175
海盆 …… 175
海槛 …… 175
海槛深度 …… 175
海底扇 …… 175
海底锥* …… 175
海底三角洲* …… 175
深海扇* …… 175
岛裙 …… 175
群岛平原* …… 175
大洋中脊 …… 175
洋隆 …… 175
海隆* …… 175
无震海岭 …… 175
微大陆 …… 176
微型大陆* …… 176
海底阶地 …… 176
海坪 …… 176
深海阶地* …… 176
海底地滑 …… 176
层间地滑 …… 176
回转地滑 …… 176
圆弧形地滑* …… 176
海底火山 …… 176
环太平洋火山带 …… 176
大洋拉斑玄武岩 …… 176
海岭拉斑玄武岩 …… 176
海洋拉斑玄武岩* …… 176
岛弧拉斑玄武岩 …… 176
岛弧玄武岩* …… 176
海底断裂带 …… 176

海洋沉积与矿产

海洋地质 …… 177
海洋沉积物 …… 177
海洋沉积速率 …… 177
底质 …… 177
底质符号 …… 177
滨海沉积物 …… 177
沿岸沉积物* …… 177
陆架沉积物 …… 177
浅海沉积物* …… 177
残留沉积物 …… 177
半深海沉积物 …… 177
半远洋沉积物 …… 177
远洋沉积物 …… 177
深海沉积物 …… 177
陆源沉积物 …… 178
青泥 …… 178
蓝泥* …… 178
绿泥 …… 178
红泥 …… 178
深海沙 …… 178
等积物 …… 178
沉积脊* …… 178
浊积物 …… 178
混浊流沉积物* …… 178
远洋软泥 …… 178
软泥* …… 178
超微化石软泥 …… 178
生物软泥 …… 178
硅质软泥 …… 178
抱球虫软泥 …… 178
颗石藻软泥 …… 178
翼足虫软泥 …… 178
钙质软泥 …… 178
放射虫软泥 …… 178

硅藻软泥 …… 179
深海燧石 …… 179
软泥水 …… 179
珊瑚沙 …… 179
珊瑚泥 …… 179
多源沉积物 …… 179
远洋粘土 …… 179
褐粘土* …… 179
深海粘土* …… 179
沸石粘土 …… 179
火山泥 …… 179
泥线 …… 179
泥带* …… 179
碳酸盐补偿深度 …… 179
碳酸盐线 …… 179
溶解跃面 …… 179
海底矿产 …… 179
海底石油 …… 180
海底煤田 …… 180
海底砂矿 …… 180
多金属结核 …… 180
富钴结壳 …… 180
钴结壳* …… 180
铁锰结壳* …… 180
C-C区 …… 180
海底热液沉积物 …… 181
红海海底成矿作用 …… 181
海底块状硫化物 …… 181
海底热液多金属硫化物 …… 181
多金属泥 …… 181
重金属泥* …… 181
海底烟囱 …… 181
海底烟筒* …… 181
热卤水成矿作用 …… 182
磷钙土 …… 182
磷块岩* …… 182
天然气水合物 …… 182
可燃冰* …… 182
甲烷水合物* …… 182
海洋资源 …… 182
海水资源 …… 182
海水淡化 …… 182
海水脱盐* …… 182
海洋能源 …… 183
波浪发电 …… 183
潮汐发电 …… 183
温差发电 …… 183
海底泉 …… 183

海洋地质调查

海洋地质调查 …… 183
海洋调查船 …… 183
海洋地质调查船 …… 183
深海潜球 …… 183
深拖系统 …… 183
海上定位 …… 183
导航* …… 183
地物定位 …… 183
地文定位* …… 183
天文定位 …… 184
天文航海 …… 184
无线电导航 …… 184
几何位置线 …… 184
雷达导航 …… 184
双曲线导航系统 …… 184
劳兰 …… 184
台卡导航系统 …… 184
奥米伽导航系统 …… 184
卫星导航 …… 184
多普勒声呐导航系统 … 184
肖兰导航系统 …… 184
六分仪 …… 184
水下声学定位 …… 184
长基线定位* …… 185
短基线定位* …… 185
超短基线定位* …… 185
声应答器 …… 185
测深导航 …… 185
海深测量 …… 185
海洋图 …… 185
等深线 …… 185
等深线图 …… 185
海底地形图* …… 185
水深图* …… 185
回声测深仪 …… 185
旁侧声呐 …… 185
海底扫描声呐* …… 185
侧扫声呐* …… 185
多波束回声测深仪 …… 185
浅地层剖面仪 …… 185
多频探测系统 …… 185
电视摄像电动抓斗 …… 185
深海照相机 …… 186
海底电视机 …… 186
水下机器人 …… 186
水下无人潜水器 …… 186
声释放器 …… 186
海底取样 …… 186
海底采样* …… 186
海洋底质图 …… 186
拖网 …… 186
拖斗* …… 186
抓斗 …… 186
蚌壳式采泥器* …… 186
箱式取样器 …… 186
盒式取样器* …… 186
自返式采样器 …… 186
无缆采样器* …… 186
海洋采样器 …… 186
振动活塞取样器 …… 187
自返式取样管 …… 187
无缆取样管* …… 187
重力活塞取样管 …… 187
重力取样管 …… 187
柱状取样器 …… 187
柱状取样管* …… 187
海底浅钻设备 …… 187
声波地震勘探 …… 187
连续地震剖面测量* … 187
水声测位仪 …… 187
海底地热仪 …… 187
温盐深仪 …… 187
海岸定位观测 …… 187
海岸动力模拟实验 …… 187
海底采矿 …… 188
海底拖斗采矿 …… 188
水力提升采矿系统 …… 188
吸扬式采矿系统* …… 188
空气吸举采矿系统 …… 188
水下自航采矿车 …… 188
铁锰结壳采矿机* …… 188
钢索法采矿 …… 188
连续斗链采矿 …… 188
海里 …… 188
浬* …… 188
节 …… 188
法美洋中脊水下研究计划 …… 188
深海钻探计划 …… 188
大洋钻探计划 …… 189
国际海洋全球变化研究 …… 189
海岸带陆地-海洋相互作用 …… 189
蓝色国土 …… 189
海洋国土* …… 189
传统海疆 …… 189
领海 …… 189
领海基线 …… 189
毗连区 …… 189
开辟区 …… 189
先驱投资者 …… 189
专属经济区 …… 189
内水 …… 189
公海 …… 190
群岛水域 …… 190
群岛国 …… 190
内陆国 …… 190
低潮高地 …… 190
国际海底 …… 190
联合国海洋法公约 …… 190
大陆架界限委员会 …… 190
国际海底管理局 …… 190

气 象 学

总 论

大气 …… 191
大气科学 …… 191
大气现象 …… 191
气象学 …… 191
大气物理学 …… 191
物理气象学* …… 191
日地物理学 …… 191
大气边界层物理学 …… 191
大气声学 …… 191
大气电学 …… 191
大气光学 …… 191
云雾降水物理学 …… 192
动力气象学 …… 192
理论气象学* …… 192
高空气象学 …… 192
天气学 …… 192
大气热力学 …… 192
农业气象学 …… 192
生物气象学 …… 192
森林气象学 …… 192
林业气象学* …… 192
水文气象学 …… 192
军事气象学 …… 192
海洋气象学 …… 192
航空气象学 …… 192
空气污染气象学 …… 192
雷达气象学 …… 192
卫星气象学 …… 193
微气象学 …… 193
应用气象学 …… 193

大气化学 …… 193
降水化学 …… 193
世界气象组织 …… 193
世界气象日 …… 193
气象台 …… 193
气象站 …… 193
气象台站网 …… 193
海洋气象站 …… 193
水文气象站 …… 193
湖泊气象站 …… 193
高山气象站 …… 193
自动气象站 …… 193
自动气候站 …… 193
风能 …… 193
气象病 …… 193
气候疗法 …… 193

大气物理与化学

大气成分 …… 194
对流 …… 194
干洁大气 …… 194
标准大气 …… 194
大气电场 …… 194
自由大气 …… 194
大气圈分层 …… 194
对流层 …… 194
对流层顶 …… 194
平流层 …… 194
臭氧层 …… 194
臭氧洞* …… 194
中间层 …… 194
中层* …… 194
热层 …… 195
电离层 …… 195
电离层暴 …… 195
外逸层 …… 195
散逸层* …… 195
非电离层 …… 195
中性层* …… 195
匀和层 …… 195
非匀和层 …… 195
气辉 …… 195
贝母云 …… 195
夜光云 …… 195
银光云* …… 195
能见度 …… 195
气象能见距离* …… 195
海市蜃楼 …… 195
蜃景* …… 195
峨眉宝光 …… 195
宝光环* …… 195
佛光* …… 195
布劳肯幽灵* …… 195
布劳肯虹* …… 195
霞 …… 195
虹 …… 195
霓 …… 195
晕 …… 195
华 …… 195
雷 …… 195
闪电 …… 195
云分类 …… 195
云 …… 196
卷云 …… 196
层云 …… 196
积云 …… 196
积雨云 …… 196
露 …… 196
霜 …… 196
白霜* …… 196
黑霜* …… 196
霜冻* …… 196
雾 …… 196
霾 …… 196
辐射雾 …… 196
平流雾 …… 196
平流辐射雾 …… 196
蒸气雾 …… 196
蒸发雾* …… 196
锋面雾 …… 196
上坡雾 …… 196
大气气溶胶 …… 196
气溶胶微粒* …… 196
大气凝结核 …… 196
凝结高度 …… 196
碰并 …… 197
降水 …… 197
雨 …… 197
固态降水 …… 197
雪 …… 197
霰 …… 197
雪丸* …… 197
软雹* …… 197
冰雹 …… 197
淞 …… 197
冰 …… 197
雨滴谱 …… 197
雨滴尺度分布* …… 197
马-帕谱* …… 197
暖云降水机制 …… 197
混合云降水机制 …… 197
人工影响天气 …… 197
人工增雨 …… 197
人工降水* …… 197
人工抑雹 …… 197
人工消雾 …… 197
干冰 …… 197
固态二氧化碳* …… 197
碘化银 …… 197
紫外辐射 …… 197
不可见辐射* …… 197
黑光* …… 197
红外辐射 …… 197
短波辐射 …… 198
长波辐射 …… 198
热辐射 …… 198
辐射强度 …… 198
辐[射]照度 …… 198
辐照 …… 198
曝辐[射]照度* …… 198
选择吸收 …… 198
总辐射 …… 198
大气辐射 …… 198
大气逆辐射 …… 198
地面辐射 …… 198
有效辐射 …… 198
净辐射* …… 198
太阳辐射平衡 …… 198
逆温 …… 198
逆温层 …… 198
逆转层* …… 198
地面逆温 …… 198
锋面逆温 …… 198
辐射逆温 …… 198
平流逆温 …… 198
湍流逆温 …… 198
扰动逆温* …… 198
乱流逆温* …… 198
下沉逆温 …… 198
动力逆温 …… 198
接地逆温 …… 198
贴地逆温* …… 198
高架逆温 …… 198
大气透明度 …… 198
热源 …… 198
热汇 …… 198
冷源* …… 198
流线 …… 198
湍流尺度 …… 199
天气雷达 …… 199
测雨雷达* …… 199
卫星云图 …… 199
可见光卫星云图 …… 199
红外光卫星云图 …… 199
数码化卫星云图 …… 199
云团 …… 199
二氧化碳 …… 199
催化剂 …… 199
光化学反应 …… 199
光化反应* …… 199
光解作用 …… 199
过氧乙酰硝酸酯 …… 199
大气微量气体 …… 199
大气痕量气体* …… 199
辛烷值 …… 199

天气与动力气象

天气 …… 199
天气形势 …… 199
天气过程 …… 199
寒潮 …… 200
寒流* …… 200
冷锋天气 …… 200
暖锋天气 …… 200
静止锋天气 …… 200
地方性天气 …… 200
飑线天气 …… 200
不稳定线天气* …… 200
最低气温 …… 200
最高气温 …… 200
晴 …… 200
少云 …… 200
多云 …… 200
阴 …… 200
降水量 …… 200
降水机理 …… 200
降雹机理 …… 200
降雪机理 …… 200
小雨 …… 200
中雨 …… 200
大雨 …… 201
暴雨 …… 201
阵雨 …… 201
对流雨 …… 201
气旋雨 …… 201
地形雨 …… 201
雷雨 …… 201
冻雨 …… 201
雨凇* …… 201
雪量 …… 201
雨夹雪 …… 201
阵风 …… 201
地方性风 …… 201
雷暴 …… 201
气压系统 …… 201
气压场基本型式 …… 201
鞍型气压场 …… 201
反气旋 …… 201
高(气)压* …… 201
极地反气旋 …… 201
极地高压* …… 201
暖性反气旋 …… 201
暖高压* …… 201
冷性反气旋 …… 201
冷高压* …… 201
青藏反气旋 …… 201

青藏高压* …… 201
南亚高压* …… 201
大陆高压 …… 202
阻塞高压 …… 202
蒙古高压 …… 202
移动性反气旋 …… 202
副热带高压 …… 202
副高* …… 202
高压脊 …… 202
气旋 …… 202
低气压* …… 202
冷性气旋 …… 202
冷性低压* …… 202
暖性气旋 …… 202
地方性热低压* …… 202
蒙古气旋 …… 202
蒙古低压* …… 202
东北低压 …… 202
东北气旋* …… 202
黄河气旋 …… 202
黄河低压* …… 202
江淮气旋 …… 202
季风 …… 202
季风气旋 …… 202
季风低压* …… 202
温带气旋 …… 203
副热带气旋 …… 203
中层气旋* …… 203
移动性气旋 …… 203
地方性气旋 …… 203
地形低压* …… 203
切断低压 …… 203
热低压 …… 203
暖低压* …… 203
次生气旋 …… 203
次生低压* …… 203
副气旋* …… 203
低涡 …… 203
极涡 …… 203
极地低压* …… 203
冷涡 …… 203
东北冷涡 …… 203
低压槽 …… 203
槽* …… 203
西风槽 …… 203
长波槽* …… 203
短波槽* …… 203
东亚大槽 …… 204
台风槽 …… 204
次生台风* …… 204
西北低槽 …… 204
西北槽* …… 204
季风槽 …… 204
气旋波 …… 204
气旋族 …… 204
天气系统 …… 204
行星尺度天气系统 …… 204
中小尺度天气系统 …… 204
天气尺度系统 …… 204
赤道辐合带 …… 204
热带辐合带* …… 204
赤道无风带* …… 204
热带气旋 …… 205
热带风暴 …… 205
强热带风暴* …… 205
厄尔尼诺 …… 205
南方涛动 …… 205
拉尼娜 …… 205
反厄尔尼诺* …… 205
龙卷 …… 205
龙卷风* …… 205
陆龙卷* …… 205
水龙卷* …… 205
台风 …… 205
台风眼 …… 205
台风名称 …… 206
环流指数 …… 206
西风指数* …… 206
大气环流 …… 206
一级环流 …… 206
二级环流 …… 206
三级环流 …… 206
三圈环流 …… 206
三圈经向环流* …… 206
平均环流 …… 206
急流 …… 206
西风急流 …… 206
行星风带 …… 207
大气运动守恒定律 …… 207
大气边界层 …… 207
边界层气象学 …… 207
大气湍流 …… 207
大气紊流* …… 207
混合长 …… 207
湍流半经验理论 …… 207
局地环流 …… 207
温度廓线 …… 207
埃克曼螺线 …… 207
罗斯贝廓线 …… 208
热力湍流 …… 208
热力边界层 …… 208
莫宁-奥布霍夫长度 …… 208
湍涡 …… 208
涡团* …… 208
涡旋* …… 208
湍流扩散系数 …… 208
湍流质量交换系数* … 208
质量输送系数* …… 208
湍流交换系数 …… 208
湍流热传导系数* …… 208
湍流黏性系数 …… 208
动力黏度* …… 208
黏度* …… 208
湍流扩散方程 …… 208
风速廓线 …… 208
地表粗糙度 …… 208
粗糙度参数* …… 208
粗糙度长度* …… 208
气象塔层 …… 209
卡门常数 …… 209
大气扩散 …… 209
大气扩散参数 …… 209
大气扩散标准差* …… 209
浓度分布均方差* …… 209
萨顿扩散公式 …… 209
大气扩散 k 理论 …… 209
大气扩散梯度-输送理论* …… 209
大气扩散统计理论 …… 209
大气扩散估算方法 …… 209
大气扩散相似理论 …… 209
摩擦层 …… 210
机械湍流 …… 210
热对流 …… 210
自由对流 …… 210
自然对流* …… 210
城市热岛 …… 210
气团 …… 210
气团分类 …… 210
暖气团 …… 210
暖空气* …… 210
冷气团 …… 210
冷空气* …… 210
冰洋气团 …… 210
极地气团 …… 210
热带气团 …… 210
赤道气团 …… 210
地方性气团 …… 210
变性气团 …… 210
锋 …… 210
锋线 …… 211
锋面 …… 211
冷锋 …… 211
暖锋 …… 211
静止锋 …… 211
准静止锋* …… 211
锢囚锋 …… 211
主锋 …… 211
副锋 …… 211
极锋 …… 211
热带锋 …… 211
气压梯度力 …… 211
摩擦力 …… 211
地转偏差 …… 211
山谷风 …… 211
地转风 …… 211
海陆风 …… 211
热成风 …… 212
梯度风 …… 212
水平风速 …… 212
风力 …… 212
静风 …… 212
软风 …… 212
轻风 …… 212
微风 …… 212
和风 …… 212
清风 …… 212
强风 …… 212
疾风 …… 212
大风 …… 212
烈风 …… 212
狂风 …… 212
暴风 …… 212
飓风 …… 212
垂直速度 …… 212
平均气流 …… 212
理想气体 …… 212
湿球温度 …… 212
位温 …… 212
等容过程 …… 212
等温过程 …… 212
等压过程 …… 212
多元过程 …… 212
干绝热过程 …… 213
湿绝热过程 …… 213
位能 …… 213
势能* …… 213
热力学能 …… 213
内能* …… 213
潜热能 …… 213
比潜热* …… 213
湍能 …… 213
重力波 …… 213
背风波 …… 213
大气波动 …… 213
罗斯贝波 …… 213
大气长波* …… 213
涡旋慢波* …… 213
行星波* …… 213
大气层结稳定度 …… 213
绝对稳定 …… 213
绝对不稳定 …… 214
中性稳定 …… 214
条件不稳定 …… 214
气块法 …… 214
薄层法 …… 214

等温线 …… 214
等压线 …… 214
等雨量线 …… 214
槽线 …… 214
脊线 …… 214
等压面等高线 …… 214
切变线 …… 214
不连续面 …… 214
层结曲线 …… 214
上升曲线* …… 214
过程曲线 …… 214
状态曲线* …… 214
压-高曲线 …… 215
压高曲线* …… 215
气温直减率 …… 215
干绝热直减率 …… 215
对流凝结高度 …… 215
自由对流高度 …… 215
绝热变化 …… 215
湿绝热直减率 …… 215
温度场 …… 215
湿度场 …… 215
气压场 …… 215
风场 …… 215
白贝罗定律 …… 215
辐合 …… 215
辐散 …… 215
天气图 …… 215
大气热力学图解 …… 216
绝热图解* …… 216
高空图解* …… 216
天气分析 …… 216
地面天气图分析 …… 216
温压场分析 …… 216
气团分析 …… 216
锋面分析 …… 216
剖面分析 …… 216
天气预报 …… 216
短时天气预报 …… 216
短期天气预报 …… 216
中期天气预报 …… 216
长期天气预报 …… 217
数理统计天气预报 …… 217
数值天气预报 …… 217
航空天气预报 …… 217
航站天气预报 …… 217
航线天气预报 …… 217
飞行天气预报 …… 217
飞机尾迹 …… 217
凝结尾迹* …… 217
机场关闭气象条件 …… 217
全天候机场 …… 217
气象武器 …… 217
军事气象保障 …… 217
天气谚语 …… 217
寒潮警报 …… 217
台风紧急警报 …… 217
风矢 …… 218
天气模式 …… 218
海-气关系 …… 218
咆哮西风带 …… 218

农业气象

作物气象 …… 218
林业气象 …… 218
牧业气象 …… 218
渔业气象 …… 218
果树气象 …… 218
蔬菜气象 …… 218
病虫气象 …… 218
农业气象指标 …… 218
生存因子不可代
替律 …… 218
生存因子同等重
要律* …… 218
环境因子非同等
重要律 …… 218
农业气象模式 …… 218
土壤-植物-大气
模式 …… 218
作物-天气分析模式 …… 219
农业气象系统 …… 219
土壤-植物-大气
系统* …… 219
生理辐射 …… 219
农田辐射平衡 …… 219
农田净辐射* …… 219
叶面辐射平衡 …… 219
有效光合面积 …… 219
植物光能利用率 …… 219
光合生产率 …… 219
净同化率* …… 219
光合生产潜力 …… 219
光合生产力* …… 219
植物生长温度 …… 219
植物温度三基点 …… 219
活动温度 …… 219
积温 …… 219
活动积温 …… 219
有效积温 …… 220
气候积温 …… 220
农田热量平衡 …… 220
土壤绝对湿度 …… 220
土壤相对湿度 …… 220
田间持水量 …… 220
植物蒸腾 …… 220
农田蒸发 …… 220
农田蒸散 …… 220
农田总蒸发* …… 220
腾发* …… 220
有效降水 …… 220
土壤空气 …… 220
土壤透性 …… 220
农业气象灾害 …… 220
植物大气污染 …… 220
植物土壤污染 …… 220
农业气象观测 …… 221
农业气象试验方法 …… 221
人工气候室 …… 221
人工气候箱 …… 221
梅雨 …… 221
霉雨* …… 221
黄霉* …… 221
时霉* …… 221
时雨* …… 221
出梅* …… 221
三伏 …… 221
秋老虎 …… 221
数九 …… 221
九九* …… 221
七十二候 …… 221
二十四节气 …… 221
农业气候资源 …… 221
亚热带季风气候 …… 221
副热带季风气候* …… 221
农业气候分析 …… 222
气候肥力 …… 222
农业气候生产潜力* … 222
光温生产潜力 …… 222
农业气候区划 …… 222
干燥指数 …… 222
水热系数 …… 222
农业气象预报 …… 222
作物生长期 …… 222
农业气象产量预报 …… 222
病虫气象预报 …… 222
农田小气候 …… 222
物候观测 …… 222
物候气候学 …… 222
物候区划 …… 222

气象探测与仪器

地面气象观测 …… 222
高空气象观测 …… 223
气象要素 …… 223
水汽压 …… 223
绝对湿度 …… 223
相对湿度 …… 223
露点温度 …… 223
露点* …… 223
百帕 …… 223
云状 …… 223
云量 …… 223
风速 …… 223
瞬时风速* …… 223
平均风速* …… 223
风向 …… 223
风级 …… 223
天空状况 …… 223
气象观测场 …… 223
电接风向风速计 …… 223
百叶箱 …… 224
温度表 …… 224
气压表 …… 224
风向标 …… 224
风向袋 …… 224
风袋* …… 224
热线风速表 …… 224
三轴风速仪 …… 224
三分量风速仪* …… 224
双向风标 …… 224
拉格朗日测风系统 …… 224
欧拉测风系统 …… 224
经纬仪测风 …… 224
风洞 …… 224
日照计 …… 224
水平能见度 …… 224
干湿球温度表 …… 224
雨量器 …… 224
蒸发器 …… 224
天气现象分类 …… 224
无线电探空仪 …… 225
探空气球 …… 225
高空探空 …… 225
低空探空 …… 225
测风气球 …… 225
小球测风 …… 225
繫留气球 …… 225
气象火箭 …… 225
气象卫星 …… 225
中国风云气象卫星
系列 …… 225
同步气象卫星 …… 225
泰罗斯卫星 …… 226
诺阿卫星系列 …… 226
艾托斯卫星* …… 226
雨云卫星 …… 226
地球静止气象卫星 …… 226
大气遥感 …… 226
激光气象雷达 …… 226
声雷达 …… 226
测风雷达 …… 226

自然地理学

总 论

自然地理学 …… 227
综合自然地理学 …… 227
部门自然地理学 …… 227
土壤地理学 …… 227
化学地理学 …… 227
景观生态学 …… 227
海洋地理学 …… 227
区域水文地理学 …… 227
污染生态学 …… 227
新生代地理学 …… 228
地志学 …… 228
拉马克学说 …… 228
达尔文学说 …… 228
地理环境决定论 …… 228
地球表层系统 …… 228
地理系统 …… 228
自然综合体 …… 228
综合自然区划 …… 228
自然大区 …… 229
自然地区 …… 229
地带性 …… 229
非地带性 …… 229
经度地带性 …… 229
纬度地带性 …… 229
水平地带性 …… 229
垂直地带性 …… 229
自然带 …… 229
海洋自然带 …… 229
陆地自然带 …… 229
自然地带 …… 229
亚地带 …… 229
自然地理过程 …… 229
自然地理结构 …… 229
自然地域分异规律 …… 230
自然亚地区 …… 230
自然区划图 …… 230
水半球 …… 230
陆半球 …… 230
北半球 …… 230
南半球 …… 230
地理壳 …… 230
景观壳* …… 230
地表能量转换 …… 230
地表物质循环 …… 230
地理图志 …… 230
地理环境 …… 230
自然环境* …… 230
地理环境结构 …… 230
地理要素 …… 231
地理数据 …… 231
地理模型 …… 231
自然景观 …… 231

地理景观

景观 …… 231
地理景观* …… 231
景观图 …… 231
山脉 …… 231
山结* …… 231
山地 …… 231
喜马拉雅山脉 …… 231
天山山脉 …… 231
唐古拉山 …… 231
喀喇昆仑山 …… 231
昆仑山脉 …… 232
兴都库什山脉 …… 232
乞力马扎罗山 …… 232
安第斯山脉 …… 232
大高加索山脉 …… 232
高原 …… 232
青藏高原 …… 233
平原 …… 233
亚马孙平原 …… 233
俄罗斯平原 …… 233
东欧平原* …… 233
西西伯利亚平原 …… 233
拉普拉塔平原 …… 233
北美大平原 …… 233
图兰平原 …… 233
恒河平原 …… 233
印度河平原 …… 234
中欧平原 …… 234
波德平原* …… 234
黄淮海平原 …… 234
松辽平原 …… 234
美索不达米亚平原 …… 234
多瑙河中游平原 …… 234
多瑙河下游平原 …… 234
长江中下游平原 …… 234
三江平原 …… 234
珠江三角洲平原 …… 234
盆地 …… 234
河流 …… 234
尼罗河 …… 234
亚马孙河 …… 235
长江 …… 235
密西西比河 …… 235
叶尼塞河 …… 235
黄河 …… 235
鄂毕河 …… 235
拉普拉塔河 …… 235
刚果河 …… 235
扎伊尔河* …… 235
尼日尔河 …… 235
印度河 …… 236
多瑙河 …… 236
幼发拉底河 …… 236
三角洲 …… 236
恒河-布拉马普特拉河三角洲 …… 236
长江三角洲 …… 236
湄公河三角洲 …… 236
密西西比河三角洲 …… 236
尼罗河三角洲 …… 236
黄河三角洲 …… 236
瀑布 …… 236
黄果树瀑布 …… 236
利文斯敦瀑布群 …… 236
伊瓜苏瀑布 …… 237
尼亚加拉瀑布 …… 237
基桑加尼瀑布 …… 237
史丹利瀑布* …… 237
湖泊 …… 237
荒漠 …… 237
湿地 …… 237

气 候

气候 …… 238
气候学 …… 238
植物气候学 …… 238
生态气候学 …… 238
气候带 …… 238
阿利索夫气候分类法 …… 239
气候成因分类法* …… 239
赤道气候带 …… 239
赤道季风气候带 …… 239
热带气候带 …… 239
副热带气候带 …… 239
柯本气候分类法 …… 239
温带气候带 …… 239
副极地气候带 …… 240
热带湿润气候带 …… 240
热带雨林气候* …… 240
热带季风气候* …… 240
热带稀树草原气候* … 240
干燥气候带 …… 240
干燥草原气候* …… 240
干燥沙漠气候* …… 240
温暖多雨气候带 …… 240
温暖冬干气候* …… 240
温暖夏干气候* …… 240
温暖常湿气候* …… 240
湿润寒冷气候带 …… 240
北方雪林气候带* …… 240
寒冷冬干气候* …… 240
寒冷常湿气候* …… 240
城市气候 …… 240
大陆性气候 …… 240
地方性气候 …… 240
海洋性气候 …… 240
季风气候 …… 240
半荒漠 …… 241
大陆度 …… 241
琼森大陆度指数* …… 241
焦金斯基大陆度指数* …… 241
浮尘 …… 241
干旱 …… 241
干旱风 …… 241
干热风* …… 241
干旱区 …… 241
干燥度 …… 241
干燥指数* …… 241
湿润指数* …… 241
平均最低气温 …… 241
平均最高气温 …… 241
气候变化 …… 241
气候变率 …… 241
气候模拟 …… 241
气候系统 …… 241
气候预报 …… 241
气候志 …… 242
气温距平 …… 242
日平均气温 …… 242
旬平均气温 …… 242
月平均气温 …… 242
年平均气温 …… 242
日照时数 …… 242
四季 …… 242
温度年较差 …… 242
温度日较差 …… 242
无霜期 …… 242
扬沙 …… 242
气候生产潜力 …… 242
物候季节 …… 242
生物季节* …… 242
物候历 …… 242

自然历* …… 242
物候期 …… 242
气候生态作用 …… 243
生态气候 …… 243
物候学定律 …… 243
霍普金斯定律* …… 243

生物地理

生物地理学 …… 243
动物地理学 …… 243
植物地理学 …… 243
生态地理学 …… 243
生态学 …… 243
环境生态学 …… 243
农田生态学 …… 243
应用生态学 …… 243
动物生态学 …… 243
植物生态学 …… 243
地方种 …… 243
本地种* …… 243
土著种* …… 243
凋萎系数 …… 243
顶端优势 …… 244
短生植物 …… 244
短命植物* …… 244
高山植物 …… 244
灌丛 …… 244
落叶阔叶林 …… 244
夏绿阔叶林* …… 244
森林界限 …… 244
生理干旱 …… 244
树木线 …… 244
特有种 …… 244
天然植被 …… 244
原生植被* …… 244
次生植被* …… 244
生态因子 …… 244
环境因子* …… 244
生物限制因子 …… 244
限制因子定律 …… 244
演替顶极 …… 244
演替系列 …… 244
蒸发系数 …… 244
蒸散作用 …… 244
蒸腾系数 …… 245
蒸腾作用 …… 245
植被 …… 245
植被覆盖度 …… 245
植被图 …… 245
植被类型图* …… 245
指示植物 …… 245
种群 …… 245
种群动态模型 …… 245
开放群落 …… 245
封闭群落 …… 245
自然调节 …… 245
种群自然调节* …… 245
生态群 …… 245
生态种 …… 245
生态分布 …… 245
生态 …… 245
生态失调 …… 245
生态系统模型 …… 245
自然物候 …… 245
植物常量元素 …… 246
植物大量元素* …… 246
次生林 …… 246
低等植物 …… 246
地被层 …… 246
动物地理学区划 …… 246
动物区系 …… 246
防护林 …… 246
生态隔离 …… 246
地理隔离 …… 246
生态最适度 …… 246
生态型 …… 246
生态幅度 …… 246
广域分布植物 …… 246
华莱士线 …… 246
生物数量塔 …… 246
生态数量塔* …… 246
生态金字塔* …… 246
生产率塔 …… 246
生存竞争 …… 246
生存条件 …… 246
生活型 …… 246
生态位 …… 247
生境生态位* …… 247
功能生态位* …… 247
超体积生态位* …… 247
实际生态位* …… 247
生命表 …… 247
动态生命表* …… 247
静态生命表* …… 247
生境 …… 247
生态系列 …… 247
生态系统 …… 247
生态效率 …… 247
转移效率* …… 247
生物多样性指数 …… 247
异质性指数* …… 247
辛普森指数* …… 247
香农-韦纳指数* …… 247
生物多样性 …… 247
生物量 …… 247
生物小循环 …… 247
世界种 …… 247
广布种* …… 247
先锋树种 …… 247
优势种 …… 247
垂直成层现象 …… 247
群落交错区 …… 248
生态环境脆弱带* …… 248
边缘效应 …… 248
沼生植物 …… 248
沼泽植被 …… 248
阳性植物 …… 248
阴性植物 …… 248
耐阴植物 …… 248
水生植物 …… 248
陆生植物 …… 248
沙生植物 …… 248
草地 …… 248
草甸 …… 248
赤道雨林带 …… 249
逻辑斯谛增长 …… 249
阻滞生长* …… 249
逻辑斯谛曲线* …… 249
复种指数 …… 249
垦殖指数 …… 249
第一性生产力 …… 249
副热带森林带 …… 249
绿洲 …… 249
绿洲农业 …… 249
牧区 …… 250
农牧交错区 …… 250
浅海农牧化 …… 250
热带荒漠带 …… 250
泰加林 …… 250
桑基鱼塘 …… 250
杂基鱼塘 …… 250
蔗基鱼塘 …… 250
森林苔原带 …… 250
湿润区 …… 250
苔原带 …… 250
温带草原带 …… 250
世界森林日 …… 250
世界湿地日 …… 250

外动力地质学

外动力地质学 …… 251
外动力地质作用 …… 251
外营力地质作用* …… 251
表生地质作用* …… 251
表层地质作用* …… 251
外营力 …… 251
地外营力 …… 251
风化作用 …… 251
物理风化 …… 251
机械风化* …… 251
热力风化 …… 251
冻融风化 …… 251
融冻风化* …… 251
寒冻风化 …… 251
寒冻作用 …… 251
冰劈作用 …… 251
寒冻风化作用* …… 251
冰楔作用 …… 251
盐劈作用 …… 251
结晶胀裂作用* …… 251
根劈作用 …… 251
化学风化 …… 251
生物风化 …… 252
生物化学风化 …… 252
海底风化 …… 252
差异风化 …… 252
选择风化* …… 252
差别风化* …… 252
球状风化 …… 252
风化作用阶段 …… 252
元素迁移系列 …… 252
风化产物 …… 252
风化壳 …… 252
古风化壳 …… 253
风化壳类型 …… 253
岩屑型风化壳 …… 253
碳酸盐型风化壳 …… 253
高岭土型风化壳 …… 253
硅铝粘土型风化壳* … 253
砖红土型风化壳 …… 253
矿物稳定性 …… 253
线状风化壳 …… 253
线型风化壳* …… 253
复合型风化壳* …… 253
面状风化壳 …… 253
面型风化壳* …… 253
岩溶型风化壳 …… 253
囊状风化壳 …… 253

风化表层 …… 253
土壤表层 …… 253
淋滤层 …… 253
淋积层* …… 253
淋溶层* …… 253
残积层 …… 253
半风化层 …… 253
风化带类型 …… 253
强风化带 …… 254
弱风化带 …… 254
卸荷(载)作用 …… 254
释重作用* …… 254
剥离作用* …… 254
页状剥落 …… 254
鳞片状剥落* …… 254
层状剥落* …… 254
层裂作用 …… 254
层状节理化* …… 254
席理* …… 254
崩解作用 …… 254
崩积物* …… 254
重力地质作用 …… 254
负荷地质作用* …… 254
块体运动 …… 254
山崩 …… 254
塌岸 …… 254
土屑蠕动 …… 254
土屑潜动* …… 254
撒落作用 …… 254
崩塌作用 …… 254
蠕动 …… 254
潜移* …… 254
潜动* …… 254
塌陷作用 …… 254
滑塌作用 …… 254
水底滑坡构造* …… 255
剥蚀作用 …… 255
侵蚀作用 …… 255
陵夷作用 …… 255
陵削作用* …… 255
加积作用 …… 255
均夷作用 …… 255
夷平作用 …… 255
常态侵蚀 …… 255
河流地质作用 …… 255
暂时性流水作用 …… 255
向源侵蚀 …… 255
溯源侵蚀* …… 255
线状侵蚀 …… 255
沟蚀* …… 255
片状侵蚀 …… 255
面状侵蚀* …… 255
面状洗刷作用* …… 255
向源堆积 …… 256
溯源堆积* …… 256
下切作用 …… 256
下蚀作用* …… 256
垂直侵蚀作用* …… 256
侧蚀作用 …… 256
旁蚀作用* …… 256
侧方侵蚀作用* …… 256
表面侵蚀 …… 256
片流地质作用 …… 256
洪流地质作用 …… 256
流水地质作用 …… 256
搬运作用 …… 256
搬运介质 …… 256
搬运作用方式 …… 256
推移 …… 256
跃移 …… 256
悬移 …… 256
搬运力 …… 256
机械搬运力 …… 256
化学搬运力 …… 256
搬运量 …… 257
含沙量 …… 257
输沙量 …… 257
年输沙量 …… 257
总输沙量 …… 257
输沙率 …… 257
泥沙流饱和度 …… 257
泥沙流过饱和* …… 257
泥沙流不饱和* …… 257
载运作用 …… 257
拖曳作用 …… 257
沙波运动 …… 257
沙波* …… 257
风的地质作用 …… 257
风蚀作用 …… 257
吹蚀作用 …… 257
磨蚀作用 …… 257
挟沙风 …… 257
风沙流 …… 258
风积作用 …… 258
地下水地质作用 …… 258
潜蚀作用 …… 258
冰川地质作用 …… 258
湖泊地质作用 …… 258
湖水运动方式 …… 258
沼泽地质作用 …… 258
海洋地质作用 …… 258
海蚀作用 …… 258
激浪作用 …… 258
破浪* …… 258
拍岸浪* …… 258
浪蚀作用 …… 258
波浪运动 …… 259
风暴潮地质作用 …… 259
洋流作用 …… 259
潮汐运动 …… 259
潮汐能 …… 259
潮汐地质作用 …… 259
浊流侵蚀作用 …… 259
沿岸沉积物流 …… 259
漂沙 …… 259
沿岸漂沙 …… 259
沿滩漂沙 …… 259
泥沙横向运动 …… 260
泥沙纵向运动 …… 260
分选作用 …… 260
磨圆作用 …… 260
磨细作用 …… 260
堆积作用 …… 260
中和作用 …… 260
脱水作用 …… 260
溶解作用 …… 260
沉淀作用 …… 260
水化作用 …… 260
水合作用* …… 260
氧化作用 …… 260
水解作用 …… 260
还原作用 …… 260
吸附作用 …… 260
胶凝作用 …… 260
石化作用 …… 260
冲击作用 …… 260

地 貌 学

总 论

地貌学 …… 261
地形学* …… 261
地文学 …… 261
部门地貌学 …… 261
历史地貌学 …… 261
构造地貌学 …… 261
岩石地貌学 …… 261
火山地貌学 …… 261
冰川地貌学 …… 261
气候地貌学 …… 261
动力地貌学 …… 261
区域地貌学 …… 261
应用地貌学 …… 261
工程地貌学 …… 261
砂矿地貌学 …… 261
数学地貌学 …… 262
农业地貌学 …… 262
实验地貌学 …… 262
地貌 …… 262
地形* …… 262
地貌区划 …… 262
地貌分区* …… 262
地貌景观 …… 262
地势 …… 262
地形起伏量 …… 262
起伏量图 …… 262
地势图* …… 262
地貌调查 …… 262
地貌分析 …… 262
地形分析* …… 262
造貌运动 …… 262
地貌图 …… 262
普通地貌图 …… 262
专门地貌图 …… 262
地貌类型图 …… 263
地貌图例 …… 263
地貌剖面图 …… 263
地貌综合剖面图 …… 263
侵蚀旋回 …… 263
地貌旋回* …… 263
幼年期 …… 263
壮年期 …… 263
老年期 …… 263
地形侵蚀回春 …… 263
地貌类型 …… 263
地貌年龄 …… 263
地貌单元 …… 263
大陆 …… 263

山地及平原地貌

山系 …… 263
山 …… 263
山顶 …… 264
山坡 …… 264
山麓 …… 264
垭口 …… 264
山鞍* …… 264
山口 …… 264
山谷 …… 264
丘陵 …… 264
山原 …… 264
构造平原 …… 264

上升平原 …… 264
剥蚀平原 …… 264
堆积平原 …… 264
高平原 …… 264
低平原 …… 264
山间盆地 …… 264
内陆盆地 …… 264
河谷盆地 …… 264
洼地 …… 264
坝子 …… 264
坡形 …… 264
凸形坡* …… 265
凹形坡* …… 265
复合形坡* …… 265
直线坡 …… 265
正地形 …… 265
负地形 …… 265
顺地形 …… 265
逆地形 …… 265
倒置地形* …… 265
显地形 …… 265
地貌组合 …… 265
相对高度 …… 265
坡地 …… 265
坡度 …… 265
侵蚀面 …… 265
夷平面* …… 265
片蚀 …… 265
冲刷 …… 265
隐地形 …… 265
古地貌 …… 265
埋藏地形 …… 265
微地貌 …… 266

构造地貌

构造地貌 …… 266
褶皱山 …… 266
背斜山 …… 266
向斜山 …… 266
单面山 …… 266
单斜山* …… 266
猪背山 …… 266
岩盘山 …… 266
断块山 …… 266
地垒式断块山 …… 266
地垒山* …… 266
掀斜式断块山 …… 266
桌状山 …… 267
方山* …… 267
构造盆地 …… 267
断层角盆地* …… 267
拗陷盆地* …… 267
断陷盆地 …… 267
地堑盆地* …… 267
纵谷 …… 267
横谷 …… 267
向斜谷 …… 267
背斜谷 …… 267
单斜谷 …… 267
断裂谷 …… 267
峡谷 …… 267
嶂谷 …… 267
地形倒置 …… 267
假阶地 …… 267

风化重力地貌

风化地貌 …… 267
丹霞地貌 …… 267
张家界地貌* …… 268
障石岩地貌* …… 268
梳状地形 …… 268
石蛋地形 …… 268
土林 …… 268
重力地貌 …… 268
滑坡 …… 268
滑坡舌 …… 268
滑坡体 …… 268
滑坡基座 …… 268
滑坡壁 …… 268
倒石堆 …… 268
岩屑锥* …… 268
冲出锥 …… 268
岩屑坡 …… 268
坡积裙 …… 268
泥石流 …… 268
山洪* …… 268
龙扒* …… 268
水泡* …… 268
走蛟* …… 268
泥石流扇* …… 268
稀性泥石流 …… 268
紊流型泥石流* …… 268
黏性泥石流 …… 269
结构性泥石流* …… 269
泥流阶地 …… 269

剥蚀堆积地貌

剥蚀地貌 …… 269
侵蚀地貌 …… 269
侵蚀期 …… 269
准平原学说 …… 269
山麓剥蚀平原学说 …… 269
山坡蚀退说 …… 269
山坡蚀低说 …… 269
堆积地貌 …… 269
堆积期 …… 269
河流平衡剖面 …… 269
河流均衡剖面* …… 269
侵蚀基准面 …… 269
侵蚀基面* …… 269
地方侵蚀基准面 …… 269
终极侵蚀基准面 …… 270
夷平面 …… 270
均夷面* …… 270
古夷平面* …… 270
埋藏古夷平面* …… 270
准平原 …… 270
准平原化作用 …… 270
山麓剥蚀平原 …… 270
山前夷平面* …… 270
山麓剥蚀面 …… 270
山足剥蚀面* …… 270
岛状山 …… 270
层状地形 …… 270
多层地形* …… 270
相关沉积 …… 270
相关沉积法* …… 270
滑床 …… 270
崩积锥 …… 270
水石流 …… 270
蚀余山 …… 270
侵蚀沟 …… 270

流水地貌

流水地貌 …… 270
河流类型 …… 271
顺向河 …… 271
再顺向河 …… 271
逆向河 …… 271
次成河 …… 271
偶向河 …… 271
先成河 …… 271
后成河 …… 271
叠置河* …… 271
河源 …… 271
河谷 …… 271
河口 …… 271
流域面积 …… 271
集水面积* …… 271
汇水面积* …… 271
分水岭 …… 271
分水线 …… 271
支流 …… 271
汊流 …… 271
河床 …… 271
河槽* …… 271
冲沟 …… 272
悬沟 …… 272
急沟 …… 272
坳沟 …… 272
细沟 …… 272
犁沟* …… 272
切沟 …… 272
宽谷 …… 272
主流线 …… 272
深槽 …… 272
浅滩 …… 272
心滩 …… 272
江心洲 …… 272
河漫滩 …… 272
雏形河漫滩 …… 272
原始河漫滩* …… 272
平坦河漫滩 …… 272
弓形河漫滩 …… 272
堰堤式河漫滩 …… 272
平行鬃岗式河漫滩 …… 272
凸形河漫滩 …… 272
边滩 …… 272
沙洲 …… 272
河成沙波 …… 272
河成沙纹 …… 272
水下沙脊 …… 272
鬃岗地形 …… 272
壶穴 …… 272
瓯穴* …… 272
冰川锅* …… 273
裂点 …… 273
河曲 …… 273
曲流* …… 273
蛇曲* …… 273
曲流颈 …… 273
牛轭湖 …… 273
弓形湖* …… 273
自然堤 …… 273
天然堤* …… 273
裁弯取直 …… 273
深切曲流 …… 273
自由曲流 …… 273
离堆山 …… 273
旱三角洲 …… 273
冲积锥 …… 273
洪积锥* …… 273
洪积扇 …… 273
冲积扇 …… 274
冲洪积扇* …… 274
迂回扇 …… 274
决口扇 …… 274
河道变迁 …… 274
倒淌河* …… 274
水系变迁* …… 274
河流袭夺 …… 274
河流劫夺* …… 274
河流抢水* …… 274
袭夺河* …… 274
被夺河* …… 274
断头河* …… 274

袭夺肘湾* …… 274
抢水湾* …… 274
风口 …… 274
反向河 …… 274
古河道 …… 275
谷中谷 …… 275
叠谷* …… 275
谷肩* …… 275
岩槛 …… 275
岩坎* …… 275
滨河床沙坝 …… 275
侵蚀阶地 …… 275
河流阶地 …… 275
堆积阶地 …… 275
上叠阶地* …… 275
内叠阶地* …… 275
基座阶地 …… 275
埋藏阶地 …… 275
掩埋阶地* …… 275
嵌入阶地 …… 275
坡下阶地 …… 275
气候阶地 …… 275
阶地剖面图 …… 275
阶地位相图 …… 275
阶地纵剖面图* …… 275
阶地横剖面图 …… 275
阶地变形 …… 275
循环阶地 …… 276
水系 …… 276
星状水系 …… 276
平行水系 …… 276
放射状水系 …… 276
辐射水系* …… 276
辐聚水系 …… 276
树枝状水系 …… 276
羽毛状水系 …… 276
扇状水系 …… 276
格状水系 …… 276
串珠状水系 …… 276
辫状水系 …… 276
间歇河 …… 276
季节河* …… 276
山麓平原 …… 276
洪积平原 …… 276
冲洪积平原 …… 276
冲积平原 …… 276
泛滥平原 …… 277
山间平原 …… 277
河流错位 …… 277
河流偏移 …… 277
汇水区 …… 277

湖泊地貌

湖泊地貌 …… 277
湖盆 …… 277
湖岸 …… 277
湖岸带 …… 277
湖岸岸坡* …… 277
湖岸浅滩* …… 277
岸滩* …… 277
湖蚀浅滩* …… 277
湖积浅滩* …… 277
湖岸线 …… 277
湖蚀崖 …… 277
湖蚀洞穴 …… 277
湖成阶地 …… 277
湖岸阶地* …… 277
湖积平原 …… 277
湖泊堆积平原* …… 277
湖泊类型 …… 277
湖盆成因类型 …… 277
构造湖 …… 277
向斜坳陷湖 …… 277
凹陷湖 …… 277
断陷湖 …… 277
塌陷湖 …… 278
火山口湖 …… 278
火口原湖 …… 278
风蚀湖 …… 278
冰斗湖 …… 278
冰蚀湖 …… 278
岩溶湖 …… 278
堰塞湖 …… 278
埝塞湖* …… 278
壅水湖* …… 278
冰碛湖 …… 278
融沉湖 …… 278
融陷湖* …… 278
海源湖 …… 278
海成湖* …… 278
海迹湖* …… 278
残留湖* …… 278
海源咸水湖 …… 278
海源盐湖* …… 278
陆源湖 …… 278
陆成湖* …… 278
陆源咸水湖 …… 278
陆源盐湖* …… 278
外流湖 …… 278
内流湖 …… 278
内陆湖* …… 278
河口湖 …… 278
终点湖* …… 278
尾闾湖* …… 278
停蓄湖* …… 278
河源湖 …… 278
间歇性河河口湖 …… 278
季节性河河口湖* …… 278
连河湖 …… 278
吞吐湖* …… 278
游移湖 …… 279
排水湖 …… 279
流通湖* …… 279
开口湖* …… 279
不排水湖 …… 279
非排水湖* …… 279
不流通湖* …… 279
闭口湖* …… 279
无开口湖* …… 279
间歇性排水湖 …… 279
常年湖 …… 279
时令湖 …… 279
季节湖* …… 279
干湖 …… 279
干盐湖* …… 279
沙下湖 …… 279
湖泊沼泽化 …… 279
草甸子* …… 279
甸子地* …… 279
沼泽化地带 …… 279
过湿地 …… 279
湖水化学类型 …… 279
湖水类型* …… 279
湖水矿化度 …… 279
湖水含盐量* …… 279
湖水盐度* …… 279
咸水湖 …… 279
矿湖* …… 279
矿化湖* …… 279
矿物质湖* …… 279
半咸水湖 …… 279
微咸水湖* …… 279
弱矿化湖* …… 279
淡水湖 …… 279
盐湖 …… 279
盐湖类型 …… 279
碳酸盐湖 …… 279
硫酸盐湖 …… 279
氯化物湖 …… 280
碱湖 …… 280
苏打湖* …… 280
芒硝湖 …… 280
苦湖 …… 280
苦盐湖* …… 280
卤水湖 …… 280
湖泊形态度量 …… 280

干旱地貌

风成地貌 …… 280
干旱地貌 …… 280
劣地 …… 280
戈壁 …… 280
砾漠* …… 280
盐漠 …… 280
盐沼泥漠* …… 280
盐碱地* …… 280
泥漠 …… 280
沙漠 …… 280
沙质荒漠* …… 280
岩漠 …… 280
石漠 …… 280
沙漠漆 …… 280
岩漆* …… 280
风棱石 …… 280
旱谷 …… 280
风蚀谷 …… 281
风蚀穴 …… 281
风蚀壁龛 …… 281
石窝* …… 281
风蚀城堡 …… 281
风城* …… 281
风蚀柱 …… 281
风蚀塔* …… 281
风蘑菇 …… 281
雅丹 …… 281
白龙堆* …… 281
风蚀盆地 …… 281
塔拉 …… 281
沙丘 …… 281
新月形沙丘 …… 281
新月形沙丘链 …… 281
纵向沙垄 …… 281
复合纵向新月形沙垄 …… 281
抛物线沙丘 …… 282
横向沙垄 …… 282
复合新月形沙丘链* …… 282
梁窝状沙地 …… 282
蜂窝状沙地 …… 282
金字塔形沙丘 …… 282
锥形沙丘* …… 282
星状沙丘* …… 282
信风型风积地形 …… 282
季风-软风型风积地形 …… 282
对流型风积地形 …… 282
干扰型风积地形 …… 282
流动沙丘 …… 282
固定沙丘 …… 282
半固定沙丘 …… 282
风蚀 …… 282
沙尘暴 …… 282
沙暴* …… 282
强沙尘暴* …… 282
特强沙尘暴* …… 282

岩溶地质学

总 论

岩溶 …… 283
喀斯特* …… 283
假岩溶 …… 283
岩溶学 …… 283
岩溶地质学 …… 283
岩溶地貌学 …… 283
洞穴学 …… 283
洞穴沉积年代学 …… 283
岩溶水文学 …… 283
岩溶水文地质学 …… 283
岩溶工程地质学 …… 283
岩溶地球化学 …… 283
岩溶动力学 …… 283
岩溶动力系统 …… 283
岩溶环境系统 …… 283
岩溶生态系统 …… 284
岩溶作用的碳循环 …… 284
环境变化的岩溶记录 … 284
石笋古气候记录 …… 284
岩溶环境 …… 284
岩溶矿床 …… 284
可溶性岩石 …… 284
易溶岩* …… 284
岩溶率 …… 284
喀斯特率* …… 284
点岩溶率* …… 284
线岩溶率* …… 284
面岩溶率* …… 284
体岩溶率* …… 284
钻孔岩溶揭露率* …… 284
岩溶作用 …… 284
喀斯特作用* …… 284
岩溶现象 …… 284
溶蚀 …… 284
混合溶蚀 …… 284
热水溶蚀 …… 284
土下溶蚀 …… 285
气下溶蚀* …… 285
矿物饱和指数 …… 285
岩溶化 …… 285
岩溶充填率 …… 285
岩溶不均匀性 …… 285
岩溶旋回 …… 285
岩溶发育阶段性 …… 285
幼年期岩溶* …… 285
青年期岩溶* …… 285
壮年期岩溶* …… 285
老年期岩溶* …… 285
岩溶期 …… 285
岩溶景观 …… 285
岩溶地带性 …… 285
岩溶基准面 …… 285
岩溶剥蚀面 …… 285
植物岩溶 …… 285
外源水 …… 285
岩溶形态组合 …… 285
表层岩溶带 …… 285
岩溶植被 …… 286
洞穴生物 …… 286
岩溶气爆 …… 286

岩溶类型

岩溶类型 …… 286
冰川岩溶 …… 286
寒带岩溶 …… 286
温带岩溶 …… 286
亚热带岩溶 …… 286
热带岩溶 …… 286
干旱区岩溶 …… 286
高山岩溶 …… 286
裸露型岩溶 …… 286
绿岩溶* …… 286
覆盖型岩溶 …… 286
隐伏型岩溶 …… 286
埋藏型岩溶 …… 287
悬挂岩溶 …… 287
石膏岩溶 …… 287
岩盐岩溶 …… 287
盐湖岩溶 …… 287
红层岩溶 …… 287
滨海岩溶 …… 287
礁坪岩溶 …… 287
深部岩溶 …… 287
化石岩溶 …… 287
古岩溶 …… 287
热喀斯特 …… 287
流水岩溶 …… 287
半岩溶* …… 287
岩溶石漠化 …… 287
峰林平原型岩溶 …… 287
孤峰平原型岩溶 …… 287
溶丘洼地型岩溶 …… 287
石林溶沟型岩溶 …… 287
峰丛洼地型岩溶 …… 287
峰丛谷地型岩溶 …… 288
峰林谷地型岩溶 …… 288
孤峰波地型岩溶 …… 288
残丘波地型岩溶* …… 288
高山深谷型岩溶 …… 288
中山峡谷型岩溶 …… 288
低山沟谷型岩溶 …… 288
海岸型岩溶 …… 288
礁岛型岩溶 …… 288
垄脊槽谷型岩溶 …… 288
垄冈谷地型岩溶 …… 288
断陷盆地型岩溶 …… 288
断块山地型岩溶 …… 288
热带季风型岩溶 …… 288
温带季风型岩溶 …… 288
地中海型岩溶 …… 288
温带中欧型岩溶 …… 288

岩溶地貌

岩溶地貌 …… 288
溶痕 …… 289
溶沟 …… 289
溶盘 …… 289
溶蚀裂隙 …… 289
溶面* …… 289
石脊* …… 289
岩溶墙* …… 289
刀砍状溶纹* …… 289
石芽 …… 289
石林 …… 289
岩溶石柱 …… 289
落水洞 …… 289
出水洞 …… 289
竖井 …… 289
天然井* …… 289
岩溶井* …… 289
溶斗 …… 289
喀斯特漏斗* …… 289
天坑* …… 289
岩溶盆地 …… 289
岩溶洼地 …… 289
溶蚀洼地* …… 289
坡立谷 …… 290
岩溶槽谷 …… 290
岩溶悬谷 …… 290
盲谷 …… 290
岩溶嶂谷 …… 290
岩溶箱状谷* …… 290
干谷 …… 290
溶帽山 …… 290
岩溶丘陵 …… 290
岩溶垄冈* …… 290
峰林 …… 290
圆锥状岩溶* …… 290
塔状岩溶* …… 290
峰丛 …… 290
麻窝状岩溶* …… 290
海上峰林 …… 290
孤峰 …… 290
石丘 …… 291
岩溶湖 …… 291
喀斯特湖* …… 291
岩溶平原 …… 291
岩溶准平原 …… 291
岩溶夷平面 …… 291
岩溶高原 …… 291
岩溶型风化壳 …… 291
碳酸盐型风化壳 …… 291
洞穴鳞剥作用 …… 291
消溢水洞 …… 291
溶孔 …… 291
晶孔 …… 291
天生桥 …… 291
溶穴 …… 291
穿洞 …… 291
天锅 …… 291
天沟 …… 291
岩屋 …… 291
岩龛* …… 291
脚洞 …… 291
边槽 …… 291
蚀龛* …… 292
贝窝 …… 292
悬吊岩 …… 292
溶洞 …… 292
洞穴网 …… 292
迷宫式溶洞 …… 292
地下廊道 …… 292
岩溶倒虹吸管 …… 292
多层溶洞 …… 292
石刺 …… 292
冰洞 …… 292
溶沟田 …… 292
岩溶断陷盆地 …… 292
岩溶断块山地 …… 292
岩溶块状山* …… 292

岩溶水文地质

岩溶水文地质条件 …… 292
岩溶水 …… 292
溶洞水 …… 293
洞穴水* …… 293
岩溶含水地块 …… 293
岩溶含水层 …… 293

岩溶地下水面 …… 293
岩溶地下水浸流面 …… 293
岩溶水动力单元 …… 293
岩溶排水基准面 …… 293
扩散流 …… 293
管道流 …… 293
岩溶水动力垂直分带 … 293
岩溶水包气带 …… 293
岩溶水季节交替带 …… 293
岩溶水过渡带* …… 293
岩溶饱水带 …… 293
潜流带* …… 293
岩溶深循环带 …… 293
谷底循环带 …… 293
岩溶泉 …… 293
周期性岩溶泉 …… 293
多潮泉* …… 293
季节性岩溶泉 …… 293
间歇性岩溶泉* …… 293
表层带岩溶泉 …… 293
悬挂岩溶泉 …… 293
溶潭 …… 293
地下潭* …… 293
岩溶天窗 …… 293
岩溶地下水系 …… 293
岩溶地下河系* …… 293
岩溶水文系统 …… 293
地下河 …… 294
暗河* …… 294
地下河系* …… 294
伏流 …… 294
地下湖 …… 294
暗湖* …… 294
海磨坊 …… 294
岩溶充水矿床 …… 294
岩溶突水 …… 294

岩溶堆积物

岩溶堆积物 …… 294
洞穴化学沉积物 …… 294
洞穴次生碳酸钙 …… 294
溶洞微地貌 …… 294
溶洞沉积类型 …… 294
非重力水沉积 …… 294
重力水沉积 …… 294
协同沉积 …… 294
叠置沉积 …… 295
滴石 …… 295
钟乳石 …… 295
石钟乳* …… 295
向光钟乳石 …… 295
鹅管 …… 295
石笋 …… 295
石柱 …… 295
棕榈状石笋 …… 295
石笋微层理 …… 295
发光微层理 …… 295
透光微层理 …… 295
石笋沉积间断 …… 295
流石 …… 295
边石 …… 295
边石坝 …… 295
石幔 …… 295
石旗 …… 295
钙板 …… 295
石扇 …… 295
石花 …… 295
云盆 …… 295
穴珠 …… 295
石饼 …… 295
石荷叶 …… 295
石筏 …… 295
石珊瑚 …… 295
石葡萄 …… 295
螺旋状石笋 …… 295
卷曲石 …… 295
石枝* …… 295
螺旋状钟乳石* …… 295
石盾 …… 296
调色板* …… 296
晶针 …… 296
钙膜晶锥 …… 296
月奶石 …… 296
洞穴崩塌堆积 …… 296
洞穴生物堆积 …… 296
岩溶石灰华 …… 296
瀑水钙华 …… 296
钙华台地 …… 296
盐钟乳石 …… 296
白云石粉 …… 296
蚀余红土 …… 296
膏溶角砾岩 …… 296
石灰岩岩屑堆 …… 296
土洞 …… 296
岩溶塌陷 …… 296
岩溶陷落柱 …… 296

土 壤 学

总 论

土壤 …… 297
土壤学 …… 297
土壤发生学 …… 297
土壤地质 …… 297
地质土壤学 …… 297
构造地质土壤学 …… 297
水文地质土壤学 …… 297
地层土壤学 …… 297
古生物土壤学 …… 297
地貌土壤学 …… 297
土壤化学 …… 297
土壤物理学 …… 297
土壤微生物学 …… 298
土壤物理化学 …… 298
土壤地球化学 …… 298
土壤生态学 …… 298
土壤形态学 …… 298
土壤微形态 …… 298
土壤地理学 …… 298
新构造运动土壤学 …… 298
古土壤学 …… 298
土壤圈层 …… 298
土被 …… 298
月球土壤 …… 298
土壤资源 …… 298
世界土壤资源 …… 298
土壤资源破坏 …… 298

土壤发生

土壤发生 …… 298
土壤景观 …… 299
自然土壤 …… 299
耕作土壤 …… 299
森林土壤 …… 299
草原土壤 …… 299
荒漠土壤 …… 299
水田土壤 …… 299
旱地土壤 …… 299
山地土壤 …… 299
高山土壤 …… 299
土壤发育 …… 299
土壤发育系列 …… 299
土链 …… 299
土壤发育地形系列 …… 299
土壤发育母质系列 …… 300
土壤发育年龄系列 …… 300
原始土壤 …… 300
幼年土壤 …… 300
成熟土壤 …… 300
顶极土壤 …… 300
土壤顶极* …… 300
衰老土壤* …… 300
老年土* …… 300
成土因素学说 …… 300
成土因素函数式 …… 300
历史自然体 …… 300
成土地形因素 …… 300
成土母质因素 …… 300
古土壤母质* …… 300
成土生物因素 …… 300
成土气候因素 …… 300
成土时间因素 …… 301
土壤形成过程 …… 301
成土过程* …… 301
淋溶作用 …… 301
淋滤作用* …… 301
淋溶类型 …… 301
还原(性)淋溶作用 …… 301
淋洗作用 …… 301
淋移作用 …… 301
机械淋洗作用* …… 301
螯合淋溶作用 …… 301
螯淋作用* …… 301
淀积作用 …… 301
淋溶淀积* …… 301
表聚淀积* …… 301
有机质积聚作用 …… 301
毡状层 …… 302
林褥层 …… 302
草地土壤有机层 …… 302
泥炭积聚作用 …… 302
腐殖化作用 …… 302
土壤有机质平衡 …… 302
盐渍化作用 …… 302
原生盐渍化作用 …… 302
次生盐渍化作用 …… 302
脱盐作用 …… 302
碱化作用 …… 302
碱化作用学说 …… 302
脱碱作用 …… 303
积钙作用 …… 303
脱钙作用 …… 303
复钙作用 …… 303
石膏聚积作用 …… 303
硅化作用 …… 303
脱硅作用 …… 303
灰化作用 …… 303
假灰化作用 …… 303
富铝化作用 …… 303
脱硅富铝化作用* …… 303
富铝化作用学说 …… 303
中性淋溶学说* …… 304

碱性淋溶学说* …… 304
等电点风化学说* …… 304
硅铝率 …… 304
硅铁铝率 …… 304
铁质化作用 …… 304
赤铁矿化作用 …… 304
铁铝化作用 …… 304
硅铝化作用 …… 304
粘化作用 …… 304
残积粘化作用 …… 304
原生粘化作用* …… 304
次生粘化作用* …… 304
淀积粘化作用 …… 304
潜育化作用 …… 304
假潜育作用 …… 304
假潜育层* …… 304
表层潜育化作用 …… 304
土壤熟化作用 …… 304
土壤退化 …… 304
土壤次生潜育化作用 … 305
潴育化作用 …… 305
白浆化作用 …… 305
隐灰化作用 …… 305
漂灰化作用 …… 305
钙化作用 …… 305

土壤发育层

单个土体 …… 305
聚合土体 …… 305
土壤个体 …… 305
土壤层 …… 305
基本土壤层 …… 305
基本发生土层* …… 305
腐殖层 …… 305
A层* …… 305
淀积层 …… 305
B层* …… 305
母质层 …… 305
C层* …… 305
母岩 …… 305
R层* …… 305
D层* …… 305
表土层 …… 305
心土层 …… 306
底土层 …… 306
土壤剖面 …… 306
自然土壤剖面 …… 306
土壤扰动剖面 …… 306
土壤发生层 …… 306
土壤发生层代号 …… 306
土壤发生层国际代号 … 306
O层* …… 306
G层* …… 306
K层* …… 306
土壤发生亚层代号 …… 306
土壤过渡层代号 …… 306
土壤指间层代号 …… 306
异源母质土层代号 …… 306
土壤剖面发育重叠 …… 306
诊断土层 …… 306
土体层 …… 307
土壤诊断层 …… 307
土壤诊断表层 …… 307
松软表层 …… 307
人为松软表层 …… 307
有机表层 …… 307
厚熟表层 …… 307
淡色表层 …… 307
暗色表层 …… 307
诊断表下层 …… 307
漂白层 …… 307
淀积粘化层 …… 307
耕作淀积层 …… 308
雏形层 …… 308
氧化层 …… 308
高岭层 …… 308
钙积层 …… 308
石化钙积层 …… 308
石膏层 …… 308
石化石膏层 …… 308
积盐层 …… 308
灰化淀积层 …… 308
钠质层 …… 308
腐殖质淀积层 …… 308
含硫层 …… 308
硬磐 …… 308
脆磐 …… 308
薄层铁磐层 …… 308
土壤诊断特性 …… 308
质地突变 …… 309
线性延伸系数 …… 309
石质接触界面 …… 309
准石质接触界面 …… 309
n 值 …… 309
低彩度斑纹 …… 309
有机土壤物质 …… 309
石化铁质接触界面 …… 309
聚铁网纹体 …… 309
滑擦面 …… 309
硫化物物质 …… 309
可风化矿物 …… 309
土壤新生体 …… 309
土壤新生体类型 …… 309
土壤侵入体 …… 309
胶膜 …… 309
包被* …… 309
土壤结核 …… 309
砂礓 …… 310
砂姜* …… 310
结壳 …… 310
石灰斑 …… 310
假菌丝体 …… 310
假菌丝黑钙土* …… 310
假菌丝结核* …… 310
锈纹 …… 310
锈斑 …… 310
铁锰结核 …… 310

土壤特性

土壤颜色 …… 310
土壤孔隙 …… 310
土壤结构 …… 310
土壤质地 …… 310
土壤机械组成* …… 310
土壤水分 …… 310
土壤热容量 …… 311
土壤电磁性 …… 311
土壤磁性 …… 311
土壤红化磁化同步
发展说 …… 311
红壤发育磁性叠加 …… 311
土壤有机质 …… 311
土壤腐殖质 …… 311
土壤胶体 …… 311
土壤溶液 …… 311
土壤吸附性 …… 311
土壤酸碱度 …… 311
土壤缓冲性 …… 311
土壤氧化还原电位 …… 311
土壤动物 …… 311
土壤微生物 …… 312
土壤酶 …… 312
土壤矿质化 …… 312
土壤硝化作用 …… 312
土壤反硝化作用 …… 312
生物固氮 …… 312

土壤分类

土壤分类 …… 312
中国土壤分类 …… 312
土纲 …… 312
亚土纲 …… 312
土类 …… 312
亚土类 …… 312
土属 …… 312
土种 …… 312
亚土种 …… 312
土系 …… 312
中国土壤分类简表 …… 312
美国土壤分类级别 …… 313
美国土壤系统分类
土纲检索 …… 314
诊断层和诊断特性 …… 314
土相 …… 315
土型 …… 315
显域土 …… 315
隐域土 …… 315
泛域土 …… 315
水成土 …… 315
半水成土 …… 315
盐成土 …… 315
岩成土 …… 315
自成土 …… 315
风沙土 …… 315
壤土 …… 315
砖红壤 …… 315
砖红壤性红壤 …… 315
赤红壤* …… 315
铁铝土* …… 315
红壤 …… 315
燥红土 …… 315
黄壤 …… 315
黄红壤 …… 315
黄棕壤 …… 315
棕红壤 …… 315
红色石灰土 …… 315
棕色石灰土 …… 315
磷质石灰土 …… 316
黑色石灰土 …… 316
紫色土 …… 316
山原红壤 …… 316
棕壤 …… 316
褐土 …… 316
暗棕壤 …… 316
黄绵土 …… 316
灰化土 …… 316
白浆土 …… 316
灰褐土 …… 316
灰黑土 …… 316
灰色森林土* …… 316
黑土 …… 316
黑钙土 …… 316
栗钙土 …… 316
土质初育土 …… 316
红粘土* …… 316
新积土* …… 316
龟裂土* …… 317
石质初育土 …… 317
石质土* …… 317
粗骨土* …… 317
火山灰土* …… 317
墚土 …… 317
泥炭土 …… 317
沼泽土 …… 317
草甸土 …… 317
高山草甸土 …… 317

高山草原土 …… 317
寒钙土* …… 317
莎嘎土* …… 317
潮土 …… 317
砂礓黑土 …… 317
盐土 …… 317
水稻土 …… 317
耕作层* …… 317
犁底层* …… 317
渗育层* …… 317
潴育层* …… 317
潜育层* …… 317
漂洗层* …… 317
母质层* …… 317
碱土 …… 317
酸性硫酸盐土 …… 318
灌淤土 …… 318
漠土 …… 318
寒漠土 …… 318
高山寒冻土* …… 318
灌漠土 …… 318
人为土 …… 318
肥熟土 …… 318
菜园土* …… 318

土壤地质

地质学土壤分类 …… 318
残遗土 …… 318
崩积土 …… 318
风积土 …… 318
冲积土 …… 318
洪积土 …… 318
土壤矿物 …… 318
土壤原生矿物 …… 318
土壤原生矿物风化指数 …… 318
土壤次生矿物 …… 319
粘粒矿物 …… 319
粘粒矿物成土环境鉴定 …… 319
粘粒矿物演变顺序 …… 319
粘粒矿物演化顺序异常 …… 319
粘粒矿物形成环境 …… 319
蒙皂石 …… 319
水化云母 …… 319
潜育高岭化作用 …… 319
土壤高岭石类矿物 …… 319
1:1 型矿物* …… 319
土壤蒙脱石类矿物 …… 320
2:1 型矿物* …… 320
铝蛭石 …… 320
绿泥石状过渡矿物 …… 320
土壤三水铝石 …… 320
土壤氧化铁矿物 …… 320
土壤氧化锰矿物 …… 320
土壤氧化锰矿物迁移 … 320
褐铁矿混合物 …… 320
土壤粘粒矿物水平分布规律 …… 320
土壤粘粒矿物垂直分布 …… 321
石英颗粒形态特征 …… 321
成土矿物鉴定 …… 321
黄土母质矿物特征 …… 321
滨海地区矿物法土壤鉴定 …… 321

风化壳与古红土

成土风化壳类型 …… 321
红色风化壳 …… 321
红壤型风化壳 …… 321
中国成土风化壳类型图 …… 321
古红土 …… 322
红色古土壤 …… 322
古红土岩相 …… 322
红土砾石层 …… 322
低丘红土 …… 322
低丘红壤 …… 322
古红土成因 …… 322
红土化作用 …… 322
红壤化作用 …… 322
红化作用 …… 322
现代红壤化作用 …… 322
全新世红土 …… 322
R 古红土 …… 322
R 古红土地理分布 …… 322
青藏高原古红土 …… 322
黄土高原古红土 …… 322
云贵高原古红土 …… 322
东部地区古红土 …… 322
第四纪古红土 …… 322
中更新世古红土 …… 323
晚更新世古红土 …… 323
第四纪古红土剖面分层 …… 323
高山中更新世古红土 … 323
古红土垂直分布 …… 323
红色盆地 …… 323
红色盆地分布 …… 323
红色盆地土壤 …… 323
华南古红土分期 …… 323
网纹红土 …… 323
砖红土 …… 323
石灰质红土 …… 323
钙质红土* …… 323
古红土砾石风化圈 …… 324
虫状红土 …… 324
蠕虫状红土* …… 324
假网纹构造 …… 324
网纹红土形成 …… 324
网纹红土地理分布 …… 324
日本古红土 …… 324
赤黄色土* …… 324
赤色土* …… 324
东亚古红土分布 …… 324
砖红壤化作用 …… 324
砖红物质 …… 324
红壤地区铁磐 …… 324
化石红壤 …… 324

地质与古土壤

冰碛母质土壤 …… 324
大陆冰川冰碛母质土壤 …… 324
山谷冰川冰碛母质土壤 …… 324
间冰期土壤 …… 324
罗布泊耳轮形土壤分布 …… 325
冰后期成土环境 …… 325
第四纪湖相母质土壤 … 325
土壤指示动物群 …… 325
土壤指示微体古生物化石 …… 325
海积物古成土痕迹 …… 325
地形土壤同步演化说 … 325
幼年期地形土壤 …… 325
壮年期地形土壤 …… 325
老年期地形土壤 …… 325
强烈沉降区土壤 …… 325
多层地形土壤发育 …… 325
火山锥土壤 …… 325
熔岩台地土壤 …… 326
熔岩台地土壤分异 …… 326
熔岩台地古土壤层 …… 326
熔岩烘烤层土壤 …… 326
基性熔岩土壤 …… 326
中酸性喷出岩土壤 …… 326
土壤发育轮回 …… 326
土壤带界线摆动 …… 326
成土构造旋回变化 …… 326
氨基酸外消旋法测年 …… 326
古土壤 …… 326
土壤年龄 …… 326
土壤绝对年龄 …… 327
土壤真实年龄* …… 327
土壤相对年龄 …… 327
古土壤年龄 …… 327
化石土壤 …… 327
残余土壤 …… 327
埋藏土壤 …… 327
古土壤残迹 …… 327
多元土壤 …… 327
单元土壤 …… 327
新近纪古土壤带分布图 …… 327
古土壤带成土年代 …… 327
兰州地区成土环境演变 …… 327
罗布泊地区成土环境演变 …… 328
伊犁地区黑钙土 …… 328
阿拉善盟成土环境演变 …… 328
北京地区成土环境演变 …… 328
北京地区燥红土 …… 328
长江中下游成土环境演变 …… 328
东北三江平原成土环境演变 …… 328
呼伦贝尔高原成土环境演变 …… 328
华南地区成土环境演变 …… 328
中国黄土母质古土壤 …… 328
午城黄土古土壤 …… 329
离石黄土古土壤 …… 329
马兰黄土古土壤 …… 329
全新世黄土古土壤 …… 329
辽宁黄土古土壤 …… 329
下蜀黄土古土壤 …… 329
黄土加积型古土壤 …… 329
黄土古土壤发育间断 … 329
黄土古土壤成土标志 … 329
雨土* …… 329
下蜀黄土构造沉降 …… 329
黄土母质土壤分带图 …… 329
埋藏土性状变化 …… 330
长江三角洲埋藏土剖面 …… 330
干旱地区埋藏土剖面 …… 330
强烈构造上升区古土壤 …… 330
青藏高原成土残迹 …… 330
残余盐土 …… 330
残余沼泽土 …… 330
构造沉降区古土壤 …… 330
古黄斑土 …… 331
古砂礓黑土 …… 331
太湖白土 …… 331

淮北岗地白土 …… 331
白浆土古成土过程 …… 331
白浆土 B 层异常 …… 331
有机质白浆化作用 …… 331
铝土土壤学 …… 331
铝土发生学分类 …… 331
紫色土古土壤分布带 … 332
干旱区土壤粘化层 …… 332
黑土形成学说 …… 332
松辽分水岭古土壤 …… 332
古土壤测年法 …… 332
古土壤微形态分析 …… 332
古土壤矿物学分析 …… 332
气候变化古土壤剖面
分析 …… 332
古土壤产状构造分析 … 332
古土壤考古研究法 …… 332
古土壤研究法 …… 333

土壤侵蚀与利用

土壤侵蚀 …… 333
土壤自然侵蚀 …… 333
常态侵蚀* …… 333
土壤加速侵蚀 …… 333
土壤融雪侵蚀 …… 333
土壤暴雨侵蚀 …… 333
土壤片状侵蚀 …… 333
土壤坡面侵蚀 …… 333
土壤线状侵蚀 …… 333
沟状侵蚀* …… 333
土壤沟谷侵蚀 …… 333
土壤溯源侵蚀 …… 333
土壤下切侵蚀 …… 333
垂直侵蚀* …… 333
土壤跌水侵蚀 …… 333
土壤洞穴侵蚀 …… 333
土壤重力侵蚀 …… 333
土壤水蚀 …… 333
土壤风蚀 …… 333
土壤冲蚀 …… 333
土壤溶蚀 …… 333
土壤剥蚀 …… 333
土壤土崩 …… 333
土壤泥流 …… 333
土壤泻溜 …… 334
土壤侵蚀类型 …… 334
土壤侵蚀方式 …… 334
土壤侵蚀强度 …… 334
土壤侵蚀模数 …… 334
土壤侵蚀指标 …… 334
土壤侵蚀分布图 …… 334
土壤元素背景值 …… 334
土壤营养元素 …… 334
通用土壤流失方程 …… 334
土壤允许流失量 …… 334
土壤利用 …… 334
土壤肥力 …… 334
土壤保护 …… 334
土壤保持* …… 334
土壤调查 …… 334

黄土地质学

总 论

黄土学 …… 335
黄土地质学 …… 335
黄土地层学 …… 335
黄土岩石地层学 …… 335
黄土生物地层学 …… 335
黄土年代地层学 …… 335
黄土气候地层学 …… 335
黄土磁性地层学 …… 335
黄土成因研究史 …… 335
黄土风成说 …… 335
黄土水成说 …… 335
黄土宇宙成因说 …… 335
黄土多种地质作用
形成说 …… 335
黄土造壤成因说 …… 336
黄土坡积成因说 …… 336
边坡作用说* …… 336
黄土形成 …… 336
黄土 …… 336
黄土状土 …… 336
黄土类土 …… 336
老黄土 …… 336
新黄土 …… 336
新近堆积黄土 …… 336
原生黄土 …… 336
次生黄土 …… 336
砂黄土 …… 336
粘黄土 …… 336
大孔土 …… 336
黄土古土壤 …… 336
埋藏古土壤 …… 336
残余古土壤 …… 336
黄土层古土壤类型 …… 336
黑垆土 …… 336
褐色土型古土壤 …… 336
棕壤型古土壤 …… 336
红色土 …… 336
世界黄土分布 …… 336
中国黄土 …… 337
德国黄土 …… 337
匈牙利黄土 …… 337
密西西比河黄土 …… 337

黄土特性

黄土物质成分 …… 337
黄土颗粒成分 …… 337
黄土矿物成分 …… 337
黄土化学成分 …… 337
黄土盐类成分 …… 337
黄土结构特征 …… 338
黄土粗显结构 …… 338
黄土微结构 …… 338
黄土微观结构类型 …… 338
黄土集合体 …… 338
黄土集合体类型 …… 338
黄土集合体显微结构
类型 …… 338
黄土胶结物 …… 338
黄土孔隙 …… 338
黄土孔隙成因分类 …… 338
黄土结核 …… 338
钙质结核* …… 338
黄土结核层* …… 338
黄土假菌丝 …… 338
黄土砂礓 …… 338
黄土砂姜* …… 338
黄土小僧* …… 338
黄土古土壤结构 …… 338
黄土古土壤物质成分 … 338
黄土古土壤有机质 …… 339
古土壤可溶盐 …… 339
古土壤中孢子花粉 …… 339
黄土沉积构造 …… 339
黄土混杂岩性带 …… 339
黄土隐层理 …… 339
黄土斜交层理 …… 339
黄土层间扭曲层理 …… 339
黄土潜育化层理 …… 339
黄土板状钙质层 …… 339
黄土含水量 …… 339
黄土渗透性 …… 339
黄土包气带 …… 339
黄土裂隙-孔隙水 …… 339
黄土土壤水分特征 …… 339
黄土土壤水分存储
特征 …… 339
黄土土壤水分保持
与运移 …… 339
黄土高原土壤水分
平衡 …… 339
黄土高原土壤水分
循环 …… 340
黄土工程地质性质 …… 340
黄土湿陷性 …… 340
黄土湿陷系数 …… 340
大孔隙比 …… 340
湿陷性黄土 …… 340
非湿陷性黄土 …… 340
自重湿陷性黄土 …… 340
非自重湿陷性黄土 …… 340
自重湿陷系数 …… 340
非自重湿陷系数* …… 340
自重湿陷量 …… 340
总湿陷量 …… 340
黄土湿陷起始压力 …… 340
黄土湿陷等级 …… 340
黄土湿陷性评价 …… 341
黄土压缩性 …… 341
黄土渗滤变形 …… 341
黄土渗透溶滤变形
系数 …… 341

黄土地貌

黄土高原 …… 341
黄土地貌 …… 341
黄土高原地貌类型 …… 341
黄土塬 …… 341
黄土台塬 …… 341
黄土梁 …… 341
黄土峁 …… 341
黄土峁峴 …… 341
黄土洇地 …… 341
黄土冲沟 …… 341
黄土岩溶 …… 341
黄土陷穴 …… 342
龙眼* …… 342
黄土坪 …… 342
黄土柱 …… 342
黄土桥 …… 342
黄土碟 …… 342
黄土阶地 …… 342
黄土墙 …… 342
黄土峡谷 …… 342
黄土洞 …… 342
黄土漏斗 …… 342
黄土掌地 …… 342
黄土杖地 …… 342
黄土细沟 …… 342

黄土切沟 …… 342
黄土滑坡 …… 342
黄土崩塌 …… 342
黄土泻溜 …… 342
黄土节理 …… 342
黄土裂隙 …… 342
黄土泥石流 …… 342
黄土高原地貌区划 …… 342
黄土高原地貌分区* … 342

黄土地层

黄土岩石地层划分 …… 343
黄土岩石地层划分标志 …… 343
黄土岩石地层单位 …… 343
中国黄土岩石地层分区 …… 343
黄河中游黄土地层 …… 343
陇东黄土岩石地层 …… 344
陇西黄土岩石地层 …… 344
宁南黄土岩石地层 …… 344
陕北黄土岩石地层 …… 344
白于山黄土岩石地层 … 344
渭河谷地黄土岩石地层 …… 344
晋豫黄土岩石地层 …… 344
冀鲁黄土岩石地层 …… 344
新疆黄土岩石地层 …… 345
东北黄土岩石地层 …… 345
内蒙古黄土岩石地层 … 345
长江中下游黄土岩石地层 …… 345
午城黄土 …… 345
离石黄土 …… 345
马兰黄土 …… 345
下蜀黄土 …… 345
坡头组 …… 345
秦家寨组 …… 345
西峰组 …… 346
黄土极性带异常 …… 346
极性异常岩性层位 …… 346
黄土磁性地层区域对比 …… 346
黄土年代地层界限 …… 346
黄土年龄测定方法 …… 346
早更新世黄土层化石组合 …… 346
中更新世黄土层化石组合 …… 346
晚更新世黄土层化石组合 …… 346
黄土陆生蜗牛化石 …… 346
中国黄土区第四纪哺乳动物群 …… 346
鼢鼠化石 …… 347

黄土环境

黄土高原第四纪地质发展史 …… 347
黄土高原第四纪古环境变迁 …… 347
黄土古气候变化地质标志 …… 347
黄土高原第四纪气候地层 …… 347
黄土古气候旋回 …… 347
气候适宜期 …… 348
黄土铍浓度记录 …… 348
古季风 …… 348
夏季风 …… 348
冬季风 …… 348
黄土高原古季风变迁 … 348
非洲干旱指数 …… 348
盐度指数 …… 348
黄土磁化率 …… 348
黄土-古土壤系列 …… 348
高分辨率气候地层 …… 348
黄土土壤地层单位 …… 348
黄土古气候振荡周期 … 348
黄土土壤侵蚀 …… 348
黄土侵蚀强度 …… 348
黄土高原土壤侵蚀类型 …… 349
黄土重力侵蚀 …… 349
黄土面蚀 …… 349
黄土潜蚀 …… 349
黄土沟蚀 …… 349
黄土高原土壤侵蚀形态 …… 349
黄土侵蚀速度 …… 349
黄土侵蚀模数 …… 349
黄土侵蚀率 …… 350
黄土水土保持 …… 350
黄土水平梯田 …… 350
黄土隔坡梯田 …… 350
聚流措施 …… 350
水坠坝 …… 350
沟道坝系 …… 350
黄河流域输沙模数 …… 350
粗颗粒泥沙 …… 350
黄河年径流 …… 350
黄土地区小流域综合治理 …… 350
黄土地区小流域治理评价 …… 350
黄土区生态经济系统建设 …… 350
黄土区生态经济评价指标体系 …… 350
黄土区生态经济评价指标 …… 350
蓄水保土效益 …… 350
黄河水文特征 …… 350
地上悬河 …… 350
悬移质泥沙 …… 350
河床质泥沙 …… 350

冰川地质学

总 论

冰川地质学 …… 351
古冰川学* …… 351
现代冰川学 …… 351
动力冰川学 …… 351
水热冰川学 …… 351
地质地貌冰川学 …… 351
冰川性海面升降说 …… 351
气候地层法 …… 351
冰川地层法* …… 351
积累面积比率法 …… 351
冰川 …… 351
冰河* …… 351
中国冰川 …… 351
冰井 …… 352
冰柱 …… 352
冰进 …… 352
冰退* …… 352
冰川遗迹 …… 352
冰川作用 …… 352
冰蚀作用 …… 352
刨蚀作用* …… 352
磨蚀* …… 352
掘蚀作用* …… 352
挖掘作用 …… 352
锉磨作用 …… 352
冰川消融 …… 352
固态降水量 …… 352
雪线 …… 352
地形雪线 …… 352
气候雪线 …… 352
理论雪线* …… 352
古雪线 …… 352
粒雪 …… 352
粒雪化作用* …… 352
粒雪冰 …… 352
冰川冰 …… 352
粒雪线 …… 352
雪崩 …… 352
冰山 …… 352
冰裂隙 …… 353
冰水 …… 353
冰川乳 …… 353
冰川浆* …… 353
冰川粉 …… 353
冰川泥石流 …… 353
冰崩 …… 353
冰阶 …… 353
冰溜遗痕 …… 353
磨光面 …… 353
冰川擦痕 …… 353
冰溜面 …… 353
冰川刻槽 …… 353
冰川条痕石 …… 353
条痕石* …… 353
冰川擦口 …… 353
表皮构造 …… 353
表面构造* …… 353
马鞍石 …… 353
冰心 …… 353
冰心古气候 …… 353
南极冰心气候记录 …… 353
古里雅冰心气候记录 … 354

冰 期

冰期 …… 354
间冰期 …… 354
亚冰期 …… 354
冰期起源假说 …… 354
米兰科维奇理论 …… 354
冰川阶段 …… 355
间冰川阶段 …… 355
冰川周期 …… 355
冰期旋回* …… 355
冰川作用循环 …… 355
大冰期 …… 355
冰后期 …… 355
小冰期 …… 355
现代小冰期* …… 355
新冰期 …… 355
高温期 …… 355
弗兰德间冰期* …… 355
气候适宜时期* …… 355

大暖期* …… 355
古元古代大冰期 …… 355
戈甘达大冰期* …… 355
中元古代大冰期 …… 355
新元古代Ⅱ大冰期 …… 355
新元古代Ⅲ大冰期 …… 355
南华大冰期 …… 355
震旦纪大冰期* …… 355
长安冰期* …… 355
南沱冰期* …… 355
大塘坡间冰期* …… 355
瓦兰格尔大冰期 …… 355
新元古代Ⅰ大冰期 …… 355
奥陶纪—志留纪大冰期 …… 355
石炭纪—二叠纪大冰期 …… 356
晚古生代大冰期* …… 356
晚新生代大冰期 …… 356
阿尔卑斯冰川作用 …… 356
多瑙冰期 …… 356
恭兹冰期 …… 356
恭兹-民德间冰期 …… 356
民德冰期 …… 356
民德-里斯间冰期 …… 356
大间冰期* …… 356
里斯冰期 …… 356
里斯-维尔姆间冰期 …… 356
维尔姆冰期 …… 356
玉木冰期* …… 356
武木冰期* …… 356
内布拉斯加冰期 …… 357
阿夫唐间冰期 …… 357
堪萨冰期 …… 357
雅莫斯间冰期 …… 357
伊利诺伊冰期 …… 357
桑加蒙间冰期 …… 357
威斯康星冰期 …… 357
前蒂格利冰期 …… 357
蒂格利间冰期 …… 357
艾普龙冰期 …… 357
沃林间冰期 …… 357
梅纳帕冰期 …… 357
克罗默尔间冰期 …… 357
埃尔斯特冰期 …… 357
易北冰期 …… 357
荷斯廷间冰期 …… 357
萨埃尔冰期 …… 357
艾姆斯间冰期 …… 357
威赫塞尔冰期 …… 357
红崖冰期 …… 357
鄱阳冰期 …… 357
大姑冰期 …… 357
庐山冰期 …… 358
大理冰期 …… 358
太白冰期 …… 358
晚冰期 …… 358
末次冰期 …… 358
盛冰期 …… 358
冰消期 …… 358
末次冰期冰消期* …… 358
明清小冰期 …… 358
仙女木期 …… 358
较老仙女木期* …… 358
老仙女木期* …… 358
伯灵间冰阶* …… 358
阿勒略间冰期* …… 358
新仙女木期 …… 358

冰川类型

冰川类型 …… 358
大陆型冰川 …… 358
冷冰川* …… 358
陆棚冰川 …… 358
棚冰* …… 358
海洋型冰川 …… 358
暖冰川* …… 358
山岳冰川 …… 358
高山冰川* …… 358
山麓冰川 …… 358
山麓冰泛* …… 358
山足冰川* …… 358
山谷冰川 …… 359
谷地冰川* …… 359
单式山谷冰川 …… 359
阿尔卑斯型冰川* …… 359
复式山谷冰川 …… 359
树枝状冰川 …… 359
平顶冰川 …… 359
冰帽 …… 359
冰穹* …… 359
大陆冰盖 …… 359
大陆冰流* …… 359
冰盾* …… 359
高原冰川 …… 359
斯堪的纳维亚冰川* … 359
宽尾冰川 …… 359
濒海冰川 …… 359
鞍状冰川 …… 359
再生冰川 …… 359
石冰川 …… 359
冰瀑布 …… 359
瀑布冰川 …… 359
雪蚀冰川 …… 359
冰斗冰川 …… 359
雪坑冰川* …… 359
悬冰川 …… 359
南极冰盖 …… 359
冰障* …… 360
格陵兰冰盖 …… 360
劳伦冰盖 …… 360
斯堪的纳维亚冰盖 …… 360
青藏高原冰盖 …… 360

冰碛物

冰碛物成因分类 …… 360
冰碛 …… 360
运动冰碛 …… 361
堆积冰碛 …… 361
基碛 …… 361
表碛 …… 361
侧碛 …… 361
中碛 …… 361
内碛 …… 361
底碛 …… 361
下碛* …… 361
终碛 …… 361
前碛* …… 361
尾碛* …… 361
岸碛 …… 361
前进终碛 …… 361
消融碛 …… 361
融出碛 …… 361
流碛 …… 361
冲动冰碛层 …… 361
冰碛层 …… 361
冰川泥砾 …… 361
冰砾土* …… 361
泥砾* …… 361
冰川漂砾 …… 361
冰桌 …… 361
块砾碛 …… 361
冰前排泄物 …… 361
纹泥 …… 361
带状粘土* …… 361
缟状粘土* …… 361
夏层* …… 361
冬层* …… 361
季候泥* …… 361
滞碛 …… 361
变形碛 …… 361
升华碛 …… 361
漂砾碛 …… 361
冰碛石英砂 …… 362
冰塔林 …… 362
龟背条痕石 …… 362
冰蚀洼地 …… 362
冰川套谷 …… 362
冰川谷中谷* …… 362

冰川地貌

冰川地貌 …… 362
冰蚀地貌 …… 362
冰蚀平原 …… 362
峡湾 …… 362
冰斗 …… 362
冰斗梯 …… 362
粒雪盆 …… 362
冰窖* …… 362
围谷 …… 362
冰川谷 …… 362
U形谷* …… 362
幽谷* …… 362
冰蚀谷 …… 362
悬谷 …… 362
角峰 …… 362
刃脊 …… 362
鱼脊* …… 362
鳍脊* …… 362
冰坡 …… 362
冰篮 …… 362
羊背石 …… 363
羊额石* …… 363
卷毛岩 …… 363
鲸背石 …… 363
鼻山尾 …… 363
冰坎 …… 363
冰原岛峰 …… 363
冰碛地貌 …… 363
终碛堤 …… 363
前碛堤* …… 363
侧碛堤 …… 363
中碛堤 …… 363
鼓丘 …… 363
冰碛扇 …… 363
冰砾扇* …… 363
冰碛丘陵 …… 363
冰碛阶地 …… 363
冰湖 …… 363
冰川湖* …… 363
冰湖沉积* …… 363
冰川河流地貌 …… 363
冰川溢口 …… 363
溢口* …… 363
盘谷 …… 363
终碛盆地* …… 363
冰水阶地 …… 363
冰水沉积 …… 363
冰水停积* …… 363
冰川接触沉积 …… 363
蛇形丘 …… 364
锅穴 …… 364
锅穴链* …… 364
冰砾阜 …… 364
冰砾阜阶地 …… 364
冰前沉积 …… 364

冰水扇 …… 364
冰水平原 …… 364
外冲平原* …… 364
冰水三角洲 …… 364
冰水湖 …… 364
冰前湖* …… 364
冰舌 …… 364
冰筏 …… 364
坠石 …… 364

冰缘地貌

冰缘地貌 …… 364
冰缘地区 …… 364
冰缘区* …… 364
冰缘现象 …… 364
古冰缘现象 …… 364
冻融地貌 …… 364
冻土地貌* …… 364
热融现象 …… 364
热喀斯特* …… 364
冻融作用 …… 364
融冻作用* …… 364
冻融岩屑 …… 364
石海 …… 365
石河 …… 365
冻融泥流 …… 365
融冻泥流* …… 365
冻融泥流堆积* …… 365
泥流堆积* …… 365
冰丘 …… 365
冰水岩盘* …… 365
爆炸性冰丘* …… 365
开放型冰丘 …… 365
封闭型冰丘 …… 365
冰锥 …… 365
泉冰锥* …… 365
冰楔 …… 365
冰楔碎* …… 365
构造土 …… 365
成型地面* …… 365
几何形土* …… 365
石质构造土 …… 365
石环 …… 365
石质多边形土 …… 365
石玫瑰 …… 365
泥质多边形土 …… 365
冻融变形 …… 365
山上阶地 …… 365
高山夷平阶地* …… 365
冻融夷平面 …… 365
冰缘河谷 …… 365
不对称谷 …… 365
冰川风 …… 365
冰缘黄土 …… 365
冷黄土 …… 365
冰缘岩柱 …… 365
冻融褶皱 …… 365
冰卷泥* …… 365
冰丘湖 …… 365
热融湖 …… 365

陆地水文学与水资源学

总 论

水 …… 366
陆地水 …… 366
水体 …… 366
水文学 …… 366
水文地理学 …… 366
陆地水文学 …… 366
河流水文学 …… 366
河流学* …… 366
湖泊水文学 …… 366
湖泊学* …… 366
森林水文学 …… 366
林地水文学* …… 366
都市水文学 …… 366
城市水文学* …… 366
农业水文学 …… 367
应用水文学 …… 367
工程水文学 …… 367
卫星水文学 …… 367
全球水文学 …… 367
区域水文学 …… 367
特殊地区水文学* …… 367
干旱区水文学 …… 367
山地水文学 …… 367
平原水文学 …… 367
沼泽水文学 …… 367
河口水文学 …… 368
冰川水文学 …… 368
环境水文学 …… 368
随机水文学 …… 368
水文要素 …… 368
水汽输送 …… 368
水文现象 …… 368
水文系列 …… 368
样本系列* …… 368
水文效应 …… 368

地表水资源

地表水系统 …… 369
地表水系统要素 …… 369
地表水系统结构 …… 369
水资源系统 …… 369
水资源自然系统 …… 369
水资源流动性 …… 369
水资源可恢复性 …… 369
水资源调节性 …… 369
水资源社会属性 …… 369
水资源商品性 …… 369
水资源不可替代性 …… 370
水资源环境特征 …… 370
水资源自然演化 …… 370
人类影响水资源演化 …… 370
水资源危机 …… 370
城市水资源问题 …… 370
全球水量 …… 370
中国水资源总量 …… 370
地表水资源 …… 371
中国地表水资源量 …… 371
地表水资源分类 …… 371
地表水资源量特点 …… 371
河川径流量 …… 371
湖泊水资源 …… 371
湖泊储存资源量 …… 371
水域资源 …… 371
水能资源 …… 371
冰川水资源 …… 371
水资源区划 …… 372
水资源质量分类 …… 372
水资源评价 …… 372
水资源质量评价 …… 372
生活用水 …… 372
工业用水 …… 372
农业用水 …… 372
养殖用水 …… 372
水资源规划 …… 372
水资源规划原则 …… 372
水资源规划类别 …… 373
水资源开发决策 …… 373
水资源决策支持系统 …… 373
水资源科学分配 …… 373
水资源合理开发利用 …… 373
水资源开发工程 …… 373
水资源供需分析 …… 373
水资源环境效应 …… 373
水资源时空调节 …… 374
水资源可持续利用 …… 374
水资源开发不损害原则 …… 374
水资源系统分析 …… 374
水资源规划模型 …… 374
线性规划法 …… 374
动态规划法 …… 374
多目标规划法 …… 374
层次分析法 …… 374
嵌入法 …… 374
嵌套法* …… 374
镶嵌法* …… 374
响应矩阵法 …… 374
水资源管理 …… 374
水资源管理体制 …… 375
水资源管理模型 …… 375
水资源管理措施 …… 375
水资源保护 …… 375
水资源保护对策 …… 375
水资源保护法 …… 375
水资源保护经济措施 …… 375
水源涵养技术 …… 376
农业节水技术 …… 376
灌溉水有效利用系数 …… 376
生活节水技术 …… 376
工业节水技术 …… 376
万元产值用水量 …… 376
水资源监测 …… 376
三峡工程 …… 376
跨流域调水 …… 376
南水北调 …… 376
东线调水工程 …… 376
中线调水工程 …… 377
西线调水工程 …… 377
污水资源化 …… 377
海水利用 …… 377

水质与水文过程

天然水水质 …… 377
水硬度 …… 378
降水水质 …… 378
河水水质 …… 378
湖泊水水质 …… 378
沼泽水水质 …… 378
地下水水质 …… 378
水质管理 …… 378
水质预测 …… 378
水质规划 …… 378

盐量平衡 …… 378
水土平衡 …… 378
水量平衡 …… 378
热量平衡 …… 378
动量平衡 …… 378
积雪 …… 378
降水距平 …… 378
水分循环 …… 378
内陆水分循环 …… 379
水面散热系数 …… 379
水迁移系数 …… 379
截留 …… 379
填洼 …… 379
蒸腾 …… 379
蒸发 …… 379
总蒸发 …… 379
棵间蒸发 …… 379
植物散发 …… 379
土壤蒸发 …… 379
水面蒸发 …… 379
潜水蒸发 …… 380
流域蒸发 …… 380
流域总蒸发* …… 380
流域蒸散发* …… 380
蒸发面 …… 380
蒸发能力 …… 380
入渗 …… 380
初渗 …… 380
稳渗 …… 380
产流 …… 380
超渗产流 …… 380
蓄满产流 …… 380
超蓄产流* …… 380
产流过程 …… 380
产流面积 …… 380
产流模型 …… 380
产流模式* …… 380
汇流 …… 381
径流 …… 381
径流系数 …… 381
径流模数 …… 381
径流深度 …… 381
径流补给 …… 381
汇流水源* …… 381
正常径流 …… 381
暴雨径流 …… 381
径流过程线 …… 381
流量过程线* …… 381
径流形成过程 …… 381
径流集中度 …… 382
径流变化时间序列分析 …… 382
径流总量 …… 382
化学径流 …… 382
溶质径流* …… 382
离子径流 …… 382
径流变率 …… 382
径流利用系数 …… 382
径流年内分配 …… 382
径流年际分配 …… 382
径流试验小区 …… 382
径流场* …… 382
水量平衡场* …… 382
等流时线 …… 382
基流 …… 382
单位线 …… 383
坡面流 …… 383
河槽汇流 …… 383
明渠非恒定流 …… 383
霍顿入渗公式 …… 383
菲利浦入渗公式 …… 383
吸水系数* …… 383
艾里定律 …… 383
过水断面 …… 383
海水入侵含水层 …… 383
地下水位调节 …… 383
土壤盐渍化地下水临界深度 …… 383
风暴增水 …… 383
气象海啸* …… 383

河流水文学

内陆水系 …… 383
河系 …… 384
水系* …… 384
河网密度 …… 384
国际河流 …… 384
人工河网 …… 384
山区河流 …… 384
河床比降 …… 384
河流补给 …… 384
河流弯曲系数 …… 384
流域 …… 384
流域平均降水量 …… 384
流域平均坡度 …… 384
流域平均蒸发量 …… 384
流域侵蚀 …… 384
流域几何特征 …… 384
流域自然地理特征 …… 384
涝 …… 384
河槽形势 …… 384
河流水情 …… 384
水情要素 …… 384
水位 …… 384
中水位 …… 384
警戒水位 …… 384
防汛水位 …… 385
流量 …… 385
平水年 …… 385
中水年* …… 385
枯水年 …… 385
枯水期 …… 385
洪水 …… 385
暴雨洪水 …… 385
洪水位 …… 385
洪水期 …… 385
洪水频率 …… 385
洪水要素 …… 385
洪峰 …… 385
洪水峰* …… 385
洪峰流量 …… 385
洪水总量 …… 385
洪水预报 …… 385
河水热动态 …… 385
流域产沙 …… 385
河流泥沙输送 …… 385
河床演变 …… 385
河流泥沙 …… 386
泥沙特性 …… 386
河流含沙量 …… 386
固体径流* …… 386
沙量平衡 …… 386
浆河现象 …… 386
河流输沙量 …… 386
输沙模数 …… 386
河流水化学 …… 386
河冰 …… 386
凌汛 …… 386
冰坝 …… 386
冰塞 …… 386
冰情 …… 386
冰情预报 …… 386
汛期 …… 386

湖沼水文学

湖泊资源 …… 386
湖泊形态系数 …… 387
湖水热动态 …… 387
湖水正温层 …… 387
湖水逆温层 …… 387
湖水跃温层 …… 387
湖泊冰情 …… 387
湖水光学现象 …… 387
湖水运动 …… 387
湖流 …… 387
密度环流 …… 387
湖泊演化 …… 387
湖浪 …… 387
湖泊波漾 …… 387
静振* …… 387
假潮* …… 387
湖泊增减水 …… 387
水库 …… 387
人工湖* …… 387
水库特征水位 …… 388
库容 …… 388
水库异重流 …… 388
水库特征库容 …… 388
水库淤积 …… 388
水库库岸演变 …… 388
沼泽 …… 388
低位沼泽 …… 388
富营养沼泽* …… 388
高位沼泽 …… 388
贫营养沼泽* …… 388
沼泽水量平衡 …… 388
沼泽径流 …… 388
沼泽水 …… 388

水文试验

代表性流域 …… 388
实验性流域 …… 388
流域模型 …… 388
水文模型 …… 389
水质模型 …… 389
地下水流模型 …… 389
水文过程数值模拟 …… 389
水文比拟 …… 389
水文预报 …… 389
流域水文预报 …… 389
水文调查 …… 389
枯水调查 …… 389
枯水预报 …… 389
水文地理调查 …… 389
洪水调查 …… 389
泥沙测验 …… 389
过水大断面 …… 389
随机水文分析 …… 389
水文频率分析 …… 389
设计洪水 …… 389
可能最大降水 …… 389
可能最大洪水 …… 389
土壤蒸发器 …… 390
地中渗透仪 …… 390
潜水均衡仪* …… 390
负压计 …… 390
张力计* …… 390
水文分区 …… 390
水文区划 …… 390
水利计算 …… 390
水文计算 …… 390
水文资料 …… 390
水文制图 …… 390
水文地图 …… 390
水文年鉴 …… 390
联合国水环境会议 …… 390

结 晶 学

结晶学 …… 391
晶体学* …… 391
晶体发生学 …… 391
晶体生成学* …… 391
几何结晶学 …… 391
晶体结构学 …… 391
结构晶体学* …… 391
晶体化学 …… 391
结晶化学* …… 391
晶体物理学 …… 391
结晶质 …… 391
晶质* …… 391
非晶质 …… 391
无定形体* …… 391
变生非晶质 …… 391
蜕晶质* …… 391
似晶质* …… 391
晶体 …… 391
自形晶* …… 391
半自形晶* …… 391
晶粒* …… 391
准晶体 …… 391
结晶作用 …… 391
重结晶作用 …… 391
再结晶作用* …… 391
晶核 …… 392
晶芽* …… 392
自发晶核* …… 392
非自发晶核* …… 392
籽晶* …… 392
成核作用 …… 392
临界晶核* …… 392
成核能* …… 392
均匀成核作用* …… 392
非均匀成核作用* …… 392
二次成核作用* …… 392
布拉维法则 …… 392
布拉维-弗里德尔法则* …… 392
唐奈-哈克原理* …… 392
晶面 …… 392
面角 …… 392
面角恒等定律 …… 392
面角守恒定律* …… 392
斯台诺定律* …… 392
晶棱 …… 392
晶棱符号* …… 392
晶带 …… 392
晶带轴* …… 392
晶带定律 …… 392
魏斯定律* …… 392
晶带符号 …… 392
对称 …… 392
对称要素 …… 392
对称中心 …… 392
对称心* …… 392
反伸中心* …… 392
对称面 …… 392
镜面* …… 392
对称轴 …… 392
旋转轴* …… 392
轴次* …… 392
基转角* …… 392
晶体对称定律* …… 393
旋转反伸轴 …… 393
倒转轴* …… 393
反演轴* …… 393
旋转反映轴 …… 393
映转轴* …… 393
高次轴 …… 393
对称型 …… 393
点群 …… 393
晶族 …… 393
晶系 …… 393
等轴晶系 …… 393
立方晶系* …… 393
四方晶系 …… 393
正方晶系* …… 393
六方晶系 …… 393
三方晶系 …… 394
正交晶系 …… 394
斜方晶系* …… 394
单斜晶系 …… 394
三斜晶系 …… 394
晶体定向 …… 394
结晶轴 …… 394
晶轴* …… 394
布拉维定向* …… 394
米勒定向* …… 394
轴角 …… 394
轴率 …… 394
轴单位比* …… 394
晶体几何常数 …… 394
晶体常数* …… 394
整数定律 …… 394
有理指数定律* …… 394
有理截距比定律* …… 394
阿羽依定律* …… 394
截距系数 …… 394
标轴系数* …… 394
晶面指数 …… 394
米勒指数* …… 394
米勒-布拉维指数* …… 395
晶面符号 …… 395
米氏符号* …… 395
魏氏符号* …… 395
诺曼符号* …… 395
晶形 …… 395
单形 …… 395
单形符号* …… 395
形号* …… 395
聚形 …… 395
左右对映形 …… 395
左形 …… 395
右形* …… 395
立方体 …… 395
四面体 …… 395
八面体 …… 395
菱形十二面体 …… 396
四角三八面体 …… 396
柱 …… 396
五角十二面体 …… 396
菱面体 …… 396
锥 …… 396
单锥* …… 396
双锥 …… 396
平行双面 …… 396
板面* …… 396
单面 …… 396
底平行双面 …… 397
底面* …… 397
前平行双面* …… 397
侧平行双面* …… 397
晶体习性 …… 397
晶癖* …… 397
歪晶 …… 397
骸晶 …… 397
晶面条纹 …… 397
生长条纹* …… 397
聚形条纹* …… 397
蚀像 …… 397
平行连晶 …… 397
双晶 …… 397
孪晶* …… 397
双晶面 …… 397
双晶轴 …… 397
接合面 …… 397
双晶缝合线 …… 397
双晶条纹 …… 397
接触双晶 …… 397
穿插双晶 …… 397
贯穿双晶* …… 397
透入双晶* …… 397
聚片双晶 …… 397
轮式双晶 …… 397
三连晶* …… 397
四连晶* …… 397
五连晶* …… 397
六连晶* …… 397
八连晶* …… 397
环状双晶* …… 397
机械双晶 …… 397
滑移双晶* …… 397
形变双晶* …… 397
次生双晶 …… 398
转变双晶* …… 398
会合双晶* …… 398
双晶律 …… 398
卡尔斯巴德双晶律 …… 398
卡式双晶* …… 398
钠长石双晶律 …… 398
肖钠长石双晶律 …… 398
钠长石-卡尔斯巴德双晶律 …… 398
格子双晶 …… 398
道芬双晶律 …… 398
电双晶* …… 398
巴西双晶律 …… 398
光双晶* …… 398
膝状双晶 …… 398
肘状双晶* …… 398
尖晶石双晶律 …… 398
拓扑衍生 …… 398
体衍生 …… 399
面衍生 …… 399
交生 …… 399
互生* …… 399
浮生 …… 399
空间格子 …… 399
空间格架* …… 399
单位平行六面体* …… 399
布拉维空间格子* …… 399
平移格子* …… 399
原始格子 …… 399
P 格子* …… 399
R 格子* …… 399
底心格子 …… 399
C 心格子* …… 399
C 格子* …… 399
A 心格子* …… 399

B 心格子* …… 399
六方底心格子* …… 399
体心格子 …… 399
I 格子* …… 399
面心格子 …… 399
全面心格子* …… 399
F 格子* …… 399
点阵 …… 400
晶体结构 …… 400
结晶构造* …… 400
微结构 …… 400
超微结构* …… 400
晶格 …… 400
晶架* …… 400
晶胞 …… 400
晶胞参数 …… 400
晶格参数* …… 400
点阵参数* …… 400
滑移面 …… 400
滑移反映面* …… 400
a-滑移(面)* …… 400
b-滑移(面)* …… 400
c-滑移(面)* …… 400
d-滑移(面)* …… 400
n-滑移(面)* …… 400
螺旋轴 …… 400
空间群 …… 401
费多洛夫群* …… 401
申夫利斯群* …… 401
等效位置 …… 401
等效点系 …… 401
等效点数* …… 401
晶畴 …… 401
畴界* …… 401
反相畴界 …… 401
反相畴* …… 401
晶格缺陷 …… 401
晶体缺陷* …… 401
空位 …… 401
色心* …… 401
位错 …… 401
伯格斯矢量* …… 402
棱位错* …… 402
螺位错* …… 402
堆垛层错 …… 402
层错面* …… 402
球体紧密堆积原理 …… 402
立方紧密堆积 …… 402
六方紧密堆积 …… 402
八面体空隙 …… 402
四面体空隙 …… 402
配位数 …… 402
配位多面体 …… 402
戈尔德施密特定律 …… 402
晶体化学第一定律* … 402
鲍林法则 …… 402
静电价原理* …… 402
同质多像 …… 402
同质异像* …… 402
多形性* …… 402
同质多像变体* …… 403
同质多像转变* …… 403
多型性 …… 403
多型* …… 403
有序-无序 …… 403
长程有序 …… 403
短程有序 …… 403
超结构 …… 403
超点阵* …… 403
亚结构 …… 403
亚晶胞* …… 403
扩展晶胞* …… 403
有序结构 …… 403
无序结构 …… 403
有序化 …… 403
有序度 …… 403
三斜度 …… 403
调制结构 …… 403
类质同像 …… 403
同形性* …… 403
完全类质同像系列 …… 404
连续类质同像系列* … 404
端员* …… 404
端员矿物* …… 404
不完全类质同像系列 … 404
不连续类质同像
系列* …… 404
隐蔽代换* …… 404
准入代换* …… 404
袭夺代换* …… 404
等价类质同像 …… 404
异价类质同像 …… 404
极性类质同像 …… 404
补偿类质同像 …… 404
固溶体 …… 404
填隙式固溶体* …… 404
替位式固溶体* …… 404
缺位式固溶体* …… 404
完全固溶体* …… 404
有限固溶体* …… 404
出溶 …… 404
离溶* …… 404
脱溶* …… 404
解溶* …… 404
固溶相线(面) …… 404
溶线(面)* …… 404
溶离线(面)* …… 404
拐点分解 …… 405
旋节分解* …… 405
增幅分解* …… 405
亚稳分解* …… 405
吉尼尔·普雷斯顿区 …… 405
G.P. 区* …… 405
过渡相 …… 405
中间相* …… 405
多体性 …… 405
多体系列* …… 405
多体* …… 405
等结构的晶体 …… 405
等型的晶体* …… 405
似型 …… 405
同型* …… 405
晶体测量 …… 405
晶体测角* …… 405
晶体测角仪 …… 405
接触测角仪* …… 405
单圈反射测角仪* …… 405
双圈反射测角仪* …… 405

矿 物 学

总 论

矿物 …… 406
矿物学 …… 406
实验矿物学 …… 406
同位素矿物学 …… 406
环境矿物学 …… 406
新矿物 …… 406
合成矿物 …… 406
人造矿物 …… 406
有机矿物 …… 406
金属矿物 …… 406
非金属矿物 …… 406
粘土矿物 …… 406
造岩矿物 …… 406
重砂矿物 …… 406
原生矿物 …… 407
次生矿物 …… 407
蚀变矿物* …… 407
表生矿物 …… 407
共生矿物 …… 407
矿物共生组合 …… 407
伴生矿物 …… 407
矿物世代 …… 407
标型特征 …… 407
标型矿物 …… 407
包裹体 …… 407
矿物形态 …… 407
放射状集合体 …… 407
纤维状集合体 …… 407
钟乳状集合体 …… 407
肾状集合体 …… 407
葡萄状集合体 …… 407
鳞状集合体 …… 407
豆状集合体 …… 408
晶簇 …… 408
假象 …… 408
副象 …… 408
矿物化学式 …… 408
矿物分类 …… 408
结晶水 …… 408
结构水 …… 408
层间水 …… 408
沸石水 …… 408
透明度 …… 408
光泽 …… 408
金属光泽 …… 409
半金属光泽 …… 409
非金属光泽 …… 409
金刚光泽 …… 409
玻璃光泽 …… 409
珍珠光泽 …… 409
油脂光泽 …… 409
脂肪光泽* …… 409
松脂光泽 …… 409
树脂光泽* …… 409
丝绢光泽 …… 409
蜡状光泽 …… 409
土状光泽 …… 409
矿物颜色 …… 409
自色 …… 409
他色 …… 409
假色 …… 409
晕色 …… 409
锖色 …… 409
条痕 …… 409
硬度 …… 409
摩氏硬度* …… 409

显微硬度* …… 409
压入硬度* …… 409
绝对硬度* …… 409
矿物硬度计 …… 409
摩氏硬度计* …… 409
新摩氏硬度计* …… 409
显微硬度计* …… 410
解理 …… 410
劈开* …… 410
裂开 …… 410
裂理* …… 410
断口 …… 410
贝壳状断口 …… 410
贝状断口* …… 410
次贝状断口* …… 410
半贝壳状断口* …… 410
锯齿状断口 …… 410
参差状断口 …… 410
平坦状断口 …… 410
延展性 …… 410
矿物脆性 …… 410
矿物弹性 …… 410
挠性 …… 410
可塑性 …… 410
密度 …… 410
比重* …… 410
导电性 …… 410
介电性 …… 410
压电性 …… 410
热电性 …… 410
磁性 …… 410
发光性 …… 411
磷光 …… 411
荧光 …… 411
可燃性 …… 411

自然元素矿物

自然元素矿物 …… 411
自然金 …… 411
银金矿* …… 411
自然银 …… 411
自然铜 …… 411
自然铁 …… 411
自然铂 …… 411
粗铂矿* …… 411
自然铬 …… 411
自然铱 …… 411
自然钌 …… 411
自然锇 …… 411
自然锑 …… 411
自然汞 …… 411
水银* …… 411
自然铋 …… 411
汞铅矿 …… 412
珲春矿 …… 412
红石矿 …… 412
四方铜金矿 …… 412
承德矿 …… 412
张衡矿 …… 412
滦河矿 …… 412
沅江矿 …… 412
自然硫 …… 412
自然硒 …… 412
桐柏矿 …… 412
围山矿 …… 412
喜峰矿 …… 412
金刚石 …… 412
黑金刚石 …… 412
石墨 …… 412
丹巴矿 …… 412
古北矿 …… 412

硫硒碲砷化合物矿物

硫硒碲砷化合物矿物 … 412
辉铜矿 …… 413
铜蓝 …… 413
黄铜矿 …… 413
斑铜矿 …… 413
马兰矿 …… 413
黝铜矿 …… 413
砷黝铜矿* …… 413
硫砷铜矿 …… 413
硫砷钌矿 …… 413
方铅矿 …… 413
脆硫锑铅矿 …… 413
硫锑铅矿 …… 413
车轮矿 …… 413
闪锌矿 …… 413
纤锌矿 …… 413
硫镉矿 …… 413
辉银矿 …… 413
深红银矿 …… 413
硫锑银矿* …… 413
淡红银矿 …… 414
硫砷银矿* …… 414
黄锡矿 …… 414
黝锡矿* …… 414
镍黄铁矿 …… 414
针镍矿 …… 414
针硫镍矿* …… 414
紫硫镍矿 …… 414
紫硫镍铁矿* …… 414
道马矿 …… 414
辉砷镍矿 …… 414
红砷镍矿 …… 414
红镍矿* …… 414
方镍矿 …… 414
方钴矿 …… 414
安多矿 …… 414
双峰矿 …… 414
少砷方钴矿 …… 414
硫镍钴矿 …… 414
硫钴矿 …… 414
辉砷钴矿 …… 414
辉钴矿* …… 414
砷铂矿 …… 415
辉钼矿 …… 415
锡林郭勒矿 …… 415
辉铋矿 …… 415
辉锑矿 …… 415
辰砂 …… 415
朱砂* …… 415
丹砂* …… 415
毒砂 …… 415
砷黄铁矿* …… 415
雌黄 …… 415
雄黄 …… 415
鸡冠石* …… 415
磁黄铁矿 …… 415
黄铁矿 …… 415
硫铁矿* …… 415
愚人金* …… 415
白铁矿 …… 415
绿硫钒矿 …… 415
硒锑矿 …… 415
碲金矿 …… 415
碲银矿 …… 415
高台矿 …… 416
马营矿 …… 416

卤化物矿物

卤化物矿物 …… 416
萤石 …… 416
氟石* …… 416
赣南矿 …… 416
冰晶石 …… 416
石盐 …… 416
钾盐 …… 416
硇砂 …… 416
角银矿 …… 416
光卤石 …… 416
氯铜矿 …… 416

氧化物氢氧化物矿物

氧化物氢氧化物矿物 … 416
赤铜矿 …… 416
黑铜矿 …… 417
方镁石 …… 417
红锌矿 …… 417
长白矿 …… 417
刚玉 …… 417
赤铁矿 …… 417
红铁矿* …… 417
假象赤铁矿* …… 417
镜铁矿 …… 417
云母赤铁矿 …… 417
沂蒙矿 …… 417
金红石 …… 417
板钛矿 …… 417
锐钛矿 …… 417
赤路矿 …… 417
锡石 …… 417
方锑矿 …… 417
软锰矿 …… 417
黝锰矿* …… 417
六方锰矿 …… 417
恩苏塔矿* …… 417
方锰矿 …… 418
晶质铀矿 …… 418
沥青铀矿 …… 418
铀黑 …… 418
方钍石 …… 418
斜锆石 …… 418
密陀僧 …… 418
铅黄 …… 418
铅丹 …… 418
砷华 …… 418
砒石* …… 418
白砷石 …… 418
砒霜* …… 418
锑华 …… 418
铋华 …… 418
钼华 …… 418
橙红石 …… 418
橙汞矿* …… 418
彭志忠石-6H …… 418
石英 …… 418
水晶* …… 418
紫水晶* …… 418
黄水晶* …… 418
蔷薇石英* …… 418
烟水晶* …… 418
发晶* …… 418
压电水晶 …… 419
乳石英 …… 419
钛铁矿 …… 419
钙钛矿 …… 419
褐锰矿 …… 419
黑锰矿 …… 419
尖晶石 …… 419
铁尖晶石 …… 419
锌铁尖晶石 …… 419

金绿宝石 …… 419
铍尖晶石* …… 419
黑钨矿 …… 419
钨锰铁矿* …… 419
钨铁矿* …… 419
钨锰矿* …… 419
铬铁矿 …… 419
镁铬铁矿* …… 419
磁铁矿 …… 419
钛磁铁矿* …… 419
穆磁铁矿* …… 419
钒磁铁矿 …… 419
铌铁矿 …… 419
钽铁矿 …… 419
钽锰矿 …… 419
骑田岭矿 …… 419
铌钇矿 …… 420
铌钙矿 …… 420
易解石 …… 420
钓鱼岛石 …… 420
黑稀金矿 …… 420
复稀金矿 …… 420
烧绿石 …… 420
黄绿石* …… 420
蓟县矿 …… 420
细晶石 …… 420
安康矿 …… 420
铈铌钙钛矿 …… 420
钛铌钙铈矿* …… 420
褐钇铌矿 …… 420
黄钇钽矿 …… 420
平谷矿 …… 420
水镁石 …… 420
氢氧镁石* …… 420
软水铝石 …… 420
薄水铝矿* …… 420
勃姆铝矿* …… 420
硬水铝石 …… 420
硬水铝矿* …… 420
三水铝矿 …… 421
水铝氧石* …… 421
铝土矿 …… 421
纤铁矿 …… 421
针铁矿 …… 421
褐铁矿 …… 421
钨华 …… 421
水锰矿 …… 421
建水矿 …… 421
硬锰矿 …… 421
钴土 …… 421

硅酸盐矿物

硅酸盐矿物 …… 421
硅氧四面体 …… 421
岛状硅酸盐矿物 …… 421
群状硅酸盐矿物 …… 421
环状硅酸盐矿物 …… 421
链状硅酸盐矿物 …… 422
层状硅酸盐矿物 …… 422
架状硅酸盐矿物 …… 422
橄榄石 …… 422
镁橄榄石 …… 422
贵橄榄石 …… 422
铁橄榄石 …… 422
钙镁橄榄石 …… 422
粒硅锰矿 …… 422
硅锌矿 …… 422
硅铍石 …… 422
似晶石* …… 422
羟硅铍石 …… 422
石榴子石 …… 422
石榴石* …… 422
镁铝榴石 …… 422
锰铝榴石 …… 422
铁铝榴石 …… 422
钙铝榴石 …… 422
钙铁榴石 …… 423
黑榴石* …… 423
钛榴石* …… 423
锆榴石* …… 423
钇榴石* …… 423
钙铬榴石 …… 423
锆石 …… 423
锆英石* …… 423
风信子石* …… 423
曲晶石* …… 423
榍石 …… 423
额尔齐斯石 …… 423
蓝晶石 …… 423
蓝柱石 …… 423
红柱石 …… 423
空晶石* …… 423
黄晶 …… 423
黄玉* …… 423
硅镁石 …… 423
块硅镁石* …… 423
粒硅镁石* …… 423
斜硅镁石* …… 423
十字石 …… 423
莱河矿 …… 423
锂铍石 …… 423
硅铍钇矿 …… 423
符山石 …… 423
黄长石 …… 423
顾家石 …… 424
黝帘石 …… 424
斜黝帘石 …… 424
绿帘石 …… 424
褐帘石 …… 424
绿纤石 …… 424
黑柱石 …… 424
钡铁钛石 …… 424
索伦石 …… 424
异极矿 …… 424
蓝锥矿 …… 424
包头矿 …… 424
斧石 …… 424
透视石 …… 424
绿铜矿* …… 424
绿柱石 …… 424
祖母绿* …… 424
海蓝宝石* …… 424
铯绿柱石* …… 424
堇青石 …… 424
电气石 …… 424
黑电气石* …… 424
镁电气石* …… 424
锂电气石* …… 424
异性石 …… 424
负异性石* …… 424
辉石 …… 424
斜方辉石 …… 425
正辉石* …… 425
铁辉石* …… 425
顽辉石* …… 425
顽火辉石* …… 425
古铜辉石* …… 425
紫苏辉石* …… 425
单斜辉石 …… 425
斜辉石* …… 425
透辉石 …… 425
次透辉石* …… 425
绿辉石 …… 425
钙铁辉石 …… 425
普通辉石 …… 425
钛辉石 …… 425
异剥石 …… 425
锂辉石 …… 425
碱性辉石 …… 425
霓石 …… 425
锥辉石* …… 425
霓辉石 …… 425
硬玉 …… 425
翡翠* …… 425
矽线石 …… 425
莫来石 …… 425
富铝红柱石* …… 425
硅灰石 …… 425
蔷薇辉石 …… 425
纤钡锂石 …… 426
角闪石 …… 426
闪石* …… 426
直闪石 …… 426
透闪石 …… 426
阳起石 …… 426
软玉 …… 426
闪玉* …… 426
闪石玉* …… 426
和田玉* …… 426
普通角闪石 …… 426
玄武闪石 …… 426
钛闪石* …… 426
碱性角闪石 …… 426
钠闪石 …… 426
蓝石棉 …… 426
青石棉* …… 426
钠铁闪石 …… 426
亚铁钠闪石* …… 426
蓝闪石 …… 426
冻蓝闪石 …… 426
石棉 …… 426
蛇纹石石棉* …… 426
角闪石石棉* …… 426
温石棉* …… 426
滑石 …… 426
叶蜡石 …… 427
蛇纹石 …… 427
利蛇纹石* …… 427
纤蛇纹石* …… 427
叶蛇纹石* …… 427
胶蛇纹石 …… 427
累托石 …… 427
坡缕石 …… 427
山软木* …… 427
海泡石 …… 427
绢石 …… 427
高岭石 …… 427
地开石 …… 427
变埃洛石 …… 427
珍珠石 …… 427
埃洛石 …… 427
多水高岭石* …… 427
叙永石* …… 427
蜡硅锰矿 …… 427
肾硅锰矿 …… 427
硅孔雀石 …… 427
水铝英石 …… 427
铝英石* …… 427
蒙脱石 …… 427
微晶高岭石* …… 427
胶岭石* …… 427
皂石 …… 428
绿脱石 …… 428
绿高岭石* …… 428
囊脱石* …… 428
镍纤蛇纹石 …… 428

暗镍蛇纹石* …… 428
硅镁镍矿* …… 428
云母 …… 428
白云母 …… 428
绢云母 …… 428
黑云母 …… 428
金云母 …… 428
锂云母 …… 428
鳞云母* …… 428
铁锂云母 …… 428
脆云母 …… 428
珍珠云母 …… 428
硬绿泥石 …… 428
黑硬绿泥石 …… 428
绿泥间蜡石 …… 428
绿泥石 …… 428
叶绿泥石 …… 428
斜绿泥石 …… 429
鲕绿泥石 …… 429
鳞绿泥石 …… 429
水云母 …… 429
伊利石 …… 429
水白云母* …… 429
蛭石 …… 429
海绿石 …… 429
南平石 …… 429
鱼眼石 …… 429
硅硼钙石 …… 429
金沙江石 …… 429
葡萄石 …… 429
镁星叶石 …… 429
钡闪叶石 …… 429
水星叶石 …… 429
长石 …… 429
碱性长石 …… 429
钾长石 …… 429
透长石 …… 430
正长石 …… 430
冰长石 …… 430
微斜长石 …… 430
钾微斜长石* …… 430
天河石 …… 430
歪长石 …… 430
钠微斜长石* …… 430
斜长石 …… 430
钙长石* …… 430
钠长石 …… 430
奥长石 …… 430
更长石* …… 430
钠钙长石* …… 430
日长石* …… 430
拉长石 …… 430
钙钠长石* …… 430
条纹长石 …… 430
反条纹长石* …… 431
副长石 …… 431
似长石* …… 431
白榴石 …… 431
霞石 …… 431
脂光石* …… 431
钙霞石 …… 431
黝方石 …… 431
方钠石 …… 431
蓝方石 …… 431
青金石 …… 431
香花石 …… 431
兴安石 …… 431
羟硅铍钇铈矿* …… 431
日光榴石 …… 431
二连石 …… 431
方柱石 …… 431
沸石 …… 431
方沸石 …… 431
铯沸石 …… 431
铯榴石* …… 431
毛沸石 …… 432
钠沸石 …… 432
钙沸石 …… 432
浊沸石 …… 432
钙十字沸石 …… 432
钙交沸石* …… 432
菱沸石 …… 432
斜方沸石* …… 432
钠菱沸石* …… 432
交沸石 …… 432
钡十字石* …… 432
辉沸石 …… 432
束沸石* …… 432
片沸石 …… 432
黄束沸石* …… 432
斜发沸石 …… 432
杆沸石 …… 432
丝光沸石 …… 432
发光沸石* …… 432
中沸石 …… 432
赛黄晶 …… 432

硼酸盐矿物

硼酸盐矿物 …… 432
硼镁铁矿 …… 432
硼镁石 …… 432
多水硼镁石 …… 433
方硼石 …… 433
柱硼镁石 …… 433
水碳硼石 …… 433
板硼钙石 …… 433
库水硼镁石 …… 433
硼砂 …… 433
袁复礼石 …… 433
章氏硼镁石 …… 433
硬硼钙石 …… 433
黑硼锡镁矿 …… 433
钠硼解石 …… 433
硼钠方解石* …… 433
多水氯硼钙石 …… 433

磷酸盐矿物

磷酸盐矿物 …… 433
独居石 …… 433
磷铈镧矿* …… 433
青河石 …… 433
磷钇矿 …… 433
西盟矿 …… 434
磷灰石 …… 434
氟磷灰石* …… 434
氯磷灰石* …… 434
羟磷灰石* …… 434
碳氟磷灰石* …… 434
碳羟磷灰石* …… 434
胶磷矿* …… 434
磷氯铅矿 …… 434
磷铝锂石 …… 434
磷铝石 …… 434
银星石 …… 434
蓝铁矿 …… 434
鸟粪石 …… 434
绿松石 …… 434
铜铀云母 …… 434
钙铀云母 …… 434
臭葱石 …… 434
钴华 …… 434
镍华 …… 434
钒铅矿 …… 434
褐铅矿* …… 434
钒钙铜矿 …… 434

钨钼铬酸盐矿物

钨钼铬酸盐矿物 …… 434
白钨矿 …… 435
钙钨矿* …… 435
钨酸钙矿* …… 435
钨铅矿 …… 435
铬铅矿 …… 435
钼铅矿 …… 435
彩钼铅矿* …… 435

硫酸盐矿物

硫酸盐矿物 …… 435
铅矾 …… 435
硫酸铅矿* …… 435
重晶石 …… 435
天青石 …… 435
硬石膏 …… 435
石膏 …… 435
纤维石膏* …… 435
透石膏* …… 435
烧石膏 …… 435
钾石膏 …… 435
无水芒硝 …… 435
芒硝 …… 435
杂芒硝 …… 435
泻利盐 …… 435
六水泻盐 …… 436
六水镁矾* …… 436
柴达木石 …… 436
水镁矾 …… 436
硫镁矾* …… 436
水绿矾 …… 436
针绿矾 …… 436
钾明矾 …… 436
明矾* …… 436
钒矾 …… 436
胆矾 …… 436
羟胆矾 …… 436
锌叶绿矾 …… 436
杂卤石 …… 436
锌赤铁矾 …… 436
钾盐镁矾 …… 436
锡铁山石 …… 436
粒铁矾 …… 436
明矾石 …… 436
锌绿钾铁矾 …… 436
李时珍石 …… 436
黄钾铁矾 …… 436

碳酸盐矿物

碳酸盐矿物 …… 436
方解石 …… 437
冰洲石 …… 437
文石 …… 437
霰石* …… 437
菱镁矿 …… 437
菱锌矿 …… 437
菱铁矿 …… 437
菱锰矿 …… 437
白云石 …… 437
铁白云石 …… 437
扎布耶石 …… 437
纤碳铀矿 …… 437
斜方碳铀矿* …… 437
碳锶矿 …… 437
碳酸锶矿* …… 437
碳钡矿 …… 437
碳酸钡矿* …… 437
毒重石* …… 437

白铅矿 …… 437
大青山石 …… 438
氟碳铈矿 …… 438
氟碳钙铈矿 …… 438
黄河矿 …… 438
白云鄂博矿 …… 438
氟碳钡铈矿 …… 438
孔雀石 …… 438
石绿* …… 438
绿青* …… 438
蓝铜矿 …… 438
石青* …… 438
扁青* …… 438
苏打石 …… 438
重碳钠盐* …… 438
祁连山石 …… 438
泡碱 …… 438
苏打* …… 438
水碱 …… 438
水锌矿 …… 438
羟碳锌石* …… 438
泡铋矿 …… 438
天然碱 …… 438
碳酸钠石* …… 438

硝酸盐矿物

硝酸盐矿物 …… 438
钠硝石 …… 438
智利硝石* …… 438
钾硝石 …… 438
印度硝石* …… 438
火硝* …… 438

火成岩石学

总 论

岩石 …… 439
单矿岩 …… 439
复矿岩 …… 439
成因岩石学 …… 439
岩理学* …… 439
描述岩石学 …… 439
岩相学* …… 439
岩类学* …… 439
岩组分析 …… 439
工艺岩石学 …… 439
工业岩石学* …… 439
岩石化学 …… 439
化学岩石学* …… 439
区域岩石学 …… 439
火成岩石学 …… 439
岩浆 …… 439
原生岩浆 …… 439
原始岩浆 …… 439
母岩浆* …… 439
派生岩浆 …… 439
幔源 …… 439
壳源 …… 439
岩浆库 …… 439
岩浆房* …… 439
残余岩浆 …… 440
挥发分 …… 440
矿化剂* …… 440
火成岩 …… 440
岩浆岩* …… 440
火成岩体 …… 440
深成岩 …… 440
浅成岩 …… 440
半深成岩* …… 440
脉岩 …… 440
侵入岩 …… 440
喷出岩 …… 440
火山岩 …… 440
潜火山岩 …… 440
次火山岩* …… 440
岩石区 …… 440
岩套 …… 440
岩浆系列 …… 440
亚碱性系列* …… 440
火山岩建造 …… 440
拉斑系列 …… 440
钙碱性系列 …… 441
碱性系列 …… 441
钙碱指数 …… 441
皮科克指数* …… 441
硅碱指数 …… 441
里特曼指数* …… 441
分异指数 …… 441
镁铁指数 …… 441
碱度率 …… 441
固结指数 …… 441
凝固指数* …… 441
硬化指数* …… 441
长英指数 …… 441
拉森指数 …… 441
镁铁比值 …… 442
氧化度 …… 442
氧化率 …… 442
结晶指数 …… 442
风化指数 …… 442
火成岩分类 …… 442
深成岩 QAPF 分类 …… 442
辉长岩分类 …… 443
超镁铁质岩分类 …… 443
火山岩 QAPF 分类 …… 443
火山岩 TAS 分类 …… 444
以 SiO_2 为标准的火成岩分类 …… 445
造岩元素 …… 445
造岩氧化物* …… 445
镁铁质矿物 …… 445
深色矿物* …… 445
暗色矿物* …… 445
色率 …… 445
颜色指数* …… 445
硅铝质矿物 …… 445
浅色矿物* …… 445
主要矿物 …… 445
次要矿物 …… 445
副矿物 …… 445
饱和矿物 …… 445
不饱和矿物* …… 445
饱和岩 …… 445
过饱和岩 …… 445
不饱和岩 …… 445
过铝质岩 …… 445
偏铝质 …… 445
亚铝质 …… 445
过碱质 …… 445
过碱性* …… 445
熔融作用 …… 446
部分熔融作用 …… 446
脱水熔融作用 …… 446
过量水熔融作用 …… 446
固相线 …… 446
低于固相线 …… 446
液相线 …… 446
液相线矿物 …… 446
液相线温度 …… 446
不混溶线 …… 446
固溶体分解曲线* …… 446
溶离线* …… 446
低于不混溶线 …… 446
浅色岩 …… 446
淡色岩* …… 446
中色岩* …… 446
深色岩 …… 446
模拟上地幔岩 …… 446
上地幔岩 …… 446
超基性岩 …… 446
超基性* …… 446
超镁铁质岩 …… 446
超镁铁岩* …… 446
基性岩 …… 446
基性* …… 446
镁铁质岩 …… 446
铁镁质* …… 446
暗色岩 …… 446
中性岩 …… 446
酸性岩 …… 446
酸性* …… 446
超酸性岩 …… 447
过酸性岩 …… 447
碱性岩 …… 447
斑岩 …… 447
玢岩 …… 447
火成岩系列 …… 447
碱性橄榄玄武岩系列 …… 447
碱性玄武岩系列* …… 447
钾玄岩系列 …… 447
橄榄安粗岩系列* …… 447
晶屑 …… 447
火山碎屑 …… 447
玻屑 …… 447
岩屑 …… 447
塑变玻屑 …… 447
塑性玻屑* …… 447
撕裂状玻屑 …… 447
塑变撕裂状玻屑 …… 447
塑性撕裂状玻屑* …… 447
浆屑 …… 448
塑性屑* …… 448
火焰石* …… 448
熔岩条带* …… 448
饼状体* …… 448
火山泥球 …… 448
火山灰球* …… 448
火山豆石* …… 448
凝灰岩球* …… 448
火山鸳石* …… 448
火成岩构造组合 …… 448
蛇绿岩 …… 448
洋中脊扩张型* …… 448
俯冲带型* …… 448
岛弧火成岩构造组合 …… 448
埃达克岩 …… 448

大陆边缘弧火成岩组合 …… 448
大陆碰撞造山带火成岩构造组合 …… 448
双峰式火成岩组合 …… 448
戴里间断* …… 448

岩浆作用

岩浆作用 …… 448
岩浆分异作用 …… 448
结晶分异作用 …… 448
重力分异作用* …… 448
压滤分异作用* …… 448
分离结晶作用 …… 448
液态分离作用 …… 448
液体不混溶作用* …… 448
深熔作用 …… 449
熔离 …… 449
出溶作用* …… 449
固溶体分离* …… 449
出溶共生* …… 449
岩浆底辟作用 …… 449
岩浆顶蚀作用 …… 449
脱玻化作用 …… 449
失透作用* …… 449
晶化* …… 449
混合作用 …… 449
同化作用 …… 449
混染作用 …… 449
混杂作用* …… 449
鲍温反应系列 …… 449
反应系列* …… 449
结晶顺序 …… 449

岩体产状

火成岩产状 …… 449
侵入接触 …… 449
沉积接触 …… 449
过渡接触 …… 449
整合侵入体 …… 449
不整合侵入体 …… 450
岩基 …… 450
岩株 …… 450
岩干* …… 450
岩镰 …… 450
岩盆 …… 450
岩盖 …… 450
岩盘* …… 450
岩鞍 …… 450
岩床 …… 450
岩席* …… 450
层状侵入体 …… 450
岩枝 …… 450
岩瘤 …… 450
岩墙 …… 450
岩脉* …… 450
岩浆通道 …… 450
岩钟 …… 450
岩丘 …… 450
岩针 …… 450
火成岩相 …… 450
侵入岩相* …… 450
火山岩相* …… 450
火成堆积 …… 450
堆积岩* …… 450

岩石结构构造

原生岩浆构造 …… 450
岩浆热动力构造 …… 450
岩石构造 …… 451
块状构造 …… 451
均一构造* …… 451
斑杂构造 …… 451
不均一构造* …… 451
球状构造 …… 451
晶洞构造 …… 451
带状构造 …… 451
流纹构造 …… 451
气孔构造 …… 451
杏仁状构造 …… 451
杏仁石* …… 451
枕状构造 …… 451
流动构造 …… 451
流线 …… 451
线状流动构造* …… 451
流面 …… 451
面状流动构造* …… 451
石泡构造 …… 451
假流状构造 …… 451
似流动构造* …… 451
柱状节理 …… 451
岩石结构 …… 451
全晶质 …… 452
半晶质 …… 452
隐晶质 …… 452
玻璃质 …… 452
显晶质结构 …… 452
全晶质结构* …… 452
显晶岩* …… 452
显微晶质结构 …… 452
显微显晶质结构* …… 452
细晶质结构* …… 452
隐晶质结构 …… 452
隐晶岩* …… 452
玻璃质结构 …… 452
自形晶 …… 452
半自形晶 …… 452
他形晶 …… 452
粒状结构 …… 452
等粒结构 …… 452
不等粒状结构 …… 452
连续不等粒结构* …… 452
全自形粒状结构 …… 452
自形粒状结构* …… 452
他形粒状结构 …… 452
花岗结构 …… 452
半自形粒状结构* …… 452
伟晶结构 …… 452
煌斑结构 …… 452
斑状结构 …… 452
斑晶 …… 452
基质 …… 452
不等粒斑状结构 …… 452
连续不等粒斑状结构 …… 452
似斑状结构 …… 452
自碎结构 …… 453
细碧结构 …… 453
辉长结构 …… 453
包含结构 …… 453
嵌晶状结构* …… 453
含长结构 …… 453
二长结构 …… 453
辉绿结构 …… 453
嵌晶含长结构* …… 453
粗面结构 …… 453
微晶结构 …… 453
玻基交织结构 …… 453
安山结构* …… 453
交织结构 …… 453
毡状结构* …… 453
响岩结构 …… 453
霏细结构 …… 453
文象结构 …… 453
显微文象结构 …… 453
蠕虫结构 …… 453
条纹结构 …… 453
反应边结构 …… 453
反应矿物* …… 453
间粒结构 …… 453
粒玄结构* …… 453
粗玄结构* …… 453
间隐结构 …… 454
填间结构* …… 454
拉斑玄武结构* …… 454
雏晶 …… 454
微晶 …… 454
环带结构 …… 454
球粒结构 …… 454
火山碎屑结构 …… 454
压实火山碎屑结构* … 454
集块结构 …… 454
火山角砾结构 …… 454
凝灰结构 …… 454
玻屑结构* …… 454
弓形玻屑结构* …… 454
火山灰结构* …… 454
玻屑砂状结构* …… 454
玻屑砂体状结构* …… 454
塑性变形碎屑结构 …… 454
塑变结构* …… 454
熔结凝灰结构 …… 454
鬣刺结构 …… 454
捕虏体 …… 454
析离体 …… 454
异离体* …… 454
残留体 …… 454
暗残岩* …… 454
残影体* …… 454

火成岩石

纯橄榄岩 …… 454
邓尼岩* …… 454
橄榄岩 …… 454
斜方辉石橄榄岩 …… 455
方辉橄榄岩* …… 455
异剥辉石橄榄岩 …… 455
异剥橄榄岩* …… 455
二辉橄榄岩 …… 455
斜辉橄榄岩 …… 455
富橄霞斜岩* …… 455
辉石岩 …… 455
二辉辉石岩 …… 455
二辉岩* …… 455
斜方辉石岩 …… 455
单斜辉石岩 …… 455
透辉石岩* …… 455
异剥辉石岩* …… 455
角闪石岩 …… 455
普通角闪石岩* …… 455
苦橄岩 …… 455
玻质纯橄岩 …… 455
麦美奇岩* …… 455
苦橄玢岩 …… 455
金伯利岩 …… 455
角砾云母橄榄岩* …… 455
斜长岩 …… 455
中长斜长岩 …… 455
中长岩* …… 455
拉长斜长岩 …… 455
拉长岩* …… 455
辉长岩 …… 455
暗色辉长岩 …… 456
苏长岩 …… 456
透橄岩 …… 456
橄长岩 …… 456

辉绿岩 …… 456
辉长玢岩 …… 456
辉绿玢岩 …… 456
玄武岩 …… 456
拉斑玄武岩 …… 456
高铝玄武岩 …… 456
碱性玄武岩 …… 456
碱性火山岩 …… 456
钾镁煌斑岩 …… 456
粒玄岩 …… 456
煌绿岩* …… 456
橄榄玄武岩 …… 456
苦橄玄武岩 …… 456
大洋岩* …… 456
响岩 …… 457
霞石响岩* …… 457
黝方石响岩* …… 457
白榴石响岩* …… 457
响岩质碱玄岩 …… 457
碱玄质响岩 …… 457
方钠霞玄岩* …… 457
碱玄岩 …… 457
碧玄岩 …… 457
粗面玄武岩 …… 457
玄武粗安岩 …… 457
夏威夷岩 …… 457
橄榄中长玄武岩* …… 457
大洋中脊玄武岩 …… 457
科马提岩 …… 457
镁绿岩* …… 457
细碧岩 …… 457
钾质细碧岩 …… 457
闪长岩 …… 457
石英闪长岩 …… 457
闪长玢岩 …… 457
钙碱性火山岩 …… 457
安山岩 …… 457
玄武安山岩 …… 458
辉石安山岩 …… 458
玻古安山岩 …… 458
无人岩* …… 458
英安岩 …… 458
二长岩 …… 458
安粗岩 …… 458
粗安岩 …… 458
粗面安山岩* …… 458
花岗岩类 …… 458
花岗岩 …… 458
花刚石* …… 458
麻石* …… 458
花岗石* …… 458
A 型花岗岩 …… 458
I 型花岗岩 …… 458
M 型花岗岩类 …… 458
幔源型花岗岩 …… 458
S 型花岗岩 …… 458
二长花岗岩 …… 458
斜长花岗岩 …… 458
大洋斜长花岗岩 …… 458
更长花岗岩 …… 458
碱性长石花岗岩 …… 459
碱长花岗岩* …… 459
碱性花岗岩 …… 459
更长环斑花岗岩 …… 459
奥长环斑花岗岩* …… 459
文象花岗岩 …… 459
花岗闪长岩 …… 459
石英二长岩 …… 459
白岗岩 …… 459
硅英岩 …… 459
花岗斑岩 …… 459
花斑岩 …… 459
石英斑岩 …… 459
流纹岩 …… 459
碱流岩* …… 459
流纹斑岩 …… 459
霏细岩 …… 459
霏细斑岩* …… 459
非晶质岩 …… 459
黑曜岩 …… 459
松脂岩 …… 459
珍珠岩 …… 459
浮岩 …… 459
正长岩 …… 459
石英正长岩* …… 460
富辉正长岩 …… 460
等色岩* …… 460
粗面岩 …… 460
石英粗面岩 …… 460
角斑岩 …… 460
钾质角斑岩* …… 460
石英角斑岩 …… 460
霞石正长岩 …… 460
白榴岩 …… 460
粗白榴岩* …… 460
橄榄白榴岩* …… 460
辉石白榴岩* …… 460
霞石岩 …… 460
碱性辉长岩 …… 460
霞辉二长岩* …… 460
厄塞岩* …… 460
黄长岩 …… 460
霞斜岩 …… 460
玻基碧玄岩 …… 460
碱性正长岩 …… 460
含副长石碱性正长岩* …… 460
霓霞岩 …… 460
磷霞岩 …… 460
霞霓钠辉岩 …… 460
暗色霓霞岩* …… 460
暗霓霞岩* …… 460
霞霓钛辉岩* …… 460
钛铁霞辉岩 …… 461
碳酸岩 …… 461
钠碳酸岩 …… 461
碳酸熔岩* …… 461
尼碳钠钙石* …… 461
格碳钠石* …… 461
煌斑岩 …… 461
云煌岩 …… 461
钠云煌岩* …… 461
云斜煌岩 …… 461
闪正煌岩 …… 461
方正煌斑岩* …… 461
闪斜煌岩 …… 461
闪辉正煌岩 …… 461
拉辉煌岩* …… 461
细晶岩 …… 461
长英岩* …… 461
花岗细晶岩* …… 461
辉长细晶岩* …… 461
闪长细晶岩* …… 461
伟晶岩 …… 461
霞石正长伟晶岩* …… 461
辉长伟晶岩* …… 461
花岗伟晶岩 …… 461
普通火山碎屑岩 …… 461
正常火山碎屑岩* …… 461
熔结凝灰岩 …… 461
火山灰流说* …… 461
火山集块岩 …… 462
火山角砾岩 …… 462
凝灰岩 …… 462
火山凝灰岩* …… 462
火山碎屑岩分类 …… 462
自碎火成角砾岩 …… 462
自碎角砾熔岩* …… 462
沉火山碎屑岩 …… 462
沉火山集块岩* …… 462
沉火山角砾岩* …… 462
沉凝灰岩* …… 462
火山碎屑沉积岩 …… 462
凝灰质碎屑岩* …… 462
碎屑熔岩 …… 462
熔结碎屑岩 …… 462

沉积学与沉积岩石学

总 论

沉积学 …… 463
矿床沉积学 …… 463
生物沉积学 …… 463
实验沉积学 …… 463
储层沉积学 …… 463
全球沉积学 …… 463
悬移质 …… 463
悬移载荷* …… 463
悬浮载荷* …… 463
推移质 …… 463
床沙载荷* …… 463
底载荷* …… 463
推移载荷* …… 463
牵引载荷* …… 463
牵引作用 …… 463
牵引流 …… 463
拖曳水流* …… 463
等深流 …… 463
沉积物重力流 …… 463
沉积物流* …… 463
惯性流* …… 463
高密度悬浮液* …… 463
碎屑流 …… 463
颗粒流 …… 463
沙流* …… 463
块状流 …… 463
液化沉积物流 …… 464
浊流 …… 464
异重流 …… 464
密度流* …… 464
间歇悬移质 …… 464
间歇悬浮载荷* …… 464
冲洗载荷* …… 464
溶移质 …… 464
溶解载荷* …… 464
尤尔斯特隆图解 …… 464
溶液 …… 464
胶体溶液 …… 464
胶凝体* …… 464
层流 …… 464
片流* …… 464

紊流 …… 464
湍流* …… 464
雷诺数 …… 465
弗劳德数值 …… 465
弗劳德值* …… 465
高流态 …… 465
超临界流动状态* …… 465
上部水流动态* …… 465
低流态 …… 465
临界下流动状态* …… 465
下部水流动态* …… 465
过渡流态 …… 465
床沙 …… 465
床沙形体 …… 465
底形* …… 465
沉速 …… 465
斯托克斯沉速公式 …… 465

沉积相

岩相区 …… 466
沉积环境 …… 466
沉积相 …… 466
相变 …… 466
沉积模式 …… 466
岩相模式* …… 466
沉积相模式* …… 466
直观模式* …… 466
事实模式* …… 466
静态模式* …… 466
动态模式* …… 466
模拟实验模式* …… 466
数学模式* …… 466
沉积旋回 …… 466
沉积韵律 …… 466
相序 …… 466
剖面结构* …… 466
垂向序列* …… 466
海退沉积层序 …… 467
岸进层序* …… 467
进积层序* …… 467
海侵沉积层序 …… 467
岸退层序* …… 467
退积层序* …… 467
瓦尔特相律 …… 467
相的继承准则* …… 467
陆相 …… 467
大陆相* …… 467
残积相 …… 467
冰川相 …… 467
冲积相 …… 467
河流相* …… 467
沙漠相 …… 467
坡积相 …… 467
塌积相 …… 467
滑坡堆积相 …… 467
洪积相 …… 467
冲积扇相* …… 467
扇砾岩* …… 467
干三角洲沉积* …… 467
筛积物 …… 467
泥石流沉积 …… 467
泥流沉积 …… 468
弯度指数 …… 468
平直河沉积 …… 468
顺直河沉积* …… 468
辫状河沉积 …… 468
网状河沉积* …… 468
游荡性河沉积* …… 468
曲流河沉积 …… 468
蛇曲河沉积* …… 468
高弯度河沉积* …… 468
辫状指数 …… 468
网状指数* …… 468
游荡性指数* …… 468
滞留沉积 …… 468
深槽滞留沉积* …… 468
凸岸坝沉积 …… 468
边滩沉积* …… 468
滨河床沙坝沉积 …… 468
心滩沉积* …… 468
天然堤沉积 …… 468
决口扇沉积 …… 468
串沟沉积 …… 468
凹槽充填沉积* …… 468
河漫滩沉积 …… 468
洪泛平原沉积* …… 468
河漫盆地沉积 …… 468
洪泛盆地沉积* …… 468
牛轭湖沉积 …… 468
河床充填沉积* …… 468
湖泊相 …… 468
沼泽相 …… 468
过渡相 …… 468
海陆交互相* …… 468
潟湖相 …… 469
三角洲相 …… 469
三角洲平原相 …… 469
三角洲前缘相 …… 469
前三角洲相 …… 469
建设性三角洲沉积 …… 469
高建设性三角洲沉积* …… 469
破坏性三角洲沉积 …… 469
高破坏性三角洲沉积* …… 469
扇三角洲相 …… 469
海相 …… 469
滨海相 …… 469
海滩相 …… 469
海滩脊相 …… 469
沿岸堤相* …… 469
后滨相 …… 469
前滨相 …… 470
近滨相 …… 470
滨面相* …… 470
千尼尔沙岗 …… 470
滩脊型潮滩* …… 470
冲越扇沉积 …… 470
冲溢扇沉积* …… 470
浪基面 …… 470
浪底* …… 470
障壁岛沉积 …… 470
沙嘴坝相* …… 470
潮坪潟湖相 …… 470
潮上带相 …… 470
塞卜哈 …… 470
萨勃哈* …… 470
潮上盐坪* …… 470
潮间带相 …… 470
潮下带相 …… 470
碳酸盐岩隆 …… 470
生物礁堆积 …… 470
生态礁* …… 470
生物丘* …… 470
生物层* …… 470
灰泥丘* …… 470
退积礁* …… 470
加积礁* …… 470
进积礁* …… 470
碳酸盐台地相 …… 470
局限台地相 …… 470
台地潮坪相 …… 471
开阔台地相 …… 471
台地边缘浅滩相 …… 471
台地边缘生物礁 …… 471
深水陆架相 …… 471
深水缓坡* …… 471
斜坡盆地相 …… 471
等斜缓坡相 …… 471
末端变陡缓坡相 …… 471
碳酸盐缓坡相 …… 471
镶边台地相 …… 471
孤立台地相 …… 471
碳酸盐溶解层 …… 471
文石补偿深度* …… 471
方解石补偿深度* …… 471
陆架相 …… 472
陆架沉积* …… 472
岩崩沉积 …… 472
滑移沉积 …… 472
碎积相 …… 472
浊积相 …… 472
近源浊积岩* …… 472
远源浊积岩* …… 472
风暴沉积 …… 472
风暴岩* …… 472
等深流沉积物 …… 472
等深沉积相 …… 472
雾积岩* …… 472
簸积岩* …… 472
复理石沉积 …… 472
大陆坡相 …… 472
浊积扇沉积 …… 472
海底扇沉积* …… 472
深海盆地平原沉积 …… 473
远洋沉积 …… 473
远洋岩* …… 473
半远洋沉积 …… 473
半远洋岩* …… 473
半深海相 …… 473
次深海相* …… 473
深海相 …… 473
沉积地球化学相 …… 473
岩比图 …… 473
沉积盆地 …… 473
裂谷盆地 …… 473
大洋边缘盆地 …… 473
前陆盆地 …… 473
周缘盆地 …… 473
前渊盆地* …… 473
板内拉张盆地 …… 473
缝合盆地 …… 473
被动大陆边缘盆地 …… 473
活动大陆边缘盆地 …… 473
走滑拉分盆地 …… 473

成岩作用

沉积物 …… 473
沉积作用 …… 473
同生作用 …… 473
准同生作用 …… 473
成岩作用 …… 473
同生成岩作用* …… 474
早期埋藏阶段* …… 474
浅埋作用阶段* …… 474
后生作用 …… 474
晚期成岩阶段* …… 474
深埋藏阶段* …… 474
进后生作用* …… 474
表生成岩作用 …… 474
退后生作用* …… 474
海解作用 …… 474
陆解作用 …… 474
冰川沉积作用 …… 474
冰水沉积作用 …… 474
压实作用 …… 474

压固作用* …… 474
压缩作用* …… 474
压溶作用 …… 474
次生加大作用 …… 474
再生生长* …… 474
胶体陈化作用 …… 474
沉积分异作用 …… 474
沉积交代作用 …… 474
沉积重结晶作用 …… 474
化学沉积分异作用 …… 474
机械沉积分异作用 …… 474
胶结作用 …… 475
盐水渗透回流作用 …… 475
毛细管浓缩作用 …… 475
埋藏白云石化作用 …… 475
去白云石化作用 …… 475
固结作用 …… 475
始成岩阶段 …… 475
中成岩阶段 …… 475
晚期表成岩阶段 …… 475
未成熟阶段 …… 475
半成熟阶段 …… 475
成熟阶段 …… 475
超成熟阶段 …… 475
陆源碎屑 …… 476
陆源矿物 …… 476
继承矿物* …… 476
陆源碎屑矿物* …… 476
陆源组分 …… 476
陆源物质* …… 476
自生矿物 …… 476
重矿物 …… 476
轻矿物 …… 476
陆源区 …… 476
供给区* …… 476
母岩区* …… 476
碎屑 …… 476
粒度 …… 476
粒度分析 …… 476
机械分析* …… 476
Φ值 …… 476
累积曲线 …… 476
累积频率曲线* …… 476
累积百分含量图* …… 476
概率累积曲线 …… 476
粒度概率图* …… 476
粒度参数 …… 476
粒度参数离散图解 …… 477
粒度参数散布图* …… 477
四分位数 …… 477
C-M 图像 …… 477
分选 …… 477
圆度 …… 477
磨圆度* …… 477
球度 …… 477
胶结物 …… 477
沉积基质 …… 477
杂基* …… 477
原杂基* …… 477
正杂基* …… 477
淀杂基* …… 477
假杂基* …… 477
胶结类型 …… 478
接触胶结 …… 478
孔隙胶结 …… 478
基底胶结 …… 478
带状胶结 …… 478
薄膜胶结* …… 478
嵌晶胶结 …… 478
连生胶结* …… 478
再生生长胶结 …… 478
次生加大胶结* …… 478
丛生胶结 …… 478
栉壳状胶结* …… 478
串珠状胶结 …… 478
斑点状胶结 …… 478
凝块状胶结* …… 478
成熟度 …… 478
成熟度指数 …… 478
成分成熟度 …… 478
化学成熟度* …… 478
矿物成熟度* …… 478
结构成熟度 …… 478
物理成熟度* …… 478
砾石 …… 478
角砾 …… 478
卵石 …… 478
砂 …… 478
粉砂 …… 478

沉积结构构造

沉积构造 …… 478
原生沉积构造 …… 478
软沉积变形 …… 479
同沉积构造* …… 479
层理 …… 479
层面 …… 479
细层 …… 479
纹层* …… 479
层系 …… 479
丛系* …… 479
水平层理 …… 479
平行层理 …… 479
交错层理 …… 479
斜层理 …… 479
板状交错层理 …… 479
羽状交错层理 …… 479
人字型交错层理* …… 479
鱼骨状层理* …… 479
浪成沙纹交错层理 …… 479
爬升沙纹层理 …… 479
上叠沙纹层理* …… 479
槽状交错层理 …… 479
楔形交错层理 …… 480
逆行沙波层理 …… 480
反沙丘交错层理* …… 480
冲洗交错层理 …… 480
海滩加积层理* …… 480
再作用面构造 …… 480
风成交错层理 …… 480
丘状交错层理 …… 480
洼状交错层理 …… 480
压扁层理 …… 480
脉状层理* …… 480
透镜状层理 …… 480
带状层理 …… 480
缟状层理* …… 481
波状层理 …… 481
韵律层理 …… 481
韵律层* …… 481
粒序层理 …… 481
粒级层理* …… 481
鲍马层序 …… 481
博麦韵律* …… 481
同生变形构造 …… 481
准同生变形构造 …… 481
转位构造 …… 481
包卷构造 …… 481
包卷层理* …… 481
旋卷层理* …… 481
扭曲层理* …… 481
滑塌构造 …… 481
滑陷构造* …… 481
泥火山构造 …… 481
砂枕构造 …… 481
砂球构造* …… 481
碟状构造 …… 481
泄水构造* …… 481
鸡笼网状构造 …… 482
帐篷构造 …… 482
负荷构造 …… 482
重荷模* …… 482
重荷铸型* …… 482
火焰状构造 …… 482
泥舌* …… 482
坑岗构造 …… 482
层面构造 …… 482
波痕 …… 482
波痕对称指数 …… 482
波痕指数 …… 482
流水波痕 …… 482
浪成波痕 …… 482
对称波痕* …… 482
不对称波痕* …… 482
风成波痕 …… 482
修饰波痕 …… 482
改造波痕* …… 482
削顶波痕* …… 482
圆峰尖谷波痕* …… 482
干涉波痕 …… 482
菱形波痕* …… 482
干扰波痕* …… 482
流痕 …… 483
泡沫痕 …… 483
剥离线理构造 …… 483
原生流水线理构造* … 483
泥裂 …… 483
干裂* …… 483
雨痕 …… 483
象形印痕 …… 483
印模* …… 483
铸型* …… 483
槽模 …… 483
槽铸型* …… 483
鞋带砂堆 …… 483
鞋带砂岩* …… 483
鞋带状沉积体* …… 483
沟渠构造 …… 483
潮沟槽* …… 483
沟模 …… 483
沟铸型* …… 483
拖痕* …… 483
滑动痕* …… 483
工具刻蚀痕* …… 483
刷模 …… 483
刷铸型* …… 483
椎模 …… 483
晶体印痕 …… 483
生物成因构造 …… 483
生物痕迹 …… 483
动物足迹 …… 483
虫孔 …… 483
虫穴* …… 483
示底构造 …… 483
生物遗迹构造 …… 483
盘肠构造 …… 484
叠层石构造 …… 484
叠层构造* …… 484
鸟眼构造 …… 484
窗孔构造* …… 484
硬底构造 …… 484
结核 …… 484
同生结核 …… 484
成岩结核 …… 484
后生结核 …… 484
假结核 …… 484

龟背石 …… 484
叠锥 …… 484
沉积缝合线 …… 484
碎屑岩脉 …… 484
沉积岩脉* …… 484
泥球 …… 484
霜面 …… 484
假层理 …… 484
生物粘土结构 …… 485
斑状粘土结构 …… 485
泥质结构 …… 485
粘土结构* …… 485
胶状结构 …… 485
碎屑结构 …… 485
鳞片构造 …… 485
蠕虫状结构 …… 485
毡状构造 …… 485
格子状构造 …… 485
异化颗粒 …… 485
异化粒* …… 485
粒屑* …… 485
团块 …… 485
葡萄石* …… 485
巴哈马石* …… 485
藻团块* …… 485
包粒 …… 485
鲕粒 …… 485
鲕石* …… 485
鱼卵石* …… 485
正常鲕* …… 485
薄皮鲕* …… 485
表鲕* …… 485
复鲕* …… 485
偏心鲕* …… 485
静水鲕* …… 485
变形鲕* …… 485
变晶鲕* …… 485
负鲕* …… 485
豆粒 …… 485
生物包壳颗粒 …… 485
藻鲕* …… 485
藻豆* …… 485
骨粒 …… 485
骨屑* …… 485
凝块石 …… 485
假鲕 …… 485
藻灰结核 …… 485
内碎屑 …… 485
盆地碎屑* …… 485
同生碎屑* …… 485
球粒 …… 486
团粒* …… 486
球状粒* …… 486
渗流豆 …… 486
灰泥 …… 486
灰泥基质* …… 486
泥晶 …… 486
泥屑* …… 486
亮晶 …… 486
亮晶方解石* …… 486
淀晶* …… 486
假亮晶 …… 486
重结晶方解石* …… 486
生物骨架 …… 486
生物格架* …… 486
碳酸盐胶结物 …… 486
泥晶化 …… 486
泥晶套* …… 486
结晶粒状结构 …… 486
镶嵌结构 …… 486
栉壳结构 …… 486
晶簇状结构* …… 486
花岗状结构 …… 486
鲕状结构 …… 486
生物结构 …… 486
颗粒支撑 …… 486
灰泥支撑 …… 486
碳酸盐岩孔隙 …… 487
淡水渗流环境 …… 487
淡水潜流环境 …… 487
海水潜流环境 …… 487
淡水-海水混合环境 …… 487
能量指数 …… 487

沉积岩石

沉积岩 …… 487
水成岩* …… 487
陆源沉积岩 …… 487
内源沉积岩 …… 487
砾岩 …… 487
角砾岩 …… 487
碎屑岩 …… 487
正常沉积碎屑岩* …… 487
陆源碎屑岩* …… 487
底砾岩 …… 488
层间砾岩 …… 488
层内砾岩* …… 488
同生砾岩* …… 488
岩溶角砾岩 …… 488
溶洞角砾岩* …… 488
喀斯特角砾岩* …… 488
成岩角砾岩 …… 488
滨岸砾岩 …… 488
河成砾岩 …… 488
冰碛岩 …… 488
冰川砾岩* …… 488
后生角砾岩 …… 488
正砾岩 …… 488
副砾岩 …… 488
再生花岗岩 …… 488
砂岩 …… 488
粗粒砂岩* …… 488
中粒砂岩* …… 488
细粒砂岩* …… 488
不等粒砂岩* …… 488
净砂岩* …… 488
砂屑岩 …… 488
纯砂岩* …… 488
砂粒碎屑岩* …… 488
杂砂岩 …… 488
瓦克岩* …… 488
硬砂岩* …… 488
沉积石英岩 …… 488
长石砂岩 …… 488
长石石英砂岩* …… 488
次长石砂岩* …… 488
长石杂砂岩* …… 488
构造长石砂岩 …… 488
气候长石砂岩 …… 488
岩屑砂岩 …… 489
岩屑杂砂岩* …… 489
岩屑石英砂岩* …… 489
石英砂岩 …… 489
正石英岩* …… 489
粉砂岩 …… 489
粘土 …… 489
软质粘土* …… 489
半软质粘土* …… 489
硬质粘土* …… 489
易熔粘土* …… 489
难熔粘土* …… 489
残余粘土* …… 489
次生粘土* …… 489
高岭石粘土 …… 489
高岭土* …… 489
瓷土* …… 489
蒙脱石粘土 …… 489
陶瓷粘土 …… 489
陶土 …… 489
水云母粘土 …… 489
耐火粘土 …… 489
海泡石粘土 …… 489
膨润土 …… 489
斑脱岩* …… 489
膨土岩* …… 489
漂白土 …… 489
粘土岩 …… 489
泥质岩* …… 489
泥岩 …… 490
页岩 …… 490
钙质页岩 …… 490
铁质页岩 …… 490
硅质页岩 …… 490
黑色页岩 …… 490
炭质页岩 …… 490
凝灰质页岩 …… 490
泥板岩 …… 490
化学岩 …… 490
化学沉积岩* …… 490
生物化学岩 …… 490
生物化学沉积岩* …… 490
碳酸盐岩 …… 490
碳酸盐沉积物 …… 490
高镁方解石 …… 490
低镁方解石 …… 490
原白云石 …… 490
钙白云石* …… 490
石灰岩 …… 490
异化粒灰岩 …… 490
粒屑灰岩* …… 490
内碎屑灰岩 …… 490
竹叶状灰岩 …… 490
骨粒灰岩 …… 491
贝壳灰岩 …… 491
生物碎屑灰岩 …… 491
生物贝屑灰岩* …… 491
球粒灰岩 …… 491
团粒灰岩* …… 491
团块灰岩 …… 491
包粒灰岩 …… 491
鲕状灰岩 …… 491
鲕粒灰岩* …… 491
化学石灰岩 …… 491
豹皮灰岩 …… 491
礁灰岩 …… 491
生物骨架灰岩* …… 491
生物滩灰岩 …… 491
生物层灰岩 …… 491
藻灰岩 …… 491
叠层石灰岩 …… 491
白垩 …… 491
泥晶灰岩 …… 491
灰泥岩* …… 491
微晶灰岩* …… 491
结晶灰岩 …… 491
晶粒灰岩* …… 491
障积灰岩 …… 492
生物粘结灰岩 …… 492
钙结岩 …… 492
白云岩 …… 492
原生白云岩 …… 492
成岩白云岩 …… 492
后生白云岩 …… 492
结晶白云岩 …… 492
异化粒白云岩 …… 492
粒屑白云岩* …… 492

包粒白云岩 …… 492
鲕状白云岩 …… 492
鲕粒白云岩* …… 492
碎屑白云岩 …… 492
藻白云岩 …… 492
盐溶角砾岩 …… 492
泥灰岩 …… 492
硅质岩 …… 492
瓷状岩 …… 492
白陶土* …… 492
硅藻土 …… 492
燧石 …… 493
火石* …… 493
碧玉岩 …… 493
海绵岩 …… 493
放射虫岩 …… 493
铝铁质岩 …… 493
铁质岩 …… 493
锰质岩 …… 493
磷质岩 …… 493
铝土岩 …… 493
铝矾土* …… 493
石盐岩 …… 493
蒸发岩* …… 493
卤化物沉积 …… 493
石膏-硬石膏岩 …… 493
天然碱岩 …… 493
钙芒硝岩 …… 493
钾石盐岩 …… 493
可燃性有机岩 …… 493
混积岩 …… 493
附生岩 …… 493

变质岩石学

总 论

变质岩石学 …… 494
变质岩 …… 494
等化学系列 …… 494
等物理系列 …… 494
构造超压 …… 494
流体超压 …… 494
地热梯度 …… 494
变质级 …… 494
变质程度* …… 494
变质带 …… 494
变质反应带 …… 494
深度带 …… 494
接触变质圈 …… 494
接触变质晕* …… 494
pTt 轨迹 …… 495
顺时针 *pTt* 轨迹 …… 495
等温减压* …… 495
逆时针 *pTt* 轨迹 …… 495
等压冷却* …… 495
变质事件 …… 495
变质旋回 …… 495
高级变质区 …… 495
高级区* …… 495
花岗岩-绿岩带 …… 495
低级变质区* …… 495
含矿变质建造 …… 495
变质矿物 …… 495
稳定矿物 …… 495
变余矿物 …… 495
残余矿物* …… 495
不稳定矿物* …… 495
应力矿物 …… 495
反应力矿物* …… 495
特征变质矿物 …… 495
变质矿物共生组合 …… 495
变质反应 …… 496
连续反应 …… 496
滑动反应* …… 496
不连续反应 …… 496
净转移反应 …… 496
交换反应 …… 496
地质温度计 …… 496
地质压力计* …… 496
地质温压计* …… 496
矿物温度计 …… 496
矿物压力计* …… 496
矿物温压计* …… 496
活动组分 …… 496
惰性组分 …… 496
固定组分* …… 496
矿物相律 …… 496
戈尔德施密特矿物相律* …… 496
科尔任斯基矿物相律* …… 496
矿物共生分析 …… 496
ACF 图解 …… 496
AKF 图解 …… 497
A′KF 图解* …… 497
AFM 图解 …… 497

变质作用

变质作用 …… 497
区域变质作用 …… 497
区域动力热流变质作用 …… 497
热动力变质作用* …… 497
深成变质作用 …… 497
区域中高温变质作用* …… 497
麻粒岩相变质作用* … 497
区域低温动力变质作用 …… 497
区域动力变质作用* … 497
造山变质作用* …… 497
高压变质作用 …… 497
蓝片岩相变质作用* … 497
超高压变质作用 …… 497
埋藏变质作用 …… 497
埋深变质作用* …… 497
负荷变质作用* …… 497
洋底变质作用 …… 497
局部变质作用 …… 498
接触变质作用 …… 498
热接触变质作用 …… 498
热变质作用* …… 498
接触交代变质作用 …… 498
接触交代作用* …… 498
高热变质作用 …… 498
烘焙变质作用* …… 498
燃烧变质作用 …… 498
自变质作用 …… 498
气液变质作用 …… 498
动力变质作用 …… 498
碎裂变质作用* …… 498
冲击变质作用 …… 498
复变质作用 …… 498
多期变质作用* …… 498
叠加变质作用* …… 498
前进变质作用 …… 498
渐进变质作用* …… 498
递增变质作用* …… 498
退化变质作用 …… 498
退变质作用* …… 498
变质重结晶作用 …… 498
变质结晶作用* …… 498
重组合作用* …… 498
前构造期结晶作用 …… 498
同构造期结晶作用 …… 498
后构造期结晶作用 …… 499
变质分异作用 …… 499
交代作用 …… 499
渗透交代作用 …… 499
渗滤交代作用* …… 499
扩散交代作用 …… 499
双交代作用 …… 499
变形作用 …… 499
混合岩化作用 …… 499
混合岩化* …… 499
区域混合岩化作用 …… 499
岩汁* …… 499
边缘混合岩化作用 …… 499
超变质作用 …… 499
注入作用 …… 499
长石化作用 …… 499
重熔作用 …… 499
重熔岩浆* …… 499
深熔岩浆* …… 499
再生作用 …… 499
再生岩浆* …… 499
深流作用 …… 499
塑流作用* …… 499
流化作用* …… 499
花岗岩化作用 …… 499

变质相

变质相 …… 500
变质亚相 …… 500
变质相组 …… 500
变质相系 …… 500
相系* …… 500
低压变质相系* …… 500
中压变质相系* …… 500
高压变质相系* …… 500
变质地质图 …… 500
钠长石-绿帘石-角岩相 …… 500
角闪石-角岩相 …… 500
辉石-角岩相 …… 500
透长石相 …… 500
透长岩相* …… 500
浊沸石相 …… 500
沸石相* …… 500
葡萄石-绿纤石相 …… 501
蓝闪石-硬柱石片岩相 … 501
蓝闪石片岩相* …… 501
蓝片岩相* …… 501
绿片岩相 …… 501
绿色片岩相* …… 501
低绿片岩相* …… 501
高绿片岩相* …… 501
蓝闪绿片岩相 …… 501

高压绿片岩相* …… 501
绿帘角闪岩相 …… 501
角闪岩相 …… 501
低角闪岩相* …… 501
高角闪岩相* …… 501
麻粒岩相 …… 501
二辉石相* …… 501
角闪麻粒岩相* …… 501
辉石麻粒岩相* …… 501
榴辉岩相 …… 502

变质岩结构和构造

变余结构 …… 502
残留结构* …… 502
变余砾状结构 …… 502
变余砂状结构 …… 502
变余斑状结构 …… 502
残斑结构* …… 502
变余辉绿结构 …… 502
变余火山碎屑结构 …… 502
变晶结构 …… 502
变晶系 …… 502
斑状变晶结构 …… 502
变斑状结构* …… 502
变斑晶* …… 502
粒状变晶结构 …… 502
花岗变晶结构* …… 502
镶嵌粒状变晶结构 …… 502
齿形粒状变晶结构 …… 502
缝合粒状变晶结构* … 502
鳞片变晶结构 …… 502
鳞片粒状变晶结构 …… 502
纤状变晶结构 …… 502
束状变晶结构 …… 502
蒿束结构* …… 502
放射状变晶结构 …… 502
向心结构* …… 502
包含变晶结构 …… 502
变嵌晶结构* …… 502
筛状变晶结构 …… 503
残缕结构 …… 503
旋转结构 …… 503
雪球结构* …… 503
角岩结构 …… 503
镶边结构 …… 503
环边结构* …… 503
冠状结构* …… 503
后成合晶结构* …… 503
出溶结构 …… 503
交代结构 …… 503
交代假象结构 …… 503
交代蚕蚀结构 …… 503
交代残留结构 …… 503
交代穿孔结构 …… 503
交代蠕状结构 …… 503
蠕英石结构* …… 503
交代条纹结构 …… 503
交代反条纹结构 …… 503
交代净边结构 …… 503
交代斑状结构 …… 504
交代似文象结构 …… 504
碎裂结构 …… 504
压碎结构* …… 504
碎斑结构 …… 504
碎斑* …… 504
碎基* …… 504
糜棱结构 …… 504
变余构造 …… 504
残留构造* …… 504
变余层理构造 …… 504
变余气孔构造 …… 504
变余杏仁状构造 …… 504
变成构造 …… 504
斑点状构造 …… 504
板状构造 …… 504
千枚状构造 …… 504
片状构造 …… 504
片麻状构造 …… 504
条带状构造 …… 504
条痕状构造* …… 504
眼球状构造 …… 504
定向构造 …… 504
结晶片理 …… 504
叶理 …… 504
变质岩线理 …… 504

变质岩石

正变质岩 …… 505
副变质岩* …… 505
表壳岩 …… 505
上壳岩* …… 505
板岩 …… 505
斑点板岩 …… 505
千枚岩 …… 505
片岩 …… 505
结晶片岩 …… 505
云母片岩 …… 505
角闪片岩 …… 505
石英片岩 …… 505
钙质片岩 …… 505
钙硅酸盐片岩* …… 505
镁质片岩 …… 505
绿片岩 …… 505
绿色片岩* …… 505
绿泥片岩 …… 505
绿岩 …… 505
滑石片岩 …… 505
蓝闪石片岩 …… 505
蓝片岩* …… 505
白片岩 …… 506
片麻岩 …… 506
正片麻岩* …… 506
副片麻岩* …… 506
富铝片麻岩 …… 506
云母片麻岩* …… 506
孔兹岩系 …… 506
斜长片麻岩 …… 506
碱性长石片麻岩 …… 506
花岗质片麻岩 …… 506
灰色片麻岩 …… 506
长英质片麻岩* …… 506
钙质片麻岩 …… 506
钙硅酸盐片麻岩* …… 506
变粒岩 …… 506
浅粒岩 …… 506
麻粒岩 …… 506
暗色麻粒岩* …… 506
基性麻粒岩* …… 506
浅色麻粒岩* …… 506
酸性麻粒岩* …… 506
中色麻粒岩* …… 506
石英岩 …… 506
长石石英岩* …… 507
含铁石英岩 …… 507
铁英岩* …… 507
角闪质岩石 …… 507
斜长角闪岩 …… 507
角闪岩* …… 507
正斜长角闪岩* …… 507
副斜长角闪岩* …… 507
闪岩 …… 507
辉岩 …… 507
榴辉岩 …… 507
榴闪岩 …… 507
大理岩 …… 507
钙硅酸盐岩 …… 507
刚玉岩 …… 507
磷灰石岩 …… 507
角岩 …… 507
角页岩* …… 507
蛇纹岩 …… 507
滑石菱镁岩 …… 507
滑石菱镁片岩* …… 508
青磐岩 …… 508
绿磐岩* …… 508
变安山岩* …… 508
云英岩 …… 508
黄铁绢英岩 …… 508
黄铁细晶岩* …… 508
次生石英岩 …… 508
热液粘土岩 …… 508
矽卡岩 …… 508
钙质矽卡岩* …… 508
镁质矽卡岩* …… 508
似矽卡岩* …… 508
初碎裂岩 …… 508
碎裂岩 …… 508
碎斑岩* …… 508
碎粒岩* …… 508
超碎裂岩 …… 508
碎粉岩* …… 508
初糜棱岩 …… 508
糜棱岩 …… 508
超糜棱岩 …… 509
千糜岩 …… 509
千枚糜棱岩* …… 509
变晶糜棱岩 …… 509
变余糜棱岩* …… 509
构造片岩* …… 509
构造片麻岩* …… 509
玻状岩 …… 509
假玄武玻璃* …… 509
玻化岩 …… 509
混合岩化变质岩 …… 509
混合岩 …… 509
基体 …… 509
古成体* …… 509
中色体* …… 509
脉体 …… 509
新成体* …… 509
浅色体* …… 509
注入混合岩 …… 509
分枝状混合岩 …… 509
网状混合岩* …… 509
角砾状混合岩 …… 509
眼球状混合岩 …… 509
条带状混合岩 …… 509
条痕状混合岩* …… 509
顺层混合岩 …… 510
间层状混合岩* …… 510
肠状混合岩 …… 510
混合片麻岩 …… 510
渗透混合岩* …… 510
花岗质混合片麻岩 …… 510
均质混合岩 …… 510
阴影混合岩 …… 510
雾迷岩* …… 510
云雾岩* …… 510
混合花岗岩 …… 510
原地花岗岩 …… 510
半原地花岗岩 …… 510
紫苏花岗岩 …… 510
紫苏斜长花岗岩 …… 510
混合岩带 …… 510
混合杂岩 …… 510
混合岩化成矿 …… 510

古生物学

总 论

古生物学 …… 511
化石生物学 …… 511
现代古生物学* …… 511
古动物学 …… 511
古无脊椎动物学 …… 511
无脊椎古生物学* …… 511
古脊椎动物学 …… 511
古植物学 …… 511
古藻类学 …… 511
古孢粉学 …… 511
古果实学 …… 511
微体古生物学 …… 511
超微古生物学 …… 511
古生态学 …… 512
个体古生态学 …… 512
综合古生态学 …… 512
实证古生物学 …… 512
埋藏学 …… 512
生物层积学 …… 512
化石成岩学 …… 512
功能形态学 …… 512
古病理学 …… 512
古趋性学 …… 512
古遗迹学 …… 512
化石岩石学 …… 512
古生物岩石学* …… 512
生物矿物学 …… 512
古生物化学 …… 512
点断平衡论 …… 512
间断平衡论* …… 512
点断模式* …… 512
分支系统学 …… 513
系统发育系统学* …… 513
姐妹群 …… 513
近裔性状 …… 513
近祖性状 …… 513
近裔自性 …… 513
近裔共性 …… 513
近祖共性 …… 513
单系类群 …… 513
并系类群 …… 513
复系类群 …… 513
地球生命起源 …… 513
异养生物* …… 513
自养生物* …… 513
全球最古老生命遗迹 …… 513
古生物 …… 513
今生物* …… 513
化石 …… 513
化石记录 …… 514
古生物钟 …… 514
实体化石 …… 514
大化石 …… 514
微体化石 …… 514
鱼类微体化石 …… 514
超微化石 …… 514
小壳化石 …… 514
最早骨骼化石 …… 514
木化石 …… 514
石化木* …… 514
硅化木* …… 514
矩木* …… 514
异木* …… 514
石果 …… 514
化石果* …… 514
石籽* …… 514
龙骨 …… 514
虫管化石 …… 515
栖管化石* …… 515
遗迹化石 …… 515
居住迹 …… 515
居住构造* …… 515
停歇迹 …… 515
休息痕迹* …… 515
爬行迹 …… 515
爬行痕迹* …… 515
觅食迹 …… 515
进食构造* …… 515
掘食迹* …… 515
牧食迹 …… 515
牧食痕迹* …… 515
逃逸迹 …… 515
逃逸构造* …… 515
全浮痕 …… 515
全浮雕* …… 515
半浮痕 …… 515
半浮雕* …… 515
表浮痕 …… 515
表浮雕* …… 515
底浮痕 …… 515
底浮雕* …… 515
内迹 …… 515
表迹 …… 515
底迹 …… 515
外迹 …… 515
足迹 …… 515
行迹 …… 515
移迹 …… 515
拖迹* …… 515
潜穴 …… 515
潜穴系统 …… 515
钻孔 …… 515
胃石 …… 515
粪化石 …… 516
粪粒 …… 516
明星遗迹化石 …… 516
造迹生物 …… 516
掘穴作用 …… 516
进入 …… 516
园艺觅食 …… 516
化学共栖关系 …… 516
潜穴晕 …… 516
梯序 …… 516
生物扰动 …… 516
主要生物扰动者 …… 516
隐性生物扰动 …… 516
遗迹群落 …… 516
缺失面遗迹组 …… 516
遗迹社群 …… 516
遗迹相 …… 516
斯柯茵迹遗迹相 …… 516
石针迹遗迹相 …… 517
舌菌迹遗迹相 …… 517
钻孔遗迹相 …… 517
船蛆迹遗迹相 …… 517
克鲁斯迹遗迹相 …… 517
动藻迹遗迹相 …… 517
砂蚕迹遗迹相 …… 517
化学化石 …… 517
活化石 …… 517
亚化石 …… 518
半化石* …… 518
标准化石 …… 518
标志化石 …… 518
带化石 …… 518
持久化石 …… 518
指相化石 …… 518
原生化石 …… 518
次生化石 …… 518
移积化石* …… 518
衍生化石* …… 518
再沉积化石* …… 518
假化石 …… 518
树枝石 …… 518
可疑化石 …… 518
化石化作用 …… 518
石化作用 …… 518
过矿化作用* …… 518
交代作用* …… 518
炭化作用 …… 518
炭化* …… 518
钙化作用 …… 518
钙化* …… 518
硅化作用 …… 518
硅化* …… 518
压型 …… 518
模铸化石 …… 518
印痕 …… 518
外模 …… 519
内模 …… 519
复合模 …… 519
复型 …… 519
内核 …… 519
铸型 …… 519
分类单元 …… 519
分类阶元* …… 519
分类群* …… 519
分类等级 …… 519
界 …… 519
亚界 …… 519
门 …… 519
亚门 …… 519
纲 …… 519
亚纲 …… 519
目 …… 519
亚目 …… 519
超目 …… 519
总目* …… 519
科 …… 519
亚科 …… 519
超科 …… 519
总科* …… 519
属 …… 519
亚属 …… 519
指名亚属 …… 520
模式亚属* …… 520
形态属 …… 520
器官属 …… 520
遗迹属 …… 520
物种 …… 520
种* …… 520
生物种 …… 520
居群 …… 520
古生物种 …… 520
化石种* …… 520
形态种 …… 520
亲近种 …… 520

相似种 …… 520
比较种* …… 520
遗迹种 …… 520
亚种 …… 520
年代亚种 …… 520
地理亚种 …… 520
指名亚种 …… 520
模式亚种* …… 520
变种 …… 520
突变 …… 520
类 …… 520
类群* …… 520
模式 …… 520
模式标本 …… 520
模式种 …… 520
属型种* …… 520
属型 …… 520
模式属 …… 520
正模 …… 521
副模 …… 521
全模 …… 521
合模* …… 521
选模 …… 521
副选模 …… 521
新模 …… 521
地模 …… 521
近模 …… 521
等模 …… 521
后模 …… 521
双名法 …… 521
双名 …… 521
三名法 …… 521
三名 …… 521
单名法 …… 521
单名 …… 521
保留命名 …… 521
未定命名* …… 521
种名 …… 521
种加词 …… 521
本名 …… 521
种本名 …… 521
亚种本名 …… 521
新属 …… 521
新种 …… 521
新属新种 …… 521
新组合 …… 521
同物异名 …… 522
同义名* …… 522
首异名 …… 522
次异名 …… 522
客观异名 …… 522
同模异名* …… 522
首客观异名* …… 522
次客观异名* …… 522
主观异名 …… 522
异模异名* …… 522
异物同名 …… 522
异义名* …… 522
首同名 …… 522
次同名 …… 522
原同名 …… 522
后同名 …… 522
同物异名录 …… 522
同义名录* …… 522
异名关系* …… 522
优先律 …… 522
同名律 …… 522
重名 …… 522
有效名称 …… 522
正确名称 …… 522
无效名称 …… 522
可用名称 …… 522
合法名称 …… 522
无违名称 …… 522
完整名称 …… 522
不完整名称 …… 522
妄改名称 …… 523
移用名称 …… 523
改正名称 …… 523
替代名称 …… 523
新名 …… 523
保留名称 …… 523
无用名称 …… 523
违法名称 …… 523
无记名称 …… 523
裸记名称* …… 523
裸名* …… 523
拒用名称 …… 523
禁用名称 …… 523
误改名称 …… 523
遗忘名称 …… 523
可疑名称 …… 523
废弃名称 …… 523
生物群落 …… 523
生物群 …… 523
动物群 …… 523
植物群 …… 523
组合 …… 523
集群 …… 523
伴组 …… 523
尸积群 …… 523
残体群 …… 523
埋藏群 …… 524
化石群 …… 524
个体发育 …… 524
个体发生* …… 524
群体发育 …… 524
群体发生* …… 524
系统发育 …… 524
系统发生* …… 524
生物发生律 …… 524
重演律* …… 524
相关律 …… 524
器官相关律* …… 524
自然选择 …… 524
最适者生存* …… 524
大进化 …… 524
小进化 …… 524
变异 …… 524
特化 …… 524
前驱 …… 524
孑遗 …… 524
趋异 …… 524
辐射 …… 524
适应辐射* …… 524
寒武纪大爆发 …… 524
趋同 …… 525
适应趋同* …… 525
平行进化 …… 525
异物同形 …… 525
同源 …… 525
同源器官 …… 525
同功 …… 525
同功器官 …… 525
双形现象 …… 525
蜕皮 …… 525
变态 …… 525
生态系 …… 525
生境 …… 525
大生境 …… 525
小生境 …… 525
生态位 …… 525
底质 …… 525
对抗 …… 525
抗生 …… 525
寄生 …… 525
共生 …… 525
互利共生 …… 525
偏利共生 …… 525
共栖* …… 525
中性关系 …… 526
生物扰动作用 …… 526
生物扰动构造* …… 526
生物侵蚀 …… 526
生物侵蚀构造* …… 526
底栖生物 …… 526
表栖生物 …… 526
表栖动物 …… 526
表栖植物 …… 526
内栖生物 …… 526
内栖动物 …… 526
半内栖动物 …… 526
内栖植物 …… 526
固着底栖生物 …… 526
游移底栖生物 …… 526
游泳生物 …… 526
自游生物* …… 526
假游泳生物 …… 526
游泳底栖生物 …… 526
浮游生物 …… 526
浮游动物 …… 526
浮游植物 …… 526
季节浮游生物 …… 526
临时性浮游生物* …… 526
全浮游生物 …… 526
永久性浮游生物* …… 526
假浮游生物 …… 526
巨型浮游生物 …… 526
大型浮游生物 …… 526
小型浮游生物 …… 526
网浮游生物* …… 526
微型浮游生物 …… 526
超微型浮游生物 …… 526
漂游生物 …… 526
远洋生物* …… 526
广温性生物 …… 526
温度变化生物* …… 526
狭温性生物 …… 526
温度固定生物* …… 526
广盐性生物 …… 526
盐度变化生物* …… 526
狭盐性生物 …… 527
盐度固定生物* …… 527
两极同源 …… 527
极地分布* …… 527
原核生物 …… 527
原核生物界 …… 527
真核生物 …… 527
原生生物界 …… 527
始先界* …… 527

原生动物及多孔动物

原生动物门 …… 527
肉足虫纲 …… 527
有孔虫目 …… 527
串珠虫亚目 …… 527
鳚 …… 527
纺锤虫* …… 527
蜗* …… 527
小泽鳚 …… 527
始史塔夫鳚 …… 527
假史塔夫鳚 …… 528
南京鳚 …… 528
古纺锤鳚 …… 528
喇叭鳚 …… 528
小纺锤鳚 …… 528

太子河鲢 …… 528
纺锤鲢 …… 528
麦鲢 …… 528
希瓦格鲢 …… 528
假希瓦格鲢 …… 528
拟纺锤鲢 …… 528
费伯克鲢 …… 528
米斯鲢 …… 528
新米斯鲢 …… 528
新希瓦格鲢 …… 528
苏门答腊鲢 …… 528
内卷虫亚目 …… 528
粟粒虫亚目 …… 528
轮虫亚目 …… 528
货币虫 …… 529
抱球虫超科 …… 529
放射虫目 …… 529
纤毛虫纲 …… 529
铃纤虫亚目 …… 529
丁丁虫亚目* …… 529
几丁虫 …… 529
胞石* …… 529
多孔动物门 …… 529
海绵动物门* …… 529
普通海绵纲 …… 529
玻璃海绵纲 …… 530
六射海绵纲* …… 530
钙质海绵纲 …… 530
硬海绵纲 …… 530
托盘石类 …… 530
蒉盘石类* …… 530
古杯动物门 …… 530
原古杯 …… 530
网格古杯 …… 530

腔肠动物及蠕形动物

腔肠动物门 …… 530
栉水母亚门* …… 530
无刺胞亚门* …… 530
刺胞动物门 …… 530
栉水母动物门* …… 530
原水母纲 …… 530
水螅纲 …… 530
层孔虫目 …… 530
钵水母纲 …… 531
真水母纲* …… 531
锥石亚纲 …… 531
方锥石亚纲* …… 531
珊瑚纲 …… 531
皱纹珊瑚目 …… 531
羽珊瑚目 …… 531
四射珊瑚目 …… 531
扭心珊瑚亚目 …… 531
柱珊瑚亚目 …… 531
泡沫珊瑚亚目 …… 531
中珊瑚目 …… 532
异珊瑚目 …… 532
横板珊瑚目 …… 532
横板珊瑚* …… 532
床板珊瑚* …… 532
横板珊瑚形珊瑚亚纲 …… 532
海刺毛类 …… 532
刺毛类* …… 532
刺毛珊瑚类* …… 532
石珊瑚目 …… 532
硬珊瑚目* …… 532
轮珊瑚目* …… 532
六射珊瑚 …… 532
八射珊瑚亚纲 …… 532
八射珊瑚* …… 532
造礁珊瑚 …… 532
非造礁珊瑚 …… 532
始内沟珊瑚 …… 532
扭心珊瑚 …… 532
蜂巢星珊瑚 …… 532
十字珊瑚 …… 532
分珊瑚 …… 533
六方珊瑚 …… 533
多角珊瑚* …… 533
切珊瑚 …… 533
费氏星珊瑚 …… 533
泡沫内沟珊瑚 …… 533
假乌拉珊瑚 …… 533
贵州珊瑚 …… 533
犬齿珊瑚 …… 533
棚珊瑚 …… 533
朗士德珊瑚 …… 533
轴管珊瑚 …… 533
袁氏珊瑚 …… 533
簇棚珊瑚 …… 533
泡沫柱珊瑚 …… 533
石柱珊瑚 …… 533
蛛网珊瑚 …… 533
多壁珊瑚 …… 534
伊普雪珊瑚 …… 534
瓦根珊瑚 …… 534
泡沫珊瑚 …… 534
侯尔孟珊瑚 …… 534
双锥珊瑚 …… 534
拖鞋珊瑚 …… 534
六异珊瑚 …… 534
链珊瑚 …… 534
米契林珊瑚 …… 534
槽珊瑚 …… 534
蜂巢珊瑚 …… 534
通孔珊瑚 …… 534
灌木孔珊瑚* …… 534
笛管珊瑚 …… 534
早坂珊瑚 …… 534
方管珊瑚 …… 534
日射珊瑚 …… 534
蠕形动物 …… 535
蠕虫* …… 535
线虫动物门 …… 535
纽形动物门 …… 535
环节动物门 …… 535
环形动物* …… 535
虫颚 …… 535
虫牙* …… 535
侧肋虫类 …… 535
狄更逊蠕虫* …… 535

软体动物

软体动物门 …… 535
双神经纲 …… 535
多板纲 …… 535
有甲纲 …… 535
无板纲 …… 535
腹沟纲 …… 535
单板纲 …… 535
腹足纲 …… 536
前鳃亚纲 …… 536
扭神经亚纲 …… 536
古腹足目 …… 536
中腹足目 …… 536
新腹足目 …… 536
后鳃亚纲 …… 536
直神经亚纲 …… 536
侧腔目 …… 536
被鳃目* …… 536
翼足目 …… 536
裸鳃目 …… 536
肺螺亚纲 …… 536
基眼目 …… 536
柄眼目 …… 536
蛇卷螺 …… 536
松旋螺 …… 536
全脐螺 …… 536
马氏螺 …… 537
脊旋螺 …… 537
神螺 …… 537
似玉螺 …… 537
前贝加尔螺 …… 537
环棱螺 …… 537
膀胱螺 …… 537
扁卷螺 …… 537
琥珀螺 …… 537
双壳纲 …… 537
瓣鳃纲* …… 537
斧足纲* …… 537
无头纲* …… 537
古栉齿亚纲 …… 537
隐齿亚纲 …… 537
翼形亚纲 …… 537
古异齿亚纲 …… 537
异齿亚纲 …… 538
异韧亚纲 …… 538
梳齿蛤 …… 538
拟瓢蛤 …… 538
克氏蛤 …… 538
鱼鳞蛤 …… 538
褶翅蛤 …… 538
正海扇 …… 538
费尔干蚌 …… 538
假铰蚌 …… 538
球蚬 …… 538
珠蚌 …… 538
楔蚌 …… 538
类三角蚌 …… 538
富饰蚌 …… 538
海扇 …… 538
丽蚌 …… 538
掘足纲 …… 538
头足纲 …… 539
外壳亚纲 …… 539
四鳃亚纲* …… 539
直角石亚纲 …… 539
内角石亚纲 …… 539
珠角石亚纲 …… 539
爱丽斯木角石目 …… 539
直角石目 …… 539
假直角石* …… 539
袋角石目 …… 539
鹦鹉螺亚纲 …… 539
箭钩角石目 …… 539
叠盘角石目 …… 539
塔飞角石目 …… 539
巴兰德角石目 …… 540
鹦鹉螺目 …… 540
短棒角石 …… 540
梯级角石 …… 540
震旦角石 …… 540
中华角石* …… 540
米契林角石 …… 540
豆房沟角石 …… 540
薇角石 …… 540
头带角石 …… 540
湖南角石 …… 540
满洲角石 …… 540
内角石 …… 540
鞘角石 …… 540
双房角石 …… 540
鄂尔多斯角石 …… 540
珠角石 …… 540
阿门角石 …… 540

杆石亚纲 …… 541
菊石亚纲 …… 541
似古菊石目 …… 541
海神石目 …… 541
棱菊石目 …… 541
前碟菊石目 …… 541
齿菊石目 …… 541
叶菊石目 …… 541
弛菊石目 …… 541
菊石目 …… 541
尖棱菊石 …… 541
假海乐菊石 …… 541
水城菊石 …… 541
棱菊石 …… 541
腹菊石 …… 541
假胄菊石 …… 541
假提罗菊石 …… 542
齿菊石 …… 542
蛇菊石 …… 542
米克菊石 …… 542
粗菊石 …… 542
塔菊石 …… 542
香港菊石 …… 542
白羊石 …… 542
束肋旋菊石 …… 542
鞘形亚纲 …… 542
内壳亚纲* …… 542
二鳃亚纲* …… 542
十腕目 …… 542
箭石目 …… 542
乌贼目 …… 542
枪鲗目 …… 542
八腕目 …… 542
竹节石纲 …… 543
竹节石目 …… 543
等环节石目 …… 543
环节石* …… 543
珠胚节石目 …… 543
竹节石 …… 543
塔节石 …… 543
光壳节石 …… 543
软舌螺纲 …… 543
喙壳纲 …… 543
窄壳纲 …… 543
原双壳纲* …… 543

节肢动物

节肢动物门 …… 543
三叶虫纲 …… 543
球接子目 …… 544
球接子亚目 …… 544
古盘虫亚目 …… 544
莱得利基虫目 …… 544
小油栉虫亚目 …… 544
莱得利基虫亚目 …… 544
宽背虫亚目 …… 544
耸棒头虫目 …… 544
褶颊虫目 …… 544
褶颊虫亚目 …… 544
栉虫亚目 …… 544
斜视虫亚目 …… 544
镰虫亚目 …… 545
三瘤虫亚目 …… 545
镜眼虫目 …… 545
手尾虫亚目 …… 545
隐头虫亚目 …… 545
镜眼虫亚目 …… 545
裂肋虫目 …… 545
齿肋虫目 …… 545
少节目 …… 545
多节目 …… 545
球接子 …… 545
三瘤球接子 …… 545
褶纹球接子 …… 545
假球接子 …… 545
莱得利基虫 …… 545
古油栉虫 …… 545
叉尾虫 …… 545
山东盾壳虫 …… 546
毕雷氏虫 …… 546
小裂头虫 …… 546
德氏虫 …… 546
蝴蝶虫 …… 546
蝙蝠虫 …… 546
双刺头虫 …… 546
蒿里山虫 …… 546
长山虫 …… 546
济南虫 …… 546
褶盾虫 …… 546
方头虫 …… 546
卡尔文虫 …… 546
却尔却克虫 …… 546
浆肋虫 …… 546
桐梓虫 …… 547
栉壳虫 …… 547
斜视虫 …… 547
古等称虫 …… 547
三瘤虫 …… 547
南京三瘤虫 …… 547
小耳虫 …… 547
双切尾虫 …… 547
瑞德隐头虫 …… 547
王冠虫 …… 547
小达尔曼虫 …… 547
镜眼虫 …… 547
甲壳亚门 …… 547
鳃足纲 …… 547
叶足纲* …… 547
叶肢介类 …… 547
介甲目化石 …… 548
介形纲 …… 548
金臂虫目 …… 548
高肌介目* …… 548
始足介目* …… 548
豆足介目 …… 548
古足介目 …… 548
瘤石介亚目 …… 548
小克罗登介亚目 …… 548
速足介目 …… 548
速足介亚目 …… 548
后足介亚目 …… 548
平足介亚目 …… 548
丽足介目 …… 548
丽足介亚目 …… 548
枝足介亚目 …… 548
古介形纲 …… 549
豆石介 …… 549
瘤石介 …… 549
原始介 …… 549
女星介 …… 549
达尔文介 …… 549
玻璃介 …… 549
土星介 …… 549
赫尔特介 …… 549
小浪花介 …… 549
里希特介 …… 549
挠足纲 …… 549
蔓足纲 …… 549
软甲纲 …… 549
肢口纲 …… 549
腿口纲* …… 549
剑尾亚纲 …… 549
板足鲎亚纲 …… 550
阔翅亚纲* …… 550
蛛形纲 …… 550
原气管纲 …… 550
有爪纲* …… 550
多足纲 …… 550
昆虫纲 …… 550
六足纲* …… 550
无翅亚纲 …… 550
原尾目* …… 550
弹尾目* …… 550
双尾目* …… 550
石蛃目* …… 550
衣鱼目* …… 550
有翅亚纲 …… 550
蜉蝣目 …… 550
蜻蜓目 …… 550
渍翅目 …… 550
蜚蠊目 …… 550
等翅目 …… 550
螳螂目 …… 550
蛩蠊目 …… 550
革翅目 …… 550
直翅目 …… 550
竹节虫目 …… 551
纺足目 …… 551
缺翅目 …… 551
啮虫目 …… 551
食毛目 …… 551
虱目 …… 551
缨翅目 …… 551
同翅目 …… 551
半翅目 …… 551
广翅目 …… 551
蛇蛉目 …… 551
脉翅目 …… 551
鞘翅目 …… 551
捻翅目 …… 551
长翅目 …… 551
双翅目 …… 551
蚤目 …… 551
毛翅目 …… 551
鳞翅目 …… 551
膜翅目 …… 551
古网翅目 …… 551
巨翅目 …… 551
透翅目 …… 551
原蜻蜓目 …… 551
原直翅目 …… 552
原鞘翅目 …… 552
华脉目 …… 552
小翅目 …… 552
舌鞘翅目 …… 552
传粉昆虫 …… 552
植食性昆虫 …… 552
杂食性昆虫 …… 552
寄生昆虫 …… 552
卫生昆虫 …… 552
水生昆虫 …… 552
迁飞昆虫 …… 552
燕辽昆虫群 …… 552
热河昆虫群 …… 552
琥珀昆虫 …… 552

苔藓动物及腕足动物

苔藓动物门 …… 552
群虫 …… 553
外肛动物门 …… 553
护唇纲 …… 553
裸唇纲 …… 553
窄唇纲 …… 553
泡孔目 …… 553
环口目 …… 553
变口目 …… 553

隐口目 …… 553
柿口目 …… 553
唇口目 …… 553
笛苔藓虫* …… 553
光枝苔藓虫 …… 553
窗格苔藓虫 …… 553
变隐苔藓虫 …… 554
腕足动物门 …… 554
无铰纲 …… 554
腹茎纲* …… 554
舌形贝目 …… 554
乳孔贝目 …… 554
小圆货贝目 …… 554
神父贝目 …… 554
神父贝* …… 554
有铰纲 …… 554
尾茎纲* …… 554
具铰纲* …… 554
正形贝目 …… 554
五房贝目 …… 554
扭月贝目 …… 554
长身贝目 …… 555
小嘴贝目 …… 555
无洞贝目 …… 555
石燕贝目 …… 555
穿孔贝目 …… 555
舌形贝 …… 555
乳房贝 …… 555
正形贝 …… 555
中华正形贝 …… 555
裂线贝 …… 555
扬子贝 …… 555
五房贝 …… 555
斯特克兰贝 …… 555
瑞芬贝 …… 556
波纹扭月贝 …… 556
米克贝 …… 556
长身贝 …… 556
大长身贝 …… 556
舟形贝 …… 556
刺围脊贝 …… 556
蕉叶贝 …… 556
欧姆贝 …… 556
穹房贝 …… 556
隐孔贝 …… 556
云南贝 …… 556
缅甸贝 …… 556
无洞贝 …… 556
始石燕 …… 556
巅石燕 …… 557
印度石燕 …… 557
弓石燕 …… 557
中国石燕* …… 557
分喙石燕 …… 557
唱贝* …… 557
新石燕 …… 557
石燕 …… 557
管孔石燕 …… 557
管孔贝* …… 557
小石燕 …… 557
准石燕 …… 557
鸮头贝 …… 557
直孔贝 …… 557
彩孔贝 …… 557

棘皮动物及笔石动物

棘皮动物门 …… 557
有柄亚门* …… 557
活动亚门* …… 557
无柄亚门* …… 557
海扁果亚门 …… 557
钙索动物亚门* …… 558
海果类 …… 558
海百合亚门 …… 558
海蕾亚门 …… 558
海星亚门 …… 558
海胆亚门 …… 558
古海林檎 …… 558
海林檎纲 …… 558
海蕾纲 …… 558
海百合纲 …… 558
海胆纲 …… 558
海星纲 …… 558
蛇尾纲 …… 558
海参纲 …… 559
笔石纲 …… 559
树形笔石目 …… 559
反称笔石科 …… 559
管笔石目 …… 559
腔笔石目 …… 559
甲壳笔石目 …… 559
茎笔石目 …… 559
正笔石目 …… 559
无轴亚目 …… 559
隐轴亚目 …… 560
有轴亚目 …… 560
对笔石亚目 …… 560
舌笔石亚目 …… 560
双笔石亚目 …… 560
单笔石亚目 …… 560
笔石体复杂化 …… 560
树笔石 …… 560
网格笔石 …… 560
杆孔笔石 …… 560
无羽笔石 …… 560
刺笔石 …… 560
反称笔石 …… 560
枝笔石 …… 560
劳氏笔石 …… 560
翼笔石 …… 560
四笔石 …… 561
对笔石 …… 561
断笔石 …… 561
中国笔石 …… 561
奇笔石 …… 561
丝笔石 …… 561
纤笔石 …… 561
叉笔石 …… 561
双头笔石 …… 561
棠埕笔石 …… 561
心笔石 …… 561
叶笔石 …… 561
肿笔石 …… 561
舌笔石 …… 561
双笔石 …… 561
雕笔石 …… 561
栅笔石 …… 561
细网笔石 …… 561
单笔石 …… 561
耙笔石 …… 561
锯笔石 …… 561
新单笔石 …… 561
单栅笔石 …… 562
弓笔石 …… 562
中华反向笔石 …… 562
牙形石 …… 562
牙形刺* …… 562
端刺 …… 562
单锥刺* …… 562
欣德刺 …… 562
多颚刺 …… 562

脊椎动物

脊索动物门 …… 562
原索动物* …… 562
古虫动物门 …… 562
云南虫类 …… 562
长江海鞘 …… 562
华夏鳗 …… 562
脊椎动物亚门 …… 562
有头类* …… 562
无颌纲 …… 562
甲胄鱼类 …… 563
昆明鱼目 …… 563
昆明鱼 …… 563
海口鱼 …… 563
骨甲鱼亚纲 …… 563
头甲鱼亚纲* …… 563
缺甲鱼亚纲 …… 563
异甲鱼亚纲 …… 563
鳍甲鱼亚纲* …… 563
盔甲鱼亚纲 …… 563
真盔甲鱼目 …… 563
多鳃鱼超目 …… 563
汉阳鱼目 …… 563
花鳞鱼亚纲 …… 564
腔鳞鱼亚纲* …… 564
盾皮鱼纲 …… 564
节颈鱼目 …… 564
胴甲鱼目 …… 564
沟鳞鱼 …… 564
扁平鱼目 …… 564
大瓣鱼目* …… 564
棘鱼纲 …… 564
软骨鱼纲 …… 564
旋齿鲨科 …… 564
瓣齿鱼科 …… 564
弓鲛 …… 564
硬骨鱼纲 …… 565
辐鳍鱼亚纲 …… 565
软骨硬鳞鱼次亚纲 …… 565
硬鳞鱼类* …… 565
古鳕目 …… 565
扁体鱼亚目 …… 565
北票鲟 …… 565
亚全骨鱼类 …… 565
新鳍鱼次亚纲 …… 565
全骨鱼亚纲* …… 565
硬齿鱼目 …… 565
中华弓鳍鱼 …… 565
真骨鱼次亚纲 …… 565
狼鳍鱼 …… 565
满洲鱼 …… 565
肉鳍鱼亚纲 …… 565
内鼻鱼类* …… 565
总鳍鱼亚纲 …… 565
扇鳍鱼目 …… 565
空棘鱼目 …… 566
肺鱼亚纲 …… 566
斑鳞鱼 …… 566
无孔鱼 …… 566
蝶柱鱼 …… 566
真掌鳍鱼 …… 566
杨氏鱼 …… 566
奇异鱼 …… 566
拉蒂迈鱼 …… 566
矛尾鱼* …… 566
四足形动物 …… 567
肯氏鱼 …… 567
四足动物 …… 567
两栖纲 …… 567
坚头类 …… 567
迷齿亚纲 …… 567
鱼石螈 …… 567
中国螈 …… 567
离片椎类 …… 567

大头鲕类 …… 568
中国短头鲕 …… 568
壳椎亚纲 …… 568
滑体亚纲 …… 568
无甲亚纲* …… 568
无尾目 …… 568
跳竹超目* …… 568
丽蟾 …… 568
辽蟾 …… 568
中蟾 …… 568
玄武蛙 …… 568
有尾目 …… 568
热河螈 …… 569
初螈 …… 569
中华螈 …… 569
原螈 …… 569
无足目 …… 569
异螈目 …… 569
石炭蜥目 …… 569
赛姆螈 …… 569
爬行纲 …… 569
无孔亚纲 …… 569
缺弓亚纲* …… 569
大鼻龙目 …… 569
龟鳖目 …… 570
中龙目 …… 570
下孔亚纲 …… 570
单弓亚纲* …… 570
似哺乳爬行动物* …… 570
盘龙目 …… 570
兽孔目 …… 570
兽齿亚目 …… 570
始巨鳄亚目 …… 570
恐头兽亚目 …… 570
二齿兽亚目 …… 570
二齿兽科 …… 570
水龙兽科 …… 571
兽头亚目 …… 571
犬齿兽亚目 …… 571
犬齿兽次亚目 …… 571
三列齿兽科 …… 571
卞氏兽 …… 571
双孔亚纲 …… 571
双弓亚纲* …… 571
鳞龙次亚纲 …… 571
初龙次亚纲 …… 571
槽齿目 …… 571
鳄目 …… 572
调孔亚纲 …… 572
阙弓亚纲* …… 572
鱼龙目 …… 572
上孔类 …… 572
侧弓亚纲* …… 572
海龙目 …… 572
湖北鳄目 …… 572
鳍龙超目 …… 572
蜥鳍目 …… 572
原龙目 …… 572
楯齿龙目 …… 573
始鳍龙目 …… 573
肿肋龙亚目 …… 573
幻龙亚目 …… 573
蛇颈龙目 …… 573
恐龙 …… 573
恐龙目* …… 573
蜥臀目 …… 573
始盗龙 …… 573
赫雷拉龙 …… 574
兽脚类 …… 574
新兽脚类 …… 574
泡骨龙 …… 574
嵴鼻龙 …… 574
肉食牛龙 …… 574
双冠龙 …… 574
偃尾龙类 …… 574
重爪龙 …… 574
帆棘龙 …… 574
真反椎龙 …… 575
巨齿龙 …… 575
鸟兽脚类 …… 575
肉食龙类 …… 575
跃龙 …… 575
单嵴龙 …… 575
永川龙 …… 575
中国盗龙 …… 576
四川龙 …… 576
虚骨龙类 …… 576
美颌龙 …… 576
中华龙鸟 …… 576
手盗龙形类 …… 576
攫鸟龙 …… 576
窄瞻龙类 …… 576
鸟形龙 …… 577
霸王龙 …… 577
膨颅龙类 …… 577
磔齿龙 …… 577
似鸟龙类 …… 577
似鸵龙 …… 577
鸡形龙 …… 577
镰刀龙类 …… 577
峨山龙 …… 578
北票龙 …… 578
南雄龙 …… 578
阿拉善龙 …… 578
二连龙 …… 578
懒龙 …… 578
窃蛋龙类 …… 578
窃蛋龙 …… 578
切齿龙 …… 579
尾羽龙 …… 579
手盗龙类 …… 579
恐爪龙类 …… 579
奔龙科 …… 579
恐爪龙 …… 579
中国鸟龙 …… 580
小盗龙 …… 580
蜥脚形类 …… 580
原蜥脚类 …… 580
近龙 …… 580
安琪龙* …… 580
板龙 …… 580
禄丰龙 …… 580
金山龙 …… 581
拉里奥哈龙 …… 581
巨椎龙 …… 581
蜥脚类 …… 581
妖龙 …… 581
资中龙 …… 581
蜀龙 …… 581
巧龙 …… 581
圆顶龙 …… 581
腕龙 …… 581
峨眉龙 …… 581
马门溪龙 …… 582
盘足龙 …… 582
梁龙 …… 582
笨重龙 …… 582
谬龙 …… 582
华北龙 …… 582
萨尔塔龙 …… 582
三巴龙 …… 582
鸟臀目 …… 582
莱索托龙 …… 582
灵龙 …… 583
工部龙 …… 583
颊龙类 …… 583
板盾龙类 …… 583
肢龙 …… 583
剑龙类 …… 583
华阳龙 …… 583
剑龙 …… 583
刺板龙 …… 584
沱江龙 …… 584
嘉陵龙 …… 584
重庆龙 …… 584
甲龙类 …… 584
埃德蒙顿甲龙 …… 584
楯甲龙 …… 584
优头甲龙 …… 584
天镇龙 …… 584
敏迷龙 …… 585
戈壁龙 …… 585
角脚类 …… 585
鸟脚类 …… 585
畸齿龙科 …… 585
畸齿龙 …… 585
棱齿龙科 …… 585
棱齿龙 …… 585
盐都龙 …… 585
禽龙科 …… 585
禽龙 …… 585
马塔巴拉龙 …… 586
锦州龙 …… 586
悍龙 …… 586
壮龙科 …… 586
鸭嘴龙 …… 586
壮龙亚科 …… 586
兰博龙亚科 …… 586
埃德蒙顿龙 …… 586
慈母龙 …… 586
山东龙 …… 586
满洲龙 …… 586
盔龙 …… 587
兰博龙 …… 587
青岛龙 …… 587
缘头龙类 …… 587
肿头龙类 …… 587
平头龙科 …… 587
平头龙 …… 587
肿头龙科 …… 587
肿头龙 …… 587
拱顶龙 …… 587
角龙类 …… 587
鹦鹉嘴龙科 …… 588
鹦鹉嘴龙 …… 588
朝阳龙 …… 588
原角龙科 …… 588
原角龙 …… 588
角龙科 …… 588
刺角龙 …… 588
戟龙 …… 588
肿鼻角龙 …… 588
三角龙 …… 589
开角龙 …… 589
恐龙蛋 …… 589
翼龙目 …… 589
喙嘴龙亚目 …… 589
蛙嘴龙科 …… 589
翼手龙亚目 …… 589
东方翼龙 …… 589
辽宁翼龙 …… 590
中国翼龙 …… 590
朝阳翼龙 …… 590
准噶尔翼龙 …… 590
浙江翼龙 …… 590
鸟纲 …… 590

山东鸟* …… 590
鸟翼类 …… 590
始祖鸟 …… 590
金凤鸟 …… 591
原始祖鸟 …… 591
神州鸟 …… 591
热河鸟 …… 591
会鸟 …… 591
孔子鸟目 …… 591
孔子鸟 …… 591
长城鸟 …… 592
反鸟亚纲 …… 592
始反鸟目 …… 592
华夏鸟目 …… 592
长翼鸟目 …… 592
原羽鸟 …… 592
波罗赤鸟 …… 593
今鸟亚纲 …… 593
燕鸟目 …… 593
朝阳鸟目 …… 593
黄昏鸟 …… 593
鸵鸟蛋 …… 593
哺乳纲 …… 593
梁齿兽目 …… 593
三锥齿兽目 …… 593
热河兽 …… 594
爬兽 …… 594
戈壁兽 …… 594
多瘤齿兽目 …… 594
中国俊兽 …… 594
完兽目 …… 594
对齿兽目 …… 594
张和兽 …… 594
有袋目 …… 595
中国袋兽 …… 595
远藤兽 …… 595
始祖兽 …… 595
狉兽目 …… 595
兔形目 …… 595
双门齿亚目* …… 595
啮齿目 …… 595
单门齿亚目* …… 595
肉齿目 …… 596
食肉目 …… 596
鳍脚亚目 …… 596
裂脚亚目 …… 596
鬣狗 …… 596
斑鬣狗 …… 596
缟鬣狗* …… 596
剑齿虎亚科 …… 596
大熊猫 …… 596
古有蹄类 …… 596
蹶节目 …… 596
钝脚目 …… 596
全齿目* …… 596
恐角目 …… 596
尤因他兽类* …… 596
次有蹄类 …… 596
重脚目* …… 596
海牛目* …… 596
索齿兽目* …… 596
长鼻目 …… 596
嵌齿象 …… 597
三棱齿象* …… 597
铲齿象 …… 597
剑齿象 …… 597
猛犸象 …… 597
毛象* …… 597
蹄兔目 …… 597
奇蹄目 …… 597
三趾马 …… 597
雷兽科 …… 597
爪兽亚目 …… 597
巨犀 …… 597
披毛犀 …… 598
偶蹄目 …… 598
石炭兽科 …… 598
古鹿 …… 598
肿骨大角鹿 …… 598
皇冠鹿 …… 598

古植物

菌藻植物 …… 598
叶状体植物* …… 598
铁细菌 …… 598
藻化石 …… 598
钙藻化石 …… 598
石灰藻化石* …… 598
蓝藻门 …… 598
蓝绿藻门* …… 598
绿藻门 …… 598
轮藻门 …… 598
颗石藻类 …… 599
颗石球 …… 599
颗石 …… 599
硅藻门 …… 599
沟鞭藻类 …… 599
横裂甲藻纲 …… 599
疑源类 …… 599
刺球类 …… 599
红藻门 …… 599
苔藓植物门 …… 600
蕨类植物 …… 600
羊齿植物* …… 600
原蕨植物门 …… 600
裸蕨纲 …… 600
楔叶植物门 …… 600
节蕨植物门* …… 600
石松植物门 …… 600
小叶植物门* …… 600
真蕨植物门 …… 600
隐花羊齿植物* …… 600
前裸子植物 …… 600
裸子植物 …… 600
种子蕨植物门 …… 600
苏铁植物门 …… 600
苏铁纲* …… 600
本内苏铁纲* …… 600
银杏植物门 …… 600
松柏植物门 …… 601
科达纲 …… 601
买麻藤纲 …… 601
被子植物门 …… 601
显花植物门* …… 601
有花植物门* …… 601
单子叶植物纲* …… 601
双子叶植物纲* …… 601
叠层石 …… 601
核形石 …… 601
花纹石 …… 601
变形石* …… 601
锥叠层石 …… 601
喀什叠层石 …… 601
贝加尔叠层石 …… 601
裸枝叠层石 …… 601
通古斯叠层石 …… 601
蓟县叠层石 …… 601
杯叠层石 …… 602
铁岭叠层石 …… 602
光面小球藻 …… 602
厚缘小球藻 …… 602
粗面球形藻 …… 602
穴面球形藻 …… 602
方形藻 …… 602
工蕨 …… 602
芦木 …… 602
楔叶 …… 602
轮叶 …… 602
瓣轮叶 …… 602
新芦木 …… 602
拟木贼 …… 602
齿叶 …… 602
丁氏蕨* …… 602
鳞木 …… 602
根座 …… 603
痕木* …… 603
拟丹尼蕨 …… 603
束脉蕨 …… 603
贝尔瑙蕨* …… 603
贝尔瑙蕨 …… 603
似托第蕨 …… 603
网脉蕨 …… 603
格脉蕨 …… 603
奇叶蕨 …… 603
异叶蕨* …… 603
锥叶蕨 …… 603
枝脉蕨 …… 603
鲁福德蕨 …… 603
拟金粉蕨 …… 603
楔羊齿 …… 603
栉羊齿 …… 603
织羊齿 …… 603
座延羊齿 …… 603
脉羊齿 …… 603
大羽羊齿 …… 604
舌羊齿 …… 604
铜川叶 …… 604
科达 …… 604
尼尔桑 …… 604
侧羽叶 …… 604
银杏 …… 604
似银杏 …… 604
裂银杏 …… 604
拜拉* …… 604
线银杏 …… 604
茨康叶* …… 604
拟刺葵 …… 604
凤尾银杏* …… 604
短叶杉 …… 604
纵型枝 …… 604
长枝杉* …… 604
苏铁杉 …… 604
水杉 …… 605
红杉 …… 605
水松 …… 605
乌云花 …… 605
钱耐 …… 605
杜仲 …… 605
杜鹃花 …… 605
川蔓藻 …… 605
古果 …… 605
孢粉 …… 606
孢子* …… 606
花粉* …… 606
原位孢粉 …… 606
分散孢粉 …… 606
孢粉谱 …… 606
孢粉组合 …… 606
孢粉分析 …… 606
孢粉统计 …… 606
孢粉图式 …… 606
角质层 …… 606
叶结构分析 …… 606
叶相分析 …… 607
共存分析方法 …… 607
特有种气候分析法 …… 607

生物群

长城生物群 …… 607
淮南生物群 …… 607
瓮安生物群 …… 607
梅树村小壳动物群 …… 608
澄江动物群 …… 608
澄江化石库 …… 608
大山铺动物群 …… 608
中国肯氏兽动物群 …… 608
关岭生物群 …… 608
热河生物群 …… 608
山旺生物群 …… 608
和政动物群 …… 608

古人类学

总 论

古人类 …… 609
化石人类* …… 609
古人类学 …… 609
人类起源 …… 609
人猿同祖论 …… 609
从猿到人 …… 609
人种单一地区起源说 … 610
现代人起源替代说* … 610
人种多地区起源说 …… 610
现代人起源连续说* … 610
夏娃假说 …… 610
人类进化形式 …… 610
人类可能起源地区 …… 611
人体测量学 …… 611
颅指数 …… 611
颅长宽指数* …… 611
脑容量 …… 611
颅容量* …… 611
头骨 …… 611
颅骨* …… 611
头盖骨 …… 611
矢状嵴 …… 611
眉嵴 …… 611
眉骨* …… 611
眉弓* …… 611
面骨 …… 611
面颅* …… 611
上颌骨 …… 611
下颌骨 …… 611
灵长目 …… 611
古猿 …… 613
类人猿 …… 613
大猿* …… 613

灵长类

近猴类 …… 614
普尔加托尔猴* …… 614
近猴* …… 614
更猴* …… 614
卷鼻猴类 …… 614
湿鼻猴类* …… 614
兔猴类 …… 614
狐猴类 …… 614
中国兔猴 …… 614
短吻石猴 …… 614
穴居似兔猴 …… 614
卢氏猴 …… 614
斯氏黄河猴 …… 614
任村猴 …… 614
疑猴 …… 615
双猴* …… 615
双猿* …… 615
邦唐猴* …… 615
直鼻猴类 …… 615
干鼻猴类* …… 615
眼镜猴类 …… 615
长白亚洲镜猴 …… 615
扬子大镜猴 …… 615
始新眼镜猴 …… 615
安徽双峰兽 …… 615
王河似悬猴兽 …… 615
曙猴 …… 615
始新猴* …… 615
曙猿* …… 615
高等灵长类 …… 616
人猿类 …… 616
阔鼻猴类 …… 616
新大陆猴* …… 616
副狭鼻猴类 …… 616
副猿 …… 616
傍猿* …… 616
渐新猿类 …… 616
狭鼻猴类 …… 616
始狭鼻猴类 …… 616
原上猿 …… 617
莫湖猿* …… 617
上猿类 …… 617
上新猿类* …… 617
古祥上猿 …… 617
粗壮池猿 …… 617
宽齿猿 …… 617
醉猿 …… 617
树猿类 …… 617
树猿 …… 617
真狭鼻类 …… 617
猴超科 …… 617
旧大陆猴* …… 618
蓝田金丝猴 …… 618

古人类

人超科 …… 618
人猿超科* …… 618
原康修尔猿 …… 618
人科 …… 618
非洲猿 …… 618
肯尼亚猿 …… 618
森林古猿 …… 618
榭猿* …… 618
林猿* …… 618
武都森林古猿 …… 618
禄丰古猿 …… 618
禄丰西瓦古猿* …… 619
山猿 …… 619
西瓦古猿 …… 619
拉玛古猿 …… 619
腊玛古猿* …… 619
短吻拉玛古猿* …… 619
布拉玛猿* …… 619
巨猿 …… 619
比拉斯布尔巨猿* …… 619
南方古猿 …… 620
南猿* …… 620
前人 …… 620
萨赫勒人 …… 620
图根原初人 …… 620
图根人* …… 620
扁脸肯尼亚人 …… 621
非洲南猿 …… 621
纤细型南猿 …… 621
A 型南猿* …… 621
粗壮南猿 …… 621
粗壮傍人* …… 621
巨齿傍人* …… 621
粗壮型南猿 …… 621
P 型南猿* …… 621
始祖南猿 …… 621
始祖地猿家族亚种* … 622
地猿 …… 622
湖畔南猿 …… 622
阿法南猿 …… 622
羚羊河南猿 …… 623
惊异南猿 …… 623
傍人 …… 623
埃塞俄比亚南猿 …… 623
埃塞俄比亚傍人* …… 623
鲍氏南猿 …… 623
鲍氏傍人* …… 623
东非人 …… 623
非洲魁人 …… 623
加鲁西非洲猿人* …… 623
非洲前人* …… 623
迩人 …… 623
近人* …… 623
半人 …… 623
裴氏半人* …… 623
猿人 …… 623
原人* …… 623
早期猿人 …… 624
能人 …… 624
鲁道夫人 …… 624
晚期猿人 …… 624
匠人 …… 624
直立人 …… 625
德曼尼西人 …… 625
先驱人 …… 626
海德堡人 …… 626
元谋猿人 …… 626
元谋人* …… 626
蓝田猿人 …… 626
蓝田中国猿人* …… 626
蓝田人* …… 626
北京猿人 …… 626
中国猿人 …… 627
中国猿人北京种 …… 627
直立人北京亚种* …… 627
中国猿人药铺种 …… 627
和县猿人 …… 627
郧县人 …… 627
郧县直立人* …… 627
汤山人 …… 627
爪哇猿人 …… 627
直立猿人* …… 627
魁梧猿人 …… 628
毛里坦猿人 …… 628
阿特拉猿人毛里坦种* … 628
毛里坦人* …… 628
利基猿人 …… 628
舍利人 …… 628
辟尔唐人 …… 628
曙人* …… 628
智人 …… 629
早期智人 …… 629
远古智人* …… 629
古人* …… 629
莫斯特石器* …… 630

尼安德特人 …… 630
尼人* …… 630
长者智人 …… 630
大荔人 …… 630
金牛山人 …… 630
许家窑人 …… 631
丁村人 …… 631
马坝人 …… 631
巢县人 …… 631
银山人* …… 631
桐梓人 …… 631
长阳人 …… 631
晚期智人 …… 632
新人* …… 632
克鲁马努人 …… 632
山顶洞人 …… 632
弗洛勒斯人 …… 633
小矮人* …… 633
河套人 …… 633
萨拉乌苏人* …… 633
鄂尔多斯人* …… 633
柳江人 …… 633
资阳人 …… 633
麒麟山人 …… 634
峙峪人 …… 634
左镇人 …… 634
西畴人 …… 634
扎赉诺尔人 …… 634
穿洞人 …… 634
“巫山人” …… 635

人类文化

奥杜威峡谷 …… 635
石器时代 …… 635
旧石器时代 …… 635
中石器时代 …… 635
新石器时代 …… 635
文化 …… 636
文化层 …… 636
文化期 …… 636
打制石器 …… 636
尖状器* …… 636
刮削器* …… 636
砍砸器* …… 636
手斧* …… 636
雕刻器* …… 636
球状器* …… 636
旧石器 …… 636
旧石器时代文化 …… 636
繁昌人字洞文化 …… 637
元谋猿人文化 …… 637
西侯度文化 …… 637
蓝田猿人文化 …… 637
北京猿人文化 …… 637
观音洞文化 …… 637
匼河文化 …… 637
东谷坨文化 …… 637
石龙头文化 …… 637
灵峰洞文化 …… 637
丁村文化 …… 638
鸽子洞文化 …… 638
许家窑文化 …… 638
周口店第十五地点
文化 …… 638
水洞沟文化 …… 638
河套文化 …… 638
萨拉乌苏文化* …… 638
峙峪文化 …… 638
山顶洞文化 …… 638
船帆洞文化 …… 638
虎头梁文化 …… 639
富林文化 …… 639
小南海文化 …… 639
细石器文化 …… 639
新石器时代文化 …… 639
仰韶文化 …… 639
彩陶文化* …… 639
龙山文化 …… 639
黑陶文化* …… 639
新石器 …… 639
雷公斧 …… 639
雷楔* …… 639

人　种

人种 …… 639
种族* …… 639
人种起源 …… 640
人种外貌差异 …… 640
肤色 …… 640
发形 …… 640
内眦褶 …… 640
蒙古褶* …… 640
眼色 …… 641
肤纹 …… 641
指纹 …… 641
体型 …… 641
人种血型系统差异 …… 641
ABO 血型系统* …… 641
Rh-血型系统* …… 641
MNSs 血型系统* …… 641
Duffy 血型系统* …… 641
Diego 血型系统* …… 641
Kidd 血型系统* …… 641
白色人种 …… 642
欧罗巴人种* …… 642
欧洲人种* …… 642
欧亚人种* …… 642
印欧人种* …… 642
高加索人种* …… 642
黄色人种 …… 642
亚美人种* …… 642
蒙古人种* …… 642
阿伊努人* …… 642
尼格利陀人* …… 642
黑色人种 …… 642
尼格罗人种* …… 642
非洲尼格罗人* …… 642
俾格米人* …… 642
科伊科伊人* …… 642
桑人* …… 642
棕色人种 …… 642
澳大利亚及大洋洲
人种* …… 642
澳大利亚人种* …… 642
红色人种 …… 642
亚美利加人种* …… 642
地理人种 …… 642
地域人种 …… 642
澳大利亚地理人种 …… 643
塔斯马尼亚人* …… 643
巴布亚地域人种 …… 643
尼格利陀地域人种 …… 643
波利尼西亚地理人种 … 643
新夏威夷地域人种 …… 643
美拉尼西亚地理人种 … 643
密克罗尼西亚地理
人种 …… 643
高加索地理人种 …… 643
西北欧地域人种 …… 643
东北欧地域人种 …… 643
阿尔卑斯地域人种 …… 644
地中海地域人种 …… 644
伊朗地域人种 …… 644
拉普地域人种 …… 644
阿伊努地域人种 …… 644
虾夷地域人种* …… 644
美洲印第安地理人种 … 644
北美印第安地域人种 … 644
中美洲印第安地域
人种 …… 644
南美印第安地域人种 … 644
火地岛地域人种 …… 644
拉迪诺地域人种 …… 644
蒙古地理人种 …… 644
蒙古地域人种 …… 644
华北地域人种 …… 644
东南亚地域人种 …… 645
西藏地域人种 …… 645
爱斯基摩地域人种 …… 645
因纽特地域人种* …… 645
突厥地域人种 …… 645
中亚地域人种* …… 645
尼格罗地理人种 …… 645
非洲地理人种* …… 645
森林尼格罗地域人种 … 645
刚果地域人种* …… 645
班图地域人种 …… 645
俾格米地域人种 …… 645
开普地域人种 …… 645
布须曼人* …… 645
霍屯督人* …… 645
东非地域人种 …… 645
北美有色地域人种 …… 645
美洲尼格罗地域
人种* …… 645
南非有色地域人种 …… 645
印度地理人种 …… 646
印度地域人种 …… 646
雅利安地域人种* …… 646
雅利安人* …… 646
达罗毗荼地域人种 …… 646
中国新石器时代文化
年代表 …… 646

地史学　地层学

总　论

历史地质学 …… 647
地质年代学 …… 647
同位素地质年代学 …… 647
地层地质学 …… 647
地层学 …… 647
岩石地层学 …… 647
生物地层学 …… 647
年代地层学 …… 647
时间地层学* …… 647
生态地层学 …… 647

化学地层学 …… 647
事件地层学 …… 647
地层接触关系 …… 647
整合* …… 647
不整合* …… 647
角度不整合 …… 647
平行不整合 …… 647
假整合* …… 647
地层古生物学 …… 648
地层划分 …… 648
地层术语 …… 648
地层规范 …… 648
地层间断 …… 648
地层命名 …… 648
国际地层指南 …… 648
中国地层指南 …… 648
全国地层委员会 …… 648
国际地层委员会 …… 648
地质年代测定 …… 648
界线层型 …… 648
地质时期 …… 648
地史时期* …… 648
天文时期 …… 648
前地质时期* …… 648
地质时代 …… 648
相对时代 …… 648
地层 …… 648
地层分类 …… 649
地层对比 …… 649
模式剖面 …… 649
标准剖面 …… 649
层型 …… 649
地层型* …… 649
单位层型 …… 649
单位地层型* …… 649
复合层型 …… 649
综合地层型* …… 649
正层型 …… 649
副层型 …… 649
选层型 …… 649
新层型 …… 649
次层型 …… 649
辅助地层型* …… 649
参考剖面 …… 649
模式地点 …… 649
模式地区 …… 649
层位 …… 650
标志层 …… 650
哑层 …… 650
地层缺失 …… 650
缺失* …… 650
沉积间断 …… 650
间断* …… 650
地层连续 …… 650
小间断 …… 650
小不连续 …… 650
等时面 …… 650
地层单位 …… 650
宙 …… 650
代 …… 650
纪 …… 650
世 …… 650
期 …… 650
时 …… 650
年代* …… 650
年代地层单位 …… 650
时间地层单位* …… 650
全球年代地层单位 …… 650
区域性年代地层单位 … 650
宇 …… 651
界 …… 651
系 …… 651
亚系 …… 651
统 …… 651
阶 …… 651
亚阶 …… 651
时带 …… 651
生物地层单位 …… 651
生物地层带 …… 651
生物带* …… 651
生物面 …… 651
界面* …… 652
界线* …… 652
基准面* …… 652
关键面* …… 652
首现基准面* …… 652
末现基准面* …… 652
生物时 …… 652
哑间带 …… 652
哑内带 …… 652
组合带 …… 652
延限带 …… 652
分类单位延限带 …… 652
共存延限带 …… 652
奥佩尔带 …… 652
谱系带 …… 652
系统发生带* …… 652
谱系枝带 …… 652
顶峰带 …… 652
极盛带* …… 652
高峰带* …… 652
富集带* …… 652
间隔带 …… 652
超带 …… 652
间带 …… 652
亚带 …… 652
小带 …… 652
小动物群 …… 652
小植物群 …… 652
岩石地层单位 …… 652
岩性地层单位* …… 652
地方性地层单位 …… 652
组 …… 652
段 …… 653
层 …… 653
群 …… 653
亚群* …… 653
超群* …… 653
岩群* …… 653
红层 …… 653
相分析 …… 653
生物相 …… 653
岩相 …… 653
礁相 …… 653
壳相 …… 653
笔石相 …… 653
笔石页岩相* …… 653
海进超覆 …… 653
海进* …… 653
海退退覆 …… 653
海退* …… 653
植物硅酸体 …… 654
地层区划 …… 654
地层大区 …… 654
大陆大区* …… 654
陆间区* …… 654
陆缘区* …… 654
地层区 …… 654
地层分区 …… 654
地层小区 …… 654
地层柱状剖面图 …… 654
露头柱状剖面图 …… 654
钻井柱状剖面图 …… 654
综合柱状剖面图 …… 654
地层图 …… 654
地层横断面图 …… 655
等厚线图 …… 655
等厚图* …… 655
地层柱状剖面对比图 … 655
地层对比图解* …… 655
篱笆图解 …… 655
栅状图解* …… 655
带状图解 …… 655
生物相图 …… 655

层序地层学

层序地层结构 …… 655
层序划分 …… 655
地震层序 …… 656
终止现象 …… 656
削截 …… 656
削蚀* …… 656
地震相参数 …… 656
偏沙地震相 …… 656
偏泥地震相 …… 656
地震相图 …… 656
地震相单元 …… 656
滩地震相单元 …… 656
透镜状地震相单元 …… 656
席状披盖地震相单元 … 656
楔形地震相单元 …… 656
无反射区 …… 656
反射结构 …… 656
成层结构 …… 656
碳酸盐岩隆地震反射结构 …… 656
杂乱地震反射结构 …… 656
发散地震反射结构 …… 656
乱岗状斜坡反射结构 … 656
充填地震反射结构 …… 656
S形斜交形复合反射结构 …… 656
斜交地震反射结构 …… 656
丘形地震反射结构 …… 656
收敛地震反射结构 …… 656
平行地震反射结构 …… 656
平行斜交地震反射结构 …… 656
亚平行地震反射结构 … 656
S形反射结构 …… 657
叠瓦状反射结构 …… 657
前积反射结构 …… 657
迁移波状结构 …… 657
层序界面 …… 657
基本层序 …… 657
旋回性基本层序 …… 657
非旋回性基本层序 …… 657
地层结构 …… 657
地层堆积型式* …… 657
地层格架 …… 657
岩石地层格架* …… 657
年代地层格架* …… 657
层序划分标志 …… 657
沉积层序 …… 657
成因地层层序 …… 657
成因层序* …… 657
海侵-海退层序 …… 657
海侵-海退旋回* …… 657
Ⅰ型层序界面 …… 657
Ⅰ型不整合* …… 658
Ⅱ型层序界面 …… 658
Ⅱ型不整合* …… 658
层序 …… 658
副层序 …… 658
准层序* …… 658
副层序组 …… 658

准层序组* …… 658
退积型副层序组 …… 658
加积型副层序组 …… 658
进积型副层序组 …… 658
沉积层序等级划分 …… 658
正层序 …… 658
巨层序 …… 658
大层序 …… 658
中层序 …… 659
亚层序 …… 659
微层序 …… 659
不整合界定地层单位 … 659
初始海泛面 …… 659
海侵面* …… 659
海泛面 …… 659
最大海泛面 …… 659
最大湖泛面* …… 659
加积 …… 659
垂向加积* …… 659
进积 …… 659
退积 …… 659
底超 …… 659
上超 …… 659
下超 …… 659
顶超 …… 659
退覆 …… 659
超覆 …… 659
沉积体系 …… 659
沉积体系域 …… 659
体系域界面 …… 659
低水位体系域 …… 660
高水位体系域 …… 660
海侵体系域 …… 660
陆棚边缘体系域 …… 660
沉积基准面 …… 660
基底沉降速率 …… 660
海平面变化速率 …… 660
可容空间 …… 660
可容空间增长速率 …… 660
沉积速率 …… 660
沉积过路作用 …… 660
高分辨率层序地层学 … 660
基准面原理 …… 660
体积划分原理 …… 660
相分异原理 …… 660
自旋回 …… 660
异旋回 …… 660
浓缩段 …… 660
凝缩段* …… 660
饥饿段* …… 660

地质时代

前寒武纪 …… 660
先寒武纪* …… 660
冥古宙 …… 661
太古宙 …… 661
太古代* …… 661
始生代* …… 661
始太古代 …… 661
始太古界* …… 661
古太古代 …… 661
古太古界* …… 661
中太古代 …… 661
中太古界* …… 661
新太古代 …… 661
新太古界* …… 661
元古宙 …… 661
原生代* …… 661
元古代* …… 661
古元古代 …… 661
古元古界* …… 661
中元古代 …… 661
中元古界* …… 661
长城纪 …… 662
蓟县纪 …… 662
新元古代 …… 662
新元古界* …… 662
青白口纪 …… 662
南华纪 …… 662
震旦纪 …… 662
显生宙 …… 662
显动宙* …… 662
古生代 …… 662
寒武纪 …… 662
奥陶纪 …… 662
志留纪 …… 663
泥盆纪 …… 663
鱼类时代* …… 663
石炭纪 …… 663
成煤时代* …… 663
大石炭系* …… 663
二叠纪 …… 663
中生代 …… 663
裸子植物时代* …… 663
爬行动物时代* …… 663
菊石时代* …… 663
三叠纪 …… 664
侏罗纪 …… 664
白垩纪 …… 664
新生代 …… 664
被子植物时代* …… 664
哺乳动物时代* …… 664
冰川时代* …… 664
第三纪 …… 665
古近纪 …… 665
老第三纪* …… 665
古第三纪* …… 665
货币虫纪* …… 665
古新世 …… 665
始新世 …… 665
渐新世 …… 665
新近纪 …… 665
新第三纪* …… 665
中新世 …… 665
上新世 …… 665
第四纪 …… 665

太古宇

隐生宇 …… 665
隐动宇* …… 665
太古宇 …… 665
始生界* …… 665
太古界* …… 665
曹庄岩组 …… 666
瓦拉伍纳群 …… 666
特希马斯群* …… 666
斯威士兰系 …… 666
翁韦瓦克特群 …… 666
翁弗瓦赫特群* …… 666
塞巴奎群 …… 666
白海杂岩 …… 666
科拉群 …… 666
萨姆岩系 …… 666
伊玛塔卡杂岩 …… 666
科切钦格群 …… 666
基瓦丁群 …… 666
基韦廷群* …… 666
基瓦丁杂岩* …… 666
基瓦丁型* …… 667
迁西岩群 …… 667
桑干杂岩 …… 667
龙岗岩群 …… 667
无花果树群 …… 667
菲格特里群* …… 667
沙姆瓦群 …… 667
阿尔丹群 …… 667
伊格拉亚群* …… 667
提姆普顿亚群* …… 667
哲尔特亚群* …… 667
刘易斯杂岩 …… 667
英吉利河片麻岩 …… 667
英吉利里弗群* …… 667
阿比提比群 …… 667
阿伯蒂比群* …… 667
斯提普罗克群 …… 667
斯蒂普罗克群* …… 667
提米斯卡明群 …… 667
蒂米斯卡明群* …… 667
卡迪拉克群 …… 667
卡迪亚克群* …… 667
马拉提克群* …… 667
塔津群 …… 668
乔治溪群 …… 668
戈吉溪群* …… 668
惠姆溪群 …… 668
惠姆克里克群* …… 668
潘高拉沉积 …… 668
比尔沃拉超群 …… 668
维利亚斯河超群 …… 668
维里阿斯河超群* …… 668
泰山岩群 …… 668
阜平岩群 …… 668
鞍山群 …… 668
沂水岩群 …… 668
胶东岩群 …… 668
托格拉格布拉克杂岩 … 669
福特斯库群 …… 669
哈默斯利群 …… 669
图里溪群 …… 669
蒂里溪群* …… 669
威鲁群 …… 669
怀卢群* …… 669
木迪斯群 …… 669
穆迪群* …… 669
布拉瓦约群 …… 669
韦特瓦特斯兰德超群 … 669
多米尼昂群* …… 669
西兰德群* …… 669
中兰德群* …… 669
温特斯多普超群 …… 669
克利普里维尔斯托
普群* …… 669
普拉特伯格群* …… 669
普尼尔群* …… 669
斯蒂尔瓦特杂岩 …… 669
迭布斯克岩群 …… 669
贺兰山岩群 …… 670
乌拉山岩群 …… 670
集宁岩群 …… 670
界河口岩群 …… 670
霍县岩群 …… 670
滦县岩群 …… 670
遵化岩群 …… 670
密云岩群 …… 670
建平岩群 …… 670
清原岩群 …… 670
夹皮沟岩群 …… 670
霍邱岩群 …… 670
登封岩群 …… 670
登封杂岩* …… 670
太华岩群 …… 670
鱼洞子岩群 …… 671
鱼洞子群* …… 671
东冲河杂岩 …… 671
东海杂岩 …… 671
色尔腾山岩群 …… 671

涞水杂岩 …… 671
大别山杂岩 …… 671
大别山群* …… 671
大别岩群* …… 671
桐柏山岩群* …… 671
康定岩群 …… 671
康定片麻岩* …… 671
康定杂岩* …… 671
康定群* …… 671
五台群 …… 671
五台系* …… 671
五台层* …… 671
绛县群 …… 671

元古宇

元古宇 …… 671
元古界* …… 671
原生界* …… 671
震旦亚界 …… 672
滹沱群 …… 672
滹沱系* …… 672
东冶灰岩* …… 672
滹沱页岩* …… 672
吕梁群 …… 672
辽河群 …… 672
辽河系* …… 672
辽河岩群* …… 672
野鸡山群 …… 672
岚河群 …… 672
担山石群 …… 672
中条群 …… 672
温泉群 …… 672
宝音图群 …… 672
阿拉善岩群 …… 672
赵池沟群 …… 672
海原群 …… 672
东焦群 …… 673
甘陶河群 …… 673
青龙河群 …… 673
双山子群 …… 673
银鱼沟群 …… 673
嵩山群 …… 673
秋岔群 …… 673
凤阳群 …… 673
二道凹群 …… 673
红旗营子群 …… 673
芝罘群 …… 673
粉子山群 …… 673
荆山群 …… 674
胶南岩群 …… 674
宽甸群 …… 674
老岭群 …… 674
兴地塔格群 …… 674
集安群 …… 674
敦煌岩群 …… 674
敦煌系* …… 674
敦煌群* …… 674
敦煌杂岩* …… 674
野马南山群 …… 674
北大河群 …… 674
龙首山岩群 …… 674
达肯大坂群 …… 674
金水口岩群 …… 674
化隆群 …… 674
大红山群 …… 675
秦岭岩群 …… 675
秦岭系* …… 675
秦岭群* …… 675
哀牢山岩群 …… 675
水月寺群 …… 675
星子群 …… 675
八都岩群 …… 675
麻源岩群 …… 675
德兰士瓦尔超群 …… 675
达瓦尔超群 …… 675
阿拉瓦利群 …… 675
乌多坎群 …… 676
摩天岭群 …… 676
摩天岭系* …… 676
白头山系* …… 676
太白山群* …… 676
涟川群* …… 676
卡累利阿杂岩 …… 676
米纳斯超群 …… 676
马罗威尼群 …… 676
马罗韦纳群* …… 676
休伦超群 …… 676
马丁群 …… 676
大奴超群 …… 676
阿尼米克群 …… 676
比瓦比克铁建造* …… 676
渣尔泰山群 …… 676
张八岭群 …… 676
大勐龙群 …… 677
恰斯群 …… 677
火地垭群 …… 677
武当山群 …… 677
神农架群 …… 677
阿克苏群 …… 677
盐井群 …… 677
黄水河群 …… 677
峨边群 …… 677
盐边群 …… 677
盐边系* …… 677
昆阳群 …… 677
梵净山群 …… 677
双桥(娇)山群 …… 678
上溪群 …… 678
双溪坞群 …… 678
四堡群 …… 678
宿松岩群 …… 678
煌源群 …… 678
大峡谷超群 …… 678
阿德雷德系 …… 678
阿德莱德系* …… 678
长城系 …… 678
长城群* …… 678
常州沟组 …… 678
长城石英岩* …… 678
黄崖关组* …… 678
串岭沟组 …… 678
串岭沟页岩* …… 678
团山子组 …… 678
大红峪组 …… 678
大红峪石英岩* …… 678
高于庄组 …… 678
高于庄灰岩* …… 678
特克斯群 …… 679
星星峡群 …… 679
古硐井群 …… 679
诺尔公群 …… 679
扬吉布拉克群 …… 679
波瓦姆群 …… 679
巴什库尔干群 …… 679
甜水海群 …… 679
朱龙关群 …… 679
湟中群 …… 679
兴隆山群 …… 679
三岔子群 …… 679
熊耳群 …… 679
抱板群 …… 679
马特萨普群 …… 679
瓦特伯格群 …… 679
德里群 …… 679
乌扬群 …… 679
约特尼杂岩 …… 680
达尔斯兰系 …… 680
祥源群 …… 680
里菲超群 …… 680
里菲系* …… 680
布尔江群 …… 680
罗兰马群 …… 680
罗赖马群* …… 680
艾斯屏纳索超群 …… 680
埃斯皮尼亚苏超群* … 680
贝尔特超群 …… 680
基维诺超群 …… 680
基威诺超群* …… 680
托来南山群 …… 680
蓟县系 …… 680
蓟县群* …… 680
杨庄组 …… 680
杨庄红色页岩* …… 680
雾迷山组 …… 680
雾迷山灰岩* …… 680
洪水庄组 …… 680
洪水庄页岩* …… 680
铁岭组 …… 681
铁岭灰岩* …… 681
科克苏群 …… 681
卡瓦布拉克群 …… 681
巴音西别群 …… 681
爱尔基干群 …… 681
塔昔达坂群 …… 681
花石山群 …… 681
冰沟群 …… 681
什那干群 …… 681
什那干灰岩* …… 681
树芽屯群 …… 681
汝阳群 …… 681
官道口群 …… 681
登相营群 …… 681
陈蔡群 …… 681
龙泉群 …… 681
班格马尔群 …… 681
卡兰纳群 …… 682
卡兰纳层* …… 682
贝拉群 …… 682
巴拉群* …… 682
乌楚尔群 …… 682
阿依姆昌群 …… 682
凯尔培利群 …… 682
凯彼尔群* …… 682
帕托姆群 …… 682
尤尔玛金群 …… 682
卡拉套群 …… 682
库达什群 …… 682
格林维尔超群 …… 682
格伦维尔超群* …… 682
温德亚群 …… 682
碧口群 …… 682
聂拉木群 …… 682
瓦伊克里塔岩系* …… 682
杜普片麻岩* …… 682
大吉岭片麻岩* …… 682
廷布岩系* …… 682
南迦巴瓦群* …… 682
赛拉群* …… 682
纳木那尼群* …… 682
希夏邦马群* …… 682
会理群 …… 682
高黎贡山群 …… 683
太平系* …… 683
高黎贡山杂岩* …… 683
苍山群 …… 683
苍山杂岩* …… 683

大理系* …… 683
苍山片麻岩* …… 683
青白口系 …… 683
青白口群* …… 683
下马岭组 …… 683
下马岭页岩* …… 683
骆驼岭组 …… 683
景儿峪组 …… 683
景儿峪灰岩* …… 683
板溪群 …… 683
板溪系* …… 683
库西姆契克群 …… 683
库松木切克群* …… 683
郧西群 …… 683
苏雄组 …… 683
云开群 …… 683
圆藻山群 …… 683
马槽园组 …… 683
澜沧群 …… 683
帕可组 …… 684
珠穆朗玛群 …… 684
色容寺变质岩系* …… 684
落可崇群 …… 684
修水群 …… 684
下江群 …… 684
丹洲群 …… 684
丹洲片岩* …… 684
上墅组 …… 684
虹赤村组 …… 684
骆家门组 …… 684
石碌群 …… 684
库什台群 …… 684
帕尔岗塔格群 …… 684
巧恩布拉克群 …… 684
洛峪口组 …… 684
大柳沟群 …… 684
龚岔群 …… 684
丘吉东沟群 …… 684
索尔库里群 …… 685
苏库洛克群 …… 685
刘老碑组 …… 685
杏山页岩* …… 685
刘老碑系* …… 685
八公山组 …… 685
永宁群 …… 685
永宁砂岩* …… 685
蓬莱群 …… 685
陶湾组 …… 685
细河群 …… 685
西乡群 …… 685
五佛山群 …… 685
鹰阳关群 …… 685
加丹加超群 …… 685
达马拉群* …… 685
拉汗金群 …… 685
拉汗达群* …… 685
南华系 …… 685
蓬沱组 …… 685
富禄组 …… 686
富禄砂岩* …… 686
长安组 …… 686
南沱组 …… 686
南沱冰碛层* …… 686
耀岭河组 …… 686
关家沟组 …… 686
澄江组 …… 686
澄江砂岩系* …… 686
开建桥组 …… 686
列古六组* …… 686
苏家湾组 …… 686
周岗组* …… 686
硐门组 …… 686
休宁组 …… 686
休宁砂岩* …… 686
雷公坞组 …… 686
上施组 …… 686
建瓯群 …… 686
桂平组 …… 686
丁屋岭组 …… 686
董家组 …… 687
翁贝拉塔纳群 …… 687
安贝拉塔群* …… 687
威尔彭纳群 …… 687
威尔皮纳群* …… 687
西刚果群 …… 687
达马拉系 …… 687
布科班超群 …… 687
布科巴超群* …… 687
文德系 …… 687
文德杂岩* …… 687
乌依群 …… 687
尤多姆群 …… 687
尤多马群* …… 687
马考巴斯群 …… 687
马卡乌巴斯群* …… 687
温德米尔超群 …… 687
白杨沟组 …… 687
韩母山群 …… 687
多若诺尔群 …… 687
恰克马克立克群 …… 687
正目观组 …… 687
全吉群 …… 688
断头崖组 …… 688
震旦系沿革 …… 688
震旦系 …… 688
伊迪卡拉系 …… 688
伊迪卡拉组 …… 688
陡山沱阶 …… 688
灯影峡阶 …… 688
陡山沱组 …… 688
灯影组 …… 689
灯影灰岩* …… 689
西峰寺组 …… 689
白兆山组 …… 689
岔河组 …… 689
临江组 …… 689
观音崖组 …… 689
留茶坡组 …… 689
皮园村组 …… 689
老虎塘组 …… 689
黄连组 …… 689
乐昌峡群 …… 689
长岭子组 …… 689
南关岭组 …… 689
甘井子组 …… 689
营城子组 …… 689
十三里台组 …… 690
马家屯组 …… 690
兴民村组 …… 690
凯拉克提群 …… 690
水泉组 …… 690
库鲁克塔格群 …… 690
红山口组 …… 690
乌什南山群 …… 690
东坡组 …… 690
罗圈组* …… 690
万隆组 …… 690
金山寨组 …… 690
四顶山组 …… 690
鱼库组 …… 691
望天坪组 …… 691
水晶组 …… 691
班布依群 …… 691
班布伊群* …… 691
圣弗朗西斯科超群* … 691

古生界

显生宇 …… 691
显动宇* …… 691
古生界 …… 691
始寒武 …… 691
底寒武* …… 691
亚寒武* …… 691
第一系 …… 691
原始系* …… 691

寒武系

寒武系 …… 691
芙蓉统 …… 691
馒头统 …… 691
张夏统 …… 692
复州统* …… 692
炒米店统 …… 692
瓦可布统 …… 692
阿伯特统 …… 692
克罗依克斯统 …… 692
德里斯巴赫阶 …… 692
弗兰康阶 …… 692
特仑姆佩劳阶 …… 692
席德廷阶 …… 692
托尔阶 …… 692
玛依阶 …… 692
阿姆格阶 …… 692
艾兰克阶 …… 692
勒拿阶 …… 692
波托姆阶 …… 692
图央阶 …… 692
阿姆加阶 …… 692
玛雅阶 …… 692
阿育索克康阶 …… 692
萨克阶 …… 692
阿克萨阶 …… 692
哈萨克斯坦阶 …… 692
阿特达班阶 …… 693
托莫特阶 …… 693
奥德阶 …… 693
坦波莱顿阶 …… 693
佛罗尔阶 …… 693
翁迪尔阶 …… 693
布迈朗格阶 …… 693
民迪亚尔阶 …… 693
艾达姆阶 …… 693
后艾达姆阶 …… 693
先佩恩顿阶* …… 693
佩恩顿阶 …… 693
小油栅虫统 …… 693
奇异虫统 …… 693
油栅虫统 …… 693
梅树村阶 …… 693
筇竹寺阶 …… 693
沧浪铺阶 …… 693
龙王庙阶 …… 693
毛庄阶 …… 693
徐庄阶 …… 693
张夏阶 …… 693
崮山阶 …… 693
长山阶 …… 694
凤山阶 …… 694
排碧阶 …… 694
梅树村组 …… 694
渔户村组 …… 694
筇竹寺组 …… 694
沧浪铺组 …… 694
龙王庙组 …… 694
陡坡寺组 …… 694
双龙潭组 …… 694

猴家山组 …… 694
碱厂组 …… 694
馒头组 …… 694
馒头页岩* …… 694
毛庄组 …… 694
徐庄组 …… 694
张夏组 …… 694
张夏石灰岩* …… 694
崮山组 …… 695
崮山页岩* …… 695
长山组 …… 695
长山沟建造* …… 695
长山层* …… 695
凤山组 …… 695
凤山层* …… 695
炒米店组 …… 695
水井沱组 …… 695
水井沱页岩* …… 695
石牌组 …… 695
石牌页岩* …… 695
天河板组 …… 695
天河板石灰岩* …… 695
石龙洞组 …… 695
石龙洞石灰岩* …… 695
覃家庙组 …… 695
覃家庙石灰岩* …… 695
三游洞组 …… 695
三游洞石灰岩* …… 695
荷塘组 …… 695
荷塘硅质页岩及石煤层* …… 695
杨柳岗组 …… 695
杨柳岗石灰岩* …… 695
华严寺组 …… 695
华严寺石灰岩* …… 695
西阳山组 …… 695
西阳山页岩* …… 695
西大山组 …… 696
莫合尔山群 …… 696
高台组 …… 696
高台灰岩* …… 696
果子沟组 …… 696
后坝组 …… 696
耿家店组* …… 696
霍城组 …… 696
肯萨依组 …… 696
磷矿沟组 …… 696
明心寺组 …… 696
明心寺层* …… 696
牛蹄塘组 …… 696
牛蹄塘页岩* …… 696
欧龙布鲁克群 …… 696
清虚洞组 …… 696
石冷水组 …… 697
突尔沙克塔格群 …… 697

奥陶系

奥陶系 …… 697
宜昌统 …… 697
扬子统 …… 697
艾家山统 …… 697
钱塘江统 …… 697
新厂阶 …… 697
宁国阶 …… 698
两河口阶 …… 698
红花园阶 …… 698
道保湾阶 …… 698
胡乐阶 …… 698
沸江阶 …… 698
石口阶 …… 698
大湾阶 …… 698
达瑞威尔阶 …… 698
牯牛潭阶 …… 698
艾家山阶 …… 698
庙坡阶 …… 698
宝塔阶 …… 699
钱塘江阶 …… 699
临湘阶 …… 699
五峰阶 …… 699
特里马道克阶 …… 699
阿雷尼格阶 …… 699
兰维恩阶 …… 699
兰代洛阶 …… 699
卡拉多克阶 …… 699
阿什极尔阶 …… 699
加拿大统 …… 699
占勃兰统 …… 699
瑟西阶 …… 699
莫豪克阶 …… 699
黑河亚阶* …… 699
特仑登亚阶* …… 699
辛辛那提统 …… 699
冶里组 …… 699
冶里石灰岩* …… 699
亮甲山组 …… 699
亮甲山层* …… 699
马家沟组 …… 699
马家沟石灰岩* …… 699
南津关组 …… 699
南津关石灰岩* …… 699
分乡组 …… 699
分乡页岩* …… 699
红花园组 …… 700
红花园石灰岩* …… 700
大湾组 …… 700
扬子贝层* …… 700
牯牛潭组 …… 700
牯牛潭石灰岩* …… 700
庙坡组 …… 700
庙坡页岩* …… 700
宝塔组 …… 700
宝塔石灰岩* …… 700
梅江组 …… 700
临湘组 …… 700
临湘石灰岩* …… 700
五峰组 …… 700
五峰页岩* …… 700
印渚埠组 …… 700
印渚埠页岩* …… 700
宁国组 …… 700
宁国页岩* …… 700
胡乐组 …… 700
胡乐页岩* …… 700
砚瓦山组 …… 700
砚瓦山石灰岩* …… 700
黄泥岗组 …… 700
黄泥岗页岩* …… 700
于潜组 …… 700
于潜层* …… 700
三道坎组 …… 700
三衢山组 …… 701
三衢山石灰岩* …… 701
桌子山组 …… 701
克里摩里组 …… 701
乌拉力克组 …… 701
乌拉力克层* …… 701
拉什仲组 …… 701
平凉组 …… 701
甲村群 …… 701
背锅山组 …… 701
红山头组 …… 701
新厂组 …… 701
七溪岭组 …… 701
陇溪组 …… 701
沸江组 …… 701
石口组 …… 701
纳赤台群 …… 701
芭蕉口组 …… 702
北庵庄组 …… 702
峰蜂组 …… 702
爵山沟组 …… 702
桥镇组 …… 702
权河口组 …… 702
新岭组 …… 702

志留系

志留系 …… 702
哥特兰系* …… 702
兰多弗里统 …… 702
瓦伦统* …… 702
鲁丹阶 …… 702
埃朗阶 …… 702
特里奇阶 …… 702
文洛克统 …… 703
申伍德阶 …… 703
侯默阶 …… 703
拉德洛统 …… 703
戈斯特阶 …… 703
卢德福德阶 …… 703
普里多利统 …… 703
龙马溪统 …… 703
罗惹坪统 …… 703
纱帽统 …… 703
龙马溪阶 …… 703
大中坝阶 …… 703
紫阳阶 …… 703
安康阶 …… 703
观音桥组 …… 703
龙马溪组 …… 703
龙马溪页岩* …… 703
龙马溪群* …… 703
罗惹坪组 …… 703
纱帽组 …… 703
香树园组 …… 704
雷家屯组 …… 704
溶溪组 …… 704
白沙组* …… 704
秀山组 …… 704
回星哨组 …… 704
石器坡群 …… 704
连滩组 …… 704
连滩页岩* …… 704
文头山组 …… 704
文头山页岩* …… 704
高家边组 …… 704
高家边页岩* …… 704
坟头组 …… 704
肮脏沟组 …… 704
肮脏沟统* …… 704
泉脑沟山群 …… 704
旱峡群 …… 704
旱峡统* …… 704
黄花沟组 …… 704
八十里小河组 …… 704
张家屯组 …… 704
小绥河组 …… 705
博罗霍洛山组 …… 705
布龙组 …… 705
车家坝组 …… 705
古兰河组 …… 705
关底组 …… 705
韩家店组 …… 705
韩家店页岩* …… 705
侯家塘组 …… 705
柯坪塔格组 …… 705
柯坪塔格群* …… 705

克克雄库都克组 …… 705
茅山组 …… 705
马脚冲组 …… 705
妙高组 …… 705
宁强组 …… 706
沙尔布尔组 …… 706
沙尔布尔提山组 …… 706
石牛栏组 …… 706
石牛栏灰岩* …… 706
塔塔埃尔塔格组 …… 706
土什布拉克组 …… 706
王家湾组 …… 706
小石户沟组 …… 706
玉龙寺组 …… 706

泥盆系

泥盆系 …… 706
云南统 …… 707
广西统 …… 707
湖南统 …… 707
中国泥盆系沉积类型 … 707
兴安型 …… 707
宝兴型 …… 707
象州型 …… 707
南丹型 …… 707
祁连山型 …… 707
曲靖型 …… 707
莲花山阶 …… 707
那高岭阶 …… 707
郁江阶 …… 707
四排阶 …… 707
应堂阶 …… 707
东岗岭阶 …… 707
佘田桥阶 …… 707
锡矿山阶 …… 707
邵东阶 …… 708
老红砂岩 …… 708
洛赫科夫阶 …… 708
布拉格阶 …… 708
埃姆斯阶 …… 708
艾费尔阶 …… 708
吉维阶 …… 708
弗拉斯阶 …… 708
法门阶 …… 708
钦州组 …… 708
益兰组 …… 708
塘丁组 …… 708
纳标组 …… 708
罗富组 …… 708
五指山组 …… 708
代化组* …… 708
凉泉组 …… 708
波曲群 …… 708
莲花山组 …… 708
莲花山砂岩* …… 708
那高岭组 …… 708
那高岭页岩* …… 708
郁江组 …… 708
郁江建造* …… 708
北流组 …… 709
东岗岭组 …… 709
东岗岭建造* …… 709
东岗岭灰岩* …… 709
桂林组 …… 709
桂林灰岩* …… 709
榴江组 …… 709
融县组 …… 709
融县灰岩* …… 709
四排组 …… 709
应堂组 …… 709
跳马涧组 …… 709
棋梓桥组 …… 709
棋子桥灰岩* …… 709
易家湾组 …… 709
佘田桥组 …… 709
锡矿山组 …… 709
岳麓山组 …… 710
岳麓山砂岩* …… 710
孟公坳组 …… 710
孟公坳石灰岩* …… 710
五通组 …… 710
五通石英岩* …… 710
泥鳅河组 …… 710
罕达气组 …… 710
金水组 …… 710
霍龙门组 …… 710
乌奴耳组 …… 710
根里河组 …… 710
下大民山组 …… 710
上大民山组 …… 710
革老河组 …… 710
革老河灰岩* …… 710
阿尔他西群 …… 710
阿拉塔格组 …… 710
敖包亭浑迪组 …… 711
巴润特花组 …… 711
白柳坪组 …… 711
洪格尔庙组 …… 711
洪古勒楞组 …… 711
呼吉尔斯特组 …… 711
曲靖组 …… 711
依克乌苏组 …… 711
朱鲁木特组 …… 711
珠斯楞组 …… 711
卓木巴斯套组 …… 711

石炭系

石炭系 …… 711
丰宁统 …… 712
岩关阶 …… 712
大塘阶 …… 712
德坞阶 …… 712
威宁统 …… 712
壶天统 …… 712
罗苏阶 …… 712
滑石板阶 …… 712
达拉阶 …… 712
逍遥阶 …… 713
本溪统 …… 713
马平统 …… 713
太原统 …… 713
狄南统 …… 713
阿翁统 …… 713
艾特隆阶 …… 713
密西西比亚系 …… 713
杜内阶 …… 713
维宪阶 …… 713
谢尔普霍夫阶 …… 713
纳缪尔阶 …… 713
威斯特法阶 …… 713
斯蒂芬阶 …… 713
宾夕法尼亚亚系 …… 713
巴什基尔阶 …… 713
莫斯科阶 …… 713
卡西莫夫阶 …… 713
格舍尔阶 …… 713
乌拉尔阶 …… 713
西里西亚统 …… 713
岩关组 …… 713
汤耙沟组 …… 713
汤耙沟砂岩* …… 713
旧司组 …… 713
旧司砂岩* …… 713
上司组 …… 714
上司灰岩* …… 714
摆佐组 …… 714
滑石板组 …… 714
达拉组 …… 714
马平组 …… 714
马平石灰岩* …… 714
金陵组 …… 714
金陵石灰岩* …… 714
高骊山组 …… 714
高骊山系* …… 714
和州组 …… 714
和州灰岩* …… 714
黄龙组 …… 714
黄龙石灰岩* …… 714
船山组 …… 714
船山石灰岩* …… 714
石磴子组 …… 714
石磴子石灰岩* …… 714
测水组 …… 714
测水煤系* …… 714
梓门桥组 …… 714
梓门桥石灰岩* …… 714
本溪组 …… 714
本溪系* …… 714
太原组 …… 715
太原系* …… 715
亚里组 …… 715
纳兴组 …… 715
臭牛沟组 …… 715
靖远组 …… 715
羊虎沟组 …… 715
羊虎沟群* …… 715
北通气沟组 …… 715
鹿圈屯组 …… 715
磨盘山组 …… 715
长阳组 …… 715
城墙沟组 …… 715
穿山沟组 …… 715
根那仁组 …… 715
黑山头组* …… 716
红山嘴组 …… 716
红土洼组 …… 716
怀头他拉组 …… 716
吉木乃组 …… 716
姜巴斯套组 …… 716
晋祠组 …… 716
晋祠砂岩* …… 716
克鲁克组 …… 716
老虎洞组 …… 716
老虎洞白云岩* …… 716
恰其海组 …… 717
前黑山组 …… 717
石嘴子组 …… 717

二叠系

二叠系 …… 717
船山统 …… 717
紫松阶 …… 717
隆林阶 …… 717
阳新统 …… 717
栖霞阶 …… 717
祥播阶 …… 717
茅口阶 …… 717
冷坞阶 …… 718
乐平统 …… 718
吴家坪阶 …… 718
来宾亚阶* …… 718
老山亚阶* …… 718
长兴阶 …… 718
乌拉尔统 …… 718
阿瑟尔阶 …… 718
萨克马尔阶 …… 718

亚丁斯克阶 …… 718
空谷阶 …… 718
瓜德鲁普统 …… 718
罗德阶 …… 718
沃德阶 …… 718
卡匹敦阶 …… 718
卡赞阶 …… 718
鞑靼阶 …… 718
赤底统 …… 718
奥图阶 …… 718
萨克森阶 …… 718
镁灰岩统 …… 718
提林根阶 …… 718
新红砂岩 …… 718
梁山组 …… 719
栖霞底部含煤组* …… 719
栖霞组 …… 719
栖霞石灰岩* …… 719
茅口组 …… 719
茅口灰岩* …… 719
孤峰组 …… 719
孤峰页岩* …… 719
峨眉山玄武岩 …… 719
龙潭组 …… 719
龙潭煤系* …… 719
乐平煤系* …… 719
吴家坪组 …… 719
吴家坪灰岩* …… 719
长兴组 …… 719
长兴石灰岩* …… 719
大隆组 …… 719
大隆层* …… 719
山西组 …… 719
石盒子组 …… 720
石盒子系* …… 720
石千峰群 …… 720
石千峰系* …… 720
色龙群 …… 720
寿山沟组 …… 720
大河深组 …… 720
范家屯组 …… 720
一拉溪组 …… 720
杨家沟组 …… 720
开山屯组 …… 720
翠屏山组 …… 720
翠屏山砂页岩系* …… 720
沙湖组* …… 720
锅底坑组 …… 720
红雁池组 …… 720
井井子沟组 …… 721
芦草沟组 …… 721
泉子街组 …… 721
圣堂组 …… 721
石人子沟组 …… 721
孙家沟组 …… 721
洼里组* …… 721
双泉组* …… 721
凤凰山组* …… 721
塔什库拉组 …… 721
童子岩组 …… 721
童子岩煤系* …… 721
文笔山组 …… 721
文笔山页岩* …… 721
乌拉泊组 …… 722
梧桐沟组 …… 722
宣威组 …… 722
宣威煤系* …… 722
垭子组 …… 722

中生界

中生界 …… 722
第二系 …… 722

三叠系

三叠系 …… 722
殷坑阶 …… 722
巢湖阶 …… 722
青岩阶 …… 723
亚智梁阶 …… 723
土隆阶 …… 723
大龙口阶 …… 723
和尚沟阶 …… 723
二马营阶 …… 723
铜川阶 …… 723
胡家村阶 …… 723
永坪阶 …… 723
瓦窑堡阶 …… 723
斑砂岩统 …… 724
壳灰岩统 …… 724
杂色岩统 …… 724
德国相 …… 724
英国相 …… 724
阿尔卑斯相 …… 724
赛特统 …… 724
始三叠系* …… 724
印度阶 …… 724
奥伦尼克阶 …… 724
安尼阶 …… 724
拉丁阶 …… 724
卡尼阶 …… 724
诺利阶 …… 724
瑞替阶 …… 724
底里阿斯* …… 724
罗楼组 …… 724
永宁镇组 …… 724
铜街子组 …… 724
飞仙关组 …… 724
飞仙关页岩* …… 724
大冶群 …… 725
大冶灰岩* …… 725
关岭组 …… 725
关岭层* …… 725
嘉陵江组 …… 725
嘉陵江灰岩* …… 725
刘家沟组 …… 725
和尚沟组 …… 725
法郎组 …… 725
雷口坡组 …… 725
把南组 …… 725
鸟格组 …… 725
鸟格页岩* …… 725
火把冲组 …… 725
火把冲煤系* …… 725
一平浪组 …… 725
一平浪煤系* …… 725
普家村组* …… 725
干海子组* …… 725
舍资组* …… 725
须家河组 …… 725
广元煤系* …… 725
须家河系* …… 725
安源组 …… 725
安源煤系* …… 725
青龙群 …… 725
青龙灰岩* …… 725
黄马青群 …… 726
黄马青页岩* …… 726
黄马青组* …… 726
范家塘组* …… 726
二马营组 …… 726
延长群 …… 726
延长层* …… 726
乌灶组 …… 726
乌灶煤系* …… 726
香溪群 …… 726
香溪煤系* …… 726
沙镇溪组* …… 726
九里岗组* …… 726
香溪组* …… 726
桐竹园组* …… 726
土隆群 …… 726
土隆层* …… 726
曲龙共巴组 …… 726
德日荣组 …… 726
韭菜园组 …… 726
烧房沟组 …… 726
烧房沟层* …… 726
铜川组 …… 727
胡家村组 …… 727
瓦窑堡组 …… 727
瓦窑堡煤系* …… 727
夜郎组 …… 727
夜郎系* …… 727
永坪组 …… 727

侏罗系

侏罗系 …… 727
八道湾阶 …… 727
三工河阶 …… 727
西山窑阶 …… 727
头屯河阶 …… 728
土城子阶 …… 728
大北沟阶 …… 728
里阿斯统 …… 728
黑侏罗统 …… 728
赫塘阶 …… 728
西涅缪尔阶 …… 728
普林斯巴赫阶 …… 728
图阿尔阶 …… 728
阿伦阶 …… 728
道格统 …… 728
褐侏罗统 …… 728
巴柔阶 …… 728
巴通阶 …… 728
卡洛维阶 …… 728
麻姆统 …… 728
白侏罗统 …… 728
牛津阶 …… 728
基默里奇阶 …… 728
提塘阶 …… 728
波特兰阶* …… 728
梨山群 …… 728
梨山煤系* …… 728
门头沟群 …… 729
门头沟煤系* …… 729
北票组 …… 729
北票煤系* …… 729
坊子组 …… 729
坊子煤系* …… 729
莱阳组 …… 729
莱阳群* …… 729
大同组 …… 729
大同煤系* …… 729
石拐群 …… 729
石拐煤系* …… 729
五当沟组* …… 729
召沟组* …… 729
磨磨山组 …… 729
磨磨山层* …… 729
张家口组 …… 729
张家口斑岩* …… 729
白田坝组 …… 729
千佛崖组 …… 729
千佛崖层* …… 729
广元群 …… 729
广元层* …… 729

重庆群* …… 729
下禄丰组 …… 729
上禄丰组 …… 729
聂聂雄拉群 …… 729
门卡墩组 …… 730
鸡西群 …… 730
龙爪沟群 …… 730
马涧组 …… 730
砚岭组 …… 730
劳村组 …… 730
黄尖组 …… 730
寿昌组 …… 730
寿昌生物群* …… 730
诸暨组* …… 730
渔山尖组 …… 730
磨石山组 …… 730
雁石坪群 …… 731
八道湾组 …… 731
三工河组 …… 731
西山窑组 …… 731
大北沟组 …… 731
安定组 …… 731
安定石灰岩* …… 731
九龙山组 …… 731
九龙山系* …… 731
龙门组 …… 731
南大岭组 …… 732
头屯河组 …… 732
头屯河层* …… 732
土城子组 …… 732
土城子砾岩层* …… 732
邓杖子组* …… 732
兴隆沟组 …… 732
兴隆沟层* …… 732
杏石口组 …… 732
杏石口亚统* …… 732
延安组 …… 732
窑坡组 …… 732
云岗组 …… 732
云岗统* …… 732
直罗组 …… 732

白垩系

白垩系 …… 732
义县阶 …… 733
九佛堂阶 …… 733
沙海阶 …… 733
阜新阶 …… 733
孙家湾阶 …… 733
泉头阶 …… 733
青山口阶 …… 733
姚家阶 …… 734
嫩江阶 …… 734
四方台阶 …… 734
明水阶 …… 734
富饶阶 …… 734
韦尔登阶 …… 734
尼欧可木阶 …… 734
贝里阿斯阶 …… 734
凡兰吟阶 …… 734
欧特里沃阶 …… 734
巴列姆阶 …… 734
阿普特阶 …… 734
阿尔必阶 …… 734
塞诺曼阶 …… 734
土伦阶 …… 734
塞农阶 …… 734
科尼亚克阶 …… 734
桑顿阶 …… 734
坎潘阶 …… 735
马斯特里赫特阶 …… 735
岗巴群 …… 735
宗山组 …… 735
松花江群 …… 735
永康群 …… 735
馆头组* …… 735
朝川组* …… 735
方岩组* …… 735
壳山组* …… 735
横山组 …… 735
衢江群 …… 735
衢江红砂岩* …… 735
城墙岩群 …… 735
城墙砾岩* …… 735
嘉定群 …… 735
嘉定层* …… 735
南天门组 …… 735
南天门层* …… 735
孙家湾砾岩* …… 735
承德砾岩* …… 735
青山组 …… 735
青山层* …… 735
王氏组 …… 736
南雄群 …… 736
南雄层* …… 736
富饶组 …… 736
阜新组 …… 736
阜新煤系* …… 736
明水组 …… 736
青山口组 …… 736
泉头组 …… 736
泉头层* …… 736
四方台组 …… 736
四方台层* …… 736
孙家湾组 …… 736
孙家湾统* …… 736
姚家组 …… 736
九佛堂组 …… 737
义县组 …… 737

新生界

新生界 …… 737

古近系

第三系 …… 737
古近系 …… 738
老第三系* …… 738
古新统 …… 738
上湖阶 …… 738
池江阶 …… 738
丹尼阶 …… 738
丹麦阶* …… 738
蒙蒂阶 …… 738
塞兰特阶 …… 738
塔内特阶 …… 738
兰顿阶 …… 738
塔内特* …… 738
斯巴纳阶 …… 738
始新统 …… 738
岭茶阶 …… 738
卢氏阶 …… 738
垣曲阶 …… 739
蔡家冲阶 …… 739
伊普尔阶 …… 739
居依西阶 …… 739
路特阶 …… 739
布鲁克赛尔阶 …… 739
乌倍尔阶 …… 739
巴顿阶 …… 739
普利亚本阶 …… 739
留迪阶 …… 739
渐新统 …… 739
乌兰布拉格阶 …… 739
塔本布鲁克阶 …… 739
通格尔阶 …… 739
沙诺阶 …… 739
斯坦普阶 …… 739
吕珀尔阶 …… 739
拉托尔弗阶 …… 739
夏特阶 …… 739
上湖组 …… 739
浓山组 …… 740
罗佛寨组 …… 740
东塘组 …… 740
车江组* …… 740
池江组 …… 740
基堵拉组 …… 740
宗浦组 …… 740
宗浦群* …… 740
抚顺群 …… 740
抚顺煤系* …… 740
卢氏组 …… 740
伊尔丁曼哈动物群* …… 740
平湖组 …… 740
沙河街组 …… 740
阿山头组 …… 741
阿山头层* …… 741
伊尔丁曼哈组 …… 741
巴彦乌兰组 …… 741
萨拉木伦组 …… 741
苏澳组 …… 741
苏澳群* …… 741
乌来组 …… 741
乌来群* …… 741
红河组 …… 741
官庄组 …… 741
官庄系* …… 741
油柑窝组 …… 741
遮普惹组 …… 741
霞流市组 …… 741
垣曲群 …… 741
垣曲系* …… 741
蔡家冲组 …… 741
乌兰布拉格组 …… 742
额尔登敖包组 …… 742
巴伦索组 …… 742
呼尔井组 …… 742
红头屿组 …… 742
白鹿塬组 …… 742
花港组 …… 742
东营组 …… 742

新近系

新近系 …… 742
新第三系* …… 742
上第三系* …… 742
中新统 …… 742
谢家阶 …… 742
山旺阶 …… 742
通古尔阶 …… 742
保德阶 …… 742
阿基坦阶 …… 743
布尔迪加尔阶 …… 743
兰海阶 …… 743
塞拉瓦勒阶 …… 743
托尔托纳阶 …… 743
墨西拿阶 …… 743
赫尔弗特阶 …… 743
文多邦阶 …… 743
萨尔马特阶 …… 743
潘诺阶 …… 743
蓬蒂阶 …… 743
上新统 …… 743
高庄阶 …… 743
麻则沟阶 …… 743

赞克尔阶 …… 743
皮亚琴察阶 …… 743
普列桑阶* …… 743
格拉斯阶 …… 743
阿斯特阶 …… 743
莱顿阶 …… 743
谢家组 …… 744
冷水沟组 …… 744
寇家村组 …… 744
灞河组 …… 744
九老坡组 …… 744
蓝田组* …… 744
海山组 …… 744
洞玄观组 …… 744
洞玄观层* …… 744
黄岗组 …… 744
方山玄武岩* …… 744
保德组 …… 744
三趾马红土* …… 744
山旺组 …… 744
山旺系* …… 744
通古尔组 …… 744
通古尔层* …… 744
高庄组 …… 744
静乐组 …… 744
红色土 A 带* …… 744
麻则沟组 …… 744
高庄动物群* …… 745
苗栗组 …… 745
苗栗层群* …… 745

典型地层剖面

蓟县前寒武系剖面 …… 745
三峡震旦系剖面 …… 745
晋宁梅树村震旦系—寒武系界线剖面 …… 745
长清寒武系剖面 …… 745
花垣排碧寒武系剖面 … 745
宜昌奥陶系剖面 …… 745
常山黄泥塘中奥陶统剖面 …… 745
三峡志留系剖面 …… 745
象州大乐泥盆系剖面 … 746
贵州石炭系—二叠系剖面 …… 746
长兴二叠系—三叠系界线剖面 …… 746
大龙口二叠系—三叠系界线剖面 …… 746
辽西侏罗系—白垩系剖面 …… 746
泥河湾第四系剖面 …… 746

第四纪地质学

总 论

第四纪地质学 …… 747
第四纪 …… 747
人类纪 …… 747
灵生纪 …… 747
第四系 …… 747
第四纪下界 …… 747
第四纪分期 …… 747
更新世 …… 747
更新统 …… 748
全新世 …… 748
全新统 …… 748
第四纪地质图 …… 748
第四纪古地理 …… 748
第四纪年代学 …… 748
古生物地层法 …… 748
岩石地层法 …… 748
古人类与考古法 …… 748
地貌法 …… 748
古土壤法 …… 748
古地磁地层法 …… 749
氨基酸外消旋定年法 …… 749
沉降核素法 …… 749
热发光年龄测定 …… 749
含氟量测定 …… 749
树木年轮年代学 …… 749

冰期与古气候

第四纪大冰期 …… 749
第四纪冰期* …… 749
中国第四纪冰期 …… 749
冰盖堆积带 …… 750
冰盖消融带 …… 750
冰期-间冰期旋回 …… 750
冰消作用 …… 750
冰期最盛期 …… 750
均衡反弹 …… 750
北欧冰后期古气候分期 …… 750
布利特-谢尔南德尔古气候分期* …… 750
前北方期 …… 750
北方期 …… 750
大西洋期 …… 750
亚北方期 …… 751
亚大西洋期 …… 751
波罗的海冰后期地质历史分期 …… 751
波罗的海冰湖期 …… 751
刀蚌海期 …… 751
楯螺湖期 …… 751
滨螺海期 …… 751
现代波罗的海期 …… 751
滨螺海末期* …… 751
海鳖期* …… 751
雨期 …… 751
多雨期* …… 751
洪积期 …… 751
间雨期 …… 751
间洪积期 …… 751
雨期-间雨期 …… 751
巴拿马地峡关闭 …… 751
丹斯伽阿德-厄施格尔旋回 …… 751
D/O 事件* …… 752
D/O 旋回* …… 752
冰川型海平面变化 …… 752
冰心中粉尘浓度 …… 752
地面反射率 …… 752
古气候转型 …… 752
古温度曲线 …… 752
哈因里奇事件 …… 752
湖泊水平衡 …… 752
全新世大暖期 …… 752
替代性指标 …… 752
地文期 …… 752
唐县期 …… 753
唐县剥蚀面 …… 753
唐县面* …… 753
保德期 …… 753
静乐期 …… 753
汾河期 …… 753
泥河湾期 …… 753
三门期 …… 753
湟水期 …… 753
周口店期 …… 753
清水期 …… 753
马兰期 …… 753
板桥期 …… 753
皋兰期 …… 753

第四纪动物群

维拉弗朗动物群 …… 753
泥河湾动物群 …… 753
长鼻三趾马-真马动物群* …… 753
元谋动物群 …… 754
马街动物群* …… 754
昭通动物群* …… 754
巨猿动物群 …… 754
柳城动物群* …… 754
大熊猫-剑齿象动物群 …… 754
猩猩－大熊猫－剑齿象动物群* …… 754
猩猩-大熊猫动物群* … 754
阳郭动物群 …… 754
公王岭动物群 …… 755
蓝田猿人动物群* …… 755
陈家窝子动物群 …… 755
周口店动物群 …… 755
万县动物群 …… 755
四川动物群* …… 755
盐井沟动物群* …… 755
大荔动物群 …… 755
丁村动物群 …… 755
萨拉乌苏动物群 …… 756
大河狸-四不象鹿动物群 …… 756
淮河动物群* …… 756
山顶洞动物群 …… 756
猛犸象-披毛犀动物群 …… 756

第四纪地层

维拉弗朗阶 …… 756
卡拉布里亚阶 …… 756
中国第四纪地层表 …… 756
泥河湾阶 …… 756
周口店阶 …… 757
萨拉乌苏阶 …… 757
泥河湾组 …… 757
西域组 …… 757
西域山麓砾石层* …… 757
玉门组 …… 757
玉门砾石层* …… 757
玉门砾岩* …… 757
安宁砂层 …… 757
五泉山砾岩 …… 757
巴隆马海组 …… 757
贵德组 …… 757
三门组 …… 758
五里店组 …… 758
汨罗组 …… 758
元谋组 …… 758
元谋层* …… 758

元谋运动* …… 758
湛江组 …… 758
永兴组 …… 758
赣县组 …… 758
雨花台组 …… 758
雨花台砾石层* …… 758
大邑组 …… 759
大邑砾岩* …… 759
滇池组 …… 759
高坪龙骨洞洞穴堆积 …… 759
贡巴组 …… 759
贡巴砂砾岩* …… 759
共和组 …… 759
固安组 …… 759
海门组 …… 759
柳城组 …… 760
柳城巨猿洞穴堆积* …… 760
楼则峪组 …… 760
榆社Ⅲ带动物群* …… 760
羌塘组 …… 760
三余组 …… 760
蛇山组 …… 760
太平山组 …… 760
巫山洞穴堆积 …… 761
西侯度组 …… 761
西侯度动物群* …… 761
昔格达组 …… 761
阳郭组 …… 761
周口店组 …… 761
酒泉组 …… 761
酒泉砾石层* …… 761
洩湖组 …… 761
大湖湾组 …… 762
白沙井组 …… 762
北海组 …… 762
琛航组 …… 762
之江组 …… 762
之江砾石层* …… 762
巴马洞穴堆积 …… 762
巴马巨猿动物群* …… 762
笔架山洞穴堆积 …… 762
泊岗组 …… 762
泊岗层* …… 762
大荔组 …… 763
大新黑洞洞穴堆积 …… 763
歌乐山洞穴堆积 …… 763
鸽子洞洞穴堆积 …… 763
华北动物群* …… 763
观音洞洞穴堆积 …… 763
河上洞组 …… 763
河上洞洞穴堆积* …… 763
贺兰组 …… 763
金牛山洞穴堆积 …… 763
匼河组 …… 764
米岔组* …… 764
米岔砾岩层* …… 764
米岔砂岩* …… 764
米岔鼻砾岩* …… 764
陶店组 …… 764
乌苏群 …… 764
雅安组 …… 764
雅安砾石层* …… 764
盐井沟洞穴堆积 …… 764
杨柳青组 …… 764
翟里组* …… 764
卓兰组 …… 764
古亭坑组* …… 764
庙后山洞穴堆积 …… 765
庙后山哺乳动物群* …… 765
庙后山人* …… 765
萨拉乌苏组 …… 765
萨拉乌苏建造* …… 765
萨拉乌苏河组* …… 765
戈壁组 …… 765
乾县组 …… 765
新蔡组 …… 765
田洋组 …… 765
石岛组 …… 765
戚嘴组 …… 765
山顶洞洞穴堆积 …… 765
山顶洞组* …… 765
马格达林文化期* …… 766
顾乡屯组 …… 766
顾乡屯动物群* …… 766
南城遗址* …… 766
北城遗址* …… 766
海拉尔组 …… 766
成都粘土 …… 766
丁村组 …… 766
哈尔滨组 …… 766
神仙洞洞穴堆积 …… 766
龙潭山洞穴堆积 …… 766
峙峪组 …… 766
水洞沟组 …… 767
西畴洞穴堆积 …… 767
西畴人类化石层* …… 767
新洞洞穴堆积 …… 767
新洞人* …… 767
新兴组 …… 767
许家窑组 …… 767
资阳组 …… 767
西沙洲组 …… 767
烟墩组 …… 767
新海滩岩* …… 767
东岛组 …… 767
大孤山组 …… 768
李家沟组 …… 768
前洼屯组 …… 768
半坡组 …… 768
半坡动物群* …… 768
半坡人* …… 768
达布逊组 …… 768
灯笼沙组 …… 768
高湾组 …… 768
高旺组 …… 768
海埂组 …… 768
连云港组 …… 768
灵武组 …… 769
龙山文化层 …… 769
大汶口文化* …… 769
娄塘组 …… 769
鹿回头组 …… 769
泡子组 …… 769
大孤山泥炭层* …… 769
裴李岗文化层 …… 769
神农氏* …… 769
砂锅屯洞穴堆积 …… 769
砂锅屯人* …… 769
台南组 …… 769
坦途组 …… 770
新石器黑土* …… 770
仰韶文化层 …… 770
仰韶人* …… 770
沙锡屯人* …… 770
扎赉诺尔组 …… 770
扎赉诺尔文化层* …… 770
大姑冰碛层 …… 770
大理冰碛层 …… 770
庐山冰碛层 …… 770
鄱阳冰碛层 …… 770
洛南冰碛层 …… 770
太白冰碛层 …… 770
聂聂雄拉冰碛层 …… 771
希夏邦马冰碛层 …… 771
涝玛切冰碛层* …… 771
大同火山岩 …… 771
大屯火山岩 …… 771
五大连池旧期玄武岩 …… 771
五大连池新期玄武岩 …… 771
老黑山玄武岩组* …… 771
腾冲火山岩 …… 771
卡尔达西火山岩 …… 771
太安组 …… 771
雷琼火山岩 …… 771
高尖石组 …… 771
澎湖玄武岩 …… 772
镜泊玄武岩 …… 772
军舰山玄武岩 …… 772
南坪玄武岩 …… 772
白头山组 …… 772
冰场组 …… 772
达赉诺尔玄武岩 …… 772
石峁岭组 …… 772

第四纪沉积物

旋回地层学 …… 772
第四纪沉积物 …… 772
沉积物成因类型 …… 772
第四纪沉积物分析 …… 772
残积物 …… 773
重力堆积物 …… 773
坠积物* …… 773
流水沉积物 …… 773
坡水沉积物 …… 773
坡积物* …… 773
坡面流水沉积物* …… 773
冲积物 …… 773
河流(道)沉积物* …… 773
淤积物* …… 773
河槽沉积物* …… 773
河漫滩沉积物* …… 773
冲积扇沉积物* …… 773
牛轭湖沉积物 …… 773
自然堤沉积物 …… 773
决口扇沉积物 …… 773
洪积物 …… 773
泥石流沉积物 …… 773
湖积物 …… 773
湖泊沉积物* …… 773
三角洲沉积物 …… 774
顶积层 …… 774
顶组沉积* …… 774
前积层 …… 774
前组沉积* …… 774
底积层 …… 774
底组沉积* …… 774
沼泽沉积物 …… 774
地下水沉积物 …… 774
淀积物 …… 774
岩溶水沉积物 …… 774
岩溶沉积物* …… 774
泉水沉积物 …… 774
医疗泥* …… 774
泉华 …… 774
钙华 …… 774
石灰华* …… 774
灰华* …… 774

硅华 …… 774
盐华 …… 774
风积物 …… 774
风力沉积物* …… 774
风成沉积物* …… 774
生物沉积 …… 774
人工堆积物 …… 774
沉积物共生组合 …… 775
坡地沉积物 …… 775
山麓沉积物 …… 775
山麓堆积物* …… 775
洞穴沉积物 …… 775
洞穴堆积物* …… 775
裂隙充填物 …… 775
洞穴-裂隙堆积物* …… 775
埋藏土 …… 775
化石土 …… 775

第四纪矿床

第四纪矿床 …… 775
第四纪外生矿床 …… 775
第四纪火山矿床 …… 775
第四纪沉积矿床 …… 775
第四纪蒸发沉积矿床 … 775
真溶液化学沉积矿床* …… 775
第四纪盐类矿床 …… 775
盐渍土型盐类矿床 …… 775
表土型盐类矿床* …… 775
现代盐湖矿床 …… 775
现代卤水矿床 …… 776
第四纪胶体溶液化学沉积矿床 …… 776
胶体溶液沉积矿床* … 776
第四纪生物与生物化学沉积矿床 …… 776
第四纪有机化学沉积矿床* …… 776
鸟粪磷矿 …… 776
鸟生磷灰岩* …… 776
鸟粪层* …… 776
第四纪风化矿床 …… 776
化学残积矿床 …… 776
碎屑残积矿床 …… 776
第四纪淋积矿床 …… 776
淋滤矿床* …… 776
第四纪砂矿床 …… 776
残积砂矿床 …… 776
沉积砂矿床 …… 776
复式砂矿床 …… 776
埋藏砂矿床 …… 776
掩埋砂矿* …… 776

古地理学

古地理学 …… 777
古气候学 …… 777
古地理 …… 777
古地理事件 …… 777
古地理阶段 …… 777
古地理单元 …… 777
古地理区 …… 777
古地理图 …… 777
古地形学 …… 777
古地形 …… 777
古气候 …… 777
古海侵 …… 777
古海进* …… 777
古海泛 …… 778
古海人* …… 778
古海退 …… 778
地层退覆* …… 778
古海侵方向 …… 778
全球性海平面升降 …… 778
大火成岩省事件* …… 778
冰川型海面升降 …… 778
构造型海面升降 …… 778
古陆 …… 778
古海盆 …… 778
古海槽 …… 778
古洋盆遗迹* …… 778
古盐度 …… 778
淡化海 …… 778
咸化海 …… 779
古温度 …… 779
古温度测定 …… 779
古流 …… 779
古风 …… 779
古岩性图 …… 779
古等厚图* …… 779
岩相古地理图 …… 780
特有标志层* …… 780
特有标志面* …… 780
定量岩相古地理 …… 780
古气候图 …… 780
古极 …… 780
古纬度 …… 780
古赤道 …… 780
古内陆海 …… 780
古陆缘海 …… 780
古陆架海 …… 781
古陆表海 …… 781
古地中海 …… 781
岛弧海 …… 781
弧间海 …… 781
海山碳酸盐台地 …… 781
多岛洋 …… 781
多岛海* …… 781
古大陆图 …… 781
生物区系 …… 782
生物古地理学 …… 782
古生物地理学* …… 782
生物古地理分区 …… 782
生物古地理大区 …… 782
冈瓦纳生物古地理大区 …… 782
马尔文凯夫里克大区* …… 782
特提斯生物古地理大区 …… 783
北方生物古地理大区 …… 783
古生物地理区 …… 783
古植物地理区 …… 783
古生物相 …… 783
古生物境* …… 783
冈瓦纳植物群 …… 783
舌羊齿植物群* …… 783
冈瓦纳植物区 …… 783
华夏植物群 …… 783
大羽羊齿植物群* …… 783
华夏植物区 …… 783
欧美植物区 …… 783
安加拉植物群 …… 784
库兹涅茨克植物群* … 784
通古斯植物群* …… 784
安加拉植物区 …… 784
生物阻障 …… 784
地障* …… 784
陆障* …… 784
巴拿马地峡 …… 784
陆桥 …… 784
白令陆桥 …… 784
莱得利基虫区 …… 784
小油栉虫区* …… 784
特提斯动物群 …… 784
古地中海动物群* …… 784
古生物地理图 …… 785
生物相古地理图 …… 785
古构造图 …… 785
构造古地理图 …… 785
构造域 …… 785
大陆漂移 …… 785
大陆位移* …… 785
大陆迁移* …… 785
早期超大陆 …… 785
劳亚古陆 …… 785
劳伦古陆 …… 786
冈瓦纳古陆 …… 786
潘基亚 …… 786
联合古陆* …… 786
泛大陆* …… 786
超级大陆* …… 786
潘基亚 A …… 786
潘基亚 B …… 786
泛大陆周期 …… 786
罗迪尼亚超大陆 …… 786
联合古洋 …… 786
泛大洋* …… 786
古大西洋 …… 786
亚皮特斯海* …… 786
原始大西洋* …… 786
冈瓦纳陆桥 …… 787
特提斯洋 …… 787
新特提斯 …… 787
古特提斯 …… 787
原特提斯 …… 787
类特提斯 …… 787
中欧洲海* …… 787
大陆增长 …… 787
陆核 …… 787
陆块 …… 787
地块* …… 787
微地块* …… 787
华北古陆 …… 787
内蒙古陆 …… 787
胶辽古陆 …… 788
秦岭古陆 …… 788
淮阳古陆 …… 788
塔里木古陆 …… 788
康滇古陆 …… 788
黔桂古陆 …… 788
黔中古陆 …… 788
上扬子古陆 …… 788
华夏古陆 …… 788
原始华夏古陆* …… 788
江南古陆 …… 788
安加拉古陆 …… 788
狐猴洲 …… 788

区域地质学

洲际地质

亚洲地质 …… 789
欧洲地质 …… 789
非洲地质 …… 790
北美洲地质 …… 791
南美洲地质 …… 792
大洋洲地质 …… 792
南极洲地质 …… 793
环太平洋地质 …… 793
大洋底地质 …… 794
大西洋底地质 …… 794
太平洋底地质 …… 794
印度洋底地质 …… 795
东经九十度海岭 …… 795
北冰洋地质 …… 795

中国地质

中国地质 …… 795
华北地台地质 …… 796
扬子地台地质 …… 796
祁连山地质 …… 797
秦岭-大别山地质 …… 797
青藏高原地质 …… 797
基墨利大陆* …… 797
南岭地质 …… 798
北京地质 …… 798
天津地质 …… 798
河北地质 …… 798
山西地质 …… 798
内蒙古地质 …… 799
黑龙江地质 …… 799
吉林地质 …… 799
辽宁地质 …… 800
山东地质 …… 800
上海地质 …… 800
江苏地质 …… 800
浙江地质 …… 801
安徽地质 …… 801
江西地质 …… 801
福建地质 …… 801
台湾地质 …… 801
河南地质 …… 802
湖北地质 …… 802
湖南地质 …… 802
广东与港澳地质 …… 802
广西地质 …… 803
海南岛地质 …… 803
南海地质 …… 803
四川与重庆地质 …… 803
贵州地质 …… 804
云南地质 …… 804
西藏地质 …… 804
陕西地质 …… 805
宁夏地质 …… 805
甘肃地质 …… 805
青海地质 …… 805
新疆地质 …… 806

极地地学

南极洲 …… 806
东南极 …… 806
横贯南极山脉 …… 806
西南极 …… 806
南极半岛 …… 806
南极洲极点 …… 806
地理南极* …… 806
磁南极* …… 806
地磁南极* …… 806
相对不可接近极* …… 806
亚南极地区 …… 806
埃尔斯沃思地 …… 807
埃尔斯沃思山 …… 807
查尔斯王子山脉 …… 807
罗斯海 …… 807
斯科舍海 …… 807
威德尔海 …… 807
布兰斯菲尔德海峡 …… 807
内皮尔杂岩 …… 807
雷纳杂岩 …… 807
阿尔曼山脊群 …… 807
威尔逊群 …… 807
伯德群 …… 807
比德莫尔群 …… 808
尼姆罗德群 …… 808
鲍尔斯超群 …… 808
罗伯逊湾群 …… 808
道格拉斯砾岩 …… 808
比肯超群 …… 808
埃默里群 …… 808
比肯砂岩 …… 808
弗里姆组 …… 808
维斯特费拉熔岩 …… 808
费拉尔群 …… 808
科克帕特里克玄武岩 … 808
港湾花岗侵入杂岩 …… 808
阿德密拉尔蒂侵入体 … 808
杜费克杂岩 …… 808
比德莫尔运动 …… 808
尼姆罗德运动* …… 808
罗斯运动 …… 808
南极地壳结构 …… 809
南大洋海底锰-多金属结核 …… 809
南极洲气候 …… 809
南极洲土壤 …… 809
南极辐合带 …… 809
极地西风带 …… 809
极地东风带* …… 809
极地气旋 …… 809
南极海冰 …… 810
罗斯冰架 …… 810
南极高空大气物理 …… 810
南极电离层 …… 810
极光 …… 810
哨声 …… 810
南极地磁 …… 810
南极洲发现考察史 …… 810
第一个国际极地年* … 810
南极研究科学委员会* …… 811
南极条约* …… 811
南极考察站 …… 811
中国南极科学考察 …… 811
极地冰层钻探 …… 811
冰心钻探* …… 811
北极地区 …… 812
北极陆地区 …… 812
北极苔原 …… 812
郎伊尔 …… 812
国际北极科学委员会 …… 812
北极理事会 …… 812
北极地区社团组织 …… 812
北极地区居民 …… 812
北冰洋海底地形 …… 812
北冰洋中脊 …… 812
南森海岭* …… 812
罗蒙诺索夫海岭 …… 812
门捷列夫海岭 …… 813
阿尔法海岭* …… 813
欧亚深海平原 …… 813
加拿大深海平原 …… 813
白令海峡 …… 813
格陵兰岛 …… 813
北极陆基观测站 …… 813
北冰洋浮冰漂流考察站 …… 813
环北极生物观测站 …… 813
北极矿物资源 …… 813
北极海洋生物资源 …… 813
东北航线发现 …… 813
西北航线发现 …… 813
征服北极点第一人 …… 813
磁北极 …… 813
地磁北极 …… 813
北极地磁 …… 813
北极光 …… 814
南极光* …… 814
北极考察 …… 814
中国北极考察 …… 814
斯瓦尔巴条约* …… 814
中国北极黄河站 …… 814

构造地质学

总 论

构造地质学 …… 815
构造几何学 …… 815
构造运动学 …… 815
构造动力学 …… 815
解析构造学 …… 815
构造地层学 …… 815
构造 …… 815
原生构造 …… 815
次生构造 …… 815
构造变动 …… 815
地壳变动* …… 815
非构造变动 …… 815
非地壳变动* …… 815

表生构造* …… 815
构造解析 …… 815
构造分析* …… 815
构造尺度 …… 816
构造样式 …… 816
褶皱样式* …… 816
构造格架 …… 816
构造体制 …… 816
构造变形场 …… 816
构造变形机制 …… 816
构造均匀性 …… 816
构造层次 …… 816
表壳构造 …… 816
浅层次构造* …… 816
浅部构造* …… 816
内壳构造 …… 816
深层次构造* …… 816
深部构造* …… 816
流壳层 …… 816
韧性流层* …… 816
构造序列 …… 816
构造世代 …… 817
构造叠加 …… 817
构造置换 …… 817
纵向构造置换 …… 817
横向构造置换 …… 817
构造反转 …… 817
反转构造 …… 817
正反转构造* …… 817
负反转构造* …… 817
变形分解作用 …… 817
变形融合作用 …… 817
分异层理 …… 817
构造变形相 …… 818
构造相 …… 818
构造群落 …… 818
构造组合 …… 818
构造模拟 …… 818
天然构造模型 …… 818
层状地质体 …… 818
假层状地质体 …… 818
块状地质体 …… 818
构造地层单位 …… 818
褶叠层 …… 818
堆垛层 …… 818
结构要素 …… 818
非透入性结构要素 …… 819
透入性结构要素 …… 819
残余结构要素 …… 819
残余构造* …… 819
新生结构要素 …… 819
新生构造* …… 819
组合结构要素 …… 819
复合结构要素* …… 819
构造变形面 …… 819
构造面向 …… 819
示顶构造 …… 819
劈理降向 …… 819
构造线 …… 819
岩块 …… 819
构造纲要图 …… 819
古构造 …… 819
构造图 …… 819
构造等高线图 …… 819
构造-岩性图 …… 820
构造-岩相图 …… 820
构造形面图 …… 820
联合构造剖面 …… 820
系列剖面图* …… 820
综合构造剖面图 …… 820
构造演化剖面图 …… 820
正交剖面 …… 820
平衡剖面 …… 820
可复原剖面* …… 820
构造解析图 …… 820

应力和应变

外力 …… 820
内力 …… 820
应力 …… 820
应力椭球 …… 820
最大剪应力* …… 820
正应力 …… 820
直应力* …… 820
法线应力* …… 820
张应力* …… 820
压应力* …… 820
剪应力 …… 820
切应力* …… 820
主应力 …… 820
主应力轴 …… 821
应力张量 …… 821
应力状态 …… 821
差异应力 …… 821
应力轨迹 …… 821
偏应力 …… 821
应力网络图 …… 821
应力轨迹图* …… 821
应力莫尔圆 …… 821
莫尔包络面 …… 821
变形 …… 821
变位 …… 821
体变 …… 821
形变 …… 821
应变 …… 821
应变场 …… 821
应变张量 …… 821
构造应变场 …… 821
应变椭球体 …… 821
应变椭球圆截面 …… 821
应变椭球椭圆锥面 …… 822
无伸缩线* …… 822
主应变 …… 822
主应变轴 …… 822
轴伸长 …… 822
轴压扁 …… 822
应变轴比 …… 822
旋转应变 …… 822
非旋转应变 …… 822
应变分析 …… 822
纯拉伸 …… 822
纯压缩 …… 822
线应变 …… 822
剪应变 …… 822
切应变 …… 822
角剪应变* …… 822
单剪 …… 822
纯剪 …… 822
纯应变* …… 822
张剪 …… 822
张扭* …… 822
压剪 …… 823
压扭* …… 823
共轭角 …… 823
剪切角 …… 823
破裂强度 …… 823
极限强度* …… 823
抗压强度 …… 823
抗张强度 …… 823
抗剪强度 …… 823
岩石破坏准则 …… 823
岩石破坏判据* …… 823
莫尔破坏准则* …… 823
库仑破坏准则* …… 823
平面格里菲斯破坏准则* …… 823
最大有效力矩准则 …… 823
弹性极限 …… 823
弹性模量 …… 823
体积模量 …… 823
切变模量 …… 823
剪切模量* …… 823
泊松比 …… 823
杨氏模量 …… 823
均匀变形 …… 823
仿射变形* …… 823
非均匀变形 …… 823
递进变形 …… 824
共轴递进变形 …… 824
非旋转变形* …… 824
非共轴递进变形 …… 824
旋转变形* …… 824
有限应变 …… 824
无限小应变 …… 824
全量应变 …… 824
总应变* …… 824
增量应变 …… 824
瞬时应变* …… 824
增量应变椭圆 …… 824
应变莫尔圆 …… 824
有限应变莫尔圆 …… 824
无限小应变莫尔圆 …… 824
弗林图解 …… 824
单轴应变 …… 824
平面应变 …… 824
三轴应变 …… 824
有限应变测量 …… 824
应变标志物 …… 824
应变标志* …… 824
应变速率 …… 824
应变硬化 …… 824
应变软化 …… 824
韧性变形 …… 824
脆性变形 …… 825
光弹性 …… 825
声发射 …… 825
滑动 …… 825
流动 …… 825
流变 …… 825
流动律 …… 825
塑性流动 …… 825
超塑性流动 …… 825
稳态流动 …… 825
碎裂流动 …… 825
滑移流动 …… 825
固流体 …… 825
固流限 …… 825
流变限* …… 825
能干岩层 …… 825
强硬层* …… 825
非能干岩层 …… 825
软弱层* …… 825
接触变形带 …… 825
接触应变带* …… 825
围压 …… 825
静地压力 …… 825
孔隙压力 …… 825
有效围压 …… 825
温度因素 …… 825
位移 …… 825
位移场 …… 825
边界条件 …… 825
外界* …… 825
边界* …… 825
协调条件 …… 825
变形协调条件* …… 825

变形连续条件* …… 825
相似条件 …… 826
相似定律* …… 826
相似原理* …… 826
相似第一定律* …… 826
相似第二定律* …… 826

褶皱构造

褶皱 …… 826
褶皱作用* …… 826
褶曲 …… 826
背斜 …… 826
向斜 …… 826
背形 …… 826
向形 …… 826
均斜 …… 826
凹陷 …… 826
凸起 …… 826
褶皱要素 …… 826
褶皱核 …… 826
褶皱翼 …… 826
褶皱翼间角 …… 826
拐点 …… 826
拐线* …… 826
拐面* …… 826
中面* …… 826
褶皱轴面 …… 826
枢纽面* …… 826
轴平面* …… 826
褶皱枢纽 …… 826
褶皱顶 …… 827
褶皱顶点* …… 827
褶皱脊 …… 827
脊* …… 827
褶皱脊线 …… 827
脊线* …… 827
褶皱脊面 …… 827
脊面* …… 827
褶皱槽 …… 827
槽* …… 827
褶皱槽线 …… 827
槽线* …… 827
褶皱槽面 …… 827
槽面* …… 827
褶皱波长 …… 827
褶皱波幅 …… 827
褶皱主波长 …… 827
褶皱轴 …… 827
轴迹 …… 827
倾伏端 …… 827
外倾转折* …… 827
仰起端 …… 827
扬起端* …… 827
内倾转折* …… 827
转折端 …… 827
枢纽* …… 827
闭合度 …… 827
鞍部 …… 827
高点 …… 827
轴隆* …… 827
褶皱包络面 …… 827
褶皱等倾斜线 …… 827
对称褶皱 …… 828
不对称褶皱 …… 828
褶皱面向 …… 828
褶皱倒向 …… 828
平缓褶皱 …… 828
宽缓褶皱* …… 828
开阔褶皱 …… 828
闭合褶皱 …… 828
中常褶皱* …… 828
紧闭褶皱 …… 828
紧密褶皱* …… 828
等斜褶皱 …… 828
同斜褶皱* …… 828
直立褶皱 …… 828
斜歪褶皱 …… 828
翻卷褶皱 …… 828
倒转褶皱 …… 828
正常翼* …… 828
倒转翼* …… 828
中性褶皱 …… 828
平卧褶皱 …… 828
横卧褶皱* …… 828
尖棱褶皱 …… 828
之字形褶皱* …… 828
锯齿状褶皱* …… 828
箱状褶皱 …… 828
扇状褶皱 …… 828
倾竖褶皱 …… 828
倾伏褶皱 …… 828
斜卧褶皱 …… 828
圆柱状褶皱 …… 828
非圆柱状褶皱 …… 828
圆锥状褶皱 …… 828
水平褶皱 …… 828
平行褶皱 …… 828
等厚褶皱* …… 829
同心褶皱 …… 829
相似褶皱 …… 829
顶厚褶皱* …… 829
不规则褶皱 …… 829
多斜褶皱 …… 829
纵弯褶皱作用 …… 829
纵弯褶皱* …… 829
弯褶皱* …… 829
中和面褶皱作用* …… 829
弯流褶皱作用* …… 829
弯流褶皱* …… 829
弯滑褶皱 …… 829
褶皱中和面 …… 829
横弯褶皱作用 …… 829
顶薄褶皱* …… 829
上薄褶皱* …… 829
拱曲褶皱* …… 829
隆曲褶皱* …… 829
准弯曲褶皱作用 …… 829
剪切褶皱 …… 829
滑褶皱* …… 829
固流褶皱作用 …… 829
流褶皱 …… 829
流状褶皱* …… 829
肠状褶皱 …… 829
主动褶皱 …… 829
被动褶皱 …… 829
膝折带 …… 829
扭折带* …… 829
膝折褶皱* …… 829
共轭膝折* …… 829
共轭褶皱* …… 829
膝折带类型 …… 829
节理-牵引膝折带* …… 829
分凝膝折带* …… 830
泥质应变带* …… 830
剪切膝折带* …… 830
压扁作用 …… 830
同沉积褶皱 …… 830
同生褶皱* …… 830
压实褶皱 …… 830
从属褶皱 …… 830
寄生褶皱* …… 830
协调褶皱 …… 830
谐和褶皱* …… 830
不协调褶皱 …… 830
不谐和褶皱* …… 830
复协调褶皱 …… 830
多级协调褶皱* …… 830
复背斜 …… 830
复式背斜* …… 830
复向斜 …… 830
复式向斜* …… 830
全形褶皱 …… 830
阿尔卑斯式褶皱* …… 830
地槽型褶皱* …… 830
线性褶皱* …… 830
线状褶皱 …… 830
断续褶皱 …… 831
日耳曼式褶皱* …… 831
自形褶皱 …… 831
地台型褶皱* …… 831
短轴褶皱 …… 831
穹窿 …… 831
长垣 …… 831
平原型褶皱* …… 831
构造盆地 …… 831
过渡型褶皱 …… 831
滑脱褶皱 …… 831
浮褶* …… 831
侏罗山式褶皱* …… 831
隔档式褶皱 …… 831
梳状褶皱* …… 831
隔槽式褶皱 …… 831
挠曲 …… 831
构造阶地 …… 831
构造鼻 …… 831
褶皱鼻* …… 831
背斜鼻* …… 831
兰姆赛褶皱几何分类 … 831
A 型褶皱 …… 831
a 型褶皱* …… 831
B 型褶皱 …… 831
b 型褶皱* …… 831
鞘褶皱 …… 831
尖圆褶皱 …… 831
尖舌褶皱* …… 831
雁列褶皱 …… 832
边幕式褶皱* …… 832
帚状褶皱 …… 832
鞍状构造 …… 832
虚脱现象* …… 832
叠加褶皱 …… 832
重褶皱* …… 832
共轴褶皱 …… 832
顺层掩卧褶皱 …… 832
片内褶皱 …… 832
片内无根褶皱* …… 832
崩滑褶皱 …… 832
镶边褶皱 …… 832
敷挂褶皱 …… 832
钩状褶皱 …… 832
无根褶皱* …… 832
花岗片麻岩穹窿 …… 832
限制褶皱 …… 832
震旦式褶皱 …… 832

断裂构造

断裂 …… 832
断裂带 …… 832
断层带* …… 832
断裂系统 …… 833
断层双层结构模式 …… 833
碎裂带 …… 833
剪裂 …… 833
张裂 …… 833
追踪断层 …… 833
迁就断裂* …… 833

剪切带 …… 833
脆性剪切带 …… 833
脆性变形带* …… 833
韧性剪切带 …… 833
韧性变形带* …… 833
脆-韧性剪切带 …… 833
吕德尔剪切 …… 833
共轭剪切带 …… 833
共轭断层* …… 833
断层 …… 833
断层段 …… 833
走向断层 …… 833
纵断层* …… 833
倾向断层 …… 834
横断层 …… 834
斜断层 …… 834
顺层断层 …… 834
顺层滑移 …… 834
断盘 …… 834
上盘 …… 834
顶盘* …… 834
下盘 …… 834
底盘* …… 834
上升盘 …… 834
下降盘 …… 834
主动盘 …… 834
断片 …… 834
马石 …… 834
块断作用 …… 834
断层位移 …… 834
断层滑动速率 …… 834
断层滑动矢量 …… 834
剩余滑动矢量 …… 834
直移断层 …… 834
旋转断层 …… 834
枢纽断层 …… 834
滑距 …… 834
总滑距* …… 834
走向滑距* …… 834
倾斜滑距* …… 834
水平滑距* …… 834
截层线 …… 834
截断线* …… 834
离距 …… 834
断距 …… 834
铅直离距 …… 834
铅直地层断距* …… 835
铅直错开* …… 835
水平离距 …… 835
正交水平离距* …… 835
水平错开* …… 835
地层离距 …… 835
地层断距* …… 835
走向离距 …… 835
倾向离距 …… 835
平错* …… 835
落差* …… 835
间隔 …… 835
叠覆 …… 835
断层面 …… 835
断端线 …… 835
断叉线 …… 835
盲断层 …… 835
隐伏断层 …… 835
断层线 …… 835
断层迹线* …… 835
断层崖 …… 835
断层线崖 …… 835
断层三角面 …… 835
断层隘口 …… 835
断层摩擦滑动 …… 835
断层摩擦定律 …… 835
摩擦判据* …… 835
阿蒙顿摩擦定律* …… 835
稳滑 …… 835
蠕滑* …… 835
黏滑 …… 835
滑移线 …… 835
吕德尔线* …… 835
断层镜面 …… 835
摩擦镜面* …… 835
断层擦痕 …… 836
滑抹晶体 …… 836
阶步 …… 836
擦阶* …… 836
反阶步* …… 836
牵引 …… 836
牵引褶皱 …… 836
拖曳褶皱* …… 836
反牵引 …… 836
逆牵引* …… 836
滚动背斜* …… 836
碎裂作用 …… 836
构造细粒化 …… 836
构造岩 …… 836
断层岩* …… 836
碎裂岩系列 …… 836
断层角砾岩 …… 836
构造角砾岩* …… 836
断层泥 …… 837
糜棱岩系列 …… 837
强直片麻岩 …… 837
硅化构造岩 …… 837
硅化断裂带 …… 837
构造硅化带 …… 837
流状构造 …… 837
断层效应 …… 837
正断层 …… 837
地堑 …… 837
地垒 …… 837
盆岭型构造 …… 837
阶梯式断层 …… 837
书斜式断层 …… 837
多米诺式断层* …… 837
同向断层 …… 838
反向断层 …… 838
对偶断层* …… 838
抬斜断块 …… 838
掀斜断块* …… 838
半地堑 …… 838
箕状构造 …… 838
生长断层 …… 838
同沉积断层* …… 838
同生断层* …… 838
长寿断层 …… 838
环状断层 …… 838
铲形断层 …… 838
犁式断层* …… 838
勺形断层 …… 838
辐射状断层 …… 838
放射状断层* …… 838
边缘断层 …… 838
边界断层 …… 838
斜向滑动断层 …… 838
倾向滑动断层 …… 838
走向滑动断层 …… 838
走滑断层* …… 838
平移断层* …… 838
平推断层* …… 838
横推断层* …… 838
挫断层* …… 838
平挫断层* …… 838
撕裂断层 …… 838
掀断层* …… 838
雁列式断裂 …… 838
雁行式断裂* …… 838
边幕式断裂* …… 838
雁列带* …… 838
共轭雁列带* …… 839
构造桥 …… 839
桥构造* …… 839
断层桥* …… 839
雁列走滑断层 …… 839
转换压缩 …… 839
走滑挤压作用* …… 839
转换拉张 …… 839
走滑拉张作用* …… 839
花状构造 …… 839
正花状构造* …… 839
棕榈树构造* …… 839
负花状构造 …… 839
挤压脊 …… 839
变换断层 …… 839
拉分盆地 …… 839
菱形地堑* …… 839
菱形断陷盆地* …… 839
交迹滑动断层 …… 839
顺层滑动断层 …… 839
正-平移断层 …… 839
平移-正断层 …… 839
逆-平移断层 …… 839
平移-逆断层 …… 839
薄皮构造 …… 839
厚皮构造* …… 840
滑动面 …… 840
滑脱面* …… 840
滑脱构造* …… 840
滑脱断层* …… 840
底板断层 …… 840
剥离断层 …… 840
拆离断层 …… 840
拆离构造* …… 840
滑离断层* …… 840
伸展构造 …… 840
压缩构造 …… 840
脆性伸展构造系统 …… 840
韧性伸展构造系统 …… 840
变质核杂岩 …… 840
重力构造 …… 840
重力扩展构造 …… 840
重力滑动构造 …… 841
滑动构造* …… 841
重力滑覆* …… 841
滑动构造结构 …… 841
润滑层 …… 841
滑覆构造 …… 841
滑动系统 …… 841
崩滑断层 …… 841
塌陷构造 …… 841
逆断层 …… 841
高角度逆断层* …… 841
低角度逆断层* …… 841
逆掩断层* …… 841
辗掩断层 …… 841
逆冲断层 …… 841
冲断层* …… 841
断坡 …… 841
前断坡* …… 841
侧断坡* …… 841
斜断坡* …… 841
断坪 …… 841
仰冲断层 …… 841
上冲断层* …… 841
俯冲断层 …… 841
扇状地垒 …… 841
对冲断层 …… 841

对冲断层谷 …… 841
对冲断陷谷* …… 841
对冲断槽* …… 841
背冲断层 …… 842
楔冲断层 …… 842
楔状冲断体* …… 842
叠瓦状断层 …… 842
叠瓦构造* …… 842
叠瓦扇* …… 842
推覆构造 …… 842
外来系统* …… 842
原地系统* …… 842
推覆体* …… 842
逆冲岩席* …… 842
纳布* …… 842
褶皱推覆体 …… 842
冲断推覆体 …… 842
推覆体根带 …… 842
推覆体锋带 …… 842
构造窗 …… 842
飞来峰 …… 842
反冲断层 …… 842
冲起构造 …… 843
构造三角带 …… 843
滞后断层 …… 843
冲断褶隆 …… 843
冲隆* …… 843
断坡背斜* …… 843
双重逆冲构造 …… 843
双冲构造* …… 843
双重构造* …… 843
顶板逆冲断层 …… 843
底板逆冲断层 …… 843
侵蚀冲断层 …… 843
地表冲断层 …… 843
倾向腹陆式双冲构造 … 843
后倾式双冲构造* …… 843
倾向前陆式双冲构造 … 843
前倾式双冲构造* …… 843
背形叠置式双冲构造 … 843
背形叠瓦堆垛* …… 843
背驮式扩展 …… 843
前展式扩展* …… 843
上叠式扩展 …… 843
后展式扩展* …… 843
断弯褶皱 …… 843
断展褶皱 …… 843
断滑褶皱 …… 844
断层位错模式 …… 844

其他面状、线状构造

面状构造 …… 844
面理 …… 844
层间面理 …… 844
轴面面理 …… 844
顺层面理 …… 844
节理 …… 844
原生节理 …… 844
次生节理 …… 844
构造节理 …… 844
非构造节理 …… 844
剪节理 …… 844
张节理 …… 844
追踪节理 …… 844
压节理 …… 844
缝合线节理 …… 844
缝合线* …… 844
席理构造 …… 845
膨胀节理* …… 845
释重节理* …… 845
页状剥落节理 …… 845
共轭节理 …… 845
X 节理* …… 845
帚状节理 …… 845
纵节理 …… 845
走向节理* …… 845
S 节理* …… 845
横节理 …… 845
倾向节理* …… 845
Q 节理* …… 845
斜节理 …… 845
D 节理* …… 845
层节理 …… 845
L 节理* …… 845
顺层节理 …… 845
层面节理* …… 845
层间节理 …… 845
节理组 …… 845
节理系 …… 845
系统节理* …… 845
非系统节理* …… 845
主节理 …… 845
羽状张节理 …… 845
雁列节理 …… 845
节理频度 …… 845
节理密度* …… 845
节理图解 …… 845
节理统计图解* …… 845
节理玫瑰花图 …… 845
节理分期 …… 845
节理配套 …… 845
地裂缝 …… 845
同构造脉 …… 846
羽饰构造 …… 846
羽纹构造* …… 846
蚌纹构造* …… 846
裂开-愈合作用 …… 846
劈理 …… 846
流劈理 …… 846
板劈理 …… 846
破劈理 …… 846
闭节劈理 …… 846
褶劈理 …… 846
折劈理* …… 846
褶劈* …… 846
轴面劈理 …… 846
滑劈理 …… 846
应变滑劈理* …… 846
顺层劈理 …… 847
层面劈理* …… 847
连续劈理 …… 847
不连续劈理 …… 847
带状褶劈理 …… 847
渐变褶劈理* …… 847
分隔褶劈理 …… 847
伸展褶劈理 …… 847
间隔劈理 …… 847
断离劈理 …… 847
缝合线状劈理 …… 847
交织劈理 …… 847
压溶劈理 …… 847
溶解劈理* …… 847
劈理扇 …… 847
劈理折射 …… 847
劈理域 …… 847
薄膜域* …… 847
富云母域* …… 847
M 域* …… 847
微劈石 …… 847
透镜域* …… 847
富石英域* …… 847
Q 域* …… 847
富石英长石域* …… 847
QF 域* …… 847
劈理域组构 …… 847
千枚理 …… 847
片理 …… 847
顺层片理 …… 847
轴面片理 …… 847
复合片理 …… 847
微片石 …… 847
微片石法* …… 847
片麻理 …… 847
线状构造 …… 847
线理 …… 848
a 线理 …… 848
A 型线理* …… 848
b 线理 …… 848
B 型线理* …… 848
拉伸线理 …… 848
矿物生长线理 …… 848
皱纹线理 …… 848
交面线理 …… 848
构造透镜体 …… 848
石香肠构造 …… 848
布丁* …… 848
巧克力块构造* …… 848
肿缩构造 …… 848
窗棂构造 …… 848
杆状构造 …… 848
铅笔构造 …… 848
李开原理 …… 848
压溶构造 …… 848
压溶面理 …… 848

岩组学与显微构造

构造岩石学 …… 849
显微构造学 …… 849
超微构造 …… 849
岩组学 …… 849
原生构造岩 …… 849
次生构造岩 …… 849
优选方位 …… 849
定向标本 …… 849
定向薄片 …… 849
岩组轴 …… 849
组构轴* …… 849
岩组坐标* …… 849
岩组图 …… 849
岩组对称性 …… 849
斜方对称岩组* …… 849
单斜对称岩组* …… 849
三斜对称岩组* …… 849
轴对称岩组* …… 849
球对称岩组* …… 849
S 构造岩 …… 849
B 构造岩 …… 850
R 构造岩 …… 850
B∧B′构造岩 …… 850
B⊥B′构造岩* …… 850
L 构造岩 …… 850
SL 构造岩 …… 850
组构 …… 850
组构要素 …… 850
亚组构* …… 850
赤平投影 …… 850
极射赤平投影* …… 850
极点 …… 850
赖特网 …… 850
乌尔夫网 …… 850
吴氏网* …… 850
极射赤平投影网* …… 850
施密特网 …… 850
等面积投影网* …… 850
普洛宁网 …… 850
波娄尼网* …… 850

等密图 …… 850
方位图 …… 850
极点图 …… 851
点极密 …… 851
极密 …… 851
最密区* …… 851
环带 …… 851
环带轴* …… 851
大圆环带 …… 851
小圆环带 …… 851
交叉环带 …… 851
极图 …… 851
反极图 …… 851
取向分布函数 …… 851
π图解 …… 851
π圆 …… 851
最佳拟合圆* …… 851
β图解 …… 851
显微裂隙 …… 851
晶内扭折 …… 851
变形纹 …… 851
毕姆纹 …… 851
波目纹* …… 851
博姆纹* …… 851
波状消光 …… 851
带状消光 …… 852
镶嵌构造 …… 852
核幔构造 …… 852
压力影 …… 852
晶质塑性 …… 852
沙钟构造 …… 852
生长沙钟构造* …… 852
变形沙钟构造* …… 852
旋转晶粒 …… 852
雪球构造 …… 852
碎斑系 …… 852
σ型碎斑系 …… 852
δ型碎斑系 …… 852
丝带构造 …… 852
云母鱼 …… 852
S-C构造 …… 852
S-C面理* …… 852
多米诺碎斑构造 …… 852
亚颗粒 …… 852
亚晶粒* …… 852
晶内滑移 …… 853
晶内滑动* …… 853
粒内滑动* …… 853
平滑移 …… 853
平移滑动* …… 853
直移滑动* …… 853
双晶滑移 …… 853
晶间滑移 …… 853
滑移系 …… 853
动态恢复 …… 853
重结晶作用 …… 853
动态重结晶 …… 853
晶格缺陷 …… 853
点缺陷 …… 853
零维缺陷* …… 853
空位缺陷* …… 853
自间隙缺陷* …… 853
替换缺陷* …… 853
杂质缺陷* …… 853
线缺陷 …… 853
一维缺陷* …… 853
面缺陷 …… 853
二维缺陷* …… 853
位错 …… 853
位错滑移 …… 853
位错攀移 …… 853
堆垛层错 …… 853
刃位错 …… 853
螺旋位错 …… 853
自由位错 …… 853
位错线 …… 853
位错壁 …… 853
位错墙* …… 853
位错阵列* …… 853
额外半原子面 …… 853
附加半原子面* …… 853
伯格斯矢量 …… 853
位错塞积 …… 854
位错密度 …… 854
位错源 …… 854
位错反映 …… 854
割阶 …… 854
位错交割 …… 854
显微古应力计 …… 854

盐构造

盐构造 …… 854
盐丘 …… 854
盐底辟* …… 854
盐隆 …… 854
盐枕 …… 854
盐栓 …… 854
盐株* …… 854
盐冰川 …… 854
盐川* …… 854
底辟作用 …… 854
底辟构造 …… 854
未刺穿底辟* …… 854
刺穿底辟* …… 854

大地构造学

总 论

大地构造学 …… 855
构造物理学 …… 855
大地构造图 …… 855
古大地构造图 …… 855
前寒武纪构造 …… 855
构造圈 …… 855
大洋型地壳 …… 855
洋壳* …… 855
大陆型地壳 …… 856
陆壳* …… 856
低速层 …… 856
低速带* …… 856
古登堡低速带* …… 856
大洋化作用 …… 856
基性岩化作用* …… 856
构造-热事件 …… 856
构造运动 …… 856
水平运动 …… 856
垂直运动 …… 856
造陆运动 …… 856
造陆作用* …… 856
造山运动 …… 856
振荡运动 …… 856
褶皱运动 …… 856
构造回返 …… 856
褶皱回返* …… 856
阿尔卑斯型造山作用 … 857
阿尔卑斯型构造作用* … 857
阿尔卑斯型构造 …… 857
日耳曼型造山作用 …… 857
日尔曼型构造作用* … 857
日耳曼型构造 …… 857
阿尔泰型造山带 …… 857
突厥型造山带* …… 857
特提斯型造山带 …… 857
构造继承性 …… 857
构造新生性 …… 857
大地构造相 …… 857
阿勒曼相* …… 858
凯尔特相* …… 858
雷特相* …… 858
陆核 …… 858
滑移线场 …… 858
山根 …… 858
地槽封闭 …… 858
褶皱幕迁移 …… 858
地槽迁移 …… 858
构造迁移 …… 858
走向迁移* …… 858
侧向迁移* …… 858
横向迁移* …… 858
开合构造旋回 …… 858
构造旋回 …… 858
造山旋回* …… 858
褶皱旋回* …… 858
大地构造旋回* …… 858
巨旋回 …… 858
造山期 …… 858
褶皱期* …… 858
造山幕 …… 858
褶皱幕* …… 858
构造幕* …… 858

地壳构造单元

大地构造单元 …… 859
构造单元* …… 859
克拉通 …… 859
克拉通化 …… 859
地盾 …… 859
地台 …… 859
陆台* …… 859
正地台 …… 859
准地台 …… 859
古地台 …… 859
年轻地台 …… 859
萌地台 …… 859
萌地块* …… 859
雏地台 …… 859
原地台 …… 859
台褶带 …… 860
沉降带 …… 860
坳拉谷 …… 860
坳拉槽* …… 860
台向斜 …… 860
陆向斜* …… 860
台背斜 …… 860
陆背斜* …… 860
地槽 …… 860
地斜 …… 860
正地槽 …… 860

原生地槽* …… 860
准地槽 …… 860
优地槽 …… 860
冒地槽 …… 861
萌地槽 …… 861
雏地槽 …… 861
原地槽 …… 861
地向斜 …… 861
地背斜 …… 861
地槽区 …… 861
地槽系 …… 861
前陆 …… 861
前地* …… 861
腹陆 …… 861
腹地* …… 861
后地* …… 861
边缘坳陷 …… 861
前渊* …… 861
山前坳陷 …… 861
山间坳陷 …… 861
轴缘坳陷 …… 861
上叠盆地 …… 861
中间地块 …… 861
褶皱带 …… 861
褶皱系 …… 862
复合造山带 …… 862
复合山链* …… 862
活动带 …… 862
地台基底 …… 862
褶皱基底* …… 862
结晶基底* …… 862
地台盖层 …… 862
沉积盖层* …… 862
盖层* …… 862
正向构造 …… 862
正性构造* …… 862
负向构造 …… 862
负性构造* …… 862
隆起 …… 862
坳陷 …… 862
片麻岩穹窿构造 …… 862
块断区 …… 862
线性构造 …… 862
环形构造 …… 862
圆形构造* …… 862
深断裂 …… 862
深大断裂* …… 862
构造层 …… 862
构造岩相带 …… 863

地质建造

地质建造 …… 863
沉积建造 …… 863
沉积类型 …… 863
沉积组合 …… 863
岩浆建造 …… 863
岩浆旋回 …… 863
构造岩浆区 …… 863
地槽型构造岩浆区 …… 863
地台型构造岩浆区 …… 863
变质建造 …… 863
地槽型建造 …… 863
地台型建造 …… 863
过渡型建造 …… 863
细碧角斑岩建造 …… 863
硅质火山岩建造* …… 863
红色建造 …… 864
潟湖建造 …… 864
含煤建造 …… 864
石英砂岩建造 …… 864
复理石建造 …… 864
野复理石 …… 864
粘土页岩建造 …… 864
磨拉石建造 …… 864
菊石口盖灰岩 …… 864
红色菊石瘤状灰岩 …… 864
灰岩建造 …… 864
碳酸盐岩建造* …… 864
绿岩带 …… 864
建造系列 …… 865
建造序列* …… 865

历史大地构造

历史大地构造学 …… 865
阵发性* …… 865
周期性* …… 865
不可逆性* …… 865
前进性* …… 865
点断前进说 …… 865
构造大阶段 …… 866
构造阶段 …… 866
构造期 …… 866
陆核形成大阶段 …… 866
原地台形成大阶段 …… 866
地台形成大阶段 …… 866
泛大陆形成大阶段 …… 866
泛大陆解体大阶段 …… 866
构造域划分 …… 866
劳俄构造域 …… 866
北亚构造域 …… 866
中国-安格拉构造域* … 866
大华夏超级大陆 …… 866
亚洲中轴构造域 …… 866
中朝-塔里木构造域* … 866
冈瓦纳构造域 …… 866
大陆地台区 …… 866
大陆边缘区 …… 867
古褶带 …… 867
古造山带* …… 867
地壳(岩石圈)对接
消减带 …… 867
地壳(岩石圈)叠接
消减带 …… 867
裂陷槽 …… 867
边缘裂陷槽* …… 867
短轴裂陷槽* …… 867
微型裂陷槽 …… 867
陆核集结作用 …… 867
似盖层 …… 867

主要构造单元

华北地台 …… 867
中朝克拉通* …… 867
扬子地台 …… 867
华夏地块 …… 867
塔里木地块 …… 868
柴达木地块 …… 868
松辽地块 …… 868
准噶尔地块 …… 868
鄂尔多斯地台 …… 868
内蒙地轴 …… 868
秦岭地轴 …… 868
康滇地轴 …… 868
淮阳地盾 …… 868
布列亚-佳木斯地块 …… 868
兴凯地块 …… 868
拉萨地块 …… 869
羌塘地块 …… 869
兴蒙造山带 …… 869
祁连造山带 …… 869
昆仑造山带 …… 869
天山造山带 …… 869
阿尔泰造山带 …… 869
喀喇昆仑造山带 …… 869
秦岭-大别造山带 …… 869
中央造山带* …… 869
喜马拉雅造山带 …… 870
喜马拉雅褶皱带* …… 870
台湾造山带 …… 870
阴山-燕山造山带 …… 870
斋桑-额尔齐斯
造山带 …… 870
中国大十字构造格架 … 870
龙门山叠瓦逆冲带 …… 870
渤海-华北盆地 …… 871
南黄海-苏北盆地 …… 871
东海盆地 …… 871
南海盆地 …… 871
鄂尔多斯盆地 …… 871
陕甘宁盆地* …… 871
四川盆地 …… 871
汾渭地堑系 …… 871
汾渭裂谷系* …… 871
塔里木盆地 …… 871
柴达木盆地 …… 871
吐哈盆地 …… 871
准噶尔盆地 …… 871
中蒙边界断裂 …… 872
红河断裂带 …… 872
阿尔金断裂带 …… 872
郯庐断裂带 …… 872
台湾纵谷断裂带 …… 872
利吉混杂堆积 …… 872
西太平洋型构造
岩浆区 …… 872
喜马拉雅主中央断层 … 872
喜马拉雅主边界断层 … 872
主喜马拉雅断裂 …… 872
特提斯喜马拉雅 …… 872
高喜马拉雅 …… 872
小喜马拉雅 …… 872
低喜马拉雅* …… 872
西瓦利克带 …… 873
芬诺萨尔马提亚 …… 873
乌克兰地盾 …… 873
波罗的地盾 …… 873
俄罗斯地台 …… 873
东欧地台* …… 873
乌拉尔造山带 …… 873
苏格兰地盾 …… 873
莫因冲断带 …… 873
格罗平造山带 …… 873
莱茵地堑系 …… 873
下莱茵地堑* …… 873
黑森林地堑* …… 873
加里东造山带 …… 874
海西造山带 …… 874
基墨利造山带 …… 874
阿尔卑斯造山带 …… 874
彭尼内推覆体带 …… 874
平宁推覆体* …… 874
陶恩构造窗 …… 874
波希米亚地块 …… 874
侏罗山构造 …… 874
阿勒地块 …… 874
海尔维第构造带 …… 874
因苏布鲁克线 …… 875
普斯特里亚线* …… 875
伊夫雷亚带 …… 875
塔拉斯-费尔干纳
断裂 …… 875
科克切塔夫地块 …… 875
西伯利亚地台 …… 875
西伯利亚暗色岩台地 … 875
贝加尔造山带 …… 875
贝加尔裂谷 …… 875

维柳伊坳拉槽 …… 875
阿尔丹地盾 …… 875
阿纳巴尔地盾 …… 875
锡霍特-阿林造山带 …… 876
维尔霍扬斯克褶皱带 … 876
科累马构造环 …… 876
尼古拉耶夫线 …… 876
裴伟线 …… 876
杭爱肯特带 …… 876
哈萨克斯坦-天山造山系 …… 876
阿尔泰-萨彦造山系 …… 876
蒙古-鄂霍茨克褶皱带 …… 876
南蒙古褶皱带 …… 876
阿拉伯-努比亚地盾 …… 876
印度地台 …… 877
德干熔岩台地 …… 877
达尔瓦克拉通 …… 877
达尔瓦绿岩带 …… 877
恰曼断裂带 …… 877
孟加拉海底扇 …… 877
印支地块 …… 877
昆嵩地块* …… 877
拜林地块 …… 877
菩萨地块* …… 877
掸邦地块 …… 877
掸泰地块* …… 877
滇缅马苏地块* …… 877
滇缅马来亚地块* …… 877
实皆-南云断裂 …… 878
实皆边界断裂* …… 878
掸邦边界断裂* …… 878
长山褶皱带 …… 878
菲律宾断裂 …… 878
索龙断裂 …… 878
日本中央构造线 …… 878
中央变位线* …… 878
飞弹带 …… 878
黑濑川带 …… 878
系鱼川-静冈构造线 …… 878
非洲地台 …… 878
卡普瓦尔克拉通 …… 878
津巴布韦克拉通 …… 878
罗得西亚克拉通* …… 878
红海-亚丁湾裂谷 …… 878
东非裂谷系 …… 879
澳大利亚地台 …… 879
皮尔巴拉地块 …… 879
哈默斯利盆地 …… 879
伊尔加恩地块 …… 879
阿德莱德造山带 …… 879
塔斯曼造山带 …… 879
新西兰造山带 …… 879
加拿大地盾 …… 879
北美地台 …… 879
阿巴拉契亚造山带 …… 880
科迪勒拉造山带 …… 880
圣安德烈斯断裂带 …… 880
墨西哥湾盆地 …… 880
圭亚那地盾 …… 880
南美地台 …… 880
巴西地盾 …… 880
安第斯造山带 …… 880
南极洲地盾 …… 880
东南极地盾* …… 880
横贯南极造山带 …… 880
罗斯造山带* …… 880

板块构造学说

总 论

全球板块构造 …… 881
岩石圈板块 …… 881
新全球构造 …… 881
板块运动 …… 881
欧拉定理* …… 881
板块构造学说 …… 881
地幔对流说 …… 881
地幔对流 …… 881
地幔柱说 …… 882
冷地幔柱* …… 882
热地幔柱* …… 882
超级地幔柱 …… 882
巨型地幔柱* …… 882
涌流构造说 …… 882
颤动构造* …… 882
热点 …… 882
贝纳尔-瑞利对流模型 …… 883
贝纳尔蜂巢* …… 883
贝纳尔涡* …… 883
海底扩张说 …… 883
等态论 …… 883
大陆增生 …… 883
大陆动力学 …… 883
地幔动力学 …… 883
盆地动力学 …… 883

板块构造

板块 …… 884
大板块 …… 884
巨板块* …… 884
中板块 …… 884
小板块 …… 884
微板块 …… 884
板条 …… 884
板舌 …… 884
板片* …… 884
板块构造 …… 884
古板块构造 …… 884
板内块体 …… 884
大陆根 …… 884
壳幔循环 …… 884
板内变形作用 …… 885
陆内变形作用* …… 885
威尔逊旋回 …… 885
非威尔逊旋回 …… 885
板块汇聚 …… 885
板块聚敛* …… 885
板块敛合* …… 885
板块边界 …… 885
板块离散 …… 885
离散边界 …… 885
建设性板块边缘* …… 885
汇聚边界 …… 886
汇聚边缘* …… 886
聚合边界* …… 886
破坏性板块边缘* …… 886
转换边界 …… 886
守恒性板块边缘* …… 886
板块三联点 …… 886
三向连接构造* …… 886
三联点类型 …… 886
移动板块 …… 886
活动板块* …… 886
静止板块 …… 886
不活动板块* …… 886
俯冲板块 …… 886
仰冲板块 …… 887
上冲板块* …… 887
板块碰撞 …… 887
碰撞带 …… 887
海沟结构 …… 887
岛弧结构 …… 887
火山弧 …… 887
初始岛弧火山作用 …… 887
弧后盆地 …… 887
边缘海盆地* …… 887
弧前盆地 …… 887
弧间盆地 …… 887
沟弧盆系 …… 887
弧沟间隙 …… 887
增生楔 …… 887
增生柱* …… 887
增生杂岩* …… 887
俯冲带 …… 888
B 型俯冲带* …… 888
消减带* …… 888
A 型俯冲带* …… 888
贝尼奥夫带 …… 888
毕乌夫带* …… 888
和达清夫-贝尼奥夫地震带* …… 888
仰冲带 …… 888
板块缝合线 …… 888
板块缝合带* …… 888
转换断层类型 …… 888
转换断层 …… 888
大陆边缘 …… 889
被动大陆边缘 …… 889
大西洋型大陆边缘* … 889
火山型被动大陆边缘 … 889
火山型张裂边缘* …… 889
非火山型被动大陆边缘 …… 889
活动大陆边缘 …… 889
主动大陆边缘* …… 889
太平洋型大陆边缘* … 889
安第斯型大陆边缘 …… 889
深海大洋盆地 …… 890
陆缘弧 …… 890
构造极性 …… 890
海山地质 …… 890
夏威夷海岭-天皇海岭* …… 890
大火成岩省* …… 890
海台地质 …… 890
岛弧成分极性 …… 890
俯冲作用 …… 890
A 型俯冲作用 …… 890
B 型俯冲作用 …… 890
智利型俯冲带 …… 890
马里亚纳型俯冲带 …… 890
扩展极 …… 891
转动极* …… 891
欧勒极* …… 891
扩展速率 …… 891
扩张速率* …… 891
半扩张速率* …… 891
大洋中脊 …… 891
中央裂谷 …… 891

重叠扩张中心 …… 891
超覆扩张中心* …… 891
化石洋脊 …… 891
洋脊基本特性 …… 891
大洋中脊分段性 …… 891
洋脊分段形成机制 …… 891
重力失稳说* …… 891
裂纹扩展说* …… 891
脉动上涌说* …… 891
裂隙增生说* …… 892
洋中脊系变格跳位 …… 892
洋脊变格* …… 892
洋脊跳位* …… 892
裂谷 …… 892
主动型裂谷* …… 892
被动型裂谷* …… 892
裂谷系 …… 892
大陆裂谷系 …… 892
大陆裂谷带* …… 892
陆间裂谷系 …… 892
大洋裂谷系 …… 892
三叉裂谷系 …… 892
造山带 …… 892
板缘造山带 …… 892
陆缘造山带* …… 892
板内造山带 …… 892
陆内造山带* …… 892
拆沉作用 …… 892
底侵作用 …… 893
板底垫托作用* …… 893
造山带塌陷 …… 893
造山侵蚀作用 …… 893
后造山作用 …… 893
拼贴作用 …… 893
微型陆块 …… 893
微陆块* …… 893
盆岭构造 …… 893
谷岭构造 …… 893
混杂堆积 …… 893
混杂岩* …… 893
双变质带 …… 893
成对变质带* …… 893
蛇绿岩建造 …… 893
蛇绿岩套* …… 893
奥菲奥岩建造* …… 893
蛇绿混杂堆积 …… 894
蛇绿混杂岩* …… 894
放射虫硅质岩 …… 894
蓝片岩带 …… 894
蓝闪石片岩带* …… 894
大洋拉斑玄武岩 …… 894
深海拉斑玄武岩* …… 894
地体 …… 894
可疑地体* …… 894
安山岩线 …… 894
马绍尔线* …… 894
磁极移轨迹 …… 894
磁极游移曲线* …… 894
地磁倒转 …… 895
地磁反向* …… 895
洋底磁异常条带 …… 895
洋底磁条带图 …… 895
瓦因-马修斯假说 …… 895
钢丝录音机模型 …… 895
洋底增生区 …… 895
洋底增生期 …… 895
俯冲增生作用 …… 895
俯冲侵蚀作用 …… 895
前缘侵蚀* …… 895
底面侵蚀* …… 895
陆-陆碰撞 …… 895
喜马拉雅型造山作用* …… 895
弧-陆碰撞 …… 895
弧-弧碰撞 …… 896
构造侵位 …… 896
冷侵位* …… 896
非岩浆侵位* …… 896
俯冲侵位* …… 896
仰冲侵位* …… 896
紧固作用 …… 896
揭顶作用 …… 896
折返机制 …… 896
剥露机制* …… 896
变格运动 …… 896
双壳俯冲模型 …… 896
挤压缩短模型 …… 896
挤出构造模型 …… 896
逃逸构造模型* …… 896
南太平洋超级地幔柱 …… 897
非洲超级地幔柱 …… 897
中央泛大陆超级地幔柱链* …… 897
板块相对运动测量 …… 897
板块绝对运动测量 …… 897
板块间相对运动模型 …… 898
板块绝对运动模型 …… 898

板块构造单元

欧亚板块 …… 898
阿拉伯板块 …… 898
土耳其-爱琴海板块 …… 899
菲律宾海板块 …… 899
菲律宾板块* …… 899
非洲板块 …… 899
印度洋板块 …… 899
印度-澳大利亚板块* … 899
太平洋板块 …… 899
南极洲板块 …… 899
美洲板块 …… 899
北美板块 …… 899
南美板块 …… 899
加勒比板块 …… 899
库拉板块 …… 899
法拉隆板块 …… 899
让德富卡板块 …… 899
戈尔达板块 …… 899
里维拉板块 …… 899
可可斯板块 …… 900
纳斯卡板块 …… 900
斯科舍板块 …… 900
科迪勒拉变质核杂岩 … 900
科迪勒拉前陆冲断-褶皱带 …… 900
阿法尔三角 …… 900
大西洋中脊 …… 900
印度洋中脊 …… 900
太平洋中隆 …… 900
东太平洋中隆 …… 900
马里亚纳海沟 …… 900
领家-三波川双变质带 …… 900
美浓-丹波带 …… 900
飞驒-三郡双变质带 …… 901
塞迈尔蛇绿岩 …… 901
程逸蛇绿岩 …… 901
文冬-劳勿缝合带 …… 901
西太平洋活动大陆边缘 …… 901
雅鲁藏布江蛇绿岩带 … 901
雅鲁藏布缝合带 …… 901
班公湖-怒江缝合带 …… 901
龙木错-金沙江缝合带 …… 901
北祁连蛇绿岩带 …… 902
昌宁-孟连缝合带 …… 902
商丹缝合带 …… 902
东南沿海火山岩-深成岩带 …… 902
台湾中生代沟弧系统 …… 902
台湾新生代沟弧系 …… 902
台湾双变质带 …… 902
中国最老板块构造遗迹 …… 902

多旋回构造说

多旋回说 …… 903
多旋回构造说* …… 903
多旋回造山运动说* … 903
主旋回 …… 903
次旋回 …… 903
前期旋回 …… 903
后期旋回 …… 903
阜平旋回 …… 903
五台旋回 …… 903
中条旋回 …… 903
吕梁旋回* …… 903
扬子旋回 …… 903
晋宁旋回* …… 903
兴凯旋回 …… 903
加里东旋回 …… 903
华力西旋回 …… 903
海西旋回* …… 903
印支旋回 …… 903
燕山旋回 …… 903
喜马拉雅旋回 …… 904
超岩石圈断裂 …… 904
岩石圈断裂 …… 904
壳断裂 …… 904
硅镁层断裂 …… 904
硅铝层断裂 …… 904
张性深断裂 …… 904
压性深断裂 …… 904
剪性深断裂 …… 904
古亚洲断裂体系 …… 904
特提斯断裂体系 …… 904
阿尔金转换断层带 …… 904
龙门山断裂带 …… 904
滨太平洋断裂系 …… 904
郯城-庐江断裂带 …… 904
台湾大纵谷深断裂带 … 904
沧州断裂带 …… 904
昊川－四会断裂带 …… 904
槽台转化 …… 904
洋陆转化 …… 904
突变式转化 …… 904

渐变式转化 …… 904
手风琴式运动 …… 905
硬碰撞 …… 905
软碰撞 …… 905
单旋回缝合 …… 905
多旋回缝合 …… 905
叠覆造山作用 …… 905
多旋回复合造山带 …… 905
多旋回叠合盆地 …… 905
古中国地台 …… 906
滨大陆边缘活化带 …… 906
中国三大构造域 …… 906
古亚洲构造域 …… 906
特提斯构造域 …… 906
特提斯-喜马拉雅构造域* …… 906
环太平洋构造域 …… 906
立交桥式结构 …… 906
转换构造域 …… 906
中国复合大陆 …… 906
亲西伯利亚陆块群 …… 907
古中华陆块群 …… 907
亲冈瓦纳陆块群 …… 907
中国大地构造单元 …… 907
中朝准地台 …… 907
扬子准地台 …… 907
塔里木地台 …… 907
南海地台 …… 907
额尔古纳褶皱系 …… 907
天山－兴安地槽褶皱区 …… 908
阿尔泰褶皱系 …… 908
准噶尔褶皱系 …… 908
天山褶皱系 …… 908
内蒙古－大兴安岭褶皱系 …… 908
吉黑褶皱系 …… 908
昆仑－秦岭地槽褶皱区 …… 908
昆仑褶皱系 …… 908
祁连褶皱系 …… 908
秦岭褶皱系 …… 908
滇藏地槽褶皱区 …… 908
松潘-甘孜褶皱系 …… 908
三江褶皱系 …… 909
喜马拉雅地槽褶皱区 …… 909
华南褶皱系 …… 909
华南准地台* …… 909
那丹哈达优地槽褶皱带 …… 909
上黑龙江冒地槽褶皱带 …… 909
台湾褶皱系 …… 909
东亚主要构造单元 …… 909
古亚洲造山区 …… 909
萨彦-额尔古纳造山系 …… 909
天山-兴安造山系 …… 909
乌拉尔-南天山造山系 …… 910
昆仑-祁连-秦岭造山系 …… 910
特提斯造山区 …… 910
北特提斯造山系 …… 910
西藏-马来-华南造山系* …… 910
南特提斯造山系 …… 910
喜马拉雅造山系* …… 910
环太平洋造山区 …… 910
东北亚造山系 …… 910
亚洲东缘造山系 …… 910
中国主要地质构造单位 …… 910
中国大地构造及其演化 …… 910

地洼构造说

总 论

地洼构造说 …… 911
活化区学说* …… 911
活化构造学说* …… 911
地壳动定转化递进说 …… 911
动定递进说* …… 911
地幔蠕动说 …… 911
构造反差强度 …… 911
地洼构造层结构 …… 912
代表构造层 …… 912
继承构造层 …… 912
地洼构造层 …… 912
构造层叠置定律 …… 912
构造层异常叠置* …… 912
构造层越序叠置* …… 912
构造型相 …… 912
初动期 …… 912
激烈期 …… 912
余动期 …… 912
初定期 …… 912
和缓期 …… 912
余定期 …… 913
地洼期 …… 913
断褶带期 …… 913
地洼阶段 …… 913
中国地洼构造演化系统 …… 913
地洼型造山运动 …… 913
活化型造山运动* …… 913
拱裂作用 …… 913
自治活化 …… 913
主动活化* …… 913
反射活化 …… 913
被动活化* …… 913
碰撞活化 …… 913
地台活化 …… 913
地洼说成矿论 …… 914
递进成矿论* …… 914
地洼型内生矿床 …… 914
地洼型外生矿床 …… 914
地洼型油气田 …… 914
多因复成矿床 …… 914
复成矿床* …… 914

地洼类型

地洼型建造 …… 914
华夏式建造 …… 914
假磨拉石建造* …… 914
陆相复理石建造 …… 914
地洼型造山带(区) …… 915
活化地台 …… 915
活化带 …… 915
地洼区 …… 915
构造-岩浆活化区 …… 915
顿涅茨期地洼区 …… 915
华夏期地洼区 …… 915
燕山期地洼区* …… 915
中亚期地洼区 …… 915
南喜马拉雅期地洼区* …… 915
优地洼区 …… 915
渺地洼区 …… 915
拱裂型地洼区 …… 915
闽浙式地洼区 …… 915
湖北式地洼区 …… 915
黔桂式地洼区 …… 915
块断型地洼区 …… 915
地洼带岛弧 …… 915
新生式地洼区 …… 915
继承式地洼区 …… 916
地洼断褶区 …… 916
地洼系 …… 916
地穹系 …… 916
地洼列 …… 916
地穹列 …… 916
地洼 …… 916
地穹 …… 916
复式地洼(盆地) …… 916
断拉谷继承式地洼 …… 916
裂谷型地洼 …… 916
地洼型裂谷系 …… 916
地堑式地洼 …… 916
地盆区 …… 916
地原区 …… 916
地洼型新构造 …… 916
地洼型地貌 …… 916
地洼型岸线 …… 916
地洼型盆地 …… 916

地洼区划

东北地洼区 …… 916
华北地洼区 …… 917
华中地洼区 …… 917
云贵地洼区 …… 917
东南地洼区 …… 917
南北地洼区 …… 917
阿尔泰地洼区 …… 917
准噶尔地洼区 …… 917
天山地洼区 …… 917
南疆地洼区 …… 917
昆仑地洼区 …… 917
青甘地洼区 …… 917
藏北地洼区 …… 917
滇西地洼区 …… 917
巴颜喀拉地洼区 …… 917
南喜马拉雅地洼区 …… 917
台西地洼区 …… 918
南海地洼区 …… 918
蒙古地洼区 …… 918
西伯利亚南部地洼区 …… 918
西伯利亚东部地洼区 …… 918
中亚地洼区 …… 918
西太平洋地洼区 …… 918
日西地洼区 …… 918

断块构造说

总 论

断块构造说 …… 919
块断构造作用 …… 919
断块构造层 …… 919
断块构造分析 …… 919
隆起区受力模式 …… 919
凹陷区受力模式 …… 919
断块构造驱动力 …… 919
断裂构造控矿 …… 920
断裂构造控震 …… 920
构造模型试验 …… 920

断裂与断块类型

断裂深度分类 …… 920
锯齿状断裂 …… 920
曳裂型断裂 …… 920
曳压型断裂 …… 921
岩石圈断裂 …… 921
地壳断裂 …… 921
基底断裂 …… 921
盖层断裂 …… 921
层间滑动断裂 …… 921
断块缝合线 …… 921
断裂活动方式分类 …… 921
断裂组合型式 …… 921
断裂体系* …… 921
I 型断裂体系 …… 921
X 型断裂体系 …… 921
Y 型断裂体系 …… 921
V 型断裂体系* …… 921
Z 型断裂体系 …… 921
N 型断裂体系* …… 922
反 N 型断裂体系* …… 922
断块 …… 922
菱形断块 …… 922
断块深度分类 …… 922
岩石圈断块 …… 922
地壳断块 …… 922
基底断块 …… 922
盖层断块 …… 922
台块 …… 922
槽块 …… 922
断褶带* …… 922
坳块 …… 922
活化台块 …… 922
断块的地壳性质类型 … 922
大陆型地壳构造域 …… 922
大洋型地壳构造域 …… 923
过渡型地壳构造域 …… 923
断块区 …… 923
断褶系 …… 923
块褶区 …… 923
成熟洋壳断块区 …… 923
新生洋壳断块区 …… 923
边缘海断块区 …… 923
海沟-岛弧断褶系 …… 923
断块地质特征分类 …… 923

断裂与断块作用

断块活动方式 …… 923
断裂转化 …… 924
断裂造山 …… 924
断裂变质 …… 924
洋壳陆壳转化 …… 924
裂堑* …… 924
造洋幕* …… 924
造陆幕* …… 924
剪切-拉张造洋 …… 924
剪切-挤压造陆 …… 924
断块仰冲作用 …… 924
陆缘型大陆增生 …… 924
陆间型大陆增生 …… 925
断块对冲 …… 925
断块互冲 …… 925
沉陷俯冲 …… 925
斜交汇聚 …… 925

中国断块分区

全球性断裂网格 …… 925
中国断块构造分区 …… 925
青藏断块区* …… 925
西域断块区* …… 925
中部断块区* …… 925
华夏断块区* …… 925
中国断块构造格局 …… 925
断块构造应力场 …… 926
扇状山体* …… 926
复岛弧 …… 926
基底断裂构造系 …… 926
盖层滑动构造系 …… 926
鄂尔多斯断块 …… 926
太行断块 …… 926
冀鲁断块 …… 926
胶辽断块 …… 926
扬子断块 …… 926
塔里木断块 …… 926
西昆仑断褶 …… 926
北祁连断褶 …… 926
台湾断褶 …… 926

波浪状镶嵌构造说

总 论

波浪状镶嵌构造说 …… 927
波浪状镶嵌构造* …… 927
地球四面体 …… 927
地壳波浪运动 …… 927
波峰构造带 …… 927
波谷构造带 …… 927
地块波谷带* …… 927
镶嵌构造格局 …… 927
镶嵌构造机制 …… 927
地壳波浪系统 …… 928
构造极地 …… 928
大圆构造带 …… 928
小圆构造带 …… 928
构造编织镶嵌作用 …… 928
构造经线 …… 928
构造纬线* …… 928
多级波浪状镶嵌构造 … 928
等距波浪状镶嵌构造 … 928
交织波浪状镶嵌构造 …… 928
波浪状镶嵌构造网 …… 928
构造网眼* …… 928
构造网结* …… 928
构造网线* …… 928
镶嵌山块* …… 928
壳块 …… 928
镶嵌地块 …… 928
波浪状镶嵌构造控矿 …… 929
波浪状镶嵌构造控震 …… 929
地壳波浪侧向传递 …… 929
地壳波浪横向迁移 …… 929
蚕行式地壳波浪 …… 929
蛇行式地壳波浪 …… 929
蠕行式地壳波浪 …… 929
驻波运动 …… 929
地壳波密带 …… 929
地壳波疏带 …… 929
地块天平式摆动 …… 929
构造支点带* …… 929

构造单元

环太平洋大圆构造带 … 929
外太平洋构造带 …… 929
地中海大圆构造带 …… 929
古地中海构造带 …… 929
太平洋壳块 …… 929
劳亚壳块 …… 929
冈瓦纳壳块 …… 929
东亚镜像反映中轴带 … 929
华夏构造带 …… 929
华西构造带 …… 929
东亚套山字型构造体系 …… 930
中国镶嵌构造网 …… 930
台湾波峰带 …… 930
东南沿海波峰带 …… 930
长白山-雪峰山波峰带 …… 930
大兴安岭-龙门山波峰带 …… 930
贺兰山-珠穆朗玛峰波峰带 …… 930
阿尔金山-西昆仑波峰带 …… 930
阔克沙勒岭-博格达山波峰带 …… 930
准噶尔界山波峰带 …… 931
喜马拉雅山波峰带 …… 931
哀牢山-海南岛波峰带 …… 931
昆仑山-巴颜喀拉山-南岭波峰带 …… 931
天山-祁连山-秦岭-大别山波峰带 …… 931
阿尔泰山-阴山-泰山波峰带 …… 931

辽河-辽东波峰带 …… 931
小兴安岭波峰带 …… 931
景谷地块 …… 931
广西地块 …… 931
楚雄地块 …… 931
稻城地块 …… 932
藏北地块 …… 932
台西地块 …… 932
湘赣地块 …… 932
四川地块 …… 932
若尔盖地块 …… 932
柴达木地块 …… 932
塔里木地块 …… 932
昭苏地块 …… 932
苏北地块 …… 932
河淮地块 …… 932
鄂尔多斯地块 …… 932
巴丹吉林地块 …… 932
哈密地块 …… 932
准噶尔地块 …… 932
渤海地块 …… 932
查干诺尔地块 …… 932
松花江地块 …… 932
海拉尔地块 …… 932

地质力学

总 论

地质力学 …… 933
地质构造三重基本概念 …… 933
构造形迹 …… 933
构造模拟实验 …… 933

构造要素与地块

构造要素 …… 934
构造条理 …… 934
构造线条 …… 934
原生线条* …… 934
次生线条* …… 934
结构面 …… 934
构造面* …… 934
分划性结构面 …… 934
破裂性结构面* …… 934
连接面* …… 934
标志性结构面 …… 934
几何性结构面* …… 934
定位面* …… 934
压性结构面 …… 934
挤压面* …… 934
张性结构面 …… 934
张裂面* …… 934
扭性结构面 …… 934
扭裂面* …… 934
张性兼扭性结构面 …… 934
扭张性结构面* …… 934
压性兼扭性结构面 …… 934
扭压性结构面* …… 934
挤压构造带 …… 934
挤压带* …… 934
陡立地层带* …… 934
直立地层带* …… 934
张性角砾岩 …… 935
扭性构造岩 …… 935
动力薄膜 …… 935
构造薄膜* …… 935
动力析出 …… 935
尖灭侧现 …… 935
尖灭再现 …… 935
地块 …… 935
块垒地 …… 935
褶皱地带 …… 935
陆梁* …… 935
陆槽* …… 935
陆台* …… 935
台地 …… 935
盾地 …… 935
槽地 …… 935
安全岛 …… 935
相对稳定地块* …… 935
活动构造带 …… 935
活动断裂带* …… 935

构造体系

构造体系 …… 936
主导构造体系 …… 936
成生联系 …… 936
构造型式 …… 936
元素性构造型式 …… 936
纬向构造体系 …… 936
纬向构造带* …… 936
东西构造带* …… 936
东西复杂构造带* …… 936
阴山-天山纬向构造体系 …… 936
秦岭-昆仑纬向构造体系 …… 936
南岭纬向构造体系 …… 937
西沙群岛纬向构造体系 …… 937
东西构造亚带 …… 937
半隐伏构造带* …… 937
阴山-秦岭间东西构造亚带 …… 937
秦岭-南岭间东西构造亚带 …… 937
南岭-西沙群岛间东西构造亚带 …… 937
经向构造体系 …… 937
南北向构造带* …… 937
川滇经向构造体系 …… 937
川滇南北构造带* …… 937
乌拉尔经向构造体系 …… 938
扭动构造体系 …… 938
扭动构造型式* …… 938
直线扭动构造体系* …… 938
多字型构造 …… 938
“ξ”型构造* …… 938
雁行式构造* …… 938
多级多字型构造* …… 938
古华夏构造体系 …… 938
古华夏系* …… 938
华夏式褶皱* …… 938
中华夏构造体系 …… 938
中华夏系* …… 938
新华夏构造体系 …… 938
新华夏系* …… 938
更新华夏构造体系 …… 938
台湾断隆带 …… 939
依兰-沂沭-赣江-恩平断陷带 …… 939
大兴安岭-太行-雪峰断隆带 …… 939
兴安线* …… 939
银川-成都断陷带 …… 939
华夏类型构造特征 …… 939
新华夏海 …… 939
西域构造体系 …… 939
西域系* …… 939
河西构造体系 …… 939
河西系* …… 939
中国西部北东向构造 …… 939
中国东部北西向构造 …… 939
天山-祁连-大别-鲁东南构造带* …… 940
山西多字型构造体系 …… 940
阿尔金-阴山北缘断裂带 …… 940
山字型构造体系 …… 940
前弧* …… 940
反射弧* …… 940
脊柱* …… 940
反射弧脊柱* …… 940
马蹄形盾地* …… 940
淮阳山字型构造体系 …… 940
祁吕贺兰山字型构造体系 …… 940
武都山字型构造体系 …… 941
陇南山字型* …… 941
欧亚山字型构造体系 …… 941
弧形构造 …… 941
联合弧 …… 941
限制弧 …… 941
牵制弧* …… 941
牵引弧 …… 941
边缘弧 …… 941
叠弧 …… 941
套弧* …… 941
正叠弧* …… 941
斜叠弧* …… 941
人字型构造 …… 941
“λ”型构造* …… 941
郯城-庐江入字型* …… 941
小江入字型* …… 941
主干断裂 …… 941
分支构造 …… 941
圣安德烈斯入字型构造 …… 941
棋盘格式构造 …… 941
井字型构造* …… 941
网状构造* …… 941
X 型构造* …… 941
大义山式断裂 …… 942
泰山式断裂* …… 942
旋转扭动构造体系 …… 942
旋扭构造* …… 942
旋扭轴* …… 942
旋回面* …… 942
撒开* …… 942
收敛* …… 942
砥柱 …… 942
旋涡 …… 942
内旋 …… 942
外旋* …… 942
左旋 …… 942
反时针扭动* …… 942

右旋* …… 942
顺时针扭动* …… 942
帚状构造 …… 942
“ν”型构造* …… 942
大洋洲帚状构造 …… 942
澳洲帚状构造* …… 942
旋卷构造 …… 942
水鸭子墩反S型构造 …… 942
正弦状构造 …… 942
歹字型构造 …… 942
“η”型构造* …… 942
南北向之字型构造* … 942
青藏滇缅印尼歹字型构造 …… 943
青藏歹字型构造* …… 943
康藏歹字型构造* …… 943
阿拉斯加-科迪勒拉歹字型构造 …… 943
莲花状构造 …… 943
环状构造* …… 943
涡轮状构造 …… 943
旋涡状构造* …… 943
辐射状构造* …… 943
班达海旋涡状构造 …… 943
加勒比海旋涡状构造 …… 943
连环式旋扭构造 …… 943
构造体系演化 …… 943
构造体系图 …… 944
构造型式图* …… 944
古构造体系 …… 944
活动构造体系 …… 944
控震构造体系 …… 944
发震构造体系 …… 944
孕震构造体系* …… 944
强震预报 …… 944
构造体系控岩控矿 …… 944
构造动力成岩成矿 …… 944
结构面力学性质控矿 …… 945
构造体系多级控矿 …… 945
构造体系复合控矿 …… 945
构造体系控油 …… 945
地下水网络 …… 945

构造级序与复合

构造等级 …… 945
构造级别* …… 945
高级构造 …… 945
低级构造* …… 945
构造序次 …… 945
构造世序* …… 945
初次构造* …… 945
再次构造 …… 946
伴生构造 …… 946
构造序幕 …… 946
序幕* …… 946
结构面力学性质转变 …… 946
构造复合 …… 946
构造体系复合* …… 946
归并 …… 946
追踪断裂* …… 946
交接 …… 946
重接* …… 946
斜接* …… 946
反接* …… 946
截接* …… 946
包容 …… 946
重叠 …… 946
限制 …… 946
构造联合 …… 946
联合构造体系* …… 946
构造脱顶 …… 947

岩石性质与应力场

岩石力学性质 …… 947
各向同性 …… 947
异向同性* …… 947
各向异性 …… 947
异向异性* …… 947
理想刚体 …… 947
弹性 …… 947
弹性后效* …… 947
塑性 …… 947
塑性变形* …… 947
弹塑性 …… 947
半黏性流动 …… 947
半黏性流体* …… 947
蠕变现象 …… 947
松弛现象 …… 948
弛豫* …… 948
松弛时间 …… 948
流变性 …… 948
流变体* …… 948
岩石弹性表象 …… 948
岩石塑性表象 …… 948
固态位移 …… 948
工作硬化作用 …… 948
工作软化作用* …… 948
岩内流体 …… 948
岩内流体运动 …… 948
应力驱动作用 …… 948
动力驱动机制* …… 948
镶嵌砾石 …… 948
变形砾石 …… 948
灯盏石* …… 948
猴面石* …… 948
岩石基本强度* …… 949
形变图像 …… 949
应变图像* …… 949
地应力 …… 949
地应力场 …… 949
构造应力场 …… 949
古构造应力场 …… 949
现今构造应力场 …… 949
应力集中 …… 949
应力释放 …… 949
地热应力 …… 949
岩石残余应力 …… 949
主应力轨迹线 …… 949
构造附加静压力 …… 950
地应力测量 …… 950
相对地应力测量 …… 950
绝对地应力测量 …… 950
地应力恢复法 …… 950
地应力解除法 …… 950
地应变解除法* …… 950
钻孔加深法 …… 950
水力压裂法 …… 950
水压致裂法* …… 950
声发射地应力测量 …… 950
凯塞效应 …… 951
抹录不净现象 …… 951
应力计 …… 951
应变计* …… 951
传感器率定 …… 951
围压率定机 …… 951
主应力交汇法 …… 951
断层微量位移测量 …… 951
断层上盘运动矢量图 …… 951
形变模拟实验 …… 951
泥巴实验* …… 951
光弹性模拟实验 …… 951
光弹性实验* …… 951
激光全信息光弹法* … 951
火花动态光弹法* …… 952
脆性漆法 …… 952
变形网格法 …… 952
云纹法 …… 952
莫尔纹法* …… 952
气泡法 …… 952
横梁弯曲 …… 952
多字型褶皱数学模拟 …… 952
岩石力学实验 …… 952
反序法 …… 952
反演法* …… 952

地壳运动

建造 …… 952
改造 …… 952
地壳运动程式 …… 952
地壳运动过程 …… 952
地壳运动时期 …… 953
地壳运动方式 …… 953
水平运动主导性 …… 953
水平应力主导性* …… 953
地壳运动定向性 …… 953
地壳运动统一性 …… 953
地壳运动周期性 …… 953
构造运动全球性* …… 953
挽近 …… 953
近古* …… 953
中古* …… 953
上古* …… 953
太古* …… 953
海水进退规程 …… 953
全球性海水进退* …… 953
纬度性海水进退* …… 953
区域性海水进退* …… 953
纬度性古生物迁移 …… 953
地球自转速率变化 …… 953
大陆车阀说 …… 954
大陆车阀理论* …… 954
自动刹车机制* …… 954
地壳运动起源 …… 954
惯性力 …… 954
离心惯性力* …… 954
纬向惯性力* …… 954
科氏惯性力* …… 954
调和函数 …… 954
协和函数* …… 954
球体调和函数 …… 954
球面调和函数 …… 954
球函数* …… 954
带球函数 …… 955
带调和函数* …… 955
扇球函数 …… 955
纵协和函数* …… 955
调和山脉 …… 955
造山成盆形成机制 …… 955
中国地质学 …… 955
地质力学概论 …… 955

活动构造与新构造学

总 论

活动构造学 …… 956
新构造学 …… 956
新构造 …… 956
新构造运动 …… 956
挽近地壳运动 …… 956
新构造运动普遍性 …… 956
新构造运动继承性 …… 956
新构造运动间歇性 …… 956
新构造运动波动性* …… 956
新构造运动振荡性* …… 956
新构造运动差异性 …… 956
对照性地形 …… 956
新构造期 …… 956
现代地质时期 …… 957
地壳稳定性 …… 957
构造活动性 …… 957
活动构造单元 …… 957
相对升降波 …… 957
约翰逊海岸成因分类 …… 957
现代地壳破裂网络 …… 957
现代世界最高隆起区 …… 957
现代世界最深坳陷带 …… 957
新构造运动速率 …… 957
新构造运动强度 …… 957
新构造运动强度图 …… 957
新构造类型 …… 957
新构造类型图 …… 957
新构造区划 …… 958
新构造区划图 …… 958
第四系厚度等值线图 …… 958
新构造图 …… 958
新构造运动图* …… 958
新构造分析图 …… 958
新构造综合图 …… 958
现代地壳垂直运动图 …… 958
现代地壳等升降线图 …… 958
新构造运动研究法 …… 958
新构造运动定性研究法 …… 958
新构造运动定量研究法 …… 958
第四系厚度分析法 …… 958
新构造运动地貌研究法 …… 959
新构造运动天文学研究法 …… 959
新构造运动水文学研究法 …… 959
新构造运动大地测量法 …… 959
重复精密控制测量 …… 959
重复水准测量 …… 959
新构造运动历史考古法 …… 959
现代地壳运动委员会 …… 959

活动构造现象

第四纪褶皱 …… 959
新构造褶皱* …… 959
压缩褶皱 …… 959
活动褶皱 …… 959
活动盆地 …… 960
近代横向地壳弯曲 …… 960
地表线性构造 …… 960
活动构造 …… 960
活动断裂 …… 960
活断层* …… 960
潜伏活动断裂 …… 960
能动断层 …… 960
活动断裂分段性 …… 960
活动断层段落边界 …… 960
活动断块 …… 961
活动断裂系 …… 961
活动断裂网络* …… 961
现代裂谷 …… 961
地裂现象 …… 961
西安现代地裂现象 …… 961
长城错断现象 …… 961
岩爆现象 …… 961
层状地貌 …… 961

新构造类型

全新世地壳运动 …… 961
现代地壳运动 …… 962
定向垂直地壳运动 …… 962
现代垂直地壳运动 …… 962
现代水平地壳运动 …… 962
现代内生构造运动 …… 962
现代外生构造运动 …… 962
现代区域性构造运动 …… 962
现代局部性构造运动 …… 962
第四纪海面升降运动 …… 962
地动型海面变化* …… 962
水动型海面变化* …… 963
黑海-北极式海侵颤动 …… 963
大陆冰川均衡运动 …… 963
现代构造运动 …… 963
现代非构造运动 …… 963
现代地表构造运动 …… 963
现代地壳运动速度反常 …… 963
人为激发运动 …… 963
动压负荷运动 …… 963
静压负荷运动 …… 964
流体地质动力运动 …… 964
地壳微脉动 …… 964
大面积升降运动 …… 964
拱曲运动 …… 964
拱曲作用* …… 964
地穹运动* …… 964
现代旋扭运动 …… 964
地裂运动 …… 965
块状运动 …… 965
活动块体 …… 965
新造山带 …… 965
山岳穹状隆起 …… 965
穹状-断块山系 …… 965
东非型山区* …… 965
贝加尔型山区* …… 965
再生型山区 …… 965
天山型山区* …… 965
年轻山区 …… 965
高加索型山区* …… 965
回春性山地 …… 965
大面积拱形构造 …… 965
差异性断块构造 …… 965
单斜断块隆起 …… 965
翘起构造* …… 965
掀斜构造* …… 965
地块隆起 …… 965
活动地块隆起* …… 966
补偿性地堑 …… 966
地肿 …… 966
地凸* …… 966
地凹* …… 966

新构造活动区、带

环太平洋活动构造系 …… 966
地中海活动构造系 …… 966
洋中脊活动构造系 …… 966
中国西部大幅度差异性活动区 …… 966
青藏近代强烈隆起区 …… 966
华北近代沉降区 …… 966
云梦近代沉降区 …… 966
云贵近代掀斜隆起区 …… 966
台东活动裂谷 …… 966
鄂尔多斯周缘活动断裂系 …… 966
山西活动断陷带 …… 967
山西活动地堑系* …… 967
汾河活动地堑系* …… 967
银川-吉兰泰活动断陷带 …… 967
渭河活动断陷带 …… 967
河套活动断陷带 …… 967
海原活动断裂带 …… 967
阿尔金活动断裂带 …… 967
祁连山-河西走廊活动断裂系 …… 968
东昆仑活动断裂带 …… 968
鲜水河活动断裂带 …… 968
小江活动断裂带 …… 968
红河活动断裂带 …… 969
圣安德烈斯活动断裂带 …… 969
瓦沙奇活动断裂带 …… 969
圣哈辛托活动断裂带 …… 969
莫塔瓜断裂带 …… 969
塔拉斯-费尔干纳活动断裂系 …… 969
贝加尔活动裂谷带 …… 969
中央构造线活动断裂系 …… 970
菲律宾活动断裂 …… 970
阿尔派恩活动断裂带 …… 970
北安纳托利亚活动断裂带 …… 970
扎格罗斯褶皱带 …… 970

地震地质学

总 论

地震 …… 971
地动* …… 971
地震学 …… 971
地震地质学 …… 971
地震构造学 …… 971
古地震学 …… 971
考古地震学 …… 971
树轮地震学 …… 971
新年代学 …… 971
弹性回跳说 …… 971
岩浆冲击说 …… 971
相变说 …… 971
扩容说 …… 971
微裂隙说* …… 971
地震序列 …… 972
前震 …… 972
主震 …… 972
余震 …… 972
地震序列类型 …… 972
余震序列 …… 972
古登堡-里克特复发关系式 …… 972
复发间隔 …… 972
地震复发时间可预测模型 …… 972
地震频度 …… 972
地震效率 …… 972
震源机制 …… 972
点源双力偶发震构造模型* …… 972
地震周期 …… 972
地震周期性 …… 972
地震活动性 …… 972
地震活动图 …… 972
地震能 …… 972
地震力 …… 973
蕴震构造 …… 973
发震构造 …… 973
地震断层 …… 973
发震断层 …… 973
新生断层 …… 973
先存活动断层 …… 973
同震位移 …… 973
地震位错* …… 973
地震构造区 …… 973
断层蠕滑 …… 973
断层稳滑* …… 973
断层黏滑 …… 973
地震区 …… 973
地震带 …… 974
地震线 …… 974
地震空区 …… 974
无震区 …… 974
环太平洋地震带 …… 974
地中海地震带 …… 974
北大陆中纬环球地震带 …… 974
洋中脊地震带 …… 974
地震中轴构造带 …… 974
中国地震分布图 …… 974
地震图 …… 974
震波图* …… 974
地震曲线图* …… 974
地震谱* …… 974
中国地震烈度区划图 … 975
应变分布图 …… 975
地震灾害 …… 975
地震地质灾害 …… 975
古地震定年 …… 975

地震要素

震源 …… 975
人工震源* …… 975
震源区 …… 975
震源距 …… 975
震源深度 …… 975
震源体积 …… 975
震中 …… 975
宏观震中* …… 975
微观震中* …… 975
仪器震中* …… 975
震中距 …… 975
震中迁移 …… 975
地震迁移* …… 975
震中对蹠点 …… 975
地震参数 …… 975
震源参数* …… 975
天然地震波 …… 975
走时 …… 976
走时差 …… 976
走时曲线 …… 976
时距曲线* …… 976
走时表 …… 976
地震波衰减 …… 976
影区 …… 976
阴影区* …… 976
地震强度 …… 976
震级 …… 976
极微震 …… 976
微震 …… 976
小震 …… 976
弱震* …… 976
中震 …… 976
强震* …… 976
大地震 …… 976
特大地震* …… 976
面波震级 …… 976
体波震级 …… 976
里氏震级 …… 976
近震震级 …… 976
地震烈度 …… 976
同震线 …… 976
等震线 …… 977
等震线图* …… 977
绝对烈度 …… 977
地震加速度 …… 977
地震矩 …… 977
地震矩释放率 …… 977
震中烈度 …… 977
地震烈度表 …… 977
西伯格地震烈度表 …… 977
罗-弗氏地震烈度表 …… 978
中国地震烈度表 …… 978
美国地震烈度表 …… 978
日本地震烈度表 …… 978
绝对烈度表 …… 978
位移烈度表 …… 979
地震烈度异常 …… 979
有感地震区 …… 979
极震区 …… 979

地震类型

天然地震 …… 979
人工地震 …… 979
构造地震 …… 979
断裂地震* …… 979
褶皱地震 …… 979
陷落地震 …… 979
诱发地震 …… 979
水库诱发地震 …… 979
矿山诱发地震 …… 979
冲击地震 …… 979
火山地震 …… 979
A型火山地震 …… 979
B型火山地震 …… 979
潜火山地震 …… 979
触发地震 …… 979
板间地震 …… 979
板内地震 …… 979
主震型地震 …… 980
震群型地震 …… 980
孤立型地震 …… 980
震群 …… 980
浅源地震 …… 980
中源地震 …… 980
深源地震 …… 980
海洋地震 …… 980
海底地震 …… 980
海岭型地震 …… 980
大陆地震 …… 980
地方震 …… 980
近震 …… 980
远震 …… 980
无感地震 …… 980
有感地震 …… 980
破坏性地震 …… 980
近代地震活动 …… 980
古地震 …… 980
古地震地貌标志 …… 980
古地震地质标志 …… 980
古地震事件层 …… 980
前期地震 …… 980
特征地震 …… 980
地震丛集 …… 980

地震效应

地震效应 …… 980
微观地震效应* …… 981
宏观地震效应* …… 981
震后效应 …… 981
地震地表破裂变形带 … 981
地震破裂段 …… 981
地震破裂起止点 …… 981
断层传播 …… 981
断层扩展* …… 981
地震裂缝 …… 981
地震阶地 …… 981
地震陡坎 …… 981
地震褶皱 …… 981
地震挠曲 …… 981
地震地面凸凹 …… 981
地震隆起 …… 981
断错崩积楔 …… 981
地震穴陷 …… 981
地震滑坡 …… 981
地震崩塌 …… 981
地震滚石 …… 981
地震洪水 …… 981

地震泥石流 …… 981
喷砂冒水 …… 981
沙涌* …… 981
地震淤泥软化 …… 981
地震灾变事件地层 …… 981
震积岩* …… 981
地震液化作用 …… 981
液化泄水岩脉 …… 981
水塑性褶皱* …… 981
液化卷曲变形 …… 982
水塑性变形* …… 982
液化角砾岩 …… 982
粒序断层 …… 982
V型地裂缝 …… 982
碳酸盐岩地震振动液
化序列 …… 982
塞卜哈泥质岩地震液
化序列 …… 982
板内辉绿岩-震积岩-
玄武岩序列 …… 982
海啸丘状层 …… 982
地震湖 …… 983
地震海啸 …… 983
地震前兆 …… 983
宏观地震前兆 …… 983
微观地震前兆 …… 983
地震云 …… 983
地光 …… 983
地声 …… 983
地炮 …… 983

地震调查与地震预报

地震宏观调查 …… 983
古地震组合探槽 …… 983
地震区划 …… 983
地震台 …… 983
地动仪 …… 983
验震器 …… 983
地震计 …… 983
拾震器* …… 983
摆* …… 983
地震仪 …… 983
加速度计 …… 984
强震仪 …… 984
海底地震仪 …… 984
应变地震仪 …… 984
地球物理场观测 …… 984
微震观测 …… 984
无震地形变 …… 984
地形变测量 …… 984
地磁测量 …… 984
地电测量 …… 984
重力测量 …… 984
断层位移测量 …… 984
地下水观测 …… 984
生物异常观测 …… 984
水氡异常 …… 984
地震预报 …… 985
地震预报三要素* …… 985
渐进式地震预报 …… 985
地震长期预报 …… 985
地震中期预报 …… 985
地震短期预报 …… 985
临震预报 …… 985
长期地震危险性
评估 …… 985
地震工程 …… 985
最大地震 …… 985
最大概率地震 …… 985
设计地震 …… 985
安全关闭地震 …… 985
最大可信地震 …… 985
地震灾害评估 …… 985
地震台阵 …… 985
地震台网 …… 985
地震速报台网 …… 985
全球数字地震台网 …… 985
数字化世界标准
地震台网 …… 986
国际加速度计部署
台网 …… 986
宽频带数字地震仪 …… 986

国内外大地震

中国历史地震 …… 986
中国8级以上地震 …… 986
定襄-忻县地震 …… 986
洪洞-赵城地震 …… 986
当雄地震 …… 986
华县地震 …… 986
关中地震* …… 986
泉州地震 …… 987
天水地震 …… 987
菖县-郯城地震 …… 987
三河-平谷地震 …… 987
临汾地震 …… 987
通渭地震 …… 987
平罗-银川地震 …… 987
康定地震 …… 987
尼勒克地震 …… 987
磁县地震 …… 987
聂拉木地震 …… 987
嵩明-杨林地震 …… 987
武都地震 …… 987
阿图什地震 …… 988
玛纳斯地震 …… 988
花莲东南海地震 …… 988
海原地震 …… 988
古浪地震 …… 988
富蕴地震 …… 988
叠溪地震 …… 988
察隅-墨脱地震 …… 988
台东东北海地震 …… 988
唐山地震 …… 988
昆仑山口西地震 …… 989
谢马哈地震 …… 989
里斯本地震 …… 989
洛杉矶地震 …… 989
海沃德地震 …… 989
奇利克地震 …… 989
浓尾地震 …… 989
红水地震 …… 989
阿萨姆地震 …… 989
旧金山地震 …… 989
杜尚别地震 …… 989
阿拉木图地震 …… 989
关东地震 …… 989
印度-尼泊尔地震 …… 990
埃尔津詹地震 …… 990
东南海道近海地震 …… 990
南海道地震 …… 990
阿什哈巴德地震 …… 990
智利地震 …… 990
阿拉斯加地震 …… 990
柯伊纳大坝地震 …… 990
棉兰老岛地震 …… 990
汤加群岛地震 …… 990
墨西哥近海地震 …… 990
班达亚齐近海地震 …… 990
巴基斯坦地震 …… 990

火山地质学

总 论

火山学 …… 991
火山地质学 …… 991
火山灰年代学 …… 991
火山隆起说 …… 991
隆起火口说* …… 991
火山堆积说 …… 991
火山地质 …… 991
火山构造 …… 991
火山活动 …… 991
近代火山活动 …… 991
火山作用 …… 991
潜火山作用 …… 991
隐火山作用* …… 991
地下火山作用* …… 991
火山现象 …… 992
火山温泉 …… 992
火山喷气孔 …… 992
水蒸气喷气孔 …… 992
硫质喷气孔 …… 992
碳酸喷气孔 …… 992
无根喷气孔 …… 992
火山喷发 …… 992
火山韵律 …… 992
初始喷发 …… 992
火山喷发前兆 …… 992
火山脉动 …… 992
火山鸣 …… 992
火山海啸 …… 992
火山津浪* …… 992
火山津波* …… 992
火山旋回 …… 992
自爆发活动 …… 992
喷发强度 …… 992
爆发指数 …… 992
火山烈度 …… 993
火山枕状构造 …… 993
火山柱状节理 …… 993
熔岩空洞构造 …… 993
熔岩隧道 …… 993
熔岩棘 …… 993
熔岩钟乳 …… 993
熔岩石笋 …… 993
溢流拱起构造 …… 993
溢流丘 …… 993
张裂丘 …… 993
胀裂丘* …… 993
胀裂脊* …… 993
裂隙塌陷构造 …… 993
熔岩楔 …… 993
喷气溢流构造 …… 993
喷气穴* …… 993
熔岩喷叠锥 …… 993
熔岩喷气锥* …… 993
火山链 …… 994
火山带 …… 994
火山区 …… 994
火山群 …… 994

火山及喷发类型

火山 …… 994
活火山 …… 994
休眠火山 …… 994
死火山 …… 994
近期火山 …… 994
热火山 …… 994
凉火山 …… 994
油气火山 …… 994
气体火山 …… 994
泥火山 …… 994
泥泉 …… 995
火山喷发类型 …… 995
中心式喷发 …… 995
夏威夷型火山喷发 …… 995
斯特朗博利型火山喷发 …… 995
武尔卡诺型火山喷发 …… 995
培雷型火山喷发 …… 995
普里尼型火山喷发 …… 995
喀拉喀托型火山喷发* …… 995
准岩浆型火山喷发 …… 995
萨特瑟扬型火山喷发* …… 995
超火山 …… 995
潜水蒸气喷发* …… 995
裂隙式喷发 …… 995
裂隙喷发* …… 995
卡特迈型喷发 …… 995
熔结凝灰岩喷发 …… 995
冰岛型喷发 …… 996
冰下喷发 …… 996
裂隙-中心式喷发 …… 996
区域喷溢 …… 996
蚀顶喷溢* …… 996
海底喷发 …… 996
高原玄武岩 …… 996
溢流玄武岩* …… 996
复合喷口玄武岩* …… 996
扩张轴火山 …… 996
大洋板块板内火山 …… 996
火山机构 …… 996
火山体* …… 996
火山筑积物* …… 996
火山通道 …… 997
岩筒* …… 997
火山角砾岩筒* …… 997
火山筒 …… 997
火山管* …… 997
火山颈 …… 997
火山颈残山 …… 997
潜火山 …… 997
次火山* …… 997
雏火山 …… 997
胎火山* …… 997
中心式火山 …… 997
马尔式火山 …… 997
穹状火山 …… 997
盾形火山 …… 997
冰岛型盾形火山 …… 997
夏威夷型盾形火山 …… 997
加拉帕戈斯盾型火山 …… 997
成层火山 …… 997
混合火山 …… 998
复合火山 …… 998
裂隙式火山 …… 998
叠锥状火山 …… 998

火山喷发物

火山喷出物 …… 998
火山碎屑物 …… 998
火山抛出物 …… 998
同源抛出物 …… 998
同质抛出物* …… 998
类质抛出物 …… 998
异源抛出物 …… 998
火山碎屑流 …… 998
玄武碎屑岩* …… 998
默拉皮型火山碎屑流 …… 998
培雷型火山碎屑流 …… 999
圣·文森特型火山碎屑流 …… 999
喀拉喀托型火山碎屑流 …… 999
浅间型火山碎屑流 …… 999
万烟谷型火山碎屑流 …… 999
巴耶斯型火山碎屑流 …… 999
火山灰流 …… 999
火山泥流 …… 999
火山灰 …… 999
火山尘 …… 999
火山砂 …… 999
火山砾 …… 999
火山渣 …… 999
浮石 …… 999
网目状火山岩渣* …… 999
纤维火山渣* …… 999
火山豆 …… 999
外加火山砾* …… 999
结晶火山砾 …… 999
火山泪 …… 999
火山毛 …… 999
玄武玻璃 …… 999
橙玄玻璃* …… 999
火山弹 …… 999
火山块 …… 1000
火山集块* …… 1000
熔岩饼 …… 1000
熔岩球 …… 1000
火山升华物 …… 1000
火山云 …… 1000
爆破云* …… 1000
火山灰云* …… 1000
尘云* …… 1000
火山发光云 …… 1000
热云* …… 1000
培雷云 …… 1000
火山崩流 …… 1000
火山雷雨 …… 1000
火山泥石流 …… 1000
火山气体 …… 1000
火山水 …… 1000
熔岩 …… 1000
熔岩被 …… 1000
熔岩席* …… 1000
熔岩流 …… 1000
复合熔岩流 …… 1001
熔岩构造 …… 1001
结壳熔岩 …… 1001
熔岩表壳构造 …… 1001
绳状熔岩 …… 1001
板状熔岩 …… 1001
块状熔岩 …… 1001
渣块熔岩 …… 1001
阿阿熔岩* …… 1001
阿阿碎石熔岩流* …… 1001
阿阿渣块熔岩流* …… 1001
阿阿熔岩流* …… 1001
翻花熔岩 …… 1001
石龙熔岩 …… 1001
石龙* …… 1001
熔岩鼓包 …… 1001
熔岩冢* …… 1001
压力脊* …… 1001
枕状熔岩 …… 1001

火山锥及火山口

火山锥 …… 1001
熔岩锥 …… 1002
火山穹丘 …… 1002
熔岩丘 …… 1002
火山塞 …… 1002
培雷型穹丘 …… 1002
火山柱 …… 1002
外成穹丘 …… 1002
侵入穹丘 …… 1002
集块火山锥 …… 1002
火山渣锥 …… 1002
碎屑锥* …… 1002
浮石火山锥 …… 1002
火山灰火山锥 …… 1002
泥火山锥 …… 1002
复合锥 …… 1002
混合锥* …… 1002
层火山* …… 1002
寄生火山锥 …… 1003
侧火山锥* …… 1003
混合火山锥 …… 1003
复合火山锥* …… 1003
正常型混合火山锥 …… 1003
回归型混合火山锥 …… 1003
颠倒型混合火山锥 …… 1003
缺裂火山锥 …… 1003
熔壳火山锥 …… 1003
火山口 …… 1003
喷口 …… 1003
喷火口* …… 1003
喷出口* …… 1003
火山口壁 …… 1003
火山口墙* …… 1003
火山口缘 …… 1003
火口垣* …… 1003
火山口环 …… 1003
侧火山口 …… 1003
缺裂火山口 …… 1003
破火山口 …… 1003
破火口* …… 1003
塌陷破火山口 …… 1003
喀拉喀托型破火山口 …… 1003
基拉韦厄型破火山口 …… 1004
夏威夷型破火山口 …… 1004
卡特迈型破火山口 …… 1004
潜火山型破火山口 …… 1004
格伦考型破火山口 …… 1004
侵蚀破火山口 …… 1004
巴耶斯型破火山口 …… 1004
玛萨亚型破火山口 …… 1004
阿蒂特兰型破火山口 …… 1004
加拉帕戈斯型破火山口 …… 1004
火山洼地 …… 1004
火山构造地堑 …… 1004
火山构造地垒 …… 1004
火山构造凹地 …… 1004
外轮山 …… 1004
索马山* …… 1004
火口原 …… 1004

火山喀斯特 …… 1004
熔岩平原 …… 1004
熔岩高原 …… 1004
熔岩湖 …… 1005
火山碎屑高原 …… 1005

典型火山

昆仑-可可西里火山区 …… 1005
乌鲁克库勒火山群 …… 1005
黑石北湖火山群 …… 1005
腾冲火山群 …… 1005
雷琼火山群 …… 1005
大屯火山群 …… 1006
长白火山群 …… 1006
龙岗火山群 …… 1006
五大连池火山群 …… 1006
伊通火山群 …… 1006
兴蒙火山区 …… 1006
大同火山群 …… 1007
富士火山 …… 1007
阿苏火山 …… 1007
维苏威火山 …… 1007
斯特朗博利火山 …… 1007
武尔卡诺火山 …… 1007
卡特迈火山 …… 1008
培雷火山 …… 1008
乞力马扎罗火山 …… 1008
圣海伦斯火山 …… 1008
喀拉喀托火山 …… 1008
埃尔奇琼火山 …… 1009
博戈斯洛夫火山岛 …… 1009
鲁伊斯峰火山 …… 1009
皮纳图博火山 …… 1009
尼拉贡戈火山 …… 1009
埃特纳火山 …… 1009

构造运动期(幕)

中国地壳运动

迁西运动 …… 1010
铁架山运动 …… 1010
兴和运动 …… 1010
阜平运动 …… 1010
铁堡运动 …… 1010
黑疙瘩岭运动 …… 1010
建屏运动 …… 1010
虎坪运动 …… 1010
嵩阳运动 …… 1010
五台运动 …… 1010
胶东运动 …… 1010
鞍山运动 …… 1010
大别运动 …… 1010
吕梁运动 …… 1010
吕梁变革* …… 1010
栾川运动 …… 1011
中条运动 …… 1011
渣尔泰运动 …… 1011
蚌埠运动 …… 1011
中岳运动 …… 1011
熊耳运动 …… 1011
易门运动 …… 1011
黄陵运动 …… 1011
祁门运动 …… 1011
四堡运动 …… 1011
龙川运动 …… 1011
燕辽运动 …… 1011
梵净运动 …… 1011
武陵运动 …… 1011
东安运动 …… 1011
兴城上升 …… 1011
兴城运动* …… 1011
头泉运动 …… 1011
前富禄上升 …… 1011
松山运动 …… 1011
满银沟运动 …… 1012
落可崇运动 …… 1012
双桥运动 …… 1012
迤东运动 …… 1012
皖南运动 …… 1012
晋宁运动 …… 1012
前澄江运动 …… 1012
休宁运动 …… 1012
雪峰运动 …… 1012
昆阳运动 …… 1012
嵩山运动 …… 1012
方岭运动 …… 1012
黄梅运动 …… 1012
应山运动 …… 1012
澄江运动 …… 1012
后澄江运动 …… 1012
偃师运动 …… 1012
垣曲运动 …… 1012
豫西运动 …… 1012
杨庄运动 …… 1012
滦县上升* …… 1012
铁岭运动 …… 1012
水峪运动 …… 1013
蓟县运动 …… 1013
蓟县上升* …… 1013
少林运动 …… 1013
铜湾运动 …… 1013
兴凯运动 …… 1013
凤台运动 …… 1013
满家滩上升 …… 1013
霍邱运动 …… 1013
陶来运动 …… 1013
金州上升 …… 1013
新邵运动 …… 1013
云贵上升 …… 1013
冶里上升 …… 1013
怀远运动 …… 1013
古浪运动 …… 1013
郁南运动 …… 1013
崇余运动 …… 1013
北流运动 …… 1013
宜昌上升 …… 1014
广西运动 …… 1014
湘桂运动 …… 1014
祁连运动 …… 1014
江南运动 …… 1014
伊凉运动 …… 1014
宁夏运动 …… 1014
百越运动 …… 1014
平阳运动 …… 1014
曲靖运动 …… 1014
昆仑运动(一) …… 1014
大明山运动 …… 1014
邕宁运动 …… 1014
桂北运动 …… 1014
八桂运动 …… 1014
柳江运动 …… 1014
江西运动 …… 1015
南山运动 …… 1015
梨园河运动 …… 1015
天山运动 …… 1015
赣西运动 …… 1015
建康运动 …… 1015
东陂运动 …… 1015
伊犁运动 …… 1015
萨乌尔运动 …… 1015
周陂运动 …… 1015
淮南运动 …… 1015
昆明运动 …… 1015
鲁中运动 …… 1015
云南运动(一) …… 1015
黔桂运动 …… 1015
秦岭运动 …… 1015
东吴运动 …… 1016
东吴革命* …… 1016
鸣山运动 …… 1016
东南运动 …… 1016
甘肃革命 …… 1016
通化运动 …… 1016
苏皖运动 …… 1016
大青山运动 …… 1016
桂西运动 …… 1016
下扬子运动 …… 1016
印支运动 …… 1016
金子运动 …… 1016
淮阳运动 …… 1016
艮口运动 …… 1016
燕山运动 …… 1017
平而关运动 …… 1017
龙华运动 …… 1017
安源运动 …… 1017
一平浪运动 …… 1017
南象运动 …… 1017
三湾运动 …… 1017
三都运动 …… 1017
萍乡运动(二) …… 1017
东京运动 …… 1017
湘粤运动 …… 1018
朝阳变动 …… 1018
松岭变动 …… 1018
萍乡运动(一) …… 1018
宁镇运动 …… 1018
震旦运动(一) …… 1018
兴安运动 …… 1018
闽浙运动 …… 1018
四川运动 …… 1018
太平洋运动 …… 1018
南澳运动 …… 1018
合黎运动 …… 1018
喜马拉雅运动 …… 1018
茅山运动 …… 1019
衡阳运动 …… 1019
南岭运动 …… 1019
大容运动 …… 1019
星子运动 …… 1019
江宁运动 …… 1019
西山运动 …… 1019
田阳运动 …… 1019
茅台运动 …… 1019
昆仑运动(二) …… 1019
埔里运动 …… 1019
蓬莱运动 …… 1019
东宁运动* …… 1019
台湾运动 …… 1019
中国构造运动一览表 …… 1020

国外地壳运动

卢阿拉巴山旋回 …… 1021
沙姆瓦旋回 …… 1021
林波波旋回 …… 1021
基巴拉-布干达-托罗运动 …… 1021
墨西拿运动 …… 1021
基巴拉旋回 …… 1021
比里姆运动 …… 1021
加丹加运动 …… 1021
凯诺拉运动 …… 1021
基诺尔运动* …… 1021
阿尔戈马运动 …… 1021
阿尔冈曼运动* …… 1021
瑞典-芬兰运动 …… 1021
瑞典-卡累利阿运动 … 1021
拉克斯福德运动 …… 1021
纳格苏托基德运动 …… 1021
卡累利阿运动 …… 1021
达尔斯兰运动 …… 1021
哥特运动* …… 1021
瑞典-挪威运动* …… 1021
埃尔森运动 …… 1021
基诺拉运动 …… 1021
哈德孙运动 …… 1021
彭诺克运动 …… 1022
凯蒂利德运动 …… 1022
劳伦运动 …… 1022
劳伦构造作用幕* …… 1022
卡拉圭-安科勒旋回 … 1022
休伦运动 …… 1022
格伦威尔运动 …… 1022
基拉尔尼运动 …… 1022
斯图特运动 …… 1022
阿得莱德运动* …… 1022
加达裂谷作用 …… 1022
约特尼运动 …… 1022
卡多米运动 …… 1022
阿辛特运动 …… 1022
阿瓦朗运动 …… 1022
贝加尔运动 …… 1022
叶尼塞构造幕* …… 1022
卡多姆构造幕* …… 1022
萨拉伊尔构造幕* …… 1022
泛非运动 …… 1022
巴西造山运动* …… 1022
巴西-泛非事件* …… 1022
萨拉伊尔运动 …… 1022
撒丁运动 …… 1023
加里东运动 …… 1023
塔科尼幕* …… 1023
阿登幕* …… 1023
伊利幕* …… 1023
塔科尼运动 …… 1023
塔康运动* …… 1023
亨伯造山运动* …… 1023
阿登运动 …… 1023
阿当运动* …… 1023
亚登运动* …… 1023
伊利运动 …… 1023
海伯尼运动* …… 1023
海西运动 …… 1023
华力西运动* …… 1023
布雷顿幕* …… 1023
苏台德幕* …… 1023
阿斯图里幕* …… 1023
萨尔幕* …… 1023
普法尔茨幕* …… 1023
布雷顿运动 …… 1023
布列唐运动* …… 1023
布列东运动* …… 1023
苏台德运动 …… 1023
阿斯图里运动 …… 1023
萨尔运动 …… 1023
萨阿尔运动* …… 1023
普法尔茨运动 …… 1023
法尔琴运动* …… 1023
法尔兹运动* …… 1023
阿卡迪运动 …… 1023
阿卡迪亚运动* …… 1023
阿卡德运动* …… 1023
阿瓦朗地体* …… 1023
塔伯拉伯运动 …… 1023
卡宁伯拉运动 …… 1024
安特勒运动 …… 1024
阿勒格尼运动 …… 1024
阿莫利卡运动 …… 1024
阿尔泰运动 …… 1024
乌拉尔运动 …… 1024
阿巴拉契亚运动 …… 1024
阿尔卑斯运动 …… 1024
亚平宁运动* …… 1024
早基梅里幕* …… 1024
晚基梅里幕* …… 1024
奥地利幕* …… 1024
亚海西幕* …… 1024
比利牛斯幕* …… 1024
萨瓦幕* …… 1024
施蒂里亚幕* …… 1024
海尔维第幕* …… 1024
阿提克幕* …… 1024
罗纳幕* …… 1024
瓦拉几亚幕* …… 1024
早基梅里运动 …… 1024
老细末里运动* …… 1024
老启莫里运动* …… 1024
老基米里运动* …… 1024
晚基梅里运动 …… 1024
新细末里运动* …… 1024
新基米里运动* …… 1024
奥地利运动 …… 1024
亚海西运动 …… 1024
拉勒米运动 …… 1024
拉拉米运动* …… 1024
拉勒米革命* …… 1024
塞维尔运动 …… 1024
比利牛斯运动 …… 1025
萨瓦运动 …… 1025
萨夫运动* …… 1025
施蒂里亚运动 …… 1025
斯提里运动* …… 1025
海尔维第运动 …… 1025
海尔微运动* …… 1025
阿提克运动 …… 1025
亚蒂克运动* …… 1025
罗纳运动 …… 1025
路登运动* …… 1025
瓦拉几亚运动 …… 1025
瓦拉赤运动* …… 1025
安第斯运动 …… 1025
内华达运动 …… 1025
拉勒米-哥伦布运动 … 1025
本州运动 …… 1025
安部族运动 …… 1025
秋吉旋回 …… 1025
秋吉运动 …… 1025
佐川旋回 …… 1025
前佐川运动 …… 1025
丰岳运动 …… 1025
飞弹运动 …… 1025
大贺运动 …… 1026
大岛运动 …… 1026
后佐川运动 …… 1026
兰吉他塔运动 …… 1026
佐川运动 …… 1026
秋津运动 …… 1026
阿布沙罗克运动 …… 1026
广岛变动 …… 1026
日高运动 …… 1026
高千穗运动 …… 1026
大八州变动 …… 1026
大八州运动* …… 1026
缘东海运动 …… 1026
缘东海变动* …… 1026
喀斯喀特运动 …… 1026
卡斯卡底运动* …… 1026
安的列斯运动* …… 1026
凯库拉运动 …… 1026
瑞穗运动 …… 1026
帕萨迪纳运动 …… 1026
六甲变动 …… 1026
世界构造运动一览表 …… 1027

中国地球科学家

张衡 …… 1028
裴秀 …… 1028
酈道元 …… 1028
贾耽 …… 1028
沈括 …… 1028
徐霞客 …… 1028
张相文 …… 1028
章鸿钊 …… 1028
王宠佑 …… 1028
丁文江 …… 1029
王烈 …… 1029
何杰 …… 1029
李四光 …… 1029
翁文灏 …… 1029
卢祖荫 …… 1030
竺可桢 …… 1030
王竹泉 …… 1030
谭锡畴 …… 1030
李学清 …… 1030
周赞衡 …… 1030
袁复礼 …… 1030
叶良辅 …… 1030
李捷 …… 1031
朱庭祜 …… 1031
孙云铸 …… 1031
黄国璋 …… 1031
杨钟健 …… 1031
谢家荣 …… 1031
张席禔 …… 1032
冯景兰 …… 1032
陈旭 …… 1032
盛莘夫 …… 1032

赵亚曾 …… 1032
俞建章 …… 1032
田奇琇 …… 1032
乐森璕 …… 1033
李承三 …… 1033
何作霖 …… 1033
孟宪民 …… 1033
侯德封 …… 1033
胡焕庸 …… 1033
王恒升 …… 1033
许杰 …… 1034
斯行健 …… 1034
马廷英 …… 1034
朱森 …… 1034
尹赞勋 …… 1034
王曰伦 …… 1034
张伯声 …… 1034
夏坚白 …… 1035
常隆庆 …… 1035
裴文中 …… 1035
李春昱 …… 1035
黄汲清 …… 1035
方俊 …… 1035
侯光炯 …… 1035
余瑞璜 …… 1036
赵金科 …… 1036
涂长望 …… 1036
潘钟祥 …… 1036
计荣森 …… 1036
南延宗 …… 1036
赵九章 …… 1036
王钰 …… 1037
袁见齐 …… 1037
徐克勤 …… 1037
高振西 …… 1037
马溶之 …… 1037
李悦言 …… 1037
许德佑 …… 1037
杨遵仪 …… 1037
李连捷 …… 1038
贾兰坡 …… 1038
顾功叙 …… 1038
张文佑 …… 1038
王之卓 …… 1038
周廷儒 …… 1038
高平 …… 1038
傅承义 …… 1038
孙殿卿 …… 1039
陈永龄 …… 1039
周立三 …… 1039
徐仁 …… 1039
熊毅 …… 1039
王嘉荫 …… 1039
毕庆昌 …… 1039
岳希新 …… 1039
侯仁之 …… 1040
路兆洽 …… 1040
谭其骧 …… 1040
边兆祥 …… 1040
阮维周 …… 1040
陈国达 …… 1040
翁文波 …… 1040
李庆逵 …… 1040
程裕淇 …… 1041
侯祥麟 …… 1041
刘恢先 …… 1041
卢衍豪 …… 1041
叶连俊 …… 1041
任美锷 …… 1041
黄秉维 …… 1041
李璞 …… 1042
吴磊伯 …… 1042
谷德振 …… 1042
武衡 …… 1042
贾福海 …… 1042
黄绍显 …… 1042
程纯枢 …… 1042
郭令智 …… 1042
朱显谟 …… 1042
宋叔和 …… 1043
秦馨菱 …… 1043
郭文魁 …… 1043
王鸿祯 …… 1043
叶笃正 …… 1043
朱祖祥 …… 1043
吴汝康 …… 1043
陈庆宣 …… 1044
李星学 …… 1044
刘东生 …… 1044
关士聪 …… 1044
池际尚 …… 1044
陈梦熊 …… 1044
郭承基 …… 1045
董申保 …… 1045
彭琪瑞 …… 1045
谢义炳 …… 1045
穆恩之 …… 1045
童宪章 …… 1045
业治铮 …… 1045
吴传钧 …… 1045
周明镇 …… 1045
顾知微 …… 1046
韩德馨 …… 1046
汪闻韶 …… 1046
马杏垣 …… 1046
毛汉礼 …… 1046
田在艺 …… 1046
杨起 …… 1046
张炳熹 …… 1047
施雅风 …… 1047
陶诗言 …… 1047
朱夏 …… 1047
陈述彭 …… 1047
涂光炽 …… 1047
于天仁 …… 1047
林秉南 …… 1048
郝诒纯 …… 1048
高由禧 …… 1048
刘鸿允 …… 1048
王仁 …… 1048
文圣常 …… 1048
陈吉余 …… 1048
盛金章 …… 1048
李德生 …… 1049
胡聿贤 …… 1049
钱宁 …… 1049
沈其韩 …… 1049
刘广志 …… 1049
胡海涛 …… 1049
谢学锦 …… 1049
郭可信 …… 1049
李玶 …… 1049
於崇文 …… 1050
曾融生 …… 1050
裴荣富 …… 1050
谢鉴衡 …… 1050
刘天泉 …… 1050
章基嘉 …… 1050
孙大中 …… 1050
彭志忠 …… 1050
章申 …… 1050
中国科学院地学部
院士名录 …… 1051
中国科学院其他学
部与地学有关的院士
名录 …… 1058
中国工程院与地学
有关的院士名录 …… 1059

外国地球科学家

埃拉托色尼 …… 1062
大普林尼 …… 1062
托勒密 …… 1062
比鲁尼 …… 1062
阿格里科拉 …… 1062
墨卡托 …… 1062
瓦伦纽斯 …… 1062
胡克 …… 1062
斯泰诺 …… 1062
莱布尼兹 …… 1062
布格 …… 1062
伍德沃德 …… 1062
布丰 …… 1063
罗蒙诺索夫 …… 1063
盖塔尔 …… 1063
莱曼 …… 1063
米切尔 …… 1063
狄马列 …… 1063
赫顿 …… 1063
帕拉斯 …… 1063
阿维 …… 1063
维尔纳 …… 1063
霍尔,S.J. …… 1063
尼科尔 …… 1063
史密斯,W. …… 1063
洪堡 …… 1063
居维叶 …… 1064
莫斯 …… 1064
布赫 …… 1064
詹姆逊 …… 1064
高斯 …… 1064
贝采利乌斯 …… 1064
李特尔 …… 1064
布赖特豪普特 …… 1064
比肖夫 …… 1064
莫企逊 …… 1064
米舍利希 …… 1064
莱伊尔 …… 1064
博蒙 …… 1064
艾孟斯 …… 1064
米勒 …… 1064
奥比尼 …… 1064
罗杰斯 …… 1065
阿比赫 …… 1065
阿加西 …… 1065
达尔文 …… 1065
霍尔,J. …… 1065
布拉维 …… 1065

普拉特 …… 1065
丹纳 …… 1065
慕维廉 …… 1065
索比 …… 1065
奥佩尔 …… 1065
修斯 …… 1065
休斯* …… 1065
徐士* …… 1065
李希霍芬 …… 1065
海克尔 …… 1065
盖基 …… 1065
罗森布什 …… 1066
齐克尔 …… 1066
艾孟斯 …… 1066
瑞利 …… 1066
居里夫人 …… 1066
比埃尔·居里* …… 1066
默里 …… 1066
拉采尔 …… 1066
柯本 …… 1066
道库恰耶夫 …… 1066
克拉克 …… 1066
贝特朗 …… 1066
卡尔宾斯基 …… 1066
海姆 …… 1066
戴维斯 …… 1067
米尔恩 …… 1067
费多罗夫 …… 1067
克罗斯 …… 1067
贝克 …… 1067
小藤文次郎 …… 1067
范海斯 …… 1067
维里士 …… 1067
乔利 …… 1067
莫霍洛维契奇 …… 1067
伊丁斯 …… 1067
戴维 …… 1067
舒克特 …… 1067
沃格特 …… 1068
奥尔德姆 …… 1068
彭克,A. …… 1068
泰尔米埃 …… 1068
哈克 …… 1068
赫特纳 …… 1068
林格伦 …… 1068
横山又次郎 …… 1068
瓦尔特 …… 1068
奥格 …… 1068
列文生-列辛格 …… 1068
纽贝利 …… 1068
拉克鲁瓦 …… 1068
奥布鲁切夫 …… 1068
塞德霍姆 …… 1069
维尔纳茨基 …… 1069
斯文赫定 …… 1069
葛利普 …… 1069
小川琢治 …… 1069
戴利 …… 1069
史密斯,G.E. …… 1069
古勃金 …… 1069
魏敦瑞 …… 1069
安特生 …… 1069
施蒂勒 …… 1069
康拉德 …… 1069
迈因则尔 …… 1070
矢部长克 …… 1070
阿尔冈 …… 1070
米兰科维奇 …… 1070
斯托普丝 …… 1070
魏格纳 …… 1070
魏根纳* …… 1070
萨瓦连斯基 …… 1070
吉纽 …… 1070
德日进 …… 1070
费尔斯曼 …… 1070
埃斯科拉 …… 1070
步达生 …… 1070
桑德尔 …… 1070
鲍温 …… 1071
施奈德勋 …… 1071
布波诺夫 …… 1071
彭克,W. …… 1071
戈尔德施密特 …… 1071
尼格里 …… 1071
尼格利* …… 1071
古登堡 …… 1071
纳里夫金 …… 1071
波丁顿 …… 1071
霍尔姆斯 …… 1071
卡明斯基 …… 1071
沙茨基 …… 1071
维诺格拉多夫 …… 1071
申德沃尔夫 …… 1072
别捷赫金 …… 1072
谢泼德 …… 1072
贝尼奥夫 …… 1072
斯特拉霍夫 …… 1072
毕利宾 …… 1072
奎年 …… 1072
辛普森 …… 1072
裴蒂庄 …… 1072
格拉西莫夫 …… 1072
赫斯 …… 1072
别洛乌索夫 …… 1073
米士 …… 1073
威尔逊 …… 1073
缪勒 …… 1073
裴伟 …… 1073
纽威尔 …… 1073
肖普夫 …… 1073
肖夫* …… 1073
克劳德 …… 1073
西尼村 …… 1073
哈因 …… 1073
怀特 …… 1073
哈兰德 …… 1073
都城秋穗 …… 1074
希曾 …… 1074
上田诚也 …… 1074
许靖华 …… 1074
威利 …… 1074
兰姆赛 …… 1074
伯奇费尔 …… 1074
勒皮雄 …… 1074
毛河光 …… 1074

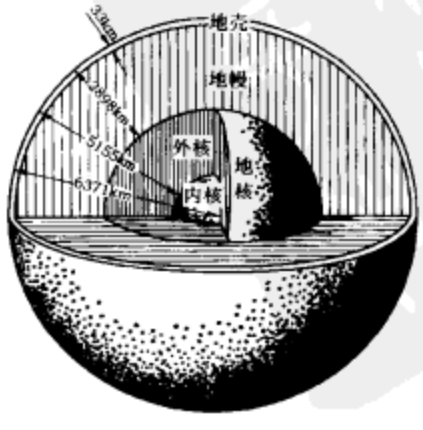
地　球

总　论

【地球科学】 Earth sciences　通称**地学**。是地质学、地理学、海洋学、大气科学及其相关学科的总称。其研究对象是地球的整体，研究内容包括固体地球物质组成(地核、地幔、地壳、岩石、矿产资源、生命遗迹等)，地表水体(海洋、河流、湖泊、沼泽、湿地、冰川、地下水等)，地表形态(山脉、高原、平原、沙漠、岩溶、黄土及其相关地貌)，大气层的组成、结构、物理、化学性质及其变化，地球各层圈结构、构造、形成演化及其相互作用，以及用于上述研究的相关技术科学。地球是人类的家园，地球科学是为人类合理开发自然资源、充分利用自然条件，避免和减轻自然灾害，适应自然规律，使人口、资源、环境相互协调，可持续发展的重要基础自然科学。

【地球系统科学】 Earth system science　从整体论的观点出发，研究地球这个大系统内具有有机联系的子系统，即各圈层内部以及圈层之间的相互作用和运动变化的全过程、形成机制以及可能发生的发展变化趋势。自从 1988 年美国航天航空局顾问委员会发表《地球系统科学》的研究报告以来，把地球科学作为一个系统科学的整体来研究的观点，已经成为全世界学术界的共识。过去地球科学内各分支学科，只注意研究各子系统(如大气、水、岩石、生物……)内部及其在特定时间内的结构与作用过程。地球系统科学则更注意把地球当作一个行星从整体上来认识，进行各种时间尺度的演化研究，而不受地球各原有分支学科的局限。这是一种更广阔、更全面的地球观。这种新认识是与社会经济发展、军事上的需求、技术上的进步以及思维水平的提高相关连的。过去，传统的地球科学各分支学科对人类从地球的各个侧面深化认识，起到了积极的奠基作用，但在思想体系上却存在一定程度的局限性。当前，地球系统科学研究的范围和重点仍以地球表层系统为主。

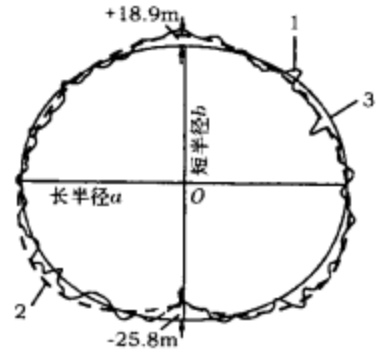
【地球】 Earth　太阳系九大行星之一，是人类居住的星球。九大行星围绕太阳的顺序，从内到外，依次为水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星和冥王星。地球与太阳的平均距离为一个天文单位(AU)，即 149 597 870 千米。地球与其他行星一样，既绕太阳公转，又绕地轴自转，还随着太阳系绕银河系中心的轨道运行。地球公转的轨道呈椭圆形。地球的结构是由不同性质的物质的同心圈层重叠而成的。这些圈层从上而下是大气圈、生物圈、水圈、地壳、地幔和地核。地球的形状为不规则的椭球体，其表面高低不平，最高的山峰海拔达到 8844.43 米，最深的海沟深达海平面之下 11 035 米。地球的平均半径为 6371 千米，体积为 1.083×10^{21} 立方米。地球自然表面积约为 5.11×10^{14} 平方米，赤道周长为 40 075.04 千米。地球有一个自然卫星——月球。地球的表面积约有 71% 被大洋覆盖，很早就有人把地球叫作蔚蓝色的星球。近年来，随着科学技术发展，人们可以在太空中看到整个地球，便把地球称为变幻多彩的地球。因为大陆上的颜色更为丰富多彩，如陆地上的植被、草原为绿色、沙漠为黄色、两极和高山的冰雪为白色，这些彩色是其他行星没有的。地球还为我们提供了丰富的大气、氧气、淡水、适宜的温度等生活条件，更是其他星球所没有的。



地球

【地球椭球】 Earth's ellipsoid　与地球大地水准面形状和大小近似的旋转椭球，一般用长半径(a)和扁率(α)表示。观测结果表明，大地水准面和地球椭球面非常接近。现在，结合卫星大地测量可获得精确数据。世界各国已推导和采用过多种地球椭球大小和形状的数据。中国 1978 年决定采用 1975 年 16 届国际大地测量与地球物理协会推荐的地球椭球参数：a = 6378.140 千米，α = 1:298.257 = 0.003 352 98。

【地球梨状体】 pear-shaped Earth　实指地球大地水准面的形态。地球表面高低不平，珠穆朗玛峰与马里亚纳海沟的高程相差约 20 千米。从宏观上看，这一数字是很小的。假设将静止的平均海水面延伸到大陆内部，形成一个连续不断的与地球近似的形体，其表面(大地水准面)并不规则，需采用与其近似且可用数学公式表达的旋转椭球面代替，以作为测量和制图的基础。根据人造卫星的测定，地球的形状并非标准椭球体，而近似梨形，故称地球梨状体。它的南极凹进 25.8 米，北极高出 18.9 米，中纬度南半球突出，北半球收进 7.5 米。南北半球也不对称。北半球的半径比南半球的半径平均长约 31.8 米。尽管如此，与地球半径 6371 千米相比仍微不足道。图示地球自然表面与大地水准面和旋转椭球面三者的关系。



地球梨状体
1. 自然表面(曲线)；2. 大地水准面(虚线)；3. 旋转椭球体(实线)

【地球半径】 radius of the Earth　地球近似于一个旋转椭球体，由于对地球的测量方法和计算公式不同及地球的形态并不是固定不变的，其半径数字略有出入。根据第 18 届国际大地测量与地球物理协会会议决定，自 1984 年起采用的数据为：赤道半径(长半径)6378.140 千米，两极半径(短半径)6356.755 千米，平均半径 6371 千米。常用的平均半径 r_m = 6 371 011.667 米，等体积球体的半径 r_v = 6 371 023.524 3 米，等面积球体的半径 r_s = 6 371 029.914 3 米。

【地球面积】 area of the Earth　地球表面的总面积约为 5.11×10^{14} 平方米。其中，**大陆面积**约为 1.49×10^{14} 平方米，约占地球总面积的 29.1%(略称 29%)；**海洋面积**约为 3.62×10^{14} 平方

米，约占地球总面积的 70.9%（略称 71%）。

【地极】 pole，terrestrial pole　地球自转轴与地面的交点。地球（大地水准面）的真实形状并非严格的几何上的旋转椭球体。其形状不规则；纬线不是严格的正圆，经线亦非真正的椭圆；地球的南北半球并不对称，它的几何中心也不在赤道平面上。即地球实为一不规则的扁球体，对它无法用简单的几何数学方法表示，只有改用与之接近的形状、大小十分逼近大地水准面的参考扁球体予以表示。地球真实形状便可用大地水准面各部分对参考扁球体的偏离说明：北半球的高纬地区和南半球的低纬地区，大地水准面高出参考扁球体；而北半球的低纬地区和南半球的高纬地区，大地水准面稍低于参考扁球体。地球自转的旋转轴叫地轴，地轴通过地球中心，将此种绕轴旋转称为自转，以别于它绕太阳的公转。地轴与地面相交的两个端点称为地极，又称**自转极**（rotation pole），分别叫南极和北极。地球自转极点相对于地球表面的移动则称**地极移动**（motion of Earth poles）。其实并不存在一根轴，地极亦然，都是根据地球形状、自转等假想的，所以又叫假想轴和假想极，或者是形状轴和形状极。



地极

【北极】 arctic，north pole　指地球自转轴与地球表面北半球的交点。位于北半球北纬 90°的地理极，代表地球的最北之点，或地球旋转轴的最北端。

【南极】 antarctic，south pole　地球自转轴与地球表面南半球的交点。位于南半球南纬 90°的地理极，代表地球的最南之点，或地球旋转轴的最南端。

【地球磁极】 magnetic poles of Earth　指地球上除某些地磁异常区外，在南北极附近各有一个磁倾角为 90°或水平磁分量为零的点，这两个点就是地球磁极。它们的位置并不是固定的，而是经常缓慢地移动的，称**磁极迁移**（magnetic pole wandering）。地球磁极中吸引磁针指北的，叫地球磁北极；另一极称地球磁南极。例如，1961 年，磁北极位于 74°54′和 101°W，磁南极位于 70°S 和 148°E；1970 年，磁北极位于 76°N 和 101°W，磁南极位于 66°S 和 140°E。

【地磁极】 geomagnetic pole，terrestrial magnetic pole　把地球作为一个均匀的磁性体来看的磁极位置，不同于地球磁极，它是一个分析地球磁场的理论值，与地球磁极不在同一位置。如 1990 年地球磁南极的坐标为 64.8°S，138.8°E，而地磁南极的坐标为 78°05′S，111°E。1996 年地球磁北极的坐标是 70.0°N，105.1°W，而地磁北极的坐标为 79.3°N，71.5°W。

【赤道】 equator　通过地心并与地球自转轴垂直的假想平面，称为赤道面。赤道面与地球表面相交的大圆，称为赤道。赤道周长 40 075.04 千米。

【赤道隆起】 equatorial bulge　地球的每一个地点都存在万有引力和自转所产生的惯性离心力，两作用力的合力就是地球的重力。在重力作用下可造成赤道半径略大于两极半径的现象，也可称为地球发生了扁缩。因为各地点的万有引力都是指向球心的，而各地点惯性离心力则是沿着各点自转圆周的切线方向的，两者的合力必然偏离地心，使北半球的物质略微向南运移，而南半球的物质略微向北运移，从而使赤道附近物质增多，呈现出轻微的隆起现象。这种现象是任何旋转星球体所常见的，但隆起的程度各不相同。

【地球椭率】 ellipticity　地球绕极轴的转动惯量（C）和绕赤道轴的转动惯量（A）之差，对绕极轴的转动惯量（C）的比值（$C-A$）/C，称椭率（H），约等于 1/305.3，略小于地球扁率（1/298.257）。有人利用岁差常数求得地球的椭率 $H=(C-A)/C=0.003\,272\,93\pm0.000\,000\,75$。

【地球扁率】 flattening　地球椭球体的参数。指旋转椭球体的长半径或赤道半径（a）与短半径或极半径（b）之差对长半径（a）的比值，即 $\alpha=(a-b)/a$。第 16 届国际大地测量和地球物理协会采用的数据为 1/298.257 = 0.003 352 98。

【地球密度】 Earth density　地球质量与地球体积之比。地球各部分密度不同，占地球表面积约 3/4 的水的密度为 1 克/厘米^3，地球表层岩石的平均密度为 2.7～2.9 克/厘米^3。地球的平均密度为 5.518 克/厘米^3。地球内部物质应具有更大的密度，据地震波计算地球内部物质的密度是随深度而增加的；地壳密度为 2.7～2.9 克/厘米^3；地幔的密度为 3.32～5.66 克/厘米^3；地核的密度为 9.71～13.0 克/厘米^3；在距地表大约 670 千米、2898 千米、5154 千米等深度处有不连续界面存在，往下密度升高直达地心为最大值。这也反映了地球内部物质成分和存在状态的不同。

【地球物质成分】 chemical constitution of the Earth　地球各部分所含化学元素或物质的种类及其存在的相对量。它主要根据地质、地球物理和陨石等方面的资料推算得出，通常用百分比表示。地壳的化学成分由地球外表岩石的化学成分的分析结果直接求得：氧 46%、硅 26.2%、铝 8.32%、铁 5.58%、钙 5.30%、镁 2.90%、钠 2.22%、钾 1.73%、其他 0.75%。地壳下部物质成分是根据地球物理和陨石资料推测的，陨石是具有与地球相似的同心环带构造的行星的碎块，两者平均化学成分应当接近，可认为铁陨石类似地核，石铁陨石类似地核外部，球粒陨石相当于地幔，而无球粒陨石与地壳化学成分接近。按质量分数计算的固体地球的平均化学成分为：铁 34.6%、氧 29.5%、硅 15.2%、镁 12.7%、镍 2.4%、硫 1.9%、钙 1.1%、铝 1.1%、钠 0.57%、铬 0.26%、锰 0.22%、钴 0.13%、磷 0.10%、钾 0.07%、钛 0.05%、其他 0.1%。

【地壳元素丰度】 element's abundance of the Earth's crust　地壳中各类元素的平均含量。地壳至少是其外层可直接观察和采集岩石样品进行化学分析。尽管暴露在地球表面的岩石以沉积岩居多，但地壳的总成分是由相当于麻粒岩的变质岩组成的。根据 5000 多个岩石分析结果发现，地壳主要由氧（约 46% 的质量或 92% 的体积）和硅（约 26% 的质量或 0.8% 的体积）组成的，其余元素按含量依次为铝、铁、钙、镁、钠、钾（表），这 8 个元素质量约占地壳质量的 98%。

地壳元素丰度

元素	质量分数/%	元素	质量分数/%
O	46.0	Na	2.22
Si	26.2	K	1.73
Al	8.32	Ti	0.59
Fe	5.58	P	0.12
Ca	5.30	Ni	<0.01
Mg	2.90	S	≈0.03

（据 Mason，1962 and Krauskopf，1967，经修正）

【地幔元素丰度】 element's abundance of the Earth's mantle　地幔中各类元素的平均含量。地幔不能直接观察，但可以在地球表面发现通过构造运动或岩浆作用带来的上地幔物质，它们的铁、镁丰度较地壳岩石相应元素高。再根据地球密度、地震性质以及认为来自行星物质的陨石等类比，来估计下地幔和地核的

成分。石质陨石有与地幔相似的性质，因此推测地幔是由与石质陨石成分相似的铁镁硅酸盐岩石，即相当于橄榄岩组成的。地幔中的硅酸盐，在400千米以上时，晶体结构主要为橄榄石，400~670千米则转变为尖晶石结构，670千米以下的深处则推测为结构最为紧密的钙钛矿结构（八面体与立方体混合型结构）。由这些矿物组成的不同结构的岩石就能提供地幔的地震性质和计算其密度。

地幔元素丰度　　单位：%

元素	顽火辉石球粒陨石	元素	顽火辉石球粒陨石
Fe	23.70	Na_2O	0.64
Ni	1.78	K_2O	0.16
Co	0.12	P_2O_5	痕量
FeO	8.09	H_2O	0.34
SiO_2	38.47	Cr_2O_3	0.21
TiO_2	0.12	C	0.32
Al_2O_3	1.78	NiO	0.11
MnO	0.02	$w(Ni)/w(Fe)$	0.075
MgO	21.63	$w(FeO)/w(MgO)$	0.011
CaO	1.03		

（据 Mason，1962，经修正）

【地球质量】 Earth-mass　地球的质量是根据天文观测并利用万有引力定律推算出来的，约为 5.9742×10^{24} 千克。此外，已知在不考虑地球自转影响时，地面上重力加速度为 $g=G\frac{M}{R^2}$，将所测得的重力加速度 g（约为9.81米/秒^2）代入上式，也可简单地计算出地球的质量 M。式中：万有引力常量 $G=6.67\times10^{-11}$ 米^3/（千克·秒^2），地球平均半径 $R=6.37\times10^6$ 米。

【地壳质量】 mass of the Earth crust　地壳质量约占地球总质量的0.5%，即 0.27×10^{24} 千克。

【地幔质量】 *mass of the Earth mantle*　地幔质量约占地球总质量的67.0%，即 4.068×10^{24} 千克。

【地核质量】 mass of core of the Earth　地核质量约占地球总质量的32.57%，即约为 1.881×10^{24} 千克。

【大气圈质量】 atmospheric mass　大气层是地球的外圈气体层，广泛到行星际，地球大气主要集中在近地表的低层，高层大气极为稀薄。大气层的总质量为 5.1×10^{18} 千克，约为地球总质量的百万分之一。

【水圈质量】 hydrospheric mass　地表水、地下水和大气中的水加在一起，构成地球的水圈。包括海洋、河流、湖泊、沼泽、冰川和地下水、大气水。地表水约覆盖地球表面总面积的71%，其中主要是辽阔的海洋，占地球表面积的70.8%，平均深度3900米。在地球全部水中，海洋中的水占97%，海洋水质量为 1.41×10^{21} 千克；陆地水不到3%，陆地水质量为 4.35×10^{19} 千克；大气中的水仅占0.001%，大气中的水质量为 1.45×10^{16} 千克。陆地水的77%在冰盖（格陵兰和南极）和冰川中。水圈总质量为 1.45×10^{21} 千克，约为地球总质量的0.024%。

【回归线】 tropic　通指太阳在地球上的直射点在一年内可能到达的最北点和最南点所在的纬线。分南回归线和北回归线。它们分别是热带和南、北温带的天文界线。所在的纬度等于黄赤交角，以40 000年为周期变化于22°和24°30′之间，在历史时期一直在减小，在公元2000年来大约是23°26′。太阳直射点位于回归线，则全球昼长和夜长的纬度差异最大；南北极地区的极昼极夜的范围最大；每一纬度各自的昼长和夜长的差别亦最大。亦指天球上赤道南北各23°26′的赤纬圈。

【南回归线】 tropic of Capricorn　太阳在地球上的直射点在一年内可能到达的最南点所在的纬线。热带同南温带的天文界线。其纬度等于黄赤交角，它在历史时期一直在减小，在公元2000年大约是南纬23°26′。在南至日即北半球的冬至日（12月22日），太阳直射点位于南回归线，以致北半球昼最短，夜最长，极夜范围最大；南半球昼最长，夜最短，极昼范围最大。亦指天球上赤道以南23°26′的赤纬圈。

【北回归线】 tropic of Cancer　太阳在地球上的直射点在一年内可能到达的最北点所在的纬线。热带同北温带的天文界线。其纬度等于黄赤交角，历史时期一直在减小，在公元2000年末大约是北纬23°26′。在北至日即北半球的夏至日（6月21日），太阳直射点位于北回归线，以致北半球昼最长，夜最短，极昼范围最大；南半球昼最短，夜最长，极夜范围最大。亦指天球上赤道以北23°26′的赤纬圈。

【极圈】 polar circle　寒带和温带的天文界线，即有无极昼极夜现象的天文界线。分为南极圈和北极圈。其纬度即黄赤交角的余角，因黄赤交角的周期性变化而变化，自65°30′至68°不等，它在历史时代一直在增加，在20世纪末大约是66°34′。

【南极圈】 Antarctic circle　南纬66°34′的纬线。在南半球的夏至日，太阳终日照射南极圈（极昼）；在南半球的冬至日，南极圈上太阳终日不出（极夜），但因太阳的视半径为16′和大气的折射，南极圈实际上无极夜现象，而极昼现象长达约30天。南极圈还是南温带与南寒带的天文界线。

【北极圈】 Arctic circle　北纬66°34′的纬线。当北半球夏至日，该区太阳终日不没（极昼）；当北半球冬至日时，太阳终日不出（极夜）的最低纬度，但因太阳的视半径（16′）的大气折射现象，在北半球冬至日时那里实际上天空不黑暗。也是北温带和北寒带的天文界线。

【地球系统开放性】 opening Earth system　地球系统自从诞生以来，整个系统与周围环境之间就一直发生着物质的质量、能量与动量的交换。地球不断地从宇宙中接受陨石、太阳辐射能、宇宙射线等物质的质量、动量和能量。同时，也在不断地耗散其能量（热量散失，40亿年来地表温度降低了200~500℃；转动惯性能也在耗散，地球自转速度正在缓慢地降低）。所以，可以说地球是一个耗散系统，地球系统是宇宙巨系统中的一分子，是一个开放系统。尽管宇宙（天文）的因素，初看起来好像影响不大，但在某个特定时期和某个特定空间位置，却可显现其关键性的影响作用。

【地球系统复杂性】 complexity of Earth system　地球是一个复杂系统，这就是说它是由大量不同的而且具有强相互作用（非线性相互作用）的单元（或子系统）所组成的系统。正是地球的各子系统之间发生强相互作用可自发地涌现出系统总体性状、结构与动力学行为，这些就被称为地球系统的复杂性。这个复杂性的概念，与平时所说的地球上作用类型复杂（物理的、化学的与生物的），作用时间尺度变化大（瞬时到几十亿年），作用的空间范围变化大（10^{-9}~10^8米）的复杂概念完全不同。地球各圈层的强相互作用，意味着各圈层之间发生着耦合与解耦作用。耦合作用是指两个系统（圈层）通过相互作用，彼此影响以至联合起来的现象（地球上两圈层间常见过渡层）；解耦作用则是指通过相互作用之后，两体系解除耦合关系，仍分别各具特色、自成体系的现象（各圈层内部物理状态、化学组成等均互不相同）。不仅相邻圈层之间可以互相影响、互相作用，相隔甚远的圈层其实也可以互相影响。例如在固体地球表层及其以上的大气圈下层内的重力场就受深部密度不同的物质分布的影响。地表的磁场则主要受地球内核转速较快、流体外核与地幔之间发生差异运动，造成电磁流体的对流或旋涡，以致产生的电磁场所控制。

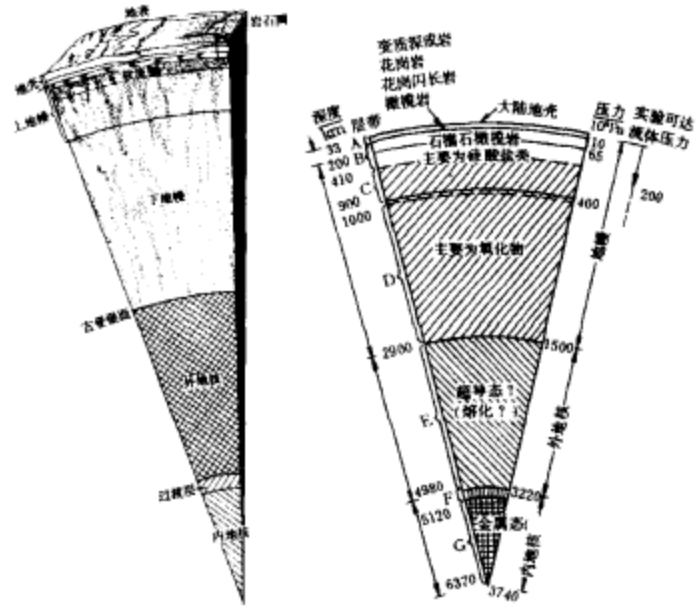
地表附近岩石圈内部的地温场也是深部地幔传导热、对流热和地壳内放射性元素衰变热共同影响的结果。大地震发生前夕，出现的地声、地光、短时间的重力异常、磁场发生异常变化、地下水位突然上升或降低、地表气温增高、闷热、暴雨、异常气象或动物的异常反应等都证明岩石圈内部的构造变形、应力释放可以对大气圈、水圈和生物产生明显的影响。

【地球模型】 Earth's model 表示地球内部不同深度各点的物理参数(如密度、弹性模量、重力、压力、温度等)的模型。1981年国际地震与地球内部物理学协会(IASPEI)推荐的**初步参考地球模型**(primary reference Earth model)是一个资料丰富、计算方法先进，给出的数据最完善，是广为采用的地球模型。其中关于岩石类型已根据新成果订正(见表)。

地球物理参数表

圈层 名称	代号	深度/km	地震波速度/km·s⁻¹ 纵波	地震波速度/km·s⁻¹ 横波	弹性模量/10¹¹ Pa 体变模量	弹性模量/10¹¹ Pa 切变模量	密度/g·cm⁻³	重力加速度/m·s⁻²	压力/10¹¹ Pa	温度/℃	物态	岩石类型
地壳 康拉德面	A	10	5.6	3.4	0.44	0.26	2.6	9.81	0.00	14	固态岩石圈	沉积岩、岩浆岩相当于中基性麻粒岩
地壳 高速带	A'	10	6.0	3.6	0.51	0.3	2.7	9.83	0.003	180~300	固态岩石圈	沉积岩、岩浆岩相当于中基性麻粒岩
地壳	A''	10	6.6	3.8	0.68	0.4	2.9	9.83	0.003	180~300	固态岩石圈	沉积岩、岩浆岩相当于中基性麻粒岩
莫霍面		33	7.6	4.2	0.7	0.5	3.0	9.84	0.01	400~1000	固态岩石圈	沉积岩、岩浆岩相当于中基性麻粒岩
上地幔	B'	60	8.0	4.4	1.17	0.63	3.32	9.847	0.019	500~1100	固态岩石圈	沉积岩、岩浆岩相当于中基性麻粒岩
上地幔 低速带	B	60	8.2	4.6	1.2	0.68	3.34	9.847	0.019	500~1100	软流圈	橄榄岩类
上地幔 低速带	B''	100	7.8	4.2	1.25	0.67	3.4	9.86	0.031	700~1300	软流圈	橄榄岩类
上地幔 低速带	B''	150	7.7	4.0	1.36	0.64	3.5	9.875	0.049	800~1400	软流圈	橄榄岩类
上地幔 低速带	B''	250	8.2	4.55	1.46	0.7	3.6	9.89	0.068	1000~1600	软流圈	橄榄岩类
上地幔	C	400	9.0	4.98	1.87	0.92	3.85	9.94	0.14	1200~2000		具尖晶石结构的镁铁硅酸盐
上地幔	C'	400	9.0	4.98	1.87	0.92	3.85	9.94	0.14	1200~2000		具尖晶石结构的镁铁硅酸盐
上地幔	C''	650	10.2	5.65	2.58	1.32	4.1	9.95	0.218	1300~2250		具尖晶石结构的镁铁硅酸盐
下地幔	D	1000	11.43	6.35	3.35	1.87	4.6	9.94	0.4	1850~3000	不均匀的固态	具钙钛矿结构的镁铁硅酸盐
下地幔	D'	2000	12.8	6.92	5.11	2.48	5.1	9.86	0.87	2500~3900	不均匀的固态	具钙钛矿结构的镁铁硅酸盐
下地幔	D''	2752	13.63	7.31	6.5	3.0	5.6	10.50	1.34	2800~4300	不均匀的固态	具钙钛矿结构的镁铁硅酸盐
古登堡面		2898	13.32	7.11	6.45	2.96	5.7	10.30	1.50	2850~4400	液态	铁、镍(少量硅、硫等)
外核	E	2898	8.1	0.0	6.3	0.0	9.7	10.30	1.50	2850~4400	液态	铁、镍(少量硅、硫等)
外核	E	3500	8.9	0.0	8.2	0.0	10.4	8.80	1.43	3700~4700	液态	铁、镍(少量硅、硫等)
过渡层	F	4640	10.4	2.07	12.2	0.51	12.0	6.10	2.98	4500~5500	液态	铁、镍(少量硅、硫等)
过渡层	F	4900	10.4	1.24	12.2	0.2	12.5	5.00	3.2	4700~5700	固液态过渡	
内核	G	5155	11.0	3.6	13.4	2.08	12.7	4.30	3.32	4720~5720	固液态过渡	
内核	G	5500	11.2	3.7	14.0	1.7	12.9	3.00	3.5	4900~5900	固态	铁、镍(少量硅、硫等)
内核	G	6371	11.3	3.7	14.1	1.3	13.0	0	3.7	5000~6000	固态	铁、镍(少量硅、硫等)

【数字地球】 digital Eerth 数字地球是美国副总统戈尔1998年提出的一个概念，立即受到各国政府和地球科学工作者的普遍重视，许多国家实施了数字地球计划。数字地球是将有关地球及相关信息按地理坐标组织、整理和展示。数字地球包括信息的获取、信息的处理和信息的应用三个组成部分。涉及的信息多种多样，既有自然方面的，如地形、地貌、地质构造、矿产、山脉、河流、气候等，又有人文方面的，如历史、风土人情、交通、文化、教育、经济、金融、人口等；既有全球性中、小比例尺的空间数据，又有大比例尺的空间数据；既有遥感卫星影像、航空影像数据，又有有关可持续发展农业、资源、环境、灾害、全球变化、城乡建设、教育、军事等信息。总之，其信息包罗万象，应有尽有。人们可以通过数字地球了解到世界上任何地方最新、最全面的实时情况，为社会经济发展服务。



地球构造示意图
(据 K.E Bullen)

地球内部分层

地层		布伦(K.E.Bullen) 深度范围/km	F.Press et al.,1982 深度范围/km	v_P 和 v_S 特征
A	地壳	0~33	0~33	复杂
B	上地幔	33~410	33~400	梯度正常
C		410~1000	400~670	梯度较大
D'	下地幔	1000~2700	670~2885	梯度正常
D''		2700~2900	~2885	梯度近于零
E	外核	2900~4980	2885~4640	v_P 梯度正常，v_S 为零
F	过渡区	4980~5120	4640~5155	不详
G	内核	5120~6370	5155~6371	梯度很小

地球结构

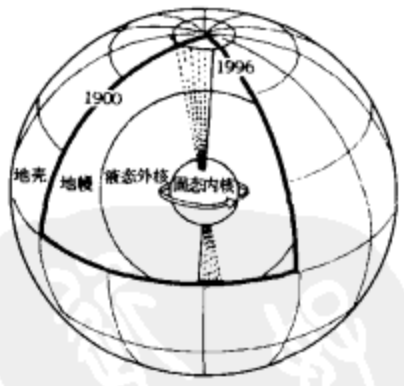
【地球层圈】 Earth's sphere 平均半径为6371千米的地球，由于组成物质和物理性质的不同，由地表到地心呈圈层状分布的现象。过去一般把它划分为地壳、地幔、地核三个圈层，布伦(K.E.Bullen)根据地球内部地震波的速度分布，将其分为七层(图、表)。地壳厚度极不均匀，洋壳平均厚度约6千米，大陆地壳厚度为20~70千米(青藏高原最厚)。由于地壳体积仅占地球总体积约0.5%，故取地壳平均厚度为33千米(A层)。地壳与地幔间以M界面(莫霍面)分界。地幔分为上地幔(B层)、过渡层(C层)和下地幔(D层)。地幔与地核间以古登堡间断面分界。地核分为外核(E层)、过渡层(F层)和内核(G层)。外核呈

液态($v_S = 0$),内核为固态。地幔和地核分别占地球总体积的83.2%和16.2%。各层的化学成分和物理性质都有明显区别。压力、温度、密度随深度增加而增大(高);物质的放射性则上部较大,深部极低;地热增温率在地壳上部较大,愈向深处愈小,靠近地心几乎不变。

【地核】 Earth's core 约为2885千米古登堡面以下的地球核心部分。地震波显示(根据地球密度分布、精确的地震波走时曲线,自由振荡等方面研究)地核可分外核(即E层2885~4640千米和F层4640~5155千米)和内核(即G层5155~6371千米),其界面约在5155千米,常把内核以上至4640千米以下称过渡层(即F层)。据推测,地核物质非常致密,$v_P = 8 \sim 11$ 千米/秒,密度为9.7~13克/厘米^3,压力达135~362吉帕,温度为3700℃~5000℃。质量为整个地球质量的32.5%,体积为整个地球体积的16.2%。因横波不穿过外核($v_S = 0$ 千米/秒)和地震纵波吸收得很少等,认为外核(E层)为铁、硅、镍组成的熔融体,接近液体,其密度为10~12克/厘米^3;而根据横波在内核的存在,认为内核大概是固体。根据冲击波试验,在地核边界的温度和压力条件下,铁的密度应为11.2克/厘米^3;地心则为13克/厘米^3,但地核外层的密度只有9.7克/厘米^3。这表明地核化学组成除了铁镍外,还应包含少量的轻元素,如硅或硫等。近来,通过对穿越地核的地震波的研究,发现内核是不均的,有一些很小的系统变化,使内核的对称轴比地球旋转轴每年向东偏移1.1°(有人认为2°~3°)。

【内地核】 inner core 又称内核G层,呈球体状。位于地球的核心部分,距离地表的深度为5155~6371千米。其半径,即厚度为1216千米,占地核半径的1/3。呈固态,能传播横波。物质组成为铁镍合金。内核的地震波速度为纵波(v_P)11.2~11.3千米/秒,横波(v_S)3.6~3.7千米/秒。密度12.7~13.0克/厘米^3,重力加速度从4.30~0米/秒^2,压力332~370吉帕。温度4720~6000℃。

【地球内核差速旋转】 differential rotation of the Earth's inner core 地球内核的转动是由液态铁的外核流动产生的电磁场与导电的内核相互作用引起的。美籍华人宋晓东等在研究地球内核地震学时,精确测定内核不同方向地震波的差异走时,推测出内核差速旋转的速率,从而估算出地球内核自转速度比地球自转速度每年快1.1°,内核自转自1900~1996年已较地球整体多转了四分之一圈。这样,与地壳表面赤道附近的一个给定点相比,地核面上的一个相应的给定点,一年要多转19千米,比岩石圈板块最快的相对运动快十多万倍。这一重要发现,对解决地磁场的产生、推断地幔羽的形成、估计外核黏滞性、解释地球演化等地球动力学问题具有重要意义。



地球内核差速旋转
(据宋晓东,1996)

【古登堡间断面】 Gutenberg discontinuity 简称**古登堡面**,又称**核幔界面**(core-mantle boundary CMB)。1914年,古登堡(B. Gutenberg)在对地核界面上反射和折射的各种纵、横波震相的时距曲线计算后发现,从莫霍面往下,地震波速继续增大,至2885千米深处,纵波速度增至13.64千米/秒,横波速度增至7.11千米/秒。自2885千米以下,纵波速度骤然下降为7.9千米/秒,横波突然消失,不再向下传播。表明该面以上为固相,以下为液相。这一截然的、明显的分界面,称古登堡间断面或分界面。

【外地核】 outer core 又称外核层,为地核的外层,即上层。其距离地表的深度为2885~4640千米。外地核底面(深4640千米)至内地核的表层(深5155千米)之间的圈层称为过渡层。也有人不承认地核过渡层,将过渡层中分为二,以深5155千米处为外核的底面、内核的表面。外地核的物质组成为液态的铁、镍(少量硅硫等)。地震波速度,为纵波 v_P 为8.1~8.9千米/秒,横波(v_S)为0.0千米/秒。密度5.7~12.0克/厘米^3。重力加速度8.80米/秒^2,压力143~298吉帕,温度3700~5500℃。

【核幔过渡带】 core-mantle transitional zone 指古登堡间断面两侧,地核与地幔过渡部位。最近发现,地幔底部靠近地核的200千米或300千米层(称为D″)在化学成分上不同于地幔其余部分,它可能代表地核中分解的物质,或通过地幔沉积而不能沉入地核的较致密物质。该层质量约占地球总质量的3%,并具横向不均匀性。核幔过渡带上下圈层运动速度相差极大,易形成旋涡,是地磁场形成与磁极反转的重要动力来源,也是超级地幔羽的起源处。

【地幔】 Earth's mantle 又称**中间层**(intermediate sphere),曾称**过渡层**。指莫霍面以下至2885千米古登堡面以上的圈层。其体积占地球总体积的83%,质量占整个地球质量的67.1%。上地幔上部的地震波速度 $v_P = 8$ 千米/秒,与地壳 $v_P = 7.6$ 千米/秒相区别。地震波显示在深达400千米和670千米处有两个次级不连续面存在,即分别为科尔勒面和雷波蒂面。一般以670千米为界把地幔分为上、下地幔两个部分。

【上地幔】 upper mantle, outer mantle 地幔的一部分,即B层(莫霍面~400千米)和C层(400~670千米),曾称橄榄辉岩圈。物质成分除硅、氧外,铁、镁显著增加,铝退居次位,由类似橄榄岩的超基性岩组成,平均密度3.8克/厘米^3,压力约1.2~1.35吉帕,温度为400~3000℃,物质状态属固态结晶质,但具较大的塑性;地震波的P波速度约为8.10千米/秒,S波速度约为4.7千米/秒。整个地幔物质成分,一般认为与球粒陨石相近,即以铁、镁、硅酸盐为主。近年来,据高温高压实验资料推断,上地幔B层以橄榄石结构的铁镁硅酸盐为主,硅氧四面体以孤岛状分布在金属离子间,也称岛状硅酸盐。至C层,铁镁硅酸盐变成以尖晶石结构为特征。在670千米以下,则以钙钛矿结构铁镁硅酸盐为特征。在地幔硅酸盐晶格间或缝隙中,可能含有少量流体(即含有氮、卤素、碱金属、碳、氧、氢、硫的化合物),有人称为幔汁,引起地幔热对流,使地幔内部温度变化较小,平均每向下1千米,温度仅增加1℃左右。根据地球物理和地质学研究结果发现在上地幔上部深度约60~250千米范围内,存在一不连续低速带,地震波速(v_P)在深60千米处,从8.2千米/秒,下降到深150千米处的7.7千米/秒,在深250千米处又上升为8.2千米/秒,属于软流圈,岩石可以存在局部的熔融。横波 v_S 从相应的4.6千米/秒降至4.0千米/秒。热量约$(1.1 \sim 1.5) \times 10^{31}$焦,已高于物质在该深度的熔点,局部呈熔融或软化状态。一般认为这可能是基性或超基性岩浆的发源地,故称软流圈。深源地震也发生在上地幔中,最深达720千米。因此对上地幔的研究日益受到重视并有了很大的发展。

【软流圈】 asthenosphere 是上地幔中的一部分,一般深度在60~400千米之间。地震波速在此处显著降低,纵波波速可由8.2千米/秒降到7.7千米/秒,横波波速可从4.6千米/秒降到4.0千米/秒,因而此层亦被称为低速层。尽管软流层仍以固体

为主，但弹性切变模量比上下层位都小一点，由 0.68×10^{11} 帕降为 0.61×10^{11} 帕，而温度、压力与密度，从上到下，仍在不断增加。一般认为此层岩石强度较小，塑性较强，有人认为软流圈内，岩石存在部分熔融的现象。岩石较易于变形。地表所见的超铁镁质岩浆岩可能即起源于此层。此层之上的岩石，强度较大，称为岩石圈。现在认为岩石圈板块之所以能够较快地运移（每年几厘米到十几厘米），就因为其下具有软流圈的结果。

【榴辉岩圈】 eclogite layer, eclogitic sphere 是上地幔的重要组成部分。大多数地球物理学家认为上地幔主要由橄榄岩所组成。由于地幔的部分熔融和分异作用，上地幔有数百千米厚的玄武岩层，在几十千米的深度，该层变得不稳定而转变为榴辉岩，榴辉岩密度大，达 3.5 克/厘米^3，因而下沉到 650 千米的不连续面上，导致上地幔分为两部分：上部是亏损的橄榄岩（即地幔岩），下部是榴辉岩层。其矿物成分如表所示。

地幔岩、地幔榴辉岩的矿物组成

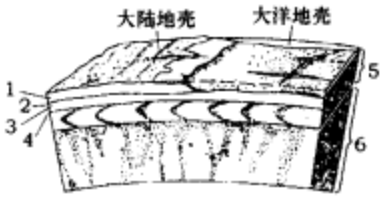
	地幔岩/%	榴辉岩/%
橄榄石(OI)	57	16
斜方辉石(OPX)	17	3
单斜辉石(CPX)	12	45
石榴子石	14	36

【下地幔】 lower mantle, inner mantle 曾称**硫氧化物圈**(sulpho-oxidized sphere)。地幔的一部分，即 D 层(670～2885 千米)，物质成分主要为硅酸盐，此外还有金属氧化物与硫化物，特别是铁、镍显著增加，主要为镁方铁矿$(Mg,Fe)O$，具石盐结构，硅酸盐$(Mg,Fe)SiO_3$，具钙钛矿结构，它们是下地幔的主要矿物相。平均密度 5.7 克/厘米^3，压力约 135 吉帕，温度约 1850～4400℃，物质状态属固态。化学作用向深处逐渐减弱，以致很难进行，放射性物质含量很低。

【重圈】 barysphere 又称**火圈**(pyrosphere)。地球的岩石圈以下的部分，包括地幔和地核。但有时却用来专指地心或专指地幔。此词已罕用。

【莫霍洛维奇间断面】 Mohorovičić discontinuity, Moho 简称**莫霍面**、**莫氏面**。常用 M 表示，又称**M 间断面**，是地壳与上地幔的分界面。1909 年 10 月 8 日，莫霍洛维奇(Andrija Mohorovičić)研究了距克罗地亚境内萨格勒布约 40 千米的地震记录，发现在 P 波之后有一明显的波群 $\bar{P}$，认为是在地表下 50 千米深度处由于物质发生急剧变化，使下层纵波传播速度大于上层纵波传播速度所致。根据时距曲线 P 波速度(v_P)由 7.6 千米/秒激增到 8.0～8.2 千米/秒，S 波速度(v_S)由 3.8 千米/秒激增到 4.4～4.6 千米/秒。后经观测证实这一间断面不仅在欧洲，而且在全球都普遍存在，所以把这一间断面称莫霍洛维奇间断面。其深度各地不同，一般大洋较浅，为 5～15 千米；大西洋和印度洋为 10～15 千米；太平洋中央部分只有 5 千米；岛弧地区为 20～30 千米。大陆一般深为 30～40 千米，高山地区最深，在中国西藏高原及天山地区深达 60～80 千米。推测此界面可能是基性岩(玄武质)与超基性岩(橄榄岩类)的化学界面。

【地壳】 Earth's crust 固体地球的表层部分。现多把莫霍洛维奇间断面定为地壳的下界面。地壳由各种岩石组成，上部主要由沉积岩、花岗岩类和变质岩石组成，曾称**硅铝层**(sial)或**花岗岩质层**(granitic layer)其厚薄不等，在山区有时达 40 千米，平原区一般为 10 余千米，浅海区显著变薄，大洋洋底缺失。地震波在此层的传播速度与花岗岩中传播速度近似。下部主要由相当于基性岩类的变质岩组成，曾称**硅镁层**(sima)或**玄武岩质层**(basaltic layer)。它呈连续分布，但厚薄不等，在大陆区厚达 30 千米，在深海盆内的玄武岩层仅厚 5～8 千米，地震波在此层中的传播速度与基性岩类的传播速度近似。由花岗岩类(v_P = 6.2 千米/秒，v_S = 3.6 千米/秒)，和成分相当于玄武岩的变质岩(v_P = 7.0 千米/秒，v_S = 3.8 千米/秒)组成的地壳称为大陆型地壳；主要由玄武岩类组成的地壳称为大洋型地壳(v_P = 6.4～6.9 千米/秒)。地壳平均厚度，大陆地区为 35 千米，大洋地区为 5～10 千米；中国西藏高原厚达 60～80 千米，西部地区为 50～70 千米，东南沿海地区为 20 余千米，太平洋地区最薄，仅 4～7 千米。地壳的体积为地球体积的 0.5%，质量为地球总质量的 0.5%。地壳岩石具弹性和塑性，越到深处塑性越大，这对地壳演变起了很大作用。



地壳示意图
1.大陆地壳；2.康拉德面；3.大洋地壳；4.莫霍面；5.岩石圈；6.上地幔

地壳中的岩石和矿物类型分配体积分数

岩　石	体积分数/%	矿物	体积分数/%
砂岩	1.7	石英	12.0
粘土和页岩	4.2	钾长石	12.0
碳酸盐岩	2.0	斜长石	39.0
花岗岩	10.4	云母	5.0
花岗闪长岩、石英闪长岩	11.2	角闪石	5.0
正长岩	0.4	辉石	11.0
玄武岩、辉长岩、角闪岩、麻粒岩	42.5	层状硅酸盐矿物	4.6
		方解石	1.5
超镁铁质岩	0.2	白云母	0.5
片麻岩	21.4	磁铁矿	1.5
片岩	5.1	橄榄石	3.0
大理岩	0.9	其他	4.9

【康拉德间断面】 Conrad discontinuity 简称**康拉德面**。地震波速的一个不连续面，相当于上、下地壳之间的分界面。1923 年奥地利东阿尔卑斯山地地震时，康拉德(Victor Conrad)发现地震记录图中与$(\bar{P})$波相区别的 P^* 波，它表示地壳划分成两部分的界面，故称为康拉德间断面。根据 $\bar{P}$、P^* 波速的推断，认为界面以上为花岗质岩构成，界面以下为玄武质岩构成。地震波速通过康拉德间断面从 6.1 千米/秒增大到 6.4～6.7 千米/秒。大洋底的地震记录图中，仅有 P 波、Pn 波出现，故在大洋壳中一般不存在花岗质岩层。最近的观测资料表明，即使在大陆块体中，也不是普遍都存在康拉德间断面的。在某种意义上说，具有康拉德面的结构是大陆地壳结构的一级近似模型。康拉德间断面与莫霍洛维奇间断面之间的地震带称为**康拉德层**(Conrad layer)。一般把相当于康拉德间断面的部位，称为中地壳低速高导层。当此界面存在时，常诱发浅源地震。

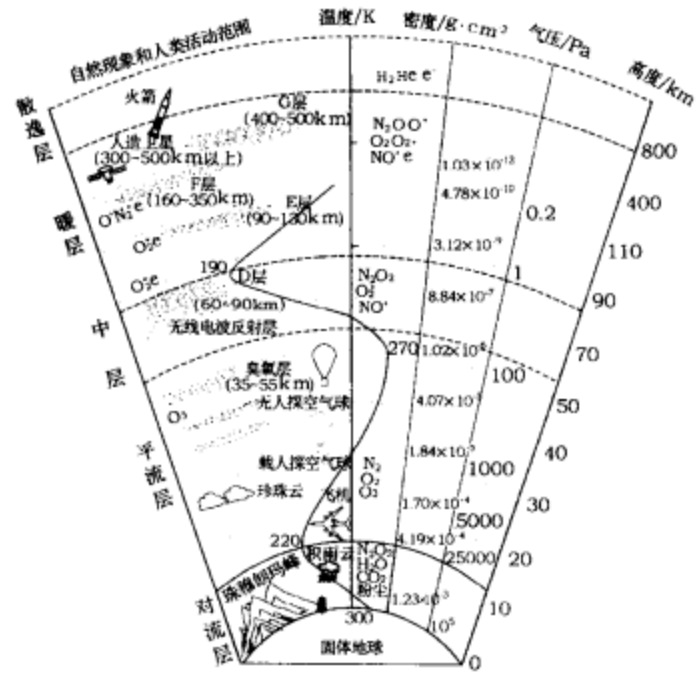
【水圈】 hydrosphere 连续包围地球表层的水体，是地表水的总称，包括海洋、河流、湖泊、沼泽、冰川和地下水。其中主要是海洋，占地球表面积的 72.8%，平均深度 3900 米，占水圈总体积的 97.1%，陆地水不到 3%，大气中的水仅占 0.001%。海洋水体积为陆地水体积的 33 倍，总质量为 134.99×10^{16} 吨。陆地水的 77%在冰盖(格陵兰和南极)和冰川中，其余的是江河、湖泊和地下水。水圈总质量为 145×10^{16} 吨，约地球总质量的四千分之一。水圈与大气圈和地壳互相渗透、不断转化，无明确界线。据资料分析，原始水圈是从炽热的原始大气圈冷凝而成的，后来水量逐渐增加才形成现代水圈。其平均化学成分主要为氧和

氢,以现代海洋水为标准,氧和氢只占 965.31‰;其次为氯,占 19.70‰;钠 10.62‰;其余元素占 4.47‰。水的组成和性质差异很大。海水并非纯 H_2O,其中含盐(NaCl)和许多溶于水的化合物,共占海水质量的 3.45%。在全部溶解物中,氯(Cl)占质量的 55%、钠(Na^+) 占 31%, 硫酸根(SO_4^{2-})占 7.7%、镁(Mg^{2+})占 3.7%、钙(Ca^{2+})占 1.2%、钾(K^+)占 1.1%。这些物质来自火山排气、火山灰和岩石化学溶解作用。河流每年把约 3.5×10^{12} 千克的溶解物带入海洋。现在海洋中溶解物总量约 5×10^{19} 千克。各大洋中溶解物的比例大致相同。每种溶解物含量代表流入与沉积盐类之间的平衡。但是,近陆各海域则因雨量及河流注入多寡而含盐度不同,最高含盐度可达 40%。此外,海水中还含有铜、银、镍、金、铀、钴、铜等几十种微量元素,其中含量较高的有金(0.001~60 毫克/吨)、铀(3.3 毫克/吨);海水中也溶解一些气体,主要有氧和二氧化碳,但海水含氧总量比大气中少,而含二氧化碳总量是大气中的 60 倍;海洋中还有大量生物。海洋的平均温度为 3.9℃,仅略高于冰点。海洋表面温度各处不同,赤道附近约 30℃,极区冰盖在冰点以下;海面 1 千米以下温度就不随地区和季节变化。上部(厚度小于 1 千米)海水通过与热或冷的邻近陆块接触,形成大的海流和大洋环流,上部海水还吸收照射的太阳光,生物光合作用兴盛;下部为黑暗的宁静世界,延伸到洋底的海水为密度较大、较冷的海水。洋流或海流主要有两类:表层海洋和深水环流或热盐环流。海流是太阳辐射作用结果。海平面变化表现为海水大规模进退。可见,水圈的成分、温度、含盐度、水流循环及水中生物等的区域特征和垂直分带性都很明显。地面水、地下水及大气水三者因受太阳辐射热和太阳物理作用,不停地进行水的大小循环,引起许多表生地质作用,对全球大气环流和许多地区的气候异常有重要影响,对地壳起着巨大改造和建设作用。水圈是地球上生命之源,也是地球表面变化的主要媒介。

【生物圈】 biosphere 地球表层有生命活动的圈层。分布范围:在陆地上深达万米,在海洋中也深达 10.8 千米,上限不超出臭氧层(其实只在 7000~8000 米的高空以内发现生物的存在)。据地质学家研究,一般认为地球上的生物在 38 亿年前开始出现。最近,在澳大利亚和非洲南部的前寒武纪地层中,发现有 35 亿年前的细菌和蓝藻化石。它们经漫长的演化过程,由简单到复杂,由低级到高级,由海洋到陆地,以致占领海洋、陆地和低层大气的每个角落,形成生物圈。生物一出现便参与了对岩石圈、大气圈和水圈的改造,人类出现更使改造速度加快。因而,生物在地质历史时期的成岩、成矿和成土作用中都起着很重要的作用;研究生物圈对探讨地球发展历史也有重要意义。

【冰冻圈】 cryosphere 在地球表面,一般在海拔 3000 米以上及高纬度地区,有冰盖和冰川覆盖,其下为冻土层,把这些冰盖、冰川及冻土层等称为冰冻圈。

【大气圈】 atmosphere 包围固体地球外面的气体层。它位于行星际空间和地面之间,是多种气体的混合体。其中,各种气体的体积占总体积为,氮 78.09%、氧 20.95%、氩 0.93%、二氧化碳 0.03%、氖 0.0018%。此外,还有水汽,微生物和尘埃微粒等。一般认为,由以二氧化碳、一氧化碳、甲烷和氨为主的原始高温大气转变成以氮、氧为主的现代大气,是经过生物圈、水圈和地壳的相互作用,互相促进、逐渐转化而来的。大气的总质量为 5.14×10^{18} 千克,约占地球总质量的百万分之一。其中,99.9% 以上集中在从地面向上到 50 千米高度内,而且 99% 集中在 32 千米高度以内。其密度和压力随高度增高而趋于稀薄和降低,并逐渐向星际空间过渡,无明显上界。对大气沿垂直方向有各种分层法,通常是根据大气中温度和密度随高度垂直分层的特征,划分为对流层、平流层、中层、热层(亦称暖层)和外大气层等。地球上主要天气现象多发生在对流层中。所以大气圈对地球表生地质作用,整个生物界的发育和电讯传播等都有很大影响。

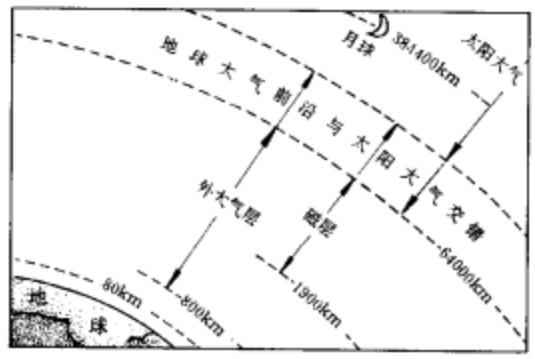


大气层示意图

(据陶世龙、万天丰、程捷,1999)

【磁层】 magnetosphere 在太阳风的作用下,地球磁场被局限在一定范围内,这个范围称为磁层。在日地联心线的向阳一侧,磁层顶距地心约为 10 个地球半径;当太阳激烈活动时,则磁层顶被突然增强的太阳风压缩为 6~7 个地球半径。在日地联心线背阳一侧,磁层形成一个圆柱状的长尾,即磁尾,圆柱半径约 20 个地球半径,其长度至少有几百个地球半径。遥远看去,磁层好像彗星一样。

【扩散层】 dispersion layer 又称**外大气圈**(outer atmosphere)。是热层顶以上的大气最外层。此层空气极为稀薄,性质与电离层相似,只是高度更大,与行星际空间逐渐过渡。多为带电粒子组成,其运动受地球磁力线所控制,所以又称磁力圈。上部界线在地磁极附近较低,近磁赤道上空在向太阳一侧有 9~10 个地球半径高。其高度受太阳磁场影响而有变化。磁力线能截留星际或低层大气中进入的带电微粒,并影响其运动,空气微粒也只能在这一层边缘磁力软弱部分渗漏出去。磁力圈以外为星际空间。



外大气层

【地球辐射带】 radiation belts of the Earth 地磁场俘获的带电粒子带。辐射带内的带电粒子是太阳风、宇宙线与地球高层大气相互作用产生的高能粒子。它们在地磁场的作用下,沿磁力线做螺旋运动,并不断地辐射出电磁波。1958 年范艾伦(J. A. Van Allen)分析人造地球卫星探测的资料,于 1959 年证实它的存在,故又称**范艾伦带**(Van Allen belt)。地球辐射带在地球磁层以内,只存在一定磁纬地区上空,在南北磁极及高磁纬地区上空则未见到。辐射带分为内、外两部分,内带高度约 1~2 个地球半径之间,东西半球不对称。外辐射带高度在 3~4 个地球半径之

间。带的界线并不明显。辐射带的范围和形状受地磁场的制约,并和太阳活动有关,在朝太阳的方向,被太阳风压缩,辐射带中的带电粒子数也同地磁场和太阳活动的变化有关。

【地冕】 geocorona, terrestrial corona 在月球上用远紫外线照相摄谱仪所摄得地球的外大气层(离地面几千千米高空的稀薄大气层)受太阳粒子轰击诱起电子激发而放出波长121.6纳米左右的超紫外辐射引起感光的低密度气晕,叫做地冕。地冕可扩展到6万千米高空。图中明亮的新月形区主要是由原子氧和分子氮激发而生的白昼气辉,叫内地冕;其外的灰白色带为漫射辉光氢之激发气体,叫外地冕;右下方在地球黑夜一侧的弓形浅色条纹为南磁极上空之极光活动效应。



地冕

地球运动

【地球动力学系统】 Earth dynamic system 地球是一个动力系统,地球上所有的物质都在运动,并且物质的运动都具有一定的速度、一定的演化过程并有一定的动力学机制。现在我们知道太阳系正以220千米/秒的速度带着地球在运行,地球以29.79千米/秒的速度围绕太阳作公转。地球上的空气正以不同的速度(零到数十米/秒)在流动,大气的温度、湿度与成分也都在发生着变化;海洋与陆地上的水(包括固体水、冰川,地下水)都在不停地流动(每秒流动数米到接近于零),其化学成分也在变化之中;生物在不断繁衍与死亡、进化与变异;岩石圈每年以零到十几厘米的速度在进行变位与变形,同时发生着物质的转化过程;地幔内存在着物质分异、混杂与热对流活动;固体内核则具有相当快的转动速度(每年数万米的速度)和物质成分的变化。总之,坚实无比、十分稳定的地球,其实是在不断地运动变化着的,这其中既有物理的、也有化学的和生物的作用。地球上不同物质(空气、水、生物、固体岩石圈、固体地幔、液态外核和固态内核)的运动都有其独特的动力学机制。它们既会不同程度地受到地球重力场、地球自转及其速度变化、温度差异、压力变化、物质成分的不均一等地球内部各种因素的影响,也会受到地外各种天文因素的影响。正是这些动力作用才使地球成为太阳系内仅有的一颗最富有生机的行星。由于地球总是处在不断地运动变化之中,因此整个地球系统总是不平衡的。在一定条件下、在一定时间和一定的空间范围内,暂时的动态平衡是可能存在的,而不平衡状态则是常见的、普遍的现象。

【地球公转】 revolution of the Earth 地球围绕太阳的旋转运动。若以春分点为标准,公转一周就是一回归年,即365.24119平太阳日(365日5时48分45.6秒)。公转轨道呈椭圆形,太阳位于椭圆的一个焦点上,地球在公转轨道上平均每天移动59′08″.2,平均速度为29.79千米/秒,现今每年1月2日前后地球离太阳最近,其距离为 1.471×10^8 千米(称近日点),速度为30.3千米/秒;每年7月2日前后离太阳最远,其距离为 1.521×10^8 千米(称远日点),速度为29.3千米/秒。地球近日点和远日点联线运动的周期为21 000年。由于赤道面与黄道面成23°26′32″.56交角,地球公转一周便产生了一年的四季。

【地球轨道】 Earth's orbit 地球围绕太阳运行的路径。大体呈偏心率很小的椭圆,其半长轴(a)1.496×10^8 千米;半短轴(b)1.4958×10^8 千米;半焦距(c)25×10^5 千米;周长(l)9.4×10^8 千米。地球椭圆轨道的偏心率(e)和扁率(f)分别为(1/60或0.016和1/7000),太阳即位于该椭圆的一个焦点上。地球到太阳的距离变化在 $1.471\times10^8\sim1.521\times10^8$ 千米之间,平均距离为 1.496×10^8 千米。地球轨道所在的平面,就是黄道面。

【地球轨道面倾】 Earth's orbital plane incline 为地轴与地球轨道面交角。地球的公转轨道面称黄道面。地球绕地轴自转,由于黄赤夹角的存在,地球在绕太阳公转过程中,自转轴对地球轨道面是倾斜的。其倾斜角度为90°-23°26′,即66°34′。地球无论公转到什么位置,地球轨道面的这个倾角是保持不变的。

【地球轨道偏心率】 eccentricity of the Earth's orbit 地球公转轨道椭圆形的一种定量表示。地球绕太阳运动的轨道呈椭圆形。太阳位于椭圆轨道的一个焦点上。地球近日点在1月2~3日,距太阳为1.473亿千米,地球远日点在7月5~6日,距太阳为1.52亿千米。地球轨道偏心率 e,是焦点到椭圆中心的距离 c 与半长轴之比,即

$$e=\frac{\sqrt{a^2-b^2}}{a}$$

式中:a 为半长轴;b 为半短轴。e 值大于0而小于1。椭圆越接近圆形,则 e 值就越小,即接近于0;反之,椭圆越扁,e 值越大,即接近于1。经测定,地球轨道的半长轴 $a=149\,600\,000$ 千米,半短轴 $b=149\,580\,000$ 千米。据此数据计算出地球轨道偏心率 $e=0.0167$。可见,地球轨道接近圆形。在近日点和远日点的日照量的变化约为7%。在地质时期,地球轨道偏心率是变化的。e 值在500万年间可变化0.0005~0.0007。e 值变化使日照量按 $(1-e^2)^{1/2}$ 的比率变化。在偏心率最大时期内,日照量的季节变化可达30%,会使气温大幅度变化。e 的变化周期为10万年左右。

【地球自转】 Earth rotation 地球本身绕地轴的旋转运动。其旋转轴叫地轴。地球自转的方向,在北半球看起来,呈逆时针方向(南半球反之),即向东转动。平时看到太阳每日从东方升起,正是由于地球朝这个方向自转的结果。地球自转的周期为一日。一般以太阳为参考点来确定其周期,所以通常说的1日(一昼夜)是指太阳日。

【地轴】 Earth's axis 通过地心和两极的假想线。地球绕其自转,故又称**地球自转轴**(Earth's rotation axis)。

【黄赤交角】 the angle between ecliptic and equatorial planes 与地球自转轴垂直的平面,称为赤道面(即纬度0°)。地球绕太阳公转时,公转的轨道面称为黄道面。赤道面与黄道面之间的交角,称黄赤交角。2000年时黄赤交角为23°26′21″.448。近代,黄赤交角一般变化范围在22°00′~24°30′之间,变化周期为41 000年。现在知道,距今9000年曾出现24°30′的极大值,上一次的最小值(22°00′)大约出现在距今2.8万年前。目前黄赤交角正以每世纪47″的速度减小。黄赤交角控制了太阳直射地面最北点和最南点的位置,即北、南回归线的位置,它直接影响着地球上气候带的分布范围。根据地质历史时期古气候资料来推断,8亿年前黄赤交角可能在54°左右,全球出现冰期。2.2亿年前,黄赤交角在10°左右,全球气候炎热,南北纬10°之间生物难以生存。1亿年前黄赤交角在5°~15°之间,也是一个全球气候炎热的时期。

【地球自由章动】 free nutation of the Earth 地球自转轴的一种摆动。除受日、月引力变化的影响外,还由于地球自转的主动

量矩方向(俗称自转轴方向)与地球的中心惯量椭球的短轴(或称形状轴)不相重合,因而其自转轴在地球内部以地球质心为顶点,沿着一个张角约1秒的锥面绕短轴转动。这种转动称为自由章动。若把地球看作刚体,则这种转动的周期理论值约为305天,称为欧拉周期。然而,地球并不是一个完全刚体,不仅绕形状轴自转时转动惯量要变化;而且形状轴本身在地球上也不是固定不变的,所以能观测到地球章动周期约为428.8天,即所谓钱德勒周期。一般将钱德勒周期称为地球的自由章动周期。

【地球受迫章动】 forced nutation of the Earth 地球自转轴的一种摆动。由于太阳和月亮的引力对地球的运动有显著的影响,而地球的赤道面和黄道面(地球绕太阳公转的轨道平面)与月球轨道平面都不相重合,所以地球自转轴绕着公转轴以25700年左右的周期作缓慢旋进。太阳与月球有时在地球的赤道面以南,有时又在赤道面之北,所以引力方向也在不断改变,太阳每年通过赤道面两次,月球每月通过赤道面两次。这种引力变化的影响,使地球自转轴处于长期的旋进中,在它的平均位置上附加了一种短周期的摆动,这种摆动叫地球的受迫章动。其主要部分的周期是18.6年。

【地球自转偏转力】 deflecting force of Earth rotation 又称**科里奥利力**(Coriolis force)。是地球自转系统中产生的惯性力。它是科里奥利(G.G. Coriolis)1935年发现的,在一个旋转体面上,除了物体运动的通常效应外,还有与旋转方向成直角的惯性力作用于物体,使物体本来应走的直线变成了曲线。地球上的科里奥利力决定总的风向,飓风、龙卷风的旋转,并且影响着地球表层物质沿纬向或经向的运动;如北半球的河流侵蚀右岸,南半球的河流侵蚀左岸。铁道的铁轨也有同样情况。偏转力的大小随着纬度的增高而增大。

【傅科摆】 Foucault pendulum 用以证明地球绕轴自转的装置。傅科(J.B.L.Foucault)所发明。由一根60多米长的钢绳悬挂一个很重的钢球构成。钢绳的支点要尽量减少摩擦力,使悬摆钢球能自由摆动。开始摆动之后便会长久不停,摆动面总是同一个垂直面。由于地球的自转,摆动平面相对于地球表面及其经纬线便逐渐偏转。在北半球作顺时针偏转,在南半球作逆时针偏转。以此证明地球自转方向由西向东。并求出自转的角速度为15度/时。此实验首次作于1851年于巴黎。傅科摆的偏转速度为$15^\circ\sin\varphi$,φ为纬度,为变量。故纬度不同,偏转大小有微小变化。

【地球自转速度变化】 Earth's rotational velocity change 地球自转速度总的来说是相当稳定的,精确地说却是不均匀的。地球自转速度单位一般用日长来表示,一天的长度平均为86400秒,有时日长可有0.1~10毫秒的变化。日长增加表示自转速度减慢,日长减小表示自转速度加快。地球自转的速度是有快慢变化的。其主要表现为长期变慢、周期性变化和不规则变化。地球自转速度的加快和减慢的变化,表现为加速度变化,即有正、负加速度。①长期变慢,地球自转速度,从长期看是逐渐减慢的,日长大约每百年增1~2毫秒。这种变化在短期内是很难觉察的,只有用石英钟或更精密的计时工具才能测出。然而,经数十亿年积累,就可明显表现出来。古生物学家通过珊瑚化石上的条纹分析发现,在5亿年前,地球一年自转一周为430天;4亿年前,一年为400天;3亿年前,一年为395天;到6500万年前,一年变为376天;现在一年只有365天多。表明地球经过漫长历史,日长度逐渐延长,即地球自转速度逐渐减慢。这主要是月球等天体对地球产生潮汐引力影响所致。②周期变化,主要表现为年、半年、月及半月周期变化。这些周期变化幅度,一般为1~25毫秒。这主要是大规模气团移动、太阳和月球的潮汐作用等影响所致。③不规则变化,主要表现为自转速度快、慢变化,没有一定周期性。3000年以来,除长期变慢外,还有10年左右的或快或慢的变化,其最大值可达4~5毫秒。这主要是地球内部物质运动等原因所引起的。

【周日视运动】 diurnal movement 天体东升西落的运动。天体从东方地平线升起,直达天空最高位置,然后转向西方逐渐落入地平线下。由于这种运动每天有规律的重复出现,故称天体的周日视运动。它是一种表面现象,是地球自转的反映。

【地球演化准周期性】 quasi-periodicity of the Earth evolution 是整个宇宙系统对地球的影响和地球内部各圈层相互作用的表现。地球的演化,包括有机界与无机界,都经历了由低级到高级、由简单到复杂的不可逆的进化过程。而且这种演化不是均速的,而是变速演化,时快时慢,时而似乎是匀速均变、时而又是灾变、突变,从而表现出一定程度的周期性、准周期性。在匀速阶段时,大气圈年平均温度基本稳定,气候带的划分也基本固定,海平面变化幅度较小,生物稳定地发育、繁衍或复苏发育,地磁极变化幅度较小,地层内表现为连续沉积,地层之间呈现为整合的接触关系,地球内部热能处于平稳地积累和释放状态,岩浆活动稀少或微弱,变质作用主要发生在地壳下部,以埋藏变质为主,岩石圈内的构造应力平稳地积累与调整,主应力方向不太明显,差应力值较小,岩石圈板块小幅度地升降,其水平位移量也相当微弱,岩石仅发生微弱的变形。这是地球演化中的一种相对的、暂时的、似乎平衡的状态。常常只要施加某种并不太大的作用力,灾变就会发生,整个地球系统便进入无序的混沌状态。灾变或突变时期,则呈现为极不平衡的无序状态,常发生异常气象,大气温度剧变,气候带迁移,海平面大幅度升降,生物种群大量绝灭,地磁极翻转,地层中出现沉积间断,呈现出不整合的接触关系,地球内部热量大量释放,岩浆活动与各种变质作用剧烈,岩石圈内构造应力猛烈释放,岩石发生强烈变形,构造应力的定向性明显,差应力值较大,板块升降幅度和水平位移量都较大。20世纪晚期以来,地球科学与天文学交叉研究的结果,揭示了地球各圈层的运动变化与天文因素的密切关系,认识到它们具有各种时间尺度的准周期性变化。目前了解得较多的准周期性时间尺度有(260±25)百万年,(33±3)百万年,9.5万年,4.1万年,2.17万年,1000~1400年,140~180年,60年,29.8年,11年,1年,14.1~14.76天,1天等不同的准周期。这些不同时间尺度的准周期可以互相叠加、互相影响,使周期性表现出十分复杂的演化过程。

地球起源

【地球起源】 origin of the Earth 关于地球起源的学说。地球起源须置于广阔的行星范围之中加以思考。以太阳为中心的气态星云冷凝聚积起源说,得到了大量资料的支持。宇宙的年龄为137亿年左右,而太阳系约形成于100亿年以前。地球起源的年龄大约在46亿年前。地球及其他行星在太阳系中形成的状况,需根据各种间接证据来探讨。因为不能自行星内部取样,人们常借助于陨石来研究行星内部的成分,而地球物理和地球化学资料可提供最重要的制约条件。地球的起源有非均匀聚积和均匀聚积两种模型,康迪(Condie 1989)作了较详细的评述。均匀聚积模型同非均匀聚积模型的主要差别是聚积的定时性。在非均匀聚积模型中,冷凝和聚积同时发生;而在均匀模型中则

是冷凝完成于聚积开始之前。在许多均匀聚积模型中,行星和月球是从冷的(小于 100℃)、均匀混合的、氧化的太阳星云中聚积而成的。地球和其他行星由于后来的地幔熔融而出现层圈。

【非均匀聚积模型】 inhomogeneous accretion models 地球起源说之一。当宇宙温度下降到原始太阳星云的温度时,原始太阳星云冷凝和聚积,行星开始生长。具有铁镍核心,为硅酸盐地幔所包围的地球,便可能是从冷却的太阳星云中冷凝和聚积而成的。冷凝的热动力计算,对这一模型提供了定量基础。行星发育于旋转的碟状星云之中。原始地球是由巨星子(直径大于 3000 千米)聚积而成,它们是由成分相当于铁陨石和低铁球粒陨石所构成的,在聚积过程中,体积缩小,压力增大,温度升高,使其发生分异和广泛的熔融,从而导致形成以铁镍为主的地核和以硅酸盐为主的原始地幔及地壳。聚积晚期,由小星子(主要为碳质球粒陨石)堆积在原始地球外层,它们只有部分熔融,逐渐形成后来的上地幔和早期的地壳。

【均匀聚积模型】 homogeneous accretion models 地球起源说之一。具有以下五个演化阶段:第一阶段,聚积能量小,温度保持在 700℃以下,形成冷的、氧化的和富挥发物的小核心(地球质量的 5% ~ 10%),含有硅酸盐、含水硅酸盐和铁镍硫化物。第二阶段,聚积继续进行,地外天体冲击能量增加,使表层变热,含碳物质使氧化铁还原为金属铁,排气作用导致原始还原大气圈的形成。第三阶段,当聚积物的质量达到地球质量的 20% 时,温度升至 1200℃,大气圈中的氧化铁还原成金属铁;温度再升至 1500℃时,挥发元素自地球逸出而进入大气圈;聚积物质为铁镍金属的混合物。第四阶段,聚积能量增加,温度继续升高(> 1500℃),使硅酸盐相物质在聚集的微星中还原和挥发,硅(呈 SiO 的形式)和少量 MgO 部分地挥发而进入原始大气圈。第五阶段,地球浅部开始熔融,铁(同 FeO 或 FeS 混合)降低熔点,集中向地球中心移动,形成地核;这一过程是高度放热的,能释放出 600 × 4.1868 焦/克的热,使地球外部蒸发而进入大气圈;蒸发物集中形成沉淀环,月球即从中聚积而成。

【化学分异假说】 chemical differentiation hypothesis 地球分层现象的一种假说。它认为地球内部由于物质分异作用而呈一定状态的分布,在地球处于熔融状态时,地核是亲铁元素(Fe、Co、Ni 等)集中带;地幔是亲铜元素(Cu、Zn、Sb 等)集中带;地壳是亲石元素(Si、Mg、Ca、Ba 等)集中带;大气圈是亲气元素(He、Ar、N 等)集中带,因而形成地球的圈层结构。

【原子集合分异假说】 atomic aggregation differentiation hypothesis 地球分层现象的一种假说。它认为地球内部物质由于原子集合作用而呈一定状态的分布。根据热力学相变理论与高温高压实验结果,推断地球内部物质在几百摄氏度至几千摄氏度,压强在数吉帕至一百多吉帕的条件下,在不同深度(恰好对应于某些物质相变所需要的高温高压条件)上产生相变。由于物质原子壳层上电子的重新分布,因而形成不同的物质。这样的圈层结构与根据地震波资料所推断的密度分布大体吻合。

【重力分异假说】 gravitational differentiation hypothesis 地球分层现象的一种假说。它认为地球内部的物质在重力作用下呈一定状态的分布,密度较小的物质上升,密度较大的物质下沉。这种按密度大小上升、下沉的过程,称为重力分异。它发生在地球演化的全部过程中。因此,地球内部物质的密度由外向内依次增大,排列成许多同心圈层。

【地壳起源】 origin of the Earth crust 地壳起源有两种假说:非灾变说和灾变说。非灾变说,是以地幔逐渐变热,接着产生部分熔融和岩浆的侵入和喷发为基础建立起来的;灾变说,要求有如地核的快速形成、表面冲击或月球吸集等作用,以便为早期快速熔融和喷发提供能量。洋壳是在扩张中心(有时为热点上方)部位,由于新物质加入而生长的。若绿岩组合相当于太古宙洋壳的碎片,则这样一个生长过程可能从太古宙时期就开始了。陆壳(岛弧)的生长可能发生在消减带的上方,它可以经由岩浆直接加入和在活动型造山期间,由岛弧-海沟间隙和边缘海盆地的沉积-火山岩焊接到大陆上,以及大陆和岛弧的碰撞等这样一些机制来实现。根据 Pb 和 Sr 同位素等资料显示,大陆早期具快速生长的速率;地壳、大洋和大气圈大部分是在 25 亿年以前就已形成了。大量数据表明,太阳系中的地球及其他星球的年龄为(46 ± 1)亿年。

【洋壳起源】 origin of the oceanic crust 大多数古气候学家认为,大洋形成于很早的地质历史时期。地球凝聚成形后,快速排气,形成原始大气圈,其中的水蒸气凝聚而形成大洋。位于原始大洋之下的科马提岩质地壳即为最早的洋壳。

【原始大陆】 primitive continent 没有被原始大洋覆盖的地壳。原始大陆主要由富含硅、铝的岩石组成。为花岗质岩浆的来源。

【原始地壳】 primitive crust 最早形成的地壳。尚未找到直接证据。主要有三种认识:①**长英质模型**(felsic models),如果地幔部分熔融程度不高,长英质岩浆的产生可先于铁镁质岩浆,或者玄武岩分馏结晶形成安山质的或长英质的地壳。②**斜长岩质模型**(anorthositic models),假定熔融的地幔自中心往外逐渐冷却、结晶,集不相容元素于近表层的玄武质岩浆之中。与月壳形成相似,近表层岩浆,经过分馏结晶,集成斜长岩质浮碴斑块,约在 40 亿年以前,残余花岗质岩浆结晶,成为第一个稳定的辉长质斜长岩地壳。③**科马提岩-玄武岩质模型**(Komatiite-basalt models),根据对地球早期热历史的了解,有关岩浆产生的地球化学行为和实验资料,原始地壳很可能是科马提岩质的或玄武岩质的。假若原始地球存在岩浆洋,经冷却会产生科马提岩质地壳。如果未曾出现岩浆洋,或者在它固结之后,玄武岩也可为早期地壳的重要组成部分。在早太古代绿岩带岩石序列中,科马提岩和玄武岩占有重要地位,可概略说明,太古宙地壳似为科马提岩质的。

【原始大气圈】 primitve atmosphere 最早形成的大气圈。气体有三种可能的来源:地球凝结时遗留下来的残留物;地外来源;地球排气。其中,只有排气作用能适应地球化学和同位素制约的多变性。地球排气可直接来自火山作用,或间接来自地表风化。支持大气圈排气起源说的一部分证据是:大气圈中有大量的 ^{40}Ar(0.93%,其中 ^{40}Ar 占 99.6%),而太阳或者碳质球粒陨石中 $^{40}Ar < 0.1\%$。^{40}Ar 是由固体地球的 ^{40}K 放射性衰变产生的,并主要经火山作用释放到大气圈。这种同位素在地球大气圈中较大量的存在,表明地球经历了广泛的氩的排气过程。同样,其他气体也以类似的行径进入大气圈。关于原始大气圈的成分,有两种见解:原始大气圈是还原的,主要由 CH_4 组成,并含少量 HNO_3、H_2、He 和 H_2O_2;原始大气圈是由 CO_2、CO、H_2O 和 N_2 组成的。原始大气圈基本没有自由氧,而实验研究表明,两种情况均可以出现第一个有机体的反应。由于 CH_4 和 NH_3 会直接或间接地为光解作用所破坏。NH_3 可在 1 ~ 10 年内为紫外线辐射所破坏,而又极易溶于水,会很快被降水和其他溶液带入海洋。虽然 CH_4 对光解作用是较稳定的,而 OH 作为甲烷氧化链的中间产物,在地表 50 年内即为光解作用所破坏。H_2 会很快从大气圈的顶部散失,也未必是早期大气圈的主要成分。非氧化大气圈,似有能力避免光解作用的破坏,而成为原始大气圈的可能模型。

宇　宙

总　论

【宇宙】 universe, cosmos　地球和日月星辰所存在和演化的物质世界。空间和时间的统一，即空间物质分布和变化发展的总称。宇是空间概念，宙是时间概念，宇宙是普遍的、永恒的、不断运动和发展的物质世界。早在战国时晋国尸佼即在《尸子》一书中说："上下四方曰宇，往古来今曰宙。"现代天文学证明：地球只是太阳系的一员，而太阳为一普通的恒星；由上千亿颗恒星组成银河系，银河系之外，还有数以千亿计的河外星系。宇宙空间的恒星和星系等天体从形成到消亡，处于不断的演化中。宇宙是多样而又统一的，其多样性在于物质表现形态的多样性，而统一性则为其物质性。现今能观测到的最远天体离地球约 100 多亿光年；随着天文望远镜的逐渐改进和加大，以及观测技术的提高，现代天文学宇宙的观测范围将继续扩大。

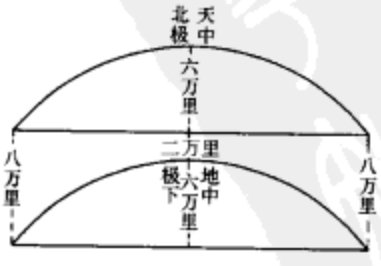
【宇宙论】 cosmology　德国哲学家克里斯提安·沃尔弗(Christian Wolff)于 18 世纪最先使用，他首次将宇宙论及本体论等一并划为理性的理论科学。他是在哲学范畴将宇宙的起源和结构等问题作为一个整体的一部分进行研究的。包括机械论或目的论、机械决定论或非决定论等各种学说均属宇宙论，但其中既有唯物主义又有唯心主义色彩；而现今影响最大者当属大爆炸宇宙论。

【现代宇宙学】 modern cosmology　天文学的一个分支。以宇宙作为一个统一体，根据天文观测资料用物理学原理研究宇宙的科学。它与天体演化学关系密切，主要研究宇宙中物质的空间分布及其运动和互相作用、宇宙物质能量的转换、宇宙空间的几何特性，以及宇宙的起源和演化等。现代宇宙学分为观测宇宙学和理论宇宙学两门学科，前者以发现大尺度的观测特征为主要研究内容，后者则以研究宇宙运动学和宇宙动力学以及建立宇宙模型为主。

【盖天说】 heavenly canopy hypothesis　中国古代的一种宇宙论。唐代魏徵《隋书·卷十九，天文上，天体》载："盖天之说，即周髀是也。其本庖羲氏立周天历度，其所传则周公受于殷商，周人志之，故曰周髀。髀，股也。股者，表也。"东汉蔡邕也说周髀就是古代的盖天说，晋虞喜在《安天论》中载："周髀之术，以为天似覆盆，盖以斗枢为中，中高而四边下，日月旁行绕之。即所谓盖天也。"实际上远在《周髀》成书(公元 9～84 年)前，就有"天圆如张盖，地方如棋局"的天圆地方说，可见盖天说是起源于天圆地方说。为与后来的《周髀算经》下卷所载盖天说相区别，称前者为第一次盖天说，后者为第二次盖天说。《周髀算经》下卷所载天地形状，顺次为："极下者其地高，人所居六万里，滂沱四陨而下，天之中央亦高，四旁六万里。""天像盖笠，地法覆槃。""天离地八万里"，"冬至之日，虽在外衡，常出极下地上二万里。"(见图)。可见前说认为天圆像张开的伞，地方像棋盘；后说认为天像一个斗笠，地像覆的盘。这在当时有一定积极意义，但远在西汉时就有人提出不少问题，认为与事实不相符，使盖天说难以对答。



天圆地方说



盖天说—据《周髀算经》说法绘

【穹天说】 the vault of heaven　中国古代的一种宇宙论。是在盖天说基础上发展起来的一种学说。中国晋朝的虞耸就著有《穹天论》，他说："天形如穹窿，如鸡子幕，其周际接四海之表，浮乎元气之上，譬如复釜以抑水而不没者，气充其中故也。"虞耸把天盖形象地说成是一个半球形，并认识到气体(元气)存在，天体"浮乎元气之中"，而不是固定在天上。这比天圆地方说和盖天说有进步，但它仍然没有脱离以地为中心的基本观点。

【浑天说】 egg-like hypothesis　中国古代的一种宇宙论。浑天即球天，张衡曾说："立方为质，立圆为浑。"在西汉末可以说是一种新的天文学说。此说可能在战国时就有思想萌芽，但西汉(公元前 140～87 年)落下闳最早提出，而后为东汉张衡所发展，他在《浑天仪》一书，《经典集林》卷二十七中载："浑天如鸡子，天体圆如弹丸(见图)。地如鸡中黄，孤居于内。天大而地小。天表里有水。天之包地，犹壳之裹黄。天地各乘气而立，载水而浮。"浑天学者认为天形穹窿好像鸡蛋的壳，地居天内好像蛋黄，这反映了浑圆像弹丸一般，所以叫做"浑天"；天一半在地上，一半在地下，其南北两极固定在天的两端，天和日月星辰都循偏斜方向而旋转。此即天地的真情，这不仅说明了天是圆的，而且肯定了大地是球形的正确概念。如果没有"天表里有水"，"天地各乘气而立，载水而浮"这两句，那浑天说则殆无可非难。从球面天文学来看，浑天说比盖天说要进步；浑仪和浑象，就是根据浑天说而设计和制造的。



浑天说
天如蛋壳地如蛋黄

【宣夜说】 firmament hypothesis　中国古代的一种宇宙论。沈约《宋书，卷二十三，天文》载有汉灵帝时蔡邕的话："宣夜之书，绝无师法。"说宣夜说失传已久，无人知道；只有汉代的一个秘书郎郗萌曾听说过宣夜说内容。唐代魏徵《隋书·卷十九、天文上，天体》记载："天了无质，仰而瞻之，高远无极，眼瞀精绝，故苍苍然也。譬之，旁望远道之黄山而皆青，俯察千仞之深谷而窈黑。夫青非真色，而黑非有体也。日月众星，自然浮生虚空之中，其行其止，皆须气焉。是以七曜或逝或住，或顺或逆，伏见无常，进退不同，由乎无所根系，故各异也。故辰极常居其所，而北斗不与众星同没也。"大意是说，天没有形质，抬头看去，高远没有止境，所见蓝色非真色，黑色也不是真有物体，日月众星飘浮空中，动、静都依靠"气"。因七曜(日、月和五大行星)飘浮空中，所以高下静动都各不相同。此说颇有独见。清邹伯奇常常测候中

星，夜半不睡，他常说："宣劳午夜，斯为谈天家之宣夜乎？"由此可见，宣夜学说就是测天的学问。它以为天无形质，众星进退没有一定，都可以根据恒星来测定。宣夜学者是作测定恒星位置工作的，把恒星作为日月出入的交转，五颗行星迟留疾逆的标准。这些均合乎实测，但是既然"天了无质"，众星都悬于天，无什么东西使之系着而为什么不掉下来，未能深究其因。宣夜说与浑天说的发展同时出现，在思想上较浑天说进了一步，它突破了有限天穹以及星体依附于天穹的观念（见图）。



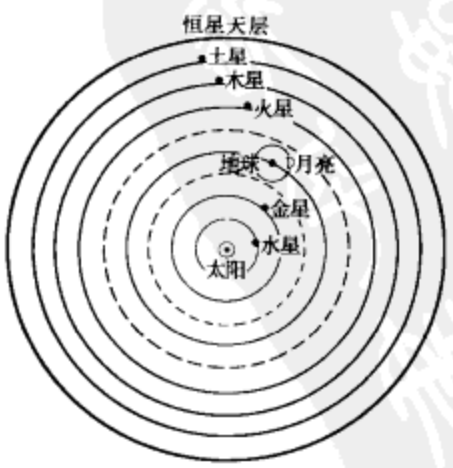
宣夜说

【地心说】 geocentric theory　又称**地球中心说**。是一种唯心的宇宙观。认为地球位居宇宙中心静止不动，日、月、行星和恒星都围绕地球运行（见图）。古希腊德谟克利特认为地形如圆盘，开始有运动，然后静止于宇宙中心。亚里士多德（Aristoteles）则主张凡物皆倾向宇宙中心，地球达到中心便静止不动。这就为地心说奠定了基础。其后托勒密（Claudius Ptolemy）集其大成并进一步发展了地心说。他认为地球周围有由月球、太阳等组成的九个球形天层，合称九重天。其中最高天，就是宇宙以外的神灵世界。在神灵的驱动下，太阳、月亮、五大行星以及所有的恒星都在各自的天层环绕地球转动，而地球不动。以地球为中心的体系，称地心体系。托勒密的地心体系，长期为宗教所利用，成为统治和愚弄人民的工具。直到16世纪，波兰的尼古拉·哥白尼科学的日心地动说出现后，地心说才被否定。



地心说

【日心说】 heliocentric theory　又称**太阳中心说**。认为太阳是宇宙的中心，地球和其他行星绕太阳运动的学说（见图）。中国早在战国时代，晋国尸佼在《尸子》一书中就提出了地动思想："天左舒而起牵牛，地右辟而起毕宿。"是说天左旋（即日、月、星辰的东升西落），也可看成是在右动引起的。《春秋纬·元命苞》中有"天左旋，地右动"的话，是说地球自转。公元1543年，波兰人哥白尼（N. Copernicus）在《天体的运行》一书中系统地完整地提出了日心地动说，后来为布鲁诺（G. Bruno）所发展，并为伽利略（G. Galilei）、开普勒（J. Kepler）所证实。认为宇宙的静止中心不是地球而是太阳，地球只是一个普通的行星，它自转又环日公转。把日、月、星辰的东升西落归因于地球自转，把太阳在恒星间运行归因于地球公转。以简明的道理解释了天体的周日运动、太阳的周年运动和行星的顺行和逆行，并以位相和距离解释了地心说无法解释的行星亮度变化，确立了以太阳为中心的体系，叫做日心体系。以科学的论断推翻了地心说，给宗教以沉重打击，引起了宇宙观的革命。由于时代的局限性，哥白尼的学说有两个缺点：其一，认为天体轨道是圆形的，实际是椭圆形的；其二，把太阳当作宇宙的中心，实际上，宇宙是没有中心的。由于日心地动说的进步性和革命性，罗马教会把《天体的运行》列为禁书，对宣扬和仅仅相信地动说的人进行残酷迫害，但是，哥白尼学说终于取得了胜利。



日心说

【其他星云说】 other nebular hypotheses　20世纪以来提出的天体起源于稀薄星云的学说。因从不同侧面提出，观点也不相同。德国人魏扎克的"旋涡说"：天体起源于不同等级、不同大小的旋涡式旋转运动。由于湍流衰减，旋涡收缩，气体云部分凝聚为圆盘体。以后旋转减慢，变成椭圆星系。星系是大旋涡，其中又套着一级一级的小旋涡，依次形成星团、恒星、太阳系。美国人拉依茨认为：宇宙在不断膨胀的过程中，星云向四面八方飞散；由于不规则运动，气体开始局部凝聚，逐步形成各级天体。瑞典人阿尔芬提出：太阳系的形成是高温等离子体云的电磁运动的结果；通过电磁力的作用，原始太阳自转减慢，角动量向外转移，等离子体云转动加快，逐渐集中到太阳赤道面上，凝聚为行星和卫星。美国人尤里用化学作用解释天体的起源：气体云在积聚过程中由于化学作用，温度不断上升，使内行星区的氢、氦向外逸散，留下铁、镍等重元素，经过碰撞，凝聚而成各个行星；外行星区则因温度较低而积聚了更多的氢和氦等元素，以后也逐渐凝聚为各个外行星。

【宇宙模型】 cosmological model　又称**模型宇宙**。在宇宙大尺度时空结构和物质演化的理论研究中所采用的一种描述方法。它是建立在若干简化、假设的基础上的，假设的正确与否，要看能否经受观测事实的检验。当代宇宙模型一般均以爱因斯坦（Albert Einstein）广义相对论为理论基础和以哈勃定律为观测依据，而最流行的是大爆炸宇宙模型。

【稳恒态宇宙模型】 steady state model　又称**稳恒态宇宙论**。一种宇宙假说。根据完全宇宙论原理，宇宙在总体上基本不变而且始终处于稳恒态的宇宙模型。1948年由英国邦迪（Hermann Bondi）、霍伊尔（Fred Hoyle）和戈尔德（Tommy Gold）等人提出。认为宇宙在大范围内稳定不变，不仅物质在空间上的分布是均匀的和各向同性的，而且宇宙状态在时间上也稳定不变。20世纪40年代，有些天文学家提出它不仅适用于空间而且适用于时间。完全宇宙论原理，断言位于任何地方在任何时间的所有观察者看到的宇宙图景均相同。即宇宙的年龄无限古老，既无诞生日也无死亡时，恒星和星系的数目在过去、现在和将来都保持不变。此说主张宇宙在膨胀，物质不断向四面八方离散，造成物质密度变小，并有新物质从虚无中不断创造而得以补偿；计算出每5000亿年1公升体积内创造出1个氢原子。但这种模型遇到的问题是：过去的类星体比现在的数目要多，使之逐渐让位于宇宙演化模型。

【布兰斯-狄克宇宙论】 Brans-Dicke cosmology　解释宇宙成因的一种假说。20世纪60年代初，美国物理学家布兰斯（C.H.Brans）和狄克（R.H.Dicke）提出。认为遍布宇宙中的物质所产生的引力场可改变时间和空间的几何特征，因而影响引力场中的物质运动，造成重力似乎随宇宙膨胀而逐渐变弱；尽管这种弱化每年不足百亿分之一，但从天文时间角度来看，其累计效

果对太阳系却有令人难以置信的结果。如估计5亿年前由于引力较大,太阳光度增大,而使地球当时表面温度可达30℃。但此说亦存在一定问题,如迄今对月球和地球运动的观察还未提供引力变弱的有力证据。

【宇宙膨胀】 expansion of the universe 宇宙处于不断膨胀的假说。是当代宇宙模型的重要假说之一。其证据最初源于对遥远星系视向速度的观测,约在1912年测到许多遥远星系具有很大的多普勒红移,推算出星系有很大沿视线方向的退行速度。在此基础上,哈勃(Edwin Hubble)根据自己测定的距离资料,于1929年提出河外星系的退行速度 V(由红移算出)与星系至地球的距离 r 成正比的一级近似公式 $V = Hr$,后人称为哈勃定律。式中比例系数 H 称为哈勃常数。此关系表明,越远的星系的退行速度越大,意味着那部分宇宙在膨胀。此前,1922年苏联数学家弗里德曼(A. Friedmann)将度规(尺度的一种定义)代入关于时间变化的两个微分方程。从而建立了宇宙膨胀模型。1927年比利时天文学家勒梅特(G. L. Lemaitre)提出大尺度宇宙空间随时间而膨胀的概念。1930年英国天文学家爱丁顿(A. S. Eddington)依据哈勃和勒梅特二人的成果,提出了膨胀宇宙模型。此外,大爆炸宇宙成因说也属宇宙膨胀假说。

【大爆炸假说】 Big-Bang hypothesis 又称**大爆炸宇宙论**。宇宙演化发生于一次大爆炸的假说。它是在宇宙膨胀理论基础上发展起来的在现代宇宙学中最有影响的学说,即宇宙早期应有一个高温而致密的状态,由于经历了一次规模巨大的爆炸,遂使宇宙体系不断膨胀,发生物质从热变冷、由密变稀的演化过程。大爆炸假说的两个主要模式,分别为原始原子爆炸及原始火球爆炸说。它能说明以下观测事实:首先,已观测到宇宙中的星系年龄均小于200亿年;其次,河外天体存在系统性谱线红移,且红移与距离成正比,是宇宙膨胀的反映;而球状星团等有关测试数据与理论预测一致,加之许多天体氦丰度相当大,只能从宇宙早期温度很高时期产生,才能解释这种现象;并由探测证实具有热辐射谱的宇宙背景辐射,也与大爆炸理论相符。这四方面提供的事实都一致支持这一假说。

【原始原子爆炸假说】 primitive atomexplosion hypothesis 又称**原始火球爆炸假说**。是大爆炸假说较早提出的一种设想模式。指宇宙最初为一个温度极高(10^{12}开以上)的由中子、质子、电子、光子和中微子等基本粒子组成的致密球体发生爆炸,不断膨胀而形成现今宇宙的假说。1927年,比利时勒梅特(G. E. Lemaitre)提出,宇宙开始于一个体积小而密度大的如同白矮星物质的原始原子,它非常不稳定,一旦外界条件变化就会爆炸并迅即膨胀,炸裂碎片以不同速度向外离散,在同一方向上速度相同的碎片互相聚合而形成天体。即火球一旦出现,便立即开始膨胀,发生爆炸,不到三分钟经过膨胀已使自身密度、温度下降到10^9开,使某些基本粒子结合成原子核。两小时后温度降至10^8开时,中子开始失去自由活动条件,不是衰变,便是与质子结合成氘、氦等(离子)。此后的10万年左右温度降低到3000开时,形成化学元素的过程结束。这时中性原子形成,原子核开始俘获自由电子并保持在稳定的组态中,宇宙开始变得透明,使辐射几乎可完全自由穿行;等离子体复合成气体,以后气体逐渐凝聚成粒,进而形成各种星系和恒星体系,且在恒星内部形成新的重元素。此假说是阐述一个演化宇宙,并能说明相当多的观测资料。

【原始火球假说】 primordial fireball hypothesis 大爆炸假说的一种设想模式。宇宙物质由热变冷、由密变稀,犹如巨大规模爆炸的假说。美籍俄罗斯人伽莫夫(G. Gamov)在20世纪40年代末提出。认为宇宙有过一段从热到冷的演化历史,宇宙体系不断膨胀,今天还在进行。其立论依据主要有:①一般地球、月球、陨石的年龄为46亿年,恒星年龄较老,球状星团和星系的年龄更老,银河系约120亿年,因而认为宇宙各星体系统年龄应小于200亿年。②河外星体的谱线红移现象非常普遍。③宇宙中氢和氦的丰度总和约为99%,其余几十种元素的丰度总和不过1%。氦核是由氢热核聚变产生的,产率不高,而氦的丰度达30%,且许多天体的氦丰度都相当一致,按计算不可能在100多亿年时间生成这么多氦核。可认为宇宙在极早期温度特别高,成氦率极高,可以在不到一小时的短时间里把三分之一的宇宙物质变成氦。④根据宇宙膨胀速度(由红移量求出)和氦的宇宙丰度等值,计算得出目前宇宙温度和实测微波段的背景辐射(弥漫天空的背景光)相符合,只有绝对温度3开左右。大爆炸说把宇宙发展分为三阶段:第一阶段为大爆炸开始的极早期,约在140亿年前,一切宇宙物质压缩在一个热而致密的原始火球中,宇宙温度高达100亿度以上,物质密度也很大,连原子结构也不存在,本阶段历时不到1小时;第二阶段,温度在100亿度至1亿度,此时中子失去自由活动条件,或与质子结合成氘、氦等核素,温度降低到100万度以下时早期形成化学元素的过程结束,宇宙物质主要有质子、电子和轻的原子核,光辐射仍很强,还未产生星体,本阶段历时几千年;第三阶段,温度只有几千度,时间长达100多亿年,至今仍处于这个阶段,光辐射退居次要地位,宇宙中主要是气体并开始凝聚成气云。尔后,进一步收缩成星体而构成各种体系(星系、星团、恒星系等),成为我们今天看到的宇宙。

【天体演化学】 cosmogony 研究宇宙中各种天体的发生、发展和形成过程的学科。特别是研究太阳系的起源、恒星的演化等的各种假说,主要指根据科学原理提出的假说和理论进行研究。天体演化、物质结构、生命起源三者被称为自然科学三大基本理论问题。

【天体物理学】 astrophysics 近代天文学的一个主要分支。研究天体的物理性质(如光度、质量、大小、温度、磁场、密度、结构)、化学组成、内部结构、能量来源和演化的学科。按研究对象不同,分为恒星物理、星系物理、太阳物理、行星物理、彗星物理和星云物理等。近代天文学的许多重大成就是采用这一学科的研究方法取得的。用物理学的技术和方法分析来自天体的电磁辐射可得到天体的各种物理参数,提供天体的各种物理参数是实测天体物理学的任务。根据这些参数,运用物理理论阐明发生在天体上的物理过程及演变规律,则是理论天体物理学的任务。

【天体力学】 celestial mechanics 天文学的一个分支。研究天体(包括人造天体)在万有引力及其他力的综合作用下的运行规律、轨道计算方法、天体在某一时刻的预测方法和天体形状等问题的学科。它以万有引力定律为基础,研究对象主要是太阳系内的天体。其发展与数学、力学、地学及星际航行学等都有联系。

【宇宙电动力学】 cosmic electrodynamics 天体物理学的一个分支。研究宇宙空间星体磁场和星际磁场与带电粒子之间的相互作用以及各种宇宙电磁现象的一门学科,因而也是理论天体物理学的一个分支。

【宇宙气象学】 cosmic meteorology 研究地球以外天体气象的形成,并阐明其气象现象的形成及变化规律的学科。是应用气象学的一个分支。它是由于空间技术的发展而诞生的。对宇宙气象进行研究,有助于认识地球大气变化规律及其宇宙因素,以及地球大气与星际空间之能量和质量交换状况。

【宇宙生物学】 bioastronautics 又称**天体生物学**(astrobiocourse)、**宇航生物学**。生物学的一个分支。以研究生物在宇宙

飞行过程中的生存状况和其他天体有无生命存在为对象的学科。它着重研究各种生物在宇航飞行中所需的生活条件及其存活情况，特别是失重及宇宙射线等环境因素的影响；并研究地球以外的星体是否存在生物等问题。

【宇宙地质学】 cosmic geology 研究地球以外天体之物质组成及其发展演化规律的学科。它是在空间技术发展过程中，由于宇宙飞行探测器逼近外星体并直接观测其物质状态的基础上产生的地质学的一个分支。其目的在于通过综合各种天文及宇航新技术所获得的资料，用以研究地球各圈层的发生发展过程及其形成机制。美国学者将它作为天体地质学的同义词，而在前苏联则与遥感地质学同义。

【宇宙学解】 cosmological solution 广义相对论场方程应用于宇宙学研究时得到的解。爱因斯坦(Albert Einstein，1915)发表的广义相对论为包括并超越了牛顿对于引力的经典理论，其功能在于对整个宇宙作出描述。当他探索新方程揭示整个宇宙的某种性质时用通常的数学简化法求解，他的方程要求宇宙随时间流逝不是膨胀便是收缩。他注意到，在数学上引入某种附加斥力以对抗作用在物质上的引力拖曳。若把这种力包含在他的广义相对论中，即其中的斥力与引力相平衡，就得到爱因斯坦静态宇宙模型；但此系一个不切合实际的宇宙模型，弗里德曼提出只要对它作很微小的扰动就会开始膨胀或收缩。爱因斯坦也认识到引入的斥力(他称其为宇宙学常数)并无意义，因而称作"我一生中的最大失策"。勒梅特得到包含宇宙学常数的膨胀解，称为勒梅特宇宙模型。高红移超新星的观测显示宇宙学常数为正的非零值。

【宇宙背景辐射】 cosmic background radiation 宇宙演化中大爆炸产生的黑体辐射。20 世纪 40 年代，美国乔治·伽莫夫(Geoge Gamov)及拉尔夫·阿尔弗(Ralph Alpher)和罗伯特·赫尔曼(Robert Herman)指出，若宇宙开始于遥远过去的某种既热又致密的球体就应留下一种以爆发式开端散落的辐射。1948 年阿尔弗和赫尔曼预言，大爆炸散落的残余辐射，因宇宙膨胀而冷却，可在宇宙中自由穿行，此宇宙黑体辐射应来自可见宇宙的边缘。1965 年美国贝尔实验室阿尔诺·彭齐亚斯(Arno Penzias)和罗伯特·威尔逊(Robert Wilson)在试验"回声号"(Echo)卫星无线电天线时，意外地发现这种宇宙辐射场正是来自宇宙初期气态阶段由温度为 2.7 开的黑体发射出的辐射。此时，罗伯特·迪克(Robert Dicke)小组独立地重新搜捕大爆炸的残留辐射；并解释为源自大爆炸的残余辐射，相当于在电磁波谱的微波部分波长为 7.35 厘米的某种无线电波信号，被称为"宇宙微波背景辐射"，此即"黑体"辐射。美国国家宇航局(NASA)的宇宙背景探测器(COBE)卫星于 1989 年开始从空间测量整个背景辐射谱，用黑体谱确认了宇宙过去曾比今天要热成千上万度。此种辐射表明宇宙曾有一个非常炽热阶段，而否认了作为稳恒态模型基础的完全宇宙论原理，且强烈地偏向演化宇宙一方。

【3K 微波背景辐射】 3K microwave background radiation 在天空的各个方向上热力学温度为 2.7 开，强度近似相等的微波辐射。1965 年在 4080 兆赫频率处发现有热力学温度 3.5 开(误差可能有 1 开)的无线电辐射。它从观测上验证了大爆炸宇宙论。

【红移】 redshift 天体光谱中某一谱线相对于实验室光源的比较光谱中同一谱线向红端(波长较长的一端)的位移。其定义是 $z = \frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_0} = \frac{\Delta\lambda}{\lambda_0}$，式中 z 是谱线的相对位移，λ_0 是实验室光源的某一谱线的波长，λ 是天体的同一谱线之视波长。在天文观测中，绝大多数河外星系之谱线的 $z > 0$，都呈现红移；反之，若 $z < 0$ 时，视波长减短，为紫移。若将此现象解释为多普勒效应引起，则红移表示该星系在远离观测者，因此常按多普勒效应将红移换算为相应的视线方向的退行速度。1929 年哈勃发现星系的退行速度与距离成正比，说明宇宙在膨胀。此外，根据狭义相对论，星系的横向速度也引起较小的红移。根据广义相对论，光离开强引力场谱线也有红移，例如人们通常认为白矮星的巨大红移主要是引力红移。而对银河系中恒星的红移，则还观测到一些目前尚不能解释的反常红移。

【多普勒效应】 Doppler effect 当一波源(光波或声波)与观测者发生相对运动时，此波源发出的波，其波长(或频率)相对于观测者就有所改变的现象。最明显的例子是，一列火车驶近我们时，其汽笛声的音调升高，而远离时音调又降低。天空中观测到的恒星及河外星系都是发光天体，当远离或接近我们时其光谱线将发生位移变化：远离我们时的光谱谱线波长比正常情况下对应的波长要长，即谱线向红端移动；反之，向我们接近时的谱线则向紫端位移。这种视波长变化的现象由多普勒首先发现，故称。

【哈勃定律】 Hubble law 根据观测提出的星系视向退行速度(由红移算出)与星系距离成正比的定律，由美国天文学家哈勃(Edwin Hubble)于 1929 年提出。并建立公式：$V = Hr$(V 是星系的退行速度，r 是星系离开地球的距离，H 为比例常数，即**哈勃常数**Hubble constant)。当时他得到的比例系数 $H = 150$ 千米/(秒·百万光年)，在其后 50 年内，他和其他天文学家根据更准确的"星等"数值和多种距离指标，对系数 H 进行了多次修订，最后大家公认的哈勃常数为 $H_0 = 16.9$ 千米/(秒·百万光年)。哈勃定律成为宇宙膨胀说的有力证据之一。

【宇宙年龄】 age of the universe 宇宙从"大爆炸"到现在所经历的时间。《大爆炸宇宙学》认为：宇宙学家把宇宙的演化追溯到一个奇点。奇点指探索宇宙演化时间序列的起点。"大爆炸宇宙学"认为，初始宇宙密度近于无限大，温度大于 10^{32} 开，宇宙从超密状态下以一次巨大的原始火球爆炸开始的，宇宙最初的时间和重大事件序列如下表。采用对宇宙年龄的各类计时法，综合得出宇宙年龄范围为100 亿 ~ 200 亿年，一般采用 150 亿年。

宇宙最初的时间序列与重大事件(以宇宙年龄为 200 亿年计算)

宇宙时间	时　代	重大事件	距今时间/10^8 a
0	奇点	宇宙大爆炸	200
10^{-45} s	普朗克时代	粒子产生	200
10^{-5} s	重子时代	正反质子对湮没	200
1s	轻子时代	电子-正电子对湮没	200
1min	辐射热时代	氘和氦的宇宙核合成	200
7d		辐射热	200
10000a	物质时代	物质占优势	200
3×10^8 a	脱耦时代	宇宙变得透明	197
$(1 \sim 2) \times 10^9$ a		星系形成	180 ~ 190
3×10^9 a		银河星团形成	170
4×10^9 a		原星系的崩塌	160
4.1×10^9 a		最早恒星的形成	159
5×10^9 a		类星体诞生 Ⅱ族恒星形成	150
10×10^9 a		Ⅰ族恒星形成	100
15.2×10^9 a		太阳星云的形成	48
15.3×10^9 a		原太阳星云的崩塌	47
15.4×10^9 a		太阳系各行星的形成	46

【宇宙时】 cosmic time 又称**宇宙标准时**、**普通时**。整个宇宙

范围内都适用的统一时间。它以演化的宇宙本身作为时钟，用以计量宇宙范围内的时间。利用某些具有单调递减性质的宇宙标量场（如用微波背景辐射温度）就能够确定。有确定的宇宙时，即可研究宇宙空间的大尺度结构。

【宇宙线】 cosmic ray　全称**宇宙射线**。来自宇宙空间的具有很高能量的辐射线。此种高能粒子流可分为：原生宇宙线，速度接近光速，且有高穿透性，大致由质子（90%）、α粒子（9%）和重核（1%）组成，若直接照射到天体表面，辐射深度可达表层1米以下；若遇到行星大气层，则与大气质点碰撞形成次生粒子（中子、介子、超子等）组成的次生宇宙线，使能量减小，但穿透性很强。其来源推测来自星体（如超新星）的猛烈爆炸，或来自星系核心，或来自某些恒星。它的能量按其质量和速度计量，通常用电子伏（eV）表示；1电子伏等于电子在1伏特电压下加速所获得的能量。在室温下空气分子的能量为0.1电子伏，X光机的粒子能量约10 000电子伏，用于核物理加速器中最快粒子可达1000亿电子伏（10^{11} eV）；有的能量可高达10^{19}电子伏，一般都在10^{14}电子伏以上。太阳耀斑和射电爆发射出的均为低能宇宙线，具有11年周期变化的特点，称太阳宇宙线。它是带电荷粒子，可影响地磁场，原生者甚至可破坏人脑细胞。有人认为每经历几亿年其强度就有一次大变化，恐龙的绝灭可能即为宇宙线事件所致。

【X射线源】 X-source　X射线（0.01～20纳米波段的电磁辐射）发射强烈的天体。太阳是在1949年发现的宇宙中第一个X射线源，1962年才发现太阳系以外者。有的所发出的X辐射能比它所发出的无线电辐射能和光学辐射能强几十倍甚至几百倍，且往往不稳定，强度经常变化。现已发现有20多万个这类射线源。为天文学开拓了一个新领域——X射线天文学。

【γ射线暴】 γ-ray burst　来自宇宙空间的γ射线的突发性增强现象。持续时间一般为几百秒至几十毫秒，上升时间仅几毫秒甚至亚毫秒，康普顿γ射线卫星天文台平均每天可记录到一次，现已发现2700多次。在天球上的分布呈各向同性。近年观测到与之相伴随光学增亮现象，因此倾向于认为它起源于极其遥远的距离。

【红外源】 infrared source　宇宙中红外波段所具极大辐射能量的天体。此种发射源发现于20世纪60年代。通常认为大部分红外源系由年轻恒星加热其四周的尘埃状物质，使之在红外波段再辐射所致。它发生于银河系（但不包括太阳系），尤以银河中心以及河外星系、类星体和分子云中为多，其温度仅几百摄氏度。但类星体等的红外源却为非热红外辐射，至于其形成机理还有待进一步研究。

【天体】 celestial object　宇宙间各种星体的通称。如恒星、行星、卫星、彗星、流星以及星云、星系等。

【宇宙矿物】 cosmic mineral　构成地球以外其他天体的矿物。包括宇宙尘矿物、陨石矿物及月岩矿物等三大类。它们大多与地壳中的矿物相同，只有少数尚未在地壳中发现，推测可能存在于地壳以下。通过对宇宙尘、陨石及月岩成分的研究，可由此揭示地球成因及其发展演化过程。

【宇宙环境】 cosmic environment　又称**星际环境**。系指地球大气层以外的环境。它对人类的生存活动具有重大影响，诸如太阳辐射能量的变化将直接导致地球环境的改变；而月球和太阳对地球的引力作用则产生潮汐现象，并常引起风暴及海啸等自然灾害的发生等。

【宇宙速度】 cosmic velocity　地球引力场内的人造天体在进入运行轨道处所具有的初始速度最小值。可分三种：第一宇宙速度，又称圆形轨道速度，即人造地球卫星必须具有的速度；第二宇宙速度，又称脱离速度，指人造卫星为摆脱地球引力束缚而飞往行星际空间所必需的速度；第三宇宙速度，为摆脱太阳系引力束缚飞往恒星际空间而必须具有的速度。它的数值与人造卫星入轨点的离地高度密切相关，如离地高度为零且不计空气阻力时，则第一、第二、第三宇宙速度值分别为7.9、11.2、16.7千米/秒。

恒星和星系

【星系】 galaxy　由千万至千亿颗恒星及星际气体、尘埃物质等组成的庞大天体系统。银河系即是一个普通星系。银河系以外者称河外星系，一般称星系。哈勃太空望远镜所能观察到的星系大约有800亿个。即使观察手段能够达到的宇宙范围内，肯定还有许多星系未被发现，因宇宙中最常见者是暗淡的矮星系，而矮星系即使在距离地球并不十分遥远的区域内也很难发现，更遥远的星系则更难发现。

【星系物理学】 galaxical physics　研究各类星系物理性质、化学组成、结构、演化及其运动状态的学科。是天体物理学的一个分支。主要运用测光、分光等方法与照相、光电、无线电观测和空间探测等技术，在射电、红外、紫外、可见光以及X射线和γ射线等波对星系以及星系团和星际物质进行观测和研究。

【宇宙岛】 island universes　早期对星系的一种称呼。18世纪中期德国哲学家康德（Immanual Kant）使用此词是指宇宙空间大量恒星聚集一起，构成的星系称宇宙之"岛"，其间是一片无处不寒冷的"海"。约在20世纪中期德国博物学家洪堡德的著作中，此词则用以形象地表达星系在宇宙中的分布。20世纪20年代测定了仙女座星系的距离，从此确认在银河系之外确实还存在与之相当的其他恒星系统，至此宇宙岛的假说才得到证实。但在当代天文学研究中，连同它的同义语（恒星岛、恒星宇宙、河外星云等）都已不再采用，而代之以"星系"的统称。

【总星系】 metagalaxy　可观测宇宙的别称。人类观测所及的宇宙部分的星系总和。为比星系团更高一级的物质层次，其尺度可能等于或大于观测所及的宇宙部分，典型尺度约100亿光年，年龄约100亿年以上。它的物质和运动分布在统计上是均匀的、各向同性的，物质含量最多的是氢，其次是氦。其结构和演化是宇宙学研究的重要对象。

【巨星系】 giant galaxy　光度强、质量大的星系。其绝对星等为－20～－22，质量为10^{11}太阳质量，系由数以千亿计的恒星组成；另有绝对星等为－23～－24、质量为10^{12}～10^{13}太阳质量的超巨星系。二者有剧烈活动，常有巨大星系冕为强射电源。通常在星系团的核心部位均有一个或两个巨星系或超巨星系。

【旋涡星系】 spiral galaxy　具有旋涡结构的星系（见图）。其中心区域为透镜状，周围有围绕的扁平圆盘，从核球的两端延伸出若干条螺旋带状旋臂。又可细分为旋涡星系和棒旋星系。它的主体的外围通常还有一个结构稀疏的晕，晕以外还可能有一个更稀疏的气体球称为冕。其质量通常具有10^9～10^{11}个太阳质量。



旋涡星系（M51）
星系直径约为10万光年。此为光学观测和射电观测资料的综合图

【河外星系】 exteragalactic galaxy　原称**河外星云**。为与银河系同属一级的天体系统。其中所含恒星的数量相差悬殊，有

的河外星系中仅有几百万颗恒星,有一些却由几百亿乃至上万亿颗恒星组成。现今能观测到的河外星系总计数百亿个,按其外形特征可分为旋涡星系、椭圆星系及不规则星系三类。

【河外射电源】 exteragalactic radio-source 银河系外具有射电辐射之天体。根据视角直径大小可将射电源分为展源和致密源两种,包括正常和特殊射电星系、类星射电源以及河外星系中性氢原子和星际分子云等。在编制成的河外射电源星表中,列有其名称、位置及特性,以供查阅对比。

【仙女星系】 Andromeda galaxy 曾称**仙女座大星云**。位于仙女星座的巨大旋涡星系,编号为 M31。目视星等为 3.5,肉眼直接可见,但较暗弱。其直径和质量都比银河系大一倍,在本星系群中其大小和质量均为最大者。

【射电星系】 radio-galaxy 有明显射电辐射的星系。包括两类:①正常射电星系,即射电功率为 $10^{37} \sim 10^{41}$ 瓦者;②特殊射电星系,其射电功率比前者大 $10^2 \sim 10^6$ 倍的星系。它们大多因其外表呈椭圆形而被称之为椭圆星系。组成此类星系的恒星与球状星团中者相似,光度最大者为橙色及红色超巨星,但其星际弥漫物质甚少。

【星团】 star cluster 由 10 个以上恒星组成的彼此有引力联系的恒星集团。可分为球状星团和疏散星团两种:前者由于形状呈球对称或接近球对称而得名,星团内恒星十分密集,很难将其大部分成员星从望远镜中分开;后者的成员星彼此距离较大,一般都能用望远镜分解为单颗恒星。

【球状星团】 global cluster 呈圆球或椭球状的星团。各种形状的星团中的一种。一个球状星团由几万至数百万颗以上的恒星组成,银河系中的球状星团约有 140 个。

【星系团】 cluster of galaxies, galaxical cluster 由相互之间有一定力学联系的河外星系组成的集团。其中的星系数量不一,少的几十个至数百个,多则可达万个以上。已发现有上万个星系团,距离达 70 亿光年之远。至少有 85%的星系属于其成员。

【超星系团】 supercluster 又称**二级星系团**。由若干个星系团聚集而成的更高一级的物质层次。在银河系所属的本星系群附近,由 50 个左右星系群或星系团组成一个超星系团。其质量范围约为 $10^{15} \sim 10^{17}$ 个太阳质量。

【本超星系团】 Local supercluster 包括本星系群在内的超星系团。其长径为 30 ~ 75 百万秒差距,为许多星系群、星系团组成的集合体。包括有 50 个左右的星系群、星系团,共同构成一个巨大的扁平状天体系统。其中心在室女星系团附近的方向,它可能具有自转和膨胀的性质,银河系绕其中心的公转周期约 1000 亿年。其特性尚待进一步研究。

【星协】 stellar association 起源相同、物理特性相似、聚集在空间一定区域内的很稀疏的恒星集团。已发现 75 个,与星团的区别是:星团可在天空普遍星场背景上直接发现,而它因恒星的空间密度较星团小得多,故在其所在的天区里看不到它们的集聚现象;星团里一般可找到各种光谱型的恒星,而它则由光谱型大致相同、物理性质相近的恒星组成。若把 O 型星和 B 型星与其他光谱型的恒星分开则从集聚现象就可看出,它可分为 O 星协和 T 星协,前者由 O 型和 B 型星组成,后者由金牛座 T 型变星组成。它均由年轻的星组成,估计其年龄仅以百万年计算,而太阳的年龄则长达几十亿年。由此可知银河系中恒星的年龄不同,且能成群地产生,至今还有恒星正在产生之中。

【星座】 constellation 为便于研究而人为划分的各个星空区域。每个星座均可从其中亮星的特殊分布进行辨认,如大熊座中即由七颗亮星构成形似勺子的北斗星。其名称多以动物名及古希腊、巴比伦神化人物命名。中国古代曾将星空分为三垣二十八宿。国际天文联合会于 1928 年规定,整个天空共分 88 个星座,各自的界线大致与 1875 年天赤道的弧线相平行和垂直。

【星族】 stellar population 星系中其年龄、化学组成、空间分布及运动特征均极为接近的恒星之集合。可分为两个星族:**星族Ⅰ**,主要由蓝白色星、主星序和疏散星团中的星体组成,分布在银河系及其他旋涡星系的盘状部位和旋臂上,因其金属含量比后者多而被认为可能较年轻;**星族Ⅱ**,其成员为红巨星、天琴座 RR 型变星(周期长于 0.4 天)及绝对星等比相同光谱型的主序星低一、二等的亚矮星,分布于球状星团和椭圆星系中以及旋涡星系的核心。前者的恒星在太阳附近主要沿近圆形轨道环绕银河系中心运行,而后者恒星的轨道则呈偏心率较大之椭圆状。

【星名】 star name 恒星及行星等天体的名称。中国古代对恒星命名曾用土地、用具及动植物等名称,现代则是在星座名后加小写希腊字母对恒星命名,如大熊座 α;变星则在星座名后加大写拉丁字母,如金牛 T 星;而双星均用星表编制者代号及星表中编号组成,如 O∑1965;星云是由两个表(《梅西耶星表》和《星团星云新总星表》)的代号 M 和 NGC 表示;小行星最早用神话中的女神名,后改用阿拉伯数字编号,如原称之谷神星现已改为第 1 号(亦有仍用人名、地名者);射电源命名用所在星座名加大写拉丁字母或由射电源代号及编号组成,如仙后座 A 或 3C273 等。

【星图】 star chart, star atlas, star map ①把恒星球面视位置投影于平面编制的图件。根据内容不同,分为仅绘有恒星的和绘有各种天体的星图;按不同用途,又可分为专供辨认星辰、证认某天体及对比发生变异等所用的星图。《敦煌星图》绘制于公元 705 ~ 710 年,为世界现存最古老的星图之一。保存于苏州的石刻《天文图》系 1247 年(宋理宗淳祐七年)黄裳所作,亦属流传悠久之星图。②照相星图或照相天图。是用广角天体照相仪将天文照相底片上所拍摄的天体复制而成的星图。《帕洛玛天图》完成于 20 世纪 50 年代,为迄今所纪录最为暗弱天体之北天照相星图。

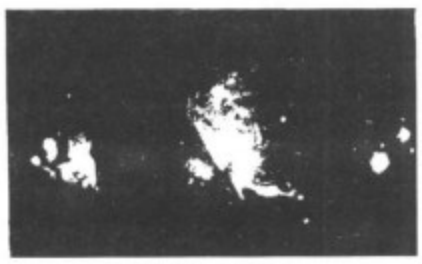
【星表】 star catalogue 载有天体位置、星等、色指数、光谱型、自行及视向速度等数据的表册。按制表资料来源(测定或编制),可分为独立星表、编制星表、绝对星表、相对星表及基本星表;据观测方法,可分目视星表、照相星表及射电星表;按天体对象又分为双星星表、变星星表及星团星表等;依天体辐射波段不同则有红外、紫外、X 射线、γ 射线源表及射电源表之分。

【星风】 stellar wind 从恒星内不断向外发出的等离子体物质流。它使恒星的质量在其演化过程中逐渐损失。通常认为在 O 型和 B 型热星中,快速自转及辐射压力对其形成起重要作用;而在冷巨星中者则与太阳风类似,系由波能不断输送到色球、星冕所致,或由靠近恒星光球部位的尘埃因受恒星自身辐射压力驱动而形成。观测证实,星风向外流动的速度大约每秒可达数千千米。

【星云】 nebula 在天空中所见的云雾状天体。一般分为两大类:在银河系内由气体和尘埃组成的银河星云;在银河系外,与银河系类似的由亿万颗恒星、星云和星际物质组成独立而庞大的天体系统,称河外星云或河外星系。在银河系中除物质较密集(从白矮星的 10^8 克/厘米^3 到红超巨星的 10^{-8} 克/厘米^3)的恒星外,还存在极为稀薄状态(为 $10^{-21} \sim 10^{-23}$ 克/厘米^3、1 ~ 10 ~ 10^4 个原子/厘米^3)的弥漫物质。绝大多数星云只有用望远镜才能看见。1999 年用哈勃太空望远镜拍摄到一个像一只正在游动的巨大乌贼而不像鸡蛋被称为"臭蛋"的斑点,因包围这颗恒星的气体中存在大量硫化物而发出恶臭味,故名。实际为濒临死

亡的恒星 OH231·8+4.2，而不是从一颗普通红巨星变成一块行星状的星云。这对于确定与太阳相似的恒星可能的最终命运很有意义。

【银河星云】 galactic nebula 又称**河内星云**。银河系内的一种云雾状天体。它由星际气体和星际尘埃组成，按大小、形状和物理性质分为：**行星状星云**(planetary nebula)，状如行星，呈圆形或椭圆形的发光天体，中央有一颗高温恒星，有些呈圆环状，其中心有一个核，如天琴座里的环状星云；**弥漫星云**(diffuse nebula)，常无明显边界，形状多样，较散漫，比前者大而弱得多，若附近有光度较大或温度很高的恒星便反射星光或受高温恒星的紫外辐射激发发光而称**亮星云**(luminous nebula)，如猎户座大星云(见图)，反之便不发光则称**暗星云**(dark nebula)，它掩蔽后面的星体使所在天空区域星数极少，如猎户座马头状星云；**球状星云**，是在一些亮星云的背景上看到小而圆的不透明的暗黑天体，如在人马座内亮星云 M3 的背景上可见到较多的球状体，对其物理性质了解很少，可能是正在诞生中的恒星。



猎户座大星云
此星云中有许多形成中的恒星和复杂的有机分子

【分子云】 molecular cloud 在浓密的气体云中，由分子组成者。星际空间的分子是于 20 世纪 30 年代在可见光谱中被认证的，如 CH、CN 和等星际分子的吸收谱线。随后羟基(OH)、氨分子(NH_3)、水蒸气(H_2O)、甲醛(H_2CO)、一氧化碳(CO)、氰化氢(HCN)、乙醇(C_2H_5OH)和甲醇(CH_3OH)等。研究它对于确定每种特定分子存在于星际云中的深度、原恒星坍缩、原始大火球的存在与否，探索宇宙背景辐射性质，发展天体化学及探索生命起源等都有重要的理论意义。

【麦哲伦云】 Magellanic clouds 银河系的两个伴星系，在南天银河附近肉眼可见的云雾状天体。由葡萄牙航海家麦哲伦于 1519～1521 年间对其进行记述而得名。包括两个星系：大的称大麦哲伦云，与银河系相距 16 万光年；小的称小麦哲伦云，与银河系相距 19 万光年。二者彼此相距 5 万光年，均属最近的星系，并与银河系有一定的物理联系，共同构成一个三重星系。

【星际云】 interstellar cloud 星系中部分星际物质聚集而成的云。其质量由太阳的十分之几至一万倍以上。由于它自身的引力作用而收缩，收缩时其温度升高，致使质量小的最终形成一颗恒星，而质量大的则形成几颗至若干颗恒星并成为星团。

【星际物质】 interstellar matter 星系中恒星间的气体及尘埃状稀薄弥漫物质的总称。大部分由各种原子组成，主要成分是氢，也有钙、钠和其他元素的化合物，大多聚成大小为 10 个秒差距(1 秒差距 = 3.2616 光年 = 206 265 天文单位 = 30.857×10^{15} 米)左右的云状物。旋涡星系中星际物质之多可与其中恒星的总质量相比。它吸收和散射星光，使遥远的恒星显得更加暗弱，且颜色略变红。用射电方法在其中发现了几十种星际分子，对认识星际空间有重要意义。

【星际分子】 interstellar molecule 散布在星际空间中的分子。20 世纪 30 年代末，首先从光谱中发现 CH(烃基)、CN(氰基)等星际分子；1963 年用射电望远镜首次观测到 OH(羟基)的 18 厘米谱线；至 1978 年底先后发现 40 多种分子形态的星际物质，它们当中有 30 多种是有机分子。证明宇宙空间充满着物质，有简单的无机物，还有复杂的无机物。其中，10 种有机分子是环氧丙烷[$(CH_2)_3O$]、甲醛(H_2CO)、丙炔腈(HC_3N)、甲酸(HCOOH)、甲醇(CH_3OH)、腈化氢(HNC)、异氰酸(HNCO)、乙腈(CH_3CN)、甲酰胺(NH_2CHO)、丙炔(CH_3C_2H)；无机分子有水蒸气(H_2O)、氨(NH_3)以及硫化碳(CS)、硫氢根(SH)、氧硫化碳(OCS)等。虽其数量极微，一般不到中性氢原子数量的百万分之一，但研究其丰富度和激发度可获得星云气体和尘埃云的物理状态及其演化历史等重要资料。它的形成过程主要有下列推断：①星际气体通过二体碰撞生成分子；②撞落在尘埃微粒表面的原子进而构成分子，或由较简单的分子构成较复杂的分子；③在恒星的稠密大气中通过多体碰撞而成分子，继而从恒星大气抛出进入星际空间；④尘埃微粒受剧烈碰撞、冲击或其他加热过程而蒸发或分解。它的发现提供了宇宙化学成分的新资料，对了解星际气体和尘埃云的物理状态及其形成和演化过程以及对于研究生命起源都有重要意义。

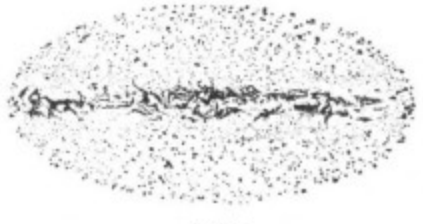
【星际气体】 interstellar gas 星体间由离子、原子，有时还有分子组成的气体物质。星际气体一般为中性，只有在热巨星和超巨星附近才能电离。在恒星与恒星之间存在气体的第一个证据，是 1904 年德国天文学家哈特曼(Johannes Hartmann)在猎户座 S 星的光谱上发现叠加有一条未产生任何移动的钙吸收线，表明钙蒸气不随恒星运动，这种吸收线的气体与恒星毫无关系，而分布在太阳与"敏他卡"恒星间的星际空间。之后，又在星际气体中发现许多其他元素的吸收线。此气体的组成总体类似星族Ⅰ恒星，主要成分是氢，另有少量元素可能是由超新星爆炸释放的，有些元素似乎很少但在星际尘埃中可以找到。它对电磁辐射大部分波段基本上是透明的，大都通过射电波才能观测到。银河系质量约有 10% 是气态的。

【星际尘埃】 interstellar dust 星际空间分布的大小为 2～200 纳米的粒子。与可见光波同属一个数量级，对可见光是不透明的，可见光往往受到它的吸收或散射。在星际物质中，尘埃的总质量只占气体质量的 1% 左右。它与星际气体均由离子、原子、有时由分子组成，粒子数小，电磁波能绕过它们，尘埃能与电磁辐射相互作用，可用几种方法检测出来。

【星际空间】 interstellar space 星体间的空间范围。

【黑洞】 black hole 在广义相对论中所预言的一种暗天体。其边界为一封闭视界面，外来物质能进入视界，而视界内者不能逃出，故观测者无法看到其内部的辐射。它吸收外来的一切能量，而不以通常的方式向外界发射能量；任何物质一旦进入洞内将一去不复返地压入洞的中心，洞内的光线一律在边界以内折回，成为完全黑的天体而不能直接观测。20 世纪 60 年代，有人根据观测资料推测宇宙间可能存在大量的黑洞，已发现一批黑洞的候选体有待确证。在银河系和其他星系中心也存在超大质量黑洞，属于星系级的黑洞。

【银河】 Milky Way 又称天河、河汉、银汉、银黄。指晴朗无垠的夜空，可见一条宽窄不一的云状光带。用望远镜观测可看出它由很多恒星和星云组成。其中以天鹅座、天鹰座、天蝎座和人马座的恒星最为密集(见图)。



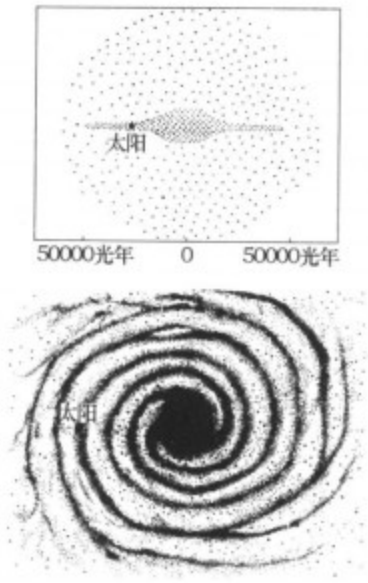
银河

【天河】 celestial river ❶银河之古称。王建《秋夜曲》有"天河悠悠漏水长，南楼(亦作斗)北斗两相当"。❷星官名。《晋书·天文志》载"天高西一星曰天河"。

【天波】 celestial wave 被电离层折射或反射而返回地面的无线电波。因电离层常变化，故天波传播不甚稳定，但传播距离

很远。它是短波无线电通信及广播所用的主要传播方式。

【银河系】 Galaxy 由大量恒星、星云和星际物质的聚集体组成太阳系所在的旋涡状星系。系恒星天文学创始人、英国天文学家赫歇耳系统研究恒星的分布后所发现。他从愈近银河恒星愈加密集,反之恒星愈稀疏的分布中悟出,密集在银河系中包括太阳系在内的无数恒星,连同散布在天空各方的点点繁星,属于一个庞大无比的扁平盘形天体系统并创立此名(见图)。置身其中,所见的只是其主体银河在天球上的投影,它是由 1000 亿 ~ 2000 亿颗恒星和各种星云、星际物质等组成的巨大旋涡状星系。据观测推算其总质量为太阳质量的 1400 亿倍,其中恒星约占 90%,星云和星际物质约占 10%;近年还依据其引力影响推断出系外存在不可见的暗物质,质量达可见物质的 4 倍,故其总质量超过 6×10^{11} 太阳质量。可见部分呈球状,直径约 10 万光年,主体部分为一扁的圆盘体,直径为 8 万光年;中部较厚,约 1.5 万光年,边缘很薄,约 1000 ~ 6000 光年,状如铁饼,俯视有旋臂结构。经银河中央的天球大圆,称银道,包含银道并通过中心的平面叫银道面,它与天球赤道面成 62°交角。太阳位于银道面北约 26 光年的猎户旋臂附近,距银心约 24000 光年。距银河系最远的边缘约 8 万光年,最近边缘为 2 万光年。从地球向银心方向看星体多而明显。



银河系大小形状示意图
(左边黑点表示太阳的位置)

【银心】 galactic center 银河系的中心,即银河系的自转轴与银道面的交点。在天球上的位置现今公认的是,与旧银道坐标银经 327°41′、银纬 -1°24′相当;而经红外天文测定所获的精确值相对于 1950.0 年的春分点,为赤经 17 时 42 分 29.3 秒、赤纬 -28°59′18″。采用射电天文及红外天文方法,可探测银心的结构和运动情况都很复杂,具有高速运动的氢云向外扩张。有人认为其区域内有一大质量的致密核,多种迹象表明它附近的各种激扰活动至今未息。

【银河核球】 central bulge of the Galaxy 在银河系中心球形隆起的恒星密集的区域。其长轴长约 1.3 万 ~ 1.6 万光年,厚约 1 万光年。它的中心恒星最密集的区域称银核。其直径 1 万光年,质量约占银河系总质量的百分之五,约为 10^3 ~ 10^8 太阳质量。银核中不断发出很强的射电辐射、红外辐射及 X 射线辐射。

【银盘】 galactic disk 银河系的主体部分。它以轴对称的形式,呈扁的圆盘体分布在银核周围,其直径约为 8 万光年,厚约 3000 ~ 6000 光年,从中心向边缘逐渐变薄。其圆盘体外围还有银晕。太阳系位于银盘以内,距银心约 2.5 万光年处。银河系总质量中有百分之八十五以上集中在银盘以内。其中分布有 G-K 型巨星、G-K 型主序星、长周期变星、新星、超新星和较年老的银河星团及年轻的 O、B 型星。核球和银盘中的天体均绕银心旋转,从银心到银盘的 1000 秒差距处呈刚性旋转,1000 秒差距以外则为非刚性自转。占银河系质量百分之几的星际气体绝大部分分布在其中。星际气体中的百分之九十是氢,密度低达 10^{-24} 克/厘米^3,即在一个立方厘米中只有几个原子,比实验室所获得的超高真空还要稀薄得多。银盘中还存在以银心为对称的旋涡结构,最接近银心的一条旋臂叫 3000 秒差距旋臂。太阳系附近有三条旋臂,分别为人马臂、英仙臂、猎户臂,太阳系即位于猎户臂的内侧。

【银晕】 galactic halo 在银河系主体(圆盘体)外围由稀薄的星际物质和某些类型的少量恒星所组成的球状区域。大体成球状,范围很大,超过银河系扁平主体的 50 倍以上。银晕中的主要成员星年龄都较老,接近于银河系本身的年龄,约 100 多亿年;为球状星团,贫金属亚矮星,周期长于 0.4 天的天琴座 RR 型变星和极高速星,合称晕星族。它们绕银心旋转,轨道呈长椭圆形。极高速星相对于太阳的速度高达每秒 300 千米。对它的了解甚少,初步估计其质量为银盘质量的百分之十。其存在对银盘的稳定性有一定影响。

【银冕】 galactic corona 在银河系的银晕之外无恒星分布但存在一个大致呈球形的巨大射电辐射的区域,其外形大致呈球形,称银冕。

【旋臂】 spiral arm 在旋涡星系内,由年轻的亮星、亮星云组成的旋转的螺旋线形带。为旋涡星系的主要特征,一般有两条旋臂,少数星系具有两条以上旋臂和几条短臂段。银河系中采用射电方法可观测到四条旋臂,太阳位于其中一条旋臂上。

【银河系磁场】 magnetic field of the Galaxy 银河系空间存在大尺度的普遍磁场和小尺度的局部磁场。前者在银道面内沿旋臂方向分布,后者可能是螺旋形结构。两种磁场强度相近,均为 $(1\sim3)\times10^{-10}$ 特 = 10 ~ 30 纳特。磁场对星云的运动起支配作用,银河系星云一般都沿磁力线方向延伸,表示旋臂的磁能密度大于星云动能的密度。中性氢云虽只有 100 开的低温,但宇宙射线作用有千分之一左右的电离度。由于物质密度很低,能满足等离子体与磁场间的冻结关系。磁场主要在银道面上,较大的弥漫星云和多数暗星云,一般都平行银道面运行,即星云沿磁力线延伸之结果。其成因尚在争论中,有人主张是最初宇宙大爆炸后留下的残迹,有人则主张是由许多局部磁场(如超新星遗迹、脉冲星、恒星风等)综合构成的蜂巢式星际磁场。

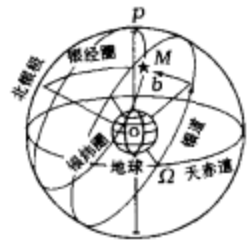
【银河系自转】 galactic rotation 银河系天体绕银轴旋转。银河系物质分布不均匀,除银核、核球、银盘和银晕等有差异外,在银盘上恒星等物质的分布也有密有疏,从核球向外伸出的 4 条旋臂和几条短臂段又是恒星的密集和次密集分布区,旋臂之间是恒星的稀疏分布区。旋涡结构是银河系的一个重要特征,由银河系天体围绕银心旋转形成。通过银心并垂直银道面的线称银轴,银河系在不停地绕银轴自转,同时又以 214 千米/秒速度向麒麟座方向作整体运行,整个情景如同一个巨大车轮平卧着向前滚动。

【银河系年龄】 age of the Galaxy 银河系形成至今的年龄。可根据对银河系中各星体取得的样品进行同位素年龄测定,选择其中最老星体作为其年龄,定在 80 ~ 180 亿年以上。1992 年美国国家宇航局曾发射宇宙背景探测器(COBE),成功地观测到天空各处微波背景辐射温度的极微小变化,并经引力不稳定性放大一定倍数,用以确定这一时段内星系的形成过程和年龄。

【银年】 galactic year 曾称**银河年**。太阳系绕银心公转一周所需的时间。太阳系大约以每秒 250 千米的速度绕银心旋转,公转一周的时间大约为 2.5 亿年(有人认为在 2.8 亿 ~ 3 亿年之间)。

【银道】 galactic equator 银河系中绝大部分恒星组成的铁饼状体通过银河系中心和银河系自转轴垂直的平面(称银道面)与天球相交的大圆。

【银道坐标系】 galactic coordinates system 以银道为基本圈的天球坐标系。1958 年以前是以银道对赤道的升交点为原点，1958 年以后改为以银河系中心为原点的球面坐标系。其球面坐标是银经 l 和银纬 b，通过银极所作的大圆称银经圈，与银道平行的圆称银纬圈。银经从升交点量起，按反时针方向从 0°到 360°；银纬则自银道起从 0°至 90°沿银经圈向两侧量度，向北为正，向南为负。此坐标系主要用于讨论银河系内天体的空间分布和运动(见图)。



银道坐标
p. 天球北极；l. 天体 M 的银经；b. 天体 M 的银纬；Ω. 银道升交点

【银极】 galactic pole 通过银河中心并垂直于银道面的直线交于天球的两个点。在银道以北的称北银极，以南的称南银极。

【银经】 galactic longitude 为经过天体的银经圈与经过 0°点的银经圈的夹角。通过两个银极所作的大圆称银经圈。

【银纬】 galactic latitude 指天体所在的银纬圈与银道的夹角。而天球上与银道相平行的小圆称银纬圈。

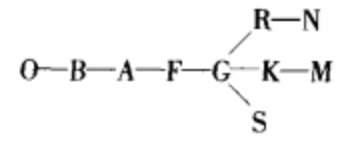
【恒星】 star 由炽热的等离子体组成且自身能发光的天体。天空中所见者绝大多数是恒星，除太阳外，其他的离我们都十分遥远，最近的也有 4.3 光年，用最大的望远镜观察也只是一些光点。人眼能见的恒星约 6500 颗，用天文望远镜看则多得难以计数。实际它们都是动而不静，但因离我们太远，在短期内感觉不到其相互位置有多大改变，故古时称之为“恒星”，并沿用至今。它们与太阳一样都有快慢不等的自转运动，物理性质也千差万别：直径从太阳的千分之一以下到千倍以上；质量从太阳的二十分之一至一百倍；密度从水的几千万分之一到千万倍以上；光度从太阳的几十万分之一至几十万倍；表面温度从几百度至几万度(热力学温度)，而中心温度可达千万度甚至亿度以上。维持恒星辐射的能源主要是原子核反应。

【恒星天文学】 stellar astronomy 天文学的一个分支。运用统计方法研究恒星、星际物质及星系等在空间的分布和运动、银河系的结构、各种星系的结构及相互关系等的学科。旨在探讨各种恒星系统(如星团、星协、银河系、河外星系)的结构和演化。

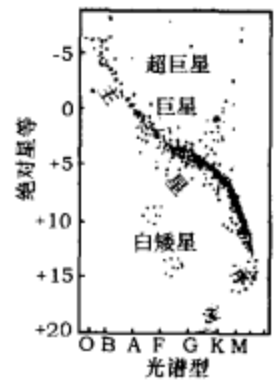
【中微子天文学】 neutrino astronomy 天体物理学的次级分支学科。主要研究恒星上可能发生的中微子过程以及其对恒星的结构和演化的作用等。中微子是一种不带电、静止质量可能为零的基本粒子，由于中微子对一般物质的作用非常微弱，在恒星内部产生的中微子能不受阻碍地跑出恒星表面。通过对恒星发射的中微子的观测，可取得恒星内部物质和结构等资料。

【恒星演化理论】 theory of stellar evolution 20 世纪 20 年代末，德国人史瓦西(Karl, Schwarzschild)等根据热核反应理论提出的关于恒星演化的学说。认为恒星从星云中形成后，先经过一个引力收缩阶段，体积缩小、密度增大，核心温度和压力也逐渐升高。在恒星的中心区热核反应进行得最快，氢燃料先用完即形成“同温纯氦区”。当同温纯氦区的质量超过恒星总质量的 40%时，恒星便演化成为一个体积大而表面温度较低的红巨星。在红巨星阶段后期，向外大量抛射物质，最后成为体积很小、密度很大的“白矮星”或“中子星”，主要靠冷却而发光，温度逐渐降低，直至停止发光成为黑矮星为止。这是恒星的“临终期”。有人认为，在一定条件下恒星最后可能成为黑洞，即坍缩星。恒星质量愈大，演化速度愈快。现有天文观测资料表明，这一理论较符合实际。

【恒星光谱型】 spectral type of stars 恒星的光谱各具不同特征。每颗恒星都属于一定的光谱类型，类型相同者称为同一类型的恒星，现习惯采用哈佛分类法，根据它们所表现的物理、化学特性将恒星光谱分为十种类型，在各类型后又标以 0、1、…9 等数字表示相应的次型。O、B、A 称早型，K 和 M 称晚型，F 和 G 称为中间光谱型，简称中间型。太阳是 G 型星。O、B、A、F、G、K、M 称主要光谱型，R 和 N 型的特征是具有碳分子(C_2)和氰(CN)所生的吸收带；S 型则具有氧化钛(TiO_2)和氧化锆(ZrO)的吸收带。从早型光谱至晚型光谱的变化，是氢吸收线从强变弱(或无)而金属线从弱(或无)变强的过程。光谱型反映恒星的表面温度，O 型星最热、光最蓝，M 型星温度最低而显得很红。每一大类型又可依次细分为若干分型，如 B5 便是 B0 和 A0 的中间分型。



【赫罗图】 Hertzsprung-Russell diagram, H-R diagram 又称**光谱-光度图**。丹麦天文学家赫兹普龙(Ejnar Hertzsprung)和美国天文学家罗素(Henry Norris Rusell)分别在 1911 年和 1913 年首先绘出邻近太阳和银河星团中恒星的光谱型和绝对星等(相当于光度)的坐标关系图。以恒星的光谱型为横坐标，以其绝对星等为纵坐标，每一恒星在图中以一点表示(见图)。若用球状星团、椭圆星系或旋涡星系核心部分的恒星绘同样的坐标关系图，便得到完全不同的形状。此图表现天体的光度和表面温度的关系以及天体变化的时间序列，有助于了解恒星的变化。



赫罗(H-R)图

【光度】 luminosity 天体实际发光强弱的量度。对于太阳和其他恒星，定义为每秒由整个表面发射出来的使人产生视觉的光的能量，以流明为单位。两个光度相等的恒星，如果距离不一样，则离观测者愈近的看起来愈亮。所以视亮度是光度(真亮度)和距离的函数。在天文工作中视亮度常用视星等表示。恒星的光度也常以太阳光度为单位表示，如天狼星的光度约为 34 个太阳光度。天体光度又常用绝对星等表示。

【亮度】 brightness 天体在观测点和视线垂直的平面上所产生的照度，以勒克斯为单位。常用星等表示。

【星等】 magnitude 区分天体相对亮度强弱的等级。早在公元前 2 世纪，古天文学家凭肉眼观察，将恒星的亮度分成六等，星的亮度越大，星等的数值越小。最亮的恒星叫 1 等星；肉眼勉强能看见的星叫 6 等星；相对有 2 等、3 等……星等。天文望远镜发明后，可见到更暗的星，于是又扩展到用望远镜能看到的星，又有 7 等、8 等……诸星等。更精密地规定星等的办法是，1 等星比 6 等星亮 100 倍，现规定星的亮度每差 2.512 倍时，星等即差 1 等。因此普森用公式 $m_2 - m_1 = -2.5 \lg(I_2/I_1)$ 联系两个天体的星等 m_1、m_2 和它们的亮度 I_1、I_2。这个定义一直沿用至今。星等并不限于正数及整数，亮度大于 1 等星的可为 0 等星，甚至是负几等星。如天狼星为 -1.46 等星，织女星为 0.04 等星，而太阳相当于 -26.74 等星，月球的平均星等为 -12.6 等星。星等还有视星等、绝对星等、目视星等、照相星等的区别。

【视星等】 apparent magnitude 恒星光通过太空到达观测点并与视线垂直的平面上的照度等级，或天体的亮度表现在人眼、

底片或光度计上的等级。以此区别于天体的真实亮度或绝对星等，如1等星对于地球上的观测者所产生的照度约为10^{-6}勒克斯(lux)，6等星约为10^{-8}勒克斯，比1等星还要亮的为0等星、-1等星等。若取0等星的亮度I_0为单位，则星等和亮度的关系为：$m=-2.5\lg E$，式中m表示恒星的视星等，E表示该星与0等星的亮度比I/I_0。恒星的亮度和距离有关，因此不能以视星等来衡量恒星的光度。

【绝对星等】 absolute magnitude　区分天体光度的等级。天文学上规定把恒星放在10秒差距(相当于32.616光年)的距离时所具有的星等。恒星离地球愈近看起来越亮，在同一距离上才能比较出恒星发光的真正强弱。它反映天体的光度，如太阳因离地球较其他恒星为近，所以看起来比其他恒星亮，为-26.74星等；若把太阳移到10秒差距的距离时，太阳就和4.83星等一样亮，故太阳的绝对星等为4.83等。

【主星序】 main sequence　在赫罗图中绝大多数的恒星分布在从左上方到右下方的一条狭长带内，形成一个明显序列。

【主序星】 main-sequence star　主星序中的恒星的统称。

【巨星】 giant，giant star　在赫罗图中位于主星序右上方的恒星。光度比太阳大30～1000倍，即绝对星等在零等上下。巨星的直径通常比太阳大二三十倍，质量为太阳的1.5～4倍。虽较超巨星为小，但仍很大，由于这类恒星温度不高，光谱型较晚，颜色发红，绝大多数为G、K、M型。

【红巨星】 red giant　光谱型为K型(或M型)的温度更低的红色巨星。如赫罗图所示，此类星体在银河系和其他旋涡星系及椭圆星系核心部位的球状星团中分布甚多。肉眼所见最亮的红巨星为大角星。

【超巨星】 supergiant star　赫罗图最上方的恒星。光度为太阳的10^3～10^6倍，表面温度为3000～30000℃。大都为黄色，有的近于红色。半径约为太阳的几十倍到几千倍，体积可达太阳体积的一万倍甚至一亿倍以上，直径有的与地球绕太阳轨道的直径相当，有的甚至超过木星绕太阳轨道的直径。其密度很小，由稀薄的物质组成，中心温度约2×10^8℃。如猎户座α星(中文名参宿四)、天蝎座α星(中文名心宿二)和天鹅座α星(中文名天津四)都是著名的超巨星。

【红外星】 infrared star　辐射能量主要集中在红外波段的恒星。属于此类恒星者主要为超巨星、新星及老新星、长周期变星、碳星，以及O、B型星及B型发射星和F、G、K型高光度星等，其体积很大，直径可达太阳的几百倍到几千倍，而表面温度却比一般恒星低得多，仅几百度(摄氏)，是迄今所知最冷的恒星。第一颗是1966年发现于猎户座大星云中，现已发现5000多颗。一般认为，大部分为处于收缩阶段的很年轻的星，有的则可能是外壳大大膨胀了的年老星。1967年还在第一颗红外星附近发现一个"红外星云"，温度只有热力学绝对温度几十开，质量为太阳质量的100倍以上，认为它是刚开始收缩而形成的一小群恒星。

【矮星】 dwarf star　又称主序星。分布在赫罗图中主星序上的恒星，其绝对星等大于1。与巨星相比，虽温度相同，但发光能力较弱，体积较小。太阳就是一颗矮星。

【白矮星】 white dwarf star　指体积小、光度小、温度高、密度极高的白色恒星。位于赫罗图的左下方。最先发现的一颗白矮星是天狼星的伴星，其体积比地球略大，质量是太阳的1.4倍，密度比水大三四万倍，有的密度甚至比水大10亿倍以上。它内部的温度和压力都非常高，原子高度电离，而电子形成简并电子气，组成物质是极稠密的简并电子气和原子核的混合物。已发现约1000多颗白矮星，银河系中未发现者还很多。有的白矮星表面磁场高达10^2～10^3特，称为磁白矮星。

【磁星】 magnetic star　具有强磁场的恒星。按某些恒星的光谱，根据塞曼效应定出它们有强的磁场。在已发现的约150颗磁星中，有许多的磁场强度和极性在变化，有的还表现出周期性。如猎犬座α^2星(中文名常陈一)即为一个磁场很强、强度作周期性变化的磁星。

【变星】 variable star (VS)　亮度常有变化的恒星。银河系内已发现的变星在3万颗以上。大致可分为三大类型：脉动变星、爆发变星和食变星。亮度变化范围一般是由0.1等至3～4等。亮度变化的原因是由于恒星内部或其大气的物理状态变化所引起，称物理变星，前两类属此；亮度变化只是由于两颗很接近的恒星互相掩遮发生变食现象所引起的则称食变星，又叫几何变星。脉动变星又可分为周期变星、半规则变星和不规则变星；爆发变星又可分为新星、超新星、类新星等。随着近代天体物理学的发展，又发现一些其他物理特征的变星，如磁变星、红外变星、X射线变星等。

【新星】 nova　中国古代称暂星。客星的一种。特点是突然发亮，在二三天或几小时内亮度增加到几千倍至几万倍，几天后亮度逐渐减弱，经1～30年恢复到原有状态。其光谱大都按一定程序发生变化，由开始的B、A型变到F型。新星爆发时向空中抛射大量气体，抛射速度可达每秒几十至上千千米；一般每年爆发十余颗，但肉眼可见的亮新星不多。银河系已发现约200颗新星。有的在恢复常态后过一段时间又重新爆发，称再发新星。西方最早的记录是公元前134年的依巴谷新星。中国古代约记录了90次新星和超新星，最早在公元前14世纪殷甲骨卜辞中已有记载。

【超新星】 supernova (SN)　爆发时亮度急剧增加几千万至几亿倍的爆发变星。在极大光度时绝对星等达-19，即相当数亿颗太阳的光度。恒星经此毁灭性大爆炸，物质向四周大量抛射称弥漫星云，爆发剩余的内核坍崩变成白矮星或中子星。中国古代甲骨文上已有"辛未有八新星"的超新星记载。银河系中发现的超新星，中国古代文献已有记载，如1054年出现在金牛座的超新星，《宋史·仁宗本纪》记载"至和元年五月，客星晨出东方，守天关(金牛座星)至是没"，在其位置上用光学望远镜看到距地球约6000光年的蟹状星云，即此超新星爆发的遗迹(见图)；近年发现当年蟹状星云在爆炸中产生的特殊残片的照片所揭示的一个新特征：在星云核部周围有一个炽热的X射线光环非常独特，显示快速旋转的中子星每秒发出30次辐射脉冲的能量达到星云内部。1604年在蛇夫座出现的开普勒超新星，即著名的第谷超新星，中国亦有记载。1885年第一次在河外星系仙女座大星云中发现一个超新星。截至2000年，已发现河外星系超新星达1000多颗。在银河系里发现的超新星，已确定的有6颗。



金牛座蟹状星云(1054年超新星爆发后形成)

【超新星爆发】 supernova outburst　整个恒星的爆炸解体事件。发生爆炸时星的光度在瞬间增大10亿倍。若它出现在银河系中，会使原来弱得看不见的恒星突然变成最亮的天体之一，最大光度能持续数天，随后在几年内逐渐减弱，通常能保持肉眼可见的亮度达数月之久；在肉眼观测消失后，用望远镜能在原来发生爆发的位置观察到一团迅速膨胀的气体云。这种爆发在过

去2000年里至少出现过7次。中国在1054年于金牛座天关星旁观测到一颗“客星”,1574年第谷在仙后座又发现一颗新的恒星,1604年开普勒在巨蛇座又发现一颗,这三颗星最亮的时候都是在白天。此爆炸是恒星生命结束前的一次能量释放,其值远超过太阳系的能量。

【客星】 guest star 中国古代对突然出现的天体的一种称呼。通常指新星、超新星等一类爆发性的天体,有时也指偶然出现的彗星。若在文献中出现了“客星”一词,则应加以鉴定和分析,才能确定它所对应的天体。

【坍缩星】 collapsed star 质量在恒星质量范围(10^{32} ~ 10^{35}克)内的黑洞。恒星演化的晚期阶段迅速收缩为一个密度很大的天体,当质量等于太阳质量的两倍以上时形成不能看见的黑洞。参见“黑洞”。

【脉冲星】 pulsar 周期性地以脉冲形式辐射电磁波(主要是射电波)的一种天体。是1967年被大型射电望远镜首次发现的新天体。截至2004年底,已发现1500多颗,其主要特征为:周期性地发射出短促的脉冲辐射;周期很短(约1毫秒~4秒)并有非常缓慢的增长现象,脉冲呈单峰或双峰形状。脉冲宽度很窄,一般为几十毫秒至几百毫秒。脉冲辐射是高度偏振的。绝大多数脉冲星仅在射电波段观测到脉冲辐射,个别的还观测到光学X射线和γ射线的脉冲辐射。蟹状星云的中心星即为最著名的脉冲星,周期为0.033秒,目视星等为16.5等,距离约6000光年。若以单个脉冲计算,周期只变长10^{-13}秒,已达到现代氢原子钟的精度。它们大都分布在银道面两旁,一般认为是具有很强磁场的快速自转的中子星,可能产生于超新星爆发中。

【中子星】 neutron star 主要由简并中子组成的恒星,其密度达到或超过原子核密度。这是大于太阳质量的恒星演化到后期,能源接近枯竭而发生猛烈爆发所残存的遗骸。由于恒星激烈爆发后的急剧收缩(坍缩),使恒星内部产生极大的挤压力,把原子外层的电子压入原子核中,电子所带负电荷与核内质子的正电荷中和,从而形成中子及高密度中子结构的物质。它的物理特征是:其极大质量约为太阳质量的2~3倍,其极小质量只有太阳质量的二十分之一。体积却非常小,直径仅20千米左右。它的自转速度非常快,脉冲星就是快速自转的中子星,其自转一周只需0.001秒。表面温度达1000万摄氏度,中心温度达60亿度。辐射功率为太阳的100万倍,有极强的磁场,强度达10^{8} ~ 10^{9}特[斯拉](宁静的太阳表面仅零点几毫特)。其表面有固定的亮度,旋转一周亮斑发出的光束就给地球送一个脉冲信号,周期性脉冲辐射是它快速旋转的结果。中子星的发现进一步证明宇宙间物质的多样性,对于解决恒星的演化、基本粒子和化学元素的形成等都有重大意义。

【双星】 binary star 在空间中视位置上较靠近的两颗星。分两类:一类仅在视线方向投影而靠近,实际上并不相互绕转的两颗星,称为视双星或光学双星。另一类是指由于彼此引力作用而沿着轨道互相绕转的双星,称物理双星和食双星。后者在恒星世界中普遍存在,是规模最小的恒星集团。

【聚星】 multiple star 由三个以上相互之间有物理联系的恒星组成的恒星小系统。常按组成系统的成员星数目称为三合星、四合星等。又分为普通聚星和四边形巨星两类。此系重要的天文研究课题,在现代天文学研究中占有一定地位。

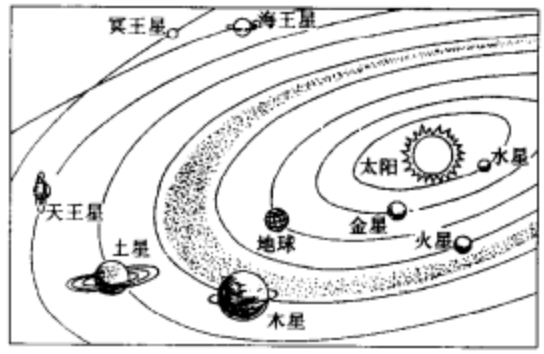
【比邻星】 proxima 距离太阳最近的恒星。位于半人马座,星等为11.0等,距离约4.22光年。它和南门二(是双星)共同构成一个聚星系统(由三颗星组成)。

【类星体】 quasar (quasi-stellar object) 具有巨大谱线红移,光学形状类似于恒星的天体。有强烈射电辐射的称类星射电源,而射电宁静者称类星体。1960年以来,在许多射电源位置上找到光学形状类似于恒星的天体,其主要特点为:在天文照相底片上呈恒星状(点状)天体;发射较强的紫外光和红外光,光谱中有宽度较大的发射线,发射线有红移现象,且在已知天体中红移量最大。一般河外星系的最大红移量不超过0.5,而它的红移量则可达2.02,最大竟超过6。若按哈勃定律推算,其退离速度几乎达到光速,如御夫座中的OH471,距离约140亿光年。此即迄今已知最遥远的天体。从距离出发推测其为一种极强的辐射源,由其亮度推算它的辐射功率约为10^{40}瓦,比普通星系的辐射功率大1000倍至100万倍,但体积却比普通星系小得多。其能源可能是类星体核心的超大质量黑洞。

【巴纳德星】 Barnard's star 距离地球最近(5.9光年)的一颗恒星(M5型矮星)。1916年美国天文学家巴纳德(Edward Emerson Barnard)在蛇夫座内发现的一颗10等星。它的光度很暗,只有太阳光度的万分之四,自行非常大,每年为10.31角秒,对应的横向速度是88千米/秒。它在184年中移动的距离等于月亮的视直径。其运动路径存在以25年为周期的摆动,1965年有人对此分析认为它应有两颗行星,分别称B1和B2。B1的质量为木星质量的1.1倍,轨道半径为2.3天文单位;B2的质量为木星质量的0.8倍,轨道半径为4.7天文单位。它们均沿椭圆轨道绕巴纳德星公转,是一个类似太阳系的行星系。迄今已发现100多颗邻近我们的恒星具有行星系,除此还有BD+68946,天鹅座61星等。

太 阳 系

【太阳系】 solar system 在银河系中以恒星太阳为中心,由受其引力控制并绕其运行的天体构成的行星系。包括太阳和按一定轨道环绕太阳旋转的九大行星(距日顺序依次为水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星和冥王星)、二个环带及已编号的1万多颗小行星、69颗卫星、已观测的约1500多颗彗星、700多个流星群,以及不计其数的流星体和行星际物质(见图)。它处于银河系旋臂边缘恒星云及星际物质较稠密的部位,其密度为8.8×10^{-24}克/厘米^3,直径为120亿千米。其中以太阳最大,质量为整个太阳系质量的99.87%;最远的冥王星与太阳的平均距离为59亿千米,相当于日地距离的39.44倍。由太阳带领行星系统围绕银心在银河系中心轨道上的运行速度为250千米/秒,周期为2.5亿年。



太阳系示意图

【太阳】 sun 太阳系的中心天体,是一颗恒星。是地球上光和热的主要来源,与地球的平均距离为149 597 870千米。其直径为1 391 980千米,为地球直径的109倍,体积为地球体积的130万倍,质量为1.99×10^{30}千克,为地球的33万倍,平均密度为1.409克/厘米^3。它是一个炽热的等离子气体球,表面的热力学温度约为5770开,越向内部温度越高,中心温度达15.5×10^{6}开,发光度为3.9×10^{26}焦/秒。由中心向外分为核反应区、辐射

区和对流区。由氢核聚变成氦核的热核反应产生巨大的能量，以辐射的方式由内部传送至表面并发射到宇宙空间。太阳在银河系中围绕银心旋转为**太阳公转**(revolution of the sun)。太阳也在自转，**太阳自转**(rotation of the sun)周期在日面赤道带约为25.38天，越近两极越长，在极区为32.5天，平均周期为27天。其变化是北(南)纬20°为27.27天，北(南)纬40°为27.5天，北(南)纬80°为30天。太阳和地球几乎由相同的化学元素所组成，仅比例上有差异，以氢最为丰富(占73%)，其次是氦(占25%)，还有碳、氮、氧及各种金属等。

【太阳系物理学】 physics of solar system　研究太阳系行星、卫星、彗星、流星、陨星及行星际物质的结构、运动、化学组成和物理性质及其空间环境和太阳对它们的作用之学科。属天体物理学的分支。它与太阳系起源演化的研究关系密切，自20世纪50年代末人造宇宙飞船多次逼近月球、行星甚至着陆进行探测以来，已从观测进入实验研究的新阶段。按研究对象的不同，又进而分为行星物理学及彗星物理学等次级分支学科。

【太阳物理学】 solar physics　研究太阳的物理状态及其变化过程的学科。为天体物理学的分支。采用分光光度测量、照相、无线电测量及高能粒子检测等方法对太阳进行研究，以了解其大气物理性质、辐射能量、各种波及粒子的动力学过程、化学成分、内部结构和活动规律等。

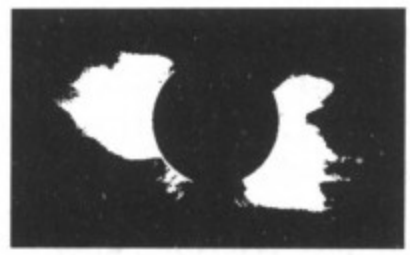
【太阳大气】 solar atmosphere　太阳对流区外部的稀薄气体。按其物理性质差异，由内向外又分为光球、色球和日冕三个同心圈层。

【太阳对流层】 convection zone of the sun　在太阳大气(光球层)以下处于对流状态的一个层圈。是太阳内部稠密气体最外一层，一般认为厚约20万千米。由辐射层输送出来的能量，使其温度达到6600开，稠密的气体呈升降起伏的对流状态。在太阳外层大气中产生的黑子、耀斑等现象，都与之活动有关。此对流层的理论研究尚未得出定量结果。

【光球】 photosphere　又称**光球层**。肉眼所见的太阳表层。是太阳大气的最底层，包围对流层(区)很薄的发光层，厚度约500千米。由它发射出太阳大部分光能。因受对流区传输来的能量影响，其表面如同沸腾的米粥，既不均匀又不平静。气流下沉处形成旋涡，局部温度下降、光辉变弱，称太阳黑子；气流上升、温度升高和壳度增高处称为太阳光斑和米粒组织。光球底部到顶部温度变化为6600～4300开，平均温度5770开。故所有元素均处于中性原子状态或低电离度的离子状态。

【色球】 chromosphere　又称**色球层**。是太阳大气的中间一层。位于光球层外，厚度约2000～10000千米，温度从几千度上升至几万度；主要由氢、氦、钙等原子和离子组成。平时用单色光观测，日全食时当光球发出的强烈光线被月球所掩蔽时，也可见玫瑰红辉光层。其顶部由许多小"火舌"上升气流组成，称为针状体。它从色球中喷出，高达10000千米，可见25万个针状体。每个针状体寿命为5～10分。色球中最突出的爆发现象为耀斑，有时还喷射出特别巨大的火舌，叫日珥。其形态多变，可升至几千米至百万千米，部分小气流有时可脱离太阳引力，最先进入宇宙空间。

【日冕】 solar corona　太阳大气层最外、最厚、最稀薄的一层。主要由高度电离的原子和自由电子组成，温度从几万到几十万摄氏度，最高可达100～200万摄氏度，其范围和形状与太阳活动有关，可从色球顶部伸展到几个太阳直径外。其密度极小，约10^{-15}克/厘米^3，实际它是由太阳球体向宇宙空间的过渡区域，很难确定其界线，形状亦随太阳活动而变化：太阳活动极盛期它呈圆形，伸出达几个太阳半径之远；在极衰期则在太阳两极处缩短，而在太阳赤道带突出。可分内、外冕两部分：离太阳圆面边缘不大于0.3太阳半径的部分称内冕，高约20000千米，亮度约为光球的百万分之一，几乎和满月一样亮；大于0.3太阳半径的部分称外冕。其光谱中的连续散射由两部分组成：一是日冕内自由电子散射的连续辐射，一是太阳和地球之间行星际尘粒散射的光球辐射。其中有一些温度较低、密度更小的区域，称日冕洞，为太阳磁场开放部位，其磁力线向行星空间张开，上述粒子顺磁力线方向以300～1000千米/秒速度吹向行星际空间，此即太阳风。整个太阳系都处于太阳风的劲吹之中，并对地球磁场有很大影响。以前只能在日全食时观测日冕，现在SOHO卫星可提供实时的日冕像(见图)。人造卫星的观测证实，日冕气体不断向外扩散形成太阳风。



日冕，1973年6月日全食摄

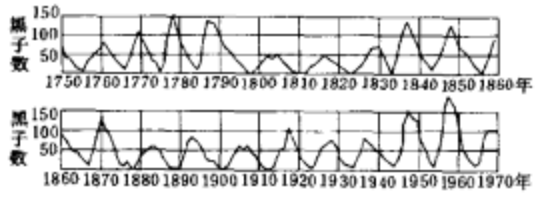
【太阳活动】 solar activity　太阳大气的运动和变化及其表层一切活动现象的总称。包括太阳经常而稳定地向宇宙空间辐射巨大能量、太阳表面局部发生突然性的剧烈变化(如黑子、光斑、谱斑、耀斑和日珥等现象)。它们之间往往密切联系、伴生出现，并互相转化。通常以太阳黑子为主，随黑子的出现而增强、消失而减弱，黑子区常为太阳活动中心，并随太阳自转而移动。它有强有弱，平均11.04年为一周期，峰期为3～4年，更长周期为22年和80年，与太阳黑子活动周期一致。处于活动高潮期的太阳称为扰动太阳；低潮期者称宁静太阳。通常主要指扰动太阳的活动，其主要标志是黑子，特别是黑子群的频繁出现。峰年时太阳活动剧烈，紫外线和微粒辐射增强，当达到地球大气层时即引起磁暴、极光、电离层扰动以及无线电通信中断等现象，也影响地球气象、水文等各种现象。

【太阳活动预报】 solar activty prediction　对于太阳表面活动情况的预先报告。对预报较成功的是为期一天的耀斑预报。太阳活动直接影响多种地球物理现象，当日面上出现大耀斑时，往往还同时发射出强烈的紫外线、X射线和大量的高能粒子流，可使地球大气电离层的电离度增高和电波吸收加强，从而影响地面无线电通信的正常进行。地球高层大气受太阳活动的影响，温度、密度也会发生很大变化；对气象、水文、地震、人造卫星的运行和探测工作都有影响。预报需完整的太阳地球物理资料，并要求进行国际合作。预报内容包括黑子、耀斑、谱斑、太阳X射线、太阳射电、日冕发射线、太阳微粒辐射、太阳风和各种地球物理数据。设在美国博尔德的国际空间环境服务中心是全世界的预报中心，每天发布一次地球物理警报。中国设有区域警报中心。

【太阳黑子】 sunspot　太阳光球表面的暗黑斑点。中国在汉永光元年(公元前43年)间就已发现黑子，《淮南子》一书载有"日中有踆鸟"，踆鸟即指日斑。《汉书·五行志》载有"汉成帝河平元年(公元前28年)三月乙未，日出黄，有黑气，大如钱，居中央"。说明黑子出现的日期，黑子的形状、大小和位置。与黑子活动有联系的极光现象，中国也有大量的记录，从《汉书·天文志》记载的建始元年九月戊子(公元前32年10月24日)的一次开始，到公元10世纪为止就有145条。据此可研究地球磁场的变化和日地关系等。黑子的直径从1000至200 000千米不等。黑子的热力学温度为4500开，比光球低约1000开，在明亮光球

反衬下显得黯黑。若整个日面均被黑子布满，则太阳亮度可比平常亮度减弱三分之二。黑子常成对、成群出现在太阳的中、低纬度区，总是由小到大，由少到多，由简单到复杂；再变小变少，最后消失，演变寿命从几小时到 18 个月。黑子具有很强磁场，强度约 0.1～0.4 特[斯拉]，而每对黑子的前导黑子和后随黑子的磁性相反，其磁极性约 11 年变更一次，与黑子数具有的 11 年周期变化相符。黑子出现时引起色球层和日冕扰动，产生耀斑和爆发日珥等现象。太阳活动有时抛出大量带电粒子流，经十几小时至几十小时到达地球大气层，并与地磁场遭遇而产生磁暴、极光等现象。

【太阳黑子周期】 sunspot cycle　太阳黑子活动所具有的周期性变化规律。根据对黑子长期观测的记录分析，得出其活动周期约为 11 年左右。后来又发现黑子还有 22 年的周期和大约 80 年的长周期。此周期与一系列的地球物理、水文、气象等现象有密切联系。11 年周期的另一显著表现是黑子群在日面纬度上分布状况具有规律性，称斯波勒定律。通常一个周期开始时，第一批黑子总是出现在日面 20°～35°之间的纬度上；当黑子增大时就向低纬度方向移动，到一个周期的尾声则产生在日面赤道附近位置。在 5°～35°纬度范围以外，几乎见不到黑子。当前对太阳活动的周期性有两种解释：有人认为是由于太阳系中大行星对太阳的起潮力所引起，或由其引起了“触发”作用而使太阳活动；也有人认为起源于太阳本身，尚无定论(见图)。



1750～1970 年间太阳黑子的周期变化

【黑子本影】 penumbra of sunspot　发育完全的黑子中间的暗核部分。本影有很强的磁场，强度约为 0.1～0.4 特[斯拉]，此与黑子大小有关，黑子的面积越大磁场越强。磁场的方向大致是径向的。本影自身具有结构，如本影点、本影闪耀，表明本影中的物质分布是不均匀的。有些黑子分裂之前，出现跨越本影的亮桥。它的出现可能是黑子接近分裂乃至最后瓦解的标志。

【黑子半影】 sunspot penumbra　围绕黑子本影的较亮边缘部分。它是黑子本影和光球之间的过渡区，由许多稍亮(仍比光球暗)的径向纤维组成，宽约 300 千米，寿命约 1 小时。结构复杂的黑子，其半影呈现旋涡结构。它可能是由于本影磁场向周围光球渗透引起的，其磁场强度从内边界向外边界迅速地下降。在多数黑子半影内还有不同形状的亮客体，甚至有时超过附近光球的亮度。

【光斑】 facula　太阳光球上一些气流上升、温度升高、亮度增大、外形不规则的大块斑点。常伴随黑子出现，有时在黑子附近，有时远离黑子。其寿命比黑子长，温度比周围大气的温度高约 900 开。光斑线径的大小约数千千米，与黑子一样具有 11 年的周期。它的磁场主要为纵向的，强度可达数十毫特。

【米粒组织】 granulation　用天文望远镜观测太阳时，在其光球层上可见布满极不稳定、密密麻麻的米粒状明亮的多角形斑点，称“米粒”，此即为米粒结构的统称。同一时刻它可占整个太阳表面的 40%，米粒总数约 400 万颗。一个“米粒”的直径为 700～3000 千米左右，大的“超米粒”直径可达 2 万～5 万千米，寿命为 20 小时；温度比周围光球背景高 200～400 开，亮度强 30%。从米粒斑在太阳的中心部分而不在边缘出现，似乎说明它是光球深层的结构，即光球层下面存在对流层，对流层中有一些小股气流的不规则扰动，炽热气流上升到表面时就是所看到的米粒斑。一般认为超米粒起源于较深的对流层，由对流的不稳定性产生，和太阳活动区关系密切。

【耀斑】 solar flare　又称**色球层爆发**。太阳表面局部区域的突然增亮现象。用氢的 H_α(波长 656.3nm)线单色光观测太阳活动区，特别是黑子区，有时可见一种亮斑面，开始像一小谱斑，突然出现(10～30 秒内)，来势猛烈，能量很大，在 10～20 分钟内可释放 10^{23}～10^{26}焦的巨大能量，亮度剧增，可超过色球背景亮度好几倍，然后逐渐消失，或遗留一普通谱斑的现象。常出现在太阳表面大黑子或黑子群上空及其附近，与黑子活动有密切关系。黑子多时耀斑出现的机会也多。整个演变过程短者仅 1 分钟，有的长达一个半小时以上；一般亮度越大爆发面积越大(可达 36 亿平方千米以上)寿命也越长(达 2 小时以上)。按亮度强弱、面积大小和寿命长短等特征可分 4、3、2、1 等四个级别，大耀斑出现时紫外线和带电粒子流的辐射大大增强，对地球大气物理影响很大，磁暴、极光频繁出现，无线电通信受到严重干扰，宇宙线强度有时也增强。它往往可产生对载人宇宙飞行有很大危害的高能粒子辐射和短波辐射，在各类太阳活动中活动最剧烈者，对地球物理现象的影响亦最大。

【谱斑】 plage　在太阳色球层中，用某些单色光(常用氢线或钙线)拍摄的太阳照片上的明亮区域。它位于色球中，在光斑之上，是光斑在色球层中的延伸。其温度比周围高，直径从 1000 千米到几十万千米不等，形状和结构经常变化。常聚集在黑子和光斑附近，是微粒辐射的光源之一，常比黑子的寿命长。其面积大小是太阳活动强弱的一种表现。

【日珥】 solar prominence　出现于色球层上的明亮炽热突出物。在日全食时清楚可见，平时则需用特制光谱仪或干涉滤光片才能看到。按其形状及内部物质运动速度和特征，可分为宁静日珥、活动日珥、爆发日珥等不同类型。它的温度大约为5000～10 000 开；化学成分一般与色球相同，主要由氢组成，呈朱红色。平时或日全食时利用色球望远镜或分光镜等仪器进行单色光观测，才能看见。日珥形态多变，以 10～100 千米/秒的速度，高度达 10 000～1 000 000 千米，再向色球层落回下来，有时部分气流可脱离太阳引力而散失在宇宙空间，寿命为一小时到几个月，速度可达 10～100 千米/秒。日珥的多少和黑子一样，周期约 11 年。至今尚无一种理论能对其作出圆满解释，看来除重力和光压外，主要是电、磁力起很大作用。

【暗条】 filament　太阳边缘的日珥投影到太阳表面上所呈现的暗黑色条带。有些暗条是极性相反的局部磁场的分界线，在一定程度上反映出太阳磁场的复杂结构。它的产生、发展和消失有一定的规律，但也可能会在很短的时间内突然活跃起来，甚至突然消失。暗条(日珥)是太阳视面上引人注目的活动现象之一。

【太阳射电】 *solar radio radiation*　来自太阳的无线电波段的辐射。包括三种：宁静太阳射电，是在日面上无局部射电源时仍然存在者；太阳缓变射电，是太阳上出现微弱扰动时产生的，其强度变化具有与太阳自转周期相同的为期 27 天的周期；太阳射电爆发，是当太阳表面具有强烈的扰动时所产生的一种强度陡增的太阳射电现象。它与太阳 X 射线、太阳宇宙射线以及地球上的磁暴现象有密切关系。某些类型的射电爆发，伴有色球物质抛射，对地球有显著影响。

【太阳磁场】 solar magnetic field　与构成太阳的等离子体中的带电质点之运动和变化密切相关的磁场。磁场主要在光球层、色球层和日冕低层即太阳大气层中，而在太阳内部及日冕以外则磁场微弱；其基本强度约 0.1 毫特，局部(如黑子磁场)甚强

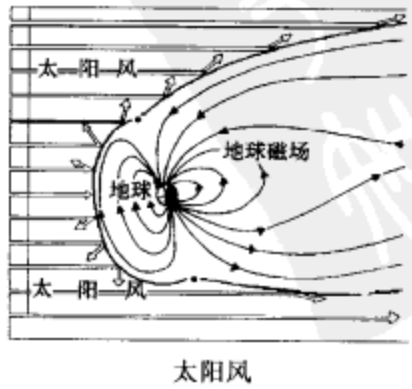
以至达 0.3 特，因而最强烈的是黑子磁场，黑子群周围的光球区显示复杂的磁场分布，对物质运动有一定支配作用。太阳大气整体都布满磁力线，太阳活动的主要原因是磁场所致，活动区的演变即物质运动使磁场逐步瓦解和磁场新生的过程。其强度普遍小于 5 高斯，分布也不均匀；其极性在较短的时间内发生转换，且常发生在太阳活动峰年。整个日面可分为几个区域，相邻区域的极性相反，各区分界线大致与日面经度线平行。由于日冕等离子体范围很大、导电率很高，磁场"冻结"在等离子体内，使太阳磁场扩展到行星际空间。太阳自转使以此为中心的整个行星际空间分成几个扇形磁场区，并随太阳一起旋转，约 27 天转一周，形成阿基米德螺旋状结构；扇形磁场分界层扫过地球最多约 5 分多钟，与日地连线大致成 45°交角。磁场强度亦随扇形结构的变化而变化，一般根据磁场中光谱线分裂的塞曼效应进行测量。太阳黑子活动与地球上的磁暴密切相关；太阳黑子的谷年磁暴强度亦有一个小峰值，在许多地象记录上均为一普遍特点。

【太阳辐射】 solar radiation　太阳以电磁波形式发射出的能量。太阳在行星际空间的辐射强度，与到太阳中心的距离之平方成正比。它 99.9%以上的能量在 0.15 ~ 10 微米波段；约有一半的能量分布于可见光区，另一半多在近红外区，仅少量在紫外区。其最强的辐射波长为 0.475 微米，远较地球辐射的波长短，故称短波辐射。

【太阳微粒辐射】 solar corpuscular radiation　又称**粒子辐射**。太阳表面不断发射出的大量微粒。常从太阳活动区，如光斑、谱斑，尤以耀斑喷射出来，包含质子、电子和离子等各种基本微粒。当微粒到达地球附近时使地磁场发生扰动，产生强烈磁暴而使电离层发生显著变化，影响地面无线电波传播和气候变化。有时由于地磁场的影响使带电粒子轨道发生弯曲而集中于地球两极区域的高空，致使电离层受带电粒子激化而产生极光。按速度和能量大小分为宇宙线质点、快速微粒流、慢速微粒流和连续微粒流（太阳风）等四类微粒辐射。

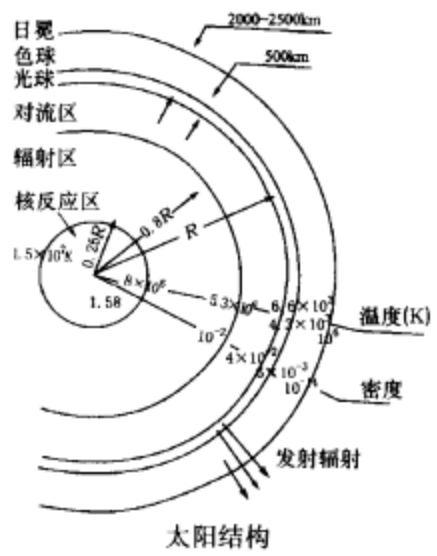
【太阳质子事件】 solar proton event　在很强的耀斑发生后几分钟到几十分钟内，地面上宇宙射线的强度突然增加十分之一到一倍以上的现象。这是伴随大耀斑从太阳上抛出的宇宙射线质点（主要是质子）以每秒十几万千米的速度飞到地球上的结果，其质点的能量达几十亿甚至上百亿电子伏特。研究这类事件，对了解行星际空间的物理状态等有重要意义。

【太阳风】 solar wind　又称**日射微粒流**。从日冕向星际空间辐射的等离子体微粒流。因高速微粒流像从太阳不停地向外吹出的一股风，故称。1960 年以来人造卫星的发射，证实行星际空间存在连续、快速的等离子流。一般认为是高温（质子 4×10^4 开，电子 $1\times10^5 \sim 1.5\times10^5$ 开）、高速（250 ~ 300 千米/秒）、低密度（在地球附近是 1 ~ 10 个粒子/厘米^3）的气体流。由于日冕温度极高（达 1.6×10^6 开左右），气体向外膨胀，形成向太阳四周散发的微粒流。风速随与太阳的距离增大而增大，至地球上空达 450 千米/秒。实际是太阳终年不断抛射出的一种稀薄的髓状微粒辐射，它受太阳自转的影响，成为旋转的弯曲形状，对地球有重要影响。通常认为太阳风与日冕不断膨胀有关；近年有人认为是来自日冕中的冕洞（用 X 射线和远紫外线观测到的日冕辐射急剧减弱区域），处于高度电离状态的各种粒子脱离磁力线方向，以 300 ~ 1000 千米/秒的速度吹向行星际空间，并将此称为持续的太阳风或宁静太阳风（见图），在地球附近速度约 450 千米/秒，每立方厘米所含质子数为 5 ~ 10 个，质子温度达几万开。当有太阳活动时日冕常抛射出更强的粒子流，有时称为扰动太阳风，平均速度可达 1000 ~ 2000 千米/秒，在地球附近每立方厘米所含质子数可达几十个，质子热力学温度有时可达百万开以上。估计通过太阳风每年损失约 3×10^{-14} 太阳质量。



太阳风

【太阳结构】 solar structure　太阳各部分的物质组成及其存在状态。其表面热力学温度有 5000 多开，内部温度高达上千万开，组成太阳的物质不可能是固态或液态的物质，而只能是炽热的气体。普遍认为这种炽热气体是高温高压下才能出现的等离子状态，并称为物质的第四态。较为一致的看法是：太阳的整体为一炽热的气体火球；在结构上分为两大部分（见图）：内部稠密气体由中心向外又可分为核反应区（或层）、辐射区（或层）、对流区（或层）三个同心圈层；外部呈稀薄气体状态是太阳大气，按其物理性质差异，从内往外依次又分为光球、色球和日冕三个同心圈层。



太阳结构

【核反应区】 nuclear reaction area　太阳的中心区。其半径占太阳半径的四分之一，占太阳体积的六十四分之一，占太阳质量的二分之一以上。因氢氦核聚变反应需在 700 万开以上的高温才能发生，所以太阳中心温度应为 1500 万开。它是整个太阳（也是太阳系）的能量源地，此处不断地进行剧烈核聚变反应，产生巨大能量。

【辐射层】 radiation layer　在核反应区外围的圈层。占据广大范围，厚度达二分之一个太阳半径。核反应区产生的能量，通过此层以辐射形式向外输送。

【太阳 X 射线爆发】 solar X-ray explosion　太阳 X 射线辐射快速增强的现象。可分为波长小于 0.0001 微米的硬 X 射线爆发和波长为 0.0001 ~ 0.1 微米的软 X 射线爆发。前一种随耀斑的脉冲而发生，与微波爆发关系密切，通常只持续几十秒至几分钟，且具非热辐射及脉冲之性质；后一种爆发约 70% 系由耀斑引起，部分则与日浪及爆发日珥等太阳活动有关，大都持续数十分钟，并具热辐射或准热辐射特征。

【太阳常数】 solar constant　在地球大气以外距离太阳一个天文单位处，垂直于太阳光线的方向，在单位面积、单位时间内接收到的所有波长的太阳总辐射能量。通常用符号 S 表示，其值约为 1.375 千瓦/米^2。由于太阳辐射的能量主要集中在可见光波段，因此太阳常数涉及的波段不太宽，0.3 ~ 3.0 微米波段的辐射就占 97%。对其进行精确测定，无论对于研究太阳、地球大气结构，还是对于气象、航天、环境科学及太阳能利用都十分有用。它是太阳影响地球的一个重要物理量，其值是否有所变化迄今尚未研究清楚，目前认为不排除有小于 1% 的变化值。

【太阳演化】 evolution of Sun　一般认为太阳及其行星是由星

云物质在万有引力作用下逐渐收缩形成的。现在的太阳状况已维持了 50 亿年左右，在氢燃料耗尽之后，将由氦或其他较重的元素维持核反应，以提供能源。其间它将逐渐转变成红巨星。当核能源耗尽之后，将发生引力塌缩、半径急剧缩小、密度大幅度增加，从而演变成为一颗白矮星。直至不再收缩时，再也无能量可供释放，即变成黑矮星，"生命"亦告终止。其寿命估计可达 100 亿年。

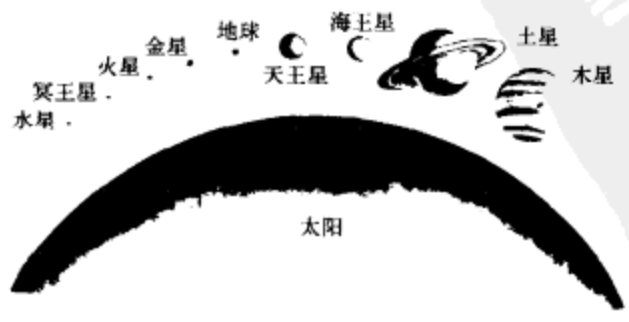
【太阳运动】 solar motion　又称**太阳本动**。指太阳相对本地静止标准的运动。1783 年威廉·赫歇尔(W. Herschel)在分析了 7 颗恒星的自行后，首次得出太阳运动的结论，并指出其运动方向指向武仙座；1837 年阿格兰德最后确证此结论。根据实测得出太阳相对于邻近恒星运动的速度为每秒 19.7 千米，朝向天球上赤经 18 时 04 分、赤纬 +30°的方向运动，此点称为太阳向点，在天球上与之相对的另一点称太阳背点。

【太阳振荡】 solar oscillation　太阳表面气体的周期性起伏运动。5 分钟振荡发现于 1962 年，每次振荡持续若干周期，每一周期约 5 分钟左右，其速度约 0.3 千米/秒。在日面水平方向 1000 ~ 50000 千米范围内，物质总体处于同起同落状态，故认为 5 分钟振荡与太阳对流层的物质运动关系密切。在光球层以上的色球层，亦已发现更短周期的 3 分钟振荡。还观测到周期长达 160 分钟的振荡，并称其为太阳脉动。

【太阳塔】 solar tower　外形呈塔式的观测太阳的仪器。由美国天文学家海尔发明。塔顶装有定天镜，将射来的太阳光线垂直向塔底反射，使其进入成像的光学系统及附属设备。塔高一般 20 米以上，在这个高度上太阳像的清晰度显著提高。

【元素年龄】 age of the elements　太阳系元素的合成至今所经历的时间，一般是指太阳系的重元素(即 r 和 s 过程合成的核素)形成距今的时间间隔。整个元素合成所需的时间与元素的年龄相比较可忽略不计，因此重元素合成的时间可看作元素形成的时间，通过 r 过程形成的 $^{232}Th - ^{238}U$、$^{235}U - ^{238}U$、$^{187}Re - ^{187}Os$、$^{244}Pu - ^{232}Th$ 和 $^{129}I - ^{127}I$ 核素对计算，太阳系元素的年龄为 62 亿 ~ 77 亿年。

【行星】 planet　太阳系中绕太阳旋转的不发光天体。包括水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星和冥王星等九大行星。由于在天空中相对于"不动"的恒星有较大位移，故名。广义的行星可理解为宇宙中绕某一恒星公转的不发光天体。太阳系的九大行星绕太阳沿同一方向运转，其公转周期离太阳越近的越短，反之亦然(见开普勒定律)。它们自己不发光，而是反射太阳的光。水星和金星位于地球轨道与太阳之间运行，称**内行星**(inner planet)；其余六大行星在地球轨道之外运行，称**外行星**(superior planet)。行星轨道都呈椭圆形，但偏心率很小，大都近圆形。它们均在自转而周期各不相同，自转越快的行星扁率越大：金星最慢，近圆球状；木星最快，呈扁球状。根据九大行星离太阳的远近和物理特征之不同可分为类地行星和类木行星(见图)两类。



行星

【行星学】 planetology　研究行星系中行星、卫星等天体的物质形态、运动特征和伴生的能量转化之宇宙科学。它与天体力学和天体地质学有密切联系。

【比较行星学】 comparative planetology　见 39"比较行星学"。

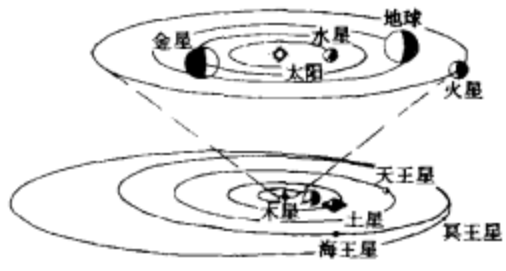
【行星物理学】 planetary physics　研究行星大小及其表面大气构造、覆盖层特性以及物理状态和化学组成等的学科。属太阳系物理学的一个分支。其研究方法和手段，除传统的各种天文观测方法外，近年已用宇宙探测器逼近乃至着陆行星表面进行探测或采样进行研究。

【行星磁层】 planetary magnetic layer　行星磁场受太阳风作用所限制的一定区域。磁层中充满等离子体且其物理性质和物理过程皆受行星磁场控制，而物理过程的主要能源为等离子体流。它的边界向太阳方向清晰，背太阳方向模糊。迄今探测表明，地球及水星、木星、土星、天王星和海王星都有磁层；水星与地球的磁层相似，惟规模较小；木星磁层则较强且结构较复杂，与地磁层有较大差别。

【行星边界层】 planetary layer of border　对行星大气在其地面影响下已湍流化的大气层之统称。通常专指地球行星的边界层，其上为自由大气。此层受地面动力和势能作用明显，湍流较大。

【行星风系】 planetary wind system　不受海陆及地形影响发生在全球范围的盛行风带之总称。系太阳辐射不均匀分布及地球自转所引起。在南、北纬 30°附近因空气下沉形成副热带高气压带，此带的赤道两侧，在北半球盛行东北信风称东北信风带，在南半球盛行东南信风称东南信风带；这两个风带之间的地区称赤道低气压带；中纬度地区盛行偏西风叫盛行西风带，而高纬度地区环绕极地盛行偏东风则称极地东风带，此二风带之间称副极地低气压带。行星风系与各气压带密切配合，且随季节自南往北推移。

【行星系】 planetary system　有若干行星共同围绕一颗恒星运转而构成的天体系统。这个系统又以此恒星为核心一起绕另一质量-引力中心运动。太阳系即为一个行星系(见图)，还有其他行星系存在，已知有 100 多个。新发现的 6 颗行星，体积相当或大于木星，均围绕距地球 65 ~ 192 光年的恒星运行。其中至少有 5 颗行星上可能有液态水，仅据其他恒星在运动中的"晃动"状况，在理论上归因于受行星影响。如根据巴纳德星(Barnard)的运动状况判断可能有两颗大质量行星绕其运动，应视为一个行星系。有人推测银河系和其他星系中可能有几百万个行星系。



行星系结构示意图

【巨行星】 giant planet　指太阳系中的木星和土星。

【类木行星】 Jovian planet　太阳系中的木星、土星、天王星和海王星，因特点与木星类似，故名。它们距太阳较远，与类地行星比较体积大、质量大、密度小、表面温度低、自转速度快、卫星多，并有由气体和尘埃组成平行于赤道的带状物，与地球上的纬向构造带似有某些相似之处(见下表)。

【类地行星】 terrestrial planet　太阳系中的水星、金星、地球和火星。因其特点与地球类似，故称。它们距离太阳较近，与类木行星比较体积小、质量小、密度大、表面温度高、自转速度慢、卫星少(见表)。

太阳系行星的轨道要素和物理特征简表一

星体	距日平均距离		轨道面与黄道面交角	运转周期		运转速度 km·s⁻¹		逃逸速度 km·s⁻¹
	10km	天文单位		公转	自转	公转	自转赤道	
太阳	—	—	—	2亿a	25天(赤道)	250.0	2.06	617.23
水星	57.9	0.387	7°0′17″	87.97d	59d	47.9	0.003	4.17
金星	108.2	0.723	3°24′0″	224.7d	224d8h (逆转)	35.0	0.002	10.36
地球	149.6	1.000	—	365.26d	23h56min	29.8	0.465	11.18
火星	227.9	1.524	1°51′0″	386.98d	24h7min	24.1	0.240	5.03
木星	778.4	5.204	1°18′54″	11.86a	9h50min	13.1	12.66	60.24
土星	1427.5	9.522	2°29′58″	29.46a	10h14min	9.6	10.30	36.06
天王星	2872.4	19.201	0°46′38″	84.01a	10h49min	6.8	3.89	22.19
海王星	4496.0	30.74	1°47′14″	164.79a	15h48min	5.4	2.52	24.54
冥王星	5942.8	39.725	17°9′16″	247.69a	6d 9h17min	4.7	0.00	5.02

太阳系行星的轨道要素和物理特征简表二

星体	平均半径		扁率 $\frac{a-c}{a}$	体积与地球比	平均密度		平均质量	
	km	与地球比			g·cm⁻³	与地球比	10^{24} kg	与地球比
太阳	695990	109.24	0.002	1303150.0	1.41	0.256	1991000	333166
水星	2433	0.38	0.029	0.056	5.43	0.984	0.318	0.053
金星	6053	0.95	0.00	0.857	5.26	0.953	4.883	0.817
地球	6371	1.00	0.0034	1.000	5.52	1.000	5.976	1.000
火星	3380	0.53	0.005	0.149	3.91	0.708	0.642	0.108
木星	69758	10.95	0.066	1312.5	1.34	0.243	1910.0	319.61
土星	58219	9.14	0.103	763.0	0.69	0.125	568.4	95.11
天王星	23470	3.68	0.070	49.99	1.60	0.290	86.82	14.53
海王星	22716	3.57	0.079	45.32	2.27	0.411	102.7	17.18
冥王星	5700	0.89	0.156	0.72	1.65	0.299	1.08	0.18

太阳系行星的轨道要素和物理特征简表三

星体	平均表面重力		表面压力 10^5 Pa	表面温度/℃		表面状况	反照率/%	卫星数
	m·s⁻²	与地球比		夜间	白天			
太阳	273.72	27.9	1.4	—	—	气体等离子体	—	—
水星	3.578	0.36	1~4(估计)	−185	+410	固体	5.6	0
金星	8.874	0.90	102	−40	+500	固体、云层	72	0
地球	9.807	1.00	1	+2	+22	固体、云层	39	1
火星	3.74	0.38	5^{-3}	−103	+27	固体	16	2
木星	26.01	2.65	10^4 ~ 10^5	−150	+40	云层	70	16
土星	11.17	1.14	10^2 ~ 10^4	−170	−50	云层	75	23
天王星	10.49	1.07	2~3	−170	−150	云层	90	15
海王星	13.25	1.35	5~10(估计)	−170	−150	云层	82	8
冥王星	2.21	0.23	不明	−230	−210	?	14.5	1

【波得定律】 Bode's law 又称**提丢斯-波得定则**(Titius-Bode's rule)。表示各颗行星和太阳的平均距离之间关系的天文学定则。1766年提丢斯(J.O.Titius)提出,1772年经柏林天文台台长波得(Johann Elert Bode)改进后公布。这个定则指出:在0.4上各加0.0,0.3,0.6,1.2…等数,便得各行星和太阳之间的平均距离,单位是天文单位。九大行星到太阳的平均距离依次如表所列。此为大致近于行星距离的天然序列,称波得定则。在此定则发表时天王星等尚未发现,而天王星(1781年发现)与小行星(谷神星发现于1801年)的发现,给了它以生命力,证实它具有一定预见性。天王星的实际距离与预见值相差不大,而火星与木星距离之间的2.8这个值,又恰与谷神星、智神星的距离相符合,后来进一步发现在火星与木星之间有一个小行星带,其多数距离太阳为2.5天文单位。但它只能作为求行星距离的近似方法。

星体	太阳与行星平均距离/A.U.(天文单位)		
	理论值		实测值
水	0.0+0.4	0.4	0.39
金	0.3+0.4	0.7	0.72
地	0.6+0.4	1.0	1.00
火	1.2+0.4	1.6	1.52
小行星	2.4+0.4	2.8	2.9
木	4.8+0.4	5.2	5.20
土	9.6+0.4	10.0	9.54
天王	19.2+0.4	19.6	19.18
海王	38.4+0.4	38.8	30.06
冥王	76.8+0.4	77.2	39.44

【水星】 Mercury 中国古称**辰星**。太阳系九大行星之一,是最靠近太阳的行星,距离约5800万千米。它密度大(5.45克/厘米³)而引力小(只有地球引力39%),大气非常稀薄(<2×10^{-9}百帕),比真空还小1300倍。其自转缓慢,周期(56.66天)与公转周期(87.97天)之比为2:3,亦即水星的一天占去其大半年时间。四季不明显,昼夜温差很大(达610℃),表面粗糙,有陨击坑和盆地(见图),但无水而与月球相似,不同之处是无陆、海两分的现象,且无卫星而有磁场和辐射带。


水星

【金星】 Venus 中国民间称**太白星**(Venus)、**太白金星**。即"东有启明,西有长庚"和"太白晨出东方,曰启明"等所指。系以罗马爱神命名。为太阳系九大行星之一,按距太阳顺序为第二颗行星。在地球上看金星有大小和位相(盈亏)的变化。由于它表面有浓密大气笼罩,看不清全部形态。其直径、质量和密度均接近地球(比地球略小),故称其为地球的姊妹行星(见图)。在太阳系中它的自转周期为243±1地球日,比公转周期长,即金星自转一年的时间还不及地球自转一天的时间长,而且自转是逆转的。它亦无卫星。浓密的大气(云层)使金星的反照率高达72%,所以最明亮。


金星

【火星】 Mars 以古罗马战神之名玛尔斯(Mars)命名的行星。因有粉红色色调,中国古称**荧惑**。为太阳系九大行星之一,按距太阳顺序排列第四,有两颗卫星。除金星外它比其他行星更靠近地球。目视观测和照片显示橙红至褐的浓淡色斑和条带。其轨道比地球轨道略扁,在绕太阳运行中有时离地球很近(如在1971年8月12日距地球仅5000多万千米);有弱磁场;重力只有地球重力五分之二弱,逃逸速度不及地球的一半(5.1千米/秒),致使相对分子质量小于20的气体易于逃逸。它有四季变化,每季长约6个月;并有周期


火星

尘暴，这时表面模糊不清；两极有白色极冠，表面有火山、陆和海，有“河渠”、沙漠等地貌，还有类似月面的陨击坑地貌（见图）。多认为它可能是太阳系中又一个有生命的行星，因距太阳较近得到的温度和四季变化等都是候选条件，然而至今尚未发现有生命存在。1965 年开始有各种探测器相继前往，通过 1500～3000 千米高空拍摄火星表面的分辨率可达到 80～160 米。并于 1976 年软着陆成功，1997 年探路者号探测器载索杰纳火星车在表面软着陆，成功地进行了探测。2004 年 2 月美国发射的勇士号和机遇号又成功地在火星相反两面降落并开始一系列的探测工作。

【木星】 Jupiter　中国古称**岁星**。太阳系九大行星中体积最大者，按距太阳顺序为第五颗行星。体积是其他行星总体积的 1.53 倍，质量为其他行星总质量的 2.47 倍，为地球质量的 317.83 倍。其自转速度很快，自转周期仅 9 时 50 分，故呈明显的扁球形。它释放的能量远大于得自太阳的热量。由于本身能产生热，但其散热率大大超过其内部的放射热，其表面温度很低，约 -150℃左右。1979 年 3 月和 7 月旅行者 1 号和 2 号先后探测的资料表明，其主要成分是氢和氦，元素与太阳一致，比例也相似。旋转的、稠密而巨厚的气体和液体施加于中心的压力可能超过 1 亿个大气压，故内部可能有一个岩石核。有人认为它内部温度不高，不超过 2000℃，不能引起核反应；但也有人认为有与恒星近似之处，自己释放能量即表明内部有可能在进行核反应。核内有四分之三是金属氢，其密度接近于水银密度。它有 16 颗卫星，其中木卫一为太阳系中火山活动最猛烈的天体。据美国伽利略探测器在 1300 千米位置上拍摄的照片可见 100 多个火山在喷发，其中有一巨大火山口喷出的熔浆高达 1600 米；有强磁场；表面有云带和红斑（见图）。1980 年发现它与土星一样也有环带。


木星（右下之椭圆为大红斑）

【土星】 Saturn　中国古称**镇星、填星**。太阳系九大行星之一，按距太阳顺序是第六颗行星，体积居第二，质量是地球的 95 倍，但密度只有 0.7 克/厘米^3。其表面温度实测值（-176℃）比估计值（-203℃）高，故认为它与木星一样能不断放出能量（热能和一部分强无线电波）。它有明显的磁场，磁场形状像金鱼；成分与木星相似，主要是由氢和氦构成的液体和气体球（见图），不过氢和氦的总质量较低，远小于临界线（在临界线以上就会产生强烈的热效应和磁效应）。由其低密度（行星中密度最低者）表明，气体的压实程度不高并可能有一个很小的液态或固态的金属氢核。它有上千个小光环，还有 23 颗卫星，为太阳系中卫星最多的行星。


土星

【天王星】 Uranus　太阳系九大行星之一，按距太阳顺序是第七颗行星。是近代发现的第一颗新行星，由英国天文学家赫歇尔（W. Herschel）1781 年 3 月 13 日发现。它可能是由水、甲烷、氨冻结而成，还有氢和氦成分。从望远镜中观察到它表面呈粒状，自转轴与北黄极交角为 98°，与黄道大致平行，故可称逆行（实际躺着转）（见图）。它有 21 颗卫星，其中 16 颗是规则的，5 颗是不规则的；其中在 1985 年 12 月 31 日～1986 年 1 月 20 日旅行者 2 号飞船就发现 10 颗天王星小卫星。但都不大，最大的是天卫三，直径也仅 1580 千米；它有 5 颗较大卫星，主要物理参数见表。自 1977 年发现天王星也有光环以来，迄今共发现有 9 颗之多。据其光环的岁差计算出自转周期是 15 小时，而不是过去估算的 10 小时 49 分。有人推测它可能有一个不大的岩核，外面包围着冰，再外则为浓密大气。

天王星

卫星名称	与天王星平均距离 km	半　径 km	质　量 kg	平均密度 g·cm^{-3}
天卫一　Ariel	192000	580	1.26×10^{21}	(1.66)
天卫二　Umbriel	267000	585	1.33×10^{21}	(1.51)
天卫三　Titania	438000	790	3.48×10^{21}	(1.68)
天卫四　Oberon	586000	760	3.03×10^{21}	(1.58)
天卫五　Miranda	130000	235	6.89×10^{19}	(1.35)

【海王星】 Neptune　太阳系九大行星之一，按距太阳顺序是第八颗行星。法国天文学家勒威耶（U. J. J. Leverrier）于 1846 年据其摄动计算发现，同年英国库奇·亚当斯（J. Couch Adams）通过独立计算亦获相同发现。系由冻结的水、甲烷、氨的混合物组成的固体，比天王星更致密，可能有岩石质核（见图）。由于氨比甲烷更易冻结，使其大气中甲烷相对变富而氨变贫。它有 8 颗卫星，其中最大的为海卫一（Triton），直径 4000 千米，比月球和冥王星还大，而与水星接近；卫二（Nereid）较小，直径仅 940 千米，且离海王星远（约 556 万千米）。它公转周期将近一年，而海卫一是逆转的。1982 年 6 月发现海王星亦有光环。

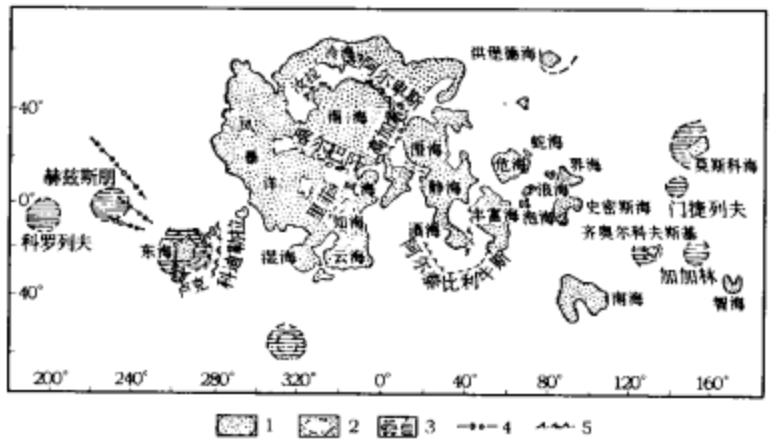

海王星

【冥王星】 Pluto　太阳系九大行星之一，按距太阳顺序为第九颗行星。美国天文学家汤博（C. W. Tombaugh）根据洛威尔（P. Lower）的理论推算出的位置经 16 年搜寻，于 1930 年 1 月发现的。由于距离远又黯淡，很多物理性质都是不确定的。多认为它可能是从海王星逃出去的一颗卫星，也有人认为是被太阳俘获的一颗彗星。它的质量为 1.29×10^{22} 千克，仅为地球质量的 0.22%，其半径为 1150 千米，仅为地球半径的 18%（见图）；其平均密度为 2.03 克/厘米^3。它的自转周期为 6.3875 天，其赤道面与轨道面夹角为 122.46°，与天王星一样为侧向自转。1978 年美国科学家发现它的一颗卫星，命名“卡戎”（Charon），直径约 800 千米，距冥王星有 19000 多千米。根据冥卫与之运行的关系，精确测量出冥王星的直径为 2400 千米，比以前推测的小 4000 千米，从而成为太阳系中最小的行星。


冥王星

【月球】 moon　又称**月亮、太阴**。是地球唯一的天然卫星。它距地球的平均距离为 384401 千米，为地球赤道半径的 60.3 倍；直径为 3476 千米，为地球直径的四分之一；体积为 211.9 亿立方千米，等于地球的五十分之一；表面积为 3800 万平方千米，为地球的十四分之一，与亚洲相近。其物质平均密度为 3.341 克/厘米^3，为地球（5.52 克/厘米^3）的 0.6 倍；质量为 7.35×10^{22} 千克，为地球的八十一点三分之一；表面的重力加速度为 162 厘米/秒^2，为地球的六分之一；根据重力加速度推定，其中心的压力约为 4.5 吉帕，为地球中心大气压的九十分之一。月球上无显著的磁场，在风暴洋中测得的静磁场和月岩标本的剩余磁场强度均为 36 纳特左右，占地球磁场的千分之一强。它本身不发光，而是反射太阳的光，其反照率为百分之七；表面温度变化很大，白天受太阳光照射的部分温度高达 130～150℃，午夜可降至零下 160～180℃，且变化很大，在一小时内可升高或下降 180℃。月食时可见其表面的迅速冷却（两小时内温度下降 250℃之多），表明它表面具有极小的导热性，其导热率约为花岗岩或玄

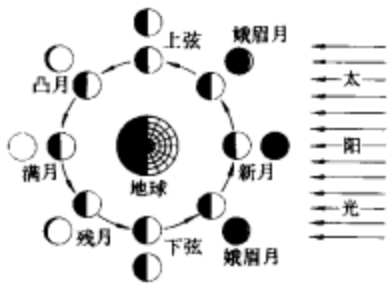
武岩的千分之一，热容量极小；表面大气层极为稀薄，接近真空状态，因受陨石猛烈轰击、宇宙射线和太阳辐射的强烈照射，使表面凹凸不平，并为一层厚度不等的月尘、岩屑和岩块物质所覆盖(见图)。月球上不仅无动植物，连细菌也难以生存；由于无大气，不能发生光的折射，也不能传播声波，为一无风、无声响、冷热剧变且非常干旱的寂静世界。它的公转周期和自转周期相等，均为 27.32 日，即 27 日 7 小时 43 分 11.5 秒，总以同一面朝向地球。



全月球简图

1.洋、湾、海；2.岛；3.类月海；4.山链；5.山脉

【月相】 phase of the moon　月球明亮部分圆缺变化的各种不同形状。由于月球绕地球旋转，又随地球绕太阳旋转，所以在地球上看月面的明亮部分和黯黑部分的形象，随月球、地球和太阳三者的相对位置而不断变化，而把月面明亮部分的盈亏圆缺的形状叫月相(见图)。当月球在地球和太阳之间时，月球以黑暗半球对着我们，因而看不见它，这时的月相叫新月；随后可见月球上被照亮半球的一小部分，形如娥眉叫娥眉月或新月；当月球在太阳东面 90°时，可见月球西边明亮的半圆时叫上弦，以后可见月面的大部分时则常叫凸月。月球和太阳在相反的方向可见整个月面时的月相叫望月或满月。此后月球开始亏，可见的明亮部分逐渐减小时的月相叫残月，当月球在太阳西面 90°时可见月球东边的半圆时叫下弦，以后又变为娥眉月，而可见的明亮部分逐渐缩小重新又回到新月，即完成一个周期。月相更替的周期平均等于 29.530 588 2 日(29 日 12 时 44 分 2.82 秒)，一个朔望月。



月相

【地月系】 earth-moon system　在引力作用下绕日运行的地球和月球所构成的一个互相吸引又互相排斥的共同体。月球是地球的一颗卫星，而与其他行星及其卫星不同。月球和地球的直径和质量都相差不大，地、月相距又近，两者间万有引力较大，形成一个共同质心。称共同质心为地月系中心或质心，它位于离地球中心约 4645 千米或距地心 0.73 倍地球半径处，月球并非绕地心而是绕共同质心运行，每天运动速率为 13°.19，周期为 27.3 天，即恒星月。

【九星连珠】 coherent pearl of nine-planet　又称**九星会聚**。指太阳系九大行星均运行到太阳一侧犹如聚会的天文现象。包括以月心坐标或地心坐标为标准的会聚；前者九大行星皆运行至太阳同一侧，出现于最外的两颗与日心的联线夹角最小时刻；后者则地球单独处于太阳的一侧，而其他 8 颗行星均在另一侧，出现在最外两颗与地心的联线夹角最小之时。在此两种坐标中的会聚时间有时相差仅半年，亦可相距 40 年之久，国际上通常以日心坐标为准。此罕见现象曾发生于 1982 年，据预测将在 2357 年再次出现。

【行星环系】 planetary ring system　环绕行星的质点。土星光环由冰块组成，木星和天王星环系由暗尘组成。环系的形成有两种理论或模型：一是卫星瓦解；二是早期残留质点。对于任何进入洛希极限的物体(卫星或彗星、流星体)，行星对其引潮力会大于内聚力，这一物体迟早总要瓦解成碎块，碎块相互碰撞进一步粉碎成为环系质点。由于引潮力作用，这些质点不能聚集形成卫星，而散布成为环系，但从环系质点动力学来看，原来的环系可能已很快演化。1610 年伽利略看到土星两旁有附属物，直到 1659 年才确认是环绕土星的光环。1977 年发现天王星掩恒星时也有环。此前认为土星光环是太阳系唯一的，1979 年旅行者 1 号飞船发现木星环，1989 年旅行者 2 号飞船确证海王星环。这四颗行星环系都在洛希极限内，但木星和土星的外环略有超出；每个环系都基本位于相应行星的赤道面附近，环系总质量皆远小于行星及大卫星质量；其环均由质点组成，并以小质点居多。但各环系又有差别，而与各自所处环境不同有关。环系受行星引力场束缚，导致环质点集中于行星赤道面附近且以近圆形轨道绕行星转动；行星的磁场和磁层、辐射场、卫星等对环质点运动均有重要作用，流星体或行星尘陨击也对环系结构有影响。与行星年龄(46 亿年)相比，见到的环系是年轻的。

【行星际尘埃】 interplanetary dust　行星际空间散布的极其稀薄的大小为 1～200 微米的粒子。黄道光即由太阳光被其中质量小于 10^{-6} 克的质点散射造成。研究它对了解原始太阳系物质信息——元素的同位素丰度、化学成分及物质过程，从而认识地球及整个太阳系起源都有重要理论和实际意义。

【行星际物质】 interplanetary matter　又称**行星际介质**。即存在于行星际空间之极其稀薄的尘埃和气体物质。行星际尘埃的大小约为 5～100 微米，其密度随离太阳距离的增加而减小，但小行星带所在区域则密度增大。此种尘埃主要源于彗星碎裂物、小行星瓦解物、流星体及宇宙尘等，包括硅酸盐、铁钙金属及富碳尘粒等。行星际气体主要由电子、质子以及氦、碳、氮及重元素核组成，为日冕外层稀薄气体之延伸，太阳风为其主要来源。

【行星际磁场】 interplanetary magnetic field　太阳系行星际空间存在的磁场。系太阳风中的等离子体冻结于太阳磁场而形成的，其磁力线的一端在太阳上、另一端在太阳风等离子体之中。太阳自转导致磁力线呈螺状分布，在黄道面上则形成阿基米德螺线；均具扇形构造，且每一扇形内部磁场方向都一致指向或背离太阳，而两相邻扇形内磁场之极方向相反；磁场有年度变化及太阳周变化规律，太阳宁静时其强度约 $(5\sim10)\times10^{-9}$ 特，当太阳激烈活动时则可达 50×10^{-9} 特以上，显然与太阳活动密切相关。

【行星际探测器】 interplanetary detector　发射到地球外以探测行星和行星际空间为目的之宇宙飞行器。至此已有各种命名和编号的探测器先后发往不同天体：发往金星和火星的有前苏联金星 1～10 号、火星 1～6 号及探测器 2 号，美国水手-1 号；发往火星的前苏联福波斯 1～2 号、先驱者-11 号、伽利略号；发往木星和土星等的有美国旅行者 1～2 号；对哈雷彗星的回归进行探测的有前苏联维加 1～2 号行星际自动站，以及欧洲乔托号及日本彗星号探测器；还有美国和德国联合研制的太阳神号及美国尤利西斯号，发往距太阳 450 万千米与 8 亿千米区域作近距离观测。

【小行星】 asteroid　对火星和木星轨道之间的许多似球形、

椭球形及不规则形状并沿各自的轨道(大多为椭圆形,轨道面大致接近于黄道面)绕太阳运行的小天体的统称。已编号者有10 000多颗,整个小行星带总质量约为地球的0.04%。其中,谷神星(Ceres,小行星1号,直径1003千米)和智神星(Pellas,小行星2号,直径608千米)的表面成分为近似碳质球粒陨石,灶神星(Vesta,小行星4号,直径538千米)表面可能为玄武质,婚神星(Juno,小行星3号,直径247千米)表面为硅质。大多直径小于50千米;爱神星(Eros,小行星433号)呈棒形,长35千米,宽16千米,厚7千米,表面也为硅质。1999年,夏威夷一台天文望远镜发现一直径约13千米的卫星环绕形似土豆、平均直径为215千米的尤金尼娅小行星旋转;另一颗叫艾达小行星。有一名叫达克蒂文的卫星围绕。它们表面有许多凹坑,形似蜂窝。中国发现有1000多颗,以国家、科学家、地名等命名编号,如紫金山、张衡、张钰哲、周光召、江苏、南京等星。有少数的轨道偏心率很大,类似短周期彗星轨道。先驱10号在1972年末穿越小行星带时,发现小颗粒数量远比估计的低,而木星附近的小颗粒比预计的大1~2个数量级,是较大天体吸收小颗粒所致。其成分与陨石相当,有不少含各种球粒陨石成分。其成因有两种推测:一种认为是原始太阳星云未凝成行星的残留物,在其他大星体引力的摄动下再也不会聚集成大行星;另一种称原来属较大星子或其他天体在接近大行星(如木星)时受强大引潮力作用而被撕裂成的大小碎片,几颗大的如谷神星、智神星、灶神星则可能是未碎裂的原始幸存者。除散漫的之外还有成群运行者,多按与大行星的动力学和运动学关系而成带或成群分布,呈有规律地运行,主要有特洛伊小行星群、阿波罗小行星群和柯依须带小行星群。

【小行星带】 asteroid belt 火星与木星的轨道之间呈环带状分布的小行星集中区域。此带宽约1.6天文单位,带内约有50万颗小行星,估计总质量约2.1×10^{24}克,即小行星的97%集中于此。已发现两颗环绕小行星运行的小天体(称小行星卫星):一为发现于1978年6月7日的大力神(532号)小行星的卫星,与此小行星相距977千米,直径为45.6千米,被命名为1978(532)I;另一颗是梅菠蔓(18号)小行星的卫星,直径37千米,发现于1978年12月11日,称1978(18)I。还有一些小行星可能也有小卫星。

【卫星】 satellite 围绕行星运转的星体。月球就是地球的卫星。它与行星一样,本身不发光,而是反射太阳的光。太阳系中除水星和金星尚未发现有卫星外,其余7颗行星共发现72颗卫星(地球1颗、火星2颗、木星16颗、土星23颗、天王星21颗、海王星8颗和冥王星1颗)。

【彗星】 comet 俗称**扫帚星**,中国古代又称**妖星**、**孛星**、**蓬星**、**欃枪**。中国是世界上彗星记载最早、最多的国家。它是绕太阳公转的天体。由于其运转轨道呈椭圆状、抛物线或双曲线形,离太阳时近时远,甚至一去不复返。其形状特殊,当远离太阳时呈一发光的云雾状小斑点;接近太阳时便拖出一条长尾形如扫帚,背太阳方向延伸。如1843年出现的大彗星尾长达3.2亿千米,1882年出现的尾长达15亿千米,系接近太阳时由于其光压和太阳风把气体和尘埃逐出彗头之故(见图)。与太阳系其他天体相比,它具有密度小、质量小、体积庞大、形象特殊的特点。已观测并记载有1800多颗,除去重复出现的还有1600颗,估计太阳系中共有$10^{11}\sim10^{12}$颗,算出轨道的有1000多颗。中国历史上约有600次记录,如《晋书·天文志》载有"彗星无光,傅日以为光,夕见则东指,晨见则西骋。"从秦始皇七年(公元前240年)到清宣统二年(公元1910年),哈雷彗星共出现过31次,每次都有记录。世界上首次记录为《春秋》一书:"鲁文公十四年(公元前613年)秋七月,有星孛入于北斗。"西欧关于哈雷彗星的最早记录在公元66年,比中国迟了670多年。1965年紫金山天文台又发现两颗。天文上观测它有喷气和爆发现象,表明彗星上亦有爆发性化学反应;对地球的影响,如有毒成分(氰化物)在靠近地球时可能污染大气,污染程度尚无定论;另一危害是彗星体以较高速度冲击地球,这是相当罕见的事件,但从地质时期尺度考虑值得注意。



【流星】 meteor 除小行星和彗星外,对行星际许多绕太阳运行的小天体之统称。其质量一般小于10^8克,大多为很小的固态颗粒,常称"行星际尘埃"或"宇宙尘埃"。流星体运行若经过地球附近,受地球引力作用而闯入大气,便与大气摩擦生热使其烧蚀而丢失在途中,这些物质以及附近的大气也被激化发光,即产生可用光学或射电观测到的流星现象。较大者穿过大气时仅其表层烧蚀,而残留体落到地面上便成陨星或陨石。

【流星群】 meteoric stream;meteoric swarm 沿同一轨道绕太阳运行的一大群流星体。同一群流星在空中大多平行运动,其运行轨道与某些彗星的轨道接近,很可能是彗星瓦解后的碎片和碎块。当它闯入地球的大气层时表现为流星雨,地球的轨道与崩解彗星的轨道相交切时流星雨尤为壮观,以致从地面看去,好像许多流星从天空中的某一点向四面洒射出来,此称为流星群的辐射点。它以其辐射点所在的星座命名,已发现的有500多个,较著名的有狮子座流星群、仙女座流星群、英仙座流星群和天琴座流星群等。白天出现的可用雷达方法探测。中国是世界流星群记载最早的国家,《左传》中有"(鲁)庄公七年四月辛卯,夜中星陨如雨",即记载公元前687年3月16日最古老的天琴座流星群。

【流星雨】 meteor shower 当地球在运行过程中与流星群相遇时使流星成群出现、如雨倾泻的现象。

【火流星】 bolide 质量较大的流星体闯入地球的稠密大气层与空气发生冲击和摩擦,前面由高温气体组成的压缩云灼热发光,头部往往形如火球,炫耀夺目,并常拖着一条长长光带的流星。

【流星余迹】 meteor trail 流星在其穿过地球大气层(离地面50~140千米处)的路途上,常形成一条云雾状的长带,称之。它由电离的气体和流星体的碎片组成。据此可推测地球高层大气的物理状况,并可利用它进行地面无线电通信。

【反照率】 albedo 太阳光照到太阳系中的行星、卫星或其他小天体上部分被反射的比率。深色物体的反照率较低,浅色物体的则较高。若一物体的反照率为1即表示完全反射了照到它的光,而黑体的反照率为0。由于光线在不同的方向上的反射性能不同,实际计算时就应估计到太阳光与所测物体的方位和地球与所测物体的方位之间的角度。它是测量行星、月球和小行星等天体表面性质的一项指标。

【米兰科维奇频率】 Milankovitch frequency 前南斯拉夫学者米兰科维奇(Milankovitch,1920)提出的第四纪冰期成因的天文假说。指气候的季节变化和纬度分带是由地球接受太阳辐射(日照)的变化引起的,日照量的大小则取决于地球相对于太阳的几何位置。他认为夏半年的日照量的减少是冰期形成的主要因素,北半球高纬度地区夏天若较冷就可使冬天的积雪不融化,而一年中的冰雪总量的增加,便促使地球冰雪面积扩张,从而增加地球对日光的反照率。对于地球上任一纬度,日照量是太阳常

数(S_0)、偏心率(e)、地轴倾斜角度或称黄赤交角(ε)和岁差(p)这几个参数的函数。S_0 的变化幅度较小,较稳定。他计算了地质历史时期太阳日照量的估计值,认为 e、ε、p 这三个参数的变化是形成第四纪亚冰期和间冰期更替变化的主要原因,并提出与日照量的关系式为

$$Q_s - Q'_s \propto p\Delta\varepsilon - m\Delta(e \sin \Pi)$$

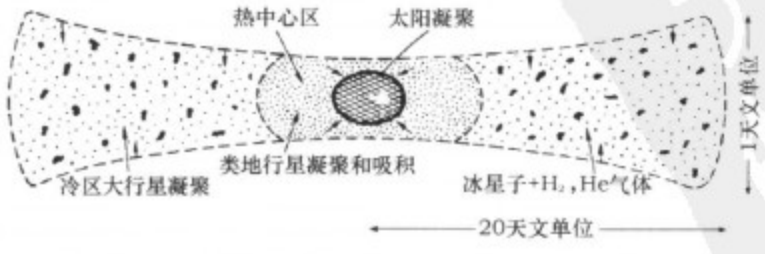
式中:Q_s 为某一时刻的夏半年日照量;Q'_s 为现在夏半年日照量;p 和 m 为随纬度变化的系数;$\Delta\varepsilon$ 为 ε 的变化量;$\Delta(e\sin\Pi)$ 为岁差和 e 的变化量;$\Pi = 180 - Vo$(Vo 为近日点与春分点的夹角)。由此他于 1941 年计算出 3 个纬度的日照曲线,发现 9 个极小值,在时间上分布不等距。距今最近的 3 个极小值分别为 2.5、7.2、11.5 万年前,与欧洲阿尔卑斯地区的玉木冰期相当;其他 6 个极小值两两成对,相当于里斯、民德和群智冰期。他指出,形成冰期的有利条件为:北半球的夏天开始于远日点;e 最大,即远地点的日地距离最大;ε 较小,表示冬夏差别小。此米兰科维奇频率在 1973 年前未被广泛承认;Imbrie 等(1979)总结其原因是:①地球轨道要素的长期(几十万年)计算值的可靠性如何?②e、ε、p 的周期在地质记录中有无反映?③日照曲线与地质数据的相关性如何?④日照变化产生的气候变化与地质记录是否相似?但这些问题在 20 世纪 70 年代均已基本得到解决。

【逃逸速度】 escape velocity　又称**脱离速度**。是指一个物体从地球(或其他天体)表面向宇宙空间脱离地球引力场范围所必须具备的最低速度。地球的逃逸速度为 11.2 千米/秒。

【日地关系】 solar-terrestrial relationships　太阳活动对地球磁场、电离层和气候等方面影响的总称。太阳是一颗基本稳定的恒星,辐射总量变化甚微。但它的外层大气受太阳磁场支配而处于局部激烈活动中,使太阳辐射在紫外线和 X 射线波段有大幅度起落。太阳活动明显的标志是黑子,其次为光斑、耀斑、日珥及日冕膨胀等,而最强烈和对地球影响最大的是耀斑。参见"耀斑"。

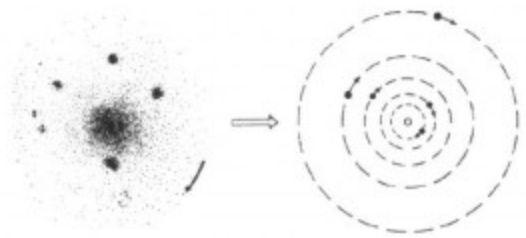
【洛希极限】 Roche limit　两颗星体在万有引力作用下相互吸引,主星对伴星的潮汐应力与伴星的抗张强度相等时的最短距离。因由法国数学家洛希(E. Roche)根据无抗张强度的星体确定,故名。两星距离小于此极限时主星起潮力将使伴星破裂崩解。洛希极限取决于主星和伴星的相对质量和密度,若主、伴星密度相同则其值为主星半径的 2.44 倍。月球的洛希极限值为地球半径的 2.89 倍,约 18400 千米。

【太阳星云】 solar nebula　太阳和太阳系形成前在宇宙空间由气体和弥散的固体颗粒组成的星云。图示由卡麦隆提出的太阳星云演化的一种假说,他认为开始时为一旋转的球状星云,然后形成一个盘状,由于强烈对流和其他机制作用,使角动量向外转移,并在其中心部分通过凝聚作用而形成太阳,由内往外形成类地行星和大行星。近年有人提出,是由于它附近的超新星爆发的辐射压力和冲击波,使之凝聚成太阳和太阳系。



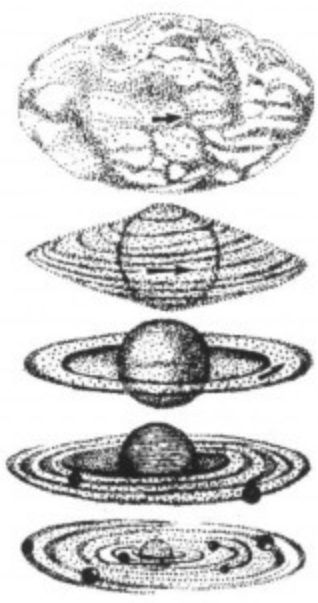
太阳星云

【康德星云说】 Kant's nebular hypothesis　太阳系起源的一种假说。1755 年德国哲学家康德(Immanuel Kant)提出,形成太阳系的物质微粒最初分布于比现在的太阳系大得多的空间内,因万有引力作用使微粒彼此吸引而逐渐形成团块,较大的团块成为引力中心,又不断吸引四周的微粒和小团块,最后聚集成为太阳。有些微粒在向中心体降落过程中,因相互碰撞而偏转,便围绕中心体做圆周运动;而微粒又各自形成小的引力中心并聚集成为行星;行星周围的微粒按同样的方式和过程聚集成卫星(见图)。此即把太阳系的形成看成是物质按其客观规律运动发展的过程。恩格斯曾对康德的学说给予很高的评价,说是"从哥白尼以来天文学取得的最大进步",是在"形而上学思维方式的观念上打开了第一个缺口",但也指出其中有不足之处。



康德星云说

【拉普拉斯星云说】 Laplace's nebular hypothesis　太阳系起源的一种假说。1796 年法国数学家和天文学家拉普拉斯(Pierre Simon Laplace)提出。他认为太阳系最初为一灼热而旋转的星云,因冷却而凝缩、旋转速度加快,使星云呈扁平状,赤道部分突出。当离心力超过引力时,便逐次分裂出许多环状物。最后,星云中心部分凝聚成太阳,各个环状物则碎裂并凝结成为围绕太阳运行的地球和其他行星;月球和其他卫星亦以相同方式由行星分裂而成(见图)。按此假说可自然地解释太阳系的形成过程和主要特征,故被视为符合物质运动自身发展规律的唯物论宇宙观。恩格斯曾赞扬拉普拉斯,说"拉普拉斯以一种至今还没有人超过的方式,详细地证明了一个太阳系如何从一个单独的气团中发展起来,以后的科学越来越证实了他的观点。"此说在现代太阳系演化理论中,仍占有重要地位。



拉普拉斯星云说

【魏扎克假说】 Weizǎcker hypothesis　德国天文学家魏扎克(Ven Weizsäcker, 1946)提出的"旋涡说"。认为在早期太阳有围绕着质量约为太阳十分之一的圆盘形成气云,涡流作用使气体云产生一些旋涡状涡流。在距太阳以几何级数增加的位置上形成一些层圈(Cell),每个层圈有 5 个涡流,行星在层圈中生长(见图)。他指出这一理论为波得定律提供了物理解释,并认为这一点是对其理论的最重要论证。他还提出,大部分星云物质已散失于天空中,并带走很多角动量。此假说解释了以往理论所不能解释的现在太阳系角动量的分布:行星生长到能保留下一个大气圈时大部分气体已从太阳系中逸散,且比太阳含有较浓的重元素;气体和尘埃圆盘中的温度在靠近太阳处高,向周边则很快降低;内带在高温下只有挥发性最小的元素凝聚成固体,因而聚集成行星的速率很慢,在近太阳处形成小的硅酸盐-铁的行星,在外带挥发性元素与耐熔元素一起凝



魏扎克假说

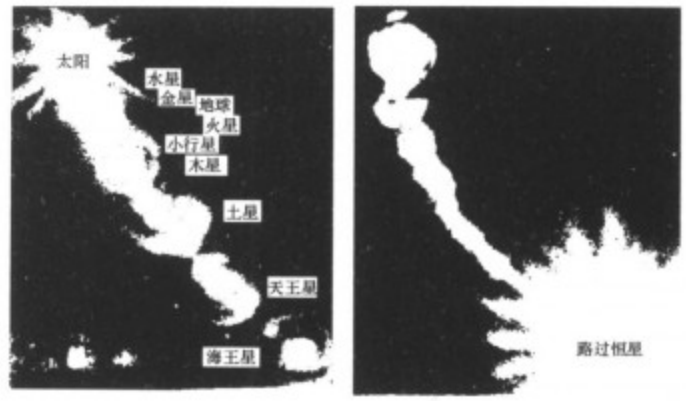
聚并快速成长为大的行星。与张伯伦、摩尔顿一样，魏扎克认为行星是由固体颗粒(星子)聚集而成的，而非灼热气体冷凝而成。

【尘埃云假说】 dust cloud hypothesis 1946年美国天文学家柯伊伯(Kuiper)提出的太阳系起源假说。认为太阳是由气体和尘埃云收缩形成的。原始的尘埃云或在内部发育有许多较小的云，或捕获一小群部分凝聚的向中心旋转的云，由于吸收了更多颗粒(聚集作用)而长大，直至达到行星的质量，而小型云的轨道则因碰撞终于变成圆形。太阳辐射能将内行星中多余的气体驱赶掉，太阳辐射随与其距离的平方成反比而变化，最近的一些行星便获得较高的温度，从而解释了与外行星相比具有较大的密度。为回避角动量问题，他提出行星在尘埃(和气体)云中凝聚并不带有很大的角动量。后来他(1971)承认此事件难以解释太阳系的形成。此与前苏联施密特(О. Ю. Шмидт，1944)的陨星说相似。

【尤里假说】 Urey hypothesis 美国诺贝尔化学奖获得者尤里(H. C. Urey)于1952年提出的中介天体说。指出陨石含有涉及行星形成的持续时间以及在行星形成时太阳星云的温度和化学环境的重要线索。他试图解释由于温度变化，使太阳星云中产生不同元素和化合物的凝聚作用，提出了类地行星形成的五个阶段：第一阶段形成太阳，在距太阳不同距离处温度上升，残留的气体和尘埃在黄道平面上形成圆盘，并破裂成大的块体或原始行星；第二阶段水和氨通过凝聚效应在低温下形成大小不等的星子，水和氨主要在外行星区凝聚；第三阶段原始行星收缩，使内部温度升高，星子穿过气体进入高温区，大星子表面的氧化铁被还原成金属铁，小星子则被整体还原，从而使类地行星产生密度和成分上的差别，末期大量气体逸散，类地行星在缺少逸散气体的条件下形成其主体；第四阶段大量气体逸散，使原始行星内部的不透明性降低并使星子散热而迅速冷却，发生进一步聚集作用，形成铁和硅酸盐矿物的混合物；第五阶段包括直到现在的行星演化。气体的散失使引力场降低，而收缩作用则使引力场增大。如果引力场很快增长到足够大则将气体保留下来而形成大行星，若固体运移不及气体快，便在木星的原始行星表面发生水和氨的凝聚，即为木星长得如此之大的重要因素。

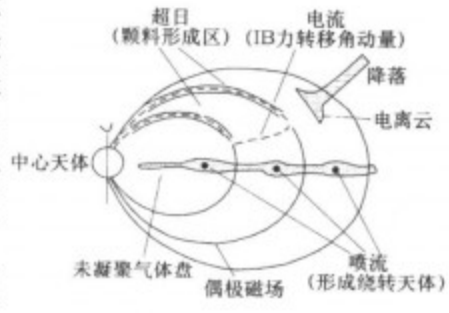
【戴文赛星云说】 Dai Wensai's nebular hypothesis 中国著名天文学家于20世纪70年代提出的太阳系起源的一种假说。认为整个太阳系由一原始星云形成，中心部分收缩凝聚成为太阳，外部形成星云盘，进一步形成行星和卫星。因原始星云是在旋涡流中形成，故一开始就有自转，自转加快使星云逐渐变扁。自转速度大到惯性离心力等于中心部分对赤道部分物质的引力时，赤道附近的物质便留于此，不再收缩，其他部分仍继续收缩，于是形成扁的内薄外厚、连续的星云盘。此时原始星云中心部分在收缩过程中密度变大形成太阳，星云盘内的固体微粒在聚集的同时向赤道面沉降，在盘内形成比盘薄得多的"尘层"；当尘层密度足够高时便出现引力不稳定，从而瓦解为许多粒子团，粒子团收缩形成星子，星子的质量为10^{18}～10^{20}克。星子既吸积周围物质而继续长大又彼此吸引而互相碰撞，相对运动速度较大时星子被撞碎，相对速度较小时小星子结合成大星子。最大的星子就成为行星胎并通过引力吸积作用而成长，最后成为行星。此说还解释了行星的运动、太阳系角动量的分布、提丢斯-彼得法则、行星的大小、质量和密度的分布以及卫星和行星环的形成等基本问题。

【气体潮说】 gas-tidal hypothesis 太阳系起源的一种假说。1916年由英国天文学家、物理学家金斯(J. H. Jeans)提出。认为在20亿年前原始太阳为一由极稀薄的气体物质组成的灼热球体。突然一颗质量比它大得多的星体从旁掠过，由于吸引力使原始太阳旋转并出现两个突出部分：一部分随高度增加逐渐拉出一股炽热气流，形成状如雪茄烟的长条；另一部分则未发生大的膨胀即下落。外来星体离去后被拉出的气流逐渐冷却凝聚为几个气块从而形成行星：中间部分最宽，密度最大，形成大木星等；两端气流较窄，形成小行星，如水星、冥王星等，由于潮汐作用形成卫星。此说不能解释行星离太阳距离的规律和某些卫星的逆转，更不能说明外来天体与原始太阳接近的原因。杰弗里斯(Jeffreys)于1930年对金斯假说提出修正，认为原始太阳旋转并非由于星体行近而是斜面撞击，故称**金斯-杰弗里斯假说**(Jeans-Jeffreys hypothesis)(见图)。杰弗里斯已断然放弃此说，金斯在临死前亦承认其假说是错误的。



金斯-杰弗里斯灾变假说示意图

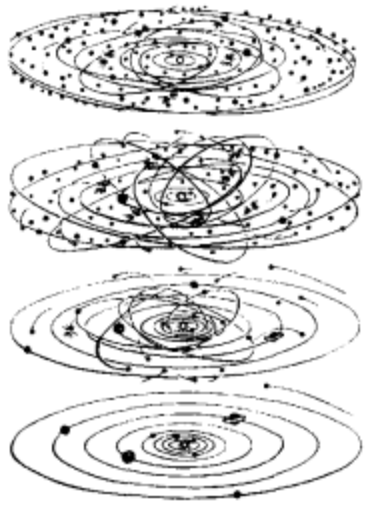
【电磁说】 electromagnetic hypothesis 用电磁场作用及其变化解释太阳系起源的假说。1912年伯克兰德(Birkeland)成为最早提出太阳系起源的电磁说者之一。他设想星云中的原子已离子化，离子运动不仅受其质量而且还受其电荷的影响，不同电荷与质量比率的元素将在一个假想的太阳电磁场作用下被分开。他得出的结果为不同行星由不同元素组成，如地球主要由磷组成，但此与事实不符；1930年伯拉格(Berlage)扩展他的概念，认为沿太阳磁场的螺旋形轨道自太阳中射击带电荷的原子和分子，正如伯克兰德计算的同心气体环中的每一个环均由相同荷-质比的原子或分子构成。1942年阿尔文(Alfven)提出，太阳在空间运行过程中穿过一个气体星云，受电磁作用气体已离子化，带电荷原子向内做螺旋运动，形成气体环，随后凝聚成小颗粒，再聚集成行星。在以后修正的理论中，阿尔文(1954)提出可能存在与太阳形成有关的物质下落作用，认为太阳早期有很强的偶极磁场及自转，星云物质在向太阳加速降落中发生质点碰撞而电离。磁化的中心体与其周围的等离子体之间有电流(见图)，电流与磁场相互作用，把角动量从中心体转移给等离子体。引力、离心力与电磁力的平衡导致等离子体"谐共转"，使等离子体绕太阳转动的动能或为纯引力作用下开普勒转动动能的三分之二。电流的箍缩效应形成"超日珥"区，物质密度比周围大，而温度低，凝聚出中性颗粒，颗粒做偏心率为三分之一的开普勒运动，它们相互作用，导致最终在原距离三分之二的近圆形轨道上运动，形成"喷流"。在喷流中颗粒聚集成星子，再聚集为行星，行星形成过程中又重演上述过程便形成卫星。在引力势能(Mc/r)、临界速度(U)和中心体(太阳或行星)质量的关系图中可见带结构，说明行星和卫



太阳系的带结构
超日珥喷流的形成

星分别在太阳和行星周围的等离子体云中形成。

【星子假说】 planetesimal hypothesis　又称**微星说**(Chamberlin-Moulton)、**张伯伦-摩尔顿假说**(hypothesis)。太阳系起源的一种假说。1901年由美国地质学家张伯伦(T. C. Chamberlin)最早提出,随后(1905)美国天文学家摩尔顿(F. R. Moulton)将其发展。认为太阳由旋涡状星云形成;另一个恒星与太阳运行接近(几百万千米处)时互相吸引,产生很大的潮汐作用,形成两头突出,最后破裂物质向外喷出。喷出物绕太阳运转,一部分细小物质散失或落回太阳中,密度较大的物质凝集成小团块或固体质点,即星子或微星(见图)。在运转过程中大星子吸收小星子而形成行星,其中一个成为地球,并按同样方式形成卫星。内部生热是由于质点增多、压力加大、温度升高,以致熔化,然后又缓慢冷却。



星子说
由盘状分布的星子(大小近于小行星)逐渐吸积形成行星的示意图

【灾变理论】 catastrophic theory　太阳系起源的一种假说。认为太阳系的形成,是星际空间某种引起巨大变化的灾变事件的结果。如认为一个恒星运行到太阳附近,使太阳上产生巨大的潮,或一个恒星和太阳相碰撞等。这一主张的代表是英国天文学家金斯(J. H. Jeans)1916年提出的"潮汐说",以及1901年美国地质学家张伯伦(T. C. Chamberlain)等所提出的"星子说"。

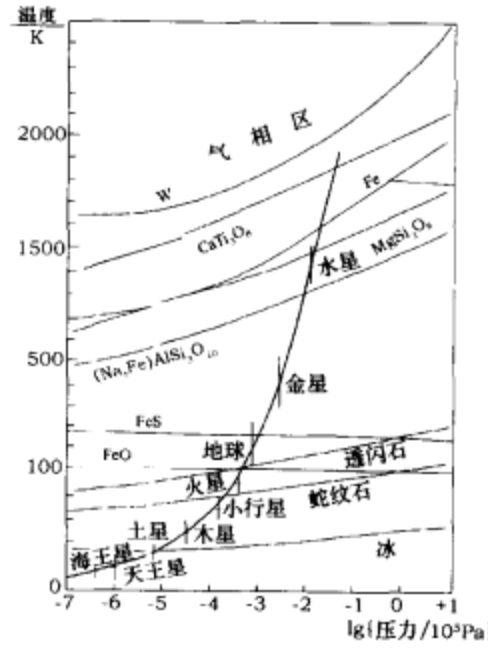
【新灾变说】 neo-catastrophic theories　太阳系起源的一种假说。20世纪60年代以来提出的。本纳吉(S. C. Banerji)认为,原始太阳是一个质量约为太阳9倍的磁星,径向脉动振幅很小,当另一恒星运行到它附近时,由于潮汐作用使之径向振幅增大,而抛出一部分物质形成行星。沃尔弗桑(M. M. Woolfsoon)提出:曾有一个大于太阳质量100倍的巨星,表面密度很小,以每秒100千米的速度接近原始太阳;由于潮汐作用它从原始太阳中拉出一个长条状物体,进而形成行星。1971年W. K. 布朗(Brown)提出另一假说,认为有一个大于太阳质量50~100倍的巨星,太阳系的形成是这个巨星爆炸的结果,爆炸时抛出最大的一团形成太阳,较小块的抛出物则形成行星和卫星。巨星爆炸形成太阳系的假说现时较为流行,因可观察到新星爆炸现象。

【新星云说】 new nebular hypothesis　20世纪60年代以来出现的新的太阳系起源假说。可以霍伊尔(E. Hoyle)的假说为代表,认为太阳系起初为半径约为4×10^{12}米的一团星云,温度不高,转速也不大,初始的角动量为5×10^{51}克·厘米^2/秒,其后由于冷却收缩,旋转加快;当其半径缩小到现今太阳与水星的距离时,星云外部不再收缩,两极变扁,物质沿赤道抛出,形成一环绕原始太阳的盘状物。圆盘的质量只有原始太阳质量的1%;圆盘中心的原始太阳继续收缩、温度继续增高、旋转也继续加快,最后与圆盘脱离形成太阳。圆盘脱离太阳后形成一环状物环绕太阳旋转,质量也不再增加;环状物冷凝聚集形成行星。卫星亦与行星形成的方式相同。由于原始太阳具有磁场,而环状物中也有电离的气体,遂使太阳与环状物之间产生磁力距,原始太阳的角动量便转移到环状物之上,因之行星具有较大的角动量。在地球轨道附近距离太阳较近地区的环状物中的低沸点物质和挥发物质相继逃逸,不易挥发的铁、镁、铝、硅等元素则形成密度较大的类地行星;而距离原始太阳较远的木星和土星附近挥发性物质增多,则形成密度较小的类木行星。此说与拉普拉斯星云说基本相似,仅在太阳系角动量的分布运行特点和物理化学特性方面有较合理的解释。

【陨星说】 meteoritic hypothesis　太阳系起源的一种假说。前苏联施密特(О. Ю. Шмидт)于1944年提出,行星是由星际陨星微尘凝聚而成。在大约60~70亿年前,原始太阳在银河系空间运行,当穿过巨大的黑暗星云时,俘获一部分物质,使之绕太阳旋转,结果形成行星。地球也由一群寒冷的固体微粒形成,后因放射性元素蜕变内部逐渐变热,使水和气体逐渐分离到地球表面,形成海洋和大气。虽这种俘获是可能的,但有学者指出俘获概率太小,1953年施密特也承认这一弱点。

【哈尔假说】 Haar's hypothesis　哈尔(Ter Haar, 1948)发展魏扎克的假说。他是最先研究太阳星云凝聚过程者,指出随着距太阳远近的温度变化,从星云中凝聚出的原始成分不同。他经计算提出,为有足够物质组成现在的大小行星,原始太阳星云必须具有二分之一的太阳质量。在类地行星区域只有无机化合物凝聚,从无机物转变为有机物的位置在内行星与外行星所在的区域。由于从星云中凝聚出的化合物较少,使内行星开始生长较慢;而外行星则因生长较快,且可由引力捕获得到轻化合物而具有大的质量和小的密度。外行星吸引一个大尘埃气体云围绕它旋转,从而发展成为比内行星大的卫星系。此说的主要缺点是缺乏维持旋涡的能量。

【平衡凝聚模式】 equilibrium condensation model　热凝聚模型中的一种慢冷却极端情况。气相与凝聚相及凝聚物之间发生热力学平衡的化学反应,凝聚物成分仅与温度和压力有关、凝聚分布较均匀。另一种是非平衡凝聚模式,实际凝聚过程介于这两个极端情况之间,不少情况同类地行星的性质(密度、化学成分)即可大致用平衡凝聚模式解释。图中给出平衡凝聚物及各行星形成的可能条件,其上W线以上仅有气态物质。



原始星云的平衡凝聚模式图

水星和金星形成区温度高,主要由难熔物质形成;地球形成区温度略低,除难熔物质外还含有含水矿物(如透闪石)、FeS、FeO;火星则含有比地球更多的含水矿物。

【非平衡凝聚模式】 non-equilibrium condensation model　热凝聚模型中的一种快冷却极端情况。气相与凝聚相及凝聚物之间不发生化学反应,凝聚物分布不均匀。实际凝聚过程介于这两个极端情况之间。外行星由于质量大(除冥王星外),可吸积未凝聚气体形成其中、外层及大气,它们的大气可用此解释。

【卡米隆假说】 Cameron's hypothesis　卡米隆(A. G. W. Cameron, 1962, 1977)根据对恒星—太阳系的形成和陨石的分析结果,从力学和化学等方面进行探讨而提出的太阳系起源假说。认为银河系旋臂上一个星际云附近的超新星在46亿年前爆发而发生引力收缩,此星际云在收缩时内部出现湍动涡流并分裂为许

多小云，其中之一成为太阳系。原始星云主要成分为气体，尘埃占1.5%，最大尘粒约1毫米大小。他用湍动黏滞摩擦理论计算星云盘的演化，得出盘的质量和半径随时间的演化而变化：在开始5万年内以吸热为主，质量和半径缓慢增加，随后以物质的损失为主而使质量和半径逐渐减小；各行星区气体温度随时间的变化呈现温度从低到高、再降低的变化趋势，这种温度条件使内行星区仅有成岩物质（"土物质"）凝结，而外行星区还有冰物质凝结。当星云盘变得不稳定时即形成环，且星云物质流入环中，环收缩并瓦解后成为一系列气体团，它们相互间碰撞并结合成为木星质量1～30倍的巨大气体原行星，其大小为15天文单位以上。原行星内部温度增高，形成相当于地球质量的内核，外部是"热冕"。类地行星区的原行星形成早、质量较小、离太阳近、温度高，外行星区行星形成较晚、质量较大、离太阳远、温度低。原行星已有自转，坍缩中因角动量守恒而使外部物质形成盘并演化为卫星系统，如木星、土星和天王星的卫星系统；海王星可能是受到一次大撞击后而形成盘最终演化为星系，推测冥王星和海王星皆由较小原行星形成。当湍流衰退后星云气体一般都落到太阳上，而固态物质沉降到盘面中，由于引力的不稳定性而聚集为小行星，或相互碰撞结合后成为较大小行星，或撞碎为更小的小行星。它们可能被行星俘获为卫星，或陨落到行星上成为陨石，估计地球上有10%～25%的物质来自陨落体，并带来水和挥发物。内行星区可能因形成较多原行星失去气体而留下内核，直至后来碰撞类地行星而瓦解；推测是由一个火星质量的原行星核碰撞地球时抛出的碎块而聚集为月球。星云盘散失大时有90%的物质留在海王星区以外，大部分丢失在恒星际，所留下部分则形成彗星。尽管他经理论计算并吸取前人成果对其假说不断加以修正，但有些推测仍尚待研究。

【萨弗隆诺夫假说】 Safronov's hypothesis 萨弗隆诺夫（V.S. Safronov，1972）关于行星和卫星等的形成的假说。他估计星云盘约$0.1M_{\odot}$（$M_{\odot}$为太阳的质量），初始角动量为$2\times10^{52}\sim5\times10^{52}$克·厘米^2/秒，盘中固态颗粒沉降到中面而形成尘层，他算出地球区沉降时间约1000年，颗粒大小达1厘米左右，水星、地球、木星和海王星各区的尘层温度分别为145开、84开、15开和6开。推导出尘层密度达到希命密度的五分之一至七分之一时即出现引力不稳定性，并分裂成环系；环裂为扁球状凝聚物，地球区和木星区的凝聚物质量分别为5×10^{16}克和10^{22}克，凝聚物碰撞而结合，并收缩变密为星子。大星子成为行星胎，进一步吸积物质而成为行星。地球生长到现在质量的98%需10^8年。水星区和小行星区不出现不稳定性，尘埃直接聚集成星子。外行星区温度低，氨、甲烷和冰也凝结成固态，木星胎和土星胎生长快，可有效地吸热气体；但天王星胎和海王星胎生长很慢，吸积气体较少。他用行星供养区（吸积范围）说明提丢斯-波得定则，行星自转角动量是由它吸积的星子带来的。天王星由于受大星子撞击而变为侧向自转。小行星区的星子生长慢，并被来自木星区的大星子"吃掉"。他计算出外行星的摄动可把质量达2.5倍地球质量的大量星子抛到奥尔特云成为彗星，还把200多倍地球质量的物质抛出太阳系。行星俘获星云盘中的尘粒，形成绕行星转动的尘粒群并聚集成规则卫星，而不规则者是行星俘获的星子。

【新拉普拉斯假说】 New Laplace's hypothesis 普伦蒂斯修正拉普拉斯星云说的假说。认为原始星云不是拉普拉斯假设的热气体云，而是$10^5M_{\odot}$星际云内的冷区（温度5开）形成的$1.05M_{\odot}$小云。并提出超声湍动对流理论，证明原始星云在收缩中形成了环系，各环系形成星子流，再聚集成为行星。在原始星云外表面"光球"层下，径向总压力为气体压力与湍动应力之和；而"光球"以上则无湍动，只有气体压力。为了维持"光球"上、下的力学平衡，上面的气体压力大形成密度大的薄气壳；由于原始星云转动气壳变成赤道隆起。在星云收缩时因角动量守恒而转动变快；当隆起部分的离心力与星云内部的引力平衡时隆起部分不随内部收缩，两者脱开留下气体环。在星云继续收缩中依次重演上述过程，共脱下10个气体环，而最内部分即形成太阳。凝聚物向环轴集中形成星子流，再聚集成行星，需3×10^5年。外部环由岩石和冰两种凝聚物聚集成的行星固态核质量大，是吸积气体并坍缩到核上而形成四颗外行星（木星、土星、天王星和海王星）。小行星所处环的星子聚集需5×10^5年，此时因太阳辐射很强而驱散气体而不利于形成大行星。类似过程在行星周围形成规则卫星，而不规则卫星则可能是被俘获的星子。

【乌尔夫逊俘获说】 Wodfson's trapping theory 乌尔夫逊提出的，太阳形成后俘获周围物质形成行星的假说。认为有一个七分之一太阳质量（$M_{\odot}$）原恒星当走近太阳达44天文单位距离时，太阳在此原恒星上抗击出一长条物质，并俘获它们围绕自己旋转。他估计原恒星温度约30开、密度约7×10^{-12}克/厘米^3，而太阳俘获2×10^{31}克物质即可形成行星，长条物质瓦解为6个团形成6个行星（木星、土星、天王星、海王星和两个内行星），其初始轨道呈扁长椭圆，由于发生在$10^5\sim6\times10^6$年内残存物质的阻尼逐渐变为近圆形。原行星受太阳引潮力作用而形成隆起，并在坍缩过程中脱离而形成卫星。内行星轨道变圆需较长时间，其公转周期又短，乃发生碰撞；碰撞后，较大的一颗逃离太阳系，较小的一颗被破碎，其中三个大碎块即形成为地球、金星和水星；较大内行星的"卫星"成为火星、几个较大小行星和月球，另一些碎块则成为较小的小行星、陨石及彗星。而月球和火星表面的陨击坑及两半球的不对称性是小碎块陨击所致。

【林忠四郎假说】 Hayashi's hypothesis 林忠四郎提出的形成恒星和行星的假说。他算出，密度为10^{-22}克/厘米^3、温度为100开、质量大于$3000M_{\odot}$（$M_{\odot}$为太阳质量）的星际云会坍缩；当密度增至10^{-17}克/厘米^{3}时，即瓦解为许多碎块形成恒星；其中一个质量略大于$1M_{\odot}$的碎块成为太阳星云，因自吸收缩而形成中心的太阳及周围的星云盘，盘质量为$0.04M_{\odot}$。他建立的星盘模型为：地球区密度为6×10^{-9}克/厘米^3、温度为230开、厚度为0.08天文单位；木星区密度为2×10^{-10}克/厘米^3、温度为100开、厚度为0.65天文单位。盘中固态质点向中面沉降，约$10^5\sim10^6$年可形成由毫米大小质点组成的尘层。尘层由于引力的不稳定性而分裂为环系，环断而成尘团，尘团聚集形成固态星子。星子结合成原始行星，进一步吸积便成为行星。地球形成需10^7年；木星固态转换形成需10^8年，又吸积大量气体后坍缩到固态核上，也俘获星子而形成卫星。太阳早期的强劲太阳风驱走残余气体。而小行星区的物质少不能形成大行星。

天　文

【天文学】 astronomy 研究天体的位置、分布、运动、结构、化学组成、物理状态以及天体起源和演化乃至宇宙发展规律的科学。根据研究内容可分为天体测量学、天体力学、天体物理学、恒星天文学、射电天文学和天体演化学等。近年又有许多新的分支学科产生，如观测手段方面有红外天文学、紫外天文学、X射线天文学、γ射线天文学、中微子天文学和空间天文学等；研究对象方面有太阳物理学、太阳系物理学、恒星物理学、星系天

文学等。它既是自然科学中最古老的一门学科，又是自然科学中一门基础学科。它与人类生产实践密切相关，并促进有关学科的发展。中国是世界上研究天文学最早的国家之一，在有文字可考的近4000年中，不断地有发现、发明和创造，对其发展做出了杰出的贡献。日食、月食、太阳黑子、彗星、流星、新星和超新星等天文现象的记录和星图的绘制都以中国为最早。至今仍然保存着大量天文古迹和史料，已成为古代天文学史的珍贵文化遗产。

【天体测量学】 astrometry　天文学最先发展起来的一个分支。主要内容包括球面天文学、方位天文学、实用天文学等，主要任务是测量和研究天体的位置、距离、大小和运动以及天文基本常数等，并编制星表，为恒星天文学、天体力学和天体物理学等学科提供资料。

【球面天文学】 spherical astronomy　天体测量学的一个分支。用球面三角学研究天体在天球上的视位置、视差、光行差、大气折射、地球运行等引起的位置变化，以及天体的视位置与真位置的关系的学科。它是天体测量学的基础理论之一。

【实用天文学】 practical astronomy　天体测量学的一个分支。根据天文观测资料推算地面经纬度、方位角和时刻等的学科。包括航海天文学、天文大地测量学、航空天文学等。现代实用天文学的主要研究课题是地面点的天文定位问题，可为经济建设提供有关的资料，并为地球物理学、地质学、地理学和制图学提供必要的参考数据。

【高能天体物理学】 high-energy astrophysics　天体物理学的次级分支。是研究宇宙空间和天体的高能现象和高能过程的学科。超新星爆发、星系核心的活动和爆发、类星体、中子星、宇宙线、X射线源、γ射线源等都是它的研究对象。高能天体物理和高能物理有密切联系，两者相互配合、相互促进。

【射电天文学】 radio astronomy　20世纪40年代建立的天文学分支学科。是应用无线电技术观测天体和星际物质所发射或反射的无线电波，借以研究天文问题。观测对象可遍及所有天体。它与光学天文学互相配合和补充，由于无线电波可通过光波所不能透过的尘埃和气体，所以利用无线电波可进行昼夜观测，并能观测到更远的空间；对某些只发生电波而不发光的物体，也能进行观测和研究。20世纪60年代天文学上的四项重大发现，如类星体、脉冲星、星际分子和宇宙微波背景辐射等，都是通过此观测手段所获得的。

【雷达天文学】 radar astronomy　20世纪40年代中期发展起来的射电天文学的一个分支。是使用雷达技术向天体(或人造天体)发出无线电波并接收反射的回波进行有关天文研究的学科。主要研究太阳系内的天文现象，如流星的分布和物理状态，月球、行星和太阳等天体的自转，表面特征或大气结构，测定太阳系内天体相互间的距离等。近年又出现光学波段的激光雷达用于测距，可达到更高精度。其原理与一般雷达基本相同，只是探测的对象不同而已。

【天文望远镜】 astronomical telescope　用以观察天体的望远镜。是当代最基本的天文观测仪器。通过大口径的物镜能接收与汇聚更多的光辐射，使遥远、暗淡的天体看起来变亮，从而能看到更遥远和更暗弱的天体。它的另一作用是增加观察的分辨率，根据观测波段的不同可分为光学望远镜、射电望远镜、红外望远镜、紫外望远镜、X射线望远镜和γ射线望远镜。光学望远镜中又根据构造不同分为目视望远镜和照相望远镜，根据物镜的不同又分为反射望远镜、折射望远镜和双射(或称折射-反射)望远镜三种。

【射电望远镜】 radio telescope　用于研究天体射电辐射的高灵敏度的定向接收系统。也可用于接收由天体(如行星、流星或月亮)反射回来的无线电信号。为提高它的分辨能力，多采用大抛物面天线或天线阵进行干涉或综合，制成多天线射电干涉仪或综合孔径射电望远镜，主要由天线和接收机两部分构成。天线用以接收天体发射或反射的无线电波，相当于光学望远镜的物镜。天线类型很多，由许多作为半波振子的金属棒构成称振子天线，专用于米波波段电波的接收。有的则呈抛物面形状称抛物面天线，主要用于分米、厘米和毫米波波段的电波的接收。天线和接收机用传输线连接起来，接收机先把天线传来的高频电信号放大，然后加以检波，再把高频电信号变成可用仪表测量和记录的低频电信号，或变为直接进行照相或屏幕显示和打印的图形，然后进行分析研究。

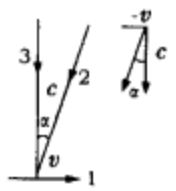
【色球望远镜】 chromospheric telescope　观测太阳色球活动现象(如耀斑、日珥和谱斑等)的仪器。主要由透镜系统和干涉偏振滤光器组成。滤光器利用光的干涉偏振原理制成，只让很纯的单色光(波段约0.05纳米或更小)通过。一般用白光看不到色球活动现象。它们在某些波段上辐射很强，把滤光器的透射带调到活动现象的强辐射波段上，便可进行观测。现已制成氢(H_α，656.3纳米)和钙(Ca^+，393.6纳米)的色球望远镜。

【天文单位】 astronomical unit(A.U.)　天文学中计量天体之间距离的一种单位。以A.U.表示，其数值取地球和太阳之间的平均距离。国际天文学联合会1964年决定采用1A.U. = 14 96 $\times 10^5$ 千米，自1968年使用至1983年底；又于1978年决定改用1A.U. = 149 597 870千米，从1984年开始使用。此常数在20世纪60年代以前系由所测的太阳视差计算得出；60年代以后则据雷达天文观测，由光速和单位距离光行差 τ_A 导出。一般用以计量太阳系中各天体间的距离。

【光年】 light year(L.Y.)　光在真空中一年内走过的距离。天文上量度天体距离的一种单位。光的速度约每秒30万千米，一光年约等于94 605亿千米。如牛郎星(河鼓2)距地球16.3光年，即它所发的光在空间需行经16.3年才到达地球。

【秒差距】 parsec(pc)　天文上表示恒星距离的一种单位。因1角秒的角度所张的弧长随距离(圆半径)而增大，当弧长为1天文单位时的距离称1秒差距。1秒差距等于3.2616光年，即308 568亿千米。它等于视差的倒数，如半人马座α星(南门二)，视差为0".75，它的距离即1/0.75 = 1.33秒差距或4.3光年。

【光行差】 aberration　处于运动中的观测者所观测到天体的视方向与静止时所观测到天体的真方向之间的差。当观测者随地球运动时，由于地球运动包含有各种不同成分的运动，相应地产生不同的光行差(见图)，如地球绕太阳公转所产生者称周年光行差，地球自转所产生者称周日光行差，太阳运动所产生者称长期光行差。周年光行差和周日光行差都是由于地球的周期性运动引起的，故相应的光行差位移本身亦具有周期性。



天体光行差示意图
v. 地球运动速度；-v. 天体的视速度；c. 光速；α. 光行差

【自行】 proper motion(P.M)　恒星于一年内所行经的距离对观测者所张的角度(横向运动)。恒星对于太阳的空间运动可分解为视向运动和横向运动两个分量，后者常以一颗背景微弱的恒星在天球上的位移而测定，单位是角秒/年。自行一般很小，只有200颗星的自行达到每年1角秒，其中50颗达到每年2角秒，而以"巴纳德星"的自行为最大，每年移动达10.31角秒，为地球上所见月球角直径的0.5%。

【视差】 parallax 观测者在不同观测点所见同一天体的方向之差。可用两个观测点之间的距离在天体处的张角表示。天体视差与天体到观测者的距离之间存在简单的三角关系，测出天体的视差即可测定天体的距离。测量天体距离最基本的方法称三角视差法。因天体的距离都相当遥远，故其视差非常小。为精确测定天体的视差，必须尽可能地把基线拉长，如测量太阳系内的天体，即常以地球半径作为基线，所测定的视差称周日视差；测定恒星视差时，则以日地平均距离为基线，所测定的视差称周年视差。

【天球】 celestial sphere 以空间任意一点（往往是观测者位置）为中心，以任意长为半径制作的球面，用于研究天体的视位置和视运动的球状辅助工具。把所研究的天体沿观测者视线投射到天球面上，使天体各方向间相互关系的研究化为球面上点与点之间的研究。中心设在地球中心的称地心天球，中心设在太阳中心的称日心天球，中心设在银河系中心者，称为银心天球。由于它是无限大的，观测者在地球上的任意点均可认为自己是在天球的球心，在太阳上亦然。通常是在天球上建立一系列基本圈（地平圈、天赤道、天子午圈、时圈、地平经圈等）和基本点（天顶 Z、天底 Z' 和天极等）表示天体在其上的位置（见图）。



天球

【天球仪】 celestial globe 指天球的模型。在一可绕轴转动的圆球上绘有星座、黄道、赤道以及赤经圈、赤纬圈等，借助其认识星空。

【天顶】 zenith 通过天球中心作观测点的铅垂线与天球相交的两点：位于观测者头顶上的一点 Z，称为此地的天顶。

【天底】 nadir 天球上同天顶相对应的一点称为天底（z'）。

【地平圈】 horizon 通过天球中心（实际是观测者的眼睛）并与铅垂线（天顶与天底联线）相垂直的平面，称为天球的地平面，地平面与天球相交而成的大圆称为地平圈。

【天极】 celestial pole 通过天球中心的自转轴延长线（称天轴）与天球相交的两点。在天赤道以北的一点称北天极，以南的一点称南天极。

【极距】 polar distance 由天球的北极沿时圈到天体的角距离。而北极距，则指从北天极量起的极距。它是赤纬的余角，即极距 = 90° − 赤纬。

【天球赤道】 celestial equator 又称**天赤道**。通过天球中心与天轴垂直的平面，称天球赤道面，它与天球相交的大圆，称天球赤道。

【天子午圈】 celestial meridian 又称所在地的子午圈。通过天极和天顶所作的大圆。它与地平圈相交的两点，即此地的南点和北点。

【四方点】 azimuth point 又称**方位点**。**子午圈与地平圈相交于南北两点，卯酉圈与地平圈相交于东西两点，东、南、西、北各点相距 90°，这四点总称四方点或方位点。**

【卯酉圈】 prime vertical **通过天顶和天底并与天子午圈垂直的大圆。它与地平圈相交的两点，即为此地的东点和西点。**

【时圈】 hour circle **又称赤经圈**。是天球上通过南、北两天极的大圆。

【地平经圈】 azimuth circle 又称**竖直圈**。指天球上通过天顶与天底并与地平圈相垂直的大圆。

【地平纬圈】 altitude circle 又称**等高圈**（almucantar，almucantur）。指天球上与地平圈平行的小圆。

【天球坐标系】 celestial system 又称**天文坐标系**。为确定天体在天球上的投影位置所用的球面坐标系。根据天球上的基本圈、基本点以及坐标量度方向的不同，可分为：地平坐标系、第一赤道（时角）坐标系、第二赤道坐标系、黄道坐标系和银道坐标系。因其各具特点，使用时需视具体情况选取适合的坐标系。

【地平坐标系】 horizontal system of coordinates 以地平圈为基本圈，子午圈为主圈，南点为主点的坐标系。它采用地平纬度和地平经度来表示天体的位置。地平纬度（又称高度），是天体与地平圈的夹角 h 所对应的弧长 $\overset{\frown}{DM}$，从地平圈起算沿天体的地平经圈量度（由 0°至 90°），向天顶方向量度为正，向天底方向量度为负；地平经度 A（又称方位角），是通过天体的地平经圈与子午圈间的夹角 A 或在地平圈上所对应的弧长 $\overset{\frown}{SD}$，从南点向西（而大地测量、航海、航空则从北点向东）量度（由 0°至 360°），有时从南点或北点分别向东、西两个方向量度（由 0°至 180°），向西为正，向东为负（见图）。由于天体有周日视运动，此种坐标随时都在发生变化，加之与观测者在地面上的位置有一定关系，可在实用天文学中（包括航海、航空和大地测量等在测定时间和观测站的位置时），广泛应用。但在其他天文工作中则因诸多不便，而另选坐标系。



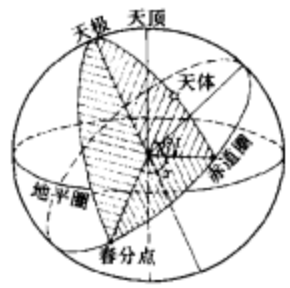
地平坐标系
P. 天球北极；A. 天体 M 的地平经度；h. 天体 M 的高度；z. 天体 M 的天顶矩；φ. 观测地的纬度

【地平经度】 azimuth 天文学中称方位角。地平坐标系统中的一个坐标，即子午圈和通过天体的地平经圈之间所夹的角度，或在地平圈上所夹的弧长，在地平圈上从南点起向西（大地测量、航海、航空则从北点向东）量度（由 0°至 360°）；有时从南点或北点向东、西两个方向量度（由 0°至 180°）。

【地平纬度】 altitude 地平坐标系统中的一个坐标，即天体对地平所张的仰角或俯角。从地平起沿天体的地平经圈量度（由 0°至 90°），天体在地平之上为正，在地平之下为负。

【第一赤道坐标系】 dependent equatorial coordinate system 又称**时角坐标系**。是测量时间的天球坐标系。以天极和天赤道为基本点和基本圈，用赤纬（δ）与时角（t）表示天体的位置：赤纬 δ 是天体沿时圈与天赤道间的夹角（由 0°至 90°），向北为正，向南为负；时角 t 是通过天体的时圈与测站子午圈间的夹角，由子午圈向西量度为正，向东为负（也有从子午圈起，顺时针方向量度 0°到 360°者），常以时、分、秒表示。在此坐标系中，赤纬不随周日视运动而变化，而天体的时角则从 0°均匀地增加到 360°。

【第二赤道坐标系】 equatorial system coordinate 又称**赤道坐标系**。以天赤道和春分点为基本圈和基本点的球面坐标系（见图）。用赤纬和赤经表示天体的位置：赤纬 δ 从天赤道（赤纬为零）向南、北天极各分为 90°，天赤道以北为正，以南为负；赤经 α 是通过天体的时圈（或赤经圈）与春分点间的夹角，并由春分点沿赤道圈从 0°到 360°向东量度（或由 0 小时到 24 小时）。赤经的量度方向与方位角和时角的量度方向相反，即沿与周日视运动相反的方向量度。



第二赤道坐标系
t. 时角；α. 赤经；δ. 赤纬

【黄道坐标系】 ecliptic coordinate system 以黄道为基本圈，春分点为黄经起算点的球面坐标系。通过天球球心作一垂直于黄道面的直线交于天球两点，称黄极。在天赤道北面的一点称北

黄极，南面的一点称南黄极。通过黄极的大圆称黄经圈，与黄道平行的圆称黄纬圈（见图）。天体的黄经从春分点算起，沿黄道从0°到360°向东量度；从黄道向南、北黄极各分为90°，黄道以北为正，以南为负。天体的黄道坐标 λ、β 和赤道坐标 α、δ 均不随周日视运动而变化。



黄道坐标
γ.春分点；λ.黄经；β.黄纬

【黄极】 ecliptic pole　通过天球中心垂直于黄道面的直线，与天球相交的两点。它们与黄道的角距离均为90°。靠近北天极者称北黄极，靠近南天极者称南黄极。黄极与天极的角距离等于黄赤交角（23°27′）。北黄极位天龙座 δ 与 ζ 两星联线中央。

【黄经】 longitude, ecliptic longitude　经春分点的黄经圈与通过某一天体的黄经圈在黄极构成的角度，或在黄道上所夹的弧长。

【黄纬】 ecliptic latitude　从黄道开始沿某一天体的黄经圈到此天体的角距离。在黄道以北为正，黄道以南为负，各从0°至90°。

【大地天文学】 geodetic astronomy, astrogeodety　天文学的一个分支。研究确定地面点的天文经纬度和天文方位角的理论和方法之学科。为研究地球形体及地面要素归算所需的数据，应在天文大地网的部分点上做精确的天文经纬度测量，以便获取天文大地垂线偏差；为推算大地方位角以控制大地网观测中横向误差的积累，还必须在相同点上进行精密的天文方位角测定。由天文测量和三角测量（或导线测量）方法所建立的国家一、二等三角锁网（或导线网）称天文大地网；地面一点的天文子午面与经过此点至另一点的垂直面之间的夹角称天文方位角；相隔若干纬度并顾及地区分布设置的天文测量中所测定的人仪差天文点称天文基本点，中国的设在北京、上海、广州、西安、乌鲁木齐、成都、拉萨、武汉及长春等地。

【天文经纬度】 long-latitude of astronomy　以地面某点铅垂线和地球自转轴为基准的经纬度。包含地面某点 A 的铅垂线和地球自转轴的平面称 A 点的天文子午面，此子午面与本初子午面间的夹角 λ 称 A 点的天文经度，A 点的铅垂线与地球赤道平面的夹角 φ 称 A 点的天文纬度。

【天文点】 astronomic point　天文经度和天文纬度的地面点。系用天文观测的方法所测定。通常将大地控制点作为天文点时，可在此点上测到一个相邻大地控制点的天文方位角，此类天文点则被称为拉普拉斯点。

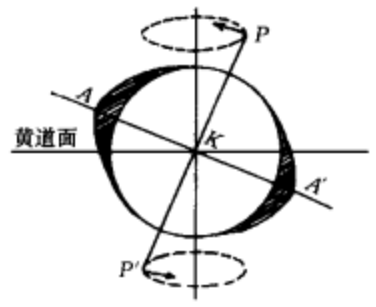
【地心经纬度】 geocentral longitude and latitude　以地面某点与地心的联线和地球自转轴为基准的经纬度。包含地面某点 A 与地心之联线和地球自转轴的平面称为地心子午面；A 点的地心子午面与本初子午面之间的夹角 α 称地心经度，A 点和地心之连线与地球赤道面所成的夹角 β 称地心纬度。

【轨道要素】 orbital elements　又称**轨道根数**。表示天体运行轨道的各种参数。行星在空间的位置可用6个参数决定（轨道倾角 i 为行星轨道面与黄道面的交角、轨道升交点的日心经度 Ω、升交点到近日点的角距离 ω、半长轴 a、偏心率 ε、在时间 t_0 或在过近日点时刻 T_n 的平近点角 M_0），其中五个是几何因素，一个是动力学因素。平近点角为一辅助量，等于行星在过近日点后所经过的弧长，这时假定它在圆形轨道上作等速运动，并在其公转时间 P 内运行一整周。

【近日点】 perihelion　各行星及彗星在绕太阳公转的轨道上距离太阳最近的一点。而离太阳最远的一点则称远日点。

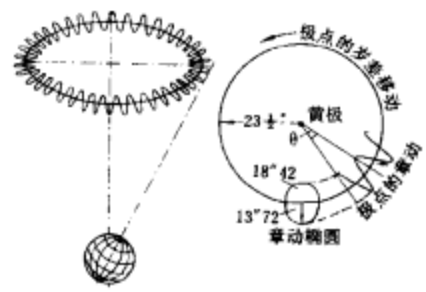
【近地点】 perigee　月球及人造地球卫星在环绕地球运行的轨道上距离地球最近的一点。而离地球最远的一点则称远地点。

【进动】 precessional motion　又称**陀螺式进动**。在物理学中指转动物体的旋转轴绕另一轴旋转的运动，而天文学则指地球自转轴绕黄道轴的旋转运动。地球椭球体的赤道部分较突出，赤道面与黄道面约相交于23°26′32″.66的角度，白道面与黄道面不重合，约相交于5°09′的角度。当太阳和月球的吸引力作用于地球赤道上时，有使赤道面和黄道面相合的趋势（见图）。但地球的自转速度很快，导致对这种作用产生抵抗力；而相互抗衡的结果地轴便围绕黄道轴作圆锥形运动，使春分点沿黄道向西缓慢运行，速度每年50.2角秒，绕轴一周约26000年。因而，太阳每年通过春分点的时刻稍早，亦即回归年比恒星年要短。这种现象天文上称**岁差**（precession of the equinox），又称**二分点岁差**。



运动解释示意图
K. 地球中心；AA′. 赤道；PP′. 地轴

【章动】 nutation　物体自转轴绕另一轴旋转时自转轴产生的摆动。地轴绕黄极运动除有长期的进动外，还有许多短周期的微小变幅，其中最大的一种以18.61年的周期、做振幅为9″.21的摆动称之，或称极点的点头式运动。发生章动和岁差的结果，使天极绕黄极的运动在周期约26000年的进动基础上，又叠加周期为18.61年的椭圆运动，在椭圆形轨道附近波浪式前进。椭圆的长轴指向黄极等于18″.42，短轴等于13″.72（见图）。引起章动的原因是某些天体特别是月球，对地球赤道突出部分的吸引作用产生的，它的周期和黄白道交点的移动周期一致。它在18.61年内约为18″.42的偏差，在26000年间有1400次波动，通常可分为太阳章动（由于太阳赤纬变化而发生的，振幅约1″.2，周期为一年）、月球章动（与月球交点运动有关的，周期为19年）和每月章动（月球赤纬变化而发生的，其量不到0″.1）三种。



章动

【摄动】 perturbation　使天体轨道偏离圆锥曲线的扰动。若某一行星只受太阳的吸引力作用，则它的运动会准确地遵守开普勒定律，但实际除太阳外，其他行星也在吸引它；此时行星的运动与开普勒定律之椭圆轨道产生偏差的现象称摄动。轨道为抛物线或双曲线运动的彗星也有受行星引力的摄动。引起此现象的力称摄动力，产生摄动力的天体即第三体，称摄动体；而受摄动力作用的天体称为被摄动体。如月球绕地球运行时受太阳和其他行星的吸引力作用而发生摄动，由于行星质量和太阳的质量比仅为1:750，十分微小，自然对月亮的摄动作用就更小。

【太阳日】 solar day　以太阳为参考点所度量的地球自转的周期，即昼夜交替的周期，亦即一昼夜。以太阳某一次在某地上中天为起点，以太阳下一次在同地上中天为终点。在一个太阳日期间，地球平均自转360°59′；其中的59′是地球公转造成的。分视太阳日（真太阳日）和平太阳日。

【视太阳日】 apparent solar day　又称**真太阳日**（true solar day）。实测的太阳日。即太阳中心相继两次经过同一子午圈所需的时间。其长度有明显的季节变化。由于地球公转速度随日地距离的变化而变化，它有8±秒的变化：一月初（地球过近日

点)最长;七月初(地球过远日点)最短。由于轨道面同赤道的交角(即黄赤交角),它又有 21 ± 秒的变化:二至时(夏至和冬至)最长;二分时(春分和秋分)最短。由于两种变化的叠加,视太阳日在天体上是二至最长,二分最短。由于日地距离的不同,在北半球,冬至日长于夏至日,春分日长于秋分日。全年视太阳日为 23 时 59 分 39 秒,那么,全年最长的视太阳日为 24 时 0 分 30 秒。二者相差 51 秒。

【真太阳】 true sun 实际存在的太阳,以别于假想的平太阳。

【平太阳】 mean sun 为满足日常生活和科学应用的需要而引进的一个假想的参考点称平太阳。平太阳与真太阳不同,它是在天赤道上作匀速度运动的,其速度与真太阳的平均速度一致。

【平太阳日】 mean solar day 视太阳日的全年平均值,为 24 时 0 分 0 秒。即平太阳周日运动的周期。没有季节变化。平太阳日比恒星日约长 4 分钟。由于地球自转的长期变慢,平太阳日、平太阳时、平太阳分和平太阳秒都在不断地变长。因此,在精密度量方面,平太阳秒于 1960 年被历书秒所取代,而历书秒于 1967 年被原子秒所取代。

【平太阳时】 mean solar time 简称**平时**(mean time)。以地球相对于太阳的自转周期为基本单位的时间计量系统。因地球在其公转的椭圆轨道上运行速度的不均匀性,黄道和赤道又不在同一平面内,所以太阳时角就不是均匀变化的,因此用它来计时很感不便。在天文学中为了弥补这一缺陷,假想有一天体在天球赤道上以均匀的速度由西向东运行,其速度等于地球绕太阳运动的平均速度,这个假想天体称为平太阳。它比恒星日约长 3 分 55.909 秒。为了计量方便,一平太阳日又分为 24 平太阳小时,一平太阳小时为 60 平太阳分,一平太阳分为 60 平太阳秒。这些统称为计量时间的平太阳时单位,简称平太阳时单位。平太阳时的基本单位是平太阳日。在数值上等于平太阳的时角加 12 小时。一个地方的平太阳时,以平太阳对于该地子午圈的时角来量度,并以平太阳在该地下中天的瞬间作为平太阳时零时。一般钟表所指示的就是平太阳时。使用这样的时间单位,地球自转周期约 86164 秒。

【太阴日】 lunar day 月亮相继两次经过同一点的子午圈之间所经历的时间叫一个太阴日,为二十四小时五十分。

【恒星年】 sidereal year 地球公转的恒星周期。在一个恒星年期间,地球公转 360°。其长度为 365.2564 日,即 365 日 6 时 9 分 10 秒。在一个恒星年期间,在太阳上看,地球中心从天空中的某一点出发,环绕太阳一周,然后回到了同一点;在地球上看,太阳中心从黄道上的某一点(某一恒星)出发,运行周天,然后回到了同一点(同一恒星)。

【恒星时】 sidereal time 以地球相对于恒星的自转周期为基准的时间计量系统。春分点相继两次上中天所经历的时间称为恒星日,等于 23 时 56 分 4.09 秒平太阳时,并以春分点在该地上中天的瞬间作为这个计量系统的起点,即恒星时为零时,用春分点时角来计量。为了计量方便,把恒星日分成 24 个恒星小时,一恒星小时分为 60 恒星分,一恒星分分为 60 恒星秒。所有这些单位统称为计量时间的恒星时单位,简称恒星时单位。按上述系统计量时间,在天文学中称恒星时。

【回归年】 tripical year 又称**季节年**。即春夏秋冬递变的周期。太阳中心在黄道上连续两次经过春分点(或秋分点、冬至点和夏至点)的时间间隔,即太阳连续两次直射于北回归线(或南回归线)的时间间隔,故名。由于春分点(或秋分点)每年西移 50″.29,回归年稍短于恒星年,其长度为 365.2422 日,即 365 日 5 时 38 分 46 秒。全球各地的昼夜长短和正午太阳高度的季节变化,以此为周期;阳历和阴历的历年安排,二十四节气的划分,皆以此为标准。

【时刻】 time epoch 时间的迟早。在天文上用天体当时的时角来度量,通常用当时对于时间原点的时段表示。由于量时天体的不同,时刻分为恒星时、视太阳时和平太阳时。时刻因适用经度的不同,分地方时和标准时。详见各该条。

【时间】 time 物质运动过程的持续性和顺序性。它的度量一般以地球自转和公转为标准,并由此定出时间单位,如年、月、日、时、分、秒等。现代自然科学利用物质原子的内部过程定义时间单位。分为时刻和时段。前者是指时间的迟早,后者又叫时间间隔,是指时间的久暂。时刻是用对于某一零点的时段来表示的;而时段通常是用开始和终了的时刻来表示。详见各该条。

【时段】 time interval 又称**时间间隔**。指客观物质运动的两个不同状态之间所经历的时间历程。时段度量需要时间单位。不同的计时制度采用不同的时间单位。平太阳时采用平太阳秒为时间单位,历书时和原子时分别采用历书秒和原子秒为时间单位。详见各该条。

【时差】 equation of time 真太阳时角与平太阳时角之差。其最大值达 16 分多,每年有四次为零。每天的时差值载于《天文年历》中。

【日界线】 date line 又称国际改日线、国际日期变更线。地球上各处的日出时刻因东西位置的不同,而有早晚的差异。向东航行的人迎着太阳,必定感到日子变短;向西航行的人追赶太阳,必定感到日子变长。为了避免这些差异,1884 年国际经度会议决定,将 180°的经线作为日期变更的界线。由于要照顾行政区域的统一性,日界线并不完全沿 180°的经线划分,而是绕过一些岛屿和海峡,自北通过白令海峡、阿留申群岛,南过萨摩亚、斐济、汤加等群岛,而达新西兰东边。向东航行的船只过这一线时即减去一天,如二日正午改为一日正午;反之则增加一天。

【国际日期变更线】 international date line 即日界线。它将第 12 个时区分成两个半时区(两者在理论上各跨 7.5°),即东 12 时区和西 12 时区,这两个时区均以 180°经线为标准经线,因而具有相同的钟点和不同的日期。如当东 12 时区为 2000 年 1 月 1 日 12 时时,西 12 时区还是 1999 年 12 月 31 日 12 时。因此当飞机或船舶由东 12 时区进入西 12 时区时,其日期倒退一日,反之则进一日,以免因环球航行和时间推算而发生日期的混乱。日界线原则上同 180°经线相重合,因为要避免日界线通过陆地,实际上有二处向东凸出和一处向西凸出。

【北京时间】 Beijing time 简称**北京时**。以协调世界时为基准,以北京所在的东八时区的标准地方时作为全国统一的法定时间。为使世界各国各自采用的地方时之间的协调与联系,1884 年国际经度会议决定,从经过英国格林尼治天文台原址的首子午线作为 0°时区中央子午线。从此开始向东、向西每隔 15°的子午线均选为时区中央子午线。以此为准将全球划分为 24 个时区。0°时区中央子午线所在的时区编号为零时区,向东、向西依次编号为东一时区,东二时区,....,东十二时区和(或)西一时区,西二时区,....,西十二时区。东十二时区和西十二时区相重合,称为十二时区。各时区都以本区的时区中央子午线的地方平时为本区的标准地方时。中国疆域辽阔,从西到东跨越东五、东六、东七、东八、东九共 5 个时区。北京位于东经 116° 21′,属于东八时区,其时区中央子午线为 120°。

【世界时】 universal time(UT) 即**格林尼治标准时**(Greenwich standard time),曾译**格林威治标准时**。以地球自转周期为基准,以过格林尼治平均天文台子午线的平子午线作为零时开始的平

太阳时。由于地极移动和地球自转速率的长期变化、季节性变化和不规则变化的影响，将导致世界时的基准产生变化。为消除其影响，应在直接测定的世界时上加入某项或某几项改正。根据是否施加改正或施加改正项目的不同分为：**UT_0 世界时**，是由天文观测直接测定的；**UT_1 世界时**，是在 UT_0 中加上地极移动改正后的；**UT_2 世界时**，是在 UT_1 中再加上地球自转的季节性变化影响改正后的。中国上海天文台和陕西天文台以及国外的许多天文台目前仍按 UT_1 播发时间信号。由于即使在 UT_2 中仍然包含有地球自转速率长期变化和不规则变化的影响，其秒长仍不均匀，不能满足时间精密计量的要求，因此从 1972 年 1 月 1 日零时起，在全世界正式使用原子时。

【国际原子时】 international atomic time(IAT) 由国际时间局根据国际制"秒"(SI)的定义，以原子时秒长为基准而建立的一种时间系统。原子时秒长的定义是：在海平面上，铯原子 133 (^{133}Cs)基态的两个超精细结构的能级，在零磁场中跃迁辐射电磁波振荡 9 192 631 770 周期所持续的时间，作为原子时的单位，称**原子时秒长**。它比世界时 UT_2 更为均匀，其精度达 1×10^{-13} 秒。采用原子内部能级跃迁所发射或吸收一定频率的电磁波作为基本振荡的时计，称原子钟。原子钟有铯钟、氢钟等类型。目前，国际上应用铯钟作为原子时的计量仪器，并从 1958 年 1 月 1 日世界时零时起开始计时。国际时间局(BIH)为消除各国钟组之间的系统误差，从 1969 年起采用十几个国家的原子钟组的原子时，经加权平均后作为国际原子时的时间标准，并自 1972 年 1 月 1 日世界时零时起在全世界正式使用。它在天文、空间技术、地球科学和计量等部门都有广泛应用。

【协调世界时】 coordinated universal time(UTC) 简称**协调时**。以国际制秒(SI)为基准，其秒长用原子钟控制，采用正负闰秒的方法使其与世界时相差保持在 1 秒以内，兼有原子时和世界时两种时间系统各自优点的一种时间系统。由于天文导航、大地测量、地球自转研究和人民日常生活等需要精确的世界时，而无线电校正等工作却需均匀的原子时秒长，为同时满足这两种需要而设计的一种介于世界时与原子时之间的时间尺度。1970 年，国际无线电咨询委员会的第十二届全体会议和国际天文协会第十四届会议决定，自 1972 年 1 月 1 日零时起，全世界正式使用协调世界时，要点是：其秒长严格等于原子时秒长，采用闰秒调整的方法，使之与世界时 UT_1 时刻之差保持在 ±1 秒以内；闰秒调整只能在每年的 6 月 30 日和 12 月 31 日世界时的最后一秒进行，并将 3 月 31 日和 9 月 30 日世界时的最后一秒作为设置闰秒的候补选用日期。具体的设置闰秒日期由国际时间局(BIH)在调整前两个月通知各国的授时台站。中国和世界各国的天文授时台站及广播电视台站等播发的专用时刻和民用时刻都采用协调世界时。

【地方时】 local time 按本地经度测定的时刻统称地方时，包括地方恒星时、地方视时和地方平时。地理学中所说的地方时通常指的是地方平时。地球表面经度每隔 15°，地方时刻相差 1 小时，如北京和西安的经度分别为 116°19′E 和 108°55′E，两地的经度差是 7°24′，则它们的地方时相差 29 分 36 秒，即当北京地方时为正午 12 时，西安的地方时则为 11 时 30 分 24 秒。

【地方恒星时】 local sidereal 地方时的一种。在数值上等于春分点在当时的地方时角(采用时间单位)。根据正在上中天的恒星的赤经进行测定。体现春分点的周日视运动。以春分点在当地上中天的时刻为零时，以恒星日为时间的基本单位；它的二十四分之一为恒星小时，它的三千六百分之一为恒星分；它的八万六千四百分之一为恒星秒。0°经度地方恒星时，称"格林尼治恒星时"。简称"格林恒星时"。参见"恒星时"。

【恒星月】 sidereal month 月球接连两次和一个恒星有同一黄经所需的时间间隔，平均为 27.32166140 日，即 27 日 7 小时 43 分 11.54 秒。

【地方视时】 local apparent time 地方时的一种，地方视太阳时的简称。根据太阳在当时的时角进行推算，体现太阳的周日视运动和昼夜的交替。人类在历史上曾长期使用这种时间制度。可根据太阳影子的长短和方向的周日变化进行测定。使用日晷所测定的都是这种时刻。它的正午 12 时，就是一日内太阳上中天时刻，即影子最短的时刻，叫"视午"。

【地方平时】 local mean time 地方时的一种，地方平太阳时的简称。体现平太阳的周日视运动。它没有季节性的快慢变化，因而不同于地方视时。由于地区间的联系日益频繁，它在实用上已被标准时(区时或法定时)所代替。通常根据标准时和地方经度进行推算，也可根据太阳的地方时角和时差进行推算。

【视太阳时】 apparent solar time 又称**真太阳时**(true solar time)。简称**视时**。通常指地方视太阳时。以地球自转为基准，以视太阳日为时间的基本单位。其量值等于视太阳时角(采用时间单位)加 12 时。以真太阳下中天时刻为零时，以真太阳上中天时刻为正午 12 时，称为"视午"。使用日晷观测日影变化所得的时刻，都是地方视太阳时，也可以根据平太阳时刻和时差进行推算。视太阳时既有因地球自转而产生的不均匀性，又有因地球公转而产生的不均匀性，特别是因地球自转的长期变慢而变慢。

【标准时】 standard time 即世界时。以英国格林尼治天文台所在地的子午线(即本初子午线)所测得的地方平时。在科学研究中，特别是全球性天气观测、预报等工作中常用世界时表示，通常以 GMT 作为标记。

【时区】 time zone 1884 年国际经度会议制定的时区制度。是以本初子午线为基准，将地球表面划分为 24 个区，称为时区。以本初子午线为基准，东西经度各 7.5°的范围内作为零时区，然后向东、西每隔 15°为一时区，每一时区内一律使用它的中央子午线的时间，作为该区的标准时。本初子午线的零时区的标准时称格林尼治标准时。

【区时】 zome time 理论上的标准时。每一种区时都同一定的理论时区相对应。除东西 12 时区以外，任意相邻两理论时区的区时，相差 1 小时；较东时区的区时较早。如东 8 区为 14 时 15 分，则东 7 区为 13 时 15 分，东 9 区为 15 时 15 分。在任意两理论时区之间，时区差数等于区时差数(单位小时)。如东 8 区的区时是比西 5 区的区时早 13 时 0 分。适用于在公海上航行的船舶。参见"标准时"和"时区"。

【平午】 mean noon 平太阳上中天的时刻，即平太阳时 12 时。

【沙罗周期】 saros 简称**沙罗周**。沙罗为重复循环的意思。古代巴比伦人所发现的一种日、月食大概恢复到同样状态的周期。因日、月食一定要发生在朔望和黄白道交点附近，所以沙罗周期要同时包含会合周期，即朔望月和交点月的公倍数，即 223 个会合周期，或只差 52 分钟便等于 242 个交点月，相当于 6585 ⅓日或 18 年 11⅓日(如果在这段时间内有 5 个闰年，就是 18 年 10⅓日)。这时太阳、月球和黄白道交点差不多又回到原来的相对位置，前一周期内的日、月食又一次重新出现。因沙罗周期不是日的整数倍，发生日食的地方要向西，同时也向南或向北移动，因而对同一个地方来说，平均要 300 多年才能见到同样的日全食或日环食。一个沙罗周期内平均交食 71 次，其中日食 43 次，月食 28 次。

天体地学

总　论

【天体地学】 geoscience of celestial body　运用地学原理和技术研究一切与天体有关的科学的总称。有时它被用作天体地球科学的同义语。

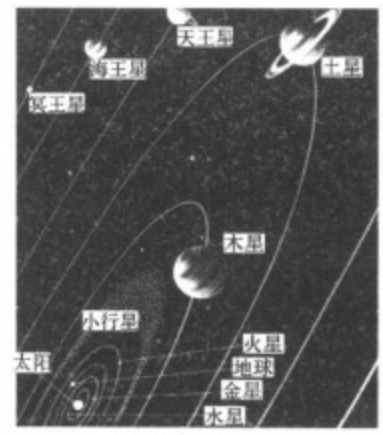
【宇宙地学】 cosmogeoscience　又称**空间地学**(space geoscience)。运用地学原理和技术方法研究宇宙中天体的各种自然过程相互联系的一门学科。是宇宙学和地学之间的边缘学科。前苏联西多莱柯(A.B.Сидоренко)认为,宇宙地学的研究目的是解释与地球有关的自然科学的各种过程的规律性,发现它们之间相互联系和相互制约的关系。它的研究方法是综合了各种天文和宇航新技术,以及由此取得的资料来研究地球上大气圈、生物圈、岩石圈和水圈中发生的各种过程及其形成机制,把宇宙中发生的现象和地球上的现象互相论证,统一为一个整体。根据研究对象不同,宇宙地学又可细分为下列四个分支学科:①研究岩石圈的宇宙地质学;②研究大气圈的宇宙气象学;③研究水圈的宇宙水文学;④研究生物圈的宇宙生物学。

【天体地质学】 geology of celestial body　又称**空间地质学**(space geology)。应用地质学、地球化学和地球物理学的原理和方法研究地球以外的各种天体,主要是研究太阳系中的凝聚体和气体的性质、成因和历史。是介于地质学和天文学的边缘学科,并属地质学的一门分支学科。研究内容主要有:①对其他星体(火星、月球等)进行遥感观测和现场勘查;②研究来自天外的标本(如陨石等)或带回地球的样品(如月岩)的化学组成、矿物形成和变化史;③研究太空地质作用在现在和过去对星体的影响(如陨石冲击、太阳能辐射、潮汐作用等),首先是研究陨石,其次是利用望远镜光谱学;④研究各天体的地质演变历史。在20世纪60年代和70年代,天体地质学的含义更为广泛。随着对行星研究的进展,又有了月球地质学、行星地质学、小行星地质学、陨石学等分科。

【天文地质学】 astrogeology　应用天文学的研究方法、观测资料和研究成果,探讨和解释地球上各种地质现象的成因和演化规律的学科。天文地质学所研究的内容十分广泛,是一门包括了天文、地质两大学科在内的高度综合性的边缘学科。天文地质学的基本任务是:①研究各种天文因素对地球地质发展的影响;②研究岩石圈与各种宇宙物理场(引力、电磁波、微粒流等)的相互作用及其对地球深部和生物圈、大气圈、水圈的影响;③深入研究地球的起源和早期演化的规律。也有人把天文地质学归于天体地质学的一个组成部分;但是两者的研究对象不同,目的任务亦有很大区别,故将天文地质学独立成为一个学科是必要的。

【天文地球动力学】 astrogeodynamics　用天文学方法研究地球的各种运动状态及其力学机制的一门学科。它是天文学与地学(包括地质、构造、地震、地质力学、地球物理、地球化学等学科)相互渗透发展起来的一门新兴的边缘学科。它所研究的运动包括地球的自转和公转运动,以及地球的大气圈、水圈、地壳、地球内部的物质运动。其机制涉及地球内部的物性、结构、运动、相互作用;地磁场和重力场的结构、变化;大气圈和水圈的物质运动等。天文地球动力学不仅具有基础理论研究方面的重大意义,而且具有很大的实用价值,诸如地球自转速度与极移的研究,地块变形和地块、岩块运动、板块运动和断层位移、地下矿藏和能源分布等方面都具有重要的实用价值。天文地球动力学研究的重要内容包括地球自转速度变化的规律和机制,极移的规律和机制,地块、岩块、板块运动及其推动力,固体潮参数的确定,地球重力场及其变化以及地球内部结构对地球运动的影响等方面。

【行星地质学】 planetary geology　运用地质学、地球物理学、地球化学等原理,研究太阳系各个行星(及其卫星)(见图)的物质成分、表面形态、内部构造及其形成机制和演化历史的学科。它是地质学和行星学的交叉学科,是20世纪下半叶人类通过发射宇宙探测器,到外层空间探测其他行星的地质状况,不断积累科学资料而发展起来的新兴学科。目前已有水星地质学、火星地质学等分支学科诞生。通过对行星地质的研究,有人提出行星的演化可划分为七个阶段的设想:①凝聚阶段:原始太阳星云中颗粒进行凝结、增大,形成星子;②星子交互作用阶段:由星子相互碰撞,集合成大于100千米的天体,在冲撞过程中对天体进行加热,太阳风可把部分挥发分吹掉;③吸积阶段:通过重力吸引周围的小天体形成行星;④强烈对流阶段:进行重力分异,形成星核、星幔,使原来的不均匀性得到调整;⑤板块构造阶段:对流继续进行,形成星壳;⑥最后火山活动阶段,无板块活动,但仍有足够的热使岩浆冲破岩石圈,形成火山爆发;⑦平静阶段:无火山活动,具厚的岩石圈。



太阳系行星图

【比较行星学】 comparative planetology　通过对各行星进行相互比较,研究整个太阳系及其各个行星的起源和演化的学科。伽莫夫(G.Gamov)于1959年最先使用这一术语。他指出,诚如比较解剖学通过将人类器官与大象和蚊子的相应器官相比较,能使生物学家更好地认识人类器官一样,比较行星学也将帮助我们更好地认识地球。比较行星学的根本目的是用诸如质量、密度和距太阳的距离等几个观测参数,来推断行星体的整个演化历史。因此,首先要辨别出哪些参数对确定行星演化历史是主要的,然后才能对太阳系及其各行星和卫星的共性和差异性及整体历史演化进行分析和恢复。

【比较行星地质学】 comparative planetary geology　运用地质学理论和技术方法对太阳系行星体(包括卫星)的物质组成、结构构造、成因机制及演化历史进行比较的学科。其根本目的在于通过对比它们的异、同点来推断行星体的整个演化历史,也帮助

人们更深入地认识地球。

【类地行星大气起源】 origin of atmosphere of the terrestrial planets 指类地行星气体外壳的物质来源、形成历史和演化。行星大气起源,大致可分两种假说:内源说(或次生说),认为行星形成时吸积了挥发物,后因行星内部的热过程而使挥发物排放出来,形成大气圈;外源说(或原生说),认为行星在形成期就得到外来气体而成为原始大气圈。按外来气体源不同又分为:原始星云、太阳风、小行星-彗星的陨落三种假说。原始星云说认为,行星形成后有足够强的引力场,把其邻近的原始星云气体吸积在其周围而形成大气圈。太阳风说,认为行星长期俘获太阳风而形成大气圈。小行星-彗星说,认为含挥发物的小行星和彗星陨落到行星时,其挥发物蒸发而形成大气圈。类地行星大气起源可能是上述两类、五种假说中某一种或几种假说综合形成的,但因其引力场不强,绝大部分原始大气已经逸散,现在的大气主要是次生的,这就涉及内部排气、物理化学(太阳辐射产生光化学反应、大气与表面岩石作用)等复杂过程,地球大气更有生物过程参与。

【类地行星内部结构】 internal structure of terrestrial planets 类地行星的整体物质构成和分布特征。它的平均密度都大于 3.0 克/厘米^3,主要由硅酸盐和含铁物质组成,都发生了分异作用,形成了核、幔、壳圈层结构(见表)。核的相对大小一般随与太阳距离增大而减小。水星、金星和火星的化学成分可粗略地据其平均密度反映其内部结构的差异,行星的铁/硅酸盐含量比的变化趋势。类地行星的质量、能源及外部环境等都将影响其演化,导致内部结构的差别,其结果不仅使它们的核、幔、壳所占比例不同,而且各圈层、尤其是核的成分也可能有所差异。

类地行星的内部结构表

名称	平均密度 $g\cdot cm^{-3}$	壳厚度 km	幔厚度 km	核-幔边界的温度和压力	核半径 km
水星	5.43 (5.4)	约 450	约 200	1400 ~ 2000K 约 100×10^8 Pa	约 1800
金星	5.25 (3.9 ~ 4.7)	约 100	约 3000	约 4000K 约 1400×10^8 Pa	约 3000
地球	5.52 (4.0 ~ 4.5)	5 ~ 70	2900	约 4000K 约 1400×10^8 Pa	3471 (内核 1400)
月球*	3.34 (3.3)	60	约 1400	约 1000 ~ 1500K 约 50×10^8 Pa	350
火星	3.95 (3.7 ~ 3.8)	约 30	约 1500 约 2000	约 1000 ~ 1500K 约 $(250\sim300)\times10^8$ Pa	约 1900(Fe-FeS) 约 1400(Fe-Ni)

* 月球是地球的卫星 引自胡中为等,1998

【类地行星幔特征】 mantle's feature of terrestrial planets 类地行星幔的物质构成、物质分布和物理特性。类地行星中的地球、金星和火星的幔厚度较大,金星与地球相近,月球、火星略小,水星最小。核幔边界的温度和压力亦然。它们可能均为固体,局部熔融。其物质成分相近,均主要为硅酸盐或硅酸盐加铁组成。

【类地行星核特征】 core's feature of terrestrial planets 类地行星核的物质构成、物质分布和物理特性。类地行星中地球、金星、水星和火星的核的厚度较大,其中地球、金星最大且相近,水星、火星相近,居次,月球最小。水星、金星核部可能呈熔融状态,与地球外核状态近似,而月球、火星核可能为固体。它们均为铁-镍或 Fe-FeS 形式的物质,但比例可能不同,如水星有很大比例的铁核,而月球核很小并可能是含较多轻元素的铁核,地球核更独特,不但含铁-镍比例大,而且分为液态外核和固态内核。

【类地行星热历史】 heat's history of terrestrial planet 类地行星的能量来源、相互作用和演化历史。类地行星热历史与各种热源(行星吸积时的引力势能转化的热能、潮汐加热、感应电流加热、放射性核素加热等)有关,托克索斯(Toksoz)等提出了类地行星热演化模型,阐述了水星、金星、火星、月球、地球等热演化的历史。

【类地行星地质演化史】 geologic evolution history of terrestrial planet 类地行星的火山、岩浆、构造等地质现象的演化历史。类地行星的演化过程可分为五个主要阶段:第一阶段,大约在 46 亿年以前,行星形成,发生核部分离作用。第二阶段,形成完整的行星壳层并在晚期发生强烈撞击。如月球高原、水星坑间平原和火星密集撞击坑地貌都是该阶段形成的全球壳层的残余物。第三阶段,为二次分异作用,也即玄武岩喷发阶段,形成月海玄武岩、水星上的平坦平原和火星上的北部平原等。第四阶段,持续的构造、火山活动。火星上形成像塔尔西斯地区的壳层隆起、水手谷和奥林匹斯巨大盾形火山等,但尚未达到板块构造阶段即已停止了活动,现今地质活动不活跃。第五阶段,板块构造活动阶段并持续活动、演化至今。地球可能是唯一达到板块构造活动阶段的类地行星,并使地壳物质再次循环(地壳再分异作用)。对金星的认识还没有像其他类地行星那样清楚,然而,金星的质量与地球相近,比其他类地行星更接近地球,现有资料表明,金星很可能至少达到演化的第四阶段。也可将行星演化划分为七个阶段:①冷凝阶段(气体中的微粒固结、凝聚成直径小于 100 米的块体);②星子相互作用阶段;③行星形成阶段(包括星体下落引起的加热作用,即撞击);④强烈对流阶段;⑤板块构造阶段;⑥晚期火山活动阶段(无板块运动)⑦内部静止阶段。

行星地质

【水星】 Mercury 见 26 页"水星"。

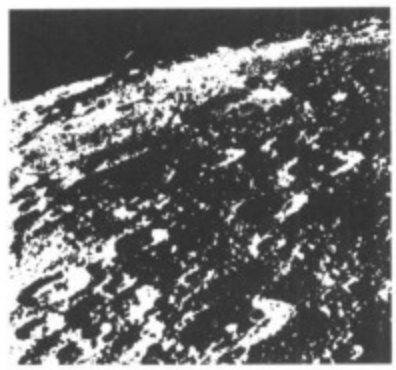
【水星地质学】 Mercury geology 运用地质学原理和技术研究水星的组成、性质、成因和演化历史的科学。

【水星大气】 Mercurian atmosphere 水星的气体外壳。行星探测器水手 10 号的紫外分光计,检测到水星表面有总压力小于 2×10^{-7} 帕的极稀薄大气,主要成分是 He、Ar、Ne,一般认为 He、Ar 可能来自水星内部 U 和 K 放射性衰变,由于水星重力小,难以大量吸住它们;同时由红外辐射仪测得的白昼高温(达 427℃)也促使它们逸去。水星大气没有水分,可能是由于温度高、引力小,即使有水星内部释放出水也不能保留住。

【水星磁场】 Mercurian magnetic field 1974 年水手 10 号到达水星上空时碰到强烈的弓形冲击波,证明水星有磁场存在。在向水星逼近的飞行中,仪器读数从行星际磁场 1 ~ 4 纳特上升到 (18 ± 2)纳特,在弓形波区达到 40 纳特,到距水星 704 千米高空达 98 纳特,为辐射带最大值。由此外推到水星表面应当有 100 ~ 200 纳特的磁场(不到地球的 1%),相当于一个中等磁场。水星磁场的存在,暗示应有一个熔融的金属核存在。不过,水星自转速度缓慢,很难使熔融金属核产生强电流,故水星磁场成因问题尚待研究。

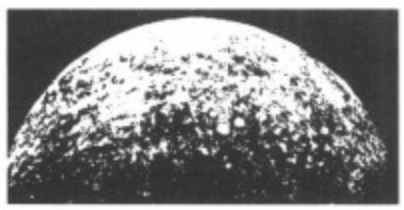
【水星表面特征】 surface feature on Mercury 水星表面的景观、形貌、地理及分布特征。水星表面是固体物质,覆盖着薄层表土(似土壤),表面有许多圆形的盆地和撞击坑(多数有明显的辐射纹)(见图)。水星表面反照率为 8% ~ 12%,与月陆差不多,故明暗反差不大,这是因为水星表面没有大的地势起伏,也没有暗色岩充填在盆地里的缘故。但水星表面常出现长而高的断壁,有的高 2 ~ 3 千米,长几百千米,多呈弧形,可能是水星壳

收缩时均衡调整派生的挤压断层。由于大气极为稀薄，故水星表面温度变化剧烈，赤道区白昼正午为 427℃，下午降到 187℃，黎明前低到 -183℃，温差达 610℃，是九大行星中温差最大者。有人说水星表面应有一层疏松多孔的绝热层，导致迅速失热，其实可能是水星自转较慢，有充分时间来加热和散热的缘故。水手 10 号在与水星三次逼近时获得 2700 张以上有用图像，编制了全部亮半球镶嵌图。由图可见，水手 10 号第一次飞近水星的图上密布着撞击坑，外貌类似月球；在水手 10 号飞离水星的图上可见广阔的平原景象。



水星表面的撞击坑

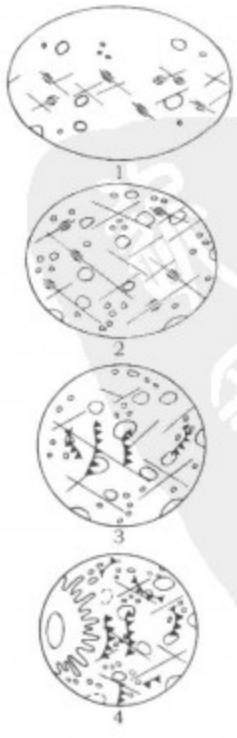
【水星撞击坑】 Mercurian impact crater　水星表面分布着的大大小小的圆坑（见图）。大的直径可达 200 千米，平底，有中央峰，再大的则过渡为盆地。直径为 100 ~ 200 千米的水星撞击坑多呈双环状（两个环壁），多为平底；直径小于 100 千米则多为碗形圆底坑，也有中央峰且大多有明显的辐射纹（比月球撞击坑辐射纹多得多）；直径小于 10 千米的水星撞击坑为数很多；直径小于 1 千米的多半是次生撞击坑，常呈串珠状、链状、放射状分布。水星的次生撞击坑距离原生冲击坑近，这是因为水星重力比月球重力大之故。水星撞击坑是由小天体撞击形成的，南半球比月陆的撞击坑密度大。有辐射纹的水星撞击坑多搭叠在老的冲击坑之上，水星新撞击坑周围的较古老表面特征比月球古老表面保存得更多，水星表面的撞击坑从新到老都可清晰见到。



水星撞击坑

【水星盆地】 Mercurian basin　水星表面低洼平坦的地貌类型。水手 10 号发现水星表面有 17 个盆地，直径大于 230 千米以上，盆地轮廓不清晰，只有在明暗界线附近才容易辨认。这些盆地的底部平坦，撞击坑很少。水星盆地平原物质和其他部分（崎岖山地）的反照率均为 8% ~ 12%，不像月海、月陆那样分明，由此可知，水星盆地里没有暗色熔岩充填。水星盆地直径一般不超过 440 千米。只有**卡路里盆地**（Caloris Basin）直径达 1300 千米以上，这是一个多环盆地，外、中、内环呈环形阶梯式，环壁不显著，有弧形破裂和辐射形浅沟。水星盆地的成因可能与小天体撞击有关，但缺少中央峰。

【水星全球构造】 Mercurian global tectonics　水星表面全球性的断裂、褶皱、火山、山体等。据水手 10 号拍摄的水星图像（见图）发现高耸的叶片状悬崖，横跨水星表面达数百千米（平均长约 75 千米），这一现象仅水星才有，且是除地球之外水星为惟一全球压缩的行星。叶片状悬崖为 20 ~ 70 千米不等，长约 3 千米。悬崖与一般断崖不同，它往往切入各种地形，有时导致陨击坑环边错移，移距约 10 千米，并使陨击坑直径缩短。据此认为，引起全球压应力机制为：①冷却收缩；②转速变慢。根据水星半径收缩，旋转速度变慢的特点，可把水星全球构造的发展由老到新划分为四个阶段（见图）：①在水星早期，存在一个厚度小于 100 千米的岩石圈，当时水星自转周期为 20 小时，由于太阳潮汐作用和自转速度比现今要快得多，使岩石圈产生应力，形成了主要走向为 N40° ~ 70°W 和 N40° ~ 60°E 的共轭走向滑动断裂，开始在赤道（见图 1）后向极区伸展（N20° ~ 60°W 和 N30° ~ 40°E）；②水星旋转速度逐渐减小，发生经向收缩（约 0.1% ~ 0.2%），平移断层继续向极区移动（见图 2），这个阶段开始了大规模陨石冲击；③水星进一步收缩，产生逆断层，形成了构造断崖，大致沿南北向伸延，亦从赤道开始（见图 3），向两极伸展，到极区时方向有所变化（见图 4），停止了大规模陨石冲击；④在水星停止收缩后，形成了卡路里盆地。



水星全球构造发展阶段示意图

【水星内部构造】 Mercurian interior structure　指水星核、幔、壳的结构。根据水星体积小、密度大的特征，推断其内部应有一个占水星半径 3/4 ~ 4/5 的金属核，表面有一层富铁硅酸盐外壳，其间为水星幔。因水星有磁场，显示水星有过熔融的铁核和内部有对流活动。

【水星核】 Mercurian core　水星最内层的富铁核，占水星体积的 50% ~ 88%，半径占水星半径 75% ~ 85%。水星有磁场，证实了铁核处于熔融状态。水星经历过分异作用。从水星表面没有任何现代火山作用等看，水星核的外圈可能是固体的。

【水星幔】 Mercurian mantle　水星的中间层。幔和壳的总厚度为500 ~ 600千米，其中幔的厚度约占 2/3。在幔核界面层，物质成分由硅酸盐、铁组成，物质密度有一个跃变，温度1400 ~ 2000开，压力约为 10^{10} 帕。

【水星壳】 Mercurian crust　水星的最外层，由一层硅酸盐组成。幔壳的总厚度为 500 ~ 600 千米，而壳厚度约占 1/3。

【水星地质演化模型】 model of Mercurian geologic evolution　对水星地质演化过程描述的理论。由于水星表面尚无同位素年龄资料，与地球演化也难以对比。然而，利用叠置、交切关系、撞击坑形态和数量可以得到水星表面的相对年龄。可以卡路里事件为基准，同月球上的雨海事件一样，卡路里事件提供了有用的时代标准。溅射物从卡路里盆地向外延伸 1000 千米以上。前卡路里期的水星表面主要是大盆地和同时普遍存在的坑间平原，而后卡路里期的表面主要是撞击坑和平坦平原。水星地质演化可分为六个阶段：①水星可能与地球和月球同时约在 46 亿年前从原始太阳星云中聚集形成，但可能有更多铁质均匀吸积到水星；②水星形成开始的 15 亿年分异形成核、幔、壳结构，约 20 亿年终止了大规模的部分熔融，形成大的铁核（占水星半径 3/4）及熔融的硅酸盐幔，幔外部冷却为薄的固态岩石壳；之后水星膨胀及严重遭受陨击，产生水星壳断裂、火山沿断裂喷发，形成坑际平原；③水星壳收缩挤压和末期陨石的大规模撞击，卡路里盆地形成；④之后不久，新的火山喷发填充卡路里盆地及其他平坦平原；⑤水星进一步冷却和收缩，火山通道封闭；⑥之后，除零散和小规模陨石撞击产生具有辐射纹陨石坑外，整个水星不显活动迹象，并长期持续，也不见火山和构造活动。可见，由于水星的内部结构与月球不同，与地球更不同，水星的构造状况、内部动力学及地质演化也不同于月球和地球，而显现水星的表面构造系统及广布的古老坑际平原，导致水星内部物质结构分异、重元素下沉，水星表面较月球贫铁和钛。

【卡路里事件】 Caloris event　在水星表面形成规模最大的卡路里盆地时期发生的陨击事件。

【金星】 Venus　见 26 页“金星”。

【金星地质学】 Venusian geology 运用地质学原理和技术研究金星的物质组成、结构构造、成因及其演化的学科。由于金星总是为云雾笼罩着，飞往金星的宇宙飞船大多只能探测金星大气圈的资料，对其表面只是根据雷达获得一些资料，对其内部和历史尚了解甚少。

【金星大气】 Venusian atmosphere 金星的气体外壳。通过金星掩星现象估计有 65～100 千米厚的大气层（见图）存在。但对大气成分、气温、气压均系间接推测。1967～1969 年前苏联金星 4、5、6 号探测器试图在金星着陆，但途中失败了。1970 年和 1972 年金星 7、8 号软着陆成功。在着陆过程中检测到的金星大气成分是：CO_2 95%～97%，N_2 < 3%，O_2 < 0.1%，NH_3 0.01%～0.1%，H_2O < 1%。1978 年底，金星 11、12 号在着陆下降中还检测到大气中有氩的同位素 ^{36}Ar 和 ^{40}Ar，两者比值较地球高200～300倍，说明金星物质和地球物质的化学演化程度很不一样，这与金星高温、高密度的大气有关。从地球上对金星大气层的紫外线观测发现有 SO_2，可能存在硫酸雨。金星号测得 45 千米高空风速为 180 千米/小时；10 千米高空为 7.2 千米/小时；而赤道区大气顶部风速达 250 千米/小时。25 千米高空温度为（50 ± 10）℃，压力为 2 大气压（1 大气压 $\approx 10^5$ 帕），金星表面附近的气温达 446℃，气压 88 大气压。金星大气上部有电离层，但很弱，水手 10 号（1974 年）检测到最大电离度，在白昼为 30 万电子/厘米^3，夜晚为 1 万电子/厘米^3。还摄得金星大气有亮暗螺纹云带（亮度差达 30%），云带有 1000 千米宽，顺着自转方向以赤道面对称分别向两极散开，这是由一个宽 100～500 千米的“台风”吹出来的，其中心叫**金星眼**。


金星表面及大气云层

【金星大气层结构】 structure of Venusian atmosphere 金星的一个探测器测出有四层云层：上云层为布丁状云层，高度为 68～58千米；中间云层，高 58～52 千米；下部浓云层，高 52～48千米；下部薄雾层，高48～31千米。31 千米以下的大气层特别晴朗。此外，在其他地方还发现一个上部薄雾层。推测云层主要组成为：水滴、水冰、二氧化碳冰、一氧化碳、汞的卤化物、铵的氮化物、氯化铵、硅酸盐尘粒、碳酸盐颗粒、甲醛、碳氢化合物小滴、部分水化三价铁的氯化物和盐酸。

【金星酸雨】 Venusian acid rain 金星大气中硫氧化物等酸性组分凝结成酸性液体降落到金星表面，称为金星酸雨。金星号的探测资料表明，云层中颗粒的粒度可分为三个级别，表明组成薄层和云层的成分不同：颗粒直径为 1 微米或更小，颗粒直径为 2～3 微米，颗粒直径为 7～8 微米。最小的颗粒存在于所有云层和薄雾中；粒径为 2～3 微米的颗粒存在于上部、中部和下部云层中；粒径为 7～8 微米的颗粒仅存在于中部和下部云层中，其折射率为 1.44，并可能是浓度为 80%～85%的液态硫酸，这与在地球上对金星大气层的紫外线观测结果一致，金星大气中有二氧化硫，可能存在硫酸雨。粒径为 2～3 微米的颗粒也可能是硫酸或硫磺。最小的颗粒可能是硫磺和尘雾碎屑组成的具挥发性和非挥发性成分的复合颗粒。超微的尘雾颗粒可存在于硫酸云层顶上，形成上部的薄雾层。此外金星大气中还有盐酸、氟化氢（腐蚀性气体）等。

【金星表面环境】 Venusian surface environment 金星表面形貌、大气物理特性的总称。金星表面温度很高，达 450～470℃，昼夜温度变化不大，说明金星大气热容量很大，温室效应显著。雷达图像上出现的亮区代表金星表面上的糙斑，为表面凸起或者凹陷。金星表面有陨击坑，探测到最大的直径为 160 千米，能分辨的最小的直径为 35 千米。金星表面发现有火山口和长达 1500 千米的沟，似为裂谷。金星 8 号着陆点物质密度约 1.5 克/厘米^3，雷达图像上是角砾块和碎屑（见图）。X 射线探测表明金星表面有花岗岩存在。据 γ 射线光谱分析，金星表面物质成分有 K 4%，U 约 200×10^{-6}，Th 约 650×10^{-6}，U/Th 比值相当于花岗岩和页岩的含量，推测金星壳由富硅酸盐物质组成。金星表面地势起伏不很大，没有明显的地形结构，这可能是由于表面温度很高，岩石强度不大，易产生塑性流变，所以无大的山脉。金星大气尽管很浓密，但仍可让部分阳光透过。


金星表面岩石角砾

【金星温室效应】 Venusian greenhouse effect 指金星大气中 CO_2、H_2O 等气体吸收了太阳能量后，使金星大气温度上升的物理效应。金星大气层的云层顶部温度约 -50℃。随高度降低，温度直线上升，至金星表面，其温度达 420～480℃。金星表面的压力约 10 兆帕，相当地球大洋海平面以下 1000 米深处的压力。由于大气圈密度高，整个金星表面温度几乎是一致的。金星大气和金星表面的温度很高，其原因有各种推测，比较流行的有萨根（C.Sagan）和波拉克（J.B.Pollack）按温室效应原理提出的模式：大气为太阳光辐射透射，金星表面受日照强烈加热相当大热能，由于红外辐射被二氧化碳和水吸收，在大气内部储集热量，进一步表面加热使岩石圈“热变质”释放出更多 CO_2 和 H_2O，导致温室效应时的“逸失”环境。

【金星磁场】 Venusian magnetic field 金星上存在的弱磁场。它在赤道处的磁场至多为地球磁场的 1/1000（小于 0.0003 高斯）；金星的偶极磁矩小于 10^{21} 高斯·厘米^3，即不到地球磁矩（7.9×10^{25} 高斯·厘米^3）的 1/1000（1 高斯 = 10^{-4} 特）。

【金星磁层结构】 structure of venusian magnetosphere 金星磁场的极性、强度、分布等特征。由于金星电离层与太阳风相互作用，金星有磁层，磁层顶在 1.1 倍金星半径处（而地球磁层顶在 10 倍地球半径处），磁层内有来自太阳风和金星大气的等离子体。

【金星土壤】 Venusian soil 金星表面岩石受风化产生的碎屑物质。根据雷达探测和着陆探测资料，金星表面物质的介电常数与硅酸盐土壤的介电常数值一致（金星 8.94010）。前苏联三个着陆点的 γ 射线探测表明，金星表面物质中铀、钍、钾的丰度与地球中性岩丰度相似。金星 10 号着陆点表面物质密度为（2.8 ± 0.1）克/厘米^3，与硅酸盐火成岩数据一致，与据电解质常数推断的（2.3 ± 0.4）克/厘米^3 相近。在平原区着陆的金星 8 号获得了大量类似花岗岩成分的土壤样品。金星 9 号和 10 号在 Beta 区东缘附近着陆，着陆点为戈壁滩。金星 9 号着陆在斜坡上，拍摄的照片上显示一堆带棱角的石头，其宽度达 70 厘米，厚度小于 20 厘米。很多石板有尖锐边缘并显示层状痕迹，石板间为比石板较暗的细颗粒组成。金星 10 号着陆点是由细粒基质分隔的分散露头组成的平原。在一个平坦、反射率较高、均匀物质的原地，呈现成层构造，熔岩为反射率较低、未固结的细粒物质所围绕。后者显然是压实了的疏松物质，着陆碰撞时还扬起一阵尘埃物质，在大气圈中数分钟后才沉降下来。可见，金星表面至少三个着陆点有细粒物质和大的

岩石碎块。金星表面物质是成分相异的硅酸盐岩石。

【金星地貌特征】 Venusian geomorphic feature 金星表面起伏形态的描述。金星表面主要地貌类型包括平原、山脉、高地、狭谷、山脊、火山和陨击坑等。金星60%表面积的高程差不超过500米，仅5%的高程差大于2000米。金星南北半球地貌差别显著：北半球主要为多山脉、少陨击的高地，南半球则主要为平坦的、多陨击的平原。金星赤道地区有多种多样的地形，包括宽160千米、深500米的撞击坑；宽120千米、深1.5千米、长至少为1500千米的狭谷；长860千米的曲线山脊，以及杂乱地形可能是火山构造等。在金星地形中高地占8%、低地占27%、起伏平原占65%。

【金星高地】 Venusian highland 金星表面相对高而平坦的地貌类型。金星表面最大的高地叫伊什塔高原（Ishtar Terra），其中心位于金星经度340°E，纬度70°N，面积6000千米×2000千米，比地球表面最大的青藏高原或美国的面积还要大。该区的东、北、西部有三个山脉：东部麦克斯韦山脉是金星表面最高山脉，达11100米，比地球表面的喜马拉雅山的珠穆朗玛峰还高1000米多；北部山脉高约3000米；西部山脉高约2000米。第二大高地是阿夫罗迪特高原，位于赤道南一点，经度70°~210°E，面积约为非洲的一半，长3000千米，地形崎岖，可分三个区域：西部山脉高达5500米；中部复杂山脉较低；东部是弯曲山带，高达5700米，由很宽的鞍状复杂脊系分隔开，像地球上大洋中脊那样的地壳增生区。

【金星低地平原】 Venusian plantial 金星表面相对低而平坦的地貌类型。金星表面最辽阔的盆地是亚特兰大平原，中心为65°N、165°E，大约有墨西哥湾那么大，其表面低于平均半径1400米，陨击少，类似月海的火山平原。金星的南半球主要是低洼的起伏平原，其起伏小于3000米，有许多山丘、长脊和狭谷。有一些陨击坑，常见绰号“冕”或“卵形”。

【金星撞击坑】 venusian impact crater 金星表面受陨星撞击形成的低洼盆地。由于图像分辨率不高，金星表面的撞击坑和火山口的形态只能结合邻近表面特征加以判断。已确定环形构造大多为撞击坑。在高地平坦表面上，大撞击坑密度为月海的10%~20%。例如，哥伦布撞击坑，直径34千米，在麦哲伦号雷达图像（分辨到200米）上呈现清楚的中央峰、坑环的内阶状壁、平坦坑底，表明其为侵蚀很少的年轻撞击坑。

【金星内部构造】 Venusian interior structure 金星内部的物质构成和分布特征。有多个金星内部构造模型。一般认为金星形成后的最初10亿年分异，形成铁镍核。岩石圈很薄，下部为部分熔融的上幔（软流层）及固态对流的下幔。外核可能是部分的熔融，内核是固态的。表面热流为7.7×10^{-6}焦/厘米^2·秒。在质量上金星壳占1%，金星幔占68%~78%，金星核占21%~31%。内部温度在1700千米深度附近可达2000~2700℃，就会熔化而发生岩浆活动及火山作用。按热梯度推论金星中心应有一个可以流动的镍-铁核，从而会产生磁场并会捕获太阳粒子构成辐射带，然而到目前为止还没有可测知的磁场。这可能有四个原因：①金星自转很慢，未达到发生磁场的运动速度；②需要卫星作为驱使金星核电流穿过进动转矩的能源；③金星核已经固结；④金星磁场可能正处在倒转期，磁场强度很低。

【金星核】 Venusian core 金星的最内固体层。根据柯兹洛夫斯卡娅的金星内部结构模型，金星核厚度为2827千米，密度为11.6~14.2克/厘米^3，压力为3300×10^8帕以上，铁核占金星总质量的24.6%。

【金星幔】 Venusian mantle 根据柯兹洛夫斯卡娅的金星内部结构模型，金星幔厚度为3208千米，密度为3.315~5.55克/厘米^3，压力为1355×10^8帕，金星中35%的铁存在于幔层中。

【金星壳】 Venusian crust 根据柯兹洛夫斯卡娅的金星内部结构模型，金星壳厚度为16千米（一般认为100千米），密度为2.8克/厘米^3。

【金星地质热历史】 geologic and heat history of Venus 指金星地质和热的演化过程。对其历史的探讨主要根据已知其他类地行星的资料进行推测。设想金星于约45亿年前形成的。根据金星着陆点的钾、铀和钍的丰度，可能具有与地球相同数量的放射性元素而且它们大小相近，因而推测金星与地球有相似的热和地质演化。马舍斯基等（1980）主要根据先驱者-金星号雷达的资料，提出金星地质-热历史的地质事件的可能顺序为：①分异作用形成金星的花岗质壳，随后陨石对壳进行高密度的撞击；②外壳再分布，可能由于壳幔对流，在低地区形成薄的壳，而在高地区形成厚的壳；③由于局部幔柱或对流中心上的隆起和喷发作用，形成高地；④在波状平原里的低地区和撞击坑里，其成分可能为玄武质的熔岩或细粒物质，或两者兼有的充填作用；⑤与Beta区伴生的盾状火山的形成；⑥断续的构造活动和阶段性火山喷发。尽管高温能引起岩石塑性流动，但仍有很大地势起伏的构造和火山地形，表明金星仍有较强地质活动，但没有地球那样全球性板块活动迹象。这可能是金星在早期历史时期失水导致其内部有较高温度。较高温度会引起较大分异作用和形成较厚的岩石圈层，后者可能形成单一的全球性“大陆”而阻止板块构造活动。金星和地球之间的显著区别可能起因于它们原始条件不同。因此，更深入认识金星的演化将更加有助于对地球演化的了解。

【火星】 Mars 见26页“火星”。

【火星地质学】 Martian geology 运用地质学原理和技术方法研究火星的物质组成、结构构造、成因及其演化的学科。从17世纪初期（1610年）伽利略第一个用望远镜观察研究火星以来，人类发射了一系列探测器对火星进行较系统的探测，特别是海盗-1、海盗-2、火星探路者和火星全球勘探者，对火星的大气、地貌与地形、土壤与岩石、物理场与内部结构进行了较全面的探测与研究。近年对火星又发射了勇士号和机遇号，并于2004年成功着陆，推动了人类探索火星上有无水或生命等的序幕。

【火星大气】 Martian atmosphere 火星的气体外壳。火星大气厚度至少有几万千米，大气密度很稀薄，表面气压平均仅700帕，比地球大气小100~150倍，大半时间比较清澈，在低纬度高山地带发现有低云。大气成分为：CO_2 95.3%，N_2 2%~3%，Ar 1%~2%，O_2 0.1%~0.4%，H_2O 0.01%~0.1%，还有少量CO和H，以及微量CH_4，Ne，Kr，Xe等。这些气体都是由火山作用、排气作用从火星内部释放出来的。在低纬度高山之巅，水汽凝成水冰云，在极区凝结成水冰和干冰（固态CO_2）。离表面2万千米高空有原子H和O，是CO_2和H_2O在太阳紫外辐射下，经光致电离作用形成的。在300千米高空有电离层，电离浓度最大处位于125千米高空附近。在极地和高纬度区上空有少量O_3（0.1×10^{-6}）集中。据计算，光致电离分解作用每天损耗水分约有380立方米，相当于在整个火星表面铺上一层厚10~20微米的连续水层。大气温度在250千米高空为-3℃，在135千米高空为-138℃。但火星大气温度并非到处一样，决定于纬度、高度、清洁度等因素。清洁大气比含尘多的大气温度变化大，这是因为尘埃有吸热保温作用。全

球平均温度为 -63℃，大气压力平均为（5～7）×10^2 帕（在低洼地区局部较高）。由于各处气温不同，气压也有差异，因此火星大气在不断流动，一般低速度为 1.1 米/秒，高速度可达 7.2 米/秒，相当于地球上 4～5 级风，平均 4.3 米/秒。最大风速达 75 米/秒以上时便出现风暴，致使 100 微米尘沙卷到 30 千米高空，尘沙蔽天，形成尘暴，历时可达几天至几周，在此期间火星表面模糊，难以摄取照片。根据温度和压力分布，可把火星风场大致编绘出来。尘暴可以加强火星表面的风力地质作用。

【火星尘暴】 Martian duststorm 火星表面尘埃在剧烈的大气运动下形成的尘暴现象。火星大气虽然比地球大气稀薄，但是比较活跃，有时剧烈运动，扬起大量尘埃，形成尘暴。每个火星年约发生上百次区域性尘暴，主要在季节性二氧化碳极冠边缘和亚热带高原地带。有时几个区域性尘暴联合起来发展为全球性尘暴，可持续几周。1970～1980 年火星上发生过 5 次大尘暴。1971 年 9 月下旬至 12 月下旬，出现了一次大尘暴，先是南半球中纬度地带兴起一片黄云，10 月上旬扩展到整个火星，除极冠明亮区外，其余表面模糊不清。这是自 16 年前发生过一次全球尘暴以来的又一次全球性尘暴，而且是火星尘暴记录史上最大最长的一次，命名为“1971 年大尘暴”。这次尘暴很难用地球尘暴的标准来衡量，估计风速达 270 千米/小时，相当于特大强台风，粒径 10 微米的尘土扬起悬浮在几千米高的空中，历时几个月，大气浑浊，反照率 0.3～0.4。尘暴最盛时，亚马孙平原—塔尔西斯高原区域内的四座大火山顶（高度 6000～8000 米），仍显现在尘云背景之上。这次尘暴直到 1972 年 1 月上旬才完全平息。尘暴不改变大气温度，而且尘沙成为水汽和二氧化碳的浅凝聚核，最终沉降到极区。

【火星磁场】 Martian magnetic field 火星内部产生的磁现象。根据火星与地球的对比研究，认为火星有一个金属核存在，预测火星应有一个中强磁场（约为地球磁场的 10%～15%），但宇宙飞船仅检测到弱磁场，其强度为地球磁场的 0.1%～0.2%。近年的探测证实，火星没有一个全球性偶极磁场，却存在众多的局域性的偶极磁场。因此，火星是具有众多局域磁场组成的多极磁场的行星。故火星不存在辐射带。

【火星磁层结构】 structure of Martian magnetosphere 火星磁场的极性、强度及其空间分布。火星的磁场很弱，磁矩比地球至少弱 5000 倍（约 1.4×10^{22} 高斯·厘米^3，1 高斯 = 10^{-4} 特），赤道处场强约 0.0004 高斯。如同金星磁层那样，太阳风与火星大气的电离作用，形成不大的磁层，产生弱的弓形激波及其他等离子体。

【火星大气层结构】 structure of Martian atmosphere 火星大气的物质构成和分布。海盗号探测器在火星大气层降落过程中获得了大气温度的垂直分布。在火星大气低层，自火星表面向上，温度随高度增加而降低，温度梯度为每千米 1.6～1.8℃，与地球大气对流层相似。40～80 千米高空，温度在 -70℃附近变化，有一系列冷暖层，与太阳辐射加热和潮汐作用有关；火星对流层厚度也随地域和季节而变化。火星大气没有地球大气那样的臭氧层和中层。更高层大气的温度又有增加。在高达 130 千米附近的电离层，尤其是下层，O_2^+ 占 90%，CO_2^+ 占 10%，其高度和温度也有较大变化。发生尘暴时大气温度变化很大。火星大气中 CO_2 也有温室效应，可使表面温度提高 50℃。

【火星重力场】 Martian gravity field 火星重力强度的分布。火星表面重力平均值为 3．83 米/秒^2，为地球重力值的 38%，但根据重力加速度引起水手 9 号轨道摄动而计算得的实测值却有复杂的变化，这种偏差与内部质量非均匀分布有关。然而，把水手 9 号沿南纬 15°飞行实测的重力场变化值做出的曲线，与地球上雷达在同一纬度上测得的火星表面起伏曲线却相当吻合，由此证明实测的重力变化与火星表面自然起伏之间有密切关系，所做出的重力等值线图基本上反映了火星表面高度变化情况。

【火星表面温度】 Martian surface temperature 火星表面大气温度。火星表面温度总体看来随纬度而异，并有昼夜变化和四季变化（因自转变化和自转轴倾斜约 25°）。海盗 1 号（1976 年 7 月 20 日在 22.4°N、47.5°W 着陆）测得昼夜温度分别为 -34℃和 -85℃；海盗 2 号（1976 年 9 月 3 日着陆点在 47.97°N）测得昼夜温度分别为 -30℃和 -81℃，昼夜温差均为 51℃。在最大照度时水手 7 号和 9 号测得赤道为 17℃，到极冠附近减至 -43℃。四季温度变化在中纬度冬夏温差 20～40℃，极区约 30℃。由于火星表面物质的粒度、颜色等不同，实测温度与理论模型计算温度有明显差异，以 25°N 为例：理论温度最高时在正午，为 12℃，最低时在晨 5 时，为 -98℃；而实际上传感器测得温度最高时在下午 3 时，为 -13℃，最低时在晨 5 时，为 -68℃。实测温差比理论温差小得多的原因也与火星大气尘埃吸热的温室效应有关。较暗黑的“海”的温度较明亮的“陆”的温度高一些。

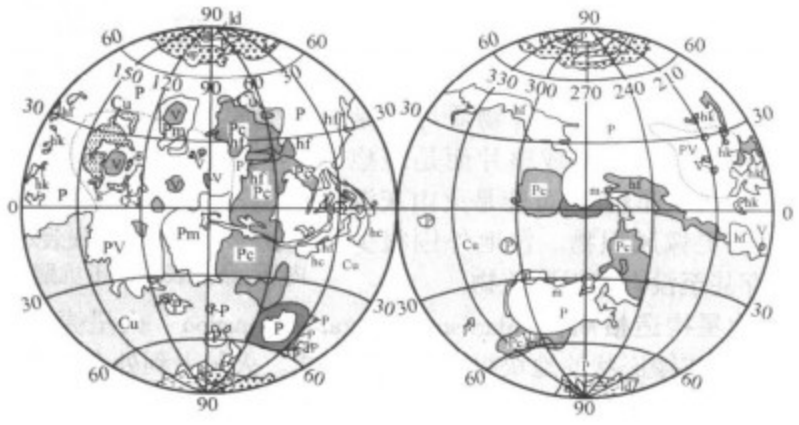
【火星表面成分】 composition of Martian surface 火星表面固体物质的化学和矿物构成。水手 9 号红外线资料证实，火星表面有冰或风化的含水矿物；从火星表面熔岩地形判断，熔岩的黏度颇低，似玄武岩质；据大气尘粒的二氧化硅激发谱带特征，其 SiO_2 含量平均值约 60%。根据海盗 1、2 号着陆器获得的火星土壤成分，可能是基性火成岩化学风化作用产物；前苏联火星 5 号宇宙飞船 γ 射线资料表明，火星表面铀、钍、钾含量相当于地球的基性火成岩。由此推测，火星表面成分应以中基性岩为主。根据地球上进行的光谱分析，在“沙漠区”（较明亮部分）分布有褐铁矿、赤铁矿以及褐铁矿膜包裹的硅酸盐矿物等成分，可能系安山岩、玄武岩之类氧化或水化的风化产物。其余灰暗部分的成分为粗粒而富含橄榄石或辉石。

【火星土壤】 Martian soil 火星岩石受风化后产生的碎屑物质。海盗 1、2 号着陆器都在盆地上着陆，那里的火星土壤为红色细粒和角砾碎屑。它们的化学成分主要是：O（50%）、Si（15% ～ 30%）、Fe（12% ～ 16%）、Mg（5%）、Ca（3% ～ 8%）、S（3% ～ 4%）、Al（2% ～ 7%）、K（< 0.25%）、Ti（0.5% ～ 2.0%）、Cl（0.5% ～ 1%）；其他还有 P、Ta、V、Cr、Mg、Co、Ni、Cu 等。按照氧化物的质量分数为 SiO_2（44%）、Al_2O_3（5.6%）、Fe_2O_3（18.4%）、SO_3（8.6%）、MgO（8.5%）、CaO（5.6%）。因此，火星土壤含铁较地球土壤高，尤以 Fe_2O_3 含量甚高，并有镁硫酸盐、氧化铁、碳酸盐。火星土壤硫含量为地球的 100 倍，钾含量仅为地球的五分之一，没有有机物。火星元素丰度与任何已知单一矿物或岩石类型不同，代表多种矿物的混合物。火星表面的黄褐色是由于表土含磁赤铁矿引起的，是一种氧化的表面环境。说明火星过去曾有过丰富的水而且化学风化作用仍在进行。

【火星岩石】 Martian rock 火星矿物的集合体。“海盗”号着陆点类似地球上的石漠，表面呈淡黄褐色，起伏平缓，地面分布为岩石和由细粒物质组成的漂积物。若干个巨大漂积物呈层状或薄层状，是由侵蚀作用而露出表面的。这些漂积物看来是残余物，不再活动或增长。“海盗”2 号着陆点的地面与 1 号十分相似，其表面是钙质壳的岩石平原，巨砾和粗砾石部分嵌在细粒物质的基质中，或停留在基质的顶部。细粒物质可能

是高纬度覆盖层的一部分，由自极地向南吹来的物质所组成的。岩石有很多小孔洞、沟槽，可能受沙暴袭击引起；另一种小孔洞是其原生特征，表明为火山成因。几种火成岩和角砾岩在两个着陆点都有分布，岩石呈浅红色至灰色，可能是玄武岩质而不是花岗岩质的。包含有大量硅和铁，并伴随一定含量的镁、铝、钙和钛。硫含量比地壳平均值高出 1～2 个数量级，而钾的含量则至少比地壳平均值低 5 倍。总的元素组成，均不同于任何单个已知的矿物或岩石，显示一种混合的物质。主要掺杂某些硅酸盐的氧化物，还可能有碳酸盐矿物。由富含硫酸盐的胶结物而发生不同程度的固结。溴含量约为 100×10^{-6}，与氯元素丰度高相联系说明表面物质中的高盐含量。低的痕量元素、碱、铝的丰度表明，主要源岩成分是镁铁质的而不是一个高度分异的富硅质岩石。根据火星熔岩通常 SiO_2 为 50%～57%，少数低于 40%，表明火星岩石主要为铁镁质岩。

【火星地貌特征】 Martian geomorphic feature 火星固体表面起伏形态的描述。火星表面有多种类型地貌：陨击坑和盆地、大的盾形火山、峡谷系、干涸河床、崩塌地貌、沙丘、极区沉积层等。就火星整个表面来说，大致以一个向火星赤道倾斜 30°的大圆分成南、北半球：南半球较高、较平坦、陨击坑较多（望远镜所见较暗部分）和年龄较老；北半球则较低（较南半球约低 3 千米）、较年轻、陨击坑较少、巨大火山熔岩流和塌陷较广。火星地貌较月球、水星复杂，与地球也有差别，如高原和盾形火山较地球上相应地貌规模要大。火星的地貌和构造主要分为四类：古老单元、火山单元、已改造单元和极区单元（见图）。



火星地质地文图

Ⅰ. 古老单元：Cu 未分割的陨击地貌域（密集到中度陨击坑）；m：山岳地貌域（包括盆地溅射物）。Ⅱ. 修饰单元：P：未分割的平原（稀少到中度陨击坑）；C：河渠沉积（风积物和坡落物组成平坦河底）；g：切沟地貌域；hk：鼓丘岗陵地貌域；hf：锐蚀岗陵地貌域；hc：混杂岗陵地貌域。Ⅲ. 火山单元：pc：陨击平原（类似月海）；pm：中度陨击平原（表面没有火山构造）；PV：火山平原（很少火星坑）；V：（黑色）火山构造（火山盾、火山穹或火山锥）。Ⅳ. 极地单元：cp：刻蚀平原（散布着联合锅穴）；ld：纹层状沉积；pi：永冻冰（CO_2、水冰）

【火星地形特征】 Martian landform feature 火星表面地势高差的起伏状况。是宇宙飞船沿航线飞行时利用紫外分光计、红外干涉仪分光计等直接测量计算的。已编制出全球表面起伏图，火星表面地形特征较地球上同类地形特征规模和幅度要大。地球上地形最大高差 19.5 千米，而火星为 30 千米。例如科普雷特斯峡谷底比周围平原深 5～6 千米，希腊盆地有 7 千米左右的起伏，最深部分在平均火星半径以下约 4 千米，而在黑勒斯庞德坑的西环沿则高出火星平均表面约 2 千米，缓升到特里纳克里亚高地。索利斯湖和惑海之间的区域却在火星平均表面以上 4～8 千米；奥林匹斯山高出周围平原达 24 千米，比地球上最高峰珠穆朗玛峰高一倍多。

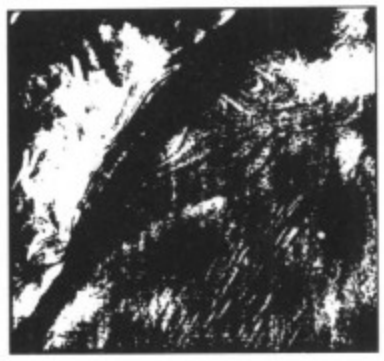
【火星风成地貌】 Martian aeolian feature 火星表面由风的作用形成的地貌，有风蚀的也有风积的。许多火星陨击坑里有风积物，例如希腊盆地西侧的黑勒斯庞特坑（Hellespontus crater），底部有沙丘，分布面积 128 千米 × 64 千米，是一片沙漠区；有一些平坦的风蚀平原；火星表面有许多不稳定的“条纹”、“尾”等形象，与优势风向平行，在火星陨击坑下常拖出一条白色“尾”；“条纹”常黑白相间（宽度不均匀），遇“丘岗”则从侧面绕过。这些风积物的边缘轮廓常有改变（从不同时间的图像上可以看出）。这些地貌形象普遍分布于赤道低纬度区。一般认为白“尾”和白“条纹”是细粒风积物，故色浅，暗色“尾”和暗色“条纹”是风积物被吹蚀后裸露出来的岩石表面。风蚀作用多出现在两极高纬度区，那里广泛分布着巨大条形切沟，例如南极附近高原边缘锯齿形悬崖可能就是风蚀形成的。此外，“海盗”号轨道飞行器拍摄到一张围绕北极残余冰帽，覆盖几十平方千米的巨大横向沙丘；在赤道带发现巨型纵向沙丘，沙丘群总面积至少 10 万平方千米。表明该区强烈的盛行风持续了很长时间。

【火星火山地貌】 Martian volconic landform 火星地貌类型之一。包括火山建造和火山平原。火山建造包括盾形火山、火山穹丘和火山口等地貌，它们主要分布在大量陨击的南半球北侧的塔尔西斯和艾利修地区。火星北半球大部分是火山平原，其上陨击坑密度与月海相近，但多不在盆地中，比暗区亮，从一些熔岩流、叶状悬崖（熔岩流峰）可判断是火山成因的。

【塔尔西斯隆起区】 Tharsis uplift 火星上火山地貌发育地区。塔尔西斯地区隆起高度达 27 千米，位于火星表面纬度 20°S～50°N、经度 90°W～140°W，在其隆起峰西北部有 3 个呈东北—西南向排列的盾形火山——Ascracus、Pavonis 和 Arsia，其间距约 700 千米，直径为 350～400 千米，顶端的火山口都远比地球上盾形火山口大；Arsia 火山口直径达 120 千米，另两个火山口小一半，三个火山口深度达 3000～4000 米，周围熔岩流有经向同心纹，与地球上盾形火山相似。在塔尔西斯隆起西北较低地区，有火星上最大的盾形火山——奥林匹斯火山，其直径约 700 千米，高达 25 千米，顶部复杂火山口直径约 80 千米，熔岩流坡度角约 4°，绵延大致为 1500 千米，有高达 6000 米的熔岩峰——悬崖、许多崩塌和裂隙。这是一座形态与地球上夏威夷群岛和加拉帕戈斯岛极为相似的盾形火山，但规模却比它们巨大得多。巨大火山口也可能是熔岩喷出和塌陷形成的。舌形火山熔岩流西边的亚马孙盆地和北面的豪吉里盆地，流程 500～1000 千米以上。在这座火山东南 1600 千米有三座盾形火山，排列在东北—西南一线上，各相距 600 千米，是著名的三斑（Three spots）火山，分别称为北斑（North spot）、中斑（Middle spot）、南斑（South spot）。三座火山的规模相似，每座火山宽约 400 千米，高约 17 千米，山顶各有一个破火山口，分别命名为阿斯克勒湖、孔雀湖和魔结湖。这些火山形态完整，是年轻火山，在过去几亿年是活动的。但现在未见其活动。也有老的不太高的火山，如塔尔西斯北部的 Alba 火山，直径达 1600 千米，可能有 30 亿～40 亿年。

【火星冰成地貌】 Martian glacial landform 火星地貌类型之一。根据火星排气及其温度条件，可能有地下冰存在，与地球上冰缘区地貌相似。火星上许多渠道和改造地貌可能是地下冰或永久冻土融化所致，其基岩撞击坑可能是由地下冰受撞击融化造成的。如郝拉斯盆地东部等三个区域有被冻融地下冰导致表面滑坡（冰冻泥流）的地貌；黄金平原南部有类似热喀斯特地貌的不规则塌陷；北纬 40°～50°的平原上有多角形断裂，个别多角形达 20 千米；南极冰冠残余永冻层（主要由干冰组成，厚度不大于 100 米）之下覆盖着纹层状平缓沉积层（见图），由 10～30 米

厚的深浅相间的互层组成，出露在单面山的阶梯形悬崖上，共有 20 层之多，有的地区估计累积厚度可达 1000 ~ 2000 米。暗色层可能是火山喷出物，也可能是风积物；浅色层可能是冰水沉积物。沉积物单面山上有类似外冲平原上的锅穴（有人认为是风蚀坑）。悬崖一般高达 2 千米，有的延伸达 1000 千米。


火星极区及其层状沉积

【火星混杂地貌】 Martian chaotic landform　火星地貌类型之一。一些破碎的角砾状岩体混嵌在一起，表面上有的呈线形，有优势方位排列；有的由杂乱交错的短岭谷和小丘群组成。在崖壁处常有弧形崩滑体，上升地区内见有弧形破裂。这种地貌形象多分布在赤道地带，例如在克律塞伊斯平原和珍珠湾交界地带的皮拉区宽达 128 千米。这种地貌的成因不明，可能是地下冻土融化塌陷所致，或火山口塌陷，或是熔岩流构造。

【火星切沟地貌】 Martian groove landform　火星表面上的风蚀地貌，多呈密集的线形低山脊和平行的线形沟槽相间排列组成。在奥林匹斯山附近主要是这种地貌。南极区的一条锯齿形崖（高 2000 米左右）就是由切沟地貌的陡崖形成的锯齿形地貌。

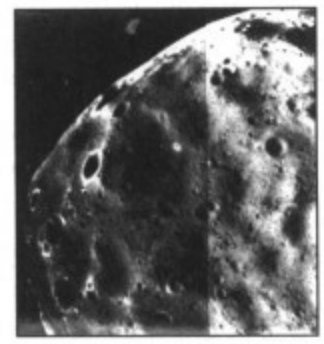
【火星峡谷】 Martian canyon　火星表面的峡谷。已观察到几条大峡谷，有的长几百千米，宽 200 千米。在南纬 15°、西经55° ~ 70°地区有一条大峡谷，长达 2700 千米，宽 400 ~ 500 千米，深度普遍为 6000 米，这条峡谷名叫科普雷特斯峡谷，东西向延伸，西端连接提托诺斯湖，东端连接黎明女神湾，剖面呈 V 形，南岸谷坡上有许多沟壑切割成块地，北岸发育成许多支谷，谷底有崩滑碎屑。峡谷的成因尚不清楚，有人推断是一条大断裂，后经侵蚀扩大而成，这条断裂类似地球上的东非大裂谷，为火星壳板块开始在“大陆漂移”下扩张而成，或是岩浆消退引起的张裂作用产生的，它所具规模乃是侵蚀作用造成的。

【火星河道】 Martian“channel”　火星表面的无水、干涸“河道”，有流水冲刷现象。其类型主要有**径流河床**（runoff channels）和**溢流河床**（outflow channels），在北纬 30°到南纬 40°之间特别普遍，是显著的地形特征。许多河道有较大的波形弯曲，有的河道呈辫状、网状、树枝状，大河道向河口逐渐加宽（见图）。这些都很像地球上的河流，例如在红海里有一条巨大的蜿蜒河道，长 410 千米，宽 5 ~ 6 千米，具有网状支流河型；在拉西纳陆区有一条很宽的弯曲河道，长 700 千米以上，有的河段宽几十千米，有很明显的支河道。月沼区的河道有向源分岔，下游加宽，河口分支等河流特征。另有一些河道可能是火山成因的，例如在奥林匹斯火山西北坡的小沟显然是熔岩塌陷管道。

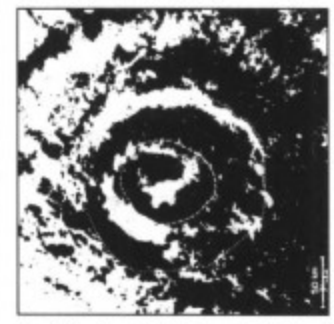

火星河道及其分岔现象

【火星极冠】 Martian polar cap　火星（纬度 70°以上）两极区的白色区。其大小随季节而变化。白色的极冠主要由干冰（冻结的 CO_2）组成，还可能有少量水冰和水化合物。极冠在冬季低温时因二氧化碳冻结而扩大，到夏季因二氧化碳蒸发而缩小，开始退缩颇快，以后退缩减慢。这一现象可能是冰冠边缘厚度较薄，或者是极冠中部有较稳定的冻结挥发物，或者两种可能性都存在。残留极冠冰冻层厚度不超过 1 米。

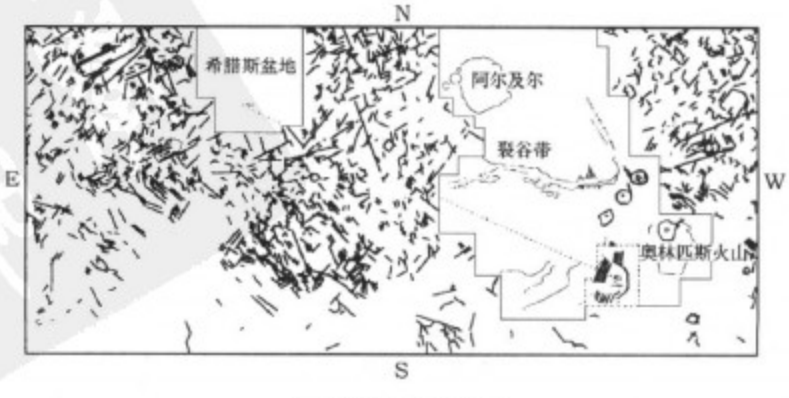
【火星撞击坑】 Martian crater　火星表面上的圆形浅坑（见图）。是常见的主要地貌形象。它和月坑一样，有明显的中央峰，坑的周围分布着溅射沉积物，但有明显辐射纹的火星撞击坑却很少，可能是受风蚀作用破坏或者是风积作用填没。火星大撞击坑的直径 125 千米，一般在 50 ~ 75 千米，几千米以下的火星撞击坑更多。这些火星撞击坑是小天体撞击火星表面而形成的。火星撞击坑分布密度不均匀，赤道区占 40% 以上，南半球多于北半球，在南半球，直径大于 1 千米的火星撞击坑有 5 万多个；有的地区火星撞击坑达到饱和，有的地区较稀疏；一片火星撞击坑稀疏的平原上散点着火星撞击坑密集区；有的大盆地里几乎没有火星撞击坑，例如希腊盆地沙漠区和极冠区，可能已被风沙冻土填平。较老的火星撞击坑多半经过风蚀尘积改造，形态已不完整，年轻的火星撞击坑外貌一般较为完整。但绝大多数火星撞击坑较老，形成年龄有人认为3 亿 ~ 8 亿年，有人认为 20 亿 ~ 46 亿年，多数人认为后一估计是可靠的，这是根据与月坑对比得出的，但还有待进一步研究。


火星撞击坑

【火星盆地】 Martian basin　火星上由高地环绕的巨大环形盆地。已观察到有阿尔及尔盆地、利比亚盆地、希腊斯盆地。它们的直径有 2000 千米，比月球雨海大 50%，还有两个小盆地拉皮吉亚和伊东，只有月球危海般大。希腊斯盆地是一个多环盆地，图上表示洛威尔多环盆地，火星盆地中有断续的暗色物质形成平坦平原，这种物质可能是玄武质熔岩，但不成整片而是斑疤状分布，色泽较淡，可能是火山灰沉积，但更像风积物。盆地外围很少保存甚至没有溅射覆盖物。


洛威尔多环盆地。虚线表示内环，点线表示撞击坑壁

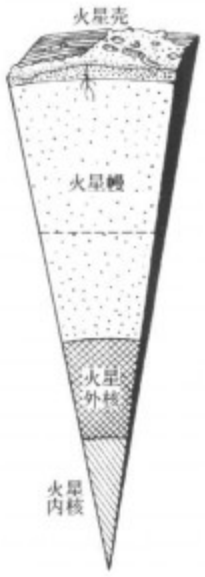
【火星构造格局】 Martian structural deformation　火星壳表面由破裂成镶嵌状的地块组成的构造格式。火星上到处有裂隙充填和沿大破裂喷出的熔岩体形成弯曲山脊，延伸达几千千米，尤其在显示火山特征的地区，如惑海、塔尔西斯山脉、阿喀迪亚区等均可看到。这种火星构造格式与地球板块构造主要格局类似，只是没有发现消亡带和伴生的沉积物揉皱构造。腓尼基湖区有火星壳上隆作用引起环圈张力，形成高而平坦的高地（地垒）和低谷（地堑），宽几千米的典型洼陷，边壁坡度大于 45°，是正断层特征。在奥尼亚湾东北缘有宽的地垒高原与窄的地堑谷地大致平行。科普雷特斯大断谷西端附近，有几组链形坑与其



火星线性构造略图

旁侧的线形沟谷平行，可能是火山链。有延伸几百千米的一组平行梯状断层带，下降盘均出现陡崖。还有一组平行断层横错开另一组平行断层，构成错离 2～5 千米的错断山脊。小火山口被正断层错开。可见，火星壳的断裂构造很发育（见图），但很少见到明显的褶皱变形。

【火星内部构造】 internal structure of Mars　火星内部物质构成和分布特征。是根据火星平均密度（3.91 克/厘米^3）和角动量常数（0.389），以及水手 9 号探测器获得的“火星密度随深度而增加”等资料提出的火星内部构造。一种为双层内部构造模型：包括火星幔（厚 200～2000 千米，密度 3.7～4.0 克/厘米^3，由硅酸盐组成）和火星核（半径2200～3380千米，由密度 8.1～10.3 克/厘米^3 的铁镍合金或由密度 4.2～4.4 克/厘米^3 的金属硅酸盐之类的物质组成）；另一种为三层内部构造模型：包括火星壳、火星幔及火星核（见图）。火星幔可分成上幔和下幔，火星核可分成内核和外核。火星核边界最高温度为 2100～2700℃。根据火星大气尘埃（直径 1～10 微米）的 SiO_2 特征推断，火星壳成分可能是属安山岩类岩石。根据弱磁场判断可能没有金属核，或者有一个运动速率不足以产生强磁场的黏性金属核。有人计算为一个热的（800～1500℃）固体核，其直径在 1600～1900 千米之间，占火星总质量 5%以下。



火星内部构造模型

【火星壳】 Martian crust　火星最外固体层。由大量硅和铝以及少量镁的较轻的硅酸盐岩石组成。火星土壤分析结果表明，它是富含铁的氧化物（Fe_2O_3 约 19%），这些土壤是由含铁较多的玄武岩壳风化后形成的。

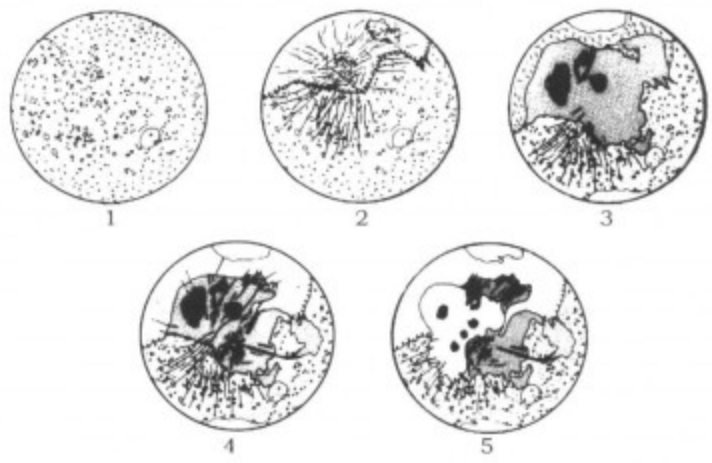
【火星幔】 Martian mantle　火星中间层。厚约 1800 千米，由塑性硅酸盐组成。火星幔的含铁量（$FeO/(FeO+MgO)\approx0.35$）比地球地幔的含铁量（$FeO/(FeO+MgO)\approx0.12$）要高得多。有人认为火星幔可能存在对流，但仅是刚开始有对流现象，尚未来得及使火星表层破裂成岩石圈板块。

【火星核】 Martian core　火星最里层。核中含有硫，几乎全部铁都以硫化铁的形式存在。与地球地核相比，火星核相对较小。

【火星水体消失】 Martian water body disappearance　火星表面液态水体消失的现象。1963 年“水手”9 号飞船的光谱分析证实火星上有水蒸气。“水手”9 号和“海盗”号的火星表面图像已揭示出多条被水侵蚀成的河道和树枝状水系，表明在火星表面曾有大量液态水存在，有过稠密的大气圈，含水量约为地球大气圈的 1/1000。另外，火星表面物质内约含 1%的结合水（冰封水）；少数学者提出还存在地面冰和永久冻土。鉴于火星的水/氮比值与地球相似，极冠中的水可能相当于火星大气圈中含水量的 10 000倍，Pollack 和 Black（1979）估计，火星排出的水量相当于覆盖整个行星表面厚达 80～160 米冰层的水量。后来，大气圈的逸散作用终于超过了排气作用，致使降雨的温室条件无法维持下去。随着温度继续下降，地下冰终于形成。地下冰的局部融化可能与火山活动有关。地下水的自行逸出导致地表面塌陷和杂乱地形的形成。火星表面降雨逐渐减少直至地面河流水体消失。

【火星地质作用】 Martian geologic process　发生在火星体的内外地质作用。过去认为火星像月球那样是不活动的“死”行星。但探测器多次探测发现火星有不断活动的地貌和构造，例如火山盾和破火山口、熔岩流、火星壳断裂、侵蚀扩大的峡谷、沙丘沉积、冲沟等等，显示火星存在各种地质作用：火山作用、断裂作用、升降作用、风化作用、流水侵蚀作用、冰川作用、风力作用和陨击作用等；但是似乎没有海洋作用和生物作用。不过火星引力小，不可能有浓密得像地球那样的大气圈。

【火星地质发展史】 geologic history of Mars　火星的地质发展过程。它可分为五个阶段：①形成时期：在一个较短时期（几亿年内）由较小的天体吸积增大而形成火星（见图 1），小天体的冲击造成了一个有很多陨击坑的表面；由于吸积时的动能，在头 15 亿年发生了全球性分异，形成了壳、幔和核，北半球壳薄，南半球壳厚，这时还形成了浓厚的大气；②塔尔西斯隆起可能是由于火星内部橄榄石相变为尖晶石的作用（约 20 亿年前），造成火星幔膨胀，使火星壳破裂。在隆起的周围形成放射状断裂（见图 2），断裂穿过被撞击过的地面，火星古大气被凝聚，发生了广泛的降水和侵蚀作用；③火山广泛喷发，造成火山岩覆盖的低地（见图 3），这与月球上广泛火山活动大致是同时的，但火星的火山活动延续时间要长得多，一直到几亿年前仍在活动；④塔尔西斯地区的继续上升，形成了更多的放射状断裂（见图 4），沿着这些新的断裂带地下水被释放出来，在地面上产生大河道，形成混杂地貌；⑤新火山活动，形成了奥林匹斯等四座大火山（见图 5）。之后除南极极冠水外，表面河流干涸，水体消失。



火星地质发展阶段示意图

【火星卫星】 moons of Mars　环绕火星运转的天然星体。火星有两颗卫星，是美国天文学家于 1877 年 8 月在海军天文台观测到的。根据为战神（Mars）拉车的两匹神马之名，火卫一被命名为 Phobos（恐惧之义），火卫二命名为 Deimos（恐慌之义）。根据“水手”9 号探测，两个卫星是同步卫星，以同一侧面朝着火星，呈不规则形状，都有密集的陨击坑表面（比火星表面的密得多），反照率均低（约 0.05），体积都很小，但可能有表土层存在。根据这些特征判断，它们可能是玄武岩质或球粒陨石组成的坚硬固体，都是火星捕获来的小行星。两颗卫星的主要物理参数如下：火卫一距火星 9380 千米，火卫二距火星 23 500 千米。两颗卫星的轨道偏心率都很小。

名称	长半径/km	中间半径/km	短半径/km	质量/kg	平均密度/(g·cm^{-3})
火卫一	13.5	10.7	9.6	96×10^{15}	1.9
火卫二	7.5	6.0	5.5	2.0×10^{15}	2.1

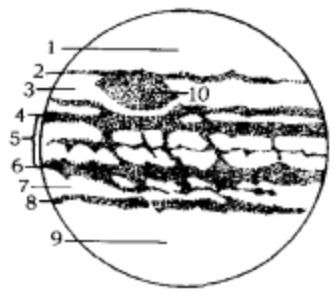
【木星】 Jupiter　见 27 页“木星”

【木星大气】 Jovian atmosphere　木星表面的浓厚大气层。它与木星的主体可能是连续的，两者之间不存在明显的界面。木星大气在不断运动，速度比地球大气运动快得多。纵向对流强烈，加上木星自转便在大气层顶部构成了 20 多条彩色“云带”，称“木星带”。从云顶光谱分析得知，木星大气主要由氢、氦、甲烷、氨组成，还有少量其他成分，如 PH_3、H_2O、C_2H_2、C_2H_6 等。木

星大气顶部有电离层，厚约 600 千米，由太阳辐射而成。从大气层顶向下厚达 2300 千米的大气质量只有木星质量的 1% 左右，密度向下均匀增加，在 2300 千米处为 0.26 克/厘米^3。暗带顶层温度为 -147℃，亮带为 -154℃；在 50 千米处暗带温度上升到 -113℃，表明木星自身是发热的行星。木星赤道附近高空出现过“极光”，一般认为这是木卫一的火山喷射出来的带电磁粒子与大气作用的结果，和地球极光的成因不同。

【木星大气环流】 Jovian atmospheric circulation　木星大气圈的对流作用现象。浅色带是暖空气向上升所形成的带，深色带则是较冷下降空气团地带。浅色带的云顶比深色带的云顶高。由于自转速率高，这些高、低气压带延伸开来以致形成与赤道平行、围绕行星旋转的木星条带，在浅云带与深云带之间的界面上有高速（高达 150 米/秒）的喷气流出现。环带（浅色带）和云状带（深色带）之间风流运动的方向与地球上低压区和高压区的流动相似。因此，在北半球云状带的北部（高压带）和环带的南部（低压带）的风向东刮，而云状带南部和环带的北部的风向西刮。在南半球风向与之相反。与地球不同的是木星大气圈的活动是由于内部的热而不是靠太阳能驱动。在两极地区，高压带和低压带则趋向于形成紊流。在纬度大于 45°地区，环带与云状带之间风的流动变得不稳定并破裂成许多涡流和旋涡。

【木星带】 Jovian belt　木星大气表面显现出的彩色云带（土星上也有）。它呈纬向分布，有深灰、褐、暗红、蓝等色，夹杂有白、暗蓝、橙等色区，共有 20 条带和区（见图）。它们可能是由于闪电和紫外线辐射，引起木星大气中组分（元素和化合物）发生化学变化，不同色彩的气体在木星自转运动带动下形成条带。先驱 10 号发现木星带含有高能电子和高能质子，前者比后者多 100 倍。



木星表面云带分布简图
1. 南极区；2. 南温带云带；3. 南温带；4. 南赤道区云带；5. 赤道带；6. 北赤道区云带；7. 北温带；8. 北温带云带；9. 北极区；10. 大红斑

【大红斑】 great red spot　木星南半球表面靠近赤道的一块明显而较稳定的巨大红色蛋形区。它长约 45 000 千米，最宽处约12 000千米，比周围高出约 8000 米，看来其顶部较冷，下部较热，是一个巨大的涡流区。它与行星旋转不一致而是左右飘移，看来是一个巨大的高压中心并为一反气旋风流动所环绕（逆时针旋转）。大红斑内部的一个旋转周期大约为 6 天。因此，大红斑可视作与地球上飓风相似的气象现象，它可能是木星大气中的 PH_3 在大气对流中经过长期的相互作用而形成的红磷（P），红色表明它比周围的云温度低。1664 年就是在地球上望远镜中观测到这块大红斑的，至今已存在 300 多年，其位置和形状都相当稳定，原因尚待研究。

【木星磁场】 Jovian magnetic field　木星内部产生的磁现象。木星具有的强大磁场，比地球磁场强 4000 倍。据先驱者 10 号和 11 号探测，木星磁场的外磁层顶在距木星 760 万千米处（碰到弓形波），内磁层开始于距木星 290 万千米处，磁鞘外限距木星 1660 万千米；磁场像口袋，袋口朝向金牛座。木星赤道的磁场强度不稳定，在$(2\sim12)\times10^{-4}$特之间波动。捕获有大量电子和质子的辐射带位于 3～4 个木星半径处，辐射带强度比地球的两个辐射带强 1 万～100 万倍；木星磁轴与自转轴交角约 15°，故木星自转一周，磁层和辐射带来回摆动达 30°左右。木星磁场极性与地磁场相反，地磁场罗盘指北针指向木星南极。木星磁矩比地磁矩大 2000 倍。旅行者 1、2 号在北极区云顶以上 700～2300 千米处观测到极光，这是木星强磁场的一个重要产物。在木星中低液态金属氢幔内部有对流作用，可能是产生木星强磁场的原因。

【磁鞘】 magnetosheath　木星为强磁场的行星，在朝向太阳方向的磁场与超声速的太阳风粒子相遇时，便在磁层顶外面形成一个受扰动的磁端区，叫做磁鞘。磁鞘内的磁力线是游移不定的。磁鞘的外限以弓形磁流体冲击波为标志。

【木星磁层结构】 structure of Jovian magnetosphere　木星磁场的极性强度和分布。由于木星的磁场比地球磁场强得多，而那里的太阳风动压较小，所以木星的磁层比地球磁层的延展范围要大得多，且很不对称。当太阳风较弱时，木星磁层顶（朝太阳一侧）可达 65 倍木星半径处。在太阳风很强时，磁层顶的距离则减少约一半。在背太阳一侧，木星磁层延伸成为很长的磁尾，甚至达木星轨道以外。在木星磁赤道面附近，因受木星快速自转惯性离心力影响，离子和电子向外运动，形成延展很长的等离子层，有 7 颗木星卫星的轨道在该等离子层内穿行。

【木星内部结构】 Jovian interior structure　木星内部的物质构成和分布特征。木星内部结构是根据它的形状及其重力场特征获得的。木星内部结构模式须与它的强磁场相吻合。一般认为木星内部结构分为三个圈层：内层、中间层（幔）和外层。因木星具有与太阳相近的密度、成分，通常认为木星有一岩石质核，约占木星质量的 5%～15%，约为地球质量的 15～40 倍，有1～2 个地球直径那么大，其中心密度近于 30～48 克/厘米^3。核的温度可高达20 000～30 000℃，压力可达 1 亿～3 亿个地球大气压，它可能是固态或液态。围绕木星核的是一个中间层（氢幔），主要由氢组成，外层（<25 000 千米厚）为液态分子氢。在大于 25 000 千米深处（半径为 47 000 千米），压力变得很大，约$3\times10^6\sim4\times10^6$ 大气压（1 大气压$\approx10^5$ 帕），氢分子变成金属态（在$1\times10^6\sim3\times10^6$ 大气压下、温度接近绝对零度时，已在实验室中制出了金属氢）。大气圈厚度，从云顶到压力大到使气体液化的部位约为 1000 千米。木星的大量热流意味着整个木星呈液态而不具任何固体表面，大气圈下面的物质是液态，即木星壳为液态。木星可能已达到行星的最大极限。假如它仍保持很大规模，它的内部压力和温度将大到使氢开始聚变的程度，成为一个恒星。实际上，木星曾经常被描述为没有成为恒星的行星。

【木星卫星】 Jovian moons　围绕木星运转的天然星体。已发现木星有 16 颗卫星。它们的大小、质量、距离和轨道等相差悬殊（见表），大致可分四类：一是伽利略卫星，包括木卫一、二、三、四，因由伽利略于 1610 年发现，故名。它们的体积大（其中木卫三最大），质量大，亮度大，距木星近，其轨道偏心率、轨道面倾角小，轨道半长径遵循提丢斯-波得定则，系规则卫星；二是小卫星，包括木卫六、七、十、十三，其轨道偏心率和倾角较大，轨道半长径相近；三是小的外卫星，包括木卫八、九、十一、十二，其体积、质量、亮度小，距木星远，轨道偏心率和倾角很大，绕木星逆向旋转，轨道半径相近，因此有人认为，外卫星可能是俘获的小行星或彗星；四是小的内卫星，包括木卫五、十四、十五、十六，除木卫五外，其体积、质量、亮度均较外卫星大，轨道偏心率和倾角很小。红外光谱表明，木卫二、三、四表面有水冰、不同规模和密

木卫名称		距木星平均距离/km	半径/km	质量/kg	平均密度/(g·cm^{-3})
木卫一	Io	412600	1816	8.916×10^{22}	3.55
木卫二	Europa	670900	1563	4.873×10^{22}	3.04
木卫三	Ganymede	1070000	2638	1.490×10^{23}	1.93
木卫四	Callisto	1880000	2410	1.064×10^{23}	1.81

度的陨石坑。

【木卫一】 Io 发现的第一颗木星卫星。木卫一几乎没有陨石坑,周围却有辉光钠气云(密度为地球大气的 1/20 000),延长至少为 110 千米(大气层顶部有电离层),因而木卫一是橘黄色的;表面有很多火山地貌和近期的活火山喷发,旅行者和伽利略探测器发现木卫一表面遍布火山,羽状喷发高达 300 千米,宽达 1000 千米,喷发速度几百米至 1 千米/秒(地球火山喷发速度很少超过百米/秒),持续时间长,喷发类型多。主要有两类:一类为剧烈而短促的喷发,生成暗红色表面物质,可能以硫为主;另一类为间歇而长期的喷发,生成白色物质,可能为二氧化硫,温度和速度较前者低。因此把木卫一看成太阳系中最活跃的天体。对木卫一的红外遥测发现具有很大热流密度,平均为 2 瓦/米^2,大于月球热流密度(0.02 瓦/米^2)和地球热流密度(0.06 瓦/米^2),主要来自火山热斑和"岩浆"湖,后者直径 200 千米,"岩浆"可能为液态硫,熔融温度为 385 开。热斑有两个重要性质:①大部分能量来自一、二个主源,主源寿命长达几年;木卫一受木星及木卫二、三强烈的潮汐作用,木卫一的潮汐能约 10^8 兆瓦,为地球上人类总能耗的 10 倍;②由于木卫一位于木星磁层内,木卫一与木星间有上百万安的电流作用。木卫一因火山喷发而引起不均匀大气变化,主要成分为二氧化硫,还可能含有其他成分。显然木卫一表面热斑和火山区较其他区域有更多大气,并随火山活动而变化。

【土星】 Saturn 见 27 页"土星"。

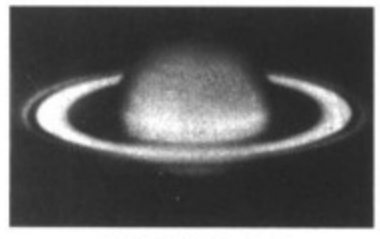
【土星大气】 Saturn's atmosphere 土星外部的气体物质。土星大气成分和温度的垂直分布与木星类似。主要成分也是氢和氦,分别占 92.4% 和 7.4%;次要成分有甲烷(0.2%)和氨(0.02%);微量成分包括乙烷(8×10^{-6})、磷化氢(3×10^{-6})、乙炔(1×10^{-7})、氰化氢(7×10^{-9})、一氧化碳(2×10^{-9})及其他碳氢化合物。土星大气中也有结晶微粒的氨、氢硫化氨、水冰及"烟雾"。土星大气温度随高度增加而升高,大气层分为对流层、平流层、中层、热层和外大气层等圈层。土星大气垂直温度梯度较木星小,各层分界高度与木星大气也不相同。由于土星离太阳比木星远,接受太阳辐射少;土星引力场比木星弱。土星大气自下而上主要是由水冰晶、氢硫化氨冰晶、氨冰晶形成的云层。云层高度比木星云层低,且由于土星温度比同样气压(高度)的木星大气温度低,有更多氨和甲烷凝结,形成较厚的高层雾霾层,以致不能像木星那样看到很清晰的下层云带特征。土星大气层中有一个较薄的电离层,电子密度最大的区域分布在 2200 ~ 2800 千米之间。

【土星大气环流】 Saturn's atmospheric circulation 土星上环绕于平行赤道的交替亮带和带纹图案。土星的亮带和条纹不如木星的那么清晰,这是因土星的云位于其大气更深处,而且浓厚大气和雾霾不够透明。土星云带延续到南、北纬 70°,比木星带(不超过纬度 60°)范围大。大气中也有东西向风流,相对自转系统Ⅲ的风速(自西向东)比木星大 3 倍,最大值达 500 千米/秒,向东吹,赤道急流宽达南北纬度 40°,比木星赤道急流宽。土星的风流与云带虽有关系,但不如木星那么强。土星风流和云带范围大于木星的原因,可能与土星内部热源比木星强有关。土星热辐射是它接受太阳能的 1.78 倍(木星为 1.67 倍)。土星引力场比木星弱,对大规模环流更有利。在北纬 40°附近,土星的风速变化很大,出现许多旋涡和扰动,而极区的云带亦被变为波纹和湍流旋涡。在土星南纬 55°处有一东西长 6000 千米的卵形红斑,至少持续 4 个月,北纬约 40°和 60°处有两个长约 10 000 千米的卵形棕色斑,但它们没有木星大红斑那么显著。

【土星磁场】 Saturn's magnetic field 土星内部产生的磁现象。土星有较强的磁场,但比木星磁场要弱。极区磁场强度约 0.56 高斯,磁矩为 4.7×10^{28} 高斯·厘米^3(1 高斯 = 10^{-4} 特)。土星的偶极磁场南北极性与木星磁场相同,而与地球磁场极性相反。土星磁轴与自转轴交角很小(< 1°),偶极中心接近土星的质量中心(仅沿自转轴偏北 4% 土星半径)。土星外部磁场与磁轴对称,而地球、水星和木星则是不对称的。斯特万森(Stevenson,1980)提出土星高的热输出,弱于预期值的磁场以及近于轴对称磁场分布特征。可用一个内部模型来解释:氦经受了相分离,在整个土星中呈不均匀分布。在分子态氢的外层氦将被贫化,而在较下层石质和冰核之上将有氦富集。在外部贫氦层与内部富氦层之间将有一个中间的非均质层。在非均质层内,将形成氦滴并降落到氦富集层中,非均质带内的这种分异作用将提供高热输出所需的能源;因非均质带没有参与形成磁场的发电机作用,它的存在减弱了磁场强度;非均质层中水平流动减弱了磁场中非轴对称分量。

【土星磁层结构】 structure of Saturn's magnetosphere 土星磁场的极性、强度和分布。土星有延展的磁层,但其范围比木星磁层小。土星磁层顶达 17 倍土星半径,弓形微波面达 20 ~ 24 倍土星半径。土星磁层的主要特征与木星磁层大体相似,仅细节有差异。例如,土星磁层中的电子和离子因散失到广延环系中而密度变小。土星磁层中含有中性气体和等离子体,也含高能带电尘粒,大多在轮状环和等离子层中,分布不均匀,边界也不够明显。巨大氢原子环从土卫六轨道之外向内到土卫五轨道,氢原子大部分来自土卫六大气,可能也供给磁层氮原子和氮离子。氢分子环形成光环上下的稀疏大气,氢分子可能是太阳紫外辐射离解了光环的水冰而产生的,土星也有类似于木星的辐射带,从其漏出的等离子体形成土星的内、外等离子层。在 7 个木星半径外,等离子体层的磁场与土星偶极磁场在同一量级。旅行者飞船发现了土星射电,其频率为 3000 赫至 1.2 兆赫,在波长 2 千米左右有射电强度峰。土星射电可能来自极光很强的极区,其变化周期(10 小时 39.4 分)反映土星内部自转。

【土星光环】 Saturn's ring 环绕土星的明亮光环(见图)。在望远镜里很容易看到土星有三个明亮的扁平光环:内环、中环、外环,各环之间有暗黑的环缝隔开。内环宽 21 000 千米,外缘直径 179 000 千米;中环宽 26 000 千米,外径 234 000 千米;外环宽 16 000千米,外径 274 000 千米。内环较薄(厚 3 ~ 10 千米)、较暗,中环最厚(不超过 100 千米)、最亮。1969 年在长时间曝光下摄影发现了第四个最内环,稀薄而暗弱。光环在土星赤道平面内运转,但不与土星连接。1973 年雷达观测发现光环中含有无数环颗粒,其大小介于 4 ~ 30 厘米,都是一些形状不规则而表面粗糙的岩块和冰,愈近土星,其角速度愈大。1979 年 9 月 1 日,先驱者 11 号飞越土星时,在距土星 50 万千米和 100 万千米之间发现两个新的光环。此前不久曾在这两个光环以内发现过另一个光环(尚待证实)。土星光环有可能是一颗卫星走进土星的洛希极限内崩溃而成,也可能是被土星捕获的星际物质。多数人同意前一种说法。



土星和它的光环

【土星内部结构】 Saturn's interior structure 土星内部物质构成和分布特征。土星有许多特征与木星相似,一般认为其内部结构也相似:有土星核、中间层(土星幔)和外层。不同的是,土星的平均密度(0.7 克/厘米^3)比木星(1.3 克/厘米^3)小,意味着

土星可能比木星含有比例较大的氦和其他轻元素。其原因可能是土星质量较小,内部压缩作用较小(据计算,土星中心的内部压力约为木星的1/2,约5000万大气压。1大气压≈×10^5帕)。据先驱者探测器测得重力资料,可初步建立土星内部结构模型:土星有一个半径约为7500千米,质量为地球质量5倍的岩石及铁的内核,中心密度近19克/厘米^3;围绕内核的是一个半径为16 000千米的水、甲烷和氨的外核(可能是液态),密度为4.5~7克/厘米^3;外核之上为氢、氦组成的幔,密度自表面为零到幔-核边界为1.9克/厘米^3。在密度超过1.1克/厘米^{3}的深度则发生氢从分子态到金属态的转化。

【土星卫星】 Saturn's moons 围绕土星运转的天然星体。在九大行星中,土星的卫星最多,共23颗,其中11颗是地面望远镜观测发现的,其余则是近几年由探测器发现的。最大的土卫六是根据希腊神话中一巨人家族中一个成员的名字命名的,其他卫星大多是根据罗马神话中农神的兄弟姐妹的名字命名。分为规则和不规则卫星,其中15颗是规则卫星,其轨道近圆形,大致在土星赤道面上绕土星顺向转动。3颗(土卫七、八、九)最外边的卫星是不规则的,土卫七靠近土星赤道平面,但有一高度偏心轨道,被固定在与土卫六同星级轨道中,轨道倾角是变化的;土卫八近圆形轨道,但有一轨道倾角(14.72°);土卫九的轨道倾角达175.3°,是唯一逆向运行,而且最小的卫星(见表)。其余新发现的卫星虽轨道较规则,但有特殊动力学特性。大的冰卫星(如土卫五、四、三、八等)表面有不同程度陨击坑,内部结构类同。其他卫星的质量及密度资料缺乏,尚难以确定其成分。

土卫名称	与土星平均距离/km	半径/km	质量/kg	平均密度/(g·cm^{-3})
土卫一 Mimas	185 000	195	3.76×10^{19}	1.2
土卫二 Enceladus	238 000	250	(7.40×10^{19})	(1.1)
土卫三 Tethys	295 000	525	6.26×10^{20}	(1.0)
土卫四 Dione	377 000	560	1.05×10^{21}	1.4
土卫五 Rhea	527 000	765	(2.28×10^{21})	1.3
土卫六 Titan	1 222 000	2 575	3.359×10^{23}	1.9
土卫七 Hyperion	1 481 000	(145)	(1.10×10^{20})	?
土卫八 Iapetus	3 560 000	720	(1.93×10^{21})	(1.2)
土卫九 Pholbe	12 930 000	(70)	?	?

注:加括号表示数据的精度较差

【土卫六】 Titan 是唯一有浓厚大气圈的卫星。在固体云盖上面有一约200千米厚的薄霾,云层成分可能是冰冻的甲烷。据推算,木卫六表面气压为1.5×10^5帕,较地球大气还要浓厚。土卫六大气的主要成分为分子氮(N_2),约占大气分子总数的82%~90%,其次为氩(占10%~12%)和甲烷(占1%~6%),微量成分有分子氢(2000×10^{-6})、乙烷(占20×10^{-6})、丙烷(占20×10^{-6})、乙烯(占0.4×10^{-6})、氰化物(HCN)(占0.2×10^{-6})、一氧化碳(占50×10^{-6}~150×10^{-6})和二氧化碳(占0.015×10^{-6}),这些成分有形成生命有机物的可能性,因此引起天体地质学家的广泛兴趣。根据土卫六的大小、质量和平均密度(1.88克/厘米^3)等资料,估计冰占其总质量的45%,其余是岩石质。由于土卫六比水星还大,其形成后内部可能有足够热,从而发生物质分异,形成岩石核、液态水(也溶有甲烷和氮)的幔和冰壳三个圈层,但随着从幔经冰壳的热散失,其幔早已冻结。土卫六最内是岩石核(密度为3.52克/厘米^3),向外依次为相态不同、密度不同(1.43、1.28、1.18、0.94克/厘米^3)的水冻层,表面则为液态甲烷的海洋和甲烷冰极冠。

【天王星】 Uranus 见27页"天王星"。

【天王星光环】 Uranus' ring 环绕天王星运转的固体碎屑物质组成的集合体。1977年3月11日清晨,中国紫金山和北京天文台在观测天王星掩星现象时发现天王星光环,光极暗弱,位于天王星赤道平面附近。通过计算,光环可能有好几个,较密集的主光环宽度有100千米左右,离天王星中心距离约有两个天王星半径。从1993年至今共发现了11个光环,宽度大都只有几千米,最宽的光环为19~104千米。但都是完整的环而不是偏弧。它们可能是由反光力比黑煤粉还差的物质(如冰或铁屑)组成。光环很薄,比土星光环薄得多。美国天文学家托马斯·范弗兰登认为,可能在各光环的位置上均有一个物体(也许是小卫星)绕天王星运行时散发出的气体、尘粒散布在轨道上形成暗弱光环,因此宽度在旧环消散新环形成的过程中有所不同。

【天王星内部结构】 Uranus interior structure 天王星内部的物质构成和分布特征。贝尔顿(Belton,1977)用分光镜在天王星上测到氢和甲烷,没有发现氦的谱线,其原因是它距太阳太远,在地面上无法检测到天王星的氦,但预计氦含量可能与太阳和木星有大致相同的比例。与木星和土星相比,天王星的质量较小,密度却相等或稍大,表明它含有较大比例的冰和岩石质成分。天王星内部结构有三层:最外层可能与太阳组分相似,即主要由氢及氦组成;中间层(幔)主要由水冰、甲烷冰和氨冰组成;核由硅及铁组成。最外层向外逐渐过渡到大气圈。在天王星各种结构模式中,冰所占质量估计为50%~80%,硅酸盐核质量估计约为10%~25%。核的质量约等于3.5~4.3个地球质量,其半径为7700~8100千米,中心温度及压力分别为约7000℃和约2.0×10^{12}帕。氢氦层仅构成整个天王星质量的15%。因此,天王星大部分(65%)是冰层,硅-铁组成的核占20%。氢-氦层的最大密度不超过0.5克/厘米^3。

【海王星】 Neptune 见27页"海王星"。

【海王星内部结构】 interior structure of the Neptune 海王星内部物质构成和分布特征。海王星内部结构一般认为有三层:最外层可能类似太阳组分,即主要由氢及氦组成;中间层(幔)主要由水冰、甲烷冰和氨冰组成;核由硅及铁组成。最外层向外逐渐过渡到大气圈。但由于海王星质量比天王星大,海王星内部的自压缩效应也要大一些,尤其是海王星内部有很强的热源,因此,海王星内部更热,其原因可能是大的海卫一对海王星的潮汐加热以及海王星有更多岩石物质和冰物质。在海王星内部结构中,硅-铁核质量约为地球质量的1.4倍(约占海王星总质量的25%),半径为8000千米,中心温度为7000℃,压力为2.2×10^{12}帕;冰的中间层(幔)的厚度约10 000千米,其质量约占海王星总质量的三分之二以上,如同天王星中间层那样,由水、甲烷、氨组成,且呈电离态;外层由液态分子氢(H_2)、氦及甲烷等组成,厚度6500千米,其质量约占海王星总质量的6%。

【冥王星】 Pluto 见27页"冥王星"。

【冥王星内部结构】 inter ior structure of Pluto 冥王星的内部物质构成和分布特征。根据近年来冥王星和冥卫的资料,可建立冥王星内部结构模型。冥王星有三层:表面有甲烷冰层,其下为水冰幔(厚约200~300千米)和岩石核(半径约800多千米)。表层也可能有一氧化碳冰等,冰幔下部可能有固态对流,冰幔底的压力达140~254兆帕,岩核中心压力达1100~1500兆帕。

月球地质学

【月球地质学】 geology of the Moon, lunar geology 又称月质学。是天体地质学的一个分支。是运用地质学的理论和方法研究月球的月面地貌、物质组成、结构构造、地质作用、物理场、演

化历史和起源的一门学科。它主要在以下几方面进行研究:①月面地貌,如月海、月陆和月坑等的特征及其成因;②月壳岩石和"土壤"的物质成分、结构、形成时代及演变史;③月球内部结构、月球物理场和月热史等;④编制月球地貌、地质图件;⑤探讨月球起源和演化历史及与地球演化历史进行比较;⑥月壤中核燃料、月球玄武岩中矿产资源的分布与含量;⑦月球极区撞击坑阴影区水、冰存在的探明。20 世纪 50 年代以前,人们通过望远镜对月球进行了各种观测,并编制出各种月面图。1959 年前苏联发射了第一枚月球火箭,揭示了月球背面特征,1966 年 2 月 3 日前苏联发射了月球(луна)9 号,第一次成功地在风暴洋软着陆。1969 年 7 月 16 日美国发射了阿波罗 11 号载人宇宙飞船在静海登陆,从而开创了对地外天体的直接研究史。

【月地物理参数】 physical parameters of the Moon 表征月球物理性质的参数(见表)。

类 别	月 球	地 球	月/地
1. 赤道直径	3476km	12756km	0.2725
2. 体积	211.9×10^8 km^3	10831.6×10^8 km^3	0.0203
3. 面积	0.38×10^8 km^2	5.101×10^8 km^2	0.0745
4. 质量	73.53×10^{24} g	5976×10^{24} g	0.0123
5. 密度	3.341g/cm^3	5.517g/cm^3	0.6054
6. 重力	1.622m·s^{-2}	9.807m·s^{-2}	0.165
7. 磁力	数十纳特	50000nT	<0.001
8. 自转周期	27.32d	23 时 56min	27.40
9. 公转周期	27.32d	365.26d	0.0749
10. 自转速度	0.005km/s	0.465km/s	0.0107
11. 公转速度	1.0km/s	29.79km/s	0.0335
12. 核心压力	0.8×10^{11} Pa	3.5×10^{11} Pa	0.23
13. 核心温度	1600℃左右	5000℃左右	
14. 表面压力	0	101325Pa	
15. 表面温度	白天 127℃ 夜间 - 183℃	白天 22℃ 夜间 2℃	

16. 月球与地球的平均距离为 384402km

【月球密度】 density of the Moon 在标准温度、压力下,测定月海玄武岩的密度为3.3~3.4克/厘米^3,高地斜长岩的密度为 2.76 克/厘米^3。由于月海玄武岩覆盖面积只占月表面积的 1/5,因此,组成高地的斜长岩和月海玄武岩的比例为 4:1,则上月壳的密度为 3.0 克/厘米^3。月球的平均密度为 3.34 克/厘米^3(相当于地球平均密度的 66%)。通过岩石学、地震学和月震学的研究,认为下月壳的密度为 3.1~3.2 克/厘米^3 是比较合理的。由于密度是温度和压力的函数,所以,必须了解月球内部的温度和压力的分布情况,才能讨论月球内部物质密度的模型。这里有许多不肯定的因素;显然,月球内部密度只是一些理论上的数字。通常认为,上月幔的密度约小于 3.5 克/厘米^3,下月幔的平均密度约大于 3.5 克/厘米^3,月幔的平均密度约为 3.42 克/厘米^3,月核的密度则更难确定。一般认为,月球不可能有一个铁核,或仅有一个较小的 Fe-FeS 组成的核。多数人认为月核主要是由榴辉岩成分和少量的 Fe-Ni-S 物质组成。在温度为 1600℃,压力为 3×10^9 帕的情况下,月核的密度约为 6 克/厘米^3。

【月球温度】 temperature of the Moon 月球表面物质的温度。月球温差很大。月球白天受太阳照射部分的温度高达 130~150℃,夜间温度则下降到 -160~-180℃,并且温度升降很快,在一小时内可以上升或下降 180℃;月球表面岩石导热率极低,昼夜温度变化影响的深度一般不超过 1 米。月球内部温度不能直接测量,根据月球的电传导、月震、月磁和火山活动等方面的研究,证明月球内部温度较低。一般计算月球内部温度不超过 1600℃,少数学者如尤里(H.C.Urey)估计月核温度为 1860℃。经计算,月球内部温度可能变化如下表:

深度/km	温度/℃	深度/km	温度/℃
100	480	700	1530
200	880	1100	1535
300	1210	1738	1440
500	1520		

【月球导电性】 electrical conductivity of the Moon 月球的电特性。月球的瞬变磁场表明内部有电流存在。经测定,月球电导率随深度增加而逐渐增大,其数值大致是:第一层月面 0~100 千米,电导率大于 10^{-7} 欧/米;第二层 100~700 千米,电导率等于 1.7×10^{-4} 欧/米;第三层 700~1738 千米,电导率大于或等于 10^{-2} 欧/米。索尼特(C.P.Sonett)等人 1971 年发现在 250 千米深度上存在一高导电层,电导率猛增约两倍。据解释,46 亿年前月球表面曾经熔化过,使硅酸盐与铁-硫分熔,而后者先熔,密度又较大,从而部分沉入内部,沉到一定深度时(譬如 250 千米),冷凝而形成高导电层。

【月球重力场】 gravitational field of the Moon 月球的重力强度和分布,经阿波罗号宇宙飞船速度变化的高精度测量,对月球重力场变化进行了详细制图。环月轨道探测器测定了月球背面的重力场。发现雨海、澄海、危海、史密斯海、湿海、酒海等都有重力正异常,其中雨海、澄海的正异常最大达 220×10^{-5} 米/秒^2。正异常归因于质量大,称为质量瘤。暑湾、中央湾也与质量瘤有关。而静海、丰富海、云海、汽海、东海则是重力负异常(质量不足),直径 100 千米以下的月坑也是重力负异常。围绕环形月海的大山脉,如亚平宁山,具有较小正异常($+85\times10^{-5}$ 米/秒^2)。如果其质量完全被补偿,则异常将达 $+300\times10^{-5}$ 米/秒^2。因此,月壳的均衡补偿再调整将是存在的。月球高地大致已达均衡补偿平衡,即隆起区域是有根的;意味着月壳密度比月球内部低,已发生过分异作用。奥基夫(O'Keefe,1968)计算,如果高地比月球内部轻 10%,那么,它们的厚度必须达 50 千米。阿波罗号地震数据说明该解释基本是正确的。围绕撞击盆地的山环具有小的正异常,而月海却具很大未补偿正异常,说明月球岩石圈的厚度和强度随时间而增加。月球岩石圈很薄或很弱,便要使亚平宁山脉沉陷而趋近于均衡补偿平衡,但随时间的增加,通过盆地被玄武岩充填而形成高密度层,其强度便足以支撑过剩的质量。

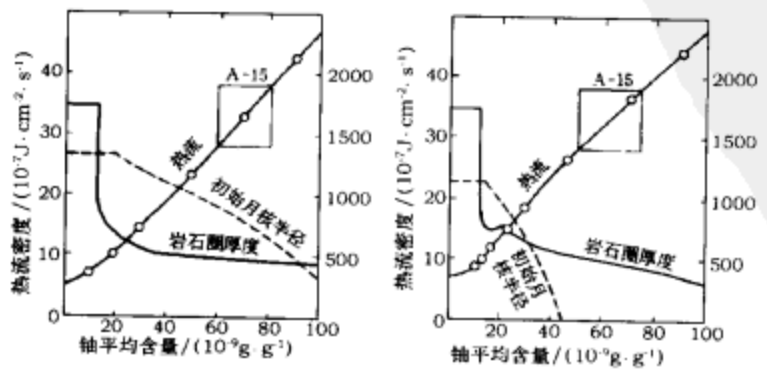
【质量瘤】 mascon 月球内部因物质构成和密度差异引起的质量不均一。它是经过详细分析绕月飞行的宇宙飞船的运行轨道发现的。在月球上已发现许多质量瘤,月球背面也有一个很大的质量瘤。质量瘤的成因众说不一,基本上可以归纳为外因说和内因说两种:外因说认为是由密度较大的陨石或小天体坠入月壳而成,在均衡补偿下不可能长久存在,但有必要指出巨厚的刚性月壳足以能够均衡而使质量瘤长期保留;内因说认为在月壳开始形成的初期,陨石撞击而成的月海盆地较薄,负荷较小,引起密度较大的月幔热可塑性物质在均衡作用下涌到盆地底下甚至涌进盆地内,因而形成正重力异常区,即质量瘤。

【月磁】 lunar magnetism 又称**月球磁场**(lunar magnetic field),月球表面的微弱磁场。磁场强度只有地球的万分之一,表面磁场在月陆区平均约为 2 纳特,月海区平均约为 4 纳特。但局部磁场很显著,而且变化大,例如阿波罗 14 号着陆点上的两个测点相距只有 1 千米,而磁场值为 43 纳特和 103 纳特。月球现在不存在强磁场,从月岩样品的剩余磁场分析,有两种性质不同的分量:一种是不稳定分量,容易去掉;另一种是稳定分量,难以退

去。前者可能是月岩到地球时获得，后者可能是月岩在 30～40 亿年前冷凝时保留的热剩磁，其强度与地球上岩浆岩的磁强相当，可见是在几千纳特以上的磁场里，从居里点（约 800℃）以上冷却下来的热剩磁。月球局部磁场具有对峙分布的特点。月球磁场主要存在于 32 亿～39 亿年前左右，即月海泛滥期的月海玄武岩喷溢阶段，以后似乎消失了。古月磁成因尚不清楚，衰减原因也尚有争议。可能在 30 亿年前月球有一个在熔点以上的液态铁核，通过自激发电机效应产生磁场，后来内部温度降低到铁的熔点以下，磁场便自然衰减。除上述永久磁场外，还记录到月球内部电流产生的瞬变磁场，这是由于太阳爆发致使吹过月球的太阳风强度增加，从而在月球内部感应生成的。从宇宙飞船探测表明，大部分月壳有磁性，但磁场方向和强度在 1 千米范围内就有变化，强度为 2～327 纳特。月球几乎没有地球那样的全球偶极磁场和统一的磁极。一般，月海磁场弱（＜50 纳特）但比高地磁化得均匀。在高地（尤其是背面高地）磁场较强（常大于 300 纳特）。月坑为磁场最小处，可能为陨击退磁。月球样品的天然剩磁一般为 600～3000 纳特，最大达 16×10^4 纳特。由此推算出月球磁场 40 亿年前为 1.3×10^{-4} 特，36 亿年前降为 0.3×10^{-4} 特。月球磁场的成因尚有争议，如果源自内部，则 32 亿年前月球应有对流金属月核。也有人提出其他可能的成因：太阳强磁场磁化，过去月球离地球近而被地球磁化等。

【月岩剩磁】 lunar rock remanence　尽管月球没有全球磁场，但根据月球岩石的分析表明，月岩具有明显的剩余磁场。

【月球热历史】 thermal history of the Moon　月球内部温度随时间演变的历史。它是认识月球构造作用、岩浆活动和月球演化史的基础。由于有许多因素是不确定的，随着假定月球形成时的初始温度和放射性元素的含量不同，不同的学者提出的月球温度演化的历史也各不相同，兹举数例如下：①假定月球形成时的初始温度为 0℃（见图），铀的平均含量为 3.3×10^{-8} 克/克。月球内部温度的变化，是时间的函数。在月球形成后的头 10 亿年月球的外层加热，温度迅速增加，当月球外层形成深达 420 千米的熔融区时，外部温度就逐渐降低、冷却，月球内层因热力的积累，温度却又逐渐增高。软流圈加深发生全球性对流外部熔融物质冷凝形成岩石圈的速率约为 10 亿年 100 千米。月海岩浆活动时期为 32 亿～39 亿年前。现今月球 650 千米深度以下，可能仍有部分区域为熔融区。②假定月球形成时的初始温度为 500℃（见图），则月球热历史演化早期，外部就形成了厚约 630 千米的熔融区，其后由于热力的散失，温度逐渐下降，熔融物质冷却凝固；随着时间的推移，月球的外部岩石圈逐渐增厚。现今月球 1100 千米以上为固态的岩石圈，月核物质可能大部分仍处于熔融状态，相当于地球的软流圈。③假定月球形成时的初始温度为 800℃，则热演化早期，月球上部就要形成厚约 900 千米的熔融区，外部温度逐渐降低，冷凝形成岩石圈。现今月球 1000 千米以上为固态，月球内部由于热量的聚集，温度逐渐增高，月核物质在月球形成 20 亿年以后也被熔融。岩核由 Fe-FeS 组成，熔融的表面热流密度为 1.7×10^{-6} 焦/厘米^2·秒，与观测值 1.9×10^{-6} 焦/厘米^2·秒相符。



月球的热历史模型（月球形成的初始温度为 0℃（左图）和 500℃（右图））。图中 A-15 为阿波罗 15 号着陆点

【暂现现象】 transient phenomena　又称**暂现事件**。月面亮区（热斑）时明时暗且颜色也有变化的现象。从淡红到深红再从紫到蓝色。对 100 多个亮区的 1200 多次暂现现象的观测，发现有 300 多次发生在阿里斯塔克月坑，75 次发生在柏拉图月坑，25 次发生在阿尔芬萨斯月坑。这种月面暂现现象的产生可能是气体放电或者是现代火山活动的信号。有的观测者认为是火山或裂缝发射出包括双原子碳（C_2）的气体分子的结果；但多数人认为可能是月面硅酸盐和气体在太阳辐射作用下的发光，与火山活动无必然联系。

【月表环境】 lunar surface environment　围绕月球表面的空间及影响人类生产和生活的各种自然因素的总和。月球的自转和公转周期相等，总是以固定的一面朝着地球；月球自身不发光，是反射太阳的光，反照率为 7/100；加上陨石轰击、宇宙射线和太阳辐射强烈，使月球表面凹凸不平，为一层厚度不等的月尘、岩屑和岩块物质所覆盖，因而月球表面温度变化极大。没有大气、水分和云雾，接近真空状态，不会发生光的反射和折射，也不能传播声波，没有动物和植物，连细菌也难以生存。所以，月球表面是一个无水、无风、无生命、无声响、冷热剧变和非常干旱的寂静世界。

【月表热流密度】 heat flow of lunar surface　月表热量的强度、分布和变化。月球岩石各处的热流不同。在阿波罗 15 号和 17 号登月点附近测定的月表热流值密度，早期约为地球表面平均热流值（8.4 微瓦/厘米^2）的一半。校正后这两个登陆点的热流极数值分别为 2.1 微瓦/厘米^2 和 1.6 微瓦/厘米^2，这与月壳厚度及内部温度分布有关。月球的平均热流密度为 1.8×10^{-6} 焦/厘米^2·秒，为地球热流平均值的 1/5。假定热流等于内部放射性同位素的产热率，那么，就可以根据热流值来推算放射性同位素的含量。如果上述月球的平均热流值是正确的，就可以估算铀的平均丰度为 30×10^{-9}；如果假定铀的丰度为 30×10^{-9} 及 K/U 比为 2500，那么整个月球的钾丰度约为 80×10^{-6}。这些数据可用于研究月球的热演化。

【月震】 moonquake　在月球上发生的快速颤动，就像地球上发生地震一样。月震分两组：发生在 800～1000 千米深的是深部事件；发生在 100 千米以浅的是浅部事件。深震占大多数，浅震比较强。在阿波罗地震仪运行期间记录了约 10 000 次深月震，35 次浅月震（又称高频率远月震或 HFT 事件）和 1800 次陨石碰撞。月球地震仪提供了陨石碰撞频率、其他表面干扰事件、构造活动性和月球内部构造以及热状态的资料。由 5 个月震站（阿波罗 12、14、15、16、17）记录资料统计，每年有 300～700 次月震，能量都很小，一般在 10^2～10^5 焦，最大月震不超过里氏震级 4 级。月震释放的总能量非常小（10^{10} 焦），只有地震（10^{18} 焦）的一百万分之一。月震信号的振幅很小（以毫微米计），持续时间很长（历时大都在 1 小时以上），强度是逐渐增加到最大值，然后又缓慢地衰减，而地震的持续时间是几秒至几十分钟。这说明月球物质的吸收能力很弱。根据月震信号特征可以区别出是由陨石撞击的月震还是来自内部的月震。撞击月震振幅较大，延续时间较长（可测震动延续达 4 小时以上），发震时间不定，地点也分散；内部月震振幅较小，延续时间较短（1 小时左右），发震时间较规则，地点也较固定。大约已鉴定出 80 个深源月震区，几乎全部在月球的正面，都集中在深 800～1000 千米处。1973

年有 41 次地震，有两个明显的震源，其震中位置一个在阿波罗 14 号西南 600 千米之湿海-雨海区，一个在澄海边缘亚平宁山脉东段山前。这两个月震源释放的能量占内部月震能量的 20%。内部月震发震次数比撞击月震多，约为 9:1，每个内部月震震源的发震周期各不相同，短者几小时，甚至几分钟，最长周期达 206 天。3 年(1969～1971)多的记录表明，每次月震地点前后的发震频率最高，强度也大，显然是由潮汐效应诱发使月球内部构造应变所致。内部月震的震源深度大都为 680～900 千米，横波低速带出现在 1000～1400 千米深度，这表明 1000 千米深度以内为坚硬岩石区，1000 千米以下为软流区。长周期月震(7 个月一次)可能与太阳的长期引力作用有关；短周期月震(几小时一次)可能与太阳对月球周期性加热有关，这类信号在当地日出后约 48.25 小时开始，似乎是因昼夜温度变化影响上层“月壤”而诱发的热应力所致，有些没有周期性的月震信号可能是表层崩滑造成的，从历史上看还应有较多的火山月震。研究人工月震(如着陆器的撞击)，可以了解月球内部构造和热状况以及构造稳定性等。

【月球正面】 the nearside of the Moon　又称**月球可见面**。月球面对地球的一面。由于月球的自转和公转周期相等，因而它始终以同一面向着地球，故称。因月球有天平动，所以从地球上能看到 59%的月球表面积，其余 41%则完全看不到。当太阳光照射到月面而又反射出来时，由于月面成分和结构不同，反射太阳光的能力也不同，便造成明暗程度不一的图像：较明亮的部分称月陆；较阴暗的部分称月海、月湖、月湾和月沼，占整个月球正面面积的 1/2，在北半球特别显著。月陆上有高地、山系、月坑、月谷、月溪、辐射纹等。月海实际上并没有水，而是宽广的低洼大平原。月球成分和月面地形起伏变化的主要原因系陨石撞击、岩浆活动、重力崩塌和由于温度变化引起的物理风化等因素。此外，月震、构造运动等的内动力地质作用在月球较早期历史中，可能也起过一定作用。但与大气、水等有关的外动力地质作用在月球表面基本上是不存在的。

【月球背面】 the farside of the Moon　月球背着地球的一面。它与月球正面不同，很少有大盆地，仅有 3 个较小的月海。主要为月陆，此外还有月坑、月谷、月溪和辐射纹等。高地、山系较多，湖海、湾沼较少。与月球正面南部高地类似，月球背面比较粗糙，月壳也较正面为厚，月海内仅部分为富铁、钛质火山岩充填。

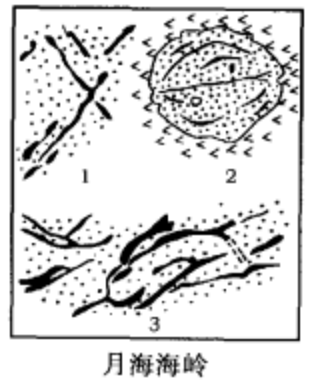
【月貌】 lunar landform　月球表面高低起伏的地形和月质特征。月貌与地貌有很大差别。月貌最大的特征是月海和月陆(常称作高地或高原)，其次是大大小小、众多的撞击坑、环形山、线形山、悬崖、溪谷和海湾等构造和火山月貌。高地表面粗糙，密布陨石撞击坑。月海比高地平坦得多，主要见于月球正面，背面仅有 3 个月海。有的月海非常平坦，在 200～600 千米长的范围内高度变化平均不超过 150 米。撞击坑的规模不等。环形山脉从盆地中心向外延伸，其垂直高度可达 7000 米。火山盆地与周围山系常呈 30～300 米高差。

【月陆】 lunar highland, lunar terrae　又称**高地**。月球表面大的浅色或亮的地区。高出月海面 1000～3000 米。其表面粗糙，密布着撞击坑，约占月表面积的 80%。月球正面的月陆总面积约占该半球面积的 70%；背面的月陆总面积约占该半球面积的 83%。月陆主要由浅色的斜长岩组成，对太阳的反照率较高，为 0.09～0.12。肉眼看到月球表面洁白发亮的部分即为月陆地区。月陆比月海形成时代要早。月陆斜长岩同位素年龄大多为 45 亿～42.5 亿年，少数年龄低达 39 亿年。由于月陆区长期经受陨石轰击，据地震资料，月陆上部约 1 万米厚均被角砾化，破裂作用可深达 2 万米。月陆和月海的差别，为认识太阳系不同历史演化提供了重要证据。

【月海】 lunar mare　月球上充满熔岩的月盆。最初伽利略用望远镜窥测到广泛分布在月面上的阴暗部分，推断是一些低平像海洋的地区，故取名月海。现已确知月海里没有一滴水，为大片覆盖着基性岩的月盆。月面上有 22 个月海，其中有 17 个在月球正面(蛇海、知海、危海、丰富海、冷海、格里马尔迪海、洪保德海、湿海、雨海、云海、澄海、史密斯海、泡海、静海、浪海、汽海和风暴洋)，占正面面积的一半；有 3 个在月球背面(智海、莫斯科海和东海)，还有两个跨于正面和背面(南海、界海)之间。此外，正面还有一个类月海叫酒海。月海大小不一，最大的是**风暴洋**(Oceanus Procellarum)，面积达 500 万平方千米，最小的如**泡海**(Mare Spumans)，面积仅 2 万平方千米。月海深度不一，静海和澄海比平均月面低 1700 米，湿海低 5200 米，雨海的东南部最深，低达 6000 米以上。月海的形状也不相同，有圆形(雨海)、长条形(冷海)、多边形(静海)、不规则形(风暴洋)等，大多数月海是互相沟通的。月海周围大多有山脉环绕。月海内常有月谷、月溪和月海脊等地貌形态。月海的成因，一般认为在 38 亿～41 亿年间由小行星、彗星或陨星撞击成月盆，然后由熔岩充填而形成，如东海盆地可见有辐射状构造线。80%以上的月海集中在月球正面的原因有两种解释：一种认为是因潮汐引力把月球内部的熔融物质吸移到靠地球一面；另一种解释是正面月壳比背面月壳薄，以致正面上撞击月盆深入到熔融带，导致熔岩溢出。

【类月海】 thassaloid　月面上大的圆形洼地，由陨石撞击而成，但没有或只有部分月海物质充填的月盆。如赫兹斯朋月盆、科罗列夫月盆和酒海月盆等。

【月海海岭】 lunar mare ridge　又称**月海脊**。月海海面上的岭形隆起。海岭的形态有的呈弧形，其分布大体与月陆的轮廓平行；有的呈对角线分布；还有的呈脉状或不规则状(见图)。月海脊的成因有各种解释，认为是褶皱、断裂、岩浆侵入或喷发形成的构造现象。

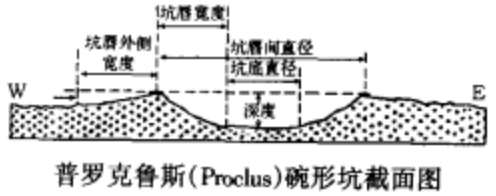


月海海岭
1. 对角线海岭；2. 弧形海岭；3. 脉状不规则海岭

【月湖】 lunar lacus　月面上的小月海。月湖在月面上为数不多，分布在澄海北边，面积最大的梦湖(约 7 万平方千米)和较大的死湖(约 2 万平方千米)。还有些面积不大，分布在东海盆地西面的细长形海如春湖、夏湖和秋湖等。

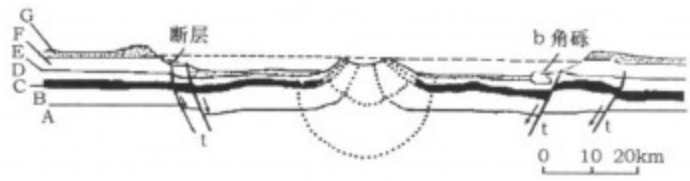
【多环盆地】 multi-ring basin　大型撞击体产生的特大型撞击坑。月球上至少有 30 个直径大于 300 千米、具有多环山系的盆地构造。如澄海盆地直径约 920 千米，盆地内第一道山环的直径为 620 千米，内山环直径为 480 千米，内盆地直径为 320 千米，为玄武岩所充填。月球上最大的多环盆地是风暴洋盆地，中心位置为 26°N15°W，有三道山环围绕，各山环的直径分别为：1700 千米、2400 千米和 3200 千米。

【碗形盆地】 bowl-shape basin　又称碗形坑。最简单形态的撞击坑，如月球上的普罗克鲁斯碗形坑，坑的各要素如图所示。月球上的碗形坑的直径一般有 15～20 千米，坑的形态随坑的直径增大而变得更为复杂。



普罗克鲁斯(Proclus)碗形坑截面图

【中心锥盆地】 center-prick basin　又称**中心锥坑**。月球上具有中心隆起(或中心锥)的复杂大型撞击坑。月球上凡直径大于35千米的撞击坑一般均发育有中心锥,中心锥并非都居坑的正中间,月球上许多大型撞击坑都具有不对称的中心锥。具中心锥的撞击坑极为复杂,下图为月球上的具中心锥的 Theophilus 撞击坑剖面示意图。图中 t 为断陷错动;b 为塌陷在坑内的角砾;A、B、C、D、E、F 为原地层;G 为坑唇上的溅射物,坑内为角砾;大的半圆表示完全下陷带;小的半圆表示冲击体的冲击界线;最底部的岩层升高形成中央隆起。



撞击坑剖面示意图

【月海盆地】 mare basin　月球上大而圆的凹地(见图)。因这种盆地绝大多数分布在月海区,所以又命名为月海盆地。月海盆地一般具有伴生辐射状构造和同心圆状构造,并或多或少地为月海物质所填满。已探明月球上直径大于300千米的盆地有44个(如表所示)。月海盆地的成因长期以来就有撞击成因说与火山成因说两种;现有的探测与研究结果表明,绝大多数是由于撞击所致。

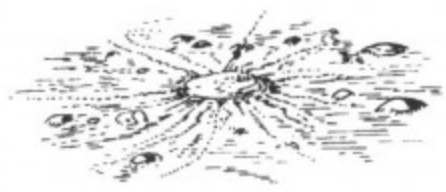


东海月盆简图

月球上直径大于300千米的大型多环盆地

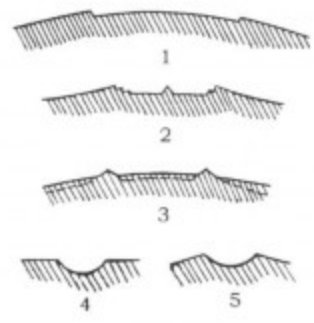
盆地名称	直径/km	相对年龄	盆地名称	直径/km	相对年龄
Orientale	930	雨海期	Smythii	840	前雨海期
Imbrium	1500		Coulomb-Sarton	530	
Schrödinger	320		Keeler-Heaviside	800	
Sikorsky-Rittenhouse	310		Poincaré	340	
Bailly	300		Ingenii	650	
Hertsprung	570		Lomosov-Fleming	620	
Serenitatis	880		Nibium	690	
Grisium	1060		Fecunditatis	690	
Humorum	820		Mutus-Vlacq	700	
Humboldtianum	700		Tranquillitatis	775	
Mendeleev	330		Australe	880	
Mendel-Rydberg	630		Al Khwarizmi-King	590	
Korolev	400		Pingre-Hausen	300	
Moscoviense	445		Werner-Airy	500	
Nectaris	860		Flamsteed-Billy	570	
Apollo	505	前雨海期	Marginis	580	
Grimaldi	430		Insularum	600	
Freundlich-Sharonov	600		Grissom-White	600	
Birkhoff	330		Tsiolkovskiy-Stark	700	
Planck	325		South Ple-Aitken	2500	
Schiller-Zunchius	325		Procellarum	3200	
Amundsen	355		Lorentz	360	

【月坑】 lunar crater　曾译为**月面环形山**。是月球撞击坑的简称,指月球表面大小不等的圆形或近圆形凹坑。它布满了整个月面,特别是月陆地区。直径大于1千米的月坑总面积约占月球表面积的7%~10%。大多数凹坑周围环绕着高出月面的环形山,四周还有放射状的构造线,其中有的为月海物质所填满(见图)。据统计,月面上月坑的总数在33 000个以上,分布不均匀;月陆上远较月海为多,以中南部的莫罗利卡斯月坑附近最为密集,向北、向西和向东密集度逐渐变小;月海带上密集程度最小,雨海和澄海以及这两个月海间的亚平宁山脉和高加索山脉为最显著。大多数月坑是用古代著名学者的名字命名的,如哥白尼月坑、第谷月坑等。其成因也有争论:除较多的人支持火山口说与陨石撞击说外,还有蒸气引起的气泡、潮汐扰动引起的塌陷等。从现有资料看,月坑主要是陨石撞击而成,可能有些曾发生过由撞击引发的火山活动,仅有少数可能纯属破火山口性质。



辐射纹环形山

【月坑类型】 lunar crater types　根据大小、形状、结构等对月坑的分类。月坑的直径不一,小者仅几十厘米或更小,大者直径有200千米多,如南极附近的克拉维月坑,直径达240千米,像被高山环抱的圆形平原。月坑四周的环形山高度为300~7000米。环形山往往由连续屹立的崖壁构成,崖壁常呈隆起的高峰。月坑内侧陡,坡度在25°~50°间,一般为35°;外侧缓,坡度仅3°~8°,一般为5°,再往外与平原相连。月坑底部一般都很平坦,但深度相差很大,从几十米到6000米,后者如捷奥菲勒斯月坑。大型月坑的坑底中央,往往有尖锥状或瘤状的孤峰(群)称中央峰、中央丘和中隆等,比外环低,多数位于月坑圆心上,少数有偏移。月坑类型很多,有克拉维型月坑、哥白尼型月坑、阿基米德型月坑、碗型月坑和酒窝型月坑等(见图)。

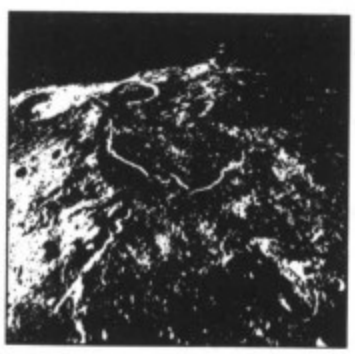


各种类型月坑剖面图
1. 克拉维型月坑;2. 哥白尼型月坑;3. 阿基米德型月坑;4. 碗型月坑;5. 酒窝型月坑

【月湾】 lunar sinus　月海伸向月陆形似海湾的部分。月球正面最大的月湾,是位于风暴洋最北部的露湾,其面积比危海还大。位于月球正面中心部位的暑湾和中央湾也是风暴洋东岸的海湾,面积为3万~4万平方千米。雨海西北角被汝拉山脉所包围的虹湾,看来原为一直径290千米的大型月坑,一半以上已为雨海熔岩所掩埋,雨海中仍可见到被埋月坑外壁的痕迹。雨海东边的眉月湾被阿基米德、奥托利克和阿里斯基尔3个月坑所环绕,其面积仅数千平方千米。

【月沼】 lunar palus　月海伸向月陆类似沼泽的部分。月面上已知月沼有雨海东面的腐沼、云海南面的疫沼和静海东面的梦沼。它们的面积均在2万~3万平方千米左右。

【月谷】 lunar vallis　月面上宽阔的谷地,常呈直线或弧形,陡壁平底,很像地球上的东非裂谷。如位于雨海和冷海间的东西向雪茄形的阿尔卑斯月谷,长130千米,宽10~12千米;南海东北面月陆上有一条赖塔月谷,长500千米,宽20~30千米。风暴洋中部连接希罗多特斯月坑的南北向施罗特尔月谷(见图)和月球背面南部之普朗克月谷,长350千米,宽10~25千米,都是有名的月谷。有人认为,这种宽大的月谷很可能是月海熔岩

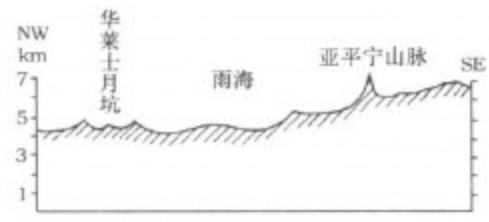


施罗特尔月谷

冷却时因张力而沿断层下落形成的。

【月溪】 lunar rille 月面上的细长沟纹。月陆和月海中均有发现，而在玄武岩充填的低地上尤为常见。其形状各异，有直的月溪和曲的月溪等，其成因也可能不同。直月溪是呈直线延伸的，直月溪的成因可能是软质岩墙侵蚀而成；曲月溪可能是熔岩管垮塌，也可能是火山灰层被流水侵蚀而成。此外，还有锯齿形曲月溪，被认为是熔岩冷却而成的大裂隙；链式月溪是由一连串连通的月坑组成，被认为是气体自火山通道或喷气孔逸出时形成的。有些月溪可能与较大陨石撞击而产生的辐射状构造有关。

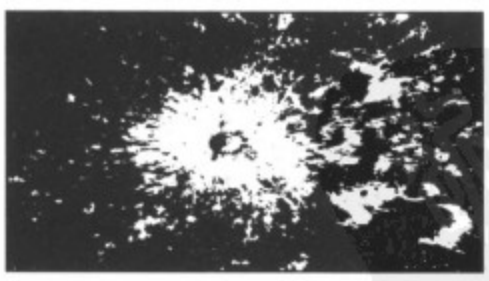
【月面山系】 lunar mountain 又称**月面山脉**。月球表面连续的险峻山峰带。有的高达 7000～8000 米。均以地球上的山脉名称命名，如雨海周围的高加索山脉、亚平宁山脉、阿尔卑斯山脉、汝拉山脉和喀尔巴阡山脉；酒海周围的阿尔泰峭壁和比利牛斯山脉；东海周围的科迪勒拉山脉和卢克山脉，澄海南面的海玛斯山脉等。以亚平宁山脉为最大(见图)，长达 1000 千米，高出月海面 3000～4000 米，北段哈德利山高出四周平面 4500 米。在月球南极附近的莱布尼兹山脉和多尔菲尔山脉中有一些月球上最高的秃峰，其中三个秃峰的高度分别为 7800 米、8000 米和 9000 米，这两座山脉被看作是月坑的闭合周壁，而非独立山脉。据统计，月球上的山系中有 6 个山峰高达 6000 米以上，20 个山峰高达 5000 米，约有 80 个山峰高达 4000 米，还有 200 个山峰高达 1000 米。月面山脉都是向月海一侧陡峻，呈断崖状，向月陆一侧极缓。



雨海亚平宁山脉地形剖面图

【月面峭壁】 lunar rupe 月面上呈断崖状的山脉。长达数百千米的峭壁有四座，除最长的阿尔泰峭壁组成酒海的外层环壁外，其他三座峭壁均突出在月海海面之上，即静海中的科希峭壁，云海中的直壁和湿海西岸边的利比克峭壁。这些峭壁可能是由于断裂造成的。

【月面辐射纹】 lunar rays 从月坑中心向四周放射的条纹。辐射纹大多呈宽窄不一，由中心向外延伸。具有明显辐射纹的月坑约有 50 个，其中以月球南极附近的第谷月坑四周的辐射纹最为美丽壮观，它们长短不一，共 12 条，最长者达 1800 千米；穿过月山、月海、月谷和月坑时，其宽度和方向均无任何改变。一般说来，辐射纹在月球上从日出后约 12 小时即隐约可见，愈近满月愈清晰，但在日落前约 12 小时就消失不见。这与从地球的视线与太阳发射的光线之间的角度有关。月坑辐射纹的成因，有陨石说和火山说，后者最多的是火山灰说。在爱拉托逊纪形成的月坑周围，一般辐射纹已消失，而哥白尼纪形成的月坑周围常能见到清晰的辐射纹。


月球新陨击坑形成的白色辐射纹

【月面年代学】 lunar chronology 研究月壳形成和演化历史年代的学科。地质学中常用地层的相对顺序、岩浆侵入和喷出的先后，以及变质程度的深浅和破坏程度的轻重等方法，也可应用到月壳演化历史年代的研究上，划分出月面历史的相对时间顺序。主要划分原则是：被覆盖的、被切割的、被侵入的岩层较老；月面起伏较剧烈的、月坑密度较小的和月尘、月壤较薄的较年轻。月面年代划分方案甚多，但无重大的差异，多以月坑和月海形成先后作为划分标准。

【月面月史】 history of lunar surface 研究月球表面月质演化的历史。从 1910 年伽利略最先用望远镜研究月球，至近十多年来，随着月球探测器和登月考察研究的逐步深入，人们对月面史进行了初步划分。其划分时代新老的原则是：若两个岩层相比较，甲覆盖乙，或甲侵入乙，或甲切割乙，或甲的起伏比乙大，或甲的月坑密度以及月尘厚度比乙小，那么甲单元就比乙单元年轻。而各个时代的名称则选择具有代表性的最著名的月面地形名称命名。其划分方案以哈巴科夫(A.B.Хабаков)等的运用较广。哈巴科夫的月史划分，是将月面的相对时代分为七个基本阶段，由老到新为：①最古纪——形成最古老月坑的时代，这种月坑现仅残留某些片断；②依巴勒纪(或称前阿尔泰纪)——形成古月坑时代；③阿尔泰纪——形成早期的广阔月海时代；④托勒密纪——形成大多数月坑的时代；⑤海洋纪——形成新月坑及月海的时代；⑥哥白尼纪——形成新辐射月坑的时代；⑦现世纪——形成形态最新鲜月坑的时代。休迈克(E.M.Shoemaker)和哈克曼(R.J.Hackman)的月史划分是：①前雨海纪——形成月面最古地形的时代；②雨海纪——又分两个亚纪：亚平宁亚纪——形成亚平宁山脉等古老山脉的时代；阿基米德亚纪——在月海形成以前，熔岩物质充填于阿基米德等月坑的时代；③风暴洋纪——形成广大月海的时代；④爱拉托逊纪——形成月海以后的时代，以爱拉托逊月坑为代表，这类月坑已失去了辐射线纹；⑤哥白尼纪——形成最新的、具辐射线月坑的时代。另外美国地质调查所 1971 年编制月质图时，威廉斯(D.E.Wilhelms)和麦库利(J.F.Mccauley)还采用了较简单的年代划分方案，从老到新分为前雨海纪(距今 46 亿～40 亿～39 亿年)、雨海纪(距今 40 亿～39 亿～31 亿年)、爱拉托逊纪(距今 39 亿～31 亿～25 亿～20 亿年)、哥白尼纪(距今 25 亿～20 亿年)。现将五种月史划分的对比关系列于下表。

<table>
<tr><th>时代</th><th>A.B.哈巴科夫(1960)</th><th colspan="2">E.M.休迈克和R.J.哈克曼(1962)</th><th>B.B.科兹洛夫 A.B.阿尔捷莫夫(1965)</th><th colspan="3"></th><th>D.E.威廉斯和J.F.麦库利(1971)</th></tr>
<tr><td></td><td colspan="3">纪 和 亚 纪</td><td>系</td><td colspan="2">月海群和亚群</td><td>月坑群和亚群</td><td>纪</td></tr>
<tr><td rowspan="10">新</td><td>现世(M)</td><td rowspan="2">哥白尼</td><td>阿里亚代斯(A)</td><td rowspan="4">上系</td><td colspan="2">最新的月海岩石(M)</td><td>哥白尼(Kp)</td><td>哥白尼</td></tr>
<tr><td rowspan="2">哥白尼(K)</td><td>哥白尼(C)</td><td colspan="2" rowspan="2">?</td><td>爱拉托逊(Er)</td><td>真爱拉托逊(Er)</td><td>爱拉托逊</td></tr>
<tr><td>爱拉托逊</td><td>爱拉托逊(E)</td><td>阿基米德(Ar)</td><td rowspan="4">雨海</td></tr>
<tr><td>海洋(O)</td><td colspan="2">风暴洋</td><td>风暴洋(Pr)</td><td colspan="2">风暴洋(Pr)</td><td></td></tr>
<tr><td>托勒密(P)</td><td rowspan="2">雨海</td><td>阿基米德</td><td>托勒密(Pt)</td><td rowspan="3">中系</td><td rowspan="2">阿尔泰(Al)</td><td>中央(Md)</td><td>托勒密(Pt)</td></tr>
<tr><td>阿尔泰(A)</td><td>亚平宁</td><td rowspan="2">雨海(I)</td><td>真阿尔泰(Al)</td><td>?</td></tr>
<tr><td>依巴勒(H)</td><td colspan="2" rowspan="2">前雨海</td><td colspan="2">?</td><td>依巴勒(Hp)</td><td rowspan="3">前雨海</td></tr>
<tr><td>老</td><td>最古</td><td>邦普兰(B)</td><td>下系</td><td colspan="2">云海(Nb)</td><td>?</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td colspan="2">最古(Ant)</td><td>最古前依巴勒(Pho)</td></tr>
</table>

【前雨海纪】 Preimbrian 月面演化历史中的最早期，雨海事件以前时代的总称。月面上最古老岩石多出露在古月陆区，往

往构成山地。由于后来的变形和侵蚀,其原始构造多遭强烈破坏,只在若干地方见到古月坑的残迹。哈巴科夫把前雨海时期划分为最古纪和依巴勒纪。月面最古老的地形可明确辨别为依巴勒纪,有时能看到更古老山地的片断,列入最古纪。依巴勒纪形成的古老月坑的直径都很大,彼此的距离均甚近,但由于变形剧烈,多被后来形成的起伏地形和沟谷所破坏(如后期陨击坑、构造断裂等),其中依巴勒月坑为最典型,所以将其作为这个纪的名称。这个纪有 11 400 个以上的月坑,最大者直径达 240 千米左右,多数直径都很小,平均为 28.9 千米,分布较为广泛,古月陆区居多。

【雨海纪】 Imbrian 雨海盆地形成时开始的时代。休迈克和哈克曼按时间先后又分为两个亚纪:①**亚平宁亚纪**:是形成亚平宁等古老山系的时代,大体相当于 A.B. 哈巴科夫所划的阿尔泰纪。他认为在阿尔泰纪时月面上产生构造陷落形成月海盆地。在阿尔泰峭壁附近可清楚见到此时代的活动痕迹,古酒海盆地陷落已到达该峭壁崖脚,直径可达 1100 ~ 1200 千米,并把此亚纪的古陷落称为初始陷落。②**阿基米德亚纪**:环形盆地形成后到月海泛滥之前的时代。在这期间发生了高地和山间盆地的玄武岩喷发活动,使熔岩物质充填于阿基米德等月坑之中。此亚纪喷发的物质与后来月海泛滥时喷发的物质不同,具有较高的反照率。哈巴科夫把被月海物质覆盖的月坑和裂隙的形成时代叫托勒密纪。隐藏在月海熔岩之下的这些月坑保存程度中等。其中像弗拉卡斯特里斯和弗拉马利翁等月坑,只是部分地被熔岩覆盖,而哥斯特等月坑则几乎全被掩埋,仅有一点痕迹,叫"幻影坑口"。哈巴科夫推定,此亚纪月面月坑的总数有 9000 个,其中最大的月坑,如托勒密、华尔特和朗哥芒坦等月坑,直径达 150 千米,然而残留的月坑大多较小,平均直径仅 31.8 千米。

【风暴洋纪】 Procellarian 形成广大月海的时代。此纪由于大型陨石或小行星撞击月面,形成巨大凹坑,即月海盆地。其后又有熔岩流的喷发、溢出,充填了巨大的月海盆地。哈巴科夫把形成所有月海的时期称为海洋纪。他认为月海是由于规模巨大的环形构造的陷落所成,尔后大量熔岩流溢出充填而形成月海平原。为了与阿尔泰纪的初始陷落相区别,他把海洋纪出现的陷落称为现存陷落。但休迈克和哈克曼则不承认有阿尔泰纪的月海初始陷落,主张月海是在海洋纪一次形成的。现在绝大多数学者认为月海是小行星和大陨石撞击形成的。

【爱拉托逊纪】 Eratoshenian 月海形成后的前一阶段。通常,月海形成后的时期统称为**后月海时期**。这个时期的月面主要受陨石的撞击。后月海时期一般分为两个阶段,爱拉托逊纪就是其前一阶段。这个时期形成的月坑保存得都比较好,但月坑周围看不到辐射纹,岩石的反照率也略低一些。其中爱拉托逊月坑最为典型,故名爱拉托逊纪。一般认为,这种月坑在形成时也有放射状辐射纹,只因形成时代较古老,受来自宇宙空间的各种射线的长期作用和月球风化作用,使辐射纹逐渐削平,导致发亮物质逐渐暗淡以致看不见。哈巴科夫未把爱拉托逊纪单独分出来,而统称为哥白尼纪。

【哥白尼纪】 Copernican 月海时期的后一阶段。这一时期形成了几乎所有具有辐射纹的第谷、哥白尼、普罗克勒斯、克普勒、阿里斯塔克等大型月坑。这些月坑在形态和性质上虽与爱拉托逊纪的月坑相似,但月坑保存完好,具明亮而特征的辐射纹以及月坑岩石的反照率较高等特点。哈巴科夫所划分的哥白尼纪含义更广,他认为月面上与哥白尼月坑相同的月坑,都属于同一时代,总数达 4815 个以上,它们都是在风暴洋、雨海等月海区发生的大面积陷落结束以后形成的。其形状和直径变化较大,最大直径约为 55 千米,主要月坑的平均直径约 15.9 千米。

【现世纪】 Recent period 月面月史最年轻的时期。是 A.B. 哈巴科夫在月史分期中划分的一个纪。在这个纪形成的月坑具有保存最完整、形状最完整、直径较小、分布无规律性等特点。据他统计,这些月坑在月球正面共有 517 个以上,直径一般为5 ~ 10 千米,大多呈碗形,分布一般也无规律,只有少数月坑成排或沿裂缝分布。

【月壤】 lunar regolith 月面上由凝聚性较弱的细小碎片物质组成的混合物。为具玻璃外壳的颗粒、晶质岩石或矿物和微角砾岩或石屑碎块、各种玻璃碎块等组成。月壤成分主要是玄武岩,其次是斜长岩和苏长岩。矿物碎片有斜长石、辉石、钛铁矿、橄榄石、陨硫铁、自然铁、球形镍铁及其他副矿物。月壤在月海中较薄,一般为 2 ~ 10 米,在月陆上较厚,最厚达 20 米,最大厚度达 100 米。月壤的平均累积率约每百万年 2 毫米,早期(35 亿 ~ 40 亿年之前)累积率比后来大一个数量级,因而高地月壤比月海厚。其化学成分介于月海玄武岩 A 型和 B 型岩石之间,与火成岩不同的是镍和锆的含量较高,二氧化钛的含量较低。镍和挥发元素(Ga、Zn、Ag、Au、Cu、Ti)含量较高,可能有 0.1% 的镍-铁,或近于 1% 的球粒陨石加入所致。月壤与月岩成分大致相近,但略有差别,前者铁、镁元素的含量降低,因而其熔点较原生玄武岩要低。月壤的年龄为 42 亿 ~ 46 亿年(模式年龄为 44 亿 ~ 46 亿年),一般大于当地基岩年龄。有些学者认为是月球形成早期分凝的产物,有些认为是月壤中含放射性高的克里普岩组分,因而月壤模式年龄反映了它的年龄。

【微角砾岩】 microbreccia 微角砾岩主要由玄武岩岩屑组成,胶结物为玻璃质,有时玻璃中含有苏长岩和玄武岩包体。此外还有 2% 的碳质球粒陨石;玻璃本身也常呈球形和椭球形,也有一些不规则的玻璃,粒径大多在 1 毫米 ~ 1 厘米,少数至几米大的石块。

【月壤成因】 lunar cause of regolith formation 月壤的物质来源、形成过程和演化。Mokay 等(1971)认为,是由于陨石撞击作用在高温下使基岩熔融、粉碎和岩化作用形成;少数学者认为可能是由火山喷发带来的一些火山灰流和岩屑所形成。月岩的温度变化极大,月岩热导率很低,其矿物组成和结构不均一,因热胀冷缩使月岩发生崩解,产生岩屑;太阳风和银河宇宙射线对月岩的辐射降低了矿物强度,使晶格变形,也可能间接地促进了月壤的形成。此外,陨石碎屑也是月壤的重要组成之一。

【月尘】 lunar dust 又称**月土**。月球表面的粉末状尘土,粒径一般小于 1 毫米,含有玻璃球或碎片、斜长石、单斜辉石、钛铁矿、橄榄石、陨硫铁、自然铁碎片和直径小于 1 毫米的球形镍铁,有时还有少量鳞石英、方英石、尖晶石等。玻璃在月尘中占较大比例,其成分变化很大,是因岩石或矿物受陨石撞击熔融并急剧冷却的结果。按其形态特征可分为三类:①葡萄状、多孔状、球形的暗绿色碎片;②淡色或无色,或少见的褐、黄色及橙色碎片;③球形、椭球形、哑铃形及滴状体(大多小于 0.2 毫米),颜色为红、褐色至绿色和黄色。其化学成分中二氧化钛含量较低,二氧化硅、氧化钾和五氧化二磷的含量较高。月尘中玻璃的含量比较低,特别是圆球形玻璃较少。月尘在月陆区很薄,平均 1 毫米,甚至缺失;在月海区和月坑中较厚。月尘的热导率很低。月尘的成因大多认为是陨石撞击形成,少数人认为由火山灰生成。

【月壤结构】 lunar regolith structure 月壤结构松散。月海区一般月壤厚度为 2 ~ 10 米,而月球高地由于暴露于月球表面的时间较长,受历次冲击成坑的溅射物的覆盖,使月壤堆积较厚,约 10 米。根据阿波罗-15 钻取的 243 厘米的土壤岩心钻孔的分

析研究结果，可将月壤划分出42层不同的结构单元，每个单元从几毫米到13厘米不等，这是由于长期受陨石及微陨石冲击及其溅射物的堆积所造成。

【捕获太阳风】 captured solar wind 各种天体从行星际空间捕获的太阳风。月球表面物质主要受到以下三种辐射源的辐射，即太阳风、太阳耀斑和银河宇宙线。太阳风是指从太阳日冕向行星际空间辐射出来的连续的等离子体粒子流，也许代表太阳日冕的成分，主要是氢离子，其次为氧、氮及稀有气体离子，能量为1电子伏/核子的太阳风粒子平均速度为4000千米/秒。太阳风粒子直接注入月壤内，深度可达30～50毫米，太阳风中一些成分，如稀有气体等能被月壤所捕获。

【月壤中氦-3】 ^{3}He in lunar regolith 大量的探测与研究结果表明，月壤中含有极为丰富的氦-3等稀有气体，主要来自太阳风。月壤中氦-3等稀有气体的含量不但与月壤粒度的大小成反比关系，而且与月壤中的矿物组成、元素成分及结构特征等有密切关系，如氦-3大部分集中在颗粒小于50微米的富含钛铁矿的月壤中。氦-3是一种可长期使用的、清洁、安全和高效的核聚变发电的燃料，与氘-氚(D-T)聚变反应释放中子相比较，由于氘-氦($D-^{3}He$)聚变反应释放出质子，反应所需防护的设施、材料和环保条件较氘-氚反应简便和廉价，因此，月壤中氦-3是未来开发与利用的重要资源之一。

【捕获稀有气体】 trapped rare gas 各种天体从行星际空间捕获的稀有气体。月表物质中的捕获稀有气体主要来自太阳风，其次为月球本身释放出来的稀有气体。所谓太阳风就是从太阳日冕向星际空间辐射出来的等离子体粒子流，主要是氢离子，其次为氧、氮及稀有气体离子。月球上没有大气层，太阳风可以无阻挡地直达月面，故在月壤和角砾岩颗粒表层捕获的稀有气体特别多，但不同的样品或同一样品的不同部位捕获稀有气体浓度的变化仍然是很大的。一般说来，细颗粒物质(如月壤)比粗颗粒物质(如角砾岩)捕获的稀有气体要多，暗色物质比浅色物质捕获的稀有气体要多。月球表面物质捕获的稀有气体由于气体的扩散作用而不断损失；在扩散过程中较轻的稀有气体比较重的稀有气体容易散失。尽管在不同样品中所含稀有气体的相对丰度很不一样，但元素的同位素组成则基本上一致。月球物质中捕获太阳风中$^{22}Ne/^{23}Ne$、$^{36}Ar/^{38}Ar$值与地球上的大气和碳质球粒陨石中捕获稀有气体的同位素比值是一致的，这在研究地球和月球的成因时有一定的意义。

【撞击坑永久阴影区】 *permanent shadow area in crater* 月球上撞击坑中太阳照射不到的、一直处于阴暗寒冷的区域。克莱门汀号探测器和勘探者号探测器的探测结果表明，月球极地撞击坑永久阴影区可能有以固态形式存在的水冰。

【月壤水冰】 lunar regolith water-ice 月壤中包含的固态水。月球大气层极为稀薄，几乎处于真空状态，太阳光长驱直入，白天月表上温度高达130～150℃，午夜可降至－160～－180℃，因此在月表不可能有水的存在，但也有人认为月壤深层有可能吸附着水冰，特别是克莱门汀号探测器和勘探者号探测器的波谱分析表明，在一些撞击坑永久阴影区的氢离子的含量很高，表明在该区可能存在着水冰。

【月岩矿物成分】 mineral composition of lunar rock 月岩中包含的矿物类型和成分特征。月岩矿物成分比地球岩石简单得多。地球上已知矿物有2000多种，月球上已鉴定出的矿物仅有100多种。原因是月球上缺水，无风化作用。所以，月岩中没有含水矿物、粘土矿物和铁的氧化物矿物。月岩的主要矿物成分有辉石、斜长石、钛铁矿、橄榄石、尖晶石；次要矿物有方英石、鳞石英和三斜铁辉石；副矿物有静海石等20多种，其中五种新矿物是地球上所未发现的(见表)。

月岩的矿物成分

矿物成分	矿物名称	分子式	备　注
主要矿物	辉石	$(Ca,Fe,Mg)_2Si_2O_6$	含单斜辉石：斜方辉石
	斜长石	$(Ca,Na)(Al,Si)_4O_8$	钠长石、钙长石及倍长石
	钛铁矿	$FeTiO_3$	在月海玄武岩内为主要矿物
	橄榄石	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	铁橄榄石及镁橄榄石，在橄长岩中为主要矿物
	尖晶石	$MgAl_2O_4$	尖晶石橄长岩为主要矿物
次要矿物	方英石	SiO_2	
	鳞石英	SiO_2	
	三斜铁辉石*	$CaFe_6(SiO_3)_7$	
副矿物	静海石*	$[Fe^{2+}(Zr+Y)_2Ti_3Si_3O_{24}]$	
	新的富锆矿	—	
	物-X及Y相		
	低铁假板钛矿*	$(Mg,Fe)Ti_2O_3$	
	钛铬铁矿*	$(Fe,Ti,Al,Cr)_3O_4$	
	钾长石	$KAlSi_3O_4$	花岗质岩石中的主要矿物，含钡较高时，称钡钾长石
	石英	SiO_2	
	磷灰石	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl)$	含氟较高时，称氟磷灰石
	白磷钙矿	$Ca_3(PO_4)_2$	含钇和铈时，称钇-铈白磷钙矿
	钛铁尖晶石	Fe_2TiO_4	有含铬的钛尖晶石
	镁铁尖晶石	$(Mg,Fe)(Al,Cr)_2O_4$	有含铬的镁铁尖晶石
	铁尖晶石	$FeAl_2O_4$	
	铬铁矿	$FeCrO_4$	有含钛的铬铁矿
	镁铬矿	$MgCr_2O_4$	
	钙钛矿	$CaTiO_3$	
	钛锆钍矿	$(Ca,Th,Ce)Zr(TiNb)_2O_5$	
	金红石	TiO_2	有含 Nb_2O_5 6.4%的铌金红石
	锆石	$ZrSiO_4$	
	斜锆石	ZrO_2	
	镍铁金属	Fe-Ni	—
	自然铜	Cu	—
	陨碳铁	Fe_3C	
	陨磷铁镍矿	$(Fe,Ni)_3P$	
	陨硫矿	FeS	
	陨氯铁	$FeCl_2$	
	镍黄铁矿	$(Fe,Ni)_9S_8$	
	铜磁黄铁矿	—	
	针铁矿	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	A-16锈色岩内
	熔斜长石	—	

*地球上未发现的新矿物。

【月岩物理性质】 physical property of lunar rock 表示月岩磁性、电性和热力学等的特征。月岩的颜色有浅色和深色，为多孔状或致密状；密度为1.94～3.10克/厘米^3；结构从玻璃质到显晶质，粒度从细粒到粗粒，并有大量角砾状岩石。其性质①磁性：月海区为(2～4)纳特，在角砾岩的局部地区，因含有较多的金属铁，故具有较大的磁场，最大为313纳特。月岩具有较大的剩余磁化强度，结晶岩具有$(2\sim8)\times10^{-6}$电磁单位/克，月尘及微粒角

砾岩具有(1.5～15)×10^{-5}电磁单位/克。②电性:月岩样品的电导率随频率增加而增大,与地球上干燥岩样的电导率特征一致;月球物质含有较丰富的半导体钛铁矿,故月岩的电导率比地球上同类岩石的电导率要高一些。③热学性质:月岩的热膨胀系数一般实测值为5～15,小于计算值22～29.5,在不同的方向上热膨胀系数也不相同。月岩的热传导系数在不同方向各不相同;角砾岩在温度－73℃时,热导率为2瓦/米·开,比玄武岩的热传导率6.68瓦/米·开低得多。月岩的比热容一般随温度增加而增大,如静海基底月样测试,温度为－174.48～64.3℃,比热容为0.0618～0.1926瓦/米·开。热发光测量结果,月壤的温度梯度为每千米(2±2)℃,如果月壤较薄(不足5米),则下伏基岩的温度梯度为每千米2℃左右。实验表明,月样弹性波速度随压力增大而增加,压力由零增到1吉帕时,纵波速度则由4.23千米/秒增到7.01千米/秒,横波速度则由2.59千米/秒增到3.88千米/秒。

【月岩新矿物】 lunar new minerals 地球上的岩石中未发现的矿物。月岩的矿物成分,按其含量可分为主要矿物、次要矿物和副矿物三种。月岩的主要矿物中没有发现新矿物,次要矿物中发现一种新矿物,即三斜铁辉石[$CaFe_6(SiO_3)_7$],副矿物中发现四种新矿物:低铁假板钛矿[$(Mg,Fe)Ti_2O_3$]、钛铬铁矿[$(Fe,Ti,Al,Cr)_3O_4$]、静海石[$Fe^{2+}(Zr+Y)_2Ti_3Si_3O_{24}$]和新的富锆矿物。新的富锆矿物属静海石X相和Y相类矿物的β相(Taylor,1975)。在地球岩石中已发现低铁假板钛矿。

【钛铬铁矿】 titano-chromite 月岩新矿物。为钛铁尖晶石(Fe_2TiO_4)及铬铁矿($FeCr_2O_4$)之间的固溶体,属等轴晶系。化学结构式为$(Fe_{1.53}Mo_{0.01}Mg_{0.06}Ti_{0.57}Al_{0.22}Cr_{0.61})_3O_4$。钛铬铁矿不透明,反射光下为灰褐色;一个大气压下熔融试验表明,在氧分压为10^{-8}～10^{-11}大气压力下,温度为1160～1200℃时晶出钛铬铁矿。是岩浆作用的早期高温产物。钛铬铁矿在月岩中含量很少,为月岩副矿物。

【低铁假板钛矿】 ferro-pseudobrookite, armalcolite 月岩新矿物。产于细粒多孔质火成岩中。化学式为$(Mg、Fe)Ti_2O_3$,含有少量的铬和铝。由钛板铁矿($Fe_2^{3+}TiO_5$)中的$2Fe^{3+}$被$Fe^{2+}Ti$置换而成。化学成分上富含钛,为$MgTi_2O_5$与$FeTi_2O_5$之间的固溶体。属斜方晶系,晶格常数$a=(0.9743\pm0.0003)$纳米、$b=(1.0024\pm0.0002)$纳米,$c=(0.3738\pm0.0003)$纳米。不透明矿物,在反射光下为灰到灰蓝色。非均质性,具浅灰到暗蓝色的多色性,常与钛铁矿共生。熔融试验表明,1150℃条件下形成的低铁假板钛矿,比天然的富含铬和镁;随着温度下降,铬、镁减少,而含铁(Fe^{2+})增加。在氧分压为10^{-11}大气压,温度1200～1600℃时开始结晶,约在1125℃时与熔体反应生成钛铁矿,反应式为:低铁假板钛矿＋熔体⇌钛铁矿。该矿物可能是岩浆结晶作用的早期高温产物,在月岩中含量很少,属副矿物。

【三斜铁辉石】 pyroxferroite 月岩新矿物。与辉石相似,但因形成时氧压低而富铁。根据与辉石相似和铁化学符号(Fe)而命名。呈透明的黄色晶体。三斜晶系,与三斜锰辉石构造相同,估计为三斜锰辉石中的Mn^{2+}被Fe^{2+}置换而成。由于三斜铁辉石含有钙,故有人命名为**钙三斜铁辉石**(calcium pyroxferroite),化学结构式为$(Fe^{2+}_{0.85}Ca_{0.13}Mg_{0.02})SiO_3$;化学式为$CaFe_6(SiO_3)_7$;晶格常数$a=(0.662\pm0.002)$纳米,$b=(0.735\pm0.03)$纳米,$c=(1.735\pm0.1)$纳米,$\alpha=114.5°\pm0.2°$,$\beta=82.7°\pm0.2°$,$\gamma=94.5°\pm0.2°$;密度为3.68～3.76克/厘米^3;光轴角$\alpha V=(+)32°～40°$;折光率为$\alpha=1.750～1.756$,$\beta=1.752～1.758$,$\gamma=1.766～1.768$。该矿物为岩浆作用后期的产物,比单斜辉石生成更晚,是月岩中发现的唯一的新次要矿物。

【静海石】 tranquillicyite 月岩新矿物。根据首次在静海采集而得名。是一种新的铁钛硅酸盐矿物,富含锆和钇,在一些月海玄武岩中呈微小橙红色薄板状晶体产出,最粗的单个板晶(65×15微米)产于粗粒方英石玄武岩内(月岩样品10047)。但在细粒玄武岩中最长的晶体仅几微米。为仅与填充相形成组合的微量矿物,系月球玄武岩浆晚期阶段结晶作用的产物。光学性质均匀,无溶出或蚀变现象。矿物呈半透明,在透射光下为赤褐色到红色,无多色性。二轴晶,$2V$约40°。反射光下为灰色,平均折射率为2.1～2.13;透射光或反射光下呈均质或很弱的非均质。分子式为$Fe^{2+}(Zr+Y)_2Ti_3Si_3O_{24}$或写为$(Fe,Y,Ca,Mn)(Ti,Si,Zr,Al,Cr)_2O_3$,并含有少量Cu、Pb、Mn、Cr、Nb、REE、Hf及50×10^{-6}～93×10^{-6}的U。六方晶系,$a_0=(1.169\pm0.05)$纳米 $c_0=(2.225\pm0.10)$纳米,每个M_2O_3分子单位体积为(5.49 ± 0.08)立方纳米,理论密度为(4.7 ± 0.1)克/厘米^3。静海石为月岩副矿物,含量虽少,但很常见。是由于Fe^{2+}、Ti、Zr、REE的分离而进入月球玄武岩结晶作用晚期阶段的液体所析出。

【月岩】 lunar rock 构成月球的岩石。由于月球上的地质作用较地球上的地质作用少而小,因而在月球上能保留较老和较简单的岩石系列。根据月岩、月壤和月尘样品的研究,月面上存在三种主要岩石类型:①富铁或富钛的月海玄武岩,充填广阔的月海洼地;②富放射性元素和难熔微量元素的苏长岩(克里普岩、非月海玄武岩);③富铝的斜长岩,其中含有70%的斜长辉长岩。月海凹地除月海玄武岩外,还有少量显微辉长岩、斜长岩、苏长岩、辉石岩和橄榄岩。此外,还有少量花岗质岩石,包括流纹岩在内,主要由钾长石等硅酸盐矿物组成,可能是玄武岩岩浆分异的产物,属非月海的岩石,同位素年龄为39亿～43亿年。在风暴洋采得一块像地球上的原生花岗岩,其中所含放射性元素铀、钍、钾比地球花岗岩高20倍,年龄比已知最老的地球花岗岩老10亿年,即46亿年前形成。在月岩中尚未发现新元素。冲击变质特征明显。月岩全为火成岩,与地球上的岩石相比,不含水,无三价铁,也几乎不含游离氧,是相对还原环境下的产物。微量元素分析发现,月岩中有一氧化碳、二氧化碳和甲烷等痕迹,还有多种氨基酸。

【酸性月岩】 lunarite 月球上二氧化硅(SiO_2)含量大于65%的岩石。与地球上酸性岩相反,月面上酸性岩极少。阿波罗12号采得花岗质岩石样品,花岗质成分渗透于浅色岩石中,并起胶结作用,充填物中SiO_2的平均值为73.5%。阿波罗16号的60017样品微角砾中的富钾碎屑,隐晶质部分的SiO_2含量为66.77%。花岗质岩浆可能是月球早期分异产物,也可能是较晚期的玄武岩浆经挤压过滤分异逐渐富集形成的。

【基性月岩】 lunabase 月球上SiO_2含量40%～52%的岩石。月面绝大部分岩石皆属基性岩。月陆岩石中除极少量的花岗岩质岩石外,斜长岩、变质岩、角砾岩及玄武岩的二氧化硅SiO_2含量在45%上下。月海区岩石中SiO_2的含量更低,一般小于45%。静海玄武岩SiO_2的平均含量为40.8%;风暴洋玄武岩中SiO_2的平均值为45.16%;丰富海玄武岩SiO_2的平均值为43.8%。此三大海中基底结晶岩的SiO_2含量更低些,分别为41%、40%与43%。因而,可以说整个上月壳绝大部分是由基性为主的岩石所组成。

【月岩产状】 attitude of lunar rock 月岩在月壳中产出的状态。即岩体所处的空间位置,也包括岩体的形态和大小。月球表面岩石样品顶部受到宇宙射线的照射作用比底部强得多,因

此放射性活度要比底部高得多。通过对月面岩石放射性活度的测定,可以判断月岩在月球表面的产状。由于钠(^{22}Na)的半衰期较短(2.6年),按照^{22}Na活度测定岩石的产状,即为月面岩石现在的产状;而铝(^{26}Al)半衰期较长(7.4×10^5年),所以可根据^{26}Al活度确定月面岩石在月质历史上的产状。当现在的与过去的月面岩石产状不一致时,说明月球在历史上可能发生过构造运动,使月面岩石发生位移、倾斜以至翻转等变动。

【月岩侵蚀速度】 erosive rate of lunar rock 月岩受太空风化而变质的速度。月球表面虽然没有风、雨和流水等外动力地质作用的剥蚀,但要受其他营力如太阳风和宇宙射线粒子流作用的破坏,当然,其侵蚀速度是很慢的,每百万年约为4~5毫米。确定月岩侵蚀速度的方法,通常应用下述原理:由一定化学成分组成的岩石受宇宙射线照射所产生的核反应的深度变化曲线是一定的,可通过理论计算得到。当月岩受侵蚀后,其深度变化曲线也要发生变化:侵蚀速度愈大,则其深度梯度愈小。由于^{26}Al半衰期比较长(7.4×10^5年),所以在一般情况下,多是应用^{26}Al的活度来确定月岩的侵蚀速度。月岩表面几毫米内的粒子径迹,主要是由太阳辐射粒子形成的,愈向下太阳辐射作用愈弱,1厘米以下,太阳辐射作用即已微不足道。因此,估计月岩的侵蚀速度,须取月岩最表层的样品研究其太阳粒子径迹。

【高地月岩】 lunar highland rock 根据月球地形和构造特征,月球与地球一样可划分为两个最大的构造单元——月海和月陆。月陆即月球上的高地,高地月岩即构成月陆的岩石,主要是斜长岩。在月球高地(阿波罗14号、阿波罗15号、阿波罗16号、阿波罗17号及月球20号)采集的月岩样品,大多数为长石质的角砾岩,其共同特征是斜长石和氧化铝(Al_2O_3)的含量都比较高(Al_2O_3 15%~28%)。对高地月岩类型的划分和命名不统一,如月球样品分析计划队将阿波罗16号高地月岩划分为斜长岩质岩石、贫克里普的苏长橄长岩和富克里普的苏长岩三类。泰勒(S.R.Taylor)则将高地内的主要月岩划分为含Al_2O_3 28%的高地玄武岩(辉长斜长岩)和含Al_2O_3 18%的低钾弗拉摩洛玄武岩。还有一些学者则将高地月岩划分为高地玄武岩(或高铝玄武岩)和斜长岩-苏长岩-橄长岩系列。高地月岩的平均化学成分为:SiO_2 45%,TiO_2 0.88%,Al_2O_3 23.4%,FeO 7.36%,CaO 13.3%,MgO 8.93%,Na_2O 0.28%,K_2O 0.07%,Cr_2O_3 0.14%,其他0.18%。高地月岩K/U比值低,约为10^3(地球为10^4,陨石为10^5)。Cr/V比值高。高地月岩中Ni、Al、Ca比月海玄武岩多,Fe、Ti、Cr、V、Sc、Co、Cu却又比月海玄武岩少。

【高地斜长岩】 highland plagioclasite 高地月岩的主要岩石类型。主要矿物为钙长石,副矿物有透辉石质的普通辉石及微量的紫苏辉石、钛铁矿和氧化硅。高地斜长岩常呈碎块出现在角砾岩中。斜长岩形成的时代最老,同位素年龄为41~45亿年。

【苏长岩】 norite 高地月岩的主要岩石类型之一。主要由斜长石(75%)和斜方辉石(25%)组成。

【苏长斜长岩】 norite-plagioclasite 又称**辉长斜长岩**。高地主要富铝岩石之一。富含Al_2O_3(约28.63%)和CaO(约16.39%),贫含FeO(约4.25%)、MgO(约4.38%)和TiO_2(约0.32%)。其中辉石主要为紫苏辉石,故称苏长斜长岩更为准确。

【斜长苏长岩】 plagioclasite-norite 又称**高地玄武岩**。高地最丰富的岩石类型。成分接近高地月岩的平均成分。与月海玄武岩相比,高地玄武岩富含Al_2O_3(约26.73%)和CaO(约16.10%),贫FeO(约5.38%)、MgO(约5.38%)和TiO_2(约0.27%)。

【弗拉摩洛建造】 Fra Mauro formation 非月海玄武岩的一种。主要分布在月海周围,特别是雨海周围,主要由具角砾状结构的玄武岩组成的一套岩石。其特征是较月海玄武岩含有更多挥发分和亲铁元素,是"雨海事件"中被小天体轰击后溅射出来的或其与表层物质的混合产物,形成时间在39亿~41亿年前。

【克里普岩】 kreep 含异常高的钾(K)、稀土元素(REE)和磷(P)的玄武岩。据这些元素的字头称为克里普(KREEP)玄武岩。见于月壤和角砾岩中。克里普岩块包括有绳状、刻蚀状的玻璃、玻璃质充填角砾岩和斜方辉石-斜长石-(钾、钡)长石-白磷钙矿组合的退火角砾岩等,是弗拉摩洛建造中常见的岩石类型。克里普岩中铀、钍等放射性元素含量较一般月海玄武岩为高,大量分布在雨海周围,因而也可能是雨海事件中大陨石或小行星撞击月球表层,使深部物质溅出表面而成,因而克里普岩的模式年龄较大,均在40亿年以上。

【非月海玄武岩】 non-mare-basalt 月海形成前的月球表面一种含斜长石较多的玄武岩。地质学者称之为非月海玄武岩或残存于月陆之上的非月海物质。非月海玄武岩中的斜长石含量高于月海玄武岩,但其铁镁质矿物和不透明矿物却又低于月海玄武岩。阿波罗14号采集的弗拉摩洛玄武岩及阿波罗15号采集的前月海玄武岩皆属非月海玄武岩,在阿波罗11号、阿波罗12号采集的月壤及角砾岩中都广泛存在。非月海玄武岩比月海玄武岩年老。在阿波罗11号采集的月壤中还发现一种路尼岩-1,模式年龄为44.4亿年,是非月海物质的代表。阿波罗12号采集的克里普岩的成分属非月海玄武岩的成分,且为前月海产物,故也为非月海玄武岩。阿波罗15号和阿波罗14号采集的非月海玄武岩皆为富含斜长石玄武岩,其锶-锶年龄较小,约40亿年,这种富斜长石的玄武岩的形成,可能是由一种较老的富铝岩石部分熔融所致。这种富铝岩浆的产生,代表月球演化过程中的一个重要而广泛的事件。

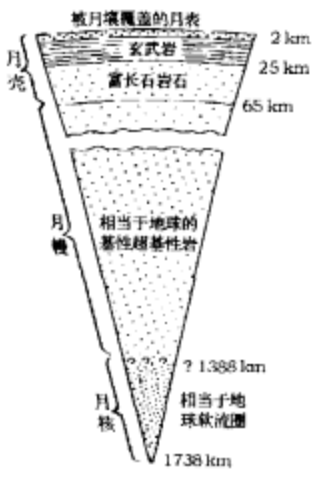
【月海玄武岩】 mare basalt 充填于月海盆地中的玄武岩。比非月海玄武岩年轻,含斜长石较少,含铁镁质矿物较多,不透明矿物含量也多。在静海、风暴洋和丰富海中所采岩样为典型的月海玄武岩。静海中的玄武岩分为A型及B型两类:A型岩石为细粒、多气孔的结晶质岩石,密度为3.4克/厘米^3,矿物成分以单斜辉石、斜长石和钛铁矿为主,有少量橄榄石和磷灰石,副矿物有金属铁和陨硫铁、钛铬铁矿和低铁假板钛矿;B类岩石为中粒或粗粒结晶质玄武岩,密度为3.2克/厘米^3,主要矿物成分与A型岩石相同,在次要矿物成分中发现月岩新矿物铁三斜辉石(又称细粒辉长岩)以及副矿物静海石。阿波罗12号在风暴洋中所采的玄武岩岩样与阿波罗11号在静海采的细粒玄武岩相似,但氧化钛含量较高,也发现有月岩新矿物静海石。月海玄武岩的形成时间,大约发生在31.5亿~38.5亿年间。根据月海玄武岩同位素年龄的研究,大约有五次大规模月海型的玄武岩浆活动,首次大规模玄武岩浆喷发可能是雨海事件的岩浆活动,末次活动可能是风暴洋中的火山活动。同一月海中的岩浆活动也是多次的,如静海中的低钾玄武岩和高钾玄武岩喷发,代表两次广泛的玄武岩浆活动,其时间前者约为37亿年,后者约为34亿年。

【钛铁矿矿石】 ilmenite ore 含于月海玄武岩中的钛铁矿。在地球玄武岩的钛铁矿含量一般不超过5%,而月海玄武岩中含大量的钛铁矿,含量占岩石的10%~12%(体积)。克莱门汀号探测器和勘探者号探测器对月表岩石中铁、钛的分布探测结果也表明了月海玄武岩中的钛铁矿矿石是月球上有待开发的一种极富潜力的矿产资源。

【月海岩浆洋】 mare magma chamber 由于月球的内部物质在400千米深处发生不同程度的局部熔融而形成的月海玄武岩

岩浆源区，后来熔体上升到月表结晶而成月海玄武岩。关于月海玄武岩岩浆洋的形成，林伍德等认为，月海玄武岩岩浆洋是月球整体成分最初始分异的物质，即初始岩浆洋，由均一的初始源产生不同程度的局部熔融。但这种模式很难解释各种类型玄武岩中稀土元素配分模式特点及氧化钛含量等地球化学特征；不能解释斜长岩从源区分离后使源区的 Eu 匮乏并产生负异常；也很难说明 Sm-Nd、Rb-Sr 和 U-Pb 系统所记录的早期复杂事件。后来一些学者修改的堆积模式能较好地解释上述现象。堆积模式认为，月球内部在早期产生熔融、分异，在 200 ~ 400 千米深处为低钛玄武岩源区，并有橄榄石和辉石的晶出与堆积；随后单斜辉石和钛铁矿分异，成为高钛玄武岩源区；斜长石分离成斜长岩高地后，使源区 Eu、Sr 和 Al 减少，月海玄武岩中这些元素丰度降低。由岩浆内部的堆积过程而形成的不同深度的带状源区，形成了各类月海玄武岩并能较合理地解释某些元素丰度特征。

【月球内部构造】 internal structure of the Moon　月球的演化使之形成圈层状构造。对月震、电导、磁性及质量瘤等的初步研究指出，月球内部的构造大致可分为月壳、月幔、月核三个部分(详见图和表)。



月球内部构造

月球内部构造

岩石圈	表层		0 ~ 2km		由斜长岩、月海玄武岩、非月海玄武岩等月表岩石的角砾、碎块与粉尘组成的月尘与月壤层
	月壳	上	2 ~ 25km		由月海玄武岩与非月海玄武岩组成，在月陆区则以斜长岩岩石为主
		下	25 ~ 65km		由富含斜长石的辉长岩、富铝玄武岩、斜长苏长岩等组成
	月幔	上	65 ~ 1388 ? km	65 ~ 250km	由相当于地球的基性岩、超基性岩(橄榄岩、辉石岩)等组成
		下		250 ~ 1388km?	
软流圈	月核		> 1388km		由相当于地球的软流圈(或由 Fe-Ni-S 及榴辉岩的物质)组成

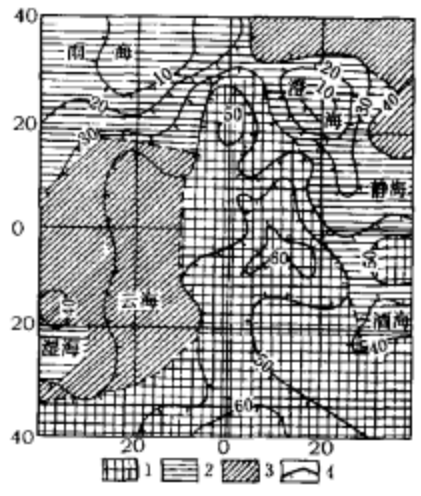
【月核】 lunar core　月球内部层状构造中最深的一层。通常指月球深度在 1388 千米以下至月心的部分。在月核中，S 波很快衰减，P 波速度比月幔要低，表明月核可能主要是由硅酸盐组成，温度高而具塑性，仅有百分之几的熔融，相当于地球的软流圈，温度 1600℃左右。这样，月核可能是一个铁-镍-硫和榴辉岩成分的核(直径约 350 千米，密度为 6.0 克/厘米^3，含硫 25%，占月球质量的 1%)，而不可能是熔融的铁核。最近的探测表明，月核内厚度为 400 千米左右。

【月幔】 lunar mantle　月球深度在 65 ~ 1388 千米之间、由月岩组成的介于月壳与月核之间的圈层。月幔的 P 波速度为 9 千米/秒，属高速层，比地球上一般基性、超基性岩的波速还要大，是由大量致密矿物如石榴子石和斜长石高压相(钙长石→钙铝榴石 + 蓝晶石 + 石英)或富含尖晶石(至少 25%)和橄榄石的岩石等组成，或者由下月壳物质的高压致密相的聚合体组成。从 70 ~ 130 千米深处的平均波速为 7.6 ~ 7.7 千米/秒来看，与橄榄岩、辉岩和榴辉岩的波速相近，物质组成接近地球上地幔的成分。在 250 千米左右深处有一不连续面，分为上、下月幔：上月幔刚性较高，泊松比估计为 0.025，密度为 3.42 克/厘米^3，是个高传导热层，热梯度为每千米 3 开；下月幔(800 ~ 1000 千米)，是最大热弹性应力产生的部位，是月震震源区，温度在 550℃以上。

【月球岩石圈】 lunar lithosphere　又称**刚性岩石圈**。月球内部具有比较刚性的、能传导 S 波的圈层。厚度达 1388 千米(Glass 认为 1000 千米)，相当于月壳和月幔的总厚度。月震就发生在月球岩石圈下部，或与其软流圈(即为 S 波迅速衰减的月核软流圈)交接带上。

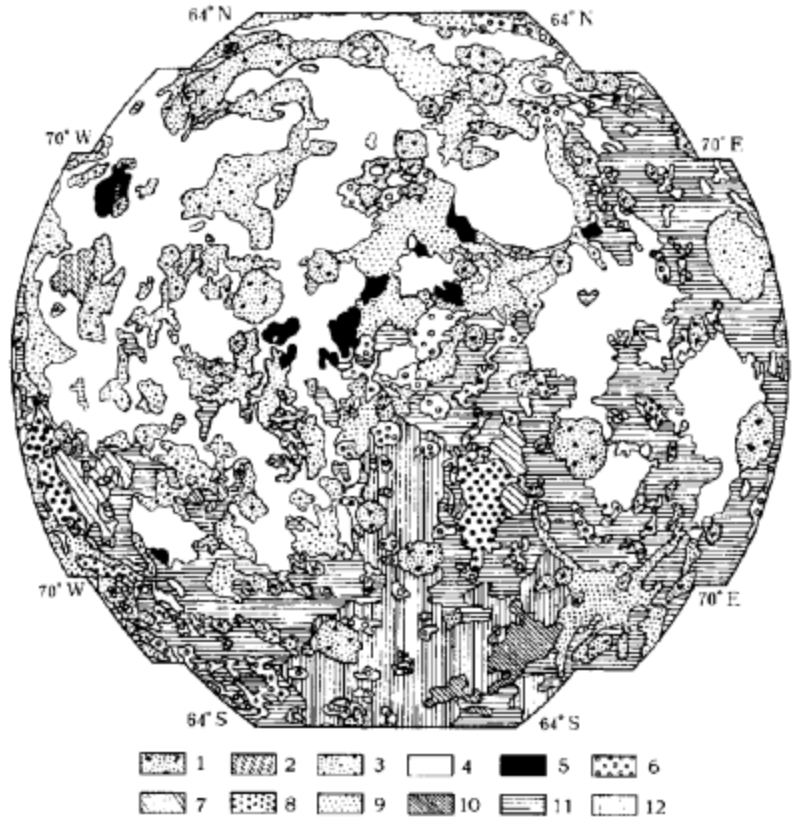
【原始月壳】 lunar proto-crust　月球最初形成的外壳。它经历了一些类似地球上的地质作用的改造。因为月面上没有风、雨、流水的剥蚀作用，岩浆活动和变质作用也比地球上弱得多。因此，月球上尚保存着可辨认的原始月壳。由于月球形成早期可能经历过全球性外层熔融阶段和熔融体的结晶分异作用，冷凝后在月球表层形成一层较轻物质组成的原始月壳。原始月壳由最古老的月岩组成，其月海玄武岩和高地玄武岩同位素年龄不大(不足 40 亿年)，显然是原始月壳形成后火山活动的产物。斜长岩在月陆上分布很广，年龄也较老(大于 40 亿年以上)；角砾岩中少量的花岗质角砾同位素年龄也大于 40 亿年，属于原始月壳形成后岩浆分异作用的产物。因此，一般认为斜长岩月壳为原始月壳。据初步估计，其形成时间大约在距今 44 亿年前后。原始月壳形成后，遭受大量的陨石撞击，形成很多的月海和月坑，并引起火山活动，导致大量的玄武质熔岩覆盖了月面上广大地区。在没有被玄武岩覆盖的、最古老的、前依巴勒纪（或前雨海纪）的斜长岩月壳上，还保留着许多古老月坑的残迹。

【月壳】 lunar crust　月球表面由月岩组成的硬壳。月震震波的传播速度为研究月壳提供了基本的依据：**表月壳**(0 ~ 2 千米)为岩石碎块、月壤和月尘，P 波速度为 2.6 千米/秒，导热率很低，为地壳喷出岩的 1/1000，增温率为每米 1 ~ 2 开。**上月壳**(2 ~ 25 千米)，P 波速度为 5 ~ 6 千米/秒，由斜长岩、月海玄武岩及非月海玄武岩等组成，平均密度为 3.0 克/厘米^3；**下月壳**(25 ~ 65 千米)，P 波速度为 8 千米/秒，由富含斜长石的辉长岩、富铝玄武岩、斜长苏长岩组成，平均密度大致为 3.1 ~ 3.2 克/厘米^3，静压力为 3.5×10^8 帕，相当于地球十几千米深处的压力。自此以下为十几千米厚的过渡层，P 波速度为 8 ~ 9 千米/秒，而逐渐过渡到上月幔。月壳的成分与地壳的成分相近，只是钛、钾、磷和稀土元素的含量很高，没有三价铁和水，含挥发分及挥发性元素较少。月球背面的月壳较正面为厚，可能达 150 千米，而正面的月陆区月壳又较月海区为厚(见图)。



月球正面中部月壳类型图
1. 月陆月壳；2. 月海月壳；3. 过渡型月壳；4. 月壳厚度(km)

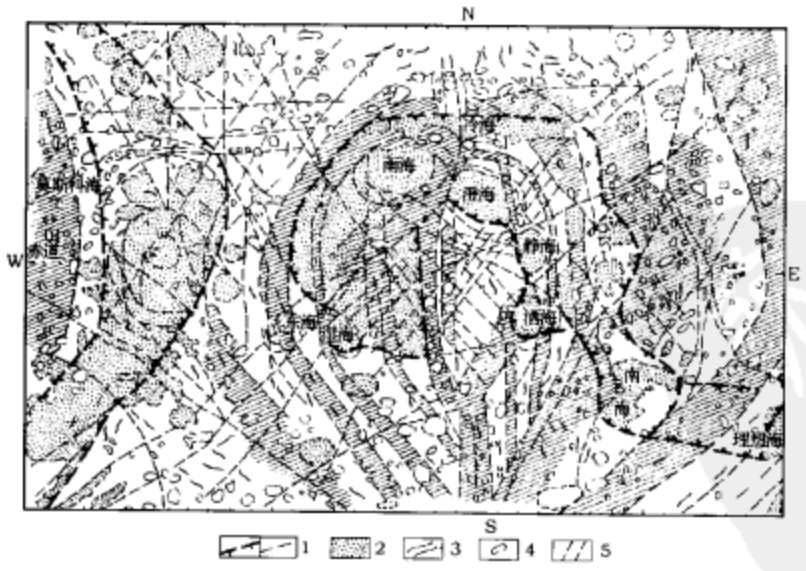
【月球地质图】 the geological map of the Moon　又称**月面地质图**、**月面地质分区图**(下图)。表示月球表面不同时代、不同类型的物质分布特征的平面图。J.F. 麦库利和 D.E. 威廉斯于 1971 年绘制了月球正面的月球地质分区图(1:2500 万)与月球正面的月球地质图(1:500 万)，将月面物质划分为不同单元，以不同符号、名称和相对年代表示。



月球正面月球地质分区图

1. 冲击月坑(>50 千米); 2. 月海台地; 3. 较年轻的月海; 4. 较年老的月海; 5. 暗色覆盖层; 6. 浅色月陆平原; 7. 多丘陵和沟谷的月陆; 8. 多丘陵和坑穴的月陆; 9. 盆地沉积和构造; 10. 多月坑的浅色月陆平原; 11. 未划分的月陆; 12. 布满月坑的月陆

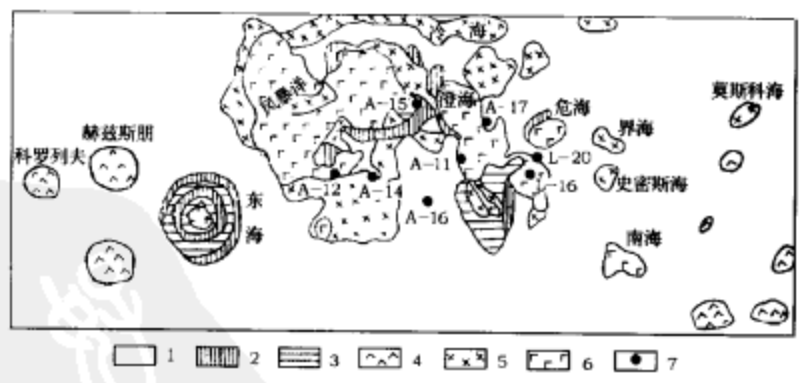
【全月构造图】 lunar global tectonics 表示月球表面月质构造的形态特点、性质、规模、分布及其相互关系的平面图(见图)。斯特罗姆(R. Strom)于 1964 年编制了月球构造图;霍达克(Ю.А.Ходак)于 1967 年编制了全月构造地质图;科兹洛夫(В.В.Козлов)和苏利季-康德拉切夫(Е.Д.Сулиди-Кондратьев)于 1971 年主编了 1:7 500 000 月球构造地质图,划分了月球的主要构造系统,对研究与认识月球构造和构造运动的规律性具有一定意义。



全月构造图

1. 断裂构造,在古地块与月海带连接处,给出地块下沉方向; 2. 洼地构造(月海); 3. 山脉和隆起的走向; 4. 最主要的环形构造和月坑; 5. 最主要的隆起带

【月壳构造】 lunar crust tectonics 由于构造运动使月壳发生变形和位移产生的褶皱、断裂等构造。一般划分为月陆和月海两个一级构造单元。从全月构造简图(下图)可以看出,月陆是月面上隆起的古老基底,月海则为下沉的、叠加在基底构造上的凹陷;月陆可分出许多条以近南北向为主的隆起带,月海也可划分为两个带:一带位于月球正面,由南海至风暴洋近东西向延伸,总长 7500 千米,宽约 1500 千米,呈向北凸出的半圆形;一带位于月球的背面,近南北向而微向东凸,长达 5500 千米,宽 700 ~ 1500 千米,两个月海带在理想海和南海地区汇合,南海、丰富海和酒海之间也是如此。月陆构造区又可分为二级构造区:①广阔的大陆区;②由山链构成的边缘隆起带;③分布于内陆和边缘的类月海盆地;④最大的环形构造或亚类月海等二级构造区。月海构造区也可分为:①巨型月海盆地边缘带和小月海盆;②巨型月海盆地的内带。月海区还可分出堤形隆起的内带和中带等三级构造。月球表面的断裂是多种多样的,有延伸达数百千米的直线形深大断裂,有数十至 200 ~ 300 千米长的弧型断裂,有长度不等的各种裂隙,在月面上往往构成折线形。大而深的直线形断裂大多位于月面主要构造区的接合处,把月海盆地与月陆分割开来。较小的直线形断裂在月陆上广泛发育,通常由北东和北西向两组断裂组成网格(或格子)状构造。弧形断裂一般沿圆形月海盆地边缘分布。从整个月面的断裂看,以北东、北西向为最显著,南北向次之,东西向较少。巨大环形盆地可见明显的放射状断裂,雨海盆地边缘尤为清晰。从断裂两盘在空间的位移方向看,有逆断层、正断层、开断层(云海中的直壁)和平移断层,平移距离一般为 7 ~ 8 千米或10 ~ 20千米,静海西南部月溪被错移的方位显示,北西向断裂为反时针错动的扭断裂。月球上的褶皱构造较少,主要见于月海盆地范围内的堤形隆起,以南北向延伸为主,其次为东西走向。月球表面的构造和地球表面的构造相比,把大陆与海洋均作为一级构造区,从一级构造区的特征及大陆与海洋间均有过渡带来看,它们具有相似性。不同之处在于:地球海、陆面积为 3:1,而月球海、陆面积为 1:4;地球外生分异作用广泛发育,月球则较差;地球有线型坳陷,月球则较少。地球的旋转角速度为 7.29×10^{-5} 度/秒,月球为 0.27×10^{-5} 度/秒,两者相比,地球的旋转角速度较之大 27.3 倍;若以各自赤道一点转速来看,则相差达 100 倍。可见地球有较大的旋转力,表面构造发育,如纬向构造带显著,而月球的旋转力较小,表面构造发育较差,可能与此有关。



月面主要构造简图

1. 广阔的月陆区; 2. 由山链构成的边缘隆起; 3. 巨大的内陆和边缘盆地,即类月海; 4. 最大的环形构造,或亚类月海; 5. 巨型月海盆地的边缘带和小月海盆地; 6. 巨型月海盆地的内带; 7. 登月点

【月球构造作用】 lunar tectonism 显示月球构造作用的标志有:盆地环形构造、月海脊、线形月溪和大型地堑状月谷等。月球上有许多线状形貌可能是构造变形产生的。雨海西缘有一条著名的直壁(Straight Wall),一般认为是断层位移的实例,断崖高 250 米,南北向延伸近 100 千米。雨海东北阿尔卑斯高地上之阿尔卑斯月谷,是一个东西向的雪茄形洼地,可能是一个大地堑。南风暴洋边缘达尔文月坑与锡萨勒斯月坑之间,有几组互相切割的直月溪构成锡萨勒斯月溪系,可能是张性构造应力形成的。

有许多链状月坑和皱脊等月面形貌，大都沿三个主要构造方向排列，即北东、北西和南北，组成格子构造体系，可能是受构造破裂系统控制的结果。据推测这些构造线是原始月壳在冷却期间，受月球快速自转使全月面形成有规则的线形构造。在持续而均匀的冷却下，已固结的月壳受到张应力产生多期破裂（节理）组，其最后位置部分受控于与早期的较快自转速率有关的附加力。但月面上还未发现有与构造作用相配合的巨大挤压力的证据（如大型冲断层和强烈褶皱）。

【月球火山作用】 lunar volcanism 月球熔浆喷发及其引起的地质效应。月面上有许多火山作用迹象：弯曲的长陡壁（舌状流动前缘）、月海山脊、弯曲月溪、圆丘、无边月坑，具暗色晕圈月坑，月坑链和低反照率地区等。月海熔岩是大规模火山作用的产物，其形成时间比估计的月球形成年龄晚十亿年左右（主要发生在 31.5 亿～38.5 亿年间，比月陆年轻得多）。此外，还有许多火山作用的其他形象：最明显的是舌形岩流前缘，在风暴洋面上多处见到，前沿为高十米左右的陡崖，风暴洋北部有一片宽约 40 千米的朗克丘陵区，似乎是由超覆岩流构成的高原；月海中还可见到像盾形火山锥的穹窿和像熔岩冢的小穹窿，还有大的皱脊。有些月溪可能是塌陷了的熔岩管道遗迹。年轻的大月坑如第谷月坑、哥白尼月坑、阿里斯塔克月坑等都有熔岩充填，甚至在第谷月坑底部西侧还发现绳状熔岩构造的小形象；在东海月盆西北高地上有一群大月坑也有熔岩充填，熔岩表面有同心环形破裂和龟裂，可能是熔岩冷却形成。有些封闭月坑可能是破火山口或因陨击而引起熔岩流出充填于坑内。月球火山作用很可能与广泛分布的陨击作用同时发生，以致陨击作用可以随时改造、覆盖熔岩流和火山构造，但广大的月海仍保留众多后期火山作用迹象。

【月海泛滥】 flowage of lunar magma 月海盆地形成后，在月海区发生的多次大规模月海玄武岩喷溢现象。发生时间大多在 38.5 亿～31.5 亿年间。月海泛滥的原因可能是在月海盆地形成阶段，大陨石或小行星撞击月球表层，当时影响深度可能达 200 千米，这就触发了月海火山活动（近年研究认为月海玄武岩来自深度 50～200 千米岩浆房）。也有认为是月球正面受地球潮汐力的影响，使深部流体物质涌向表层所致或两种成因兼而有之。

【雨海事件】 Imbrium event 巨大的陨石（或小行星）撞击月面形成雨海盆地的碰撞事件。它的影响范围极大，波及半个月球，形成的雨海盆地为月面上第二大月海盆地，直径达 1150 千米。在月球演化历史中，雨海事件是一个非常巨大的事件。据推测，雨海是由直径约 100 千米的小行星撞击月面形成的。陨击溅射出的物质达到雨海前沿 500 千米以外，由冲击抛出物堆积而成的岩石称为弗拉摩洛建造。阿波罗 14 号登月舱着陆点正好位于弗拉摩洛建造上，采集的岩石样品几乎全部为复杂的角砾岩，它具有明显的冲击和热效应特征，这对雨海盆地的陨石撞击成因说是一个有力的支持。休迈克（E. M. Shoemaker）1964 年对雨海形成过程作了如下说明：①月球形成早期，雨海盆地是陨石撞击形成的几个巨大的月坑之一；②在雨海盆地周围引起山崩，进一步扩大了月海盆地的范围；③月海熔岩大量涌出，掩盖了月海盆地；④月海熔岩表面再受陨石的撞击，又形成许多大小不等的月坑，逐渐形成现今的景观。弗拉摩洛地区的角砾岩和玄武岩样品^{40}Ar-^{39}Ar年龄、Rb-Sr 内部等时线年龄和 U-Pb 改进型等时线年龄都在 39 亿年左右。月球上许多大型月海盆地，如静海、丰富海和危海等都是在这个时期形成的。近年来资料证明，月海主要是在约 41 亿～39 亿年前形成，而最重要的小天体撞击可能集中在 39.5 亿年前。

【月球年龄】 age of the Moon 月球形成时的年龄。用各种方法对月球物质直接测定证明，最老月岩的同位素年龄约为 46 亿年左右。地球物质经历了多次强烈的内、外动力地质作用，今已很难找到形成时期的原始岩石。月球上也有内动力地质作用，也使初始物质受到重熔与分异，只是程度上较轻一些，至今尚保存不少原始月壳遗迹。陨石物质体积较小，内动力对其改造作用极小，没有经过多次的熔融与分异，对各种核转变能的累积效应较小，因而，将陨石的年龄作为地球和月球的代表年龄是很有道理的。用各种方法测定月球、地球和陨石物质的同位素年龄，三者均非常接近，约为（45.5 ± 0.5）亿年。因此，一般认为月球和地球都是在 46 亿年前形成的。

【月球最佳初始比值】 Lunar best initial ratio 求月球模式年龄公式中（$^{87}Sr/^{86}Sr$）的最佳值，即为最佳初始比值。由于样品及技术条件的限制，并非所有月样都能求出其内部矿物等时线年龄，因而有必要应用求模式年龄的方法，计算其同位素年龄，这就要求以成因假说来确定一个最佳初始比值。考虑到月球与陨石之间的成因假说，一般取一组玄武质无球粒陨石的$^{87}Sr/^{86}Sr$的最低比值作为模式年龄计算公式中$^{87}Sr/^{86}Sr$的原始比值。由于该组陨石分析精度及数据可信程度较高，故称此组无球粒陨石中的$^{87}Sr/^{86}Sr$最低比值为**玄武无球粒陨石最佳初始比值**（basaltic achondrite best initial ratio），以 BABI 表示常用值为 0.6989 ± 0.00003。

【月球模式年龄】 Lunar model age 由一定成因模式假说的初始比值计算出的月球年龄。用铷-锶法测定月球物质的同位素年龄时，实际计算年龄（t）的公式为

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\times\left[1+\frac{(^{87}Sr/^{86}Sr)_p-(^{87}Sr/^{86}Sr)_0}{(^{87}Rb/^{86}Sr)}\right]$$

式中：λ 为衰变常数，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_p$ 和$^{87}Rb/^{86}Sr$均为样品现代测定值，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 则是样品形成之初的比值（初始比值）。应用上式计算样品年龄的关键是初始比值的确定，即该体系锶同位素演化的起点。单一月样是无法求得这个初始比值的，必须依据成因假说来确定。因此，应用上式求得的样品的年龄就不一定是真实的年龄。模式年龄一般偏高，同一样品测得的模式年龄较内部等时线年龄要高些（见表）。

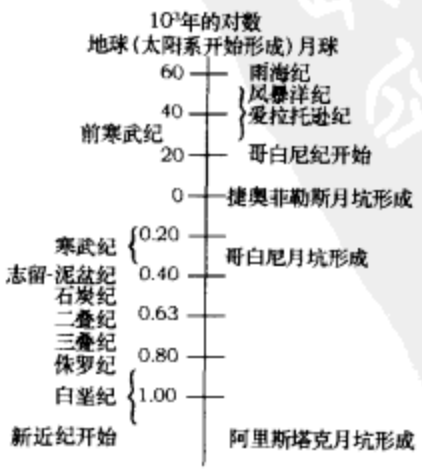
岩　石	内部等时线年龄/10^8a	模式年龄/10^8a
静海区玄武岩	35.9～37.1	38～45.2
暴风洋玄武岩	31.6～33.6	43.3～49.8
腐沼区玄武岩	32.8～34.4	40.6～42.3
高地玄武岩	38.7～39.6	42.8～46

【月球矿物等时线年龄】 Lunar isochron age of interior of mineral 简称内部等时线年龄。以一个样品内部的各个相（单矿物、磁选或重选组分）作为一组“微全岩样品”，用等时线测年法求其同位素年龄。这种方法对月样并不要求有任何成因假说作为前提，因而是一种相对严格和独立地确定单一月样年龄的方法，它对月球物质同位素年龄测定具有重要的意义。同一样品测出的内部等时线年龄常较模式年龄低。

【月球演化史】 evolutional history of the Moon 月球形成和演化的历史。根据月球形成的假说，月球物质和内部构造的演化过程，以及月球热历史等多方面的综合研究，可以得出月球形成以来的演化历史轮廓：①约在 46 亿年前，由太阳星云凝聚形成月球，在太阳星云演化早期阶段的高温条件下，由以难熔元素为主的物质凝聚而成，富含钙、铝、钛及放射性元素，而铁、镁及挥发分的含量则较低。形成月球的时间约 100 万～1000 万年。②

由于放射性元素的裂变和衰变，使月球强烈加热，首先在月球外层形成熔融区，此后由于外层热能散失，逐渐冷凝形成岩石圈，岩石圈形成速率为每 1 亿年 100 千米。与此同时，月球内部由于热的积累，温度逐渐增加而熔融并产生分异，此时期即为月球地质年代的最古纪。③大约距今 41 亿～44 亿年，即依巴勒纪时期，在 44 亿年左右月球可能发生过大规模的岩浆活动，通过岩浆分异作用，形成了斜长岩月壳；40 亿年以前月壳局部重熔和岩浆分异，又有花岗质岩和非月海玄武岩形成。与此同时，月球内部物质由于重熔和分异，重的下降，轻的上浮，逐渐形成了月幔和月核，并由于大量的撞击，在月球表面形成了 11 400 个以上的古老月坑。④大约距今 39 亿～40 亿年期间，即雨海纪时期，由于小行星或巨大的陨石撞击月表，形成了大量月海盆地。巨大的海盆如雨海、风暴洋等是由直径 100 千米以上的小天体坠落撞击月表而形成的，可能最大的陨石撞击发生在 39.5 亿年左右。⑤大约在 31 亿～39 亿年间，是月海泛滥期：月海区玄武岩浆大规模喷发，每个月海都有多次的玄武岩浆喷出，延续时间约 8 亿年，也有可能延至 25 亿年前。⑥31 亿年以后，月球的面貌已基本形成，月球的演化进入“停滞”状态。某些月表较小单元开始形成，辐射月坑几乎都是在这个时期由陨石撞击而成的，可能存在局部的、小规模的岩浆活动、构造作用和微弱月震。⑦月球表面除了月海洼地之外，尚有 33 000 多个月坑，大多数为现世纪以前形成的。现世纪形成的月坑不多（千余个），直径较小（5～40 千米），形态完整，分布无规律。月球上没有大气，几乎处于真空状态，也没有水和生命。昼夜温差 ± 150℃，物理风化作用强烈。在 31 亿年前，月球曾有过数千纳特以上的磁场，月球没有一个环球磁场，磁场一般只有几至几十纳特，不到地球磁场的千分之一。月震每年所释放的能量也只相当于地震释放能量的百万分之一。也没有发现明显的火山活动。

【月史与地史对比】 *comparative table of history between Moon and Earth* 月面各历史时期的年代长短与地球地史年代的对比表。根据月面地形，特别是根据月坑是由陨石撞击所产生的假说来讨论月面历史发展各年代的长短。寇珀尔（Z.Kopal）根据各时代的月坑数与陨石撞击密度间的关系，推定月史各时代的古老程度，编制了月面与地球的年代比较表（下表）。由表可见，月面地形的形成时期很古老，相当于地球的前寒武纪。另有人则以月面地形系火山成因为前提，同时考虑到地球上各种地质现象（特别是火山活动）出现时间的长短，推测月史发展各时代的特点。哈巴科夫的月史分期中的七个纪（包括现世纪）的地形，都划归为相当于地球上的中生代（即约 2 亿年）以前形成的；而且月面上几乎所有地形都在月球整个历史中一个很短时期（1 亿～2 亿年）内形成的。根据他的推测，哥白尼纪可能长达 250 万～500 万年；海洋纪至少延续了 500 万年。月面海洋纪可与地球上的西伯利亚和科罗拉多的基性熔岩的溢流现象对比。地球和月球熔岩流溢出的时期和从深部释放出热能的时代，地面和月面可能有某些相似之处，也可能都是在一个较短时期内完成的。现今月球的特征可比作地球演化的早期阶段，月球缺乏地球后期演化发展过程中形成的大气圈、水圈、生物圈以及花岗岩地壳和地球内部的圈层构造等就是证明。同时月球岩石和月尘的同位素年龄测定可提供另一方面的证据：月尘是月球上最古老的物质，其年龄和地球一样，为 44 亿～46 亿年；月海盆地是在 39 亿年前大致相近期间形成的，月海玄武岩年龄为 31 亿～39 亿年；月坑形成时代较为复杂，雨海盆地中 39 亿年前即已有月坑出现，雨海南缘的哥白尼月坑则形成于 8.5 亿年前，寇恩月坑为 2500 万年前形成的。由上可知，月球与地球是在同一时期内形成的。它和地球一样，大约经过 10 亿年后才出现大面积火山喷发作用，形成月海玄武岩；此后，月球上除增加一些年轻月坑外，其面貌变化不大。上述同位素年龄测定结果，完全证实了登月考察前关于月史分期与地史分期对比看法的可靠性。这对了解太阳系的起源和演化有很重要的意义。



地球与月球年代划分对比

【安德逊模型】 *Anderson's model* 安德逊（D.L.Anderson）通过对阿伦德碳质球粒陨石的研究所提出的月球成因与演化模型。安德逊认为月球的形成条件与阿伦德陨石中白色包裹体的形成条件相似。阿伦德陨石中的包裹体是太阳星云早期高温条件下凝聚的产物。这与伦格伍德等假说相反，因月球不是太阳星云演化过程中的晚期产物，而是早期产物。在阿伦德陨石中黑色细粒基质占 60%，主要由富铁橄榄石和陨硫铁等矿物组成；黑色球粒占 30%，由富铁橄榄石等矿物组成；不规则的白色包裹体约占 10%，主要由钙铝黄长石、尖晶石、深绿辉石、钙钛矿、透辉石、钙长石、钙铝石榴子石和方钠石等组成。包裹体中富含 Ca、Al、Ti，而 Fe、Mg 及挥发分的含量则较少。研究表明，包裹体物质是太阳星云中难熔元素分馏早期凝聚形成的，因为铁及亲铁元素的凝结温度较低，所以它们在包裹体中的含量就甚低；包裹体中含量较高的 Ca、Mg 等难熔元素是太阳星云早期高温条件下分馏凝聚的。月球的化学成分和矿物成分都与这些包裹体的成分类似，所以月球也应该是太阳星云演化过程中的早期产物，月球物质是在铁质凝聚之前形成的。月球富含 Ca、Al、Ti、U、Th 及 REE 等难熔元素，而 Fe、Na、Rb、K 等挥发性元素的含量则较低。由于月球是太阳星云早期高温条件下凝聚的产物，初始温度比较高，加之放射性元素含量比较高（比球粒陨石高 10～16 倍），遂导致月球早期广泛的熔融。在高温条件下形成的矿物，如尖晶石（1555℃）与黄长石（1444℃），密度较大，自月球上部向下沉降，形成了密度较大的月球内层；密度较小的物质向上浮起，形成了密度较小的外层。月球外层熔融体进一步冷却，形成了以斜长岩为主的原始月壳。其后，由于月球内部残余熔融体的分异及放射性元素蜕变产生的热量，使固化后的月壳部分熔融，再次分异出玄武岩浆，导致月海和高地广泛的玄武岩浆喷发活动。

【月球成因假说】 *formational hypothesis of the Moon* 月球成因的理论。月球的起源与演化理论必须符合探测与观察所获得的有关月球的事实，即月球、地球以及其他行星在太阳星云中几乎同时聚集并很快地在约 1 亿～2 亿年内熔融、分异、调整；月球的总体成分与地球的平均成分差别很大；月球比地球和球粒陨石更富含难熔元素，月球中的 Al、U、Ti、Ca 等元素的丰度比地球高 2 倍；月球比地球和球粒陨石更匮乏挥发性元素和亲铁元素；月球的密度比地球低。月球比地球缺水，具壳层结构，表面岩石也较古老。长期以来，有关月球的成因就存在着“捕获说”、“分裂说”和“双星说”。这三种假说，虽然对月球的化学成分、结构、运行轨道和地月关系的基本特征的解释均有不同程度的依据，但在地月成分与自转速度的差异及氧与其他同位素组成的相似性等方面，仍存在许多难以自圆其说之处，而最近出现的新的有

关月球成因假说——“大撞击说”获得了大多数学者的支持。

【捕获假说】 capture hypothesis 月球成因的一种假说。格斯滕科恩(H.Gerstenkorn)根据月球和地球性质上的差别和对潮汐演化过程的研究,1955 年提出月球物质属于太阳系中另外一部分(可能更靠外边),那里的金属元素如 Sr、Rb、K、Pb、Zn、Hg、In 等和挥发分都较贫乏,其运行轨道是逆行的,因此在潮汐作用下逐渐接近地球,在十分接近地球时坠入地球重力场并成为“俘虏”;此时作用在白道面上的力矩通过两极把轨道推转到另一方向上,使月球运行方向反过来成为现今的顺行方向,而潮汐作用便向外推开月球。如果按潮汐作用造成的退后速率保持不变,转变运行方向的时间应在 17 亿 ~ 20 亿年前。麦克唐纳(G.J.F.MaCdonald)1964 年指出,当月球接近地球时(接近洛希极限),强大的吸力必然会使地球尤其是月球诱生熔化而喷出大量熔岩。但这与现在鉴定的月球熔岩年龄(30 亿年以上)不一致,因此捕获时间当更早。辛格(S.F.Singer)1970 年提出,捕获是在 45 亿年前地球和月球刚形成不久,月球运行方向转换成顺行时发生的。阿尔文(H.Alfvén)和阿雷尼亚斯(G.Arrhenius)1972 年指出,地球本来有一群约 5 ~ 10 颗微小卫星,而月球则是太阳星云物质中另一独立大体,因离太阳较远故有椭圆形的轨道,运行中与地球距离时远时近,每当十分接近时彼此轨道反复相互作用、相互影响,月球终于被捕获,其余小卫星则被月球吸引而形成月面上的大月盆,月盆区出现质量瘤,其多余之质量约 10^{21} ~ 10^{22} 克,可能就是原来那些小卫星的总质量。1974 年伍德 (J.A.Wood) 和米特勒 (H.E.Mitler) 提出经修改过的捕获机制,认为有几个以抛物线速度遨游的小行星在靠近地球洛希极限时被吸入地球轨道成为原始月球。这些原始月球吸积而分层的月球,有月核、月幔和月壳。实际上这个假说是和把吸积假说联系起来阐述的。

【潮汐共振分裂假说】 tidal resonance fission hypothesis 月球成因的一种假说。查理·达尔文的儿子乔治·达尔文(G.H.Darwin)于 1908 年提出的。他是最早主张月球是从地球分裂出来的人。以后由卡梅伦(A.G.W.Cameron)、怀斯(D.U.Wise)、奥基夫(J.A.O'Keefe)等人加以修改补充。此说认为早期地球处于熔融状态,自转速度在冷凝过程中加快,因赤道离心力大而使地球变为椭球,自转周期为 2 小时;在太阳潮汐作用下引起共振,使地球之潮汐逐渐增高,最后使一部分(约为总质量的 1/10)分离出来,逃逸到大于洛希极限(约 3 个地球半径)的距离上绕地球运行,形成原始月球。此两星体每 2 小时自转一次,4 小时内相互绕转一周,因潮汐摩擦迫使它们发热,以致两星体虽在冷却但仍为高温。太阳风驱除大部分气体,月球一半以上失去质量,因而月球上缺水、挥发分元素以及亲铜元素(Cu、Zn、S、Se、As、Bi),形成现在的质量为地球 1/8 的月球。

【双行星假说】 binary planet hypothesis 月球成因的一种假说。由拉蒂默(W.M.Latimer)于 1950 年提出,经奥罗万(E.Orowan)1969 年加以补充。他们认为地球和月球同是在原始太阳星云中吸积形成的,两星相距很近,所以又叫**同源假说**(homologous hypothsis)。这一假说的主要问题在于,既然地球与月球同源,就一定具有相同的化学成分和物理性质,但事实上二者成分和密度都有明显不同。加纳帕塞(R.R.Ganapathy)和立元(M.Tatsumoto)于 1970 年分别研究了阿波罗 11 号采集的月样中的示踪元素和铀铅系同位素,所得结果都表明地球和月球应是同源的。安德逊(D.L.Anderson)在 1972 年和 1973 年根据阿波罗成果设计出一个月球成因模型,试图回答这个问题。他解释说,太阳星云的成分和压力与太阳的距离有关,也与离太阳圆盘面的距离有关。月球形成于温度较高而压力较低的环境,凝结物多为耐熔元素 Ca、Ti、Al 等的化合物如尖晶石、黄长石、钙钛矿等高温低压矿物,因为凝聚温度明显依赖于星云中的压力,而压力随离圆盘面距离而迅速减小。地球则形成于圆盘面附近,吸积了多量的亲铁元素,故密度较大。

【沉积环吸积假说】 sediment-ring accretion hypothesis 月球成因的一种假说。1961 年厄皮克(E.J.Qpik)指出,月球是由分布在地球周围、绕其运行的呈环形的许多星尘吸积而成;环内的星尘可能来源于地球,在运行中聚集;当距离逐渐减小到洛希极限以前仍保持碎屑状,在达到洛希极限后便开始聚合吸积而成月球。吸积的证据是古老月陆上的椭圆形月坑,它们是在月球轨道上运动的星尘以低角度撞击月面而成。林伍德(A.E.Ringwood,1970)修改并补充了这个假说,他明确指出月球物质产生于洛希极限距离以内并来源于地球原始大气,这个浓密的原始大气发育于地球吸积的后期。地球吸积早期因撞击能和重力能而开始熔化,大量氢和一氧化碳堆积成大气层;温度升高时,许多挥发性元素变成气态,1500℃时,硅酸盐矿物还原,镁和二氧化硅逸出,留下铁形成地核;2000℃以上时,大多数硅酸盐汽化而进入原始大气。当太阳进入金牛 T 型变星阶段后,因微粒辐射吹失大部分富钾气体和挥发分,剩余大气主要是气态硅酸盐,在冷凝过程中沉淀成环绕地球的星尘环,然后吸积成月球,使月球密度低和缺乏亲铁元素。

【轨道环吸积假说】 orbiting-ring accretion hypothesis 月球成因的一种假说。是沉积环吸积假说的一个变种,由拉斯科尔(E.L.Ruskol)和麦克唐纳(G.J.F.MaCdonald)提出。他们认为早期因一次碎裂而吸积成几个小月球,然后又聚合成现在的月球。有些大的撞击盆地是最后聚合时碰撞留下的疤痕。

【史密斯假说】 Smith's hypothesis 月球成因的一种假说。系史密斯(J.V.Smith)于 1974 和 1976 年提出的。他结合吸积和捕获两种模式,发展了地月系形成假说。他认为先是在行星吸积阶段,星尘互相碰撞吸积成地球和月球,然后 45 亿年前月球被地球捕获。根据氧同位素分析资料,地球和月球的成因与玄武无球粒陨石的成因相似,而与碳质球粒陨石的成因不同。他认为捕获有两种情况:一种是月球在大部分吸积完成后被捕获;另一种是在月球吸积早期就被捕获。前一种情况会使地球产生巨大热脉冲,且形成的月球具斜长岩月壳、富镁硅酸盐月幔和富铁月核;后一种情况则地球和月球分别有不同的热体系,并因为月球物质的吸积速度很快,以致化学分异物质的保存效率很低。地质学和月质学研究表明,月球在吸积基本完成之后才被地球捕获的可能性更大一些。

【大撞击说】 accretion of ejecta by giant impact 月球成因假说之一。认为地球早期受到一个火星大小的小天体的撞击,碎片在轨道中由两个天体的硅酸盐幔的一部分组成月球。这个假说较合理地解释了月球的化学元素与同位素组成,地球自转加速及地月自转速度的差异,月球早期曾产生过岩浆岩及斜长岩月壳与月海玄武岩的喷发。

【月球探测器系列】 lunar explorer series 是名称相同而序号不同的一系列月球探测器。如前苏联发射的月球号系列、阳伞号系列和宇宙号系列等探测器;美国发射的先驱者系列、徘徊者系列、勘测者系列、月球轨道器系列、探险者系列及阿波罗 spasecraft 系列等月球探测器。

【阿波罗探测器系列】 Apollo spasecraft series 为实现载人登月计划而发射的一系列阿波罗号探测器。20 世纪 60 年代初,美国航天局制定了一个称之为阿波罗(Apollo)载人登月计划,从

1968年至1972年间，美国先后成功地发射了10枚阿波罗系列的探测器。即：阿波罗7(1968.10.11)；阿波罗8(1968.12.21)；阿波罗9(1968.3.3)；阿波罗10(1969.5.18)；阿波罗11(1969.7.16)；阿波罗12(1969.11.14)；阿波罗14(1971.1.31)；阿波罗15(1971.7.26)；阿波罗16(1972.4.16)；阿波罗17(1972.12.7)。其中从阿波罗-11至阿波罗-17共6次为载人登月活动(阿波罗-13失败)，并采集、运回了381千克的月球岩石与土壤样品，实地拍摄了月面照片，初步揭示了月球真实面貌。

【重返月球计划】 return the Moon　20世纪60～70年代的月球探测热潮后，90年代各国又制定的一系列的月球探测计划。1989年7月20日，在阿波罗-11号登月20周年庆祝会上，当时的美国总统布什宣布重返月球的新太空计划："第一，在即将到来的10年里，20世纪90年代是自由号太空站，这是我们太空努力中关键的一步；然后，在新的世纪重返月球，重返未来，而这一次要待下去。然后踏上通向未来、通向另一个行星的旅程，载人奔向火星……"重返月球的提法是相对于20世纪60年代末人类首次登上月球而言，与以前的探月活动比较，重返月球最主要的目的是开发与利用月球资源，建立月球基地与月球村。可以说，1994年和1996年发射的克莱门汀号探测器和勘探者号探测器拉开了人类"重返月球"的序幕。

陨　石　学

【陨石学】 meteoritics　研究坠落到地球的陨石的岩石、矿物、化学组成、结构构造及其演化过程和历史的学科。通过陨石的研究，可了解太阳系的起源、早期演化历史和各种作用过程；对推测行星早期的演化过程和内部物质状况也有间接意义。根据陨星和陨石的研究可以直接而准确地了解宇宙物质状况，也可以间接推测地球内部的物质状况。

【陨石】 meteorite　陨星穿过大气层尚未完全烧尽坠落到地面的残余体。古代中国、希腊、罗马的文献里都有记载。陨石可以提供类地行星(包括地球)的物质成分。据估计，每年到达地球附近的质量大于100千克的陨星体有1500颗，但到达地面上时残留质量不过10千克左右。因而发现率不过4～5块/年。全球收集保存有近3000次陨落的各类陨石；此外，南极大陆收集到的陨石超过2万块，荒漠地区收集到2000多块(以上数据截止到1999年)。按国际惯例以陨落或寻获地点附近的地名进行命名编录。陨石的分类在习惯上主要按成分和结构分类，按成分分为铁陨石(几乎全由铁镍合金组成)、石陨石(主要由铁镁硅酸盐矿物，尤其是由橄榄石和辉石组成)和石铁陨石(含几乎等量的铁镍合金和硅酸盐矿物)。这三类陨石的数量统计如下表。陨石是直接来自天外的天体标本，可对其他星体的物理状态和化学成分提供有力证据，有助于了解宇宙物质的形成条件和演化历史。陨石种类繁多，成分各异。主要元素的平均化学成分见下表。据估计，地球每天接受到的地外物质约10^2～10^3吨，其中有1%能够在大气层的烧蚀过程中残存下来成为陨石。按这一估计，在整个地质时期陨石的总降落量只占地壳质量的十万分之一，对地壳化学成分的影响极微。但不同学者的估计可差4个数量级。地球在历史上曾有过陨石流量比现今大得多的时期。陨石自在空间生成至陨落到地球上的过程中大致可分为十个阶段：①核合成阶段；②凝聚阶段；③球粒形成阶段；④吸积阶段；⑤静变质阶段；⑥冲击变质阶段；⑦从母体中抛出阶段；⑧在空间磨损阶段；⑨与地球撞击阶段；⑩在地球上被发现阶段。

各类陨石的数量

类别		坠落陨石		寻获陨石	
		陨落数	%	寻获数	%
石陨石	球粒陨石	784	86.6	897	52.6
	无球粒陨石	69	7.6	63	3.7
	合计	853	94.2	960	56.3
石铁陨石	橄榄石铁陨石	3	0.3	36	2.1
	中石铁陨石	6	0.7	26	1.5
	橄榄石铁陨石	1	0.1	1	0.1
	合计	10	1.1	63	3.7
铁陨石		42	4.1	683	40.0
总数		905		1706	

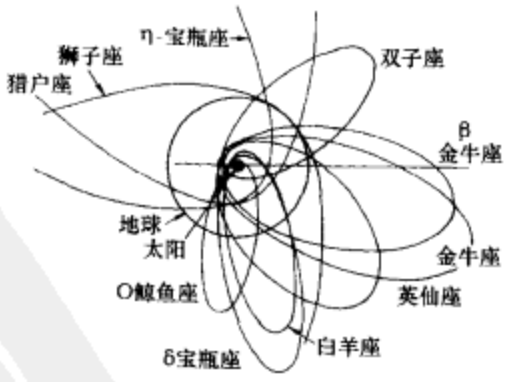
注：截止到1985年(包括1977～1985年的南极陨石)。

陨石的平均化学成分

化学元素的名称(符号)	平均化学成分/%		
	铁陨石	石铁陨石	石陨石
铁(Fe)	90.52	55.33	15.50
镍(Ni)	8.50	5.43	1.10
钴(Co)	0.60	0.30	0.08
铜(Cu)	0.02	—	0.01
磷(P)	0.17	—	0.10
硫(S)	0.04	—	1.82
碳(C)	0.03	—	0.16
氧(O)	—	18.55	40.86
镁(Mg)	0.03	12.33	14.30
钙(Ca)	0.02	—	1.80
硅(Si)	0.01	8.06	21.00
钠(Na)	—	—	0.80
钾(K)	—	—	0.07
铝(Al)	—	—	1.56
锰(Mn)	0.05	—	0.16
铬(Cr)	0.01	—	0.40
钛(Ti)	—	—	0.12

【暴露年龄】 *exposure age*　根据陨石的宇宙成因核素所确定陨石在空间的存在时间。宇宙成因核素存在于陨石从母体抛出和空间磨损阶段。铁陨石的暴露年龄为0～23亿年，以2亿～10亿年居多；球粒陨石的暴露年龄通常小于6000万年。

【陨星体】 meteoroid　漫游在行星际空间的宇宙固体物质。它们有可能被行星或卫星吸引而成为陨星体。一般认为，陨星体是由彗星核部的冰经蒸发后残余的固体物质沿轨道散布所形成，或是绕太阳运行的小行星破碎的产物。



陨星群轨道示意图

【陨星】 meteor　中国古代称**贼星**、**奔星**。是陨星体在行近行星或其他大星体时，在行星引力下以高速度(10～70千米/秒)进入大气层，通常在145～110千米高空便与大气发生剧烈摩擦而燃烧发光，温度可达2000～3000℃。这种燃烧发光的星体叫陨星，所生的光显现为一条亮线叫流星。陨星在下落途中燃烧气

化而消耗，一般在 80 千米高空即行烧蚀殆尽；少数较大块的未烧完以前的残余部分落到地面，即为陨石。

【流星】 shooting star, falling star 行星际间的尘埃和固体块，进入地球大气层时，以每秒 12～80 千米的速度与大气摩擦生热发光，在夜空中呈现为一条细长的瞬间即逝的亮线。1999 年 11 月 18 日凌晨 4 点 10 分(格林尼治时间 2 时 10 分在约旦所见)狮子座流星雨达到高峰，每小时最多达 8000～10 000 颗流星，称之为**流星暴**。

【母体】 parent body 形成陨星体的星体。从母体中分裂成较小的陨星体，在 20 世纪中叶以前，一般认为所有陨星体的母体只有一个大星体；1950 年后随着对陨石成分研究的深入，一般认为母体有 70～80 个或更多。

【源体】 source body 提供陨石来源的天体。陨石可能来源于某些小行星、地球以外的类地行星(如火星)、月球、短周期彗星和太阳系以外的天体。通过研究，有可能把陨石源体与母体区分开。如对吉林陨石雨和各种陨石与小行星的不同光谱类型对比，可见 C 类和 U 类小行星的光谱成分与碳质球粒陨石的 CI 和 CM 型相近；而 S 类小行星的光谱成分则大多与石铁陨石相似，其次为碳质球粒陨石 C3 型。E 类小行星的光谱成分对应于顽火辉石无球粒陨石。

【陨石雨】 meteorite shower 当陨星进入地球大气圈与大气发生撞击、摩擦、燃烧、发光，并在高空发生爆炸，形成碎块、碎片四射，像下雨般地散落到地面的现象叫陨石雨。中国已知发生过四次陨石雨：①明朝广西南丹境内的铁陨石雨(1958 年发现其遗迹)；②1972 年吉林双阳县境内的石陨石雨；③1976 年 3 月 8 日 15 时吉林市郊区坠落的石陨石雨，是迄今世界上罕见的数量、质量和散落范围最大的石陨石雨；④1977 年 3 月 11 日 11 时 54 分，湖南常德地区的石陨石雨，规模、数量和范围均小于吉林陨石雨。中国还是世界上最早的有陨石雨记录的国家。

【坠落陨石】 fall meteorite 目睹坠落地面后并能立刻找到的陨石。其坠落时间、地点和坠落时各种伴生现象均可记载在案。

【寻获陨石】 find meteorite 根据陨石特有的结构、构造、成分和产状而被找到的陨石。因无人目击其坠落，其坠落时间需根据宇宙成因核素的研究才能确定。

【微陨石】 micrometeorite 直径小于 1 毫米的固体地外物质的总称。按其成因可分为两类：原始微陨石，包括陨石屑(陨石碰撞破裂的细屑)和消融型宇宙尘，后者广泛分布在深海沉积物和极地冰川中。

【陨石年龄】 meteorite age 陨石物质冷却结晶固化成岩石的年龄。大多数陨石含有放射性同位素，可以用来直接测量陨石年龄。常用的方法有铀-铅法、铷-锶法、钾-氩法等，可测定陨石在不同条件下形成的年龄。用铷-锶法测定各种陨石的形成年龄都很老，一般在 44 亿～46 亿年。这个数值与月陆岩石年龄相当，推测地球内部未经次生变化的岩石也应是这个数值。

【吉林陨石雨】 Jilin meteorite shower 1976 年 3 月 8 日 15 时 1 分降落在中国吉林市北郊(44°N, 126°30′E)地区的一场世界罕见的陨石雨。陨石雨坠落前，当地上空出现一个大火球，很快分裂成一大、两小的三个火球。陨石飞行的冲击波引起霹雳巨响。陨石雨坠落于东西长约 72 千米、南北宽约 8.5 千米的狭长地带。是世界上分布面积最广的石陨石雨。估计有 4 吨陨石物质陨落，已收集到的陨石样品共 200 多块，总重 2700 千克，其中有三块每块质量均超过了 100 千克，最大的一块重达 1770 千克，是迄今所见世界上最大的石陨石，超过美国收藏的最大石陨石(1078 千克)。吉林陨石雨为陨石学研究提供了丰富的标本。通过研究，初步认为吉林陨石雨的母体是一颗重约 5 吨的陨星体。吉林陨石的矿物球粒有遭到冲击破裂的残迹，说明它在太阳系空间运行时，曾经历过其他小天体的撞击，母体可能经历过多次破碎。其经受碰撞脱离母体的时间，距今约 100 万年。

【吉林陨石】 Jilin meteorite 一种石陨石，属橄榄-古铜辉石球粒陨石(H5)。是目前分布面积最广、收集陨石最多的石陨石。陨石全铁含量 28.6%，橄榄石平均含 Fe(摩尔分数)为 19.50，铁纹石中钴的平均含量为 4.7 毫克/克。铷-锶模式年龄约为 47 亿年。此时组成陨石的物质从太阳原始星云中分离出来，温度逐渐冷却，相继形成碳硅石、石墨、锆英石、铬铁矿、铁纹石、镍纹石、辉石和橄榄石以及斜长石、白磷钙矿等。

【新疆陨铁】 Xinjiang iron 为坠落在中国新疆地区的陨铁，陨落地点在新疆青河县境内，是世界上发现的第三大陨铁。其体积为 3.5 立方米，质量约 28 吨(最大的陨铁重约 60 吨，陨落在非洲)，现存新疆乌鲁木齐市展览馆。从化验结果得知，含 Fe 88.67%，Ni 9.27%，以及少量的 Co、P、Si、S、Cu 等元素；这块陨铁含有 8 种矿物，其中有 6 种矿物是地球上所没有的。

【南丹铁陨石】 Nandan iron 一种铁陨石，八面体陨铁，化学群属 IIICD。发现于 1958 年，坠落时间约为 1516 年 6 月，主要分布在广西南丹县境内(25°06′N, 107°42′E)，散布区长 10 千米，宽 3 千米，收集到的陨石共 19 块，总重量约 9.5 吨，民间散落和流失国外者不详。铁纹石宽度中等(1.5～2.0 毫米)，镍纹石呈细条片晶，密度 7.165～7.64 克/厘米^3。铁纹石和镍纹石占 90%以上，陨硫铁是主要的次要矿物，呈瘤体存在，其他矿物包括陨磷铁矿、陨碳铁矿、石墨、自然铁、陨氯铁、铁闪锌矿、磁铁矿等。南丹陨石在半径 400 千米的母体中的埋藏深度为 10 万米，冷却速率为每百万年(2.8±0.6)℃。

【吉比恩铁陨石】 Gibeon iron meteorite 一种富镍无结构铁陨石(Ataxite)，化学群属 IVB。发现于纳米比亚赫鲁特方丹村以西约 20 千米的一个农场(19°35′S, 17°55′E)，为世界上最大的陨石，其体积为 2.74 米×2.74 米×0.98 米，估计重达 60 吨。陨石含 Ni 16.24%，Ga 0.192×10^{-6}，Ge 0.049×10^{-6}，Ir 27×10^{-6}。韧性高。

【阿连德碳质球粒陨石】 Allende carbonaceous chondrite 一种石陨石，碳质球粒陨石，CV3 型。1969 年 2 月 8 日 1 点 5 分坠落于墨西哥齐瓦瓦(26°58′N, 105°19′W)，分布面积达 150 平方千米，收集到的陨石总重超过 2 吨，其中单体最大者重 100～110 千克，但在落地时破裂了。

【默奇逊碳质球粒陨石】 Murchison Cabonaceous Chondrites 一种石陨石，碳质球粒陨石，CM2 型。1969 年 9 月 28 日 10 点 45 分至 11 点坠落于澳大利亚维多利亚(36°37′S, 145°12′E)，分布面积约 5 平方千米，收集到的陨石总重 100 多千克，最大的一块重约 7 千克。

【清镇顽火辉石球粒陨石】 Qingzhen enstatite chondrite 一种石陨石，顽火辉石球粒陨石，EH3 型。1976 年 9 月 13 日 16 点 40 分坠落于贵州省清镇市永乐乡(26°32′N, 106°28′E)，共收集到两块样品，总重 2.6 千克，其中 1 号陨石重 600 克，2 号陨石重 2 千克，但后者由于落入水中而高度风化。

【南极洲陨石】 Antarctica meteorite 在南极洲收集到的陨石。1969 年日本南极考察队员第一次在南极拾到了陨石，此后日本、美国和欧洲的南极考察队组织了几次专门的收集活动，迄今为止，人们在南极收集到的陨石已达到 2 万多块，陨石种类涵盖了所有的陨石类型，并且不断地有新的陨石类型发现。从 1990 年开始，中国开展了南极陨石的收集和研究，迄今共收集到 4480 块，成为世界上拥有陨石数量居第三的国家。南极陨石是现今

陨石研究的主要样品来源，其中发现了大量珍贵的陨石，如火星陨石和月球陨石。南极洲之所以能够找到如此大量的陨石，主要有以下几个原因：①绝大部分地区被冰川覆盖，陨石降落后包裹在冰雪中，由于温度较低，陨石得以长期保存；②人迹罕至，陨石降落后不会受到人为活动的影响和干扰；③冰川对陨石具有独特的富集作用。由于南极冰川会向海洋方向流动，当冰川遇到高山阻挡时，底部老的冰层露出表面，形成所谓"蓝冰"区。这样，冰川像传送带一样将各地不同时代的陨石源源不断地集中到山麓，随着冰雪消融，在山前地带的冰面上陨石富集。

【沙漠陨石】 desert meteorite　在地球荒漠地区找到的陨石。荒漠地区由于人烟稀少，人为干扰少，陨石可以较好地保存；同时，荒漠地区植被稀疏，陨石易于发现；在古老岩石分布地区，如果一直处于非沉积沉降区，陨石陨落的长期积累，可以造成陨石的高度富集，增加了找到陨石的可能性。迄今为止，欧洲、澳大利亚和美国的陨石组织已经找到了约 4000 块沙漠陨石，其中包括月球陨石和火星陨石。沙漠陨石主要发现于非洲的撒哈拉地区、澳大利亚西南荒漠地区和美国的新墨西哥州。

【月球陨石】 lunar meteorite　月球受到小行星撞击后，月球物质进入地月空间，然后陨落到地球的陨石。月球陨石是一种非球粒陨石，它是通过与人类从月球取回的样品对比研究后确定的。月球陨石的发现和研究，促进了火星陨石的鉴定和研究。

【火星陨石】 Martin meteorite　火星受到小行星的巨大撞击后，岩石碎块逃逸火星引力，其中一部分进入了地球的引力范围，最后陨落到地球表面，即为火星陨石。迄今为止发现的火星陨石共 15 块，其中 5 块为坠落型，6 块发现于南极，4 块发现于荒漠。火星陨石都是非球粒陨石，岩石类型包括辉玻岩、辉橄岩、纯橄岩和斜方辉岩等。根据火星陨石的宇宙成因核素，可确定至少存在 5 次冲击溅射事件：0.8 百万年、2.8 百万年、3.8 百万年（二辉橄榄岩）、11 百万年（辉橄岩）和 14.4 百万年。

【陨石分类】 classification of meteorites　根据陨石的化学成分、矿物组成、结构构造和母体来源对陨石进行的类别划分。从化学组成角度，陨石可以根据金属和硅酸盐的含量分为石陨石（硅酸盐矿物含量达 70% 以上）、石铁陨石（硅酸盐矿物含量在 40% ~ 70% 之间）和铁陨石（铁-镍金属达 95% 以上）。各大类又根据矿物成分和结构进一步分类。铁陨石根据铁纹石和镍纹石的结构分为六面体铁陨石、八面体铁陨石和富镍无结构铁陨石。八面体铁陨石还可根据铁纹石晶体的大小，分为极细粒（0.02 毫米以下）、细粒（0.2 ~ 0.5 毫米）、中粒（0.5 ~ 1.3 毫米）、粗粒（1.3 ~ 3.3 毫米）和极粗粒（大于 3.3 毫米）八面体陨铁。此外铁陨石还可根据 Ga 和 Ge 的含量分为 IAB、IC、IIAB、IIC、IID、IIE、IIIAB、IIICD、IIIE、IIIF、IVA 和 IVB 等 12 种类型。

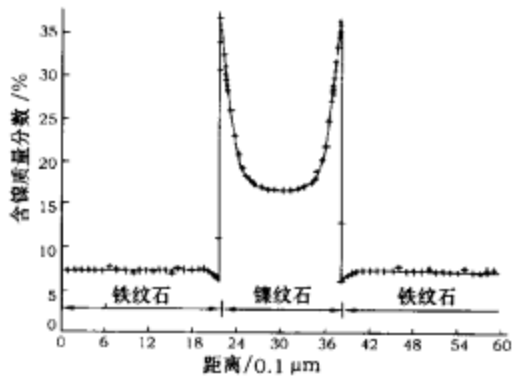
【铁陨石】 iron meteorite, aerosiderite　又称**陨铁**。是坠落陨石的一种，主要由铁镍组成（Fe + Ni 4% ~ 30% 的固溶体），矿物主要有：铁纹石和镍纹石；硅酸盐和陨硫铁常见，但含量不太多。除镍、铁外，还含有少量 Co、S、P、Cu、Cr、C 等元素。铁陨石密度很大，为 8 ~ 8.5 克/厘米^3。许多铁陨石重达 1 吨以上，已知最重的是在纳米比亚的霍巴西村，重达 60 吨；中国新疆铁陨石重 28 吨，属世界陨铁石第三位。铁陨石根据镍含量可分为方陨铁、八面陨石铁和杂陨铁，由于镍含量不同，陨铁的矿物成分和组构也不同。根据所含稀散元素镓（Ga）和锗（Ge）的浓度比率可了解各种铁陨石的形成过程，因为这种比率和陨石冷却速度有关。铁陨石的陨落数虽只占坠落陨石总数的 4.6%，但由于其比较容易识别，所以寻获较多，约占全部寻获陨石的 40%。

【六面体铁陨石】 hexahedrite　铁陨石主要由铁镍（Fe-Ni）合金组成，Fe-Ni 合金可分为两个相，镍含量较低者为体心立方结构（六面体），称为铁纹石，又称**α 相**；镍含量较高者为面心立方结构（六面体），称为镍纹石，又称**γ 相**。全部由铁纹石单晶组成的铁陨石叫六面体铁陨石。它是在维斯台登构造的生长结束后，在低温下形成的铁纹石集合体，通常 Ni 低于 6%，并常常可见到纽曼线。

【八面陨铁】 octahedrite　又称**八面石**。是最常见的铁陨石。主要由铁纹石和镍纹石（前者贫镍、后者富镍）互相构成条纹或晶片，蚀面上形成清晰的维德曼构造，含 Ni 6% ~ 14%（低于 6% 或 14% 以上都不产生维德曼构造）。

【方陨铁】 hexahedrite　铁陨石之一种。主要由立方体之铁纹石大单晶或粗粒状集合体组成，含 Ni 4% ~ 6%，蚀面显露诺伊曼条纹（冲击波压力造成的机械双晶片）。

【阿格雷尔效应】 Agrell effect　八面陨铁中的铁纹石-镍纹石界面两侧的镍浓度各不相同，且在横过界面时有明显变化，在邻近铁纹石的镍纹石边缘镍含量最富，而在铁纹石边缘则贫化。这种现象叫阿格雷尔效应（见图）。



阿格雷尔效应

【诺伊曼条纹】 Neumann bands　方陨铁和大多数八面陨铁蚀面上微细的平行直线。以德国矿物学家诺伊曼（F.E.Neumann，1798 ~ 1895）的名字命名。条纹出现在体心式铁纹石的双晶片中；在面心式镍纹石中未见诺伊曼条纹。学者们认为这些双晶片是在温度低于 600℃时由撞击波压力产生机械变形之振动应力形成的双晶窄细条纹。

【维德曼构造】 Widmanstätten structure　又称**维德曼花纹**、**维德曼图像**。是维德曼斯塔滕构造的简称；表现为八面陨铁蚀面上或磨光面上的三角形花纹。这种花纹是由镍纹石镶边的铁纹石平行条纹或晶片在二组、三组或四组方向上相互交切而成。这种构造是奥地利矿物学家维德曼（A.B.Widmanstätten）于 1808 年发现而得名。铁纹石条纹宽窄视含镍量而定，镍含量高时条纹变细。根据铁纹石条纹宽度分为最宽条（> 2.5 毫米）、宽条（2.5 ~ 1.5 毫米）、中条（1.5 ~ 0.5 毫米）、细条（0.5 ~ 0.2 毫米）和最细条（< 0.2 毫米）等五种。镍含量小于 6% 和大于 14% 都不形成维德曼构造。实验表明，当含镍量 6% ~ 15% 的金属铁冷却到过渡温度（900 ~ 600℃）以下时，使均匀的金属固溶体发生出溶（exsolution），而在不增减成分的情况下分成两种（或更多种）不同晶相，镍重新分配成富镍的镍纹石和贫镍的铁纹石排列交织呈维德曼花纹。

【杂陨铁】 ataxite　又称**杂陨石**。铁陨石的一种。没有八面陨铁的维德曼构造，也不具方陨铁的粗粒结构，因为杂陨铁都富镍，含镍量大于 14%，只有细粒结构的合纹石（铁纹石和镍纹石共结交生的混合物），如果含镍量大于 25%，则杂陨铁多半是以镍纹石为主体的合纹石，基质中含铁纹石小包裹体与少数其他矿物。

【石铁陨石】 stony-iron meteorite　又称**陨铁石**。是比较罕见的一类陨石，占陨石数量的 2% ~ 4%，铁-镍和硅酸盐矿物含量相当（30% ~ 65%）。主要矿物有橄榄石、各种辉石、铁纹石和镍

纹石。石铁陨石大致分为两类:橄榄石铁陨石(橄榄石 + 金属)和中石铁陨石(橄榄石 + 古铜辉石 + 金属),不过各种石铁陨石之共同点很少,所以很难归纳成类。石铁陨石的密度约 5.5 ~ 6 克/厘米^3。在金属铁-镍合金中,含镍量多为 12% ~ 14%,故出现维德曼构造。也有人根据矿物组成将其划分为橄榄石石铁陨石、古铜辉石-鳞石英石铁陨石、古铜辉石-橄榄石石铁陨石和辉石-斜长石石铁陨石四类。

【橄榄石铁陨石】 pallasite 又称**橄榄陨铁**。在这类陨石的金属铁镍含量中,镍含量占 8% ~ 15%,所以呈现维德曼网形构造,巨大橄榄石单晶嵌在网眼里,橄榄石晶体成分均匀,比地球橄榄石的镍和钙少些。学者们认为,橄榄石铁陨石可能是小行星内部之物,相当于石质幔和金属核交界面附近的产物。

【古铜辉石-鳞石英铁陨石】 siderophyre 金属铁-镍合金与近乎等量的古铜辉石和石英晶体组成的石铁陨石。

【古铜辉石-橄榄石铁陨石】 lodranite 细密的金属铁-镍中嵌着近乎等量的古铜辉石和橄榄石组成的石铁陨石。

【中石铁陨石】 mesosiderite 又称**中陨铁**。主要是古铜辉石、钙长石和橄榄石晶体混杂在金属铁-镍基质中,含镍量小于 9%,维德曼花纹不明显,而呈断续网状或海绵状构造,硅酸盐矿物已有角砾化现象(也许是冲击变质所致)的陨石。据研究,中石铁陨石的冷却速度在各种陨石中要算最低的(大约是每百万年 0.1℃)。

【石陨石】 stony meteorite, aerolite 是坠落最多的一类陨石。主要或全部由硅酸盐矿物,特别是铁镁硅酸盐组成的陨石的总称,其中金属铁-镍含量低于 30%。根据岩石结构有无球粒存在而分为球粒陨石和非球粒陨石两大类;根据整体化学成分,球粒陨石被分为碳质球粒陨石、普通球粒陨石和顽火辉石球粒陨石三类。非球粒陨石的第三级分类也是根据化学(矿物)组成进行的,岩石(矿物)含钙量高的叫富钙无球粒陨石,含钙低的叫贫钙无球粒陨石。石陨石的成分和外表都很像超基性岩,密度为3 ~ 3.5 克/厘米^3。它在野外易被误认成普通岩石,所以虽其陨落数量很大,占总坠落数 92% 以上,但寻获数只占全部寻获陨石数的 56.3%。

【球粒陨石】 chondrite 石陨石的一个大类,数量占石陨石总数 84% ~ 88% 以上。主要特征是含有陨石球粒。化学成分接近超基性岩,主要矿物有橄榄石、斜方辉石(包括顽火辉石、紫苏辉石、古铜辉石)和铁-镍相、陨硫铁等副矿物。球粒陨石按矿物(和化学)成分可分下列三类:碳质球粒陨石、普通球粒陨石和顽火辉石球粒陨石。这三类球粒陨石的化学元素含量(%)见下表。

元素	顽火辉石球粒陨石		普通球粒陨石		碳质球粒陨石			
	E		H	L(LL)	CI	CM	CO	CV
Si	16.47	20.48	17.08	18.67	10.40	12.96	15.75	15.46
Ti	0.03	0.04	0.06	0.07	0.04	0.06	0.10	0.09
Al	0.77	1.06	1.22	1.27	0.84	1.17	1.41	1.44
Cr	0.24	0.23	0.29	0.31	0.23	0.29	0.36	0.35
Fe	33.15	22.17	27.81	21.64	18.67	21.56	25.82	24.28
Mn	0.19	0.12	0.26	0.27	0.17	0.16	0.16	0.16
Mg	10.40	13.84	14.10	15.01	9.60	11.72	14.52	14.13
Ca	1.19	0.96	1.26	1.36	1.01	1.32	1.57	1.57
Na	0.75	0.67	0.64	0.70	0.55	0.42	0.46	0.38
K	0.09	0.05	0.08	0.09	0.05	0.06	0.10	0.03
P	0.30	0.15	0.15	0.15	0.14	0.13	0.11	0.13

续表

元素	顽火辉石球粒陨石		普通球粒陨石		碳质球粒陨石			
	E		H	L(LL)	CI	CM	CO	CV
Ni	1.83	1.29	1.64	1.10	1.03	1.25	1.41	1.33
Co	0.08	0.09	0.09	0.06	0.05	0.06	0.08	0.08
S	5.78	3.19	1.91	2.19	5.92	3.38	2.01	2.14
H	0.13	痕迹	痕迹	痕迹	2.08	1.42	0.09	0.38
C	0.43	0.84	痕迹	痕迹	3.61	2.30	0.31	1.08
$Fe_0/Fe_{全}$	0.70	0.75	0.60	0.29	0.00	0.00	0.09	0.11
标本数	1	1	36	68	3	10	5	7

注:CI 型成分类似 Ivuna 陨石;CM 型成分类似 Mighei 陨石;CO 型成分类似 Omans 陨石;CV 型成分类似 Vigarano 陨石。H. 高铁型;L. 低铁型;LL. 低铁低金属型;E. E 类小型星顽火辉石型。

【普赖尔定则】 Prior's rule 球粒陨石中化学成分和矿物成分的分布关系有一定规律性。普赖尔(G.T.Prior)在 1920 年指出两者之间的规律性为:①球粒陨石中铁-镍量越少,该金属的 Ni/Fe 比必定越大;②球粒陨石中铁-镍量越少,该陨石的铁镁硅酸盐矿物中的 Fe/Mg 比必定越大。这种规律性称为普赖尔定则。

【陨石球粒】 chondrule 陨石中嵌有的球形颗粒(硅酸盐小颗粒)。球粒呈球形或次球形,直径大小不等,从小于 0.1 毫米到 20 毫米以上均有,一般 1 毫米左右,具有各种结构(放射状、粒状、斑状、炉条状、扇状等),主要矿物为橄榄石和斜方辉石(顽火辉石、古铜辉石),或二者同时存在,有时有陨硫铁、铁-镍、斜长石。关于陨石球粒的成因尚不清楚,但据其形状、结构和矿物成分等分析,说明是在高温环境下形成的。至于加热机制及假说很多:有太阳辐射、雷击放电、冲击波压、火山喷发、撞击变质等等。根据陨石年龄(46 亿年)判断,球粒可能是原始行星物质的一种基本形态,但还未在地表的岩石中发现过。

【球粒陨石化学分类】 chondritic chemical classification 根据球粒陨石的化学成分进行的分类。它分为碳质球粒陨石、普通球粒陨石和顽火辉石球粒陨石。碳质球粒陨石又可进一步分成 4 个化学群:CI、CM、CO 和 CV 型。也有人将 CI、CM 和 CO + CV 分别称为 C1、C2、C3 或 CI、CII、CIII。普通球粒陨石根据化学成分进一步分为高铁(H)、低铁(L)和低铁低金属(LL)三群。顽火辉石球粒陨石也可以根据硫和铁的含量分为 I 型和 II 型;或根据铁的含量和宇宙射线暴露历史分为 EH(高铁)和 EL(低铁)两群。

【球粒陨石岩石类型分类】 chondritic petrologic classification 根据球粒陨石的岩石类型所作的分类。球粒陨石被认为是原始太阳星云凝聚产生的最原始物质,但各种球粒陨石之间在化学、矿物学、岩石学、同位素成分等方面有很大差别,表明它们经历了不同程度的变质改造。球粒陨石用化学-岩石学分类来度量这一变质作用的强度和成分的偏离程度。根据球粒的完整程度、橄榄石和辉石成分及其成分的均一性、玻璃的含量、次生矿物的发育程度、含水量等,所有球粒陨石都可划分为 1 ~ 7 等七种岩石变质类型。

【碳质球粒陨石】 carbonaceous chondrite 是一类脆性的黝黑的球粒陨石。其成分具有下列特点:①主要由含水硅酸盐粘土矿物组成,常见者为细粒的蛇纹石或绿泥石;②含有大量挥发分,主要为水、硫、氩等;③没有或只有极少的金属铁-镍,有少量陨硫铁;④含有大量的有机化合物(已发现约 50 种),多半是复杂的高分子化合物,主要是羟、脂族羟和芳族羟,多呈黑色,难溶,含水度为 20%,一般是化合水;还发现有氨基酸。碳质球粒

陨石容易风化，故不常发现，在球粒陨石中比较罕见，约占5%，但一般认为在太空陨星体中可能很普遍。通常把碳质球粒陨石分为三类，用Ⅰ型、Ⅱ型、Ⅲ型或用C1、C2、C3来表示，依次含碳量递减而球粒数目递增。如Ⅰ型含水和有机质最多，化合碳为3%～5%，燃烧损失24%～30%；Ⅱ型含水和有机质成分中等，燃烧损失12%～24%；Ⅲ型含高温矿物和若干金属组分，燃烧损失2%～12%。1974年根据碳质球粒陨石的化学成分又划分为4个组：第一组仍称CI，其余三组都以代表性标本名称的第一个字母为组名，依次为CM(Murchison)、CO(Ornans)、CV(Vigarano)，括号内为代表性标本的名称。

【Ⅰ型碳质球粒陨石】 carbonaceous chondrite-Ⅰ 碳质球粒陨石的一类，含有约5%的碳和氢等元素组成的羟和其他有机化合物，并约含20%的水和挥发分。矿物成分主要为细粒粘土矿物(如七埃绿泥石与蒙脱石)和细粒磁铁矿组成的基质，这些矿物在温度低于500～600℃时才稳定；不含球粒，但一些CI中含极细(<100微米)的高温矿物橄榄石和辉石。Ⅰ型中发现有氨基酸，有人认为是本身原有的，因而推测陨石孕育着生机，代表天然生命形式。如果行星是由陨石物质增生而成的，在适宜环境下就可在行星上(如在海洋里)产生简单有机体；有人认为地球生命是陨石坠落地面后受陨石有机质污染的结果。Ⅰ型碳质陨石密度较小，颜色较深，多为深灰至绿黑色。

【Ⅱ型碳质球粒陨石】 corbonaceous chondrite-Ⅱ 碳质球粒陨石的一类，矿物成分与Ⅰ型相同，主要为蛇纹石和粘土矿物的细粒基质，并有橄榄石和辉石的包裹体与球粒，有时还发现金属铁-镍包裹体。包裹体有时呈似球粒体，较大、较多；富钙-铝包裹体似乎代表很高温度的矿物集合体。该型陨石密度较大，约2.5，颜色较浅，浅灰至中灰。

【Ⅲ型碳质球粒陨石】 carbonaceous chondrite-Ⅲ 碳质球粒陨石的一类。这类陨石比较稀少，主要由橄榄石和磁铁矿构成基质，呈中灰色，密度颇大，约3.7克/厘米^3，含水、含碳均少。通常含有难溶元素如Ca、Al、Ti等高钙-铝包裹体或大球粒，直径约1厘米；有的球粒几乎全由钙长石组成。这些代表很高温度矿物的集合体(包裹体和球粒)可视为是原始太阳星云内部气尘在特别热的阶段最先凝聚的物质。另一发现是球粒中有时有球形空洞，其大小可达球粒直径的三分之一。这种"空洞球粒"的成因尚在探讨中，有人认为绝不会在行星内部深处形成，可能是在高温静压下塌陷而成。

【普通球粒陨石】 ordinary chondrite 紫苏辉石球粒陨石和古铜辉石球粒陨石的统称，为已发现的石陨石中最常见的两种球粒陨石。它们在肉眼鉴定上很难区分，只是紫苏辉石球粒陨石密度稍小，所以一般将二者合称为普通球粒陨石。两种球粒陨石的主要区别在于全铁量和铁在金属相与硅酸盐相之间的分布规律符合普赖尔定则：紫苏辉石球粒陨石全铁量为7.13，古铜辉石球粒陨石为17.45；游离金属量前者为1～10，后者为16～21，但两者不一定有成因联系；氧化铁含量前者大于后者，密度前者为3.4～3.6克/厘米^3，后者为3.6～3.9克/厘米^3。两种普通球粒陨石的共同点是：破裂面上有明显的球粒构造；金属铁-镍和陨硫铁是金属光泽的小颗粒；新鲜面均为浅灰到黑色，风化后呈深褐色；球粒矿物主要是橄榄石、斜方辉石和玻璃。

【紫苏辉石球粒陨石】 hypersthene chondrite 又称**橄榄紫苏辉石球粒陨石**。属"普通球粒陨石"的一种，参见"普通球粒陨石"。

【古铜辉石球粒陨石】 bronzite chondrite 又称**橄榄古铜辉石球粒陨石**，属"普通球粒陨石"的一种，参见"普通球粒陨石"。

【顽火辉石球粒陨石】 enstatite chondrite 主要由顽火辉石(占55%左右)组成，含有大量钙、铬、镁的硫化物；铁的含量很大(大于30%)，而且都是金属铁-镍，无氧化铁；有少量游离硅石，主要为石英、鳞石英、方石英等矿物，无橄榄石。密度3.51～3.57克/厘米^3，新鲜面呈灰至黑色。很少或没有球粒，球粒的多少与含铁量有关，含铁多者球粒也多，含铁量分配不均匀，富铁顽火辉石球粒陨石以单斜顽火辉石为主要矿物相，贫铁顽火辉石球粒陨石以斜方顽火辉石为主要矿物相。顽火辉石球粒陨石没有氧化铁，表明是在强还原条件下形成的或变质而成的。

【无球粒陨石】 achondrite 不含球粒的石陨石。它极少含或不含铁-镍，矿物成分和结构很像地球上的超基性岩，晶体较大，故这类陨石除新坠落者有玻璃光泽的黑色熔壳外，一般很难辨识。有的无球粒陨石具角砾状结构，角砾中含有球粒陨石碎屑。无球粒陨石仅占陨落地面陨石总数的7%，可能也是不易辨识的缘故。普赖尔(G.T.Prior)在1920年依据钙含量把无球粒陨石分为两类：①CaO质量分数占0%～3%的称贫钙无球粒陨石，属于这一类的主要有顽火辉石无球粒陨石、紫苏辉石无球粒陨石、纯橄无球粒陨石和橄榄易变无球粒陨石；②CaO质量分数占5%～25%的是富钙无球粒陨石，属于这一类的主要有玄武无球粒陨石、钛辉无球粒陨石和透橄无球粒陨石。其中玄武无球粒陨石的数量最多，约占无球粒陨石总数的80%，其他类型很少见。所以在研究无球粒陨石时常以玄武无球粒陨石为代表。成分上CaO含量与FeO/MgO为正相关，说明其成因很可能是硅酸盐溶体经分异而成。

【顽火辉石无球粒陨石】 aubrite, bustite 主要矿物成分是顽火辉石并含少量透辉石和贫钙无球粒陨石，常具角砾构造。

【紫苏辉石无球粒陨石】 diogenite, rodite 主要由紫苏辉石(有时有古铜辉石)组成的贫钙无球粒陨石。

【纯橄无球粒陨石】 chassignite 几乎完全是橄榄石(占95%以上)组成的贫钙无球粒陨石，含有少量铬铁矿但没有金属镍-铁。与地球上的纯橄榄岩相似。

【橄榄易变辉石无球粒陨石】 ureilite 主要由橄榄石和易变辉石组成的贫钙无球粒陨石，含有少量金属铁-镍、陨硫铁、金刚石和石墨。它是唯一含较多铁-镍合金的无球粒陨石。

【玄武无球粒陨石】 basaltic achondrite 钙长易变辉石无球粒陨石和钙长紫苏辉石无球粒陨石的统称。是最常见的无球粒陨石(各占40%以上)。具角砾构造；矿物成分除与中石铁陨石的石质部分相似外，与其他陨石无关；角砾碎屑的年龄很古老(45亿～46亿年)，而其暴露年龄却很小，只有280万～600万年。因此，杜克(M.B.Duke)和西尔弗(L.T.Silver，1967)认为它是由陨石冲击月球或其他星体(行星、小行星)表面生成的次生溅射物，并推测钙长易变辉石无球粒陨石可能是来自月海的溅射碎屑，而钙长紫苏辉石无球粒陨石则是月陆碎屑。但后来的月样研究结果并未得到进一步的佐证。

【钙长易变辉石无球粒陨石】 eucrite 主要由钙长石和易变辉石组成的富钙无球粒陨石。铁和钙的含量较钙长紫苏辉石无球粒陨石多。角砾是多成分碎屑，有辉长岩、辉绿岩、玄武岩等。有少数钙长易变辉石无球粒陨石含有受冲击破坏的斜长玻璃，有的甚至全部斜长石都转变成斜长玻璃，表明受到较强冲击。

【钙长紫苏辉石无球粒陨石】 howardite 主要由钙长石和紫苏辉石(有时有古铜辉石)组成的富钙无球粒陨石。铁和钙的含量较钙长易变辉石无球粒陨石少，常有角砾状构造。

【钛辉无球粒陨石】 angrite 主要由紫色含钛普通辉石(90%以上)组成的富钙无球粒陨石，含有少量橄榄石和陨硫铁。

【透橄石无球粒陨石】 nakhlite 由透辉石(75%)和橄榄石的全晶质集合体组成的富钙无球粒陨石。

【陨石矿物】 mineral of meteorite 出现在陨石中的矿物。在陨石中发现的矿物超过 140 种,其中原生矿物 120 多种,次生矿物 20 多种,这些数字随着研究的深入将有变化。在 140 多种陨石矿物中,只有 39 种矿物是地球上尚未发现的。陨石矿物以橄榄石、辉石、铁纹石、镍纹石、陨硫铁、层状硅酸盐矿物(类蛇纹石和类绿泥石)和斜长石含量最多,其他矿物含量低、粒度小。在地球岩石中常见的矿物,如石英、钾长石、云母、角闪石等在陨石中很少见。陨石的形成环境和保存条件决定了陨石矿物还原程度很高,因此陨石矿物中铁多呈 0 价或 2 价出现。陨石中含水(羟基)矿物很少,总共只有 7 种,并多见于碳质球粒陨石中。

【铁纹石】 kamacite 陨石矿物。为低温铁-镍相矿物,由等轴系体心式立方体 α 相铁-镍合金组成。含镍 5% ~ 7%,成分较固定。在铁陨石中被镍纹石晶片夹在中间呈棒状晶体。铁纹石是铁陨石的主要矿物,但在石铁陨石中也常见到。

【镍纹石】 taenite 陨石矿物。为高温铁-镍相矿物,由等轴系面心式八面体 γ 相铁-镍合金组成。含镍 27% ~ 65%,在铁陨石磨光面上呈白色亮区,在铁陨石中为主要矿物成分,石铁陨石中也常见到。

【合纹石】 plessite 铁陨石的镍含量在12% ~ 15%以上时,镍纹石和铁纹石便交互生长,形成细粒至微粒混合物(曾认为是一种矿物),叫合纹石。它在显示维德曼构造的陨石中呈三角形暗区或多边形暗区,为显微粒结构;而在不显示维德曼构造的杂陨铁中呈均匀暗色细粒结构。

【铁镍合金】 nickel-iron alloy 陨石矿物。指陨石中的铁纹石和镍纹石等天然铁合金,含镍一般百分之几,很少超过 60%。

【陨硫铁】 troilite 陨石矿物。几乎所有陨石中都存在,为六方晶系,细粒状,成分为 FeS,是磁黄铁矿的变种,微带磁性。

【陨硫铬铁】 daubreelite 陨石矿物。是许多陨石的副矿物(例如在顽火辉石球粒陨石、顽火辉石无球粒陨石和铁陨石中)。其成分为$FeCr_2S_4$,呈黑色块状或鳞片状。常与陨硫铁伴生,但无磁性。

【陨碳铁】 cohenite 陨石矿物,为铁陨石和顽火辉石球粒陨石的副矿物,等轴晶系,锡白色,成分为$(Fe, Ni, Co)_{23}C_6$。人工制成者称为**胶铁**(cementite)。

【陨磷铁石】 schreibersite 成分 Fe_3P,常含 Ni。四方晶系。针状晶体。锡白至银白色,含少量钴和微量铜时则呈暗铜黄色或褐色。不透明。强金属光泽。硬度 6.5 ~ 7。密度 7.0 ~ 7.8 克/厘米^3。具强磁性。是铁陨石、石铁陨石和一些球粒陨石的常见副矿物。

【陨磷铁镍石】 schreibersite 陨石矿物。是铁陨石、石铁陨石和一些球粒陨石的常见副矿物。为正方晶系针状晶体,锡白至银白色,成分$(Fe, Ni)_3P$,强磁性。如果含少量钴和微量铜时则呈暗铜黄色或褐色。

【鳞石英】 tridymite 陨石矿物,是大多数陨石常见的副矿物,也见于火山岩中。成分为 SiO_2,是石英的高温多形体,通常呈六方极薄板状的白色或无色晶体或鳞片。在 870 ~ 1470℃时稳定。在低温时呈斜方晶系称 α-鳞石英;高温时呈六方晶系称 β-鳞石英。但在 β-鳞石英冷却成 α-鳞石英时,仍可保留六方晶系的晶形。温度超过 1470℃时,鳞石英就转变成方石英。

【方石英】 cristobalite 陨石矿物。主要是顽火辉石球粒陨石的副矿物,在火山岩和月岩中也有。成分为 SiO_2,是石英的高温多形体,白色,呈球形集合体和似八面体。在 1470 ~ 1710℃稳定。在低温时呈正方晶系称 α-方石英;高温时为等轴晶系称 β-方石英。温度超过 1710℃时,方石英就熔化成硅氧玻璃——焦石英。

【陨石难熔包裹体】 calcium-aluminum-rich refractory inclusions of meteorite(CAI) 陨石中未熔融的集合体。由松散的矿物颗粒组成的团块,不规则状,没有岩浆岩结构。绝大多数难熔包裹体都是由镁橄榄石组成的,并常含有钙-铝玻璃以及富铬和磷的金属铁,有些难熔包裹体也含有顽火辉石。难熔包裹体还含有一些极难熔的钙、钛、铝矿物,如黑铝钙石($CaAl_{12}O_{19}$)、钙钛矿($CaTiO_3$)、尖晶石(成分近于 $MgAl_2O_4$)和透辉石($CaMgSi_2O_6$)。它们是太阳星云早期凝聚的产物。难熔包裹体中也会出现一些含水矿物,但它们明显是蚀变的产物。难熔包裹体常见于碳质球粒陨石中,但在其他陨石类型中也有少量产出。

【陨石有机质】 organic compounds in meteorite 陨石本身固有的有机物质。陨石中已发现的有机化合物有氨基酸、卟啉、烷烃、芳香烃、嘌呤和嘧啶等。这些有机化合物是在原始星云凝聚的晚期,在低温(温度 400 ~ 360 开,压力约为 $4 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$ 大气压,1 大气压 $\approx 10^5$ 帕)和富含挥发性成分的环境中形成的,不是地外生命的遗迹,而是非生物成因的前生物物质。合成这些有机化合物的途径有三种:①星云中的一氧化碳、氢和氨与铁、钴、镍在磁铁矿或含水硅酸盐的催化作用下,发生化学反应生成氨基酸、卟啉、烷烃、芳香烃、嘌呤和嘧啶等一系列有机化合物,随后被碳质球粒陨石俘获而保存下来。②星云气体中的甲烷、水、氢和氨在火花放电或紫外线照射下,生成氨基酸和其他有机物。③在太阳风、宇宙线作用下,俘获在宇宙尘表面的简单有机分子也可转变为比较复杂的有机物。

【母体热变质】 thermal metamorphism of parent body 陨石母体受温度影响的变质作用。陨石母体中含有各种中、短寿命核素($T_{1/2} = 10^7 \sim 10^8$ 年)和长半衰期($T_{1/2} \approx 10^9$ 年)放射性同位素衰变产生的能量,会使陨石母体内部加热,导致母体内的稀有气体扩散丢失,还可能使母体内的化学成分和矿物成分得以调整或均一化。

【母体冷却速率】 cooling rates for parent body 陨石母体热量丢失、温度下降的快慢。陨石母体在早期撞击势能和各种放射性核素的加热后,随热能的消耗和扩散而逐渐冷却。各种陨石母体的冷却速率是不同的,且母体的不同深度具有不同的冷却速率。

【陨落过程】 falling process of meteorite 流星体通过地球大气的过程。当流星体以相对地球的 12 ~ 72 千米/秒高速进入地球大气圈时,随着大气密度的增大,击波产生的压力增大,流星体表面温度逐步升高。在离地面 135 ~ 90 千米的高空,大气阻力使流星体开始减速,表面发光,形成火流星。在流星体表面发热、发光的同时,表面物质开始汽化、熔蚀,被熔融的物质向流星体后部喷射,形成流星尾迹,新裸露的表面又重新汽化、熔融,流星体就这样被逐渐烧蚀耗损。当流星体降落到离地表 55 千米以下时,由于大气密度大得足以使流星体前端的空气受到强烈的压缩而产生击波,流星体会发出隆隆的响声。当流星体降到距地面 20 千米以下的高度时,稠密空气的阻力使流星体的速度减少到 100 ~ 200 米/秒,质量小的陨石在低层大气层中甚至是以重力加速度下降的。大部分陨石降落到地面前,由于速度骤减,表面温度大大降低,不再发光,已熔化的表层也迅速凝固成熔壳,最后,流星体撞击地面,成为陨石。

【熔壳】 fusion crust 又称**熔蚀皮**。由于陨石与大气摩擦生

热而熔蚀并随即冷凝，陨石表面产生黑色光亮的皮壳，厚度不超过几毫米，绝大多数不超过 1 毫米，为玻璃质，风化后呈褐色。由于大气对陨石降落时不同方位的表面有不同的效果，便出现各种熔壳，如球结状、条纹状、伞骨状、网状、多孔状、瘤状、熔碴状等。

【爆裂】 detonation 流星在陨落过程中与空气摩擦发热，由于不均一性加热，流星体发生爆炸裂开的现象。它降落到地面成为陨石。

【碎裂】 cataclasm 陨石在坠落到地面时因与地表撞击而破碎裂解的现象。

【陨星尘】 meteoric dust 为陨星在地球大气层中熔融、汽化、氧化、剥蚀而形成的直径为几微米至 100 微米的小颗粒。它可随风飘越大洋，撒布在海洋和大陆中，多为具磁性的褐色、黑色膜小球粒。属于次生微陨石类。

【宇宙球粒】 cosmic spherule ❶广义的宇宙球粒指源自地球以外的任何颗粒物质，包括彗星的崩解物质，小行星及其他天体碰撞、风化产生的颗粒物质。❷狭义的宇宙球粒指陨星粒进入地球大气层因摩擦烧蚀而熔化成小滴所凝成的小圆粒。见于深海沉积物中，由磁铁矿组成的磁性宇宙球粒最常见，有时是含有一个金属核的黑色宇宙球粒。

【宇宙水】 cosmic water 落到地球上的陨石空隙中所含的原生水。

【陨冰】 meteoric ice 是从宇宙空间坠落到地球表面并以水为基本成分的天体。太阳系空间存在有冰体的理论，最先由美国天文学家惠普尔(1980)提出。他的彗星冰冻团理论模型认为，彗核是由一个吸附着宇宙冰块组成的“脏冰球”。当彗星接近太阳时，太阳的热能使冰体表面升华为气体，形成彗发与彗尾，但其彗核内部仍保持冰冻状态。彗星的寿命通常只有几千个围绕太阳公转的周期，它有可能受太阳、行星等天体所施加的引潮力而逐渐瓦解，形成流星群。陨冰则有可能是彗核瓦解后坠入到大气层中还未溶化的冰块。据说 2000 年 1 月 15 日，在西班牙巴伦西亚地区的 3 座小村庄里，从天而降 3 块质量不等的陨冰，最大一块重约 4 千克；此前几天已有 4 块重 0.4 ~ 3.15 千克的陨冰分别落在西班牙东部、南部和北部地区，其中一块掉在一辆小汽车上，砸坏了汽车的顶棚，另一块击碎了一家酒吧的玻璃窗，还有 2 块则击穿了两家工厂的屋顶。掉落的冰块比普通冰雹的体积大，初步判断陨冰可能来自彗星，但至今人类还未发现真正来源于太空的冰。

【宇宙尘】 cosmic dust 又称**宇宙尘埃**。❶地球之外起源的微粒物质。❷陨石和流星体通过地球大气层时由于烧蚀、溅射形成的碎屑和球粒。

【星际宇宙尘】 interstellar cosmic dust 来源于太阳系以外恒星际宇宙空间的微粒物质。

【行星际宇宙尘】 interplanetary cosmic dust(IPD) 来源于太阳系内行星际空间的微粒物质。其中的矿物是太阳星云直接凝聚的产物，保留了太阳星云较原始的元素配分和同位素比值，比大多数陨石更具有太阳系初始物质的特征。

【消融型宇宙尘】 melt cosmic dust 流星体、微陨石(原始宇宙尘)进入地球大气层后，由于与大气分子的碰撞和摩擦，发生强烈的熔融和气化，这些烧蚀熔融物质和蒸发后再凝聚形成的物质降落到地面后就称为消融型宇宙尘。

【铁质宇宙尘】 ferrous cosmic dust 以 Fe、Ni、Co、Cr 等金属元素为主要成分的消融型宇宙尘。由于这些金属元素及其矿物的熔点和汽化温度较高，流星体或原始宇宙尘在大气烧蚀过程中可形成较多的铁质宇宙尘。

【硅酸盐宇宙尘】 Silicate cosmic dust 以硅酸盐矿物为主构成的宇宙尘。硅酸盐宇宙尘具近似于球粒陨石的元素丰度。大部分硅酸盐宇宙尘是不规则的细粒集合体，属微陨石(原始宇宙尘)；有一部分在地面或冰雪中收集到的硅酸盐宇宙尘可能是陨石低速通过大气层时的碎屑，或彗星解体后“飘”落地面的岩屑颗粒。

【玻璃质宇宙尘】 glassy cosmic dust 由玻璃构成或稍有脱玻化现象的宇宙尘。是流星在大气层中烧蚀时硅酸盐部分熔融后迅速冷却或气化物质凝结的产物。

【深海沉积宇宙尘】 dipsey aggradational cosmic dust 深海沉积物中发现的宇宙尘。深海沉积物由于沉积速率慢，宇宙尘相对富集。主要为消融型宇宙尘，以铁质、硅酸盐质和玻璃质宇宙尘为主，一般为球形，粒径 40 ~ 200 微米。

【宇宙尘判据】 criterions of cosmic dust 将宇宙尘与地质成因的球粒物质区分开来的地质地球化学证据。宇宙尘判据通常包括：球粒陨石型元素丰度，宇宙成因的元素比值，特征的陨石型矿物和矿物组合，特征的结构和构造等。

【宇宙尘矿物】 minerals of cosmic dust 宇宙尘中存在的矿物。原始宇宙尘在成分上与球粒陨石非常接近，因此理论上其矿物组成与球粒陨石相近，主要有橄榄石、辉石、斜长石、层状硅酸盐矿物等。消融型宇宙尘主要为铁质和玻璃质，矿物组成主要为磁铁矿、铁纹石、镍纹石、陨硫铁与方铁矿等。

【宇宙尘结构】 structure of cosmic dust 宇宙尘特有的结构。原始宇宙尘(微陨石)为细粒矿物集合体，松散多孔，不规则形状；消融型宇宙尘多为球形，具熔蚀特征，有些有壳层结构，或显示融体物质快速冷凝的结构特征，如骸晶结构。

【撞击残留物】 impact relict 地外物体与地球撞击后，撞击体本身虽大部分破碎、熔融、蒸发，但仍有一部分物质保存在撞击坑及其周围，这些物质称为撞击残留物。

【宇宙尘收集】 collection of cosmic dust 宇宙尘的收集方式可分为三类：①太空收集，用专门的卫星搭载收集装置长期收集宇宙尘。回收到地面研究，或用仪器就地分析类型和运动参数，如美国的 LDEF，在航天飞机和空间站上安装宇宙尘收集器；也可从回收的卫星绝热层、太阳能电池板上获得宇宙尘，如 EURECA 绝热层和哈勃望远镜电池板。②从地球大气层中收集，如用气球搭载收集器进行收集，或用高空飞机进行收集。③地面收集，包括地表沉降，在各种沉积物(冰雪、深海沉积物、湖相沉积物等)中收集，在地球岩石(如在沉积岩、改造型花岗岩)中寻找等。

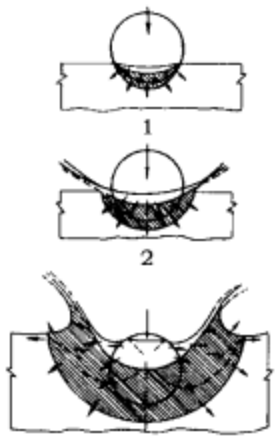
【宇宙尘通量】 flux of cosmic dust 单位时间内降落到单位面积上的宇宙尘颗粒数。

【基底岩涌】 basement surge 大陨石撞击地面或爆裂式火山喷发以及核爆炸和化学爆炸时，从爆炸点或撞击坑飞溅出速度较低的环形热气云、熔融碎岩屑和尘埃等溅射物，像密度流一样地向外做辐射状运动，速度可达 200 千米/小时，这种现象称基底岩涌。

【冲击变质】 shock metamorphism 陨石强烈冲击地面或核爆炸时产生的岩石变质。当具有一定质量(10 ~ 100 吨以上)和速度(10 ~ 70 千米/秒的宇宙速度)的陨石冲击地面时，产生的冲击波压力可达数千亿帕，所引起 1500℃的高温，大大超过了岩浆的温度范围(650 ~ 1200℃)，因而引起冲击变质作用。根据估算，美国亚利桑那州的巴林杰陨石质量约达 100 万吨，产生巴林杰陨击坑的陨石冲击能量，约相当于 30 百万吨级的氢弹爆炸能量，而且变质过程是在非常短促瞬间发生的。这种陨石冲击变

质，可用人工爆炸证实上述估算。这有助于认识地球内部物质的性质、地幔内的相变和地核的物质状态。据估计，陨石冲击的能量约30%成为热能，约20%用于粉碎岩石和其他变形，约50%用于挖掘和溅射物质。

【冲击波】 shock wave　超高速物体通过介质时，如果速度超过介质能传播的声速，会形成高压瞬态压缩波，称冲击波。其振幅大于介质的弹性极限，使介质的压力、温度、密度和速度发生激烈的变化，但这个激烈变化区范围有限，时间很短。陨星坠落地面和炮弹爆炸等初始期产生冲击波，以超声速前进，能使岩石物质熔化、气化，矿物变化和强烈变形甚至变质(见图)。



冲击波
1. 陨星降落接触地表；2. 压缩阶段中期；3. 压缩阶段后期并使物质向外溅射

【冲击变质效应】 shock metamorphic effect　超高速飞行物体(如陨石撞击或核爆炸)对矿物、岩石撞击所引起的变质现象。巨大陨石对月球的撞击，不仅可以在月球表面形成巨大的月坑，而且受强烈撞击形成的冲击波，对月面上的矿物、岩石也产生显著的影响，使之发生变质作用。月球样品研究表明，月球表面的矿物岩石碎片普遍具有冲击变质现象。冲击压力对星体中矿物的主要影响是：在低等到中等压力下，矿物主要冲击特征是呈面状破碎；而在高压之下，因撞击而溅射的物质，可因温度升高而使之部分或全部熔化，矿物由结晶质转化为玻璃质，也可由低温矿物转化为高温矿物。如普通的α-石英或β-石英，可转化为紧密的高温的柯石英或超石英。

【冲击石化作用】 shock-lithification　陨石撞击或爆炸时使疏松表土和散碎物质转变成粘结而易碎的瞬变岩的冲击石化过程。常见于大陨击坑，在撞击点附近一小部分土壤压实成为集合体块，这是在颗粒间的压力熔结和填质的部分熔合等作用粘结而成的。

【冲击变形组构】 shock deformational fabric　地面物质受到高速飞行物体的冲击(如陨石撞击)时，所引起的矿物晶体形态、颗粒大小、空间排列等结构和构造的变化，而形成的变形组构。然而，在高速物体冲击条件下(压力从几万兆帕到几十万兆帕，应变率$10^6 \sim 10^8$/秒)则可形成某些特殊变形组构，如s-面变形组构。地球上陨击坑的研究和冲击波的实验已获得陨石冲击变形组构的特征，并建立了区分陨石冲击成因的月坑和火山成因的月坑的准则。一般认为，月球表面广泛分布的月坑、岩石碎屑、月壤和月尘有很大一部分是陨石撞击的产物，因它们具有冲击变形组构。

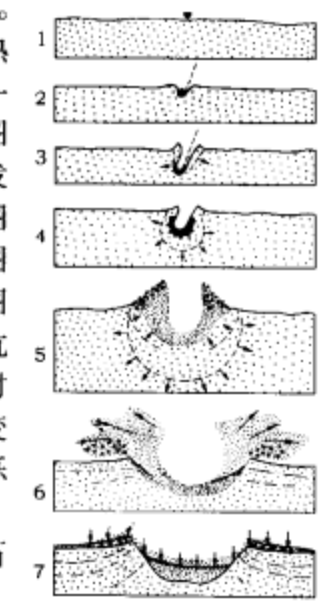
【陨击变质作用】 impact metamorphism　冲击变质作用的一种。只限于陨石超高速撞击形成的冲击波对岩石、矿物产生的变化过程(如对柯石英和小金刚石等)，不包括核爆炸等引起的冲击变质作用。陨击变质作用普遍发生于陨击坑的岩石中，并形成击变岩，从而可以确定地面上的陨击坑与古陨击坑等。从月岩标本的研究得知，月岩有很大部分是陨击变质的产物，因此证实了大部分月坑是陨击形成的。但由于陨击变质作用使岩性、矿物和地球化学等方面发生改变，模糊了月球发展史的历程，为了恢复月球发展史及区分陨击变质，加强陨击变质作用的研究是十分必要和重要的。

【陨击构造】 impact structure　由陨星、小行星或彗星的超高速撞击形成的地质构造，如陨击坑等。

【撞击构造】 impact feature　一般成圆形或椭圆形凹陷。凹陷坑的直径可达数千米至数十千米。由于撞击后的岩石弹性回返，可形成中央突起。强烈撞击作用除在凹陷内部及其周缘形成角砾岩外，还形成断裂等多种构造，如放射状和环状断层、膝折带和密集节理、震裂锥等。在撞击中心强大的冲击高压会出现冲击变质现象，形成柯石英和斯石英。柯石英、斯石英和震裂锥是陨石撞击构造的可靠标志。

【星疤构造】 astroblemes　又称**古陨石坑、古陨石撞击构造**。古陨石撞击地表经长期侵蚀而留下的疤痕。其特征是轮廓近圆形或椭圆形，岩石强烈破碎和角砾岩化并残存冲击变质矿物，证明曾遭受强大冲击，参见“撞击构造”。

【陨石撞击作用】 meteorite impact　简称**陨击作用**。陨石落到地面过程中所发生的一系列作用。陨石在大气层中高速运动，摩擦生热使大气局部温度可以升到很高，在一定条件下空中可进行热核反应。右图表示陨石自空中落到地面的过程中发生的各种作用：首先穿插入地面(图1、2)，产生向下和向周围的侧压力(图3、4)，将被粉碎的物质向高空溅射(图5、6)，部分物质回填到陨击坑中和坑的四周，形成撞击坑(图7)。同时，对陨击坑的四周和下部岩石产生冲击变质作用和破碎作用，形成瞬变岩、角砾岩和裂隙带等。



陨击坑形成过程示意图

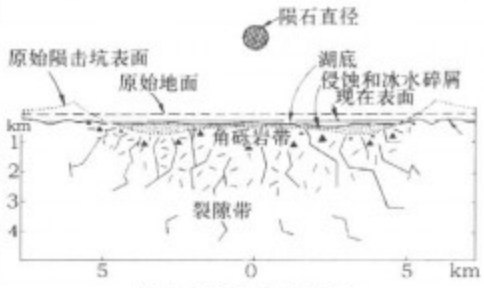
【瞬变岩】 instant rock　由冲击石化作用形成的岩石。

【冲击加载作用】 shock loading　陨石撞击或人工爆炸所产生的高压冲击波。陨石在行进中对物质施加压力作用。在冲击高压下石英转变成柯石英和超石英，石墨转变成金刚石；矿物晶粒震裂或出现面状变形结构；继续增压可形成假象击变玻璃；压力达到约5万兆帕时，大多数岩石在冲击加载作用下开始熔化。

【撞击盆地】 impact basin　小行星撞击作用在行星固体表面形成的中央低陷、周边隆起的巨大撞击形貌。小型撞击坑通常为碗形凹坑，直径几十千米以下。大型撞击盆地直径达几百甚至上千千米，且有复杂的构造。典型的撞击盆地具有中央峰或中央隆起，以中央隆起为中心，以一定的间隔分布有多重环状山脉，形成多环状盆地。著名的多环撞击盆地有水星上的卡路里盆地、月球上的风暴洋与木卫三上的Valhalla多环盆地。

【陨石撞击坑】 meteorite crater　简称**陨击坑、陨石坑**。陨石以高速猛烈撞击地面形成的坑穴。已在地球、类地行星、卫星上发现大量的陨击坑。陨击坑的性质首先取决于宇宙因素(陨落天体的大小、速度与成分等)，地面因素(水、岩石的成分和结构、撞击地点等)也起一定作用。冲击作用对当地的古地理和地质起了不同程度的改造作用。陨击坑的深度与直径成正比。陨击坑底部岩石受冲击而生成角砾岩，角砾岩的厚度远大于陨击坑的深度。陨击坑的外表形态容易受到后来地质作用的破坏，因此陨击形成的角砾岩就成为识别陨击坑的一个重要标志。陨击坑是一种特殊的地质体，内部结构和组成岩石与其他地质作用(构造作用、火山和侵蚀作用等)形成的结构迥然不同。陨石撞击造成原来岩石的粉碎、熔化、改造和搬移，形成辐射状或环形构造和角砾岩。从地球表面的陨击坑数量估计，在最近几十亿年中，地球受到近百万个能产生大于1000米直径陨击坑的陨石

的冲撞;整个显生宙有过直径大于 1000 米的陨击坑约 10.8 万个。已发现者仅 100 多个,大部分可能被年轻沉积物覆盖或被地质作用所破坏。地球上已发现的陨击坑大小不一,小者直径仅几米,大者直径大于 100 千米。1976 年 3 月 8 日吉林陨石雨最大的一块重达 1770 千克的石陨石,造成了长径为 2.1 米、短径 2 米、深达 6.5 米的陨击坑。陨击坑具有以下特征:形状多为圆形、椭圆形或腰子形;具有较好的环壁,内陡外缓(见图);具重力负异常;大陨击坑内有明显的中央峰;常有陨石碎片和镍-铁球粒、石英和石墨的高压变种(柯石英、斯石英与金刚石等)矿物;主要造岩矿物中高压变形、微裂隙和微劈理构造发育;玻质熔体和结晶体并存;难熔矿物有分解和熔化现象;出现震裂锥等冲击变质现象。据此可与外形相似的火山成因的环形构造相区别。陨击坑在类地行星和卫星上有广泛分布,在时间分布上也有特点。因此在天体地质研究中,把陨击坑的大小、密度及相互覆盖关系作为确定行星地质体相对时代的一个重要依据,在研究行星间地质发展、对比时有重要作用。



陨击坑剖面示意图


巴林杰陨击坑

【微陨击坑】 micrometeorite crater 类地行星、卫星表面和岩石(矿物)表面分布的许多很小的陨击坑,直径一般小于 1 厘米,大的也只有几厘米,这是由微陨石以超高速撞击而成的微陨击坑。坑底有玻质垫底物,坑围有几圈同心环状分布的冲击破裂物区(发亮)和环形分裂区。

【击变岩】 impactite 原指陨石撞击地面时从陨击坑溅射出来的玻璃质岩。现在泛指以任何方式的超高速撞击使部分或者全部熔化而成的玻璃质岩。击变岩具气孔,玻璃质到细晶质,产于陨击坑周围,主要由空气动力机制形成,很难看到雏晶或微晶,以此特征可与火山玻璃区别。

【陨击角砾岩】 suevite 陨石撞击地面,在陨击坑附近堆积有溅射出来和落回原地的角砾岩。由围岩的冲击碎屑和击变岩屑包裹体组成,外貌很像凝灰角砾岩或浮石凝灰岩,但具有陨击变质特征。陨击角砾岩具有相当大的规模。

【陨击熔融物】 impact melt 陨石、小行星或彗星以超高速撞击行星岩石表面,使靶岩熔化而生成的熔融物,呈部分或全部结晶质的似岩墙或似岩床体存在于陨击坑周围,或者成为碎屑角砾岩的填质,或者成为陨击坑溅射出来的碎屑。

【熔石玻璃】 fused rock glass 陨石高速撞击行星岩石表面,瞬时高热高压使陨击点岩石熔融并凝固而成的玻璃。它常含有柯石英、单斜锆石、焦石英等特殊包裹体,并有强烈扭曲的异离体或流变构造和球形或略有拉长的气泡。有的矿物包裹体可能出现面状构造、大量微裂隙和显著的波状消光。熔石玻璃的另一特征是含有大量细小的铁-镍球粒,这是撞击体的重新凝固部分。玻陨石在某种情况下可算作特殊的熔石玻璃;广义的击变岩也包括熔石玻璃。

【雷击石】 fulgurite 又称**闪电石**、**闪电熔石**、**闪电管**(lightuing)、**沙管**(sand tuba)。地球表面裸露的山顶、沙漠及湖畔处的岩石露头表面常见到一些玻璃质管形或棍形构造的岩石,管长 40 厘米,直径 5 ~ 6 厘米。这些杂乱排列的玻璃质管或棍或黑色玻璃质皮壳层,多半是散沙(罕见有坚实岩石)经闪电作用熔化而成,故称雷击石。陨石撞击后也有此种作用,故也有雷击石产生。

【击变玻璃】 diaplectic glass 在冲击波作用下原来的矿物在没有经过液态阶段直接转变为玻璃。随陨石撞击而产生的冲击波使石英和长石转变成非晶质相。这是在温度不高的环境下的固态转变。击变玻璃很像普通玻璃,但折射率低,有板状流变构造,通常保留有原来结晶相的自形晶,如假象击变玻璃。在晶相构造序列中处于晶质到玻璃相的中间阶段。是广义击变岩的一种。

【斜长玻璃】 maskelynite 假象击变斜长石玻璃的简称。是陨石高速冲击行星表面(包括地面、月面等)时斜长石转变成的玻璃,但仍保留着斜长石晶体的外形。

【假象击变玻璃】 melamorphic glass 又称**继形玻璃**。是一种特殊的击变玻璃。通常是石英或长石由于冲击波作用直接转变成的玻璃,但仍保持矿物原来的形状(如破裂、双晶片、晶粒间界形状)。

【斜锆石】 baddeleyite 属单斜晶系。❶见于火成岩中的一种稀有矿物,故并非冲击变质作用的可靠标志。❷斜锆石可由锆石经热分解所致,冲击事件中产生高温,使锆石分解为斜锆石(ZrO_2)和 SiO_2。这种斜锆石具高反射率的圆形颗粒,与非晶质硅(焦石英)共生,常保持锆石晶体的外形。这种斜锆石是冲击变质的可靠标志。可能含有少许 Hf、Ti、Fe 和 Th。呈黑色、褐色、黄色和无色。通常出现于击变玻璃中,斜锆石包裹体很小;在月岩中常与钛铁矿和钛尖晶石伴生。实验证明,在一个大气压(101325 帕)下,温度 1720 ~ 1900℃时就可使锆石分解成斜锆石和硅石。因此,在玻璃质岩石中出现斜锆石就表明曾发生过很高温度的冲击变质。雷击石中也可出现斜锆石。

【震裂锥】 shatter cone 冲击波通过某些岩石发生震裂形成的锥形岩块。锥高从不足 1 厘米到几米,大者可达 15 米以上。锥面上有细条纹自锥顶沿锥壁而下(有的呈辫形条纹);锥顶角大小不等,一般接近 90°。震裂锥是陨击构造的典型标志,外貌很像沉积岩中的叠锥构造。在细粒均质岩中最常见(如石灰岩、白云岩),也见于花岗岩、砂岩和页岩中。主要出现在陨击石上,锥顶指向陨击方向。据研究,锥形破裂面属张性而非切变,是岩石受到一定能量密度的冲击波挤压迅速反弹所致,估计当在数千兆帕冲击压力下形成。

【冲击矿物】 impact mineral 在冲击变质的高压(高温)环境下产生的矿物。这类矿物以致密、离子呈高配位为特征,如石英的同质异相矿物斯石英、柯石英,橄榄石的高压尖晶石结构型矿物林伍德石,紫苏辉石的高压石榴子石结构型矿物陨镁铁榴石等都是典型的冲击矿物。

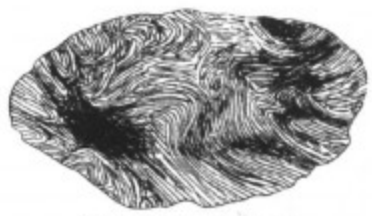
【焦石英】 lechatelierite, leszaterjeryte, libyanite 又称**天然硅石玻璃**(silica glass)。是天然熔化的非晶质石英玻璃,出现在雷击石和陨击坑里,玻璃陨石中也有。石英约在 50 吉帕以上时熔化产生纯二氧化硅(SiO_2)玻璃或焦石英。焦石英的折射率很低,为 1.462 ~ 1.545。由陨石撞击或闪电产生的热使石英砂熔化并迅速冷却形成玻璃质,温度高达 1710℃,比岩浆或熔岩温度还高。除雷击、闪电而生成焦石英外,在击变岩中的焦石英是冲击变质作用的良好判据。

【柯石英】 coesite 为二氧化硅(SiO_2)的高压型同质多形体矿物。单斜晶系。密度很大,为 2.93 ~ 3.01 克/厘米^3。这种矿物是由柯斯(L. Jr. Coes)于 1953 年首先在压力大于 2000 ~ 3000 兆帕时在室温下合成的,当时在自然界尚未发现,后在美国亚利桑那州陨石坑的冲击变质岩中首次发现,陆续在陨石坑里找到。

通常为极细粒，在短时加热下容易转化成鳞石英或方石英，所以很难发现柯石英。柯石英是冲击变质作用的可靠判据。

【斯石英】 stishovite　又称**超石英**、**重石英**。为二氧化硅(SiO_2)的极高压型同质多形体矿物。正方晶系。密度很大，达4.35克/厘米^3。是斯提肖夫(S.M.Stishov)和波波娃(S.V. Popova)于1961年在(16～18)吉帕压力和1200～1400℃温度下人工合成的。在美国亚利桑那州陨石坑的冲击变质岩中首次发现。在自然界，斯石英在(10～12)吉帕以上的压力下(相当于地下360千米深度处的静压力条件)形成，而且是稳定的，但再加热到几百度时则转变成方英石。因此，和柯石英一样，在原来含有斯石英的击变岩中由于伴有强烈的热效应，就可能不再存在斯石英。斯石英是鉴定冲击变质作用的可靠标志。

【玻璃陨石】 tektite, tectite　中国古称**雷公墨**(thunder god ink)。是一类非火山成因的天然硅酸盐玻璃物质，一般呈玉墨色、墨绿色或果绿色。形状似圆形的水滴状、纽扣形、哑铃形和纺锤形等多种，表面有坑槽，表明是熔化后在冷凝过程中由空气动力塑造而成的。直径1毫米到50毫米以上，约豆粒到胡桃大小；质量几克到十几克，最大质量3.2千克。外观像黑曜岩，但它不含晶质，其成分和结构与黑曜岩相差很大，故称为**似黑曜岩**(tektite)。它的主要成分是SiO_2，达70%～80%，与地球上其他玻璃质岩石相比，MgO较高，Na_2O较低，有少量其他矿物包裹体，水分极少，平均0.005%；具流纹构造，折光率与密度成正比，而与硅含量成反比。宇宙线暴露年龄小。迄今为止，地球上发现了四个玻璃陨石分布区：①东南亚区(包括澳大利亚、菲律宾、老挝和中国的广东、海南、广西等地)，K-Ar年龄70万年；②西非区(包括象牙海岸与加纳等地)，为130万年；③中欧区(包括捷克与德国等地)，为1500万年；④北美区(主要是美国，见图)，为3400万年。玻璃陨石的成因问题，自1900年休斯(F.E.Suess)命名tektos(希腊文"熔化"之义)以来，研究者提出过许多推测，主要有两种，即雷击高热熔化或高压冲击变质。至于玻璃陨石的来源，有来自月球或地球本身两种说法，现在多数人认为是由陨星冲击地球表层后，地表岩石熔融而成。但这些推论尚难解释玻璃陨石化学成分的均一性和分布的区域性，故其来源还需探讨。


得克萨斯玻璃陨石

【微玻璃陨石】 microtektite　属玻璃陨石类，常呈球形的玻璃珠，直径小于1毫米，成分更偏基性(贫硅)。常见于深海沉积物中。大洋洲附近的太平洋、印度和西非海岸外大西洋中的年轻海相沉积物岩心中都有发现，与陆地上澳大利亚、象牙海岸和北美三个分布区，以玻璃陨石从地理分布、形成年龄、物性和化学成分上都可相互对比。中国北方在早—中更新世的沉积物及西藏现代沉积物中也发现有微玻璃陨石。

【铱异常】 Iridium anomaly　地层剖面上，元素铱在某一段层位的含量明显高于其他层位样品，也比正常地球样品高的现象。铱是一种贵金属，通常在地壳的含量很低且很稳定，但在陨石类物质中的含量却非常高，因此地层样品中异常高的铱含量被认为是受地外物质的污染，铱异常也就成为撞击事件的一个非常灵敏的判据。

【铂族元素异常】 elements anomaly of platinum race　铂族元素包括钌、铑、钯、锇、铱、铂。通常在地壳的含量较低，但在陨石物质中的含量非常高。因此如果地层剖面上某一层位铂族元素的含量明显高于其他层位样品，也比正常地球样品高，这种现象为铂族元素异常。被认为是受地外物质的污染，可能是撞击事件的结果。

【撞击诱发大火】 induced conflagration by impact　小行星撞击地球引起的火灾。撞击时会释放出巨大的能量，使撞击点附近甚至全球温度急剧上升，引发森林大火等。

【全球大火炭灰】 carbonic ash of global conflagration　巨大撞击事件会诱发全球性的森林大火，大火形成的灰烬称全球大火炭灰，常见于巨大撞击事件的撞击界线地层中。

【撞击事件界面氧同位素突变】 Oxygen isotopes mutation at the impact affair interphase　巨大撞击事件会导致全球气候环境突然而剧烈的变化，氧同位素可以记录这一变化过程。因而在撞击界线地层剖面上，氧同位素组成曲线会发生突然的升降。这种变化称为撞击事件界面氧同位素突变。

【撞击事件界面碳同位素突变】 Carbon isotopes mutation at the impact affair interphase　巨大撞击事件引起的全球气候环境突然而剧烈的变化，在碳同位素组成上可以得到充分的反映。在撞击界线地层剖面上，界线样品的碳同位素曲线会发生突然的升降。这种变化称为撞击事件界面碳同位素突变。

【气候环境灾变】 climate environmental catastrophic change　地外物质撞击事件发生后，巨大的能量突然释放，会引起全球性森林大火，诱发火山喷发；同时，撞击、火山和全球大火产生的大量尘埃，长期滞留在大气层中，阻挡了太阳光的射入，导致全球气候急剧变冷，引起海平面急剧下降，海水盐度变大，气温下降，气候区变化。……这种剧烈、突然的气候变化，称为气候环境灾变。

【生物灭绝】 biologic depopulation　当地外物质撞击地球时，巨大能量的突然释放，会引起全球性森林大火，导致大量生物死亡；同时撞击事件导致的全球性气候环境灾变，能导致海水温度和盐度的变化，陆地气温急剧下降，气候区也发生变化，光合作用减弱，植物生长受到抑制，大量动植物因为食物营养的缺乏和对环境的不适应而死亡甚至绝种。地球历史上大的生物灭绝事件发生在寒武纪末期、泥盆纪末期、二叠纪末期和白垩纪末期。造礁生物在这四次灭绝事件中都发生了全球性的大灭绝；头足类如 *Bactritoidea* 在二叠纪末突然全部消失；菊石在白垩纪末全部死亡。白垩纪末期，各种陆地、淡水和海洋的生物属有2868种，而古近-新近纪早期只有1502属，有约48%的生物灭绝了，若排除古近-新近纪早期出现的新属，灭绝的比率还要高，估计50%的生物属或75%的生物种从地球上消失了。

【北美玻璃陨石】 North American tektites　分布在美国得克萨斯州和佐治亚州的玻璃陨石。前者称为贝迪亚斯石，后者称为佐治亚石。佐治亚石含硅(SiO_2)较高，而铝(Al_2O_3)和铁(FeO)则明显低于贝迪亚斯石。北美玻璃陨石的形成年龄为32～34百万年。

【佐治亚石】 Georgia tektites　分布在美国佐治亚州的玻璃陨石，为北美玻璃陨石群的一个亚类。

【贝迪亚斯石】 Bediasites　分布在美国得克萨斯州的玻璃陨石，为北美玻璃陨石群的一个亚类。

【里斯撞击坑】 Ries impact crater　分布在德国里斯(48°53′N, 10°37′E)的陨石撞击坑。撞击坑直径24千米，形成年龄为15百万年。由于其地理位置和形成年龄与分布在中欧的莫尔达维石相同，因此被认为是莫尔达维玻璃陨石的源坑。

【莫尔达维石】 Moldavites　主要分布在中欧捷克、斯洛伐克及其周边地区的玻璃陨石，主要产地为波希米亚和摩拉维亚，形成年龄为15百万年。

【波松特威撞击坑】 Bosumtwi crater 位于加纳境内的陨石撞击坑(其经纬度为6°30′N,1°25′W),撞击坑直径10.5千米,形成年龄为1.03百万年。由于其地理位置、形成年龄与象牙海岸石接近,某些同位素特征也有相似之处,有人认为它是象牙海岸玻璃陨石的源坑。

【象牙海岸石】 Ivory Coast tektites 分布在西非象牙海岸的玻璃陨石,形成年龄为130万年。

【澳亚玻璃陨石】 Australasites 广泛分布在大洋洲和东南亚地区的玻璃陨石,形成年龄约为70万年。澳亚玻璃陨石是迄今发现的最年轻、分布最广、成分最复杂的玻璃陨石,分布范围北起中国南部,南到澳大利亚南部。根据产出地域,澳亚玻璃陨石又被称为中国石、菲律宾石、泰国石、支那石、澳大利亚石等。根据化学成分,澳亚玻璃陨石可分为普通型、高钙型、高钠型、高钠/钾型和高铝型。

【澳大利亚石】 Australites 澳亚玻璃陨石的一个亚类,分布于澳大利亚,主要见于澳大利亚的北部和南部。

【菲律宾石】 Philippinites 澳亚玻璃陨石的一个亚类,分布于菲律宾。

【苏门答腊石】 Sumatrites 分布于印度尼西亚苏门答腊地区的玻璃陨石,为澳亚玻璃陨石的一个亚类。

【印度支那石】 Indochinites 分布于印度支那地区(今柬埔寨、老挝、越南、泰国、缅甸、马来西亚等地)的玻璃陨石,为澳亚玻璃陨石的一个亚类。

【泰国石】 Thailandites 在泰国发现的玻璃陨石,为澳亚玻璃陨石的一个亚类。

【中国石】 Chinites 在中国南部发现的玻璃陨石,为澳亚玻璃陨石的一个亚类。分布于云南、广西、广东、海南等省(区),当地人通常称之为雷公墨。

【玻璃陨石矿物】 minerals of tektites 玻璃陨石的主体为非晶质的玻璃,但其中也包裹有少量矿物,最常见的为焦石英。Muong Nong型玻璃陨石含微矿物包裹体较多,有些被证明是撞击母体的残留物。

【玻璃陨石化学成分】 chemical components of tektites 玻璃陨石的化学成分主要有Si、Al、Fe、Mg、Ca、Na、K和Ti,其中SiO_2含量最高达62%~85%,含量变化较大的是Al_2O_3,通常在10%左右,有些类型甚至达到17%,其他元素的含量均低于10%。澳亚玻璃陨石群化学成分较复杂,可以分成五个亚类:①普通型,具有代表性的化学成分;②高钙型,主要分布在澳大利亚塔斯马尼亚与亨伯利地区和菲律宾的吕宋,CaO含量可达10%;③高镁型,MgO含量可高达8%,且与SiO_2含量为负相关关系,这类玻璃陨石分布于澳大利亚中部、印度尼西亚和菲律宾;④高Na/K比值型,一般玻璃陨石中,Na/K值小于1,而这种玻璃陨石的Na/K值大于1;⑤高铝型,$Al_2O_3 > 15\%$,主要分布在澳大利亚、菲律宾和象牙海岸。

【玻璃陨石形成年龄】 age of tektites 玻璃陨石是地外物体撞击地球时地表靶物质熔融后快速凝结而成的天然玻璃,凝结固化的时间即为其形成年龄。澳亚玻璃陨石群的形成年龄约为0.7百万年;象牙海岸玻璃陨石群的形成年龄约为1.3百万年;捷克斯洛伐克群的形成年龄约为15百万年;北美玻璃陨石群的形成年龄为32~34百万年。

【澳亚散落区】 Australasites field 澳亚玻璃陨石分布的区域。玻璃陨石见于整个澳大利亚、印度尼西亚、马来西亚、菲律宾、越南、泰国、柬埔寨、老挝、缅甸及中国云南、广西、广东、海南等非常广阔的地理范围。微玻璃陨石的分布范围更广,向西到马达加斯加海域,向南接近南极大陆,向东到太平洋西部,向北到黄土高原均有相应的微玻璃陨石存在。

【象牙海岸散落区】 Ivory coast tektites field 象牙海岸玻璃陨石的分布区域,主要见于非洲象牙海岸,相应的微玻璃陨石也存在于附近的大西洋海洋沉积物中。

【莫尔达维石散落区】 Moldavites field 莫尔达维石的分布区域,主要分布在中欧捷克、斯洛伐克及其周边地区,尤以波希米亚和摩拉维亚较多。

【北美散落区】 North American field 北美玻璃陨石的分布区,主要分布在美国得克萨斯州(贝迪亚斯石)与佐治亚州(佐治亚石)。

【玻璃陨石成因】 cause of formation of tektite 玻璃陨石是地外物体撞击地球时,地表靶物质熔融后快速凝结而形成的,因此它实际上不能称为陨石,而是与陨石或小行星撞击事件有关的地球物质。

天体化学

【天体化学】 Celestial Chemistry 研究各层次天体的化学成分和化学演化的一门学科,是地球科学、天文学和空间科学相互渗透杂交的边缘学科。天体化学诞生于9世纪初对太阳光谱的拍摄和陨石的研究;随着地球和各类天体的化学特征的对比研究,天体化学作为地球化学的一个分支学科逐渐发展成熟。

【空间化学】 Space Chemistry 研究宇宙空间物质的化学组成和化学演化规律的一门学科。它与空间物理学、空间天文学、空间生命科学等学科均属空间科学的组成部分,是空间科学的分支学科。空间化学是研究宇宙空间各层次天体的化学组成与化学演化,是从组成物质的最基本的单元即核素与元素出发,研究各类核素与元素的起源、在不同层次天体中的分布特征与规律及其随时间的演化,研究宇宙空间各层次天体的形成与演化过程。空间化学所探讨的对象,从宇宙空间的基本粒子到星系,时间跨度从宇宙起源到现今,涉及到的时间尺度为$10^{-44} \sim 10^{17}$秒;空间尺度为$10^{-28} \sim 10^{29}$厘米;质量为$10^{-23} \sim 10^{45}$克;温度由近于绝对温度零度到10^{32}开;涉及到各种物理、化学、生物和核过程。

【宇宙化学】 cosmochemistry 研究宇宙空间元素的成因、分布和丰度的科学。是研究与地球(及行星)的自然环境很不相同的特殊环境——超高(低)温、压力、密度和辐射等异常场下,进行的化学反应过程和因果关系。这门学科是通过对陨石、恒星和星际物质的光谱研究而相应发展起来的新兴学科。其具体任务主要是研究宇宙元素(包括核素)的丰度、核合成的条件和过程、轻元素的成因、宇宙线对天体的照射作用和效应等等,从而为探讨行星和陨石的起源与演化打好基础。

【元素宇宙丰度】 elementary cosmic abundance 元素及其同位素在整个宇宙中的相对含量。它是研究元素起源的依据,是解释各类天体演化过程的基础。

【核素宇宙丰度】 nuclide cosmic abundance 核素在整个宇宙中的相对含量。

【核素太阳系丰度】 nuclide solar system abundance 核素在整个太阳系的相对含量。

【元素起源】 element origin 又称**核素起源**。元素在宇宙中生成、演化和消亡的过程。现代理论一致认为,元素是在星际演化过程中由核合成反应形成的。关于元素的起源理论主要有三种学说:①大爆炸理论;②核统计平衡理论;③多中子块理论。

【大爆炸理论】 Big Bang theory 伽莫夫等认为一切元素都是起源于宇宙创生时的大爆炸过程。在宇宙创生之初,全部物质都是以中子形式存在于温度极高和密度极高的"奇点"之中,爆炸时中子经衰变转变成质子,质子进而与中子或其他质子结合,开始形成较重的元素(氢、氦),然后再由氦核逐渐俘获中子,形成重元素。以这种方式,所有的元素都可以通过中子俘获反应,在大约不到 1 小时的时间内全部形成。大爆炸理论可以很好地解释宇宙中氦的丰度,而且它所预言的大爆炸遗物——微波背景辐射也得到了试验观测的证实。但这一学说无法解释比氦重的元素的起源,因为所有质量数为 5 和 8 的核的基态都不稳定。大爆炸学说的另一个缺陷在于,元素合成以连续的中子俘获反应来进行,但如此大量的中子来源于何处?

【核统计平衡理论】 nuclear statistical equilibrium theory 该理论假设,在宇宙之初,物质以高温和高密度状态存在,从而导致核转变迅速发生,达到一种真正的统计平衡分布。这时核 A 和核 B 结合形成核 C 和核 D 的反应可表述为:A + B→C + D,其逆反应为 C + D→A + B,在达到平衡时,正反应和逆反应的速率相等。达到核统计平衡的温度约为 100 亿摄氏度以上,这时形成最多最稳定的原子核是铁前后的元素,这与元素宇宙丰度曲线上^{56}Fe峰的存在相符合。在普通恒星内部,温度为 1000 万摄氏度到 1 亿度,达到与统计平衡状态所需的事件无限长,但某些恒星内部的温度超过 40 亿摄氏度,因此在恒星的寿命期限内就可以达到核统计平衡。这一理论可以较好地解释轻元素的丰度,但它预言的重元素丰度比实际值要低得多。此外,平衡丰度图像是在一个非常窄的质量范围内出现极为明显的峰,这也与实际丰度图像不符。核统计平衡理论虽然存在缺陷,但其合理的部分已融入现代元素核合成理论中,并认为核统计平衡是超新星爆发时,处于高温和高密度状态下,物质膨胀和冷却时的情形。

【多中子块理论】 multiple neutro-mass theory 该理论假定物质最初是由多中子块组成的,元素是由多中子块分裂而形成的。这一理论可以很好地解释重元素的合成和丰度,但无法解释轻元素丰度比重元素高得多的事实。现代元素起源理论认为,元素的起源始于宇宙大爆炸,在宇宙形成后的几分钟内,各种粒子(光子、正电子、电子、中微子、反中微子、中子和质子等)之间发生各种核反应,形成大量的^{1}H、^{4}He 及少量的^{2}H、^{3}He 和^{7}Li。这一时期称为核合成时期。随着宇宙的冷却,经过了几百万年,宇宙膨胀和冷却到可以使核与电子结合,形成原子,得到氢和氦这两种最早被合成的元素。随着宇宙的继续膨胀和冷却,由氢和氦组成的气体会相互吸引,并在引力下逐渐收缩,宇宙中出现大规模的不均匀性聚集,形成原始星云。在随后的几十亿年中,原始星云不断收缩,达到主星序阶段时,内部温度可以达到千万度以上,恒星内部出现氢燃烧,开始了第二阶段的星际元素合成阶段。随着恒星的不断收缩,温度不断上升,恒星内部相继出现氦燃烧、碳燃烧、氧燃烧和硅燃烧,合成的元素从氦一直到锌。在恒星演化的晚期,恒星进入超新星阶段,通过 s 过程、r 过程、p 过程和 x 过程等方式,在很短的时间内合成铁以后的所有元素,并随超新星的爆发抛射到宇宙空间。超新星抛射的物质重新聚集或加入到其他星云,又开始了新一轮的元素合成。

【宇宙核合成】 cosmic nuclear synthesis 宇宙大爆炸后的几分钟内,各种粒子(光子、正电子、电子、中微子、反中微子、中子和质子等)之间通过各种核反应,合成大量的^{1}H 核、^{4}He 核及少量的^{2}H 核、^{3}He 核和^{7}Li 核。这一时期称为核合成时期。

【B_2FH 假说】 hypothesis of star elements synthesis 又称**恒星元素合成假说**。由 E.M.Burbidge 和 FowlerFred Hoyle 等人提出的恒星中合成元素的理论,并以前四位学者姓名的第一个字母合成为 B_2FH 假说,故而得名。这一理论认为,氢和氦是形成一切元素的初始材料,恒星是元素合成的主要场所。当宇宙核合成事件形成大量氢和氦后,气态物质由于引力收缩形成恒星和星系,并由于自转加速,恒星的温度逐渐升高,发生一系列由轻元素转变为重元素的核反应,一直到形成平均结合能最大的铁组元素为止,恒星内部温度继续升高,甚至发生爆炸而产生大量中子,已合成的各种核素进一步俘获中子而形成各种重核。B_2FH 假说将元素在恒星中的合成划分为氢燃烧、氦燃烧、α 过程、s 过程、r 过程、p 过程和 x 过程等 8 个过程,初步阐明了元素起源的现代理论轮廓。但有些过程或机制尚不清晰,有些过程被后来的观测事实所否定(如 α 过程)。

【质子-质子循环】 proton-proton cycle 恒星经过原始星云阶段后,收缩达到主序星阶段,温度达到 10×10^{6} 开以上,开始发生氢燃烧,释放出巨大的能量。这一阶段的核反应主要是质子与质子之间的循环反应,其结果是由 4 个质子转化为 1 个^{4}He 核并放出 2 个电子、2 个中微子(ν)和 3 个光子。质子-质子循环可以通过 ppI,ppII,ppIII三种链式反应来实现。

【碳-氮循环】 carbon-nitrogen cycle 对于第一代恒星,它们在开始燃烧时只有大爆炸生成的氢和氦,只能通过质子-质子循环进行氢燃烧。但对于第二代和第三代恒星(如太阳),它们在开始氢燃烧时星云中含有少量前一代恒星爆炸后遗留下来的重元素碳和氮,因此氢(质子)可以在碳、氮、氧的催化剂作用下生成氦(^{4}He),反应前后,碳、氮、氧保持不变。碳-氮循环的净结果与质子-质子循环完全一样,都是由 4 个氢质子转化为 1 个^{4}He 核,并释放出大量能量。碳-氮循环有两种方式。碳-氮循环的一个重要结果是^{14}N 的合成,银河系物质中所有的^{14}N 均起源于这一反应。

【氢燃烧】 hydrogen combustion 氢与氢发生的聚合反应,形成氦并放出大量能量的核反应过程。在宇宙大爆炸后约 1 分钟,宇宙的温度已下降到 10 亿度,进入核合成时期,形成大量氢和氦核,以及少量的^{2}H、^{3}He 和^{7}Li,核合成时期宣告结束,宇宙继续膨胀和冷却。几百万年后,温度下降,原子核可以和电子结合,形成中性原子,并使由氢和氦组成的气体有可能相互吸引、收缩,发生大规模的不均匀性聚集,形成原始星云。原始星云的不断收缩使星云内温度不断上升,当星云收缩达到主序星阶段时,温度可达到 1000 万开以上,这时,主要由氢参与的一系列核反应发生了。核反应的方式主要有质子-质子循环和碳-氮循环,其结果都是由 4 个氢转化为 1 个^{4}He,并释放大量能量。氢燃烧是星际核合成的第一步,所进行的时间也最长,约占恒星整个寿命的 90%。恒星氢燃烧对元素合成的贡献,除了形成大量^{4}He 和^{14}N 外,还有少量的^{2}H、^{3}He 和^{7}Li。

【氦燃烧】 helium combustion 恒星内部的氢被耗尽后,恒星无法抵御引力的作用,继续收缩,导致氦核心温度和密度进一步升高,当温度达到 2 亿开、密度为 $10^{2}\sim10^{4}$ 克/厘米^{3} 时,就会发生一系列以 He 为原料的核反应,生成^{12}C、^{16}O、^{18}O、^{20}Ne、^{22}Ne 和^{25}Mg,并产生大量中子。氦燃烧的主要核反应是"3α 反应",即由 3 个^{4}He 合成 1 个^{12}C:$3^{4}He\rightarrow{}^{12}C+\gamma$。在氦燃烧阶段,除了合成$^{12}C$外,还可继续通过下列反应合成$^{16}O$:$^{12}C+{}^{4}He\rightarrow{}^{16}O+\gamma$。$^{16}O$ 继续俘获^{4}He 又可形成极少量的^{20}Ne。与氢燃烧相比,氦燃烧延续的时间要短得多,大约只有 1000 万年到 1 亿年。

【碳燃烧】 carbon combustion 在氦耗完后,恒星内核继续收缩,温度进一步上升,当温度达到 8 亿开时,就可点燃碳核的核反应,两个^{12}C 合成^{20}Ne、^{23}Na、^{24}Mg、^{23}Ne 与^{16}O。碳燃烧延续的时

间很短，只需几百年到几十年。

【氧燃烧】 oxygen combustion 碳燃烧结束时，恒星继续进入引力收缩和升温过程，当温度达到20亿开时，氧燃烧阶段开始，两个^{16}O反应，生成S、P、Mg、Si、Cl、Ar、K、Ca等元素。氧燃烧延续的时间只有几个月。

【硅燃烧】 silicon combustion 恒星在氧燃烧结束后，进一步引力收缩，温度和密度进一步增加，当温度达到约30亿～50亿开时，恒星中的核反应进入最后阶段——硅燃烧。与氢到氧的燃烧不同，由于^{28}Si有14个质子，库仑位垒极高，^{28}Si与^{28}Si之间无法发生自身聚合反应，因此硅燃烧首先发生的反应是光解作用。在30亿度的温度下，光子能量可达2×10^5电子伏以上，如此高能量的辐射与^{24}Mg、^{28}Si、^{32}S等多种靶核作用，通过(γ,p)、(γ,n)、(γ,α)等反应释放出质子、中子和α粒子，这些粒子又和未光解的靶核反应形成较重的核。这种先破坏后合成的过程，除Si外，Mg、Ne、S等都可能发生，统称为硅燃烧。硅燃烧完成后，由于原子序数大于铁原子核的每个核子的结合能随质量的增加而减少，这样就不能再依靠核聚变释放出的能量来阻止恒星的引力收缩，从而使恒星坍塌，演化成为中子星或黑洞。

【e过程】 e process 硅燃烧通过α粒子的俘获，元素合成可以一直进行到Fe-Ni区。由于这时温度已经达到$(30\sim50)\times10^8$开，密度已达到$10^5\sim10^8$克/厘米^3，各种各样的反应都有可能发生，如(p,γ)、(p,n)、(p,α)、(γ,α)、(γ,p)、(γ,n)等，各种原子核可以相互转化，原子核的生成和消耗达到统计平衡状态，因此硅燃烧也被称为“平衡过程”，或称equilibrium过程。

【α过程】 α process 碳燃烧结束后，碳燃烧过程形成的光子还可进一步发生光解反应[$^{20}Ne(\gamma,\alpha)^{16}O$]，释放出$^4He$核，而释放出的氦核又可与未被光解的剩余的$^{20}Ne$发生下列反应：$^{20}Ne+{}^4He\rightarrow{}^{24}Mg+\gamma$；$^{20}Ne+{}^4He\rightarrow{}^{28}Si+\gamma$；$^{20}Ne+{}^4He\rightarrow{}^{32}S+\gamma$。这一系列的α俘获反应被称为α过程，通过这类反应可以一直合成质量数48以下的多种核素。这种反应又称**氖燃烧反应**(neon combustion)，因为反应的起点是^{20}Ne的光解反应，没有这一反应，就不可能产生^4He核。

【s过程】 s process 对于质量数比^{56}Fe和^{56}Ni区域大的原子核，由于它们的平均结合能随质量数的增加而下降，及库仑斥力随原子序数的增加而增大，因此比^{56}Fe和^{56}Ni重的核素不可能由核聚变或α粒子俘获反应生成。比铁重的元素可能是在红巨星中通过铁族原子核俘获中子而生成的。中子俘获反应(简记为n,γ)根据速度快慢可分为两类：一类为慢过程，又称为s过程，指中子俘获反应速率比其产物的β衰变慢的过程，每一个中子俘获需100年到10万年，期间有充裕的时间允许不稳定核衰变；s过程的起点为Fe-Ni区，最终产物为^{209}Bi，并出现原子数为90、138和208的峰值。

【r过程】 r process 中子俘获反应速率比其产物的β衰变速率快的过程，故又称**快过程**。这一过程每次俘获中子的时间只需0.1～1秒，比s过程至少快10^{10}倍。一个中子核在10～100秒内最多可俘获200个中子，在两次中子俘获之间很难插得进β衰变，尽管其产物多数都是β不稳定核。r过程只能发生在能瞬时供应大量中子的极端环境，如超新星；在核武器爆炸试验中也观察到了毫秒级到秒级时间内发生的r过程。r过程形成的核素的原子序数的范围比s过程要大得多，可以形成Bi以后的元素，Th、U及超铀元素只能通过r过程得以合成。r过程可以解释中子数为50、82和1126处的双峰现象。理论上，r过程可以合成中子数达200以上的核，其终点产物可能达到超重元素区。

【p过程】 p process 在质量数为70～200的范围内，有许多丰质子核素是稳定的或寿命很长的，但由于它们的同量异位素中有质子数较低的稳定核素存在，所以它们不可能是由中子俘获(s过程或r过程)产生的。研究证明，这些丰质子核素是通过质子过程(p过程)形成的。p过程有两种生产机制：一种是光核反应，主要为(γ,n)反应；另一种是质子俘获过程，以(p,γ)和(p,n)为主。p过程产生的核的主要特征是丰度低，但反应截面很高，其平均丰度仅为s过程或r过程核丰度的1%左右，这是因为它们是以s过程或r过程的核作为种子核的缘故。理论计算表明，质子俘获反应的温度应为$(10\sim20)\times10^8$开，质子密度100克/厘米^3，且预先要有重核存在。因此，质子俘获反应只能在超新星阶段发生。

【x过程】 x process 在宇宙大爆炸的核合成事件中，主要产物是^4He，但也合成极少量的^2H、^3He和^7Li。然而，分析表明，宇宙中这些元素的含量比大爆炸所产生的至少要高出一个数量级，显然宇宙中还有一种未被我们认识的核过程可以产生这些轻元素，而^9Be、^{10}B、^{11}B的核合成途径也不清楚，因此这一核合成过程被称为x过程，即来历不明的过程。研究表明，Li、Be和B等轻元素是由宇宙线中的高能质子和α粒子与星际气体中丰度较高的重元素(如^{12}C、^{14}N、^{16}O、^{20}Ne等)相互作用而形成的，作用的方式是散裂反应，高能粒子将重元素母核打碎，形成一批质量数比母核少几个到一二十个的子核，从而形成这些轻元素。

【稳态碳氧硅燃烧】 steady state carbon-oxygen-silicon combustion 在大质量恒星演化的晚期，恒星内部稳定进行的碳燃烧、氧燃烧和硅燃烧，产生质量数为20～60的元素。这一时期，恒星内部结构呈洋葱状，一层裹一层，中心为Fe-Ni区元素，由里往外依次为Si、Mg、O、C、He和H。

【爆炸碳氧硅燃烧】 explosive carbon-oxygen-silicon combustion 中等及中等以下质量的恒星在完成了氦燃烧后，由于无法维持稳定的碳燃烧，或氧燃烧，或硅燃烧(稳定核燃烧的最终阶段取决于恒星的质量)，往往以超新星爆发的形式进行这些类型的核燃烧，将燃烧合成的元素抛到宇宙空间。

【元素核合成场所】 elementary nuclear synthesis location 宇宙核合成发生在宇宙大爆炸初期的宇宙空间，其他核合成事件都发生在恒星内部或超新星阶段，氢燃烧发生在恒星的主序星阶段，氦燃烧发生在红巨星内部，s过程可能出现在红巨星的表面，碳、硅、氧燃烧和e过程、r过程、p过程都发生在恒星演化末期的超新星阶段。x过程则可能出现在星际宇宙空间内。

【宇宙线组成】 components of cosmic ray 来自地球之外的高能粒子流，称为宇宙线，主要由氢原子核(质子，约占90%)、氦原子核(α粒子，约占9%)和少量(约1%)其他重原子核($Z\approx1\sim28$，极少量$Z>28$)以及电子、中微子和高能光子(X射线和γ射线)构成。没有受到地球大气影响的来自外空的宇宙线(包括太阳宇宙线、银河宇宙线和河外星系宇宙线)称为初级宇宙线。初级宇宙线与地球大气相互作用产生的次级质子、介子、中子、光子、中微子以及其他核子和基本粒子等统称为次级宇宙线。

【宇宙线来源】 source of cosmic ray 太阳宇宙线来自太阳耀斑区；银河宇宙线源于新星或超新星爆发以及超新星遗迹或星系核心部位。根据宇宙线源的组成既类似于元素的宇宙丰度，又与星际介质的成分相接近的特点，多数学者认为宇宙线来源于超新星爆发和星际空间介质被加速。宇宙线起源是元素起源的一个组成部分。

【太阳系元素丰度】 element abundance of solar system 又称元素宇宙丰度。太阳系中各种元素的相对含量，通常以硅的丰度为10^6，其他元素的丰度以硅的丰度相比较求得。太阳系元素丰

度的数据可由多种途径获得，用化学、放射化学、中子活化分析和质谱等分析技术，测定地球、月球、陨石、宇宙尘等样品的化学组成；用核谱、探测器等测定宇宙线的组成，用光谱和射电技术测定太阳光球的成分。I型碳质球粒陨石是太阳系最原始的物质，它的非挥发性元素的丰度可视为太阳系的非挥发性元素丰度，综合上述测定的数据，获得太阳系元素与核素丰度值与丰度图。太阳系元素（核素）丰度分布有以下特征：①氢和氦是最丰富的元素，约占原子总数的99%，或总质量的97%。②原子质量 A 为1～100的区域，元素丰度大致按指数规律下降。③原子质量大于100之后，丰度曲线的斜率显著减小。④D、Li、Be和B的丰度远低于其邻近核素的丰度。⑤质量数为4的倍数如 ^{16}O、^{20}Ne、……^{40}Ca、^{48}Ti 的丰度明显高于其相邻核素的丰度。⑥$50 < A < 70$ 区域出现 ^{56}Fe 为最高丰度的高峰，称为铁峰，这个区域的元素习惯上称为铁峰元素或铁组元素。⑦A 为80和90、130和138以及196和208处分别出现小的双峰。⑧富含质子的重核素丰度低。上述特点表明，元素（核素）的丰度主要由原子核的结构及其稳定性所确定。太阳系元素丰度是研究元素（核素）起源和太阳系演化的基础。

【太阳光球元素丰度】 element abundance of the solar photosphere　发射出太阳大部分光能、厚度约100～300千米的太阳表层的元素丰度。光球的平均温度约6050开，越向内部温度越高，中心可达 2×10^8 开。由氢合成氦的热核反应产生巨大的能量，以辐射的方式由内部转移到光球层。光球层的元素丰度代表了太阳和太阳系挥发性元素的丰度。太阳光球中丰度值最大的元素依次是H、He、O、N、C、Fe、Si、S等。

【CI碳质球粒陨石元素丰度】 element abundance of CI carbonaceons chondrite　I型碳质球粒陨石形成于远离太阳的较低温区域，并未经后期热变质作用的影响，是最为原始的太阳星云凝聚物，它保存了太阳星云中非挥发性元素的初始丰度。太阳系非挥发性元素的丰度主要是依据CI碳质球粒陨石的元素丰度来确定的。

【太阳系物质来源】 matter source of solar system　太阳系物质起源于星际气体尘埃云和太阳系形成前数百万年间注入的超新星爆发的气体和尘埃。太阳星云的主要组成物质是氢和氦，约占99%，其余80多种元素的丰度仅约占1%。这些元素来源于宇宙早期的核合成、太阳系形成前的老一代恒星内部的核合成，以及太阳系演化过程中的宇宙线照射成因和其他核反应产物所构成。

【陨石中原始同位素异常】 original isotope anomaly of meteorites　在CⅢ型陨石中发现O、Mg、Si、Ca、Ti、Sr、Ba、Sm、Nd、Hg、Ne、Kr、Xe等多种元素和同位素组成异常，即上述元素的同位素组成偏离太阳系元素的平均同位素组成，异常的量级一般为千分之几或更小（如由灭绝核素 ^{26}Al 和 ^{107}Pd 产生的 ^{26}Mg 和 ^{107}Ag 异常），^{16}O 的异常值可高达5%。这种异常不是在太阳系内由于同位素化学分馏、放射性元素衰变及各种核反应所引起，而是在太阳系形成前数百万年内邻近的超新星爆发产物注入正在凝聚的太阳星云所形成。

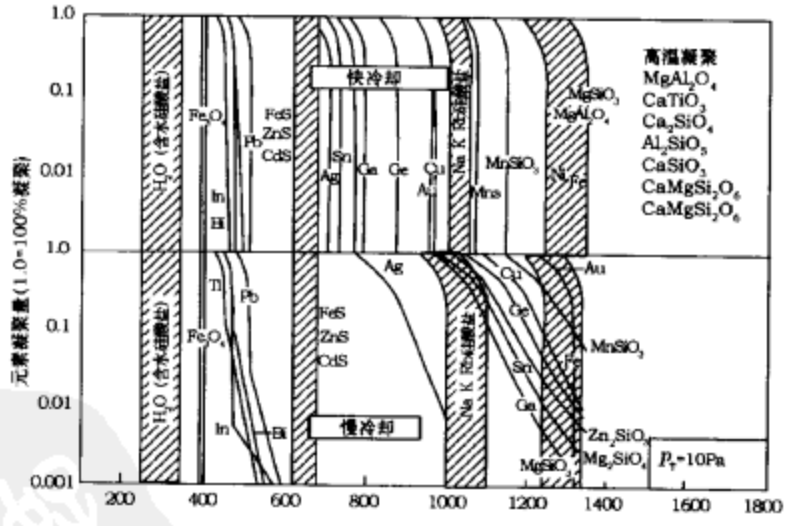
【氖同位素异常】 neon isotope anomaly　由已灭绝核素 ^{22}Na 衰变产生 ^{22}Ne，使氖同位素组成发生异常。太阳系内氖同位素有三种来源，即Ne A（行星氖）、Ne B（太阳风氖）和Ne S（宇宙线散裂反应产生的氖同位素组成）。陨石中Ne E组分的发现，即 $^{20}Ne/^{22}Ne \leqslant 0.01$，$^{21}Ne/^{22}Ne \leqslant 0.001$，Ne E几乎是纯 ^{22}Ne 的组分。Ne E不可能是太阳系内正常的同位素组成变化，而是灭绝核素 ^{22}Ne 衰变的产物。

【氧同位素异常】 oxygen isotope anomaly　氧的同位素组成与通常的太阳系物质明显不同的现象。地球与月球样品的数据均落在 $\delta^{17}O/\delta^{18}O$ 近于1/2的直线上，而C2、C3和C4碳质球粒陨石中不含水矿物的 $\delta^{17}O/\delta^{18}O$ 值均落在 $\delta^{17}O/\delta^{18}O$ 近于1的直线上。由于太阳系中 $^{17}O/^{18}O$ 比值是个常数，斜率近于1的直线表明有 ^{16}O 过剩，过剩量可达5%。^{16}O 过剩是一种核效应的产物，是由原始不均一性引起的异常。^{16}O 可能是在核合成过程中氦燃烧所生成，由于超新星爆发的抛射物加入正在凝聚的太阳星云之中，形成了原始同位素组成的异常。

【镁同位素异常】 magnesium isotope abnormity　CI碳质球粒陨石的富Ca-Al包裹体中发现有明显的 ^{26}Mg 过剩，反映了当太阳星云凝聚形成包裹体时，有邻近超新星爆发产生的 ^{26}Al 加入太阳星云，并就地衰变而使矿物中的 ^{26}Mg 过剩，形成了镁同位素异常。

【太阳星云凝聚模型】 condensation model of the solar nebula　太阳星云凝聚形成太阳系各天体的化学演化过程的理论模式。主要有三种模型：热凝聚模型、冷凝聚模型及等离子体凝聚模型。

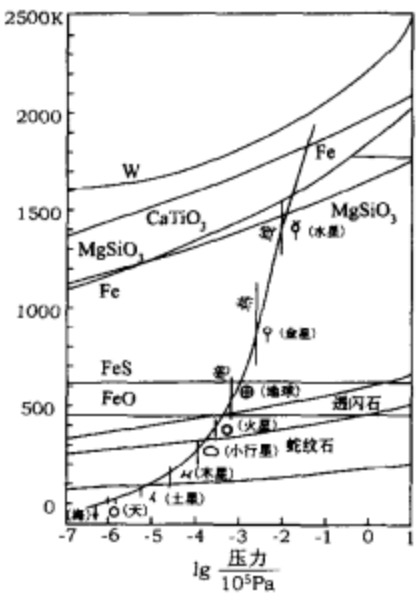
【热凝聚模型】 thermal condensation model　太阳星云凝聚模型之一。假定具有宇宙丰度的太阳星云，由于原太阳对星云物质的加热，使星云的化学组分处于气体状态并按温度的差异产生分馏。伴随星云的冷却，元素组合形成各种化合物，并按其难熔程度依次凝聚。热凝聚模型通常分为两种过程：①快冷却过程（非平衡凝聚），即星云中各种物质随温度降低而依次凝聚，固相与气相之间没有扩散平衡，是纯的元素与化合物的凝聚；②慢冷却过程（平衡凝聚），即凝聚物之间以及气体—凝聚物之间完全扩散平衡，可形成合金和固溶体。实际凝聚情况介于快冷却与慢冷却之间（见图）。



太阳星云中物质凝聚的顺序

【太阳星云化学演化】 chemical solar nebula evolution　按温度降低顺序，它可划分为以下几个阶段：①早期高温凝聚：温度大于1400开，首先是金属Os、W、Zr、REE、Hf、Y、Sc、Mo、Zr以及Ca-Mg-Al的氧化物与硅酸盐凝聚，并形成刚玉、钙钛矿、钙铝蔷长石、尖晶石、镁硅钙石等矿物成分的高温凝聚相，约占凝聚物总量的5%。②金属-硅酸盐分馏与凝聚：温度1300～1400开，Fe、Ni、Co与Cr等金属及橄榄石、辉石、钙长石等物质凝聚。③挥发性金属与碱性长石凝聚：温度大于1300开，Cu、Ag、Zn、Ga、Ge与Sb等凝聚，在1050～1000开时形成碱性长石。②与③两阶段凝聚的产物占总凝聚物的70%以上。④陨硫铁的凝聚：温度约700开，已凝聚的金属铁部分转变为陨硫铁，即 $Fe + H_2O \rightleftharpoons FeS + H_2$，相继挥发性金属Pb、Bi、Tl、In与Zn等凝聚。⑤磁铁矿形成：

当温度降至 400 开左右时，部分陨硫铁分解，部分 FeO 变成 Fe_3O_4。⑥含水硅酸盐形成：温度低于 400 开时星云中形成大量含水硅酸盐。⑦冰和其他易挥发气体的凝聚。表明在总压力为 $(10^{-1} \sim 10^{-7}) \times 10^5$ 帕的平衡条件下，太阳星云凝聚形成行星的条件。各行星沿绝热线形成。右图中 W 曲线代表钨等高温难熔物凝聚的温度与压力；$CaTiO_3$ 曲线代表其他难熔氧化物（Al、Ca、Ti、U、Th、REE 等的化合物）的凝聚曲线；Fe 为 Fe-Ni 合金凝聚条件；地球比金星更多地含有含水硅酸盐；水星则主要由金属铁-镍及镁硅酸盐组成，金属铁、FeO 和 FeS 在地球内部受到加热、扩散、熔融、调整，即在地球内部化学分馏中形成早期的行星核；火星比地球含有更多的含水硅酸盐，铁主要为 FeS，因而火星不像有金属铁核，而是 FeS 核；小行星带乃是无冰的岩石物质；外行星及其卫星由岩石和冰物质混合而成。平衡凝聚模型可以比较满意地说明太阳系内天体的密度和化学成分。



太阳星云在温度为 0 ~ 2500 开、总压为 $(10^{-7} \sim 10) \times 10^5$Pa 的条件下凝聚形成各行星的条件

【冷凝聚模型】 cold condensation model　太阳星云凝聚模型之一。太阳系形成过程的一种模型。认为太阳星云属冷的恒星气体和尘埃，直接聚集形成太阳系天体，不经过热凝聚过程形成。

【等离子体凝聚模型】 plasma condensation model　太阳星云凝聚模型之一。太阳系形成过程的一种模型。太阳星云来源于由 H_2O、CO 和 He 组成的等离子体气体尘埃云组成的暗星云。在太阳系形成过程中最重要的化学分异过程是元素的电磁分离，即太阳或行星先形成有磁场的中心天体，在引力作用下加速中性气体向中心天体降落，中性气体被电离，形成化学成分不同的 A、B、C、D 四种云，生成化学成分不同的行星和卫星。

【行星聚集温度】 collected-planets temperature　由太阳星云凝聚形成的星子及相互吸积、增生聚集成行星时的温度。行星聚集温度是根据各种凝聚模式而估算的，通常是根据各类陨石与类地行星聚集区离太阳的距离、行星的密度、平均原子量、化学成分等，综合分析估算各类陨石与行星的聚集温度：水星约 1400 开，金星约 900 开，地球约 560 开，月球为 650 ~ 700 开，火星为450 ~ 480 开。

【行星物质来源】 source of planetary matter　行星以至整个太阳系是由同一星云演化而形成的。太阳星云经过化学成分的分馏、凝聚、同位素均一化过程，在太阳星云盘内，由于与太阳的距离不同，通过星云物质的凝聚、吸积、增生可形成不同原始化学组成的星子；通过行星胎对星子的吸积与增生，形成化学组成不均一的行星，在不同的行星聚集区，形成化学成分不同的行星。

【行星模式化学成分】 chemical components of planet mode　由于不可能对行星整体进行成分测定，只能设定某种模式进行计算，由此获得的行星模式化学成分。行星模式的种类有不同类型陨石组成的行星模式及核、幔、壳的组成模式等。摩尔根（J.W.Morgan）和安德斯（E.Anders）以元素太阳系丰度为基础，根据均一的太阳星云凝聚过程，分析了形成行星各区域的物理化学环境与化学成分，并参照已有的陨石、行星的元素与同位素的观测数据，提出了一个计算类地行星模式化学成分的较合理的模式。他们选择铀代表早期难熔元素凝聚阶段的特征，铁代表金属硅酸盐分馏阶段凝聚形成行星核的元素，钾和铊代表挥发性元素，FeO/(FeO + MgO)的分子比值代表金属铁被氧化并形成含铁硅酸盐的环境。水星、金星、地球、火星模式化学成分计算的指标性元素列于下表。行星模式化学成分对研究行星内部化学分异过程、行星内部结构、行星内放射性元素含量及其衰变能对行星演化的影响，都具有重要意义。

类地行星模式化学成分计算的指示性元素及其比值

组　分	凝聚温度/K	指示性元素	水星	金星	地球	火星
早期凝聚	> 1400	U($\times 10^{-9}$)	11	15	14.3	28
金属凝聚	1400 ~ 1300	行星核(%)	68	32	32.4	19
非重熔组分	1300 ~ 600	K/U*	2000	10000	9440	2214
挥发分富集	< 600	Tl/U*	0.004	0.27	0.27	0.005
FeO	~ 900 ~ 500	$\frac{FeO^{**}}{FeO + MgO}$	0.03	0.07	0.12	

* 质量比　** 分子比

【小行星模式化学成分】 chemical components of asteroid mode　根据小行星的反射光谱测定数据，同时用各类陨石的粉末进行对比测定出的成分。小行星可划分为 7 种类型：C 类（相当于碳质球粒陨石的矿物与化学组成）、S 类（石质或类似陨石的硅酸盐相的矿物与化学组成）、M 类（相当于铁陨石的矿物与化学组成）、E 类（相当于顽火辉石球粒陨石的矿物与化学组成）、O 类（相当于普通球粒陨石的矿物与化学组成）、T 类（矿物与化学组成不清）和 U 类（尚未分类的小行星）。观测的统计结果表明，S/C 类的小行星数目的比值随着与太阳距离的增加而减小。即 S 类比 C 类的轨道分布更靠近太阳。阿波罗型小行星（近日距小于 1 天文单位）和阿莫尔型小行星（近日距小于 1.5 天文单位）几乎全属 S 类和 O 类。

【行星核幔壳的起源】 origin of core, mantle and crust of planet　对于行星核幔壳起源的解释有两种观点：不均一吸积说与均一吸积说。不均一吸积说认为地球吸积星云凝聚物是不均一的。当太阳星云中铁与硅酸盐分馏后，地球胎先是由金属铁、镍等聚集，形成地核；相继吸积硅酸盐，形成下地幔；由于吸积的物质逐渐减少，加之原始地球表面和周围星云的温度降低，一部分低温凝聚物也聚集至地球上，形成上地幔以至地壳。地球形成时已具有核、幔结构。均一吸积说认为地球吸积星云凝聚物在成分上是大致相同的；核、幔、壳的形成是在吸积中或吸积后，甚至是在地球的漫长演化过程中逐渐形成的。关于行星核、幔、壳的成因解释，均一吸积说比较合理。行星核、幔、壳的形成过程可看作是行星内部发生的多次部分熔融、分异和调整的结果。

【行星演化能源】 energy source of planet evolution　行星演化过程所需要的能源，在行星不同演化阶段主要能源往往是不同的。地球演化的能源主要有：①引力势能（如吸积能、压缩能和重力分异能等），主要在地球形成时贡献大，对地球长期的演化影响不大。②各种外来能（如太阳能、星子与陨石冲击能、潮汐能等），只影响地表及局部地区，不是地球演化的主要能源。③内生能（如核转变能），主要是半衰期为 $10^6 \sim 10^{10}$年的放射性核素的衰变能和早期的^{235}U 的中子诱发裂变能；此外，还有其他重核的自发裂变能和各种核反应能。核转变能制约着地球物质的演化。根据地球演化的能源计算，地球内部核转变能最早以短寿期核素衰变能为主，演化为以^{235}U 诱发裂变能和中寿期核素衰变能为主，18 亿 ~ 20 亿年以来以长寿期放射性核素（^{238}U、^{40}K、^{232}Th 和^{235}U）的衰变能为主。

【行星热历史】 thermal history of planet　行星内部的热状态随

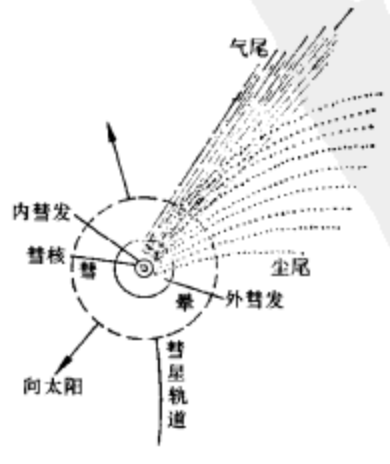
时间的演化。行星物质的熔融、分异、调整、火山作用、岩浆活动、构造活动的时空分布，都是行星内部热历史的反映。类地行星热历史是根据行星的化学组成与演化模式计算的。通常采用的主要参数为行星年龄、形成时物质聚集温度、现今的半径、平均密度、表面热流、铀平均含量、Th/U 与 K/U 以及各层圈物质的比热与溶解热等。由于不同作者所选取的参数和模式的差异，行星热历史的计算结果也带有一定的不确定性，但仍然可以获得行星内部不同深度的热状态随时间的演化。

【类地行星演化过程】 evolutive process of earth-like planet　类地行星演化过程大致经历了以下主要阶段：①太阳星云凝聚的星子经吸积形成行星，约需 10^8 年；②行星内部核、幔雏形的形成；③行星内部受到强烈加热，产生第一次大分异，核、幔分离过程，被熔融的较轻组分（如钙长斜长岩、安山岩、玄武岩等）上升组成全球性的原始壳层，大量星子的撞击形成古老撞击坑；④行星内部第二次大分异，形成广泛分布的玄武岩喷发，或由于大星子的撞击开凿形成大盆地，诱发大面积玄武岩溢出；⑤行星形成 10^9 年后，幔物质继续熔融、分异、调整，产生一部分中酸性岩浆，形成行星的原始陆核。随着陆核的增大，壳层的增长，表面有水体的行星甚至发育海底扩张和板块活动；⑥行星历次的内部分异过程，通过内部脱气过程，促进了行星大气圈、水圈、土壤圈、冰冻圈和生物圈的发育与演化。

【小行星分布特征】 distributed characteristic of asteroid　意大利西西里天文台台长皮亚乔（G. Piazzi）发现谷神星以来，相继于 1804 年和 1807 年发现智神星、婚神星和灶神星，并证实在太阳系的火星与木星轨道之间分布着一个小行星带。估计小行星带内直径大于 100 千米、10～100 千米、1～10 千米和大于 1 米的小行星分别有 200 个、2000 个、5×10^5 个和 10^9 个。大部分小行星分布在距太阳 1.5～5.2AU（天文单位）范围内，80% 以上的小行星分布在 2.3～3.3AU（天文单位）之间，大多数小行星轨道的平均距离为 2.8AU（天文单位）。小行星分布的轨道出现一些特殊的间隙，其位置相当于木星周期的1/3、2/5、3/7、1/2、和3/5处。

【小行星成因】 cause of formation of asteroid　小行星是太阳星云物质凝聚形成的星子，或星子聚集形成行星的半成品。根据小行星的质量-出现频率分布的统计，在质量为 10^{20} 克附近，统计曲线出现拐点，表明质量大于 10^{20} 克的小行星可能是太阳星云凝聚形成的残存星子，而质量小于 10^{20} 克的小行星可能是小行星互相碰撞产生的碎块。

【彗星结构】 structure of comet　彗星的主体是彗核，当彗星运行接近太阳时，由于受到太阳的光、热辐射和太阳风的作用，产生彗发和彗尾，成为壮观的彗星（见图）。**彗核**（comet nucleus），一般直径为 0.3～4 千米，某些大彗核可达50～60 千米，密度约为 2 克/厘米^3。彗核是由冰和尘的混合物组成，被不规则层状的冰物质所包裹。由于太阳光、热辐射及太阳风的作用，使彗核物质产生化学离解、电离等作用，在彗核外围形成球状彗发。**彗发**（comet luminosity），直径为 10^4～10^5 千米，甚至达 10^7 千米，彗核与彗发组成**彗头**（comet head）。**彗尾**（comet tail）又分为等离子体彗尾和尘埃彗尾，均背向太阳方向，呈蓝色。**等离子体彗尾**（ionic comet tail）一般宽约 $(3\sim4)\times10^3$ 千米，长可达 10^8 千米，离子运动的速度为10～100 千米/秒。**尘埃彗尾**（mote comet tail）由直径约几微米的尘埃粒子组成，呈黄色；尘埃的平均密度为 0.3～0.8 克/厘米^3，主要成分为 H、O、C、N、Fe、Si、Mg、Ca、Ni 及其他元素，类似于球粒陨石硅酸盐矿物成分。在外层彗发的外围，沿彗星运动方向还可观察到冲击波前和氢晕，直径可达 10^6～10^7 千米。



彗星构造示意图

【彗星化学】 comet chemistry　彗星富含挥发分（H、He、Ne、C、N、O 等），主要由冰物质和硅酸盐、金属和硫化物尘粒组成。彗星的化学成分比 I 型碳质球粒陨石更富含挥发分。彗星：Cl 碳质球粒陨石，H 为 10:1，C 为 4:1，N＞2:1，O 为 3:1，S 为 1:1，金属为 1:1。这是由于彗星形成于太阳星云的低温区并保存在远离太阳（温度＜100 开）的区域，彗星至今仍保留着太阳星云凝聚物的化学成分与结构特征，对研究太阳系的起源和早期状况，以及陨石、宇宙尘、流星体和黄道光的来源均有重要意义。德尔塞姆（A. Delsemme）根据彗星尘埃/冰的质量比为 0.7 时，得出的化学模型如下表。

彗星化学模型

冰的母分子		冰的子分子	尘埃组分	质量/%
H_2O	73.0	H_2O^+，OH，H，O，(H_2O)	Fe，Mg，硅酸盐	78
CO_2	7.3	CO_2^+，O[D]，CO^+，(CO，C)	水（结合＋吸附）	12
CO	4.9	(CO，CO^+，C)	碳化物	6
CH_2O	4.4	CH，(CO，CO，C^+)	硫化物	4
HCN	2.9	CN(HCN)		
CH_3CN	1.4	(CN，CH，CN)		
N_2H_4	1.8	NH_2，N_2^+，(NH)		
C_2H_2	2.2	C_2		
C_4H_2	0.7	C_3		
CS_2	1.4	CS		

【彗核化学成分】 chemical components of comet nucleus　彗星是太阳系中最为原始的天体，比 I 型碳质球粒陨石形成的温度更低，保存在较低温区域，未遭受后期热变质作用的改造，气体丢失最少。可见光谱、紫外、红外、射电谱及紫外谱对彗星的探测表明，彗核比 I 型碳质球粒陨石更富含挥发成分（表 1），对 Bright 彗星化学成分测定结果如表 2。

表 1　彗星的元素丰度（Si = 1）

	H	C	N	O	S	Si
元素宇宙丰度	26600.00	11.70	2.31	18.40	0.50	1.00
彗星	24.3	3.73	1.51	22.30	0.55	1.00
CI 碳质球粒陨石	2.00	0.70	0.05	7.50	0.50	1.00

表 2　布赖特彗星元素丰度

	H	C	N	O	S	Mg	Si	Fe	Ni + Cr	总计
原子数/%	43.9	6.7	2.7	40.2	1.0	1.9	1.8	1.6	0.1	100
质量分数/%	4.2	7.7	3.8	62.5	3.1	4.5	4.9	8.8	0.6	100

【彗发成分】 components of comet luminosity　根据测定，彗发的成分可划分为：①化合物的根基：OH、C_2、C_3、CH、CN、CO、CS、^{12}C、^{13}C、NH、NH_2；②原子成分：C、H、O、S、He、Na、Fe、K、V、Cr、Mn、

Co、Ni、Cu、Al、Si、Ca；③分子成分：HCN、CH_3CN、H_2O；④离子成分：CO^+、CH^+、CO_2^+、N_2^+、OH^+、Ca^+、H_2O^+、CN^+和C^+。

【氢晕成分】 components of hydrogen halation 由氢原子组成，在1AU处氢原子的产率大于10^{29}/秒。

【等离子体彗尾成分】 components of ionic comet tail 经测定，等离子体彗尾的成分主要为：CO^+、CO_2^+、H_2O^+、OH^+、CH^+、CN^+、N_2^+、C^+和Ca^+等。

【尘埃彗尾成分】 components of mote comet tail 经测定，尘埃彗尾的成分主要由H、O、C、N、Fe、Si、Mg、Ca与Ni等元素组成，类似于球粒陨石中的橄榄石、辉石等硅酸盐矿物的成分。

【彗星中光化学反应】 photochemical reaction sin comet 当彗核远离太阳时，仅接受太阳的热辐射。当彗核距太阳2AU时，彗核内的易挥发组分挥发并向尾部流动，在太阳光压下逐渐形成尘埃彗尾。彗核中原始的分子受光分解和离解作用，产生根基并逐渐形成彗发。光电离和其他电离作用使原始分子产生离子，在太阳风作用下形成等离子体彗尾。彗星中产生的光化学反应、离子—分子反应和太阳风产生的电离过程，形成了多种分子、原子和离子并伴有光电离作用和光分解作用。

【彗星成因】 cause of imformation of comet 彗星形成于太阳系最边远的区域。在吸积形成木星、土星、天王星和海王星的过程中，少数残存的星子受大行星摄动作用，可以把这些区域的小物体抛到$3\times(10^4\sim10^5)$天文单位的奥尔特云甚至太阳系外，抛出的总质量大于100米$_{地球}$（地球质量），这些小物体长期受到银河引力场及邻近恒星的摄动，可以重返到太阳系内部，成为观测到的轨道多样化的彗星。木星区及小行星区的星子，也可能被摄动到星云盘外缘区并吸积冰物质而生长成彗星，这类彗星又可演化为小行星和陨石母体。彗星可能多次回归到太阳系内部，成为周期彗星。

【短周期彗星】 short-period comet 绕日运行周期小于200年，轨道呈椭圆形或双曲线形状。有人认为后者是木星对长周期彗星的摄动形成的，也有人认为原是椭圆轨道，受行星摄动才成为双曲线的，所以这种彗星有足够速度改变轨道形状，甚至逃离太阳系。到1979年，短周期彗星占已编录的658颗彗星的20%弱。椭圆形轨道的彗星有明显的周期性，有名的哈雷彗星公转周期为76.1年，最近一次近日点时间是1910年3月；周期最短的是**恩克彗星**（comet Encke），周期为3.3年，最近一次近日点时间是1977年6月。大多数短周期彗星的周期集中在7年左右。

【长周期彗星】 long-period comets 绕日运行周期大于200年，轨道接近抛物线形状，越出离太阳5万天文单位甚至10万天文单位以上，周期长的要隔10万—100万年才偶尔接近太阳一次。绝大多数彗星属于长周期彗星，到1979年占已编号的658颗彗星的80%以上，有545颗。1977年11月3日中国紫金山天文台在黎明前发现的一颗新彗星，国际上定名为**紫金山彗星**（comet Zijinshan），编号为1977q，就是一颗长周期彗星。**科霍切克彗星**（comet Kohoutek）的周期为75000年，**本内特彗星**（comet Bennett）在1970年出现之后，要再等1000多年才能回来。

【哈雷彗星】 Halley's comet 以英国天文学家哈雷名字命名的一颗彗星。哈雷认为1682年出现的一颗大彗星与1607年、1531年曾经出现的彗星轨道相似，经推算确认为同一颗彗星的三次回归出现，1758年应验。其周期为76年。其近日距为8800万千米，远日距为53亿千米，轨道呈扁长椭圆形，偏心率为0.967，状若花生，其体积为$15\times8.5\times8$立方千米，平均密度约0.3克/厘米^3。反照率很低，表面黯黑。彗核自转，周期近53小时。1910年彗星扫过地球，引发地球磁暴。1986年首次测得水分子。彗核分裂时，伴有彗发增亮。等离子体彗尾多次扭折，出现断尾，有时与尘埃尾并存。宇宙飞行器探测到最大碰撞尘粒约1克。从公元前613年起，哈雷彗星每次回归，中国古代文献都有完整的记录。《春秋》曾记，"鲁文公十四年（公元前613年），秋7月，有星孛入于北斗"。至1986年，共有32次回归记录。下次将于2061年出现。

【比拉彗星】 Biela-comet 由奥地利人比拉（Wilhelm Biela）于1826年发现而得名。为短周期彗星中分裂最显著的一颗，公转周期为6.6年。当其1846年11月出现时曾分裂为各有一条短尾的两颗彗星，一起在轨道上运行；而在1852年再度出现时，虽仍为两颗但彼此分离甚远；此后遂演变为每年11月27日均可见及的仙女座流星雨。中国《海宁州志》"清嘉庆三年10月20日（1798年11月27日）夜，众星交流如织"，记载了该流星雨的盛况。

【奥尔特云】 Oort cloud comets 大多数彗星成群聚集在离太阳3万~10万天文单位地区形成的一个彗星云。因荷兰天文学家奥尔特（J.H.Oort）于1950年指出其存在而得名。他从彗星轨道统计中得出长周期彗星的轨道半径为30 000~100 000天文单位，其轨道半长径分布的峰值为50 000天文单位。估计奥尔特云中有10^{11}颗彗星，总质量相当于地球质量。

【月球化学成分】 chemical composition of the Moon 组成月壳的主要岩石斜长岩和玄武岩的化学成分为：SiO_2 44.5%~45%，Al_2O_3 25.9%~27.6%，FeO 6.6%~7.7%，MgO 5.1%~5.3%，CaO 14.7%~15.1%，TiO_2 1.7%~2.5%。月球物质中已发现的元素有亲铁元素：Fe、Co、Ni、Ru、Rh、Pd、Os、Ir、Pt、Cu、Au、Mo、W、Re、Ge、As、Sb、Sn、Ga、Bi；亲铜元素：S、Se、Te、Fe、Ag、Cd、Hg、Ti、Pb、Bi、In、Mo；亲石元素：Li、Na、K、Pb、Cs、Be、Mg、Ca、Sr、Ba、B、Al、Sc、Y、La、Lu、Si、Ti、Zr、Hf、Th、P、V、Nb、Ta、Mn、Fe、O、Cr、U、Zn、Ga、F、Cl、Br、I与亲气元素：He、Ne、Ar、Kr、Xe、H、N、C。下月壳的化学成分可能与地球上的斜长岩和辉长岩的化学成分类似；月幔的化学成分可能相当地球上的基性岩和超基性岩的化学成分；月核的化学成分可能为Fe、Ni、S和Mg-Fe质硅酸盐及榴辉岩等。

【流星体化学成分】 chemical components of meteoroids 根据流星体的光谱观测结果，可将流星体划分为三类：①彗星型流星体，密度小于1克/厘米^3，由易碎多孔的彗星、冰、尘埃和挥发分等物质构成；②碳质球粒陨石型流星体，密度约2.1克/厘米^3，由碳质球粒陨石类物质构成；③普通球粒陨石型流星体，密度约3.7克/厘米^3，成分接近普通球粒陨石。流星体是它们的母体碰撞、碎裂或瓦解产生的碎屑物质。

【宇宙年代学】 cosmochronology 研究各重大宇宙事件计时的学科。根据大尺度的观测事实，结合宇宙学理论以及各种计时方法，探索宇宙演化主要事件的时间序列及其相互关系。主要的计时内容包括宇宙年龄、银河系年龄、球状星团年龄、元素年龄和太阳系各类天体的年龄。确定宇宙演化事件的年龄主要有三种方法：宇宙膨胀速度计时法、球状星团计时法和核素年代学计时法。前两种方法仅用于宇宙年龄计时，最后一种方法可用于宇宙年龄计时、银河系计时、元素形成过程计时和太阳系的各种事件计时。

【宇宙膨胀速度计时法】 timing method of expand speed of the universe 宇宙膨胀使各星系彼此迅速离开，星系的退行速度v正比于它们之间的距离d，即$v=Hd$，式中H为哈勃常数。哈勃常数的倒数即宇宙年龄，由于哈勃常数的不确定性，获得的宇宙年龄为100亿~200亿年。

【球状星团计时法】 timing method of spherical star cluster　根据恒星亮度和温度关系的恒星演化赫罗图确定星团年龄的方法。球状星团是星系初具雏形时最早形成的一批银河系中最老的天体，若知道球状星团恒星的质量、发光度、成分及其表面温度，便可根据恒星亮度和温度关系的恒星演化赫罗图来确定星团的年龄。球状星团的形成年龄为 100 亿～160 亿年，可作为宇宙年龄的上限。

【核素年代学计时法】 timing methed of nuclide chronology　选用银河系早期超新星的 r 过程形成的、半衰期为 10^9～10^{10}年的长寿命的放射性“核素对”，如^{235}U-^{238}U、^{232}Th-^{238}U 和^{187}Re-^{187}Os，根据这些核素现在的丰度比和形成时的产率比，可求出银河系早期超新星事件的年龄为 100 亿～150 亿年，即银河系年龄或宇宙年龄的下限值。

【灭绝核素】 extinct nuclide　太阳系早期存在而现今地球上已不再能发现的放射性核素。它们的半衰期小于几千万年，如^{129}I($T_{\frac{1}{2}}=1.72\times10^7$ 年)、^{236}U($T_{\frac{1}{2}}=2.4\times10^7$ 年)、^{247}Cm($T_{\frac{1}{2}}=1.6\times10^7$ 年)、^{244}Pu($T_{\frac{1}{2}}=8.2\times10^7$ 年)等已灭绝。灭绝核素及其衰变产物的研究，对于探讨地球早期历史事件及太阳系形成过程中的重大事件具有重要意义。

【间隔年龄】 interval age　某一类天体形成的全过程所需的时间。如太阳系形成过程所需的时间称为“太阳系间隔年龄”，相应有“地球间隔年龄”、“月球间隔年龄”、“陨石间隔年龄”等。设某一天体开始形成与形成完成时的时间分别为 t_0 及 t_1，某放射性同位素含量分别为 P_0 和 P_1，根据放射性衰变定律，从 t_0 至 t_1 的时间间隔

$$(t_1-t_0)=\frac{1}{\lambda}\ln\frac{P_0}{P_1}e^{(T_1-T_0)}。$$

t_1-t_0 所确定的时间(间隔)称间隔年龄。

【太阳星云凝聚年龄】 condensation age of solar nebula　太阳星云凝聚过程所需时间。原始太阳星云经过分馏、凝聚形成各种化合物与星子，并吸积、增大，最后形成太阳、行星以及其他组成太阳系的天体，即太阳系形成的间隔年龄。常用的核素对有^{129}I 衰变形成的^{129}Xe，^{244}Pu 自发裂变产生的$^{131-136}$Xe，获得的太阳系形成的间隔年龄约为 1.5×10^8 年。

【太阳系形成年龄】 age of solar system　太阳星云分馏、凝聚形成的星子并通过吸积、固化过程形成太阳系各类天体距今的时间。可用 U-Th-Pb、^{87}Rb-^{87}Sr、^{147}Sm-^{143}Nd 和^{187}Re-^{187}Os 核素对测定各天体样品的凝固年龄。用上述方法测定各类陨石的形成年龄为(45.7±0.3)亿年；用铅同位素演化的两阶段模型求得地球的形成年龄为 45.7 亿年；用月岩的^{87}Rb-^{87}Sr、^{147}Sm-^{143}Nd 内部等时线推算月球的形成年龄为 45 亿～46 亿年。表明太阳系的形成年龄为(45.7±0.3)亿年。

【陨石形成年龄】 age of meteorite　广泛采用 Rb-Sr、U-Th-Pb、Sm-Nd 和 Re-Os 法测定各类陨石的形成年龄。根据统计绝大多数陨石形成时距今约(45.7±0.3)亿年。

【气体保留年龄】 gas retention age　测定样品中保留放射成因的稀有气体^{4}He 和^{40}Ar 的时间。各类陨石、岩石、矿物等样品中的^{238}U、^{235}U 和^{232}Th 通过一系列 α 衰变过程生成^{4}He，^{40}K 经 β 衰变生成^{40}Ar，测定样品中^{4}He 和^{40}Ar 的量，可分别获得^{4}He 和^{40}Ar在样品中保留的时间，即气体保留年龄。当陨石或岩石受热时，气体易于丢失，由于^{4}He 比^{40}Ar 更易丢失，因此^{4}He 保留年龄小于^{40}Ar 保留年龄。大多数球粒陨石的 U-He、Th-He 的保留年龄为 20 亿～45 亿年，K-Ar 的气体保留年龄为 35 亿～46 亿年。吉林陨石的形成年龄为 45.5 亿年，U-He 和 Th-He 年龄为 5 亿～22 亿年，K-Ar 年龄为 23 亿～42 亿年，表明吉林陨石形成后经历过复杂的热演化历史。

【裂变径迹保留年龄】 fission-track retention age　天然绝缘固态物质(各种矿物，玻璃质)保留自发裂变径迹的时间。自然界大多数物质都含有少量的铀，^{238}U 自发裂变分裂成两个中等质量的原子核，并释放出大量的能量(约 200 兆电子伏)。分裂的原子核射入周围物质，可穿过 10～20 微米的距离，产生一条狭窄的连续辐射损伤区，称为潜伏的裂变径迹。但当天然绝缘固态物质受到加热，物质中电子运动速度加快，电子逐渐补充到辐射损伤区内，产生退火作用，即使潜伏裂变径迹缩短、变小或消失。径迹的退火时间为

$$t=Ae^{E/kT},\quad \ln t=\ln A+\frac{E}{kT}$$

A 为常数，E 为径迹退火的活化能，k 为玻耳兹曼常数，T 为退火温度。由上式可求出在漫长的地质时期内矿物对潜伏径迹的封闭温度，即矿物开始保留潜伏裂变径迹不致退火的温度。矿物的裂变径迹保留年龄是指矿物冷却到封闭温度之后保留裂变径迹的时间。裂变径迹保留年龄可推算岩体或陨石母体的冷却速度和热演化历史。

【宇宙线暴露年龄】 cosmic ray exposure age　物体受宇宙线照射的时间。暴露在宇宙线照射下的物体(陨石、宇宙尘、月球和行星表面物质、地球表面物质及大气层等)在行星际空间运行时，受到宇宙线的照射，宇宙线与物体相互作用产生了一系列以核散裂为主的反应，形成了数量繁多的宇宙成因核素(如^{3}H、^{10}Be、^{14}C、^{21}Ne、^{22}Na、^{26}Al、^{36}Cl、^{38}Ar、^{40}K、^{53}Mn、^{60}Co 等)。根据放射性-稳定核素对(^{3}H-^{3}He、^{22}Na-^{22}Ne、^{26}Al-^{21}Ne 等)、散裂成因气体(^{3}He、^{21}Ne、^{38}Ar、^{83}Kr、和^{126}Xe)和宇宙成因放射性核素(^{10}Be、^{26}Al、^{53}Mn 等)计算物体受宇宙线照射的时间。宇宙线暴露年龄对探讨历史上宇宙线组成、能谱和通量的变化，物体在行星际空间运行过程中的碰撞、分裂的历史提供了科学依据。

【落地年龄】 terrestrial age　又称**居地年龄**。陨石坠落到地球以后所经历的时间。绝大部分陨石，特别是在南极洲找到的大量陨石，坠落到地球上的落地年龄不明。由于陨石坠落到地球表面以后，不再受到初级宇宙线的照射，其中的宇宙成因放射性核素将按照放射性衰变规律而逐渐衰减，一般选用^{14}C、^{36}Cl、^{53}Mn、^{26}Al、^{10}Be 和^{59}Ni 等宇宙成因放射性核素，由此可计算陨石的落地年龄(T)：

$$N=N_0e^{-\lambda T}$$

N 为测得的某放射性核素的放射性强度，N_0 为估算的落地时某放射性核素的放射性强度，λ 为某放射性核素的衰变常数。

【宇宙成因核素】 cosmogenic nuclides　暴露在宇宙线照射下的物体(陨石、宇宙尘、无大气层的天体表面物质、地球大气层等)在行星际空间运行时，物体内部产生各种类型的高能核反应(主要是散裂反应)和低能核反应(主要是中子俘获反应)，形成 100 多种放射性和稳定的核素，称为宇宙线生成核素，简称宇宙成因核素。宇宙成因核素的产额及其分布，与宇宙线的组成、通量、能谱及其时空变化有关，也与受照射物体的化学组成、大小、几何形态、运行轨道及取样深度有关。宇宙成因核素是研究历史上宇宙线的组成、通量、能谱的时空变化，估算物体在行星际空间的运行轨道，测定陨石的宇宙暴露年龄和落地年龄，以及计算陨石通过大气层的烧蚀量的重要基础。

地 质 学

总 论

【地质学】 geology 研究地球的科学。主要研究地球(主要是岩石圈)的物质成分、物理化学性质、结构构造、地球形状及表面特征、地球的生成和历史、地球上生命的发生及演化、地壳运动的形成和发展,以及进行上述研究的相关科学技术。Geology(地质学)一词是由两个希腊词汇 ge(地球)和 logia(论述)通过连词符 o 连接而成,意即关于地球的论述,包括关于地球的所有内容的研究。在中国历史上,"地质"一词最早见于三国时魏国王弼(226~249)的《周易注·坤》,属哲学范畴,与现代地质学的含义不同。现代地质学的地质一词最早见于 1853 年(清咸丰三年)的《地理全志》。本辞典"地质学"一词包括的分支学科主要有:研究地球物质组成的矿物学、岩石学、地球化学、地球物理学、同位素地质学、土壤学;研究地球历史的地史学、地层学、古生物学、前寒武纪地质学、第四纪地质学;研究地壳运动的构造地质学、火山学、地震学;研究地表特征和地质作用的地貌学、冰川地质学、海洋地质学、动力地质学;研究和开发能源及矿产资源的矿床学、石油天然气地质学、煤地质学、水文地质学;研究人类生存环境和工程建设的工程地质学、环境地质学、灾害地质学;研究相关技术科学的勘查地球物理学、勘查地球化学、地质调查技术、地质勘查技术、探矿工程技术、地球物质的测试分析技术、地质测绘技术、遥感地质、地质信息技术等。科学技术的创新发展,为地质学的发展和人类开发、利用和保护地球创造了条件。

【普通地质学】 general geology 是对地质学的概况和基本知识、基本理论的概括介绍,它不是地质学的一个分支学科,是地质学的入门工具。其主要内容包括地球的基本知识、外动力作用、地质学的发展与演化等。随着科学技术的发展,其内容还有一些变化。现在有的《普通地质学》教材还包括了资源、环境、减灾、人与地球等方面的知识,反映了地质学适应社会经济发展的需要。

【结晶学】 crystallography 研究晶体的外部形貌、化学组成、内部结构、物理性质、生成和变化,以及它们相互间关系的一门科学。早期只是作为矿物学的一个分支,其研究对象亦局限于天然的矿物晶体。19 世纪,研究范围逐步扩大到矿物以外的各种晶体,结晶学才逐渐脱离矿物学而成为一门独立的学科。

【矿物学】 mineralogy 研究矿物的化学成分、内部结构、形态、物理和化学性质、成因、产状、共生组合、变化条件、用途以及它们之间相互联系的一门学科。当前,对上述各方面内容的研究,除了促进矿物学本身的发展外,其主要任务一方面是据以扩大矿物的利用;另一方面是为找矿、勘探提供有关的资料;此外,并为阐明地壳物质的演化历史及其过程提供科学根据。

【岩石学】 petrology 地质学科中的一门基础学科。主要研究岩石的化学与矿物成分、结构、构造、分类命名、形成条件、分布规律、岩体产状、共生组合、成因、成矿关系以及岩石的演变历史和演变规律。岩石学的研究成果,广泛应用于矿床学、地球化学、地质调查、构造地质、水文地质、工程地质、环境地质和农业地质等学科。根据研究的重点不同,岩石学可分为成因岩石学、岩石化学、岩类学、岩组学、实验岩石学、工艺岩石学及区域岩石学等。此外,从成因来考虑,岩石学还可分为:火成岩岩石学、沉积岩岩石学及变质岩岩石学等。

【火成岩石学】 igneous petrology 又称**岩浆岩岩石学**(magmatic petrology)。岩石学的分支学科。火成岩主要研究由岩浆冷凝固结而形成的岩石(侵入岩与火山岩)。其研究方法与内容,一般是通过偏光显微镜,结合野外手标本等观察,着重研究其矿物成分、结构构造,结合化学成分,从而正确地定名和确定岩石的种属。野外要研究岩浆岩体的产状、岩相、岩性带划分、原生构造、同化及分异作用、接触关系、接触变质带、时代、先后顺序及活动次数等等。在此基础上,进一步研究岩浆岩的成因来源,形成物理化学条件(温度、压力等),岩浆活动与地质构造的关系,岩浆岩的成矿专属性等。火成岩研究为矿产资源,为地质构造、水文工程、地震、物探、探矿工程等学科提供有价值的地质资料。

【沉积岩石学】 sedimentary petrology 岩石学分支学科。是研究沉积物及沉积岩的岩石学,特别着重研究沉积(物)岩的成分、结构、构造以及沉积物及岩石的形成作用、分布规律及其演化过程。

【变质岩石学】 metamorphic petrology 岩石学分支学科。主要内容为:研究各种变质岩的岩性特征,包括化学成分、矿物成分、结构构造和地质产状;查明不同类型变质岩的原岩性质和形成时的物理化学条件;探讨变质岩组合与大地构造环境和地壳演化过程的关系;寻找与变质岩有关的各种矿产。

【土壤地质学】 soil geology 土壤地质学是一个新的分支学科。是把土壤作为地球表面的一种物质或地质体,去研究它们的化学组成、粒度成分和矿物成分及其形成演化的学科。同时还要研究土壤的形成过程及其与基岩岩石间的关系;在风力和流水作用力,甚至人力(如不正确的开荒等)作用下,土壤的侵蚀和破坏;有机物、盐类和气体成分在土壤层中的分布;土壤中微量元素的组成及其分布及土壤的成因等。土壤地质制图对于农业生产,研究人类文明的起源与变迁,提供了基础资料。

【黄土地质学】 geology of loess 黄土是第四纪形成的未固结的粉细粒黄色、褐黄色堆积物,主要由粒径 0.015~0.05 毫米的粉细石英颗粒组成,无层理或几乎无层理,具有独特的地质、地貌特征。黄土地质学研究黄土的形成、分布、物质成分、结构、物理性质、化学性质、工程地质性质、水文地质性质及其对工农业建设的影响,研究对其开发利用和水工保持、灾害治理措施。黄土也是第四纪以来气候变迁的忠实记录,近年来利用黄土开展古气候研究取得了一些重要认识。

【地貌学】 geomorphology 又称**地形学**。是自然地理学与地质学之间的边缘学科;是研究地表形态特征及其发生、发展和分布规律,以便在人类的经济活动中,利用自然,改造自然,并与其所造成的灾害进行防治的学科。按其研究的内容可分为普通地貌学、区域地貌学、部门地貌学、应用地貌学和地貌制图学等分

科。地貌学已广泛应用于矿产和地下水资源的普查、各种工程(水工、港工、路工)勘测与设计以及农业、军事和编制地图等生产实践中。

【岩溶地质学】 karstology 又称**喀斯特学**。研究岩溶的地质学与地理学之间的边缘学科。它从许多不同学科领域研究岩溶现象及其形成过程和岩溶的改造利用。它的研究内容包括:岩溶发育的基础理论、岩溶地貌、岩溶洞穴、岩溶水文地质和工程地质、岩溶水文学、岩溶矿床、岩溶地区的生物地球化学、岩溶区的环境及综合开发利用等。

【冰川地质学】 glacial geology 又称**古冰川学**(paleoglaciology)。以鉴定地质时期冰川的遗迹为基础,研究古冰川的发育规律和特征以及冰期和间冰期的气候变迁,进而了解它的地质作用和对古环境影响的科学。对古冰川遗迹的研究证明,地球历史中曾发生过多次大冰期,公认的有震旦纪大冰期、晚古生代大冰期及第四纪大冰期,有人还提出中晚前寒武纪、奥陶—志留纪及上新世也有冰期。由于第四纪冰川遗迹较多,保存较好,因此第四纪冰川是目前冰川地质学的主要研究内容。

【古生物学】 paleontology 是研究地史时期中的生物及其进化的学科。即根据保存在地层中的化石,研究地史时期生物的形态、构造、分类、分布、进化关系及生物遗迹等。古生物学对阐明生物界的发展历史、确定地层的地质年代、推断古地理环境、研究地壳的演变规律、普查勘探各种沉积矿床等都具有重要意义。古生物学可分为古动物学、古植物学及微古生物学。随着近代生产发展的需要和科学研究的进展,还建立了超微古生物学、古孢粉学、古生态学、古生物地理学、古生物化学、生物矿物学、化石岩石学等。近年来古生物学研究取得许多重要进展,广泛采用新技术、新方法于微观和定量研究,获得了大量新的信息,形成了一些重要的新理论,开拓了许多新领域,推动了古生物学研究向纵深发展。

【化石人类学】 fossil anthropology 即古人类学。通过地史时期遗存的人类化石研究人类起源及发展规律、化石猿猴和现代猿类及人类的亲缘关系、人类发展过程中体质特征的变化及其规律等。也属于古生物学的一个重要组成部分,因此与动物分类学、比较解剖学、人体解剖学、人类遗传学、第四纪地质学、埋藏学等学科关系密切。它也利用古人类制造和使用的工具及其他生活遗迹及与其共生的动物、植物,结合古地理、古气候及地质年代学的资料,探索古人类的行为、习性,进而探索古人类的社会性生活发展的规律等,所以它与旧石器时代考古学、古生态学、史前学、历史学等有关学科也有较密切的关系。随着人类化石的不断发现和地理分布范围的扩大及各方面技术方法的进步,古人类学研究将不断深入。

【沉积学】 sedimentology 沉积学是研究沉积物(岩)及其成因的学科,它可应用于不同类型的沉积建造;古代的和现代的,海相和陆相的,包括发育其中的动物群、植物群,矿物,结构,成岩作用和沉积物的时空演化等。沉积学的基础是对天然生成的软、硬沉积物的大量而细致现象的观察,其目的在于恢复其地层学的和构造学的原始环境。所以有时亦称**沉积地质学**(sedimentary geology)。沉积学是地层学的一个部分,它是通过对层状岩石的研究,探索地球的历史,具体地说,沉积学考察的是这些层状岩石的几何学和动力学。沉积学并无严格的分支学科,不过对各种不同类型的沉积(如碳酸盐沉积学),有其特定的研究内容。

【农业地质学】 agrogeology, agricultural geology 是地质科学与农业科学相结合衍生的边缘学科。19 世纪中叶法鲁(F. A. Fellow)和李希霍芬(F. V. Richthofen)最早提出农业地质一词,认为土壤由岩石碎屑演化而来。20 世纪前 40 年里,主要研究农业经营和农学中所遇到的地质问题。50 年代后,随着全球人口、资源、环境问题的日益突出,农业地质逐渐列入环境地质或生态地质范畴。在中国,20 世纪 80 年代前,主要集中在为农业服务的区域地质、区域水文地质、农药农肥矿产勘查等传统地质领域。80 年代发展为以地层、岩石和地貌等农业背景条件为对象的农业地质研究,探讨特产农作物的不同地质背景及其与某些地球化学元素的关系,以及增产途径。90 年代为建设可持续发展的农业经济和良好的生态环境,逐渐形成了生态农业地质学。其研究方向主要有三个:①研究开发或改良各种适宜地质环境的农作物;②研究农业生产活动对地质环境产生的影响及对策;③评价区域农业生态地质条件,揭示各种名、特、优农林生物产品的最佳生态地质环境,以及为发展区域农林产品,对地球表生带进行的最佳改造和利用。

【生态地质学】 ecological geology 研究各种生态问题或生态过程产生的地质学机理、地质作用过程及其背景的一门学科。生态地质学尚处于探索阶段,大多采用植被地理学、地质学、水文地质学的方法和遥感技术研究植物(生物)与地质因子之间的相互作用。今后的理论发展将更侧重于地学与生态学的渗透与融合,在植物(生物)与地质因子之间建立沟通的桥梁,突出两者的协同效应。

【地史学】 historical geology 又称**历史地质学**。是研究地球历史的学科,地质学的一个主要分支。主要是研究地壳发展历史和规律的一门综合性地质学科。地史学的研究主要是基于古生物学、地层学、地质年代学、古地理学等的研究。主要内容是:①研究古生物从低级到高级的进化,以确定岩层(包括沉积矿层)的时代顺序及其划分和对比问题;②古代沉积的相分析和古地理的再造,以及古生物地理区的划分问题;③地壳的地质构造发展史,及与构造变动有关的岩浆活动和变质作用的历史。综合分析上述各个方面的相互依存、相互制约的关系,比较全面地总结出地壳演变的一般规律。这门综合性地质学科为进行区域地质调查、矿产普查勘探等工作提供所需要的理论知识。近年来由于海洋地质、地球物理等研究的进展,不仅研究大陆地壳,还研究海洋地壳的发生和发展,因而内容更丰富,更全面了。在理论认识方面,活动论(包括大陆漂移、极移、海底扩张、板块构造等)取代了固定论。

【地层学】 stratigraphy 地质学的一个分支学科,地史学的基础。狭义的地层学为研究构成地壳的所有层状或似层状岩体的特征和属性的学科,并据此将它们划分为不同类型和级别的单位,进而建立它们之间的空间关系和时间顺序的一门基础地质学科。其研究范围涉及到各类层状或似层状岩石中所有能识别的特征和属性(包括产状、分布、岩性特征、化石内容、地质年龄、地球物理和地球化学性质等)及其形成环境或形成方式和演化历史。广义的地层学为研究构成地壳的所有岩石体(包括层状、似层状和非层状)的特征和属性,并据此将它们划分为不同类型和级别的单位,确立其空间关系和时间顺序。地层学的深入研究可以阐明沉积岩层的沉积规律、沉积环境,古地理及古气候情况。这对于地质勘探及普查找矿很有帮助,特别是对寻找煤、石油、天然气、油页岩、铁、磷、石盐、石膏等沉积矿床具有指导意义;可以阐明地壳的发展过程,以丰富人类对地球的认识。

【地震地层学】 seismic stratigraphy 利用反射地震资料研究沉积地层和沉积相的一门学科。它对地震反射同相轴的终止方式和结构给以地层层理模式的解释,并且用以识别和对比沉积

层序，进而解释沉积环境、推断岩相和进行海平面相对升降分析。在研究方法上，可以结合地面露头、岩心、测井资料进行地质和沉积相的分析；也可以利用速度谱、人工合成记录、虚测井、真振幅保持、地质地震模拟等资料或方法，研究砂泥岩比、判断油气层位、研究岩性变化，甚至判断隐蔽圈闭的可能位置。

【层序地层学】 sequence stratigraphy 是在地震地层学基础上发展起来的地层学的一个分支，是根据地震、钻井和露头资料进行地层分布型式，等时地层对比分析，沉积环境和岩相综合解释的一门科学。它主要研究在不同海平面升降旋回阶段（低水位期、海进期、高水位期）沉积地层中成因上有联系的沉积层序，通过解释提出成因上有联系的年代地层格架，岩相的分布。这些岩相单元可以限定在以层面为界的等时段内，也可以是高角度跨越层面的穿时段。层序地层学成为独立的学科形成于 20 世纪 80 年代后期。层序地层学的解释方法包括：①露头层序分析；②钻井资料层序分析；③地震层序综合分析。层序地层学是研究隐蔽油气藏的有效方法之一。

【前寒武纪地质学】 Precambrian geology 研究地壳发展历史中前寒武纪时期的地层、化石、岩石、构造、矿产及其形成演化的学科。在地球形成的 46 亿年中，前寒武纪约占整个地质时期 90% 的时间（近 40 亿年）。从全球最古老的岩石记录，西澳大利亚杰克山变沉积岩系的变质砾岩中所含碎屑锆石，用离子探针方法获得 43 亿年的 U-Pb 等时线年龄，说明在 43 亿以前已经开始了洋陆分异，发生了沉积作用。在前寒武纪发育的 40 亿年间，随着克拉通化的发展，以陆核为中心逐步形成若干大陆，发育了大面积的麻粒岩-片麻岩区、英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩岩套（TTG 岩套）、花岗绿岩带、条带状铁建造、磷块岩建造、金铀砾岩建造等，其中蕴藏了铁、锰、铀等矿物原料。在南非太古宙绿岩的沉积物中，保存有呈球状的古球菌（Archaeospheeroides）和呈杆状的原始细菌（Eobacteriumisolatun），说明生命遗迹在 34 亿～35 亿年前已经存在。前寒武纪地质记录在漫长的地质历史中经历了多期次构造运动、变质作用改造，一般构造复杂，蕴藏着丰富的矿产资源，为人类研究地壳演化、生命起源和开发矿产资源提供了条件。

【第四纪地质学】 Quaternary geology 地质学的一个分支学科。研究第四纪时期地质发展历史的科学，主要研究第四纪期间重要地质事件的时间和空间分布规律。内容包括第四纪地质年代学、沉积物、地层、环境变迁、新构造运动、火山活动、古地理以及矿床等。它与地史学、古地理学、古脊椎动物学与古人类学、沉积岩石学、地貌学与新构造地质学的关系都非常密切。

【古地理学】 paleogeography 地质学的一个分支。研究和描述地史时期地球表面的自然地理，如海陆分布，海的深度、盐度、温度，陆地形态，气候条件，生物分布等的特征及其发展的历史。古地理研究，通常是在地层和所含化石、岩石和相分析、地球化学、大地构造、区域地质及古地磁等方面研究的基础上进行，并通过综合分析得出结论。古地理研究的成果，对于阐明地壳发展史，揭示表生矿产的形成环境及其分布规律具有指导意义。广义的古地理学，包括古地形学、古气候学、古海洋学、古生物地理学等。

【生物地质学】 biogeology 是研究由生物引起的地质作用现象及其产物的学科。根据生物的生存时期，分为现生生物地质学和古生物地质学。现生生物地质学是研究由现生生物引起的地质作用及其产物的科学，古生物地质学是研究由地质时期生物引起的地质作用及其产物的科学，生物地质学就是从生物的角度来研究地质问题，具体要涉及生物圈和岩石圈、水圈以及大气圈之间的相互关系，生物圈作为四大圈层中最具灵敏反馈能力和最大再生产的圈层，将是解决的许多重大地质学问题的突破口，生物地质学是一个大有前景的交叉学科。

【区域地质学】 regional geology 地质学的一个综合性分支学科。其主要任务是在区域地层、岩石、构造、地球物理、地球化学研究基础上，运用地质学的理论和方法，研究和阐明指定地区的地质构造及其演化的总体特征，探讨各种地质作用之间的内在联系，为矿产资源勘查、成矿规律分析、地质环境评价及有关经济建设提供综合性基础地质资料。区域地质学的研究可以按构造域、地台区、褶皱系等不同级别的构造单元来进行；也可以按山系、平原、高原、盆地等地理单元或图幅来进行；还可以按洲、国家、省（区）等行政区划为单位来进行。其研究内容主要包括：①在区域地层学、历史地质学方面，主要研究不同地史阶段各地区地层系列，沉积岩系建造性质，地层界面性质及古地理变化，重塑地史时期自然地理环境变迁，恢复沉积史；②在区域岩石学方面，主要研究区域火成岩、变质岩的类型及分布特征，岩浆活动、变质作用的过程、性质及其与构造运动的关系；③在区域构造方面，研究构造方向、形态、类型及其组合特点，力学边界条件、构造运动过程、时期和性质，大陆壳的形成过程及深部构造特征，划分构造单元，研究各种构造成因机制；④在区域成矿规律方面，主要研究各种矿产分布特点及成矿地质背景，即矿产形成与区域地层、岩石、构造及各种地质作用的时空联系。

【构造地质学】 structural geology 地质学的分支学科之一，主要研究组成岩石圈的各种地质体的构造现象、组合型式及其形成和发展规律。论及它的研究对象，有两种不同的认识：❶大到岩石圈的结构及地壳的巨大单元，如岩石圈板块、大陆和大洋、山脉和盆地等的形成和发展；小到岩石内部组构的细微变化，乃至矿物晶格位错，几乎涉及从 10^{-8} ～ 10^{8} 厘米不同空间尺度的构造现象，都是它研究的范畴。❷主要是对小区域或中、小尺度地质体的各种构造变形、变位现象，如褶皱、断裂、面理和线理等构造现象进行识别、描述和成因解释。具体内容包括：各种构造的几何形态、产状、规模、组合及其空间关系和发展过程；各种构造的发生条件和形成机制；并进而探讨产生这些构造的构造运动方式、方向、强度和动力学过程。而大区域乃至全球构造的发生、发展以及区域构造组合分布规律和相互关系、历史演化及其动力来源等，则属于大地构造学研究的内容。但是构造现象无论宏观或微观，都是地球物质或地质体在地球动力的作用下发生运动和变形、变位的结果；不同尺度的构造现象之间有着密切的相互关系和成因联系。构造地质学就是研究地质体岩石变形的几何学、运动学和动力学规律的学科。

【大地构造学】 geotectonics 地质学的分支学科。研究大陆、大洋或某一区域地壳或岩石圈的组成、结构和演化历史的学科，目的是了解海洋、大陆、山脉和盆地的成因和发展过程，认识地壳和岩石圈的演化规律。大地构造学要求综合来自地质、地球物理和地球化学各分支学科的观测和研究成果。所以在地球科学中，它明显的具有上层建筑性质。它的研究成果往往反映出不同时期地球科学主导的学术思潮，乃至整个地球科学发展的水平。新的大地构造理论或学说的出现反过来也会对地球科学各分支学科产生深远的影响。20 世纪 70 年代板块构造学说出现所引发的全球性的地学革命，就是一个生动的实例。

【地球动力学】 geodynamics 地球科学的一个重要的综合性分支学科，它是通过研究地球及其组成部分的运动和形变以及动力过程，寻求地球运动和演化的原因以及动力的学科。板块构造学说出现之后，探索板块运动的动力促使地球动力学迅速

发展。根据研究对象及方法不同，它有许多分支，如板块动力学、大陆动力学、地幔动力学等等。

【动力地质学】 dynamic geology 地质学的一门分支学科。动力地质学着重研究引起岩石圈的物质组成、内部结构和地表形态形成演化的一般原理和基本规律，并探讨其发生的原因、条件、过程及相互关系的学科。按其动力来源又可分为：外动力地质学、**内动力地质学**(endogenetic geology)。

【新构造学】 neotectonics 曾称**新大地构造学**。研究挽近地质时期地壳构造及其演化历史的学科。指自新近纪到第四纪初期的地质构造。前苏联的构造学者曾普遍认为，新构造时期的构造运动性质，与以前地质时期有本质的不同，强调垂直振荡运动是新构造运动的基本特征。由于新构造运动的普遍性及其在理论上和实践上的重大意义，引起了各国地质学家、地貌学家的注意，从不同角度对新构造运动进行了深入的研究，经过数十年的发展，已形成了地质学的一个新分支学科。对新构造学研究对象的时限和基本特征，至今各国地质学者仍持有不同认识。自板块学说兴起以来，对新构造学若干基本观点有所冲击，认为新构造时期的构造运动性质，与以前地质时期没有本质区别，仍是以水平运动为主导的。新构造学研究造成现今地表形态基本特征的构造作用和正在进行的构造过程，与重大工程地质稳定性和地震、火山等自然灾害有密切关系。因此，新构造学研究对人类社会的生存和发展有重要意义。

【活动构造学】 active tectonics 研究与人类社会休戚相关的晚第四纪以来活动的和未来一定时间内预期会活动的各种构造作用、构造运动、动力过程以及这些过程对人类社会可能产生的重要影响的学科。活动构造学是在研究阿尔卑斯—地中海和喜马拉雅—青藏高原等地的最新构造运动过程中逐渐形成的。活动构造包括晚第四纪至今活动着的、处于不同演化阶段的各种类型的活动断层、活动褶皱、活动盆地、活动隆起和活动块体等，它们是地壳最新构造变动的产物，是地震发生的构造背景和地震构造学的基础。美国航空航天局定义为1万年以来的构造运动。中国学者倾向于从晚第四纪以来研究活动构造，并着重详细研究晚更新世-全新世期间的活动特征。

【地震地质学】 geology of earthquake, seismo-geology 从地质学的角度研究与地震孕育和发生相关的地壳构造变形及其过程，着重描述单个地震的地质表现或地质特征的科学。是介于地质学与地球物理学之间的边缘学科。地震是一种地质现象，是现今地壳运动激化的表现。地震的分布与活动构造密切相关。探索地震与活动构造和现代构造应力场之间的关系，确定有可能影响人类活动的地震危险区，捕捉地震前兆，实现地震预报，最大限度地减轻地震灾害是地震地质工作的主要目标。

【火山地质学】 volcanic geology 把火山作为一种地质现象来研究的学科。是地质学的一个年轻的分支，也是火山学的主要组成部分。它着重研究火山(包括古火山)的形态和构造、火山喷出物、火山活动的成因、演化历史与空间分布规律。

【矿床学】 study of mineral deposits 又称**矿床地质学**(mineral deposit geology, geology of mineral deposits)、**经济地质学**(economic geology)。地质科学中的主要学科之一。其研究对象是对国民经济及地质科学发展有意义的矿床。矿床学的主要任务是研究各类矿床的特征、成矿物质来源及其经济意义、成因及其时空分布规律；具体的研究内容则是矿体的规模、产状、形态和物质组成，矿床的形成条件及控矿因素，矿床的成因类型、含矿建造、成矿系列和矿床模型等。研究矿床学的目的是为了经济合理地进行找矿、勘探和开发矿产，以满足人类社会对矿产资源不断增长的需要。

【石油地质学】 petroleum geology 地质学的一个分科，是研究地壳中石油及天然气形成和分布规律的学科。它以地质理论为基础，并利用沉积学、构造地质学、地球化学和地球物理等学科的成就，来研究石油及天然气的生成、运移、聚集和保存条件。通过对石油、天然气的物质成分和生油岩、储集岩、盖层、上覆岩层以及沉积盆地的地质发展史的研究，探索石油及天然气的成因、运移、聚集作用过程和阐明油气田在地壳中的分布规律，从而有效地指导油气田的调查、勘探和开发工作。从广义上看，这里的石油包括了气态烃；但从狭义上看，特别是与天然气地质学并列时石油地质学仅指液态烃的地质研究。

【天然气地质学】 natural gas geology 是研究地壳中天然气藏及其形成原理和分布规律的地质学科。过去在相当长的时期，人们将天然气，特别是烃气仅当作成油过程的伴生物。随着天然气勘探迅速发展和地质研究的深入，除油型气外还发现煤系气、生物成因气和无机成因气等多种成因类型，而且分布广，储量大，加上天然气与石油在理化性质上具有明显的差异，使得天然气运移和聚集条件明显地有别于石油，因而在分布上两者亦有相当大的差别。因此，近二十年来将天然气地质学逐渐从石油地质学中独立出来，形成一门新兴学科。

【煤地质学】 coal geology 地质学的一个分支，是专门研究煤、煤层和含煤岩系的地质特点、成因、分布规律及其工业价值的学科。也称**煤田地质学**。主要内容有：①煤的物质成分、性质和成因；②煤层、煤系的岩石组成和沉积相的特征及其形成条件；③聚煤作用、聚煤盆地和富煤带的成因及其分布规律；煤炭资源勘探等。由于煤地质科学的不断发展，其中有些内容已发展成为独立的学科，如用化学方法研究煤的元素组成、工艺性质及其工业价值的煤化学，用岩石学方法研究煤的物质成分和成因的煤岩学等。煤层气已成为重要的高效洁净能源，煤成油也已开发利用，但还应加强对它们的研究工作，特别是在同一沉积盆地中通过对沉降史、热史、煤化作用、成烃地球化学等综合研究煤、油、气的成因联系。由于开发利用煤造成对环境的污染，因此研究富硫煤中有害物质的种类、组成、赋存状态与分布规律和开发利用过程中有害物质在大气、水、土壤中的分布与传输模式，为环境保护与污染治理提供科学依据，将日益显得重要。

【泥炭地质学】 peatland geology 研究泥炭与泥炭地的学科。它是在自然地理学、植物生态学、水文地质学、第四纪地质学等诸学科的基础上发展起来的，是一门新兴的边缘学科。它的主要研究内容包括：①泥炭的组成、性质和成因，泥炭及泥炭地的科学分类和应用；②泥炭沼泽的发生、发展和变迁，泥炭矿床的形成环境、发育阶段及堆积过程；③泥炭、泥炭沼泽形成控制因素，古地理、古气候的控制，古植被演化；④泥炭沼泽的生物功能、气候功能、水文功能等自然功能的研究，泥炭沼泽对生存环境的联系和作用；⑤泥炭资源评价及质量评价；⑥泥炭、泥炭沼泽的合理开发利用，以及资源和生态保护等的研究。

【煤成气地质学】 geology of coal gas 传统的油气地质学主要研究海相和湖相沉积盆地油气成因和勘探评价问题。自20世纪70年代左右，先后发现荷兰格罗宁根、英国北海、俄罗斯西西伯利亚、澳大利亚吉普斯兰等一批与煤系地层有关的重要煤成气田以来，各国愈来愈重视研究和寻找与煤系地层有关的天然气田。近年来也逐渐形成了一门以研究含煤地层、含煤盆地煤成气生成、运移、聚集和勘探评价为主要内容的新学科——煤成气地质学。该学科针对煤成气生成、运移，特别是煤层吸附烃的富集、解吸和开采作专门的探讨。

【核地质学】 nuclear geology 地质学的一个新兴分支学科。它主要研究天然放射性核素在各种地质作用中的行为，在地壳演化过程中的迁移、聚集和分布规律及其开发利用。已发现的天然放射性核素超过 230 种，但地壳中丰度大于 2×10^{-6} 的只有 $^{87}_{37}Rb$、$^{40}_{19}K$ 和 $^{238}_{92}U$，在地壳中能形成矿石级聚集的仅有 $^{238}_{92}U$、$^{232}_{90}Th$、$^{40}_{19}K$、$^{147}_{62}Sm$ 和 $^{187}_{75}Re$。目前研究得较多的是与核能和作为地质过程的示踪物、地质计年、放射性测量等有关的核素，其中对尤以作为核电燃料的铀元素研究得最为广泛和深入，已经形成相对成熟的铀地球化学、铀矿物学、铀矿床学、铀矿勘查地质学等学科。这些年来，随着人们对天然放射性核素及其开发利用对环境的影响以及核废物处置的重视，又形成了核环境地质学。

【地热地质学】 geothermic geology 应用地热学的一个分支学科，其主要任务和目的是：应用地质学和地热学的理论与方法研究地热资源形成与分布规律，划分热田成因类型，查明地热流体的物理性质及化学成分，确定其工业价值和预测开发前景等，为经济合理地进行勘探、开发与利用提供科学依据。其主要研究内容包括：①研究地热资源形成与分布的区域大地构造背景；②查明地层、岩性、热储赋存部位、形态、规模及分布范围；③研究构造控热规律，查明地热流体运移、上升的主流通道及其产状和位置；④研究地热田地表地热显示特征，查明热源性质和水源补给条件，划分地热资源类型（水热型、蒸气型、热干岩型、岩浆型或地压型等）；⑤研究地热田水动力场、地热场、地球化学场特征及其时、空变化规律，建立热田模型，预测热田寿命，制定确保热田可持续开发的有效措施；⑥根据地热流体的物理性质、化学成分、流量、温度等进行综合评价，综合勘探，制定合理开发利用方案。随着现代科学技术的发展和地热开发利用的不断增长，地热地质学又可分为区域地热地质学、地热地球化学、同位素热水水文学、地热地球物理学等独立学科。

【水文地质学】 hydrogeology 研究地下水的科学。它研究在与岩石圈、水圈、大气圈、生物圈以及人类活动相互作用下地下水水量和水质的时空变化规律以及如何运用这些规律兴利除害。主要研究地下水的分布、运动和形成规律，地下水的物理性质和化学成分，地下水资源评价、开发及其合理利用，地下水对工程建设和矿山开采的不利影响及其防治等。随着科学的发展和生产建设的需要，水文地质学又分为区域水文地质学，地下水动力学、水文地球化学、供水水文地质学、矿床水文地质学、土壤改良水文地质学等分支学科。近年来，水文地质学与地热、地震、环境地质等方面的研究相互渗透，又形成了若干新领域，如环境水文地质学、地下水资源管理、同位素水文地质学等。

【工程地质学】 engineering geology 地质学的一个分支学科，是调查、研究、解决与人类活动及各类工程建筑有关的地质问题的科学。研究工程地质学的目的是为了查明各类工程建筑场区的地质条件，对场区及其有关的各种地质问题进行综合评价，分析、预测在工程建筑作用下，地质条件可能出现的变化和作用，选择最优场地，并提出解决不良地质问题的工程措施，为保证工程的合理设计、顺利施工及正常使用提供可靠的地质依据。研究的主要内容有：①确定岩土组分、组织结构（微观结构）、物理、化学及力学性质（特别是强度及应变），及其对建筑工程稳定性的影响；②制定岩土工程地质分类，提出改良岩土的建筑性能的方法；③研究由于人类工程活动的影响而破坏的自然环境的平衡，以及自然发生的崩坍、滑坡、泥石流及地震等物理地质作用对工程建筑的危害及其预测、评价和防治措施；④研究解决各类工程建筑中的边坡和地基的稳定性，如路基、坝基、桥墩、硐室，以及黄土的湿陷、岩石的裂隙等，制定一套科学的勘察程序、方法和手段，直接为各类工程的设计、施工提供地质依据；⑤研究建筑场区地下水运动规律及其对工程建筑的影响，制定必要的利用和防护方案；⑥研究区域工程地质条件的特征，预报人类工程活动对其影响而产生的变化，做出区域稳定性评价，进行工程地质分区和编图。随着大规模工程建设的发展，研究领域日益扩大。除了工程岩土学、工程动力地质学、专门工程地质学和区域工程地质学外，一些新的分支学科正在逐渐形成，如矿山工程地质学、海洋工程地质学、城市工程地质学，及环境工程地质学、工程地震学等等。

【海洋地质学】 marine geology, submarine geology, geological oceanography 又称**地质海洋学**、**海底地质学**。地质学的一个分支学科。是研究海水覆盖的地壳，包括海床、洋底及海岸的地貌、海底表层沉积物、岩石、地质构造、地质历史以及各种海洋地质作用和海底矿产的科学。海洋占地球总面积 70.8%，并有丰富的自然资源，也是探讨地球的发生、发展、物质组成、结构、构造的科学领域。近几十年来，许多国家从地球物理、构造地质、地貌、地层及沉积学、地球化学等方面，广泛开展海洋调查及研究工作，采用卫星导航、全球定位系统、航磁、海洋重磁、地震、遥感、水声、深潜、深海电视和照像、深海钻探、激光及计算机等现代科学技术，获得了丰富的资料，随之发现了“海底扩张”、“板块构造”及“古海洋学”等海底现象，创立了新的地质理论。中国海洋地质调查研究亦已得到飞跃发展，为港口建设、水下工程设置、国防、航海、渔业、石油天然气等海底矿产资源调查和开发以及维护中国海洋权益等，提供了大量资料。

【环境地质学】 environgeology, environmental geology 应用地球科学的理论与方法，研究地质环境的基本特征和演化规律，以及人类工程技术经济活动与地质环境相互作用、相互影响和相互制约的科学。它着力于研究合理开发利用地质资源和保护人类赖以生存的地质环境，在社会经济可持续发展战略中起重要作用。研究内容包括自然因素和人为因素引起的环境地质问题。自然因素主要是指火山爆发、地震、山崩、雪崩、泥石流和滑坡等自然地质作用引起的地质灾害问题。地球表面的化学元素的聚集和迁移，对生态系统的物质循环和能量转换有密切关系，它们直接和间接地影响到动、植物和人类的生存和发展，也属于自然因素引起的环境问题。人为因素是指受人类工程活动直接或间接影响而产生的各类型环境问题。如大型人类工程技术经济活动对自然资源的开发而导致地形地貌的改变，水系的变化，岸线的浸没，原始生态系统受到破坏；城市化的结果是人口的高度集中，能源资源的大量消耗，酸雨面积的扩大，水资源的大量开采，地面沉降，水质的恶化，赤潮的频频发生，污水、固体或放射性废物对环境的污染等等。

【地质灾害与防治】 geological disasters prevention and cure 地质灾害是指地质营力引发或地质环境变异为主要成因的自然灾害，主要包括火山、地震、崩塌、滑坡、泥石流、地面沉降、地面塌陷、地裂缝等。有人认为还应包括水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化、土地沼泽化、异常水土环境与地方病、港口淤积、河湖水库淤积与塌岸、堤防滑坡与塌陷、冻胀融陷、海水入侵、海岸侵蚀、海底滑坡等。还有少数人将特殊岩土工程地质灾害、岩爆、冒顶、矿井突水突泥、煤和瓦斯突出、矿井热害、煤层自燃等也划为地质灾害。1993 年中华人民共和国减轻自然灾害报告中列出的主要自然灾害有干旱、洪涝、台风、地震、冰雹、冷冻、暴风雪、天然林火、病虫害、崩塌、滑坡、泥石流、风沙暴、风暴潮、海浪、海冰、赤潮等 17 种。崩塌、滑坡、泥石流属地质灾害，1983～1992 年十年间造成 900 多人死亡，经济损失 36 亿元。针对地质灾害的发生特

点,国家制订了一系列防治措施,加强监测、预测、预报工作,以减少灾害损失。

【固体地球物理学】 solid geophysics 应用物理学的理论和方法,研究各种固体地球物理场和地球的物理性质、结构、形态及其中所发生的各种物理过程的科学。在地质学中是研究固体地球的物理性质及其物理过程的科学,故称固体地球物理学或大地物理学。主要包括大地测量学、火山学、地震学、地电学、地磁学、地热学、重力学、大地构造物理学和应用地球物理学等。

【勘探地球物理学】 geophysical prospecting 简称**物探**。它以地下物质(岩石或矿体等)的物理性质(密度、磁性、电性、弹性、放射性等)差异所引起的某些物理现象为研究对象,用不同的物理方法和仪器,探测天然或人工地球物理场的变化。通过对上述变化的分析、研究,推断和解释地质构造、矿产分布及人为因素在地下所产生的各种情况(古墓、管线、污染范围等)。目前主要的物探方法有重力勘探、磁法勘探、电法勘探、地震勘探、放射性勘探等。依据工作空间的不同,又可分为地面物探、航空物探、海洋物探、地下物探等。人造卫星测量技术的发展为地球物理勘探增加了获取地球物理信息的手段。

【地球化学】 geochemistry 主要研究地壳、地球乃至宇宙的化学组成和元素分布、迁移与演化的规律的科学。地球化学是地质学和化学相结合的一门边缘学科,并且与其他相邻学科(如海洋科学、环境科学、天文学、物理学、生物学等)互相渗透和结合,产生了海洋地球化学、环境地球化学、宇宙化学、同位素地球化学、生物地球化学、实验地球化学等数十个分支学科。可以说现代地球化学已成为一门枝繁叶茂的系统性学科。地球化学已建立了自己的理论系统,构成了完整的学科体系,完善了一整套研究方法,与地质学、地球物理学和大地测量学一起成为固体地球科学的四大支柱学科。它既肩负着解决当代地球科学面临的基本理论问题——天体、地球、生命、人类和元素的起源和演化的重大使命,又为人类社会提供充足的矿产资源和良好的生存环境提供依据。

【勘查地球化学】 exploration geochemistry 简称**化探**。系统研究地球化学勘查的理论、方法和技术的一门科学,属于地球化学学科应用地球化学的一个分支。元素从矿床向四周不同介质中分散的现象奠定了它的理论基础与方法学。但这门新学科自诞生之日起就具备的系统测量元素空间变化的特性使它不可避免地要扩大测量空间、扩展所测量元素的数目,从而使它的理论基础与方法学发生重大变化。由于矿产资源是元素构成的,环境问题也是由化学元素及其化合物的分布与行为决定的,故进入21世纪的勘查地球化学将在解决人类所需的资源与生存环境的重大问题上发挥其他学科无法替代的作用。

【同位素地质学】 isotope geology 研究自然界同位素丰度、组成、分布及其变化规律,并将这些研究应用于地球和行星科学的基础学科。其分支学科有同位素地球化学与同位素年代学。同位素地质学在岩石圈,特别是在地壳物质的研究中获得了十分广泛的应用,许多重大基础地质问题的提出和解决都与之密切有关。它在地球和行星科学研究中显示出了无比的优越性和广阔的应用前景,成为地学领域中最为活跃的学科之一。

【同位素地质年代学】 isotopic geochronology 又称同位素年代学。同位素地质学分支之一。利用自然界放射性衰变规律研究测定各种地质体的形成时代的同位素记时方法。它根据放射性同位素衰变规律确定地质体形成时间和地质事件发生的时代,以研究地球和行星物质的形成历史和演化规律。所涉及的同位素主要有U-Th-Pb体系、Sm-Nb体系、Rb-Sr体系、K-Ar体系、Ar-Ar体系、Re-Os体系、Lu-Hf体系、^{14}C等。着重研究含高放射成因同位素的封闭体系。

【实验地质学】 experimental geology 在人工控制的实验室条件下,通过对元素、矿物、岩石等地质体和地质现象的人工复制、模拟及物理化学分析来研究天然地质体和地质过程生成的机理和规律的科学。实验地质学是近代形成和发展起来的一门地学领域的新学科。根据研究方向不同,还可分支出实验矿物学、实验岩石学,实验工艺岩石学和实验地球化学等各种实验学科。

【宝玉石学】 gemology 又称**宝石学**、**珠宝玉石学**。研究珠宝玉石的科学。是以矿物学和岩石学为基础,并与材料学、工艺美术学等一些学科互相渗透发展起来的一个新的学科。它研究珠宝玉石的化学成分、矿物组分、结构和构造、物理性质、化学性质和成因机制、产生规律及其资源开发,人工宝石制造,宝石改善,珠宝玉石款式设计与加工工艺,珠宝玉石市场规律与经贸特点。其研究目的:①拓宽和筛选珠宝玉石品种;②探查、开发和保护珠宝玉石天然资源;③设计更新人工宝石制取工艺;④充分利用珠宝玉石的美观性和物理、化学耐久性等,不仅用于珠宝首饰业,并用于一些特殊材料工业;⑤推出新款式、新的加工工艺;⑥提出科学地鉴别和评价各类珠宝玉石原料及成品的鉴定标准和评价标准;⑦使珠宝玉石的营销市场更兴旺发达,更好地满足人们美化生活的要求。

【观赏石地质学】 enjoyable geology 运用地质科学知识研究观赏石的物质组成、赋存规律、地质作用过程和形成机理。按照地质学,观赏石可分为岩石、矿物和化石三大类。应用岩石学、矿物学和古生物学可以了解三大类观赏石科学名称、岩石类型、矿物组成、古生物种属以及它们的特点、时代、形成环境和成因。观赏石地质学是观赏石的科学基础,使人们在得到观赏石审美享受的同时,对其科学内涵有深刻的理解。

【地质遗迹保护】 protection for geological heritage 地质遗迹是地球历史的物证,是现今生态环境的重要组成部分,是一种特殊的自然资源,是人类的宝贵财富。地质遗迹是一种不可再生的资源。人类对地质遗迹资源的利用是通过对地质遗迹资源的开发和保护过程实现的,当前,切实保护好珍贵的地质遗迹资源,对促进国民经济发展、改善人民生活和生态环境具有重要的意义。地质遗迹保护是自然保护的重要内容。联合国教科文组织设有地质(古生物)工作组,负责审定具有全球意义的地质遗迹,中国地质遗址保护工作主要由国土资源部归口管理。

【地质旅游资源】 geological resources for tourism 在地球漫长的演化过程中,由于地壳构造变动、岩浆活动、古地理环境演变、古生物进化等因素而保存在岩层中的化石、岩体、构造形迹、矿床、地貌景观等景象,具有观赏、科学研究与普及教育价值,对游人产生了某些吸引力,这便是地质旅游资源。地质旅游资源可分为:典型地质构造形迹(如台湾东海岸清水大断崖)、典型标准地层剖面(如天津蓟县中古元古界地层剖面)、奇特的岩石和矿物(如太湖石)、古生物化石点(如山东临朐山旺中新统化石点)、火山遗迹(如云南腾冲火山)、地震遗迹(如唐山地震遗迹)、古人类文化地质遗迹(如北京周口店猿人遗址)。外动力地质作用形成的景观,如古冰川遗迹、古河流遗迹、古湖泊遗迹、古海蚀崖与古海积沙堤遗迹等,称外力地质旅游资源。

【矿物药学】 mineral pharmacology 矿物学与中药药材学相互渗透而形成的一个边缘学科。它以矿物药的品种鉴别和炮制前后性状变化、药用矿物资源普查等研究为起点,进而发展到全面研讨矿物药的品种(矿物组分、化学成分、微量元素,物理、生化)特征;炮制变化及其机制、剂型或辅料配伍与原矿物性状的关

系;药理或毒理机制与原矿物性状的关系;品种筛选的地质-地球化学基础;药用矿物资源的找矿、合理开发、综合利用等。又称**药用矿物学**(medical mineralogy),强调它兼含中西医医药用矿物原料的研究。**药材矿物学**(mineralogy of drugs),则更强调它以传统中医药所用的矿物质为主的药材作为研究对象。

【地质测绘】 surveying and mapping for geology 为进行地质调查和矿产勘查及其成果图件的编制所涉及的全部测绘工作的总称。主要包括地质点测量、地质剖面测量、物化探测量、矿区控制测量、矿区地形测量、勘探网布测、勘探工程定位测量、坑探工程测量、井探工程测量、贯通测量、露天矿测量、地表移动观测以及有关图件的绘制、印制和地质矿产信息系统的建立。

【遥感地质】 remote sensing for geology 综合应用遥感技术来研究地质现象和规律,进行地质调查和矿产资源勘查的一种方法。主要应用遥感技术及成果图件,进行区域地质、构造地质、活动构造、水文地质、工程地质、地貌、矿产地质、油气地质、地质灾害解译和监测、编制有关成果图件。

【矿产勘查地质学】 geology of mineral prospecting, geology of mineral exploration 又称找矿勘探地质学、矿产普查勘探学。是研究矿产形成与分布的地质条件、矿床赋存规律、矿体变化特征和研究工业矿床最有成效的勘查理论与方法的应用地质学。即以研究矿床、矿体地质学基础,以矿产预测、勘查与评价为中心内容,以提高矿产勘查效果为目的应用地质学。其主要研究内容是矿产预测、矿产勘查与矿产储量三个基本方面。其研究对象主要是工业矿体,具有开发利用的经济价值。其主要研究方法是观察研究、统计分析、模型类比和综合评价。所以矿产勘查学是地质学与经济学相结合的一门经济地质学。

【探矿工程学】 exploration engineering 狭义是指地质矿产勘探中采用的工程技术手段,以做到直接采取岩矿样品或通过仪器测试,获取矿产地质赋存条件、矿产品位、储量等评价资料;具体地就是指用钻探工程或坑探工程的勘查手段完成获取矿产地质资料的探矿目的。随着社会经济和科学技术的发展,探矿工程的学科范围已不局限于地质矿产勘探,也指一切向地下进行的探查施工工程。包括陆地和海洋地壳深部的地质科学探查,石油、天然气、地热、地下水、煤或天然气资源等的钻采工程,固体矿产探采相结合的采掘工程,城市建筑、道路桥梁、港口堤坝、军事设施等的基础勘查和基础桩施工,钻井方法的竖井开凿和钻削方法的隧道掘进,建筑物基础加固和水库、水坝、港口、地下油库隔水封闭等的钻孔灌浆工程等等。此外,探矿工程学科还包括了它的外延工程技术,例如钻探及钻井设备和探矿掘进设备的设计与机械制造,钻进和凿岩工具以及新型的钻进岩石破碎方法的研究与开发,钻探和掘进自动化测试及控制技术;新型钻进用超硬材料、钻进泥浆用的高分子聚合物材料,固井和堵漏用的特殊硅酸盐材料等研究与生产。

【矿山地质学】 minning geology 属地质学与采矿学相结合而产生的一门应用地质学。是研究从矿山建设、生产直至开采结束与矿山地质工作有关的地质理论和方法,并为矿山建设和生产服务的一门学科。它的发生和发展与采矿生产活动密切相关,具有鲜明的实践性。随着采矿学的发展,其研究领域也在不断扩大,理论和方法正在不断丰富和深化。

【数学地质】 mathematical geology 是由地质学、数学和计算机科学互相结合而产生的、较新的边缘学科,数学地质的产生是地质学向定量化发展的必然结果。主要从定量角度研究和解决地质学的规律、理论和实际问题。目前数学地质的基本内容为:①矿产统计预测;②地质统计学;③随机类数学在地质中的应用,随机类数学包括:概率论、数理统计、多元统计、随机过程等;④地质数据库;⑤应用计算机自动绘制地质图件;⑥地质专家系统;⑦地质过程的数学模拟;⑧其他数学方法和计算机技术在地质学中的应用。其中包括:模糊数学、分形理论、稳健统计学、成分数据统计学、灰色系统理论、数字图像分析技术、地理信息系统技术等。

【地质分析技术】 geoanalytical technologies 在20世纪60年代以前,分析岩石矿物的主元素、次量元素组分含量,主要以传统的化学分析为主,统称为**岩矿分析**(rock and mineral analysis)。20世纪70~80年代,随着对岩矿中痕量元素分析的需求和分析技术的进步,多种仪器分析技术得到迅速发展,逐渐结束了以化学分析为主的历史。20世90年代以来,电子计算机的普遍应用,X射线荧光技术、电感耦合等离子体发射光谱、电感耦合等离子质谱的发展,使岩矿分析格局发生了重大变化,现代化的多元素仪器分析已成为主元素,次元素和众多痕量元素日常分析的主角。同时随着研究领域的深入和扩展,传统的岩矿分析范围已不仅仅是无机的固态岩石矿物,气、液、流体包裹体、软物质、冰心、生物体及化石等都成为地质分析的对象;研究目标已不只是元素组成,结构、形貌、形态、价态、同位素、有机成分等都构成了岩矿分析的内容;分析目的物和要求也不仅是整体分析,微区原位分析和元素微区分布特征、同位素比和年代学测定都成了现代岩矿分析的重要组成部分。当今地质分析的发展方向是:微区原位分析已成为地质分析的重要发展方向;同位素分析已成为地质分析和环境分析的新热点;自动化多元素同时分析技术已成为日常应用的重要手段;无污染的"绿色分析技术"将成为未来测试技术发展的前沿。当今地质分析技术中,包括①用于整体分析的主要方法有:智能化X射线荧光技术——主、次和许多痕量元素分析的主要方法;电感耦合等离体发射光谱技术——痕量元素、特别是稀土元素测定的首选方法;电感耦合等离子体质谱——痕量元素、超痕量元素分析的最强有力的工具;全反射X射线荧光新技术——痕量样品(微升级)超痕量(10^{-10}~10^{-15}克)分析和表面分析技术;中子活化分析——最重要的痕量元素分析技术。②用于微区原位分析与元素微区分布分析的方法有:电子微束技术,如电子探针、分析电子显微镜、扫描电子显微镜、透射电子显微镜等;X射线及高能粒子微束分析技术,如同步辐射X射线探针、扫描核探针;激光及低能离子微束分析技术,如二次离子探针质谱、激光烧蚀电感耦合等离子体质谱等。③用于形貌、结构与价态分析技术有:X射线衍射技术、X射线光电子光谱、电子能量损失谱、X射线吸收光谱、扫描隧道显微技术(包括光电子光谱、俄歇电子谱)、扩展X射线吸收精细结构技术、X射线吸收近限结构技术等。④用于有机分析与形态分析的技术主要有:气相色谱、气相色谱质谱联用技术、高效液相色谱、毛细管电泳技术、红外光谱、激光拉曼光谱、超临界萃取和化学传感器等。⑤用于地质年代学及稳定同位素分析的方法:传统的年代学技术是以K-Ar、U-Pb、Pb-Pb、Rb-Sr、Sm-Nd、Re-Os为主的热离子质谱法和负离子质谱法。近年来新的发展引人注目即:微区年代学方法、激光探针Ar/Ar测年法、宇宙成因同位素加速器质谱、惰性气体同位素法等。

【岩矿鉴定】 identification of rock and minerals 应用各种矿物学原理与方法,通过矿物的光、电、声、热、磁、重、硬度、气味等以及其主要的化学成分特征,对岩石、矿物样品、包括光(薄)片、砂片、碎屑、粉末进行观察、鉴定以区别其矿物类别,以及研究岩石、矿石的主要矿物组成、矿物成生序列,结构、构造、岩(矿)石类型的技术方法,称为岩矿鉴定。随着技术科学的发展,微束技

术(X射线束、电子束、激光束、离子束)在岩矿鉴定中的应用,现今已经可以精确地确定矿物微区化学成分、内部结构、晶系,晶胞参数等,对矿物表面进行的精细扫描,已可精密测量矿物表面元素组成、价态、表面形貌,并绘出矿物的三维图像。

【矿产综合利用技术】 comprehensive utilization of valuable minerals 采用一定的技术工艺或方法,最充分地提取矿产中的有用组分和最大限度地利用由其产生的废渣、废液、废气等,以获得多种符合工业要求的产品。资源综合利用是中国社会主义建设中的一项重要经济技术政策,而矿产综合利用则是其重要组成部分。可由此变"废"为宝,化害为利,使矿产得到充分、合理的开发与利用,是矿山保护、防止环境污染、增加生产、降低成本以及提高产品质量的重要途径。随着科学技术日益发展,矿产资源的综合利用范围正在不断扩大,方法和工艺也是多方面的,应视矿产的具体情况而定,但主要还是通过选矿和冶金的过程来实现的。在地质工作中,实行综合找矿、综合评价,是做好矿产资源综合利用的首要环节,也是多快好省地进行矿产普查勘探的方向。

【地质勘查技术】 geological exploration 地质勘查工作的简称(一般可理解为地质工作的同义词)。是根据经济建设、社会发展、国防建设和科学技术发展的需要,对一定地区内的岩石、地层、构造、矿产、地下水、地貌等地质情况进行重点有所不同的调查研究工作。按不同的目的,有不同的地质勘查工作。例如,以寻找和评价矿产为主要目的的矿产地质勘查;以寻找和开发地下水为主要目的的水文地质勘查;为查明铁路、桥梁、水库、坝址等工程地区地质条件的工程地质勘查等等。地质勘查还包括各种比例尺的区域地质调查、海洋地质调查、地热调查与地热田勘探、地震地质调查和环境地质调查等。地质勘查必须以地质观察研究为基础,根据任务要求,本着以较短的时间和较少的工作量,获得较多、较好地质成果的原则,选用必要的技术手段或方法,如测绘、地球物理勘探、地球化学探矿、钻探、坑探、采样测试、地质遥感等等。这些方法或手段的使用或施工过程,也属于地质勘查的范围。即战术性的地质工作。

【地质勘探】 geological prospecting 中国实际地质工作中,把地质勘探作为矿产地质工作四个阶段(即区域地质调查、矿产普查、矿床勘探或地质勘探、开发勘探)中的一个工作阶段,即战役性的地质工作,是对矿产普查发现的有工业意义矿床,为查明矿产的质和量,以及开采利用的技术条件,提供矿山建设设计所需要的矿产储量和地质资料而进行的工作总和。它相当于矿床勘探中的初步勘探和详细勘探。在前苏联,地质勘探有广义的和狭义的两种含义,但狭义的地质勘探,除指矿床勘探中的初步勘探和详细勘探外,还包括开发勘探。在欧美,与勘探对应的名词为exploration,但exploration有时还包括为寻找矿床而进行的各种工作。

【矿产资源】 mineral resources 赋存于地壳内部或地壳表面的、由地质作用形成的呈固态、液态或气态的具有现实和潜在经济意义的自然富集物。矿产资源是人类生产和生活资料的基本源泉,是国民经济和社会可持续发展的物质保证。当今社会92%的一次能源、80%以上的工业原材料取自矿物原料,30%的工农业生产用水和城乡居民用水取自矿产资源。中国将矿产资源按地质可靠程度分为查明矿产资源、潜在矿产资源。查明矿产资源又依地质可靠程度和可行性评价分析分为储量、基础储量和资源量三类。中国按工业对矿产资源需求分为能源矿产(11种)、金属矿产(59种)、非金属矿产(95种)和水气矿产(6种)四类。已发现171种。矿产资源具有特殊的自然属性、社会属性和经济属性。

【矿产储量】 mineral reserves 简称**储量**(reserves)。泛指矿产的蕴藏量。其表示方式有矿石储量(简称矿石量)、金属储量(简称金属量)或有用组分储量、有用矿物储量等,多数以质量(吨、千克、克拉)计,少数以体积(立方米)计。它不扣除未来开采和加工时的贫化与损失。矿产储量是矿产地质工作的一项主要成果,也是制定国民经济计划,进行矿山建设的重要依据。中国1999年《固体矿产资源/储量分类》中的储量指基础储量中的经济可采部分,即在预可行性研究、可行性研究或编制年度采掘计划的当时,经过对经济、开采、选冶、环境、法律、市场、社会和政府等诸因素的研究和相应修改,结果表明在当时是经济可采或已经开采的部分。用扣除了设计、采矿损失的可实际开采数量表述。依据地质可靠程度和可行性评价阶段不同,又可分为可采储量和预可采储量。中国对储量所下定义与以前的概念有较大变动,特别是扣除设计、采矿损失等,与以往有明显的变化,但与国际上的表述更为相近。如与国际矿冶协会理事会(CMMI)的《矿产资源储量国际分类建议》、联合国《固体矿产储量/资源国际分类框架》的定义相似,但后两者将储量分为证实储量和概略储量两类。

【区域地质调查】 regional geological survey 在选定地区的范围内,充分研究和应用已有资料的基础上,运用当代地质科学理论和技术方法,进行全面系统的综合性的地质调查研究工作。区域地质调查是地质工作的先行,又是地质工作的基础,具有重要的战略意义。其主要任务是通过地质填图、找矿和综合研究,阐明区域内的岩石、地层、构造、地貌、水文地质、地球物理、地球化学等基本地质特征及其相互关系,研究矿产的形成条件和分布规律,为经济建设、国防建设、国土整治、环境地质、科学研究和进一步的地质找矿工作,提供基础地质资料。区域地质调查工作的范围,一般按经纬度进行分幅,或按工作任务要求划分。按工作的详细程度可分为小比例尺(1:100万,1:50万)区域地质调查、中比例尺(1:25万,1:20万)区域地质调查和大比例尺(1:5万,1:2.5万)区域地质调查。同一地区一般先进行小比例尺地质调查,在特殊情况下,也可按实际需要在选定地区内直接进行中比例尺或大比例尺的地质调查。过去曾译作区域地质测量,20世纪70年代起已逐步停止使用。

【区域矿产调查】 regional mineral resource survey 通过系统的野外调查和综合研究工作,查明工作区各种矿产资源的种类、分布、规模、产出规律,圈出进一步工作地段和远景区,进行成矿预测,指出找矿方向,根据控制程度估算部分矿床相应级别的资源量。区域矿产调查可按国际分幅图幅、成矿区带、行政区及其他选定的特殊区部署,亦可进行以单矿种或矿组为主的调查。不同比例尺的区域矿产调查其工作精度要求不同。实际野外调查工作的原则是以面为主,点面结合,重点检查评价。主要工作内容是收集整理工作区内各类矿产资源资料,和相关的物探、化探、遥感、科研等资料,有重点地开展地面物探、化探工作,有选择的进行矿点检查,物化探异常检查,自然重砂和物化探异常加密取样,开展成矿规律研究。按国际分幅图幅工作的1:5万~1:25万的区域矿产调查一般随区域地质填图部署,与填图分别工作,根据地质条件和需要部署相应比例尺的自然重砂测量、金属量测量、放射性γ测量等扫面调查,并对填图中新发现的矿点、矿化点和找矿线索进一步检查。区域矿产调查应提交相应的综合地质报告及附图,或按矿种分别提交调查报告。

【区域水文地质调查】 regional hydrogeological survey 区域性中、小比例尺的水文地质调查。工作区域可以是自然地理单元

或水文地质单元，也可以是行政区域，面积一般较大，在数百平方千米以上。小比例尺（小于1:10万）区域水文地质调查为综合性区域水文地质调查，目的是为国民经济发展和国防建设远景规划提供水文地质依据，并为今后进一步更大比例尺各种水文地质工作提供区域性水文地质基础资料。中比例尺（1:5万～1:10万）区域水文地质调查可以是为国民经济建设和国防建设提供较详细区域水文地质资料的综合性水文地质调查，也可以是为某一专门性水文地质工作任务提供较详细区域水文地质背景资料的，在综合性调查基础上加有必要专门性调查工作的水文地质调查。小比例尺区域水文地质调查的主要任务是通过收集资料、地面调查、勘探、试验和观测工作等手段，查明调查区区域水文地质条件，包括主要含水层的岩性、埋藏分布条件，各含水层地下水的成因、类型、补迳排条件及其水质水量的分布和变化情况等。中比例尺区域水文地质调查的主要任务是在小比例尺区域水文地质调查的基础上，通过增加必要的调查工作和提高调查工作的精度要求，进一步查明区域水文地质条件，并根据其专门性水文地质调查任务的需要，进行必要的专门调查、勘探、试验和观测工作，查明有关问题。中国区域水文地质调查工作始于1949年中华人民共和国成立以后。50年代和70年代初，占全国陆地总面积约1/3的地区完成了1:20万区域水文地质普查。20世纪70年代后至今，全国除西藏地区、海拔4000米以上的高寒山区、原始森林地区和部分沙漠地区外，都已完成了1:20万区域水文地质普查。此外，根据需要，部分研究程度较高的地区完成了诸如农田供水、土壤改良、城市供水、生态环境等不同目的的1:5万或1:10万比例尺的区域水文地质调查。

【区域地球物理调查】 regional geophysical survey　大范围内多目标地球物理测量和编图。这种调查可服务于区域地质、深部地质、矿产地质、水工环地质和地球物理勘查本身等方面的研究。专门的区域地球物理调查从获得数据开始，工作比例尺一般为1:100万～1:20万。也可收集大范围分散施工，但已经连片的中、小比例尺非专题区域地球物理测量成果，通过编图的方式，获得区域地球物理资料。目前，中国已经开展的区域地球物理测量和编图的物探方法有磁法、重力和放射性三种。

【区域地球化学调查】 regional geochemical survey　也称区域地球化学勘查、区域地球化学填图。习称区域化探或化探扫面。在广大地区或大面积内对各种自然介质（如岩石、土壤、水系沉积物、湖积物、水、气体和植物等）中化学元素及其同位素的含量分布进行系统测量，并研究其空间分布特征、演化规律和迁移、富集变化规律，及其与各种地质过程、地质特征和区域成矿作用之间的关系，为区域地质找矿、成矿预测、基础地质研究、地球化学研究以及环境和农林牧业等领域提供基础地球化学资料。因此，它既是一门独立的学科，又是区域综合地质调查的重要组成部分。在实际工作中，通常按国际分幅部署测区，比例尺中国通常为1:20万（或1:25万）～1:50万。采样介质，在基岩出露和半出露山区以水系沉积物为主，在覆盖的平原区以土壤为主。在特殊自然地理-地球化学景观区，应研制适宜的工作方法和采样介质。区域地球化学调查成果为各种元素地球化学图和说明书，同时建立地球化学数据库。

【深部地质调查】 deep geologic investigation　地质学的一项基础性和综合性调查工作，其主要任务是研究地壳和上地幔的结构、构造特征，物质成分及其物理、化学性质和状态，深部成矿作用，以及各种深部作用的发生、发展和演化的动力学过程，确定深部结构与近地表地质的相关关系，从而为寻找深部矿床和减少地质灾害奠定基础。深部地质调查方法包括地质、地球物理和地球化学，以及深钻，超深钻等多学科的深部探测，其中地球物理方法在深部地质调查中起最主要作用。

【地球年龄】 age of the Earth　指地球行星体在具有接近于其现有的质量和密度以来所存在的时间。地球年龄的确定主要借鉴于陨石年龄的测定、地球现代铅同位素组成以及矿石铅的铅同位素增长线来确定。现确定的最佳地球年龄值为45.7亿年。

【陨石地球年龄】 age of Earth of meteorite　以陨石形成年龄来推测的地球形成年龄。陨石矿物最后冷却、固化与形成的时间可用各种放射性测年方法测定，包括：铀-铅法、铅-铅法，铷-锶法、钐-钕法等。大多数陨石形成龄为4.6×10^9年，少数铁陨石和石陨石的铷-锶年龄小于4×10^9年，其中有一块陨石（Nakhla无球粒陨石）的铷-锶、钐-钕年龄为1.3×10^9年。综合来看，多数陨石大约形成于4.6×10^9年以前。若太阳系所有行星都是同时形成的，那么陨石年龄即可作为地球形成年龄。

【地质学史】 history of geology　地质学发展的历史。古代人类在利用石器，制造陶器，开发铜、铁、铅、锡等金属矿产时，已经开始使用地球物质；在兴修农田水利时，开始了解水、土壤；在观察火山、地震等自然现象时，开始探索地壳变动的原因。所以，地质学是人类在长期的实践中积累起来的经验和知识。在古希腊，罗马和中国春秋战国以至西汉，对于地质作用及地壳中的物质的科学记载和解释已有萌芽。公元四世纪，中国已有沧海变桑田的海陆变迁思想。宋代的沈括（1031～1095）于1086～1093年间提出了华北平原的沉积和西北黄土高原侵蚀切割的关系，论述了化石的成因和太行山的升高等地质现象，并根据化石推断了古气候，发现了磁偏角，考察了陕北的石油等。欧洲文艺复兴时期，随着工业的发展和对矿产资源的需求，矿物学和岩石学得到了发展。萨克逊人阿格里科拉所著《金属论》被认为是总结了当时地质学、矿物学、采矿学和冶金学的巨著。但是，宗教思想严重禁锢了欧洲地质学的发展长达一百多年（17世纪中叶到18世纪末）。地质学在同宗教思想的斗争中逐步得到发展，丹麦学者斯泰诺（Nicolaus Steno）、意大利学者瓦利斯内里（Antonio Vallisneri）对于层状岩石和褶皱构造进行了研究，斯泰诺提出了著名的"叠覆律"和"面角恒定律"，成为地层学和矿物学研究的基础。1760年意大利学者阿尔杜伊（G. Ovanrii Arduino）根据岩石的结晶和固结程度，将地层划分为第一系、第二系和第三系。德国地质学家维尔纳将位于第一系之上的含化石的地层命名为过渡层。维尔纳是水成论者，并第一次对矿物和岩石进行了分类，创造了鉴定方法等。1785年苏格兰学者赫顿发表了《地球的学说》，提出了火成论，赫顿指出"今天是过去的钥匙"。他的这些观点为均变论奠定了基础。1812年法国生物学家居维叶根据对巴黎盆地的第三纪地层古脊椎动物化石的研究，提出了灾变论。英国地质学者史密斯根据地层中不同生物化石的特征，对比了英国不同地区的地层，于1815年编制出了第一张《英国地质图》。1830年，英国地质学家莱伊尔发表了《地质学原理》一书，使得均变论得到了进一步发展，成为地质学的一条基本原理，一直影响到现在。地质学从19世纪50年代已被介绍到中国，出版了一些地质译著。中国地质科学事业真正开始是在辛亥革命之后，1912年设置了地质机构，进行了地质调查研究工作，取得了不少成果。中国地质学的迅速发展则是在1949年新中国成立以后，组建了地质工作部门和研究机构，建立了地质院校，培养了大批地质人才，在全国系统开展了地质调查和矿产普查勘探，积累了大量的资料，编制了不同比例尺的区域性、全国性和洲际的地质图件，在矿产资源勘探和研究方面取得了巨大的成就，保证社会主义建设对矿产资源和地质资料的需要；在地

质环境和地质灾害的调查与监测方面也取得了不少成果，为保护人类生存环境，合理开发利用地球资源创造了条件。与此同时，地质学的各个分支学科也得到了很大的发展。

基本定律及学说

【原始连续定律】 law of original continuity 地质学的一个普遍法则。由斯泰诺(Nicolaus Steno，1669)提出。认为水成地层从其沉积开始时起，在横向的各个方向都必定是连续的，除非沉积作用终止以致尖灭，或被沉积的原始盆地的边缘所截断。

【原始水平定律】 law of original horizontality 地质学的一个普遍法则。由斯泰诺在1669年提出。认为水成沉积物是成层沉积的，沉积层在沉积的时候是水平的，或是接近于水平的；就是说，它们是平行于或接近平行于地球表面的。

【叠覆律】 law of superposition 又称**地层层序律**(law of superposition of strata)。地质年代学赖以建立的一个普遍规律。由斯泰诺(Nicolaus Steno，1669)提出。在任何沉积地层(包括喷出岩)的层序中，当其没有被后期的运动所逆掩或倒转时，最年轻的地层应位于层序的顶部，而最老的地层则应位于层序的底部。较老的地层之上连续覆盖着逐渐年轻的地层。换句话说，每一层地层都新于其下伏的地层而老于其上覆的地层。

【岩相相关律】 law of correlation of facies 又称**瓦尔特定律**(Walther law)。在前苏联地质文献中又称为葛洛金斯基—伊诺斯特兰采夫定律。德国地质学者瓦尔特(Johannes Walther)于1893～1894年提出，为地层学的一个指导原则。其内容为：在一定的沉积旋回中，相同的沉积系列，既出现于横向剖面，也出现于垂向剖面。这一定律适用于一定的条件和一定的沉积范围，既是沉积学的定律，也是有关振荡运动和沉积成分的一条定律。

【横截关系律】 law of cross-cutting relationships 又称**切割关系律**。是一个地层学原则，用以确定岩石之间的相对年龄。即一个岩体(特别是火成岩)，在它所穿过的任何岩层、岩体中，它的年龄比被穿截的岩石的年龄为小。

【化石层序律】 law of fossil sequenece 英国地质学家史密斯(W. Smith)1816年首先提出生物顺序发生的概念，即在地质时期内，各种生物一个接着一个地按顺序出现，相同的地层总是发现有相同的叠覆次序并包含相同的特有化石。化石顺序律与地层叠覆律是一致的。

【进化不可逆法则】 law of irrevessible evolution 又称**多洛定律**(Dollo's law)。比利时古生物学家多洛(Louis Dollo)1893年将生物前进性的发展称为进化不可逆法则。生物按先后顺序出现是生物进化的结果，从低级到高级，从简单到复杂，从不完善到完善的过程是一个前进性的发展。因此，化石是鉴别地层相对时代的最好工具。

【科普定律】 Cope's rule 科普(E. D. Cope)描述了一个在许多动物类群中朝着增加躯体大小的发生趋势，包括哺乳动物、爬行动物、节肢动物和软体动物，这种趋势称为科普定律。

【帕斯德效应】 Pasteur effect 生物的演化从厌氧到喜氧过程的转变，发生在大气氧含量为现今大气氧含量1%时期的某些生物中，转变的临界点称帕斯德点。在前寒武纪时期，地球大气圈中氧的逐渐富集大约在700百万年前跨越了帕斯德点，以后普遍转变为喜氧生物。

【生物群层序律】 law of faunal succession 是地质学的一个普遍法则：生物化石在地层中，彼此有一定的相互联系的可以辨别的演化顺序。每一个地层建造都有其特殊的总的生物面貌，它既不同于上覆地层，也不同于下伏地层。所以，岩石的年龄可以根据其所含化石的面貌(即生物群)加以鉴别。

【生物群组合律】 law of faunal assemblages 地质学的一个普遍法则：相同的有机物(动物群或植物群)的化石组合表示与保存它们的岩石的地质年代相同。

【将今论古法】 uniformitaranism 由赫顿(J. Hutton，1788)提出的一个原则。其经典的概念是"今天是过去的钥匙"。因为发生在历史时期的地质作用过程已不复存在，可以用现在进行着的地质作用来加以解释。

【现实主义方法论】 actualism 由布丰(G. L. L. C. de Buffon，1749)提出，认为现今的各种作用可对过去的地貌现象提供充分的解释，尽管这些作用的活动速率可能有所不同。这一理论与赫顿的将今论古法成为莱伊尔(1830)均变论的基本原理。

【胡克定律】 Hooke's law 胡克(R. Hooke)提出的关于强性材料应力与应变关系的定律，是物理学的基本定律之一。理想材料中的应力与应变呈直线性关系，在介质的弹性极限内，应变与施加的压力成正比，其比值称弹性模量。应力等于应变乘以弹性常数，应力除以应变为一常数。材料在施加应力后发生应变，在弹性极限(elastic limit)、屈服点(yield point)内，发生弹性形变，应力解除后，材料复原到它原来的应力状态。这个形变符合胡克定律。当应力加大，形变超过弹性极限层，材料破裂，产生永久变形。地震波速度取决于所通过介质的弹性模量和密度，岩石中亦有理想的弹性应变和黏滞分量。

【地球节律】 earth's rhythms 王鸿祯(1997)提出。认为它是地质作用中普遍存在的现象。沉积节律中形成时限较短、结构、成分都较单一的重复出现的沉积层称为韵律；时限较长，包括不同环境重复出现的沉积序列称为旋回。地球节律是由地质事件构成的，因而都具有阵发性、旋回性和一定的周期性。包括生物、沉积、岩浆和构造等各个方面，总的构成阶段性。有些节律现象可能受到某些天文周期的控制。

【V字形法则】 rule of V's 又称**V字形定律**(law of V's)，在山谷地区，倾斜产出的地质体和地质现象的界面(如岩层层面、断层面等)在地表的出露界线，在平面上近似V字形。描述地质界面的产状及其与地形之间在地形底图上的组合关系的法则，称V字形法则。具体情况有：①当地质体界面倾向与沟谷流水方向相同，但界面倾角小于谷底坡度时，则勾绘出的地质界线V字形尖端应指向沟谷上方，且与地形等高线相近；②当地质体界面倾向与沟谷流水方向相同，但界面倾角大于谷底坡度时，则勾绘出的地质界线V字形尖端应指向沟谷的下方，且与地形等高线弯曲相反；③当地质体界面倾向与沟谷流水方向相反时，无论界面倾角大小，其地质界线的V字形尖端总是指向沟谷的上方。



V字形法则示意图
1. 岩层倾向与流水方向一致，岩层倾角小于沟谷坡度；2. 岩层倾向与流水方向一致，岩层倾角大于沟谷坡度；3. 岩层倾向与流水方向相反，岩层倾角大于或小于沟谷坡度

【包含碎块原理】 principle of included fragments, principle of contained fragments 任何包含其他岩体碎块的岩石必然的被包

含碎块的源岩更为年轻的原理。

【斯托克斯定律】 Stokes' law 探讨晶体在岩浆(液体)中沉降速率的定律。是斯托克斯(Stokes)于 1851 年提出。晶体在岩浆中的沉浮决定于晶体与岩浆的密度差($\Delta\rho = \rho_S - \rho_m$)以及岩浆对晶体的黏性拖曳。用斯托克斯公式表达:

$$v_t = \frac{2g\Delta\rho r^2}{q\eta}$$

式中:g 为重力加速度;ρ 岩浆密度;r 为球形晶体半径;η 为岩浆黏度。该定律只有当晶体移动速度很慢不产生湍流的情况下,方才有效。

【牛顿黏滞定律】 Newton's viscous law 又称**牛顿内摩擦定律**。是流体内部阻碍其相对运动的一种定律。如果在流体中平等于流动方向将其分为流速不同的各层,则在任何相邻层的接触面上就有与面平行而与相对流动方向的阻力或拖曳力存在。这种阻力称黏滞力或内摩擦力。根据黏滞力(F)的性质,它与流层接触面积(A)和相对速度差(dv)成正比,而与垂直距离(dz)成反比,这一结论称为牛顿黏滞定律。其数学表达式为

$$F = \eta A \frac{dv}{dz}$$

式中:F 为黏滞力(牛);dv/dz 为流速梯度(秒$^{-1}$);A 为接触面积(m^2);η 为与流体种类、温度有关的系数,称动力黏滞性系数(帕·秒)。大气、水、石油、岩浆等都属于牛顿流体,其运动符合牛顿黏滞定律。

【皮奇-克勒尔攀升力】 Peach-Köhler climb Force 阐明地壳中流体或岩浆上升作用的原理。一个密度为 ρ' 的固体深埋在密度为 ρ 的液体中,则固体中裂隙所承受的力为:$(\rho-\rho')gV$。式中:g 为重力加速度;V 为一单位宽度的裂隙中岩浆(流体)的体积。该裂隙所受的力必等于阿基米德浮力。但与实际的阿基米德浮力 $\rho'gV$ 与固体所受的力 ρgV 之间有一压力差,在充满液体的裂隙中,固体作用于流体的力 $\rho'gV$ 与作用于裂隙壁的静水压力相平衡。当岩浆达到中和浮力面时,裂隙停止了发育,而其中的岩浆也必停止上升。

【阿基米德定律】 Archimedes' law 漂浮在流体表面或浸没在流体中的物体受到向上的浮力作用,其大小等于物体所排开的流体所受的重力。本定律在石油地质学、水文地质学、岩浆作用等方面有广泛应用。

【阿尔奇定律】 Archie's law 适用于无粘土沉积物的一个经验性定律。该定律描述了含水岩石电阻率 ρ 与孔隙度之间的关系为

$$\rho = \rho_0 s^{-m} s^{-n}$$

式中:ρ_0 为水的电阻率;s 为岩石孔隙度。如果 1/3 孔隙充水,则指数 n 约为 2,未固结很好的沉积物,指数 m 通常为 1.3;胶结很好的沉积物,指数 m 则为 2。在含油气岩石中,剩余的孔隙被认为是油或气,则该定律通常表示为

$$S_w = \left(\frac{R_w}{R_t}\right)^{0.5} \varphi$$

式中:S_w 为充水孔隙度;R_w 为水的电阻率;R_t 为岩石的真电阻率;φ 为孔隙度。

【地质事件】 geological event 地质事件是指地质历史时期稀有的、突然发生的、在短暂时间内完成而且影响范围广大的自然现象,它在地层中留下能被识别的显著标志。从时间概念的角度来说,地质事件是瞬时性变革,或者是极短促的一段过程,或者是一个过程的开始或者结束。地质事件可分为宇宙(地外)事件和地内事件,二者又包括各种次一级事件。宇宙事件包括小行星、彗星对地球的撞击、超新星爆炸和太阳耀斑等,地内事件有生物集群绝灭、地磁极倒转、大规模海平面升降、火山喷发、冰川活动、地磁极移动、沉积环境变化等。

【沧桑变化】 interchange of sea and land 即**沧海桑田**。这一思想及其相关联的地表升降观念,是中国古代关于海陆变迁的一种卓越认识,在历代文献中都有记载。例如东晋葛洪(约 281 ~ 341)的《神仙传》中记载:"麻姑自说云:'接侍以来,已见东海三为桑田。向到蓬莱水浅,浅于往者会时略半也,岂将复还为陵陆乎?'方平笑曰:'圣人皆言,海中复扬尘也'。"比这更早的《诗经》上就有"百川沸腾,山冢卒崩;高岸为谷,深谷为陵"的话。这里所说的有些像是地震现象,已认识到地表有升降变动。西汉的《焦氏易林》中有"海老水干,鱼鳖尽索;藁落无润,独有沙石"和"山没丘浮,陆为水鱼,燕雀无庐"的记载。到西晋初年,《晋书·杜预(222 ~ 284)传》中记载有:"预好为后世名,常言'高岸为谷,深谷为陵',刻石为二碑,记其勋绩,一沉万山之下,一立岘山之上,曰:焉知此后不为陵谷乎?"这是世界上以实验观察地面升降的一个最早的尝试。到了唐代的颜真卿(708 ~ 784),在认识沧海桑田的变化上就更进了一步。他不仅在麻姑山见到"高石中犹有螺蚌壳",而且还认为这"或以为桑田所变"(《颜鲁公文集·抚州南城麻姑山仙坛记》)。比较全面地根据化石及其特点阐述海陆变迁的人,当首推北宋的沈括(1031 ~ 1095)。他在《梦溪笔谈》中说:"遵太行而北,山崖之间,往往衔螺蚌壳及石子如鸟卵者,横亘石壁如带。此乃昔之海滨,今东距海已近千里。所谓大陆者,皆浊泥所湮耳。尧殛鲧于羽山,旧说在东海中,今乃在平陆。"沈括根据卵石形成的环境和岩层中保存的螺蚌壳化石,断定这是昔日的海滨,这在当时确是一个卓越的科学见解。南宋理学家朱熹(1130 ~ 1200)也有"见高山有螺蚌或生石中,此石即旧日之土,螺蚌即水中之物,下者却变而为高,柔者却变而为刚"的论述。中国宋代学者的上述卓越思想和超前认识,较欧洲文艺复兴时期著名学者达·芬奇(L. da Vinci, 1452 ~ 1519)的类似见解早四百多年。

【水成论】 neptunism, neptunian theory 主张地球一切岩石都是在水中沉积形成的一种学说。德国人维尔纳(A. G. Werner, 1771)创立了水成说的全面理论。他认为地球初期,地表全为原始海洋所淹覆,现在地表所有岩石都是从海水沉淀、结晶形成的。最先沉积的是花岗岩,次为结晶片岩,两者都是地球最古也是最多的岩层,叫"原始层";而后沉积的叫"过渡层";再上为含有生物化石的岩层;最上的为松散泥沙等组成的"冲积层"。沉积早的在下,沉积晚的在上,越晚越靠上,最晚的在最上面。海水可以变浅,"原始层"可以露出水面,经过水力的侵蚀、搬运、沉积,产生了"过渡层"等。水成论者,只强调水的沉积作用,不承认有火成岩一类的岩石。魏尔纳是著名的地质教育家和演说家,水成论曾盛行一时。

【火成论】 plutonism 英国赫顿(J. Hutton, 1788)提出火成论。他们不否认水的沉积成岩作用,但强调火山喷发和岩浆侵入等作用和由此而形成的火成岩类的重要性。他们的根据是花岗岩体有侵入围岩的分枝和围绕花岗岩的围岩出现热力变质现象。花岗岩类在地表岩石中数量最多,因此产生了"火成论"一个学派。火成论的提出比水成论还早两年,但主张火成论的郝屯是均变论者,这种说法和宗教势力有很大冲突,受宗教势力的压抑,一时不易传播。由于自然科学的日渐发展,这一学派才逐渐抬头。已经没有纯水成论和纯火成论的说法,但某些具体问题还有争论,岩石学中的"花岗岩化论"和"岩浆论"之间,矿床学上的"热液矿床"和"同生矿床"之间的争议,也都还是水火之争。

【洪积论】 diluvianism, diluvial theory 18世纪早期的地质学说。以瑞士学者佘赫泽(J. Scheuchzer, 1672～1733)为代表,洪积论者认为欧洲地区广泛散布的砂、砾石、粘土等地表堆积物,特别是巨大的漂砾和其他一些有关的地质现象,用正常的河流和海水进退等地质作用难以解释,于是便把它们归之于世界范围的洪水泛滥的结果,实际上是为诺亚洪水找根据。佘赫泽还把他发现"人婴化石"作为自己的最高成就。"人婴化石"也是为宗教思想服务的。实际上,所谓的洪积物和特殊地质现象是第四纪冰川的产物,"人婴化石"是一种蝾螈化石。后来居维叶(G. Cuvier)把这种化石命名为 *Andriás scheuchzeri*,保存在荷兰的加尔列姆博物馆。洪积论者对化石的研究引起了人们研究化石的兴趣,所以在古生物学研究的开拓工作中不无影响。

【灾变论】 catastrophism, convulsionism 又称**灾变说**。法国学者居维叶(Georges Cuvier, 1812)提出的灾变说是指:①全球性的突然的、剧烈的短时期出现的大变动。这些变动超出了我们当前的经历和自然知识。这种突然变动强烈地改变了地球的面貌。②认为地壳的当前形态以及生物的分布情况,是由于五六千年以前一次"强大而突然的变革"导致的后果。从范围来说,过去的地质作用较之现在的作用,在强度上和频率上都大得多。③地球上生物(包括动物和植物)的变化,是反复多次灾变的结果。灾变重复出现,随着灾变也不断地创造出不同的有机体来。过去认为灾变论全部是错误的,但近来地质学的发展,发现有些地质事件不是均变论所能解释得了的。如气候的变化,中生代后期大量生物的灭绝等等,有些学者认为这些具有灾变的性质。

【均变论】 uniformitarianism 又称**渐变论**。❶莱伊尔(Charles Lyell)在1830年所使用的一个术语,但其内容赫顿(J. Hutton)在1788年即已阐明。它是地质作用和自然规律的一个根本原则和学说。其涵义为:现在正在进行着的改变地壳形态的地质作用,也同样以基本相同的强度作用于地质历史的整个时期,以往的地质事件可以用今天所观察到的现象和作用力来加以解释。经典的概念是:"今天是过去的钥匙"。这一学说并不表示变化是匀速的,也不排除局部地区的灾变。❷地质学家用以重建地质历史时所使用的逻辑和方法。但是,均变论把地球的过去条件等同于现在的条件是不对的,因为地球的条件在地质历史时期是不断地变化着的。地球现在的气候、大陆和海洋的面积、大陆的高程及相对的位置等等都在不断地变化,不是永恒的。

【现实论】 actualism 现代研究地球科学的理论。它接受均变论的基本前提,认为在整个地质历史时期,物理的和化学的规律是不变的,但是导致地质作用的结果的速率和强度可能有很大的变化;有些重要的、普遍的地质事件实际上是灾变性的,例如地震和冰期。而且,由于地球在漫长的历史时期内,它的大气圈、水圈和岩石圈不断地变化,在演变的过程中,地球上或地球内部所发生的地质作用,相对地来说,随着时间的变化是会发生显著变化的。

【俘获说】 capture theory 泰勒(F. B. Taylor)于1910年提出,目的是为了解释地壳水平运动的机制。他认为月球原为一个独立的行星,其运行轨道距地球轨道甚近。在白垩纪末,当这个行星运行得更靠近地球时,落入地球的重力场中,被地球俘获而成卫星。地球获得月球作卫星时,引起了强大的固体潮汐,导致地球运转的速率发生变化,于是原在两极的大陆便向赤道的大陆漂移,便导致环绕两极的环行山脉和弧形山脉。他的这种观点受到了许多人的反对。反对的理由是:①如果月球对地球引起的潮汐能形成白垩纪与第三纪之际的巨大山系,那么在白垩纪以前的许多造山施回又是什么原因引起的?②如果潮汐力能导致大陆的漂移和造山运动,那么与之相关的摩擦力就会变成的巨大的制动力(刹车),使得旋转的地球在一年之内静止下来。

【分裂说】 resonance hypothesis 达尔文(Sir George Darwin)于1879年提出:认为月球是从地球分裂出去的物质形成的。这一假说被用来解释大陆漂移的机制。1882年菲希尔(Osmand Fisher)从地球物理的观点出发,在达尔文的基础上进一步认定,月球是在地球历史的早期,是由于其旋转作用同太阳的潮汐作用的共振效应而被分裂出去的,他还主张太平洋是这一灾变事件所遗留的疤痕。1911年贝克(H. B. Baker)提出,月地分离的时间是上新世或早上新世,由于地球轨道在那时的偏心率过大,地球内部的潮汐作用增加而使得地球的部分地壳分离。1934年,尼森(H. Nissen)则认为月地分离的时间是二叠纪,原因是巨大的太阳旋风撕裂大片地壳所致。1947年中国地质学家章鸿钊则认为是在白垩纪时,太平洋的大量玄武岩爆发物质进入月球轨道形成的。所有的月地分离说的主张者都把月地的分离地点认定在太平洋。除了章鸿钊以外,都认为月球的成分是硅铝质,这是太平洋底缺少硅铝层的原因。由于太平洋失去大量物质,形成广阔空洞,于是,残留的硅铝层便开始破裂,向太平洋方向运移。古登堡(B. Gutenberg, 1934)认为,残留的硅铝层只存在于南极地区,形成硅铝帽,以后开始扩散,向北运移达到赤道以北,用以解释各主要大陆南部尖小的原因。尼森则用月地分离于二叠纪,以解释海西运动及以后的造山运动。章鸿钊则用以对比白垩纪以后各期震旦运动在亚、美两洲之间的同时性。月地分裂说经过后来的实事证明,特别是月球和洋底地质的详细研究证明,这些假说不符合地质历史事实的推断或假设,是没有根据的。

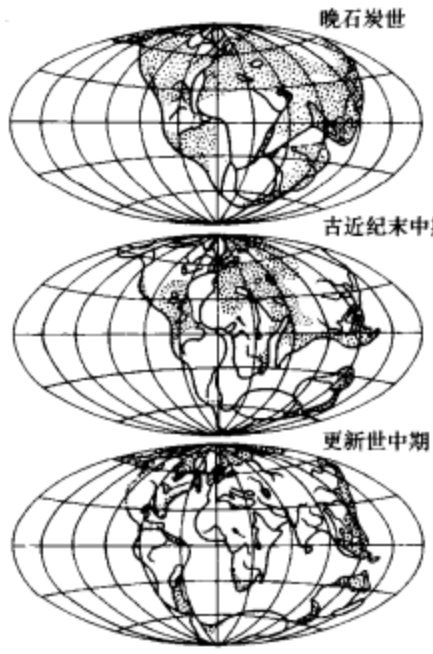
【固定论】 fixism 又称**垂直论**(hypothesis of vertical movement)。主张在地壳发展的历史上,地壳构造块体或单元之间的相对位置是不会发生大的相对位移,否认构造块体或单元之间出现过沿水平方向的大幅度相对运动,包括块体间的相对水平错动、转动和地壳上、下层之间的相对位移等,其实质是"垂直运动主导地球演化"思潮的代表。由于这一论点与诸多地质事实不符,因之目前已被多数构造地质学家所抛弃。

【活动论】 mobilism 又称**水平论**(hypothesis of horizontal movement)。主张在地壳历史演变过程中,大陆和大洋、地块或构造单元,乃至相邻的地质体之间的相对位置(包括水平方向和垂直方向上)都发生过巨大位移运动和显著变化。其核心是强调地壳或岩石圈块体的运动以水平运动为主导。大陆漂移说是活动论的先驱,海底扩张说是活动论的发展,而板块构造学说则是当代活动论的代表。

【板块构造学说】 plate tectonics hypothesis 当前最有影响的关于全球构造形成、演化的学说。1912年魏格纳(A. L. Wegener)提出大陆漂移学说;20世纪60年代赫斯(H. H. Hess)和迪茨(R. S. Dietz)提出海底扩张理论;1965年威尔逊(J. T. Wilson)提出转换断层和板块构造概念,由此产生板块构造学说。该学说认为:地球表层岩石圈分为若干个"刚性"板块,板块间以洋中脊、转换断层、沟-弧-盆体系、造山带、缝合带等为边界;"刚性"板块浮于上地幔软流圈之上,进行大规模水平运动,使板块间发生离散、汇聚和走滑作用,导致大洋的扩张与大陆裂解和碰撞造山闭合,并使板块边界发生地震、火山活动等。一般认为板块运动的动力来自地幔对流和海底扩张作用。

【大陆漂移说】 continental drift hypothesis 大陆漂移的概念由来已久,自17世纪初以来不少学者相继做过明确的论述,但比较系统的大陆漂移学说,学术界一般认为是由德国学者魏格纳(A. L. Wegener)于1912年提出的。他认为,地壳的硅铝层可以在硅镁层之上自由运动,运动的动力源主要来自地球自转产生的

向赤道的离极力和潮汐摩擦力；全球现有大陆在古生代时曾是一个统一的大陆，即泛大陆；中生代时泛大陆开始裂解漂移，逐渐到达现代位置（见图）。他发现有许多现象可以证明这种漂移。如大洋两岸（特别是大西洋两岸）的海岸线形状、地层、构造、岩相、古生物群、古气候、地球物理特征等具有相似性和连续性；又如在澳大利亚、印度、非洲、南美广泛分布的晚古生代舌羊齿植物群以及这一时期在这些地区发生了一次大冰期等，但在北半球其他地区却未发现可靠的遗迹；所有这些，特别是南半球的晚古生代冰川，说明它们原先是连接在一起的，原本位于极地位置，是以后才发生分裂漂移的。大陆漂移显示有两个明显的方向，即向赤道的离极运动和向西的运动。前者是由地球旋转的离心力引起的，后者则起因于日月对地球的引力所发生的潮汐作用。这个学说认为，美洲西岸的经向山脉，是由于美洲大陆向西移动时受硅镁层抵抗而挤压褶皱起来的；阿尔卑斯-喜马拉雅纬向山脉是由于离极运动形成的；各大陆东边的岛弧是大陆向西漂移时，黏附于硅镁层之上的一些大陆碎片脱离大陆的结果。这个假说当时引起了地质学界及地球物理学界的重视。限于当时的科技水平，魏格纳的大陆漂移学说在大陆漂移动力机制是否合理和硅铝层是否能在硅镁层之上作自由运动等方面引起了极大的争议，长期以来大多数学者都持反对态度。直至20世纪60年代，随着海底扩张说和板块学说的问世，新的大陆漂移观念（即大陆作为岩石圈板块的组成部分而漂移）才得到了普遍的赞同。



魏格纳的大陆漂移示意图

【地槽-地台说】 geosyncline-platform theory　自从霍尔（J. Hall，1859）和丹纳（J. Dana，1873）提出地槽概念，修斯（E. Suess，1885）和奥格（G. E. Haug，1900）提出地台概念并区分地壳为地槽和地台两大基本构造单元以来，就逐渐形成了地槽-地台学说。这个学说的要点是：地壳可分为两个基本构造单元，即活动性较强的地槽和稳定性较大的地台，而且地槽经过发展也可以转变为地台。地槽是巨大窄长的沉积盆地，在其发展初期表现为强烈的沉降作用，在沉降过程中，不断接受沉积，形成厚度巨大的沉积岩层，并且常常伴有火山活动；在其发展后期，则表现为强烈的上升作用，地槽回返使其中沉积岩层遭受强烈褶皱，并且隆起为山，还伴有强烈的岩浆活动和变质作用。地槽经过这样的变动后，逐渐稳定下来，进而转化为地台。剥蚀作用又使之最后达到准平原化。由于地台的稳定性较大，只能发生一些幅度和频率都不大的升降运动，所以它的沉积物的厚度和厚度变化也不大，岩相稳定；地层没有受到较强的构造变动，岩层产状平缓；岩浆活动和变质作用都微弱。

【泛地槽说】 pan-geosyncline hypothesis　认为地球原始表面都具有地槽活动性质，称之为泛地槽。大陆地台是由地槽褶皱硬化形成的。因此，地槽老于地台，海洋老于大陆。但是根据对前寒武纪地质构造的不断深入研究，发现地壳的演化并不按照这个模式，前寒武纪早期地壳即已有相对稳定和相对活动之分。

【泛地台说】 pan-platform hypothesis　是在地槽-地台说出现后提出的一种关于地壳发展规律的设想。与泛地槽说相对立，它认为花岗岩质层主要是地球在形成过程中分异出来的，地表先形成统一的地台，称为泛地台。泛地台经过分裂和断陷作用而形成地槽。因此，地台先于地槽，大陆先于海洋。根据对前寒武纪地质构造的不断深入研究，发现前寒纪早期地壳即已有相对稳定和相对活动之分。

【脉动说】 pulsation hypothesis　❶布契尔（W. H. Bucher，1933）提出，认为地球既有收缩又有膨胀，呈周期性的交替发展。但对地球胀缩的原因则有不同的看法：一种是从放射性热量聚集与消耗的观点来解释，聚热过程就是地球的膨胀过程，耗热过程就是地球的收缩过程；另一种则从地球最初是冷的和固态的观点来解释，认为组成地球的微粒因冷收缩，彼此吸引，而产生微粒的较快运动。运动激化又使温度上升，物体发热，引起地球膨胀，在能量消耗后，地球内部的压实作用又占主导地位，再次产生收缩。在地球的膨胀期，地壳受到引张作用，产生出大规模的隆起与坳陷、大型裂谷和岩浆喷溢；在地球收缩期，地壳受到挤压作用，产生出褶皱山系，并伴有岩浆活动。脉动说虽然解释了构造运动的周期性，但却不能解释地壳构造的定向性。❷葛利普（A. W. Grabau）根据他于1933及1936～1938所从事的世界古生物发育情况的研究，提出的在古生代期间的同一时期内，由于海平面的升降运动，有节奏地反复进行海进、海退的现象。他的这种观点称为脉动说。

【振荡说】 oscillation hypothesis　哈尔曼（F. Haarmann，1930）提出，认为地壳下面的垂直运动是引起所有构造形变作用的原因。地壳在其下面物质流动的作用下，产生大地凹陷（下降运动）和大地肿瘤（上升运动），振荡运动由此发生。前苏联学者别洛乌索夫（Белоусов，1954）对振荡运动的解释是：振荡运动表现为地壳的隆起和凹陷的垂直运动。地壳在一个地方隆起，在另一个地方下降。隆起可以被沉陷代替，反之亦然。在这些运动过程中，隆起和沉陷地段的形状、规模和位置都在不断地变化。因此，振荡运动多半是经常变化的波状过程。它表现为地壳的上弯和下弯，并导致大地构造的隆起和坳陷的形成。

【波动说】 undulation hypothesis　范·贝梅伦（Van Bemmelen，1933）提出的一个概念。他认为地壳运动是由地球不同大小的波动的发展引起的。根据直径大小，他把波动划分成五个等级，并认为波动起因于地下不同深度的层圈物质分异和对流。波动产生的势能可通过以下作用而消释：①火山作用；②由侵蚀和沉积作用造成物质的扩展；③重力构造。近年来范·贝梅伦又发展了这一学说，使之能解释板块构造及地槽的发展。

【均衡说】 isostasy hypothesis　是达顿（C. E. Dutton，1889）根据均衡原理和大地测量资料提出的一种阐明地壳垂直运动的假说。他认为较轻的硅铝层位于较重的硅镁层之上。根据阿基米德原理，地壳本应处于均衡状态。但由于地壳表面高低不平，在外力作用下，山脉遭受剥蚀、盆地接受沉积，大陆遭受剥蚀、海洋接受沉积，这样就使这种均衡状态受到破坏。因此认为重力不平衡是地壳运动的主要原因。山脉因被削低，重量减轻，产生上升运动；盆地因接受沉积物，重量增加，产生下降运动。

【放射性旋回说】 hypothesis of radioactive cycle　1924年乔利（J. Joly）首先应用已发现的放射性热源来解释大陆漂移的问题。他像魏格纳那样，指出地壳包括有两个层，其上层（或大陆块）是大致为25～35千米厚的轻物质，它漂浮在一个较致密的下层（玄武岩质）之上。这个具有放射性物质的下层，形成洋底并位于大陆块之下。假定下层温度很高且接近于熔化状态，那么它

只需少量的潜热就可发生流动。乔利计算，从固体的玄武岩质下层开始，大约经过 25～35 百万年，就可使大陆之下的物质和大洋底一定深度之下的物质呈现液态。月球的潮汐力也在这里发生作用，其结果是大陆被向西拉开并改变其位置。继而是一个通过海底对流系统的冷却时期，地壳的体积接着发生收缩，在大陆上则将发生裂隙或造山运动。至此，从聚热到耗热的一次旋回（也是一次构造旋回）就告终结。新旋回又从此开始。这个假说为后来的脉动说和重力分异说等奠定了理论基础。

【放射性热融化假说】 asthenolith hypothesis 威利斯（B. Willis，1938）提出的一种假说，是一种关于侵入的和喷出的岩浆活动的理论。它主张由于放射性热使局部热融的岩浆体或熔融区域，都具有熔融、生长、迁移、冷却、固结以及重熔的重复旋回。并认定热融岩浆体的活动，是抬升和沉降、造山、地震以及变质作用等的原因。

【地幔底辟假说】 mantle diapirism hypothesis 马克斯维尔（W. G. H. Maxwell，1968，1973）提出底辟作用是构造活动的原因。他认为岩石圈底下低速层中物质的塑性和高温使这个层不稳定，局部有可能呈盐丘状态而上升，并在上升过程中因围压的降低而熔融，使上升柱密度减小，更加速上升过程。特别是在它周围冷而密度大的岩石圈物质下降时，又进一步驱使这种物质上升。大洋脊和年轻的褶皱山系都是高热流区，两者都是地幔物质超基性岩的上升区。因之这些地区的上升、火山作用、岩浆侵入、变质作用等热流活动以及有关的构造特征，可能都是地幔底辟作用的结果。

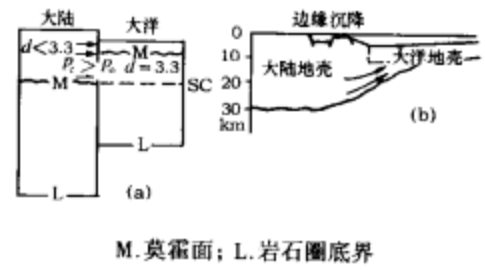
【重力分异说】 gravitational differentiation hypothesis 别洛乌索夫（В. В. Белоусов，1951）提出的大地构造假说，认为地球最初是冷的，固态的，在放射性热的作用下，地壳下层物质熔化而引起重力分异作用，轻的物质上升，重的下沉，形成垂直流，引起地壳的垂直运动。由于深度不同，压力和温度的条件不同，熔化和分异作用的发展是多层的。主要有两层：浅层中具较强和较快的分异作用，是地槽中剧烈地壳运动的原因；深层中则为较缓慢的分异作用，是地台中缓慢地壳运动的原因。浅层分异作用开始早结束早，使地槽转为地台。深层分异作用继续进行，使已稳定了的浅层局部重新活动，产生地台活化现象。在重力分异过程中，在热能消耗后，当其再行聚集而达到一定程度时，熔化和分异作用又重新开始，构成一个构造旋回。这个假说强调地壳的垂直运动，是地槽-地台说的理论基础。

【局部隆起假说】 blister hypothesis 是一种关于造山作用起因的假说。它认为在地壳深度不超过 80 千米的地带里，来自放射性衰变的热会使岩石受热膨胀而形成上凸的透镜体，它使上覆地壳发生拱形隆起，并使接近地表的岩石中形成的构造表现为造山运动。威利斯（B·Willis）的**熔融热点**（melting spot）和放射性热融化假说与此相似。不过地球物理的证据表明，这种类型的局部隆起，不大可能存在，此词现已废弃不用。

【收缩说】 contraction hypothesis 比较早的一种阐述地壳和褶皱山脉形成的假说，是艾利·德·鲍蒙（Elie de Beaumont）1829 年提出的。收缩说的现代说法是杰弗里斯（H. Jeffreys）表述的。这个假说接受康德-拉普拉斯太阳系起源说的观点，认为地球最初是由灼热气体组成，从外向内逐步冷缩而变成熔融状态，在进一步冷却后，于地球外表形成固体的地壳。地壳以下的熔融物质继续冷却收缩，但地壳为了保持平衡，于是就挤压成褶皱并产生山脉，这个过程类似苹果的干缩情况。收缩说曾得到许多地质学家的支持并加以发展，如丹纳（J. D. Dana）把地槽的形成归因于地球的收缩；还有一些人根据收缩说，用侧向挤压和模拟试验来说明山脉的发生和发展。收缩说对大地构造学的发展曾起了推动作用，但有许多大地构造现象，如世界范围的大裂谷的拉伸、大面积的升降、地壳构造的定向性和构造运动的周期性等，都不能用收缩说圆满地解释。此外，放射性热源的发现，对收缩说提出了严重挑战，因为放射性热源可以起着和收缩相反的作用。

【膨胀说】 global expansion hypothesis 不同学者为了解释地壳的拉伸构造现象，如全球裂谷系、盆岭构造乃至大陆漂移，而提出了地球膨胀假说。希尔根伯格（Hilgenberg），在 20 世纪 30 年代就提出可用地球内部膨胀来解释大陆漂移。这一概念的显著优点就是无须再寻找其他力量以推动大陆构造运动。有几方面的证据支持全球膨胀说，埃吉德（L. Egyed）用古地理方法表明，从古生代开始，被海水掩盖的大陆面积就在逐渐减少。卡瑞（S. W. Carey）通过另外的途径也得到地球膨胀的结论，他试图通过消除后来的变形而把大陆恢复到漂移前的格局。经过各方面努力之后，他认为只有在直径比现在更小的地球上（晚古生代地球的直径是现在地球直径的 3/4）才能得到合理的大陆拼合。对于地球膨胀的原因现有不同的解释。

【地壳蠕动说】 the crustal creep hypothesis 解释稳定大陆边缘地壳变薄的一种假说。它认为在大陆地壳和大洋地壳相接触的稳定大陆边缘，大陆地壳的深部由于高压的影响而向压力较低的大洋地壳以下蠕动，这种现象叫做“热蠕动”，于是引起大陆地壳的莫霍面上升，相应地使得地面发生局部沉降，形成地堑。这种作用的结果，便使得这里的地壳变薄了。图（a）表示地壳蠕动以前大陆地壳与大洋地壳接触的情况，其中 M 代表莫霍面，d 为地壳密度，p 为压力，SC 虚线为大陆地壳莫霍面向大洋地壳以下的延伸线。在此线上，大陆地壳和大洋地壳的重量（即压力）相等。在此线以上，随着深度的减少，由于两者密度的不同，在同一个水平线上、压力差异便逐渐显著。图（b）表示地壳蠕动和边缘沉降。



M. 莫霍面；L. 岩石圈底界

【构造槽说】 the tectogene hypothesis 荷兰地球物理学家明尼茨（Vening Meinesz）1948 年提出。他在对爪哇海沟研究时，发现了一条很高的重力负异常带，这种负异常带在其他海沟及与之相邻的某些岛屿与海底山脊上也出现。甚至在进行了均衡改正以后，这些高重力负异常带仍然存在。他认为这些异常是低密度岩石下插到岛弧以下的高密度地壳之下的结果。于是他把低密度硅铝壳被对流体推到地壳深处的下弯沟槽称为构造槽。初始的构造槽可以接受大量沉积物，其后较深部分被加热、变形和变质，产生岩浆并向上侵入，最后被挤压成褶皱山脉。这个假说成功地解释了褶皱造山带的许多现象，成为 20 世纪 50 年代最流行的构造假说。后来的研究表明，硅铝壳不能像原来设想的那样下插进入地幔。菲希尔（R. L, Fisher）和赫斯（H. H. Hess）1963 年提出由玄武岩和载水沉积物组成的大洋壳可以被对流带入地幔。由于温度升高和水的参与，进入地幔的铁镁岩石将变成蛇纹岩，最后发生部分融熔并上升到地表，形成岛弧火山活动。以赫斯的观点为核心的构造槽说的现代化，就是海底扩张和板块构造的概念。

地 球 化 学

总 论

【地球化学】 geochemistry 是研究地壳、地球以及太阳系各层次天体的化学组成、化学作用和化学演化的科学，它研究地球乃至宇宙中元素及核素的起源、分布、相互作用、迁移和聚集的规律与演化历史。自 1838 年瑞士化学家申拜恩(G.F Schönbein)首次提出“地球化学”一词，并预言“一定要有了地球化学，才能有真正的地质学”(1842 年)之后，在 19 世纪末到 20 世纪 20 年代，在美国，以克拉克(F.W. Clarke)为首的化学家系统分析各大洲的岩石、水、大气样品，探讨了岩石圈、水圈和大气圈的平均化学成分，发表《地球化学资料(1)》(1908 年)一书，公布了地壳中 50 个元素的平均含量，从而形成地球化学研究地壳化学元素丰度的方向，这一方向带有经验统计的特点。20 世纪 20～30 年代，在欧洲，戈尔德施密特(V.M. Goldschmidt)等应用新发现的 X 射线衍射技术，结合定量光谱分析方法研究化合物晶体结构，阐明元素在结晶物质中的分配规律和支配因素，创立了晶体化学原理，提出了晶体化学第一定律。戈氏还拟定了元素的地球化学分类，提出地球化学循环的概念，创立了晶体化学方向这一地球化学新学派。同时期，在苏联新的地球化学学派崛起，创建者为维尔纳斯基(В.И. Вернадский)和费尔斯曼(А.Е. Ферсман)。维氏 1922 年提出“地球化学科学地研究地壳中的化学元素，即地壳的原子；在可能范围内也研究整个地球的原子”；创立了研究原子历史的地球化学方向，还创立了生物地球化学、放射性元素地球化学学科方向，并在 1924 年出版了《地球化学概论》一书。费氏创立了地球化学过程的能量分析原理，20 世纪 30 年代出版《地球化学》四卷集，最早提倡地球化学找矿、地球化学填图，在区域地球化学领域作出了开创性的贡献。尤里(H.C. Urey)对陨石、行星的研究为创立宇宙化学作出了贡献，1931 年氘(^{2}H)的发现，开拓了稳定同位素地球化学的研究。20 世纪 60 年代以来，随着新兴工业的崛起，科学技术和信息技术的迅速发展，新理论、新技术不断涌现并引入地球化学领域，地球化学也不断地渗入与地球科学密切相关联的诸多领域，如海洋科学、环境科学、农学、工程学等。地球化学作为边缘学科在其发展和应用过程中又形成许多新的分支学科，如勘查地球化学、海洋地球化学、环境地球化学、生态地球化学、农业地球化学、实验地球化学、第四纪地球化学、前寒武纪地球化学、地幔地球化学等。现代地球化学已构成完整的学科体系和基础理论，又以其学科优势参与解决当代地球科学所面临的基本理论问题——天体、地球、生命、人类和元素的起源和演化，并为保障人类社会的持续发展提供科学的依据以及必需的矿产资源和良好的生存环境。地球化学与地质学、地球物理学及大地测量学一起构成了固体地球科学的四个支柱学科。

【理论地球化学】 theory geochemistry 从事地球化学学科的基本理论和方法论的研究，是建立地球化学学科理论体系的基础。传统的地球化学是以分析化学为基本手段，晶体化学和热力学基本理论发展起来的。近几十年来，量子力学、热力学、动力学、非线性科学的发展，并一些新的理论、概念引入地球化学学科。于是量子化学与地球物质结构的研究相结合形成了量子地球化学；热力学与地学系统的状态变化的研究相结合产生了地球化学热力学；动力学理论引入地球化学过程的研究，发展成为地球化学动力学。於崇文认为：量子地球化学、地球化学热力学、地球化学动力学构成了现代地球化学的理论基础，合称为理论地球化学。

【量子地球化学】 quantum geochemistry 研究矿物中的化学键或“电子结构”，矿物的晶体结构及其稳定性，矿物的物理和化学性质，元素的地球化学分布，相平衡和元素的分配，晶体结构随温度、压力和成分的改变(“比较晶体化学”)，矿物能量学以及矿物的谱学性质。量子地球化学的核心问题是用量子力学理论和各种谱学方法研究矿物中的化学键或“电子结构”。量子地球化学的研究包括理论和实验两方面。理论研究就是将量子力学理论应用于地球化学系统，其核心则是进行量子力学计算，即为所研究的地球化学物质对量子力学运动方程(Schrödinger 方程)求(近似)解。实验研究就是要用各种谱学方法(如电子和 X 射线光谱、光谱学、振动光谱学、核谱学等)来确定某物质的电子结构。量子地球化学研究具有双重目的，一是解释，即对已被充分鉴别的物质之已知性质作合理说明；二是预测，就是用量子力学计算，或称“计算机实验”，对未曾充分被鉴别的物质之未检测性质进行预测。

【元素地球化学】 element geochemistry 研究各个元素在地球(部分天体)各部分的分布和在各类地球化学系统中的行为的地球化学分支学科。它的基本任务是根据各个元素本身的特性来阐明周期表中每个元素在地球(部分天体)各个部分的分布、分配情况；在各种地球化学作用过程中的行为，同其他元素结合、迁移、集中和分散的规律和原因；完整地了解每个元素在自然界活动和演化循环的历史。元素地球化学在解决地球科学的基础理论问题及为人类社会提供充足的矿产资源和良好的生存环境方面有着重要作用。元素地球化学诞生很早，它萌芽于 19 世纪末，自 20 世纪 60 年代以来，元素地球化学研究迅速发展，部分与国防工业、科技、农业等经济发展密切相关的元素的地球化学研究取得进展并有相关专著发表，如 U(Th)、Au、REE、W、Sn、K 等元素。

【微量元素地球化学】 geochemistry of trace elements 研究自然物质和自然体系中微量元素的分布规律、存在形式、活动特点、控制因素及其地球化学意义的地球化学分支学科。微量元素的总质量仅占地壳的 0.126%，丰度最低可小于 0.001×10^{-6}。在地壳的各种分异作用中，它们对环境变化的敏感性比常量元素更强。因此，微量元素的分布不仅在时间上随地质作用演化表现出明显的变化，而且在空间上也具有显著的区域性差异。在岩石和矿物中，常量元素大多服从正态分布，而微量元素除某些近似均匀分散于矿物中呈正态分布外，大多因其选择性富集在某种矿物内而呈对数正态分布。微量元素在自然界可呈活动状态和非活动状态存在。非活动赋存状态主要有类质同象、固

溶体分凝物、机械混入物、吸附状态、与有机物质结合的形式，以及形成独立矿物等。微量元素的活动形式主要呈离子、可溶化合物和配合物、水溶胶、气溶胶、悬浮态和气体等。绝大多数微量金属元素溶解时以配合物形式迁移（注：在以前的书籍、文献中称“络合物”）。

【同位素地球化学】 isotope geochemistry 由放射性同位素地球化学和稳定同位素地球化学构成。放射性同位素地球化学主要是利用自然界分布的放射性同位素的衰变、裂变作用，依据衰变定律来研究确定其宿主体（包括各类地质体及其他宇宙体等）的形成年龄。常用的长半衰期同位素衰变系统有$^{238}U\rightarrow^{206}Pb$、$^{235}U\rightarrow^{207}Pb$、$^{232}Th\rightarrow^{208}Pb$、$^{147}Sm\rightarrow^{143}Nd$、$^{87}Rb\rightarrow^{87}Sr$、$^{40}K\rightarrow^{40}Ar$、$^{40}Ca$、$^{138}La\rightarrow^{138}Ce$、$^{176}Lu\rightarrow^{176}Hf$等，短半衰期（适用于第四纪地质年龄范围）同位素的有三大天然放射系的中间子体，如^{234}U、^{230}Th、^{231}Pa、^{226}Ra、^{210}Pb等，天然核反应和人工核试验所产生的放射性同位素通常在大气层形成后沉降到水圈和沉积物中，故用来测定沉积物、地下水的形成年龄，如^{3}He、^{10}Be、^{14}C、^{26}Al、^{32}Si、^{36}Cl、^{55}Fe、^{129}I、^{137}Cs、^{144}Ce等，其中^{32}Si、^{55}Fe、^{137}Cs、^{144}Ce等的年龄测定方法称为沉降核类法。稳定同位素地球化学则是利用稳定同位素丰度和放射成因同位素的示踪（包括放射性同位素初始值及其变化），研究地球和行星物质的运动规律，这是同位素示踪的地球化学研究。常用的同位素有O、H、C、S等稳定同位素和Nd、Sr、Pb等放射成因同位素。

【岩石地球化学】 petrogeochemistry（rock geochemistry） 研究各类岩石中的主量元素、微量元素和同位素，用于探讨岩石源区、岩石成因、岩石演化和岩石产出的构造环境等方面基础理论问题。岩石的主量元素就整体而言，对岩石定名、岩系演化有明显的指示作用，但对各种地质作用过程的记录的反映不如微量元素灵敏。目前，微量元素与各类岩石相结合的研究，使岩石学走出单纯从化学成分考虑问题的圈子，着重于岩石的组合、空间和时间的演化，并将其摆到区域性和大构造环境的角度，进行系统的研究，从而取得了一系列成果。如：讨论了大陆地壳和地壳表层环境的演化，阐明了岩浆作用源区特征、成因和受陆壳污染程度和演化，确定了各种蛇绿岩的划分标志、双变质带的存在、壳-幔的再循环，划分了碰撞花岗岩，指出了碰撞型花岗岩浆系由地壳增厚导致部分熔融的结果等。岩石地球化学是近代岩石学和地球化学的交叉学科。

【构造地球化学】 tectonogeochemistry 研究各种层次构造作用中元素（同位素）的分配和迁移，分散和富集。研究内容主要有：区域及矿区构造地球化学调查，构造应力作用下矿物、元素、同位素变化规律，应力作用下流体、流体动力学地球化学性状，深部构造地球化学特征，构造地球化学机理的模拟实验，以及为资源勘查、工程建设、灾害防治提供依据的应用构造地球化学研究。构造地球化学强调构造不仅是机械过程，而且有化学作用过程；构造不仅在控矿中提供流体迁移的通道和物质沉淀、富集的空间，而且导致元素的重新分配、组合和调整。构造地球化学既研究构造作用中的地球化学过程，又研究化学过程中所引起的构造作用。构造地球化学是构造地质学与地球化学交叉形成的一门新兴的边缘学科。

【区域地球化学】 regional geochemistry 以区域岩石圈（全球岩石圈子系统）为对象，开展有关该子系统化学组成、化学作用和化学演化的综合研究的地球化学分支学科。区域地球化学不仅能帮助认识所研究区域岩石圈与构造的发展演化、岩石矿产的形成规律，而且还对全球地球科学理论的发展作出了贡献。近20年来，区域地球化学综合了区域岩石学，区域地壳和地幔、区域构造环境和区域成矿作用及区域地球化学填图等成果，肯定了大洋和大陆岩石圈地幔组成存在着不均一性，阐明了各种构造环境下的成岩、成矿作用，讨论了板块汇聚带各种地质作用和地球化学过程的特征，等等。

【历史地球化学】 history geochemistry 通过对各类地质体中元素、同位素的含量分布，赋存状态等系统研究，从历史演化的角度讨论地壳的发展与演化；生物圈、大气圈和水圈的演化；地质历史过程中表生作用的发展；地质历史过程中内生作用的演化。

【沉积地球化学】 sedimentary geochemistry 以沉积地壳为研究对象，研究各类沉积岩和沉积矿床的化学组成、元素在沉积作用、成岩作用和成矿作用过程中的迁移和富集规律。注重研究沉积地壳的化学演化、物源区性质及其与地质历史时期全球变化的联系。沉积地球化学是沉积地质学和地球化学交叉形成的一门分支学科。现代沉积地球化学研究方向：①碳、硫等元素的沉积地球化学循环；②生物成矿作用地球化学研究；③缺氧事件与黑色页岩沉积地球化学研究；④成岩作用地球化学研究；⑤碳酸盐沉积生物地球化学研究；⑥沉积地球化学研究和板块构造分析等。

【生物地球化学】 biogeochemistry 是通过追踪化学元素迁移转化来研究生命与其周围环境的科学。全球生物地球化学循环是研究元素的各种化合物在生物圈、水圈、大气圈、岩石土壤圈之间的迁移和转化。研究生物圈在生物有机体参与下发生的地球化学过程。这一术语首先由维尔纳斯基（В.И. Вернадский）在1902年提出，作为分支学科，生物地球化学在20世纪20年代基本形成。生物是地球演化的巨大地质营力，地球上几乎所有重大现象和过程都离不开生物地球化学作用。例如，大气圈的形成与耗损，土壤圈的形成与退化，水资源的变化和水质的恶化，全球变化等。生物地球化学的研究将为生物圈的开发利用和保护、环境保护、为智慧圈的建立提供重要的科学依据，为卫生保健和预防医学、探矿以及资源的合理开发利用等方面作出独特的贡献。

【有机地球化学】 organic geochemistry 有机地球化学是地球化学的一个重要分支，也是一门新的边缘学科，主要研究天然产出的有机质的组成、结构和性质，以及它们在地质体中的分布、转化和参与地质营力的作用等。有机地球化学在确立有机成油学说和干酪根生油理论的基础上，对油、气的成因、烃源岩的判识、油气形成环境、油气运移与成藏、油气勘查与开发等方面提供了依据。此外，通过有机质的研究探讨生命的起源。它与能源、矿产资源、海洋、环境和生命科学等重大应用和基础理论领域有着十分密切的联系。有机地球化学有两个重要的分支领域，一是基础研究领域，当前的基础研究主要集中于以下几个方面：地质体中有机质的成因与演化模式（包括有机质的演化模式和有机碳的演化模式），生物标志化合物的成因研究（即分子有机地球化学），干酪根的结构与性质，有机质的同位素组成、分馏与成因等；二是应用研究领域，包括沉积有机地球化学、金属成矿（Fe、Mn、Al）有机地球化学、石油及天然气有机地球化学和环境有机地球化学等方面。

【景观地球化学】 landscape geochemistry 地球表面任一地区的气候、地质、地貌、土壤、水文、动植物等自然地理条件有机结合、且具有独自特性的综合体称为景观。景观地球化学研究化学元素在景观中的分布、转移及富集规律。

【土壤地球化学】 soil geochemistry 研究土壤中元素的地球化学性质、分布、迁移、累积及其时空演化规律，其中包含污染物（元素及其化合物）在土壤中的降解、转化、生物效能（力）的研

究。土壤地球化学通过对成土因素、土壤与母岩化学成分继承关系及土壤环境中各种地球化学作用过程的研究揭示土壤发生、演变规律。土壤地球化学研究直接服务于农业种植及环境治理,在矿产资源勘查领域形成了"土壤地球化学测量"这样一种有效的勘查方法。土壤地球化学是土壤学与地球化学的边缘学科,与环境地球化学、景观地球化学,特别是与生物地球化学有着密切的联系。

【农业地球化学】 agrogeochemistry 农业地球化学视岩(石)土(壤)-水体-作物为一个体系,研究元素在该体系各介质中的分布,研究不同环境的物理化学条件下元素在各介质间的转移规律及影响因素。在此基础上,结合植物生理学分析,提供区域农业持续发展的最佳地球化学模型。农业地球化学还研究非传统农用肥料和农药的开发利用,以保护农业环境,促进生态农业的发展。

【环境地球化学】 environmental geochemistry 研究人类赖以生存的地球表层环境的化学组成、化学作用、化学演化与人类的相互关系,研究涉及原生环境的地球化学特性与植物、动物和人体健康的关系,以及人类活动叠加的地球化学环境效应,还涵盖全球环境变化的地球化学研究。环境地球化学是环境科学与地球化学相互渗透产生的边缘学科,是20世纪60年代兴起的一门地球化学分支学科。环境地球化学研究为区域经济和社会的可持续发展、地球资源科学、合理的开发利用及环境质量的控制提供科学依据,同时为人类的生存和健康服务。

【流体地球化学】 fluid geochemistry 研究包括水、烃、来自地球极深处至火山口喷发的岩浆,以及主要分布于地壳,但在地幔中也可见到的溶液和气体的气相和液相成分、同位素组成及物理化学状态(T、p、E_h、pH)。流体作为地球内部的最活跃的组分,在地球演化历程中扮演着十分重要的角色。由于流体的活动性,火山、地震、资源、环境都离不开流体地球化学的研究。流体地球化学主要研究领域有:地球内部流体动力;地球内部流体与成矿作用;地球内部流体与地球内部作用过程的研究;地球内部流体与人类环境、灾害及全球变化(全球气候变化、火山喷发等)研究等。

【气体地球化学】 gas geochemistry 研究以甲烷为代表的烃类气体和以CO_2、N_2、O_2、H_2、H_2S等为代表的非烃类气体及周期表上的零族元素-稀有气体的地球化学特征、成因类型、迁移、聚集规律,研究它们所参与的地球动力学过程和所表征的地质学意义。作为一门分支学科的名字,1984年正式出现在"火山、地震、资源勘探和地球内部的气体地球化学"国际学术会议上,1979年前"气体地球化学"一词在论文或专著中出现不多,所研究的领域也多局限在资源(天然气、地热)方面。现气体地球化学的研究领域涉及地球的各个层圈,构成了气体地球化学的完整体系。通过气体地球化学的研究不但可以加深对地球的了解,获得地球形成、演化的新认识,而且能为解决资源、环境、灾害问题提供重要的科学依据。

【水圈地球化学】 hydrospheric geochemistry 研究水圈中元素分布、分配、迁移富集规律,水圈包括地表水、海洋、湖泊、沼泽和河流水、地下水。水圈的地球化学是研究大洋环流、海底热流、海洋沉积、海洋生态、海洋污染和大陆水系(河流与湖泊)演化的科学依据,不仅对认识地质作用过程是必不可少的,而且对于人类的生存发展也是必不可少的。

【海洋地球化学】 geochemistry of ocean 研究海洋环境下的各种地球化学作用过程和在这些过程中元素的行为规律、自然历史。海洋作为地球水圈的主要构成者,集中了水圈总质量的97.3%,占地球总表面积的70.8%。海洋是一个以水为主体的复杂体系,早期的海洋地球化学主要是海底地球化学研究,20世纪60年代之后,深海钻探计划的实施、国际海洋及大陆边缘和锰结核的调查研究,海底热液硫化物的发现,以及海-气交换与全球环境变化的深入研究等,海洋地球化学的研究领域也随之扩展。海洋地球化学是海洋科学与地球化学相结合形成的新兴的分支学科。

【水文地球化学】 hydrogeochemistry 研究地下水的化学成分及其形成和变化规律、地下水中化学元素及其化合物的迁移过程和在岩层中的水-岩地球化学作用。在地球化学理论指导下,通过地下水中微量元素含量异常的研究,用于寻找金属矿产、油气田;探究地方性疾病的诱发因素和防治方法。

【深部地球化学】 geochemistry of deep earth 应用地球化学方法确定某种岩石与深部物质的关系,从而了解地球深部物质成分,物理状态及演化规律。研究样品来自地球深部的物质,包括地幔岩和各种幔源火成岩(金伯利岩、碳酸岩、煌斑岩和碱性玄武岩),其中的幔源捕虏体直接提供了上地幔物理化学组成的信息,这就是"岩石圈探针"的思路。方法上主要是分析样品的矿物成分和化学成分,并对深部的温度和压力状态进行估算,推断源区的物质组成和岩浆源深度,利用新生代火山岩的Sr-Nd-Pb同位素数据研究地幔源性质及其与构造背景的关系,了解深部构造的演化规律。幔源捕虏体又是地幔流体的直接载体,通过地幔流体的微量元素、稀土元素和同位素地球化学研究,可以更深刻了解深部地质作用过程。深部地球化学还须借助于实验地球化学的研究。

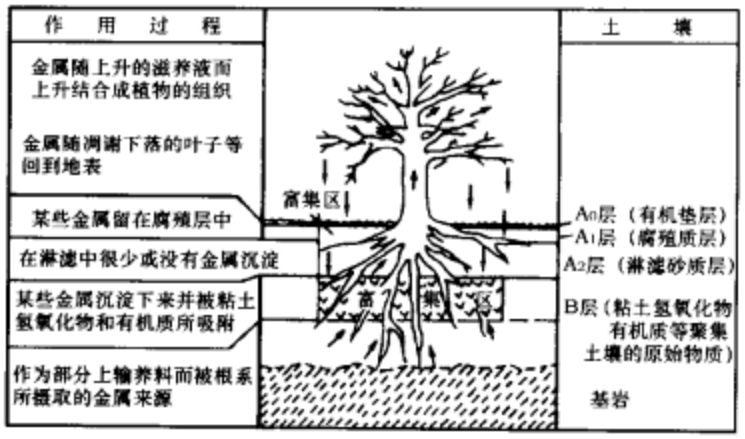
【实验地球化学】 experimental geochemistry 应用化学原理和现代技术,在实验室中模拟自然条件,研究地球化学过程中元素(包括同位素和有机质)的行为和化学反应的机理。实验地球化学不仅为地球化学的理论和假说提供实验证据,而且是地球科学研究和地球化学过程的热力学计算与数学模拟之间的桥梁。实验地球化学的研究内容主要有水溶液和热水溶液体系的实验研究,水-岩反应,流体-矿物体系的实验以及高温硅酸盐体系等。实验地球化学是地球化学的一个研究领域。它对地球化学,甚至整个地球科学的发展均起推动作用。

【计算地球化学】 computational geochemistry 计算地球化学是近年来新发展的一门地球化学分支学科。用来处理地球化学数据,找出地球化学变量的相互关系、空间分布、时间演化规律;还可以对一些难以用实验验证的地质过程进行计算机实验模拟,依据物理、化学基本原理模拟地质过程发生的可能性及发生的条件;对一些地球化学基本理论进行计算机检验,如G.J.S.Govett用蒙特卡洛法检验地球化学基本定律。

【地球化学旋回】 geochemical cycle 又称**地球化学循环**。研究化学元素及其同位素在岩浆作用-热液作用-风化作用和沉积作用-变质作用或深熔作用这一地质大旋回中的演化。在地球发展史中,各地球化学旋回都有自己的特点,而不是简单的机械重复。而且旋回中的某一阶段可能延长或缩短,甚至缺失。化学元素在旋回的某一阶段可能集中在某种类型的矿床中,或者在整个旋回中一直处于分散状态。研究地球化学旋回,对于了解元素的地球化学史具有重要的意义。

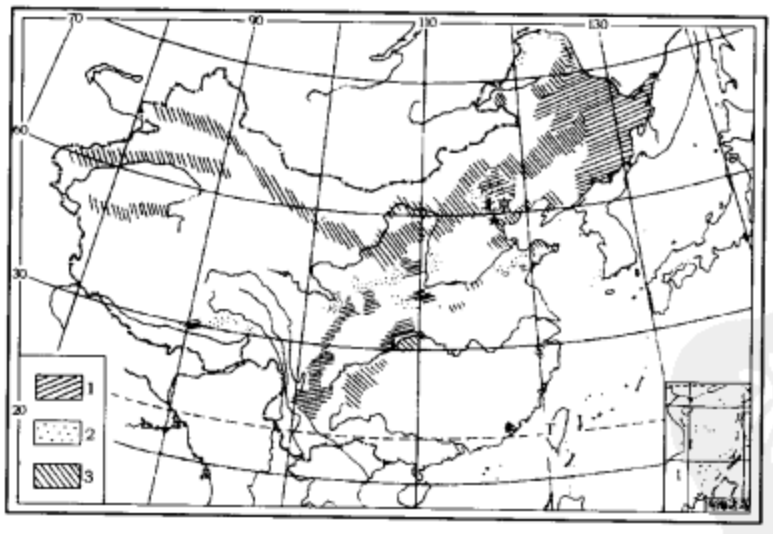
【生物地球化学循环】 biogeochemical cycle 又称**生物地球化学旋回**。在地球表层生物圈中,生物有机体经由生命活动,从其生存环境的介质中吸取元素及其化合物(常称矿物质),通过生物化学作用转化为生命物质,同时排泄部分物质返回环境,并在其死亡之后又被分解成为元素或化合物(亦称矿物质)返回环境

介质中。这一个循环往复的过程，称为生物地球化学循环。生物地球化学循环还包括从一种生物体(初级生产者)到另一种生物体(消耗者)的转移或食物链的传递及效应。图示以植物为主体的一个简单的生物地球化学循环图解。



生物地球化学循环

【地球化学环境疾病】 disease of geochemical environment 又称**生物地球化学性疾病**，简称地方病。这是由一种特殊的地球化学环境因素诱发的居住人群所患的区域性分布的一种疾病。在地球表层，由于化学元素(尤其是对人体健康有害的元素)在区域的岩石-土壤-水体乃至大气中的自然分布的不均匀性，或因人类活动带来的污染组分的叠加，形成一个区域出现某一种微量元素或一组元素的过丰或过度缺乏的特殊地球化学环境，长期处在这种环境中的农作物、动物乃至人群，也因此受到相应的影响。对人体来说，经由食物链摄入的元素数量超出或低于人体的正常需要量，将导致代谢失调，出现病态反映，形成一种区域性分布的、群体性的疾病，患病人群往往没有性别、老少之分。如：地氟病(地方性氟中毒)、克山病、大骨节病(如图)、水俣病(Hg中毒，日本)、骨痛病(Cd中毒，日本)、地方性砷中毒、地方性甲状腺肿(I)、伽师病及局部地区高发的食道癌等。



中国克山病、大骨节病、地方性氟中毒病的分布
(据刘东生等，1985)
1. 克山病；2. 大骨节病；3. 地方性氟中毒病

【化学地球动力学】 chemical geodynamics 是地球化学与地球动力学相结合的边缘学科。应用地球化学方法示踪地幔和地壳的形成过程和演化历史，探索固体地球的化学结构与层圈之间的相互作用，是化学地球动力学研究的前沿。化学地球动力学主要研究内容：①原始地幔的化学组成及核幔分异过程；②地幔源区特征及地幔化学不均一性；③壳幔分异过程；④地球物质的再循环和壳幔相互作用过程；⑤大陆地壳生长与破坏过程。同位素研究和元素示踪法是化学地球动力学的主要研究手段。

【耗散结构理论】 dissipative structure theory 用热力学和统计物理学方法研究耗散结构形成的条件、机理和规律的理论。耗散结构一词是比利时普里高津(I. Prigogine，1969)提出，其定义为：一个远离平衡态的开放系统，通过不断与外界交换物质和能量，在系统内部某个参量的变化达到一定的阈值时，经过涨落，系统可能发生突变，即非平衡相变，由原来的混乱无序状态转变为一种在时间上、空间上或功能上的有序状态。这种在远离平衡的非线性区形成的新的、稳定的有序结构，由于需要不断与外界交换物质和能量才能维持，故称为**耗散结构**(dissipative structure)。耗散结构理论回答了开放系统如何从无序走向有序的问题。

【地球化学体系】 geochemical system 从宇宙天体或地球中任意划定，或者在实验室加以选定的物质区域称为体系或系统。其目的是借以在这个区域的边界范围内独立地研究其中物质交换和能量的转换。一个体系可以是实验室中盛于容器中的水，可以是自然界的含成矿元素的热水溶液或某种成分的岩浆体；甚至可以着眼于整个星球。体系边界之外并与体系密切联系的部分称为环境。

【地球化学场】 geochemical field 地球化学元素含量在空间区域上的分布，是一个标量场。元素含量在空间区域上的分布特征随地质历史发生变化(随时间的演化)，可以说，元素含量是时间和空间坐标的函数。因此，地球化学场是一个非稳定场，地球化学场是区域内的温度场、流体运动和区域内各种化学运动等耦合作用的产物，它具有结构性和随机性的双重属性。地球化学系统(体系)的物质组成之间的相互作用是通过地球化学场的中间媒介而发生的。

【封闭体系】 closed system 与外部环境只有能量交换，而无物质交换的体系，称为封闭体系。与环境既有能量交换又有物质交换的体系称为**开放体系**(open system)。理论研究上还假设有一种封隔体系，它与环境既无物质的交换，又无能量的交换。实验室研究多数是封闭体系的相平衡状态关系，可以用热源提供热能，但不能任意加入或取出物质。地球化学作用有些属于封闭体系的范畴，例如受热接触变质作用的角岩；有些则属于开放体系，例如各种交代岩和交代成因的矿石所反映的物质体系等。

【地质作用时-空结构】 geological processes and spatio-temporal structures 地质作用是地球物质的运动，它既不能脱离时间，又不能超越空间。地质作用的时间演化具有一定的规律性，即时间结构；地质作用的空间展布也具有一定的规律性，即空间结构。地质作用和时-空结构三位一体，相互耦合，不可分割；而地质作用是第一性的，地质作用与时-空结构是一切地质现象的本质和核心。

【稳态】 steady state 当一个体系中熵增至最大时，体系所处的状态为最稳定，此时体系的状态即是稳态，或称稳定状态。

【不稳态】 non-steady state 体系所处的状态不具有最大的熵值时，体系自动向着熵增加的方向变化，此时体系所处的状态称不稳定状态。

【可逆过程】 reverse process 一个物质系统从状态A变到状态B，它又能从状态B回复到状态A，其回复过程中每一个状态都是原先过程中状态的重演，当其回复到状态A时，系统的外界也同时回复原状况而不留下任何变化痕迹，则原过程称为可逆过程。否则，便是**不可逆过程**(inverse process)。自然界不存在纯粹的可逆过程，只能实现与可逆过程接近的过程。

【可逆反应】 reverse reaction 在同一条件下，既能向某一方向进行又能向相反方向进行的反应。如，高温下二氧化碳和氢

气在密闭容器中的反应，可生成一氧化碳和水蒸气，分子式为

$$CO_2 + H_2 \rightarrow CO + H_2O$$

在同样条件下，一氧化碳和水蒸气反应，也可以生成二氧化碳和氢气：$CO + H_2O \rightarrow CO_2 + H_2$，此类反应式为

$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons CO + H_2O$$

【不可逆反应】 inverse reaction 化学反应具有方向性。一些化学反应进行的结果，反应物能完全变为生成物，即反应能进行到底。例如当氯酸钾加热时，它会完全分解为氯化钾和氧气：$2KClO_3 = 2KCl + 3O_2\uparrow$；反过来，如用氯化钾和氧气来制备氯酸钾，在现有条件下是不可能的。这种反应就是不可逆反应。

【元素分布】 distribution of elements 元素在自然体系中的含量及不同元素含量之间的相互关系。

【元素分配】 partition of elements 元素在两个或两个以上有成因联系的自然体系之间元素含量比例关系。如地球核-幔分异过程中元素在地核和地幔之间的分配；地表环境下元素在海水和上地壳之间的分配；花岗岩浆演化过程中元素在岩浆、矿物和流体之间的分配。通常用分配系数来定量表示元素在两相之间的分配。

【元素丰度】 abundance of elements 元素在各种宇宙体或地质体（太阳、行星陨石、地球、地壳等）中的相对平均含量，是地球化学、宇宙化学的基本参数。元素在太阳系的平均含量称为元素的太阳系丰度，在整个地球的平均含量称为元素的地球丰度（或地球的元素丰度），在地壳中的平均含量称为元素的地壳丰度（或地壳的元素丰度）。在具体的地质体元素丰度研究上，有学者提出，从统计学的概率分布形式出发，丰度应严格定义为地质体形成时元素含量的初始平均值，而不包括后期地质－成矿作用引起的含量增减。据此，凡属一次通过正态检验的元素才能参与计算，所得之平均值才是初始平均值。

【地球化学组成】 chemical composition of the Earth 固体地球作为一个整体的平均化学组成。系由地壳、地幔和地核的化学组成按三者的质量加权获得。地球质量的95%以上由Fe、O、Si、Mg、Ni、S、Ca和Al等8种元素组成。

【地幔化学组成】 chemical composition of the mantle 地幔作为一个整体的平均化学组成。又可进一步分为原始地幔（亦称硅酸盐地球）、亏损地幔和富集地幔的成分等。其中原始地幔指地幔未分异形成大陆地壳以前的地幔组成，亦即现今地幔和大陆地壳的总和，其成分主要通过Cl型碳质球粒陨石获得。亏损地幔为涉及大陆地壳形成的原始地幔部分（一般认为限于上地幔）分异形成大陆地壳后的产物。由于大陆地壳富集亲石元素（如Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Zr、Hf、U、Th和REE），大陆地壳的形成将导致地幔贫化亲石元素，亏损地幔由此得名。而富集地幔则为相对原始地幔富集亲石元素的地幔部分，其典型为大陆岩石圈地幔。

【俯冲消减带物质组成】 composition of subduction zone 包括在板块边界俯冲带中俯冲板片和被裹挟的溶液，有时还可以裹带少量上部板片的物质。其组成可以通过在其上方形成的不同成分的岩浆岩进行研究。

【硅酸盐地球】 silicate's Earth 地球总体元素丰度与球粒陨石相近，除了挥发元素（H、O、C、S等）外，主要是由硅酸盐组成的，故名。其成分与Cl型碳质球粒陨石相同，即原始地幔，亦即现今地幔与地壳成分的总和，即未分异的地幔。以往有一种认识，认为地壳、地幔和地核的质量分数分别为0.5%、67.0%和32.5%，地球总体成分取决于地幔和地核。假设地球的铁合金（主要是地核）具有球粒陨石的平均铁、镍成分和FeS含量（5.3%），而地幔和地壳的成分与球粒陨石中平均含氧物质相同（硅酸盐加少量磷酸盐和氧化物），从而可算出地球总体的平均成分，其中Fe、O、Si、Mg 4种元素含量占90%，Ni、Ca、Al、S含量大于1%。由此可知，地球物质成分，如由元素与氧的不同亲和力，MgO、Al_2O_3、Na_2O、CaO先于FeO形成，当氧不足时，绝大部分铁镍呈非氧化态金属，各种氧化物结合成硅酸盐（MgO与SiO_2结合成辉石$MgSiO_3$或橄榄石$MgSiO_4$），由于重力分异形成致密金属地核和硅酸盐地幔。地壳是由地幔派生的。因而有**全硅酸盐地球**（all silicate's Earth）的说法。这种提法不严谨，近年来已不用。

【板内组分】 composition of intraplate 板块内部的物质组成。由于其较少受后期作用的改造，能较好地反映板块的原始物质组成特征。

【地幔化学不均一性】 chemical heterogeneity of mantle 占地球体积82%和质量67%的地幔，无论是在垂向上还是在横向上其化学成分都有变化，在较大的尺度上还存在明显变化的界面，称为地幔的化学不均一性。地幔化学不均一性主要是通过对幔源火山岩（或侵入体）的研究获得的。

【玄武岩地幔源区】 mantle source volume of basalts 玄武岩岩浆只可能起源于地幔，但地幔的化学不均一性和不同的部分熔融程度导致玄武岩岩浆组成的差异。通过玄武岩的元素和同位素组成特征，可以推断玄武岩浆源区地幔的深度和组成。

【地幔端元组分】 end member component of mantle 依据玄武岩地幔源区的Nd-Sr-Pb同位素系统的特征可以确定的地幔源区基本类型，地幔源区基本类型的组成称为地幔端元组分。它有多种划分方案，最简单的是亏损地幔和富集地幔二端元组分，有人对大洋地幔划分出七个端元组分（北半球三个、南半球四个）；较常应用的地幔端元组分有亏损地幔（DM）、Ⅰ型富集地幔（EMⅠ）、Ⅱ型富集地幔（EMⅡ）和高U/Pb比值地幔（HIMU）四个端元组分。也可以进行区域性地幔端元组分的划分，有人认为中国大陆玄武岩源区有三个地幔端元组分。地幔端元组分是正在开拓中的研究课题。

【亏损地幔】 depleted mantle（DM） 曾对地壳的形成作出过贡献，易熔组分已被明显消耗的地幔物质，其中大离子亲石元素、热产元素等明显亏损，难熔组分则相对富集。

【高U/Pb比值地幔】 high ratio of U/Pb（HIMU） 富集地幔的一种，其中U/Pb比值明显高于其他地幔端元。

【Ⅰ型富集地幔】 Ⅰ enrichment mantle（EMI） 富集地幔的一种，其Nd-Sr-Pb同位素系统中放射性成因Nd、放射性成因Sr和放射性成因Pb的比率均明显低于Ⅱ型富集地幔。

【原始地幔组分】 primitive mantle 原始地幔是一种假设的物质，它代表的是地球形成初期已核幔分离但尚未分离出地壳时的地幔成分，可以说包括现代地壳和现代地幔，原始地幔组分是通过其分异产物——玄武岩、超镁质岩石和大陆地壳的组成，在宇宙化学限定下反演获得的。原始地幔组分是研究地球成因、岩石圈演化的基础。

【地壳化学组成】 chemical composition of the crust 将地壳作为一个整体的平均化学组成。由于大陆地壳与大洋地壳以及大陆内部上、中、下地壳岩石组成存在明显差异，相应陆壳和洋壳以及大陆上、中、下地壳化学组成亦明显不同。如陆壳平均成分为花岗闪长质，而洋壳为玄武质，大陆上地壳为花岗质。对大陆下地壳化学成分尚存在较多争议，一般认为基性的，但部分地区可能为中性。中地壳成分介于上地壳和下地壳之间。

【大气圈化学组成】 chemical composition of atmosphere 大气圈是包围在地球表层的空气层，大气总质量约为5.0×10^{21}克。大气圈的最主要组成是N_2、O_2、Ar和CO_2，它们占干燥空气的

99.99%，次要组成有臭氧(O_3)、H_2，惰性气体(He、Ne、Kr、Xe、Rn)、CH_4、N_2O 等，随着离开地面距离的增加，大气圈变得稀薄了，但是即使在大气圈上部仍以氮和氧为主。在次要组成中的臭氧(O_3)对地球上的生物有着特殊的意义，臭氧在平流层内特别富集，它吸收紫外线辐射，是地球上生物的保护层。另外，在大气圈中微小的胶体质点占据独特的地位，这些质点成因各异，有自然成因(包括宇宙成因的)，有人类活动引起的(工业烟尘，原子弹爆炸等)。大气圈中的物质始终处于运动之中，这种运动具有重要的地球化学意义。

【水圈化学组成】 chemical composition of hydrosphere　水圈由海洋、湖泊、沼泽、河流和浸透岩石圈上部的地下水层组成。海洋覆盖着地球表面 3.6×10^8 平方千米，假定海洋的平均深度为3800米，则海洋的体积为 1.372×10^9 立方千米，海水总质量为 1.413×10^{24} 克(据 Mason，1966)，即占整个水圈(海洋水圈和大陆水圈)总质量的97.3%，估计淡水质量为 0.5×10^{21} 克，冰，包括两极的冰盖为 22.8×10^{21} 克，因而水圈的平均组成实际上就是海洋水的组成。溶解在海水中的主要离子是 Cl^-、Na^+、SO_4^{2-}、Mg^{2+}，其中 Cl^- 约占55%，Na^+ 约占30%，为海水中的最主要的离子。水圈像大气圈一样受到明显流动作用的影响，因而成为迁移悬浮物质或溶解物质的强大营力。

【生物圈化学组成】 chemical composition of biosphere　生物圈可视为植物、动物和微生物的总和，它的范围应扩展到地球上能够有生物存在的部分，但其主要部分是在水圈及岩石圈上部或表层。从总质量来看，生物圈与其他地圈相比是微不足道的。兰戈玛和萨哈玛(1949年)提出水圈、大气圈和生物圈的质量比为70000:3000:1。而从生物圈的作用和动力学方面来看，生物圈具有非常大的重要性。赖利(Riley)计算了地球表面有机碳化合物的总产量为 $(1.46\pm0.87)\times10^{11}$ 吨/年，其中 $(1.25\pm0.83)\times10^{11}$ 吨产于海洋，$(2.0\pm0.5)\times10^{10}$ 吨在陆地。如果承认生物圈按现代的繁殖速度存在五亿年，那么在生物圈中存在过的物质总质量，就已超过了地球的质量！生物圈的平均组分，由于其高度不均匀性很难精确地估计。粗略地说，生物圈实际上就是含有复杂有机大分子的水(树木含水50%，海洋无脊椎动物含水99%)。如果不包括有机体中以水分子存在的 H 和 O 的话，生物圈是由H、C、N、O 和 P 五种主要元素组成，其他元素虽然也存在，但数量极微。生物圈的质量虽然小，但是大量物质通过它进行动力学平衡运动。生物圈造成地球表层独有的特征，例如生物圈的地球化学作用在平衡 CO_2 和 O_2(光合作用、呼吸作用)，骨骼和甲壳的形成提供重要的灰岩、磷酸盐矿产资源，以及在有机沉积物(煤、石油)的形成中，都显示其重要性。

【偶数规则】 even number rule　元素周期表中相邻的两元素，原子序数为偶数的，其在地壳中的平均含量常大于奇数元素的含量。对于同一元素而言，质量数为偶数的同位素，在地壳中的平均含量大于相邻奇数同位素的平均含量。这是人们根据分析的实际数据，经验归纳而得出的元素和同位素在地壳中的分布规则之一。

【壳层规则】 shell rule　地壳中化学元素和同位素的分布规律之一。主要阐述元素和同位素的分布量与原子核的关系。原子核结构理论之一——核的壳层模型理论认为：原子核的结构与核外电子层相似，由不同能级的壳层构成，每层只能容纳一定数目的核子(质子和中子)。当质子数等于幻数 2、8、20、28、50、82、114 时，或中子数等于幻数 2、8、20、26、50、82、126、184 时，壳层为核子所填满，原子核就特别稳定。如 $^4_2He(2n,2p)$、$^{16}_8O(8n,8p)$、$^{40}_{20}Ca(20n,20p)$、$^{208}_{82}Pb(126n,82p)$ 为具有双重幻数的核(质子和中子数均为幻数)，因而这些元素广泛分布于自然界。

【差六规则】 differential six rule　元素周期表中从氧(O)起，原子序数相差六或六的倍数的元素，在地壳中的平均含量都比较高。如氧($_8$O)、硅($_{14}$Si)、钙($_{20}$Ca)、铁($_{26}$Fe)、锶($_{38}$Sr)、钡($_{56}$Ba)等。这是人们根据分析的实际数据，经验归纳而得出元素在地壳中的分布规则之一。

【四倍规则】 four times rule　将元素的相对原子质量除以4，根据所得的数值把元素划分为四种类型：$4q$ 型、$4q+1$ 型、$4q+2$ 型、$4q+3$ 型(q 代表正整数 1、2、3、4…)。四倍规则即指 $4q$ 型元素在地壳中的平均含量高，例如 ^{16}O、^{24}Mg、^{28}Si、^{40}K 等，$4q+3$、$4q+2$ 型次之，$4q+1$ 型最低。

【克拉克值】 clarke　元素在地壳中的平均含量。克拉克(F. W. Clarke)是美国分析化学家，基于他最早研究地壳中化学元素的含量，发表《地球化学资料》一书，公布地壳中50个元素的平均含量，对地球化学学科的形成和发展所作出的贡献，特将元素在地壳中的平均含量命名为克拉克值以志纪念。对于常量元素的克拉克值多用质量分数表示；对于微量元素用克/吨，或百万分之一表示(10^{-6})。过去用 ppm、ppb、ppt，现不再使用。20世纪70年代以后，概念发展了，内涵未变，外延扩大了，与元素丰度的概念已无差异。任何地质体、天体的元素平均含量都可用克拉克值表示，只要在其前冠以对象和范围，如矿物克拉克值、大洋克拉克值、月球克拉克值等等。某一块段地壳(从地表至莫霍面)的元素平均含量被称为**区域克拉克值**(regional clarke)。与地球化学探矿中的区域背景值是不同的概念，二者不能混淆。

【原子克拉克值】 atomic clarke　用原子数百分比表示地壳中元素平均含量的概念。该概念的提出，是因为在地球化学作用中，主要是原子数目的多少在起作用。同克拉克值的概念发展一样，也相应地有地壳原子克拉克值，大洋原子克拉克值、月球原子克拉克值等等。地壳原子克拉克值的计算公式：

$$\bar{A}=\frac{N_A}{\Sigma N}\times100$$

式中：$\bar{A}$ 为该元素的地壳原子克拉克值；N_A 为 A 元素原子数，ΣN 为参加计算的全部元素的原子数的总和。如果不以原子数的总和为除数，而以硅原子为准，则称原子克拉克值，**相对原子丰度**(relative atomic abundance)。具体说，是指以硅(Si)原子总数为基准(多用 Si 原子 $=1\times10^6$ 时所表示的某一元素的丰度)，单位以原子数/10^6 Si 原子表示。计算公式：

$$A_m=\frac{28.086\times10^6}{W_{Si}}\times\frac{W}{A}$$

式中：A_m 为原子克拉克值；W_{Si} 为 Si 元素的质量分数，%；W 为元素的质量分数，%；A 为该元素的相对原子质量。选择硅(Si)作基准，是由于硅是广泛分布的较稳定的元素，便于与其他元素对比。这样，当某一元素的克拉克值需作修改时，就不至于影响其他元素的克拉克值。

【原子体积丰度】 volume abundance of atoms　又称**原子体积克拉克值**(volume clarke of atoms)。以原子体积百分比来表示地壳中元素的平均含量。从空间体积来研究地壳中各元素的关系。计算公式：

$$V=\frac{4}{3}\pi r^3;\bar{V}=\frac{\bar{A}\times V}{\Sigma(\bar{A}\times V)}$$

或

$$V=\bar{A}\times V_{a.v.};\bar{V}=\frac{V}{\Sigma V}$$

式中：V 为该元素的原子体积；$\bar{V}$ 为该元素的原子体积丰度；$\bar{A}$ 为该元素的原子丰度或原子克拉克值；$\Sigma(\bar{A} \times V)$ 为参与计算的全部元素的原子克拉克值和原子体积乘积之总和；$V_{a.v.}$ 为该元素的原子容积(6.02×10^{23} 个原子按最紧密堆积在一起的球体加空隙的体积)；ΣV 为参与计算的全部元素的原子克拉克值和原子容积($V_{a.v.}$)乘积之总和。

【浓集克拉克值】 clarke of concentration 某一元素在某一地区或某一地质体(矿物、岩石或矿床)内的平均含量(f)与该元素在地壳中的克拉克值(F)的比值(C)，即 $C = f/F$。有称浓度克拉克值，但此称谓不太妥当。为了更详细地反映元素分布的区域特征，通常需要计算多级的浓集克拉克值。例如，设某元素在我国领域内的平均含量为 f_1，则 $C_1 = f_1/F$；又设该元素在华南地区的平均含量为 f_2，则

$$C_2 = \frac{f_2}{f_1} = \frac{f_2}{F \times C_1}$$

再设该元素在华南某一矿区(或矿体)中的平均含量为 f_3，则

$$C_3 = \frac{f_3}{f_2} = \frac{f_3}{F \times C_1 \times C_2}$$

C_1 表示以地壳克拉克值为背景值的一级浓度克拉克值，C_2、C_3 表示以特定区域的元素含量为背景值的二级、三级浓集克拉克值，依此类推。

【浓集系数】 concentration coefficient 将矿石中某金属的最低可采品位除以它的克拉克值所得的比值。用以表示此金属在地壳中相对集中的程度。例如，铜的克拉克值为 5.5×10^{-5}，最低可采品位为 0.3%，则铜的浓集系数约为 55。浓集系数不是一个固定不变的数值，他随最低可采品位的变化而变化。

【元素集中】 concentration of elements 以克拉克值为比较标准的相对概念。当一元素的浓集克拉克值大于 1 时，则称该元素集中，其浓集克拉克值小于 1 时，则称该**元素分散**(dispersion of elements)。元素的集中和分散是元素迁移的结果，但是，在实际应用中并不完全套用上述概念，而一般是用来讨论元素在岩石或矿石中的赋存状态。例如，某元素在岩石或矿石中形成其独立矿物，称为该元素集中；而以分散状态(如类质同象等)存在于其他矿物中，称为该元素分散。

【元素平衡计算】 equilibrium of elements 进行某元素在组成岩石(或矿石)的矿物中的含量和分配的研究，称元素的平衡计算。进行元素平衡计算，可以进一步了解元素的存在形式，深入研究元素的存在形式、地球化学性状，可为综合利用提供定量的依据。根据某元素在岩石(或矿石)中的含量、在组成这种岩石(或矿石)的矿物中的含量及这些矿物的质量分数，可以进行元素平衡的计算。以 Li_2O 为例，由计算可知，岩石中 Li_2O 含量的计算值(1.720356)与化学分析值(1.72)非常接近；岩石中 96.39% 的 Li_2O 集中形成可供工业利用的锂的独立矿物——锂辉石，其余 3.61% Li_2O 则呈分散状态存在于其他矿物中。

【元素地球化学亲合性】 geochemical affinity of elements 在自然体系中，由于受体系所处的热力学条件(温度、压力、氧化态、体系内各组分的量比关系等)及体系自然演化的控制，出现体系中的阳离子有选择性地与某阴离子相结合的一种倾向性。这种选择性结合在实验室内不出现。

【亲石性】 lithophile affinity 又称**亲氧性**。元素在自然界倾向于与氧结合形成氧化物、硅酸盐或其他含氧盐类矿物的性质。具亲石性地球化学特性的元素称为**亲石元素**(lithophile element)，亲石元素主要集中在岩石圈中，是构成地壳各类岩石的主要元素，其特点是这些元素的离子的最外电子层具有 8 电子(s^2p^6)惰性气体型的稳定结构，与 F、Cl 亦有强的亲和力。典型的亲石元素如 Si、Al、Mg、Ca、Na、K、Li、Rb、Cs、Be、Ba、Sr、B、Sc、V、Ti、Cr、W、Y、REE、Zr、Hf、Nb、Ta、Th、U 等。

【亲铜性】 chalcophile affinity 又称**亲硫性**(sulphophile affinity)。元素在自然界倾向于与硫结合形成硫化物、硫盐的性质。具亲铜性地球化学特性的元素称为**亲铜元素**(chalcophile element)，又称**亲硫元素**(thiophile element)，其特点是这些元素的离子的最外电子层具有 18 电子($s^2p^6d^{10}$)的铜型结构，典型代表为 S、Cu、Zn、Ga、Ge、As、Se、Ag、Cd、In、Sn、Sb、Te、Au、Hg、Tl、Pb、Bi 等。在地质作用中，它们多形成于岩浆作用晚期阶段和热液作用阶段，在细菌作用下，还可形成生物成因的硫化物矿床。此外，亲铜元素部分可形成硒化物和碲化物，或以自然元素状态产出，如 Au、Ag、S、Cu、Hg、Bi 等。

【亲铁性】 siderophile affinity 元素在自然界倾向于与铁有较强亲和力、易于呈自然金属元素状态存在的性质。具亲铁性地球化学特性的元素称为**亲铁元素**(siderophile element)，亲铁元素典型代表为铂族元素、Fe、Co、Ni、Mo、Re 等。这些元素的特征是其原子具有 d 亚层充满或近于充满的电子构型，即其离子外电子层未充满电子(电子数介于 8～18 之间)，具磁性，这些元素的矿物，主要形成于岩浆作用阶段，也有部分呈自然元素产出。

【亲气元素】 atmophile element 主要分布在大气圈中呈气体状态的元素，包括惰性气体(He、Ne、Ar、Kr、Xe、Rn)及 N、H 等八种元素。它们的最外电子层具有 2 或 8 个电子，原子容积最大，具逆磁性和挥发性，易形成挥发性化合物。亲气元素一般呈单原子分子(Ar，He)或双原子分子(N_2，H_2)存在。

【亲生物元素】 biophile element 分布在生物圈，多集中于生物体内的元素，包括 C、O、H、P、N、Ca、Mg、K、Na 等。它们以不同的含量分布于生物体的不同部位，对生命过程的生态平衡起着重要的维持作用。

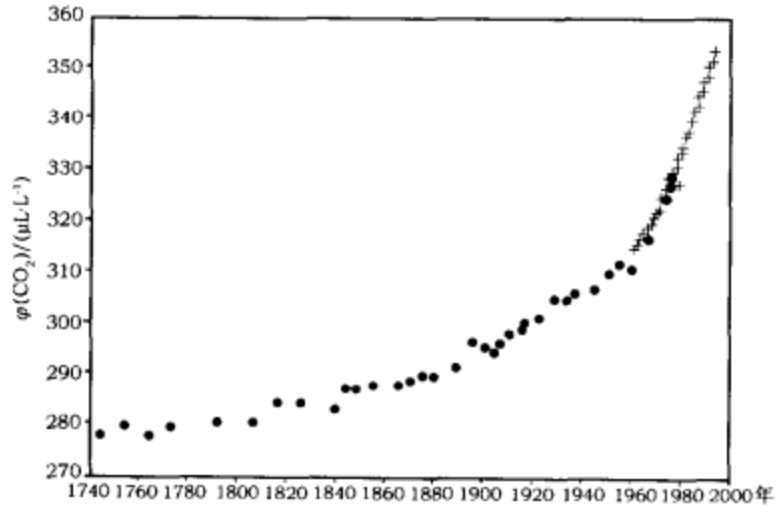
【元素赋存状态】 occurrence state of element 元素在自然界总要存在于一定的相态中，如气相、固相、溶液相和熔浆相等，元素存在的相态称为元素的赋存状态。

【元素存在形式】 existential form of elements 是元素在地质体中出现的形式。常见的形式有：化合物(包括氧化物、硫化物、硅酸盐、碳酸盐、有机金属化合物、金属互化物等)、类质同象、机械混入物、包裹体及吸附等。研究元素特别是分散元素的存在形式，有助于了解元素的迁移形式和沉淀的物理化学条件以及元素的共生组合，并为合理设计提取有用元素方案和拟定环境保护中防治污染方案提供重要依据。

【元素共生组合】 paragenetic association of elements 有成因联系而且性质相近的元素同时赋存于某一地质体中的现象。如热液硫化物矿石中的 Cu、Pb、Zn；超基性岩中的 Pt、Ir、Os 等。研究元素的共生组合有助于了解地质体的成因条件，并可为综合找矿，矿石加工工艺提供依据。

【大气二氧化碳演化】 evolution of carbon dioxide in atmosphere 原始大气是地球内部排气的产物，当时大气 CO_2 浓度比现今的高得多，氧是直到 20 亿年前才显著增加的。根据模式计算得到 45 亿年前大气 CO_2 分压上限为 1 兆帕，随后 CO_2 陆续被固定在矿物中(如石灰岩中的方解石 $CaCO_3$)，使大气 CO_2 浓度不断减少。地球早期大气的主要成分与类地行星相似，现今火星和金星大气中 CO_2 占 95% 以上，而地球大气 CO_2 浓度只占 0.035%。地球大气 CO_2 明显偏低与其存在水圈和生物圈有关。最近研究

表明，15 万年前大气 CO_2 浓度变化与气候存在耦合关系（冰期—间冰期过渡时期，大气 CO_2 出现明显的波动），末次间冰期大气 CO_2 浓度增加可与近代相比，但是 CO_2“源”与“汇”之间存在着量的差别，即存在 CO_2“失踪”现象。工业革命以来由于土地利用，森林砍伐以及化石燃料的燃烧使大气中 CO_2 浓度不断增加（见图）。当前，在大气 CO_2 演化研究中需进一步认识的是：①全球碳循环的驱动力有哪些？通过何种途径参与大气 CO_2 的循环？②工业革命以来，主要的 CO_2“源”为化石燃料和土壤圈，“汇”为大气和海洋，但这些“源”与“汇”之间的碳交换通量并未达到平衡，“丢失”的 CO_2 归宿何处？③在限制 CO_2 排放时，什么样的速率是合理的？CO_2 在大气中滞留时间有多长？



工业革命以来大气圈 CO_2 浓度增加的趋势
“+”表示直接测定的数据；“•”表示基于密封于冰中大气的分析结果

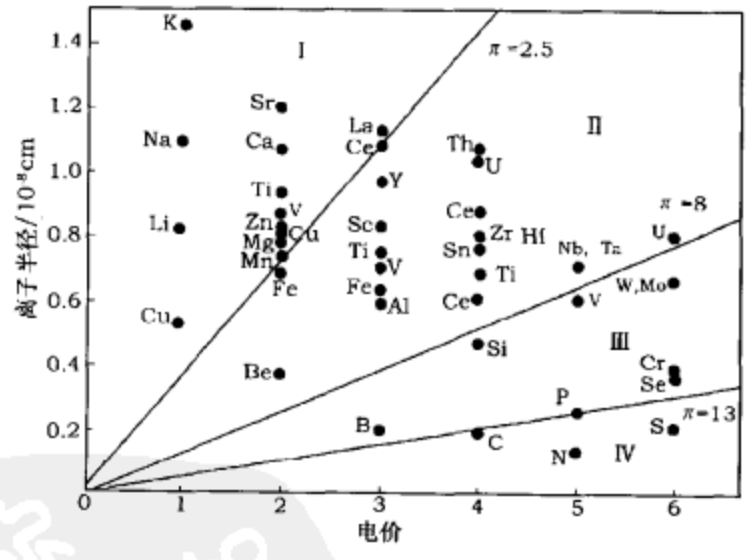
【全球碳循环】 global carbon cycle　地球上的碳以不同形式（有机质、CH_4、CO、CO_2、CO_3^{2-} 等）广泛存在于化石燃料圈、生物圈、水圈、大气圈和岩石圈。根据 E.T.Sundgpuist 的数据，上述各圈碳储量为：①岩石圈 9×10^{22} 克，碳主要以 $CaCO_3$ 矿物形式存在；②水圈（主要为海洋）403×10^{17} 克，碳主要以 HCO_3^-、CO_3^{2-}、CO_2 形式存在，其中表层海水中含量为 900×10^{15} 克，深部海水中含量为 364×10^{17} 克，与深部海水保持溶解平衡的海底沉积物为 30×10^{17} 克；③生物圈（主要是陆地生物圈）为 5460×10^{15} 克，其中活动土壤含 1100×10^{15} 克，古土壤含 500×10^{15} 克；④化石燃料圈为 4×10^{18} 克，以煤、碳氢化合物（石油、天然气等）形式存在；⑤大气圈为 750×10^{15} 克。近 20 年来，有关全球碳循环的研究取得较大的进展：①大气圈是全球碳循环的敏感带，由于土地使用、森林砍伐以及化石燃料的燃烧使大气圈碳储量不断增长：距今 1.8 千年为 420×10^{15} 克，公元 1750 年为 590×10^{15} 克，1990 年为 750×10^{15} 克。②陆地生物量的大小反映了生物圈固碳和储碳的能力，可以在短时间尺度上（百年）影响大气 CO_2 浓度的变化。③在较长时间尺度上（千年），海洋是全球碳循环的主要参与者，海洋既可以是 CO_2“源”，又可以是 CO_2 的“汇”。④化石燃料圈和土壤圈在全球碳循环中的作用是人类活动的产物，前者是 CO_2 的“源”，后者的作用还不甚明了，很可能是 CO_2 的“汇”。⑤在自然条件下，$CaCO_3$ 参与碳循环的过程是缓慢的，作用方式为：CO_3^{2-}、HCO_3^-、CO_2。岩石圈是地球上最大碳的储库，在更长的时间尺度上，岩石圈碳储量的扰动左右着全球碳循环。

【氧化态】 oxidation state　指元素的离子或原子所带电荷的正负和多少。其数值称为**氧化数**（oxidation number）或**氧化值**。例如，硫在方铅矿（PbS）、自然硫分子（S_8）和重晶石（$BaSO_4$）中的氧化数分别为 -2、0 和 +6。

【电离势】 ionization potential　元素呈气态时，从它的一个原子或阳离子中将一个电子移至无穷远处时所需做的功，称为该元素的电离势，单位为电子伏（eV）。当原子失去第一个电子成为一价阳离子时，所需的能量为元素的第一电离势；当一价阳离子再失去一个电子成为二价阳离子时所需的能量为第二电离势，余类推。第二电离势高于第一电离势，第三电离势又高于第二电离势，如此等等。通常所称的电离势一般都是指第一电离势。电离势愈小，表示愈易失去电子。金属元素的电离势比非金属元素电离势小。

【电负性】 electronegativity　指一个原子在分子内吸引电子的能力。在地质上常称为电负性。各元素的相对电负性的数值是以锂的电负性定为 1 或氟的电负性定为 4 而比较得出的。电负性大，表示吸引电子的能力强；电负性小，表示不易接受电子。电负性相差较大的元素化合时，易形成离子键，化合物的极性较强。电负性相差较小的元素化合时，易形成共价键，化合物的极性较弱。

【离子电位】 ionic potential　表示离子吸引或排斥对方电荷的能力，是衡量离子电场强度的一个参数。离子电位（π）与离子本身的电价（W）成正比，与离子半径（R_i）成反比，即：$\pi = W/R_i$ 根据离子电位的大小，可以衡量离子的极化能力和元素羟化物的酸碱性。离子电位高，意味着离子的电价高而半径小，极化能力强，在水溶液中它易使水分子发生极化，水解作用增强，从而促使羟化物的碱性降低，易显酸性。同时，极化能力强，还可促使离子本身形成坚固的络阴离子，如$[CO_3]^{2-}$、$[SO_4]^{2-}$、$[NO_3]^-$、$[SiO_4]^{4-}$ 等。相反，离子电位越小，则其羟化物的碱性就越强，且离子本身不易形成络阴离子。元素的离子电位见图。



元素的离子电位
Ⅰ. 形成自由离子；Ⅱ. 形成复杂络离子；Ⅲ. 形成多元酸阴离子；Ⅳ. 形成 CO_3^{2-}，SO_4^{2-} 型阴离子

【离子半径】 ionic radius　在晶格中，每个离子各自都有一定的电磁场作用范围，这个作用范围一般是呈球形的，其半径即为离子半径。如果不考虑周围环境的影响，单纯根据原子结构计算出来的离子半径，称为离子的绝对半径；但在晶格中，实际上每个离子与周围的离子都要相互影响，在此情况下所表现出的离子半径，称为离子的有效半径。有效半径除决定于原子结构外，还决定于周围离子的性质、数目、配置形式、极化性能以及温度、压力条件等。

【离子极化】 ionic polarization　在外电场的作用下，离子改变其形状大小的现象。在晶体结构中，每个离子都处在周围离子所产生的电场的作用之下，因此，离子的正电荷要向外电场的阴

极方向偏移，而负电荷则向阳极方向偏移，此时离子的形状、大小便有所改变。从极化现象来看，每个离子一方面极化周围的离子，另一方面自身被极化。一般来说，阳离子体积小，电荷高，因而极化能力强，而被极化性能弱。阴离子则相反，电价低，体积大，被极化现象显著，极化能力弱。离子的极化性能是影响配位数和晶体结构键性的因素之一。

【偶极矩】 dipole moment　一个分子中，由于原子或离子间的相互作用，使整个分子的正电荷中心和负电荷中心不能重合在一起而发生了分离，其分离的长度称为偶极长(l)，偶极长与单位电荷(e)的乘积称为偶极矩(μ)，即 $\mu = e \times l$。偶极矩的大小，反映了化合物分子极性的强弱，μ 值越大，分子的极性越强。若 $\mu = 0$，则该化合物分子为非极性分子。

【化学键】 chemical bond　分子中原子间的化学结合力。化学键主要有离子键、共价键和金属键。

【离子键】 ionic bond　又称**电价键**(electrovalent bond)或**异极键**(heteropolar bond)。带正负电荷的阴阳离子由于静电吸引形成离子化合物时，阳离子和阴离子之间的结合力。

【共价键】 covalent bond　又称**原子键**(atomic bond)或**同极键**(homopolar bond)。指原子形成分子或分子化合物时，由于共用电子对而形成的原子之间的结合力。这些电子对为相互结合的两个原子所共有，即它们既在一个原子的电子层中，同时也在另一个原子的电子层中。例如，当两个氯原子(Cl)形成氯分子(Cl_2)时，每个氯原子各自提供一个电子构成为它们的共用电子对，$:\dot{\underset{\cdot\cdot}{\underset{\cdot\cdot}{Cl}}}\cdot + \cdot\underset{\cdot\cdot}{\underset{\cdot\cdot}{Cl}}: \rightarrow :\underset{\cdot\cdot}{\underset{\cdot\cdot}{Cl}}:\underset{\cdot\cdot}{\underset{\cdot\cdot}{Cl}}:$；又如两个氮原子(N)形成氮分子($N_2$)时，有三对共用电子对，$:\dot{N}\cdot + \cdot\dot{N}: \rightarrow :N:::N:$。这里的共用电子对与两个原子的距离相等，称为**非极性共价键**(non-polar covalent bond)。但是，如果形成分子的原子不是同种原子时，对电子的吸引力有不同，结果将使共用电子对距一个原子较近，而距另一个原子较远，例如氢(H)和氯(Cl)结合形成氯化氢(HCl)时，共用电子对距 Cl 近些，$H\cdot + \cdot\underset{\cdot\cdot}{\underset{\cdot\cdot}{Cl}}: \rightarrow H^+[:\underset{\cdot\cdot}{\underset{\cdot\cdot}{Cl}}:]^-$，因此 Cl 部分地带负电，H 部分地带正电。在这种情况下，共价键称为**极性共价键**(polar covalent bond)。

【配位键】 coordinate bond　又称**配价键**(dative bond)，一种特殊类型的共价键。两个不同种的原子形成化合物时，其间的共用电子对不是由两个原子平均提供，而是由其中一方单独给出一对电子来共用，另一方只接受共用电子对。配位键虽是由共用电子对构成，但由于共用电子对来自一方，有一定的极性，所以配位键可视为离子键与共价键之间的一种过渡类型。配位化合物中即是以配位键相结合的。

【金属键】 metallic bond　金属和合金中金属原子间的结合力。金属原子很易于脱落它们外层的电子而形成阳离子，脱落下来的电子可在晶格空隙中自由流动，时而围绕这一阳离子旋转，时而又围绕另一阳离子旋转，这种流动着的自由电子便体现了金属阳离子之间的结合力。

【分子键】 molecular bond　又称**范德华键**(Van Der Waals bond)。气体、液体或分子型晶体中分子之间的结合力。分子键力导源于分子或原子的偶极矩，远较化学键为弱。

【氢键】 hydrogen bond　化合物分子中，与电负性较大的原子相结合的氢原子，还可再与同一分子或另一分子内的另一电负性较大而半径较小的原子(如氟、氧、氮)等相结合，由此形成的键称为氢键。在一些氢氧化合物中，由于一个$(OH)^-$中的 H 还可与另一$(OH)^-$中的 O 以氢键相结合，形成两个$(OH)^-$之间的键合，故氢键也称为**氢氧键**。氢键是具有饱和性与定向性的一种分子键，其键力较一般的分子键为高，但仍远小于化学键。在水、冰、一些氢氧化合物和含水化合物以及许多有机化合物中，都有氢键存在。

【离子晶格】 ionic crystal lattice　晶体结构中质点间的结合以离子键占主导地位的晶格。组成离子晶格的质点是离子(包括络离子)，阳离子大多具有中等数值(6 左右)的配位数。离子晶格晶体一般表现为透明或半透明，具非金属光泽，硬度和熔点一般较高，是电的不良导体，但熔融或溶解后能导电。

【原子晶格】 atomic crystal lattice　晶体结构中质点间的结合以共价键占主导地位的晶格。组成原子晶格的质点是原子，配位数均较低，一般小于 4。原子晶格晶体一般表现为透明，具非金属光泽，硬度高，熔点高，是电的绝缘体，熔融时也不导电。

【金属晶格】 metallic crystal lattice　晶体结构中质点间的结合以金属键占主导地位的晶体。组成金属晶格的质点是沉浸于电子云中的阳离子，它们通常具有最高(12)或较高的配位数。金属晶格晶体一般表现为不透明，具金属光泽，硬度通常较低，具良好的延展性，熔点有高有低，是电和热的良导体。

【分子晶格】 molecular crystal lattice　晶体结构中质点间的结合以分子键占主导地位的晶格。在分子晶格中存在着真实的分子，分子间以分子键结合，分子内部的质点则以离子键或共价键结合。分子晶格晶体一般表现为硬度低，熔点低，易升华，是电的绝缘体。

【晶体场理论】 crystal field theory　一种化学成键的模式，应用于有关过渡元素离子的一系列晶体化学问题上。晶体场理论是一种纯粹静电环境效应的理论，其基本点是：过渡元素离子一般均具有未充满的 d 电子层或 f 电子层，当它处于晶格中的配位位置上时，周围带负电荷的配位体——阴离子或负极朝向中心阳离子的偶极分子(它们被作为处于晶格结点上的负点电荷来处理)，将与过渡元素离子的 d 层电子或 f 层电子发生相互作用，结果使得原来能量相等的五个 d 轨道或七个 f 轨道发生能量上的分裂，称为晶体场分裂，导致过渡元素离子的总静电能发生相应的改变，改变的程度决定于周围配位体的类型、位置和对称性；同时，配位体本身的空间配置也将发生某种变化。应用晶体场理论可以解释过渡金属化合物的许多物理化学和晶体化学特性，它们广泛地涉及到矿物学和地球化学的许多方面问题。如过渡元素离子半径的变化，类质同象置换关系，矿物的磁性、颜色、多色性，过渡元素的地球化学行为等等。但目前这方面的资料主要是有关铁镁硅酸盐矿物的探讨。

【配位场理论】 ligand field theory　一种化学成键的模式。它是在晶体场理论的基础上发展起来的。配位场理论除了考虑到过渡元素离子与配位体之间的纯粹静电的效应以外，还考虑到它们之间可能有的共价成键的效应，它汲取了分子轨道理论的优点，适当考虑了这种共价结合，特别是 π 键结合。同时，基本上仍采用晶体场理论的计算方法。例如过渡金属硫化物，其内部质点间的结合明显地由离子键向共价键过渡，因而就难以应用晶体场理论而需采用配位场理论。

【晶体场分裂】 crystal field splitting　在晶体场中过渡元素离子中原来能量相等的五个 d 轨道或七个 f 轨道所发生的能量的分裂。

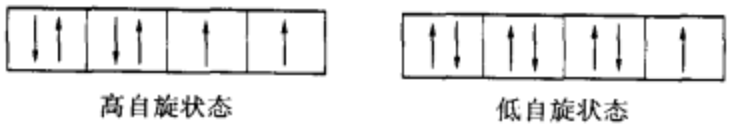
【晶体场稳定能】 crystal field stabilization energy　一个过渡元素离子，当它进入到晶格中的某个配位位置中时，由于周围带负电荷的配位体—阴离子或负极朝向中心阳离子的偶极分子与过渡元素离子的 d 层或 f 层电子相互作用的结果，过渡元素离子的

总静电能将发生改变，与处于球形对称静电场中时相比，这一能量改变的负值称为该离子在此种配位情况下的晶体场稳定能。符号为 CFSE，它代表被配位的离子与处于球形场中时相比，在能量上的降低，即晶体场所给予离子的一种额外的稳定作用。

【八面体位置优先能】 octahedral site preference energy（OSPE）任一给定的过渡元素离子，在八面体场中的晶体场稳定能总是大于在四面体场中的晶体场稳定能，这两者的差值称为该离子的八面体位置优先能。符号为 OSPE。它代表离子在八面体场中比在四面体场中能量降低，即稳定程度增加。因此，八面体位置优先能大的过渡元素离子将优先进入八面体配位位置。

【畸变效应】 distortion effect　又称**扬-特勒效应**（Jahn-Teller effect）。在晶格中成六次配位的过渡元素离子，对于其中 d 层电子数为 d^0 以及高自旋的 d^4 和低自旋的 d^7 离子而言，它们的 d 壳层电子云的分布偏离正八面体的对称最远，因此，它们在正八面体配位位置中不是稳定的。这将导致这些离子的 d 轨道在能量上发生进一步的分裂，并使配位位置发生某种偏离正八面体对称的变形，以便使离子稳定。这一现象即称为畸变效应。

【高自旋状态】 high-spin state　在一定的晶体场中，氧化态相同的同种过渡元素离子，在其电子构型中，自旋方向一致的不成对电子数为最多时所处的状态。反之，自旋方向一致的不成对电子数为最少时所处的状态，则称为**低自旋状态**（low-spin state）。例如八面体场中的 Co^{2+} 离子，其 d 亚层的电子排布，高自旋状态的排布（见左下图）与低自旋状态的排布（见右下图）不同。高自旋状态意味着此时离子所处的晶体场为一弱场，低自旋状态则意味着为一强场。



高自旋状态　　低自旋状态

【晶格能】 lattice energy　度量晶体中离子间或分子间键结合能强度的量。对于 AB 型化合物，指 1 摩气态 A 离子和 1 摩气态 B 离子结合成 1 摩固态 AB 时所释放的能量。换句话说，晶格能也就是把 1 摩晶体分子分解成为组成它的单位质点，并把后者排斥至彼此相距无限远时所需消耗的能量。晶格能可由实验方法或理论计算公式求得。对于二元离子化合物，晶格能（U）的计算公式为

$$U = 287.2\frac{\sum n W_1 W_2}{R_0} - \left(1 - \frac{0.345}{R_0} + 0.087R_0\right)(4.18\text{千焦/摩尔})$$

式中：$\sum n$ 为组成一个分子的阴、阳离子数之和，W_1、W_2 分别为阴、阳离子的电价，R_0 为阴、阳离子半径之和（单位：10^{-10} 米）。对于多元离子化合物，可由下列经验公式求得晶格能的近似值：

$$U = 256.1(n_1 \cdot \vartheta\kappa_1 + n_2 \cdot \vartheta\kappa_2 + n_3 \cdot \vartheta\kappa_3 + \cdots)$$

式中：$n_1\, n_2\, n_3\cdots$为分子式中各种离子（或络离子）的数目，$\vartheta\kappa_1$、$\vartheta\kappa_2$、$\vartheta\kappa_3\cdots\cdots$为各种离子（或络离子）的能量系数。晶格能对于阐明晶体的稳固性和某些物理性质（硬度、熔点等）、矿物的结晶顺序和共生组合关系以及元素在地壳中的迁移等方面有一定的意义。

【能量系数】 energy coefficient　由相距无穷远的离子或络离子结合成离子化合物晶格时，各个离子或络离子本身所释放的那部分能量。利用能量系数可简化对晶格能的计算。

【共生序数】 paragenes（*II*）　前苏联学者 A. E. 费尔斯曼地能学说（即其中的共生序数学说）中的一个概念。共生序数是确定各个矿物在共生顺序中应有位置的函数，它表达了矿物析出的时间、距矿源的远近以及矿液的属性——是气态或是液态，是酸性或是碱性。共生序数受一系列因素影响，理论计算途径复杂。费氏鉴于此，乃转向实验归纳的方法去求得共生序数，即所谓的**经验共生序数**（experimental paragenes）。

【元素迁移】 migration of elements　又称元素运移。元素因其性质不同，在自然界的各种外界条件影响下不断结合、分离、集合、分散的运动。元素在某种条件下必以一定的形式进行迁移，所以，要了解元素分散、富集的规律，就必须研究元素的迁移形式。例如，在锡矿床中，锡石（SnO_2）常与萤石（CaF_2）共生，这在很大程度上与锡以各种含氟－氢氧根配合物 $Me_2[Sn(OH、F)_6]$ 形式进行迁移有关，其中 Me 为 K 和 Na。

【元素迁移化学模型】 chemical model of elements migration　元素的迁移不仅反映在元素的空间位移和时间演化上，同时必须伴随元素存在形式的改变，因此通常包括元素的活化、迁移、再固定三个阶段。元素迁移的三阶段模式和三阶段中的化学作用方式通称为元素迁移的化学模型。

【过滤效应】 filtration effect　当溶液通过半透膜时，溶质便相对溶剂而发生某些停滞现象，通过半透膜的溶液中，溶质的浓度降低，该现象谓之过滤效应。地球化学用过滤效应来解释岩石的某些变质、交代现象，以及元素沉淀分带现象等，各种岩石即起着半透膜的作用。

【水合离子】 hydrated ion　在地壳中水是普遍存在的介质，它对于元素的内生和表生迁移都起重要作用。水分子是偶极分子，水分子的偶极性使水分子在溶液中的离子周围呈有规律的排布，引起离子的水合作用，结果使离子为水分子包围而形成为水合离子，一般情况下，电价低的较大阳离子（碱金属和碱土金属）在水中同 H^+ 争夺氧（O^{2-}）的能力弱，容易同 OH^- 脱落，在水中常常成为水合离子的形式存在。

【离子吸附】 ion absorption　晶体表面的原子价键与晶体内部的不同，它常常不饱和、不完整，故晶体的面和棱上的离子与溶液中的成分发生强烈的相互作用，并有能力与极性相反的分子和离子相结合，或吸附它们。吸附的能力大致与表面积成正比，即与颗粒大小成反比。如果晶体具有“敞开”的结构，而离子又容易从晶体中分离出来，则交换作用强烈地进行。例如，许多沸石类矿物和粘土矿物具有强烈的离子交换和吸附性质。

【离子交换吸附】 ion exchange absorption　已经在表面吸附了离子（A）的晶体和胶体等，当遇到被吸附能力更强的离子（B）时，会释放原有被吸附的离子（A）并重新吸附离子（B），这一过程即离子交换吸附。

【天然水活度积原理】 activity product principle in natural water　在一定的温度、压力条件下，难溶电解质离解的离子活度的乘积是一个常数，称为**活度积原理**（activity product principle）。天然水中通常都含有一定量的难溶电解质，它们在离解时离子活度的乘积也是常数。故称天然水溶液活度积原理。

【天然水离子强度】 ion strength in natural water　天然水的离子强度（I）是其水溶液中各类离子相互作用力的综合度量，它相当于 $I = 0.5 \times (C_1Z_1^2 + C_2Z_2^2 + C_3Z_3^2 + \cdots + C_nZ_n^2)$。式中 C_1、C_2、$C_3\cdots C_n$ 为溶液中各溶质离子的物质的量浓度，Z_1、Z_2、$Z_3\cdots Z_n$ 为各离子的电荷数。天然水系由自然作用过程形成的水，如火山喷气冷凝的水，岩浆结晶期后及高压变质作用由岩浆或岩石中析出的水，大气降水等。

【配合物】 complex　曾称**络合物**。由一个简单正离子和几个中性分子或负离子结合而成并能独立存在于溶液中的复杂离子叫配离子，含络离子的化合物叫做配合物。配合物可以分为配

位配合物、内配合物(螯合物)、多酸型配合物等几种类型。按照配位学说理论认为,在任何配合物的分子中,有一个带络离子形成体的带正电荷的离子占据着中心位置,通常叫中心离子,在直接靠近它的周围配置着一些配位粒子的负电离子或中性分子,这些配位粒子和中心离子形成配合物的内配位层或称"内界"。在配位化合物的"外界"还有若干离子距离中心离子较远,联系得比较松弛,使整个配位化合物呈电中和性。在书写配合物的化学式时,把配离子形成体和配位粒子一起写在方括号内,以表示络离子。配合物是成矿作用中元素迁移的一种重要形式,由于许多元素的配合物都是易溶的,而且在水溶液中是比较稳定的,从而大大增大了其迁移能力;当外界条件改变,引起配合物分解,可导致元素的沉淀富集。

【氧化还原电位】 oxidation reduction potential 当变价元素的离子相遇时,由于各种离子对电子吸引的能力强弱不同,因而彼此之间出现电位差,电子自动由电位低的一方向电位高的一方转移,这一电位差称为氧化还原电位(符号:E_h 或 E),简称氧化电位(反应方向相反则称还原电位),其单位为伏。E_h 值愈高,愈难氧化,即失去电子愈难。如为还原电位则愈难还原,即不易得到电子。氧化电位计算公式:

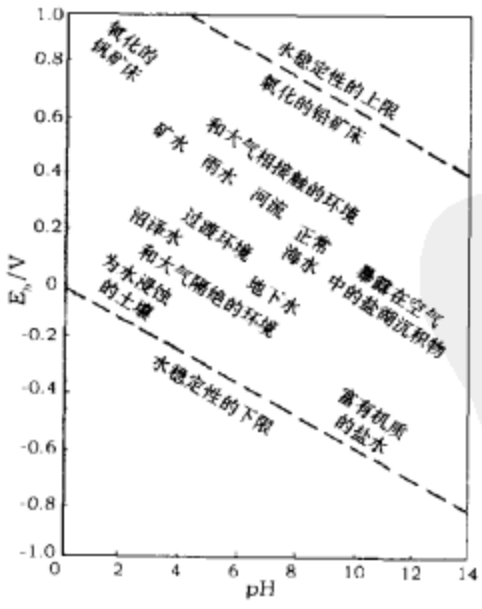
$$E_h = E_h^\ominus + \frac{RT}{nF}\ln\frac{c_{氧化态}}{c_{还原态}}$$

此方程称为能斯特(Nernst)方程,式中 $E_h^\ominus$ 为标准条件下的氧化电位,R 为气体常数,T 为绝对温度,n 为参加反应的电子数,F 为法拉第常数,c 为离子体积摩尔浓度。在一个大气压,25℃的条件下(代入各物理常数并变换为常用对数),上式可改写为:

$$E_h = E_h^\ominus + \frac{0.059}{n}\lg\frac{c_{氧化态}}{c_{还原态}}$$

地球化学研究中,除了利用变价元素不同价态离子的比值定性地判断环境的氧化还原条件外,还常用 pH - E_h 相图定量地判断各种矿物或离子及化合物的稳定条件。E_h - pH 之间存在下列关系:$E_h = E_h^\ominus - 0.059\text{pH}$。

【天然水 pH 值】 pH value of natural water 天然水溶液中的水分子在不同的温度和压力下都会发生电离,生成等量的 H^+ 和 OH^-,当它们与溶液中的各种酸性和碱性离子作用并达到平衡后,溶液中的 H^+ 和 OH^- 浓度不再相等但遵守活度积原理,水溶液 pH 值为溶液中 H^+ 浓度常用对数的负对数值,它是天然溶液酸碱度的度量。某些常见的自然水介质的 pH、E_h 大致范围可见图。



某些天然水介质中 pH-E_h 的大致范围
(据 Garrels, 1956)

【pH 值】 pH value 通常用[H^+]的负对数来比较溶液的酸碱性,这个[H^+]的负对数值称为 pH 值。它的算法如下:

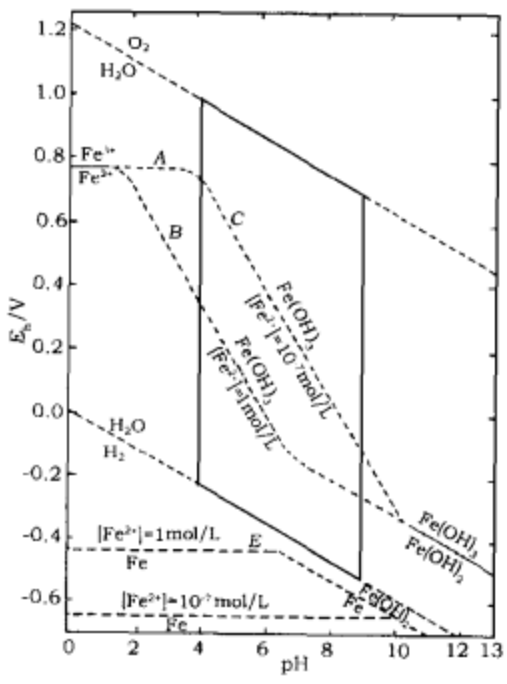
$$\text{pH} = -\lg[H^+]$$

溶液的酸碱性和 pH 值的关系为:中性溶液 pH = 7,酸性溶液 pH < 7(pH 值越小,酸性越强),碱性溶液 pH > 7(pH 值越大,碱性越强),pH 值是影响元素迁移和沉淀的重要因素之一。

【天然水氧化还原电位】 oxidation reduction potential of natural water 天然水溶液是含有多种变价元素的复杂化学体系,在变价元素的各价态间存在确定的氧化还原半反应和半反应的氧化还原电位。在统一的体系中,各种半反应的氧化还原电位将最终达到平衡,天然水溶液氧化还原电位是指达到平衡后的电位。因此,它是水溶液中各种变价元素半反应的氧化还原电位综合作用的结果和体现。某些常见自然水介质的 E_h、pH 大致范围见[天然水溶液 pH 值]条目图。

【环境氧化还原电位】 oxidation reduction potential from surroundings 在统一的系统中,各种变价元素的氧化还原半反应的电位是相互影响的,对于某一种变价元素来说,其他所有变价元素的氧化还原电位总和构成该元素的环境氧化还原电位。由于系统中各种半反应的氧化还原电位最终将达到平衡,最终该变价元素的氧化还原电位将与环境氧化还原电位一致。在地球化学研究中,常用某种矿物或矿物的共生组合来判定环境的氧化、还原状态,例如:赤铁矿的沉积指示氧化环境,海绿石、鲕绿泥石指示弱还原弱氧化环境,菱铁矿指示还原环境,黄铁矿和白铁矿共生则指示强还原环境。

【pH-E_h 相图】 phase diagram of pH-E_h 一个物质体系内一般存在多个平衡相。在固液平衡中,某些平衡受 pH 值和 E_h 值的影响,将 pH 值和 E_h 值作为独立变量(坐标),所编制的反映 pH 值和 E_h 值与体系中的相数、各相的组成和组分浓度间平衡关系的图解,称为 pH-E_h 相图。例如铁的 pH-E_h 相图,图中粗线四边形范围为自然界常见的 pH = 4 ~ 9 和 E_h 为 H_2O 的稳定场的上下限,由图可知,铁在自然界常见的 pH、E_h 值范围内最主要的氧化-还原反应形式为 $Fe^{2+} \rightarrow Fe(OH)_3$,因此,在偏酸性和还原性条件下呈溶解态迁移,在碱性和氧化环境中呈$Fe(OH)_3$沉淀。



铁的 pH-E_h 相图
(据克劳斯科普夫, 1979)

【氧化障】 oxidation block 某些变价元素以低价形式存在时较容易迁移,如在一般条件下,Fe^{2+} 比 Fe^{3+} 容易迁移,当这些元素以低价形式稳定迁移的过程中,遇到环境的氧化还原条件变化得比较氧化时,元素则由低价态转变为高价态,其迁移能力降低并发生沉淀。导致元素发生沉淀的这一环境变化称为氧化障。

【还原障】 reduction block 某些变价元素以高价形式存在时较容易迁移,如一般条件下 Mo^{6+} 比 Mo^{4+} 容易迁移,当这些元素以高价形式稳定迁移的过程遇到环境的氧化还原条件变化得比

较还原时,元素由高价态还原为低价态,其迁移能力降低并发生沉淀。导致元素发生沉淀的这一环境变化称为还原障。

【活度】 activity 溶液中某一物质的活度即是经过校正的浓度,用公式 $a=\gamma m$ 表示;式中 a 为活度,m 为浓度,γ 为活度系数,对理想溶液而言,$\gamma=1$。a 的单位通常和浓度是一样的。某一气体的**逸度**(fugacity),即是经过校正的该气体的分压,用公式 $f=\gamma p$ 表示;式中 f 为逸度,p 为压力,γ 为逸度系数。f 的单位与 p 相同。当压力近于和小于一个大气压时,一般说来 f 与 p 相近,其差异在地球化学计算中可忽略不计,这时逸度就等于分压。在内生地球化学作用中,物质常处于高温高压状态,所以必须考虑各种挥发组分的逸度。经典热力学解决的是封闭体系的平衡态问题。但实际上遇到的都不是理想体系,因此引出活度和逸度的概念,将实际体系中的浓度和压力加以校正,使经典热力学的公式适用于实际体系。

【共结系】 eutectic system 由二元以上组分构成的物系,既不形成固溶体,又不生成中间化合物,各组分的固相能够在某确定的温度下从某一特定成分的液体同时共同结晶。这样的体系叫做共结系,根据组元数目,又分为二元共结系、三元共结系和多元共结系等。同时结晶的各固相的混合产物称为共结物。共结物一般构成细粒晶体的基质,各物相交织镶嵌在一起。许多盐 - H_2O 体系和硅酸盐体系属于共结系。例如 $CaMgSi_2O_6$(透辉石) - $CaAl_2Si_2O_8$(钙长石)二元系等。这类体系在盐湖沉积和基性岩浆岩研究中应用普遍。

【共结点】 eutectic point 共结系相图中标志各固相共同结晶时液体成分和体系温度的点称为共结点。在共结点液相与全部固相处于平衡状态,共存的物相数目最多,体系的自由度等于零,所以这是一个无变量点,组分、温度和压力等变量都只有固定值,不能变动,否则平衡破坏导致物相的减少。共结点是体系液相能够存在的最低温度。由于共结系中各组元彼此起着杂质的作用,根据拉乌尔定律互相使凝固点降低。共结点即为各组元凝固点下降曲线的交点。因此,共结点温度显著低于各单相和其他混合物的凝结温度。在地球化学研究中,共结点的概念经常用来探讨岩浆最后冷凝的下限温度和成分,或探讨火成岩最低的初熔温度。

【近结系】 anchieutectic system 具有分解熔融化合物形成的体系叫近结系。一个分解熔融化合物受到加温不直接熔化为原成分的液体,而在到达其"熔点"以前的某一温度分解为一个组元固相和成分更富于另一组元的液体。即,设组元为 A 及 B 的近结系,形成分解熔融化合物 A_2B,加热 A_2B 并不熔化为原成分的液体,而却在某一温度发生下列分解反应:A_2B(固相)$\rightleftharpoons$ A(固相) + 液相(富于 B)。例如 Mg_2SiO_4(镁橄榄石) - SiO_2(石英)为近结系,形成分解熔融化合物 $Mg_2Si_2O_6$(顽火辉石),加热顽火辉石到 1557℃发生分解反应:顽火辉石$\rightleftharpoons$镁橄榄石 + 液体(比 $Mg_2Si_2O_6$ 更富于 SiO_2)。地质上常用近结系的反应关系来解释相应矿物组合的反应结构和生成顺序。例如阐明某些橄榄岩中橄榄石和斜方辉石之间包晶结构的原因等。

【近结点】 anchieutectic point 近结系相图中表示中间化合物发生分解熔融时液体成分和体系温度的点称为近结点。在近结点,两个固相(分解熔融化合物和组元之一)与一个液相处于平衡,共存的物相数最多,体系自由度等于零。所以近结点也是无变量点,温度和液体成分都固定不变。但是与共结点不同,在近结点以下的温度仍可有液相存在。

【液相曲线】 liquidus 在二元以上体系的相图上表示出固相与液相处于平衡时液体成分和温度随着体系成分改变而连续变化的曲线称为液相曲线。这是一条单变量曲线。在液相曲线上的温度物质将发生全熔,所以是物系的熔化曲线。

【固相曲线】 solidus 在二元固溶系相图上表示与液相处于平衡的固相,其成分随着液体成分和温度的改变而连续变化的曲线称为固相曲线。在其他类型体系中,固相成分是确定的,固相线为一条通过共结点的水平直线。固相线以下的温度区域,液相凝固完毕不再残留,标志着液相存在的最低温度。在加热过程中,于固相线温度物质开始熔化,所以固相曲线也是初熔曲线。

【热容】 heat capacity 当一系统由于加给一微小的热量 δQ 而温度升高 dT 时,$\delta Q/dT$ 这个量称为热容,其单位为焦·开$^{-1}$。当用热容除以质量,所得量为**质量热容**或**比热容**(此量过去称为比热),其单位为焦/(千克·开)。当用热容除以物质的量,所得量为**摩尔热容**(此量过去称为克分子热容),其单位为焦/(摩·开)。热容常用符号为 C,质量热容为 c,摩尔热容为 C_m。C 值与加热时的条件有关,加热时压力保持不变称为定压热容,用 C_p 表示,加热时体积不变,称为定容热容,用 C_V 表示。热容是温度的函数。与地球化学计算有关的手册中,一般给出的都是 C_p 函数。利用 C_p 可以把标准生成热换算到任何其他所需要状态的生成热。

【生成热】 heat of formation 某一物质的生成热是由稳定单质合成 1 摩[尔]该物质时的化学反应热。常用符号 ΔH_f 表示。标准生成热即在标准状态下的(25℃和 101325 帕)生成热,常用符号 ΔH_f° 表示,单位是焦/摩。在标准状态下,稳定单质元素的生成热规定为零。利用生成热的概念可以计算地球化学过程中各种化学反应的反应热,同时,也用生成热的概念研究矿物的稳定性和类质同象等问题。

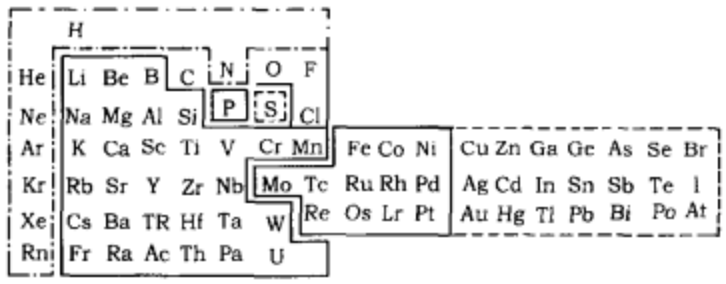
【生成自由能】 free energy of formation 由某一物质稳定单质合成 1 摩[尔]该物质时自由能的变化。通常指的是吉布斯自由能,常用符号 ΔG_f,单位同生成热一样。标准状态下的生成自由能叫标准生成自由能,用符号 ΔG_f° 表示。稳定单质元素在标准状态下生成自由能规定为零。

元素地球化学

【元素地球化学分类】 geochemical classification of elements 在元素周期系基础上,依据元素的地球化学性质的相似性所作的进一步的分类。地球化学分类反映了元素在自然界各类地质作用中的活动规律及与其他元素组合的特征。由于各分类依据的侧重点不同,元素的地球化学分类较多。常用的分类是根据元素的原子结构及其在自然界的一般存在形态,将元素分为:亲气元素、亲石元素、亲铜元素、亲铁元素和亲生物元素等。必须指出,上述分类并不是绝对的,因同一元素可通属于几类。例如,铁在很大程度上既具亲石性、亲铜性,又有亲铁性,但考虑到亲铁元素的很多性质为铁所固有,所以铁就被列为亲铁元素。又如在描述岩浆分异结晶作用或部分熔融过程中,把元素分为相容元素和不相容元素等。

【戈尔德施密特元素地球化学分类】 Goldschmidt geochemical classification of the elements 戈尔德施密特(V. M. Goldschmidt)的分类是以其地球起源和内部构造的假说为基础的,他根据化学元素的性质及其在各地球层圈内分配之间的关系,将元素分为

4个地球化学组,如图所示。

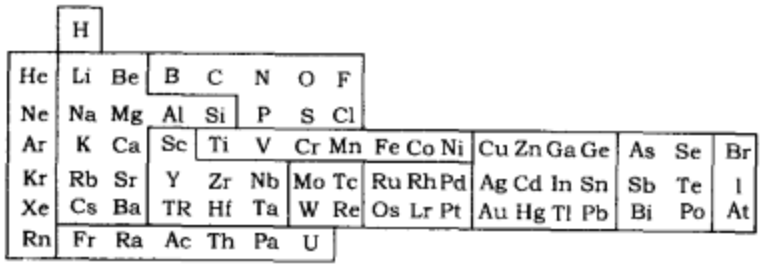


戈尔德施密特元素地球化学分类

粗实线为亲铁元素;细实线为亲石元素;虚线为亲铜元素;点线为亲气元素

①亲石元素,离子最外层具有2个或8个电子,呈惰性气体型稳定结构,与O、F、Cl亲和力强,多组成氧化物或含氧盐,特别是硅酸盐,形成大部分造岩矿物,并主要集中在岩石圈;②亲铜元素,离子最外层具有18个电子的铜型结构,与S、Se、Te亲和力强,多形成硫化物和复杂硫化物;③亲铁元素,离子最外层具有8~18个电子的过渡型结构,与O及S的亲和力均较弱,主要集中在地球深部的铁镍核中;④亲气元素,原子最外层具有8个电子,化学活动性较差,主要呈原子或分子状态集中在地球的大气圈中。此外,戈尔德施密特还划分出亲生物元素(主要是C、N、H、O、P、B等),这些元素多富集在生物圈中。

【扎瓦里茨基元素地球化学分类】 Zavaritskii geochemical classification of the elements 以展开式元素周期表为基础,赋予原子和离子半径以重要意义,根据元素地球化学行为的相似性将元素划分为12族(下图):①氢族;②惰性气体族(He、Ne、Ar、Kr、Xe、Rn);③造岩元素族(Li、Be、Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Rb、Sr、Cs和Ba);④挥发份元素族(B、C、N、O、F、P、S、Cl);⑤铁族(Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni);⑥稀土、稀有元素族(Sc、Y、Zr、Nb、REE、Hf、Ta等);⑦放射性元素族(Fr、Ra、Ac、Th、Pa、U等);⑧钨钼族(Mo、Tc、W、Re);⑨铂族(Ru、Rh、Pd、Os、Ir、Pt);⑩金属矿床成矿元素族(Cu、Zn、Ge、Ag、Cd、In、Sn、Au、Hg、Tl、Pb);⑪半金属元素族(As、Sb、Bi、Se、Te、Po);⑫重卤素元素族(Br、I、At)。



扎瓦里茨基元素地球化学分类

【原子容积】 atomic volume 元素的相对原子质量与其密度的比值,实际上为1摩尔原子元素所占的空间。这可用固态或液态元素的相对原子质量除以密度求得。原子容积的大小影响元素在地球中的分布。例如,原子容积小的元素,如铁族元素主要富集在地球中心,而原子容积大的元素,如亲石元素多富集在地球上部。以原子容积为纵坐标,原子序数为横坐标,可绘制元素原子容积曲线图。

【标型元素】 typochemical element 能指示地质体形成条件的一些元素,如B、Rb、Th、In、Ge等。通常认为富含B和Rb的沉积岩多为海相沉积;富含Th的铀矿物多为高温热液产物,含Th很少的铀矿物则为低温热液产物。富含In的闪锌矿多为高温成因,而富含Ge的闪锌矿则多为低温成因等。

【过渡元素】 transitional element 长周期表中ⅢB—ⅡB族的所有元素,包括原子序数21~30(钪到锌)、39~48(钇到镉)、57~80(镧到汞)以及从89(锕)以后的所有已知元素。这些元素的特点是都具有未充满的d电子层或f电子层。当原子序数增加时,最外层电子暂停充填,而次外层电子数目从8逐步增至18或32。这些元素不仅能够利用最外层的电子而且还可利用次外层的电子同其他元素进行键合,所以具有多种价态。它们全部是金属,但在同一周期内,随着原子序数增加,金属性逐渐减弱,故称之为过渡元素。

【放射性元素】 radioactive element 原子核不稳定,能自行衰(蜕)变放射出α、β、γ射线的元素,如铀(U)、钍(Th)、镭(Ra)以及超铀元素(原子序数大于92的元素)等。放射性元素包括三个天然放射性系列,即铀系、钍系和锕系。

【惰性气体】 inert gas 原子的最外电子层具有两个或八个电子的元素,元素周期表中的零族元素:氦、氖、氩、氪、氙、氡,它们呈气体状态存在,都是单原子分子。一般不与其他元素进行化学反应,但在超高温条件下能形成化合物。惰性气体多是核蜕变的产物,据此,可利用氡的异常作为放射性元素矿床的找矿标志。惰性气体(如氦)是很重要的资源,它广泛应用于国防、科研及民用工业中,主要氦矿床与天然气及石油有关,含氦最高的矿物为方钍石、独居石、铌钇矿、褐钇铌矿等。He的同位素^{3}He是一种热核聚变的原料,月球上有丰富的^{3}He资源,将是人类未来可利用的能源资源。

【主量元素】 major element 在各种地质体系中其质量分数(w_B)大于0.1%的元素,这些元素能形成自己独立的矿物相,在各相之间的分配受相律控制。

【微量元素】 trace element, microelement 又称**痕量元素、杂质元素、副元素、次要元素**等。一般在岩石或矿物中的质量分数(w_B)在1%或0.1%以下,含量单位常以10^{-6}或10^{-9}表示;有人认为:在地壳中除O、Si、Al、Fe、Ca、Mg、Na、K、Ti等九种元素外(它们的质量克拉克值共占99%左右),其他元素均可称为微量元素。它们在自然界通常不易形成自己的独立矿物,而分散在其他矿物或介质中,如In、Ga、Ge、Rb、Se、Tl、Re、Hf等。实际上,微量元素是对主要元素相对而言的,只是量的区别,其实质因具体的研究客体而异。因此,可以把微量元素视为不作为体系中任何相的主要(化学计算)组分存在的元素。在化学反应中,实际起作用的是微量元素的物质的量浓度。据此,地球化学中的微量元素概念可严格定义为:只要元素在所研究的客体(地质体、岩石、矿物等)中的含量低到能近似地用稀溶液定律来描述其行为,该元素就可称为微量元素。

【能斯特分配定律】 Nernst distribution law 在一定的温度和压力条件下,元素在共存相间的分配达到平衡时,其活度比是一常数。对服从亨利稀溶液定律的微量元素,其浓度比是一常数。

【相容元素】 compatible element 在岩浆或热液中的某些微量元素(如Cr、Ni、Co、V等)。在矿物结晶过程中趋向于在早期固相中富集。因其浓度低,不能形成独立矿物,但其离子半径、电荷、晶体场等晶体化学性质与构成结晶矿物的主要元素相似,故在固-液相反应或平衡中易于呈类质同象形式进入有关矿物相。其固-液相分配系数明显大于1。元素的相容性可因结晶条件的不同而改变。

【不相容元素】 incompatible elements 又称**亲岩浆元素**(hygromagmatophile elements),在岩浆或热液的矿物结晶过程中趋向于在液相中富集的某些微量元素(如Sn、Li、Rb、Sr、Cs、Be、Ba、Zr、Hf、Nb、Ta、Th、U和稀土元素)。因其浓度低,不能形成独立矿物相。因受其离子半径、电荷和化合键所限,很难进入造岩矿物晶体结构中,而在残余岩浆或热液中相对富集。其固-液相分配系数近于零。元素的不相容性可因结晶条件的不同而改变。

【大离子亲石元素】 large ion lithophile element(LILE) 离子半径大于常见造岩元素的亲石元素,典型代表为 Rb、Sr、Ba、La、U 等。

【高场强元素】 high field-strength element(HFSE) 离子电价较高、半径较小、具有较高离子场强(为离子电价与半径之比)的元素,典型代表为 Nb、Ta、Zr、Hf、Th 等。这些元素地球化学性质一般较稳定,不易受变质、蚀变和风化作用等的影响,因此常用来恢复遭后期变化岩石的原岩性质。

【分配系数】 distribution coefficient 微量元素在共存的固相与熔体相(或其他物相)之间的浓度比,又称简单分配系数或 Berthelet-Nernst 分配系数,其表达式为:$K_D = c_S^i / c_L^i$。式中 K_D 为分配系数,c_S^i 为微量元素 i 在固相中的浓度,c_L^i 为微量元素 i 在熔体相(或其他物相)中的浓度。

【总分配系数】 total distribution coefficient 体系中微量元素在各矿物相与熔体间简单分配系数与矿物相含量的加权之和,其表达式为:$D = \sum K_D^i \cdot X = K_D^{\alpha/L} \cdot X^\alpha + K_D^{\beta/L} \cdot X^\beta + K_D^{\gamma/L} \cdot X^\gamma + \cdots$。式中 X^α、X^β、$X^\gamma \cdots$ 为体系中 α、β、$\gamma \cdots$ 相各自所占的质量分数(%),K_D^i 为简单分配系数。

【复合分配系数】 compound distribution coefficient 又称交换分配系数、Henderson-Kracek 分配系数。在共存相之间微量元素的分配过程中,具有交换关系的主量元素对微量元素的分配有着一定的影响,为了消除主量元素的影响,使获得的分配系数尽可能为一常数,因而采用如下分配系数的表达式:$K_c = (c_S^i / c_S^j) / (c_L^i / c_L^j)$。上式获得的分配系数 K_c 称复合分配系数,式中 c_S^i 和 c_L^i 分别为微量元素 i 在固相中和在熔体相(或其他物相)中的浓度,c_s^j 和 c_L^j 分别为主量元素 j 在固相中和在熔体相(或其他物相)中的浓度。

【对数分配系数】 logarithic distribution coefficient 非平衡结晶过程初始熔体中微量元素 i 的浓度与结晶后任一时刻的浓度比的对数除以另一微量元素 j 的浓度比的对数为一常数,称为对数分配系数,表达式:$K_\lambda = \ln(c_{0,L}^i / c_L^i) / \ln(c_{0,L}^j / c_L^j)$。式中 K_λ 为对数分配系数,$c_{0,L}^i$ 和 $c_{0,L}^j$ 分别为结晶前初始熔体中微量元素 i,j 的浓度,c_L^i 和 c_L^j 分别为结晶时熔体中微量元素 i,j 的浓度。

【部分熔融定量模型】 quantitative model of partial melting 岩石在部分熔融过程中,根据部分熔融程度和总分配系数,定量估算微量元素在熔体相和残留固相中分配的数学表达式。

【批式部分熔融】 batch partial melting 在整个部分熔融过程中,熔出的熔体与残余固相始终保持平衡,残余固相的颗粒间隙中保留着静态的熔体,直到形成的熔体移去。这种部分熔融又称为平衡的部分熔融或一次性熔融。

【连续分离熔融】 continuous fractional melting 部分熔融过程中只要一产生无限小量的熔体,该熔体就立即离开残存的固相,这种熔融作用也称非平衡的部分熔融。

【收集熔融】 collection melting 熔体连续产生,连续移去,且聚集在一存池中均匀地混合在一起,这是一种连续为岩浆输入熔体的过程。

【不一致熔融】 incongruent melting 某结晶相在温度升高时并不直接熔出该结晶相熔体,而是转变为另一固相和熔体,且熔体形成的液相与原来的固相成分不一致。

【多重熔融】 multiple melting 同一熔融作用或不同类型熔融作用的多重复合。

【平衡分离结晶作用】 balance fractional crystallization 在岩浆结晶过程中,结晶的矿物相与熔体始终保持平衡,矿物成分均一,无环带矿物晶体形成。

【不平衡分离结晶作用】 nonequilibrium fractional crystallization 在岩浆结晶过程中,仅矿物表面与熔体达到平衡,而矿物内部与熔体没有达到平衡,使得元素在矿物边缘和内部的分布不均一,形成的矿物常具环带构造,这种不平衡的分离结晶作用也称为瑞利分离作用。

【连续分离结晶作用】 continuous fractional crystallization 岩浆的分离结晶作用连续完成。

【多阶段分离结晶作用】 multistage fractional crystallization 岩浆的分离结晶作用并非连续完成,由于物理化学条件的不同,使得岩浆体系分离结晶产物按先后次序逐一完成。

【混合作用定量模型】 mixed quantitative model 二端元或二端元以上混合物中元素含量与端元物质元素含量和端元组成比例之间有关参数之间关系的数学表达式,这种混合可以是岩浆与岩浆之间的混合,也可以是岩浆与固相物质的混合和固相物质与固相物质的混合。

【稀土元素】 rare earth element 元素周期表上第 57 ~ 71 号(La—Lu)元素的总称,第 39 号元素钇(Y)的性质与稀土元素相似,也被划入稀土元素类。稀土元素可分为轻稀土元素族(LREE,La—Eu)和重稀土元素族(HREE,Gd—Lu·Y)两亚类。由于稀土元素电子层 4*f* 轨道电子充填(即内层充填),造成随着原子序数(*Z*)的增加,其离子半径不增大,甚至稍有减小,即镧系收缩现象,镧系收缩导致稀土元素的化学性质非常接近,在自然体系中的地球化学行为极其相似,形成具有特殊地球化学指示意义的共生关系,因此,地球化学研究常用到一些稀土元素的比值,如:LREE/HREE(或 $\sum Ce/\sum Y$)、$(La/Yb)_N$、$(La/Lu)_N$、$(Ce/Yb)_N$、Eu/Eu^*、Ce/Ce^* 等(此乃习惯书写方法,含义为样品中稀土元素的质量分数之间的比值,下角标 N 为球粒陨石标准化之意。以后条目中的元素符号之间的比,如 K/Rb 等,含义相同)。

【稀土元素丰度】 abundance of rare earth element 地壳中稀土元素的丰度为 $(0.34 \sim 31) \times 10^{-6}$,总量为 112×10^{-6}。稀土元素在陨石、月球、地球各种岩石中的分布有如下规律:①在岩浆岩中,从超基性岩→基性岩→中性岩→酸性岩→碱性岩,稀土元素总含量增加。基性、超基性岩相对富含重稀土元素,酸性岩,尤其是碱性岩富含轻稀土元素。②在沉积岩中,以泥质岩石(如页岩)稀土元素含量最高,碳酸盐类(如石灰岩)稀土元素含量最低。③稀土元素在地壳中的分布不均匀,太古宙地壳稀土元素组成相当于英云闪长岩,太古宙后地壳相当于花岗闪长岩。大陆地壳稀土元素总量高,相对富轻稀土元素;大洋地壳稀土元素含量较低,相对富重稀土元素,上地壳稀土元素含量高,相对富含轻稀土元素,下地壳稀土元素含量低,相对富含重稀土元素。④地球的稀土元素丰度与球粒陨石相似,原始地幔的稀土元素含量约为普通球粒陨石的 1.9 ~ 2.6 倍。⑤稀土元素在月球表面各种岩石中的含量相当于地球的 3 ~ 10 倍。克里普岩(一种富钾、稀土元素和磷的岩石)稀土元素总含量达 500×10^{-6} 以上。⑥球粒陨石稀土元素总含量为数个 10^{-6},铁陨石稀土元素含量最低。⑦河水、海水中稀土元素含量很低,总量低于 1×10^{-6},重稀土元素含量高于轻稀土元素。

【稀土元素分馏作用】 fractionation of REE 由于各稀土元素之间结构上的微小差异,导致在自然作用过程中各个稀土元素丰度的变化。

【稀土元素球粒陨石标准化值】 REE chondrite-normalized 样品中各个稀土元素的量分别与球粒陨石中相对应的各个稀土元素的量的比值。球粒陨石标准化后,使在稀土元素作图时消除奇偶效应。作为标准的球粒陨石的稀土元素含量见下表。

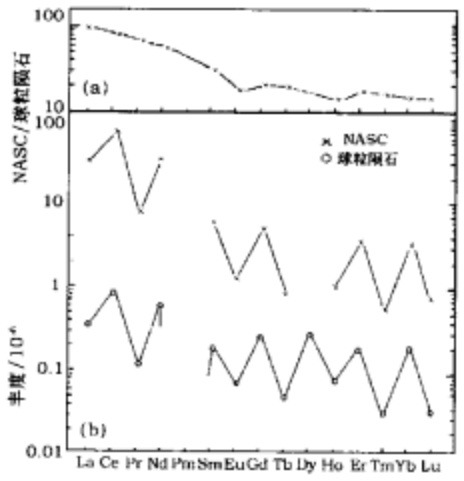
作为标准的球粒陨石和"北美页岩组合样"的 REE 丰度

标准名称	Leedy 球粒陨石	9个球粒陨石平均	22个和9个球粒陨石组合样平均**	12个球粒陨石组合样平均	40个北美页岩平均	推荐值(球粒陨石)
La	0.378	0.33±0.013	0.32	0.34	32(31.5)*	0.310
Ce	0.976	0.88±0.01	0.94	0.91	73(66.5)*	0.808
Pr	0.138	0.112±0.005	0.12	0.121	7.9	0.122
Nd	0.716	0.60±0.01	0.60	0.64	33(27.0)*	0.600
Sm	0.230	0.181±0.006	0.20	0.195	5.7(5.9)	0.195
Eu	0.0866	0.069±0.001	0.073	0.073	1.24(1.18)*	0.0735
Gd	0.311	0.249±0.011	0.31	0.26	5.2	0.259
Tb	(0.0568)	0.047±0.001	0.050	0.047	0.85(0.79)*	0.0474
Dy	0.390	0.317±0.005	0.31	0.30	5.8	0.322
Ho	(0.0868)	0.070±0.001	0.073	0.078	1.04	0.0718
Er	0.255	0.200±0.009	0.21	0.20	3.4	0.210
Tm	(0.0399)	0.030±0.002	0.033	0.032	0.50	0.0324
Yb	0.219	0.200±0.007	0.19	0.22	3.1(2.97)*	0.209
Lu	0.0387	0.034±0.002	0.031	0.034	0.48(0.44)*	0.0332
文献	增田等(1973)	L. A. Haskin (1968)	A. G. Herrman (1970)	Wakita et al. (1971)	L. A. Haskin (1968)	W. V. Boynton (1984)

* 为 1984 年新测出的数据；** 为 26 次测定平均值。单位：10^{-6}。

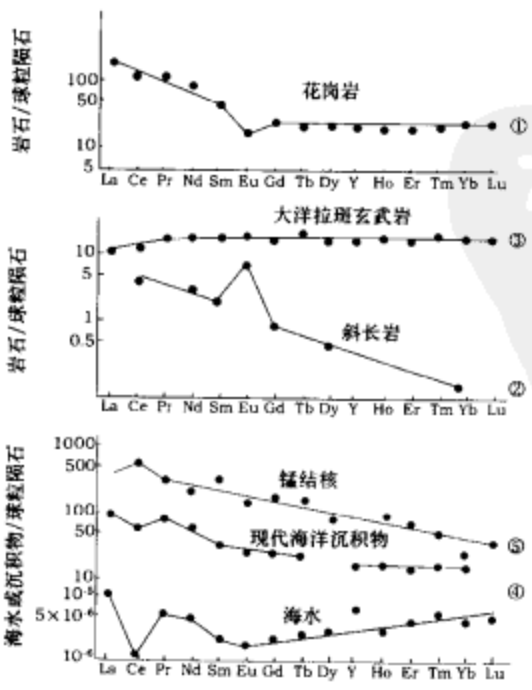
【稀土元素北美页岩标准化】 REE chondrite-normalized of North American shale composite 样品中各个稀土元素含量分别与北美页岩(NASC)相对应的各个稀土元素含量的比值。作为标准的北美页岩的稀土元素含量，见"稀土元素球粒陨石标准化值"条的表。

【增田-科里尔图解】 Masuda-Coryell diagram 样品稀土元素含量在进行球粒陨石标准化后，取自然对数作为纵坐标，以原子序数从小到大排列为横坐标，连线做的图，称增田-科里尔图解，又称**稀土元素组成模式图**。



(a)北美页岩组合样(缩写为 NASC)中 REE 的球粒陨石标准化丰度；(b)哈斯金等(1968)给出的 NASC 中的 REE 真实丰度
(据 Henderson, 1984)

【稀土元素分布类型】 distribution type of rare earth element 稀土元素在自然样品中的分布特点可以用图解来表示。地球各种岩石的稀土元素分布形态绝大多数是两条直线性线段或一条完整的直线，即呈对数线性分布。根据铕和铈的分布特征，可划分为 5 种类型(见图)：①铕亏损型，铕呈负异常，分布曲线在铕处为一谷形，如花岗岩；②铕富集型，铕呈正异常，分布曲线在铕处为一峰，如斜长岩；③平坦型(或球粒陨石型)，分布曲线为平滑直线，铕无异常，如大洋拉斑玄武岩；④铈亏损型，分布曲线在铈处为一谷，铈呈明显亏损，如海水，现代海洋沉积物及某些前寒武纪铁建造；⑤铈富集型，富铈，分布曲线在铈处为一峰，如海洋中锰结核。上述 5 种类型中，由于铈组和钇组稀土元素含量的差异，又使分布曲线呈现向左倾斜或向右倾斜。此外，在海水、磷块岩和稀有金属花岗岩中还发现一种特殊分布类型——4 重分布，每 4 个稀土元素(如镧、铈、镨、钕；钷、钐、铕、钆；钇、铽、镝、钬；铒、铥、镱、镥)成一组，组成相似的凹形或凸形曲线。这种分布类型的形成，是水-岩石相互作用的结果，它对某些岩石的成岩和成岩后所遭受的各种变化的研究具有重要意义。在自然界，稀土元素常形成独立矿物，共约 150 种(包括亚种)。常见的工业矿物为独居石、磷钇矿、氟碳铈矿、褐钇铌矿、黑稀金矿、硅铍钇矿、易解石等。



稀土元素在自然界的主要分布类型
(转引自涂光炽等《地球化学》,1984)

【稀土元素配分】 REE assemblage 岩石或矿物中稀土元素含量之间的比例关系。即以岩石或矿物中稀土元素总含量作为一百，各稀土元素在其中所占的比例。一般以稀土元素或其氧化物百分比表示。在矿物中，根据配分情况又可分为两种类型：完全配分型和选择配分型。前者指铈族和钇族稀土元素含量接近，或既可以选择铈族，也可以选择钇族，即其配分不定的类型。如硅铍钇矿就属完全配分型。后者是指各稀土元素含量差别悬殊，其配分总以某一种(或一组)稀土元素配分值最高，而其他稀土元素(或一组)配分值很小的配分型。如独居石属铈族选择配分型，磷钇矿属钇族选择配分型。岩石或矿物中的稀土元素配分，对矿床成因及其物质来源的研究是很有意义的。

【火成岩稀土元素配分】 REE assemblage in igneous rock 不同类型和不同成因的火成岩具有不同稀土元素配分特征。稀土元素配分对了解岩石成因有重要意义。基性岩中的玄武岩通常被认为是地幔不同深度及不同程度部分熔融的产物。拉斑玄武岩相对碱性玄武岩是在较大的部分熔融程度和较小的熔融程度条件下产生的。大洋拉斑玄武岩具有与球粒陨石相似的稀土元素配分特征，球粒陨石标准化曲线显示为一条颇为平直的线段。大陆拉斑玄武岩较大洋拉斑玄武岩轻稀土元素略有富集。碱性玄武岩的稀土元素含量增大，而且轻稀土元素含量大于重稀土元素，在球粒陨石标准化曲线图上具有较为平直略为右倾的曲线特征。碱性岩和碳酸岩，岩石熔体主要来自上地幔，这两类岩石无明显铕异常，轻稀土元素含量显著大于重稀土元素。与这两类岩石有关，常形成巨大的轻稀土元素矿床，中国内蒙古白云鄂博超大型轻稀土元素矿床就是一个典型例子，在稀土元素球粒陨石标准化曲线图上显示为一条向右陡倾的曲线。酸性岩，主要指花岗岩类岩石，这类岩石多被认为是地壳岩石部分熔融的产物。原岩性质及其稀土元素含量不同，原岩部分熔融程度不同以及熔体形成后不同程度的分离结晶作用是导致形成不同类型花岗岩及不同稀土元素配分的主要原因。花岗岩类岩石的稀土元素含量大多高于玄武岩，通常表现为轻稀土元素含量大于重稀土元素，有较明显的负铕异常。南岭地区是我国花岗岩类岩石发育的地区，在这类岩石中随着岩石酸度和碱度的增高，按花岗闪长岩→英云闪长岩→二长花岗岩→钾长花岗岩→碱长花岗岩→碱性花岗岩的顺序，岩石稀土元素总量及重稀土元素含量相对增大，岩石负铕异常也逐渐增大。富集稀土元素的碱性花岗岩，有的成为碱性花岗岩型稀土元素矿床，具有最大的稀土元素负铕异常。中国内蒙古巴尔哲稀土元素矿床是这类矿床的典型例子，在矿石稀土元素球粒陨石标准化曲线图上，见有明显的海鸥形曲线。

【稀土元素分离指数】 REE fractionation index ($f_{Sm/Nd}$)表示地

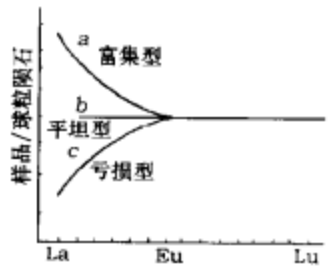
壳岩石产生时 CHUR 地幔源分馏程度的一个参数。对具体样品而言，直接反映样品轻重稀土元素分离程度。计算公式为

$$f_{Sm/Nd} = \frac{(^{147}Sm/^{144}Nd)_s}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}} - 1$$

式中：下标 s 和 CHUR 分别代表样品和球粒陨石；$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1947$。$f_{Sm/Nd}$ 呈负值的绝对值越大，轻稀土元素越相对富集，轻重稀土元素分离越强，反之亦然。

【轻稀土元素富集型】 LREE enrichment type　在球粒陨石标准化的稀土元素组成模式图上，轻稀土元素高于重稀土元素，曲线向右倾。见图中 a。

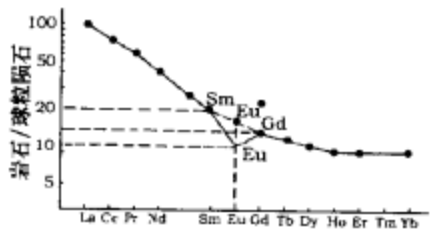
【轻稀土元素亏损型】 LREE depleted type　在球粒陨石标准化的稀土元素组成模式图上，轻稀土元素低于重稀土元素，曲线向左倾。见图中 c。



不同类型岩石中的稀土元素球粒陨石标准化分布模式

【平坦型稀土元素组成】 REE plane type　在球粒陨石标准化的稀土元素组成模式图上，轻稀土元素与重稀土元素相当，曲线近水平状。见图中 b。

【铕异常】 Eu anomaly　自然界中 Eu 呈 Eu^{2+}（还原条件下）、Eu^{3+}（氧化条件下）两种价态，Eu^{3+} 与其他稀土元素三价态的性质和地球化学行为相似，Eu^{2+} 却不同，导致 Eu^{2+} 与三价态稀土元素发生分离，从而出现地质体中 Eu 分布的异常。在球粒陨石标准化的稀土元素组成模式图上，Eu 相对于左右相邻元素（Sm、Gd）出现或高（呈峰状）或低（呈谷状）的形态。Eu 位置上呈现峰称为 Eu 的正异常，呈现谷称负异常（见图）。



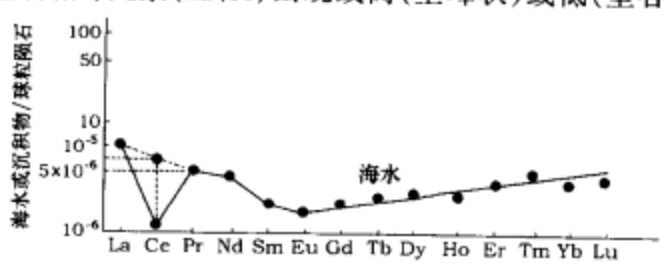
REE 的球粒陨石标准化丰度图解，表示 Eu 异常的计算

【铕 δ 值】 $\delta Eu, Eu/Eu^*$　表示 Eu 异常的程度。δEu 的计算以增田-科里尔图为基础，计算公式：

$$\delta Eu = \frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}}$$

式中：Eu^* 为 Eu 的理论值；Eu_N、Sm_N、Gd_N 均为球粒陨石标准化值。$\delta Eu > 1.05$ 为铕的正异常，$\delta Eu < 0.95$ 为负异常（有的学者以 $\delta Eu > 1$ 为正异常，$\delta Eu < 1$ 为负异常）。Eu 无异常时，Eu 的含量为 Eu^*（图解中 Sm 和 Gd 连线中点所代表的值，即 Eu 的内插值）。也有学者用下式表示 Eu 异常的正、负，$\delta Eu = (Eu/Eu^*) - 1$，$\delta Eu$ 值为正值者称正异常，δEu 为负值则称负异常。

【铈异常】 Ce anomaly　自然界中 Ce 呈 Ce^{3+}、Ce^{4+} 两种价态，Ce^{3+} 与其他稀土元素三价态性质和地球化学行为相似，紧密共生。Ce^{4+} 却不同，与三价态稀土元素发生分离，从而出现 Ce 分布的异常。在球粒陨石标准化的稀土元素组成模式图上，Ce 相对于左右相邻元素（La、Pr）出现或高（呈峰状）或低（呈谷状）的状态，Ce 位置上呈峰称铈正异常，呈谷称铈的负异常（见图）。



表示海水的 Ce 异常及计算

【铈 δ 值】 $\delta Ce, Ce/Ce^*$　表示 Ce 异常的程度。δCe 的计算方法和图解方法原理与 δEu 相似。计算公式：

$$\delta Ce = \frac{Ce}{Ce^*} = \frac{Ce_N}{\sqrt{La_N \cdot Pr_N}}$$

式中：Ce^* 为 Ce 的理论值（图解中 La 和 Pr 连线中点所代表的值，即 Ce 的内插值）；Ce_N、La_N、Pr_N 分别为该元素实测值的球粒陨石标准化值。$\delta Ce > 1.05$ 为铈正异常，$\delta Ce < 0.95$ 为负异常（也有以 $\delta Ce = 1$ 为无异常，$\delta Ce > 1$ 为正异常，$\delta Ce < 1$ 为负异常）。

【稀土元素在地质学中应用】 application of REE in geology　稀土元素的分布特点在研究成岩、成矿以及地球的形成与演化等方面都有重要应用。特别是近些年来不同体系中稀土元素分配系数的测定，各种定量模型理论的迅速发展，稀土元素的指示作用更显得重要。①成岩成矿作用，幔型花岗岩以相对富轻稀土元素、铕弱亏损而与壳型花岗岩类相区别。壳型花岗岩类按其稀土元素组成特点又可划分为混合花岗岩、堇青石黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩、碱长花岗岩等亚类。根据长石、磷灰石中铕的分布资料，可以计算成岩的氧逸度。对岩石中稀土元素与其他微量元素组合特征的研究，可以探讨其形成的构造环境。②同位素年代测定，根据 ^{147}Sm 衰变成 ^{143}Nd，已成功地测得陨石和岩石的同位素年龄。钐-钕法也发表了部分年龄数据。③地球的形成和演化，对地壳不同时代（太古宙、元古宙到三叠纪）沉积岩中稀土元素组成的研究表明，地壳生长的均一化过程及其演化至少在 15 亿年前就开始了，太古宙的沉积岩铕无异常或正异常，而太古宙后的沉积岩铕为负异常，支持了地壳生长的两阶段模型。对前寒武纪铁建造中稀土元素组成的研究，论证了游离氧进入大气圈的时间。基于人们所公认的地球原始物质为球粒陨石成分的认识，通过对稀土元素在固相-液相（地幔相当于固相，地壳相当于液相）间分配特征的理论计算，讨论了地壳、地幔的形成机理。近年来，根据对海底和大陆熔岩中钕同位素 ^{143}Nd、^{144}Nd 组成以及各种地幔来源岩石稀土元素组成模式的研究，提出地幔是不均一的新理论，关于地幔双层结构模型的提出，改变了对地球内部结构的传统观念。

【微量元素地球化学应用】 application of geochemistry of trace elements　微量元素地球化学研究在地质学领域内应用广泛，主要有：①地层的划分和对比。对哑地层（包括变质岩和火山岩）的划分和对比是地层地质研究的难题，微量元素地球化学研究证明，一定的层组有特定的微量元素组合和标志元素。②地质构造研究。在地质测量中，结合微量元素地球化学的研究，可以从元素分配和迁移来认识地质构造的形成和发展历史，并有助于地质界线的划分。无论是全球构造、区域构造和局部构造均与微量元素的区域性分布和局部的集中分散有密切的关系。③岩体和岩石研究。微量元素广泛用于岩体成岩阶段、期相、时代、成因、蚀变、剥蚀和含矿性的区分和研究，以及变质岩的成因和原岩识别的研究。④含矿建造的研究。含有一系列具有成矿元素初步富集层位的沉积建造，是许多金属矿床的重要物质来源，其中，成矿元素（如钨或金）仅以 10^{-6} 甚至 10^{-9} 量级略有富集。因此，主要借助于微量元素地球化学的方法来进行研究。⑤矿床研究。微量元素地球化学研究可以提供矿石形成的温度、矿液组分以及成矿过程中各种物理化学条件变化等方面的资料，并可获得有关矿床成因的信息。许多矿石都含有多种次要有益组分，微量元素地球化学的研究可对评价矿石质量、可选性和综合利用提供基本的资料依据。由于微量元素常在矿床周围形成含量异常的分散晕，因此，其含量、变异系数、浓度分带和

比值等参数是寻找隐伏矿体的重要标志。微量元素地球化学研究在其他领域中，如行星演化、地幔性质、自然景观、环境质量评价和水文、农林等，也有广泛的应用。

【微量元素地球化学示踪】 geochemical tracer of trace element 利用单个微量元素或一组微量元素及其比值揭示所研究的自然体系中地球化学作用与过程。

【微量元素地球化学指示剂】 geochemical indicator of trace element 微量元素在具体地质体中的浓度和分配随介质条件的变化往往发生较大的变动，它们的地球化学行为受有关性质相近的常量元素支配。因此，微量元素的含量和分配以及与相近似元素的比值，可作为各种成岩成矿物理化学条件的灵敏指示剂。指示剂除了常用来确定作用的演化过程和形成阶段之外，还可定量推算成岩成矿作用的温度、压力、物质浓度、酸碱度和氧化-还原条件。其中以矿物微量元素温度计和压力计研究较多。经常使用和效果较好的元素有 V、Ti、Cr、Co、Ni、Sc、Sr、Ba、Li、Rb、Tl、U、Th、F、Cl、Ir、Os、稀土元素等，常用的元素对比值有 K/Rb、K/Tl、Sr/Ba、Ga/Al、Li/Mg、Ni/Co、Cr/V、Zn/Cd、Zr/Hf，Nb/Ta、F/Cl、Au/Ag、S/Se、Se/Te 等和稀土元素比值。

【微量元素定量模型】 quantitative model of trace element 描述岩浆作用过程的微量元素定量模型，最基本的和最常用的有：①分离结晶作用 是一种非平衡过程，表达式为

$$c_t^l = c_t^0 F^{(k-1)} \qquad c_t^s = k \cdot c_t^0 F^{(k-1)}$$

式中：k 为元素 t 在岩浆结晶某时刻的总分配系数；F 为残余岩浆的质量比(熔融度)；c_t^l 为微量元素 t 在熔体中的浓度；c_t^0 为元素 t 在原始熔体中的浓度；c_t^s 为结晶某一阶段固相中微量元素 t 的浓度。在结晶某一阶段固相中微量元素 t 的平均浓度为

$$\bar{c}_t^s = c_t^0 \frac{1 - F^k}{1 - F}$$

如果晶体生长暂时与岩浆平衡，然后因沉淀而从熔体中被清除而不能继续达到平衡，如此反复若干次，则这种结晶过程称为批次平衡结晶作用。当有 n 批矿物结晶后，熔体中微量元素 t 的浓度为

$$c_{t(n)}^l = c_t^0 \prod_{i=1}^{n} \left[\frac{1}{F_i + k_i(1 - F_i)}\right]$$

②平稳部分熔融 是一种平衡过程，微量元素分配表达式为

$$c_t^l = \frac{c_t^0}{k_r + F(1 - k_r)}$$

式中 k_r 为残余矿物的总体分配系数。如果熔体与岩石暂时保持平衡，当条件具备时，这批熔体向上排出，由此反复多次，则这种过程称为批次平衡熔融过程。可表达为

$$c_{t(n)}^l = \frac{c_t^0 \prod_{i=1}^{n-1} k_{r,i}}{\prod_{i=1}^{n} [k_{r,i} + F_i(1 - k_{r,i})]}$$

微量元素定量模型的研究发展已由单纯岩浆作用扩大到岩浆热液、岩浆喷气和同化混染作用。与热力学相结合的分配理论在微量元素地球化学中具有越来越重要的地位。

【微量元素变质岩原岩恢复判别】 application of trace element metamophic rock 不同的变质岩原岩类型有特定的微量元素组成及其比值特征。依据这一特性，通过对变质岩的微量元素地球化学组成的研究，采用有指示意义的微量元素、微量元素比值及微量元素图解方法可对变质岩的原岩进行恢复和判别。

【微量元素成岩成矿物质来源示踪】 application of trace element ore-rock-forming 不同来源的成岩和成矿物质有特定的微量元素组成和特定的微量元素间的相互关系。因此，在成岩和成矿体系中，通过具源区指示意义的微量元素、微量元素比值及微量元素与微量元素之间的相互关系的研究，可指示成岩成矿物质来源。

【岩石微量元素构造环境判别】 application of trace element tectonic background 根据已知不同构造环境中产出的岩浆岩(包括侵入岩和喷出岩)和沉积岩微量元素组成特征的研究，已积累了大量的判别各类岩浆岩和沉积岩构造环境的微量元素图解和准则，应用这些图解和准则可对未知构造环境的岩石进行判别。

【微量元素成岩作用定量模型】 quantitative model of trace element for lithogenesis 部分熔融、岩浆分离结晶及混合作用等过程中微量元素在各物相间分配量的数学模型，这些模型用以研究岩石的成因、岩石或岩浆的演化。

【化学元素地层】 chemical element strata 化学元素及其组合特征在区域不同的地层层位中存在着规律分布，据此可进行区域地层的划分和对比，这对不含化石的地层(哑地层)的划分和对比更具重要意义。

【微量元素地质温度计】 geothermometer of trace element 热力学证明，在一定的压力条件下，微量元素在共存相中的分配系数是温度的函数。表达式：

$$\ln K_D = \frac{-\Delta H}{RT} + B$$

式中：K_D 分配系数；ΔH 微量元素在两共存相中的溶解热的差值；B 积分常数；T 绝对温度。已通过实验研究建立了某些微量元素分配系数与温度的关系表达式(见表)，因此通过实测微量元素在共存相间的分配系数可确定体系的平衡温度。

Cd、Mn、Se 在共存硫化物之间的分配系数与温度和压力的函数关系

K_D	$\lg K_D = \frac{\Delta\bar{H} - \Delta\bar{V}}{2.3RT}$ (T 单位为 K，p 单位为 Pa，$R = 8.3144$ J/K·mol)	$\frac{\Delta\bar{H}}{\text{J·mol}^{-1}}$	$\frac{\Delta\bar{V}}{\text{J·Pa}^{-1}}$	实验温度/℃
$K_{CdS} = \frac{Cd_{sp}}{Cd_{gn}}$	$\lg K_D = \frac{2078 - 2.61 \times 10^{-7} p}{T} - 1.47$	-39750	5×10^{-6}	600 ~ 890
$K_{MnS} = \frac{Mn_{sp}}{Mn_{gn}}$	$\lg K_D = \frac{1409 - 2.56 \times 10^{-7} p}{T} - 0.40$	-26745	4.9×10^{-6}	600 ~ 890
$K_{Se} = \frac{PbSe_{gn} \cdot ZnS_{sp}}{PbS_{gn} \cdot ZnSe_{sp}}$	$\lg K_D = \frac{2851 - 2.6 \times 10^{-8} p}{T} - 1.24$	-54518	5.1×10^{-7}	600 ~ 890

注：sp 为闪锌矿；gn 为方铅矿 (据 Bethke 和 Barton, 1971)

【微量元素地质压力计】 geobarometry of trace element 热力学证明，在一定的温度条件下，微量元素在共存相中的分配系数是压力的函数。因此通过确定微量元素在共存相间的分配系数，在理论上可确定体系的平衡压力。然而，由于分配系数对压力的变化的反映不够灵敏，在实际应用中尚存在较多的困难。

【铀地球化学】 uranium geochemistry 铀是最主要的核原料，广泛分布于地球的硅铝层中，其丰度为 $2.5 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$。铀在各类岩石中的含量有明显的差别，火成岩中从超基性岩→基性岩→酸(碱)性岩含铀量增高；变质岩中铀含量随岩石变质程度增高而减少；沉积岩中黑色、暗色泥质岩石的铀含量高，石膏、盐岩中最低。土壤中铀含量通常为 $n \times 10^{-9}$。海水中的铀含量高于湖水和河水，为 3×10^{-6} 克/升。铀在自然界中有 4 种赋存状态：①铀独立矿物，如沥青铀矿、晶质铀矿、铀黑和铀石；②含铀矿物，如黑稀金矿、锆石等；③吸附态(包括替换其他阳离子形式)，如含铀煤、含铀褐铁矿等；④以铀酰 $(UO_2)^{2+}$ 络离子形式溶解在水溶液中。铀是亲氧的变价元素，在氧化条件下以 6 价的铀酰 $(UO_2)^{2+}$ 络离子形式存在，易溶于水；在还原条件下，铀被还原为 4 价铀(U^{4+})而沉淀。铀的迁移形式有 4 种：①呈硫酸盐 UO_2SO_4 形式；②呈碳酸铀酰配合物 $Na_4[UO_2(CO_3)_3]$、Na_4

$[UO_2(HCO_3)_6]$形式；③呈易溶铀-有机质配合物 $Na_4[UO_2(C_nH_mCOOH)]$形式；④呈铀的胶溶体$[UO_2(OH)]$形式。在内生高温作用过程中，铀主要为 U^{4+} 离子，它与 Zr、Ca、REE、Y、Nb、Ta、Th、Ti 等呈类质同象存在，形成含铀的矿物。在热液作用中铀可以 U^{4+} 和 U^{6+} 两种形式迁移，即呈铀酰碳酸配合物、卤化物或以硅酸盐配合物形式在酸性溶液中迁移；呈氟碳酸盐配合物形式，在碱性介质中迁移。当铀在溶液中以$(UO_2)^{2+}$迁移时，遇到 Fe^{2+} 则被还原为 U^{4+} 而沉淀，Fe^{2+} 被氧化为 Fe^{3+}，于是就产生了红化(即赤铁矿化)，红化是铀成矿作用的一种地球化学特征，也是重要找矿标志。

【钍地球化学】 thorium geochemistry　钍在地壳中分布广泛，其丰度为 $5.8\times10^{-6}\sim11\times10^{-6}$。钍的含量在火成岩中从超基性岩→基性岩→中性岩→酸性岩依次增高；沉积岩中以页岩、粘土岩等碎屑岩钍含量最高；随着岩石变质程度的增高钍含量降低。钍为亲氧元素，在自然界中只有一种价态(Th^{4+})。钍的化合物挥发性弱，溶解度小。地壳中钍主要以两种形式存在：①钍独立矿物(约有 40 种)，如钍石、方钍石等；②含钍矿物(近 120 种)，如钛铀矿、钍氟碳铈矿、变生锆石等。水体中钍的含量极微。在内生过程中，钍的迁移特点与铀相似；而在表生条件下，钍以碎屑形式迁移为主，并在残积物、冲积物中富集。钍在有利条件下形成配合物或有机配合物迁移，也可以胶体形式迁移。

【钾地球化学】 potassium geochemistry　钾在自然界中有 3 个同位素，即^{39}K、^{40}K 和^{41}K，其中^{40}K 是放射性同位素。钾是典型的亲石元素，在地壳中丰度高，为 20900×10^{-6}。已知自然界中有 122 种钾矿物，常见有钾长石、白云母、黑云母、白榴石、海绿石、光卤石等。钾的离子半径为 0.133nm，它可以类质同象置换方式与钠、铷、铊、铅、钡等共生。钾集中在地壳上部，尤其是大陆地壳部分。火成岩中，钾含量从超基性岩→基性岩→中性岩→酸性岩而增高。钾易被土壤吸附，在粘土岩、碎屑岩中钾含量很高。钾是有机体中不可缺少的元素，生物体中钾含量均在数千个百万分之一以上(生物体干组织)。

【镭地球化学】 radium geochemistry　镭是铀、钍衰变产物，常伴随富集于花岗岩圈上部火成岩中。沉积岩中镭主要富集于粘土、页岩和砂岩中，其次是灰岩。由于镭易从岩石、矿物中被淋失，因此水体中普遍含镭，有 3 种富镭的天然水类型：铀-镭矿床水$(2\sim15)\times10^{-10}$；矿泉矿化水$(n\times10^{-15}\sim2.5\times10^{-13})$；油田水$(0.018\times10^{-12})$。在一般条件下，海水、地下水中的镭高于河水，在垂直分布上随海水深度增加镭的含量增高。镭在自然界中只呈二价(Ra^{2+})，常以类质同象方式进入方解石、重晶石和磷氯铅矿等矿物中。自然界镭的含量极微，极分散，不形成独立矿物。但在铁锰氢氧化物、粘土、软泥和石灰华中易吸附镭而使之富集。

【氡地球化学】 radon geochemistry　氡为镭的衰变产物。氡在地壳中含量甚微，为 7×10^{-18}。氡可以存在于大气、土壤、岩石和水体中，它的分布与地壳中的射气作用有关。地下水中的氡含量随温度升高而降低，产生富氡的天然水可能与下列因素有关：①岩石中镭的浓度；②射气系数；③水与含放射性岩石的接触时间；④岩石的水容度与孔隙度；⑤水和岩石的温度；⑥水的矿化作用及含盐成分；⑦岩石吸附氡的能力；⑧油田水。

同位素地球化学

【核素】 nuclide　具有确定质子数、中子数和核能态的原子。以$^{A}_{Z}X$表示它们的原子核，X 为原子符号，Z 表示原子核内质子数，A 为核的质量数。左下标有时可不写，如^{14}C。

【同位素】 isotope　核内质子数相同(即核电荷相同)，而中子数不同(即相对原子质量不同)的一组核素。它们在周期表上居同一位置，同一元素各同位素的物理化学性质略有差别。同位素分为稳定同位素和放射性同位素。已知自然界有近 300 种稳定同位素，约 50 种天然放射性同位素和 1200 多种人工放射性同位素。

【同位素地质学】 isotope geology　见 88 页“同位素地质学”。

【同位素地层学】 isotope stratigraphy　研究地层中同位素的组成与变化，用以解读不同时代海水、沉积环境和气候环境的变化，以及地层界面的突变事件。用于同位素地层学研究较多的同位素有 Sr、C、O、S、Nd 等同位素。

【放射性同位素】 radioisotope　不稳定、能自行衰变转变为另一种元素的同位素。如^{226}Ra放射出一个 α 粒子转变为^{222}Rn，^{87}Rb放射出一个 β 粒子变为^{87}Sr等。^{226}Ra、^{87}Rb等称为放射性同位素。

【稳定同位素】 stable isotope　现有检测技术水平尚未发现能自行衰变的同位素，如^{12}C、^{13}C、^{16}O、^{18}O等，称为该元素的稳定同位素。

【放射成因同位素】 radiogenic isotope　由放射性同位素衰变产生的同位素。它们可以具放射性，也可以是稳定的，前者如^{222}Rn，后者如^{40}Ar、^{87}Sr、^{206}Pb等。

【宇宙射线成因核素】 cosmic ray produced radionuclide　简称**宇成核素**。由宇宙射线高能粒子与大气圈以及地表物质原子核进行散射反应产生的核素，既有稳定核素，也有放射性核素。据对地球各层圈宇成核素进行的测定和理论估算，表明大气圈中的产率远大于地表和海洋，后者可以忽略不计。大气圈中半衰期大于 10 天的主要宇成核素有：^{3}He、^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl、^{81}Kr、^{14}C、^{32}Si、^{39}Ar、^{3}H、^{22}Na、^{35}S、^{7}Be、^{37}Ar、^{32}P、^{33}P等。除^{3}He、^{39}Ar、^{37}Ar、^{81}Kr等稀有气体同位素外，宇成核素生成后很快被氧化。^{14}C、^{81}Kr、^{39}Ar等的半衰期、在大气圈滞留时间及其与大气圈交换作用时间均长，达到均匀分布。^{3}He在气圈中也是均匀分布的。^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl、^{32}Si等长寿命核素的氧化物吸附于小于 1 微米的气溶胶粒子，随空气分子运动，参与大气混合与循环。不同核素在全球变化研究中有着不尽相同的用途。^{22}Na、^{35}S、^{7}Be、^{37}Ar、^{33}P、^{32}P等短寿命核素常应用于气象学研究，解决对流层空气循环、云形成、颗粒清除作用、同温层空气对流和混合作用等问题；^{10}Be、^{26}Al、^{14}C、^{32}Si适用于海洋沉积物年代学研究；^{3}H和^{7}Be适用于海洋上层短期垂直混合作用的研究；^{14}C、^{32}Si、^{39}Ar适用于海洋循环研究；^{3}H、^{37}Ar、^{39}Ar适用于地下水年龄测定；^{3}H、^{32}Si、^{14}C、^{81}Kr适用于极冰年龄测定和冰川活动研究。

【轻同位素】 light isotope　某一元素中质量较小的同位素，相对于质量较大的同位素而言，称为轻同位素。在元素周期表前半部的同位素，质量数较小，相对于后半部质量数较大的同位素而言，也称为轻同位素。

【重同位素】 heavy isotope　某一元素中质量较大的同位素，相对于质量较小的同位素而言，称为重同位素。在周期表后半部的同位素，质量数较大，相对于前半部质量数较小的同位素而言，又称为重同位素。

【母体同位素】 parent isotope　放射性衰变系列中的起始同位素。如铀系中的^{238}U，锕铀系中的^{235}U，钍系中的^{232}Th等。

【子体同位素】 daughter isotope　放射性衰变系列中由母体同位素衰变产生的同位素，可以是仍继续衰变的中间子体，(如铀系中的^{234}U，锕铀系中的^{231}Th，钍系中的^{228}Ra等)，也可以是稳定的最终产物。

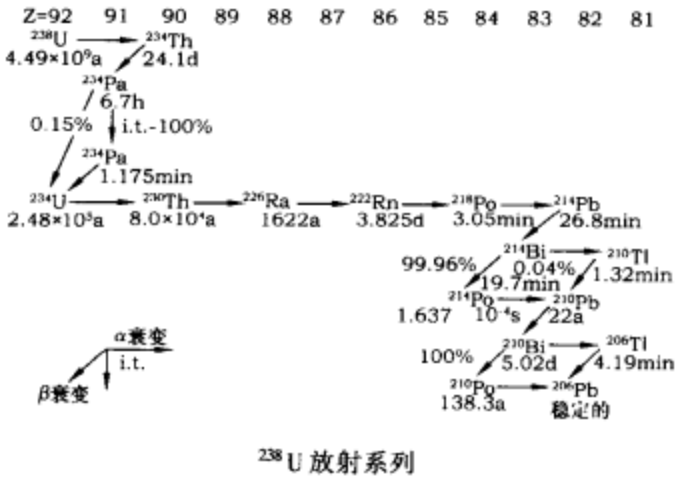
【放射性最终产物】 end product 放射性衰变系列中最终的稳定同位素。如铀系中的^{206}Pb,钢铀系中的^{207}Pb,钍系中的^{208}Pb。

【放射性】 radioactivity 某些同位素能自行衰变,释放出粒子或射线,同时释放出能量,转变为另一种同位素的性质。

【放射生成热】 radiogenic heat 放射性同位素衰变时放出的热能。当1克^{238}U与它的子体同位素处于平衡时,一年内释放出约3焦的热量。按地壳中平均含量:铀为2.6×10^{-6}克/克,钍为1.3×10^{-6}克/克,钾为2.5×10^{-2}克/克计算,1克岩石每年释放2.1×10^{-5}焦的热量。放射生成热是地球内部热能的主要来源。

【放射系列】 radioactive series 又称**放射性衰变系列**。由一系列放射性同位素及其最终产物(稳定同位素)构成,其中任何一个不稳定同位素经过放射性衰变转变为下一个同位素,直到出现稳定同位素为止。自然界中已知的放射系列有:铀系、钢铀系和钍系。

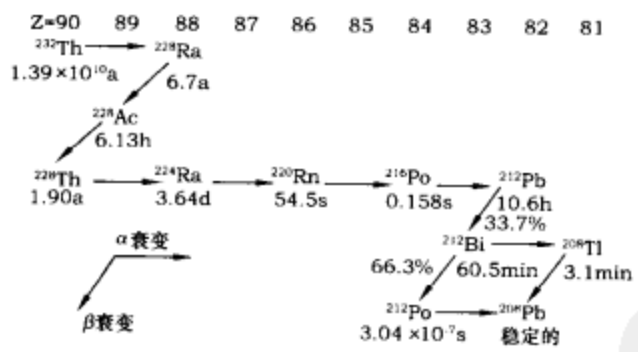
【铀系】 uranium series 以^{238}U为母体同位素的放射系列,其最终产物为^{206}Pb。



^{238}U放射系列

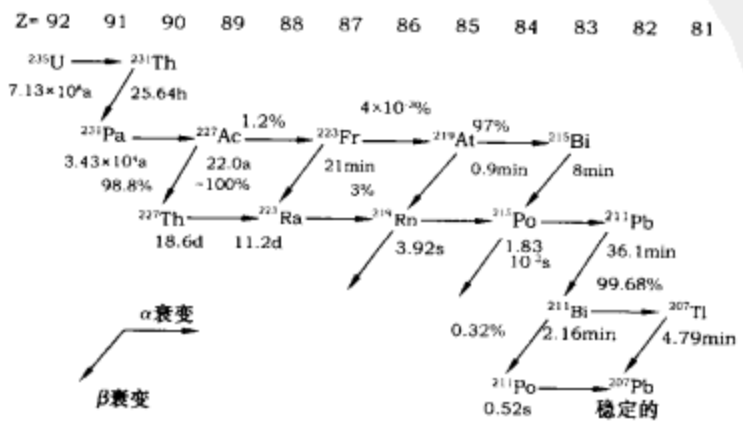
(i.t.=同质异能跃迁);a、d、min、s时间单位,分别为年、天、分、秒(下同)

【钍系】 thorium series 以^{232}Th为母体同位素的放射系列,其最终产物为^{208}Pb。



^{232}Th放射系列

【锕铀系】 actinium-uranium series 以^{235}U为母体同位素的放



^{235}U放射系列

射系列,其最终产物为^{207}Pb。

【衰变】 decay 某些同位素自发地释放出粒子、射线及能量并转变为另一种同位素的过程。放射性衰变可分为单衰变和系列衰变。母体同位素经过一次衰变形成稳定的子体同位素,称为单衰变,例如,^{40}K经过一次β^-衰变形成稳定的同位素^{40}Ca,或者经过K层电子捕获形成^{40}Ar。位于元素周期表后部的某些重元素的放射性同位素要经过系列的衰变才形成稳定的最终产物,称为系列衰变,例如,^{238}U经过八次α衰变和一系列β、γ衰变,最终形成稳定的同位素^{206}Pb。自然界常见的放射性衰变形式是α、β、γ辐射和K层电子捕获。

【衰变定律】 decay law 放射性同位素的原子数随时间作负指数函数而衰减,表达式:$N=N_0e^{-\lambda t}$,式中N为任一时间t时尚未衰变的原子数,N_0为$t=0$时存在的总原子数,λ为衰变常数,e为自然对数之底。衰变定律是同位素地质年龄测定的理论基础。假定在某一封闭系统中,母体同位素衰变后生成的子体同位素不再继续衰变,随着时间的增长,母体逐渐减少,子体逐渐增加,衰变定律可以写为

$$D_{现有子体}=N_{初始母体}-N_{现存母体}e^{-\lambda t}$$

或
$$D_{现有子体}=N_{现存母体}(e^{\lambda t}-1),$$

亦可写成
$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(1+\frac{D_{现有子体}}{N_{现存母体}}\right)。$$

已知现有母体和现有子体的原子数以及衰变常数,即可求出衰变的时间t,亦即地质体形成年龄。上式就是同位素地质年龄测定的基本公式。

【衰变常数】 decay constant 符号"λ"。一个放射性同位素核在单位时间内发生衰变的概率。当有大量放射性同位素原子存在时,每一瞬间(dt)发生衰变的原子数(dN)正比于那一瞬间尚未衰变的原子数(N),即$\frac{dN}{dt}=-\lambda N$,式中λ称为放射性衰变常数,负号表示衰变速率随时间而减小。每种放射性同位素都具有特定的λ值。过去,人们认为每种放射性核衰变的速率是不变的,不受任何外界因素(温度、压力、电磁场等)的影响,但是近年来这一概念已被打破,只是衰变常数变化很微小,不影响地质年龄的测定。

【半衰期】 half life 放射性同位素衰变到其原始量的一半所需之时间,通常以T表示。例如,1克镭(^{226}Ra)经过1622年之后,剩下1/2克,又经过1622年,剩下1/4克,因此,镭的半衰期为1622年。放射性同位素的半衰期相差悬殊,短者小于10^{-6}秒,长者大于10^{10}年。

【α衰变】 alpha decay 放射性同位素从原子核内放射出一个α粒子变成另一种同位素的过程。α衰变时往往伴随有γ辐射,α粒子为氦的原子核(^4_2He),由两个质子和两个中子组成,因此,放射性同位素经过一次α衰变后,其质量数减少四个单位,而原子序数(即质子数)减少两个单位,在周期表中向左移两格。例如,镭($^{226}_{88}Ra$)放射出一个α粒子后变成氡($^{222}_{86}Rn$),即:$^{226}_{88}Ra\rightarrow{}^{222}_{86}Rn+{}^4_2He$($\alpha$粒子)。在元素周期表中,原子序数$Z\geqslant83$的放射性同位素,大多数能发生$\alpha$衰变。

【β衰变】 beta decay 放射性同位素由原子核内放射出一个β粒子变成另一种同位素的过程。β粒子可分为β^-和β^+两类,分别为带负电荷的电子(e^-)和带正电荷的电子(e^+),其质量仅为氢原子质量的1/1840。所以经过β衰变后形成的另一种同位素其质量几乎保持不变,但因放射出一个β^-粒子(或β^+粒子),使核内的一个中子(或质子)转化为质子(或中子),核电荷增加(或减少)一个单位,故在周期表中向右(或向左)移一格。例如,

铷($^{87}_{37}Rb$)放射出一个 β^- 粒子后变成$^{87}_{38}Sr$,即:$^{87}_{37}Rb \rightarrow ^{87}_{38}Sr + e^-$ (β^- 粒子)。又如,$^{23}_{11}Na$ 放射出一个 β^+ 粒子后变成$^{22}_{10}Ne$,即:$^{23}_{11}Na \rightarrow ^{22}_{10}Ne + e^+$ (β^+ 粒子)。在元素周期表中,原子序数 $Z \leqslant 83$ 的放射性同位素,大多数能发生 β 衰变。

【γ 衰变】 gamma decay 原子核放射出 γ 射线的过程。γ 射线是一种波长很短的电磁波,具有很强的穿透力。γ 衰变不是一种独立的核衰变过程,只有当 α、β 衰变后处于激发态的原子核转化为稳定态时才放出 γ 射线。

【K 层电子捕获】 K-electron capture 原子核从 K 电子层(离核最近的轨道电子层)夺取一个电子并与一个质子结合成中子的过程。经过 K 层电子捕获后,形成的另一同位素,其原子序数(或质子数)减少一个单位,而质量保持不变,在周期表中向左移一格。例如,$^{40}_{19}K$,经过 K 层电子捕获后变成$^{40}_{18}Ar$,即:$^{40}_{19}K + e^- \rightarrow ^{40}_{18}Ar$。目前仅知钾($^{40}_{19}K$)、镧($^{138}_{57}La$)和镥($^{176}_{71}Lu$)等数种天然放射性同位素有 K 层电子捕获现象。

【自发裂变】 spontaneous fission 质量数较大的原子核,由于其内部不稳定,在无外力作用下,自发分裂成两个中等质量数的原子核,同时放射出中子和其他射线的过程。例如铀核的自发裂变。

【放射性平衡】 radioactive equilibrium 在放射性衰变过程中,母体同位素的衰变速率与每一个中间子体同位素的衰变速率相同时所处的状态。当达到放射性平衡时,中间子体同位素的浓度稳定不变。

【质量平衡方程】 mass balance equations, massbudget equations 当一个原始体系(源)演化成多个子体系(源)时,同位素体系存在着以下的关系式:$\sum M_j c_j \varepsilon_i^j = 0$,称为质量平衡方程;其中 M_j 为子体系 j 的质量,c_j 为元素 i 在子体系 j 中的浓度,ε_i^j 为子体系 j 中元素 i 的同位素组成与原始体系的相对偏差值。据质量平衡方程和各子体系同位素的测定可计算出各子体系的质量。

【沉降核素】 fallout nuclide 来自人工核试验或其他来源注入大气层的放射性核素沉降到地面,并保存在地层中,称为沉降核素,如^{131}I、^{137}Cs、^{231}Pu 等。沉降核素为研究近代沉积速率和气候环境变迁提供了可能,也产生了干扰。

【同位素地质年代学】 isotopic geochronology 见 88 页"同位素地质学"。

【^{14}C 年代学】 ^{14}C chronology ^{14}C 年代学是以十几万年内^{14}C 产率恒定且在各交换库内分布均匀等假设为前提的。^{14}C 属纯 β 衰变核素,β 射线最大能量为 156 毫电子伏。常规^{14}C 测量方法有低本底气体正比计数法和液体闪烁计数法,这种测量方法只测原子总数中很小部分的衰变计数法,所需样品含碳量至少为数克,可测年龄只能达到 2.5 万年,最大可测年 3 万 ~ 5 万年,愈近测年上限,误差愈大。20 世纪 80 年代发展起来的加速器质谱法(AMS)从根本上改变了^{14}C 测定原理。其分析原理是放射性同位素原子被电离后,在加速器中被加速至数兆或数十兆电子伏高能,然后通过选择和鉴别,直接测量目标同位素的原子数,又称**原子计数法**。为了获得待测样品^{14}C 浓度,毋须等待^{14}C 原子衰变,而直接测量大量存在的^{14}C 原子数,所需样品比常规测量法减少 1000 倍,至 1 毫克左右,最大可测年限达 7 万年。同时还可获得$^{13}C/^{12}C$ 比值,从而可以进行同位素分馏效应校正。测量技术的进步,使^{14}C 年代学有了巨大发展,测量过去不可能涉及的领域,如极冰^{14}C 测年、植物微化石^{14}C 测年、深海有孔虫^{14}C 测年、大气圈^{14}C 浓度等等,取得了一系列重要成果。

【绝对年龄】 absolute geological age 以"年"为单位表示的化石、岩石、矿物、地质体或地质事件的地质年龄,是**同位素年龄**的同义语。绝对年龄是对相对年龄而言的,相对年龄只是分辨时间的先后顺序,没有确切的定量时间长度,而绝对年龄有其代表年龄的定量方法,用定量的时间单位来计量。中国已普遍使用同位素年龄一词,但其他国家仍有沿用绝对年龄的。另外,根据树木的年轮、纹泥等测定的年龄及氨基酸测年获得的年龄也称"绝对年龄"。

【同位素封闭体系】 closed isotope system 系统形成后,在以后的地质作用中,对所研究的元素和同位素而言,没有物质的带入和迁出的体系。矿物或岩石形成以后,没有发生母体和子体同位素的带入或丢失,可认为是同位素封闭体系。此外,由于变质作用造成岩石中矿物的重结晶等,矿物全部或部分发生重新组合,其同位素组成也随之发生变化。但是如果对于岩石整体而言,变质作用没有使母体或子体同位素发生丢失或加入,那么这样的岩石也属于同位素封闭体系。可见,同位素体系是否封闭是相对于具体对象而言的。正因为如此,才使我们有可能获得不同意义的同位素地质年龄。

【原岩年龄】 protolith age 变质岩的原岩(岩浆岩、沉积岩)形成的年龄。若岩石或矿物在变质过程中保持同位素封闭,它们又是在原岩形成过程中形成的,则测得的年龄代表原岩年龄。

【变质年龄】 metamorphic age 在变质作用过程中一些新形成或重结晶的岩石、矿物同位素体系将重新计算,对其进行同位素年龄测定时,得到的年龄为变质年龄。由于不同岩石、矿物和不同类型同位素的同位素封闭温度不同,即使是同一岩石对象,也可能获得不同的变质年龄,甚至多期变质年龄。

【表观年龄】 apparent age 又称**表面年龄、视年龄**。由单个岩石或矿物样品的测定数据加以适当校正后算出的年龄。由于矿物或岩石的成分、结构和构造不同,它们在后期地质作用的影响下对放射性同位素的母体或子体同位素的保存程度不同,故所测得的表观年龄值也不同。如在同一变质作用条件下有些矿物稳定,其同位素体系保持封闭,测定的表观年龄即代表原矿物的形成年龄(如锆石是在岩浆作用过程中形成的,所测年龄即代表原岩浆岩的形成年龄或真实年龄);有的矿物不稳定,形成了新生矿物,那么,所测定的表观年龄则代表变质作用的年龄;有的矿物只丢失了部分的子体同位素,所获得的年龄介于原矿物形成年龄和变质年龄之间,只表示矿物或岩石对放射性子体或母体的保存程度,这种视年龄也称**保存年龄**,其确切地质意义常常难以判定。

【等时年龄】 isochronism age 又称**等时线年龄**。如果所有样品都满足同时形成、初始值相同、形成后同位素体系仍保持封闭等条件,那么它们将位于 $y = a + bx$ 型直线方程形成的一条直线上。直线截距 a 为初始值。这一直线可通过样品点的线性拟合而获得,称之为等时线。按下式由等时线斜率 b 计算获得的年龄 t 即为等时年龄:

$$b = e^{\lambda t} - 1$$

式中 λ 为衰变常数。Sm-Nd、Rb-Sr、K-Ar、Re-Os 等体系都可获得等时年龄。以 Sm-Nd 法为例,等时线形成为

$$^{143}Nd/^{144}Nd = (^{143}Nd/^{144}Nd)_i + (^{147}Sm/^{144}Nd)(e^{\lambda t} - 1)$$

等时年龄 t 由$(e^{\lambda t} - 1)$可以计算获得。其中 λ 为^{147}Sm 的衰变常数(6.54×10^{-12}/年)。按构成等时线样品的不同,可分为全岩等时线和矿物等时线(内部等时线)两种类型。后者也常有全岩样品参与拟合。为了获得效果完好的等时年龄,样品点分布范围应尽可能的大。但这样做有时又可能引起样品不同源的情况出现,得不到好的拟合直线或获得的只是无地质意义的混合年龄。等时线年龄意义应根据地质背景和所应用同位素体系的特点等

来确定。对于未遭受后期改造的岩浆岩,不同同位素体系的等时年龄通常解释为岩石的形成年龄。对于变质岩情况较为复杂,例如,Sm-Nd 全岩等时年龄可代表岩石的形成年龄,Sm-Nd 矿物等时年龄可为岩石的变质年龄。Rb-Sr 等时年龄更可能代表岩石的变质年龄。

【模式年龄】 model age 按某种成因模式假设给定样品具有的初始同位素组成,经计算所获得的年龄。Sm-Nd、Rb-Sr、K-Ar、Re-Os 等都可计算模式年龄,计算公式也相似。但实际上,由于只有 Sm-Nd 同位素体系抵抗后期地质作用扰动能力更强等原因,才获得广泛的应用。Nd 同位素模式年龄计算公式为

$$t_{CHUR} = \frac{1}{\lambda}\ln\left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_s - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}} + 1\right]$$或

$$t_{DM} = \frac{1}{\lambda}\ln\left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_s - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}} + 1\right]$$

式中:t_{CHUR} 和 t_{DM} 分别是 Sm、Nd 同位素初始比值分别与球粒陨石和亏损地幔相当为假设计算的模式年龄。下标 CHUR、DM 和 S 分别代表球粒陨石、亏损地幔和样品,λ 为 ^{147}Sm 的衰变常数。球粒陨石的 Sm、Nd 同位素初始值为 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$,$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1947$。亏损地幔的 Sm、Nd 同位素初始值通常采用 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM} = 0.51315$,$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM} = 0.2135$(R. G. Miller 1985)。研究表明,t_{DM} 年龄一般更为合理,即认为地壳物质最初是来自亏损地幔源区。根据不同的地幔 Nd 同位素演化模式,亏损地幔 Sm、Nd 同位素初始值有一定变化,加之岩石从地幔中分离出来到最后形成,其 Sm/Nd 比值可能会发生一定甚至相当的变化(对沉积岩和壳源花岗质岩石更是如此)或其他原因,Nd 同位素模式年龄能否真实地反映岩石从地幔中分离出来的时代仍值得怀疑。尽管如此,它们在研究大陆地壳的形成演化及岩石成因中无疑具有重要的意义。

【放射钟】 radioactive clock 又称**原子钟**。是放射性衰变计时方法的另一叫法。有人还用某专门元素来命名,如把测定地质年龄的 ^{14}C 法,称为碳钟。

【钾-氩法】 potassium-argon dating method 利用岩石、矿物中 ^{40}K 经 K 层电子捕获形成 ^{40}Ar 的过程测定地质年龄的方法。年龄计算公式为

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_e}\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K}\right]$$

式中:λ 为 $\lambda_e + \lambda_\beta$,$\lambda_e$、$\lambda_\beta$ 分别代表 ^{40}K 经 K 层电子捕获的和经 β 衰变的衰变常数;$^{40}Ar^*$ 代表放射成因 ^{40}Ar 的原子数;^{40}K 代表 ^{40}K 的原子数。为了得到可靠的地质年龄值,矿物、岩石从形成时起就必须保持封闭系统,没有 K、Ar 的混入和丢失。年龄值被歪曲的主要原因是放射成因氩的丢失,从而使年龄值偏低。最适于钾-氩法年龄测定的矿物有云母、角闪石、海绿石等。钾-氩法可测定从地壳最古老的年龄到第四纪。

【初始氩】 initial argon 矿物或岩石结晶时捕获的氩。其同位素组成可近似等于现代大气氩,也可能其 ^{40}Ar 或 ^{36}Ar 的丰度高于现代大气氩中的丰度。

【继承氩】 inherited argon 变质矿物在变质前含有的、变质后又保存在该矿物中的 ^{40}Ar。在岩体固化前捕虏体中包含的放射成因的 ^{40}Ar,又称继承氩。

【过剩氩】 excess argon 岩石、矿物中超过由 ^{40}K 衰变可能积累的那一部分 ^{40}Ar。它是在矿物结晶时从介质中捕获的。在绿柱石、堇青石、钙霞石、电气石、方钠石等矿物中发现有过剩 ^{40}Ar。这一部分 ^{40}Ar 的存在导致视年龄偏高。为了了解样品中是否有过剩氩,近年来,普遍采用等时线法,这种方法能消除过剩氩对年龄测定的影响,得出更接近真实的年龄值。此外,还发现有 ^{36}Ar 过剩的现象,^{36}Ar 的过剩造成视年龄偏低。

【大气氩】 atmospheric argon 地球大气圈中所含的氩。其体积占大气圈总体积的 0.933%,由三种稳定同位素 ^{40}Ar、^{38}Ar、^{36}Ar 组成,其丰度分别为 99.6%、0.663% 和 0.337%。在同位素地质年龄测定中,必须扣除由于大气氩的混入而增多的那一部分 ^{40}Ar 才能得出正确的年龄值。被吸附在岩石、矿物等固体表面的吸附氩(absorbed argon)因其经常是来自大气的氩,因此,也有人把吸附氩也称为大气氩。

【大气氩校正】 atmospheric argon correction 在钾-氩法年龄测定中,需要对岩石或矿物形成时捕获的大气氩和在测定过程中由器壁解吸或渗入的大气氩进行扣除,才能获得正确的年龄。在试样不含过剩氩的情况下,可以根据样品 ^{36}Ar 的含量按大气氩中 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 的正常比值进行校正。在试样含有过剩氩的情况下,需要应用等时线方法进行处理。

【捕获氩】 trapped argon 当岩石、矿物结晶或尘埃凝聚时封存了来自周围环境的氩和其他稀有气体,在地球环境下常为大气组分,而在太阳系环境下常为太阳风组分、火星大气组分等。这些氩(稀有气体)称为捕获氩(稀有气体)。大气氩的 $^{40}Ar/^{36}Ar = 295.5$,而太阳风氩的 $^{40}Ar/^{36}Ar \cong 1$。因此在计算地球物质和宇宙物质 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 或 K-Ar 年龄时,必须要注意不同的初始氩的扣除。

【地球等时线】 geochron 在一个单阶段演化的地球或太阳系体系中,根据 ^{238}U 衰变成 ^{206}Pb 和 ^{235}U 衰变成 ^{207}Pb 的关系,在地球演化的不同时间 t,与 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 之间存在线性关系,这一线性关系称为地球等时线。其斜率为

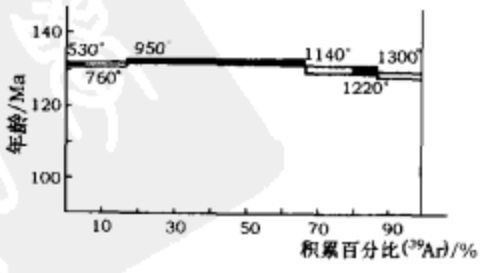
$$S = [\exp(\lambda_5 T) - \exp(\lambda_5 t)]/[137.88(\exp(\lambda_8 T) - \exp(\lambda_8 t))]$$

式中:T 为地球年龄,λ_5 和 λ_8 分别为 ^{235}U 与 ^{238}U 的衰变常数。根据地球现代铅和陨石铅的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 确定地球的年龄为 45.5 亿年。

【零地球等时线】 zero geochron 在地球等时线的 $t = 0$ 时,即地球演化到现在的地球等时线为零地球等时线。在铅同位素作图时,当数据点落在零地球等时线的右面时表明这些地质体已经历了二阶段以上的演化,并发生了 U 相对于 Pb 的富集,反之则发生了 U 相对于 Pb 的亏损。

【反等时线】 inverse isochron 将一般的等时线线性关系 $Y = a + bX$ 变换成 $1/Y = 1/a - b/a(X/Y)$ 或 $Y/X = a(1 + X) + b$ 形式进行 $1/Y - X/Y$ 或 $Y/X - 1/X$ 作图,称为反等时线。根据数据的线性展布情况,反等时线有时可以减少年龄计算误差。这在 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时年龄和 U-Pb 一致线年龄计算中有应用,如在 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线作图中常应用 $^{39}Ar/^{40}Ar - ^{36}Ar/^{40}Ar$ 作图。

【年龄谱】 age spectrum 在 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄测定中,常采用分阶段加热技术,将不同温度阶段析出的氩计算出相应的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄,并用析出 ^{39}Ar 的积累百分数对年龄作图,得到的年龄图谱称为年龄谱(见图)。由图可知,各个温度阶段的年龄是大体相同的,具有一致的年龄谱,平均年龄为(131.0 ± 0.8)百万年。



北京房山岩体黑云母分段加热年龄谱
(据戴橦等,1982)

【坪年龄】 plateau age 在 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄谱中具有在误差范围

内年龄相一致的连续谱段称为坪年龄。坪年龄值以^{39}Ar析出分数为重权求平均值获得。

【重置年龄】 resetting age 当地质体经历了变质作用等热事件使原来积累的放射成因子体丢失,产生偏低的年龄。当这一偏低的年龄地质含义不清楚时,常将这一年龄称为重置年龄。

【存留时间】 residence time 又称**存留年龄**(residence age)。一个具有物质带入或带出的开放体系本身或其中某种组分(元素、同位素等)所能存在的平均时间称为存留时间(存留年龄)。如某元素 i 在一体系中存留时间 τ,可从下式算出:$\tau = C_iM_i/f_i$,式中:c_i 为元素 i 在体系中的浓度;M_i 为体系的质量;f_i 为元素 i 的带入或带出流量。

【地壳存留年龄】 crustal residence age 一个区域的地壳常存在通过幔源岩浆活动形成新增生地壳,以及通过剥蚀、再沉积和俯冲作用使地壳物质被削减去。这个开放体系地壳的平均年龄称为地壳存留年龄。地壳存留年龄可以用钕模式年龄来估计。

【平均标准权重偏差】 mean standard (square) weighted deviation(MSWD) 在计算和评价等时线年龄时,采用数据点(X, Y)的测定双标准差平方倒数作为权重,计算数据点与相关线的离差和,在离差和达到最小值时的相关线为最佳等时线。这一离差和称为平均标准(平方)权重偏差(MSWD)。MSWD 反映了数据测定误差与偏离等时线的实际离差匹配情况。一般地讲,MSWD 愈小,等时线质量愈好。

【热年代学】 thermochronometry 应用热扩散理论,将年龄结果解释与地质体的热演化历史联系起来的理论和研究方法称为热年代学。地质热年代学利用矿物封闭温度来解释同位素地质年龄数据,定量地给出地质作用过程温度-时间轨迹。可采用多种同位素测年方法,常用的有 U-Pb 法、^{40}Ar-^{39}Ar 法、(U-Th)/He 法、裂变径迹法等。

【同位素封闭温度】 isotopic closure temperature 当岩石、矿物形成以后冷却到基本上能完全保留放射成因子体同位素的温度,称封闭温度。不同的矿物、岩石对不同放射成因子体同位素有不同的封闭温度。封闭温度有明确的数学意义,而物理意义是模糊的。

【冷却年龄】 cooling age 当岩石、矿物结晶后冷却到某一放射成因子体的封闭温度时,这一放射性衰变系开始计时。这一计时的年龄称为冷却年龄。严格地讲,所有测定的同位素地质年龄均是冷却年龄,只有在岩石、矿物快速冷却时,或封闭温度接近于结晶温度时,冷却年龄才能代表矿物、岩石形成年龄。冷却年龄概念为研究地质体冷却史和隆升过程提供了可能。

【地幔等时线】 mantle isochron 根据地幔包裹体和大范围基性火成岩建立的等时线关系称地幔等时线。这一等时线年龄明显老于测定岩石的成岩年龄,代表了地幔形成年龄。

【氩-氩法】 ^{40}Ar-^{39}Ar dating method 又称**快中子活化法**。是钾-氩法年龄测定的一种衍生方法。利用中子活化法使样品中的^{39}K经过$^{39}K(n,p)^{39}Ar$反应转化为^{39}Ar,然后用质谱计测定其$^{40}Ar/^{39}Ar$的比值,代替通常在钾-氩法中的$^{40}Ar/^{40}K$比值,计算岩石或矿物的地质年龄。测定对象仍为含钾的矿物如云母、长石等。由于它采用逐级加热技术可求得不同温度下的封闭年龄,还可用氩的自检,这一方法与 K-Ar 法(等时线法)相比具有明显的优越性。近年来还建立起了微区激光^{39}Ar-^{40}Ar的测试方法。

【铷-锶法】 rubidium-strontium dating method 利用矿物、岩石中^{87}Rb经β^-衰变成为^{87}Sr以测定地质年龄的一种方法。可分为模式年龄和等时年龄两类,但通常采用等时年龄,其公式为

$$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr} = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 + \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}(e^{\lambda t}-1)$$

式中:λ 为^{87}Rb的衰变常数(1.39×10^{-11}/年);t 为时间,$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0$为初始锶比值,$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$、$\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$为样品的同位素比值。铷-锶法测定年龄的对象随着测试技术的发展而日益广泛,除常用的云母、长石类矿物外,几乎所有的酸性、中性、基性岩浆岩以及变质岩的全岩和含钾矿物都可用铷-锶法测定年龄,但易受后期地质作用扰动是它的不足。沉积岩及含钾的同生矿物,也作过一些测定。

【普通锶校正】 common strontium correction 在铷-锶法年龄测定中测得的^{87}Sr含量既包括由^{87}Rb衰变产生的放射性成因锶,也包括矿物或岩石结晶时混入的普通锶,在年龄计算时,后者必须给予扣除。通常是假定普通锶的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值来进行校正。也可以通过测定同岩层中不含放射性成因锶的矿物,测定其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值,来对样品的普通锶进行校正。

【氦法】 helium dating, helium dating method 又称**(U-Th)/He 法**。根据含 U、Th 矿物中氦积累以测定地质年龄的一种方法。年龄值按矿物中 U-Th/He 比值计算。测年锕系元素(如^{238}U、^{235}U、^{232}Th和^{147}Sm)衰变生成放射性成因^4He和 U、Th 同位素含量,计算得到^4He的累计时间,即矿物的 He 年龄。氦素测年可以得到大于35万年的矿物 He 年龄。与其他热年代学方法相比,氦法可以达到其他方法无法达到的低温条件,且具有较高的精度。如磷灰石 He 封闭温度为70℃左右,磷灰石 He 定年具有较小幅度剥蚀作用的敏感性,在山脉隆升和地貌演化研究中具有优越性。

【氯法】 ^{36}Cl dating method 暴露于地表的岩石和水体在宇宙射线作用下,使$^{36}Cl/Cl$达到平衡值。$^{36}Cl/Cl$在岩石中随深度而下降。地下水被封闭后$^{36}Cl/Cl$值也不断下降。因此可用^{36}Cl法确定地下水、断层等的年龄和测定岩石剥蚀速率。

【氙法】 xenon dating method 根据铀矿物中铀自发裂变产生的氙同位素的积累,以测定地质年龄的方法。由于氙为气体,在低温下也很容易从岩石和矿物中逸出丢失,此法应用不广。

【铀-铅法】 uranium-lead dating method 根据^{238}U(衰变常数为1.55125×10^{-10}/年)和^{235}U(衰变常数为9.8485×10^{-10}/年)分别衰变为^{206}Pb和^{207}Pb,测定地质体或地质事件形成时间的一种同位素测年方法。这一方法的优点是,①两个母体的同位素比值是一常数,即:$^{238}U/^{235}U = 137.88$。②可同时获得$^{206}Pb/^{238}U$、$^{207}Pb/^{235}U$和$^{207}Pb/^{206}Pb$三组年龄。如果这三组年龄相等,样品点将位于谐和曲线上,表明样品自形成后保持 U、Pb 同位素体系的封闭,不存在后期的铅丢失,年龄值可代表所测对象的形成时代。若三组完全不一致,则表明样品不同程度地存在后期铅丢失。如果所测定的一组样品,它们具有相同的成因,形成时代又相同,只是后期铅丢失程度不同,则样品点将按一直线排列。对样品点作线性拟合得到的拟合直线称为不一致线,其上端和下端与谐和曲线交点所确定的年龄分别称为上交点年龄和下交点年龄(见"谐和图"条)。在多数情况下,根据地质背景,样品类型,可对上交点年龄作出合理解释。测年对象主要为岩石中含铀、钍而普通铅含量很低的副矿物,以锆石为主。近年来由于测试手段的提高以及地质研究不断深入的要求,独居石、钛铁矿、榍石等的测年研究和应用也得到明显加强。根据测试中所使用样品多少的不同,又可分为常规法和化学法两类。化学法可对单颗锆石甚至锆石碎片进行分析,是近十余年来在实验室本底降低、测试技术提高的基础上由常规法发展起来的。

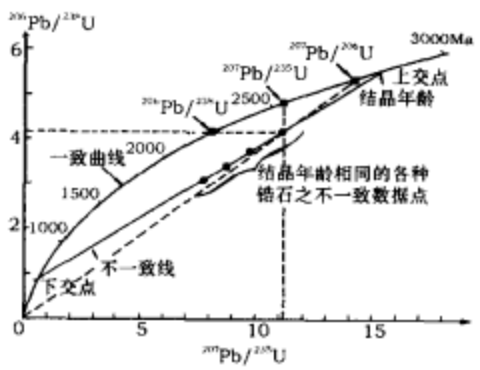
【μ 值】 μ value 地质体系测定的$^{238}U/^{204}Pb$比值或不同演化

阶段的$^{238}U/^{204}Pb$现代值(假设被保存到现在)称为μ值。

【谐和图】 concordia plot 在铀-铅法单个年龄测定中,常常由于后期地质作用以及放射性同位素衰变过程中放射成因铅或中间产物的部分丢失,因而不能获得矿物的生成年龄(或真实年龄)。谐和图就是通过图解和计算的方法,求得一组铀铅矿物的生成年龄和变质年龄的一种方法。

$$^{206}Pb/^{238}U=(e^{\lambda_1 t}-1)\quad ^{207}Pb/^{235}U=(e^{\lambda_2 t}-1)$$

λ_1为^{238}U的衰变常数;λ_2为^{235}U的衰变常数。根据上二式的关系,当没有发生子体同位素丢失的情况下,在$^{206}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{235}U$的直角坐标系中可绘制一条理论演化曲线,也就是谐和曲线(一致曲线)(如图)。然后将同时形成的同一地质体中若干铀铅单矿物测定同位素比值,投影到谐和曲线图上,在某些情况下,矿物的数据点全集中落在谐和线的某一点附近,这时,可直接求出矿物的形成时代。但在更多的情况下,数据点将不同程度地偏离理论曲线。此时按等时线处理方法,可以得到一条直线(非谐和线或不一致线),从而求得上交点年龄和下交点年龄。



铀-铅谐和图

(据 D. Gebauer et al, 1979)

【谐和线】 concordant curve 谐和图中的一条光滑曲线,又可称为**一致线**,它由如下参数方程确定:

$$^{206}Pb/^{238}U=e^{\lambda_1 t}-1\quad ^{207}Pb/^{235}U=e^{\lambda_2 t}-1$$

式中λ_1、λ_2分别为^{238}U和^{235}U的衰变常数,t为时间。样品点在谐和线上表明所测矿物在后期地质作用过程中不存在放射性成因铅的丢失,$^{206}Pb/^{238}U$、$^{207}Pb/^{235}U$和$^{207}Pb/^{206}Pb$三组年龄相等,其值为所测矿物的结晶或形成年龄。对于岩浆成因锆石,则代表了岩浆作用的时代或岩体形成时代。

【不一致线】 inconcordant curve 又称**非谐和线**。在 U-Pb 谐和图中,锆石、独居石、钛铁矿等含铀矿物,由于后期地质作用改造或晶体自身遭受放射性损伤等原因引起部分放射性成因铅丢失,样品点并非总是(或常常不是)位于谐和曲线上。以锆石为例,由于晶体粒度、含铀浓度不同等原因,不同锆石铅丢失的比例有所不同。如果这些锆石满足成因相同、同时形成等条件,样品点将按一条直线排列。对样品点作线性拟合得到的拟合直线就称之为不一致线。由它与谐和曲线相交可获得上交点年龄和下交点年龄。

【上交点年龄】 upper intersection point age 在 U-Pb 谐和图中,不一致线上端与谐和曲线交点所确定的年龄。年龄意义需根据地质背景及样品点分布特征等来确定。对于岩浆成因锆石,上交点年龄通常解释为锆石形成,即岩浆结晶或岩石形成的年龄。

【下交点年龄】 lower intersection point age 在 U-Pb 谐和图中,不一致线下端与谐和曲线交点所确定的年龄。年龄意义需根据地质背景及样品点分布特征等来确定。对于遭受强变质的岩石,样品点靠近下交点位置,下交点年龄一般解释为变质作用的时代记录。有些情况下,下交点年龄可能无任何实际的地质意义。

【单颗粒锆石 Pb-Pb 蒸发法】 single grain zircon evaporation dating method 不经化学处理,直接利用热离子质谱仪测定锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$比值年龄的一种测年方法。其过程可简单看作是把锆石中的铅从蒸发带中蒸发出来,沉积到沉积带,再对沉积带上的铅进行测定。这一过程可重复操作,直到锆石中的铅被它全部测完,一般取最后一组蒸发沉积测定年龄为锆石形成年龄。这一方法的最大优点是无需化学处理,故不用超净实验室,也可避免可能存在的二次污染。不足之处是它得到的是$^{207}Pb/^{206}Pb$模式年龄,不像 U-Pb 法那样可作几种年龄的相互对比,以说明体系是否封闭。理论上,由此方法获得的年龄小于或等于锆石形成年龄。在对数据进行分析综合和样品地质背景清楚的情况下,一般都可对年龄数据的意义作出合理的解释。

【普通铅法】 common lead dating method 根据普通铅的同位素组成测定地质年龄的方法。已知在普通铅的四种同位素中,^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb不断得到^{238}U、^{235}U和^{232}Th衰变产物的补充,其绝对丰度值随时间而增加,而^{204}Pb在地球中的绝对丰度不变。因此$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$比值是地质时间的函数。根据这个原理,可以通过一定的公式计算出含铅而不含铀、钍矿物(例如方铅矿)的年龄。这个方法只能给出近似的年龄值。

【全铅法】 whole lead age method 又称**粗铅法**(crude lead dating method)。根据矿物中铅含量与铀、钍含量之和的比值(Pb/U + Th)测定地质年龄的方法。当矿物中混有质量数为 204 的非放射成因的铅同位素时,此法不宜使用。应用电子探针进行锆石、独居石等矿物测定全铅法年龄具快速低成本的优点,结果好于 Pb/Pb 蒸发法,使此法赋予新的生命力。

【普通铅校正】 common lead correction 矿物或岩石形成时常从介质中捕获不等量的普通铅。在年龄测定中需要将其扣除,才能得到正确的年龄结果。普通铅的校正常采用:①直接校正法:根据与被测矿物同一岩体(层)中的非放射性矿物如方铅矿、黄铁矿等正常的普通铅同位素组成扣除;②在没有上述条件的情况下,根据试样的粗算年龄的普通铅的理论值扣除;③通过计算方法进行校正。对于测定过程中由分析试剂所带入的普通铅亦应进行校正。

【钍-铅法】 Th-Pb dating method 根据^{232}Th衰变成^{208}Pb(衰变常数为4.9475×10^{-11}/年)来测定地质体年龄的方法称为钍-铅法。该法适用于独居石、褐帘石、榍石等含钍高的样品,为稀土元素成矿年龄测定提供了重要途径。

【铅-铅法】 Pb-Pb dating method 根据 U/Pb 比较高的岩石、矿物的同位素组成测定地质体年龄的方法,当这些岩石、矿物为二阶段演化时(即派生于同一源区),$^{206}Pb/^{204}Pb$与$^{207}Pb/^{204}Pb$之间存在线性关系,为 Pb-Pb 等时线。通过等时线的斜率m与年龄t的函数关系计算出的年龄,称为 Pb-Pb 法年龄。这一函数关系为$m=[\exp(\lambda_5 t)-1]/\{137.88[\exp(\lambda_8 t)-1]\}$。此方法较适用于灰岩、大理岩、页岩以及铜矿石等的年龄测定。

【铀系法】 uranium-series dating method 利用短半衰期同位素计时的方法之一,三个天然放射系(铀系、钍系、锕铀系)的 43 种中间子体,当中间子体与母体分离、各子体之间也彼此分离时,即可用某些同位素的衰变来进行年龄的测定。主要应用^{238}U、^{235}U衰变的中间产物,如^{234}U、^{230}Th、^{231}Pa和^{226}Ra、^{210}Pb等,利用它们在沉积物中与其母体或直接母体之间的放射平衡来测定沉积物的年龄和海泥的沉积速率的方法。主要测定对象有①海洋沉积物,如铁锰结核、海底软泥、碳酸盐及海洋生物如珊瑚、软体动物的化石或壳体;②大陆沉积物,如钟乳石、化石骨骼、泥炭等;③现代火山岩;④天然水体,如内陆海、湖、河等。

【铀系不平衡法】 uranium disequilibrium dating method 又称^{234}U法。根据$^{234}U/^{238}U$比值测定地质年代的比较成熟的方法。鉴于^{234}U的半衰期为2.48×10^5年,此法测定地质年代的范围为

几万年到近百万年。在年轻的地质建造中，铀同位素$^{234}U/^{238}U$的比值经常偏离平衡值，这提供了测定年龄的可能性。利用$^{234}U/^{238}U$比值中^{234}U的过剩，首次在骨头化石的海洋珊瑚中获得了一批数据，此后，用该法测定过内陆湖的年龄，并应用铀同位素比值探讨内陆湖的成因。应用铀系不平衡法测定年龄，必须了解初始$^{234}U/^{238}U$的比值。某些地球化学作用能够迁移放射性同位素，破坏铀同位素的原始组成，因而必须保持被研究对象在整个形成过程中由同一同位素组成，在这个前提下才能测得$^{234}U/^{238}U$的初始比值。在自然条件下，同位素迁移之大，致使不少第四纪样品不宜于年龄测定，这使该法的应用受到一定的限制。值得注意的是，铀系不平衡法的定义尚未统一。一些学者认为，除$^{234}U/^{238}U$比值外，还应包括 Io(^{230}Th)、^{231}Pa以及 Ra 同位素，甚至包括 Th 衰变系列的同位素。也有称上述方法为铀系法的。

【镭法】 ionium dating method 利用与母体同位素铀处于不平衡状态的镭(^{230}Th)测定第四纪地质年龄的一种方法。在自然界中，镭在海洋沉积物中过剩，根据它的衰减可计算沉积物的年龄和估计沉积速度。在现代火山岩中，镭处于亏损状态，根据它随时间的积累，可测定现代火山岩的年龄。另外，利用镭与某些同位素的比值以计算年龄的方法又称镭法。应用较普遍的有：$^{230}Th/^{232}Th$、$^{230}Th/^{234}U$、$^{230}Th/^{231}Pa$、$^{230}Th/^{238}U$和$^{226}Ra/^{230}Th$等。

【镭亏损法】 ionium-deficiency dating method 根据处于亏损状态的镭(^{230}Th)随时间而增长测定珊瑚、软体动物化石或壳体等的地质年龄的方法。此法测定的年龄范围为 1 万～25 万年。

【镭过剩法】 ionium-excess dating method 利用过剩镭的含量随时间逐渐减少的关系以测定深海沉积物的年龄和沉积速率的方法。此法测定年龄范围为近 30 万年。

【钍-镁亏损法】 ^{230}Th、^{231}Pa deficiency dating method 根据$^{230}Th/^{234}U$和$^{231}Pa/^{235}U$随时间变化以测定珊瑚化石或壳体年龄的方法。此法测得的年龄范围近 1 万～25 万年。

【镤-镭法】 protactinium-ionium dating method 根据^{231}Pa/Io(^{230}Th)比值与时间保持函数关系以测定沉积物年龄的方法。由于^{231}Pa和 Io(^{230}Th)的化学性质相似，可以同时从海水进入海底沉积物，所以海底沉积物的起始^{231}Pa/Io(^{230}Th)比值可认为是恒定的。尔后，海底沉积物中的^{231}Pa和 Io 各按其半衰期衰变。此法可测定近 20 万年内形成的海洋沉积物。

【镭-钍法】 ionium-thorium dating method 根据$^{230}Th/^{232}Th$比值与时间之间的函数关系以测定沉积物的年龄和沉积速度的方法。此法适宜测定近 30 万年内形成的深海沉积物。现代火山岩中^{230}Th常常不足，选用同一时期的相同的$^{230}Th/^{232}Th$作为起始比值，根据$^{230}Th/^{232}Th$的增长也可计算年龄。

【镧-铈法】 La-Ce dating method 利用^{138}La经过 β^- 衰变形成^{138}Ce来测定年龄的方法。^{138}La存在 β^- 和 K 层电子捕获(EC)两个衰变分支。因此年龄计算公式为

$$t=(1/\lambda)\ln\{1+\lambda/\lambda_\beta[(^{138}Ce)_p-(^{138}Ce)_i]/(^{138}La)_p\}$$

式中：λ 为 β^- 衰变常数 λ_β 与 K 层电子捕获衰变常数 λ_{EC} 之和。下角标 p 和 i 分别代表测量值和初始值。$\lambda_{EC}=4.44\times10^{-12}$/年(亦有用 4.59×10^{-12}/年)，而 λ_β 为 $(2.33\sim2.77)\times10^{-12}$/年，此法只适用于古老岩石、矿物的年龄测定。

【镧-钡法】 La-Ba dating method 利用^{138}La经过 K 层电子捕获(EC)形成^{138}Ba来测定年龄的方法。年龄计算公式为

$$t=(1/\lambda)\ln\{1+\lambda/\lambda_{EC}[(^{138}Ba)_p-(^{138}Ba)_i]/(^{138}La)_p\}$$

式中符号意义参阅“镧-铈法”。

【锇-锇法】 Os-Os dating method 根据 Re-Os 法原理，将含 Re 样品照射经中子活化，使少量^{185}Re和^{187}Re活化成^{186}Os和^{188}Os，依据标样的年龄，就可以通过直接测定 Os 同位素比值来计算年龄。两个可相互对照的年龄 t_{186} 和 t_{188} 由下式计算出：

$$t_{186}=(1/\lambda)\{1+(^{186}Os/^{187}Os)_{ST}(^{187}Os/^{186}Os)_{SA}[\exp(\lambda t_{ST}-1)]\}$$

$$t_{188}=(1/\lambda)\{1+(^{188}Os/^{187}Os)_{ST}(^{187}Os/^{188}Os)_{SA}[\exp(\lambda t_{ST}-1)]\}$$

式中：λ 为^{187}Re衰变常数(1.666×10^{-11}/年)；t_{ST}为标样年龄，下角标 ST 和 SA 分别代表标样和样品测定值。此法可更精确地测定辉钼矿等矿物的年龄。

【钐-钕法】 Sm-Nd dating method 根据^{147}Sm经 α 衰变转变为稳定子体同位素^{143}Nd测定地质体或地质事件时代的一种测年方法。主要优点：Sm、Nd 同为稀土元素，地球化学性质十分相似，也较稳定，后期地质作用改造通常不会引起两者发生明显分离。$\varepsilon_{Nd}(t)$为 Sm-Nd 同位素研究中经常用到的一个重要参数。计算公式为

$$\varepsilon_{Nd}(t)=\left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{s,t}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR,t}}-1\right]\times10^4$$

式中：$\varepsilon_{Nd}(t)$为 t 时岩石的 ε_{Nd} 值。$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{s,t}$和$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR,t}$分别表示样品和球粒陨石在 t 时的$(^{143}Nd/^{144}Nd)$比值，前者可由单个岩石样品计算获得，也可由满足一定条件的一组样品的线性拟合的等时线的截距获得。公式的意义是，以球粒陨石为标准，样品在 t 时对其偏离程度的一种量度。$\varepsilon_{Nd}(t)$大于 0、等于 0 或小于 0，t 时岩石相对于球粒陨石有更高、相等或更低的$(^{143}Nd/^{144}Nd)$比值，以示其 Nd 同位素亏损或富集特征。$\varepsilon_{Nd}(0)$为 $t=0$ 时的 ε_{Nd}值。$\varepsilon_{Nd}(t)$和 $\varepsilon_{Nd}(0)$之间的关系为

$$\varepsilon_{Nd}(t)=\varepsilon_{Nd}(0)-Qf_{Sm/Nd}$$

式中：Q 为常数(25.13 百万年$^{-1}$)；$f_{Sm/Nd}$为反映 Sm/Nd 比值或轻重稀土元素分离程度的参数。作为 Nd 同位素研究中的一个重要系数，$\varepsilon_{Nd}(t)$在岩石成因、物质来源、地壳演化等方面都得到了广泛的应用。

【铼-锇法】 Re-Os dating method 利用放射性同位素^{187}Re衰变为^{187}Os测定地质年龄的一种方法。有模式年龄和等时年龄两类。等时年龄公式为

$$\frac{^{187}Os}{^{186}Os}=\left(\frac{^{187}Os}{^{186}Os}\right)_0+\frac{^{187}Re}{^{186}Os}(e^{\lambda t}-1)$$

式中：λ 为^{187}Re的衰变常数(1.61×10^{-11}/年；亦有用 1.666×10^{-11}/年的)；t 为时间；$\left(\frac{^{187}Os}{^{186}Os}\right)_0$为初始锇比值；$\frac{^{187}Os}{^{186}Os}$、$\frac{^{187}Re}{^{186}Os}$分别为样品的同位素比值。由于这一方法可用于其他方法难以测定的对象(如铁陨石、辉钼矿床等)，加之近年来铼、锇同位素测年手段和方法的提高，使之可应用于低铼、锇的样品测试，它已得到越来越广泛的重视。

【镥-铪法】 lutetium-hafnium dating method 利用^{176}Lu(半衰期约为 2.2×10^{10}年)衰变为^{176}Hf测定地质年龄的一种方法。测年范围在 100 百万年以上，测年对象为岩浆岩和变质岩。石榴子石是最好的测年矿物。也可进一步分为模式年龄和等时线年龄两种方法。此法还不成熟，应用较少。

【钕模式年龄】 Nd model age 根据花岗质岩石或页岩、粉砂岩等沉积岩的 Nd 同位素组成和$^{147}Sm/^{144}Nd$比值测定，以及原始地幔或亏损地幔 Nd 同位素单阶段演化参数，可以计算出成岩物质从原始地幔或亏损地幔中分异出来的时间，称为原始地幔或亏损地幔钕模式年龄。计算公式为

$$t=[\varepsilon_{Nd}(0)_S-\varepsilon_{Nd}(0)_R]/[25.2(f_S-f_R)]$$

式中：f 为$f_{Sm/Nd}$值；$\varepsilon_{Nd}(0)$为 Nd 同位素相对于原始地幔的偏差值；

下角码 S 代表样品测定值;R 代表原始地幔或亏损地幔。

【钾-钙法】 potassium-calcium dating method 根据含钾矿物中 ^{40}K 经 β^- 衰变产生 ^{40}Ca 的原理测定矿物、岩石地质年龄的方法。由于含钾矿物中存在着大量的普通钙,这个方法几乎不用。

【放射性碳法】 radiocarbon dating 又称 ^{14}C 法。同位素地质年龄测定方法之一。自然界放射性同位素 ^{14}C 主要是高空大气中的 ^{14}N 在宇宙射线作用下形成的,同时又以半衰期为(5568 ± 30)年[Godwin 1962 用(5730 ± 40)年]的速度衰变为 ^{14}N(β 衰变);自然界 ^{14}C 的含量实际上处于动态平衡。^{14}C 与氧结合成 CO_2,通过大气的对流、生物的吸收以及溶解于水中的 CO_2 与大气 CO_2 不断进行同位素交换,使得 ^{14}C 均匀地分布于大气圈、水圈和生物圈。当生物死亡或溶于水中的 CO_2 沉淀为碳酸盐之后,上述同位素交换过程即行终止。此后,生物遗体及碳酸盐中的 ^{14}C 因衰变而减少。生物死亡时间愈久,遗体中 ^{14}C 含量愈低。通过测定埋藏在地下的生物遗体或碳酸盐中的 ^{14}C 的放射性强度,并以现代同类生物中 ^{14}C 的放射性强度作为原始强度,根据放射性衰变方程计算样品的年龄。由于大气中放射性碳含量随时间发生过系统的变化,年龄计算过程中有时需作一些修正。放射性碳法能精确测出 5 万年以前的生物遗迹。^{14}C 测年具有测量精度高,可测样品种类多和数据可靠等优点。放射性碳法适用于考古学和第四纪地质研究。常用样品为木炭、泥炭、木材、贝壳、骨骼、纸张、皮革、衣服以及某些沉积碳酸盐等。

【氚法】 tritium dating method 测量某物质(一般是水)中氢的放射性同位素——氚的含量以计算地质年龄的一种方法。可测得的极限年龄值约为 30 年。此方法可以帮助追索地下水的活动,并估计它的运动速度。

【铍法】 beryllium dating method 根据海洋沉积物中 ^{10}Be(半衰期为 1.5×10^6 年)的分布而建立的一种测定地质年龄和沉积速度的方法。^{10}Be 是在大气圈上层由宇宙射线轰击氮核形成的。它分布在对流层中,随雨水进入地球表面,大部分降到海洋中。在这种测定中假设,在几百万年期间,^{10}Be 到达海底的速度和沉积物的堆积速度都是稳定的,并在沉积过程中没有 ^{10}Be 的迁移。这种方法的应用近年来获得很大进展,还用于黄土年龄测量。

【硅法】 silicon dating method 利用海洋沉积物 ^{32}Si 的放射性衰变以测定地质年龄的方法。^{32}Si 是大气圈上层宇宙射线轰击氩核时产生的。^{32}Si 产生后,随着雨水落到地球表面,进入沉积物中。^{32}Si 的半衰期 276 年。此法测定的年龄范围为 3000 ~ 4000 年。

【氟利昂法】 CFC_3 freon method(CFC) 是测定地下水年龄的有效方法。氟利昂是人工合成的有机碳氟氯化合物,包括CFC-11(即 $CFCl_3$)、CFC-12(即 CF_2Cl_2)和 CFC-13(即 $C_2Cl_3F_3$)等,是常用的化学示踪剂,可以用来测定地下水的年龄和新老水的混合。测年范围在 0 ~ 60 年。它被广泛应用于地下水被污染历史的重建。

【氢-氦法】 $^3H/^3He$ method 是测定地下水年龄的有效方法。适用于现在至过去 30 ~ 40 年的年轻地下水。影响该方法的因素有①地下水中陆地成因氦含量;②轻度到中度氚污染;③复杂的地质因素,如基岩裂隙的影响。在大多数情况下,氢-氦法可以给出可靠的年龄数据。^3H 的测量多用液体闪烁计数法。

【裂变径迹法】 fission-track dating 矿物中所含微量铀的自发裂变的衰变引起晶格的损伤产生径迹,测定矿物的铀含量和自发裂变径迹密度,可以确定矿物的年龄。此法用样量少,可用样品种类多,测年范围可由数年到几十亿年,特别是在 5 万 ~ 100 万年期间内,测年效果较其他方法为好,是第四纪地质年代测定的重要方法之一。此法还用于火山灰的年龄测定、热事件、考古材料的定年以及测定地貌演化和海底扩张的年龄和速度等。适于这种方法的矿物、岩石有:云母、磷灰石、角闪石、锆石、榍石、褐帘石、绿柱石、沥青铀矿、火山玻璃、黑曜岩、雷公墨等。

【岩石漆测年法】 rock varnish dating 岩石漆又称沙漠漆、戈壁漆,是指形成于稳定岩石表面的一层薄膜,形成于各种地质环境中,以干旱荒漠地区发育和保存最好。岩石漆厚度一般 10 ~ 30 微米,最厚可达 500 微米,最薄小于 2 微米,主要由粘土矿物与铁、铝氧化物及少量碎屑组成,是微生物参与的生物地球化学产物。在地表环境下,岩石漆形成过程中,K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 易受淋滤,而化学活动性不大的 Ti^{4+} 逐渐积累下来。随着时间的推移,阳离子含量比值[$(K^+ + Ca^{2+})/Ti^{4+}$]越来越低。阳离子含量比值大小反映了岩石漆遭受淋滤时间的长短,因而可以反映岩石漆的年龄。根据对几个地区的研究发现,岩石漆($K^+ + Ca^{2+}$)/Ti^{4+} 平均值与下伏火山熔岩母岩 K-Ar 年龄呈很好的相关关系,据此可拟合出 K-Ar 年龄相关曲线,即阳离子淋滤曲线(CR 曲线)。由于岩石漆含有少量有机物,还可采用加速器质谱仪测定 ^{14}C 定年,其测得的年龄同样与[$(K^+ + Ca^{2+})/Ti^{4+}$]有很好的相关关系,并与上述结果吻合。Dorn 总结出了这一套测年方法。这样利用已有的 CR 曲线或通过放射性测年,就可以获得古地貌的形成年龄。

【热释光测年法】 thermoluminescence dating techniques (TL) 物质具有受热发光的性质,是电子在晶格间移动时释放储存能量的结果;在一定的时距内,放射性元素 U、Th 和 K 每年提供给晶体的核辐射总剂量是一个定量,释放的光子数,即热释光强度与贮能电子累积的时间成正比。因此,通过测定晶体的热释光强度和每年接受的辐射总剂量,可计算样品的年龄。这种测年技术称热释光测年法,测年范围介于数百年到 100 万年。主要适用于受过烧灼或加热后的物质,被广泛应用于考古研究中。在地质上对于测定因风化作用,分解和再沉积而形成的各种自然岩石,矿物的混合物也有效,特别是其中的石英,长石都能作为试样。在研究黄土地层的年龄方面,也取得了较理想的结果。

【光释光测年法】 optical stimulated luminescence dating 在热释光基础上发展起来的测年技术。石英等矿物晶体里存在着"光敏陷阱",当矿物受到电离辐射而产生的激发态电子被其捕获时就成"光敏陷获电子",它们可以再次被光激发逃逸出"光敏陷阱",重新与发光中心结合再发射出光,这种光就是光释光信号;利用这种信号进行测年的技术即光释光法。测年范围介于数百年到 100 万年。

【电子自旋共振测年法】 electron spin resonance dating(缩写 ESR) 基于测量某些样品中不成对电子的数目来测定样品年代的一种物理方法。测年范围介于几百年到几百万年,几乎覆盖了整个第四纪。在地质上可通过测量方解石(贝壳、珊瑚)、磷灰石(骨骼、牙齿)、硫酸盐和磷酸盐等样品来测定其年代。

【宇宙成因核素测年法】 cosmogenic nuclide dating 宇宙成因核素是指来自外层宇宙空间的宇宙射线粒子,通过轰击地球外表物质(包括大气层和地表)使其发生核反应而产生的新核素;宇宙射线直接轰击暴露于地表的岩石而产生的核素称为原地生成核素,常用的原地生成核素包括 ^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl、^3He 等。通过测定岩石中宇宙成因核素浓度,并利用核素生成量和由于剥蚀、放射性衰变而引起的流失量的函数,计算相对应的岩石暴露年龄的物理方法称宇宙成因核素测年法。

【δ 值】 δ value 样品中某元素的两种稳定同位素的比值相应于某标准样品的相对比值的千分偏差,即

$$\delta = \frac{R_{样} - R_{标}}{R_{标}} \times 1000‰$$

式中：$R_{样}$ 和 $R_{标}$ 分别为所测样品和标准样品的同位素比值。用 δ 值可反映出样品中同位素比值变化的方向和程度。δ 值为正值，表示样品较标准富集重同位素，δ 值为负值，表示样品较标准富集轻同位素。δ 值的绝对值愈大，表明样品偏离标准越大。

【同位素丰度】 isotope abundance 某同位素在该元素中所占的原子数百分比，如^{32}S 在陨石硫中的丰度为 95.018%。

【同位素组成】 isotopic composition 表示样品中各同位素组成的一种笼统提法。可以指同位素丰度，也可指同位素比值或 δ 值。

【同位素比值】 isotope ratio 某元素中两种同位素丰度之比。如$^{13}C/^{12}C$、$^{18}O/^{16}O$、$^{34}S/^{32}S$ 等。

【同位素效应】 isotope effect 同位素的质量差异引起同位素或同位素化合物的物理、化学性质上的微小变化，导致同位素在各种物理、化学、生物过程中的行为有所不同，称同位素效应。在地质作用中引起同位素分馏的最主要的同位素效应是热力学同位素效应和动力学同位素效应。

【动力学同位素效应】 kinetic isotope effect 物理、化学和生物作用过程中，由于不同同位素组成的分子的运动速度和反应速度不同而使同位素组成发生变化的现象称为动力学同位素效应。就化学动力学同位素效应而言，一般说来，在常温下由轻同位素组成的分子多半比由重同位素组成的分子反应快。因此，如果由不同同位素组成的分子之混合物参加了反应，那么首先形成的那一部分产物必然富集轻同位素，残余物则相应富集重同位素。比如，在硫酸盐的化学还原作用里，在 25 ~ 30°C 的条件下形成的硫化氢比残余硫酸盐富同位素^{32}S 可达 2.2%。

【热力学同位素效应】 thermodynamic isotope effect 在同位素交换反应中，由同位素化学性质上的差异引起的同位素分馏称为同位素热力学分馏。在同位素交换反应中，引起反应物发生同位素交换的原因是各同位素在化学性质上的差异，这种差异与含不同同位素物质的热力学参数（自由能、化学势、熵等）有关。

【同位素分馏】 isotope fractionation 一种元素的各同位素之间由于质量差异引起物理-化学性质的不同，使其在自然界物理的、化学的和生物化学的过程中引起同位素组成的微小的、但可以测量的微小变化，常使某种物质富集较轻的同位素，而另一种物质富集较重的同位素，此现象称为同位素分馏。同位素分馏主要发生在轻稳定同位素中，同位素分馏是稳定同位素地球化学的依据。造成同位素分馏的主要原因是：①同位素交换反应；②动力学同位素效应；③其他物理-化学效应，如蒸发和凝聚、结晶和熔融、吸附和解吸、扩散和热扩散等。例如，在高温下，在 H_2S 和 SO_2 共存的封闭系统中，由于同位素交换反应：$H_2{}^{34}S + {}^{32}SO_2 \rightleftharpoons H_2{}^{32}S + {}^{34}SO_2$，结果使 SO_2 富集了重同位素^{34}S，H_2S 富集了轻同位素^{32}S。

【同位素分馏系数】 isotope fractionation factor 同位素分馏过程中，一种分馏物质的同位素比值与另一分馏物质的同位素比值之比。它表示同位素分馏的程度，以 α 表示。在同位素交换反应中，它与同位素交换平衡常数 K 的关系为 $\alpha = K^{1/n}$，式中 n 为参加交换的同位素原子数。对于那些每种反应物分子中只有一个同位素原子参加交换的简单反应来说，$n = 1$，$\alpha = K$。在一般情况下，同位素分馏系数 α 为温度的函数，得出的关系表达式：$10^3 \ln\alpha = A \times 10^6/T^2 + B$，式中 A、B 为常数，T 为绝对温度。此式称为分馏方程。α 随温度而变化，温度愈高，α 愈趋近于 1，即分馏程度愈低。如：对于反应$^{32}SO_4^{2-} + H_2{}^{34}S \rightleftharpoons {}^{34}SO_4^{2-} + H_2{}^{32}S$ 其分馏系数随温度的变化关系见表：

t/°C	0	25	100	250
α	1.091	1.073	1.050	1.027

【生物同位素分馏】 isotope fractionation in biological processes 生物化学过程引起的同位素分馏。动物、植物及微生物在其生活过程中经常与周围介质发生大规模的物质交换，如动、植物的呼吸，光合作用，细菌的新陈代谢等。一般说来，轻同位素比重同位素更容易被吸收和参加新陈代谢。例如，植物在光合作用时主要吸收^{12}C，并与之化合，因此，有机岩中^{12}C 的丰度一般较高。生物同位素分馏是一个复杂的过程，其分馏程度一般与新陈代谢的速度成反比。由于这一速度是可变的，因此，由生物分馏造成的同位素组成的变化范围通常较大。

【同位素交换反应】 isotope exchange reaction 在不发生一般的化学变化，即反应前后的化学组分及其浓度完全相同的情况下，使不同化合物或不同相分子间发生同位素分布变化的反应。$aA_1 + bB_2 \rightleftharpoons aA_2 + bB_1$ 及 $mAX_n + nBX_m^* \rightleftharpoons mAX_n^* + nBX_m$ 就是同位素交换反应的两种常用的表示形式。在第一个反应式里，A 和 B 代表某一元素作为公共组分的两种分子，下标 1 和 2 分别表示分子只含轻同位素或重同位素，a 和 b 代表参加反应的分子数目。在第二个反应式里，AX_n 和 BX_m 代表以 X 元素作为公共组分的两种分子，X 和 X^* 分别表示轻同位素和重同位素，m 和 n 代表参加反应的分子数目。同位素交换反应是造成同位素分馏的主要原因之一。

【同位素交换反应平衡】 isotope exchange reaction equilibrium 同位素交换是一种可逆反应，在 $mAX_n + nBX_m^* \rightleftharpoons mAX_n^* + nBX_m$ 反应中，正向反应速度 $V_1 = K_1[AX_n]^m[BX_m^*]^n$，逆向反应速度 $V_2 = K_2[AX_n^*]^m[BX_m]^n$（$K_1$，$K_2$ 分别指正、逆两向反应之速度常数），反应开始时，因反应物同位素浓度积远远大于生成物同位素浓度积，所以正向反应速度远比逆向反应速度大，随反应之进行，正向反应速度愈来愈小，逆向反应速度愈来愈大，当正、逆两向反应速度恰好相等时，反应就达到动态平衡，此种平衡称同位素交换反应平衡。

【同位素交换反应平衡常数】 isotope exchange reaction equilibrium constant 当同位素交换反应 $mAX_n + nBX_m^* \rightleftharpoons mAX_n^* + nBX_m$ 达到平衡时，有

$$K = \frac{K_1}{K_2} = \frac{[AX_n^*]^m[BX_m]^n}{[AX_n]^m[BX_m^*]^n}$$

式中：K 称为同位素交换反应平衡常数，它随温度而变化，温度愈高，愈趋近于 1。对于每种反应物分子中只有一个同位素原子参加交换的简单反应来说，即上述反应中的 m 和 n 均为 1 时，平衡常数 K 就等于分馏系数 α。

【同位素标准】 isotope standard 在同位素地球化学研究中，为了便于不同实验室之间数据的对比，有必要建立统一的基准和尺度，为此目的而确定的同位素参考物质叫做同位素标准。同位素标准一般要求具备如下条件：①化学成分均一；②同位素组成恒定，且大致为此同位素天然变化范围的中间值；③样品数量大；④制样和测定方便。已建立的世界通用性稳定同位素标准有：氢和氧——标准平均大洋水（SMOW）及南极标准轻降水（SLAP），碳——美国南卡罗来纳州白垩系皮狄组的美洲拟箭石（PDB），硫——美国亚利桑那州 Diablo 峡谷铁陨石中的陨硫铁（CDT）。

【SMOW】 standard mean ocean water 标准平均大洋水氢、氧

同位素标准。这是一个假想的标准,以它作为世界范围比较的基点,其"绝对"氢同位素比值被定义为:D/H = (155.76 ± 0.10) × 10^{-6}, $^{18}O/^{16}O$ = (200.520 ± 0.43) × 10^{-6}, $^{17}O/^{16}O$ = (373 × 15) × 10^{-6}。事实上并不存在 SMOW 这样一种物质,它是根据水样 NBS-1 定义的:$\alpha(D_{SMOW-NBS-1}) = 1.050$, $\alpha(^{18}O_{SMOW-NBS-1}) = 1.008$。NBS-1 是由美国国家标准局(NBS)分发的一个水样,它是用 Potome 河水制成的蒸馏水。相对于 SMOW,其氢同位素比值为:$\delta D_{NBS-1} = -47.6‰$, $\delta\,^{18}O_{NBS-1} = -7.94‰$。常用的国际参考标准有:① GISP(指格陵兰冰盖水),$\delta D = -189.5‰$, $\delta^{18}O = -24.8‰$;② NBS-22(石油),$\delta D = -118.5‰$;③ NBS-30(黑云母),$\delta D = -65.7‰$, $\delta\,^{18}O = 5.1‰$;④ NBS-18(碳酸盐),$\delta\,^{18}O = +7.2‰$;⑤ NBS-19(大理岩),$\delta\,^{18}O = +28.6‰$;⑥ NBS-20(灰岩),$\delta\,^{18}O = +26.6‰$;⑦ NBS-28(石英),$\delta\,^{18}O = +9.6‰$;⑧ NBS-127(硫酸钡),$\delta\,^{18}O = +9.3‰$。中国国家参考标准水样有三个:① QYTB, $\delta D = -62‰$; ② GBWE 070016, $\delta D = -5‰$; ③ GBWE 070017, $\delta D = -158‰$。中国国家两个氧同位素参考标准均为石英:①GBW 04409(山东山阳石英),$\delta\,^{18}O = +11.12 \pm 0.19‰$;② GBW(江西浒坑石英) 04410, $\delta\,^{18}O = -1.72 \pm 0.27‰$。

【SLAP】 standard light antarctic precipitation 国际原子能委员会(IAEA)1978 年分发的用作同位素标准的水样,它由南极融冰水制得,定义其氢同位素组成为

$$\delta D_{SLAP} = -428‰, \delta\,^{18}O_{SLAP} = -55.50‰$$

【PDB】 Pee Dee belemnite 国际碳同位素标准,是美国南卡罗来纳州白垩系皮狄组拟箭石化石,其"绝对"碳同位素比值 $^{13}C/^{12}C = (11237.2 \pm 90) \times 10^{-6}$,定义其 $\delta\,^{13}C = 0‰$。尽管 PDB 标准样品已经用完,但对任何样品的碳同位素组成测定结果仍以 PDB 为标准进行报道。常用的国际参考标准有:①NBS-18(碳酸岩),$\delta\,^{13}C = -4.43‰$;②NBS-19(大理岩),$\delta\,^{13}C = +2.12‰$;③ NBS-20(灰岩),$\delta\,^{13}C = -1.06‰$;④ NBS-22(石油),$\delta\,^{13}C = -29.7‰$;⑤USGS 24(石墨),$\delta\,^{13}C = -16.1‰$。中国国家参考标准分别为:① GBW 04416(大理岩),$\delta\,^{13}C = +1.61‰$;② GBW 044I7(方解石),$\delta\,^{13}C = -6.06‰$。

【CDT】 Canyon Diablo troilite 国际硫同位素标准。取自 Canyon Diablo 铁陨石中的陨硫铁(troilite),其"绝对"硫同位素比值 $^{34}S/^{32}S = 0.0450045$。作为硫同位素标准时,定义 $\delta\,^{34}S = 0‰$。常用国际参考标准有:① NBS-122(闪锌矿),$\delta\,^{34}S = +0.3‰$;② NBS-123(闪锌矿),$\delta\,^{34}S = +17.1‰$;③NBS-127(重晶石),$\delta\,^{34}S = +20.3‰$。中国两个参考标准均为 Ag_2S:①GBW 04414, $\delta\,^{34}S = -0.07‰$;②GBW 04415, $\delta\,^{34}S = +22.15‰$。

【NBS-28】 national bureau of standard - 28 美国国家标准局硅同位素标准。国际通用的同位素标准是由国际原子能委员会和原美国国家标准局颁发的,NBS-28 便是其中之一。NBS-28 以石英砂为硅同位素标准,定义其 $\delta\,^{30}Si = 0‰$。在天体化学研究中,也测定 $\delta\,^{29}Si$。早期工作中曾用过 RQS 标准,与 NBS-28 之间的关系为:$\delta\,^{30}Si_{RQS-NBS-28} = -0.28‰$。

【同位素地质温度计】 isotope geothermometer 在稳定同位素交换反应达到平衡时,两种化合物的同位素分馏系数与温度的一般关系式为

$$1000\ln\alpha = A(10^6 \cdot T^{-2}) + B$$

T 为热力学温度,A 和 B 为实验确定的参数,它们随化合物对的不同而变化。因此,可以根据化合物对的同位素分馏测定其平衡温度。目前已应用共生矿物对的同位素分馏作为地质温度计。常用的有方解石-海水、石英-磁铁矿等氧同位素温度计和硫酸盐-硫化物、方铅矿-闪锌矿等硫同位素温度计,见表。

矿物对氧同位素计温方程

矿物-矿物	A	B
石英-磁铁矿	+5.57	0
石英-斜长石	+0.97 - 1.4β*	0
石英-白云母	+2.20	-0.60
斜长石-白云母	+1.23 - 1.04β	-0.60
斜长石-辉石	+1.70 - 1.04β	0
斜长石-橄榄石	+2.90 - 1.04β	0
斜长石-石榴子石	+1.91 - 1.04β	0
斜长石-角闪石	+2.178 - 1.04β	-0.30
斜长石-黑云母	+2.270 - 1.04β	-0.60
斜长石-钛铁矿	+4.32 - 1.04β	0
斜长石-磁铁矿	+4.60 - 1.04β	0
辉石-橄榄石	+1.24 - 1.04β	0
辉石-石榴子石	+0.20 - 1.04β	0

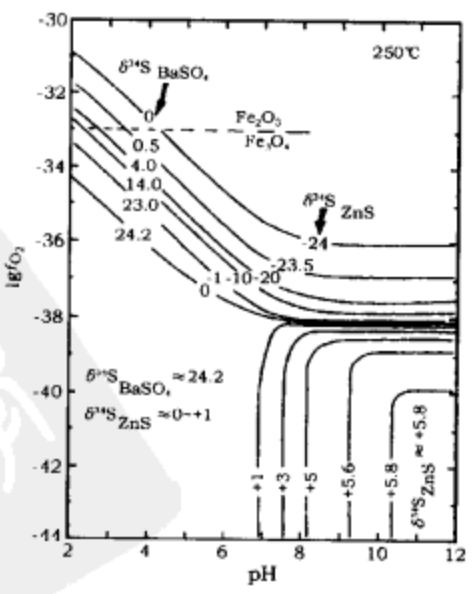
* β 为长石中钙长石的摩尔分数,%　(据 Bottinga, 1975 and Javoy, 1977)

硫同位素温度计

共存相:a-b	计温公式	误差/℃	
		1	2
硫酸盐-黄铜矿	$t = \frac{2.85 \times 10^3}{(\Delta \pm 1)^{1/2}}$ ($t > 400$℃)	±25*	±5*
	$t = \frac{2.30 \times 10^3}{(\Delta - 6 \pm 0.5)^{1/2}}$ ($t < 350$℃)	±10	±5
硫酸盐-黄铁矿	$t = \frac{2.76 \times 10^3}{(\Delta \pm 1)^{1/2}}$ ($t > 400$℃)	±25*	±5*
	$t = \frac{2.16 \times 10^3}{(\Delta - 6 \pm 0.5)^{1/2}}$ ($t < 350$℃)	±10	±5
黄铁矿-方铅矿	$t = \frac{(1.01 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^{1/2}}$	±25	±20
闪锌矿-方铅矿(磁黄铁矿)	$t = \frac{(0.85 \pm 0.03) \times 10^3}{\Delta^{1/2}}$	±20	±25
黄铁矿-黄铜矿	$t = \frac{(0.67 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^{1/2}}$	±35	±40
黄铁矿-磁黄铁矿	$t = \frac{(0.55 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^{1/2}}$	±40	±55

1. 由于方程(在 t = 300℃时)误差而引起的计算温度的误差;
2. 由于 Δ 值分析误差 ±2‰(在 t = 300℃时)而引起的计算温度误差。
* 在温度为 400℃时的计算温度误差(据大本等, 1979)。

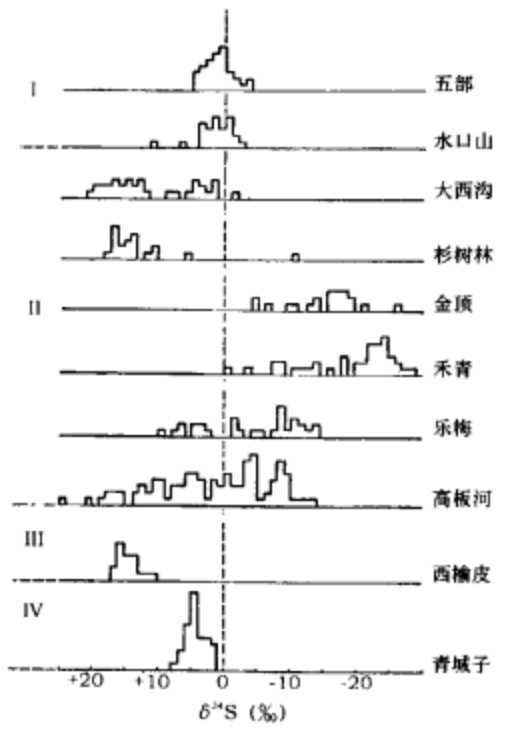
【同位素组成等值线图】 plot of isotope composition contours 将 δ 值相等的点连成线,以表示同位素组成变化规律的图。这种图可以用地形图或地质图为背景,表示同位素组成的空间变化。也可以用某两种物理化学参数为坐标绘制(如 pH-T, pH-f_{O_2}, f_{O_2}-f_{S_2}),表示这些参数条件对同位素组成的影响(见图)。图中曲线为 $\delta\,^{34}S$ 等值线,表示系统中矿物-流体达成了硫同位素平衡。在地质条件所允许的 f_{O_2}、pH 范围内,闪锌矿的 $\delta\,^{34}S$ 在 -24‰ ~ +5.8‰ 之间变化(见图的中部及右下部曲线所表示),重晶石的 $\delta\,^{34}S$ 在 0 ~ +24.2‰间变化(图中上左部曲线所示),在低 f_{O_2}、低 pH 区间(图左下部位),硫化物的 $\delta\,^{34}S$值接近于 $\delta\,^{34}S_{\Sigma S}$,



封闭系统中(温度为 250℃, $\delta^{34}S_{\Sigma S} = 0$)
f_{O_2} 和 pH 的变化与闪锌矿和重晶石的硫同位素组成的关系
(据 Ohmoto, 1972 年的资料修改)

对 f_{O_2}、pH 的变化不敏感。在高 f_{O_2} 区间，物相主要为硫酸盐，矿物的 $\delta^{34}S$ 与 $\delta^{34}S_{SS}$ 差别很大，f_{O_2}、pH 小的变化都可引起硫化物成硫酸盐的硫同位素组成大的改变。

【同位素组成频率图】 frequency distribution diagram of isotope composition 以 δ 值为横坐标，出现的频率（样品数或样品百分数）为纵坐标，表示地质体中同位素组成分布特点的图。不同类型矿床的频率分布图有所不同（见图）。例如非平衡或接近平衡过程（生物作用，地表风化等）形成的产物往往是杂乱的分布，展布范围很广。而平衡过程（岩浆、热液、化学沉积）所形成的产物，往往有一个峰值，展布范围窄小。因此，频率分布图可以作为研究地质作用的一种图解方法。



某些铅锌矿床的硫同位素组成频率分布图（据涂光炽，1984）

Ⅰ. 内生铅锌矿床；Ⅱ. 沉积-改造铅锌矿床；Ⅲ. 沉积-变质-混合岩化铅锌矿床；Ⅳ. 沉积-变质-岩浆气液叠加铅锌矿床

【同位素省】 isotopic province 以特定的同位素组成为特征，并存在同位素地球化学边界的地块称为同位素省，如太平洋同位素省、印度洋同位素省、华北同位素省、华夏同位素省等。

【同位素地球化学边界】 isotopic boundary, isotopic geochemical boundary 两个地质块体之间结合部位出现相同类型的岩石同位素组成存在显著差异的地带称为同位素（地球化学）边界。目前 Pb、Sr、Nd 同位素已广泛用于研究同位素（地球化学）边界，以大洋板块、古老克拉通和板块缝合线为主要研究对象。同位素（地球化学）边界提供了块体结合的深源信息。如太平洋-印度洋同位素地球化学边界，华夏-扬子同位素地球化学边界等。

【同位素古温度测定】 isotopic paleothermometry 主要利用海生动物碳酸盐骨骼和壳体的氧同位素组成确定古海洋温度的方法。古海洋中进行着海水与碳酸盐间的氧同位素交换反应：$H_2{}^{18}O + HC{}^{16}O_3 \rightleftharpoons H_2{}^{16}O + HC{}^{18}O_3$，当交换反应达到平衡时，其平衡常数与温度有确定的关系。因此，可利用碳酸盐的 ^{18}O 含量确定当时的温度，温度愈低，碳酸盐中 ^{18}O 含量愈高。使用同位素测定古温度必须满足下列条件：①碳酸盐与水之间达到同位素交换平衡；②从沉积时起，碳酸盐的氧同位素组成必须保持不变；③碳酸盐的固体扩散、白云岩化、溶解和再沉积以及变质作用都会改变氧同位素组成，影响测定的精度，因此不能选取有这些现象的样品。对古温度测定最适合的是腕足类、头足类和多数有孔虫，珊瑚和棘皮动物不适合，呼吸空气中氧气的动物的碳酸盐骨骼也不适合，因为空气氧的同位素组成不同于水。这种方法适合测定从侏罗纪到现代的海水盆地的温度。由于淡水的 ^{18}O 组成变化很大，一般不能用淡水中沉积的碳酸盐来测古温度。

【北半球参考线】 northern hemisphere reference line（NHRL） 哈特（S. Hart, 1984）根据北半球洋中脊玄武岩的铅同位素组成，建立了北半球 $^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 之间的相关回归线，反映北半球上地幔的铅同位素组成特征，称为北半球参考线，即：

$$(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL} = 15.627 + 1.209 \times {}^{206}Pb/^{204}Pb$$

$$(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL} = 13.491 + 0.1084 \times {}^{206}Pb/^{204}Pb$$

【DUPAL 异常】 DUPAL anomaly 由于印度洋和南太平洋部分地区洋中脊玄武岩的铅、锶同位素组成明显高于北半球洋中脊玄武岩，位于北半球参考线以上，哈特（S. Hart）把这种南半球同位素异常特征称为 DUPAL 异常（用这种异常首先报道者杜普雷（Dupre）与阿莱格尔（C. J. Allegre）两人名字的第一个音节）组成。DUPAL 异常可用同位素相对偏差量来定量描述，即

$$\Delta Sr = (^{87}Sr/^{86}Sr - 0.7030) \times 10^4$$

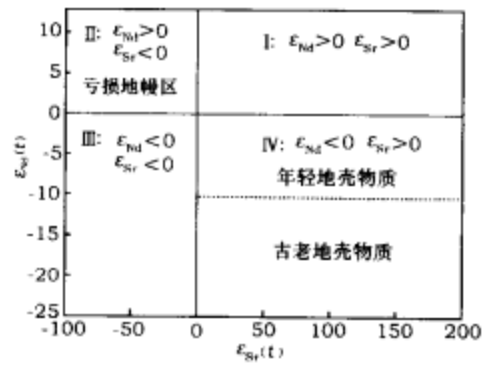
$$\Delta\,{}^{208}Pb/^{207}Pb = [{}^{208}Pb/^{204}Pb - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100$$

$$\Delta\,{}^{207}Pb/^{204}Pb = [{}^{207}Pb/^{204}Pb - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100$$

【印度洋型同位素特征】 Indian Ocean-type isotopic signature 由于 DUPAL 异常主要出现在印度洋，并且印度洋与太平洋的洋中脊玄武岩在 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 相同的情况下，印度洋比太平洋具明显低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$，结合铅、锶、钕同位素的综合特征，许多学者提出了一个更合理的名词：印度洋型同位素特征，反映了印度洋域（更广泛地还包括特提斯域）地幔的化学组成特征。

【澳大利亚-南极洲急变带】 Australia-Antarctic discordance（AAD） 出现在大洋洲与南极洲之间，在东经 126.7°、南纬 49.5° 附近的洋中脊玄武岩中存在着明显的同位素地球化学边界，它标志着印度洋域与太平洋域地幔之间的结合边界，AAD 是大洋中同位素地球化学边界研究最详细的地区。

【钕-锶同位素示踪】 Nd-Sr isotopic tracing 由于 Sm-Nd 与 Rb-Sr 同位素体系的母、子体元素在化学性质上存在很大差别，根据 Nd-Sr 同位素（$\varepsilon_{Nd}(t) - \varepsilon_{Sr}(t)$）相关作图，可以更确切地判别成岩成矿物质源区。Nd-Sr 同位素相关作图以原始地幔组分为原点（右图）。当数据位于第二象限，表明源区是亏损地幔区；位于第一象限表明与加入了洋壳的俯冲带地幔源有关，位于第四象限则源区与陆壳有关；而位于第三象限则源区涉及深变质的下地壳。



$\varepsilon_{Nd}(t) - \varepsilon_{Sr}(t)$图解

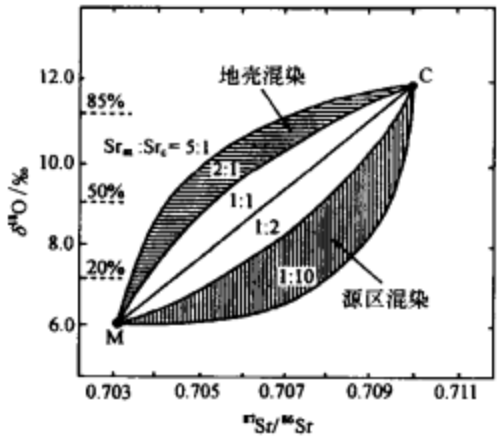
【多元同位素体系拓扑图解】 topology in isotopic multispace 根据一组样品（m 个）的 n 个同位素比值分析数据，并把不同变化范围的同位素比值调整到相同变化范围后，建立数据矩阵和计算特征向量，在多维同位素空间作图，称为多元同位素体系拓扑图解。多维空间拓扑图解能更有效地区分不同的数据群及其相互关系，示踪它们的源区和区别端元组成。

【同位素混合模式】 isotope mixing model 当一个混合体系派生于两个以上源区混合时，根据这二个以上源区某元素的浓度及其同位素比值则可以描述混合体系该元素及其同位素比值的变化规律。这一相关模式称为同位素混合模式。在二元混合的情况下有以下关系：

$$I^1 = k + m \cdot 1/C^1;\ k_1 I^1 + k_2 I^1 I^2 + k_3 I^2 + k_4 = 0$$

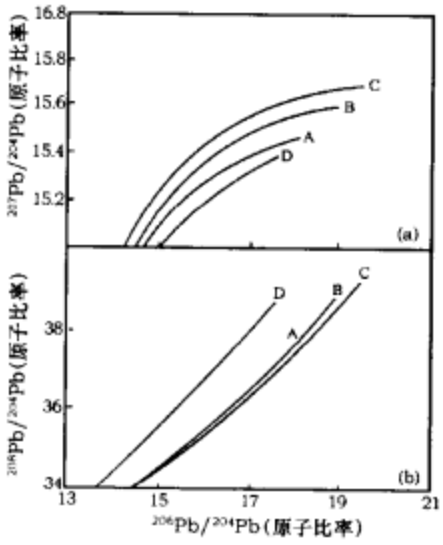
式中：C^1、I^1 为混合体系中元素 1 的浓度及其同位素比值，I^2 为混合体系中元素 2 的同位素比值；k、k_1、k_2、k_3、k_4 与 m 为二个源区中元素 1 与 2 的浓度及其同位素比值有关的常数。因此根

据体系中$^{87}Sr/^{86}Sr$对Sr含量倒数作图是否存在线性关系，可以判别该体系是否为二元混合体系；二元混合体系的Sr-O同位素之间应存在双曲线关系（见图），氧在地幔岩浆和地壳岩石中的含量几乎相等，但岩浆与地壳的$Sr_m:Sr_c$比值可以有很大变化。当$Sr_m:Sr_c$比值大于2:1时，对应于岩浆上升过程中受到地壳混染；当$Sr_m:Sr_c$比值小于1:2时，对应于源区混合（相当于俯冲板块进入地幔发生混合产生混熔岩浆）。图中百分数代表地壳组分的质量分数。



地幔岩浆（M）与地壳岩石（C）的Sr-O同位素混合关系
（据James，1981）

【铅构造模式】 lead tectonic model　将地球外层的硅酸盐体系分为地幔、下地壳、上地壳和造山带四个子体系。地幔与地壳岩浆活动形成造山带，造山带则不断分解形成新的上地壳和下地壳，并有部分物质返回地幔。根据假设的11个造山旋回，以及物质循环质量分配比例和元素富集因子，应用差分方程计算出地幔（A）、下地壳（D）、上地壳（C）和造山带（B）中铅同位素比值随时间的演化曲线（如图所示），称为铅构造模式。铅构造模式为应用铅同位素组成示踪成矿物质来源提供了一定依据。

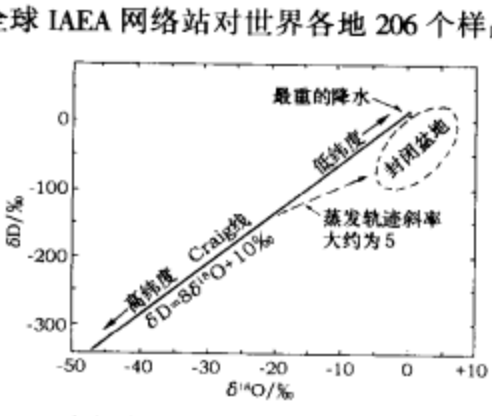


铅同位素演化曲线图
a. $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$相关；
b. $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$相关

【多重扩散域模式】 multiple diffusion domain model（MDD）　一个用于描述氩在钾长石中扩散的数学模型，认为扩散过程受多重扩散线径的“晶包单元”控制。该理论在解释钾长石年龄谱并用于地质体隆升历史方面有好的效果，但MDD的物理意义不很清楚，因此受到质疑。

【大气降水线】 meteoric water line（MWL）　全球或特定区域大气降水氢-氧同位素组成之间的线性相关线称大气降水线。Rozanski等（1993）通过全球IAEA网络站对世界各地206个样品分析得到全球大气降水线表达式为$\delta D=(8.17\pm0.06)\ \delta^{18}O+(10.56\pm0.65)‰$。

【大气降水同位素组成纬度效应】 latitude isotope variation of meteoric water　水分子经过反复多次的蒸发—凝聚分馏作用，使内陆及高纬度区雨、雪集中了最轻的水，而在低纬度大洋中出现最重的降水，同时，δD和$\delta^{18}O$平行变异，此现象称为大气降水同位素组成的纬度效应。克雷格（Craig 1961）统计不同纬度的大量大气降水样品的氢、氧同位素成分获下列统计关系式：$\delta D=8\delta^{18}O+10‰$（式中系数和常数都不是恒定不变的，随研究的发展将会有所修正。）并作图，图中直线称为克莱格线，又称大气降水线。内陆蒸发盆地水因过度的蒸发-凝聚分馏而加重，且地表水因与岩石的同位素交换作用而偏离Craig线，以斜率为5的直线与Craig线相交，交点反映该盆地的纬度。



大气降水同位素组成的纬度效应

【碳酸盐-水地质温度计】 calcite-water geothermometer　根据Urey的理论发展起来用碳酸盐-水之间$\delta^{18}O$差（$\Delta_{cal\text{-}water}$）来计算古温度的方法为碳酸盐-水地质温度计。公式为

$$|T|_{℃}=16.9-4.2\Delta_{cal\text{-}water}+0.13\Delta^2_{cal\text{-}water}$$

【富集地幔端元Ⅰ与Ⅱ】 enriched mantle Ⅰ and Ⅱ（EMI and EMII）　在地幔源中通过俯冲带加入了大陆地壳物质（沉积物）形成的高$^{87}Sr/^{86}Sr$（>0.7050），低$^{143}Nd/^{144}Nd$（$\varepsilon_{Nd}<0$）地幔源称为富集地幔端元，其中EMI的$^{87}Sr/^{86}Sr\cong0.7055$，$\varepsilon_{Nd}\cong-6$，$^{206}Pb/^{204}Pb\cong17.8$；EMII $^{87}Sr/^{86}Sr\cong0.7073$，$\varepsilon_{Nd}\cong-0.5$，$^{206}Pb/^{204}Pb\cong19.1$。关于为什么形成两个富集地幔端元，尚无满意的解释。

【流行地幔端元】 prevalent mantle（PREMA）　洋岛与洋中脊玄武岩的铅、锶、钕同位素组成确定了5个地幔源演化趋向。这五个地幔趋向存在一个公共的端元（$^{87}Sr/^{86}Sr\cong0.7035$，$\varepsilon_{Nd}\cong+5$，$^{206}Pb/^{204}Pb\cong19.2$），被称为PREMA。它明显区别于原始地幔。

【亏损地幔端元】 depleted mantle（DMM）　根据亏损型洋中脊玄武岩（MORB）的同位素组成所确定的一个地幔端元，称为亏损地幔端元，其同位素组成为$^{87}Sr/^{86}Sr\cong0.7025$，$\varepsilon_{Nd}\cong+11$，$^{206}Pb/^{204}Pb\cong17.5$。

【高μ地幔端元】 high-μ mantle（HIMU）　一个以海里纳（St. Helena）岛的洋岛火山岩同位素组成为代表，以高铅同位素比值为典型特征（$^{206}Pb/^{204}Pb\cong21.5$）的地幔端元称高$\mu$地幔端元。它的源区有很高的U/Pb比值，可能加入了Pb已被淋滤去的俯冲洋壳。

【铅同位素地球化学】 lead isotope geochemistry　自然界铅由^{204}Pb、^{206}Pb、^{207}Pb和^{208}Pb 4个稳定同位素组成，它们的丰度分别为1.4%、24.1%、22.1%和52.4%。其中^{204}Pb是非放射成因的，^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb是由^{238}U和^{235}U、和^{232}Th 3个天然放射性同位素经过一系列α、β衰变后最终形成的稳定同位素。铅同位素地球化学主要用于研究含放射性元素极低的矿物或岩石中的铅同位素组成。这些铅同位素组成自矿物或岩石形成之后不再发生变化，即不再有放射成因铅的加入，此类铅叫做普通铅。根据普通铅的演化历史和源区性质可分为单阶段铅和多阶段铅。单阶段铅是指封闭体系中铅同位素组成保持恒定。如果一组样品是同源的，那么它们的铅同位素比值如$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$等应该是相同的。多阶段铅是指开放体系中普通铅同位素组成的变化，这种铅曾与具有不同U/Pb、Th/Pb比值的体系伴生过，而且铅在这些体系中存在的时间也各异，因此，铅同位素比值就会发生相应的变化。为追索这种铅的复杂历史，已建立了多种数学模式。通过铅同位素地球化学研究，不仅可以确定成矿时代或模式年龄，而且还可判断成矿物质来源、矿床成因等。例如根据铅同位素组成及其特点，认为成矿物质的最初来源可分为幔源、壳源和混合来源。$^{238}U/^{204}Pb$比值（称μ值）高的铅来自上地壳，低μ值的铅来自下地壳或上地幔。造山带（岛弧）铅被认为是地壳铅与地幔铅混合的结果。再如，矿床是单成因还是多成因、成矿物质是单一来源还是多种来源等问题均可利用铅同位素比值来判断。

【铅同位素增长线】 growth curve of Pb isotope 地球或各层圈中$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$按一定的μ值随时间增长的曲线称铅同位素增长线。

【地幔趋向线】 mantle array 一条由洋中脊和洋岛玄武岩确定地幔 Nd-Sr 同位素的相关线称为地幔趋向线。它通过亏损地幔端元($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51315$, $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.7025$)和原始地幔组成点($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51264$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045 \sim 0.7050$)。

【原始地幔同位素组成】 primitive mantle isotope (PM) 又称**主体硅酸盐地球**(bulk silicate earth(BSE))。一个未分异出地壳的原始地幔(假设被保存下来)所具的同位素组成称为 PM 或 BSE。它是参考球粒陨石的同位素组成和地幔趋向线,原始地幔的现代同位素组成被推测为$^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51264$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045 \sim 0.7050$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.35 \sim 17.50$。

【普通铅】 common lead; ordinary lead 不含铀,钍或铀、钍含量很低的岩石和矿物中的铅,如方铅矿、黄铁矿、钾长石等。普通铅实际上是原始铅(地球形成最初时刻存在的铅)与该岩石或矿物形成之前积累的放射成因铅的混合物、它们的同位素组成除了与其形成时间有关外,还与其源区 U/Pb 和 Th/Pb 值有关。因此,普通铅同位素组成的变化主要发生在岩石或矿物形成之前。在岩石或矿物形成以后,由于其中铀、钍含量很低,因而不会有较明显的放射成因铅的增长。也就是说其铅同位素组成基本保持不变,它记录的是岩石、矿物形成时的铅同位素组成。

【放射成因铅】 radiogenic lead 岩石、矿物中,由铀、锕铀、钍放射性衰变产生的^{206}Pb、^{207}Pb和^{208}Pb。在同位素地质年龄测定中,它们是铀-钍-铅法的主要研究对象。

【原生铅】 primary lead 地球物质形成前,在宇宙原子核合成过程中,与其他元素同时形成的铅。其特点是同位素组成中^{204}Pb含量高。它的准确同位素组成现还不清楚。

【原始铅】 primordial lead 地球形成的最初时刻所存在的铅。其同位素组成相当于原生铅同位素加上自元素形成到地球形成初期这段时间内所积累的放射性成因铅。人们通常把铁陨石中铅的同位素组成作为原始铅的同位素组成。Canyon Diablo 铁陨石的铅同位素组成为:$^{206}Pb/^{204}Pb = 9.307$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 10.294$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 29.49$。

【初始铅】 initial lead 指的是矿物和岩石结晶时进入到矿物和岩石中的铅,其铅同位素组成等于原始铅同位素组成加上从地球形成到矿物、岩石结晶时这段时间内所结累起来的放射成因的铅。

【现代铅】 modern lead 相当于太平洋现代软泥中锰结核和红粘土铅同位素组成的铅,其同位素组成为:$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.93$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.72$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.80$。

【矿石铅】 ore lead 铅矿石和含铅矿物中所含的铅。

【正常铅】 normal lead 又称**单阶段铅**。为普通铅之一,它是岩石和矿物中 U/Pb、Th/Pb 比值与地壳平均值相似的任何形式的铅,其铅同位素组成模式年龄与含铅矿物、岩石地质年龄一致。

【异常铅】 anomalous lead 相对正常铅而言。岩石和矿物形成之后,处于 U/Pb 和 Th/Pb 比值较高的环境中,有后生的 U、Th 衰变子体铅同位素叠加,致使^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb的丰度超过正常的增长速度。为此,异常铅的特征是除了与正常铅的特征不相吻合外,还显示了:①偏离单阶段增长曲线,呈线性排列,②因单阶段模式年龄计算时出现负值年龄。

【铀铅】 uranium lead 铀系母体同位素^{238}U衰变的最终产物,质量数为 206 的铅,常用^{206}Pb表示。

【钍铅】 thorium lead 钍系母体同位素^{232}Th衰变的最终产物,质量数为 208 的铅,常用^{208}Pb表示。

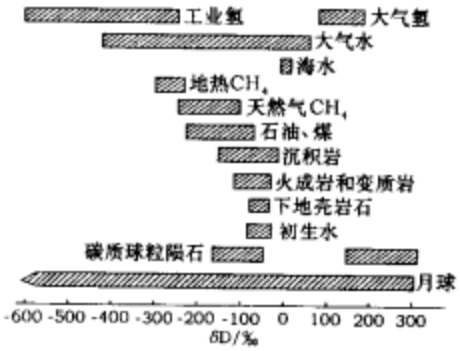
【锕铀铅】 actino-uranium lead 锕铀系母体同位素^{235}U衰变的最终产物,质量数为 207 的铅,常用^{207}Pb表示。

【普通锶】 common strontium 不含铷的岩石和矿物中所含的锶或含铷的矿物或岩石形成时从介质中捕获的锶。对后一类矿物或岩石而言,它就是该矿物或岩石的初始锶。

【放射成因锶】 radiogenic strontium 岩石和矿物中^{87}Rb经β^-衰变产生的^{87}Sr。在同位素地质年龄测定中,放射成因的^{87}Sr是铷-锶法的主要研究对象。

【氢同位素】 hydrogen isotope 氢元素的原子序数为 1,相对原子质量为 1.0079,在自然界有 3 种同位素形式存在,即^{1}H氕(H),^{2}H氘(D),^{3}H氚(T),相对丰度分别为 99.985%,0.015%和10^{-18}。其中前 2 者为稳定同位素,^{3}H为放射性同位素,其半衰期为 12.26 年。氢以H_2O、OH^{-1}、H_2及CH_4等形式遍布地壳各处,乃至地幔深处。氢同位素组成(δD)在自然界的变化大致如下:海水(显生宙及近代)0 ± (‰),大气降水 + 50‰ ~ − 450‰,沉积岩 − 25‰ ~ − 150‰,花岗质岩石(不包括蚀变岩石) − 50‰ ~ − 120‰。

【氢同位素地球化学】 hydrogen isotope geochemistry 氢的同位素组成用 δD 表示,δD 的标准采用 SMOW。天然物质中 δD 值的分布如图所示。由图看出,地球物质中大气水(雨水)的 δD 变化范围最大,由 − 500‰ ~ + 50‰;而月球物质的 δD 变化范围更大,由 − 917‰ ~ + 303‰。δD 之所以变化范围大,主要是由于^{1}H和^{2}H的相对质量差别最大,为 100%,因而同位素分馏更显著。在天然矿物中,氢仅存于一些含水矿物中,如云母类、闪石类等。在水圈和生物圈中氢广泛分布,甚至可达地幔的深度。



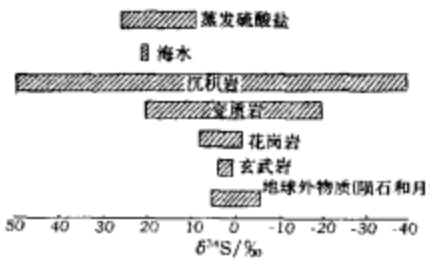
天然含氢物质的 δD 值

实验研究表明,在温度 400 ~ 800℃条件下,含水矿物中 D 由高到低的顺序是白云母 > 金云母 > 角闪石 > 黑云母。据实验和计算,Al-OH(羟基)键的矿物显著富 D,而 Mg-OH 键矿物所含 D 比 Al-OH 键矿物少 6%,Fe-OH 键矿物所含 D 比 Al-OH 键矿物少 70%,这就是说,含羟基(OH)矿物间氢同位素的分馏作用也是 Al、Mg、Fe 含量的函数。一些含水矿物与水之间的氢同位素交换速度按下列顺序增加:白云母 < 角闪石 < 黑云母 ≤ 硬水铝石 < 黝帘石 < 绿帘石 < 水铝石。当粘土矿物颗粒小于 44 微米时,在 100 ~ 200℃温度之间蒙脱石的交换速度比伊利石与高岭石高 3 ~ 5 倍。当温度低于 100℃时,粘土矿物与水的氢同位素交换速度很低,甚至难以进行模拟实验。这些情况说明氢同位素的分馏受矿物组分、结构、颗粒大小等诸多因素的影响。在确定成矿热液来源和矿床成因方面氢同位素经常与氧同位素资料相结合应用,可以提供重要的信息。氢同位素在地质测温中的应用正在探索中。

【硫同位素】 sulfur isotope 硫元素相对原子质量为 32.066,硫有 4 个稳定同位素:^{32}S, ^{33}S, ^{34}S和^{36}S,其丰度值分别为 95.02%,0.75%,4.21%和 0.02%。还有一个放射性同位素^{35}S,其半衰期为 88 天。在自然界 $\delta^{34}S$ 的总变化范围为 − 65‰ ~ 120‰,其中 98%的样品,落在 − 40‰ ~ 40‰范围内。最重的硫酸盐大于 + 90‰,最轻的硫化物低达 − 65‰。硫几乎出现在各种天然物质中。$\delta^{34}S$ 变化的一般特点为:①除碳质球粒陨石以

外，陨石硫同位素组成变化很稳定，约为 0‰ ± 1‰。超基性岩、基性岩及有关矿床的 $\delta^{34}S$ 变化范围也很窄，与陨石硫一致；②随着岩石酸度增加，$\delta^{34}S$ 的绝对值增加，变化范围增大；③现代海洋硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 相当稳定，为 20.0 ± 0.5‰。海相蒸发岩，为 9‰ ~ 32‰；④沉积岩中的硫化物、石油和煤中硫的 $\delta^{34}S$ 多为负值，且变化范围大。

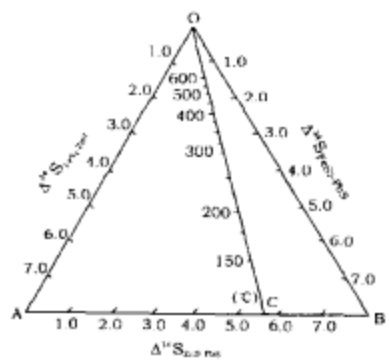
【硫同位素地球化学】 sulfur isotope geochemistry 硫同位素组成以 $\delta^{34}S$ 表示，标准采用 CDT。自然体系 $\delta^{34}S$ 的分布如图所示。由图看出，沉积岩的 $\delta^{34}S$ 变化范围最大。沉积岩石含硫化合物包括硫酸盐、硫化物、自然硫和有机硫，由于低温分馏和生物同位素效应，$\delta^{34}S$ 很分散，最轻的硫化物 $\delta^{34}S$ 为 -65‰，最重的硫酸盐 $\delta^{34}S$ 为 +95‰，变化范围达 160‰。硫可以呈多种价态（如 S^{2-}、S_2^{2-}、S^0、S^{4+} 和 S^{6+} 等）出现于含硫化合物中。不同价态含硫原子团富集 ^{34}S 的能力不同，即由高价到低价 $\delta^{34}S$ 依次降低，其顺序为：



自然体系硫同位素组成
（据 Hoefs，1980）

$$SO_4^{2-} \approx HSO_4^- > SO_3^{2-} > SO_2 \approx H_2S \approx HS^- > S^{2-}$$

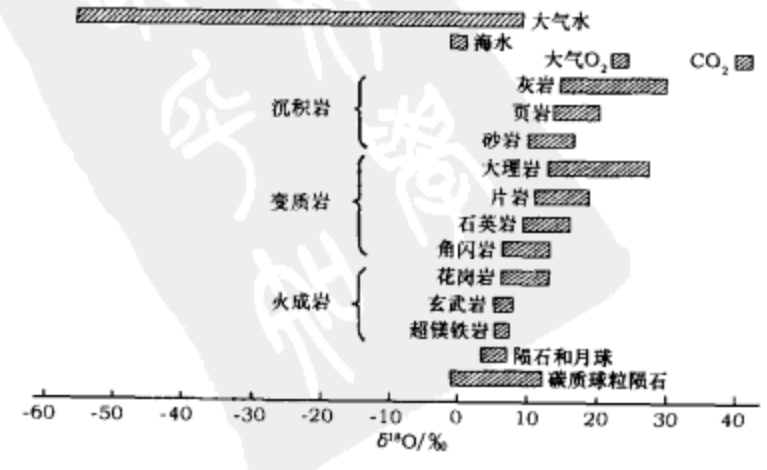
表明在同位素交换平衡条件下，^{34}S 倾向富集在具有较强硫键的化合物中。硫化物 - H_2S 达到平衡时，硫化物中 $\delta^{34}S$ 富集的顺序是辉钼矿 > 黄铁矿 > 闪锌矿（磁黄铁矿）> 黄铜矿 > 铜蓝 > 方铅矿 > 辰砂 > 辉铜矿（辉锑矿）> 辉银矿。在地表条件下，微生物的还原作用会产生明显的硫同位素分馏，是 $\delta^{34}S$ 变化的重要因素之一。硫同位素的地质应用：①硫同位素地质温度计（参见“同位素地质温度计”条）。可分为共生硫化物矿物对计温法（如黄铁矿-闪锌矿）、共生硫酸盐-硫化物计温法（如重晶石-闪锌矿）和 3 种共生硫化物体系计温法（见黄铁矿-闪锌矿-方铅矿体系硫同位素温度计图，如果共生的 FeS_2、ZnS、PbS 形成于同样的温度条件，则它们的投影点应落在图中 OC 直线上，表明它们之间硫同位素组成达到平衡。OC 线用最小二乘法求得的，沿 OC 线可获得硫同位素平衡温度，提高了测温精度）。其温度灵敏度的顺序是：硫酸盐-硫化物 > 黄铁矿-方铅矿 > 闪锌矿-方铅矿 > 黄铁矿-黄铜矿 > 黄铁矿-闪锌矿。②判断热液硫化物矿床成因及其硫源。③判别有机矿产的形成机理，如判断煤中的有机硫是与淡水硫酸盐还是与海水硫酸盐的还原作用有关，以及判断石油的源岩及其古环境等。



黄铁矿-闪锌矿-方铅矿体系硫同位素温度计
（J.W.Smith 等，1977）

【锶同位素地球化学】 strontium isotope geochemistry 自然界锶有 4 个稳定的同位素 ^{84}Sr、^{86}Sr、^{87}Sr 和 ^{88}Sr。它们的丰度分别为 0.56%、9.86%、7.00% 和 82.58%。锶还有两个放射性同位素 ^{89}Sr，^{90}Sr，其半衰期分别为 52 天、28.1 年。其中 ^{87}Sr 是 ^{87}Rb 经过一次 β^- 衰变形成的稳定同位素。因而 ^{87}Sr 的丰度取决于含锶矿物和岩石中的 Rb/Sr 比值和年龄。而 $^{84}Sr/^{88}Sr$ 和 $^{86}Sr/^{88}Sr$ 丰度比值是恒定的，分别为 0.068 和 0.1194。^{87}Sr 的相对丰度通常以 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 来表示，一般假定初始地球物质具有均匀而相似的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，随地球物质的化学分异，导致其中 Rb/Sr 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的变化。这些变化反映了不同地质体和天体（陨石、月岩等）的成因、形成条件及其演化机理。目前将玄武质富钙无球粒陨石（BABI）的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值（0.698 990 ± 0.000 047）作为地球形成时的初始比值。硅铝质地壳富 Rb，地幔亏损 Rb，地壳的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值高于地幔，其平均值分别为 0.718 ± 0.020 和 0.704 ± 0.002。根据 Rb/Sr 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值及其地球化学特点，不仅可以计算陨石、月岩和地球的年龄，而且还可以作为陨石、月岩分类的依据；判断火成岩是壳源还是幔源；区分火山岩的不同形成环境，如区分海洋拉斑玄武岩、海岛玄武岩、岛弧火山岩和大陆火山岩；判别海相和非海相成因的岩石等。

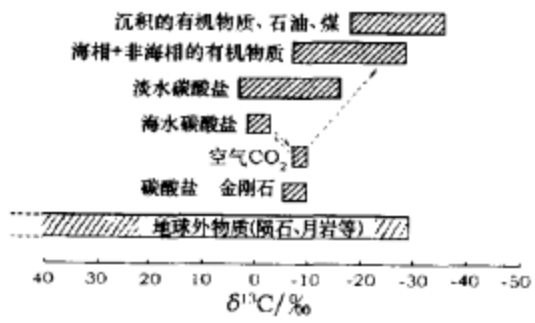
【氧同位素地球化学】 oxygen isotope geochemistry 自然界氧有 3 个稳定同位素：^{16}O、^{17}O 和 ^{18}O，它们的丰度分别为 99.762%、0.038% 和 0.200%。氧同位素组成以 $\delta^{18}O$ 表示，标准采用 SMOW。还有一个放射性同位素 ^{15}O，其半衰期为 124 秒。天然含氧物质中 $\delta^{18}O$ 的分布如图所示。大气水的 $\delta^{18}O$ 的变化范围最大，为 +10‰ ~ -55‰，极地粒雪的 $\delta^{18}O$ 最低；大气二氧化碳的 $\delta^{18}O$ 最高，可达 +41‰。所以天然物质中 $\delta^{18}O$ 的变化幅度约 100‰。含氧矿物在自然界分布相当广泛，主要造岩矿物的 $\delta^{18}O$ 变化具有明显的顺序性，与岩浆结晶分异顺序一致，即由孤立岛状四面体的橄榄石到链状辉石、层状云母和架状的长石、石英，$\delta^{18}O$ 依次增高，这主要与矿物的晶体化学性质有关。根据同位素分馏理论，硅酸盐矿物中阳离子与氧的结合键愈短，键力愈强，振动频率愈高，则 ^{18}O 愈富。石英中 Si-O 键在硅酸盐结构中是最强的；此外，与温度有关，因为超基性、基性原始岩浆处于很高温度状态，同位素分馏作用减弱，随岩浆温度的降低，同位素分馏作用增强，岩浆中 ^{18}O 含量相对增高。因此，从超基性岩到酸性岩 $\delta^{18}O$ 明显增高，其变化范围为 5‰ ~ 13‰。对于非正常火成岩，则须考虑岩浆或固结岩石与周围物质间的相互作用。沉积岩的 $\delta^{18}O$ 变化范围大，为 10‰ ~ 30‰。其中砂岩的 $\delta^{18}O$ 最低，为 10‰ ~ 16‰；页岩其次，为 14‰ ~ 19‰；石灰岩最高，为 22‰ ~ 36‰。变质岩的 $\delta^{18}O$ 一般介于火成岩和沉积岩之间，为 6‰ ~ 25‰。变质岩的氧同位素组成可提供有关原岩性质、变质温度、变质流体的来源和同位素交换程度等方面的信息。氧同位素的地质应用最广泛，包括：①氧同位素地质温度计，在氧同位素地质温度计中，石英-磁铁矿矿物对是最灵敏的。②古海洋温度计，通过测定生物化石碳酸钙壳层与水之间的氧同位素组成来确定古海洋的温度。③判断成矿热液的来源和矿床成因及岩石成因等。



天然含氧物质的 $\delta^{18}O$ 值

【碳同位素】 carbon isotope　碳元素的相对原子质量为12.011，自然界存在^{12}C、^{13}C、^{14}C三种碳的同位素，其中^{12}C和^{13}C为稳定同位素，其相对丰度分别为98.89%和1.11%。^{14}C为**放射性碳同位素**(radiocarbon)，是在大气圈上层(12～16千米)，由宇宙射线中的热中子与大气氮相互作用形成，其半衰期约为5730年。还有一个放射性同位素^{11}C，其半衰期为20.3分。碳在地球上含量甚微，但在宇宙中是最丰富的元素之一，碳在生物圈中起决定性作用，此外，还有不同氧化态形式出现的无机碳，像金刚石和二氧化碳等。碳同位素的主要分馏机理有两个：①CO_2 + HCO_3^-体系中的碳同位素交换；②光合作用过程中的动力学效应，使残余CO_2富集^{13}C，有机物富集^{12}C。碳同位素组成的天然变化，在地球上可达100‰以上，重的碳酸盐的$\delta^{13}C$值可达+20‰以上，轻的石墨低达-90‰左右。地球上碳同位素组成的总体变化规律是：①氧化碳富^{13}C，还原碳亏损^{13}C；②大气CO_2的平均$\delta^{13}C$值为-7‰；③海相沉积碳酸盐岩的$\delta^{13}C$变化范围很小(-1‰～+2‰，平均0‰)，淡水沉积碳酸盐岩比同类海相岩石亏损^{13}C；(4)深源火成碳酸岩和金刚石的$\delta^{13}C$值大多集中在-5‰±2‰，此值可能代表原始地慢岩部分熔融所形成的原生岩浆的值。

【碳同位素地球化学】 carbon isotope geochemistry　碳同位素组成以$\delta^{13}C$表示，标准采用PDB。天然物质中$\delta^{13}C$的分布如图所示。$\delta^{13}C$的最低值见于天然气甲烷，为-90‰；最高值出现于碳质球粒陨石中，为+70‰。所以天然物质中$\delta^{13}C$的变化幅度达160‰。地球上两个最重要的碳贮存库是碳酸盐和生物成因还原碳。它们的同位素丰度值截然不同，因为在大气CO_2-溶解HCO_3^- - $CaCO_3$体系中，同位素交换反应使碳酸盐富集^{13}C；而光合作用的动力分馏效应导致生物成因碳(有机物)中富集^{12}C。在各种碳化合物中达到同位素平衡分馏时，$\delta^{13}C$增加的顺序如下(≤800℃)：$CH_4 < C$(石墨)$< C$(金刚石)$< HCO_3^- < MCO_3$，(M代表Ca^{2+}、Mg^{2+}等阳离子)。碳同位素在地质学上的应用：①碳同位素地质温度计，只要测得共生矿物或化合物的碳同位素组成，就可依据计算公式或从已有数据表中获得矿物的形成温度；②除判断含碳的岩石和矿物成因外，根据碳同位素组成可判断煤层中CH_4的含量及其埋藏深度；③对原油和天然气进行分类和对比，确定原油的性质和来源及天然气的成因和成熟度，从而提供找油、找天然气方向。



自然体系碳同位素组成
(据Hoefs,1973)

【钕同位素地球化学】 neodymium isotope geochemistry　自然界钕有7个稳定同位素：^{142}Nd、^{143}Nd、^{144}Nd、^{145}Nd、^{146}Nd、^{148}Nd和^{150}Nd。它们的丰度分别为27.13%、12.18%、23.80%、8.30%、17.19%、5.76%和5.64%。其中^{143}Nd是由^{147}Sm经过一次α衰变形成的稳定同位素，所以^{143}Nd丰度的变化取决于天然物质中Sm/Nd比值和年龄。还有一个放射性同位素^{147}Nd，其半衰期为11.1天。在钕同位素地球化学研究中，采用的球粒陨石均一储集库(CHUR)的概念，意指用球粒陨石的Sm/Nd和$^{143}Nd/^{144}Nd$比值代表地球或未经化学分异的原始地幔的初始比值。若取球粒陨石中$^{147}Sm/^{144}Nd$的现代平均值为0.1967，相应的Sm/Nd比值为0.325，则计算出陨石或地球形成时的$^{143}Nd/^{144}Nd$初始比值为0.506633。在地球演化过程中壳幔分离时，Nd比Sm优先进入地壳，从而使地壳的Sm/Nd和$^{143}Nd/^{144}Nd$比值小于CHUR值。而上地幔的钕相对于CHUR是亏损的。因此，若样品的$\varepsilon_{Nd} \geqslant 0$($\varepsilon_{Nd}$表示样品中$^{143}Nd/^{144}Nd$相对于CHUR中该比值的万分偏差)，表明该样品来源于地幔；若$\varepsilon_{Nd} < 0$，则来自地壳。钕同位素的这些特点已广泛应用于研究地幔的演化、大陆地壳的形成及其历史和岩石的成因等。

【硅同位素】 silicon isotope　硅相对原子质量为28.0855，硅有三种稳定同位素^{28}Si、^{29}Si、^{30}Si，其丰度值分别为：92.23%、4.67%、3.10%。还有一个放射性同位素^{31}Si，其半衰期与2.64小时，由宇宙射线产生。硅同位素的相对质量差较大。硅的化学性质不活泼，且在化学反应中价态不变，所以同位素分馏很有限。已知自然界中硅同位素分馏不超过7‰。硅同位素的平衡分馏很不显著。

【铜同位素】 copper isotope　自然界铜存在^{63}Cu、^{65}Cu两个同位素，其丰度值分别为69.17%和30.83%，还有一个放射性同位素^{64}Cu，其半衰期为12.9小时。相对原子质量为63.546。由于高分辨多接收器等离子质谱的问世，应用$^{68}Zn/^{66}Zn$来进行同位素分馏校正可以精确测定$^{65}Cu/^{63}Cu$比值。铜作为过渡金属元素广泛参与行星分异、成矿作用和生物作用过程，因此，铜同位素示踪对于了解这些过程有重要意义。根据测定的数据表明自然界$^{65}Cu/^{63}Cu$存在22/10000的变化。

【铁同位素】 iron isotope　自然界中铁有^{54}Fe、^{56}Fe、^{57}Fe、^{58}Fe四个同位素，其丰度值分别为5.8%、91.72%、2.1%、0.28%，还有两个放射性同位素^{55}Fe、^{59}Fe。它们的半衰期分别为2.6年、45.1天。相对原子质量为55.845。铁在地球演化和生命过程中起着重要作用，如铁镍核、铁建造、铁锰结核的形成等。因此铁同位素组成已得到广泛研究，铁同位素的变化用$^{56}Fe/^{54}Fe$的千分偏差$\delta^{56}Fe$来表示。自然界铁同位素的最大变化出现在铁锰结核中，+1.2‰～-1.6‰。

【硼同位素】 boron isotope　自然界硼有^{10}B、^{11}B两个同位素，其丰度分别为19.9%、80.1%，相对原子质量为10.811。同位素组成的变化用$^{11}B/^{10}B$的千分偏差$\delta^{11}B$来表示(以NBS 951为标准，$^{11}B/^{10}B$为4.04362)。自然界$\delta^{11}B$变化在-37‰～+58‰，其中地幔的$\delta^{11}B$值为-10‰±2‰。硼同位素已广泛用于盐湖环境、海水、地表水、海底热液、温泉、蒸发岩、碳酸盐、电气石、岩浆岩、变质岩以及人为污染源研究。

【氮同位素】 nitrogen isotope　自然界氮有^{14}N、^{15}N两个同位素，其丰度值分别为99.634%、0.366%，还有一个放射性同位素^{13}N，其半衰期为10.1分。相对原子质量14.00674。同位素组成的变化用$^{15}N/^{14}N$的千分偏差$\delta^{15}N$(相对于大气氮)表示。自然界$\delta^{15}N$变化在-49‰～+49‰左右，在各种生物有机体中变化在-5‰到+20‰左右。氮同位素在生命过程、有机固氮、土壤和施肥，以及成岩成矿作用研究方面得到应用。

【同位素中子活化分析】 isotope neutron activation analysis　利用中子照射使待测组分活化，测量其放射性强度，借以确定待测组分的含量的一种定量分析方法。此法广泛用于同位素分析。例如，用通量$F = 3 \times 10^{11}$(*n*/厘米^2·秒)的热中子流照射样品，使^{40}Ar转变成半衰期为1.8小时的^{41}Ar，用计数器测定^{41}Ar放射性强度(*I*)，已知^{40}Ar的热中子俘获截面$\delta = 0.6 \times 10^{-24}$厘米^2，则$^{40}Ar$原子数目*N*就可按下式计算：$I = N \cdot \delta \cdot F$。用中子活化分析可以测定含钾极少的矿物及岩石的年龄。

【激光等离子 U-Pb 年龄测定】 U-Pb dating by LAM-ICPMS technique 应用激光熔样和等离子质谱测定,可以测定锆石等样品微区的 U-Pb 年龄。其精度虽略低于离子探针质谱,但具有低成本、快速等优点。

【同位素稀释剂】 isotopic spike 通过人工方法制备或自然界提取高度富集某种同位素的元素制剂,用于该元素含量的质谱法定量测定。这一制剂称为同位素稀释剂,如高度富集 ^{235}U、^{205}Pb、^{84}Sr、^{38}Ar 的制剂。

【同位素稀释法】 isotope dilution method 将已知量的同位素稀释剂加到含待测元素的样品溶液中,通过质谱测定混合液的同位素组成,就可以计算出待测元素同位素的含量。这一定量测定方法称为同位素稀释法,是目前元素含量定量测量精度最高的一种方法,主要用于放射性衰变系的母子体元素定量测定。设某元素有二个同位素,同位素稀释剂的同位素比值为 $(A/B)_t$,样品的同位素比值为 $(A/B)_s$,混合液的同位素比值为 $(A/B)_m$,同位素稀释剂加入的量为 Q,则样品中该元素的量 C 可从下式计算出:

$$C = Q[1 + (A/B)_s]/[1 + (A/B)_t] \cdot [A/B_m - (A/B)_t]/[A/B_t - (A/B)_t]$$

【双稀释法】 double-spiked analyses 在进行同位素谱分析时加入两种同位素组成上有明显差异的已知量稀释剂,更好地消除同位素分馏,获得高正确度的同位素比值测量,称为双稀释法。如要正确测定 $^{235}U/^{238}U$,则加入 ^{233}U、^{236}U 两种稀释剂。铅同位素的双稀释法测定,克服了铅同位素测定不能进行内部分馏校正的问题。随着等离子质谱的问世,双稀释的稀释剂选择可扩大到用相近质量的其他元素,如铅同位素测定可选择 ^{203}Tl、^{205}Tl,用 $^{203}Tl/^{205}Tl$ 来校正铅同位素组成测定。

【离子探针】 ion microprobe 基本原理是,用高能负氧离子轰击样品表面,测定被飞溅活化出来并发生电离的原子(即离子)的同位素组成,以获得年龄。为一种近年来得到迅猛发展的新型质谱计,它具有许多其他测年方法所没有的优点:不需要化学处理;具有高的分辨率,可同时获得几组年龄以确定被测对象同位素体系是否封闭,有无铅丢失;可对样品作微区(约 20 微米)分析而基本不破坏样品,故可获得矿物内部年龄分布的精细结构,这对了解具有复杂历史矿物的形成过程及由此反映的地质演化十分重要;测年对象的时代跨度很大,从不到 100 百万年到 40 亿年以上,地球上几乎所有最古老岩石和锆石的准确定年都是由这一方法完成的。所测矿物主要为锆石,近年来独居石、钛铁矿等含 U、Th 矿物的测年研究受到重视。

【质谱计】 mass spectrometer 用电磁学方法对不同同位素进行分离并测定其比值的仪器。由离子源、质量分析器和离子检测器等主体组成。在同位素地球化学中主要用来测定元素的同位素组成。

【同位素质谱分析】 mass-spectrometric analysis for isotope 用质谱计分析物质同位素组成的方法。质谱分析大致过程是:将制备好的样品装入质谱计,在高真空条件下使分析的物质转变为离子,经聚焦和加速后,进入分析管道。在磁场作用下,离子流按一定的荷质比(m/e)发生偏转。由于各种同位素的质量(m)不同,离子流偏转的程度也不一样。每种同位素的离子束按自己的轨道到达离子接收器,经放大后记录每种同位素的离子流强度,测出同位素比值。质谱分析需制备纯净的化合物或单一组分,如测量硫同位素时,要事先制备成纯净的 SO_2 或 SF_6;测量氧同位素时可制备成 CO_2 或 O_2 等。

【加速器质谱分析】 accelerator mass spectrometric analysis (AMS) 加速器质谱分析原理是,放射性同位素原子被电离后,在加速管中被加速至数兆或数十兆电子伏高能,然后通过选择和鉴别,直接测量目标同位素原子数。AMS 不仅灵敏度高,需样量少,同时所需测试时间也少。以 ^{14}C 为例,仅需零点几克碳,测量时间半个小时左右。用于极地冰 ^{14}C 年龄测定,直接测定冰气泡中 ^{14}C,可以建立长时期内冰的时标。若采用传统衰变计数法,则需冰样 3 吨,而用 AMS,只需 100 微克碳,即 10 千克冰样即可,可测最大年龄 35000 年。用于植物微化石测年,湖积物中植物微化石研究是研究更新世古气候的重要途径,但样品少,传统衰变无法测定,用 AMS 仅需样品 0.5 ~ 3 毫克,大大促进了这方面研究。用于测定海洋底栖有孔虫和浮游有孔虫化石 ^{14}C 浓度差,探讨古海洋 ^{14}C 浓度变化,深海水循环速度。

【稀有气体同位素共振电磁质谱】 noble gas isotope resonance ionization mass spectrum(RIS) 稀有气体同位素在第四纪年代学和地球化学研究中具有重要意义,但要求同位素分析方法精度高($10^{-12} \sim 10^{-14}$),近年来发展起来的共振电磁质谱(RIS)将光谱选择性和高灵敏电离探测技术结合,可在原子、分子本底为 $1:10^{-19}$ 量级进行单原子分析,为稀有气体同位素测定和应用开辟了可行的途径。例如对 ^{81}Kr 通过二次同位素富集,采用 RIS 方法,可从 10^{25} 水分子中辨认 1000 个 ^{81}Kr 原子。^{81}Kr 半衰期为 2.1×10^5 年,可作为 5 万 ~ 100 万年范围地下水和沉积物的测年工具,是格陵兰和南极冰钻计划中老冰测年的主要手段。RIS 对超微量 ^{39}Ar 的分析,也有广阔应用前景。

【U 系同位素热电离质谱】 uranium series thermionic ionization mass spectrometer(TIMS) 20 世纪 80 年代中期,美国瓦塞比尔格(Wasserburg)等用热电离质谱(TIMS)和同位素稀释法成功地测定了珊瑚中低丰度 ^{234}U 和 ^{230}Th。近年来,TIMS 技术在测定天然低丰度 U-Th 同位素方面有重大进展,提高了离子计数计统计精度,降低了 U-Th 化学全流程本底,达到 5×10^{-12}。TIMS 最低可测 ^{234}U 5×10^9 原子,^{236}U 3×10^{10} 原子,^{232}Th 3×10^{11} 原子,^{230}Th 2×10^{10} 原子。珊瑚是保存 U、Th 的封闭体系,是 U-Th 测年的理想对象,可测年龄范围从几年到 50 万年。近年来,TIMS 在测定珊瑚 U-Th 年龄方面获得了许多重要成果:精确测定了珊瑚阶地年龄,将冰期-间冰期海平面变化与米兰科维奇理论所预示的日照变化精确联系起来;精确测定了珊瑚年龄,为海岛上升速率研究提供了依据;建立了太平洋巴巴多斯珊瑚钻孔样品 U 系年代学,并与 ^{14}C 年龄进行对比,标定了万年以来 ^{14}C 年龄学。

包裹体地球化学

【包裹体地球化学】 fluid inclusion geochemistry 研究包裹体的各种性质及其相互关系,测定成岩成矿过程物理化学-热力学参数,进而探讨地质作用的地球化学和演化历史,并服务于找矿勘探。包裹体地球化学是地球化学的一个分支学科。

【流体包裹体】 fluid inclusion 又称**矿物包裹体**,简称包裹体。成岩成矿流体在矿物结晶生长过程中,被圈闭于矿物晶格缺陷、窝穴、位错或细微裂隙之中、至今仍被完好地封存并与圈闭它的主矿物有着相界线的那部分流体介质。流体包裹体被圈闭时,流体介质充满包裹体体腔,圈闭后成为矿物中的独立体系,与主矿物同时共存,与外界几乎无物质交换(既无外来物质的加入,也无内部物质泄漏),基本保持其组分不变、体积不变。因此流体包裹体可视为成岩成矿流体的原始样品。包裹体形成

后，由于外界温度、压力的变化，室温下见到的包裹体其物理相态与捕获时有所不同，出现了由原始均匀的流体体系 1 相转变为 2 相或多相体系。流体包裹体可存在于所有矿物（脉石矿物和矿石矿物，透明矿物和不透明矿物，地球矿物和天体矿物，天然和人工合成矿物）中，数量多，体积小。由于其独特的代表性，分布的普遍性，因而广泛被应用于成岩、成矿等各种地质作用过程的基础研究和矿产勘查评价等实用研究。

【原生包裹体】 primary inclusion　包裹体中的流体介质是在主矿物结晶或重结晶过程中，与主矿物同时形成并被主矿物包裹，在主矿物中随机分布或沿晶体生长面分布（图中 a）的。原生包裹体中所含流体是形成主矿物的成岩成矿流体。



原生、次生和假次生包裹体示意图

a. 原生包裹体；b. 次生包裹体；c. 假次生包裹体

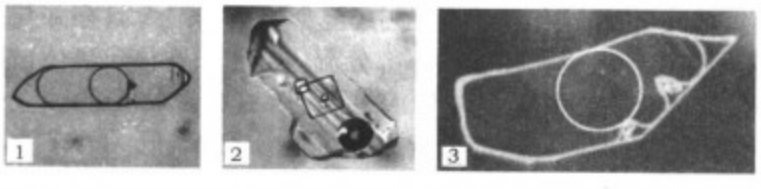
【次生包裹体】 secondary inclusion　主矿物形成后，由于后期构造热事件影响使主矿物破裂产生裂隙或孔隙，后期流体介质进入这些后生裂隙和孔隙，并使主矿物产生部分溶解，之后重新结晶，并圈闭这些后来流体而形成的包裹体。它们常沿切穿主矿物晶体的愈合裂隙分布（图中 b），反映主矿物结晶之后的地质事件。

【假次生包裹体】 pseudosecondary inclusion　矿物晶体生长过程中受到应力作用影响产生微小裂隙，此时生长晶体的流体介质自然地进入其中，并被继续生长的主矿物晶体圈闭而形成的包裹体。它们沿主矿物晶体内部裂隙（未切穿主矿物晶体）分布（图中 c），所封存的流体同是形成原生包裹体和主矿物的流体，与原生包裹体具有相同的代表性，但其空间分布上却具有与次生包裹体相似的特征，但不切穿主矿物颗粒边界，是真原生的假次生包裹体。

【变生包裹体】 metamorphosed inclusion　变质作用过程中，新形成的矿物或重结晶矿物中捕获变质流体而形成的包裹体。基本上具有原生包裹体特征，但因变质作用过程中矿物生长、变形和重结晶持续时间很长，因而变质作用期捕获的包裹体应是一种特殊的原生包裹体。它们对于研究变质作用的演化和物理化学条件具有重要价值。

【出溶包裹体】 exsolution inclusion　变质岩石中沿位错或晶粒边界生成的微小包裹体。所含流体与其出溶的主矿物平衡，而变质岩中捕获的正常粒间流体则与现时存在的矿物集合体接近平衡。

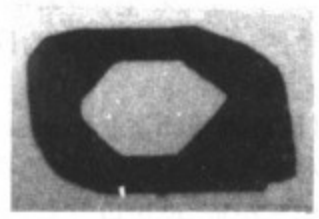
【盐水溶液包裹体】 salt aqueous inclusion　又称**气液包裹体**（gas-liquid inclusion）。主要组分为 H_2O、CO_2、CO、CH_4、N_2 等挥发分和各种盐类。常温下可呈现一相（气相或液相）、两相（气相和液相）、多相（除气、液相外，还有固相子晶或其他不混溶相），见显微照片。图 1 为石英中二相包裹体；图 2 为石英中多相高盐度原生包裹体，含石盐和钾石盐（小立方体的子矿物），石盐中还含有两个相的流体包裹体（约 0.2 毫米）；图 3 为海蓝宝石（绿柱石）中含水多相 $CO_2 + H_2O$ 包裹体，液相 CO_2 的不规则形状是由于捕获的固体接触处的毛细作用所致（约 0.2 毫米）。



包裹体显微照片

【岩浆包裹体】 magmatic inclusion　非晶质的**玻璃包裹体**（glass inclusion）、晶质的**熔融包裹体**（melting inclusion）等硅酸盐熔融包裹体，其主要成分为硅酸盐熔融体（或还有挥发分）。常温下呈一相（固相）、两相（固相 + 熔孔或气孔）和多相。

【有机包裹体】 organic inclusion　除含有盐水溶液和 CO_2、CO、SO_2 等挥发组分外，还含有大量有机质-烃类流体（如各种轻烃、重烃、沥青的包裹体等）的一类包裹体（如显微照相——石英中含富甲烷流体的负晶（0.2 毫米））。



有机包裹体

【不混溶包裹体】 immiscible inclusion　由非均匀流体中形成的包裹体群（并非单个包裹体），其特征是流体被圈闭时已是两相甚至多相的非均匀相流体。这群包裹体基本上为同一温度条件下形成，但所含组分、气液比（充填度）相差甚大，并构成一连续的变化系列。其中含两类端员组分或气液比处于两极端位置的包裹体具有大致相同的均一温度。

【沸腾包裹体】 boiling inclusion　同一矿物或同时形成的一组矿物中，分布的一组充填度（或气液比）差异很大的包裹体群。它们是由于热液作用过程中压力骤然降低使流体产生减压沸腾，导致大量气体逸出，与液态流体同时共存，并被同时圈闭而形成的一群包裹体，是一种特殊的或者狭义的不混溶包裹体。理论上，这些充填度差异很大的包裹体，具有相同的均一温度。

【主矿物】 host crystal　又称**寄主矿物**。圈闭流体包裹体的矿物，几乎与所包含的包裹体同时形成。

【成岩成矿流体】 ore-and rock-forming fluid　又称**成岩成矿溶液**。包裹体形成时被捕获在主矿物内的流体介质——气体、液体或硅酸盐熔融体，呈流体相，不包括介质中的固相碎屑物。

【均一温度】 homogenization temperature　又称**充填度温度**。室温下呈两相或多相的包裹体，经人工加热，当温度升高到一定程度时，包裹体由两相或多相转变成原来的均匀的单相流体，此时的瞬间温度称为均一温度，代表矿物形成温度的下限，经压力校正后可获得近似的矿物形成温度（包裹体的捕获温度）。

【均一法测温】 homogenization method　测量均一温度的方法。将两面抛光的待测矿物样品薄片置于显微热台（或冷热台）上加热，通过显微镜观察，确定包裹体由两相或多相转变为单相时的瞬间温度。

【捕获温度】 trapping temperature　矿物结晶生长过程中圈闭包裹体时的真实温度——矿物形成温度，也是包裹体形成温度，一般高于均一温度。利用不混溶包裹体和沸腾包裹体所测定的均一温度即是捕获温度，无需再经压力校正。

【爆裂温度】 decrepitation temperature　加热流体包裹体达到均一后，继续升温，其时包裹体内部压力随之急剧升高，当内压超过包裹体体腔壁所能承受的压力时，包裹体爆裂，并发出“啪、啪”响声，此时的温度即为包裹体的爆裂温度。代表包裹体形成温度的上限（一般高于均一温度）。

【爆裂法测温】 decrepitation method　用热声爆裂仪测定的温度。将一定粒度、一定质量（或体积）的待测单矿物（含包裹体）样品放入热声爆裂仪中，对其加热，仪器自动记下爆裂声响，画出爆裂曲线，其拐点温度即为被测定矿物包裹体的爆裂温度。

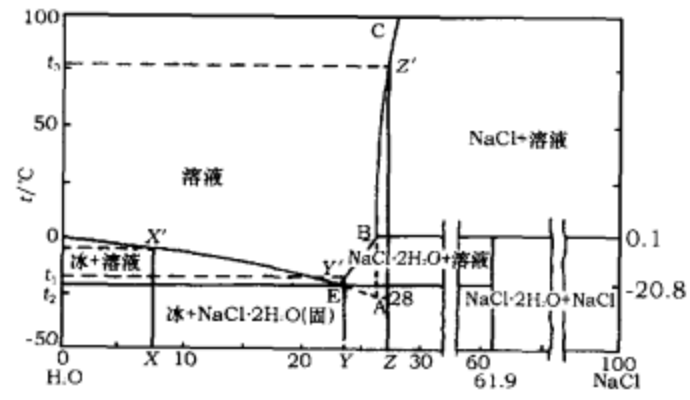
【冷冻法测温】 freezing method　用显微冷台测定包裹体的相变温度——冰点、初熔温度、水合物消失温度、部分相均一温度等的一种方法，是研究包裹体流体体系和盐度的基本手段之一。

以所测的相变温度与已知实验相图对比，进而获得包裹体流体所属体系、主要成分、盐度等有关原始成岩成矿流体的重要信息。具体的测定方法：将待测含包裹体的透明矿物磨制成两面抛光薄片，置入显微冷台，将其迅速冷却，致使包裹体中的流体全部冻结呈现固相。然后以一适当的升温速率回升温度，这时，在显微镜下观察所研究包裹体在不同温度状态下所发生的相变过程，记录下不同的相变温度。

【初熔温度】 eutectic temperature 又称**低共结温度**、**低共熔温度**。包裹体冻结后回升温度时，最初出现液相的瞬间温度。某流体体系的初熔温度是该体系的特征值，将这一温度与已知相图对比，可定性地确定所测包裹体流体的主要成分，判断包裹体溶液所属流体体系。

【单个包裹体成分分析】 individual fluid inclusions analysis 又称非破坏性分析方法。利用聚焦微束技术测定单个包裹体的成分。优点能更好地反映被测包裹体所代表成岩成矿阶段流体的性质，提高了研究精度，是包裹体成分分析的发展方向。使用的分析技术主要有激光拉曼光谱、聚焦扫描激光显微光谱、电子探针、扫描电镜和离子探针（较少用）等。

【流体包裹体盐度测定】 salinity determination of fluid inclusion 对于 1 相或 2 相（盐度 w(NaCl, eq)/% 低于 23.3）盐水溶液包裹体，根据稀溶液的冰点下降原理和已知相应的盐水体系相图（如图）通过测定包裹体溶液的冰点求出溶液的盐度。由于成岩成矿流体的盐类成分纷繁复杂，但通常以 NaCl 为主，因而以 NaCl 的等量成分[w(NaCl, eq.), %]表示盐度。对盐度高于 23.3% 的含子矿物多相包裹体，则通过显微热台加热包裹体，根据包裹体内子晶消失温度，与已知相图对比获得其盐度。



在 100kPa 时 H_2O-NaCl 体系的 t-X 相图

B 点，石盐、石盐水化物、液相和气相四相生存，BC 是一条含饱和 NaCl 溶液 + 气相 + 石盐的单变曲线；E 点，在稳定平衡时水 + 石盐水化物 + 液相 + 气相四相共存的共结点

（据 Roedder, 1984）

【群体包裹体成分分析】 bulk fluid inclusions analysis 即破坏性分析方法，将含于矿物中的众多包裹体通过破碎，热爆等方法，将包裹体打开，使之释放出其中的流体，再以适当的方法提取其中的气体和液体，用气相色谱仪、质谱仪等测定其气相成分；用原子吸收光谱、等离子光谱、离子色谱、中子活化等测定其液相成分。该方法的优点是所利用的分析仪器和分析技术比较成熟（中子活化除外），被测流体数量相对于单个包裹体多得多，分析数据本身有一定准确性。但因包裹体被打开，样品容易被污染、丢失，并受主矿物干扰，特别将不同成因、不同类型、不同成岩成矿时期的众多包裹体混杂在一起，其代表性受到质疑。

【包裹体同位素分析】 fluid inclusion isotopic analysis 利用包裹体流体进行稳定同位素和同位素年代学研究。稳定同位素研究主要有氢（D/H）、氧（$^{18}O/^{16}O$）、碳（$^{13}C/^{12}C$）、氮（$^{15}N/^{14}N$）和硫（$^{34}S/^{32}S$）同位素测定。年代学研究主要用氩-氩法和铷-锶法和钐-钕法。包裹体同位素研究能为成岩成矿流体介质的可能来源、成岩成矿环境和矿床成因提供更直接可靠的重要信息。

【包裹体地压测定法】 fluid inclusion geobarometry 利用包裹体资料估算成岩成矿压力的方法。包裹体形成时的压力或地质压力，由静水压力（流体静压力）和（或）静岩压力（岩石静压力）组成。地壳深部封闭环境以静岩压力为主，近地表开放环境以静水压力为主。

【静水压力】 hydrostatic pressure 又称**流体静压力**。一般根据包裹体内相应成分的流体的密度和流体柱的高度确定。流体静压力与该流体的成分、温度和密度（或体积）相关。

【静岩压力】 lithostatic pressure 又称**岩石静压力**。是包裹体所处环境上覆岩层的压力。岩石静压力随岩层深度增加而增加，其增压率为 1 ~ 3 兆帕/千米或 1.5 ~ 2 兆帕/千米。增压率的大小需根据岩石性质（致密或疏松）和构造、裂隙发育程度而定。

【均一瞬间压力】 homogenization transient pressure 加热包裹体，其气、液相均一时的内压力，代表包裹体的最低压力即成矿压力下限。利用 2 相气液包裹体的均一温度和盐度在相关已知流体的 T（温度）- w（盐度）- ρ（密度）数据表上获得流体的密度，然后在该流体的 p（压力）- T（温度）-V（体积或密度）- X（成分）相图上获得该包裹体的均一瞬间压力。该法适用于盐度 w(NaCl, eq.) 为 0% ~ 26%，温度为 80 ~ 370℃ 范围的未沸腾的 NaCl-H_2O 体系流体和纯 H_2O 体系流体。对纯 CO_2 体系、CO_2-NaCl-H_2O 体系等流体均可以采用类似方法在相应相图上获得包裹体均一瞬间压力。

【捕获压力】 trapping pressure 又称**成岩成矿压力**。形成包裹体的真实压力，高于均一瞬间压力。欲求包裹体的捕获压力，必须首先求得圈闭包裹体的捕获温度（真实的成矿温度），因此可用流体包裹体测得均一温度和盐度在已知相应的 p-T-ρ 相图上找到相应的等容线，然后再以其他方法（非包裹体资料，如矿物共生组合、矿物对、同位素温度计等）求得该矿物形成温度，以该形成温度在相应流体体系 p-T 相图上与上述等容线之交点获得包裹体的捕获压力。

【含子晶包裹体地压测定法】 geobarometry of fluid inclusion with daughter mineral 根据高盐度包裹体中子晶（NaCl）的溶解温度在相应的已知 p-T-V 相图上获得包裹体形成的最低压力。当子晶的溶解温度或高于包裹体中气、液的均一温度时，此均一温度与捕获温度很接近，可近似地视为包裹体捕获温度，其时的压力值也可视为捕获压力。

【不混溶包裹体地压测定法】 immiscible inclusion geobarometry 即所谓等容线相交法求压力。根据由两组具端元组分的不混溶包裹体所测定的均一温度和盐度，求得各自密度或等容线，在已知相应体系的 p-T 相图上，两类流体等容线的交点所对应的压力即为不混溶包裹体的捕获压力，所对应的温度即为捕获温度。该法广泛地用于 CO_2 和 NaCl-H_2O 的不混溶流体体系的压力估算，但需确认 CO_2 和 NaCl-H_2O 不混溶的真实性。其他尚有油-H_2O 体系、硅酸盐-水体系等。

【沸腾包裹体地压测定法】 boiling inclusion geobarometry 利用沸腾包裹体群所测定的均一温度和盐度在相应流体已知沸腾曲线上所获得包裹体的捕获压力，此时均一温度即捕获温度。

【热力学方程计算压力】 calculation pressure from thermodynamic equation 根据不同体系流体包裹体测定的基本参数：均一温度、盐度、包裹体体积，以适当的热力学公式计算出流体密度和主要组分含量，然后在已知的 p-X（组分）相图上获得成矿压力；

或以适当的压力公式求得包裹体的形成压力。如不饱和 NaCl-H_2O 体系，其压力公式为：$p = a + b \cdot t + c \cdot t^2$。式中：$p$ 为压力；t 为温度，a、b、c 为参数，与流体的盐度、密度相关。若 t 为均一温度，则求出的 p 为均一瞬间压力；若 t 为另一独立的矿物形成温度，则 p 可代表成矿压力。研究较多的是纯 CO_2 体系、CO_2-CH_4 体系、NaCl-H_2O 体系、CO_2-NaCl-H_2O 体系等。

【包裹体 pH 值测定】 pH determination of fluid inclusion 直接测定法：对大体积（$>1cm^3$）包裹体，将其打开，用石蕊试纸，直接测定其酸碱度。此法的缺点是包裹体被破坏，流体受污染，且大包裹体极少，难于在实际工作中奏效。间接计算法：通过包裹体成分分析结果，利用包裹体中的 HCO_3^- 和 CO_3^{2-}、CO_2 等组分之间的含量关系，以适当的反应式计算出流体的 pH 值。或利用成岩成矿时，在一定的温度、压力条件下，流体周围固相岩石发生反应的平衡式，计算出流体近似的 pH 值。

【包裹体 E_h 值测定】 E_h determination of fluid inclusion 直接测定法：用一对电极穿入大包裹体直接测定 E_h 值。由于大包裹体难找，且流体易受到污染，测定数据不准确，实际工作中无法采用。间接计算法或图解法：根据包裹体中的多价态组分，结合已知的 pH 值来计算 E_h 值。如气相成分中含碳成分（CO_2，CO，CH_4）的碳氧化还原对在成矿时的反应序列计算其 E_h 值；或根据包裹体测定的均一温度，在已知 pH 值时，利用包裹体气相成分中 CO_2、CH_4、H_2O、CO 数据通过适当计算，在 E_h-T 图解中查定近似的 E_h 值。

【包裹体逸度计算】 fugacity determination for fluid inclusion 利用矿物形成过程中，包裹体流体参与矿物平衡反应的热力学方程，计算包裹体流体中某组分的近似逸度。当压力 $\leqslant 10^8$ 帕时，

$$\lg f = p \cdot (A/T + B/T^{2.6} + C/T^{5.2}) + \lg X_i$$

式中：f 为某组分（i）流体的逸度（10^8 帕）；p 为压力（10^8 帕）；T 为温度（K）；X_i 为某组分（i）的摩尔分数；A、B、C 为有关参数，不同流体组分有不同的参数值。当压力 $>10^8$ 帕时，

$$\lg f = a \cdot \lg p + b \cdot (p-1) + c \cdot (p^2-1) + d \cdot (p^2-1) + A'/T + B'/T^{2.6} + C'/T^{5.2} + \lg X_i$$

式中：a、b、c、A'、B'、C' 为不同流体的有关参数。对 f_{O_2} 和 f_{CO_2}，可根据包裹体气相成分中的 CO_2、CO、H_2O、CH_4、H_2 等含量数据，以适当的计算式在已知温度、压力和 pH 的情况下通过 f_{O_2}-T 图解和 f_{CO_2}-T 图解查定近似的 f_{O_2} 和 f_{CO_2}。

实验地球化学

【实验地质学】 experimental geology 见 88 页“实验地质学”。

【实验岩石学】 experimental petrology 在实验室控制的物理化学条件下研究矿物岩石体系相平衡和动力学机理的学科。欧美学者习惯把矿物和岩石的高温高压实验研究统称实验岩石学，即广义的实验岩石学。前苏联等国的学者则把矿物合成及相变方面的实验研究称作实验矿物学。实验岩石学是最通用的术语，实验岩石学不仅研究火山作用、岩浆作用和变质作用等成岩过程，而且还研究地球深部的物态和物相转变，研究矿物岩石在高温高压下的形变、波传播、磁性、电导等物性。实验资料不仅可以核查和补充地质观察，而且可作为推论人们无法观察的深部地质过程的旁证。实验岩石学也应用于研究月岩学和陨石学。此外，实验岩石学中的高温高压技术和方法还用于研制工业和技术的新材料，如人工合成金刚石、半导体和激光晶体、压电和光电晶体，以及耐火、陶瓷等合成材料。

【超高压实验】 ultrahigh pressure experiment 所有的气体和液体在 10^9 帕的高压下都将固化，所以一般认为压力超过 10^9 帕应属于超高压范畴。在超高压范围内进行的实验就属超高压实验。

【压机】 press 是以固体为传压介质的高压和超高压设备，它产生的压力达 $10^9 \sim 10^{10}$ 帕。在地质学中其主要用于研究高压、超高压下的岩石应力变形及物理性质，用于研究地幔岩石。

【二面顶压机】 opposed anvil 又称**对面顶压机**。是一种最简单的超高压挤压器。装置主要由液压系统、活塞和样品夹组成。液压系统包括一个 20 吨的千斤顶，由一个具压力控制和压力计的往返泵系统进行操作。样品装在一个环形管中，垫以数百微米厚的箔片，置于两个压砧顶之间。它用开式电炉加热。其设备简单，操作方便，但样品在加压时易从顶锤间外流，故样品不能太厚。实验时样品的压力、温度都不均匀。另外，反应如有气体产生则很难保存住该气体。这种装置可用于合成金刚石。

【高温高压实验技术】 megatemperature-highbaric experimental technique 实验地质学的发展在很大程度上依赖于高温高压技术和方法的提高。1948 年研制出的外热冷封高压釜（Tuttle bomb），经改进现可达到 1000℃和 0.4 吉帕的压力，1952 年出现的内加热高压容器（Yoder's bomb），能获得 1500℃和 1 吉帕的压力。这两种实验设备现广泛用于实验研究地壳深部发生的成岩成矿过程。1955 年以来发展起来的以各种压机为代表的超高压技术，能够获得 10～30 吉帕的超高压。这类设备多用于研究岩石力学、地震、构造和地幔中物相转变等。20 世纪 80 年代美国研制出了钻石超高压装置，可达到 2000～3000℃和 120 吉帕的超高温超高压。国外用于实验地质研究的主要高温、高压设备、它们产生的温度、压力及用以研究的课题如表：

实验设备		最高温度 t/℃	最大压力 p/GPa	实验时间	相当于地球部位	实验研究对象、课题
常压	铂丝炉	1600	0	天	地表	火山岩、火山作用、干体系相平衡
流体压力	外热高压釜（Tuttle bomb）	900	0.05～0.4	天	地壳上部	花岗岩及花岗岩化，变质作用，热液作用、交代作用、气液成矿作用、基性、超基性岩浆作用、岩浆成矿作用
流体压力	内热高压釜（Yoder's bomb）	1600	0.1～1	天	地壳上地幔	
固体压力	二面顶（压机）	1700	1～6	小时	上地幔地幔	榴辉岩、金伯利岩、超基性岩压力变质、大地构造、地震、干体系相变
固体压力	四面顶（压机）	1500	1～15			
固体压力	六面顶（压机）	1300	1～20			
固体压力	球面顶（压机）	1200	1～30			
固体压力	钻石压机	3000	120			
冲击波压力	气枪爆炸	10000	100～1000	10^{-6} 秒	地幔及地核	冲击变质、陨石成因、地球深部物态

【高压釜】 pressure vessel 又称**高压容器、高压弹**。是溶液和样品进行反应的密封容器。

【塔特釜】 Tuttle vessel 又称**冷封反应器、试管反应器**。塔特（O. F. Tuttle）于 1949 年设计。它的主体是一个由镍基合金（Rene-41）或钴基合金（Stellite-25）制成的试管状釜体，在釜体开口处是锥对锥密封。使用时，釜体置于加热炉中，而密封部分处于炉外，故称“冷封”。一般工作温度可达 1100℃，工作压力在 4×10^8 帕以内。整套装置由高压釜、泵、加热电炉、压力表、温控仪及阀门等部件装配而成。工作压力是由以压缩空气作为动力的泵来支持。这种装置操作方便，安全可靠，适用于水-岩反应、矿物溶解与合成等方面的研究。

【金刚石压砧】 diamond anvil cell 由一对金刚石对顶砧和密

封垫组成。将样品和测压红宝石同时放入金刚石压砧密封垫中,旋紧压砧。因为两个金刚石接触面小,机械加压部分面积大,可使金刚石压腔获得高压,达到 10～几十吉帕。毛河光 1984 年改进的金刚石压机,可达到 4000℃和 280 吉帕的超高温高压实验条件,可用于研究深达地心的物质反应与变化。利用激光来测定压力对红宝石的影响,标定压力。用光学和波谱学方法观测和记录反应的即时情况。

【巴恩斯容器】 Barnes reaction vessel 又称**摇动式容器**。巴恩斯(H.L. Barnes)于 1963 年设计的专门用于研究热液成矿作用的装置。此反应器由不锈钢制成,并在其内壁镀有 0.01 毫米厚的铬,用于防腐。容器反应腔容积大,有 0.55 升及 1.10 升两种,整套装置由反应器、加热炉、加压测压仪器、摇动器件和进样取样阀门连接而成。此装置由压缩空气来推动一个泵,将溶液压缩到釜中。电炉右面有三个独立的电热元件并各自由精密的温度控制系统控制,保障反应空间的温度梯度减到最小。另外,设备还具有精确测量实验溶液体积的功能。所以尽管工作温压范围不大,一般在 500～600℃、10^8 帕以下,但它可用来测定矿物在气体和溶液中的溶解度,研究金属矿物的迁移和沉淀,也可用于矿物的水热合成和晶体生长。

【内加热高压容器】 internal-heating pressure vessel 由于外加热反应器的高温降低了钢材的强度,故设计了内加热高压釜,目的是满足大于 900℃和$(2～4)\times10^8$ 帕条件下实验的需要。所谓内加热,就是把电炉丝放在高压容器腔内,高压釜内壁因电炉绝热良好及釜的外壁绕有冷却管而温度较低。这样制造的高压釜强度很高,能承受高压,但这一设计给高压技术带来不少困难:①低压介质只能用惰性气体,故获得高压必须用压力倍增器;②因须通过高压堵头引进电源及热电偶,故高压密封的难度加大;③因为温压较高,传压介质又为气体,故危险性较大。

【光学高温计】 optical thermometer 将被测物体的亮度与受热灯丝的亮度相比较确定温度的仪器。用于测 2000℃以上高温。

【压力倍增器】 pressure intensifier 由低压缸、高压缸和连成一体的两个直径不同的活塞构成。其工作时将低压液体导入低压缸,大活塞沿轴向推动活塞一起运动,由于高压活塞面积小,所以高压缸内的低压液体的压力被倍增,倍增系数等于大小活塞的面积比(不考虑摩擦的影响)。

【弹簧管压力计】 burden tube gauge 又称**布尔登表**。主要组成部分为一弯成圆弧形的弹簧管,管的横切面为椭圆形,作为测量元件的弹簧管一端固定起来,通过接头与被测介质相连,另一端封闭,为自由端,自由端借连杆与扇形齿轮相连,扇形齿轮又和机心齿轮咬合组成传动放大装置。当被测压的流体引入弹簧管时,弹簧管壁受压力作用而使弹簧管伸张,使自由端移动,其移动距离与压力大小成正比。自由端的位移通过传动放大器传到机心齿轮,或者带动指针指示出被测压力数值。适用于对铜合金不起腐蚀作用的气体和液体,测压范围一般可达 100×10^6 帕,少数可达 1×10^9 帕,精度 1%～2%。

【锰铜压力计】 manganese-copper manometer 属电阻压力计,利用锰铜合金在受到压力作用时,其电阻值与所受压力呈直线关系的性质来测量压力的仪器装置。其压力值除用相应的电阻值显示外,还可以用 X-Y 记录仪记录下来。理论上可用于测极高的压力,用不导电的流体(如汽油、煤油)作传压介质,可达到 1×10^9 帕,用戊烷作压力介质并以薄膜或波纹管与被测体系隔开,可测到 3×10^9 帕。锰铜压力计具有测压范围广、精度高(可达 0.5%以上)等优点。缺点是制造和使用都不很方便,特别是测量电阻的导线要通过高压容器,带来密封的困难。

【红宝石压力计】 ruby manometer 红宝石受强光激发后,能发射出 R_1 荧光光谱,在常压下,25℃时其波长为 69420 纳米。当红宝石受到压力后,荧光谱线会发生漂移,其漂移值 $\Delta\lambda$ 与所受压力成正比。据此原理制成的压力计称红宝石压力计,可测量 10^{11} 帕以上的高压。

【相律】 phase rule 又称**吉布斯相律**。"只受外界温压影响的体系,其自由度数等于独立组分数减相数加 2",公式为:$C=K-\varphi+2$,式中:C 为自由度;K 为独立组分数;φ 为相数。相律是确定多相体系在相平衡时的自由度数的定律。1876 年由吉布斯(J.W.Gibbs)用热力学方法推导出来的。

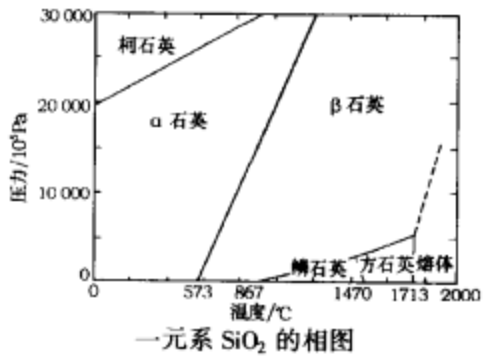
【相变】 phase change 在物质体系中,一种物质在一定的温压条件下可从一种形态、结构和状态转变为另一种形态、结构和状态。这种物质相的转变称为相变。

【相平衡】 phase equilibrium 在一个多相体系中,如果体系的相数,组分数和自由度数符合相律,则体系各物相处于平衡状态,称相平衡。

【相图】 phase diagram 对于多相体系,各相间的互相转变、新相的形成、原有相的消失均与温度、压力、组成有关,根据实验数据绘出的表示相变规律的各种几何图形称为相图。从这种几何图形上,可以直观地看出多相体系中各种聚集状态和它们所处的条件(温度、压力、组成等)。

【二元系相图】 binary diagram 指独立组分数为 2 的体系的相图。对二组分体系,至少有一个相,根据相律,该体系的最大自由度为 3,即体系的状态由三个独立变量(温度、压力和组分)所决定。其相图为三个坐标的立体图。对于二组分体系,常常保持一个变量为常量,可得到三种平面图 p-X(压力-组分)图,T-X(温度-组分)图和 T-p(温度-压力)图。最常用的是前两种。在平面图上最大自由度数是 2,同时共存的相数最多是 3。

【二氧化硅相图】 phase diagram of SiO_2 显示二氧化硅在不同温度与压力条件下发生相变的图件,见右图。图中分别标出了 SiO_2 的五种固相(柯石英、α-石英、β-石英、鳞石英、方石英)和熔体相的稳定区域及其相应的温度、压力范围,从图中可以读出相邻两个相共存的温度、压力条件以及相邻两个相发生相转度的温度、压力。



一元系 SiO_2 的相图

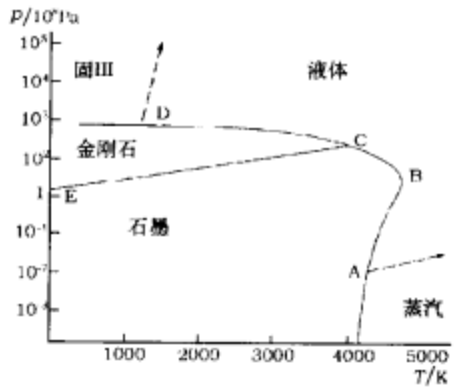
(据 Boyd 和 England,1960)

【活度图】 activity diagram 在确定的温度和压力条件下用组分在实际体系内的物种(矿物,化合物,离子,单质……)的活度作为坐标,表示活度图内相平衡关系。活度图是一种相平衡的图示。

【三元系相图】 ternary diagram 指独立组分数为 3 的体系,该体系最多可能有四个自由度,即温度、压力和两个浓度项,用三维空间的立体模型已不足以表示这种相图。若维持压力不变,则自由度最多等于 3,其相图可用立体模型表示。若压力、温度同时固定,则自由度最多为 2,可用平面图来表示。通常在平面图上用等边三角形(有时也有用直角坐标表示的)来表示各组分的浓度。

【碳的相图】 phase diagram of carbon 显示石墨转变成金刚石的温度压力条件的相图(见图)。图中 AB 线为石墨的液体曲线,沿 AB 线段,在固定温度下对液体增加压力会引起石墨的形成,表明石墨的密度大于液体。在比较高压的 BC 段,曲线的倾

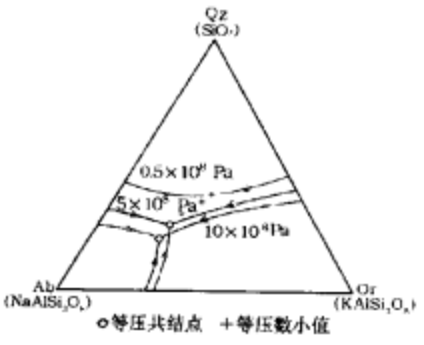
斜方向反转，增加压力会引起石墨转变为更致密的液体。CD-金刚石熔化曲线部分，曲线具负的斜率，表明增加压力引起金刚石转变为更致密的液体。CE线段为金刚石-石墨平衡线。



碳系相图
（据邦迪，1962）

【温度压力图】 temperature-pressure diagram 以温度和压力为坐标变量做的相图，即 p-T 图。是用来表示有地质意义的任一体系的低变度状态的工具。对于一独立组分为 C 的体系，p-T 图上每一个不变点应有处于平衡的 $C+2$ 个相。由该不变点引出 $C+2$ 条单变线，从而给出每种可能的 $C+1$ 相的 p-T 轨迹。每一对单变线之间有一个区，该区确定了不同相之间的一个双变平衡的 p-T 区。p-T 图应用很广，这些图解可以表达各种不同的信息，因此对于它们的构绘和性质需要慎重考虑，尤其是在绘制非常复杂的 p-T 图解时。各单变线以及各双变区围绕一不变点的排列首先应符合相律，其次必须同一定的拓扑法则相适应。

【花岗岩三元系相图】 ternary diagram of granite 代表花岗岩的石英-钠长石-正长石（-H_2O）三元系相图（见图）。相图显示，三元成分的熔点随压力增大而降低，其成分逐渐移向 Ab 方向；压力 10^8 帕时，熔融温度为770℃，当压力大于 3.6×10^8 帕时，出现低共熔点（共结点），温度降到675℃以下。相图说明花岗岩可经过深熔和共结形成。



三元系相图

【平衡常数】 equilibrium constant 在一定温度下，当反应式 $eE+fF=gG+rR$ 达到平衡时，其产物的平衡浓度积除以反应物的平衡浓度积，为一常数，称为**浓度平衡常数**（K_c）。即

$$K_c=\frac{[G]^g[R]^r}{[E]^e[F]^f}$$

（此外，还有气体平衡常数，相平衡常数等）

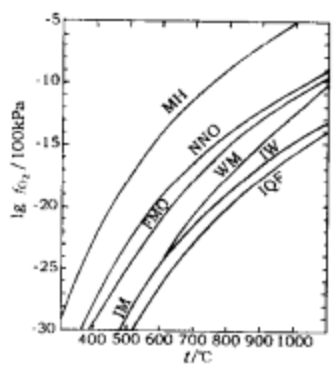
【临界状态】 critical state 物质的气、液能够平衡共存的极限状态。在这种状态下，液体及其饱和气之间的一切差别都将消失，物质呈乳浊状态，称为超临界流体，这种现象称为临界乳光现象。在温压图上，临界状态常用对应于温度 T_K（临界温度）和压强 p_K（临界压强）的一个点，称为临界点。

【淬火pH值】 quenching pH value 由于高温高压下热流体的pH值难以直接测定，通常用测定实验萃火后溶液pH值的方法来研究高温高压实验中流体的酸碱度问题。这种高温高压流体快速降到常温常压下所测定的pH值称萃火pH值。由于溶液不具完全的萃火性，这种在室温和常压下测定的pH值与高温高压热液的真实pH值会存在一定差别。

【酸碱缓冲计】 pH buffer 从火山气体的数据和液体包裹体成分分析表明，在自然界的超临界流体中，Cl^- 是最常见的阴离子。由 Ag-AgCl 缓冲剂所提供的 f_{HCl} 范围可以大大超过多数火成岩和变质岩所提供的 f_{HCl} 范围。应用 Ag-AgCl 缓冲剂已成功地测定了 KCl、$MgCl_2$ 和 $CaCl_2$ 溶液的平衡常数，及固体矿物包括白云母、钾长石、红柱石、金云母、绿泥石、滑石、镁橄榄石、透辉石、硅灰石和石英反应的平衡常数。因此 Ag-AgCl 缓冲剂组合对于研究热液体系中的矿物平衡及测定反应的平衡常数有着广泛的实际意义。M.E.Hallam 曾发现一种能在碱性条件下使用的缓冲剂组合 Cr-CrN，可控制 NH_3 的逸度，即控制 NH_4OH 的活度。故可把 Ag-AgCl 和 Cr-CrN 看成 pH 值的缓冲剂。

【氢离子浓度缓冲剂】 hydrogen ion concentration buffer 一个弱酸和它的盐的混合溶液或一个弱碱和它的盐的混合溶液能够将 H^+ 的活度维持在狭窄的 pH 范围内，少量酸（或碱）的加入并不改变（或改变得很少）该溶液的 pH 值，这种弱酸和其盐的混合溶液或弱碱和其盐的混合溶液在化学上称为氢离子浓度缓冲剂。在地质高温高压实验中，弗兰兹（Frantz）通过控制实验体系中的 HCl 逸度来实现酸-碱缓冲。这种缓冲剂为控制 f_{H_2} 的氢缓冲剂和控制 f_{Cl_2} 的 Ag + AgCl 固体缓冲剂的组合。

【普通氧缓冲剂氧逸度时间曲线】 oxygenfugacity-time carve 常用固体氧缓冲剂的 f_{O_2}-t 曲线（如图）。图示为总压力为 1×10^8 帕时一些固体氧缓冲剂的 $\lg f_{O_2}$-t 的关系，多数地球化学过程在由 MH 和 FMQ 缓冲剂限定的氧逸度范围内进行，因此，相当多的地球化学实验研究中使用 NNO 缓冲剂。在实际应用时，还可根据岩石中出现的矿物组合（如磁铁矿-铁橄榄石，磁铁矿-赤铁矿等），以及成岩温度用计算或投点法求出平衡氧逸度（f_{O_2}）。



常用固体氧缓冲剂的 $\lg f_{O_2}$-t 关系
（据 Eugster，1962）
H.赤铁矿；M.磁铁矿；F.铁橄榄石；Q.石英；W.方铁矿；I.铁；N.镍；NO.NiO

【氧化还原缓冲剂】 redox buffer 又称氧缓冲剂。在一定的温度和压力下，能限定和调整体系的 f_{O_2} 为一常数的一些物质组合。常见的缓冲剂有 IQF（铁-石英-铁橄榄石组合）、IM（自然铁-磁铁矿组合）、IW（自然铁-方铁矿组合）、WM（方铁矿-磁铁矿组合）、FMQ（铁橄榄石-磁铁矿-石英组合）、NNO（镍-氧化镍组合）、MH（磁铁矿-赤铁矿组合）、CC（自然铜-赤铜矿组合）、HB（黑锰矿-方铁锰矿组合）等。凡含变价元素的矿物组合或化学物种组合，都可考虑用作氧化还原缓冲剂。

【低共熔点】 eutectic point 在一些二元体系中，在升温过程中，两组分能以任何比例互相熔成一个液相。如果两个组分以适当比例混合，在某一温度下两个固体组分可同时熔化，且这个温度通常低于每一纯组分的温度，该温度叫低共熔温度。由低共熔温度和低共熔组分所决定的点叫低共熔点（用E表示）。若从降温过程来说，E点也称共结点。

【一致熔融】 congruent melting 在一些二元体系中，两端元组分之间可以形成一个具有一定熔点一致熔融化合物。当这一化合物熔化时，其液相的成分与未熔之前的固相成分完全一致，这就叫做一致熔融。其相对的化合物称作相合熔点化合物或一致熔融化合物。

【熔离作用】 liquation 又称**不混溶作用**。某些二元和多元体系，在高温时只存在一个混熔的均一液相，温度降低时，一个均一的液相分离为组分不同且互不相熔的两个液相。这种过程叫熔离作用。

地球物理学

总　论

【地球物理学】 geophysics　应用物理学的理论和方法，研究各种地球物理场和地球的物理性质、结构、形态及其中所发生的各种物理过程的科学。狭义的地球物理学是研究固体地球的物理性质及其物理过程的科学，故又称固体地球物理学或大地物理学。它主要分为大地测量学、火山学、地震学、地电学、地磁学、地热学、重力学、大地构造物理学和应用地球物理学等几个分支。广义的地球物理学除研究地球固体部分外，还研究气象、水文、海洋、大气层和电离层的物理过程。有时还包括地球起源及其年龄的研究。近年来，地球物理学的研究范围进一步扩展到远离地球的高空层及日地之间的空间物理性质等。

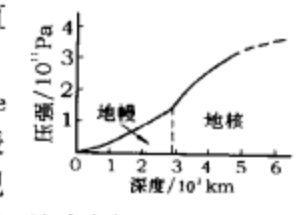
【地球物理勘查】 exploration geophysics　应用物理的原理解决地学及矿产资源勘查问题的理论和方法的学科，是地球物理的一个分支学科。它包括许多分支学科，如地震勘探、磁法勘探、重力勘探、电法勘探、放射性勘探等。

【场】 field　它是物质存在的一种基本形式，存在于整个空间。物质之间的互相作用，除了直接接触之外，就是依靠场来传递的。如传递电磁力的为电磁场，传递万有引力的为引力场等。

【地球物理场】 geophysical field　指具有一定地球物理效应的空间或指一些物理量的空间分布。如地球内外存在的重力场、地磁场、地电场、地热场、地应力场等。它是地球物理学观测与研究的主要对象。在具有不同地质背景的地区，地球物理场的空间分布和显示的特征各异，不同地段显示的地球物理场特征也截然不同。因之对地球物理场的研究不但可以了解地球内部的组成及其特性；同时对地球的起源与演化、地震成因等基本理论问题的研究也具有重大的意义。此外对深部矿产资源的探测以及地震预报也起着日益重要的作用。

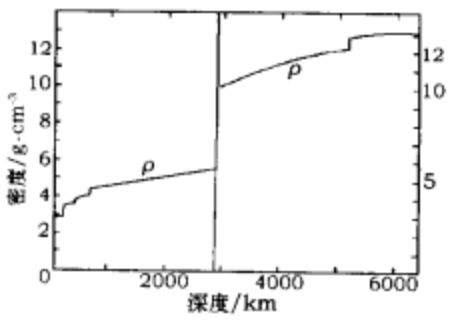
【地球内部压强】 pressure in the Earth's interior　地球内部单位面积上所受的力。一般指水平面上的铅直压力，并认为是由上覆岩石的重量所引起的。压强亦称为压力。根据 $dp/dr = g\rho$，可以求出压力 p 的分布。式中 g 是重力加速度，r 是深度，ρ 是密度。上式表明深度愈大，压力愈大。所得数值，可绘出一条平滑的曲线。地下深度为 10 千米处的压力大约有 300 兆帕；35 千米深度有 1 吉帕，坚硬的岩石在这个静压力下也要变软。在 2900 千米深处可达 150 吉帕，地心达 370 吉帕，在这样强大的压力下，物质的原子结构已完全破坏。上述公式只考虑了上覆岩石所引起的压力，而对水平侧压力的影响考虑不够，显然过于简单，实际上地球自转角速度变化所产生的纬向和经向的水平压力不仅对水平方向有影响，而且对垂直方向也有影响。(1 吉帕 = 10^9 帕)。

【地球内部压强分布曲线】 pressure distribution curve in the Earth's interior　表示地球内部压强的分布随深度变化规律的曲线(如图)。压强随深度的增加而增大，在地心约是 3.7×10^{11} 帕，相当于核爆炸时冲击波所具有的压强数值。迄今在实验室内还不能实现这样巨大而又持久的压强条件。地球内部的压强分布对于研究地球内部物质的状态和性质是十分重要的。



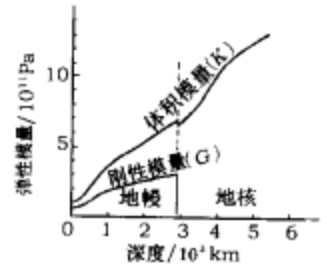
地球内部压强分布曲线

【地球内部密度分布曲线】 density distribution curve in the Earth's interior　表示地球内部密度的分布随深度布变化的曲线，取自地球参数模型。从图中可见，密度在地球内部有几次跃变，其深度恰好与地震波传播速度发生跃变的深度一致。地壳中岩石的密度由 2.7 克/厘米^3 上升到 2.9 克/厘米^3，上地幔中的密度约从 3.32 克/厘米^3 上升到 3.99 克/厘米^3，下地幔中的密度从 4.38 克/厘米^3 上升到 5.56 克/厘米^3。在地核内从 2898 千米到 5154 千米的深度范围内，密度从 9.71 克/厘米^3 上升到 12.16 克/厘米^3，称外地核；从 5154 千米到地心，称内地核，密度从 12.76 克/厘米^3 上升到 13.09 克/厘米^3。



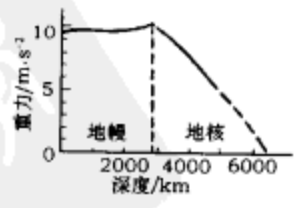
地球内部密度分布曲线

【地球内部弹性参数变化曲线】 variation of elastic parameters in the Earth's interior 表示地球内部弹性模量的分布随深度变化的规律(如图)。一般用切变模量或刚性模量(G)和体积模量(K)表示地球内部物质的弹性特征。在地壳和地幔的最上层，切变模量(G)随压强的增加而增大、随温度的上升而减小；在地核里，切变模量与深度变化的关系尚不大清楚。体积模量(K)除与物质有关外，还与压强有关，当压强从 1×10^5 帕增大到 1500×10^5 帕左右时，K 值的增大比较迅速；但当压强进一步增大时，K 值的增大速率反而变小，这种情况可能与温度上升有关。



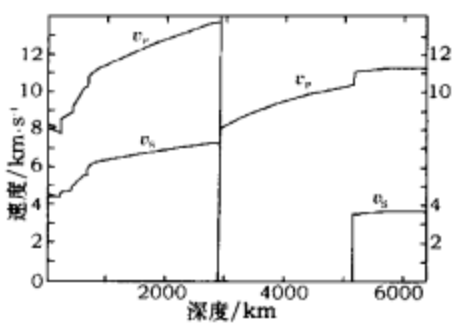
地球内部弹性变化曲线

【地球内部重力分布曲线】 gravity distribution curve in the Earth's interior　表示重力在地球内部的分布随深度而变化的曲线。重力的这种分布与地球内部物质密度的分布有密切联系，地球内部密度分布有各种不同的模型。图中所示的重力随深度变化的曲线，是根据布拉德(Bullard)所做的密度分布假定得出来的。图中可见，从地表向下，重力值大体随深度而稍有增大，但至地核界面(2898 千米)便开始直线下降，到地心其值则降为零。



地球内部重力分布曲线

【地球内部地震波速度变化曲线】 velocity distribution curve in the Earth　表示地震波传播速度随深度而变化的曲线(如图)。图中的速度深度变化曲线，是取自 A.M.Dgiewonsti 和 D.L.Anderson(1981)编制的地球参考模型(PREM)。从图中可见，地震

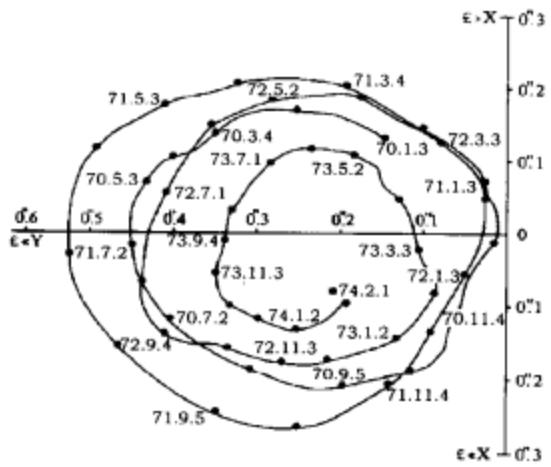


地球内部地震波速度变化曲线

波传播速度在地表以下的各个深度上并不相同，且有明显的跃变。根据速度与介质密度，以及介质弹性性质的关系，推断波速的跃变是与物质性质突变相联系的。因此，利用地震波资料，可以把地球内部分成几个圈层，定出圈层界面的深度和各层厚度，进而建立地球分层模型。

【地球纬度变化】 latitude variation 以恒星为标准来测量地面的纬度时，发现地球上某一点的纬度是在不断变化的，这种现象称为纬度变化。引起纬度变化的主要原因是地极移动，故可以从测量到的全球性纬度变化来推断地极移动；另一个原因是与局部地区地方性因素有关，但还缺乏深入的研究。纬度变化一般不超过半弧秒。

【极移】 polar wobble, polar wandering 指地极在地面的移动。其运动方式有三种：一是周期运动，北极反时针方向运动，南极顺时针方向。极移主要又有两种：①周期约为 12 个月，振幅约 0″1，沿着一长轴约 4 米的椭圆运动。这种运动与地球上的洋流，大气环流等大规模季节性变化有关；②周期约为 14 个月，振幅约为 0″2，沿着半径约 7 米的圆周运动，又称钱德勒运动，其周期称钱德勒周期。这种运动与地球内部物质的运动有关。有人发现，在近 60 年间，钱德勒运动的幅度，呈 40 年左右的周期变化，即 1804 年和 1935 年为最小，1910 年和 1954 年达极大。二是长期漂移，据国际纬度站 1900 年以来观测资料，得出地极存在着大小约为 0″003/年，方向沿着西经 81.5°的线性漂移。极移幅度最大不超过 0″4，在 24 平方米范围内移动。由于极移，地球各地的纬度、经度和离心力发生颤动式变化，影响地壳运动。由于地球内部的不稳定性，极移轨迹不是平滑的螺旋曲线，常有突然转折。三是缓慢的长期极移，基本上是沿一径圈向一相对比较固定的方向移动，其速度约为 10 厘米/年。



1970.1～1974.2 地极移动的轨迹
（据国际时间局(B.I.A)资料）

【长期极移】 secular polar wandering 地极移动的一种分量。20 世纪以来纬度观测资料表明，北极以每年 0″00367（相当于 113 毫米）的平均速率沿着西经 81.5°的方向移动。关于长期极移的原因尚存争议，有人认为，可以用地壳相对于其下面黏性物质层的滑动来解释。

【钱德勒运动】 Chandler wobble, Chandler wandering 曾译**张德勒运动**。地极移动的一种方式。其移动周期约为 14 个月，振幅约为 0″2 沿圆周的移动，这种移动就叫做钱德勒运动。

【钱德勒周期】 Chandler period 曾译**张德勒周期**。地极移动时，极点沿着圆周移动。钱德勒认为地球不是一个完全刚体，而具有一定的弹性，因此，由于地球的变形，极点移动一周所需的时间较长（约 433 天），这种周期称钱德勒周期。

【钱德勒分量】 Chandler component 曾译**张德勒分量**。地极移动的一种分量。1918 年钱德勒（Chandler）从纬度观测资料中分析出一种 1.2 年（433 天）的周期分量，故名。钱德勒周期与欧拉（Euler）周期的差别是，欧拉把地球假想为一个刚体，钱德勒考虑到地球具有一定的弹性，而不是一个完全的刚体。钱德勒分量的轨迹近于圆，振幅变化范围为 0″040～0″30，周期值在 1.2 年附近摆动。简言之，钱德勒分量是极点在 433 天中沿圆周移动一周的地极移动。

【周年分量】 annual component 地极移动的一种分量。它的轨迹是半长轴为 0″093，半短轴为 0″076 的椭圆。一般认为这是由于冰雪的形成和融化，气团的季节移动等气象原因所造成的。

【欧拉周期】 Euler's period 一个刚性椭球体（即其运动过程中内部质量分布不变或形状不变）的自转轴如果与其自身的中心惯量椭球短轴（假如质量分布均匀时，就是椭球本身几何对称轴的短轴）不重合，则能计算出自转轴绕椭球短轴转动的周期。这种运动叫**自由章动**（free nutation），这种周期叫欧拉周期。对地球而言，欧拉周期为 305 天。

重 力 学

【重力学】 gravity 又称**重力场学**。地球物理学的一个分支。地球作用在地球上某一点单位质点上的引力和惯性离心力的合力称为地球在该点的重力。重力场学是观测科学，从伽利略发现落体定律以来，随着测量技术的进步，人类对地球重力场的认识不断深化，发现地球表面各点的重力不只是该点位置的函数，而且随着时间变化。重力学包括重力测量学、物理大地测量学、卫星重力学，此外还包括利用地面上的重力空间分布作为限制条件研究地球内部结构和寻找有用矿藏，以及根据地面上的重力随着时间变化研究地球内部动力学过程等内容。

【重力】 gravitation 地壳表层物体所受到的地球引力。受地球自转所产生的惯性离心力的微小影响。同一物体在地球上的不同纬度和高度，所受重力稍有不同，愈靠近两极或愈接近地面，重力愈大一些。从广义上讲，任何天体都有重力，如月球重力、火星重力等。

【卫星重力学】 satellite gravity 利用观测卫星轨道的变化，研究地球重力场结构的重力学的一个分支。地球的重力位由它的引力位和由于地球自转产生的惯性离心力位两部分组成；地球的引力位又称为大地位。地球的大地位可以展成由球函数组成的无穷级数的和，即

$$V(r) = \frac{GM}{r}\left[1 - J_2 P_2(\cos\theta) + \sum_{n=3}^{\infty}\left(C_n^m P_n^m(\cos\theta)\cos m\lambda + S_n^m P_n^m(\cos\theta)\sin m\lambda\right)\right]$$

式中：$V(r)$为地球的大地位，r 为地球外部空间任意点的地心矢径，G 为万有引力常数，M 为地球的质量，J_2 为地球的动力形状因子，C_n^m、S_n^m 为归一化的 n 阶 m 次球函数数值系数，$P_n^m(\cos\theta)$为 $\cos\theta$ 的归一化的勒让德多项式，θ 为地心余纬，λ 为地心经度。以一组球函数数值系数表示的地球大地位称为地球的重力场模型，例如展至 36 阶球函数的重力场模型有 1365 个系数。大地位球函数零阶项代表位于地球的质心质量等于地球的总质量的质点的引力场，地球由于其长期发展演化的结果非常接近分层均匀的球体，而分层均匀的球体在其外部空间产生的引力

场相当于位于球心质量等于球体质量的质点引力场。卫星在地球的引力场内运动,大地位零阶项系数为 1,J_2 约为 10^{-3},高阶项系数约为 10^{-6}或更小,因而卫星的轨道运动主要受大地位零阶位产生的引力控制。卫星在大地位零阶项控制下的轨道运动称为卫星的正常轨道,大地位高阶项对卫星的正常轨道产生扰动。近年来随着空间技术的发展,采用卫星测高仪、卫星追踪以及卫星梯度仪等测量技术的观测结果并结合地面重力测量结果,可以给出高至 360 阶的重力场模型。地球重力场模型一方面支持卫星轨道的精确计算,另外一方面可以给出地面上的长波重力异常,为研究地球形状、地球内部结构及其动力学过程提供重要的地面约束条件。

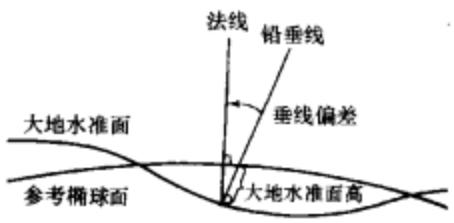
【重力测量学】 gravimetry 测量不同地点重力加速度的科学。

【物理大地测量学】 physical geodesy 根据几何大地测量和重力测量结果研究地球形状的重力学的一个分支学科。地面上进行的所有几何大地测量和天文测量的定向依据都是各观测点的重力方向,因为地面上各点重力方向的空间指向杂乱无章,所以地面点的几何大地测量结果(天文经、纬度,正高)都在局部坐标架内;亦即根据地面点的这三个坐标,无法定出该点在地球上的准确位置。随着对地面点在地面上定位精度要求的提高,需要建立全球坐标系,因而需要知道地面上观测点的重力方向在地球上的定向。研究如何从以重力方向为依据的局部坐标架内的大地天文测量结果向全球坐标系的转换是物理大地测量学的主要内容。

【重力等位面】 graviational equipotential 又称**重力等势面**。具有相等重力加速度的一个面,例如大地水准面。

【大地水准面高】 geoid height 与静止海平面重合的重力等位面称为**大地水准面**。大地水准面是一个与地球内部密度分布有关的不规则曲面。实际观测结果表明,大地水准面非常接近一个旋转椭球面。选择适当的旋转椭球,使得大地水准面相对此椭球面的起伏的平方在椭球面上的积分最小,这个旋转椭球称为**参考椭球**。大地水准面与参考椭球面的垂直距离称为"大地水准面高"。在 1980 大地参考系中,参考椭球的赤道半径取为 6 378.137 米,扁率的倒数取为 286.26,此时大地水准面的高度不超过 110 米。地面点的正高与该点的大地水准面高的和称为该点的大地高,大地高是地面点的大地坐标系中的一个坐标。大地水准面高在地面上的分布与地球内部特别是地壳上地幔密度水平向分布不均匀有关,因此大地水准面高也是研究地球内部结构和地球内部动力学过程的一种地面依据。

【垂线偏差】 deflection of the vertical 大地水准面与参考椭球面近似,因此在某点二者的法线不一定相一致。这两条直线间的夹角称垂线偏差。



垂线偏差

【重力加速度】 gravitational acceleration (g) 在地面附近的物体由于重力作用而获得的加速度。根据牛顿定律,相距 r 的两物体 m_1 和 m_2 之间的力 F 可由 $F = Gm_1m_2/r^2$ 求出,其中 G 为重力常数。这样,重力加速度(g)可由 $g = F/m_1 = Gm_2/r^2$ 求出,任何物体的加速度在同一地点相同,约为 9.8 米/秒^2。但在不同纬度和高度稍有不同。

【万有引力常数】 gravitational constant(G) 又称**重力常数**。指与相距 r 的两物体 m_1 与 m_2 之间的引力(F)有关的比例常数,其计算式为

$$G = \frac{F \cdot r^2}{m_1 m_2} \qquad G = 6.672 \times 10^{-11} \text{米}^3/(\text{千克} \cdot \text{秒}^2)$$

【地球重力】 Earth gravity 作用于单位质量的地球引力与地球自转产生的离心力的合力,称为**重力场强度**,常简称为重力,用字母 g 表示。则有 $g = F/m_0$(F 为质量 m_0 的物体所受的合力),可见重力等于自由落体的加速度(或称为重力加速度)。地球内部的重力值 g 开始随深度有少许增加,至地核界面开始直线下降,直达地心为零。可由理论公式算出,即

$$g = G\frac{m}{r^2}, \quad m = 4\pi\int_0^r r^2\rho \mathrm{d}r;$$

式中:G 是万有引力常数;ρ 是离地心 r 处的物质的密度;r 为离地心的距离。重力在地球表面的分布决定于地球的形状及其内部质量的分布。地球引力与地球的质量成正比,与其到地心的距离平方成反比;在赤道最小,两极最大;地表离心力与其到地轴的距离和地球转动角速度的平方成正比,在赤道最大,两极最小。地球表面离心力的最大值只有地心引力的 1/300 左右。因而,重力主要由地球引力来决定,并由赤道向两极增大;1980 年,根据卫星轨道研究与天文大地测量结果,将正常重力公式定为

$$g = 9.780318(1 + 0.0053024\sin^2\varphi - 0.0000058\sin^2 2\varphi)$$

单位为米/秒^2。在赤道上正常重力为 9.780318 米/秒^2,纬度 45°附近为 9.80612 米/秒^2,极地附近为 9.832177 米/秒^2,平均重力值为 9.80665 米/秒^2。地球表面重力随纬度增加而增加,随高度增加而减少。重力或重力加速度的观测和研究,对探讨地球的形状及其内部质量的分布,对国防和宇宙航行等方面都具重大意义。可通过绝对重力测量及其值的分布来研究地球的形状,亦可通过相对重力测量及其变化来研究某一地区地壳内部的地质构造、矿产和物质成分。为了精确地测量地球的重力,已开始利用人造地球卫星进行观测。

【重力场】 gravitational field 地球的重力场由地球的引力场和地球自转产生的离心力场两部分组成,可以在地面上直接观测。地球外部空间的引力场,可以通过人造卫星轨道参数的变化来确定。假如选择一个旋转椭球体,使其总质量、扁度、旋转轴和旋转角速度与地球一样,而其赤道半径等于地球的平均赤道半径,其表面为重力位水准面,则从理论上可以计算出这个假想地球(表面与其外部空间)所产生的重力场。这种重力场称为正常重力场。地球重力场和正常重力场的差值称为地球的重力异常。根据异常场可以研究地球的形状,确定大地水准面的高度和垂线偏差,研究地壳和上地幔的结构并为找矿勘探服务。随着绝对重力测量精度的提高,现已发现重力场随时间的推移而变化,但是,迄今尚不清楚这种变化究竟是全球性的,还是局部性的。观测地球重力场的长期变化对于研究地球内部的物质迁移、地壳运动具有重要的意义。

【正常重力场】 normal gravity field 地球可以近似地看作表面光滑、内部质量分布均匀、赤道半径略大于极半径的旋转椭球体。其表面各点的重力场称为正常重力场。其计算公式称为**正常重力公式**。国际通用的是 1930 年国际大地测量学会确定的正常重力计算公式:

$$g = 9.780\,49(1 + 0.005\,2884\sin^2\varphi - 0.000\,0059\sin^2 2\varphi) \quad \text{米/秒}^2$$

式中:φ 是计算点的地理纬度。另外,也有用德国学者赫尔默特(Helmert)建立的公式来计算的:

$$g = 9.780\,30(1 + 0.005\,302\sin^2\varphi - 0.000\,007\sin^2 2\varphi) \quad \text{米/秒}^2$$

根据近代人造地球卫星测定的地球形状和重力数据,1979 年国际大地测量和地球物理协会确定的正常重力公式为

$$g = 9.780\,327(1 + 0.005\,3024\sin^2\varphi - 0.000\,005\sin^2 2\varphi) \quad \text{米/秒}^2$$

正常重力场强度是纬度和高度的函数，当测点和总基点间纬度变化不大时，正常重力场的变化约为：$\Delta g_{纬} = 0.812\sin 2\varphi \cdot D$ (10^{-5}米/秒^2)，式中 φ 为测区的平均纬度，D 为测点与总基点的纬向距离，在北半球，测点位于总基点以北时，D 为正，反之为负，单位为千米。随高度变化的规律是：$\Delta g_{高} = -0.308\Delta h$ (10^{-5}米/秒^2)，式中 Δh 为测点与总基点的高程差，高于基点为正，反之为负，单位为米。当在北纬 45°地区时，测点相对总基点每向北增加 1 千米时，**正常重力值**将增大 0.812×10^{-5}米/秒^2；测点高程每升高 1 米时，正常重力值约减少 0.308×10^{-5}米/秒^2。所以，在以勘探为目的的重力测量中，对点位和测点的高程测量精度要求比较严格，以便消除这些变化的影响。

【重力异常场】 gravity anomalies field　观测重力场和正常重力场的差值，称为重力异常。

【绝对重力值】 absolute gravity value　地球表面上任意一点的绝对重力值，是该点单位质量的物体受到整个地球质量的引力与地球自转在该点所产生的惯性离心力的合力。它等于该点的重力加速度值。

【绝对重力测量】 absolute gravity measurement　绝对重力值的测定过程叫做绝对重力测量，也就是直接测出观测点的重力加速度值。绝对重力值的准确测定，无论对于地球重力场的基本理论研究、地质勘探、卫星导航及军事方面的应用，都具有重要的价值。但是，由于绝对重力值的测量精度要求极高，从而对测量的要求也严格的多。近年来，主要是根据物体自由下落过程中，下落距离(s)和时间(t)与重力加速度之间的关系：

$$s = v_0 t + \frac{1}{2} g t^2$$

(v_0 是物体下落的初速度)来进行绝对重力测量。

【绝对重力仪】 absolute gravimeter　用于绝对重力测量的仪器称为绝对重力仪，绝对重力仪可分为台站型绝对重力仪和可移动轻便型绝对重力仪；按测量原理又可分为摆式绝对重力仪和自由落体式绝对重力仪。物理摆的摆动周期：

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{l}{g}}$$

式中：l、g 分别为物理摆的折合摆长和重力，只要测定物理摆的摆动周期 T 和折合摆长 l，就可测定出重力 g；摆式绝对重力仪由于其观测复杂并对观测环境要求高，多为台式。20 世纪初建立起的波茨坦重力系统重力基点的重力测定就是用摆式台站型绝对重力仪完成的，摆式绝对重力仪的相对测量精度可达 10^{-5} ~ 10^{-6}。自由落体在 t 时内下降距离 s 等于 $v_0 t + \frac{1}{2} g t^2$ (v_0 为自由落体的下降初速度)，因此只要测量出 t 时自由落体的下降距离 s，就可测量出重力 g。自 20 世纪 60 年代起，由于采用了激光测距技术和原子钟时间标准，距离和时间的测量精度的提高，使得利用自由落体原理测量绝对重力的精度比摆式绝对重力仪的精度提高了 3 ~ 4 个数量级，绝对精度已接近 10^{-7} ~ 10^{-8}米/秒^2，轻便型可移动绝对重力仪都是自由落体式绝对重力仪。

【相对重力值】 relative gravity value　通过相对重力测量，得到的同一时刻地表两点上重力的相对差值。在固体潮的研究工作中，有时也把同一地点、两个不同时刻的重力的相对差值，称作相对重力值。相对重力值过去以毫伽(mGal)或微伽(μGal)为单位；现行国际单位制中则以 g.u.($=10^{-6}$米/秒^2)为单位。

【相对重力测量】 relative gravity measurement　一般是指测定地球表面上各点之间重力值的相对差值。测量之前，先选择一个参考点，称作基点，假想此点重力值为零，而后测定其他各点相对于基点的重力差值。这样测定的结果，称作各点的相对重力值。为研究地球形状，地质勘探、大地测量以及火箭和卫星飞行轨道而开展的重力测量工作，主要都是进行这种相对重力测量。在地震预报和固体潮的研究工作中，则采用固定在一点，连续测定此点重力值随时间的变化，也属于相对重力测量范围。

【重力单位】 gravity unit, g.u.　一个常用于度量重力加速度的单位，符号 g.u.。重力在 SI 单位制中的计量单位是米/秒^2(过去常用的厘米克秒制(CGS)中的计量单位是厘米/秒^2，为了纪念意大利人伽利略，又把厘米/秒^2 称为伽)。在相对重力测量中，米/秒^2 和伽都太大，故实践中采用的单位是 g.u.(重力单位)和毫伽，1 g.u. $=10^{-6}$米/秒^2，1 毫伽 $=10^{-3}$伽 $=10$ g.u.。

【自由空气异常】 free air anomaly　又称**自由空间异常**。指经自由空气校正后的重力观测值与相应参考椭球体面上的正常重力值之差。有时也称法依异常。当地表 M 点的重力观测值为 $g(M)$，该点相对于大地水准面的高度为 h(米)，与 M 点对应的旋转椭球体上的正常重力值为 γ_0 时，M 点的自由空间异常为

$$\Delta g_{自}(M) = g(M) + \delta g_{自}(M) - \gamma_0$$

【自由空气校正】 free air correction　又称**自由空间校正**。重力测量中的一种高程校正。重力测量是在地球的自然表面上进行的，为了能比较重力测量的结果，应把地球自然表面上的重力观测值换算到大地水准面上去。为此，必须进行重力观测值的校正。如果把地球自然表面和大地水准面之间的物质看成是空气，则这种校正称为自由空气校正 $\delta g_{自}$。当测点的海拔高程不太大(小于 1000 米)，通常用简化校正公式：$\delta g_{自} = 3.086h$ 重力单位，式中 h 为观测点与校正点之间高差，以米为单位。

【布格异常】 Bouguer anomaly　重力观测值经自由空气校正和布格校正后与相应的参考椭球体面上的正常重力值之差称为布格异常。地球上 M 点的布格异常为

$$\Delta g_B(M) = g(M) + \delta g_{自}(M) + \delta g_B(M) - \gamma_0$$

或

$$\Delta g_B(M) = g(M) + 3.086h + \delta g_T(M) - 0.418\rho h - \gamma_0$$

后式中：$g(M)$为 M 点重力观测值；h 为 M 点相对于大地水准面的高度(米)；ρ 为中间层的密度(克/厘米^3)；γ_0 为 M 点相对应的地球椭球体面上的正常重力值；$\delta g_T(M)$为 M 点的局部地形校正，一般可从地形图及查表求得；式中各重力值均取 g.u.为单位。布格异常与莫霍面的起伏有关，利用实际测量算得的布格异常，可以推断相应地区地下莫霍面的起伏。

【布格校正】 Bouguer correction　指在重力测量中，考虑观测点与大地水准面间物质引力影响所作的校正。布格校正一般由中间层(观测点至大地水准面间存在着假想的无限大的平行岩层)校正和局部地形校正两部分组成(见上条第二式)。

【中间层校正】 stone slab correction　布格校正的一个组成部分。指重力值经过地形校正后，观测点之下与校正点(例如相应的大地水准面上一点)之上还存在着水平的中间层质量，要排除这一层对校正点上重力值的影响就需要进行中间层校正($\delta g_{层}$)。校正后位于校正点的重力值相当于该点周围平坦而且其上方无"质量"情形下的重力值。通常总是把中间层简化为无限的平板层，有 $\delta g_{层} = -0.418\bar{\rho}h$ 重力单位，式中 h 为观测点与相应的校正点的高程差(米)；$\bar{\rho}$ 为中间层物质平均密度(克/厘米^3)；负号表明中间层的质量对校正点重力值的作用是负的。如果中间层较厚，可分为若干个密度均匀的水平层，采用分层求和的办法得到

$$\delta g_{层} = -0.418\sum_{i=1}^{n}\rho_i h_i \qquad \text{重力单位}$$

式中：n 为层数；ρ_i 和 h_i 分别为第 i 层的平均密度和层厚(米)。

【地形校正】 terrain correction ❶布格校正、重力均衡校正的一个组成部分。重力测量中，每个测点上为消除地形起伏产生的重力影响所进行的校正。❷由地形负载所引起的对地震数据进行的校正。重力测量中经过地形校正(δg_T)，校正后的重力值就相当于观测点周围完全是平坦地形的重力值。如果解释的区域较大、成果精度要求较高时，地形校正则要考虑到地球的曲率影响。一般采用量板或电子计算机进行地形校正。

【重力均衡异常】 isostasy anomaly 重力观测值经自由空气校正和均衡校正后，与相应的参考椭球体面上的正常重力值之差称重力均衡异常 $\Delta g_C(M)$。

$$\Delta g_C(M) = g(M) + 3.086h + \delta g_T(M) + \delta g_C(M) - \gamma_0$$

式中：$g(M)$为 M 点重力观测值；$\delta g_T(M)$为 M 点的地形校正值；$\delta g_C(M)$为 M 点的补偿校正值；γ_0 为 M 点相应的旋转椭球体面上的正常重力值；各重力值均以 g.u.为单位；M 点的高度 h 以米为单位。

【重力均衡校正】 isostatic reduction, isostatic correction 指对重力测量资料的一种校正，它包括地形校正 δg_T 和补偿校正 δg_C 两个部分。重力值中考虑全球地形质量对观测点产生的重力影响所作的校正，称地形校正；考虑与地形质量相对应的补偿质量影响所作的校正，称补偿校正。

【引潮位】 tide-generating potential 又称**起潮力位**。月亮和太阳是离地球最近的两个天体，在固体潮观测精度范围内，讨论研究固体潮现象时，只考虑月亮和太阳在地球内部产生的起潮力位。以月亮为例，月亮在地球内部任一点产生的起潮力矢量是月亮在该点的引力和地球绕月地系统公共系统质心平动旋转产生的惯性离心力的合力。起潮力是一个保守力，它的位称为起潮力位，即月亮在地球内部任一点产生的起潮力位的梯度等于月亮在该点的起潮力矢量。天体在地球内部任一点产生的起潮力位的幅度与该天体的质量、该点至地心的距离的平方和天体至地心距离的平方的倒数成正比。太阳的质量虽大，但它至地球的距离要比月亮至地球的距离远得多，月亮的起潮力位的幅度约为太阳的起潮力位的一倍多。起潮力位是标量，在研究月亮和太阳在地球内部产生的固体潮现象时，有时可以只讨论月亮和太阳起潮力位的代数和，此时要比直接讨论起潮力方便。

【附加引潮位】 additional tide-generating potential 在起潮力作用下地球内部各个质点的位移不同，地球对起潮力的这种响应使得地球的形状和各点的密度发生变化，地球内部各点的密度变化和形状变化产生的引力位称为附加位。勒夫数 k_n 是地面上附加位与原起潮力位的比值，不同阶数的起潮力位引起的附加位不同，GB 地球模型的二阶勒夫数 k_2 等于 0.304，三阶勒夫数 k_3 等 0.094。

【平衡潮】 equilibrium tide 在地球重力作用下，地球的静止海水面是一个重力位水准面，此水准面称为大地水准面。起潮力、附加起潮力和重力矢量的合力称为瞬时重力；由地球的重力位、起潮力位和附加位的和构成的重力位水准面称为瞬时大地水准面；瞬时大地水准面相对大地水准面的起伏称为平衡潮。假若把地球视为一个刚体，并在此刚体地球模型上覆盖着一层没有质量的海水，且假定海水的质点随时都处于流体静平衡状态，则此海水相对刚体地球模型表面的起伏称为相对刚体地球模型表面的平衡潮，平衡潮的潮高等于起潮力位与地球重力的比值。讨论平衡潮时，刚体地球模型是真实地球的一级近似，真实地球更近一步的近似是分层均匀弹性球状模型，起潮力使分层均匀弹性地球模型表面发生起伏，并产生附加位。仍假定此地球模型表面上覆盖着一层没有质量的海水，此时处于流体静止平衡状态的瞬时大地水准面相对地球表面的起伏称为弹性地球模型的海水平衡潮。n 阶起潮力引起的弹性地球模型的平衡潮潮高与同阶刚体地球模型海水平衡潮潮高的比值称为海水的 n 阶平衡潮潮汐因子，二阶平衡潮的潮汐因子约为三分之二。

【载荷潮】 load tide 又称**负荷潮**。固体地球、海洋和大气对月亮和太阳起潮力的响应分别称为地球的固体潮、海潮和大气潮，它们都来源于同一个起潮力。作用在地球表面上的海潮和大气潮同时使固体地球发生形变，固体地球对海潮和大气潮的这种响应称为负荷潮。固体潮和负荷潮的力源相同，因而它们的谱线结构完全一致。海潮负荷潮比大气负荷潮明显，随着固体潮观测精度的提高，发现海潮负荷潮的空间分布非常不均匀，一般情况下沿海地区的重力负荷潮约占重力固体潮的百分之十，应变负荷潮约占应变固体潮的百分之二十五，地倾斜负荷潮约占地倾斜固体潮的百分之九十，即使在大陆内部海潮负荷潮也可占固体潮的百分之几。在固体潮的研究工作中，讨论固体潮、海潮和负荷潮之间的相互作用是一项非常重要的工作。

【固体潮】 Earth tide 又称**陆潮**。地球的固体部分，当受到月球、太阳等天体产生的起潮力时，固态的地壳以及更深的部分也会发生如同潮汐一样起落，这种现象称固体潮，一般潮高只有二三十厘米，不易被人们察觉。

【潮汐因子】 tide factor 在地面上用仪器可观测到的固体潮有海潮平衡潮、重力固体潮、地倾斜固体潮、经纬度固体潮，它们与刚体地球模型的相应的固体潮的比值分别称为海潮平衡潮、重力固体潮、地倾斜固体潮和经纬度固体潮的潮汐因子。分层均匀弹性球状地球模型的潮汐因子是不同勒夫数的线形组合，用 γ_n 表示海潮平衡潮和地倾斜固体潮的 n 阶潮汐因子，δ_n 表示重力固体潮的 n 阶潮汐因子，Λ_n 表示经纬度固体潮的 n 阶潮汐因子，则有

$$\gamma_n = 1 + k_n - h_n \quad \delta_n = 1 + \frac{2}{n}h_n - \frac{n+1}{n}k_n \quad \Lambda_n = 1 + k_n - l_n$$

式中：h_n、k_n、l_n 分别为分层均匀弹性地球模型的 n 阶勒夫数。

【勒夫数】 Love's number 地球在起潮力的作用下发生弹性形变，形变后的地球由于密度及其外形的变化使本身重力位变化，这种变化称为附加起潮力位。为了利用固体潮现象来计算地球内部的一些性质，勒夫(Love)引进 h、k、l 三个参数，一般称为勒夫数。其中 h 是固体潮高与相应点上平衡潮高的比值，即如果 U 代表原生起潮力位，g 代表该处的重力观测值，则 $hU_{表面}/g$ 表示地表面的升高量；由于物质的重新分布而在位移表面上引起的附加起潮力位是 kU，所以 k 是地面附加起潮力位与原生起潮力位的比值；l 是固体地球表面在起潮力作用下的水平位移和平衡潮相应的水平位移的比值，即若 θ 为余纬角，λ 为东经时，相应的水平位移分量是

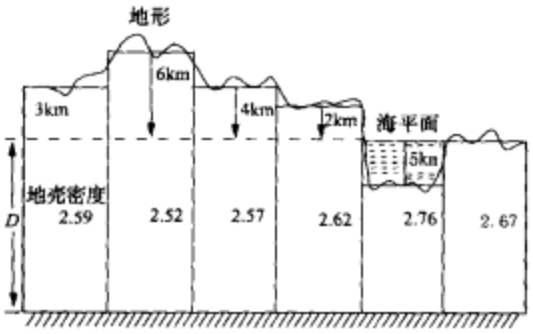
$$\frac{l}{g}\frac{\partial U}{\partial \theta} \quad 与 \quad \frac{1}{g}\frac{l}{\sin\theta}\cdot\frac{\partial U}{\partial \lambda}$$

勒夫数是量纲为一的参数，它们简洁地描述了地球的某些弹性性质。

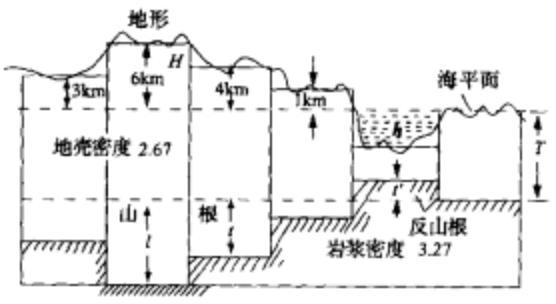
【志田数】 Shida's number 研究地球在起潮力作用下发生弹性形变时，常用勒夫数 h、k、l 作为参数进行讨论。由于 l 是日本人志田所定义的，所以又称志田数。参数 l 的数值大致在百分之几的范围内，是勒夫数中数值最小的一个参数。

【地壳均衡】 isostasy of the crust 1870 年英国测量学家普拉特在喜马拉雅山的印度一侧进行大地测量时，为了解释大的垂

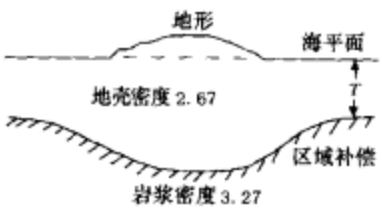
线偏差产生的原因而提出一种假说——地壳均衡假说。他认为在地壳内部某一个深度上存在一个等压面——均衡面，在均衡面上面负载的每一个单位横截面的直立柱体质量相等，因此山越高柱体的密度越小，海越深柱体密度越大。这种假说在重力测量中也得到了证实，即重力测量结果，经过布格校正之后，山区或高原区比理论重力值小得多而海洋区又大于理论值。所以，这种假说不断为人们所公认，并且被某些学者作了一定的补充和修正，提出了不同的均衡条件，建立了各自的均衡模式，主要有三：①**普拉特-海福特均衡假说**(Pratt-Hayford isostatic hypothesis)。由普拉特提出，后被美国测量学家海福特所利用。他们认为在海平面以下某一深度处(约100千米)有一均衡面。其上面负载的每一个单位横截面的直立柱体，对均衡面的压力均相等，因此，山越高柱体的密度越小(海福特认为小于地壳平均密度2.67克/厘米^3)，而海底的柱体则大于地壳平均密度。他们提出的均衡模式如图a。②**艾里-海斯堪宁假说**(Airy-Hayskanen isostatic hypothesis)。他们认为地壳是浮在黏性熔岩之上，类似冰山浮在水面上，因此山越高底部插入岩浆的深度越大，洋壳插入岩浆中的深度小。但是，不管山有多高，海有多深，而每一个单位横截面的直立柱体的密度都相等。因此，高山地区插入岩浆的深度大，而洋壳插入的深度小，他们提出的均衡模式如图b。③**韦宁·迈内兹均衡假说**(Vening Meinesz isostatic hypothesis)。他认为前两种均衡都是一个一个柱体的局部均衡，没有考虑各柱体之间的牵引力。因此，他提出了区域均衡的概念，并用弹性板上加负载的办法建立了区域均衡模式，见图c。



图a
D：均衡补偿深度



图b
T：正常地壳厚度



图c
T：正常地壳厚度

【补偿质量】 compensation mass　在计算均衡重力较正时，引入了与地形质量相对应的补偿质量的概念。地形质量是指地表与平均海水面之间的质量，山脉地区为正质量，海洋地区为负质量。为了正确解释观测结果，早在19世纪末进行的大地测量和重力测量都表明，不能把地形质量简单地看成加在地壳上的负荷(山脉为正负荷，海洋为负负荷)。一种合理的假定是在地下某一深度处，地球处于流体静平衡状态，此深度称为均衡深度，因而在全球范围内，地表与均衡深度之间的每一个单位横截面的直立柱体质量必定处处相等，为此在地形下面必定有与其相对应的质量，此质量与地形质量相等，符号相反，该质量称为补偿质量。目前主要有补偿质量分布不同的三种均衡模型：普拉特-海福特模型，艾里-海斯堪宁模型，韦宁·迈内兹模型。普拉特-海福特模型中的补偿质量分布在地表与均衡深度之间的地壳中，艾里-海斯堪宁模型中补偿质量集中在与地形对称的山根中，韦宁·迈内兹模型中补偿质量集中在区域均衡的山根中。

【补偿深度】 compensation depth　地壳均衡假说都猜想地球表层下某一深度处，不论是高山、平原还是海洋下，压力处处相等；也就是说，这个深度以上单位面积的地形柱体包含相同的质量，此深度称为补偿深度。

【地形质量】 terrain mass　重力均衡校正时，把均衡单元当作柱体来处理。因此如果将测点所在的"柱体上底面"看作水平面，就必须考虑其周围地形起伏对该点重力测量值的影响。计算这种影响时，把高于它(测点)的那部分体积(或低于它的那部分体积)乘以地壳平均密度(或周围地下岩石的平均密度)之积，称为地形质量。应当注意，无论是地形高于测点的剩余质量，还是地形低于测点的亏损质量，对于测点重力测量值的影响是相同的，因此都称之为地形质量。

【普拉特-海福特均衡模型】 Pratt-Hayford isostatic model　为了计算地形的补偿质量产生的重力影响，美国人海福特对普拉特地壳均衡假说中的补偿质量做了如下简单定量假设：局部补偿，不管地形横截面积的大小，任何横截面积的地形都有与其相对应的补偿质量，补偿质量均匀地分布在大地水准面与补偿深度之间的地球表层，补偿质量等于地形质量；补偿质量的密度与地形的高度或海洋的深度成正比，即

$$\Delta\rho = -\frac{h}{D}\rho_0 \quad \Delta\rho = \frac{h_w}{D - h_w}(\rho_0 - \rho_w) \quad \Delta\rho = \rho - \rho_0$$

式中：ρ_0 为地形质量的密度；h 为地形的高度；D 为补偿深度；h_w 为海洋的深度；ρ_w 为海水的密度；ρ 为补偿深度以上地球表层的密度。模型参数为

$$\rho_0 = 2670 \text{ 千克/米}^3 \quad \rho_w = 1030 \text{ 千克/米}^3 \quad D = 122 \text{ 千米}$$

【艾里-海斯堪宁均衡模型】 Airy-Hayskanen isostatic model　在作均衡重力校正时，芬兰人海斯堪宁对艾里地壳均衡假说中的补偿质量作了适当的量化，作了如下简单假设：完全均匀补偿，地壳密度处处相等，壳下层的密度大于地壳的密度，山脉有深入壳下层的轻山根，海洋下面壳下层向上突起，形成反山根，地壳就像漂浮在海洋上的冰山一样漂浮在壳下层上。山脉的轻山根和海洋下的反山根形成补偿质量，山脉的轻山根产生的质量亏损等于山脉的地形质量，海洋的重反山根造成的质量多余等于海洋部分地壳的质量亏损。局部补偿，不管地形横截面积的大小，任何横截面积的地形或海洋都有与其相对应的山根或反山根，山根或反山根的厚度与山脉的高度或海洋的深度成正比，即

$$t = \frac{\rho_0}{\Delta\rho}h \qquad t' = \frac{\rho_0 - \rho_w}{\Delta\rho}h_w \qquad \Delta\rho = \rho - \rho_0$$

其中 t、ρ_0、ρ、h 分别表示山根的厚度、地壳的密度、壳下层的密度、山脉的高度；t'、ρ_w、h_w 分别表示海洋反山根的厚度、海水的密度和海洋的深度。地壳的厚度取为20、30、40和60千米，模型参数为

$$\rho_0 = 2670 \text{ 千克/米}^3 \quad \rho_w = 1030 \text{ 千克/米}^3 \quad \Delta\rho = 600 \text{ 千克/米}^3$$

【韦宁·迈内兹均衡模型】 Vening Meinesz isostatic model　荷兰人韦宁·迈内兹于20世纪30年代后期，对艾里海斯堪宁局部山根地壳均衡模型作了调整，将完全、均匀、局部补偿调整为完全、均匀、区域补偿；把山脉和海洋看成加在弹性薄板地壳上的负荷，地壳弯曲变形不断；山脉下地壳向下弯曲的部分陷入壳下层形成与山脉相对应的区域山根，在海洋下地壳向上弯曲形成区域反山根，区域山根和反山根造成的补偿质量等于相对应的地

形质量。韦宁-迈内兹对弹性性质不同的地壳薄板在点源地形负荷作用下计算了参数 l 和区域补偿半径 R：

$$l=\sqrt[4]{\frac{1}{1-\nu^2}\frac{ET^3}{12(\rho-\rho_0)g}} \qquad R=2.905l$$

式中：ν、E、T、ρ_0、ρ、g 分别为地壳弹性薄板的泊松比、弹性模量、地壳的厚度、地壳的密度、壳下层的密度，地球的平均重力。地壳的厚度取为 20、30、40 和 60 千米，模型参数取为

$\rho_0=2670$ 千克/米^3　$\rho_w=1030$ 千克/米^3　$\Delta\rho=600$ 千克/米^3

【波茨坦重力系统】 Potsdam gravity system　从 1898 年至 1904 年德国人 Kuhnen 和 Furtwaglev 在德国波茨坦的大地测量研究所利用物理摆可倒摆作了大约 1900 次测量，测得波茨坦的重力为 (9.81274 ± 0.00 003) 米/秒^2，波茨坦的坐标是：$\varphi=52°22'9''$N，$\lambda=13°4'1''$E，$H=87$ 米。1909 年在伦敦举行的国际大地测量协会会议上决定采用波茨坦的绝对重力值作为重力基准点，通过相对重力测量推算其他重力点值，用这种方法建立起来的重力观测网称为波茨坦系统。直到国际重力标准网 71(IGSN 71)建立前，全世界各国的重力测量结果都在波茨坦系统内。随着长度测量和时间测量的精度的提高，到了 20 世纪 60 年代末，利用自由落体测量绝对重力的相对精度已达 10^{-7} ~ 10^{-8} 米/秒^2，发现波茨坦的重力测量值比其真值大了 0.000 135 米/秒^2。因此，自 20 世纪 70 年代起，国际重力标准网已逐渐取代了波茨坦系统。

【国际重力标准网】 International Gravity Standardization Net (IGSN)　自 20 世纪 60 年代起，由于采用了激光测距技术和原子钟时间标准，距离和时间的测量精度提高，使得利用自由落体原理测量绝对重力的精度比摆式绝对重力仪的精度提高了 3 ~ 4 个数量级，已达 10^{-7} ~ 10^{-8} 米/秒^2。自 20 世纪 60 年代起，根据自由落体绝对重力仪的测量结果，发现波茨坦重力系统有大约 0.000 135 米/秒^2 的系统误差。1971 年在莫斯科举行的国际大地测量与地球物理联合会上，决定采用国际重力标准网 1971 (IGSN 71)，代替波茨坦系统。IGSN 71 的重力基准点在巴黎的塞佛尔 A 点，该点的重力测量精度为 5×10^{-8} 米/秒^2，IGSN 71 在世界范围内共包括 1854 个点，其中大约有 500 个中心站，它们的平均精度优于 10×10^{-8} 米/秒^2。

【中国重力标准网】 China Gravity Standardization Net　中国的旧重力标准网建立于 1957 年，属于波茨坦系统，含有大约 0.000135 米/秒^2 的系统误差。20 世纪 70 年代末国家测绘局组织有关单位并与意大利都灵计量所等国外有关部门协作，在北京等 6 个点上作了绝对重力测量，利用拉科斯特-龙贝克重力仪 (LCR-G)作相对重力测量，于 1985 年建立了中国新重力标准网，该网由 57 个点组成，其中有 6 个绝对重力点，实际精度达 20×10^{-8} 米/秒^2。新网重力值 G 比旧网重力值 g(波茨坦系统)小 0.000 1356 米/秒^2，即 $G=g-0.000\ 1356$ 米/秒^2。

地磁学、地电学

【地磁学】 study of geomagnetism　是研究地球表面及其周围空间的地磁场分布规律及其随时间的变化和成因的一个学科，是地球物理学的一个分支。现代工业和科学技术，如自动导航、制导、宇宙航行、地球物理勘探、天文学、地质学、地震学及考古学等都与地磁现象有着十分密切的联系，从而促进了地磁学的发展，使其成为一门内容丰富应用广泛的自然学科。早在三千多年以前中国劳动人民就发现和利用了地磁现象，并最早发明了指南针，发现了磁偏角等，对地磁学的研究和发展做出了重大贡献。

【地球磁性】 geomagnetism　简称**地磁**。地球如同一个球形磁铁，其磁力线在地球周围分布，形成地磁场。空间一点的地磁场矢量，通常采用磁偏角、磁倾角和水平分量等地磁三要素来表示。磁针所指示的北方称为磁北方。磁北方与地理北方向之间的夹角称为磁偏角。由 0°至 ± 180°，以磁针指北一端为准，东偏为正，叫东偏角；偏西为负，叫西偏角。磁针与水平面间的夹角，称磁倾角(0° ~ ± 90°)。北半球以磁针指北一端为准，上仰为负，下倾为正。地磁场矢量在水平面上的分量，称为水平强度或水平分量。地磁场的强度和方向随地点、时间而异。地球磁场主要可分为两部分：来源于地球内部的基本磁场与来源于地球外部的变化磁场。中国在公元前四世纪已有世界上最早的地磁记录。宋朝沈括(公元 1081 ~ 1095 年)最早发现磁偏角，他在《梦溪笔谈》中说："方家以磁石磨针锋则能指南，然常微偏东不全南也。"这一发现比 1492 年哥伦布第一次横渡大西洋时发现磁偏角要早 400 多年，在世界科学史上是一项重要贡献。地磁场在技术上应用最早、流行最广的是利用罗盘测定方向；地面和地下磁法探测也已有很长的历史；在区域地质调查、普查、勘探工作中磁法勘探早已被广泛用于找矿、查明地质构造以及地质填图等方面。

【地磁场】 geomagnetic field　对磁针或运动电荷有作用力的空间称为磁场。地球所具有的磁场称地磁场。地磁场比较微弱，在其最强的两极处，磁感应强度也不过 65 微特[斯拉]左右。它近似于一个偶极子场(或均匀磁化球体的磁场)。地磁场绝大部分来源于地球内部，一小部分来源于外部空间的各种电流体系。地磁场分为稳定磁场和变化磁场两部分。稳定磁场除去一小部分(约 6%)为尚未查明的外源磁场外，绝大部分为内源磁场。内源磁场又可看作为偶极子磁场(或均匀磁化球体的磁场)、剩余磁场与异常磁场之和。偶极子磁场与剩余磁场之和称为基本磁场。地球的基本磁场是很稳定的，但也有长期而缓慢的变化。变化磁场起源于地球外部空间的各种电流体系，与太阳活动的强弱有密切关系，有时变化是很激烈的。地磁场可用不同坐标系内的分量表示，这些分量称为地磁要素。

【环境磁学】 study of environmental magnetism　最近 20 年来建立起来的一门新兴的边缘学科。它利用古地磁学和岩石磁学的技术与方法，测定在不同环境条件下岩石磁性各种参数所发生的变化，去研究岩石磁性与环境变化的关系，进而研究环境演变的规律。

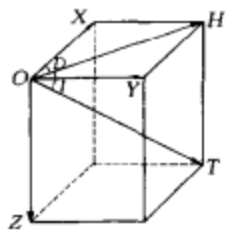
【地磁要素】 geomagnetic elements　表示地磁场方向和大小的物理量。地磁场可用不同坐标系内的分量表示，这些分量称地磁要素，共有七个，见附图所示：OXY 为水平面，OX 指地理北向，OY 指地理东向，OZ 垂直向下。在某一地点 O 点的七个要素是：①地磁场总强度 T，②磁倾角 I；③磁偏角 D；④水平分量 H；⑤垂直分量 Z；⑥北向分量 X；⑦东向分量 Y。T、I、D、H、Z、X、Y 都叫作地磁要素。确定某一地点的地球磁场情况需要三个要素，通常用的是磁偏角、磁倾角和水平分量。从这三个要素可以求得总磁场强度及其他要素，其相互关系见附图及公式。任何一个要素的数值都是逐时逐年不断地在改变的。

$$T=\sqrt{H^2+Z^2};\ H=\sqrt{X^2+Y^2};\ X=H\cos D;\ Y=H\sin D;$$

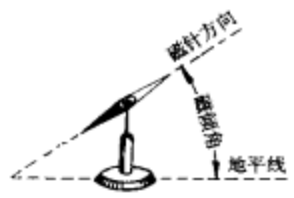
$$Z=H\tan I;\ T=H\sec I=Z\csc I;\ \tan D=\frac{Y}{X}$$

查阅文献时应注意，自 1984 年中国执行法定计量单位以来，地磁要素 T、H、Z、X、Y 各符号没有变化，但它们所指的物理量

前、后已有了变化。在此前，地磁场的强度以磁场强度（H）描述，其单位为高斯单位制中的奥斯特和伽马；在此后改用磁感应强度 B 描述，其单位为国际单位制中的特[斯拉]、微特和纳特。



地磁要素



磁倾角

【磁倾角】 magnetic inclination, magnetic dip　磁针与水平面（地平线）间的夹角。磁针指北一端下倾为正，上仰为负，0° ~ ±90°。

【磁偏角】 magnetic declination　磁北方向与地理北方向的夹角，或者说磁子午线与地理子午线间的夹角。夹角范围为 0° ~ ±180°，以地理子午线为准，磁针指北端偏东为正，称东偏角；偏西为负，称西偏角。磁偏角的大小因地理位置不同而异。

【磁赤道】 magnetic equator　地球表面磁倾角为零的各点的连线。它与地理赤道不相重合。在这一连线上地磁场的水平分量等于地磁场本身强度。由磁赤道趋向两磁极，磁倾角逐渐增大，由 0°增至 90°。

【磁子午线】 magnetic meridian　在地面一点沿磁针所指方向（磁南北向）并通过地心所作的平面，称为该点的磁子午面。磁子午面与地球表面的交线，称为该点的磁子午线。磁子午线与地理子午线并不相重合，两者的交角，即磁偏角。磁偏角的大小因地理位置不同而有差异。

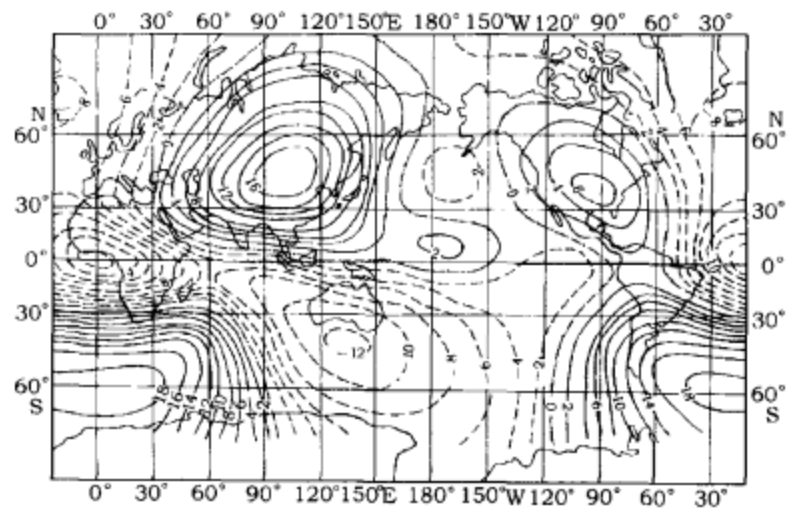
【地磁图】 geomagnetic map　表示某地磁要素在地面上分布规律的该要素的等值线图。它是根据区域内各地磁台和地磁测点的观测数据编绘的。常用的有磁偏角、磁倾角、垂直分量及水平分量等几种地磁图。因地磁要素的数值是逐年变化的，因此，地磁图隔若干年要重新编绘一次。地磁图上一般都注明编绘图件的时间及各要素的年变化率曲线，以便归算到某个统一时间的地磁要素准确值。

【地磁场等值线图】 isomagnetic chart　在地图上将地磁场某一要素数值相同的各点连接起来所构成的平滑曲线图，即为此要素的等值线图。如总强度等值线图、垂直强度等值线图及等偏线图等。等值线图可按不同需要以不同比例尺绘制，如全球性的等值线图、区域性的等值线图等；也有不同类型的等值线图，如非偶场等值线图、区域异常等值线图等。等值线图上的数值是指同一时刻的数值，因此必须将不同时间观测的结果换算到同一时间上。某个年代世界地磁图上的地磁要素数值是指这一年七月一日零点的数值。世界地磁图每五年更新一次。

【地球基本磁场】 geomagnetic main field　地球偶极磁场与非偶极磁场比较稳定，变化很缓慢，并且构成了地磁场的主要部分，故将二者之和称为地球的基本磁场。

【地球偶极子磁场】 geomagnetic dipole field　地磁场与一个地心磁偶极子所产生的磁场非常接近，故常把地磁场近似地作为磁偶极子（即假设地球为一均匀磁化球体）产生的场，称为地球偶极磁场。据 1970 年测算的结果，偶极子的磁矩为 $M = 7.98 \times 10^{22}$ 安·米^2。地磁北极位于 $\varphi_0 = 81°5N, \lambda_0 = 86°8W$；地磁南极在 $\varphi_1 = 75°1W, \lambda_1 = 119°3E$。地球偶极磁场也常称为**地心偶极子场**。

【非偶极子磁场】 non-dipole magnetic field　又称**剩余磁场**（residual geomagnetic field）。从地球磁场中减去偶极磁场，剩下的磁场称为非偶极磁场。非偶极磁场的成因主要与地球内部构造的横向不均匀性有关。一般认为，在地幔和地核边界附近存在着物质对流运动，形成涡电流，从而产生非偶极磁场。剩余磁场在广大地区内出现，由于它的分布与大陆关系密切（见图），故又称**大陆磁场**（continental magnetic field）。



1965 年代非偶极磁场垂直分量等值线图
实线表示正值；虚线表示负值；单位 μT

【地球变化磁场】 variation of geomagnetic field　起源于地球外部并叠加在基本磁场上的各种短期的变化磁场。变化磁场可分为两大类：①来源于电离层中的各种电流体系，如（太阳）静日变化（S_q）、太阴日变化（L）等。它们的变化较有规律，且一直存在，称地磁场的平静变化；②来源于太阳辐射的粒子流及其在电离层内外形成的各种短暂的电流体系，如干扰太阳日变化（S_D）、短周期变化或称地磁脉动（P）、磁暴时变化（D_{st}）、湾扰（B）、钩扰（C_t）等。它们往往是突然发生的，故称地磁场的干扰变化（磁扰）。

【地磁场长期变化】 secular variation of geomagnetic field　地磁场各种要素年均值的逐年变化。其定义为：两个年代 t_1 与 t_2 的某地磁要素年均值 F_1 与 F_2 的差值与年数之比：

$$\frac{\Delta F}{\Delta t} = \frac{F_2 - F_1}{t_2 - t_1}$$

这就是该要素在 $t = (t_2 + t_1)/2$ 年代的长期变化。许多地磁台上各地磁要素的年均值均有缓慢而明显的逐年变化。这些要素不仅数值有变化，而且方向也有变化。这种情况反映出地磁场的长期变化不是个别台站的现象，而是全球性的。它既包含了偶极磁场的变化，也包含了非偶极磁场的变化，其起源主要在地球内部。其中非偶极磁场的变化是长期变化的主要部分。

【地磁静日变化】 geomagnetic daily quiet variation　符号为 S_q，以一个太阳日为周期依赖于地方太阳时的平静变化。各地磁要素日变化的一般规律是白天变化大，夜间变化小。地磁赤道以北地区，偏角变化在早晨有一个极大值，午后有一个极小值，而垂直分量变化的显著特点是中午有一个极小值；地磁赤道以南地区，情况则恰恰相反。它们的变化幅度在地磁纬度 ±30°处最大。水平分量的变化在地磁纬度 ±30°以内有一个中午极大值，在 ±30°以外有一个中午极小值，变化幅度在赤道上最大。日变化幅度还随季节而异，一般夏季大，冬季小；但变化的形态没有显著的差别。磁静日变化是电离层中电流体系及其在地球内部感应电流二者所产生的，所以日变化的特征主要由电离层中电流体系的分布情况所决定。由地球内部感应电流所产生的日变磁场与地壳、地幔的电阻率有关：电阻率大，则感应电流小，磁场小；电阻率小，则感应电流大，磁场大。地球应力场的变化会引起地下电阻率的变化，从而影响日变磁场的正常变化。所以仔细分析地震地区日变磁场的变化形态，对地震预报可能提供一种参考数据。

【地磁脉动】 geomagnetic pulsations　地磁场的各种短周期变

化。其周期范围一般为 0.2 ~ 1000 秒，振幅一般为百分之几到几十个纳特。地磁脉动可分为两大类：①连续脉动，形状为正弦型或近似正弦型，振幅较稳定，持续时间可达数小时；②不规则脉动，其振幅逐渐衰减，类似于阻尼振荡，可持续几分钟到几十分钟。地磁脉动的周期很短，只能在地壳上层产生感应电流，因此研究地磁脉动可以帮助了解地壳上层的电导率分布。地磁脉动的成因复杂多样，不再叙述。

【地磁活动性】 geomagnetic activity　地磁场的干扰变化的程度。由于地磁场的干扰变化往往是突然发生的，所以探讨地磁活动性的规律，在通信及军事上有很大的意义。又因地磁场的干扰变化与太阳表面辐射出来的带电粒子流有密切的关系，因此，研究地磁活动性可以间接地研究太阳活动的规律以及地球周围空间磁场的变化规律。也有人试图从地磁场活动性的研究进行地震预报。

【磁暴】 magnetic storm　全球同时发生的地磁场的强烈扰动，持续时间可达十几小时至几天。它是由太阳活动所引起的，当太阳喷射大量带电粒子进入地球空间时，将引起地磁场的强度和方向发生急剧而不规则的变化。磁暴发生时，两极地区的磁场扰动最大，也常伴有电离层扰动和极光出现。电离层扰动可使通信所用的无线电波不能正常折回地面；情况严重时，短波无线电通信甚至完全中断，罗盘磁针的指向也甚至受到影响。可分为弱磁暴(150 ~ 300 纳特)，大磁暴(300 ~ 500 纳特)，强磁暴(大于 500 纳特)。变化过程可分为初始期、主相期和恢复期。

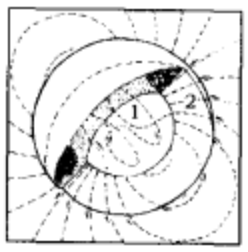
【磁湾】 magnetic bay　一种形如海湾的地磁变化，磁湾一般出现在地方时间零时左右，若开始时水平分量减少则称负磁湾，反之称为正磁湾。磁湾持续时间一般为 1 ~ 2 小时，变化幅度为几十个纳特。

【雷电】 thunderstorm　也是大地电磁场的重要成分，由一系列高频脉冲组成，由于其频率太高，常常干扰大地电磁测量。

【地震磁效应】 seismo-magnetic effect　某些磁性物质受到压力作用会产生磁性变化，受到磁场作用会发生形变，称为压磁效应和磁致伸缩现象。此外，温度变化也会引起磁性物质的磁性发生变化，称为热磁效应。在大地震发生前后，由于地下物质受到压力变化或温度变化的影响，物质的磁性发生了变化，并反映为局部地磁场的异常变化。因此，利用这种变化有可能预测大地震。这种同地震的孕育和发生相联系的局部地磁场的变化称为地震磁效应。为了提取地震磁效应必须消除外空电流体系变化对地磁场的影响，通常用两个或两个以上地磁台(按不同的磁经或磁纬选取)资料相减的办法，来分析地震磁效应的“信息”，进行预报地震。

【压磁效应】 piezomagnetic effect　岩石或矿物在压力作用下，其磁化率或剩余磁化强度发生变化的现象。反之，由此可以了解地壳岩石受力情况及其变化。

【发电机假说】 dynamo hypothesis　解释地球基本磁场成因的一种假说。假说认为，在地球的外核中导电流体介质存在热对流，又由于某种原因在地球所在空间存在偶极磁场，则导电流体在磁场中运动就产生感应电流。这跟一般的发电机工作原理相仿，故称发电机假说。这种感应电流所产生的磁场可用来解释一些地磁现象。地球发电机结构可如图表示。



地球发电机结构
1. 导电体流体的运动；
2. 磁力线

【磁变仪】 geomagnetic variometer　连续记录地磁场变化的仪器。磁变仪只能记录磁场的变化，不能记录它的绝对值，所以安装磁变仪的地磁台大多配备有绝对地磁测量仪器，以定出磁变仪的基线值。磁变仪一般分为记录磁偏角的、垂直分量的和水平分量的三种。正常磁变仪的格值(仪器灵敏度的倒数)一般为 2 ~ 5 纳特/毫米和 0.5 角分/毫米，记录滚筒转速为 20 毫米/时，记录方式一般为光记录。

【地电场】 geoelectric field　主要指地表及地球内部存在的电场。它主要由大地电场和自然电场两部分组成。地电场的强度与地下矿物资源分布、岩石受力状况有关，因此对找矿及预报地震具有重要意义。

【自然电场】 spontaneous electric field　地电场的重要组成部分。它由各种岩石的接触电位差、金属矿物的氧化还原电势、地下水与河水流动产生的过滤电势等所产生。这类电场的分布范围较小，强度在几十毫伏/千米到 1 伏/千米之间，矿区及山坡丘陵地带表现得较为强烈。

【大地电场】 telluric electricity field　由电离层 E 层(高约 100 千米)中的电流体系在地下感应产生的电场。它是地电场的主要组成部分。大地电场强度在地面上随时间、地点而异。它的变化周期有 11 年、1 年、1 月、24 小时、12 小时、8 小时、6 小时以及更短的周期；幅度一般以毫伏/千米计算。陆地平均场强为 20 毫伏/千米，海洋为 0.4 毫伏/千米，中纬度地区不超过 10 毫伏/千米，南北极可达 1100 毫伏/千米。当极光出现时，大地电场变化剧烈。

【大地电磁场】 magnetotelluric field　指地球天然电磁场中随时间变化的电场和磁场，其周期范围极宽。它们是由地球外部原因所引起的，即由太阳不断射出的粒子流与电磁辐射在地球周围空间所引起的电磁效应所形成的。大地电磁场可分为电磁暴、电磁日变、电磁脉动和雷电等几种形式，它们是大地电磁测深等方法的场源。由于大地电磁场的场源与地质体相比可以认为是无限大，因此一般将大地电磁场看成是从高空向地面垂直入射的平面电磁波，从而使复杂的场源问题大大简化。在利用周期大于 2500 秒的电磁场研究地球的深部结构时，就必须考虑场源的尺寸和地球的形状。

【大地电磁阻抗】 magnetotelluric impedance　为了研究均匀各向同性大地介质的电阻率和地面大地电磁场测量值之间的关系而引入了大地电磁阻抗的概念。它的定义是：在地学断面某处的大地电磁阻抗(Z)是指该处电场强度(E)和磁场强度(H)的比值，即 $Z = E/H$。大地电磁阻抗的单位为

$$[Z] = \frac{[E]}{[H]} = \frac{\text{伏/米}}{\text{安/米}} = \text{欧姆}$$

【标量大地电磁阻抗】 scalar magnetotelluric impedance　在水平均匀各向同性介质中大地电磁阻抗与测量轴的方位无关，因此称为标量大地电磁阻抗。

【张量大地电磁阻抗】 tensor magnetotelluric impedance　在水平各向异性介质中阻抗与测量轴的取向有关，阻抗不再是一个标量，而是张量。因此，称之为张量大地电磁阻抗。

【E-极化】 E-polarization　因电磁波是横波，变化的电场分量与磁场分量相互垂直、相互激发，能量相互转换而向前传播。从高空垂直入射到地下的平面电磁波在二维地电断面的情况下，均可分解为两组独立的电磁场。假定 Y 轴为构造走向方向，X 轴为倾向方向，则可分解为电场沿走向方向的 E_y、H_x、H_z 以及磁场沿走向方向的 H_y、E_x、E_z 两组，前者称为 E-极化或**横磁极化**(transverse magnetic polarization，TM)；后者称为H-极化(H-polarization)或**横电极化**(transverse electric polarization，TE)。因此，大地

电磁测深在二维地电断面情况下，每个测点上有两条测深曲线，一条是E-极化测深曲线 ρ_{TM}，另一条是H极化测深曲线 ρ_{TE}。

【静态位移】 static displacement 由于地下浅层电性的不均匀，引起大地电磁测深曲线 ρ_{TE} 与 ρ_{TM} 曲线发生平行移动，而相应的相位曲线却基本保持一致，这就是所谓的静态位移。对平移了的曲线进行解释，会得出错误的结论，因此要做静态校正。

【大地电磁测深】 magnetotelluric sounding 以天然电磁场为场源研究地下电性结构的方法。当天然电磁场以平面波形式垂直射入地下介质中而传播时，在不同介质的分界面上发生反射与折射作用，这时地面上电磁场的观察值将包含地下介质电阻率的分布信息。虽然电场和磁场是随时间同步变化的，但是它们的比值(阻抗)是不变的，因此消除了大地电磁场随时间变化的影响。测量地表任意点上不同频率的电场和磁场的比值，就可以了解地下的电性结构。由于电磁场的趋肤效应，不同频率电磁场的信号具有不同的穿透深度，因此研究大地对大地电磁场的频率响应，能获得地下不同深度介质的电阻率信息。大地电磁测深所使用的大地电磁场频率范围一般为 $10^2 \sim 10^{-3}$ 赫[兹]，勘探深度可从几十米到数百千米，高频反映浅部，低频反映深部。大地电磁测深常用于地壳与上地幔结构的研究、沉积盆地的探测、普查油气田远景区、普查勘探地热田、寻找水源和良导性矿产，还用于地震预报等。该方法不需人工场源，不受高阻层屏蔽，对低阻层有较高的分辨力。

【远参考大地电磁法】 remote reference magnetotelluric method 在相距数千米的两个测点上同时进行大地电磁场测量，将一处的磁场 H_x，H_y 作为远参考场，分析另一处的观测数据，只要测点电磁场的噪音与远参考场的噪音彼此无关，将电、磁场傅氏分析的关系式与远参考场磁场分量相乘，求各个互功率的平均值，就能得到不受噪声偏畸影响的阻抗张量估算值。

【电磁阵列剖面法】 electromagnetic array profiling method 电磁阵列剖面法是在常规大地电磁法的基础上发展起来的一种方法，它可以压制由表层不均匀给大地电磁测深曲线造成的干扰。野外数据采集是采用基站与测站同时观测的方法。基站选在地形平坦、构造简单、位置适中的地方。基站上测量电磁场的 E_x，E_y，H_x，H_y，H_z 五个分量。测站沿测线布置，电偶极子沿测线首尾相接连续布置，一个测站可同时测量几个或几十个(取决于仪器的能力)电偶极子沿测线的电场分量。测量时基站与测站必须保持同步记录，才能把基站的磁场用于计算测站的阻抗张量。

【大地电磁剖面法】 magnetotelluric profiling method 它是由大地电磁测深派生出来的方法，根据预期的探测深度选出一个或几个固定的频率，沿剖面同步测量电场与磁场，并求出它们的比值。用于研究地下电性沿剖面的横向变化。

【音频大地电磁测深】 audio magnetotelluric sounding 工作方法与常规大地电磁测深相同，只是使用的频率范围不同，频率范围从几赫兹到数千赫，探测深度较浅。主要用于热田勘探与金属矿勘探。

【大地电流法】 telluric method 观测由天然交变电磁场在地下产生的大地电流的变化来研究和探测地质构造和矿产的一种方法。大地电流的分布范围广及整个地球，但其场强很小(通常在中纬度地区小于10毫伏/千米)。大地电流密度的振幅和方向随时间变化，且有近似的周期性存在。大地电流密度的分布与地质体的电性有密切关系，高电阻率地质体排斥大地电流，而低电阻率地质体吸引大地电流由其中通过。在某一瞬间在几十到几百千米范围内，大地电流密度的振幅和方向保持不变，只受地下地质体导电性的影响。在基点和测点上同时连续观测大地电流场的变化，根据测点与基点大地电流场的相对变化，就可以反映出地下电性的分布特征。

【地磁差分测深】 differential geomagnetic sounding 地磁差分测深由法国地球物理学家J. Monier教授20世纪60年代提出。利用地球磁场短周期扰动，包括脉动和磁暴，按阵列方式和同步技术，观测地球变化磁场的北向分量、东向分量的变化，获取异常地质域观测站相对于正常地质域参考站之间变化磁场差分和异常值。研究变化磁场异常幅值和相位的空间、时间和频率特性，研究变化磁场异常的局部感应效应或大范围的感应通道电流效应属性，对不同地区或不同时间确定的电导率异常反映的通常是张性的地质构造，是否属于同一大地构造网络体系给出判断。它在地壳深部构造研究和资源、工程勘查中有重要应用价值，其方法技术系统在电磁法勘查中有重要的学术意义。

【线性极化和时间同一律】 linearly polarized and same dependence temporal 变化磁场异常不同分量之间存在线性极化关系：$\Delta H_{i0}(t) = \lambda_i \Delta D_{i0}(t)$。变化磁场异常相同分量之间存在时间同一律：$\Delta H_{i0}(t) = \mu_{ij} \Delta H_{j0}(t)$。因而变化磁场异常向量 $\bar{H}_a(p,t)$ 可分离为时间变量 $R(t)$ 和空间变矢 $\bar{h}_a(p)$ 的乘积：$\bar{H}_a(p,t) = \bar{h}_a(p) \cdot R(t)$，意味着变化磁场异常的原因并非局部电磁感应。

【最优感应方向】 most effective direction for induction 正常地质域参考站所测得的变化磁场等效于天然施感场。当异常地质域沿某方向作阵列分布的若干观测站所测得的变化磁场异常与施感场间存在最大相关关系时，这时施感场方向为最优感应方向。在天然电磁场探测中称为最优极化方向(most effective direction for polarization)，其重要意义在于能提供较高的分辨灵敏度。

【通道电流效应】 channelling pseudo-static currents effect 大范围的如沉积盆地或海洋的感应电流，沿狭长的电导率异常带构成电流回路的似稳电流效应，称为通道电流效应，其变化磁场异常具有线性极化和时间同一性规律。地球的电性结构由地壳不均匀层、岩石圈高阻层、软流圈高导层三部分组成，电流通道的分布可构成三维的电路网络，对应大地构造体系，可借助于通道电流的发现加以探测。

【变化磁场异常】 geomagnetic variation anomaly 某观测站的变化磁场相对于参考站出现差分变化的数值用参考站约化后，一般大于0.15，即可认为出现变化磁场异常。

【电导率异常】 conductivity anomaly 地磁差分的变化磁场异常显示的不均匀电性结构中高电导率的分布，称为电导率异常。

【海岸效应】 coastal effect 海洋中感应的电流沿海岸线环流所造成的变化磁场异常，其方向与海岸线正交，其数值随远离海岸而衰减的现象称为海岸效应。孤岛效应与此类似。

古地磁学

【古地磁学】 paleomagnetism 利用岩石与古代文物的磁性研究各地质年代、史前及史期的地球磁场的性质、变化及其与地球演化过程之间关系的学科。它的研究内容和应用范围主要包括三个方面：①地磁学方面，通过对各个地质年代古地磁资料的研究，了解地磁场的演变历史和规律，并为地磁场起源的理论和长期变化的机制提供资料依据；②岩石磁学方面，研究岩石和矿物在地磁场中的各种磁化过程和剩余磁化强度的特征以及它们与地磁场、岩石结构及其所处的外界条件(如温度、压力等)的关系，从而为古地磁学的研究和磁法勘探成果的解释提供理论依

据;③在地质学上应用研究方面,通过对不同地质年代岩石磁性的研究,可进行地层对比,尤其对缺少化石的沉积岩和火成岩具有更重要的意义。通过同一时代的地层各部分岩石剩余磁化强度方向的对比,可以探讨岩石的构造变动情况,为解决某些地质构造问题提供论据。此外,地质年代中地磁极运动的资料,对研究气候带的变迁、纬度的变化等古气候、古地理问题具有重要的意义。古地磁学是20世纪50年代以来新兴的一门学科,发展较快。近几十年来,根据海洋磁测和古地磁场倒转资料对海底扩张的研究,有力地推动了板块构造学说的发展,从而引起了对古地磁学的普遍重视。

【古地磁】 paleomagnetism 相对现代地磁而言。特指过去地史时期中的地磁。

【考古地磁学】 archaeomagnetism 古地磁学的一个分支。利用史前时期和有史以来各时期的文物,如陶瓷、砖石等,在烧结时获得的热剩余磁化强度,研究古代地磁场及其长期变化。通过对文物的热剩余磁化强度的研究,确定文物的时代。因为它与考古发掘及鉴定工作有较密切的联系,故称考古地磁学。

【磁性地层学】 magnetostratigraphy 地层学的一个分支学科,是古地磁学在地层学中的具体应用。通过岩石天然剩余磁性的测定,求出地磁场的极性变化来研究地层。与现在地磁场方向一致的极性为正向,方向相反的为反向,在整个地史中把正向和反向按先后顺序排列起来,即成地磁极性年表。从第四纪前推到新近纪后期(最近450万年间)的地磁场倒转表,按顺序已划出4个极性时:布容正向极性时,松山反向极性时、高斯正向极性时,吉尔伯特反向极性时。一个磁性地层极性单位称为磁性地层极性带,以极性反转面或极性过渡带作为界线。磁性地层单位又可分为不同的级别(见后)。这一新兴学科已得到迅速发展,经过进一步深入研究,定能在地层学研究中发挥重要作用。

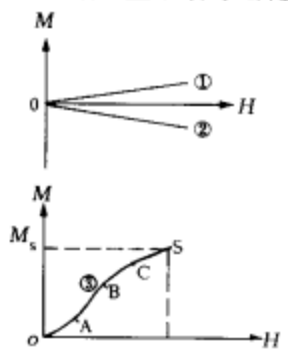
【岩石磁学】 rock magnetism 按照磁学特性,自然界的矿物可以分为铁磁性的、顺磁性的和抗磁性的矿物。研究岩石和矿物所获得的磁学性质的学科称岩石磁学。它与古地磁学具有十分密切的联系。岩石和矿物所获得的磁性与它们所含的铁磁性物质的成分及外界磁场有关。岩石磁性的研究对磁法勘探和对地壳物质组成的研究都具有重要意义。

【磁化】 magnetization, magnetized 在外磁场作用下,顺磁性物质中原子磁矩以及铁磁性物质中的磁畴磁矩从不同方向转到磁场方向或接近磁场方向,因而物质对外显示出磁性,这种过程称为磁化。

【磁化强度】 magnetization 反映物质磁化状态(磁化的方向和程度)的物理量。它具有一定的大小和方向。其定义是单位体积内各个原子磁矩或磁畴磁矩的矢量和。例如在铁磁性物质内取一宏观体积元 ΔV,在这个体积内包含大量的磁畴。当此物质被磁化后,用 $\sum \boldsymbol{m}_{\text{磁}}$ 代表 ΔV 内所有磁矩的矢量和,则磁化强度矢量可表示为

$$\boldsymbol{M} = \frac{\sum \boldsymbol{m}_{\text{磁}}}{\Delta V}$$

【磁化曲线】 magnetization curve 表示磁化强度与磁场关系的曲线。抗磁性物质和顺磁性物质的磁化曲线均为线性关系;铁磁性物质的磁化曲线则具有很复杂的形状(如图)。显然,铁磁性物质的磁化强度从起始时就很快地增加,然后达到饱和。不同的物质具有不同的饱和值 M_s。这个饱和值 M_s 随温度的升高而下降,当超过某一定温度 T_c(居里点)时,铁磁性完全消失,此时铁磁体便转变为顺磁体,其磁化曲线便成为直线。



磁化曲线
①顺磁性物质;②抗磁性物质;③铁磁性物质

【饱和磁化强度】 saturated magnetization 铁磁性物质的一个特性。铁磁性物质在外磁场作用下磁化过程如下:在初始磁化时,随着外磁场强度的逐渐增加,物质的磁化强度也不断增大;当外磁场增加到一定强度以后,物质的磁化强度便停止增加而保持在一个稳定的数值上,这时物质达到了饱和磁化状态。这个稳定的磁化强度数值就叫做这个物质的饱和磁化强度。不同种类的铁磁性物质,饱和磁化强度的数值也不同。

【永久磁性】 permanent magnetism 某些铁磁性材料制成的磁性体,经外磁场磁化再除去外磁场后,还能对外界产生较强的恒定磁场,称永久磁场。这种除去外磁场之后,磁性体所具有的磁性称永久磁性。

【剩余磁性】 remanent magnetism 铁磁性物质受到外磁场的作用而磁化成为一个磁体。当把这个外磁场去掉以后,整个磁体的磁化强度并不完全消失,而保留下来一部分,这部分保留下来的磁化强度叫做剩余磁化强度。物质通过这样的过程获得的磁性叫做剩余磁性。

【天然剩余磁性】 natural-remanent magnetism (NRM) 指岩石和矿物生成以来所具有的磁性。

【天然剩余磁化强度】 natural remanent magnetization(NRM) 矿物和岩石都有不同程度的磁性,这种磁性是在自然界中获得的,称天然剩余磁性,其强度称为天然剩余磁化强度。它是由原生磁化强度与次生磁化强度组成。某些情况下,原生剩余磁性是岩石在形成时获得的磁性,它的磁轴沿着当时的地磁场方向。通过天然剩余磁性的研究,可以确定古代地磁场的方向和强度。天然剩余磁化强度有:热剩磁、沉积剩磁、化学剩磁、黏滞剩磁、等温剩磁、无滞剩磁、压剩磁、冲击剩磁等。

【原生剩余磁性】 primary remanent magnetism 岩石中含有的铁磁性矿物,在其生成过程中获得的剩余磁性称原生剩余磁性。岩石原生剩余磁性的方向反映了岩石生成时期的地磁场方向,它是古地磁学研究的基本依据之一。

【热剩余磁性】 thermoremanent magnetization (TRM) 铁磁性物质在外磁场作用下所产生的磁性,历经地质变动后,尚能保留一部分磁性。这种磁性称为剩余磁性。在常温条件下,即使外磁场非常大,剩余磁性也并不很大。但在物质由超过居里点的高温条件下冷却时,虽然外磁场不很强,也可能保留下来很强的剩余磁性,甚至比常温条件下形成的剩余磁性高几十到几百倍。这种由高温条件下冷却而形成的剩余磁性称为热剩余磁性或称**温差顽磁性**。火成岩往往具有较大的热剩余磁性。

【等温剩余磁化强度】 isothermal remanent magnetization (IRM) 岩石(或其他磁性材料)在外磁场作用下所获得的磁化强度是表示岩石磁化程度的物理量。如果在岩石获得磁化的整个过程中温度保持不变,这种磁化过程就叫等温磁化过程。在等温磁化过程中获得的剩余磁化强度称等温剩余磁化强度。

【碎屑沉积剩余磁化强度】 detrital remanent magnetization (DRM) 在形成沉积岩的沉积过程中,其中铁磁性矿物碎屑沿着当时地磁场的方向作定向排列。当沉积物固结成岩后,这种定向排列就会保留下来。成岩矿物所保留的剩余磁化强度,就叫做碎屑沉积剩余磁化强度。利用沉积岩进行古地磁研究,碎屑沉积的剩余磁化强度是其主要依据。

【化学剩余磁化强度】 chemical remanent magnetization(CRM) 又称**结晶剩余磁化强度**(crystallization remanent magnetization)。一

个无磁性的矿物，由于它的化学成分或结晶状况起了变化，成为磁性矿物，再受磁场作用后获得剩余磁性，称化学剩余磁性。它在古地磁中常被视为干扰因素。表示化学剩余磁性强度的物理量，称为化学剩余磁化强度。另一方面，当铁磁体从溶液里结晶或再结晶时，也会产生化学剩余磁性，许多变质岩和沉积岩都可能具有结晶剩余磁性。尼尔(Neel)曾提出热剩磁的单畴(single domain)理论来解释岩石的结晶剩磁。

【黏滞剩余磁化强度】 viscous remanent magnetization (VRM) 当岩石(或其他磁性材料)在外磁场作用下磁化时，在一定条件下其磁化强度随外磁场作用时间的持续而不断增大，这种效应叫做磁黏滞效应，由于作用时间延长所增加的剩余磁化强度，叫做黏滞剩余磁化强度。磁黏滞效应的另一个表现是，当岩石获得剩磁后，它的剩余磁化强度将随时间而衰减，这种现象称磁化黏滞衰减。磁黏滞效应在古地磁研究中应特别注意，磁黏滞衰减会使岩石原生剩余磁化强度减弱，而次生的黏滞剩磁又作为一种干扰因素叠加在原生剩磁上，从而改变岩石剩磁的方向。另一方面也可根据岩石原生剩磁的黏滞衰减程度，研究岩石年龄。

【磁黏滞衰减】 magnetic viscosity decay 实验证明，铁磁体在磁场里滞留的时间和磁场消失后所经过的时间，对正常剩余磁化强度会产生非常重要的影响，特别是在弱磁化磁场的情形下更显著。岩石在一定的温度和一定的磁场中磁化时，它的磁化强度随着磁场作用时间的延长而增加(与时间的对数成正比)，在磁场中长期滞留后产生的剩余磁化强度，称黏滞剩余磁化强度。如果岩石得到初始磁化，则在磁场消失后，磁化强度随时间的推移而衰减(也和时间的对数成正比)。这两种现象统称磁黏滞效应，而后者又称磁黏滞衰减。因为任何岩石在漫长的地质时期中都或多或少地受到黏滞剩磁的影响，故它在古地磁研究中必须考虑。尼尔(Neel)曾提出热骚动作用可越过磁畴势垒的理论，用以解释岩石的磁黏滞现象。

【非磁滞剩余磁化强度】 anhysteretic remanent magnetization (ARM) 铁磁体在交变磁场中退磁，同时又受到一个恒定外磁场的作用，当交变磁场的振幅缓慢而连续地减小至0时，铁磁体所获得的磁化强度，叫做非磁滞剩余磁化强度。在古地磁研究中，特别是在交变磁场退磁的稳定性试验中，它是一种干扰因素。

【磁稳定性】 magnetic stability 岩石能够保持原生剩余磁化强度的程度。岩石的原生剩余磁化强度，在地质年代中经历各种作用(热、磁、机械力的作用及化学变化等)后，它的数值将发生不同程度的变化。数值变化小的说明它的磁稳定性强，数值变化大的说明它的磁稳定性弱。只有磁稳定性强的岩石才适用于古地磁研究。鉴定岩石磁稳定性，有野外方法和实验室方法，前者是通过检查方位变动后的岩层或岩块各部位的剩余磁化强度在空间的取向来确定。如果剩余磁化强度的空间取向与岩石变动的方向一致时，则说明岩石的磁稳定性强。这是一种定性的方法，不能准确地、定量地鉴定岩石的磁稳定性。实验室鉴定，是使岩石的标本经受一些人为的影响后，根据它的磁化强度的变化程度，确定它的磁稳定性。

【化石磁性】 fossil magnetism 岩石的原生剩余磁性与古生物化石一样可以用来确定或对比地层的年代，因此，也有人把岩石的原生剩余磁性称化石磁性。

【古地磁场】 palaeomagnetic field 相对现代地磁场而言，特指过去地史时期中地球的磁场。

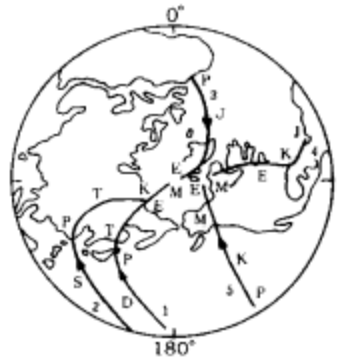
【古地磁极】 paleomagnetic pole 通过测量某一地质年代岩石的剩余磁化强度的方向所确定的该地质年代的地磁极位置。测量所用的一套岩石定向标本、数量及其时间在分布上应有一定的代表性。如果岩石标本在时间的分布上代表的阶段小于10^3年，则从地质时间尺度来看，它们的磁化强度方向只能反映瞬时的地磁场方向，据此定出的磁极称虚地磁极。但也有人把古地磁极就叫做虚地磁极，以区别于实测的现代地磁极。在求古地磁极时假定地磁场在地质时期也具有偶极子场形式，同时地磁极也像近期一样，在地理极周围不断变化，所以在约为10^3年的一段时间里所求得的古地磁极平均位置基本上代表了这一时期古地磁极的位置。上述假定已得到部分证实。



虚地磁极
1955年地磁极的位置
N＋地磁极；•虚地磁极

【虚地磁极】 virtual (imaginary) geomagnetic pole 测定古地磁极所用的一套岩石定向标本在时间分布上所代表的阶段小于10^3年时，定出的地磁极称虚地磁极。也有人把古地磁极叫虚地磁极。

【古地磁极移动】 paleomagnetic polar wandering 利用同一大陆块上的古地磁资料定出的古地磁极，在不同地质年代处于不同的地理位置，这种位置的变动叫做古地磁极移动。把这些磁极位置按年代顺序连成的曲线叫做磁极移动曲线。不同大陆的古地磁资料连成的磁极移动曲线不同，说明在地质时期中各大陆块之间发生了相对运动。



古地磁极移动轨迹
1. 欧洲；2. 北美；3. 澳大利亚；4. 印度；5. 非洲。S、D、P、T、J、K、E、M均表示地层时代

【磁极移动曲线】 curve of magnetic polar wandering 将过去不同时期地磁极移动的位置，按时间顺序连成的曲线。

【反向磁化】 reversed magnetization 在古地磁研究中已经发现，无论是沉积岩系还是火山岩系都普遍存在着与产地的现代地磁场的方向几乎完全相反的天然剩余磁化强度；而且在地质剖面的一定层位上极性方向互相交替地变化。它的磁轴方向接近于现代地磁场的磁轴方向，指向北方的称正向磁化，指向南方的称反向磁化。岩石反向磁化的起因有两种假说：一种叫自发反向假说，认为所有的反向磁化都可应用岩石被地磁场反向磁化的物理、化学过程来解释；另一种叫地磁场倒转假说，认为反向磁化是古代地磁场与现代地磁场方向相反的结果。从现代观点看来，局部发生自发反向是可能的，但同一时代全球规模发生磁化反向是难以理解的。理论上地球可以自己产生磁场倒转，根据古地磁资料推断，在地质年代中已发生过多次倒转。

【地磁场倒转假说】 hypothesis of reversals of geomagnetic field 地磁场倒转现象最初是在岩石剩余磁性测量中发现的。在解释这种现象时有人提出，岩石磁化方向与现在地磁场方向相反，可能是由于岩石形成时的地磁场方向与现在的地磁场方向相反的缘故。由于当时还不能完全肯定，所以叫做地磁场倒转假说。近年来大量的古地磁资料证明，在地磁场历史中，地球磁场的方向确曾多次发生倒转。根据电磁流体力学的地磁场成因假说，或其他地球物理过程的推测，只要形成地磁场的某种因素发生变化，造成某种不稳定，这种倒转的发生是完全可能的。此外，在天文

观测中也曾多次发现不少星体的磁场经常发生周期性的极性倒转现象。地磁场倒转现象的发现和证实,对探索地磁场成因极为重要。对倒转的详细机制尚在探讨中。

【地磁场倒转】 reversal of geomagnetic field 指地球磁场的方向发生180°的改变,也就是地磁两极的极性发生的倒转现象。对倒转的详细机制尚在探讨中。参见"地磁场倒转假说"。

【正向场】 normal field 在研究地史时期中地磁场的极性变化时,一般规定:凡与现代地磁场的分布方向相同(极性相同)的,为正向场;凡与现代地磁的分布方向相反(极性相反)的,称为反向场。

【反磁化】 reversed magnetization 岩石、矿石的剩余磁化强度的方向与现代磁场方向相反,其数值又大于感应磁化强度的现象称为反磁化。反磁化是产生地磁负异常的原因之一。

【倒转场】 reversed field 又称**反向场**。是与现代地磁场的分布方向相反(极性相反)的地史时期中的地磁场。

【极性巨带】 polarity megazone 国际地质科学联合会(IUGS)所属国际地层划分分会(ISSC)和地磁极性年表分会(SGPTS)联合制定的《磁性地层极性单位——国际地层指南》(1979)中推荐的、对应于地磁极性时间单位"极性巨时"的同级别的磁性地层单位。

【极性巨时】 polarity megachron 在地磁极性倒转的时间序列或地磁极性年表中,持续时间最长的最大一级的地磁极性时间单位(地质年代单位)。根据国际地质科学联合会(IUGS)的国际地层划分分会(ISSC)和地磁极性年表分会(SGPTS)于1979年共同制定的"极性巨时"的时间间隔为$10^7 \sim 10^8$年。但这一时间单位用得较少。

【极性超带】 polarity superzone 国际地质科学联合会(IUGS)的国际地层划分分会(ISSC)和地磁极性年表分会(SGPTS)于1979年共同制定的对应于地磁极性时间单位"极性超时"的同级别的磁性地层单位。

【极性超时】 polarity superchron 在地磁极性倒转的时间序列或地磁极性年表中,较之极性巨时次一级的地磁极性时间单位。根据国际地质科学联合会(IUGS)的国际地层划分分会(ISSC)和地磁极性年表分会(SGPTS)于1979年共同制定推荐的"极性超时"的时间间隔为$10^6 \sim 10^7$年。这一时间单位比较常用。

【极性带】 polarity zone 《磁性地层极性单位——国际地层指南补充章节》(1997)中推荐的、对应于地磁极性时间单位"极性时"的同级别的磁性地层单位。

【极性时】 polarity chron 在地磁极性倒转的时间序列或地磁极性年表中,较之"极性超时"次一级的地磁极性时间单位。1979国际地质科学联合会推荐的"极性时"的时间间隔为$10^5 \sim 10^6$年。这一时间单位用得最多。

【极性期】 polarity epoch 与"极性时"相当的旧用术语,现已废弃不用。

【极性亚带】 polarity subzone 1979国际地质科学联合会推荐的、对应于地磁极性时间单位"极性亚时"的同级别的磁性地层单位。

【极性亚时】 polarity subchron 在地磁极性倒转的时间序列或地磁极性年表中,较之"极性时"次一级的地磁极性时间单位。1979国际地质科学联合会推荐的"极性亚时"的时间间隔为$10^4 \sim 10^5$年。这一时间单位也比较常用。

【极性事件】 polarity events 又称**倒转事件**(reversal events)。与"极性亚时"相当的旧用术语,现已废弃不用。指地史时期地磁场极性倒转变化中时间短暂的变化,一次持续的时间只有$10^4 \sim 10^5$年左右,在地磁年表中的松山倒转期(现称松山倒转极性时)就包括有贾拉米洛、吉尔萨、奥尔都维等极性事件(现称×××极性亚时)。

【极性微带】 polarity microzone 1979国际地质科学联合会推荐的、对应于地磁极性时间单位"极性微时"的同级别的磁性地层单位。

【极性微时】 polarity microchron 在地磁极性倒转的时间序列或地磁极性年表中,较之"极性亚时"又次一级的地磁极性时间单位。1979国际地质科学联合会推荐的"极性微时"的时间间隔为$10^3 \sim 10^4$年。但这一时间单位用得也较少。

【地磁漂移】 geomagnetic excursion 又称**地磁极性漂移**(geomagnetic polarity excursion) 在地磁场变化的历史中,有时其方向虽也会发生很大的变化,甚至可达到180度的完全转向,类似极性倒转那样,但其持续时间较短,一般在10^3年以下,这类变化称为地磁漂移。如果这类变化能被岩石记录下来便可为地层对比提供一种更为敏锐、更为精确的对比标志。但由于它的持续时间过于短暂,以至往往在许多地层剖面中被"漏记",或在实验室测量中检测不到,也可能由于在野外采样时因采样密度不够而被"漏采"。

【吉尔伯特反向极性时】 Gilbert reversed polarity chron 又称**吉尔伯特倒转极性时**。在地磁极性变化的历史中,距今523万年至332万年这一段时期中,地磁场以反向极性为主,因此在地磁极性年表中的这一时间间隔定为反向极性时,并以对地磁学研究有过重大贡献的英国科学家吉尔伯特(Gilbert)的名字来命名。

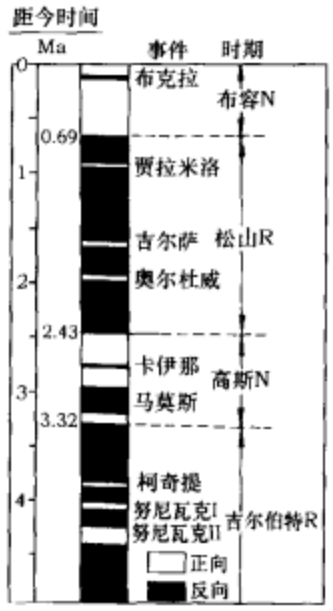
【高斯正向极性时】 Gauss normal polarity chron 又称**高斯正常极性时**。在地磁极性变化的历史中,距今332万年至243万年这一段时期中,地磁场以正向极性为主,因此在地磁极性年表中的这一时间间隔定为正向极性时,并以对地磁学研究有过重大贡献的德国科学家高斯(Gauss)的名字来命名的。

【松山反向极性时】 Matsuyama reversed polarity chron 又称**松山倒转极性时**。在地磁极性变化的历史中,距今243万年至69万年这一段时期中,地磁场以反向极性为主,因此在地磁极性年表中的这一时间间隔定为反向极性时,并以对地磁学研究有过重大贡献的日本科学家松山(Matsuyama)的名字来命名。

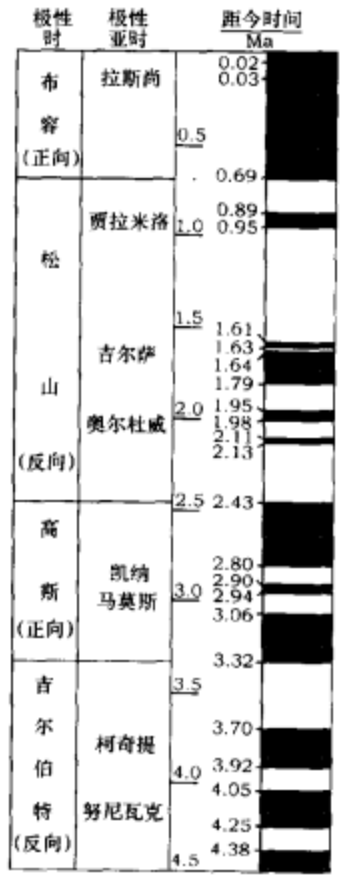
【布容正向极性时】 Brunhes normal polarity chron 又称**布容正常极性时**。在地磁极性变化的历史中,距今69万年至今这一段时期中,地磁场以正向极性为主,因此在地磁极性年表中的这一时间间隔定为正向极性时,并以对地磁学研究有过重大贡献的法国科学家布容(Brunhes)的名字来命名。

【地磁极性年表】 geomagnetic polarity scale 又称**古地磁年表**(paleomagnetic time scale)、**磁性地层年表**(magnetostratigraphic time scale)。根据地球磁场极性倒转具有全球性和同时性的特点,结合相应岩石的同位素年龄测定数据,编制成过去地磁场极性倒转的时间序列。利用该极性倒转的时间序列,比照所要研究地层中实测得到的正向、反向极性条带的分布情况,可以确定相应岩石的年龄和对比地层,起到"年表"的作用。由于不同地质时期地磁场的极性倒转所持续的时间有长有短,在一个长的以正向或反向极性为主的时期中,又有一些持续时间较短的极性倒转,因此又细分为一系列不同级次的地磁极性时间单位,如"极性巨时"、"极性超时"、"极性时"、"极性亚时"、"极性微时"等。目前比较系统、准确,又得到广泛公认并经常加以使用的是5百万年以来的地磁极性年表。该年表最初是由考克斯(A. Cox)于1969年编制的,并得到第24届国际地质大会地层学委员会下设的地磁极性年表小组委员会推荐,作为标准年表使用了许多年。

之后，该年表屡经修订，到20世纪70年代末期，由于采用了修正后的钾-氩同位素衰变常数，曼金宁(E. A. Mankinen)和道尔林普尔(G. B. Dalrymple)1979年对考克斯1969年编制的年表进行了重要的修订。最近，坎迪(S. C. Cande)和肯特(D. V. Kent)又对该年表中的一些年龄数据进行了进一步的修正(1995)，使得这一年表更为准确和完善(见图)。该年表中包括4个极性时，它们自老而新分别为“吉尔伯特反向极性时”、“高斯正向极性时”、“松山反向极性时”和“布容正向极性时”。这些极性时都是以在地磁学研究领域中做出过重要贡献的科学家的名字命名的。在每个极性时中，又都有一些持续时间较短的极性倒转，称为“极性亚时”。如在以反向极性为主的“松山反向极性时”中，就有贾拉米洛、吉尔萨、奥尔都维等正向极性亚时，而它们则是以最早发现这一极性倒转现象的地名来命名的。



地磁极性时间表
(据 A. Cox，经后人修订，1979)



地磁极性年表
(经 S. C. Cande and D. V. Kent 1995，重新修正)

【磁清洗】 magnetic cleaning 又称**退磁**(demagnetization)。岩石的天然剩余磁性通常是由原生剩余磁性和次生剩余磁性，如等温剩余磁性、黏滞剩余磁性等组成。次生剩余磁性在古地磁研究中是一种干扰因素，因其磁稳定性一般较原生剩余磁性弱，所以可通过一定的处理将不稳定成分除掉。这种处理过程称磁清洗。用外加磁场(恒定的或交变的)的方法处理时叫做磁法磁清洗，或简称磁清洗；用加热或低温方法处理时叫做热法磁清洗，简称热清洗；用化学方法处理时叫做化学磁清洗。磁清洗在古地磁工作中是一项重要的步骤，它直接影响测定成果的可靠性。因此，磁清洗技术的改进，也是古地磁研究的内容之一。

【化学磁清洗】 chemical magnetic cleaning 古地磁研究中用化学方法处理岩石磁性中的不稳定成分(干扰因素)的过程，称化学磁清洗。

【热法磁清洗】 thermal magnetic cleaning 古地磁研究中用加热或低温方法处理岩石磁性 中的不稳定成分(干扰因素)的过程，称热法磁清洗。

【居里点】 Curie point 又称**居里温度**。是铁磁性物质的一个重要特性参量。铁磁性物质有各种特性，如磁畴(铁磁性物质内自发饱和磁化的小区域)结构；磁滞现象(磁化强度的变化落后于外磁场的变化)；剩余磁化强度与饱和磁化强度等。当温度上升到某一温度时，铁磁性物质的这些特性全都消失，而呈现顺磁性，这个温度叫居里点或居里温度。不同的铁磁性物质的居里温度不同：如铁是769℃，镍是358℃，钴是1131℃等。岩石的居里点实际上是所含的铁磁性造岩矿物的居里点。如果一种岩石包含多种铁磁性矿物，它就具有几个居里点。因此，通过测定岩石的居里点，可以分析岩石所含铁磁性造岩矿物的种类和成分。

地 热 学

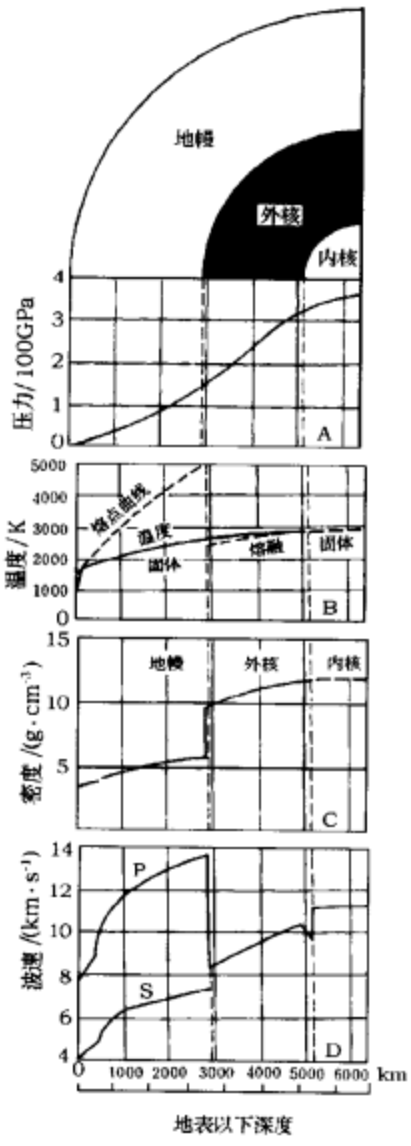
【地热学】 geothermics 是经典地球物理学的一个分支学科。研究内容涵盖三个方面。一是理论方面，探索地球的热状态和热历史，包括地球内热的时空分布、形成演变、传输聚散等，尤其着重研究地球内热的驱动－诱发机制，即内热在生成、传输、积聚和耗散过程中驱动壳幔物质的构造变形或运动，以及岩石圈深度内不同规模、不同形式构造运动诱发相应的热效应。由此可见，地热学是深部地质学，尤其是地球动力学研究的一项重要学科内容。二是应用方面，它将地球视为一个蓄存巨大热能资源的热库，重点研究地热资源的形成、分布、富集机制和相应的勘探开发方法及利用途径等；同时，深部热作用对矿藏、煤炭，尤其是石油和天然气的形成、聚集、迁移起着重要的控制和制约作用；另外，当金属、煤炭等矿产资源进行深层开发时，将面临矿井内高温热害，此时地热学的研究任务乃是阐明热害形成的机制及相应的对策。三是实验方面，包括现场的钻孔温度测量、一系列岩石热物理性质的实验测定，乃至实验仪器和装备的设计和研制等实验科学。这三个方面分别归属理论地热学，应用地热学和实验地热学三个学科分支的研究内容。

【理论地热学】 theoretical geothermics 重点探索特定地质体的壳幔热结构、深部热状态和岩石圈构造热演化的形成机理和控制因素等地学基础理论课题。应强调指出，理论地热学虽与其他地球物理学分支在地球物质的物性研究方面有共通之处，岩石传输热量的能力——热导率，可与岩石传输地震波的能力——波速，壳幔物质的密度、磁化率和电导率相比拟，但并未构成类似于波速场、重力场、磁场、电场等的物性场，而代之形成以温度为场量的热场(或温度场)。温度场具有环境场属性和动态演变两项特征。作为环境因素，温度变化不仅引起岩石热导率自身的增减，而且导致波速、密度、磁化率、电导率等物性参数作相应变化，说明热场既是综合地球物理场的组成部分，又与重、磁、电、震等物性场有别；就动态演变而言，地球内的热量总是从高温区向低温区以传导、对流和辐射三种方式作动态传输，它既可反映某特定时刻壳幔物质的温度分布结构和所处的热状态，又可追溯其一定的动态演化历史。可见理论地热学作为地球物理学的一个新学科分支，兼具物性场和环境场、静态展布和动态演变等双重特性，学科发展潜力巨大。理论地热学最基本的物理参数是热流密度(通常简称热流)，它是融热物性-热量-温度于一体的综合地热学参数。

【实验地热学】 experimental geothermics 为开展理论地热学和应用地热学研究所必需进行的热学领域野外测量和室内测试、鉴定和研究。其研究内容包括：一是野外钻孔温度测量及岩石热物性的现场原位测定。二是岩石热物理性质的室内实验测定：包括岩石热导率 κ(用于计算大地热流)；岩石(放射性)生热率 A(用于根据实测热流演绎壳幔温度分布)、岩石热扩散率 α(用于估算矿坑岩壁放热强度)、岩石体积热容 $c\rho$(其中 c 为比

热容，ρ 为密度，用于评估热储内静态赋存的地热资源）；同时还包括油气地热学中进行古热史推演时应用的镜质体反射率 R_0 和裂变径迹长度 L 两项镜下鉴定参数。三是室内外实验测量装备和仪器的配置：由于地热学尚是一门新兴的地质-地球物理学科，迄今尚缺乏标准化的地热测量仪器和装备。因此，仪器和装备的组装、设计、研制、标定自然成为实验地热学研究的重要组成部分。包括：①野外测温仪器的组装和室内标定装备的配置；②R_0 和 L 等参数镜下鉴定装备的配置；③κ、$c\rho$、A 等岩石热物性测定装置和仪器的设计和研制（参数 α 则按公式 $\alpha = \kappa/c\rho$ 计算求出）。其中 κ 是应用最广泛、也是最重要的岩石热物性参数，通常需建立多种仪器和装备加以测定，包括稳态和非稳态的室内岩石热导仪，以及用于现场测试的便携式原位岩石热导仪。四是岩石热物理性质及其他相关地球物理参数的高温高压试验：当开展壳幔深部热状态和热作用研究时，进行模拟原位高温高压岩石热物性测试是十分必要的；同时考虑到热场与地球物理场的紧密联系，岩石波速、密度、电性和磁性随温度（压力）的变化也可纳入实验地热学的研究范围。

【地球热状态】 thermal regime of the Earth　地球内部的温度状态，或称热体制。陆地上的平均地热梯度约每千米 25℃。大地热流现象主要受地壳和上地幔中 50 ~ 100 千米范围内热活动的控制。更深处的热状态，还只能根据地震、重力和大地电磁测深等地球物理方法，以及地球化学方法或借助于理论计算进行推论（见图）。根据地震资料得知，整个地幔是固体，因此，在地幔范围内的温度上限低于物质的熔点，但在 700 千米深处接近于熔点。外核物质处于流体状态，它的温度高于物质的熔点。由于温度在地幔和地核的界面上没有出现突然变化，因此外核的熔融现象可能是物质成分的变化。内核的温度，一般认为超过地幔温度 400 ~ 500℃。地心的温度不低于 2000℃，但也不超过 10000℃。关于地球内部温度分布的另一种推算结果是：100 千米（上地幔顶部局部熔融开始）1100 ~ 1200℃；400 千米（上地幔橄榄石-尖晶石相变带）1500℃；700 千米（尖晶石-FeO、MgO、SiO_2 相变带，上、下地幔界面）1900℃；2900 千米（地幔地核分界面）3700℃；5100 千米（内、外地核分界面）4300℃；6371 千米（地心）4500℃。



地球热状态

【瞬态热源】 transient heat source　就时间范畴来说为地壳浅部寿命比较短的热源。可分两种类型：一是高区域热流量，如果地壳上部几千米内足够破碎，它能促使流体对流，这种对流系统的寿命为 $10^3 \sim 10^5$ 年；另一为浅成侵入体，这类系统的寿命可长几百万年。

【壳下流】 subcrustal current　又称地球内部物质的热对流。地壳下面地幔物质的缓慢对流。一般认为这种热对流是由放射性元素衰变引起的，并且认为可能是影响地壳运动的基本因素。

【地温】 geotemperature　表示地下冷热的程度，称为地温或地球的温度，见“地热”。

【地热增温级】 geothermic depth　又称地温深度，是地热梯度的倒数。指地温每升高 1℃所增加的深度，以米/℃表示。

【地温梯度】 geothermal gradient　又称地热梯度、地热增温率。地球内部温度随深度的变化率，通常以℃/米表示或°C/100 米表示。地温梯度各地不同，海洋与大陆不同，不同类型的大陆也不同。一般讲地壳中地温梯度大，地幔中地温梯度小。

【地热异常区】 geothermal anomalous area　地热增温率大于平均地热增温率而有明显提高的地区，称地热异常区。

【地幔对流环】 mantle convection circle　地幔物质在深处热边层被加热，体积膨胀（或化学组成等其他原因），由于浮力而上升，到达上面的冷边界，遇冷密度增大而下沉，回到下面的热的边界，形成一个物质循环的运动。早期人们认为是一较规则的环形，即称为地幔对流环。实际上由于地球内部黏度、温度及物质的不均匀，物质形态很复杂。一般认为热柱相当于它的上升部分，俯冲带相当于下沉部分。

【大地热流密度】 density of terrestrial heat flow rate　过去简称为**热流**（heat flow），指单位时间内热量由壳幔深部垂直向上通过单位面积地球表面向大气层散发的热量，其单位为毫瓦/米^2，实质为地球表面的散热功率，具有深刻的深部地质和地球物理内涵。热流密度 $\boldsymbol{q}$ 为一向量，可示为

$$\boldsymbol{q} = -k\frac{\partial\theta}{\partial z}$$

式中：k 为岩石热导率；$\partial\theta/\partial z$ 为地温梯度，$\boldsymbol{q}$ 为向量，式中的负号表示它的指向与温度随深度递增的方向相反。在各向同性的均质体内 $\boldsymbol{q}$ 是垂直向上的；但在各向异性的非均质体内，$\boldsymbol{q}$ 的方向始终垂直于壳幔各深度层次的等温面直到地表。大地热流密度 $\boldsymbol{q}$ 总体上反映地质体所经历的受热历史以及壳幔深部现今的构造热活动强度。因此，与地质体的年代呈负相关，与其近代构造活动性呈正相关。如前寒武纪的稳定地质区小于 40 毫瓦/米^2，新生代造山带大于 80 毫瓦/米^2，某些现代裂谷带及大洋中脊带大于 100 毫瓦/米^2。全球的平均热流密度约为 63 毫瓦/米^2 ± 6 毫瓦/米^2，而海洋与大陆热流密度的平均值则大体相等。全球每年散逸到大气层的热量约为 10.9×10^{20} 焦，大大超过火山和地震活动所释放的总能量。

【地幔热流】 mantle heat flow　单位时间通过地幔与地壳界面的单位面积的热量。标准化名称是**地幔热流密度**（density of mantle heat flow rate）。一般用 q_m 表示，有时又称折合热流密度。地幔热流密度不能直接测量，需通过地表热流密度及地壳中放射元素的生热率 A 进行推算。可按下式计算：

$$q_m = q - \int_0^{z_{Moho}} A(z)\mathrm{d}z$$

式中：q 为地表热流密度，z 为放射性热源的深度。在同一热流省的地幔热流值 q_m 相同，因此，可以把热流省定义为具有相同地幔热流的区域。

【地表热流】 surface heat flow　大地热流密度虽是一项深部地球物理参数，但通常在近地表数百至数千米深的钻孔内测定，由此又称为**实测热流密度**。其公式为

$$q_0 = \overline{k}\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}z$$

式中：$\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}z$ 为温度呈线性递增段的地温梯度，摄氏度/千米(℃/1000m)，通常通过实测钻孔温度后计算求得；$\overline{k}$ 为相应线性梯度段内岩石的平均热导率，瓦/(米·度)[W/(m·℃)]，通常采集足够数量且具代表性的岩石样品进行室内岩石热导率测定后计算求得。在多数情况下，由 $\overline{k}$ 和 $\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}z$ 之乘积求得的 q_0 值可视为具代表性的实测地表热流密度；然而在某些特定条件下，实测热流密度需进行适当校正后才具有真实的地域代表性，其中最重要的为地形校正，以避免热流测点的近地表温度场受近距离内地形起伏的影响而扭曲从而丧失其深部代表性。如盆地区可导致热流汇聚，山区则引起热流发散等。

【深部热流】 deep heat flow 来自放射性层之下的热流。它包括下地壳和上地幔的热流。在热产生的指数模型中，下地壳产生的热流极少，因此深部热流实际是指地幔热流。

【热传导】 thermal conductivity 热通过固体在固体本身没有传递(即无对流)的条件下靠分子碰撞从高温区传向低温区的过程。系统内部的温度差将随着时间的推移而均一化。

【热对流】 thermal convection 对流是指可以变形的、依靠受热体部分发生相对位移而传热的介质的运动。对流分为自然对流和强迫对流。当一个热物体与某一气体或液体介质接触，使该气体或液体内部产生足够大的温度差时，气体或液体内部并开始自然对流过程。温度差导致密度差，从而导致流体流的形成。在强迫对流中，流体的输送需要外力。当气体或液体流过固体的表面，热量便通过这个表面进行传递。对流热流密度可用牛顿冷却定律表示：

$$q = h(\theta_s - \theta_g)$$

式中：θ_s 为固体表面的温度；θ_g 为气体或液体界面温度；h 为表面传热系数。

【传导型热流密度】 conductive heat flow 热量在壳幔介质中以传导、对流和辐射三种方式由高温处向低温处传递。与传导和对流相比，辐射的量级可忽略不计。纯传导型传热是以分子振动的方式传递热量，不伴随任何物质运动，是绝大部分稳定和相对稳定地质块体内占主导的传热方式，相应地在地表测得的大地热流密度(简称热流)即为传导型热流。陆区和海区实测的地表热流中大部分均属此类型，其热流值所反映的深度至少可达壳幔边界的莫霍面。

【对流型热流密度】 convective heat flow 指传导传热的同时伴随物质运动引起的传质传热。此时实测地表热流为包括对流组分的混合型传导－对流型热流，通常简称为对流型热流。导致对流组分得以形成的地质过程和物质运动大致可以分为三种不同的深度和规模层次，三者各有不同的地热-地球物理效应：①水热对流形成浅源型异常(对流型)高热流。例如在西藏羊八井高温热田的水热系统范围内测得的对流型异常高热流均大于100毫瓦/米^2，最高可达364毫瓦/米^2。热流异常的场源深度为近期上侵岩浆热源体的埋藏深度，变化于数千米至十余千米范围内；而更广范围的西藏中部地区背景热流(不受热田水热活动影响的传导型热流)约为66毫瓦/米^{2}左右。②壳幔物质的构造迁移运动引起深源热流异常。可有多种构造背景和类型，诸如洋中脊地幔带、大陆裂谷带、深源断陷盆地、岩石圈底融消蚀区等均可引起不同规模的地表热流正异常；而大洋板块俯冲带和大陆板块汇聚带所伴随的沟-弧-盆体系可分别引发热流的负异常(海沟)和正异常(火山岛弧和张性弧后盆地)等等。由于此类传热传质活动所导致的地表热流异常已蕴涵着深刻的构造演化含义，因此，其对流型热流可视为宏观的区域传导型热流加以演绎。③深层地幔物质的垂向对流导致超深源热流异常，主要指由地幔物质上涌带形成的地幔热柱或热点。上述三种对流型热流异常按其规模可分别称为“局部型”、“区域型”和“全地幔型”三种类型。

【热流分量】 heat flow component 实测求得的地表热流密度 q_0 实际上由地壳热流分量 q_c 和地幔热流分量 q_m 两部分构成，可写为

$$q_0 = q_c + q_m$$

式中 q_c 和 q_m 各有其深刻的深部地质和地球物理含义。

【地幔热流分量】 mantle heat flow component 由地球深部垂直向上传至岩石圈上地幔顶部(壳幔边界处的莫霍面)的热流密度，简称地幔热流，写为 q_m，有时也标为 q_r，称为“还原热流”，意为从实测热流 q_0 中排除了地壳热流贡献后还原到源自深部的地幔热流。q_m(或 q_r)通常表征莫霍面以下地幔区深部构造热活动的强度及近代活动史，以大尺度的区块变化为特征。对大量实测地表热流数据(包括陆区和海区)统计结果表明，全球平均而言，q_m 约占 q_0 的60%左右，即 $q_m \approx 0.6q_0$，且因地而异，可有20%左右的波动。地质区块深部越活跃，q_m 占 q_0 的比例越高，反之亦然。

【地壳热流分量】 crust heat flow component 由地壳内各类岩石所含放射性元素因衰变产生的总热量提供的热流密度贡献，简称地壳热流，标为 q_c。q_c 数值上等于 q_0 与 q_m 之间的差值，表征作为向量的大地热流在垂直向上传递过程中自地壳底部莫霍面处 q_m 递增至地表 q_0 的总增幅，即地壳的放射性生热贡献。由上述定义可知，在壳内任意深度 Z 处的热流 q_Z 始终处于 q_m 与 q_0 之间，即 $q_m < q_Z < q_0$，深度 Z 处的热流增量 $q_Z - q_m$ 等于自 Z 至莫霍面深度段内岩石放射性总生热贡献。由于壳内放射性元素在壳幔演化过程中是逐渐向地壳浅部及地表迁移富集的，此种放射性生热元素的非线性分布是导致壳内温度场呈非线性分布(越近地表地温梯度越大)的主导因素。

【放射热】 heat from radioactivity 在整个地球历史时期中，能为地球提供大量热量并且确知的唯一热源是少量长寿命放射性同位素，即^{238}U、^{235}U、^{232}Th和^{40}K。地球内部热流的4/5是由放射热提供。

【岩石放射性生热率】 radioactive heat generation of rocks 单位体积的岩石在单位时间内由其所含的放射性元素衰变而产生的热量即为岩石放射性生热率，简称**岩石生热率** A，单位为微瓦/米^3。[旧单位为HGU(生热率单位)，定义是1 HGU = 10^{-13} cal/(cm^3·s)，换算关系为：1 HGU≈0.42μW/m^3]。放射性元素的衰变生热是地球内部驱动众多深部构造热过程的重要动力来源，也是岩石圈内热场(温度场)分布的主要控制因素。岩石中所含的天然放射性元素虽然很多，但只有铀、钍、钾3个元素因具有足够的丰度且其半衰期可与地球的年龄相比拟而被列为主要生热元素。其中钾的分布较为均匀稳定，但总体生热贡献仅占总量的1/10～2/10；而铀最为活跃，钍次之，两者在地球演化和分异淋滤过程中易受水热活动影响而迁移富集至地壳顶部。A 值并非是一项直接测量的参数，而是通过实验测定的铀、钍、钾含量，用下式换算求出：

$$\{A\}_{\mu W/m^3} = 0.26\{w(U)\}_{10^{-6}} + 0.011\{w(Th)\}_{10^{-6}} + 0.096\{w(K)\}_{\%}$$

式中：$w(U)$、$w(Th)$和 $w(K)$分别为铀、钍、钾的质量分数。一般而言，A 值按岩浆岩→沉积岩→变质岩的次序逐渐减小；深成岩的 A 值高于喷发岩，岩类越偏基性 A 值越低，超基性岩 A 值通

常是最低的。如花岗岩的 $A > 2 \sim 6$ 微瓦/米^3，而橄榄岩的 $A < 0.01 \sim 0.03$微瓦/米^3，两者的极值可有 2～3 个数量级的差异。

【岩石生热率深度分布】 heat productivity in different depth 放射性元素生热率随深度的分布呈指数规律减小，表达为

$$A(z) = A(0)\exp(-Z/D)$$

式中：$A(0)$为地表产热率；D 见下方“岩石圈热结构”词条。地球不同深度带的生热率估计如下：0～100 千米间产生的大地热流量为 50%；100～200 千米间为 25%；200～300 千米间为 15%；300～400 千米间为 8%；>400 千米为 2%。

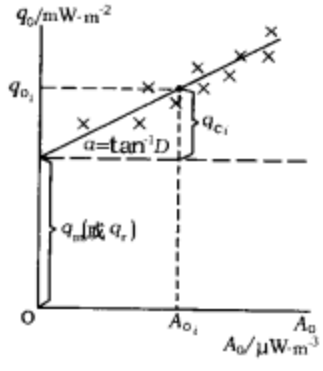
【天然热流】 natural heat flow 标准化名称是**天然热流密度**(density of natural heat flow rate)。在天然条件下，热田的水热系统通过地表排向大气的热流密度，常用单位为毫瓦/米^2。热田地表的热量排放方式有以下几种：①在浅层的地热梯度很高而又无任何明显的水汽对流活动的情况下，传导放热为主要方式，传导放热的热流密度从小于 4.18～84 毫瓦/米^2 左右；②传导和对流联合排放，量值是 17～836 毫瓦/米^2，量值的上限是以对流为主的情况，主要是通过水汽的排放带出热量；③对流排放，量值 836～8360 毫瓦/米^2，这时，传导排放的热量只占热流总量的百分之几。水与汽的质量流量较大。当热流量达到上限而空气湿度又较大时，热区上空就会出现较多的可见蒸汽。热流密度极大值出现在不毛地面、热蚀变地面、小喷汽孔以及沸泥塘等地；④直径 15 厘米的汽洞到 1 米左右的汽穴常常排出稍具过热度的蒸汽，这种情况下的热流密度可能高达$4.2\times(10^6 \sim 10^7)$毫瓦/米^2，具体数值则取决于蒸汽的排放速度；⑤热水塘和沸泥塘的蒸汽热流量是 $10^3 \sim 6.3\times10^4$ 毫瓦/米^2(静水水面)；剧烈沸腾的沸泉塘的热流量可能接近 6.3×10^6 毫瓦/米^2，这种沸泉塘一般不发生溢流，或溢流量很小，质量排放主要通过蒸发形式；⑥通过热泉或间歇喷泉的水、汽排放，都排出大量的接近中性或稍具酸性的水，并沉淀出泉华。在某些地区，热水在总质量流量中占很大比例。由水面蒸发带走的热量与第⑤种情况类同。

【热流单位】 heat flow unit(HFU) 过去常用的热流单位。其定义为：1 热流单位(HFU) = 10^{-6} 卡/厘米^2·秒。它与国际单位制的单位换算关系为：1HFU = 41.868 毫瓦/米^2。

【热流省】 heat flow province 20 世纪 60 年代以来，Birch 等分析了大量岩石生热率 A 和地表热流 q_0 数据之间的相关性，率先提出热流省概念：具有相同或相近地质－地球化学演化背景的地质单元内，q_0 与近地表岩石的 A_0 之间存在着线性相关关系，可写为

$$q_0 = q_m + q_c = q_m + DA_0$$

此直线方程形象地表明，同一热流省内的 q_0 值往往变幅较大，主要反映其中的 q_c 分量因地形、剥蚀差异以及蚀变、淋滤等作用导致 A_0 值呈随机变化，但 q_0 与 A_0 之间呈统计直线相关(见图)。图中数据点(×)围绕直线的离散度体现该热流省地壳地球化学演化环境的均一程度；与此同时，地幔热流分量 q_m 则往往相对稳定，代表该热流省所在地质体的构造活动性和深部热活动强度，数值上等于直线在纵轴上的截距。方程式中的 D 值代表直线的斜率，它表征壳内放射性生热元素垂向分布的一个线性尺度，是铀钍钾分异、淋滤、迁移、富集等一系列地球化学过程的综合反映，并在



$q_0 - A_0$ 线性相关示意图

热流省范围内保持相对稳定。热流省的一项重要功能是根据实测地表热流群 q_{0_i} 求出相应的 q_m 值，从而定义热流省－地质单元的深部热背景。全球共划分出二三十个热流省，如北美的盆地山脉省，欧洲的波罗的地盾，亚洲的太古宙地盾……其中 D 值波动于 4～16 千米之间，通常取平均值 $D \approx 10$ 千米。

【岩石热导率】 thermal conductivity of rocks 表示岩石导热能力的大小，即沿热流传递的方向单位长度(l)上温度(θ)降低一度时单位时间(τ)内通过单位面积(S)的热量(Q)。按傅立叶定律，热传导作用所依赖的物质的热导率(κ)与热流密度 $Q/(S\cdot\tau)$及温度梯度的关系如下：

$$\kappa = Q/\left(\frac{\Delta\theta}{\Delta l}\cdot S\cdot\tau\right) \quad [\mathrm{W/(m\cdot K)}]$$

岩石的热导率取决于岩石的成分、结构、形成条件、含水状况、温度和压力等。一般情况下，岩石的热导率随压力、密度和湿度的加大而增高，随温度的增高而减小。地壳上部的温度和压力对岩石热导率的影响极小。对于各向同性的均质材料来说，热导率可以用一个单一的数值来表征；对于各向异性的非均质材料来说，热流密度向量和热导率很复杂。由于各种岩石都是由大大小小的颗粒组成的，这些颗粒大部分是晶体，其中不少晶体的对称性都比较低，因此岩石的无限小单元一般不能用各向同性均质材料所适用的简单关系来对待，但是当研究对象的体积足够大(与单个晶粒相比)，如果和各向同性现象之间不存在大幅度偏差，就可以采用上述简单关系，如果岩石具层理、片理、叶理以及断层等，最好测定两个方向(平行和垂直层理)上的热导率。

【岩石圈热结构】 thermal structure of lithosphere 又称**壳-幔热结构**(crust-mantle thermal structure)。岩石圈的温度分布及其特性。岩石圈是由地壳及壳下岩石圈(岩石圈的地幔部分)组成。它的热结构决定于从地幔获得的热量，岩石圈中的放射性生热、热传导及地表的热散失，同时决定于岩石圈的径向分层及横向非均匀物质的组成和物性。岩石圈热结构通常是径向分层，其底部温度通常取为 1500 开[尔文]，即橄榄石的熔化温度。有狭义和广义之分。狭义的岩石圈壳幔热结构是指，将实测的地表热流密度在现有地壳和岩石圈上地幔岩性结构和厚度配置的前提下，分解为相应的地壳热流分量 q_c 和地幔热流分量 q_m 两部分，以初步界定热流测区所在地质块体的深部热属性。广义的壳幔热结构尚包括作为地球内部热源的岩石放射性生热元素的垂向分布特征，以及由此制约的岩石圈尺度内壳幔温度场的垂向分布。放射性生热元素的垂向分布很难实际验证，有限的超深钻揭示的分布状态相当复杂，由此生发数种岩石生热率 A 垂向分布的简化模型：①恒定分布型，②线性递减型，③指数递减型，以及其他数种过渡类型。其中指数递减型似乃最具代表性的简化分布模式而用于推算壳幔温度分布。当 A 随深度 Z 呈恒定分布时(即 $A_Z = A_0 = \mathrm{const}$)，可按下式计算深部温度 $T(Z)$：

$$T(Z) = T_0 + \frac{q_0 Z}{k} + \frac{A_0 Z^2}{2k}$$

式中：T_0 为地表温度；q_0 为地表热流密度；k 为岩石热导率；A_0 为地表岩石生热率。当 A 值随深度 Z 呈指数递减时，即 $A_Z = A_0\exp(-Z/D)$时[D 是一虚拟深度，表示呈指数递减分布的生热元素可等值地转化为以 A_0 恒定分布于深度达 D 的地表层内]，则可用下式推演深部温度：

$$T(Z) = T_0 + \frac{q_0 Z}{k} + \frac{A_0 D^2}{k}(1 - e^{-Z/D})$$

直至推算出壳幔边界处的莫霍面温度 T_M。岩石圈上地幔段的生热率通常假设为零，即 $A_m = 0$，此段温度呈线性递增，若岩石

圈厚度为已知时，可由此算出岩石圈底部温度；若岩石圈厚度为未知时，可通过温度计算求出热岩石圈厚度。壳幔结构和热属性（包括热流组分、生热率分布和温度场特征）两者相结合可以区分出诸如薄（厚）壳、薄（厚）幔－冷（热）壳、冷（热）幔……多种组合，以表征最近地质时期内岩石圈壳幔构造热演化至今的结果。由此可见，岩石圈热结构相对于岩石圈构造热演化而言是一种相对静态的深部热状态。

【热岩石圈厚度】 thickness of the thermal lithosphere　当根据实测地表热流 q_0 和放射性生热率 A 垂向分布推算求得的岩石圈上地幔段某特定深度 Z 处的温度等于干玄武岩固相线温度时，此深度 Z 即设为岩石圈底界的埋藏深度，由此求出的岩石圈厚度即为推算的“热岩石圈厚度”，标为 M'。干玄武岩固相线温度作为岩石圈和软流圈边界的转换温度，简化假设为随深度呈线性递增，可写为

$$\{T_L(Z)\}_{℃} = 1200 + 2\{Z\}_{km}$$

式中：$T_L(Z)$ 为随 Z 增大的干玄武岩的初始熔融温度（℃）；2 代表固相线的增温率（2℃/km）。据此式可知，当 $T_L(Z)$ 等于 1400℃和 1600℃时，M' 相应地等于 100 千米和 200 千米。类似的 M' 值可与地震测深和大地电磁测深（MT）确定的岩石圈厚度 M 进行比较，两者之间存在一定偏差是可以预期的。但当地震和大地电磁测深（MT）未能进行时，M' 值可成为判断壳幔结构的重要参考依据。

【岩石圈构造热演化】 tectonothermal evolution of the lithosphere　又称**壳－幔热演化**（thermal evolution of crust-mantle series）。与岩石圈热状态（指温度场展布）和壳幔热结构（指热流密度与放射性生热率的壳幔分异）表征深部热性状的两项静态特征相比，岩石圈或壳幔构造热演化作为一项追溯演变历史的动态特征，既考虑深部热对流是与垂向重力、浮力和侧向挤压、拉张等共同起作用的块体运动的驱动力，又特别强调不同层次和不同规模地质构造运动所诱发的生热、耗热、聚热、散热等多种深部热作用和热效应。这种构造运动与热作用的驱动-诱发效应在一定地质时段的发展演变历史通常以某地体或相对完整的地质块体为独立单元进行研究，是谓地（质）体的复合构造热演化。深部热驱动作用包括：地幔大尺度对流驱动全球板块运动，地幔上升热柱引发岩石圈减薄，拉张型裂谷盆地滋生，洋中脊地幔物质上涌诱发大洋板块横向扩张，板块俯冲导致火山岛弧和张性弧后盆地形成等。构造运动的热效应包括：地体缩短增厚时放射性生热增强，岩石圈底熔减薄的底部增热效应，地体变形时物质运动的应变生热和传热传质效应，断层的摩擦生热和剪切应变生热，岩石熔融时的吸热效应，侧向质量转移的耗能效应，壳源岩浆浅成侵位对壳幔温度场的扰动等等。将上述各项进行简约量化后，可写成如下非线性非稳态二维热传导－平流方程：

$$\rho c\frac{\partial T}{\partial t} = k\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right) + \rho' c'\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \sum A_i - \sum L_i$$

式中：ρ、c、k 为岩石的密度、比热容和热导率；ρ'、c' 为传质（对流物质）的密度和比热容；u、v 为传质沿 x 和 z 轴的平流速度（设构造及热场沿走向 y 无变化）；T 为温度；t 为时间。公式左侧 $\rho c\,\partial T/\partial t$ 具有“热量/（体积·时间）”的量纲，表示单位体积元的岩石在单位时间内所含热量的变化；右侧第一项表示该单元由热传导作用在单位时间内起引的热量变化——热传导率；右二项表示该单元中传质的携热率；$\sum A_i$ 为复合热源项，包括放射性、体应变、剪切摩擦等的生热率；$\sum L_i$ 为综合耗热项，包括熔融等的耗热率。上述方程可用有限单元和有限差分法联合求解，从而求出由各个地质时期动态演化结果，勾画出的壳幔构造热演化大致历程。

【岩石热阻率】 thermal resistivity of rocks　岩石热导率的倒数称岩石热阻率，以米·开/瓦（m·K/W）表示。当热流密度不变时，温度梯度与岩石的热阻率成正比。岩石的热阻率和热导率一样，也取决于岩石的成分、结构、透水性及温度、压力等条件。随着各种条件的变化，岩石的热阻率具有明显的差别。因此，一般多利用热阻率的变化来划分岩性不同的地层及研究地质构造。

【岩石热扩散率】 thermal diffusivity of rocks　岩石热扩散率（α）为热导率（κ）除以岩石密度（ρ）和比热容（c）之积，它是表征岩石在环境温度变化时本身温度变化速度的一个物理量，即 $\alpha = \kappa/(\rho c)$，也就是说，岩石的热扩散率和它的热导率呈正比，和它的密度与比热容之积呈反比。当环境温度发生变化时，热扩散率大的岩石温度改变也快，接受影响的深度也大。如果某一物质有可靠的热导率数值，则最好按上式算出热扩散率（岩石的密度很容易测定，岩石的比热容又几乎相等）；岩石的热扩散率也可以直接测定。在各向异性的非均质物质中，热扩散率不可用一个简单的数值来表征。

【天然热流密度测量】 survey of natural density of heat-flow rate　简称天然热流测量。热田天然热流密度测量的目的是：①估算热田的热能储量；②编制相关图件，为进一步详查和钻探提供方向；③热田开发前后的测量结果有助于判明热田的开发效应。热田天然热流测量方法分直接和间接两种。直接方法是：①传导热流用埋在土层中的李氏盘进行测量；②在传导与对流混合流动的地方，可以采用本斯曼的量热箱进行测量，其测量范围为 42～2100 毫瓦/米^2；③热流超过 2100 毫瓦/米^2 的地方可以用集汽筒和凡托里装置进行测量，测量的下限可以低到 836 毫瓦/米^2；④对于直径大于 15 厘米的汽洞，可以用皮托管静差压计和热电偶测量洞内的流速和温度，然后根据相应的曲线求出其热流。直径很大的汽穴须作剖面测量；⑤宁静热水塘的蒸发散热热流密度可以根据水温和水塘的面积，参照相关曲线求取数值。激烈沸腾的沸泉塘的热流密度可能十倍于宁静热水塘的；⑥热泉或热水塘排水所带走的热量可用一般水文方法求取。直接方法比较慢，需要比较复杂的设备和熟练的操作，但对于大型高温地热田的调查和评价工作是极其必要的一步。因为只有有了直接测量结果，才有可能采用“依此类推”的比较测量方法，即间接测量方法。

地　震　学

【天然地震学】 earthquake, seismology　地震学的一个分支，以天然地震为研究对象。天然地震是因地球内部缓慢积累的应力突然释放引起的地球表层的振动。天然地震按照不同的划分标准有不同的类型。如按成因可以分为：构造地震（如板间地震和板内地震），塌陷地震和火山地震；按震中距可以分为地方震，近震和远震；按震源深度可分为浅源地震，中源地震和深源地震。全球的地震活动主要分布在环太平洋地震带、欧亚地震带和洋脊地震带。天然地震是地球演化过程中的一种自然事件，它的成因及其预测研究是地震学的重要问题。

【历史地震学】 historical seismology　地震学的一个分支。它以历史地震资料为研究基础，目的在于：①研究和解决历史地震、史前地震与古地震的断代及其内容，复原和搞清历史上的地震图像。历史地震资料参数，特别是地震地点和强度，历史时期的地震活动性及其特点。②复原和分析过去地震灾害情况，研

究地震灾害的特点和某地区地震强度的上限。③搞清楚历史地震所处的时代的社会、经济状况。历史地震学应用于地震研究、地震预报研究、工程地震学、城市地震学、地震带的划分、区域地震研究以及地震危险性分析等。

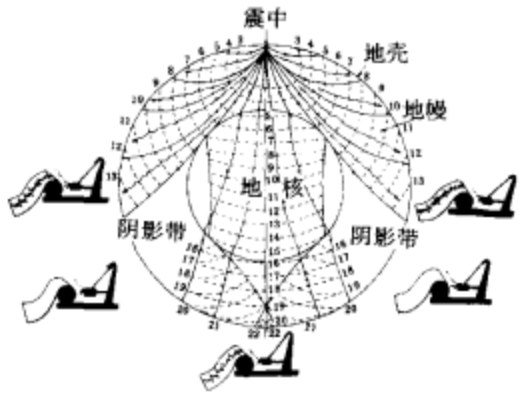
【爆炸地震学】 explosion seismology 地震学的一个分支，使用地震学的观测手段和理论方法，研究人工爆炸引起的地震效应及其应用的科学。目的在于测定地壳介质的物理性质，研究地壳分层构造和寻找石油等矿产资源。研究的主要手段是人工爆炸产生的地震波，其优越性在于人工爆炸产生的地震的爆炸能量、发震时刻以及震中位置可以预先确定，从而提高了观测的精度，特别有利于在天然地震很少的地区进行地壳深部构造研究。此外，通过固定地震台网或根据需要布设的临时台网，对核爆炸等产生的地震波进行监测记录，并分析研究，也是爆炸地震学的主要内容之一。

【应用地震学】 applied seismology 应用人工产生的地震波寻找诸如煤炭、石油和天然气等具有经济价值的矿藏，或者测量岩层的深度和确定潜在活动断层的学科，是应用地球物理学的一个分支。应用地震学与传统的地震勘探有着不同的含义，它有一套从理论基础、方法技术到应用领域的完整体系，按照学科领域可以分为：油气地震勘探、固体矿产地震勘探、工程地震调查、区域构造地震调查以及油气开发地震学。其中油气开发地震学是一门研究油储描述和动态监测的地震学方法技术，自 20 世纪 80 年代中期以来一直是应用地震学研究的前沿。

【工程地震学】 engineering seismology 主要研究强烈地震运动及其效应，为工程抗震和防灾减灾提供科学基础和依据，以期获得安全、经济的抗震能力的一门科学。它研究的问题有中、长期地震预报中的潜在震源区划分、潜在震源区地震活动性规律、地震动力工程参数的选择，以及这些参数的估计等。根据专业性质和工作阶段，工程地震学可分为：地震危险性分析与地震区划、抗震规范、抗震设计、抗震鉴定加固和抗震救灾。它是一门跨越地震学、工程学和社会学的综合学科。

【地震场】 seismic field 地震波传播所及的空间范围，即地震所产生的能量在地球内部分布的空间，称为地震场。

【地震波】 seismic wave 地震时从震源向外释放出来的部分能量以弹性波的形式向周围传播，称地震波。地震波分两大类型：一类能在地球内部传播的称为体波；另一类只能沿地面（界面）传播的称为面波。体波又包括纵波和横波两大类：纵波传播时，介质质点的振动方向与波的传播方向一致，使介质质点之间发生更替的张弛和压缩，一疏一密相间出现，所以又叫疏密波或胀缩波，通常记作 P 波；横波传播时，介质质点的振动方向与波的传播方向互相垂直，介质体积不变而形状发生变化，所以又叫切变波，通常记作 S 波。纵波比横波的传播速度快，在大多数岩石中，纵波的传播速度约为横波的$\sqrt{3}$倍。由于地球是层状构造，各层物理性质亦不同，地震波在地球内传播时，遇到不均质界面便发生折射和反射；P 波入射可以产生反射和折射 P 波与 S 波；S 波入射可以产生反射和折射 P 波与 S 波。按照地壳、地幔、地核包括内核的地球构造模型，地震体波的传播图像如图所示。面波的能量集中在界面附近，振幅在地表面（或界面）以下随深度迅速衰减，传播速度比体波慢，在一般情况下，随面波的周期（频率或波长）而变化。面波又分为瑞利波和勒夫波两种。



地震波传播图像

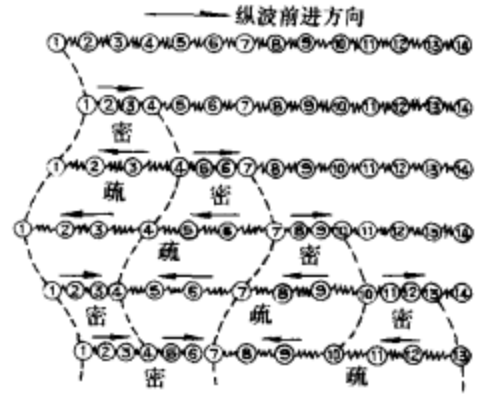
【地震射线】 seismic ray 地震波从震源传出时呈放射状向各个方向传播。地震射线表示地震能量传播的路径，它在从一种介质传到另一种介质时，会发生折射或反射。

【地震波初动方向】 direction of first motion of seismic wave 地震波到达地面时，地表质点的最初振动方向。利用初动方向可估计震中方位，推断震源机制等。

【震相】 seismic phase 不同性质的地震波在地震图上的表现形态。由于地震波的性质不同（如 P 波和 S 波），或者性质相同但传播路径不同（如 P 直达波和由 S 波反射后形成的 P 波——SP 波）在地震图上的到时和表现形态也不同，即其震相不同。各种震相常用它出现的开始点来识别，基本震相有 P〔纵波〕、S〔横波〕、LQ〔勒夫波〕、LR〔瑞利波〕等几种。震相特征反映运动学特征（震相走时和速度）和动力学特征（振幅、周期、位相、能量等）。震相特征一般受震源机制、传播路径、震级大小、仪器性能、台基结构等因素影响。

【体波】 body wave 从震源传出并能在地球内部向各方向传播的弹性波，它包括地震纵波和地震横波。

【纵波】 longitudinal wave 又称**P 波**（P wave）、**胀缩波**。指地震时从震源传出的一种弹性波，传播它的介质质点振动方向和波的传播方向一致，故称纵波。纵波传播时，介质的密度会加密和变疏，体积的大小发生变化，但形态不改变，在无固定形状的介质中也能通过，即地震纵波在地球内部的各部分都能传播。纵波的传播速度比横波快，因此地震纵波总是最先到达观测点，故又称 primary wave，取它的第一个字母，缩写而称 P 波。纵波传播速度的计算公式为

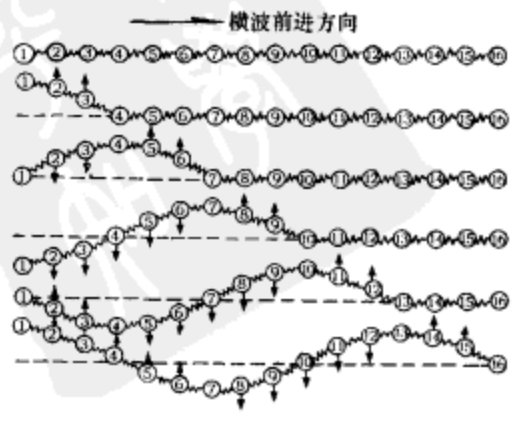


地震纵波

$$v_P=\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$$

式中：λ 和 μ 为与介质弹性性质有关的拉梅常数；ρ 为密度。

【横波】 transverse wave 又称**剪切波**（shear wave）、**S 波**。地震时从震源传出的一种弹性波，传播它的介质质点振动方向与波的前进方向垂直，故称地震横波。它是使传播介质呈剪切状态的波。在横波经过时，介质的体积不变，但形状改变，产生切变方式的变形。因流体的刚性模量等于 0，故横波不能在没有固定形状的液体和气体中通过，只能在地球的固体部分中传播。横波的传播速度比纵波慢，总是在纵



地震横波

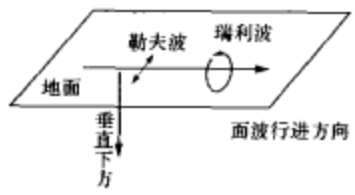
波之后到达观测点，英语又称 secondary wave，故常取它的第一个字母缩写称为 S 波。横波传播速度的计算公式为

$$v_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

式中：ρ 为介质的密度；G 为切变模量（又称刚性模量），它正好等于拉梅常数中的 μ。在地震观测中，通常根据纵波与横波到达的时差，估计观测台站到震中的距离。

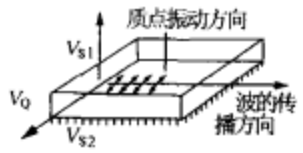
【初至波】 preliminary wave　由于各种地震波的传播速度不同，传播到观测点的时间也就有先后。地震发生后，地震观测点最先接收到的波称初至波。通常纵波传播速度最快，观测者一般总是首先接收到纵波。根据不同的波速和它们传播到观察站的时差等，可推算震源深度、震中距离。

【面波】 surface wave　地震波在界面附近次生的一种只沿着界面附近传播的波。在垂直于界面的方向上，面波的振幅随深度按指数规律迅速衰减，但在水平方向上，随距离的增加，面波振幅的衰减比体波缓慢。一般说来，面波的速度比体波的速度小，而周期却比体波长。因此，在远震记录图上，往往面波比较明显。通常所谓的面波是体波传到地面时激发而产生的拉夫波和瑞雷波。



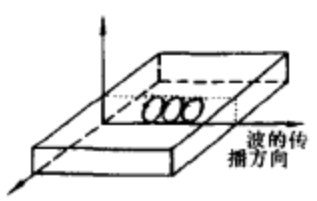
面波

【勒夫波】 Love wave　曾译**乐甫波、拉夫波**，又称为**L 波**（L wave）。一种其能量在地表附近传播的横波。是勒夫（A. E. H. Love）根据理论计算而发现，故名。它是因地震横波传到具有层状结构的地面附近时，在层间界面产生的横向波动。波传播时，介质质点的振动方向在界面附近，且与波的传播方向垂直（如图）。通常在半无限空间上有覆盖层，且层中的横波速度 v_{S1} 小于半无限介质中的横波速度 v_{S2} 时，可以在层的面上观测到勒夫波。如勒夫波波速为 v_Q，则一般有这样的关系：$v_{S1} < v_Q < v_{S2}$。勒夫波的振幅随着深度的增加作不均匀的衰减。当表层较薄时，会观测到相当强的拉夫波。



勒夫波

【瑞利波】 Rayleigh wave　又称**R 波、瑞雷波**。它是存在于弹性半空间表面附近的波。1885 年瑞利（L. J. W. S. Rayleigh）在计算弹性半空间中的地震波时发现，故名。瑞利波引起介质质点振动的轨迹为入射面内的逆进椭圆（如图）。在地表上其质点的最大水平位移大致为最大垂直位移的 0.68 倍。瑞雷波波速 v_R 比横波波速 v_S 小，即 $v_R < v_S$。所以它在地震记录图上往往在横波后面出现。瑞雷波在三分向记录图上，一般最大水平分量比最大垂直分量早到，大约有 $\pi/2$ 的位相差（即四分之一个周期）。这种波在震中附近不存在，而是发生在一定距离以外。



瑞利波
点线构成的垂直面为入射面，椭圆及箭头表示质点振动的轨迹及运动方向

【地幔波】 mantle wave　又称**地幔面波**（mantle surface wave）。是一种波及地幔深部的长周期面波，波长多在两千千米以上，周期往往有 8～10 分钟之久，据认为几乎整个地幔参与了这种震动，故称地幔波。

【空气波】 air waves　地震激发的声脉冲。在发生地方震时，通过空气的传播有时可听到像远处闷雷似的声响。仪器测量表明这种声音与第一个 P 波同时到达，周期长达数分乃至数小时的声响即空气波。它也可由于大地震、火山爆发以及大气层中核爆炸等所激发。

【尾波】 coda　**地方震尾波**（coda waves of a local earthquake）的简称。在地方震记录图上，常在体波和面波后面出现一串持续的振动，人们把这一部分称为尾波。据认为，尾波是地震波在地壳上地幔侧向不均匀体界面上散射所造成的。现已开始利用尾波研究侧向不均匀细结构，甚至进行地震预报。

【埃里相】 Airy phase　与频散曲线中群速度的极大或极小值的周期相对应的波称为埃里相。理论计算表明，埃里相应是面波波列中振幅最大的震相，因为它的衰减比一般的瑞雷波和拉夫波慢。由于理论计算时应用著名的埃里函数，故通称埃里相。

【转换波】 converted waves　地震波非垂直入射到界面上时，P 波变成 S 波，或 S 波变成 P 波，统称为转换波。由于它们在地震图上与 P 波或 S 波的到时相距甚远，因此可用来确定地球内部间断面的位置。

【克莱列波】 Crary waves　在南北极浮冰块上观测到一系列频率几乎相同的正弦波波列。它们是水平相速度接近于冰中胀缩波速的多次反射 SV 波。

【深震震相】 phase of deep earth quake　符号为 ${}_pP$，${}_pS$，${}_sP$，${}_sS$。符号 ${}_sP$ 表示从震源向上发出 S 波，在地表反射后变成向下传播的 P 波；在远震记录图上出现的震相 ${}_pP$，${}_pS$ 和 ${}_sS$ 有类似的意义。地震学家利用这些震相来测定震源深度。

【绕射 P 波】 diffracted P waves　从地表附近的震源所发出的 P 波射线掠过地核后，在震中距 103°后，理论上将不可能出现直达 P 波；然而即使至少到 130°，仍能观测到 P 波，尤其是长周期的 P 波。我们称这种波为地核边缘的绕射波。

【折曲波】 flexural waves　在真空中无限大的薄板中的一种简正型波，并且波动从板的中心层呈反对称形式。自然界中这种波出现于浮冰中。对于长周期的折曲波，由于重力场在周期方程中起主要作用，故而它们类似于水中的重力波。下图表示板的上下表面在折曲波传播时，质点运动的图像以板的中心层为反对称，而整个板呈“折曲”变形。



折曲波

【凝冻波】 frozen waves　在大地震的震中区，有时在墙上、堤坝上以及类似的建筑物上留下波纹的痕迹称为凝冻波。这些凝冻波是由于波峰处地表裂缝的张裂，有时伴随着喷水冒沙而造成的。

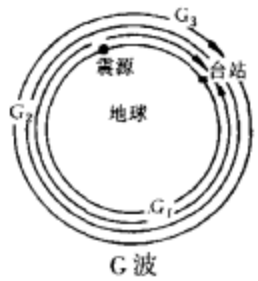
【重力波】 gravity waves　在松散的沉积物的表面层中，具有很低的横波波速的简正型波列，在长周期情形下明显地受到重力的影响。它与流体层中的重力波近似。所谓大震震中区中看到的具有大振幅、长周期特征的“可见波”就被认为是重力波。

【地滚波】 ground roll　爆破地震学中常用的一个术语，是指爆炸产生的面波。其特征是波速低、频率低而振幅大。它时常叠加在深部高速反射波之上而成为严重的干扰。地滚波通常是由瑞雷波组成的。

【导波】 guided waves　岩层上、下界面中的全反射和射线弯曲形成的波叫做导波。SOFAR 通道中的声波即海洋中的一个低速通道波。由于在几百赫兹频率下声音的吸收系数十分小，所以它在海水中能够传播很远。如果把地球表面作为波导的顶部，则瑞利波、勒夫波以及它们的高阶振型也是导波。

【古登堡波】 Gutenberg wave　又称**G 波**（G wave）。是长周期拉夫波的别称。它的周期从 40～300 秒之间，群速度几乎是常

数(4.4 千米/秒)。G 波是为了纪念对地震学作出杰出贡献的古登堡(Gutenberg)而命名的。G 波约每 2.5 小时绕地球一周。一个大地震发生后,我们可以在地震图上看到一系列 G 波,G_1、G_2……,G_n 等。奇数的下角是指 G 波沿着震中到台站方向的传播,偶数的下角是指沿反方向并经过震中的对蹠点到达台站方向的传播。



G 波

【首波】 head wave 上下两个半空间中,如果存在着波速不同的介质且界面是密接的,则在低速介质中的震源产生之地震波到达界面时会产生反射和透射,当入射角大于临界角时,透射波转换成沿界面传播的一种新波动——首波,它以高速介质的波速沿界面传播,并在低速介质的半空间中形成呈锥面状的波阵面,(为此,有时也把首波称为圆锥波),因此在低速介质中距震源较远处(临界距离或盲区以外)就可观测到这种"折射"回来的波动,并在更远(不到两倍临界距离以外)处,折射波已比直达波更早到达观测点而成为初至波了,因此又称这种波为首波。天然地震中常见的首波是经地幔顶部传播的 P_n 波。

【不均匀平面波】 inhomogeneous plane wave 等振幅面与等相面(或称波阵面)不重合的平面波,其波速低于正常的平面波波速。面波就是不均匀的平面波。在粘弹性介质中的平面波往往也是不均匀的。

【漏能型波】 leaking mode wave 一般在层状半空间中的简正型波,都具有截止频率。若低于此频率,波的相速度将大于半空间中 P 波或 S 波波速,而且能量漏向空间,称为漏能型波,这种波的振幅随深度成指数衰减。典型的漏能型波就是 PL 波。

【PL 波】 PL-waves 当震中距小于 30°左右时,在地震图上 P 波和 S 波之间有一组周期为 30 ~ 50 秒的长周期波。它不仅有正常频散(周期越大,波到达得越早),而且质点振动呈椭圆运动,称为 PL 波。一般认为这是地壳地幔波导中的漏能型波。观测表明,PL 波的出现跟地壳上地幔结构有关。因此有人开始利用 PL 波来研究大陆架和地壳上地幔结构。

【切变耦合 PL 波】 shear-coupled PL-waves 震中距到 80°的记录图上出现在 S 波后面的一串长周期波列,一般认为是 S 波与 PL 波的耦合,也有人观测到 PL 与 SS 和 SSS 波的耦合。

【斯通利波】 Stoneley wave 曾译为**史东雷面波**。在两弹性介质平界面附近传播并具有最大振幅的界面波。斯通利波主要发生在固-液界面上。但当固-固介质中界面两侧横波速度几乎一样时,在固-固介质的界面上也会出现斯通利波。

【T 相】 T-phase T 表示第三种(即在 P 波与 S 波后)波。主要在岛上或海边的台站接收到,并且地震波主要通过海洋途径传来台站。当地震波在海洋中传播时,波速为水中声速,也就是 SOFAR 通道中的波速,所以比 S 波和 P 波迟到。

【波的频散】 dispersion of wave 又称**波散**。指波速随频率发生变化,从而使相速度与群速度不同而产生畸变。这里,波的传播速度是指波的相速度,即同相位面(如波阵面)的传播速度。例如表示单色平面波的方程式:

$$X = A\cos\omega\left(t - \frac{x}{v}\right)$$

式中:v 是相速度,即在介质中有相同周相振动点的轨迹所形成的波阵面的移动速度。由于频散,例如勒夫波频散,在记录图上就会出现一系列正弦型波列(或称波包),每个波列的运动速度称群速度。群速度可由波列通过的路程与其振幅的走时之比来确定。对于波长为 λ、相速度为 v 的波列,它与其邻近波长和相速的波所组成的波列的群速度为

$$u = v - \lambda \frac{dv}{d\lambda}$$

由于 $dv/d\lambda$ 可正可负,所以群速度可小于也可大于相速度。当 $dv/d\lambda = 0$ 时,即不同波长的波具有相同的相速度时,群速度与相速度相同,也就不存在波频散了。

【地震波速度】 seismic velocity 弹性波在介质中传播的速度。对于无频散的体波,地震波速度等于相速度和群速度;对有频散的面波,地震波速度通常取为相速度。通常假定地震波速度随深度加深而增加,由于地球层圈的各向异性,当沿垂直方向测量时,地震波速度要比沿地层水平方向测量低 10% ~ 15%。

【波的相速度】 phase velocity of wave 指波的同位相面(如波阵面)的传播速度,即在介质中有相同位相振动点的轨迹所形成面的移运速度,参见"波的频散"。

【波的群速度】 group velocity of wave 指波在传播中每个波列的运动速度。它实际上代表波动过程中能量传播的速度。详见"波的频散"。

【波速异常】 velocity anomaly of waves 传播地震波的地下介质,受到拉伸或挤压时,会使通过它的地震波的传播速度发生变化,这种变化简称波速异常。观测表明,大地震发生前,往往在孕震区附近出现波速异常。因此,利用测震分析,从波速异常去推断大地震的发生时间、地点和强度,是一种值得重视的手段。然而,波速异常一般很小,往往不大于 10%,从而,要求测震工作有准确的"时间服务",即计时误差不能太大。

【频散曲线】 dispersion curve 表示频散波的周期(或波长、频率)与波速间关系的曲线。横坐标表示波的周期,纵坐标表示群速度或相速度,连接的曲线称频散曲线。

【发震时刻】 origin time 震源体开始破裂的时刻,常可表示为 O 或者 T_0。它和地震的发生地点和地震的强度一起称为地震的三个基本要素。国际上使用格林尼治时间,中国使用北京时间标示。在地震分析中,无论近震或者远震都可以根据走时表求出发震时刻。如果已知某一台站的震中距,则可在走时表中查得相应的 P 波走时,然后将 P 波到时减去走时,即得到发震时刻。当然现代地震目录中给出的地震的发震时刻通常是通过分析地震所在区域台网记录所计算出来的结果。

【震中方位角】 epicenter azimuth 由地震台向震中所引大圆弧与过地震台的子午线之间的夹角。常用 α 表示,以地震台站的正北方为起点,顺时针为正。

【地震警报】 earthquake warning 用最快、最有效的方法向社会发出即将(或正在)发生地震的通知或信号。通常采用音响警报器,按预先规定的简单的地震警报音响信号,把将要发生地震的信息告诉社会,以便立即采取防震措施。也可用有线或无线广播、电视等其他办法。一般仅在向社会发布了地震预报后,判断地震即将发生的情况下才使用。作为一种紧急而有效的措施,可以减少或避免地震造成的生命伤亡和财产损失。

【地震预报要素】 earthquake prediction elements 又称地震三要素。在地震预报中所必须包括的未来地震的发生时间、地点和震级这三个要素。也称作未来地震发生的时(间)、空(间)、强(度)三要素。是地震预报所要回答的主要问题,也是检验和评定地震预报水平的指标。

【地形变】 ground deformation 又称地震形变。在地震发生时或地震前后,由于构造运动或地震构造力以及地震波振动作用,地表产生变形的现象。可分为地震构造变形和地震非构造变形。地震断层直接破裂、错动以及地震波直接振动和冲击作

用下形成的地表变形称为地震构造变形，如地震裂缝、地震断层陡坎、地表线状物扭曲、地表隆起与沉降等；在地震波的冲击作用下，以重力作用为主产生的地表变形称为地震非构造变形，如地震滑坡、地震崩塌等。

【地下水异常】 groundwater anomaly 由构造应力作用引起的地下水水位升降，泉水流量变化、水质和水温变化，水中气体浓度变化，以及通过包气带逸出等地下水、气异常现象的总称。与地震的发生可能有一定关系。可以归纳为以下几类：①地下水水位的异常升降或泉水流量的异常增减。在封闭较好、受干扰较少的承压含水层中，在应力集中部位可观测到长趋势的地下水异常。②水质和水温的异常变化。在砂、粘土层的沉积物和断层破碎带中，孔隙度减小，水被挤出，邻层地下水通过弱层发生越流，砂层在压力下改变微结构，发生液化和管涌。结果除水位升降外，还可引起井水、泉水变浑、变色、变味以及翻花、冒泡异常现象。③水中溶解气体含量的异常变化。异常成分随地下水赋存的岩性和交替条件而异，异常幅度与构造部位、岩性、井孔结构等有关。④大量气体通过包气带逸出。地壳最上部为未被地下水饱和的包气带，其气体微动态对压力、温度变化很敏感。在活动断裂带的交叉、转折等部位，岩石微孔隙、裂隙中可挤出平时不能自由运移的一些气体。观测和研究构造地震孕育过程中和发震前后的地下水异常现象，可为研究发震过程和探索地震预报提供途径和资料。

【震电异常】 seismo-electric anomaly 又称**地电前兆异常**。地震发生前在地电观测所出现的视电阻率、自然电位及电磁波等的异常变化。可分为趋势性异常和短临前兆异常。地震孕育过程中，岩石的孔隙度、湿度、温度和地下水的矿化度在地应力作用下都可能发生变化，导致地电观察曲线出现较缓慢的趋势性下降或上升现象，称为地电趋势性异常；临震前断层的预位移和应力的局部预释放，导致岩石孔隙的快速张合、矿化水急速湍动以及孕震区岩石出现压电效应，这些都可能使地电观测曲线呈现急剧的突变异常或阶跃式异常以及电磁脉冲异常等，称为地电短临前兆异常。地震前电磁波的异常变化，有可能引起异常的发光现象，称为“地光”。

【震磁异常】 seismo-magnetic anomaly 地震发生前或地震过程中，地表上一些局部区域或某些地点的地磁场（如总强度、磁倾角等）变化比较剧烈，并与周围背景有显著差别的现象。地震孕育发展过程中，在不断运动和变化的应力场作用下，震源及其附近区域的岩石受力变形，剩余磁化强度、磁化率、电导率等发生变化，岩石孔隙中的水、气体等的变化，以及岩石本身的运动等，都能引起地磁场的局部变化。对它的研究有利于为地震预报提供地磁变化方面的资料和依据。

【地震目录】 earthquake catalogue, earthquake list 按时间顺序，对地震的主要参数进行收录，编辑成目录资料。对每一地震尽可能给出发震时间、震中位置、震源深度、震级和震中烈度以及破坏要点等资料。对早期的地震参数，一般根据历史记载进行估计，称之为历史地震目录。有台网记录后，现代地震的地震参数根据台网地震仪记录资料的分析给出，地震参数要较历史地震精确得多。地震目录是进行活动构造、地震预报和工程地震研究的基础资料。

【地震定位】 seismic location, locating earthquake 对震中位置、震源深度、发震时刻和震级等地震基本参数进行测定。常用的定位方法有石川法、和达法、高桥法等。还有用于单台定位的方位角法和用于速报的交切法，这两种方法精度较低。**主地震法**（master event location method）和**震源联合测定法**（JHD, joint hypocenter determination）是两种精确的定位法，但其应用条件苛刻，只用于一些专门研究中。

【地震轮回】 earthquake recurrence 又称**地震复发**。某一断层或地震带上，一定震级的地震在间隔一段时间后在同一地点重复发生的现象。根据某一断层或地区的历史地震的时间序列、震级、同震平均位错、断层滑动速率等资料，可进行复发周期和复发模式的研究。地震轮回的研究可用于预测某一地段未来可能发生的地震震级和发震时间，进行地震危险区划及地震烈度区划。

【地震活动区】 seismic active region ❶简称“地震区”。地震活动特点相似且地震地质构造一致的地区。地震区带划分中的一级单元。在同一地震区内，地震活动在空间上的相对集中、时间上的连续和间歇、频度和强度等特征具有相似性；地质构造发展历史具有一致性。边界常是构造分区的边界或断裂带。❷常发生地震的地理分布区域。一般用全球或某地区在一定时期内发生的一定震级范围的地震活动的分布图来表示。由于这种分布多呈条带状，通常也称为“地震活动带”。

【天然地震波符号】 notation of earthquake wave 由天然地震产生的各种波至通常都用字母来表示并标出各段传播路径上波的性质。P为地壳或地幔中的纵波；S为地壳或地幔中的横波；K为地球外核中的P波；I为地球内核中的P波；J为入射P波在内、外核界面上转换形成的S波，在固态内核内仅以此种波传播。当J波向地球表面传播时，在内、外核界面又重新转换为P波。C = Q = La为勒夫面波；R = Lr为瑞利面波；Lg为大陆地壳内的导波；W_2为围绕地球长距离传播的表面波。P和S的重复指地球表面的反射波（如PP, PS, SS），地核外边界的反射波用c表示（如PcP, PcS），内核表面的反射波用KK表示（PKKP, PKKS）。

【I波】 I-wave 地球内核中的地震纵波。

【J波】 J-wave 在地球内核中传播的地震横波。

【K波】 K-wave 在地球外核中传播的地震纵波。

【Rg波】 Rg-wave 花岗岩层中由正频散的Lg波与逆频散的高阶瑞利面波汇合而成的一种短周期面波。由于两者周期相近，在同相位时会产生共振，成为强脉冲。在震中距小于30°时可观测到，其波速为3.05～3.07千米/秒，与花岗岩中的瑞利面波速度接近，周期约5～15秒。具有明显的逆频散特征。质点振动轨迹为入射面内的逆进椭圆。当震中与台站之间的海洋路径超过150千米时，不会出现Rg震相；当它们通过山脉和深大断裂时则要受到强烈衰减。Rg波的这一特性可用于判别地壳结构及其性质。符号Rg和Lg中的第二个字母g表示花岗岩类。

【Lg波】 Lg-wave 花岗岩层中的短周期面波。按波速不同又可分为Lg_1波和Lg_2波，速度分别为3.54千米/秒和3.38千米/秒。其形成机制有三种观点：①是地壳低速层中的导波；②是勒夫面波的二次谐波；③由体波在地壳中高速夹层内多次反射而成。在震中距≤30°时可观测到。其周期为2.5～6秒（当震中与台站之间的路径通过青藏高原时，Lg波的周期为5～10秒），具正频散特征，速度为3.5千米/秒。当震中与台站之间的海洋路径超过150千米时，不出现Lg震相；当它通过山脉和深大断裂时要受到强烈衰减。Lg波的这一特性可用于判别地壳结构及其性质。

【周边波】 circumferential wave 运动方向平行地球表面的地震波。

海洋地质学

总　论

【海洋科学】 marine science　研究海洋的自然现象、机体、变化规律及其与大气、海岸、海底相互作用的科学。包括海洋物理学、海洋化学、海洋气象学、海洋地质学、海洋生物学等分支学科。本辞典侧重海洋地质学，包括海洋地貌、机体、海流、海底、构造、岩石矿产等地质作用与地质调查，并涉及海洋物理、海洋化学、海洋大气等部分内容。

【海洋地质学】 marine geology　见 87 页“海洋地质学”。

【海洋沉积学】 marine sedimentology　是海洋地质学的重要组成部分，是研究海底沉积物类型、组成、沉积环境、分布规律及其演化的学科。海洋学与地质学的交叉学科。由于沉积物的整体记录了地质历史的发展演化过程和重大地质事件，对它的全面研究为人类认识地球，特别是海洋的发展演变有重要意义。

【古海洋学】 paleooceanography　海洋地质学的分支学科。研究地质时期的海洋环境状态和演化的科学。它是 1968 年开始实施的深海钻探计划(DSDP)而发展起来的地球科学的一门新学科。古海洋学以大洋的水体作为主要研究对象，以研究海底沉积物为基础，采用多学科综合手段，探索海洋环流和海水物理化学特征的变化、海洋生物生产力和海洋生物的宏观演化等。主要研究内容是：大洋环流及其演化；古海水化学，即古盐度、含氧量、各种微量及痕量元素含量，同位素组分、海水碱度和碳酸盐补偿深度等；生物古海洋学，即生物生产力和海洋生物的演化。研究方法有：用大洋地层学确定古环境及其时序变化；用地球化学探索海水物理、化学性质和古生物生产力及其演化；用沉积学探索底层水团流动状态。其研究成果，为气候变化的预测、生物演化的研究，石油天然气、天然气水合物、多金属结核及富钴结壳等海底沉积矿产的成矿机理研究，提供重要理论依据。

【海岸地貌学】 coastal geomorphology　地貌学的分支学科。研究海岸带各种类型的地貌形态及其形成演化。对海岸地貌的研究已往是静态描述，现已步入动态、定量化的发展阶段，不仅研究海岸形成历史和形态类型，还可通过海岸泥沙纵向和横向变化规律，探讨海岸堆积地貌形成的动力机理、海平面变化和海岸生态环境的变化。这对于海岸带资源的开发、工程建设及生态环境保护与治理关系密切。

【海洋地层学】 marine stratigraphy　海洋地质学的一个分支。研究海底沉积地层的成因类型、形态特征、地理分布、时代顺序及演化、分类等的学科。除采用普通地层学方法外，还特别注重采用生物地层学、年代地层学、磁性地层学、岩性地层学以及火山灰地层学、氧同位素地层学、碳酸盐地层学、事件地层学研究和对比海底地层层序、沉积间断、缺氧事件以及古海洋环境变化等。生物地层学中，常用有孔虫、硅藻、放射虫、孢子花粉及超微化石；年代地层学中，则用钾-氩法、^{14}C、^{10}Be 及铀-钍系列放射性测年技术测定沉积物地质年代；由于海底沉积地层保存较完整，已利用沉积剩磁建立系统的地磁年表；海洋岩性地层学，常分析研究火山灰及与气候变动有关的沉积物，如冰川沉积物、硅藻、有孔虫软泥及气候层等。

【海洋化学】 marine chemistry　海洋学的分支学科。研究海洋物质的化学组成、性质、变化过程、分布规律及其开发利用的一门学科。主要研究内容有海水物理化学性质；海水中元素及其同位素的存在形式、溶解过程、分散和富集规律；对海洋中资源的开发利用，以及环境监测和污染的防治与治理。海洋化学的研究已进入采用各种先进的测试分析技术探讨海洋物质的物理化学变化过程的新阶段，以便更好地利用和保护海洋资源。

【海洋物理学】 marine physics　海洋学的分支学科。是用物理学的理论及方法研究海洋中的自然物理现象和变化规律，及其海洋水体与大气圈、生物圈和地圈相互作用的一门学科。其研究内容有：海洋的各种物理场(如声、光、电、磁、热等)形成过程、传播规律；海水的运动，如潮汐、海浪、水团、海流等运动的水文物理特征；以及海洋与大气的相互作用过程和规律。学科的研究对海上交通、资源开发、环境保护、减灾防灾以及海岸、海底工程建设均有重要的指导作用和实用价值。

【海洋环境科学】 marine environmental science　海洋学的分支学科，介于海洋学与环境学的交叉学科。是研究人类活动引起的海洋环境变化及其影响的学科。主要内容包括：人类活动对海洋环境乃至全球环境的影响过程；海洋对污染物的自净作用、迁移与转换过程；人类与海洋生态之间的相互作用与相互影响的关系，对海洋污染物的预测、综合防治措施与管理制度；海洋的开发与可持续发展的关系等。海洋环境科学研究还要结合社会、法律和经济等多方面的因素才能取得满意的效果，以减轻和防止海洋污染。

【海水】 seawater　存在于海洋中的具有盐分的天然水。占地球水量的 97.2%，含有多种化学组分。除氢和氧外，在每千克海水中含量超过 1 毫克的元素有氯、钠、镁、硫、钙、钾、溴、锶、硼、碳、氟 11 种，它们的含量占海水全部元素含量的 99.8% ~ 99.9%，称为**海水主要元素**；其余的 60 多种的含量在 1 毫克或 1 毫克以下，称为**海水微量元素**。在微量元素中，磷、氮和硅等的盐类为海洋生物供给营养，故称之为“营养元素”。海盐由 30.7%的 Na^+，1.2% 的 Ca^{2+}，1.1% 的 K^+ 等主要阳离子和 55.1%的 Cl^-，7.7%的 SO_4^{2-} 等阴离子组成。海水是取之不尽的天然资源，从中可以提取钾、铀等元素，也可以制盐、溴、镁。对海水进行淡化能获取大量淡水。

【标准海水】 standard seawater　指氯度为 19.38‰的大洋海水。它是对海水严格处理，量测调整而成的。它可封装在安瓿瓶中，其氯度值准确到 0.001，用作测定其他海域海水盐度或氯度的统一标准。

【氯度】 chlorinity　1 千克海水中所含卤素的质量，用‰来表示。该单位值相当于 0.328 523 4 克海水淀析出卤素所用银原子质量(克)。是 Knudsen and Jacobsen, 1940 提出的。氯度可用来计算海水盐度。

【盐度】 salinity　表示海水中盐分多少的一个参数。最早，盐度的定义(1889)是指 1 千克海水被蒸干后所得到的溶解盐的

总量。后来，根据氯度和盐度的关系，给盐度重新下了定义：1千克海水中的溴和碘全部被当量的氯置换，而且所有的碳酸盐都转换成氧化物之后，其所含的无机盐的质量（克）。用符号“S”表示，单位为克/千克。

$$\{S\}_{‰} = 0.03 + 1.8050\{氯度\}_{‰}$$

1978年，根据海水的电导率，提出了“实用盐度”的概念，用 K_{15} 来定义了海水实用盐度（S）：

$$S = \alpha_0 + \alpha_1 K_{15}^{1/2} + \alpha_2 K_{15} + \alpha_3 K_{15}^{3/2} + \alpha_4 K_{15}^{2} + \alpha_5 K_{15}^{5/2}$$

$$\alpha_0 = 0.0080 \qquad \alpha_1 = -0.1692$$

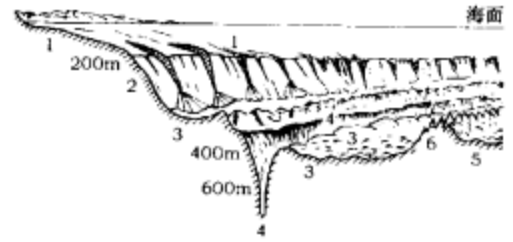
$$\alpha_2 = 25.3851 \qquad \alpha_3 = 14.0941$$

$$\alpha_4 = -7.0261 \qquad \alpha_5 = 2.7081$$

$$\sum_i \alpha = 35.000 \qquad 2 \leqslant S \leqslant 42$$

式中：K_{15} 是在15℃和一个标准大气压（101325帕）的条件下，海水样品电导率和质量比为 32.4356×10^{-3} 的氯化钾溶液电导率的比值。当 K_{15} 准确为1时，S 恰好等于35。

【海洋】 ocean，sea　地球上围绕大陆和岛屿的广阔连续的咸水水域。“洋”是海洋的主体，具有独立的海流系统，水温和盐度不受大陆的影响；“海”是海洋的边缘部分，水温和盐度则受大陆的强烈影响，并无独立的海流系统。世界海洋的总面积约36106万平方千米，占地球总面积的70.8%，约等于陆地面积的2.5倍，平均水深3795米。从海岸到大洋依次出现大陆架、大陆坡、大陆隆、海沟、深海盆地及洋中脊等地形单元（见图）。通常把海和洋的底部分别称为海床和洋底。海洋底部约5%为浅海沉积物，15%为半深海沉积物，80%为深海沉积物。海水有波浪、潮汐、海流等运动形式。海洋的蒸发量大于降水量，其亏损的水量主要由大陆径流补给。在河流流入海洋的过程中，从大陆携带大量溶解和固态物质到海洋，不断改变海洋物质的组成和性质。根据海洋环境和生物群，可将海洋划分为潮间带、浅海带、半深海带和深海带。海洋底部主要由玄武质岩层构成，其上由沉积物覆盖。浩瀚的海洋是一个巨大的宝库，海水即为取用不尽的资源，其中已发现80多种元素。海水可以淡化饮用，还有取之不竭的动力资源。海底的矿产资源极其丰富，能开发利用的达20多种，最主要的是石油和天然气。海洋生物资源也极其丰富，世界动物蛋白质的40%来自海洋生物。



海洋地形断面示意图

1.大陆架；2.大陆坡；3.海底平原；4.海沟；5.深海丘陵；6.大洋中脊

【洋】 ocean　又称**大洋**。海洋的中心部分，具有深广而浩瀚的咸水水域。有独立的潮汐和海流系统，其温度和盐度不受大陆影响，盐度平均为35‰，水色高，透明度大；沉积物多为红粘土、钙质软泥及硅质软泥等生物软泥，并常见深海砂等陆源碎屑物质。洋底主要由硅镁质的大洋型地壳构成。全球有太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋四大洋（见表）。

海洋名称（包括所属海）	面积及百分比		体积及百分比		平均深度	最大深度
	10^4 km^2	%	10^4 km^3	%	m	m
太平洋	17 968	49.8	72 370	52.8	4 028	11 034
大西洋	9 336	25.9	33 770	24.7	3 627	9 219
印度洋	7 492	20.7	29 195	21.3	3 897	7 729
北冰洋	1 310	3.6	1 698	1.2	1 205	5 527
总　计	36 106	100	137 033	100	3 795	

【太平洋】 Pacific Ocean　世界第一大洋。位于亚洲、大洋洲、南极洲和南、北美洲之间，南北最长约15 900千米，东西最大宽度约19 900千米，面积17 968万平方千米，占世界海洋总面积的49.8%，占地球总面积的35.2%。平均深度为4028米，最深处为深达11034米的马里亚纳海沟。通常以南、北回归线为界，分南、中、北太平洋，或以赤道为界分南、北太平洋，也有以东经160°为界，分东、西太平洋的。北太平洋，即北回归线以北海域，主要附属海有东海、黄海、日本海、鄂霍次克海和白令海；中太平洋，位于南、北回归线之间，主要附属海有南海、爪哇海、珊瑚海、苏禄海、苏拉威西海、班达海等；南太平洋，为南回归线以南海域，主要附属海有塔斯曼海、别林斯高晋海、罗斯海和阿蒙森海等。太平洋约有一万个岛屿，总面积440多万平方千米，约占世界岛屿总面积的45%。根据地形和地质特征，分为东、中、西三区：东区，为皇帝海岭、夏威夷海岭、莱恩海岭和土阿莫土海岭以东的地区，其间地形较平坦，有东北太平洋海盆、东南太平洋海盆和东太平洋海隆（长 1.5×10^4 千米）以及海隆以东的智利海岭、纳斯卡海岭、加拉帕戈斯海岭；中区，是从东区界线向西至千岛、日本、马里亚纳、汤加、克马德克海沟以东的地区，有夏威夷海岭、莱恩海岭和土阿莫土海岭等一系列海底山脉和由它们分隔的中太平洋海盆、西北太平洋海盆和西南太平洋海盆；西区，由海沟-岛弧-边缘海盆构成沟弧盆系，著名的海沟有千岛海沟、日本海沟、伊豆-小笠原海沟、马里亚纳海沟、帕劳海沟、琉球海沟、菲律宾海沟、新赫布里底海沟、汤加海沟、克马德克海沟、阿留申海沟和秘鲁-智利海沟。广阔的深海平原和丘陵区的主要沉积物为深海粘土和硅质软泥，而海山和海台及海岭区则沉积有钙质软泥。洋流有：由北赤道暖流、黑潮、北太平洋暖流和加利福尼亚寒流构成的北太平洋环流；由南赤道暖流、东澳大利亚暖流、西风漂流和秘鲁寒流构成的南太平洋环流；由亲潮、北太平洋流和阿拉斯加海流构成的逆时针环流和南极绕极环流。主要水团是北太平洋中央水、南太平洋中央水、赤道水团、太平洋中层水、太平洋深层水和南极底层水。太平洋是巨大的资源宝库，蕴藏有石油、天然气、天然气水合物、多金属结核和钴结壳、磷钙土及块状硫化物等矿产资源。

【大西洋】 Atlantic Ocean　世界第二大洋。位于南、北美洲、欧洲和非洲大陆之间，面积9336.3万平方千米，约占海洋面积的25.9%，平均深度为3627米，最深处在波多黎各海沟，达9219米。其东西狭窄，作南北延伸，长1.6万千米，略呈S形轮廓，赤道海域东西宽度最窄，仅2400多千米。重要的附属海和海湾有加勒比海、墨西哥湾、地中海、黑海、北海、波罗的海、比斯开湾、几内亚湾、哈得孙湾、巴芬湾、圣劳伦斯湾、威德尔海和马尾藻海等。它具有世界上最宽的大陆架，主要分布在欧洲和北美沿岸，约占其总面积的十分之一。中部有一条自冰岛至布韦岛呈S形蜿蜒的巨大海岭，称大西洋中脊，全长1.7万千米，宽为375～2400千米，其轴部有中央裂谷。此洋中脊被一系列东西向断裂所错开，其中最著名的是罗曼斯断裂带，将洋中脊错位1000多千米，并形成7556米深的海沟；东、西两侧有一系列海盆，东有西欧罗巴海盆、伊比利亚海盆、加那利海盆、佛得角海盆、几内亚海盆和安哥拉海盆等，西有拉布拉多海盆、北美海盆、巴西海盆和阿根廷海盆。大陆边缘的沉积物主要为陆源碎屑和浅海生物碎屑沉积物，深海平原区则为钙质软泥和深海粘土及硅质软泥，南极地区还有冰成沉积。大西洋是由两亿年前的泛大陆张裂扩张而成，表层流系主要有拉布拉多海流、北大西洋海流、安德列斯海流、北赤道海流、加那利海流、圭亚那海流、南赤道海流、赤道逆流、东格陵兰海流和福克兰海流，深层和底层水团有北大西

洋中央水、南大西洋中央水、北大西洋中层水、南极中层水、大西洋地中海水、北大西洋深层及底层水、南极绕极水和南极底层水。大西洋蕴藏有丰富的矿产资源，如石油、天然气、煤、铁、硫、重砂矿、磷钙土、深海多金属结核和钴结壳以及块状硫化物。

【印度洋】 Indian Ocean 世界第三大洋。位于亚洲、大洋洲、非洲和南极洲之间，面积约 7492 万平方千米，约占海洋总面积的 20.7%，平均深度为 3897 米，最大深度在爪哇海沟，达 7729 米。主要附属海和海湾有红海、阿拉伯海、亚丁湾、波斯湾、阿曼湾、孟加拉湾、安达曼海、阿拉弗拉海、帝汶海、卡奔塔利亚湾、大澳大利亚湾等。中部有“人”字形印度洋中脊，由中印度洋海岭、西印度洋海岭和南极-澳大利亚海岭组成。这三支海岭将印度洋分成三个大洋盆，每个洋盆又被若干海岭、海台、海隆和海山分割成一系列海盆，如索马里海盆、纳塔尔海盆、马达加斯加海盆、中印度洋海盆、南极-阿非利加海盆、南极-澳大利亚海盆、西澳大利亚海盆等。其沉积物：一类是远洋沉积物，于北纬 26°至南纬 40°之间，以钙质软泥分布最广，占总面积的 54%，其次是红粘土，分布于北纬 10°至南纬 40°间的东半部，占总面积的 25%，赤道地区有少量放射虫软泥，南纬 50°以南的亚南极地区主要为硅藻软泥，约占总面积的 20%；另一类为陆源沉积，主要分布于大陆沿岸和岛屿附近。它是经冈瓦纳古陆分离和特提斯海的衰减过程而形成的最年轻的大洋。季风环流很发育，有由北赤道流和赤道逆流组成东北季风环流，南赤道流的一部分和索马里海流组成夏季北印度洋环流，由南赤道流、厄加勒斯海流、部分西风漂流和澳大利亚海流组成反气旋型南副热带环流；印度洋主要水团有副热带次表层水、亚南极中层水、印度洋深层水和南极底层水。印度洋矿产资源丰富，其中油气资源产量约占全球海洋油气总产量的 40%，并有砂矿、磷钙土和多金属结核及热液硫化物泥等矿产。

【北冰洋】 Arctic Ocean 位于地球最北端，为亚洲、欧洲和北美洲大陆所环抱，有常年不化的冰盖，为世界大洋中最小的一个。面积 1310 万平方千米，约占海洋总面积的 3.6%。平均水深约 1205 米，最深处在南森海盆阿米兰特海沟，达 5527 米。分为两部分：北极海区，有喀拉海、拉普捷夫海、东西伯利亚海、楚科奇海、波弗特海；北欧海区，有格陵兰海、挪威海、巴伦支海和白海等附属海。它拥有宽阔的大陆架，最宽达 1200 千米以上，面积达 440 万平方千米，占北冰洋面积的三分之一。中央有罗蒙诺索夫海岭，将北极海区分隔成加拿大海盆、马卡罗夫海盆和南森海盆。其洋流系统由北大西洋暖流的分支挪威暖流、斯匹次卑尔根暖流、北角暖流和东格陵兰寒流等组成。大陆架有丰富的石油、天然气和天然气水合物，沿岸及沿海岛屿有煤、铁、磷钙土、泥炭和砂矿等资源。

【南大洋】 Southern Ocean 环绕南极大陆周边呈带状分布的海域称南大洋。曾俗称南极海、南冰洋或南极洋。南大洋范围包括太平洋、大西洋和印度洋的最南部相互连通的海域和威德尔海、罗斯海、阿蒙森海及别林斯高晋海等组成，总面积达 7700 万平方千米。它的南限是南极大陆，北限到南纬 40°的纬圈的海域或更明确的到南极峰亚热带辐合带的辐合线海域。有时也把南半球的陆地的南端部分也包括在内。在海洋学术界，常理解为围绕南极大陆旋转的同心圆状的特性海，即囊括南极圈、亚南极圈内的整个海区。广义的理解南大洋应是绕南极的环流水团——绕极流。绕极流和积冰是南大洋的最大特征。南大洋的海冰分布范围宽广、底层水环流发育，在海冰、冰架大面积分布的南极大陆的周围，特别在威德尔海是南大洋底层水生成的主要海域；在威德尔海、罗斯海、别林斯高晋海生成顺时针的旋转流。南大洋内侧大陆架海底地形起伏变化复杂，除威德尔海和罗斯海外，大陆架都窄而水深，坡折深达 400～800 米；陆坡陡峭，水深延伸很大，瓦尔迪维亚海盆最大深度达 6922 米。据中外各国科学考察，南大洋是一个生物生产力高、资源丰富的海区。在南大洋周边南极洲大陆架海区已发现多处重要油气构造，推断石油蕴藏量约达 450 亿桶(64.3 亿吨)。此外，沿南纬 50 至 60 度的南大洋辐合带，存在一条宽 500 千米的连续分布的多金属结核或结壳矿带分布区。20 世纪 60 年代以前，各国在南大洋的活动主要是从事捕获海豹、鲸、鱼类和磷虾等传统产业，近几十年来随着海底资源的发现，南大洋的地质地球物理勘查工作越来越引起各国的关注。

【海】 sea 海洋边缘部分。比河口海湾大而比洋小得多，由岛屿、半岛与大洋隔开，或为大陆所环绕的咸水区域。约占海洋总面积的 11%。其温度和盐度受大陆的影响较大，有显著的季节性变化；水色低、透明度小，无独立的潮汐和海流系统，主要受邻近大洋的影响。在缺乏淡水流入而蒸发又强烈的内海海水盐度较高，如红海盐度高达 41‰；而与大洋相通，有大量河水流入的边缘海则盐度较低，一般在 32‰以下。沉积物多为砂、泥等陆源碎屑。按地理位置不同，可分为陆缘海和地中海两种。

【陆缘海】 epicontinental sea 位于大陆的外缘，一般为岛屿或半岛与大洋隔开的咸水水域。面积与大洋相比小得很多。水文特征主要受陆地河流与相临大洋的影响，无独立的潮汐和海流系统。通常具有广阔的大陆架，以较厚的陆源沉积物为主。海底地壳大多为大陆型地壳或过渡型地壳，如太平洋西部的东海和黄海皆属大陆型地壳；具有大洋型地壳者称**边缘海**(marginal sea)，如菲律宾海和日本海、鄂霍次克海则具有大陆型和大洋型两种地壳特征。

【地中海】 Mediterranean sea, inland sea ❶广义的指**内海**(inland sea)，受大陆包围，但有海峡与大洋相通的咸水水域。分为内陆海和陆间海两种：前者，为陆地所环绕，仅有海峡与大洋或其他海相连，如渤海、黑海、波罗的海和里海等；后者，位于两个以上大陆之间，两端有海峡与外海相通，如欧洲、非洲和亚洲大陆之间的地中海，非洲与亚洲大陆之间的红海。它不具独立的潮汐和海流系统，盐度、温度和水色等水文特征均受相邻大陆的影响，底部地质构造受邻近大陆地质构造控制。❷狭义的地中海，专指为欧洲、非洲及亚洲大陆所包围的、从直布罗陀至达达尼尔海峡及苏伊士运河之间的地中海(Mediterranean Sea)。

【内陆海】 continental sea, inland sea ❶海洋深入大陆内部，周围为陆地所环绕，仅有狭窄水道与大洋或其他海域相连的咸水水域。如果沿岸陆地和出海通道均属同一个国家，即可视为该国的内水，享有内水的主权权利，如中国的渤海，日本的濑户内海、俄罗斯和乌克兰的亚速海等；若沿岸陆地和通海海峡由多个国家所有，如地中海、黑海和里海，则应由沿岸国家共同制定相关的管辖协定，并尊重所有国家，不论为沿海国或内陆国，其船舶均享有无害通过领海的权利。❷处于大陆之内，完全没有通海出口的内海。如果沿岸都由一个国家的陆地所包围，则可视为该国领土的一部分，享有完全的主权权利，可以独立自主地开发利用和管辖，而不对外承担任何义务。如中国的青海湖、俄罗斯的咸海、巴勒斯坦的死海等。

【闭海】 enclosed sea 是指两个或两个以上国家所环绕并由一个狭窄的出口连接到另一个海或洋，或全部或主要由两个或两个以上沿海国的领海和专属经济区构成的海湾、海盆或海域。如黑海是典型的闭海，它由俄罗斯、乌克兰和土耳其等国领土所包围，黑海的出海口仅有伊斯坦布尔海峡，也称博斯普鲁斯海峡

与地中海沟通；黄海是中国、朝鲜和韩国的领海和专属经济区的共同海域，由于黄海西北部与渤海连接，南部与东海相通，属**半闭海**(semi-enclosed sea)。

【陆间海】 intercontinental sea　地中海的一种。位于大陆之间，两端有狭窄水道与相邻大洋或海相通的咸水水域。如欧、亚、非三大洲之间的地中海。总面积251万平方千米，是世界最大的陆间海，参见"地中海"。

【渤海】 Bohai Sea　中国的内海。为辽东半岛、河北平原及山东半岛所环绕，通过渤海海峡与黄海相连，面积约7.70万平方千米，平均水深18米。沿岸水深较浅，只有数米，东部的老铁山水道最深达70余米。除中央的主体部分外，其北、西、南三面的海湾，分别称为辽东湾、渤海湾和莱州湾。海底有巨厚的淤泥和粘土层，是长期以来黄河、辽河、海河及滦河等河流带来的泥沙堆积。其中，仅黄河每年输入渤海的泥沙量就平均约11亿吨。它是燕山运动形成的中、新生代沉降区，具有巨厚的中、新生代沉积层，蕴藏着丰富的油气资源。这一地区约自中生代开始，即不断下沉，此后间有短期的轻微回升。古近-新近纪，受全球性地壳运动的影响，沉降加剧，使胶东和辽东中部发生断陷，形成今日之渤海海峡和庙岛列岛。其海盆至今仍在缓慢沉降。

【黄海】 Yellow Sea　中国大陆东缘的陆架海。因海水中含有大量泥沙呈黄色而得名。位于山东和江苏两省之东，朝鲜半岛之西，西北以庙岛列岛与渤海分界，东南以长江口北嘴的启东角—韩国济州岛西南一线与东海分界。黄海南北长约800千米，东西最宽约650千米，面积约38万平方千米，平均水深44米，最深140米。西部苏北沿岸一带多浅滩，深度一般不到20米。黄海按其所处的构造部位及地质发展史的不同，分为南、北两部分：分别以山东半岛的成山角与朝鲜半岛的长山串连线为界。北黄海处于长期隆起的地质背景，从晚侏罗世开始出现分割性小型盆地，而从上新世开始形成一个较为统一的沉积区，沉积了中、新生代蒂层；南黄海是晚白垩世以来形成的沉积区，与江苏北部相连组成苏北-南黄海中新生代盆地，有较厚的中、新生代沉积层，为石油的形成提供了良好条件。

【东海】 East China Sea　中国大陆东缘的边缘海。东北以长江口至韩国济州岛一线与黄海为界，西南以广东南澳岛至台湾岛南端鹅銮鼻一线与南海为界，西濒闽、浙，东界琉球群岛。东海东北—西南长约1296千米(700多海里)，东西宽约741千米(400海里)，面积约77万平方千米，平均水深370米，最大深度2719米，位于台湾省东北之冲绳海槽中。其地形大体可分为大陆架、大陆坡和冲绳海槽三个单元，一般自西向东逐渐加深。大陆架坡度平缓，水深在200米以内，东缘有一条北东向的海底隆起，出露海面部分南段是中国台湾省东北的附属岛屿——花瓶屿、棉花屿、彭佳屿、钓鱼岛、南小岛、北小岛、黄尾屿与赤尾屿等；东北段则是日本九州西北的五岛列岛和对马岛等。外侧为坡度很陡的大陆坡与冲绳海槽相接，海槽水深在1000米以上，最深达2719多米。表层沉积物一般西部为淤泥质，东部为砂质，主要为长江携带的泥沙，大多是更新世晚期低海平面时期的残留沉积物。它是新生代的大型沉积盆地，沉积有巨厚的新生代地层，蕴藏着丰富的石油和天然气。

【南海】 South China Sea　中国大陆南面的边缘海。西界越南、泰国和马来西亚，东邻菲律宾群岛，南临加里曼丹岛，北濒两广和海南省。南北长约2963千米(1600海里)，东西宽约1852千米(1000海里)，面积约360余万平方千米，平均水深在1212米以上，中部水深3000余米，最深部分位于马尼拉海沟南端达5376米。大体可分为大陆架、大陆坡、南海海盆以及吕宋海槽等四个地形单元。中国广东南部、越南东部、印度尼西亚北部等周缘有广阔的大陆架，水深一般在200米以内。大陆架与海盆之间有不宽的大陆坡，中部深海盆称南海海盆，水深在3000米以上。海盆中部有几条北东向海底山脉构成的三个海底台地，形成中国的东沙、西沙、中沙、南沙群岛及印度尼西亚的纳土纳群岛的众多珊瑚礁基底，群岛之间形成深海盆地。在菲律宾群岛西边有一南北向延伸的吕宋海槽。沉积物在大陆沿岸和岛岸地区主要为泥沙等陆源碎屑和珊瑚碎屑，深海盆中为软泥和红粘土，并有锰结核和结壳，不少地方还见玄武岩块。一般认为，中生代南海曾为陆地，中国大陆南部与加里曼丹连成一片，新生代初期才沉陷成为南海海盆。由于长期稳定地下沉，并自周边大陆接收大量有机质沉积，为石油的生成创造了有利条件。现已在其周围大陆架上(包括中国广东大陆架)发现和开采石油和天然气。

【湾】 bay, gulf　伸入大陆和岛屿，三面受陆地包围的水域。其中，深入陆地部分为大弯曲的海岸封闭，而通过海峡与海洋连接的较深的湾，英文为gulf，以别于小湾(bay)，如墨西哥湾、孟加拉湾和北部湾等；伸入陆地或为两个岬角之间的开阔浅水海湾，英文称bay、如胶州湾、杭州湾等，中国则通称为湾。

【海峡】 strait, sound, channel　大陆与大陆之间，大陆与岛之间，或岛屿与岛屿之间潮流相通的狭长水道。如台湾海峡，潮流作用一般较强烈，砾石和砂分布较广，形成许多沙滩和海釜。全世界有上千个大小海峡，其中可通航的约130个，常用于国际航行的主要海峡约40多个，是沟通海、洋的重要通道，如台湾海峡、马六甲海峡、直布罗陀海峡、博斯普鲁斯海峡和达达尼尔海峡等。

【地峡】 isthmus, neck　介于两个海洋之间，连接两个大陆或大陆与半岛，或半岛与半岛间的狭窄陆地。如连接地中海与红海的苏伊士地峡，介于太平洋与大西洋之间连接南美和北美大陆的巴拿马地峡、连接亚洲大陆与马来半岛的克拉地峡、连接巴尔干半岛与伯罗奔尼撒半岛的希腊地峡。

【半岛】 peninsula　伸入海洋或湖泊，三面被水域包围的陆地。如中国的辽东半岛、山东半岛和雷州半岛。世界上最大的半岛是位于亚洲西南部的阿拉伯半岛，面积约300万平方千米。其形成主要是大规模地壳运动的产物。面积较小的半岛则是海岸沉降，海水沿河谷侵入而成。

【岛屿】 islands　海洋、湖泊或河流中，四面被水包围并在高潮时仍露出水面的、比大陆小得多的陆地。大小不一，一般较小的岛称屿，如中国的鼓浪屿、花瓶屿和赤尾屿。按成因，可分为大陆岛、大洋岛和冲积岛。全球海洋岛屿总数在5万个以上，总面积达997万平方千米，约占地球陆地总面积的十五分之一。位于北美洲东北部的格陵兰岛是世界上最大的岛屿，面积约218万平方千米。海洋中的岛屿是海底地质作用的产物，是研究海底岩石和地质构造及其历史的重要依据之一。

【大陆岛】 continental island　大陆地块延伸到海底并露出水面而形成的岛。一般是地壳运动的结果，地质特征与相邻大陆基本相似，如中国的台湾岛、欧洲的不列颠群岛、北美的格陵兰岛。台湾岛是在古近-新近纪中期以后，在喜马拉雅造山运动中隆升为陆地，距今1000万～2000万年间，再次被海水淹没，只有高耸的中央山脉一带突出海面，直到距今约二三百万年前的第四纪初期，地壳再度剧烈上升形成现今的台湾岛。

【海洋岛】 oceanic island　又称**大洋岛**。海底火山或珊瑚堆积体露出海面而形成的岛。按成因可分为火山岛和珊瑚岛两种。太平洋是世界上岛屿最多的大洋，也是世界上珊瑚岛礁最

多、分布最广的海洋，主要岛屿有 2600 多个，总面积达 440 多万平方千米。

【火山岛】 volcanic island 海底火山喷发物质堆积而成的岛。太平洋东岸和西缘是世界上火山活动最剧烈的地带，有活火山 370 多座。太平洋中北部也有活火山 60 多座。世界上约有 85% 的活火山分布在太平洋海域。如夏威夷群岛、阿留申群岛等，中国的澎湖列岛即为第四纪初期火山喷发形成。大洋中的岛屿一般属于火山岛，大部分珊瑚也在海底火山顶部生长。

【珊瑚岛】 coral island 由珊瑚堆积物露出海面而成的岛屿。其基底往往是海底火山的顶部，如太平洋的马绍尔群岛、中国的南沙和西沙群岛。珊瑚岛主要分布在南、北纬 30°之间的海洋中。澳大利亚东北部沿海海域分布有世界上最大的珊瑚岛礁——大堡礁，南北蜿蜒长达 2000 千米，东西宽 150 ~ 200 千米。珊瑚岛礁在大洋中分布广，常形成环礁，成为鱼类栖息地、天然避风港和旅游胜地。由于人类活动和全球气候变暖等原因，全世界大约 80% 的珊瑚岛礁已经走上缓慢死亡的道路。即使保存相当完好的澳大利亚的大堡礁，事实上已有三分之一的珊瑚礁正在走向灭绝。

【冲积岛】 alluvial island 河水携带的物质在大河河口或河流、湖泊中堆积而成的岛屿。其地势低平，一般由砂和粘土等碎屑物质组成。如长江口的崇明岛，面积 1083 平方千米，为中国第三大岛，即由长江携带的泥沙沉积而成。

【群岛】 archipelago, islands 彼此相距较近的成群分布的岛屿。如中国的南沙群岛、西沙群岛、东沙群岛、中沙群岛、太平洋的马里亚纳群岛、夏威夷群岛等。全世界有数量众多的群岛，按照地理形态与地质特征相似之处，群岛可分为大陆型和大洋型两大类。大陆型群岛根据位置又可分为沿岸群岛和陆架群岛；大洋型群岛按地质成因分为火山型群岛和珊瑚礁型群岛。但是，随着各国对海洋权益的关注，“群岛”的涵义早已超越地学的范畴。国际法公认的“群岛”是指一群岛屿，包括若干岛屿的若干部分、相连的水域或其他自然地形，彼此密切相关，以致这种岛屿、水域和其他自然地形在本质上构成一个地理、经济和政治的实体，或在历史上已被视为这种实体。

【列岛】 chain islands, archipelago, island 呈线形或弧形排列的群岛。如日本列岛、千岛列岛和澎湖列岛。

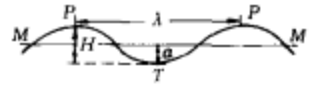
【波浪】 wave 海洋、湖泊、水库中的水体在外力作用下，水质点失去平衡而往复运动并向一定方向传播的现象。

【海浪】 oceanic wave, wave 海洋中水体在外力作用下，水质点失去平衡而产生的水面波动并向一定方向传递的现象。按成因可分为由风力作用产生的风浪、由地震或火山作用产生的海啸、由气压突变产生的气压波、由潮汐作用产生的潮汐波等。按波长和水深的关系，又可分为两种：长波，波长大于水深；短波，波长小于水深。它是侵蚀和搬运作用的重要营力之一，与海上交通、海洋工程及生产安全关系密切。波浪能可用于发电。

【风浪】 wind wave 风力作用形成的波浪。风浪的大小取决于风的类型，即风速强，风区大、风的作用时间长，形成的风浪就较大。它的波形不对称，传播方向变化不定，且主要取决于风力和风向。风浪传播到浅水区与海底摩擦，形成破浪和激浪，可对海岸造成较强的侵蚀和搬运作用。

【涌浪】 swell 简称涌。由产生风浪的海区传播到另一海区的波浪或风平息之后残留于海面的余浪。形状较风浪规则，呈对称波形，波顶平缓，周期长。涌浪在传播过程中波高逐渐降低，能量减少，波长变长，它往往比海上风暴移动得还要快。由于它传播距离较长，传播速度很快，每昼夜可传播 1852 千米（1000 海里）。它常引起船舶的摇摆并对海岸建筑物有一定破坏作用。

【海浪要素】 wave parameter 又称**波浪参数**。表示海浪形态和性质的主要参数。波面的最高点（P）称为**波峰**；最低点（T）称波谷（见图）。相邻的波峰和波谷之间的垂直距离称波高（H）；它的一半称振幅（a）；相邻波峰或波谷间的水平距离称波长（λ）；相邻的波峰或波谷通过任一固定点所需的时间称周期。波高与波长之比叫波陡（S），垂直波浪传播方向并连接波峰的线叫波峰线，垂直于波峰线的线叫波向线。

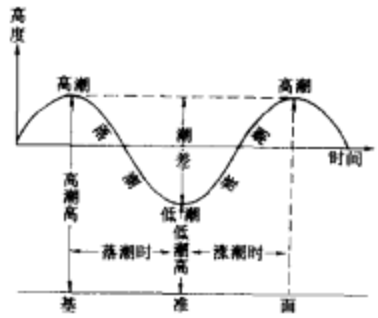


波浪参数图

【激浪】 surf, breaker, breaking wave 又称破浪。当波浪传播到浅水区，水深变为小于二分之一波长的深度时，由于海底对水体产生摩擦，引起波浪几何形态发生变化直至波浪破碎并冲击海岸。

【裂流】 rip current 又称**离岸流**。波浪在海岸破碎后，壅高于岸边的水体通过破浪带流回海洋的条带状强烈表面流。持续时间短、流速快，流向几乎与海岸垂直。产生的位置往往因波高、波浪周期、海底地形以及海岸线形状而发生变化。对海岸泥沙的搬运和侵蚀过程起一定促进作用。

【潮汐】 tide 海水在月球和太阳引力作用下发生的周期性运动。包括海面周期性的垂直涨落和海水周期性的水平流动，习惯称前者为潮汐、后者称潮流，白昼称潮、夜间称汐，名异而实同。海面上涨到最高的位置称为**高潮**，高潮时的海陆交接线称**高潮线**；海面下落到最低的位置称**低潮**，低潮时的海陆交接线称**低潮线**（见图）。高潮和低潮的海面往往持续一段时间，分别称为平潮和停潮。平潮的中间时称高潮时，其潮位高度称高潮高；停潮的中间时称低潮时，潮位高度称低潮高。从低潮到高潮的过程称**涨潮**；反之，称**落潮**。低潮时到高潮时的时间间隔，称涨潮时；反之，称落潮时。按其出现的周期可分为半日潮、全日潮和混合潮三种。按成因通常分为由天体引力产生的天文潮，由于气象原因引起的气象潮，以及各种风暴过境引起的风暴潮等。中国很早就已对潮汐有认识，东汉学者王充（公元 27 ~ 97 年）在《论衡》中曾提到“涛之兴起，与月盛衰”，说明月相变化与潮汐涨落的关系。它是海洋的重要地质营力之一，对海岸线的塑造有直接影响，对船只航行和沿岸建筑物也有一定危害。其动力亦可用于发电。



潮汐要素示意图

【潮差】 tidal range, tide range 又称**潮幅**。高潮与低潮的潮位高度之差。从高潮至前一个相邻的低潮的潮差称涨潮高差，从高潮至后一个相邻的低潮的潮差称落潮差。

【平潮】 slack tide, slack water 潮汐过程中，海水上涨到最大高度后，短时期内保持的不涨也不落的现象。

【停潮】 still tide, still water 潮汐下降到最低点后，水位保持短暂的稳定现象。

【半日潮】 semidiurnal tide 潮汐的一种。周期为半日的潮汐。一个太阳日内出现两次高潮和两次低潮，且两次高潮和低潮的潮差大致相等、涨潮时和落潮时几乎相等的潮汐现象。中国东海以半日潮为主。

【全日潮】 diurnal tide 潮汐的一种。周期为一日的潮汐。一个太阳日内只有一次高潮和低潮的现象。其高潮和低潮的间

隔约 12 小时 25 分。中国南海以全日潮为主。

【混合潮】 mixed tide　潮汐的一种。一个太阳日内出现二次高潮和低潮，但两次高潮的潮差很大，涨潮时和落潮时不等的潮汐现象。中国的渤海和黄海以混合潮为主。

【潮流】 tidal current, tidal stream　在月球和太阳引力作用下，海水垂直涨落时水体的周期性水平运动现象。涨潮时的海水水平流动称**涨潮流**(flood current)，落潮时的海水水平流动称**落潮流**(ebb current)。由于海岸和海底地形对潮流的影响而引起复杂的变化，难以进行观测和预报。在狭窄的海峡地区，流速可达几节，并产生强烈的涡流，常塑造成海釜等海底侵蚀地形，如中国杭州湾潮流流速可高达 10～13 节不仅是侵蚀和搬运的地质营力，而且还可作为发电的动力。

【引潮力】 tide generating force, tide-producing force　又称**潮力**、**涨潮力**。引起潮汐现象的力。地面上单位质量受月球或太阳的引力和因月球绕地球(或地球绕太阳)公转而产生的惯性离心力的合力。它与月球(或太阳)的质量成正比，与月、地(或日、地)距离的立方成反比。虽然太阳比月球的质量大得多，但由于日、地距离比月、地距离远得多，致使月球的引潮力为太阳的 2.17 倍。所以月球引潮力是海水产生潮汐现象的主要原因。

【天文潮】 astronomical tide　在月球和太阳等天体引潮力作用下产生的潮汐。其中，月球引潮力产生的潮汐称**太阴潮**，太阳引潮力产生的潮汐称**太阳潮**。

【大潮】 spring tide, syzygy tide　又称**朔望潮**。每逢朔望即农历初一和十五日，太阳、月球和地球三个天体几乎位于一条直线上，此时月球的引潮力和太阳的引潮力作用于同一方向，致使太阳潮极大地加强了太阴潮，在一个月内形成两次特大的太阴、太阳合成的大潮。这时海水涨得最高落得也最低，俗称“初一、十五涨大潮”。由于海水和海底之间的摩擦，大潮到达海岸的时间往往延迟两三天，仅在农历初三、四或十八、十九两天内出现。在喇叭形河口区，当潮水来临时，常出现潮端陡立、来势凶猛、轰轰作响，犹如一道直立水墙高速地向前推进的奇特潮汐现象，称**涌潮**或**暴涨潮**。中国浙江海宁钱塘江口即以涌潮闻名，大潮时潮差可达 8～9 米。唐朝《元和郡县图志》中记载：“钱塘江大潮常以月十日及二十五日最小，月三日及十八日极大。小则水渐涨，不过数尺，大则涛涌至数丈”。

【小潮】 neap tide, quadrature tide　又称**方照潮**。农历每月初八、二十三日为上弦月和下弦月，月球、太阳和地球三者的位置形成直角，月球引潮力和太阳引潮力作用方向互相垂直，而太阳潮最大限度地削弱了太阴潮，从而产生一月中两次最小的太阳、太阴合成的小潮。这时海水涨得不高落得也不低，潮差最小。俗称“初八、二十三，到处见海滩”。

【气象潮】 meteorological tide　由风、气压、降水、结冰和融冰等气象因素的变化引起的海面涨落现象。无周期性特征，远较天文潮次要，但在某些海区，尤其在浅水海湾或河口地区影响相当显著。如增水和减水时发生水灾，引起海岸淹没和沉积物塌陷、流失，造成巨大破坏。

【增水】 set up submergence　气象潮的一种。由强向岸风、高大气压及波浪进流等引起的海水向岸边上涨的现象。增水时海岸常被水淹没。

【减水】 negative surge emergence　气象潮的一种。由背岸风、低大气压及波浪退流等引起的海水背岸退落的现象。

【海平面】 sea－level　海洋的自由水面。是海水与大气层的界面。

【海面升降】 sea level fluctuation　又称**海平面变化**(sea level change)。全球海面随着时间的推移在不断变化，一是海平面的升降变化，一是水平方向上的起伏变化。受潮水涨落、气候变化等因素的影响，发生短期性(日、月、季节性)升降变化，幅度一般可达几米到十几米。如风浪增减水、津波、风暴潮、假潮、潮汐都会使局部海平面发生升降变化，还有与大气压变化有关的海平面季节变化。一年或多年的平均海面还受地质、天文等因素的影响而发生长期性升降变化，其幅度在一定的地质时期可达几百米以上，造成大规模的海侵与海退。全球海面长期性变化的原因，为陆地上冰盖和冰川的形成或消融，使海水量相应地减少或增多；岩石中和地球深处水的释放使水量增多；地壳的升、降使海盆容积增大或减少；沉积物充填海盆使海盆容积变小；地球自转速度变化，转速变快时使低纬区海面上升，高纬区海面下降。在一定地质时期内海水的升降是以某一原因为主。第四纪海面大幅度变化的原因主要是冰川的进退，在 17 000～18 000 年前第四纪最后一次冰期的极盛期，全球海面大致在现今海面下的 100 米处。后因冰川开始大量消融，海面迅速上涨，大约到 6000 年前海面才接近于现今的位置。

【海平面相对变化】 relative change of sea level　海平面相对于陆地表面(或下伏原始沉积表面，下同)的上升或下降的统称。这种升降运动可以是海平面本身的升降、陆地表面或下伏沉积物表面的升降，或二者同时发生不同幅度的升降。其表现有：①海平面的相对上升形成于海平面上升，陆地表面下降；或海平面静止不动，陆地表面下降；或海平面下降，陆地表面以更快的速度下降。②海平面相对下降，可为海平面本身下降，陆地表面上升或保持不动，或以缓慢速度下降；也可以是海平面保持不动，陆地表面上升；亦可为海平面上升，而陆地表面以更高的速度上升。③海平面相对静止，可以是海平面与陆地表面同时保持静止，或二者以均衡的速度升降。

【海平面相对变化周期】 cycle of relative change of sea level　海平面发生一次升和降的时间间隔。可分为一、二、三级。一级周期，是海平面相对升降变化的最高一级周期，持续时间最长，为 1 亿～2 亿年。地质历史的显生宙阶段，海平面即曾发生两个一级周期的变化，一次在中三叠世以前，一次是自中三叠世到现今。海平面最高的时期是寒武纪末、奥陶纪初和白垩纪后期。造成一级周期的原因，有人认为可能是大洋中脊的扩张和收缩所致。二级周期，延续时间较短，为 1000 万～8000 万年，属超周期。它的发生，有人认为是大洋中脊扩张速度变化所造成，有人则认为可能是古气候变化引起的冰川或冰消作用的结果。三级周期，延续时间更短，为 100 万～1000 万年，属区域性海平面升降周期，为海平面升降周期的基本单位。一级周期和二级周期即由一个以上的三级周期组成。

【准周期】 paracycle of relative change　海平面相对上升和相对静止之后，又继之开始另一个相对上升，其间无明显的相对下降，称为准周期。发生于全球的，称全球性海平面相对变化准周期；区域性的称区域性海平面相对变化准周期。

【超周期】 supercycle　一组区域性或全球性海平面的相对变化周期，属二级周期。相对变化的区域性周期，称区域性海平面升降超周期。是海平面累进地上升到一个较高的水位，中间很少发生海平面回降，其后又累进地下降到一个较低的水位，最后有一个明显的海平面下降，即构成一个完整的区域性超周期。一组全球性相对变化的周期，称全球性海平面相对变化超周期。是指海平面累计性相对上升到较高的平均海平面位置之后，继之以一个累计性地相对下降到较低的平均海平面位置，其间很少发生小的逆转。

【最小含氧层】 oxygen minimum layer 又称**缺氧层**或**最低含氧层**。海水中含氧量最低的水层。由于水中生物或有机质的氧化自表层向深处逐渐减小，到达 500～1000 米水深处，海水含氧量达最小值。此层具有重要地层意义，可形成富含有机质的沉积物，如白垩纪大量出现富含有机质的黑色灰岩层，即海水中出现缺氧层所致。白垩纪全球气温较高，赤道和两极之间温度梯度很小，极少出现环流，易产生缺氧层。深层水的氧含量较低，当极地近表层形成的富含氧层流入深海盆地底部时，由于生物的呼吸和碎屑物质的氧化作用而逐渐失去氧气，导致含氧量低的深层水年龄较老，可据深层水含氧量的多少作为鉴定海水年龄的指标。

【密度跃层】 pycnocline 海水密度在其垂直方向上发生显著差异的水层。海水密度随深度一般是递增的，但到达一定深度时密度就出现突变。此水层对声波会产生折射，对探潜声呐有一定影响。可作为划分不同水团的分界面。

【盐度跃层】 halocline 又称**盐跃层**。海水盐度在其垂直方向上发生显著差异的水层。海水的盐度随深度增加一般是递增的，到达一定深度，盐度发生突变。可作为划分水团的分界面。

【温度跃层】 thermocline 又称**温跃层**。海水的温度在其垂直方向上发生显著差异的水层。海洋中随深度增加海水温度一般递减，但到达一定深度，冷海水和温海水层之间温度发生陡变。一般位于直接受到风力作用的混合层之下，可作为不同水团之间的分界面。

【差异溶解作用】 differential dissolution 海底发生的浮游有孔虫的选择性溶解作用。海水中有孔虫、钙质超微生物死亡后向海底沉降过程中和沉到海底之后，由于海水除顶部水层外，$CaCO_3$ 均处于不饱和状态，而不断遭受溶解作用。有孔虫个体大小、壳壁结构、壳体形态、表面特征等均影响溶解速度，而不同的浮游有孔虫表现出不同的抗溶性能。一般壳体小、壁孔大、壳壁薄、壳面具刺的有孔虫类型易于溶解；而壳体大、壁孔细、壳壁厚而壳面光滑的则抗溶性较强。钙质超微生物也因种类不同，而出现选择性溶解作用或差异溶解作用。这种作用，用溶解指数表示其等级。

【溶解指数】 dissolution index 表示有孔虫和钙质超微遗体溶解程度的指标。用下列公式计算：

$$\text{有孔虫溶解指数(FDX)} = \frac{\sum(R_i P_i)}{\sum P_i}$$

式中：R_i 为 i 种抗溶等级；P_i 为该种所含的百分比；FDX 为有孔虫溶解指数。FDX 越大，反映溶解程度越深。

【海洋生物生产力】 marine biological productivity 海洋中生物通过同化作用生产有机物的能力。通常以单位时间(年或天)内单位面积(或体积)中所生产的有机物的质量来计算，克/(米^2·年)。

【海洋初级生产力】 marine primary productivity 又称**海洋原始生产力**。是浮游植物、底栖植物以及自养细菌等生产者，通过光合作用产生有机物的能力。一般以每天或每年单位面积所固定的有机碳表示，即克(碳)/(米^2·天)，焦/(米^2·时)。它是估计海域生产力和渔业资源潜力大小的重要标志之一。古海洋生物生产力反映古海洋生物地理和上升流等古海洋状况，是海洋石油、多金属结核和结壳及磷钙土等海洋沉积矿产重要产区的标志。

【海洋生态系】 marine ecosystem 海洋中由生物群落及其环境相互作用所构成的自然系统。其中，包括自养生物、异样生物、分解者、有机碎屑物质、参加物质循环的无机物质和水文物理状况等。

【洋流】 ocean current 又称**海流**。大洋中沿一定路线流动的海水大规模水平运动的现象。常呈环状流动，主要为盛行风对洋面摩擦引起的风海流、河水流或融冰引起海面倾斜而产生的倾斜流、海水温度或密度变化引起密度差而产生的密度流等类型。按水体温度可分暖流和寒流。由于盛行风和大陆形态的影响以及地球自转时产生的偏转力(即科里奥利力的作用)，在赤道至南、北纬 40°范围内的各大洋中，分别形成完整的环流系统：在北半球沿顺时针方向运行；在南半球沿逆时针方向运行(见图)。大洋中的海流系统：太平洋主要有南、北赤道暖流、台湾暖流、黑潮、秘鲁寒流及千岛寒流等；大西洋主要有南北赤道暖流、墨西哥湾暖流、东格陵兰寒流等；印度洋有赤道暖流、季风暖流及西澳大利亚寒流等；赤道地区有东向赤道逆流及潜流；在南纬 4°以南有环绕地球的西风漂流等。洋流是海洋侵蚀和搬运作用的重要营力之一，掌握其规律，对发展渔业、航运和国防上均有重大意义。



世界主要表层环流

1. 亲潮；2. 阿拉斯加海流；3. 阿留申海流；4. 加利福尼亚海流；5. 北赤道流；6. 赤道逆流；7. 南赤道流；8. 东澳海流；9. 秘鲁海流；10. 南极绕极环流；11. 拉布拉多海流；12. 东格陵兰海流；13. 湾流；14. 北大西洋海流；15. 加纳利海流；16. 巴西海流；17. 本格拉海流；18. 亚古尔哈斯海流；19. 黑潮；20. 西澳海流

【大洋环流】 ocean circulation 在大洋中呈不规则环状且周期性流动的海流。在大洋表面风力、海水温度或盐度差异等因素的作用下，使海水从一个海区向另一个海区流动，形成首尾端相连接的独立流系或流旋。大洋环流与大气环流的分布有密切的关系，受海面风系分布的直接影响；它还具有明显的西向强化现象，在大洋西部呈现为狭窄、高速的强流，而在大洋的东部则为宽广而缓慢的弱流。世界上重要的环流有：①南、北赤道海流和赤道逆流。在太平洋和大西洋上，南、北赤道海流是由东南或东北信风驱动的强大漂流。海流源于大洋的东海岸附近，自东向西横穿大洋，性质比较稳定。赤道海流主要位于大洋表层，平均流速为 0.9～2.7 千米/时，影响深度为 100～300 米。②西部边界流，即大洋西部沿大陆坡的狭窄海域流动的海流。实为赤道海流的延续，包括北半球墨西哥湾流和西太平洋黑潮、南半球的巴西海流。东澳大利亚海流及南印度洋的厄加勒斯海流。③西风漂流和南极绕极流等。

【中尺度涡】 mesoscale eddy 水平尺度为 100～500 千米，时间尺度为 20～200 天，且以 0.01～0.05 米/秒速度流动的涡旋。

【冷涡】 cold eddy 海洋中较周围水温低的冷中心涡旋。中国黄海中部有冷涡，其形成的沉积物叫做**冷涡沉积物**(cold eddy sediments)。

【暖涡】 warm eddy 海洋中较周围水温高的暖中心涡旋。如黄海东部的黄海暖流形成的黄海暖涡，其形成的沉积物叫做暖

涡沉积物。

【海洋锋】 oceanic front　性质明显不同的两种或几种海水参数之间的狭长过渡带，按参数类型，分别叫做水温锋、盐度锋、密度锋、声速锋、透明度锋等。

【赤道辐合带】 equatorial convergent zone　在赤道区南、北表层海水相汇而下沉的地带。

【副热带辐合带】 subtropical convergent zone　环绕南极大陆的表层海水汇集沉降带，其地理位置随季节不同而变化于南纬38°～42°之间。

【风海流】 wind-driven current, wind drift current, drift　又称**吹送流**。一种洋流。由海洋中盛行风对海面摩擦引起的海流。参见"洋流"。

【漂流】 drift, drift current　又称**埃克曼漂流**(Ekman drift current)，受盛行风影响和控制的宽阔而缓慢运动的海洋表层环流。是风海流近海洋表层流动的部分。如北太平洋中的东风漂流。

【西风漂流】 west wind drift　大洋海水在盛行西风的吹送下，大规模自西向东流动形成的海流。狭义的西风漂流即为南极绕极环流；广义的还包括北半球因受地理条件制约，分别在大西洋、印度洋、太平洋所形成的区域性海流，如北大西洋海流、北太平洋海流等。

【南极绕极环流】 Antarctic Circumpolar Current(ACC)　围绕南极洲大陆顺时针流动的海流。因受盛行西风的作用，又称西风漂流。此自西向东流动的海流，位于南纬60°附近，深度可达3000～5000米，并具有表层和底层水向北流动而中层水向南流动的特征，且受海底地形影响。流速一般小于25厘米/秒(0.5节)，而流量却特别大，相当于墨西哥暖流的二倍、亚马孙河流量的400倍以上。如在南美洲德雷克水道每秒高达240×10^6立方米，在南极洲和澳大利亚之间为每秒233×10^6立方米。它分隔了南极和亚南极的表层水，成为各种水文、化学、生物和地质环境要素的自然边界。它是太平洋、大西洋及印度洋海水相互交换的重要因素。环流是在晚渐新世早期澳大利亚大陆从南极洲大陆分离时开始，约3000万年前南美洲的德雷克水道流通之后完全形成。南半球高纬度区海洋生物地理和沉积分布格局也因之发生变化。

【信风流】 trade wind drift　又称赤道海流。由信风引起的海流。因受科里奥利力的影响自东向西流动，横贯大洋分布于南、北纬30°之间，宽约2000千米，厚200米，流速大多由15～20到25～30厘米/秒，个别可达160～200厘米/秒。以赤道为界，可分南、北两支：前者由东北信风产生，即**北赤道洋流**；后者由东南信风产生，即**南赤道洋流**。在其表层水之下有一密度跃层，阻碍下层水上升，营养盐得不到补充，因而这一带生物繁殖力低。参见"赤道洋流"。

【赤道流】 equatorial current, equatorial flow　在赤道南、北的低纬度海域，自东向西流动的海流。由东南信风和东北信风的作用形成。赤道以北的叫赤道北流，以南者称赤道南流。

【赤道洋流】 equatorial current　赤道附近的海水自东向西大规模移动形成的巨大洋流系统。在信风的影响下，由三大洋流组成：在信风影响下形成向西流动的南赤道洋流和北赤道洋流；在信风带之间的最低风压带内形成向东流动的赤道逆流；以及赤道表层海水之下向东流动的赤道潜流。参见"赤道潜流"。

【赤道逆流】 equatorial countercurrent　又称**反赤道海流**。南、北赤道流之间自西向东流动的一支海流。因流向与信风影响形成的南、北赤道流流向相反，故名。其位置与赤道无风带一致，随季节变化，冬季略向南移，一般在北纬3°～5°，可达10°～12°之间，流速40～60厘米/秒，最大可达150厘米/秒。大西洋中者范围较小，北半球冬季只在西经24°以西出现；夏季较宽，亦仅到西经50°。太平洋者最强，横贯大洋，东西长1500千米，南北宽300～500千米。印度洋者只在北半球冬季出现。

【赤道潜流】 equatorial undercurrent　在赤道附近赤道流之下、中层水上部次表层水中，自西向东流动的海流。太平洋中者出现在大洋表层之下、300米深度上的温跃层，其厚度约200米，流幅约300千米，大致介于南、北纬2°之间，最大流速可达1.5米/秒，流量约4.0×10^7米^3/秒，流长约14 000千米，几乎横跨太平洋。大西洋者的特点与太平洋相似。

【季风洋流】 monsoon current　随季风的更替海水形成的季节性变化海流。印度洋北部的海流系统属之。夏季在西南季风的影响下，海流作顺时针方向流动，从而强化了南赤道海流；冬季海水受东北季风的影响，形成反时针方向流动的海流，从而出现印度洋中部的南赤道逆流。

【边界流】 boundary current　信风流沿大洋边界流动的一种洋流。其特点是温度和盐度都有突然的变化。可分为东边界流和西边界流，均对大陆边缘具有较强的侵蚀和搬运作用。在北半球向极地流动时，速度快、水流窄而深；当它回转流向赤道时，流速减慢、水流变宽而浅。南半球者规模不如北半球的发育。

【西边界流】 western boundary current　边界流的一种。沿大洋西部边缘大陆坡的狭窄地带，向高纬度方向流动的海流。是由科里奥利效应形成，当信风流抵达各大洋西部之后，一部分汇入赤道逆流，大部分沿大陆边缘向高纬度方向流动，而成为近岸水系和大洋水系之间的边界，如太平洋的黑潮、东澳大利亚海流，大西洋的墨西哥湾流、巴西海流，印度洋的莫桑比克海流、索马里海流等。由于均系信风流的延续，以致具有高温、高盐、水色高和透明度大的特征，且在流动过程中产生强烈的侵蚀和搬运作用，在大西洋西部形成一系列与海岸平行或斜交的沉积脊。

【东边界流】 eastern boundary current　边界流的一种。沿大陆西缘向低纬度流动的海流。由西风漂流到达大洋东部之后所引起，如大西洋的加纳利海流和本格拉海流、太平洋的加利福尼亚海流和秘鲁海流、印度洋的西澳大利亚海流。平均流速为25厘米/秒。流量15×10^6米^3/秒，大部分发生在500米深度以上。

【暖流】 warm current　海流的一种。通常发源于热带和亚热带海域，水体温度高于附近海水温度的海流。海水较透明，带蓝色，温度和盐度高于周围海水，其中氧、硅酸盐和磷酸盐含量较低。对沿途大陆气候有很大影响，如墨西哥湾暖流流经的欧洲海岸气候与同纬度的其他大陆相比气候温暖得多。在海图上通常用红线表示。

【寒流】 cold current　水温低于附近海水温度的海流。在海水环流系统中大都处于东侧，在南半球通常自高纬度流向低纬度。其特征是水温、盐度均低于周围海水，水中的氧、硅酸盐及磷酸盐含量较高，海水透明度较低、带绿色，如千岛群岛寒流、秘鲁寒流。对流经地区的气候有降温、减湿作用。在海图上通常用蓝线表示。

【北赤道暖流】 North equator warm current　源于中美洲西岸的一支洋流。沿北纬10°～20°之间西流，横穿太平洋至亚洲东部的菲律宾群岛，由此向北偏转北流，自此以北即称黑潮。流程总长(包括黑潮)达1.3万千米，是北太平洋著名的一支巨大洋流。

【黑潮】 Kuroshio　又称**日本暖流**。北太平洋西部流势最强的一大暖流，也是世界大海流之一。源于北赤道海流，自菲律宾群岛的东方北转而形成。海流北转后流经中国台湾岛东岸、琉

球群岛西侧而至日本的太平洋岸，北流而至日本关东地方海域，折向东流成为北太平洋暖流，全长达 6000 千米以上，宽 80～100 千米，深达 1000 米，最大时速每昼夜达 150 千米，流量(20～30)×10^6 米^3/秒。流幅经常发生变化，在所流经海域的不同地段，厚度、深度及速度都有变化，原因尚不清楚。其水温和盐度较高，夏季表面水温在台湾岛东部海域达 30℃，在日本南部海域达 27～28℃，冬季在台湾外海为 22～23℃，在日本南部海域为 20℃。盐度在水深 180～200 米水层内最高，为 34.8‰～35.0‰。由于它的影响，在东海大陆坡和冲绳海槽沉积大量热带或亚热带的生物沉积物和带向南海的碎屑沉积物。古黑潮形成的时代可能在白垩纪。

【台湾暖流】 Taiwan warm current　黑潮的一个分支暖流。黑潮流经中国台湾省东岸海域形成，宽 100～200 千米，流速 1～1.5 节，厚 400～500 米。它越过台湾省和日本的与那国岛之间海域，流经东海，并分叉一股经台湾海峡进入南海；另一股顺东海大陆坡北上，在琉球群岛以西流速增至 2～2.5 节，宽 80 海里，厚 600 米，到日本九州岛西南又分出一个对马暖流，进入日本海。在进入日本海之前，还有一个分支流入黄海，构成黄海暖流。

【墨西哥湾暖流】 Mexico warm current, Gulf Stream　简称湾流。北大西洋西部最强的暖流。由佛罗里达暖流和安德罗斯暖流汇合而成，沿北美洲东海岸流向东北，在佛罗里达海峡中，幅宽 60～80 千米，深约 700 米，流速每昼夜为 150 千米。

【湾流】 Gulf Stream, gulf stream of Mexico　北大西洋副热带总环流系统中的西部边界流。广义的湾流，是指从墨西哥湾开始沿北美洲东岸北上，向东横贯大西洋，至欧洲西北沿岸，最后经挪威海流入北冰洋的整个暖流系统。在海洋学上，一般分为三部分：湾流，指系统的主体段，即从美国东岸哈特勒斯角向东流至加拿大纽芬兰大浅滩流势最盛的一段洋流；哈特勒斯以南为起始段，称佛罗里达海流；纽芬兰大浅滩以东为延续段，称北大西洋暖流。是由大西洋中的北赤道流，和南赤道流中的越过赤道的北分支汇合而成，表层宽度介于 100～150 千米之间，其西向顺流方向的左侧是高密度的低温沿岸水，而右侧则是密度稍低而温暖的马尾藻海水。其流通常仅限于 75 千米宽的一个窄带内，表层水最大流速可达 250 厘米/秒，偏于流轴左侧，且有较明显的季节变化。它的厚度一般为 700～800 米，流量沿流程递增：在佛罗里达海峡中，流量约 30×10^6 米^3/秒；至哈特勒斯角增加一倍；从哈特勒斯往下游 1000 千米处，流量高达 150×10^6 米^3/秒，约相当于全世界河流流量总和的 120 倍。湾流是热量的巨大传输者，每年向西北欧每千米海岸输送的热量约相当于燃烧 6000 万吨煤炭所放出的热量，致使西北欧气温和湿度均远高于同纬度的其他陆区。

【北大西洋暖流】 North Atlantic warm current　墨西哥湾暖流继续延伸的东北流。在北纬 40°附近分为南北两个支流。北支继续东北流，至北纬 60°附近又分为两个分支：左支北流最后成为格陵兰暖流；右支东北流入北冰洋。南支称加纳利寒流。

【暖池】 warm pool　在热带西太平洋常年存在的上层海水温度超过 28℃的宽广的水域。

【水团】 water masses　与周围海水有明显差异的巨大水体。海洋中一定自然条件下形成的具有相对均匀的物理、化学和生物特征及大体一致的变化趋势。在中纬度区域的垂直方向上分布较为典型，可分成表层、次表层、中层、深层和底层 5 个基本水层。每个基本水层，按不同海域可分成不同的水团，如南极表层水、南极中层水、南极底层水、南极绕极水团、太平洋赤道水、太平洋深层水、大西洋深层水。

【表层水】 surfac water　自海洋表面至几十米到 200 米不等深度之间的水团。是在大气的直接作用下，通过内部的混合及与相邻水体的相互作用而形成的。它具有明显的区域特征，与海流性质、区域气候特征及海—气相互间热与水量交换有关。

【次表层水】 subsurface water　在大洋表层之下，以跃层(盐跃层)为界形成的水团。厚度一般为 200～300 米。按形成过程和特征可分成三类：①中央水团，是表层水团在亚热带辐合带下形成的，具有盐度较高的典型特征。在大西洋有南、北两个中央水团；太平洋有赤道水团和南、北两个中央水团，再细分为东、西两个中央水团；印度洋有赤道水团和一个中央水团。②亚南极水团，分布在南纬 20°～40°与南极辐合带之间，是由亚热带辐合带的表层水下沉后，向南扩散与南面的海水混合而成，其盐度低于北面的中央水团，但高于当地的表层水和其下的中层水。③亚北极水团，在大西洋是来自东格陵兰寒流，在太平洋则由西北辐合带的表层水下沉而成，盐度比表层水高，但低于其下的中层水。

【中层水】 intermediate water　在次表层水团之下 1000～1500 米水深范围内形成的水团。源于高纬度的中层水团，如南极中层水团和北太平洋中层水团以低盐度为典型特征，而中、低纬度海区的中层水团，如红海水团和地中海水团则以高盐度为突出特征。

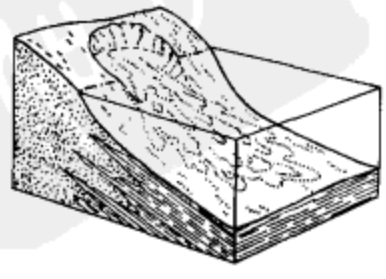
【深层水】 deep water　海洋中位于中层水团之下到 4000 米水深范围内的水团。北大西洋深层水团，主要由挪威海盆中溢出的中层水和底层水混合而成，具高盐度和贫氧等特征；印度洋深层水，则由底层水和中层高盐度的红海水团混合而成，具有高盐度和贫氧特征；太平洋深层水，来自大西洋和印度洋，具有较低盐度和低氧含量特征。

【底层水】 bottom water　大洋底部水团。主要形成于南极大陆架地区并扩散到其他海域。南极底层水主要在威德尔海形成，一部分向北流动到各大洋的底层，形成太平洋底层水、大西洋底层水和印度洋底层水。太平洋底层水可影响到北纬 50°，大西洋向北可达北纬 45°，印度洋可达赤道以北。在北极海中形成的北极底层水团分布范围仅限于大西洋和太平洋北部。

【亲潮】 oyasio, oyashio　又称**千岛群岛寒流**。北太平洋西北部的寒流。源自俄罗斯堪察加半岛，经千岛群岛、北海道东侧南下与黑潮相遇，为低温、低盐的海流。流速最高每昼夜为 45 千米左右，流量亦较黑潮为小，但水中营养成分丰富，故名。古亲潮形成于白垩纪。

【下沉流】 subsidence current　一种与正常流深层循环有关的特殊类型海流。多发生在大陆坡上，是冬季在沿岸形成的冷水，沿大陆坡向深海流动所形成。它能以相当大的流速向下流动到大陆坡以外，有些外海的海底峡谷中的粗颗粒沉积物，可能与之有关。有人认为由于暴风浪形成的环流，亦可导致下沉流发生。

【海底浊流】 Submarine turbidity current　大量携带泥沙等悬浮质沿海底或湖底流动的束状水流。其密度远大于周围水体。海底地滑、洪水、强浪或海啸等都能引起浊流。既混浊又涡动，具有强大的搬运和侵蚀能力，是海底的一种重要地质营力。能将砂、砾等粗粒物质以及生物化石碎片搬运到深海平原，也可将海底和湖底刻蚀得很深。因此有人据此解



海底浊流

释地槽区的复理式建造和硬砂岩的成因；也有人用浊流理论解释海底谷、海底扇和深海砂的形成。水槽模拟实验证明(见图)，其流速与海底地形原始坡度、水的密度及平均水深成正比。它往往把海底电缆冲断，亦能使海洋钻探井管弯曲。故对其研究，不仅有理论意义，而且有实用意义。

【辐聚流】 convergence current　具有不同密度、温度或盐度的洋流或水体汇聚下沉的现象。系密度较大、温度较低或盐度较高的水体下沉所致。

【辐散流】 divergence current　表层海水吹离原地的现象。是由于海岸风和信风的影响，在某些海岸和赤道地区的表层海水被风吹走，深层水便上升取代表层水所致。大规模的辐散现象常出现在赤道和南极等区域，故称赤道辐散带和南极辐散带。在赤道辐散带生物繁殖力高，因而在赤道太平洋和大西洋等地形成钙质软泥和硅质软泥沉积条带。

【南极底层水】 Antarctic bottom water　南极海水深 3000 米之下低温高密度的底层流动水体。其终年温度约 -0.5℃，盐度 34.66‰由于密度很大，一般沿深海底部流动，活动范围可达太平洋的北纬 50°、大西洋的北纬 45°地区(见图)。对大洋盆地的地球化学过程、沉积物分布和地貌形态特征的形成起重要作用，特别是对深海水团的充氧作用、生物和沉积物的氧化作用、底部沉积物的侵蚀和不整合的形成、沉积物的再沉积和特殊海底地形的塑造、碳酸盐和硅酸盐的溶解以及锰结核沉积场所的形成过程均起重要作用。地质时期的南极底层水可能形成于中新世中期(14 百万年)，在南极冰盖形成时，太平洋、大西洋和印度洋广大地区产生了中新世大规模的沉积间断。

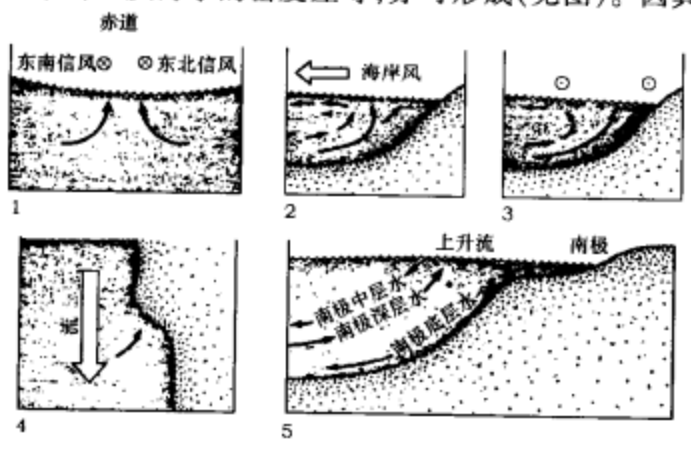


南极水团和经向流示意图
1. 副南极表层水；2. 南极辐集带或极峰；3. 南极表层水；4. 南极中层水；5. 绕极深层水；6. 南极底层水；7. 南极辐散带；8. 滨岸水

【等深流】 contour current　见 463 页“等深流”。

【倾斜流】 inclined current　由于河水、融冰或降水大量注入海洋，造成海面倾斜而引起的海流。海水呈自高向低处流动，由于科里奥利力作用，在北半球流向偏右、南半球流向偏左。

【上升流】 upwelling current　海洋中低温、高密度的深层水向上流动的现象。形成原因不一：在海岸地带，主要是受海岸风的影响，表层密度低、温度高的海水被吹离海岸，使深层海水得以上升；在开阔海域，主要受科里奥利力的影响；海底存在障碍物(如海底山)以及海水的密度差等，亦可形成(见图)。因其含有大量的营养盐(磷酸盐、硅酸盐和硝酸盐等)，利于生物繁殖，故在上升流地区，海底有大量生物沉积物。如美国加利福尼亚西海岸外的磷酸盐沉积，即上升流直接作用的结果。



上升流形成过程
1. 受科里奥利效应引起的上升流；2. 风成上升流；3. 受科里奥利效应搬运；4. 障碍物引起的上升流；5. 密度差引起的上升流；⊗为吹离读者方向的风；⊙为吹向读者方向的风

【下降流】 downwelling　海水自上层下沉的铅直向流动。

【科里奥利效应】 Coriolis effect　又称**科里奥利加速度**。是由地球自转产生的离心力的一个偏转分力，使北半球上的流体向右偏移，而南半球上的流体则向左偏移的现象。科里奥利(G. C. de Coriolis 1835)首先发现科里奥利力(简称科氏力)引起的效应。其大小与纬度角正弦值成正比，即 $1.5\times10^{-4}v\sin\phi/(cm\cdot/s^{-2})$，式中 v 为速度。因此由赤道上的零值变化到极地的 $1.5\times10^{-4}v$ 值。此效应对大气和海洋环流的影响很大，使北半球形成顺时针方向的巨大海洋环流，而在南半球则形成反时针方向的海洋环流。

【风暴潮】 storm surges　由于强烈的大气扰动(如强风和气压骤变)所引起的海面异常升高现象。风暴潮往往引发潮灾，中国是世界上多风暴潮国家之一，历史上多次受到潮灾。风暴潮产生的沉积物叫做风暴潮沉积物，可作为地质条件的记录，用于层序地层学中。

【渤海沿岸流】 Bohai coastal current　沿着鲁州和辽东湾沿岸常年稳定流动的海流。

【黄海沿岸流】 Yellow sea coastol current　沿着山东和江苏沿岸自北向南流动的沿岸流。

【黄海暖流】 Huanghai warm current　台湾暖流的两个分支之一，由济州岛西南流入黄海，为沿着黄海槽向北流动的暖海流。是在闽浙沿岸常年存在的一支具有高盐、高温特征的北向海流。

【悬浮体】 suspension, suspension load, suspended matter　不与海底或湖底、河底直接接触，而悬浮于波浪或流动水体中移动的固体物质。主要由粘土、泥、粉砂和砂及浮游生物质组成，包括岩屑、火山玻璃、浮石、长石、辉石、角闪石、石英、锆石、电气石等矿物和有孔虫、硅藻、放射虫等浮游生物及遗体。其中，含有钙、铁、锰、磷、钒、镭、铀、钫、钍等 40 多种元素。这些矿物、生物及化学成分与气候、水文、地形、物质来源等环境有关。因此，对海洋沉积作用、生物活动以及海洋水文状况的研究具有理论和实用意义。

【海啸】 tsunami, seismic sea wave, seismic surge, earthquake sea wave, tunami　海洋中由于海底地震、海底火山爆发及大风暴等引起巨浪的统称。海底地震引起的称地震海啸；暴风引起的称风暴海啸或气象海啸。其波长可达五六百千米，每小时传播速度达几百千米，周期多为 15 ~ 60 分。一般在大洋传播的过程中，波高很小，波长很大，不易被察觉。当传播到浅海地区时，由于能量集中，波高显著增大，可达十余米，将造成巨大破坏，引起海岸地貌形态的急剧改变。日本和智利等国常发生海啸引起的灾害。通过对其长期观测，掌握其规律，可进行海啸预报和采取相应的措施。

【海冰】 sea ice　海洋中冰的统称。包括海水本身冻结而成的冰和陆地的冰川以及河水、湖水结冰后流入海洋中的冰。狭义的海冰仅指海水本身冻结而成的冰。海水结冰温度，取决于盐度，盐度越大冰点越低，一般在 -0.3 ~ -2.2℃时结冰。海冰开始时形成冰晶体，逐渐生长成冰块，继续冻结就形成随着风和海流运动的冰山；在南极和北极则形成冰原，覆盖极地海面。现代两极冰的境界线变化很大，北冰洋浮冰境界到达最南位置的时间是在四月，退到最北的时间为八月末。在太平洋和印度洋的南极地区中，冰的境界线保持在南纬 55° ~ 60°；而在大西洋中则达到南美合恩角以南，东部可达南纬 50°。太平洋南部，冰山平均界线接近南纬 40°，在好望角附近达到南纬 30°。在极地，海

冰往往造成交通障碍，为磨蚀和搬运作用的重要营力之一。

【海况】 sea state, oceanic condition 由风引起的海面粗糙状态。通常用波级表示海况等级(见表)。而波级的划分，不同学者不完全一致。

波高/m	波级	波浪名称	海面特征
0	0	无浪	海面光滑如镜或仅有涌浪存在
0~0.3	1	微浪	波纹涟漪，或涌浪和波纹同时存在
0.3~0.8	2	小浪	波浪最小，波顶开始破碎，但浪花不显白色
0.8~1.3	3	轻浪	波峰不大，但很注目，波顶开始翻倒，并开始出现浪花
1.3~2.0	4	中浪	波浪具有明显的形状，峰顶急剧翻倒，到处形成白浪
2.0~3.5	5	大浪	出现高大的波浪，波顶上浪花层占有很大的面积，风开始从峰顶上削去浪花
3.5~6.1	6	巨浪	波峰呈现风暴波的长浪形状，峰顶上被削去的浪花开始一条条的沿着波浪斜面伸长
6.1~8.6	7	狂浪	被风削去的浪花遍布于波浪的斜面，甚至达到波谷，波峰上布满浪花层
8.6~11.0	8	狂涛	密集的浪花布满波浪的斜面，海面变成白色，只在波谷内有些处无浪花
>11.0	9	怒涛	整个海面布满密集的浪花层，空气中充满水滴和飞沫，能见度降低

【海水水质标准】 water quality standard of sea water 国家对所辖海域的海水制定的质量评价标准。即对开发利用的海域按其用途制定的水质污染最高容许限度。它是判断海水是否受到污染的依据。其目的是为了防止和控制海水水质污染，保护人类健康、保护海洋生物资源的生态平衡和海洋资源的安全利用。世界各国制定的水质标准不是统一的，按本国国情来制定的，中国海水水质分为三类：①适用于保护海洋生物资源和人类的安全利用；②适用于海水浴场和风景旅游区；③适用于工业用水、港口水域和海洋开发作业区。

【海洋环境容量】 marine environmental capacity 某一特定海域所能容纳的污染物质的最大负荷量。在充分利用海洋的自净能力和不造成污染损害的前提下，容量的大小是特定海域自净能力强弱的指标。

【海洋倾倒】 marine dumping 向海洋故意处置废物或其他物质的行为。通过船只、飞机、钻井与采矿平台或其他人造海上结构处理，也包括故意处置报废的船只、飞机、平台或其他人造海上结构的行为。

【海洋污染物】 marine pollutant 经由人类活动直接或间接进入海洋产生有害影响的物质或能量。一般包括石油及其产品、金属和酸、碱、农药、放射性物质，有机废物和生活污水，热污染和固体废物等。

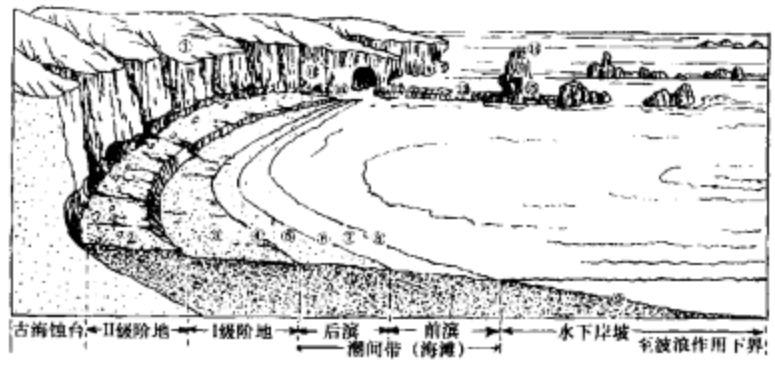
【海洋污染调查】 pollution survey of ocean 为摸清海洋污染状况而进行的调查研究工作。调查内容主要有海水水质、底质、生物体和海洋大气等的污染物浓度，存在形式、分布状况及分散富集变化规律。它们对海洋环境和生态系统造成影响的程度和范围，还要按调查规范、建立监测站进行多项目、多地域和多种方法的监测。海洋污染调查是实施海洋环境管理和保护的基础性工作，对控制海洋环境污染，保护其环境与资源有重要的意义。

【海水入侵】 intrusion of seawater 在沿海地带，由于地下水面下降，淡水与海水界面向陆地方向进入的现象。这种现象会引起沿海地带地下水污染和土壤盐渍化。

【海洋自净能力】 marine self-purification 海洋通过本身的物理、化学和生物过程，使其中的污染物的浓度自然地逐渐降低乃至消失的能力。影响海洋自净能力的因素主要是地形、海水运动、温度、盐度、酸碱度(pH)、氧化还原电位(E_h)和生物丰度及污染物本身的性质和浓度等。按发生机理，自净过程可分为物理净化、化学净化和生物净化三种。

海岸地貌

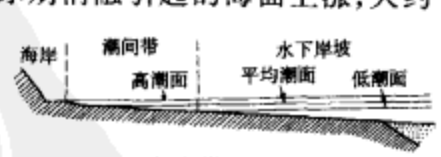
【海岸地貌】 coastal landform 在海岸带由波浪、潮汐、海流、沿岸流等海水营力作用形成的地表形态。在其形成过程中和形态结构上还受海岸带陆地地形(包括坡降、平面轮廓)、地质构造、海面升降以及河流、生物的影响。包括海蚀作用形成的海蚀崖、海蚀台、海蚀穴等各种海蚀地貌和海积作用形成的海滩及各种形式的沙坝凹槽等海积地貌(见图)。当陆地与海面发生相对的升降变化后，古海岸地貌的遗迹就处于海面以下的不同深度或出露于海面以上的不同高度。



海岸地貌

【海岸】 coast 海洋和陆地交接带的陆地部分。自低潮线向陆到达波浪作用上界之间的陆上狭长地带。包括海蚀崖和上升阶地以及海滨以内的低地等陆上围绕海洋的狭长地带。它处于陆地、海洋、大气和生物4个圈层相互交汇的特殊地理环境。

【海岸带】 coast zone 包括海岸地区和近岸带。海岸地区是从海岸陡崖向陆延伸至海成阶地或沙丘地等，由于其中存在一些较大的地形单元，如海湾、潟湖、海岸沙丘，河口和三角洲，使之向陆的界线不很固定。1980年，中国海岸带调查陆上部分时规定：从海滨向陆延伸10千米；近岸带包括海滨和水下岸坡，水下部分直到波浪作用的下界，即相当于二分之一波长的深度为其向海的界线，中国海岸带调查时取10~15米水深处为界。现代海岸是第四纪最后一次冰期消融引起的海面上涨，大约于6000年前淹没到现今的位置才形成的。因此，海侵前的陆上地质和地貌往往控制现今海岸的轮廓和宏观特点，而波浪、潮汐和海流等海洋动力因素则在积极地改造海岸带陆地，塑造出独特的海岸地貌。在长期强烈的地质作用下，甚至可将崎岖曲折的海岸夷平或填平，并相应地形成和缓的岸坡剖面。此项研究对海滨地区的工农业生产，以及找矿、航运、港工和国防都具有重要意义。



海岸带横剖面

【海岸线】 coast line, beach line 海岸与海滨间的分界线，即海岸陡崖基部的纵向连线。一般指海边在多年的大潮时高潮所到达的界线。它随水面的涨落而向陆或向海移动。全球海岸线长度为44万千米，中国东部临海，仅大陆海岸线就长1.8万余千米。地质历史时期的海岸线则称**古海岸线**。

【高潮海岸线】 high-tide shoreline 高潮时海水与陆地的接

触线。

【低潮海岸线】 low - tide shoreline 低潮时海水与陆地的接触线。

【滨线】 shoreline 海滨与出露的海滩之间的分界线,在有潮海域海滨则有高潮位与低潮位,分别称为高海滨线和低海滨线。

【海滨】 littoral 海岸带的一部分。指低潮线到最大的波浪达到的上界之间的地带。包括前滨、后滨和内滨。有时亦泛指陆地濒临海洋的部分。

【前滨】 foreshore 从滩肩顶(或高潮时波浪上冲的界线)往下至潮时回流消散的位置。在沙质海岸叫潮间带。

【后滨】 backshore 从前海滨的顶部,即高潮时波浪上冲的界线向陆伸展到自然地理条件发生变化的地带,如海滨陡崖、海岸沙丘、植被生长带等,在沙质海岸叫超潮滩或潮上带。

【内滨】 intershore 从低潮线向海伸展到波浪破碎带外缘的水深处,是水下斜坡部分。

【外滨】 offshore 从波浪破碎带至大陆架的边缘。

【潮间带】 intertidal zone 高、低潮之间随潮汐涨落淹没或露出的地带。其宽度受海岸坡降和潮差的控制,海岸坡降愈平缓、潮差愈大,宽度愈大。反之,愈狭窄。

【潮上带】 supralittoral zone supratidal zone 平均高潮位与较大潮或风暴潮时海浪能作用到的陆上最高处之间的地带。

【潮下带】 subtidal zone 介于平均大潮低潮位与波浪作用能作用到的水下最深处之间的地带。

【激浪带】 surf zone 又称**破浪带**(breaker zone)。自波浪开始变形产生破浪的地点到岸边之间的地带。其宽度受水下岸坡坡度的制约,通常在 100 ~ 200 米之间,坡降平缓的海底则可达数百米。在激浪带由于激浪反作用常形成沿岸沙堤。

【波蚀基面】 wave base 又称**波蚀临界深度**(critical depth of wave base)。波浪对海底地形产 生作用的下界。相当于波长的二分之一的深处。

【水下岸坡】 off - shore slope 海岸带的水下斜坡部分。为现代海陆交互作用地带。其范围自低潮线以下一直到波浪作用下界(相当于二分之一波长的深处)之间的地带。一般海滨所见大浪,波长为 40 ~ 80 米,亦即波浪作用的下界为 20 ~ 40 米。其地质作用一般以冲刷侵蚀为主,但在下降海岸沉积作用也很显著。

【岩岸】 rock coast 由基岩构成的海岸。受岩性和构造控制明显,常具曲折陡峻的外貌。其海岸线蜿蜒曲折、岬湾交错,港湾分歧,岛屿星罗棋布;剖面形态呈凸形,地形险峻、起伏大,水下岸坡陡而窄,多形成深水良港。由于海蚀作用,沿岸形成形态多姿的海蚀地貌和堆积地形。根据形态、构造运动与海岸切割性质及成因等还可细分为各种类型的海岸。如海蚀港湾岸、海积夷平岸、上升海岸、下降海岸以及横向海岸、纵向海岸、断层海岸(见图)和断块山海岸等。



断层海岸

【上升海岸】 elevated coast, coast of emergence 由陆地上升或海面下降形成的海岸。常保留有古海蚀穴、古海蚀崖和海滨阶地等古海滨地貌,中国北方的基岩岸多有此类古海滨地貌特征。缓斜的浅海底上升后,出露水面形成淤泥质或沙质海岸,海岸线一般平直单调、缺乏良港,如中国雷州半岛西北部至北海一带的海岸。

【中性海岸】 neutral coast 陆地或海面的升降都不明显的海岸。

【下沉海岸】 sinking coast, submerged coast 因陆地沉降或海面上升,陆地没于海水以下形成的海岸。在古海岸地貌及沉降幅度影响下,多形成溺谷、三角湾、峡湾、里亚斯型海岸和多岛海岸等各种海岸地貌。此类海岸之海岸线一般较曲折,多岬角、半岛和岛屿,并有深水道和良港。

【纵向海岸】 longitudinal coast 海岸线延伸方向与沿岸构造线略呈一致的海岸。太平洋的海岸多属此类,故又称**太平洋型海岸**。

【达尔马提亚型海岸】 Dalmatian coast 纵向海岸的一种。以亚得里亚海东岸的达尔马提亚海岸最为典型而得名。为山地海岸中海水淹没与海岸平行的山脊及谷地而形成的海岸。港湾、岛屿多呈长条状。中国珠江口的万山群岛一带也有部分表现。

【横向海岸】 transversal coast 海岸线延伸方向与沿岸构造线横交的海岸。大西洋的海岸多属此类,故又称**大西洋型海岸**。

【里亚斯型海岸】 Rias coast 横向海岸的一种。因西班牙西北部大西洋岸的里亚斯地区最为典型,故名。指山地海岸中,海水淹没后与海岸呈直交的谷地而形成的海岸。即由于地面沉降或海水上升,沿海谷地与山脉形成与海岸正交的漏斗状海湾和岛屿、半岛。海岸曲折呈锯齿状(见图)。中国福建省的海岸也属这一类型。



里亚斯型海岸

【斜向海岸】 insequent coast 海岸延伸线方向与构造线斜交的海岸。

【断块山海岸】 block mountian coast 断块山地被海水淹没形成的海岸。以希腊海岸最为典型。

【断层海岸】 fault coast 断裂构造形成的海岸。如台湾省的东海岸,即为举世闻名的大断层形成的海岸。

【海蚀港湾岸】 indented coast of erosion 山地港湾海岸在发展过程中,由于海水深度大,海岸坡陡,在海浪作用下,岬角和湾顶广泛受海蚀作用的海岸。

【山地港湾海岸】 indented coast of a hilly region 下沉海岸的一个类型。指海水淹没陆地上侵蚀山地形成的海岸。在海水浸没时,岬角和湾顶均为深水占据而成为港湾。如辽东半岛、山东半岛、闽粤等地的海岸。由于水深而岸线曲折,常被开辟为优良海港。

【海蚀夷平岸】 coast leveled by marine erosion 呈波浪线形的海岸。在山地港湾型海岸发育过程中,全部为深水占据,因岬角和湾顶都受海蚀而后退,但岬角处因波能辐聚使海蚀速度快,海湾处则因波能辐散而海蚀速度慢,故岬角后退快,逐渐形成平面上近于平直,实际为波浪线形的海岸。中国辽东半岛南端属于初期的海蚀夷平岸。

【复式夷平岸】 coast leveled by marine erosion and accumulation 又称**海蚀海积夷平岸**。海蚀地段与海积地段相间的近于平直的海岸。山地港湾海岸受海水淹没后,由于岬角处水深岸坡陡使海蚀盛行而不断后退,而海湾处则因水浅岸坡缓使堆积盛行,海蚀产物进入湾内形成堆积地貌,海湾被封闭或全被充填,湾内海蚀作用完全停止,结果湾内岸线向海推进,岬角部分的岸线向陆后退。不同发育阶段的复式夷平岸在中国辽东半岛、山东半岛、广东等地海岸都很普遍。

【喀斯特海岸】 karst coast 下沉海岸的一个类型。海水淹没、岩溶发育区喀斯特地形所形成的海岸。如下龙湾海岸和大连黑石嘴海岸。

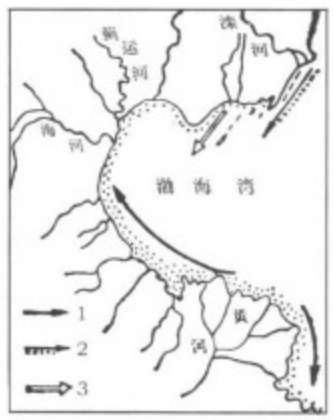
【平原海岸】 plain coast 又称**平坦海岸**。沿岸的陆地面和水下岸坡十分平缓的一种低缓而平坦的海岸。通常由平原地形被海水淹没后逐渐改造而成,故名。主要发育于构造拗陷沉降区,

受波浪作用，可形成各种各样的海积地形、淤泥质浅滩和潮成三角洲等，其组成物质颗粒较细，多为粉砂和淤泥质。

【海积夷平岸】 coast leveled by marine accumulation 使海岸因堆积作用而夷平的海岸。在海水淹没的平原上，由于海岸带物质来源多，水下岸坡平缓，海岸以堆积作用为主，在水下岸坡下部冲刷产物沿岸坡上移，形成水下堤、离岸堤、海滩等。其不同发育阶段，在中国渤海湾西岸、苏北海岸、台湾省西岸都有分布。

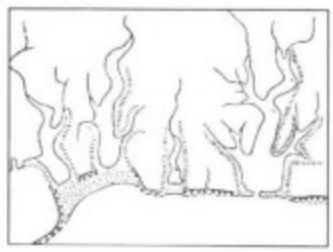
【堆积平原海岸】 constructional plain coast 海水淹没滨海堆积平原形成的海岸。如华北平原、长江下游平原等海岸。

【淤泥质海岸】 puddly coast, silt coast 又称**泥滩岸**(mud flat coast)。主要由粉砂及粘土淤泥组成的海岸。是海流或河流携带的粉砂、淤泥物质被涨潮潮流搬运到海岸地形浅平、波浪微弱的港湾顶部、河口区或有地形屏障的海岸带，在落潮前的间歇沉积而成(见图)。发育典型的淤泥岸，坡度平缓，宽度很大，可达 4～5 千米，沉积物自海向陆由粗变细。位于低潮海面以下的水下岸坡，因受波浪作用，沉积物质较粗，含沙较多；位于高低潮海面之间的宽广潮滩，是涨落潮流作用带，沉积有大量的粉砂和富含有机质的淤泥，因受潮流的冲刷作用，常形成潮沟；位于高潮面附近及其以上的湿地，生长有大量盐生植物，是原有潮滩因堆积旺盛、扩大加高而成，特大高潮时海水才能波及。其上的湿地和潮滩是发展围垦、开辟盐田和养殖场的有利地带，但港口易受泥沙回淤，开发时应注意保护生态环境和湿地等。中国渤海湾西岸、苏北海岸和辽东半岛东北段海岸即是，在粤、闽、浙等省的一些港湾顶部亦有小片发育。

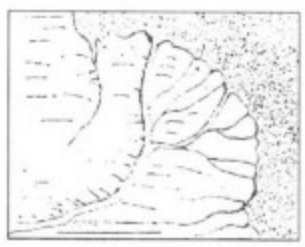


淤泥质海岸
1.泥质；2.沙质；3.古沙质

【溺谷海岸】 liman coast 河口海岸的一种。下沉海岸的一个类型，是在平原海岸中，海水淹没大河口形成口部有沙嘴的海岸(见图)。

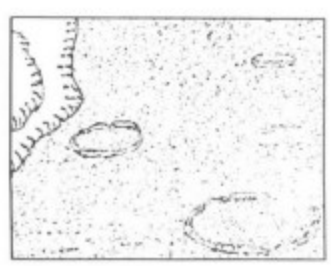

溺谷海岸

【三角洲海岸】 delta coast 三角洲广泛发育的一种海岸。在平原河口区，这种海岸有大的河流入海，物质来源充足，有大量泥沙沉积物堆积，能使陆地向海延伸几十千米以上(见图)。河流是其形成的主导因素。


三角洲海岸

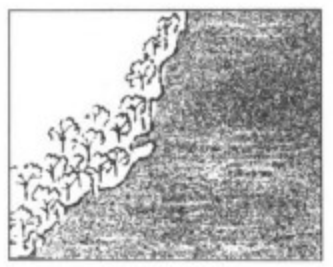
【三角湾海岸】 estuary coast 在平原海岸中，溺谷海岸经受潮流和波浪的冲刷，扩展成喇叭口形的海岸。如中国钱塘江口的海岸。

【珊瑚礁海岸】 coral reef coast 由珊瑚礁(珊瑚、石灰藻以及有孔虫等造礁生物的灰质骨骼残体)堆积而成的海岸。通常在热带发育。一般在近岸处形成岸礁，如赤道的海岸、巴亚海岸以及中国台湾省、海南岛的某些地区。在离岸较远的浅海多发育成堡礁，或组成环形群岛的环礁等，如中国西沙群岛的海岸。

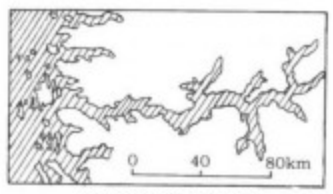

珊瑚礁海岸

【生物岸】 biogenic coast 海岸带的某些生物(如红树林、珊瑚等)在生长发育过程中所形成的具独特形态的海岸。常见的有红树林海岸、珊瑚礁海岸。

【红树林海岸】 mangrove coast 一片含大量枯枝残根的淤泥岸。以生长在热带、亚热带泥沙海滨的、红树科为主的常绿灌木或乔木丛，具有大量直立于水中的气根，可减弱波浪强度，阻留潮流携带的淤泥物质使之就地沉积。这类海岸发育在热带和亚热带(见图)，中国广东、福建和浙江等省的沿海，已成功地进行了红树林移植护岸和护堤。


红树林海岸

【峡湾海岸】 fjord(－type)coast 山地古冰川作用区的冰槽谷，被海水浸没形成的海岸。如斯堪的纳维亚半岛的海岸，即为典型的峡湾海岸(见图)。

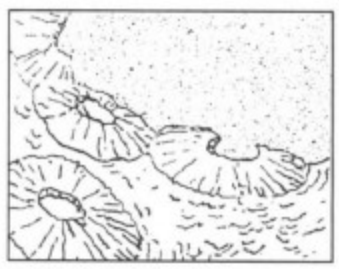


峡湾海岸(挪威)

【碰撞海岸】 collision coast 形成于两个板块聚合地带的海岸。在岛弧碰撞海岸，形成深海沟和火山岛弧。大陆碰撞海岸则使大陆边缘的地壳褶皱和隆升。板块前缘碰撞海岸高耸而平直，海岸前缘的大陆架很窄，多为火山和地震活动带。

【拖曳边缘海岸】 pull fringing coast 在板块后缘形成的海岸。沿新的拖曳边缘海岸虽有火山和地震，但活动程度甚低，一般无大陆架、海岸陡峭，如红海和加利福尼亚湾，而非洲、澳大利亚和南美洲东部的一部分海岸为较稳定的岸段。

【火山海岸】 volcanic coast 火山喷出或溢出物质堆积而成的海岸。有的由火山熔岩构成，有的可由火山锥或火山口被海水淹没、侵蚀形成。如中国海南岛的北部海岸。


火山海岸

【边缘海岸】 fringing coast 位于由岛弧包围的大陆边缘的海岸。常受冲积平原和三角洲的改造，所邻接的大陆架宽度不一。

【鸟足状三角洲】 bird-foot delta 又称**桨叶状三角洲**。平面形态形似鸟爪的三角洲，故名。因含沙量大的河流在河口区分为几个大小不一的汊流，以不同速度和不同方向向海推进，其中最大的汊河常夹带大量泥沙以最快的速度向海伸展，沿河床两侧形成狭长的天然堤，致使汊流形成的天然堤参差不齐，每一单独汊河形成的天然堤状似一长条形的桨叶，以美国密西西比河三角洲最为典型。

【尖形三角洲】 cuspate delta 又称**鸟嘴状三角洲**。为三角洲平面形态之一。由于河流在海洋或湖泊的入口附近无明显的汊河或受流量、含沙量以及海流、波浪的影响，使主流的沉积物有条件突出堆积海上而形成。中国长江三角洲即属此类型。


尖形三角洲

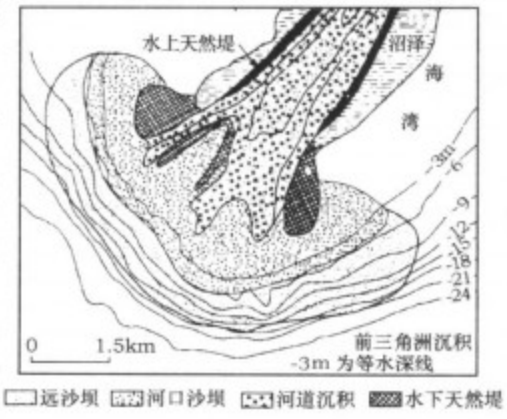
【三角湾状三角洲】 estuarine delta, negative delta 在三角湾内形成的三角洲。是在地壳下沉的条件下，河流含沙量不大，而堆

积在湾内形成的小片的三角洲。其外形仍受三角湾的控制。它是三角湾与三角洲的过渡形态。如辽河口三角洲和鸭绿江口三角洲,珠江三角洲亦可能由此类发展而成。



三角湾状三角洲

【扇形三角洲】 fan delta, arcuate delta　常见的外形似扇子的三角洲。是在海水较浅、河流含沙量较多、河口区汊流较多的自然条件下形成。当河流入海后,大量泥沙堆积,每一汊河均向外推进,波浪则不断冲刷最远的汊河,并把冲刷的泥沙较均匀地堆积于汊河之间的凹地中,使之呈放射状全面向海推进。黄河三角洲、密西西比河三角洲即为典型实例(见图)。



密西西比河河口三角洲
(据 J.M. Coleman and S.M. Gagliano, 1965)

【海积平原】 marine deposition plain　由海岸带的砾石滩、沙滩及泥滩等扩展延伸形成的广大平坦地面。

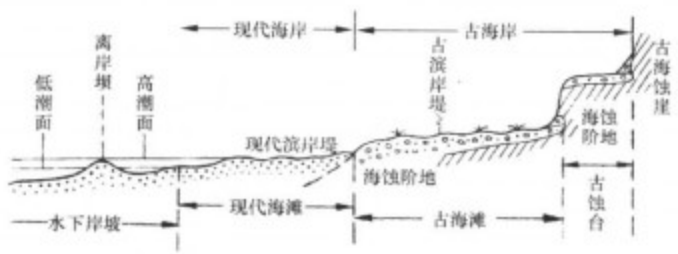
【滨海平原】 costal plain　海岸平原或沿海平原。为地势低平向海缓倾的沿海地带。由浪蚀台地、水下浅滩升出海面而成,或由波浪、沿岸流直接堆积而成。

【三角湾】 estuary　又称**三角港**。一种喇叭形的河口海湾。河流的河口段,因陆地下沉或河面上升被河水浸没而成的海湾。一般形成在下沉海岸区,潮汐作用很强,河流夹沙量很少的河口。中国钱塘江口杭州湾即为其典型。

【海滨阶地】 littoral terrace　因海面下降或陆地上升,海蚀或海滩出露海面形成的阶梯状地貌(图Ⅰ,Ⅱ,Ⅲ)。由海蚀台构成的阶地称**海蚀阶地**(abrasion terrace, rock bench)。阶地面上可残留有少量沙砾等海滨沉积物。由海滩构成的阶地称**海积阶地**(marine deposition terrace)。同一地区的海岸阶地,其中因陆地下沉或海面上升没于海面以下的阶地,称**水下阶地**。研究阶地的位置、规模、形态、高度变化、物质组成等,对于探讨海岸地区的地壳运动、海平面变化和海陆变迁有重要意义。

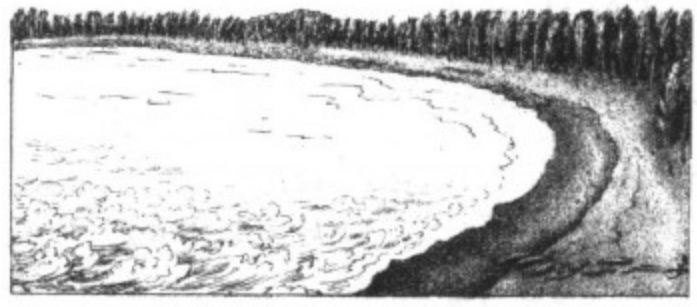


海蚀阶地



海滨阶地

【海滩】 beach　海岸带的一部分。由波浪和海流作用在岸边形成的平缓堆积地形。位于平均高潮线与平均低潮线之间,在激岸浪作用的范围内由波场中的沉积物堆积而成。地面呈平缓的向海倾斜,由泥沙及砾石组成(见图)。根据主要的组成物质,可分为泥滩、沙滩和砾滩三种。广阔的沙质海滩上常发育有风成沙丘,或形成海滨砂矿和建筑材料基地。大规模发育的结果即扩展而成海积平原。



海滩

【潮滩】 tidal beach　又称**潮浦**(tidal flat)。海岸带的一部分,即在潮间带出露的沙泥滩。

【潮沟】 tidal channels　在沙泥质潮滩上由于潮流作用形成的冲沟。

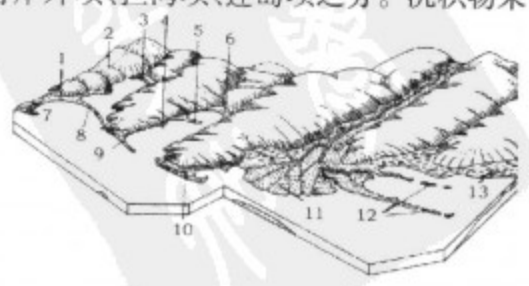
【滨岸堤】 littoral ridge　海滩上次一级地貌单元。是在大风浪作用下泥沙较集中地进入海滩时,沿海滩外缘堆积的堤状地形。有沙堤、砾石堤及大量贝壳与沙混合而成的贝壳堤,向海一侧坡度较缓,向陆一侧因是自然堆积坡,坡度较陡。其平面分布与形成时的海岸线平行,常多条成束出现。堤顶高度反映最大风浪的高度和海面升降变化。由于海岸的坡向、坡降、风浪及泥沙来源不同,发育程度也有区别,且形成后常被后期侵蚀破坏。

【沿岸堤】 longshore bar　内侧无潟湖的与岸平行延伸的沙脊和沙坝。

【砾石堤】 shingle ridge, gravel ridge　主要由砾石组成的一种滨岸堤。在海岸带沙滩、砾滩的外缘,反映了具有大量砾石来源和定向风浪作用为主的海湾环境。中国山海关海岸带附近,自大石河口以西的沙砾滩外缘有数条很长的砾石堤,略呈东西向平行海岸分布。砾石主要来源于洪水期被大石河自山区搬运入海。

【贝壳堤】 shell beach ridge　又称**蛤蜊堤**。海岸带淤泥质海岸平原上,由海生贝壳碎屑和细砂、粉砂组成的一种滨岸堤。反映具有粉砂底质、水清而咸,以波浪潮汐作用为主的有利于贝类生长的海湾环境。中国自天津附近东至海边沙泥质平原上有四条很长的贝壳堤,沿与渤海湾现代海岸大体一致的方向自北而南分布,是古黄河远离天津入海时形成的渤海湾古海岸线的遗迹。也是海岸线后退的重要标志。

【沙坝】 barrier　又称**沙堤**。由波浪、激浪流作用下,堆积在海岸带沙滩外缘海中的长条形堤坝状海积地貌的统称。由沙或砾石组成,常混杂有贝壳碎片等其他物质,顶部一般出露于海面之上。沙坝长达几千米,宽达几百米,高出海面可达数米。由于堆积的位置不同而有岸外坝、拦湾坝、连岛坝之分。沉积物来源和波浪作用方向的变化常发育成弧状、环状、钩状等多种形状。反映具有大量沙源及定向风浪为主的海湾环境。中国海岸带的沙滩外缘,分布有各种类型的沙坝(见图)。



海积地貌
1. 连岛坝; 2. 环状沙坝; 3. 湾内坝; 4. 角滩; 5. 湾中坝; 6. 海滩; 7. 沙嘴; 8. 湾口坝; 9. 箭状沙滩; 10. 翼状沙嘴; 11. 三角洲; 12. 离岸堤; 13. 泥滩

【岸外坝】 offshore bar 又称**离岸坝**。波浪、激浪流作用下，堆积而成的略与海岸平行的狭长堆积地貌。常顺潮流流向延伸，在波浪推动下，逐渐向陆地移动，最后并于海滩中。在渤海湾的基岩岸港湾的海岸部分广泛分布。

【障壁坝】 barrier island, barrier bar 又称**障壁岛，滨外坝**(offshore bar)。沿海发育的一系列沙坝和沙岛。通常高出海面，沿平行海岸的主要走向伸展。与陆地之间发育潟湖。其沙体包括水下沙坝、水上沙坝、海滩、沙嘴和沙丘等沙体。现代沙坝潟湖海岸是世界上分布较广泛的海岸类型之一，中国主要分布于广东、海南、江苏、山东和辽宁等省沿海。

【水下沙坝】 underwater barrier 未出露海面的与海岸略成平行的狭长堆积地貌。

【沙嘴】 spit, sand spit 根部同陆地相连，尾端伸入海或湖中的狭长堤坝状地貌。常形成于岬角和河口处，前端略向内侧弯曲，向海侧的坡度一般较大。在形成过程中，若波浪和沿岸流的方向发生变化时，常在内侧形成小型弯曲的沙嘴。分布于河口的沙嘴，位置常因枯水期和洪水期水流的冲刷变化而不断移动。

【拦湾坝】 bay mouth bar 又称**拦门沙、拦门坝**。一端与海岸相连，另一端向海伸展横拦湾口的沙坝。有时能将海湾完全封闭。位于湾口者称湾口坝，位于湾中的称湾中坝，位于湾顶的称湾顶坝。

【连岛坝】 tombolo 又称**连岛沙洲**。连接岛屿与岛屿，或者连接岛屿与大陆的沙坝。是在沿岸流作用下，由泥沙逐渐堆积而成。

【陆连岛】 land-tied island 曾称**陆系岛**。以连岛坝与大陆相连的岛屿。如山东烟台的芝罘岛。

【岬角】 promontory, naze, cape, headland 伸入海、湖中的尖角形陆地。常见于半岛的前端，是由剧烈的海蚀作用形成。如中国山东的成山角，非洲南端的好望角(见图)。



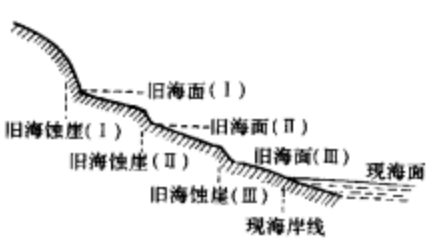
岬角

【地角】 corner 大陆向海洋突出的尖角。

【溺谷】 submerged valley, liman, drowned valley 海滨的河谷或山谷，因陆地下沉或海面上升，被海水淹没而形成的狭长海湾和水下古河道。是沉降海岸特有的海岸地貌。中国发育的溺谷常见于粤、闽、浙等省的海滨，有的湖滨也有类似的溺谷形成。

【滩角】 beach cusp 在沙砾质海滩上，波浪作用造成向海作三角形突出的微地貌形态。若成群分布常连接形成锯齿状的沙滩或砾滩。

【海蚀崖】 sea cliff 又称**浪蚀崖**(wave cut cliff)。基岩海岸受海蚀及重力崩落作用，常沿断层节理或层理面形成的陡壁悬崖(见图)。在海蚀崖与高潮海面接触处，常有海蚀穴形成。在中国北方基岩海岸发育完好。



海蚀崖

【海蚀台】 wave cut bench, marine bench 又称**浪蚀台**。在地壳稳定的条件下，海蚀崖长期受携带泥沙的激浪的磨蚀而不断后退，并在其前方形成一个向海微斜的近似平坦的基岩台地。其上常覆有砂、砾等海积物，或残留有较坚硬岩石形成的海蚀柱和海蚀残丘等。低潮时部分出露海面，高潮时则没于海面之下(见图)。中国基岩海蚀崖前大都有海蚀台出现。由于陆地上升或海面下降，可被抬升而形成海蚀阶地。



海蚀台柱

【海蚀柱】 sea stack 海蚀台上残留的锥状或柱状基岩。有时是海穹因受长期侵蚀的拱顶下塌而成。辽东半岛以及秦皇岛山海关和北戴河附近的基岩海岸带，海蚀台上都有海蚀柱发育，有的则形成海蚀蘑菇。

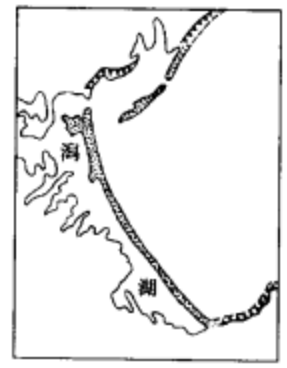
【海蚀穴】 sea cave 又称**海蚀槽**。海蚀岩岸与海面(高潮海面)接触处受海蚀作用形成的断续凹槽。深度大于宽度的称海蚀洞，深度小于宽度者称**海蚀龛**(sea chasm)或**海蚀壁龛**(wave-cut notch)。多位于海蚀崖和浪蚀台前缘陡坎基脚处。中国北方的基岩海岸带有不同高程的海蚀穴，是海岸抬升的重要标志之一。

【海穹】 sea arch, marine arch 又称**海蚀拱桥**(sea arch)。岬角两侧基脚处的海蚀洞穴，受波蚀作用而不断扩大加深以致穿通所形成的拱桥状地形。北戴河金山嘴附近有典型的海穹(见图)。



海穹

【潟湖】 lagoon 由沙坝、沙嘴或滨岸堤与海洋所隔离的海滨残海湾。由于堆积作用强度和时间不同，有的仍有水道与大海相通，或在高潮时相通，仍是咸水；有的则同外海隔绝、逐渐变为淡水湖(见图)。堆积作用若继续进行可被淤浅成为沼泽，甚至形成海岸平原。中国太湖、西湖等即为与海完全隔离的古潟湖，天津北大港和南大港均系贝壳堤所封闭的潟湖。地质时期的潟湖，常是盐类、煤炭、石油、天然气、铝土矿等矿床重要资源的产地。



潟湖

【海底河槽】 submarine channel 较大的河流入海后仍继续切蚀海底而形成的水下河谷。

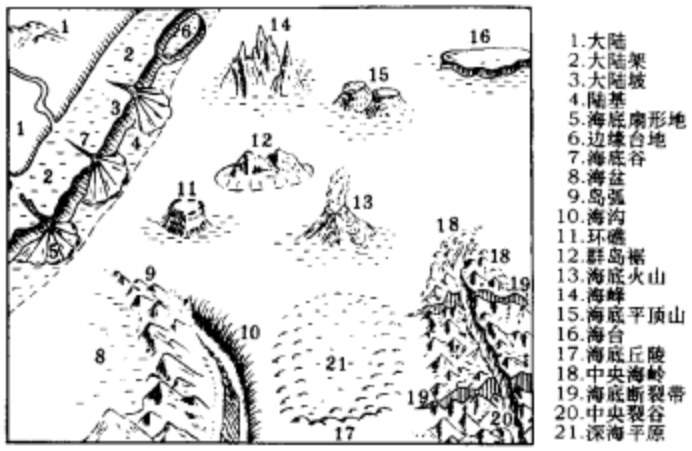
【海岸平衡剖面】 seashore profile of equilibrium 又称**海岸均衡剖面**(equilibrium profile of coast)。在地壳相对稳定条件下，近岸海底受波浪作用而形成的向海呈平缓倾斜的既不受侵蚀也不产生堆积的理想岸坡剖面。

【示踪沙】 tracing sands 又称**标志沙**(indicative sands)、**留明沙**(luminating sands)。将具有人工标志的泥沙或类似物投放于海岸带、浅海海底，用以追踪泥沙的移动方向、速度、规模和研究泥沙流的重要方法。主要有荧光沙法、染色砾石法和放射性法，分别适用沙质、砾石和淤泥质海岸。前两者投放后经一定时间取样，观察沙样中荧光沙或染色砾石的数量，根据投放与采样的时间间隔和空间距离，计算沙和砾石流移动的速度、方向和规模；后者则无须取样，而是从船上伸入水中的探头，探寻放射性示踪沙的踪迹和放射性元素含量用以计算泥沙流的速度、方向和规模。

海洋地貌和构造

【海底地形】 ocean floor topography, submarine topography 又称**海底地貌**(sea-floor land form)。被海水覆盖下的海洋底部的地貌

形态。典型的由三大地形单元构成(见图):大陆边缘,由大陆架、大陆坡和大陆隆等地形组成,其上还有海底阶地、海底谷、海底扇等次一级地形;洋盆,其中有深海平原、深海丘陵等;中央海岭或大洋中脊,脊部有中央裂谷,翼部有海底山脉或丘陵地形。海山和海底平顶山广泛分布于大洋中脊和洋盆上,靠近岛弧一侧常有巨大海沟。它主要是海底地壳运动的产物,能反映海底地质构造和地质历史的演变。



海底地形示意图

【海床】 sea bed, sea floor　又称海底。指海的底部。

【洋底】 ocean floor, ocean bed　大洋底部。海水深度一般为4~6千米。由于地壳运动和火山活动等地质作用,在洋底形成海山、海底丘陵、海岭等正地形。广大地区为大洋中脊和深海盆所占据,其中沉积有红粘土和生物软泥。其地壳厚度比大陆地壳厚度小,太平洋和大西洋为4~6千米,印度洋为3~7千米。

【海岭】 ocean ridge　又称水下山脉、海底山脉。是沿大洋中部延伸的连续山系。高出洋底1000~3000米,平均水深2500米,宽度超过1000千米。它是平缓的、两翼对称的穹状隆起,由平行为脊轴的槽谷和岭脊组成。中央发育着裂谷,宽数十到百余千米,深陷1000~2000米,常被横截海岭的一系列大断裂错断,错距达数十、数百甚至数千千米不等。东太平洋海隆,位于太平洋的东南部,宽达2000~4000千米,高出洋底2000~4000米;大西洋中脊,位于大西洋中部,地形最为崎岖不平,中央裂谷宽数十千米,较两侧下凹2000~4000米;印度洋中脊也位于中部,成为倒Y形。海岭贯穿全球,在太平洋、印度洋和大西洋连续延伸,总长84 000千米。主要由玄武岩质岩石构成,其上往往长有珊瑚礁,有的则露出海面形成海洋岛。如印度洋马斯克林海岭、卡尔斯伯格海岭,太平洋的内克海岭、拉乌海岭和皇帝海山等。板块学说认为,它是海底火山活动的产物,也有人认为具褶皱山脉特征。

【大陆边】 continental margin　海岸线至深海底之间,为大陆到大洋的过渡带,包括大陆架、大陆坡、大陆基(或大陆隆)等地形单元(见图),其中大陆架和大陆坡统称大陆阶地。其地壳为大陆到大洋的过渡型。大陆边一词在《联合国海洋法公约》中,已作为国际法专用名词,特指大陆地壳和大洋地壳的分界线。大陆边包括沿海国陆块没入水中的延伸部分,由大陆架、大陆坡和陆基的海床和底土构成,它不包括深海洋底及其洋脊,也不包括其底土。大陆边也是沿海国家划分大陆架的法定外部边界。



大陆边

【大陆阶地】 continental terrace　又称**陆缘阶地**,简称**陆阶**。大陆架和大陆坡的总称。大陆周围从低潮线至大陆坡基脚之间的海底地带。

【大陆架】 continental shelf, continental platform, shelf　又称**陆架**、**大陆棚**。大陆的自然延伸,通常指大陆周围倾斜较缓的海底地带。即从海岸起逐渐向海洋方向延伸,直到坡度显著增大的转折点为止。其宽度各地不一(1~1300千米),水深一般为50~550米,平均深220米,坡度平均0°07′、内侧部分为0°12.4′。世界各海域大陆架的宽度变化很大,有的宽达1000多千米,有的很窄,甚至缺失,如南美洲沿岸。其上发育有陆架(棚)谷、海底阶地和浅滩地形,沉积物主要为陆源碎屑物质,还有生物碎屑和少量化学沉积。一些边缘海和内海的海底多属大陆架的范围,如欧洲沿海的巴伦支海、挪威海(东部)、北海、爱尔兰海、比斯开湾和内海——波罗的海,亚洲的喀拉海、黄海、东海、爪哇海、北部湾、泰国湾、渤海和波斯湾,美洲的得克萨斯外陆架。构造特征受大陆地质构造的控制。其成因以"冰川控制说"较为盛行,认为是在第四纪冰期的低海平面时期,大陆边缘陆地受侵蚀和堆积而成;也有人认为是地壳褶皱或升降运动的产物。它约占海洋总面积的7.5%,天然资源丰富,是世界三大渔场的所在地,并蕴藏有丰富的石油、天然气等矿产资源。法律上的大陆架定义,在第三次联合国海洋法会议规定沿海国的大陆架包括其领海以外依其陆地领土的全部自然延伸,扩展到大陆边的外缘的海底区域的海床和底土。如果从测算领海宽度的基线量起到大陆边的外缘的距离不到200海里,则扩展到200海里的距离,显然它已超越地质地理的科学概念。

【岛架】 island shelf, insular shelf　曾称**岛棚**。岛或群岛周围倾斜较缓的海底地带。含义与大陆架相似。它从海岸向深海方向坡度由小到大,直到倾斜急剧增大的岛坡处为止。一般大陆岛的岛架比较宽广,有的和大陆架连成一片,而大洋岛则由火山活动或珊瑚堆积物形成,通常缺失岛架。有些岛架上还有海底阶地。

【大陆坡】 continental slope　又称**大陆斜坡**,简称**陆坡**。1900年,魏格纳(H. Wagner)针对陆架坡折与深海大洋底之间的整个地区而提出。是大陆边缘的中央部分,一般位于陆壳与洋壳的过渡带上。在地貌上陆坡开始于陆架坡折处,指从大陆架外缘向深海倾斜的较陡坡面。上界在陆架坡折,下界往往是渐变的,位于1400~3200米水深范围内,局部位于更大的水深之中。已观察到的最佳陆坡在珊瑚岛岸外,可延伸到深海盆,坡度可达45°,其基脚与大陆隆或海沟相接。倾角一般3°~6°,有些地段超过15°,甚至达35°,平均为4°17′,是很窄的海底区域。宽仅20~100千米,上覆水深100~3200米,其上常有许多深海谷和海底阶地,沉积物主要为陆源碎屑。坡面由基岩或很厚的沉积岩层构成,包括地层单斜构造面、断层面、基岩侵蚀面、生物礁面及三角洲前积层等几种类型。"沉积起源说"认为是原始坡面上沉积物堆积而成;"断层说"认为是由于断层下陷所致;"挠曲说"则认为是地层挠曲的产物。有人认为,有些陆坡是中新世以来上升地壳遭受侵蚀后被海水淹没而成。

【岛坡】 insular slope, island slope　岛架外缘至深海底之间的陡坡地带。是围绕海洋中岛屿发育的陡坡。

【大陆隆】 continental rise　又称**大陆基**、**大陆脚**,简称陆隆、陆基。大陆坡与深海平原或深海丘陵之间的平缓斜面。坡度为1:40~1:2000、平均坡度0.1°~0.6°,宽度0~600千米,水深1400~5100米。陆隆是由陆源粉砂和粘土堆积而成的海底扇或沉积裾,其纵向剖面呈楔形。全球陆隆面积19×10^6平方千米,占洋底总面积的6%。多发育在被动大陆边缘(如大西洋和印度

洋周边),活动大陆边缘由于海沟截留陆源碎屑物而不能发育(太平洋周边除白令海和阿拉斯加湾以外均属之)。

【大陆裙】 continental rise 因大陆隆形状似裙,而得名。

【海底谷】 sea valley, submarine valley 又称**海谷**。切割海底而伸长的谷形凹地。有各种形态:有的切割很深,谷壁较陡的"V"形谷叫海底峡谷;有的谷坡平缓并具有较宽的剖面;有的谷壁很陡但谷底为宽而平坦的槽谷。切割陆架而成的海底谷称陆架谷或陆棚谷,包括冰川谷、潮汐冲沟及溺谷等;切割陆坡或陆隆而伸入到深海底的叫深海谷。"谷流说"认为,它是强烈的浊流侵蚀作用之产物。"构造成因说"认为,系在水下断层谷或向斜谷的基础上形成。"冰川控制说"认为,是冰川作用切割所致。还有人认为,是陆地河谷被海水淹没而成。许多海底谷中已发现并开采各种砂矿。

【海底峡谷】 submarine canyon 海底谷的一种。为深切陆架、陆坡或陆隆伸入到深海底的谷壁陡峭而呈"V"字形剖面的海底谷。大陆坡上具有V字形横剖面、蜿蜒向下伸展的巨大谷地,它有树枝状的支谷。其头部大多位于大陆架边缘坡折处,尾部延伸到大陆坡坡麓,可切入坡麓沉积扇,成为带有天然堤的沉积扇谷。峡谷中的沉积物有砂、砾石和泥。其中,所含的生物包括许多浅水种属和陆上的植物,显然是顺谷道搬运而来。头部与大陆架上的残留河谷相连,且形态相似,表明头部原来是由河流造成,浊流和其他各种海流的侵蚀以及峡谷的壁的沉积物向上增筑、维持和增加的深度(除倾角小于1°的大陆坡、大陆边缘地或海台与大陆架隔开的大陆坡、大陆架外缘带有珊瑚礁的大陆坡以外)。在全球所有的大陆坡上都有发育,世界上最长和最大的白令海的海底峡谷、东京湾峡谷、美国东北海岸外和新斯科夏的峡谷、巴哈马峡谷、马赛外的海底峡谷和科科西嘉海底峡谷以及非洲刚果河口外和北美哈得孙湾口外的海底峡谷等。

【陆架谷】 shelf channel 又称**陆棚谷**。切割大陆架的海底谷,一般分布在大陆架范围内。

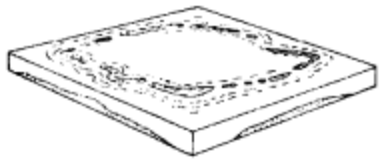
【深海谷】 deep-sea channel 切割陆架、陆坡或陆隆伸入到深海的海底谷。多数分布在海底扇上呈扇形,并称海底扇谷。

【海底扇谷】 submarine fan valley, subsea fan valley 又称**深海扇谷**(deep-sea fan valley)。切割海底扇或海底锥呈扇状分布的海底谷。常具曲流或蛇曲形态,主要受沉积物类型及沉积速度的控制。其上游常呈对称的横剖面,有的谷壁较陡,深度可达300米以上,宽1~2千米。谷中的沉积物一般较粗,主要由浊流、地滑及表层蠕动等搬运作用供给。

【海渠】 furrow 切割大陆架并大致与海岸垂直的构造谷。由地壳构造运动产生,往往形成良好的海港。

【海釜】 caldron 圆形、椭圆形锅底状的海底小型凹地。多发育于海峡地区,主要由潮流产生的涡流侵蚀而成。其底部由基岩构成,常堆积有磨圆的砾石。

【礁】 reef 接近海面的海底突起。是在热带浅海海域生长的群体生物(主要是珊瑚和藻类)遗骸连结或粘结而成的海底碳酸盐岩体,坚固抗浪,成垄岗状、丘状(见图)。它能导致航海危险或波浪破碎作用。按构成礁的物质可分为岩礁、珊瑚礁,按礁在水中位置分为明礁、暗礁。



礁

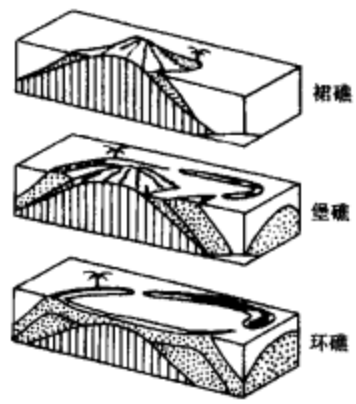
【岸礁】 fringe reef 又称**边缘礁**。紧靠陆地边缘生长的生物礁,与陆地之间无潟湖分隔。

【暗礁】 ledge, sunken reef 低潮时也不露出海面的海底突起。如中沙群岛的民主礁有岩礁和珊瑚礁二类。低潮时能露出水面者称**明礁**。如西沙群岛的永兴岛。暗礁是航海中的危险区。

【暗沙】 shoal 表面沉积有砂砾、贝壳等松散碎屑物质的暗礁。如中国黄海的五条沙、南沙群岛的曾母暗沙等。

【生物礁】 Organic reef 主要由造礁石珊瑚和造礁石灰藻类等生物遗骸和碎屑堆积而成的海底隆起。主要分布在亚热带和热带水深海域,大部分由珊瑚构成。

【珊瑚礁】 coral reef 海洋中由造礁珊瑚的钙质遗骸和石灰藻类等生物遗骸聚集而成的礁,如中国南海的黄岩岛。按形态可分为裙礁、堡礁、环礁和桌礁等四种(见图)。成因假说主要有达尔文(C. Darwin)和丹纳(J.D. Dana)的"沉降说",戴利(R.A. Daly)的"冰川控制说",以及奎宁(P.H. Kuenen)的"冰川控制沉降说"等。后者是前两种假说的综合,大意是:①开始在火山岛周围海蚀台外缘上形成珊瑚礁;②随海蚀台的缓慢下沉珊瑚礁继续成长并形成礁湖;③由于冰期海平面变化,陆地作阶梯式上升和海退,而岛屿不断遭受侵蚀,最后形成平台;④冰期后随海面上升,在平台上形成堡礁和环礁等。珊瑚礁多分布在西赤道太平洋、赤道印度洋两侧、大西洋的加勒比海和巴西沿岸等海域。中国的南沙和东沙群岛即由珊瑚礁构成。



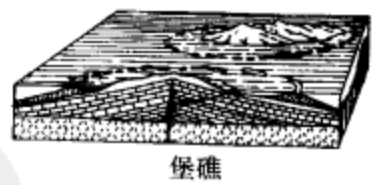
珊瑚礁的发展过程

【裙礁】 fringing reef, shore reef 直接附着在海岛或陆地上、具有起伏的桌状表面之珊瑚礁。低潮时能露出海面,宽度可达1000米,沿海斜坡急剧地向深海倾斜。在裙礁与其附着的陆地之间可存在一浅水道或潟湖(见图),如西沙群岛的石岛。



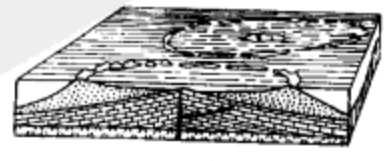
裙礁

【堡礁】 barrier reef 海洋中围绕岛屿或大陆作堤状分布的珊瑚礁。它与海岸之间有较深而宽的潟湖或礁湖隔开(见图),主要分布在火山岛周围及大陆外海,如澳大利亚东北的沿岸大堡礁(长1000千米,宽80千米)。一般由附着于岸边的内礁和礁湖外的外礁构成:外礁的宽度一般为500米左右,个别可达几千米;礁湖宽度,从可航行的宽度到几千米,水深20~100米。



堡礁

【环礁】 atoll, lagoon island, ring reef, reef ring 海洋中呈环状分布的珊瑚礁。中间有封闭或半封闭的潟湖或礁湖,但无非珊瑚礁成因的中央岛屿,此即与堡礁的不同之点。露出海面的高度达几米,呈圆形、椭圆形及马蹄形(见图)。直径为1~130千米,深度数米至百余米。向海一侧的斜面较陡,可达45°,上部甚至达90°。环礁内一般有厚达1000余米的造礁石灰岩,其基座为玄武岩质海底火山。一般分布在珊瑚易于生长的太平洋和印度洋的热带和亚热带海洋上,较典型者是马绍尔群岛和马尔代夫群岛。全球有环礁330~400个,大部分分布在土阿莫土群岛(62个)、印度尼西亚东部(37

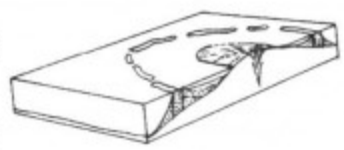


环礁

个)、加罗林群岛(32 个)、马绍尔群岛(29 个)和斐济群岛(25 个),仅有大约 10 个分布在印度洋-太平洋热带地区以外,如中太平洋的中途岛和库雷岛,红海的两个环礁、巴哈马群岛的霍格斯提礁、佛罗里达的基韦斯特以西的干龟岛等。中国南海除少数基岩岛以外大多数为珊瑚岛,有台地环形礁。西沙群岛,有 10 个,如永兴、宣德及宣德东等,从渐新世以来形成了厚约 1200 米的珊瑚礁沉积。中沙群岛,为位于现代海面以下 12 ~ 20 米深的环形礁,长 135 千米、宽 68 千米,中心潟湖深 75 ~ 85 米。

【桌礁】 table reef　顶部平坦的桌状珊瑚礁。低潮时可露出礁湖底。一般在风和涌浪作用较强的地区上形成,其长轴延伸方向常与主要风向一致,面积一般较小,直径从几百米到几千米之间,有的桌礁上可形成砂质堆积岛。主要分布在印度尼西亚附近和中国南海、西印度群岛、澳大利亚东北岸等大陆周围。

【礁湖】 atoll lake, atoll lagoon　又称**环礁湖**。由珊瑚礁围成的潟湖。水深一般在 20 ~ 100 米之间,宽达几千米。如太平洋马绍尔群岛中的比基尼环礁就有巨大的礁湖(见图)。



礁湖

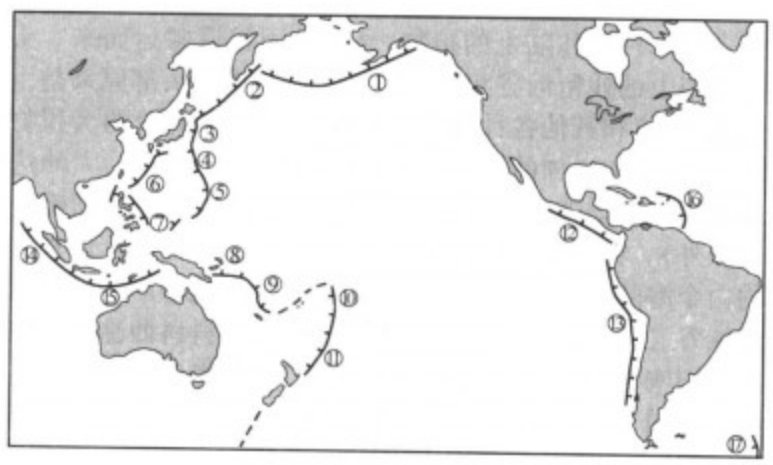
【岛弧】 island arc island chain　又称**岛链**、**弧形列岛**(arcuate islands)。海洋中呈线形分布的列岛。大多位于大陆与大洋的边界地带,呈弧形排列,弧一般凸向大洋,但也有例外。大多分布于西太平洋地区,构成环太平洋岛弧系的主体,呈链状排列,由北向南有阿留申岛弧、千岛岛弧、日本岛弧、琉球岛弧和菲律宾岛弧等,延伸达 9500 千米。现代岛弧的特征是:具弧形特征;伴有强烈火山和地震活动;在弧凸出的一侧有深海沟,凹入侧有边缘海;具有明显重力正异常,海沟则呈负异常;地热值较高等。是现代地壳最活动的地带。

【单弧】 single arc　即单岛弧。岛弧的一种类型。为单行排列的岛弧。特点是岛弧-海沟地形断面与重力断面一致,即海沟中有显著的重力负异常:一是断面呈不对称的负异常,在靠近大陆一侧又有小的负异常带,如马里亚纳海沟;另一种断面呈对称形的负异常,并无第二个负异常带,如雅浦海沟。

【双岛弧】 double island arc　又称**二重弧**。岛弧的一种类型。为两条并行排列的岛弧。靠近大陆一侧的称**内岛弧**,由火山构成,称火山弧;靠海沟一侧者称**外岛弧**,为非火山性弧。如印度尼西亚岛弧,从小巽他群岛到大巽他群岛的双弧剖面中,自外向内依次出现海沟、外弧及重力负异常带、火山弧及重力正异常带、深地震带等。

【环太平洋岛弧】 circum-Pacific island arc　沿太平洋边缘呈弧形分布的岛弧系列。此带岛弧外侧有海沟与之平行,且地震和火山活动频繁,从而构成地壳的活动带。在美洲西岸,以安第斯弧形山脉与秘鲁海沟并行出现。为便于研究,有人将其分为新西兰-汤加、美拉尼西亚、印度尼西亚、菲律宾、琉球-西日本、东日本-马里亚纳、千岛、阿留申、中美太平洋岸、西印度群岛、南美太平洋岸、斯科舍-南极西部 12 个区。

【深海沟】 deep-sea trench, trench, oceanic trench, marginal trench, sea-floor trench　简称**海沟**。两侧斜面陡峻的细长深海巨型凹地。大部分位于大陆边缘或岛弧与深海丘陵之间,并与大陆海岸延伸方向平行,比周围洋底深 2000 米以上,深度大多超过 6000 米,最深逾 11000 米,长达几千千米,宽一百千米。大多具有不对称的 V 字型横断面,靠大陆一侧斜面较陡,靠大洋一侧斜面较缓,向大洋过渡处有平缓隆起,称边缘隆起。斜面上常出现阶梯形台地,称**海坪**(bench),底部有厚度不大的沉积物,通常几百米,最厚 1500 米。它与岛弧构成现代地壳的活动地带,即岛弧-海沟系,常与火山带和地震带伴随。多集中发育于太平洋边缘,特别是西岸发育,自北向南有:①阿留申海沟(深 7822 米);②千岛-堪察加海沟(深 10 542 米);③日本海沟(深 8412 米);④伊豆-小笠原海沟(深 9810 米);⑤马里亚纳海沟(深 11 034米);⑥琉球海沟(深 7881 米);⑦菲律宾海沟(深 10 497 米);⑧所罗门海沟(深 9140 米);⑨新赫布里底海沟(深 9165 米);⑩汤加海沟(深 10 882 米);⑪克马德克海沟(深 10 047 米);⑫太平洋东海岸的中美海沟(深 6662 米)和⑬智利海沟(深 8064 米);⑭印度洋有爪哇海沟(深 7450 米)和⑮班达海沟(深 7440 米);⑯大西洋有波多里各海沟(深 8385 米)和⑰南桑德威奇海沟(深 8264 米)。海沟是年轻的地貌单元,底部有近现代沉积物,深潜艇在马里亚纳海沟底部着陆即曾遇硅藻软泥,菲律宾海沟底部所取样品中有砂和砾石,所罗门海沟和马利亚纳海沟的壁上拖采到枕状熔岩。其边缘多与一系列火山和弧形列岛毗邻,如阿留申群岛、千岛群岛、马里亚纳群岛、所罗门群岛、克马德克群岛、苏门答腊岛-爪哇岛-努沙登加拉群岛和波多黎各岛-背风群岛-向风群岛等。



海沟的分布图

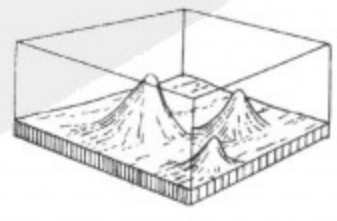
【海沟边缘隆起】 marginal swell　海沟大洋一侧的平缓隆起。距海沟轴 100 ~ 200 千米的海底上分布,宽 200 ~ 500 千米,比高 500 米左右。有的隆起上可测到(50 ~ 60) × 10^{-5} 米/秒^2 重力正自由空间异常,亦有例外,如马里亚纳海沟的边缘隆起上则无此类异常。

【海槽】 trough　又称**舟状海盆**。比海沟浅而小,两侧斜面较缓,具"U"字形剖面呈长椭圆形的深海凹地。如东海的冲绳海槽、日本西南的南海海槽,底部大都有较厚的沉积物。一般认为是由海沟受沉积物充填而逐渐形成的,但板块构造说认为是海底二次扩张断陷而成。

【海渊】 deep, fosse　深度超过 6000 米、轮廓清楚的深海凹地。多数位于海沟中,如马里亚纳海沟中的马里亚纳海渊,是世界最深的海底,最深达 11034 米。

【大洋盆地】 ocean basin　简称**洋盆**。大陆坡以外水深4000 ~ 6000 米的深海底。包括中央海岭、海山、深海平原、深海丘陵等地形,如东北太平洋海盆中印度洋海岭等,具大洋型地壳,沉积物以红粘土和生物软泥为主,少量浊流携带的深海砂、宇宙尘等。

【海山】 seamount　又称**海底山**。具有圆形或椭圆形顶面,高出周围海底 1000 米以上的孤立或相对孤立的水下山。仅太平洋洋底发现有 10000 多个海山。其坡度较陡,顶部水深一般2000 ~ 2500



海底山

米(见图)。大多由海底火山构成,部分由构造作用形成。三个或三个以上海山呈线性排列者称海山链;三个以上不呈线性排列者称海山群,三个以上在海隆或洋脊上则构成海底山脉。

【海山链】 seamount chain 三个以上呈线性排列的海山组合。如夏威夷、琉球群岛、庙岛群岛等海山链。

【海山群】 seamount group 呈不规则排列的密集成群的海山。如中太平洋海山群。

【海底山脉】 seamount range 洋隆或洋脊上三个或更多的海山排列而成的水下山系。

【海峰】 sea peak 尖顶的海山。由海底火山形成。

【海台】 table mount, guyot, plateau, submarine plateau 又称**海底高原**、**平顶海山**。圆形或椭圆形平顶的海山。如日本海中的朝鲜海台、太平洋的沙茨基海台、大西洋的布莱克海台等。顶部水深在 200 ~ 2500 米之间,一般为 1000 ~ 2000 米。侧面坡度较珊瑚礁陡,山麓有壕状凹地,顶面常有玄武岩圆砾和白垩纪晚期的造礁珊瑚及瓣鳃类等浅海生物化石,因而认为平顶海山曾受侵蚀下沉到水下。但不同深度顶面有不同时代的化石。如 1800 米深的顶部有白垩纪化石,1000 米深有始新世化石,400 米深则有新近纪的化石。有人认为,不同深度的顶面并不表示地壳沉降的差异,而是代表形成时代的差异。西太平洋的大部分海台顶部和坡面上都产有富钴结壳和磷钙土。

【盖奥特】 guyot 平顶海山的音译名,亦译盖约特。盖奥特(Arnold Guyot)是 19 世纪著名的地质学家。

【大洋浅滩】 oceanic bank 大洋中水深小于 200 米、略呈平顶的海底高地。多由海岭的平顶山脊和淹没的珊瑚礁构成,一般不妨碍船只航行。如南海的万安滩、台湾浅滩、马达加斯加岛南侧的沃尔特斯浅滩等。

【深海丘陵】 abyssal hill 高出深海平原 100 ~ 200 米、宽几百米到几千米的起伏平缓的海底隆起。一般位于海岭、海沟所隔的海盆中,沉积物主要为红粘土、软泥等远洋沉积物。多属海底火山作用产物,在太平洋的 85%、大西洋 50% 的海底广泛分布。

【海丘】 knoll, sea knoll 分布于深海底的丘陵状高地。比高低于 1000 米,多分布于深海平原中。

【深海平原】 abyssal plain 位于大陆隆和深海丘陵之间的平坦海底。其坡度在 1∶1000 ~ 1∶10000 之间,深度变化仅几米(见图)。沉积物主要是硅质软泥和钙质软泥以及红粘土,并含可能是浊流带来的砂和粉砂等陆源物质。往往被深海谷切割,有人认为是由浊流携带的物质覆盖深海丘陵等形成,有厚达千米的浊流沉积。在大西洋、印度洋深海平原很发育,太平洋则因深海渊阻隔,仅发育在靠近北美大陆北端一侧。



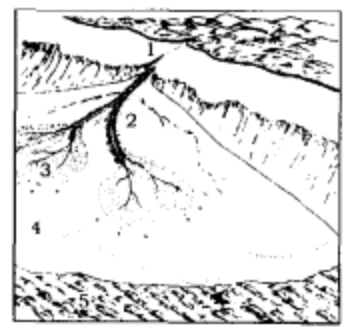
深海平原

【海盆】 basin, ocean basin 圆形或椭圆形的巨大深海凹地。常为海岭、海山群所环绕。水深一般超过 4000 米,但边缘海盆的水深往往不到 4000 米。底部较平坦,但有微小起伏,有的底部沉积物很厚(主要为红粘土和软泥),即构成深海平原。有的几乎无沉积物而成深海丘陵地形。主要分布在大洋盆地中,已知太平洋中有 14 个,如东北太平洋海盆、菲律宾海盆、秘鲁海盆等;大西洋中有 19 个,如圭亚那海盆、安哥拉海盆、纽芬兰海盆等;印度洋中有 12 个,如沃顿海盆、阿拉伯海盆、克罗泽海盆等。

【海槛】 sill 分隔相邻海盆或海盆与洋盆的海岭或隆起地形的鞍部。如分隔地中海海盆与大西洋的直布罗陀海峡底部的鞍部。其最大深度称海槛深度。接近大陆一侧的海盆中沉积厚度超过海槛深度时,外侧的海盆就开始接收大陆物质的沉积。也有将接近峡湾口的海底岩石或泥质的横向隆起,称为海槛。

【海槛深度】 sill depth 海槛鞍部的最大水深。参见"海槛"。

【海底扇】 submarine fan, (deep-sea fan) 又称**海底锥**(submarine cone)、**海底三角洲**(submarine delta)、**深海扇**(deep-sea fan)。在大陆架大河口外或海底谷口外形成的扇状堆积地形。形似陆上的冲积扇或洪积扇,但规模很大(见图)。一般分布在海底谷的谷口外侧,有的是陆地三角洲被淹没而成,有的为浊流或滑动作用搬运的沉积物堆积而成。世界上最大者为孟加拉湾中的恒河口海底冲积扇,长达 2500 千米,一直延伸到斯里兰卡深海平原水深 5000 米处,平均坡度 1∶500,面积超过 200 万平方千米。



海底扇
1. 切割陆架和上陆坡的峡谷;2. 上扇谷;3. 具有扇谷的活动扇;4. 外扇;5. 深海平原

【岛裙】 archipelagic apron 围绕海底火山山麓或群岛展开的平缓扇形斜面。上部表面称**群岛平原**(archipelagic plain)。上端坡度比下端略陡,一般 1° ~ 2°,往往有寄生火山或受深海谷切割而使地形变得复杂;下端一般与深海丘陵相接。其地层比深海丘陵地层厚得多,它的第一层,即未固结沉积物的厚度约 400 米,后者约 200 米;第二层的厚度,前者约 2400 米,后者约 1100 米,可能属固结沉积物或火山岩及其混合物。一般认为,它是海底喷发的熔岩流凝固而成,也有人认为是火山沉积和浊流作用的混合产物。

【大洋中脊】 mid-oceanic ridge, mid-ocean rise, oceanic ridge 又称中央海岭。贯穿大洋,多位于其中部呈线状延伸的巨大海岭。总长可达 84000 多千米。大西洋中脊,地形最为崎岖不平,中央裂谷发育,宽达数十千米,较两侧下凹 2000 ~ 4000 米;印度洋中脊,成倒 Y 字形;太平洋海隆,位于东南部,宽达 2000 ~ 4000 千米,高出洋底 2000 ~ 4000 千米。其轴部有中央裂谷,地热值较高,有浅地震带和火山带分布。两侧地磁异常条带常具对称性,地壳年龄也随着离轴部距离的增加而逐渐增大。垂直方向上发育许多断裂,一般叫转换断层。板块构造说认为,它是海底扩张中心,为新生海洋地壳的出生地。但大西洋中脊及印度洋中脊与东太平洋洋隆比较,在地形及地质上均有若干差别。前二者的两翼倾斜较陡,多形成山脉,轴部有很深的中央裂谷,地形起伏较大(约 1 ~ 3 千米);后者两翼较平缓,多为丘陵地形,中央裂谷不发育或不明显,故称东太平洋巨大隆起为海隆以与其他洋中脊相区别。已在其顶部,特别是东太平洋海隆和大西洋中脊顶部多处发现富含铜、铅、锌的热液多金属沉积物或块状硫化物。对其研究不仅具有地质理论意义,而且有经济意义。

【洋隆】 oceanic rise 又称**海隆**。海岭的一种,两侧斜面较缓,延伸很长的海底隆起。为高出深海平原 1000 ~ 3000 米的海底高地,与洋中脊相似,顶部通常有断谷存在,大多具裸露的岩石和巨大的玄武岩。大西洋中脊附近的海隆,有北半球的亚速尔海隆、百慕大海隆、南半球的里奥格兰德海隆和福光兰海隆。东太平洋海隆,位于太平洋的东南部,地形较平坦,中央裂谷也不明显,其北端拐进加利福尼亚湾,具洋中脊特征,但边缘比洋中脊平缓。还有西太平洋沙次基海隆、南大西洋的斯科舍海岭、麦哲伦海隆,属无震海岭。

【无震海岭】 aseismic ridges 海岭的一类。地震活动微弱或很少的海岭。一般高出周围海底 2000 ~ 4000 米、宽 250 ~ 400 米、长 200 ~ 5000 千米不等。与活动的洋中脊不同,其顶面起伏

不大而两侧斜面较陡、构造活动微弱、无裂谷。较典型的是太平洋的夏威夷海岭和皇帝海岭、大西洋的鲸鱼海岭和里岛格兰德海岭、印度洋的东经 90°海岭。对其成因的说法主要有：①大陆碎块；②洋壳上升的产物；③由地幔对流和岩石圈板块移动过程中产生的线状火山链构成，并由此产生了所谓"热点说"。

【微大陆】 microcontinent 又称**微型大陆**。分布于海洋中由大陆型地壳构成的孤立陆块。如印度洋的塞舌尔群岛、马达加斯加岛。其地壳结构特征基本与大陆相同，具有花岗岩质地壳，厚达 30 多千米。有两种成因说法：一是大陆的碎块，从原先的大陆分离而成；二是在海底扩张过程中，原先的陆块被带到海洋中所致。也有人认为，此即无震海岭。

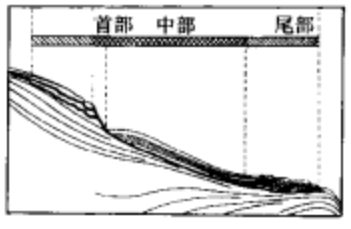
【海底阶地】 submarine terrace 发育于海底的阶梯状地形。不仅见于大陆架和岛架上，且见于大陆坡和深海底。深海底者称深海阶地。阶地表面略有起伏，常有砾、砂等粗碎屑物质堆积，突起部位多为岩石露头，大陆架上有的还保留着河谷痕迹。成因较复杂：浅海区的阶地有的由海底或陆地的侵蚀面沉降而成，有的则是阶梯状断层的产物；有些是海积阶地，如南海北部大陆架上保存有更新世和全新世古珠江三角洲、古河道和水下阶地等海底地貌特征，记录了第四纪以来海平面屡经变化的遗迹。深海阶地主要形成在海沟侧面和海岭两侧斜面上，其成因尚不十分清楚，有的可能是断裂活动之产物，有的可能属熔岩作用的结果。

【海坪】 bench 又称**深海阶地**。海沟或海岭斜面上呈阶梯状分布的细长台地。海沟上，一般分布在靠近海岛一侧的斜面上；而海岭或其他海底高地，则在两侧均有分布，常构成深海阶地。它可能是断裂活动的产物。

【海底地滑】 submarine slide 海底斜坡上未固结沉积物受重力作用，发生崩塌滑坡、泥石流或活动沙坡等所引起的较急速的物质移动现象。主要指大型沉积块体的滑动，而不包括以水为主体的流体对沉积物质的浊流搬运作用。有人认为，也不应包括以塑性变形为主的蠕动现象。据其形态，分为层间地滑、回转地滑和崩坍三类。研究海底地滑必须了解：斜坡的剖面、滑动面的形态、大小和倾斜度；滑动面上、下的物质；孔隙水压力、沉积物密度及剪切阻力等。发生地滑地区，其滑动面上沉积物的破坏条件，可用库仑-太沙基(Coulomb Terzaghi)公式表示：

$$S = c' + (\sigma' - \mu)\tan\phi$$

式中：S 为剪切阻力；c' 为有效垂直应力；σ' 为垂直应力(垂直于滑动面的总重量)；μ 为孔隙水压力；ϕ 为内摩擦角。多发生于仅有几度的缓倾斜地区(见图)。发生原因：有些是属于沉积物内在的物质因素，如含水状态下超负荷的影响，沉积物中天然气产生的高压，粘土物质的含量等；有些则是诱发地滑的外因条件，如地壳变动、地震、海浪、天然气水合物等的影响。它可导致覆盖于海底峡谷与谷顶的新沉积物滑动，并形成浊流。



海底地滑

【层间地滑】 interlayer slide 薄层地滑的一种。倾斜平缓的斜坡上作平行状态的滑动。陆地上的地滑，其深度与长度之比一般在十分之一以下，而大规模的海底地滑层的深度与长度之比则在 1:200 ~ 1:250 之间。海底地形与陆上不同，一般沉积场所均地形简单、倾斜平缓，且海底沉积物较陆上沉积物均质性强，大都成大块，滑动面上粘土的含水量等在大范围内相同所致。此类地滑多产生于坚硬岩层之上所负载的松软地层，或坚硬地层中夹有软弱层等。地滑对海底电缆等设施有巨大破坏作用。

【回转地滑】 gyroscopic earth slip 又称**圆弧形地滑**。产生于较均质的厚层沉积物斜坡上的地滑。是沿崩坍较急且明显呈圆弧状的滑动面上形成的，故崩落的块体多向后回转。法国比斯开湾的大陆斜坡上的地滑最为典型，在水深 250 ~ 700 米之间的第四纪地层构成的斜坡发生崩坍，先由斜坡下部开始，滑体各块段的宽度最大 1000 米，相对垂直位移达 80 米。在地滑的前缘部分发育有波长 500 米、波高 20 米左右的滑动褶皱。斜坡倾斜度上部在 5°以下，下部仅 50′。一般在大陆架外缘至大陆斜坡上部之间的，第四纪沉积物地区，易于发生海底地滑。

【海底火山】 submarine volcano 在海底喷发的火山。主要由海洋拉斑玄武岩构成：露出水面的形成火山岛，常具有破火山口；未露出水面者则形成海山和海底丘陵等。深海区的火山，由于受上覆水体的强大压力而不产生火山灰和浮石，常形成盾形火山，很少具有破火山口。其山麓有的彼此相连形成海山群和海岭。火山岛和海山周围常有平缓的扇形斜面，即岛裙。有的火山岛或海底火山，因沉降和侵蚀而形成珊瑚礁或平顶海山。太平洋中约有 10 000 多座海底火山，大都为死火山，只有少数是活火山。

【环太平洋火山带】 circum-Pacific volcanic belt 围绕太平洋边缘分布的火山带。广义的还包括邻近印度洋的印度尼西亚岛弧火山带和邻近大西洋的西印度群岛火山带及斯科舍岛弧火山带。分布于日本、千岛群岛、阿留申群岛、北美和南美太平洋沿岸直至南极洲沿岸，全球半数以上的活火山均位于这一地区。它与环太平洋地震带、环太平洋岛弧构成太平洋周围的地壳活动带。活动带的外侧主要为钙碱性的英安岩、安山岩和流纹岩；内侧主要为橄榄玄武岩、拉斑玄武岩、粗面岩及响岩等火山岩。这两类岩石的分布界线称安山岩线或马绍尔线。

【大洋拉斑玄武岩】 oceanic tholeiite 见 894 页"大洋拉斑玄武岩"。

【海岭拉斑玄武岩】 mid-oceanic ridge tholeiite 又称**海洋拉斑玄武岩**、深海拉斑玄武岩。产于中央海岭或大洋中脊的拉斑玄武岩。它除有一般拉斑玄武岩的性质外，还具下列元素含量特征：K_2O 含量少，代之以 Na_2O 较多，一般 K_2O 0.1% ~ 0.4%，Na_2O 1.7% ~ 3.1%；P_2O_5、TiO_2 含量比碱性玄武岩低，一般 P_2O_5 < 0.25%，TiO_2 0.8% ~ 2.0%；Ba, Pb, Sr, Th, U, Zr 等微量元素含量较少，K/Rb = 500 ~ 2000 高值；稀土元素含量低。

【岛弧拉斑玄武岩】 island arc tholeiite 又称**岛弧玄武岩**(island arc. basalt)。产于岛弧的低碱拉斑玄武岩。其元素含量具有下列特征：K_2O, Na_2O 和 TiO_2 含量低，K/Rb 比值(= 500 ~ 1000)介于海洋岛(500 左右)和海岭拉斑玄武岩(600 ~ 2000)之间，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.703 ~ 0.705，SiO_2 为 45% ~ 70%，Th 为 0.5×10^{-6}，U 为 0.3×10^{-6}。

【海底断裂带】 submarine fracture zone 海洋底部呈带状分布的破碎带或断裂带。大洋中大体可分为两个断裂系统：一是沿洋中脊轴部延伸的中央裂谷及与其平行的一系列断层构成的中央裂谷系；二是横切洋中脊的转换断层或横推断裂系统。大西洋中脊和印度洋中脊轴部都有中央裂谷，而且在这两个洋中脊和东太平洋洋隆上均有与之垂直的一系列断裂带。在东太平洋洋隆中已发现 13 条与海岭垂直的大断裂带，长达 2000 ~ 3000 千米，宽 100 ~ 200 千米，地形起伏达 2000 ~ 3000 米，且断裂带延伸平直，水平错动距离达 150 ~ 1170 千米。在断裂带两侧，地壳厚度及密度有较大差异，地磁异常带有明显的错动现象。有人认为，此系不均匀地幔对流的结果。

海洋沉积与矿产

【海洋地质】 marine geology 反映被海水覆盖部分的地壳物质组成、地质构造和演化的特征。其内容涉及海底地形地貌;海洋沉积物的特点及其分布;洋底岩石的物质组成及成因;洋壳的地质结构,洋底板块的构造体制;大洋发育的地质历史和海洋生物资源分布以及海底矿产资源和能源的成生和迁移等。

【海洋沉积物】 marine sediments 以海水为介质沉积在海底的物质。包括不同成因的沉积物:①陆源沉积物,是大陆侵蚀的产物被河水、冰川及风力的搬运作用在海底的沉积物,如石英、长石、云母、角闪石、辉石、磁铁矿、锆石、石榴子石、榍石等陆源碎屑矿物及岩屑和陆地生物碎屑;②生物成因沉积物,是海洋生物碎屑和遗体在海底沉积而成,如有孔虫软泥、硅藻软泥、放射虫软泥、颗石藻软泥及贝壳碎屑等;③化学成因或自生沉积物,是海水溶液中的物质经化学反应沉淀在海底,又包括沉积成因和成岩作用的两种,前者的自生矿物有方解石、镁方解石、文石、铁氢氧化物(针铁矿)、水锰矿、钠水锰矿、钡镁锰矿、硫化铁、裂谷中重金属软泥及硅的氢氧化物等,后者的自生矿物包括铁锰氢氧化物、碳酸盐(方解石、白云石)、铁绿泥石、磷酸盐矿物、浮石、钙十字沸石、蒙脱石及坡缕石等;④火山成因的沉积物,有火山玻璃、角闪石、辉石、榍石、绿帘石等;⑤宇宙成因的物质,是陨石等天体物质陨落到海底沉积的,含量很少,偶见于红粘土和生物软泥中,如宇宙尘粒或球粒。按其分布可分为滨海沉积物(水深0~20米)、浅海沉积物(20~200米)、半深海沉积物(200~2000米)和深海沉积物(2000米以上)。上述类型均受组分的供给速率、环境能量、生物活动程度、氧气供给、氢离子浓度及二氧化碳等各种因素的控制,而这些因素皆为水深、距大陆距离、洋底地形、海水运动、水化学特征及上覆水体生物生产率的函数,故研究时必须考虑诸因素的影响。

【海洋沉积速率】 ocean sedimentation rate 指单位时间内沉积物的增长厚度。因地质时期的沉积和侵蚀过程是反复交替进行的,而且沉积物本身也在不断地经历致密化过程,生物、化学、地质、地理等因素又均影响沉积速率。因此,很难用绝对值表示,只能用某一期间净沉积作用的平均值表示,单位为厚度/时间。其计算方法有:①直接观测法,用系统比较新老测深和地质测量资料求得,适用于沉积速率较大的港湾和三角洲地区;②理论计算法,是从特定时间内进入盆地的沉积量,减去从盆地中移出的沉积量,求得单位时间内的沉积量;③放射性测年法,为利用^{14}C、^{10}Be、^{26}Al、^{234}U、^{230}Th、^{23}P、^{210}Pb等同位素测年法,测定沉积层上、下界面的时代并与沉积厚度相比较求得,其中长半衰期者适用于深海缓慢沉积,短半衰期者,如^{210}Pb可用于近岸快速沉积区;④古生物学法,因最后冰期结束于11000年前,温水种有孔虫和冷水种有孔虫的比值发生突然变化,可据此确定地层年代后,可计算相应期间的沉积速率;⑤氨基酸消旋法,用沉积速率与特殊氨基酸消旋作用速率的比例关系计算;⑥污染物质厚度测定法,可提供相关沉积物的数据,如DDT、ABS、^{55}Fe、^{137}Cs及其他微量金属元素,用于测定近岸或港湾工业污染物质的沉积速率。据上述方法测定的沉积速率为,红粘土是1~4毫米/千年、抱球虫软泥是1~3厘米/千年、硅质软泥为1~10毫米/千年、大陆边缘的粘土和粉砂为60厘米/千年或更大。

【底质】 bottom material 构成海底表面的物质。可分为松散沉积物和岩石两类,通常是指未固结的松散沉积物。进行海底底质调查是海图测绘、海洋工程、渔场、矿产资源及各种海洋地质调查的重要内容之一。

【底质符号】 symbol of bottom material 海图上表示构成海底表面物质的各种符号。国际上常用英文缩写字母表示。主要名称用大写字母、形容词用小写字母表示。若几种底质混合时,则先写含量小的,后写含量多的。如R为岩石、G为砾石、S为砂、T为粉砂、M为泥、Y为粘土。混合物名称,如S-Y为砂质粘土、T-Y为粉砂粘土。

【滨海沉积物】 littoral sediment 又称**沿岸沉积物**。受波浪、潮汐及激浪流的作用,在潮间带及激浪带附近形成的沉积物。其类型与来源物质、水动力条件以及海岸地形等密切相关:在基岩岬角海岸,由于激浪流、拍岸浪等作用强烈,通常在高潮位形成砾石或砂砾沉积;在半封闭的港湾地区,波浪作用较弱,沉积物主要为泥、细砂及粉砂;在河口附近或丘陵地带的滨海,多以砂为主,且常形成沙堤、沙嘴和沙洲等地貌;平原大河口的砂、粉砂及泥质沉积物则多形成三角洲前缘和滨海平原。它常夹有大量贝壳和其他生物碎屑,个别地区还形成贝壳堤,在砂砾质海岸地区往往形成滨海砂矿。

【陆架沉积物】 continental shelf sediment 又称**浅海沉积物**。分布在陆架上的沉积物。陆架处于陆地和海洋营力的相互作用地带,其沉积物相当复杂,主要为砾砂、粉砂、泥等陆源沉积,次为浮游生物和底栖生物遗骸等生物沉积。按沉积时期,可分为全新世和前全新世两套系统。据成因,可分为自生的(海绿石、磷块岩)、生物的(有孔虫、贝壳)、残余的(基岩风化产物)、残留的(更新世低海平面时产生的沉积物)、碎屑的(河流、海岸侵蚀、冰川或风成沉积物)等几种类型。其主要特征是气候分带性较明显:在高纬度地区,主要以砾石、砂等陆源碎屑物质为主,分选较差,反映以机械风化作用为主;中纬度地区,砂、粉砂等细粒陆源物质增多,沉积物分选及磨圆度较好,生物碎屑沉积物含量增大;在低纬度地区,由于化学风化作用加强,泥和粘土矿物含量相对增大。

【残留沉积物】 relict sediment 陆架沉积物的一种类型。晚更新世低海平面时期,在近岸或浅海地区形成的沉积物被现代海侵淹没而残留者。主要由砂和粉砂组成,多被改造成混合沉积物,如东海大陆架中部和外部即主要被残留砂所覆盖。

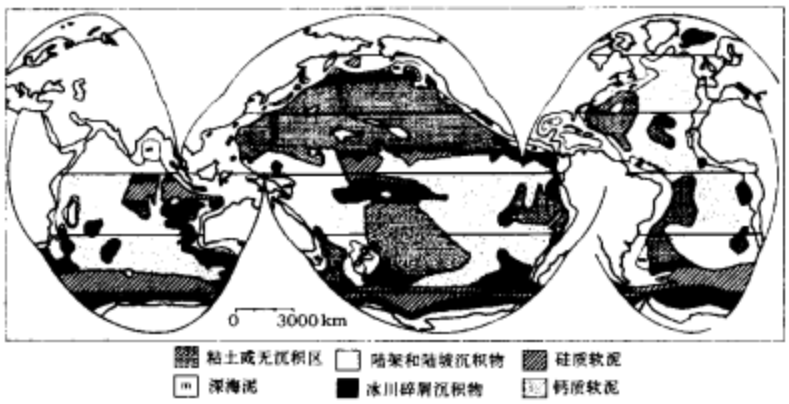
【半深海沉积物】 bathyal sediment, bathyal deposits 水深200~2000米的海底沉积物。相当于陆坡区的沉积物,主要是青泥、红泥、珊瑚泥、火山泥等细粒物质,有时还有浊流或海底滑动所携带的粗陆源碎屑物质,如砂和粉砂。地质时期者即构成半深海沉积相。

【半远洋沉积物】 hemipelagic sediment 近海和远洋之间的海底沉积物。半远洋是过去按与大陆的相对距离或深度界线所划定,故不宜采用。但此沉积物一般指大陆坡或接近大陆的海底沉积物,大体相当于半深海沉积物。其特点是以深海沉积物为主,并含少量陆源碎屑和浅海生物碎屑。

【远洋沉积物】 pelagic sediment, pelagic deposits 远离大陆的开阔大洋之沉积物。大体相当于深海沉积物,可分为红粘土和远洋软泥两类,此外还有锰结核、多金属泥、深海砂、火山泥或砂等物质。其来源,可能有陆源的、自生的、火山的以及宇宙成因的。它的沉积速率非常缓慢,每千年仅几毫米。已知的以侏罗纪沉积物为最老。因此,有人认为大洋地壳是中生代后的产物。

【深海沉积物】 abyssal sediment, abyssal deposits 水深超过2000米的深海底沉积物。主要由有孔虫软泥、放射虫软泥、硅藻软泥、珊瑚泥、火山泥和红粘土等组成,有的地区还有大量锰结

核和多金属泥，偶见深海砂(见图)。地质时期的深海沉积物则构成深海相。



深海现代沉积物分布格局

【陆源沉积物】 terrigenous sediment, terrigenous deposits 陆源的各种碎屑物质经河流、冰川、浊流、风及海流等搬运到海洋中形成的沉积物。大陆架及大陆坡的沉积物即主要由其构成，河流或浊流搬运的部分陆源碎屑物质，在大陆或大陆隆的海底谷口可形成深海扇，主要成分为岩屑和矿物碎屑。地质时期主要构成浅海沉积相。

【青泥】 blue mud　又称**蓝泥**。呈蓝灰色的半远洋泥质沉积物。成分主要取决于风化程度，一般含有 60% 以上的二氧化硅，其他化学成分不定。其颜色是由富含有机质的在还原环境中硫酸还原菌的作用下形成的硫化铁所致。主要分布在水流动小而缺氧且水深大于 1000 米的陆坡下部。

【绿泥】 green mud　半深海沉积物的一种。呈绿色的海底泥质沉积物。是青泥的变种。颜色是因含大量海绿石和绿泥石所致。主要分布在海流交汇的大陆坡上。

【红泥】 red mud　半深海沉积物的一种。呈红色的海底泥质沉积物。主要由河流携带的陆源物质(红土)组成，有的含高达 25% 的碳酸盐。红色是因沉积物在氧化环境中生成氧化铁所致。主要分布在中国黄海和巴西沿海等有大河注入的海域。

【深海沙】 deep-sea sand　分布于深海中的陆源砂。有时夹砾石，分选良好，常在海底表面形成波痕。除含大量石英外，还含有长石、云母、海绿石及燧石等。最初认为它是由风力或浮冰搬运而来，尔后发现其中有许多浅海有孔虫和陆地植物碎片，故有人认为来自浊流搬运。

【等积物】 contourites　等深流形成的沉积物。而成岩者则称等积岩。在大洋盆地中沿等深线作水平流动的底流叫等深流。其驱动力是海水密度梯度力。等深流受科里奥利力的影响发生在大洋盆地的西缘，属全球温盐密度环流。这种沉积物形成沙丘、波痕等中、小型底形和**沉积脊**(depositional ridge)等大型地形。

【浊积物】 turbidite　系在浊流作用下形成的沉积物或岩石。又称**混浊流沉积物**。固结成岩石者称浊积岩。主要由砂和粉砂组成，并夹有各种岩屑和植物碎片。其地层特征是：以硬砂岩型的砂为主体；粒级层很发育；波痕和斜层理不发育；各种印模较发育；很少有砾，偶见含砾泥岩和层内砾石；地层厚度很大，分选性差等。陆上浊积岩往往形成复理式建造、硬砂岩建造，故有人认为它是地槽沉积物的特征。现代海洋中浊积物主要表现为形成海底扇、大陆隆、岛裾及深海沙等沉积，均具陆源碎屑沉积物特征。

【远洋软泥】 pelagic ooze　简称**软泥**。深海沉积物的一种。生物遗骸含量大于 30% 的深海泥质沉积物。按成分可分钙质软泥和硅质软泥两大类，按所含的主要生物遗骸又可进一步分类命名，如钙质软泥可分为抱球虫软泥、颗石藻软泥、翼足虫软泥等；硅质软泥可分为硅藻软泥和放射虫软泥等。钙质软泥的分布面积占海洋总面积的 50%，主要分布在太平洋南半部、大西洋中部和印度洋西半部；硅质软泥则分布于太平洋北部、赤道附近及南极大陆周围，占海洋总面积的 15%。

【超微化石软泥】 nannofossil ooze　深海沉积物的一种。主要由颗石藻等钙质超微化石组成，故又可直接以生物名命名为颗石藻软泥。主要分布在太平洋和大西洋钙质软泥沉积区，水深在碳酸盐补偿深度之上。

【生物软泥】 biogenic ooze　深海沉积物的一类。钙质或硅质生物含量大于 30% 或 60% 的细粒松散沉积物。根据所含生物类型可分为硅质软泥和钙质软泥，按生物种属又可分为有孔虫软泥、颗石藻软泥、翼足虫软泥、放射虫软泥和硅藻软泥等。

【硅质软泥】 siliceous ooze　深海生物软泥的一类。硅质生物遗体含量大于 30% 或 50% 的沉积物。根据所含生物种类，分别叫放射虫软泥和硅藻软泥。前者主要分布在太平洋赤道一带，后者则主要分布在南极和北极高纬度带海域。

【抱球虫软泥】 globigerina ooze　又称球房虫软泥、有孔虫软泥。远洋沉积物的一种。主要由浮游性有孔虫(见图)，尤以抱球虫遗骸组成，亦含大量颗石藻片、放射虫、硅藻以及翼足虫等。分布面积占海洋底总面积的 40% 以上。钙质成分在水深不到 1000 米的地带达 90%，4000 ~ 5000 米的地带为 30% 左右。主要分布在太平洋南半部、大西洋和印度洋的热带和亚热带海域。将来可能将其作为石灰原料开采。



浮游有孔虫

【颗石藻软泥】 coccolith ooze　属远洋沉积物。以微小的颗石藻(见图)遗骸为主组成。主要分布在赤道太平洋地区的深海海底。



颗石藻

【翼足虫软泥】 pterpod coze　属远洋沉积物。以文石质翼足虫(见图)介壳、变形虫介壳为主组成的钙质软泥。呈白色、浅褐色，并夹有红色、粉红色或黄色。分布限于 1500 ~ 3000 米，比抱球虫软泥分布的水深浅得多，而且多出现于珊瑚岛附近和海底高地近岸附近。主要分布在热带和亚热带海底，大西洋赤道一带分布尤多，分布面积约占整个大洋的 1%。



翼足虫

【钙质软泥】 calcareous ooze　深海生物软泥的一类。深海中钙质生物含量大于 30% 或 50% 的沉积物。根据所含钙质生物，分别称为有孔虫软泥或抱球虫软泥或颗石藻软泥、翼足虫软泥。主要分布在海山、海岭的碳酸盐补偿深度之上。

【放射虫软泥】 radiolarian ooze　以放射虫遗骸为主组成的硅质软泥。通常放射虫(见图)的含量超过 50%。为红色、褐色或草绿色。分布在宽 200 千米、水深 4600 米左右的赤道太平洋地区，占海底总面积的 3% ~ 4%。其



放射虫

分布区常有多金属结核富集。

【硅藻软泥】 diatom ooze 以硅藻遗骸为主并含有放射虫和海绵骨针的硅质软泥。其中，硅藻(见图)含量大于50%，无机组分约20%，呈黄色、草绿色或乳色，干时为白色。主要分布在南极周围的海底和太平洋北部寒带水深1100～4700米的深海底，占海洋总面积的9%。



硅藻

【深海燧石】 deep sea chert 产于深海沉积物中的燧石。主要由方石英和石英组成。前者构成瓷状岩，后者构成石英质燧石。主要产于太平洋、大西洋和印度洋白垩纪和始新世硅质沉积物中，往往构成区域性声波不透射层。其成因假说主要有两种：火山灰说，认为是由火山灰或火山玻璃经蚀变而成，依据是它常与火山成因的蒙脱石、坡缕石、皂石、α方石英及斜发沸石伴生；生物成因说，则认为是硅质生物经成岩作用形成，主要根据是燧石中常存有硅质生物遗骸及其假象。它是古海洋环境及其演化史的重要记录者之一。

【软泥水】 ooze water 海底或湖底沉积物空隙中的自由水。它是沉积物由固体质点与液体之间反应和平衡的敏感指示剂，反映液体迁移的途径和成因，而且往往是有经济价值的沉积物，如重金属软泥、磷灰石、铁锰结核等重要组分的来源。有机质含量少的软泥水者，一般分布在大洋或开阔的海洋底部，富含有机质的软泥水者，多分布在大陆附近的海底，富含硫化氢的软泥水则主要分布于封闭的内陆海。研究软泥水对探讨沉积物成岩过程和其他沉积矿产的形成机制具有一定意义。

【珊瑚沙】 coral sand 以珊瑚碎屑为主并有石灰藻、有孔虫、棘皮动物碎片组成的钙质砂。钙质含量达90%，主要分布在珊瑚岛或珊瑚礁周围。中国南沙、西沙等群岛的大部分海滩即由珊瑚沙组成。

【珊瑚泥】 coral mud 细粒珊瑚碎片组成的钙质软泥。主要分布在大陆坡或深海底的珊瑚礁附近。

【多源沉积物】 polygenetic sediment 由陆源物质、生物遗骸、火山物质、自生矿物及宇宙物质等混合构成的海底沉积物。一般认为深海红粘土属多源沉积物。

【远洋粘土】 red clay 又称**褐粘土**(brown clay)、**深海粘土**(abyssal clay)。远洋沉积物中生物遗骸含量小于30%的红褐色细粒泥质沉积物之总称。其特征为二氧化硅和碳酸盐含量较低，大部分物质来自风运尘土，其次是远洋生物和海水化学沉淀物，以及少量宇宙尘和火山泥。红粘土中有磁铁矿、锆石、电气石、石英、长石及云母等矿物和火山玻璃及沸石等火山物质，并含铜、镍、钴、铍及铝等元素及其他稀土元素，常伴有富含铜、镍、钴、锰的多金属结核。在各类海洋沉积物中分布较广，约占海洋总面积的36%。

【沸石粘土】 zeolite clay 深海沉积物的一种。含有10%～30%沸石的深海细粒沉积物。与深海粘土的主要区别是含有较多沸石(主要是钙十字沸石和斜发沸石)，为海底火山玻璃的蚀变产物，主要分布于南太平洋中央海盆。

【火山泥】 volcanic mud 以火山玻璃为主要成分的深灰到黑色的无黏性泥。主要分布在海底火山和火山岛周围的浅海和深海底。在钻孔岩心中常见层状结构(火山灰层)，可用以进行层位对比。

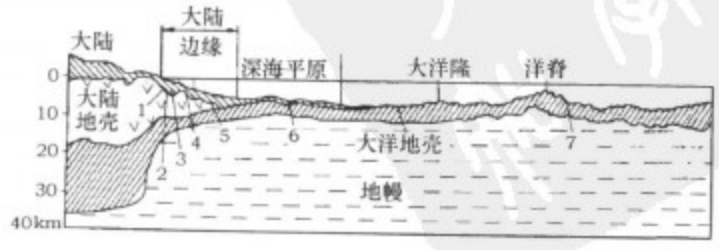
【泥线】 mud line, mud belt 又称**泥带**(mud zone)。大陆架地区粉砂及粘土和砾及砂级物质沉积区之间的界线。其位置主要取决于海区的海流、潮流及波浪等海水运动状况，故为判断海水动态的重要标志。泥线的水深，一般在湾内较浅，在外海较深。

【碳酸盐补偿深度】 carbonate compensation depth(CCD) 海底富含碳酸盐的沉积和非碳酸盐沉积之间的岩相界面。海水到达某一深度时，碳酸盐的补给速率和溶解速率可大体得到补偿，故名。大约深海底的一半为钙质软泥所覆盖，另一半则为缺少碳酸盐的沉积物所覆盖。二者之间的界线大致随等深线变化，是因碳酸盐的溶解速度随海水深度的增加而增高的缘故。这种深度的连线便构成碳酸盐线或碳酸盐补偿面，根据补偿物质的不同，补偿深度又有方解石补偿深度、文石补偿深度及有孔虫补偿深度之分。一般在此补偿面之上保留有大量碳酸盐沉积物，而此面以下则代之以大量非碳酸盐沉积物，主要为红粘土。补偿面的深度和形状因受海区碳酸盐补给量和溶解速率、地形、再沉积作用等的影响而变化。在全球范围内，碳酸盐补偿面的深度变化幅度在2000米左右。而各大洋不尽相同，如太平洋为4300米、大西洋为4900米、印度洋则为4850米。对其深度和形状的研究，有助于了解构造运动、海平面变化、海洋物理化学环境等的特点及其演变历史。

【碳酸盐线】 carbonate line 碳酸盐补偿面与海底地形的交线。大体随等深线发生上下变动，如同移动的树线和雪线表示陆上降水量和温度变化。变动的碳酸盐线也包含其受控制的地球环境信息，即它的变动在一定程度上反映地壳运动、海平面变化及受其控制的海洋环境特征。

【溶解跃面】 lysocline 又称快速溶解深度、溶跃面。海洋中碳酸盐溶解深度是其溶解速率突然增大的水平深度的界面。根据所溶物质的成分又可分为有孔虫溶解跃面、颗石藻溶解跃面等。一般在此跃面深度之下，生物的钙质外壳明显被溶解，仅保留难溶部分。此面在全球海洋的深度各不相同，太平洋的比大西洋浅，如赤道太平洋的溶解跃面深度仅3600米。生物成因物质的缓慢沉积、高静水压力、高CO_2分子压力等均有利于海洋生物体中方解石和文石的溶解，甚至硅质骨骼也部分溶解。这些因素，应是溶解跃面深度发生变化的主要原因。在许多地方与碳酸盐补偿面趋于一致，但也有例外；有时，它和构成北大西洋深层水与南极深层水之间界面的温(度)跃层亦相一致。因此，在地质学中常将其与碳酸盐补偿面一起用于说明海洋水文特征和沉积环境及沉积机制。

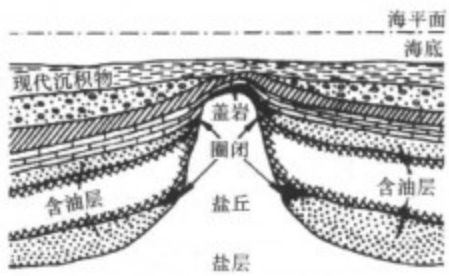
【海底矿产】 submarine mineral resourec, sea bed mineral resource 海底沉积物和海底岩层中矿产的统称。按矿床成因和赋存状况分为：①表层沉积矿产，它在不同分布地区形成的矿产各异。在滨海区，有各种金属砂矿和非金属材料；在陆架区，有海绿石、磷钙土、贝壳等矿产和建筑材料；在深海区，有铁锰结核和结壳及多金属硫化物。②基岩中的矿产，主要有铁、煤、硫和石油、天然气、天然气水合物等，主要分布在大陆架和大陆坡。在浅海区，发现和开采的矿种已达数十种，许多国家已在大陆架海域勘探和开采石油和天然气(见图)。



大陆-洋中脊综合横切面与矿产示意图

1.重矿物、金刚石、锡、金、贝壳、砂砾石；2.铁、煤；3.石油、天然气、硫；4.磷灰石；5.锰、铜、钴、镍；6.金属矿；7.沉积物

【海底石油】 submarine oil, offshore oil　埋藏于海底的石油。世界约有65%的石油和天然气蕴藏在沿海盆地和大陆架地区的中-新生界中，具有含油气远景的海洋沉积盆地面积共有7800万平方千米，约与陆上具有含油气远景的沉积盆地面积相当。估计其油气储量约2400亿吨，约占世界总储量的30%以上。世界已有100余个国家和地区从事海上油气勘探开发活动，迄今已在800余个含油气盆地中发现1600余个油气田，其石油地质储量约1450亿吨，天然气地质储量46.6万亿立方米。有些国家正在深水区域，如大陆坡和大陆隆以及小洋盆内进行油气资源开发。国外在海上开采油气的主要地区，有中东海湾地区、委内瑞拉马拉开波湖、美国墨西哥湾和加利福尼亚沿海、尼日利亚沿海、澳大利亚巴斯海峡、印度尼西亚沿海、西欧北海和东欧里海等。渤海、东海和南海北部陆架是中国重要的海洋石油、天然气产地。图示盐丘型海底石油圈闭。

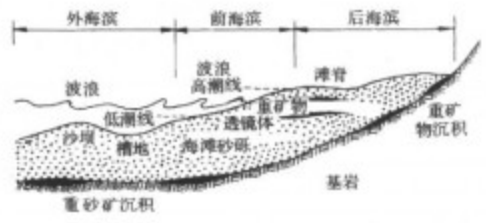


海底盐丘剖面图


开采海底石油
（据金性春）

【海底煤田】 submarine coal field　埋藏于海底的煤田。多属陆地煤田延伸到海底的部分。开采海底煤田的国家有中国、英国、加拿大、智利、日本等。中国台湾省基隆西北30千米至海底之间的海底煤田已开采甚久，河北唐山开滦煤田、山东龙口也有一部分煤层向海底延伸。

【海底砂矿】 submarine placer　在波浪、潮汐、海流等水动力条件下富集于海底疏松沉积物中的矿产。主要由密度较大的稳定矿物组成，如金、钛铁矿、金红石、锆石、独居石、电气石及金刚石等。海底砂矿通常平行海岸呈条带状分布（见图），一般长数千米，大者可达数百千米。其分布主要受物质来源、地形和水动力条件的控制。如沙堤（或称沙坝）顶部的砂矿，有些是古代河流的冲积砂矿被淹没而成。已有许多国家和地区勘探开采海底砂矿。

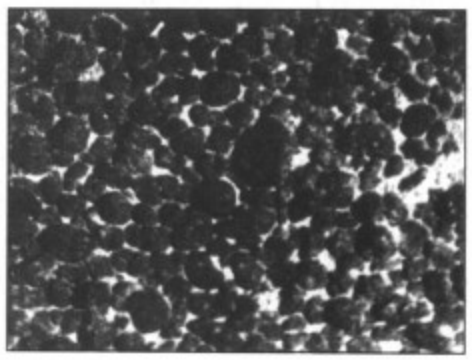


海底砂矿沉积剖面

【多金属结核】 polymetallic nodule, ferro-manganese nodule, manganese nodule, manganese concretion　又称锰结核、锰矿球、铁锰结核、锰矿瘤和锰团块等。沉淀于海洋、湖泊底的黑色团块状铁锰氢氧化物。因含铜、镍、钴等多种金属元素，故名。它呈结核状、板状、皮壳状构造，多以贝壳、鱼齿、珊瑚片、岩屑等为核心，多半构成同心圆状构造。按成长程度和形状，可分为结核或团块、结皮或结壳、锰斑。其主要金属矿物是δMnO_2、水钠锰矿（7埃水锰矿）、钙锰矿（10埃水锰矿），还有碎屑矿物和有机物以及蛋白石、针铁矿、金红石、锐钛矿、重晶石、绿高岭石等矿物。平均化学成分为：MnO_2 32%，FeO 22%，SiO_2 19%，H_2O 14%，并含钴、镍、铜、钛、铝、钼、锆、镭、钍等多种元素。主要元素平均含量（以干重计）：镍0.66%，铜0.45%，钴0.27%，锰18.6%。锰结核主要分布在太平洋、大西洋和印度洋的水深2000～6000米的深海底部，而在4500～6000米深度内，随海水深度增加锰含量也增加，铁和钴则略有减少。大洋调查表明，深海粘土中锰结核丰度值最高（平均大于5千克/米^2），硅质粘土岩次之（平均3.9千克/米^2），钙质沉积物中较少，钙质软泥中普遍不含锰结核。火山质粉砂半深海和浊流沉积区则几乎没有分布。洋底锰结核由于分布范围广、金属含量多等特点，是未来的一种极为重要的矿产资源。大洋区沉积物中的锰含量较之近岸的增高5倍多，而锰结核中的锰含量竟高达近岸沉积的180倍。已知太平洋底表层一米内锰结核中所含锰、铜、镍、钴等的储量，即相当于陆地储量的几十至几千倍。太平洋的多金属结核主要富集在东太平洋克拉利昂和克利帕顿两断裂带间，又称C-C区（见图）。估计太平洋的多金属结核中，锰2000亿吨、铜50亿吨、钴30亿吨、镍90亿吨，是有远景的潜在海底资源。锰质物来源认为是：①大陆或岛弧上的岩石风化；②海底火山喷发物、海底温泉；③生物供给；④海水和间隙水供给。



全球大洋多金属结核分布图


深海大洋底多金属结核

【富钴结壳】 cobalt-rich manganese crust, manganese crust, ferro-manganese crust　又称**钴结壳、铁锰结壳**。生长在海底岩石或岩屑表面的皮壳状铁锰氧化物和氢氧化物。因富含钴，名富钴结壳。表面呈肾状或鲕状或瘤状，黑色、黑褐色，断面构造呈层纹状、有时也呈树枝状，结壳厚0.5～6厘米，平均2厘米左右，厚者可达10～15厘米。构成结壳的铁锰矿物主要为δMnO_2和针铁矿。其中，含锰24.7%、钴0.90%、镍0.5%、铜0.06%（平均值）、铂$(0.14\sim0.88)\times10^{-6}$、稀土元素总量很高，很可能成为战略金属钴、稀土元素和贵金属铂的重要资源。主要产在水深800～3000米的海山和海台顶部和斜面上，其赖以生长的基质有玄武岩、玻质碎屑玄武岩及蒙脱石岩。主要生长期可能是10百万年前和16～19百万年前的两个世代，生长速率为2.7～4.8毫米/百万年。在太平洋天皇海岭、中太平洋海山群、马绍尔群岛海岭、夏威夷海岭、麦哲伦海山、吉尔伯特海岭、莱恩群岛海岭、马克萨斯海台等地都有发现，其资源远景巨大（见图）。



太平洋海底矿产分布图

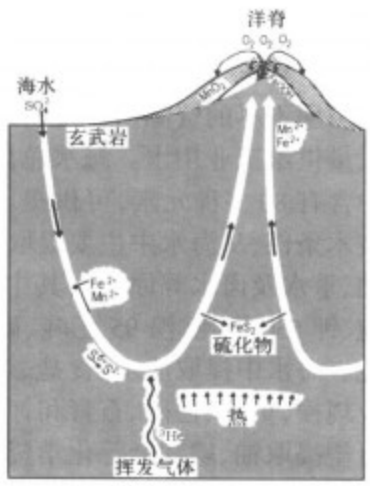
【C-C区】 C-C Zone, zone Clarion-clipperton　在赤道北东太平洋克拉利昂断裂带和克利帕顿断裂带之间，有一条近东西向分布的多金属结核富集带。国际上习惯用这两条断裂带名称的头一个字母简称为C-C区。大致位于北纬7°～15°和西经114°～

158°。C-C 区是太平洋内多金属结核最富集且铜、镍品位最高的富矿区，各国争相在此进行资源调查，已有少数国家向联合国申请矿区，试图进行开采。中国多金属结核矿区，也在 C-C 区内。预计结核的第一代采矿点，将出现在这一地区。

【海底热液沉积物】 submarine hydrothermal deposits 由海底热液析出的多金属硫化物以及硫酸盐、铁锰氧化物和氢氧化物的沉积。它们广泛分布于大洋中脊、大洋边缘的火山弧、弧后盆地、板内火山、陆间盆地等的裂谷带。规模巨大，是列于多金属结核、钴结壳之后的第三种新型海底矿产资源。其主要形成机理是：海水沿洋底扩张裂隙下渗，受浅部岩浆源的加热而驱动上涌，形成热水溶液的对流循环；与此同时，海水与玄武岩发生强烈的水岩作用，导致其含 SO_4、Mg、Na 量贫，富集 K、Ca、Fe、Si、S、Cu、Pb、Zn 及贵金属离子，且具弱酸和还原的反应特性。当其从海底喷发或溢出时，随物理化学环境的变化可相应析出黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、蓝辉铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、重晶石、硬石膏等不同类型的矿物组合，形成黑、白烟筒状或丘状的堆积，最大直径可达数百米，最高可达 70 米。有时，还呈串珠状分布，绵延数千米。喷出口热液温度最高大于 350℃，最低也有 10～25℃。在其附近，还伴生有大量适于高温高压条件下生存的能自养生物群。这对研究生物演化、寻找极端环境的新基因有极其重要的意义。研究表明，扩张速率、岩浆源、沉积层厚度、岩石渗透性、热液温度和热液与岩石的体积比，是影响热液成矿规模和地球化学组成的重要因素。相对而言，具有中(3～7 厘米/年)、低(小于 3 厘米/年)速扩张速率和厚层沉积物的大洋中脊与岛弧区，更有利于大规模矿床的形成和金、银的富集，如位于大西洋中脊低速扩张的 TAG 热液区(26°N)。其规模最大，硫化物矿石量多达 14.5 兆吨，铜、锌共 1.64 兆吨，银 1029 吨，金 33.5 吨。世界各大洋已发现的硫化物矿床、矿化点共计 139 多处，其资源总量，预测可达 1480.8 兆吨。其中，各大洋中脊或轴部带占 56%，西太平洋岛弧区裂谷带占 44%。

【红海海底成矿作用】 submarine mineralization in the Red Sea 红海裂谷下渗的海水溶解海底的硬石膏和岩盐沉积形成热卤水并发生成矿作用。红海裂谷中部，形成一条由阶梯断层造成的 2000～2200 米深的海渊，有热卤水分布，如阿特兰提斯Ⅱ号海渊海水温度达 56.5℃，盐度达 257.76 克/千克，海水中铁、锰、锌、铜、钴、铅和镍的含量比普通海水高出几百、几千、乃至几万倍。在热卤水层之下，有相当厚的铁、铜、锌、银等的硫化物，铁、锰氧化物、氢氧化物及硬石膏等的沉积。红海裂谷是一个正在形成的海底扩张带，它在裂谷演化的不同阶段发育了不同类型的矿床，而最新的矿床还正处在形成阶段，素有“天然成矿实验室”之称。故研究其成矿作用，对于了解热水成矿机制极为重要。

【海底块状硫化物】 marine massive sulfide, oceanic massive sulfide, massive sulfide deposits 海底热液多金属沉积物的一种。由金属硫化物组成，呈块状，故名。主要产于中速至快速(大于 5 厘米/年)扩张的活动洋脊和开张的海盆扩张中心地带，如东太平洋洋隆、加拉帕戈斯海岭等多处产有正在形成或已形成的块状硫化物；慢速、中速扩张的大西洋中脊的维马断裂带和罗曼什断裂带以及印度洋卡尔斯伯格海岭等也有分布。矿物成分主要是硫化物和硫酸盐矿物，如黄铁矿、白铁矿、纤锌矿、闪锌矿、黄铜矿、古巴矿、硬石膏、重晶石以及非晶质二氧化硅。化学成分为 Zn 23.6%、Cu 2.4%、Ag 150×10^{-6}、Fe 19.5%、S 35.3%、Au 0.28×10^{-6}。它迄今仍在不断形成，如东太平洋洋隆轴部可见每天以 8～30 厘米或 2 千克/天速度喷出，增长不同高度和不同直径的烟筒状矿柱，可高达 26 米，一般 2 米左右，直径约 50 厘米不等。从上述“烟囱”喷出的热液与上覆海水进行化学反应，便形成块状硫化物沉积(见图)。据计算，一个硫化物矿田可能有 1000～100 000 吨矿石储量。



热带循环和硫化物形成过程示意图

【海底热液多金属硫化物】 hydrothermal sulfide 富含铁、铜、铅、锌等金属的热液成因之海底自生沉积物。主要分布在大洋中脊、岛弧和扩张海盆的裂谷带。最初发现于红海，继之在东太平洋洋隆、大西洋中脊、印度洋中脊顶部都有发现，呈泥状、浸染状和块状产出。泥状的叫多金属泥，如红海；块状的则称块状硫化物，如东太平洋洋隆和加拉帕戈斯扩张中心的硫化物沉积。主要矿物成分是：黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等硫化物类和钠水锰矿、钙锰矿、针铁矿及赤铁矿等铁锰氧化物和氢氧化物。成因尚在探讨中，一般认为其重金属来源与裂谷中溢出的岩浆后期热液有关，所含金属如铁、锌、铜，具有浅-中深热液型矿液的特征。它是最引人注目的深海矿产资源。见海底热液沉积物。

【多金属泥】 heavy metal mud, metalliferous mud 又称**重金属泥**。海底富含有铁、锰、锌、铜、铅、银、金等金属元素的一种软泥。最初发现于红海地区，继之在东太平洋洋隆顶部也有发现。红海多金属软泥中，主要金属含量为 Fe 29%、Zu 3.4%、Cu 1.3%、Pb 0.1%、Ag 54×10^{-6}、Au 0.5×10^{-6}。估计其金属储量为：铁 243×10^5 吨、锌 29×10^5 吨、铜 10.6×10^5 吨、铅 0.8×10^5 吨、银 45×10^2 吨、金 45 吨。成因尚在探讨中。一般认为，其重金属来源与裂谷中溢出的岩浆后期热液有关。所含重金属，如铁、锌、铜，具有浅-中深热液型矿液的特征。

【海底烟囱】 Submarine chimney 又称**海底烟筒**。在大洋中脊或弧后盆地扩张中心的热液作用过程中，由于热液与周围冷的海水相互作用，使热液喷出口附近形成几米至几十米高的羽状固体-液体物质柱子，形似烟囱故名。因组分和温度差异，形成黑、白两种不同的烟囱：一般海水温度达 300～400℃时，形成黑烟囱，是暗色硫化物矿物堆积所致，主要矿物有磁黄铁矿、闪锌矿和黄铜矿；而温度为 100～300℃时，则形成白烟囱，主要由硫酸盐矿物(硬石膏、重晶石)和二氧化硅组成，在烟囱附近散落有暗色硫化物和硫酸盐矿物并形成基地小丘、分散小丘等(见图)。海底烟囱，可反映热液作用不同阶段的物质来源和温度条件，在其附近水温达 300℃以上，压力亦甚大，但周围生长有许多奇特的蠕虫、贝类生物群体，似白烟雪球。它们有时会消失得无影无踪，可能与热液喷口周围温度及物质变化有关。这种生物现象，被认为是当代生物学的“奇迹”，已有不少学者以此作为

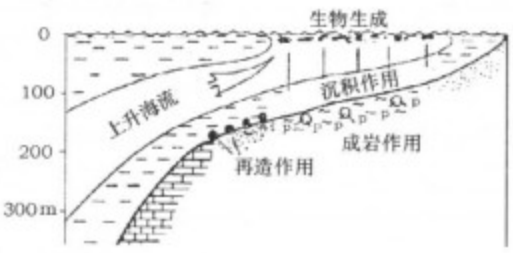


东太平洋海隆 21°N 喷口区硫化物矿床构造及矿物共生图解

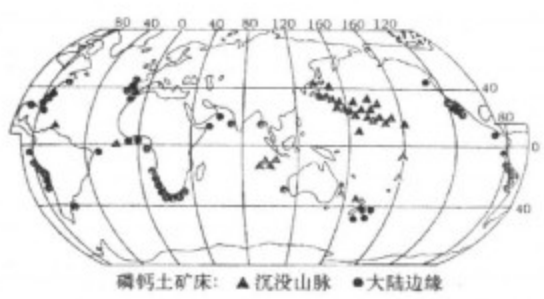
探索生命起源和演化的重要场所。

【热卤水成矿作用】 hot-brine metallogenesis　由富含盐分的溶液-热卤水的活动引起的成矿作用。根据热卤水产生的机制分为两类：①当含有盐类沉积的海相、潟湖相、海陆交互相或陆相沉积物在埋深过程中，受地热和压力的影响，使其中各种形式的水和盐分释放而形成热卤水；②由下渗的海水在地热异常区被加热而形成。由于热卤水具有十分活泼的化学性质，在与围岩反应过程中可强烈淋取岩石中的成矿元素，并将石膏或硫酸根还原成硫离子。热卤水对于铁、铜和多金属块状硫化物矿床的形成具重要意义，如现代红海裂谷的深渊、大西洋、印度洋洋中脊、东太平洋海隆等热卤水正在发生重要成矿作用以及美国索尔顿湖，土库曼斯坦里海切列肯等地也在发生的这类成矿作用。研究认为，日本黑矿及其他黄铁矿型铜矿，以及中国长江中下游一些铁矿与膏盐沉积有关。

【磷钙土】 phosphorite　又称**磷块岩**。产于海底的磷酸盐自生沉积物。主要由碳氟磷灰石、氯磷灰石、羟磷灰石和氟磷灰石等磷灰石类矿物组成，一般 $P_2O_5 > 18\%$。常呈结核状或粒状产出，断面多呈鲕状或层状构造，多分布在水深小于 1000 米的岸外浅滩、浅海陆架（见图）、陆坡上部、边缘台地和海山或海台上。主要产于非洲西岸外摩洛哥、加蓬、刚果、安哥拉、纳米比亚陆架区，北美东岸外布莱克海台、佐治亚和北卡罗来纳的陆架，美洲西岸加利福尼亚和墨西哥湾、秘鲁-智利陆架及陆坡区，西太平洋海山区和新西兰北部查塔姆海台区。是在上升流强盛的厌氧环境中经生物化学过程沉淀而成。形成时期，主要是中新世。未来磷酸盐资源的一部分将来自海底磷钙土（见图）。

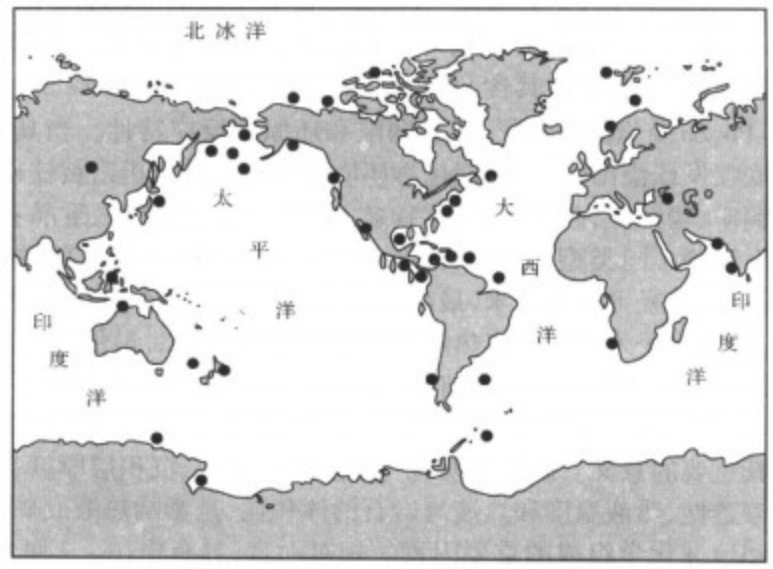


大陆架上现代磷块岩形成机制

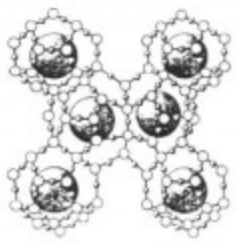


探明的下沉海山和大陆边缘海洋磷钙土矿床

【天然气水合物】 natural gas hydrates, gas hydrates　又称**可燃冰**。在低温（－10～28℃）、低高压（1～9 兆帕）条件下，来自微生物作用或有机质热解而成的气体，如甲烷、乙烷和二氧化碳等天然气和水分子结合而成的具有笼型构造的冰状结晶物质。除海底外，在多年冻土上层中也有，如西伯利亚和西藏冻土区。因 90% 以上的天然气水合物主要由甲烷构成，通常称**甲烷水合物**（methane hydrate）（见图）。一个饱和的甲烷水合物中，甲烷和水的光分子比值是 1:6，而在标准压力条件下，它们的体积比为 164:1，即一个单位体积的天然气水合物可释放出达 100～200 倍于这个体积的天然气。甲烷水合物不仅是重要的能源资源，而且有可能成为危及人类生活的温室气体和引发海底滑塌等地质灾害的有害气体。海底天然气水合物主要分布在水深大于 300～400 米的大陆边缘区沉积物中。全球天然气水合物分布极为广泛，以海洋中更为普遍。迄今为止，已在太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋的 80 多处发现水合物产地（见图）。根据其产状与地质构造特征大致可划分出 15 个大型或超大型规模的成矿区。其资源量达 2×10^{16} 立方米。其中，碳量相当于世界石油、天然气和煤已探明储量中碳量的两倍多。因此，已将其视为 21 世纪替代能源资源。世界各国正争相开展天然气水合物调查和研究，主要用多道反射地震、地热、钻探取样及地球化学等综合方法进行调查，其中地震方法能确定水合物底界面——似海底反射层（BSR）的有效方法。开采技术有三种：热激发法、减压法和阻凝剂流入法。



全球已发现天然气水合物分布图
（据 kvenvolden, 1993）


甲烷水合物分子构造
大球为甲烷分子，笼角上为氧分子，小球为氢分子

【海洋资源】 marine resources, ocean resources　自然资源分类之一。指形成和存在于海水或海洋中的有关资源。包括海水中生存的生物，溶解于海水中的化学元素，海水波浪、潮汐及海流所产生的能量、贮存的热量，滨海、大陆架及深海海底所蕴藏的矿产资源，以及海水所形成的压力差、浓度差等。广义的还包括海洋提供给人们生产、生活和娱乐的一切空间和设施。按资源性质或功能分为海洋生物资源和水域资源。世界水产品中的 85% 左右产于海洋。以鱼类为主体，占世界海洋水产品总量的 80% 以上。海水中含有丰富的海水化学资源，已发现的海水化学物质有 80 多种。其中，11 种元素（氯、钠、镁、钾、硫、钙、溴、碳、锶、硼和氟）占海水中溶解物质总量 99.8% 以上，可提取的化学物质达 50 多种。由于海水运动产生海洋动力资源，主要有潮汐能、波浪能、海流能及海水因温差和盐差而引起的温差能与盐差能等。估计全球海水温差能的可利用功率达 100×10^8 千瓦，潮汐能、波浪能、河流能及海水盐差能等可再生功率在 10×10^8 千瓦左右。

【海水资源】 sea water resource　人类利用的海水及其中所含的元素和化合物。浩瀚的海洋是一个巨大的宝库，海水就是一项取用不尽的资源，它不仅有航运交通之利，而且经过淡化就能大量供给工业用水。海水总体积约有 137 亿立方千米，已知其中含有 80 多种元素，可供提取利用的有 50 多种。限于经济和技术条件，从海水中主要提取食盐和溴、钾盐、镁及其他化合物、铀、重水及卤水等原料。其中，食盐 3.77×10^6 亿吨，镁 1800 亿吨、钾 550 亿吨、溴 95 亿吨、碘 820 亿吨、铀 45 亿吨、金 1500 万吨。海水中提取淡水、食盐、金属镁及其化合物、溴等已形成工业规模，重水、芒硝、石膏和钾盐的生产也有一定的规模，将来还可望提取铀、碘和金等化学资源。

【海水淡化】 seawater desalination　又称**海水脱盐**。除去海水中的盐分以获取淡水的过程。主要有两种方法：①从海水中取淡水，采用蒸馏法、反渗透法、水合物法、溶剂萃取法和冰冻法；

②除去海水中的盐分，采用电渗析法、离子交换法和压渗法。

【海洋能源】 marine energy sources, ocean energy resource 海水在运动过程中产生波浪、潮汐、潮流、温差和盐差等引发的动力所生成的电能源。海水是一个庞大的动力资源库，具有蕴藏量大而且可再生的特点；但存在分布不均匀、能量多而不稳定的随机性特点，充分利用有一定困难。20 世纪 60 年代开始建立潮汐发电站，70 年代开始利用波浪与温差建立发电站。

【波浪发电】 wave power generation 利用波浪运动，推动透平机或水轮机带动发电机发电。1991 年，世界上第一座波浪发电装置在法国建成，是利用波浪的垂直运动压缩空气，推动空气透平，获得 1 千瓦电力输出，供给住户照明用电。也有人设想，利用波浪的动压或静水压力或水质点的运动等方式发电。据估算，全世界海洋中可开发利用的波能约为 $(27 \sim 30) \times 10^8$ 千瓦，而中国近海波浪能的蕴藏量约 1.5×10^8 千瓦，可开发利用量为 $(3000 \sim 3500) \times 10^4$ 千瓦。

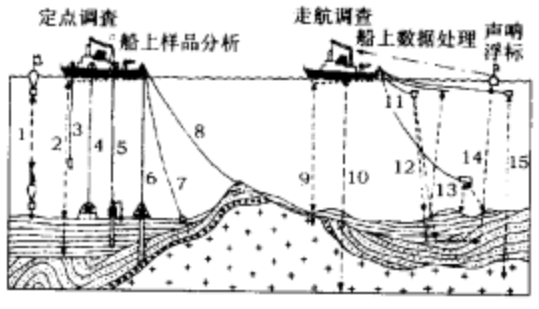
【潮汐发电】 tidal power generation 利用海洋潮汐涨落时产生的水流带动水轮机旋转，并带动发电机发电。1913 年世界上第一座潮汐发电站在法国诺德斯特兰德岛建成。英、美、俄等国都建有潮汐发电站。据估计，世界海洋潮汐能达 30×10^8 千瓦，可供发电约 260 亿度。中国潮汐能蕴藏量为 1.1×10^8 千瓦，可开发利用量约 2100×10^4 千瓦，每年可发电 580 亿度。至今，已运转的潮汐发电站共 8 座，总装机容量 7245 千瓦。其中，较大的 3 座，为浙江江厦发电站、山东白沙口发电站和广东甘竹滩洪发电站。

【温差发电】 temperature differential power generation, ocean thermal energy conversion 利用海水的温差进行发电。海洋不同水层之间的温差很大，一般表层水温度比深层或底层水高得多。发电原理是，温水流入蒸发室之后，在低压下海水沸腾变为流动蒸气或丙烷等蒸发气体作为流体，推动透平机旋转，启动交流电机发电；用过的废蒸气进入冷凝室被海洋深层水冷却凝结，再进行循环。据估算，海洋温差能约 1.5×10^8 千瓦。

【海底泉】 submarine spring 从海底岩石和沉积物中涌出的地下水。有热水或冷水，盐水或淡水。已发现的大多分布在多孔状灰岩和熔岩流地区，如在中国南海、地中海、日本海、波斯湾等海底都有发现。有的可作饮用水和工业用水。

海洋地质调查

【海洋地质调查】 marine geological survey 应用地质、地球物理和地球化学等各种手段探测海底地形、地质构造、海底岩石、沉积物及海底矿产的统称。调查内容和方法主要有(见图)：利用回声测深仪、旁侧声呐和多波束测深仪调查海底地形地貌；用拖网、抓斗以及柱状取样器和海洋钻探等获取沉积物和岩石样品；用地层剖面仪，了解水下疏松沉积物分布、厚度及其构造特征；用地震、重力、磁力以及地热等地球物理方法、海上钻探等，探测海底地质构造及矿产资源；在个别地区，通过潜水器、水下电视、照相等方法直接观测海底沉积物及其动态和地貌形态等。又可分为综合性和专业性两种：前者，在大范围内，采用小比例尺进行上述各项内容的综合调查，以获得较全面的地质、地球物理资料，为下一步工作提供依据；后者，专业性调查则是为某一具体目的而进行的调查，如寻找石油或工程地质、环境地质调查等。



海洋地质调查作业示意图

1.无缆自返式取样器；2.测深剖面测量；3～4.深海照相和电视；5.活塞取样、抓斗、箱式取样、地热测量；6.海底钻井；7.拖网取样；8.岩石拖网；9.地层剖面测量；10.重力测量；11.电火花、气枪；12.地震反射测量；13.旁侧声呐；14.地震折射 测量；15.磁力测量

【海洋调查船】 oceanographic vessel 专门从事海洋调查的船舶。按使用目的，大体可分综合调查船和专业调查船两种：前者是进行地质、水文、化学及生物等多种综合调查使用的船只；后者则主要用于专业性调查的船只，如地质调查船、地球物理勘探船、钻探船、气象观测船及航道测量船等。另外，还有专门从事水下观测的潜水调查船。一般要求船上有精密的导航仪器设备和相应的科学观测装置和充分的作业空间。

【海洋地质调查船】 geological research vessel 专门从事海洋地质调查的船舶。船上除有雷达、罗兰以及卫星导航仪 GPS 等定位导航设备外，还设有进行专业调查的设备，如回声测深仪、旁侧声呐、多波束测深仪、采泥器、柱状采泥器、地层剖面仪和地震、重力、地磁以及地热等地球物理调查设备，并设有地质、化学实验室，且多数装有电子计算机，以便及时处理现场观测数据。中国已有自行设计制造的“海洋一号”、“海洋二号”、“奋斗一号”、“奋斗二号”等，承担海洋地质和矿产资源的调查任务。

【深海潜球】 bathysphere, bathyscaphe 又称深潜器。由母船沉放到海底进行观测的潜水装置。因一般呈球形，故名。由推进操纵装置，油压装置、重量调整装置、倾斜调整装置、机械手、观察窗、空气清洁器和航海通讯设备等组成。球内可容纳 3～4 人。主要用于海底观测和取样。

【深拖系统】 deep-tow system or vehicle 拖曳于船后的深海地质、地球物理综合观测仪器系统。是在一个仪器架或拖曳式航行器上组装精密导航定位系统，由旁侧声呐、窄射束(4°)精密回声测深仪、地层剖面仪、磁力仪、立体照相机、连续测温装置及底质或生物取样器等地质、地球物理观测仪器构成。可进行地形、地磁、地震、地热测量和海底摄影和取样等综合性观测。系由水面上的母船用嵌装电缆沿离海底 10～100 米的高度上缓慢拖曳进行观测，主要用于海底热液多金属沉积物或硫化物和多金属结核的调查。

【海上定位】 positioning on the sea 利用仪器设备测定船舶在海洋上的位置并引导船舶航行的过程。又称**导航**。定位的方法主要有推算航法、光学仪器测定法、声呐法、无线电定位及卫星导航全球定位系统(GPS)等。海洋地质调查中，主要使用的定位系统为卫星导航系统。用仪器测定的位置称实测位置，用航迹和测程仪计算求得的位置称推测位置，对推测位置进行风压流、海流、潮流校正求得的位置则称推定位置。测定的位置(定位)应标定在海图或作业图上。



GPS 定位系统

【地物定位】 object positioning 又称**地文定位**。利用六分仪、航海罗经、光学测距仪等仪器测量灯塔、山头、岬角及特殊建筑物等陆上物标与船之间的水平夹角、方位角、高度角及距离来确定船位的方法。测量方法有前方交会法、后方交会法、侧方交会法、方位-距离法等，实际是陆地地形测量采用的定位方法在海洋上的应用。

【天文定位】 celoposition　通过六分仪测量太阳、月球、恒星等天体的高度角求出船位的方法。是一种古老且常用的定位方法，使用的工具有记时计、六分仪、天历、天文计算表等。此法受天气、昼夜等条件限制，精度较差，误差一般在1海里以上。

【天文航海】 astronomical navigation, celestial navigation, celonavigation　通过六分仪测量太阳、月球、恒星等天体的高度角以实现定位导航的方法。

【无线电导航】 radio navigation (location), radio position　利用陆地已知无线电发射台站发射的无线电波进行船舰定位导航的方法。一组无线电发射台站的地理位置是经过准确测定的。由于无线电波在空气中的传播速度可以认为是常数，根据船舰上精确地测定出发射台发射到船舰上的无线电波传播的时间，即可确定船舰对于发射台站的相对位置线，两条位置线的交点即船舰在海上的位置。按位置线的形式，无线电导航系统大体可分为：测向系统，如康索尔；测距系统，如肖兰；测向测距系统，如雷达；双曲线系统，如劳兰、台卡、奥米伽等。海洋地质工作中广泛使用双曲线系统和测距系统。

【几何位置线】 position line　简称位置线。无线电导航中，通过测定无线电波传播时间差、相位差等参数，测得方位、距离、距离差、距离和等，从而确定船舰与陆上导航电台的相对位置的轨迹线，称之。常用的几何位置线有直线、圆、双曲线、椭圆等。

【雷达导航】 radar navigation　无线电导航的一种。利用雷达装置进行导航定位。雷达从船上发射台向物标反射器发射脉冲电波，由接收装置接收电波的反射波，经放大检波后作为图像信号在阴极射线荧光屏上显示。利用无线电波的直进性和等速性（电波传播速度等于 3×10^8 米/秒）可从荧光屏测得物标的方位和距离，从而测定船舰在海上的位置。

【双曲线导航系统】 hyperbolic navigation system　利用双曲线位置线实现导航定位的无线电导航系统。据解析几何可知，距两个固定点的距离差为常数的动点之轨迹，是以这两个点为焦点的一条双曲线。船舰（动点）在航行过程中利用无线电接收装置，接收陆地导航发射台（固定点）发射的无线电波，测定距两个固定点的距离差并画出双曲线，据双曲线的交点求得船舰位置。按测定距离差所用的方法可分为：①测定两个脉冲信号之间的时间差，称脉冲双曲线系统，如劳兰A；②测定两个连续电波信号之间的相位差，称相位双曲线系统，如台卡、奥米伽；③同时测定两个脉冲信号的时间差及其相位差，称脉冲相位双曲线，如劳兰C、劳兰D。它不受气候影响，能在短时间内测定船位，具有较高的精度，但夜间受天波干扰，精度降低。此系统必须有地理位置精确的陆地发射岸台，但其工作范围受功率的限制。双曲线巷格既不均匀又不正交，且设备昂贵、复杂。

【劳兰】 Loran　是双曲线无线电导航系统的一种。劳兰是音译名，英文Loran是long range navigation（远程导航）的缩写。有劳兰A、劳兰C、劳兰D等类型。劳兰A的原理，是由船舶接收一对（主台和副台）陆地导航台发射的脉冲信号，并测定其到达航位的时间差，然后利用劳兰海图或劳兰表查出此时间差给出的位置线，根据两条以上的位置线的交点确定船位。劳兰A发射台的最大有效范围，在中纬度地区，白天约750海里（地波），夜间约1400海里（天波），精度在1～4海里之间。劳兰C的原理与劳兰A相同，主要区别在发射台的配置和脉冲发射方式、发射频率及作用范围等方面。劳兰C由3～5个发射台构成一组台链，使用100千赫频率，约为劳兰A的1/20，其基线长（主台与副台之间距离）约1000海里，比劳兰A长得多；有效作用距离，白天约1000海里，夜间约650海里，精度为0.5～1.0海里。

【台卡导航系统】 Decca navigation system　双曲线无线电导航系统的一种。根据测定岸台发射的连续电波到达船位的相位差求得距两个岸台的距离差之导航系统。其工作原理为，从陆地的主发射台和各副发射台发射频率成简单比率的电波，船上接收装置接收后转换成相同频率的电波并比较其相位差，然后利用台卡海图或台卡表查出此相位差给出的位置线，两条以上的位置线的交点为船在海上的位置。台卡发射岸台由主台和三个副台构成台链，大致在等边三角形的各顶点设置副台，在三角形的中心设置主台。台卡的电波频率为70～130千赫，有效距离约350海里，精度约0.5海里。

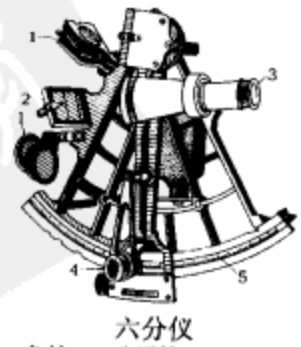
【奥米伽导航系统】 Omega navigation system　双曲线无线电导航系统一种。与台卡导航系统相同，都是测定相位差，惟岸台发射电波的方式和接收方式不同。工作原理是，由设在陆地的奥米伽岸台分别发射10.2千赫的电波，利用船上接收装置测定各岸台发射电波的相位差，然后利用奥米伽海图或计算表求得奥米伽位置线（奥米伽双曲线），在几族位置线的交点上确定船舶位置。由于采用甚低频（VLF），其传播特性和相位较稳定，可增大岸台之间的距离，一般基线长5000～6000海里，现正试图用8个岸台覆盖整个地球表面。测定精度白天和夜间略有差异，一般为1～2海里。已有挪威、特立尼达、夏威夷、纽约、留尼旺、阿根廷、澳大利亚、日本等8个奥米伽岸台，其代号分别为A,B,C,D,E,F,G,H。

【卫星导航】 staellite navigation　利用人造地球卫星进行导航定位。由子午导航卫星、地面站及定位设备三大部分组成。现有6个子午卫星覆盖整个地球表面，其运转轨道为圆形，距地面高度约1075千米，大约每108分钟绕地球一周。船舰航行时根据纬度的不同，平均每60～90分钟有一颗卫星经过上空，时间约10～18分钟；此时利用锁相放大器捕获卫星发射的信号，用电子计算机测定船舰在海洋上的位置，常用双通道消除卫星发射信号经过电离层的折射提高定位精度。与无线电导航的原理基本相同，只是把地面上的导航发射台移到按一定规律运转的人造地球卫星上而已。

【多普勒声呐导航系统】 Doppler sonar navigation system　一种利用声波的导航系统。船在航行时，向海底发射某个频率的水声信号，而船上位置固定的接收器接收此信号时，将有一个频率偏移存在。这种现象，在物理学上叫多普勒效应。根据测得的频率偏移值可求出船的行进速度，再据水声信号在发射与接收之间所经历的时间值，即可确定船在某个瞬间的位置。

【肖兰导航系统】 Shoran　无线电导航系统的一种。肖兰为译名，英文shoran是short range navigation（短程导航）的缩写。主要由船上的询问应答器和陆上参考台的发射机组成。根据船舰与参考台之间无线电波往返传播的时间求出船舰距参考台的距离，进而确定船在海洋中的位置。在50～70千米距离内，此法的精度可达距离的1/25 000。

【六分仪】 sextant　通过测量水平角和垂直角测定船舰位置的手持航海仪器。因其水平刻度盘为全圆周的六分之一而得名（见图）。它借助于两平面镜的反射作用，可同时从望远镜中看见两个物标，并用重合面测定其角度。一般用于航海定位，在天文定位中用以测定天体的高度角，在地物定位中则测量两物标之间的水平夹角。



六分仪
1.色镜；2.地平镜；3.望远镜；4.指标镜；5.刻度盘

【水下声学定位】 underwater acoustic positioning　用水声设备

确定水下载体或设备的方位、距离的技术。根据从构成基阵的三个以上声应答器接收到的声脉冲信号到达时间或相位进行定位。按应答器基阵基线长度分为**长基线定位**(long baseline positioning)，**短基线定位**(short baseline positioning)、**超短基线定位**(ultrashort baseline positioning)。

【声应答器】 acoustic transponder 对应声询问脉冲信号发出声回答脉冲信号的水下装置，用于水下定位、信号传输。

【测深导航】 sounding navigation 在航路上用回声测深仪不断地进行水深测量，将所得数据与海图标定的水深值对照而求得船位的方法。此法只能给出船舶的大致位置。

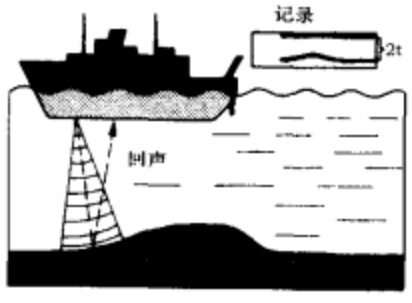
【海深测量】 sounding 简称测深。测量海水深度的工作。一般分为直接测量和间接测量两种：前者是用测深杆、测锤和测深绞车等直接测量水深；后者则利用水的压力、温度和声速等物理性质(如静水压法、温度测深、回声测深等)间接推算水深。由于潮汐涨落、海平面经常变化，精确的水深测量必须以数处海平面为基准并进行潮汐校正。常用的有回声测深仪，而专用的则有多波束回声测深仪。

【海洋图】 ocean map 反映海水、海岸、海底的各种地质、地貌及物理、化学等特征编制的地图的总称。有普通航海图；还有各类专题地图。如海底地质图、海底火山分布图、海底地形图，海洋环流图、污染物分布图等。海洋图的编制是依据对海岸带调查、海洋测绘、海洋综合考察、航空和航天遥感等收集的资料和数据编制而成。是人类利用海洋资源、开展海洋学研究以及海洋环境的监测与治理的基础图件。

【等深线】 bathymetric contour, isobath, submarine contour 连接水域深度相同各点的平滑曲线。海水深度是指深度基准面与海底之间的垂直距离，通常采用平均低潮面为深度基准面。主要用于图中表示海洋深度和地形。

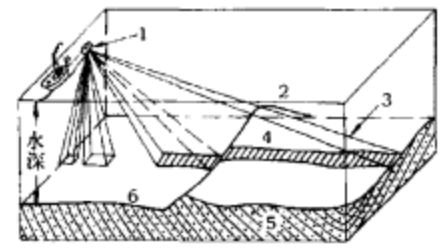
【等深线图】 bathymetric chart 又称**海底地形图、水深图**。利用等深线表示海底深度和地形的图件。是研究海底地形、地质构造及沉积物分布规律的重要资料。过去一般用测锤或测杆在不同观测点上进行不连续的水深测量，编绘等深线图时假定海底地形坡度变化均匀，采用内插法确定未测的位置；现已广泛应用回声测深技术，连续测量地形断面，可直接确定各等深线的位置，精度很高。

【回声测深仪】 echo sounder, Fathometer 利用声波测量水深的一种仪器。主要由声波发生器、收发射器、记录器或显示器构成。声波发生器向水底发射声波脉冲信号，信号从水底反射回来后收发射器接收并将它转换成电脉冲，经放大输送到记录器上记录或在显示器上显示出来(见图)。根据声波由水面到水底的往返传播时间换算出水深。由于声波在水中的传播速度受水温、盐度、压力等因素的影响，精密的水深测量需进行必要的校正。精密的回声测深仪能自动进行以上各因素的校正并直接记录或显示出实际水深，误差在 1/1000 以下。主要用于航海、海底地形、航道测量以及鱼群和水下军事目的之探测。



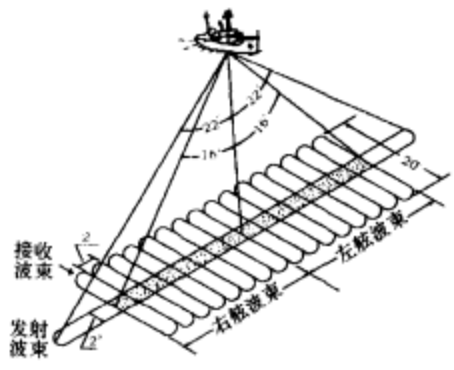
回声测深仪

【旁侧声呐】 side sonar, side scan sonar 又称**海底扫描声呐、侧扫声呐**。利用声波在海底反射原理扫描海底的一种观测仪器。主要由换能器(装在鱼形容器上拖曳，简称拖鱼)、收发射器和记录装置等构成。工作时，换能器将电能转换成声能，由发射器按一定角度和方向，向船舶两侧的海底发射扇形声波束，从海底回返的声波又通过换能器转换为电信号，经放大后由记录器记录(见图)。有图式记录、磁带记录和数字计算机记录三种形式。由于海底地形和底质类型的不同，声波反射强度亦有显著差异，在扫描记录上表现出不同深浅的色调：一般岩石海底反射强，色调深；而泥砂质海底反射弱，色调浅。这种声波扫描图，除能反映海底地貌形态外，还能反映底质类型。主要用于海底地形测量，还可用于其他水下目标的探测，如探寻沉船、坠落的飞机、海底电缆、水下管道等。单侧扫描距离可达 22 千米，探测水深达 6000 米以上。



旁侧声呐的工作原理示意图
1. 装有收发射器的拖弋装置；2. 海底地形脊线；3. 声波射束；4. 扫描区；5. 沉积层；6. 海底表面

【多波束回声测深仪】 multi-beam echo sounder 利用多波束回声信号测量、绘制海底地形和水深的装置。整个系统由声波收发射器、信号处理装置和工作站三个基本部分组成。收发射器或探头安装在船底龙骨上，以"扇面"形式向水底发射数十、数百束声波，通过接收传感器接收自海底反射回来的回声波，并由电缆将回声信号传输到船上的信号处理机进行处理，再通过显示器或绘图仪将处理过的海底信号绘制成水深图或地形图(图)。经工作站处理的信号还可绘制成彩色地形图和底质图。根据此测深仪的用途可分为深水型和浅水型两种：深水型测深范围可达 12 000 米，精度为水深的 0.5%；浅水型测深范围 0～500 至 1000 米不等，精度可达水深的 0.3%，为提高测深精度，这种设备一般都配有船姿补偿仪和声速校正系统，已广泛用于大陆架、专属经济区调查和工程地质、多金属结核和结壳、热液硫化物等矿产资源调查。



多波束回声测深仪工作原理示意图

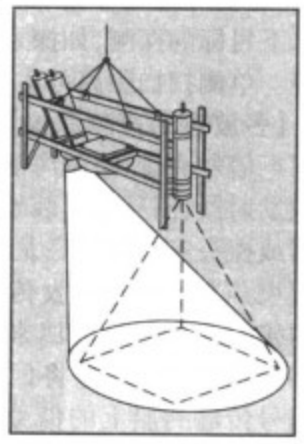
【浅地层剖面仪】 submarine profiler, shallow bottom profiler, seismic profiler 探测海底浅部疏松沉积物的装置。其原理与回声测深仪相似，但声波频率较低。主要由收发射器、换能器和记录器构成。换能器将电脉冲变换成声波脉冲发射进入海底，声波在不同沉积层面上反射回来，再由换能器接收并转换为电脉冲，经放大输送到记录器上以扫描方式记录，即给出海底浅层沉积剖面图，能反映海底表面形态及不同类型沉积物的剖面。可用于水下工程地质、海底沉积物以及滨海砂矿调查，其控测海底沉积层的深度。根据底质情况而不同，一般为 50～100 米。

【多频探测系统】 multi-frequency exploration system(MFES) 利用海底声波反射特征快速进行深海多金属结核走航调查的设备。主要由信号处理系统和三种频率(3.5, 12, 30 赫)的回声测深仪组成。信号处理系统由前置放大器、模拟信号处理单元、数字信号处理单元、数字输入/输出单元及输出显示单元五部分构成。此探测系统在航行中能连续不断地接收处理海底物体回声(反射)信号并转换成多金属结核丰度和个体大小的数据。

【电视摄像电动抓斗】 electro-hydraulic grab with underwater television camera 具有电视摄像机的海底采样设备。主要由采

样器、铠装电缆和船上操纵板组成。采样器框架内装有海底电视摄像机、光源及电源装置，通过铠装同轴电缆将采样器连接到船上操纵板及电视显像装置上，操作时用深海绞车将采样器投放到离海底 5～10 米的高度上，以 1～2 节慢速航行并通过船上的电视显像设备连续观察海底寻找采样目标，一旦找到目标立即用船上操纵板将采样器沉放到海底并关闭采样爪捕抓样品。采样爪的开启和关闭是通过抓斗内的电动水压式机械手完成的。主要用于海底块状硫化物、多金属结核、锰结壳及其他沉积物的采样。

【深海照相机】 underwater camera　用于海底和水中摄取地质、生物以及海水流动态的照相机。有潜水员可携带的简单的和架在其他观测设备或专用支架上的复杂的照相机。深海调查所用相机由摄像机、闪光灯、水声测位仪、罗盘、电源及金属支架构成(见图)，可在水深 6000 多米的海底摄取几十平方米宽的海底表面。通过两种方式进行操作：一是利用附在相机上的触发设备，当相机临近海底时，触发器先接触海底而启动快门进行拍摄；二是利用机内的微型计算机预先编好程序，按一定间隔自动连续地进行拍摄，可连续摄取数十到数百张照片。它在多金属结核、锰结壳及块状硫化物等资源详查中非常实用，可获取上述沉积物的产状、覆盖率及丰度等资料。



深海照相示意图

【海底电视机】 underwater television　用于海洋地质调查、生物的连续观测、水下障碍物搜寻及水下各种设备的监视等作业的电视机。主要由装于水密容器内的水下摄像机、照明装置、铠装电缆、船上监控显像及录像设备等构成。操作时将其沉放到离海底或水中的一定高度上，通过船上的显像装置进行观察和录像。在走航观察时，船速一般为 1～2 节。此种电视机是调查和了解多金属结核和锰结壳的产状、覆盖率的非常实用的海底观测设备。

【水下机器人】 underwater robot, undersea teleoperator　用于海底观测的机器人。其头部装有摄像机，用于海底摄影；装有几个机械手采取海底沉积物、岩石和矿石样品。有的还靠声呐和激光自动辨认引导航行方向。美、日等国都有作业水深达 6000 米者，中国已研制出 6000 米的水下机器人，用于太平洋多金属矿产资源调查。

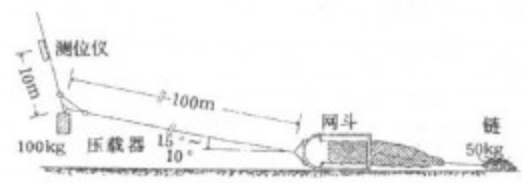
【水下无人潜水器】 underwater unmanned submersible　通过母船上的遥控装置控制运行的潜水器。其上装有水下电视机、照相机、声呐、声学仪测温和机械手采样器等设备，主要用于深海底的生物和地质、地球物理观测和采样。多数作业水深为 200～1000 米，最大可达 6000 米。1995 年 3 月 24 日，日本“海沟号”无人深潜器在西太平洋关岛附近海域，成功地下潜到地球上最深的马里亚纳海沟查林杰海渊 10911.4 米的海底。

【声释放器】 acoustic release　通过船上对应指令脉冲信号，使水下仪器设备或其指示器与锚块脱离或浮离海底，以便回收的装置。

【海底取样】 bottom sampling　又称**海底采样**。用采样器具采集海底沉积物和岩石样品的工作。是进行海洋研究工作的一种手段，用于采样的工具有拖网、抓斗、柱状取样器和海底浅钻等。取样后，在船上及时对样品的物质成分、结构、构造及颜色进行初步观测和描述，进行湿度、可塑性、抗压强度等的简易试验，进行孔隙水抽取；并保留部分样品编号封存(为保证室内分析研究，最好保存在冷冻样品库，以免发生变化)。根据船上初步观察，亦可绘制海洋底质草图，供室内研究参考。

【海洋底质图】 bottom chart　根据海上观测底质草图和室内实验分析结果，用不同符号和颜色表示海底岩石和沉积物成分及其成因类型分布状况的图件。据不同目的可绘制不同内容，如沉积物类型图、矿物分布图等。它是海洋地质工作的基本图件之一，为海洋工程地质和矿产资源调查的基础资料。

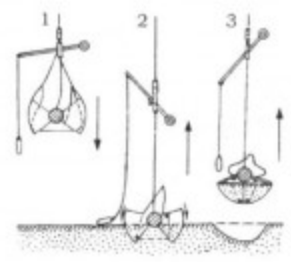
【拖网】 dredge　又称**拖斗**。走航式采样器、拖曳式采样器。船舶在航行过程中采集海底沉积物样品的装置(见图)。主要由拖曳缆绳和采样铁框架和网篮等构成，有底栖拖网、采样筒和采样盒三种类型：底栖拖网，主要用于砾和底栖生物的采集；采样筒或采样盒，则用于砾、砂等碎屑物质的采集。



拖网

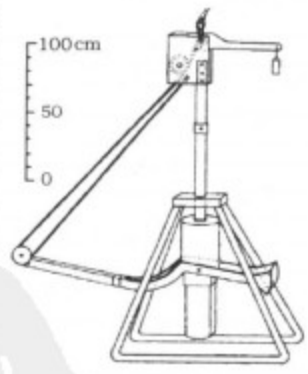
网中装有锯齿状铁质刮铲，以便在采样时能将沉积物刮入采样器中。采样时用绞车把采样器沉放到海底，并靠船舶的航行沿着海底拖曳采样。由于拖网采样器不能作定点采样，只能用于沉积物和底栖生物的概略调查。

【抓斗】 grab sampler., snapper　又称**蚌壳式采泥器**。采取海底表层沉积物样品的装置。由中心结合轴、两个爪瓣、重锤等构成(见图)。采样时用绞车将采泥器吊起，使其自由下降到海底，采泥器两个爪瓣的开口朝海底，到达海底后绞车开始提起，靠钢索拉力使两边爪瓣合拢抓起沉积物进入采泥器中。一般用于定点采样。



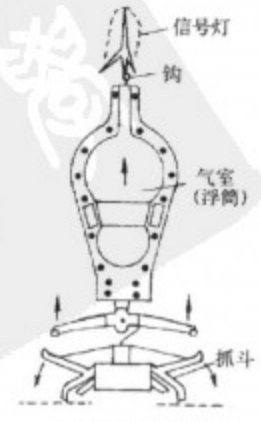
蚌壳式采泥器
1.采泥器下放；2.采泥；3.拉起

【箱式取样器】 box sampler, box corer　又称**盒式取样器**。采样管或采样筒呈方形或长方形的沉积物采样装置。由管架、采样盒、重锤、闭合铲等组成。当取样器到达海底时，靠重锤的重力使采样筒插入海底沉积物中，闭合铲转动切取底部沉积物入采样筒内。由于采样筒断面较大(15 厘米×15 厘米，20 厘米×30 厘米，30 厘米×30 厘米)，取样时沉积物扰动较小或者基本不扰动，适于采取原状样品。



箱式取样器

【自返式采样器】 boomerang grab, free-fall grab　又称**无缆采样器**。不用绳索而靠自身重量和气室空气浮力自动降落和起浮的采样装置。由采样网、气室浮球和压载物组成。有时，还装有小型自拍海底照相机(见图)。当它下沉到海底与沉积物接触时，压载物自动掉落并起动，使气室内药物爆炸而充满气体，从而产生强大的浮力，使取样器开始起浮，并使采样网爪瓣合拢而采取海底样品。主要用于多金属结核的调查和采样。



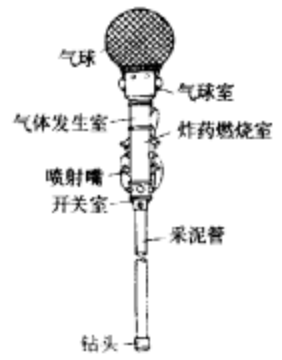
自返式采样器

【海洋采样器】 sampler, sampling

device 采集海底沉积物样品的器具。有五种类型:①拖网或拖曳式采泥器,用于航行中采样;②抓斗,用于停船时表层采样;③柱状采样器,主要用于采取柱状沉积物样品;④自返式抓斗和自返式重力采样管;⑤箱式采样器。

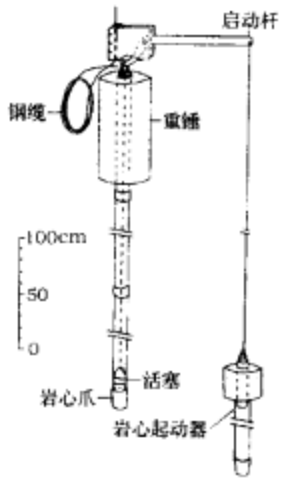
【振动活塞取样器】 vibro piston corer 依靠振动器的冲力将采样管打入海底沉积物中进行采样的一种装置。主要由管架、采样管、振动器活塞以及起吊设备组成。采样器用管架支持并固定采样位置,用绞车升降,一般用于海岸带或浅水地区的底质采样,采样长度为 2~4 米。

【自返式取样管】 boomerang corer, free-fall corer, free-falling sampler 又称**无缆取样管**。不用绳索而靠自身的压载和起浮力进行自动降落和起浮的采样装置。主要由管锥、导向重锤、采样筒、起浮玻璃球等组成。它靠自身的重力下沉到海底,自动点燃炸药产生向下的冲力或自身下沉重力的冲力,使采样管插入沉积物中进行采样。然后,再自动点燃炸药产生气体充满气球或重力脱落后,利用气球的浮力使取样器浮到海面(见图)。



自返式取样管

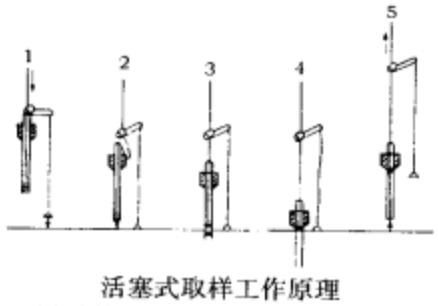
【重力活塞取样管】 piston gravity corer 依靠重锤的自由下落冲入沉积物中,将沉积物抽入管内的采样装置。它通过管内活塞的作用,除能采取泥质沉积物外,还能采取砂质沉积物并保持沉积物的原始结构,因而在浅海和深海采样中广泛使用(见图)。深海采样中可获取 10 多米长的柱状样品。



重力活塞取样管

【重力取样管】 gravity corer, gravity coring tube 依靠取样管上方重锤自由下落的冲力,使取样管冲入沉积物中而进行采样的装置。由重锤、取样管、衬管及起吊设备等组成。其内径为 3~6 厘米,可取 3~4 米长的样品,一般用于泥质沉积物的取样。

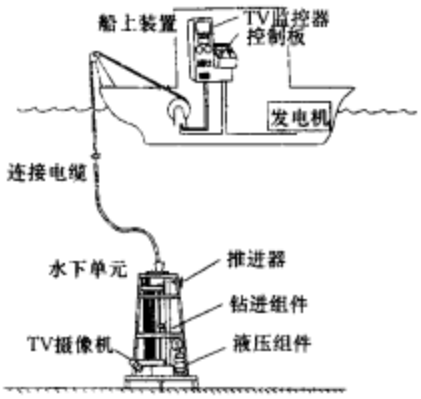
【柱状取样器】 corer 又称**柱状取样管**。采集海底沉积物柱状样品的工具。主要由岩心管、钻头、重锤等推进装置组成。取样管内套有衬管,以便抽样时样品不受扰动。根据所用动力可分重力取样管、喷水式取样管、浅钻、振动活塞取样器(见图)、爆发式取样管及水压式取样管等。中国多用重力取样管或振动活塞取样器。



活塞式取样工作原理
1.活塞式结构;2.自由落下;3.活塞动作;4.采泥;5.提起

【海底浅钻设备】 sea floor boring machine system 采样长度小于 30 米的采取海底坚硬岩心的钻探设备。它与一般钻机相同,由钻架、钻杆、钻头和动力装置构成。有三种钻探方式(见图):①将钻机沉放到海底,由母船上人工遥控操作;②将钻探设备安装在潜水器上,由母船或潜水器上遥控操作;③潜水员在海底直接操作钻机采取岩心。日本、英国等已利用这种浅钻进行大陆架地质测绘和深海富钴结壳调查。

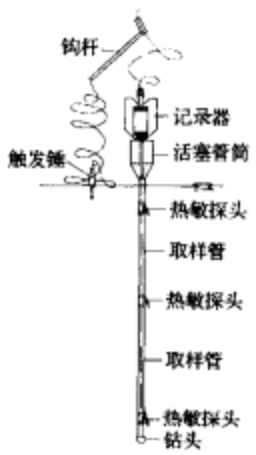
【声波地震勘探】 sonic prospecting 又称**连续地震剖面测量**。海洋地震勘探的一种。系利用非炸药震源在水中发出声波,达到并穿透海底后在疏松沉积与固结岩石的分界面或其他声阻抗不同的分界面上反射,测量返回的声波以探测海底地质情况。其原理与一般反射地震勘探相似,但多采用单道接收系统,具有灵活、快速的特点。使用的震源有气枪、电火花、电磁脉冲及振动板等。声波勘探广泛用于海底煤田、砂矿、沉积物、地质构造及工程地质调查,也在海底石油概查中应用。



海底浅钻

【水声测位仪】 pinger 利用声波测定各种海洋观测仪器在水中位置的仪器。主要由水声发生器和船上记录器组成。它与回声测深仪不同,是将声波发生器连同观测仪器放入水中或水底,根据记录的直达波和经海底反射回来的反射波之间的时差,计算仪器在水中的离底高度位置。大多用于测量水下电视、水下照相机、采泥器、采水器及水下钻探器具的位置。

【海底地热仪】 geothermometer 测定海底热流的装置。主要由热敏探针和记录器组成(见图)。工作时将热敏探针插入海底沉积物中,测量各点的地热梯度,并由自动记录器记录,同时采取沉积物样品并测量其热导率,按公式 $Q = K \cdot \Delta T/\Delta h$ 算出热流值。式中:Q 为热流值;K 为热导率;ΔT 为温度差;Δh 为热敏探针之间的距离;$\Delta T/\Delta h$ 称地热梯度。现有两种类型:一是将热敏探针安装在其他柱状取样管上进行测量的,如拉蒙特型地热仪;另一种是热敏元件和取样管本来就构成一套仪器,如东京大学型。



海底热流测量装置

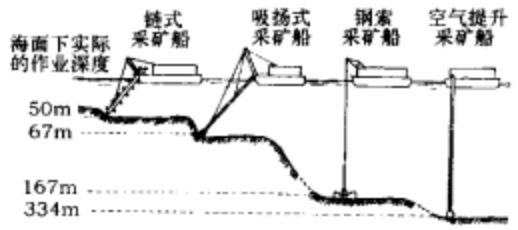
【温盐深仪】 CTD system 海水物理和化学参数的自动测量装置。主要由水中探头和记录显示器及连接电缆组成:探头,由热敏元件和压敏元件等构成,与颠倒采水器一并安装在支架上,可投放到不同深度;记录显示器,除接收、处理、记录和显示通过铠装电缆从海水中探头传来的各种信息数据外,还能起整套设备的操纵器功能。此设备可测定海洋不同水层或深度的海水水温、盐度、氧含量、声速、电导率及压力,用以研究海水物理化学性质、水层结构和水团运动状况。

【海岸定位观测】 coastal long-term observation 在海岸一定地点进行长期、连续地观测,以了解和掌握海岸附近自然条件变化规律和特征的工作。按不同目的有不同的观测内容,一般包括海岸的地貌、水文、气象、泥沙等观测。海岸地貌动态定位观测,除进行波浪、潮汐、风和降水等水文气象要素的连续观测外,还着重进行海岸水准测量、海滩剖面测量、水下岸坡测量及以上各地带的底质取样和观测。观测沿岸泥沙流时,常用具有特征的示踪沙测量其流向和强度。此项观测可为港口工程建筑、海岸防护及其他海底工程提供必要的资料,对现代构造运动和沉积理论的研究也有一定意义。

【海岸动力模拟实验】 coastal dynamic simulation experiment 用人工方法模拟波浪运动和泥沙动态的实验。一般在人工水槽中进行,根据海岸实测的波浪参数(波长、波高、波速及地形坡

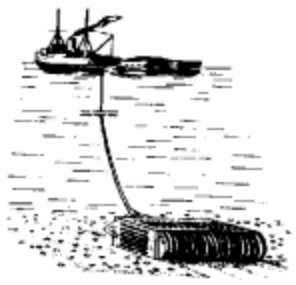
度、水深),模拟波浪与在不同深度、不同坡度上、不同粒级的泥沙运动及海岸剖面塑造过程之关系,以查明海岸带侵蚀、堆积过程及泥沙运动的规律,为海岸防护和港工建筑提供资料。

【海底采矿】 submarine mining　对海底矿产资源进行开采的工作,主要采集水深较浅的海底表层沉积物,如砂矿(见图)、磷灰石及多金属结核等。采用的方法有链斗式、吸物式钢索及空气提升等,深海则用深海拖斗等。

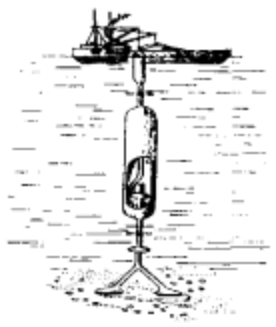


海底砂矿采矿示意图

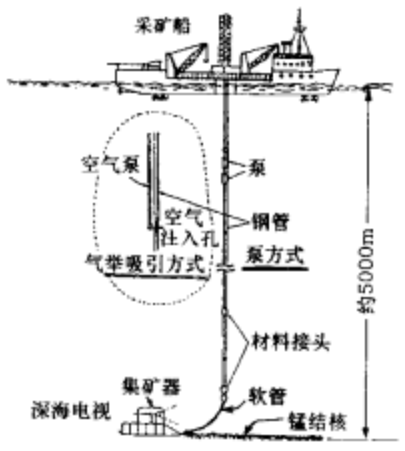
【海底拖斗采矿】 submarine drag bucket mining　开采海底结核矿产的简便方法之一。拖斗采矿船(见图)作业时需要两艘浮船:一艘为采矿船,为从事开采作业及船员生活场所,并装备有与采矿船作业能力相适应的采矿拖斗及动力设备;一艘为适于远洋航行的平底驳船,用以堆放清洗后的矿石。


拖斗采矿

【水力提升采矿系统】 hydraulic lift system, hydrolift system　又称**吸扬式采矿系统**。开采砂矿和多金属结核的一种装置。由电机、水泵、吸水管和扬水管等组成,通过船上的水泵在采矿管道内抽吸海水,形成连续的水流把海底矿石吸扬到船上。以往在滨海砂矿采矿中应用,在浅海采矿技术的基础上,吸扬式采矿技术(见图)现已用于深海多金属结核采矿。

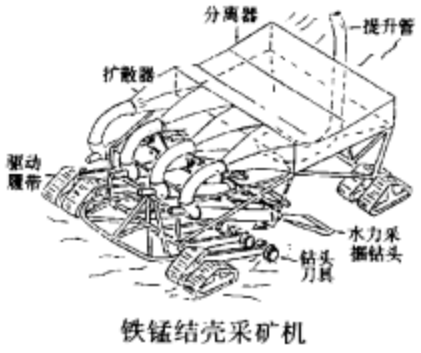

吸扬式采矿

【空气吸举采矿系统】 air-lift system(ALP)　开采海底砂矿和多金属结核的一种装置。由气压泵、水管和气管等组成,通过管道内空气抽吸功能,从海底吸扬矿物和沉积物(见图)。采矿时,把管道下端下放到海底与沉积物接触,使水管中充满海水,一旦其中注入高压空气就在管道内形成向上流动的液体和气体流,即可从海底吸扬矿石和沉积物。此种采矿技术,已在南非金刚石采掘中应用,但在深海采矿中尚处于试验阶段。



空气吸举采矿系统

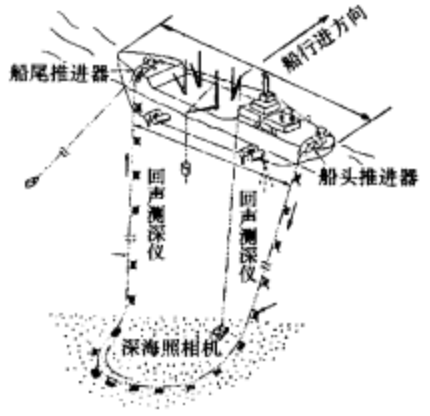
【水下自航采矿车】 underwater self-propelled mining vehicle　又称**铁锰结壳采矿机**(manganese crust miner)。用于海底多金属结核等松散沉积矿产采矿的自航式采矿装置。由推进装置、作业动力、自动跟踪驾驶系统、矿石采集器(水力式、机械式等)等组成,还装有感测、通信、控制等设备。通过其中的作业动力驱动的推进装置,沿海底缓慢移动进行采矿,并把所采集的矿石通过提升管输送到采矿船上。



铁锰结壳采矿机

【钢索法采矿】 wire mining　从船上用钢索悬挂拖斗或其他采掘工具沉放到海底表面采取松散砂矿的一种方法。此法已逾百年历史,其采矿能力可达到每小时采取 800 ~ 1500 吨矿石,美国阿拉斯加湾砂金矿和东南亚砂锡矿即用之。

【连续戽斗链采矿】 continuous line bucket system　简称 CLB。开采海底矿产的一种方法。近海砂矿采矿中,采用的戽斗链是把一连串戽斗套绕于桁架或梯架上,使其在梯架上拖动拖刮海底砂矿。可进行连续采矿。其采矿能力可达每日 26000 吨,但此法只能用于 60 米以内浅海区。深海多金属结核采矿,所用连续戽斗链系统是在长度大于水深 2 倍以上的化学纤维绳缆上,按一定间隔系挂一连串戽斗,采矿时使戽斗链通过船上的滑轮等设备在海中连续地循环绕转,拖挖多金属结核并提升上船(见图)。此法尚处于试验阶段。



连续戽斗链采矿

【海里】 nautical mile　海上距离的计量单位。旧称浬。原指地球子午圈的 1/60 度。不同纬度地区,1/60 度的长度不同,故取其平均值 1852 米为一海里。海里是法定计量单位,其符号为 n mile。

【节】 knot(kn)　国际通用的航海速度单位,以海里/小时表示(1kn = 0.512 m/s)。亦用于表示海流流速及风速或水中兵器(如鱼雷)的速度。如船的航行速度为 4 节,即表示每小时的航行距离为 4 海里。

【法美洋中脊水下研究计划】 French-American Mid-Ocean Undersea Study(FAMOUS)　法国和美国科学家(1971 ~ 1974)在亚速尔群岛西南约 400 海里(740.8 千米)处,大西洋中脊轴部合作实施的水下详细调查。用"阿尔文"号深海潜艇等水下调查设备,进行地磁、地热和地震等地球物理调查和岩石采样以及潜水观察,绘制出地形图和地质图。主要成果为:证实洋中脊火山活动有间歇性并喷出枕状熔岩;断层活动是断续的,洋脊扩张并不对称,但长时间可以平衡;岩石剩磁因受热液作用和构造破坏而较弱,裂谷内岩石类型多样,可能是分异作用的结果。

【深海钻探计划】 Deep Sea Drilling Project(DSDP)　全球性地球科学钻探研究计划。在美国科学基金会的资助下,由斯克里浦斯海洋研究所、拉蒙特-多尔蒂地质观测所、伍兹霍尔海洋研究所、迈阿密大学和华盛顿大学等组成的地球深部取样联合海洋研究机构(JODIDES)组织实施的。主要目的是通过深海钻探,验证板块构造理论、探讨海底构造和沉积演化史。1968 年 8 月 11 日,"格罗玛·挑战者"号钻探船,从墨西哥湾开始进行第一个航次钻探。1975 年开始,苏联、英、法、西德及日本等国参加,转为"大洋钻探国际化阶段"。自 1968 年 8 月至 1983 年 11 月,"格罗玛·挑战者"号共完成 96 个航次,航程 60 万千米,在太平洋、大西洋和印度洋 624 个站位上钻井 1092 口,取得岩心 9500 余米。它在发展地球科学中起到非常重要的作用,不仅验证了海底扩张和板块构造,而且还发展了大洋地层学理论,创立了古海洋学等新兴学科。

【大洋钻探计划】 Ocean Drilling Program(ODP) 继深海钻探计划(DSDP)之后实施的国际性海洋钻探计划。从1985年开始,利用"JOIDES决心"号钻探船进行钻探。由海洋研究机构联合公司负责管理,地球深部取样海洋研究联合机构进行学术领导。其学术目标是:①全球气候与环境演变;②壳幔相互作用;③地壳中的流体循环和全球地球化学平衡;④岩石圈的应力和形变;⑤生物圈的演化过程。主要研究领域:①地壳和上地幔的成分、构造和动力学;②地球环境——水圈、冰圈、大气圈和生物圈的演化。ODP计划的成员,已有美、英、法、德、日、加、澳、韩、中及欧洲科学基金会(ESF)的比利时、丹麦、芬兰、希腊、冰岛、荷兰、挪威、意大利、西班牙、土耳其、瑞典和瑞士12个国家。

【国际海洋全球变化研究】 International Marine Global Change Study(IMAGES) 国际地圈生物圈计划(IGBP)的一种研究计划。其基本目标是,定量确定海洋和冰冻圈过程的时间尺度上海洋的气候和化学变化特性,以及海洋对所鉴别的内力和外力作用敏感性和在调控大气二氧化碳中的作用。研究内容包括:采集具代表性的海底沉积物样品;采集和分析古海洋数据、样品和数据管理及模拟研究。它由国际海洋研究科学委员会(SCOR)组织实施。

【海岸带陆地-海洋相互作用】 Land-Ocean Interaction in the coastal zone(LOIZ) 国际地圈生物圈计划(IGBP)的核心计划之一。自1993年开始实施。其科学目标是:①在全球与区域尺度上确定海岸带陆地和海洋大气间的物质通量、海岸系统传输和储集颗粒物质及溶解物质的能力、外力条件的变化对海岸生态系统的结构和功能的影响;②确定土地利用,研究气候和海平面与人类活动的变化是如何改变海岸带颗粒物质的通量和保存的,以及如何影响海岸的地貌动力学,确定海岸系统产生的变化将如何改变全球的碳循环和大气的痕量气体的成分;③评估海岸系统对全球的变化响应将会影响人类在海岸环境的居住和对海岸环境的利用,进一步发展海岸环境综合管理的科学和社会经济基础。主要研究内容是:外力或边界条件的变化对海岸通量的影响;海岸生物地貌学与海平面上升、碳通量与痕量气体的排放;全球变化对海岸系统产生的经济和社会的影响。

【蓝色国土】 blue territory 又称**海洋国土**。是一个沿海国家的内水、领海和管辖海域的形象统称。管辖海域包括领海以外的毗连区、专属经济区、大陆架、历史性海域或传统海疆等。除内水和领海与陆地领土一样享有完全排外的完整主权外,其他管辖海域仅享有部分主权权益。譬如,沿海国为勘探大陆架和开发其自然资源的目的,有权对大陆架行使主权权利。但是,沿海国对大陆架的权利不影响上述水域或水域上空的法律地位。中国的蓝色国土,包括渤海全部、黄海、东海和南海的一部分、台湾岛的周边海域及国际海底区域的一部分。总面积约近300万平方千米,相当我们陆地领土的30%。蓝色国土较多出现于科普读物或文学作品中,它与国家领土或领海的法律地位不同。

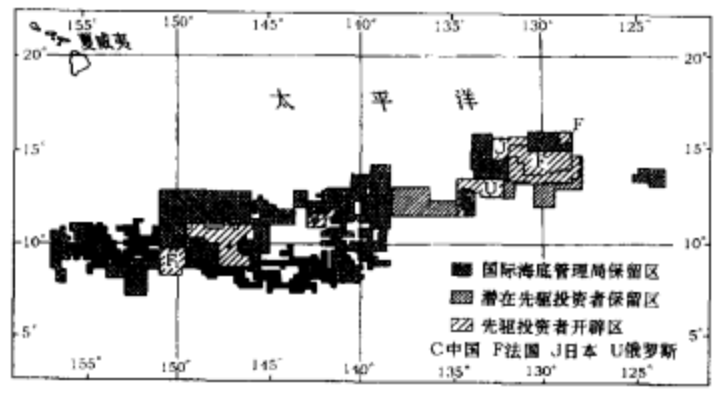
【传统海疆】 traditional sea area 一个国家主权或管辖权下的海域空间。即历史性海域或历史性水域。是沿海国家人民长期生产开拓活动的历史过程中自然形成的,并被广泛认可的管辖海域。

【领海】 territorial waters 沿海国主权管辖之内的邻接其陆地及内水的一带海域。其主权及于领海的上空及其海床和底土,包括领海内自然资源、航行、科学研究、环境保护和立法的管辖权。沿海国有权在《联合国海洋法公约》限定的海里范围内确定自己的领海宽度,据1992年2月颁布的《中华人民共和国领海及毗连区法》,中国的领海宽度为12海里。

【领海基线】 baseline of territorial sea 测算领海宽度或范围的基准线。有正常基线、直线基线和混合基线三种:正常基线,采用低潮线外为领海基线;直线基线,是在大陆岸上和沿海外边岛屿上选定若干个基准点,使一系列直线沿着沿岸国构成一条折线,即为领海基线;混合基线,在海岸线较长、地形复杂,可采用混合基线,以前两种基线交替使用确定领海基线。

【毗连区】 contiguous zone 沿海国邻接领海并在领海范围之外设立的一定宽度的专门管辖海域。在毗连区内,沿海国行使有限的专门管辖权,主要是为防止、惩治在其领土或领海内犯有海关、财政、移民和卫生的法律规章的行为而行使必要的管制权力。根据《中华人民共和国领海及毗连区法》,中国的毗连区宽度自领海基线算起为24海里。

【开辟区】 pioneer area 分配给一个先驱投资者进行开辟活动的海底区域。国际海底管理局和国际海洋法法庭筹备委员会(1983~1994年)依据第三次联合国海洋法会议关于对多金属结核开辟活动的预备性投资的要求,一个开辟区的面积限定不超过15万平方千米。先驱投资者应按照下列安排,交出开辟区的若干部分将其恢复为国际海底区域:①自分配区域之日起3年届满时已分配区域的20%;②自分配区域之日起5年届满时已分配区域的另外10%;③自分配区域之日起8年届满时已分配区域的另外20%。也就是说,经过8年交回一个开辟区面积的一半、保留7.5万平方千米海底矿区。



中国太平洋多金属结核矿区

【先驱投资者】 pioneer investor 是指《联合国海洋法公约》正式生效前已经对大洋底多金属结核等资源的勘查活动,进行了至少3000万美元投资的国家或其控制下的法人和自然人。至1994年11月16日《公约》生效时,只有印度海洋开发部、日本深海资源开发有限公司、法国海洋勘探研究所与法国结核块研究协会、俄罗斯海洋地质作业南方生产协会和中国大洋协会、韩国贸易工业和能源部与波兰国际海洋金属联合组织(代表东欧集团)共七国,正式提出申请国际海底多金属结核资源矿区登记,并都先后获得国际海底管理局审核通过。除印度的矿区位于印度洋中印度洋海盆外,其他六国的矿区都分布在东北太平洋海盆,临近赤道的C-C区(即克拉里昂-克里伯顿断裂带之间的海域)范围内。上述申请者都已完成"开辟区"的勘查任务。

【专属经济区】 exclusive economic zone 沿岸国或群岛国领海以外并邻接领海的区域。按《联合国海洋法公约》规定,其宽度从领海基线算起不超过200海里。区内实行与领海及公海不同的特定法律制度:沿海国在专属经济区内有勘探和开发、养护和管理海床上覆水域和海床及基底自然资源的主权权利;有对人工岛屿、设施和结构的建造与使用权;海洋科学、海洋环境的保护和保全有管辖权;其他国家在区内有航行和飞越的自由、铺设海底电缆和管道的自由。

【内水】 Internal waters 一国领海基线以内的水域。包括湖

泊、河流及其河口、内海、港口、海湾、海峡及其他位于领海基线以内的水域。它是沿海国领土的组成部分，沿海国对其拥有完全排他的主权。

【公海】 high sea: international waters 沿岸国内水或领海或群岛水域或专属经济区以外不受任何国家主权管辖和支配的所有海域。按《联合国海洋法公约》规定，公海对所有国家开放，不论其为沿海国或内陆国。所有国家在公海上享有航行自由、飞越自由、铺设海底电缆和管道的自由、建造国际法所允许的人工岛屿和其他设施的自由、捕鱼自由及科学研究的自由。

【群岛水域】 archipelagic waters 群岛国可划定连接群岛最外缘各点的直线群岛基线，这些连续的群岛基线所包围的水域，不论其深度或距离海岸的远近如何，称为群岛水域。群岛国在群岛水域的主权范围及其群岛水域的上空、海床和底土以及其中所包含的资源。所有国家的船舶均有无害通过群岛水域的权利，所有船舶和飞机均享有在群岛国指定的群岛海道和空中航道内的群岛海道通过权。

【群岛国】 archipelagic states 是指全部由一个或多个群岛构成的国家，并可包括其他岛屿。群岛国可划定连接群岛最外缘各岛和各干礁的最外缘各点的直线群岛基线。在群岛水域内，不论其深度或距离海岸的远近如何，群岛水域的上空、海床和底土及其中所蕴藏的资源的主权归群岛国所有。但是，群岛国应尊重与其他国家间的现有协定，并应承认直接相邻国家在群岛水域或范围内的某些区域内的传统捕鱼权利和其他合法活动；尊重其他国家所铺设的通过其水域而不靠岸的现有海底电缆；应让所有国家的船舶均享有通过群岛水域的无害通过权。世界上有 30 多个群岛国。此外，还有 20 多个国家在远离其大陆的海洋中拥有岛屿、岛群和群岛；而在本土沿岸拥有岛屿、岛群或群岛的国家则多达近百个。

【内陆国】 land-locked state 是指没有海岸的国家。这些国家周边均被邻国陆地领土所环绕而与海洋隔绝，没有自己国家的出海口和管辖海域。全世界有 30 多个内陆国，都具有特殊地质、地理特征。如亚洲的蒙古、尼泊尔和阿富汗；非洲的马里、乌干达和赞比亚；拉丁美洲的巴拉圭和玻利维亚；欧洲的瑞士、卢森堡和捷克等。它们曾以政治、法律、历史、经济、地理、地质和资源分布等各种不同情况为理由，说明未能像其他沿海国那样，享有相应宽度的海域和充分履行本国的海洋权益，称自己是“地理条件不利的国家”。《联合国海洋法公约》对内陆国在开发和利用海洋中享有的权利，已得到一定的特殊照顾。有关条款还特别强调内陆国与沿海国享有平等的法律地位。

【低潮高地】 low-tide elevations 是指在海平面低潮时四面环水，但在高潮时没入水中的自然形成的陆地。低潮高地在确定沿海国领海基线时具有重要的作用。因此《联合国海洋法公约》第 13 条规定，如果低潮高地全部或一部与大陆或岛屿的距离不超过领海的宽度，该高地的低潮线可作为测算领海宽度的基线；如果低潮高地全部与大陆或岛屿的距离超过领海的宽度，则该高地没有其自己的领海；除在低潮高地上筑有永久高于海平面的灯塔或类似设施，或以这种高地作为划定基线的起讫点已获得国际一般承认者外，低潮高地不应作为划定基线的起讫点。

【国际海底】 the international sea-bed 又称国际海底区域，是指国家管辖海域（领海、毗连区、专属经济区和大陆架）范围以外的海床、洋底及其底土。总面积约达 2.8740 亿平方千米，占全球海洋面积的 65% 以上。国际海底蕴藏着丰富的矿产资源，认为可能有商业开采价值的是多金属结核。此外，还有富钴结壳、热液硫化物、“可燃冰”等。国际海底及其资源是人类共同继承的财产，任何国家都不容许对国际海底的任何部分或其资源主张或行使主权或主权权利，也不应将国际海底或其资源的任何部分据为己有。一切权利属于全人类，由联合国国际海底管理局代表全人类行使管辖。

【联合国海洋法公约】 United Nations Convention on the law of the sea 是迄今国际海洋发展史上最为全面的一部法典。从 1973 年开始，150 多个国家和地区的代表，50 多个国际组织的观察员，在纽约和日内瓦等地先后开了 11 期共 15 次会议，于 1982 年 4 月 30 日在纽约联合国总部完成了公约的制订工作，并以 130 票赞成，4 票反对，17 票弃权获得通过。公约已于 1994 年 11 月 16 日生效，包括 17 个部分，以及 9 个附件共 446 个条款。内容涉及海洋科学和海洋法的各个主要方面，尤其是领海、毗连区、海峡、群岛国、专属经济区、大陆架和国际海底区域、海洋环境的保护和海域争端的调解原则等。1995 年 5 月 15 日，中国第八届全国人大常委会第 19 次会议已作出关于批准该公约的决定。



联合国及联合国海洋法会议会徽

【大陆架界限委员会】 United Nations Commission on the limits of the continental shelf 联合国专门委员会之一。全称是联合国“二百海里以外大陆架界限委员会”。按照《联合国海洋法公约》第 76 条的规定，沿海国根据公平地区代表制基础上成立的大陆架界限委员会，应就有关划定大陆架外部界限的事项向沿海国提出建议。沿海国在这些建议的基础上划定的大陆架界限应有确定性和拘束力。本委员会的委员由 21 名地质学、地球物理学和水文学方面的专家组成，委员由本公约缔约国从其国民中选出，并以个人身份任职。委员会的职责是：①审议沿海国提出的关于扩展到 200 海里以外的大陆架外部界限的资料和其他材料，并按有关原则提出建议；②经有关沿海国请求，在编制上述资料时，提出科学和技术资讯意见。该委员会第一届会议已于 1996 年在纽约联合国总部召开。中国推荐的候选人被选为首届委员会委员。

【国际海底管理局】 International Sea-Bed Authority 联合国管理深海大洋底矿产资源勘探开发活动的国际组织。管理局已于 1994 年 11 月 16 日在牙买加首都金斯敦宣告成立。所有联合国的缔约国都是管理局的当然成员。管理局的主要机构有大会、理事会和秘书处。大会作为管理局惟一由其所有成员组成的机构，被视为管理局的最高权力机关。大会选出 36 个管理局成员组成理事会，作为管理局的执行机关。理事会下设经济规划委员会和法律与技术委员会以及秘书处。理事会有权向大会提出选举秘书长的候选人名单。海洋法公约规定：秘书长是管理局的行政首长，秘书长及工作人员在执行职务时，不应寻求或接受任何政府的指示或管理局以外其他来源的指示。他们应避免足以影响其作为只对管理局负责的国际官员的地位的任何行动。中国是《联合国海洋法公约》的缔约国，也是国际海底管理局第一届理事会及其下设经济规划委员会和法律与技术委员会的理事或委员。

气 象 学

总 论

【大气】 atmosphere 包围在地球最外层、由气体和气溶胶颗粒物组成的流体系统。按其物理性质与垂直运动特性的差异，由地面向上，依次可分为对流层、平流层、中间层、热层、散逸层。大气的总质量约为 5.3×10^{18} 千克，其中 90% 集中在距地面 15 千米的薄层之内，向上逐渐稀薄。在标准状态下，海平面的平均气压为 1013.3 百帕，气温为 288.15 开，密度为 1.225 千克/米^3。作为生命三要素之一的空气，具有一切自然资源所共有的特性，是人类生存、发展不可或缺的可更新资源。其含量丰富的氮、氧对生物的发育、生长至关重要；臭氧和二氧化碳的含量虽小，但与植物生长和气候变化息息相关。大气中水汽含量的时空变化对大气运动、许多天气现象的发生、地球系统内的物质交换以及生物化学过程等均具有重要的意义。大气既是地球系统中动量、热量和物质循环的关键部分，又对地-气系统的辐射平衡起着重要作用。在地球系统中，大气是最活跃、变化最大的部分。天气、气候以及大气化学过程在大气中并不是孤立的，而在不同程度上与其他圈层之间存在着相互驱动、制约和反馈的作用。此外，在生物地球化学循环中，大气也起着至关重要的作用。自然原因和人为原因导致的大气成分、性状变化（如大气温室气体含量的变化），使得进入地球系统的太阳辐射在总量和各波段上的分量都发生了变化。它不仅调控着气候过程，而且调控着生命的生物、化学过程。

【大气科学】 atmospheric science 研究大气中各种自然的以及人类活动引发的现象、其演变规律与其他相关问题的学科。研究范围包括整个地球大气圈层，甚至其他星球的大气。其主要分支学科有：天气学、气候学、大气探测学、大气物理学、大气化学、动力气象学、应用气象学（包括农业气象学、森林气象学、航空气象学、海洋气象学、水文气象学、空气污染气象学、军事气象学、医疗气象学……）等。

【大气现象】 atmospheric phenomena 发生在大气圈层中的各种自然现象。其中的冷、暖、干、湿、空气流动可直接用温度、湿度、风等要素来描述。此外，还有凝结现象，如云、雾、霜、露等；降水现象，如暴雨、毛毛雨、雪、雹等；光学现象，如虹、霓、华、晕、海市蜃楼等；电学现象，如闪电、极光等；声学现象，如雷、声音异常传播等。大气现象与大气过程有紧密的联系。

【气象学】 meteorology 研究地球大气中各种现象和过程的学科。主要研究距地表 50 千米内的与人类生产、生活活动密切相关的大气现象、要素属性及其变化。是大气科学的重要组成部分。其研究范围很广，包括地球大气中所发生的冷、暖、干、湿、风、雨、阴、晴等气象要素的变化、分布以及各种电、光、声现象的演变过程。分支学科主要有物理气象学（包括大气辐射学、云雾物理学、微气象学、大气光学、大气电学、大气声学等）、动力气象学、大气热力学、天气学、气候学、大气化学、大气探测学（包括卫星气象学、雷达气象学、气象仪器学等）、应用气象学（包括农业气象学、林业气象学、海洋气象学、航空气象学、空气污染气象学、生物气象学、水文气象学等）。气象学对于人类社会的发展具有重要作用，如应用天气学的原理和方法，可作出短期、中期、长期天气预报；应用云雾物理学中所讨论的成云致雨机理，可对天气进行人工导变；应用气候形成的规律，探求气候变迁的过程。随着人类活动空间的不断拓展，其研究范围已涉及到其他星球大气。

【大气物理学】 atmospheric physics 又称**物理气象学**。研究大气的结构与云雾、降水、辐射等物理过程、物理现象及其演变规律的学科。其研究范围很广，从气溶胶微粒到行星尺度的大气环流，从贴地气层到整个大气上界均有涉及。主要研究范围为与人类活动密切相关的对流层和平流层，但近来呈现向高层扩展的趋势。研究内容有：大气边界层物理学、云雾降水物理学、雷达气象学、大气辐射学、高层大气物理学、大气光学、大气电学、大气声学等。它对提高天气、气候预报的准确率，探索人工影响天气、气候的有效方法具有重要的意义。

【日地物理学】 solar-terrestrial physics 又称日地关系（solar-terrestrial relationship）。研究太阳与地球间相互作用关系的一门新兴边缘学科。主要讨论太阳活动对地球磁场与高层大气的作用及机制、进而影响平流层和对流层大气的过程。其研究成果对于提高天气预报准确率、探索长期气候变化的规律具有重要的意义。

【大气边界层物理学】 atmospheric boundary-layer physics 大气物理学的一个分支。研究由地表向上到 1～2 千米范围大气边界层内各种物理现象和过程的学科。主要研究边界层内大气质点、组成和属性的湍流特性；大气动量、热量、水汽等的输送和污染物的湍流扩散；风、温度、湿度等气象要素场的时空分布与变化；辐射传输以及雾、露、霜等大气现象的生消规律。大气边界层是人类活动的主要场所，因此，这门学科所研究的内容与人类的生存、发展关系密切。

【大气声学】 atmospheric acoustics 研究可闻声、次声在大气中产生和传播过程的学科。由于大气结构的不均匀性，使声波在大气中会发生折射、散射、吸收和声速频散。大气声学原理已受到广泛的运用。如利用大气声波的反常传播现象，可研究要素的分布、流场与湍流结构；利用 40 赫以下的次声在大气中传播的衰减很弱的特性，可研究台风、强风暴等天气过程，进行核爆炸监测；利用大气声学遥感技术，可进行大气边界层中风和温度层结的探测。

【大气电学】 atmospheric electricity 研究大气中各种电学现象和成因的学科。属大气物理学的分支学科，包括晴天电学及云雨雷暴电学。晴天电学主要研究电场、大气离子、大气电导率的基本特征及其与天气状况和人类活动的关系。云雨雷暴电学探讨起电的过程、起电机制、闪电和雷击的物理特性及其形成机制与变化规律。探索利用人工导变方法减缓雷电对无线电通信、电力、建筑、航空航天等人类生产、生活活动所带来的损害。

【大气光学】 atmospheric optics 大气物理学的分支学科。研究光在大气中传播时受气体、水滴、尘埃影响而导致其路径、波

长、强度、偏振度的变化以及相伴出现的光学现象的学科。利用大气光学原理可研究各种大气光象，如虹、霓、华、晕、曙暮光、蜃景等；遥感大气的一些特性，如通过测定华的张角判定云滴的平均半径，以及根据折射效应来决定大气的密度分布。

【云雾降水物理学】 physics of cloud, fog and precipitation 研究大气中云、雾及降水的形成、发展和消亡规律的学科。运用热力学与流体力学理论，探索云雾和降水的宏观动力过程以及云雾和降水粒子生成及增长的微观物理机制，为人工影响天气实践活动提供科学基础。内容包括微观云物理学与云动力学。研究尺度可从云(雾)滴直至云雨单元集体及范围更大的天气系统。研究方法有观测和探测、理化实验与模拟、数值模拟、人工影响云雾及降水作业。

【动力气象学】 dynamic meteorology 又称**理论气象学**。运用热力学和流体力学原理研究大气运动热力和动力过程规律的学科。是天气学与气候学的理论基础。根据牛顿第二定律、质量守恒定律、热力学第一定律与气体状态方程，选取气压、大气密度、水汽含量等热力学参量和空气运动的三个速度分量，建立描述大气运动的基本方程组，并用解析法或数值法求解。随着大气探测和计算机技术的发展，它在客观天气预报、大气环流以及全球环境变化研究中正发挥着日益重要的作用。

【高空气象学】 aerology 探测、分析地球自由大气中所发生的各种物理现象和变化规律的学科。研究方法分探测研究和理论研究。探测的内容有：高空气象探测仪器与方法、探测记录分析、各种气象要素(如气压、温度、湿度、风、垂直气流、云高及云厚、臭氧浓度、湍流……)的垂直分布及变化规律、探测资料处理方法等。除利用探空气球、测风气球、繫留气球、飞行器直接携带仪器探测外，还可用声学、雷达、激光方法以及通过火箭和卫星遥感等技术进行探测。理论研究则是根据流体力学、空气动力学基本原理，结合探测资料，分析求取自由大气中的常规气象要素值以及垂直运动、大气湍流、臭氧含量、大气电场、云高云厚等的分布与变化规律。

【天气学】 synoptic meteorology 研究天气系统和天气现象发生、发展规律及其预报原理与方法的学科。它根据气象观测资料和动力气象学理论，探讨大气环流、天气系统与天气过程的成因及变化，研究不同尺度天气系统之间的相互作用。由于天气变化受地理纬度、海陆分布及地形影响显著，因而天气学是一门区域性很强的学科。地面气象观测和高空探测网的建立健全、挪威学派的极锋气旋波动理论、罗斯贝的长波理论对天气学的发展起了重要作用。近半个世纪以来，电子计算机、气象雷达、卫星遥感技术的运用以及数值预报的发展，使天气预报进入了定量化、客观化、数值化、自动化的新阶段。

【大气热力学】 atmospheric thermodynamics 研究地球大气热力特性和演化过程的学科。主要内容有大气能量的传输及各种能量转换的条件与规律；与大气动力过程的相互关系；干、湿空气绝热运动过程及大气层结构稳定度；热力学图解在大气能量分析和天气预报中的应用；辐射和云雾降水相变热力学以及湍流热交换过程对大气运动的非绝热加热等。对大气动力学、云雾降水物理学、降水预报、人工影响天气的研究有重要的价值。

【农业气象学】 agricultural meteorology; agrometeorology 研究农业生产与气象条件的相互关系的学科。是农业与气象两门学科相互渗透发展起来的边缘学科，也是应用气象学中的一个重要分支。主要探讨光、热、水、气等要素和天气、气候条件对农业生产的利弊影响；不同气象条件下作物生长、发育和产量形成的数值模拟；农业气象遥感与监测；农业气候资源评价、开发、利用与保护；农业小气候的调节与改善；农业气象防灾减灾以及农业气象预报等。主要指导农事活动趋利避害，为农业高产、优质、高效提供保障。根据不同的生产对象，农业气象还可分为作物气象、林业气象、园艺气象、渔业气象、蔬菜气象、蚕桑气象、病虫气象等分支学科。

【生物气象学】 biometeorology 研究生物有机体生长、发育与天气、气候条件间的相互关系和相互作用规律的学科。主要探讨气象因子对动植物生理活动及健康的影响。其分支学科有植物气象学、动物气象学、人类气象学。

【森林气象学】 forest meteorology 又称**林业气象学**。研究森林与气象间的关系和相互作用规律的学科。包括气象条件对林木种植、生长发育、木材质量、森林火险、病虫灾害的影响，以及森林对改变林区辐射、风场、热量与水分平衡、净化大气、减少旱涝灾害、改善林区及其周边地区局地气候的效应等。为森林火险及病虫预报、合理保护和利用森林资源、改善生态环境质量提供理论支持。

【水文气象学】 hydrometeorology 利用气象学基本原理，研究水分循环与降水、蒸发、融雪、地下水及径流关系的学科，属应用气象学的分支学科。主要探讨水分收支、水量平衡、水文循环和降水、蒸发、径流间的关系以及大气中水分的产生、运动与状态变化。重点研究内容有：暴雨洪水的形成机制及预报；可能最大降水量的估算；蒸发的估算及时空分布等。对河道利用和治理、水库设计、地区水资源规划及利用、供水与水质等具有重大的现实意义。

【军事气象学】 military meteorology 研究气象条件对军事行动、武器和技术装备的影响，以及作战、训练的气象保障的学科。根据不同的研究方向和保障原则，可分为陆军和装甲兵气象学、海军气象学、航空气象学、炮兵气象学、军事化学气象学、军事气候学等。

【海洋气象学】 marine meteorology; oceanic meteorology 气象学及海洋学的分支学科。研究气象与海洋间的相互关系、相互作用的学科。包括海洋天气现象与天气系统；海-气间热量、水汽、动量的相互交换和传输；大洋波浪、海冰、海雾、海上风暴等。

【航空气象学】 aeronautical meteorology 研究气象条件与飞行活动的相互关系以及航空气象保障的学科。主要内容包括：机场能见度、高空风和温度、飞机积冰的预报、雷暴、云中湍流和晴空湍流、急流和对流层顶、强对流天气等的预报；影响航空的各种气象要素变化规律；研究机场消雾、消雷等人工导变方法，以保障飞行安全、提高实效。

【空气污染气象学】 air-pollution meteorology 运用气象学原理和方法，研究污染物在大气中的迁移、扩散、清除规律，以及大气污染与气象条件间相互关系的学科。属应用气象学范畴。其理论基础是大气湍流扩散、边界层物理和微气象学。主要讨论边界层内不同的气象条件(如风、温度层结、大气稳定度、湍流强度、降水、混合层、天气系统……)和下垫面条件(山区、平原、水面、植被、城市……)下污染物的输送、扩散、迁移、转化规律；空气污染物的浓度估算；大气污染的局地影响和全球效应；大气环境影响分析；控制和防治大气污染的对策等。直接为城市规划、厂址选择、烟囱设计、建设项目的大气环境影响评价、空气污染潜势预报、城市空气污染浓度预报以及全球气候变化研究服务。

【雷达气象学】 radar meteorology 探讨雷达波与大气间相互作用的学科。是大气物理、大气探测和天气学直接交叉、渗透后发展起来的边缘学科。主要研究雷达气象探测的理论及方法。包括雷达波在大气中传播的规律；水汽凝结物对雷达波的散射、

吸收和折射;利用雷达回波判断各种尺度的天气系统和天气现象;流场特征、降水与云中含水量探测等。随着数字化雷达、偏振雷达、激光雷达、声雷达、MST(中间层、平流层、对流层探测)雷达、天气脉冲多普勒雷达的出现以及图像处理、传输、拼图技术的发展,雷达气象学在对流灾害性天气预测、预报等领域中发挥了重要的作用。

【卫星气象学】 satellite meteorology 应用卫星探测大气并进行分析、研究的学科。其目的在于利用气象卫星获取大气层中的气象要素数据,分析其结构和变化的规律性,为天气预报、大气物理宏观过程以及全球气候变化研究提供支持。具体讨论内容有:被测物体的光谱特性;选择测量气象要素和推断物体特性的最佳光谱段;卫星探测资料的接收处理、定位、标定及储存;气象遥感器的设计;大气温湿廓线、降水分布、臭氧含量、冰雪及植被覆盖状况以及云、风等气象要素特征的反演方法;卫星云图分析应用等。

【微气象学】 micrometeorology 研究小尺度大气物理过程与机制的学科。主要关心大气与下垫面之间的相互作用;空气物理属性在地-气界面上的交换过程;低层大气中的湍流以及空气污染物的传输、扩散机制。在空气污染的形成与防治、农业气象、建筑气象等领域内有广泛的应用。

【应用气象学】 applied meteorology 将气象学原理及方法应用于有关人类生产、生活活动的各专业气象学的总称。包括农业气象、林业气象、牧业气象、渔业气象、军事气象、航空气象、海洋气象、水文气象、生物气象……主要研究气象条件与各专业生产行业有关的重大实践问题,对国民经济、国防建设及人们生活具有重要意义。

【大气化学】 atmospheric chemistry 研究大气系统中气体及气溶胶化学成分的形成、积累、迁移、转化机制与化学过程的学科。内容包括:①对流层化学,探讨碳、硫、氮的氧化物,碳氢化合物与气溶胶的全球循环以及源、汇和污染物之间的化学反应;硫酸雾、酸雨、光化学污染物等形成的机制。②平流层化学,研究含氯氟烃、氮氧化物引起的臭氧层耗竭。③气溶胶化学。④降水化学。在研究方法上,既对所采集的样本进行化学分析,也对光化学反应、成核反应、光致电离、复合反应、生化反应等进行化学及数值模拟。

【降水化学】 precipitation chemistry 研究云雾降水的化学成分及其源、汇与迁移过程的学科。降水的化学成分十分复杂,主要取决于凝结核与气体的化学性质。海水溅沫、尘粒、火山灰、化石燃料燃烧及工业生产过程排放的硫氧化物、氮氧化物、氯化物与空气中化学物质的共同作用决定着降水的化学性质。20世纪下半叶以来,人们对酸雨的形成机理、大气污染物的降水清除过程逐渐重视起来。

【世界气象组织】 World Meteorological Organization (WMO) 联合国所属的国际气象合作机构,1873年成立于莱比锡。由于在第一、第二次世界大战期间曾中断活动,1951年3月,原国际气象组织宣告结束,正式成立了新的世界气象组织,并被联合国确认为其所属的专业机构之一。总部设在日内瓦,下设8个专业技术委员会。主要任务是协调、改进世界气象业务及有关活动,促进气象观测的规范化与气象资料的迅速交换,发展全球合作。

【世界气象日】 World Meteorological Day 世界气象组织成立的纪念日。1960年世界气象组织执行委员会决定将每年3月23日定为"世界气象日",要求各成员国围绕每年不同的统一主题开展多种形式的纪念活动。旨在广泛宣传气象工作在航空、航海、水利、农业等方面的重要作用,唤起人们对气象工作的重视,不断提高对气象灾害的监测、预报能力,趋利避害,造福人类。

【气象台】 meteorological observatory 负责天气预报,开展气象服务和科学研究,进行气象观(探)测的机构。中国的建制共分为四级:中国气象局国家气象中心、区域气象中心、省(市、自治区)气象台、地区气象台。它们分别负责制作和发布各自责任区范围内的天气预报,开展其他气象业务,并指导下一级台(站)的业务工作。此外,还有负责专业气象服务的气象台站。

【气象站】 meteorological station 根据气象业务工作的需要所设立的基层单位。站内设有气象观测场与各种所需的观测仪器设备。所得到的定时观测资料经统一编报汇总起来,为天气分析、气候分析和科学研究提供依据。按观测的空间范围不同,气象站分为地面气象站和高空气象站。按执行任务的差异,地面气象站又可分为天气站、气候站以及农业气象站、航空气象站、水文气象站等专业气象站。

【气象台站网】 network of meteorological stations 根据需要、按一定原则所建立的气象台(站)网络。主要任务是进行气象观测,搜集、整编气象资料,发布天气预报,开展气象科学研究,为国民经济建设及国防部门服务。分为天气测站网、气候站网、农业气象站网以及各种专设气象站网。

【海洋气象站】 ocean weather station 又称海洋天气站,是设置在海洋上的气象站。主要任务是进行地面天气观测和高空气象观测,分为固定海洋站和移动海洋站两类。

【水文气象站】 hydrometeorological station 进行气象和水文观测的气象站。多设在流域、水道附近。主要观测项目有:雨量、蒸发量、流速、流量、水位,以及水文、气象业务所需的其他项目。

【湖泊气象站】 lake meteorological station 设在湖泊岸边的气象站。进行以降水、蒸发以及湖上、湖滨气象特征为重点的气象观测。提供湖泊天气、气候服务。

【高山气象站】 mountain meteorological station 设置在高山上进行气象观测的气象站。其任务是进行地面气象观测、高空气象观测和其他专设性气象观测,以弥补高空气象站点的不足。

【自动气象站】 automatic meteorological station 能自动收集和传递气象信息的观测装置。一般由传感器、变换器、数据处理单元、资料传输单元、电源等部分组成。观测项目有:气压、气温、相对湿度、风向、风速、雨量等基本气象要素。适用于高山、海岛与偏远地区。

【自动气候站】 automatic climatological station 利用自动感应器和记录仪进行气候观测的站点。可在无人条件下长期进行自动观测记录。一般观测项目有:气温、相对湿度、风速、风向、雨量、总辐射等。

【风能】 wind power 空气运动产生的动能。它与气流所对应的面积、空气密度和风速的立方成正比。实际上,一定区域和高度上的空气密度为常数;当面积一定时,则风速是决定风能的关键。因而风能资源的估计可利用风速计记录,统计各风速出现的频率或利用概率分布对风速的频率进行拟合得到。风能为"清洁"能源,具有分布广泛、便于获取、可再生等优点。可用于风帆助航、风车碾米、风力发电等。因空气密度远低于水的密度,要获得与水能相同的功率,风轮直径必须增大。此外,大气变化常影响人们的稳定需求。中国沿海及近海岛屿、三北地区为丰富的风能资源带。

【气象病】 meteorological disease 因天气、气候异常变化而产生的疾病。如由于寒冷、阴雨、酷暑、紫外线辐射过强或过低等所诱发或加重的哮喘、关节炎、中暑、冻伤、高山病、皮肤癌等。

【气候疗法】 climatotherapy 在有利的自然气候条件下使身

体康复的疗法。可用以促进机体的功能，提高机体的应激能力。不同气候具有不同的特性，因而适应于对症治疗各种不同的疾病。如高山气候的氧分压低、太阳辐射强、大气中的悬浮颗粒物及污染物浓度低，适合于哮喘、过敏性鼻炎、荨麻疹、百日咳患者的疗养；海滨气候的风速大、湿度高、年日温差小，适宜于贫血、皮肤病患者的疗养；森林气候则潮湿、风小，对某些神经系统疾病的疗效较好。

大气物理与化学

【大气成分】 atmosphere composition　大气的物质组成。地球大气由多种气体和悬浮颗粒物组成，分常定成分和可变成分两部分。大气中的常定成分有氮、氧、氩、氖、氦、氪、氢、氙……它们之间的比例大致恒定；可变成分主要有水汽、二氧化碳、臭氧、甲烷、尘埃……其含量随时间、地点不同而变化。在大约 100 千米以下，干洁空气的相对分子质量约为 28.96；由此高度向上，其相对分子质量逐渐减小。在 100～1000 千米高度之间的底部以氮分子为主，其余部分以氧原子为主；1000～2400 千米高空以氧原子为主；2400 千米以上则以氢原子为主。

【对流】 convection　流体中冷、热部分间有规律的循环流动过程。是大气中热量、动量、水汽、污染物等垂直输送的主要形式之一，分热力对流和动力对流两类。热力对流即由浮力作用引起的升降运动，常出现在热力不稳定的大气内；动力对流则是由于气流的水平辐合、地形及锋面抬升等作用引起的垂直运动。大气中对流的水平范围可从几百米到几十千米，是形成暴雨、冰雹等对流性天气的重要原因。

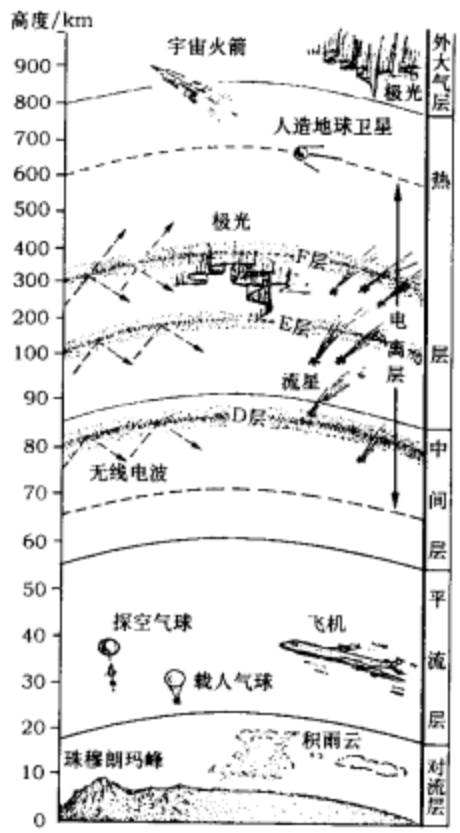
【干洁大气】 dry air　大气混合层中不包含水汽及各种气溶胶颗粒物的气体。主要成分为容积占 99.97% 的氮、氧、氩、二氧化碳，以及氖、氦、氪、氢、氙、臭氧等微量气体。干洁气体的平均相对分子质量为 28.96，标准状态下的密度为 1.293 千克/米^3。

【标准大气】 standard atmosphere　人为规定的、特性随高度平均分布的大气。是理想化的、静态的和最接近实际大气的模型。棋特性规定为：①标准海平面重力加速度为 9.80665 米/秒^2；②海平面温度为 15℃，气压为 1013.25 百帕，密度为 1.225 千克/米^3；③由地面向上到 11 千米为对流层，气温垂直递减率为 0.65℃/100 米，近似多元大气；④由距地面 11～20 千米为平流圈，温度不变，即为等温大气；⑤20 千米到 32 千米气层的气温垂直递减率为 -0.1℃/100 米。标准大气通常由国家计量部门制定，并为大家所公认和共同使用。可用于飞机与空间飞行器的性能计算和设计、遥感探测的背景大气、压力高度标准、弹道制表及气象制图基准等。随着空间探测的发展，人们累积了更多、更准确的高层大气资料，以便对标准大气进行修正。例如，1976 年美国标准大气、国际民航组织（ICAO）标准大气、国际标准化组织（ISO）标准大气等。它们在 500 千米以下部分是相同的。中国在建立自己的标准大气之前，使用 1976 年美国标准大气，并以 30 千米以下部分作为国家标准。

【大气电场】 electric field of atmosphere　大气中存在的静电场。一般分为晴天电场和阴雨天电场。低层的大气电场变化较大，高空变化小。雷暴活动对大气电场的影响很大，是晴天电场得以维持的重要原因。

【自由大气】 free atmosphere　摩擦层以上、空气运动不受地表摩擦影响的大气。其下限高度随季节不同而变，冬季约 500 米，夏季约 2000 米。在中、高纬度，自由大气中空气运动基本遵守地转风或梯度风法则，气流几乎与等压线平行。

【大气圈分层】 atmosphere　包围地球的气体圈层。是地球上一切生命赖以生存的基本条件之一，由氮、氧、氩、氖、氦、氪、氢、氙、臭氧、二氧化碳、水汽等混合组成。标准状态下，地表附近的空气密度为 1.293 千克/米^3，海平面处的平均气压约为 1013 百帕。大气密度及气压均随高度增加呈指数律减小。地球大气的总质量约为 5.3×10^{18} 千克，此质量的 99.9% 均集中在距地表 48 千米的大气层内。在垂直方向，大气圈可按其温度特性的差异自下而上分为对流层、平流层、中间层、热层和外大气层；按其成分可分为匀和层和非匀和层。



大气的垂直分层

【对流层】 troposphere　地球大气层的最底层。其平均厚度约为 12 千米，低纬大于高纬，夏季大于冬季。此层内集中了大气总质量的约 75% 以及几乎全部水汽，且温度按 0.65℃/100 米自下而上递减。对流层内普遍存在着湍流和对流运动，云雾、降水、风暴等天气过程也都发生在此层内。

【对流层顶】 tropopause　对流层与平流层之间的过渡层。厚度为几百米至 1～2 千米。此处气温随高度的变化不连续，层结十分稳定，对垂直气流有显著的阻挡作用。

【平流层】 stratosphere　地球大气中，从对流层顶向上约至 50 千米处的圈层。其下部温度向上缓慢增加；而上部因臭氧吸收太阳紫外辐射的作用，温度明显随高度增加而增加。此层内的空气以水平运动为主，对流及湍流运动微弱，水平能见度好，是安全飞行的理想区域。

【臭氧层】 ozone layer　从高度 10 千米至 50 多千米，大气中臭氧（O_3）浓度较大，称为臭氧层。臭氧浓度与高度、太阳活动以及人类活动有关，约在高度为 20～30 千米，臭氧浓度最大，虽然臭氧浓度仅有 0.4×10^{-6}，对均质层的一般特征影响不大，但却滤掉大部分对生命有害的太阳紫外线，对人类健康十分重要。因太阳紫外线的光化作用所致，太阳辐射的紫外线绝大部分被该层吸收，使空气变成高温带，并天然地保护了地表生物。该层虽然臭氧集中，但其含量仅占同高度空气体积的万分之一以下，同时臭氧含量还随纬度、高度、季节和天气等变化的影响，随太阳质子事件和宇宙线强度变化而变化。臭氧的数量减少会增加地表紫外线含量。地球大气中还发生其他化学过程，特别是人类活动排放到大气的污染物——氟利昂（$CFCl_3$、CF_2Cl_3）在大气中离解出氯，破坏臭氧层。由于人类活动等影响，每年在南极等地区上空已出现**臭氧洞**（ozone layer vacant hole），引起国际上重视，防止大气污染造成恶果已成为人类共同关注的问题。

【中间层】 mesosphere　又称**中层**。由平流层顶向上至约 85 千米之间的大气圈层。该层内因臭氧含量低，同时，能被氮、氧等直接吸收的太阳短波辐射已经大部分被上层大气所吸收，所以温度垂

直递减率很大,对流运动强盛。中间层顶附近的温度约为 190 开;空气分子吸收太阳紫外辐射后可发生电离,习惯上称为电离层的 D 层;有时在高纬度、夏季、黄昏时有夜光云出现。

【热层】 thermosphere 由中间层顶向上到约 250 ~ 500 千米之间的大气圈层。该层内大气能直接吸收 0.2 微米以下的太阳辐射能,因而气温随高度增加而逆增,分子的平均动能很大。在太阳活动强盛时,热层顶部的温度可高达 2000 开左右;太阳宁静期约为 500 开。在高纬度地区,热层上部常有极光出现。根据其空气分子电离特性的差异,距地表 90 ~ 140 千米范围常称为电离层的 E 层,140 ~ 500 千米范围为电离层的 F 层。

【电离层】 ionosphere 地球高层大气中呈电离状态的圈层。一般认为在 60 ~ 500(或 1000)千米之间。根据其电子数密度的不同又可分为 D, E, F(F1,F2)三层。对通信、广播、全球导航及制导、雷达探测等具有重要意义。

【电离层暴】 ionospheric storm 太阳辐射微粒流干扰电离层正常状态的现象。日落后,D 层和 F_1 层消失,太阳耀斑期间抛出大量带电粒子流,引起高层大气作用,使 F_2 层发生异常变化——电离层暴。电离层爆可持续数日,对短波无线电传播有很大影响。

【外逸层】 exosphere 又称**散逸层**。500 千米以上的大气圈层。此层中空气非常稀薄,一些运动速度较大的中性粒子可克服地球引力而向太空外逸。带电质点的运动则受地球磁场的控制。

【非电离层】 nonionosphere 又称**中性层**。60 千米以下的大气圈层。包括对流层、平流层和中间层下部。局部地区虽然有时带电粒子较多,但就总体而言,大气呈中性状态。

【匀和层】 homosphere 又称均匀层。约 100 千米以下的大气圈层。包括对流层、平流层、中间层。与高层相比,此层空气的湍流、对流运动明显。因此,除臭氧、二氧化碳、水汽等可变成分外,其组分以及各组分间的比例恒定。相对分子质量约为 28.96。

【非匀和层】 heterosphere 100 千米以上的大气圈层。由于层内湍流扩散作用弱,大气组分不保持恒定,平均相对分子质量随高度增加而减小。

【气辉】 airglow 地球高层大气的一种微弱的发光现象。气辉是由太阳电磁辐射激发地球高层大气中某些成分,引起的发射或散射过程形成的。气辉很暗,其强度峰值在距离地面 100 ~ 160 千米的高空。气辉与太阳活动关系不大,且有季节性和周期变化。气辉与极光二者的光谱特征不同,表明它们的发射机制不同。

【贝母云】 nacreous cloud 高纬度地区 20 ~ 30 千米高空出现的一种色彩绚丽、薄而纤细的罕见云彩。其色彩排列如虹,因云中微小粒子衍射所形成。

【夜光云】 noctilucent cloud 又称**银光云**。中高纬度夜间,出现在 75 ~ 80 千米高空的一种波状纤细的云。北半球出现的高峰期在夏至后 2 ~ 4 周;南半球则在 1 月初。其形成机理迄今尚无定论。

【能见度】 visibility 又称**气象能见距离**(meteorological visual range),以地平线附近的天空为背景,正常视力所能识别的黑色目标物的最大距离。气象能见距离 $L = c/\sigma$,式中:c 为常量,σ 为大气消光系数。进行地面观测时,白天常选择离观测点不同距离的目标物作为估计的参照,夜间则用周围一定亮度的固定灯光为目标物。

【海市蜃楼】 mirage 又称**蜃景**。因大气密度反常分布、光线显著折射而使人们所见远处景物的大小及位置与实物迥异、形状相似的大气光学现象。常发生在海边、雪原、沙漠或灼热的公路上。根据其出现的空间位置、时间不同可分为上现蜃景、下现蜃景、侧现蜃景和复杂蜃景。上现蜃景多出现在有强烈逆温时,所见远处景物位于实物的上方,如传说中的"蓬莱仙境";下现蜃景常出现在气温随高度增加而急剧降低的沙漠地区,所见远处景物位于实物的下方;当岩壁和墙面受太阳照射变热时,有时其附近可出现侧现蜃景。

【峨眉宝光】 glory of Emei, glory 又称**宝光环**、**佛光**。背向太阳,在由小水滴组成的云(雾)背景上出现被色彩排列与华相同的光环包围着的自己的影子。有时外红内紫的色彩排列多达 5 层,最外层还有一个白色大环。宝光是一种衍射图像,其角半径随云滴增大而变小。最早在德国的布劳肯峰附近观测到,因而又称**布劳肯幽灵**(Brocken spectre)或**布劳肯虹**。后来峨眉山也常出现。

【霞】 twilight colours 傍晚、清晨时天空或云层上出现的五彩缤纷的现象。由于太阳光线发生散射所致,多呈橙红色。按其出现的时间又有朝霞和晚霞之分。

【虹】 rainbow 太阳(月亮)光线经雨滴(雾滴)折射及内反射后在雨(雾)幕上生成的彩色或淡白色同心圆弧。有主虹、副虹(霓)、多次虹,日虹、月虹,雨虹、雾虹之分。主虹的色序排列是外红内紫。副虹的色序排列与主虹相反,出现在主虹外侧。古人认为虹是雨后龙的显现,因而带有"虫"字旁。民谚有"东虹太阳西虹雨",说明虹与天气有一定的联系。

【霓】 secondary rainbow 是指虹中的副虹。

【晕】 halo 出现在日月周围的彩色或白色光圈、光弧及光斑等大气光象。可分为日晕、月晕、22°晕、46°晕、日珥、假日、日柱、光十字等,均因日月光线被冰晶折射、反射形成。常见的所谓 22°晕是指晕圈与圆心间的视角为 22°、色序为内红外紫的晕。民谚有"日晕三更雨,月晕午时风",说明它与天气有一定的联系。

【华】 corona 以日月为中心、视角半径多为 5°、色序为外红内紫的彩色或白色光环。由云雾粒子衍射日、月光而成,可分为日华、月华、多重华、华盖、尘华等。

【雷】 thunder 闪电时发出的声音。闪电时由于闪电内强大的电流使空气突然增温到 1 万 ~ 10 万℃,同时猛烈膨胀并发出巨响。如果观测者距闪电较近,可先听到清脆的雷声,而后是隆隆的回声。陆地上的雷声传播距离一般在 25 千米之内,海上较远。

【闪电】 lightning 云内、云际以及云与大地之间发生的强烈的火花放电。常具有很大的破坏力。根据不同的形状,可分为带状闪电、枝状闪电、片状闪电、球状闪电、珠状闪电等。

【云分类】 clouds classification 按云的特性和形成过程将其分类的体系。中国以国际云图中公布的分类体系为基础,根据云底高度、云的外形、排列情况、透光程度等特征分为三族十属

云状分类表

云族	云属		云类	
	学名	简写	学名	简写
低云	积云	Cu	淡积云	Cu hum
			碎积云	Fc
			浓积云	Cu cong
	积雨云	Cb	秃积雨云	Cb calvous
			鬃积雨云	Cb cap
	层积云	Sc	透光层积云	Sc tra
			蔽光层积云	Sc op
			积云性层积云	Sc cug
			堡状层积云	Sc cast
			荚状层积云	Sc lent
	层云	St	层云	St
			碎层云	Fs
	雨层云	Ns	雨层云	Ns
			碎雨云	Fn

续表

云族	云属		云类	
	学名	简写	学名	简写
中云	高层云	As	透光高层云	As tra
			蔽光高层云	As op
	高积云	Ac	透光高积云	Ac tra
			蔽光高积云	Ac op
			荚状高积云	Ac lent
			积云性高积云	Ac cug
			絮状高积云	Ac flo
			堡状高积云	Ac cast
高云	卷云	Ci	毛卷云	Ci fil
			密卷云	Ci dens
			伪卷云	Ci not
			钩卷云	Ci unc
	卷层云	Cs	毛卷层云	Cs fil
			伪卷层云	Cs not
	卷积云	Cc	卷积云	Cc

二十九类(见云状分类表)。此外,在云物理学上还可根据:云的微结构分类(水云、冰云、冰水混合云);云体温度分类(暖云、冷云);云的动力学特征分类(层状云、对流云或积状云、波状云)。

【云】 cloud 悬浮在空中的大量小水滴、小冰晶的集合体。由大气中水汽饱和后在凝结核上凝结而成,粒径一般小于100微米。空气上升伴随着膨胀冷却,是水汽达到饱和凝结成云的主要过程。云中的水滴和冰晶在一定条件下可演变成雨、雪、霰、雹等天气现象。

【卷云】 cirrus(Ci) 有两个含义:①由冰晶构成、具有丝缕状结构和光泽的散乱的云。云底高度一般为4.5~10千米,寒冷或高原地区可在2千米以下;厚度一般为1.5~2.5千米。气象观测中分为四类:毛卷云、密卷云、伪卷云、钩卷云。②卷云、卷层云、卷积云的统称。

【层云】 stratus(St) 云底低而不接地,呈均匀的白色、灰白色的云层。平均厚度为0.3~0.7千米。多由水滴组成,冬季也可由过冷却水和冰晶混合组成。可由雾抬升或由层积云转变而成。对飞机起飞、着陆有影响。

【积云】 cumulus(Cu) 有两个含义:①顶部呈弧形重叠凸起而底部平整的云块。由空气对流上升,水汽冷却凝结而成,有明显的日变化。云底高度为600~2000米。按其外形可分为:碎积云、淡积云、浓积云、中展积云。②积云、积雨云的总称。

【积雨云】 cumulonimbus(Cb) 发展极其旺盛的积云。云体浓厚庞大,云中含水量大。云顶由冰晶组成,常呈马鬃状或铁砧状;云底阴暗混乱。其降水时间短,强度很大。雨滴大,有时伴有雷暴、冰雹及龙卷风。按外形分为秃积雨云和鬃积雨云。

【露】 dew 水汽因近地面或地物温度下降而凝结于其上的现象。暖季晴朗无风的夜间或清晨出现。其水量虽不多,但在少雨地区及干旱时有利于植物生长。

【霜】 frost 又称**白霜**。水汽直接凝华在0℃以下的地面或地物上的白色松脆冰晶。有时先凝结成露,当温度下降到0℃以下后形成冰珠(冻露)。通常出现在无云、静风的夜间或清晨。有时地面温度降到0℃以下,但未结霜,称为**黑霜**(black frost, hard frost)。白霜和黑霜均会造成农作物冻害,统称为**霜冻**。

【雾】 fog 由悬浮在近地面空气中的水滴或冰晶微粒所组成的胶体系统。气象学上规定,因其存在而使水平能见度小于1千米者称雾,能见度介于1~10千米之间者称轻雾或霾。按其形成原因,可分为蒸发雾、冷却雾、混合雾、吸湿雾。按其形成过程,冷却雾又可分为上坡雾、辐射雾、平流雾。许多工业区上空存在着大量吸湿性粒子,它们可在未饱和空气中吸收水汽而形成吸湿雾。若考虑雾形成过程的"质粒相",有冰雾与水雾之分。天气学分类法将雾分为气团雾和锋面雾。雾能降低能见度,故不利于交通。

【霾】 haze 大气呈混浊状态的一种天气现象。空气中因悬浮着大量烟尘等微粒所致。以天空为背景时,呈微黄色或橘红色;以物体为背景时,呈浅蓝色。出现时水平能见度小于10千米。相对湿度小于60%者为干霾;相对湿度大于70%者为湿霾,又称轻雾。

【辐射雾】 radiation fog 因地面辐射冷却而形成的雾。夜间,近地层空气中的水汽因地面辐射冷却凝结而成。一般发生在晴夜无风时,日出后逐渐消散,或抬升成云。

【平流雾】 advection fog 暖湿空气平流到冷下垫面上,下部冷却而形成的雾。常发生于冬季。持续时间长,厚度大。

【平流辐射雾】 advection-radiation fog 暖湿空气平流到冷下垫面时,在湍流交换冷却和辐射冷却共同作用下所形成的雾。

【蒸气雾】 steam fog 又称**蒸发雾**。由暖水面或暖雨水蒸发的水汽在空中凝结而成的雾。当暖水面蒸发的水汽在空气中冷却达到过饱和时可形成。冷空气移动到暖水面或暖洋流移动到气团控制区均可形成蒸汽雾。此外,当暖雨水下降到锋面以下的冷空气中,空气中的水汽过饱和时也常生成蒸汽雾。

【锋面雾】 frontal fog 锋面附近生成的雾。下降到冷空气中的雨滴表面因其水汽压大于冷空气中的实际水汽压而蒸发,当空气达到饱和状态时便形成锋面雾。实际上,其形成过程与蒸汽雾相同。按产生的部位可分为锋前雾、锋区雾和锋后雾。

【上坡雾】 upslope fog 潮湿空气受山坡抬升后绝热膨胀冷却所形成的雾。常发生在山坡的迎风面。

【大气气溶胶】 atmospheric aerosol 大气中气体与液体、固体悬浮物的总体系。**气溶胶微粒**(atmospheric aerosol particles)的粒径谱分布可从分子尺度直至肉眼可辨的大小,包括冰晶、凝结核、尘埃、云滴、雾滴、雨滴等,一般随高度增加呈指数律减少。悬浮微粒的来源可分为:自然源(如火山爆发、岩石风化、海浪冲击、森林火灾、植物花粉、风卷尘埃……)以及人为源(如工矿烟尘、爆破作业、燃烧排放、交通扬尘、人工喷洒等)。此外,大气中气-粒转换过程的化学反应也可生成新的大气悬浮颗粒物(如硫酸盐)。大气气溶胶微粒的清除过程主要有:干沉降(如重力沉降、碰并吸附、热致迁移、扩散迁移);湿沉降(如作为凝结核或凝华核随雨雪降落到地表的云内清洗;在雨滴、雪花下降过程中,悬浮物被碰并、吸附而带到地表的云下清洗)。大气气溶胶的存在对成云致雨、辐射能的传输、气温的分布、光线的散射具有重要意义,但不利于人群健康、交通运输以及高清洁度生产。

【大气凝结核】 atmospheric condensation nucleus 悬浮在大气中并能使水汽凝结于其上成为水滴的微粒。可分为不溶性核和可溶性核。根据水湿性特征,不溶性核又可分为亲水性核和增水性核。在增水性核上水汽很难凝结,而在亲水性核上的凝结能力取决于核的尺度和吸附能力。在相对湿度低于100%时,水汽能在可溶性核上发生凝结。按粒径尺度,大气凝结核可分为:半径在0.005~0.2微米之间的爱根核;半径在0.2~1.0微米之间的大核;半径大于1微米的巨核。通常,大气凝结核的粒径越大,吸湿性越强,其临界过饱和度也越小。

【凝结高度】 condensation level 大气中的未饱和湿空气在动力强迫或热力对流作用和绝热上升过程中达到饱和并开始凝结的高度。可分为抬升凝结高度和对流凝结高度。前者强调动力强迫抬升的作用,后者突出热力对流的影响。抬升凝结高度常被人近似等同于凝结高度。

【碰并】 collection, coagulation 云滴、雨滴及其他降水粒子之间互相碰撞、合并的过程。它能使雨滴迅速增大，是水云中形成降水的主要机制。

【降水】 precipitation 从大气中降落到地面的雨、雪、霰、雹等液态或固态水粒子。降水粒子一般是通过云中的凝结、凝华、碰并、吸附、聚合、融化等过程增大下落的。按粒子的物理性状可分为：雨、毛毛雨、雪、雪团、米雪、霰、冰粒、冰雹、冻雨等；按降水强度变化情况可分为：连续性降水、间歇性降水、阵性降水；按降水形成的动力学过程可分为：对流性降水、系统性降水、地形性降水。

【雨】 rain 由大气中降落到地面的液态水滴。雨滴下落时清晰可辨，落在水面上会激起波纹。雨滴直径小于 0.5 毫米的、不易分辨的降水称毛毛雨。雨滴的形成过程分为：暖雨过程（云滴经凝结、碰并而形成雨滴）；冰晶过程（过冷却云中的冰晶经凝华、淞附长大成雪、霰等后下落到暖区溶化成雨滴）。

【固态降水】 solid precipitation 由空中降落到地表的冰粒。包括雪、霰、冰雹等。

【雪】 snow 由白色不透明的冰晶（雪晶）及其聚合体（雪团）所组成的降水。大多形成于雨层云、高层云中，降水强度变化较小。雪晶的形状呈六角对称形，包括六角柱、六角板、枝状、冰针等及其复合体。

【霰】 graupel 又称**雪丸**（snow pellet）、**软雹**（soft hail）。由白色、不透明、近似球形、雪状结构的冰相粒子所组成的固态降水。形成于扰动强烈的云中，呈阵性。直径约 2～5 毫米，着硬地时反跳，常见于下雪前或与雪同时下落。

【冰雹】 hail 坚硬的球状、锥状或不规则状的固态降水。单个雹块的直径大于 5 毫米（5 毫米以下者为霰或冰粒），多形成于有强烈上升气流的积雨云中。常对农业、建筑物和人畜造成严重损害。

【淞】 ground sweating or riming (glazing) phenomena 除霜、露、地面积冰外，地面或地物上的水汽凝结、凝华物以及过冷却雾滴、雨滴在地物上的冻结物的统称。按其结构可分为水淞、晶淞、粒淞、明水淞；按其产生的天气条件可分为雾淞、雨淞。

【冰】 ice 固态水。由液态水冻结或水汽凝华而成，晶体结构属六方晶系。大气中的形态很多，有冰（雪）晶、霰、冰雹等等；地面上有霜、雾淞、雨淞、河（湖）冰、海冰等等。

【雨滴谱】 raindrop spectrum 又称**雨滴尺度分布**。单位体积中雨滴数随粒径的分布。它是雨滴生成、下落、增长、破碎、蒸发等过程的综合结果，随云的种类不同而异。常用的表达式为：$n(d) = n_0 \times e^{-\lambda d}$，其中 n 为谱分布密度函数，d 为雨滴直径，n_0 及 λ 为与降水性质有关的常数。1948 年由加拿大气象学家马歇尔（J. S. Marshall）和帕尔默（W. M. Palmer）导出，简称**马-帕谱**。

【暖云降水机制】 precipitation mechanism of warm cloud 暖云（或水云）中雨滴形成的物理过程。云滴被上升气流带往高空的过程中，其粒径将通过凝结和碰并机制而增长。在到达顶点转而下降的过程中，继续增长，直到超过上升气流的上举力时则下落。凝结过程中，水滴的增长速度随水滴的增大而减慢；而重力碰并过程中，水滴的增长速度随水滴的增大而加快。大陆上空虽然凝结核多于海上，但巨盐核少，在空气湿度相同的情况下大水滴也不易产生，所以降水的形成比海上困难。

【混合云降水机制】 precipitation mechanism of mixed cloud 混合云中形成降水的物理过程。当过冷却云因绝热上升冷却而部分云滴冻结成冰晶后，便开始迅速增长，这种冰晶效应是混合云中降水的重要成因。例如 -12℃时，冰粒或雪晶的半径在 10 分钟内便能增大到 70 微米。它们通过凝华、碰并继续增长成雪花、霰粒、冰丸等冰质粒，再经 0℃以上气层溶化成雨滴或雨夹雪后落到地面即为降水。

【人工影响天气】 weather modification 在适当条件下，通过人为催化等干预，使局部天气现象朝着人们预定方向转化的手段。包括人工增雨、人工防雹、人工消雾、人工抑制雷电、人工防霜冻等。主要途径是利用自然云雨过程中的不稳定（相态不稳定或胶性不稳定）平衡状态，通过播撒催化剂改变云（雾）微物理结构的办法来影响其微物理过程和热力、动力结构。如在有利天气条件下向暖云播撒几十微米直径的水滴、盐粉和向冷云播撒干冰、碘化银、碘化铅、硫化铜等成冰催化剂，促进雨滴的生成。是一种被广泛应用的抗灾减灾手段。中国主要根据局地云水条件，将其应用在四个方面：①减少气象灾害，减缓旱灾和防止雹灾；②水库增水；③森林灭火；④改善生态环境。由于人工影响的效果往往被巨大的自然变差所掩盖而难以鉴别，同时，催化剂的大量使用还可能干扰某些元素的区域甚至全球循环，因此，科学界对人工影响天气的效果和影响尚存在着不同的评价。此外，若将这些手段发展为气象武器用于军事目的，其潜在的区域和全球影响则更不可忽视。

【人工增雨】 precipitation enhancement 又称**人工降水**。通过人为手段增加云的降水量。分静力催化和动力催化两类。冷云的静力催化方法是撒播冷冻剂（如干冰）或人工冰核（如碘化银），使更多的云水转变为降水。暖云的催化方法是向云中播撒数十微米直径的水滴或吸湿性微粒（如盐粒）激活暖云的碰并机制，提高降水效率。动力催化方法是使冷云中产生大量冰晶而释放潜热，以使对流云发展更旺盛、更持久而增加降水。

【人工抑雹】 hail suppression 采取人工引晶或爆炸等方法抑制冰雹云中大冰雹的形成，用以减轻冰雹灾害的措施。主要方法有：①在云中播撒成冰催化剂（如碘化银），使之在云中形成大量雹胚以便争夺云中的过冷却水，避免大雹粒的生成。②在云的下部播撒吸湿性盐粉，产生大水滴以减少冰雹生长所需的过冷却水。③用火炮轰击雹云，但此法的物理机制尚不清楚。人工抑雹的许多科学原理和技术细节还有待探索，不适当的作业有可能导致雹灾加重。

【人工消雾】 artificial fog dissipation 采用播撒催化剂、动力扰动混合或加热等方法消除雾的措施。为保证交通运输正常、安全运行，有时须在机场、港口、高速公路进行人工消雾作业。

【干冰】 dry ice 即**固态二氧化碳**（solid carbon dioxide）。升华温度为 -78.5℃。白色，外形如冰，常压下会迅速升华成气体，但不像冰融化后成水，故得名。将干冰投撒到冷云中后，其强烈的局地冷却作用可在云内产生大量冰晶，因而在人工影响天气作业中被广泛使用。

【碘化银】 silver iodide 碘与银的化合物。黄色，不溶于水。与冰晶结构相似，同属六方晶系，故成冰能力很强。是人工增雨作业中广泛使用的催化剂。其成冰过程主要有：凝华核化、接触核化、嵌入冻结核化、凝结冻结核化。

【紫外辐射】 ultra-violet radiation 波长为 0.01～0.38 微米之间的电磁辐射的总称。由于此种辐射不会使人产生视觉反应，故又称**不可见辐射**、**黑光**。大气（尤其是臭氧）和气溶胶微粒对其具有强烈的吸收和散射作用，所以太阳辐射中的绝大部分紫外辐射不能到达地面。

【红外辐射】 infrared radiation 波长为 0.77～1000 微米之间的电磁辐射的总称。由于此种辐射不会使人产生视觉反应，故属于不可见辐射。大气中的水汽、二氧化碳等对其具有强烈的

吸收作用。红外辐射技术在通信、遥感、热成像、医疗等方面已被广泛应用。

【短波辐射】 short-wave radiation 电磁波谱中波长 0.15～4 微米的辐射部分。由于太阳辐射能的峰值在 0.475 微米附近，地球-大气系统辐射能的峰值在 10 微米附近，所以习惯上称太阳辐射为短波辐射，而称地球-大气系统的辐射为长波辐射。

【长波辐射】 long-wave radiation 电磁波谱中波长大于 4 微米的辐射部分。气象学中特指辐射能峰值在 10 微米附近的地球-大气系统的辐射。

【热辐射】 heat radiation; thermal radiation 热物体由于分子运动将一部分热能转化为电磁辐射能向冷物体辐射，在冷物体上再转化为分子运动，进而转变为热能使冷物体升温的过程。热辐射是传热的方式之一。热能的传递是通过两度转换过程、而不是由热物体直接"辐射"到冷物体上的。虽然"热辐射"一词不甚准确，但习惯上仍被经常使用。与对流、传导不同，热辐射可以将能量以光的速度穿过真空从一个物体传给另一物体。

【辐射强度】 radiant intensity 在给定方向、单位立体角内，点辐射源辐射出的能量，单位为瓦/球面角(W/sr)。是表示辐射源在一定方向所发出的辐射强弱的物理量。

【辐[射]照度】 irradiance 照射到表面一点处的面元上的辐射能通量除以该面元的面积，单位为瓦/米^2(W/m^2)。

【辐照】 irradiation 又称为**曝辐[射]照度**(radiance exposure)，是被照射物体表面的辐照度与照射时间的乘积。对于一天内的太阳辐照来说，等于该接收面上的辐射通量密度的日总和。单位为焦/米^2(J/m^2)。

【选择吸收】 selective absorption 在介质中传播的波动在某些特定波长处所表现的强烈吸收现象。它取决于吸收介质的特性，如气体在其吸收线上的吸收就是选择吸收。气体的选择吸收波长与其发射辐射的波长相同。

【总辐射】 global radiation 水平地表所接收到的太阳直接辐射和天空辐射之和。其值取决于太阳高度角、大气透明度、海拔高度、云况等因素。

【大气辐射】 atmospheric radiation ①大气发射的辐射。其主要能量集中在红外区。向上的部分最终逸向太空；向下的部分称逆辐射，参与地面和大气间的辐射热交换。②大气辐射学的简称，属大气物理学的分支，研究辐射在地球-大气系统内的传输和转换过程及其应用的学科。

【大气逆辐射】 atmospheric counter radiation 指向地表的大气长波辐射。其值与气温、湿度、云况有关。温度越高、湿度越大、云中含水量越多，大气逆辐射也越大。

【地面辐射】 radiation of the earth's surface 地表指向空中的长波热辐射。

【有效辐射】 effective radiation 又称**净辐射**。通过某一高度向上和向下的红外辐射通量密度差。通过地面的净辐射称为地面有效辐射，它等于地面辐射与地面吸收的大气逆辐射之差。云对地面有效辐射的影响较大，因此有云的夜晚一般降温少。

【太阳辐射平衡】 balance of solar radiation 有两个含义：①地表接收的太阳总辐射与支出的短波反射辐射以及地表吸收的短波辐射之间保持平衡的过程。②地表短波辐射差额。

【逆温】 temperature inversion, inversion 大气中气温随高度增加而逆增的现象。夜间地面的强烈辐射、暖气团移动到冷下垫面上、稳定气层下沉、低层空气的强烈湍流混合等原因均可形成逆温。逆温层内空气的垂直运动很弱，不利于污染物的弥散，因而逆温层下的城镇厂矿区大气污染物浓度往往较高。

【逆温层】 temperature inversion layer 又称**逆转层**。气温随高度增加而升高的大气层。逆温层中比重大的冷空气位于下层，妨碍空气垂直对流，气层全部处于稳定状态，故大气污染物质多停滞在下层空气中，加重环境污染程度。

【地面逆温】 ground inversion 近地面层内，由地面向上气温随高度递增的现象。通常由于晴朗、无风的夜间地面辐射失热而生成。多出现在中、高纬度大陆地区的冬季，日出后逐渐减弱或消失。

【锋面逆温】 frontal inversion 出现在锋区中的逆温。它在空间呈倾斜分布，与锋区吻合。

【辐射逆温】 radiation inversion 地面、雪面、冰面或云层顶部在夜间因辐射冷却所形成的气温随高度递增的现象。常出现在秋、冬季节无云的夜晚，日出后逐渐减弱或消失。厚度一般为 200～300 米。

【平流逆温】 advection inversion 暖空气平流到冷下垫面上所形成的气温随高度递增的现象。常因夜间辐射冷却而加强。

【湍流逆温】 turbulent inversion 又称**扰动逆温、乱流逆温**。因湍流混合作用而形成的逆温。多出现于地面摩擦层顶部非湍流层及其下面的湍流层之间。在湍流层内，上升空气绝热降温，下降空气绝热升温，从而使层内的气温直减率渐趋于干绝热直减率，湍流逆温由此形成。一般厚度在几十米内。

【下沉逆温】 subsidence inversion 因整层空气下沉绝热压缩增温而形成的逆温层。常与湍流逆温相结合而加强。多出现在高压系统上空，范围及厚度均较大。

【动力逆温】 dynamic inversion 由空气运动而形成的逆温。包括湍流逆温、平流逆温、下沉逆温等。

【接地逆温】 ground-touch inversion 又称**贴地逆温**。底部与地面相接的逆温。如辐射逆温、平流逆温、洼地逆温等。

【高架逆温】 elevated inversion 底部与地面不相接的逆温。如辐射逆温、下沉逆温、湍流逆温等。在复杂地形条件下，有时上空可同时出现几层相互独立存在的、且底部与地面不相接的逆温。

【大气透明度】 atmospheric transparency 太阳辐射从大气上界经过整个大气层的减弱后，垂直传播到地表的透过率。实际工作中，有时指某处大气水平、铅直、甚至是任意角度斜射的透明度。大气对辐射的减弱起因于大气的吸收和散射，所以大气的吸收与散射(除半径大于 5 微米的粗粒散射外)随辐射的波长变化而变化。因此，大气透明度也是波长的函数。

【热源】 heat source 可向外界自动输送热量的场所或物体。若某区域的下垫面存在着向大气输送的热量，此区域下垫面即称为热源，区域大气称为热汇。热源与热汇随季节更迭、地理纬度、海陆分布、地形地貌、气团洋流等的变化而变化。它们与大尺度的大气扰动、西风带平均槽脊的演化以及长期天气过程之间紧密相关。

【热汇】 heat sink 又名**冷源**。指由外界自动吸取热量的场所或物体。大气科学着重研究下垫面热汇及大气热汇。

【流线】 stream lines 用以表征流体瞬间状态的曲线。曲线上任意一点的切线方向与流体在该点的流动方向一致，除奇点外，某一瞬间通过空间每一点只有一条流线，即流线互相不能相交。其箭头指向即为大气运行的方向。流线愈密，流速也愈大。流线分析是风场分析的重要手段。设 u, v, w 分别为直角坐标系中流速矢量的三个分量，则可得流线的微分方程如下：

$$\frac{dx}{u} = \frac{dy}{v} = \frac{dz}{w}$$

经积分后即可得流线方程及其相应的图形。

【湍流尺度】 turbulent scale 用以量度湍流涡旋特征长度的物理量。大气中湍涡的尺度范围很宽,其量级可从几毫米到几千千米,在对流层中平均为几米到几十米。根据大气湍流运动中各点的速度、温度、压力等特征参数,可导出拉格朗日和欧拉积分尺度等湍流尺度的各种表达形式。

【天气雷达】 weather radar 又称**测雨雷达**。利用大气中雨滴、云滴等水成物对电磁波散射、吸收的物理过程,探测云、雨、降水的空间分布、警戒及追逐风暴位置的雷达。根据雷达回波信号的幅度、偏振度等信息可估算降水过程的微物理结构、降水强度分布与累积降水量等。通过探测大气中水成物粒子运动引起的雷达回波信号的多普勒频移,可测出风暴内部的气流结构、风场结构等。天气雷达是最早用于气象、水文、民航的气象雷达,它在监测、预报强对流灾害性天气、遥感区域累积降水量方面发挥着重要作用。

【卫星云图】 satellite cloud picture 由气象卫星观测所得到的云的图像资料。通常,它能以 0~255 个灰度色调或不同颜色显示出大气中云的分布状况。通过卫星云图分析,能了解各地上空的各种天气系统,追踪系统的移动和发展,并推断风和其他气象要素的分布。是当前天气预报的重要参考资料之一。根据其不同的仪器装置,可分为可见光云图、红外光云图、水汽云图等。云图也已被广泛应用于作物产量预报、森林火灾监测、海洋渔区的确定等许多社会经济活动方面。

【可见光卫星云图】 visible satellite cloud picture 气象卫星的扫描辐射仪利用可见光通道感应来自云表面或无云地表反射太阳的可见光辐射量,向地面发送并经处理后得到的卫星云图。其明暗亮度主要取决于物象表面反照率和太阳高度角的大小。厚的中低云和积雨云反照率大,在可见光云图上是明亮的;薄的卷云反照率小,图像灰暗。可见光云图可用于识别云的种类及分析云的移动。

【红外光卫星云图】 infrared satellite cloud picture 气象卫星的扫描辐射仪利用红外光谱通道感应来自地球-大气系统发射的辐射量,向地面发送并经处理后得到的卫星云图。在红外云图上,表面辐射温度愈高的物象色调愈黯。反之,则愈明亮。一般云层高、云顶温度低,红外云图上的色调明亮;云层低、云顶温度高,则色调灰暗。利用这个特性,可用于降水的定量估计。与可见光云图比较,它具有可以昼夜连续观测的优点。

【数码化卫星云图】 digital satellite cloud picture 用 0~9 个数字表示色调深浅的红外卫星云图。能给出物象表面温度高低的具体数值及分布,便于推算云高,估算降水强度,测定雾区范围,推算雾的消散时间等。

【云团】 cloud cluster 卫星云图上明亮的强对流云的集合体。此概念开始用于热带天气分析中,称热带云团。常与热带大尺度天气扰动(如热带辐合带、东风波、台风)相配合。有时虽无天气系统与之对应,所经之处也会出现大风和暴雨。中纬度出现的中尺度明亮云区也常被称为云团,包括强对流云团、强雷暴云团、暴雨云团等。

【二氧化碳】 carbon dioxide 一种无色、略带酸味、分子式为 CO_2 的气体。其化学性质较稳定,一般不会释放出氧气。溶于水后会有部分生成碳酸。是大气中的可变成分之一。绿色植物利用二氧化碳和水分在光合作用下可合成有机物。当代,人们大量使用化石燃料和大量砍伐森林的结果,已使得大气中的二氧化碳浓度迅速增加。它将对全球环境产生巨大的潜在影响。

【催化剂】 catalyst 能改变化学反应速度而不改变其化学组成和数量的物质。包括正催化剂、负催化剂和助催化剂。通常人们所说的催化剂是指正催化剂,它能使化学反应加速。

【光化学反应】 photochemical reaction 又称**光化反应**。因吸收光辐射而导致的化学反应。大气中某些气体吸收太阳辐射能后,其分子可从基态跃迁到某一不稳定的激发态。这种激发态分子将在大气中发生离解,或直接与另一种大气成分发生反应。或在有第三体系存在时与另一种大气成分发生反应。这三种化学过程都称为光化学反应。平流层中的光化学过程对臭氧层的耗竭和维持,以及对流层中某些大气成分的动态平衡都非常重要。

【光解作用】 photolysis 化合物因某些波长的辐射所引起的分解作用。如乙烯酮($H_2C=C=O$)被紫外线照射后分解为 CO 和亚甲基($:CH_2$)。

【过氧乙酰硝酸酯】 PAN, peroxyacetyl nitrate 光化学烟雾中的主要成分之一。是强氧化剂,对呼吸道及眼睛黏膜刺激作用很强,对植物危害也很大。

【大气微量气体】 atmospheric trace gases 又称**大气痕量气体**。大气中含量小于 1% 的气体。洁净大气中稳定的微量气体有氦、氪、氙等;不稳定的有二氧化碳、一氧化二氮、甲烷、氢、臭氧等;极不稳定的有一氧化碳、二氧化氮、二氧化硫、硫化氢、水蒸气等。在污染环境中,这些微量气体的浓度波动很大。此外,还增添了许多原来自然界没有的人工合成有机化合物气体,如氟氯烷烃化合物、多氯联苯、氯乙烯、含氯农药、无机汞及无机铅等金属或其化合物的蒸气,对区域甚至全球环境造成重大影响。

【辛烷值】 octane number(O.N.) 表示汽油在发动机中燃烧时的一个指标。将汽油样品与用抗爆性很大的异辛烷(其辛烷值规定为 100)和抗爆性很小的正庚烷(其辛烷值规定为 0)配成混合液在标准汽油机中进行比较,抗爆性与汽油样品相等的混合液中所含异辛烷的百分数,即为该样品的辛烷值。汽油的辛烷值愈高,抗爆性愈好,质量也愈高。

天气与动力气象

【天气】 weather 各种气象要素(如气压、气温、湿度、风向、风速、云雾、降水、能见度等)在某一时段的空间分布及其所伴随现象的综合状况。在日常生活中,天气往往指影响生产、生活的大气现象和状态,如阴晴、冷暖、刮风、雨雪等。而在航空气象观测等方面,常专指雨雪等降水现象。

【天气形势】 synoptic situation 大范围大气环流形势及天气系统分布的概况。各种天气系统的演变以及各种天气过程和天气现象的生消都受大尺度天气形势背景的影响。当天气形势处于相对稳定时,天气变化多连续、渐变;而当其处于显著变化或环流突然调整时,常出现天气异常或灾害性天气。每个地方的气象要素和天气现象的变化均与天气形势变化有关,不同的天气类型有其相应的天气形势特点。正确的天气形势分析是进行形势预报和天气预报的基础。天气形势预报的方法有:常规预报法(如外推法、运动学法、物理分析法、引导气流原理等);经验预报法(如相似形势法、天气模型法、资料统计法、预报指标法等);客观预报法(如数值预报法、数理统计预报法、动力统计预报法等)。

【天气过程】 synoptic process 天气及其相应的天气系统发生、发展和结束的整个演变过程。如寒潮天气过程、台风天气过程、雷雨天气过程、大风天气过程、锋面天气过程等。研究和掌握其生消、演变的机制和规律对于提高天气预报的准确率非常

重要。小尺度天气过程往往受大尺度过程的制约，它是以大尺度天气过程为背景发生、发展着的。同时，小尺度过程对大尺度过程也产生反馈并发挥其影响。

【寒潮】 cold wave　又称**寒流**。极地或寒冷地带的冷气团快速移动到中、低纬度地区的天气过程。在中国，凡一次冷空气侵入 24 小时后，当地气温下降 10℃，且最低气温低于 5℃者称寒潮。其爆发的先决条件是高纬度存在着强大的冰洋气团或极地气团，而其产生的天气形势主要有小槽发展型、低槽东移型、横槽转竖型、纬向环流型和低槽旋转型。东亚是寒潮活跃而强烈的地区。影响中国的主要源地有新地岛以西和以东的寒冷洋面，以及冰岛以南的洋面。这些冷气团途经西伯利亚中部时常常会得到加强。

【冷锋天气】 cold front weather　冷锋及其附近地区所产生的天气现象。第一型冷锋的地面锋线位于高空槽前部，云系与暖锋相似，但顺序相反。冷锋前气压下降、气温升高；冷锋后气压升高、气温下降、风向顺转、风力加大、降水出现在锋后。第二型冷锋的地面锋线位于高空槽附近或其后，常伴随不稳定天气，移速快；锋过境后气压回升、气温急降、风力大增。在夏半年，地面冷锋附近常产生旺盛的积雨云，造成短时的狂风暴雨。

【暖锋天气】 warm front weather　暖锋及其附近地区产生的天气现象。暖锋前依次出现卷云、卷层云、高层云、雨层云等云系，锋前有宽阔的连续性降水区。夏季，当暖气团处于不稳定状态时，可产生雷暴或阵性降水。

【静止锋天气】 stationary front weather　静止锋及其附近所产生的天气现象。根据静止锋形成的不同情况可分为两种：①由于冷锋南下过程中冷空气变性、强度减弱而形成。这种变性准静止锋（如华南静止锋）的北侧一般吹东北风或东风，南侧吹西南风。锋面坡度较小，云层和降水区较宽广，多为连续性降水，但降水强度较弱。由于静止锋移动缓慢或来回摆动，故降水持续时间较长。②冬半年冷空气南下后，由于山地阻挡而形成的地形静止锋（如昆明静止锋）的暖空气一侧无明显云系和降水，冷空气一侧有低云并伴有连续性降水，阴雨天气可达 10 天至半月之久。

【地方性天气】 local weather　没有强天气系统影响情况下某地区所特有的天气。多与该地区的地理位置、特有地形、特殊地表状况、海陆分布等条件有关。如昆明的四季如春；四川的巴山夜雨；北京在白天盛行偏北风、入夜多转偏南风；上海夏季傍晚的偏东风等均属地方性天气。

【飑线天气】 squall line weather　又称**不稳定线天气**。一种中尺度、持续时间较短的强不稳定天气。飑线是由许多排列成带状的雷暴群构成，长约数十千米到 200～300 千米，宽约不到 1 千米或数千米，生命史为数小时的强烈对流天气系统。飑线过境时，风向突变、风速急增、气压骤升、气温陡降，并伴有雷暴、暴雨、大风、冰雹和龙卷等剧烈天气。飑线过境前多为偏南风，之后急转为偏北、偏西风，风速加大到每秒十几米，有时可达每秒 40 米。飑线上有明显的风向辐合，两侧温差有时可超过 10℃。一小时降水量可达 40～60 毫米甚至更大。但其移速快，作用时间短，总降水量并不很大。若有几条飑线连续通过时，则会造成大暴雨。

【最低气温】 minimum air temperature　一定时段内气温的最低值。日最低气温可直接通过最低温度表测得。近地面日最低气温一般出现在日出前。若遇天气系统影响，则会出现在冷空气影响后的夜间或清晨。从某一时段的逐日最低气温记录中挑选出其最小值，即为该时段的极端最低气温；将某一时段的逐日最低气温加以平均，则可得出该时段的平均最低气温。

【最高气温】 maximum air temperature　一定时段内气温的最高值。如常用的日、月、年的最高气温。日最高气温可直接通过最高温度表测得；从某一时段的逐日最高气温记录中挑选出其最大值，即为此时段的极端最高气温；将某一时段的逐日最高气温加以平均，则可得出该时段的平均最高气温。当晴朗无云、微风、且没有温度平流时，近地面日最高气温一般出现在午后 2 小时左右。

【晴】 clear sky　大空无云或虽有零星云彩，但云量少于天空总面积 1/10 时的现象。一般生活中，人们常常称雨停云散、云开日出时的情况为天晴。

【少云】 partly cloudy　在中国，气象主管部门规定：将地平面以上的天空分为 10 等份，天空中有中、低云 1～3 成，或高云 4～5 成时的天空状况。

【多云】 cloudy　将地平面以上的天空分为 10 等份，有 4～7 成被中、低云遮蔽，或 6～10 成被高云遮蔽时的天空状况。

【阴】 overcast　将地平面以上的天空分为 10 等份，总云量达 8 成以上，天空阴暗、云层密布的天空状况。

【降水量】 precipitation amount　降水过程中，单位面积地面上所累积的未经蒸发、渗透、流失等损失的水深度。一般用雨量筒测定，以毫米为单位。液态降水量称雨量。单位时间内的降水量称降水强度或降水率，以毫米/日表示的降水强度称为日降水量。按中国规定，凡日降水量大于 25 毫米、50 毫米、100 毫米、200 毫米的降水，分别称为大雨、暴雨、大暴雨、特大暴雨。

【降水机理】 mechanism of precipitation　降水形成的物理过程。其微物理机制的核心问题是如何拓宽初始滴谱，产生一批大的降水胚滴以维持重力碰并增长过程。包括暖雨过程和冷雨过程。暖云中初始滴谱的拓宽机理有：少数巨质点作为降水胚滴、湍流混合效应、静电碰并效应等。当有半径大于 19 微米的降水胚滴形成，便可通过重力碰并产生降水。冷雨过程指冰相过程起重要作用的过程，其核心问题是冷云中的初始冰晶形成和次级冰晶繁生过程。当冰晶形成后，可通过水汽凝华增长、凇附增长、碰并增长、聚并增长过程产生雪、霰或冰雹等固态降水质点。一旦这些质点降至 0℃层以下时，便融化成雨。

【降雹机理】 mechanism of hail shooting　冰雹形成的物理过程。分为雹胚的形成和冰雹的增长两个阶段。冰雹云中过冷云区的冰晶和冰晶聚合体碰冻过冷水滴后可增长为雹胚，再在垂直气流作用下增长成冰雹。冰雹的增长方式有湿增长、干增长、海绵状冰的形成。

【降雪机理】 mechanism of snow precipitation　冷云中雪晶和雪花形成的微物理过程。包括冰晶通过水汽凝华核化、吸附核化或凝结-冻结核化、接触冻结核化与浸没冻结核化过程的初始核化；冰晶的初始次级繁生过程；冰晶的水汽凝华增长过程；冰晶碰冻过冷云滴的凇附增长过程；形成雪花的冰晶之间的聚并过程；冰晶聚合体继续增长形成雪花或雪粒的过程。冷云降雪机理比暖云降水机理更复杂，不确定因素更多。

【小雨】 light rain　降水强度较小的雨。在中国，气象主管部门规定为：1 小时内雨量小于或等于 2.5 毫米的雨；或 24 小时内的雨量小于 10 毫米的雨。但西部干旱地区各省还另有地方性的规定。

【中雨】 moderate rain　降水强度中等的雨。在中国，气象主管部门规定为：1 小时内雨量为 2.6～8.0 毫米的雨；或 24 小时内的雨量为 10.0～24.9 毫米的雨。但西部干旱地区各省还另有地方性的规定。

【大雨】 heavy rain 降水强度较大的雨。在中国,气象主管部门规定为:日降水量为 25.0~49.9 毫米的雨。

【暴雨】 torrent rain; rain gust; excessive rain 降水强度和雨量均相当大的雨。在中国,气象主管部门规定为:日降水量大于或等于 50 毫米的降雨。其中,日降水量为 100.0~199.9 毫米的雨为大暴雨;大于或等于 200 毫米的降雨为特大暴雨。但有些地区还有其各自的地方性标准,如华南一带的暴雨标准为日降水量大于或等于 80 毫米的降雨;而新疆地区为日降水量大于或等于 30 毫米的降雨。

【阵雨】 shower 持续时间短暂、起止比较突然的降雨。其强度变化大,天空状况变化也较快。一般从水平范围较小、生命期较短的积云中落下。

【对流雨】 convective rain 由热力作用或动力作用造成的层结不稳定引起强对流而产生的阵性降水。强烈的对流雨常伴有短时大风、雷电或冰雹。热力性对流雨一般雨区较小;动力性对流雨常呈不连续的条状分布,其强度往往可达暴雨程度。对流雨一般影响范围较小,持续时间较短。多发生在夏季。

【气旋雨】 cyclonic rain 由气旋活动引起的降水。是中国的主要降水形式之一。雨区随气旋一起移动,降雨性质和雨量与气旋的种类、气旋发展的不同阶段以及气旋内大气层结的稳定度、水汽含量等有关。例如蒙古气旋的降水一般不大,甚至无降水,而江淮气旋引起的降雨往往可达暴雨程度。

【地形雨】 orographic rain 由于地形作用使湿空气抬升形成的降雨、或使降雨强度加大的现象。在山脉的迎风方,空气受地形抬升引起上升运动,水汽冷却凝结成雨或触发不稳定能量释放使降水加强。地形作用不仅局限于山坡,还能影响到迎风方的较大范围以及下风方的较小范围内。地形一般使迎风方的雨量加大,而使下风方的雨量减少甚至出现干旱少雨的雨影区。因此,中国夏季在东南季风控制下,太行山、伏牛山、大别山、武夷山、南岭山地及西南山地等的东南迎风坡雨量很大。尤其是台湾省,山脉两侧的雨量差异很大。

【雷雨】 thunderstorm shower, thunderstorm rain, rain with thunder 积雨云中伴随雷电现象的阵性降雨。大陆夏季午后,地面增温剧烈,高层若有冷空气触发形成上下层结对流不稳定即可产生雷雨。夜间海面降温慢,也能形成上下层结不稳定而产生夜间雷雨。山区常有地形作用引起的地形雷雨。锋前暖区里常有锋面雷雨。强雷雨可产生暴雨,与短时大风、冰雹同时出现时,往往造成灾害。

【冻雨】 freezing rain 由过冷却水组成的雨滴与 0℃以下的物体碰撞后立即冻结的降水。冻雨常使地表或物体上结成一层光滑透明的冰层,称作**雨凇**。严重时可压断电线、树木,妨碍交通。

【雪量】 snowfall 在一定时段内,以厘米为厚度单位所表示的降雪量。

【雨夹雪】 rain and snow, sleet 半融化的雪或雨、雪同时下降。往往发生在近地面温度略高于 0℃时的冬、春季节。

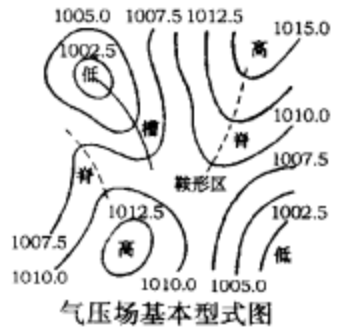
【阵风】 gust 瞬间风速、风向变化很大,持续时间短暂的风。夏季午后常发生在雷暴等强对流天气或冷锋前后。瞬间风速大于或等于 17 米/秒、或目测风力达到或超过 8 级时的风称大风。中国天气预报业务中规定:蒲福风级 6 级(平均风速为 10.8~13.8 米/秒)以上的风,亦称大风。

【地方性风】 local winds 由于地形、地貌等局地条件而形成的具有某些特点的地方性小范围风系。如山谷风、海陆风、焚风、坡风等。

【雷暴】 thunderstorm 一种带有雷击、闪电现象的局地对流性天气。形成于层结强烈不稳定的、对流旺盛的积雨云中。可分为一般雷暴和强雷暴。后者常与暴雨、大风、冰雹甚至龙卷风等灾害性天气同时出现。雷暴过境时气温急剧下降、气压骤升、相对湿度迅速升高。中国南方出现的雷暴多于北方,山区多于平原,夏季多于冬季。一天内,雷暴常出现于午后或傍晚,具有明显的日变化。

【气压系统】 pressure system 地面天气图上用等压线表示的具有不同特征和形式的气压分布系统。有高压、低压、低压槽、高压脊、鞍形气压区之分。如西太平洋副热带高压是暖性高压;台风是暖性低压;冬季地面强大的高压是冷性高压等等。不同气压系统控制下的天气情况各异,高压区附近一般晴好少云,低压区附近则常有阴雨大风。正确分析、预报气压系统的分布和变化是做好天气预报的关键。

【气压场基本型式】 basic patterns of pressure field 气压系统的基本空间分布类型。气压在水平方向或垂直方向上的分布都是不均匀的,它在地面天气图上用等压线表示的基本型式有五种(如图):①低压;②高压;③低压槽;④高压脊;⑤鞍型场。各种类型都有各自的气流特点及相应的天气现象与之对应。



气压场基本型式图
数值单位为百帕

【鞍型气压场】 pressure field of the saddle type 地面天气图上两个高压和两个低压两两相对分布的中间区域。是气压场的基本型式之一。因其附近空间等压面的形状类似马鞍,故称鞍型气压场,简称鞍型场或鞍型区。鞍型气压场内风速较小,风向变化无常,气压比较稳定。

【反气旋】 anticyclone 又称**高(气)压**(high)。在等压(高)面上具有闭合等高(压)线、中心气压(高度)大于四周的三维大尺度涡旋。在北半球作顺时针方向旋转,在南半球作逆时针方向旋转,且自中心向外围辐散。在同一高度上,反气旋中心的气压比四周高,所以反气旋亦称高气压。其中心气压值的高低可以表示其强弱。按其热力结构来分有两种:冷性反气旋和暖性反气旋;按其形成和活动区域来分,有极地反气旋、温带反气旋和副热带反气旋。反气旋是按流场特征命名的,高气压是按气压场特征命名的。高气压与反气旋是一个系统的两个名称。

【极地反气旋】 polar anticyclone 又称**极地高压**。极区及其附近移动缓慢的冷性高压。因极地下垫面长期辐射冷却而形成。其垂直厚度小,仅出现在对流层下部。

【暖性反气旋】 warm anticyclone 又称**暖高压**。中心温度高于其四周的深厚高气压系统。暖中心与高气压中心基本重合,是一种深厚的温压场对称系统,且越到高空越强。常见的太平洋副热带高压、阻塞高压等都是暖性反气旋。

【冷性反气旋】 cold anticyclone 又称**冷高压**。中心温度低于四周的浅薄的高气压系统。冷中心与高气压中心基本重合,是一种浅薄的温压场对称系统。中心气压随高度升高而降低比四周快,有时在 3 千米以上就变成低压了。冷性高压虽一年四季都有,但冬季活动最频繁,强大的冷高压侵入中国时常造成寒潮天气。

【青藏反气旋】 Qinhai-Xizang anticyclone 又称**青藏高压**、**南亚高压**。夏季出现在青藏高原(500 百帕高度)的高压系统。与北非高压、墨西哥高压同属内陆副热带高压,其成因与大陆的热

力作用有密切关系，中心区对流活跃。高压位置明显的季节性位移可引发江淮流域的干旱、洪涝，并影响西太平洋副热带高压和台风的移动和路径。

【大陆高压】 continental high　出现在对流层上层、位于大陆上空的高压。按热力结构来分有暖性和冷性两种。暖性的如青藏高压、华北暖高压；冷性的如大陆冷高压。

【阻塞高压】 blocking high　西风带长波槽脊在发展演变过程中经向度不断增大，最后出现的一个脱离高压脊的暖性高压环流。是一种深厚的暖性高压。尺度较大，一旦形成，便阻挡其上游波动向下游传递，起着"阻塞"作用。阻塞高压存在时，大气环流一般比较稳定，它的建立和崩溃都会造成一次重大的天气过程。在亚洲，乌拉尔山阻塞高压和鄂霍次克海阻塞高压对中国的天气影响较大。

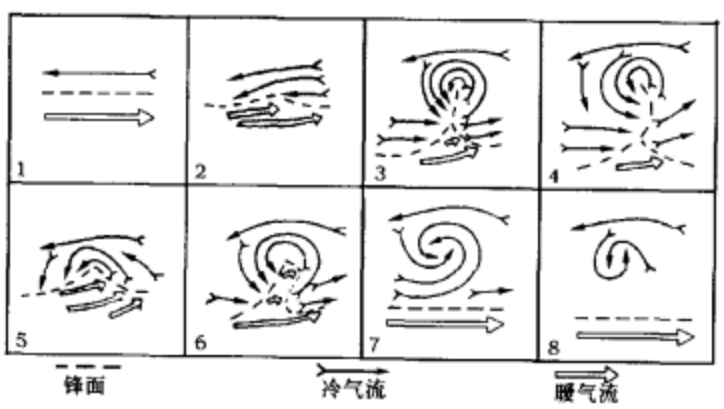
【蒙古高压】 Mongolian high　位于蒙古上空的大陆高压。随季节更迭而变化，冬季强大，是北半球的大气活动中心之一。其发生、发展和移动对中国的天气、气候有很大的影响。

【移动性反气旋】 mobile anticyclone, traveling anticyclone 受环境流场影响而移动的反气旋。与中心停滞、少移动或仅作摆动的准静止反气旋不同，它与冷气团的活动关系密切。

【副热带高压】 subtropical high　简称**副高**。常年存在于南北半球副热带地区的稳定而深厚的暖性高压。是制约大气环流变化的重要气压系统之一。其水平范围可达数千千米，垂直范围可从地面到对流层顶部或平流层底部。强度、范围和位置随季节而变化。太平洋副热带高压是直接控制和影响台风活动的最主要的天气系统。副高中心控制的地区，很少有降水发生，常可造成干旱。副高的西北侧边缘是冷暖空气相遇的地方，常有大范围强降水出现，往往造成洪涝灾害。南北位移和东西进退决定了中国夏半年雨带的位置和强弱变化，对旱涝变化起着制约作用。

【高压脊】 ridge of high pressure, anticyclonic ridge　天气图上从高压区延伸出来的狭长区域。高压脊中的气压值比其两侧的要高。高压脊内气流辐散下沉，风力微弱，一般为晴好天气。

【气旋】 cyclone　又称**低气压**(depression)。中心气压比四周低的大尺度涡旋。其平均水平尺度有2000千米，而东亚气旋比欧洲和北美的小。在北半球，气旋内的空气作逆时针旋转，在南半球呈顺时针旋转。其强度随季节和发展阶段不同而变化，中心气压值愈低表示气旋愈强。按气旋形成和活动的地理位置来分，可分为温带气旋和热带气旋；按其温压场结构来分，可分为锋面气旋和无锋面气旋。不同类型的气旋在某种条件下还会互相转化。锋面气旋的生命期可分为初生、成熟、锢囚、消亡四个阶段(如图所示)。



气旋生命史

1. 产生切变；2. 产生扰动；3. 气旋形成；4. 气旋成熟；5. 开始锢囚；6. 锢囚成熟；7. 锢囚衰弱；8. 锢囚消亡

【冷性气旋】 cold cyclone　又称**冷性低压**。冷中心与低压中心重合的深厚的温压场对称系统。其强度随高度增加而增大，向上甚至可伸展到300百帕的高度。中国东北冷涡、东蒙冷涡就是冷性低压系统，冬季受冷性低压的影响会出现低温冷害和连阴雨天气，夏季受冷性低压的影响会出现强对流天气。

【暖性气旋】 warm cyclone　因下垫面受热不均匀而产生在近地面层的浅薄、暖性低气压，属无锋面气旋。按形成过程通常可分为地方性热低压和锋前热低压。**地方性热低压**是单纯由于局地受热不均匀而产生的，常出现在长江、黄河流域及东北等地区，多见于夏季及初秋，范围较小，直径小于2～3个纬距，生命史短，仅维持一天左右。若低压内空气不断增暖，热低压就加深，否则便减弱、消失。其强度有明显的日变化，夜间和早晨减弱，午后加强。生成后多在原地消失。锋前热低压的成因除局地受热不均匀外，还与冷锋前暖区上空的暖平流有关。暖平流若维持和加强，热低压则加强；反之，就减弱。中国西北、西南地区多有出现。当空气很干燥时，低压内为晴热、少云天气；当水汽充分且有冷锋移近时，低压内可产生云、雨甚至出现雷阵雨天气。特别是在中国西北地区，当热低压发展强烈，且北方有强冷空气快速南下形成强气压梯度时，则可出现大风或沙尘暴天气。

【蒙古气旋】 Mongolian cyclone　又称**蒙古低压**。在蒙古上空发生、发展起来的气旋。多产生于蒙古中部及东部高原上，常伴有锋面。按成因可分为：在中亚和西伯利亚南下的锢囚锋内新生的气旋；由冷锋到蒙古西部暖性倒槽内形成的气旋；由蒙古副气旋发展而来。四季均可出现，其中又以春、秋两季在锢囚锋内新生的气旋为最多、最重要。生成后移入中国东北及华北时常带来大风降温和风沙天气，偶尔也会产生降水、雷暴和吹雪。

【东北低压】 Northeast China low　又称**东北气旋**。活动于中国东北地区的低压。多在蒙古及黄河流域形成，是影响中国的重要天气系统之一。四季均可出现，其中又以春、秋两季最多。它常常发展得很强大。直径可达1000～2000千米；一般中心气压可低到990百帕，甚至更低；其闭合环流可一直向上伸展到500百帕以上的高空。常伴有大风、降水、雷暴和风沙天气，并引起冷空气南下甚至寒潮爆发。

【黄河气旋】 Huanghe cyclone　又称**黄河低压**。在黄河中、下游形成或发展起来的气旋。冬半年多产生于河套，夏半年则多产生于黄河下游。一般在中、上游先有倒槽形成，而后再有冷锋移入槽中，并在东移过程中不断加深、发展成气旋。它主要影响中国华北和东北南部一带，可产生大雨或暴雨。

【江淮气旋】 Changjiang-Huaihe cyclone　形成于长江中下游流域和淮河流域的锋面气旋。是造成江淮流域强降水过程的重要天气系统之一。常因西南涡的发展、东移诱发形成。其地面形势特点有：江淮准静止锋上的波动发展；西南倒槽内有锋生作用；冷锋进入倒槽后，继而有暖锋锋生。四季均可发生，以春季和初夏最多。

【季风】 monsoon　一年内大范围盛行，风向随季节有显著变化的风。它主要是由地球上行星风系的季节性南北移动、海洋与大陆温度的季节变化引起。在中国，夏季因大陆气温高于海洋，低层气压相应较低，风由海洋吹向大陆，形成湿热的东南季风；而冬季大陆气温低于海洋，气压相应较高，风由陆地吹向海洋，形成干冷的西北季风。

【季风气旋】 monsoon cyclone　又称**季风低压**。季风环流中的主要降水系统。源于孟加拉湾一带，7～8月最多。形成后在海上停留时间短，且上下层间的风向切变大，因而不易发展为热带气旋。

【温带气旋】 extratropical cyclone 在温带形成和活动的气旋。多为锋面气旋。是影响中国大范围天气变化的重要和常见的天气系统之一。其发生、发展有一定的规律。早期的温带气旋模式是由挪威著名气象学家J·皮叶克尼斯提出的。模式的特点是:温带气旋形成于斜压性很强的锋面上,锋面上有较强的温度对比和风的气旋性切变。其生命史可划分为四个阶段:①波动阶段;②成熟阶段;③锢囚阶段;④消亡阶段。多生成于春秋季节,所伴随的天气随着发展阶段、生成的季节和地区的不同而异。发展强盛的温带气旋常伴随有较强的降水、雷暴、大风、风沙等恶劣天气,形成于中国的江淮气旋、黄河气旋、蒙古气旋和东北气旋等都属温带气旋。

【副热带气旋】 subtropical cyclone 又称**中层气旋**。发生在副热带(北纬25°~35°)地区对流层中,具有强冷中心的气旋。其强度在700~500百帕上最为明显,水平半径一般为200~300千米。地面天气图上一般无闭合中心,只有气旋式环流。距中心160千米范围以内地面气压梯度微弱,风力很小,雨量也不大。由此向外,风雨都增强,并变成具有飑线性质。在地面气旋环流中心外边,风雨可达到最强,常伴有一条以上的飑线,或较窄的南北向的强烈对流区,并伴有雷暴雨。大多数副热带气旋可北上移入锋生区而增强成为锋面气旋。当冷中心逐渐减弱时,气旋也逐渐减弱而消失。少数副热带气旋由于中心部分降水增加、释放潜热而变为暖中心,最后可发展成为台风。

【移动性气旋】 mobile cyclone 随盛行气流或主导气流移动的气旋。例如温带的锋面气旋和热带气旋都是移动性气旋。温带的锋面气旋常在高空槽前西南气流引导下向东北或偏东方向移动,其移速大约为500百帕上风速的50%~70%,且夏季的移速比冬季要大。热带气旋常在热带偏东气流引导下偏向高压一侧向西或西北方向移动。其移速为500百帕风速的82%。台风若在西风带中,则常偏向于低压一侧向东移动,其移速为地转风风速的116%。

【地方性气旋】 local cyclone 又称**地形低压**。由于地形作用出现在山脉背风坡的低压。当气流越过山脉时,所产生的下沉气流和水平辐合的动力作用使气旋性涡度增强而形成低压。例如,杭爱山东北面的河谷地区常因地形而形成蒙古低压,太行山东侧的华北平原常形成华北低压等。

【切断低压】 cut-off low 西风带中长波槽强烈发展所形成的具有闭合环流和冷中心的深厚低压系统。其出现有两种形式:一种是与阻塞高压相伴出现;另一种是西风槽被切断,不伴有阻塞高压,在切断低压北侧是平直的强西风带。这两种形式都是槽内冷空气被暖空气切断后与北方冷空气主体脱离而孤立,形成一个完整的被暖空气所包围的冷性大涡旋。切断低压在700百帕以上才有明显表现,在300百帕上最清楚。地面天气图上往往是一个冷性高压与它对应。切断低压的云雨天气多出现在东南方。冬季带来严寒和阵雪,夏季能造成持续数天的雷阵雨天气。

【热低压】 thermal low 又称**暖低压**。近地层出现的无锋面低压区。常呈准静止状态,厚度一般低于3~4千米,有地方性热低压和锋前热低压之分。地方性热低压是暖季大陆上因地表受热不均而成。其强度有明显的日变化。午后最强;凌晨最弱,甚至消失。锋前热低压形成于冷锋前的暖区中,维持时间短。其成因除局地受热不均外,还与冷锋前暖区上空的暖平流导致地面降压有关。热低压的天气因地区和条件而异。可有晴热、大风、沙暴,也可出现雷雨。中国西北、西南地区以及沙漠、盆地(如塔里木盆地、柴达木盆地等)多有出现。

【次生气旋】 secondary depression 又称**次生低压**、**副气旋**。气旋外围低槽内新生的独立小气旋。

【低涡】 low vortex 低空或高空的闭合低压环流。一种是尺度较小的短波系统,多存在离地面2~3千米的低空,在850和700百帕天气图上较清楚,如西南涡、西北涡、高原涡等;另一种是尺度较大的长波系统,从低空到高空都有反映。如东北冷涡、华北冷涡等。低涡一年四季均可出现,是影响中国降水的重要天气系统之一,降水多半出现在低涡中心和移动方向的前部。低涡所在的地理位置不同具有不同的降水特点。西南涡多形成于四川西部,当西部或西北部有冷空气入侵时,低涡将东移发展,并有较大降水,东移到长江中下游及两湖盆地时常可产生气旋波,带来暴雨或特大暴雨。西北涡形成于青海、甘肃一带,从河西走廊东移时会引起黄河中下游和华北地区的气旋发展,造成大雨或暴雨。高原低涡形成于西藏高原,东移后常造成青海、甘肃地区的降水。

【极涡】 polar vortex 又称**极地低压**。极地附近大型的冷性闭合低压环流。在500百帕平均图上北极的极涡在冬季分裂为两个中心,一个较强,位于格陵兰和加拿大之间的极区;另一个较弱,位于西伯利亚北冰洋沿岸。夏季只有一个中心,在极点附近,其强度比冬季弱。冬半年若极涡分裂或南移,将导致锋区位置比平均情况偏南,寒潮活动多而强烈,往往造成中国大部分地区出现持久的严寒天气。

【冷涡】 cold vortex 高空冷性涡旋。是较深厚的冷性低压系统,可高达300百帕,在对流层中高层的反映比低层更清楚。中国最常见的冷涡有东北冷涡、华北冷涡等。它们的主要形成方式是由西风槽东移加深切断而成,即切断低压,常与阻塞高压相伴出现。东北冷涡一年四季均有出现,以5、6月份活动最为频繁。冷涡可带来低温天气,降水多出现在冷涡的东南方。由于冷涡具有不稳定层结的特点,所以冬季可有很大的阵雪,夏季常有雷阵雨天气。华北冷涡多见于春末到秋初,初夏影响最严重,一般可维持3~4天,有时可维持6~7天。华北冷涡常伴有局地大风和冰雹等强对流天气。随着冷空气不断补充南下,地面常有一条条副冷锋连续影响,使对流性天气连续数日重复出现,一般午后到前半夜较严重。在冷涡发展较强、水汽条件又好时,降水可达暴雨程度。当地面气旋发展到锢囚阶段时,对应在高空可出现冷性气旋性涡旋,但它是自下向上发展而成的,这种冷涡与切断低压有本质的区别。

【东北冷涡】 Northeast China cold vortex 中国东北地区的高空冷性涡旋。多形成于贝加尔湖一带,经蒙古、中国东北、堪察加半岛东移出海。垂直厚度大,可高达300百帕。由于有上冷下暖的不稳定层结,常伴随冰雹、暴雨等强对流性天气。还可引起中国东北地区的低温冷害和连阴雨天气。

【低压槽】 trough 简称**槽**。从低压区中向外延伸的一部分较狭长的区域。槽的种类很多,按其波长来分,有长波槽、短波槽;按槽前后的气流方向来分,有竖槽、横槽;按其空间分布特征来分,有后倾槽、前倾槽;按其温度场、湿度场特征来分,有冷槽、暖槽、干槽、湿槽。另外还有在北半球向南开口的倒槽等。一般情况下,槽前有上升气流,多云雨天气;槽后有下沉气流,多晴好天气。

【西风槽】 westerly trough 中高纬度西风气流中的低压槽。一般自西向东移动。其种类很多,波长较长且比较深厚的大槽称为**长波槽**;波长较短而比较浅薄的低压槽称**短波槽**,它是产生短周期复杂天气的最活跃的系统之一。槽前的气流以偏南为主,槽后的气流以偏西北为主。槽线呈南北或东北-西南走向的

槽称竖槽，西风带中以竖槽占多数。槽前以偏西风为主，槽后以偏东到东北风为主。槽线呈准东西走向的槽称为横槽。槽线随高度而偏移在西侧的槽称后倾槽；偏移在东侧的称前倾槽。槽区与冷舌相配合的称冷槽，与暖舌相配合的称暖槽；槽内湿度较小的称干槽，有湿舌与之相配合的称湿槽。向南开口的槽称倒槽，如西南倒槽、河套倒槽等。按其出现的地理位置来分还有南支槽、西北槽、高原槽等。西风槽的发展趋势与天气表现和槽内的温度分布有很大关系，当温度槽落后于气压槽（高度槽）时将发展加深，其前部下层有利于气旋的发生、发展。后部下层为较强的冷高压，常会带来复杂多变的天气。若温度槽和气压槽基本重合，槽前、槽后的冷暖平流都很弱，则槽不再加深，天气变化缓慢。若温度槽超前于气压槽，则槽将减弱，不易出现坏天气。当温度脊与气压槽相重合，则称暖性低槽，它不易发展，天气也较好。

【东亚大槽】 deep trough of East Asia　西风带上的长波槽。在500百帕平均图上位于亚洲东海岸附近。其强度和位置变化对中国的天气、气候具有重大的影响。冬季，东亚大槽位于东经140°附近，强度明显增大。此时中国上空处于大槽后部，盛行西北风，常带来强冷空气和造成寒潮天气过程。春季，大槽变得宽平，强度减弱。中国上空基本气流转为偏西风，多小波动活动，地面气旋活动频繁，天气多变。夏季东亚大槽位于东经170°附近，中国上空冷空气势力大大减弱，范围缩小，副热带高压增强北移，低纬度热带天气系统异常活跃，雨量充沛，雨带可北移到华北地区。秋季东亚大槽又在东经130°附近重新建立，北方冷空气势力加强，副热带高压南撤，势力减弱，热带天气系统对中国的影响也逐渐减少，除华西、华南外，雨季基本结束。

【台风槽】 typhoon trough　台风周围气流呈气旋性弯曲的区域。台风北部常形成台风倒槽，台风越强，倒槽越明显。在洋面上，台风分裂移走后常留下一个低槽，当条件适合时，槽内可再次形成台风，称为**次生台风**。

【西北低槽】 Northwest China trough　又称**西北槽**。由西风带长波槽断裂或平直西风中的波动发展而成的短波槽之一，多形成于中亚、新疆一带的冬春季节。在东移、发展过程中，它所带来的阴雨天气主要影响北纬30°以北的地区。

【季风槽】 monsoon trough　夏季季风爆发后出现在对流层低层的半永久性低槽。北半球夏季，热带辐合带位置远离赤道时，南半球的东南信风越过赤道深入北半球，风向因受到相反方向的地转偏向力的作用而转为西南（东亚、南亚一带称之为赤道西南季风）。这时热带辐合带内就是信风和季风的辐合，称为季风槽。辐合区的地面基本是静风。中南半岛到中国华南沿海一带所出现的热带辐合带就属于季风槽，是华南前汛期降水的主要天气系统。

【气旋波】 cyclonic wave　锋面气旋形成时初始阶段的波动。在冷暖空气的交界面上。由于某种扰动而发生波动，随着冷暖空气的南北移动，波动上出现冷暖锋面。随着其中心气压不断降低，气旋波便发展加深而成为成熟的锋面气旋。

【气旋族】 cyclone family　同一个锋区上出现的一连串锋面气旋。每一族气旋的个数不等，大西洋上平均每族有四个气旋，太平洋上和中国沿海多为2～3个。组成气旋族的各个气旋可处于不同的发展阶段，有的刚刚生成，有的已处于发展阶段，而最前面的气旋可能已经发生了锢囚。江淮流域梅雨季节常有气旋族产生，其他地区大多是单独出现的气旋。而单个气旋东移入海到日本及其东南部海面上后，往往会发展成气旋族。欧洲单个气旋较少，气旋族却很常见。

【天气系统】 weather system　在气压、风、温度、湿度等主要气象要素的空间分布上具有一定结构特征并引起天气变化的大气运动系统。运动形式大多呈涡旋状或波状。一般多指温压场中的系统，常见的有大气长波、气旋、反气旋、锋面、高空槽、脊、台风等。不同的天气系统形成了不同的天气，各种天气系统的时空发展、变化构成了不同特色的天气过程。天气系统的发展和移动对于高低纬度之间的热量交换、水汽输送和广大地区的天气变化都具有很大影响。按其水平尺度特征可分为：大尺度系统（行星尺度系统和天气尺度系统）、中尺度系统和小尺度系统。各类系统在广大空间里不断生消、演变并互相制约、互相影响，各种尺度的天气系统在一定条件下还会互相转化。

【行星尺度天气系统】 planetary scale weather system　大气中尺度最大的大型天气系统。其水平范围在1千千米或数千千米以上，垂直尺度在数千米或10千米以上，生命史达一星期左右或更长，移动比较缓慢，常呈准静止状态，如气团、长波槽（或脊）、高空急流、阻塞系统、副热带高压等。这种尺度的天气系统本身并不直接产生暴雨，但能为暴雨的产生提供环流背景，能孕育和制约天气尺度系统的发展和活动，为暴雨区输送大量的水汽。所以其活动也决定了暴雨的发生地点、强度和持续时间，其位置异常也会造成天气反常。由于它能为各种不同尺度天气系统的发生、发展和移动提供环流背景条件，所以它对长、中、短期天气预报都具有重要意义。

【中小尺度天气系统】 meso-scale and micro-scale weather system　中尺度和小尺度天气系统的总称。其基本特征是：①水平尺度小，生命史短。中尺度天气系统的水平范围为20～200千米，生命史为几小时到十几小时。如飑线、雷暴等；小尺度天气系统的水平范围为2～20千米，生命史在几小时之内。如龙卷、积云单体等。②气象要素的水平梯度大。如气压梯度可达1～3百帕/千米，温度梯度达5℃/10千米，露点温度梯度达1.5℃/10千米，阵性大风可达每秒几十米，甚至100～200米/秒。③散度和垂直速度大。散度一般达每秒10^{-3}～10^{-4}，垂直速度达10米/秒，甚至60～100米/秒。而大尺度天气系统中的散度为每秒10^{-5}，垂直速度为几厘米/秒。④处于非地转平衡和非静力平衡。⑤单站气象要素的时间变化剧烈。受其影响时，测站的气象要素往往在很短暂的时间内发生突升、突降的跳跃式变化和风向急转等。所以，中小尺度天气系统中环流强、能量集中、常造成局部的强烈灾害性天气。

【天气尺度系统】 synoptic scale weather system　泛指大尺度天气系统。水平范围在100～1000千米，生命史约5天左右，以准水平运动为特征，基本上满足准地转关系和准静力平衡。如锋面、气旋、移动性反气旋、高空短波槽脊、切变线、低涡、切断低压、东风波、热带低压、台风等。其本身的活动和变化受行星尺度天气系统的影响，又为中小尺度天气系统提供有利的大尺度背景条件，制约着中小尺度天气系统的形成和活动。是天气图分析研究的主要对象。

【赤道辐合带】 equatorial belt convergence zone　又称**热带辐合带** intertropical convergence zone（ITCZ）、**赤道无风带**，也称赤道辐合线（或区）、赤道无风带、静稳带、赤道锋、赤道槽、热带锋。南北半球两个副热带高压之间气压最低、气流汇合的地带。赤道辐合带可分为两种类型：一种是无风带，在辐合带中，地面基本静风。在北半球夏季，东北信风北移，南半球的东南信风越过赤道到达北纬5°时，受科里奥利力的影响变成西南风，于是东北信风和西南风之间形成了赤道辐合带；另一种是信风带，是北半球东北信风与南半球东南信风交汇成的气流汇合的低压带。是热带

地区主要、持久的大型天气系统。有时甚至可以环绕地球一圈，成为热带区域的一个行星尺度系统。它的移动、变化及强弱对热带地区的长、中、短期天气变化影响极大。台风的发生和发展与赤道辐合带也有极密切的关系。

【热带气旋】 tropical cyclone　热带低压、热带风暴、强热带风暴、台风(飓风)的总称。是发生在热带海洋上空，气流作逆时针方向旋转(北半球)的大型涡旋。其直径一般数百千米，最大达几千千米以上。热带气旋中心风速最大，国际上常以中心最大风速作为强度分类的标准，分为①低压区，中心位置难以精确测定，最大风速小于 34 海里/时，风力小于 8 级；②热带低压，中心位置可以确定，最大风速小于 34 海里/时，风力小于 8 级；③热带风暴，最大风速 34～47 海里/时，风力 8～9 级；④强热带风暴，最大风速 48～63 海里/时，风力 10～11 级，⑤台风(飓风)，最大风速 64 海里/时及其以上，风力 12 级及其以上。

【热带风暴】 tropical storm　中心附近风力达 8～11 级的热带气旋。国际上规定，风力达到 10～11 级的热带风暴称为**强热带风暴**(strong tropical storm)，当风力达到 12 级或以上则称为台风。夏季，当海面水温高于 26℃、中低层气流辐合而高层利于辐散、风速垂直切变小而科里奥利力足够大时，个别活跃的热带气旋便有可能发展为热带风暴。

【厄尔尼诺】 El Niño(EN)　太平洋赤道海域每隔几年发生一次的大规模海水异常高温现象。一般过程是：在厄尔尼诺出现前数日，太平洋赤道西部积聚的表层暖水大规模向东流动，至圣诞节前后(12 月到次年 2 月)东移到赤道太平洋东部沿岸的暖水流沿厄瓜多尔和秘鲁海岸南下，水温异常升高，以后暖水区迅速向西扩展，热带多雨带随之南移，使原来干旱的赤道太平洋东部降水量剧增，而原本为雨季的赤道太平洋西部地区发生干旱。在秘鲁、厄瓜多尔近海，由于海水温度异常升高(有时达 5～6℃)，使沿海鱼类、海鸟等大量死亡或逃亡，导致严重的生物灾难。厄尔尼诺发生时间、频次、规模很不稳定。据统计，1864～1998 年的 135 年中，共发生 30 次厄尔尼诺现象，平均每 4.5 年发生一次；最近 50 年平均每 3.2 年发生一次；尤其是 1991 年以来已发生了 4 次，平均每 2～3 年发生一次。厄尔尼诺现象对全球气候和暴雨、洪水等自然灾害产生了重要影响。

【南方涛动】 Southern Oscillation (SO)　指横跨南半球热带太平洋东西两侧气压系统的反向振荡现象。当以复活节岛为中心的高压系统气压升高时，则印度尼西亚和澳大利亚北部上空的低压系统气压便会降低，反之亦然。南方涛动与厄尔尼诺之间有着密切的联系。当南方涛动异常衰弱时，厄尔尼诺便进入鼎盛期，造成许多地方的天气气候反常。如 1972～1973 年厄尔尼诺-南方涛动(EN-SO)所引起的新几内亚、夏威夷干旱以及菲律宾、加利福尼亚洪涝。厄尔尼诺-南方涛动不仅会导致全球热带海面温度、气压、风、云量、赤道海流强度、海平面高度和斜温层深度的变化，而且会引起全球许多地区的气候和大气环流异常。西太平洋副热带高压和台风活动、中国东北夏季低温、长江流域梅雨，以及印度季风雨、非洲和澳大利亚干旱、北美洲冬季严寒、南美洲西海岸的降水量变化等均与厄尔尼诺-南方涛动现象有关。深入研究热带海-气相互作用，对长期气候预报和全球气候变化研究具有重要的意义。

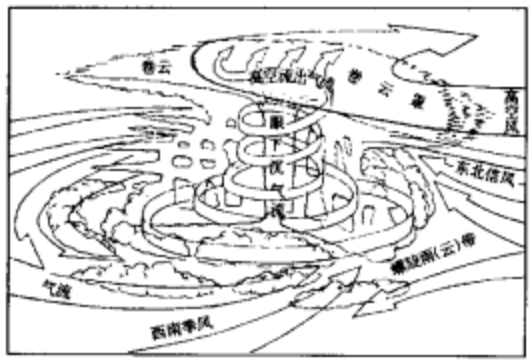
【拉尼娜】 La Niña (LN)　又称**反厄尔尼诺**(reverse El Niño)。拉尼娜与厄尔尼诺现象相反，在太平洋赤道海域发生的大规模海水异常低温现象。拉尼娜除对海洋环境产生直接影响外，对全球气候和自然灾害也产生广泛影响，只是影响程度和发生次数均低于厄尔尼诺现象。自 1954 年以来共出现 12 次拉尼娜现象，平均 3.5 年发生一次；1991 年以后只发生 2 次。对拉尼娜现象的认识同厄尔尼诺现象一样，还在不断深化。

【龙卷】 tornado　又称**龙卷风**。一种与强对流云相伴出现的、具有垂直轴的小范围强烈涡旋。属小尺度天气系统。大多数的龙卷出现在有强烈雷雨时，系雷暴云底伸展出来的漏斗状云体。当其到达地面时会引起强烈的旋风，吸起大量沙尘，称为**陆龙卷**；当通过水面时能吸起高大的水柱，称为**水龙卷**。龙卷的水平尺度很小，陆地上直径一般在几米到几十米之间；持续时间很短，一般为几分钟到几十分钟；风速极大，最大可达 100～200 米/秒；移动路径多为直线，移速平均为 15 米/秒，最快的曾达 70 米/秒。移动路程一般为 5～10 千米，短的只有 300 米，个别长的可达 300 千米。龙卷的中心气压极低，中心与外围之间气压梯度很大。龙卷中心为下沉气流，四周为极强的上升气流，上升速度可达 50 米/秒以上。受龙卷袭击地区的大树、电杆往往被连根拔起，建筑物被摧毁，破坏力极大。龙卷主要发生在中纬度 20°～50°地区，美国、澳大利亚和日本是出现龙卷较多的国家。中国每年春、夏午后在华南、华东、南海和台湾海峡有时会出现龙卷。

【台风】 typhoon　又称飓风。热带洋面上中心气压极低的强烈暖性热带气旋。国际上规定当其中心附近的平均最大风力达 12 级或以上时就称台风。主要发生在八个海区：北太平洋西部和东部、北大西洋西部、孟加拉湾和阿拉伯海、南太平洋西部、南印度洋东部和西部。发生在大西洋及加勒比海地区的台风称为飓风。每年北半球发生的台风比南半球要多一倍以上，其中西北太平洋是全球台风发生最多的区域。其中又以菲律宾以东的洋面、关岛附近洋面和南中国海的中部最多。能发展成台风的初始扰动大多数发生在南、北纬 5°～20°之间，而纬度 10°～20°之间发生的几率更大。在北半球，台风多集中在 7～10 月，尤以 8、9 月份为最多。中国是受西北太平洋台风影响最严重的国家，平均每年有 6～7 个台风登陆。台风不仅对沿海各省有直接影响，有时也会深入内陆，台湾、广东、海南等省受台风影响最多、最严重。其形成有三个条件：①广阔的暖湿洋面；②对流层中风速垂直切变小；③低层有一个大气扰动，并要有科里奥利力的作用。台风的范围一般为 600～1000 千米，强度以其中心附近平均最大风速为准，风速愈大，台风愈强。其低空风场的水平结构可分为三个不同的部分：①台风大风区，亦称台风外圈。从最外边缘向内直至最大风速区外缘。直径一般为 400～600 千米，外围风力可达 15 米/秒，向内风速急增；②台风旋涡区，亦称台风中圈。是围绕台风眼的一条最大风速带，宽度平均为 10～20 千米，与环绕台风眼的云墙相重合。最强烈的对流降水都出现在这个区域里，一般在前进方向的右前方风力最强；③台风眼区，亦称台风内圈。圈内风速很小或为静风，直径一般为 10～60 千米，大多呈圆形。台风垂直方向上可分为三层：①流入层，从地面到大约 3 千米的对流层下层，有显著的向中心辐合的气流；②中层，从 3 千米到 7～8 千米的上升气流最强的层次；③流出层，从中层以上到台风顶部的对流层高层，气流主要向外辐散。台风的生命期一般为 3～8 天：最长的可达 20 天以上，最短的仅 1～2 天。北半球夏秋两季台风生命期较长，冬春两季较短。台风常带来狂风暴雨、惊涛骇浪、汹涌海潮等破坏性极大的灾害性天气。风力常达 12 级，最大风速可达 60～70 米/秒以上。一次台风过程常造成 300～400 毫米的特大暴雨，给沿海地区带来风暴潮，使海水水位陡涨，造成巨大损失。但对盛夏季节副热带高压控制的伏旱地区，则可带来丰沛的雨水。

【台风眼】 typhoon eye　台风中心出现的晴空或少云区。台

风的风力、云量和降水由外围向中心增加，但到其几十千米直径的中心区时，风力骤减、云开雨霁，形成热带气旋特有的“眼”，而且台风越强，此现象越清晰（如图）。由于不均匀摩擦的影响，台风登陆后，台风眼也随之迅速变得模糊。



台风眼及其附近的气流和云系分布

【台风名称】 name of typhoon　1997 年 11 月 25 日至 12 月 1 日，世界气象组织台风委员会决定采用具有亚洲风格的名字对在西太平洋和南海生成的热带气旋命名。分别由柬埔寨、中国、朝鲜、中国香港、日本、老挝、中国澳门、马来西亚、密克罗尼西亚联邦、菲律宾、韩国、泰国、美国和越南 14 个亚太地区成员各提供 10 个名字。要求每个名字的长度不超过 9 个字母，既容易发音、又在各地的语言中没有不好的意义，而且不是商业机构名称。新名字共有 140 个，从 2000 年 1 月 1 日开始按预先排定的次序循环使用。同时，为照顾习惯、便于气象部门开展业务，原热带气旋编号仍继续采用。为避免混乱，对通过国际日期变更线进入西北太平洋的热带气旋，亚太地区只给编号不给新命名，即维持原有名字不变。中国提供的 10 个名字是：龙王、玉兔、风神、杜鹃、海马、悟空、海燕、海神、电母、海棠；中国香港选用的是启德、万宜、凤凰、彩云、马鞍、珊珊、玲玲、欣欣、婷婷、榕树；中国澳门挑选的是珍珠、蝴蝶、黄蜂、芭玛、梅花、贝碧嘉、画眉、莲花、玛瑙、珊瑚。第一号台风的名字是达维，由柬埔寨提供，意为大象。以下依次为：龙王（中国，司雨之神）；鸿雁（朝鲜，一种候鸟）；启德（中国香港，旧机场名）；天秤（日本，天秤星座）；布拉万（老挝，高地）；珍珠（澳门，珍珠）；杰拉华（马来西亚，淡水鱼名）；艾云尼（密克罗尼西亚，风暴神）；碧利斯（菲律宾，速度）；格美（韩国，蚂蚁）；派比安（泰国，雨神）；玛莉亚（美国，女士名）；桑美（越南，金星）……。

【环流指数】 circulation index　定量描述大型环流状态的指标。C.G. 罗斯贝最早用北纬 35° ~ 55° 之间的西风风速平均值作为环流指数，称**西风指数**（westerly index）。环流指数的变化通常可反映出环流形势的转换，纬向环流的建立和破坏一般会反映在环流指数的增大和减小上。但环流指数的变化有时并不与环流形势的转换完全一致。当某一地区纬向环流破坏，阻塞高压或切断低压形成，但在另一地区环流指数并不减小。所以单用环流指数来表征环流形势的转换有时显得不够，需要引入另一个表征环流状态的参数——经向度。应把这两种参数结合起来描述环流形势的转换。大型环流形势的变化表现为纬向环流的建立、破坏和再建立，反映在环流指数上的变化是由高环流指数变为低环流指数、再变为高环流指数，称为大气环流的指数循环。指数循环的周期大约为 3 ~ 8 个星期。

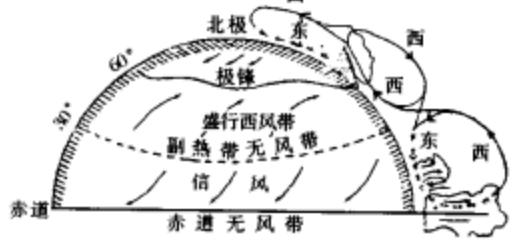
【大气环流】 general circulation of atmosphere　大气层中形形色色的形式、时间、空间尺度不同的环流运动的统称。通常特指那些范围大、变化慢、持续时间长、具有一定稳定性的大气运动。主要包括三圈经向环流、对流层内大型平均槽脊、行星尺度的高空急流和西风带中的大尺度扰动、季风环流以及气旋、反气旋等。它是地-气系统进行热量、水分、角动量等交换以及能量转换的重要机制；是地球上各种尺度天气系统活动的背景；也是形成各地区气候特征和天气形势的主要环流因素。它是由于太阳辐射能的地理纬度分布差异、太阳辐射高能粒子的周期性和非周期性振动、夏季极冰的冷源作用、海陆热力性质的差异、地球自转与地表摩擦等因素相互作用下协调平衡后所形成的。人们研究它的基本着眼点是大气中热量、动量、水分等的输送与平衡。

【一级环流】 primary circulation, general circulation　仅考虑辐射收支的纬度差异和地球的自转作用，不考虑海陆分布影响的全球理想大气环流。这时由高纬到低纬地面依次有极地高压带、副极地低压带、副热带高压带、赤道低压带。其中除极地高压呈圆形外，其余皆呈带状环球分布。在经圈剖面上有三圈环流。

【二级环流】 secondary circulation　又称次级环流。在一级环流基础上考虑了海陆分布影响后的环流。或叠加在基本环流（如涡旋的切向环流）之上的受该系统制约的环流。在斜压大气中，二级环流的存在有两种作用：①通过科里奥利力的作用改变涡旋的切向速度场；②改变温度的分布，使切向速度的垂直切变和经向温度梯度之间维持着热成风平衡。

【三级环流】 tertiary circulation　附加在一级和二级环流上的中小尺度环流。对这些中小尺度的局地环流研究得还不十分清楚。根据它们形成的主要原因大致可分为三类：①主要由于丘陵和地形的机械作用引起的，如背风波等。②主要由于山脉、水陆局地加热冷却的热力作用引起的，如海陆风（海风和陆风）、坡风（下坡风和上坡风）和山谷风（山风和谷风）。③主要由大气层结不稳定和风的强切变而引起的，有时产生强烈的对流，如移动的重力波、局地强风暴、龙卷等。

【三圈环流】 3-cell meridional circulation　又称**三圈经向环流**。平均经向环流在南、北半球上各自的三个环型构造。从低纬度到高纬度依次为直接环流（哈得莱环流）、间接环流（费雷尔环流）、直接环流（极地环流）。其中以低纬度的哈得莱环流最强盛，其次是中纬度的费雷尔环流。低纬度的直接环流上升区域正是热带辐合带，它是大气环流的热源，赤道附近的上升气流到高空后向南北两个半球的极地流动。由于中纬度大尺度的斜压扰动产生逆环流，所以平均经向环流中断为三个经向环流（如图）。环流的形成和维持是太阳辐射随纬度分布不均匀、大气在高纬度和低纬度之间热量收支不平衡、再加上地球自转共同作用的结果。



三圈经向环流模式图

【平均环流】 mean circulation　全球大气运动的多年平均状态。即在时间平均图或空间平均图上所见的环流型。研究平均环流系统的变化是制作长期气候预报的基础。常用的有平均纬向环流图、平均经向环流图以及平均水平环流图等。

【急流】 jet stream　大气中强而狭窄的气流。一般几千千米长、几百千米宽、几千米厚。中心长轴称急流轴，呈水平分布。中高纬度地区的各高度上均可出现。按其出现的高度可分为高空急流和低空急流。其中，高空急流又可分为：①极锋急流，即温带急流。出现在 600 百帕极锋锋区上空的对流层顶附近；②副热带西风急流。出现在 200 百帕高度上热带与中纬度对流层顶的过渡带附近；③热带东风急流。出现在 100 ~ 150 百帕高度、北半球夏季亚洲和非洲热带对流层顶附近，强风中心在阿拉伯海上空；④平流层极夜西风急流。急流与大气环流、锋区密切相关，是天气学的主要研究内容之一。

【西风急流】 westerly jet　中高纬西风带内的高空急流。围绕半球的大型系统。宽度为 800 ~ 1000 千米，厚度一般为 6 ~ 10

千米。急流轴的长度可达 10000～12000 千米。遇到高空的强大闭合系统时，急流会改变方向，甚至发生分支和汇合现象。急流中心的风速一般有 50～80 米/秒。东亚海上和日本上空的急流最强，在冬季可达到 150～180 米/秒。

【行星风带】 planetary wind belt 不考虑地球表面山脉和海陆分布的影响时地球表面风系的分布。在近地面层，南北两半球对称地各有四个气压带，即极地高压带、极锋低压带(在纬度 60°附近)、副热带高压带(在纬度 30°附近)和赤道低压带。由于这四个气压带的存在及其动力作用，在四个气压带之间，南北两半球对称地各出现三个风带，即极地东风带、西风带(纬度 35°～55°)和信风带，通常称这三个风带为“行星风带”。就北半球而言，在冬季气压带南移，而在夏季则北移，移动范围大约有 10～15 个纬度。

【大气运动守恒定律】 law of conservation of atmospheric motion 各种形式大气运动所遵循的基本客观规律。包括反映动量守恒的大气运动方程；反映质量守恒的连续方程；反映能量守恒的热通量方程；以及反映水汽守恒和角动量守恒的方程等。是建立研究大气运动所需的方程组的基础。只需赋以恰当的初始条件和边界条件，便可对这些一阶方程组及非线性方程组求解。

【大气边界层】 atmospheric boundary layer 又称行星边界层、摩擦层。在下垫面影响下被湍流化了的大气圈的最底层。其厚度与自由大气中的风速、温度层结、下垫面粗糙度等有关，一般为 0.5～1.5 千米。在大气边界层内，下垫面的动力作用、湍流黏性应力和热力作用显著；风、温等要素的铅直梯度和日变化明显；风速模量随高度增加呈对数律增大；风向则在科氏力的作用下，由下而上呈顺时针偏转；地面与大气间各种属性随着湍流的发展而存在着强烈的交换；人类活动所产生的大气污染物也多排放于此层中。加之形形色色的局地污染条件，使得污染物的时空变化非常复杂。因此，是大气环境研究中所密切关注的层次。

【边界层气象学】 boundary layer meteorology 研究大气边界层内各种物理过程(热力学及动力学过程，尤其是其中的湍流与动量、热量、水汽、大气污染物的输送扩散规律)的科学。由于人类的绝大部分活动是在边界层内进行的，因而边界层气象学的研究显然具有特殊重要的意义。其主要内容有：①各种下垫面条件下大气边界层内的湍流、污染物的输送扩散。②边界层与自由大气间的相互关系。③植物冠层下的微气象特征。④某些天气现象及其发展过程(如霜冻与雾的形成、结构和演变)。此外，还包括一些大气化学问题。边界层气象学与天气动力学、海洋动力学、航空气象学、农业气象学、大气环境等有紧密的联系。其理论研究方法有：以混合长理论和相似理论为基础的半经验理论；基础的半经验理论；以概率论为基础的半经验理论。实验方法包括现场观测和室内物理模拟。由于实际大气中湍流尺度谱极宽，因而使得大量采用室内模拟方法的可能性受到了限制。

【大气湍流】 atmospheric turbulence 又称**大气紊流**。大气流经固体边界或不同运动状态之间所产生的不规则、不稳定的旋涡流。大气中的绝大多数空气运动都属湍流，它是引起空气扰动、制约大气扩散的主要因子。积云和雷暴便是大气湍流存在的标志，烟羽的弯曲、翻滚和弥散也是湍流作用所致。对流层中有三个层次常出现湍流：近地面层(由下垫面的摩擦和地形扰动引起)、锋区上部(由于风的垂直切变很大所致)、急流附近。大气湍流的形成和强弱是热力湍流(取决于大气稳定度)和机械湍流(取决于风的垂直切变及下垫面的起伏状况)综合作用的结果。虽然湍流运动的统计平均值呈现一定的规律性，但是流场的各种特征量却是时间和空间的随机变量。实际大气中的湍流是由大大小小的湍涡构成的，不同尺度和强度的湍流对烟云扩散的影响也各异。当湍涡尺度远小于烟团尺度时，烟云缓慢膨胀扩散；当湍涡尺度远大于烟团尺度时，烟云被挟卷翻滚；当二者尺度相当时，烟云则被迅速撕裂扩散。实际大气中常是各种尺度的湍涡并存。因此，污染物的扩散过程是由这三种情况组合而成的。人们对湍流的认识尚停留在以实验为主的半经验理论和统计理论的阶段。

【混合长】 mixing length 大气湍流场中，流体微团运动一段距离后仍保留原有特性而不与周围介质混合的长度。常用具有长度量纲的参数 l 表示。混合长是简化的模式，不如分子自由路程那样具有坚实的物理基础。普朗特给出了 l 与湍流黏性应力 τ 以及脉动速度分量之间的关系；卡门根据相似理论，把涡度转移方程和泰勒级数联系起来，经简化和量纲分析给出了 l 的表达式。实际工作中可由风速廓线推知。

【湍流半经验理论】 semi-empirical theory of turbulence 研究湍流通量输送与有关属性空间导数关系的理论。由于湍流扩散十分复杂，现有理论多为经验和半经验理论，包括梯度-输送理论、普朗特混合长理论、卡门相似理论等。梯度-输送理论的基本思想是试图在雷诺应力与平均速度分布之间引进某些经验关系，以此说明脉动速度与平均运动的相互作用和流场的各种性质。并用分子运动过程与其进行比拟，假定湍流引起的动量通量与局部地区平均风速梯度成正比，比例系数为 k，因而也称为 k 理论。混合长理论同样把湍流运动类比成分子运动，认为湍流黏性系数和混合长与某些速度的乘积相等。而相似理论从湍流强度和尺度出发，分析湍流的性质。从而引入湍流能量方程和能量消散方程，建立了湍流形成和发展的理论。它们都是在考虑了特定的物理机制和各自的简化假定后建立起来的，因而有其各自的优、缺点和一定的适用范围。

【局地环流】 local circulation 在特定的地理条件下，由地形动力因素或下垫面热力性质差异作用而形成的小范围空气环流。这种地方性环流的范围、厚度及强度均不大，一般为几千米到几十千米的中、小尺度现象，且只有在大型天气系统较弱时才能表现出来。局地环流产生的地方性风系主要有海陆风、山谷风、焚风、布拉风、坡风、冰川风……由热力因子作用所形成的局地环流(海陆风、山谷风、城市风等)常具有明显的日变化，是空气污染气象学的重要研究内容之一。在大气环境质量评价和城镇发展规划、布局工作中，局地环流特征是一项重要的考虑因素。

【温度廓线】 temperature profile 气温在铅直方向的分布。是影响大气扩散的重要热力因素之一，实际工作中常用气象铁塔及低空(高空)探空仪测得。由于太阳辐射、下垫面性质及天气系统的差异，温度廓线的形式也各不相同。当气温随高度增加而升高时，大气污染物的扩散受阻，称为逆温，多出现在无云、静风的夜间；气温不随高度变化而变化时称为等温；气温随高度增加而下降时称为递减，多出现在白天。由于大气的主要热源是下垫面的长波辐射，所以接近地表处的气温日变化显著。

【埃克曼螺线】 Ekman spiral 摩擦层中风随高度变化的基本形式。由瑞典气象学家埃克曼(V.W. Ekman)首先提出。假设空气质点作无加速运动，在水平方向作用于质点的湍流黏性应力、气压梯度力、地转偏向力三者达到平衡时，并设湍流交换系数及气压梯度力不随高度而变化，则在北半球，风向随高度增加呈顺时针偏转，风速增大；在南半球，风向随高度增加呈逆时针偏转。到自由大气高度，风向与地转风保持一致。其与摩擦层底部风向交角的大小与地理纬度、下垫面粗糙度，以及大气稳定度有关，一般在 20°～30°之间。尽管定量计算时误差较大，其基本理

论和定性结论在大气边界层动力学中仍有重要的应用价值。

【罗斯贝廓线】 Rossby profile　近地层风速廓线的一种模式。在粗糙的地表附近，罗斯贝认为粗糙度对混合长的作用仅限于与粗糙度(z_0)相当的高度层内，并假设 $l = k(z + z_0)$，l 为混合长，k 为卡门常数。由此可导出近地层的平均风速罗斯贝廓线：

$$\bar{u} = \frac{u^*}{k}\ln(\frac{z + z_0}{z_0})$$

式中：u^* 为摩擦速度；$\bar{u}$ 为 z 高度上的平均风速。上式与对数风速廓线相似，当满足 $z > z_0$ 条件时，可认为二者相同。

【热力湍流】 thermal turbulence　因热力作用导致层结不稳定而产生的大气湍流运动。在边界层内，由于地表温度变化比空气显著，使空气密度在铅直方向产生了差异。当下热上冷、层结不稳定时，热力作用将促使湍流发展。热力湍流在大气边界层内普遍存在。其抑制、发展的判断依据有理查逊数(R_i)和莫宁-奥布霍夫长度(L)等。

【热力边界层】 thermal boundary layer　在固体壁附近，与固体存在明显温度差异的流体边界层。层内的法向温度梯度大，热传导作用显著。可用热传导方程来描述，并用湍流半经验理论将其简化为

$$c\rho\frac{\mathrm{d}\bar{T}}{\mathrm{d}t} = \frac{\partial}{\partial z}(k_t\frac{\partial\bar{T}}{\partial z})$$

式中：$\bar{T}$ 为平均温度；k_t、c、ρ 为湍流的热导率、比热容及密度。

【莫宁-奥布霍夫长度】 Monin-Obukhov length　用近地面层湍流切应力做功和浮力做功相对大小的长度尺度来表征大气稳定度的参数(L)。由前苏联学者莫宁和奥布霍夫提出，并用相似理论量纲分析方法求出层结稳定度对大气湍流影响的特征长度。白天热对流强时，L 约为 -10 米，风大多云时，L 约为 -100 米；夜晚风小稳定时，L 为正值，且数值小。人们还常用高度 Z 与 L 之比 Z/L 来表征湍流特性是热力作用或动力作用为主。当 Z/L 为负值且绝对值较大时，表示以对流性湍流为主；当 Z/L 接近于 0 时，表示机械湍流占主导地位；当 Z/L 为正值时，表示机械湍流受到抑制。Z/L 与理查逊数(R_i)有一一对应的关系。用 Z/L 代替 R_i 作局地稳定度的参数，其物理意义直观，分析推导简便。

【湍涡】 eddy　又称**涡团**、**涡旋**。湍流运动的流体元。其流动方向不同于流体总的流动方向，而整个湍流运动又是它所包含的各个湍涡运动的总合。湍涡引起的能量和物质输送的量级比由分子扩散引起的输送量级要大得多。动力和热力因子的作用都可导致湍涡的产生。在大气边界层内，湍涡对空气中能量和物质的垂直混合、扩散具有极重要的意义。它在实际大气中的尺度分布非常宽，可从厘米级的小尺度湍涡到上千千米天气尺度的气旋、反气旋系统以及西风带上层的罗斯贝波。海洋中形成湍涡的原因很多，包括风对海面的吹拂与沿岸的涌升流等等。

【湍流扩散系数】 turbulence diffusion coefficient　又称**湍流质量交换系数**、**质量输送系数**。湍流质量通量与质量密度梯度的比例系数，常以 k_m 表示，其量纲为(L^2T^{-1})。是研究大气边界层物理学和大气扩散估算中的一个重要参数。

【湍流交换系数】 turbulence exchange coefficient　流体特征量(如质量、动量、热量等)的湍流通量与该特征量之相关量在流体中铅直梯度的比例系数。泛以 k 表示。研究的特征量不同，所得的湍流交换系数也不同。如类比分子交换过程时，对动量交换有湍流黏性系数；对热量交换过程有**湍流热传导系数**(coefficient of turbulence heat transfer)用 h 表示(其量纲为 $L^2MT^{-2}\cdot L^{-2}T^{-1}\Theta^{-1}$)；对质量交换过程则有湍流扩散系数。实际大气中的湍流运动复杂多变，将湍流通量类比成分子输送过程并非总是正确的。分子交换系数取决于流体的物理性质，与时间及空间位置无关。而湍流交换系数则随时间与空间位置的变化而异。

【湍流黏性系数】 turbulence viscosity coefficient　亦称为**动力黏度**或**黏度**。流体作湍流运动时，雷诺应力与速度梯度的比例系数。常以 A 或 η 表示，量纲为($ML^{-1}T^{-1}$)。一般，三维运动流体在三个轴方向的湍流黏性系数是不同的。

【湍流扩散方程】 turbulent diffusion equation　由湍流运动所引起的质量扩散的数学描述。根据质量守恒原理，物质浓度的个别变化起因于湍流扩散通量差额。在直角坐标系中可写作

$$\frac{\mathrm{d}\bar{q}}{\mathrm{d}t} = \frac{\partial}{\partial x}(k_x\frac{\partial\bar{q}}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k_y\frac{\partial\bar{q}}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k_z\frac{\partial\bar{q}}{\partial z})$$

式中：$\frac{\mathrm{d}\bar{q}}{\mathrm{d}t}$ 为浓度的个别变率；k_x，k_y，k_z 分别为 x，y，z 坐标系轴向的湍流扩散系数(湍流质量交换系数)。上式为研究大气扩散的基本方程，它可在一定初始条件和边界条件下求解。

【风速廓线】 wind profile　风速随高度的变化曲线。因受下垫面的影响，风速在垂直方向呈现明显的变化，尤其是在低层大气中。若不考虑天气形势的影响，在平坦下垫面、中性层结的情况下，近地层风速随高度的分布可用对数律来模拟：

$$\bar{u}_z = \frac{u^*}{k}\ln(\frac{z}{z_0})$$

式中：$\bar{u}_z$ 为 z 高度上的平均风速；z 为距地面的高度；u^* 为摩擦速度；k 为卡门常数；z_0 为粗糙度。对于在较高层次的气象塔层内，风速廓线可用幂次律来拟合：

$$\bar{u}_z = \bar{u}_1(\frac{z}{z_1})^p$$

式中：z_1 为参考高度；$\bar{u}_1$ 为参考高度上的平均风速；p 为与大气稳定度、地面粗糙度有关的幂指数。风速廓线复杂多变，有埃克曼螺线型、急流廓线型等等。它在空气污染气象学、建筑学等方面有广泛的应用价值。

【地表粗糙度】 surface roughness　又称**粗糙度参数**、**粗糙度长度**。表征下垫面凹凸不平个体的高度和分散程度的、具有长度量纲的参数，常以 z_0 表示。也可理解为贴地层平均风速等于零时的高度。是研究大气环境、边界层气象问题时的重要参数。下垫面越粗糙，z_0 值越大。通常，可根据实测的平均风速廓线来推求 z_0 值。表中给出了几种典型下垫面的粗糙度。

不同下垫面的粗糙度 z_0 值

下垫面特性		粗糙度 z_0/cm
平坦地面		0.001
较大深度积雪面(≥20)		0.05
有短草的积雪面	$h_s \leqslant 10$	0.1
	$h_s \leqslant 5$	0.2
半沙漠		0.3
裸露的硬地		1.0
耕地		2.0
植物覆盖	$h = 0 \sim 3$	1.0
	$h = 4 \sim 5$	2.0
	$h = 5 \sim 10$	3.0
	$h = 11 \sim 12$	4.0
	$h = 21 \sim 30$	5.0
市镇		100
城市		200

注：积雪厚度 h_s 及植物高度 h 均以 cm 为单位。

【气象塔层】 meteorological tower layer 用气象观测塔对气象要素作梯度观测的大气底层。一般指从地面到 300～400 米高度的层次，大体上包括夜间稳定边界层和早晨初始阶段的不稳定边界层。此层内风向的垂直变化可忽略不计。当大气稳定度呈中性时，均匀下垫面上的风速廓线一般满足对数律。但湍流切应力的垂直分布随高度增加而减小，与近地层内的情况有所不同。

【卡门常数】 Karman constant 卡门(Von Karman)在导出混合长和速度廓线关系时所引入的经验系数。常以 k 表示。空气动力学风洞实验确定近似值为 $k=0.4$，实际大气中的观测值在 0.33～0.44 之间，但微气象学研究中一般取值为 0.35。它在研究脉动场的特征长度 l(混合长)及风速廓线等问题时，有重要的应用价值。

【大气扩散】 atmospheric diffusion 由于湍流、分子运动等的作用，空气的属性或组分从空间的任一点弥散、迁移到另一点的现象。广义的大气扩散通常泛指进入大气的污染物通过风、湍流、抬升、下沉、干湿沉降、化学转化等过程在空间逐渐分散、稀释的现象。它虽有助于缓解局地大气污染，但会扩大污染物的影响范围；可能会导致二次污染的形成；或将污染转移到土壤及水体中去。影响扩散的因子主要有地形、地物及气象条件(风、湍流、大气稳定度、对流速度尺度、混合层高度、降水等)。其中，主导因素是湍涡的尺度和强度。在不利于污染物扩散的大气背景(小风、逆温层深厚、局地环流明显、下沉气流旺盛等)和闭塞地形条件下，常出现高浓度污染。其研究方法一般分数学模拟、实验室风洞模拟及现场实验。研究大气扩散的理论有：①梯度-输送理论(k 理论)。假设由湍流引起的动量通量与局地风速梯度间呈线性关系，以湍流交换系数 k 为基础，用以平均速度表示湍流脉动的半经验理论来求解扩散方程。其根本缺陷在于把湍流扩散过程不合理地简单模拟为分子热运动。但只要 k_y、k_z 选取得合适，在处理复杂条件下的大尺度扩散问题时仍有其特有的优点；②统计理论。根据概率论与数理统计的原理来描述湍流脉动随机变量与其统计分布平均规律的关系，已被广泛用于解决小尺度扩散问题；③相似理论。在量纲分析基础上发展起来的一种研究近地层扩散问题的理论体系，而实际应用尚不多。大气扩散研究是预测和估算大气中的污染物浓度、进行大气环境评价、制定环境规划和城市布局以及选择大气污染控制对策的基础。

【大气扩散参数】 atmospheric diffusion parameter 又称**大气扩散标准差、浓度分布均方差**。是大气扩散能力的度量，常以 σ 表示。在直角坐标系中，横风向及铅直向上，分别以 σ_y，σ_z 表示，或用水平(或垂直)风向脉动角度的标准差 σ_A(或 σ_E)来表示。随着下垫面粗糙度增大、下风向距离增大以及大气稳定度减小，σ 值将随之增大。其间的关系可用指数形式表示：$\sigma_y = ax^p$；$\sigma_z = bx^q$。其中，a，b 为常数；p，q 为与稳定度有关的系数。在近地面、中性、小尺度扩散的情况下，一般认为

$$\sigma_z = \frac{1}{2}\sigma_y$$

【萨顿扩散公式】 Sutton diffusion formula 根据统计理论，在高斯模式和泰勒公式的基础上发展起来的一种用气象参数进行扩散估算的公式。其表达式为

$$\bar{C} = \frac{Q}{\pi \bar{u} c_y c_z x^{2-n}} \exp\left(-\frac{y^2}{c_y^2 x^{2-n}}\right) \cdot \left\{\exp\left[-\frac{(z-H)^2}{c_z^2 x^{2-n}}\right] + \exp\left[-\frac{(z+H)^2}{c_z^2 x^{2-n}}\right]\right\}$$

式中：$\bar{C}$ 为高架连续点源的平均浓度；Q 为源强；$\bar{u}$ 为平均风速；x 为下风向离源的距离；c_y，c_z 分别为横风向及垂直向的扩散参数；H 为有效源高。其主要缺点是需要精确的平均风场和湍流脉动场的测量；c_y，c_z 的确定资料处理工作量大；仅适用于平稳、均匀流场和开阔平坦地形上的小尺度扩散估算。现已被高斯模式所取代。

【大气扩散 k 理论】 k-theory of atmospheric diffusion 又称**大气扩散梯度-输送理论**。以湍流交换系数 k 为基础，用平均速度表示湍流脉动的半经验理论来求解大气扩散方程的理论。例如，①由湍流引起的动量通量与局地风速梯度成正比(其比例系数即为湍流交换的黏性系数 k)，以便在湍流黏性应力和平均速度间建立某种关系，减少未知数而使方程闭合。②对于在流体作定常运动、平均风速 $\bar{u}$ 沿 x 轴方向的简单条件下，连续点源的质量输送扩散方程为

$$\bar{u}\frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial c}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial c}{\partial z}\right)$$

令 $\bar{u}$ 及扩散系数 k_y、k_z 均为常数，其解为

$$C(x,y,z) = \frac{Q}{2\pi x (k_y \times k_z)^{1/2}} \exp\left[\frac{-\bar{u}}{4x}\left(\frac{y^2}{k_y} + \frac{z^2}{k_z}\right)\right]$$

式中：$C(x, y, z)$为某物质在坐标为(x, y, z)处的浓度，Q 为源强。这类 k 为常数的扩散即为费克扩散。k 理论的根本缺陷在于把湍流交换过程不合理地简单模拟为分子热运动过程。但在实用上，只要 k_y，k_z 选取得合适，在处理复杂条件下的大尺度扩散问题时，仍有其特有的优点。

【大气扩散统计理论】 statistical theory of atmospheric diffusion 根据概率论和数理统计的原理来描述湍流脉动随机变量与其统计分布平均规律的关系，并用以解决大气扩散问题的理论。单个粒子在湍流场中呈随机运动，但大量粒子的集合却趋于一个稳定的统一分布。若已知粒子的概率密度函数 p 与源强 Q，则其浓度 C 的空间分布便可知 $C(x, y, z) = Q\,p(x, y, z)$。若粒子分布符合正态律，则可得有界时高架连续点源的扩散模式：

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi \bar{u}\sigma_y\sigma_z} \exp\left(\frac{-y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \left\{\exp\left[\frac{-(z-H)^2}{2\sigma_z^2}\right] + \exp\left[\frac{-(z+H)^2}{2\sigma_z^2}\right]\right\}$$

式中：$\bar{u}$为平均风速，H 为有效源高，σ_y，σ_z 分别为 y，z 方向的扩散参数。统计理论无法从理论上导出实际大气中粒子扩散的概率分布函数 p 以及 σ_y，σ_z 与常规气象参数间的直接关系，但借助于一些经验和假设，已广泛地被用于解决平坦、开阔条件下的小尺度扩散问题。

【大气扩散估算方法】 method of atmospheric diffusion estimating 各种估算大气扩散能力(扩散标准差 σ)方法的总称。一般可分为：①实验测定法。通过现场测试或风洞模拟，直接对扩散物质进行测定和估算。包括各种示踪剂的浓度测定法、光学轮廓法、激光测烟法、标记粒子轨迹法、超声风速仪法等；②经验曲线法。包括帕斯廓尔-吉福德(Pasquill-Gifford)扩散曲线法、田纳西流域管理局(TVA)扩散曲线法；③模式估算法。用气象参数等实测值代入数学模式进行扩散估算。最通用的方法有布里格斯(Briggs)内插公式法、布鲁克海文(Brookhaven)国立实验室阵风度分类法、泰勒(Taylor)扩散系数法、克拉姆(Cramer)指数法等。

【大气扩散相似理论】 similarity theory of atmospheric diffusion 在拉格朗日假设的基础上研究近地层大气湍流扩散的理论。是在量纲分析的基础上发展起来的，后来莫宁首先将其用于湍流扩散研究。其实质是假定流场的拉格朗日性质仅取决于表征流

场欧拉性质的已知参量，而微粒扩散特征是与流场的拉格朗日性质相联系的。在上述假定下，采用量纲分析的方法，即可将微粒扩散的特征与风速、温度的空间分布联系起来。此结果仅适用于几十米厚的近地层内。再高层次的湍流黏滞力并不为常数，且有地转偏向力和其他因子的影响。新的研究趋于用局地湍流特征量（局地湍流强度 σ_w、湍流尺度 l 等）取代摩擦速度 u^* 和莫宁-奥布霍夫长度 L，以便不受近地面气层的限制。现因观测资料太少，实用起来尚有困难。

【摩擦层】 friction layer 大气底部受地面摩擦影响最显著的空气层。平均厚度约为 1.5 千米。层内空气的流动实际上是固体壁附近的湍流运动，有规则的对流和无规则的湍流运动强烈。北半球风向随高度顺时针偏转，要素分布呈现很大的垂直梯度，低云、雾、霾、大气污染物多出现在摩擦层。它在地球与大气间的能量、物质交换过程中起着重要的作用。

【机械湍流】 kinetic turbulence 因机械或动力因素形成的大气湍流。机械作用包括固体表面凹凸不平的摩擦作用、流体内部巨大的速度切变等等。例如近地面空气与地面的相对运动所形成的机械湍流；空气流经山丘、树木、建筑物等障碍物时，风向、风速的突然改变所引起的机械湍流等。

【热对流】 thermal convection 由于热力作用使流体状态发生变化而引起的有规则流动。它在大气科学中占有非常重要的地位。通常假定大气为鲍兴尼斯克流体，大气中的热对流是由于水平方向温度分布不均匀，造成密度差，从而产生净浮力驱动的流动。季风、海陆风、山谷风以及积云对流等等，均可认为是尺度不同的各类热力驱动的流动。

【自由对流】 free convection 又称**自然对流**。由于密度不同，使流体的一部分相对于其他部分形成浮力而产生的对流。大气中温度层结不稳定也会出现空气的自由对流。当上升空气冷却，水汽凝结成云时，凝结潜热的释放加大了浮力，会形成积云、积雨云等对流云系。强烈的对流云能产生雷暴、大风、暴雨、龙卷风等强烈天气。一般，自由对流是流场和加热场相互调整、相互影响的流动过程，其理论求解十分困难。

【城市热岛】 urban heat island 由于大城市人口稠密、交通发达、工业集中，加之建筑物本身的导热率和热容量大，使得城市的温度比郊区、农村要高 2～3℃甚至更多的现象。城乡水平温度的差异使得城区的暖空气上升，到一定高度后向四周辐散并在郊区上空下沉。空气下沉到地面后再向城市中心汇合，以补充底层空气质点抬升的损失，从而形成城市热岛环流。城市热岛的强度与盛行风的风速、人口密度、天气状况等有关。热岛环流一般白天弱而夜晚强。

【气团】 air mass 气象要素水平分布比较均匀的大范围空气团。在同一气团中，各地气温、湿度、层结稳定度等基本物理属性和天气现象大致相同。气团的水平范围可达几千千米，垂直范围可从几千米到十几千米。其形成必须具备两个条件：大范围性质比较均匀的下垫面；利于空气停滞的环流系统。气团离开源地到达下垫面性质不同的地区后，由于热量和水分强烈的交换，将引起其物理属性的改变，称气团变性。影响中国的气团主要是极地大陆气团和热带海洋气团。

【气团分类】 air mass classification 根据气团性质或形成源地所进行的分类。主要分类方法有：地理分类法及热力分类法。还可按大气环流的基本特性分类。①地理分类法。按照气团源地和下垫面性质分类，可将北半球气团分为冰洋（北极）气团、极地气团、热带气团、赤道气团四类。再根据下垫面性质把每一基本类型分为海洋性气团和大陆性气团。②热力学分类。根据气温及其所经过的下垫面的温度对比可分为暖气团和冷气团两类。③按大气环流的基本特性分类。根据大气环流的基本特征可将北半球的气团分为热带气团、中纬度气团和极地气团。

【暖气团】 warm air mass 又称**暖空气**。移动中的大范围空气比其所途经下垫面或环境的温度高，或形成于暖源地上的气团。当其移至冷下垫面上时，底部常伴有平流逆温或平流雾，以及小雨、小雪等稳定性天气。夏季白天，当暖气团移至迅速升温的陆地上空时，往往会产生对流性云和雷阵雨等不稳定性天气。

【冷气团】 cold air mass 又称**冷空气**。气温低于其所在下垫面温度及环境温度的移动气团，或形成于冷源地上的气团。在移动时可使其所经的下垫面变冷，而其本身则自下而上变暖，因而气团低层的稳定度趋于减小，有利于对流发展。此时，若冷气团含有充足的水汽，往往会出现积云、积雨云或雷暴天气。冬季影响中国的冷气团水汽含量一般较少，因而天气晴好，能见度高。但伴有沙尘或早晨有辐射雾时，能见度较差。北半球冷气团的主要源地有西伯利亚、加拿大北部以及高压控制下的北冰洋地区。

【冰洋气团】 arctic air mass 在极圈内冰雪覆盖的海洋和陆地上形成的气团。包括北极气团和南极气团。按其形成的源地又可分为海洋性冰洋气团与大陆性冰洋气团。它们在源地时的一般特性为：低温、干燥、晴朗、能见度好、层结稳定。

【极地气团】 polar air mass 形成于极圈外中、高纬度地区的气团。气团深厚，可从下垫面直达对流层顶。极地大陆气团的特性是：冬季低温、干燥、晴朗、层结稳定、常伴有强逆温。夏季逆温层消失，云量增多。影响中国的主要极地大陆气团源于西伯利亚和蒙古一带，但到达时已发生变性，称变性极地大陆气团。极地大陆气团移到海洋后变性的气团称极地海洋气团，常带来多云、阴天和降水。

【热带气团】 tropical air mass 形成于热带及副热带地区的气团。分热带大陆气团和热带海洋气团。影响中国的干燥、高温的热带大陆气团主要源于中亚地区；影响中国的热带海洋气团则源于太平洋、南海或印度洋，它高温、潮湿、水汽含量丰富。夏季主要活动于华南、华东地区。

【赤道气团】 equatorial air mass 形成于赤道附近洋面上的气团。湿度大而稳定度小，在其控制下，华南、华东一带常出现潮湿、闷热的强对流性天气，并为中国北方夏季的降水输送了大量水汽。

【地方性气团】 local air mass 在某一区域长时间停留，并与下垫面建立了热力平衡，对该区具有代表性的气团。它在同一季节内，气团属性随时间推移很少变化。

【变性气团】 transformed air mass 离开源地后，其原有属性逐渐改变了的气团。如形成于西伯利亚的极地大陆气团南下过程中，因下垫面的热量和水汽通过对流、湍流、辐射、蒸发、凝结等作用不断向上输送而逐渐失去了其原有的干冷性质。在中国境内活动的气团多为变性气团。东部宜人的秋高气爽天气便是受变性极地大陆气团控制的结果。

【锋】 front 两个不同性质的气团相遇时，其间要素不连续的狭窄过渡区。其水平伸展范围与气团尺度相当。而垂直高度变化幅度大，有的高达对流层顶，有的仅离地 1～2 千米，呈倾斜状。由于锋区的厚度远小于气团尺度，所以可将其视为一几何面，称作锋面。锋面与下垫面的交线称锋线。在等压面图上，锋区等温线密集并与锋面大致平行。锋面过境时气象要素和天气现象变化剧烈。根据锋的移动特性可分为暖锋、冷锋、准静止锋、锢囚锋；根据锋的伸展高度可分为对流层锋、地面锋、高空

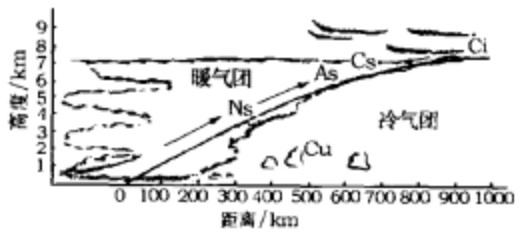
锋;根据其形成的源地又可分为冰洋锋、极锋和赤道锋。

【锋线】 frontal line 锋面与下垫面的交线。

【锋面】 frontal surface 不同性质气团间的狭窄过渡区被近似视为的一个几何面。

【冷锋】 cold front 冷气团推动锋面向暖气团一侧移动的锋。其锋面坡度大于暖锋,约为 1/25 ~ 1/100。快行冷锋常向暖气团一侧突出而形成一个冷空气楔。由于冷气团在移动过程中变性程度的差异,在主锋前后往往可出现一条或几条副冷锋。冷锋过境时,气压猛升、气温和绝对湿度骤降、风力加大、风向顺转。是影响中国的重要天气系统,尤其是在北方的冬季。强冷锋常带来大风、雪暴、霜冻等灾害性天气。

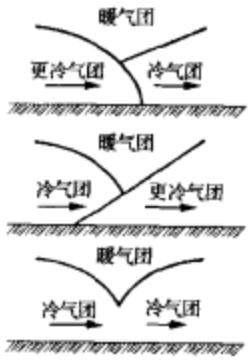
【暖锋】 warm front 暖气团推动锋面向冷气团一侧移动的锋。其锋面坡度小于冷锋,约为 1/100 ~ 1/300。暖锋临近时,依次出现卷云、卷层云、高层云、雨层云和连续性降水。暖锋过境后,气温上升、相对湿度下降、风向顺转(如图)。在中国,暖锋过境的天气变化不如冷锋明显和强烈,多在东北及长江中下游地区活动,并常与冷锋活动联系在一起。



暖锋云系

【静止锋】 stationary front 又称**准静止锋**。移动缓慢而呈准静止状态的锋。有时锋面在冷暖气团间作往返小摆动。中国的静止锋多由于冷锋移动过程中受地形阻挡而形成,常出现在南岭、云贵高原及天山一带,分别称为华南静止锋、云贵静止锋和天山静止锋。由于其坡度小,且移动非常缓慢,所以往往造成大面积的连阴雨天气。

【锢囚锋】 occluded front, occlusion front 三种性质不同的气团(暖气团、冷气团、更冷的气团)所形成的两条锋面相遇后合并形成的锋(如图)。其形成一般有三种情况:①两条冷锋相遇(华北锢囚锋);②山脉阻挡(地形锢囚锋);③温带气旋中冷锋追上暖锋。按照锢囚锋两侧气团的温差大小,又有暖性锢囚锋、冷性锢囚锋和中性锢囚锋之分。中国春季的东北、华北是其频繁活动的地区,多由蒙古及贝加尔湖移入,少数生成于当地。锢囚锋附近常有恶劣天气,雨区多位于锋线至 700 百帕之间。



锢囚锋的类型

【主锋】 principal front 主要气团间狭窄的过渡区。其伸展范围广,生命史长。北半球常见的主锋有北极锋、极锋、热带锋。主锋常派生出其他多种锋面。除热带锋外,其他各类主锋两侧温差明显,伸展高度大,对天气、气候有重大影响。常伴有风、云、雨、雪等天气。

【副锋】 secondary front 同一气团内部水平方向属性分布不均匀所产生的狭窄过渡区。其两侧温差相对较小、伸展高度低、范围小、生命史短。常出现在变性气团和新鲜气团之间。中国北方地区常出现有风无雨的副冷锋。

【极锋】 polar front 极地气团和热带气团之间的半永久性锋。锋区内经向温差大,是大气能量积蓄的重要场所。常有气旋在锋区内发生或发展,并伴有暴雨、大风等激烈的天气过程。是中高纬度地区最主要的锋区和天气系统之一。其在东亚平均位于北纬 45° ~ 50°之间,但随季节更迭南北变化幅度很大。其活动与中国的雨区位移密切相关。

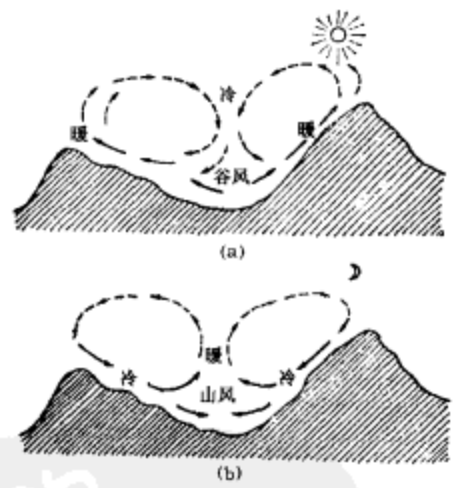
【热带锋】 tropical front 热带气团与赤道气团间狭窄的过渡区。与冰洋锋、极锋不同,其两侧气团的差异主要表现在湿度和气流上,而温差并不明显。热带锋常被分割成几支,其中一些分支常年位于北半球。如太平洋和大西洋东部的热带锋;其他分支冬季在北半球消失而在南半球加强,夏季相反。季节性变化明显。

【气压梯度力】 pressure gradient force 由于气压分布不均匀而作用在单位质量空气上的净压力。其方向是从高压指向低压,大小与气压梯度力成正比,与空气密度成反比。在低层大气中,垂直方向的气压梯度力约为 100 百帕/千米,而水平方向约为 1 百帕/千米。但因重力与垂直方向的气压梯度力始终保持平衡,所以在垂直方向不会产生强大的上升气流。水平气压梯度力虽较小,却可在一定的条件下产生强大的空气水平运动。

【摩擦力】 friction force 一种介质或物体对相接触的另一种介质或物体的相对运动所施加的阻力。由于大气属黏性流体,实际空气运动具有湍流性质,因而其摩擦力包括分子摩擦应力和湍流摩擦应力。自由大气中的风速垂直梯度很小,因而摩擦力的作用可以忽略不计。但在边界层大气中,摩擦力的量级可与气压梯度力、地转偏向力相比,它消耗大气动能,并与气压梯度力、地转偏向力共同决定着风向。

【地转偏差】 geostrophic departure 实际风与地转风之间的偏差,是天气系统发展的重要原因。其产生的原因有:风场的非定常性所决定的等变压风;风速沿流线方向分布的不均匀性;流线的弯曲;垂直运动及风矢在垂直方向的切变。

【山谷风】 mountain-valley breeze 在山区、丘陵地带的晴朗、稳定天气条件下,由热力原因引起的、在山坡与山谷之间随昼夜交替而发生风向转换的风。白天盛行由谷地吹向山坡的谷风(图 a),夜间则为由山坡吹向谷地的山风(图 b)。日出后,山坡增热较快,温度高于山谷上方同高度的空气温度,水平温度梯度由山坡指向谷底。坡地上的暖空气不断上升,从山坡流向上方。谷底的空气则沿山坡向上补充流失的空气,在山坡和山谷间产生了谷风环流。夜间,形成与白天相反的山风环流。山风强度一般比谷风弱。从 20 时到次日 8 时左右一般为山风,14 ~ 17 时为谷风。山谷风是山区经常出现的一种局地环流,只要大范围气压场比较弱就可能出现。有些高原和平原的交界处,也可以观测到与其相似的局地环流。

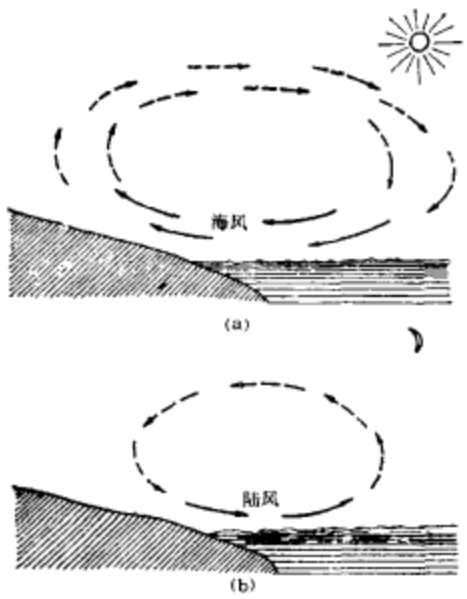


山谷风示意图

【地转风】 geostrophic wind 自由大气中,空气沿平直等压线的稳定水平运动。此时,摩擦力为零,水平气压梯度力与水平地转偏向力达到平衡,因而风与等压线平行。在北半球,背风而立,高压在右,低压在左;南半球相反。赤道附近的水平地转偏向力很小,不存在地转风。对于中纬度的天气系统而言,地转风可作为实际风的第一近似。它是梯度风的一种简单情况。

【海陆风】 land-sea breeze 沿海地区海陆间因热力原因引起的风向昼夜交替转变的风。白天在太阳照射下,陆地比海洋增热

快,气温高而气压低,气压梯度由海面指向陆地并形成海风,见图(a);夜间情况恰恰相反,形成了由陆地吹向海洋的陆风,见图(b)。一般海风在8~11时开始,午后最强。日落后20时左右逆转为陆风。在海陆温差大、系统性天气影响小的情况下,海陆风环流得以充分发展时,海风风速可达7米/秒,深入陆地几十千米;陆风一般比海风弱,可达1~2米/秒。在广阔的湖泊水面周围,常可出现与海陆风类似的风向昼夜有规律周期变化的湖陆风环流。



海陆风示意图

【热成风】 thermal wind 地转风随高度增加的改变量。由水平方向的温度差异所引起,并与平均温度线平行。北半球背风而立,高温在右,低温在左;南半球相反。其大小与平均温度梯度成正比,与纬度的正弦值成反比。在自由大气中,随高度升高,实际风越来越趋向于热成风。热成风是天气学分析中的重要理论基础。根据温压场的三维空间结构便可知不同层次的地转风。

【梯度风】 gradient wind 没有摩擦力作用时,气压梯度力、地转偏向力、离心力三者达到平衡时空气的水平运动。在北半球,背风而立,高压在右,低压在左;南半球相反。理论上梯度风更接近实际风。但由于惯性离心力很小,且难于计算,因此用地转风来近似表示实际风更为方便。

【水平风速】 horizontal wind speed 又称风速。空气相对于地面运动速度的水平分量。气象学上分平均风速与瞬时风速。它受地形、地物和天气形势的影响,存在着明显的地方性以及季节变化和垂直变化。

【风力】 wind-intensity, wind force ❶风的强度。❷风在建筑物或其他物体上作用的力。气象上常用根据风对地面或海面物体引起的各种征象定出的蒲福风级表示。从0到12分为13个等级,各级风力与风速的对应关系如表所示。

风力等级	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
名称	无风	软风	轻风	微风	和风	清风	强风	疾风	大风	烈风	狂风	暴风	飓风
相当风速 $m \cdot s^{-1}$	0.0~0.2	0.3~1.5	1.6~3.3	3.4~5.4	5.5~7.9	8.0~10.7	10.8~13.8	13.9~17.1	17.2~20.7	20.8~24.4	24.5~28.4	28.5~32.6	大于32.7

【静风】 calm 蒲福风级中的零级风。风速为0~0.2米/秒,空气静稳,烟流直上。

【软风】 light air 蒲福风级中的一级风。风速为0.3~1.5米/秒,烟流倾斜向上,但风向标无反应。

【轻风】 light breeze 蒲福风级中的二级风。风速为1.6~3.3米/秒。此时树叶微响,人面部有感觉,风向标可转动。

【微风】 gentle breeze 蒲福风级中的三级风。风速为3.4~5.4米/秒。此时树枝轻摇,旌旗展开,渔船有摇晃。

【和风】 moderate breeze 蒲福风级中的四级风。风速为5.5~7.9米/秒。此时地面可有灰尘或纸张扬起,树枝摇动。渔船满帆时,船身倾斜。

【清风】 fresh breeze 蒲福风级中的五级风。风速为8.0~10.7米/秒。此时小树摇摆,湖面起波,渔船收帆。

【强风】 strong breeze 蒲福风级中的六级风。风速为10.8~13.8米/秒。此时电线呼呼作响,撑伞困难。

【疾风】 near gale 蒲福风级中的七级风。风速为13.9~17.1米/秒。此时迎风行走不便,全树摇动,渔船靠岸。

【大风】 gale 蒲福风级中的八级风。风速为17.2~20.7米/秒。此时可折毁树枝,行走很困难。

【烈风】 strong gale 蒲福风级中的九级风。风速为20.8~24.4米/秒。此时小屋可遭受破坏,汽船航行困难。

【狂风】 storm, whole gale 蒲福风级中的十级风。风速为24.5~28.4米/秒。此时可拔树倒屋,汽船航行危险。陆上少见。

【暴风】 violent storm 蒲福风级中的十一级风。风速为28.5~32.6米/秒。陆地上若出现时,可有重大破坏。

【飓风】 hurricane ❶蒲福风级中的十二级风。风速为大于或等于32.7米/秒。恶浪滔天,摧毁力极大。❷发生在西北大西洋、墨西哥湾、加勒比海和东北太平洋上的、中心风力达12级或以上的强热带气旋。若发生在西北太平洋和南中国海的则称台风。❸中国明代以前的古籍中将台风称飓风。

【垂直速度】 vertical velocity 铅直方向的速度分量。除小尺度的情况(如积雨云、龙卷)外,大气中的垂直速度要比水平速度小1~2个数量级。因而,大气运动可以看成是准水平的。

【平均气流】 mean air-flow 在时间平均图或空间平均图上表现出的气流。一般呈波状,且波动的时间尺度和空间尺度均较大,为长波或行星波。大气中的平均运动有经向气流和纬向气流之分,并以纬向为主。

【理想气体】 ideal gas, perfect gas 理论上所使用的、严格遵守查理定律和波义耳定律的气体。或适合于气体状态方程($pV = RT$)的气体。实际大气中并不存在,但在研究和处理一些气象问题时被广泛应用着。

【湿球温度】 wet-bulb temperature 纯净液态水在空气中绝热、等压地蒸发到使空气达到饱和时所具有的温度。常用θ来表示,是表征空气干湿程度的物理量。实际工作中可直接利用湿球温度表读出。利用湿球温度与气温的差值可计算空气中的水汽含量。因此,可用θ的垂直变化来判断大气静力稳定度。

【位温】 potential temperature 一块干空气从原来位置绝热压缩或膨胀到气压为1000百帕时所具有的温度。绝热过程中气块的温度与压力间的关系遵守泊松方程。干空气做绝热运动时,位温是守恒的。

【等容过程】 isosteric process 某气块在运动中体积保持不变的过程。此时,压力与温度之比为一常数。由于其体积恒定,故不对外做功。依热力学第一定律可知,加热的作用全部用于增加气块的内能。

【等温过程】 isothermal process 系统温度维持恒定的过程。此时,由状态方程可知,气压与体积的乘积为一常数。温度恒定说明内能不变,则外界加热所增加的能量全部用于体积膨胀对外做功。

【等压过程】 isobaric process 系统压力维持恒定的过程。此时,由状态方程可知,体积与温度之比为一常数。外界的加热既用于对外膨胀做功,又用于增加内能。

【多元过程】 polytropic process 大气中出现多种过程的总称。此时,可假设加热(dQ)与温度变化(dT)成正比。不同的比

例系数规定了不同的特殊过程，即 $dQ = CdT$ 的过程为多元过程（C = 常数）。若 $C = 0$，为绝热过程；$C = C_V$，为等容过程；若 $C = C_p$，为等压过程；而当 $C = \infty$ 时，$dT = 0$，则为等温过程。

【干绝热过程】 dry-adiabatic process 气块内不含水汽且不与外界发生热量及质量交换的过程。它满足泊松方程。对未饱和湿空气来说，只要在垂直运动过程中未达到饱和，均可作为干绝热过程处理。在干绝热过程中，气块每上升（或下降）100 米，温度大约下降（或上升）1℃。

【湿绝热过程】 moist-adiabatic process 饱和湿空气与外界没有热量交换时的一种理想的可逆过程。随着饱和湿空气作上升运动，水汽因绝热冷却而发生凝结，所释放的凝结潜热将部分抵消因膨胀而失去的热量，因此气块温度随上升运动下降得比干绝热过程要慢。但当凝结物脱离原来的饱和湿气块，则称假绝热过程。

【位能】 potential energy 又称**势能**。气块在地球重力场中所具有的与其所处位置有关的能量形式。设重力加速度为 g，单位质量气块沿重力方向的位移为 dz，则位能的变化 $dp = gdz$。它储存在气块内部，在一定条件下可转化为大气的动能。

【热力学能】 thermodynamic energy 简称**内能**（internal energy）。空气内部微观状态所决定的一种能量形式。标准名称为热力学能，原习惯称内能。设空气为理想气体，其温度为 T，温度的变化为 dT，定容比热容为 c_V，则其内能变化 dV 可用 $c_V dT$ 来表示。大气中各种形式的能量之间是可以互相转化的。若估算出大气内能的变化，将有助于估算出大气中其他形式能量的变化。

【潜热能】 latent heat energy 物质在相变时所释放或吸收的热量。水汽凝结为水时所释放出的热量为凝结潜热（L_{ww}）；相反过程所吸收的热量为蒸发潜热（L_{wv}）。水汽直接变成冰所释放出的热量为凝华潜热（L_{vi}）；相反过程所吸收的热量为升华潜热（L_{iv}）。水冻结成冰所释放出的潜热为冻结潜热（L_{wi}）；相反过程所吸收的潜热为融化潜热（L_{iw}）。单位质量物质的潜热称为**比潜热**，用符号 l 表示。

水在正常冰点、沸点、三相点时的比潜热 l

相变	l/(cal·g^{-1})	l/(J·g^{-1})
冰 $\overset{0℃}{\rightleftharpoons}$ 水	80	335
水 $\overset{100℃}{\rightleftharpoons}$ 汽	540	2260
冰 $\overset{0.1℃}{\rightleftharpoons}$ 汽	667	2834

而水和冰升降温时的比热容 c 分别为：$c_{水} \approx 1$ 卡/(克·℃) = 4.1868 焦/(克·℃)；$c_{冰} \approx 0.55$ 卡/(克·℃) = 2.3 焦/(克·℃)。可见，比热容的影响较相变热为小。对流云发展过程中大量潜热能的释放或吸收，是中、小尺度系统发生、发展的重要能源。

【湍能】 turbulent energy 流体作湍流运动时，脉动速度平方所构成的脉动动能。简称湍能。设脉动速度为 $\overline{v'}$，则湍能为 $1/2\rho|\overline{v'}|^2$ 式中（ρ 为空气密度）。湍流运动的发生、发展、维持、衰减或消逝，归根到底是由于脉动动能（湍能）增加、不变或减少的结果。湍能的大小反映了湍流活动的强弱。其大小对近地面层和大气边界层中物质的垂直输送与交换起着重要的作用。

【重力波】 gravity wave 流体在重力作用下产生的波动。可分为重力外波和重力内波。重力外波是处于大气上下边界附近的空气质点受到扰动以后偏离平衡位置，在重力作用下产生的波动。它主要发生在边界面上，离边界面越远，波动越不显著。而重力内波是在大气内部的不连续面上（如速度不连续的切变线形成的面；密度不连续的锋面等）或稳定的大气层结中（$\gamma < \gamma_d$），空气质点受到扰动后偏离平衡位置，在重力作用下产生的波动。重力波中的空气质点在重力作用下垂直振荡，而传播方向是水平的，所以重力波是一种横波。

【背风波】 lee wave 气流越过丘陵和山脉后，由于地形的强迫和大气本身的特征在背风坡产生的中尺度波动。越山气流引起的中尺度波动一般分为两类：一类发生在山脉的上空，它的波长与山脉的大小密切相关，称地形波。另一类见于山脉的背风坡，称背风波。其波长主要取决于大气的状况，与引起强迫作用的障碍物的尺度关系不大。背风波的波长大约从 2～70 千米左右。从卫星云图看，在山脉的下游可以看到伸展达几百千米的带状云分布，云带平行于山脉，在对流层和平流层都能观测到。背风波的出现与大气层结、风速等因子有关。并对山后的云、雨的加强与减弱有关，对飞行安全有重要影响。

【大气波动】 atmospheric waves 大气中出现的各种波动的总称。实际大气的运动虽然极为复杂，但无论是在天气图上还是单站气象要素的时间变化上，都表现出波动的特征。大气的运动是各种波动叠加的结果。产生大气波动的因子很多，除重力、科里奥利力外，还有大气温度层结和大气的可压缩性等因素。不同因子形成的波动有不同的特性，不同类型的波动对天气也有不同的影响。大气中的基本波动有：大气声波、重力波、惯性波、罗斯贝波、开尔文波等。还有某些混合的波动，如惯性重力波、混合罗斯贝-重力波等。罗斯贝波是由科里奥利参数随纬度变化而形成的，它与中短期天气过程关系密切。重力波是由于重力作用和大气层结而引起的，它与中小尺度天气系统相关。声波的波速较快，与天气变化关系不大。在数值天气预报中往往将声波作为气象噪声而过滤掉。

【罗斯贝波】 Rossby wave 又称**大气长波**（atmospheric long wave）、**涡旋慢波**、**行星波**（planetary wave）。中高纬度地区对流层中上层的气压场和流场常呈现的波动。其波长较长，振幅较大，移动速度较慢。C·G·罗斯贝较仔细地研究了这种波动，故称罗斯贝波。他首先根据绝对涡度守恒原理，从理论上证明了在中高纬度地区对流层中上层，当气流有南北扰动和科里奥利参数随纬度变化时所引起波动，并给出了波动的移速。该波动与中短期天气过程的关系非常密切，是气象学中最重要的波动。近年来的研究发现在低纬度也存在罗斯贝波，而且往往与重力波混合，常称混合罗斯贝-重力波。

【大气层结稳定度】 atmospheric stratification stability 受扰动后的某一气块返回或远离其原来平衡位置的趋势和程度的度量。是影响大气湍流扩散能力的重要因素。若一气块受外力作用作垂直运动时，逐渐减速且趋于返回原来的位置，则大气层结稳定；反之则为不稳定。若气块既不加速远离原来的位置，又不减速返回原来的位置。此时，大气层结呈中性平衡状态。除了受温度层结影响的热力因子外，大气稳定度还受风场、地表粗糙度等动力因子的制约。在污染源、地形和地物等条件一定时，大气愈不稳定，愈有利于污染物的稀释扩散；而大气愈稳定，引起污染的潜势则愈大。

【绝对稳定】 absolute stability 在给定点上，无论空气是否饱和均处于静力稳定状态。定该点的环境空气的温度直减率为 γ，湿绝热直减率为 γ_s，当 $\gamma < \gamma_s$ 时，该点的气块受扰动离开原来高度。若气块上升，无论气块是饱和或未饱和，它按湿绝热直减率或干绝热直减率降温，其温度都低于环境空气温度。因而在重力作用下，将下沉回到原来的高度。如果气块受扰动而下沉，无论气块是饱和或未饱和，都将按干绝热直减率增温，其温度高于环境空气的温度。在浮力作用下，它将上升回到原来的

高度。它表明该点空气是绝对稳定的。绝对稳定的层结只出现在某些等温或逆温层内。

【绝对不稳定】 absolute instability 在给定点上,无论空气是否饱和均处于静力不稳定状态。假定该点环境空气的温度直减率为 γ,干绝热直减率为 γ_d,当 $\gamma > \gamma_d > \gamma_s$ 时,该点气块受扰动离开原来高度,若气块上升,无论气块是饱和或未饱和,将按湿绝热直减率或干绝热直减率降温。由于温度都高于环境空气温度,在浮力作用下,将继续上升,而不回到原来的高度。相反,若气块受扰动下沉,无论气块饱和或未饱和,将按干绝热直减率增温。因其温度低于环境空气的温度,在重力作用下,它将继续下沉而不能回到原来的高度,表明该点空气是绝对不稳定的。在大气中,$\gamma > \gamma_d$ 的超绝热状态只有在夏季午后近地面气层中才会出现。

【中性稳定】 neutral stability 气块受扰动作垂直运动时,其铅直方向的加速度为零的状态。对于干空气和未饱和湿空气位移时一直处于未饱和状态,如果环境空气的温度直减率与干绝热直减率相等,气块的温度与环境基本相同。这时气块本身的重力与浮力正好大小相等、方向相反,大气的静力稳定度即为中性稳定。对于饱和湿空气,如果环境空气的温度直减率与湿绝热直减率相等,大气的静力稳定度也是中性稳定。

【条件不稳定】 conditional instability 饱和空气在给定点上处于静力不稳定的状态。假定该点的环境空气的温度直减率为 γ,干绝热直减率为 γ_d,湿绝热直减率为 γ_s,当 $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ 时,未饱和气块受扰动上升或下沉时按干绝热直减率降温或增温,因其温度低于或高于环境气温,在重力或浮力作用下,将下沉或上升回到原来的高度,表明该点空气是稳定的。如果气块是饱和的,气块受扰动上升则按湿绝热直减率降温,因其温度高于环境气温,在浮力作用下,它将继续上升而不能回到原来的高度,表明该点空气是不稳定的。

【气块法】 parcel method 判别大气静力稳定度的一种方法。某运动气块初始时和周围空气属性一致,假定其做微小的铅直位移,并假定:①气块运动不扰动环境空气,即环境空气无补偿运动;②气块移动过程中与周围环境空气无质量和热量交换,即无混合作用;③气块本身的气压在任何时刻都与周围环境的气压相同。由此可推导出气块法的静力稳定度的判据如下:①对于干空气和露点温度较低的未饱和湿空气(气块向上微小位移还达不到凝结高度)的静力稳定度判据是:$\gamma < \gamma_d$(稳定);$\gamma = \gamma_d$(中性);$\gamma > \gamma_d$(绝对不稳定)。②对于湿空气的静力稳定度判据是:$\gamma < \gamma_S$(绝对稳定);$\gamma_s < \gamma < \gamma_d$(条件不稳定);$\gamma > \gamma_d$(绝对不稳定)。以上式中 γ_d 为干绝热直减率;γ_s 为湿绝热直减率;γ 为环境空气温度直减率。对于 $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ 的条件不稳定判据是:①对于未饱和薄气层是稳定的;②对于含液态水的饱和薄气层是不稳定的;③对于不含液态水的饱和薄气层,气块向上运动是不稳定的而向下运动是稳定的。

【薄层法】 slice method 判别大气静力稳定度的一种方法。实际上,气块法的假定是不合理的。为了改进气块法中环境空气不受气块运动扰动影响的不合理假设,J. 皮叶克尼斯在 1938 年提出了薄层法判据。它考虑大气中一个范围相当大的水平薄空气层,并假定:①通过气层向上和向下的气流质量相等;②初始时气层是静止的,且等压面、等温面和等密度面重合,即静止气层处于正压状态;③上升和下沉气流中的气层温度变化是绝热的。由此可推导出薄层法的静力稳定度判据。薄层法排除了气块法的周围空气无补偿运动的不合理假定,但具体应用时,由于不能测定上升气流的总水平面积 A 和下沉气流的总水平面积 A',因此使用中尚有困难。

【等温线】 isotherm 温度场中温度数值相等的各点的连线。其时间及空间分布反映了大气中的温度场变化。剖面图上的等温线分布可反映大气静力稳定度的状况。

【等压线】 isobar; isobaric line 等高面上气压相等的各点的连线。水平面上的等压线反映了大气压力的水平分布,可近似表示大气水平运动的状况。习惯上每隔 2.5 百帕或 5 百帕绘一条等压线,并在其两端或闭合等压线的北边标注气压值。高空等压线分析基本上遵守地转风法则,即等压线与风向大致平行。在北半球,背风而立,低压在左,高压在右;南半球则相反。由于摩擦作用,地面图上的等压线与风之间有一定的夹角。海洋上的夹角约为 15°,陆地平原地区为 30°,而山区和高原地区则难以遵守地转风法则。

【等雨量线】 isohyet, isopleth of rainfall 天气图上相等雨量各点的连线。通过等雨量线分析,可知雨区变化、雨量梯度以及暴雨区的大小和暴雨强度。

【槽线】 trough line 天气图上气压场与位势高度场的特征线。在地面天气图上或高空等压面天气图上,低压槽内各条等压线或各条等高线的气旋性曲率最大处的连线。槽线两侧的风向切变明显。一般在高空形势图上须进行槽线分析。

【脊线】 ridge line 天气图上气压场或位势高度场的特征线。在地面天气图上或高空等压面天气图上,高压脊内各条等压线或等高线反气旋性曲率最大处的连线。脊线两侧的风向切变明显。一般在高空形势图上须进行槽线分析。

【等压面等高线】 contour line of isobaric surface 气象学上为表征高空大气运动的状况,在等压面天气图上位势高度相等点的连线。用一组不同位势高度但间隔相等的水平面与等压面相截,其投影在水平面的地图上的交线称等高线。它描绘了等压面高低起伏的形势。在无探测记录的地方须根据周围邻近测站资料内插。在高空自由大气中分析等高线一般需要遵循地转风规则:①等高线的走向和风平行,在北半球,背风而立,高值区(高压)在右,低值区(低压)在左;②等高线的疏密(即等压面的坡度)和风速的大小成正比。但在等高线有显著辐合、辐散或曲率较大的山区、高原及低纬度地区,实际风与地转风有偏离。

【切变线】 shear line 在等压面或等高面上,具有气旋性切变的风矢量急剧变化的不连续线。是西风带的短波系统。它常与地面锋系相配合,在低空 850 百帕和 700 百帕层最清楚。多出现在西风槽的南段移速慢于北段移速而成为横槽时,或形成于两个高压之间。中国全年各地都可出现,其中以春末、夏初的江淮切变线最显著。是主要的降水天气系统之一。

【不连续面】 *surface of discontinuity* 流体中存在的两侧物理量或其空间导数发生不连续的界面。大气中的锋面就是不连续面,其两侧的风、密度和温度等是不连续的,是中高纬度的重要天气系统之一。

【层结曲线】 stratification curve 又称**上升曲线**。将探空测得的上空气压、气温和露点的铅直分布记录点绘在大气热力图解上所连成的曲线。通过层结曲线和过程曲线可以分析大气的静力稳定度。

【过程曲线】 process curve 又称**状态曲线**。在大气热力图解上,气块在绝热上升过程中温度随高度变化的曲线。对于干空气块,绝热上升,则按干绝热直减率上升降温,其过程曲线是一条干绝热线;对于饱和湿空气块绝热上升则按湿绝热直减率上升降温,其过程曲线就是湿绝热线。如果开始时气块是未饱和

的湿空气，绝热上升时先按干绝热直减率上升降温，达到饱和后再按湿绝热直减率上升降温，其过程曲线是由饱和点（亦称抬升凝结高度）以下的干绝热线和饱和点以上的湿绝热线组成。

【压-高曲线】 pressure-height curve 常简写为**压高曲线**。表示气压与高度所对应的函数关系的曲线。在常用的温度-对数压力图上，把横坐标的温度数值改为从右向左增大的高度值，一般将 40℃定为 0 千米，温度间隔 10℃改为高度间隔 1 千米。纵坐标仍为对数压力不变，所绘出的压高曲线近于直线，然后将探测报告中的气压值和高度值依次点绘在图上，最后连接各点即得压高曲线。通过压高曲线，可以得到测站上空不同气压所对应的高度。与层结曲线配合，可以比较准确地计算出云底和云顶高度、云厚、温度为 0℃和 -20℃的高度和逆温层的高度。

【气温直减率】 atmospheric temperature lapse rate 气温随高度的变化率。通常用 γ 表示。其数学定义为 $\gamma = -\partial T/\partial z$。式中 T 为气温；z 为高度。对流层中气温随高度升高而降低（约为 0.6℃/100 米）。在平流层下部，$\gamma \approx 0$；在平流层中上部，$\gamma < 0$。

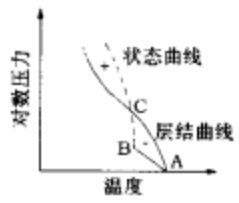
【干绝热直减率】 dry adiabatic lapse rate 干空气或未饱和湿空气气块绝热上升过程中不发生水汽相变时，温度随高度的变化率。通常用 γ_d 表示。在静力平衡假定下，由热力学第一定律可求得

$$\gamma_d = \frac{dT}{dz} \approx \frac{g}{c_p} \approx 1℃/100\text{ 米}$$

式中：T 为温度；z 为高度；g 为重力加速度；c_p 为空气的定压比热容。

【对流凝结高度】 convective condensation level 由于地面的加热作用，气块沿干绝热线上升，水汽达到饱和并发生凝结的高度。在大气热力学图解上，通过地面露点的等饱和比湿线与大气层结曲线的交点所在的高度就是对流凝结高度。其数值反映了局地热力性对流云的云底高度。

【自由对流高度】 free convection level 层结大气中对流运动能够获得自由发展的高度。在条件不稳定的大气层中，未饱和湿空气块受外力作用抬升，开始阶段气块是处于稳定状态，后来转变为不稳定状态的起始高度。在大气热力图解上，气块自 A 点起，先沿着干绝热线上升达到抬升凝结高度 B 点，气块变为饱和，然后再沿湿绝热线上升到与由 A 点起始的大气层结曲线相交于 C 点，C 点即为自由对流高度。一般将由于净浮力作功使气块增加的能量称为不稳定能量。所以在 C 点以下，$T < \overline{T}$（T 为气块温度，$\overline{T}$ 为环境空气温度），气块上升是由于外力作功，这时气块增加了负不稳定能量。C 以上，$T > \overline{T}$，这时浮力作功，气块增加了正不稳定能量。不稳定能量的大小由大气层结曲线和气块上升的过程曲线所围成的面积大小来衡量。C 点以上是正面积，C 点以下是负面积。正面积大于负面积愈多，表示气层愈不稳定。



自由对流高度求取示意图

【绝热变化】 adiabatic change 当所考虑的系统在发生状态变化过程中与周围环境间无热量交换的变化过程。严格来讲，实际大气中不存在绝热变化。干空气运动时与环境空气间不可避免有质量和热量的交换。对于运动中的湿空气，则有可能发生水的相变，就更不可能是绝热变化。但为了使问题简化，当所考虑的系统发生状态变化且与周围环境间的质量和热量交换很少时，可以近似看成是绝热的。由热力学第一定律可知，绝热变化过程中的'绝热冷却'伴随着减压膨胀；而'绝热增温'则伴随着增压和压缩。对于干空气的绝热变化，根据热力学第一定律，可导出反映气块初始状态与终结状态间内在关系的泊松方程。

【湿绝热直减率】 moist adiabatic lapse rate 饱和湿空气的气块在假绝热上升运动过程中，其温度随高度增加的冷却率。常用 γ_S 表示。γ_S 是温度和气压的函数。饱和湿空气假绝热上升过程中，一方面气压减小，温度降低；另一方面水汽凝结释放潜热而加热气块。因此湿绝热直减率要比干绝热直减率小。即 $\gamma_S < \gamma_d$。在高温、低压的情形下，γ_S 可以是干绝热直减率的一半；相反，在低温、高压的情形下，γ_S 接近干绝热直减率。

【温度场】 temperature field 温度的空间分布状况。气象学中常通过等压面上的等温线分析，并参考等高线形势分析来研究气温的时空分布和变化。等温线的密集带往往有锋区存在；同时，它与等高线相配合是进行冷、暖平流分析的有力手段。剖面图上的等温线分析还有助于了解天气系统的空间热力结构。

【湿度场】 humidity field 湿度的空间分布状况。在气象学上，通过等压面上的等比湿线与等露点线分析，可知干舌、湿舌的位置及湿度平流情况。剖面图上的等比湿线与等露点线分析还有助于了解天气系统的空间湿度结构，对做好暴雨和雷暴预报有重要价值。

【气压场】 pressure field 气压在空间的分布状况。通过二维平面（等高面）上的等压线分析，可知气压的时空变化以及各种气压系统的空间配置，也是做好天气预报的基础。

【风场】 wind field 风速、风向在三维空间的分布状况。它可反映空气的运动特征，并与不同的天气系统和过程紧密相关。可分为水平风场与垂直风场，一般多指水平风场而言。主要由下列四种基本型式组成：①空气质点在风场中做匀速直线运动的平移场；②流线呈气旋式或反气旋式弯曲的旋转场；③空气有辐合、辐散运动的散度场；④在由空气质点所组成的某一平面上，因空气质点沿不同方向的定向流动而造成该平面变形的变形场。风场分析在天气学及污染气象学研究中具有重要意义。

【白贝罗定律】 Buys-Ballot's law 荷兰气象学家白贝罗于 1857 年提出的根据风向判断高、低气压位置的法则。在北半球，人背风而立，高压在右，低压在左；南半球情况相反。

【辐合】 convergence 流场内因某物理量在某区域的流入大于流出而使其不断聚集、增加的现象。此时散度应为负值。一些天气系统（如气旋、槽等）的低层常有水平辐合运动，而低层的水平辐合又会引起上升运动、水汽凝结与降水过程以及大气污染物浓度的局地增高等。

【辐散】 divergence 流场内因某物理量在某区域的流出大于流入而使其不断消散、减少的过程。此时散度值为正值。常用于辐散计算的物理量有速度、质量、水汽等。一些天气系统（如反气旋、脊）低层辐散区的上空常伴有下沉气流，因而出现晴朗少云、风力微弱的天气。大气中的辐合、辐散运动是动能、位能互相转换的重要机制，二者交替变化也是各种大气波动的传播机制。

【天气图】 weather chart, synoptic chart 用于进行大气动力、热力过程及各种气象特性分析，以及用天气学方法进行天气分析和预报的基本工具。根据同一时刻、一定区域内的天气实况，以一定的天气符号和数字，按统一的格式填在空白地图上并进行各种等值线和特性分析而成。主要分为地面天气图与高空天气图两类。地面天气图上填写、分析的内容有：海平面气压、气温、湿度、云状、云量、风向、风速、降水量、能见度、现在天气、过去天气、等压线、天气系统等等；高空天气图上填有各种标准层次的高度、温度、湿度、风向、风速等，可据此进行高度场、温度场与天气系统的分析。除此，还有各种辅助天气图，要素剖面图、

温度-对数压力图、流线图、等熵面图等等。将其综合分析、判断后，便可知天气系统及气象要素的演变和发展，作出服务于不同目的的天气预报。

【大气热力学图解】 atmospheric thermodynamic diagram 又称**绝热图解、高空图解**。研究分析大气垂直热力结构和物理特性的特制图表。可用以研究测站上空的大气热力稳定度；鉴别气团的属性；决定锋面的空间位置；判别逆温的性质、强度及高度；计算标准等压面和各种特性层的高度；估算云底和云顶的高度；预测霜及雷暴的生成、发展及强度等。由于大气热力图解主要用于描述大气的绝热过程，为了便于求解各种不同的大气热力学问题，人们设计了多种热力学图解。常用的有温熵图解、温度-对数压力图解、斯笃夫图解、假绝热图解、高空气象图解、能量图解等。各种图解的主要差别是所选择的坐标变量不同(物理量不同或物理量相同但标尺不同)。一般的热力学图解上都绘有：干绝热过程曲线、湿绝热过程曲线、等比湿线、等压线、等温线等五组基本曲线。

【天气分析】 weather analysis 根据各种天气图表及资料，运用气象学和天气学原理，分析各种气象要素和天气系统演变的过程。其基本内容有分析技术以及通过分析以获得天气系统结构和有关天气过程发展的结论，包括地面天气图分析、等压面图分析、温压场分析、辅助天气图分析等。是进行天气预报的基本依据。天气分析必须遵循四个原则：①代表性原则；②三维空间原则；③历史连续性原则；④物理逻辑性原则。只有经过正确的天气分析，才可能作出准确的天气预报。

【地面天气图分析】 surface chart analysis 根据天气学原理，对地面天气图上填写的各种气象要素进行等值线分析及综合、推理、判断的过程。是天气分析的基本内容，以及制作天气预报的基础和主要手段之一。包括等压线分析、3 小时等变压线分析、锋面分析、云和天气现象分析等。通过地面天气图分析可以了解地面天气系统和天气现象的分布状况，揭示两者的内在联系，研究它们的发展变化。再与高空图等各种其他图表及天气实况互相配合，以便作出正确的天气预报。

【温压场分析】 temperature-pressure analysis 将空间气压场与温度场相结合的分析。用以了解温度场与气压系统的配置情况，分析天气系统的性质、垂直结构、气压系统各发展阶段的温度场特点、冷暖平流对系统的作用等。以便掌握天气系统的性质和强度的未来变化趋势。

【气团分析】 air mass analysis 对气团性质进行天气分析的过程。是锋面分析的组成部分。利用地面天气图、高空形势图、温度-对数压力图、剖面分析图等各种天气图表来分析气团的各种属性，如云、降水、风、气压倾向、能见度、温度、湿度、稳定度等。用以了解气团的演变历史及其所控制范围的天气特征，从而准确确定锋的位置，掌握气团变性的趋势，预报气团所在地未来天气的发展变化。

【锋面分析】 frontal analysis 根据锋面附近的气象要素特征，确定锋面的位置、性质和强度的分析过程。是天气分析中的重要环节。正确分析锋的特征能推断未来天气变化的趋势。通常用地面天气图、高空等压面图、探空曲线、卫星云图、雷达回波及其他辅助图表等工具进行综合分析。首先了解前一时刻、前几张天气图上锋的具体位置及其移动变化情况，根据 700 百帕、850 百帕高空等压面图上是否有等温线分布的密集带(高空锋区)及其演变情况，判断地面图上是否有锋面存在。再结合地形特点、气温、露点、气压、风场、变压场、云和降水等气象要素的分布特征，由高空锋区附近冷暖平流的情况、锋面向冷区倾斜的规律，并参考卫星云图等其他资料来确定地面图上锋面的具体位置和性质。另外，雷达回波对于确定锋面的准确位置，锋的结构和移速有直接的帮助。实际工作中由于地理位置和地形条件的影响往往使记录失去代表性，天气情况及日变化也会使锋面附近要素场的特征变得难以判断，所以在分析时必须注意各要素的不同特点，去伪存真，综合进行。

【剖面分析】 cross-section analysis 利用大气垂直剖面图所进行的气象因子分析。可结合等高面、等压面等有关分析，研究三维大气的构造和某些动力及热力特性。分析内容包括：①空间剖面分析。在以水平距离为横坐标、以高度或气压为纵坐标的空间剖面图上，绘制等温线、等位温线、锋、对流层顶、等风速线、流线等，描述、分析大气热力场和风场；②时间剖面分析。在以时间为横坐标、以高度或气压为纵坐标的时间剖面图上，填绘等温线、等位温线、等比湿线等，用以分析、掌握大气的压力、温度、湿度场的变化。

【天气预报】 weather forecast 根据所掌握的天气演变规律，对未来一定时段内天气变化的预测。是气象工作为国民经济和国防建设服务的重要手段，也是进行空气污染潜势预报的基础。按预报范围可分为区域天气预报和局地天气预报；按服务对象的需要可分为日常性的公众天气预报和专业天气预报；按时效的长短可分为短期、中期和长期天气预报。气象台通过各种渠道及时准确地公开发布天气预报，特别是灾害性天气预报，在保护人民生命财产，促进经济发展等方面发挥着重要作用。到 20 世纪 50 年代初，预报一直是以天气学原理为基础的。随着计算机技术及探测技术的发展，除常规天气图方法结合数理统计方法制作预报外，又将气象雷达和卫星探测资料应用于预报业务，同时发展了数值预报方法。该方法通过确定大气质量、能量和动量的守恒原理来预测大气的物理过程，显著地提高了天气形势预报的质量，从而促进了天气预报的客观定量化。

【短时天气预报】 nowcasting 0～12 小时内的天气预报。根据中国气象业务工作对短时天气预报的定义，还包括 0～2 小时的临近预报和 2～12 小时的甚短期预报。但是中国航空气象业务工作中，习惯上指 0～6 小时的天气预报为短时天气预报，其中包括了 0～2 小时的危险天气警报。按照世界气象组织的定义，把 0～2 小时的预报叫做临近预报，主要是对天气状况的监测和外推预报；而将 0～12 小时的预报叫甚短期预报。短时天气预报的主要对象是一些强对流天气现象，如雷暴、暴雨、局地大风、冰雹、龙卷、低空强风切变等中小尺度灾害性天气现象。预报和监测的工具和手段主要是卫星云图和天气雷达探测网。主要的预报方法是外推法、统计模式法和中尺度细网格数值预报法。

【短期天气预报】 short-range weather forecast 未来两到三天内的天气预报。预报内容按需要而定，通常有降雨、降雪、雾(一般预报雾的生成与消散的时间)、气温(一般预报最高和最低气温)、风向、风力等。如有强烈的灾害性天气现象(如雷暴、暴雨、台风、冰雹、龙卷等)可能出现时须发布警报。短期天气预报为人们日常生活、工农业生产和交通运输等部门所关心。由于预报时效比中期、长期预报短，所以准确率也较高。预报的方法很多，有主观预报(如天气图方法)和客观天气预报(如数值天气预报、模式输出统计预报、统计预报和人工智能预报等)。

【中期天气预报】 mid-range weather forecast 介于 3 天以下的短期预报和一个月以上的长期预报之间的天气预报。通常指 10 天左右的预报。具体分 3～5 天的预报、周预报和旬预报。预报内容主要有降水、气温、转折性天气等。中期预报需要着重考

虑行星尺度系统或者考虑一群天气尺度系统的演变规律。在中期预报中,天气尺度系统和行星尺度系统之间的非线性相互作用是主要的研究内容。预报的方法有天气图方法、统计学方法和数值预报方法等,其中以数值预报方法较准确。

【长期天气预报】 long-range weather forecast 半个月至一年之间的各种时段的天气预报。国外往往把一个月以上的预报叫气候预报。中国一般有月预报、季预报和年预报。预报的内容主要是旱涝和冷暖趋势,以及对风或连阴雨天气作较长时期的展望。预报方法有天气图方法、统计预报方法、数值预报方法和群众经验等。

【数理统计天气预报】 statistical weather forecast 利用数理统计学方法进行气象预报的一种客观预报。从大量已有的历史气象资料中,找出天气演变的统计规律,然后再利用这些规律去预报未来天气演变的情况。随着现代统计学的发展,统计天气预报也得到了很大发展。方法简单易行,但其主要缺点是缺乏物理基础,缺乏对气象要素物理变化的动力分析,因此往往难以检验其成功或失败的原因。另外,对于特殊的小概率天气现象的预报准确率很低。

【数值天气预报】 numerical weather forecast 简称数值预报。将当前的大气环流状态作为初始值,利用大型计算机求解流体动力学和热力学方程组所作出的天气预报。首先需要将不规则分布的测站所观测到的气象资料合理精确地插值到规则的网格点上去;对不同气象要素进行初值化,以避免产生虚假的高频重力振荡,并解决非规定时刻观测资料(如气象卫星及商业飞机的观测资料)的四维同化问题;确定合理的上下边界条件以及有限区域模式的侧边界条件。然后,用数值方法求解大气动力学和热力学方程组。在求解大气热力学方程时,必须考虑水汽相变的潜热、辐射加热和冷却等复杂的大气热力学过程;次网格运动的参数化问题。经半个多世纪的不断努力,如今已发展成以短、中期为主的客观定量天气预报方法。

【航空天气预报】 aviation weather forecast 为飞行活动需要而制作的天气预报。按预报范围可分为航站预报、航区预报、航线预报与飞行预报。按时效可分为短时(未来 6 小时以内)预报、短期(未来 6 ~ 48 小时)预报、中期(2 ~ 10 天)预报、长期(10 天以上)预报。时效越长,预报内容越概略;时效越短,内容越具体。短期预报包括云(云量、云高、云状、云厚、云顶高度、云层次)、风(地面、飞行高度及航线上的风向、飞速、急流和风的垂直切变)、能见度(地面和空中能见度)、天气现象(雷暴、降水、雾、风沙等)、气温(地面最高及最低气温、飞行高度上的气温、0℃层的高度)。此外,还有对流层顶高度、飞机颠簸、飞机积冰、飞机尾迹等。

【航站天气预报】 aerodrome weather forecast 以机场为中心的视区范围内的天气预报。为保障飞机安全起降,机场气象台须随时掌握天气变化情况,定时或不定时发布航站短期及短时天气预报。通常,定时预报每天发布两次。不定时预报视任务而定,如起飞前的天气预报、订正预报、飞行过程中的天气答询等。

【航线天气预报】 flight route weather forecast 自起飞机场到降落机场(或目标区)整个航线地段的天气预报。由于飞机和天气系统都在运动、变化,因而是沿航线依次、不同时间、不同地点的天气预报。长距离航线各区段的天气往往有较大差别,故预报结果要分段填写。填写好飞行天气报告表后,须在预计起飞时间前 1 小时交给机长。有特殊需要时,还须绘制航线天气预报剖面图。

【飞行天气预报】 flight weather forecast 整个飞行过程中可能遇到的天气的预报。

【飞机尾迹】 aircraft trail 又称**凝结尾迹**。喷气式飞机飞行时尾部拖曳的"烟羽"。由热力或动力作用使飞机尾流中的水汽发生凝结而成。按其成因可分为三类:①废气尾迹;②对流性尾迹;③空气动力尾迹。

【机场关闭气象条件】 aerodrome closed weather condition 机场停止飞机起降的最低限度的天气条件。包括云高、能见度的最低值、地面风速和侧向风速的最大值等。

【全天候机场】 all-weather airport 具有自动着陆、起飞的一切设施,能保证任何天气条件下全天候飞机都能起降的机场。实际上,全天候机场和全天候飞机尚不能保证在强风暴条件下的绝对安全。

【气象武器】 meteorological weapon 将人工影响天气和气候的技术作为克敌制胜的军事手段。利用这种武器,造成限制敌方而利于己方的气象条件,达到预期的作战目的。早在"二战"时期,人工造雾、人工消雾便已经用于保障部队的行动和飞机的起降。近半个世纪以来,某些国家已开始研究把人工引导台风、人造干旱、人工影响臭氧层、人工诱发闪电等手段用于军事目的的途径。例如:在云中撒播金属丝,改变云中的电场强度,造成一条无线电通道或弱电场通道,以利于飞行器通过;引导和改变台风的移动路径,给敌方造成巨大破坏;在敌国上空撒播能吸收太阳辐射的物质或吸收地面长波辐射的物质,使其境内产生寒冷或酷热天气;令超强度太阳紫外辐射直射地面,以伤害敌区的动植物并限制其军事行动。此外,还有人工酸雨武器、人工降雨武器等。它们的运用后果,往往被自然天气过程所掩盖而具有一定的隐蔽性。但是,这些手段一旦被广泛使用,将可能对生态环境和自然气候带来难以估量的冲击。

【军事气象保障】 military meteorological support 为各军、兵种完成作战和训练任务提供保障的气象服务。内容包括提供气象信息、发布天气预报与警报、人工影响天气等。为此,航空兵、海军、炮兵、导弹部队、伞兵、防化兵等各军、兵种都设立有固定的机构,以开展相应的气象保障业务。

【天气谚语】 weather proverb 群众在长期生活与生产实践中积累的看天经验,经总结、归纳成的能预测未来天气变化的民谚。在中国唐代黄子发的《相雨书》以及元末明初娄元礼的《田家五行》中,都收集了大量丰富的能反映天气现象、天气变化、冷暖趋势、气候特点的谚语。如"朝霞不出门,暮霞行千里"等,至今仍在沿用。但它们具有明显的地方性和季节性,须在反复验证后才能使用。

【寒潮警报】 cold wave warning 对强冷空气即将侵袭大范围地区的一种重要天气预报。中国规定把一次冷空气入侵,使长江中下游及其以北地区 48 小时内降温 10℃以上,同时长江中下游最低气温降至 5℃以下(春、秋季则改为江淮地区最低气温降至 5℃以下),陆上有相当于三个大行政区出现 5 级以上(5 ~ 7 级)大风,渤海、黄海、东海先后出现 7 级以上大风,作为发布寒潮警报的标准。又规定把寒潮警报区域 48 小时内降温 14℃以上,陆上有相当于三到四个大行政区出现 5 级以上大风,渤海、黄海、东海、南海先后出现 7 级以上大风作为发布强寒潮警报的标准。凡是达到寒潮或强寒潮标准,都要发布寒潮警报。据统计,冬半年侵袭中国的冷空气能达到寒潮标准的,每年平均约3 ~ 4 次。每年开始侵袭中国的寒潮出现在 9 月下旬到 10 月下旬之间。

【台风紧急警报】 emergency typhoon warning 对达到一定强度的热带风暴即将侵袭沿海地区和近海海面的一种重要天气预

报。按国际规定,热带气旋中心附近风力达 8~9 级的称热带风暴;风力达 10~11 级的称强热带风暴;风力实况达 12 级以上的称台风(或飓风)。中国规定,凡进入东经 130°以西、北纬 15°以北,并预计将影响中国沿海海面或主要渔场的热带风暴、强热带风暴或台风,中央气象台将为其编号并发布警报(或消息)。凡预计未来 48 小时内将登陆或影响中国大陆、台湾省、海南省、舟山群岛等时,中央气象台将发布警报;凡预计未来 24 小时内将登陆上述地区时,将发布紧急警报。

【风矢】 wind-direction shaft 天气图上由风向杆与风羽组成的、能完整表征某测站风向和风速的符号。风向杆表明风的来向。在北半球背风而立,风羽位于风矢的左边(南半球在右)。风羽的每条长线代表 4 米/秒,每条短线代表 2 米/秒,每个三角形代表 20 米/秒。

【天气模式】 synoptic model 一类天气系统演变过程的模型。对于一些发生、发展、消亡过程类似的天气系统,其气象要素的空间分布和变化规律往往也彼此相似。将这类天气系统的相似特征总结、概括成模型,可作为天气系统预报的依据。如中国的江淮气旋、蒙古气旋、西南涡、东北冷涡等天气模式。

【海-气关系】 relationship between ocean and atmosphere 海洋与大气间各种物理属性和物质相互交换、相互作用与相互适应的关系。两种介质既有各自不同的属性和运动体系,又是一个具有广阔界面的耦合系统。海-气间相互作用对大气环流、长期天气和气候变化影响深远,与人类活动关系密切,因此是一个重要的研究领域。海洋对大气的影响具有明显的滞后性,主要表现为热量、水分和盐分的输送;大气通过风、云量对海洋的影响则具有即时性,突出表现在海水的流场、温度场和盐度场的分布上。海洋对大气的热力作用和大气对海洋的动力作用构成了海-气相互作用、相互调整的主要机制。

【咆哮西风带】 brave west wind belt, brave west wind zone 南半球回归带与副极地低压带之间的盛行西风带。与北半球相比,南半球海洋面积大,受天气系统的干扰少,因此其西风风力常常可达到暴风(11 级)水平,且风向稳定,常常产生浪高达 6 米以上的巨浪。尤以在南纬 50 度附近环绕地球的狂风恶浪为甚。

农业气象

【作物气象】 crop meteorology 农业气象的一个分支。研究作物生长发育、产量形成、产品品质等与气象条件的关系及耕作中的气象问题。在自然条件下,光、热、水、气等气象要素是作物的基本生活因子。气候条件对作物的影响主要表现在由于天气异常所形成的灾害上。除此,作物品质(如水果果实的色、香、味及特种经济作物的有效成分含量等)与气象条件有密切关系。

【林业气象】 forestry meteorology 农业气象学的一个分支。研究森林与气象条件间的相互关系。温度、水分、风等气象因子对森林的组成和分布有重要的影响:热带植被主要是热带雨林,寒温带植被主要是落叶松;在中国,年降水量大于 400 毫米的地区才有森林;风力直接制约着森林的蒸腾。反之,森林对大气也具有多重影响。它能调节气温、涵养水源、净化空气、改善局地小气候等。

【牧业气象】 animal husbandry meteorology 农业气象的一个分支。研究畜牧业生产与气象条件之间的关系。主要内容有气象条件对牲畜饲养及放养的影响、牧草生长与产量的关系以及禽畜的气象灾害等。按气候、植被和禽畜对气候的生态适应性,可将中国分为六个畜牧生态气候区。气温、湿度、光照、风力与禽畜的适应程度有着直接的关系。除此,气象条件还通过草场的生长间接影响着畜牧业的发展。

【渔业气象】 fishery meteorology 农业气象的一个分支。研究渔业生产与气象条件间的关系。气象条件的变化对鱼群活动起着重要作用,不同鱼类在不同生长期对水温、水中溶解氧、光照条件等的要求各异。风、能见度与降水量对渔业资源的变化和捕获量有密切关系。此外,风暴及海雾等气象灾害对渔业生产的危害很大。水产养殖场的选择、育苗、放养、捕捞均要考虑气象条件的影响。

【果树气象】 fruit plant meteorology 农业气象的一个分支。研究果树生产与气象条件之间的关系。温度、光照、水分和空气是果树要求的基本气象条件,而不同海拔高度、地势、坡度、坡向等所形成的特定小气候对果树生长产生间接的影响。

【蔬菜气象】 vegetable meteorology 农业气象的一个分支。研究蔬菜生产与气象条件间的关系。其目的是实现蔬菜的优质高产和均衡供应。温度、光照、水分、空气等是蔬菜生长发育的基本气象条件。为实现蔬菜的周年供应,人们可采用具有相应气象条件的保护地栽培技术,如风障、阳畦、温床、温室等。

【病虫气象】 disease-pest meteorology 农业气象的一个分支。研究植物病虫害发生、发展、蔓延、防治与气象条件的关系。气象条件常对病原物的生存和传播提供适宜的环境。湿度、温度、风、光照、降水等气象因子与植物病虫害的发展及防治具有密切的关系。

【农业气象指标】 agrometeorological indicator 表示农业生产对象及过程对气象条件的要求与反应的量值。按其结构组成可分为单因子(如作物水分指标)、多因子(如干热风指标)、综合性(如湿润指数)等三类指标。农业气象指标的数值受地学、农学等多种因子的影响而在一定范围内变动,其范围值可通过试验、调查等手段并经分析、验证获得。

【生存因子不可代替律】 irreplaceable law of existence factor 又称**生存因子同等重要律**。农业生物学的基本定律之一。植物生长发育要求有相应的环境因子,但每个因子对植物的影响是不同的。生存因子是植物生存所必需的环境因子,如光照、温度、水分、二氧化碳……若缺少任何一个,都不能用增强另一个因子的方法来替代。而只有同时满足了其要求,植物才能正常生长发育。

【环境因子非同等重要律】 law of uncqual importance for environment factors 农业生物学的基本定律之一。环境因子对植物生长发育的作用各不相同,并非所有环境因子对有机体的发育过程都具有关键的影响。有些因子是植物生存所不可或缺的(如光、温、水等);有些因子在当时气候条件下对植物的生命活动没有决定性的意义,一般只起加强、抑制或削弱生存因子的作用(如湿度、风等);而有些因子非但不为植物所必需,而且经常给植物带来危害(如霜冻)。

【农业气象模式】 agriculture meteorology model 表示农业生产与气象条件分析的数学表达式、文字符号或逻辑框图。按模式的性质可分为经验模式、理论模式、经验-理论模式;按其描述的对象和尺度可分为内容单一的子模式、较复杂的模式系统(如土壤-植物-大气模式);按描述的内容或过程可分为作物生长模式、产量形成模式、光合作用模式等。此外,还有按模式参数随时间的变化关系来区分的静态模式及动态模式。运用模式可以推断农业生产中的有利和不利条件,估算农业生产进程和产量。

【土壤-植物-大气模式】 soil-plant-atmosphere model 简称

SPAM。一种用以研究植物生长与土壤、大气、植物三者间复杂关系的农业气象模式。可定量模拟土壤、植物、大气之间的能量转换、物质输送、植物生长发育和产量形成等过程。应用 SPAM 可以不受地理、气候条件的限制，来预报植物群体内部的小气候、作物生长状况和产量。

【作物-天气分析模式】 crop-weather analysis model 一种作物与气象条件之间各种复杂关系的简化模式。它不需要对作物及其影响因子的变化过程提出假设，而是采用经验统计方法来确定其系数。因而，只有在可供使用的作物和天气、气候资料情况下，才可能分析作物对天气、气候的反应，研究天气与土壤、农业技术等因子对作物产量形成过程中的贡献。常用时、日、周、旬等时间间隔分析天气、气候对产量形成的贡献份额。

【农业气象系统】 agricultural meteorological system 又称**土壤-植物-大气系统**。农业生态系统中的一个组成部分。植物生活在近地层空气和土壤中，与土壤、天气有着密切地联系。植物从外界环境中获取能量和物质，同时植物群落也改变着本身生存的大气和土壤环境。农业气象系统的主要特征是系统的非稳定性、惯性以及适应性。它运用系统学的观点、方法研究土壤、植物、大气之间的能量、物质交换过程，并运用各种措施，提高系统中能量、物质转化为生产力的效率，以获得优质、高产的农产品。

【生理辐射】 physiological radiation 太阳光谱中能引起植物生理过程的辐射。是植物能正常生长发育、进行重要生理过程的光谱区，其范围比可见光光谱略宽。植物主要吸收以可见光为主的太阳辐射，其中波长为 400～700 纳米的可见光直接参与光合作用和成形作用，是植物生命活动的主要能源。一般把这个范围的辐射称光合有效辐射。波长 290～400 纳米的紫外辐射影响植物的成形作用；波长 720～1000 纳米的辐射影响植物的伸长；波长大于 1000 纳米的红外辐射可被植物吸收而转为热能。这几个波段范围内的辐射统称为生理辐射。

【农田辐射平衡】 radiation equilibrium on farmland 又称**农田净辐射**。农田收入辐射与支出辐射的差额。表达式为：$Q - S - R = B$。式中，Q 为到达农田表面的太阳辐射，S 为农田表面的反射辐射，R 为农田表面的有效辐射，B 为农田表面的辐射差额。一般白天 B 为正值，农田表面因接收多余的热量而使温度升高。夜间 B 为负值，农田表面因失热而使温度降低。

【叶面辐射平衡】 radiation equilibrium on leaf surface 植物叶面辐射收入与支出的平衡。研究叶面辐射平衡有助于研究提高植物光能利用率的途径。到达植物叶面的太阳辐射(包括可见光及近红外辐射部分)中，一部分被反射和透射过叶面，其余约 65%为叶片所吸收。叶面的支出部分包括：约占收入的 1%～2%用于光合作用的消耗，约占收入的 93%～94% 用于蒸腾作用的消耗；约占收入的 5% 用于使叶片周围的空气升温和对流。

【有效光合面积】 effective photosynthetic area 植物叶片处于有效利用光能状态时的面积。当叶片面积达到一定大小后，有一部分叶片的光合生产量小于呼吸的消耗时，便成为无效面积。在此限度以内的叶面积即有效光合面积。自然光照强度高时，多叶层使光的强度减弱不明显，有效光合面积大；作物的光补偿点低时，同样的自然光需经过较多的叶层才会降到光补偿点以下，有效光合面积也大。叶片的角度、分布和光学特性不同，均会影响光强减弱的程度，也影响有效光合面积的大小。

【植物光能利用率】 plant efficiency for solar energy utilization 投射到植物表层的太阳光能(或光合有效辐射能)被植物转化为化学能的比率。一般生长良好的植物全生长季利用率的因子有光合面积、光合作用的时间和光合能力。提高光能利用率的措施主要为：①增加植物群体吸收太阳光能的叶面积；②培育高光效作物品种；③延长作物生长日数；④采取合理的栽培技术和措施。

【光合生产率】 photosynthetic productivity 又称**净同化率**。一昼夜内整株植物所增加的干物质与进行光合作用的叶面积之比。是衡量植物光合能力的指标，单位为克/(米^2·日)。一般在作物生长盛期，光合作用效率较高。大多数情况下，每昼夜一平方米叶面积的光合生产率为 5～12 克，而且随着叶片功能和环境条件的变化会有很大变化。尤其是在高温缺水、气孔关闭的情况下，呼吸作用大增，而光合强度大减。此时光合生产率可能下降为零，甚至出现负值。

【光合生产潜力】 photosynthetic potential productivity 又称**光合生产力**。在作物群体结构和光、热、水、二氧化碳等环境因子以及农业技术措施均处于最佳状态时，单位面积上实际获取的太阳辐射可能形成的最高产量。是作物生产的理论上限。研究光合生产潜力的目的在于探讨影响作物生产的限制因素，以便采取相应的措施，最大限度地提高作物的产量。

【植物生长温度】 plant growing temperature 维持植物正常生长的温度范围。适宜于植物生长的温度大致在 5～40℃之间。在适宜温度下，植物生长良好，可正常发育并形成产量。超出此生长温度范围，植物虽仍能维持生命，但停止生长。不同植物的生长温度各异。如小麦的生长温度为 3～32℃；玉米为 8～44℃；水稻为 10～42℃。

【植物温度三基点】 three-base-points of plant temperature 植物在每个生长过程中的最适、最低和最高三个基点的温度。在最适温度下，植物能迅速而正常地生长发育；在最低和最高温度下，植物将停止生长发育，但仍可维持生命。如果温度再继续下降或上升，植物将受损甚至死亡。三基点温度随作物的种类、品种、发育期、温度持续时间等因子的变化而不同。如小麦生长的最低温度为 3～4.5℃；最适温度为 20～22℃；最高温度为30～32℃。水稻苗期的最低温度为 12～15℃；最适温度为 26～32℃；最高温度为 40～42℃。然而，水稻在分蘖期的最低温度为 15～16℃；最适温度为 25～32℃；最高温度为 40～42℃。三基点温度指标在确定作物的种植季节和分布区域、计算生长发育速度和生产潜力等方面，具有广泛的应用价值。

【活动温度】 active temperature 大于或等于植物生长发育下限温度的日平均温度。例如某天的日平均温度为 15℃，而该作物生长发育的下限温度为 10℃，则该天、该作物的活动温度为 15℃。若某天的平均温度低于下限温度，该日的活动温度则为零，统计活动积温时不计算在内。

【积温】 accumulated temperature 日平均气温高出某一指标温度期间的累积总和，是衡量区域气候热状况的一个指标。一般以生物学最低温度作为指标温度，如 0℃、5℃、10℃等，即主要农作物各发育期要求的最低温度。凡是高出生物学最低温度的气温值称为活动温度，其累积值称为活动积温。活动温度减去生物学最低温度所得差值称有效温度，其累积值称有效积温。

【活动积温】 active accumulated temperature 某一时期内大于或小于某一界限温度的日平均温度的总和。积温是表示某地或某个时段温度特征的常用指标之一。农业生产上常用的积温指标有活动积温与有效积温。植物与动物(如昆虫)在高于一定的生物学下限温度时开始发育，且完成一定发育期或生命周期需要一定的积温。大于生物学下限温度的实际温度叫活动温度，活动温度与实际温度的差值叫有效温度。活动积温是指生物某发育期或生命周期内活动温度的总和，有效积温是生物生长发育期内有效温度的总和。生物所需的积温值是其特性的重要指

标之一。常用某地区(≥0℃,≥5℃,≥10℃,≥15℃)的积温值表示其热量资源的多少。某地区或某年实有或可能有的积温与生物所需积温值之间的对应关系,是进行农业气候区划、合理配置农作物、作物田间管理、物候期预报与病虫害发生期预报的重要依据。

【有效积温】 effective cumulative temperature 作物在某生育期内日有效温度的总和。一般可根据某时期内逐日的有效温度来计算。有效积温比活动积温稳定,且由于其中不包括低于作物生育下限温度的部分,因而能更准确的反映作物生育对热量的要求。不同作物的有效积温各异。它通常被利用于研究作物生育与温度的关系;建立农作物发育的农业气象模式;编制农业气象预报等。

【气候积温】 climatic cumulative temperature 某地农作物生长期内日平均温度的累积总和值。是衡量某地热量资源量的重要指标。通常用大于0℃(此时北方土壤日化夜冻、早春作物开始播种、冬小麦开始返青、多年生果木开始萌动,秋季0℃终止日期为北方冬小麦及多年生果木停止生长)或大于10℃(此为一般喜温作物如玉米、棉花、水稻等生长的起止温度)期间的积温值来度量某地的热量状况。根据地方农业生产的特点和需要,也可采用大于5℃或15℃期间的积温值作为度量该地区热量资源的指标。

【农田热量平衡】 farmland heat balance 农田收入热量与支出热量的差额。常以下式表达:$R_n = P + E + A + G$。式中:R_n为农田收入的热量;P为农田与大气间的热交换;E为用于农田蒸散和大气水汽凝结的热量交换(潜热交换);A为太阳能转换为生物能所消耗的热量;G为作物和土壤增加的热量。农田热量平衡随作物种类、生育期、和农田技术措施的不同而变化。研究、揭示和调节上述方程式是调控农田热状况的基本途径。

【土壤绝对湿度】 absolute moisture of soil 土壤湿度的一种表示方法。若以土壤水分质量占干土质量的百分数来表示,称作土壤质量湿度;若以土壤水分容积占土壤总容积的百分数来表示,则称土壤容积湿度。

【土壤相对湿度】 relative moisture of soil 以土壤含水量占田间持水量百分数来表示的土壤湿度。如某种土壤的含水量为w_1(%),田间持水量为w_2(%),则土壤相对湿度为w_1/w_2(%)。因为田间持水量是有效水分和适宜水分的上限,所以这种土壤湿度的表示方法可显示出土壤水分的有效程度,便于不同土壤间进行比较。

【田间持水量】 field water-holding capacity 又称田间最大持水量。在地下水埋藏较深的条件下,土壤中毛管悬着水最大量时的土壤含水量。毛管悬着水即当降水(或灌溉)时的重力水下渗后,借助毛管作用保持在土壤上层的水分。主要取决于土壤质地、结构等因素,一般壤土的田间持水量低于粘土而高于沙土。凋萎系数与田间持水量之间的土壤水分为植物的有效水分,超过田间持水量的土壤水分为多余水分。因为此时土壤中空气含量小,对植物生长不利,所以田间持水量即植物适宜水分的上限。它是制订排灌水量定额时的重要参考。

【植物蒸腾】 plant transpiration 植物生长期间,土壤水分通过叶面或枝干蒸发到大气中的过程。其中叶面气孔蒸发的水量最多。蒸腾作用可以调节叶片温度、促进植物体内的水分和无机盐向上输送。是确定灌溉定额的重要依据。由于植物从土壤中吸收水分并通过蒸腾输送到大气中,因而成为水文循环的环节之一。其影响因子主要有植物的生物学特性、结构和生育状况、土壤中能到达根系的含水量、辐射强度、温度和风等等。

【农田蒸发】 evaporation from farmland 作物植株间的土壤或田间的水分蒸发。与植株蒸腾量互为消长。通常作物生育初期植株小、农田裸露面积大时,以农田蒸发为主。随着植株叶面积系数增大与裸露地面面积减小,农田蒸发量逐渐下降。到作物生育后期,其生理活动减弱,蒸腾耗水量下降,而农田蒸发量则相对上升。农田蒸发的水分中,大部分是无益消耗。采用中耕、松土、耙地等措施,可以调节农田蒸发。

【农田蒸散】 evapotranspiration from farmland 又称**农田总蒸发、腾发**。作物蒸腾与株间土壤蒸发的总和。影响农田蒸散量的因子主要有:大气干燥程度、辐射状况、风力大小、土壤含水量、种植方式、植被状况及其对湍流交换的影响等。适当调节农田蒸散量以及蒸腾与株间蒸发的比重可提高水分利用率。当径流量及渗漏量忽略不计时,农田蒸散量大约相当于实际的农田耗水量。

【有效降水】 effective precipitation 降水量与地面径流量和深层渗漏量之差。受降水量、降水强度、降水持续时间、土壤性质、土壤湿度、地形及植被状况等因子的制约。把有效降水与作物需水量进行比较,可对降水资源作出农业气候评价。

【土壤空气】 soil air 存在于土壤孔隙中未被水占据部分的空气。与土壤含水量密切相关。土壤空气中的二氧化碳浓度远高于大气中的浓度,其水汽含量一般也高于大气中的含量。由于生物活动的消耗,其中氧气的浓度低于大气。有时还含有少量有害于作物生长的甲烷、硫化氢等还原性气体。土壤空气的组成与土壤特性、施肥、耕作栽培措施等有关,且受季节、气候、土壤水分条件等因素的影响。改良土壤的通气性是调控土壤空气组成的重要手段。

【土壤透性】 soil permeability 土壤透水性与通气性的统称。水在土壤中的流动可分为孔隙中都充满水的饱和流以及孔隙中存在着空气的非饱和流两种,水流的速度和流量与孔隙的数量及大小有关;大气与土壤空气的流通是通过空气交换和气体扩散的方式进行的。气体交换不良的土壤中常含有较多的二氧化碳,对作物生育不利。施用有机肥、合理耕作可形成良好的土壤结构、改善土壤透性,对植物根系的生育十分有利。

【农业气象灾害】 agricultural meteorological disasters 农业生产过程中不利气象条件对农业所造成的灾害。农业气象灾害时空分布的一般规律是:多雨时期常发生洪涝灾害、湿害;少雨时期多旱灾;低温时期则冷害、冻害频繁。不同地区的主要农业气象灾害各异,如半干旱地区多旱灾;而中纬度地区的旱、涝、低温危害一般较重。由温度变化引起的灾害有冻害、霜冻、冷害、寒害、热害等;由不利的水分条件导致的灾害有旱灾、洪涝灾害、雹灾、雪害等;由风而生的灾害有风害;由不利的综合气象因子引发的灾害有干热风等。其防御措施主要有深耕改土、发展水利、植树造林、种植抗逆性强的作物、调整农业结构和作物比例、加强田间管理等。

【植物大气污染】 plant contaminated through air 大气污染使植物生长受害的现象。污染物主要有硫化物、氟化物、氯化物、光化学烟雾、粉尘等。其中以源于工业生产和煤炭燃烧过程的二氧化硫排放量最大、危害最重。它们可使植物早期叶片枯萎、变色、脱落,植物生理功能受阻,影响结实和果实质量。

【植物土壤污染】 plant contaminated through soil pollution 土壤中有害物质含量增高,使土壤性质恶化并影响植物正常生长发育的现象。污染物质有:镉、砷、铅、硒……它们主要来源于污水灌溉;长期、过量使用化肥以及工业、生活污染。对植物的危害多通过植物根系吸收以及残留在茎、叶或果实中,从而影响产量

和产品质量,危害人畜健康。

【农业气象观测】 agricultural meteorological observation 对农业气象要素、农业生产对象及过程同时进行的观察、测定和记载。主要内容有:农业气象要素观测;农业小气候观测;农作物、牧草、畜禽、林木发育期、生长状况观测;自然物候观测以及农、林、牧气象灾害观测。农业气象观测应遵守平行的原则;要素观测应能反映变化状况和极值,并考虑与气象站的观测时间相配合;物候观测的时间以不漏测和不迟测为准。观测方法分目测、常规仪器观测和精密仪器观测。

【农业气象试验方法】 experimental method of agrometeorology 研究农业生产与气象条件相互关系的方法。必须遵循同时、同地对农业气象要素及动植物生育状况进行平行观测的原则。普遍采用的试验方法有:田间试验法(包括分期播种法、地理播种法、小气候播种法、对比试验法、盆栽法等);人工环境模拟法(包括人工气候箱法、人工气候室法等);遥感法(包括地面遥感、低空遥感与高空遥感法等);实验室法(包括形态解剖法、生物生理生化测定法等)。

【人工气候室】 phytotron 通过人为调控温度、湿度、光照、风力等气象条件进行生物实验的设施。可克服自然条件、季节的限制和缩短试验周期,用于研究各种气象条件的组合与作物生长发育的关系及灾害性天气对作物的危害和防御措施,以及种子低温储藏和水培、园艺、水产等方面的试验研究。按实验要求分为:在地面自然气候环境中建立的室内模拟生态环境实验室;完全地下、封闭式的模拟生态环境实验室;模拟宇宙飞船在外层空间的封闭式生态环境实验室。

【人工气候箱】 phytotron box 通过模拟自然环境来研究生物与气象条件之间相互关系的人工控制实验设备。由小型空调设备、电气控制系统、人工照明系统及箱体框架等部分组成。其特点是体积小;调节精度高;箱内的光照、温度、湿度分布比较均匀。

【梅雨】 plum rains; mei-yu 又称**霉雨**、**黄霉**、**时霉**、**时雨**。初夏时节在江淮流域出现的一种持续时间较长的连阴雨天气。因此时正值梅子成熟,故名。梅雨开始日称入梅,通常在6月上旬;结束日称**出梅**,多在7月中旬。根据其降水量的多少,可分为丰梅、枯梅和空梅。梅雨产生的天气系统主要是位于西太平洋副热带高压边缘、极地气团与副热带气团间、大致沿长江呈东西向分布的梅雨锋,与西太平洋副热带高压脊的进退关系密切。

【三伏】 the three-ten-days period of the hot season 中国农历节令名称。包括初伏、中伏和末伏,是一年中最热的时期。依照古代干支纪日的排列,以夏至开始后第三个庚日(每隔10天有一个庚日)为初伏(一伏);第四个庚日为中伏(二伏);立秋后第一个庚日为末伏(三伏)。一般初伏在7月中、下旬之间,末伏在8月中旬前后出现。三伏天是农业生产的重要时期,喜温作物的生长发育和产量形成均在此阶段完成。

【秋老虎】 a spell of hot weather after autumn beginning 立秋后,长江中、下游地区出现的短时期回热天气。由西太平洋副热带高压的进退引起。

【数九】 the nine periods following the winter solstice 又称**九九**。中国古节令名称。有冬九九和夏九九之分,一般指冬九九。从冬至起,每九天为一时段,有九个时段共81天,是全年最冷的时期。通常各地最冷出现在1月中、下旬,即三九前后。九九结束,春季开始。九九之说源于黄河流域,民间有歌曰:"一九、二九不出手,三九、四九冰上走,五九、六九看杨柳,七九河开,八九雁来,九九加一九,耕牛遍地走。"但全国各地之间的物候现象和农事活动有所差异。

【七十二候】 the seventy two phenology 中国古代黄河流域的物候历。表示一年中物候与气候、季节变化的一般规律。以五日为一候,三候为一气,因而全年共有二十四节气、七十二候。每候有其相应的物候现象,称"候应"。中国南北间气候差异大,同一候应出现的日期在不同地区相差很大。七十二候应中有反映生物物候的,如草木萌动、蛰虫始振;也有反映非生物物候的,如东风解冻等。

【二十四节气】 twenty-four solar terms 把地球公转一周的过程划分为24等分,每一等分为一节气,用以表示季节、物候和气候的变化。天文学中用太阳的黄经计算,分黄道为360°,取春分点为0°,每15°为一个节气,六个节气为一季,合四季为二十四节气。每一节气约15天,也有以节气开始的一天为节名,如清明节、冬至节等。中国远在春秋时代就已通过农业生产实践,用圭表测日影,定出春分、夏至、秋分、冬至四大节气,每个节气的阳历日期是基本固定的。到西汉时二十四节气已完全确立,并成为农业活动的主要依据。中国幅员辽阔,在同一节气中,各地区气候变化不同,农事活动也不相同(见表)。

	节气名	立春(正月节)	雨水(正月中)	惊蛰(二月节)	春分(二月中)	清明(三月节)	谷雨(三月中)
春季	节气开始日期	2月4日或5日	2月19日或20日	3月5日或6日	3月20日或21日	4月4日或5日	4月20日或21日
	太阳到达黄经	315°	330°	345°	0°	15°	30°
	节气名	立夏(四月节)	小满(四月中)	芒种(五月节)	夏至(五月中)	小暑(六月节)	大暑(六月中)
夏季	节气开始日期	5月5日或6日	5月21日或22日	6月5日或6日	6月21日或22日	7月7日或8日	7月23日或24日
	太阳到达黄经	45°	60°	75°	90°	105°	120°
	节气名	立秋(七月节)	处暑(七月中)	白露(八月节)	秋分(八月中)	寒露(九月节)	霜降(九月中)
秋季	节气开始日期	8月7日或8日	8月23日或24日	9月7日或8日	9月23日或24日	10月8日或9日	10月23日或24日
	太阳到达黄经	135°	150°	165°	180°	195°	210°
	节气名	立冬(十月节)	小雪(十月中)	大雪(十一月节)	冬至(十一月中)	小寒(十二月节)	大寒(十二月中)
冬季	节气开始日期	11月7日或8日	11月22日或23日	12月7日或8日	12月21日或22日	1月5日或6日	1月20日或21日
	太阳到达黄经	225°	240°	255°	270°	285°	300°

注:节气开始日期为较常见的阳历日期。

【农业气候资源】 agroclimatic resources 自然界为农业生产提供物质和能量的气候资源。主要包括太阳辐射、热量、水分、空气等气候因子的数量及其组合与分配。具体指生长季长短、无霜期日数、日照时数、辐射强度、气温、降水量、土壤湿度等。其特点如下:①由于太阳辐射及下垫面特性的差异,使其在时空分布上具有不均匀性;②某地、某时段内的农业气候资源是有限的,但又可年复一年地循环不已;③随天气形势变化虽有短期波动,但其长期平均值具有相对的稳定性;④与土地、生物等自然资源有相互依存、相互制约的关系。通过调节和改善局地气候,研究、分析一地的农业气候资源及其分布,可充分发挥其农业气候优势,为当地调整农业布局、改革耕作制度、规划作物和品种等提供服务。

【亚热带季风气候】 subtropical monsoon climate 又称**副热带季风气候**。分布在亚热带大陆东带,以中国长江中下游地区最为典型。气温季节变化明显,冬季月平均气温0℃以上,夏季月

平均气温28℃以上。冬季盛行来自西北的大陆季风，雨量少。夏季受来自东南的海洋季风影响，雨量集中。初夏冷暖气团交汇于此，多锋面雨，盛夏有对流雨，夏秋之交有台风雨。年均降水量800毫米以上，无明显干季。自然植被为亚热带季雨林。

【农业气候分析】 agroclimatic analysis　根据农业生产的要求，对某地气候条件所进行的分析。主要内容有：光、热、水、气的时空分布规律及其与农业生产的关系；作物或牲畜生长、发育、产量、品质与气候条件的关系；农作物气候生产力；气象灾害；作物病虫害的发生、发展与气象条件的关系。分析时应遵守以下原则：①着重考虑对作物生长、发育和产量形成起决定性作用的关键时期与关键因子；②遵循农业气候的相似性原则；③考虑气候资源的保证程度及年型的原则。分析方法主要有：对比分析、统计分析(包括相关分析、周期分析、概率分析等)、数学模拟(包括静态模拟、动态模拟等)三种。

【气候肥力】 climatic fertility　又称**农业气候生产潜力**。假定作物群体结构、土壤肥力、耕作技术等均处于最适宜状态，光、热、水等气候资源得以充分利用时，单位面积上可能获得的最高产量。其估算可为农业发展规划提供依据。光、热、水资源丰富，相互配合好，气候肥力就强。估算方法有：用水分条件订正系数乘以光温生产潜力；通过作物群体光合作用与光、热、水的动态关系求取。

【光温生产潜力】 light-temperature potential productivity　假定水分、二氧化碳等自然条件、作物的群体结构及农业技术措施处于最适宜状态，现有的光、热资源得到充分利用时，某地区农作物可能获得的最高产量。目前估算的方法主要是根据作物的光生理学原理，计算特定光能利用下作物的最高产量，然后再考虑温度的影响加以订正。另外，还可通过研究作物群体中物质、能量的转化来求取。

【农业气候区划】 agroclimatic classification　遵循相似性原理和地域分异规律，根据某地区农业气候的特点、类型所进行的分区。是综合农业区划的重要组成部分之一，可为合理利用农业气候资源，调整农、林、牧布局，建立农业生产基地提供农业气候方面的科学依据。

【干燥指数】 dry index　用以说明某地气候干燥程度的指标。见干燥度。

【水热系数】 water-heat efficient　表示某地气候湿润程度的指数。谢良尼诺夫认为它是某一时期内的总降水量与蒸发力之比。因蒸发资料缺乏，后以≥10℃的积温除以10所得的数值来近似代替蒸发力。由于只有在月平均气温高于10℃时，蒸发与温度才接近线性关系，故水热系数仅适用于鉴定温暖时期的湿润状况。此时，指标值比较稳定，能反映自然区域界线和植物地理界线的差异。

【农业气象预报】 agrometeorological forecast　专为农业生产而编发的有关植物的生育、产量和灾害等状况和农业天气的预报。根据气象资料，以生物和物理过程为基础，针对有关农业气象指标，运用专门的预报方法得出预报结果，为农业生产提供服务。按其内容大致分为：①农用天气和农业气象条件预报(如作物播种期、收获期的天气条件预报；作物越冬期农业天气条件预报)；②作物物候期预报(如发育期预报)；③农业气象灾害预报(如小麦干热风预报)；④农产品的数量和品质预报(如粮食作物产量预报；小麦蛋白质含量预报)。按预报时效可分为：短期预报(1～5天)；中期预报(5天～1个月)；长期预报(1个月以上)；超长期预报(半年至1年以上)。常用的预报方法有统计学、天气学、气候学及物候学方法；数值模拟法；遥感法等。

【作物生长期】 crop growing season　特定地区一年中农作物可连续生长的日数，农业气候上以日平均气温大于或等于6℃的持续日数为生长期日数，稳定通过该平均气温的初、终日为生长期的起止日期。中国大陆的温州、浦城、吉安、桂林一线以南和四川达州、雅安连线以南地区全年均为生长期，而中国东北的北部地区的生长期则不足180天。

【农业气象产量预报】 agrometeorological crop yield prediction　根据气象条件对农业产量所进行的预测。农业产量的形成不仅与气象条件有关，还与农业生产对象的特性、农业技术水平、土壤肥力、病虫害等因素有关。其中气象因素的影响往往具有关键作用且不稳定，因而农业气象产量预报对农业生产规划、确定合理种植计划、调整生产结构等具有重要的意义。预报方法多用统计回归模拟法、产量结构分析合成模拟法以及运用遥感技术来估测作物产量。

【病虫气象预报】 disease-pest meteorological prediction　对作物病虫的发生、发展和传播的气象条件的预报。气象条件是病虫发生、发展及其对农业生产造成危害的关键因子，所以通常根据前期气象因子来预测。按预报时效可分为：短期预报、中期预报和长期预报。预报项目有：病虫发生期、发生量、发生地区、危害程度等。预报方法有：①根据经验，对照病虫实况和气象条件进行预报；②利用物候现象预报；③根据大气环流特征、天气系统和迁飞性害虫分析作出病虫迁飞、传播预报；④根据所建立的统计模式进行预报。

【农田小气候】 field climate　农田中作物群体与近地气层和土壤上层间相互作用而形成的局部气候。包括土壤温、湿状况和土壤的其他物理特性，以及近地气层和作物层中的辐射、气温、湿度、风、二氧化碳等气象要素特征。其变化与季节、昼夜、天气状况、作物种类、发育期及农业技术措施有关。当其适合于植物生长发育时，植株长势旺盛；反之，会抑制植株生长，发生病虫害。通过农业技术措施对土壤-作物-大气系统进行调节，可使其向有利的方向发展。

【物候观测】 phenological observation　对生物在不同环境影响下的生长、发育、表现以及某些气象、水文现象的观测。是农业气象观测的一个重要方面和物候学研究的基础。可分为农业物候观测和自然物候观测。农业物候观测的对象是农作物、果树、蔬菜、家畜、家禽等。自然物候观测的内容主要有野生木本、草本植物的发育期观测；某些鸟类、昆虫等动物的活动期以及气象、水文现象的初、终期观测。

【物候气候学】 phenological climatology　研究影响物候现象的气候条件及其与物候现象相互关系的学科。物候现象不仅反映了当时的天气条件，而且反映了过去一定时段内天气的累积情况。物候期出现的早、迟是不同地区冷、暖、干、湿差异的表现。影响地区间物候期差异的因子有纬度、海拔高度、海陆分布、地形等。

【物候区划】 phenological classification　利用物候资料，根据物候现象的异同来划分物候区域。对农业区划、地理区划、气候区划有重要的参考价值。根据农作物物候期进行的农业物候区划，为安排农事活动、鉴定栽培作物品种的适应性、作物品种推广等提供了依据。根据各地野生植物的物候资料，可进行自然物候区的划分。

气象探测与仪器

【地面气象观测】 surface meteorological observation　在地面气

象观测场,利用气象仪器测定近地面层的气象要素值以及用目力对云状及光、电等大气现象所进行的观察。观测项目包括:云、能见度、天气现象、气压、温度、湿度、风、降水、辐射、日照、蒸发等等。为确保观测资料的准确性、代表性和可比较性,对观测场地的要求、观测仪器的精度、观测的时次和方法等均有严格的规定和统一的标准。按内容可分为天气观测、气候观测、专业观测及专项观测。

【高空气象观测】 upper air observation, aerological observation 对自由大气的温度、气压、湿度、风、云等气象要素和现象进行的探测。按测定的方式可分为直接感应式和遥感式。直接感应式是通过传感器与大气直接接触进行的探测,有无线电探空、飞机探空、系留气球探空、气象火箭探空等。遥感式包括卫星探测、激光探测等。习惯上称从离地面 500 ~ 1500 米到 30 千米之间为高空观测;500 ~ 1500 米以下的探测为近地层或边界层探测;30 千米以上为高层大气探测。

【气象要素】 meteorological element 用以表征和反映大气状态的基本因素。主要有:气压、气温、湿度、风、云、能见度、降水、蒸发、辐射、日照及大气现象。它们随时间、空间的变化而变化。其观测记录是天气预报、气候分析、国民经济建设、国防建设及有关科学研究的基础资料。

【水汽压】 vapour pressure 空气中所含水汽的分压强。单位为帕。水汽含量愈高,水汽压则愈大。当温度一定时,空气中能含有水汽的最大限度称饱和水汽压。若空气的实际水汽压与饱和水汽压相等,该空气即为饱和湿空气。

【绝对湿度】 absolute humidity 气块中的水汽质量与其容积之比。实际空气中的绝对湿度无法用常规气象仪器直接测得,但可通过公式推算:

$$|a|_{g/m^3} = 287\frac{|e_1|_{mmHg}}{|T|_K} = 215\frac{|e_2|_{hPa}}{|T|_K}$$

式中:a 为绝对湿度,克/米^3;e 为水汽压,毫米汞柱或百帕;T 为热力学温度,开。

【相对湿度】 relative humidity 空气中的实际水汽压 e 与当时气温下的饱和水汽压 E 的比值。即 $f = e/E \times 100\%$。式中,f 为相对湿度,表明空气中的水汽含量距离达到饱和的程度;f 愈小,愈有利于水分蒸发。

【露点温度】 dew-point temperature, dew point 又称**露点**。气压及水汽含量一定时,湿空气达到饱和时的温度。当气压不变时,露点愈高,表明水汽含量愈多。

【百帕】 hectopascal 国际单位制中的压力单位。1 百帕(hPa) = 100 牛/米^2。它与毫巴(mbar)、毫米水银柱高(mmHg)有如下换算关系:1 毫巴 = 100 帕 = 1 百帕;1 毫米(Hg) = 133.322 帕。

【云状】 cloud form 云的外形特征、结构特点、云底高度等状况。中国将其分为 3 族、10 属、29 类(参见云分类)。气象台站根据地面观测规范的规定,参考云图,观测云的外形和结构特征、高度、同时出现的天气现象来判定云状。

【云量】 cloud cover, cloudage, cloud amount 遮蔽天空视野的云的成数。将地平面以上的天空分为 10 等份,其中,观测时被云所遮蔽的份数即为云量。例如,碧空无云时,云量为 0;云遮蔽了天空的 6/10 时,云量为 6;阴天完全看不见蓝天时,云量则为 10。观测内容包括总云量和低云量。总云量为观测时天空被各类云所遮蔽的总成数;低云量为观测时天空被低云所遮蔽的成数。

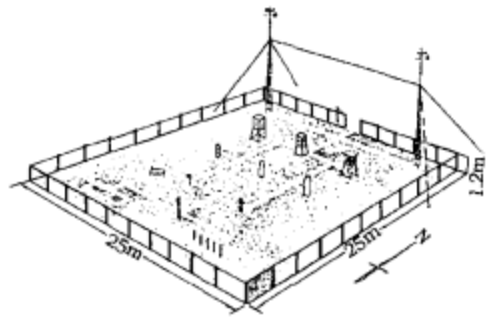
【风速】 wind speed 单位时间内空气移动的距离。气象工作中,空气运动速度的取值一般分为两种:**瞬时风速**,相应于无限小的时段,即一瞬间的阵风速度;**平均风速**,相应于有限时段(通常取二分钟)的平均值。在天气图上,还可根据气压梯度和风成正比的关系来计算风速,但它和实际风速之间有一定偏差。

【风向】 wind direction 风的来向。气象台、站常用 8 个方位发布风向预报,即东(E)、南(S)、西(W)、北(N)、东南(SE)、西南(SW)、西北(NW)和东北(NE)。风向观测则要求用 16 个方位来表示,即在上述八个方位中间再增加北东北(NNE)、东东北(ENE)、东东南(ESE)、南东南(SSE)、南西南(SSW)、西西南(WSW)、西西北(WNW)和北西北(NNW)。实际测风报告中还经常用 360°范围内的数字来表示风向,以 0°表示北,90°为东,180°为南,270°为西,余类推。天气预报中有时还用偏北风、偏南风等名称。其中,"偏"字表示风向围绕某个方位作小范围摆动。如偏东风指东北、东和东南风或由北东北至南东南的 135°范围内的风。

【风级】 wind force scale 风力大小的分级。蒲福(Beaufort)风级最初是根据风对炊烟、沙尘、渔船等的影响大小从 0 ~ 12 分为 13 级,后来又补充了相应的风速界限(参见风力)。

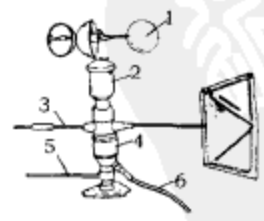
【天空状况】 state of sky, sky condition 天空中的云量、云属、云高等状况。天气预报中描述天空状况的术语有晴天、阴天、多云、少云、晴间多云、多云转晴、多云转阴等。

【气象观测场】 meteorological observational site 安装有气象仪器并用以进行地面气象观测的场所。场地大小为 25 米 × 25 米,四边最好与东、西、南、北方向一致。场内平铺浅草,四周设有 1.2 米高的、稀疏的白色围栏,门开在北面。观测场内安装有百叶箱、风向风速计、雨量计、地温表、蒸发器、日照计、辐射仪等。百叶箱中的气象仪器包括干湿球温度表、最高温度表、最低温度表等(如图所示)。场址应尽量选在能较好地反映当地大范围气象要素特点、不受局部地形和高大建筑物影响的开阔场地上。



气象观测场

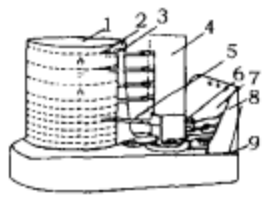
【电接风向风速计】 electrical anemometer 常规气象观测中使用的一种测量风向、风速的仪器。由感应器、传感机构、指示器、记录器组成(如图)。从指示器可读取瞬时风速和风向;而记录器能连续记录平均风速、10 分钟时段内的最多风向以及各种风向出现的频率。



感应器
1.风杯;2.风速发电机、蜗轮;3.风向标;4.风向方位块、导电杯、接触簧片;5.指南标;6.电缆



指示器
1.风向指示盘;2.风速指示盘;3.风向开关;4.风速开关



记录器
1.自记钟;2.风向自记笔;3.笔档;4.风向电磁铁;5.风速自记笔;6.风速电磁铁;7.滚轮;8.凸轮;9.干电池接头

【百叶箱】 screen　安放可测定空气温度、湿度仪器的箱体。中国常用的分大、小两种。四壁用木条做成百叶窗式样，一面开门。箱顶与箱底由高低不同的几块木版组成，内外均涂有防辐射性能好的白漆，并固定在1.25米高的木架上。要求其中的仪器既不受太阳直接辐射、地面反辐射、雨雪等的影响，又能保持箱内外空气自由流通。

【温度表】 thermometer　用以测定温度的仪器。根据不同的测温原理，可分为：利用气体特性与温度的关系来测温的气体温度表；利用液体属性测温的水银温度表、酒精温度表；利用固体随温度发生形变的特性来测温的双金属片温度计；利用导体、半导体的电阻随温度变化的关系测温的电阻温度表；利用热电偶的热电势随温度变化的性质来测温的热电偶温度计；利用非接触方式测温的红外测温仪和光学温度表等等。

【气压表】 barometer　用以测定大气压力的仪器。气象观测上常用的有水银气压表和空盒气压表。

【风向标】 wind vane　测量风向的仪器。由风尾(尾翼)、指向杆、平衡重锤和旋转主轴组成。平衡重锤安装在指向杆上，风尾是感受风力的部件。当风尾两侧受力平衡，风向标稳定在某一位置上时，指向杆便正对风的来向。风尾的种类很多，有双叶型、菱形、流线型等。

【风向袋】 wind sleeve, wind sock　又称**风袋**。飞机场等地用以指示风向的无底锥形布袋。其圆口张开并连接在一个可自由旋转的垂直轴上。

【热线风速表】 hot wire anemometer　根据被加热物体在空气中热量散失的速率与气流速度间的关系来确定风速的测风仪器。感应元件是一根被加热的细金属丝“热线”。它在小风速时灵敏度较高。

【三轴风速仪】 3-axis anemometer　又称**三分量风速仪**。一种测量瞬时三维风速的仪器。在相互垂直的三条轴(x, y, z)上，各安装一套轻型三杯风速计或桨叶式风速计，通过光电装置把三路信号输送到数据处理器即可获得瞬时风速的三个分量(u, v, w)、某观测时段内的平均风速和脉动风速。其主要被用于测量脉动风速，进而计算大气湍流特征量，如摩擦速度、扩散参数、湍流强度、湍流能谱等。在大气污染、边界层物理和农业气象等方面具有广泛的用途。

【双向风标】 bi-direction vane　一种既能在水平方向转动，又能在垂直方向摆动的可测三维风向变化的风标。其尾翼呈圆环形、矩尾交叉形或圆尾交叉形。通过转换器和记录器，可把所感应到的气流方位角、仰角的变化记录下来(如图)。是近地层湍流实验研究中广泛应用的工具。



各种双向风标图

【拉格朗日测风系统】 Lagrangian wind measuring system　测风感应器或气球、可见粒子等示踪物随气流移动的测风系统。与欧拉测风系统不同，它通过跟踪单个流体质点的运动来描述流体的运动，所用的坐标系也随流体质点一起移动。常用飞机、平移气球等携带测风仪器在移动中观测运动路径上不同地点的风向、风速。适宜于在长时间、大范围内研究物质的输送、扩散规律。

【欧拉测风系统】 Eulerian wind measuring system　用固定地点的感应器测量风向、风速的系统。在正交笛卡儿坐标系中，风速矢量按水平方向(x, y)和垂直方向(z)分解为 u, v, w 三个分量。一般把风速仪安装在气象塔、杆固定支架上的测风方法。

【经纬仪测风】 wind measuring by theodolite　利用经纬仪跟踪测风气球来观测高空风的方法。通过一定时间间隔，测定测风气球的方位角和仰角，求出气球上升、飘移路径上各高度点的风向、风速。分单经纬仪测风和双经纬仪测风。前者是按气球的理论升速值和等速上升的假设及其所经历的时间来计算气球高度的，但因大气湍流和空气密度随高度变化等的影响而误差较大。后者是利用两架经纬仪同步追踪气球，通过三角计算公式来确定气球高度与高空风的风速、风向，精度较高。

【风洞】 wind tunnel　能模拟大气风场、产生各种流速，以进行空气动力学测试的实验设备。通常要求在时间和空间分布方面尽可能均匀和恒定，也可按实验要求产生具有一定湍流度的气流。按产生的风速可分为低速风洞、高亚声速风洞和跨声速、超声速、高超声速风洞；按工作方式可分为持续工作式、暂冲式；按风洞结构则可分为开口式和闭口式。常见的低速风洞可用于测试和检定气象仪器以及水气污染物的扩散模拟。

【日照计】 sunshine recorder　测定一天中地面实际日照时数的仪器。常用的有暗筒式日照计及聚焦式日照计。暗筒式日照计又称乔唐式日照计，它通过暗筒内感光纸上的痕迹长度来计算日照时数。聚焦式日照计又称康培-斯托克式日照计。阳光经玻璃球聚焦后在记录纸上留下一条焦痕，通过焦痕的总长度即可计算出日照时数。

【水平能见度】 horizontal visibility　视力正常的人在当时天气条件下，能从天空背景中看到并辨认出目标物(黑色、大小适度)的最大水平距离。夜间则为能看到并确定出的一定强度灯光的最大水平距离。气象上所定义的能见度仅受大气透明度的影响，因而是判定气团性质和大气稳定度的依据之一。在交通运输和环境保护方面具有特殊重要的意义。

【干湿球温度表】 dry-and-wet-bulb thermometer　用以测定空气温度和湿度的一对温度表。其中测定气温的一支称为干球温度表；另一支在球部裹有湿纱布的称湿球温度表。须并列安置在百叶箱中，以避免辐射的影响。当空气未饱和时，湿球温度表的读数(t_w)因纱布上水分蒸发而低于干球温度表的读数(t)，根据差值($t - t_w$)和当时的本站气压 p 便可以求出空气中的水汽压即

$$e = E_{t_w} - A\,p(t - t_w)$$

式中：E_{t_w} 是湿球温度为 t_w 时的饱和水汽压；A 为根据干湿表的类型和其球部通风速度确定的系数。此方法适用于气温高于 -10℃环境条件时。

【雨量器】 rain gauge　测量降水量的仪器。由接水漏斗、集水瓶和外套筒组成，并配有专用的雨量杯。

【蒸发器】 evaporation gauge　测量蒸发量的仪器。分小型蒸发器和 E-601 型蒸发器两种。小型蒸发器为口径 20 厘米、高约 10 厘米的金属圆盆。每天 20 时观测，先测量器内经 24 小时蒸发后的剩余水量，然后重新注入 20 毫米清水。按下式可得：蒸发量 = 原量 + 降水量 - 余量。它构造简单，操作方便，但代表性较差。

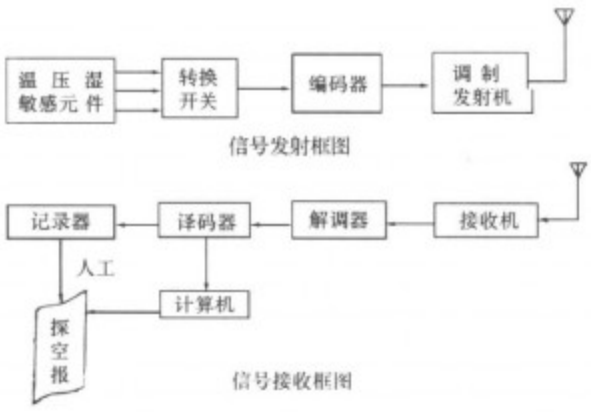
【天气现象分类】 classification of weather phenomena　按各种天气现象的特征和形成的物理过程所进行的分类。共分 6 大类 40 种。①降水现象：云中液体(或固体)水滴(粒子)向地表降落的现象。有毛毛雨、雨、阵雨、雪、阵雪、雨夹雪、阵性雨夹雪、霰、冰雹、米雪、冰粒、冰针等 12 种；②地面凝结现象：空气中的水汽直接凝结在地表或物体上的现象。有露、霜、雾凇、雨凇 4 种；③视程障碍现象：固体或液体微粒或可见聚集体漂浮于大气中，致使能见度降低的现象。有雾、轻雾、扬沙、沙尘暴、浮尘、霾、烟

幕、吹雪、雪暴等9种；④大气光学现象：有虹（霓）、晕（日晕、月晕）、华（日华、月华）、峨眉宝光、霞、海市蜃景、极光等7种；⑤雷电现象：雷雨云中的闪电现象。分雷电和闪电2种；⑥特征风和其他现象：有大风、飑、龙卷、尘卷风、积雪、结冰等6种（如图）。

天气现象符号表

现象名称	符号	现象名称	符号	现象名称	符号	现象名称	符号
雨	•	阵性雨夹雪		吹雪	+	霾	
阵雨		冰雹	△	雪暴	+	尘卷风	
毛毛雨	,	冰针	↔	龙卷		雷暴	
雪		雾	≡	积雪		闪电	
阵雪		轻雾	=	结冰		极光	
霰		露	⌓	沙尘暴		大风	
米雪		霜	⊔	扬沙	$	飑	
冰粒		雨淞	∼	浮尘	S		
雨夹雪		雾淞	V	烟幕			

【无线电探空仪】 radiosonde 由氢气球携带升空，探测大气参数垂直分布的仪器。是高空气象探测的主要工具。常规探空仪由感应元件、转换开关、编码器和无线电发射器等组成，被用以进行温度、压力、湿度的探测。当气象要素变化时，感应元件的感应输出量由转换开关依次接入编码器，并转变为某种能用无线电波发送出去的信号供地面接收（如图）。按编码方式的差异，常规探空仪可分为电码式、变低频式、变高频式、时间间隔式、脉冲计数式等。特殊用途探空仪有定高气球探空仪、臭氧探空仪、低空探空仪等。



无线电探空仪

【探空气球】 sounding balloon 把无线电探空仪携带到高空，以便进行温度、压力、湿度和风探测的气球。由天然橡胶或氯丁合成橡胶制成，有圆形、梨形等不同形状。高空气象站使用的常规探测气球升速一般为6～8米/秒，约上升到30千米高空后自行爆裂。

【高空探空】 upper-air sounding 用气球携带无线电探空仪进行温度、压力、湿度和风的探测。中国一般测站每天于北京时间7时、19时观测两次，少数测站须在1时、13时加测两次。此外，还可应用火箭、飞艇、飞机进行探测。

【低空探空】 low level sounding 用各种探测仪器和途径，测定大气边界层内气象要素时空分布的方法。是污染气象学、边界层气象学研究以及大气环境保护工作的重要手段之一。中国普遍使用的方法为气球携带低空探空仪并配以双经纬仪测风。探测的内容主要有温度、风速和风向。根据所得的资料，可进行温度层结曲线、风速廓线、风向垂直切变及垂直气流分析。

【测风气球】 pilot balloon 用以测定高空风向、风速的示踪气球。内充氢气或氦气。气球随风飘移时惯性很小，是理想的气流运动轨迹示踪物。释放后用经纬仪跟踪，并定时测定其仰角、方位角。然后，按公式计算出空中各层的平均风向和风速。为便于不同天气条件下的观测，备有红、白、黑三种颜色的球皮。

【小球测风】 pilot balloon observation 用测风经纬仪或无线电测风仪跟踪测风气球，以测定不同高度上风向、风速的方法。气球的升速预先设定，在均匀间隔的固定时间跟踪气球并测出其仰角、方位角，继而求出各高度上的风向和风速。为了避免垂直气流的影响，常使用双经纬仪跟踪。探测高度在几百米到几千米之内。

【繫留气球】 captive balloon; tethered balloon 用气球携带气象探测仪器，并用绳索控制其高度的边界层探测方法。探测的要素主要有温度、湿度等。测定的结果可通过有线传输或无线电发送到地面接收系统。探测高度一般在1千米以下。风速过大、有雷雨闪电或周围不开阔时不宜使用。

【气象火箭】 meteorological rocket 用以探测高空气象要素及大气成分的火箭。探测高度约30～100千米。探测方法有：把感应元件装在火箭上，将测得的信息用无线电发送到地面；在空中弹出带降落伞的仪器，在下落过程中进行探测；在空中弹出金属箔条或化学发光示踪物，同时进行地面跟踪观测高空风；利用气象火箭对大气成分取样分析。

【气象卫星】 meteorological satellite 用以测定各种气象要素及天气现象的卫星。大气探测的重要手段之一。探测结果包括：①白天的可见光云图、昼夜的红外云图、水汽图；②云顶温度、云量、云的相态；③尘暴、扬沙、浮尘、冰雪覆盖及蒸散等地表状况、植被指数、水资源等；④海面温度、海冰、洋流、海色等海洋状况；⑤大气温度廓线、全球大气中的水汽总量及各高度上的水汽分布；⑥一定区域内的高空及低空风场；⑦大气中的臭氧含量及其在各高度上的分布；⑧太阳质子、α粒子及电子通量密度、能量谱以及卫星高度上的粒子总能量；⑨太阳入射辐射和地-气系统的反射总辐射、长波总辐射、辐射收支平衡等。除此，还能收集和转发气象情报资料。通过两颗极轨气象卫星和五颗静止气象卫星，可以昼夜不停地获取全球气象信息。

【中国风云气象卫星系列】 weather satellites Fy-system's China 中国研制发射运行的气象卫星系列Fy。F是风，y是云的汉语拼音字头。Fy－1A星1988年9月7日发射，Fy－1B是1990年9月3日发射。均为极轨卫星，轨道高度901千米，周期102.86分，对地张角122.4°。主要探测仪器组MVISR 1～4通道为可见光成像仪，5通道为红外成像仪，地面分辨率1.08～3千米。取得全球范围内的陆地表面、海洋表面，云层昼夜红外、白天可见光线外连续图像。Fy－2卫星1997年发射，为地球同步定点观测卫星，位置在东经105°的赤道上空，轨高35800千米，可观测亚洲、澳大利亚北部、欧洲东部、非洲东北部，印度洋、太平洋西部的全景，参见附图像。2002年5月15日又成功发射了风云-1D号卫星，可提供地区性1千米×1千米分辨率的7个波段遥感信息，或3.1千米×3.1千米的全球遥感图像，此星图像质量良好，深得国内外用户称赞。已发射的卫星均已取得连续的良好的遥感图像，并已投入业务运营。本系列卫星将不断研发新星，更替服役。气象卫星以其观测范围广、周期短的特长，除直接服务于气象研究外，还可以广泛地用于宏观地质地理、海洋、环境、灾害的研究和监测。



半球气象卫星遥感图像

【同步气象卫星】 geostationary meteorological satellite（GMS）

是由日本气象厅(JMA)和日本国家航天开发集团(NASDA)实施的气象卫星计划,主要用于天气观测、气象数据采集、气象数据分发和太阳离子监测。GMS－1号卫星于1977年7月发射,到1994年共发射了5颗GMS系列卫星。星上传感器有:①VISSR(可见光和红外自旋扫描辐射计),有2个通道,波长范围分别为0.50～0.75微米和10.50～12.50微米,空间分辨率1.25千米(可见光)和5千米(红外)。VISSR用于获取地球及其云盖的可见光、红外光谱辐射数据;②VDM(VISSR信号复接器),将VISSR信号转换成数字格式,并把它们与图像和信号同步数据多路传输;③SEM(空间环境监测仪),光谱段为1～500MeV(质子)、8～390MeV(粒子)和2MeV(电子)。SEM用于测量质子、粒子和电子这三种太阳粒子;④DCS(数据采集系统),用于从地面平台收集数据。

【泰罗斯卫星】 TIROS satellite 美国第一个试验气象卫星系列。意为电视和红外观测卫星,1960～1965年间共发射了10颗。目的在于对气象卫星的轨道、观测仪器、姿态控制、资料处理和传输等进行实验研究,并为建立气象业务卫星系列作准备。卫星曾获得几十万张电视云图,观测了温度、湿度分布及地气热量平衡。在泰罗斯8号卫星上,首次装有图片传送装置(APT),可将信息实时发送给地面接收系统。

【诺阿卫星系列】 NOAA satellite 美国第一代气象业务卫星系列。诺阿1号卫星由1970年发射的艾托斯－A卫星改名而得。1972年发射的诺阿2号卫星的探测仪器有较大的改进,可完全用扫描方式昼夜获取云图;星下分辨率提高到0.9千米;可获得地面至30千米高空的大气垂直温度分布;能估算出大气中的水汽总量……第二、三代实用气象卫星中,第二代实用气象卫星被称为**艾托斯卫星**(ITOS)。到1976年7月已发射了艾托斯－A、D、F、G、H卫星,入轨后分别被命名为NOAA－1、2、3、4、5号卫星。第三代实用气象卫星包括泰罗斯－N(TIROS－N)和NOAA－A、B、C、D、E、F、G共8颗卫星,分别被命名为NOAA－6、7、8、9、10、11、12号卫星。NOAA系列卫星工作在太阳同步轨道上,采用先进的三轴稳定方式。NOAA－1、2号卫星分别装有两台图像自动传输系统、两台高级光导摄像机、两台扫描辐射计、一台太阳质子监测仪和一台平板辐射计。一颗NOAA卫星每隔12个小时就可拍摄完一遍全球的云图,并首次以实时或存储后回放形式提供昼夜的辐射资料。从NOAA－2号卫星开始,星上载荷全部为红外传感器,包括甚高分辨率辐射计和垂直湿度辐射计。从NOAA－3号卫星开始增加了实时发送的业务,可以直接向装有这种数据接收设备的地面站播发数据。NOAA－1～5号卫星组成的第二代实用气象卫星,由于传感器的改进,种类的增多,性能大大提高,能够实时提供全球云层覆盖图、大气温度－湿度垂直分布图、地表和海面温度、云层温度、云顶高度及地－气系统的热辐射平衡等多种气象数据资料。NOAA－6号及以后的卫星组成的第三代实用气象卫星,比第二代卫星的性能有了新的提高,①提高了气象观测能力,观测数据量大大增加,图像清晰度和精度进一步提高,应用范围扩大;②拥有数据收集和平台定位能力;③采用以数字传输为主的体制,传输速率比第二代气象卫星提高一倍。

【雨云卫星】 nimbus satellite 美国国家宇航局发射的一种复杂卫星。旨在用于发射和试验新的先进的气象和地球物理遥感仪器以及有关的资料传输、处理技术。其任务有:①发射用于全球大气监测、为长期天气预报提供资料的被动辐射计和光谱仪;②发射和评估探测大气垂直结构、测绘地表特征的新的主动和被动遥感仪;③为气象卫星和其他地球观测卫星发展新的空间和地面技术;④参加世界天气监视网,增强全球天气监视能力;⑤为探测其他行星而发展新技术。

【地球静止气象卫星】 geostationary meteorological satellite 处在赤道上空3.58万千米高度静止轨道上的卫星。它视野广阔,可对地表约三分之一面积的固定区域进行连续观测,能监视暴雨、冰雹、龙卷、短时大风、台风等大、中、小尺度的天气系统。1966～1975年发射的试验性应用技术卫星(ATS)系列中的ATS－1、ATS－3专用于气象观测。1974～1978年,美国发射了5颗由同步气象卫星(SMS)和地球静止业务环境卫星(GOES)组成的第一代业务静止气象卫星。其主要任务是:①摄取可见光和红外云图;②传真卫星云图和天气资料;③收集飞机、气球、浮标、船舶和无人气象站的观测资料;④空间环境监测。1980年发射的戈斯(GOES－D)第二代业务静止气象卫星不仅可提供云图,还能提供地表至30千米高度内的气温、水汽垂直分布。日本(1977,GMS)与欧洲空间局(1978,METEOSAT)也先后发射了同类卫星。

【大气遥感】 atmospheric remote sensing 传感器不与被测大气直接接触而在远处探测大气化学成分、物理状态及其时空分布的方法。其基本原理是根据各种电、光、声波与力学波等信号在大气中的传播特性及其与大气介质的相互作用关系,来求取温、压、湿、风、降水、大气成分等气象参数。主要内容有大气信号物理学和大气遥感技术。前者研究大气中的各种物理信号及其在不同天气、气候条件下的特征、信号与大气的相互作用和传播规律、从物理信号中提取所需信息的方法等;后者研究信号的接收、加工与提取以及信息显示等。声雷达、激光雷达、微波气象雷达、甚高频和超高频多普勒雷达属于主动式遥感设备;直接接收大气信号的气象卫星探测方法则属被动式遥感。

【激光气象雷达】 meteorological lidar 以激光器产生的激光束为发射波的气象雷达。有根据大气分子和气溶胶弹性散射、弹性散射的偏振特性和多普勒频移而设计的普通激光气象雷达、激光偏振雷达、激光多普勒雷达等,可探测云底和云顶高度、气溶胶和大气消光系数分布、高层大气密度、卷云含水量分布、低层大气湍流、大气风场等。还有根据大气分子的拉曼散射和大气分子、原子、离子的共振荧光发射与差分吸收设计的拉曼散射激光雷达、共振荧光激光雷达,可探测水汽分布、微量大气成分、温度垂直分布等。

【声雷达】 sodar 发射定向声脉冲并接收其散射回波的装置。是探测大气边界层气象要素的有效工具。单点声雷达探测系统由天线、发射机、接收机组成。可用以测定风向、风速;研究温度层结的时空变化以及逆温的高度、结构和生消规律;测定混合层的厚度等。

【测风雷达】 wind-finding radar 用以测定高空风向、风速的雷达。它通过发射和接收脉冲波以及跟踪、测定气球的空间运动轨迹,来确定各高度上的风向和风速。一般在悬挂反射靶或应答器的气球下,同时挂有探空仪,以便将高空的温度、湿度、气压等信息发回地面。

自然地理学

总　论

【自然地理学】 physical geography　地理科学分支学科之一。其研究对象为地球表层系统，即自然地理环境。地球表层系统是具有一定厚度的圈层，即为岩石圈、大气圈、水圈、土壤圈、生物圈相互作用、相互渗透的一个特殊圈层，它包括未经人类作用的天然环境和经过人类作用并发生变化了的地理环境。自然地理学是把组成自然地理环境的各种要素相互联系起来进行系统的研究，以阐明自然地理环境的整体特征，各组成要素及其相互间的结构、功能、物质迁移、能量转换以及时间－空间分异规律，以便预测未来自然地理环境的变化趋势。按研究对象可分为：综合自然地理学、部门自然地理学和新生代地理学。20世纪中期以来现代科学理论如系统论、信息论、控制论……的出现与发展，为自然地理学理论的研究发展奠定了方法论基础。当今世界面临着人口、资源、环境和发展的一系列重大问题，现代自然地理学正是围绕这些重大问题，以可持续发展理论为基础，并积极引进现代高新技术的研究方法与手段，开展诸如自然资源开发利用、农业生产潜力的提高、环境质量评价预测与维护、产业结构优化与区域规划、自然灾害及其减灾对策、土地退化防治与区域环境整治等方面的研究。

【综合自然地理学】 synthetic physical geography　自然地理学的分支学科。对自然地理综合体进行全面而系统的研究，注重探讨自然地理综合体及其各个组成要素之间的物质能量过程及其规律性，阐明自然地理综合体的历史发生过程、类型特征、地域分异和发展演变规律。其研究方向主要有：地表热量和水分分布、转化及其在地球表层系统中的作用，揭示地表热量水分平衡与植物第一性生产潜力的相互关系；化学元素在地球表层系统中的迁移转化过程，特别是生物群落与地理环境之间物流和能流过程；地表自然景观与土地类型的研究，综合自然区划，以及揭示区域人类活动与自然环境的关系，阐明人类社会与自然地理环境协调发展的基本途径。

【部门自然地理学】 sectional physical geography　自然地理学的分支学科。研究自然地理环境的某个组成要素在整个地球表层系统中的结构、分布、类型、成因及其发展变化的规律性，并探讨其同人类活动相互作用的关系。包括地球概论、气候学、水文地理学、海洋地理学、土壤地理学、植物地理学、动物地理学等。由于现代部门自然地理学与相邻学科之间的交叉、渗透日益深化和不断发展，有的已经形成了相对独立的学科。有的相互结合形成了新的边缘性交叉学科，如生态系统地理学、景观地理学、化学地理学、环境地理学，以及冻土学、冰川学、沼泽学、湖泊学、黄土学和沙漠学等。

【土壤地理学】 soil geography　土壤学与自然地理学之间的交叉学科。着重从土壤发生与地理环境的关系入手，研究土壤的发生发育、分类、分布及制图，阐明土壤类型的空间分布规律和时间演替规律，揭示区域土壤资源的特点，并根据上述规律和区域社会经济发展的需要，制定区域土壤分类系统，编绘大中比例尺的土壤资源图、土壤利用改良图及小比例尺土壤区划图，为拟定区域土壤资源持续利用的途径、发展区域农林牧业生产和优化地理环境提供科学依据。

【化学地理学】 chemistry geography　研究地球表层系统中化学元素及其化合物的地域分异规律，揭示地理环境及其变化的化学特征。化学元素及其化合物的地域分异过程复杂多样，涉及它们在地理环境中的时空分布、存在状态、迁移转化及其与地理环境要素间的相互关系。化学地理学是由前苏联学者格里戈里耶夫(Григорьев, Grigor'ev)于1936年提出的，刘培桐等于20世纪50年代引进并研究和发展了化学地理学。

【景观生态学】 landscape ecology　介于地理学、生物学与生态学之间的边缘学科。主要研究地理景观尺度上的生态问题，特别是人类活动与地理景观之间的相互影响和相互协调问题。德国地理学家特罗尔(C. Troll)于1939年提出景观生态学。20世纪中期以来，随着全球性人口、资源、环境和发展问题的加剧，景观生态学研究受到重视并得到较快的发展。它以生态学、自然地理学、系统论、信息论和控制论等现代科学理论为基础，运用遥感、全球定位、计算机、地理信息系统等现代高新技术，进行区域景观生态调查、诊断、管理与调控研究。其研究成果广泛应用于农业发展、城市规划、旅游区规划、自然保护区或国家公园的设计、区域规划、国土规划和管理领域。

【海洋地理学】 maritime geography　地理学与海洋学的边缘学科。主要研究地球表面海洋环境的特征、空间结构及其发展演化的规律性，以及人类活动与海洋环境的相互作用。按其研究对象可细分为：海洋自然地理学、海洋经济地理学、海洋政治地理学和区域海洋地理学等。其中海洋自然地理学主要研究海洋环境的空间结构与性质，海洋与陆地、海洋与地壳之间的物质能量转换过程，海洋资源的空间分布及其开发利用与保护，海洋自然地理与生物地理区划等。海洋经济地理学主要研究海洋资源的经济学评价、开发利用条件、特点、可行性与规模，海洋范围的工业、水产养殖业、运输业、基础设施、旅游业等产业部门的发展条件与布局，海洋经济区划，以及海洋资源开发与海洋环境的协调发展途径等。海洋政治地理学主要研究与政治有关的海洋问题，如领海、内海、大陆架、专属经济区、专属渔区以及主权国家管辖海洋范围的划分，国际海洋资源开发与保护，国际海峡与运河通航中的政治问题。区域海洋地理学则综合研究世界海洋某一特定海域的海洋环境、资源合理开发利用与保护问题。

【区域水文地理学】 regional hydrogeography　水科学与自然地理学之间的交叉学科。从区域水资源特征与地理环境的相互联系和相互作用角度，研究水资源的收支平衡、分布和水文现象的时空变化规律。以定点观测资料为基础，进行定性描述与定量分析，对流域内水资源合理开发利用、调度和分配，区域水灾害的防治均具有重要的实用价值。

【污染生态学】 pollution ecology　环境科学、生态学、化学与毒理学之间新兴的交叉学科。它采用生态学的原理和方法对地球表层被污染的生态系统进行控制、改造和修复，与环境保护和

生态建设密切相关，已经成为修复被污染的环境、确保人们身体健康的应用性学科。20 世纪中后期，污染生态学着重对环境污染和破坏所造成的危害和后果，即静态端点的研究，并通过野外调查和室内模拟研究，揭示环境污染对动植物、微生物和人类本身的影响。自 20 世纪末期以来，人们逐渐认识到要解决环境污染和生态破坏带来的一系列问题，就必须对被污染的环境系统及生物系统之间的相互作用的动态过程进行深入研究。因此，污染生态学的研究焦点已从静态端点的研究转向动态过程的研究，并且将逐渐成为污染生态学研究的核心内容和前沿领域之一。

【新生代地理学】 Cenozoic geography 自然地理学的分支学科。其研究重点是新生代时期和人类历史时期地理环境的变化规律。周廷儒进行了这方面的研究与发展，他认为现代自然界的每一个特征，都有一定的发展历史，只有了解这些特征的历史过程，才能从本质上把握自然地理环境变化的规律性，更好地预测未来地理环境的变化趋势。因此新生代地理学的主要研究内容应包括：研究自然地理综合体的现代过程，并揭示它们在前一个时期（即新生代）的形成过程；地带性和非地带性规律不仅在空间上、还在发生演化的时间上都具有密切的相互联系和相互影响，地势的升降和海陆关系的变化，也会造成区域地带性和非地带性的迁移和变化。新生代地理学研究丰富发展了自然地理学理论，有助于地理环境变化趋势的预测研究和自然环境的进化问题的解决，其更具体的实践任务在于矿产资源的开发。

【地志学】 chorography 按地理要素描述区域环境特征的地理学的最古老的分支学科之一。古希腊时代称之为描述地理学，后来欧美地理学家曾经用此名词作为记载和描述一个区域的地理环境状况的科学，一般将其作为早期区域地理学的别称。地志学按其内容相当于地方志，一般按其研究对象，即区域的大小进行分类，如亚洲地志、欧洲地志、中国地志、北京市地志、台湾省地志、河北省赵州地志等；也可按研究区域中的地理环境要素分类，如气候志、物候志、水文志、植物志、动物志、土壤志和地形志等。中国五代时期地方志就开始盛行，迄今已经积累了十分丰富的不同地区不同时期的地方志，其内容涉及行政区沿革、自然地形、气候、交通、物产、贡赋、灾情和民俗，有的地方志还配有详尽的地图，为过去地理环境变化的研究提供了丰富资料。地志学研究的特点是与区域地理环境和人类活动的观察紧密联系，但没有地理环境与人类活动之间的因果分析，未能形成完整的科学理论体系。

【拉马克学说】 Lamarckism 法国博物学家拉马克（Jean Baptiste Lamarck，1744～1829）所创立的生物进化学说。认为生物在新环境的直接影响下，其习性改变，某些经常使用的器官发达增大；不经常使用的器官则逐渐退化。物种经过这样不断地加强和完善适应性状，便能逐渐变成新物种；而且这些获得的后天性状可以传递给后代，使生物逐渐演变。认为适应是生物进化的主要过程。此学说在进化学说史上产生了重大的影响，为进化论、生物进化与环境变化之间的相互作用研究奠定了基础。由于科学水平和生产力水平的限制，拉马克在说明生物进化原因时，将环境对于生物体的直接作用以及获得性状遗传给后代的过程过于简单化，成为缺乏科学依据的一种推论，并错误地认为生物天生就具有向上发展的趋向，以及动物的意志和欲望也在进化中发生作用。

【达尔文学说】 Darwinism 英国博物学家达尔文（Charles Robert Darwin，1809～1882）所创立的关于生物界历史发展一般规律的学说。达尔文通过环球考察，搜集了大量有关动植物演变和发展的科学资料，指出了生物进化的主导力量是自然选择，即遗传、变异与选择三种因素综合作用的过程。认为生物经常发生的微细的不定变异，通过累代的选择作用，适者生存，并逐渐累积有利的变异发展成新种，不适于外界环境条件的则被淘汰。他总结了用人工选择方法获得家畜和农作物新品种的实验结果，进一步论证了自然选择学说。达尔文学说是人类对生物界认识的伟大成就，对推动现代生物学的进展起了巨大的作用。

【地理环境决定论】 environmental determinism 确认地理环境是决定人类社会发展的决定性因素的一种思潮。即用自然过程的作用解释社会经济发展进程，从而归结于地理环境决定政治体制。这一论点曾经广泛流行于社会学、哲学、地理学和历史学的研究中。在古希腊时代，希波克拉底（Hippocrates）就认为人类特性产生于气候；柏拉图（Platon）也认为人类精神生活与海洋影响有关。到公元前 4 世纪亚里士多德（Aristoteles）认为地理位置、气候、土壤等影响个别民族特性与社会性质，希腊半岛处于炎热与寒冷气候之间而赋予希腊人以优良品性，故天生能够统治其他民族。传统的地理学家们程度不同地受到该思潮的影响，如洪堡（Alexander von Humboldt）曾经写道："我要努力证明自然条件对道德和人类命运的经常的、无所不在的影响"。19 世纪后期德国地理学家拉采尔（Friedrich Ratzel）系统地将地理环境决定论引入地理学，他在《人类地理学》中机械地搬用达尔文生物学观念研究人类社会，认为地理环境从多方面控制人类，对人类生理机能、心理状态、社会组织和经济发达状况均有影响，因而地理环境支配着人类命运。这种思潮在一个相当长的时期成为欧美地理学理论的基石。如在 20 世纪 60 年代，在一些发达的资本主义国家，伴随着经济和资源的危机，出现了地理环境危机，许多地区空气、水、土壤、食物受到了严重的污染，使人们惶惑不安，大有末日即将来临、人类正在走向自我毁灭之势，人们掀起了反公害运动，部分学者提出了《增长极限论》，这其中就带有地理环境决定论的色彩。

【地球表层系统】 earth surface system 地球大气圈、水圈、生物圈、岩石圈与人类文化（技术）圈相互渗透、相互作用形成的多相态物质系统，其范围上至大气对流层顶，下至岩石圈的表层。它是地球系统的重要子系统，也是现代地理学研究的核心内容。

【地理系统】 geographical system 由地球表层的地理要素所组成的物质、能量传输在空间上有一定的界线、在时间上有一定的变化规律的统一体。可分成气候、水文、地质地貌、土壤、生物和社会经济等多个子系统，以反映出它们之间的结构和等级。在一定的时期，区域地理系统的结构与功能具有相对稳定性，且对外界因素的影响有一定的适应性。其结构与特性决定着传输给它的能量、物质及其表现，即地理信息，以及怎样转化或演变成新的物质、能量与信息。

【自然综合体】 natural complex 特定地段上各自然地理要素相互联系、相互制约有规律地结合成的具有内部相对一致性的有机整体。它可分为不同等级的区域或类型单位，如森林土壤生态系统、针叶林-灰化土生态系统、草原土壤生态系统、干草原-栗钙土生态系统等。

【综合自然区划】 intergrated physicogeographycal planning 以地域分异规律为指导，根据区域发展的统一性、区域空间的完整性和区域综合自然特征的一致性，逐级划分或合并的自然地域单位，并按各地域单位的从属关系建立一定形式的地域等级系统。它是揭示较高等级的地域个体单位空间分异的研究方法。综合自然区划应坚持以下原则：综合性原则，综合自然区划必须综合分析地带性和非地带性因素之间的相互作用及其表现尺度

和结果；主导因素原则，在综合自然区划过程中，必须选取对区域自然地理环境分异有重要影响的主导因素；发生统一性原则，区域单位的划分应着眼区域分异产生的原因与形成过程的一致性；相对一致性原则，所划分的区域单位内部自然地理环境特征应具有一致性；区域共轭性原则，所划分的每个区域单位均应是具有个体性的、区域上完整的自然区域。

【自然大区】 natural district 综合自然区划的最高级非地带性单位，往往占据大陆的巨大部分。自然大区与大地构造-地貌单元相联系，因其具有固定的地理位置、广阔的面积和特殊的地势，每个自然大区在大气环流中均占有特殊地位，常形成大气活动中心，因此自然大区之间在地质地貌、热量带以及大气环流特征等方面均存在明显差异。中国共划分为东部季风大区、西北干旱大区和青藏高原大区。

【自然地区】 natural region 自然大区内部进一步续分的非地带性单位，被认为是最基本的非地带性单位。自然地区划分的主要根据是地质地貌基础，但每个地区仍有自己的气候、植被、土壤和景观的共同特征。中国的自然地区划分格局是：东部季风大区自北而南续分为：东北地区、华北地区、华中华东地区、西南华南地区；西北干旱大区续分为：内蒙古地区、甘宁新地区；青藏高原大区续分为：青藏高原西北部地区和青藏高原东南部地区。

【地带性】 zonality 自然环境各要素及其组成的自然地理综合体在地表近于带状延伸分布，沿一定方向递变的规律性。包括纬度地带性、经度地带性和垂直地带性。

【非地带性】 non-zonality 由于地球内能作用而产生的海陆分布、地势起伏、构造活动等区域性分异。

【经度地带性】 longitudinal zonality 自然环境各要素及其组成的自然地理综合体，大致沿经度方向带状延伸，由沿海向内陆依次更替的规律性。由于海陆的相间分布格局、大气环流、山脉走向等综合作用，造成大气湿度、年平均降水量在东西方向上自沿海向内陆依次减少，其区域自然地理的特性相应发生变异。

【纬度地带性】 latitudinal zonality 地表自然环境各要素及其组成的自然地理综合体沿纬线方向东西延伸分布，南北更替的规律性。它主要是陆地与海洋的自然带沿纬线方向成一定宽度的带状排列，在广阔的平原地区表现最为明显。由于太阳高度角随纬度的变化，地表热量条件自赤道向两极依次降低，导致气候、水文、生物、土壤等自然地理要素及其组成的自然地理综合体也因纬度而有规律地变化。

【水平地带性】 horizontal zonality 纬度地带性和经度地带性的总称。广阔区域内纬度地带性与经度地带性的相互组合决定着水平地带性的分布图式，如中国温带东部区的水平地带性就表现为东北—西南向延伸、由东南向西北依次更替的分布图式。

【垂直地带性】 vertical zonality 一般指在高山地区自然环境各要素及其组成的自然地理综合体随海拔高度递变的规律性。其原因是，气温随山地高度增加而降低，气温日较差和风力随山地高度增加而增大，降水量与大气湿度在一定限度以下随高度升高而逐渐增加。从山麓至山顶各垂直带的排列组合形成了山地垂直带谱，其结构与山体所处的地理位置（即所在的基带类型）、山体高度、坡向等有关。在不同自然地带的（具有不同基带的）垂直带有不同的表现图式，如在赤道带的高山，自山麓至山顶可分为若干垂直带：赤道雨林带、常绿林带、阔叶落叶林带、针阔混交林带、针叶林带、高山灌丛带、高山草原带、高山苔原带、高山冰雪带；而在极地带或亚极地地带，冰雪带降低到海平面。

【自然带】 natural zone 按地表接受太阳辐射能的地域差异及其对整个自然界的影响来划分的最高级的地带性单位。不同自然带不仅在热量分配上有差别，而且在气候、植被、土壤和动物等方面也有明显的差别，因此自然带不同于温度带，它是一个综合性的景观带，即自然综合体。不同自然带之间没有明显的界线，而为过渡带所衔接，故在决定自然带范围时，还应参照其他自然标志，如土壤与植被。

【海洋自然带】 marine natural-zone 广阔海洋上的自然分带。由于海洋自然体具有流体的特征，故其地带性不如陆地自然带明显，不同自然带间的界线只能大致确定，世界大洋所划分的地带数目较陆地也少，这与海水的频繁运动有关。同陆地一样，海洋表面的热量带是划分海洋地带性的基础，海洋生物群落是其地带性的重要标志。世界海洋可略分为7个自然带，即北极带、北温带、北热带、赤道带、南热带、南温带与南极带。

【陆地自然带】 continental natural-zone 自然地域分异规律在大陆上所表现的水平自然地带。一般以各个水平地带中的典型植被来命名。陆地自然带现今尚无统一的划分方案，一般可分为9个基本带：赤道雨林带、热带季雨林带、热带稀树草原带、热带荒漠带、亚热带森林带、温带森林带、温带草原带、亚极地苔原带和极地冰原带；5个过渡带：热带荒漠草原带、亚热带荒漠草原带、温带荒漠与荒漠草原带、温带森林草原带和寒温带泰加林带。

【自然地带】 physicogeographical zone 在自然带范围内以构成优势景观的地带性土壤和植被类型为主导标志所划分的次一级的地带性区划单位，它是最基本的地带性区划单位。在自然地带之间常存在过渡带，其过渡情况有两种：一是不同的自然综合体镶嵌结合而相互过渡，如半荒漠是荒漠与草原的相互过渡带，灌丛草原则是森林灌丛与干草原之间的相互过渡带；二是相近的两种地带性土壤类型或植被类型混杂于一个过渡带内，如针阔混交林就是针叶林与阔叶林的过渡带。

【亚地带】 physicogeographical subzone 在自然地带内部再划分的地带性单位。在一些宽广的自然地带内，自然地理的某些组成成分的量变引起地带内自然综合体的地带性分异，从而产生了亚地带。亚地带以地带性的植被亚型和土壤亚类为主要标志。如中国北方温带半湿润地区森林草原黑钙土地带就包含森林草原-淋溶黑钙土亚地带、草甸草原-黑钙土亚地带；温带半干旱地区干草原栗钙土地带则包含干草原-暗栗钙土亚地带、干草原-栗钙土亚地带。亚地带并非见于所有的地带，许多范围较窄的自然地带划分不出此级单位。

【自然地理过程】 physical geographic process 是自然地理环境系统中物质、能量迁移转化的总称。按其物质能量迁移转化的方式可归纳为四种类型，即大气循环过程、水分循环过程、地质循环过程和生物循环过程。按其物质能量迁移转化的性质可归纳为三种类型：地表物理过程、地表化学过程和生物学过程。自然地理环境中的物质运动和能量转化均可由上述基本过程加以解释。自然地理过程是分析自然地理环境特征、地域分异规律和时间变化规律的基础，也是自然地理学研究的核心内容之一。

【自然地理结构】 physical geographic structure 自然地理环境各组成要素之间以及各组成部分之间的组合格局。自然地理环境是地表物质能量迁移转化的动态系统，由于其各组成要素或组成部分之间相互联系、制约和过程的不同，从而形成了不同的结构。自然地理环境结构可归纳为以下规律性：①分层性：地球的圈层构造特性决定了自然地理环境的分层性，这是自然地理环境最普遍的结构特性。②交织性：自然地理环境是由大气圈、

水圈、生物圈和岩石圈4个基本组成成分相互重叠、相互渗透、彼此交织形成的物质能量系统。其中每一个圈层都以其自身的物质加入到所有其他圈层的组成成分之中。③多级性:整个自然地理环境是由不同层次的自然综合体有机组合而成的巨系统,因此它可以划分为一系列不同空间尺度和时间尺度的结构单位。一般认为最高级的自然综合体是地理圈,第二级的自然综合体是大陆和海洋,第三级的自然综合体是各大洲和各大洋。自然综合体的等级越高,其重复性越小,其水平尺度和垂直厚度也越大。④综合性:自然综合体的组成成分是相互联系、相互制约综合地起作用,这是自然地理环境结构的基本特性。⑤差异性:自然地理环境的各组成成分及其综合体在时间、空间上具有很大的差异性。

【自然地域分异规律】 rule of regional differetiation 自然地理环境各组成要素或自然综合体沿地表按确定方向有规律地发生分化所引起的差异便构成了地域分异。支配这种宏观的地域分异现象的客观规律就是自然地域分异规律。19世纪近代自然地理学的奠基人洪堡(Alexander von Humboldt)及其后的土壤地理学奠基人多库恰耶夫(В. В. Докучаев, V. V. Dokuchaev)揭示了地表气候、植物和土壤的地带性分布特征,奠定了自然地域分异规律的科学基础。

【自然亚地区】 sub-natural region 自然地区的续分单位。在自然亚地区内具有最明显的地势起伏与地质构造一致性,每个自然亚地区的地质构造、地貌形态、第四纪堆积物性质等基本相似,气候、水文、植被、土壤和土地类型的组合等也具有明显的共性。如中国典型的自然亚地区主要有:东北平原、黄土高原、四川盆地、柴达木盆地、秦巴山地、闽浙丘陵等。

【自然区划图】 natural regionalizational map 依据自然地理要素及其性状的相似性和差异性划分的地域单元而编绘的地图。它包括部门自然要素区划图和综合自然区划图。前者以单项自然地理要素为对象,如气候、水文、地貌、土壤和植被等区划图。后者则综合考虑区域自然地理要素的综合特征,将区域划分为不同等级系列的地域单元,如地带、地区、亚区和小区等。所划分的每一地域单元均相对地具有发生学上的一致性和开发利用上的共同性,这对指导区域自然资源的合理利用、改造自然环境及预防自然灾害的发生具有一定的实用价值。

【水半球】 water hemisphere 海洋最多、陆地最少的半个地球。它的中心位于南太平洋新西兰东北沿海附近,约为南纬38°、经度180°。在这个半球以内,陆地(主要包括南极洲、澳大利亚以及南美洲的南端)占9.5%,海洋(几乎包括整个太平洋)占90.5%(相当于全球海洋面积的63.9%)。

【陆半球】 land hemisphere 陆地最多、海洋最少的半个地球。它的中心在西班牙东南沿海,约为北纬38°、经度0°。这个半球的陆地占全球陆地的81%,包括亚洲、欧洲、非洲、北美洲及南美洲的绝大部分。但是,在陆半球内,海洋面积(占52.7%)仍然大于陆地面积(占47.3%)。

【北半球】 northern hemisphere 赤道以北的半个地球。那里的夏至日一般是在6月22日(或21日),是一年内白昼最长的日子;冬至日一般是在12月22日(或21日),是一年内白昼最短的日子。通常所说的夏至日和冬至日,一般是指北半球的夏至日和冬至日而言。在气候统计上,一般以七月为夏季的代表月份,以一月为冬季的代表月份。在这个半球内,陆地(主要包括欧洲、北美洲的全部,亚洲的绝大部分,非洲的北半部和南美洲的北部)占39.3%,海洋占60.7%。

【南半球】 southern hemisphere 赤道以南的半个地球。那里的夏至日一般是12月22日(或21日),是一年内白昼最长的日子;冬至日一般是6月22日(或21日),是一年内白昼最短的日子。在气候统计上,一般以一月为夏季的代表月份,以七月为冬季的代表月份。在这个半球内,陆地(主要包括南极洲、澳大利亚的全部,南美洲的绝大部分和非洲的南半部)占19.1%,海洋占80.9%。

【地理壳】 geographical crust 又称**景观壳**。地球表面大气圈、水圈、生物圈与岩石圈相互渗透、相互作用的统一整体。因研究范围不同,其涉及的厚度有差别,其上限与下限至今还无统一的认识,大多数自然地理学者都接受A.T.伊萨钦科1955年的划法,即地理壳的上限在对流层顶,下限在沉积岩岩石圈的底界(约在地面以下5~6千米)。其中的各组成部分之间进行着物质和能量的迁移与转化过程,太阳辐射与地球内能是驱动上述过程的能量因素。

【地表能量转换】 energy transformation on earth surface 地球表层系统内部各要素之间及其与外界进行的能量传递与转换过程的总称,是自然地理学研究的核心内容之一。按地表能量转换的性质可归结三种方式:①能量转换的物理过程,即太阳辐射能在地表经反射与吸收而转换为地面长波辐射,以及由此引起的地表水分相态的转换,这构成了自然地理过程的重要驱动力因素。②能量转换的化学过程,在太阳辐射能的作用下,地球表层系统中物质发生化学变化过程所伴随的能量转换的总称,其中热能、化学键能与胶体物质表面能的转换是主体。③地表生物在太阳辐射的作用下,通过绿色植物的光合作用将太阳辐射能转化为有机物的化学键能,有机物又经过生物的代谢过程、微生物对有机残体的分解过程,将这些化学键能以热能的形式释放出来。

【地表物质循环】 matter cycle on earth surface 在太阳辐射能和地球内能的作用下,地球表层系统中物质迁移转化过程的总称。其主要类型有:大气环流过程、大洋环流过程、地表水分循环过程、以生物体为核心的气态物质(氧气、二氧化碳、氮气等)和营养物质的循环过程,即地表物质生物小循环过程、地表岩石及其矿物质的风化-搬运-沉积循环过程,即地表物质地质大循环过程等。

【地理图志】 geographical description atlas 以系列专题地图为主并附以简要文字或表格说明区域地表自然和社会经济现象地理分布的地图集。

【地理环境】 geographical environment 又称**自然环境**。人类社会系统外围的自然界,包括作为生产资料和劳动对象的各种自然要素或自然资源,如地质地貌、气候、水文、土壤和生物等。它是人类社会存在和发展的必要条件和物质基础。地理环境的差异是劳动地域分工的自然基础,对区域社会经济发展、人民生产和生活的改善亦有一定程度的影响。

【地理环境结构】 geographical environment structure 自然地理环境组成要素之间以及各组成部分之间的组合格局。地理环境结构是复杂的、有规律的,并具有以下特征:综合性,地理环境的组成成分不是单方面地起作用,而是相互联系、相互制约综合地起作用;集聚性,地理环境的四个基本成分相互重叠、相互渗透、彼此交织为一个物质交换和能量转化最为活跃的整体;分层性,地理环境的组成成分因其密度差异,在地球引力作用下各相对集中于地理环境的一定部位,并形成具有相对独立性的圈层,即对流层、水圈和沉积岩石圈;地理环境各个部分具有很大的地域差异性,并构成了一系列不同等级的结构单元。地理环境结构决定自然地理过程和现象的变化,是自然地理学研究的重要方

面。

【地理要素】 geographical component 形成地理类型、地域差异性的主要地理因素。地理要素在空间分布上具有显著的差异,在地理环境的形成与演化过程中起主导作用。区域地理环境都是由多个地理要素组成的复合整体,其中部分地理要素的变化往往会引起其他地理要素的变化以至整个地理环境的变化。

【地理数据】 geographical data 反映区域地理系统及其要素的状态、特征、演变规律和分布特征、人对地理环境的管理与规划等方面的信息。其主要包括:对区域地理现象的统计与观测所得的数字数据、地图与图表单元类型的数据、利用遥感技术所获取的图像和数字数据、区域社会管理等方面的文献等。地理数据通过数字化处理,并与地理信息处理系统结合存入计算机,便形成地理数据库,成为地理研究的基础资料和信息。建立区域地理数据库已成为地理科学研究的基础工作。

【地理模型】 geographical model 抽象地表示区域地理系统状态或其组成要素特征的实物模型或数学统计模型。是地理科学研究的重要工具和方法之一。但由于区域地理系统的复杂多变性和开放性特点,影响区域地理系统的许多因素及其作用尚无法精确测定,因此,应用较为广泛的是通过对已有经验的总结所得出的统计数学模型,而地理模型相对较少。运用地图和遥感技术所建立的地理空间模型是地理学研究的特有工具。

【自然景观】 natural landscape 未受或少受人类活动影响的地表自然综合体。它具有类型与区域双重含义,从区域上看自然景观是一个区域单位,相当于自然区划等级系统中最低一级的自然地理区;从类型上看自然景观是一个任何地域分类单位,如针叶林 - 冰碛物平原、沼泽化浅 - 凹地等。

地理景观

【景观】 landscape 地表的某一地段中的地貌、气候、水文、土壤和生物等自然地理要素的有规律组合,即**地理景观**(geographical landscape)。A. R. 伊萨钦科认为"景观首先是一个具体的地域个体单位,而不是类型;其次,景观是一个相当复杂的地理综合体;第三,自然景观是自然地理学和自然地理区划研究的基本地域单位。"

【景观图】 landscape map 反映区域地理景观结构及其空间分布特征的专题地图。其揭示区域各地理环境组成要素的综合体及其发展规律,揭示各要素间的物质、能量联系和相互作用,为读图者了解区域地理环境总体特征及其未来发展趋势提供科学依据。例如高山地区的景观,它显示由于温度、气压等因素的差异,不同高度的景观是不同的。

【山脉】 mountain range 沿一定方向呈线状延伸的山体。通常由多条山体组成。因其具有脉状的外形,故名。其中构成山脉主体的山体称为主脉,一般主脉又可以分出几个支脉。山脉延伸较长,大都连绵数百至数千千米,如世界上著名的山脉有喜马拉雅山脉、天山山脉、安第斯山脉、乌拉尔山脉、阿尔卑斯山脉等。通常将具有成因上相一致并按一定走向分布的若干相邻的山脉总称为山系(mountain system),如喜马拉雅山系。多条山脉汇集的地区称为**山结**(mountain),如帕米尔山结就是喜马拉雅山脉、昆仑山脉、兴都库什山脉等汇集区。山脉的分布主要受构造的控制。例如,中国东部山脉的走向主要受北东和北北东向构造的控制;西部山脉的走向主要受东西或北西西向构造的控制。自然界中各种不同规模的条形山脉间的形态、排列组合是很复杂的:有的呈平行状、雁行状、羽毛状、边幕状,有的呈树枝状、格子状、放射状,这种现象是各种不同类型构造控制的表现。山脉构造比较复杂,是岩浆活动及各类金属矿床形成的主要场所。

【山地】 mountain land 由山岭与山间谷地、山间盆地构成的区域。是在地壳升降运动的基础上由外力切割而成的。根据绝对高度,山地可分为极高山、高山、中山和低山四类。中国以绝对高度进行划分,其分类方案见表。

中国山地、丘陵分级指标

名称	绝对高度/m	相对高度/m
极高山	> 5000	> 1000
高山	3500 ~ 5000	100 ~ 1000
中山	1000 ~ 3500	100 ~ 1000
低山	500 ~ 1000	100 ~ 500
丘陵	200 ~ 500	50 ~ 200

【喜马拉雅山脉】 Himalayas range 喜马拉雅山脉是世界上最雄伟高峻的山脉,它耸立在中国青藏高原的南部边缘,由许多近似东西向的平行山脉组成,西起帕米尔、东到雅鲁藏布江的转弯处,长度接近 2500 千米,宽为 200 ~ 300 千米。喜马拉雅山脉平均海拔在 6000 米以上,7000 米以上的高峰有 40 多座,全世界 8000 米以上的 14 座高峰中有 10 座在这里,世界第一高峰珠穆朗玛峰也位于喜马拉雅山脉。

喜马拉雅山脉海拔 7500 米以上的山峰

山峰名	地理坐标		所属国家	海拔/m
	纬度	经度		
珠穆朗玛峰	27°59′N	86°56′E	中国、尼泊尔	8844.43
干城章嘉峰	27°42′N	88°09′E	尼泊尔、印度	8586
洛子峰	27°58′N	86°56′E	中国、尼泊尔	8501
马卡鲁山	27°53′N	87°05′E	中国、尼泊尔	8463
道拉吉里峰	28°42′N	83°30′E	尼泊尔	8172
卓奥友峰	28°06′N	86°39′E	中国、尼泊尔	8201
安纳布尔纳峰	28°36′N	83°49′E	尼泊尔	8078
希夏邦马峰	28°21′N	85°47′E	中国	8027
康巴琴峰	27°43′N	88°07′E	尼泊尔、印度	7900
马纳斯峰	28°26′N	84°36′E	尼泊尔	8156
楠达德维峰	30°23′N	79°58′E	印度	7816
南迦巴瓦峰	29°38′N	95°03′E	中国	7782
纳木那尼峰	30°26′N	81°18′E	中国	7694
库拉冈日峰	28°14′N	90°36′E	中国	7554

【天山山脉】 Tianshan range 亚洲高大山系之一,可分为东、中、西三段,总长 2500 千米。西段在哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦境内,中国新疆境内的中、东段长约 1700 千米。由三列平行的褶皱山脉组成,山势西高东低,山体宽为 250 ~ 350 千米,海拔 4000 米以上,最高峰托木尔峰海拔 7443 米,第二峰汗腾格里峰海拔 6995 米。

【唐古拉山】 Tanggula range 位于青藏高原内部。藏语意为"高原上的山",又叫当拉山或当拉岭,是长江和怒江的分水岭。山体宽 150 千米以上,海拔多为 5000 ~ 6000 米,主峰各拉丹冬海拔 6621 米,是长江正源沱沱河的发源地。

【喀喇昆仑山】 Karakorum range 位于中国与克什米尔边界上,走向北西-南东,主干延伸于中国新疆维吾尔自治区与克什米尔之间,东南伸入中国西藏自治区境内,长约 550 千米。平均海拔 6000 米以上,高度仅次于喜马拉雅山脉,有 4 座超过 8000 米的高峰。主峰乔戈里峰海拔 8611 米,为世界第二高峰。

喀喇昆仑山海拔7500米以上的山峰

山峰名	地理坐标		所属国家/地区	海拔/m
	北纬	东经		
乔戈里峰	35°53′N	76°31′E	中国-克什米尔	8611
南伽峰	35°14′N	74°34′E	克什米尔	8125
加舒尔布鲁木峰	35°43′N	76°42′E	中国-克什米尔	8068
布洛阿特峰	35°49′N	76°30′E	中国-克什米尔	8051
加舒尔布鲁木第二峰	35°48′N	76°39′E	中国-克什米尔	8034
迪斯塔吉尔峰	36°20′N	75°11′E	克什米尔	7884
美扬基希峰	36°11′N	75°13′E	克什米尔	7850
马舍布鲁木峰	35°39′N	76°19′E	克什米尔	7816
巴图拉幕斯塔格	36°31′N	74°31′E	克什米尔	7790
拉卡波希峰	36°09′N	74°29′E	克什米尔	7788

【昆仑山脉】 Kunlun mountains　昆仑山西起帕米尔高原，横贯青海全省，东至四川盆地，全长2500余千米。山体宽广，山势高峻，宽130～200千米，平均海拔5500～6000米，有较大的山间盆地，即塔什库尔干、阿克赛钦、阿牙克库木、喀拉米兰等盆地。

昆仑山脉海拔6000米以上的山峰

山峰名	地理坐标		所属国家	海拔/m
	北纬	东经		
木孜塔格峰	36°25′N	87°25′E	中国	6973
公格尔山	38°40′N	75°21′E	中国	7649
慕士塔格山	38°16′N	75°09′E	中国	7509
慕士山	36°03′N	80°07′E	中国	6638
玛卿冈日峰	34°45′N	99°28′E	中国	6282
阿克塔格峰	36°45′N	84°36′E	中国	7103

【兴都库什山脉】 Kosh（Hindu Koh）　亚洲中部高大的褶皱山系之一。兴都库什山脉横亘在巴基斯坦和阿富汗之间，北东-南西向，几乎横贯阿富汗全境，同时也构成了巴阿两国的“天然边境线”。长约1200千米，宽为50～350千米，平均海拔4000～5000米，有“阿富汗脊梁”之称，其中位于巴基斯坦境内的蒂里奇米尔峰，高7690米，是兴都库什山脉的最高峰。

兴都库什-帕米尔山系7000米以上的山峰

山峰名	地理坐标		所属国家	海拔/m
	北纬	东经		
蒂里奇米尔峰	36°15′N	71°50′E	巴基斯坦	7690
索莫尼峰	38°56′N	72°02′E	塔吉克斯坦	7495
诺夏克峰	36°26′N	71°50′E	阿富汗-巴基斯坦	7490
列宁峰	39°20′N	72°55′E	塔吉克斯坦-吉尔吉斯斯坦	7134

【乞力马扎罗山】 Kilimanjaro mountains　非洲最高峰。位于非洲东部，坦桑尼亚东北部，邻近肯尼亚边境。东西延伸约80千米。为一与大裂谷断裂活动有关的死火山群。由3座主要火山组成，其中基博（Kibo）峰是位于中央的年轻火山锥，海拔5895米，为非洲第一高峰，火山口在其顶峰南侧，保存完好，直径2400米，深200多米。马文齐峰为另一主峰，是较老峰顶的中心部分，海拔5149米，与基博峰间有长达11千米的鞍状山脊相连，沙拉峰是老火山口残余部分，海拔3778米。

【安第斯山脉】 Andes mountains　世界上最长的山脉，属美洲科迪勒拉山系。自北向南纵贯南美大陆西部，大体上与太平洋岸平行，其北段支脉沿加勒比海岸伸入特立尼达岛，南段伸至火地岛。跨委内瑞拉、哥伦比亚、厄瓜多尔、秘鲁、玻利维亚、智利、阿根廷等国，全长约8900千米。山系高峻连续，由一系列山脉、火山带、盆地和高原组成，一般宽约300千米，最宽处（南纬20°沿线）为800千米。海拔多在3000米以上，超过6000米的高峰有50多座。西半球的最高峰海拔7010米的汉科乌马山位于玻利维亚境内的安第斯山脉上。

安第斯山脉6000米以上的山峰

山峰名	地理坐标		所属国家	海拔/m
	南纬	西经		
阿空加瓜山	32°39′S	70°01′W	阿根廷	6960
奥霍斯-德尔萨拉多山（火山）	27°06′S	68°32′W	阿根廷、智利	6880
博内特峰	27°51′S	68°47′W	阿根廷	6872
图蓬加托峰	33°22′S	69°47′W	阿根廷、智利	6800
皮西斯峰	27°47′S	68°51′W	阿根廷	6858
梅塞达里奥峰	31°59′S	70°07′W	阿根廷	6770
瓦斯卡兰峰	9°07′S	77°37′W	秘鲁	6768
尤耶亚科火山	24°43′S	68°33′E	阿根廷、智利	6723
利伯塔多尔峰	24°58′S	66°22′W	阿根廷	6720
贡萨雷斯峰	27°03′S	68°2′W	阿根廷、智利	6660
耶鲁帕哈峰	10°16′S	76°54′W	秘鲁	6634
因卡瓦西峰	27°02′S	68°18′W	阿根廷、智利	6613
加兰峰	25°55′S	66°52′W	阿根廷	6600
特雷斯鲁赛斯峰	27°06′S	68°47′W	阿根廷、智利	6550
伊延普峰	15°50′S	68°34′W	玻利维亚	6421
萨哈马峰	18°06′S	68°54′W	玻利维亚	6542
纳希米安托峰	27°16′S	68°32′W	阿根廷	6490
拉马达峰	32°05′S	69°59′W	阿根廷	6410
拉乌多峰	26°30′S	68°32′W	阿根廷	6400
宛芩峰	9°32′S	77°18′W	秘鲁	6390
奥桑加特山	13°48′S	71°14′W	秘鲁	6380
安科乌马峰	15°51′S	68°36′W	玻利维亚	6384
托罗峰	29°08′S	69°48′W	阿根廷、智利	6380
胡安多伊峰	9°02′S	77°41′W	秘鲁	6360
舒拉峰	10°17′S	76°54′W	秘鲁	6360
科罗普纳山	15°50′S	71°52′W	秘鲁	6425
瓜亚蒂里火山	18°25′S	69°08′W	智利	6071

【大高加索山脉】 Caucasus mountains　位于黑海与里海之间，呈北西西向展布，东西绵延近千千米。最高峰厄尔布鲁士峰高达5642米，是欧亚两洲分界线的一部分。

大高加索山脉5000米以上的山峰

山峰名	地理坐标		所属国家	海拔/m
	北纬	东经		
迪赫峰	43°03′N	43°08′E	俄罗斯-格鲁吉亚	5203
什哈拉山	43°00′N	43°06′E	俄罗斯-格鲁吉亚	5068
科什坦峰	43°03′N	43°13′E	俄罗斯-格鲁吉亚	5140
普希金峰	43°03′N	43°10′E	俄罗斯-格鲁吉亚	5100
赞季峰	43°02′N	43°03′E	俄罗斯-格鲁吉亚	5049
卡兹别克山	42°42′N	44°31′E	俄罗斯-格鲁吉亚	5033

【高原】 plateau　指海拔高度较高（一般大于500米）、面积广阔、顶面起伏较小、外围地表坡度较陡的高地。高原以巨大平缓的地面和较小的地表起伏区别于山地，又以较大的海拔高度而区别于平原。高原的地貌分异非常复杂，通常可分为切割高原和波状起伏高原。世界上面积最大的四个高原分别是南极冰雪高原（1280万平方千米）、青藏高原（约250万平方千米）、伊朗高原（250万平方千米）、卡拉哈迪高原（210万平方千米）。中国的四大高原是青藏高原、内蒙古高原、黄土高原和云贵高原，其中，青藏高原为高大的山原，其形态完整；内蒙古高原为起伏和缓的

高原;云贵高原以多高山、峡谷为特征;黄土高原因遭受强烈侵蚀而形成了破碎的原面。高原面的成因是复杂的,它可以是外力长期剥蚀、侵蚀而成的夷平面或是玄武岩流覆盖的堆积面等。高原之所以耸立于周围低地之上,主要原因是长期的、连续的、大面积的面状隆起形成的。各高原的隆升速度是不同的,例如第四纪以来,青藏高原隆升幅度达3000米以上,内蒙古高原隆升幅度近千米,黄土高原隆升幅度较小,约300米。世界上著名的高原如下表所示。

世界主要高原

高原名称	海拔/m	面积/10^3 km^2
青藏高原	5000	约2500
帕米尔高原	4000	100
玻利维亚高原	3800	350
厄瓜多尔高原	3000	15
南极冰雪高原	2500	12800
埃塞俄比亚高原	2200	450
墨西哥高原	2000	350
云贵高原	2000	约500
亚美尼亚高原	2000	300
格陵兰冰雪高原	1900	1870
科罗拉多高原	1800	500
伊朗高原	1300	2500
东非高原	1200	1000
戈壁高原	1100	1650
卡拉哈迪高原	1000	2100
阿纳托利亚高原	1000	500
内志高原	900	700
阿特拉斯高原	800	80
德干高原	800	400
巴西高原	750	5000
斯堪的纳维亚高原	700	350
法国中央高原	700	70
老卡斯蒂勒高原	700	70
新卡斯蒂勒高原	600	60

【青藏高原】 Qinghai-Tibet plateau 青藏高原是世界上最高的高原,海拔3000~5000米,素有"世界屋脊"和"地球第三极"之称。青藏高原位于北纬28°~36°,东经75°~103°,西起喀喇昆仑山,东抵横断山,南至喜马拉雅山脉,北达昆仑山、阿尔金山和祁连山,高原总面积约为250万平方千米,包括青海、西藏全部和四川、云南、甘肃、新疆四省区部分县市。高原上有世界著名的巨大山脉,源远流长的江河,众多的湖泊和大面积的冰川,发育有高山、高原、湖盆和谷地等各种地貌类型,是地球上一个巨大的独特地理单元。它的隆起是近几百万年以来亚洲大陆重大的自然历史事件之一,对其自身和毗邻地区的自然环境和人类活动,乃至全球变化,都有深刻的影响。

【平原】 plain 海拔高度较低、地面较为平整而广阔的平地。在平原面上的局部会有零星突起的小丘及湖沼洼地。按照海拔高度的不同可以将平原划分为两种,一是低平原,即海拔低于200米的平坦低地,多属于地壳相对下沉的地区,如中国东部的华北平原;二是高平原,即海拔大于200米,小于1000米的平坦地面,如中国西部的成都平原和渭河平原。按成因可以将平原划分为侵蚀平原,即在地壳长期相对稳定的地质条件下,遭受外力作用将地表夷平,并把风化物质搬走而形成,如中国江苏省徐州附近的平原;堆积平原,即在地壳处于下沉的地质条件下,由外力搬运堆积而形成,如冰川堆积平原、冰水堆积平原、冲积平原、湖积平原、海积平原等,其中以冲积平原更为重要。根据平原所处的地貌部位又可以将冲积平原细分为:山前平原、中部平原和滨海平原。山前平原处于山地至平地的过渡地带,主要由洪积扇、冲积扇群所组成;中部平原则是冲积平原的主体,其地表坡度平缓,河流分汊,汛期洪水极易泛滥,形成天然堤和决口扇,在河流的曲流河段也可以形成迂回扇、牛轭湖,在低洼地区极易积水形成湖沼;滨海平原则受海平面变化影响,由海岸沙堤、贝壳堤以及河口三角洲组成的平地,其地表坡度一般不大。在中国大兴安岭、太行山、巫山及云贵高原东缘一线以东,海拔多在500米以下,自北而南有东北平原、华北平原、长江中下游平原及江南丘陵,这三大平原互相连城一片,从黑龙江省东北角起,向南穿过山海关,一直延伸到洞庭湖和杭州湾沿岸,构成了中国东部面积辽阔的平原带。在自然界里形成的各种类型的平原,往往不是单一因素的作用,常常是多种因素相互作用的结果。

【亚马孙平原】 Amazon plain 位于南美洲赤道地区,是世界上最大的冲积平原。由亚马孙河及其支流冲积而成,面积560万平方千米。主体位于巴西,少部分在哥伦比亚、秘鲁和玻利维亚。平原西宽东窄,地势低平坦荡,大部分地区海拔不足80米,是世界上最大的低地平原。由于处在南美洲的赤道地区,全年高温多雨,植被主要为常绿的热带雨林。

【俄罗斯平原】 Russia plain 又称**东欧平原**(East European Plain)。位于俄罗斯欧洲部分,北至北冰洋巴伦支海,南至黑海,西到波罗的海沿岸,东到乌拉尔山,面积约400万平方千米,均在俄罗斯境内。平原内大部分海拔不足200米,中部有低缓的丘陵,西北部有冰碛湖及冰碛地形,是一个波状起伏的平原。冬季严寒,夏季凉爽;自然景观具有明显的纬度地带性。从北向南依次为亚极地苔原带、寒温带针叶林带、温带森林草原带、温带草原带和暖温带荒漠带等。

【西西伯利亚平原】 West Siberin plain 位于北亚西部,介于乌拉尔山脉与叶尼塞河之间,南接哈萨克丘陵,北濒喀拉海,面积260万平方千米。地势低平,大部分海拔不到200米,沼泽广布。自然景观的纬度地带性显著。从北向南依次为亚极地苔原带、寒温带针叶林带、温带森林草原带和温带草原带等。

【拉普拉塔平原】 La Plata plain, planicie de La plata 位于南美洲安第斯山、巴西高原与巴塔哥尼亚高原之间,平原呈纵向分布。主体位于阿根廷,少部分位于乌拉圭和巴拉圭,面积150万平方千米。地势平坦,其北部为草原,中部多沼泽,南部为草原,西部地区气候相对干旱,多盐沼和沙丘。是阿根廷的重要粮食产区。

【北美大平原】 North American plain 位于落基山与密西西比河之间,北抵加拿大萨斯喀彻温河,南达得克萨斯州,主体在美国,小部分属加拿大,面积150万平方千米。地势从东向西倾斜,气候属于半干旱至干旱类型,年降水量多在500毫米以下,且年内分配不均匀。夏季炎热,冬季寒冷。是美国主要谷物和棉花的产区。

【图兰平原】 Turan plain 位于中亚的内陆盆地,分布在俄罗斯里海以东、天山山脉以西,面积约150万平方千米,大部海拔不及100米,且有不少地面低于海平面。这里气候干燥,地表大部分由沙漠覆盖。

【恒河平原】 Ganges plain 南亚东部的大平原。由恒河及其支流冲积而成,恒河下游段与布拉马普特拉河汇合,组成下游平原与河口三角洲。西起亚穆纳河,东抵梅格纳河,北为西瓦利克山麓与印度、尼泊尔国界线,南至德干高原北缘,面积约45万平方千米。主体位于印度,少部分位于孟加拉国。地势平坦,气候差异较大。西部为干旱荒漠气候,东部为热带草原气候,雨量充沛,年降水量为1000~2000毫米,多为夏季季风降雨,常造成大

范围洪水泛滥。

【印度河平原】 India plain　分布于印度河两岸，主体位于巴基斯坦，少部分在印度，与恒河平原连成一片，面积30万平方千米。属于热带草原气候和热带荒漠气候，印度河东岸有广阔的塔尔沙漠。

【中欧平原】 Middle European plain　又称**波德平原**。分布在阿尔卑斯山北麓至波罗的海沿岸，西为莱茵地堑，面积30万平方千米。东连东欧平原，属于波兰、德国、丹麦。地势平坦，海拔在50～100米之间。北部多沼泽地，南部则多冰碛物，整个平原属于温带海洋气候，冬季温暖，夏季凉爽。

【黄淮海平原】 Yellow River-Huaihe-Haihe plain　由黄河、淮河、海河等诸河下游淤积而成，是中国最大的平原。位于太行山以东，燕山以南，大别山以北，地跨河北、河南、山东、江苏、安徽、北京、天津。地势平坦，海拔在50～150米之间，面积30万平方千米，占中国平原面积的30%。淮河以南属于亚热带季风气候，以北属于暖温带大陆性季风气候，冬季寒冷干燥，夏季高温多雨。是中国主要小麦、棉花的产区。

【松辽平原】 Songhuajiang-Liaohe plain　分布在大、小兴安岭、完达山、长白山所围绕的地区，由松花江和辽河冲积而成，面积25万平方千米。地势平坦，属于温带大陆性季风气候，冬季严寒干燥，夏季温暖多雨。是中国重要的商品粮生产基地。

【美索不达米亚平原】 Mesopotamia plain　位于西南亚中部，东西介于伊朗高原和叙利亚台地之间，南北介于阿拉伯半岛和亚美尼亚火山之间。主体位于伊拉克，面积12万平方千米。属底格里斯河和幼发拉底河流域，简称两河流域。南部大部分海拔不足100米，多沼泽且易发洪水；北部海拔200～500米，地势起伏，气候干旱，依靠河水灌溉。

【多瑙河中游平原】 Middle Danubian plain　位于阿尔卑斯山(西南)与喀尔巴阡山和特兰西瓦尼亚高原(东北)之间，由多瑙河和蒂萨河冲积而成，面积10万平方千米。主体位于匈牙利，少部分位于塞尔维亚和黑山、罗马尼亚。东部地势平坦，海拔多在90～100米，河流迂回曲折，沼泽广布；西部地势较高，海拔100～120米，气候温和湿润。

【多瑙河下游平原】 Lower Danubian plain　位于巴尔干山、喀尔巴阡山和黑海之间，由多瑙河冲积而成，面积8万平方千米。主体属于罗马尼亚，少部分属于保加利亚。中部为平坦的草原，北部为起伏的丘陵，东南部为多瑙河三角洲地区，河流密布，多沼泽湖泊。

【长江中下游平原】 Middle-Lower Yangtze River plain　自巫山向东至海滨，位于长江中下游沿岸及长江三角洲地区，由长江及其支流冲积而成，面积约16万平方千米。地势低平，平均海拔50米以下，有些地方的海拔不足5米，河流密布，多湖泊沼泽，属于亚热带季风气候。

【三江平原】 Heilongjiang-Songhuajiang-Wusulijiang plain　位于黑龙江省东北地区，由黑龙江、松花江、乌苏里江三江冲积而成的低湿平原，面积5万平方千米。整个平原海拔不足50米，地面平坦，沼泽广布。

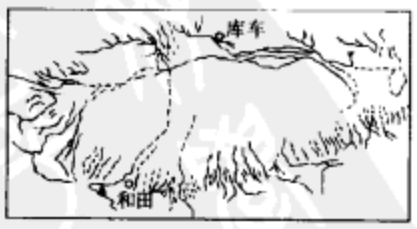
【珠江三角洲平原】 Zhujiang Delta plain　位于广东省中南部，面积约11000平方千米，平均海拔50米左右，由西江和北江联合冲积而成的大三角洲，以及东江冲积而成的小三角洲组成。这里河流密布，地势低平。

【盆地】 basin　指中间凹陷，周边由山岭所围绕的盆状洼地。盆地的规模有大有小，大型盆地周围的山岭多数由褶皱作用和断裂作用上升形成，盆地内部是比较稳定或下陷的地块，其地表相对平坦。按成因：①构造盆地，其分布形态、规模均受构造控制。②侵蚀盆地，主要受外动力地质作用控制，如河谷盆地、冰蚀盆地、风蚀盆地和溶蚀盆地等。按盆地所处的地理位置也可以将其划分为内陆盆地、外流盆地等。盆地中央的海拔高度差异巨大，如中国西部的柴达木盆地海拔高达2700米，而中国新疆的吐鲁番盆地海拔高度则是－155米，是中国陆地最低的地方。许多内陆盆地因周围山岭环绕，湿润的海洋气团很难进入，故降水稀少，气候极为干燥，如中国新疆的塔里木盆地和美国西部的大盆地等。世界上著名的盆地如附表所示。

世界主要盆地与低地

低地名称	最低点海拔/m	面积/km²	所在国家或地区
死海	－392	1049	约旦、巴勒斯坦
太巴列湖低地	－212	383	叙利亚、巴勒斯坦
吐鲁番盆地	－154	4050	中国
阿贝湖-阿萨勒湖盆地	－150		埃塞俄比亚、吉布提
卡塔拉盆地	－133	4400	埃及
科巴尔盆地	－116	－	埃塞俄比亚
死谷	－85	1400	美国
因皮里阿尔谷地和萨尔顿湖盆地	－72	－	美国
卡伦湖盆地	－45	66	埃及
萨雷卡梅什盆地	－45	－	俄罗斯
胡扎伊尔盆地	－42	－	利比亚
恩里基洛洼地	－40	－	多米尼加
锡瓦盆地	－32	－	埃及
里海低地	－28.5	－	土库曼斯坦、伊朗
库拉低地	－25	－	前苏联
梅勒里尔盐沼	－24	713	阿尔及利亚
纳特伦盆地	－23	－	埃及
埃尔湖盆地	－12	－	澳大利亚

【河流】 river　指一种天然水流，由陆地一定区域内的地表水(包括大气降水、冰雪融水)及地下水所补给，并经常(周期性)沿着狭长的凹地流动。一般将较大的河流称为江、河、川，较小的河流称为溪、涧。由于受流水的长期切割与冲刷作用，使得狭长凹地不断延长、加深、拓宽，从而使小溪变成小河，直至大河。每条河流都有河源、河口。其流程通常分为上游、中游和下游。如中国第一大河长江发源于青藏高原，干流流经青海、西藏、四川、云南、重庆、湖北、湖南、江西、安徽、江苏、上海11个省(自治区、直辖市)，于崇明岛以东注入东海，全长6300余千米，比黄河长800余千米，在世界大河中长度仅次于非洲的尼罗河和南美洲的亚马孙河，居世界第三位。尼罗河流域跨非洲9国，亚马孙河流域跨南美洲7国，长江则为中国所独有。内陆地区有些河流，没有出海口而消失于沙漠之中或者流入内陆湖泊，这类河流称为内陆河，如中国新疆的塔里木河就是大型的内陆河(见图)。在某些石灰岩地区，一些河流会经溶洞或裂隙流入地下，成为地下河。



塔里木盆地辐聚水系

【尼罗河】 Nile river, bahr an Nil　位于非洲，是世界第一长河。源于东非高原的布隆迪高地，向北流经卢旺达、布隆迪、坦桑尼亚、肯尼亚、乌干达、扎伊尔、苏丹、埃塞俄比亚和埃及等国，于开罗附近注入地中海，是世界上流经国家最多的国际性河流之一。全长6670千米，流域面积287万平方千米，包括埃塞俄比亚、肯尼亚和扎伊尔的部分地区，约占非洲大陆面积的9.7%。其最

上源卡盖拉河出自布隆迪境内，经维多利亚湖、蒙博托湖向北流出。自尼穆莱以下称白尼罗河，在喀土穆汇青尼罗河后，形成尼罗河主流，水量大增，水位变化加大。尼罗河下游流经撒哈拉沙漠，除阿特巴拉河外，无支流注入，河水由于蒸发、渗漏、灌溉而逐渐减少。在开罗以北形成面积 2.5 万平方千米的巨大三角洲，分流注入地中海。流域分属热带森林、草原和沙漠。其中维多利亚湖出口处以上为河源段，具山地河流特征，水量丰富，季节变化小；中上游多瀑布，水力资源丰富，在阿斯旺建有高坝，形成巨大的纳赛尔湖，为发电、灌溉提供稳定水源；下游每年夏秋河水泛滥，淤积大量沃土，在长期垦殖下形成著名的河谷和三角洲灌溉农业区，是世界古文明发祥地之一。

【亚马孙河】 Amazonas river 南美洲第一大河，世界上流域面积、流量最大的河流。位于南美洲中北部。上源称阿普里马克河，出秘鲁南部安第斯山区西科迪勒拉山脉东坡，接纳乌鲁班巴河后，称乌卡亚利河，北流接纳马拉尼翁河后始称亚马孙河。自此向东，流贯于亚马孙平原，至马拉若岛附近注入大西洋，全长 6400 千米。沿途接纳 1000 多条支流，其中长度在 1500 千米以上的大支流有 17 条。流域面积达 705 万平方千米，约占南美大陆面积的 40%。每年注入大西洋的水量约 6600 立方千米，相当于世界河流注入大洋总水量的六分之一。亚马孙河航运条件极为优越，干流及主要支流的下游河段无瀑布险滩，枯水期也有足够的水深，无冰冻期。

【长江】 Yangtze river 位次于南美洲的亚马孙河和非洲的尼罗河，为世界第三长河，长 6300 多千米。长江发源于青藏高原的各拉丹冬雪山西南侧，正源沱沱河，南源当曲河，北源楚玛尔河。长江从西到东，流经青海、西藏、云南、重庆、四川、湖北、湖南、江西、安徽、江苏、上海等 11 个省、自治区、直辖市，在崇明岛以东注入东海。长江干流自西而东横贯中国中部，数百条支流辐射南北，延伸至贵州、甘肃、陕西、河南、广西、广东、浙江、福建 8 个省、自治区的部分地区，流域面积达 180 万平方千米，约占中国陆地总面积的五分之一。长江干流宜昌以上为上游，长 4504 千米，流域面积 100 万平方千米；宜昌至湖口为中游，长 955 千米，流域面积 68 万平方千米；湖口以下为下游，长 938 千米，流域面积 12 万平方千米。江口年平均流量为 32400 米^3/秒，入海水量占全国河流径流量的 37%，仅次于亚马孙河和非洲的刚果河，居世界第三位；水能资源极为丰富，相当于美国、加拿大和日本三国水能资源的总和，也列为世界第三位。

【密西西比河】 Mississippi river 世界第四长河，也是北美洲流程最长、流域面积最广、水量最大的河流。“密西西比”印第安语意即“大河”。发源于北部靠近加拿大国境的伊塔斯卡湖，南流过中部平原，注入墨西哥湾，全长 6262 千米。流域北起五大湖附近，南达墨西哥湾，东接阿巴拉契亚山脉，西至落基山脉，包括美国的 31 个州和加拿大的部分地区，流域面积约 323 万平方千米。密西西比河汇集了共约 250 多条支流。西岸支流比东岸多而长，形成巨大的不对称树枝状水系。水量丰富，近河口处，年平均流量达 1.88 万米^3/秒。干支流 40 多条可航水路，总长达 25 000 千米（水深 2.5 米的水路长 1 万千米），通过运河与五大湖相通，是美国内陆水路的大动脉，货运量很大。下游河道蜿蜒，河口处三角洲每年向海伸展约 100 米。河流年平均输沙量 4.95 亿吨，在河口处堆积成面积达 2.6 万平方千米的巨大鸟足状三角洲，以平均每年 96 米的速度继续向墨西哥湾延伸。

【叶尼塞河】 Yenisey river 位于中西伯利亚高原西侧，是俄罗斯水量最大的河流，由源于东萨彦岭和唐努山的大、小叶尼塞河汇合而成。曲折向北流经克拉斯诺亚尔斯克边疆区，注入北冰洋喀拉海的叶尼塞湾，全长 5870 千米，流域面积 261 万平方千米。上游谷深、流急，多险滩；中游除局部河段外，大部分河谷展宽，水流减缓；下游河床宽 15～20 千米，水流平缓。主要支流有下通古斯卡、石泉通古斯卡及安加拉河等。河口处，年平均流量 1.98 万米^3/秒（最大 15.4 万米^3/秒，最小 2080 米^3/秒），年径流量 624 立方千米。大部分河段有春汛，夏季多洪水，干流均可通航。

【黄河】 Yellow river 中国第二长河，发源于青海省巴颜喀拉山北麓，向东流经青海、四川、甘肃、宁夏、内蒙古、山西、陕西、河南、山东九个省和自治区，在山东利津附近分流注入渤海，全长 5464 千米。黄河流域西起巴颜喀拉山，东临渤海，北界阴山，南至秦岭，流域面积为 75.2 万平方千米，年径流量 661 亿立方米。黄河的主要支流有 40 多条，其中汾河、渭河是两大重要支流。黄河中游流经土质疏松的黄土高原，使黄河成为世界上含沙量最多的河流，泥沙大量沉积在下游河床，形成地上河。黄河上游流经中国地势第一、第二阶梯的交界处，水力资源丰富；中游也有较丰富的水力资源。

【鄂毕河】 Ob'river 位于西伯利亚中部，是俄罗斯最长（连同支流额尔齐斯河为 5410 千米）和流域面积最大（299 万平方千米）的河流，由源于阿尔泰山的比亚河与卡通河汇合而成。自东南向西北纵贯西西伯利亚全境，注入北冰洋喀拉海的鄂毕湾。主要支流有额尔齐斯河、楚雷姆河、克特河、托米河及瓦休甘河等。中、下游进入平原，河谷展宽，排水不畅，有大片沼泽、湖泊。河口处年平均流量 1.27 万米^3/秒（最大 4.28 万米^3/秒，最小 1650 米^3/秒），年径流量约 400 立方千米。干、支流上游有多处水电站。汇合点以下均可通航，但结冰期长。

【拉普拉塔河】 La Plata river 位于阿根廷和乌拉圭两国之间，是世界著名的宽河口河流。由巴拉那河与乌拉圭河汇合而成，注入大西洋，全长 4700 千米（以巴拉那河为源）。河口呈巨型喇叭状，水面宽广，面积达 3.5 万平方千米，河口线处宽 223 千米。

【刚果河】 Congo river 又称**扎伊尔河**（Zaire river）。非洲第二长河，东源是谦比西河，出自赞比亚东北部坦噶尼喀湖东南高地，流至安科罗与源出加丹加高原的西源汇合，接着向北流经博约马瀑布后折向西流，再向南流至金沙萨，通过利文斯敦瀑布群后于博马附近注入大西洋，全长 4630 千米，仅次于尼罗河。流域面积 382 万平方千米，河口年平均流量 4.13 万米^3/秒，仅次于南美洲的亚马孙河。干流向北绕成一个大弧形，共接纳 260 多条较大支流。干支流多瀑布、峡谷、急流，水力资源丰富。水运发达，干流及 39 条通航支流组成巨大的水运网，通航里程达 2 万千米。

【尼日尔河】 Niger river, Joliba, Kworra 非洲第三长河，西非最大河流。发源于几内亚福塔贾隆高原东南坡，流经马里、尼日尔、贝宁、尼日利亚等国，注入几内亚湾。全长 4100 千米，在非洲仅次于尼罗河和刚果河。流域面积 210 万平方千米，主要支流有贝努埃河、索科托河、巴尼河等。河源至库利科罗为上游段，流经山地、高原、平原地区，接纳众多支流，水量丰富，水流湍急；库利科罗至杰巴为中游段，河道呈一向北弯曲的大弧形，流经平原和沙漠地区，干流水量因蒸发加强而逐渐减少，支流较少；杰巴至河口为下游段，流经雨水充沛地区，河系发育，水量丰富，支流众多，有利于航行。入海流量为 6340 米^3/秒，入海处形成广大的河口三角洲。为西非重要通航河流，通航河段占河长的 75%。水力资源丰富，蕴藏量 300 亿瓦，已建不少水利枢纽工程。

【印度河】 Indus river　亚洲南部大河。发源于中国西藏的冈底斯山脉冈仁波齐峰北坡，称狮泉河，先西北流经克什米尔，继西南流过巴基斯坦，注入阿拉伯海。全长 3180 千米，流域面积 96 万平方千米。主要支流有什约克、吉尔吉特、喀布尔、杰赫勒姆、杰纳布、拉维、比亚斯和萨特莱杰等河。阿托克以上为上游段，水流湍急。阿托克至米坦科特为中游段，流经地区是旁遮普平原，水流缓慢。米坦科特到河口为下游段，穿行在塔尔沙漠和苏莱曼山脉之间，河谷狭窄，到入海处形成广阔三角洲。印度河入海口年平均流量 6640 米^3/秒，水源主要来自季风降水和北部高山冰雪融化。沿河已修建起一些大型水利枢纽工程，兼灌溉、发电、渔业之利，但航运不便，仅能通行小型船只。

【多瑙河】 Danube river　欧洲第二大河。发源于德国南部黑林山东麓，向东流经奥地利、斯洛伐克、匈牙利、克罗地亚、前南斯拉夫、罗马尼亚、保加利亚、摩尔多瓦和乌克兰等国，在罗马尼亚的苏利纳附近注入黑海。全长 2850 千米，有支流 300 多条，重要的有莱茵河、德拉瓦河、萨瓦河和蒂萨河等。上游流经山区，中游流经匈牙利平原后，含沙量大增，在下游河口沉积成三角洲。河口年平均流量 6430 米^3/秒，入海水量 203 立方千米。水力蕴藏量达 350 亿瓦。是中欧和东南欧的重要国际航道。

【幼发拉底河】 Euphrates river　西亚最长河流。源于土耳其东部安纳托利亚高原的内托罗斯山脉，源头称卡拉苏河，西流至班克以北汇合木拉特河后，始称幼发拉底河。此后曲折南流，进入叙利亚，转而东南流，从左岸接纳哈布尔河等支流后进入伊拉克，继续东南流，在库尔纳与底格里斯河汇合成阿拉伯河，注入波斯湾。全长 2750 千米，流域面积 67.3 万平方千米。主要靠高山融雪和山区降雨补给，水量较为丰富，但因沿途蒸发、渗漏及大量灌溉，至中下游流量骤减。入平原后，河流沿岸形成伊拉克重要灌溉农业区。自希特以下可通汽船，航程近 900 千米。

【三角洲】 delta　河口地区的堆积平原。含大量泥沙的河流进入海洋或湖泊等开阔水域前，在河流与海洋或湖泊相互作用下，泥沙堆积，形成沉积物突起。一般呈三角形，顶端指向上游，底边为其外缘。从顶端向外缘，依次可分为三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲等部分。因河流水文泥沙条件及海(湖)作用性质不同，三角洲形状常有差异，如呈扇形、鸟足(爪)形、尖头形等(见图)。按河流泥沙、水量、水动力条件差异与河口海(湖)水动力作用，三角洲可分为：①河流支配型三角洲，如密西西比河三角洲和波河三角洲。②波浪支配型三角洲，如罗纳河三角洲和尼罗河三角洲。③潮汐支配型三角洲，如恒河三角洲、湄公河三角洲。三角洲地势低平，河汊纵横、河网密集，大都是良好的农耕地区。



扇形三角洲



鸟足状三角洲

【恒河-布拉马普特拉河三角洲】 Ganges-Brahmaputra delta　世界上最大的三角洲之一。在南亚次大陆的东部，顶点在印度的法拉卡，西起巴吉拉蒂—胡格利河，东至梅格纳河，南濒孟加拉湾。它宽度达 320 千米，开始点距海有 500 千米，面积约 8 万平方千米，大部分在孟加拉国南部，小部分在印度的西孟加拉邦。平均海拔只有 10 米，地势低平，汇集恒河、布拉马普特拉河、梅格纳河三大水系，河道密布。南部为沼泽地和红树林，当地称"松达班"。每年 7～9 月雨季，加上孟加拉湾潮水顶托，三角洲常受淹。大部分地区土壤肥沃，农业发达，人口密集，为南亚重要经济中心之一，盛产黄麻、水稻、甘蔗等。交通发达，大部分河流可通航，里程达 1 万千米以上。

【长江三角洲】 Yangtze river delta　长江三角洲北起通扬运河，南抵杭州湾，西至镇江，东到海边，包括江苏、浙江两省部分地区和整个上海市，面积约 5 万平方千米，是一片地势坦荡、水网密集的平原。这里海岸线较为平直，海水呈浑浊的黄色，有一条宽约几千米到几十千米的潮间带浅滩。

【湄公河三角洲】 MeKong delta　东南亚最大的三角洲。临南海和泰国湾，以柬埔寨的金边为顶点，北起越南的巴地，南至金瓯角的海岸线为底边构成三角形地区，总面积为 4400 平方千米(越南境内 36 000 平方千米，柬埔寨境内 8 000 平方千米)。地面平坦低洼，平均海拔 2 米以下，有大片沼泽。由于湄公河携带大量泥沙，每年仍向海外伸展 60～80 米。水网稠密，渠道纵横，土壤肥沃，为越南和柬埔寨的农业生产基地。

【密西西比河三角洲】 Mississippi delta　美国最大的三角洲。密西西比河口处河流分为数支，各自携带大量泥沙，沉积下来形成鸟足状三角洲。这里水道纵横，地势低洼，平均海拔仅 1.5 米，不少地方低于海平面，面积达 25250 平方米。

【尼罗河三角洲】 Bahr an Nil delta　在埃及北部，范围与下埃及大体一致。从顶端(开罗北 20 千米)向北伸展 170 千米，最大宽度为 250 千米，面积约 2 万平方千米。地势平坦，冲积土层厚 15～23 米。沿海多潟湖和沼泽，有天然气田。灌渠密布，土质肥沃，是非洲最重要的灌溉农业区，盛产长绒棉、小麦、稻谷、蔬菜、瓜果。人口高度稠密，城市众多，工商业发达，交通网密集。世界古文明发祥地之一。

【黄河三角洲】 Yellow river delta　黄河三角洲地处渤海之滨的黄河入海口，由黄河携带的大量泥沙在入海口处沉积而成。通常所说的黄河三角洲，多指近代黄河三角洲，即以垦利宁海为顶点，北起套尔河口，南至淄脉沟口的扇形地带，面积约 5400 平方千米。

【瀑布】 waterfall　指从河床纵剖面陡坡或悬崖处下泻的水流。主要是水流对河底软硬岩石差别侵蚀而成的。另外山体崩裂塌陷、断层活动、熔岩阻塞河道以及冰川的差异侵蚀和堆积等也能形成瀑布。在某一河段相邻的几个瀑布联合起来就形成了瀑布带，多形成于坚硬岩石的边缘或断裂线附近。例如，北美洲尼亚加拉大瀑布、南美洲伊瓜苏瀑布、非洲赞比亚河上的维多利亚瀑布、中国贵州省白水河上的黄果树瀑布、黄河的壶口瀑布、牡丹江镜泊湖吊水楼瀑布、江西庐山香炉峰瀑布、浙江雁荡山瀑布等都是著名的风景名胜区。

【黄果树瀑布】 Huangguoshu falls　中国第一大瀑布，位于贵州省贵阳市以西 160 千米的安顺市白水河上。河水流经黄果树地段时，河床断裂为九级，黄果树瀑布是其中最大的一级，瀑布落差 74 米，宽 81 米。河水从断崖飞流而下，倾入崖下的犀牛潭，势如翻江倒海，蔚为壮观。

【利文斯敦瀑布群】 Livingstone cataracts　在刚果河下游峡谷中。从扎伊尔首都金沙萨到马尼扬加 120 千米河段内连续出现约 30 个瀑布或急流，总落差有 280 米。这里两岸悬崖陡壁，河宽仅有 400 米，最窄的地方只有 220 米，汹涌咆哮的河水奔腾直下，气势壮观，蕴藏着丰富的水利资源。从动力学的观点来看，该瀑布群是个天然的发电站，水力丰富，因加河的 Inga 河曲处建有水电站，距马塔迪约 40 千米。因加工程设计装机容量为

3900 万千瓦，1972 年动工，1974 年已部分发电，是世界大型的水电工程之一。

【伊瓜苏瀑布】 Iguassu falls，catartas del Iguazu 在阿根廷同巴西国界上伊瓜苏河的下游，是世界五大瀑布之一，是世界最宽的大瀑布。“伊瓜苏”在南美洲土著居民瓜拉尼人的语言中是“大水”的意思。伊瓜苏河在巴拉那河峡谷前，水量已经很大，河水顺着倒 U 形峡谷的顶部和两边向下直泻，凸出的岩石将奔腾而下的河水切割成大大小小 270 多个瀑布，形成一个景象壮观的半环形瀑布群，总宽度 3000～4000 米，平均落差 72 米。1934 年，阿根廷在伊瓜苏瀑布区建立了 670 平方千米的国家公园。1984 年，它被联合国教科文组织列为世界自然遗产。伊瓜苏瀑布地处亚热带，全年水量变化不大，最佳参观季节是 1～3 月。

【尼亚加拉瀑布】 Niagara falls 世界著名瀑布之一。位于北美五大湖伊利湖与安大略湖之间尼亚加拉河上，落差 51 米，宽 1240 米。尼亚加拉河中的山羊岛把瀑布分为东西两部，东属美国，宽约 300 米，名亚美利加瀑布；西属加拿大，宽约 800 米，呈半环状，名马蹄形瀑布。著名游览地。美国和加拿大都在此修建了大型水电站。

【基桑加尼瀑布】 Kisangani falls 曾称**史丹利瀑布**（Stanley Falls）。位于刚果河的上游段，刚果河从高原突然坠落到平原，形成了世界上最长的瀑布——基桑加尼瀑布群。瀑布群分布在 100 千米的河道上，跨越赤道，其中有 7 个比较大的瀑布，南边的 5 个瀑布相距较近，落差也不大，最大的一个瀑布宽 800 米，落差 50 米。

【湖泊】 lake 指陆地表面洼地积水形成比较宽阔的水体。由于湖泊水域比较宽阔，水流缓慢，湖泊中水体动力学过程不同于河流，加之湖泊四周被陆地包围又不与海洋直接发生联系，因此，湖泊一般具有鲜明的区域性特点和个性特征。按照成因可以将湖泊划分为构造湖、火山口湖、冰川湖、堰塞湖、牛轭湖、潟湖、喀斯特湖、风蚀湖、人工湖（水库、池塘）等。构造湖是由地壳构造运动引起地表岩层发生断裂或褶皱，形成凹陷的湖盆并积水而成的，具平直湖岸，岸坡陡峭；火山口湖是死火山口积水而成的，其外形近似圆形或马蹄形，水深较大，如长白山天池就属于火山口湖；冰川湖是在冰川作用过程中形成的，如冰川侵蚀作用可形成冰蚀湖、冰碛湖，其形态多不规则，且成群分布；堰塞湖是火山喷发物或者地震、泥石流引起的山崩阻塞河谷而成的，如镜泊湖、五大连池等；牛轭湖是由平原地区河流截弯取直后废弃的河流弯道形成的湖泊，多呈现弯月形或者牛轭形，湖水一般较浅；潟湖是浅水海域由海流携带的泥沙沉积成的沙嘴、沙洲或者珊瑚礁封闭或接近封闭所形成的，湖水较浅，多是咸水；喀斯特湖是可溶性岩石分布区在地表水和地下水的溶蚀作用下形成的，多呈圆形或者椭圆形，湖水较深；风蚀湖是由风力侵蚀而形成的，多分布于干旱和半干旱区，大小不一，无一定外形，而且湖水较浅。按照湖泊水体与海洋水体的联系状况可分为外流湖与内陆湖。外流湖位于外流区，它通过河流与海洋相通；内陆湖则位于内流区，是无河流与海洋相通的湖泊。按照湖水盐度大小可分为淡水湖（盐度 < 1‰）、微咸水湖（1‰～24‰）、咸水湖（24‰～35‰）、盐湖（盐度 > 35‰）等类型；按照湖水的营养物质含量可分为贫营养湖、中营养湖和富营养湖，其中贫营养湖泊多分布于流域上游的山区，而富营养湖泊集中分布在流域下游的平原地区，特别是在城市与农业高度发达的地区富营养湖泊最为常见。世界上最大的湖泊是里海，其面积约为 37.1 万平方千米；湖面海拔最高的湖泊是中国西藏的喀顺湖，其湖面海拔为 5556 米；湖面海拔最低的湖泊是死海，其湖面低于海平面 392 米；湖水深度最大的湖泊是贝加尔湖，其水深为 1620 米。

【荒漠】 desert 指气候干燥、降水量稀少、地表蒸发量巨大、地表植被贫乏的地区。在荒漠区地表温度变化很大，物理风化作用强烈，风力侵蚀、搬运、堆积活跃，地表土壤多为砾沙质，土壤水分极端贫乏，故植被生长条件极差，仅有少量植株矮小、小叶或肉质叶或无叶、耐旱耐盐碱和生长期短的植物生长。根据地表物质组成，可以将荒漠划分为岩漠、砾漠、沙漠、泥漠、盐漠，以及在南极大陆和其他高海拔地区分布的寒漠。其中，沙漠就是沙质的荒漠，是荒漠中所占面积最大的一种类型。荒漠集中分布在亚热带和温带的干燥地区，在地球上占有相当广大的面积，即从非洲北部的大西洋沿岸起，往东伸展，在北非有撒哈拉沙漠，在亚洲的阿拉伯半岛有大内夫得沙漠、小内夫得沙漠，在伊朗有卢特荒漠，在阿富汗有阿尔曼德沙漠，在印度和巴基斯坦有塔尔沙漠，在欧亚大陆内部有中亚荒漠，在中国西部地区也有大面积的温带荒漠，在北美大陆的西部也有小面积的荒漠。在南半球，有澳大利亚大陆中部沙漠，南美洲东南部有阿塔卡马沙漠，在南非有纳米布荒漠、卡拉哈迪荒漠和卡罗荒漠等。

世界主要沙漠

沙漠名称	面积 $10^3\ km^2$	所在国家或地区	备注
撒哈拉沙漠	8000	非洲	
阿拉伯沙漠	2330	阿拉伯半岛	
利比亚沙漠	1690	非洲东北部	撒哈拉沙漠的一部分
澳大利亚沙漠	1550	澳大利亚中西部	
鲁卜哈利沙漠	650	阿拉伯半岛南部	阿拉伯沙漠
卡拉哈迪荒漠	520	博茨瓦纳、纳米比亚	
大沙沙漠	416	澳大利亚西北部	澳大利亚沙漠的一部分
卡拉库姆沙漠	350	土库曼斯坦	
塔克拉玛干沙漠	327	中国新疆	
叙利亚沙漠	325	叙利亚、伊拉克、约旦和沙特阿拉伯	
阿隆塔沙漠	312	澳大利亚中部	澳大利亚沙漠的一部分
克兹勒库姆沙漠	300	乌兹别克斯坦、哈萨克斯坦	
利比亚沙漠	260	非洲东北部	撒哈拉沙漠的一部分
阿塔卡马沙漠	182	智利北部	
内夫得沙漠	130	沙特阿拉伯	阿拉伯沙漠的一部分
莫哈维沙漠	65	美国加州南部	
卢特荒漠	52	伊朗东部	
古尔班通古特沙漠	47	中国新疆	
巴丹吉林沙漠	47	中国内蒙古、甘肃	
卡维尔盐漠	47	伊朗中北部	
莫因库姆沙漠	42	哈萨克斯坦南部	
腾格里沙漠	37	中国甘肃、内蒙古	
柴达木沙漠	33	中国青海	
赛丘拉沙漠	26	秘鲁西北部	
毛乌素沙漠	25	中国内蒙古、陕西	
科尔沁沙地	25	中国内蒙古	
小腾格里沙地	23	中国内蒙古	
库姆塔格沙漠	20	中国新疆、甘肃	
比斯塔格沙漠	16	墨西哥	
乌兰布和沙漠	10	中国内蒙古	

【湿地】 wetland 国际《湿地公约》定义为天然或人工、长久或暂时性的沼泽地、泥炭地或水域地带，带有或静止或流动、或为淡水、半咸水或咸水体，包括低潮时水深不超过 6 米的水域。现有湿地公约签约国 144 个。各国经联合国教科文组织批准的湿地保护区 1420 个，总面积 1.24 亿公顷，其中中国湿地保护区 30 个，总面积 343 万公顷，占全国湿地面积的 9.4%。湿地类型有多种多样：包括珊瑚礁、滩涂、红树林、河口、河流、湖泊、沼泽、

中国国家级湿地自然保护区名录

保护区名称	行政区位	面积/hm²	保护对象
古海岸与湿地自然保护区	天津	21180	贝壳堤、牡蛎滩古海岸遗迹和滨海湿地生态系统
古海岸与湿地保护区	天津	27730	海洋与海岸生态系统
红松洼自然保护区	河北	7300	草地、草原生态系统
昌黎黄金海岸自然保护区	河北	30000	海洋与海岸生态系统
达里诺尔自然保护区	内蒙古	6737	珍禽鸟类、候鸟
科尔沁自然保护区	内蒙古	126987	湿地珍禽灌丛疏林草原
达赉湖自然保护区	内蒙古	740000	内陆湿地和水域生态系统
蛇岛-老铁山自然保护区	辽宁	17073	候鸟、蛇岛,蝮蛇及其生境
鸭绿江口湿地自然保护区	辽宁	108100	沿海滩涂湿地及水禽栖息地
双台河口自然保护区	辽宁	80000	黑嘴鸥、丹顶鹤等水禽及渤海斑海豹
向海自然保护区	吉林	105467	丹顶鹤等动物及蒙古黄榆等植物
莫莫格自然保护区	吉林	144000	湿地珍稀鸟类
长白山自然保护区	吉林	196475	森林及熔岩台地沼泽生态系统
洪河自然保护区	黑龙江	21835	内陆湿地和水域生态系统
扎龙自然保护区	黑龙江	210000	丹顶鹤、白忱鹤等水禽
兴凯湖自然保护区	黑龙江	175900	白鹤、丹顶鹤、天鹅等迁徙水禽及沼泽、湖泊湿地
盐城自然保护区	江苏	453000	湿地生态系统
大丰麋鹿保护区	江苏	3000	麋鹿及其生境、沿海滩涂
南麂列岛自然保护区	浙江	20106	海洋与海岛生态系统
升金湖自然保护区	安徽	33333	白头鹤等水禽湿地生态系统
扬子鳄自然保护区	安徽	43333	野生扬子鳄及其栖息地
深沪湾海底古森林自然保护区	福建	2700	海底古森林和牡蛎礁遗迹
鄱阳湖自然保护区	江西	22400	白鹤、白头鹤、白忱鹤、东方白鹤等54种水禽及其越冬栖息地
长岛自然保护区	山东	5300	猛禽及其他鸟类
即墨海洋生物自然保护区	山东	915	海洋经济生物
长江天鹅洲白鳍豚自然保护区	湖北	1567	白鳍豚及其栖息地
长江新螺段白鳍豚自然保护区	湖北	20300	白鳍豚及其栖息地
东洞庭湖自然保护区	湖南	190000	白鹤、白头鹤、白鹳等及湿地生态系统
福田自然保护区	广东	782	猕猴、滩涂红树林及鸟类
惠东港口海龟自然保护区	广东	400	海龟及产卵、繁殖地
惠湛江红树林自然保护区	广东	19000	滩涂红树林及鸟类
合浦儒艮自然保护区	广西	35000	儒艮及海洋生态系统
山口红树林自然保护区	广西	8000	红树林、海洋与海岸生态系统
东寨港自然保护区	海南	3337	红树林及其生态环境
大洲岛自然保护区	海南	7000	金丝雁及其生境、海洋与海岸生态系统
三亚珊瑚礁自然保护区	海南	8500	珊瑚礁、海洋与海岸生态系统
若尔盖湿地自然保护区	四川	166570	高寒沼泽湿地及黑颈鸭野生动物
草海自然保护区	贵州	12000	高原沼泽湿地、内陆湿地及黑颈鸭野生动物
苍山洱海自然保护区	云南	79700	断层湖、古代冰川遗迹、弓鱼及湿地
尕海自然保护区	甘肃	34000	候鸟及其栖息地,黑颈鹤、天鹅等
隆宝滩自然保护区	青海	1000	黑颈鹤及其他雁形目候鸟及其栖息地
青海湖自然保护区	青海	495200	斑头雁、天鹅等迁徙水禽20多种,野生鱼类,高原湖泊湿地生态系统
可可西里自然保护区	青海	–	野生动物、高原湿地生态系统
巴音布鲁克自然保护区	新疆	148689	天鹅等珍禽及其生态系统
喀纳斯自然保护区	新疆	220162	湿地及森林生态系统

水库、池塘、水稻田、桑基鱼塘、蔗基鱼塘以及泛洪平原等。按照湿地的水质和组成生物特征可以将上述湿地类型划归为内陆淡水区湿地、海岸带咸水区湿地、内陆咸水区湿地和海岸带咸水区湿地。湿地的总特征是其表面常年或经常覆盖着水或充满了水,是介于陆地和水体之间的过渡带。湿地广泛分布于世界各地,是地球上生物种类丰富和生产力较高的生态系统。湿地在抵御洪水、调节径流、控制污染、调节气候、美化环境等方面起到了重要作用,它既是陆地上的天然蓄水库,又是众多野生动植物资源,特别是珍稀水禽的繁殖和越冬地,它可以给人类提供水和食物。湿地与人类息息相关,是人类拥有的宝贵资源,因此湿地被称为"生命的摇篮"、"地球之肾"和"鸟类的乐园"。

气　候

【气候】 climate　长年天气特征的综合。包括天气平均状况变化,是地球与大气间物质、能量交换过程中所形成的一种自然环境因子。长年一般指至少30年或更长。

【气候学】 climatology　气象学的分支学科之一。研究气候的形成原因、气候分类、空间分布及其变化规律的学科。属于气象学与地理学之间的交叉学科。气候学按其研究对象与方法可以细分为:物理气候学、动力气候学、天气气候学、小气候学、高空气候学和古气候学等;按其应用领域也可细分为:农业气候学、航空气候学、医疗气候学、建筑气候学等。

【植物气候学】 phytoclimatology　植物群体与气候条件之间相互关系的学科。其主要对象是农作物、森林、草场等自然植被和人工栽培植被群体内气象要素的分布状况及其对植被群体发育和产量的影响,为改善植物群体结构及调节群体小气候提供理论依据。

【生态气候学】 eco-climatology　研究生物与气候条件相互影响、相互作用的学科。内容包括生物生存范围内的气候状况、生物对气候的适应性、生物发育及其分布与气候条件的关系。研究中还应考虑生物生存区的土壤、地理等其他生态因子。

【气候带】 climatic zone　气候地域分异的最大空间单元,是根据气候要素按纬度分布而划分的地带。由于地球表面接受的太阳辐射能的差异而形成的环绕地球呈带状分布的气候区。同一气候带内,气候的主要特点相似。气候带划分的指标有温度季节分布、支配气候分异的气团及与其有关的环流因子。古希腊人以南北回归线、南北极圈为准划分出一个热带、两个温带和两个寒带。19世纪后期苏本(A. Supan, 1847 ~ 1920)和柯本(W. P. Köppen, 1846 ~ 1940)将温度实测资料和自然植被分布结合,提出了自然气候带的划分方案。20世纪30年代阿利索夫(Е. П. Алисов 1891 ~ 1972)提出了以盛行气团为主的气团气候带,使得气候带和形成气候的环流因子结合起来。中国学者以大于或等于10℃的天数作为气候带的主要指标,参照自然景观及作物分布情况,将青藏高原划分为5个高原气候带。并将中国从南到北划分为9个气候带。

中国青藏高原气候带及其划分指标

气候带	≥10℃天数/天	最热月平均气温/℃
高原寒带	0	<6
高原亚寒带	<50	6至11
高原温带	50至180	12至17
高原亚热带	180至350	18至24
高原热带北缘	>350	>24

中国气候带及其划分指标

气候带	≥10℃天数/天	≥10℃积温/℃	1月平均气温/℃	备注
寒温带	<100	<1600	<-30	
中温带	100~171	1600至3200~3400	-30至-12~-6	
暖温带	171~218	3200~3400至4500~4800	-12~-6至0	
北亚热带	218~239	4500~4800至5100~5300; 3500至4000	0至4 3至5~6	云南地区
中亚热带	239~285	5100~5300至6400~6500; 4000至5000	4至10 5~6至9~10	云南地区
南亚热带	285~365	6400~6500至8000; 5000至7500	10至15 9~10至13~15	云南地区
边缘热带	365	8000至9000 7500至8000	15至20 >13~15	云南地区
中热带	365	9000至10000	20至26	
赤道热带	365	>10000	>26	

【阿利索夫气候分类法】 Алисов climate classification 又称**气候成因分类法**。根据气候形成的太阳辐射因子、大气环流因子和下垫面因子划分的气候带和气候型。先从太阳辐射和半球性大气环流划分出七个气候带,即赤道气候带、赤道季风气候带、热带气候带、副热带气候带、温带气候带、副极地气候带和北(南)极气候带。在此基础上再综合考虑大陆东西岸位置、海陆影响、地形等因子与环流的相互作用,以气团的地理类型及其经常活动的范围来确定若干个气候型。该分类法反映了全球气候水平分异的基本规律和气候基本特征,但缺乏严格的数量指标。

【赤道气候带】 equatorial climate zone 阿利索夫气候分类法所划分的七个气候带之一。分布在赤道及其两侧,以南美亚马孙河流域、非洲刚果河流域最为典型,中国南沙群岛也属于赤道气候带。它全年受赤道气团控制,终年高温。年均气温约26℃,年较差一般小于5℃(海洋上小于2℃),日较差一般小于10℃(海洋上小于5℃);全年相对湿度在80%左右,云量大,年降水量1500~3000毫米,季节分配均匀,最少月降水量超过50毫米。

【赤道季风气候带】 equatorial monsoon climate zone 阿利索夫气候分类所划分的七个气候带之一。分布在中南半岛、印度半岛等地。夏半年盛行赤道气团,气候特征与赤道气候带相似;冬半年盛行热带气团,天气晴朗干燥,降水显著减少。气温年较差、日较差均较赤道气候带略大。赤道气团盛行期,雨季降水量占年总量的80%左右。

【热带气候带】 tropical climate zone 阿利索夫气候分类法所划分的七个气候带之一。分布在南美中部,南非与北非,澳大利亚中、西部,阿拉伯半岛等地。全年盛行热带大陆气团,终年气温高,年较差、日较差大。在大陆南部年较差可达20℃,日较差可达30℃,空气干燥。年降水量为1000~500毫米或更少。大陆西岸处于信风的背风面,又有冷洋流经过,故降水稀少,气候干燥,沿岸有荒漠分布;大陆东岸处于迎风面,降水较多,可达1000~2000毫米,集中于夏季。

【副热带气候带】 subtropical climate zone 阿利索夫气候分类法所划分的七个气候带之一。本带大陆面积广,海陆分布和大气环流的季节变化导致带内气候的差异。大陆东岸冬季盛行极地气团,寒冷干燥。夏季热带海洋气团盛行,高温多雨,属于季风气候。中国东部地区、朝鲜半岛及日本南部等地区属于这类气候;大陆西岸夏季受副热带高压控制,盛行热带大陆气团,气温高,降水稀少。冬季高压南移,受地中海风影响,锋面气旋活动频繁,降水显著增多,以地中海沿岸地区最为明显,故称地中海式气候。大陆内部则属于典型的大陆性气候,是世界上最干燥的地方。

【柯本气候分类法】 Köppen's climate classification 根据最热月和最冷月平均温度、年平均温度和年降水量等定量指标,并结合地表植被景观将全球划分为5个气候带、12种气候类型,如下表所示。是比较通用的气候分类法。有以下特点:①能够反映气候上的主要特征,并与自然界存在的客观实际相结合;②各气候类型有具体数量指标,概念清晰,使用方便;③以少量拉丁字母组合表征各类气候,含义明确,易于区别;④与气候发生的原则基本一致。但也有不足之处。由于气候同其他自然要素一样,是逐渐变化过渡的,其数量指标还不能很好地反映气候由量变到质变的界限。此外,这一分类是以世界为对象的,应用于局部地区过于粗略,与一些地区的实际情况不尽相符。

柯本的气候分类

气候带	特征	气候型	特征
A热带	全年炎热,最冷月平均气温≥18℃	Af热带雨林气候	全年多雨,最干月平均降水量≥6cm
		Aw热带疏林气候	一年中有干季和湿季,最干月平均降水量小于6cm,也小于10~r/25cm
		Am热带季风气候	受季风影响,一年中有一特别多雨的雨季,最干月平均降水量小于6cm,但大于10~r/25cm
B干带	全年降水稀少,根据一年中降水的季节分配,分冬雨区、夏雨区和年雨区来确定干带的界线	Bs草原气候	冬雨区 $r<2t$;年雨区 $r<2(t+7)$ 夏雨区 $r<2(t+14)$
		Bw沙漠气候	冬雨区* $r<2t$;年雨区 $r<(t+7)$ 夏雨区* $r<(t+14)$
C温暖带	最热月平均气温>10℃,最冷月平均气温在0~18℃之间	Cs夏干温暖气候(地中海气候)	气候温暖,夏半年最干月平均降水量<4cm,小于冬季最多月降水量的1/3
		Cw冬干温暖气候	气候温暖,冬半年最干月平均降水量小于夏季最多月降水量的1/10
		Cf常湿温暖气候	气候温暖,全年降水分配均匀
D冷温带	最热月平均气温大于10℃,最冷月平均气温小于0℃	Df常温冷温气候	冬季漫长,低温,全年降水分配均匀
		Dw冬干冷温气候	冬季漫长,低温,夏季最多月降水量至少10倍于冬季最干月降水量
E极地带	全年寒冷,最热月平均气温小于10℃	Et苔原气候	最热月平均气温在0~10℃之间,可生长苔藓、地衣等植物
		Ef冰原气候	最热月平均气温在0℃以下,终年冰雪不化

* 夏雨区:一年中夏季(6个月,北半球4~9月份)降水量占全年降水总量的70%以上;* 冬雨区:一年中冬季(6个月,北半球10月至次年3月份)降水量占全年降水总量的70%以上;r 表示年均降水量(cm),t 表示年均气温(℃)。

【温带气候带】 temperate climate zone 阿利索夫气候分类法所划分的七个气候带之一。全年以中纬度气团占优势,夏季受热带气团影响。北半球的大陆东岸,冬季受中纬度大陆气团控制,同时还受到北冰洋气团的影响,故冬季严寒干燥;夏季受热带海洋气团影响,气温较高,降水较多,属于季风气候。中国东北大部、朝鲜及日本北部、俄罗斯远东地区都属这类气候;大陆西岸全年盛行西风,中纬度海洋气团活跃,沿岸又受到北大西洋暖洋流影响,故冬季比较温暖,夏季凉爽,年均气温7~10℃,年较差只有6~14℃。年降水量一般在700毫米左右,季节分配较均匀,属于海洋性气候。欧洲大西洋沿岸大部地区,南美南部和北美太平洋沿岸等地区属于这类气候;大陆内部全年以中纬度气团占优势,冬季受到北冰洋气团影响,故冬季严寒。年均温不超过0℃;最热月均温20~22℃,最冷月均温-20~-25℃,年降水量400~600毫米,相对集中在夏季。前苏联大部分地区、中欧、挪威东部、瑞典、蒙古、中国新疆北部及内蒙古大部、北美中

部,均属于这类气候。

【副极地气候带】 sub-polar climate zone 阿利索夫气候分类法所划分的七个气候带之一。分布于亚洲及北美北部、北冰洋沿岸。夏季受极地气团影响,冬季受北冰洋气团控制。由于纬度高,夏季日照时间虽然很长,但太阳高度角很低,气温仍然不高,最热月均温 0~10℃;冬季日照时间极短,甚至有极夜现象,故冬季漫长而严寒,最冷月平均气温一般为 -30℃,绝对最低气温在西伯利亚东北部可达 -60~-70℃。年降水量约 250~300 毫米。

【热带湿润气候带】 tropical humid climate zone 柯本气候分类法中划分的五个气候带之一。一年中最冷月均气温大于 18℃、年降水量超过 750 毫米。根据其水分状况又分为三个类型。**热带雨林气候**(Af):终年高温多雨,最冷月均气温 18℃,气温年较差小于 6℃。全年多雨,各月降水量都在 60 毫米以上,一年有两个高点,或一长雨季和一短干季。属于热带雨林气候的有非洲刚果河(扎伊尔河)流域、南美亚马孙河流域、西印度群岛等地区;**热带季风气候**(Am):受季风影响明显,一年中有一特别多雨的雨季,年降雨量一般为 1500~2000 毫米,集中在 6~10 月份(北半球)。全年高温,年平均气温在 20℃以上,气温年较差在 3~10℃左右,春秋季极短。中国台湾岛南部和海南岛、中南半岛、印度半岛大部、菲律宾群岛、澳大利亚北部沿海等地属于热带季风气候;**热带稀树草原气候**(Aw):最冷月均气温在 18℃以上,气温年较差小于 12℃。雨量夏季多、冬季少,总量一般在 1000 毫米以上,一年中至少有一个月的雨量不足 60 毫米,有明显的干季。非洲扎伊尔的部分、巴西大部、委内瑞拉、墨西哥南部、澳大利亚北部等地区属于热带稀树草原气候。

【干燥气候带】 dry climate zone 柯本气候分类法中划分的五个气候带之一。一年中最暖月均气温大于 10℃、年蒸发量超过年降水量。根据其干燥程度又分为两个类型。**干燥草原气候**(Bs):气温年较差大,降水稀少。以下列公式确定干燥草原气候的界线:冬雨区 $r<2t$;年雨区 $r<2(t+7)$;夏雨区 $r<2(t+14)$。式中,t 为年均气温(℃);r 为年雨量(cm)。上式中,冷季最多月雨量至少 3 倍于热季最少月雨量,属于冬雨区;热季最多月雨量至少 10 倍于冷季最少月雨量,属于夏雨区;不足二者比例的则属于年雨区。属于干燥草原气候的有撒哈拉南北边缘、南非和东非的一部分、阿拉伯半岛西部、俄罗斯南部、小亚细亚半岛、蒙古南部、北美中部、南美部分地区和澳大利亚的沙漠边缘;**干燥沙漠气候**(Bw):夏季高温,日较差大,降水极少,空气干燥,多风沙,有偶发性阵雨。确定干燥沙漠气候的公式为:冬雨区 $r<2t$;年雨区 $r<t+7$;夏雨区 $r<t+14$。属于干燥沙漠气候的有撒哈拉、卡拉哈迪、阿塔卡马、北美中部、阿拉伯半岛东部、印度半岛的西北部、中亚、中国西北部、澳大利亚中部。

【温暖多雨气候带】 mild midlatitude climate zone 柯本气候分类法中划分的五个气候带之一。指一年中最冷月均气温为18~-3℃之间、没有长期积雪。按其降水分配状况分为三个类型:**温暖冬干气候**(Cw):夏季多雨,冬季干燥。夏季最多月雨量至少 10 倍于冬季最少月雨量。这类气候包括中国大部、印度北部、非洲东部、巴西南部、澳大利亚东部等地区;**温暖夏干气候**(Cs):冬季多雨,夏季干燥。冬季最多月雨量至少 3 倍于夏季最少月雨量。这类气候包括地中海沿岸、非洲南部、智利中部、美国西南部沿海等地区;**温暖常湿气候**(Cf):年内降水分配均匀,介于温暖冬干气候与温暖夏干气候之间。包括欧洲大部、日本、朝鲜南部、中国的东南部、美国的东北部、智利南部、新西兰及澳大利亚东南部。

【湿润寒冷气候带】 severe midlatitude climate zone 又称**北方雪林气候带**。柯本气候分类法中划分的五个气候带之一。一年中最热月均气温在 10℃以上、最冷月均气温在 -3℃以下。降水量超过干燥气候带的界线,冬季有稳定的雪盖。南半球没有这个气候带。按降水情况分为两个类型:**寒冷冬干气候**(Dw):冬季寒冷干燥,降水少,夏季较暖,降水多。夏季最多月雨量至少 10 倍于冬季最少月雨量。大致分布在北纬 45°~60°之间,如中国东北部、西伯利亚等地区属于这类气候;**寒冷常湿气候**(D_f):全年有降水,但沿海冬季稍多,内陆夏季稍多。分布在北纬 60°~70°之间。

【城市气候】 urban climate 在区域气候背景上,经过城市化和强烈的人类活动影响而形成的一种特殊局地气候。如城市地区高耸而密集的建筑群、纵横交错的道路网、高度集中的人口和能量消耗,使得区域内地表辐射平衡与热量平衡的各分量发生明显变化,形成特殊的局部性气候。其特征是气温明显偏高、多雾霾、多对流性降水、风的变异性增大,其中典型标志是地面气温表现为热岛的分布格局。美国学者兰兹伯格(H.E. Landsberg)将城市与郊区各气候要素进行了对比分析:

气候要素	城市区与郊区比较
大气污染物	凝结核比郊区多 10 倍、微粒多 10 倍
辐射与日照	太阳辐射约少 10%、紫外辐射冬季少 30%、夏季少 5%、日照时数少 10%
云和雾	总云量约多 10%,冬季雾多 1 倍、夏季多 30%
降水量	总降水量多 5%~15%,小于 5mm 的雨日数多 10%
降雪量	城区少 5%~10%,城区下风向区则多 10%
气温	年平均高 0.5~3.0℃,冬季高 1~2℃,夏季高 1~3℃
相对湿度	年平均小 6%,冬季小 2%,夏季小 8%
风速	年平均小 20%~30%,大阵风少 10%~20%,静风日数少 5%~20%

【大陆性气候】 continental climate 受大陆气团影响强烈的气候。其主要特征是气温年较差和气温日较差均较大,年内和日内极值气温出现的时间较海洋性气候早;降水有显著的季节变化,多集中在夏季,降水量年际变化大;云量和雾较少,湿度较低。中国西北内陆为典型的大陆性气候。

【地方性气候】 local climate 介于大气候与小气候之间的局部性气候。城市、森林、湖泊等局部下垫面性质与周围有明显差异,且占有一定范围的特殊地形地貌,可导致大气热力状况及局部环流特殊分布而形成具有地方性特点的局地气候。包括城市气候、森林气候与湖泊气候等。

【海洋性气候】 maritime climate 受海洋气团影响显著的气候。主要特征为气温年较差和气温日较差均较小,气温变化缓和,年内和日内极值气温出现的时间较大陆性气候晚;降水的季节分配较均匀;云雾天气较多,大气湿度大。西北欧及新西兰为典型的海洋性气候。

【季风气候】 monsoon climate 受季风交替影响的气候。主要特征为一年中随季风的转换,降水发生明显的季节变化。东亚和南亚为两个典型的季风气候区。但两者因纬度、地理位置等的差异,其气候特征各不相同。前者属亚热带和温带季风气候,冬季主要盛行由蒙古高压吹来的干燥寒冷的西北风(冬季风),夏季一般盛行来自太平洋的暖湿东南气流(夏季风)。后者为热带季风气候,干季与雨季分明,且一年中按降水多少分为干季和雨季。季风气候的雨热同季对农业生产十分有利,尤其适宜种植水稻。但由于季风的强弱、进退时间多变,故不利于水资

源的开发利用,且易于发生干旱及洪涝灾害。

【半荒漠】 semi-desert 草原地带与荒漠地带之间的过渡地带。其年干燥度系数在 3.5 ~ 16 之间,地表植被既有草原植物成分,又有荒漠植物成分。无旱作农业。

【大陆度】 continentality 衡量某一地区气候受大陆影响程度的指数。通常以消除纬度影响后的气温年较差表示,常用的大陆度指数有:①**琼森大陆度指数**(O.V.Jonson continentality)。即 $K(\%) = 1.6A/\sin\varphi - 14$。式中,$K$ 为以百分数表示的大陆度指数,A 为气温年较差,φ 为纬度;②**焦金斯基大陆度指数**(W. Gorczynski continentality)。即 $K(\%) = 1.7A/\sin\varphi - 20.4$。③除了温度大陆度外,研究者还提出了根据降水或综合几个气象要素的大陆度计算式。例如,20 世纪 50 年代 H. H. 伊万诺夫提出的 $K(\%) = (A_{年} + A_{日} + 0.25D)/(0.36\varphi + 14) \times 100$,$K$ 为以百分数表示的大陆度指数,$A_{年}$ 为气温年较差,$A_{日}$ 为气温日较差的年平均值,D 为最干月的相对湿度饱和差,φ 为纬度。

【浮尘】 floating dust 地面气象观测并记录的天气现象之一。裸露干燥地表的土壤微粒被风力和湍流携带到空中,并被高空气流长距离输送,使得尘土和粉砂微粒均匀地悬浮在大气中,致使地面水平能见度小于 10 千米的天气现象。中国西北干燥地区多见,华北地区某些干旱年份春季也常有发生。

【干旱】 drought damage 长期无雨或少雨,使得土壤有效水分不足、作物水分平衡遭到破坏而减产、绝产的农业气象灾害。可分为大气干旱、土壤干旱和生理干旱三种。大气干旱是空气十分干燥,且经常伴有一定的风力。虽然土壤并不缺水,但因强烈的蒸腾,使得作物植株供水不足而形成的灾害;土壤干旱是由于土壤水分缺乏,作物根系吸收不到足够的水分以补偿蒸腾的消耗所造成的灾害;生理干旱是不良的土壤环境条件使作物生理过程发生障碍,导致植株体内水分平衡失调所造成的灾害。

【干旱风】 arid wind 又称**干热风**。出现在温暖季节的一种干燥而炎热的气流。其侵袭一个地区时,常会使该地区气温显著升高、大气相对湿度迅速下降,地表土壤及农作物物理蒸发过程加强,严重时可导致农作物的枯萎或死亡。

【干旱区】 arid zone 年最大可能蒸发量(按彭曼公式计算)与年降水量比值大于或等于 3.50 的地区,其总面积约占地球陆地面积的 30%。中国的内蒙古西部、宁夏、甘肃、青海、新疆和西藏北部等均属于干旱区。干旱区一般具有以下特征:降水量少且变率大,气温日较差和年较差均较大,云量少而日照强,空气干燥且多大风,地表土壤干燥多含沙砾,从而限制了植物的生长。但由于干旱区热量和光照资源充分,在有条件的地区通过引水灌溉并加以施肥,可成为高产农业区。

【干燥度】 aridity 又称**干燥指数**。衡量气候干燥程度的定量指标。基本表达形式为地面支出水分(如蒸发、径流)与收入水分(降水)之比,比值越大则气候越干燥。由于计算地面蒸发的经验公式不同,故干燥度的表示式亦不同。布迪科(Budyko)1948 年提出的干燥度指数为:$k = B/(L \cdot R)$。式中 B 为地表面平均净辐射,L 为蒸发潜热,R 为年平均雨量。B/L 表示湿润陆面上的可能蒸发量。布迪科定义 $k > 3.4$ 相当于荒漠地带,$k = 3.4 \sim 2.3$ 为半荒漠地带,$k = 2.3 \sim 1.1$ 为草原地带,$k = 1.1 \sim 0.35$ 为森林地带,$k < 0.35$ 为苔原地带。干燥度的倒数通常称为**湿润指数**。

【平均最低气温】 mean minimum air temperature 在特定时段(如日、月、年)所观测到的各次最低温度的平均值。如月平均最低温度为该月内各日最低温度的平均值,年平均最低温度为年内各月平均最低温度的平均值,长年平均最低温度为历年平均最低温度的平均值。

【平均最高气温】 mean maximum air temperature 在特定时段(如日、月、年)所观测到的各次最高温度的平均值。如月平均最高温度为该月内各日最高温度的平均值,年平均最高温度为年内各月平均最高温度的平均值,长年平均最高温度为历年平均最高温度的平均值。

【气候变化】 climatic change 数千年平均气候状况的变化,多用于表述历史时期数千年间的气候变化,有时也泛指任何时期的气候变化。维尔姆亚冰期中的最后一次冰期大约在 1 万年前结束,自此以后总的趋势是气候变暖,但其间至少发生过四次寒冷时期,即距今 8000 ~ 9000 年前,距今 7000 ~ 3500 年,距今 3000 ~ 2100 年,公元 1550 ~ 1850 年。其中每次寒冷时期的降温幅度不过 1 ~ 2℃,而寒冷时期之后又是暖期。最后两次寒冷期较前强烈,气候已明显比 4000 年或 7000 年前的所谓最适宜期寒冷。最后一次寒冷期通常称为小冰河期,一般认为小冰河期的温度约比现代低 1 ~ 1.5℃。研究历史时期气候变化与地质时期气候变迁不同,除地质学的证据外,主要靠历史记录、树木年轮、古土壤剖面、冰心和湖泊沉积物的分析。

【气候变率】 climatic variability 在世界气象组织规定的表征气候状态的基本时段(30 年)内的气候变化幅度。而各个基本时段内大气平均值等统计量的差异,则称为现代气候变率。

【气候模拟】 climatic modeling 运用系统科学理论、统计学和计算机技术建立区域气候系统动力学模型,以求得揭示气候的形成及其变化的规律。由于气候系统是一个十分复杂而多变的开放系统,在实验室里难以重现区域气候系统的物理过程,故只能对其作不同程度的简化、建立近似的数学模型,采用积分的方法分段调节与重现。

【气候系统】 climate system 由大气层和地球表面组成的相互作用的整个体系。包括大气圈、水圈(含冰冻圈)、生物圈和岩石圈,这些圈层之间有密切而复杂的相互作用。其中水圈的组成部分海洋是热容量最大的成员,是整个气候系统的热量储存库和调节器,海洋与大气通过动量、热量及辐射传输而相互作用,并在相当大程度上决定着气候系统的物理状况。大气与海洋之间不仅有水汽交换,也包括二氧化碳等大气成分的交换。海洋对大气中二氧化碳的吸收与溶解是影响大气中二氧化碳浓度的重要因素;地面冰雪被的涨缩可改变地面反射率,阻止地-气与海-气之间的热量交换。地球表面通过火山喷发、森林火灾、沙尘暴及海洋飞沫向大气输送气溶胶微粒,从而影响大气中的辐射过程、降水及其形成过程。人类活动对气候系统也有重要影响,如砍伐森林、化石燃料的大量使用、向大气排放各种污染物均对气候系统有重要影响。因此,只有研究整个气候系统,才能正确认识气候形成与气候变化。现代高新技术如航天遥感技术、信息传输技术和计算机技术为我们研究整个气候系统提供了便利条件,如全球冰雪分布、全球云量及其分布、大洋表层海温、地表长波辐射、全球反射率分布等资料的快速获得与处理,极大地增进了人们对气候系统的认识,也为气候系统的实验与理论研究提供了基本资料。

【气候预报】 climate forecast 对某一地区未来气候变化趋势的展望。在中国,常指预测期在一年以上的超长期预报。过去气候预报只是建立在充分收集、整理、分析历史气候资料的基础上,再用统计方法对未来气候状况进行预测。即根据气候变量的长期平均值在统计学上的意义来了解未来气候的变化趋势。20 世纪 70 年代以来,随着统计数学、流体力学、动力气象学研究成果和计算机技术的引入,使气候预报的准确率不断提高。由

于气候变化对农业生产、社会经济发展和人们生活等都有明显的影响,因此气候预报已引起人们的普遍重视。

【气候志】 climatography 以文字或图表形式描述或总结某一特定地区的气候状况、气候特征,为深入研究区域气候的形成理论、气候变化、气候区划及应用气候的推广提供必要的基本资料。它是气候学的主要分支之一。

【气温距平】 air temperature departure 某地区某时刻气温值与其多年平均值之间的偏差。它有正有负,正距平为此时刻气温值高于平均值,负距平值则表示低于平均值。

【日平均气温】 daily mean temperature 一日之中各次定时观测温度的平均值。气温是气象学和气候学中最重要的要素之一。日平均温度消除了温度的日变化,表示气候的冷暖状况,常用作农业气候区划的指标温度。例如日平均温度高于 10℃以上期间,作物生长活跃,所以大于 10℃的持续期称为作物生长活跃期;日平均温度大于 15℃持续期在 240 ~ 300 天以上的地区,农作物可一年三熟,是亚热带和热带作物栽培区。

【旬平均气温】 ten-days mean temperature 连续 10 天日平均气温的平均值,且连续日期不得跨月,每月分上、中、下三旬,大月的下旬为 11 天,二月下旬平年为 8 天,闰年为 9 天。

【月平均气温】 monthly mean temperature 某月各日平均温度的总和除以该月的总日数所得的月平均气温。

$$月平均气温 = \sum T_i / n \quad (i = 1,2,\cdots n)$$

式中:T_i 为日平均气温;n 为该月的日数。

【年平均气温】 yearly mean temperature 一年内各月平均气温的平均值。是气候学和地理学上的重要温度指标,能够表示某一地区的热量状况。多年平均气温在气候分析、农林牧业生产和人民生活等方面最为常用。

【日照时数】 sunshine duration 太阳在一地实际照射地面的时数,即地面观测点受到太阳直接辐射量大于等于 120 瓦/米^2 的累积时间,以小时为单位。其测量仪器有两种,①康培斯托克式日照仪,它以一个实心玻璃球为主要部分,直射到球面上的日光聚成一个焦点,使记录纸上留下焦痕,用焦痕长短计算日照时数;②乔唐式日照仪,它是一个金属筒,使日光通过其上的小孔直射到筒内的感光记录纸上,据感光线条的长短计算日照时数。日照时数在很大程度上反映了某地日照的多少和强弱,可表示光量对植物生长发育和光合作用的程度。

【四季】 four seasons 温带地区春、夏、秋、冬的总称。中国古代以立春、立夏、立秋、立冬作为四季的开始。欧美国家以春分、夏至、秋分、冬至作为四季的开始。近代气象学上常以公历 3 ~ 5 月为春季,6 ~ 8 月为夏季,9 ~ 11 月为秋季,12 月至次年 2 月为冬季。这样北半球陆地最热月 7 月和最冷月 1 月则正好位于夏季和冬季的中期。中国通常以平均气温 10 ~ 22℃的期间为春季,22℃以上为夏季,22 ~ 10℃的期间为秋季,低于 10℃时为冬季。也有以物候现象划分四季的,如北京地区春夏秋冬四季的界限分别是野草返青、刺槐始花、梧桐种子成熟、初见薄冰等。

【温度年较差】 annual range of temperature 一年之中最热月平均气温与最冷月平均气温的差值,是反映气温季节变化幅度的重要指标。一般来讲高纬度地区的温度年较差大于低纬度地区,大陆性气候区的温度年较差大于海洋性气候区。

【温度日较差】 daily range of temperature 一日内最高温度与最低温度之差值。它可部分地反映局地气候的特点,温度日较差的大小与地理纬度、下垫面状况、季节变化以及天气状况等因素有关。高纬度地区的气温日较差比低纬度地区大,大陆内部的气温日较差比沿海地区大,夏季比冬季大,大气底层比高层大,晴天比阴雨天大。

【无霜期】 frost-free period 一年中终霜日和初霜日之间的持续日数。一年中春季最后一次出现白霜的日期称终霜日;秋季第一次出现霜的日期称初霜日。其长短不含初、终霜日,它可表示喜温性作物在一地区可能生长的时间,因而是表示地区热量资源丰富程度的定量指标。但在大气湿度很低时,春、秋季节地面最低温度虽已达到0℃以下,但无白霜出现,作物已受冻害。因此无霜期长短在反映喜温作物生长时间的长短方面有其局限性,采用无霜冻期则可较好地表示喜温作物生长时间的长短。

【扬沙】 sand blowing 地面气象观测并记录的天气现象之一。强风将地表干燥而松散的沙尘吹起,使得近地表大气相当混浊,地面水平能见度在 1 ~ 10 千米之间的天气现象。中国西北干燥地区多见,在华北地区某些干旱年份也有发生,且多发生在春季。

【气候生产潜力】 climatic potential productivity 在当地农业生产条件充分保证及有充足二氧化碳供应时,理想作物群体在当地气候条件下所能达到的最高产量。它表征了一个地区组成气候资源的光、热、水等各要素的匹配状况。其计算方法主要有二种:一是农业生态区位法。考虑农作物的光合作用和呼吸作用,计算其净光合生产速率,最终累积成干物质总量。二是依据光、热、水条件进行逐级订正。首先计算由光合作用决定的光合生产潜力,然后在此基础上,进行温度和水分的影响订正。在干旱、半干旱地区,水分条件不能满足作物生长发育需要,限制了光、温资源的充分利用和气候资源潜力的发挥。此时光照、温度、水资源(即气候资源)所能提供给农业的获得产量的能力(气候生产潜力)就等于光温生产潜力加上对地区水分条件的订正。因此,气候生产潜力表示了地区气候资源所能提供的产量,即经过努力保证各项措施最优时所能达到的产量。

【物候季节】 phenological seasons 又称**生物季节**。根据自然界物候现象划分的季节。如北京地区春季开始的物候指标为野草返青(平均日期为 3 月 7 日),夏季开始的指标为刺槐始花(平均为 5 月 9 日),秋季开始的指标为梧桐种子成熟(平均 9 月 13 日),冬季开始的指标是初见薄冰(平均为 10 月 23 日)。各年、各地物候季节的起始日期因气候的不同而不相同,因而它可以反映气候与农业生产的密切关系。

【物候历】 phenological calendar 又称**自然历**(natural calendar)。以自然界中生物和非生物的物候现象为指标来表示一年中季节来临迟早的日历。物候最早起源于西周初期,到战国时代(公元前 475 ~ 221 年)已发展成为比较系统的物候历,如《七十二候》,之后又出现了冬九九歌、夏九九歌、二十四番花信风等多种形式的物候历。1973 年,竺可桢等根据现代物候观测资料编制了北京物候历。其内容主要包括:动植物、作物物候期,气象水文现象如霜、露、雪、冻结、解冻等的日期,并按它们出现日期的先后依次排列。所列举的各种物候现象都是与农事活动有关的明显指标,可用来预测与农业生产有关的各种植物开花期到来的日期,以掌握农时。

【物候期】 phenological period 以具体年月日来表示某些动植物物候现象出现的时间。植物物候包括芽膨大、芽开放、展叶、花蕾或花序出现、开花、果实和种子成熟、果实和种子脱落、新梢生长、叶变色、落叶等;农作物物候包括播种、发芽、出苗、展叶、拔节、现蕾、开花、抽穗、灌浆、成熟、收割等;动物物候包括候鸟春来秋去、始鸣、终鸣等。以上各物候现象,均须列出其相应的日期;部分气象、水文现象如霜、露、雪、结冰等始终期也属于物候期范围。

【气候生态作用】 ecological role of climate 气候因素是生态因子之一，它是长期大气物理现象的总称。不同的气候分带有着不同的物种和种群集合。气候对土壤的形成，土壤中的水盐运动，土壤温度及生物的生理习性、生物的空间分布等的控制作用统称为气候的生态作用。

【生态气候】 ecoclimate 与生物生长繁衍或栖居地密切相关的气候条件的总和。研究生态气候的特点离不开对当地植被的分析，它与研究区的地形、地貌、气候分带等自然地理条件有密切关系。

【物候学定律】 phenology law 反映物候现象随地理位置(纬度、经度、海拔)而变化的规律。19 世纪末美国学者霍普金斯经过长期系统的观测，提出了北美温带地区植物物候随经、纬度和海拔高度变化的规律，称为**霍普金斯定律**(Hopkins law)。即在北美温带地区，当其他条件相同时，纬度增加 1 度、经度增加 1 度、海拔增高 120 米，春季和初夏将推迟 4 天。这是首创的物候学定律。中国学者研究表明，在长江、黄河的中下游地区由南往北每增加 1 纬度，榆树、垂柳的始花期约延迟 2～3 天，毛桃、紫荆的始花期约延迟 3 天，柳树飞絮约延迟 2 天左右，刺槐始花期约延迟 3～4 天。

生 物 地 理

【生物地理学】 biogeography 生物学与地理学的边缘学科，即研究生物群落(植物和动物)及其组成成分在地球表层的分布格局、形成、演变与地理环境之间的相互关系，以及地球上各地区的植物区系和动物区系。根据研究对象可分为植物地理学和动物地理学。

【动物地理学】 animal geography 动物学与地理学的交叉学科，研究动物群落组成及其在地表分布规律的学科。从历史发展的角度研究区域现代和古代动物群落的组成和地理分布，探讨影响动物群落地域分布的主要因素，揭示区域动物区系的形成和历史演化过程。英国博物学家华莱士(A.R.Wallace)运用自然选择和演化的理论，综合了动物地理学的基本概念和原理，提出了“华莱士线”，即动物地理区划中的东洋区与大洋洲区的分界线。动物地理学对研究物种形成、生物进化、区域生物多样性与地理环境之间的相互关系具有重要的理论和实践意义，对渔业、牧业和农林业的发展、自然疫源区保护、生物病虫害的防治、生物多样性保护均具有指导意义。

【植物地理学】 botanical geography 植物学与自然地理学之间的交叉学科，研究地球陆地表面植物群落组成结构、特征及其时空分异规律的学科。德国科学家洪堡(Alexander von Humboldt)于 1807 年揭示了植物型与地理环境之间的关系，创建了植物地理学。经过近 200 年的研究与发展，植物地理学现在具有以下分支：植物区系地理学，包括植物种类地理学和历史植物地理学，其研究植物分类学单位(种、属、科)的地域分布、起源和变化历史，常用植物物种形成的速率、长距离散布的大陆漂移理论等来说明历史事实；植物生态地理学，研究植物分布的环境原因，在植物生态学理论的指导下得到了发展，并趋向于大尺度和用历史因子来探讨植物地域分布的问题；植物群落地理学或植被地理学，是植物群落生态学的一个重要研究方面。

【生态地理学】 ecological geography, ecogeography 是研究生物群落在空间和时间上的分布格局及其生态学依据的一门学科。它从生物与环境条件的关系入手，解释生物群落分布格局产生与动态变化的原因。生态地理学的研究涉及到地质学、地理学、气候学、古生物学、动植物分类学、生理学和生态学等。

【生态学】 ecology 生态学一词源于希腊文“olnos”，表示住所和栖息地。生态学的概念与生态系统生态学的概念已逐渐靠近。生态学一般是指研究生物之间及生物与环境之间相互作用及其关系的学科。生物包括动物、植物、微生物和人类本身，即不同的生物系统，而环境则指生物赖以生存和发展的各种无机因素、生物因素和人类社会的总和，又称环境系统。

【环境生态学】 environmental ecology 环境生态学就是研究人为干扰下，生态系统内在的变化机理、规律和对人类的反效应，寻求受损生态系统恢复、重建和保护对策的科学。即运用生态学理论，阐明人与环境间的相互作用及解决环境问题的生态途径。所以，环境生态学不同于以研究生物与其生存环境之间相互关系为主的经典生态学；也不同于只研究污染物在生态系统的行为规律和危害的污染生态学或以研究社会生态系统结构、功能、演化机制以及人的个体和组织与周围自然、社会环境相互作用的社会生态学。

【农田生态学】 field ecology 开发利用农田生物资源的基础学科之一。研究农田生态系统中物质循环和能量转换的机制与过程，阐明生物与其周围环境条件之间的相互关系，以达到在人为控制条件下实现高产、低耗，同时使自然资源得以持续利用，生态环境免遭破坏。

【应用生态学】 applied ecology 是运用生态学原理研究人类活动与生物的关系，并以此探索实现自然资源合理利用，提高农、林、牧、鱼产量及进行城市生态建设、景观保护和污染防治等的生态学技术及其有效途径。应用生态学起源于 19 世纪末期，是推动生态学理论与基础研究的动力，并直接服务于各项经济建设而受到人们的重视。应用生态学与人类生产活动紧密联系，共同发展，并形成了多个学科分支，如农业生态学、森林生态学、草地生态学、污染生态学、城市生态学、人类生态学等。

【动物生态学】 animal ecology 研究动物的生活方式，动物与动物间及动物与生存环境间相互关系的学科。目的在于阐明外界环境条件对动物的习性、活动、行为、繁殖、生存、数量消长和分布的影响，动物对生存环境适应及其反作用。根据研究的对象，有昆虫生态学、鱼类生态学等分科。动物生态学是农、林、牧、渔业生产(如鱼类的捕捞和养殖，害虫的预测预报和防治等)，改造动物区系和自然保护的理论基础之一。

【植物生态学】 plant ecology; phytoecology; ecological botany 研究植物与其周围环境相互关系的一门学科。研究内容包括植物的个体和种群在不同环境的适应过程，环境对植物的塑造作用；植物群体或群落在不同环境中的形成过程，植物群落对环境的改造作用。目的在于阐明外界环境条件对植物的形态构造、生理活动、化学成分、遗传特性和地理分布的影响；植物对环境条件的适应和改造作用。植物生态学是农业、林业和畜牧业生产、环境保护的理论基础之一。

【地方种】 local species 又称**本地种、土著种**。某一地区内原先就有，而不是从其他地区迁移或引入的种。它可以是该地区的固有种，也可以是特有种或残遗种。如扬子鳄、大豆、水杉等均为中国的本地种。

【凋萎系数】 wilting coefficient 中生植物或在湿润土壤上生长的农作物经过长时间的干旱，植物根系吸水不足以补偿其蒸腾消耗而导致植物叶片开始出现萎蔫现象时的土壤含水量，是衡量土壤水分含量多少的一个生物学指标。植物叶片发生萎蔫时对应的土壤土水势一般为 -15×10^5 帕，大体与中生植物的萎

蒸叶片的水势相当，当土壤的土水势为 -15×10^5 帕时，其土壤中含有的植物有效水分就近于零。萎蒸系数受土壤质地、腐殖质含量、盐分含量和土壤结构等物理化学性质的制约。以土壤质地来说，砂壤、壤质、粘质和粘土质的土壤的萎蒸系数分别是3.4%、6.8%、10.2%和14.7%。

【顶端优势】 apical growth, apical dominance　在植物的某个生长发育期内出现的顶芽优先生长而侧芽受抑制的现象。在顶芽生长的过程中，侧芽往往呈生长潜伏状态，不会萌发；如果顶芽被切除或损伤后，侧芽即开始生长。在农业林果业生产中，常用消除或维持顶芽优势的方法来调控作物、果树或花木的生长，以达到增产增收、控制花木株型的目的。

【短生植物】 ephemeral plant　又称**短命植物**。生活期十分短促的一年生植物。多是在短暂的雨季或暖季里匆促地完成其生活周期的小型草本植物，如早春草地生长的毛茛，往往在三月中旬萌发，四月底即已开花结实而枯死。

【高山植物】 alpine plant　高山或高原上分布在树木生长上限以上的植物。这种植物能适应严寒、强辐射、大风和较大温度变幅的生境，生育期短，多为矮小的灌木，地上部分株枝密集形成垫状，且花色艳丽。如中国西部高山区生长的雪莲、红景天及金露梅等。

【灌丛】 bush scrub　以灌木植物为建群种的植被类型。灌木则指无明显主干的多年生木本植物，其植株一般较矮小，近地面处枝干丛生，如紫荆、六道木、丁香等，其群落高度一般不超过5米。灌丛的适应生态幅度广泛，在气候干旱、半干旱以及寒冷地区常有灌丛分布。

【落叶阔叶林】 aestilignosa　又称**夏绿阔叶林**。在气候比较温和湿润的温带地区，由冬季落叶树种组成的森林群落。构成其林冠的优势树种主要有山毛榉、栎、槭、杨、桦和榆等，林下有落叶灌木和草本层。在中国东北、华北山地和华中各地，以及西欧、北美洲等地均分布有以栎、椴、杨、桦为主的落叶阔叶林。

【森林界限】 forest limit　乔木树种不能生长的界限。其大致相当于一年中最暖月平均温度为10℃的界限。地球上由赤道向两极方向，随着纬度的增加，温度递减，森林的分布由热带雨林、落叶阔叶林向寒温带针叶林过渡，当温度继续降低以致不能满足乔木林的生长需要时，就到了森林的边缘地带，被灌木丛和草本植物所代替。在高海拔地区，随着海拔增高温度递减，乔木树种也会被灌木丛和草原植物所替代。

【生理干旱】 physiological drought　因土壤理化性状不良，使植物根系的生理活动受到抑制，导致植物体内水分失去平衡而发生的危害。如土壤溶液中盐分浓度过高时，土壤溶液的溶质势则较低，这样会导致植物根系细胞液脱水，使植物体内发生脱水或缺水而受害。

【树木线】 timber line　在高海拔地区可正常生长树木的最大高度，以及在高纬度地区可正常生长树木的最高纬度。该线的高度或纬度主要决定于热量状况和风力影响，它一般与最暖月平均温度为10℃的高度或纬度相当。如喜马拉雅山南坡的树木线高度为4000米，而华北北部山地的树木线高度则约为2000米左右。

【特有种】 endemic species　仅分布于某一地区范围内，而不在其他地区自然分布的动植物种，如仅分布于云南的滇松和仅分布于黄山的黄山松。特有种自然分布的局限性，或因古老种类的自然分布区的缩小（残遗种），或因刚形成的新种类还未传播出去，以及因受海洋、高山等的阻碍未能传播到他处。

【天然植被】 natural vegetation　某一地区自然形成的植被，是区域自然地理环境长期演化的产物。其与人工植被相对应，未受人为采伐和破坏的植被也称为**原生植被**（primary vegetation），而受人为破坏后自然恢复起来的植被称为**次生植被**（secondary vegetation）。

【生态因子】 ecological factor; eco-factor　又称**环境因子**。指对生物个体或群体的生活或分布起着影响作用的环境因素。它们对生物的形态、构造、生长发育、遗传变异和分布等产生的影响称为生态作用。生物生活不可缺少的各种生态因子的组合，统称为生存条件。生态因子通常可以分为五类：气候因子、土壤因子、地形因子、生物因子和人为因子。实际上，在环境中，各种生态因子的作用并不是单独的，而是相互联系，共同对生物产生影响；而且各种生态因子之间也存在着相互补偿或增强作用。

【生物限制因子】 limiting factor　决定生物正常生长、发育、繁殖和分布的因子。包括无生命环境因子（温度、湿度、光照、水质、水中溶解氧含量、土壤养分组成及其含量、酸碱性等）和生物性因子（生物间的竞争、捕食、病虫害等）。每种生物及其在生长发育的不同阶段，其限制因子不完全相同，且限制因子之间亦存在复杂的相互联系和相互制约的关系。温度、水分、水中盐分含量、水的酸碱性一般是多数生物生长、发育和繁殖的最常见的限制因子。如在干旱地区生长的植物，土壤水分含量多为其生长发育的限制因子；在中高纬度地区出现的低温常是农作物种子发芽及成熟的限制因子；再如在富营养化水体中生存的鱼，其水体中溶解氧浓度就是鱼生长发育的限制因子。

【限制因子定律】 law of limiting factor　指限制因子决定生物生理过程的速度或强度的定律。这是英国著名的植物生理学家勃拉克曼于1905年在研究环境因子对光合作用的影响时提出的。如只有在光照强度充足、水分充足和二氧化碳浓度充足的情况下，温度对植物光合作用的影响才会最明显地表现出来。在自然条件下，很少能保证充足的二氧化碳浓度，这样温度的影响就不能明显地表现出来。现代许多工业化农业生产采取对作物施加二氧化碳肥的方法，以提高作物的产量。

【演替顶极】 climax　在特定地区的气候条件下的天然植物群落最终发展所达到的阶段，它与该地区气候和其他环境条件之间已处于动态平衡状态，是最稳定的植物群落。仅在气候变化和植物区系成分发生巨大变化时才会改变。如赤道地区的顶极群落是雨林；温带半干旱大陆性气候区的顶极群落是干草原；寒温带湿润气候区的顶极群落则是针叶林。

【演替系列】 sere　在特定区域内植物群落演替过程中，按时间先后顺序出现的各个群落。如伴随岩石风化和土壤发育过程的进行，岩石表面上最先出现藻类、地衣、苔藓等隐花先锋植物，继后再依次由草本群落、灌丛群落、森林群落取代。这种在历史发展中相互衔接的各个植物群落，便构成该地区的植物群落演替系列。

【蒸发系数】 evaporation coefficient　特定流域内年总蒸发量与年降水量之比，常用百分数表示，是进行区域水量平衡估算的重要参数。其定量地反映流域内一年的降水量有多少消耗于蒸发，其数值受流域气候条件、土壤状况、植被覆盖度、地形等自然地理条件的影响，如在干旱地区的蒸发系数则远大于湿润地区。

【蒸散作用】 evapotranspiration　即农田总蒸发。农田土壤物理蒸发和作物生理蒸腾的总和。它受土壤水分与土壤毛细管传导特性、能量平衡、植被状况和天气状况等因素的影响。在农田中，播种以前只有蒸发，播种出苗以后蒸发与蒸腾同时存在，即开始有蒸散。在作物幼苗阶段蒸散以蒸发为主，随作物的不断生长，作物叶面指数或盖度增加，蒸腾则逐渐加强。

【蒸腾系数】 transpiration coefficient 某种植物每制造一克干有机物所消耗水分的质量(克)。在农业生产中常称之为作物需水量。其因作物种类而异,如棉花的蒸腾系数为646,小麦为513,玉米为366。同一种植物在不同的生长发育期、不同的环境条件下其蒸腾系数也不同。它在一定程度上能够定量地反映作物对水分的需要程度,故对计算农田灌溉用水量有一定的指导作用。

【蒸腾作用】 transpiration 植物体在生长发育的过程中直接向外界蒸发水分的过程。植物根系从土壤中吸收的水分,绝大部分通过其叶面气孔散失到大气中。蒸腾一可降低植物体温度;二可使溶在水中的矿质营养元素随上升液流分布到植物体各部,以维持正常的生命活动。气象条件、土壤有效水含量和植物状态是决定蒸腾作用大小的主要因子,其中气温、空气相对湿度、风速、太阳辐射和土壤性状等具有决定意义;而植物叶量、根系发育、形态特征和植株年龄等对蒸腾作用也有重要影响。在农业生产中应尽可能保持作物体水分的收支平衡,为了防旱,应保证作物根系的吸水能力,并适当减少蒸腾面积,设置风障、覆盖地膜、合理灌溉、喷洒防腾剂等。

【植被】 vegetation 覆盖地表面的植物及其群落的泛称。如地球陆地表面的所有植物就称为世界植被;某个地区的所有植物称为地方植被;天然森林或灌丛或草甸称为自然植被;经过人工栽培的农作物或森林则称为人工植被。

【植被覆盖度】 vegetation cover degree 区域内植物群落所占水平面积的比例,一般按植物树冠或草丛在地面上的垂直投影面积来计算,其数值常用百分数表示。

【植被图】 vegetation map 又称**植被类型图**。反映区域不同植物群落类型的分布面积和分布规律的专题地图。它可概括地表示区域内植物群落与地段环境的相互关系,具体地反映各种群落类型所占的面积及其生物资源特征,是农林牧业和中草药业进行生产规划,以及合理开发利用天然植物资源的科学依据。

【指示植物】 indicator plant 在一定自然地区范围内,能指示环境或其中某一因子特性的植物种、属或群落。例如在中国华北地区酸枣是石灰性土壤的指示植物;石松是酸性土壤的指示植物;芨芨草群落是草甸土或盐碱化草甸土的指示植物;仙人掌群落是热带亚热带干旱土壤的指示植物。

【种群】 population 在特定环境空间内和特定时间内生活的同种生物个体的集合。种群内部能自由交配和繁殖,种群能反映生物个体所不具备的特征,如密度、年龄结构、性别比例、出生率、死亡率、迁入率和迁出率,种内和种间的互利、竞争、捕食与寄生等相互关系。动物种群常具有占有领地、迁徙活动和社会行为等。其在生物分类、遗传学、生态学研究中都是基本的单位。

【种群动态模型】 dynamic population-model 用于研究种群动态特征的数学辅助工具。具体方法是:通过对种群及其环境条件的概化,提取出反映种群变化的指标参量和影响种群变化的环境参量,建立数学模型,从而研究各种生物和非生物因素与种群之间的相互关系。种群动态模型有助于了解这些因素如何对种群动态产生影响,可以达到阐明种群动态规律及其调节机制的目的。种群动态模型可分为:①单种种群模型——只考虑种内竞争的种群增长模型,包括无限环境中的增长模型和有限环境中的增长模型;②两个相互作用种群的模型——包括种间竞争模型、捕食模型和互利模型。

【开放群落】 open community 同一群落内的每个物种都是独立分布的,与其他物种的分布无关,它们在特定的地点和特定的生物和非生物条件下,由于自身的适应性能生活在一起。这种类型的群落通常被称为开放群落。在格利森(H. A. Gleason)看来,群落不过是物种的存在形式,并不是物种的组织形式,或者说,物种根本没有组织形式。他认为,一个物种的分布并不受其他物种分布的影响,物种间没有相互作用。群落只是物种的简单组合,并不是一个自然存在的独立的有边界的生物单位,因此它的边界可以由人们任意划定。

【封闭群落】 closed community 同一群落的所有物种彼此是密不可分的,每个物种分布的生态局限性同整个群落分布的生态局限性是一致的。这种类型的群落通常称为封闭群落。在克莱门斯(F. E. Clements)看来,群落是自然界的一个基本的组织单位。在自然界中,物种间相互作用,有组织地存在,其组织形式就是群落。每个群落内物种沿着环境梯度的分布彼此密切组合在一起,每个群落都代表一个自然生态单位,群落之间有明确的边界。群落交界处就是生态交错区。

【自然调节】 natural regulation 又称**种群自然调节**。在自然条件下,种群恢复到正常平均密度的趋向。种群具有一定的稳定性,能够减少波动,保持在一个稳定的数量附近。当种群密度趋于极端值时,会有一系列的自然限制因素,如食物供给、气候、捕食和疾病等,使其恢复到平衡密度附近。影响种群自然调节的因素可分为密度制约和非密度制约因素;也可划分为内源性和外源性两大类,即内因和外因。

【生态群】 ecological group 一个广泛分布的物种,形态、生理和行为诸多方面均有一些差异,故不同地区的种群间常有明显的差别。种群相隔越远,差别越显著。地理变异反映出各种环境选择压力对各类基因型的作用,从而使每个种群都能适应各自所处的区域。由于在连续地域上环境选择压力不同,因而对之反应的表现也不同,于是产生了生态群。

【生态种】 ecospecies 类群的划分单位。由图雷森(G. W. Turesson, 1922)提出。他将可以自由进行交配的同生物种划分为同一生态种,而同一生物种中不能自由交配的则不属该生态种。

【生态分布】 ecological distribution 受非生物及生物环境支配的生物分布。小区域的分布是生态学的研究对象。一般说来,固着性植物与移动性功能较小的动物的分布,受非生物环境因素限制的程度大,而鸟类、大型哺乳类等运动能力大的动物受生物环境因素的作用较大。对植物来说,生活型外观的特征是生态分布的重要标志。

【生态】 ecology 生物与其环境之间的组合状态或相互关系。它主要包括生物的状态、动态和势态。这里的状态指各种不同生物的食物链结构、水平分布和垂直层次中的相对位置和作用;动态是指生物状态随时间的推移所发生的有规律和无规律的变化;势态是指生物在生态系统物质、能量和信息交换过程中所起的特殊作用以及与其环境的相互关系。

【生态失调】 ecological disturbance 指当外界施加的压力(自然或人为)超过了生态系统自身的调节能力或补偿功能后,导致其结构改变、功能受阻,正常的生态关系被打乱,反馈自控能力下降,甚至不能自我修复,使整个生态系统衰退或崩溃。生态失调可以从结构和功能两方面加以研究。

【生态系统模型】 ecosystem model 对生态系统原型的模拟形式。可分为三类:①仿真模型,如生物圈2号;②数学模型,如功能模型、结构模型等;③概念模型,如海洋生态系统、陆地生态系统等抽象概念的建立。

【自然物候】 natural phenology 自然界中相对不受人类活动影响的各种物候现象,如候鸟春来秋去,昆虫春现冬藏,植物发

芽、开花、结果，河流结冰与融化等。自然物候不包括农作物的物候现象，因为农作物的物候期受播种期、人工管理的人为因素影响较大，不能客观地反映自然环境条件的变化。

【植物常量元素】 macroelement 又称**植物大量元素**。植物生长发育不能缺少且需要量又比较多的化学元素，它们在水溶液中以超过百万分之一的浓度供给植物，例如氮、磷、钾、硫、钙、镁等元素。

【次生林】 secondary forest 原生森林经采伐或破坏后又自然恢复起来的森林。

【低等植物】 lower plant 个体发育过程中无胚胎时期的植物，包括藻类、菌类和地衣。其植物体一般构造简单，无茎、叶分化，生殖器官多为单细胞的结构，故又称为无胚胎植物或原植体植物。

【地被层】 ground layer 森林群落或草本群落中最接近地面的植物覆盖层，包括由枯枝落叶构成的死的地被层，以及由苔藓、地衣、矮小草本植物构成的活地被层。

【动物地理学区划】 division of zoogeographical areas 地球整个表面按照动物区系的性质和特点划分的若干动物地理区域，通用的划分单位是界、区、亚区、省、周边和区段。大陆的动物区系一般根据脊椎动物主要类群分为六个区，即大洋洲区、新热带区、埃塞俄比亚区、印度-马来亚区、新北区和古北区。同时再按哺乳动物历史发展的主要阶段，将上述六区合并为南陆界（包括第一区）、新陆界（包括第二区）和北陆界（包括第三、四、五、六区）三大界。海洋动物区系一般分为沿岸带、远海带和深海带，沿岸带可细分为：印度—波利尼西亚区、热带大西洋区、北极区、北温带区、南温带区和南极区；远海带可细分为：北极区、大西洋区、印度—太平洋区和南极区；深海带可细分为：印度—太平洋区、大西洋区和北极区。

【动物区系】 fauna 一定地理条件下和在历史上形成起来的、生存于某地区或某水域内的许多动物类型的总体。它可以按照自然地理区域、分类系统、栖息地的共通性、生活方式、历史时期以及生产实践意义等原则来分，如古北区动物区系、中国动物区系、哺乳动物区系、鸟类区系、昆虫区系、淡水动物区系、海洋动物区系、草原动物区系、人体寄生虫区系、石炭纪动物区系、侏罗纪动物区系、渔猎动物区系和农业害虫区系等。

【防护林】 protection forest 利用树木群体的防护作用、绿化、卫生等有益特性为主要目的的森林。如农田防护林、水土保持林、防风固沙林、护路林等。中国20世纪中期在东北、华北、西北的半湿润、半干旱和干旱地区营造了数千千米的三北防护林，对防治上述地区土地退化、草场退化和生态环境的改善起到了重要的防护作用。

【生态隔离】 ecological isolation, ecological segregation 是指不同生存条件下的同一物种，由于对环境变化的适应产生了形态、生活习性或遗传等方面的差异，这些差异的累积和发展导致它们无法成功交配，从而使同种生物分化为不同的种（亚种）。如有些物种只能生活在非常狭窄的小生态环境中（如不同的土壤酸碱性），不同的亚种即使处于同一个地区，也可因繁殖季节不同而不能达到相互交配或受精的目的。

【地理隔离】 geographic isolation 是指由于海洋、江河、山岭、沙漠等地理要素的隔离而使种群相互独立的现象。独立种群间生物不能自由迁移，无法自由交配，基因不能交流。因此，在各个独立种群中发生的遗传变异，就会朝着不同的方向累积和发展，从而形成独立的种。

【生态最适度】 ecological optimum 包括两种含义：①指生境条件及其生物组合的高度协调，使生物的多样性、生物量和复杂的群落结构得以保持稳定的状态；②指人类在社会经济活动中对生态系统干预的最适程度。这个最适度要求，既可使生态系统的物质、能量资源得到充分开发利用，又不超过生态系统自我稳定机制所允许的限度，以维持生态系统的稳定性和持续生产力。

【生态型】 ecotype 从生境差异性出发的同一物种的分类用语。这一名词是由瑞典学者图雷森（G. W. Turesson, 1922）所提出的，其最初的定义是“一个种对某一生境发生基因型反应的产物”。生态型是由于生物在某些特定生境条件的长期作用下，经过遗传、变异和选择而形成的。按形成的环境或其中某些主要因素划分，可分为海岸生态型、高山生态型、土壤生态型、水分生态型、温度生态型等，对生态型的划分和研究在引种栽培、新品种培育、适应性的形成、种的演化方面均有重要意义。

【生态幅度】 ecological amplitude 有机体或有机体的某一生理过程，对生态环境或其中一个或多个生态因素变化的适应范围。能在不同气候地区或多种生境中正常生长发育的生物种，则该种生物具有广域生态幅度，如椰子等热带植物，不能适应低温条件，故椰子具有温度狭窄的生态幅度。不同生物种和处于不同生长发育阶段的同种生物个体，它们的生态幅度也不同。

【广域分布植物】 eurychoric plant 生态幅度广阔或适应性很强、具有较广地理分布区的植物的总称。如在世界各地广泛分布的芦苇，在亚洲东部广泛分布的侧柏和栓皮栎等均属于广域分布植物。

【华莱士线】 Wallace's line 即动物地理区划中的东洋区与大洋洲区的分界线。即从爪哇东侧的巴厘岛同龙目岛之间起，向北经加里曼丹与苏拉威西之间及菲律宾南部海面止于太平洋。这是英国博物学家华莱士于1868年划定的界线，并因此得名。

【生物数量塔】 pyramid of numbers 又称**生态数量塔**。在生态系统中处于营养层次越高的生物群体，其生物量越少。即在生态系统中生产者的数量最多，其次是植食性消费者，再次是初级肉食性消费者，最后是高级肉食性消费者。若将生态系统各个营养级之间的量值自基础营养级向上排列，一般会呈现出下大上小的类似金字塔的形状，称为**生态金字塔**（ecological pyramid），也称为生态锥体。这种数量关系可以采用个体数量单位、生物量单位、能量单位和生产力单位等度量，采用这些单位所构成的生态金字塔分别称为数量金字塔、生物量金字塔、能量金字塔和生产力金字塔。

【生产率塔】 pyramid of production rate 在一个稳定的生态系统中的各营养层，以绿色植物的生产率最大，植食性动物的生产率较小，肉食性动物的生产率最小，三者可排成塔形，故称为生产率塔。

【生存竞争】 struggle for existence 同一区域生活的同种或异种生物个体相互竞争以维持个体生存和种族繁衍的自然现象。这是达尔文自然选择学说的主要组成部分，达尔文受马尔萨斯人口论的启发，认为食物增加的速度落后于生物繁殖的速度，因此生物之间为了争夺食物和生存空间发生激烈的竞争。竞争获胜的生物个体能产生较多的后代，其种族得以繁衍，它们的遗传性状在数量上渐占优势，可能促使新生物群落类型的形成。

【生存条件】 existent conditions 生物赖以生存的各种环境条件的总称，如空气、水分、食物等就是动物的生存条件。

【生活型】 biological type 不同生物种的生态分类单位，是根据不同种植物外貌（形态）的趋同适应特征划分植物的生活型，如按植物冬眠芽位置与适应特性，将高等植物划分为高位芽、地

上芽、地面芽、地下芽(隐芽)和一年生植物五大生活型类群。

【生态位】 niche, ecological niche, species niche 主要是指自然生态系统中一个种群在时间、空间上的位置及其与相关种群之间的功能关系。生态位理论虽然已在种间关系、种的多样性、种群进化、群落结构、群落演替以及环境梯度分析中得到广泛应用,但许多学者对生态位的概念长期争论不休。生态位的定义也是多样化的,大致可把生态位定义归为三类:格林尼尔(Grinnell, 1917)的**生境生态位**(habitat niche),他将生态位定义为物种的最小分布单元,其中的结构和条件能够维持物种的生存;埃尔顿(Elton, 1927)的**功能生态位**(role niche or functional niche),他认为生态位应是有机体在生物群落中的功能作用和位置,特别强调与其他种的营养关系,他指的生态位主要是营养生态位;哈钦森(Hutchinson, 1957)的**超体积生态位**(hypervolume niche),他认为生态位是一个允许物种生存的超体积,即是 n 维资源中的超体积,是对"生境生态位"的数学描述。他认为在生物群落中,若无任何竞争者和捕食者存在时,该物种所占据的全部空间的最大值,称为该物种的基础生态位,当有竞争者时,必然使该物种只占据基础生态位的一部分,这一部分实有的生态位空间,称之为**实际生态位**(realized niche)。竞争种类越多,使某物种占有的实际生态位可能越来越小。

【生命表】 life table 是研究种群动态的一种工具,其实质是描述种群生死过程的图表模式。简单的生命表只是根据生物各年龄组的存活或死亡的数据编制的,综合生命表则包括出生数据,从而能估计种群的增长。根据对同时期出生的所有个体进行存活数动态监察资料编制而成的生命表称为**动态生命表**(dynamic life table);根据某一特定时间对种群所作的年龄结构调查资料编制的生命表称为**静态生命表**(static life table)。动态生命表中的个体经历了同样的环境条件,而静态生命表中的个体则由于出生于不同时期,经历了不同的环境条件。

【生境】 habitat 又称生活区。生物个体、种群或群落所在的具体地段环境。其包括生物生长发育所必需的生存条件,以及其他的生态因素。

【生态系列】 ecological series 不同生态特征的植物群落,随着地表生态环境变化梯度变化的方向依次排列的现象。如在平原地区的湖泊沿岸,从湖盆区域到湖泊区域,中生植物、湿生植物、挺水植物、浮叶植物和沉水植物等依次分布,便构成了从湖盆到湖心的同心圆状分布的生态系列。

【生态系统】 ecosystem 特定地段的生物群落及其地理环境所组成的物质能量系统。其包含四个组成成分,即非生命环境因子、生产者、消费者和分解者。

【生态效率】 ecological efficiency, eco-efficiency 又称**转移效率**(transfer efficiency)。指各种资源在营养级之间或营养级内部转移过程中的比值关系,由于能量的可比性和便利性,所以一般用能量为基础计算。生态效率从根本上讲就是生物生产的量(积累的有机物或能量)与为此所消耗的量的比值。生态效率的表示方法很多,常用的主要有光合作用的效率、消费者同化效率、生长效率等等。

同化效率(植物) = 固定的太阳能/吸收的太阳能

同化效率(动物) = 同化的食物能/摄取的食物能

生长效率 = n 营养级的净生产量/n 营养级的同化量

美国生态学家林德曼(R. L. Lindeman)根据大量的野外和室内实验,得出了各营养层次间能量转化效率平均为 10%,这就是生态学中所谓的"十分之一定律"。事实上,各类生态系统的能量转化效率有很大差别,就消费者而言,变化范围在 4.5% ~ 20% 之间。由于生态系统的能量转化效率不可能为 100%,因而食物链的营养级不可能无限增加。

【生物多样性指数】 biodiversity index, biological diversity index 又称**异质性指数**。反映生物多样性的丰富度与均匀性两个指标的综合。常用的有辛普森指数、香农-韦纳指数。**辛普森指数**(Simpson index),是从概率论导出的方法。假设从包含一个个体种的集合中,随机抽取两个个体并不再放回。如果这两个个体属于相同种的概率大,则此集合的多样性低。令表示整个生态系统总体中属种个体的比例,那么,随机抽取两个个体同属种的联合概率是:如果综合生态系统中个种的全部概率,就得到辛普森指数。因为对生态系统不可能总是作完全面积的调查,所以上述假设的集合只能是一个随机样本,只能由随机样本得到其最大似然估计量,由此可得:**香农-韦纳指数**(Shannon-Weiner index)是信息论中用于测定系统中信息量的。信息论中的熵表示信息的紊乱和不确定程度。这样生物多样性可表示为:公式中对数的底为 2,单位是尼特(nit),当底为 e 时单位是比特(bit)。该指数的意义:信息量越大,不确定性越大,多样性也越高;种类数目多,则多样性高。

【生物多样性】 biological diversity 在一定时期内,一定地区(或空间)的所有生物(植物、动物和微生物)物种及其变异、其生态系统组成的复杂性。它通常包括三个不同层次的多样性,即遗传多样性、物种多样性和生态系统多样性。其中遗传多样性是指某个种内个体的变异性,又称为基因多样性;物种多样性是指地球上生命有机体的多样性,常用一定空间范围内物种数量和分布的频率来衡量;生态系统多样性是指物种存在的生态复合体系的多样性和健康状态,也是区域内生境、生物群落和生态过程的多样性。它们是地球环境数十亿年来演化的结果,是宝贵的自然财富,保护生物多样性对当今人类的生存与持续发展具有重要意义。

【生物量】 biomass 某一时段内地表单位面积内所包含的生物种数或生物群落中所有生物个体的总质量。如在大连海域,一年之中蛤仔的最大生物量为每平方米 72 个、122.4 克;青岛海域的杂色蛤仔,最大生物量为每平方米 110 个、315 克。

【生物小循环】 small biological-cycle 植物营养元素在生物体和土壤之间的迁移转化过程。植物根系依靠溶质势从成土母质、土壤溶液吸收可溶态营养元素,输送到植物躯体各部,在叶部合成绿色有机物,植物被动物吞食会成为动物躯体的组成部分,同时动植物新陈代谢过程会以代谢产物或残体的形式归还土壤,土壤中的这些有机物又在微生物作用下,再转化为可溶态营养元素,被土壤胶体吸附保存,以供下一代植物吸收。这个过程与地质大循环相比,其时间和空间范围都很小,且均是通过生物作用来完成的。它促进植物营养元素在土壤表层的聚积,成为土壤及其肥力形成和发展的核心。

【世界种】 cosmopolitan species 又称**广布种**。在世界各大陆上都有分布的动、植物种,如芦苇、家蝇等。

【先锋树种】 volunteer 能够在荒山、荒地及沙地最先自然生长成林的树种,一般是适应性强的阳性树种。例如白桦、山杨、柳、马尾松、木麻黄、障子松等。

【优势种】 dominant species 在植物群落的各个层次中占优势的植物,其作用仅次于建群种。如果上层由几个优势种所构成的群落,则称其为多优势种群落,它们共同起着建群种的作用。

【垂直成层现象】 vertical stratification 由于生境的逐渐变化,导致对环境有不同需求的动、植物生活在一起,这些动、植物各有

其生活型,其生态幅度和适应特点也各有差异,它们各自占据着一定的空间,并排列在空间的不同高度和一定的土壤深度中。群落这种垂直分化就形成了群落的层次,称为群落垂直成层现象。每一层片都是由同一生活型的植物所组成。群落的分层现象主要取决于植物的生活型。动物也有分层现象,但不明显。水生环境中,不同的动、植物也在不同深度的水层中占有各自的位置。

【群落交错区】 ecotone 又称**生态环境脆弱带**。不同群落的交错区域,或两类环境相接触部分,即通常所说的结合部位。国际生态学界译作"生态环境交错带"。群落交错区实际上是一个过渡地带,这种过渡地带大小不一,有的较窄、有的较宽,有的变化很复杂,有的则表现为逐渐过渡,或者两种群落相互交错形成镶嵌状。

【边缘效应】 edge effect 在群落交错区内,单位面积内的生物种类和种群密度较之相邻群落有所增加,这种现象称为边缘效应。其形成需要一定条件,如两个相邻群落的渗透力应大致相似;两类群落所造成的过渡带相对稳定;各自具有一定均一面积或只有较小面积的分割;具有两个群落交错的生物类群等。边缘效应的形成,必须在具有特性的两个群落或环境之间,还需要一定的稳定时间。因此,不是所有的交错区内都能形成边缘效应。在高度遭受干扰的过渡地带和人类创造的临时性过渡带,由于生态位简单,生物群落适宜度低及种类单一可能发生的近亲繁殖,使群落的边缘效应不易形成。

【沼生植物】 helophyte 植株的近基部部分和根系浸没在水中的植物,如水稻、香蒲、茭白等。其一般生长于河湖的岸边、沼泽浅水中或地下水位较高的地表。

【沼泽植被】 swamp vegetation 生长在低洼积水或排水不良地段上的植物群落。可分为高位沼泽植被和低位沼泽植被。前者又称为酸性沼泽,主要植物种类是泥炭藓等,水中含有大量的腐殖质酸,泥炭呈丘状突出于水面,逐年增高,植物生长所需的矿质营养元素如钙、钾、磷等均缺乏。后者多出现于滨河平地的池沼边缘,泥炭不呈丘状,水质不很酸,植物生长所需营养元素较为充分,主要植物种类有芦苇、薹草等。

【阳性植物】 sun plant 在强光环境中才能正常生长发育,而在隐蔽或弱光条件下生长发育不良的植物,是根据植物对光照强度的关系划分的三大生态类型植物之一。其生长发育要求全日照,并在水分、养分、温度等条件适合的情况下,不存在光照过强的问题。阳性植物多生长在旷野和道路两侧,如蒲公英等。松、麻栎、栓皮栎、柳、杨、桦、槐等都是阳性树种,甘草、黄芪、白术、芍药等属于阳性中草药,草原和沙漠植物,以及先叶开花植物和一般农作物也都是阳性植物。

【阴性植物】 shade plant 在较弱的光照条件下比在强光下生长良好的植物,是根据植物对光照强度的关系划分的三大生态类型植物之一。但当光照强度过弱而达不到阴性植物的补偿点时,它也不能得到正常的生长,故阴性植物正常生长发育要求较弱的光照,也仅仅是相对阳性植物而言的。它们多生长在潮湿、背阴的地方或者生于密林内,如林下草本植物山酢浆草、连钱草、观音坐莲等。铁杉、红豆杉、紫果云杉、柔毛冷杉等都是阴性树种。有些中草药如人参、三七、半夏、细辛等也属于阴性植物。

【耐阴植物】 patience-shade plant 其生长发育要求的光照条件介于阳性植物与阴性植物之间的一类植物,是根据植物对光照强度的关系划分的三大生态类型植物之一。它们在全日照条件下也能很好生长发育,但也能够忍耐适度的隐蔽,或是在其某个发育期内需要轻度的遮阴。如青冈属、山毛榉、云杉、侧柏、胡桃等属于耐阴树种,有些中草药如桔梗、党参、沙参、肉桂、金鸡纳等都是耐阴植物。

【水生植物】 hydrophyte 生长在水中的植物的统称。其水体环境与陆地环境有巨大差异,水体环境的主要特点是弱光、缺氧、密度大、黏性高、温度变化平缓以及能溶解各种无机盐类等。因此水生植物和陆生植物有本质差别。它们长期适应水中弱光、缺氧的生境,致使水下的叶片常分裂成带状、线状或者很薄,以增加叶片对光量子、无机盐和二氧化碳的吸收面积。根据其生长环境内水的深度不同,可划分为:①沉水植物,即整个植物体沉没在水下,与大气完全隔绝,如金鱼藻、黑藻等沉水植物是典型的水生植物。其表皮细胞没有角质层和蜡质层,能够直接吸收水分、矿质养分元素和水中溶解的气体,而根系退化甚至消失,其为了适应弱光和缺氧环境,植物体内叶绿体大而多、栅栏组织极度退化,而形成了一整套的通气组织。它们的无性繁殖比有性繁殖发达。②浮水植物,即叶面漂浮在水面的植物,如凤眼莲、荷花、菱角、浮萍属、无根萍等。其叶面表皮有蜡质层,栅栏组织较发达以及完善的通气组织。浮水植物的无性繁殖很快,生产率高。③挺水植物,即茎叶大部分挺伸在水面以上的植物,如芦苇、香蒲等,其外部形态很像中生植物,但因其根系长期生长在水中,故有非常发达的通气组织。

【陆生植物】 continental plant 生长在陆地上的植物的总称。根据其生长发育和生境条件可分为:①湿生植物,即在潮湿环境中生长,不能忍受较长时间的水分不足,抗旱能力最小的一类陆生植物,如水稻、大海芋、秋海棠、灯心草、毛茛等,它们的抗涝性强,能通过通气组织获取游离氧,同时根系具有很强的泌氧功能,能阻止土壤溶液中低价铁进入根内。湿生植物中不少是重要农作物。②中生植物,即生长在陆地上中等湿度条件下的植物,其包含的植物种类繁多,如一般栽培作物、田间杂草、绝大多数阔叶林等。它们逐步发展和形成了一整套保持躯体水分平衡的结构和功能,其根系和输导系统比较发达,叶片表面有一层角质层,栅栏组织比较整齐,其植物细胞的渗透压介于湿生和旱生植物之间,一般是$(5\sim25)\times10^5$ 帕。③旱生植物,即在干旱环境条件下生长,能忍受较长时间干旱而仍能维持其躯体水分平衡和正常生长发育的一类植物,如刺叶石竹、骆驼刺、麻黄、仙人掌科等。它们适应干旱环境的主要特征有:尽量缩小其叶面积以减少蒸腾量,如叶退化成针刺状或鳞片状;根系发达,以增加吸水量保证水分供应以及躯体水分平衡,且植物细胞原生质渗透压可高达$(40\sim60)\times10^5$ 帕以上,以增强根系从土壤中的吸水力;植物的根、茎、叶薄壁组织逐渐转变为储水组织等。它们由于生理代谢过程特殊,生长缓慢,生产力很低。

【沙生植物】 sandy plant 生长在大陆性干旱和半干旱地区的沙粒基质上植物的统称。沙生植物在长期自然适应的过程中,形成了抗风蚀沙割、耐沙埋、抗日灼、耐干旱贫瘠等一系列生态适应特性:它们具有在被沙埋没的茎干上长出不定芽和不定根系的能力,如沙竹、黄柳、沙引草、沙旋复花等都具有这种适应特征。有的沙生植物还具有耐风蚀的特点,在被风蚀而根系暴露时,在暴露的根系上长出不定牙,如沙竹、油蒿、白刺、梭梭等具有此特点,但当植物根系外围遭受严重风蚀时,在其根系暴露过多时间过长的情况下,也会逐渐死去。多数沙生植物依靠风力传播种子而繁殖,且其根系能够快速生长,最大限度地吸取水分。

【草地】 grass land 以禾本科或类似禾草为优势种的草本植被,为各类草原、草甸、稀树干草原等的泛称。

【草甸】 meadow 由多年生草本植物组成的生长在中等湿润

条件下的植物群落，属于非地带性植被。草甸植被的形成和发育一般多与地表水分条件关系密切，故不同自然地带的草甸在植物种群组成上差异较大。从自然地理学角度草甸可分为：大陆草甸、河漫滩草甸、高山草甸等类型。

【赤道雨林带】 equatorial rainforest belt 广泛分布于赤道两侧的常绿雨林、季雨常绿林的自然地带。在南美洲的亚马孙河流域、非洲的刚果河流域和东南亚的一些群岛最为典型。这里终年高温多雨，植被繁茂、生物种类丰富，其中植物群落具有多层性的特点，爬行类、两栖类和昆虫种类繁多且数量丰富。红色风化壳在上述生物气候的作用下发育了热带砖红壤或称铁铝土。

【逻辑斯谛增长】 logistic growth 又称**阻滞生长**。是种群在有限环境条件下连续增长的一种最简单的形式。当种群在有限环境中增长时，随着密度的上升，由于空间资源和其他生活条件的限制，种内竞争增加，必然要影响到种群的出生率和死亡率，从而降低了种群的实际增长率，一直到停止增长，甚至使种群下降。在逻辑斯谛增长模型中有如下假设：①假设环境条件允许种群有一个最大值，此值称为环境容纳量或负荷量，常用“K”表示；②假设种群增长率随着种群密度的上升而逐渐地、按比例地降低；③种群中密度的增加对其增长率的降低作用是立即发生的，即不考虑时滞；④不考虑种群的年龄结构及迁出和迁入现象。以种群中个体数量对时间作图，则由逻辑斯谛增长过程所绘制的曲线称为**逻辑斯谛曲线**(logistic curve)。逻辑斯谛曲线呈“S”型。逻辑斯谛曲线的特点是：S 型曲线有上渐近线，即 S 型增长曲线渐近于 K，但不会超过最大值水平，此值即为环境容纳量；曲线变化是逐渐的、平滑的，而不是骤然的；曲线的斜率是开始变化速度慢，经过曲线中心的拐点后逐渐加快，以后又逐渐变缓，接近上渐近线时趋于零。

【复种指数】 multi cropping index 特定农业区域一年内农作物播种面积与耕地面积的百分比。它反映耕地在一年时间内用于种植作物的平均次数，也是反映区域耕地资源利用程度的定量指标。区域内复种指数愈高，说明其耕地利用程度愈高。

【垦殖指数】 cultivation index 特定区域内已开垦利用的土地占总土地面积的百分比。它是衡量一个区域土地资源开发利用程度的定量指标，一般垦殖指数愈高，反映对区域内土地资源利用程度愈高。但区域垦殖指数高并不一定反映其土地资源利用是合理的，如在湿润的山地丘陵区、多风的半干旱草原区，大力开垦耕地，发展种植业，常常会引起严重的水土流失、土壤风蚀沙化等次生灾害的发生，危害区域或流域内的正常生产和生活。这种属于开垦过度，必须退耕还林还草，以维持区域生态系统的良性循环。

【第一性生产力】 primary productivity 地球表层单位面积上，所有植物个体，在一年中净生产量的总和。植物个体的净生产量是单位时间内在植物组织内合成和积累的有机物质量，它是植物光合作用后的净收益，或者等于总光合生产量减去总呼吸量。人类和其他异养有机体的生存与发展从本质上看都是依靠地表植物的第一性生产力。在陆地、海洋和陆地淡水水域这三种地域类型中，第一性生产力最大值在 2000 克/(米^2·年)至 3000 克/(米^2·年)之间。海洋中浮游植物的平均第一性生产力约为 147 克/(米^2·年)，陆地绿色植物的平均第一性生产力约为 780 克/(米^2·年)。不同地带地表植物的第一性生产力差异巨大，如在陆地荒漠地区，地表第一性生产力则接近于零；在热带雨林地带可高达 3000 克/(米^2·年)。利斯(H. Lieth, 1973 年)对全世界总第一性生产力作了估算，其结果是陆地约为 100.2×10^9 吨/年的干物质(详见下表)，海洋约为 55.0×10^9 吨/年的干物质。运用现代遥感技术可从宏观上进行地表第一性生产力分布及其动态的监测。

世界陆地第一性生产力统计表
(Hemut Lieth et al.)

陆地植被类型	面积 10^6 km^2	净第一性生产力/(g·m^{-2}·a^{-1})		总生产量 10^9 t·a^{-1}
热带森林	17.0	1000～3500	平均 2000	34.0
雨绿林	7.5	600～3500	平均 1500	11.3
夏绿林	7.0	400～2500	平均 1000	7.0
硬叶常绿林	1.5	250～1500	平均 800	1.2
暖温带混交林	5.0	600～2500	平均 1000	5.0
北方针叶林	12.0	200～1500	平均 500	6.0
疏林地	7.0	200～1000	平均 600	4.2
矮生疏林灌丛	26.0		平均 90	2.4
苔原	8.0	100～400	平均 140	1.1
荒漠灌丛	18.0	10～250	平均 70	1.3
热带草原	15.0	200～2000	平均 700	10.5
温带草原	9.0	100～1500	平均 500	4.5
干(极端)荒漠	8.5	0～10	平均 3	-
冰(极端)荒漠	15.5	0～1	平均 0	-
耕地	14.0	100～4000	平均 650	9.1
沼泽湿地	2.0	800～4000	平均 2000	4.0
湖泊江河	4.0	100～1500	平均 500	1.0
大陆合计	177.0		平均 669	102.6

【副热带森林带】 subtropical forest zone 位于副热带地区受季风作用而形成的常绿阔叶林地带。以亚洲大陆东部的日本南部地区、韩国和中国秦岭山脉至淮河以南、南岭山脉以北地区的常绿阔叶林最为典型。这些地区夏季受来自海洋的东南季风或西南季风的影响而高温多雨，冬季则受来自中高纬度地区的西北气流或偏北气流的影响则稍冷，其天然森林以壳斗科、樟科和木兰科等乔木树种为主，并夹杂有竹林和马尾松林，其植物群落组成及其结构与热带雨林和热带季雨林有明显的不同。在美国东南部的佛罗里达、加利福尼亚等地也有分布，在澳大利亚南部、非洲南部和南美洲西部的局部地区也有分布。

【绿洲】 oasis 干旱地区具有稳定淡水来源的土壤－植物系统，一般呈带状或点状分布于大河沿岸、洪积扇边缘地带、井泉附近或有高山冰雪融水灌溉的山麓地带。其具有以下主要特征：绿洲环境的脆弱性和封闭性，地域上的分散性和存在的维水性。可分为天然绿洲，即主要依靠自然因素形成的绿洲，如中国新疆塔里木河中游沿岸的原始胡杨林绿洲；人工天然复合绿洲，即在天然绿洲的基础上通过人类改造所形成的新绿洲，中国新疆的大部分绿洲属于此类；人工绿洲，即依靠人工劳动在荒漠、戈壁、盐沼或盐碱滩上通过引水灌溉而形成的绿洲，如在中国新疆依靠坎儿井体系发展起来的灌溉农林果业基地。天然绿洲和人工绿洲一样，均是干旱地区人类进行农牧业和工业生产等社会经济活动的核心地区。

【绿洲农业】 oasis farming 干旱荒漠地带的滨河、滨湖低地或山前洪积冲积扇中下部有稳定淡水源的地方，经人工引水而发展起来的灌溉农业。在中国西部地区的新疆天山山前、塔里木河等河流沿岸，以及甘肃河西走廊等地区有大面积的绿洲灌溉农业，这里多种植小麦、玉米、棉花等旱作物和瓜果等经济作物，在局部地方也种植水稻。

【牧区】 grazing land　以畜产品生产为主的地区。包括牛、马、羊、骆驼、猪、鸡、鸭等饲养业和鹿、狐、鸵鸟等经济兽类的驯养业为主的地区。中国的牧区主要分布在西部和西北部地区，多依靠天然草场发展畜牧业。

【农牧交错区】 agriculture and grazing transition region　旱作农业生产与畜牧业生产相互交错分布的地区或旱作农业区向畜牧业区的过渡地带，其在气候地带上大致与半干旱区相一致。中国北方农牧交错区的范围大致处于松嫩平原西部、辽河中上游和滦河上游地区、阴山山前地区、鄂尔多斯高原东部边缘区、祁连山山前地区、青藏高原东部边缘地区。

【浅海农牧化】 shallow sea agriculture and graziery　在沿海水深小于30米的浅海区域内，人工养殖鱼、虾、贝、蟹、海参和藻类等水生生物的农业，也是人类开发利用海洋滩涂和浅海海水资源的重要方式。

【热带荒漠带】 tropical desert zone　常年在副热带高压控制下的高温干燥地区。其气温终年炎热，降雨稀少，地表植被贫乏且优势种以稀疏的旱生半灌木及禾本科植物组成，其土壤发育过程微弱，土壤质地粗且富含盐基离子，土壤类型以松散的新成土、盐碱土等为主，多表现为流动沙漠景观。非洲的撒哈拉地区、亚洲的阿拉伯半岛、澳大利亚中部等地区均属于典型的热带荒漠带。

【泰加林】 taiga　分布在欧亚大陆和北美大陆北部的寒温带针叶林。这是水平地带性植被类型，其植物群落主要由云杉、冷杉、落叶松等组成，多成单一树种的纯林，这些树种均对低温、生长期短以及冰冻引起的植物生理干旱具有很强的适应性。按其植被建群种可分为阴暗针叶林(云杉林和冷杉林)、明亮针叶林(松林、落叶松林)两类。泰加林在中国新疆的阿尔泰山区和东北大兴安岭北端均有分布。

【桑基鱼塘】 mulberry dike-fish pond system　特指中国珠江三角洲地区、长江三角洲地区等亚热带水网地区，利用低洼沼泽地创建的一种“基养塘、塘养基”科学合理的人工可调控的农业生态系统与土地利用模式。即在水热资源丰富的低洼地区，通过人工挖塘筑基，塘里积水养鱼，基植桑养蚕，塘泥肥桑，桑叶养蚕，蚕沙蚕蛹养鱼的方法，以达到塘与基相互利用，相互促进，循环生产，综合发展，以获取良好的生态效益和经济效益。

【杂基鱼塘】 mixed crop dike-fish pond system　特指中国南亚热带珠江三角洲的水网地区，利用低洼沼泽地，而创建的一种“基养塘、塘养基”科学合理的人工可调控的农业生态系统与土地利用模式。即在水热资源丰富的低洼地区，通过人工挖塘筑基，塘里积水养鱼，基植甘蔗、桑树、果树等，同时还轮种或套种蔬菜、花木、杂粮等，使基上呈混杂种植。

【蔗基鱼塘】 sugar dike-fish pond system　特指中国南亚热带珠江三角洲的水网地区，因地制宜改造利用低洼沼泽地，而创建的一种“基养塘、塘养基”科学合理的人工可调控的农业生态系统与土地利用模式。即在水热资源丰富的低洼地区，通过人工挖塘筑基，塘里积水养鱼，基植甘蔗或间作其他作物，塘泥肥蔗、蔗茎养鱼的塘基互利的循环生产，以获取农业、渔业共同丰收的良好的生态效益和经济效益。

【森林苔原带】 forest tundra zone　指北半球高纬度地区的寒温带针叶林与亚极地、极地苔原之间的过渡地带。这里冬季严寒而漫长，夏季凉爽而短暂。夏季多降水再加大量的融雪水使得地表湿润，导致苔原植物与耐寒的针叶林树种相间分布。其中乔木树种以云杉、落叶松为主并夹杂一些桦树，其土壤以酸性灰化土为主。苔原则以多年生草本、苔藓、地衣等组成，该植被下发育了泥炭沼泽土和泥炭质潜育土。在欧亚大陆北部和北美大陆北部呈东西向狭长带状分布。

【湿润区】 humid zone　年干燥度系数小于1.0。其自然景观为森林、湿地。在中国湿润区大致与年降水量在800或950毫米以上的地区相一致。其特征是：降水量大而变率相对较小，地表年可能蒸发量小于年降水量，云量多而光照相对较弱。湿润区是中国重要的粮食、油料、水果产业区，但因年降水量丰富且大部分地区处于大江大河的中下游地区，洪涝灾害是危害湿润区农业生产和人民生活的重要灾害。

【苔原带】 tundra zone　指分布在欧亚大陆和北美大陆最北部的由矮灌丛、多年生草本、苔藓和地衣组成的自然景观带，为寒温带针叶林以北的无林旷野。这里冬季严寒而漫长，夏季凉爽而短暂，最暖月平均气温低于10℃，但高于0℃，年降水量一般为200～300毫米；其地表土壤以泥炭质潜育土与泥炭沼泽土为主，土壤层中通常有永久冻土层。这里动物种类少，但个体数量多，主要有鹿、鼠、狐等，夏季则大量鸟类在此栖息。近年科学考察发现在南极半岛及其外围群岛无冰区也分布着以禾本科草、苔藓、地衣组成的苔原景观。

【温带草原带】 temperate steppe zone　大陆内部温带大陆性半干旱气候地区，这里冬季寒冷而干燥、夏季高温且有降雨，年降水量一般在250～450毫米之间，其植被以禾本科、菊科、豆科的一年生、多年生草本植物为主，一般无乔木树种生长，故也称为无树草原带，其土壤均以腐土或栗钙土和黑钙土为主。自中国东北西部地区、内蒙古东部地区向蒙古国中部地区一直延伸至中亚北部地区为一宽阔的温带草原带；在南北美大陆因受地形影响则表现为南北向延伸的温带草原带，如美国中西部蒙大拿州、怀俄明州、科罗拉多州和新墨西哥州的大草原和阿根廷的潘帕斯草原。

【世界森林日】 World Forest Day　每年3月21日为世界森林日。1971年第7届世界森林大会决定将每年的3月21日定为世界森林日。世界森林日主要目的是引起世界各国对森林资源的重视，通过协调人类与森林的关系，实现森林资源的可持续开发和保护人类的生存环境。每年“世界森林日”这一天，广泛开展多种形式的宣传活动，唤起有关机构和公众更加珍惜森林资源，大力植树造林，提高森林覆盖率，同时减少木材和林产品的消耗量，利用国际立法规范林业活动，尤其是伐木行为，拯救森林资源。森林是地球的“空调器”，在地球陆地生态系统中起着巨大作用。在人类赖以生存的星球上，正是森林为人们调节气温、避寒消暑、防御风沙。因此，保护森林，就是保护地球，保护人类自己。

【世界湿地日】 World Wetlands Day　每年的2月2日为世界湿地日。湿地是环境保护的重要领域。湿地具有蓄水、抗洪、净化污水、调节区域小气候等功能，还是水生动物、两栖动物、鸟类和其他野生生物的重要栖息地。湿地与森林、海洋并称为全球三大生态系统，孕育和丰富了全球的生物多样性，被人们比喻为“地球之肾”。1996年10月国际湿地公约常委会决定将每年2月2日定为世界湿地日，每年的这一天，采取各种形式开展主题宣传活动，提高公众对湿地在保护和丰富文化多样性与生物多样性等方面的价值及其重要意义的认识，自觉行动起来保护和合理利用湿地资源。

外动力地质学

【外动力地质学】 exogenetic geology 研究主要由地球外部能源引起的地球表层的物质组成、地表形态等演化发展的原因、条件、过程及相互关系的学科。

【外动力地质作用】 exogenic process 又称**外营力地质作用**、**表生地质作用**、**表层地质作用**。大气、水和生物在太阳辐射能、重力能和日月引力等的影响下产生的动力对地壳表层所进行的各种作用,统称为外动力地质作用。具体表现为风化、剥蚀、搬运、沉积和成岩作用等等。它不断地雕刻、塑造着地形景观和夷平地表的高差。

【外营力】 exogenic force, external agency 由地球外部层圈的运动而产生改变地表形态、物质迁移和堆积的力量。它与内营力的区别在于内营力是来自地球内部,而外营力主要来自太阳的辐射热,日、月对地球的引力以及地球本身对物质的引力而引发的。风化、剥蚀、搬运、沉积等作用皆由外营力作用于地表而产生的。

【地外营力】 extraterrestrial process 太阳系其他成员的运动和演化对地球作用的力量。除辐射热和引力外,最明显的如太阳黑子的变化、太阳风等对地球大气圈的影响;小行星、彗星与地球碰撞,带来地外物质和形成陨石坑等等。

【风化作用】 weathering 地球和宇宙间、地壳表层与大气圈、水圈和生物圈之间物质与能量转化的表现形式。风化作用是岩石的物理性状和化学成分发生变化的过程。作用的营力有太阳辐射、水、气体和生物。按岩石风化的性质分为物理风化和化学风化两种基本类型。在岩石风化过程中,这两类风化通常是同时进行,而且往往是互相影响又互相促进的。不过在不同气候条件下常常是以某一种风化类型为主导。风化作用是地表普遍而广泛、时时刻刻发生的地质作用。风化作用也是人类文明遗迹和建筑物遭受破坏的重要原因。

【物理风化】 physical weathering 又称**机械风化**。地表岩石受太阳辐射能的影响,发生冷热、干湿或冻融并长期反复交替的作用,使组成岩石的颗粒物质之间的连接遭到破坏,由大变小,由粗变细,以至于成为松散破碎状态。植物的根劈作用、动物的挖掘作用也属物理风化。随着机械破碎程度的加强,岩石的物理力学性质也相应发生变化,如岩石孔隙度、表面积相应增大;密度等相应减小。岩石的物理风化为化学风化的深入发展创造了极为有利的条件。在干热或干寒的大陆性气候条件下,岩石的物理风化最为显著。物理风化又分为热力风化和冻融风化等类型。



石佛受风化的现象
(山西云岗)

【热力风化】 thermal weathering 岩石因其内部热应力作用而产生的机械破碎。岩石由于比热较小,导热率较低,组成岩石的矿物热膨胀率各不相同,在太阳辐射热的影响下,岩石各部分温度升降、体积膨缩不一致,因而在岩石内部产生压应力与张应力。应力长期交替作用的结果,削弱了矿物颗粒间的连接,而发生破碎。

【冻融风化】 freeze-thaw weathering 曾称**融冻风化**。冰缘地区气候寒冷,因季节性的气候和昼夜的温度变化,岩层的裂隙和孔隙中的水发生冻、融交替作用,造成地面物质松动和崩解的过程(参见冰劈作用)。

【寒冻风化】 frost weathering 一种物理风化作用。高纬度地区和中纬度高山区,气温变化于0℃上下,冰劈作用活跃,致使完整的岩石破坏崩解。其原因是岩石裂隙、孔隙中水分结冰时所产生的巨大压力。

【寒冻作用】 frost action ❶基岩在气温有较大的日变差,又有较大的年变差的条件下,反复发生的机械风化作用。这种作用不一定有水参加,也不一定发生在冰缘条件下,故与冻融风化的含义有一定的差别。❷冻融风化。

【冰劈作用】 frost wedging 充填在岩石裂隙中的水体,当气温降至冰点以下时就结成冰,体积增大约1/11,可产生约96兆帕的压力,使原有的裂隙扩大。但当气温回升至冰点以上,冰又融化成水,水体下渗,充满扩大了的裂隙;当温度再次降至冰点以下,水再次冻结成冰,使裂隙进一步扩大。如此反复的冻、融,结果使完整的岩石崩解成岩石碎屑。冰劈作用主要发生在高纬度和中纬度高山地区的雪线附近。因此也称为**寒冻风化作用**。



冰劈作用
(据 W.K. 汉布林,1980)

【冰楔作用】 ice wedgeing 又称冰劈作用。因其破坏岩石的过程为楔状冰体撑裂岩石的过程。参见冰劈作用。

【盐劈作用】 salt wedgeing 由于岩石孔隙、裂隙中盐类溶液结晶使岩石遭受破裂的作用。这种作用主要发生在干旱和半干旱地区,白天温度升高,水分蒸发,含盐溶液结晶,体积增大,对周围产生压力(如明矾结晶,其体积增大0.5%,对周围产生4兆帕的压力),促使岩石的裂隙扩大;夜间,盐类吸收水分又被溶解,溶液下渗。如此反复,裂隙不断扩大,结果使岩石崩解,故又称**结晶胀裂作用**。

【根劈作用】 root wedging 生长在岩石裂隙中的植物,特别是一些高等植物,随着植物长大,根部变粗,对周围岩石产生压力(可达约1~1.5兆帕),这种压力促使岩石裂缝扩大、加深,以致崩解。根劈作用是生物物理风化作用的一种方式,在植物茂盛、岩石裂隙发育的地区很常见。



根劈作用

【化学风化】 chemical weathering 在大气条件下,岩石受水或水溶液的化学作用发生的破坏作用。化学风化不仅使岩石破碎,还使岩石的矿物成分、化学成分发生变化,产生新矿物。由

于岩石性质及参与化学风化的物质成分不同，风化的方式也不同，主要有溶解、水化、水解、氧化和碳酸化等几种方式。如在湿热气候条件下，花岗岩中的正长石在水解作用下经过脱碱去硅、吸水，先变成高岭石，高岭石进一步水解变为铝矾土。其分解过程是

$$4\,K[AlSi_3O_8] + nH_2O \rightarrow 4KOH + 8SiO_2 + Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$$

（正长石）　　（高岭石）

$$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + nH_2O \rightarrow 2Al_2O_3 \cdot nH_2O + 4SiO_2 + 4H_2O$$

（高岭石）　　（铝矾土）

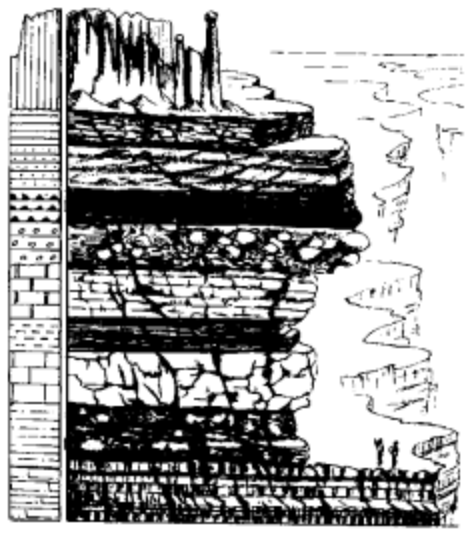
正长石水解转化为高岭石和铝矾土的过程，是长期由量变到质变的结果，它反映着两次质的飞跃。岩石在化学风化的同时，通常伴随进一步的物理风化。二者是相互促进的。在炎热而潮湿的气候条件下，岩石化学风化最为显著。

【生物风化】 biological weathering　生物的生命活动对于岩石的破坏作用。生物作用于岩石的破坏有两种方式：一种是机械破坏，如生长在岩石裂隙中的植物根系的长大对岩石所施加的压力，促使裂隙扩大以致崩解的机械破坏作用；另一种是化学破坏，如生物新陈代谢分泌出的有机酸或生物遗体腐烂后分解产生的有机酸都可能腐蚀岩石，对岩石进行分解和破坏。此外，人类活动在岩石的风化过程中也起着一定的作用。

【生物化学风化】 biochemical weathering　由于生物活动引起岩石、矿物的化学成分发生变化而使其遭受破坏的过程。这种作用主要是由于生物在新陈代谢过程中产生的分泌物和生物遗体腐烂分解出的物质与岩石中的元素发生化学反应引起的。如植物和细菌在新陈代谢过程中一方面要从土壤、岩石中吸取养分；另一方面又可分泌出有机酸、硝酸、硫酸、亚硝酸和氢氧化铵等物质，它们与矿物中的元素发生反应，促使一些活泼的金属阳离子游离出来，其中一部分作为养分被吸收，另一部分则随水溶液流失，而完整的岩石则遭受了破坏。生物，特别是微生物的化学风化作用是很强烈的。据统计，每克土壤中可含几百万个微生物，它们不停地制造各种酸类分解岩石，其分解力远远超过全部动植物的分解力。

【海底风化】 sea bottom weathering　发生在海底的风化作用。海底，即被海水淹没的地表，由于海水中溶有氧以及有微生物的参与，使海底沉积物和基岩遭受破坏的作用。同理，湖底亦可发生风化作用。

【差异风化】 differential weathering　又称**选择风化、差别风化**。在地面同时出露的抗风化性能不同的岩石，由于遭受风化破坏的程度不同，在形态上表现出凹凸不平或参差不齐的现象。如北京市昌平区的龙山地区，震旦系岩层中抗风化性强的石英岩形成凸起的山脊，而抗风化性弱的页岩则形成低凹的山鞍，构成差异风化现象十分明显的参差不齐的地貌。水平岩层由于岩性不均一，受差异风化作用后，垂直方向上形成参差不齐的地貌。



差异风化

【球状风化】 spheroidal weathering　岩石呈圆球状，由表及里、层层风化剥离的现象。它主要发生在花岗岩、辉绿岩以及某些砂岩中。不同方向的裂隙切割岩体，水、气体及各种微生物等沿裂隙侵入，结果产生由表及里，层层风化剥离。由于裂隙交汇处岩块的表面积较大，风化作用的强度和深度相对也大，使岩块内部未受风化的部分呈球形，因此称球状风化。球状风化的风化碎屑物质被剥离以后，残留的球形岩块称为“石蛋”。



球状“风化”的演化

【风化作用阶段】 weathering stage　岩石遭受风化，可分为物理风化和化学风化，实际上它们并不是单独进行的，只不过在不同的自然条件下，以这种或那种风化作用为主。在潮湿而炎热的气候条件下，岩石风化具显著的阶段性：初期阶段，岩石以机械破碎为主的物理风化阶段，并有轻度化学分解。第二阶段，岩石以分解为主的化学风化阶段，伴随进一步的物理风化，这一阶段又分为：①化学风化早期（富钙化阶段），此阶段硫化矿物受到氧化而变为硫酸盐，并形成次生碳酸盐矿物。②化学风化中期（富硅铝化阶段），此阶段硅酸盐及铝硅酸盐矿物被分解形成粘土矿物。③化学风化晚期（富铝化阶段），此阶段硅酸盐矿物完全分解，使铁和铝变成水氧化物（如氢氧化铁和氢氧化铝等）而残留下来。

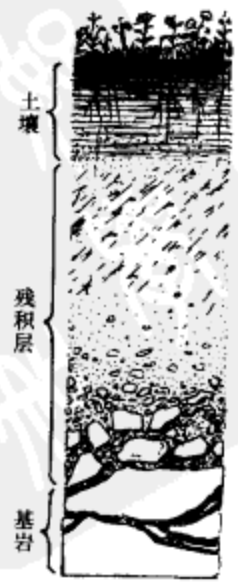
【元素迁移系列】 sequence of migration of elements　风化过程中化学元素迁移能力强弱的序次。其原因主要取决于元素本身的性质（如各元素原子的结构）和外界的条件（如介质的 pH 值和氧化、还原条件），现就元素迁移能力的强弱依序排列见表。

元素迁移的系列

序次	类　型	成　分
1	最易迁移的元素	Cl(Br、I)、S
2	易迁移的元素	Ca、Na、Mg、K
3	可迁移的元素	Si(硅酸胶体)、P、Mn
4	惰性(略可迁移的元素)	Fe、Al、Ti
5	实际不迁移的元素	Si(SiO_2 石英)

【风化产物】 weathering product　风化作用形成的物质。包括岩石、矿物的碎屑和易于淋出元素形成的真溶液或胶体溶液以及残留的物质。但由于风化作用的方式不同，所形成的风化产物也不完全相同。如物理风化作用的产物主要是粗细不等、棱角明显、没有层次的岩、矿碎屑，其成分与下伏未风化的基岩一致；化学风化作用的产物则主要是 Fe、Al、Mn、Si 等难溶或难于迁移的成分，它们残留在原地，形成残积物，其化学成分与原岩有显著差别。易于淋出的元素则形成真溶液及胶体溶液随水流失。生物风化作用的产物是土壤。土壤为富含腐殖质、矿物质、水和空气的松散物质。实质上，土壤是物理风化、化学风化和生物风化综合作用的结果，尤其是生物的化学风化起主要作用。

【风化壳】 weathering crust, residuum　由风化作用形成、分布于大陆表面的风化产物所组成的不连续薄壳。地壳表层岩石在风化作用下遭受破坏，在原地形成松散堆积物。一般包括弱风化带、强风化带、残积层、残积土等。由于在不同气候条件下，风化作用的因素、方式、强度以及原始母岩性质的差异，风化壳沿垂直方向常形成不同成分和结构的多层残积物层。层与层之间的界面一般呈过渡关系，但每一



风化壳剖面图

层又都具有一定特征，反映了当时物理、化学和生物等作用的特点，表示是在一定气候条件下、风化作用一定发展阶段的产物。风化壳的厚度，因上述条件的不同而有较大的差异，有的厚达数十米，有的地区则很薄。风化壳按其物质成分可划分为岩屑型、碳酸盐型及硫酸盐型、硅铝粘土型及砖红土型等。根据不同地质构造发育的关系，又可分为面型、线型、岩溶型和复合型等。

【古风化壳】 fossil weathering crust, fossil residuum 风化壳形成后，被后来的堆积物质所掩盖，避免了剥蚀作用而被保留下来，成为地层中的特定组分，称为古风化壳。

【风化壳类型】 types of weathering crust 由于岩石性质不同和自然条件的差异，所形成的风化壳的类型很复杂。一般说来，风化壳的形成通常和风化阶段相对应。风化壳各类型之间也和风化阶段一样是依次相接的(见表)

序次	风化作用阶段	风化壳类型
1	机械破碎阶段	岩屑型风化壳
2	富钙化阶段	碳酸盐型风化壳
3	富硅铝化阶段	高岭土型风化壳
4	富铝化阶段	砖红土型风化壳

这些不同类型风化壳在自然界中的存在，既具有时间上发展的规律性，也具有空间上分布的规律性。如砖红土型风化壳主要发育在潮湿炎热的气候条件下。

【岩屑型风化壳】 residuum of landwaste type 物理风化作用的产物，母岩仅经风化破碎，岩石矿物的化学成分未发生改变。风化壳由岩屑构成，上细下粗，与下伏基岩呈过渡关系。岩屑型风化壳主要分布于寒冷及干旱气候区。

【碳酸盐型风化壳】 residuum of carbonate type 见 291 页“碳酸盐型风化壳”。

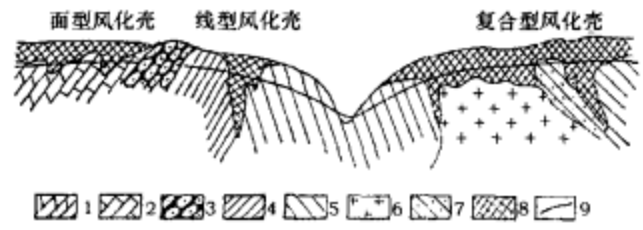
【高岭土型风化壳】 residuum of kaolin type 又称**硅铝粘土型风化壳**。地表岩石经受强烈的化学风化作用，钾、钠、钙、镁等元素全部析出，硅也大量迁移，硅酸盐、铝硅酸盐矿物分解成高岭石、蒙脱石等粘土矿物。风化壳呈褐色、灰色、灰绿色，厚度可达数十米，主要发育于温湿气候带。

【砖红土型风化壳】 residuum of laterite type 地表岩石饱经化学风化作用，能迁移的元素均已析出，硅酸盐矿物也被分解，因富含铁质，风化壳呈红色故名。这类风化壳的厚度可达数百米，主要分布于湿热气候区。

【矿物稳定性】 mineral stability 广义的矿物稳定性，是指一定热动力条件下形成的矿物，在热动力条件变化的一定范围内，能保持稳定的性质。一般的矿物稳定性，是指矿物抗风化的性能，就是造岩矿物在风化带中的稳定性，也就是各种造岩矿物，在风化过程中，风化速度及风化程度之差异性。矿物稳定性决定于两个因素，即矿物的物理、化学性质(如化学成分、晶体结构及硬度、解理等物理性质)，以及其所处的风化条件(主要是气候条件)。造岩矿物中以铁镁质矿物稳定性差，长英质矿物稳定性强。

【线状风化壳】 linear residuum 又称**线型风化壳**。多沿构造断裂带，强烈破碎的裂隙带或沿不同抗风化能力岩石的接触带、接触界面发育。这种风化壳可呈狭长的带状或呈囊状向下延伸，风化深度常达百米以上，垂直分带现象有时不明显。实际上，风化壳发育地区，常兼有面型和线型的特点，称为**复合型风化壳**。

【面状风化壳】 planar residuum 呈层状、似层状分布的风化壳。又称**面型风化壳**。多数风化壳属于这种类型。面型风化壳可覆盖在不同母岩之上，但由于岩石性质不同，抗风化程度有差异，因此其厚度可以有很大变化。面型风化壳常具有明显的垂直分带性。



风化壳形态类型示意剖面图

1~7.示各种不同岩性；8.风化壳；9.地下水面

【岩溶型风化壳】 karst type residuum 见 291 页“岩溶型风化壳”。

【囊状风化壳】 chambered residuum 呈袋状、囊状分布的风化壳。多分布在古老、易风化的岩浆侵入体、矿脉或多组断裂的交汇地带，风化壳深度可达 100~200 米，以至更大的深度。

【风化表层】 residuum surface ❶风化壳的表层(最上部的一层)，为土壤层。土壤层是各种风化特别是生物风化作用形成的综合产物。土壤的成分很复杂，有矿物岩石的碎屑、空气、水分以及腐殖质。富含腐殖质，是土壤的最大特征，腐殖质的含量影响土壤的质量和肥沃程度，一般表层含量较多，往下逐渐减少。土壤层的厚度一般 20~30 厘米，但也可达 2.5 米。根据土壤的组成，在垂直方向上可大致分为三层：表层；淋积层；淀积层。❷基岩被风化的表层，即风化壳。

【土壤表层】 surface of soil 土壤层最上部富含有机质的一层，其中的矿物岩屑受生物特别是植物分泌有机酸等的影响，产生分解并下渗到深处。

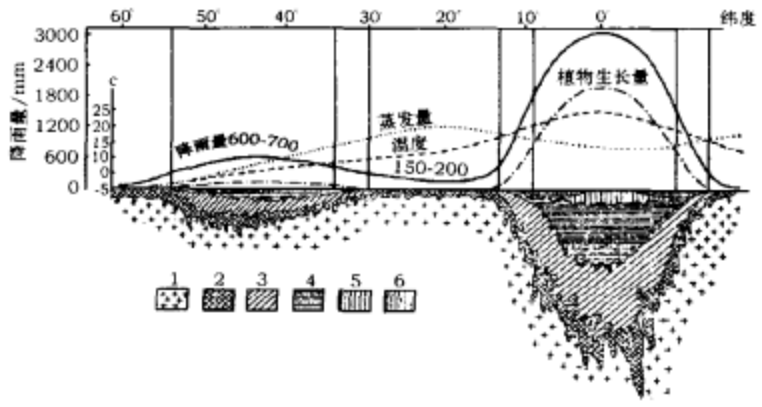
【淋滤层】 leached horizon ❶即**淋积层**(illuvial horizon)。土壤层的第二层。从表层淋滤下来的溶解物质一部分在该层沉淀，腐殖质大部分被淋滤到下层，因此该层中的腐殖质较少，颜色较浅。❷淀积层之上的土壤层，即土壤层中的上层，又称**淋溶层**(horizon A, eluvial horizon)。该层中母岩的矿物，在腐殖酸的作用下被分解，某些物质在下渗水流的作用下，通过溶解或悬浮被带到下层(淀积层)沉淀。

【残积层】 eluvium, residue 风化壳中位于土壤层之下，由残积物组成的一个层带。质地较疏松。残积物为岩、矿经长期风化后残留在原地的物质，包括碎屑物及新形成的矿物(如粘土矿物等)、不含或仅含少量腐殖质，其原岩的结构、构造消失。该层是风化壳中风化最彻底的一层，未受到人类活动和植被的干扰，因此最能反映岩石遭受风化的强度和气候条件。该层与土壤层、半风化层都呈渐变过渡关系。

【半风化层】 semiregolith, semiweathered horizon 风化壳中位于残积层之下的层带。该层的岩石已遭受风化，变得松软多裂隙、易碎，部分矿物成分发生变化，但风化程度较弱，仍保存有原岩的部分结构、构造。该层与残积层及未风化的原岩呈渐变过渡关系。

【风化带类型】 types of weathered zone ❶风化壳的垂直分带性。由于距地表不同深度的岩石，所经受物理、化学作用的程度不同，因此根据化学作用方式，风化壳自上而下可分为：氧化作用带、水解作用带、淋滤作用带、水合作用带；根据风化程度、风化特征等自上而下又可划分为：土壤层、风化土层(全风化带)、风化碎石带(强风化带)、风化块石带(弱风化带)、风化裂隙带(微风化带)及未风化的原岩。各带之间呈过渡关系。❷风化壳的水平分带性。气候是决定风化壳形成的主要因素，气候带不同，风化壳发育的阶段、形成风化壳的类型都不相同，因此风化壳的水平分布具有地带性(水平分带性)的特征，即同一气候带发育的风化壳，其物质成分、结构等都具有相似性，如高山寒冷气候

带，主要发育岩屑型风化壳；温带森林气候带，主要发育硅铝-粘土型风化壳；温带草原气候带，主要发育硅铝-碳酸盐型风化壳；温带半干旱和沙漠地带，主要发育硅铝-氯化物-硫酸盐型风化壳；热、亚热带湿热气候条件下，发育铁铝-砖红壤型风化壳。



各气候带风化壳发育阶段示意图
（据 W.Kenneth Hamblin，略有修改）
1. 新鲜未风化岩石；2. 角砾带（很少化学变化）；3. 轻微化学风化带；4. 高岭土带；5. 铝土带；6. 砖红壤风化壳

【强风化带】 intensely weathered zone，highly weathered zone　原岩经受了较强烈的风化，原有的结构、构造部分消失，黑云母可风化成蛭石，长石类矿物可风化成高岭石。该带主要由粘土矿物组成，质地松散，不含腐殖质。

【弱风化带】 weak weathered zone　原岩经受的风化程度较弱，仍保留有原岩的部分结构、构造，矿物成分部分发生变化，使岩石变得多裂隙、易碎，不含腐殖质，与强风化带呈渐变关系。

【卸荷(载)作用】 unloading　又称**释重作用**，**剥离作用**(exfoliation)。是物理风化的方式之一。地壳深处的岩石被抬升后，遭受剥蚀，使其上覆岩石的厚度减薄，以至裸露地表，因失去负载(压力)，体积膨胀，产生垂直岩石表面的张力。在张力的作用下，岩石产生与表面大致平行的破裂面(席状节理)及垂直表面的不规则裂缝，称为卸荷裂隙，结果使岩石被崩解。在花岗岩分布地区最为常见，在某些较陡的河谷谷坡，由于河流深切，岩石发生侧向应力释放，亦可发生卸荷作用。

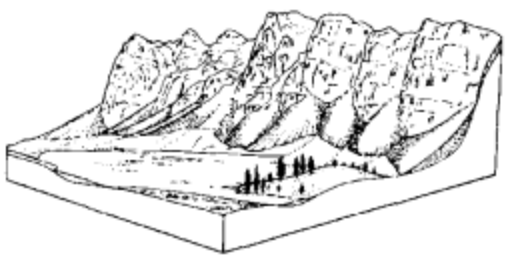
【页状剥落】 sheeting　又称**鳞片状剥落**、**层状剥落**。主要是由于温差风化使岩石产生与岩石露头平行及垂直的张裂隙，被这些风化裂隙割裂开的岩石表层呈一层层地崩解、脱落的现象。

【层裂作用】 bed separation　又称**层状节理化**、**席理**。某些块状岩石(如花岗岩等)，由于温差变化及卸载等因素的作用，使其产生层状剥落的现象，可造成突出地表的剥落丘。



层状剥落形成的剥落丘
（据 W.K.汉布林）

【崩解作用】 disintegrative action　物理风化作用使岩石、矿物被破坏成为碎屑的作用。在缓坡地带，崩解形成的碎屑物撒落在基岩的表面和周围；在较陡的山坡上，重力使碎屑物沿山坡滚动或坠落，并在坡麓堆积。崩解形成的碎屑物称为**崩积物**(colluvium)，堆积的地形称倒石堆(锥)。



倒石堆

【重力地质作用】 gravitational process　又称**负荷地质作用**(load geologic process)。即在各种外因诱发下，地表的岩块和松散土层由于自身的重量而产生的运移、堆积过程，如滑坡等。

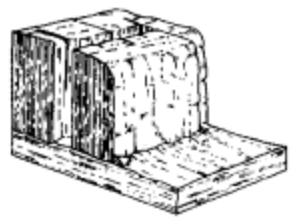


泥石滑坡



岩石滑坡

【块体运动】 mass movement　在重力作用下，地表的岩体或土体沿斜坡向下的运动。这种运动通常与地表水及地下水的作用有关。其运动方式有：滚动、流动、蠕动等。如运动速度快的有山崩、塌岸、滑坡等；运动速度慢的有岩屑蠕动、融冻泥流等。各种岩体或土体的运动与岩石、土壤的边坡稳定性等物理性质密切相关。这些是工程建设中应进行长期观测和研究的课题。

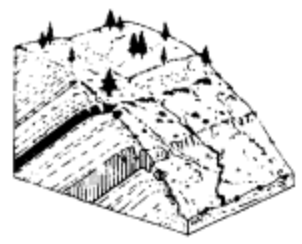


块体运动

【山崩】 landslide，rockfall　坡地上的岩石、土壤呈块体沿斜坡向下突然大规模崩落的现象。山崩有的是地震造成的，有的是某种外力的震动或破坏使坡地失去均衡造成的，还有些可能是雨水大量渗入，使坡地岩土负荷过重和遭受潜蚀造成的。

【塌岸】 bank slump　河岸、海岸、湖岸或水库库岸，在河水、海水、湖水或库水的掏蚀或地下水潜蚀等作用下，岩土呈块体坍塌的现象。有些是不合理的人工挖掘岸坡，使岩土失去均衡造成的。

【土屑蠕动】 soil creep，creeping of soil　又称**土屑潜动**。是斜坡上的碎屑或土壤颗粒在重力作用下，发生顺坡向下的缓慢蠕动。这种运动表现为颗粒间相对的微小位移，使斜坡上的各种物体发生变形，如电线杆歪斜、树干弯曲等，土屑蠕动在寒带、温带或热带地区由不同原因皆可造成。



土屑蠕动

【撒落作用】 dispersion　重力地质作用的一种型式。指山坡上的岩屑在重力作用下，沿山坡向下滚动位移的运动过程。

【崩塌作用】 eboulement，breakdown　重力地质作用的一种型式。指山坡上的岩石，经风化、剥蚀、地震、人类活动等因素影响，使岩块在自身重力作用下，整块地突然向下移动的过程。按其运动方式可分为滚落和坠落两亚类。



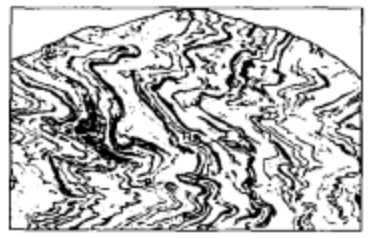
崩塌作用

【蠕动】 creep　又称**潜移**、**潜动**。地表土石层在重力作用下，长期缓慢向下移动的过程。其移动体与基座之间无明显界面，无论形变量和移动量均属渐变过渡关系。蠕动速率每年不过数毫米至数厘米。

【塌陷作用】 collapse　地表的岩石、土体在自然或人为因素作用下，向下陷落并在地面形成坑洞的地质现象。地面塌陷最明显的是发生在隐伏岩溶地区，由于岩溶洞隙使上方的岩、土体失去支撑，发生陷落。根据成因及岩、土体性质，可分为岩溶塌陷、黄土塌陷、火山熔岩塌陷和冻土塌陷等类型。

【滑塌作用】 landslide and collapse　❶崩塌性滑坡。是开始时缓慢移动，但后来滑动速度突然变快、急剧滑落的滑坡。如1967年四川雅砻江上游发生的即为崩塌性滑坡，顷刻间6800万立方米的滑坡体滑入河谷，形成17.5～355米高的天然坝，使雅砻江堵塞，造成灾害。❷水下滑坡。湖、海底斜坡上堆积的尚未

固结的泥沙、石灰质软泥，因饱含水分、内摩擦小，在重力作用下易沿斜坡缓慢下滑，当遇地震等因素触发，可迅速下滑，在滑动过程中，会引起滑动面底部的岩层或滑动体本身发生弯曲、变形，形成紧密的小褶皱、卷曲和破裂，称为**水底滑坡构造**。



泥质条带灰岩中水底滑坡形成的卷曲构造

【剥蚀作用】 denudation ❶组成地壳表面的物质受重力、风力、地面流水、地下水、冰川、湖泊、海洋和生物等各种外动力破坏，并不断降低着地面高度的总称。按动力来源可分为风的吹蚀作用、流水的侵蚀作用、地下水的潜蚀作用、冰川的刨蚀作用、海水或湖水的冲蚀作用。剥蚀作用在破坏组成地壳物质的同时，也改变着地表的基本形态。由剥蚀形成的地貌称剥蚀地貌，其中剥蚀成的近似平坦的地面，称为剥蚀面。剥蚀作用一词比侵蚀作用的含义较广。❷从词源上说，剥蚀的含义是：通过侵蚀作用将基岩或某一指定岩层上面的覆盖物质去掉而揭露或裸露出来。这是此词原义，常兼有灾变的意义，如"大剥蚀"(great denudation)便是指世界大洪水的结果而言的。

【侵蚀作用】 erosion, erosion action ❶地表岩石和土壤等物质受到自然作用力而发生松散、溶解和破坏，而且从原地搬运到他处的现象，是许多作用的总和。在自然界这些作用包括风化作用、溶蚀作用、磨蚀作用和搬运作用等，但是，整体坡移不属于侵蚀作用。一般来说，侵蚀作用主要是指陆地岩石、土壤的机械破坏，以及被破坏的物质(如土壤等)被流水(包括降雨)、波浪、海流(包括潮汐)、冰川或风力等随动力从原地移去。此词有时也不含搬运作用和风化作用，而剥蚀作用则常含有这一意义。❷狭义的侵蚀作用是专指河水在其流动过程中，以其自身的动力(活力)以及所挟带的沙石对河床的破坏作用。其结果使河谷加深、加宽、加长，并产生大量碎屑物。侵蚀作用以机械方式切刻地面为主，化学方式则在可溶性岩石地区才明显。侵蚀作用在作用方向上可分为下蚀作用和侧蚀作用两种。



黄河岸边侵蚀地貌

【陵夷作用】 degradation 又称**陵削作用**。❶地球表面由于风化、侵蚀等等自然作用使之逐渐剥蚀的总的降低趋势，如由于河道的加深而导致的地面降低。此词的涵义中含有搬运作用，有时用作剥蚀作用的同义词，或用作剥蚀作用的结果。❷由于河流下切(垂直)侵蚀的结果，使河床达到一个均一的坡度。此义较少使用。陵夷与剥蚀的区别在于：剥蚀是作用的过程，而陵夷是作用的结果。戴维斯(Davis, 1909)认为剥蚀是地貌发育旋回早期阶段的积极的作用过程，而陵夷则是在旋回后期的漫长时期内缓慢进行的。

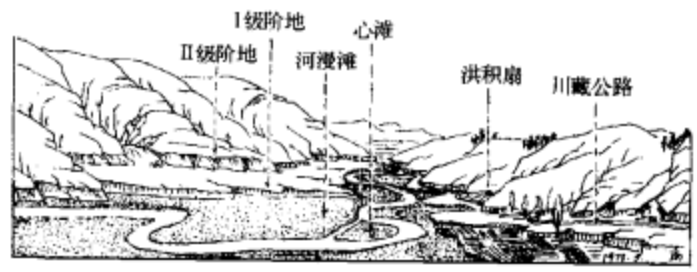
【加积作用】 aggradation 松散沉积物在地表低洼的地方沉积，从而对地表起填充变平的作用。加积作用一般又指当松散物质来源丰富，河流在搬运过程中，无力把它全部搬走，因而就有一部分沉积下来，不断填高河床使河床坡度变缓的作用。

【均夷作用】 gradation 通过侵蚀、搬运或沉积等作用，将一个地区地表的高处降低、低处填积，使之达到一个均一的(或接近均一的)坡度的作用；特别是指使一个河床达到均一的坡降，使河中的水流恰好能把输入其中的物质搬运开去。

【夷平作用】 planation 是各种外力地质作用对起伏不平的地表进行侵蚀、风蚀、刨蚀、溶蚀、浪蚀和堆积而促使地表逐渐平坦化过程的总称。地壳升降运动和夷平作用是对立统一的过程，升降增加地表高差，夷平则减小地表高差。在地壳稳定的条件下，夷平作用可使地表形成相当平坦的夷平面。

【常态侵蚀】 normal erosion 戴维斯在论述地貌发育理想模式——侵蚀轮回时，特指流水侵蚀称为常态侵蚀，而其他侵蚀，如冰、风、海水……则称为非常态侵蚀。

【河流地质作用】 fluvial process, geologic process of rivers 河流的侵蚀、搬运与堆积作用的统称。是外动力地质作用中比较普遍的一种类型。在地层中常常保存有古河流地质作用的遗迹。现代河流地质作用可以在地表直接观察，也可以通过模拟实验进行分析研究。



流水地貌

【暂时性流水作用】 temporary torrent 非经常性流水对地面的地质作用。包括片流作用和洪流作用。例如坡地上的片状侵蚀和线状侵蚀即属这种作用，以干旱、半干旱地区这种作用最为显著。这种流水每每具有突发性或间歇性的特点。

【向源侵蚀】 retrogressive erosion, headwater erosion, headward erosion 又称**溯源侵蚀**。河流下切侵蚀作用引起河流向源头的侵蚀，使源头向河间地(分水岭)不断扩展伸长的现象；从河口开始逐渐向上游扩展的下切侵蚀的现象；河流各个跌水向上游推移的现象(亦称后退)都称向源侵蚀。

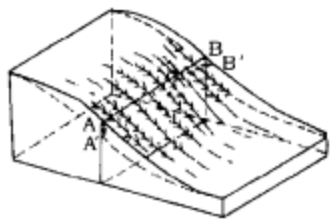
【线状侵蚀】 linear erosion, gully erosion 又称**沟蚀**。坡地上的土层受线状流水侵蚀或地面成股径流冲刷形成的各种大小不同侵蚀沟的过程。常见的侵蚀沟有纹沟、细沟、切沟和冲沟等等。



纹沟发育的缓坡地形

【片状侵蚀】 sheet erosion 又称**面状侵蚀、面状洗刷作用**。片状流水在流动过程中对斜坡进行均匀破坏的作用。大气降雨形成无数细小的股流，它们无固定流道，沿坡面呈网状流动，流水产生的动能破坏(以机械破坏为主)地面的岩石或土层，并使

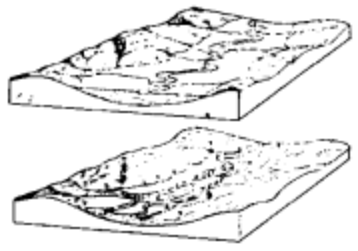
地面均匀降低。面状侵蚀的强度与气候、地形、地面岩性和植被有关。因此在气候干燥、降雨强度大、地面缺少植被保护的地区，面状侵蚀强烈，往往造成大量水土流失。如中国的黄土高原地区。



片状侵蚀
A—B. 原始地表面；
A′—B′. 片状侵蚀后表面

【向源堆积】 retrogressive accumulation 又称**溯源堆积**(retrogressive accumulation)。河流自河口逐渐向河源的堆积作用。即从下游逐渐向上游发展的堆积作用。主要因为侵蚀基准面上升或河口外延，使河床比降减缓，河流夹沙能力减低所致。

【下切作用】 down-cutting 又称**下蚀作用**、**垂直侵蚀作用**。是流水对河床垂向的侵蚀切割作用。下切的强度与河水量、河床坡度密切相关，河流上游来沙量小于夹沙力时，则水流垂向侵蚀作用强，使河床高程逐渐降低。随着河流水量的增多、动能增强或新构造抬升都会加强流水的下切作用。


河流下切作用

【侧蚀作用】 lateral erosion 又称**旁蚀作用**、**侧方侵蚀作用**。指流水对河岸的侵蚀作用。由于横向输沙的不平衡，水流不断地冲刷河岸，河岸就不断后退，例如由于弯道环流的作用，引起凹岸冲刷、凸岸堆积。这种凹岸冲刷作用即侧蚀作用，结果使河床更加弯曲、加长，河谷加宽。

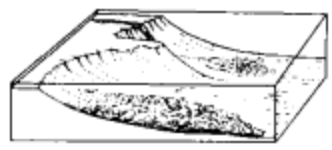
【表面侵蚀】 surface erosion ❶地面流水对地球表面的破坏和改造作用，包括对物质组成的破坏、改造，也包括对地表形态的破坏，改造。❷泛指运动介质对地球表面的破坏，改造。

【片流地质作用】 sheetflood process 片流的地质作用包括洗刷、搬运和沉积作用。片流是降雨或冰雪融化形成的沿斜坡流动的暂时性面状水流，无固定水道。片流在流动过程中产生的动能及雨滴的冲击力对斜坡的破坏作用称洗刷作用，但由于片流的流量、流速都较小，因此只能对松散的土层进行较均匀的破坏。风化及洗刷作用形成的碎屑物被片流搬运至斜坡的下部或坡脚处，由于坡度变缓，活力减小，便发生沉积，形成的沉积物称坡积物。堆积的地形称坡积裙。

【洪流地质作用】 mighty torrent process 洪流的地质作用包括冲蚀、搬运和沉积作用。洪流是降雨时沿沟谷流动的暂时性水流。洪流在流动过程中，水流及其中挟带的沙、砾通过冲、磨对沟壁、沟底进行的破坏作用，称冲蚀作用，可形成形态各异的冲沟。洪流将风化、冲蚀所形成的碎屑物搬运至沟口，因地形开阔，水流分散，流速骤减，活力降低，便发生沉积，形成的沉积物称洪积物，堆积的扇状地形称洪积扇。

【流水地质作用】 running water process 即地面流水地质作用。是片流地质作用、洪流地质作用和河流地质作用的统称。地面流水是沿陆地表面流动的水体，包括片流、洪流和河流，片流是无固定水道沿斜坡流动的暂时性水流；洪流是沿沟谷流动的暂时性水流；河流是有稳定水源补给的水流，多有固定的流动水道。地面流水在重力作用下沿斜坡或沟谷向低处流动，产生动能，称为流水的活力。流水的活力(a)与流量(m)及流速(v)的平方成正比，即 $a=(1/2)mv^2$。流量主要受降雨量和蒸发量的影响，流速主要受坡度的影响，流水的动能不断改变陆地表面的物质组成及地表面貌。地面流水的地质作用包括侵蚀作用、搬运作用和沉积作用。地面流水在陆地表面广泛分布，因此是一种重要的地质营力。

【搬运作用】 transportation 风化、剥蚀后的碎屑、胶体、分子或离子等不同状态的物质，随着各种地质外动力以推移、跃移、悬移、载移或溶液运移等方式转移到他处的过程，称为搬运作用。在搬运过程中各种物质经受着不断的改造和分选。


大陆架上的搬运作用

【搬运介质】 transportation medium 地面上风化、剥蚀的产物由一地被搬运到它处时，起着搬运作用的各种运动的物质。如地面流水、地下水、海水、湖水、风、冰川等都称为搬运介质。

【搬运作用方式】 types of transportation 风化、剥蚀的产物，除少部分残留在原地外，大部分被水、风、冰、生物等搬运到沉积盆地中发生沉积。由于风化、剥蚀作用的性质不同，搬运的方式也不相同，可分为机械搬运、化学搬运和生物搬运三种方式。机械搬运是外营力搬运碎屑物质和粘土物质的过程，又可分为推移搬运、跃移搬运、悬移搬运和载运等方式，化学搬运(溶运)是搬运溶解物质的过程，又可分为胶体溶液搬运和真溶液搬运。生物搬运是生物活动使物质发生迁移的过程，其搬运数量不大。搬运方式与运动介质的特点也有密切关系，不同地质营力的搬运方式不完全相同，如地面流水的搬运方式既可有机械搬运，也可有化学搬运和生物搬运；地下水的搬运方式以化学搬运为主；冰川的搬运方式主要为载运；风的搬运方式只能是机械搬运等。

【推移】 traction 泥沙及砾石等在水中或气下(指大气层近地面部分)运动时，沿地面被水力或风力推动，以滑动和滚动向前移动的形式。处于推移状态下的物质称推移质。

【跃移】 saltation 泥沙等在水中或气下(大气层近地面部分)运动时，沿地面以跳跃方式向前移动的形式。处于跃移状态下的物质称跃移质。

【悬移】 suspension transport 泥沙在水中或气下(指大气层近地面部分)运动时，以悬浮状态向前移动的形式。处于悬移状态下的物质称悬移质。例如干旱地区的尘暴、混浊的河水就是一种悬移现象。

【搬运力】 competence 运动介质及生物活动搬运风化、剥蚀物质的能力。包括机械搬运力、化学搬运力及生物搬运力。

【机械搬运力】 mechanical competence 运动介质搬运最大碎屑颗粒的能力。不同介质由于其物理状态及运动状态不同，因此有不同的搬运能力。流水机械搬运的能力与流速有关。被搬运碎屑颗粒的直径(d)与流速(v)的平方成正比；被搬运颗粒的质量(G)与流速的6次方成正比，即 $d\propto v^2$、$G\propto v^6$(形状不规则的为 $G\propto v^4$)，因此在山区河流的河谷中，常可见到直径2~3米以至更大的砾石。固体冰川的载运，因不消耗动能，可以搬运万吨以上的漂砾，冰川机械搬运的能力与冰川类型、运动速度、岩性、风化强度等因素有关。风的密度较小，因此只能搬运砂级碎屑物，其搬运能力主要决定于风速，并与碎屑的粒径、密度、形状及地面状况有关。

【化学搬运力】 chemical competence 运动的水介质搬运化学风化(含生物化学风化)、化学剥蚀产物的能力。风化、剥蚀作用形成的Al、Fe、Mn、Si的氧化物难溶于水，常呈胶体溶液搬运；K、Na、Ca、Mg等元素所组成的盐类，常呈真溶液搬运。由于胶体溶液中胶体的质点极小，并带电，以及有机质的护胶作用，因此可被搬运很远的距离，进入海洋或湖泊后，由于化学条件发生变化，产生凝聚、沉积。真溶液的搬运能力与被搬运物质的溶解度及水介

质的 pH 值(酸碱度)、E_h 值(氧化-还原电位)、温度、压力、流速、CO_2 含量等因素有关。一般来说,温度高、压力大、流速快、流量大、CO_2 和酸类物质含量高时,化学搬运能力强;反之则较弱。据统计,全世界每年由河流搬运入海的溶解物质达 23.4 亿吨。

【搬运量】 capacity 运动介质搬运风化、剥蚀产物的总量。包括机械搬运量和化学搬运(溶运)量,如全世界河流每年将大约 200 亿吨碎屑物及 23.4 亿吨溶运物质(主要是 $Ca(HCO_3)_2$ 和 SiO_2)搬运入海。运动介质的搬运量,除与其本身的性质有关外,并与流量、流速、搬运物的物理性质、溶解度以及流经地区的自然条件等因素有关,例如岩石松散、颗粒细小、气候干燥、地面缺少植被的地区,机械搬运量就大。因此不同地区的河流,其搬运量不同。

【含沙量】 sand content, solid content, silt-carrying capacity 单位体积流体(一般是指河流的水体)中所含泥沙的数量。河水的含沙量一般随河水深度加大而增加,河底含沙量最大,粒径也最大。含沙量可通过取样实际测定。如黄河的含沙量在三门峡测定平均为 37.6 千克/米^3,最大达 666 千克/米^3,长江大通站测定为 0.54 千克/米^3。河水的含沙量与水流的流速、流量以及流域的岩性和河道特性等密切相关。当高含沙量水流进入下游河段,由于流速减小,往往造成大量淤积。

【输沙量】 silt discharge, sediment discharge, load 某一时间段内通过河流断面推移、悬移输沙的总量。为该时段内的平均输沙率与时间的乘积。河流的输沙量受地形、降雨量、植被、岩性等因素影响。一般情况下,地形高差大、气温高、植被不发育、降雨量大且集中的地区,输沙量较大。如黄河陕县站年平均输沙量为 16.98 亿吨,而长江流域的面积为黄河的 2.4 倍,但年平均输沙量仅为黄河的 1/3。输沙量的大小,在一年内也是有变化的,以洪水期最大。

【年输沙量】 annual silt discharge 河流通过某一断面的年平均输沙量。如黄河每年通过陕县站的年平均输沙量为 16.98 亿吨,长江宜昌站的平均年输沙量为 5.14 亿吨。由于暴雨、水量等因素的影响,同一河流的年输沙量可有很大变化。如三门峡站测得黄河的最大年输沙量是 1933 年,为 39.1 亿吨,最小年输沙量是 1928 年,为 5 亿吨。

【总输沙量】 total silt discharge 某一时段(日、月、年)内,推移、悬移质输沙量的总和。由于推移质输沙量所占比例很小(如长江宜昌段,仅为悬移质输沙量的 0.43%),可忽略不计,因此常用悬移质输沙量代表总输沙量。

【输沙率】 silt discharge 单位时间内通过河流断面泥沙(悬沙)的总量,单位为千克/秒或吨/秒,输沙率(G_s)与河流断面平均含沙量(S)及流量(Q)之间的关系为:$G_s = QS$。

【泥沙流饱和度】 degree of saturation of stream load 沙、粘土中水的体积 V_w 与孔隙体积 V_r 的百分比值称饱和度。它表示孔隙中水的充填程度。其表达式为

$$S_r = \frac{V_w}{V_r} \times 100\%$$

有大量水积聚的粘土、沙、土壤等,其含水量达 30%,即可转化为黏稠的流体,顺斜坡流动,称泥沙流,以粘土为主的称为土流;以石块为主的称为石流;含有大量泥沙、石块的混合流体称泥石流;泥石流中固体物质含量低(一般为 15% ~ 40%)称稀性泥石流,黏度低,流速快;固体物质含量高(>40%)称黏性泥石流,黏度大。工程中将 $S_r > 80\%$ 的沙土称**泥沙流过饱和**,$S_r < 80\%$ 的沙土称**泥沙流不饱和**。

【载运作用】 carrying 冰川搬运碎屑物的一种方式。落在冰川表面或冻结在冰内由冰劈刨蚀作用形成的碎屑物,随着冰川的运动而被搬运,由于冰川冰是固态物质,密度大,具有很大的承托力,因此冰川的搬运能力巨大,可以搬运数十立方米、重达万吨的巨大漂砾。载运过程中,碎屑物的相对位置很少变化,因此其分选性和磨圆度都极差。

【拖曳作用】 traction, drag 流体介质中的碎屑物,受流体拖曳力的作用,沿介质底面发生滚动、滑动或跳跃式前进的搬运方式。被拖曳的物质一般为粗碎屑物,如砾、沙等。

【沙波运动】 movement of sand wave 在以冲积作用为主的河床上,沙波在水流作用下,不断向下游缓慢移动的过程。由于河底的不平整和水流的脉动冲刷,使沙粒在河床上呈波浪状堆积,称沙波。沙波在定向水流的作用下,其迎水坡下部的沙粒受流水推动沿坡面向上滚动,至沙波的波顶后,大部分沙粒越过顶峰并在重力作用下落到背流坡上,但由于波谷中水平旋涡的作用,落下的沙粒又可被推上背流坡的上部堆积,直至其坡度超过水下休止角允许的坡度后,才向坡下滑动或滚动;至沙波波顶的另一部分沙粒,在水流惯性力的推动下,跃过坡谷,落在下一个迎水坡的坡脚下,与由背水坡滑落、滚落下来的沙粒一起开始了下一个爬越沙坡的运动。如此下去,沙波便不断地向下游移动。海、湖岸边及沙漠地区亦可见定向水、气流形成的沙波运动。



沙波移动示意图
(引自 H.E.Reineck)

【风的地质作用】 wind action 风和风沙对地表的吹蚀、磨蚀和搬运、沉积的作用。这种作用在干燥区最为显著。含沙的风(风沙流)主要集中在近地表进行吹蚀和磨蚀,使地面形成起伏不平的风蚀地貌。风沙在地面上移动,一旦受阻就开始沉积,形成各种风积地貌,如各种类型的沙丘。风蚀区和风积区是紧密相邻的,风成沙一般来源于相邻的风蚀区。呈条带状分布的风积沙丘常是附近古河道中的冲积沙,被风改造堆积而成。细小颗粒则可被风吹扬悬浮在空中,搬运到很远的距离之外降落下来,中国北方尘土主要来源于西北干燥荒漠区。风成沙特点是,颗粒均匀、分选最好、磨圆程度高、表面有撞击麻点,砾石因细沙磨蚀常成表面光滑的风棱石。风沙常给农田、道路带来危害。

【风蚀作用】 wind abrasion 风力对地表岩土的破坏作用。它包括风直接的吹蚀作用和风沙的磨蚀作用,这两种作用彼此相辅相成。风蚀作用的强度取决于风速和地表物质的结构及地形状况。风蚀作用以近地面 30 厘米高度内最强烈,许多风蚀微地貌(如风蚀蘑菇)都表现了这个特点。



风蚀蘑菇

【吹蚀作用】 deflation 风蚀作用的一种方式,由于风的吹刮,将大量物质运移去使地面遭受破坏的作用。多见于干燥和缺乏植物的地区,如荒漠、海滩、湖岸及干涸的河床、湖底等。吹蚀作用形成的地貌景观有吹蚀盆地、戈壁、风蚀垄槽(即雅丹)等。

【磨蚀作用】 abrasion ❶风利用所挟带的沙、石对软弱岩石的磨损和破坏作用。常可形成很多奇特的微地貌,如风蚀穴、风蚀壁龛、风蚀塔等。还可以产生多种形态的风棱石;❷海岸、河岸及湖岸的水体波浪及其中所夹带的沙、砾等,对岸边进行的冲击与磨削作用。

【挟沙风】 sand-bearing wind 挟带沙粒的风(运动的气流)。

当风力达到一定程度，气流的冲击力和上举力就可使一定粒径的沙粒起动，脱离地面进入气流，并被风挟带随之移动（悬移）。这种临界的风速称起沙风速或称起沙风。挟带沙粒移动的气流称风沙流。启动沙粒的风速受沙粒的粒径、沙层含水率等因素影响。在新疆测得2米高处的风速达4米/秒时，便可形成挟带0.1～0.25毫米的挟沙风（风沙流）。

【风沙流】 sand-bearing wind flow　携带沙粒的气流（风）。风沙流中的含沙量，随高度的增加而减少，在距地面30厘米（特别是10厘米以下）的高度内，集中了绝大部分沙粒。粒径大于2毫米的沙砾多在近地面处滚动。粘土则多悬浮于高空。风沙流中的含沙量及沙粒的粒径随风速的增大而急剧增加。风沙流中的含沙量及随高度变化的特点等，都直接影响风的地质作用——风的地质作用集中于近地表的范围内。

【风积作用】 wind deposition　在风力的搬运过程中，由于风力的变化、地形及植被等障碍物的阻挡，使所搬运的砾、沙、尘土等停止前进而堆积下来的作用。风积作用有停滞堆积、遇阻堆积和沉降堆积三种形式。堆积地带有明显的分带性，即砾→沙→土，形成砾漠、沙漠、黄土带等。

【地下水地质作用】 geological processes of groundwater　地表以下岩石和松散堆积物空隙中的水体所进行的潜蚀、搬运和沉积作用。主要发生在可溶性岩石地区。地下水在运移过程中，通过冲、磨、溶等方式不断地破坏、改造周围的岩石。地下水的破坏作用（以溶蚀为主）称潜蚀作用，形成落水洞、溶洞、地下河、峰林等奇特地形；地下水的搬运、沉积作用形成各种石钟乳、石笋、石柱、泉华等沉积物，也可形成冰洲石、砂锡等矿产。地下水分布很广，不但在潮湿气候区有地下水，沙漠、极地及高山地区也都有地下水存在，因此地下水地质作用也是外力地质作用中的一个重要组成部分。

【潜蚀作用】 underground corrosion　❶土层内部在地下水浸湿和活动的影响下，使可溶性物质溶解流失，粘土微粒被冲刷带到下部的过程。潜蚀作用的结果常使土层发生塌陷现象。❷地下水的剥蚀作用。包括机械的和化学的两种方式，但以化学潜蚀为主。潜蚀作用可形成落水洞、溶洞、峰林、溶盆等地形。

【冰川地质作用】 geological processes of glacier　冰川在运动过程中通过刨蚀、搬运、沉积改造地表形态及物质组成的作用。冰川是运动的冰川冰，冰川冰是由积雪经较长时间的压紧、冻结、重新结晶等一系列过程形成的冰体。冰川冰在其自身压力和重力作用下，沿斜坡或谷地缓慢地流动，便形成了冰川。冰川地质作用主要发生在极地或中低纬度的高山地区。冰川地质作用在现代及地质历史中都有发生。冰川的剥蚀作用称刨蚀作用，塑造形成许多奇特地形，如冰川槽谷、冰斗、角峰、刃脊、悬谷等；冰川的搬运作用为载运和推移；冰川的沉积作用形成独特的堆积物，称冰碛物，如漂砾、泥砾等。对冰川地质作用的研究，有助于了解古地理、古气候的演化规律，对找矿、水文及工程地质等工作都有现实意义，如川西、湖南的沅江、资水的砂金、金刚石，广西的砂锡都产生在冰碛物中。

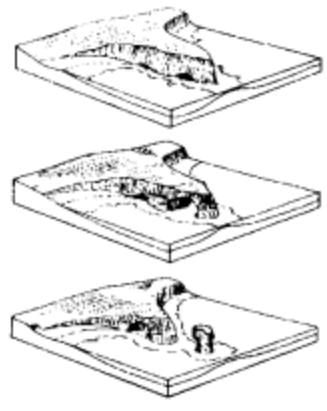
【湖泊地质作用】 geological processes of lake　湖水运动所产生的地质作用。湖泊是陆地上的集水盆地，湖水在运动过程中不断改变地表的物质组成及地表形态。湖泊地质作用包括湖泊的剥蚀作用、搬运作用和沉积作用。由于湖水是地表相对比较平静的水体，因此其剥蚀作用较弱，而沉积作用占主要地位，可形成很多有用的矿产，如石油、铁、锰、天然碱、石膏、岩盐、光卤石等等。另外，由于湖泊的沉积作用明显受气候、地形等因素的影响，因此地质历史时期湖泊的沉积物可用来分析古地理、古气候及构造运动规律等。

【湖水运动方式】 types of transportation of lake　湖泊中的水体处于不断的运动之中，包括波浪（湖浪）、湖流和浊流等方式。湖浪是由于风或不均匀气压造成的，但因湖泊的范围较小，湖水较浅，因此其波长一般只有几米、波高几厘米至几十厘米，对湖岸的冲击力也较弱，不易造成明显的剥蚀地形，对湖底的影响也不大。湖流主要是由于风吹或因注入和排出水体引起的定向水流，湖流常出现在湖口区，流速一般为每秒几厘米至几十厘米，动能较小。浊流是一种载有大量悬浮物质的水下重力流，一般见于水域较大、湖水较深的湖盆中，尤以断陷湖盆更为发育，浊流具有较大的动能，对某些湖泊的沉积作用有重要影响。另外由于上下层温度和密度的差异，可引起湖水的对流运动，可将表层的氧气带入底层，有利于湖底物质的化学反应和生物繁殖。

【沼泽地质作用】 geological processes of swamp　沼泽是陆地上充分湿润、喜湿性植物大量生长并形成大量有机质堆积的地带。因此沼泽地质作用实际上只有沉积作用，而且主要是生物沉积作用。一些低等植物的遗体沉积后，与粘土、粉砂混合，经成岩作用可转变为油页岩。大量高等植物的遗体在细菌、温度、压力等因素作用下，可转变为泥炭、褐煤、烟煤、无烟煤。

【海洋地质作用】 geological processes of ocean　海洋是贮集于地球表面低洼地区（海盆）的巨大水体，现约占地球面积的71%。海盆不仅容纳陆地上各种地质营力带来的物质，海洋本身的运动、生活其中的生物活动，以及海水的物理化学条件的发展和演化，在塑造岩石圈上起着极为重要的作用。地质历史中绝大多数沉积岩和沉积矿产都是海洋地质作用的产物。海洋是巨大的地质营力，其地质作用可分为海蚀作用、搬运作用和沉积作用。

【海蚀作用】 sea erosion, marine erosion　海浪、潮汐、海流并包括海水及其挟带的砂石对海岸进行的机械的、化学和生物的破坏作用的总称。其中，波浪对海岸的冲击称浪蚀作用。波浪及其中所携带的固体物质、对岸边进行的冲刷与磨削称磨蚀作用。这些都是塑造海蚀地貌的主要动力。



海蚀洞穴→海蚀穹→海蚀柱的演化

【激浪作用】 surf　又称**破浪**（breaker）、**拍岸浪**。是海浪向岸边传播时，由于水深逐渐变浅，海底的摩擦引起波浪变形，当波峰水质点的速度等于或超过波速时，波峰破裂，出现白色的浪花，此时波浪称为破浪。当进入浅滩时，海底阻力更大，波峰超前涌上海滩并拍击海岸，这种波浪称拍岸浪。在海岸陡峻处，前进的波峰在岸边遇到阻碍而破碎时，产生巨大压力，最大可达每平方米数十吨以上，有很大的破坏作用。海岸平缓处，波浪在距海岸一定距离处破碎形成片状的水流称激浪流。涌向海岸的激浪流称进流（往流）；向海回流的称退流（返流、底流）。与海岸斜交的斜向波浪则形成前进方向与海岸线平行的激浪流，又称海岸浪流（岸流）。激浪和激浪流是形成海蚀地貌和海积地貌的主要动力。



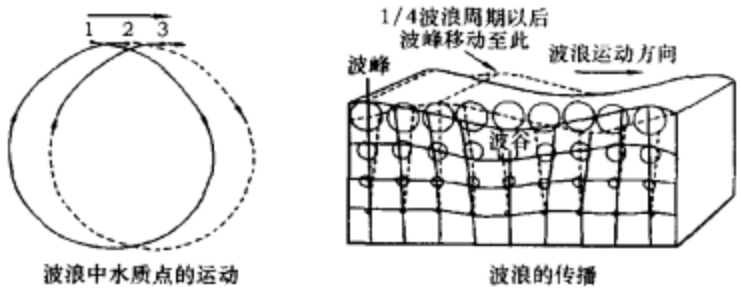
激浪

1.进流；2.退流

【浪蚀作用】 wave erosion　海岸或湖岸带的波浪对岸边的冲

刷作用。

【波浪运动】 wave action 水体的一种运动形式。波浪主要是由于风吹刮水面产生的摩擦力和不均匀压力，使水体的表面（如海水面、湖水面等）出现周期性的波动（起伏）。波动时，水质点基本以其平衡位置为中心做圆周运动，在水体表面则表现为上下的波动，圆周的直径相当于波高。波浪的大小与风力的大小、吹刮的时间及水面开阔程度等密切相关。如图中所示，当相邻的水质点依次运动至高峰时，波峰亦随之向前移动，发生了波的传播。海浪的传播速度每小时达几十千米。水质点圆周运动的直径随深度的增加而减小，当达到一定深度就趋于零，即处于静止状态，因此波浪运动只能影响到一定深度，一般为 1/2 波高的水深。当波浪向海岸方向传播时，至水深小于 1/2 波长的地带，由于海底的摩擦，水质点的运动轨迹由圆形变为椭圆形，以至形成不对称波形；波长缩短，波高增加，波浪变形加剧，波峰向海岸方向翻卷，波浪破裂称破浪；至浅滩或礁石附近，海底阻力更大，波峰超前涌向岸边并拍击海岸，称拍岸浪。



波浪中水质点的运动　　波浪的传播

【风暴潮地质作用】 storm tide process 由于强风或气压骤变等原因引起沿岸海水面在一定范围内发生显著涨、落的现象。当风暴潮与大潮吻合，潮水位暴涨，以至使海水涌向内陆，由于海水运动速度极快，具有很大的动能，其冲蚀和搬运的作用力巨大（如可搬运数吨重的石块），造成与风暴潮未波及地区迥异的地质产物。风暴潮的突发性和局限性是其地质作用的基本特征，它也是一种自然灾害。

【洋流作用】 ocean current process 海洋中在一定时间内流动方向和流动速度大致不变的水流对洋底、海洋所产生的地质作用。按流动特点可分为表层洋流和深部洋流。表层洋流主要是由盛行风的摩擦拖曳力引起海水的定向运动，因此其分布与全球性的风带有密切关系。表层洋流的流速一般小于 1 米/秒，影响深度 100～200 米，宽度可达数百千米，流程可达数千千米。深部洋流是由海水的盐度和温度的差异引起的定向水流，沿洋底流动的称大洋底流，垂直方向运动的称上升流或下降流。根据水温，表层洋流又可分为暖流和寒流。

【潮汐运动】 tide movement 由于月球、太阳等天体的引力和地—月系统相对旋转产生的惯性离心力的合力，引起全球性海平面周期性的升、降（涨、落）运动。包括海水面周期性的升、降和海水周期性的水平流动，但通常将升降运动称潮汐，水平运动称潮流。涨潮时海水涌向陆地，落潮时海水退回外海。地球表面大多数地区每隔 12 小时 25 分出现一次涨潮（海面上升）和落潮（海面下降），每月的朔（初一）、望（十五）出现高潮特高、低潮特低的大潮；上、下弦时出现小潮。潮汐运动在中低纬度地区较明显，涨落潮的高度较大，向两极逐渐减小。

【潮汐能】 tidal energy 海水潮汐运动所具有的能量。由于潮汐引起海面高度周期性的变化，迫使海水作水平方向移动形成潮流，引起潮浪。潮流在水平方向移动的距离很大，但垂直移动却很小。潮浪在 50～100 米深的海区，其波长为数千米，波速可达 20～30 米/秒。在喇叭形的河湾内，潮流涌入可激起汹涌的潮浪，如中国钱塘江的怒潮，其潮高可达 12 米，前进速度 6～7 米/秒。海水的潮汐运动产生巨大的能量，因此可不断改造地球的面貌，并可利用潮汐的能量建立潮汐发电站。

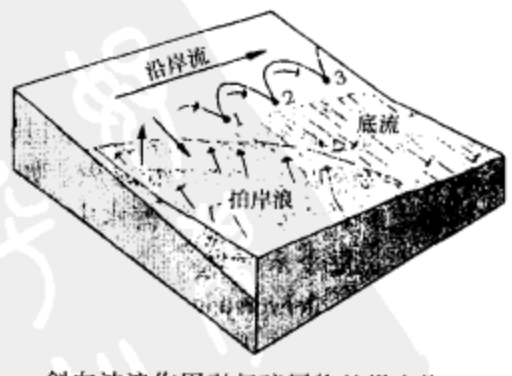
【潮汐地质作用】 tidal process 潮汐运动进行的地质作用。潮汐引起海面高度发生变化，迫使海水作大规模水平运动（潮流）。涨潮时潮水涌向陆地；落潮时潮水退回外海。在平坦的海岸带，潮水涨落影响的范围相当宽阔，潮流与海浪共同对这一地带进行剥蚀、搬运和沉积作用，使海岸带的地形及沉积物的性质发生变化。在狭窄的河口地带，涨潮时潮水奔腾而下，因此河口区受到强烈的冲刷，形成三角港。如钱塘江、恒河等。

【浊流侵蚀作用】 turbidity current erosion action 浊流是载有大量悬浮物质的高密度水下重力流。浊流是以水为介质，与大量粗细不等的碎屑物相混合，其密度达 1.2～2.0 克/厘米^3 以上，在重力的作用下，沿水盆地具有一定坡度的底面流动，运动距离可达数百千米，流速 20～30 米/秒。浊流具有较大的剥蚀和搬运能力，可形成海底峡谷和由浊积物堆积形成的浊积扇。现代海洋中的浊流大多形成于大陆架外缘、大陆坡上部或河口三角洲的前缘，在较大、较深的湖盆中亦可形成浊流，尤在断陷湖盆中更为发育。浊流往往是由暴风浪、潮流、地震、火山喷发等触发引起。

【沿岸沉积物流】 longshore drift, littoral drift 沿海岸带与海岸平行或大致平行移动的砾石流或泥沙流。是沿海岸带碎屑物质在定向风暴影响下长期激浪流作用下形成的。它沿海岸移动的速度取决于颗粒的大小，激浪流的强度，以及激浪流与海岸的交角。颗粒愈大，其运动的速度越慢。激浪流越强，搬运越有力。激浪流与海岸交角在 45°左右时，颗粒运动的速度最快。沿岸沉积物流的宽度取决于粒径大小；砾石质的最窄，约为 10 米；沙质的较宽，约数百米至一二千米；淤泥质的最宽，可达十多千米。沿岸沉积物流的长度一般是几千米到几十千米。沿岸物质移动最活跃的地区大致在水深 4 米左右的地方。沿岸沉积物流一般多发生在比较平直的海岸带。依据沉积物流颗粒大小，可分为：砾石流、沙流及淤泥流。

【漂沙】 drift sand 在近岸浅海区，由于风力或潮汐等因素使波浪的能量加大，当能够起动沙粒时，大量泥沙便被卷起成为悬移物，随着进浪、底流作往复运动，并被带到其他地区，这种现象称为漂沙。

【沿岸漂沙】 littoral drift 斜向进浪形成沿海岸方向运移的泥沙。在滨外浅水区，斜向的进浪挟带着泥沙斜向冲向海岸，由于重力的影响，底流不能将其带回到原来的位置，而向波浪前进的方向移动了一段距离。再一次进浪又将其推向海岸并又向前移动一段距离，在如此往复运动的过程中，使泥沙呈“之”字形轨迹、大致平行海岸的方向运移，漂运的速度和总体方向取决于进浪、底流的强度、海岸坡度及进浪方向与海岸线的交角等因素。



斜向波浪作用引起碎屑物的纵向搬运

【沿滩漂沙】 beach drift 斜向进浪漫上海滩后，因摩擦失去动能，并在重力及惯性力的作用下呈抛物线沿滩面退回海洋，海水中所挟带的碎屑物亦同时进退，但在退回时，因海水的动力减弱，要落后一段距离，因此泥沙总体沿着海滩方向运移。这种大

规模的物质搬运形式称沿滩漂沙。

【泥沙横向运动】 sediment transverse transport 浅水海域中泥沙等碎屑物垂直海岸的运动形式。当波浪垂直海岸传播时,在垂直海岸的进浪与底流的作用下,泥沙等碎屑物被推向海岸或返回较深的海域。横向运动使较粗的碎屑物推向岸边,较细的碎屑物移向较深的水域,更细的则呈悬浮状态运往深水海域,结果使碎屑物表现出良好的分选性。

【泥沙纵向运动】 sediment longitudinal transport 浅水海域中泥沙等碎屑物平行海岸方向的运移形式。斜向冲向海岸的海浪,分解形成沿岸流和底流,他们的共同作用使泥沙等碎屑物呈"之"字轨迹运移,但其总体方向大致平行海岸。运移的速度及总体方向取决于底流、岩流的强度、浪脊线与海岸线的交角以及海岸坡度等因素。

【分选作用】 sorting 碎屑物在搬运过程中按颗粒及密度大小进行分异沉积的作用。分选作用与碎屑物被搬运的距离和运动介质的性质密切相关。如流水搬运的碎屑物,由于动能减小,粗、重的颗粒首先发生沉积,随着搬运距离增长,细、轻的颗粒依次发生沉积,因此搬运的距离越远,分选程度越高,即颗粒按大小和质量逐渐分开。冰川是固体载运,不发生分选,因此分选作用最差,风是气体搬运,分选作用最好。

【磨圆作用】 rounding 碎屑颗粒在搬运过程中棱角被磨损而接近圆形及球形的过程。又称圆化作用。由于磨、溶等原因,搬运的碎屑物被磨圆,因此随着搬运距离的增长或悬移物反复地迁移,磨圆程度增高。特别是在搬运初期,圆化较为迅速。但碎屑圆化的程度还受矿物的物理性质、搬运方式以及碎屑破碎等因素的影响。如硬度低的粒状矿物易被磨圆;推移、跃移搬运的碎屑易被磨圆;悬移的难磨圆;载运的则不能被磨圆,因此冰碛物多为棱角状。

【磨细作用】 degradation in size 碎屑物在搬运过程中被磨损变细的过程。随着搬运距离的增加及反复地相互磨蚀,碎屑变细的程度愈明显,粒径并愈趋于一致。

【堆积作用】 accumulation ❶运动介质搬运的碎屑物,由于介质条件改变,在适宜场所发生机械沉积的过程。如流速或风速降低、流量减少、冰川消融等原因都可使碎屑物发生堆积,堆积作用是沉积作用的一种方式。以化学沉积为主的沉积方式可称为沉淀作用。胶体溶液发生沉积时称为胶凝絮作用。❷即沉积作用,两词往往通用,但堆积作用的含义比沉积作用更广泛一些。如火山喷发物的堆积等。"剥蚀"和"堆积"是地面夷平统一过程的两个方面,堆积作用形成堆积地貌,使凹地增高、填平。

【中和作用】 neutralization 酸和碱相遇以后生成盐和水的作用过程。例如:$NaOH + HCl \rightarrow NaCl + H_2O$ 也就是 H^+ 离子和 OH^- 离子结合成水的作用。在地质上亦常包括带正电荷的物质与带负电荷物质结合而沉淀下来的作用。如在河流入海的河口区,河水携带之颗粒带正电,当与海水中带相反电荷之离子相遇,因电性中和而沉淀下来。

【脱水作用】 dehydration 含水矿物由于温度升高或压力增大使其失去水分的作用。例如石膏变为硬石膏,其过程即为脱水作用:$CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow CaSO_4 + 2H_2O$。

【溶解作用】 solution, dissolution 一相物质(固态相、液态相或气态相)在另一相物质(固态相、液态相或气态相)中的分子扩散作用。一般是指气体、液体或固体物质与另一种液体作用形成均匀的溶液的作用。如风化长石遇水,其中钾(K^+)或钠(Na^+)成为可溶性的碳酸盐或氯化物水溶液。

【沉淀作用】 precipitation 由于某种物理或化学作用,使溶液中某种组分浓度增加,达到过饱和而析出矿物的作用。岩盐和石膏就是由于沉淀作用形成的。

【水化作用】 hydration 又称**水合作用**。是水以一定的比例加入矿物的晶格成为结晶水,从而形成新的含水矿物的作用。结晶水只在高温下才能再分离出来。如硬石膏吸水转变为石膏:

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

(硬石膏) (石膏)

在硬石膏转变为石膏的过程中,矿物由坚硬变为松软,体积也显著增大并对周围的岩石产生压力。

【氧化作用】 oxidation 金属或矿物与氧化合的作用。如金属铁遇氧化合变成氧化铁。组成岩石的矿物是否经受过氧化作用,可从颜色是否发生变化加以鉴别。例如海绿石经氧化作用后变为褐铁矿,其中二价铁变为三价铁,颜色由绿色变为褐色。

【水解作用】 hydrolysis 与中和作用相反的作用。即矿物中加入水引起分解的化学变化过程。例如 $Na_2CO_3 + H_2O \rightarrow 2Na^+ + HCO_3^- + OH^-$,也就是一种离子和水的离子相结合的作用。例如铁在溶液中被水解:$Fe + H_2O = Fe(OH) + H^+$。自然界中长石水解时,水分子中的 H^+ 置换长石中的碱及碱土元素离子,H^+ 进入结晶格架内而形成粘土类矿物。

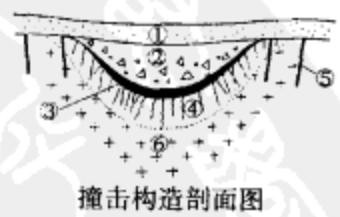
【还原作用】 reduction 一种与氧化作用相反的作用。即从化合物中去掉氧的作用,例如赤铁矿(Fe_2O_3)还原变为磁铁矿(Fe_3O_4),再进一步还原为金属铁(Fe)。炼铁就是用人工方法把氧化铁还原为金属铁。自然界中还原作用的发生,常与有机质的存在与微生物的活动有关,如湖沼底部所见之硫化铁结核,就是铁的硫酸盐类受还原作用造成的。

【吸附作用】 absorption 固体的表面吸着气体、汽或溶解物质的作用。所有固体的表面都有这种吸着性能,表面积大的固体,吸附容量较大,通常叫吸附剂,如硅胶、活性炭以及天然或人工合成的铝硅酸盐。自然界中的例子也很多,如某些沉积铀矿的生成,就与磷酸盐胶体及有机质的吸附作用有关。

【胶凝作用】 flocculation 带正电荷的物质与带负电荷的物质相结合而沉淀的作用。如在河流入海的河口区,河水中带正电荷的粘土微粒遇带负电荷的海水离子,因电性中和而沉淀。

【石化作用】 lithification ❶使松散沉积物转变为坚硬沉积岩的作用过程,又称成岩作用。这一过程是通过对沉积物的压固、脱水、胶结和重结晶而实现的。❷火山熔浆固结成火成岩的作用。此义较少应用。

【冲击作用】 impact 陨石高速冲击地球具有巨大的冲击力,尤其是质量较大的小行星和彗星,与地球相遇而被引力吸引,穿过地球大气层燃烧后仍具相当大的质量时,其冲力以及碰撞时产生的高温,可使地表物质成分和地表形态发生变化的作用。如形成陨石坑(撞击构造)和冲击变质作用等。(质量较小的陨石,一般不产生这些明显的作用)撞击构造大多是圆形的或椭圆形的,其规模不等。已发现直径达几十千米的,也有更小的。通常还需发现有陨石碎块(角砾)、冲击玻璃、冲击变质矿物等,而不是仅凭形态来确认的。



撞击构造剖面图

(据 A.A.Вальтер 图改编)

①上覆岩系;②他生(异地)角砾岩;③熔融岩(冲击岩);④自生(原地)角砾岩;⑤环状放射状断层;⑥陨石坑基底岩石

地 貌 学

总 论

【地貌学】 geomorphology 又称地形学(topography)。见 83 页"地貌学"。

【地文学】 physiography 主要研究地文(地形)的区域特征,划分自然区(地形区 physiographic region)并揭示地文(地形)发育(地文期)的学科。有人认为它与地貌学是同义词,也有人笼统地认为是自然地理学一词的同义语。

【部门地貌学】 department geomorphology 地貌学的一个分支。它以某一地质营力形成的地貌及其发育过程为独立的研究对象,如流水地貌、岩溶地貌、冰川地貌等。部门地貌学是地貌研究深入发展的必然结果,同时也是生产建设实际需要的产物。

【历史地貌学】 historical geomorphology 广义理解是研究地貌形成和发育过程的科学;狭义理解是研究全新世,即 1 万年以来地貌形成和演变的科学。历史地貌学有两个任务,即古代地貌的复原和地貌年龄的确定。研究历史地貌通常有文献考证、文物考古、古地图对比、野外考察、遥感技术、测年技术、地层分析、古气候研究的技术与方法,以及地理环境分析法等各种方法和技术的相互配合。

【构造地貌学】 Tectonic geomorphology, morphotectonics 研究地质构造和新构造运动与地貌形成关系的科学,是地貌学的分支学科。

【岩石地貌学】 petrographic geomorphology 研究同类岩石在不同自然地理条件下,或各类岩石在相同的自然地理条件下的地貌形态特征及其演化的学科,是地貌学的分支。中国常见的岩石地貌有:石灰岩地貌、红色砂砾岩地貌(丹霞地形)、石英岩地貌、页岩地貌、花岗岩地貌、玄武岩地貌、黄土地貌以及红土地貌等。同类岩石的地貌形态特征及其演化在不同的自然地理条件下是不相同的。如花岗岩在华南多呈高耸的山形,在华北、东北等地则多呈低矮的丘陵,这是因为岩相不同岩性各异的花岗岩在不同自然条件中因风化类型特性(例如有的以物理风化为主,有的以化学风化为主)的不同造成的。岩石地貌是区域地质调查和航空照片判读的良好标志,与工程建设也有密切关系。

【火山地貌学】 volcanic landform 地貌学的分支,研究由火山活动所形成的各种地貌形态的学科。火山地貌包括各种类型的火山锥以及熔岩流形成的各种地貌,如熔岩垄冈、熔岩台地、熔岩高原、熔岩瀑布、熔岩流(绳状、枕状、砻状)、熔岩脊、熔岩洞穴等。最常见的火山形态是火山锥,有些火山锥高而陡,有的低而缓,前者主要由火山碎屑构成,后者主要由熔岩流构成。许多火山锥的顶部,通常都有一个锅盆状的喷口,称火山口。如果火山口的内壁受到风化侵蚀或被后期的喷发冲破一个缺口,就造成一种马蹄形火山口。由于火山碎屑物质比较松散,堆积的斜坡又较陡,所以容易被流水冲刷发育而成密集的冲沟,呈辐射状向坡下散开,称羊尾沟。中国黑龙江省五大连池火山群、山西省大同火山群、云南省腾冲火山群、台湾省大屯火山群、河北省的张北熔岩高原等等都是典型的火山地貌。

【冰川地貌学】 glacial landform 地貌学的分支,研究由冰川的侵蚀、堆积作用所形成的地貌的学科。研究内容一般也包括冰水堆积地貌。由冰川侵蚀所形成的地貌有角峰、刃脊、冰斗、槽谷、羊背石、冰坎等。由冰川堆积形成的地貌有侧碛堤、中碛堤、终碛堤、冰碛丘陵等。冰水堆积地貌有冰砾阜、冰水阶地、冰水扇等。

【气候地貌学】 climatic geomorphology 地貌学的一个分支。研究地貌与气候的关系,探讨不同气候条件下,外动力地质作用的组合特点及相伴产生的具有相应地带性特征的地貌组合。如冰川气候地貌、冰缘气候地貌、温湿气候地貌、湿热气候地貌、干旱气候地貌和半干旱气候地貌等。由于地质历史时期气候曾有过多次显著的变化,随之形成不同的外力组合,由此造成相应的地貌组合,因而在一个地区就会保留有几个世代的地貌组合,为研究该地区气候和地貌的演化关系提供了丰富的资料。例如高山区的地貌,显示不同高度由于有温度的差异,地貌景观也有所不同。

【动力地貌学】 dynamic geomorphology 地貌学的一个分支。主要研究形成各种现代地貌(如坡地、河流、海岸、冰川、风沙、岩溶地貌等)的动力过程。在研究方法上多采用长期定位观测,模拟实验和力学分析的方法。

【区域地貌学】 regional geomorphology 研究不同地区的地貌形态特征、成因类型与发展规律的学科。例如,世界地貌、亚洲地貌、中国地貌、华北地貌和北京地貌等的研究都属于区域地貌学范畴。区域地貌资料是进行各种自然区划(例如地貌区划,水文地质、工程地质区划等等)的基本依据之一,也是进行各项工程建设(例如寻找地下水、土地合理利用,以及水利和道路工程的勘测设计等)中不可缺少的参考资料。

【应用地貌学】 applied geomorphology 地貌学的一个分支。它以地貌学的理论和研究手段为某一特定的产业服务。如工程地貌学、砂矿地貌学、农业地貌学等。

【工程地貌学】 engineering geomorphology 地貌学的一个分支。研究与工程(水利、港口、道路等)建设有关的地貌条件与地貌过程。它不仅为工程勘测设计选择有利的地貌条件,而且研究工程施工期间及投产后,可能产生的对工程有利或不利的地貌过程。例如为水坝、水库工程勘测设计,要研究河谷形态(狭窄段、展宽段)、成因类型、河谷和分水岭的结构,工程范围内存在或可能发生的有害地貌过程(如滑坡、坍塌、泥石流、岩溶、水库回淤、库岸变形等等)。港口勘测设计要研究海岸形态、成因类型、沿岸沉积物流的动态、海港回淤及海岸变形等。道路勘测设计,要从有利和不利于道路建设的观点研究线路范围内地貌条件,确定地貌形态、成因类型、地面坡度、割切程度以及线路范围内存在或可能发生的有害地貌过程(如冲沟发展、滑坡、泥石流、山崩、岩堆、岩溶、融冻过程和风沙等等)。

【砂矿地貌学】 placer geomorphology 研究各类(不同形态、成因和年代)砂矿床的形成和富集规律与各类(不同形态、成因和年代)地貌和松散沉积物之间在空间分布上和历史发展中的依

赖关系，为寻找砂矿及远景评价提供地质依据。如冲积砂矿的分布，即与河谷地貌有密切关系。

【数学地貌学】 mathematical geomorphology　20世纪60年代新兴的地貌学的一个分支。运用数学和力学的方法，尤其是数理统计的方法对地貌形态和过程做定量分析。数据取自野外实测、模拟实验卫星和航摄像片与精密地形图量计。

【农业地貌学】 agricultural geomorphology　地貌学的一个分支。研究与农业有关的现代地表形态，成因类型和现代地貌过程以及为发展农业生产而建造的人工地貌的学科。它的任务包括研究与农业规划、合理利用土地、兴建水利工程、水土保持、改良土壤、开垦荒地、寻找水源、农机耕作条件等有关的地貌条件。

【实验地貌学】 experimental geomorphology　用模拟方法研究地貌的形成过程和影响因素以及用野外定位观测方法研究地貌过程的学科。是使地貌学从定性到定量并对某些外动力地貌过程进行预报的重要手段。因此，它与生产建设关系密切。实验地貌学目前多侧重于坡面过程河床演变、港口回淤、泥石流形成和风沙地貌演变的模拟试验与定位观测的研究工作。

【地貌】 land form　又称**地形**(relief feature)。地表外貌各种形态的总称。它是内动力地质作用和外动力地质作用对地壳作用的产物。按其形态可分为山地、丘陵、高原、平原、盆地等地貌单元。按其成因可分为构造地貌、侵蚀地貌、堆积地貌、气候地貌等类型。按动力作用的性质可分为河流地貌、湖泊地貌、冰川地貌、岩溶地貌、海岸地貌、干旱地貌、黄土地貌、风成地貌、重力地貌等类型。

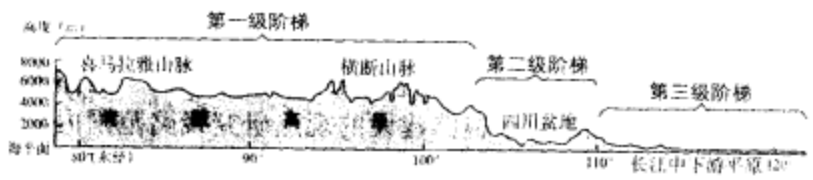
【地貌区划】 geomorphologic division　又称**地貌分区**。根据地貌形态、成因和发育的相似性和差异性等区域地貌特征，将地貌进行区域划分。每一地貌区都具有该区特有的地貌形态、成因与组合。地貌区划对于区域远景规划和国土整治有重要意义。

【地貌景观】 geomorphologic landscape　地表自然地理要素(如气候、水文、地形、土壤、植物、动物)的综合情况称地理景观，例如：冰雪景观、热带雨林景观、荒漠景观、海岸景观等。它们常常是以某一种或两三种的主导自然地理要素来命名(见图)。地貌为景观要素之一，人们常把各种地形泛称地貌景观。



丹霞地貌景观(广东坪石)

【地势】 relief　地表高低起伏的态势。如中国地势从西向东形成明显的三级阶梯(见图)。



中国地势阶梯示意图

【地形起伏量】 relief volume　一定面积内地形起伏的相对高差。起伏量有三种表示方法：①单位面积内最高点与最低点的高度差；②单位面积内相邻山顶与谷地的比高；③单位面积内切峰面与切谷面的高度差。

【起伏量图】 relief map　又称**地势图**。表示地形在一定面积内相对高差的分布图，以起伏量等值线表示之。

【地貌调查】 geomorphic survey　是研究地貌的基本方法。它的任务首先是确定地貌形态特征，结合物质组成和结构等一系列条件，确定地貌成因和形成过程，为寻找地下水、矿产资源和工程建设提供依据。如果地貌调查和地质调查结合进行时，调查路线可以重合。专门进行地貌调查时，应先结合调查区的地形图、地质图、航空照片、卫星照片等资料综合研究，以对全区地质、地貌有一总的概念，为确定具体考察计划和路线提供依据。

【地貌分析】 geomorphologic analysis　又称**地形分析**。地表形态是内、外力地质作用作用于岩石过程交相作用的结果。地形的形成与发展取决于内力引起的构造运动强度与外力侵蚀、剥蚀强度和岩石抗蚀性之间的对比关系。根据可以直接观测地形和外力过程，演绎推断不能直接观察到的地壳运动的进程和发展的方法，对地貌成因和形成过程进行分析，叫做地貌分析。

【造貌运动】 morphogenic movement, morphogenesis　地形起伏不是由于所谓造山运动所形成，而主要由于后造山期的地壳运动造成。第四纪的构造运动特别是活断裂对地貌演变具有重要作用。从地貌形成的角度将造貌运动代替构造上的后造山运动。中国第四纪造貌运动的特征首先是运动速度大，其次是以断裂活动为主要方式，第三是造貌运动既有与老构造线一致，也有截断老构造线走向的现象。

【地貌图】 geomorphologic map　反映地貌形态、成因、物质组成和地貌年龄的图件。根据任务要求，图件的比例尺不同，表现的地貌等级、详略程度和突出的重点也不相同。反映地貌一般特征的图件为普通地貌图，反映与某项科研生产有关的地貌特征的图件为专门地貌图，如历史地貌图、砂矿地貌图和各类工程地貌图等。专门地貌图件是找矿、找水、工程勘测设计和生产规划必要的参考图件之一。

【普通地貌图】 common geomorphological map　表现某一地区特有的、有一定规律出现的地貌现象的图件。地貌类型图及地貌分区图均属普通地貌图。按照图件比例尺，在普通地貌图上应分别标示地貌形态(形态部位、形态类型、形态复合体、形态组合)及地貌特征(形态计量、物质组成、地貌动力、地貌成因、地貌年龄、地貌组合、构造地貌)等内容(见表)。

国际分类		中国地貌图习惯分类	形态				地貌特征						
名称	比例尺		形态部位	形态类型	形态复合体	形态组合	形态计量	物质组成	地貌动力	地貌成因	地貌年龄	地貌组合	构造地貌
地貌详图 大比例尺	1:(0.5~1)万 1:(2.5~5)万	大比例尺(>1:20万)	+	+ +	+ +		+ +	+ +	* *	* △	+ +	△	△
地貌详图 中比例尺	1:(10~20)万	中比例尺(1:20~100万)		*	+	+	+	*		△	+	△	△
小比例尺地貌略图	1:(50~75)万				+	+	+			+	*	△	△
国家地貌图	1:(100~500)万	小比例尺(<1:100万)				+	+				*	△	△
洲际地貌图	1:(1 000~3 000)万						+					△	△
世界地貌图	>1:3 000万						+						△

△图件表示的主要内容；+一般内容；*辅助内容。

【专门地貌图】 special geomorphological map　为解决某一实际问题或研究地貌专门问题而测制的地貌图，如砂矿地貌图、滑坡图、坍陷分布图，以及其他为找矿、水文地质、工程地质、海港建设、航运等服务的地貌图。这些地貌图往往与第四纪地质图(特

别是第四纪沉积物成因类型和岩性特征)结合在一起。

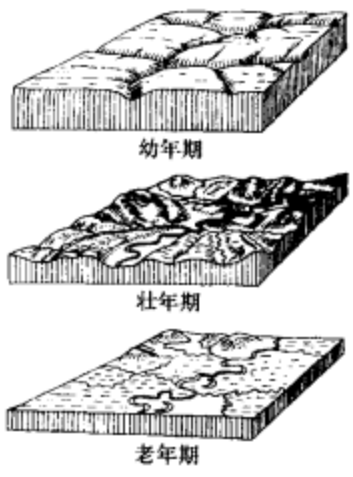
【地貌类型图】 map of geomorphological type 野外实际填绘成图的普通地貌图。图上应全面反映区内各级地貌类型的实际分布状况及典型微地貌单元。

【地貌图例】 geomorphic legend 测制地貌图时描绘地貌对象所使用的各种图形符号。地貌图例必须建立在合理的地貌分类基础上,主要建立在地貌基本成因类型分类的基础上。使用图例时,作形态描绘时要考虑图件比例尺,在大比例尺图上要能根据图形符号进行量计。地貌图例有单色和彩色两种,单色图例多用线条,不同的图形符号和文字代号表示不同成因类型和年龄;彩色图例对地貌形态多用不同颜色的图形符号表示,对成因类型多用不同颜色的底色和花纹表示。物质组成用灰色符号表示,年龄用文字代号表示。图例制定必须力求系统化、标准化、规范化,以便于使用和交流。

【地貌剖面图】 geomorphic profile 按一定比例尺记录和揭示各种地貌外部形态与内部结构相互关系的切面图件。它是进行地貌研究的一种重要图件。地貌剖面图可以在现场通过目测、半仪器测量或仪器测量进行实测,也可以根据各种地质地貌实际资料或文献、图表等资料进行编制。一般的地貌剖面图只代表一个断面的实际情况,反映情况要客观、正确,内容需包括形态、沉积物结构及相互切割和叠置关系、成因和年龄等。

【地貌综合剖面图】 geomorphic composite profile 按一定比例尺揭示一个地区地貌发育史和松散沉积物形成史的切面图件。是对一个地区地貌现象的一种图式性的科学概括,也是进行区域地貌研究的一种重要方法。它可以某地区的一个主要剖面为主,结合其他有关剖面的内容;也可以用几个实测剖面的综合情况反映该地区的地貌形态、成因、物质组成、年龄等。

【侵蚀旋回】 erosion cycle 又称**地貌旋回**(geomorphic cycle)。戴维斯(W.M.Davis)提出的一种地貌发展的理想模式(如图)。一个平坦地区由于地壳运动而被抬升,其后在长期地壳稳定条件下,地貌受长期侵蚀作用经历幼年期、壮年期、老年期(准平原)三个地貌发育阶段,称一个侵蚀旋回。又一次地壳运动后,准平原再度被抬升,地貌又进入一个新的发育阶段,即侵蚀回春。这一学说所假设的构造运动条件过于简单、机械;在论述地貌发育过程时,单纯强调流水侵蚀作用,并称之为"常态侵蚀"是主观性的;对侵蚀旋回发展阶段只用演绎的方法,比较片面。戴维斯后来也考虑了其他外动力地质作用,划分了冰蚀旋回,干燥旋回及海蚀旋回等。



侵蚀旋回的三个阶段

【幼年期】 young stage 侵蚀旋回中地貌演变的第一阶段。即平坦的地面由于地壳运动被抬升,地面开始被流水分割的时期。这时分水岭上还保留着宽阔的原始平坦地面,地表起伏不大,河谷切割深度开始逐渐加深形成峡谷,谷壁块体运动比较显著。这个阶段形成的地貌称幼年期地貌。

【壮年期】 mature stage, maturity 侵蚀旋回中地貌演变的第二阶段。平坦地面抬升后,受侵蚀作用经过幼年期切割后的一个地貌发育阶段。这一阶段的地貌特征为地面分割强烈,原始地面已被完全破坏,河谷切割深度达到最大极限。地貌上表现为山高谷深、分水岭狭窄、沟谷密布,是地貌发育的全盛时期。

【老年期】 old stage, senility 侵蚀旋回中的第三阶段,即地貌发育的最后阶段。这个阶段的主要地貌特征为河谷日益展宽,曲流发育,谷坡低缓,逐渐达到极限,形成起伏微小的大面积平坦地貌,其上散布着一些孤立的残丘,即准平原状态。

【地形侵蚀回春】 rejuvenated landform 由于地壳隆起或海面下降,使区域侵蚀基准面降低,或者降水量增大,河水流量增加等因素,引起一个地区的侵蚀作用加强,地面切割加深,这种侵蚀作用"复活"的现象,称为地形侵蚀回春。中国华北的海岸和山地都可以见到明显的地形侵蚀回春现象,是多旋回地形的一种表现。

【地貌类型】 geomorphic type 地貌形态成因类型的简称,从形态成因上进行地貌分类。自然界中地貌形态有大型、中型、小型或微型等,地貌成因类型是相当复杂的。例如,剥蚀地貌有河蚀、湖蚀、海蚀、溶蚀、冰蚀、风蚀的地貌;堆积地貌有冲积、洪积、湖积、海积、冰碛、风积的地貌;构造地貌有褶皱的、断块的地貌;气候地貌有湿热气候地貌、干旱气候地貌等等。

【地貌年龄】 age of landform 地貌年龄有相对年龄与绝对年龄两种含义。相对年龄是指地貌形态的发展阶段,例如,各类地貌根据它的发育程度分为幼年期、壮年期、老年期等,但不能反映地貌形成的地质时代。绝对年龄是指地貌形成的具体地质时代。是根据与地貌相关的沉积物的地质时代确定的,沉积物的时代主要是依据沉积物中含有的化石和孢粉的年龄确定的。随着同位素地质年龄测定技术和其他物理和化学方法测年技术的发展,使沉积物年龄的确定更为准确。

【地貌单元】 geomorphic unit 各级地貌类型及微地貌的实体之代词。如大陆、海洋、南原、平原、山地等。

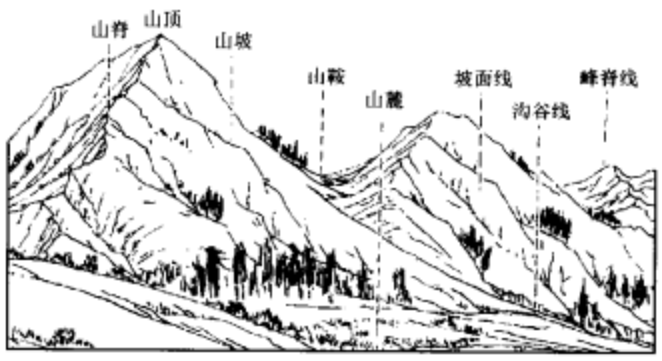
【大陆】 continent 面积广大的陆地。地球表面最大的构造地貌单元,地壳的一个组成部分,具有独特的双层结构,表层为巨厚而轻的硅铝层,底层为深厚而重的硅镁层。大陆绝大部分为海水包围并露出海面之上成为陆地,少部分大陆边缘(水深不超过 200 米的大陆架)为海水淹没成为浅海。地球历史现阶段巨大的大陆有六块:欧亚大陆、北美大陆、南美大陆、非洲大陆、澳大利亚大陆和南极大陆。大陆的陆地部分约占地球总面积的三分之一,大部分集中分布在北半球。这些大陆并不是固定不变的,在地球漫长的地质历史时期中,始终出露在海面之上的有欧洲的斯堪的纳维亚地盾、北美的加拿大地盾、亚洲的安加拉地盾等。其余的大陆在不同的地质时代中都曾被海水淹没过。

山地及平原地貌

【山系】 mountain system 在一个巨大的构造单元或一个大型构造体系范围内发育形成的,在形态、成因、结构上有紧密联系的属于同一系统的若干相邻山脉的联合体,例如,喜马拉雅褶皱带上形成的全部山脉统称为喜马拉雅山系。天山-阴山构造带上形成的山脉分别称为天山山系和阴山山系,昆仑-秦岭构造带上形成的山脉称为昆仑山系和秦岭山系,南岭构造带上形成的山脉总称为南岭山系。

【山】 mountain 陆地上海拔 500 米以上,并由山顶(山脊)、山坡和山麓(山脚)三个要素组成的隆起高地,统称为山(如图)。山的规模是很悬殊的。多数山是成群、成片分布的,它的走向受构造的控制。根据山的高度可以分为最高山、高山、中山和低山,但高程划分的具体界限尚无统一标准。世界上的最高山是喜马拉雅山(藏语为"冰雪之乡"),它的主峰珠穆朗玛峰高 8844.43 米,

是世界上第一高峰。山的成因是复杂的，主要是各种形式的构造隆起（如褶皱隆起和断块隆起等）或火山作用（喷溢堆积）形成的。例如，有人认为喜马拉雅山是褶皱隆起，有的认为是板块碰撞形成的褶皱山；天山是断块隆起形成的断块山；白头山是火山岩喷溢堆积形成的火山。山的外貌形态细节，受所在气候带特有的外力组合作用的影响，因而具有与该气候带相应的气候地貌组合特征。例如喜马拉雅山具有高寒气候带的冰川地貌组合特征，太行山具有半干旱气候带的侵蚀－剥蚀地貌组合特征。



山地形体要素

【山顶】 peak, summit　构成山地的三大要素之一，山地的最高部分。山顶呈线状延伸的叫做山脊。山顶的形态是复杂的，一般为尖顶、圆顶和平顶，此外还有梁峁状、锯齿状和峰林状的山脊等。它的形态主要受外力剥蚀，岩性和构造等因素的控制。

【山坡】 mountain slope　构成山地三大要素之一，介于山顶与山麓之间的部分，是山地最重要的组成部分。因为山坡分布的面积广泛，因此山坡地形的改造变化是山地地形变化的主要部分，例如许多现代地貌过程大都在山坡上发生；同时山坡地形往往记录并反映了整个山地的演化历史和新构造的性质。山坡的形态是复杂的，有直形、凹形、凸形、S形，较多的是阶梯形。各种山坡形成，除受新构造运动及外力地质作用的性质和强度控制外，还决定于组成山坡的岩性和构造。

【山麓】 mountain foot, foot of slope　构成山地三大要素之一，指山坡和周围平地明显的交线或山坡和周围平地之间的过渡带。在山麓地带一般有较厚的松散沉积物覆盖，覆盖物大多来源于山坡，并且和山坡的各次剥蚀作用能够对应起来，所以研究这些沉积物的分层、时代和成因类型，对揭示山地的成因和发展历史极其重要。山麓的平面曲直形态是解释构造的重要标志。

【垭口】 col　又称**山鞍**。山脊上相对低凹，似马鞍状的地形。特别显著的垭口常是主要的交通通道。垭口的形成与地质构造、基岩性质以及地表风化、侵蚀等外力地质作用有关，一般多位于断层穿越或软弱岩层分布地带。

【山口】 pass　切穿山地的河谷，自山地到平原的出口，称为山口。山口往往是冲洪积扇的顶点。

【山谷】 valley　山地间的纵长凹地。有的是构造成因的，如地堑谷、向斜谷；有的是侵蚀成因的，如河流侵蚀而成的河谷，冰川刨蚀形成的冰川槽谷。

【丘陵】 hill　顶部浑圆，坡度平缓，坡脚线不明显，海拔小于500米的低矮山丘。相对高度小于山地，分布较为零星、孤立。坡面上岩屑覆盖较厚，许多丘陵和低山毗连，为低山的组成部分，称低山丘陵；与山地相连的称山前丘陵；也有些丘陵分布在高原面上，是长期受侵蚀、剥蚀等各种外动力地质作用形成的。有些波状丘陵是地形进入老年期后，准平原化阶段的产物。中国苏北、鲁南一带丘陵地形就是准平原面上残留的基岩丘陵。

【山原】 plateau mountain　平均高度较大、面积宽广、构造复杂、总体上完整的大高原。其中基本等高的山顶面和高原面都占有相当大的比例。这种大高原实际为许多舒缓的高地、盆地和山地组成的复杂地形。中国青藏高原面积达220万平方千米，海拔4000米以上，实际是世界上规模最大的山原，因而有世界屋脊之称。帕米尔高原是世界上最高的山原。

【构造平原】 tectonic plain　以地质构造作用为主而形成的平原。一般指海成平原。这种平原的地面坡度与组成平原岩层的原始产状一致。但也有因大型隆起拗陷形成倾角较大的平原。有的甚至形成凹状或凸状。如中国西北的三大盆地即属凹状平原；英国南部白垩纪平原属凸状平原。

【上升平原】 uplifted plain　根据构造运动方向划分的一种平原类型。是由于地壳上升，外动力地质作用使地壳表面不断遭受剥蚀而形成的波状起伏的准平原。如内蒙古高平原。它是一个发育在古生代褶皱带上的剥蚀平原，广泛分布固定沙丘和风蚀残丘，其间常有浅盆地相间。

【剥蚀平原】 plain of denudation　一类非构造平原。地壳在长期稳定的条件下，由各种外力剥蚀作用所形成的平地。在这些地区地壳升降运动幅度不大，上升速度极其微弱，不同年代的河流基本上作用于一个侵蚀基准面上。这类平原根据外力剥蚀作用的成因，分为海蚀平原（面）、风蚀平原（面）、冰蚀平原（面）、溶蚀平原（面）、河流侵蚀平原（面）以及准平原等等。这类平原的范围较之其他类型的平原为小。

【堆积平原】 plan of accumulation　非构造平原之一种。主要是由于地壳长期大面积下沉或不同规模的盆状凹陷；不断为各种成因的堆积物所补偿而堆积形成的广阔平地。这类平原可依平原堆积物的成因划分为洪积平原、冲积平原、湖积平原、海积平原和冰碛平原等等。世界上范围最广大的堆积平原多分布在近海地区，如中国的华北大平原。

【高平原】 upland plain, high plain　海拔200米以上的不同规模的盆地长期呈面状下沉，不断为各种成因堆积物所补偿的条件下形成的堆积平原。这种平原通常是切割微弱而平坦的，堆积物的成因主要是冲积、湖积和洪积的。中国的河套平原、银川平原和成都平原等都属于高平原。

【低平原】 low plain　海拔低于200米的、与高地毗连或由高地围限、切割微弱、辽阔而平坦、堆积成因的平地。在巨大盆地长期呈面状下沉，不断为堆积物所补偿的条件下形成的大平原。堆积物的成因常常是很复杂的，有冲积的、洪积的、湖积的和海积的等等。中国的华北大平原就是典型的低平原。

【山间盆地】 intermontane basin　由山地围限的低地。构造盆地多属山间盆地，山区中的河谷盆地、溶蚀盆地，也属山间盆地。

【内陆盆地】 inland basin, interior basin　大陆内部内流河的盆状地形。其规模可大可小，新疆塔里木盆地是中国最大的内陆盆地；新疆吐鲁番盆地最低处低于海面154.566米，是世界最低的内陆盆地。

【河谷盆地】 valley basin　山区中河谷的开阔地段或河流交汇的开阔地段。河谷盆地是修建水库的有利地形条件。

【洼地】 depression　近似封闭比周围地面相对低洼的地形。一般是差异侵蚀或差异堆积作用形成，其规模较盆地为小。

【坝子】 intermontane basin　在中国西南地区的山间平原或盆地常被称为坝子。有的是石灰岩溶蚀盆地，有的是沿断层陷落的构造盆地。高原上的坝子是主要农田分布区。

【坡形】 slope forms　各种不同坡面的几何形态叫做坡形。地面实际上是由各种不同的坡面所组成的，如山坡、岸坡、谷坡等。在三维空间中坡形是曲面，在二维空间中坡形是曲线。为

了研究方便通常在二维空间中研究坡形，坡形分为直线性坡形和曲线性坡形两类，曲线性坡形又分凸形、凹形和S形坡等。坡形变化复杂的可称为复合形坡。**凸形坡**(convex slope)表示坡面呈一上凸的曲线，表明山体浑圆，坡上部平缓，下部较陡；**凹形坡**(concave slope)表示坡面呈一下凹的曲线，表明山体较陡，尤其是上部更为陡峭。所谓**复合形坡**(composite slope)表示坡形有时呈拉长了的"S"形，即坡上部浑圆而上凸，下部陡而下凹等。

【直线坡】 straight slope　坡面呈平而直的坡形。

【正地形】 positive relief　新构造上升地区或相对高于邻区的地形，称正地形。例如高原和山地都属于正地形，山西高原是遭受复杂割切的正地形。有些矿床形成在正地形中，有的矿床可形成正地形或和正地形同时形成。例如石油、天然气、金属矿床往往形成或储存在正地形中，如高地和丘陵特别是背斜构造或穹窿构造的正地形中。世界上许多石油矿床与穹窿或背斜构造形成的高地有关。有些金属矿床比围岩抗风化作用较强，多形成正地形。

【负地形】 negative relief　新构造下沉地区或相对低于邻区的地形称负地形。例如平原和盆地都属于负地形，河北平原就是接受巨厚堆积的负地形。石油、煤、铝土、铁、泥炭、各种盐类以及锰结核等各种沉积矿床多形成在盆地、凹地、谷地及洋盆等负地形中。负地形不仅是沉积物堆积的有利条件，而且是免于冲刷的有利场所。

【顺地形】 consequent relief　与构造形迹一致的地形。硬软岩层交互相间组成的岩层，在水平压力作用下形成的舒缓而规则的褶皱，在地貌上有明显的反映：长而平行的规则褶皱总是表现为平行岭谷地貌，在褶皱构造较新的地区，地形起伏与构造起伏表现一致，即背斜为岭，向斜为谷；以厚层硬岩与薄层软岩互层构成的梳状褶皱，背斜顶部的硬岩层即使遭到侵蚀破坏，但由于软岩很薄，其下方的硬岩很快就会出露，将阻碍背斜顶部继续被侵蚀切割，而使顺地形得以长期保存。四川盆地东部的平行岭谷，就是梳状褶皱上形成的顺地形。另外，若穹窿构造表现为高地，也是顺地形，这种顺地形是储油构造的重要标志。

【逆地形】 reversed relief　同构造形迹不一致的地形。例如在厚层软岩和薄层硬岩互层的箱状褶皱条件下，当地区抬升或侵蚀基准面下降引起河流深切时，背斜顶部由于张节理发育，水流侵蚀比向斜部分超前进入巨厚的软岩中，迅速开拓出一个深而宽的河谷，而向斜部分受到上层硬岩的保护，侵蚀作用远远落后，反而高悬成为岭脊，这种背斜为谷、向斜为岭的现象称为逆地形。这种地形起伏与构造起伏不一致的现象又称**倒置地形**。顺地形和逆地形的分析是揭示新构造表现特性的重要途径之一。

【显地形】 clear relief, distinct landforms　在新生代或第四纪松散层堆积的负地形区，现代地表形态反映了底部埋藏地形特征者，称显地形。例如堆积平原上水文网的分布格局和水道的宽窄变化，以及残丘、湖泊的分布方向等都受底部埋藏构造的控制，这种堆积平原即属显地形。一个埋藏的活断块地形，常使地表河流呈汇聚、分汊、展宽、变窄或呈直线状、肘状流动等。在堆积平原区研究显地形对于找矿(特别是天然气和石油)和确定活构造具有重要的指导意义。

【地貌组合】 geomorphic association　指成因和分布密切联系在一起的一组地貌类型，如山岳冰川地貌组合，黄土地貌组合、喀斯特地貌组合、海岸地貌组合、沙丘地貌组合等。

【相对高度】 relative height　一地和另一地之间的高差。例如山顶与谷底的高差，二级阶地和一级阶地的高差，沙丘顶部与沙丘坡脚的高差等。

【坡地】 slope　山地或高地的倾斜面。地球上随处可见的地貌单元，它是最简单、最基础的地貌单元，也是最重要的地貌单元，无论是山地、丘陵、河谷、平原都由坡地组成。坡地的形态取决于岩性、气候和构造运动。坡地研究主要是对坡面发育的过程、坡面特征、坡面形态演变和坡面发育规律的研究，由此进行坡面形态变化的预报。

【坡度】 slope gradient　斜坡与地平线的夹角。

【侵蚀面】 Erosion level　河流的侵蚀和堆积作用的总趋势是地形的普遍被夷平。河流都以其尾闾作为它的侵蚀基准面，年复一年的侵蚀使它形成一个均衡的纵剖面，这种均衡剖面的形成往往与地面的平坦化相互联系着，河流纵剖面越接近均衡剖面，整个地面越平坦，最终形成波状起伏的平原，这个地面就是侵蚀面，又称**夷平面**。但是由于地形形成的复杂，地壳振荡运动和河流侵蚀作用的组合各异，地形的夷平是较特殊的终极结果，更多的是形成局部的侵蚀面。

【片蚀】 lamellar erosion　坡面上的薄层状水流对坡面的侵蚀，把坡面上的细小的风化物带到坡面下的作用。

【冲刷】 wash　地表坡面上的水流对地表物质的摩擦、撞击，以及在水流作用下被撞击脱离地表的颗粒对地表的摩擦、撞击，使地表物质移动位置，被搬运到坡下的过程。坡面上均匀片流的这种作用叫非集中表面冲刷。当水流大到一定程度时通常在地表被冲刷出一些小水沟，形成网状沟纹和细沟(一般只有几厘米的深、宽)，形成半固定的水道，这种冲刷叫集中表面冲刷。沟谷和河流中的水流对河床，包括底床和边坡的冲击使沟谷河床物质脱离沟谷河床叫沟谷冲刷和河床冲刷。

【隐地形】 hidden relief, hidden landform　在新生代或第四纪松散层堆积很厚的负地形区，现代地表形态完全没有或很少反映底部埋藏地形特征者，称隐地形。它表明松散层堆积较厚，是确定埋藏地形仍在下沉的重要标志。在下沉区的堆积平原上，河道多呈自由曲流形式，故绝对的隐地形是很少的。在负地形区揭示显地形和隐地形是揭示新构造表现特性的重要途径之一。

【古地貌】 ancient landform　有两种涵义：一是指地质历史时期的地形状况，如上新世华北一些地区是以舒缓的宽谷浅丘地形为特征；二是指地质历史时期形成并残留至今的某些地形类型，如中国一些山地所保存的更新世古冰川地形，而塑造这些地形的冰川则早已消失。地质历史时期的地形，目前已不能直接观测；通过对不同时期不同地区地层的岩相古地理分析，可以间接地近似地得以了解。中国一些大型油田的生油与储油环境都与古地形有关，特别是与古三角洲有关。在有利的地质条件下，古地形如未受剥蚀作用和构造运动的强烈破坏，一些古剥蚀地形可以局部地保存到现代，例如华北地区出露的、被石炭系地层掩埋的奥陶系灰岩中发育的古岩溶地形。一般来说，古近纪以前的古地形很少保存，保存下来的也多是埋藏地形，并受到后期内、外力地质作用的强烈改造。古近纪以前的古地形与现代地形之间已无多少直接联系。古近纪以来，特别是新近纪末期、第四纪初期的地形状况和现代地形已基本一致。在这一段地质历史时期内，以至近数千年来，地形的变化也是很明显的。如更新世初期，分布于华北一些山间盆地中的湖泊群已经消失。根据渤海湾西部沿岸平原上的古贝壳堤，说明海岸线已向东推移。

【埋藏地形】 buried landform　被沉积物或火山喷出物所掩埋，在现代地表已无直接表现的地形。有地质历史时期形成的，也有现代形成的；有在陆地形成的，也有在水下形成的，前者如

风成沉积物所掩埋的各种地形，后者如沉入海底、湖底被沉积物所掩埋的各种地形。埋藏地形的规模不等，有的是大面积、多种地貌类型被埋藏；有的是小范围、个别地貌类型，如一段河床或冲沟被埋藏。原始地形被掩埋的程度也不等，有的是整体连续被埋藏，原始地形在地表毫无显示；有的是局部断续被埋藏，原始地形还部分地出露地面。中国黄土高原上的岛状基岩山丘，就是原始地形被黄土掩盖后残留的峰顶。原始地形被埋藏后，由于后期构造运动的影响，常发生不同程度的位移和变形。有的水下埋藏地形目前已出露地表，有的陆上埋藏地形目前比海面还低。如华北大平原下的埋藏地形，是通过钻探、物探等方法而揭露的。在一个天然的或人工揭露的地质剖面上，有时可见到多层不同地质时代的埋藏地形。在埋藏地形上可能有埋藏的古土壤、古风化壳及有关矿产。因此埋藏地形对研究古地理与地质发展历史、寻找风化矿床、石油与地下水等都具有重要意义。

【微地貌】 microrelief　规模相对比较微小的地形。如各种风成沙丘上的波纹，河床上的各种沙波、风蚀壁龛上的石窝等。通过对微地形的观测，可进一步分析、揭示宏观地形的形成过程。

构造地貌

【构造地貌】 tectonic landform　地质构造和构造运动起主导作用形成的地貌形态。构造地貌的研究，一方面是从构造因素出发来解释现代地貌的成因及形态；另一方面是根据现有地貌形态来分析地壳的构造。但是都不能忽视外力因素的影响。构造地貌可分为三个主要等级：第一级是整个地球的形状以及大陆和洋盆，是源自地球内部和宇宙性的动力作用下形成的地球表面最大地貌单元；第二级是山地与平原，是内力为主作用下形成的地貌单元；第三级如方山、单面山、猪背山等，是对第二级地貌的更详细划分，主要是地质构造受外动力地质作用剥露的地貌形态(如图)。



构造地貌(北京西山褶皱山地)

【褶皱山】 folded mountain　由褶皱构造形成的山地。主要是由软硬相间的沉积岩层构成。中国的喜马拉雅山是典型的褶皱山脉。褶皱山包括简单的褶皱构造隆起并经过侵蚀形成的背斜山、向斜山、单斜山、猪背山，也包括由复背斜与复向斜构造隆起并经过侵蚀形成的复杂山岭。简单褶皱山，通常多受基底断裂的影响，使盖层褶皱隆起成山，它的特点是褶皱形态舒缓、宽展，背斜为山，向斜为谷，山脉的走向与构造走向一致。四川盆地东部的华蓥山是简单的褶皱山。在长期剥蚀作用下，可出现背斜成为谷地，向斜成为山地的地形倒置现象(如图)。复杂的褶皱山，主要受侧向挤压形成复杂的褶皱带隆起成山，它的特点是褶皱形态紧闭，山势陡峻高大，复背斜成为山脉或山带，山岭间的谷地则与向斜槽一致，如欧洲的侏罗山。



褶皱山

【背斜山】 anticlinal mountain　构造地貌的一个地貌单元，指与背斜构造相应的山地。

【向斜山】 synclinal mountain　构造地貌的一个地貌单元，指与向斜构造相应的山地。即由向斜构造形成的山地。

【单面山】 cuesta　又称**单斜山**(monoclinal mountain)。发育在单斜构造上的山地。单斜构造是被破坏了的背斜或向斜的一翼。单面山的特征是山体沿岩层走向延伸，两坡不对称，一坡陡而短，一坡缓而长。与岩层倾向相反但与层面近乎垂直的一坡是陡而短的前坡；与岩层倾斜一致且与层面近乎平行的一坡是缓而长的后坡(如图)。



单面山

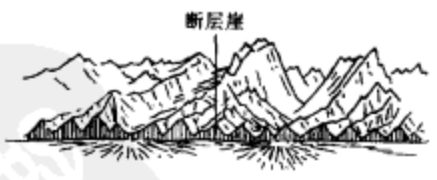
【猪背山】 hogback　单面山的一个特殊类型。形成于岩层倾斜较大的单斜构造上的两坡较陡，并且近似等长的山岭。由于岩层倾角一般超过 45 度，由构造面所控制的后坡同由侵蚀造成的前坡常形成对称的斜面，形如猪背脊，故名(如图)。猪背脊几乎完全由硬岩构成，走向平直。这种地貌多发生在背斜或穹窿构造的陡斜翼上。在构造盆地边缘，由于岩层翘起，倾斜较大，也常出现猪背山。



猪背山

【岩盘山】 laccolith mountain　由于岩浆侵入而形成的穹状山地称为岩盘山。只有最近形成的岩盘山顶部才能保留沉积盖层，多数情况是岩盘已被剥露，并被侵蚀成为由环状单面山环绕的山地。

【断块山】 block mountain　地壳因断块活动隆起而成的山。它的特点是山边线平直，山坡陡峻成崖，即断层崖。与相邻平地之间没有过渡地带，常常急转直下。断层崖受到横向沟谷的分割，变成一系列三角形的平面又称断层三角面。如断层上升盘为软弱岩层，下降盘为硬质岩层，受侵蚀后上升盘低于下降盘则成断层线崖(如图)。断块山可在各种构造的基础上形成。有的只在一面有断裂，有的两面均受断裂控制，有的是单独存在，但多数是成群分布，排列方式为相互平行的、雁行的、斜交的或同心圆状的。根据排列方式可以推定地下掩盖断层的分布。常见的断块山有地垒式断块山和掀斜式断块山。中国华北和西北地区多见断块山。



断块山

【地垒式断块山】 horst block mountain　又称**地垒山**。断块山的一个类型。断块沿两条或多条断裂隆起而成的山地。山地侧方多呈断崖绝壁。断块山地与断陷盆地多共生，呈平行排列，这是一种共轭补偿现象。中国西北的阿尔泰山、天山，华北的恒山、五台山等都属这类山地。

【掀斜式断块山】 tilted fault block mountain　断块山的一个类型。断块沿大断裂一侧隆起而成的山。这类山多数是高原掀升的边缘。它们通常是不对称的，沿断裂的一侧坡陡，为断层崖，靠近高原的一侧坡缓。中国大兴安岭和阴山是蒙古高原掀升的

边缘;太行山是山西高原掀升的边缘,这些山也正是沿高原边缘一侧大断裂和高原同时隆起成山的。此外山东中部的泰山、沂蒙山也多是沿断裂的一侧隆起成山的。

【桌状山】 mesa, table mountain 又称**方山**(mesa)。顶平如桌面,四周被陡崖围限的山体。在产状水平或平缓的岩层分布的地区,受到强烈的切割后,顶部覆有坚硬的岩层时,就会形成形若桌状的方山。中国四川盆地中部,岩层产状近于水平,以红色砂岩为顶盖的方山地形极为发育,沿嘉陵江合川至南充李渡间,方山地形最为典型。南京六合一带有玄武岩方山。

【构造盆地】 tectonic basin 主要由内动力地质作用(构造变动)形成的负向地形。如中国伊犁盆地、吐鲁番盆地、哈密盆地、汾渭盆地、阳原盆地和怀来盆地等,它们是沿几条平行断裂带断陷而成的断陷盆地。山东的泗水盆地、大汶口盆地、莱芜盆地是沿断裂一侧断陷成的断陷盆地,又称**断层角盆地**(fault-angle basin)。准噶尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、四川盆地是数组有密切关系、方向不同呈交切配合的大断裂围陷而成的盆地,主要是在X型断裂控制的围陷下形成的。江汉平原盆地、三江平原盆地是由地壳拗陷形成的,称**拗陷盆地**(down-warped basin)。这些大型的断陷盆地和拗陷盆地统称构造盆地。海洋底部的盆地也多属构造盆地。

【断陷盆地】 graden basin 又称**地堑盆地**(fault trough basin)。构造盆地的一个类型。沿几条平行断裂带断陷而成的盆地。

【纵谷】 longitudinal valley 与构造方向一致的河谷。向斜谷、背斜谷、单斜谷和次成谷等属之。



纵谷

【横谷】 transverse valley, cross valley 延伸方向与构造走向近乎正交的谷地。顺向谷、逆向谷、先成谷和后成谷(叠置河)等属之。



横谷

【向斜谷】 synclinal valley 纵谷的一种。沿着向斜轴部发育的河谷。

【背斜谷】 anticlinal valley 纵谷的一种。发育于背斜轴部的河谷,它的延伸方向与背斜轴向平行或一致。由于背斜轴部有张性断裂易被侵蚀,如轴部地层软,翼部和向斜部位地层硬,背斜轴部容易被侵蚀成河谷,而翼部和向斜部分形成山体。

【单斜谷】 monoclinal valley 纵谷的一种。沿着单斜岩层的走向发育的河谷。谷地一侧的谷坡倾向与岩层的倾向一致,另一侧谷坡的倾向与岩层的倾向相反。

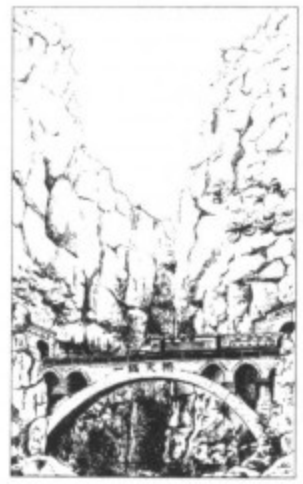
【断裂谷】 fault rift, fault valley 沿着断层破碎带发育的河谷。

【峡谷】 canyon 谷坡陡峻、深度大于宽度的山谷。它通常发育在构造运动抬升和谷坡由坚硬岩石组成的地段。当地面抬升速度与下切作用协调时,最易形成峡谷。中国长江流域的三峡,是世界闻名的大峡谷(见图)。它由一系列峡谷组成一个长达300千米的峡谷段。在黄河干流上也分布着许多巨大的峡谷,如刘家峡、黑山峡、青铜峡等。它是修建水库大坝的理想坝址地段。中国在许多峡谷上已兴建大型水坝,以综合开发利用水利资源。



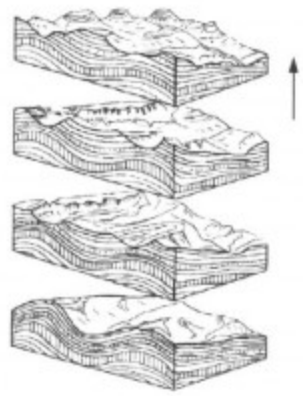
长江瞿塘峡

【嶂谷】 narrow gorge 谷坡陡直,深度远大于宽度的峡谷。一般在石灰岩、玄武岩等垂直节理发育的山区,由于构造上升,岩石的物理性质有利于河流的下切,同时抗风化、抗冲刷能力极强,谷坡难于剥蚀后退,故形成比一般峡谷更为深、窄的河谷。



嶂谷

【地形倒置】 inverted relief, inversion of relief 岩层发生褶曲隆起时,背斜形成山,向斜形成谷。但由于背斜轴部往往张节理比较发育,侵蚀作用进行较快,背斜山可以逐渐演变为背斜谷,而两侧的向斜谷则变成了向斜山。这种地形起伏和构造起伏不一致的现象称为地形倒置(如图)。在软硬岩层相间的褶皱构造区常形成这种地形倒置的现象。



地形倒置

【假阶地】 pseudo-terrace 产状平缓、软硬相间的岩层造成的构造剥蚀阶地,或由断层组成的断块阶梯,或由基岩滑坡组成的滑坡阶梯地貌的总称(如图)。在主河岸边由支谷冲积扇形成的平台状地形也称假阶地。



假阶地
1. 构造剥蚀阶梯; 2. 断块阶梯; 3. 滑坡阶梯

风化重力地貌

【风化地貌】 weathering landform 由风化作用所塑造成的地形。风化地貌的形态与岩石性质、地层产状及地质构造发育程度有很密切的关系,如在片岩分布区常见的梳状地形,花岗岩地区常见的石蛋地形,以及垂直节理发育的红色砂岩地区的丹霞地貌等。

【丹霞地貌】 Danxia landform 层厚、产状平缓、节理发育、铁钙质混合胶结不匀的红色砂砾岩,在差异风化、重力崩塌、侵蚀、溶蚀等综合作用下形成的城堡状、宝塔状、针状、柱状、棒状,方山状或峰林状的地形。此类地形因在广东仁化附近的丹霞山发育典型而得名(如图)。此外在广东北部罗昌、坪石、南雄一带;福建的永安、泰宁、崇安的武夷山;浙江永康的方岩;四川灌县的



丹霞地形(广东省仁化)

青城山;河北承德附近等红色砂砾岩分布区,多呈现这种地貌。湘西泥盆纪砂岩风化呈峰丛状,称**张家界地貌**,冀西前寒武砂岩风化崩塌后呈屏障状,称**障石岩地貌**。因其形态类似岩溶山,故又称假喀斯特。

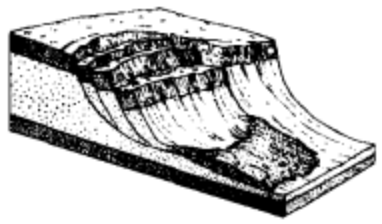
【梳状地形】 comb landform　产状倾斜的片岩分布区,受风化剥蚀后,形成起伏相间规则排列的栅栏状地形,状若头梳,故称梳状地形(如图)。


梳状地形

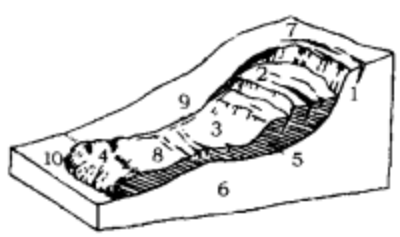
【石蛋地形】 pebbly landform　花岗岩体的球状风化产物,其表层风化物被剥离以后,风化的残余部分多呈球形,故名。中国广东南岭山地分布的花岗岩体,风化剥蚀后表层分布着许多大小不同的石蛋,构成一种特殊的地形,称石蛋地形。广州的火山炉顶、厦门的万石崖就是这种地形。

【土林】 soil forest　上新世、更新世湖相、河流相的粘土、砂、砾石的松散堆积物,在干旱、半干旱气候环境中,受季节性雨水的淋蚀、冲刷而成。这类堆积物产状平缓,在地表流水的侵蚀下,被切割得千沟万壑。在某些层位中,由于铁质胶结物富集,风化后形成质地坚硬的铁帽,使其下部的粘土及砂砾层得到保护,雨水的淋蚀力减弱,从而形成如塔如柱的土林,犹如古城堡的遗迹,拟人拟物的形象,千姿百态,栩栩如生。土林一般分布于湖相沉积的小盆地,以云南元谋盆地的班果、歪堡中的最为典型,此外,云南江川和南涧、四川西昌、甘肃天水和西藏扎达等地区也有分布。

【重力地貌】 gravity landform　山坡、谷坡和岸坡上的岩石风化破碎后,主要受重力及水(地表水及地下水)的作用下,发生不同形式的位移所形成的一些地貌形态,称重力地貌,如滑坡(见图)、倒石堆、岩屑锥、崩塌等。研究它们具有重大的国民经济意义。在道路工程、露天开采工程和水利工程建设中,确定边坡、库岸等的稳定性是重力地貌研究的一项重要课题。


滑坡

【滑坡】 landslip　坡地的土体或岩体由于许多自然的,主要是水、重力和人为的原因,沿着一定的滑动面(层面、不整合面或各种破裂面等软弱结构面)整体滑动的现象。图示滑坡一般结构。滑坡的类型不一,滑动速度也不相同,有的是缓慢的,有的是突发的,有的呈周期性。滑动面有的是平直的,有的是曲面形的,有的是单一的,有的是成组的。如有成组的曲面形滑动面,则滑坡后形成一级级台坎,台面略向坡内倾斜,这种滑坡称为旋转式滑坡。滑坡是一种地质灾害,在露天采矿、水利、铁路、公路等工程中,滑坡往往造成严重的危害。防治滑坡必须了解滑坡的形成条件以及滑坡运动过程的地貌地带性特征。



滑坡结构图
1. 围椅状陡坎(滑坡壁); 2. 滑坡阶梯; 3. 滑坡体; 4. 滑坡舌; 5. 滑动面; 6. 滑坡阶基座; 7. 环状裂隙; 8. 横裂隙; 9. 纵裂隙; 10. 放射状裂隙

【滑坡舌】 slip tongue　滑坡体的前端,因像舌头伸出而得名。

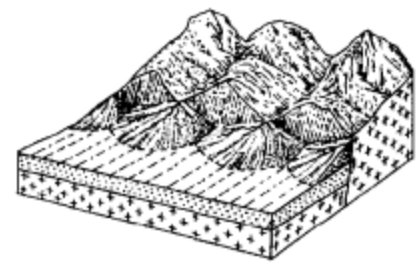
【滑坡体】 slip mass　滑坡的整个移动部分。滑坡体体积大小不一,表面均起伏不平、多裂隙。

【滑坡基座】 slip foundation　滑坡过程中,支持滑坡体而不发生显著位移的部分。滑坡基座的表层有可能因滑坡体的移动发生扭动挠曲。

【滑坡壁】 slip cliff　滑坡体下移后露出的陡壁,在平面图上多呈弧形。因它是滑动面的一部分,故有可能找到滑动擦痕。

【倒石堆】 talus　沿斜坡崩落的石块在坡度较平缓的山麓地带堆积而成的锥形体。它的平面形态主要呈三角形。有时几个倒石堆连接成带状分布。倒石堆由大小不一、棱角明显的碎石块组成,较大的石块动能较大,滚动距离较远;较细的物质则滚动距离较近,故有一定的分选现象。一般由细而均一的物质组成的锥体称**岩屑锥**(talus cone)。岩屑锥连续分布于山坡下段时称岩屑坡。

【冲出锥】 debris cone　侵蚀沟口由洪水搬运的碎屑物质堆积而成的半圆锥形体(如图)。侵蚀沟中岩石受风化剥蚀形成的碎屑物,洪水期时被搬出沟口,由于水流分散,流速降低,坡度急剧减小,碎屑物便堆积于沟口而形成的半圆锥形地貌。冲出锥的物质成分称为洪积物。


冲出锥

【岩屑坡】 debris slope, talus slope　岩屑锥在山坡下段连续分布形成的斜坡。岩屑坡位于陡崖之下,由崖上崩落的松散岩屑和岩石碎块所组成的倒石堆所组成,所以在两个倒石堆之接合处常形成凹槽形。

【坡积裙】 talus fan　坡面径流携带的碎屑物形成的堆积地形。因坡积物沿山麓地带分布,形成好像镶边的衣裙而得名。

【泥石流】 mudflow, debris flow　山区突然爆发、历时短暂、含有大量泥沙、石块等固体物质并具有强大破坏力的特殊洪流。其中固体物的总体积一般超过15%,最高的可达80%。它的前锋是一股浓浊的洪流,其中泥沙、石块等的体积最高达60%~80%,形成高达几米至十几米的"龙头"倾泻而下,小石块在泥浆中翻滚,直径大于2米的大石块常浮于泥流之上。泥石流的冲刷、搬运、堆积过程十分迅速,可在很短时间内流出几十万以至数百万立方米的固体物质,能搬运成百上千吨的巨石。中国不少山区多发泥石流,有些地方称之为**山洪、龙扒、水泡、走蛟**等等。泥石流是一种突发性的地质灾害,它的发生要有两个重要条件:一是有丰富的松散的堆积物,二是具有突然形成的洪水流。泥石流沟谷可分为三个区段:上游形成区,为三面陡峻的高山环绕的汇水盆地;中游通过区,多为狭窄的河谷;下游堆积区,为形成大小不等的扇形地,称**泥石流扇**(mudflow fan)。泥石流扇就其突发性与洪积扇颇有类似之处,但其沉积物的分选性较之洪积扇更差,大小混杂,常形成泥、砾相混的泥砾层,有的形成大石块上叠置小石块的奇特形态。在现代冰川前缘,由于冰湖溃决,洪水携带大量冰碛物形成的泥石流规模较大,这叫冰川泥石流,它一般发生在高温的夏季;因那时冰川融化快,易使冰湖溃决。冰川泥石流的破坏力大,中国西藏东南部的古乡泥石流属此(如图)。



泥石流

【稀性泥石流】 diluted debris flow　又称**紊流型泥石流**(turbulence mudflow)。固体物质含量较低(体积分数10%~40%),容

重 1.3～1.5 吨/米³，黏度小于 0.3 帕·秒的泥石流。流态为紊流或半紊流；石块的搬运呈滚动、跃移方式。稀性泥石流对河床的下切作用较明显。



黏性泥石流

【黏性泥石流】 viscous debris flow 又称**结构性泥石流**。固体物质含量高，其体积分数大于 40%，容重大于 1.5 吨/米³，黏度大于 0.3 帕·秒，具明显阵流性的泥石流。流体呈黏稠泥浆状，水是组成物，巨大岩块可浮托运动，流态为半紊流至似层流。黏性泥石流具有巨大的侵蚀和搬运能力。

【泥流阶地】 mudflow terrace 由泥流作用形成的台阶状地形。由一系列高度不大的舌状平台组合而成。

剥蚀堆积地貌

【剥蚀地貌】 denudation landform 由剥蚀作用塑造形成的地形。这种地貌介于侵蚀地貌和准平原之间。

【侵蚀地貌】 erosional landform 由侵蚀作用塑造形成的地形(如图)。侵蚀地貌多出现于相对上升地区(或相对于其邻区较高的地区)，同地层的性质和地质构造有很密切的关系。在断层破坏的地区常出现冲沟、峡谷；黄土地区多出现沟壑纵横的劣地；石灰岩地区多出现岩溶(喀斯特)地貌；冰川的铲刮力特强，则常常形成特殊的侵蚀地貌，如角峰、平底直谷(U 谷)等等。



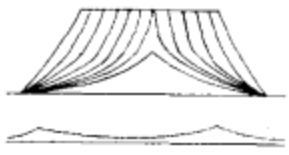
侵蚀地貌

【侵蚀期】 erosional stage 一个地区地貌发育演化的过程中，在某一地质时期由于气候的变湿润或构造的抬升，常常引起以侵蚀作用为主的地质作用，相应形成各种侵蚀地貌，这种以侵蚀作用为主的时期，称为侵蚀期。

【准平原学说】 peneplain theory 关于山地因风化作用和流水冲刷而使高度降低，坡度变缓，逐渐形成准平原的学说。准平原学说强调河流侧蚀和山坡在后退过程中坡度逐渐变缓的作用。这个学说是戴维斯(William Morris Davis，1850～1934 年)提出来的。

【山麓剥蚀平原学说】 theory of pediplanation 关于夷平面形成的假说。它强调山坡始终保持陡峭，平行后退，山麓剥蚀面逐渐扩大而使整个山地夷平。

【山坡蚀退说】 theory of slope retreated by erosion 山坡侵蚀变化的一种学说。以彭克(W.Penck)为代表的地貌学者认为，在地貌旋回这样长的地质时期内，分水岭和主谷不可能均匀降低，当主谷谷底接近均衡剖面，下切作用趋于停顿之后，山坡将以一固定的角度平行后退；后退过程中上段坡面始终与原始坡面平行，呈直线形坡，而下段坡面则逐渐变缓，并在山前形成山足剥蚀面。这种学说认为山坡平行后退，故称山坡蚀退说(见图)。



山坡发展概念的图示
(W.Penck)

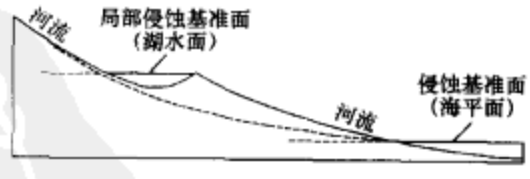
【山坡蚀低说】 theory of slope lowered by erosion 山坡侵蚀变化的一种学说。戴维斯(W.M.Davis)认为在侵蚀旋回，特别是幼年期中，分水岭和主谷谷底将同时切割降低，山坡在发展中亦随之逐渐变低。在这样的变化状况下，上段山坡将是凸形坡，而下段呈凹形。

【堆积地貌】 accumulation landform 外动力地质作用中由流水、风、冰、湖水、海水等各种搬运介质搬运的物质，在一定条件下沉积形成的地貌。根据沉积环境可分为冲积地貌(冲积平原、冲积扇、三角洲等)、洪积地貌(洪积扇)、冰碛地貌(终碛堤、侧碛堤、冰水扇等)、风积地貌(沙丘)、湖积(湖堤、湖滩等)和海积地貌海滩、沙坝、沙嘴等等。此外还有重力作用形成的堆积地貌(如倒石堆)及由火山作用形成的各种火山和熔岩堆积地貌。

【堆积期】 accumulation stage 一个地区地貌发育演化的过程中，在某一地质时期由于气候变干旱、变干冷或变干热，使岩屑物质来源增加，水量减少；或构造运动趋于稳定或下沉阶段，常常引起地面上以堆积作用为主的地质作用，相应形成各种沉积地层或堆积地形，这种以堆积作用为主的时期，称为堆积期。

【河流平衡剖面】 river profile of equilibrium 又称**河流均衡剖面**。假定在地壳相对稳定的条件下，河流的侵蚀和堆积作用总是使整个河床纵剖面方向趋于平缓，最终形成一个平滑的、下凹的曲线；河床各段的坡度恰好保证河流泥沙的正常运移，河流既不下切，也不堆积；这种理论的河床纵剖面称河流的平衡剖面。实际上在自然界侵蚀和堆积是矛盾的统一体，平衡是很难达到的，即使在一定条件下能够达到也只是暂时的，而不平衡则是绝对的。

【侵蚀基准面】 erosion basis，basis level of erosion 又称**侵蚀基面**。河流垂直下切侵蚀的界限，在这个面上侵蚀停止或侵蚀与堆积达到平衡。河流下切侵蚀的限度，往往受某一基面所控制。就一条河流各河段而言，一些坚硬的岩坎、湖泊与河流的汇口等，起着暂时的、局部控制河流下蚀的作用，因之这种岩坎、汇口就称之为地方侵蚀基准面。对于终止于内陆盆地的河流而言，盆地最低部分就是它们的终极侵蚀基准面。对所有入海河流而言，海平面起着控制整个流域水流的下蚀限度，因此海平面也是终极侵蚀基准面(如图)。由于海面或湖面本身并不固定，因此有人建议把河流作用停息，并为海浪过程和湖浪作用所代替的那一点称侵蚀基准面。实际上较大的河流，在入海或入湖以后并不立即停止侵蚀，在一定范围内还能继续切蚀海底、湖底形成水下河谷形态，称湖底或海底河槽。这是由于异重流作用和河流的流水有一定的惯性，动能并不立即消失的缘故。实际测量中也发现在许多大河，离海很远的河段上，由于涡流的侵蚀作用，在河床中常形成深槽，其底部的高度可以比海面低很多。在长江、西江的峡谷中都有这种情况。也有许多河流由于携带的泥沙极多，所以在远离海边地方就已丧失侵蚀力而转向大规模堆积。但总的来说，海面仍不失为入海河流的侵蚀基准面。

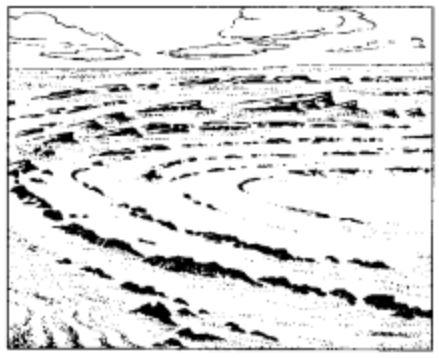


侵蚀基准面和局部侵蚀基准面

【地方侵蚀基准面】 local erosion base level 局部河段侵蚀作用的下限，称地方侵蚀基准面。如支流河口、堰塞湖，各种成因的裂点等，它们都分别控制着其以上河段的侵蚀过程。

【终极侵蚀基准面】 ultimate base level 流水侵蚀能力消失的理想面，此面以下河流作用不能再加深河床。一般把海面作为外流河的终极基准面，尾闾湖作为内陆河的终极基准面。

【夷平面】 planation surface 又称**均夷面**(graded surface)。地壳在长期稳定的条件下，各种外动力地质作用对地面进行剥蚀与堆积的过程中形成的一个近似平坦的地面。因此，这个统一的夷平面各个部分的成因和性质是很复杂的，既包括剥蚀面(如侵蚀面、山足剥蚀面、海蚀面、溶蚀面、风蚀面)，也包括相关沉积面(堆积面)。各类剥蚀面、堆积面间的关系是逐渐过渡的，互相交错的。同一时期形成的多成因夷平面，组合在一起就成为一个广大的、自内陆向海倾斜的统一的夷平面。有人认为夷平面的概念，仅限于剥蚀面，不包括相关堆积面。夷平面是一个广大地区的构造长期稳定、地貌发育成熟的产物，因此标志着一个重要而巨大的地貌发育阶段。一个夷平面的形成需要很长的时间，世界上现有较典型的夷平面都是第四纪以前形成的。夷平面被抬升以后即成为残留在山坡或山顶的**古夷平面**(ancient planation surface)；若地面下沉后常被掩埋于地下而成**埋藏古夷平面**(buried ancient planation surface)。山地夷平面是农牧业、城镇工厂和道路的主要利用地，有些矿产(如古砂矿，与风化壳有关的铝土矿、镍矿)也分布在夷平面上。图示沙漠地带一个受风蚀作用剥蚀夷平的背斜。

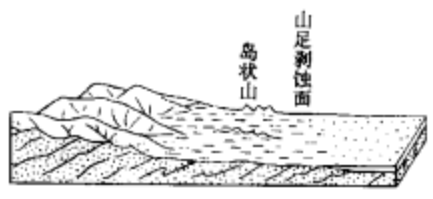

风蚀夷平面

【准平原】 peneplain 一种夷平面。起伏和缓、宽谷残丘相间的近似平原的地形。W.M. 戴维斯认为，这种地形是侵蚀旋回老年期的典型代表，它的形成过程是在地壳相对稳定的条件下，河谷受河流侧蚀作用而逐渐展宽，山坡因风化作用和流水冲刷而高度降低，坡度变缓。他把这种外动力地质作用的过程称为准平原化作用。这种论点称准平原学说。它强调河流侧蚀和山坡在后退过程中坡度逐渐变缓。而山麓片状水流的冲刷和山坡在后退过程中，始终保持同一坡度，是平行后退，最后使山地夷平。


准平原

【准平原化作用】 peneplanation 地表的起伏受侵蚀等外动力地质作用而到达准平原的过程。

【山麓剥蚀平原】 piedmont denudation plain, pediment 又称**山前夷平面**(piedmont graded surface)。山麓地带受长期的片状水流冲刷和重力崩落作用，山坡逐渐后退而形成的山麓剥蚀面(如图)，简称山麓面，又称山足剥蚀面，简称山足面。许多山麓剥蚀面连接后形成的广大平原，称山麓剥蚀平原。这种夷平面形成的论点称山麓剥蚀平原学说。它强调山坡始终保持陡峭，平行后退，山麓剥蚀面逐渐扩大而使整个山地夷平。在山麓剥蚀面扩展过程中，残留着下凹坡形，陡峭的孤丘突露于山麓剥蚀平原上，称岛状山。中国内蒙古高原、柴达木盆地边缘可以看到典型的山麓剥蚀面及山麓剥



山麓剥蚀面

蚀平原地貌。

【山麓剥蚀面】 piedmont denudation surface 又称**山足剥蚀面**(denuded surface of foothill)。山麓地带受长期的片状水流冲刷和重力崩落作用，山坡逐渐后退而形成的剥蚀面。

【岛状山】 inselberg 剥蚀平原上的蚀余残丘，常呈平的圆丘状。它以从沙漠或干热地区的低地或剥蚀平原(如阿扎尼亚或阿拉伯沙漠)中突然挺立为特征。岛状山常为裸露的岩石质的，或部分地为岩石碎屑所掩埋，它是干旱或半干旱地区的侵蚀旋回的后期地貌景观。此词源于德文 inselberg(island mountain 岛状山)，是德国探险家威尔海尔姆(F. Wilhelm)和伯恩哈德(C.E. Bornhardt)，1864～1946 年首次提出的。后来，金(King，1948 年)又把沙漠地区侵蚀旋回回春时的残丘命名为 bornhardt(岛山，残山)，以纪念他第一次在坦噶尼喀描述这种残丘。

【层状地形】 stepped landform 又称**多层地形**。一个地区，从最低的水面到附近最高的山地，在水平距离较短的地形横剖面上，由多级海岸阶地、湖岸阶地、河流阶地和多级山地夷平面以及多层溶洞、多层洪积扇组成的阶梯状地形。中国沿海和内陆许多地区，层状地形极为醒目。它显示了该区地壳经受了上升与相对稳定相间的新构造运动的过程。对于研究一个地区的地形发展历史和构造运动历史具有重要的意义。层状地形有的是内、外动力地质作用下在不同时期形成的地貌面，如阶地面和夷平面等。有的是原为统一的夷平面，经后期的构造变动解体后形成不同高度的面。

【相关沉积】 correlative sediments 在剥蚀地貌形成的过程中，被剥蚀下来的碎屑物几乎同时堆积在相邻的低洼地区，这种沉积物称该剥蚀地貌的相关沉积。根据相关沉积物的地层时代，可以推断剥蚀地貌的地貌年龄。这种推定地貌年龄的方法称**相关沉积法**(method of correlative sediments)。

【滑床】 slip bed 滑坡基座。

【崩积锥】 colluvial mass 高陡斜坡因下部岩土脱落而使上部岩土失却支撑而发生崩塌，崩积物在坡麓形成锥形堆积体。崩积锥一般在破碎岩层、黄土等地区发生，锥体大小不一，视崩积物多少而异。

【水石流】 water debris flow 稀性泥石流。

【蚀余山】 remainder mountain 在地面夷平过程中残留的小山体。

【侵蚀沟】 erosional valley 松散堆积物的斜坡上被暂时性水流侵蚀而成的各种沟谷的统称。它的发育过程可分为细沟阶段、切沟阶段和冲沟阶段。在黄土区还可形成悬沟和急沟等特殊地貌。

流水地貌

【流水地貌】 fluvial landform 地表流水的侵蚀，搬运和堆积作用形成的各种地貌。根据地表水流的水文动态或特征可分为暂时性流水地貌和经常性流水地貌，前者如冲沟、洪积扇等；后者如河谷、河漫滩、三角洲等。根据地表水流的形式又可分为有明显槽床的线性流水地貌和无明显槽床的片状流水地貌。前者又称河流地貌，在各个气候区普遍存在；后者主要出现在干旱区的山麓地带，表面覆盖着薄层的岩石碎屑，形成微缓倾斜的山麓剥蚀平原。根据塑造地貌的营力和结构特征又可分为河流侵蚀地貌和河流堆积地貌，前者如侵蚀阶地、离堆山等，后者如河漫滩、堆积阶地等。图示流水地貌块体示意图。



流水地貌块体图

1. 瀑布；2. 心滩；3. 江心洲；4. 离堆山；5. 牛轭湖；6. 河曲；7. 三角洲
8. 阶地；9. 河漫滩；10. 河床；11. 冲积物；12. 基岩

【河流类型】 fluvial type　按一定分类方案划分河流的种类。河流的分类依据很多，如戴维斯根据河流发育史与地质构造的关系，分为顺向河、再顺向河、逆向河、次成河和偶向河（如图）；根据河流发育与新构造运动史的关系，又分为先成河、叠置河；根据河流的平面形式和演变过程，又可分为直线型河流、弯曲型河流、汊道型河流和游荡型河流等类型。



1. 顺向河；2. 逆向河；
3. 再顺向河；4. 次成河

【顺向河】 consequent river(stream)　戴维斯根据河流地貌发育历史与构造之间的关系划分的一种河流类型，流向与原始地面倾斜一致的河流。例如顺坡向的河流，受构造控制的放射状河流，流向盆地中心的辐聚状河流等都是顺向河（如图）。



顺向河

【再顺向河】 resequent stream, reconsequent stream　原始构造面被破坏后，沿新出露的岩层面发育的，流向与岩层倾向一致的河流。

【逆向河】 anticonsequent stream, obsequent stream　逆着构造面的倾斜方向而流的河流。例如在单斜河谷的反岩层倾向的谷坡上发育的支流，即为逆向河。

【次成河】 subsequent stream　戴维斯根据河流地貌发育历史与构造关系，划分的一种河流类型，顺向河水系向下深切过程中，某些支流切入下伏软岩层，沿着地层软弱带发育的河流，即为次成河。

【偶向河】 resequent river, resequent drainage　发育在近于水平岩层上的，流向不受构造控制的顺向河支流，常见于新隆起的海滨平原上。

【先成河】 antecedent river　河流形成以后，横截河流地带发生缓慢隆起的背斜构造或断块构造，当河流深切的速度与构造上升速度协调时，河流则维持原来流路切割岩层逐渐形成峡谷，因为河流是先于构造隆起而存在的，故称先成河。先成河形成的河谷称先成谷，一般在山地多形成峡谷，如中国长江三峡段就是典型的先成河谷。

【后成河】 subsequent river　又称**叠置河**(superimposed river)。发育在沉积盖层上的平原河流，因区域性的构造抬升，河床逐渐切入埋藏的基岩高地而形成的峡谷。所谓后成即指后于基岩高地而言。这个曾被埋藏的基岩高地可以是一个背斜构造或地垒山块，也可以是纯粹外力侵蚀形成的高地。

【河源】 river head　河流补给的源头。多数常年流水的河流，其河源多为一条最长的支流，或为水量最多的支流，再为河流流向顺直的支流。其源头有的是湖泊、沼泽，有的是冰川、融雪，有的是泉眼。如海河上游的桑干河以神头泉为河源；长江、怒江等以唐古拉山南北坡的冰川为源头；黄河的源头之一为一片星罗棋布的沼泽、水塘，即约古宗列渠和星宿海。在中国季风气候条件下，除上述河源的河流外，尚有以季节性降雨或暴雨为流水来源的季节性流水。

【河谷】 river valley　河流侵蚀切割而成的槽形凹地。它包括河床、河漫滩、阶地和谷坡。按断面形态可分为“V”形谷、“U”形谷和“凵”形谷。按其与地质构造的关系可分为纵谷、横谷、背斜谷、向斜谷、单斜谷、断裂谷。河谷展宽段和狭窄段的出现是岩性不同或断裂构造存在的重要标志。

【河口】 river mouth　河流下游入湖、入海和汇入主流的河段。河流在河口与湖泊、海洋水体汇合在一起，它的运动规律既不同于河流，也不同于湖泊或海洋，河口地区是河流的侵蚀基准点。河口是一个地区，它包括河流最下游的河谷部分，邻近的海岸和边海，大河尤是如此。入海河口可以是三角洲，也可以是三角湾。三角洲是由于河口区的堆积作用大于波浪、潮流的侵蚀作用形成的。三角湾是河口区径流量大，输沙量少，同时长期受潮流与波浪的冲刷形成。在海（湖）岸下沉的河口地区也常形成三角湾。

【流域面积】 drainage area, river basin area　又称**集水面积**(water collecting area)、**汇水面积**(catchment area)。流域的分水线所包围的面积。流域面积大都先从地形图上定出分水线，用求积仪或其他方法求得分水线圈定范围内的面积。计算单位一般为平方千米。

【分水岭】 water divide, dividing crest, dividing range　相邻两个流域之间的山岭和高地。这一地区的降水形成的地表径流分别流入山岭或高地两侧的河流。

【分水线】 divide line　相邻流域间的分界线。此线两侧的径流，分别流入两个相邻的流域。分水岭的最高点的连线，即为流域的分界线。分水线有地面分水线和地下分水线，二者一般并不吻合，通常是以地面分水线作为流域的分界线。

【支流】 tributary　汇入主流的各级水流。其规模有大有小，如湖南的湘、资、沅、澧四水即为长江的支流。通常把直接汇入干流的支流，叫一级支流，汇入一级支流的支流叫二级支流。依次类推，还有三、四……级支流。

【汊流】 distributary　从河流上某一点向下游分散的支河道（如图）。如中国黄河、珠江三角洲上的许多汊流以及平原河道的许多汊道。汊流是各种扇形地形上特有的现象。除大河三角洲外，在洪积扇、冰水扇及冰水平原上都有向下流分散的汊流，由多数汊流构成的水系称辫状水系。平原区和山区大河道上汊河的出现通常是断裂和断块下沉的反映。



汊流和堤外滩的演化

【河床】 stream bed, river bed　又称**河槽**(stream channel)。河谷中被水淹没的部分。河槽随水位涨落而有变化。洪水期河水泛滥部分，叫做洪水河槽；枯水期水流所占有的部分，叫做枯水河槽，也叫基本河槽或主槽。

【冲沟】 gully　侵蚀沟的一种类型。具有最活跃的侵蚀能力;其纵剖面坡降大,与山坡坡面明显不一致;横剖面常呈"V"形;平面图上多呈直线形。冲沟多由细沟、切沟发展而成。

【悬沟】 hanging valley　多发育于黄土崖壁上,纵剖面十分陡峭的宽浅小沟。或者是支沟沟口与主沟或山间平原之间有陡坎或跌水等裂点存在的地带,统称为悬沟。

【急沟】 steep valley　发育于黄土谷坡上的楔形小沟。

【坳沟】 clough, kluf, claugh　衰退阶段的侵蚀沟。冲沟进一步发展,底部有大量松散堆积物,谷形宽浅,经常无水流,常辟为耕地。

【细沟】 rill　又称**犁沟**。线状流水作用在松散土层构成的平坦地面上形成的沟谷,其规模小、深度浅、形态不稳定。

【切沟】 dissected valley　流水作用形成的细沟继续发展成为具明显沟缘,纵剖面与山坡坡面不完全吻合,规模较大的侵蚀沟。

【宽谷】 broad valley　横剖面宽阔的河谷。谷底一般有河漫滩,谷坡上有多级阶地。宽谷多发育于地壳稳定区或抗蚀力弱的岩层分布区。

【主流线】 main stream line　河道中流速最大的水质点的连线。在顺直的河道中,主流线也是比较顺直的,并接近河流的中线。在弯曲的河道中,主流线是弯曲的,一般靠近河道的凹岸。

【深槽】 pool　河床中侵蚀较深的条形凹槽。

【浅滩】 shoal, shallow　在河槽宽阔处及支流河口附近,或在两个深槽之间的过渡段内,水流较缓,挟沙能力较弱,泥沙易淤积,常形成相对高起的淤积带,叫做浅滩。它是影响平原河流通航的障碍。

【心滩】 river island, sand bar　河床中心枯水期出露水面的水下浅滩。其顶部因受水流冲刷而尾部易淤积,使浅滩造成逐渐向下游移动的趋势。如果心滩逐渐淤积发展,面积不断扩大,逐渐形成江心洲。

【江心洲】 river island　河床中心泥沙淤积而成的心滩,逐渐淤积扩大加高后,两侧河床侵蚀逐渐加深,使其长期出露水面,洪水期也不没入水面以下的沙洲(如图)。湘江中的橘子洲、长江口的崇明岛等都是江心洲。



江心洲

【河漫滩】 valley flat　河流在洪水期淹没,平水期露出水面的谷底部分。洪水时期,流经河漫滩上水流的深度、流速都比河床中的水流为小,搬运能力较弱,所以在洪水退落过程中,沉积在河漫滩上的物质一般较河床中的物质为细。在平原区河流凸岸的河漫滩上,细粒沉积物常形成向下游呈扇形辐聚的沙堤,称迂回扇。在山区河流曲流段的凸岸也常有这种现象。

【雏形河漫滩】 incipient flood plain　又称**原始河漫滩**。在河流侧向侵蚀和河床迁移过程中形成的滨河床较稳定的浅滩。浅滩由河床相沉积物组成,形态特征决定于河床迁移过程中形成的微地貌,有弓形河漫滩,堰堤式河漫滩和平行鬃岗式河漫滩。

【平坦河漫滩】 flat flood plain　河漫滩地形的一个类型,在雏形河漫滩形成后,继续沉积细粒的沉积物(河漫滩相冲积物),逐渐形成平坦的或微波状的河漫滩地形。这种地形是在洪水期流动于雏形河漫滩上的水流在流速缓慢的条件下,悬移质沉淀充填在鬃岗间的洼地中,地形逐渐平坦而成的。平坦河漫滩上的河漫滩相冲积层,具水平层理,位于河床相冲积层之上,构成河漫滩冲积层的二元结构。从河床向坡麓的水平分布上,由于水层厚度及水流速度向坡麓方向逐渐变小,水中悬浮物质也因不断沉淀而逐渐减少,粒度愈细,因而其间的沉积相亦异,可划分为滨河床沙坝堆积带、河漫滩沿河堆积带和河漫滩内部堆积带。

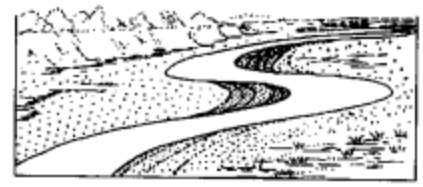
【弓形河漫滩】 bow valley flat　一种雏形河漫滩。由一系列弓形鬃岗及弓形洼地构成,岗洼之间高差小(最大不过数米),故这种河漫滩呈微波状起伏地形。常见于弯曲型河流。

【堰堤式河漫滩】 barrier valley flat　一种雏形河漫滩。漫滩边缘有天然堤,使河床束缚于天然堤之间。堰堤式河漫滩多见于汊河型河流,其地形起伏很大,天然堤可高出河漫滩十余米,因此常有决口泛滥的威胁。

【平行鬃岗式河漫滩】 parallel hogback shallow　雏形河漫滩的一个类型。在平直或微微弯曲的河段上,河床向一方偏移,在河床的一岸形成断续分布的许多基本平行的滨河床沙坝残留的鬃岗地形。鬃岗之间多为线状洼地,充水后则成湖泊、水洼或沼泽,或在其中发育一些平行的汊河。河床的另一岸则常有一条断续分布的沙坝。这种类型的河漫滩比较少见。

【凸形河漫滩】 convex flood plain　发育在堰堤式河漫滩及汊河型河床形成的复杂的雏形河漫滩上的河漫滩类型。这种河漫滩上地形凹凸不平,具有凸起的天然堤及低洼的河漫滩洼地,地形比较复杂。常形成决口扇、废河道、河漫滩沼泽、集水河道、远汇点支流等河流地貌。凸形河漫滩的冲积层结构与平坦河漫滩冲积层有显著的不同:在河漫滩相冲积层中河床相冲积层呈透镜体分布其中,并以叠加的形式,不断增加冲积层的厚度,形成加积型冲积层。

【边滩】 concave flood plain　河床岸边枯水期出露水面的水下浅滩(如图)。边滩不断发展扩大即形成河漫滩。


边滩

【沙洲】 shoal, sand bank, sand bar　河、湖、海滨带经常露出水面的沙滩。河流中形成的心滩、江心洲,湖、海滨附近形成的沙滩的泛称,是水流、波浪堆积作用形成的堆积地貌。

【河成沙波】 alluvial sand wave　河床上主流线附近呈波状的微地形。多由河沙组成,在大河床上有的是砂砾组成。沙波的高度和长度与水流的速度、深度成正比。沙波的脊线与河床的延伸方向直交或成斜交,沙波的纵剖面不对称,陡坡朝向河流下游,迎水流的一坡较缓,它是河床表面两种流水相对运动,交界面不稳定有推移质存在时形成的。沙波不断受到侵蚀和堆积,使波向河流下游移动,这是河床推移质和悬移质泥沙搬运的主要方式。规模极小的沙波称为沙纹。

【河成沙纹】 alluvial sand ripples　规模极小的沙波。

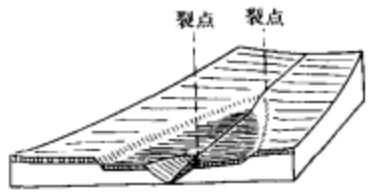
【水下沙脊】 subaqueous sand ridge　巨型水下沙波,其上常有小沙波发育。水下沙脊出现于滨河床浅滩,其平面形态与河床特点有关:窄而深的河床发育平行带状沙脊;宽而浅的河床则常出现新月形沙脊。

【鬃岗地形】 topography of hogback　弯曲型、微弯型河流河床侧向移动过程中,在堆积岸形成断续分布的、基本平行的一系列滨河床沙坝,形如鬃岗。沙坝间有线状分布的小型浅洼地,常积水成湖沼。

【壶穴】 pot - hole　又称**瓯穴**。基岩河床上形成的近似壶形的凹坑,是急流漩涡夹带砾石磨蚀河床而成。壶穴集中分布在瀑布、跌水的陡崖下方及坡度较陡的急滩上。类似的地形也可

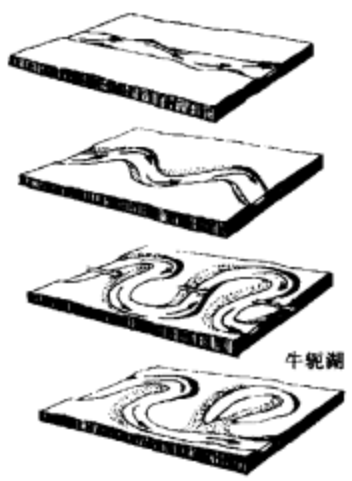
出现在冰川底床上，由冰水冲蚀造成，特称之为**冰川锅**(moulin pothole)。

【裂点】 knick point 河床纵剖面上缓坡段与陡坡段的突然转折处。它的形成与河流的溯源侵蚀、河床的构造、岩性有密切关系，在地壳长期稳定的条件下，河床为一条平缓的、圆滑的纵剖面。由于河床的急剧抬升，或侵蚀基准面(海面或湖面)急剧下降，河流从河口段开始恢复深切侵蚀，并逐渐向上游推移。新形成的、深切的、较陡峻的河段和早期形成的平缓河段之间的交点即成为裂点(如图)。裂点在河道中常以急流、湍滩、瀑布等形式出现。河流溯源侵蚀形成的裂点与阶地的形成和分布存在相关的联系，这种裂点叫循环裂点。因断层、坚硬岩层使河流形成的裂点叫构造裂点。



裂点

【河曲】 meander 又称**曲流**，**蛇曲**。蜿蜒曲折的河道。冲积平原上的河流(一般是中、下游河段)，在一定地质条件下，长期侧方侵蚀和堆积作用的产物。在弯曲的河道上，水流常形成螺旋状前进的环流，使主流线偏向凹岸，形成向凹岸的强烈侵蚀，凸岸侧因流速变缓泥沙堆积使其更加突出，便逐渐形成曲流(如图)。中国长江中游荆江段，曲流地貌极为发育，因而河道自然变迁较大。可人工裁弯取直，大大缩短了航程。

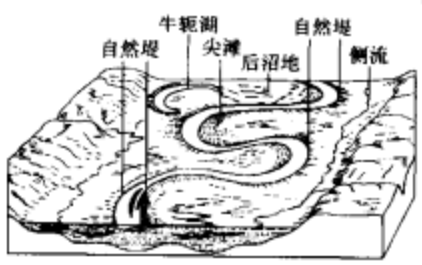


河曲

【曲流颈】 meander neck 河曲高度发展的结果，河道弯曲成环，当一个曲环近似封闭，河道间仅残留很窄的形似脖颈的陆地，这一狭窄的颈状陆地称曲流颈。

【牛轭湖】 oxbow lake 又称**弓形湖**(mortlake)。平原曲流发展的产物。在平原地区发育的自由曲流，当流水切穿曲流颈部形成新河槽后，被废弃的河湾，由于流速小，流量减弱，两端逐渐被泥沙淤塞，积水成湖，形似牛轭故名。如长江下游荆江段两岸的一些湖泊即属于这种类型，当地称为"月亮湖"。也有人把所有由废弃河道残留而成的湖泊，不论其形状如何统称为牛轭湖。

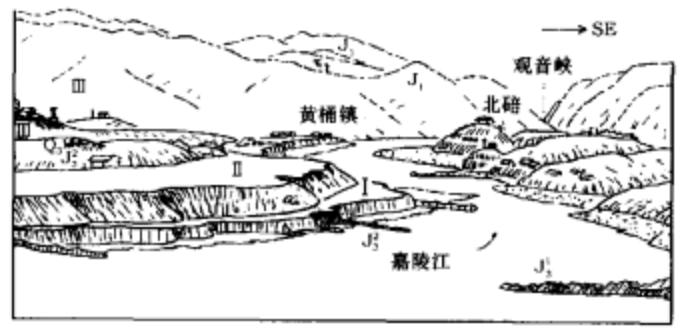
【自然堤】 natural levee 又称**天然堤**。河流两岸微见高起的长堤。在洪水时河流泛出河槽后，流速突然减小，挟沙能力骤然降低，在河床两侧堆积大量泥沙，洪水退后，沿河槽形成断续分布的长堤(如图)。它的沉积物一般以粉砂为主，常具粗细层理。洪水期沉积物较粗，为粗粉砂；洪水下退时沉积物较细(多悬移质)，为细粉砂。自然堤主要见于平原区堆积性河流两岸。中国长江中下游和淮河下游两岸常见自然堤分布。



河曲牛轭湖和自然堤

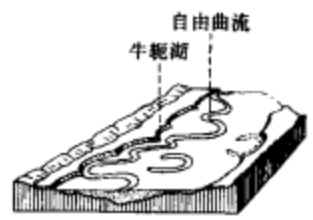
【裁弯取直】 cut - off 河曲发育过程中，相邻曲流环间的曲流颈受水流冲刷逐渐变窄，一旦被水流切穿，河道即行取直。这个过程和现象称为裁弯取直。河道裁弯取直后，加大了比降，缩短了流程。

【深切曲流】 incised meanders 发育在山地的一种河流地貌形态。河曲形成后，如地壳复又抬升，河流下切速度与地面的抬升速度基本协调时，河曲则保持原来弯曲的形式逐步下切到基岩之中。它具有山地峡谷的特点，在穹窿构造隆起段剪切裂隙和追迹裂隙发育区深切曲流也很发育，如四川嘉陵江(见图)、河北永定河、滹沱河穿越山区地段，都发育着典型的深切曲流。多数情况下由于深切河曲形成的同时地壳抬升缓慢，侧蚀作用同样很活跃，以致并不按原来自由曲流的形式下切。这种曲流的谷底较宽，河漫滩和曲流阶地发育。



深切曲流

【自由曲流】 free meander 下沉区沉积作用为主的冲积平原上常见的一种河流地貌形态。河谷中水流在平缓的河床上对一侧进行侵蚀、另一侧堆积，在河床迂回的范围内河床形态不断摆动形成的一种曲流，并形成迂回扇牛轭湖(如图)。



自由曲流

【离堆山】 meander core，cutoff meander spur 孤立在深切曲流河谷中的小丘，是深切曲流发育过程中河道经过"裁弯取直"的产物。离堆山原为深切曲流凸岸的一部分，由于河流弯曲度不断加大，相邻的凹岸逐渐接近，形成狭窄的曲流颈，被水流切穿后，曲流颈的一端即形成被河道包围的孤立小丘。如四川省嘉陵江中有许多离堆山。唐代书法家颜真卿《鲜于氏离堆记》中："有山曰离堆，斗入嘉陵江，直上数百尺，……不与众山相连属，是之谓离堆"。但平原区自由河曲裁弯取直后废弃河曲间的平地，不是离堆山。



离堆山

【旱三角洲】 dry delta ❶干旱区的一些河流，由于水量很小，在出山口处堆积成洪积扇后不能再向前发展，这种洪积扇称河流的干三角洲。❷泛指干旱、半干旱区的洪积扇。

【冲积锥】 alluvial cone 又称**洪积锥**。降雨时，坡地上沿小沟出现的暂时性水流，将冲刷的物质带到坡脚部分，由于坡脚附近坡度急骤减小，流速降低而大量堆积，形成个体较小，坡度较陡的半圆锥体地形。冲积锥在成因和形态上同重力地貌中的冲出锥类似。

【洪积扇】 proluvial fan 暂时性或季节性河流流出山口后变为多河床辫流形成的一种扇状堆积地形。主要发育在干旱或半干旱山区，往往是由多次洪积过程形成。由于洪水大小不同，洪积作用规模也有差别。洪积扇顶部地形坡度较大，沟谷起伏，多

巨大砾块，往边缘坡度逐渐变小，地形趋于平坦。形成洪积扇的暂时性河流到山前多呈散流而消失，因此洪积扇是这类河流末端的堆积地形。所以洪积扇又有旱三角洲之称。洪积扇的叠置和变形是确定活动构造的重要证据之一。中国广大的干旱和半干旱地区，如西北和华北山区的山前地带，暂时性和季节性河流常形成典型的洪积扇（如图）。



洪积扇
1. 泥石流沉积；2. 筛状沉积；3. 天然堤沉积；4. 河道沉积；5. 河流洪泛沉积

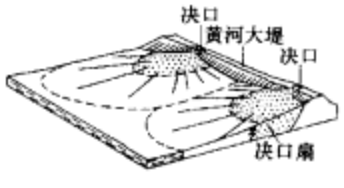
【冲积扇】 alluvial fan　有两种解释：欧美地学界认为冲积扇与洪积扇是同义词；前苏联和中国地学界认为冲积扇专指山区经常性水流出山口形成的扇状堆积体。在湿润区具有经常性水流的大的山地河流，由于河床比较固定，冲积物出山口后可继续被带到很远的地方，但通过河床的摆动，也可以形成一个延伸很广、坡度较缓的扇状地形，称为冲积扇（如图）。由于经常性水流在洪水期时洪水漫流，使冲积扇上的水系也不固定，因而形成相应的洪积物，成为冲积扇的一个重要物质组成部分，所以这种冲积扇又称为**冲洪积扇**（alluvial－proluvial fan）。中国华北地区属于半湿润的大陆性季风气候，河流平水期和洪水期的水位和流量变化很大，大的山地河流在流出山口后，广泛形成冲洪积扇，既有不固定洪流形成的具有多元结构的洪积物，又有固定河床水流形成的具有二元结构的冲积物。例如，燕山南麓、太行山东麓便分布着连续的冲积扇或冲洪积扇；北京即位处永定河流出西山山口后所形成的巨大而复杂的冲洪积扇之上；成都平原的主体也是以灌县为顶点的巨大冲洪积扇。冲积扇的叠置和变形是确定新构造活动的一种直接证据，北京附近山前的新老冲积扇就有叠置和变形现象。


冲积扇

【迂回扇】 flood plain scroll　河曲在发育过程中，由于长期的洪水位和平水位的交替作用，形成在洪水漫溢时，河漫滩的滨岸多条弧形排列的滨河床沙坝，汇集略成扇形分布，称迂回扇（如图）。它的出现说明河床移动过程是按阶段进行的。它分布在河流的凸岸，各条滨河床沙坝向河流下游方向辐聚，向上游略呈扇形散开，它们的部位就是不同时期河床凸岸边缘所在位置的遗迹。


迂回扇

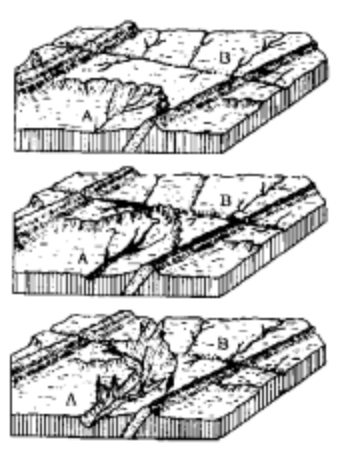
【决口扇】 fan conglomerate, flood fan　自然或人工河堤溃决后，外溢河流携带大量泥沙，在决口处因地形坡度减缓，水流分散、流速减弱，泥沙沉积而成的扇状地形，叫做决口扇。三角洲水上平原的增长，主要是由一系列决口扇发育而成，如中国长江和美国密西西比河三角洲。黄河下游历史上多次决堤，在两侧形成一系列决口扇（如图）。



决口扇

【河道变迁】 migration (shifting) of valley　河流的天然改道或改向等重大变化。河流改道，即一段河道发生平面迁移的现象。它包括两种情况：一种情况是下游段流经大平原的河流，如含沙量过高，流速突然变缓时常形成大量淤积，久之则河床高于两岸地面。在发生特大洪水时，河流决口，沿平原上低地排泄形成新河道，下游的原河道完全废弃，属于水文因素为主的突发式河流改道。例如中国黄河下游，历史上曾多次发生大幅度的河流改道，并曾一度夺取淮河下游作为它的入海河道。另一种情况是在一个流域范围内，由于地壳升降运动的方向和速度的差异，使河道向相对下降的方向偏移。如永定河自西山山地进入华北平原后，河道曾由东北向西南方迁移，是以构造因素为主的渐进式河流改道。河流改道时，流向也相应地发生变化。也有河道未变而河水倒流的现象，称为**倒淌河**。如更新世初、中期，青海省的倒淌河是连接青海湖与黄河的一条小河，约在中更新世末、晚更新世初，在河流中游地区，以野牛山为中心，发生大面积隆起，由于构造隆起速度大于河流下切速度，倒淌河不能穿过隆起区，周围也没有凹地使它可以绕道继续东流入黄河，河流便被拦腰截断，上游段便成为现代向西注入青海湖的倒淌河。除上述河流改道或改向外，河流袭夺，河曲的发育，河道不断裁弯取直也是河道变迁的一种因素。河道变迁对农田、水利、工矿、交通，经济建设有一定影响。河道变迁后如引起水系格式、流域范围等方面的变化则称为**水系变迁**。研究水系变迁对了解一个地区的地形发展历史，寻找冲积砂矿具有重要意义。

【河流袭夺】 river capture, stream capture (piracy)　又称**河流劫夺**、**河流抢水**。相邻流域的河流由于侵蚀基准面的高度不同或新构造运动影响的差异，其向源侵蚀的速度各不相同；侵蚀速度较快的，源头向分水岭伸展的速度也快，往往切穿分水岭，把分水岭的另一侧的河流抢夺过来，这种现象称为河流袭夺（如图）。抢水的河流称为**袭夺河**（pirate river, captor stream），使其水系扩大，水量增加，侵蚀能力增强；被抢水的河流称为**被夺河**（pirated stream, captured river），虽其流域未变，但流入侵蚀基点较低、侵蚀能力较强的袭夺河，可能使侵蚀复活形成新的阶地和裂点。被夺河的下游，又称**断头河**（beheaded river, beheaded stream）。因其上游被夺改道，水量减少，形成谷宽河小的不相协调的面貌，且可能出现河曲发育，多小型湖泊的反常景观。断头河与被夺河之间，河流袭夺前是连续的河谷，河流袭夺后，成了被夺河与断头河的分水岭，但河谷形态仍然保存，这种地形称为风口。风口内可以找到过去河流的沉积物，甚至老阶地还有保存。在河流发生袭夺的地方，即袭夺河与被夺河的连接处，河道往往成为很不自然的急转湾，称为**袭夺肘湾**（elbow of capture），又叫**抢水湾**。河流袭夺反映了河流发展和水系变迁的历史。根据河流地貌和第四纪地质的调查，划分出不同时代的河流流向和河道的位置，弄清河流发育的历史，这对寻找冲积砂矿很有意义。另外，河流袭夺往往是由于挽近构造运动所致，因而在地震地质工作中，为查明活动构造，往往需对河流发育历史进行分析和研究。



河流 A 向源侵蚀
袭夺河流 B

【风口】 wind gap　河流被袭夺而失去水流，并成为被夺河与断头河的分水岭，仍保留原来河谷形态及沉积物。

【反向河】 inverted stream　河流袭夺发生后，风口与袭夺湾

之间落差大，因此尽管汇水面积很小，水流仍有较大的侵蚀力，有可能凿成新的流向袭夺湾的小河流。由于其流向与断头河相反，故名。如有老阶地，阶面的倾向与反向河的流向亦相反。

【古河道】 fossil river course, fossil stream channel　地质历史或人类历史上被废弃的河谷。在山区多以比较完整的谷形保留在现代河谷的谷坡上或分水岭地段，以保留有老的河流阶地为主要标志。在平原区由于人为改造，古河道形态较难辨认；因河床经常改道而互相交叉，需根据平原上有呈断续线状分布的天然堤、沙丘带、林带、池塘凹地等并参考有关历史文献，以恢复古河道的大致走向，并通过物探及钻探资料以确定。古河道有厚层的沙砾层或沙层，是寻找冲积砂矿床和浅层地下水的良好地区。也可利用古河道回灌地下水，以帮助恢复因开采过度而降低了的地下水位。

【谷中谷】 valley in valley　又称**叠谷**。由于侵蚀基准面下降，气候及地表水流量的变化，下切作用加剧，在古老的宽谷中，又下切形成新的峡谷，称谷中谷。原来宽谷之底则表现为峡谷上的**谷肩**(replat, shoulder)。它是地形回春的产物。例如华北地区宽谷中往往嵌有下切峡谷；又如中国西部高山区冰期形成的冰川槽谷中，往往嵌入有间冰期流水下切形成的峡谷。

【岩槛】 threshold　又称**岩坎**。河流与构造线直交，坚硬岩层横亘谷底，如槛如坎。水下岩槛常成险滩、跌水、瀑布。岩槛是上游河段的地方侵蚀基准面。

【滨河床沙坝】 bar near river bed　自然堤的另一名称，由河漫滩相冲积层的滨河床沙坝亚相所构成而得名，多分布于河流凸岸边滩的边缘，其两坡不对称，向河床一坡较缓，向边滩的一坡较陡。

【侵蚀阶地】 erosional terrace, destructional terrace　由基岩组成的、阶地面上冲积物覆盖极少的河流阶地。它是地壳上升、河流下切作用的产物。侵蚀阶地多见于地壳活动比较显著，河流侵蚀强烈的山地河谷两侧。

【河流阶地】 valley terrace, river terrace　沿河岸分布的、由河流作用形成的高出河床且不被一般洪水淹没的阶梯状地形。它的形成最初是由河流侵蚀成一宽广的谷地，其上堆积或厚或薄的堆积物；尔后由于地壳上升，河床坡度加大，或由于长周期的气候变化，流量增加或河流含沙量减少，河流下切侵蚀作用加强，河床降低，老谷底被抬高成为阶地面，由侵蚀形成的阶面前的坡坎成为阶地坡，阶地就由阶面和阶坡两部分组成。阶面与平水期河面的高差以及两级阶地之间的高差为阶地的相对高度，反映了各个时期河流下切的程度。根据河流阶地的成因、组成物质和结构，可分为侵蚀阶地、堆积阶地、基座阶地、埋藏阶地，根据阶地间的相互关系又可分为上叠阶地、内叠阶地。图示河流阶地反映了河流的发育历史过程，可根据阶地的纵向和横向变化分析构造活动或气候变化的情况及规律。



河流阶地发育过程

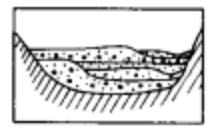
【堆积阶地】 constructional terrace, accumulation terrace　河流冲积物组成的河流阶地(见图)。河谷被侵蚀成宽广谷地，并为冲积物所堆积，其后由于地壳抬升或气候变迁，下切作用强烈而成。根据构成上、下两级阶地的两套冲积层间的结构关系，分为上叠阶地和内叠阶地。在已形成的堆积阶地上，后期河流未切穿早期冲积层，使后期堆积阶地叠置在早期堆积阶地之上，称**上叠阶地**(superimposed terrace, on - laid terrace)；若后期河流切穿早期冲积层，使后期堆积阶地直接覆盖在谷底基岩之上时，称**内叠阶地**(in-laid terrace)。



堆积阶地剖面图

【基座阶地】 bedrock seated terrace　由两层不同时期的物质组成的阶地。上层为冲积物，下层为基岩或其他成因类型的堆积物构成基座的阶地。

【埋藏阶地】 buried terrace　又称**掩埋阶地**。被后期沉积物掩埋了的早期形成的阶地(如图)。即在已形成河流阶地的地区，由构造上升转为下降时，则这些河流阶地被冲积物完全掩埋。这种被埋藏的阶地距地面越浅的形成的时代越早。也有人把山前沉降平原区不同时代冲积层的叠加称为埋藏阶地，认为它们的层序与山地河谷内的不同时代形成的阶地相当。这种命名的埋藏阶地实际上没有阶地的形态表现，而只是顺序叠加的冲积层，越近地表反而越新。



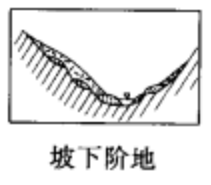
埋藏阶地

【嵌入阶地】 intrenched terrace, entrenched terrace　新老阶地呈嵌入关系的阶地组合。新的谷底低于老的谷底，新冲积层顶面高于老冲积层的基座(见图)。



嵌入阶地

【坡下阶地】 slope - covered terrace　埋藏阶地的一种类型。已形成的河流阶地被坡积物或重力堆积物所掩盖(如图)，故称坡下阶地。



坡下阶地

【气候阶地】 climatic terrace　由于气候变迁使河流的水文及泥沙条件发生变化而形成的阶地。气候变迁可表现为长期的气候干湿变化或冰期、间冰期的交替出现。当气候长期干旱，河流水量减少，或含沙量增多时，河床表现为堆积；气候变湿润时，河流水量增多或含沙量减少时，河流侵蚀加强，即形成阶地。这种阶地在上游和下游时阶地高度较低，而中游高度较大。由于冰期、间冰期或气候冷暖交替变化形成阶地的情况比较复杂，冰期时紧接冰川的上游河段堆积作用旺盛，下游河段由于海平面或湖面下降而侵蚀作用增强；间冰期时上游段侵蚀强烈，下游段则发生强盛的堆积，原有的阶地掩埋，河流上下游的阶地交叉发育。

【阶地剖面图】 terrace profile　揭示阶地外部形态与内部结构之间相互关系的图件，内容包括形态、沉积物结构、地层年代、成因等。一般分为阶地位相图和阶地横剖面图两种。

【阶地位相图】 longitudinal profile of terrace　又称**阶地纵剖面图**。在不同河段上，测量不同高度的各级阶地，按一定垂直比例尺和水平比例尺绘于河流纵剖面的上方，连接上游到下游同时代的阶地，即成阶地位相图。阶地位相图上可以区分气候阶地和循环阶地；也可以反映阶地形成过程中或阶地形成后，不同阶段的构造运动特征；还可以反映同一时期流域内不同地段构造运动的性质和强度。因此，在研究活动构造时，经常用阶地位相图分析法。

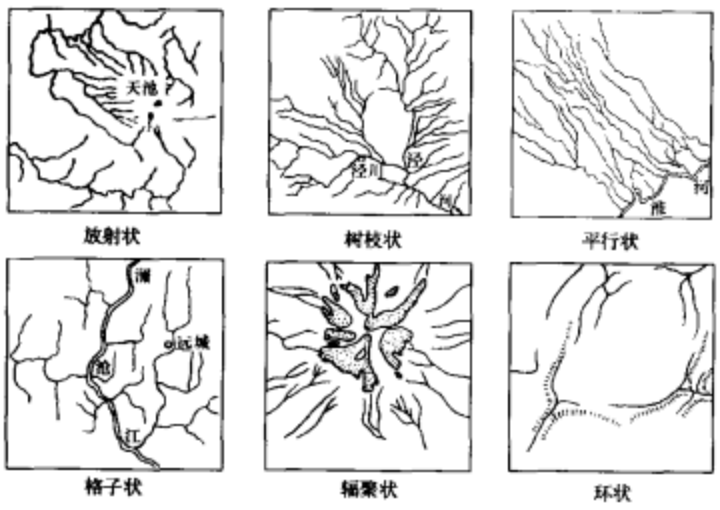
【阶地横剖面图】 cross profile of terrace　垂直河流流向的阶地剖面图，在河床两岸谷坡上测量不同高度的阶地，确定阶地的时代和类型，按一定的垂直比例尺和水平比例尺绘制的剖面图。

【阶地变形】 deformation of terrace　阶地形成后，在构造运动的影响下，阶地原始状态的变化。这种变化是通过阶地面的变

化表现出来的。河流阶地面的原始状态沿河流流向大体上是一个向下游倾斜的斜面;湖岸阶地面和海岸阶地面的原始状态沿湖岸、海岸线方向应当是一个水平面。阶地形成后,由于差异性构造运动的影响,阶地面的原始状态常被破坏发生倾斜、弯曲以至断裂,即水平的、垂直的或斜向的位移。阶地变形有时是很复杂的,详细地调查阶地变形,对于研究一个地区的新构造运动具有重要的意义。

【循环阶地】 cyclic terrace 河流的侵蚀和沉积作用响应新构造运动的间隙性抬升而形成的阶地,每级阶地均反映了河流的侵蚀-堆积循环。

【水系】 drainage system 一个流域范围内河流的干流、各级支流及与河流连通的湖泊的组合,即同一系统地表水流的总称。它的发育和分布受地貌、地质和流水条件的严格控制。水系在平面上的几何形态有树枝状、平行状、格状、环状、放射状、辐聚状、星点状等(见图)。水系与区域地质构造和地貌条件关系密切:在下沉地区发育的河流往往呈辐聚状水系;穹形隆起区发育的河流,多呈放射状水系;活动断裂带发育的水系多呈直角转弯的格状水系;大面积掀斜地区发育的河流,多形成近于平行的平行状水系;岩溶区发育的河流多呈星点状水系。水系的研究对分析区域地质构造和新构造运动的意义很大,是解释构造的重要标志。在遥感图像地质解译中,水系是重要的解译标志。



水系图

【星状水系】 stellated drainage 又称星点状水系。水系的一个类型,地面河流不连续。在岩溶发育地区地表有小型岩溶湖及伏流出露的泉水、积水洼地,星罗棋布故名。在草地沼泽、湖泊发育地区及冰缘冻土区,也可以形成湖泊棋布,河流短小而多的星状水系。中国藏北高原地区这种水系比较多见(如图)。



星状水系

【平行水系】 parallel river system, parallel drainage 水系发育的一种格局。由数条平行流动的支流注入主流组成的水系类型。主要受构造和山岭走向的控制,如在平行褶曲或断层地区,河流常呈显著的平行排列,中国横断山脉中的水系为较典型的平行水系。淮河北岸的平行水系是发育在黄泛区斜坡上造成的。广东省的东江和北江水系,鲁南和苏北的沂沭河水系等都是平行水系。

【放射状水系】 radial drainage 又称**辐射水系**。水系格局的一种。在穹隆构造上或火山锥上发育的河流,形成顺坡向四周呈放射状外流的水系。如海南岛五指山的水系即属这种类型。

【辐聚水系】 convergent drainage 水系格局的一种。发育在盆地中或构造沉陷区的河流,形成由四周山岭向盆地或构造沉陷区中心汇集的水系。如中国西北地区、藏北高原和四川盆地等的水系都属于这种类型。

【树枝状水系】 dendritic drainage 水系格局的一种。支流较多,主、支流以及支流与支流间呈锐角相交,排列如树枝状的水系。多见于微斜平原或地壳较稳定,岩性比较均一的缓倾斜岩层分布地区。世界上大多数的水系,如中国的长江、珠江和辽河,北美的密西西比河、南美的亚马孙河等,都是树枝状水系。

【羽毛状水系】 pinnate drainage pattern, featherlike drainage pattern 水系的一个类型。支流短而密集,从主流两侧汇入与主流呈直角相交的水系。它多发育在断陷谷中或断崖的一侧,或是线状褶皱地区。流经甘肃、陕西的渭河及其支流(如图),钱塘江和滦河等水系即为比较典型的羽毛状水系。



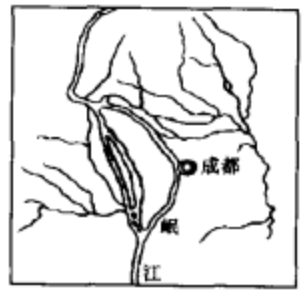
渭河羽毛状水系

【扇状水系】 fanned drainage 支流从不同方向汇入主流,形成以主流和支流组成的扇骨状的水系,海河水系、南疆的叶尔羌河水系都属这种类型的水系。

【格状水系】 trellis drainage 水系格局的一种。支流与主流直角相交成格状的水系。在很大程度上受褶皱构造和断裂裂隙控制,如主流发育在向斜轴部,支流顺向斜两翼发育,一般与主流皆成直角相交。在裂隙发育的水平岩层地区,常发育典型的格状水系。如闽江水系、嘉陵江水系,拉萨河水系和长江三角洲上的河网。

【串珠状水系】 beading drainage 古冰川谷中的水系流经冰川刨蚀形成的冰斗、冰槛后洼地构成的小型湖泊,形若串珠故名。

【辫状水系】 braided drainage 水系的一个类型。发育在三角洲、冲洪积扇,山前倾斜平原及水流较小而河谷十分宽广的河段上发育的辫状水系,即由多数汊流构成的水流交错(如图)。



成都平原辫状水系

【间歇河】 intermittent river(stream) 又称**季节河**(seasonal stream)。只在雨季或暴雨后才有水流的河流。

【山麓平原】 piedmont plain 位于山区至平原的过渡地带,由一系列洪积扇或冲洪积扇发展形成的平原。根据成因又可分为洪积平原或冲洪积平原。西班牙语称山麓洪积平原为 bahada 或 bajada。

【洪积平原】 diluvial plain 干旱区山前地带由一系列洪积扇不断扩大伸展连接组合而成的堆积平原。中国西北山区的山前地带多分布有这类平原。

【冲洪积平原】 alluvial - proluvial(diluvial) plain 半干旱区山前地带,由一系列冲洪积扇不断扩大伸展组合连接而成的堆积平原。如燕山南麓和太行山东麓分布的连续的平原等。

【冲积平原】 alluvial plain 广义的冲积平原是指由河流泛滥和三角洲增长堆积连接而成的大平原。它包括山麓平原、冲积平原和海滨平原。如华北大平原就属这类大冲积平原。狭义的冲积平原是典型的冲积平原,即在洪水泛滥期间河流不断改道,沿河床及其两侧长期堆积而成的冲积平原。它的表面常有一系列天然堤、凹地的分布和古河道的遗迹,其内部是多种成因、结构复杂的成层沉积物堆叠而成。典型冲积平原和其他成因平原的关系是过渡的。

【泛滥平原】 flood plain 河流在洪水期溢出河床后堆积而成的平原。

【山间平原】 intermontane plain, intermountain plain 山区中由河流或湖泊堆积形成的平地。

【河流错位】 dislocation of river 流经活断层的河流,由于断层两盘的平移运动,使河流发生扭曲或断错,也称河谷错位或水系错位。根据被错位河流的阶地沉积物年龄和河流错位的距离,可以揭示该断层活动的时间和平移运动的幅度和速度。阿尔金断裂带和红河断层带河流错位现象十分显著。

【河流偏移】 river deflection 正常流动的河道,因某种作用力的影响而发生偏转。这种作用力一般有两种来源:一是地球自转偏向力,这是一种惯性力,它使北半球的河流向右偏移,南半球的河流向左偏移;二是地面因掀斜隆升,使河流从隆升一侧向下降一侧偏移。

【汇水区】 collection area 河流的某一地点的水量来自它的上游所有的主支流地区,这个地区就是它的汇水区。所谓的河流某一地点,既可以是某水文站或某水库,也可以是任意指定的某地点。汇水区也可定义为河流某一地点以上的流域。

湖泊地貌

【湖泊地貌】 landform of lake 在内动力或外动力地质作用下,陆地上形成的积水凹地形态。湖盆受地质条件、气候条件等因素的控制,因此,湖泊地貌与湖盆成因关系很大。如断陷湖,湖岸多为平直陡峻;火口湖,因位于火山体顶端,一般高出地表,水体受火山口规模的限制;风蚀湖常呈新月形湖盆等。

【湖盆】 lake basin 陆地上容纳湖水的天然盆状凹地。它包括湖岸带与湖底区两部分。

【湖岸】 lake shore 广义的湖岸泛指整个湖岸带,有时则专指湖岸带的水上岸坡。

【湖岸带】 lake strand zone, lake shore zone 湖盆边缘 与四周陆地相邻的地区。大湖的湖岸带可以划分为三个部分:①水上部分为**湖岸岸坡**(lake bank slope),坡脚位于波浪作用的上限。岸坡的高度与坡度不一,有时岸坡就是湖蚀崖。②水下部分为**湖岸浅滩**(lake shoal),简称**岸滩**,是由湖水塑造向湖心微微倾斜的比较平坦的水下滩地。其中近岸部分主要是由湖浪侵蚀、磨蚀而成,称**湖蚀浅滩**(lake - eroded bank)。近湖心部分主要是沉积作用而成,称**湖积浅滩**(lake-accumulated bank),浅滩的前缘为一斜坡,逐渐向湖底区过渡。③水上与水下部分之间,即湖水面与湖岸岸坡的交界线,称湖岸线。它不是固定的,随湖水位升降而上下移动,湖岸线实际上是低水位湖面与高水位湖面之间的一个狭窄地带。

【湖岸线】 lake shoreline 湖水面与湖岸岸坡的交界线。湖岸线随季节而变化,特别是一些内陆湖这种变化是气候干湿变化的反映。

【湖蚀崖】 lake cliff 湖岸特别是基岩湖岸,下部受湖浪侵蚀,上部因重力崩坍形成的陡崖。

【湖蚀洞穴】 lake eroded cave 湖蚀崖的下部因湖浪侵蚀而成的断续分布和大致等高的凹槽。在现代湖蚀洞穴上方一定高度的地方可见古湖蚀洞穴。洞穴中有时被砂砾石充填。有的湖泊虽然现代已经消失但湖蚀洞穴仍然保存。

【湖成阶地】 lake terrace 又称**湖岸阶地**。分布在湖岸地带湖水作用形成的阶梯状地形。它由阶地面及前缘坡坎组成。阶地面常是一个相当平整的、微向湖心倾斜的基岩侵蚀面,其上覆以厚度不等的砂砾石层。阶地的前缘坡坎曾是湖岸浅滩前缘的水下岸坡。由于湖岸地带构造上升或湖水位下降,湖岸浅滩及其前缘的水下岸坡便出露到湖水面之上,形成湖岸一级阶地。湖泊在其发展过程中,可能经历多次这样的变化,便相应地形成数级湖岸阶地。现代湖泊的湖成阶地可见于青海湖等地。有些古代湖泊,如桑干河盆地中下更新世的泥河湾湖,虽然湖泊已经消失,但部分阶地及阶地上的沉积物仍保存到现代。湖成阶地对研究湖泊发展历史、湖区构造运动与气候变化有重要意义。

【湖积平原】 lacustrine plain 又称**湖泊堆积平原**。由湖泊的沉积作用形成的平原。湖泊在发展过程中,湖盆中不断沉积,形成一个比较平坦的水下堆积面。当湖水浸没范围显著缩小,或向一方偏移,或湖水全部消失时,水下堆积面便部分或全部出露地表,成为湖积平原。

【湖泊类型】 types of lakes 根据不同的研究任务,采用不同的分类指标,可将湖泊分成许多不同的类型。根据湖泊起源,可分为海源湖与陆源湖;根据湖泊形成方式,可分为堰塞湖与凹陷湖;根据湖泊与海洋的关系,可分为外流湖与内流湖;根据湖泊与河流的相互关系,可分为河口湖、河源湖与连河湖;根据湖水的水量平衡关系,可分为排水湖、间歇性排水湖与不排水湖;根据湖水水量变化,可分为常年湖与时令湖;根据湖水的热状况及水温变化,可分为暖湖、冷湖与混合型湖;根据湖水的化学成分,可分为碳酸盐湖、硫酸盐湖与氯化物湖;根据湖水的矿化度,可分为淡水湖、半咸水湖与咸水湖。

【湖盆成因类型】 genetic types of lake basin 一般分为:①内动力地质作用形成的湖盆,包括构造运动形成的湖盆(即向斜凹地、地堑及其他断裂凹地形成湖盆)和火山活动形成的湖盆(即火山口形成的湖盆、熔岩流表面凹地形成的湖盆)。②外动力地质作用的湖盆,包括河流作用形成的湖盆(旧河床形成的湖盆、冲积平原凹地形成的湖盆)、地下水作用形成的湖盆(溶蚀凹地形成的湖盆、潜蚀-塌陷作用形成的湖盆)、冰川和冻土作用形成的湖盆(包括冰蚀湖、冰碛湖、冰川表面湖、冻土融化-地表塌陷等形成的湖盆,冰川阻塞河谷形成的湖盆)、风力作用形成的湖盆(风蚀凹地、沙丘间凹地形成的湖盆)、海洋作用形成的湖盆(海洋沉积物拦阻海湾、河口形成的湖盆)、重力作用形成的湖盆(崩坍、滑坡堆积物阻塞河谷形成的湖盆)及生物作用形成的湖盆(珊瑚环礁、堡礁形成的湖盆)。有些湖盆是多种营力复合作用形成的,如熔岩流阻塞河谷而成的湖盆是内动力、外动力地质作用共同作用的结果。

【构造湖】 tectonic lake 地壳运动所形成的各种构造凹地,如向斜凹地、地堑及其他断裂凹地积水而形成的湖泊。如中国云南省大理的洱海、昆明滇池,青海省的青海湖及东非断裂谷中的坦噶尼喀湖,俄罗斯西伯利亚的贝加尔湖等都是构造湖。它的特征是湖泊平面形态比较简单,湖岸线比较平直,一般面积和深度较大。

【向斜坳陷湖】 syncline down-warped lake 由向斜拗陷或地壳缓慢下降形成和向斜凹地积水而成的湖泊。这类湖泊面积较大,形态比较多样,数量较多。如中国的太湖、洞庭湖、鄱阳湖等。

【凹陷湖】 down - warped lake 陆地上各种成因的原始凹地充水而成的湖泊,包括构造凹地湖、火山口湖、溶蚀凹地湖、冰斗湖及其他冰蚀凹地湖、风蚀凹地湖、塌陷湖等。

【断陷湖】 sag pond 构造湖的一个类型,断层陷落形成的湖盆积水而成。它的特征是湖泊平面形态比较简单,常呈狭长状,湖岸线较平直,岸坡陡峻,深度较大,分布有一定规律性。如中国云南

的滇池、洱海，四川的邛海，内蒙古的呼伦池以及青海省的青海湖等；世界著名的东非大裂谷中的湖群（坦噶尼喀湖等）都是典型的断陷湖。图示云南昆明滇池断陷湖，为中生代末期形成的走向南北的西山大断层，下降侧积水成湖。湖泊长轴呈南北走向，面积约 340 平方千米，湖面海拔 1886 米。


断陷湖（昆明滇池）

【塌陷湖】 collapse lake　地表塌陷凹地中积水形成的湖泊。地表塌陷是由于地下岩层受溶蚀、机械潜蚀和或地下冻土融化所引起。融冻塌陷凹地形成的湖泊又称融沉湖或融陷湖。

【火山口湖】 crater lake　火山口或破火山口中蓄水所成的湖。湖水来源于降水或地下水，有时也有从地下的岩浆中分离出来的水，这种水中含酸类物质和矿物质较多，可以使湖水呈酸性并具有特殊的颜色。火山口湖一般都位于火山的顶端，有的火山口湖因火山锥受到破坏，出现在较低的地方。中国白头山顶的天池（见图）、湛江湖光岩、腾冲火山等地都有著名的火山口湖。


火山口湖（长白山天池）

【火口原湖】 atrio lake　火山原上的洼地积水而形成的湖。

【风蚀湖】 wind – erosion lake　干旱地区由强大风力作用形成的洼地或沙丘间洼地积水而成的湖泊。其水源可以由河流注入，或由风蚀作用使洼地低于潜水面，为地下水所补给。这类湖泊较浅，且多为间歇湖或游移湖。甘肃敦煌的月牙湖，就是典型的风蚀湖（见图），它是沙丘间洼地风蚀作用至潜水面下，得到地下水补给而成的湖，故四季有水，水量变化不大，湖泊形态呈南北狭长的新月形，长约 100 米，宽约 30 米，故名月牙湖。


风蚀湖（甘肃敦煌月牙湖）

【冰斗湖】 cirque lake　冰斗中的冰川退却后，冰斗部位积水而成的湖泊，在中国西部的高山地区多见。图为四川炉霍地区的冰斗湖。当地把湖称为“海子”或“错”，故称炉霍马海错。

【冰蚀湖】 glacial erosion lake　由冰川掘蚀形成的湖泊。

【岩溶湖】 karst lake　见 291 页“岩溶湖”。

【堰塞湖】 dammed lake　又称**埝塞湖**、**壅水湖**。狭义指火山喷出物、重力堆积物与冰川沉积物等形成天然堤坝横向阻塞河谷，上游段壅水形成的湖泊。如黑龙江省纳漠尔河一条小支流，因被熔岩流阻塞形成五大连池。图示 1933 年四川省北部叠溪地区发生地震，山崩堆积物阻塞岷江，遂形成三个小湖。由松散沉积物形成的天然堤坝如果决口，堰塞湖便迅速消失。潟湖按其形成过程也应属于堰塞湖。因此，广义上应包括由海洋沉积物、生物沉积物筑成的堤坝拦阻河口、海湾或分隔一部分海域所形成的湖泊。总之，堰塞湖是由其他水域，即河流或海洋的一部分转化而来。此外，牛轭湖按其形成过程与堰塞湖相似。


地震堰塞湖（四川叠溪）

【冰碛湖】 drift – dammed lake, moraine lake　冰川消融时，终碛物堵塞河道或冰川谷形成湖盆，积水成湖。新疆博格达峰北坡的天池，即为第四纪冰川消退形成冰碛堤堵塞冰川谷而成。

【融沉湖】 thaw lake　又称**融陷湖**。地下冻土融化后地表塌陷形成的凹地积水而成的湖泊。

【海源湖】 lake of marine origin, marine lake　又称**海成湖**（lake originated from the sea）、**海迹湖**（lake with marine vestiges）、**残留湖**（residual lake）。海洋的一部分转化而成的湖泊。由于海洋沉积物或隆起地块的拦阻，海湾或内海与外海隔离而形成湖泊。它可能是咸水湖，也可能已淡化成淡水湖。中国著名的太湖与西湖都是海源湖。

【海源咸水湖】 marine – originated salt water lake　又称**海源盐湖**。由海洋的一部分转化而成的咸水湖。残留的海水便是湖水及其中主要离子的最初来源。在天然蒸发与降水、地表与地下径流等因素的影响下，原始湖水的化学成分与浓度有不同程度的变化。有的湖水逐步淡化，有的湖水在适宜的气候、地形条件下，仍保持其咸水性质。尚未淡化的潟湖便是一种海源咸水湖。

【陆源湖】 terrigenous lake　又称**陆成湖**。陆地上形成的各种湖泊。大多数湖泊均属于陆源湖。

【陆源咸水湖】 terrigenous saltwater lake　又称**陆源盐湖**（terrigenous salt lake）。陆地上形成的咸水湖。湖水中离子主要是由入湖河流与地下水携带而来。它主要分布于干旱与半干旱地区。在湿润与半湿润地区，如果在一湖泊流域的范围内分布有岩盐地层，有时也能形成咸水湖。中国青海省的茶卡盐池、内蒙古的吉兰泰盐池、山西运城解池等都是陆源咸水湖。

【外流湖】 outflow lake　湖水排入海洋的湖泊。位于海滨的外流湖，湖水可直接排入海洋；位于内陆的外流湖，湖水可通过其他的湖泊与河流排入海洋。中国东半部为外流湖区，如鄱阳湖、洞庭湖、洪泽湖、太湖等均属于外流湖。

【内流湖】 basinal lake, inflow lake　又称**内陆湖**（interior lake）。湖水不排入海洋的湖泊。多数是不排水湖，少数是排水湖，湖水通过内流河排入另一内流湖。中国西半部地区为内流湖区，如青海湖、罗布泊等均属于内流湖。

【河口湖】 estuarine lake　又称**终点湖**（terminal lake）、**尾闾湖**（terminal lake）、**停蓄湖**（standing lake）。位于内流河河口，与内流河河口相连的湖泊。它有一至数条内陆河注入而无河流流出，因此它属于非排水湖、内流湖。如青海湖便是布哈河与倒淌河的河口湖。此外，有人把位于外流河河口地段的湖泊也称为河口湖，实际上它是一种外流湖。

【河源湖】 riverine lake　与一条河流的河源相连接的湖泊。没有河流流入而有河流流出，是一种排水湖，大多数属外流湖。如长白山的天池便是松花江上游支流二道白河的河源湖。河源湖常是火山口湖或冰斗湖。

【间歇性河河口湖】 estuarine lake of intermittent stream　又称**季节性河河口湖**（estuarine lake of ephemeral stream）。连接间歇性河河口的湖泊。有一至数条间歇性河注入而无河流流出。属于非排水湖、内流湖。如新疆的罗布泊、内蒙古的居延海（嘎顺诺尔、苏古诺尔）等。

【连河湖】 rive-connected lake　又称**吞吐湖**（alternately inflow-outflow lake）。连接一条河流的不同段落、或连接支流与主流的湖泊。有一至数条河流流入、又有河流流出。是一种排水湖。

包括以下两种类型:第一种类型,湖泊连接的河流是外流河,这种连河湖是一种外流湖,是最常见的连河湖,如鄱阳湖、洞庭湖、扎陵湖、鄂陵湖等都属于这种类型;第二种类型,湖泊连接的河流是内流河,这种连河湖是一种内流湖。西藏北部有一些小湖属于这种类型。

【游移湖】 wandering lake 在历史时期多次发生位移的湖泊。中国新疆的罗布泊是一个典型的游移湖。罗布泊是孔雀河与塔里木河的河口湖。两千多年来,塔里木河下游有三次明显改道,罗布泊也相应地移动三次,位置变动于北纬 39°~40°与 40°~41°之间。1952 年,新疆尉犁县修筑了大坝,截断塔里木河的水流,只有孔雀河的河水注入罗布泊,而塔里木河注入台特马湖(南罗布泊)。这样,两个湖的位置相对稳定下来。

【排水湖】 drainage lake 又称**流通湖**(drained lake)、**开口湖**(outlet lake)。湖水向外排泄的湖泊。排水湖的水量(Q)变化,取决于 4 个主要变数:X(湖面降水量)、Y_1(注入湖泊的河流径流量)、Z(湖面蒸发量)、Y_2(从湖泊流出的河流径流量)。其水量变幅为

$$\Delta Q = (X + Y_1) - (Z + Y_2)$$

【不排水湖】 undrained lake 又称**非排水湖**、**不流通湖**、**闭口湖**、**无开口湖**。湖水不向外排泄的湖泊。不排水湖的水量(Q)变化,取决于 3 个主要变数;X(湖面降水量)、Y(注入湖泊的河流径流量)、Z(湖面蒸发量)。水量变幅 $\Delta Q = X + Y - Z$。

【间歇性排水湖】 intermittent drainage lake 高水位时才向外排泄湖水的湖泊。如中国内蒙古的呼伦池,高水位时湖水才注入黑龙江上游额尔古纳河。

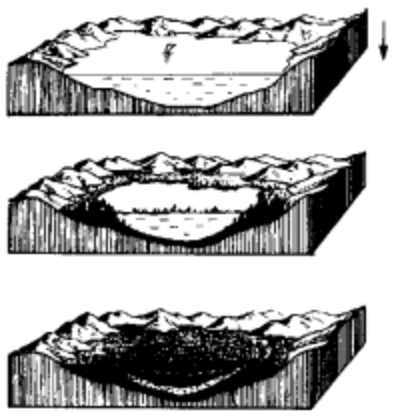
【常年湖】 permanent lake 终年积水、水量比较恒定湖泊。多数湖泊均属于常年湖。

【时令湖】 seasonal lake 又称**季节湖**(ephemeral lake)。一年中湿季积水,旱季干涸的湖泊。

【干湖】 dry lake 一年中仅湿季才有表面湖水的盐湖。又称**干盐湖**。

【沙下湖】 undersand lake 一年中完全没有表面湖水的盐湖。它的底部湖水面比湖泊沉积物顶面低得多。沉积物顶面常被风成沙土所覆。标志着盐湖已发展到后期。

【湖泊沼泽化】 lake bogginess 湖泊发展至最后阶段的产物。如图所示。在森林遭致破坏以后的林地,河流泛滥地区两岸及海岸带潮间地区均可形成沼泽,多年冻土区也可形成沼泽。中国黑龙江下游三江平原的沼泽称**草甸子**(marshy grassland)或**甸子地**。它的生成与低温、潮湿、蒸发弱以及冻土存在等有关。川西、青藏高原上的沼泽则多与冻土有关。



湖泊沼泽化过程

【沼泽化地带】 bog ground 地表水分含量过饱合的地带、泥炭层厚度较薄,植物根部可以穿透泥炭层直接生长在矿物质土层中,这种地带称沼泽化地带。

【过湿地】 over-wet land 极为潮湿的沼泽地带。这种地区一般泥炭厚度较大,常在植物根部的深度以下。

【湖水化学类型】 chemical types of lake water 简称**湖水类型**。湖水按化学成分划分的类型。湖水化学分类的方法与其他天然水相同。目前常用的方法是:按湖水中主要的阴离子,将湖水分为重碳酸盐与碳酸盐型、硫酸盐型、氯化物型。它们的化学符号分别用 C、S、Cl 三个符号来表示。每一类型又按其中主要的阳离子,将湖水划分为钙、镁、钠等亚型。它们分别用 Ca、Mg、Na 三个化学符号来表示。根据湖水中主要离子间数量对比关系(毫摩/升),其基本单元按具有单位电荷离子,将湖水分为 4 型:Ⅰ型:$HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$;Ⅱ型:$HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$;Ⅲ型:$HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 或 $Cl^- > Na^+$;Ⅳ型 $HCO_3^- = 0$ 即酸性水。将上述 3 类、3 组、4 型综合起来,可以得到 27 种湖水。其中碳酸盐类水、硫酸盐类钠组水、氯化物类钠组水无第Ⅳ型水。硫酸盐类钙组水、镁组水、氯化物类钙组水、镁组水均无第Ⅰ型水。湖水化学类型,可以同时以符号表示,如湖北省洪湖为重碳酸盐类钙组第Ⅰ型水,其符号为 $C_{\text{Ⅰ}}^{Ca}$。青海湖属氯化物类纳组第Ⅲ型水,其符号为 $Cl_{\text{Ⅲ}}^{Na}$。

【湖水矿化度】 mineral concentration of lake water 又称**湖水含盐量**(salt content of lake water, lake salinity)、**湖水盐度**(salinity of lake water)。1 升湖水中所含各种盐类的总质量,或每千克湖水中盐质量(克)表示。它根据水样蒸发干涸后的残余物来测定,一般给出的是某一湖泊矿化度平均值,有时给出它的最大值与最小值。如果给出的是某一湖泊在某一时刻、在它的某一部分、某一深度处的湖水矿化度,应当加以注明。湖水矿化度是表征湖水化学性质的重要指标之一。根据矿化度可将湖泊分为淡水湖、半咸水湖、咸水湖与盐湖。

【咸水湖】 salt water lake, salt lake 又称**矿湖**、**矿化湖**、**矿物质湖**。湖水矿化度大于 35 克/升或大于 24.7 克/升的湖泊。有时也把咸水湖称为盐湖。咸水湖基本上都是氯化物湖,非排水湖,内流湖。内蒙古的吉兰泰盐池、青海的茶卡盐湖等都是中国重要的咸水湖。

【半咸水湖】 brackish-water lake, brackish lake 又称**微咸水湖**(brackish water lake)、**弱矿化湖**。湖水矿化度为 1~35 克/升的湖泊,也有的指湖水矿化度为 0.3~24.7 克/升或 1~24.7 克/升的湖泊。它多数属于硫酸盐-氯化物湖与氯化物湖,非排水湖,内流湖。青海湖是半咸水湖。

【淡水湖】 fresh-water lake 湖水矿化度小于 1 克/升的湖泊;也有采用另一种矿化度指标,即小于 0.3 克/升的湖泊。淡水湖大多数属于碳酸盐湖、排水湖与外流湖。洞庭湖、鄱阳湖、太湖、巢湖、湖北省武昌的东湖等都是淡水湖。

【盐湖】 salt lake 广义的盐湖即咸水湖。狭义的盐湖专指氯化物类湖。一般文献中的盐湖多数是指广义的盐湖。

【盐湖类型】 types of salt lakes 根据不同指标盐湖可以划分为多种类型。根据湖泊起源,可划分为海源盐湖、陆源盐湖与混合型盐湖。根据湖水化学成分,可以划分为碳酸盐型盐湖、硫酸盐型盐湖与氯化物型盐湖。根据湖中盐类沉积的成分,可以划分为苏打湖、芒硝湖、盐湖和混合型湖等。根据湖水体积与湖沉积体积的比例,可以划分为卤水湖、干湖与沙下湖。

【碳酸盐湖】 carbonate lake 碳酸盐型湖。湖水阴离子中以 CO_3^{2-}、HCO_3^- 为主,湖中可能呈固相析出的盐类主要是碳酸盐的湖泊。它分为钙、镁和钠三种亚型。钙亚型、镁亚型碳酸盐湖属淡水湖,湖中可能呈固相析出的矿物主要是 $CaCO_3$、$MgCO_3$、$CaMg(CO_3)_2$ 等溶解度较低的矿物。钠亚型碳酸盐湖多数是半咸水湖与咸水湖,湖中可能呈固相析出的矿物主要是 Na_2CO_3、$NaHCO_3$ 等,故又称为碱湖或苏打湖。

【硫酸盐湖】 sulphate lake 硫酸盐型湖。湖水阴离子中以 SO_4^{2-} 为主,湖中可能呈固相析出的盐类主要是硫酸盐类,它属

于半咸水湖与咸水湖。湖中除可能析出 Na_2SO_4、$MgSO_4$、$CaSO_4$ 等矿物外，还可能有 $MgCO_3$、$CaCO_3$、NaCl 等矿物析出。

【氯化物湖】 chloride lake 氯化物型湖。湖水的阴离子中以 Cl^- 为主，湖水中可能呈固相析出的盐类主要是氯化物类的湖泊。它属于半咸水湖与咸水湖。湖中除可能析出 NaCl、$MgCl_2$、$CaCl_2$ 等矿物外，还可能有 $CaSO_4$ $Ca(HCO_3)_2$ 等矿物析出。

【碱湖】 soda lake 又称**苏打湖**。湖水属碳酸盐型钠亚型，并有苏打、天然碱等矿物析出的一种咸水湖。

【芒硝湖】 mirabilite lake, glauber salt lake 湖中析出的盐类以芒硝、无水芒硝为主的一种硫酸盐型钠亚型盐湖。

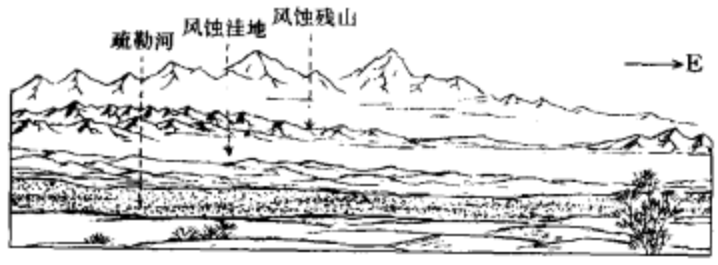
【苦湖】 bitter lake 又称**苦盐湖**(bitter salt lake)。湖水属硫酸盐型镁亚型，并有苦味的硫酸镁矿物析出的一种咸水湖。

【卤水湖】 brine lake 一年四季湖中有表面湖水存在的盐湖。

【湖泊形态度量】 lake morphometry 用数值来表征湖泊平面的与立体的几何形状。包括湖泊的长度、最大宽度与平均宽度、湖泊长轴的长度与方向、短轴的长度、湖岸线长度(湖周长)、湖岸发育率(湖岸线发展系数)、湖泊面积、岛屿率、湖水面积、湖泊最大深度与平均深度、湖泊容量(湖水容积)、湖泊流域面积等项。这些数值通过实地测量或从地形图上度量取得。

干旱地貌

【风成地貌】 aeolian landform 主要发育在干旱和半干旱区受风力作用形成的各种风蚀地貌和堆积地貌(见图)。如在基岩或松散沉积物构成的陡坎上吹蚀而成的洞穴，称风蚀穴或风蚀壁龛；湖或河流的堆积阶地受强烈吹蚀作用后形成各种形状的残留地形，呈柱状的称风蚀柱，呈城堡状的称风蚀城堡或简称风城，成片分布的断垣状残丘称"雅丹"等。风积形成的地貌有各种沙丘和沙垄。但风成沙丘也常出现在海滨、湖滨、河流沿岸和古河道上。如鄱阳湖边的沙山。



风成地貌

【干旱地貌】 arid landform 干旱气候区发育的地貌。干旱气候区年降水量不超过 200～250 毫米，降雨大部分以暴雨形式降落，植被稀少，昼夜温差大，物理风化作用强烈，风力强，荒漠发育。地貌类型以风成地貌和暂时流水地貌为主，如沙丘(如图)、戈壁滩、干冲沟与洪积扇等等。



干旱地貌(甘肃敦煌南沙山)

【劣地】 badland 干旱区发育的一种地貌。暂时性水流冲刷、强烈切割形成的复杂而混乱的地貌。其上有重重叠叠的树枝状沟壑，沟壑间分布着高度和形状极不一致的丘地。它是干旱气候条件下由于植被稀少，强烈侵蚀割切作用，严重水土流失形成的。在半干旱区任意开荒，易造成劣地。劣地由于寸草不生，故又称恶地。

【戈壁】 gobi 又称**砾漠**(gravel desert reg)。蒙古语，为难生草木的砾石荒漠之意。干旱区荒漠地貌的一种，地面皆由粗砾石组成的荒漠。在各种成因的堆积物上，由于强大的风力吹蚀作用，沙和尘土被吹走，留下粗大沙砾石覆盖整个地表，形成大片的砾石滩。砾石在风沙的磨蚀作用下形成具有棱角而又光滑的风棱石和各种风蚀砾石。中国内蒙古自治区西北部及新疆塔里木、准噶尔和青海柴达木盆地边缘都有戈壁分布。

【盐漠】 salt desert 又称**盐沼泥漠，盐碱地**。盐水浸渍的泥漠。分布于荒漠的低洼部分，盐分易于吸收水分引起膨胀，所以长期处于潮湿状态。干涸时可形成龟裂地。仅能生长少数盐生植物，是荒漠中土壤最贫瘠的地区。

【泥漠】 takyr 粘土组成的荒漠。分布于荒漠中较低洼处。原为季节性的湖沼，夏季河流注入低洼地时，受强烈蒸发，水量减少，搬运能力降低，夹带的泥沙在低洼的湖沼中沉积，旱季时湖沼干涸，长期反复作用后即形成泥漠。地表粘土常龟裂，表面平坦，植被稀少为其特征。在地下水面较高的泥漠地带，富含盐分的地下水沿毛细管孔隙上升地表，水分蒸发后，盐分聚集于地表，即成盐漠。

【沙漠】 sand desert, desert 又称**沙质荒漠**。荒漠的一种类型。气候干旱，植被稀疏，风沙吹蚀作用强烈，沙丘、沙垄等风积地貌发育地区。全球沙漠总面积 700 万平方千米，仅为全球荒漠和半荒漠总面积的 23.3%，主要分布在亚洲、非洲、澳大利亚。中国沙漠分布在新疆、青海、宁夏、甘肃、陕北、内蒙古西部等省区，总面积约达 128.2 万平方千米，约占全国总面积的 13.4%。主要沙漠有塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠，准噶尔盆地的古尔班通古特沙漠，甘肃西北的巴丹吉林沙漠，内蒙古鄂尔多斯高原的毛乌素沙漠和腾格里沙漠等。

【岩漠】 rocky desert ❶山地荒漠。荒漠区岩石裸露的山地，植物稀少，景色荒凉。山地间常见封闭的无水洼地，内为岩石碎屑物覆盖。❷沙漠中风蚀作用和物理风化强烈的地区，岩石裸露，也称石质荒漠。岩漠在世界上分布有很大的面积，在北美以及中国西北部都有分布。

【石漠】 hamada, hammada 地表没有沉积物，主要由巨砾和裸露的基岩组成的地区。有两种基本类型：①多石石漠，基岩裸露的山地，植被稀少，景色荒凉。②多砾石漠，切割沉积层，并被一些基岩岩块所覆盖。

【沙漠漆】 desert varnish 又称**岩漆**(rock varnish)。沙漠地区石砾被风磨平，由于毛细管作用地下水上升蒸发后，常在石砾的表面覆盖着一层氧化铁和氧化锰，呈黑褐色，像涂抹了漆一样，故名沙漠漆。

【风棱石】 ventifact 夹带沙石的风对砾石磨蚀的产物。它具有明显的棱，表面因磨光显油脂光泽。常见风棱石有单棱石、双棱石和三棱石等。单棱石是砾石下方固定，上方受定向风磨蚀所形成；双棱石或三棱石是砾石可以滚动或风向不定磨蚀而成的。

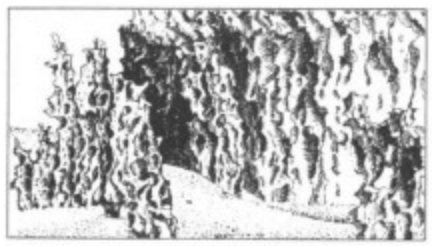
【旱谷】 wadi, wady, arroyo 干旱区的干河谷。暂时性的洪流侵蚀形成的沟壑或河床，有的还参与改造，使谷道加深展宽，形状极不规则，主谷、支谷难以分辨。平时河床干涸，只在暴雨洪流时河床中才有水。西班牙语称旱谷为 arroyo，多用于南北美洲；阿拉伯语称旱谷为 wadi，多用于撒哈拉和西南亚的阿拉伯国

家;印地语称旱谷为 nullah,多用于印度等地。

【风蚀谷】 wind valley 早期的河谷或盆地,受风力的吹蚀作用逐步扩大而形成的谷地。风蚀谷在平面上位于主支流交汇点。河流侵蚀谷的主支流常以锐角交汇,而且风蚀谷形状多样,或呈狭长沟谷,或呈宽广谷地,或呈围场,谷底凹凸不平,谷壁形成很多风蚀壁龛。

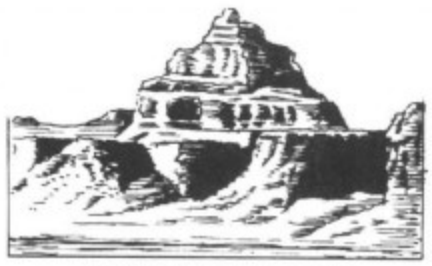
【风蚀穴】 blowhole, wind eroded niche 风沙对陡峭的岩壁表面进行磨蚀或吹蚀形成的孔穴。

【风蚀壁龛】 tafoni 又称**石窝**。风沙对岩壁表面进行磨蚀或吹蚀形成的形状各异的小凹坑,使岩石表面呈蜂窝状的外貌(如图)。在干旱区的花岗岩、砂岩分布地区最为发育。



风蚀壁龛(青海柴达木)

【风蚀城堡】 wind - eroded castle 又称**风城**。产状水平的基岩地形或堆积地形,由于垂直节理发育不匀,在间歇性水流侵蚀和风沙长期吹蚀作用下,常形成貌似城堡的地形。新疆准噶尔盆地乌尔禾地区的风城极为典型(如图)。



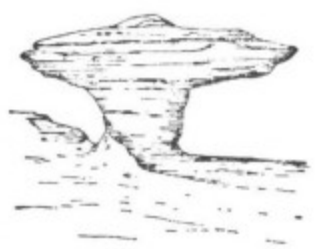
风蚀城堡(新疆乌尔禾)

【风蚀柱】 deflation column 产状水平、垂直节理发育,岩性单一的岩层区,受风沙的长期吹蚀作用下形成的石柱状地貌,称风蚀柱。它的高低大小不一,有的孤立存在,有的成群分布。如新疆准噶尔盆地德伦山冈发育的风蚀柱。在岩性软硬相间的岩层区,产状水平,垂直节理发育,受风沙长期的吹蚀作用下形成的塔状地貌称**风蚀塔**。图为甘肃婆娑泉侏罗系地层受风蚀作用形成的风蚀塔。塔的基座为坚硬的砂岩。



风蚀塔(甘肃婆娑泉)

【风蘑菇】 mushroom rocks 水平产状和裂隙发育的岩石经风力吹蚀形成上部大、下部小的蘑菇状石柱(如图)。由近地面沙粒磨蚀所成。



风蘑菇

【雅丹】 yardang 又名**白龙堆**(yardang)。雅丹为维吾尔语,意即风蚀垄槽。在干涸湖底或河、湖堆积阶地上,定向风沿干缩裂隙吹蚀。裂隙逐渐扩大,使平坦的地面逐渐形成与主风向略成平行的不规则的相间排列的鳍形垄脊和宽浅沟槽。垄脊高约半米至数米,沟宽一至二米,沟槽最深达十余米,长数十米至数百米,风沙常充填沟槽,这种支离破碎的地面称为雅丹。塔里木盆地的罗布泊地区最为典型(如图)。



雅丹地形

【风蚀盆地】 wind - eroded basin 荒漠地区松散物质组成的干涸的湖底等,在长期吹蚀作用下形成宽浅轮廓不清的凹地,一般呈椭圆形,长轴方向与风向平行,有时成排出现。风蚀盆地在内蒙古地区较为发育。

【塔拉】 tala 蒙古语,意为高原地区的低平地方。如蒙古高原中的呼伦贝尔塔拉、以林塔拉、居延海塔拉等。这些塔拉海拔通常不足一千米,比高原地面约低落二三百米。塔拉内地面极平。塔拉的中心常有更低洼的小盆地,潴水为湖,如呼伦贝尔塔拉的中心有呼伦池和贝尔池,以林塔拉的中心有以林湖,居延海塔拉中心有噶顺湖和苏古湖。塔拉主要是高原因构造挠曲作用造成的宽广低地。

【沙丘】 dune 风力作用下沙粒堆积而成的圆形、椭圆形或新月形的地貌形态。圆形或椭圆形沙丘多为雏形沙丘;新月形沙丘是沙丘的成熟形态。按沙丘流动程度可分为固定、半固定和流动沙丘三种。在荒漠、半荒漠地区分布最广,海岸、湖滨、河岸的沙滩上也有分布。裸露沙丘易于随风移动,植物生长后流动性减弱。移动的沙丘对道路、农田和居民点常造成严重危害。沙丘沙经过长期的风选后,一般含泥量较低,颗粒度比较均一,有的可用作造型用砂、玻璃原料或建筑材料等。

【新月形沙丘】 barchan dune, parabolic dune 沙丘的一种形态。在风力作用下沙粒堆积平面呈新月形的沙丘地貌,是沙丘发育成熟的形态,随风移动,高达数米至数十米,宽度自十余米至数百米不等。沙丘的两坡不对称,向风坡平缓,背风坡较陡,两坡交接成弧形尖脊,两翼末端顺盛行风向伸展(如图)。主要分布于沙漠中,海岸、河滩、湖滨也有分布。



新月形沙丘

【新月形沙丘链】 barchan chain 由两个或两个以上的新月形沙丘连接而成。它与风向呈垂直分布,是在两个相对风向的条件下形成的,中国阿拉善东南部的腾格里沙漠,西北季风盛行,但东南季风也能到达,因此常形成东北-西南走向的新月形沙丘链。图为甘肃河西走廊一带分布的新月形沙丘链。



新月形沙丘链(甘肃河西走廊)

【纵向沙垄】 longitudinal dune 由风沙堆积的,轴向与主要风向平行的长条垄状地形(如图)。是一种规模远比沙丘大的复合型沙丘。垄脊一般平缓,或表现为波状起伏。中国敦煌鸣沙山的纵向沙垄高 130 米;柴达木的沙垄高 10~20 米,最高达 40 米,长数百米或数千米。纵向沙垄的成因,有的是新月形沙丘两翼在定向风的作用下演化而成;有的是由单向派生的涡流作用而成;有的是在大山中下降的强大定向风的作用下,于山口前方形成;有的是两个以上的草丛沙堆同时顺主要风向延伸互相衔接而成。

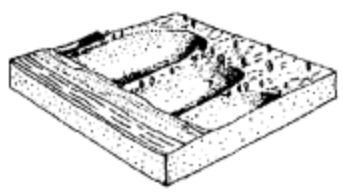


纵向沙垄

【复合纵向新月形沙垄】 composite longitudinal ridge with barchans 在长大山脉山口地形的控制下,受来自山口中的长期定向风的影响,于山口前方形成的纵向沙垄上,叠置许多密集的新月形沙丘链称复式沙垄。中国塔克拉玛干西部的一些山口前方有

这种沙垄的分布，一般长十余千米，最长达 40 余千米。复合纵向新月形沙丘垄的走向与主风向平行，或成 30°交角，它顺主风向伸展得很长，一般为 10～20 千米，最长可达 45 千米，高 50～80 米，宽 500～1000 米，这种沙丘垄主要分布在中国塔里木盆地塔克拉玛干沙漠东南部和库姆塔克沙漠。

【抛物线沙丘】 parabolic dune 沙丘的一种形态，呈弧形沙堆，形似抛物线而得名(如图)。多见于海岸地区。其平面形态中部突出，似新月形沙丘。但是，突出的一面为背风坡，比较陡峭，凹进的一面为迎风坡，较为平缓。中部的宽度与两翼没有多大差别，高度一般为 2～8 米。它的成因通常是横向垄状沙丘前移过程中受草丛阻碍演变而成。



抛物线沙丘

【横向沙垄】 transversal dure 又称**复合新月形沙丘链**。规模巨大的新月形沙丘链，长达 10～20 千米，高达 100 米左右，相邻沙丘链之间的距离达 1500～3500 米。它与风向垂直分布，故称横向沙垄。沙垄两坡不对称，迎风坡长而缓，背风坡短而陡。在迎风坡上，常叠加一些小型新月沙丘和沙丘链。横向沙垄是在两个相对的风向条件下形成的，当两个不同气流相遇发生抑制或由于气流受山地阻碍发生反射时，便形成与盛行风向垂直的横向沙垄。中国腾格里沙漠发育有横向沙垄。

【梁窝状沙地】 grated sand sheet 沙漠中一种半月形的凹地。每一凹地中有一形如新月形沙丘的弧形沙垄，两侧比较对称，它主要由横向沙垄发展而成，当两个风力不等，风向相反的风交替作用时，形成摆动前进的横向沙垄。在略有植被的地区，而且两个相反方向的风中又有一个是主风的情况下，就形成梁窝状沙地，在准噶尔的古尔班通古特沙漠西部可见到这种地形。它是一种半固定的沙丘。

【蜂窝状沙地】 honeycombed dune 是沙漠中具典型圆形碟状洼地及洼地间具丘状高地的沙地总称。一般是半固定的，但其形态受风力作用而变化，可能是在两个方向近似直交的风互相干涉下形成或是龙卷风作用下的产物。

【金字塔形沙丘】 pyramidal dune 又称**锥形沙丘**(conical dune)、**星状沙丘**(star dune)。具有明显棱面的高大沙丘。各种方向的风相互作用干扰下堆积而成，高度可达 100 米，在撒哈拉沙漠和中亚一带都有分布；中国昆仑山北麓当东北风和西北风前进时，山地成为屏障，气流受其干扰，形成巨大旋涡，同时又受山前地带西南风等局部气流影响，风向复杂，相互干扰，将沙吹扬并堆积下来，便形成金字塔状沙丘。



金字塔形沙丘

【信风型风积地形】 trade－wind type wind accumulative landform 由于定期单向风或数个方向近似的风的作用而形成的风积地形。在荒漠地区主要有新月形沙丘和纵向沙垄，在非荒漠区(如海岸、湖岸)则为抛物线沙丘。

【季风-软风型风积地形】 monsoon-breeze type wind accumulative landform 两个方向相反的风交替出现，而其中一个风向占优势的条件下形成的沙丘地形。在季风气候区、海岸带的海陆风区以及山风、谷风区都是两个方向相反的风交替作用的地区。此外，由于地形条件的影响，气流发生反射，也可产生这类地形，例如，新月形沙丘链、横向沙垄等都属这种风积地形。

【对流型风积地形】 convection current type wind accumulative landform 沙漠中热天无风时，地面强烈地增温引起空气对流，因而发生龙卷风。在这种气流的影响下形成的风积地形，称对流型风积地形，主要是蜂窝状沙地。

【干扰型风积地形】 interference current type wind accumulative landform 当主要气流向前运动，遇到山地阻碍而产生折射，在引起气流干扰的情况下，形成的各种风积地形。如金字塔状沙丘。

【流动沙丘】 fluid dune 根据沙丘移动性划分的沙丘类型。流动沙丘在沙漠区分布很广。其特征是地表植被稀少，沙丘形态标准，在风力作用下易于顺风向前移动，因此对工农业和交通建设威胁很大。沙丘的移动速度与沙丘的高度、风速及其变化规律、下垫面的状况等因素有关，年平均前移值不过数米至十余米。

【固定沙丘】 fixed dune 根据沙丘移动性划分的沙丘类型，地表及沙丘表面植被发育，风沙活动基本停止，沙丘的形态和分布的地理位置能长期相对稳定。据研究，凡植被覆盖度大于 30%的沙丘就成为固定沙丘。

【半固定沙丘】 semifixed dune 介于流动沙丘和固定沙丘之间的沙丘类型。其移动能力较弱，但在一定条件下，它可能转化成流动沙丘或固定沙丘。因此，这类沙丘实际是处在发展过渡阶段。

【风蚀】 wind erosion 风吹地表，由于它的动压力，将地表的基岩风化物和松散沉积物中的细小颗粒吹走，它挟带的沙粒对地表的摩擦，造成的岩面磨损。这些作用通称为风蚀。由风蚀作用形成众多类型的风蚀地貌，被风吹蚀形成的物质，在风的吹扬下，形成各种风积地貌。

【沙尘暴】 aeolian dust storm 又称**沙暴**。由气象、植被和水综合作用形成的扬尘现象，发生在干旱和半干旱区。粉尘从地面启动由流体的拖曳、空气动力学的上举和弹道式的冲击引起。沙风的风速在近地面 2 米高度上为 5 米/秒。空气中的扬尘减小了能见度。风速大于等于 20 米/秒，能见度小于 200 米者为**强沙尘暴**；风速大于等于 250 米/秒，能见度小于 50 米者为**特强沙尘暴**。中等沙尘暴时，小于 20 微米的浮尘可长期悬浮在空气中，搬运到3000千米以外的地区，12 微米的粉尘可搬运至 7000 千米，7 微米的尘粒可搬运到 1 万千米以外。全球由沙尘暴输送的粉尘每年达 50 万吨，主要产区是北非—西南亚、中亚和澳大利亚，其次是北美西部、非洲南部和南美西部。中国西部的塔克拉玛干沙漠、河西走廊、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠也是沙尘暴多发区。东亚地区沙尘暴路线是从塔克拉玛干发生，由西风急流向东输送，另一途径是从西伯利亚发生，向东南输送，经蒙古、中国内蒙古与西风急流汇合。荒漠化是沙尘暴加剧的主要原因。沙尘暴对人类的危害主要是损害农作物，对飞机、车辆发动机的损害，对车辆、建筑物表层的磨损，降低能见度，造成交通事故，引起的静电使通信中断和增加飞机起降的危险，增加大气的稳定性而降雨减少，减少太阳的直射辐射，增加放射性核素的扩散以及对人体的直接危害(如呼吸道病、传染病等)。

岩溶地质学

总　论

【岩溶】 karst　又称**喀斯特**。水对可溶性岩石(碳酸盐岩、硫酸盐岩、卤化物岩等)进行以化学溶蚀作用为特征(并包括水的机械侵蚀和崩塌作用,以及物质的携出、转移和再沉积)的综合地质作用,以及由此所产生的现象的统称。因此,岩溶一词,在不同的场合可有"岩溶现象"、"岩溶作用"、"岩溶地区"等多重含义。地球上可溶性岩石以石灰岩为最多,其分布面积约占地球上陆地面积的15%。Karst一词是克罗地亚西北部伊斯特拉半岛的石灰岩高原的地名,当地称为Kras,意大利语叫carso,德语叫karst,为石头之意。18世纪初,欧洲人使用了德语karst一词。19世纪末,前南斯拉夫学者司威依奇(J. Cvijic)首先对该地区进行研究,他借用了"karst"这一名词作为石灰岩地区的一系列溶蚀作用过程和产物的名称,现已成为世界各国通用的专门术语。中国对岩溶现象,远在晋代(公元265～420年)就有文字记载。在17世纪初,明代地理学家徐霞客(1587～1641)考察了湖南、广西、贵州、云南一带的岩溶地貌,探寻了300多个洞穴,详细记述了岩溶地区的地貌特征。但把岩溶的研究作为一门独立的学科,却还是20世纪初开始的。1966年中国第二次喀斯特学术会议决定将"喀斯特"一词改为"岩溶"。1981年在山西召开的"北方岩溶学术讨论会"上,议定"岩溶"和"喀斯特"二者可通用。

【假岩溶】 pseudokarst　有些学者把主要由非化学溶蚀作用产生的在形态上类似岩溶的现象,统称为假岩溶。如黄土地区的土林、天生桥、张家界的砂岩峰、火山熔岩洞穴等。

【岩溶学】 karstology　即喀斯特学。是介于地质学与地理学之间的边缘学科。它主要研究岩溶现象及其形成过程和岩溶的改造利用,其内容包括岩溶发育的理论基础、岩溶地貌、岩溶洞穴、岩溶水文地质和工程地质、岩溶水文学、岩溶矿床、岩溶地区的生物地球化学、岩溶区的环境及综合开发利用等。

【岩溶地质学】 karstology　见84页"岩溶地质学"。

【岩溶地貌学】 karst geomorphology　研究岩溶地貌特征及其发生、发展和分布规律,以及有关的改造、利用、预测问题的学科。

【洞穴学】 speleology　探查、研究人可进入的洞穴的科学。岩溶洞穴是洞穴研究的主要对象,它与岩溶研究密切相关。研究内容主要包括:洞穴成因、洞穴地貌和地质、洞穴物理、化学和水文、气象、洞穴生物、洞穴古生物和考古、洞穴文化艺术、洞穴的勘测技术、洞穴制图与摄影及洞穴生态环境与保护等。

【洞穴沉积年代学】 cave deposit chronology　属地质年代学的一部分。指以洞穴沉积物进行相对的和绝对的年龄测定(含古生物、古地貌、古地磁、^{14}C、U系、ESR、热释光、光释光、裂变径迹法等方法),结合各种古环境变化信息建立地球历史变化过程,特别是各种事件发生的时间系列的研究。

【岩溶水文学】 karst hydrology　研究岩溶地区地表陆地水循环为主,以及地表水和地下水径流的形态、水量、泥沙、水质变化、分布、运移、排泄规律、水文结构、化学成分的形成及其观测、预测、水文分析、岩溶地区水资源评价和开发利用的学科。

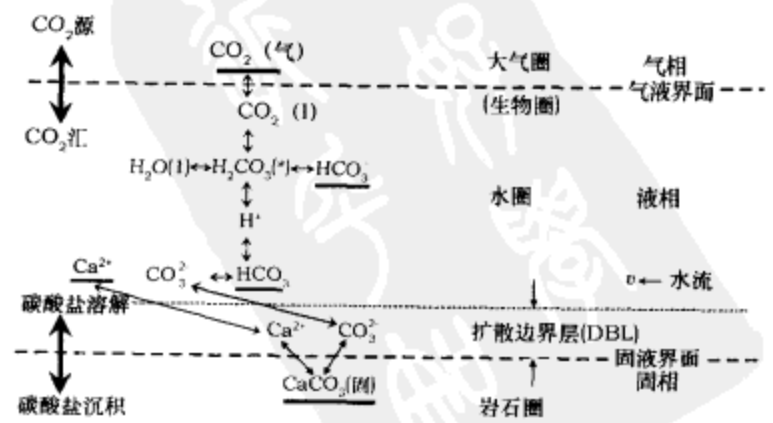
【岩溶水文地质学】 karst hydrogeology　在建立区域地层、含水层性质的基础上探索岩溶地区地下水的形成、赋存、水量、水质、分布和运动规律等地下水的循环问题,进而进行地下水资源评价和勘察、开发治理方法。

【岩溶工程地质学】 karst engineering geology　研究岩溶地基有关特征对工程建设的影响并进行勘察、对工程安全作出评价、提出防治方法的学科。

【岩溶地球化学】 karst geochemistry　研究岩溶动力系统中化学作用的规律及其应用的学科,属低温低压地球化学范畴。其研究内容包括岩溶动力系统的地球化学背景条件、岩溶发育的化学机理以及岩溶水水质形成和变化规律。岩溶地球化学的特点是:主要研究碳酸盐的三相开放不平衡系统;以研究正在进行的低温低压条件下的地球化学作用为主;常常是研究低矿化度的溶液。岩溶地球化学的这些特点决定了它的一些关键指标(pH,HCO_3^-、温度、电导率等)在野外现场测定的极端重要性,以及自动监测的必要性。

【岩溶动力学】 karst dynamics　研究岩溶水动力系统的结构、功能、运行规律、类型、区域分布及其应用的学科,是地球系统科学引入岩溶学以后发展起来的现代岩溶学的基础学科。

【岩溶动力系统】 karst dynamic system　在岩溶地区的岩石圈、水圈、生物圈、大气圈界面上的水、碳、钙(镁)循环系统(见图)。岩溶动力系统的功能是:驱动岩溶形成;调节大气温室气体和缓解环境酸化;驱动元素迁移、富集、沉淀,从而影响生物多样性、人类健康及矿产资源形成;记录环境变化。岩溶地区的一切资源环境问题(水资源、土地资源、矿产资源、油气资源、洞穴旅游资源、岩溶塌陷、水污染和石漠化等)都是岩溶动力系统运行规律的产物。岩溶动力系统是一个开放的不平衡系统,其研究方法也有以下特点:强调地球系统各圈层的相互作用;注重系统中物质、能量运移、转移的监测;强调必要的自动化系统连续监测;以及区分不同类型,因地制宜提出不同的研究目标。



岩溶动力系统模式图

【岩溶环境系统】 karst environmental system　围绕着人类受到岩溶条件制约的由空气、水、岩土、生命、能量所构成的系统。它由五个部分组成:可溶岩及其风化残余的土壤;岩溶形态;岩溶

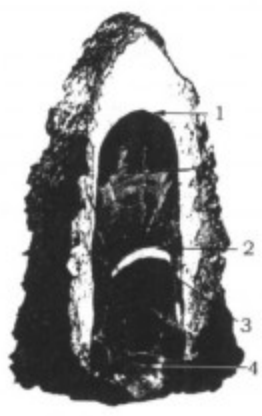
水文系统;岩溶地区的地表地下空气层;岩溶生物群等。其基本特征是:可溶岩造壤能力低而导致的土壤贫瘠;碳酸盐岩的富钙镁偏碱性环境;地下空间造成的地表水源漏失和地下的无光、相对恒温和潮湿的环境。由此产生了特殊的生物群。

【岩溶生态系统】 karst ecosystem　受岩溶环境制约的生态系统。以岩溶环境系统为平台,受岩溶动力系统和遗传系统的联合驱动,在岩溶环境与生命的长期相互作用下,构成了不断演替的地表地下特殊的生产者、消费者和分解者群落系统。

【岩溶作用的碳循环】 carbon cycle in karst processes　碳在岩溶动力系统的岩石圈、水圈、气圈和生物圈之间,以 CO_3^{2-}(以 $CaCO_3$、$MgCO_3$为主)、HCO_3^-、CO_2、CH_4和$(CH_2O)n$(有机碳)等形式相互转换和运移的过程。掌握岩溶作用的碳循环规律,对解决岩溶地区一系列资源环境问题和全面评价大气温室气体的源和汇有重要意义。

【环境变化的岩溶记录】 karst records of environmental change　由各种岩溶现象,特别是各种岩溶沉积物(洞内外化学和碎屑沉积物)及其所含的古生物、同位素、微量元素等信息所揭示的古气候、古水文、古地理、古植被变化信息的统称。

【石笋古气候记录】 paleoclimatologic record of stalagmite　岩溶洞穴中的石笋是地质历史时期形成的,至今仍在不断地增长着;石笋在漫长的生长过程中,记录了气候变迁的信息。运用地质年代学、同位素地质学等技术,研究石笋的结构、成分变化、同位素组成,可以恢复古气候。如果气候变暖,冰川消融,导致海平面上升,海水淹没溶洞,石笋停止生长,并在其上堆积海相沉积物。若气候再度变冷,冰期来临,海平面下降,溶洞又暴露在大气中,石笋会继续生长。1991 年法布里齐奥·安东尼奥在意大利西海岸阿根塔罗拉岛附近海区水下 30 米发现一个溶洞,取出了 30 厘米高的一个石笋,这个石笋记录了 20 多万年以来的气候变迁历史(见图)。这个石笋纵切面上呈现出黄色岩石层与白色沉积层的交替现象。运用铀系测年技术,对石笋逐层测年发现,这个石笋在 20.6 万年前开始生长,到 20.2 万年,由于气候变暖,海平面上升,海水淹没了石笋,在其上堆积了白色沉积层,这种沉积作用持续了 1.2 万年。然后,又一个冰期来临,海平面下降,溶洞露出水面,岩溶作用继续,石笋接着生长,至 14.5 万年停止。14.5 万年至今,石笋上又继续堆积了白色沉积。这个石笋完美记录了 20.6 万年以来的古气候冰暖变迁的历史。



石笋古气候记录
1. 14.5 万年前; 2. 18.9 万年前; 3. 20.1 万年前; 4. 20.6 万年前

【岩溶环境】 karst environment　围绕着人类的、受到岩溶条件制约的环境。许多岩溶地区地形崎岖,土层贫瘠,水资源分布极不均匀,既干旱又易涝,生产量和环境容量均较低。有些地区的岩溶环境同沙漠边缘一样,被环境科学家称为一种脆弱环境。

【岩溶矿床】 karst mineral deposit　通过岩溶作用而产生的机械、化学和生物化学堆积的各种金属与非金属矿床和由各种岩溶空间自然储集的固体或流体矿床。

【可溶性岩石】 soluble rock　由易溶解矿物组合的岩石。有些岩石含有易溶解的矿物,如碳酸盐类岩石(石灰岩、白云岩、大理岩)、硫酸盐类岩石(石膏)及卤化物岩(石盐岩)等。其中硫酸盐岩、卤化物岩可直接被水溶解又称**易溶岩**(readily soluble rock),这些岩石遇水以后就容易部分或全部溶解,形成各种岩溶地貌,在某些部位形成岩溶沉积物。

【岩溶率】 factor of karst, karst ratio, karst percentage　又称**喀斯特率**。反映可溶岩(主要是碳酸盐岩)分布区在一定地段内岩溶发育程度的指标。岩溶率在一定程度上能反映岩溶发育的强度及方式。它分为:①**点岩溶率**:单位面积内岩溶空间形态的个数;②**线岩溶率**:单位长度上岩溶空间形态长度之百分比;③**面岩溶率**:单位面积上岩溶空间形态面积的百分比;④**体岩溶率**:孔洞体积占所测量可溶岩体积之百分比;⑤**钻孔岩溶揭露率**:在一定深度或层位的条件下,揭露到孔洞的钻孔占勘探钻孔总数之百分比。依据统计方法不同可计算出:

$$\text{线岩溶率} = \frac{\text{钻孔所遇溶洞、溶隙长度}}{\text{钻孔穿过可溶岩的长度}} \times 100\%$$

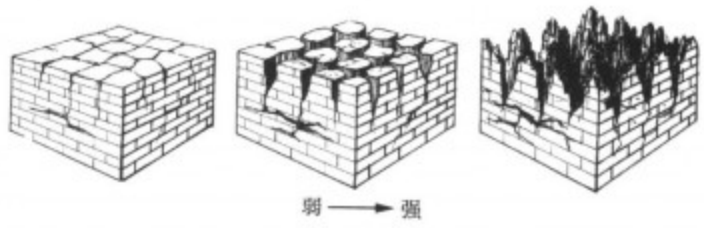
$$\text{面岩溶率} = \frac{\text{地面漏斗、落水洞和溶洞面积}}{\text{所测地段面积}} \times 100\%$$

$$\text{体岩溶率} = \frac{\text{溶洞体积}}{\text{岩石总体积}} \times 100\%$$

通常线岩溶率法适用于勘探钻孔,面岩溶率法适用于水文地质测绘,体岩溶率法仅用于特定的工程项目。

【岩溶作用】 karstification　又称**喀斯特作用**。是水对可溶性岩石进行的以化学作用(溶解与沉淀)为主要特征,并伴随有机械作用(流水侵蚀和沉积,重力崩塌和堆积)的地质作用。岩溶作用的结果是形成岩溶地貌景观。自然界最普遍而规模最大的岩溶现象多发生在石灰岩、大理岩、白云岩等碳酸盐类岩石中。主要原因是构成这类岩石的碳酸钙在含有二氧化碳的水的作用下,溶解为钙离子和重碳酸根离子而被水带走。因而碳酸盐类岩石在特定的地质条件与气候条件下,易于产生大小不一的空洞和各种形态的岩溶地形,图示为石林形成过程。由于温度、压力等条件的变化,被溶于水中的钙和重碳酸根离子又可结合成碳酸钙沉淀,形成各种灰华,可简单用下列方程式表示:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$



岩溶石林的形成过程

【岩溶现象】 karst phenomena　可溶性岩石发生以化学溶蚀作用为特征的现象的统称。为前南斯拉夫学者 J. 司威依奇提出(1893)的术语。包括碳酸盐岩石的水的机械侵蚀和崩塌作用以及物质的携出、转移和再沉积的综合地质作用。

【溶蚀】 corrosion　水对可溶性岩石的化学侵蚀作用。在大面积范围内主要是气体(CO_2)、水与碳酸盐类岩石的化学反应,有时还包括其他酸类作用导致的溶解过程。

【混合溶蚀】 mixture corrosion　两种以上碳酸盐浓度不同或温度不同的饱和溶液混合时产生的溶蚀作用。在饱和的碳酸盐溶液中,水中碳酸盐和 CO_2 处于动态平衡。当两种以上碳酸盐浓度不同的或温度不同的饱和溶液混合时,则破坏了这种平衡。由于混合后的溶液达到平衡时所需的 CO_2 比原来两种平衡溶液中含量为少,导致 CO_2 释放,因而产生或加强对可溶岩的溶蚀。

【热水溶蚀】 hot water corrosion　地下热水对可溶岩的溶蚀作用。有热水的直接溶蚀作用,也有热水汇入地表冷水后的混合溶蚀作用。前者的特征是作用由下向上,溶蚀由热源向四周发展,它所形成的溶洞壁较圆滑;后者的特征是在温度增高的地表

水体边缘常产生岩屋。

【土下溶蚀】 subsoil corrosion 在土层下发生的溶蚀作用。主要是指对碳酸盐岩的溶蚀作用。在温暖潮湿的气候条件下，土下溶蚀一般比**气下溶蚀**(subaerial corrosion)要强。这是因为土下微生物分解土中有机质，产生大量 CO_2，与下渗的大气降水结合，形成大量碳酸，加上有机酸的作用，使其溶蚀作用比气下溶蚀强数倍至一个数量级。由于土中水是在孔隙中运动，比气下水(雨水、岩面水等)较均匀，因此两者产生的溶蚀形态也不同。气下溶蚀可产生深尖溶痕、藻类等钻孔所产生的麻面；而土下溶蚀则多产生浑圆的溶痕、溶芽及小穿孔等形态。在干旱半干旱条件下，即便土层中也有浓度很高的 CO_2，但由于水分不足，往往不能产生明显的土下溶蚀现象，甚至还有淀积作用。

【矿物饱和指数】 mineral saturation indices 表示溶液对某种矿物的溶解能力的热力学指标。以某种矿物在溶液中的离子的活度积与其平衡常数之比的对数值来表示。例如某种溶液的方解石饱和指数小于零，则说明此溶液对石灰岩有侵蚀性，反之，则说明其已达饱和或过饱和。

【岩溶化】 karstification 可溶岩地区造成各种地表及地下形态的发生及演化的一切作用。其含义因岩溶发育概念的差别而不同，从接近于溶蚀作用的同义词一直到表示岩溶发育的全部过程(除溶蚀外，尚包括地质构造、机械侵蚀等因素在内)，而不管它发育阶段和完善程度。

【岩溶充填率】 rate of karst filling 充填物体积与孔洞体积之百分比。根据充填率的多少可分为充填、半充填和少量充填。

【岩溶不均匀性】 heterogeneity of karst 岩溶化岩体中各种岩溶形态的分布、规模和组合在空间上的差异性。它是岩溶发育和分布的基本特征，并给水文地质、工程地质和与岩溶有关的流体及固体矿产的勘探评价带来特殊的复杂性。岩溶的不均匀性存在程度的差别，它们受可溶岩的成岩作用、岩性、构造、岩溶化岩体所处的水动力条件以及溶蚀作用方式等诸因素所制约。

【岩溶旋回】 cycle of karst development 岩溶地貌由上升的岩溶高地开始发育，经幼年期、壮年期、壮年后期和老年期，完成一个发展序列，称为岩溶旋回。假定在上升的厚层石灰岩地区，地面微有起伏，岩溶地貌发育过程大致可分为四个阶段：①幼年期，地表有水系，地面上石芽、溶沟、落水洞逐渐发育，漏斗开始出现，地下水流处于孤立状态；②壮年期，地面落水洞、漏斗和溶蚀洼地满布，地下洞穴相互连接，成为完整的系统，地表水几乎全部被它们所吸收转为地下水，地表河逐渐消失，地下则形成一个统一的地下水面；③壮年后期，即盲谷期，洞顶不断地塌陷，地面上溶蚀洼地不断合并成盲谷，许多地下河又转为地表河，四周山岭被蚀低，盲谷底平坦，渐渐扩大成岩溶平原；④老年期，即准平原期，地面起伏渐小，残留着一些孤峰残丘，形成准平原，洞穴顶部已坍塌，地下河多成为地表河，但准平原之下岩溶作用仍在继续进行。

【岩溶发育阶段性】 developmental stage of karst 根据岩溶旋回理论，岩溶地貌发育过程，在地壳上升的情况下，经历幼年期、青年期、壮年期而达老年期，这样的发展序列称为岩溶发育的阶段性。**幼年期岩溶**——地表出现溶沟、石芽和溶斗，有较完整的地表水系；**青年期岩溶**——地表岩溶地貌发育，地表水循环岩溶负地形迅速转入地下，地表水系消失，仅存主谷水源水系；**壮年期岩溶**——地表有大量溶蚀洼地、溶蚀谷地。由于溶洞顶板坍落，部分地下河出露地表；**老年期岩溶**——不透水岩层广泛出露，地表水系发育，仅留一些岩溶孤峰、残丘等。

【岩溶期】 karst stage 地质历史中，经历强烈岩溶化的时期。在这一时期中，一般是地壳发生区域性上升，长期沉积间断，有利于岩溶作用的气候条件，碳酸盐岩层才能遭受强烈岩溶作用。在中国北方的岩溶期，如青白口纪末期、奥陶纪末期、第四纪以来等。华南地区在白垩纪后有三个岩溶期：第一期为白垩纪至古近纪、新近纪初、第二期为新近纪末至第四纪初、第三期为第四纪以来。

【岩溶景观】 karst landscape 岩溶地区各种地表、地下自然形态的综合景象，其主要特征因地而异。有溶沟石牙、干沟大泉、溶蚀洼地、峰林、地下水系网，以及独特的植被等。中国桂林的峰林、北方的干沟和大泉、云南路南的石林，都是岩溶景观的代表。

【岩溶地带性】 karst zonality 不同气候带内所表现的岩溶气候形态组合，即岩溶的地带性。但地带性岩溶也同时受地形、岩性、构造等非地带性因素的影响。

【岩溶基准面】 karst base level 岩溶作用向地下深处发展所能达到的下限。一种是指排水基准面，一种是指可溶岩的底板。随着岩溶作用的发展，岩溶水逐渐形成相对稳定的统一地下水面，在其附近一般有一个强岩溶发育带。有的学者把这个地下水面作为岩溶基准面。但是在该水面以下的深饱水带，地下水流动尽管是很缓慢的，但仍有岩溶作用。如近年来在河底、海面以下很深的地方发现了大的溶洞。所以有的学者认为岩溶基准面就是巨厚的非可溶岩层的顶板。局部隔水层作为基准面只是暂时的现象，称为暂时(临时)岩溶基准面。

【岩溶剥蚀面】 karst denudation plane 在地壳运动相对稳定的碳酸盐岩分布区，遭受区域性的强烈溶蚀作用后，在较大的面积内形成的孤峰波地，这种区域性的剥蚀面叫做岩溶剥蚀面。当地壳相对上升运动较强时，剥蚀面被侵蚀切割，原有的岩溶景观受到破坏，同时发育新的岩溶现象。如果地壳多次阶段性上升，则形成多级区域性岩溶剥蚀面。

【植物岩溶】 phytokarst 因植物的作用而产生的岩溶作用过程或形态的统称。植物放出或吸收 CO_2，加速水对碳酸盐矿物的溶蚀或水中碳酸盐的沉积；植物分泌的有机酸，以及植物本身的钻孔作用，都能导致植物岩溶的产生。常见的植物岩溶形态有溶盘、洞口石刺、洞口或洞外钟乳石。常表现向光性，如地表河中的钙华坝，以及一些显微形态等。

【外源水】 allogenic water 来源于非可溶岩地区而进入岩溶区的水流。常具有较低的碳酸盐饱和指数，对岩溶地貌和洞穴的发展有特殊的作用。

【岩溶形态组合】 karst functional assemblage 一组在大致相同环境里形成的，由地表形态和地下形态、宏观形态和微观形态、溶蚀形态和沉积形态组成的岩溶形态。它同以前的岩溶地貌组合形态，如峰林-平原，峰丛-洼地，丘丛-洼地等的差别在于：后者只是考虑了地表宏观溶蚀地貌的组合，而没有考虑与沉积形态、微观形态和地下形态综合起来的研究。在 20 世纪 60 年代初，由中国学者提出的这种研究思路和方法，克服了在国际岩溶对比中以单种形态作对比造成的“异质同相”现象的混乱，推动了由联合国教科文组织和国际地科联所组织的国际岩溶对比计划的顺利进行。

【表层岩溶带】 epikarst zone, subcutaneous zone 在岩溶地区包气带上部，碳酸盐岩基岩与上覆土层交界面以下一定厚度(一般为 5～30 米)内的岩溶和裂隙强烈发育带。该带与饱水带之间被岩溶发育相对较弱常常是无水的基岩所隔开，仅局部被垂直溶蚀裂隙或竖井所贯通。表层岩溶带常可调蓄一定的地下水，并可在高于饱水带数十米至数百米高处排出而成表层岩溶带泉，常被用作岩溶山区居民饮用水源。表层岩溶带泉的动态

明显受森林植被影响，在石漠化地区旱季断流，而在森林植被较好的地区终年不干。

【岩溶植被】 karst vegetation 在岩溶地区富钙(镁)偏碱性，土壤贫瘠，水源漏失的特定环境里发育的植被，常有石生、旱生和喜钙的特征。

【洞穴生物】 cave biota 在无光、相对恒温和潮湿的洞穴环境中发育的生物群，由洞穴微生物(放线菌、真菌等)、藻类、草本植物、木本植物等和鱼类、节肢运动、哺乳动物等洞穴动物组成。洞穴食物链的基础营养物质来源除由空气、水流和进洞动物如蝙蝠等带入的洞外有机质外，也包括由化学自养细菌对岩石矿物的作用而直接获取。在洞穴的特殊环境中，洞穴动物以色素、眼球退化、触角加长、新陈代谢作用减缓为特征。根据生命周期在洞内所占时间的长短，洞穴动物可分为洞居者、喜洞者和偶来洞者(如蝙蝠、洞熊等)。

【岩溶气爆】 karst gas explosion 岩溶管道中的气水压力作用破坏周围岩土的突发现象。存在于封闭条件较好的洞穴中的自由气体，由于地下水位的大幅度涨落，造成洞内气体压缩或局部真空，产生势能，当积聚能量超过周围岩体强度时，引起周围岩体或土层破裂、塌陷以致穿孔，是一种释放能量并伴有巨响的机械破坏作用。气爆多沿岩体的软弱结构面发生。在利用天然溶蚀洼地修建水库时，这种作用常因库水位的涨落而引起岩体塌陷穿孔。气爆现象也可在自然界发生。

岩溶类型

【岩溶类型】 type of karst 按气候条件、形态特征、出露条件、可溶岩岩性、水文地质条件等对岩溶特点、发育规律的科学分类。例如，按气候带可划分为：冰川岩溶、寒带岩溶、温带岩溶、中欧型岩溶、亚热带岩溶、地中海型岩溶、热带岩溶、干旱区岩溶；按高度或地貌区可划分为：高山岩溶、高原岩溶、丘陵平原岩溶、滨海岩溶、礁坪岩溶；按出露条件可划分为：裸露岩溶、隐伏岩溶、埋藏岩溶、悬挂岩溶、绿岩溶；按所在深度可划分为：地表岩溶、地下岩溶、浅层岩溶、深部岩溶；按岩溶形成时期可划分为：化石岩溶、现代岩溶、古岩溶；按可溶岩岩性可划分为：碳酸盐岩溶(石灰岩岩溶、白云岩岩溶)、硫酸盐岩溶(石膏岩溶)、卤化物岩溶(岩盐岩溶、盐湖岩溶)、假岩溶、红层岩溶以及半岩溶、全岩溶；按水文地质条件可划分为：包气带岩溶、饱水带岩溶、深部缓流带岩溶；按溶蚀特征可划分为溶蚀为主类型、溶蚀-侵蚀类型和溶蚀构造类型等。

【冰川岩溶】 glacial karst 在最近地质历史时期经受过冰川作用影响地区的岩溶；或现代冰川分布区，由融冰水，融雪水，有时兼有霜冻作用影响产生的岩溶。冰川岩溶以英国、挪威、加拿大东南部湖区、阿尔卑斯山区、加拿大落基山区、比利牛斯山区所见者最典型。

【寒带岩溶】 frigid karst 发育在寒带气候条件下的岩溶。寒带气温虽低，但水中含二氧化碳较多，地面被溶蚀成溶痕或浅洼地，因有常年或季节性冻土，地表水不能下渗(夏季渗入深度一般不超过50厘米)，影响地下岩溶发育。但在永冻层以下也有岩溶发育。此类岩溶在西伯利亚北部、加拿大北部、格陵兰北部和挪威斯匹次卑尔根均有分布。

【温带岩溶】 temperate karst 在温带气候条件下形成的岩溶。本带气温、雨量和降水强度都低于热带，所以地表岩溶发育程度也低于热带，但蒸发量也较热带为低，又有融雪水的缓慢渗透，因而地下岩溶比较发育。温带岩溶以溶洞、干谷、浅封闭洼地和岩溶裂隙泉为主要形态，也有地下河。在奥地利的阿尔卑斯地区和捷克等地的温带岩溶，称为中欧型岩溶。中国华北一带的岩溶区，以干谷、大泉为主要特征，属于温带半干旱区的岩溶。英国约克郡、日本秋吉台、中国东北岩溶区，则为温带湿润区岩溶。

【亚热带岩溶】 subtropical karst 亚热带条件下形成的岩溶。中国的亚热带受东亚季风影响有明显的干季和雨季，年降水量在800毫米以上，雨季主要集中在夏季。在这种气候条件下，岩溶发育以各种岩溶洼地、溶蚀盆地、漏斗及岩溶丘陵为其特征，并有一些大的洞穴及地下河系。亚热带岩溶以中国四川、湖北、湖南、贵州、浙江及安徽等处的岩溶为代表。地中海型岩溶也是一种亚热带岩溶。它的气候特点是夏季干燥炎热，但冬季温和多雨，植被繁茂。地质条件则以中生界碳酸盐岩和板块构造碰撞带常有较多推覆体为特征。以封闭洼地、坡立谷为地表主要形态，地下岩溶作用也比较强烈，有许多巨大的洞穴系统、竖井及地下河。地中海型岩溶以前南斯拉夫的岩溶为代表。

【热带岩溶】 tropical karst 在湿润的热带地区发育的岩溶。因其具有岩溶发育的最高水分有效性，地表与地下岩溶均强烈发育。这是由于：①溶蚀速度较快。②植被繁密，同时微生物作用强烈，植物腐殖质分解完全，使土壤空气中所含二氧化碳较高，增加岩溶发育的强度。③年降水量大，常达1500～2000毫米，且多是暴雨。降雨强度大，故溶蚀率高。此外由于暴雨多，使河流泛滥，特别在有外源水的条件下，地表河旁蚀作用强，加强了岩溶作用。④从古地理看，温带地区第四纪气候变化大，有的地区还受过冰川作用影响。当有冰川覆盖时，岩溶作用缓慢，冰川作用还能破坏原有的地表岩溶形态。而热带则除个别高山外，在整个第四纪从未遭受过冰川覆盖。因此热带地区，岩溶发育强烈，而且由于雨量、雨强都大，常有流水岩溶及土下溶蚀的积极作用，形成独特的峰林地形和峰丛地形、大型漏斗和槽谷。由于热带地区岩溶水较快地达到饱和，因此大量的钟乳石，尤其是大量的洞外钟乳石，也是其特征之一。

【干旱区岩溶】 arid region karst 干旱气候条件下发育的岩溶。干旱区降水量小，地面植被稀少，故地表地下岩溶微弱，一般只有溶痕、干谷等形态，且发育不完全。在热带干旱区，因降雨后常跟随强烈的蒸发，其特点是在灰岩表面常结成次生碳酸钙硬壳，如阿拉伯半岛、肯尼亚等地所见。

【高山岩溶】 high mountain karst, alpine karst 在森林线以上发育的岩溶。其发育的自然条件是低温多雨，并含一定量的二氧化碳，因此可加速石灰岩的溶蚀。低温和日温度变化大还有利于机械风化作用。缺乏森林和土层的覆盖，水能直接与可溶岩接触，从另一方面加速岩溶过程。这一类岩溶特征是地表有各种形态的溶痕、漏斗和竖井，但常受到其他外营力作用改造。由于岩溶水不能很快饱和，地下发育垂直型的大洞，以及洞内溶痕也是其重要特征。常见于我国青藏高原及阿尔卑斯、喀尔巴阡等高山区。

【裸露型岩溶】 bare karst 缺少植物和土层覆盖，可溶岩裸露地表，经地表水溶蚀、冲蚀形成的各种岩溶地貌。如广西都安七百弄岩溶区。有植物覆盖的裸露岩溶，称为**绿岩溶**(green karst)。此类岩溶多出现于新构造上升区。

【覆盖型岩溶】 covered karst 被松散堆积物覆盖的岩溶。如桂林市区以南至雁山之间的岩溶。

【隐伏型岩溶】 covered karst 埋藏在已成岩的非可溶性岩层之下的岩溶。这种岩溶一般不反映于地表。如四川盆地底部被

中生界红层覆盖的岩溶。

【埋藏型岩溶】 buried karst 可溶性岩层表面有蚀余红土等松散土层覆盖,渗透水流对可溶岩石进行溶蚀,形成埋藏于土下的石芽、溶沟、溶斗、溶蚀洼地等岩溶微地貌。

【悬挂岩溶】 perched karst 发育于包气带内,不透水层之上的岩溶。

【石膏岩溶】 gypsum karst 发育在石膏、硬石膏层,及与石灰岩、白云岩、岩盐共生但以石膏层为主的岩层中的岩溶。常见的岩溶形态有膏盐角砾岩、溶孔、小溶穴、落水洞、塌陷漏斗、竖井、溶蚀洼地、洞穴、地下河及地下湖等。如中国北方中奥陶统灰岩、南方中三叠统灰岩中的"膏盐角砾岩",都与此种岩溶作用有关。

【岩盐岩溶】 rock salt karst 发育在岩盐及其他卤化物岩中的岩溶。它所形成的岩溶形态一般较石膏和碳酸盐岩的形态为复杂,常见的形态有沉陷、塌陷、溶坑、溶蚀漏斗、落水洞、蜂窝状溶孔、盐钟孔、盐石笋、盐泉等。如云南禄丰元永井附近所见。

【盐湖岩溶】 salt lake karst 在现代盐湖沉积物中发育的岩溶。主要形态有溶孔、盐壳、盐芽、溶坑、溶沟、盐坎、溶洞、丝状涌泉等。它是在盐层底部由承压淡水、大气降水以及蒸发重结晶作用下形成的。多分布在盐湖的边部,青海察尔汗盐湖所见较为典型。

【红层岩溶】 red bed karst 在钙质或其他可溶性物质胶结的或含有碳酸盐岩砾石成分的红色碎屑岩中形成的岩溶。红层岩溶的地表形态也称为丹霞地形。其溶蚀形态有溶孔、溶蚀裂隙、小型溶洞和地下河等;也可以有类似峰林的地形,如粤北、赣南、湖南中部、福建小武夷山等地所见。在湖南通道县城南可见其典型地貌。

【滨海岩溶】 coastal karst 在滨海地区发育的岩溶。以陆源淡水和海水混合带的混合溶蚀产生的溶洞、溶潭,以及由冰期间冰期海平面升降造成的海底淡水泉等现象为特征。

【礁坪岩溶】 reef platform karst 在潮间带新生代珊瑚礁的浪蚀礁坪上发育的岩溶。礁坪上因溶蚀作用常发育低洼的礁塘和沟槽溶洞等岩溶现象。见于台湾岛及南海诸岛。

【深部岩溶】 deep karst 在深部缓流带内发育或存在于深部缓流带的岩溶。包括承压作用下发育的深部溶穴,受硫化矿体影响发育的深部溶洞以及埋藏在深部的古岩溶。如任丘油田的古岩溶残山(古潜山)。这些深部岩溶,有的是古岩溶,有的则是正在继续发展的岩溶。

【化石岩溶】 fossil karst 地下岩溶空间已全部被充填,与现代地下水循环系统关系不密切的岩溶。

【古岩溶】 paleokarst 非现代营力环境下形成的岩溶。如中国热带岩溶分布范围远远超过现在的热带,它们便是古岩溶的现象。有的人认为云南石林为古近纪时发育的岩溶,因石林间有古近纪的路南群地层充填。云南东部高原(古近纪云南准平原)上有残留的峰林,也属于古岩溶。中国南方二叠系茅口灰岩与乐平煤系之间,北方中奥陶统与中石炭统之间也有古岩溶。现代岩溶作用往往在古岩溶基础上的继承性发展。

【热喀斯特】 thermokarst 指在多年冻土和冰川区,由于气温和地温升高,部分冰块融化,产生类似石灰岩区的岩溶现象。如冰洞、冰塔、热融坍陷、热融洼地等。

【流水岩溶】 fluvial karst 以地表流水作用为主形成的岩溶。常见于有外源水的岩溶区,或碳酸盐岩不纯或厚度不大的地区,后者也常称**半岩溶**(merokarst)。中国南方的峰林平原地形,常常与流水岩溶有关。

【岩溶石漠化】 karst rocky desertification 在缺水少土的岩溶地区,陡坡开垦、刀耕火种、过度放牧等不适当的土地利用方式,导致岩溶裂隙中的土壤流失,最终变成石漠的过程。此种现象主要见于中国南方、东南亚以及地中海沿岸的岩溶区。

【峰林平原型岩溶】 peak forest-plain type karst 石峰与平原相间出现的地貌组合形态。具有基本平坦的基岩地面,平地拔起的石峰,地表水与地下水融为一体,石峰脚洞普遍发育,峰林洞穴化。属流水岩溶。以广西桂林、柳州一带为典型,多脚洞。

【孤峰平原型岩溶】 isolated peak-plain type karst 石峰稀散,孤立在岩溶平原上的地貌组合形态。石峰相对高度在 100 米以下,甚至仅数十米,如广西黎塘、宾阳一带。它是在较强的流水岩溶作用下所形成的。

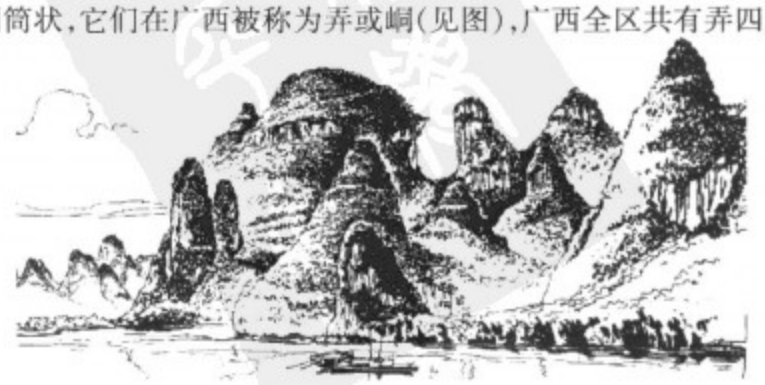
【溶丘洼地型岩溶】 hill-depression type karst 岩溶丘陵和岩溶洼地及干谷组成的组合地形。是以溶蚀作用为主形成的岩溶地貌。指岩石长期受水溶蚀的结果,形成溶蚀丘陵和洼地(或漏斗),串珠状洼地可发育成谷地,洼地内有落水洞或竖井。落水洞被堵塞后,洼地常积水成池塘或湖泊。地下逐渐发育成集中渗流通道或暗河。这种组合形态,常分布在河间地带与分水岭地带,如长江三峡与清江的分水岭地带,川东、湘西、鄂西高原与黔北高原等地。

【石林溶沟型岩溶】 stone forest karren-type karst 是以溶蚀作用为主形成的岩溶地貌。指水流沿厚层状岩石的垂直裂隙溶蚀,形成溶沟和林立的溶柱等。这类地区,地下水埋深一般几米至十几米,有集中渗流;低洼地带常有泉水出露,或集水成湖。云南省路南石林是典型的石林溶沟型岩溶地貌(见图)。



云南路南石林

【峰丛洼地型岩溶】 peak cluster depression type karst 是以溶蚀作用为主形成的岩溶地貌。指由峰脚高低不一的塔状、锥状溶峰组成峰丛,峰丛间有溶蚀洼地(或溶蚀漏斗)的地貌组合。主要分布在桂西北和云南、贵州高原边缘的斜坡地带,以及红水河、南盘江、北盘江及其一级支流两侧。海拔 200 ~ 1000 米左右,峰丛相对高度最大可达 600 米。其间的岩溶洼地深陷,多呈圆筒状,它们在广西被称为弄或峒(见图),广西全区共有弄四万



广西兴坪岩溶峰丛

以上。

【峰丛谷地型岩溶】 peak cluster-valley type karst　是以溶蚀作用为主形成的岩溶地貌。指受水流溶蚀形成的峰丛、谷地或串珠状洼地相间的岩溶地貌组合。有些谷地中有季节性或常年性地表水流，成为较大的暗河的泄水通道。有的地区峰丛进一步发育如林，称峰林。广西漓江、阳朔等地区峰丛、峰林及谷地、串珠状洼地极为发育，成为闻名世界的名胜。

【峰林谷地型岩溶】 peak forest-valley type karst　是以溶蚀作用为主形成的岩溶地貌。指受水流溶蚀作用形成的峰林、孤峰、洼地相间的岩溶地貌。峰林间有较大的谷地或串珠状洼地，其中有漏斗、落水洞分布，区内地下暗河发育，汇水面积较大。在暗河规模较大的地区常由主干与多数支流组成地下水系。广西阳朔、漓江(见图)及贵州安顺较为典型。



岩溶地貌(广西漓江)

【孤峰波地型岩溶】 isolated peak rolling land type karst　又称**残丘波地型岩溶**。是以溶蚀作用为主形成的岩溶地貌。为碳酸盐岩岩层分布地区，受到长期而强烈的岩溶作用后，形成有孤峰残丘点缀的起伏平缓的波状地形。在低洼地带多为残积—冲积土层覆盖。多具有统一的地下水力面。如广西宾阳、桂林地区为典型的孤峰波地型岩溶地貌。

【高山深谷型岩溶】 high mountain-deep valley type karst　是由溶蚀-侵蚀作用形成的岩溶地貌。在碳酸盐岩分布的高山地区，相对高差达千米以上，呈高山深谷地貌；在较高部位常有早期岩溶现象存在，近期岩溶发育微弱，河谷地带有岩溶泉水出露。珠穆朗玛峰地区、巴颜喀拉山地区这种类型的岩溶地貌比较发育。

【中山峡谷型岩溶】 medium-high mountain-gorge type karst　是以溶蚀-侵蚀作用形成的岩溶地貌。指在碳酸盐岩层分布的中山地区，相对高差为 500 ~ 1000 米，其地形与一般中山峡谷相似。但在分水岭地区，地表仍保持有早期发育的岩溶，山体内岩溶水埋藏较深，沿断裂带有流量较大的岩溶泉出露。四川大渡河地区这种类型的地貌比较发育。

【低山沟谷型岩溶】 low mountain-valley type karst　以溶蚀-侵蚀作用形成的岩溶地貌。指在碳酸盐岩岩层分布地区，地表水流以机械侵蚀作用为主，形成相对高差 200 ~ 500 米的低山，地下溶蚀作用较显著，溶洞常在河谷地带出露。北京附近碳酸盐岩构成的低山地带，多形成这类岩溶地貌。

【海岸型岩溶】 coastal type karst　以溶蚀-侵蚀作用形成的海岸岩溶地貌。指在碳酸盐岩岩层分布的海岸带，受海水的长期溶蚀、侵蚀作用形成的海蚀岩溶地形。如海蚀阶地、海蚀柱、海蚀礁、溶洞、溶沟等，有时岩溶泉沿海岸出露。如辽宁大连沿岸发育的海蚀柱、溶洞等构成壮丽的海岸岩溶景观。

【礁岛型岩溶】 reef-island type karst　海岸生物礁体受海水长期的溶蚀-侵蚀作用形成的溶沟、洞穴。中国南海诸岛这类岩溶地貌极为发育。

【垄脊槽谷型岩溶】 ridge-trough type karst　是在构造形迹的控制下，长期受溶蚀作用形成的岩溶地形。垄脊槽谷型岩溶的特征是狭长的背斜轴部出露的碳酸盐岩在长期的溶蚀作用下，形成与褶皱轴向一致的条形槽谷或串珠状洼地。谷槽两侧脊状山冈显示原有构造地形基本特征。一般说来槽谷中地表水流季节性变化大，主暗河与褶皱轴向一致，有时横切轴向，深埋几米至几十米。这类岩溶地形在重庆附近发育比较典型。

【垄冈谷地型岩溶】 mound-valley type karst　是在构造形迹的控制下，长期受溶蚀作用形成的岩溶地形。在狭长的向斜构造轴部出露的碳酸盐岩被溶蚀后，形成与轴向一致的条形谷地，谷地两侧垄冈中的碳酸盐岩分布地区，发育有漏斗和小洼地；谷地中有地表水流；主暗河一般与轴向一致。

【断陷盆地型岩溶】 faulted basin type karst　指断陷盆地内虽有古近-新近系及第四系地层分布，但在地下深处，碳酸盐岩岩溶仍较发育。盆地周边地带有较大的岩溶泉及暗河出露，如山西汾河谷地的许多大泉。有的盆地中仍有以岩溶水补给为主的湖泊。云南昆明的滇池就是这种类型的岩溶地貌。

【断块山地型岩溶】 block mountain type karst　在碳酸盐岩岩层分布的断块山地中，发育于断裂带上的岩溶。是受构造形迹控制而发育的岩溶类型。在山麓和河谷地带有流量较大的岩溶泉出露，山体中地下水一般埋藏较深。华北太行山区这种类型的岩溶发育比较典型。

【热带季风型岩溶】 tropical monsoon type karst　热带季风区碳酸盐岩地区形成的岩溶地貌。由于地处热带、高温多雨，岩溶作用非常强烈，发展速度也快，在石灰岩层厚度大，断层多，裂隙发育的地区，更有利于岩溶作用的进行。这类岩溶突出的特点是锥状和筒状峰林和成层溶洞发育。中国广西是热带季风型岩溶发育的地区。国外在爪哇、古巴等地也有分布。

【温带季风型岩溶】 temperate monsoon type karst　发育在温带季风气候石灰岩区的岩溶地貌。仅夏季高温多雨，因而岩溶地貌的发育受到一定限制。它的主要特点是：特别在产状平缓、厚层灰岩发育区多成巨大峡谷和成层溶洞，山区常成小片宝塔状峰林和锥状峰林，在裸露的基岩斜坡上还发育有石芽、溶沟、漏斗和溶蚀凹地等。中国北方，如太行山(狼牙山)、北京西山(上方山云水洞和斋堂的东、西龙门涧)以及燕山一带都有规模不同的分布。这些特点是反映山地多旋回的重要标志，也是重建古气候的重要标志。

【地中海型岩溶】 Mediterranean type karst　在地中海气候区碳酸盐岩地区发育的岩溶地貌。地中海地区夏季干热，冬季温暖多雨，对地表和地下岩溶的普遍发育形成有利条件。地表以漏斗、溶蚀凹地、溶沟、石芽为主，地下以暗河、溶洞为主，地表常呈现一片荒凉干旱景象。在巴尔干半岛、克罗地亚、波斯尼亚、塞尔维亚、爱琴海诸岛和乌克兰克里木半岛等地都有分布。

【温带中欧型岩溶】 temperate Mid-European type karst　主要指发育在中欧法国高原上石灰岩区的岩溶地貌。由于石灰岩层间有不透水层，可溶性岩石未充分出露地表，河谷底部又露出不透水层，因此岩溶发育不充分，高原面上的漏斗、落水洞多被岩屑充填，只有少数深达百米的峡谷。这类岩溶地貌在捷克也有分布。

岩溶地貌

【岩溶地貌】 karst landform　凡地表水和地下水对可溶性岩石的破坏和改造过程中形成的地表形态和地下形态统称为岩溶地貌，如石芽、溶沟、溶斗、峰林、溶洞等。这类地貌虽在各种可

溶性岩石(严格地说是易溶性岩石)中都有表现,如石灰岩、白云岩、石膏、硬石膏和岩盐分布区,但碳酸盐类岩石分布最广,岩溶地貌也最为发育。有些碎屑岩,由于含有大量的钙质胶结物,也能形成一些岩溶地貌。在黄土中由于地下水的机械侵蚀作用(潜蚀),冻土中由于热力的融化作用,均可形成类似岩溶地貌的一些现象,诸如黄土中的陷穴、管道;冰川表面的冰塔与冰洞统称类岩溶地貌,曾称为假喀斯特和热喀斯特。它们主要是以物理潜蚀作用为主,而不是以化学溶蚀作用为主形成的,因此应属另一类型的地貌,如潜蚀地貌、塌陷地貌、融陷地貌和冰融地貌等。岩溶地貌与各种工程建筑有密切关系,既有危害的方面,如溶洞、暗河、落水洞等的存在可能造成水库、坝下或坝肩的渗漏,影响坝基、桥基、厂基的稳定,导致隧洞、地下厂房、坑道的涌水等;但也有有利的方面,如岩溶水可作为山区重要供水水源,某些大型干溶洞可用做天然的地下仓库和地下厂房及旅游胜地等。利用岩溶首先应调查研究其发育的规律,结合工程建筑特点,针对其主要危害采取相应措施,如水工建筑方面,为了防渗对岩溶大通道采取围隔、堵塞、回填,对小通道采用灌浆、铺盖、淤积等;铁路方面路基采用填堵、加盖、跨拱、引排,隧洞采用衬砌、引排、截导、架桥等措施。中国岩溶地貌分布极广,但因气候条件和岩性差异,造成岩溶地貌的地区性特征也不同,如华南地区气候湿热,厚层灰岩出露区,岩溶充分发育,多形成以峰林为代表的裸露型岩溶地貌;而华北地区因气候较干燥,厚层灰岩区多形成以常态山为代表的岩溶地貌。

【溶痕】 karren 地表水沿可溶性岩石表面进行溶蚀所形成的微小形态。

【溶沟】 lapie, lapiaz 由溶痕扩大而成的溶蚀沟道。

【溶盘】 solution dish 碳酸盐岩表面盘状的溶蚀形态,以平底周边略陡为特征。藻类、地衣等对其形成有重要作用。

【溶蚀裂隙】 grike, gryke 地表水沿可溶性岩石的节理裂隙流动而不断地进行溶蚀和侵蚀,在岩石表面形成槽状形态。溶蚀裂隙底部往往被土及碎石所充填,宽十余厘米至2米多,深由数厘米至3米多。溶蚀裂隙之间的平板状溶蚀面称为**溶面**(clint)。沿平行节理或陡倾岩层层面侵蚀,溶蚀形成的平行延伸的脊状或城墙状岩体,称**石脊**或**岩溶墙**。地表水沿白云岩或白云质灰岩解理溶蚀形成的细小溶蚀裂隙,宽度一般小于2毫米,常被称为**刀砍状溶纹**。

【石芽】 stone teeth 土下溶蚀加后期地表水沿可溶性岩石的节理裂隙进行溶蚀、侵蚀形成溶蚀裂隙纵横交错的形态,其间残存的芽状岩体,称为石芽。高度一般不超过3米。如被松散岩类覆盖,称埋藏石芽(见图)。



广西柳城太平石芽

【石林】 stone forest, crevice karst 由密集林立的锥柱状、锥状、塔状石灰岩体组合成的景观。其间多为溶蚀裂隙。隙坡直立,坡壁上部有平行的溶沟。以云南的路南石林最为典型。石林相对高度一般20米左右,高者可达50米。一般认为是土壤水或非可溶岩盖层水沿质纯厚层石灰岩表面及节理裂隙溶蚀作用的结果,上部受雨水作用改造。

【岩溶石柱】 karst stone column 沿碳酸盐岩岩体垂直裂隙进行溶蚀,侵蚀后残留的上下截面大致一致的柱状岩体。在三峡石牌、北京西山拒马河十渡两岸白云岩中发育有典型的溶柱,高达十米至数十米。

【落水洞】 ponor, sinkhole, shakehole, dolinea 消泄地表水的近于垂直的或倾斜的洞穴。它是流水沿裂隙进行溶蚀、侵蚀作用以及塌陷而形成。分布于溶蚀洼地、岩溶沟谷和坡立谷底部,也有分布在斜坡上的。其形态不一,深度可达100米以上。有的有松散堆积物充填,没有明显的入口。在中国尚有消水洞、消洞等地方性名称(见图)。广义上的美国术语sinkhole则与欧洲术语dolinea是同义语。美语sinkhole还包含岩溶塌陷之意。



落水洞

【出水洞】 resurgence 可溶性岩中地下河出露地表的出口,或岩溶区地下水的出口。它的出水量受补给来源的控制,地下河的主要水源为雨水直接补给时,出水量有季节性变化,干旱季流量减少或停止出水,成间歇性出水洞;主要水源为地下含水层补给时,常成为具有一定承压的管道出水,出水量虽然也有季节性变化,但一般为常年流水。

【竖井】 shaft, karst pit 一种垂向深井状的通道。深度由数十米至数百米。因地下水位下降,渗流带增厚,由落水洞进一步向下发育或洞穴顶板塌陷而成。底部有水的,叫**天然井**(natural well)、**岩溶井**(karst well)、溶井等。

【溶斗】 doline, cloup, sotch 又称**喀斯特漏斗**。呈漏斗状或碟状的封闭洼地,较大者又称斗淋。漏斗直径几米到数百米,深几米到几百米。成因有两类:一类是地表水沿节理裂隙溶蚀而成的溶蚀漏斗,底部往往被溶蚀残余物质所充填,有的底部有落水洞。另一类是溶洞顶板塌陷而成的塌陷漏斗,横断面呈筒状。有岩溶漏斗、灰岩坑、盘坑、盆坑等别称。在中国重庆奉节等地,群众把塌陷漏斗称为**天坑**(tiankeng)。在峰丛地区发育的巨型漏斗称为"弄",明代徐霞客称为"环洼"。

【岩溶盆地】 karst basin 是有松散沉积物覆盖的大型岩溶洼地。在斯洛文尼亚的高原上有广泛的分布,耕地也集中在那儿。岩溶盆地常沿主要构造线发育。中国云南的砚山、桂林南郊的思和、贵州的水城、湖南香花岭(见图)都是岩溶盆地。在巴尔干半岛的第纳尔岩溶区常是沿可溶岩与非可溶岩的接触带,长期溶蚀、侵蚀而成,称边缘坡立谷。长宽数千米,有的长轴可达几十千米。



湖南香花岭岩溶盆地

【岩溶洼地】 karst depression 又称**溶蚀洼地**。是岩溶区一种常见的封闭状负地形,它与漏斗不易严格划分。一般说来,岩溶

洼地较平坦，覆盖着松散沉积物，可利于耕种，漏斗则多为不规则的圆形，底部平坦，面积较小，在生产实践上以底部长径 100 米为两者之间的分界。洼地可以由漏斗扩大而成，而几个洼地又可进一步扩大合并成为合成洼地，保留底部不规则的形态。岩溶洼地底部除了有落水洞外，也可有小河小溪，它们是周边泉水汇集而成，可在一端没于落水洞中。洼地常沿构造带发育为串珠状的圆洼地，以后合并成长条状的合成洼地。在国外岩溶洼地一词的含义较广，泛指斗淋，合成洼地，甚至坡立谷。

【坡立谷】 polje　又称溶蚀谷。长条形或椭圆形受构造控制的溶蚀谷地。一般四壁陡峻或被峰林所包围。其延长方向与当地构造线一致，长度可达数千米至数十千米，面积可达数十至数百平方千米。谷底平坦，有河流及冲积层，是岩溶地区的主要农耕区。坡立谷一词为前南斯拉夫学者 J. 司威依奇首先使用。塞尔维亚语"坡立谷"并无岩溶成因上的含义，仅仅指可耕种的土地，通常是指平底，周围被山封闭，具有地表河和地下排水系统的大型封闭洼地，底部或边缘常有泉、地下河出没。

【岩溶槽谷】 karst valley　又称岩溶谷地。有流水作用参与形成的长条状的岩溶洼地。其发育主要受构造、岩性控制。以川东最为典型。该地区构造上为一系列北北东向的梳状紧密褶皱，地形上为背斜呈山、向斜呈谷的平行岭谷。三叠系灰岩常出露于背斜轴部或两翼，发育成槽状岩溶谷地，长达几十以至百余千米。按其出露高度可分为高位洼地和低位洼地。少数远离河流下切地带的高位洼地，地下水位出露地表，保留着岩溶湖的形态。如四川广安、重庆青木关和歌乐山等地的"天池"等。

【岩溶悬谷】 karst hanging valley　岩溶地区高悬于主谷谷坡上呈"U"形的干谷。因近期地壳上升而形成。"悬谷"一词原为一种冰川地貌，但也有人用于指峡谷地区，因主支流下切速度不一，高悬于主谷谷坡上的支谷。

【盲谷】 blind valley　岩溶地区没有出口的地表河谷。地表有常流河或间歇河，其水流消失在河谷末端陡壁下的落水洞中而转为地下河。

【岩溶嶂谷】 collapse karst gorge　在岩溶地区，由于地下河或大型水平溶洞顶板崩塌，或由断头河溯源侵蚀，形成两壁直立的长条状深狭谷，有时称为**岩溶箱状谷**(karst box canyon)。这类河谷上有不少天生桥与穿洞保留。有常年或间歇性水流。

【干谷】 uvala, dry valley　岩溶地区干涸的或间歇性有水的河谷。为以前的地表排水道，后因地壳上升或气候变化，侵蚀基准面下降，发育了更深的地下排水系统，使地表原来的河道成为干谷。谷底较平坦，并有漏斗、落水洞分布，常覆盖有松散堆积物。当地表河被地下河袭夺时，也可在地表留下干谷(见图)。



美国内华达干谷

【溶帽山】 solution cap　山顶或接近山顶溶蚀残留的碳酸盐岩体，其下为非可溶性岩层，形成似帽顶的山体。这类地形在山东由中寒武统灰岩及下伏页岩组成，当地称为"崮"，如著名的孟良崮。三峡黄陵背斜中心部位有一个大型溶帽山，由震旦系灰岩组成。湘西的间互状碳酸盐岩地区亦见之。

【岩溶丘陵】 karst hill　由岩溶作用形成的丘陵。起伏不大，相对高差通常在 100 ~ 150 米，坡度小于 45°，已不具峰林形态。以黔北、鄂西高原最为典型。常与溶蚀洼地组合成亚热带岩溶区的主要类型。有时由于碳酸盐岩夹泥质、白云质夹层，亦可形成岩溶丘陵。呈线状分布的岩溶丘陵称**岩溶垄岗**(karst knap)。

【峰林】 peak forest　中国岩溶工作者通用的热带岩溶地貌名词。在国外也有音译 fenglin 而加以使用者。在广义用法上，包括峰林、峰丛两类。在热带地区，气候高温潮湿，碳酸盐类岩石被强烈溶蚀，石峰突起，并有地下排水系统，组成广义的峰林地形。在缅甸、老挝、越南、泰国、印尼、巴布亚新几内亚、古巴、牙买加、波多黎各等地均有峰林地形分布。狭义的峰林在国外称**圆锥状岩溶**(kegelkarst)和**塔状岩溶**(tower karst, turmkarst)，系指高耸林立的石灰岩山峰，分散或成群出现在平地上，远望如林，称之为峰林。其个体为石峰。峰体相对高差 100 ~ 200 米，坡度很陡，一般均在 45°以上，有的地方依构造方向排列，其表面发育石牙与溶沟。桂林附近石峰脚常有脚洞，它是在岩溶边缘平原上长期受洪水泛滥形成的，内部常发育溶洞或地下河，共同蚀蚀山体，使石峰成为一空架子。中国的桂林、阳朔、安顺、独山、丘北等地最为典型，国外学者称为中国式喀斯特(见图)。



峰林(广西阳朔)

【峰丛】 peak cluster　又称**麻窝状岩溶**(cockpit karst)。指连座的峰林。峰与峰之间常形成"U"形的马鞍形地。峰丛主要分布在桂西、桂西北与云贵高原的边缘部分，相对高度一般为 200 ~ 300 米，而高的可达 600 米以上。峰丛之间，岩溶洼地、漏斗、落水洞很发育，常形成峰丛洼地或峰丛漏斗的组合形态，以红水河上游最为典型。如黔南惠水、罗甸一带，以及黔西南的兴义等地，邻近红水河与南盘江的岸坡地带，这种地形十分发育(见图)。



峰丛

【海上峰林】 coastal peak forest　滨海地区基座被海水分隔的峰林。其成因有两类：一类是由于海平面上升淹没过去陆地的峰林平原而成，见于越南下龙湾，泰国普吉岛等地；另一类是滨海新近系成岩较差的碳酸盐岩，受海浪冲蚀而成，如澳大利亚维多利亚州喀姆帕滨海的海上峰林。

【孤峰】 isolated peak, hum　同义词残丘。兀立在岩溶平原或盆地上的孤立石峰。峰体低矮，相对高度由数十米至百余米不等，以广西桂江、柳江两岸，宾阳和黎塘一带为代表。也有人

称孤峰残丘，都是指热带或亚热带地区的流水岩溶发育到一定程度产生的地形。波多黎各的残丘有呈长条状、稻草堆状者。

【石丘】 stone hill 相对高度更小的孤峰。孤峰进一步遭受溶蚀、侵蚀，使大面积的平原上只留下个别蚀余残丘，其相对高度更小，只有十数米至数十米。主要分布在广西郁江和浔江谷地，以横县至平南一带为代表。

【岩溶湖】 karst lake 又称**喀斯特湖**。由岩溶作用形成的湖泊。其成因有：由岩溶漏斗或落水洞淤塞积水而成者，水量变化大；由溶蚀洼地与地下含水层直接相连形成者，终年有水，水量稳定。如贵州织金八步湖、云南个旧金湖、广西宜山石别岩溶湖（见图）等。



广西宜山石别岩溶湖

【岩溶平原】 karst plain 岩溶地区近乎水平的地面。在湿润的气候条件下，由于长期经受流水岩溶作用，岩溶盆地面积不断扩大，可达数百平方千米，地表为溶蚀残余的红土或冲积层覆盖的呈现出平缓起伏的平原地形，局部散布着岩溶孤峰。中国广西的黎塘、贵港等地区的岩溶平原最为典型。大型的岩溶平原常出现在可溶岩与非可溶岩接触带附近。

【岩溶准平原】 karst peneplain 地面起伏较小，发育到准平原阶段的岩溶平原。岩溶准平原与岩溶平原属同一形态类型，而岩溶准平原则强调了岩溶循环演变的阶段性。

【岩溶夷平面】 karst planation surface 岩溶准平原经过抬升而成的地貌现象。它反映夷平面形成时期，岩溶是以水平溶蚀、河流侧蚀的方式为主进行的，属于流水岩溶。后期的地壳上升运动，将这个较平坦的地面置于不同的高度上。抬升后的岩溶作用，可使岩溶夷平面支离破碎。在岩溶夷平面分布的地方，当条件有利的情况下，有可能形成风化壳矿床。

【岩溶高原】 karst plateau 岩溶化的高原。岩溶高原内有明暗交替的河流、漏斗、盲谷、溶蚀洼地、岩溶盆地等发育，地下水往往从高原边缘的陡崖下流出。以贵州高原、鄂西高原、吕梁山南段为代表。

【岩溶型风化壳】 karst type residuum 化学风化作用开始阶段形成的风化壳。地表岩石因碳酸化作用，钾、钠、钙、镁等从矿物中析出，并形成碳酸盐岩壳。此类风化壳多发育于荒漠带及草原带，其厚度一般不大，多呈黄色、黄灰色。

【碳酸盐型风化壳】 residuum of carbonate rock type 碳酸盐类岩石分布地区，其风化方式以溶解为主，雨水沿岩石表面及裂隙下渗时，可溶性物质不断被溶解，而不溶解的残余物（如粘土）则聚集在裂隙、溶槽甚至落水洞、溶洞中，因此，其残积物的分布很不均匀，局部富集成囊状者多见，有的还杂以崩塌下来的岩石碎块。岩溶性风化壳在成因上多是风化作用与地下水地质作用共同作用的结果。

【洞穴鳞剥作用】 cave exfoliation 洞穴基岩壁或次生化学沉积物表面的鳞片状剥落现象。常见于经历过干冷期的古老洞穴，或通风条件好温差较大的洞穴。

【消溢水洞】 estavel 又称雷公洞。随着地下水的动态变化，具有既可消水也可溢水的动态特征的溶洞。

【溶孔】 dissolution pore 可溶岩中直径小于几厘米的小孔。它多是沿成岩孔隙、构造解理扩大溶蚀形成的。它可以分散成单个出现，也可以由许多溶孔组合成蜂巢状。

【晶孔】 geode 被次生矿物晶簇所充填或半充填的溶孔。

【天生桥】 natural bridge 地下河与溶洞的顶板崩塌后，横跨河谷的残留顶板，其两端与地面连接，中间悬空而呈桥状。广义地说，一切横跨沟谷或河流上的岩体都可称天生桥。在云南文山的盘龙江上天生桥成串分布，广西也有典型的天生桥（见图）。



广西鹿寨香桥岩天生桥

【溶穴】 solution cavity 直径一般小于50厘米的穴孔。常因岩石组成物质不均一，经溶蚀而成。例如用作盆景的“太湖石”就是土下溶蚀的溶穴。

【穿洞】 light through cave 抬升脱离地下水位的或大部分已脱离地下水位的地下河、地下廊道、伏流或洞穴，其两端成开口状，并透光者。以广西桂林月亮山、穿山、象鼻山以及南圩等处穿洞为典型（见图）。



广西灵川南圩穿洞

【天锅】 ceiling pocket 洞顶呈倒锅底状的溶蚀形态。为洞穴充水时的水汽联合作用的产物，不受基岩节理或层面裂隙影响。

【天沟】 ceiling channel 洞顶蛇曲状的沟槽。系在洞穴发育的潜水位期所形成。

【岩屋】 rock shelter 又称**岩龛**。悬崖或陡坎下的浅溶洞。主要是由地表水冲蚀、溶蚀或风蚀的结果。或由山区生物化学、融冻作用、差异风化而形成的近似于水平的洞穴。一般宽度大于高度3～5倍。深度不超过10米。

【脚洞】 foot cave 沿地下水面发育的水平性洞穴。它是在峰林平原、岩溶盆地、谷地中的石峰脚下由经常泛滥的洪水侵蚀、溶蚀发育的溶洞。其成因可分为流入型的进水洞和流出型的出水洞两种。洞壁常有边槽、流痕、贝窝等形态，洞体呈通道式。是流水岩溶的一种标志性形态。以桂林、独山一带最为典型。它与河曲旁蚀作用形成的岩屋状的侧洞不同（见图）。



脚洞

【边槽】 notch 脚洞壁上或可溶岩岩壁上近于水平的溶沟。边槽常有上下数层，系地表水或地下水溶蚀的结果。是历史水位的记录。另外，形态类似边槽而延伸短，中部深入侧壁，两端沿洞壁尖灭

的弧形槽,称为**蚀龛**(niche),系曲流作用造成。

【贝窝】 scallop solutional ripple, flute 又称流痕。由紊流水的溶蚀和侵蚀作用,在洞壁(或洞外岩壁)上形成的一种波状凹入的形态,常成群出现。其剖面不对称,迎水面缓而较长,背水面陡而较短,故可用以确定形成时水流流向,其波长由1~2厘米至大于1米。其大小与水的流速成反比(见图)。



贝窝

【悬吊岩】 rock pendant 洞穴内位于洞顶或洞壁的基岩突出物。有的状如钟乳,可称其为钟乳状吊岩。洞顶悬吊岩多形成于洞穴发育的饱水带阶段。而洞壁悬吊岩,则常在洞穴的包气带阶段形成。

【溶洞】 karst cave, cavern 岩溶作用所形成的空洞的通称(见图)。国外洞穴工作者则专指人可进入者。溶洞按成因可分为包气带洞、饱水带洞和深部承压带洞等。包气带洞的形成过程是:从裂隙、落水洞和竖井下渗的水,在包气带内,沿着各种构造面不断向下流动,同时扩大空间,从而形成大小不一、形态多样的洞穴。起初这样下渗的水所造成的溶洞,彼此是孤立的,随着溶洞的不断扩大,水流不断集中,岩溶作用不断地进行,孤立的溶洞便逐渐沟通,这使许多小溶洞合并成为溶洞系统。饱水带洞是在饱水带内地下水面附近发育的溶洞,有的学者指出了此类洞穴有迷宫式展布、层面网状溶沟、洞顶悬吊岩和溶痕等特征。当地壳上升,河流下切,地下水面下降,洞穴脱离地下水位,就形成干溶洞。这时洞内有各种碳酸钙的化学沉积物。深部承压带洞则以分布较局限,并受裂隙、节理、层理等构造形迹控制为特征。成因不同的溶洞在展布形式,纵横断面特征,洞壁溶蚀侵蚀痕,沉积物特征方面,都有不同的标志。



溶洞

【洞穴网】 karstic network, conduit network 在岩溶化岩体中,人可进入和不能进入的互相连通的洞穴管道系统。

【迷宫式溶洞】 labyrinth cave, maze cave 由各种方向、规模、并相互连通的溶洞所组成的,常常是近于水平的洞穴系统。

【地下廊道】 gallery 洞穴中近于水平的窄长的地下通道,人可进入。

【岩溶倒虹吸管】 siphon, water trap 充水的、倒U形的、在一定距离后又露出水面的、进出口有水位差的地下岩溶通道。

【多层溶洞】 multilayered karst cave 地下溶洞的组合型式。规模较大的溶洞,形成于岩溶水的水平流动带;如果一个地区地壳间歇性上升,水平流动带将随之间歇性下降。在地壳相对稳定时期形成的一层溶洞,随着地壳上升将抬高到季节变动带或垂直循环带,而在新的水平流动带内又开始发育一层新的溶洞。多层溶洞有显示区域新构造运动性质和幅度的意义。一个地区的多层溶洞有可能和当地多级阶地相对比(见图)。



多层溶洞

【石刺】 rock spine 在洞穴进口部位发育的具向光性的刺簇状溶蚀形态。它是在洞口生长的藻类、苔藓等低等植物作用的结果。

【冰洞】 ice cave 洞内有部分地段年平均温度低于0℃,因而常年有冰的洞穴。洞冰常以冰钟乳、冰笋、冰流面等形式出现。冰洞中结冰现象是多种因素造成的,见于寒带、北温带或高山岩溶区。

【溶沟田】 karren field 在岩溶平原或坡立谷中分布有大面积的石芽,与溶蚀裂隙呈纵横交织的基岩裸露或半裸露的岩溶景观。在黔中、鄂西高原上常见之。

【岩溶断陷盆地】 karst tectonic basin 新生代断裂活动形成的岩溶盆地。盆地周边沿断裂带山坡陡峻,有断层崖或三角面等痕迹遗留,比高数百米至千米以上,向上与高原面陡接。盆地形状较为规则,边界平直,呈长条形或方形,面积数十至数百平方千米,底部平坦,有较厚的新生界沉积。部分盆地中有天然湖泊发育。盆地的基底以及周围山地的基岩大部分为可溶岩类。周围山地中溶沟、溶蚀裂隙、封闭洼地等形态发育,而盆地深部可溶岩中溶洞发育,常含丰富的承压岩溶水,有的地区可自流。云南东部挽近地质时期,南北向断裂构造发育,断陷盆地多达数十个,是中国主要的岩溶断陷盆地分布区。

【岩溶断块山地】 karst fault block mountain 又称**岩溶块状山**。是发育在断裂错动上升区的岩溶地形。常见于新生代差异性升降运动强烈的区域。断块山地之间,有的地方是断陷盆地。山地多呈条状或块状分布,边缘为断层,山地方向与断层走向近一致,断崖悬立、岩石裸露,相对高差常达500~1000米以上。

岩溶水文地质

【岩溶水文地质条件】 karst-hydrogeological condition 可溶岩地区的地表水、地下水、地层、构造及地形、地貌相互关联的总称。包括:地下水与地表水的相互关系与转换,地下水化学成分的形成、富集、迁移及水量动态平衡与交替变化规律,洞穴系统与岩溶地下水的运动关系,地下水综合利用与开发,地下水源污染,水源枯竭条件等。

【岩溶水】 karst water 赋存于岩溶化岩体中的地下水的总称。碳酸盐岩岩溶水常有较高的方解石或白云石饱和指数。分为潜水或承压水。可溶性岩层大面积出露的地区,岩溶水的上部常是潜水。由于岩溶发育不均匀,岩溶潜水分布亦不均匀。它既具有相互联系的统一自由水面,又存在径流相对集中的暗河通道。岩溶强烈发育的山区,岩溶潜水比较集中于地下暗河系统

中,地下水位较深,常形成地下富水而地表缺水的现象。在平原地区以及受某些地质结构控制所形成的汇水地区,由于暗河、溶蚀孔洞发育相连,岩溶潜水的分布比较均匀,水位较浅。岩溶水是良好的供水水源,但对于矿坑和地下建筑工程施工,常造成灾害性突然涌水。大量抽取岩溶水时要注意防治地面塌陷。

【溶洞水】 cavern water 又称**洞穴水**。赋存于溶洞中的地下水。一般指岩溶极发育,水量丰富的岩溶含水层中的地下水。

【岩溶含水地块】 water-bearing karst massif 被自然边界分割成的相对封闭或半封闭的、具有独立水循环特点的可溶岩赋水地块。自然边界包括地形边界、地层岩性边界、地质构造边界和水文地质边界(如地下分水岭等)。一般构成一个独立的水文地质单元,常有集中排泄地段(如岩溶大泉)。

【岩溶含水层】 karst aquifer 含地下水的岩溶化岩层。其中地下水的富集和运移是受各种岩溶形态所控制的。其基本特征是其中地下水分布的不均匀性。岩溶含水层有的情况下不具有统一地下水面;有的情况下也大致具有统一地下水面。

【岩溶地下水面】 karstic water table 在岩溶含水层的饱水带顶部,具有连续性的较规则的地下水面,即岩溶潜水面。这个面的各部位具有程度不同的水力联系。在地下水呈浸流面特征的地段,地下水面系潜在的承压水力面与潜水面的统一体。由地下水位差而造成的地下水在平面上的运动趋向和势能,可在地下水位等高线图上反映出来。有的岩溶工作者认为:地下水在岩溶通道中常是孤立存在的,因此岩溶化岩体中不存在统一地下水面。岩溶地下水面上呈槽状的低水位地带,称岩溶地下水面凹槽。它反映地下河或地下集中径流带的存在。

【岩溶地下水浸流面】 immersion surface of karst water 在岩溶含水层中具有水力联系但呈不规则分布的饱水带顶界面。不规则的分布受储水空间的不均匀展布所制约。

【岩溶水动力单元】 karst hydrodynamic unit 又称岩溶含水系统,岩溶地下水域或岩溶水文地质单元。指具有统一补给边界,统一地下径流场的某一岩溶地下水系的流域范围。

【岩溶排水基准面】 karst drainage base level 岩溶水的最低排泄位置。一般指当地排泄岩溶地下水的最低河面、湖面或海平面。

【扩散流】 diffuse flow 岩溶含水层中沿裂隙呈扩展状运动的地下水。美国学者提出的概念,他们把泉水受包气带裂隙慢渗透补给称为"扩散流"补给。

【管道流】 conduit flow 岩溶化岩层中除扩散流外在各种地下管道中赋存运动着的地下水流。谢斯特和怀特把主要受落水洞及包气带细管道来水快补给的水流称为"管道流"补给。

【岩溶水动力垂直分带】 hydrodynamic vertical zoning of karst water 在垂直剖面上自上而下可以划分为:包气带或垂直循环带、季节变动带、饱水带或水平循环带和虹吸管循环带。

【岩溶水包气带】 karst water aeration zone, karst water vadose zone 又称岩溶水渗流带。丰水期地下水位以上、大气降水或地表水沿可溶岩的裂隙、管道运动的地带。此带水流常不具静水压力,且不连续。常形成近于垂直的洞穴。在局部非可溶岩层之上可形成上层滞水及相应的水平洞穴。

【岩溶水季节交替带】 karst water seasonal fluctuation zone 又称**岩溶水过渡带**。由于季节变化而引起地下水位升降波动的地带。是位于包气带与饱水带之间的过渡地带。当雨季潜水面升高时,构成饱水带的一部分;旱季潜水面下降,则成为包气带的一部分,形成周期性的交替。

【岩溶饱水带】 karst saturation zone, karst phreatic zone 又称**潜流带**(underflow zone)。岩溶含水层枯水期地下水位以下的地带。它的上限及厚度与补给-排泄区的相对位置和高差有关。水流常具有连续性和静水压力。按其在地下水面以下的深度,可分浅饱水带和深饱水带。浅饱水带常常是岩溶强烈发育的地带。一些近于水平的洞穴,常发育在当时此带的地下水面附近,深饱水带与深部缓流带成渐变关系。

【岩溶深循环带】 karst water deep circulation zone 在饱水带之下向远方排泄的深部岩溶水带。它受当地排水基准面的影响很弱。并在一定水头压力作用下缓慢径流。深部缓流带可形成深部岩溶,岩溶化程度一般微弱,以溶蚀裂隙和溶孔为主。但在适宜的构造和水质条件下它亦可发育规模巨大的洞穴。

【谷底循环带】 valley bottom circulation zone 河床以下,地下水具倒虹吸管循环作用的地带。在这个带,由于河水流动减压,地下水从谷底排向河中,流向向上。地下水承压,其循环深部可远低于河谷谷底。河谷谷底的深部岩溶的发育,常受此种倒虹吸管循环作用的影响。

【岩溶泉】 karst spring, karst emergence 岩溶水向地表流出的天然露头。岩溶泉的地表,地下补给范围称岩溶泉域。岩溶泉有以下主要类型:①按照泉的水动力性质,分为上升泉(涌泉)、下降泉;②按照动态,分为常流泉(全年都出水的泉)、间歇泉或季节泉(仅在一定时间内出水的泉)、反复泉(又称涨落泉)或落水洞泉(季节性出流,不流水时成为井并可消水)、溢洪泉(间歇泉的一种,是常流泉的补充排泄口)、周期性泉;③按照泉口形态,分为溶蚀裂隙泉(泉口成缝隙状者)、溶洞泉(泉口为水平洞穴)、上升斜井泉(具有上升式出口通道的岩溶泉,相当国外的伏克律兹泉)、溶潭泉(出口为一大溶潭,看不到具体的出水部位);④按照出口的地理地质位置,分为河底泉、谷边泉、海岸泉、海底泉、断层泉、悬挂泉(包气带中的上层滞水露头或悬于谷坡的泉);⑤按照泉的补给条件,分为外源泉、内源泉。

【周期性岩溶泉】 ebb and flowing karst spring 又称**多潮泉**(karst pulsating spring)。流量具有非季节性周期变化的岩溶泉。周期性可以是有规则的,也可以是无规则的,这种现象系由岩溶水文系统中的虹吸作用所产生。

【季节性岩溶泉】 seasonal karst spring 流量明显受季节降水影响而发生大幅度变化的岩溶泉。其中在干季断流者称**间歇性岩溶泉**(intermittent karst spring)。

【表层带岩溶泉】 surficial karst spring 受表层岩溶带补给的泉水。

【悬挂岩溶泉】 perched karst spring 在岩溶含水层的包气带的一定部位,由非可溶岩隔水层顶部接触面附近流出的泉水。

【溶潭】 blue hole 在可溶岩地区,成潭状或井状、水深较大的天然地下水露头。常年或仅雨季时出流,有的属承压性质。潭水常与地下河有关。源于深部缓流带的潭则受静水压力影响,地下水位高出附近水位。有的动态较稳定,受气候影响较小。典型的潭有昆明黑龙潭、柳州小龙潭、贵州普定九十九潭等。位于洞穴中的潭,称**地下潭**。

【岩溶天窗】 karst window, regard 地下河或溶洞顶部通向地表的透光部分。在中国北方岩溶区,则习惯把岩溶含水层上部隔水盖层缺失的地段称为岩溶补给天窗。

【岩溶地下水系】 underground river system in karst region 又称**岩溶地下河系**。为具有一定汇水范围的、由主流及各级支流构成的岩溶地下水流。各岩溶地下水系之间的界线称岩溶地下水系的分水岭。

【岩溶水文系统】 karst hydrological system 既是地球表层水

圈的一部分，又是水循环系统在可溶岩分布地区的一个子系统。岩溶地下水系统通常接受来自非岩溶区的外源水，与岩溶系统中不同型式的补给水源汇合，经过系统内部的调蓄，又以不同形式流出岩溶系统，进入到水圈循环的其他系统中，其中一部分以泉的形式流出地表，另一部分以潜流形式流入非岩溶地区。其特征是与地表水关系密切、有地下水文网、有较大的地下空间、内部结构极不均匀和动态变化较大。

【地下河】 subterranean stream　又称**暗河**。具有河流主要特性的岩溶地下通道（见图）。它是地下径流集中的通道，常具紊流运动特征，并有自己的汇水范围。其动态变化明显受当地大气降水的影响。地下河的规模和地下河系的完善程度决定于岩溶作用的方式和程度。由地下河的干流及其支流组成的地下通道系统称**地下河系**（system of subterranean stream）。



地下河

【伏流】 swallet stream　为地表河流经过地下的潜伏段。其与地下河的主要区别，在于伏流有明显进出口，且进口水量为出口水量的主要来源。而地下河则无明显进口。有的伏流规模很大。如长江支流清江，从湖北利川发源后，在地下伏流 10 余千米才流出于地表。国外，著名的伏流有希腊的斯提姆法布斯河，伏流长 30 千米以上。伏流常发育于斜坡地带。

【地下湖】 underground lake　又称**暗湖**。在天然洞穴中，具有开扩自由水面的比较平静的地下水体。它往往和地下河相连通，或在地下河的基础上局部扩大而成，起着储存和调节地下水的作用，如云南六郎洞、广西都安拉通。

【海磨坊】 coastal mill　一种滨海的岩溶形态及水文地质现象。由于现今海水淹没早期形成的复杂地下通道，其内部受陆地上淡水的补给，因为咸淡水密度不同，产生内吸作用，而导致通道进口端海水向地下大量消落。有的地方可以用水的动能在洞的进口处建立磨坊。如希腊克法利尼亚岛所见。

【岩溶充水矿床】 mineral deposit bearing karst water　开采时受岩溶水直接或间接影响的岩溶矿床或非岩溶矿床。按水文地质条件复杂程度可分为：简单、中等、复杂、极复杂等类型。

【岩溶突水】 karst water bursting　储集和运动于岩溶含水层中的地下水流，当被人工揭露或受自然因素影响而骤然产生的大量涌水现象。岩溶突水常伴随涌沙、涌泥，危及安全。

岩溶堆积物

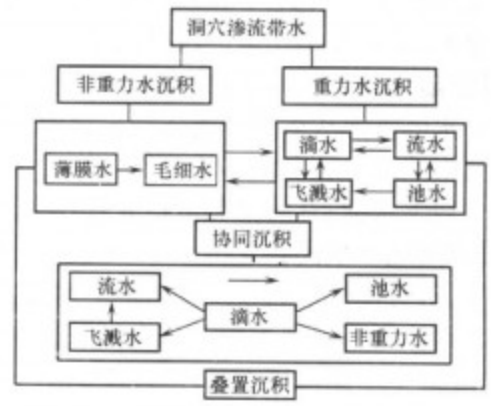
【岩溶堆积物】 karst formation　各种与岩溶作用有关的堆积物的通称。包括洞穴化学沉积物、洞穴其他成因的堆积物及地表岩溶堆积物。

【洞穴化学沉积物】 speleothem　洞穴中由水的作用造成的各种次生矿物沉积物的通称。主要类型有滴石、流石、凝结水或雾水沉积、水下沉积、毛细管水沉积等。

【洞穴次生碳酸钙】 travertine　洞穴中由水的作用造成的各种胶结较好的结晶质的碳酸钙。

【溶洞微地貌】 microgeomorphology of karst cave　溶洞内因岩溶作用形成的微地貌形态。它包括流痕类、窝穴类、沟槽类、井管类、洞壁突出物类等主要类型。流痕类包括波状流痕、流纹、波痕、贝窝；穴口状流痕包括贝穴、天三角。窝穴类包括窝穴、点穴、杯穴、碗穴、缸穴、天锅、球穴。沟槽类包括边槽、蚀龛、壑沟、天沟、竖向沟痕。井管类包括天钟、天筒、天井、竖井、溶蚀管。洞壁蚀余突出物类包括倒石芽、钟乳状吊岩、角石、天鳍、洞桥、岩柞、石台、石芽等。

【溶洞沉积类型】 speleothem type　指对溶洞次生化学沉积物进行的类型划分。其分类方案有多种：①按沉积物结晶程度划分：鲍格利（A. Bögli）分为石灰华、洞穴碳酸钙和月奶石；契卡绍夫（А. Г. Чикищев）等分为钙华型、胶状型和结晶型。②按洞穴沉积环境分为空气中的沉积、水下沉积和气水界面沉积。③按水流的运动形式，分为渗水类、滴水类、流水类等。④按沉积物所在洞穴部位，分为洞顶悬挂型、洞壁型、洞底型和水洼型。⑤按洞穴次生化学沉积的分类和系统关系（见图），分为非重力水沉积类、重力水沉积类、协同沉积类和叠置沉积类。前三类存在密切的成因联系。叠生沉积为不同阶段沉积的叠合。



溶洞沉积类型示意图
（据朱学稳，1988）

【非重力水沉积】 nongravitational water deposits　在洞穴中非重力水作用的沉积物。在包气带洞穴中，非重力水主要存在形式是薄膜水和毛细水。岩层微细裂隙、孔隙及粗糙表面是非重力水活动主要场所。洞穴中空气的湿度和运动强度对非重力水沉积物结晶的完美程度及形态有重大影响。非重力水沉积的主要类型有洞穴毛发、石枝（或卷曲石）、珊瑚状物、根须石枝、皮壳、石花、花斑、穴疱等。

【重力水沉积】 gravitational water deposits　是洞穴中最常见和数量众多的次生化学沉积物。滴水、流水、飞溅水和池塘水是重力水主要运动和转换形式。重力水沉积的主要类型有：①滴石类，由不连续水流——滴水形成。从滴点到落点，多形成对应沉积。前者为悬挂滴石，如鹅管、石钟乳，其横断面呈同心圆状。后者为站立滴石，如石笋、石柱、滴杯，其横断面呈叠层状。②流水石，由连续运动的水流形成的洞穴碳酸钙沉积。其沉积物具有条带状、流层状、环纹状结构，沉积形态多样：主要有天流石，如肉条石、水母石、石带、石旗；壁流石，如石幔、石幕、石瀑、穴盾、盾帐、穴板、石柱盘等；底流石，如流石坝、石梯田、流石板、穴饼、穴珠、穴球等。③飞溅水沉积，洞穴滴水和悬挂式流水常溅出水滴和水雾携带的碳酸钙，附着到先成物上的沉积。按其形态可称棕榈片、石葡萄、石磨菇、石花瓣、石珊瑚等。④池水沉积，在溶洞底部池水不溢又不干涸的情况下，有形形色色的池水沉积物形成，其沉积物形态有水面形态，如水钙膜或穴筏、浮冰、穴泡、边石、石花；水下形态，如晶花、晶刷、石葡萄、月奶石、石珊瑚、穴珠等。

【协同沉积】 synergetic deposits　由两种或两种以上运动方式的水流协同作用形成的次生碳酸钙沉积物。常见的协同方式及典型沉积物有：①滴水-流水沉积，如堆状石笋、片状石钟乳、外层被流石覆盖的大型石笋和石柱等；②滴水-飞溅水沉积，如棕

榈石笋;③滴水-池水沉积,如蚀膜晶锥、滴坑穴珠;④滴水-池水-流水沉积,如云盆;⑤滴水-非重力水沉积,如乳房状石钟乳、石瘤、珠状石钟乳等。其形成多在非重力水向重力水过渡的临界状态下,所以常与鹅管共生。

【叠置沉积】 superimposed deposits 前后不同沉积阶段,在同一地点洞穴水动态和运动形式发生重大变化,后期沉积物叠置于先期沉积物之上的叠合形态沉积。其间不存在直接的沉积协同关系和成因联系,在沉积阶段上具有代表性。如灯盏石、吊脚石、晶穗、纺锤状钟乳石等。

【滴石】 dripstone 由洞中滴水形成的碳酸钙沉积。滴石可形成各种形态,其具有代表性的有钟乳石、石笋、石柱等。

【钟乳石】 stalactite 又称**石钟乳**。自溶洞顶部向下生长的一种以碳酸钙为主的沉积。开始只成为一小突起附在洞顶,以后逐渐增长。具有同心圆状结构。中心部分有一空管,形状如钟乳,故名。



石钟乳

【向光钟乳石】 heliotropic stalactite 由植物光合作用吸取洞顶滴水中的 CO_2,引起滴水过饱和而沉积的钟乳石。植物的向光性也引起此种钟乳石只在向光一侧沉积,导致其向有光一侧倾斜。只见于洞口有光部位。

【鹅管】 soda straw 上下直径变化不大,即细长条状钟乳石。

【石笋】 stalagmite 洞顶的水滴落到底板后,形成由下而上增长的碳酸钙沉积,形如笋状,故名(见图)。



洞穴中的钟乳石和石笋

【石柱】 stalactite-stalagmite, column 钟乳石往下长,与对应的石笋上长相连接后所形成的柱状体。贵州镇宁犀牛洞内石柱高达 27 米以上。

【棕榈状石笋】 palm-shape stalagmite 滴水和溅水综合作用形成的四周带棕榈叶状沉积物的石笋。常见于净空较高的洞穴底部,滴水重力加速度和溅水较强的部位。洞穴净空越高,其棕榈叶状沉积物也越大。广西荔浦丰鱼岩的大厅中,"棕榈叶"长可达 1 米多。

【石笋微层理】 laminae in stalagmite 用透射光或荧光显微镜观察到的石笋内部微细层理的统称。其单层厚度在数百微米至几毫米不等,有的情况下代表年生长层。

【发光微层理】 luminescence laminae 石笋中含有较高的有机质,在普通透射光下无法分辨,而在紫外光或荧光等照射下可发光,从而得以辨认的微层理。由于微层中的有机质来源于洞顶土层,故发光微层理可用于研究洞外生态环境的变化。

【透光微层理】 optical laminae 在普遍透射光显微镜下观察到的石笋微层理。

【石笋沉积间断】 hiatus in stalagmite deposition 石笋沉积系列中的间断面。常发生在气候变化的干冷期,也可发生在洞顶裂隙发生变化,滴水点发生位移处的石笋。

【流石】 flowstone 由洞内流水(包括间歇性水流)所形成的方解石及其他矿物沉积。由于基底形态、水流状态不同,可形成各种形态,其具代表性的有边石、石幔、石旗、钙板等。

【边石】 rimstone 水流过洞底积水塘时,在其边缘形成的碳酸钙沉积。小边石群,状如梯田,称为石田。

【边石坝】 rimstone dam 垂直地下河或地表河流向,或围绕泉水形成的拦河坝状边石。石坝形成后,使地下河道(或地表河道)成为阶梯状,如有水流活动,则常出现一系列的石坝与水潭。

【石幔】 curtain, drapery, bacon 又称石帷幕、石帘。为饱含碳酸钙的薄层水由洞顶或洞壁流出,沉积成为波状或褶状的流石,形如布幔,故名。

【石旗】 cave flag 由洞顶或洞壁上连续性水流形成的一种薄而透亮的旗帜状次生碳酸钙沉积物。北京西山石花洞二层洞内发育典型。

【钙板】 calcareous plate 由洞底片状薄层水流动时析出碳酸钙所形成的状似薄板的沉积物。

【石扇】 stone fan 形状似扇的流石类沉积物。在洞穴内由线状水流突变为片状水流时,或在地下河出口的漫流地段均可形成。

【石花】 cave flower, pop-corn 呈丛花状散布在洞壁或其他洞穴堆积物表面的雾滴水沉积。亦可由因气温、湿度变化,产生密集的成簇状的凝结水珠所析出的碳酸钙沉积形成。北京石花洞的石花为典型。国外石花有时指石膏沉积物。

【云盆】 lily pad 圆形或浑圆形盘状的水下碳酸钙沉积物。分布在平底的开阔溶洞中。盘顶面大致位于一个水平面上。常和边石、边石坝相伴出现。以阳朔兴坪莲花洞内的云盆为典型(见图)。



云盆

【穴珠】 cave pearl 直径 0.1 ~ 10 厘米的球状碳酸钙沉积物。具同心圆结构,核心常为小粒的燧石、砂或粘土。是碳酸钙在动荡的水下环境围绕某种核心不断沉淀而成的。

【石饼】 stone cake 外形似饼的穴珠。

【石荷叶】 cave lotus 洞内水池表面的薄钙片。其下有倒圆锥形的"根",伸至池底。这是池水逐渐缓慢升高时沉积形成的。

【石筏】 stone raft 浮在地下湖或洞内水池面上,受表面张力支撑的薄片状结晶方解石。此种沉积现象是池水强烈蒸发的反映,因而石筏常见于干旱地区或池面水能较快地达到过饱和的洞穴。

【石珊瑚】 cave coral 在钟乳石和石笋的表面,由于毛细管水渗出而形成的状如珊瑚的碳酸钙沉积物。有的是由石膏组成的。

【石葡萄】 spherical stalactites 成因同石珊瑚,状如葡萄的碳酸钙或石膏沉积物。

【螺旋状石笋】 heligmite 由石笋或洞底向上长的卷曲石。

【卷曲石】 curlstone 又称**石枝、螺旋状钟乳石**(helictite)。由

饱含碳酸钙的水从洞壁或钟乳石的毛细管状细孔渗出而沉积的，可向水平方向或向上弯曲(见图)。


卷曲石


石盾

【石盾】 cave shield　又称**调色板**(palette)。一种由上下两块平行的板组成的外形似盾状的洞穴次生碳酸钙沉积物。多出现于洞壁及洞顶。有时可见数盾连生。石盾是由略具承压性质的裂隙水从裂口流出时形成的。从裂隙口开始，形成上下两个板面，并向外呈环形逐层生长。若流量较大，从石盾周缘裂口流出的水可向下形成石钟乳或石幔，并与盾面组成一种"圆顶蚊帐"的形态(如桂林芦笛岩洞内所见)。石盾盾面可有各种产状。但受供水裂隙产状和渗透水压力大小控制。常见石盾的直径多在2米以内。北京西山石花洞内的石盾，数量多、态势生动(见图)。

【晶针】 crystal needle　呈细针状的晶体。系在洞壁或其他洞穴沉积物细孔中的水、析出碳酸钙或硫酸钙，形成它们的针状晶体。

【钙膜晶锥】 raft-crystal cone　是在溶洞底部池水交替强度微弱，水下结晶条件优越，水面持续生成大量钙膜的情况下，在水下堆积形成的匀称的锥体。其中心多由较松散的钙膜片骨架组成。外层则是钙膜片和水下结晶的掺杂堆积，略呈似层状构造。

【月奶石】 moonmilk　一种乳白色、含水量高、可塑的、乳酪状的洞穴堆积。在其形成中微生物起着重要作用。早在15世纪已在瑞士为人们所发现。1959年，月奶石的矿物成分经法国和美国学者详细研究，确定是方解石和文石，有时还有含水菱镁矿[$Mg_4(OH)_2(CO_3)_3\cdot 3H_2O$]、碳酸钙镁矿[$Mg_3Ca(CO_3)_4$]、菱镁矿($MgCO_3$)、三水菱镁矿[$MgCO_3\cdot 3H_2O$]、白云石[$CaMg(CO_3)_2$]等，北京西山石花洞内有大量的月奶石。

【洞穴崩塌堆积】 cave collapse deposit　在洞内伴随岩溶作用过程从洞顶、洞壁、洞口崩塌的块石、碎石、角砾堆积物的通称。有时可和洞底的钙板、粘土混杂胶结成角砾岩。

【洞穴生物堆积】 cave biotic deposit　主要由动物粪便及骨骼所形成的土状洞穴堆积物。常常成为洞内磷酸盐矿物的主要来源。在热带、亚热带的洞穴中甚为常见。

【岩溶石灰华】 karst calcareous tufa　又称钙华。在地表由岩溶水沉积的大孔隙性次生碳酸钙。其成因是由于岩溶地区的地下水或地表水，在适宜的环境下，且往往在水动力和植物作用影响下，导致碳酸盐过饱和沉积而成。如贵州茂兰自然保护区小七孔小河沿线的大量石灰华。

【瀑水钙华】 waterfall calcareous tufa　在碳酸盐岩岩溶区地表河的瀑布壁上沉积的钙华层。它顺瀑布水流线往下增长，呈垂幔状、肺叶状等。其成因与河水水质及瀑布地段特殊的物理、化学、生物条件有关。特别是瀑布区强烈的水动力条件导致CO_2脱气，瀑水钙华的堆叠常能架空成较大空洞，如贵州黄果树瀑布钙华最厚约8米，其中包有长40余米的人可进入的"水帘洞"，堪称典型。

【钙华台地】 tufa tableland　在活动断裂发育的碳酸盐岩区，一些温泉常含有高浓度的二氧化碳分子和钙镁离子，在由相对封闭的地下系统流出地表后，造成大量二氧化碳脱气，使碳酸盐过饱和而沉积的大规模钙华台地。从阿尔卑斯到中国云南的整个特提斯地带分布的大量钙华台地都属于此类。著名的有罗马蒂尔尼，土耳其帕穆克卡莱，中国四川黄龙、云南中甸白水台。

【盐钟乳石】 salt stalactite　由岩盐、石膏、芒硝等蒸发盐类构成的钟乳石之统称。常见于蒸发盐岩洞穴及老盐矿井中。也见于碳酸盐岩洞穴中，有地表沉积层中的蒸发盐类淋溶下渗，或含有硫化氢、黄铁矿等硫化物的氧化产物的部位。

【白云石粉】 dolomite powder　亮晶白云岩经过风化溶蚀后所残留的松散状白云石粉砂及砂粒。

【蚀余红土】 red soil　碳酸盐岩溶蚀后残留的富含氧化铝(Al_2O_3)和氧化铁(Fe_2O_3)的粘性土类。由于铁的氧化，常呈棕红色。在热带、亚热带的地表及洞穴内分布广泛。桂林、柳州、黎塘一带的峰林平原蚀余红土甚为典型，其中常含铁锰结核。洞内见到的多是由洞外经水搬运进来的。国外也有学者认为此种红土系由风成火山灰淋滤残余所成。

【膏溶角砾岩】 gypsum karst breccia　属岩溶角砾岩的一种。夹有蒸发岩的碳酸盐岩，经岩溶作用产生的混合角砾岩。由于石膏遇水极易溶蚀成洞穴，引起顶板岩石的压裂塌落，其塌落的岩石角砾与残留的石膏混合胶结成角砾岩。另外，夹层如果是硬石膏，其在转化成石膏时，体积膨胀，也可使顶板岩石压裂崩塌形成膏溶角砾岩。在其形成过程中，除上述静压力外，地质构造应力也是重要的。这种角砾岩具顶板界面模糊和成层状分布的特征。其角砾砾径相差悬殊，以川东三叠系嘉陵江灰岩中所夹的膏溶角砾岩最为典型。

【石灰岩岩屑堆】 limestone scree　高山岩溶区、北温带岩溶区由物理风化作用，特别是霜冻作用产生的顺山坡分布的角砾。角砾砾径较均匀(一般10厘米左右)，成分全部为石灰岩。

【土洞】 soil cave　发育在可溶岩上覆土层中的空洞。其形成需有易被潜蚀的土层，其下有排泄、储存潜蚀物的岩溶通道。当地下水位在岩土交界面附近作频繁升降时，常产生水对土层的潜蚀而形成土洞。

【岩溶塌陷】 karst collapse　因岩溶作用而产生的地面塌陷现象。可分为基岩塌陷和上覆土层塌陷两种。前者由于下部岩体中的洞穴扩大而导致顶板岩体的塌落；后者则由于上覆土层中的土洞顶板因自然或人为因素失去平衡而产生下陷或塌落。由基岩洞穴发展成的塌陷，常产生深达十几米到数百米的井筒状塌陷漏斗；由土洞发展的塌陷，也产生深几米到10～20米的圆形陷坑，或碟形、盆形、锥形塌陷漏斗。塌陷漏斗附近的土体或岩体常伴随产生缝隙，称塌陷裂缝，宽数厘米至1米不等，长可达数十米至数百米。

【岩溶陷落柱】 karst collapse breccia pipe　埋藏型岩溶区的地下溶洞的顶部岩层及覆盖层失去支撑，发生塌陷和剥落所产生上小下大的锥状陷落体。陷落所波及的高度(即陷落柱高度)从几十米至几百米，呈直径数十米至数百米的圆形或椭圆形或长条形。在地表表现为盆状凹陷或丘状凸起，其物质组成和结构均与周围完整岩层截然不同。岩溶陷落柱主要分布于中国华北地区，尤其在山西高原靠近裸露型岩溶区周边的埋藏型岩溶区，分布密度较大。岩溶陷落柱的分布常与石膏层的分布有关，它的形成可能是下伏硬石膏层水化膨胀、溶蚀、导致围岩塌陷的结果。它切断煤层(空间表现为无煤锥体)，或成为井下突水来源，影响矿山安全。

土 壤 学

总 论

【土壤】 soil 地球(陆地)表面能生长绿色植物的疏松物质表层,由矿物质、有机质以及水分、空气等组成,其厚度为1~2厘米至数米的未固结层;特点是具有肥力,能持续地、同时地为植物生长提供水、热、肥、气等。土壤由成土母质发育而成,由成土母质、地形、生物、气候等自然因素和耕作、灌溉等人为因素综合作用下,不断演化和发展。因此,土壤是一种动态的有发展历史的自然体。

【土壤学】 pedology 研究土壤物质组成、性状及其肥力发生、发展和演化的规律,并指导人们合理而持续地利用、改良和提高土壤肥力的科学。它将土壤作为一种独立的历史自然体和人类的重要生产资料来研究,与地理科学、生命科学、农业科学和环境科学等均具有密切的联系;在研究方法和手段上吸取了现代化学、物理学、生物学、统计学和地图学的成就;已形成了以土壤学、土壤地理学、土壤物理学、土壤化学、土壤微生物学、土壤矿物学、土壤微形态学、土壤地球化学、土壤改良学、土壤环境学等分支学科组成的学科体系。

【土壤发生学】 soil genesis 研究在成土因素的综合作用下,母岩或母质转变为土壤的整个过程的学科。其中研究现代地理环境特征与土壤发生、发展及其空间分异关系的称为土壤地理发生学;研究古地理环境演变与土壤发生、发展关系的称为土壤历史发生学。俄国科学家B.B.道库恰耶夫是土壤发生学的主要奠基人。

【土壤地质】 pedogeology 采用土壤与地质相结合的方法,对土壤的发生、组成、演化进行的研究。在此领域里,有很多独特的工作方法。例如,从各种成土母质可推断土壤性质发育在花岗岩与玄武岩上的土壤性质有很大差别,从地质图可预知土壤图的大致轮廓;从风化壳类型分布可宏观地了解各大土类性质的变化规律;从矿物学特征可预测土壤的主要性状,从土壤颗粒的矿物组合及其抗风化力可说明黄土母质土壤的起源、发育特征及其分布规律等。从19世纪70年代起,不断有研究成果说明地质构造体系控制着土壤发育的大环境,例如中国经向土壤分布带受新华夏构造的影响;纬向土壤分布带被山字型构造体系所修饰;中国从西南至东北等地,存在着一条北东华夏构造线方向的低硒土壤带,这说明构造体系与土壤状况有一定联系。新构造运动能改变土壤的各项成土因素,能改变其发育规律,从而成为分析土壤发生发展不可缺少的手段。近期研究成果还证明了深层地质构造、莫霍面的深浅等能影响地表土壤类型分布。其他如大量古土壤的演化与鉴定,高产土壤与低产土壤和地质条件的关联,很多名特优农产品受地质因素的控制等,都说明在土壤工作中采用地质学方法的重要性。另一方面,土壤学资料又可为地质工作服务。土壤地球化学数据可指示矿产的丰缺与元素的组合特征。要了解黄土与古红土等土状地层的演变,需要研究黑垆土与砖红壤等的成土过程;华北盐碱土分布可作石油矿的指示;红壤带范围与大熊猫-剑齿象古动物群的分布相一致;昆明古红土有力地证明了地壳强烈抬升;东海大陆架上的泥炭与红土说明了海平面的变迁;宁夏白僵土(龟裂碱土)正位于地壳沉降中心;山东莱州湾的盐土演化证明海水内浸界线等都是例证。

【地质土壤学】 geo-pedology 在现阶段可视为土壤地质学的同义词。pgdo-geology与geopedology二字间也无严格区分。

【构造地质土壤学】 tectonic pedology 研究土壤发生与一定范围内的地质构造体系和地壳运动相结合的学科。它阐明和地质构造有关的土壤发育规律。有人发现从大范围看,中国东部的土壤经向分布带实际上受新华夏构造体系控制;中国西部的褶皱山-构造盆地体系及青藏高原隆起构造体系也严格控制着土壤分布;从较小范围看,土壤的类型变化及其所含元素的特征也经常受地质构造线的明显影响。

【水文地质土壤学】 hydrogeologic pedology 水文地质学与土壤学相结合的新边缘学科。诸如南水北调工程对土壤的影响、灌溉区的地下水动态与土壤次生盐渍化、地壳沉降中心与碱土分布的一致性等,是其研究内容。

【地层土壤学】 stratigraphic pedology 研究土壤与地层相联系的学科。因为有些特定地层与特定的土壤相联系,如中更新世红土与红壤、晚更新世黄土与黄绵土或黑垆土、中生代紫色岩层与紫色土等。它的建立为土壤鉴定和地层鉴定作出了有益的贡献。

【古生物土壤学】 paleontologic pedology 研究古生物学与土壤学相互关系的新边缘学科。例如大熊猫-剑齿象古动物群的分布范围与现红壤地带相吻合;据孢粉分析反映的古植被状况,可广泛说明古土壤类型的分布界线等。

【地貌土壤学】 geomorphologic pedology 研究地貌(地形)与土壤二者在发展演变过程中相互关系的学科。地形本为土壤形成的五大因素之一,但从地貌长期发展过程来看,其意义不同于一般的地形因素。联系著名地貌学家戴维斯(W.M. Davis)的地理循环,彭克(W. Penck)的山坡演变以及夷平面发育、多层地形等探讨过程中土壤发育的演变,应属新的分支学科。从理论上说,地貌是地球内力与外力相互作用的结果。

【土壤化学】 soil chemistry 研究土壤的化学组成、性质及其变化规律的学科,属土壤学的分支学科之一。它运用化学、物理化学和生物化学的理论和测试方法,来阐明土壤空气、土壤溶液、土壤有机质、土壤矿物的化学组成及性质,以及其在不同地理环境和人类利用条件下的变化规律,为土壤资源的合理利用、改良以及被污染土壤的修复提供科学依据。根据其研究内容,可进一步划分为土壤农业化学、土壤物理化学、土壤生物化学、土壤环境化学等分支学科。

【土壤物理学】 soil physics 研究土壤中的气态、液态、固态物质体系中的物理现象、特性和状况及其相互关系的学科。其研究内容包括土壤孔隙及其组成、土壤颗粒、土壤结构、土壤水分及其能量、土壤空气、土壤热状况、土壤力学性质、土壤磁学性质、电学性质、放射性和土壤反射光谱特性,以及上述土壤物理

性质之间的相互关系和对土壤物质组成及改造利用的影响等。为阐明土壤的发生和发展规律，提高土壤肥力，满足农业生产需要的最优化土壤物理条件，以及为土壤保持和工程建筑提供科学依据。

【土壤微生物学】 soil microbiology　研究土壤微生物的分类、分布和发育，以及它们与土壤因素之间相互影响的学科，属土壤学与微生物学之间的交叉学科。其主要研究内容包括探索土壤微生物的各类组成及其活动规律，为土壤资源的持续利用、土壤施肥、农业病虫害防治，以及被污染土壤的微生物修复等提供依据。

【土壤物理化学】 soil physical chemistry　研究土壤固相、液相和气相物质的性质及其相互作用规律，以阐明土壤肥力本质和土壤发生演化规律的学科。按其研究内容可以细分为土壤电化学、土壤胶体化学、土壤化学动力学和土壤化学热力学等。

【土壤地球化学】 soil geochemistry　见98页“土壤地球化学”。

【土壤生态学】 soil ecology　研究成土因素、土壤物质及其性状与生物群落之间相互关系，以及土壤生态系统内部结构特征、功能、物质能量平衡与演变规律的学科，是土壤学与生态学之间的交叉学科。

【土壤形态学】 soil morphology　研究土壤剖面构造特征及其物质性质的学科。其研究内容包括土壤剖面中发生层的种类、厚度和排列组合(即土体构形)，土壤发生层的颜色、质地、结构、孔隙、紧实度等，以及成土母岩或母质在成土过程中的变化。土壤形态是土壤内在性质的反映，一定的土壤类型具有特定的土壤形态。在实际土壤调查过程中，土壤形态也是诊断土壤类型以及鉴别土壤与风化壳界线的重要标志，故土壤形态研究是进行野外土壤调查、分类、制图和进行土壤资源评价的基础。

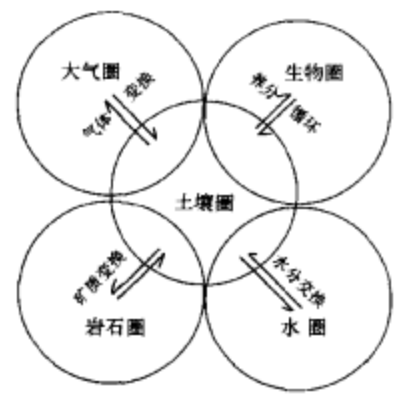
【土壤微形态】 soil micromorphology　借助偏光显微镜及电子显微镜等技术手段以研究和描述土壤形态特征的学科。它包括土壤中生物残体在分解腐殖化过程中的形态，土壤腐殖质的数量和形态，土壤结构体和孔隙状况，土壤矿物的组成及其风化状况，土壤物质的移动、淀积和分布，以及土壤的各种新生体和侵入体特征等。土壤微形态分析是研究土壤的重要手段，其成果还广泛应用于第四纪地质学、环境沉积学、考古学和材料科学等方面的研究。

【土壤地理学】 soil geography　见227页“土壤地理学”。

【新构造运动土壤学】 neotectonic pedology　新构造运动是地球内力作用影响地表最活跃、也最普遍的动力，它能使多项成土因素(地形、气候、母质、植被以及成土年龄)改变，从而影响土壤发育，甚至控制成土方向。研究新构造运动与土壤形成关系的学科即为新构造运动土壤学。新构造运动在各种地质构造体系(如山字型构造体系、新华夏构造体系等)中常有继承性活动，使有关的土壤分布规律得到加强，能使既已形成的土壤，在隆升或沉降中，位置显著改变，从而破坏了原有的分布规律。

【古土壤学】 paleopedology　研究非现代成土环境下所形成土壤的特征及其时空变异规律的学科。现今研究的古土壤多形成于第四纪的各个地质历史时期以及新近纪末期，并具有被埋藏的或残余的表面，它是研究第四纪地层、冰期与间冰期交替过程以及环境演变过程的重要标志物。但古土壤还可形成于更早的时期。

【土壤圈层】 pedosphere　地球表面的圈层之一。大致在岩石圈之上，大气圈之下，与生物圈有更多的穿插。它的范围按照广义土壤所定，横向应包括海洋底部及极地冰层之下，纵向应直达基岩之上，厚度则随地质构造与地形变化有较大的差异。地球表面的岩石圈、大气圈、水圈和生物圈等圈层与土壤圈相互穿插与渗透，既深刻影响土壤圈，又受到土壤圈的反作用，在自然环境的演化中共同发展。岩石圈是土壤发生发育的基础，土壤固相部分有80%以上来源于岩石的风化或火山灰的沉积；水圈是土壤中各种物质淋溶与淀积作用发生的动力；土壤是地球表面一切生物活动的基本场所，又是自养生物营养和水分的主要供应者；土壤气相成分在 CO_2 与 N_2 等气体与大气的交换与平衡方面有重要作用。



自然界五大圈层相互关系图

【土被】 soil mantle　覆被地面土壤层的总称，即地表环境中的土壤类型、土壤组合及土壤层次、厚薄等项。它比通常所称的土壤涵义更加全面。

【月球土壤】 lunar soil　覆盖在月球表面的矿物质疏松层。已探明月球土壤层十分深厚。月球上没有水，也没有生命，其表面深厚的疏松层只能来源于长期的风化作用或是火山灰喷发冷却而成。据埃及科学家法鲁克·巴兹研究，美国“阿波罗”号飞船从月球带回的“土壤”，表明它是由细小的砂粒组成，含有较丰富可供生物利用的多种营养物，只因为没有水与生命，作用不能发挥。广义来说，“月球土壤”也可算做土壤，但因没有5个圈层的相互作用，所以不能有正常的肥力发挥。

【土壤资源】 soil resource　人类从事农业、林业、牧业依存的各类土壤的总称。中国汉代古籍《说文解字》说：“土者，地之吐生万物者也”。《礼记·大学》中也说：“有土此有财”。这种“万物土中生”的思想无论中外都古已有之。马克思曾在资本论第三卷中说：“土壤是世代相传的人类所不能出让的生存条件和再生产条件”。只要合理利用、注重管理与培育，土壤资源不会像矿产资源那样开采后逐渐枯竭；而地力可不断更新与增强，这是它的最大特点。

【世界土壤资源】 soil resource of the world　泛指现今地球上拥有的全部土壤资源。地球上无冰层覆盖的陆地面积有130多亿公顷。其中约四分之一为可耕地，即30多亿公顷。可耕地中约近半数为已耕地，还有半数以上有待开发，潜力很大。中国的土壤资源种类多，利用方式多样，潜力巨大。中国有耕地面积9900万公顷，占全国总面积的10.4%左右，为世界耕地面积的7%；但人均耕地仅0.1公顷，低于世界人均水平。

【土壤资源破坏】 destruction of soil resource　因自然环境的不利因素或人为利用不当所引起的土壤资源利用条件恶化。主要包括以下几方面：①因滥伐森林、不合理开垦、过度放牧等原因，造成土壤侵蚀。②土壤肥力减退，有自然和人为两种原因。或由于过度施用化肥，致使土壤有机质含量下降，或由于缺少培肥，造成土壤养分不平衡。③土壤遭受污染而丧失或降低其利用价值，包括工业和城市废物污染、化肥与农药污染、放射性污染、有害与致病微生物污染等。④非农业占地不断扩大直接侵蚀可耕农田。⑤由于地质作用造成农田被破坏。

土壤发生

【土壤发生】 soil genesis　由五大成土因素综合作用形成土

壤的过程。即成土母质在地形、气候、生物等因素的作用下，随着一定的时间进程，产生具有外部剖面特征及内在特定理化性质的土壤。这一发生过程主要包括有机质的创造与积累、矿物质的风化与破碎、物质的淋溶与淀积、粘粒矿物的形成等。

【土壤景观】 soil landscape 一定类型土壤上形成的特有的自然景象。如红壤景观、荒漠土景观、洼地沼泽景观、坡地石质土景观等。研究土壤景观可以作为土壤野外制图的参考。它常出现于相对一致的地形结构的同一区域，是自然地理区划中的单位。

【自然土壤】 natural soil 未经人为干预，按自然规律形成与发育的土壤。自然土壤在地球的土壤中占绝大多数，约占陆地面积的 90%。

【耕作土壤】 cultivated soil 经人为开垦种植后的自然土壤。一般说，其成土过程与方向已发生改变，向着适应作物种植的方向变化。但原土壤特性的变化程度则视耕作施加影响的大小而定，诸如施肥、翻垦与灌溉措施等。耕后土壤性质变化最大最快的，以水稻土最为显著。

【森林土壤】 forest soil 森林植被下发育的土壤。它们在世界上分布很广，除干旱与半干旱区属草原植被外，从热带到寒带都有分布，约占世界陆地面积的 35%。中国的森林土壤以东部为主，从东北地区经华北、华东直至海南与台湾，乃至南海诸岛。此外，中国西部山地在一定海拔高度上也有森林土壤。森林土壤的共同特点是：①有机质以地表枯枝落叶进入土壤为主，所以在表层含量特高，且常有枯枝落叶层，向下即含量锐减。②年雨量高，气候湿润，土体内的淋溶作用强，所以盐基物质较少，交换性盐基多不饱和，土壤反应也以酸性为主。③成土母质经受的风化程度相对较强，土壤矿物也有相应的变化。中国森林土壤类型最为齐全，土壤资源最为丰富。

【草原土壤】 steppe soil 草原植被下发育的土壤。草原土壤在欧亚大陆的温带和暖温带内陆地区，呈带状分布，走向呈北东-南西向。中国草原土壤集中分布在小兴安岭、长白山以西，长城以北，贺兰山以东的广大地区，约占全国陆地面积的 13%。草原土壤的特点恰与森林土壤相反：①有机质主要以植物根系的形式进入土壤，故含量自表层向下逐渐减少。②年降雨量较少，土体内的淋溶作用弱，所以盐基物质较多，交换性盐基均呈饱和状态。尤其是土壤下层均有明显的钙积层，被称为钙层土，为其最大特点。土壤反应为中性至碱性。③成土母质经受的风化程度相对较弱，常还保留着一些易风化的矿物类型。中国草原土壤类型也相当齐全，自东向西分布有黑钙土、栗钙土、棕钙土、灰钙土，均为温带草原土壤。在暖温带则有黑垆土。以黑钙土、栗钙土与黑垆土三者为典型草原土壤。

【荒漠土壤】 desert soil 荒漠环境里发育的土壤。广泛分布于温带和热带的荒漠地区。世界荒漠约占大陆面积的 10%，主要分布在非洲撒哈拉、澳大利亚、中亚、阿拉伯、南美和美国西部等六大荒漠地区。中国荒漠地区分布在内蒙古、宁夏、青海、甘肃和新疆等省(区)，面积约占全国面积的 20%。荒漠土壤的共同特征是：①有机质含量很少，常不足 0.5%。②普遍含有较多的易溶盐或石膏。③因风蚀致地表多砾石，并常有粘化和铁质化的红棕色紧实层。研究证实，土壤中若干淀积物都具有古土壤性质，是地质时期的产物。④因干旱缺水，土壤矿物的化学风化度甚低。

【水田土壤】 paddy soil 灌水耕作，种植水稻等作物的土壤。它与营造水田之前的主要差别是：①有明显的氧化还原交替过程，因为淹水常有周期性，故在此过程中常形成一些锈斑、锈纹等新生体。②有机质的积累变多，因为多水而有厌气条件，有机质分解慢。③土壤中的粘粒经淋洗向下移动变多，时间长可形成犁底层，利于储水。④表土常经耕耙而变松软，所含养分变多。⑤土壤中的微生物区系也相应有很大变化。

【旱地土壤】 dryland soil 在旱作条件下形成的耕地土壤。它与耕作前比较有以下差别：①形成相对均匀与肥沃的耕作层。②土壤施肥后所含养分及盐基物质增多。③原有的土壤障碍，因此得到改善或消除。④因土壤较原来的疏松，又有一定的灌溉措施，致使淋溶与淀积作用加强，良好的剖面层次也会逐渐形成。

【山地土壤】 mountain soil 在山地停积形成的土壤。山地指有一定的相对高差，地势有明显起伏的地段。其成土因素有以下特点：①山地坡度在 5°以上即有明显侵蚀，25°以上侵蚀加剧，45°以上土层停积困难，这就导致土壤的发育程度随坡度增加而明显降低。②北半球南向的山坡暖而旱，导致温度与水分有变化，北向则相反。很多海拔较高的山地，北坡的森林分布上限较南坡高，致使土壤发育不一。③从局部地形看，通常上坡侵蚀强，分布粗骨性土壤；而下坡质地较细，这是坡地物质搬运的分选结果。山坡下部因多坡积或洪积母质，使土层与基岩间常有明显的不整合接触。山坡下部因被上坡运积的物质覆盖，常形成母质夹层或被覆盖的古土壤层。④从大范围来看，随海拔高度的增加，温度逐渐降低，在一定高度范围内，降水随高度增加，但超过一定界限，降水又会减少。气候的变化又会引起植被的不同，这样就造成了山地土壤有垂直分带的特征，即垂直带谱的形成。

【高山土壤】 alpine soil 山地森林线以上的高山草甸、高山草原植被或寒冻景观下所形成的土壤。由于高山不同区域的水热条件、植被群落组成、母岩类型、地形条件及成土时间的不同，可形成多种高山土壤，如亚高山草甸土、高山草甸土、亚高山草原土、高山草原土、亚高山荒漠土、高山荒漠土、高山寒冻土等。中国的高山土壤主要分布在青藏高原及新疆天山等山地。

【土壤发育】 soil development 土壤从岩石风化产物或其他新的母质上开始成土时候起，在当地成土条件影响下向着与该成土环境相适应的方向发展，随着时间进程，土壤会从幼年状况不断向成熟土壤变化，这就是土壤发育。土壤发生与土壤发育既是两个概念，两者又关系密切。但在文献中二词时有混淆。因为既已发生(或形成)的土壤，多已有一定程度的发育；而发育较好的土壤，有时又被称为成熟土壤的发生过程，两者不易严格区分。

【土壤发育系列】 soil-forming sequence 由于成土因素系列的有序变化，形成性状互有联系的，位置相邻的土壤发育系列。这种土壤系列，还可按其主要成土因素的变化命名为：地形系列、母质系列、年龄系列等。研究土壤发育系列，可更好地了解各土壤个体之间的联系，也利于提高土壤制图质量。

【土链】 catena 与土壤发育系列意义相近，是国外常用的土壤地理名词，但至今还没有统一的定义。例如有的学者将其定义为地形-排水系列；有的在与地下水位有关的不同排水状况下，土壤个体的系列描述时使用等。

【土壤发育地形系列】 soil-forming relief sequence 土壤发育中最显著也最常见的一种系列。例如在一个母岩一致、坡度中等的坡地上，从上坡至下坡的几种土壤，在发育上构成一个地形系列，它们在发生层的分异、土壤质地、表土有机质含量、全土层厚度上都呈有次序的变化。在这个发育系列里，与地形因素同时变化的还有：地下水位、母质风化层的侵蚀与堆积、土体中的

热量与空气、化学元素迁移、生物群落等，但都已包括在最突出的地形因素中，故称地形系列。

【土壤发育母质系列】 soil-forming parent material sequence 以成土母质变化为主因构成的土壤发育系列。例如在泛滥平原上，距离河床从远到近，成土母质的质地不同，使土壤发育有明显差异。与母质同时逐渐变化的，可能还有地下水位、地形、土层形成时间等，但都居于次要地位。

【土壤发育年龄系列】 soil-forming age sequence 以成土年龄差异为主因构成的土壤发育系列。例如在滨海地区，距海岸远近不同地段的成陆年龄呈有次序变化，土壤的脱盐程度、剖面层次分化等也相应不同。又如在河流阶地上，自河床向上各级阶地形成的时间更长，土壤的发育度也逐渐加深，除了过高的阶地因侵蚀强烈影响发育以外，这些都构成一个有规则的土壤发育年龄系列。

【原始土壤】 primitive soil 土壤形成最初阶段产物。在母岩的碎块上生长着地衣、藓类、藻类或菌类等低等植物，使表面成黑色。低等植物分泌的物质对岩石作用，产生了稀少而疏松的细土表层，这便是原始土壤。其特征是土层极薄、有机质极少、质地很粗、没有土壤发生层的分化，粘粒矿物以初始阶段的水云母等为主。这种原始土壤几乎在各土壤带里都有，常出现在侵蚀强的岩石碎屑表面。

【幼年土壤】 young soil 泛指一般有一定发育度但又很不成熟的土壤。其特征是剖面层次分化不明显，母质特征显著，全土层厚度常在 10～20 厘米以内，土体构型均为 AC 型或 AR 型。在地面发育处于幼年期地形多为这种土壤。在中国的土壤分类系统中的初育土土纲，大致与此相当。在初育土纲中分土质初育土与石质初育土两部分：前者包括黄土、红土与风沙等沉积物；后者有石质土与粗骨土两类。传统的幼年土通常指后者，以含大量岩块、砾石及层薄为特征。

【成熟土壤】 mature soil 幼年土壤经一定时间的发育，渐趋成熟的土壤。其标志是表现出土壤与成土环境达到相对平衡，包括物质循环、能量转换等方面的相对稳定，土壤性质与形态特征等的相对稳定。对任何一个土类来说，最能表现其典型特征，各发生层的分化也比较明显，例如成熟的红壤应表现为红色、酸性、黏重、多高岭石、有明显的 A-[B]-C 发生层等。

【顶极土壤】 climax soil 又称**土壤顶极**。指发育到极端成熟阶段的土壤，是高度风化和强烈淋溶的土壤，有大量氧化铁、铝与能抗风化矿物的积聚。在此阶段发育的土壤又称**衰老土壤**(senile soil)、**老年土**。其土壤性质和植被群落与生物气候条件完全适应、达到稳定的平衡状态。如将土壤发育限制在显域土范围内，则只有砖红壤与定义相符，是唯一的代表。

【成土因素学说】 dokychaev's theory of soil-forming factors 阐明土壤发生发育与多种环境因素之间关系的学说。1881 年俄国著名土壤学家道库恰耶夫(B. B. Dokychaev)提出的成土因素学说，认为土壤是独立的历史自然体，是在气候、地形、母质、生物与时间等五大成土因素综合作用下形成和发展的，各成土因素对土壤是同时起作用、同等重要且相互不可替代的。各成土因素和土壤之间都是相互联系、相互影响、相互作用，且都是环境中的一部分。

【成土因素函数式】 jenny's functional equation of soil-forming factors(clorpt) 指成因作用与气候、生物、地形、成土母质时间的函数式。美国土壤学家詹尼(Hans Jenny, 1941)，将 B. B. 道库恰耶夫提出的五大成土因素，以函数式表达其关系：$S = f(cl, o, r, p, t, \cdots\cdots)$，式中 cl, o, r, p, t 分别表示气候、生物、地形、母质与时间。他还指出，土壤形成的主导因素是随土壤种类和环境条件转变，每种因素都可在一定条件下成为主导因素。此外，在五大因素之外还可有其他因素存在。詹尼 1983 年还将土壤视为生态系统的组成部分，将上述函数式的右端不变，左端除土壤外增加了 l, v, a 三项并列性质，分别表示全部生态系统、植被和动物的特性：$l, v, a, S = f(cl, o, r, p, t\cdots\cdots)$。上述两种函数式均为一些学者简称为 clorpt 式，是取每因素首字母合并而成的。

【历史自然体】 historical natural body B. B. 道库恰耶夫给土壤所下的定义，至今仍被很多学者广泛引用。他将土壤看作一个特殊的自然体，认为土壤的生成和发展是和环境统一的、不断演变的。“土壤像任何其他动物和植物一样永远地活着和变化着”。也就是说，土壤按照它自己存在于自然界的规律发生与发展，是独立的历史自然体。

【成土地形因素】 soil-forming factor, relief 五大成土因素之一。地形部位影响成土，主要通过水、热条件的差异以及物质、营养元素的再分配。在分水界地区，水分及其携带的养料，经常流向下坡与低洼地，经常保持较低的地下水位，排水良好，且母质层较薄，机械组成较粗。从热量状况说，高处气温低，但接受阳光多；在下坡地则与上述相反。从更大范围观察地形，就不限于上述传统的分析。例如中国宏观的三个地形梯级，土壤分布各有特点。青藏高原位居最高梯级，以分布高山土壤为主；东部丘陵与平原为主的最低梯级，分布低地水成土与水稻土为最多；第二地形梯级，按气候与纬度分布有大量地带性土壤。各种地质构造体系也影响大面积地形土壤分布。

【成土母质因素】 soil-forming parent material factor 五大成土因素之一。母质是成土作用中的直接参加者，它既是土壤矿物质部分的基本材料，又是植物矿质养料元素的最初来源。母质含养料丰富的，土壤的质量也较高，它对酸性淋洗作用的抵抗力较强，使土壤中的盐基物质不易枯竭。母质中矿物颗粒的大小与耐风化强度，影响土壤的通气性、导热性、透水性与容重等，从而又影响土壤的耕作以及土壤中微生物区系的发展。从地质学观点看，成土母质大致有三类：①各类岩石及其所含矿物，又习称“母岩”，这类母质的分布与地质构造及地层层位等密切相关；②各类第四纪疏松沉积物，类型多样，分布广泛，又习称“疏松母质”，其分布与各项外动力地质作用有关；③既已形成的土壤或遭受过较大变动的古土壤，在新的成土环境下都可作为新土壤的成土母质，可称为**古土壤母质**，特征是常保留着过去的土壤残遗性质。

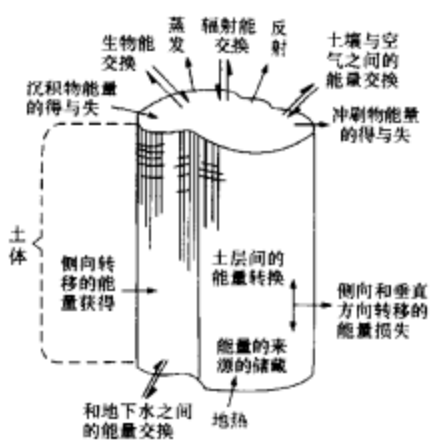
【成土生物因素】 soil-forming organism factor 五大成土因素之一。在自然界中，动物、植物、微生物都直接参加到成土过程中，起着重要作用。绿色植物与微生物自定居在母质上开始，便以其生物化学与物理化学等作用来改变母质。生物以其所创造的有机质使土壤积累养料、改善性质。绿色植物的根系在土壤中，不仅能使土壤疏松，还可促使良好结构的形成。各种土居动物在土壤中也参与有机质的分解与循环，对土壤性质也有积极影响。其中最重要的是土壤的肥力与有机质密切相关，植被的类型不同，对有机质的创造与分解方式不同，有机质的化学成分也不同，便形成了不同的土壤类型。

【成土气候因素】 soil-forming climate factor 五大成土因素之一。气候因素中温度与湿度影响成土作用最深。对于无机矿物，风化速度、化学分解与物质淋溶、地面侵蚀等均取决于水、热条件。而有机质的生长量、腐殖化、分解与养料释放等也均与水、热条件有关。所以不同气候条件形成的土壤也不同。小至局部范围的岗地与洼地差别，大至不同海拔高度的山地与不同

纬度带上的差别，都是这样。大范围的气候差异，常与相应的植被条件相联系，在一定纬度或经度或海拔高度上形成独特的土壤带，这便是生物-气候带。中国湘、赣、内蒙古等地的始新统，在山间盆地条件下呈红色，常含石膏及盐类，这是该时期炎热而干旱的古气候条件下的古土壤沉积物；第四纪间冰期形成的几种古红土，是湿热成土条件的反映。

【成土时间因素】 soil-forming time factor 五大成土因素之一。时间和空间是一切事物存在的基本形式，土壤既已形成，它便在地形、气候、生物、母质等因素的综合作用下，随时间进程而不断地向前发展。所以时间在成土作用中是一个强度因子，表达时间用语，常又称土壤年龄。土壤年龄有绝对年龄和相对年龄之分。

【土壤形成过程】 soil-forming process 简称**成土过程**。是一个复杂的物质与能量迁移和转化而形成土壤的复杂过程。其中成土母质与气候(水分与热量)之间的交换是基本动力；母质与生物之间的物质交换，是创造有机质，构成肥力的基础；过程的实质则为土体内部物质的迁移与转化。土体内物质最重要的转化是土壤特有的粘粒矿物，包括有机质与矿物质复合体的形成。成土过程是随时间而进行的，随时间其物质转化与迁移的范围不断扩大，交换不断加强，成土作用也随之加深。从图中可见，土壤的前身成土母质在生物与气候(热量与降水)的影响下形成土壤的过程中，有各种能量转换关系，而它们均为地质作用所推动。地质作用包括地面的风化、沉积与侵蚀，地下水内物质的带入与排泄，土体内地下的影响，土体内液态物质垂直上、下的迁移运动。



成土过程中能量转换关系图

成土过程中的物质迁移主要有两类：一为土壤颗粒，又以粘粒矿物为主；二为特定的化学元素。

【淋溶作用】 eluviation 又称**淋滤作用**(eluviation)。土壤中物质随水流向下层移动的作用。在成土过程中几乎普遍存在，土壤的基本发生层——A层，又称淋溶层，由淋溶作用使物质减少而形成。按照淋溶作用产生的方式，又可分为：①淋溶作用：这是狭义的淋溶，即真正由于物质的溶解而产生的移动，如可溶盐、有机酸等物质的溶解移动。②螯移作用：有机化合物与金属离子螯合后移动。③淋洗作用：可溶物质向下移动淋出土体。④淋移作用：土壤固相的细粒——粘粒与胶粒向下机械移动。影响淋溶作用的因素有：①物质的溶解度愈高愈易移动。②温度愈高，愈促进物质溶解而移动。③水分愈多愈直接造成淋溶。④土壤的pH值与 E_h 值均影响物质的溶解度，从而影响淋溶作用。

【淋溶类型】 eluviation type 淋溶作用在土壤中的[H^+]环境。因土壤酸碱度不同，溶解的物质不同，淋溶在成土过程中所起的作用也完全不同。常见的大致有三类：①酸性淋溶作用。被淋出的物质以铁、锰、铝等元素的化合物为主。如针叶林下的灰化土，淋溶后能产生白色酸性的 A_2 灰化层；热带红树林群落产生的酸性硫酸盐盐土，淋洗后常产生大量红色的"铁锈水"。②中性淋溶作用。热带、亚热带土壤(红壤为主)，多为酸性反应，但它的脱硅作用是在早期土壤盐基淋失不多、土壤呈中性至微碱性反应时进行的。③碱性淋溶作用。如在碱性土壤中含多量 $NaHCO_3$ 与 Na_2CO_3 等碱性盐类，常使土壤胶粒因含大量代换性钠而高度分散，土壤结构不良、透水性差，会使多量胶粒淋失。

【还原(性)淋溶作用】 reductive eluviation 氧化态铁、锰等元素化合物在土中的溶解度不高，一般不易移动。但如果湮没呈还原状态，可提高溶解度，易被淋溶，尤其在有多量有机质时，更易促成还原性环境的发展。这种在还原环境下发生在土壤中的淋溶作用，称还原淋溶作用。所以耕作多年的老水稻土，铁、锰常被淋溶至下层，或流失，或在下层淀积为各种铁、锰质新生体(斑纹、结核、铁管等)。当大量铁、锰化合物在一个土层内损失时，会形成漂白层，如漂洗型水稻土的漂白层、白浆土的白浆层等，其形成都与还原淋溶作用有关。

【淋洗作用】 leaching, lixiviation 土壤中可溶性物质被溶解淋出土体之外的作用。显然，它在多水与高亢的地形条件下最易进行，而在干旱与半干旱地区，土壤只有在灌淤或灌溉的情况下，方有明显的淋洗作用。土壤中被淋洗的物质，首先是钾、钠等碱金属与钙、镁等碱土金属，其次在中至碱性环境中有可溶性硅酸，以及还原环境中的铁、锰等化合物。影响淋洗作用的因素是：物质溶解度、水分、温度、土壤 pH 值与 E_h 值。它与淋溶作用相似，只是淋溶更加强烈。中国东部的湿润地区，尤其是炎热多雨的华南地区，淋洗作用旺盛，表现在土中缺乏盐基质养分并表现为强酸性。

【淋移作用】 mechanical eluviation 又称**机械淋洗作用**。土壤上层的细小粘粒或胶粒，未经化学分解，即在水中分散并向下移动的作用。因化学性质未变，所以土壤剖面上各层的粘粒矿物组成基本一致。淋移作用使土壤微细颗粒下移，在心土部分淀积，形成质地较黏的淀积层。淀积层即土壤发生层 B，其特点是比 A 层紧实，有明显的团块状或柱状结构，结构面上或孔隙中还常见粘粒胶膜，并在偏光显微镜下呈光性定向排列。

【螯合淋溶作用】 cheluviation 简称**螯淋作用**。土壤中金属离子与有机质结合成配合物或螯合物向下层淋溶的作用。土壤中很多有机配位化合物，含有羧基、羟基或氨基等活性基，通过活性基可与金属离子 Fe、Al、Mn、Ca、Mg 等产生配合物或螯合物(有机配位化合物的结构前者为链状，后者为环状)。其中尤以土壤腐殖质中的富啡酸与金属离子产生的螯合物有很强的淋溶性，使原来溶解度不大的化合物能向下迁移，这便是土壤中的螯合淋溶作用。含大量有机质的土壤，往往产生金属离子淋溶，从而出现漂白土层。螯合物向下移动至一定深度时，因条件变化(如 pH 值、E_h 值或水分含量等)，又可重新沉淀。

【淀积作用】 illuviation 在成土过程中物质移动并达某一部位而发生沉淀积聚的作用。结果形成土壤发生层 B。几乎大部分土壤都有物质的移动与淀积。它与发生层 A 的淋溶相对应，均为成土过程的基本作用。淀积作用有多种情况：在盐土中多种盐类在不同土层中淀积；在灰化土中有以铁、锰、铝等化合物为主的灰化淀积；在半水成土或水稻土中有氧化还原交替产生的铁、锰质新生体的淀积。最常见的还是自上而下的淋溶作用产生的淀积，物质有细土粒或 $CaCO_3$ 等盐类，前者多见于湿润地区，后者则以干旱或半干旱区为主，可称之为**淋溶淀积**。较为特殊的是**表聚淀积**，它是物质自下而上移动引起的表土淀积。主要是毛细管水上升，使土层下部的溶解性物质随水升至地表，干燥后成为特殊的淀积 B 层。

【有机质积聚作用】 organic matter accumulation 有机质通常指土中形成和外界加入的所有动物、植物残体，包括其不同阶段的分解产物以及又经合成的物质的总称。有机质在土壤中的积聚发展则称有机质积聚作用。有机质是土壤中最活跃的物质，

影响多种土壤性质，也是土壤肥力的象征。有机质的形成与气候、生物等环境因素有关，因而其积聚形式又有多样。

【毡状层】 felty layer　高山带和亚高山带干寒并有冻土层条件下形成的有机质积聚层。其有机质年积累量少，分解程度低，常呈毡状草皮层，显示干泥炭化，这种泥炭与湿地的沼泽泥炭不同。

【林褥层】 forest soil floor　林下地表形成粗松的残落物层。森林土壤从寒带到热带都有，根据腐解程度又可分三层，自上至下依次为未腐解、部分腐解、充分腐解的有机质层。最后一层和土壤 A 层过渡明显。林褥层的有机质储藏量以寒温带针叶林下的为最高，其次为温带与亚热带，热带的储藏量最低。主要因为温度愈高，分解愈快，层次愈薄，在热带有时不能完全覆盖地表。林褥层储藏量直接影响土壤的有机质含量、表层营养元素的富集，但其水溶性有机质的释出与下渗，也会导致针叶林土壤灰化与酸化。

【草地土壤有机层】 soil organic layer on meadow and steppe　多年生草本植物在地表形成的有机质层。虽然不同的多年生草本植物都能给土壤积聚一定量有机质，但因湿润度不同，累积量不一。草甸植物因多水及养料，草的生长量高而分解慢，易腐殖化，所以土壤腐殖质层厚、含量也高；草原植物因气候干旱，情况则与上述相反，能积累的有机质较少。两类草本植物形成的有机质组分与品质也不同，总的说草甸植物的有机质量多、质量也好。

【泥炭积聚作用】 marsh peat accumulation　湿润带洼地及森林带内形成斑状分布的沼泽土有机质积聚过程。这些有机物在过湿条件下，不易矿化或腐殖化，大部分形成了泥炭。泥炭的吸水量大，有机物的分解度低，常保留着有机物的组织原状，而且愈至后期在上层形成的泥炭，分解度愈低，其中所含灰分元素也愈少，酸性也愈强。

【腐殖化作用】 humification　土壤发生中的重要作用之一。土壤中的动、植物残体在微生物作用下，通过化学与生物化学作用，可转化为腐殖质的作用。因作为土壤肥力象征的土壤有机质，必须经过腐殖化作用，方能促进土壤优良性质的发展。它包括生物体内各种组成成分及其代谢产物的分解和腐殖物质的合成两个重要过程。各种高分子组分分解的中间产物和最终产物多种多样，包括来自蛋白质的氨基酸与有机酸；来自多糖类的低聚糖、单糖、丙酮酸；来自木质素的醚、醇、醛、酸等以及最终产物 CO_2 与 CH_4 等。腐殖质的合成则包括：多酚和含氮化合物的缩合反应、木质素与含氮化合物的缩合反应、糖与胺的缩合反应等。最终在化学成分不断变化的同时，在形态上表现为原生物体组织特征消失、颜色逐步加深，碳氮比值（C/N）逐渐变为 10 左右，在焦磷酸钠（$Na_2P_2O_7$）溶液中溶解度增大等。

【土壤有机质平衡】 soil organic matter balance　土壤有机质在一定环境条件下，积累与分解之间的变化过程。土壤有机质含量决定于平衡作用。在一定条件下，土壤有机质的年分解量与年积累量大致相等，则有机质含量相对稳定，基本不变。假如每年分解量与积累量不平衡，则有机质含量将有增减。中国东北的黑土，表土层中有机质含量为 6.0% ~ 11.8%，耕垦后因年输入的植物残体减少而分解却较强，有机质含量减为 2.3% ~ 7.5%；中国南方红壤在严重侵蚀后有机质含量常在 0.5% 以下，但在耕作、灌溉、施肥以后，含量常很快升至 1% ~ 2%，尤其灌溉能提高湿度、提高厌气细菌作用，有利于有机质积累。影响有机质平衡的因素很多，如植物残体的加入量、残体的物质组成、水分与温度条件、土壤的酸碱度与质地、土地利用方式（水旱与耕垦）等。

【盐渍化作用】 salinization　在干旱气候带及高山寒漠带，因降水少、淋溶弱、蒸发强，使母质风化释出的易溶盐不能洗出土体而积聚，也可因其含盐多的地下水上升蒸发而积盐。在滨海地区由于海水含盐量高，通过海水浸淹或矿化度高的地下水上升蒸发，也可造成土壤盐化。上述两种盐分在土壤中积聚过程，称盐渍化作用。

【原生盐渍化作用】 primary salinization　指无人为影响，在自然条件下形成盐土的作用。在中国从沿海到内陆，由低地到高原，自热带到温带均有现代盐土形成。除地下水影响外，主要随气候干燥度递增而作用增强。

【次生盐渍化作用】 secondary salinization　经常发生在灌溉农业区，使原非盐渍化的土壤发生盐渍化，或使自然盐渍化的土壤加强了盐化的作用。这是自然条件与人为因素相结合的结果。据联合国 1976 年统计，全世界 50% 以上的灌溉地遭受涝渍和盐碱危害，其中每年有数百万公顷被荒弃，所以，土壤次生盐（渍）化是世界上干旱与半干旱区普遍存在的问题。从地质条件说，原地下水相对较高的平原沉降区（如黄淮海大平原）与地质断裂有关的地堑区（如内蒙古河套平原、陕西关中渭水流域）最易发生，主要因灌溉水控制不当，使原来的地下水位逐渐上升，一旦超过临界深度（不发生盐渍化的允许最高水位），即产生次生盐渍化。次生盐渍化最易发生在原地下水矿化度高、土壤质地偏砂的地方，多半在渠道两侧或水库周围首先出现。

【脱盐作用】 desalinization　盐土中可溶性盐类被大气降水或人为灌溉水淋至下层并排出土体的作用。又分季节性脱盐与持久性脱盐两种。前者是因季节性降水或农业灌溉期间，土壤盐分大部淋至下层，但并非完全排出，一旦天然降水减少或停止灌溉，下层盐分又会随毛管水上升至地表，形成季节性脱盐与积盐交替变化现象。土壤持久性脱盐则为降水量较多、农田排水状况好、蒸发相对较小，使地下水位保持在临界深度以下，土壤含盐得以不断排出，最后逐渐成为脱盐土（非盐渍土）。

【碱化作用】 solonization　土壤溶液中的钠离子进入土壤胶体，达到胶体阳离子代换量的 20% 以上，土壤性质便发生质的变化，特征是钠胶体水解后能释出 NaOH，使土壤 pH 值达到 8.5 以上，即为碱化作用。对一般作物毒害很强。这种土壤粘粒高度分散，湿时泥泞，干时坚硬，物理性极差。其最大特征是：土壤含盐量不高，尤其是土壤表层，但含一定量的 Na_2CO_3 或 $NaHCO_3$，碱性特强。

【碱化作用学说】 theory of solonization　解释土壤碱化作用过程的理论。常见的学说如下：①胶体化学理论：中性钠盐解离的钠离子，能代换土壤胶体中吸附的 Ca^{2+}、Mg^{2+}，而使土壤碱化，其反应式为

$$土壤<\begin{matrix}Ca^{2+}\\Mg^{2+}\end{matrix} + 4NaCl \rightleftharpoons 土壤—4Na^{+} + CaCl_2 + MgCl_2$$

或

$$土壤<\begin{matrix}Ca^{2+}\\Mg^{2+}\end{matrix} + 2Na_2SO_4 \rightleftharpoons 土壤—4Na^{+} + MgSO_4 + CaSO_4\downarrow$$

以上反应除 $CaSO_4$ 发生沉淀外，其余生成物不沉淀，使反应呈可逆性，则土壤钠胶体形成少，土壤的碱化也较慢。但当土壤中 Na^+ 占优势，达到 $[Na^+]/[Ca^{2+} + Mg^{2+}] \geqslant 4$ 时，则上述反应仍能顺利进行，土壤的碱化将加速。②生物化学理论：认为生物参与的化学作用占主导地位，又有以下几种：干旱区旱生植物含大量钠盐，死后可产生 Na_2CO_3 或 $NaHCO_3$ 等碱性盐，与土壤胶体作用后形成难溶化合物，反应不可逆，而使土壤碱化：

$$土壤<\begin{matrix}Ca^{2+}\\Mg^{2+}\end{matrix} + 2Na_2SO_4 \rightarrow 土壤—4Na^{+} + MgSO_4\downarrow + CaCO_3\downarrow$$

另一种情况是干旱区土中常有 $NaNO_3$，植物可吸收并同化其 NO_3^-，而将 Na^+ 释出，并与土壤中 CO_2 形成 Na_2CO_3，以致碱化；干旱区含有 Na_2SO_4 的土壤较多，Na_2SO_4 在草甸或沼泽环境中，可因有机质的嫌气分解及硫酸盐还原细菌的参与，被还原为 Na_2S，再与 H_2CO_3 作用产生 Na_2CO_3 与 H_2S，后者为气体释出，反应不可逆，前者促成碱化。以上两种学说均有一定根据，在不同条件下都有发生的可能。

【脱碱作用】 *solodization* 碱土形成后，土壤呈强碱反应，pH 值可达 10 以上，同时土体中部有柱状结构的碱化层，透水性很差。这样使碱土表层积滞着呈碱性反应的水分，一则使土壤腐殖质溶解向下淋溶于结构体表面，形成黑色皮膜，一则使铝硅酸盐矿物被破坏，造成硅、铝、铁、锰等氧化物胶体，在土中移动，结果使土壤上层粘粒减少，土色变白，并有白色无定形 SiO_2 形成，下层则增加了铁、锰氧化物的新生体。这时土壤上层呈弱酸性反应，下层则为微碱性反应。这种变化过程称为脱碱作用。

【积钙作用】 calcification 碳酸钙在土壤中沉淀与积聚的作用。钙在成土母质中含量比较丰富，容易被淋溶迁移，对土壤理化性质影响较大。在上层土壤中，因生物作用产生 CO_2，溶于土壤溶液成 HCO_3^-，再与土中的钙结合为 $Ca(HCO_3)_2$，随水淋溶至土壤下层，由于 CO_2 的分压降低以及水分减少，$Ca(HCO_3)_2$ 在下层释出 CO_2，形成 $CaCO_3$ 沉淀，并不断积聚。其化学反应式是：$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3\downarrow + H_2O + CO_2\uparrow$，因形成沉淀与气体，故反应不可逆。积钙作用主要发生在缺水的半干旱或干旱地区。在植被繁茂的湿润季节更易进行。

【脱钙作用】 decalcification $CaCO_3$ 从土体中淋出的作用。可发生在一个或多个土层中，主要是由生物呼吸或有机质分解产生的 CO_2，使 $CaCO_3$ 变为 $Ca(HCO_3)_2$，并经水的淋洗流失。反应式是：$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$，显然这一反应可因淋洗水分增多或生物活动加强而进行更快，所以气候湿润处、植被繁茂处土壤脱钙作用明显。值得注意的是脱钙作用与积钙作用常相伴发生，一般是上部土层脱钙而中、下部或底层积钙。石灰性母质在成土时，其脱钙程度常作为土壤分类的重要参考。

【复钙作用】 recalcification 原已脱钙的土壤，在一定条件下钙质又进入土体的作用。常见的原因是：灌溉水或地下水将钙质带入，施用石灰或石膏等含钙肥料，施用紫砂土等含钙客土，或由于深根植物从深层吸收钙质死后留于表土等。复钙的钙积层常可出现在表土部分。此外由于地质学原因，如古气候变迁、海水内侵、黄土覆盖等也会造成较大规模的土壤复钙作用。中国河南、山西、河北、辽宁等地，常见一种红色粘土，外观与南方的红壤十分相似：红色、粘重、多铁锰结核、有核粒状"假砂结构"等。但这种红色粘土中有明显的复钙作用，表现在 pH 值为中性至微碱性，粘粒矿物中高岭石明显减少。

【石膏聚积作用】 gypsum accumulation 在半干旱或干旱气候条件下土壤常见的作用，是由地下水中的 SO_4^{2-} 与 Ca^{2+} 随土壤水移动至一定部位，在超过其溶度积时而析出石膏的沉淀作用。形态多样，有针状结晶、晶簇、结核以至成层成磐。在中国的干旱土与漠土两土纲，石膏积聚非常普遍，但有很多是属于古残余积盐过程的产物。

【硅化作用】 silicification 土壤中次生二氧化硅相对集中的作用。常见的情况有：发生硅化作用的土壤，地表有机质产生的大量酸性物质，使表土下部的铝硅酸盐分解，氧化铁、铝随水下移，留下大部二氧化硅，失水后结晶，成为酸性、结构不良、质地轻的 A_2 层（又称 E 层）土壤，这是判断硅化作用的根据。另一种情况是地下水内含二氧化硅，呈胶态或溶液态随水上升至土体内沉淀。SiO_2 是一般岩石风化后的产物，在湿润气候条件下地下水内常见，中国东北棕壤或黑土剖面下部，结构体表面常见二氧化硅粉末，就是这类硅化作用所致。岩石风化后形成的硅酸，有时在下层可再脱水结晶，成为砂砾层的胶结物，这是硅化作用的另一表现。

【脱硅作用】 desilification 土壤矿物经水解使二氧化硅淋失的作用。土壤中大部分矿物都是硅酸盐或铝硅酸盐。它们在风化过程中，经 CO_2 与 H_2O 的作用，都是先脱盐基，接着便是脱硅，以长石为例：

$$\underset{\text{正长石}}{4\,KAlSi_3O_8} + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow 2K_2CO_3 + 8SiO_2 + \underset{\text{高岭石}}{Al_2[Si_4O_{10}][OH]_8}$$

$$\underset{\text{高岭石}}{Al_4[Si_4O_8][OH]_8} + nH_2O \rightarrow \underset{\text{铝土矿}}{2Al_2O_3 \cdot nH_2O} + 4SiO_2 + 4H_2O$$

由铝硅酸盐风化后产生的二氧化硅胶体，能与土壤中的三氧化二铝胶体再结合为新的粘粒矿物。依二氧化硅胶体浓度的大小可形成蒙脱石、伊利石、高岭石等，以及不含二氧化硅的三水铝石等。根据硅酸淋失的程度可判断风化程度强弱和土中占优势粘粒矿物的类型。这也是成土类型的标志。热带与亚热带地区红壤中含氧化铁铝多，就是硅酸淋失多所造成的，所以常把"脱硅"与"富铝化"相连为"脱硅富铝化"。

【灰化作用】 podzolization 土壤的基本成土作用之一。早期的理解，以在针叶林下的酸性淋溶为主，产生独特的灰白色 A_2（或 E）亚表土层为特征的作用。目前对这一概念有了适当的延伸，作用的基本特点是地表酸性腐殖质粗松层中的有机酸对上部土层中的铁、铝、锰等化合物，经络合下移，产生紧实的灰化淀积层 B 层（B_h、B_{ir}、B_{hir}）的作用过程。因这些特征明显，不易破坏，被国际上定为鉴定灰化土的主要诊断层。中国典型的灰化土极少。

【假灰化作用】 pseudopodzolization 也能产生漂白层（E）和粘化层（B_t），而且粘化层上部和漂白层交界处也有铁锰结核淀积，与灰化作用的剖面十分相似。但形成的原因是漂洗作用和表层潜育化的作用。表层的铁锰等着色化合物被还原淋失，在相对干燥时被还原淋失的铁、锰又可在上部氧化淀积，便造成类似灰化的形态，故称假灰化作用。

【富铝化作用】 allitization 热带、亚热带湿润地区成土母质高度风化使三氧化二物（Fe_2O_3 与 Al_2O_3）富集的作用。铁铝土纲土壤（砖红壤与红壤等）及古红土的形成多与此有关。这一作用的内容包括脱硅、富铝与富铁等，因铁的成分容易变化，而铝含量则相对稳定，所以用"富铝"来表达其特征。故又称**脱硅富铝化作用**（desilicified allitization）。在湿热条件下，土壤中铝硅酸盐矿物分解后产生风化度最高的三氧化二物矿物（赤铁矿、针铁矿、三水铝石等），氧化硅与盐基被大量淋失，粘粒矿物以 1:1 型的高岭石为主，铁、铝氧化物大量积聚。据统计，砖红壤与红壤中硅的迁移量达 50%～70%，钙、镁、钾、钠的迁移量为 70%～100%；铁与铝的富集量分别达 10%～12%与 7%～15%；粘粒矿物中高岭石占 30%～65%，三水铝石约为 5%～13%，赤铁矿为 6%～18%。富铝化作用在湿热的热带、亚热带进行最强，且涉及范围很广。中国北亚热带的黄棕壤有轻度富铝化，有少量高岭石，硅铝率（*ki* 值，均指粘粒部分）常在 2.4 以上；中亚热带红壤富铝化明显，高岭石为优势粘粒矿物，*ki* 值为 1.9～2.2；南亚热带的赤红壤与砖红壤地区，高岭石所占比例偏高，三水铝石的比例大大上升，*ki* 值降为 1.5～1.8。

【富铝化作用学说】 theory of allitization 法格列尔（P. Vageler）

提出的关于土壤富铝化作用的三个阶段：①矿物质分解：岩石中矿物除石英外，全部均彻底分解，产生游离的氧化物。②中性淋溶：矿物分解产物进入风化液，使呈中性反应。风化液下渗，在中性条件下，SiO_2 及 K、Na、Ca、Mg 等流动性大，因而淋失；而 Fe、Al 的氢氧化物则流动性小，积聚于土中，使风化层上部形成红色层。③聚积层形成：因盐基淋失，风化层上部呈酸性反应；当 pH 值降至一定程度时，Fe、Al 氢氧化物可随水移动，在旱季时，随毛细管水上升而逐渐淀积于风化层的最上部，成为富含铁铝氧化物的砖红壤。由于风化层的最表层之下盐基较丰富，故 Fe、Al 氢氧化物不被淋失。这一学说称为**中性淋溶学说**，要点是砖红壤与红壤是酸性反应，但形成过程中曾是中性或微碱性反应。此外还有魏格纳(G.Wegner)的**碱性淋溶学说**与麦迪生(S.-Matison)的**等电点风化学说**。显然这些学说仅是一种推断，因不可能有实验证明，但从学说中可得到认识环境变迁的启示。

【硅铝率】 silica-alumina ratio　用以表达土壤脱硅富铝化程度的比值，以 $n(SiO_2)/n(Al_2O_3)$ 来表示，常用符号 *Sa* 值(曾用 *ki* 值)。实际上是将 SiO_2 与 Al_2O_3 的含量分别除以二者的相对分子质量，再求比值。并规定用土壤的粘粒样品测定，方能更准确地说明问题，因粘粒中有绝大部分的次生粘粒矿物，而原生矿物的干扰则相对较小。一般强烈富铝化的标准是硅铝率小于 2。1:1 型的硅酸盐粘粒矿物(如高岭石)的硅铝率为 2，小于 2 则表示土壤中必有游离的 Al_2O_3 与 Fe_2O_3，不能形成硅酸盐；硅铝率如再小至 1.33 以下，表明富铝化更强，达到了砖红壤的标准。不少研究资料说明上述标准不是绝对的，但表明富铝化程度还是有效。至今比值被广泛采用。

【硅铁铝率】 silica-sesquioxide ratio　用以说明铁质红壤风化程度的比值，以 $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 表示，习惯上有时又写作 SiO_2/R_2O_3。因为考虑有些铁质砖红壤含 Al_2O_3 并不太高，用 SiO_2/Al_2O_3 比值不能说明其高度风化的特点，所以采用粘粒中氧化铁、铝二者总量来计算。

【铁质化作用】 ferruginization　土壤游离氧化铁在土中脱水、结晶、淀积而使土壤富铁的作用。它是在湿热气候下矿物高度风化后所造成的，如在含铁量高的成土母质中更易显现。氧化铁在酸性土壤中常被吸附，然后富集。在酸性土壤中，$Fe(OH)_3$ 两性胶体可产生带正电的 $Fe(OH)^{2+}$ 和 $Fe(OH)_2^+$，二者被带负电荷的层状硅酸盐吸附，使砖红壤与红壤常有大量铁质积聚，据测定其所含氧化铁数量可高过母岩 50%～150%。氧化铁一般呈细粒均匀分布，呈橙黄至砖红色，这在显微镜下清晰可见。在不同条件下形成的氧化铁矿物不同，如常年气候湿润的黄壤里以针铁矿为主；干热气候条件下的燥红土与褐红壤以赤铁矿为主，二者颜色也显然不同。土壤中的铁在含铁量高的母质、高度风化、气候季节干湿交替明显等条件影响下，可大量积聚成结核层或铁磐等。

【赤铁矿化作用】 hematitization　赤铁矿的化学式为 α-Fe_2O_3，形成环境是热带、亚热带高度风化与高 E_h 值的土壤里，能使土壤呈深红色，这种积聚与着色称为赤铁矿化作用。在燥红土、砖红壤、褐红壤等土壤里十分典型。它是土壤性质及形成环境的双重反映。

【铁铝化作用】 ferrallitization　热带、亚热带地区土壤矿物强烈分解后，形成并积聚次生氧化铁、铝的作用。其内容包括铁质化作用与富铝化作用，是砖红壤与红壤等土壤形成过程的具体表现。近期的《中国土壤系统分类》中，将铁与铝的富集结合起来，列为分类依据。

【硅铝化作用】 siallitization　指土层内原生矿物就地风化后产生的粘粒矿物的过程。即硅与铝二元素含量均高，故称硅铝化。

【粘化作用】 clayification, argillification　矿物质土粒由粗变细形成粘粒的作用。它主要是次生粘粒矿物的形成或经移动淀积而使粘粒变多。粘化作用应包括残积粘化与淀积粘化两种，在不同的条件下其主次位置可能有一定变化。

【残积粘化作用】 residual argillification　在风化与成土过程中，母岩的原生矿物遭受风化，生成的粘粒就地残积于土体的某一层位，成为土壤组成物质的作用。这是土壤形成过程中的普遍现象，除非成土母质是疏松堆积物，原已含有细土粒，则属例外。土壤内的可风化原生矿物，还可就地起"变质"作用，即层状硅酸盐经蚀变，但并未改变其基本层状构造，包括新元素加入、置换、变形或新合成等作用，转化为硅酸盐。以上两种粘化作用均为就地进行，基本上未改变其土体内位置，习惯上统称为残积粘化作用。也均可称"硅铝化作用"，还有划分较细的，将二者分别称为**原生粘化作用**(primary argillification)与**次生粘化作用**(secondary argillification)。

【淀积粘化作用】 illuviational argillification　湿润地区土壤上部的细土粒(以层状硅酸盐为主)随下降水流向下迁移，至一定深度淀积，从而使淀积部位粘粒增加的作用。这一作用包括土粒分散、迁移与沉淀三步骤，在多数土壤内普遍可见，是土壤剖面分化的基本作用之一。影响土粒分散的因素除一定的水含量外，阳离子浓度和土壤胶体种类都很重要，当具备含盐量高、钙与镁离子多，高度风化的土壤被铁与铝化合物胶结等特点时，土粒都不易分散移动。粘粒迁移依赖水的渗漏或毛管引力，所以土质过黏、毛管过细，土粒不易移动；而孔隙过大，土粒流出土体，也不易淀积。

【潜育化作用】 gleyization　土壤受积滞的饱和水分长期浸渍，产生强烈嫌气条件，形成蓝灰色潜育层的作用。其特点是：强烈的还原作用，土壤 E_h 值低于 250 毫伏，使铁全变为二价的还原态，形成蓝铁矿($Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$)、菱铁矿($FeCO_3$)、硫化亚铁(FeS)等；土壤中的铁、锰等成为还原态或呈有机质的络合态，随水向下淋溶或侧流，以致数量减少，而土壤中的嫌气性微生物，如硫化细菌与丁酸细菌等十分活跃，促成 CH_4、H_2S、CO_2 及其他有机酸的生成，并在物质的进一步转化中起着重要作用；长期渍水使土壤结构彻底破坏，土粒充分分散，土体腐烂或淀板性明显，潜育层土壤因盐基物质也相对积聚，pH 值多近中性。

【假潜育作用】 pseudogleyization　土体不在潜水位以下，而仅浸渍于上层滞水或季节性淹水之中，土壤表层或亚表层中发生类似的潜育作用。受假潜育作用的土层，铁、锰化合物也会还原流失，但随着季节性的周期干燥，可在土壤裂隙与根孔中产生氧化铁、锰的淀积物，如胶膜与结核等。长期假潜育影响下的土层可成为结构不良、含若干新生体的漂白层，又称**假潜育层**(pseudogleyization horizon)。

【表层潜育化作用】 surface layer gleyization　潜育作用仅发生于表层，为假潜育化作用的一种。它可以和脱碱层或白浆层等形成过程伴生，也用于某些成土过程的附加过程的命名。

【土壤熟化作用】 anthropogenic mellowing of soil　通过培肥、耕作和对不良性质的改良，使土壤适合作物生长的要求，或者说是提高土壤肥力的作用。由于旱耕与水耕的情况不同，种植作物的种类不同，耕作的环境不同，原土壤的基础状况不同，所采取的熟化措施也不相同。

【土壤退化】 soil degradation　因自然因素或人为因素引起土

壤肥力减退，不适合作物生长要求的作用。它与土壤熟化作用方向相反，其中包括水土流失、土壤沙化、土壤次生盐碱化、土壤次生潜育化、土壤污染、地力减退等。

【土壤次生潜育化作用】 soil secondary gleyization 因长期淹水，土壤得不到通气氧化的机会，使土壤 E_h 值不断下降，表现出土壤原来没有的潜育化特征，也简称次潜作用。这一作用在地势低洼、质地粘重的土壤中最易出现，据统计在全国水稻土中约占六分之一，是水稻增产的重要障碍因素之一。

【潴育化作用】 formation of well drained submergic soil 土壤在水分频繁变化的条件下，产生含多量铁、锰新生体潴育层的作用。多在渍水影响下发生，但水经常处于移动状况，无论是水位上下升降或侧向流动，都有一定的干湿交替过程。因此土中的铁、锰化合物可出现氧化和还原的交替过程。当还原时可被还原移动，氧化时又可产生淀积，这样就产生了土体中的锈纹、锈斑、黑色铁锰斑与结核或红色胶膜等新生体。潴育化作用在地下水位升降交替的层段中，表现最为明显。例如河滩地的砂砾堆积层中，常有铁、锰胶结物形成的硬层；平缓低丘陵区的谷口地段，有时有胶结极紧实的土壤底隔层，都与此有关。排水良好的水稻土、草甸土与潮土等土类的发育中，也普遍有潴育化作用。

【白浆化作用】 formation of bleached earth 土体中出现离子铁、离子锰而使某一土层漂白的作用。其机理是：有机质参与下的络合（或螯合）或还原作用，并有垂直渗水或侧流水活动，带走能移动的铁、锰化合物，致土色变白。这一作用的名称来源于东北地区分布甚广的白浆土类，但在全国很多地方都有类似的作用及被漂白的类似土层（“白浆层”）。如江苏淮北岗地的“包浆土”；太湖南岸的粉砂质“太湖白土”；苏南高平原的水田“白土”；以及若干苏、浙、闽等省平原区的潮土或草甸土剖面中均有。经漂白作用的土层一般缺少养分，盐基及铁、锰化合物奇缺，土壤板结，如不经改良多成为农业低产土壤。

【隐灰化作用】 concealed podzolization 灰化作用还未发展到明显的灰化层出现，而实际上已有铁、锰、铝等物质的酸性淋溶和淀积的作用。有时有不甚明显的灰化层，其表现是颜色略浅。这种土壤被称为隐灰化土，一般多分布在针叶林下。

【漂灰化作用】 bleaching podzolization 酸性淋溶的灰化过程和还原性的离子铁、离子锰以及伴生的铁、锰的腐殖质淀积现象。即灰化与漂白二作用兼具，常在热带与亚热带山地的海拔高处出现。其气候特点为冷湿环境，因冷杉与杜鹃等植物残体持水性强，易成还原性环境，导致漂洗作用与灰化叠加。

【钙化作用】 caleicfication 半干旱区土壤中发生的碳酸盐淋溶-淀积的过程。在半干旱的成土环境中，由于降水量相对较少，土壤受降水淋溶较微弱，只能将土壤中的易溶性盐分（如氯化钠、碳酸氢钠、碳酸氢钙和硫酸钙等）淋洗出土体，硅、铝、铁基本上未移动，钙、镁只有部分淋失，部分仍残留在土壤中。因此，土壤胶体表面和土壤溶液中多为钙离子、镁离子所饱和，使土壤呈现碱性或中性反应。在雨季，这些钙镁离子与土壤腐殖质矿质化所产生的碳酸结合，形成重碳酸盐，向下部移动并淀积在土壤剖面中下部，形成钙积层。碳酸钙的淀积形态有粉末状、假菌丝状、斑状或结核状，并因土壤类型和成土环境的不同而有较大差异。

土壤发育层

【单个土体】 pedon 土壤个体的最小体积。美国联邦土壤调查局（1960）的定义：是可称为一种土壤（“a soil”）的最小体积。……侧向伸展应大到能研究每土层的本质，视土层变异，其面积在 1～10 平方米不等。当土层有间断在直线距离 2～7 米循回出现时，单个土体应包括循回间距的一半。这样就能在最小距离内反映土层变异幅度。如果这种循回小于 2 米或土层都连续而厚度均匀，则其面积仅 1 平方米。单个土体的形状大致呈六边形……这一定义在 1975 年正式出版的《土壤系统分类学》（Soil Taxonomy）一书中又做了叙述，明确单个土体是土壤观察取样的最小单位，表明这是服务于土壤分类带有武断性的定义。

【聚合土体】 polypedon 由许多单个土体组成，是土壤分类的最小单位，或说是一个基层分类单位（在中国称土种，在美国称土系）。它的面积在《Soil Taxonomy》中规定至少为 1 平方米，也有人按每单个土体最小面积为 1 平方米计，至少为 2 平方米，最大面积则不限。

【土壤个体】 soil individual 自然景观具一定特征的三维土壤实体，大致相当于一个土种（中国土壤分类制）或一个土系（美国土壤分类制）。可以理解为聚合土体的同义词。

【土壤层】 soil horizon 土壤剖面中与地面大致平行的土壤物质及性状相对均匀的一层土壤，是土壤剖面的基本组成单元。每一土壤层与其上下相邻的土壤层之间，在土壤颜色、结构体、质地、有机质含量等方面均有明显差别，但在同一土壤剖面中不同土层之间的差别是逐渐变化的。

【基本土壤层】 principle horizon 又称**基本发生土层**。它是与成土过程相联系的不同性状的土壤层的组合。它包括从土壤剖面由上而下的枯枝落叶层（O 层），腐殖质聚集表层（A 层），淋溶层（E 层），淀积层（即 B 层），母质层（C 层）和母岩层（D 层）。针对一个具体的土壤剖面而言，上述 6 个基本土层中可能会缺少某一个或几个土层，如草原土壤就缺少枯枝落叶层（O 层）和淋溶层（E 层）等。

【腐殖层】 humus horizon 即**A 层**。土壤剖面顶部富含腐殖质且具有独特形态特征的土层，用符号 A 表示。其最显著的特征是颜色较暗、土质疏松、土壤颗粒团聚成团粒状或粒状结构，土壤孔隙度大，通气透水性良好，并含有较多的植物生长所必需的营养元素。土壤腐殖质层的厚度和腐殖质含量是决定其肥力水平高低的重要因素，因此腐殖质层的状况是进行土壤资源评价的重要指标，在土壤分类上也将其作为一个重要依据。

【淀积层】 illuvial horizon 即**B 层**。土壤剖面中部或中下部由粘粒或氧化物或碳酸盐等盐类物质聚积而成的土层，用符号 B 表示。大都比较紧实、不易透水，其中的粘粒或氧化物或碳酸盐等常形成不同形态的新生体，如氧化铁、锰形成的锈纹、锈斑便很常见。淀积层受生物活动影响相对微弱，所含有的氮素养分也较少。

【母质层】 parent material horizon 即**C 层**。母岩风化碎屑物的原地残积层或经搬运形成的沉积层，用符号 C 表示。母质层受生物过程的影响小，成土作用不明显，基本上保持着母岩的特点。母质层是土壤矿物质及其矿质养分元素的重要来源，对土壤的物质组成及其性状有重要的影响，但这种影响随成土年龄的延续而逐步减弱。

【母岩】 parent rock 即**R 层**，曾称**D 层**。形成土壤的基岩，用符号 R 表示。

【表土层】 surface soil layer 土壤剖面最上部的土层，在耕作土壤中为耕作层，在自然土壤中常为腐殖质层。在千差万别的土壤间，性质变化很大，本层无严格的土壤学含义，也不是发生学 A 层。

【心土层】 subsoil layer 泛指土壤剖面中部的土层，结构一般较差，比较紧实，有机质和营养元素含量相对较少。它也不是发生学 B 层。

【底土层】 substratum 泛指土壤剖面下部的土层，不具发生学意义。在土层深厚且发育完整的土壤剖面中，底土层可以是心土层与母质层间的过渡层；而在土层浅薄且发育微弱的土壤剖面中，底土层可以是母质层。底土层性状对土壤也有重要影响，如对耕作土壤而言，如果底土层质地黏重紧实，则有益于土壤的保水保肥；如果底土层质地轻粗且松散，则会漏水漏肥。

【土壤剖面】 soil profile 从地表向下在垂直方向上能暴露土壤所有层次形态的断面。观察剖面是研究土壤最原始的方法，也是最基本的方法。土壤剖面的形成与成土过程紧密相关，它是在多种成土因素的联合影响下，使原来相对均一的母质出现土层的分化，其中包括有机物质的形成与分解、淋溶-淀积、氧化-还原、脱水-浸渍等各种作用的交替进行。一般农用土壤观察的深度在 1 米左右，深究其发生过程，应适当加深；林业土壤观察深度应在 2 米以上；研究成土母质特征及其大范围内对成土的影响应观察至更深。任何样品的采集，剖面设置的代表性最为重要。具体剖面点设置应远离河边、路边、沟边、屋边及物品堆置处以尽量避免人为影响，剖面坑的广度应与深度要求成正比。

【自然土壤剖面】 natural soil profile 未经人工专门挖掘、自然暴露的土壤剖面，多见于筑路、开矿、开渠、制砖取土、兴修水库等原因取得。这种剖面最大的优点是可在较广的范围内观察成土母质分布、母岩岩体延伸与产状、母岩风化状况，土壤在水平方向上的发育变化。但在使用自然剖面时应注意表面遭冲刷、冻融、干湿等影响造成的形态变化，尤其在采集样品时必须削除相当厚度的壁面层。

【土壤扰动剖面】 disturbed soil profile 被地表侵蚀堆积过程及其产物所覆盖或受人为活动及其他较大型动物活动的影响，原发生土层的序列及其形态遭受扰动的土壤剖面。

【土壤发生层】 soil genetic horizon 在成土因素的综合作用下，在土壤发生发育过程中所形成的平行于地表、具有一系列土壤发生学特征的土层。

【土壤发生层代号】 symbol of soil genetic horizon 为有别于成土母质层次的发生学层次，在 19 世纪末土壤地理学创始人 B.B.道库恰耶夫首先把土壤剖面分为腐殖积聚层、过渡层、母质层等三个基本层，分别以大写的 A、B、C 来命名。这也就是习称的表土层、心土层和底土层。后来根据需要还把各层再分亚层，如 A_1、A_2、B_1、B_2、B_3、C_1、C_2 等。A_1 层之上还可有 A_0 层，表示以有机质为主、矿物质含量居次的层次；A_0 之上还可有 A_{00} 层，表示粗松堆积尚未腐殖化的有机质层。C 层之下如有坚硬的母岩层，则以 D 层表示。这些都是后来的补充。

【土壤发生层国际代号】 international symbol of soil genetic horizon 1967 年国际土壤学会提出的新代号方案：O 层表示有机质层，包括过去的 A_{00}、A_0 以及泥炭层 T；A 层表示腐殖质层，相当于过去的 A_1 层，E 层表示漂白淋溶层，相当于过去的 A_2 层；B 层表示淀积层；C 层表示母质层；R 层表示岩石层，相当于过去的 D 层。共计 6 个主要发生层，现基本上已在国际上通用。中国土壤学会根据实际情况还增添了 G 层表示潜育层、K 层表示矿质土壤层 A 之上的盐碱结壳层或铁结壳层，还有水稻土剖面中常用的 AP，P，W 等土层，因这些土层有独立的发生学意义，但又未归入已列代号的层中。

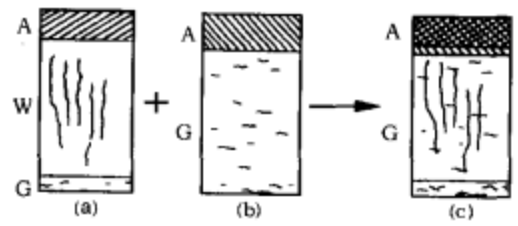
【土壤发生亚层代号】 subdivision symbol of soil genetic horizon 在主要发生层之后附加代号，以下标的形式列于右下方，用以表示该层的发生学特征。如：B_h（腐殖质淀积层）、B_t（粘粒淀积层）、A_{p1}（耕作层）、A_{p2}（犁底层）等。这些代号至今尚无统一规定。这种特征层如需再加细分还可再加次序号，如 B_{t1}、B_{t2}、B_{t3} 等，用以表示 B_t 层中还有程度或其他性质的差别。按成土特征附加的代号中，传统土壤学里常见的还有：Ca（$CaCO_3$ 淀积）、s（$CaSO_4$ 淀积）、ir（Fe_2O_3 淀积）、mn（MnO_2 淀积）、sa（盐分淀积）、g（潜育特征，与大写 G 的潜育层不同）等。

【土壤过渡层代号】 symbol of soil transitional horizon 在两个主要发生层之间出现兼有上下两层特性的过渡土层划出后的代号。其表达方式：以两层代号同时大写并用，如 AB 层、BA 层等，前一个字母表示主要发生特征，后一个表示兼有的性质。这种过渡层的出现还是较普遍的，如通常半风化母岩层（C）的上部，常略有不明显的淀积，则可用 CB 层表示，淀积明显的则应属 BC 层等。

【土壤指间层代号】 symbol of soil interfingering layer 两个土层之间有舌状、指状或犬齿状参差不齐的界线，称指间层。其表达方式：用代表上下两层的大写字母、中加斜线分隔表示。如 A/B、B/C 等。这一情况在季节性冻融较深的剖面中常见，在水平漂洗向垂直漂洗过渡处也有，母质岩层上部有时则因差别风化造成指间层。

【异源母质土层代号】 symbol of soil horizon with allogenic parent material 在一个土壤剖面上，如发现母质并非一种来源，在鉴别出不同母质来源后，可在发生层代号之前加前缀“Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ”等，一般将第一种母质的“Ⅰ”省略，第二、三种母质前加前缀，这一号码仅表示异源母质有几种，而并不说明系何种母质，同时也不表示任何发生学特征。例如 A—B_{t1}—B_{t2}—Ⅱ B_{t3}—Ⅱ BC—Ⅱ C—Ⅲ R 的剖面层次系列，表示三种母质，范围依次为：A 至 B_{t2}、B_{t3} 至 C·R。

【土壤剖面发育重叠】 developmental overlapping of soil profile 指后次成土作用产生的特征，与原成土作用产生的性状，重叠在一个土壤剖面上的状况。它是土壤所处环境发生改变的产物。如图，剖面（a）代表排水良好的土壤，A 层有腐殖质积累，W 层有柱状结构与锈斑，G 层有灰蓝色潜育斑。当新构造运动下降，地下水位上升，它接受了剖面（b）的发育方式，形成了剖面（c），它同时有（a）、（b）两剖面的特征。A 层有机质进一步积累，G 层上部保留有早期形成的结构与锈斑，下部则还原性有进一步发展。由于土壤发育环境一直处于动态之中，所以剖面发育重叠在各地普遍存在。



土壤剖面发育重叠的形成示意图式
（a）发育于排水良好状态下的剖面；（b）新构造运动下降，土壤发育于地下水位相对较高的环境里；（c）发育重叠的土壤剖面

【诊断土层】 diagnostic horizon 用于鉴别土壤类型，在性质上有一系列定量说明的土层，如美国土壤分类所采用的松软表层定义是深厚暗色表层，18 厘米厚土层的混合样品的盐基饱和度在 50% 以上，有机质含量大于 10 克每千克土。世界各国的土壤分类系统仍有差异，但所应用的土壤诊断层的定义及鉴别标准却大同小异，大致可归纳为两类：一是诊断表层，如松软表层、人为表层、暗色表层、有机表层、草垫表层和淡色表层；二是诊断表下层，如淀积粘化层、高岭层、耕作淀积层、碱化层、钙积层、积

盐层、石化石膏层等。

【土体层】 solum 美国《Soil Taxonomy, 1975》中，土体层定义为："土壤-建造的各种作用力所形成的发生性土壤"。这个定义在野外应用时有许多混乱，因土体层的下部界线不易确定。特别是在沉积地形和具有深厚堆积层的平原中，土壤 B 层和 C 层的界线很难划分，而 C 层有时可深达数十米以上。因此可将土体层理解为 A + B + C 层，而主要是 A + B 层。在野外实际土壤作业中，常常并不考虑土体层的界线。

【土壤诊断层】 soil diagnostic horizon 用以鉴别土壤类型的层次，特别强调其发生学特征所体现的定量指标，是美国提出的概念，在《土壤系统分类》(Soil Taxonomy)中加以表述。后为很多国家接受与应用，但各国在应用时常有修改与调整。中国至今已有初步的分类方案及诊断层系列。作为土壤分类依据的诊断层，其特点必然和土壤发生层密切相关，甚至是平行出现，如诊断层中的粘化淀积层与发生层中的粘粒淀积层(Bt)是相当的；诊断层中的钠质层、石化石膏层、积盐层等分别和土壤学里的碱化层、石膏盘层与盐分积聚层大致相当。但诊断层都有明确的定量指标，而一般土壤发生层的命名并不十分严格。又如诊断层的漂白层可包括很多种土壤中具漂洗特征的层次，包括灰化土、白浆土、太湖白土等。而土壤学中的有机质表层又被细分为松软、暗色、厚熟、淡瘠等数种表土诊断层。

【土壤诊断表层】 soil diagnostic epipedon 由表土形成的诊断土层。诊断表层的构成条件必须是：能体现土壤的发生学过程，如颜色或结构等已有明显的成土变化；土层上部的覆盖层不可太厚，一般小于 10 ~ 20 厘米，否则将使土层失去表土意义。美国土壤系统分类中的诊断表层分为 6 种：松软表层、人为松软表层、暗色表层、有机表层、厚熟表层、淡色表层。其划分依据是：有机质含量、土层厚度、盐基饱和度、磷酸等养分含量以及人为耕作的残留特征。中国土壤系统分类中诊断表层分下列 8 种：①有机表层，是经常被水饱和、泥炭状、有机质含量极高或水饱和时间不到一个月但枯枝落叶有机质含量极高的层次；②暗沃表层，是腐殖质含量高或较高，盐基饱和度大于或等于 50% 的层次；③暗瘠表层，是腐殖质含量高或较高，盐基饱和度等于或小于 50% 的层次；④淡瘠表层，是有机质含量低，亮度和彩度高，或有机质和颜色虽符合暗沃表层或暗瘠表层的条件，但厚度较薄者，这是腐殖质少的诊断层；⑤灌淤表层，是由长期灌溉水的灌淤作用，并经耕作混合新形成的诊断层；⑥堆垫表层，是长期耕作并施用大量土粪、肥土等物新形成的层次；⑦肥熟表层，是长期种植蔬菜、施用大量有机肥、频繁灌溉与耕作形成的高磷含量肥沃层次；⑧水耕表层，是淹水耕作条件下形成的独特诊断层。自以上各层可见大部分是和美国的诊断表层相似或相当，但中国有独特的灌淤表层、堆垫表层、水耕表层等，体现了古老农业国的特点。

【松软表层】 mollic epipedon 美国土壤系统分类中的诊断表土层之一。0 ~ 18 厘米表层的有机碳含量必须大于 2.5%，最高不超过 12% ~ 18%；溶于 1% 柠檬酸的 P_2O_5 < 250 毫克/千克，这样有别于老耕作土壤表层的含磷指标；有良好的结构性；颜色的亮度湿时等于或小于 3.5，干时大于 5.5，颜色的彩度湿时小于 3.5，干时小于 4。此外，在水分与温度条件上还有一定指标。

【人为松软表层】 anthropic epipedon 美国土壤系统分类中的诊断表土层之一。与松软表层的特性相似，但酸溶性 P_2O_5 较高，含有效水的时间较短，其形成主要是人工改造的结果，如一些肥沃的菜园土表层属此类型。

【有机表层】 histic epipedon 美国土壤系统分类中的诊断表土层之一。在多数年份的某一段时间里，可以连续 30 天以上水分饱和，或经人工调节排灌，而达此标准。并符合下列条件之一：①水藓纤维按体积计大于或等于 75%，湿容重小于 0.1，厚度为 20 ~ 60 厘米。②矿质部分的粘粒含量大于 60% 时，有机碳含量大于或等于 18%；粘粒含量小于 60% 时，有机碳含量达 12% ~ 18%；粘粒含量很少的，则有机碳含量应大于 12%。其特点是较高的湿度及高含量的有机质。

【厚熟表层】 plaggen epipedon 美国土壤系统分类中的诊断表土层之一。它是多年耕作，施大量有机肥形成的，厚度大于 50 厘米的耕作层，多有人为耕作与施肥留下的特征，如农具翻耕残迹或砖瓦片等侵入体。

【淡色表层】 ochric epipedon 美国土壤系统分类中的诊断表土层之一。有机质含量小于 1%，干时坚硬，土色浅，研细土壤的颜色亮度大于或等于 5.5，湿时的亮度大于或等于 3.5。

【暗色表层】 umbric epipedon 美国土壤系统分类中的诊断表土层之一。性状与"松软表层"相似，但 NH_4OAC 法测定的盐基饱和度小于 50%。有机质含量常超过"松软表层"，但不是耕作与施肥造成的，而是自然环境中形成的。

【诊断表下层】 diagnostic subsurface horizon 用以确定土壤类型的层次，位于表土之下，包括 B 层(如淀积粘化层)和 E 层(如漂白层)，部分表下层属 A 层与 B 层的过渡区。有人将此层译为亚表层，不甚明确，应理解为表层以下的心土层段为主。诊断表下层是最能反映多数土壤发育特征的土层。在美国《土壤系统分类》中常用的有 18 种，在土壤发生上均有典型意义。中国土壤系统分类中的诊断表下层，与美国土壤系统分类中的相当，含义也相似。如漂白层、含硫层、腐殖质淀积层、淀积粘化层、钙积层、石膏层、碱化层、灰化淀积层、耕作淀积层、盐积层等均是。此外有风化 B 层、超钙积层、超石膏层，大约相当于美国分类中的雏形层、石化钙积层、石化石膏层。中国在土壤系统分类(第一次方案，1989)中新增的诊断表下层有以下几种：①次生粘化层：指土层中原生矿物在土中就地风化形成粘粒的土层。②粘磐层：粘粒含量较表层或上覆土层差异悬殊的黏重土层，粘粒来源或继承母质或接受淀积所致。③石灰磐：为连续胶结或硬结的碳酸盐聚积层，其厚度与含钙量标准均高。④石膏磐：为连续胶结或硬结、富含大量石膏的土层，石膏含量高且在水中不散。⑤超盐积层：为含大量易溶盐且未胶结的土层，厚度大于 15 厘米，含盐量大于 50%。⑥磷积层：是由鸟粪分解并释放大量磷酸盐，再与土中钙结合而成的磷聚积层。⑦水耕氧化还原层：是在水耕表层下具有水耕氧化还原作用特征的土层。常有离子铁、离子锰、漂白等作用以及铁、锰淀积的新生体。⑧潜育层：是长期被水浸渍饱和并含一定量有机质的条件下，铁与锰还原、分离、聚积而成的强还原性土层。

【漂白层】 albic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 albus 意为白色，是其名称来源。它是生物化学和化学还原，产生螯合或络合淋溶，使细土粒及铁、锰等化合物迁移淋失造成的土层。土壤颗粒因缺少新生体与胶膜包被，呈弱片状结构，造成局部滞水淋溶，其颜色的亮度大于或等于 4(湿)或大于或等于 5(干)，彩度小于 2，在红壤中彩度有时可达 3。

【淀积粘化层】 argillic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 argilla，意为白粘土，是其名称来源。A 层与 B 层间有明显的质地差，淋溶土纲是淋溶作用造成的，而老成土纲则还受化学风化的影响。特征是结构体表面有定向粘粒胶膜，有时有明显的蜡状或绢丝光泽。标准是 B_t 层的粘粒含量应超过 A 层 20%，其连续厚度应占 A_1 层加 A_2 层厚度的十分之

一。

【耕作淀积层】 argic horizon 美国土壤系统分类中诊断表下层之一。拉丁文 ager 意为田间,是其名称来源。经长期耕作,有粉砂、粘粒和腐殖质淀积,常有暗色有机质类物质在犁底层之下淀积为胶膜。颜色的亮度小于或等于 4,彩度小于或等于 2,A_p 层之下具胶膜的土体可达 5%左右。

【雏形层】 cambic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。英语 cambium 意为形成层,系植物分化开始形成组织之处,带有雏形含义。雏形层的形成与蚀变作用有关,其标准是:至少有一半体积已丧失母岩结构,有土壤块状结构发育,但土层分化不明显。本层较下垫层具较浓的彩度,一般呈灰色,土体中的风化矿物大于 10%。

【氧化层】 oxic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。名词来源于英语 oxide,氧化物之意。它是强烈风化与淋溶作用造成的。其颜色为红、白、棕等不一。粘粒分布在上下部分比较均匀,这与淀积粘化层(B_t)明显不同。粘粒矿物以 1:1 型的高岭石等为主,土体中能保留原岩石结构的体积不到 5%。土层厚度至少为 30 厘米,CEC < 10 厘摩/千克或其粘粒部分 CEC < 16 厘摩/千克,可风化矿物在 10%以下。

【高岭层】 kandic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。kandite 在英语意为高岭石族,系其名称来源。本诊断层成因介于粘化层与氧化层之间,和二者相似但又不同。粘粒含量高,以高岭石为主,并含有一定量的氧化铁、铝;与淀积粘化层相似处为有质地突变现象,粘粒胶膜或有或无。粘粒 CEC ≤16 厘摩/千克,ECEC≤12 厘摩/千克。本诊断层为较新的研究成果,系新增补内容。

【钙积层】 calcic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 calcis,意为石灰,是其名称来源。系由碳酸盐积聚与蚀变造成。在形态上有弱而层次不明显的分化,含束状或丝状石灰质淀积物,多将土壤孔隙填塞。常有薄片状结构,盐酸反应明显,和其上下层对比一般色调浅淡。

【石化钙积层】 petro-calcic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文中 petro 为岩石、calcic 为石灰,二者相连成为其名称来源。它是连续胶结并固结的层次。该层坚硬,干碎后在水中不消散,呈大块或板状结构,厚可达 1 厘米以上,根难穿,导水慢,大孔隙几全被堵塞。本层由碳酸钙及碳酸镁胶结,并有次生二氧化硅成分。

【石膏层】 gypsic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文及英文 gypsum 均为石膏,为其名称来源。系硫酸钙($CaSO_4$)富集层。呈未胶结或弱胶结状,干碎土块在水中易散,为干旱气候条件下的产物。

【石化石膏层】 petro-gypsic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 petro 为岩石,gypsum 为石膏,二者相连为其名称来源。它是干旱气候影响下由坚硬石膏的连续胶结形成的。干碎土块在水中不易消散,与石化钙质层相似,植物根极难穿入,通常石膏含量大于 60%。

【积盐层】 salic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 sal 为食盐,系其名称来源。它是比石膏更易溶解的盐类富集而成的。本层标准是土层厚度的厘米数乘以含盐百分数应大于 60,土层本身含盐量应大于或等于 2%。所以盐土层厚度及含盐量二者都很重要。盐分类型以 NaCl 为主。

【灰化淀积层】 spodic horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。希腊文 spodos 意为木灰,是其名称来源。酸性淋溶与淀积作用造成,位于有机质层之下,一般盐基含量极低,含较高的代换酸和交换性铝,物理性差,持水力低。常有大于 2.5 厘米厚的亚层为铁、铝的有机质复合胶体所胶结。

【钠质层】 natric horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 natrium 为钠,是其名称来源。它是大量钠离子使土壤碱化、土粒分散再行淀积后形成的。由上部淋洗下的物质,常呈舌状下伸至柱状结构体中,使植物根系生长受到强烈限制。厚约 40 厘米的淋溶层中钠吸附比(SAR)≥13%,交换性钠饱和度(ESP)≥15%。

【腐殖质淀积层】 Bh horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。h 为腐殖质,B 为淀积层段。它是热带或亚热带高海拔冷湿土壤中季节性淋洗造成的。较上覆土层有较暗的亮度或较低的彩度,有机质含量中等。结构体面上常有暗色特征,可发生在粘化层、雏形层或氧化层等的基础上,盐基饱和度小于 50%(NH_4OAC 法),这些可为鉴定特征。

【含硫层】 sulfuric horizon 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。名称来源于英语 sulfur(硫)。它是含硫有机质或化合物经氧化后形成的,常发育于海相沉积物上。特点是 pH 值极低,常小于 3.5,带有黄钾铁矾(Jarosite)斑,呈鲜麦秆黄色(2.5Y 或更黄),彩度大于或等于 6。由于铁、铝硫酸盐或硫酸引起的强酸性,成为通称的酸性硫酸盐盐土的特征。

【硬磐】 duripan 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。拉丁文 durus 意为硬,与 pan(磐)相连为其名称来源。它是火山灰母质中大量无定形二氧化硅将土粒胶结形成的。风干土块在水中或盐酸中长期浸泡不散,但在热的浓碱液中可溶去风干土块的 SiO_2,使之散碎。

【脆磐】 fragipan 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。名称来源于拉丁文 fragilis(脆)。本层有机质含量低,较上覆层容重大,常位于灰化淀积层、雏形层、淀积粘化层或漂白层等之下,通常都与表土平行,上部常有侧流水或 A_2 层发育,pH 值一般在 4~6 之间,层内无植物细根穿插。这层的结构体或土块遇压时会忽然开裂,而很少逐渐变形,干时胶结力强,湿时呈中、弱脆性,置水中时会消散或开裂。

【薄层铁磐层】 placic layer 美国土壤系统分类中的诊断表下层之一。希腊文 plax(字根)为扁平石块,用以命名表示薄层胶结之意。本层的成因至今尚不清楚,热带或较冷的地区均有分布,但环境多较湿润,常出现在矿质土的 50 厘米深度内。常被铁、锰化合物或其有机质复合体所胶结,呈黑至暗红色,厚度多为 2~10 毫米,有时带层理,质地砂质或黏质,常与土表平行。含有机碳 1%~10%,呈波状或盘旋状薄层,近地表的上部常有地下侧流水。本层一般有碍植物根系发育。

【土壤诊断特性】 soil diagnostic characteristics 用以鉴定土壤类型的某些土壤特性,其作用与诊断层是相同的,不过特性不表现为一个土层,而是一定范围的土体。诊断特性概念在美国《第七次土壤分类草案,1960》中提出,再于美国《土壤系统分类》(Soil Taxonomy,1975)中修改补充,被很多国家采用。与土壤诊断完全一样,各国在引用时也按各自情况做了调整与补充。土壤诊断特性多指某部分土壤的特殊性质,如滑擦面、触变性、可风化矿物等;也可表现为二土层之间的关系,如淋淀层段、质地突变、石质接触界面等;也可体现为土壤的温湿状况,包括水分与温度。但无论是哪一种,所指都很具体,并常有一定的数量指标。美国土壤系统分类中列出的土壤诊断特性共 24 种。除大部分将分列专门词条叙述外,还有以下几种:①土壤水分状况,划分为干旱水分状况、半干旱水分状况、湿润水分状况、常湿润水分状况、潮湿水分状况等;②土壤温度状况,划分为永冻、寒

性、冷性、温性、热性和高热等温度状况；③永冻层次，土温常年低于或等于0℃的层次；④淋淀层段，是由淋溶层与其下的淀积层所构成的层段，如漂白层与灰化淀积层，松软表层与粘化层等；⑤土壤颗粒分级，即土壤中细土粒、大石块及石屑的分级，它不同于一般土壤质地测定中着眼于土粒粒径分布状况；⑥土壤线性潜在伸展性；⑦柔软粉末状石灰；⑧舌状或指状土层延伸等。中国土壤系统分类中除引用部分美国的土壤诊断特性外，还建立了一些新的诊断特性。如①岩性特征，指地表至12.5厘米深度范围内，土壤保留了母岩或母质的岩石学特性；②变性特征，指富含膨胀性粘土矿物，土壤胀缩明显的特性；③腐殖质特性，指腐殖质自土表层向下逐步减少的分布特征。此外还有龟裂特征、荒漠特征等。

【质地突变】 abrupt textural change 美国土壤系统分类中诊断特性之一。指浅色表层或漂白层向淀积粘化层的变化，在两层接触带的短距离内(7.5厘米内)，粘粒含量急剧增加。两层之间的界线可以是断续或不规则的。

【线性延伸系数】 coefficient of linear extensibility，COLE 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。指土块湿时的长度(L_m)与干时长度(L_d)的差对其干时长度的比值：$(L_m - L_d)/L_d$。测定方法有：①以土壤湿时容重与干时容重差求得；②将田间持水量时的土块放入模具待干后测其收缩度。

【石质接触界面】 lithic contact 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。这项特性可用于了解烂泥田排水后的裂隙大小和土壤排干程度与裂隙大小的相关性，以便制定排水措施，防止漏水漏肥。石质接触界面指土壤与紧密粘凝的下垫物质层之间的界面层，层裂隙很少，湿时极粘结以致用铁铲只能将其刮裂，却不能挖开。

【准石质接触界面】 paralithic contact 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。也是土壤与粘结的下垫物质之间的界面层，但湿时铁铲可以勉强挖开，如系整块的下垫物质，其莫氏硬度小于3。

【*n* 值】 *n* value 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。能反映田间条件下的水分含量与土壤质地(大于0.002毫米的土粒与小于0.002毫米的粘粒含量)之间的关系，用以检测土层的下陷程度。其关系式为

$$n = (A - 0.2R)/(L + 3H)$$

式中：A 为田间条件下的含水量(%)；R 为粉砂加砂粒两者的含量(%)；L 为小于0.002毫米的粘粒含量(%)；H 为土壤有机质含量(%)。得出的 n 值越大，表示土壤在排水后越易下陷，能承担的负荷力越小。

【低彩度斑纹】 mottles that have chroma of 2 or less 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。直接用于野外判别土层被水分饱和的情况，如有小于或等于2的低彩度斑纹存在，则表明这种土层在一年中有某些时期的土壤水分是饱和的，或经人工排干的。

【有机土壤物质】 organic soil materials 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。为含有高有机质的土壤与泥炭或腐泥之间的界限。当土壤粘粒含量大于60%时，有机碳含量大于或等于18%；或土壤粘粒含量小于60%时，有机碳含量大于或等于12%，都称之为有机土壤物质，即泥炭或腐泥。

【石化铁质接触界面】 petro-ferric contact 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。指土壤与连续固结物质层之间的界面，该层是以铁为胶结物质，不含或含极少有机质，其特点是：坚硬、明显影响根系发育；Fe_2O_3 含量大于30%；近于水平状，有时上部被侵蚀则成光板地。

【聚铁网纹体】 plinthite 又称网纹层。美国土壤系统分类中的诊断特性之一。是一种含铁丰富而有机质贫乏的粘土。

【滑擦面】 slickensides 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。指一个土块滑动于另一土块上所产生的光亮而有槽痕的表面。产生滑擦面的条件是：土壤膨胀性粘粒含量高、干时裂成大块状体或棱柱体。常产生在有明显干湿交替季节的地区。

【硫化物物质】 sulfidic materials 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。指含硫量大于或等于0.75%(干重)的渍水矿质物质或有机土壤物质。这一类物质多积聚在滨海岸地区而长期被水分饱和的含硫土壤中，此类土壤脱水后其pH值可下降至3.5以下。

【可风化矿物】 weatherable minerals 美国土壤系统分类中的诊断特性之一。包括①粘粒矿物：除铝间层绿泥石以外的2:1型晶格构造的粘粒，以及粘粒大小的海泡石、滑石和海绿石等；②粉砂及砂粒大小的矿物(粒径0.002～0.2毫米)，如长石、似长石、铁镁矿物、火山玻璃、云母、磷灰石等。

【土壤新生体】 soil new formations 土壤形成发育过程中新形成的物体，有别于原成土母质中的残留物，如砾石或母岩残屑；也有别于来自外部的土壤侵入体。新生体可来自化学物质或细小土粒移动后的积聚，可存在于土壤的各发生层内，常可作为成土过程的良好见证，是野外识别土壤的重要观察项目。

【土壤新生体类型】 kind of soil new formation 可以按照形态与成分对土壤新生体进行的分类。又可按其存在位置与发育程度进一步区分。常见的类型如表：

土壤新生体的类型

类型	胶膜	结核	斑纹	结皮或结壳	晶体
组成成分	粘粒，腐殖质，有机-无机复合体，二氧化物、三氧化物，石灰膜(石灰结皮)，粉砂膜	铁、铝质，铁、锰质，石灰质	有机-无机复合体，水化氧化铁，二氧化物、三氧化物(褐色)，锈纹，锈斑，高岭土斑，假菌丝体，石灰斑	盐结皮，石灰质结皮，黑色有机质结皮	碳酸盐，硫酸盐，氧化物

(据庄卫民，1994)

【土壤侵入体】 soil intrusive body 土层中与成土过程无关的外来物质，包括残存的母质碎块、砾石和砖块、瓦片等物，常是人为扰动土层的重要证据。根据侵入体类型还可判断土层翻动年代的大致差别。在古文化遗址附近观察土壤剖面时可作为参考。

【胶膜】 coating 又称**包被**。在土壤中由下渗水携带的物质于结构体表面淀积而成的物状。凡能溶于水或悬着于土壤溶液中的物质都可能被挟带淀积。这是土壤中下行水分到达范围的标志，它和大气降水、灌溉或在干旱地区的灌淤有直接联系。胶膜可把土层中的砾石表面包被，或在结构体表面、根孔与裂隙的内壁淀积。田间观察胶膜经常采用掰开土块、比较结构体内外颜色差别的方法，颜色差异越大，表明胶膜越厚。通常粘粒胶膜较原土体的颜色淡，不反光，放大镜下呈粗糙状；腐殖质胶膜以灰色为主，湿时呈沾着状，干时反光性强；有机-无机复合体胶膜多呈红褐色，反光明显；二氧化物或三氧化物胶膜呈淡红至红褐色，与复合体胶膜相似，肉眼较难区分。

【土壤结核】 soil concretion 土壤中铁、锰、铝、钙、镁等元素化合物，都可随水分的淋溶与再淀积，逐渐形成各种结核，分布在土壤各发生层内。它是成土作用深度与水分运动状况的标志。一般在红壤带范围内，结核以铁、锰氧化物为主；红壤带以北的棕壤及多种石灰性土壤中则以钙、镁碳酸盐结核为主。结核的坚硬程度从固结难碎至软如粉团均有出现，这与形成时间长短及脱水结晶环境有关。结核的形成常围绕一个中心，物质

逐渐结晶、长大与固结，所以以圆形为主，但也有姜状、管状或长圆形等。结核在破碎以后常可见层状同心圆，各层疏密不一，有的甚至脱空，有时还可见空心结核或结核内核心可以摇动等情况。结核的大小差别很大，其直径小者可小于2毫米，大者可在数十厘米以上。

【砂礓】 ginger-like lime concretion　又称**砂姜**。指土壤中的石灰结核，形状不规则，状如生姜。一般认为是含大量 $CaCO_3$ 的地下水，在水位变动过程中，于地下水面上部逐渐脱水沉淀造成。它是研究土壤发育过程中地下水变动的良好标志，因成层的砂礓代表地下水位的一次相对稳定。例如在长江下游的下蜀黄土中就有3~4层砂礓。砂礓可按其固结程度分为刚砂礓与面砂礓，前者坚硬难碎，是长期结晶与固结造成的；后者形成的时间较短，重压后可碎。砂礓的大小差别很大，小者直径仅1~2毫米，大者直径达20~30厘米。砂礓是研究土壤形成过程中气候变化的良好依据，在高湿润条件下，地下水中含钙少，不易形成砂礓；在干旱条件下，钙质不能集中，也不易形成砂礓；所以砂礓多形成于土中多钙又有一定雨量的地区。

【结壳】 crust　土壤表面的一层相对坚硬的壳状物，有时又称结皮。最常见的是干旱或荒漠条件下形成的浅色多孔状结构，在较薄的硬壳之下为多孔层，1~2厘米以下为片状结构层，它的成因和暂时性水流与较粗的质地有关(多粉砂与细砂)。盐土或碱土表面常有盐壳，是盐分集聚的结果，最典型的称“结壳盐土”。古红土表层有时有铁质壳状物，是铁随季节性水流在地表淀积造成的，也是结壳的一种。

【石灰斑】 lime mottling　钙质土壤中常见的一种新生体，由石灰质在一定位置上集中淀积造成的斑状物。通常在黏质土里更易出现。西北地区土壤气候极度干旱，石灰质不易移动集中；南方气候湿润，钙质多已淋失，均不易见到土壤石灰斑。黑钙土等草原土壤，黑垆土与褐土等半干旱土壤中石灰斑最为常见。

【假菌丝体】 pseudomycelium　北方土壤中常见的一种新生体，由石灰质在土壤结构体表面或裂隙中逐步淀积形成，其外部形态酷似真菌丝体，故名。假菌丝体形成的气候与土质条件，与石灰斑相似，褐土、黑钙土、黑垆土中最为常见。假菌丝体特多的黑钙土，又被称为**假菌丝黑钙土**，其他土壤也可以这样命名。假菌丝体特别集中处可见结核，又称**假菌丝结核**(pseudomyce concretion)。

【锈纹】 rust streak　最常见的土壤新生体之一，是氧化-还原作用交替下，土壤中的铁化合物淀积的结果，呈锈黄色的条纹，多发生在地下水位附近。当土壤中多水时，铁呈还原态，能溶解移动，一旦少水转为氧化环境，铁即氧化淀积，形成锈纹。地下水位附近氧化-还原作用频繁，易形成锈纹，但地下水位以下也常有锈纹，甚至有时土壤地下水位不易达到的干燥土层也可出现，这主要是因地下水位发生过明显变化所造成的。锈纹最常见的土壤是水稻土，因土层中人为的干湿变化频繁，地下水位随季节升降。平原地区的草甸土与沼泽土等，也因水分变化多，锈纹也多。一般说干旱地区少水的土层，锈纹少见。

【锈斑】 rust spot　常见的土壤新生体之一，其成因与锈纹相似，呈锈黄色斑。比锈纹的淀积更为集中与明显，说明环境的氧化性更强，淀积铁的数量也更多。锈斑易出现的土壤也与锈纹一样，它们都是指示氧化-还原交替的环境。

【铁锰结核】 Fe-Mn concretion　氧化铁与氧化锰在土中共同沉积形成的结核，因杂有氧化锰多呈褐黑色。一般出现在水稻土中的形体较小、易于破碎；出现在红壤中的常形体较大、不易破碎，这也可能与红壤的成土年龄较长有关。

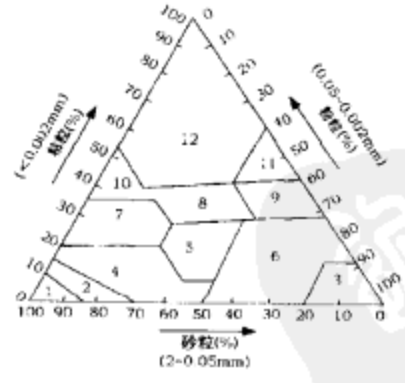
土壤特性

【土壤颜色】 soil colour　太阳光照射到土壤表面时，红、橙、黄、绿、青、蓝、紫等可见光谱的一部分被土壤吸收，一部分被反射。这些反射的色光混合起来就是土壤表面所呈现的颜色。土壤颜色与土壤中的腐殖质含量、水分含量、暗色矿物(如氧化铁、氧化锰、黑云母等)含量、浅色矿物(如二氧化硅、氧化铝、碳酸钙等)含量密切相关。因此，土壤颜色是土壤物质组成及其性质的反映，也是判断和研究成土环境、土壤类型及其肥力特征的重要依据。

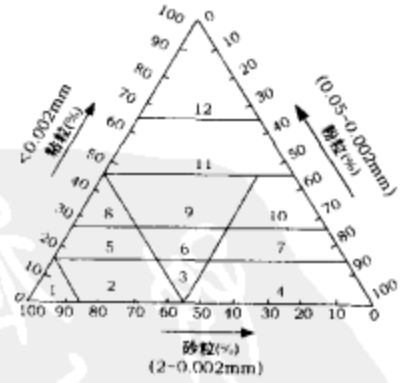
【土壤孔隙】 soil pore space　土壤中土粒与土粒、结构体与结构体之间通过点、面接触关系而形成的孔隙。按其直径大小可分为无效孔隙、毛管孔隙和大孔隙。其中无效孔隙的孔径极小，具有不透水不透气的特征；毛管孔隙具有毛管作用，能吸持水分，并供给植物利用，但通气性较差；大孔隙因不具有毛管作用而不能保持水分，可利于土壤空气和水分的流通。土壤孔隙状况与土壤水分含量、土壤结构密切相关，是决定土壤肥力的主要因子。人类通过耕作、施用有机肥等可以改善土壤孔隙状况。

【土壤结构】 soil structure　土壤颗粒及其团聚体的不同排列组合形式。按形态可将土壤结构划分为：团粒结构、粒状结构、团块结构、角块结构、柱状结构、棱柱结构和片状结构等。土壤的许多性质如水分运动、热传导、通气性、密度以及孔隙度等均受土壤结构的影响。许多耕作措施如耕作、种植、灌溉和施肥等对土壤结构也有重要影响。

【土壤质地】 soil texture　又称**土壤机械组成**。土壤是由许多大小不同的土壤颗粒组成的，这些不同的粒级土粒混合在一起表现出来的土壤粗细状况即为土壤质地。土壤质地分类以土壤中各粒级含量所占的百分比作为标准。各国土壤质地分类的标准也不相同，但广泛运用的则是国际制和美国制土壤质地三级分类法，即按土壤中砂粒、粉粒和粘粒的百分含量划分为砂土、壤土、粘壤土、粘土四类十二级，这种分类法可以用土壤质地分类三角形表示。如图所示。



美国农业部制土壤质地三角图
1. 砂土；2. 壤砂土；3. 粉土；4. 砂壤土；5. 壤土；6. 粉壤土；7. 砂粘壤土；8. 粘壤土；9. 粉粘壤土；10. 砂粘壤土；11. 粉粘壤土；12. 粘土



国际制土壤质地三角图
1. 砂土及壤砂土；2. 砂壤土；3. 壤土；4. 粉壤土；5. 砂质粘壤土；6. 粘壤土；7. 粉砂粘壤土；8. 砂粘土；9. 壤粘土；10. 粉粘土；11. 粘土；12. 重粘土

【土壤水分】 soil water　土壤中各种形态的水分之总称。其来源主要有大气降水、灌溉水和地下水以及大气中的水汽遇冷后在土壤表面凝结成的土壤水。根据土壤水的存在状态可将其划分为固态水、液态水和气态水三种，一般以液态水为主。液态水又根据其受力状况分为束缚水和自由水。前者包括化合水、结晶水、吸湿水和膜状水；后者包括毛管水和重力水。毛管水是植物生长发育所需要的重要水分。土壤水分是植物及其他土壤

生物新陈代谢所必需的物质，其中所溶解的各种元素是植物生长发育所必需有效养分的重要来源，也是土壤形成发育的重要因子。

【土壤热容量】 soil heat capacity 单位质量或原状体积土壤温度升高1℃所需的热量。它有两种表达方式：一是土壤质量热容量，即为1克土壤温度升高1℃所需的热量，用 c_w 表示，单位是焦/克·℃；二是体积热容量，即为1立方厘米原状土壤温度升高1℃所需的热量，用 c_v 表示，单位是焦/厘米^3·℃。两者的换算关系式是 $c_v = c_w \cdot d$，其中 d 是土壤密度，单位是克/厘米^3。据估算在土壤孔隙度为50%、含水量为30%时，土壤的体积热容量一般为1.68焦/厘米^3·℃。

【土壤电磁性】 soil electromagnetism 反映土壤中各种电磁性质的统称，它包括土壤的电性和磁性。

【土壤磁性】 soil magnetism 土壤中的磁性矿物颗粒在地磁场的影响下表现出的特性。土壤磁学在20世纪70年代末以来获得很大发展，对多种土壤磁化率的剖面分布、磁性地理分布规律以及土壤磁性矿物的转化等研究成果颇多，其中红壤的研究前景最好，因为富铁，在发育过程中磁性变化灵敏。

【土壤红化磁化同步发展说】 theory of synchronous development of soil rubification and soil magnetization 一种解释红壤发育与磁性变化关系的学说。红壤在脱硅富铝化的发育过程中，虽然有些原生磁性矿物受到破坏，但因游离氧化铁的增加而磁性不断加强。这种现象在含铁多的成土母质上尤其显著。所以红化愈深，磁性有愈强的趋势，二者同步发展。

【红壤发育磁性叠加】 megnetization overlap in red soil developmental process 在漫长的红壤(红土)发育过程中，不同的历史阶段有不同的红化条件，促其磁性发展，同时也存在着地球磁极性变化对土壤磁性的影响，这就是红壤发育磁性叠加。

【土壤有机质】 soil organic matter 土壤中形成的和外部加入的所有动植物残体不同分解阶段的各种产物和合成产物的总称。分为腐殖质和非腐殖质两类，前者属土壤所特有的高分子有机化合物，约占土壤有机质总量的50%～70%；后者是处于不同分解阶段的动植物残体及其代谢产物，如多糖、蛋白质、油脂等化合物，约占土壤有机质总量的30%～50%。有机质是土壤肥力的物质基础之一，它能够改善土壤的物理化学及生物学特性。施用有机肥、秸秆还田、种植绿肥等是增加土壤有机质含量的主要途径。

【土壤腐殖质】 soil humus 土壤中除未被分解的动植物组织和土壤生命体等以外的棕色或暗褐色高分子有机化合物的总称。它是构成土壤有机胶体、有机-无机复合胶体的物质基础，按在酸、碱溶液的溶解状况可将其划分为三个组分：只溶解于碱溶液而不溶解于酸溶液和水的部分称为胡敏酸；既溶解于碱溶液又溶解于酸溶液和水的部分称为富啡酸；既不溶解于碱溶液又不溶解于酸溶液和水的部分称为胡敏素。土壤腐殖质中含有许多能被解离的功能团，因而常带有电荷，使土壤腐殖质具有吸附与代换离子的性能，土壤腐殖质中的许多功能团能与重金属离子进行配合、螯合反应，这些特性对土壤肥力水平都具有重大影响。

【土壤胶体】 soil colloid 土壤中直径在10^{-7}～10^{-5}厘米之间，呈胶体分散状态的固相颗粒。它包括有机胶体、无机胶体和有机无机复合胶体，其中有机胶体主要是土壤腐殖质，它是土壤微生物分解有机物质而形成的复杂混合物，包括胡敏酸和富啡酸；无机胶体是母岩风化的产物即次生粘土矿物(粒径小于2微米的层状硅酸盐和氧化物等)。土壤胶体具有较大的表面积，并带有电荷，能够吸持大量养分元素，且具有较大的缓冲能力。土壤胶体本身所具有的分散、凝聚、收缩、膨胀、粘结等特性，对土壤结构的形成和肥力变化都具有重要影响。

【土壤溶液】 soil solution 土壤中的液相部分，含有各种无机、有机可溶性物质和悬浮胶粒。其溶质主要有：①无机盐类，如碳酸盐、重碳酸盐、硫酸盐、氯化物、磷酸盐、硝酸盐等；②无机胶体类，如铁、铝氧化物等；③有机化合物类，如腐殖酸、有机酸、碳水化合物、蛋白质及其衍生物等；④配合物螯合物类，如铁、铝、铜、锌与有机物组成的配合物或螯合物类；⑤溶解性气体类，如O_2、CO_2、NH_3、N_2、H_2S等。土壤溶液中上述物质的组成比例及其性质受成土因素的制约而经常发生变化，如在潮湿的森林土壤中其溶液的浓度最稀，一般为0.3～2.0克/升；在草原土壤中其溶液浓度一般为1.0～3.0克/升；在干旱或半干旱区的盐土中其溶液的浓度最浓，可达5.0克/升以上。

【土壤吸附性】 soil of adsorbing power 土壤颗粒表面所具有的吸附固体、液体和气体以及液体中溶解物质的能力。根据土壤颗粒表面的吸附机理，可将土壤吸附性能划分为：机械吸附性、分子吸附性即范德华力吸附性、物理化学吸附性或胶体吸附性、化学吸附性和生物吸附性。土壤吸附性使得土壤具有保持水肥的能力，对土壤的形成发育及其理化性质均有重要影响，同时也是土壤能够净化污水的重要原因。

【土壤酸碱度】 soil acidity 土壤酸碱性的程度，常用pH值(土壤溶液或浸提液中氢离子浓度的负对数)表示。土壤pH值随土壤类型及其成土环境的不同而变化，其变化幅度一般在3～10之间。按土壤pH值的大小可将土壤划分为：

强酸性(小于4.5)	中强酸性(4.5～5.5)
弱酸性(5.5～6.5)	中性(6.5～7.5)
碱性(7.5～8.5)	强碱性(大于8.5)

土壤pH值对许多土壤性状与过程有重要影响，如它可影响土壤中某些盐类的溶解与沉淀过程、土壤养分如氮、磷、硫的转化与释放、土壤有机质的合成与分解、土壤中微量养分元素的有效性等。植物及作物的正常生长发育均需要适宜的土壤pH值范围，如酸枣喜碱性土壤，茶树则喜酸性土壤，水稻、玉米和大麦则喜中性土壤。

【土壤缓冲性】 soil buffering power 当少量的酸性或碱性物质加入土壤后，土壤具有缓和其酸碱反应变化的性能。土壤缓冲性能主要通过土壤胶体的离子交换作用、强碱弱酸盐的解离等过程来实现，当然对某一具体土壤而言这种缓冲性能是有限的。因此土壤缓冲性能的高低取决于土壤胶体的类型与总量、土壤中碳酸盐、重碳酸盐、硅酸盐、磷酸盐和磷酸氢盐的含量等。

【土壤氧化还原电位】 soil redox potential 土壤中的氧化态物质和还原态物质在氧化还原电极(常为铂电极)上达到平衡时的电极电位。它是反映土壤氧化还原状况的重要指标，其表示符号为 E_h 值，用伏或毫伏表示。土壤中可同时存在氧化态和还原态的某些物质体系，如O-H_2O体系、Fe^{3+}-Fe^{2+}体系、MnO_2-Mn^{2+}体系、SO_4^{2-}-S^{2-}体系、NO_3^--NO_2^--NH_3^+体系等。上述体系是决定土壤氧化还原电位的重要物质。在一般情况下氧化还原电位即 E_h 值在100～800毫伏之间，水稻土和沼泽土的 E_h 值可低于300毫伏。土壤的 E_h 值大致以300毫伏为界，大于300毫伏的土壤以氧化反应占优势；小于300毫伏的土壤则以还原反应为主，小于200毫伏时土壤则发生强烈的还原反应。

【土壤动物】 soil fauna 生活在土壤中的原生动物、线虫类、昆虫类、节肢动物、环节动物和啮齿动物的总称。原生动物和线

虫类属于土壤中的微型动物；啮齿动物（如鼠类）、环节动物（如蚯蚓）、节肢动物（如螨虫、蜈蚣、蚂蚁、弹尾虫）等属于土壤中的大型植食类动物；而鼹鼠、蜘蛛和某些昆虫等，则属于土壤中的大型肉食类动物。它们作为土壤有机质的消费者和分解者，在搅动、粉碎和吞食有机质，以及粗有机质的转化过程中起着重要的作用。

【土壤微生物】 soil microorganism　生活在土壤中的细菌、真菌、放线菌、藻类的总称。其个体微小，一般以微米或毫微米来计算，通常1克土壤中有$10^6 \sim 10^9$个，其种类和数量随成土环境及其土层深度的不同而变化。它们在土壤中进行氧化、硝化、氨化、固氮、硫化等过程，促进土壤有机质的分解和养分的转化。土壤微生物一般以细菌数量最多，有益的细菌有固氮菌、硝化细菌和腐生细菌；有害的细菌有反硝化细菌等。施用有机肥有益于微生物的生长和繁殖。

【土壤酶】 soil enzyme　土壤中能够催化土壤生物化学反应的一类蛋白质。土壤酶能够促进土壤中有机质的氧化、还原、水解、基团转化以及化学键的裂解反应，对土壤中养分元素的转化具有重要作用。

【土壤矿质化】 soil mineralization　在土壤微生物的作用下，土壤中的复杂有机物被分解为简单有机物，并最终被分解成H_2O、CO_2和无机盐的过程。

【土壤硝化作用】 soil nitrification　在硝化细菌的作用下，土壤中的氨态氮被氧化成亚硝酸，并进一步被氧化成硝酸的过程。影响土壤硝化过程的因子主要有土壤通气状况、水分含量、pH值和土壤质地等。土壤硝化过程的最终产物是硝酸盐，这是作物特别是旱作物所需氮素的主要来源。

【土壤反硝化作用】 soil denitrification　在反硝化细菌的作用下，土壤中的硝酸盐被还原成氮气的过程。其还原反应过程可简述如下：$NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NO \rightarrow N_2O \rightarrow N_2$。在中性或碱性土壤处于嫌气状态时，其中的反硝化过程较为强烈。它使土壤中植物有效态氮素转化成无效态的分子态氮，从而引起氮肥的损失，最终导致作物减产。

【生物固氮】 biological nitrogen fixation　微生物自生或与植物共生，通过其体内固氮酶的作用，将大气中的氮气还原成氨态氮的过程。常见的自生固氮菌有固氮菌、克氏杆菌、巴氏梭菌、光合菌等；与豆科植物共生固氮的有根瘤菌；与非豆科植物（如杨梅、赤杨、木麻黄和罗汉松等）共生固氮的有放线菌；某些生长在冰原、冰山或裸岩表面的藻类也具有自生固氮能力。此外，茜草科、紫金牛科中有的植物叶面有与微生物共生的叶瘤也具有固氮的能力。生物固氮作用对于植物生长和土壤发生发育均起着重要的作用。

土壤分类

【土壤分类】 soil classification　根据土壤的土体构型、土壤属性或者土壤诊断层及诊断特性，采用类比与归纳的方法将各种土壤分别纳入不同类型系统，构成一个规范的由不同分类单元组成的依次排列的完整系统。世界上主要有三种类型的土壤分类系统：①土壤系统分类或土壤诊断分类，其特点是依据土壤诊断层和诊断特性进行分类，采用土纲、亚纲、大土类、亚类、土族与土系等分类单元。美国1975年开发了此分类系统，现已成为国际学术界流行的土壤分类系统。中国从20世纪90年代开始结合其土壤特征的研究，建立了适应中国土壤特征的土壤系统分类。②土壤发生学分类，主要是依据生物气候条件、主导成土过程以及土壤属性进行分类，采用土纲、亚纲、土类、亚类、土属与土种等分类单元。俄国学者1883年开创了此分类系统，构成了现代土壤地理学的基础，在中国土壤地理学界具有重要的影响。③土壤形态学分类系统，是依据土壤形态特征进行分类，采用门、纲、亚纲、土类、亚类、变型与亚变型等分类单元。德国学者首先创立了此分类系统，在西欧土壤学界曾有过重要的影响。

【中国土壤分类】 grading of Chinese soil classification system　中国土壤的分类，在新中国成立前后的几年里，追随当时的美国分类；1954～1958年又学习苏联的地理发生分类；1958年起全国第一次土壤普查期间，建立了一些以地方性农业土壤为主的新分类；嗣后有1978年的《全国土壤分类暂行草案》以及20世纪80年代中期以来的《中国土壤系统分类》等。各分类级别互有差异，未能统一。这里主要介绍1998年3月正式出版公布的《全国第二次土壤普查分类方案》中的分类级别，共分为七类，即土纲、亚纲、土类、亚类、土属、土种及亚种。

【土纲】 soil order, soil class　土壤分类系统中最高层阶的分类单位，是对土类共性的归纳。其划分突出土壤的成土过程、属性的某些共性以及重大环境因素对成土的影响。如铁铝土纲中各土类均具有富铝化过程；高山土纲均位于森林线以上的高原面上，均有高寒环境里形成的特殊草皮层。

【亚土纲】 soil suborder, soil subclass　土壤分类系统中的次一级分类单位，表明同一土纲内因所处水热条件差别所形成的土壤属性重大差异。如淋溶土纲中，湿暖环境的黄棕壤、黄褐土；湿暖环境的棕壤；湿温环境的暗棕壤与白浆土；湿寒环境的棕色针叶林土等，均依环境划分亚纲。

【土类】 soil great group　按成土条件、过程与发生属性的共同性划分的土壤分类单元。土类间的层段均有明显差异，如黑土、黑钙土、栗钙土钙积层有或无，有机质层的厚度与含量，钙积层的深度与含钙量等均不同，据此划分土类。

【亚土类】 soil subgroup　同一土类中因发育阶段不同或为土类间的过渡类型，或在主导成土过程外有附加成土过程等。如潮土中的盐化与碱化潮土黑土中的白浆化黑土。

【土属】 soil genus　土壤高级分类单元向基层单元过渡的中级单元，一般按地方性因素划分。如依母质、水文、地形和人为活动等不同，在亚类中进行的划分。

【土种】 soil species　土壤主要的基层分类单元。有相似或相同的景观部位，剖面特征基本一致，如黑钙土土类中的厚锈黑黄土土种，红壤土类中的砾质红泥土土种。

【亚土种】 soil variant　又称土变种。在土种内有较小差异，按生产实践需要划分，如土种内的表层质地变化或土壤有机质有明显耗损的。

【土系】 soil series　美国土壤分类的基本单位，在土层排列与理化性状中，具有鲜明的个性。自1900年以来，在这方面积累了大量资料，至今在《Soil Taxonomy》中仍沿用为基本单位。中国自1932～1950年，在土壤分类上也以土系为基础，在此期间共建立了约2000个土系，为后来的土壤分类打下有益的基础，如红壤中的罗岗系（花岗岩母质）、上桃阳系（Q_2红土母质）、砖红壤中的黑龙潭系（玄武岩母质）、紫色土中的重庆系（中性、暗紫色）、黄棕壤中的孝陵卫系（Q_3黄土母质）等。

【中国土壤分类简表】 simplified list of Chinese soil classification system　据1998年的中国土壤分类方案，按土纲、亚土纲、土类、亚类等方面进行划分的，见表。

中国土壤分类简表

土 纲	亚 纲	土 类	亚 类
铁铝土 ferralsol	湿热铁铝土	砖红壤,赤红壤,红壤	砖红壤,黄色砖红壤,赤红壤,黄色赤红壤,赤红壤性土,红壤,黄红壤,棕红壤,山原红壤,红壤性土
	湿暖铁铝土	黄壤	黄壤,漂洗黄壤,表潜黄壤,黄壤性土
淋溶土 alfisol, eluvial soil	湿暖淋溶土	黄棕壤,黄褐土	黄棕壤,暗黄棕壤,黄棕壤性土,黄褐土,粘盘黄褐土,白浆化黄褐土,黄褐土性土
	湿暖温淋溶土	棕壤	棕壤,白浆化棕壤,潮棕壤,棕壤性土
	湿温淋溶土	暗棕壤,白浆土	暗棕壤,灰化暗棕壤,白浆化暗棕壤,草甸暗棕壤,潜育暗棕壤,暗棕壤性土;白浆土;草甸白浆土;潜育白浆土
	湿寒温淋溶土	棕色针叶林土,漂灰土,灰化土	棕色针叶林土,灰化棕色针叶林土,白浆化棕色针叶林土,表潜棕色针叶林土,漂灰土,暗漂灰土,灰化土
半淋溶土 semi-alfisol	半湿热半淋溶土	燥红土	燥红土,淋溶燥红土,褐红土
	半湿暖湿半淋溶土	褐土	褐土,石灰性褐土,淋溶褐土,潮褐土,埁土,燥褐土,褐土性土
	半湿温半淋溶土	灰褐土,黑土,灰色森林土	灰褐土,暗灰褐土,淋溶灰褐土,石灰性灰褐土,灰褐土性土,黑土,草甸黑土,白浆化黑土,表潜黑土,灰色森林土,暗灰色森林土
钙层土 calsimorphic soil	半湿温钙层土	黑钙土	黑钙土,淋溶黑钙土,石灰性黑钙土,淡黑钙土,草甸黑钙土,盐化黑钙土,碱化黑钙土
	半干温钙层土	栗钙土	暗栗钙土,栗钙土,淡栗钙土,草甸栗钙土,盐化栗钙土,碱化栗钙土,栗钙土性土
	半干暖温钙层土	栗褐土,黑垆土	栗褐土,淡栗褐土,潮栗褐土,黑垆土,粘化黑垆土,潮黑垆土,黑麻土
干旱土 aridisol	干温干旱土	棕钙土,灰钙土	灰钙土,淡灰钙土,草甸灰钙土,盐化灰钙土
漠土 desert soil, yermosol	干温漠土	灰漠土,灰棕漠土	灰漠土,钙质灰漠土,草甸灰漠土,盐化灰漠土,碱化灰漠土,灌耕灰漠土,灰棕漠土,草甸灰棕漠土,石膏灰棕漠土,石膏盐盘灰棕漠土,灌耕灰棕漠土
	干暖温漠土	棕漠土	棕漠土,草甸棕漠土,盐化棕漠土,碱棕漠土,石膏棕漠土,石膏盐盘棕漠土,灌耕棕漠土
初育土 amorphic soil	土质初育土	黄绵土,红粘土,新积土,龟裂土,风沙土,粗骨土	黄绵土,红粘土,积钙红粘土,复盐基红粘土,新积土,冲积土,珊瑚砂土,龟裂土,荒漠风沙土,草原风沙土,草甸风沙土,滨海风沙土,酸性粗骨土,中性粗骨土,钙质粗骨土,硅质岩粗骨土
	石质初育土	石灰(岩)土,火山灰土,紫色土,磷质石灰土,石质土	红色石灰土,黑色石灰土,棕色石灰土,黄色石灰土,火山灰土,蜂火山灰土,基性岩火山灰土,酸性紫色土,中性紫色土,石灰性紫色土,磷质石灰土,硬盘磷质石灰土,盐渍磷质石灰土,酸性石质土,中性石质土,钙质石质土,含盐石质土
半水成土 semi-hydromorphic soil	暗半水成土	草甸土	草甸土,石灰性草甸土,白浆化草甸土,潜育草甸土,盐花草甸土,碱化草甸土
	淡半水成土	潮土,砂姜黑土,林灌草甸土,山地草甸土	潮土,灰潮土,脱潮土,湿潮土,盐化潮土,碱化潮土,灌淤潮土,砂姜黑土,石灰性砂姜黑土,盐化砂姜黑土,碱化砂姜黑土,黑粘土,林灌草甸土,盐化林灌草甸土,碱化林灌草甸土,山地草甸土,山地草原草甸土,山地灌丛草甸土
水成土 hydromorphic soil	矿质水成土	沼泽土	沼泽土,腐泥沼泽土,泥炭沼泽土,草甸沼泽土,盐化沼泽土,碱化沼泽土
	有机水成土	泥炭土	低位泥炭土,中位泥炭土,高位泥炭土
盐碱土 alkali-saline soil	盐土	草甸盐土,滨海盐土,酸性硫酸盐土,漠境盐土,寒原盐土	草甸盐土,结壳盐土,沼泽盐土,碱化盐土,滨海盐土,滨海沼泽盐土,滨海潮滩盐土,酸性硫酸盐土,含盐酸性硫酸盐土,漠境盐土,干旱盐土,残余盐土,寒原盐土,寒原草甸盐土,寒原硼酸盐土,寒原碱化盐土
	碱土	碱土	草甸碱土,草原碱土,龟裂碱土,盐化碱土,荒漠碱土
人为土 anthropic soil	人为水成土	水稻土	潴育水稻土,淹育水稻土,渗育水稻土,潜育水稻土,脱潜水稻土,漂洗水稻土,盐渍水稻土,碱酸水稻土
	灌耕土	灌淤土,灌漠土	灌淤土,潮灌淤土,表锈灌淤土,盐化灌淤土,灌漠土,灰灌漠土,潮灌漠土,盐化灌漠土
高山土* high-mountain soil	半湿寒高山土	草毡土(高山草甸土)	草毡土(高山草甸土),薄草毡土(高山草原草甸土),棕草毡土(高山灌丛草甸土),湿草毡土(高山湿草甸土)
		黑毡土(亚高山草甸土)	黑毡土(亚高山草甸土),薄黑毡土(亚高山草原草甸土),棕黑毡土(亚高山灌丛草甸土),湿黑毡土(亚高山湿草甸土)
		寒钙土(高山草原土)	寒钙土(高山草原土),暗寒钙土(高山草甸草原土),淡寒钙土(高山荒漠草原土),盐化寒钙土(高山盐渍草原土)
		冷钙土(亚高山草原土)	冷钙土(亚高山草原土),暗冷钙土(亚高山草甸草原土),淡冷钙土(亚高山荒漠草原土),盐化冷钙土(亚高山盐渍高原土)
		冷棕钙土(山地灌丛草原土)	冷棕钙土(山地灌丛草原土);淋淀冷棕钙土(山地淋溶灌丛草原土)
	干寒高山土	寒漠土(高山漠土)	寒漠土(高山漠土)
		冷漠土(亚高山漠土)	冷漠土(亚高山漠土)
	寒冻高山土	寒冻土(高山寒漠土)	寒冻土(高山寒漠土)

* 括号内为过去曾用的名称。

【美国土壤分类级别】 grading of American soil classification system 美国旧的土壤分类制在20世纪30年代至50年代初对中国影响至深,1975年美国正式公布的《土壤系统分类》(Soil Taxonomy),影响了许多国家,有45个国家直接采用这一分类,80多个国家将其作为本国的第一或第二分类,以此为指导思想,建立自己国家的土壤分类制,联合国FAO-UNESCO的世界土壤图图例的图单元也以此为基础,土壤学界对此给予很大的重视。1983年起对《土壤系统分类》进行了修订,1994年美国《土壤系

统分类检索》第五版以全新的面貌问世(见表)。

美国土壤系统分类级别

级别	数目	区分特征	举例
土纲 order	11	按主要成土过程,根据主要诊断层的有无	如有机土(histosols)土纲为自至地面下 40cm,土壤有机质含量均大于 30%;又如灰土(spodosols)土纲为 2m 以内有灰化淀积层
亚纲 suborder	53	在土纲内按有较大发生意义的特征细分,如水分、温度、母质等因素影响所表现的关键性性状有无	如新成土(entisol)中又可分潮新成土(aquent)、冲积新成土(flurent)、红砂质新成土(arent)、正常新成土(orthent)等亚纲
土类 great group	261	在亚纲内按发生层的相似种类与表现,盐基状况、土温和水分状况或某种诊断层等,再行划分	如在潮软土(aquoll)亚纲中又分 6 个土类:薄层潮软土(haplaquoll)、粘化潮软土(argiaquoll)、冷潮软土(cryaquoll)、石灰性潮软土(calcaquoll)、硬盘潮软土(duraquoll)、碱化潮软土(natraquoll)
亚类 subgroup	1887	根据土类的中心概念和不影响整个剖面的偏离特征,对土类进一步的细分,划分依据常包括向其他分类单位的过渡性状	如在薄层黑软土(haplatoll)土类中,又分 5 个亚类,分别在前面冠以以下形容词:正常(orthic)、新成性(entic)、碱化(natric)、潮(aquic)、堆积(cumulic)等。
土族 family	4500	在亚类中的续分,按照土壤质地等级、土体中的矿物种类、土温等级等项细分,这项划分常适合土壤持水、植物生产或工程上的利用需要	如在典型冷冲积新成土(typic cryofluvents)亚类中又可分粗壤质(coarse loamy)、混合型(mixed)和酸性(acid)等土族。干热冲积新成土(torrifluvent)亚类中又可分细壤质(fine-loamy)、石灰质(calcareous)等土族。
土系 series	约 17000	按土层的种类和排列,土层的颜色、质地、结构、酸度以及化学和矿物性状等。是分类上的最基本单位,一般按该土系分布最广或最先被认定的地名命名	如在典型冷冲积新成土(typic cryofluvents)亚类中有 susita 土系;变性干热冲积新成土(vertic torrifluvents)亚类中有 glamis 土系

【美国土壤系统分类土纲检索】 key to soil order summarized in American《Soil Taxonomy》 土纲反映了成土过程,并依据诊断层或诊断特性进行划分,为使用方便美国编制了土纲检索表(见下列附表)。

美国《土壤系统分类》土纲检索

土纲	字根①	字根来源	综合特征	检索
有机土 (histosols)	ist	histos (德文)	有机质土	直至地面以下 40cm,土壤有机质含量 > 30%
灰土 (spodosols)	od	spodos 木灰(希腊)	灰化土	除以上土壤,在 2m 内有灰化淀积层
氧化土 (oxisols)	ox	oxidel (法文)	氧化物土	除上述土壤,在 2m 内有氧化层,并且无粘化层
变性土 (vertisols)	ert	verto 翻转(拉丁文)	翻转土	除上述土壤,在所有剖面发生层中粘粒含量 > 30%,在 50cm 深度中干燥时有裂隙
干旱土 (aridisols)	id	aridus 干旱(拉丁文)	干旱土	除上述土壤,一年中干燥天数多于 50%
老成土 (ultisols)	ult	ultimus 终了(拉丁文)	高度风化土	除上述土壤,有粘淀层,表层下 1.8m 处 pH 值 8.2 时盐基饱和度 < 35%
软土② (mollisols)	oll	mollis 软(拉丁文)	松软腐殖质土	除上述土壤,有松软表层
淋溶土 (alfisols)	alf	音节无含义	淋溶土	除上述土壤,有粘淀层,pH 值 8.2 时的盐基饱和度 > 35%
始成土 (inceptisols)	ept	inceptum 开始(拉丁文)	幼年土	除上述土壤,具有下述表土层之一:暗色表层、松软表层、淡色表层、垫熟表层和雏形层
火山灰土③ (andisols)	and	ando 暗铝土 (日文、中文)	火山灰土	除上述土壤在地表 60cm 深范围内具火山灰特性的亚层累加厚度≥35cm
新成土 (entisols)	ent	音节无含义	新近土壤	除上述以外的其他土壤

①字根指每一土纲名称特有的结尾字母组合,如 aquent 属新成土纲;argid 属干旱土纲等。②软土又称暗沃土。③火山灰土又称暗锆土。

【诊断层和诊断特性】 diagnostic horizon of Soil Texonomy 诊断层与诊断特性是美国土壤系统分类中用来鉴定和命名的主要依据。美国《土壤系统分类检索》(第五版)中共有 7 个诊断表层,19 个诊断表下层。其划分见表:

美国《土壤系统分类检索》(1994)中的诊断层和诊断特性

诊断表层	诊断表下层	诊断特性
人为松软表层 (anthropic epipedon)	耕作淀积层 (agric horizon)	质地突变 (abrupt textural change)
有机表层 (histic epipedon)	漂白层 (albic horizon)	火山灰土壤特性 (andic soil properties)
松软表层 (mollic epipedon)	淀积粘化层 (argillic horizon)	线性延伸系数 (coefficient of linear extensibility)
淡色表层 (ochric epipedon)	钙积层 (calcic horizon)	硬结核 (durinedes)
黑色表层 (melanic epipedon)	雏形层 (cambic horizon)	粘土微地形 (gilgai)
厚熟表层 (plaggen epipedon)	硬磐 (duripan)	石质接触面 (lithic contact)
暗色表层 (umbric epipedon)	脆磐 (fragipan)	准石质接触面 (paralithic contact)
	石膏层 (gypsic horizon)	漂白物质 (albic materials)
	高岭层 (kandic horizon)	n 值 (n valule)
	碱化层 (natric horizon)	永冻层 (permafrost)
	氧化层 (oxic horizon)	石化石质接触界面 (petroferric contact)
	石化钙积层 (petrocalcic horizon)	聚铁网纹体 (plinthite)
	石化石膏层 (petrogypsic horizon)	线胀性 (linear extensibility)
	薄铁磐层 (placic horizon)	层序 (sequum)
	积盐层 (salic horizon)	滑擦面 (slickensides)
	腐殖质淀积层 (sombric horizon)	松软粉状石灰 (soft powdery lime)
	灰化淀积层 (spodic horizon)	土壤水分状况 (soil moisture regimes)
	含硫层 (sulfuric horizon)	土壤温度状况 (soil temperature regimes)
	舌状层 (glossic horizon)	舌状延伸及指状延伸 (tonguing and interfingering)
		可风化矿物 (wetherable minerals)
		硫化物质 (sulfidic materials)
		灰化物质 (spodic materials)

【土相】 soil phase 在土系之内因较小差别的续分名词，划分的依据为冲刷程度、坡度、石块多少等。如某某土系的冲刷相或陡坡相等。土相与土系同时见于中国 1950 年以前的土壤文献，现已不用。

【土型】 soil type 见于早期美国土壤分类制中，是最底层的分类单位，划分依据是土系内的质地差异或某项特性等，现已废弃不用。

【显域土】 zonal soil 可视为地带性土壤的同义词。指依赖于生物气候等自然因素，发育于高亢平坦地形条件下的土壤，包括黑钙土、红壤、棕壤等，与其并列的为隐域土与泛育土。这一划分法见于美国及中国早期的土壤分类制中。

【隐域土】 intrazonal soil 在区域性因素影响下，或在当地特殊条件掩蔽情况下形成的土壤。如多盐的盐碱土、多水的沼泽土与多钙的石灰(岩)土等。

【泛域土】 azonal soil 未受区域性因素和当地环境条件明显影响的土壤。如在岩石上新形成的土壤和最新堆积物上刚发育的土壤等。

【水成土】 hydromorphic soil 地面积水或土层长期水分饱和，生长喜湿植被下形成的土壤。土壤中潜育过程活跃，土壤中游离铁、锰还原移位或再氧化淀积，形成潜育土层及其中的部分锈斑。水成土在中国土壤分类中历来作为土纲出现，包括沼泽土与泥炭土等土类。

【半水成土】 semi-hydromorphic soil 地下水位较高，土体下层经常处于潮湿状态下形成的土壤。土体中一般腐殖质含量较高，并有氧化-还原作用形成的锈色斑纹层。包括潮土、草甸土与砂礓黑土等土类，现为分类制中的一个土纲。

【盐成土】 halogenic soil 即盐碱土，在中国 1978 年的土壤分类中为一土纲，此名后来多舍弃不用。

【岩成土】 lithogenic soil 母岩性质对土壤特性影响深刻的土壤，包括紫色土、石灰(岩)土、磷质石灰土等土类，在 1978 年的土壤分类制中为一土纲，现使用较少。

【自成土】 automorphic soil 又称自型土，未受水、盐、母岩等特殊影响，自然发育的土壤，大致与一般地带性土壤相当。本名称现使用较少。

【风沙土】 aeolian sandy soil 干旱半干旱地区风沙沉积物上发育的幼年土，具有土壤剖面发育不明显、质地为沙质、松散碎屑状、有机质含量低等特点。中国风沙土分布范围很广，从黑龙江向西至新疆的九个省区都有，风沙土大面积集中分布的地区，在干旱地区称为沙漠，在半干旱地区则称为沙地。

【壤土】 loam soil 指按一定比例的砂粒、粉砂粒及粘粒构成的一类土壤。可按土壤质地细分为不同的壤土，如砂质壤土、粉砂质壤土、粘质壤土等。一般土性疏松、透气、透水和保水较好，适宜耕作和作物生长。粉砂粒多的土壤则容易产生板结，作物生长较差。

【砖红壤】 laterite, latosol 热带地区富铝化作用形成的土壤。分布在雷州半岛、海南岛及滇南低海拔谷地。年平均气温 21～26℃，年雨量 1400～1800 毫米，大于或等于 10℃积温 7500～9000℃，自然植被为热带雨林和季雨林。剖面上有大于 2～3 米厚的红色风化层，淀积层(B)层棱块状结构，胶膜清晰，常见铁网纹、铁磐及红白网纹层。粘土矿物以高岭石为主，伴生三水铝石及赤铁矿等，土壤 pH 值为 4.5～5.0。

【砖红壤性红壤】 latosolic red soil 曾称**赤红壤**，又名**铁铝土**(ferralsol)。pH 值 5.0 左右，脱硅富铝化作用较砖红壤弱、但较红壤强的土壤。分布在闽、粤沿海及滇中南等处的丘陵地上。年均温 18～20℃，大于或等于 10℃积温 6500～7500℃。植被以常绿阔叶林为主。

几种铁铝土土类的粘粒矿物比较 (w_B/%)

土壤	高岭石	三水铝石	铁矿物	水云母	SiO_2/Al_2O_3	高岭石结晶	铁矿物类型
砖红壤	64.0	13.0	18.0	5～10	1.5～2.2	良好	针铁矿为主
赤红壤	77.8	2.8	10.0	7.3	1.6～2.3	良好	针铁矿为主
红壤	30.0	5.0	5.0	20.0	2.0～2.4	较差	赤铁矿为主

【红壤】 red earth 分布在长江以南的低山丘陵区的红色土壤。大致在北纬 25°～31°之间的中亚热带地区，年均温 16～18℃，年雨量 800～2000 毫米，大于或等于 10℃积温 4500～6500℃，自然植被为常绿阔叶或常绿针阔叶混交林。它是中国南部分布最广、生产力最好的土壤。脱硅富铝化现象明显，但程度不及砖红壤与赤红壤。红壤以发育在 Q_2 红土母质上的性状最为典型，pH 值为 4.5～5.5，土层深厚，网纹层清晰。

【燥红土】 torrid red soil 分布于云南的金沙江、红河、怒江等河谷和海南岛西部的一类土壤。曾因地理纬度与土壤颜色与红壤相似而被划属铁铝土，现属半淋溶土纲。年均温度 20～25℃，年均降水 750～1000 毫米，而蒸发高于降雨量 3～4 倍，具特殊的干热气候，自然植被为热带稀树草原。土壤有机质含量可达3%～4%，向下过渡至红褐色的淀积层(B)层，淋溶作用差，土壤 pH 值为 6～7，*ki* 值为 2.0 以上，粘粒矿物有蛭石与蒙脱石等。

【黄壤】 yellow earth 中国湿润亚热带的一类富含水化氧化铁的黄色酸性土壤。一般见于海拔 700～1200 米的中山地区，较红壤湿润多雨，相对湿度常在 80%以上，年均温也较同纬度的红壤低，有机质含量可达 5%～10%。较突出的性状是剖面大部土色带黄，粘粒 *ki* 值常小于 2.0。全国黄壤分布与红壤相交错，水平带不明显，但在很多山地的垂直带谱上，都紧接红壤之上。红壤与黄壤分界线的海拔随新构造运动上升而增高，所以黄壤在山地多为构造上升的产物。

【黄红壤】 yellow-red earth 红壤土类中的一个亚类，主要分布在红壤带边缘的低山丘陵上，为红壤向黄壤的过渡类型。

【黄棕壤】 yellow-brown earth 北亚热带常绿落叶阔叶或针叶混交林植被下发育的地带性土壤。在中国分布范围北起秦岭、淮河，南到大巴山和长江，西自青藏高原东南边缘，东至长江下游地带。浙北的低山与丘岗、长江以南若干山地上也有。分布区年均温 15～16℃，年雨量 1000～1200 毫米，母质以 Q_3 黄土为主，黄棕壤既似棕壤，通体颜色为黄棕红棕或灰棕等，粘粒 *ki* 值 2.5～3.3；又似黄壤，有弱富铝化过程，土体含一定量的活性氢与铝，粘化特征也很明显。这些体现了地理位置上处于南北过渡的特点。黄棕壤的土粘粒含量常在 30%以上，一般呈块状或棱块状结构，土壤呈微酸至酸性反应，盐基饱和，自然肥力较高。

【棕红壤】 brownish red earth 红壤土类中的一个亚类，主要分布在亚热带北缘，是红壤向黄棕壤的过渡类型。母质以 Q_2 红土为主，粘粒 *ki* 值在 2.42～3.03 之间，脱硅富铝化程度相对较弱，剖面大部有铁锰淀积物及网纹层。

【红色石灰土】 terra rossa 为石灰(岩)土土类中的一个亚类。分布在老年期的岩溶区，成土历史悠久，在中国南方多与红壤或积钙红粘土等成复区分布。质地多粘重，上部土层钙质大多淋失，铁、锰也随之有移动，呈中性或微酸性反应，下部土层则呈微碱性反应。已初具脱硅富铝化特征，氧化铁、铝含量较高，但受母质影响深，不同于石灰岩土发育的酸性红壤。

【棕色石灰土】 terra fusca 为石灰(岩)土土类中的一个亚类。它是亚热带石灰岩的古老风化壳，因遭受强烈的淋溶和生物风化

过程而发育形成的黄棕色或棕色土壤。在分类上单独列出的时间略迟。其特点是:土壤呈现中性反应,土体中无或有微量的石灰反应,游离铁含量较高,并有铁锰结核,母质层上部常有白色碳酸盐积聚。中国棕色石灰土主要分布于亚热带岩溶区,以广西面积最大,在云南、贵州、广东和湖南也有一定面积分布。

【磷质石灰土】 phospho-calcic soil 热带海岛的珊瑚礁母岩或海鸟粪便堆积层上发育的富含磷和钙的土壤。现单独列为一个土类。这种土壤有机质含量高,表土层呈现团粒结构,但质地属粗砂土,土壤本身就是一种品位很高的磷肥。中国的磷质石灰土主要分布于东沙、西沙、中沙和南沙等南海诸岛。

【黑色石灰土】 rendzina 为石灰(岩)土土类中的一个亚类。分布在幼年期的岩溶区,成土历史短。多存在于局部多水的洼地或岩隙中,植被较好,土色深暗。土层薄、夹碎石多、层次分化差,有机质含量可达 10%以上,pH 值在 7.2~8.5,粘粒 *ki* 值多为 2.4~3.0。

【紫色土】 purplish soil 湿润热带、亚热带由紫色岩风化形成的初育土。土层薄、层次分化不明显,大体保持着母岩性质。全剖面颜色带紫,含有一定量的碳酸钙和较丰富的矿质养料,含钾量高。紫色土分布以在华南的红色盆地内为主,位置略高于 Q_2 红土;四川盆地中最多。在陕南汉中盆地等处也普遍存在。

【山原红壤】 plateau red earth 全国第二次土壤普查中在红壤土类里新增的一个亚类。主要分布在云贵高原面上海拔 1800~2200 米处。在土壤性质上虽发现有复盐基作用的倾向,但与中国东南部低海拔的红壤没有明显差别。

【棕壤】 brown earth 分布在暖温带湿润和半湿润区的一个土类,包括山东半岛、辽东半岛和冀东以及其他若干山区。年均温 10~15℃,年雨量 850 毫米。通常淋溶强烈,无石灰反应,pH 值为 5~7。全剖面棕色,无富铝化特征,土壤有明显的粘化作用,粘粒 *ki* 值 2.9~3.4,粘粒矿物以伊利石及蒙脱石占优势。这一土类曾被称为棕色森林土。

【褐土】 cinnamon soil 分布在陕西关中、晋东南、燕山、太行山、泰山等山前地带的一个土类。分布区为暖温带半湿润气候,年均温 10~14℃,年降水约 600~800 毫米。典型剖面有一明显粘化及多量假菌丝的心土层,粘化作用常为残积粘化与淋溶粘化相结合,颜色显红褐,有核状结构和胶膜。褐土受淋溶弱,pH 值为 7 左右,属半淋溶土纲。但在分布上多与棕壤相交错,在垂直分布上位于棕壤带之下。

【暗棕壤】 dark-brown earth 中国天然林区广泛分布的一个独立土类,过去资料曾称之为灰化土或暗棕色森林土等。分布在东北、内蒙古、秦岭及西藏东南诸山地的温带湿润与半湿润区,植被以针阔混交林为主,土壤有季节性冻层。有铁铝淋溶和深厚的腐殖质层,无或仅有不明显的浅色亚表层。土壤呈酸性或弱酸性,表层粘粒 *ki* 值为 2.5~3.0。

【黄绵土】 loessal soil 在黄土母质上直接耕种和丢荒的土壤,也称为黄土性土壤。黄绵土剖面由耕作层和底土层组成,两者之间过渡不明显,其中耕作层养分含量相对较多,但有机质含量一般不超过 1%,土质疏松且具有一定的结构,抗蚀性较强;底土层仍然呈现黄土母质的特征。黄绵土的颗粒组成和黄土母质近似,主要由粒径 0.25 毫米以下的颗粒组成,并以细砂粒和粉粒为主。黄绵土是陕西北部、甘肃中东部和山西西南部等地区的主要旱作土壤。

【灰化土】 podzolic soil 寒冷湿润气候和针叶林植被下形成的土壤。有铁、铝螯合淋溶与淀积的特征,并有明显的灰化层 A_2 与灰化淀积层 B。中国灰化土面积很小,仅发现于藏东南亚高山带,学者看法还不一致。

【白浆土】 lessive 温带湿润、半湿润区森林、草甸植被下,分布于山前或河谷阶地上,经白浆化作用形成的土壤,土壤中有一明显的白色漂洗层。该层 pH 值为 5.5~6.5,盐基不饱和。近期研究表明,白浆土在中国东北集中分布于小兴安岭与长白山的东坡,沿主要构造线 NNE 方向延伸,这一带也正是东北地区年雨量最多的区域,即为 600~800 毫米,高出松辽平原达 200 毫米以上,这说明,该土形成与多水有关。

【灰褐土】 gray-cinnamon soil 森林土向草原土的过渡类型土壤。主要分布在贺兰山、六盘山、祁连山和天山中西部海拔 1500~2000 米的垂直带中,年均温度 4~7℃,年降水量 400 毫米左右,天然植被为针叶林或针阔混交林。灰褐土色泽不如褐土鲜艳,粘化层不很明显,地表有森林枯枝落叶层。全剖面有石灰反应,pH 值 6.5~7.5。

【灰黑土】 greyzem 又称**灰色森林土**(grey forest soil)。它是温带森林草原地区森林植被下发育的土壤。具有深厚的腐殖质层和 SiO_2 淀积、弱度淋溶等特征。主要分布于温带地区山地,海拔高,年均温度 0~4℃,年降水量 400~500 毫米。大兴安岭、阿尔泰山、呼伦贝尔等处均有分布。一般无石灰反应,心土常有铁锰结核与大量硅粉为其特征。

【黑土】 black soil, phaeozem 分布在东北松嫩平原东侧的起伏台地和毗邻的山间盆地中的土壤。地区气候为温带半湿润型,植被为森林与草甸草原过渡带,母质多黄土状沉积物,有季节性冻层。黑土的最大特征为:深达 30~100 厘米的腐殖质层,并向下呈舌状延伸,腐殖质含量达3%~6%。土壤有良好的团粒状结构,pH 值在 6.5 左右,通体无石灰反应。近期研究说明,黑土的深厚腐殖质层与其具半水成的发育特征有关。

【黑钙土】 chernozem 温带半湿润草甸草原植被下发育的土壤。土壤剖面层次十分清楚,由暗色腐殖质层、腐殖质舌状淋溶层、钙积层和母质层组成。腐殖质层一般厚度为 30~50 厘米,钙积层多出现于 50~90 厘米的深度,层内淀积有白色粉末状碳酸钙。中国黑钙土主要分布于大兴安岭中南段的东麓和西麓,该土壤表层有机质含量丰富,自然肥力高,土壤多呈现中性至微碱性,是重要的旱作农业和畜牧业土壤。

【栗钙土】 chestnut soil, castonozem 温带半干旱草原植被下发育的土壤。土壤剖面层次十分清楚,由栗色腐殖质层、灰白色钙积层与母质层组成。腐殖质层一般厚度为 20~40 厘米,钙积层多出现于 30~50 厘米的深度,层内淀积有灰白色层状或斑块状碳酸钙,碳酸钙含量多在 10%~30%。中国栗钙土主要分布于内蒙古高原东部和南部、鄂尔多斯高原东部、呼伦贝尔高原西部以及大兴安岭东南麓的丘陵地区,该土壤表层有机质含量较丰富,自然肥力较高,土壤多呈现微碱性至碱性,是中国北方农牧交错区的主要土壤,在开发时应注重防治风蚀沙化的发生。

【土质初育土】 earthy amorphic soil 发育微弱、剖面层次分化不明显,基本上保留着母质为主要特性的土壤。土质初育土是在土状堆积母质上形成的。在中国有以下土类:黄绵土(loessial soil):分布在西北与华北风积黄土地区的丘陵及塬边坡地。地层以 Q_3 马兰黄土为主,侵蚀强烈。土壤颗粒以粉砂为主,有机质含量 0.5%左右,$CaCO_3$ 含量 10%左右,通体黄棕色为主。**红粘土**(red clay):是新近纪或第四纪的红色风化壳被侵蚀后的暴露物,分布在北方与南方各水土流失区,土层深厚,随侵蚀程度地面有不同的层次。在北方常含石灰质,在南方则显强酸性。**新积土**(neo-alluvial soil):为新近流水沉积物,很少植物生长,没有明显的发生层与腐殖质层。沉积物包括各种常见的第四纪堆

积类型。**龟裂土**(takyr soil):分布在干旱地区的沙丘间或古老冲积平原的封闭洼地,地面常有多角形龟裂纹,表层常有 2~3 厘米厚的气孔状结构层。无剖面分异,但多有冲积层次。风沙土:分布在全国各严重风蚀区,风沙沉积无剖面发育。

【石质初育土】 rocky amorphic soil 坚硬岩石上形成的初育土。土层厚小于 10 厘米,并夹大量岩石碎屑与砾石。又细分为若干土类,如石灰(岩)土、紫色土、磷质石灰土等。磷质石灰土分布在南海诸岛,母质为特殊的磷质珊瑚石灰岩(鸟粪与珊瑚共同作用而成),植被繁茂;土壤发育中有明显的脱钙与脱盐,磷素还会继续富集。**石质土**(lithosoil):土层极薄,可含 30%~50%的岩石碎屑,多位于山区陡坡,植被稀疏;石质土无明显元素迁移特征与生物富集作用,土壤通透性强,粘结力弱。**粗骨土**(skeletal soil):土层较石质土厚,表土厚 10~20 厘米,均为 A-C 或 A-AC-C 剖面,也是侵蚀作用产物;多因土中细粒物质流失,粗骨性增强,有时系强烈物理风化造成。**火山灰土**(volcanic ash soil):零星分布于全国各地死火山口附近,以玄武岩喷发形成为主,云南、黑龙江、海南此土较集中;土体厚薄不等,常孔隙发达,表层色深暗,结构好;一般保水性好,养分含量也高,适宜耕垦。

【塿土】 cumulic cinnamon soil 分布于陕西关中及山西西南汾渭河谷阶地经长期耕种熟化的褐土。其剖面上部为近代黄土沉积及人工施土粪造成,厚可 40~60 厘米或更深,土层已熟化,质地、结构、养分等均符合耕种需要。其下为被埋藏的古老褐土层,性质与褐土相近。塿土原来列为半淋溶土中的一个土类,现列为褐土中的一个亚类。

【泥炭土】 peat soil 常年积水或季节性积水,生长茂密湿生植被或水生植被,形成大量未经充分分解的有机质积累,其厚度超过 50 厘米以上,称泥炭土。泥炭土多分布在局部构造沉降区,由于持续沉降,有时泥炭厚度可达数米,甚至 10 米以上,成为重要资源。中国泥炭土除分布于高原剥蚀面上外,也见于大湖边缘或复合冲积扇的交接洼地等处。低位泥炭土分布于古老的低平地面,形成的泥炭呈弱酸至中性反应,矿质元素较多;分布于山间低地的中位泥炭土,呈酸性;分布于山坡局部平地的高位泥炭土,可呈强酸性反应。

【沼泽土】 bog soil 广泛分布于积水低处的土壤。地表长期积水,全剖面均有潜育化特征。其未充分分解的有机质层厚度不足 50 厘米,土壤有机质含量小于 20%。

【草甸土】 meadow soil 直接受地下水浸润并在草甸植被下发育的土壤。母质多为河流冲积物或地势起伏很小的洪积物或山坡坡麓地等。原始的草甸植被虽多已破坏,但草甸土式的发育仍在进行。草甸土的地下水位浅,层次分化明显。主要由完整的腐殖质层和有锈色斑纹的潴育层构成,有时下有潜育层。剖面中碳酸钙与盐分含量均不甚高。

【高山草甸土】 alpine meadow soil 山地森林线以上地区的禾本科和杂生草增多的嵩草草甸植被下发育的土壤。其土壤剖面由暗色腐殖质层和棕色母质层组成,其中腐殖质层厚度 10~20 厘米,有机质含量在 10%以上。土壤呈粒状-扁核状结构。棕色母质层多为粗骨质,呈碎块状结构,并具有片状层理,属土壤遭受冻融过程的产物。

【高山草原土】 alpine steppe soil 又称**寒钙土**、**莎嗄土**。山地森林线以上地区旱生草原植被下发育的土壤。其土壤剖面分异不明显,表层为灰棕色或灰黄色腐殖质层,有机质含量一般在 1%~2%之间,土壤呈现粒状(鲕粒状),团块状结构,厚度为3~15 厘米;剖面下部发育不明显,石砾背面有石灰膜淀积,未见碳酸钙新生体。中国高山草原土多分布于青藏高原东部海拔在 4300~5300 米的高原面及部分高山地带。

【潮土】 fluvo-aquic soil 河流沉积物上受地下水影响,并经长期旱耕而成的半水成土,广泛分布于全国各地,是重要的粮棉生产基地。潮土在 20 世纪 30 年代称冲积土,20 世纪 50 年代中期又命名为浅色草甸土,至 1978 年的全国土壤学会上方按其多有毛管水造成的"夜潮"现象,定为独立土类潮土。潮土的剖面特征是:耕作层上部沉积层理消失,结构改善,养分增加;心土与底土层,有地下水升降造成的锈色斑纹或小结核;母质层,仍保留沉积层原状。以上特定的土层组合使其有别于平原冲积土或草甸土等。

【砂礓黑土】 caliche black soil 由黑土和砂礓层组合的土壤。分布于皖、豫、苏、鲁诸省,但以淮北最为集中,母质多为黄土性古河湖相沉积物,地下水位约 1~2 米,地下水矿化度小于 1 克/升。此土最大特征为上部有厚 30~40 厘米的黑土层,下部有明显的石灰结核层,即砂礓层。近期研究表明它是一种古土壤。

【盐土】 solonchak, saline soil 无机盐含量高的土壤。主要分布在内陆地区华北各省、辽河平原、松嫩平原、内蒙古高原东部以及甘肃、新疆、青海等地;在滨海地区则主要分布于苏北及渤海沿岸。盐土形成原因,在内陆主要因气候干旱少雨、地势低平、地下水位高、植被覆盖少所造成;在滨海则主要因地下水位高及海水顶托以及地下水矿化度高(3~10 克/升)等致之。盐土含盐量标准是:地表 0~20 厘米土层的平均全盐含量达 1%以上(指以氯化物或硫酸盐等中性盐为主),如以碳酸盐或重碳酸盐为主,则为 0.5%以上。土壤内开始引起土壤盐化的最高水位,称临界地下水位;开始导致土壤盐化的最高地下水矿化度,称临界矿化度,这些均随土壤质地与气候等条件而变化。

【水稻土】 paddy soil 在长期水耕熟化条件下形成的土壤。分布于全国各地,但集中分布于中国南方的河湖平原、山丘沟谷及地势较平坦的岗坡地。在季节性干湿交替条件下,土体中还原与氧化过程交替,有机、无机物质的迁移与淀积,有机质的分解与积累等作用,造成土层的明显分异,出现由特定发生层构成的剖面形态。水稻土的发生层有:A 为**耕作层**,AP 为**犁底层**,P 为**渗育层**;W 为**潴育层**,G 为**潜育层**,E 为**漂洗层**,C 为**母质层**。这些层次的形成主要取决于水分状况与土壤发育阶段。水稻土各主要亚类剖面构型的差别即因水分状况不同而不同。情况见下表。

水稻土主要亚类剖面构型比较

水稻土亚类	淹育水稻土 submergenic p.s.	渗育水稻土 percogenic p.s.	潴育水稻土 hydromorphic p.s.	潜育水稻土 gleyed p.s.	脱潜型水稻土 degleyed p.s.
分布与环境	坡地与沟谷上部、水源不足	平原地势高处或缓坡地	平原及丘陵沟谷中、下部	平原或沟谷洼地或积水梯田	平原及沟谷,地下部已修水利排水
水分状况	已脱离地下水影响	受季节灌水影响	受地面灌水及地下水影响	地下水位高,土层长期浸水	经排水后,土内氧化性增强
土体构型	A-(AP)-C	A-AP-P-C	A-AP-P-W-C (G)	A-(AP)-G	A-AP-GW-G
具特征性的发育层	犁底层、初步形成	渗育层,厚大于 20cm,有棱块结构、灰色胶膜及 Fe、Mn 淀积	潴育层,厚大于 20cm,有棱块及柱状结构与大量 Fe、Mn 质新生体	潜育层,青灰色、软糊,还原性亚铁多,E_h < 100mV	脱潜层,氧化性增强,E_h200~300mV,在青灰土体上有结构及新生体发育

【碱土】 solonetzs, alkali soil 含有大量的交换性钠,并有强烈的碱化特性的土壤。碱土的含盐量不高,碱土在中国分布很广,从最北的内蒙古呼伦贝尔高原直至长江以北的黄淮海平原,从东北松嫩平原,跨山西北部、内蒙古河套,直至新疆的准噶尔盆地均有,但多系局部存在,它与盐土或其他土壤构成复区。碱土

剖面在腐殖质层以下为碱化层，呈柱状或棱块状结构，紧实坚硬，pH 值 > 9，交换性钠大于 15% ~ 20%，是主要的诊断层。碱化层以下为盐分积聚层。碱化严重的土壤如松嫩平原与内蒙古大、小黑河流域，不仅土壤的 pH 值高达 10，附近河水与地下水中均含较多的苏打，但土壤所含全盐量仅 0.1% ~ 0.3%。

【酸性硫酸盐土】 acid surphate soil 现列为一个独立土类，分布于热带与亚热带海滨地带，因生长能聚硫的红树林植被，在植物残体分解后，使土壤富含硫化物，再经氧化成强酸性，故称酸性硫酸盐土。土壤的 pH 值可低达 3 以下，使得各种植物不能生长。地表常见强酸性造成的铁锈水，土层内常见硫磺结晶。

【灌淤土】 irrigation-silting soil 主要分布在宁夏及内蒙古引黄淤灌区，在人为灌水落淤和耕作施肥条件下，形成特殊的灌淤熟化层土壤。灌淤层常有鳞片状结构，但不显沉积层次，质地、颜色、结构以及有机质含量等都比较均匀，其中常有砖瓦片等侵入体。灌淤土的特点在每年灌水落淤，数量不大，厚仅数毫米至数厘米，但边淤边耕，并加入土杂肥，致土层均匀，肥力也高，这与冲积性土层不同，后者层次明显，且肥力较低。

【漠土】 desert soil 又称荒漠土壤。在干旱荒漠条件下形成的土壤。土壤剖面的基本土层有：孔状结皮和结皮下的片状-鳞片状结构表土层，有机质含量一般不足 1%，因强烈的风蚀作用，表土普遍砂砾质化；棕色而紧实的亚表层，粘粒含量相对较高；底土层有盐分和石膏聚积层。主要分布于新疆、甘肃、内蒙古西部、青海和宁夏等省区，根据其成土条件和土壤特征可以将漠土细分为温带草原化荒漠地带的灰漠土、温带荒漠地带的灰棕漠土、暖温带荒漠地带的棕漠土。

【寒漠土】 alpine frost desert soil 在高寒干旱荒漠条件下发育的土壤，又称为**高山寒冻土**。土层浅薄，一般仅 10 ~ 30 厘米，土壤腐殖质层发育较差，呈淡灰色，为弱粒状或片状结构，有机质含量一般不足 1.5%，其下土层为粗骨质，微显片状或鳞片状结构，颜色接近母质层。寒漠土主要分布于西部高山冰雪活动带的下部，其分布的海拔高度在天山为 3700 ~ 3800 米，昆仑山为 5300 ~ 5800 米，珠穆朗玛峰为 5600 ~ 6000 米。

【灌漠土】 irrigated desert soil 指引用坎儿井为主的冰川雪水灌溉的荒漠土壤。为新建立的土类，属人为土纲。经长久灌溉，并加耕作，已形成厚达数十厘米的熟土层，有机质含量大于 1.5%，较一般漠土高 1% 左右，土壤脱盐明显，含 $CaCO_3$ 5% ~ 20%，并有趋高现象，分布于新疆、甘肃等荒漠区。

【人为土】 anthropic soil, man-made soil 新建立的一个土纲，指在长期人为活动下，通过耕作、灌溉、施肥等措施，改变了原来土壤在自然状态下的物质循环方式，使性状明显改变，同时也具备了可资鉴别的新发生层段与属性的一类土壤。包括水耕形成的水稻土、灌溉旱耕的灌淤土与灌漠土，还有通称的菜园土等。

【肥熟土】 rich soil, fertile soil 即通称的**菜园土**（vegetable soil）。指城镇近郊，长期种植蔬菜，大量施肥灌溉的土壤，一般 50 厘米土层内的平均有机质含量大于或等于 2%，速效磷则大于或等于 33 毫克/千克，这种土壤熟土层厚，生产力高，在分类上还待继续研究。

土壤地质

【地质学土壤分类】 soil classification based on geology 早期的土壤分类常紧密结合地质学，例如 1886 年德国地理学家李希霍芬（F. V. Richthofen）提出了某些地方大面积黄土风成的理论，还判定了斯里兰卡砖红壤是岩石深刻风化的产物。由此他建立了土壤的陆地区域概念，将土壤划分了残积、剥蚀、冲积、风积等区域。在土壤类型上有残积土、崩积土、冲积土和风积土等出现。这种地质学分类使人从名称上，可立即联想起该土壤具有的第四纪沉积物特征及其所处的地形位置等，有其独到之处，以至于仍被某些地质学家采用。然而这些名称没有土壤学上的严格定义。

【残遗土】 relict soil, residual soil 非现代成土环境条件下形成的土壤，也是具有两种以上环境特征的地表古土壤。在残遗土形成发育过程中由于气候、地形等自然因素的变化，或因人们的开发利用改变了原来的主导成土过程中断或发生改变，从而使土壤不仅具有原来成土过程的特征，还具有环境变化以后直至现代成土过程的特征，因此，残遗土是研究区域过去环境变化的重要信息载体。在现有的土壤分类中此词已不使用。

【崩积土】 colluvial soil 在重力堆积物即崩积物上形成发育的土壤，具有土壤剖面分异性差、土层薄和粗骨性强的特点。现有土壤分类中已不使用。

【风积土】 aeolian soil, wind blown soil 在风力搬运堆积物上形成发育的土壤，具有土壤剖面分异性差和质地均匀的特点。现有土壤分类已不再使用。

【冲积土】 alluvial soil 在河流冲积物上形成发育的土壤，具有土壤剖面分异性差、不同土层质地差异性明显和土壤肥力相对较高的特点。现有土壤分类已不再使用。

【洪积土】 diluvial soil 在干旱半干旱区山前洪积扇上形成发育的土壤，具有土壤剖面分异性差、粗骨性强和表土层常有砂砾化或盐化的特点。现有土壤分类已不再使用。

【土壤矿物】 soil mineral 土壤中具有一定结构和化学成分的各种天然无机固态物质。它是土壤的主要组成物质，构成了土壤的“骨骼”，并对土壤的性质、结构和功能有重要影响。按成因可将土壤矿物划分为原生矿物和次生矿物，前者是直接来源于母岩，只受物理风化作用，其化学成分和结晶构造均未发生变化的矿物，包括硅酸盐（长石类、云母类等）、铝硅酸盐（辉石、角闪石等）、氧化物类（石英、金红石等）、硫化物（黄铁矿、白铁矿等）和磷酸盐类（磷灰石）等；后者是在母岩风化和成土过程中新生成的矿物，包括简单盐类（碳酸盐、重碳酸盐、硫酸盐和氯化物等）、次生氧化物（如褐铁矿、针铁矿、赤铁矿、二氧化物、三氧化物、氧化锰等）、次生铝硅酸盐（如蒙脱石类、水化云母类、高岭土类等）。土壤中次生矿物的粒径一般小于 2 微米，是土壤粘粒的主要组成成分。

【土壤原生矿物】 soil primary mineral 参与成土作用的直接来源于地球表层各类未经变化岩石的组成矿物。常见的有石英、长石、云母、赤铁矿等。以深度风化的花岗岩母质上发育的土壤为例：在小于 0.001 毫米粒级中，原生矿物极少；在 0.002 ~ 0.001 毫米粒级中，次生矿物与原生矿物都有，比较复杂；在 0.01 ~ 0.1 毫米粒级中，主要由原生矿物组成；大于 1 毫米粒级中则几乎全为石英。总的说，从细粒到粗粒，原生矿物逐步增加，次生矿物逐步减少。中国华南湿润地区有很大的代表性。而北方的黄土母质中，主要矿物以石英、长石和云母为主，总量常占 80%。原生矿物中常见方解石、石膏、辉石、角闪石、黑云母，甚至橄榄石等易风化的矿物。这在中国干旱或半干旱区有较大的代表性。

【土壤原生矿物风化指数】 weathering index of soil primary mineral 指难风化矿物与相对易风化矿物的质量比。总的说，风化作用愈强，稳定矿物所占的比例愈高，矿物的风化指数也愈大。

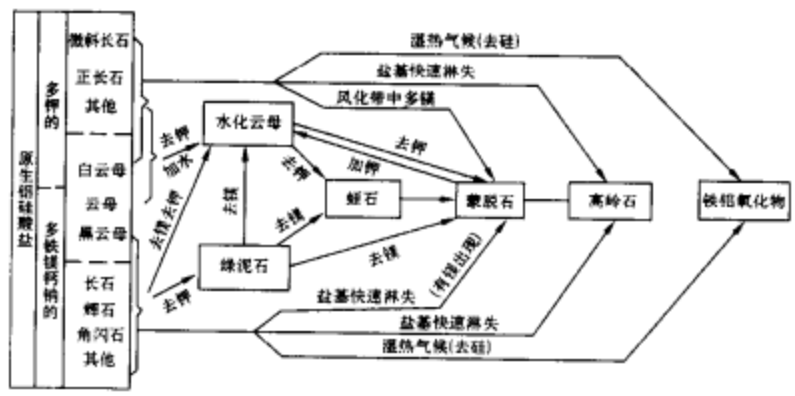
以广东万时山土壤0.1~0.5毫米粒级的矿物组成为例，各种土壤的原生矿物绝大部分为相对密度小于2.9的轻矿物，但在轻矿物中可按石英/长石比值来计算轻矿物风化指数。该山从海拔550米处的山地红壤向高处经山地黄壤与山地表潜黄壤，直至海拔1250米的山地草甸土，轻矿物风化指数从7.35渐减至1.77，表明风化度逐渐变弱，十分显著。中国北方黄土（山西隰县）中轻矿物约占矿物总量的96%，轻矿物中石英、长石与云母的总量约占矿物总量的80%~90%。据测定，Q_1，Q_2 与 Q_3 三种黄土的石英/长石指数分别为1.64，1.70与1.96，风化都弱，只相当于南方的高山土壤。

【土壤次生矿物】 soil secondary mineral　土壤原生矿物在风化与成土过程中经过变化新形成的矿物，在平均粒径小于0.002毫米的粘粒中，除少数风化残余的原生矿物外，几乎都是次生矿物。

【粘粒矿物】 clay（particle）mineral　土壤中的次生矿物因大部分存在于平均粒径小于0.002毫米的粘粒中（国际制分级），故称粘粒矿物或次生粘粒矿物。它们的共同特点是：抗风化力强、在地表环境里相当稳定、有高度的分散性、同晶置换现象普遍。因此胶体特性突出，与土壤里的多项理化性质关系密切，它是土壤里最活跃的部分。粘粒矿物大部是晶体，但也包括少数非晶质物。

【粘粒矿物成土环境鉴定】 identificational meaning of clay mineral　一定类型的粘粒矿物反映着一定的成土环境，从而可与一定类型的土壤相联系。从粘粒矿物—成土环境—土壤类型，三者之间的密切联系可以判断：各种粘粒矿物可能出现在哪些土壤类型里；哪些粘粒矿物可以形成组合或不能共生；从粘粒矿物到土壤反映了何种成土环境等。如高岭石的形成条件是高温、多湿与少盐基、强酸性等，则必然出现在华南的红壤地带为主，但它在北方的古红土母质中也有分布，那是古气候影响的残迹，又如蒙脱石的形成条件是碱性与高镁等，则必然分布在北方土壤中为主，但它在热带的燥红土中也有，则表明燥红土有特殊的干燥气候与酸度偏碱的成土环境。

【粘粒矿物演变顺序】 developing sequence of clay minerals　粘粒矿物形成与演化过程中从一种矿物演变成另一种矿物的概念模型。从顺序图中可见粘粒矿物之间有一定的演变关系，从左到右，风化与成土程度由浅到深，矿物成分由复杂到简单，但这仅系一般趋势，它还受到环境因素的影响。



粘粒矿物演变顺序图

【粘粒矿物演化顺序异常】 abnormal developing sequence of clay mineral　粘粒矿物演化顺序不符合一般概念模型的情况，如蒙脱石在多钾环境中可逆向变化为水化云母；斜长石在多镁的条件下可形成蒙脱石，如气候干旱，无足够雨水淋洗时又会停留在这一阶段；斜长石在湿热的气候里，可直接形成高岭石，甚至三水铝石。又有资料表明，当气温与季节降雨量相对稳定时，粘粒矿物形成的类型与母岩及年平均雨量有密切关系，可以不遵循一般的演化顺序。

【粘粒矿物形成环境】 forming environment of clay minerals　各种粘粒矿物有一定的形成环境，包括环境中的 H^+ 浓度、盐基离子种类与含量、硅与铝元素的含量、先成矿物和其他条件等。值得注意的是这些环境因素都可与一定的成土环境相联系。

主要粘粒矿物的形成环境

矿物类型	常用化学式	[H⁺]	盐基	Si，Al浓度	先成矿物及其他条件
蒙脱石类（蒙皂石）	$M_x(Al_{4-x}Mg_x)Si_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$	低，高则不稳定	高Mg	高Si	滞水处，多Si最易产生
蛭石	$(Mg,Fe,Al)_6[Si,Al]_8O_{20} \cdot (OH)_4 \cdot Mg_{0.7} \cdot 8H_2O$	中等	K^+ 与 Mg^{2+} 全淋失	高Si，低Al如多Al则向2:1~2:2型转变	云母
伊利石	$(K \cdot H_3O)_2(Al,Fe,Mg)_4(Si,Al)_8O_{20}(OH)_4$	中或低，如高则向蛭石转变	K入晶层夺取位置	高Si或中Si	云母
2:1~2:2过渡型蛭石	（在蛭石与绿泥石之间，不定）	中至高	—	Si与Al均中至高	云母或蒙脱石，风化强烈，干湿交替，少有机质
绿泥石	$(FeMg)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$	低	高盐基	—	铁镁硅酸盐矿物蚀变，微弱风化
高岭石	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	高	无Mg及其他盐基	Si与Al等量	高温多雨，强烈风化
埃洛石	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot 2\sim4H_2O$	高	低或无	Si与Al等量	长石快速风化或水铝英石老化
针铁矿	α-FeO(OH) α-$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	中	—	—	铁镁矿物快速分解，需高的正值 E_h 环境，但 E_h 持续>100mV，并有中等 $[H^+]$，则向赤铁矿转变
赤铁矿	α-Fe_2O_3	中至高	—	—	高 E_h，针铁矿脱水或铁镁矿物风化可直接形成
三水铝石	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ $Al(OH)_3$	高	低或无	低Si	铝质凝胶或水铝英石老化均可形成
水铝英石	$1\text{-}2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot nH_2O$	中至高	—	—	高湿环境下，非晶质火山灰或长石快速风化均可形成
蛋白石	$SiO_2 \cdot nH_2O$	—	—	高Si	全部来自植物体死后残遗，存在于古土壤埋藏表层中

【蒙皂石】 smectites　即蒙脱石类，系从蒙脱石至皂石等多种粘粒矿物构成体系的总称，是深入研究蒙脱石后新出现的名词。

【水化云母】 hydromica　云母类矿物水化后形成的粘土矿物类，常以伊利石（illite）为代表。有时简称为水云母。

【潜育高岭化作用】 gley kaolinization　与潜育化有关形成高岭石的作用，其原因还不十分清楚。华南地区发育良好的红壤下部，一般在网纹层之下，常有一个白色为主的层次，酸性较强，粘粒矿物以高岭石为主，有地下水活动痕迹，多认为是潜育高岭化作用的产物。

【土壤高岭石类矿物】 soil kaolinitic minerals　又称**1:1型矿物**。即晶架结构都由一层硅氧片和一层水铝片重叠而成的土壤粘粒矿物。其典型分子式可写成 $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$，$SiO_2/R_2O_3$，分子比率为2（土壤学中习惯以R代表Fe与Al二元素的总和）。这类矿物以高岭石为代表，另外还有埃洛石等。这类矿物的特点是没有或极少同晶替代，膨胀与吸湿能力小，对养分的吸附力小，因其晶格的胀缩性小，其黏着力和可塑性也较2:1型矿物

小。高岭石类矿物普遍分布在南方热带与亚热带土壤中,其他地区只在古红土中有一定含量。

【土壤蒙脱石类矿物】 *soil montmorillonitic minerals* 又称**2:1型矿物**。即晶架结构都由两层硅氧片和一层水铝片重叠相间而成的一类土壤粘粒矿物。其典型分子式可写成 $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O + nH_2O$,$SiO_2/R_2O_3$ 分子比率为 4。这类矿物以蒙脱石为代表,另外还有绿脱石与蛭石等。这类矿物的特点是普遍存在着同晶替代,胀缩性与吸湿能力均强,对养分的吸附能力也强。含蒙脱石类矿物多的土壤,保水保肥力强,但黏着性与可塑性也强,对耕作不利。这类矿物在东北的黑钙土与华北的栗钙土中含量多,华北的褐土与西北的灰钙土中也较多。

【铝蛭石】 aluminous vermiculite 2:1~2:2 过渡型蛭石的另一名称。蛭石在多铝环境中会向此矿物转变,即 1.4 纳米过渡矿物,旧称"14 埃(Å)过渡矿物"。又名铝间层蛭石过渡矿物(intergrade minerals of Al-interlay-ered vermicnlite)。

【绿泥石状过渡矿物】 chlorite-like intergrade minerals 1.4 纳米过渡矿物别称,因其层状硅酸盐格架与绿泥石的三方八面体相当。

【土壤三水铝石】 soil gibbsite 由铝质凝胶或水化云母组成的一类土壤粘土矿物。常用化学式为 $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$,其形成环境是高[H^+]与低硅含量。在矿物风化顺序中,三水铝石一般被认为是强烈风化的最后阶段产物,通常较多地出现在北纬 30°以南,而以南面砖红壤地带含量最高。成土作用较深、残存的原生矿物少、*ki* 值常在 1.5 左右、游离氧化铁含量多。

【土壤氧化铁矿物】 iron-oxide minerals in soil 土壤中的氧化铁,可以存在于粘粒和非粘粒部分,它们可来自母质,但主要是成土过程的产物,形成的矿物称氧化铁矿物。它的形态和性质,常是成土过程和成土环境的反映。由于氧化铁在土壤中分布普遍,其表现形态随环境改变比较敏感,同时又易于在颜色变化上被识别,所以氧化铁矿物的鉴定在土壤发生学上有重要意义。土壤中常见的氧化铁矿物及其存在环境如表所示,表中以前三者为多见,其余都只在特殊情况下方会含量稍高,但对土壤鉴定仍有重要意义。氧化铁矿物的形成与转化,受温度和土壤 E_h 值的影响最大,此外有机质也有影响,这些因素在不同土壤类型与一定的土层中都不相同,因而能反映出成土环境。

土壤中常见的氧化铁矿物及其存在环境

名 称	化学式	颜色	存在环境
赤铁矿	a-Fe_2O_3	红	热带与亚热带高度风化以及干燥、高 E_h 的土壤中最多
针铁矿	a-$FeO(OH)$ a-$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	黄	湿带、热带、亚热带地区的湿润且 E_h 较高的土中多见于 A 层下部,土壤中铁结核、锈纹锈斑等新生体中较多
纤铁矿	γ-$FeO(OH)$ γ-$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	棕橙	排水不良且富含有机质的土中,水稻土的棕色锈斑中,以温带非石灰性水稻土里多见
磁赤铁矿	γ-Fe_2O_3 $Fe_{2+n}O_{3+n}$ $n=0.14\sim0.43$	暗红棕	有适量有机质存在表土中多见,形成环境与赤铁矿相似,在磁性铁锰结核中较多
磁铁矿	Fe_3O_4	棕黑	多为母质成分残遗,有时与磁赤铁矿共生
氢氧化铁或水铁矿	$Fe(OH)_3$ 或 $Fe_5HO_8 \cdot H_2O$	红棕	寒温气候和富有机质的土壤或热带雨林气候下土壤的 A 层
蓝铁矿	$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	青蓝	沼泽土或强还原性的积水土壤中多见
菱铁矿	$FeCO_3$	浅灰棕	积水低 E_h 的土中
黄铁矿	FeS	黑	积水与低 E_h 的土中,并有含硫物存在
褐铁矿①	$2Fe_2O_3 \cdot H_2O$	黄褐	多水但 E_h 并不过低处或为母质残遗

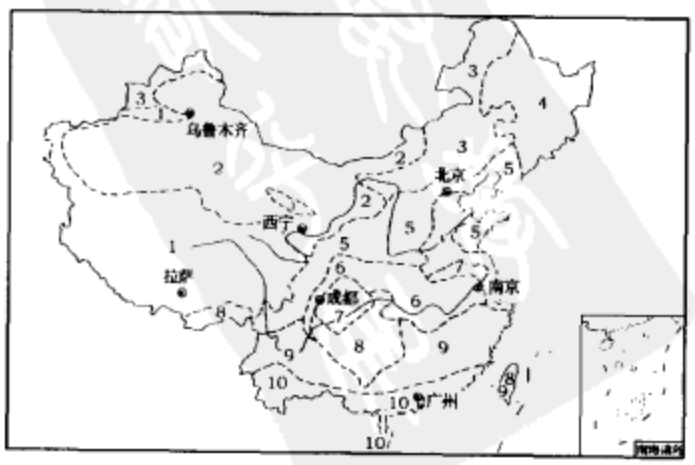
①Rooksby(1961)等的研究认为,X 射线衍射图谱上证明:褐铁矿为含水稍多的针铁矿,有时还含有纤铁矿,呈混合物态存在。

【土壤氧化锰矿物】 manganese-oxide minerals in soil 土壤中由含锰物质形成的矿物。它分布广泛,常以带负电荷的胶体或准胶体形态出现,当环境变化时即发生沉淀,以曾渍水的湖积物与沼泽地为多见,呈黑霜、被膜或树枝状结晶(假化石),有时为泥状体。它们是水锰矿($MnO_2 \cdot H_2O$)、软锰矿(MnO_2)、偏锰酸矿($MnO_2 \cdot nH_2O$)、沼锰矿(MnO_2 与其他金属氧化物同水组成的胶体矿物)。氧化锰与水结合为氢氧化锰形态的胶体,可吸附多种元素。

【土壤氧化锰矿物迁移】 translocation of Mn-oxide minerals in soil 土壤中氧化锰含量常仅 0.1%上下,又不易淀积,所以对土粒的胶结影响不大,它在土中的转化与氧化铁相似,决定于土壤的 pH 值、E_h 值及水化作用等因素。但 E_h 与 pH 对锰的溶解度影响较小,又因锰体系的标准氧化还原电位远比铁体系高,所以易被还原而淋失,这种过程称氧化锰迁移。

【褐铁矿混合物】 limonite mixture X 射线衍射图谱上证明:褐铁矿为含水稍多的针铁矿,有时还含有纤铁矿,呈混合物态存在,由此得名。这一成果是否具普遍意义,还待进一步研究。

【土壤粘粒矿物水平分布规律】 horizontal distributional order of soil clay minerals 粘粒矿物大部系成土过程的产物,其分布必然与成土因素相联系,所以它与生物、气候的地理分布带基本吻合,大致呈现出水平分布的规律。从全国土壤粘粒矿物分布图中可看出以下主要规律:①从西藏高原经新疆、青海、内蒙古直至东北东部的 1~4 区,粘粒矿物均以水云母和绿泥石为主,处于风化微弱的初期阶段,其原因包括高寒、高纬度或干旱等,4 区里蒙脱石只出现在相对湿润的东面部分地区。②以上述 1~4 区为始,依次向东南再转向南,经 5、6、9、10 与 11 区,随着气候带的逐渐变暖变湿,土壤大致经棕壤与褐土、黄棕壤、红壤与黄壤、赤红壤与砖红壤诸地带,粘粒矿物类型按照水云母与绿泥石、蛭石、蒙脱石、高岭石、赤铁矿与三水铝石的序列,作有规律的演变。③5、6 两区处于过渡地段,矿物类型多,也反映着过渡性质。9、10、11 三区属强烈富铝化的红壤土纲,都是以高岭石为主的矿物,而 10、11 区含一定量的三水铝石,砖红壤带中赤铁矿跃居主要位置,都



中国土壤粘粒矿物分布概图
(据许冀泉资料简绘)

表明了风化与成土作用的依次加深。

分区	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
主矿物	Hm、Ch	Hm	Hm、Sm	Hm	Hm、Ch、V	Hm、V	Hm、Sm	V、K	K	K	K、He
次矿物	V、Sm	Ch、V、Sm	Ch	Sm、Ch	Sm	K、Ch、Sm	K、Ch	Hm、Gi、Go	Hm、V、He	Gi、He	Gi

注：Hm. 水云母；Ch. 绿泥石；Sm. 蒙脱石；V. 蛭石；K. 高岭石；He. 赤铁矿；Go. 针铁矿；Gi. 三水铝石；表内含量较高的放在前面。

【土壤粘粒矿物垂直分布】 vertical distribution of soil clay mineral 土壤粘粒矿物随地形及高程而呈有规律分布的现象。以广东省一般的分布为例：从山麓至山顶，高岭石逐渐减少；2∶1型的蒙脱石，蛭石、水云母等则不断增加；1.4纳米过渡矿物在山的中部为多；埃洛石则普遍存在；在一定高度范围内，随海拔的升高，三水铝石逐渐增加。以上情况与华中大别山南坡大致相似。在华中与华南各地具一定的代表性。

【石英颗粒形态特征】 quartz grain morphological feature 石英颗粒形态在土壤中的变化特征，常被用作鉴定成土母质的依据。借石英颗粒形态可以判断母质的沉积类型、火山物质的影响、风化与成土后的次生淀积物状况等。

【成土矿物鉴定】 mineral soil-forming identification 应用矿物学原理对土壤形成的鉴定。鉴定范围甚广，例如矿物类型及其组合，以反映成土环境与成土深度；从矿物的分布与抗风化度找出成土母质来源；从不同地形上的矿物组成，辨明地形及土壤的发展过程。从理论上说，矿物是环境中的产物，矿物也必然能对影响成土的多种环境因素作出反映。

【黄土母质矿物特征】 mineral soil identification of loess area 应用矿物学特征对黄土母质作出成土作用的判断。其依据是：①不同时代新老黄土的矿物成分极其相似，在矿物的种属及含量上，同时代的各层位基本上一致。②矿物形状均为半棱角和棱角状，圆滑颗粒很少，尤其是硬度较大的矿物，如石英与石榴子石等更为明显。③无论何种矿物，其表面的风化均很微弱，只有那些不太稳定的矿物，如紫苏辉石、黑云母、角闪石等，表面才有微弱风化痕迹。④组成黄土的矿物成分虽较复杂，但各时代的黄土里均以石英、长石、云母为主，几乎占80%～90%。据统计，黄土大于0.01毫米的粗粒级中有多达38种矿物，其中相对密度大于2.9的重矿物占30种，轻矿物仅8种，这在黄土各层位里也变化很少。据矿物学特征，对黄土地区土壤可作出如下判断：①黄土矿物成分复杂，但各区相当一致，表明物质来源甚远，所以土壤特性与本地基岩的关系很小。②黄土矿物高度的一致性，决定了大范围内土壤性质的相似性，尤其在成土不深的情况下更是如此。③不同时代的黄土里，矿物有一定差异，所以研究土壤应追索地层分布。④黄土中矿物的风化度均弱，所以耕作以后，矿物将不断风化，提供矿质养料的潜力甚大。⑤黄土在各地层内的矿物学差异，可作为古土壤及古气候演变的研究依据。

【滨海地区矿物法土壤鉴定】 mineral soil identification in coastal region 按矿物组成对滨海区土壤的鉴定。其依据是不同岸段由于陆源物质差异，其矿物类型与含量常有不同，例如，南京农业大学在江苏沿海系统取样，测定粘粒矿物，将全区分为三个岸段，得到如下重要结论：①三个岸段沉积物的粘粒矿物组成及结晶特征等都分别与典型的长江、黄河、沂沭河沉积物十分相似，可说明其物质来源。②沉积物的分界划分得更加合理，例如古黄河沉积物的范围较原来划界南移，因其影响面广，已覆盖在长江沉积物之上。③古黄河沉积物的矿物组成和性质很均匀一致，分布范围占绝对优势，说明了黄河由来已久的强大输沙能力。④沉积母质的矿物特征决定着很多土壤性质，例如黏性、膨胀与开裂、表土结壳以及吸附与代换等性能，尤其是垦后脱盐与熟化等方面都有不同。

风化壳与古红土

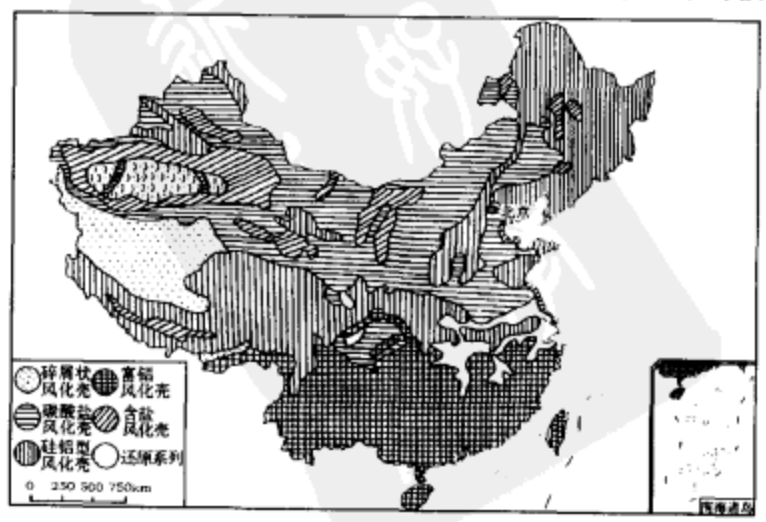
【成土风化壳类型】 soil-forming weathering crust of types 因各种元素迁移的难易及地理环境差异，风化作用是分阶段进行的，由此产生了风化壳的多种类型。每种类型积聚的主要元素不同，有机质作用与溶液的酸碱性也不同，分别在上面发育了不同的土壤类型。如表所列的类型，前几项是由浅入深依次发展的，只有最后一项是各元素大量积聚的特殊类型。从中可看出土壤的性质与地理分布很大程度上取决于风化壳的类型。

风化壳类型	淋失的元素或化合物	积聚的元素或化合物	中国的主要分布区	相应的主要土壤类型	粘粒矿物类型
碎屑型风化壳	—	—	年轻山区及高山地区	石质幼年土	水化度低的水云母为主
碳酸盐风化壳	Cl、S	Ca、Na、Mg、K（以 $CaCO_3$ 为主）	华北、西北与东北等地	褐土、栗钙土、黑钙土	蒙脱石最多，另有水云母与绿泥石等
硅铝型风化壳	Cl、S、Ca、Na、Mg、K	SiO_2（在上层）、Fe、Al（在下层）	东北、华北、华中、青藏高原	棕色森林土、黄棕壤、部分高山土壤	蒙脱石及水云母为主，另有高岭石与绿泥石等
富铝型风化壳	Cl、S、Ca、Na、Mg、K、SiO_2	Fe_2O_3、Al_2O_3	华南丘陵地区	红壤、砖红壤	高岭石与赤铁矿为主，另有三水铝石及水云母等
含盐型风化壳		Cl、S、Ca、Na、Mg、K	新疆、内蒙古等内陆区	荒漠土壤与内陆盐土	水化度低的水云母为主，其次为蒙脱石与绿泥石

【红色风化壳】 red weathering crust 可视为古红土的同义词，是风化壳发展的最后阶段——富铝化阶段的产物。其特征是脱硅、富铝与富铁（与原母质成分比较），在新形成的粘粒部分尤其明显。典型红色风化壳粘粒部分，含氧化铁、铝常达40%以上，其中 Al_2O_3 为20%～30%，Fe_2O_3 为10%～20%。

【红壤型风化壳】 red-soil-like weathering crust 性质与红壤相似的风化壳，与红色风化壳的意义相同。

【中国成土风化壳类型图】 map of soil-forming weathering crust in China 成土风化壳类型图是研究土壤地理分布规律的极好



中国成土风化壳类型图
（据《中国土壤》附图简绘）

参考。图中所列的"还原系列"是指分布于平原地区、含还原性物质较多的堆积型风化壳,因其中元素变化比较复杂,相应的土壤类型也多。

【古红土】 paleo-red earth　成土母质在古湿热条件下,经强烈风化作用形成的土壤。因含赤铁矿等氧化铁矿物较多,有明显的红色,又称红色风化壳。它的时代以上新世及更新世的间冰期为主。

【红色古土壤】 red paleosol　一般将红色风化壳(古红土)视为现代土壤的一种成土母质,实际上它在富铝化过程中,还包含生物参加的古成土过程,故其内容不限于风化,所以称为红色古土壤。

【古红土岩相】 red paleosol lithofacies　古红土有多种岩相,华南以洪积、坡积及冲积最为常见,有些地方为残积或浅海沉积,中国西南地区还可能有冰碛。某些地质或地理工作者,将基岩上风化的残积红土不认为是另种堆积物。但从土壤学观点看,各种疏松堆积物在一定古气候条件下,包括残积物,都可形成古红土。

【红土砾石层】 red-earth gravel bed　在各种红土岩相中,常见的洪积、坡积与冲积等,多半含有砾石层,风化以后均保留在红土里,所以古红土又常被称做红土砾石层,尤其在华南地区,有时把它作为一个地层来称呼。

【低丘红土】 lower hill red earth　古红土以分布在低缓丘陵地形上的土层最深,发育最为典型,所以这种良好发育的红土,有时又被称为低丘红土。从新构造运动角度看,这常属轻微上升的升降过渡地段,最有利于红土的发育。

【低丘红壤】 lower hill red soil, lower hill red earth　分布于低丘地形上的红壤,发育最为典型。从某种意义上说,和低丘红土是同义词。本词使用甚广,但并非土壤分类单位。

【古红土成因】 formation of red paleosol　对古红土形成原因的分析。发育良好的古红土,一般集中分布在新构造运动上升与下降的过渡区域,分布区本身常以轻微上升的低丘为主。在低丘位置最易形成古红土的原因是:在新构造运动中,地盘逐渐上升,地下水位相对下降,淋溶作用能顺利进行;氧化铁、铝流失的可能性不大,而逐步脱水、大量淀积的条件却很好;低丘位置常有易红化的深厚且疏松的堆积物;侵蚀作用不强,红化作用易于深化;与平原地区相比,成土时间相对较长等。

【红土化作用】 red earthening　红土的形成作用,内容与脱硅富铝化作用相同,主要条件为湿热气候,指地质学沉积物的变化。

【红壤化作用】 soil rubification　红壤的形成作用,主要过程也为脱硅富铝化,但在概念上有生物学作用参加、有土壤肥力产生。从地质学观点看,可视为红土化作用的同义词。

【红化作用】 rubification, reddening　泛指一般地质沉积体或土壤颜色变红的作用,也常作为红土化作用或红壤化作用的简称。

【现代红壤化作用】 recent soil rubification　这是一个还在争论的问题。认为现代红壤化作用还在进行的论据有二:①测得红壤地区地下渗出水中多 SiO_2、少 Fe_2O_3 与 Al_2O_3(氧化物系折算后比较),认为是正在土壤中脱硅富铝化的结果;②根据处于不同纬度气候条件下土壤粘粒硅铝率的渐变,认为华南地区仍在红壤化,符合成土作用的系列变化。实际上有数据证实:中国北方土壤渗出水中也常有大量 SiO_2,而且各地在不同母岩地区的数据差别很大,这仅是风化作用的差异;随纬度而变的土壤性状,是随纬度而变的环境条件造成,但不一定是目前的渐变环境所致,此外还有其他佐证。所以这一问题至今并无定论。假如不能证明现代红壤化还在进行,那么现在的红壤就可能是古红土的残遗。

【全新世红土】 Holocene red earth　全新世形成的红土。虽然古红土的形成时间,可上溯至古生代,但大部形成于上新世的干热气候时期和更新世的间冰期湿热气候时期。有报道,在欧洲中部威尔姆冰期的冰碛物上,全新世的成土过程中,已证明有新形成的赤铁矿,使土壤红化,并非母质带来。其环境是年均温高(70℃)、少雨、石灰性母质、不属于红壤带。

【R 古红土】 Tertiary red earth　白垩纪至新近纪初形成的准平原上曾普遍发育的深厚古红土。总的说古近纪的气候有利于古红土形成,但其前期以湿热为主,后期渐转凉与干旱,又因地域上的差异,致其性质不尽相同,与第四纪古红土比较,其总特点是:多分布在高的夷平面上或成为黄土等堆积物的夹层,出露比较零星;干热的气候环境特征相对明显,例如含石膏或盐分淀积物;氧化铁、铝含量也高,颜色可以很红,但一般不出现红白网纹构造。

【R 古红土地理分布】 geographic distribution of Tertiary red earth　它与中国三个宏观的地形梯级有关。最高的青藏高原上,除东南的局部外,所有的古红土均系古近-新近纪形成。第四纪以后高原隆升,气候寒冷,已不适宜土壤红化。在第二地形梯级上主要集中在祁吕贺山字型构造的前弧以北,分布较广;南部的广西、云南等地发现较少。在第三地形梯级的东部地区只有少量分布。

【青藏高原古红土】 Tertiary red earth on Qinghai-Xizang Plateau　从高原东部边缘直至珠穆朗玛峰以及昆仑山腹地均有分布,海拔高度很多都在 5000 米以上。高原在新近纪上新世时为热带稀树草原景观,这从三趾马动物群的发现以及古红土的质地相对较粗、不具网纹构造、高岭石在粘粒矿物中含量低,并含长石等不稳定矿物等,都可证明当时环境。

【黄土高原古红土】 Tertiary red earth on Loess Plateau　分布甚广,可分三个类型:①夹于玄武岩岩层之间的红色粘土风化壳,包括冀北、晋北、内蒙古等地,有多层红土夹层,表明是玄武岩多次喷发与成土环境交替;②位于盆地或洼地里的古红土,如山西的保德、榆社、内蒙古的二连浩特与锡盟、乌盟的局部、陕西的蓝田等地,多为深红或淡红的粘土,在土壤分类系统里有专设的红粘土亚类;③被掩埋于黄土层之下的红色粘土,如兰州附近的"甘肃系红粘土"。

【云贵高原古红土】 Tertiary red earth on Yunan-Guizhou Plateau　在第二梯级南部,古红土多分布于海拔较高地段,如昆明海拔近 2000 米的古红土,富铝化特强,粘粒硅铝率低达 0.8 ~ 1.0,系古近纪产物。本区可能由于有多量第四纪古红土的穿插,不易区分,所以能确定的古红土不多。

【东部地区古红土】 Tertiary red earth in east part of China　中国东部的古红土,分布在大地形的第三梯级上,因东部在新近纪后期,不适易红土形成,而早期的又多被埋藏,所以分布很少。如在太行山东麓的扇形地上有出露,有些仅在钻孔岩心中可见到。

【第四纪古红土】 Quaternary red earth　第四纪里曾出现过冰期与间冰期,古红土是在间冰期的湿热环境中产生的。当冰期来临,气候变冷,红土化作用停止,所以第四纪的红土化作用不是连续的。各时期的红土化以中更新世(Q_2)为最强,晚更新世(Q_3)相对较弱。至今有关早更新世(Q_1)红土的报道较少,有可能是早更新世(Q_1)红土在经历中更新世(Q_2)湿热气候时,又遭

强烈红化而与中更新世(Q_2)红土不易区别所致。有关全新世(Q_4)古红土的报道,仅限于闽、粤沿海一带。

【中更新世古红土】 Middle Pleistocene epoch red earth 各时代古红土中红化最强者。在中国东部沿海到达的纬度也最高,可达北纬 43°以北,一般也认为其红土性状最为典型,中更新世(Q_2)古红土有质地黏、酸性强、粘粒矿物多高岭石等特征。虽然这些性状只在长江以南比较明显,但在豫西及辽中等地,从土体中大量黑色铁锰结核等新生体来看,说明曾普遍经受过强烈的湿热风化,只是后期的成土作用可使其土壤特性有了一定的改变。Q_2 古红土的性状随着地理纬度的变化,有明显差异。即在高纬度地区红化程度低,这反映了古地理环境的差异,部分则由于受后期成土作用的影响。

【晚更新世古红土】 Later Pleistocene epoch red earth 晚更新世发育的古红土。古红土发育仅限于长江以南地区,在东南沿海各河流阶地及山前冲、洪积物上分布甚广。以河流两侧常见的阶地为例,中更新世(Q_2)红土常组成 T_2、T_3 等 2~3 级阶地,晚更新世(Q_3)红土则组成位置较低的 T_1 阶地,这实际上代表了新构造运动间歇抬升中不同年龄的地面与成土时间的早晚。晚更新世(Q_3)红土颜色以黄褐为主,所含砾石的风化圈厚度很小,下部一般不见网纹构造或不清晰,粘粒矿物也以高岭石为主,但所含原生矿物较多,有时还含蒙脱石,表明其红土化程度较弱。

两种古红土的化学性状比较

性质 / 类型	SiO_2/Al_2O_3(粘粒)	SiO_2/Al_2O_3(全土)	粉砂与粘粒含量比	pH 值(水浸)	有效阳离子代换量(ECEC)	风化淋溶系数(ba 值)
黄筋泥①(Q_2)	2.15~2.40	5.5~5.8	1.2~1.4	4.5~5.5	8~10	0.20
亚黄筋泥(Q_3)	2.5~2.7	7.6	1.6~1.9	4.5~6.0	9~10	0.099

①浙江省土壤分类中的土属名称,土样均取自 B 层,按浙江省普查资料统计

【第四纪古红土剖面分层】 profile of Quaternary red earth 这里仍以发育最好的中更新世(Q_2)古红土为代表。表层为腐殖质层,自然状态下厚可达 50~100 厘米,人为影响后,厚多在 20 厘米以内,腐殖质含量较高;第二层为红色层,厚可达 2 米以上,呈均匀的红色或棕红色,常有大型柱状结构,碎后呈核块状结构,较上层紧实;第三层为杂色层,厚自 1~2 米至数十米不等,可呈棕、红、紫、白等多种颜色斑块,经常穿插红白网纹构造,下部常过渡至母岩层。以上三层大致相当于土壤学中的 A、B、C 三层,最值得注意的是:这里的第二层以 B 为代号,因为既有大量物质淋溶,又接受了上部下移的淀积物,故称残余积聚层,以区别于一般土壤发育中单纯以淀积为主的 B 层。

【高山中更新世古红土】 Middle Pleistocene epoch red earth on high mountain area 中国青藏高原在珠穆朗玛峰地区海拔 4900 米,聂聂雄拉冰碛(Q_2 前期)平台上,发现加布拉间冰期(Q_2 中后期)的古红土,其性状是:表层已受后期环境影响,退化为橙黄色,其下红色粘土岩性均匀,裂隙发育,且多铁质充填,厚 1~1.5 米;红土中重矿物以次生褐铁矿为多,有时可达 90%以上;粘土矿物(<0.001 毫米部分)主要为多水高岭石和蒙脱石;红土的化学组成是:SiO_2 47.73%、Al_2O_3 19.69%、Fe_2O_3 16.75%,Ca、Mg、K、Na 等则含量很少。这表明该红土曾受强烈风化,是中更新世(Q_2)以后地壳强烈抬升的有力证明。

【古红土垂直分布】 vertical distribution of red paleosol 古红土母质被新构造运动抬升的幅度不同,抬升后性质又相对稳定,造成古红土的垂直分布现象。古红土分布以新构造运动升降过渡区为主,大部位于盆地内或河流等处的阶地上,相对高度常为 20~50 米。由于新构造运动的抬升,某些古红土可分布到高海拔处,在整体抬升的情况下,甚至原来的低丘陵或阶地地形还完整地保留着。

【红色盆地】 red basin 中国华南的构造盆地,大部因燕山运动中的断陷或拗陷而产生,属中生代或新生代凹陷。其中沉积了红色岩系(J-K-E)及第四纪古红土,分布着土层相对较厚的红壤,通称红色盆地。它是古红土或红壤的主要分布区。

【红色盆地分布】 distribution of red basin 红色盆地集中分布于新构造运动上升幅度较小的区域。中国华南的红色盆地,除四川盆地属于早期形成的另一沉降带以外,主要集中分布于云贵高原及长江三峡以东和浙闽丘陵以西。在新构造运动上升量较大的区域,如河流上游或连绵的山岳地区,红色盆地少,盆地面积也较小。

【红色盆地土壤】 soils in the red basin 红色盆地中分布的土壤总称。一般的断块或拗陷下沉产生盆地后,边缘山地上升,盆地内最先沉积紫色岩层,时代变动于晚三叠世至新近纪之间,接着有古红土形成,覆盖其上。自盆地边缘至中心,新构造运动上升量渐小,紫色岩上发育的紫色土(属岩成土纲,有轻度红化)逐渐减少,而第四纪红土渐多。低丘或高阶地是红土发育最深、也是最集中成片的地段。其中以中更新世红土为主,近盆地中心则出现晚更新世红土。在盆地中心因地势低,地下水位高,母质也更年轻,就依次出现红化较弱的黄红壤与无红化的潮土。

【华南古红土分期】 stages of red paleosol in south China 中国科学院南海研究所按照地层接触关系以及地貌特征,将华南沿海古红土划分为 6 个风化期,即为华南古红土分期。依次命名为涠洲期(Q_1^1)、石康期(Q_2^1)、海口期(Q_2^2)、合流期(Q_3^1)、华南期(Q_3^3)、新会期(Q_4^2)。多分布在不同高度的海积阶地或玄武岩台地上。

【网纹红土】 plinthitic red earth 通常指第四纪红色粘土下部,具有红(或橙、黄等)与白(或浅黄、浅棕等)二色斑纹交织的层次,网纹的白色或浅色部分是连通的,而红色或橙色部分是分散的。网纹的直径多在 2~4 厘米之间,它的上部是均质红土,向下渐现网纹,愈下愈为清晰,且网纹更加粗大,最下可与一白色为主的层次过渡相连。与一般红土比较,网纹红土含铁铝偏高、含硅则偏低,表明其脱硅富铝化更强。网纹红土属于中更新世(Q_2)后期大姑-庐山间冰期的产物。网纹红土通常指示着土体酸性较强、质地黏重、结构稳定等特征。在中国长江以南地区广泛分布。

【砖红土】 laterite 热带地区一种富铝铁的赭红色粘土、粉砂质粘土风化壳。它是由富含铝硅酸盐矿物的岩石,在湿热气候条件下经强烈的化学风化形成的,主要由铝和铁的氢氧化物矿物组成,如三水铝石、一水铝石、褐铁矿、针铁矿、含水氧化铁等。此外,还有多水高岭石、水铝英石以及赤铁矿、磁铁矿等。细粒分散的含水氧化铁使砖红土呈现赭红色。砖红土化学成分的特点是富含铝,铝硅率 $Al_2O_3 : SiO_2 \geqslant 2$。砖红土呈疏松多孔的土状、鲕状或豆状结构。晒干后比较坚硬。可作建筑材料。

【石灰质红土】 terra rossa 又称**钙质红土**,是碳酸盐岩类岩石(主要是石灰岩)化学风化后形成的红色粘土。terra rossa 是拉丁语红土的意思。它是由赖芬贝格(A. Reifenberg 1929)在地中海沿岸地区研究后建立的,它的化学组成为:SiO_2 32%~41%,Fe_2O_3 12%~15%,TiO_2 1%~1.5%,Al_2O_3 32%~39%,烧

失量(ig loss) 11% ~ 14%。

【古红土砾石风化圈】 weathering layer on the gravel surface in red paleosol　古红土包括其中的砾石在形成过程中,经过强烈湿热风化形成的风化圈。网纹红土中的砾石在破碎断面上,可见其表层有厚达 1.5 厘米以上的风化圈,表明风化较深;反之如晚更新世(Q_3)红土中砾石风化圈厚度较小,一般仅 0.5 ~ 0.7 厘米,表明风化不深。

【虫状红土】 worm-like plinthitic red earth　又称**蠕虫状红土**(vermicular red earth),因为网纹红土在土壤剖面上的形态弯曲如蠕虫,故名。从大范围看,只有典型虫状形态的红土达到一定规模,方有地层与时代意义,方能反映出环境里的强烈红化特征。

【假网纹构造】 pseudo-plinthitic structure　局部范围里的上层裂隙或节理中的浅色纹理,不以虫状出现的,无地层鉴定意义。

【网纹红土形成】 formation of plinthitic red earth　网纹红土的红白两部分只有氧化铁含量的明显差异,大部分成分都很相似,因此可以认为它是在淋洗过程中,局部铁质迁移后形成的。网纹红土只能形成于湿热环境中。网纹发育的清晰程度与质地有关,玄武岩或页岩风化物黏重较清晰,砂岩或花岗岩等颗粒状风化物上则较模糊。此外它与母质的透水性及岩层产物也有一定关系。

【网纹红土地理分布】 geographic distribution of plinthitic red earth　网纹红土一般均出现在发育良好的古红土下层,所以它常见于新构造运动轻微上升区,即盆地内侧或山区外围。网纹红土以分布在红壤带内为主,但可越出红壤带以外。从中国看,它限制于江苏连云港经淮河至鄂北一线以南的区域,显然这是古湿热气候的到达范围;从世界范围看,美国东海岸约至 35°N,日本本州北端可至 42°N,反映着古气候变迁差异。至于低纬度的网纹红土则到处可见,包括南美、澳大利亚、东南亚各地,但大多位于新构造运动轻微上升区。新构造运动抬升,网纹红土可出现在高海拔地段,例如昆明(1990 米)、百色(1100 米)、庐山(1100 ~ 1300 米)、西天目山(1100 米)均是;新构造运动下降,网纹红土也可掩埋于地下深处,甚至于深达数十米,如珠江三角洲、长江三角洲等地。

【日本古红土】 red paleosol in Japan　日本红色土壤通称**赤黄色土**、**赤色土**,在全境分布甚广。1957 年起有人提出它非现代气候条件下产物,至今已被公认为古湿热气候下形成物的残遗。日本古红土在质地黏、土层厚、颜色红、酸性强等方面都很明显,而且大部都有明显的网纹层,甚至在本州岛的最北端下北半岛,还可见土层厚达数米、网纹清晰的古红土。这些古红土亦多分布在新构造运动升降过渡区,即低丘陵或滨海与河流阶地上。日本古红土与中国对比,特征是:随纬度的化学性质变化不很明显;颜色偏黄,红色色调较弱;酸性较强;粘粒的硅铝率较低。这些差异似反映日本曾长期处于比中国更为炎热与潮湿的环境。

【东亚古红土分布】 paleosol in East Asia　分布于亚洲东部东经 100° ~ 140°,北纬 20° ~ 50°的中国、朝鲜、韩国和日本地区的古红土。可分 4 个带,从北往南:Ⅰ带红化作用不深,含钙多,土壤呈碱性;Ⅱ带红色与酸性明显,但无网纹;Ⅲ带剖面深厚,常见红白网纹层;Ⅳ带富铝化程度深,网纹层高度发育,古红土连片分布。东亚古红土条带大致沿北东—南西的走向延伸,即大致垂直于太平洋季候风的来向,表明它与古气候关系密切。

【砖红壤化作用】 laterization　古红土是风化作用最后阶段富铝化作用的产物,在富铝化阶段中,发展最深的,就是通称的"砖红化"或"砖红土化",在土壤学上则称之为砖红壤化作用。按照传统的化学标准,其粘粒部分的硅铝率($SiO_2 : Al_2O_3$),即 *ki* 值应小于 1.33,说明含三水铝石较多。中国砖红壤的粘粒硅铝率在 1.5 ~ 2.2 之间,超出上述标准,说明它不是绝对的。不过 1.33 指标在世界范围内仍作为风化程度判断的参考。

【砖红物质】 laterite　砖红化作用的产物。因其层次深厚,或氧化铁铝大量积聚,胶结紧实,有时形成磐层或坚硬如石,与常见的土壤不同,是一种特殊的风化壳。砖红物质最早是指印度喀拉拉邦一种特殊的富含铁的物质,开采后切成砖形,暴露地表一段时间,可变坚硬供建筑之用,故名。"later"来自拉丁文,系砖块之意。砖红物质以厚度不等、多种形式的巨块或铁锰质磐层等,广泛分布于中国华南各地,甚至在浙、赣等红壤带北缘地区,也不少见。

【红壤地区铁磐】 iron-pan in red earth area　岩石在风化过程中,铁、锰质常分离、积聚与再淀积为结核层或铁锰磐层,这在红壤化过程中常有,在玄武岩类母质上尤其显著,故名红壤地区铁磐因玄武岩含铁、锰的数量高出岩石平均数的一倍以上。铁磐在海南与雷州半岛一带,形状有三种:一是成结核状硬层的;二是成蜂窝状硬层的;三是成致密片状硬层的。铁磐存在的位置大致有二:一是平坦地形或位置较低处,形成结核或蜂窝状硬层;另一是在坡度改变较大的地方,多为片状致密硬层。这二者均与地下水活动有关。

【化石红壤】 fossil red earth　指早期形成的红壤被覆盖埋藏,性质已起变化,有如生物化石。因古红壤(古红土)与现代红壤的差别很难鉴定,所以本词只在概念上存在。

地质与古土壤

【冰碛母质土壤】 soil derived from drift deposit　冰川堆积物的总特征是:极细的粘土状物质、混杂着多角形砂砾或较大岩块、分选性差、无明显层理,少数情况下方有卵石或透镜体。这些特征常保留在成土后的土壤里,成为冰碛母质土壤。

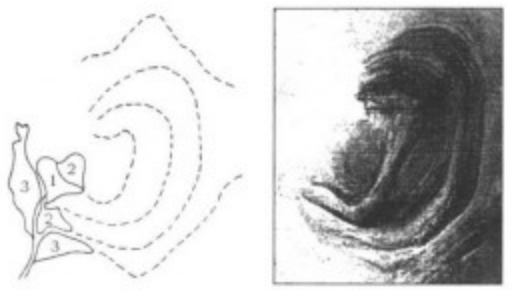
【大陆冰川冰碛母质土壤】 soil derived from continental glacier deposit　号称"千湖之国"的芬兰,境内土壤几乎全发育于冰碛物之上,形成大陆冰川冰碛母质土壤。大量冰川湖的湖泊堆积物对土壤影响很深,如常见的粉砂质粘土层和泥炭腐殖质层等。中国青藏高原中心地带,如长江与黄河发源区,也遍布湖泊、沼泽与冰碛物,土壤状况可能与上述相似。

【山谷冰川冰碛母质土壤】 soil derived from valley glacier deposit　第四纪初期至中期,欧洲与北美均发生过规模甚大的冰川,中国西部山地的阿尔泰山、天山及青藏高原都发育了冰川。至今有关山谷冰川的报道,包括青藏高原周边、大兴安岭、鄂西及长江中下游的庐山、黄山等地,都有冰碛母质产生。值得提出的:上述很多山谷冰川冰碛母质,在间冰期时已遭强烈湿热风化,或说已进行红壤发育作用。例如四川峨眉山(海拔 3099 米)山麓至峨眉县城之间,在十余千米内,有四道古冰川尾碛,都已发育为与雅安层(Q_2)相当的红色古土壤;江西庐山附近有三种冰碛物,分别属于 Q_1、Q_2、Q_3 三时代,此外在安徽、湖北等地都有类似的堆积物,统称为山谷冰川冰碛母质土壤。

【间冰期土壤】 soil derived in the interglacial period　当间冰期来临时,气温明显升高,在此期间形成的土壤称间冰期土壤。以大姑-庐山间冰期(Q_2^3)为例,较现今温度约高 4 ~ 7°C,长江中、下游与云贵高原及广大华南地区均出现常绿阔叶林植被,后者甚至有季雨林,适合红壤与砖红壤发育。这种环境一度在沿海地区延伸到华北及东北地区,多数学者认为古红土是第四纪间冰

期的产物。Q_1 及 Q_3 的间冰期气温升高较少，但也有古红土发育。

【罗布泊耳轮形土壤分布】 helix-like soil distribution in the Luobupo Lake area 罗布泊位于新疆塔里木盆地东端，属于新构造运动沉降地带。第四纪以来虽气候不断变旱，但在几次冰期里，属雨量充沛的中纬地带，面积曾至少扩大到目前的 40 ~ 50 倍之多。因各次湖岸到达的位置不同，虽未形成多级湖岸阶地，但各期岸线之间，土壤表层的盐壳厚度、盐壳面上的粗糙度、盐泥的收缩状况以及有机质残遗量等方面的差异，使卫星照片上的罗布泊出现了耳轮状土壤分布。



耳轮形的罗布泊
1. 湖泊；2. 最后水面退出的洼地；3. 三角洲。虚线为各历史时期的古湖岸

【冰后期成土环境】 soil-forming environment of post-glacial period 一般将冰后期定为 10500 年以来，但各地冰川后退时间不一。冰后期的气候冷暖与干湿变化十分显著使土壤变化于红壤、黄棕壤、棕壤与褐土等之间，这就是冰后期成土环境。其间至少有过 3 次干湿变化，冷暖也有不同。距今 5500 ~ 7000 年前为最温暖的大西洋期；公元前 1000 ~ 100 年为新冰期；16 世纪至 19 世纪前为狭义的“现代小冰期”，此外还有不同幅度的很多大小波动，这对成土作用有一定影响。

【第四纪湖相母质土壤】 Quaternary lacustrine soil 第四纪当高纬地区冰川或冰流活跃的时候，大陆冰盖阻止了气旋向高纬度前进，造成了中纬和低纬地区雨量充沛，便形成了“雨期”，这时湖泊面积扩大，便形成第四纪湖相母质土壤。中国的雨期沉积物以早更新世(Q_1)前期河湖相沉积的规模为最大，该期地层分布于昆仑山、祁连山、秦岭及泰山以北的广大地区。

【土壤指示动物群】 soil indicator animal group 土壤与动物群均为一定环境里的产物，二者可互相指示，这种关系称土壤指示动物群。例如华南剑齿象-大熊猫动物群时代属中更新世(Q_2)，是古红土发育的最盛期。其分布北界大致在长江沿岸一线，恰与现代红壤带的北界相符；更新世猩猩分布的北界又大致与赤红壤与砖红壤的北界相近。这显然代表了当时湿热的常绿阔叶林或热带雨林环境，利于土壤脱硅富铝化的进行。

【土壤指示微体古生物化石】 soil indicator paleontologic microfossil 第四纪微体古生物化石包括有孔虫、介形虫和藻类化石等。其中以有孔虫的生态演变最能反映环境特征。有孔虫是一种微体单细胞生物，壳多孔。从寒武纪到现在都有分布，古近纪达到全盛，至今在海洋中也很丰富。有孔虫按其生态特征及种类、数量组合可反映：水体的深度、距海岸的远近、环境中温度与含盐度的范围等，所以系统研究此类化石可判断过去的土壤形成环境，故称土壤指示微体古生物化石。

【海积物古成土痕迹】 ancient soil-forming marks in marine sediment 在深厚的滨海沉积层中，常有土壤发育遗迹，故称海积物古成土痕迹。它们标志着沉积过程的历史与成土环境的变迁：①黑色泥炭层或腐泥层，说明古沼泽化环境。②铁锰淀积层，代表地下水位升降的草甸化过程。③钙质结核层，说明沉积层曾暴露地面，经久旱而形成，也必然有盐碱土发育。④青泥层，是土壤一度潜育化的标志。⑤古红土层，长期地势高、排水好，曾有红壤化作用。⑥硬泥层，标志曾脱水氧化，一般质地黏而略带黄色，成土内容待研究。以上成土遗迹在深厚的沉积层中常周期性重复出现，表明了显著的轮回性。

【地形土壤同步演化说】 theory of synchronous development of soil and relief 土壤随地形演变而演变的学说。戴维斯(W. M. Davis)于 1899 年提出“地貌循环说”，认为地形在内力作用、外力作用和时间三种变量相互影响下发育。他假定在构造运动(地块抬升之后)与气候条件相对稳定时，地形发展的次序是：一个短暂而起伏迅速增加的幼年期、一个起伏最强烈且地形变化最大的壮年期和一个起伏微弱而无限长的老年期。这一学说历经百年考验，虽遭一些非议，但基本思想仍为世人尊崇。从理论上说，在地形演化过程中，诸多成土因素都在改变，则土壤发育状况必然也在同步演变，这样就有可能从地形演化阶段来分析土壤特征。

【幼年期地形土壤】 soil in the young topographic stage 幼年期地形特征是山高谷陡、地面侵蚀强烈，地下水位多远离地表，土壤发育度不深，常以粗骨性幼年土为主，土壤的地带性特征因发育弱也不明显，此类土壤称幼年期地形土壤。近期抬升强烈的山区土壤大都如此。

【壮年期地形土壤】 soil in the mature topographic stage 地形特征是宽谷、河曲发育、阶地已形成、谷旁有洪积物穿插，不同斜度的上下坡分异明显。总的说，多种地形部位分异明显，类型复杂，一般抬升山区外围尚未接近平原处为这种地形，在其上发育的土壤称为壮年期地形土壤。土壤随地形变化多，近分水岭处土壤发育弱，而下坡又发育良好，可显地带性特征。

【老年期地形土壤】 soil in the old topographic stage 地形特征是坡度平缓、地势开阔、河曲高度发育、侵蚀微弱。在长期相对稳定的条件下发育的土壤即为老年期地形土壤。其特点是土层深厚，剖面发育良好，常显地带性特征，土壤类型较壮年期显得均一。在接近大平原的波状丘陵或近期强烈抬升、尚未受明显切割的准平原上的土壤均属此类型。

【强烈沉降区土壤】 soil in the area with a big subsided range 在地壳强烈下沉区发育的土壤。它不能以地形演化阶段来作概括。持续沉降地区，因地下水位较高，只能发育非地带性的隐域土，根据暴露地表时间的长短，可形成多次发育的埋藏土。如沉降后回升，则沉积母质又可向地带性显域土发育。前者如华北大平原与江汉平原等，后者如闽、粤沿海的某些滨海台地等。

【多层地形土壤发育】 soil development on the terraced land of many levels 地壳多次间歇上升形成的多层平坦地面上所发育的土壤。通常在谷底或山外的平原上，因地下水位高与成土年龄短，只能出现隐域土。海滨或河谷阶地随着级数增加，成土时间渐长，母质也会有一定变化，如未受强烈侵蚀或来自山坡上部堆积物的覆盖，土壤发育程度会渐深。例如在浙江富春江边的 7 级阶地土壤，能反映土壤红壤化程度的多种指标——粘粒硅铝率、铁的淋离度与晶化度等都发生有规律的变化。高阶地土壤的红化较深。阶地以上多级平面与坡地是土壤发育较好的地方，各级夷平面中，愈高的成土年龄愈长，但被剥蚀破坏的可能性愈大，常表现有一定程度的起伏。

【火山锥土壤】 soils on the volcanic cone 火山锥是火山喷出岩的常见地形，发育在火山锥上及其周边的土壤，称火山锥土壤。火山锥规模最大的是吉林长白山主峰白头山，山头火口湖天池水面海拔达 2155 米，但一般火山锥规模较小，高差多在百米之内。火山锥中坡坡度达 25° ~ 30°，土层薄，土壤发育度差，仅下坡土层较厚，土壤发育好。火山口或潴水成湖，或多熔岩乱

石,平静成土的较少。高大的火山锥周边多形成沟谷,发育的土壤也较复杂。

【熔岩台地土壤】 soils on the lava platform 火山熔岩喷溢后常覆盖了古老的夷平面,或岩流自然展布,形成台地。发育其上的土壤即为熔岩台地土壤。如长白山基座就是一个剥蚀夷平面,上面覆盖了多次喷发的玄武岩。在图们江沿岸可见到三级玄武岩台地,高山河面自 130 ~ 400 米不等,厚均百米以上。在长白山东北面,还有沿牡丹江分布的玄武岩台地,台地多已被分割为方山或孤丘。这些台地地势平坦,成土条件好,也是农业土壤的主要分布地。很多具地带性特征的土壤都在台地上发育,如牡丹江一带的黑土、山西大同的褐土、南京的黄棕壤与浙江嵊州的红壤等。

【熔岩台地土壤分异】 differentiation of lava platform soil 各级溶岩台地上的成土环境与成土年龄不同,形成不同年龄和类型的土壤,即为熔岩台地土壤分异。各期喷出岩的成分有一定差异,分布的位置也常不同,因台地形成后可被分割或经不同程度的构造抬升,而后期喷溢的岩流总是只能覆盖在较低的地方。例如云南腾冲火山的岩性分五期,分别是玄武岩、安山岩与酸性岩类、橄榄玄武岩、安山玄武岩等,构成两个从基性到酸性或中性的岩浆活动旋回。又如浙江东部嵊州与新昌有 4 级玄武岩台地,最高一级海拔 600 ~ 800 米,发育为黄壤,以下均发育为红壤。按一般规律海拔 100 米台地高度正是良好发育红壤的分布区,但在嵊州西北的台地上只有红壤化不深的"棕泥土",质地不如红壤粘土,粘粒 *ki* 值在3 ~ 4之间,主要原因是母质系后期喷出物,成土年龄较轻。

【熔岩台地古土壤层】 paleosol layers in lava platform 玄武岩一般系多次喷发,常有多层重叠覆盖。玄武岩流覆盖的或是原地的其他成土母质,或是早期的玄武岩,它们表层多半已有一定发育度的土壤层存在,覆盖后便成了古土壤层。这些古土壤可从表层颜色较暗辨出曾有的有机质层,但程度不一;因接触了炽热的岩流而变质,所以不再松软。

【熔岩烘烤层土壤】 toast soil layer in the lava platform 当炽热的玄武岩流接触到铁质含量较高的土壤表层时,可将其改造为玫瑰红色且较为坚实的土层,通称烘烤层。有时颜色变红仅限于土层中的岩块,称烘烤岩块。它们周围的土壤如再露地表,因已强烈变质,无肥力可言,只能成为新的成土母质。

【基性熔岩土壤】 basic lava soil 以玄武岩为代表的基性熔岩分布甚广,以其为母质发育的土壤即为基性熔岩土壤。因结晶细小,含易风化的基性矿物多,形成的土壤多质地黏重,且土层深厚;因含铁量高,土壤多呈红色;因其化学性质特征,土壤的营养元素缺钾而富磷、富钙。以上各种特点在红壤地区表现尤为典型。

【中酸性喷出岩土壤】 soils derived from neutral and acidic extrusive rock 酸性或中酸性喷出岩风化形成的土壤。形成的土壤质地粗、土层薄,肥力相对较差。酸性或中酸性火山喷出岩多是燕山运动的产物,全国集中分布在浙江与福建两省,面积仅浙江一省就达 4 万余平方千米,占全省基岩面积一半以上。岩石种类以凝灰岩、熔结凝灰岩及流纹岩等为主。

【土壤发育轮回】 cycle of soil development 环境变化的轮回性原是第四纪历史的一大特征,在第四纪地质史中,多种地质和地理轮回包括冰川、海洋、构造运动、动植物演化、地形、火山、地磁等各个方面,这些几乎都与成土因素有关,所以土壤在随着时间进程,必然作有规律的发育轮回,即称土壤发育轮回。例如随海进海退的盐碱土发育、随湖泊扩张收缩的滨湖盐土或沼泽土发育、随冰期与间冰期出现的古红土等土壤发育、随高原冰川进退的高山草甸土发育、随干旱气候变迁的黄土性土壤发育,还有更大范围的随构造运动与地形演变的土壤分布格局更替等。

【土壤带界线摆动】 swaying theory of boundary line of soil zone 由于土壤发育轮回,致土壤带的界线并非一成不变,而是随时间进程做有规律地摆动。例如中国东部沿海 Q_1、Q_2 与 Q_3 时期典型红土发育最北到达的位置,分别是:北纬 40°、北纬 43°、北纬 30°,而 Q_4 红土位置南移,可能在北纬 23° ~ 北纬 24°上下,说明红壤带与黄棕壤带的界线在南北摆动。东海滨海盐土带的西界则在东西摆动等。

【成土构造旋回变化】 theory of soil development according to the tectonic cycle 在各种环境因素轮回里,包括了地球的内力作用与外力作用,内力作用的地质构造轮回可能居于更重要的支配地位。因为构造升降、火山与地震等内力作用常在较大范围内,影响各成土因素,这就是成土构造旋回变化。以中国青藏高原在新近纪末以来强烈抬升而论,不仅形成了特殊的高寒成土环境,使中国土壤分类系统中出现了世界少有的"高山土纲";而且改变了东亚地区整个环境与土壤布局。这一抬升彻底改变了全国原已形成的准平原成土环境。影响中国土壤分布至深的三级宏观地貌发展也在此期间。在每一局部范围里,构造升降影响的地形、母质、气候等因素的差异,对土壤发育也起着控制作用。

【氨基酸外消旋法测年】 amino acid racemization (AAR) 由于在生物氨基酸中含有不对称碳原子,因而在结构上分出有 L-型和 D-型,称为光学异构体或称旋光异构体,分别具有左、右旋光性(即该物质具有使所通过光线的偏振面发生向左或向右偏转的性能——光学活性)。生物产出的氨基酸皆具有 L-型结构,且随时间推移逐渐向 D-型转化,直至达到平衡,形成等量的 D-型和 L-型氨基酸混合物为止,从而失去旋光性(此时左、右旋光性相互抵消)——即外消旋作用。外消旋作用为一级反应且服从质量作用定律,其转化率为时间的函数,转化速度则是温度的函数。因此,可利用氨基酸的外消旋程度测定其所经历的时间和样品形成温度,此即为氨基酸外消旋法测年。当 $t = 0$ 时,$[D]/[L] = 0$,当 $t \to \infty$ 时,$[D]/[L] = 1$,达到平衡状态([D]、[L] 分别为 D-型、L-型氨基酸浓度),一般把达到 $[D]/[L] = 0.33$ 所需的时间称为"半外消旋期",在 0℃条件下各种氨基酸的半外消旋期 $T_{1/2}$ 排列顺序:

天门冬氨酸	<	丙氨酸 ~ 谷氨酸	<	异亮氨酸	≤	缬氨酸
$T_{1/2}$		4×10^5 年		1×10^6 年		5×10^6 年

现用于测年的主要为天门冬氨酸和异亮氨酸。测试样品为骨化石、介壳、牙齿化石和有孔虫化石、钙质沉积物及泥炭等,测年范围 100 万 ~ 200 万年。此方法是第四纪年代学研究的有效测年手段,优点是样品用量少、可与 ^{14}C 法和 U 系不平衡法相互验证,用氨基酸分析仪测定氨基酸比值。

【古土壤】 paleosol, palaeosol 因地质、地理环境轮回产生的古老土壤。它与现代土壤一词相对应,常与当前的环境不相称。所以寻找土壤与发生环境之间的矛盾是古土壤鉴定的基础。

【土壤年龄】 soil age 土壤形成的时间。前苏联科学家威廉斯(1863 ~ 1939)在土壤学研究工作中提出了土壤绝对年龄和土壤相对年龄的概念。前者指某一地区的土壤从其开始形成直到现在所经历的时间,其数值大小取决于该地区的地貌动力学过程和历史演变。后者指土壤的发育程度和发育阶段,一般用土壤剖面分异程度加以确定。总的来说,土壤的绝对年龄愈大,则相对年龄也愈大。由于土壤形成的空间因素经常有很大变动,绝对年龄相同的土壤,其发育程度即相对年龄可有较大差异。

故在实际土壤学研究中，要将土壤形成发育的时间和空间因素结合起来，进行综合研究，才能揭示土壤发生、发育的本质。

【土壤绝对年龄】 soil absolute age 又称**土壤真实年龄**(soil true age)。土壤在当地新风化层或新的母质上开始发育，至今的绝对时间。它与土壤的发育程度无关，但一般说经历的年代较久，会发育较好。如上新世三趾马古红土绝对年龄较长，已达20～30百万年以上；发育良好的中更新世网纹红土，年龄约15万～20万年。某些近期刚发育的土壤，如滨海盐土、山麓新堆积物上的土壤，年龄甚至在百年以内。造成土壤绝对年龄差异的原因，很多都与地质作用有关，如火山的喷发与覆盖、冰川的前进与后退、海进与海退、洼地的沉降与山地的抬升等。而绝对年龄较长的则常与地壳相对稳定致使地面发育年龄较长有关。绝对年龄长的土壤，其发育方向多有一些变动，会造成复杂与重叠的成土过程。

【土壤相对年龄】 soil relative age 即土壤的发育程度，最具体的是土壤层次的分化，或说发生学土层的清晰度，可作为相对年龄的衡量尺度。发生学土层(A_1、A_2、B_1、B_2、C等)越明显的表示土壤相对年龄越长。决定土壤相对年龄的是土壤是否有一相对平静的发育环境，例如地面侵蚀或不断有新母质覆盖，就会使成土难以深化。

【古土壤年龄】 developing time of paleosol 古土壤发育至今的绝对时间。其时间跨度可自百年、甚至更短，直至若干亿年。如中国西北干旱区风成沙覆盖的绿洲土壤仅有数百年或更短；淮北平原灰黑色古土壤层形成年龄为4170年；浙江宁绍平原残余泥炭土形成年龄为6895年；洛川黄土中第五层古土壤则是0.46～0.56百万年；至今地质学上可识别的古老土壤已有31亿年之久。

【化石土壤】 fossil soil 覆盖层下的埋藏土。它基本上不受现代地表成土环境作用，类似地层中保留的生物化石一样，原形态大致可辨，但性质已有一定变化。例如北美与欧洲各次冰川堆积物下的土壤层，日本古老火山灰下掩埋的土，中国黄土中的古土壤层、玄武岩流下的"烘烤土层"等。这种土壤是研究环境变化的重要信息载体。

【残余土壤】 relict soil 具有两种以上环境特征的地表古土壤。其发育过程中，虽未被覆盖，但地表成土环境已变，仍保留着过去环境中的性状，如高山或高纬地区的古红土、干旱地区的残余盐土、残余沼泽土都是。这种土壤是研究环境变化的重要信息载体。

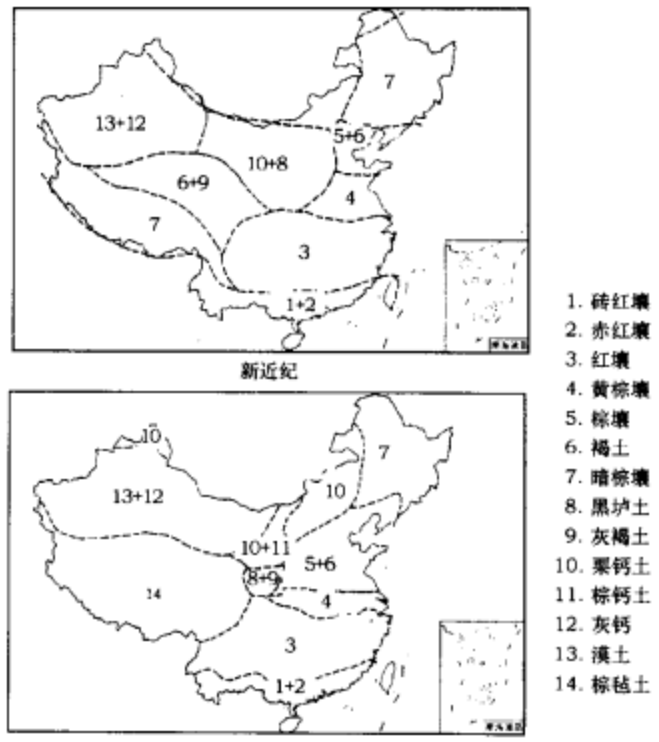
【埋藏土壤】 buried soil 被风沙、冰碛物、海积物、洪积物等各种沉积物埋藏的土壤。一般仍可见原剖面层次，它不一定是化石土壤，也不一定是古土壤。

【古土壤残迹】 remnant paleosol 无完整剖面，系古土壤经变动后留下的残迹。如黄土高原冲沟中黑垆土或褐土的碎片，周口店则有运积后局部存留的古红土等。

【多元土壤】 polygenetic soil 环境变化后原土壤在新环境下进行新的成土过程，致使土壤剖面上反映着不止一种成土内容的土壤。残余土壤大半属此类型。如古老的沼泽土疏干后，在干旱区再行积盐；古红土在海滨沉降后产出沼泽化等。

【单元土壤】 monogenetic soil 同一环境影响下的土壤。现代土壤与被埋藏后尚未出露的化石土壤，均属此类型。如现代棕壤、埋藏红壤等。

【新近纪古土壤带分布图】 map of paleosol zone in the Neogene Period 新近纪的土壤带分布与现代土壤带比较，有以下特点：①东部沿海依纬度而变的地带，从砖红壤与赤红壤直至东北山地的暗棕壤，基本相似。因气候较温暖，红壤与黄棕壤的范围略向北扩展，东北的环境似与现今相近。②北方钙层土及半干旱型的黑垆土，新近纪较现在向东西两面明显膨大，这说明了该区东部环境较现在干旱，而西侧则不如现在干旱，因西侧是典型干旱的漠土与灰钙土。③西北的漠土与灰钙土较现今范围小，说明青藏高原还未强烈上升，还未完全阻挡南来的湿润空气。④青藏高原在当时是暗棕壤及半干旱型的褐土与灰褐土，还未强烈抬升形成高山土壤。这一土壤轮廓，经中更新世(Q_2)演变至晚更新世(Q_3)末期，青藏高原升至海拔4000米左右，土壤带位置已大致与目前相似。



新近纪古土壤带位置与现代土壤带的比较(古土壤按植被类型推测，植被资料据《中国自然地理》古地理分册)

【古土壤带成土年代】 different soil-forming age in the paleosol zone 不同地质时期形成的古土壤年代。高山草甸土带是古近纪末以后，干旱的大陆地形剧烈抬升为青藏高原，形成雪山与冰川后出现的；北方针叶林下的灰化土带也是冰川消退后出现的；黑钙土、栗钙土与灰钙土等土带演化的历史较前述两种土更长，从其地表禾本科与豆科植物较多来看，这都是在古近纪植物区系的基础上，经第四纪冰期消长，长期演化而成的土壤；南方的红壤未经冰川作用，其起源更古。

【兰州地区成土环境演变】 soil-forming environment change in Lanzhou area 甘肃兰州地区在黄土母质上广泛发育着灰钙土，这类土壤在剖面上各层的成土年代不同，下部老，上部新，从植

兰州地区灰钙土剖面上记录的生物气候演变

时代	剖面深 mm	^{14}C 测年 a	孢粉成分/%				反映的气候特征
			草本加灌木	蒿属加藜科	乔木	喜湿的蕨类	
Q_4^3	0.6～0.4	2400～2300	90	75～78	2.4～2.8	很少	较前更干旱
Q_4^2 前段	2.5～2.1	7500～5000	80～88	77	8.1	4.1	较前略湿润
Q_4^2 后段	2.0～0.9	5000～3100	80～87	73～74	9.5	2.2～3.1	较前略温湿
Q_4^{2-3}	0.9～0.6	3100～2700	93～95	84～86	2～3	1.2～1.8	较前低温干燥
Q_4^1	2.6～3.2	11000～8000	89～91	80	3.5	5.3	干燥温凉

物孢粉分析，它记录着晚更新世(Q_3)末期以来气候不断变旱。虽一直保持着草原荒漠景观，但成土内容不尽相同。剖面上的腐殖质积累与碳酸盐等淋淀，反映了草原土壤成土过程，但也有代表荒漠特点的地表假结皮层。

【罗布泊地区成土环境演变】 soil-forming environment change in the Lop Nur Lake area 罗布泊在湖心有三层黑色淤泥层，经^{14}C测年，分别为(20 780 ± 300)年；(9360 ± 120)年；(3610 ± 90)年；时代相当于晚更新世至全新世，总沉积层厚 8.83 米。说明周围地区沼泽化有过 3 次小的旋回，但湖中心位置未变。目前湖中心 30 厘米的土层内含盐高达 40%，该区周围雅丹地形发育，土丘高达 15～20 米。以上说明这里曾有过草甸化、沼泽化、盐碱化与风沙化的成土过程演变。

【伊犁地区黑钙土】 chernozem soil in Yining area 新疆伊犁亚高山草甸植被区内有标准的黑钙土，这原是草原植被土壤，此现象不能说明近年气候由干暖向冷湿转变，只说明这里的黑钙土系残余古土壤。

【阿拉善盟成土环境演变】 soil-forming environment change in Alxa area 内蒙古阿拉善盟位于贺兰山、祁连山与腾格里大沙漠之间，是一封闭的内陆盆地，由盆地边缘至中心依次分布着淡棕钙土与几种盐土。经土壤研究发现：Q_4^1、Q_4^2、Q_4^3的三阶段，年雨量自 300～400 毫米减到 150 毫米，年均温 2～4℃增至 8℃，植被从半湿润草甸草原或半干旱草原演化至半荒漠。土壤钙积层深度从 60～120 厘米减至 10～50 厘米。土壤钙积层上部的^{14}C测年较下部小，这显然反映气候逐渐变旱。

【北京地区成土环境演变】 soil-forming environment change in Beijing area 北京西山清水河右岸二级阶地上西胡林剖面厚达 20 米的黄土中，埋藏有 7 层古土壤，按自上而下土壤层序号，S_0和S_4为碳酸盐褐土型古土壤；S_1、S_2、S_3为普通褐土型古土壤；S_5为淋溶褐土型古土壤；S_6为棕壤型古土壤(均按理化性状与现代土壤资料对比确定)，依年代排列，可说明北京地区自50万～1万年前(Q_3)，交替经历了 14 次温湿与冷干的气候变化。

【北京地区燥红土】 torrid red soil in Beijing area 在北京低山区的山地夷平面和一些高阶地、山前台地等处，发现一种燥红土型古土壤，剖面多为 B 或 BC 层的残留，红棕色，质地为粘壤土，结构体面上有连续胶膜，无石灰反应。剖面上部常有后期沉积物的覆盖。这种土性质与海南或云南的燥红土非常相似，表现在粘粒矿物不含蛭石、粘粒硅铝率 < 3.2，以及具某些微形态特征等，故推测它形成于古近纪干热环境。

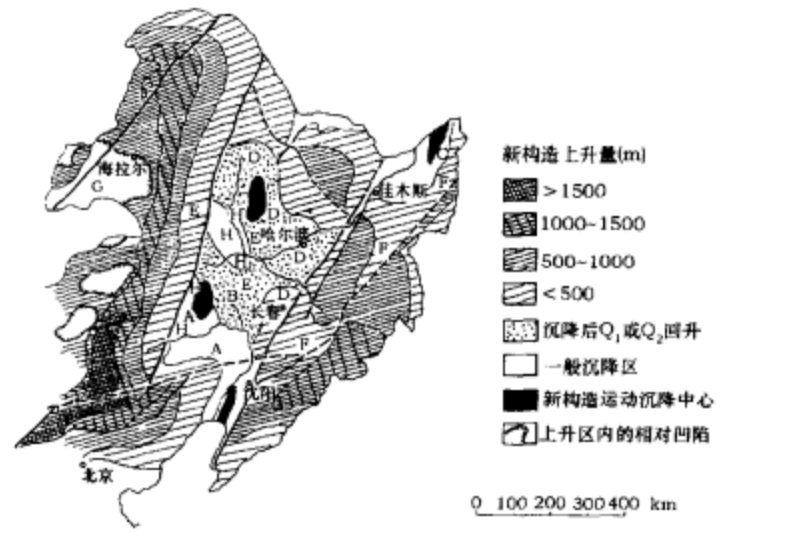
【长江中下游成土环境演变】 soil-forming environment change in the area of Middle and Lower Reaches of Yangtze River 本区地跨中亚热带和北亚热带地区，具亚热带季风气候，植被以常绿阔叶林和落叶阔叶林为主，景观属于南北过渡类型。在末次冰期中，亚太地区大气环流形式发生很大变化，植被、气候与土壤都发生纬向的南北迁移，使环境变得更加复杂。2 万～1 万年前(Q_3^3)为干旱寒冷的盛冰期，具稀树草原等半干旱植被，发育褐色土土壤。至约 1 万年前(Q_4^1)，冰期结束，向暖湿环境发展，发育黄褐土(江汉平原)与黄棕壤(太湖平原)等；7500～5000 年前，气温普遍上升，长江中下游均发育红壤或近红壤型土壤。约 5000 年前(Q_4^3)，气温下降，发育黄红壤或黄棕壤类型。

【东北三江平原成土环境演变】 soil-forming environment change in the area of "Three-Rivers" Plain, Northeast China 三江(黑龙江、乌苏里江、松花江)平原在中国东北部，系新构造运动沉降地区(参阅附图)，积水致土壤沼泽化，其泥炭土的发育受第四纪气候演变影响，在有机质形成与分解的消长中，积累不同品质的泥炭土，情况如表所示。

三江平原自然环境演变与泥炭土的发育特征

地质时代与泥炭土发育时期	孢粉组合 ^{14}C 年龄 a	年均温 ℃	气候特征	年累积率 mm	有机质 %	分解度 %	泥炭类型
Q_4^3 (发育盛期)	松属为主 (2281 ± 80)	2～3	冷湿转偏干	0.37	65～80	20～25	低灰分，低分解泥炭
Q_4^2 (发展期)	阔叶林带 (6317 ± 105)	6～8	温暖湿润	0.16	35～46	40～50	高灰分，中分解泥炭
Q_3^3 (开始发育期)	桦木林带 (10058 ± 515)	0～2	冷偏干	0.23	45～55	35～40	中灰分，中分解泥炭

(据孟宪民等资料)



中国东北及内蒙古东部新构造运动及有关土壤分布概图
(据《中国自然地图集》1965 年资料增绘)
A. 科尔沁沙地；B. 松辽分水岭；C. 三江平原；D. 黑土主要分布区；E. 黑钙土主要分布区；F. 白浆土主要分布区；G. 呼伦贝尔高原区；H. 盐土与碱土；粗线为主要新构造运动活动断层、实线为实测、虚线为推测

【呼伦贝尔高原成土环境演变】 soil-forming environment change in Hulun Buir Plateau area 内蒙古最东部的呼伦贝尔高原，在风沙地貌的固定沙丘中，近地表处发现三层埋藏黑砂土，说明沙丘在近期较冷湿的环境中几次被固定而形成有机质层，气候向温暖干旱发展。该地为中生代断陷盆地，第四纪以来还一直接受沉积：早更新世(Q_1)为河湖相交替沉积的砂砾层；中更新世(Q_2)为棕红色为主的含钙结核沉积；晚更新世(Q_3)为河湖相沉积，发育成草甸或沼泽。这里的中更新世(Q_2)沉积层也是接近燥红土类型的古土壤，是干热环境的产物。

【华南地区成土环境演变】 soil-forming environment change in South China area 从整个华南看，第四纪期间，华南的成土环境大体是冰期来临，植被为混交阔叶林，发育棕壤、褐土及黄棕壤等；间冰期时，植被为常绿阔叶林与季雨林，发育红壤或砖红壤。中更新世(Q_2)时期曾有属于热带北缘的气候环境，使沉积物及土壤受强烈红化，氧化铁游离度几乎是晚更新世(Q_3)的 2 倍，因其经历时间长，作用程度深。正因经中更新世(Q_2)时期普遍的强烈红化，导致早期的残积古土壤在红化后与一般大面积发育的红壤很难区别。所以，迄今对红壤带内的古土壤报道很少。另一方面，在红壤带北缘，甚至越出红壤带向北，却常有古红土受强烈红化的报道，表现出清晰的网纹层，坚硬胶结的铁锰磐层等。

【中国黄土母质古土壤】 paleosols in Chinese loess sediments 中国黄土分布面积广，堆积厚度大，沉积记录完整，黄土层中夹有大量古土壤层，即为中国黄土母质古土壤。它是沉积轮回中环境变化的重要反映。它常被分为午城黄土(Q_1)、离石黄土

(Q_2)、马兰黄土(Q_3)及全新世黄土(Q_4)等岩石地层单位。在中更新世至全新世($Q_2 \rightarrow Q_3 \rightarrow Q_4$)的历史过程中,黄土中古土壤类型是褐土型→灰褐土型→发育弱的碳酸盐灰褐土型。碳酸盐淋溶及土体的粘化程度依次减弱,这与中国南方古红土发育是一致的,即由中更新世至全新世($Q_2 \rightarrow Q_3 \rightarrow Q_4$),程度依次减弱,可能受到生物气候的统一影响所致。

【午城黄土古土壤】 paleosol derived from Wucheng loess material 午城黄土(Q_1)中发育良好的古土壤很少报道。据洛川典型剖面的描述,估计在百余万年中,因下伏地形起伏,高原抬升较快,而使得古土壤多遭侵蚀。另据孢粉与古动物资料以及钙结核中移动性二氧化硅显著高于离石黄土中古土壤钙结核等现象,推断其应属褐土类型向棕壤过渡。也有人认为它受后期的作用强烈,在多数剖面上难以划分单一的古土壤层,建议以古土壤组合表示。

【离石黄土古土壤】 paleosol derived from Lishi loess material 离石黄土(Q_2)古土壤层形成于相对温湿的环境下,可划分出 14 层古土壤,因其所经环境相对稳定,古土壤发育好。通常古土壤可划分:A、B_{t1}、B_{t2}、C 等层次。古土壤里的不稳定矿物常小于 10%,明显低于相应的黄土母质;粘粒矿物中伊利石占 50% 以上,另有蒙脱石、蛭石和高岭石,与相应的黄土比较,伊利石与蛭石均明显增加。十余层古土壤的共同特性是:腐殖质积累、碳酸盐有淋溶与淀积、强度粘化;风化产生大量铁、锰、铝的氧化物和粘粒矿物;属中性与微碱性的成土环境。黄土母质层与古土壤层的交互叠置,记录了古气候的波动周期,植被为森林草原,由于未发现密林下发育的 A_0 和 A_1 层,说明并非典型的林下环境。在微碱性的条件下,土壤脱硅过程明显,表现在镜下微形态可见石英的溶蚀与再淀积,在钙结核中还含有 3% ~ 6% 的移动性 SiO_2。

【马兰黄土古土壤】 paleosol derived from Malan loess material 马兰黄土(Q_3)中埋藏的古土壤。其发生学特性是:有明显的腐殖质层,厚约 40 ~ 100 厘米;碳酸盐被淋溶,淋溶层厚达 1 米余,发育有钙积层,但结核不大;粘化层明显,胶体粘粒含量较母质高 30% 以上,棱块与棱柱状结构清晰;全剖面中至微碱性反应,胶体粘粒的硅铁铝率与离石黄土中的古土壤相似;粘化层有大量红棕色光性定向粘粒,孔隙内有铁质粘土胶膜或絮凝物质,还有次生碳酸盐晶粒。

【全新世黄土古土壤】 paleosol derived from Holocene loess material 发育在全新世黄土中的古土壤。过去研究报道很少,且常与马兰黄土中的古土壤相混淆。刘东生等著《黄土与环境》一书开始明确黑垆土为其代表性土壤,该土自 20 世纪 60 年代以来,被列为独立的土类,设在钙层土纲之下。其基本特征是:土体深厚,全剖面有石灰反应,碳酸盐淋溶仅在初、中期阶段;粘化程度低,有时仅属形态不明显的"隐粘化现象"。其地理位置是向干旱区过渡,实际上是一种弱度发育的碳酸盐灰褐土。

【辽宁黄土古土壤】 paleosol derived from the loess material of Liaoning Province 分布在辽宁沈阳及大连等处岗坡地上的黄土,上面发育的古土壤,现称棕壤。这种黄土的特点是粘粒含量 30% ~ 40%;颜色以棕黄为主,当地称"棕黄土";不含石灰质;剖面在 1 米以下渐现棱柱状结构,结构体面上有棕红色粘土胶膜。显然这是经古湿热环境下成土作用的结果。

【下蜀黄土古土壤】 paleosol derived from Xiashu loess material 以江苏句容下蜀为代表的黄土古土壤。下蜀黄土(Q_3)广泛分布于长江中、下游两岸,西端可直至武汉以西。它是中国黄土分布的最南范围。其成土作用有如下特点:①全层厚度从 5 ~ 6 米至 20 余米不等、均可找到成土痕迹(核状或柱状结构、棕红色胶膜、各种铁锰结核与石灰结核、生物遗体化石等),说明是在不断的新构造运动抬升中,逐步成土与加积。②下蜀黄土可分三层,下部为棕红色粘土,不整合于网纹红土之上,含多量石灰结核及圆形铁锰结核;中部为棕黄色粘土与亚粘土,也有钙结核及铁锰胶膜;上部为浅黄色粘土与亚粘土,仅底部含少量铁锰结核。从性质看,可认为系三期成土,而且从颜色与新生体数量分析,证明富铝化程度在逐渐减弱。总的说,其风化程度高于华北黄土。③在下层可见大砂礓,俗名"人头砂姜",南京附近多处可见,反映了一度长期干旱气候与较稳定的成土条件。④下蜀黄土几乎无例外地被作为黄棕壤的典型代表。

【黄土加积型古土壤】 loess aggraded paleosol 据郭正堂(1992)对陇东西峰镇的典型黄土剖面研究,认为该地所有古土壤其发育过程中还有大量粉尘不断加积,故称黄土加积型古土壤。证据是:①古土壤厚度达 2 ~ 3 米,大大超过类似风化程度下土壤应有的厚度,而风化与成土深度却较弱;②松山期第 9 层黄土(L_9)之下的 26 层古土壤厚度更大,有的近 4 米,但无明显的发生层次,这种均质性反映了成土时粉尘加积速率甚大,且钙积层也为较深厚的弱固结型;③从脱钙与粘粒增加来看,下部 B_1 层反较上部 B_2 层为强,与正常剖面相反。黄土上粉尘加积系土壤发育期中干旱或半干旱气候造成。

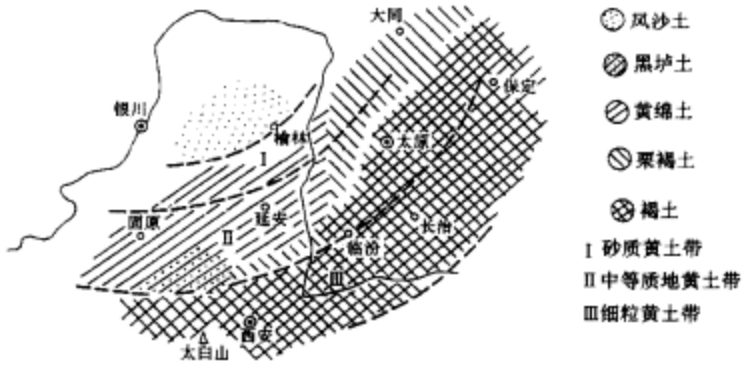
【黄土古土壤发育间断】 development intermittence of the paleosol in loess sediment 一般将深厚的黄土剖面上有明显成土的层次划为古土壤层,从上至下,编号依次为 S_1、S_2、S_3……古土壤层之间认为是无土壤发育的黄土层,从上至下,编号为 L_1、L_2、L_3……这就有很多次"黄土古土壤发育间断"。实际上,古土壤层不代表沉积间断,因为不断有加积的尘土;所谓无成土的黄土层也不代表土壤发育的间断,那只是一段时间,有大量尘土加积,土壤发育微弱,没有明显的成土标志而已。成土标志的出现与暴露地面的时间有关,也与环境中的水、热、植被等条件有关。从理论上说,成土不会间断而只有程度大小的差异。

【黄土古土壤成土标志】 soil-forming marks of loess paleosol 德国地理学家李希霍芬认为,黄土来源于大气粉尘降落,在中国历史记载上称降尘为**雨土**,但并非所有降尘都是黄土,而是在一定气候与植被条件下经过发育,方成黄土。据《黄土与环境》一书称"粉尘受到雨水、霜雪、生物活动等作用……发生次生碳酸盐化;碳酸盐与粘粒物质构成微团聚体或集合体,并一起附着于堆积物根孔或虫孔内,形成大孔构造;又与氧化铁、锰等物一起包裹粉尘颗粒而呈浅黄色。这一过程为粉尘的生物地球化学'成黄土作用'"。从土壤学观点看,这是有生物参与、有多种化学物质移动并形成结构的过程,就是一种成土过程。即具备了黄土古土壤成土标志。

【下蜀黄土构造沉降】 tectonic subsiding of Xiashu loess 下蜀黄土多分布在新构造运动的轻微上升区,以长江两岸的阶地地形为主。但在南京以东,因新构造运动逐渐下沉,导致地形及这一母质上的成土作用有明显不同:南京为 2 ~ 3 级阶地,地表有明显侵蚀,因地下水位深,垂直淋溶明显;丹阳为 1 ~ 2 级阶地,侵蚀弱,成土作用易于深化,沟谷深处或阶地边缘侧流漂洗作用明显;苏州、无锡已属沉降地带,下蜀黄土的沉降面出露地表,侵蚀与侧流漂洗基本停止,土壤潜育化作用明显;上海属强烈沉降区,黄土所受成土作用完全停止,这一母质被埋藏于平原深处。据查在太湖湖底也发现类似黄土的沉积物,也系构造沉降的产物。

【黄土母质土壤分带图】 map of soil zone in the area of loess sediment 黄河中游大片马兰黄土的沉积区里,有多种土类发

育,按质地可分为三个带,依次向东南渐黏,这与黄土风成来自西北有关。从土壤看Ⅰ带以北为风沙土;Ⅰ、Ⅱ两带在西部为黄绵土与黑垆土,东部为栗褐土与褐土;Ⅲ带则全为褐土。从图上可见Ⅱ带内褐土东侧多,向西渐少,极可能是受东西湿润空气影响而淋溶作用较强所致。褐土的特征原是黏化作用明显,有较强的矿物风化与淋溶淀积,如考虑成土作用特点,则质地分带的原因就不全是风力堆积的分选结果。

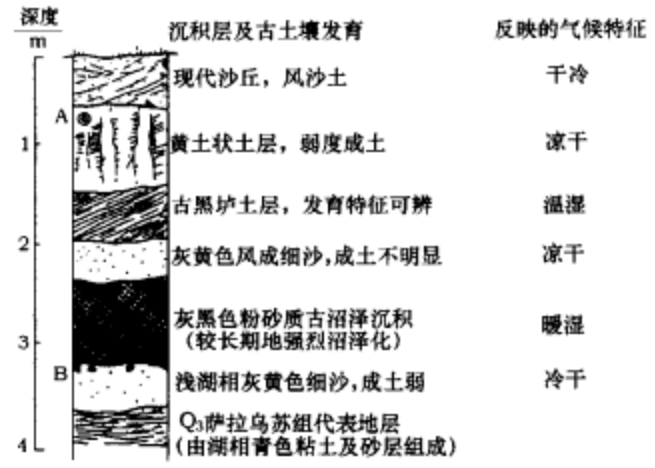


黄河中游黄土质地分带与土类分布的关系
(质地分类据中国科学院地质与地球物理研究所,土类据中国科学院土壤研究所《中国土壤图》)

【埋藏土性状变化】 change of buried soil's property 土壤被埋藏后,一般的变化趋向是:土体紧实,孔隙度降低;腐殖质活性降低,有机酸缩合程度变高;化学物质的迁移与沉淀等则视埋藏环境而定;如接近地表,也可接受一些后期的成土影响(如淋溶、淀积或漂洗作用等)。至今这方面还缺乏系统研究,性状的变化也只能以现代剖面作模拟比较,因不可能有原始的对比样品,甚至有些变化,还基于推断。据章明奎等对长江中下游埋藏深 2 米的古红土与上面(Q_3)覆盖层性状的比较分析,埋藏土一方面表现了高的风化度(高的土壤铁游离度、低的风化淋溶系数和低的粉砂/粘粒比);另一方面又表现出低的发育度(CECE、粘粒 *ki* 值与盐基饱和度均高)。可以认为这是埋藏前有过较强的风化淋溶,铁游离度与质地等特征得以保留,但后期接受上部下移的盐基与硅酸,致使发育度指标有了变化。

【长江三角洲埋藏土剖面】 buried soil's profile in Yangtze Delta region 以长江三角洲晚更新世(Q_3)地层为例,据李坪等研究,该区普遍分布着多层暗绿色硬粘土,全新世(Q_4)以下的第一层硬粘土被普遍认为是一个古地面,并经历过明显的成土作用。该层测年为(15050 ± 650)年(样品取自 23.4 米处),层中的铁锰结核大部集中在上部,说明成土作用主要在剖面上部。从典型剖面中结核内所含矿物种类说,自下而上由褐铁矿、氧化锰,变为菱铁矿和菱锰矿,最后在顶部全部由黄铁矿组成。说明它们自下而上经历了由氧化到半还原再到还原的过程。整个古土壤剖面厚 25 米多,pH 值大部变化于 4.5 ~ 8.0 之间,$CaCO_3$ 含量大部在 0.4% ~ 1.7%范围之内,很可能是不同阶段的剖面叠置而成。下部黄色均匀,有较多的氧化铁,反映较湿润的气候;中部黄色与灰色呈花斑状,反映土壤的潴育化过程,表明气候有干湿交替;上部青色为主,反映土壤的潜育化过程较强。

【干旱地区埋藏土剖面】 buried soil's profile in arid region 以鄂尔多斯高原毛乌素沙漠区为例,在其东南部深切 60 ~ 70 米的萨拉乌苏河河岸断面上,可见逐层堆积的层次里,有厚半米左右的黑垆土层,有几十厘米至 1 米的沼泽沉积层,而且在整个剖面上是连续沉积,完整地反映着全新世以来的环境变迁史。据考证,深几十米,宽数百米的河流,有 4 级阶地,其形成时间仅 2000 ~ 3000 年,是随地壳强烈抬升而出现的。



鄂尔多斯高原萨拉乌苏河岸沉积旋回与埋藏古土壤的形成
(根据周昆叔资料绘图说明)
A. 发现的宋代瓷片;B. 因冻融作用卷入的沼泽沉积

【强烈构造上升区古土壤】 paleosol in the area of strongly uplifted 由于强烈构造上升所形成的土壤类型。以青藏高原古土壤为代表,主要有以下几种:①已形成的地带性土壤被抬升至高海拔处,与环境不对称,如遍布高原地区的新近纪古红土(为干热条件形成);珠穆朗玛峰地区的 Q_2 古红土(为湿热条件形成)。②低海拔处的成土产物,抬升后成为残迹,如土中的三水铝石矿物等。③成土环境显然已经变化的残余土壤,如高原上的盐土、沼泽土、碱土与龟裂土等。④因抬升造成的山前地带各种埋藏土壤。

【青藏高原成土残迹】 remnant paleosol on Qinghai-Xizang Plateau 据调查,青藏高原上古土壤部位虽多受冰川沉积物影响,但颜色常带红,粘土矿物里常出现高岭石,反映着在低海拔处曾有红壤化作用。这是青藏高原湿热环境的成土残迹。例如在雅鲁藏布江河谷的灌丛草原的土中常见氧化铁淀积物、粘粒胶膜、钙积层与铁质红土层并存;珠穆朗玛峰地区各种高山土壤中普遍存在着一些结构紧密、颜色较鲜、风化度深、与周围土体没有联系的古土壤残留特征等。

【残余盐土】 relict saline soil 广泛分布于中国西北地区及青藏高原。如在藏北因抬升后气候变旱,使大量湖泊萎缩,湖水矿化度升高,致使盐土普遍发育。但常见不到湖泊的积盐条件,地下水位很深,则盐土显然是历史时期的残余,故称残余盐土。它在新疆各地也多有分布。

【残余沼泽土】 relict marshy soil 指历史上发育而目前残留下来的沼泽土。据研究,年均温小于 0℃的地方,沼泽植物生长量小,不应出现泥炭,如广大的藏北地区就是这样,但泥炭在有些地方可分布至海拔 4600 米处,其原因只能是构造抬升的结果。再如以西藏阿里班公错为例,现湖面高程 4212 米,因湖水退缩,有 9 级湖岸阶地,虽未见沼泽土发育,但残余泥炭层位于地下 28 ~ 40 厘米处,半分解植物残体清晰可辨,有机质含量高达 65.26%,充分说明不久前有过大片泥炭土。这种残余土在新疆也多有分布。

【构造沉降区古土壤】 paleosol in tectonic subsidence area 在强烈沉降情况下,原土壤全部成为埋藏的古土壤。地表有新土壤发育。上覆的沉积物厚度为 1.5 ~ 2 米以上,这是通常成土能达到的深度。在构造轻微沉降,上覆沉积物不厚或不明显时,对土壤的影响是改变成土方向,例如氧化-还原、淋溶-淀积或沼泽化、潜育化及漂洗作用等方面的变化,导致土壤性状残遗与现环境间的不一致。如东北地区穆棱河-兴凯湖平原为一局部断陷的典型沉降盆地,第四纪以来全区覆盖了 20 ~ 40 厘米的疏松堆

积物，曲流发育，沼泽遍布，造成大面积土壤的草甸潜育化或潜育化。但土壤剖面有很多形态特征，如良好的团粒结构、锈纹与锈斑、柱状节理等，显然不是在潜育环境里发育的，所以它应属于构造沉降后形成的古土壤。构造沉降形成的古土壤，在沿海、沿湖及三角洲地区分布广泛，还会形成另一些较特殊的古土壤，如太湖白土、滨海黄斑土与淮河流域的砂礓黑土等。

【古黄斑土】 yellow mottling paleosol 全新世中期，距今 5700～4500 年前古草甸化作用的产物。后经地壳相对下沉，被新沉积物掩埋于地下 50～80 厘米深处。一般分布在新构造运动轻微沉降区，主要在长江以南的华东沿海，过高过低处均不出现，并有一定的成陆时间条件。苏南、上海、浙江及闽北都多。古黄斑土层以鲜明的黄色、含大量的铁锰质新生体（结核、锈管或大块磐层）与高的紧实度为特色。而造成这一状况的根本原因是土壤在长期温暖潮湿的半水成作用下，氧化铁经过分离、迁移、再淀积、大量集中并重结晶为难溶态。古黄斑土的研究有利于古地理环境的恢复及正确判断土壤发育过程。

【古砂礓黑土】 caliche black paleosol 属半水成土纲中的一个土类。地形平坦，母质多为黄土性古河湖相沉积。中国皖、豫、苏、鲁诸省均有分布，以淮北平原最为集中。该土最大特点是上部有厚 30～40 厘米的黑土层，下部有明显的石灰质结核层，即砂礓层。黑土土色虽黯，但能测出的有机质平均仅 1.25% 左右。这种土壤的形成过程一向少有明确解释，实际上它是地质构造、地壳沉降及古气候共同影响下的一种古土壤。砂礓黑土几乎都分布在新构造运动沉降区，但有构造回升处。淮河北岸，黑土分布集中，但南岸罕有，可能该河段为一断裂，造成两岸古环境的差异所致。黑土中的砂礓层，应是地下水中的 $Ca(HCO_3)_2$ 向上蒸发形成的，因为仅土层中的碳酸钙不足以形成如此大量淀积。据刘良梧的 ^{14}C 测年表明：该区 40000 余年来一直有砂礓形成。

【太湖白土】 Taihu Lake whitish soil 主要分布在太湖自然堤内，呈弧形环绕状，质地以细砂壤为主，系滨湖沉积，^{14}C 测年为（1165 ± 236）年。白土层通常在耕作层以下约 20 厘米深处，该层厚度可自十余厘米至 1 米以上。其形成历史：从微古化石证明曾经历低盐与淡水交替的沼泽过程；矿物经过还原与络合漂洗过程。此外还有以下特点：①大量分布在太湖南岸与西南岸，成条带状，距湖岸最远处，恰好在新构造运动上升最强的西南方，可达长兴县的西南部一带。因上升强，致使土层中水分易于流失，也易于白土化。②太湖白土层深处可达 2～3 米以上，说明非现代种稻漂洗的结果。一般在剖面中还可找到 1～2 层与之重叠分布的腐泥层，说明它经历过构造下降。故太湖白土系经历过地质环境变迁的古土壤。

【淮北岗地白土】 hilly whitish soil in Huaibei area 分布在中国淮北地区的一类土壤，其特点是土壤有机质含量小于 1%，无明显的有机质层。上部 40～60 厘米厚是浅色、粉砂质、结构不良的白土层，有时白土层下段有铁锰氧化物胶结的“炉底层”；60 厘米以下为带棕色、质地黏重、结构良好的粘化层，并向母岩过渡。白土上部土层略高于砂礓黑土的年龄为 10.9×10^3 年和（1.3～7）$\times10^3$ 年，白土下面还常有 Q_2 古红土（1.3×10^5 年）。白土发育过程是：①红壤化土壤发育（湿热）；②抬升剥蚀（暖湿）；③棕壤化土壤发育（暖湿）；④抬升剥蚀（冷干）；⑤堆积（冷与半干）；⑥半水成转弱棕壤化土壤及耕作土壤发育（凉湿）。

【白浆土古成土过程】 ancient soil-forming process of lessive 多数学者认为土壤的白浆化，是指因土层中临时滞水，使土壤矿物里的着色物质，主要是铁、锰化合物溶解流失而形成白浆土的过程。这一过程与古老的地质条件有关，表现在已有较长的发育年龄；下部淀积层似非近期发育；白土层之上似曾存在古老的有机质层等。中国东北白浆土分布区，大部是新近纪末的沉降带，早更新世（Q_1）或中更新世（Q_2）时回升，随着上升使水分条件变化而土壤向白浆化发展，所以它已有较长的发育年龄。黑龙江与乌苏里江的河谷阶地上，阶地越高，白浆化越明显，与地面发育年龄正相关，也证明了这一点。然而也有报道，不长时间里近代的人为活动，也可有白浆化层次出现，如在梯田下部、沟渠边坡等处。

【白浆土 B 层异常】 abnormal B horizon of lessive 一般是棕色带褐，有大量铁、锰质胶膜与结核，胶结极为紧实，容重可达 1.6 以上，土中矿物的风化度甚高，这与一般的正常淀积层有很大不同。这层厚度常可达 70～80 厘米以上，如以上部厚仅 20 厘米左右的 A 层来分析，不可能产生下部如此大量的淀积物。可以认为这是古富铝化作用的征象，是古土壤层。从时间上说，可以追索至更新世，其详情还待研究。

【有机质白浆化作用】 lessivation formation caused by organic matter 白浆化作用绝大部分产生于河湖相母质上，东北地区白浆土在阶地地形上发育最好，可能都因为质地偏黏，水流不畅，易有周期性积水，并因在很多低平地段会产生含多量有机质的层次。其规律是深色有机质层之下便紧接着浅色的白土层。其原因极可能是下淋的有机酸，起着螯合作用，将着色的铁锰质化合物移去而形成白浆层。有机质层下接白土层的现象普遍可见于长江三角洲、珠江三角洲等处的土壤里，但这一现象似仅出现在有较长年龄的土中。有趣的是：河北阳原县的泥河湾湖相沉积（中国 Q_1 地层的代表）中，也清楚地显示着这种现象，说明了它的普遍性、稳定性及可能的古老年龄。

【铝土土壤学】 bauxite pedology 铝土的主要成分是含水氧化铝，历来只被认为是一种矿藏，但从土壤发生学观点分析，铝土是新构造运动影响下的一种古土壤，反映地理环境及其变迁，同样受各种成土因素影响。这里特别强调应称其为“铝土”，而非“铝土矿”。在英文中 bauxite 一词，以“-ite”结尾，示其为矿物。此后虽暂沿用，但不确切。

【铝土发生学分类】 genesis and classificatian of bauxite 脱硅富铝化是红壤与铝土在发生学上的共同特征，二者在分布上常同地共生，就说明其密切关系。铝土的氧化铝含量可高达 50% 以上，应属高度富铝化的砖红壤类型。在美国土壤分类中有 gibbsiorthox（三水铝石多的正氧化土），法国土壤分类中有 oxydosols allitiques（铝质氧化土），均大致与此相当。至今中国的土壤分类系统中有“铁铝土纲”，下设“砖红壤”土类，但其中还未列出“铝土”的位置。从矿物风化顺序看，铁、铝氧化物属最后的稳定物质，所以铝土在地表环境里相当稳定。从粘粒的 *ki* 值来看，砖红壤常低达 1.0～1.5，而铝土可低至 0.5～1.0，甚至更低。在 1960 年以前，不少地质学家否认红土型铝土（即按红土方式发育的）存在的可能性。后来事实证明：红土型铝土不仅存在，而且占世界总量的大半，沉积型铝土也是在此基础上形成的。铝土在世界上分布很广，但以热带为主，这是湿热条件下的地表产物。也有些铝土分布于高纬度地区，多系古老地质时期形成，并常深埋地下。中国已知的 11 个主要铝土矿产地位置都在 40°N 以南，都埋藏不深，属于红土型。从新构造运动特征分析，规律是：绝大多数海拔在 50～200 米的新构造运动升降过渡区，位于西南云、贵、川一带的产地，因构造上升而海拔甚高。云南高原上升最强，铝土海拔近 2000 米；贵州抬升稍弱，铝土海拔 1000～1200 米；四川在高原边缘，铝土位置再降至 1000 米以下。这一

规律与古红土的分布完全一致(参见"古红土成因"词条)。国外很多铝土产地,如澳大利亚、巴西、印度等,其规律与此地完全符合。红壤带与古红土分布区相一致,说明在过去湿热风化与成土作用上的一致性。这种土壤与地质间的密切关系,可作为研究工作中的参考。例如昆明、漳浦与海南是已发现粘粒 *ki* 值甚低的砖红壤分布区,铝土的出现成为砖红壤分类的佐证。那么其余各铝土分布点当然也有砖红壤存在的可能。

【紫色土古土壤分布带】 ancient distribution zone of purple soil 紫色土一般被认为是隐域土,即不受生物气候带的影响。据现有土壤学文献,它只分布于长江以南各省区。但调查中发现,豫、皖二省的大别山北坡、湖北西北部郧县与房县等小盆地里、陕西南部汉中盆地与安康盆地,都有红紫色岩系发育的紫色土分布。其范围大致在秦岭、淮河以南,已向北越出了红壤带。尤其值得注意的是紫色土分布的北界恰和古网纹红土(Q_2)分布的北界基本一致,这是新生代以来多次湿热气候到达的范围。据此可以认为紫色土是古土壤,而且是地带性土壤。

【干旱区土壤粘化层】 soil claying (argillic) horizon in arid region 在土旱地区的古土壤在适宜的温度和湿度环境下形成土壤粘化层,使土壤某一层次质地变黏。主要作用是粘粒的移动,也称机械淋洗移动,或称粘粒的悬浮迁移。那就是带负电的土壤颗粒,包括矿物质与有机质,先以其电性互斥,分散于水中,再随水下移。在一定深度上,经过与正电胶体的共同沉淀(以铁、铝氧化物为主)、pH 值上升和钙与镁等盐基离子的凝聚、或水分损失导致浓度增高等作用,粘粒产生沉淀,形成粘化层。

【黑土形成学说】 formation theory of phaeozem 中国东北黑土以其腐殖质量多、层厚、肥力高,而号称"土中王",在 20 世纪 50 年代初统称为黑钙土。后来将其中具半水成土特征、无石灰反应、微酸性的划为黑土;其余有石灰反应、微碱性的仍称黑钙土。早期对这类土形成有多种说法,有人认为是海水退去后留下的淤泥;或是侏罗纪黑色粘土的侵蚀堆积物;来过中国的美国学者潘德顿则认为是暗色火山灰沉积。总之对如此深厚的黑土层,感到很难理解。也有人想到它可能是沼泽产物,但显然又并非泥炭。B.B.道库恰耶夫首先正确地说明了黑钙土是草原草本植物与成土母质相互作用而产生的,但对于具半水成土特征的黑土仍不能解释。因此有人提出可能与新构造运动有关。可以设想在黑土分布区先构造沉降,再逐步上升,上述两种成土作用便可统一于一种土壤上,便成了可称为古土壤的黑土。黑土在深达近 100 厘米的土层中,有机质含量还可全层高达 1.8%~2.0%,土中常有多层铁锰结核,锈斑几遍布全剖面。这些无法用另种猜想的季节性滞水来圆满解释,而只能是因构造逐渐上升所致。

【松辽分水岭古土壤】 paleosol on the water-divide of Songhuajiang R. and Liaohe R. 分布在东北松辽分水岭地区的古土壤。该处土壤是全剖面有石灰反应,并在腐殖质层下部大量积累,有多种石灰质新生体。黑土层浅薄,颜色较淡。底土常有铁质、锈斑、棕色胶膜及 SiO_2 粉末,保留着水成特征。对这种土壤的命名,有碳酸盐黑钙土、碳酸盐草甸黑钙土、栗钙土、灰钙土、灰栗钙土等各种不同名称。近期又定名为淡黑钙土。

【古土壤测年法】 dating method of paleosol 测定古土壤年龄的方法。常用方法如下:①放射性碳法。前提是土壤必须含相当量的闭蓄态 ^{14}C,包括有机质碳或碳酸盐碳。其测年最大不超过 5.5 万年,因目前放射性测年的极限是半衰期的 10 倍,^{14}C 的半衰期是(5568±30)年。该法对腐殖质丰富的泥炭、沼泽土、砂礓黑土、黑垆土和含碳酸盐的各种黄土和有钙积层的各种钙层土都行之有效。②热释光法。测定对象是含结晶固体的物质,包括石英或古代陶片等。将样品在不断升温过程中测定发出的光子,作成曲线便可判读与计算,测年范围自几十年到几十万年。此法已应用甚广,如对白浆土层,既少有机质,又无碳酸盐,则此法十分理想。③K-Ar 法。^{40}K 衰变后成 ^{40}Ar,其半衰期为 1.25×10^9 年,凡含钾多的土样可用此法。对中新世至中更新世时段,效果甚好,适合很多古土壤样品测定。此外,还有其他很多方法,但用于土壤者少。

【古土壤微形态分析】 micro-morphological analysis of paleosol 研究古土壤的有效手段之一。土壤薄片微形态研究,在于通过土壤中细微物质的结构、类型及其迁移动态,来判定成土过程,从而检验野外观察的结果。有时还可通过微结构内的颗粒组成与形状,包括层理与排列等,来反映母质的成因类型,如冲积、风积与冰积等。从微形态中的物质类型,也可反映形成时的水热环境,如 Fe_2O_3 淀积表示湿热风化,$CaCO_3$ 移动表示淋洗作用强。

【古土壤矿物学分析】 mineralogical analysis of paleosol 研究古土壤的手段之一。土壤中以石英为主的砂粒,在不同的环境里可形成溶蚀、次生结晶等特征,这些特征形态的组合和强度,一定程度上可指示成土作用的强度、土壤相对年龄、古气候环境等。如石英颗粒表面强烈的化学溶蚀,就反映出土壤曾经历湿热风化。在干旱地区,古土壤中残存的矿物类型,可反映其曾经受风化以及成土环境中的水热条件等。又如不同的粘粒矿物类型,有些是后期环境中产生的,有些则系早期古土壤中的残遗。通过这些分析可以找出演化关系。很多地质学里的矿物鉴定方法都可成为古土壤研究的有力配合手段。

【气候变化古土壤剖面分析】 analysis of paleosol's profile influenced by the climate 通过古土壤剖面研究,恢复或判断古土壤形成时的气候演变或成土环境。当气候变旱时,土壤剖面上的淋溶深度变浅,则深层出现的淀积物,如粘化层、盐渍层或钙积层等系为历史时期的残遗物;干旱后地下水位下降,则表层土壤中的沼泽化腐殖质层或高含盐量盐渍层系过去湿润时期的残遗物,即所谓"残余沼泽土"或" 残余盐土";在干旱环境中,剖面中的物质移动与矿物风化极少,所以如出现酸性粘化层或脱盐较彻底的土层,也多半是过去形成,这在中国西北干旱区实例甚多,它是分析古土壤的有效手段。当气候变向湿润时,土层里也可残遗过去干旱环境中的古土壤残迹,例如中国长江中下游地区,下蜀黄土中的砂礓,分布普遍,这是一度气候十分干旱时形成的。

【古土壤产状构造分析】 occurrence and tectonic analysis of paleosol 以构造分析古土壤发育的方法,主要是分析断裂或构造线的控制和构造升降幅度两个方面,此中又与母质的产状有关。如太行山东麓有连绵不断的古红土、淮河流域古洼地有砂礓黑土、新疆与青海等内陆断陷盆地边缘有成带的古残余盐碱土、青藏高原海拔较高的夷平面上有古残余沼泽土与残余盐土等,都是构造控制古土壤分布的实例。在较小范围内,如北京西北的南口附近在出山河流官沟的东北侧,位置较高,有属于中更新世的古红土,而河流西南侧为属于全新世的洪积扇,分布现代土壤。河流平直延伸,系沿断层发育,两侧则为升降不一的断块。又如在苏北与鲁南一带,著名的郯庐断裂以西,白浆土极少,它大部在断裂东侧,并按断裂走向成块状分布于沭东丘陵南侧的山前平原和二级阶地上,这也因断裂两侧有不同的土壤发育史,块状分布则因构造升降出现差异。

【古土壤考古研究法】 archaeologic and cultural relict research of paleosol 利用考古方法研究古土壤,并作出一定范围内的可靠

说明。如湖南长沙马王堆一号汉墓,位于深厚的网纹红土层中,发掘后可见被扰动的网纹红土经2400余年后,除被人为破碎再经压实以外,其色泽与红、白部分的清晰度以及质地与酸度等,几无变化,说明它在一定环境里的稳定性。又如浙江北部桐乡罗家角遗址,说明由湖泊演变的沼泽泥炭土与水边不同文化层内带潜育性的旱地土壤,性质有明显差异。从而说明了长江三角洲地区,两种埋藏古土壤的一般性质。

【古土壤研究法】 researching method of paleosol 基本原理仍是B.B.道库恰耶夫的成土因素学说,即土壤是环境的统一体,当环境中的成土因素发生变化时,必然会反映到土壤的性质或形态上。研究古土壤常用的方法有:微形态分析、矿物学分析、土壤剖面分析、产状与构造分析、文物考古研究、绝对年龄测定。此外还有土壤磁化率测定、孢粉鉴定等。方法甚多,但以综合性应用最能得出有价值的结论。

土壤侵蚀与利用

【土壤侵蚀】 soil erosion 土壤或土体在外营力(如水力、风力、重力、冻融)作用下发生冲刷、剥蚀和流失的现象,从而造成土壤物质流失。按外营力类型可分为水蚀、风蚀、重力侵蚀和冻融侵蚀四种类型。土壤侵蚀会使土壤养分流失、结构破坏,土壤肥力和作物产量迅速降低,同时还会对区域水资源和水利设施造成严重的危害。据联合国环境规划署的资料,由于土壤侵蚀的发生,全球每年约有2000万公顷土地的作物生产力化为乌有或变得不能经济地利用。中国也是土壤侵蚀危害最为严重的国家之一,特别是位于黄河中游的黄土高原地区,土壤侵蚀十分严重,多年平均土壤侵蚀量达每年数亿吨,这些土壤物质大量淤积在河道中,使得下游黄河成为地上悬河,严重地威胁着人民的生命财产安全。

【土壤自然侵蚀】 soil natural erosion 又称**常态侵蚀**(normal erosion)。在自然条件下,未受人类活动影响所发生的侵蚀过程。在一般情况下,土壤自然侵蚀过程的速度非常缓慢,表现也不显著,常和自然土壤形成过程处于相对稳定平衡状态,故在自然条件下,坡地上还能保存较完整的土壤剖面。

【土壤加速侵蚀】 soil accelerated erosion 在人类活动作用下,特别是破坏了地表植被,加速和扩大了自然因素作用所引起的地表土壤破坏和土体物质的移动、流失。通常所讲的土壤侵蚀就是指土壤加速侵蚀,它不仅危害区域农业生产,同时也危害水利、交通、工矿事业,已成为一个全球性的严重问题。

【土壤融雪侵蚀】 soil snowmelt erosion 地表融雪径流作用下的土壤侵蚀过程,是寒温带、亚极地带和高山冻土带常见的土壤侵蚀方式。

【土壤暴雨侵蚀】 soil rainstorm erosion 在日降雨量大于50毫米的降雨强径流作用下的强烈土壤侵蚀过程。这种土壤侵蚀的发生具有明显的时空差异性,在中国土壤暴雨侵蚀主要出现在夏季。中国南方地区在春季和秋季也有出现。

【土壤片状侵蚀】 soil sheet erosion 地表土壤颗粒被薄层水流均匀分离和搬运的侵蚀过程。其侵蚀强度决定于降雨的强度和历时、地面的坡度、漫流的速度、土壤理化性状以及地表植被状况,在无植被保护的坡地,片状侵蚀较为严重。

【土壤坡面侵蚀】 soil slope erosion 在倾斜坡面上发生的一切土壤侵蚀现象。

【土壤线状侵蚀】 soil linear erosion 地面被流水切割成大小不等的侵蚀沟时所发生的侵蚀现象,又称**沟状侵蚀**。

【土壤沟谷侵蚀】 soil gully and valley erosion 或简称沟蚀。是沟谷发育后期的侵蚀现象。流蚀前期为细沟或浅沟,当径流不断冲刷,沟身切入母质层或风化物层时,有明显的沟缘与沟头,则称切沟。如果沟流量增大,冲刷加强,沟槽刷深,沟谷谷坡因沟槽刷深而变陡,在水流侧蚀作用参与下,发生崩塌和滑坡,沟底展宽。沟头因溯源侵蚀而不断向沟间地延伸,则形成沟谷,通称冲沟。这时沟横断面演变成较稳定的V字形,纵断面上部陡,下部缓而接近"平衡断面"。在中国黄土区,冲沟带常宽达数十米,深几十米甚至百米。

【土壤溯源侵蚀】 soil headward erosion 又称向源侵蚀。河流或沟谷底坡坡度变陡处,因水流冲刷作用加剧,受冲刷的部位随着物质的蚀离,不断向上游方向移动的现象。河源地区沟头溯源侵蚀现象分外明显,如发育在黄土中的沟谷,其沟头因溯源侵蚀向沟间地推进,每年可达数米至数十米。溯源侵蚀使河床向纵深的方向发展。

【土壤下切侵蚀】 soil down-cutting erosion 又称为**垂直侵蚀**。沟谷沟床在流水作用下向深度发展的侵蚀过程。如谷底窄、坡陡、流量大、谷底岩性松软,水流下蚀强度就大。河谷下蚀还受侵蚀基准面和地质构造运动的控制。

【土壤跌水侵蚀】 soil waterfall erosion 斜坡陡崖集流形成跌水,对崖壁及地面的冲蚀。

【土壤洞穴侵蚀】 soil cave erosion 地面流水沿土体裂隙、根孔、动物穴下渗,发生溶蚀、潜蚀并受重力等作用的影响,形成具有出口的各种洞穴的侵蚀过程。

【土壤重力侵蚀】 soil gravitational erosion 以重力作用为主所发生的土体位移、搬运和堆积的侵蚀过程。例如,崩塌、泻溜、滑坡等。

【土壤水蚀】 soil water erosion 在降水、径流等水力作用下发生的土壤颗粒移动现象。多发生在湿润、半湿润地区的山地丘陵地带,如中国黄土高原、江南丘陵区。土壤水蚀现象特别严重,造成水土大量流失,增加河水中的泥沙含量。防止水蚀的综合措施称水土保持。

【土壤风蚀】 soil wind erosion 以风力为主的外营力作用于地面而引起尘土、沙的飞扬、跳跃和滚动的侵蚀过程。作用方式有两种:①风力通过地面时,由于气流的紊动作用所引起沙粒的起动吹扬,称吹蚀;②风力通过所携带的沙粒,对地面进行冲击、摩擦,称为磨蚀。在多数自然条件下,风力搬运的沙粒主要集中在距地面30厘米的近地面之内,所以磨蚀作用主要在近地表的范围内进行。

【土壤冲蚀】 soil scouring erosion 以地面水流为主的外营力,对土壤引起的侵蚀,是湿润地区的普遍现象。

【土壤溶蚀】 soil corrosion 在水的作用下引起土体内物质的溶解和迁移引起的侵蚀作用。黄土地区的陷穴或漏斗,常与此有关。

【土壤剥蚀】 soil denudation 岩体或土体在风力作用下被破坏并经水力、风力、冰川、波浪、海流等搬运的侵蚀过程。剥蚀与风化作用密切相关,风化使岩石松解,剥蚀蚀去和搬走风化的产物,为岩石进一步接受风化创造条件,故常将两者联合使用,称风化剥蚀。

【土壤土崩】 soil landslide 山坡上发生的规模较大的土体崩塌。其危害很大,往往毁坏建筑物、堵塞河道或交通路线等。

【土壤泥流】 soil solifluction 细粒泥沙与水混合成流体并快速运移的现象,其黏稠度大,有时出现大量泥球。泥流在中国主

要分布在黄土高原地区，黄土沟壑中的泥流中泥沙含量最多时达800千克/米^{3}以上。这种泥流中的泥沙颗粒失去活动性，有巨大的浮力，能搬运较大的砾石。

【土壤泻溜】 soil discharge flow 裸露斜坡上的岩土碎屑在自身重力作用下顺坡向下滚落的现象。

【土壤侵蚀类型】 soil erosion type 按土壤侵蚀的营力、强度和侵蚀形态的异同对区域土壤侵蚀进行科学的划分。如按侵蚀营力可分为水蚀、风蚀、冻融侵蚀和重力侵蚀四种类型；按侵蚀强度及其形态则可分为溶蚀、溅蚀、冲蚀、风蚀等。

【土壤侵蚀方式】 soil erosion pattern 土壤侵蚀过程中因外营力和下垫面差异而发育形成的各种侵蚀形式。如水蚀可分面蚀和沟蚀两大类。重力侵蚀又可分滑坡崩塌、泻溜等。风蚀又分吹蚀和风力堆积两大类等。

【土壤侵蚀强度】 soil erosion intensity 指在外营力作用下，单位面积的土壤在单位时间内土壤物质的流失量，其单位是吨/(千米^2·年)。

【土壤侵蚀模数】 soil erosion modulus 土壤侵蚀强度的定量指标之一，指每年每平方千米的土壤流失量。

【土壤侵蚀指标】 soil erosion index 用于评价或分析区域土壤侵蚀强度及其特征的指标。它包括定量指标，如土壤侵蚀数、土壤流失量等，还包括一些定性指标，如土壤侵蚀类型、侵蚀形态等。

【土壤侵蚀分布图】 distributional map of soil erosion 根据土壤侵蚀外营力、土壤类型、土壤侵蚀强度及特征、土壤侵蚀防治对策的相似性与差异性而编制的反映区域土壤侵蚀空间分异规律的专题地图。

【土壤元素背景值】 background value of soil element 未受或少受人类活动(特别是人为污染)影响的土壤环境本身的化学元素组成及其含量，它是诸成土因素综合作用下成土过程的产物。土壤元素背景值，通常以一个国家或地区的土壤中某个元素的平均含量作为该国家或地区的土壤背景值。以此为参照，与研究区的土壤中，同一元素的平均含量进行比较，来确定所研究地区的土壤是否已受到污染。在不同的土壤中，同一化学元素的含量是不同的。因此，用同一个土壤类型的非污染土壤与污染土壤中的元素含量平均值作对比，更为确切。超过背景值者即属污染土壤，如北京市东南郊及西部污灌区土壤背景值的确立，采用$X+2S$(平均值加2倍标准差)作为土壤污染起始值。在全球环境受到污染的情况下，要寻找绝对不受人为污染的背景值是十分困难的，故土壤环境背景值实际上只能是一个相对的概念，它只能是相对不受污染或少受污染的情况下，就土壤的基本化学成分而论。土壤背景值是制定土壤环境质量标准的基本依据，在农业生产上的应用、地方病的防治以及矿产资源勘探方面均有广泛的应用。

【土壤营养元素】 soil nutrients 土壤中植物生长发育所必需的化学元素。一般包括N、P、K、Ca、Mg、S、Fe、Cu、B、Zn、Mo、Se、Mn、I、Cl等元素。O、C和H虽然也是植物生长发育所需的养分，但它们主要由空气供给，故不作为土壤营养元素。Na、Si、Co、Ti等为某些植物生长发育所必需，它们也是土壤营养元素。根据植物对不同营养元素吸收量的差异，可将它们划归为大量营养元素，包括N、P、K；中量营养元素，包括Ca、Mg、S等；以及微量营养元素，包括Fe、Mn、B、Zn、Cu、Mo、Cl等。植物所需的微量元素只有$n\times10^{-7}\sim n\times10^{-4}$。营养元素在土壤中的存在状态决定其对植物的有效性，一般说只有离子态的营养元素才能被植物吸收利用。

【通用土壤流失方程】 universal soil loss equation(USLE) 坡耕地土壤流失量的预报方程为

$$A = RKLSCP$$

式中：A为土壤流失量；R为降雨侵蚀力；K为土壤可蚀性；L为坡长；S为坡度；C为作物覆盖度及管理措施；P为水土保持措施。它是美国学者威施麦尔(Wischmeier)在综合观测研究的基础上，于20世纪中期首先建立的土壤侵蚀预报模型，该模型形式简单、使用方便，已经在世界范围内广泛应用，许多国家都以USLE为基础，发展了适合本国具体情况的土壤侵蚀模型。在具体应用的实践过程中，USLE不断得到完善和发展，并于1997年形成了修改的通用土壤流失方程，即RUSLE(revised universal soil loss equation)，从而使该模型的适用性更为广泛。

【土壤允许流失量】 soil loss tolerance 土壤侵蚀速率与土壤形成速率相互平衡，且在长时期内，使土壤的土体构型保持稳定、土壤肥力和生产潜力不下降的最大土壤流失量。

【土壤利用】 soil utilization 在综合分析区域自然环境和社会经济发展现状的基础上，根据土壤肥力、性状和适宜性，研究、制定和实施土壤的农业、林业、牧业生产和管理的方式和措施。为了更好地利用土壤，必须针对某些土壤的缺点进行改良，如盐渍土、碱土、沼泽土、红壤、砂姜黑土等都是这样。所以土壤利用必与土壤改良相结合。

【土壤肥力】 soil fertility 土壤为植物生长发育供应和协调营养元素及环境条件的能力，它是土壤物质组成、理化性状和生物学特性的综合反映。土壤水分状况、土壤养分状况、土壤通气状况和土壤热状况是构成土壤肥力的四大要素，简称为水、肥、气、热，它们之间存在相互联系和相互制约的关系。一般通过改良土体结构、耕作层性状和定向培肥可以增加土壤对水、肥、气、热的协调能力，以满足植物生长发育的需要。土壤肥力可分为自然肥力、人工肥力和经济肥力等。

【土壤保护】 soil conservation 又称**土壤保持**。保护区域土壤资源免受自然营力(水力、风力、重力等)的侵蚀以及人类活动的破坏。其保护手段有制定合理而持续的土壤资源利用规划，预防水土流失的发生，在土壤已经退化的地段，因地制宜地进行水土保持工作，将土壤资源的开发利用、土壤的培肥和养护、土壤改良等各方面有机地结合起来。

【土壤调查】 soil survey 研究区域土壤发生、分类、分布及其肥力变化规律的一种基本方法。通过土壤调查，可以揭示区域土壤类型、数量、质量及其空间分异的规律，为合理利用和保护土壤资源，发挥土壤生产潜力，实行科学种田提供依据。区域土壤调查一般包括三个步骤：①准备工作，收集和阅读有关资料和图件，如区域地形图、地质图、植被类型图、土地利用图和不同时相的遥感影像图等，制定统一的调查规范和工作流程，草拟区域土壤分类及制图单元系统；②野外调查与采样，根据调查规范要求选线和布点，并挖掘相应的土壤剖面进行观察分析、记录和采样，并通过野外系列调查断面以及遥感影像等勾绘区域土壤草图；③室内资料整理与土壤样品分析，经过系统整理与研究，最后编写区域土壤调查报告和建立区域土壤信息数据库，绘制土壤类型图，根据需要还可以编制其他相应的有关图件。

黄土地质学

总　论

【黄土学】 loessology　以地质学、第四纪地质学、地理学、土壤学、古生物学、环境地球化学等学科的理论为基础，以地球上第四纪时期形成的复杂成因的陆相沉积物黄土为研究对象，研究其时代、成分、结构、性质、地层、分布、成因等的地学边缘学科。19 世纪至 20 世纪早期对黄土的研究多集中在黄土的成因问题上。各国的学者，提出了许多不同的成因假说。莱伊尔认为黄土成因有冲积的、漫滩的、湖积的和海积的。1886 年 F. 李希霍芬提出风成成因说。此后有人又提出了洪积、边坡堆积等假说。由于黄土与人类生存环境关系十分密切，促进了对黄土的深入系统的研究，如对黄土地层、物质成分、结构、工程地质性质，黄土中的古脊椎动物化石，黄土中的古土壤等。黄土-古土壤序列记录了自新近纪末以来 260 万年内大陆的古气候变化过程。黄土的研究对认识全球变化有十分重要的科学价值。

【黄土地质学】 geology of loess　见 83 页“黄土地质学”。

【黄土地层学】 stratigraphy of loess　研究黄土的地层层序、时代及其地理分布、地层对比的学科，是地层学的一个组成部分。中国的黄土地层学研究始于 19 世纪末 20 世纪初，主要采用岩石地层学和生物地层学方法。20 世纪 80 年代以来采用多重地层划分的理论与原则，开展年代地层、磁性地层、气候地层等多种地层划分，选择完整连续的层型剖面，从而建立起新的黄土地层系统。

【黄土岩石地层学】 lithostratigraphy of loess　根据黄土的岩性特征及其变化来研究黄土的地层划分和对比的学科，是黄土地层学的一个组成部分。黄土岩石地层单位就是具有近似或相同岩性的黄土层(或黄土层的组合)。黄土的岩性特征及其变化包括颜色、粒度的变化，钙质结核的形态、产状及分布状态，细微的层理构造，铁锰质物质(结核等)的聚集与分散，大孔隙以及放射状孔洞(盐类结晶被溶解而成)的分布等。

【黄土生物地层学】 biostratigraphy of loess　根据黄土地层中所含生物化石进行生物地层带的划分和对比，从而确定地层的相对时代的学科，黄土地层学的一个组成部分。黄土堆积物中发现的脊椎动物化石和软体动物蜗牛化石及其组合提供了研究的基础。由于生物的演化往往是“穿时”的，甚至延续较长时间段，因此在确定地层时代的界限时有一定困难。

【黄土年代地层学】 chronostratigraphy of loess　黄土地层学的一个组成部分，是在第四纪年代地层学基础上发展起来的学科。主要将黄土地层按地质年代从老到新组合成为一定的年代地层单位。其研究方法除了应用古地磁分析方法及磁性地层的分析外，近年来主要采用放射性同位素的测年方法：一类是按放射性同位素衰变自然速率计算，求得年龄资料，如 ^{14}C 法、不平衡铀系法(^{230}Th、^{234}U、^{238}U)、^{40}K-^{40}Ar 法及 ^{40}Ar-^{39}Ar 法、裂变径迹法、热释光法、光释光法；另一类方法是按自然作用过程的年度韵律计算的，如氨基酸成岩作用、冰川纹泥、树木年轮等，不过这种方法还需要有放射性纪年资料的配合或标定。

【黄土气候地层学】 climatostratigraphy of loess　黄土地层学的一个组成部分。根据黄土堆积物中的古气候变化标志，结合地质年龄来分析研究黄土地层的划分和对比的学科。黄土堆积时期的古气候变化与深海沉积物的氧同位素阶段对比可以对应起来。由于中国的巨厚黄土堆积物含有极为丰富的第四纪以来古气候、古环境变化的信息，因而也成为记录全球变化最佳地质信息的载体。

【黄土磁性地层学】 magnetostratigraphy of loess　黄土地层学的一个组成部分，是磁性地层学的一个分支。黄土磁性地层是据黄土堆积物沉积之后剩余的磁性性质划分地层层序的学科。由于沉积物的磁性特征及其变化具有全球性或洲际性特点，不是“穿时”的，因而在地层的划分和对比上较其他方法更为实用，但仍需要与岩石地层、同位素年龄等有关方面资料结合，方能解决地层划分问题。

【黄土成因研究史】 research of loess genesis, research of loess origin　黄土成因问题的讨论已有 170 多年，可分为六个阶段：第一阶段是灾变假说；第二阶段自 1840 年开始积累资料阶段，以现实观点为原则，收集黄土分布的实际材料；第三阶段从 1877 ~ 1890 年，确认黄土是陆地风成成因。第四阶段，自 1890 年到 20 世纪初，出现大量的研究黄土成因问题的详细资料，此时期产生了许多有关黄土成因的假说。如成土作用和风化作用假说。第五阶段继续到 1935 ~ 1945 年。这个时期冻土学与陆地景观学对黄土成因学说有了很大的影响。第六阶段和第五阶段一样，地理学观点渗入到黄土问题研究中，认为黄土是地理环境中各种作用的产物。20 世纪中、后期以后，黄土成因问题已成为第四纪地质学的重要研究课题。

【黄土风成说】 hypothesis of eolian origin for loess　黄土成因说之一。1877 年由李希霍芬(F. Richthofen)提出。认为黄土来源于大气粉尘降落。粉尘受到雨水、霜雪、生物活动等作用，发生次生碳酸盐化、碳酸盐与粘粒物质构成微团粒或集合体，附着于堆积物根孔或虫孔内，形成大孔构造；又与氧化铁、锰等一起包裹粉尘颗粒而呈黄色而成为黄土并被搬运到沙漠以外的附近地区堆积而成的。风成说观点被多数学者所接受，是黄土形成的主流学术观点。

【黄土水成说】 hypothesis of current origin for loess　黄土成因说之一，认为黄土物质的堆积以流水作用为主，其中包括冰水沉积作用、冲积作用，洪积作用和坡积作用以及海相、湖相沉积等不同的认识。海相、湖相沉积说，在黄土研究领域内未得到广泛的认同。

【黄土宇宙成因说】 hypothesis of cosmic dust origin for loess　黄土成因说之一，基于黄土中有宇宙尘的存在。1920 年德国科学家认为黄土是宇宙尘为基础的产物。

【黄土多种地质作用形成说】 hypothesis of multi-origin for loess　黄土成因说之一。认为风成、水成、冰水、残积、坡积等地质作用都可以形成黄土。前苏联学者曾提出不同的黄土是由不同地质作用形成的观点。

【黄土造壤成因说】 hypothesis of pedogenesis for loess 黄土成因说之一。认为在黄土形成中,风化与造壤作用是主要的。1901年俄国西比尔采夫(Н.М.Сибирцев)把黄土视作土壤作用的产物。1922年俄国贝尔格(Л.С. Берг)提出冰碛层及其他岩土在草原土壤造壤过程中转变为黄土状土,并提出了黄土的土壤-残积成因说。

【黄土坡积成因说】 hypothesis of talus for loess 又称**边坡作用说**。黄土成因说之一。最早是由俄国П.Я.阿尔玛舍斯基(1896)提出,在边坡地形上发生坡积作用和崩流作用可形成黄土。

【黄土形成】 genesis of loess 黄土的形成包括几个连续的过程:从材料的形成和搬运再堆积(主要是粉土为主的细粒材料)→黄土化过程(形成黄土的特殊结构)→黄土结构调整、强度增加过程→黄土风化及土壤化过程。仅是黄土材料的搬运堆积,并不能形成具有诸多岩性特征的黄土。它是在一定气候环境中经历了物理的、物理化学的以及生物的作用,最后形成的特殊沉积物。

【黄土】 loess 浅黄或褐黄色,颗粒成分以粉土粒级为主(含量>50%),富含碳酸钙,有时含硫酸盐或氯化物盐类,具有肉眼可见孔隙的第四纪陆相沉积物。黄土有时具有湿陷性。最早李希霍芬(1877)对欧洲莱茵河流域及中国大陆的黄土提出的定义为:黄—褐色,含石灰质,以粉土为主的粉状土;没有层理,含陆生蜗牛,有垂直节理。"黄土"一词,在中国古代文献中及民间就已出现。西方国家在19世纪后期将德国莱茵河流域的黄色松散堆积物命名为"löss",由此音译出英(loess)、俄(лёсс)等文。不同学者曾以不同观点提出黄土的定义。1933年奥布鲁切夫(В.А. Обручев)将没有层理的黄土称为原生黄土,并认为是风成成因的;次生黄土是其他各种成因形成的。

【黄土状土】 loess-like soil 不完全具备典型黄土特征的土。必须具备以下特点:①颗粒成分中粉土粒级含量大于50%;②含有碳酸钙成分;③具备黄土基本颜色,灰黄或褐黄;否则不属于黄土类沉积。

【黄土类土】 loessial soil 典型黄土与黄土状土的总称。

【老黄土】 old loess 地质年代属于早、中更新世的黄土。包括早更新世的午城黄土和中更新世的离石黄土。土质密实,一般不具有湿陷性。此词现已不用。

【新黄土】 new loess 比老黄土年代晚的黄土,包括晚更新世的马兰黄土和全新世早期的黄土。结构疏松,一般具有湿陷性。多分布于"老黄土"之上。此词现已不用。

【新近堆积黄土】 recently deposited loess 近代堆积的黄土,多为黄土状土。近代(几千年或数百年甚至近数十年)堆积的次生黄土。固结较差,土质疏松,压缩性较高,承载力较低,一般具有湿陷性。

【原生黄土】 primary loess 是没有层理的以粉土粒级为主的黄土,大于0.25毫米的粒级基本不存在,含多量碳酸钙结核,孔隙率高达40%~50%。一般认为风成成因的黄土为原生黄土。

【次生黄土】 secondary loess 原生黄土被流水冲刷、搬运再堆积而成的黄土。它与原生黄土的主要区别是具有层理,并含有较多的砂以至细砾。黄土状岩石和黄土状土即次生黄土。

【砂黄土】 sandy loess 含有细砂颗粒量较高一般大于30%的黄土。实质是黄土状土。砂黄土是当地对分布于陕西庆阳、清涧以北的成分较粗、砂质较多的黄土的称呼。

【粘黄土】 clayey loess 细砂含量小于15%,粘土含量大于25%的黄土。实质是黄土状土。

【大孔土】 soil with great pore 从工程建筑地基评价角度对黄土类土的通称,具有孔径远较粒径大的大孔隙土。黄土常具有这种特征,因此有人将黄土称为大孔土。

【黄土古土壤】 paleosol 地质历史时期,黄土堆积过程中,由于古气候的变化(暖、湿气候)形成的土壤层,形成后被后期黄土沉积掩埋。一般发育较好且保存完整的古土壤剖面,可划分出腐殖质层、粘化层、淀积层和母质层。古土壤产状的面状分布,代表当时的古地形面,因此在水平空间上有地层对比意义,在重现古地形变化的研究上有重要作用。古土壤按其埋藏和保留状态可分为埋藏古土壤和残余古土壤两类。

【埋藏古土壤】 buried paleosol 埋藏于黄土层之间的古土壤。

【残余古土壤】 relict paleosol 古土壤形成后被后期侵蚀作用搬运后所残留的古土壤。

【黄土层古土壤类型】 paleosol types in loess deposits 根据黄土古土壤颜色、成分、结构、发育程度所划分的土壤类型。一般黄土堆积中常可见到:①黑垆土型古土壤;②褐色土型古土壤,以浅红褐色为主,底部多有钙质结核沉积层;③棕壤型古土壤,多呈深红棕色,多见于早、中更新世黄土层中。

【黑垆土】 black loam-type paleosol 全新世古土壤的一种土壤类型。多为暗灰或灰黑色,富含有机质,是全新世大暖期时形成的土壤层,也是中国西北干旱、半干旱地区特有的土壤。

【褐色土型古土壤】 cinnamon type paleosol 黄土堆积中古土壤的一种类型。颜色为浅红褐色、浅棕褐色。粘化层中有少量钙质白色菌丝体,具团粒、棱柱状结构,结核层体较小,属干旱地区草原地带的土壤类型。

【棕壤型古土壤】 brown soil type paleosol 黄土堆积中的一种古土壤类型。颜色为深红棕色,土壤粘化程度较高,土壤结构较发育,具有粘粒移动迹象,有黑色铁锰质斑膜于土块表面或裂隙孔壁之上。底部有钙质结核层。属暖温带森林土壤类型。

【红色土】 red loess ❶广义指华北地区保德红土之上,马兰黄土之下的一组红色、浅红黄色土状堆积物。地层上分为三层,红色土A带指晚上新世的静乐组,红色土B带指早更新世的黄土,红色土C带指中更新世的黄土。❷狭义指周口店组的黄土与黄土状沉积物。红色土一词现已不用。

【世界黄土分布】 world distribution of loess 地球上北半球黄土分布在北纬24°~55°,在南半球分布在南纬24°~45°。在西欧黄土分布高程在300~400米,在中亚和中国最高分布在2500米高程。黄土状土在帕米尔达到4500米。黄土的分布与气候和山区地理条件有密切关系。在热带多雨区如巴西、刚果等地区完全缺失黄土堆积。在欧洲和美洲黄土分布面积就有1300万平方千米,如按平均厚度10米计算,其体积约130000立方千米。欧洲黄土主要分布于莱茵河、马斯河沿岸;在瑞士巴塞尔有典型黄土分布。中欧中部有黄土和黄土状土成带状分布,并延伸到德国易北河流域。另一较宽的黄土分布带在阿尔卑斯山的山麓和多瑙河上游。多瑙河中、下游(匈牙利及其邻国)是欧洲最大的黄土分布区。欧洲的黄土厚度一般不超过15~20米,但在多瑙河下游黄土类土厚度可达到80米。在保加利亚、前南斯拉夫、罗马尼亚都有分布。乌克兰也广泛分布黄土,主要在德涅斯特河下游、南布格河及因古列茨河和亚速海沿岸。乌克兰南部的克里木半岛和顿河流域都有黄土类土的分布。在高加索山脉与亚速海之间和高加索山区都分布着黄土与黄土状土。在中亚准噶尔阿拉套山前地带及邻近平原有黄土分布。但中亚黄土类土主要分布于乌兹别克斯坦、吉尔吉斯斯坦、哈萨克斯坦、塔吉克斯坦等国山麓地带及河谷阶地及平原中,多为洪积、冲积成因。典型黄土堆积呈淡灰黄色,成分均一,粉土粒级含量大于50%。埋藏土层不明显,

钙质结核小且零星分布。最大厚度 100 米。有一部分黄土状土分布在伊朗北部库尔库克城的西北,以及伊拉克高程 300 米的地方。黄土状土含钙质结核,有大孔构造,夹有砾卵石透镜体。以色列的黄土状土及黄土,粒度成分含 65% 粉土及 25% 的粘土。非洲撒哈拉沙漠北缘有黄土状土分布。新西兰的黄土状土与欧洲和北美的黄土很相似。在北美洲典型黄土分布在密西西比河流域及密苏里。华盛顿东部有黄土状土,厚度不大。北美阿拉斯加有黄土类土分布,主要分布在山麓地带,厚 30 米,有垂直节理,常见有岩坡碎石夹在黄土类土内。在南美的阿根廷平原有近似典型黄土的堆积,含有钙质结核。阿根廷的黄土类土的矿物成分主要是火山物质,颗粒成分无大于 0.25 毫米的粒级,小于 0.001 毫米的粒级占 0.8% ~ 14.0%。

【中国黄土】 loess in China 以其分布范围广泛、连续、地层发育完整、厚度大而著称于世。中国黄土分布在北纬 30° ~ 49° 之间,以 34° ~ 39° 之间最为发育,较之欧洲、北美的黄土分布区 45° ~ 62°N 稍靠南。分布面积约 63 万平方千米。在西北地区、黄河中游一带构成著名的黄土高原,连续面积可达 44 万平方千米。黄土的厚度变化一般自数米至数十米,黄土高原黄土厚度可达百余米,最厚达 400 余米。地层层序完整,从更新世早期到全新世都有沉积。黄土地层中夹有多层古土壤,标志着黄土形成时的古气候有过多次干冷和暖湿的变化。黄土地貌形态受基岩及黄土沉积前古地形的控制,与新构造运动有密切关系,后期的剥蚀、侵蚀起着塑造地形的积极作用。对中国黄土最早的文字记载见于公元前 300 年的《禹贡》一书。

【德国黄土】 loess in Germany "黄土"名称最早即源自德国的"löss"。黄土在莱茵河谷地十分发育,在海德堡河谷以上 200 米高的丘陵地上,厚度可达 61 米。在布鲁赫萨尔一带,分布高度到海拔 305 米。在莱茵河的各大支流都有黄土分布。在东部巴伐利亚州黄土从多瑙河平原向边缘山地延伸到相当高的部位,这里的黄土缺乏层理,具垂直节理,含有钙质结核及大量贝壳,特别是琥珀螺,黄土沉积下伏有石英砾石层。在北部威悉河地区、易北河河谷有大面积的薄层黄土沉积于卵石层之上。在多瑙河谷的狭长阶地上也覆盖有黄土层,可延伸到海拔 274 米。

【匈牙利黄土】 loess in Hungary 分布于加利津、特兰西瓦尼亚等地,在瓦格谷曾测得黄土层厚度超过 29 米。在维茨恩附近地带以及巴康尼森林地区黄土非常发育。在维茨恩附近亦分布到海拔 475 米高度并形成 18.3 ~ 21.3 米高的陡壁。在布达佩斯附近,从多瑙河谷两岸向邻谷延伸,厚度一般约为 9.1 米。像加利津一样,细粒风成砂与黄土(交替出现)互层。黄土也沉积在砾石层之上。

【密西西比河黄土】 loess in Mississippi 美国密西西比河河谷(中、下游)的黄土-古土壤系列。主要有上更新世末次冰期的皮奥里亚黄土、罗克斯纳粉砂和拉夫兰黄土(较老的黄土,年龄可能不老于距今 50 万年),黄土厚度自数米至 30 米不等。普遍发育最后间冰期(7 万 ~ 13 万年)以来的黄土沉积,其中的桑加蒙古土壤呈红褐色,铁锰胶膜发育。有时可见棱柱状结构体。在皮奥里亚与罗克斯纳黄土中往往发育浅灰色和灰绿色的湖相淤泥,其 ^{14}C 年龄约为 2 万 ~ 2.3 万年,密西西比河河谷黄土广为分布,水土流失并不严重,是美国的农业区。

黄土特性

【黄土物质成分】 mass composition of loess 组成黄土的物质种类及数量。一般包括黄土的颗粒(或称粒度)成分、矿物成分、化学成分。其中化学成分还包括可溶盐类成分和有机质成分。

【黄土颗粒成分】 grain composition of loess 组成黄土的各种大小颗粒的含量。通常以某种粒径的颗粒质量占土样总质量的百分比来表示。中国黄土颗粒成分一般以粉土粒级(0.05 ~ 0.005 毫米)为主,它的含量约占黄土总质量的 52% ~ 72%,其中 55% ~ 65% 者居多;粘土颗粒(< 0.005 毫米)成分约占黄土总质量的 10% ~ 25%,砂土颗粒(> 0.05 毫米)成分约占黄土总质量的 10% ~ 30%,一般为 20% 左右。不同区段、不同地貌单元以及不同时代、不同成因的地层,甚至不同层位的黄土,其形成的地质环境存在不同程度的差异,其颗粒组分亦有差异。

【黄土矿物成分】 mineralogical composition of loess 组成黄土土壤的矿物种类及其含量。常以某种矿物占总矿物的质量分数(%)来表示。中国黄土的矿物成分已知约有 60 多种,其中以石英(约占黄土矿物总质量的 50%)、长石(约占黄土矿物总质量的 20%)、碳酸盐类矿物(约占黄土矿物总质量的 10%)和粘土矿物(包括高岭石类、伊利石类和蒙脱石类,约占黄土矿物总质量的 10%)为主,其余还有磁铁矿、褐铁矿、绿帘石、普通角闪石、辉石和黑云母等数十种。由于黄土高原不同区段、不同地貌单元以及不同时代、不同成因的地层,甚至不同层位的黄土,其形成的地质环境存在不同程度的差异,其矿物成分亦有差异。

【黄土化学成分】 chemical composition of loess 组成黄土土壤的化学组分的种类及数量。通常以某种化学成分含量占黄土化学成分总含量的百分比来表示。中国黄土的化学成分以 SiO_2(约占黄土化学成分总含量的 50% 左右)、Al_2O_3(约占黄土化学成分总含量的 8% ~ 15%)和 CaO(约占黄土化学成分总含量的 10% 左右)为主,其他较重要的化学成分还有 Fe_2O_3(约占黄土化学成分总含量的 4% ~ 5%)、MgO(约占黄土化学成分总含量的 2% ~ 3%)和 K_2O(约占黄土化学成分总含量的 2% 左右),有机质组分约占黄土化学成分总含量的 1% 左右。由于黄土高原不同区段、不同地貌单元以及不同时代、不同成因的地层,甚至不同层位的黄土,其形成的地质环境及气候环境存在不同程度的差异,其化学成分亦有差异。黄土化学成分中与人类经济活动关系比较密切的是可溶于水的盐类成分。黄土化学成分中的二氧化硅、三氧化二铝、碱金属、钙、镁、碳酸盐类的含量相对较高,反映了其化学组分与矿物成分基本一致的特点,也反映了黄土形成于干燥气候环境的特点。

【黄土盐类成分】 saline composition of loess 黄土中能溶于水的化学组分。通常用单位质量的黄土中溶解于水的盐类质量分数或摩尔分数表示。黄土盐类按溶解于水的难易程度可分为易溶解性盐类、中等溶解性盐类和难溶解性盐类。其中易溶解性盐类主要包括重碳酸盐、氯化物和硫酸盐如芒硝等,后者含量较少;中等溶解性盐类主要为石膏,它的含量没有碳酸盐类多;难溶解性盐类以石灰质(碳酸钙)为主。黄土盐类成分的平均含量一般不超过总含量的 3%。由于黄土高原区不同区段、不同地貌单元以及不同时代、不同成因的地层,甚至不同层位的黄土,其地质环境及地下水的活动强度存在不同程度的差异,其盐类成分的含量亦有显著差异,尤其受土壤干湿程度影响较大。野外测试表明,黄土盐类成分在同一地点有从表层往深部淋滤的特性。黄土中的盐类成分含量的变化对黄土的物理力学性质有较大的影响,如能引起黄土的溶解性、膨胀性、渗透性等的改变。如果黄土中大量盐类成分被溶解,还能改变黄土的强度、稳定性、透水性、黏着性等。黄土盐类成分对黄土的物理力学性质的影响是双重的,当其呈固态和液态时,所起作用是相反的。呈固态时,盐类在黄

土中起骨架和胶结作用,对土体的物理力学性质有加强的作用;呈液态时,对土体的物理力学性质有削弱的作用。

【黄土结构特征】 structural character of loess 表征黄土矿物颗粒大小、形状及其相互间的排列、胶结和组成关系。如具有细粒"等粒"结构和"斑状"结构等的特征。黄土的宏观结构以孔隙率高达40%~50%的蜂窝状结构特征为主,这种结构特征是由矿物单体颗粒或集合体等组成的。此外黄土中还发育有各种特有的大孔隙,其成因和形态都很复杂,有虫孔、植物根孔、裂隙、封闭孔洞和巨大的潜蚀空洞等。

【黄土粗显结构】 macrostructure of loess 肉眼可观察到的黄土的新鲜断面所呈现的结构特征。具体表现为土块的断面形态呈瘤状、乳状或屑状、层状结构等以及孔隙特征、土质均一、坚硬程度等。

【黄土微结构】 microstructure of loess, microfabric of loess 或称为黄土微观结构,是在显微镜下观察到的黄土微观结构,包括单一矿物颗粒、多矿物组成的集合体、胶结物质、孔隙等结构单元。黄土的微结构是在黄土堆积后,经过成岩作用过程中形成。不同地区在不同地质环境下形成的黄土微结构特点不同。黄土的特殊工程地质性质湿陷性与黄土的微结构有密切关系。黄土湿陷现象的发生,土体破坏,实质上是黄土的微结构破坏的结果。

【黄土微观结构类型】 microstructure types of loess 通过显微镜或扫描电子显微镜观察获得黄土颗粒大小、形状及相互排列、胶结和组成关系。中国黄土的微观结构大致可分为6种类型:①粉砂细粒孔隙胶结类型;②粉砂细粒孔隙斑状胶结类型;③粉砂细粒斑状胶结类型;④粉砂细粒基底胶结类型;⑤粉砂细粒接触胶结类型;⑥粉砂细粒薄膜胶结类型。其中以粉砂细粒孔隙胶结类型、粉砂细粒孔隙斑状胶结类型和粉砂细粒接触胶结类型为多。

【黄土集合体】 aggregates of loess 组成黄土的碎屑矿物颗粒被细材料胶结形成的土粒,是黄土微结构的重要结构单元。

【黄土集合体类型】 aggregate types of loess 集合体有多种类型。由黄土较大矿物颗粒表面,特别是其接点处聚集的粘土粒、腐殖质与碳酸钙等水溶盐组合成不同形式的胶结物,把较大矿物颗粒胶结在一起构成的颗粒黄土的集合体,按其组合形式划分的类型。它主要包括薄膜状集合体、镶嵌状集合体和团聚状集合体等3种类型。按集合体在水中的稳定程度可分为非水稳性和水稳性集合体两类。水稳性集合体按其对水作用的坚固程度又可分为:水固集合体、较稳固集合体和最稳固集合体。

【黄土集合体显微结构类型】 microfabric (microstructural) types of loess aggregate 根据黄土集合体中粗细颗粒的组合特征及胶结特征划分的类型,共分6种结构类型(即单元集合体):镶嵌型、基底型、角砾型、附着型、结晶型、聚合型(见表)。此外黄土中常存在一种以上类型的单元集合体组成的"复合式集合体",粒径可达0.25~5.0毫米。

结构类型	分布粒级/mm	特征
镶嵌型(mosaic type)	>0.5	粗碎屑矿物颗粒均匀地分布于胶结物中,胶结物质多为碳酸盐类结晶
基底型(basal type)	0.01~1.0	少量粗碎屑矿物颗粒被大量胶结物包围。胶结物质为碳酸盐雏晶和粘土矿物
角砾型(ataxitic type)	<0.05	极少量的粗碎屑矿物颗粒,其边缘以少量胶结物质粘结在一起,胶结物质为粘土矿物和碳酸盐雏晶
附着型(coherent type)	<0.05	单粒较大之粗碎屑矿物颗粒上,附着粘结许多细小矿物颗粒和碳酸盐结晶
结晶型(crystal type)		主要是方解石的晶簇或石膏结晶组成,晶体间有孔隙
聚合型(network type)		没有粗矿物颗粒,全部由细粒分散状矿物颗粒粘合在一起而成

【黄土胶结物】 cementing materials of loess 将黄土分散的矿物颗粒粘结在一起的胶结物质,使黄土具有不同的坚实程度。黄土的胶结物质有以下几种:①碳酸钙胶结;②粘土矿物胶结;③生物作用形成的有机物胶结。其中以碳酸钙胶结的黄土岩性强度最高。黄土的物理力学性质与黄土的胶结物及胶结程度有很大关系。

【黄土孔隙】 pore in loess 黄土孔隙可分为大孔隙和粒间孔隙两大类。大孔隙是一种在肉眼或低倍放大镜下便可观察到的孔洞,一般直径大于0.5毫米,大孔隙体积约占全部孔隙体积的25%左右。粒间孔隙是指黄土骨架与骨架之间的细孔隙和超细孔隙,它是黄土孔隙率的主体部分,黄土结构中的孔隙主要是指这部分粒间孔隙而言。

【黄土孔隙成因分类】 genesis classification of loess pores 黄土孔隙形成的原因是多种的,有沉积成因、风化成因及成壤作用。沉积成因的孔隙是原生孔隙,是矿物颗粒之间的孔隙,在沉积过程中形成的。风化成因与成壤作用的孔隙是次生孔隙,形成于黄土沉积之后的表生作用中。风化成因孔隙是在黄土材料沉积后,受气温、湿度等物理化学作用改变沉积时原生的孔隙而形成的。如在表生风化作用时形成的新的盐类再结晶,原有矿物颗粒的解体破碎等重新组成的孔隙。成壤作用形成的孔隙多为生物成因的,如虫孔,植物根孔等,后被泥质或钙质物质充填或半充填而成。此种成因的孔隙常是大孔构造形成的主要原因,在孔隙周壁上常形成泥质或钙质薄膜。

【黄土结核】 loess concretion 又称**钙质结核**(calcic concretion)。一般指黄土中的碳酸钙形成的结核。黄土结核大小不等、形状各异,一般呈棒状体,有的棒状体带有分支。棒状体最长可达1米左右,短者几个厘米;还有的呈不规则的球形,球形大者可如人头一般大小,小者仅如豌豆一般。黄土结核具有不规则产状。黄土结核内部常是中空的。有时结核内壁附有方解石晶体。黄土结核呈分散或集中分布,有的沿黄土垂直节理或孔隙分布,有的则聚集成层称**黄土结核层**(loess concretion layer)或钙质结核层。在具有一定厚度的黄土层中,有时可见多层钙质结核。黄土结核是黄土层中的钙质在地下水或地表水淋溶聚集及胶凝、富集而成。也可能是在黄土表面成土过程中生成于淀积层中。

【黄土假菌丝】 loess pseudo-mycelium 黄土中细小的似菌丝体状的白色钙质沉积,它大多是沿黄土中小孔隙沉淀的,在黄土中呈不规则分布。

【黄土砂礓】 loess calcic concretion, caliche 又称**黄土砂姜**。由黄土中的钙质形成的结核。由于结核形似生姜或泥偶,故又称**黄土小僧**,是黄土高原区的群众对黄土结核的一种俗称。

【黄土古土壤结构】 structure of palaeosol in loess 黄土古土壤结构包括宏观结构和微观结构。宏观结构指土体内部发育的层理、团粒结构、棱柱状结构、孔隙以及植物根系和生物洞穴等。这些结构体不同程度地反映了古土壤形成时所经受的成壤过程。微观结构指土壤内矿物颗粒的形状、组成及排列方式,碳酸盐类结晶体的形状、大小及分布状态,以及结构体表面铁锰质胶膜和光学特征等。古土壤的微观结构可通过土壤薄片在显微镜下观察鉴定,它是研究土壤发生学的重要途径。

【黄土古土壤物质成分】 mass composition of loess palaeosol 组成黄土古土壤的物质的种类及数量。主要包括粒度成分、矿物成分、化学成分。其中化学成分中还包括可溶盐成分和有机

质成分。

【黄土古土壤有机质】 organic matter of loess palaeosol 黄土古土壤中处于不同分解阶段的动植物遗体。包括进入古土壤土体中的植物落叶,已经枯死的植物根系,炭质残余及各种微生物等。这些有机遗体进入土体后逐渐朝着两个方向变化:一是分解成简单的无机化合物,如二氧化碳、水等,同时从复杂的有机化合物中分解出钙、镁、钾、钠等元素,形成古土壤中水溶液的阴、阳离子;二是形成新的、比较稳定的有机化合物,如泥炭、腐殖质。黄土古土壤中有机质含量一般均较少,多数不超过化学成分总含量的1%。

【古土壤可溶盐】 soluble salt of palaeosol 黄土古土壤中能溶于水的化学组分。一般有石膏、方解石、碳酸钙等。古土壤层盐类成分的含盐量一般比黄土层的含量要低。

【古土壤中孢子花粉】 sporopollen in palaeosol 埋藏在古土壤中的植物孢子花粉化石。孢子和花粉分别是孢子植物和种子植物的繁殖器官。它们在植物的孢子囊和花蕊中成熟后,飞离母体散落在土中,经过漫长的地质年代形成孢子和花粉化石。植被的生长和分布直接受地形、气候和土壤条件等环境因素的控制。研究土壤中的孢子花粉,就是用特定的方法将其从不同的土壤中提取出来并鉴定它的类型及组合特征,以此恢复古植被类型、群落、生长的古地理环境和古气候条件。黄土高原的黄土中保存的孢子花粉极少,而古土壤中大都保存有孢子花粉。通过对黄土剖面古土壤中的孢子花粉的研究,其结果能较好地反映黄土高原区古地理环境和古气候的演化规律。

【黄土沉积构造】 sedimentary structures in loess 黄土堆积中反映当时沉积环境条件的地质构造现象。在黄土地层中常见到的沉积构造有:混杂岩性带、隐层理、斜交层理、层间扭曲层理、似潜育化层理、水平板状钙质层等。这些沉积构造成因不同,分布的地层层位和地貌位置也不相同。

【黄土混杂岩性带】 chaotic lithozone of loess, lithological mixed zone 黄土层的底部混杂有下伏黄土层或古土壤层物质的堆积地带。混杂岩性带现象常常出现在新近系红粘土与第四系黄土堆积接触之间;在下更新统石质黄土与中更新统黄土接触之间;以及在第五层古土壤的顶面与上覆黄土层之间。混杂岩性带的存在反映了黄土在堆积过程中新的沉积的开始,也反映了早先堆积的物质遭受剥蚀、搬运和再堆积的作用。

【黄土隐层理】 cryptobedding in loess 在开挖的新鲜的黄土剖面上,可用肉眼辨别出细微的水平层理。层理延伸长度不等,单层厚度小于1毫米,层理由不同色调或不同粒度的粘粒组成。在距离剖面超过30厘米时,就不易辨认出来,故称之为隐层理。

【黄土斜交层理】 oblique bedding in loess 黄土中可辨认的倾斜层理,为一种沉积构造,在距露头剖面数米远处,即可辨认出。它是由粒度大小不同的颗粒组成,呈交错状,最长可延伸数米;整体上呈倾斜弧形,但凹面向上,常见于甘肃地区的黄土中。

【黄土层间扭曲层理】 interlayer distorted bedding in loess 黄土天然露头剖面中由薄层理形成的扭曲或卷曲状沉积构造。薄层理由极细粉土或粘土颗粒组成,状似小型褶皱构造。其形状不一。常见于黄土梁的顶部。

【黄土潜育化层理】 gleization bedding in loess 黄土层中的一种沉积构造形式。在黄土层的下部常见具有清晰的薄层理,其岩性自上而下逐渐变为细粉土质以至粘土质,颜色由灰黄渐变为灰至灰绿色。它们形成于黄土丘陵间积水洼地,由于地表水较长时期停滞,土层产生潜育化作用。多见于黄土高原西部陇东地区。

【黄土板状钙质层】 platy caliche in loess 黄土层中的一种沉积构造形式。黄土剖面中富集钙质薄层呈板状连续在水平方向展布。厚度1厘米至几厘米。这是黄土中的钙离子在砂层与粘土层两种岩性不同界面上迁移富集而成的。它不同于黄土中古土壤层的钙质淀积层(钙质结核层)。

【黄土含水量】 water content of loess 黄土所含水分质量与土颗粒质量之比(%)。在黄土高原的塬区黄土的含水量可达20%左右(洛川塬),含水量低的可小于10%,如黄土高原北部梁、峁区。黄土中的古土壤的含水量均比黄土为高,有的达到25%以上。黄土含水量随深度增加而增大。

【黄土渗透性】 permeability of loess 即黄土透水性,用渗透系数(K)来表示;是水力坡度为1时,地下水在黄土中的渗透速度。黄土的渗透性不同于其他土类,主要特点是垂直方向渗透速度比水平方向的速度要大得多。从甘肃定西黄土梁上的长期渗透试验资料看,自地表开始入渗黄土层(马兰黄土)的水经过20天就达到35米深度,而水平运动的入渗水流在经过30天之后才运行了7米。黄土的渗透性与黄土的岩性结构和地质年龄有关。黄土中孔隙率高,而且有大孔结构或裂隙、节理时,渗透性就强。中更新世与早更新世的黄土或黄土状土的渗透性就弱。

【黄土包气带】 aeration zone of loess 黄土层中地下水水面以上至地表的地带。黄土高原的包气带一般厚度较大(十余米或几十米)。包气带内黄土中的水分不是可流动的重力水,而是分子水、薄膜水、吸附水。包气带是由固体矿物颗粒、空气及水分子组成的三相体。大气降水到地表入渗黄土层,经过包气带最后到达地下水潜水面。这个过程比较复杂。水分在包气带内运移时,受土体内外大气气压和温度、湿度的影响,运移方式、方向有所不同。

【黄土裂隙-孔隙水】 fissure-pore water of loess 黄土层的结构是多孔隙的,而且常有裂隙和一些生物成因的孔洞,因此,水流在黄土层内流动时除了沿各种大、小不等的孔隙运行外,同时也顺裂隙、孔洞流动。这样的黄土层构成地下水含水层介质时,其特点是兼有孔隙水和裂隙水两种性质。

【黄土土壤水分特征】 character of soil water in loess 黄土高原表层1~3米范围内,是土壤水分与大气水分相互交换非常积极的地段,这一深度的水分呈不稳定状态。黄土土壤水分运移,受土—水势能量的动态变化影响。根据黄土高原野外现场试验研究,认为黄土的水分特征可用水分特征曲线表示,它是土壤水吸力(或称负压)与含水量的相关曲线。

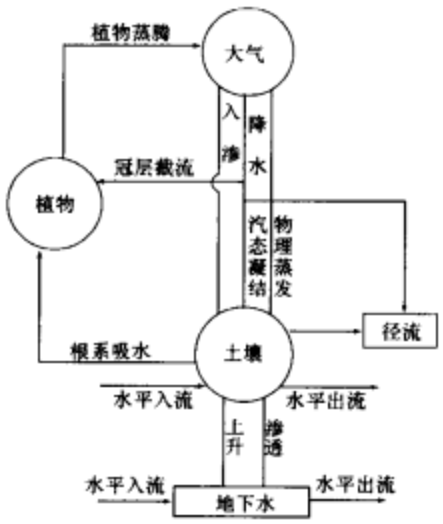
【黄土土壤水分存储特征】 storage character of soil water in loess 黄土高原土壤水分的存储受土壤、植被、气候和地形等因素影响,其水平分布有明显的地带性规律。黄土土壤水分存储特征与土壤的持水性、渗透过程中水分的移动性及土壤对植被需水的供给性有密切关系。土壤水分的存储特点在不同的地貌类型区,如塬、沟壑、梁、峁等地是不同的。

【黄土土壤水分保持与运移】 preservation and movement of soil water in loess 黄土土壤水分的保持主要受土的细粒颗粒的吸附力作用,所以土壤水分保持量与黄土高原黄土的质地有密切关系。土壤水分的运移有三种状态:一是渗透过程中水分的移动;二是入渗停止后土壤剖面中水分的再分布;三是蒸发条件下水分的移动。

【黄土高原土壤水分平衡】 balance of soil water in Loess Plateau 黄土高原的降水、灌溉水量、土体中储存的水量与蒸发、蒸腾、径流、排出等导致土壤水的盈亏情况。土壤水分平衡方程基本形式是:

降水量 = 总蒸发量 + 径流量 + 土壤水分储存变化量

此方程适用于黄土高原丘陵沟壑区。塬区可考虑省略径流量一项。



土壤水分循环流程图

【黄土高原土壤水分循环】 cycle of soil water on Loess Plateau　土壤水分循环自降水入渗开始，向深部运移，同时开始蒸发-蒸腾过程。这一全过程深度在 300 ~ 500 厘米范围内，是一个连续统一的过程，即土壤-植被-大气系统（见图）。黄土高原土壤水分循环在时间上具有年周期特点。

【黄土工程地质性质】 engineering geological property of loess　与黄土分布区工程建设施工及建筑物稳定条件密切相关的黄土的特殊性质，如黄土的湿陷性、压缩性、抗剪强度等。黄土的工程地质性质要阐明的主要问题有：①黄土一般的工程地质指标，主要包括黄土的物理性质、化学性质和力学性质三大指标；②不同地貌单元、不同时代、不同成因类型的黄土的粒度成分、湿陷性及与湿陷性有关的特殊性质，不同区段内的黄土的湿陷性的评价；③结合区内工程建设进行区域黄土工程地质条件的评价及黄土工程地质区域的划分。

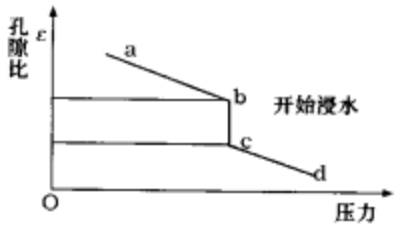
【黄土湿陷性】 collapsibility of loess　黄土的一种特殊的工程地质性质。黄土具有在自重或外部荷重下，受水浸湿后结构迅速破坏发生突然下沉的性质。引起湿陷的原因是因为黄土以粉粒和亲水弱的矿物为主，具有大孔结构，天然含水量小，具有粘粒的强结合水连结和盐分的胶结连结，在干燥时可以承担一定荷重而变形不大，但浸湿后，土粒连结显著减弱，引起土结构破坏产生湿陷变形。黄土湿陷性对人类工程活动危害很大，常使建筑物、渠道、库岸造成破坏。因此，在湿陷性黄土地区进行建筑时，要特别注意防止水的渗入，并采取必要的人工土质改良或其他防治措施。

【黄土湿陷系数】 coefficient of collapsibility of loess　评价黄土湿陷性的力学参数。指在一定压力下，土样浸水前后高度之差与土样原始高度之比。是评价黄土湿陷性的一个重要指标，可由试验直接测出。据中国湿陷性黄土地区建筑规范（GBJ 25—90），湿陷系数按下式求算：

$$\delta_s = \frac{h_p - h'_p}{h_0}$$

式中：h_p 为保持天然含水率和结构的试样，加压至一定压力下沉稳定后的高度（厘米）；h'_p 为上述加压稳定后的土样在浸水作用下，下沉稳定后的高度（厘米）；h_0 为土样的原始高度（厘米）。该规范还规定测定湿陷系数的压力值对 10 米内的土层用 200 千帕，10 米以下的土层用 300 千帕，对新近堆积黄土，5 米内的土层用 150 千帕。湿陷系数可分为自重湿陷系数和非自重湿陷系数。

【大孔隙比】 ratio of great pore　土样浸水前后孔隙比之差，其值越大，湿陷性越显著。天然结构的黄土，在试验室内分级加荷进行压缩试验，待土样在设计荷重作用下压缩稳定后，加水浸湿，土样则发生突然下陷，如下图中所示 bc 段相应的孔隙比变化（ε_m）。



【湿陷性黄土】 collapsing loess　被水浸湿后在自重和外部荷载作用下结构迅速破坏而发生显著下沉的黄土。一般规定湿陷系数 $\delta_s \geqslant 0.015$ 的黄土为湿陷性黄土；$\delta_s < 0.015$ 时，定为非湿陷性黄土。

【非湿陷性黄土】 non-collapsing loess　在自重和外部荷载作用下被水浸湿后完全不发生湿陷或 $\delta_s < 0.015$ 的黄土。

【自重湿陷性黄土】 self-weight collapsing loess　受水浸湿后在饱和自重压力下发生湿陷的湿陷性黄土。划分自重湿陷性和非自重湿陷性黄土，可按室内或现场浸水压缩试验，在土的饱和自重压力下测定的自重湿陷系数 δ_{zs} 判定。$\delta_{zs} < 0.015$ 时，应定为非自重湿陷性黄土；$\delta_{zs} \geqslant 0.015$ 时，应定为自重湿陷性黄土。

【非自重湿陷性黄土】 non-self-weight collapsing loess　黄土浸水后在饱和自重压力下不发生湿陷，只有在附加一定压力后浸水才发生湿陷的湿陷性黄土。

【自重湿陷系数】 coefficient of self-weight collapsibility　判别自重湿陷性黄土和非自重湿陷性黄土的指标。自重湿陷系数 δ_{zs} 按下式求出：

$$\delta_{zs} = \frac{h_z - h'_z}{h_0}$$

式中：h_z 为保持天然湿度和结构的试样，加压至土的饱和自重压力时，下沉稳定后的高度（厘米）；h'_z 为上述加压稳定后的土样，在浸水作用下，下沉稳定后的高度（厘米）；h_0 为土样的原始高度（厘米）。当湿陷性黄土在土体被水浸湿时，由于外加荷重引起黄土湿陷所测得的湿陷系数，称**非自重湿陷系数**。

【自重湿陷量】 content of self-weight collapsibility　判定黄土建筑场地湿陷类型的指标。可分为计算自重湿陷量和实测自重湿陷量（依现场试坑浸水试验）。计算自重湿陷量 Δ_{zs} 按下式求出：

$$\Delta_{zs} = \beta_0 \sum_{i=1}^{n} \delta_{zsi} h_i$$

式中：δ_{zsi} 为第 i 层土样在上覆土饱和（$S_r > 0.85$）自重压力下的自重湿陷系数，$\delta_{zsi} < 0.015$ 的土层不应计算；h_i 为第 i 层土样的厚度（厘米）；β_0 为因土质而异的修正系数。

【总湿陷量】 the total content of collapsibility of loess　湿陷性黄土地基受水浸湿饱和下沉稳定为止的总湿陷量。用来判定黄土地基的湿陷程度，划分湿陷等级。总湿陷量（Δ_s）（厘米）按下式计算：

$$\Delta_s = \sum_{i=1}^{n} \beta \delta_{si} h_i$$

式中：β 为考虑地基土的侧向挤出和浸水机率等因素的修正系数；δ_{si} 为第 i 层土的湿陷系数；h_i 为第 i 层土的厚度（厘米）。上式从基础底面算起至其下 5 米土层（对非自重湿陷黄土）或 10 米（对自重湿陷黄土）为止。其中，$\delta_{si} < 0.015$ 的非自重湿陷性黄土不累计。

【黄土湿陷起始压力】 initial pressure of collapsing of loess　湿陷性黄土发生湿陷时的最小压力值（p_s）。是判定黄土是否发生自重湿陷及自重湿陷深度，以及在外荷作用下是否发生非自重湿陷的依据。p_s 值的大小与土的粘粒含量、天然含水率和密度有关。可根据湿陷系数（δ_s）与压力（p）的关系曲线，找出对应于 $\delta_s = 0.015$ 的压力作为湿陷起始压力。

【黄土湿陷等级】 collapsibility grade of loess　根据黄土湿陷量的大小来划分的黄土湿陷性强烈程度的级别。划分的具体方法是按规定的压力（一般约为 2×10^5 帕）求出湿陷系数，根据基底

下各土层累计的总湿陷量(Δ_s)和计算自重湿陷量(Δ_{zs})的大小等因素对湿陷性黄土地基进行划分的等级。湿陷等级划分为三级按下表判定：

湿陷类型等级划分

总湿陷量	非自重湿陷性场地	自重湿陷性场地	
Δ_s/cm	$\Delta_{zs}<7$	$7<\Delta_{zs}\leqslant35$	$\Delta_{zs}>35$
$\Delta_s<30$	Ⅰ(轻微)	Ⅱ(中等)	—
$30<\Delta_s\leqslant60$	Ⅱ(中等)	Ⅱ或Ⅲ	Ⅲ(严重)
$\Delta_s>60$	—	Ⅲ(严重)	Ⅳ(很严重)

【黄土湿陷性评价】 evaluation of loess collapsibility 系统地确定黄土的湿陷性，划分黄土自重湿陷性和非自重湿陷性的类别，对湿陷性黄土的湿陷程度进行分级以及判定黄土湿陷性的起始压力等工作。此外黄土的湿陷性评价还包括确定湿陷性黄土的分布范围、深度界限与厚度大小，区分湿陷性强烈程度及其在地层中的规律性等。

【黄土压缩性】 compressibility of loess 黄土受压时体积缩小变形的性质。一般用压缩系数(单位压力增加时孔隙比的变化值)反映压缩性的大小。

【黄土渗滤变形】 deformation due to leaching of loess 黄土在压力及渗透水长期作用下，由于盐分溶滤及土体中孔隙继续压密而产生的垂直变形，是湿陷变形的继续。

【黄土渗透溶滤变形系数】 coefficient of deformation due to leaching of loess 黄土试样在相当于实际条件的压力作用下，其渗透溶滤变形量与试样原始高度之比。

黄土地貌

【黄土高原】 Loess Plateau 在中国中西部西起祁连山东段、东至太行山西侧，南到秦岭北坡、北到腾格里沙漠边缘范围内分布的，面积达40多万平方千米，由厚层黄土连续堆积而成的高原。它是中国自西向东在地势上形成的三大阶梯地形的第二个阶梯地形的组成部分。黄土高原内部以六盘山和子午岭为界可分为三部分：六盘山以西为西部黄土高原，主体部分位于甘肃东南部地区，统称陇中黄土高原；六盘山以东至子午岭间为中部黄土高原，主体部分位于甘肃东部和宁夏南部地区，统称陇东黄土高原；子午岭以东至吕梁山之间为东部黄土高原，主体部分位于陕西北部和山西西部地区，统称陕北黄土高原。黄土高原地势西北高东南低，陇中黄土高原海拔一般1800～2000米，最低500米；陇东黄土高原一般海拔1400～1600米；陕北黄土高原一般为1200～1400米。高原内沟谷纵横，深达100～200米。黄土高原属半干旱大陆性季风气候区。高原东侧的黄河和南部的渭河为本区的侵蚀基准，控制了高原地区大部分水系的发育方向。黄河中游黄土高原区水土流失最严重，也是现代侵蚀作用强烈地区。暴雨期大量泥沙汇入黄河，成为黄河泥沙主要来源。

【黄土地貌】 loess landform 黄土分布地区独特地形形态特征的总称。黄土高原主要的地貌形态有黄土塬、黄土梁、黄土峁等，还有众多的其他各种形态及其组合，如冲沟、陷穴、漏斗等。黄土地貌的形成内因是地区的新构造运动，黄土高原北部的上升与南部的沉降形成很大差异性升降运动，它是塑造黄土高原地貌格局的基本动力。分布发育于黄土高原的一些主要水系，如黄河及其主要支流，则对高原大的地貌格局和微地貌形态的形成、发展和演化有深刻影响。

【黄土高原地貌类型】 geomorphic types of Loess Plateau 采用地表形态与成因相结合来划分黄土地貌类型。仅按形态进行分类，如塬、梁、峁等，不能完全反映地貌的发生，发展历史和特点；按成因划分可反映出黄土地貌形成的内因，可分为侵蚀构造类型、剥蚀构造类型、剥蚀堆积类型、侵蚀冲积类型、堆积构造类型及风成堆积类型等六大类。

【黄土塬】 loess yuan, loess table like plain 中国西北黄土高原地区特有的一种地貌形态类型。厚度较大的黄土堆积在倾斜平缓的古地形面上，如大盆地山前地带或山间盆地，形成面积较大的黄土平缓地面。塬面一般平坦，地面倾斜度在10°以下。面积不等，一般有几十平方千米。塬面周边为沟谷环绕，由于受到现代沟谷的溯源侵蚀和切割而参差不齐。少数冲沟甚至将塬面分割成若干块，使塬面逐渐缩小和支离破碎，这种形状解体的黄土塬称为残塬。著名的有甘肃东部的董志塬和陕西北部的洛川塬。


黄土塬

【黄土台塬】 loess terrace-like plain 由黄土覆盖在河谷阶地台面上，沿河谷成长条状分布的黄土台面。台面一般向河谷倾斜，如渭河沿岸的黄土台塬。它的形成受河流发育的控制，黄土层下伏一般为河流冲积相堆积物。

【黄土梁】 loess ridge, loess liang 中国西北黄土高原地区特有的一种地貌形态类型，平行于沟谷的长条状高地。梁长一般可从上千米至十几千米。梁顶宽阔几十米到几百米，呈鱼脊状往两侧沟谷微倾，坡度一般在20°～30°之间。黄土梁是残塬进一步被侵蚀切割而成的，或黄土直接覆盖在古梁状地形上。黄土梁也有宽窄之分，一般在陕北西部和陇东、陇中南部的黄土丘陵区，宽梁居多，即梁宽大于100米，小于100米者为窄梁。典型的黄土梁可见于陕西白于山、安塞、延安以及甘肃镇原等地。


黄土梁

【黄土峁】 loess hillock, loess mao 黄土高原地区特有的一种地貌形态，呈孤立的黄土丘状，顶部浑圆，坡面向四周倾斜，状如馒头。大多数黄土峁是由黄土梁进一步侵蚀切割形成的，极少数是晚期黄土覆盖在古丘状高地上形成的。黄土峁可见于甘肃环县、永登等地。黄土塬、梁、峁之间的关系基本代表了流水对黄土的侵蚀强度和地貌演化过程。

【黄土崾岘】 loess saddle 黄土梁两侧冲沟由于溯源侵蚀几乎将梁脊切穿，形成非常狭窄的鞍部连接。陕北、陇东当地居民的称谓，如陕西定边的白马崾岘和张崾岘等。

【黄土涧地】 loess ravine 黄土掩覆古河谷形成宽浅微凹的长条状凹地。其宽度一般数百米至几千米，长度可达数十千米。多出现于现代河谷向源侵蚀尚未到达的河源区。

【黄土冲沟】 loess gully 黄土堆积上暂时性线状水流侵蚀作用形成的沟谷。以沟深、壁陡、向源侵蚀作用显著为特征。主要发育在黄土覆盖较厚以及植被稀少的地区。冲沟多狭而深，深度一般由数米到十几米，有的达数十米，长度从数百米到数千米。沟头的形状多呈楔状、巷状或掌状等等。冲沟分布多呈树枝状或格状等，是由细小的纹沟发展而成。雨季时，冲沟常发生崩坍、滑坡、滑塌、泻溜等，对农田、道路和建筑物危害严重。

【黄土岩溶】 loess karst 黄土中有一定含量的钙质成分，受地下水溶蚀后可形成许多孔隙，并逐渐扩大形成地下洞道。洞

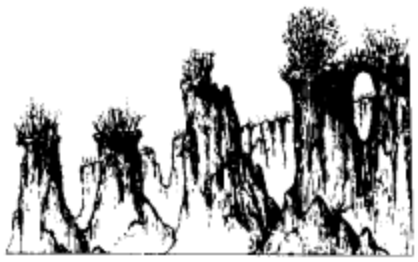
道局部顶板塌陷则形成近垂直的黄土陷穴，与石灰岩中的洞道和溶斗的形态颇为相似。但黄土洞道与陷穴是以地下水机械侵蚀作用为主，溶蚀作用为辅的外动力地质作用下形成的，是一种假岩溶现象。

【黄土陷穴】 loess sinkhole　黄土区地表出露的一种穴状凹地。中国西北称为**龙眼**。深度大的称为黄土井。它是由垂直节理发育的黄土层，在地表水和地下水的作用下，下部被水流蚀空，使表层黄土湿陷和塌陷而成的。直径一般2～5米，深数米至十数米，底部有堆积物。黄土陷穴分布很广，常呈串珠状，往往出现在冲沟的两侧近沟缘处、冲沟中跌水的上方和沟头陡崖的上方。它是冲沟发育的初期。


黄土陷穴

【黄土坪】 loess flat　冲沟切割残留的小片黄土阶地的顶面，或黄土冲沟的宽而平坦的沟底。

【黄土柱】 loess column　流水沿着黄土垂直节理侵蚀、溶蚀扩大而残留的柱状地形，或是黄土陷穴进一步崩塌而残留的柱状形态。


黄土柱

【黄土桥】 loess bridge　黄土陷穴发育区，两个陷穴之间，底部被地下水流串通，在陷穴崩坍、破坏以后，陷穴间顶层黄土的残存土体，其下有水流通道。

【黄土碟】 dish－like depression on loess　黄土地区的一种圆形或椭圆形洼地。一般深2～3米，直径10米左右。它主要分布于沟头上方或平缓的地面上，由于局部积水，黄土层内部受潜蚀、湿陷、下陷而成，它是陷穴冲沟发育的标志。



黄土碟冲沟

【黄土阶地】 loess terraces　黄土地区由河流发育过程形成的高差不同的阶地，其上堆积的黄土层。

【黄土墙】 loess wall　黄土地区侵蚀地貌形态的一种。流水沿黄土垂直节理侵蚀、溶蚀，逐渐扩大加深冲沟，两沟之间残留的黄土便呈城墙形态。或水流侧向侵蚀也能形成相同形态。

【黄土峡谷】 loess gorge　经长时间的地质作用，河流切穿黄土高原形成的深切河谷。如黄河干流上的刘家峡、黑山峡等。

【黄土洞】 loess cave　黄土层在地表水和地下水的作用下形成的洞穴。

【黄土漏斗】 loess funnel　在黄土梁峁的边坡上地表径流下渗潜蚀带走黄土颗粒，形成的漏斗状形态。漏斗呈圆形或近圆形，直径1至数米，深2～5米。个体分布。

【黄土掌地】 palm－shaped loess land　黄土梁、峁地区冲沟沟头或其上游存在的一种特殊黄土洼地地貌形态。状如手掌，面积1～4平方千米。这种地貌形态多分布于六盘山、白于山分水岭、环河上游地区。如环县天池掌地等。

【黄土杖地】 branch－like loess land　黄土梁、峁地区冲沟沟头或其上游存在的一种特殊黄土洼地地貌形态。状似拐杖，宽数十至数百米，长3～5千米。多分布于宁夏固原、甘肃环县及陕西吴旗一线以北地区。如甘肃环县李家杖地，永登中川等，可形成独立的水文地质单元。

【黄土细沟】 loess grooves　发育于黄土塬、梁、峁坡面上，由地表径流侵蚀形成的细沟。一般沟宽数厘米至1米，长十数米至数十米，深20厘米左右，多平行密集排列于坡面上。

【黄土切沟】 loess incised gully　发育于黄土塬、梁、峁40°～60°以上的谷坡上，由地表径流侵蚀形成的深切沟。其凹凸部均呈"V"形，宽一般3～6米，深2～4米，长15～60米。群体分布。个体相间3～4米。

【黄土滑坡】 loess landslide　在厚层黄土高边坡地段土体在重力作用下沿软弱面整体下滑的现象。滑坡边界多呈半圆形或弧形，破裂壁呈陡坎，有较陡的滑动面，常发生于40°～60°的黄土谷坡上部或谷坡最下部。滑坡发生后，稳定坡面为35°左右，多发生于地下水溢出处。

【黄土崩塌】 loess collapse　发生于陡峻的黄土谷坡(大于50°)上部土体崩落现象。其破裂壁陡，形状不规则，壁面凹凸不平，无滑动面，崩落土体为破碎之土体堆积。

【黄土泻溜】 loess slipping　发生于陡峭的黄土谷坡(大于60°)上部的土壤层或植被层内，土块受到重力作用侵蚀崩落滑移现象。无显著破碎陡壁，边线形状不定，有半圆、长圆等形状。

【黄土节理】 loess joint　黄土土体中的破裂缝隙。土体沿缝隙两侧无明显位移。黄土节理在黄土层中发育极为普遍，特别是垂直节理更为普遍，构成黄土的主要特征之一。黄土节理按产状可分为垂直节理和斜切节理，垂直节理在不同时代的黄土中都极为发育，斜切节理多发育在时代较老的，如下更新统黄土中。按成因可分为原生节理和次生节理。原生节理是在黄土形成过程中，由于土体自身的重力、毛细管引力以及胶结等所引起的物理化学作用而形成的；次生节理是在黄土堆积以后形成的，多是由于黄土土体中的孔隙、土层干湿冷热变化引起土体的膨胀收缩，以及重力产生的水平张力等物理化学风化作用而形成的，也有少数次生节理是因构造应力作用形成的。黄土节理按张开程度可分为张开节理和闭合节理。闭合节理在黄土工程地质中往往极容易被忽视，施工开挖后由于土体湿度变化以及地层应力释放而很快显现出来，极易给工程造成预想不到的危险。因此在工程设计中对黄土中隐蔽的闭合节理尤其要多加调查和研究。

【黄土裂隙】 loess fissure　黄土体中的裂缝。一般将黄土裂隙作为黄土节理的同义词，也有把由若干有规律组合的裂隙及被这些裂隙所分割成一定几何形状的块体总称为节理。如菱形节理及柱状节理等。

【黄土泥石流】 loess earth flow　黄土高原地区一种含有大量泥沙、块石等固体物质与水组成的特殊泥流。一般泥石流中的泥沙、块石体积含量都超过15%，最高可达80%，其容重在1.3吨/米^3。泥石流具有阵发性启动、突然爆发，历时短暂、来势凶猛和破坏力极强的特点。泥石流以其巨大的破坏力，摧毁前进中的一切建筑物，埋没农田、森林，堵塞江河，冲毁路基、桥涵和灌渠、城镇和村庄。根据泥石流的物质结构和流态特征可分为层流性泥石流和紊流性泥石流两类。黄土泥石流和其他地区泥石流的物质组成、形成过程、起动方式等基本相似，但黄土地区泥石流粘土粒、细砂和粉砂等成分往往所占比例较大，块石物质所占比例较小。

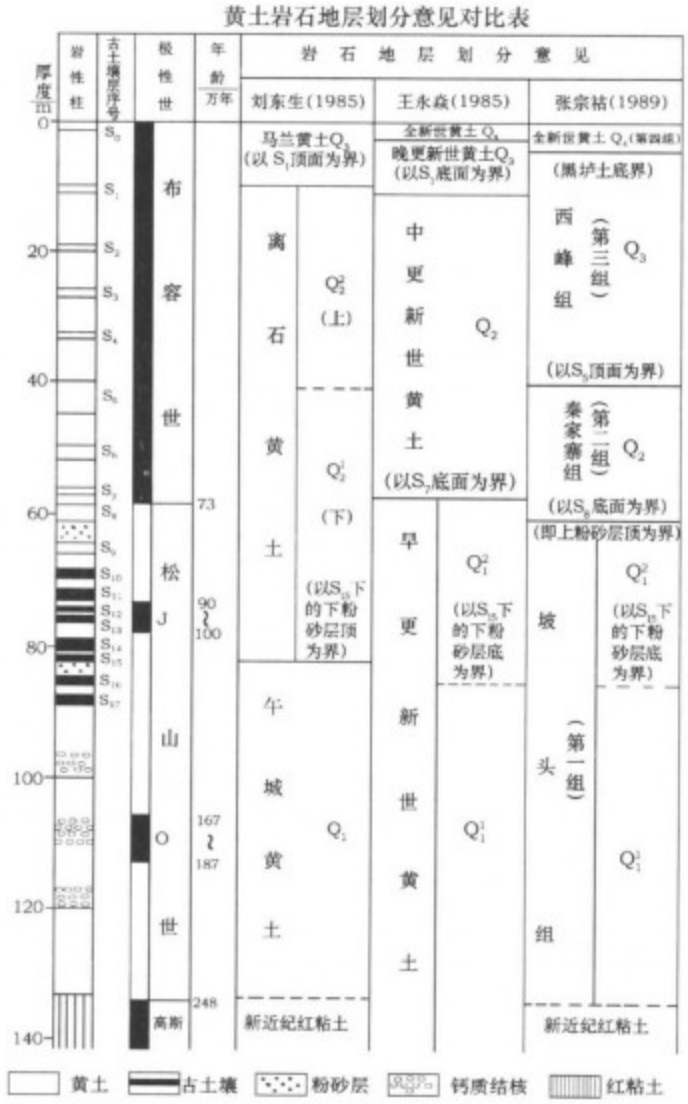
【黄土高原地貌区划】 geomorphologic zoning of Loess Plateau　又称**黄土高原地貌分区**。根据黄土高原地貌形态、成因发育的地区性差异进行的区划。不同的地貌分区其黄土地貌特征、形态组合主要受区域地质构造的控制。依据区域构造特点的不同，将黄土高原地貌自西向东划分为7个大区：Ⅰ青海东部地

区；Ⅱ陇西地区；Ⅲ陇东地区；Ⅳ子午岭—吕梁山间地区；Ⅴ内蒙古南部地区；Ⅵ吕梁山以东地区；Ⅶ河南西部地区。其中陇西地区可再划分南北两个亚区；陇东区可再划分北、中、南3个亚区，子午岭—吕梁山间地区由北至南可再划分4个亚区。

黄土地层

【黄土岩石地层划分】 lithostratigraphic classification of loess 根据第四纪黄土堆积物的岩性特征、古土壤分布特点等对黄土地层进行划分，并确定相应的沉积地质时代。从19世纪初即有不少学者对黄河中游黄土最发育地区进行了黄土岩石地层划分。20世纪80年代以后对黄土地层的划分意见(以陕西洛川黑木沟黄土剖面为例，见表)。

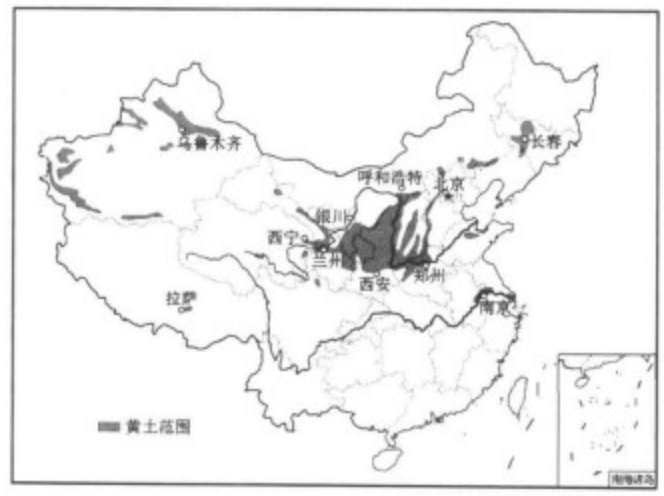
黄土岩石地层划分意见对比表



【黄土岩石地层划分标志】 criteria for lithostratigraphic classification of loess 划分黄土岩石地层单位的依据或标志。主要划分标志为：①黄土的岩性特征及其变化、岩层组合、沉积旋回；②黄土中的侵蚀现象或沉积间断，如岩性混杂带、古土壤层的组合与交叉等。

【黄土岩石地层单位】 lithostratigraphic unit of loess 一般岩石地层单位可分为群、组、段、层4级。第四纪黄土堆积以黄河中游黄土高原地区出露最厚，地层最全。根据黄土岩石地层划分标志和研究程度可划分到"组"这一级岩石地层单位。20世纪80年代张宗祜等将黄土高原中部的第四纪黄土地层划分为4个"组"，并以典型剖面所在地点自下而上予以命名为：第一组——坡头组(以洛川黑木沟坡头村命名)。黄土浅红黄色，上部有两层厚层粉砂层，古土壤发育不清晰，而钙质结核明显增多。其上限为第一粉砂层顶面，下至新近纪红土层顶部。第二组——秦家寨组(以洛川黑木沟上的秦家寨命名)。黄土棕黄色，夹有层数较多的古土壤层，层次间隔较近。其上限为第五层古土壤顶面，下限为第一粉砂层顶面。第三组——西峰组(以甘肃省西峰市命名)。黄土一般夹有四层褐土型古土壤。其上限为黑垆土底界，下限为第五层古土壤顶面。第四组黄土夹黑垆土1~2层。黄灰色或灰褐色，岩性最为疏松，属全新世。

【中国黄土岩石地层分区】 lithostratigraphic regionalization of loess in China 根据黄土堆积物所处的不同的地质地理环境、典型剖面、黄土岩性的特征和研究程度，分区进行岩石地层的划分，以便为整个黄土堆积的岩石地层划分提供基础。共分12个地区：陇东地区，陇西地区，宁夏南部地区，陕西北部地区，白于山地区，陕西渭河谷地区，山西、河南地区，河北山东地区，新疆地区，东北地区，内蒙古地区和长江中下游地区。



中国黄土分布图

【黄河中游黄土地层】 lithostratigraphy of loess in middle course of Yellow River 黄河中游处于黄土高原中心地带，黄土发育齐全。刘东生(1964)根据古生物化石和气候期变迁，对黄河中游黄土地层进行了划分。黄土中的动物群都是陆生的，尚未发现水生属种，脊椎动物化石多发现于埋藏土中。黄土地层中鼢鼠

黄河中游黄土地层划分表

时代			气候		黄河中游河谷盆地	黄土高原	黄土中主要化石
第四纪	全新世	Q_4			低阶地及泥炭层	黄土状岩石	
	晚更新世	Q_3	Ⅲ′间雨期			马兰黄土	*Myospalax lontanicri*
			Ⅲ 雨期		乾县组(萨拉乌苏组)	(清水期侵蚀)	*Struthiolithus* sp.
	中更新世	Q_2	间雨期 Ⅱ′	$Ⅱ_2^2$ 间雨期		离石黄土上部	*Ochotonoides* sp. *Mrurinae*
				$Ⅱ_2$ 雨期	丁村组	(铜川期侵蚀)	*Myospalx tingi* *Myoepalax chuoyatseni*
			雨期 Ⅱ′	$Ⅱ_1^2$ 间雨期		离石黄土下部	*Spirceros* cf. *peii* *Myospalax fontanieri*
			Ⅱ	$Ⅱ_1$ 雨期	陕县组(垣河组)	(渑水期侵蚀)	*Equus wuchengensis* *Megalloceros pachyosteus* (*flabellatus*)
	早更新世	Q_1	Ⅰ′间雨期			午城黄土	*Nyctereutes sinensis* *Hipparion*(*proboscidipparion*) *sinensis*
			Ⅰ 雨期		泥河湾组(三门组)	(汾河期侵蚀)	*Hipparion* sp. *Sus lydekkeri* *Hypolagus brachpus* *Gazella* sp.

(刘东生等，1964，略作修改)

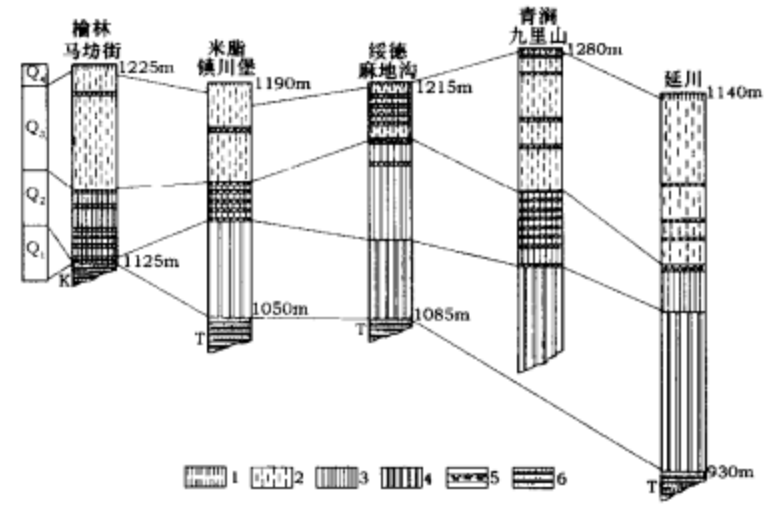
化石丰富，在黄土生物景观中占绝对优势。他认为黄土主要是风成的，在雨期或侵蚀期，没有黄土的堆积作用，黄土只形成于间雨期或堆积期。推动了生物地层法和气候地层法在黄土地层研究中的应用。地层划分见表。

【陇东黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Eastern Gansu　东以子午岭为界，西到六盘山，北至环江与苦水河的分水岭及白于山的西段，南以渭河谷地为界范围内，黄土岩石地层的区域性特征和划分。该地区在古地理上为一厚度巨大的黄土堆积盆地。晚更新世以来，地壳运动以强烈上升为主，水系对黄土沉积物的侵蚀、切割作用剧烈。本区又分南、北两个亚区，以永寿为界。通过对多个典型地层剖面如平凉大寨子-老庄湾、西峰火巷沟、灵台十字原周家沟等的黄土岩性特征进行地层划分，自老到新共4个组，并以其典型具有代表性的出露地点命名之：①老庄湾组，②大寨子组，③西峰组，分别相当于早、中、晚更新世黄土堆积和④全新世黄土堆积。

【陇西黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Western Gansu　东以大致北西方向延伸的陇山、六盘山、南华山和黄家凹山构成的分水岭为界，北至大贲槐山黑山峡及腾格里沙漠的南缘，亦即黄土高原的北界，西至青海西宁，西南以洮河为界，南部则以渭河为界范围内，黄土岩石地层的区域性特征和划分。该地区在新近纪末为一古盆地，经受构造运动及剥蚀作用，形成多个断陷盆地，如兰州盆地、会宁盆地等。黄土厚度及分布受盆地的地貌所控制。六盘山以西地区可分为两大亚区。一是以黄河及其支流为主的水系流域——北部亚区；一是以渭河及其支流为主的水系流域——南部亚区。在亚区内分水岭地区黄土地层以定西大营梁、华家岭等剖面为代表。在塬、梁地区以会宁的白草原、兰州九洲台、皋兰山剖面以及兰州西津村黄土钻孔剖面为代表，后者提示的黄土厚度达409米。根据典型地层剖面及黄土区域性分布特点，可划分出4组，其地质时代分别相当于早、中、晚更新世及全新世。

【宁南黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Southern Ningxia　六盘山东西两条山脉——大、小关山及其间发育的清水河流域范围内黄土岩石地层的区域性特征及划分。因构造运动发育，黄土沉积的地质地貌环境及岩性、岩相、厚度等变化较大。在山间盆地地区，如兴仁堡、海原、预旺盆地第四系厚度可达数百米，但仅在中、晚更新世有数十米厚的黄土沉积物。在清水河、苦水河的河谷阶地上部以及分水岭地区有黄土沉积。因此本区黄土堆积主要是在中、晚更新世进行的。

【陕北黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Northern Shaanxi　陕西省北山以北地区，即南以黄龙山、将军山、嵯峨山到永寿梁一线为界，东以黄河为界，向西至子午岭西坡，北到白于山—横山的范围内，黄土岩石地层的区域性特征及划分。区域地质构造上属鄂尔多斯台向斜东部。第四纪黄土堆积时的古地形基本继承了新近纪末已形成的古地形格局，有好几个较大的侵蚀盆地，如吴旗盆地、延安盆地、洛川盆地等。由于古地理沉积环境的不同，黄土堆积的岩相、厚度、成因等不尽相同。按黄土不同的堆积特征和地貌景观，本区可分为南、北两个亚区，大致以崂山(湫沿山)为界。典型地层剖面有吴旗土佛寺、洛川黑木沟、韩城北龙亭等。北部亚区黄土岩性较粗，常夹有粉砂层，古土壤成壤程度低，颜色较浅，钙质淋滤程度较低。南部亚区黄土特征相反，粘土含量稍高，古土壤成壤作用较高，颜色较深，钙质淋溶作用较强，形成多层密集钙质结核层。黄土岩石地层单位可划分为4个组。其地质时代分别相当于早、中、晚更新世和全新世。



陕北地区黄土柱状对比图剖面(从北→南)
1.Q_4 黄土；2.Q_3 黄土；3.Q_2 黄土；4.Q_1 黄土；5. 古土壤及钙质结核；6. 砂页岩

【白于山黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in the Baiyu Mountain　黄土高原北部与毛乌素沙漠、三边(安边、定边、靖边)盆地的交界处，即东西方向的分水岭地带—白于山地区范围内的黄土岩石地层区域性特征及划分。典型地层剖面有靖边杨渠郭家梁、席麻湾桃树渠、横山狄青原等。黄土堆积厚度大，中部地区都在200米左右，在三边盆地及盆地以北，黄土堆积的厚度减至数十米，且只分布在河谷阶地上。黄土沉积物分布高度在白于山分水岭地区可达海拔1700余米。本区黄土岩石地层划分成4个组：①杨渠组，②白于山组，③郭家梁组，其地质时代分别相当于早、中、晚更新世和④全新世黄土堆积。

【渭河谷地黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Weihe River valley region　渭河下游谷地，西至宝鸡，东以潼关为界(长约300千米)，北有黄龙山等与陕北黄土高原相邻，南以秦岭为界范围内的黄土岩石地层区域性特征及划分。自北而南又可分为3个亚区：渭北高原、渭河河谷及秦岭北坡山前带。有代表性的黄土地层剖面如合阳鹅毛村、宝鸡寺沟焦家湾、长寿山、蓝田李家坪、南米沟-陈家窝子以及渭南阎村 W_7 钻孔等。综合典型黄土地层剖面的岩性特征及其在地区上的分布，本区黄土岩石地层划分为4个组，其地质时代分别相当于早、中、晚更新世和全新世。从基岩山前到河谷方向黄土堆积的特点是，或与洪积的卵砾石层和河流的冲积物同期异相，或覆盖于冲积的砂卵石层及粘土层之上，由坡积成因→坡积—洪积→洪积→冲积成因。

【晋豫黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in the Shanxi – Henan region　黄河以东，太行山以西，北至大同以北，南至伊、洛河流域范围内黄土岩石地层的划分。本区又以中条山为界，划分山西亚区及河南亚区。典型黄土地层剖面有山西霍县贾村东沟、阳原余家寨、山西茅津渡北圣人涧、河南洛阳涧河等。在山西亚区内可划分出4组黄土岩石地层单位。①午城黄土，属下更新统，厚度不超过20米；②离石黄土，属中更新统，厚约20～40余米；③多构成山前古洪积扇以及河谷阶地的上部黄土，厚度数十米；④马兰黄土，厚度一般小于10米。河南亚区只有中、晚更新世才有黄土堆积。

【冀鲁黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in the Hebei – Shangdong region　河北省、山东省境内沿着燕山南麓、太行山东麓、泰山、鲁山的北麓以及鲁东低山丘陵的西北侧分布的黄土岩石地层划分。黄土堆积呈宽窄不一条带状分布。在一些山间盆地如张夏、淄博的边缘地带也有少量黄土出露。本区特点是黄土分布不宽广连续，堆积厚度不大，一般为数米至10余米，较典型的地层剖面有邹平临池东台村、蓬莱林阁庄、长山砣矶岛后

口、北京西山东斋堂等。本区黄土堆积时代为中、晚更新世及全新世。早更新世黄土堆积缺失。

【新疆黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Xingjiang region 新疆维吾尔自治区天山北麓以及塔城、伊犁盆地内黄土的岩石地层划分。天山北麓的黄土呈条带状分布。分布高程在800～1600米之间,厚度变化一般在5～30米之间。在山间盆地内的黄土堆积物西薄东厚,厚度数米到10余米或30余米。较典型地层剖面见于乌鲁木齐鲤鱼山(属山前洪积扇地貌类型)、乌鲁木齐河上游——大西沟的河谷高阶地和台地等地。本区黄土岩石地层可划分为4组:其地质时代分别相当于早、中、晚更新世和全新世。以上更新统黄土分布最为广泛。

【东北黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in Northeast China 主要分布于辽宁省西部和昭乌达盟地区黄土的岩石地层划分。辽东地区有少量黄土堆积。厚度一般在数米到10余米,最厚不超过30米。黄土地层剖面可以宁城大西营子、内蒙古喀喇沁旗、赤峰太平庄等剖面为代表。黄土地层根据其岩性特征可分为4组:①下更新统,以宁城黄土为代表;②中更新统,以赤峰黄土为代表;③上更新统黄土;④全新统。

【内蒙古黄土岩石地层】 *lithostratigraphy of loess in Inner Mongolia* 分布于内蒙古自治区呼包平原东南的蛮汗山以西的山前地带,以及托克托旗以南的黄河两岸及其支流浑河、清水河流域地区黄土岩石地层的划分。这些黄土状堆积物厚度不大,由数米至40余米,其分布的地貌位置常在山前斜坡地带或基岩山坡上。较典型的地层剖面有清水河窑兔、东胜敖包梁和林格尔樊家窑等。从岩性特征上可划分出四组。分别代表早、中、晚及全新世黄土堆积。

【长江中下游黄土岩石地层】 lithostratigraphy of loess in the middle – lower reaches of the Yangtze River 断续分布于长江中下游地区,由宜昌、武汉一带至南京地区附近的黄土的岩石地层划分。黄土状堆积物在地貌上构成长江的一、二级阶地,以南京附近宁镇地区较为发育。有代表性的地层剖面为南京北郊老虎山。前人将此套黄土地层命名为下蜀黄土。分析黄土状堆积物的分布及岩性,并与其他地区黄土地层岩性相对比,可将长江中下游地区的黄土地层划分为两个组,其地质时代分属中、晚更新世。

【午城黄土】 Wucheng loess 1962年刘东生、张宗祜等对早更新世黄土的命名。命名剖面在山西省隰县午城镇柳树沟,位于黄土高原地区。厚17.5米。黄土岩性为红黄色,结构致密而坚实,呈块状,大孔隙少,成分以粉砂为主,粘土含量高。夹有数层红棕色、褐色埋藏古土壤,钙质结核成层分布,多呈放射状空洞。黄土中含有中国长鼻三趾马(*Proboscidipparion sinense*)、三门马(*Equus sanmeniensis*)、中国貉(*Nyctereutes sinensis*)、李氏野猪(*Sus* cf. *Lydekkeri*)等化石。午城黄土下限磁性地层测年为248万年。

【离石黄土】 Lishi loess 1962年刘东生、张宗祜等对中更新世黄土地层的命名。命名剖面在山西省离石县王家沟乡陈家崖。分布于华北与西北地区。黄土层根据岩性分为上、下两部:下部为黄色—浅黄色黄土状亚粘土,呈块状,较致密,质地均匀,不具层理,具大孔隙,层中含14条红色埋藏土壤层,厚44米,整合于午城黄土剥蚀面上;上部为灰黄—黄色黄土,土质较松软,垂直节理发育,含7层较厚的古土壤,厚51.5米。离石黄土富含钙质结核,有时成层分布。其颜色较午城黄土为浅,较马兰黄土为深,粒度成分以粉砂为主,粉砂与粘土含量较马兰黄土为高。其中发现不少哺乳动物化石。下部含丁氏鼢鼠(*Myospalax tingi*)、赵氏鼢鼠(*Myospalax chaoyatseni*)、裴氏转角羚羊(*Spiroceros peii*)、午城马(*Equus wuchenensis*)等化石;上部含方氏鼢鼠(*Myospalax fontanieri*)、拟鼠兔(*Ochotonoides*)等化石。离石黄土中的古土壤(S_0),表明是在50万年发生的最暖气候条件下的产物。

【马兰黄土】 Malan loess 1962年刘东生、张宗祜等对晚更新世黄土地层的命名。命名剖面在北京市斋堂对面清水河右岸二级阶地上。马兰黄土呈浅灰黄色,疏松、颗粒较均匀,以粉砂为主,呈块状,大孔隙显著,垂直节理发育,偶夹黑垆土型古土壤。层中钙质结核小而少,常零散分布。粘土矿物主要是伊利石、蒙脱石和少量高岭土、针铁矿等。其厚度分布不均匀,从数米到数十米不等。如秦岭北翼仅厚2～5米,甘肃兰州可达50米。假整合覆于离石黄土之上。在马兰黄土中段见哺乳动物化石方氏鼢鼠(*Myospalax fontanieri*)、鸟类化石鸵鸟(*Struthilithus* sp.)。孢粉含大量(*Artemisia*, Chenopodipollis, *Graminidites*),还有较多木本植物(*Pinus*, *Abies*, *Carpinus*, *Morus*)等,同时仍有一些蕨类和苔藓的孢子。北京斋堂剖面马兰黄土中的古土壤,^{14}C测年为(2.3±0.15)万年。在洛川剖面,马兰黄土厚35米,分二个粗粒层和中间一个细粒层,记录了距今7万～5万年、2万～1万年两个干冷气候期。

【下蜀黄土】 Xiashu loess 也有人称为下蜀土、下蜀粘土。长江中下游地区中、晚更新世黄土状堆积物。在江苏省南京市下蜀、镇江一带最为发育。多分布在长江的一、二级阶地上。下段岩性为黄棕色、微红色黄土状亚粘土,较致密坚硬,含钙质结核,夹有2～3层古土壤,该段顶部有一层淋溶程度较深的古土壤层,颜色较红,可能有过沉积间断。该段黄土地质时代属中更新世。上段岩性灰黄色和棕黄色黄土状亚砂土、亚粘土,较疏松,垂直节理、棱柱状结构、管状孔隙发育,富含钙质结核,最大厚度0.5米,常成层分布。在南京、镇江一带厚度10～20米。地质时代属晚更新世。在下蜀黄土中含有腹足类化石,以后又发现有斑鹿、轴鹿、牛等化石。对南京老虎山下蜀黄土钙质结核的^{14}C测年资料,结核内层为4万年,外层为30 600±108年,属晚更新世末期。

【坡头组】 Potou Fm 早更新世黄土。典型剖面位于陕西省洛川市黑木沟坡头村。上限为第一(上)粉砂层的顶面,下限为新近系红土层的顶面。总厚度达86米。该组共分20层,其岩性主要为夹有多层密集的古土壤层、钙质结核层和黄土状亚粘土以及两层厚层粉砂层。大致可分为3个岩性段。每段岩性表现为深色段与浅色段的组合,即深色段主要由密集的古土壤及钙质结核层组成,其间的黄土夹层极薄或厚度与之相当。古土壤呈红色、红黄色,粘化程度高,但土壤结构多已退化,层厚1米左右。其底部的钙质结核层常凸出于剖面露头之表面。浅色段则为厚层黄土状土夹薄层古土壤及钙质结核层。黄土呈浅红黄色、棕黄色,坚硬、致密,含钙质成分较多。粉砂呈灰黄色,中夹一薄层约0.3米的钙质结核层,厚约7米。在洛川、吴旗、蓝田地区剖面中含有哺乳动物(*Cricetulus varians*, *Myospalax arvicolinus*, *M. chaoyatseni*, *Canis chihliensis*, *Hyaena licenti*, *Lynx shansius*, *Felis* sp. *Proboscidipparion sinensis*, *Hipparion* sp., *Axis* cf. *shansius*)等。

【秦家寨组】 Qinjiazhai Fm 中更新世黄土堆积物。典型剖面位于陕西省洛川市黑木沟秦家寨。该组为一套黄土与古土壤层相间的厚层堆积,其上限为第五层古土壤层(由三层古土壤叠置组成)的顶面,其下限为第一粉砂层的顶面。岩性特征为黄土呈棕黄色,粒度成分较细为亚粘土,致密。古土壤多呈黄红色,含大量钙质条纹和结核,其底部均有钙质结核层。这套堆积物的特点是层次间隔较近,第五层古土壤厚可达5～7米,其下的第六层黄土厚度可达4.6米,岩性较粗,属粉土质亚砂土,但内

部有粉土质亚粘土层。中更新世黄土厚度 25～30 余米。在洛川黑木沟剖面、蓝田、山西隰县午城等剖面含哺乳动物化石：*Myospalax tingi*, *M. fontanieri*, *Bahomys hypsodonta*, *Apodemus* cf. *sylvaticus*, *Ochotona* sp., *Hyaena sinensis*, *Hystrix* sp., *Meles* cf. *leucurus*, *Sus lydekkeri*, *Megaloceros pachyosteus*, *Pseudaxis grayi* 等。

【西峰组】 Xifeng Fm 黄土高原地区晚更新世黄土堆积。典型剖面位于甘肃省西峰火巷沟。为以灰黄色为主的黄土夹四层褐土型古土壤层。其上限为黑垆土层底界，下限以第五层厚层古土壤层顶为界。厚 30 余米。含哺乳动物 *Myspalax fontanieri*, *Crocuta uttima*, *Cervus hortulorum* 等化石。早期木本植物超过草本植物含量，晚期，草本植物占优势，本组广泛分布于黄土高原地区。

【黄土极性带异常】 polarity anomalies in loess 黄土地层剖面中地磁场正向、反向极性带中一些持续时间较短的极性倒转或偏移。在黄土地层中普遍见到的极性带为布容正向极性时和松山反向极性时。布容与松山磁性转变界限(B/M)被作为中、早更新世间地质年代界限，同位素年龄约为 73 万年。在黄土磁性地层剖面中，布容正向极性时内，有时可见反向极性异常，即布莱克极性亚时。其出现地域范围相当广泛，同位素年龄约为 10 万～11 万年。在黄土剖面中松山反向极性时内，可常见到贾拉米洛极性亚时和奥尔杜威极性亚时这两个正向极性异常事件的存在。其同位素年龄分别为 89 万～95 万年和 162 万～183 万年。进一步的研究发现在松山反向极性时的下部有留尼旺正向极性异常。留尼旺极性亚时从年代上来说早于奥尔杜威极性亚时，接近磁性地层年表中的高斯正向极性时的界限。松山反向极性带与其下的高斯正向极性带界限被视作更新世与新近纪间的地质年代界限，同位素年龄约为 248 万年。

【极性异常岩性层位】 lithologic horizons of polarity anomalies in loess 黄土磁性地层剖面中各极性异常出现的岩性层位。布容正向极性时内，布莱克反向极性亚时在黄土地层剖面上出现的位置是自上而下按顺序第二层褐土型古土壤之上。布容与松山的界限(B/M)出现的层位，由于各地古土壤层次不一而有差异，但一般都在第八层古土壤上下。在黄土高原东部、陕西等地，B/M 大致在第 7～8 层古土壤层之间，在黄土高原中部甘肃等地，多位于第 8～9 层古土壤层附近。松山反向极性时内，贾拉米洛极性亚时在黄土地层剖面中位于第一与第二粉砂质黄土层之间的古土壤层上。奥尔杜威极性亚时总是出现在浅红黄色，通称“石质黄土”(早更新世黄土)的中部。留尼旺极性亚时则出现在“石质黄土”层的下部，距离上新统红色粘土顶面约 10 米左右的位置。而松山与高斯的界限(M/G)则常位于黄土与上新统红土界面附近，常见于黄土最底部的混杂岩性带内。

【黄土磁性地层区域对比】 regional magnetostratigraphic correlation of loess 按黄土地层的磁性特征的变化顺序进行区域性的横向对比，对黄土地层划分和对比有重要作用。区域对比的标志主要是古地磁的极性变化。在黄土磁性地层区域对比时，主要可靠的标志是布容—松山，与松山—高斯间的极性变化界限以及松山极性时内的极性亚时。而布容极性时内的布莱克偏移可作为对比时的参考，因为难以确定其全球性。

【黄土年代地层界限】 chronostratigraphic boundaries of loess 根据同位素、古地磁等方法取得的测年资料确定黄土年代地层单位之间的界限。黄土年代地层的主要界限是：①第四系黄土与新近系之间的年代地层界限；②下更新统黄土与中更新统黄土的年代界限；③中更新统黄土与上更新统黄土的年代界限；④更新统与全新统黄土的界限。根据多数研究者的测定，黄土堆积地层的年代下限为 248 万年左右；下更新统黄土与中更新统年代界限的同位素年龄为 73 万年；中、上更新统黄土的年代地层界限有不同看法；一为 11 万年(据布莱克极性偏移)，一为大于 14.5 万年(据氧同位素 5e 与 6 阶之间)；更新统与全新统年代界限在黑垆土层之下，距今 1 万年。

【黄土年龄测定方法】 dating methods for loess 测定黄土沉积物数值年龄或相对年龄的技术方法。一般第四纪的定年方法都可用于黄土，可分为两类：一类为定量测定，即根据某种变化速率给出数值年龄；另一类则是相对年龄测定方法，把样品按年龄新老排出次序，与已知年龄的样品或标志层对比，估算其数值年龄。放射性同位素测年方法是黄土地质年代测定的重要方法之一，如放射性碳(^{14}C)测年法、铀系不平衡法、^{40}K-^{40}Ar 法及 ^{40}Ar-^{39}Ar 法、裂变径迹法、热释光法、光释光法、电子自旋共振法、氨基酸外消旋法等。古地磁资料与同位素测年资料相结合对黄土地层地质年代的确定有着重要的作用。以上方法都有其适用的年代范围，因而根据研究对象应加以选择。

【早更新世黄土层化石组合】 fossil assemblages in early Pleistocene loess sequences 在早更新世黄土地层中发现的脊椎动物化石，据统计化石有 24 属 33 种。组合含：绍氏副仓鼠(*Paracricetulus schaubi*)、奥美加鼢鼠(*Myospalax omegodon*)、中间原鼢鼠(*Prosiphneus intermedius*)、鼢鼢鼠(*Myospalax arvicolinus*)、丁氏鼢鼠(*Myospalax tingi*)、赵氏鼢鼠(*Myospalax chaoyatseni*)、桑氏缟鬣狗(*Hyaena licenti*)、晋南四不像鹿(*Elaphurus chinnanensis*)、中华长鼻三趾马(*Proboscidipparion sinense*)、三门马(*Equus sanmeniensis*)、中国羚羊(*Gazella sinensis*)等。其中绍氏副仓鼠、奥美加鼢鼠和中间原鼢鼠为特有的种。

【中更新世黄土层化石组合】 fossil assemblages in middle Pleistocene loess sequences 在中更新世黄土地层中发现的脊椎动物化石组合。据统计共有化石 41 属 63 种，主要有：高冠坝河鼠(*Bahomys hypsodonta*)、小林姬鼠(*Apodemus* cf. *sylvaticus*)、方氏鼢鼠(*Myospalax fontanieri*)、丁氏鼢鼠(*Myospalax tingi*)、许家坪鼢鼠(*Myospalax hsuchiapinensis*)、复齿拟鼠兔(*Ochotonoides complicidens*)、翁氏野兔(*Lepus wongi*)、短耳兔(*Ochotona* sp.)、中国鬣狗(*Hyaena sinensis*)、獾(*Meles* cf. *leucnrus*)、似北豹(*Cuon alpinus*)、李氏野猪(*Sus Lydekkeri*)、肿骨大角鹿(*Megaloceros pachyosteus*)、葛氏斑鹿(*Pseudaxis grayi zdansky*)等。其中有时代价值的化石以复齿拟鼠兔、肿骨大角鹿、葛氏斑鹿等为代表。

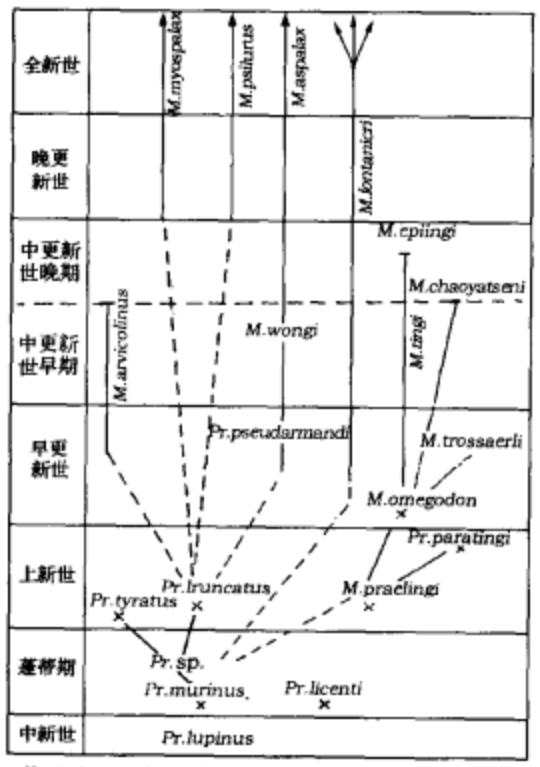
【晚更新世黄土层化石组合】 fossil assemblages in late Pleistocene loess sequences 在晚更新世黄土地层中发现的脊椎动物化石组合，据统计，有化石 15 属 24 种。主要有：东北鼢鼠(*Myospalax psilurus*)、方氏鼢鼠(*Myospalax fontanieri*)、阿曼鼢鼠(*Myospalax armandi*)、达乌尔黄鼠(*Citellus dauricus*)、拟布氏田鼠(*Microtus brandtiodes*)、安氏鸵鸟(*Struthis anderssoni*)、北京斑鹿(*Cervus* cf. *hortulorum*)、普氏野马(*Equus przewalskyi*)、野驴(*Equus hemionus*)等。

【黄土陆生蜗牛化石】 land snail fossils in loess 黄土地层中保存的软体动物腹足类陆生蜗牛化石。目前主要在中、晚更新世黄土层中发现蜗牛化石，多达 29 种。如华蜗牛(*Cathaica*)、间齿螺(*Metodonia*)、蛹形螺(*Pupilla*)等。它们都为现生种。研究这类化石不仅是因其在黄土地层中保存的数量较其他化石为多，可用作第四纪测年材料，而且能帮助恢复重建黄土堆积时的古环境和古气候。

【中国黄土区第四纪哺乳动物群】 Quaternary mammalian fauna in the loess area of China 分布于黄土地区第四纪历史时期各种

哺乳动物的总体。黄土地区除黄土堆积物外，还有更新世冲积与冲积—湖积地层以及洞穴堆积，其中发现丰富的脊椎动物化石。按地质时代及化石层特点划分出若干较典型的哺乳动物群：游河-东窑子头动物群，时代约为早更新世最早期；泥河湾动物群，时代约为早更新世中晚期；阳郭动物群，时代可能亦为早更新世中晚期；周口店第十八地点动物群，早更新世最晚期；公王岭动物群，早更新世最晚期；陈家窝子动物群，中更新世早期；周口店第一地点动物群，中更新世中期；大荔动物群，中更新世晚期；丁村动物群，晚更新世早期；萨拉乌苏动物群，晚更新世中期，距今可能3万年左右；山顶洞动物群，晚更新世晚期，距今1.8万年左右；半坡动物群，距今约6000年，包括人类遗骨的一个动物组合。就黄土层本身所含化石分布来看，下部层位较上部层位(时代新)发现的多，前者动物群中的属种数较单调，但草原型鼠类增多。在已发现的哺乳动物化石中，不论从其分布区域，含有化石的个体数量，以及属种多少加以分析，均以啮齿类与食草类动物为主，约占82.6%。还有食肉类小型动物，两栖类动物化石及喜暖喜水的动物化石。前者在早更新世地层中，尤其在河湖相沉积层中发现较多，到了中、晚更新世逐渐减少。晚更新世地层中发现的鸵鸟和鸵鸟蛋是典型干旱区的产物。因此，中国黄土地区更新世脊椎动物是在干旱草原环境中生存和演化的。

【鼢鼠化石】 *Myospalax* fossils 亚洲特有的一种啮齿类动物，主要出现在中国黄土分布区。鼢鼠 *Myospalax* 于更新世早期大量出现，可能从某类原始的 *Prosiphneus* 演化而来。牙冠很高，没有牙根，内外褶沟又深又长。根据头骨矢状区、枕骨部的形状、凸出程度及颊齿特征，鼢鼠被分为三种类型：以丁氏鼢鼠为代表的凹枕型，枕骨区内凹；以罗鼢鼠为代表的平枕型，枕骨区平；和以方氏鼢鼠为代表的凸枕型，枕骨区向后凸出。鼢鼠化石属种多，分布面积广，在黄土地层划分与对比中占有相当重要位置。1985年刘东生等在杨钟健和德日进早期研究基础上及新的资料，完善了鼢鼠演化系统图(见图)。



鼢鼠系统演化图

黄土环境

【黄土高原第四纪地质发展史】 Quaternary geological history of Loess Plateau 上新世末，自距今260万年以前现在的黄土高原地区是一个广阔的、地形高差不大的古剥夷面，分布着不同地质时代的基岩残山以及河流相、湖相、坡积和残积相的红土、粘土及砾石，为一湿热稀树草原环境。至第四纪初，黄土高原受青藏高原隆升影响，发生了显著的构造运动。六盘山上升之后黄土高原分成东西两大区域。黄土高原内部也形成了大小不等的盆地和谷地，构成了黄土高原在第四纪初期的古地理格架。六盘山、子午岭、华家岭、白于山的逐渐隆起，形成了高原区内主要水系的分水岭。至今这些分水岭仍在阶段性地抬升，大体上分为三个时期，相当于早更新世早期，中更新世早期及中、晚更新世之间，为黄土高原的三个时期的新构造运动。

【黄土高原第四纪古环境变迁】 Quaternary palaeoenvironment changes of Loess Plateau 第四纪初，高原区内，在上新世末期形成的河流及古盆地中形成的许多大小不同的湖泊堆积了厚层湖相沉积。至第四纪早更新世末期气候逐渐变为干冷，降雨减少，大量古湖泊逐渐干涸，并演变为河流。中更新世开始时，由于新构造上升运动影响，对当时古环境造成影响。黄土高原气候环境变为温湿与干凉交替的情况，气候变化频繁。晚更新世初期干旱气候开始显著，至全新世时期高原区明显为干旱少雨的气候，北部向沙漠化方向演化。

【黄土古气候变化地质标志】 geological indicators of palaeoclimatic changes in loess 能反映第四纪黄土堆积时气候变化的(地质)沉积物或地质现象。这些地质标志概括起来有：①古土壤。其土壤类型、颜色、成分、结构等能直接反映当时气候的冷暖和干湿等条件。在中国黄土堆积中常可见到多层不同类型的埋藏古土壤。如黑垆土型古土壤反映形成时期的温湿气候条件；褐色土型古土壤，底部多有钙质沉积层—结核，是干旱的偏暖的草原气候产物；棕壤型古土壤，反映当时的成土条件是比较湿暖的森林草原气候。②湖沼相沉积。主要为灰褐、灰绿、灰黄粘土、亚粘土，有时为灰黑色泥炭、淤泥质亚粘土、亚砂土等。湖沼相沉积主要出现在早更新世早期及晚更新世早期或晚期。含炭质成分较高，富含生物碳及孢粉，其所含铁元素多为还原状态，表明是在湿冷气候条件下形成的。③河流相沉积。粗岩相的河流沉积物，如砂、砂卵石层等常见于高级阶地黄土层的下部，或一些盆地地区及山前地带的黄土层中，表明黄土堆积时，曾有过较大丰水期，反映了当时的湿润气候条件。黄土层中的一些细小的沉积构造，如微层理、粘土夹层、混杂岩性层等亦可反映当时的丰水湿润气候。④黄土的颜色。黄土剖面自下而上，颜色可分为四个色段：以浅红黄色为主→以棕黄色为主→以灰黄色为主→以褐黄色为主，这是逐渐趋向半干旱的气候，即由暖湿变为干冷。黄土的颜色色调在区域性水平分布上也有变化。⑤黄土中的石灰华沉积。在一些与灰岩山区接触地带，黄土中往往夹有石灰华沉积层。这是地质历史上的泉华堆积，反映了当时的潮湿气候。

【黄土高原第四纪气候地层】 Quaternary climatostratigraphy of Loess Plateau 根据黄土高原地区反映第四纪时期古气候变化(冷、暖、干、湿)的冰期、间冰期，黄土古土壤、灰华沉积，以及与深海沉积物氧同位素曲线的对比所建立的周期性气候期变化的黄土地层。

【黄土古气候旋回】 palaeoclimatic cycle of loess 黄土堆积时期气候波动，发生多次暖湿、冷湿和干冷的交替。由黄土剖面中交替出现的黄土层与古土壤层，正好分别反映了古气候冷、暖和干、湿的变化组成一个气候旋回。1979年刘东生等把黄土高原地区组合为13个气候旋回，其中包括21个湿润程度不同的成壤期和20个干冷程度不同的黄土堆积期。黑垆土的底界作为第Ⅰ旋回开始，第Ⅳ旋回开始于厚层的第五层棕壤型古土壤，第Ⅷ旋回开始于布容与松山的分界处。1985年以陕西洛川剖面

为例,将布容期内的黄土-古土壤系列划分为 8.5 个气候旋回。

【气候适宜期】 climate optimum 古气候研究中特定的时间段(距今 9000 ~ 5000 年)。在这个时期北半球冰盖大幅度退缩,西伯利亚—蒙古高压减弱,同时,海平面抬升,海陆对比度变化,使东亚的夏季风环流相对加强。此时中国的沙漠分布范围大大缩小,流动沙丘仅限于塔克拉玛干沙漠及巴丹吉林的一部分,出现草原或荒漠草原的环境。山地冰川迅速消退,生物气候带向北大幅度移动和海平面快速回升,植被更替和大型喜寒冷哺乳动物绝灭等。

【黄土铍浓度记录】 records ^{10}Be in loess deposits 在典型黄土剖面上以一定的间距测得的 ^{10}Be 浓度随深度变化的记录。由于 ^{10}Be参与了粉尘形成与堆积的全过程,对于黄土作为风积物的研究可以反映气候的波动和环境变迁。西峰和洛川黄土剖面 ^{10}Be记录表明具有相似的变化趋势;洛川黄土剖面 ^{10}Be 浓度和磁化率变化也存在明显的一致性,与深海氧同位素曲线也有良好的对比关系。

【古季风】 palaeomonsoon 地质历史时期内由于大陆与相邻海域的热力差异所引起的季风环流。季风是东亚地区最为活跃的气候系统,中国位于东亚季风区。因此季风环流的变化对于第四纪以及中国现代的气候有很大影响,在动力学上与全球气候变化有密切联系。近年来一些研究者通过对黄土-古土壤系列的研究来恢复古季风的时、空变化特征。

【夏季风】 summer monsoon winds 在北半球的夏季季风,由海陆热力差异形成的印度低压、南印度洋高压和副热带太平洋高压相互作用分别产生西南季风和东南季风。在中国大陆,西南季风的主要影响范围在长江以南的西南部地区,而东部沿海地区和中北部地区主要受东南季风所控制。

【冬季风】 winter monsoon winds 在北半球的冬季由于西伯利亚高压与阿留申低压的相互作用影响而盛行西北风,即冬季风。

【黄土高原古季风变迁】 palaeomonsoon changes in Loess Plateau 第四纪时期内黄土主要堆积区——黄土高原东亚古季风冬、夏季风互为消长的变化。通过对一些气候替代性指标的分析,如黄土的粒度变化和粉尘通量变化代表冬季风的强弱波动;次生碳酸盐的氧同位素比值、碳酸盐总量反映古温度、降水量变化;黄土-古土壤中磁化率值的变化可视为夏季风变迁的替代性指标。更新世时期黄土高原古季风变迁有 3 个转折点:第一个转折点在距今 2.5 百万年前后,这个时期代表了冬季风开始建立或加强的时期,它也是冬、夏季风环流强度开始呈互为消长式波动的时期;第二个转折点大致在距今 1.6 百万年前后,它主要表现在冬季风的平均强度比以前略有增加;第三个转折点在距今 0.8 百万年前后,它主要表现在古季风环流的变动幅度比以前要大得多,且变化周期开始变长。

【非洲干旱指数】 dry index in Africa 研究西南古季风变化的替代性指标之一。它是通过研究大西洋沉积中陆相淡水硅藻的丰度变化来反映季风降水的变化。

【盐度指数】 salinity index 研究西南古季风变化的替代性指标之一。它是通过对海水盐度敏感的有孔虫 *N. dutertrei* 与某些不敏感有孔虫科属的含量比值,来反映西南季风风力强度的变化。

【黄土磁化率】 magnetic susceptibility of loess 黄土在地磁场作用下产生磁性,受单位强度的磁场磁化所产生的磁化强度。其大小主要取决于黄土中小于等于 1 微米的细微矿物颗粒,主要是磁铁矿和磁赤铁矿。一般用磁化率仪以 5 ~ 20 厘米间隔在地层剖面上进行测量,得出黄土磁化率随深度变化的曲线。研究结果发现古土壤层的磁化率值要比黄土层的为高。现在磁化率也被认为是反映气候变化的指标之一。

【黄土-古土壤系列】 the loess-paleosol sequence 黄土高原内黄土层与古土壤层交替出现构成特殊的第四纪厚层黄土堆积。由于黄土-古土壤系列较完整地保存了古气候和古环境变迁的信息,因而成为当今研究全球变化的重要地质载体和重要资料。

【高分辨率气候地层】 high resolution climatostratigraphy 将土壤地层学的概念与一些地球化学、地球物理方法相结合,在时间上可达到万年左右分辨率的气候地层划分。20 世纪 60 年代黄土区古气候事件研究的分辨率约在数十万年数量级。80 年代随着黄土地层研究的深入,达到了 0.1 百万年左右的分辨率。90 年代对黄土古气候演化研究已从低分辨率深入到高分辨率古气候事件的研究。

【黄土土壤地层单位】 soil stratigraphy units in loess 一个或多个土壤发生层所组成的、其发育程度同当地的全新世土壤相当或更高的、能指示当时地带性气候条件的、在空间上能追索的三维土壤体。土壤地层单位的上界定在土壤体的物理顶面,下界定在下伏黄土母质层的物理顶面。由于黄土层和古土壤层分别代表不同的气候事件,而厚层黄土中一些弱发育的土壤层则代表冷期时气候相对温湿的时期,识别这些次一级的气候波动为在时间系列上建立高分辨率的气候地层奠定基础。

【黄土古气候振荡周期】 palaeoclimate oscillatory period 根据黄土地层古地磁的时间标尺,结合土壤地层的划分,得出黄土古气候冷暖相互转化的时间周期。这些古土壤层代表着黄土堆积时期的气候旋回。从距今 250 万 ~ 150 万年,共有 10 个古气候旋回,古气候的冷、暖变化振荡周期以 10 万年为主,且冷暖振幅变异很大;从距今 150 万 ~ 80 万年,共有 15 层古土壤,古气候振荡周期以 4 万年为主,气候总体上振幅较小;从距今 80 万年到现在,共有 12 个土壤地层单位,气候振荡周期又以 10 万年为主,同时,亦有少量为 4 万年和 2 万年左右的周期,气候振幅很大。

【黄土土壤侵蚀】 soil erosion of loess 组成黄土地层的土壤在各种营力与各种自然因素及人为因素的相互作用下,造成大范围土体结构破坏、土体位移、土地肥力流失,并导致地形破碎、下游河道淤积等现象。产生的原因主要由于地表植被破坏,暴雨时形成的地面径流冲蚀黄土造成。

【黄土侵蚀强度】 erosion intensity of loess 单位时间内、单位面积上黄土土壤被侵蚀的强弱程度。黄土侵蚀强度是一个定性的概念,既可以用侵蚀模数给予量的表示,也可以用区域地貌特征、侵蚀类型及其他指标定性给出。确定侵蚀强度的方法较多,概括有土壤学法、地图和测量学法、地貌和水文学法,国外亦采用同位素法和矿物分析等方法。目前一般通过某单一因素对土壤侵蚀发生程度的评价,即单因素评价方法;或评价在各种因素综合作用下土壤侵蚀的程度和分布,即多因素评价法。具体评价有直接观测法和景观地貌法两类,景观地貌法是目前广泛采用的方法。该方法是通过解译影响土壤侵蚀的环境因素,导出相关参数,采用数学分析的方法进行半定量评价。在评价的基础上依据评价结果建立的指标体系给出强度级别。黄土高原土壤侵蚀强度级别一般划分为微弱侵蚀、轻度侵蚀、中等侵蚀、较强侵蚀、极强侵蚀和剧烈侵蚀 6 个级别。由于引起黄土土壤侵蚀的自然因素和社会因素的多样性和复杂性,在评价时必须坚持系统的观点,全面认识侵蚀过程,评价的结果和确定的强度级别才更趋于客观实际。

【黄土高原土壤侵蚀类型】 soil-erosion types on the Loess Plateau 黄土高原土壤侵蚀按其发生的主要地质侵蚀营力特点划分的类型。主要分为三大类,即流水作用侵蚀类、重力作用侵蚀类、风力作用侵蚀类。流水作用侵蚀是径流在位能势差控制下产生流动过程中发生的侵蚀作用。流水作用侵蚀有两种形式,一是沟壑侵蚀;二是面状侵蚀。重力侵蚀作用是以土体自身重力影响产生的侵蚀作用。如滑坡、崩坍、泻溜等。风力侵蚀作用是在具有一定速度的风力吹扬、破坏土壤或表层土体,并搬运再堆积的作用过程。不同的侵蚀作用会形成不同的侵蚀形态。

【黄土重力侵蚀】 gravity erosion in loess 黄土土体由于自身重力作用发生的土体位移和破坏。在黄土高原区的重力侵蚀主要表现为以黄土滑坡、崩塌及泻溜等现象为主。这些侵蚀现象又常以个体分布为主,其中滑坡类对黄土层的侵蚀破坏作用最大。重力侵蚀的发生除去自身的重力作用外,还要具备必要的地层岩性条件、地形地貌条件和一些诱发因素。如有厚大的黄土或红土层;地形坡度较陡(一般坡度在60°以上),谷坡底部有强烈的下切和侧蚀作用;有地下水的活动及地震的影响等。因此重力侵蚀的发生常具有一定的地域特点和区域分布的规律性。重力侵蚀的结果主要是破坏土体,改变边坡的地形,并不能将侵蚀下来的破碎土体进一步搬运,这些破碎的土体最终要靠其他地质营力——沟道或河谷的水流冲蚀将其搬运输送到下游河道。

【黄土面蚀】 sheet erosion in loess 土壤侵蚀作用的一种形式。由分散的、缓慢的片状层流变为细小股状流,沿着不固定沟道形成的地表径流所产生的黄土面状剥蚀。黄土的面蚀主要发生在黄土梁峁沟缘边线以上坡度较缓(一般为15°~30°)的斜坡、黄土阶地坡面和其他黄土斜坡面上的黄土中。面蚀可在黄土坡面上形成细沟和浅沟。面蚀在黄土斜坡的上部为纯侵蚀区,在中、下部同时发生侵蚀和堆积作用,形成侵蚀-堆积区。这种侵蚀、搬运和堆积之间量的关系除受表层土体结构强度、凝聚力大小、集合体含量的多少及土体的渗透性能大小影响外,同时还受控于整个坡面地形的变化。

【黄土潜蚀】 suffosion in loess 地表水、地下水对黄土的渗透、冲刷及溶蚀作用所产生的侵蚀。黄土潜蚀主要发生在不同发育阶段的黄土沟谷谷坡上部及黄土塬边坡上部的黄土中,往往与黄土面蚀带紧相连接。潜蚀作用一般在黄土层地表以下进行,水流主要沿着黄土层中的孔洞、裂隙运移,进行渗透、冲刷和溶蚀。潜蚀可在黄土斜坡上形成黄土碟、黄土陷穴、黄土柱和黄土桥等黄土潜蚀地貌。潜蚀以股流作用为主,在潜蚀带的上方一般均具有较显著的地表径流汇水区。

【黄土沟蚀】 incising erosion in loess 又称沟壑侵蚀。由集中的高速线状地表股流对黄土沟壑的冲刷所产生的侵蚀。黄土的沟蚀主要发生在各级谷坡的中、下部及高阶地前缘陡坎斜坡部位。沟蚀作用水流有固定或比较固定的沟道(或沟床),地表水流对沟壑斜坡和沟床同时产生下切或侧向侵蚀作用,水流深切沟床和侧蚀谷坡时,不仅改变了沟道的形态和谷坡的坡形,同时亦将谷坡和上游沟床被侵蚀和搬运下来的物质在下游沟床内进行堆积,这种堆积作用反过来又影响沟道的侧蚀和下切作用。谷坡与沟道的侵蚀—堆积作用互为消长,相互制约,致使沟壑的形成和发展形态各异。一般认为,沟壑的侵蚀作用不停止,沟壑的形态就不能最终定形。沟蚀的过程是水流侧蚀、下切和加深、加宽沟床的过程,其作用是松动、输移泥沙,使沟床向分水岭延伸。沟壑的沟头侵蚀与潜蚀地带相叠加,与坡面上部的潜蚀和面蚀地带相衔接。

【黄土高原土壤侵蚀形态】 soil-erosion patterns on the Loess Plateau 发生在黄土高原的土壤侵蚀作用在地表形成的几何形态。它们占有一定空间位置,有规律地分布在不同黄土地貌地形部位上,并反映着土壤侵蚀发生发展过程的不同阶段。这些侵蚀形态归纳起来概括为面蚀类、潜蚀类、沟蚀类、冲蚀类、重力侵蚀类、风蚀类六大形态类型(见表:黄土高原土壤侵蚀形态及其特征)。各不同侵蚀形态在条件变化时可转化为其他侵蚀形态。

黄土高原土壤侵蚀形态及其特征

类别(以主导的侵蚀作用特点为依据)		侵蚀形态(个体或群体)		形态特征
水流侵蚀	面蚀类	细沟		宽数厘米至1m,长十数米至数十米,深20cm左右,呈直线延伸,局部弯曲;群体分布
		浅沟		宽1~3m,长10~60m,深0.2~0.5m,呈群体分布;个体间隔比细沟大,一般为6~15m,呈直线形
		坡面冲沟		宽1~2m,长30~80m,深0.5~2m;个体或群体分布,间隔较大,呈直线形
	潜蚀类	陷穴		圆形或近圆形,直径一般2~5m,深数米至十数米;底部有堆积物。洞壁垂直;个体分布或与同类其他形态共存
		漏斗		圆形或近圆形,漏斗状,直径1m至数米,深2~5m;个体分布
		串珠洞		圆形或不规则状小洞穴,直径1m至数米,深数米,底部无堆积物,群体分布,个体由盲沟相互连接
		盲沟		入口为圆形或不规则形状,直径1m至数米,隐伏于土层内呈断续状延伸,长达数十米或更多
		潜蚀浅凹		树叶状或半圆状,深一般1~3m或更多,宽数米至数十米,下部为浅凹缓坡,上部为陡坎,下部浅凹坡上有细沟或浅沟发生,呈树枝状
	沟蚀类	悬沟		半圆形直径大于1m,长可达30m,深3~5m,沟壁一般45°~60°以上;个体或群体分布,平行排列,发生于谷坡上部,呈树枝状
		谷坡切沟		直线或折线形,其凹凸部均呈V形,宽一般3~6m,深2~4m,长15~60m;发生于40°~60°以上谷坡上;群体分布,个体相间3~4m
	冲蚀类	谷底冲沟		大部为顺谷底方向延伸之冲沟,断面一般为V形,沿谷底近水平方向发展,沟头呈尖形凸向上游,或半圆形;多伴以崩塌,沟头多呈陡坎,向下游沟的宽度逐渐增加
		跌水	土跌水	横断面呈马蹄形突向上游,陡坎高差十余米,陡壁坡度可达80°以上
			石跌水	横断面形状较为平直;陡坎高度一般为15m以下,个别的可达20m左右,陡壁坡度不一,呈阶梯状或呈悬崖
重力侵蚀	滑坡			半圆形或弧形,破裂壁呈陡坎,有较陡的滑动面,发生于40°~60°的谷坡上部或谷坡最下部;滑坡发生之后,稳定坡面为35°左右;多发生于地下水溢出处
	崩塌			破裂壁陡,形状不规则,但壁面凹凸不平,无滑动面,土体崩落,破碎之土体堆积;发生于陡的谷坡(大于50°)上部;发生后,使原坡变为更陡
	泻溜			无显著破碎陡壁,边线形状不定,有半圆、长圆等形状;发生于60°的谷坡上部的土壤层或植被层内
风蚀	风蚀穴			形成于胶结程度较差的砂岩或砂层表面,孔穴大小不一
	风蚀残丘			常为被风侵蚀后残留的古沙丘,或黄土土体
	风蚀土柱			柱状个体,或群体,高可由数米至十余米,为风蚀后残留土体

【黄土侵蚀速度】 erosion velocity in loess 单位时间内土壤侵蚀作用由侵蚀区向非侵蚀区扩展快慢的度量。一般指沟谷的溯源侵蚀,如表示沟头每年向沟源延伸的距离。延伸距离大,表示侵蚀速度快,反之表示侵蚀速度慢。侵蚀速度是一个定量概念,一般用厘米/年或米/年表示。

【黄土侵蚀模数】 modulus of soil erosion in loess 黄土高原在

单位面积上，一定时间内，被侵蚀作用搬运走的泥沙量（或侵蚀物质量），以吨/（千米^2·年）表示。黄土侵蚀模数［可由 < 200 吨/（千米^2·年）到 > 20000 吨/（千米^2·年）］，反映了黄土土壤的侵蚀强度。

【黄土侵蚀率】 erosion rate in loess 黄土侵蚀量计算参数。利用^{137}Cs 测定土壤侵蚀和流失；利用土壤中铯的单位时间内的消失量，来计算侵蚀量。

$$A = [(B - C)/B] \times D/E$$

式中：A 为土壤侵蚀率（吨/（年·公顷））；B 为铯的总活性（贝可/米^2）（标准地表土层 15 厘米以内）；C 为受侵蚀地表土层 15 厘米内铯的总活性（贝可/米^2）；D 为每公顷 15 厘米表土层土量（吨/公顷）；E 为研究起止时间（年），Cs 的年消失量。

【黄土水土保持】 water and soil conservation of loess 对黄土高原水土流失进行的保护措施。黄土高原的水土流失量大面广、自然条件恶劣、地形复杂、暴雨集中，加以人口急剧增长，土地不合理的利用，造成高原区土壤侵蚀流失严重，农田破坏；并由于流失的泥沙淤积黄河河道，造成黄河下游洪泛险情。因此，在高原区内采取必要的水利工程或生物措施防治水土流失是十分必要的。

【黄土水平梯田】 terraced fields in loess 在坡面上沿等高线修筑的台阶式断面的农田。梯田可改变耕地坡度、拦滞径流、稳定土壤，具有保水、保土、保肥作用。它是黄土高原重要的基本农田形式之一，也是治理坡耕地水土流失的根本措施。

【黄土隔坡梯田】 terraced fields spaced sloping fields in loess 一种防治水土流失的治理黄土坡面的工程措施，呈平地、坡地相间的复式梯田形式。在黄土坡面上每修水平梯田一台，上方留出一定面积的原坡面。坡面上产生的径流被拦蓄于下方的水平田面上。

【聚流措施】 measure of gathering flow 通过工程形式，将坡面径流集聚起来后加以利用的措施。水土保持综合治理措施的一种形式。

【水坠坝】 hydraulic dam 利水的动力将土料冲拌成泥浆，使之流入坝面并淀实、脱水固结而成的土坝。黄土高原水土流失综合治理措施的一种形式。属于坝系工程措施。

【沟道坝系】 serial dam in gully 以沟道小沟域为单元，在沟道内建立的以拦泥、淤地、生产为目的的大、中、小规模的淤地坝工程体系。

【黄河流域输沙模数】 module of transfer silt in Yellow River 黄河流域单位面积（平方千米）的年平均输沙量（吨）。模数大为输沙量高。黄河流域可分为四个输沙模数不同的地区：河口镇以上 2000 ~ 5000 吨/千米^2·年、河口镇至龙门 10000 ~ 20000 吨/千米^2·年、龙门到三门峡 2000 ~ 5000 吨/千米^2·年、三门峡到花园口 1000 ~ 2000 吨/千米^2·年。

【粗颗粒泥沙】 coarse grains of river silt 黄河水流中粒径大于 0.05 毫米的泥沙。它是黄河下游河道主河槽淤积的主要物质成分，对黄河危害最大。

【黄河年径流】 runoff of Yellow River 其径流观测从 1919 年开始在陕县水文站进行到今。黄河规划选用的 1919 ~ 1975 年系列，花园口天然径流量为 559.2 亿米^3/年、利津为 580 亿米^3/年。

【黄土地区小流域综合治理】 comprehensive control of drainage basin in loess area 在一个独立的微地貌单元的流域面积内（一般在 5 ~ 30 平方千米面积为宜）进行的综合治理。即把黄土地区水土保持各项技术措施按一定的结构进行科学配置，形成综合系统，使小流域内农、林、牧、副等各个行业持续协调发展，发挥最大综合效益。

【黄土地区小流域治理评价】 evaluation of harness in loess drainage basin 对黄土地区小流域综合治理的开发功能评价。包括以下内容：①环境容量分析（包括流域系统稳定系数，小流域系统人口承载力指数，小流域系统环境人口容量指数）；②典型小流域的土地利用模式分析、土地利用模式优化设计、土地利用调整及模式优化方案；③综合治理经济分析（内部回收率、净现值分析、投资回收期分析）；④综合治理的生态经济评价（生态经济评价结果、生态系统经济建设评价、生态系统经济建设评价指标及标准的应用）。

【黄土区生态经济系统建设】 systematic construction of ecologic economy in loess area 水土流失综合治理措施中的生态措施。其主要核心是恢复黄土区的被破坏的植被，改善黄土区的生态环境，协调发展黄土区的农、牧业，合理利用土地资源，稳定经济发展。

【黄土区生态经济评价指标体系】 ecologic economic evaluation index system in loess area 黄土区小流域综合治理开发与生态经济建设评价指标体系。包括三大方面：即生态指标、经济指标、复合指标。评价指标总分小于 70，为未达标准，生态建设系统处于恶性循环；总分大于 70 但小于 80 的为达到初级标准，生态建设系统处于初级良性循环；总分大于 80 小于 90 时，为已达中级标准，中级良性循环；总分大于 90 的为已达高级标准，处于高级稳定协调发展之中。

【黄土区生态经济评价指标】 evaluation indexes of ecologic economy in loess area 评价指标包括：林草覆盖率、种植业能量产投比、治理程度、土壤侵蚀模数、地表径流模数、系统商品率、经济内部回收率、土地生产率、劳动生产率、资金生产率、生态经济结构势、环境人口容量、人均基本农田、粮食满足程度。

【蓄水保土效益】 benefit conservancy 采取各种水土保持措施工程的累积蓄水量和保土拦泥量占总的保土拦泥量的百分比。

【黄河水文特征】 hydrological characteristic of Yellow River 黄河地区的特殊水文现象，包括：特殊产流现象（前期影响雨量对产流影响很小）、特殊汇流现象（黄土地区汇流特快、洪水暴涨暴落）、特殊水流现象（浑水容重特大）、特殊水面现象。

【地上悬河】 hanging river on the earth's surface 河流河床由于泥沙淤积而高出两岸地面的河段。黄河下游由于泥沙淤积，河床逐渐抬高，平均每年以 8 ~ 10 厘米的速度增加。在河南沁河口附近，黄河水位高出河堤外地面 6 ~ 7 米，高出新乡市区地面 30 米；在柳园口附近，黄河滩面高出开封市地面 7 米左右。这一段黄河形成了地上悬河。

【悬移质泥沙】 suspended load 黄河水流中的泥沙颗粒。其颗粒组成的平均粒径从兰州到河口镇沿黄河干流逐渐变细。在兰州悬移质泥沙平均粒径为 0.036 毫米，至利津则为 0.028 毫米。一般汛期的泥沙较粗，非汛期较细。悬移质泥沙平均粒径与流量及含沙量的大小有比较密切的关系。

【河床质泥沙】 river load 沉积在河床的泥沙颗粒组成。河床泥沙的粗细与所处的河槽特性有一定关系。河床断面狭窄，比降较大的河段河床泥沙粒度较粗，比降小的河段，如平原地区其粒度较细。

冰川地质学

总　论

【冰川地质学】 glacial geology glaciogeology　又称**古冰川学**(paleoglaciology)。见84页"冰川地质学"。

【现代冰川学】 present glaciology　现代冰川学的研究对象，除冰川外，还包括了所有自然冰体。已形成地质地貌冰川学、水热冰川学、动力冰川学三个相互联系的发展方向。地质地貌冰川学以研究冰川的历史演变及其地质地貌作用为主。现代冰川学采用了一系列新的方法进行研究，如用雷达测量冰厚、冰川温度、冰层结构和冰川活动，用同位素法测古气候、年龄及冰川积累量；用β和γ射线测定积累量、积雪含水量；用航空遥感技术测冰雪分布、雪线位置、冰川运动速度、冰川进退变化等。在冰川动力学、冰川变化预测方面也广泛应用电子计算机。近年来冰川气候学和冰川水文学长足发展，从冰岩心的同位素揭示的气候变化曲线与深海沉积物同位素揭示的气候变化曲线相吻合，开创了古气候研究的新方向。

【动力冰川学】 dynamic glaciology　现代冰川学的核心，以研究冰川运动、冰川动力作用、冰体物质平衡以及冰川对于外界条件变化的反映等为主。

【水热冰川学】 hydrothermal glaciology　现代冰川学研究发展的一个方向，研究冰川与外界物质能量交换为主要内容。它包括冰川发育条件、分布规律、成冰作用、积累消融过程、冰川活动层温度状态等。

【地质地貌冰川学】 geomorphic glaciology　现代冰川学研究发展的一个方向，研究冰川的侵蚀作用、搬运作用和堆积作用以及所塑造的各种地貌类型，以揭示冰川的类型和历史演变。

【冰川性海面升降说】 theory of glacial eustasy　1842年麦克拉伦(C. MacLaren)提出的一个假说，他认为第四纪期间，由于气候的巨大变化，冰川随之增长和消融，也就形成了冰期和间冰期。冰期时气候干寒，冰川扩展，陆上冰量增加，海水量减少，海平面下降；间冰期时气候温暖，冰川消融，海水量增加，海面随之大幅度上升。他认为冰期中海平面比现在低数百英尺。1882年彭克(A. Penck)推论冰期中由于冰川扩展造成海平面下降100米。1915年戴利(R. A. Daly)研究了珊瑚礁的冰川控制作用后，完善了冰川性海平面升降理论。弗林特(R. F. Flint, 1971)以地球上几个主要冰川区冰期和现代大陆冰总量的对比估算末次冰期冰川性海平面升降幅度达132米，这与北美得克萨斯外大陆架，欧洲北海大陆架和中国东海大陆架的研究结果基本相吻合。近年来研究表明，冰川性海平面变化是诸多海平面变化原因中的主要原因，因此全球变化研究十分关注由于气候变暖、冰川消融引起海平面变化对沿海平原地区的人类活动造成的重大影响。

【气候地层法】 climatic-stratification　又称**冰川地层法**(glacial stage stratification)。根据第四纪历史中多次冰期和间冰期气候变化的规律，对第四纪地层进行划分和对比的一种方法，它与岩石地层法、生物地层法和年代地层法共同成为第四纪地层划分的四种方法。全球性的多次气候变化是第四纪特殊的和主要的矛盾，它的影响是普遍而深刻的，直接影响到古生物变迁、沉积层分布和地貌发育。因第四纪地层中孢粉组合所反映的植物群在垂直剖面上的变化，以及海相沉积中微体生物演化方面所显示的世界性海面变化等都和冰期、间冰期密切相关，所以气候地层法可以在世界上很大的范围内应用。目前许多国家都用古气候(冰期和间冰期)原则划分第四纪的时期和地层。20世纪70年代以来随着太平洋和大西洋深海沉积物氧同位素变化曲线，中国黄土-古土壤气候变化曲线的产生，不但使气候地层法不断完善并提高了分辨率，而且使海陆地层的详细划分和对比成为可能。

【积累面积比率法】 accumulation area ratio method (AAR)　用以划分冰川的积累区和消融区，确定雪线位置的方法。具体计算方法是用积累区面积除以冰川总面积，所得的商即为积累面积比率。

【冰川】 glacier, ice river, ice stream　俗称**冰河**。由积雪形成并能运动的冰体。它一般可分为源头的粒雪盆和流出的冰舌两部分。冰川冰有一定的可塑性，受重力和压力作用发生流动。在山区，冰川顺山谷下流，其流速每年几米至数百米不等。冰川有各种类型，以其形态和运动状态可分大陆冰盖、冰帽、山麓冰川和山谷冰川；以其与气候的关系和冰川物理性质可分为海洋性冰川和大陆性冰川或暖性冰川和冷性冰川。现代冰川的分布面积约为1585万平方千米，约占世界陆地面积10%，占全球面积的3%。它们主要分布在南极冰盖和北极区的格陵兰冰盖，其他地区的山岳冰川和山麓冰川则较少。全部陆地冰川的总量约有2625万立方千米，或相当于2406万立方千米的水。如果这些冰川全部融化，将使海面上升约65米。第四纪最大冰期时，冰川面积可达到4373万平方千米，冰川总量约7697万立方千米，融化成水后约为7136万立方千米，能使海面上升约197米，比现今海面还要高132米。



珠穆朗玛峰东绒布冰川

全球冰川分布面积统计表

地　区	面积/km²	地　区	面积/km²
南极冰盖	13590000	美国和加拿大冰川	49000
格陵兰冰盖	1760000	亚洲冰川	119000
格陵兰和南极洲冰川	140000	欧洲冰川	18000
北极岛屿冰川	244000	南半球冰川	35000
阿拉斯加和育空冰川	75000	非洲冰川	23

【中国冰川】 glacier of China　分布发育于中国境内的冰川。

中国在亚洲是冰川比较发育的国家。据《中国冰川目录》,中国共发育冰川 46298 条,分布面积 59400 平方千米,冰储量 5590 立方千米,占全球冰川总面积的 0.4%,占亚洲山地冰川面积的 47.6%。主要分布于西藏、新疆、云南、甘肃、青海等省区。尤以西藏冰川数量最多、面积大,其次是新疆,它单个冰川规模大、冰储量最多。中国主要冰川分布区见表。

中国主要水系的冰川统计表

名 称	冰川条数	冰川面积/km²	冰储量/km³
河西走廊水系	2194	1335	62
柴达木内流水系	1581	1865	128
塔里木内流水系	11711	19889	2313
吐鲁番-哈密内流水系	3446	253	13
准噶尔内流水系	3412	2254	137
伊犁河	2373	2023	142
羌塘流域	5165	7746	768
额尔齐斯河	403	289	16
黄河	176	173	12
长江	1332	1895	147
澜沧江上游	380	316	18
怒江上游	2021	1730	115
狮泉河-象泉河	2033	1451	94
恒河-雅鲁藏布江	13059	18162	1623

【冰井】 dust well 冰川表面的表碛受热,其下部之冰体遇热融化而形成的竖洞,称为冰井。

【冰柱】 ice gland serac 冰川移动时受到冰川床地形起伏的影响,上层硬脆的冰体受拉裂作用产生冰隙,在两冰隙之间突起像柱和峰,故称冰柱。

【冰进】 glacier advance 冰盖边缘、山麓冰川尾部和山谷冰川冰舌末端的位置向前移动称冰进,向后退缩时称**冰退**(glacier regression),当冰川积累大于损耗时,发生冰进;反之则造成冰退。多年平均气温的变化是造成冰进和冰退的主要原因,而季节性的气候变化对此影响很小。对冰川进退的观察和研究,可以了解古气候变化的规律。

【冰川遗迹】 vestige of glaciation 在冰川发生、发展和消亡的过程中,直接形成的各种堆积物和地貌,称冰川遗迹。它包括冰蚀地貌、冰溜遗痕、表皮构造、漂砾、冰碛和冰碛地貌以及冰水沉积等。冰川遗迹的鉴定,是研究古冰川的基础工作,可以从中了解古冰川活动状况和古气候变化规律,对解决生产实践中提出的问题有重要意义。

【冰川作用】 glaciation, glacial action 范围比较广泛的概念,包括冰川或冰盖的运动和消亡、地理分布、冰川活动的地质过程以及对地球环境的某些影响,有时与冰期一词通用。在地质学上,它一般指冰川的侵蚀、搬运和堆积等地质过程。

【冰蚀作用】 glacial erosion 又称**刨蚀作用**(glacial ploughing)。指冰川对地表进行磨蚀、掘蚀和啮蚀等的剥蚀作用。冰川重量对冰床有很大压力,它又挟带着各种大小的岩屑和石块,运动着的冰川,对流经的基岩进行推挫和碾磨,称为**磨蚀**(abrasion),同时,冰川又能开挖掘取底床的物质,故又称**掘蚀作用**(quarrying excavation, glacial plucking)。冰融水渗入冰下岩石的裂隙,发生冻融风化,加速了磨蚀和掘蚀的进行。在冰斗后壁边缘裂隙位置,冰和山坡之间有时张开,有时密合,冻融风化使山坡石块松懈崩塌进入冰斗,啮蚀岩石,使山坡不断后退造成陡立的冰斗后壁。

【挖掘作用】 glacial sapping, glacial plucking 冰川向前运动推进时,使冰床的岩块像被耕犁开掘一般地挖取携带于运动的冰体内,这种挖掘过程称挖掘作用。此种作用在基岩节理较发育、冰下风化作用强烈的地段及冰川越过冰阶时,表现更为明显。

【锉磨作用】 glacial abrasion 冰川在运动过程中,由于本身的巨大压力使谷底及谷壁受到像推锉和碾磨的过程,称锉磨作用。因冰床底部的岩屑石块含量较多,锉磨作用更为强烈,往往在基岩面上留下冰溜面、擦痕及刻痕等遗迹。

【冰川消融】 glacial ablation 冰川融化、蒸发、升华所引起的消耗。粒雪线以上,冰川消融是微弱的;在粒雪线以下,冰川消融主要是融化产生冰水。

【固态降水量】 solid precipitation quantity 指大气中降落的雪、雹、霰等,其中主要是降雪等固态水融化成液态水的总量,常用降雪量来代表。

【雪线】 snow line 终年积雪区与夏季最大融化区之间的界线。雪线分气候雪线和地形雪线两种。

【地形雪线】 geomorphic snow line 地面实际可见的雪线。它是在山坡的坡向、坡度和坡形等地形条件影响下,山坡上终年积雪在夏季也不全融化的最低界线。在冰面上是指冰川积累区与冰川消融区的界线,即积消平衡线。温度、降雪量和地形是影响地形雪线的三个主要因素。

【气候雪线】 climatic snow line 假想有一个只受地区性气候条件影响,处在某一高度上的平坦地面,那里冬季的降雪在夏季刚好全部融完,平坦地面若高于这一高度则形成常年积雪,若低于这一高度则无积雪,这一高度线就叫气候雪线。因为它是理论上假想的,故又称**理论雪线**(theoretical snow line)。

【古雪线】 former snow line 地质时期的雪线,一般指第四纪雪线。因为第四纪冰川作用造成的地形还有不同程度的保存,故可以根据不同冰期的冰斗底、冰窖底和某些计算方法等来恢复当时的雪线高度。第四纪的构造运动使山体升高或降低,又使反映古雪线位置的冰川遗迹改变了原来的高度,造成古雪线变形或变位。

【粒雪】 firn, névé 原始结晶形态的雪,在热力或压力作用下,经过融解再冻结而形成团粒状的雪。由雪花变成粒雪的过程叫做**粒雪化作用**(firnification)。

【粒雪冰】 firn ice 粒雪在热力和压力作用下,产生重结晶作用,粒雪合并变成含气泡的冰称粒雪冰。

【冰川冰】 glacier ice 粒雪冰受压力排出气泡,而形成的冰川冰晶体。冰川冰由许多冰川冰晶体组成,呈浅蓝色,密度达 0.9 克/厘米³。

【粒雪线】 firn line 指冰川表层大面积粒雪的下限,大体上构成冰面上冰雪积累区和消融区之间的界线。海洋性冰川的粒雪线与雪线的高度基本一致,大陆性冰川的粒雪线则略高于雪线。

【雪崩】 snow avalanche, snow slide 山上的巨厚积雪,因受重力、融水等作用失去稳定,向下迅速滑动和崩塌的现象。雪崩有一定的侵蚀、搬运和堆积作用,形成雪崩槽和雪崩锥。冰川周围的雪崩是冰川物质的重要供给方式,它挟带的碎石块也是冰碛物的来源之一。雪崩是寒区的地质灾害,对交通和居民点能造成危害。研究雪崩发生的原因和规律可采取有效的防治措施。

【冰山】 iceberg 冰川的末端流入海洋以后由于海水的浮力,使冰川沿裂隙裂开,成为漂流于海上的巨大冰块。冰山的侧壁近于垂直,有时高度在 200 米左右。由于冰与水的比重相差极小,因此冰山的总体积的 85% ~ 90% 在海水面以下。冰山向中低纬度地区漂流因海水和大气温度渐高,冰山逐渐融化以致

消失。冰山是高纬地区海上航运的障碍，若能拖运到干旱地区则能解决那里的缺水问题。

【冰裂隙】 crevasses of glacier 冰川在运动过程中，冰层受应力作用形成的裂隙称冰裂隙，常见于山岳冰川上。垂直冰川流向的裂隙称横裂隙，平行于冰川流向的裂隙称纵裂隙，与冰川流向斜交的裂隙称斜裂隙，环粒雪盆分布的裂隙称边缘裂隙。根据应力的性质可分为张性裂隙、剪性裂隙和冲断裂隙。

【冰水】 glacial water 由冰川融化产生的水，这种融化作用可发生于冰面、冰内和冰底。冰水活动在冰前区和消融区都是很活跃的。

【冰川乳】 glacier milk 冰川中所携带的碎屑物质在运动中相互研磨成细粉砂，从冰川排水道及冰洞中流出，含有悬浮的冰川粉使冰水河流呈混浊的乳状体，称为冰川乳或**冰川浆**。

【冰川粉】 glacier silt, glacier meal 冰川中携带的碎屑物质在运动中相互研磨而成的细粉砂。

【冰川泥石流】 glacial mud-rock flow, glacier debris flow 冰川末端高厚的冰碛体，冬季冻结，夏季融化，当冰雪消融和冰湖溃决供给大量的水使其达到饱和状态时，便成为泥浆和砂砾的混合物，顺地形坡降突然暴发奔流，即形成冰川泥石流。它对沿途有很强的侵蚀力，出山口后形成扇形堆积。中国西藏的某些现代冰川分布地区，冰川泥石流是经常发生的，研究它的活动规律，与农业、交通和居民点的安全有密切关系。

【冰崩】 calving, ice avalanche 冰川经过悬崖时，依冰流的速率每隔一段时间下坠一次，这种现象叫做冰崩。冰崩对山崖及其下方的洼地具有较强的削蚀及铲刮力。

【冰阶】 glacial staircase 冰流自高山向下流动过程中，掘蚀而成的数个陡峻冰坡与凹地相间的阶状地形，称冰阶。

【冰溜遗痕】 remnants of glacial abrasion 在冰川流动过程中，冰层内的石块之间，石块、沙粒与冰底岩石之间互相碾磨、滑动和摩擦产生的形迹。它包括磨光面、冰溜面、条痕石等。

【磨光面】 polished surfaces 是冰川内石块与基岩之间，两石块之间，互相碾磨产生的光滑的碾磨面。

【冰川擦痕】 glacial striae 冰川内的砂粒或石块的棱角，在磨光面上摩擦刻划成的深浅粗细不等的条痕。冰川擦痕一般呈钉头鼠尾状，绝大多数平行于砾石的长轴，可有不同方向的条痕重叠出现，与洪流、泥石流和滑坡等在石块或基岩面上形成的条痕不同，多数冰川擦痕平行密集形成于磨光面上。因此必须对区域地质、地貌条件进行全面调查分析，严格鉴别，才能查明擦痕的成因。

【冰溜面】 glacial pavement 基岩冰溜面的简称。是刻划有冰川擦痕的基岩磨光面，为冰川流行的重要证据之一。这种被磨得很光滑的冰溜面，往往由无数的细小擦痕组成。其磨光的程度取决于磨料的硬度和颗粒度，以及研磨的力度和时间长短。

【冰川刻槽】 glacial grooves 携带石块的冰川铲刮冰川谷两壁，刻划出规模较大的沟槽，可将谷壁磨成侧悬现象，冰川刻槽长可达数十米。这种粗大的条痕沟，常作为确定古冰川运动存在的重要证据之一。

【冰川条痕石】 striated pebble, scratched boulders 简称**条痕石**，为在磨光面上刻有冰川擦痕的砾石和石块。冰碛物中的石块在一定压力下，在较长时间内，恒稳的顺着冰川流向移动，砾石表面被摩擦成光滑面和清晰的刻痕。在显微镜下可观察到这些细长的条痕头端粗大而尾端细尖，有时还间杂着颤动的痕迹，称为颤痕，是作为切割工具的砂砾强行通过坚硬的砾石表面产生的颤动位移而形成，这些擦痕主要分布在平行砾石长轴方向的磨光面上。

【冰川擦口】 friction cracks 冰流在硬脆岩石上局部遇阻力产生颤动所成的裂口称为擦口，呈新月形状，常垂直于冰川擦痕方向，即冰川流动方向。擦口底部裂隙切入基岩的方向，多向冰流下方倾斜，可据以判断冰流方向。

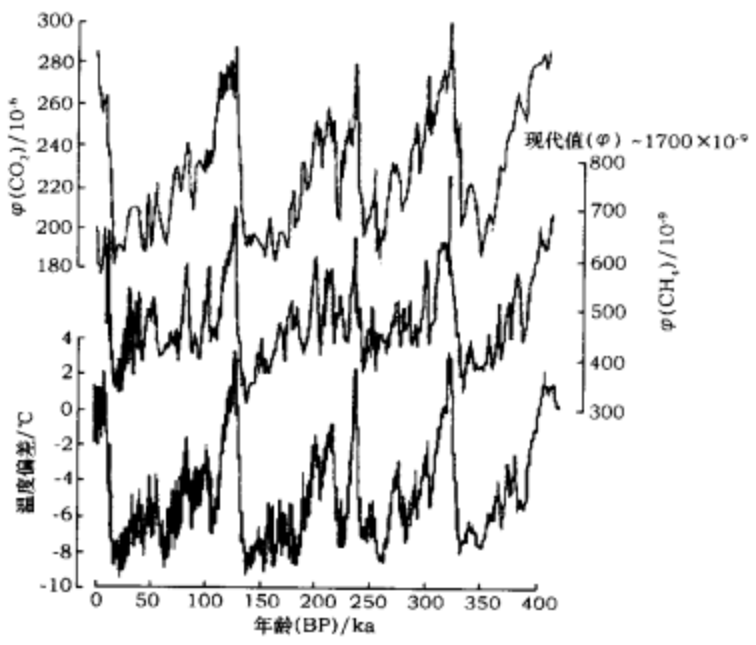
【表皮构造】 epigenetic structure 又称**表面构造**(surface structure)。冰川运动的推挤力作用于冰前地层所产生的褶皱、断裂等构造现象。表皮构造仅发生于冰床的岩石表层，向深处很快消失，而且与冰川运动方向呈一定关系，这是与地壳运动产生的构造的主要区别。表皮构造是冰川流动的有力证据之一。

【马鞍石】 saddle pebble 变形砾石的一种，长时期受冰川压力作用所产生弯曲、变形呈马鞍状的砾石。

【冰心】 ice corer 在巨厚的冰盖或冰帽中钻的柱状冰体。在北极海的格陵兰和南极洲、青藏高原等极严寒地区，积聚着一层由过去几十万年间的降雪和积压而形成的几千米厚的冰盖层。密闭的冰盖层中蕴藏着大量的微生物、微体动植物肢体、火山喷发的微粒、核爆炸的核微尘及大气中裹携而来的各种微尘。钻取这些实物"档案"资料——冰心样品，是漫长地质年代中地球气候和环境变化的记录。它具有分辨率高、时间序列长、保真度高等特点，为科学家研究全球气候环境变化和重建过去几十万年地球气候和环境史模型具有重要意义。1997 年中国、美国、俄罗斯、秘鲁、尼泊尔组成冰心考察队在海拔 7000 米的 3 个钻孔中获取冰心 480 米，重 5 吨，为揭示青藏高原近 2 万年的环境变化过程及恢复近 2000 年间西南季风变化过程提供了实物资料。

【冰心古气候】 ice cores and paleoclimate 指冰心记录的过去气候环境变化的丰富信息。冰盖和冰川是大气寒冷过程的产物，也是过去大气物质的储存库。这些大气物质有气溶胶微粒、火山尘埃、各种酸、各种固态的和可溶性颗粒物质、放射性核素、多种元素的稳定同位素、天然和人为的各种惰性气体、农药、工业化学物质和大量的微量物质。它们记录了过去大气的变化。这些物质被降雪逐年封存起来，形成厚厚的冰川和冰盖。冰心就是其中的一段。南极 4000 米厚的冰层是 40 多万年来堆积形成的。西昆仑山古里雅冰川 350 米厚的冰层是 76 万年以来形成的。通过对冰心的研究，取得 1 万 ~ 15 万年气候环境变化的重要成果有：①用 $^{18}O/^{16}O$ 和 $^{2}H/^{1}H$ 比值建立了地球和极地地区古气候；②建立了古大气尘埃荷载的演化；③建立了古大气主要成分和微量气体成分及其总构成；④建立了通过改变太阳辐射和大陆磁场而引起的宇宙射线的变化；⑤建立了工业革命以来由于人为释放引起的地球变化中的大气圈化学纪录。

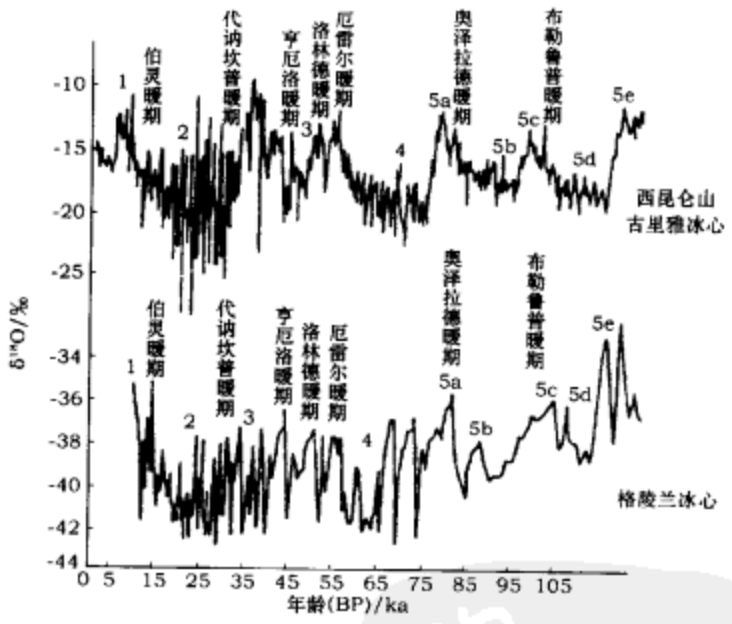
【南极冰心气候记录】 Antarctic ice-cores paleoclimate data 在俄罗斯南极东方站冰钻中，冰心记录的气候信息。它获取冰心深 3623 米，其年代大约为 42 万年。通过分析冰的氘含量(δD)——作为温度变化指标，粉尘含量——沙漠气溶胶；钠离子浓度——海洋气溶胶，残存空气的 CO_2 浓度、CH_4 浓度、$\delta^{18}O$——全球冰体积变化和水循环，得出了 42 万年以来温度、CO_2 和 CH_4 浓度变化曲线如图。研究结果表示，南极 42 万年来经历了 4 个冰期-间冰期循环，温度变化过程表现出明显的地球轨道效应，具有 10 万年、4 万年、2.3 万年和 1.9 万年的周期。CO_2 和 CH_4 浓度变化主要趋势与冰期循环类似，从最低值向最高值的过渡与冰期向间冰期过渡是一致的。目前大气中 CO_2 和 CH_4 的浓度水平在过去 40 万年中从未出现过，揭示了工业革命以来温室气体的剧烈增长。



南极站冰心记录曲线图

(引自 Peeit J R et. al.; φ 为体积分数)

【古里雅冰心气候记录】 Guliya ice cores paleoclimate data　古里雅冰帽位于西昆仑山,古里雅冰心是从海拔 6200 米处钻取的 308.6 米透底冰心,是迄今为止在中低纬度地区钻取的长度最大、记录时间最长的冰心。根据^{36}Cl 测年结果,古里雅冰心最底层冰形成于 76 万年以前。12.5 万年以来古里雅冰心中末次间冰期以来气候变化与格陵兰冰心记录对比如图。



末次间冰期以来气候变化曲线

(引自姚檀栋)

古里雅冰心 $\delta^{18}O$ 与深海 $\delta^{18}O$ 比较,可将 12.5 万年以来划分为 5 个阶段:阶段 1 为冰后期,阶段 2 为末次冰期晚冰阶或冰盛期,阶段 3 为末次冰期间冰阶,阶段 4 为末次冰期早冰阶,阶段 5 为末次间冰期,阶段 5 又可分出 5 个亚阶段。末次间冰期(7.5 万~12.5 万年前)气候变化很剧烈,三个暖期 5a、5c、5e 气温分别为 3 开、0.9 开和 5 开,而二个冷时段 5b 和 5d 气温分别降低 3 开和 4 开以上。末次冰期是突然来临的,$\delta^{18}O$ 从 5a 暖峰到阶段中冰谷降低了 7.5‰,换算成温度,即下降了 12 开。阶段 4(5.8 万年前)与阶段 2 时间长度相当。气温剧烈波动和最低值出现在阶段 2,最低值出现在距今 2.3 万年前,冰盛期出现时间距今 2.1 万年。阶段 2 平均 $\delta^{18}O$ 低于现代 6‰,折合温度即下降 9~10 开。阶段 3(距今 5.8 万~3.2 万年)出现异常高温,$\delta^{18}O$ 高于现代。古里雅冰心与格陵兰冰心一样,记录了末次冰期的几次冷暖期变化,但变幅较格陵兰冰心记录大,说明古里雅冰心所处的青藏高原对气候的反应比格陵兰地区敏感。

冰　期

【冰期】 glacial age, glacial stage, ice age　地球历史上气候发生冷暖变化,当有足够的固体降水和能维持冰体存在的气候条件时便形成冰川,冰川大量发育的时期称为冰期。在冰期最盛阶段,冰川达到最大规模,气候极湿冷,海面下降,冰川边缘地区受寒冻风化作用,产生大量碎屑堆积,此时也会导致沙漠扩大,风积黄土发育。一个冰期和随后的一个间冰期构成一个完整的古气候周期。

【间冰期】 interglacial age, interglacial stage　两次冰期之间,气候变暖,冰川消融的时期。此时,气候向湿热化发展,形成巨厚的风化壳,植物茂密,产生泥炭沼泽,海面上升,气候比较温暖。冰期和间冰期的气候变化,使动物界、植物界发生重大变迁。

【亚冰期】 glacial substage　由于气候变化的波动性,在一个冰期内可鉴别出次一级的变化,相对寒冷的阶段冰川扩大,为亚冰期,相对温暖阶段冰川缩小,为亚间冰期。可将一个冰期划分为几个亚冰期或亚间冰期。

【冰期起源假说】 glacial epoch origin theory　关于地质历史时期气候变化和大冰期发生原因正在探索中,目前有各种假设。①宇宙假设多从太阳系在银河系中的位置来考虑,一种假设认为太阳系绕银河系中心运动轨道的偏心率很大,当太阳系在银河系外侧即星系稀薄处时为宇宙年的冬季,所有行星都变冷,地球处于大冰期,一个宇宙年约 2.8 亿年,大致相当于两个大冰期的时间间隔;②另一种假设认为太阳系经过银河系旋臂时,密集的星云使太阳到达地球的辐射量减少,地球气候变冷,形成冰期。③日地关系假设则从太阳活动,地球公转和自转等的变化来考虑,其中之一认为太阳活动增强时地球大气的平流型天气过程占优势,与间冰期相合,太阳活动减弱时则相反,与冰期相合;其中太阳黑子变化对气候变化的影响最显著,太阳黑子的 5.5 年、11 年、22 年、63 年、210 年周期可和气候变化的周期相对应。④日地关系假设之二从地球绕日公转和自转的关系的变化考虑(即米兰科维奇理论)。⑤地质地理假设从大陆漂移出发,认为当大陆位于高纬度时发生冰期,位于低纬度时进入间冰期,用以解释第四纪以前各地质时期冰期发生原因。⑥其他如温室效应和阳伞效应的假设都是从大气中的物质对太阳辐射的吸收、屏障,从而影响气候变化来考虑的,人们对二氧化碳的温室效应和核战争产生的尘埃云和烟云的阳伞效应尤为关注,前者使地球气候变暖,后者将会发生核冬天,这属人类活动对气候的影响,两者对地球环境将造成很大的影响。

【米兰科维奇理论】 Milankovitch theory　关于冰期起源的理论,它从日地关系的地球轨道三要素考虑气候变化。地球绕日公转的轨道是椭圆轨道,偏心率 e 的变化引起地球接受太阳日照量的变化,e 的变化周期平均 10 万年左右;黄赤道面的交角 ε 是地球上季节变化的根本原因,在几百万年时间里 ε 在 22°02′~24°30′ 之间变化,ε 值越大,一年中冬季与夏季差别越大,ε 值越小则相反,ε 值的变化周期约为 4 万年;岁差 P 即地轴章动使地球在近日点的季节发生变化,P 的周期是 2 万年左右。地球上气候变化也有 10 万年、4 万年和 2 万年的周期。20 世纪 20 年代末,南斯拉夫数学家米兰科维奇综合了 e、ε 和 P,计算出北纬

45°～70°间不同纬度上60万年以来的夏季辐射量变化并制成曲线，选取北纬65°的曲线用来说明当时欧洲4个冰期的形成。根据太平洋和大西洋上的深海沉积物氧同位素分析和磁性地层研究，在过去78万年内世界上发生过8次完整的冰期-间冰期旋回，而过去170万年以来则发生过17次，黄土-古土壤系列从粒度曲线的峰谷变化可划分为164个气候事件，而深海沉积物氧同位素曲线可划分为103个气候事件，它们都可以和地球轨道事件进行对比。黄土-古土壤系列2.50万年至160万年间有10万年、4万年和2万年的周期，160万年至80万年间以4万年周期为主，80万年以来以10万年周期为主。这种变化现已推算到距今500万年。

【冰川阶段】 glacial stadial phase 冰期中次一级的冰川盛行时期为冰川的发展阶段。冰期中气候的波动使冰川发育发生阶段性变化，产生若干气候显著寒冷期，冰川也有若干次扩张期。

【间冰川阶段】 interglacial stadialphase 两次冰期中冰进阶段之间的主要冰退阶段，即在一个冰期中的气候相对温暖期。

【冰川周期】 glacial cycle 又称**冰期旋回**(cycle of glacial age)。一个冰川周期由冰期和间冰期两个互相对立而又互相转化的气候期组成。冰期由初冰期开始，进入最盛的全冰期阶段，然后冰期减弱，向气候增暖的负冰期转化，最后进入湿热的间冰期。

【冰川作用循环】 cycle of glaciation 冰川在寒冷的气候条件下发生并发展到最大规模，然后又随气候的变暖而缩小到消逝。这种气候变化的循环导致冰川演化的循环，称为冰川作用循环。冰川作用循环的前进阶段产生了积极的冰川作用，冰川作用循环的后退阶段产生消极的冰川作用。冰川作用愈是加强，则规模小的山岳冰川便向大规模的大陆冰川发展；相反，在冰川作用的后退阶段，则大陆冰川逐渐解体并向山岳冰川退化，直到冰川消失。在冰川作用的前进阶段中可产生一些短暂的后退阶断，而在冰川作用后退阶段中，也包括一些短暂的前进阶段。

【大冰期】 great glacial epoch, great ice age 在地质发展的整个历史中，地球上的气候曾有大幅度的冷热变化。当气候趋向寒冷，在两极和高纬度地带，以及中低纬度的高原和山地广泛地发育了冰盖或山岳冰川，这样的地质时期称为大冰期。这种气候变化，是地球处于不停地运动中的一种反映。根据目前的地质资料分析，地史上至少曾有过七次大冰期，即第四纪大冰期、石炭-二叠纪大冰期、志留-奥陶纪大冰期、早寒武纪大冰期、新元古代Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ大冰期、中元古代大冰期和古元古代中期(戈甘达)大冰期。大冰期和大间冰期气候变化深刻地影响着无机界和有机界的变化，是地壳发展史中的巨大事件。

【冰后期】 post-glacial period 第四纪大冰期最后一次冰川退缩后至现在的一段时期，即全新世。末次冰期后世界气候转暖，世界上大多数地区进入冰后期阶段，但是世界各地冰川退缩的时期并不一致，因此冰后期开始的时间也不相同，据近年同位素年龄研究的结果，中纬度地区的冰后期从1万年前开始。欧洲北部、波罗的海沿岸的冰盖从1万年前开始向北退却，公元前6500年退到瑞典中部。就全球而论，一般认为晚冰期结束就是冰后期的开始，大约是1万年前，也就是说一般将冰后期与全新世作为同义语，前者指气候时期，后者为地质时期。

【小冰期】 little ice age 从1451～1881年间，在全球范围内曾出现历时300多年的寒冷气候，年平均气温比现在低2℃左右，冰川一度前进。这一时期在中国称为**现代小冰期**(present-day little ice age)或明清小冰期。小冰期中有三个强冷期，受此影响青藏高原冰川留下了冰川进退痕迹，保留了三道明显的终碛垅和侧碛垅。据青藏高原古里雅冰心纪录，揭示了小冰期三次冷暖交替的气候变化过程。三次冷期分别出现于1451～1500年、1601～1690年和1795～1880年。以17世纪的冷期最为寒冷。

【新冰期】 neoglaciation, neo-ice age 全新世高温期后，距今3千年前后，世界气候转向寒冷，导致冰川再度前进的整个阶段。

【高温期】 hyperthermal stage 发生在冰后期距今8000～5000年间温暖期。世界年平均温度比目前高2～3℃，冰川后退，此温暖时期延续了3000～4000年，冰川学上称为高温期。在西北欧称大西洋期，其间最温暖的阶段约6000年前，为**弗兰德间冰期**(Flandrian)。北美洲称**气候适宜时期**(climatic optimum)，又称**大暖期**(megathermal)。

【古元古代大冰期】 Paleo-Proterozoic great ice age 又称**戈甘达大冰期**(Gowganda great ice age)。美国的胡罗里安、戈甘达冰碛岩，年龄为距今(22.88±0.87)亿年，加拿大东部、英国中部的北端和美国怀俄明州、南非、澳大利亚和印度都有这时期的冰碛岩。它们是这次冰期存在的标志。

【中元古代大冰期】 Meso-Proterozoic great ice age 在刚果、安哥拉北部和加蓬南部，印度的库达帕和乌隆迪，格陵兰东南部的甄特利迪安等地，在距今13亿～17亿年的时期里发生的大冰期。

【新元古代Ⅱ大冰期】 Neo-Proterozoic Ⅱ great ice age 前寒武纪全球性的大冰期，在中国过去称震旦纪大冰期。在澳大利亚、挪威、斯匹次卑尔根、苏格兰、格陵兰、加拿大、美国东部、阿尔及利亚、加蓬、刚果、巴西等都有这时期的冰碛岩或冰溜面发现。

【新元古代Ⅲ大冰期】 Neo-Proterozoic Ⅲ great ice age 指非洲的加丹加巨厚的冰碛岩，年龄是(9.50±0.5)亿年，俄罗斯和亚洲地区钦甘桑冰碛岩是距今8.1亿年，天山地区里晋赫层底部(9.5±0.5)亿年，中国新疆的贝尼西组也可能为山岳冰川的冰碛岩。

【南华大冰期】 Nanhua great ice age 中国晚前寒武纪(新元古代晚期)的大冰期，即**震旦纪大冰期**(Sinian period great ice age)。因主要在南华准地台发现广泛的冰碛层，由刘鸿允命名。这次大冰期发生在距今7亿～7.4亿年间。它包括两个冰期：较早的一次冰期称**长安冰期**(Changan glaciation)，以湖南洞口—广西三江的洞口组下段冰碛岩、贵州东北部、湖南西北部东山峰组冰碛岩、浙西下涯埠组冰碛岩、桂北长安组冰碛岩为代表，同期冰碛还在赣西、赣北、湘中、陕豫鄂边境、川甘边境和新疆发现。较晚一次冰期以南沱冰碛层为代表，称**南沱冰期**(Nantuo ice age)，相当的冰碛岩还有皖南、浙西、浙中北和赣东北的雷公坞组、黔东南的黎家坡组、桂北的泗里口组、湘中的洪江组，豫西罗圈组下部的临汝冰碛岩，川甘边境、陕豫鄂边境、陕西、宁夏、青海和新疆都有发现。长安冰期和南沱冰期中间为间冰期沉积，为含锰或含铁的页岩、砂岩，有灰岩或白云岩透境体沉积，以黔东北、湘西北和赣西北的大塘坡组为代表，称**大塘坡间冰期**(Datangpo interglacial age)。

【瓦兰格尔大冰期】 Warangl great ice age 挪威中部和北部晚前寒武的冰期，在瓦兰格尔群里可区别三套沉积，最早的为毕根贾戛冰碛岩，最晚的是莫顿斯尼斯冰碛岩，中间为间冰期尼堡组黑色页岩和粉砂岩。这和中国的情况相似，可划分出两个冰期和一个间冰期。

【新元古代Ⅰ大冰期】 Neo-Proterozoic Ⅰ great ice age 挪威、斯匹次卑尔根、格陵兰东部、苏格兰、俄罗斯欧洲部分、西伯利亚、加纳、南非、澳大利亚等地的冰碛岩，同位素年龄6亿～6.5亿年，是新元古代末的一次大冰期。

【奥陶纪—志留纪大冰期】 Ordovician-Silurian great ice age

非洲北部、撒哈拉中部为冰盖，阿拉伯半岛南部、西欧和北美东北部的冰碛岩也和此冰盖有关，晚奥陶世至早志留世的冰盖证据有冰碾沟槽、古冰穴、沙楔铸模和龟裂地面、鼓丘、冰核丘、蛇形丘、风成沙、从岩石类型和上述冰川遗迹可恢复当时的冰川区、冰缘区及北部的冰海沉积区的轮廓。南非也有同时代的两个冰碛层。此外，加拿大东部、西欧、德国中部、法国都有冰碛岩和冰海沉积岩发现，西班牙有冰碛岩和冰川刻槽发现，苏格兰有冰筏搬运的漂砾，南美阿根廷北部和玻利维亚南部的厚达2000米的冰碛岩属冰海成因，巴西东北部和秘鲁也有冰碛岩，巴西东北部有四组冰碛岩，从早志留纪到泥盆纪都有冰川发育。这个大冰期发生在距今4.1亿～4.7亿年。

【石炭纪—二叠纪大冰期】 Carboniferous-Permian great ice age 冈瓦纳古陆从早石炭世到中二叠世被大陆冰川广泛笼罩着。澳大利亚的大陆冰盖发育经历了三个阶段：①晚石炭世在崎岖的岛屿和高地上发育山地冰川；②二叠纪初期冰盖占据了大陆的一半地域；③中、晚二叠世海面冰盖消退。这个大冰期冰川覆盖了南美洲南部的大部分地区。前苏联中西北部石炭—二叠纪大冰期有五次冰期，一直延续到晚二叠世，跨越了距今2.35亿～3.2亿年。又称**晚古生代大冰期**(Late Paleozoic great ice age)。

【晚新生代大冰期】 Late Cenozoic great ice age 南极洲从始新世开始冰川占据了西南一些高地，晚渐新世南极洲西部形成巨大的冰体。从中新世开始，南极洲周围出现冰筏碎屑物，中新世中期南极冰盖达到现在的规模，晚中新世—早上新世的气候变冷使南极冰盖扩大，比现代冰盖大50%。冰岛和格陵兰冰盖的大量堆积可能开始于320万年前，北欧和北美距今250万年的冰川作用最盛期，冰川面积为晚更新世冰川的三分之二。北美加利福尼亚内华达山脉的冰川作用从台曼隘口冰碛测定年龄为270万～310万年间，南美巴塔哥尼亚—阿根廷的冰川开始于350万年前，欧洲最早的冰期是阿尔卑斯的比伯冰期和北欧的前蒂格利冰期，开始于约300万年前。欧洲第二个冰期为阿尔卑斯的多瑙冰期，北欧的伊布龙冰期，起讫于距今150万～130万年间。欧洲第三个冰期为恭兹、梅纳帕和北美的内布拉斯加冰期，形成于距今80万年间，民德冰期，埃尔斯特冰期和北美的堪萨冰期开始于距今约40万～50万年，里斯、萨勒和北美的伊利诺冰期约始于距今20万～15万年，维尔姆、威赫塞尔和北美的威斯康星冰期起讫于8万～1.1万年间。

晚新生代世界主要地区冰期对比表

中　国	中　欧 (阿尔卑斯北麓)	北　欧 (德国北部)	北　美	距今时间 万年
大理冰期	维尔姆冰期 (Würm)	威赫塞尔冰期 (Weichselian)	威斯康星冰期 (Wisconsin)	8～1.1
			Cochrane	
			沃尔德斯冰期 (Valders)	
			Mankato	
			Cary	
			Lowan	
	里斯-维尔姆间冰期	艾姆斯间冰期 (Emsian)	桑加蒙间冰期 (Sangamon)	
庐山冰期	里斯冰期 (Riss)	萨埃尔冰期 (Saalian)	伊利诺伊冰期 (Illinoian)	20～15
	民德-里斯间冰期	荷斯廷间冰期 (Holsteinian)	雅莫斯间冰期 (Yarmouth)	
大姑冰期	民德冰期 (Mindel)	埃尔斯特冰期 (Elster)	堪萨冰期 (Kansan)	40～50
	恭兹-民德间冰期	克罗默尔间冰期 (Cromerian)	阿夫唐间冰期 (Aftonian)	
鄱阳冰期	恭兹冰期 (Günz)	梅纳帕冰期 (Menapian)		80
	多瑙-恭兹间冰期	沃林间冰期 (Oling)		
	多瑙冰期 (Donau)	艾普龙冰期 (Eburonian)	内布拉斯加冰期 (Nebraskan)	130～150
	比伯-多瑙间冰期	蒂格利间冰期 (Tiglian)		
	比伯冰期 (Biber)	前蒂格利冰期 (Pretiglian)		300

【阿尔卑斯冰川作用】 Alps glaciation 晚上新世，特别是更新世以来，地球上的气候呈现冰期—间冰期的频繁更迭。阿尔卑斯山地在更新世发育了山地冰川。冰川时代结束后，大部分冰川消失，留下了冰蚀谷、冰蚀湖及其他山地冰蚀地貌。根据阿尔卑斯山地冰川地貌遗迹，划分出四次冰期，即恭兹、民德、里斯和维尔姆冰期。长期以来，该经典冰期划分被当作对比的标准，即使在某一地区发现更多的冰期，也常加以归并。同时，在冰川的分类中，常把山谷冰川称为阿尔卑斯型冰川。

【多瑙冰期】 Donau glaciation 根据阿尔卑斯山外围，新老冰碛带组成的物质、风化程度以及冰碛和冰水堆积阶地，彭克提出了阿尔卑斯山的冰期序列，划分了著名的四次冰期。自老而新在地貌上对应的是老砾石层、新砾石层、高阶地砾石层和低阶地砾石层。后来，埃伯尔根据进一步的工作，确定在恭兹冰期之前在老砾石层之上，还有五级阶地，其中三级属于冰碛砾石层，定为多瑙冰期，并依次划分出三个亚期，时间大约在距今130万～150万年。因此，欧洲第四纪中曾发生五次冰期，这五个冰期为世界第四纪地层研究时经常对比与应用。

【恭兹冰期】 Günz glacial stage 欧洲阿尔卑斯北部晚新生代第三个冰期，以山麓剥蚀面上风化较强的老砾石层为代表，它们呈带状分布，而山麓剥蚀面已被抬升，与河谷无关，这个冰期与北欧的梅纳帕冰期相当。

【恭兹-民德间冰期】 Günz-Mindel interglacial stage 更新世欧洲阿尔卑斯地区的一个间冰期，是恭兹冰期与民德冰期之间的气候温暖期。它与北美的阿夫唐间冰期和北欧的克罗默尔间冰期相对应。

【民德冰期】 Mindel glacial stage 欧洲阿尔卑斯地区晚新生代的第四个冰期，是恭兹-民德间冰期之后的一个冰期。这一冰期在阿尔卑斯地区可以划分为2～4个亚冰期，它可与北欧的斯堪的纳维亚地区的埃尔斯特冰期，北美的堪萨冰期相对比。

【民德-里斯间冰期】 Mindel-Riss interglacial stage 又称**大间冰期**(great interglacial stage)。欧洲阿尔卑斯地区更新世的另一个间冰期，这一间冰期是民德冰期与里斯冰期之间的气候温暖期，故名。它与北美的雅莫斯间冰期和北欧的荷斯廷间冰期相对比。发生在距今40万～50万年间。

【里斯冰期】 Riss glacial stage 欧洲阿尔卑斯地区更新世的一个冰期，这一冰期在民德-里斯间冰期之后，是晚新生代的第五个冰期，它可以与北欧斯堪的纳维亚地区的萨埃尔冰期及北美的伊利诺伊冰期相对比，发生在距今20万～15万年间。

【里斯-维尔姆间冰期】 Riss-Würm interglacial stage 欧洲阿尔卑斯地区更新世的又一个间冰期，这一间冰期是在里斯冰期之后，维尔姆冰期之前的气候温暖期，故名。里斯冰期的冰水砂砾层形成高阶地。它可以与北欧的艾姆斯间冰期和北美的桑加蒙间冰期相对比。

【维尔姆冰期】 Würm glacial stage 曾译为**玉木冰期**、**武木冰期**，

长期在中国文献中使用。欧洲阿尔卑斯地区更新世的末次冰期,这一冰期是在里斯-维尔姆间冰期之后,为第四纪最后的一个冰期。在阿尔卑斯北部阿默冰蚀地区维尔姆湖附近推定的第四纪最后的一个冰期。维尔姆冰期的冰水砂砾层形成河谷低阶地。它可与北美的威斯康星冰期,北欧的威赫塞尔冰期相对比。发生在距今 8 万 ~ 1.1 万年间,可划分为 3 个亚冰期,其中距今 1.8 万年间为末次冰期的极盛期。雪线比现在低 1200 米,气温比现在低 10 ~ 12℃。

【内布拉斯加冰期】 Nebraskan glacial stage 北美更新世的一个冰期,始于距今 150 万 ~ 130 万年间。它与欧洲阿尔卑斯地区的恭兹冰期、北欧的梅纳帕冰期相当。这一次冰期北美冰盖的范围超过末次冰期。

【阿夫唐间冰期】 Aftonian interglacial stage 北美更新世的一个间冰期,是内布拉斯加冰期与堪萨冰期之间的一个气候温暖期。它约与欧洲阿尔卑斯地区的恭兹-民德间冰期相当。

【堪萨冰期】 Kansan glacial stage 北美更新世的又一个冰期,约始于 40 万年(?)前。即阿夫唐间冰期后,雅莫斯间冰期前的一个冰期。它与欧洲阿尔卑斯地区的民德冰期、北欧的埃尔斯特冰期相当。此时北美冰盖规模比内布拉斯加冰期时还要大。

【雅莫斯间冰期】 Yarmouth interglacial stage 北美更新世的又一个间冰期,是堪萨冰期与伊利诺伊冰期之间的一个气候温暖期,约与欧洲阿尔卑斯地区的民德-里斯间冰期相当。

【伊利诺伊冰期】 Illinoian glacial stage 北美更新世的一个冰期,约始于 11.5 万年前,是雅莫斯间冰期后的一个冰期,约与欧洲阿尔卑斯地区的里斯冰期、北欧的萨埃尔冰期相当。

【桑加蒙间冰期】 Sangamon interglacial stage 北美更新世的一个间冰期,是伊利诺伊冰期以后威斯康星冰期前的一个气候温暖期。它与欧洲阿尔卑斯地区的里斯-维尔姆间冰期相当。

【威斯康星冰期】 Wisconsin glacial stage 北美更新世的最后一个冰期,是桑加蒙间冰期后的一个冰期,这一冰期始于 8.5 万 ±1.5 万年以前,冰期极盛时北美劳伦冰盖扩展到五大湖以南,大约北纬 40°附近,总面积达 1600 万平方千米,比欧洲同期冰川面积 670 万平方千米大 2 倍多,与现代南极冰盖(1400 万平方千米)相比还稍大一些。威斯康星冰期劳伦冰盖从距今 1.4 万年后快速退缩,到距今 1.1 万年已退到加拿大地盾北缘,距今 1 万年整个加拿大平原和科迪勒拉冰盖已全部消失,距今 8000 年海水入侵哈得孙湾,福克盆地的冰盖一直存在距今 7000 年前,而拉多拉多冰盖直到距今 6500 年还残留有水川。威斯康星冰期按年代的顺序自老而新又分为洛瓦(Lowan)、凯里(Cary)、曼凯托(Mankato)、沃尔德斯(Valders)及科克伦(Cochrane)五个亚冰期。它与欧洲阿尔卑斯地区的维尔姆冰期、北欧的威赫塞尔冰期相当。

【前蒂格利冰期】 Pretiglian glacial stage 北欧丹麦、荷兰和德国北部晚新生代最早的冰期,主要表现为钻孔中沉积物的反映寒冷气候的孢粉组合。可与阿卑斯的比伯冰期对比。

【蒂格利间冰期】 Tiglian interglacial 北欧丹麦、荷兰和德国北部晚新生代最早的间冰期,主要从钻孔中沉积物孢粉组合反映的温暖气候确定这次间冰期的存在。它可与阿尔卑斯的比伯-多瑙间冰期对比。

【艾普龙冰期】 Eburonian glacial stage 北欧丹麦、荷兰和德国北部晚新生代第二冰期,从钻孔沉积物孢粉组合反映的寒冷气候来确定这次冰期的存在。它可与阿尔卑斯的多瑙冰期对比。

【沃林间冰期】 Oling interglacial 北欧丹麦、荷兰和德国北部晚新生代第二间冰期,主要以钻孔沉积物的孢粉组合反映的温暖气候为代表。可与阿尔卑斯的多瑙-恭兹间冰期对比。

【梅纳帕冰期】 Menapian glacial stage 北欧的晚新生代第三冰期,冰碛物出露很零星,难以查明分布范围,钻孔沉积物的孢粉组合有此次冰期的显示。它可与阿尔卑斯地区的恭兹冰期对比。

【克罗默尔间冰期】 Cromerian interglacial stage 是北欧梅纳帕冰期后埃尔斯特冰期前的一个气候温暖期,与阿尔卑斯的恭兹-民德间冰期相当。

【埃尔斯特冰期】 Elster glacial stage 北欧更新世的第二个冰期、是易北冰期以后萨埃尔冰期以前的一个冰期,约与欧洲阿尔卑斯地区的民德冰期,北美的堪萨冰期相当。它是欧洲大陆上较明显的一次冰期,冰盖规模较大,它的冰碛物比萨埃尔冰期的冰碛物分布得更远,一部分冰碛被萨埃尔冰期冰碛物所覆盖。这次冰期在波兰有两层冰碛物。

【易北冰期】 Elbe glacial stage 北欧更新世的第一个冰期,是埃尔斯特冰期前的一个冰期,约与欧洲阿尔卑斯地区的恭兹冰期、北美的内布拉斯加冰期相当。

【荷斯廷间冰期】 Holsteinian interglacial stage 北欧萨埃尔冰期与埃尔斯特冰期间的一个气候温暖期,由发育在埃尔斯特冰碛物上的古土壤所反映。

【萨埃尔冰期】 Saalian glacial stage 北欧更新世的第三个冰期,约与欧洲阿尔卑斯地区的里斯冰期,北美的伊利诺伊冰期相当。这一冰期的冰川作用范围很广,在波兰萨埃尔冰期有三层冰碛物,保留得也比较多,在北欧的历次冰期中分布得最广泛。由于气候变冷,寒冷动物群向南迁移,以披毛犀、北极狐等为特征的冰期动物群一直分布到南欧地带。

【艾姆斯间冰期】 Emsian interglacial stage 北欧威赫塞尔冰期与萨埃尔冰期间的一个气候温暖期。这个时期气候转暖,冰盖大规模消融,欧洲北部普遍发生自北极海向南的海侵,同时温带森林向北扩展,北部边界可达北纬 62°。据氧同位素资料,当时气候比当地现今的气候更为温暖潮湿。

【威赫塞尔冰期】 Weichselian glacial stage 北欧更新世最后的一个冰期,是萨埃尔冰期后的一个冰期,约与欧洲阿尔卑斯地区的维尔姆冰期、北美的威斯康星冰期相当。威赫塞尔冰期可分为 3 ~ 14 次亚冰期,与阿尔卑斯地区维尔姆冰期约 3 个阶段相对应。以波兰和德国的北部平原上广泛分布的几个冰碛垄为标志,即相当于维尔姆Ⅰ的是瓦尔岱冰碛,相当于维尔姆Ⅱ的是布兰登堡冰碛,相当于维尔姆Ⅲ的波美拉尼亚冰碛,以及Ⅱ ~ Ⅲ之间的法兰克福冰碛。

【红崖冰期】 Hongyan glaciation 从河北省阳原县红崖村泥河湾组地层河湖相沉积物底下的红色泥砾为标志,这次冰期发生在第四纪早期。

【鄱阳冰期】 Poyang glaciation 中国第四纪冰期中较老的一次冰期。李四光在江西庐山鄱阳湖畔发现此期残留的冰碛物,故名。冰碛物为胶结坚硬的绛色泥砾,湿热化程度较深,剖面上具有直径一厘米左右的多数泥质白条,风化后呈蜂巢状孔洞。其冰水砂砾石分布在九江甘棠湖附近。鄱阳湖中鞋山岛遗留有本期冰川泥及来自庐山的漂砾。这期冰碛物在中国东部多有发现,由冰川遗迹表明它是大规模的山麓冰川。

【大姑冰期】 Dagu glaciation 中国第四纪冰期中继鄱阳冰期后的一次规模较大的山麓冰川。命名地点在庐山鄱阳湖边大姑山一带,为红赭色泥砾,成岩化作用及湿热化程度均较鄱阳冰期的绛色泥砾为轻,但冰碛层剖面上泥质白条较粗,不呈蜂窝状,多网纹。本期冰碛物与冰蚀地形 U 谷、盘谷相联系,并伴随有羊背石、冰溜面、表皮构造等现象,前碛衔接有冰水沉积物,整套

保存较好的冰川遗迹明显地代表一次冰期。本冰期又分为两次冰段，其中四道相互平行的前碛称为谷山段；另一道前碛截断了前三道前碛，称为高垅段。大姑冰期遗迹较广泛地散布于全国各地，由于经受了其后间冰期湿热化作用的影响，本期冰碛物多具有网纹红土化特征。

【庐山冰期】 Lushan glaciation 庐山海拔 800 米以上，分布了一套冰斗、冰窖、U 谷和悬谷等冰蚀地貌，U 谷中见前碛三四道和侧碛等冰碛地貌，由黄褐色冰川泥砾构成，其下只见相互联系的冰水停积。这些相互关联的冰川遗迹，清楚地代表一次冰期，李四光定名为庐山冰期。它规模较小，为小型的山谷冰川和冰斗冰川。以冰川遗迹仅限于山上，保存较好，冰碛物风化浅，并能看到黄褐色泥砾覆盖在大姑冰期鲜红色泥砾之上等特点，确定庐山冰期比大姑冰期为晚，是庐山地区最晚的一次冰川活动。

【大理冰期】 Dali glaciation 云南省大理县的点苍山，海拔 3800 米以上分布一套冰蚀地貌以及冰碛和冰碛地貌，形态清晰，保存完好，首先由威斯曼(H.V.Wissmann)把这次冰川活动定名为大理冰期。李四光认为中国西部的大理冰期可能晚于东部的庐山冰期，可与欧洲阿尔卑斯地区的维尔姆冰期对比。此后，有关文献中就常把大理冰期作为中国末次冰期的通用名称。近年来，已证实了大理冰期时的寒冷气候在中国东部也存在，秦岭主峰太白山顶上和长白山天池一带也存在这期冰川遗迹。

【太白冰期】 Taibai glaciation 秦岭中部太白山顶部的末次冰期，它以冰斗、槽谷和侧碛垄为代表，从三道侧碛垄可划分为末次冰期的三个亚冰期。同一时期的冰川遗迹在中国长白山天池、台湾省中央山脉、兰州市附近的马衔山和达里加山、川西螺髻山和贡嘎山、滇北玉龙雪山都有发现。它与大理冰期相当。

【晚冰期】 late-glacial 第四纪最末一次冰期在 1.8 万年前达到高峰，距今 1.8 万年后全球冰流由盛转衰，距今 1.5 万年冰流再度扩展，直到全新世开始，这一冰川扩展时期叫晚冰期。其间气候波动，出现三次寒冷和二次温暖的时期，冰川有三次前进。

【末次冰期】 last-glacial 专指第四纪最后一次冰期，即阿尔卑斯地区的维尔姆冰期，北欧的威赫塞尔冰期，英国的德文斯冰期，北美的威斯康星冰期，中国的大理冰期或太白冰期。

【盛冰期】 pleniglacial 指末次冰期的最盛期，即在距今 1.8 万年前冰川发展最盛，海面降低 100 多米。

【冰消期】 deglacial 亦称**末次冰期冰消期**(last deglacial)，指从盛冰期起冰川开始退缩至冰川消亡这一时段。它的时间跨度包括盛冰期后、晚冰期和冰后期的一段时间。

【明清小冰期】 Ming-Qing little ice age 因 1550～1851 年的小冰期正是中国历史上明代嘉靖至清代道光年间，在史志上都有小冰期降温的记载，因此，在中国称其为明清小冰期。

【仙女木期】 Dryas 第四纪最后一次冰期。它有三次特有的气候变化并伴随沉积作用，构成末次序列的一部分。在丹麦表现为富含仙女木期化石 *Dryas octopetala* 的上下积土层，其间为含寒温带植物化石的湖泥层。这三层代表欧洲晚冰期和冰后期Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ孢粉带。底部为**较老仙女木期**(Older Dryas)，沉积了孢粉带Ⅰ(1.15 万年前)。又细分为三个带：Ⅰa **老仙女木期**(Oldest Dryas)、Ⅰb **伯灵间冰阶**(Bolling interstadial)，约 1.3 万年前、Ⅰc 较老仙女木期；中部为**阿勒略间冰期**(Allerod)，沉积了孢粉带Ⅱ(约 1 万年前)；顶部为新仙女木期，沉积了孢粉带Ⅲ。

【新仙女木期】 Younger Dryas stadial 晚冰期的气候极冷时期，这是在末次冰期冰消过程中冰川突然短暂前进的阶段，主要表现为湖相沉积物中花粉浓度迅速下降、主要有蒿、禾草、莎草、石竹、酸模、景天、高山唐松草、虎耳草、仙女木、岩高兰、欧石南、石南、矮桦和极地柳等。在丹麦、英国和爱尔兰的许多地方的湖泊沉积物中有大量仙女木枝叶残体。格陵兰冰岩心、深海沉积物中都有新仙女木期寒冷气候的标志发现。在中国还表现为在冰消期海平面上升背景上一次短暂的海平面下降过程。据最新资料，新仙女木期起讫时间为距今 1.25 万～1.15 万年。

冰川类型

【冰川类型】 types of glacier 冰川按其形态特征、地理分布和冰川的物理性质进行的分类。按其形成区的特点和形态可分为山岳冰川、山麓冰川、高原冰川和大陆冰盖等类型。按其地理位置可分为极地冰川、亚极地冰川、温带高山冰川和热带高山冰川等。按其形成的气候条件可分为大陆性冰川和海洋性冰川两种类型。冰川温度比较低的称冷性冰川，冰川温度接近融点的称暖性冰川。

【大陆型冰川】 continental glacier 又称**冷冰川**(cold glacier)。在大陆性气候条件下成冰过程以渗浸冻结成冰作用为主发育的冰川。主要标志为温度低，雪线附近年平均温度低于 -8℃，冰川恒温层的温度处于负温状态，由于气候干燥，降雪量少，降水不超过 1000 毫米/年。负温比较低，雪线高，比海洋型冰川可高出 1000 米。冰川的活动性弱，消融慢，尾端进退幅度较小，冰舌相应短些。冰川运动缓慢，一般年运动约为 30～50 米，侵蚀作用较弱。堆积地形比侵蚀地形发育。一般地处大陆性气候下的高山地区，如中国西部和中亚的冰川，大多属于这种类型。

【陆棚冰川】 shelf-glacier, shelf ice 又称**棚冰**。一种浮在海面上的山前冰川，是大陆冰川或山麓冰川向沿岸低地延伸入海而浮于大陆棚上边的平坦冰床，多由浮冰舌汇合而成，其冰体成分仍为原位置之积雪，末端常形成冰壁，若断开浮于海面则形成冰山。陆棚冰川主要分布在南极地区，有 5 万平方千米。

【海洋型冰川】 oceanic glacier 又称**暖冰川**(warm glacier)。在海洋性气候条件下以暖渗浸重结晶成冰作用为主发育的冰川。其主要特点：①补给充分，雪线附近年降水量在 1000 毫米以上；②冰川主体(恒温层)温度较高，10 米深处的冰温接近 0℃；③运动速度快，约 100 米/年以上；④雪线分布低，冰面消融强度大，每年可达 10 米水柱以上。而且冰川进退幅度亦大，冰蚀作用明显。冰川活动性强，冰舌常能延伸到较低的森林带内。冰川地质地貌作用明显。中国西藏东南部的一些地方和欧洲阿尔卑斯山的现代冰川属于这种类型。若中国东部地区第四纪存在山岳冰川也应属于海洋性冰川。

【山岳冰川】 mountain glacier 又称**高山冰川**。在山区范围内形成、流动和消亡的冰川。中国西部的现代冰川，大多数属于这种类型。山岳冰川的形态受地形的控制，又大致可分为悬冰川、冰斗冰川、山谷冰川、平顶冰川等类型。图示新疆博格达山北麓半坡山的冰舌。



山岳冰川(新疆博格达山北麓)
1、2.冰舌；3.冰水沉积

【山麓冰川】 piedmont glacier 又称**山麓冰泛**，或**山足冰川**(foothill glacier)。它形成于山区，因冰量大，经山谷达到山麓后继续向外漫流，有的可伸展到很远的地方，并覆盖了大片山前平

原和洼地。有时,单条的山麓冰川的尾部,在山前平原上扩展成扇形,称宽尾冰川。在气候变冷,冰川前进阶段,山岳冰川能发展成山麓冰川,也能进一步发展成大陆冰川;在气候转暖冰川后退阶段,则发生相反的变化。所以,它是山岳冰川和大陆冰川之间的过渡类型。

【山谷冰川】 valley glacier 又称**谷地冰川**。在山谷中流动的冰川,其特点是积累和消融大致平衡,冰舌很发育,规模较大,短者数百米,长者几千米或几十千米,厚度达数百米至千米。根据冰川的形态,可分为单式山谷冰川、复式山谷冰川、树枝状山谷冰川和网状山谷冰川。



山谷冰川

【单式山谷冰川】 valley glacier 又称**阿尔卑斯型冰川**(Alpine glacier),是一个粒雪盆连着一条长大的冰舌。此冰川数量最多。

【复式山谷冰川】 composite valley glacier 由两条以上的山谷冰川汇合形成的冰川。如中国祁连山老虎沟十二号冰川。

【树枝状冰川】 dendritic glacier 由三条以上单式山谷冰川汇合而成的冰川,形状如树枝的分支。这种冰川规模甚大,可达几十千米以上,如中国珠穆朗玛峰绒布冰川。



树枝状冰川

【平顶冰川】 mountain ice-cap 在平坦的山脊或山顶面上发育的冰川。有的像白色的冰雪帽子盖在山顶上,规模较小的又称冰帽。它的特点是没有表碛,没有露出冰面的角峰巉崖。冰川上层是粒雪,下层是冰川冰,一般厚度不大,数量也极少。在中国天山、祁连山、喜马拉雅山和青藏高原北部均有分布。



平顶冰川

【冰帽】 glacial cap 又称**冰穹**(ice dome)。总的形状为平凸形,外形接近于大陆冰川,但覆盖面积较大陆冰川小得多,其穹形也不及大陆冰川平缓。山岳冰川向大陆冰川发展时,必经冰帽阶段。典型的冰帽发生在冰岛,有八九个,如东部的伐特纳冰帽、朗格冰帽、霍夫斯冰帽和米尔达尔斯冰帽等。

【大陆冰盖】 continental ice sheet 又称**大陆冰流**(continental ice flow)。面积巨大,冰层很厚,不受地形限制,覆盖了大片陆地的冰流。它的中心凸起,向四周降低,冰川作放射状流动,总的轮廓大致呈盾形、所以又叫**冰盾**(ice dome)。如格陵兰冰盖整个面积为 173 万平方千米,约占该岛面积的 95%;中部平均厚度约 1500 米,中心最厚处为 1860 米,将下伏地形全部掩盖,边缘厚度 45 米,有一些冰原石山突起在冰面上。南极大陆冰盖 1259 万平方千米。当第四纪冰川最盛时期,格陵兰、南极洲、北美洲大部分以及北欧均受冰盖作用。末次冰期格陵兰冰盖面积 216 万平方千米,南极冰盖 1320 万平方千米,北美劳伦特冰盖 1380 万平方千米,欧洲斯堪的纳维亚冰盖 409 万平方千米,西伯利亚冰盖 156 万平方千米。



大陆冰川

【高原冰川】 plateau glacier 当某些高原地面达到雪线以上时,能发育连续的冰流,覆盖着高原的中央部分或向边缘溢流,这种冰川叫高原冰川。因为这种冰川在斯堪的纳维亚地区发育比较典型,故又称**斯堪的纳维亚冰川**(Scandinavian glacier)。斯堪的纳维亚半岛的斯特达尔冰川,南美洲南部的巴塔哥尼亚高原的冰川,中国祁连山西南的平顶冰川,均属于这种类型的冰川,其主要特征是冰舌向四周伸出。

【宽尾冰川】 expanded-foot glacier 单条山麓冰川的尾部,由于上游的过量补给在山前平原上扩展形成的扇形冰川。

【濒海冰川】 tidal glacier 冰川尾端由于上游的过量补给而流到海边并沉入海中,称濒海冰川,北极圈附近岛屿上的冰川往往伸入海中,如北地群岛北端的共青团员岛、少先队员岛和布尔什维克岛均属之。

【鞍状冰川】 saddle glacier 粒雪盆位于山脊的鞍部,成为粒雪山口,向两个不同坡向发育冰舌,发展成不同方向的山谷冰川或悬冰川。

【再生冰川】 regenerated glacier, reconstructed glacier 山谷冰川通过悬崖或陡坡时,其末端会折断而产生冰崩和冰瀑布,使悬崖下面的冰体重新形成一条冰川继续向前运动,这种冰川叫做再生冰川。这种冰川失去粒雪盆,全部由冰川冰组成。

【石冰川】 rock-glacier 分布在古冰缘作用的高山区,外貌呈舌状与现代冰川相似,边坡陡,前缘阶状,由棱角尖锐、大小不等的石块碎屑混杂堆积而成,碎屑间缺乏细粒物质,但含裂隙冰。石冰川的轮廓清晰,其表面的同心圆状垅堤为石冰川向前缓慢运动的结果。

【冰瀑布】 ice cascade 冰川流动在陡坡段,冰体呈坠落或滑落状态,如瀑布那样。冰瀑布的上部冰川有许多裂隙,冰瀑布的下部有许多冰坠落体。冰瀑布可出现在冰川的中段,也可出现在冰舌部位。

【瀑布冰川】 cascading glacier 冰川到达悬谷时陡然呈冰瀑布下降。

【雪蚀冰川】 nivation type glacier 初生的冰川,数量不多,分布在方形围谷的狭长洼地中,其冰床的扩大主要由于雪蚀作用,仅小部分由微弱的冰蚀作用造成。

【冰斗冰川】 cirque glacier 发育在冰斗内的冰川。它的规模较小,尚未形成显著的冰舌,冰体很少向外流动。在冰斗冰川发育的早期阶段,常分布在山坡上部呈浅漏斗状的雪蚀坑里,其成因与冰斗冰川相似。故又称**雪坑冰川**(snow pit glacier)。



冰斗冰川

【悬冰川】 hanging glacier 山坡上的积雪,在适宜的条件下形成悬贴于山坡上的冰川,而不下降到山麓。它的规模较小,是冰川发育的雏形,当气候进一步变冷和降雪增加时,可发展成山谷冰川。

【南极冰盖】 Antarctica ice sheet 南极冰盖面积约 1259 万平方千米,占南极大陆面积的 98%,全球冰川面积的 84%,冰盖体积 2800 万立方千米,折合水量 2150 万立方千米,占全球淡水总量的 72%左右。南极冰盖平均厚度 2450 米,最厚处达 4800 米,如果去掉冰盖南极大陆的平均厚度仅有 410 米,冰盖下面是崎岖不平的山脉和海沟。靠近冰盖中心处有一海拔 2000 ~ 3000 米的山脉,而西部又有比尔德盆地,位于海面以下2000多米。由于冰体自身的重力,冰体向四周流动,冰盖内部的流速为 1 ~ 30 米/年,边缘地区 20 ~ 30 米/年。南极的雪线在海平面上。南极

冰盖在末次冰期扩大到1320万平方千米。南极冰盖由东西两部分组成，东部冰盖以陆地为基础，规模巨大。西部冰盖大部位于海洋中，冰下除陆架和海盆外，还有许多岛屿。南极冰盖进入海中成为许多冰架，面积超过3万平方千米的不下10个，冰架总面积超过140万平方千米。南极的冰架主要集中在西部冰盖，以罗斯冰架为最大，面积约53万平方千米，菲尔希内尔冰架次之，面积约43万平方千米。冰架前缘与海水接触处为陡坎，称为**冰障**(ice barrier)，罗斯冰障高2～60米。冰架运动速度很大，罗斯冰架前缘为1200米/年。冰架是供应南极海域冰山的源地。南极周围海域有22万多个冰山，这些冰山一般高12～27米，有的高达100米，平均长1500米，宽900米，大多是桌状冰山，大冰山有时长160～750千米，宽数十至二三百千米，高达数百米。南极周围的冰山和浮冰在寒冷季节一般终止于南纬53°附近，其面积比夏季一般增加一倍。1948年有人在南纬26°海域见到残余冰山，这是南极冰山漂浮最北界的纪录。

【格陵兰冰盖】 Greenland ice sheet　格陵兰冰盖面积有173万平方千米，占全岛陆地总面积的95%，冰盖周围是无冰的陆地，宽1.5～160千米，只有少数冰川的尾部到达海洋。冰盖的平均厚度1500米，中央部分达1860米。冰盖主体的运动速度20米/年，而冰舌部分流速达1000～7000米/年，格陵兰冰盖由三个活动中心组成，一个在北纬65°附近，海拔2700米；另一个在北纬70°附近，海拔2800米；还有一个在北纬76°附近，海拔3000米。格陵兰的雪线变化于300～1500米，从南向北降低，有些地方降到海平面的高度。格陵兰冰盖在末次冰期扩大到216万平方千米。北冰洋的冰山大部分来自格陵兰冰盖，仅西格陵兰100条冰舌破裂进入海中形成的冰山就有1.5万多座，贾克伯沙文冰川每年要为北冰洋提供1400多座冰山。由于北冰洋的水温和气温都比较高，冰山消融较快，多成金字塔状，高度常在10～12米间，有的可达30～170米。冰山可漂浮到北纬40°的洋面。1934年有人在北大西洋北纬30°附近见到巨大的残留冰块，这是冰山漂流最远的记录。

【劳伦冰盖】 Laurentia ice sheet　这是第四纪大冰盖，它的范围达到北纬36°，加拿大的极大部分地区和美国北部都埋在冰盖下，冰盖面积达1380万平方千米，它与东邻的格陵兰冰盖连接在一起。劳伦冰盖最厚处在哈得孙湾一带，冰厚达3300米。劳伦冰盖由几个堆积中心组成，位于西部的科迪勒拉中心由落基山提供冰源，它向南伸展到华盛顿州海拔较低处，向北伸展到阿拉斯加；东部和中部的劳伦冰川中心由加拿大西部的基韦廷冰盖，东部的拉布拉多冰盖和巴芬岛、哈得孙湾地区的福克斯冰盖组成。劳伦冰盖南缘的一条主要冰舌即衣阿华的第蒙冰舌，是冰川通过大湖区的洼地向南推进而形成的。劳伦冰盖第四纪经历了4次冰期的冰川进退。劳伦冰盖南缘外围是多年冻土区，发育较多的冰楔和多边形土。在冰消期，劳伦冰盖从距今1.4万年前后快速退缩，每年达数百米，距今1.1万年前冰盖已退到加拿大地盾边缘，到1万年前加拿大平原和科迪勒拉冰盖已完全消失，到8000年前海水入侵哈得孙湾，而福克斯冰盖则一直保存到7000年前，拉布拉多冰盖在6500年前时还有残留的冰。

【斯堪的纳维亚冰盖】 Scandinavian ice sheet　它是第四纪的大冰盖，末次冰期时它的面积达409万平方千米，曾到达英国伦敦，德国柏林和波兰华沙附近，局部到达北纬47°附近。冰盖中心厚约3000米，平均厚1900米。它以斯堪的纳维亚为中心，冰流向东、南、西三个方向运动。冰盖不但覆盖了波罗的海盆地，而且还覆盖了挪威陆架、北海和英伦三岛。到爱尔兰南部冰盖已减薄到300～400米。当时阿尔卑斯的冰川在北坡伸展到海拔500米处，南坡伸展到海拔100米处，成为山麓冰川，面积有3600平方千米，冰层厚达1500米。斯堪的纳维亚冰盖和阿尔卑斯山麓冰川之间的狭长地带处在冰缘环境，是多年冻土区。斯堪的纳维亚冰盖在晚新生代有过多次扩张和收缩，形成数次冰期，从早到晚有前蒂格利冰期、艾普龙冰期、梅纳帕冰期、埃尔斯特冰期、萨埃尔冰期和威赫塞尔冰期。荷兰、丹麦的一部分和比利时因长期处在冰盖边缘，接受沉积，故有冰期和间冰期的记录。末次冰期极盛期后冰川消退，斯堪的纳维亚冰盖在消退阶段有过数次停顿：第一次在瑞典南部边界的波罗的海地区，第二次在挪威南部、瑞典南部维纳恩湖地区，第三次在斯堪的纳维亚半岛中部，然后冰盖全部消失。现代冰川只在斯瓦尔德群岛、法兰士约瑟夫地群岛等北冰洋的岛屿上才有发育。

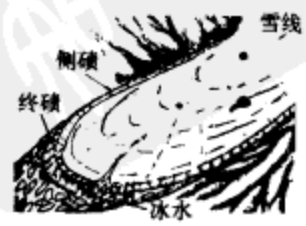
【青藏高原冰盖】 Qinghai-Tibet ice sheet　青藏高原在第四纪有无大冰盖是争论颇多的问题。早在19世纪末至20世纪初一些欧美学者认为青藏高原曾发生过冰盖。中国学者20世纪50～70年代的研究认为青藏高原在第四纪没有形成过统一的大冰盖，只在第四纪早期和末期存在过局部小冰盖。青藏高原发育的主要是山岳冰川。20世纪80年代又有人依据高原内部的一些冰川作用痕迹和周边地区的一些冰水沉积，推定青藏高原在末次冰期存在统一的大冰盖。对此，许多地质、地理学家有不同看法。关键在于：①对大冰盖和山岳冰川的冰川作用性质的正确认识，从而了解冰盖和山岳冰川作用的区别和冰川遗迹的鉴别；②区别冰川遗迹的形成时期，不要把不同时期冰川遗迹混为一体；③区别冰川堆积物与冰缘堆积物。

冰　碛　物

【冰碛物成因分类】 genetic classification of moraines　根据冰川沉积作用发生的位置、过程及冰川碎屑物搬运过程中的层位和冰碛的关系对冰碛物进行的分类，称冰碛物的成因分类。1979年11月国际第四纪委员会公布的冰碛物成因分类见表。表中将中国习惯上使用的表碛、内碛、底碛统称为冰川岩屑，意为尚在搬运中的冰碛，即运动冰碛。

搬运中的冰川岩屑		冰碛			
		根据沉积作用位置的冰碛相	陆地冰碛		水域冰碛
			与沉积作用有关的冰碛相		
冰川冰	冰面岩屑	前碛	消融碛	流碛 低流碛 融出碛 升华碛	(水成)流碛
	冰内岩屑	表碛			
	冰下岩屑	下碛(或底碛)	融出碛 滞　碛 变形碛 流　碛		(水成)融出碛 (水成)流碛 冰山碛
变形基岩或变形沉积物 和/或 基岩或沉积物的冰川侵蚀面					

【冰碛】 glacial till　由冰川搬运堆积的各种物质的总称。冰碛没有层理，大小混杂，无分选性；砾石少定向排列，一般磨圆较差，常有磨光面，其中可以找到条痕石。在现代冰川学中常把冰川在运动过程中搬运的物质叫做运动冰碛；经冰川搬运后堆积下来



冰碛

的物质叫做堆积冰碛。在冰川地质工作中，冰碛是专指堆积冰碛而言。冰碛剖面的颜色，除受基岩地层的直接影响外，还与间冰期气候条件影响下的风化作用有关。经过长期湿热风化的冰碛层，常呈红色。

【运动冰碛】 flow till　冰川在运动过程中的堆积物，按冰碛物所在的位置又可分为表碛、内碛及底碛。

【堆积冰碛】 accumulation till　冰川停止运动后所堆积的物质。它又可分终碛、侧碛及底碛。

【基碛】 ground moraine　冰川消融后，表碛和内碛均降落在底碛上而共同构成停碛称基碛。它是大陆冰川地区分布最广的一种冰碛，地貌上呈岗丘起伏的冰碛丘陵景观，又称基碛景观。

【表碛】 super glacial moraine, surface moraine　泛指寒冻风化、块体运动等作用下沉于冰川表面的碎屑物或冰川表面消融后而出露的冰碛物。一般愈向冰川下游，表碛覆盖愈增厚，面积愈大。

【侧碛】 lateral moraine　冰川暂时稳定时期在两旁谷坡上的堆积物。由于堆积作用在冰川两侧一定位置连续进行，侧碛逐渐加厚增高，常形成侧碛堤。侧碛与横阻于谷中的终碛堤相联结时，侧碛堤的形态更为明显。

【中碛】 medial moraine　两支山谷冰川相汇后，其相邻的两道侧碛汇合形成的堆积，称中碛，冰川消融后成为中碛堤。

【内碛】 inner moraine, englacial till (moraine)　落入冰川表面后又被冰川掩没的冰碛物。落入冰舌裂隙中的砂砾、碎石及漂砾等被冰川吞没，或底碛中的卵砾石随冰川运动由底部向上抬升后，均可成为内碛。两条冰川汇合后，在汇合点以下，冰碛物的底碛可转变为内碛。

【底碛】 ground moraine, basal till moraine, infraglacial deposit　又称**下碛**(under moraine)。冰川在冰床底部堆积的冰碛物。这种冰碛物一般含泥质较多，胶结较紧实，磨圆度较高。底碛中的大小漂砾的长轴总是顺着冰川运动方向排列，故测量底碛中的漂砾方位是寻找冰碛砂矿及来源地的重要方法。

【终碛】 end moraine, terminal moraine　又称**前碛**(frontal moraine)或**尾碛**(terminal moraine)。冰川暂时稳定时期在冰川前端的堆积物。由于堆积作用在冰川末端的一定位置连续进行，终碛逐渐加厚增高，常形成弧状冰碛堤，称终碛堤。终碛可以指出冰川停滞的位置和停滞的时间，是冰川地貌中的重要特征。终碛堤中砾石的排列方向基本与终碛堤平行。构成终碛堤的物质是由冰川上游而来，一部分冰碛物早在冰川前进过程中，沿途捕获携带而来，若碎屑来源丰富则形成规模巨大的终碛堤。古老的终碛常被后期的冰川或冰融水所侵蚀破坏与掩盖。

【岸碛】 flank moraine　沿冰川谷两岸已固定下来的侧碛，称岸碛，常呈阶地岗垅形状。老的岸碛遭受侵蚀破坏后，常在谷坡上形成土柱，土柱顶部有时盖有大的冰砾。

【前进终碛】 accretion moraine　当冰川顺河谷向前推进时，把河床中的砾石层向前推铲堆积而成的终碛，称前进终碛。这种冰碛一般分选较好，砾石磨圆度亦好。前进终碛堤的一侧坡度很陡，存在有断层，尤其是冲断层等构造搅动现象。

【消融碛】 ablation moraine　冰川消融后退时在冰川末端的堆积，多为冰碛块砾散布于冰川槽谷中，细粒物质已为冰融水冲走。国际上有的认为消融碛的含义无确切范围，建议取消。

【融出碛】 melt out till　按冰碛物成因类型划分的一种冰川沉积。冰川冰中含有的岩石碎屑，在冰川融化过程中堆积于冰川表面或冰川底部穴中的沉积。前者称冰面融出碛或陆地融出碛，后者称冰下融出碛。

【流碛】 flow till　冰川表面冰碛物含冰融水丰富而沿冰川表面流动的冰川沉积。流碛多起源于融出碛，它的沉积过程是在大气压力下发生的，颗粒间的应力高于零。

【冲动冰碛层】 pressure drift sheet　冰川退缩后，再度前进时，常能推动前已停碛的冰碛层，并在其间发生冲断、挤压错动等现象，这种冰碛层称冲动冰碛层或挤压冰碛层，常出现在有多次冰川作用的地区。

【冰碛层】 drift sheet　由各种冰碛构成的地层单位。一个冰碛层，通常包括一次冰期的各种冰川沉积，可作为划分地层和进行地层对比的依据。冰碛层一般用于第四纪以前冰川堆积成因的地层，如震旦纪的南沱冰碛层。

【冰川泥砾】 boulder clay, drift clay　又称**冰砾土**，习惯称**泥砾**。冰川直接堆积的粘土、砾石和砂的混合体，没有层状分选。冰碛中的含泥量，决定于基岩地层受冰川剥蚀时产生粘土的多少。发育在坚硬的粗粒岩层的冰川堆积物，粘土含量很少，常成砂砾冰碛。野外工作中通过地貌现象的综合分析，应注意把冰川泥砾与泥石流堆积相区别。也要区别冰碛物中粘土是堆积时就存在的，还是后期风化产生的。冰川泥砾的透水性差，常成为地下水的隔水层，且承载力较高，可作建筑物的天然地基。

【冰川漂砾】 glacial erratic, drift boulder　冰川搬运的巨大石块。它可随冰川翻山越岭，有的直径达 10～20 米以上。在冰川作用地区，可用作测量冰川流向和圈定冰川范围，或用来追索漂砾的来源，找寻砂矿、原生矿的标志。具有磨面擦痕的异地大漂砾，是最有说服力的冰川流行证据。如波兰和德国中部和北部平原上的变质岩漂砾就是由冰川从西北欧古老地盾上带来的。漂砾的体积大小悬殊，巨大的漂砾其残留的能力很强。

【冰桌】 glacial table　冰川漂砾有时在 U 形谷中或山麓地带聚集，呈巨石林立，横置于其他漂砾上的巨大漂砾，则称冰桌。

【块砾碛】 block-moraine　不含或极少含泥砂的冰川砾块堆积，称为块砾碛。

【冰前排泄物】 outwash apron　冰川末端终碛的外侧地带，因冰川的融水挟带泥砂砾石向前流动，形成大面积的冰水砂砾沉积层。在地貌上表现为冰水冲积锥、冲积扇及外冲平原等，统称冰前排泄物。

【纹泥】 varved clay, laminated clay, seasonally banded clay　又称**带状粘土**(banded clay)或**绸状粘土**(ribbon clay)。冰水湖泊的沉积，为颜色深浅相间、粗细颗粒的层次厚薄有别地交互出现而韵律性强的湖相沉积层。其色浅而较厚的粉砂细砂层是在夏季冰融水增多时形成的，称为**夏层**(summer layer)；色深层薄质细的粘土层是在冬季冰融水剧减时由悬浮于湖水中的粘土胶粒发生沉淀而形成，称为**冬层**(winter layer)。它反映季节变化，故又称**季候泥**(seasonally banded clay)。由夏层和相邻的冬各层组成一个年层。可像树木年轮那样用纹泥来推算冰退的年代及古气候演变。

【滞碛】 lodgement till　位于冰川底部因受高压而形成的冰碛，多因冰碛运动受阻而停滞，冰碛砾石长轴一般平行于冰川流向，扁平面平行于冰床。

【变形碛】 deformation till　冰川流动过程中因有很大压力，底床的基岩表面变形破碎，并被冰川带动很小的距离而仍可从其形态上恢复基岩原始结构而形成的冰碛。

【升华碛】 sublimation till　冰川内部的碎屑物因冰体的升华而暴露并脱离冰体而堆积起来，这种现象大多出现在极其干旱的环境里，故比较少见。

【漂砾碛】 erratic till　由冰川漂砾组成的冰碛，含泥砂少。

【冰碛石英砂】 quartz sand in glacial till 冰碛物中的石英砂，在扫描电子显微镜下观察它的表面形态，具有以下特征：棱角状、有平行解理面、贝壳状断口、翻卷片和V形坑等，这些特征并不在一颗石英砂粒表面都具有，而仅具统计规律和组合规律。

【冰塔林】 ice towers 冰川末端由于消融而残留的塔状冰体，称为冰塔。它往往已与冰舌分离。成群出现的冰塔为冰塔林。冰塔与冰塔之间往往密布冰碛，冰碛中可能有死冰。

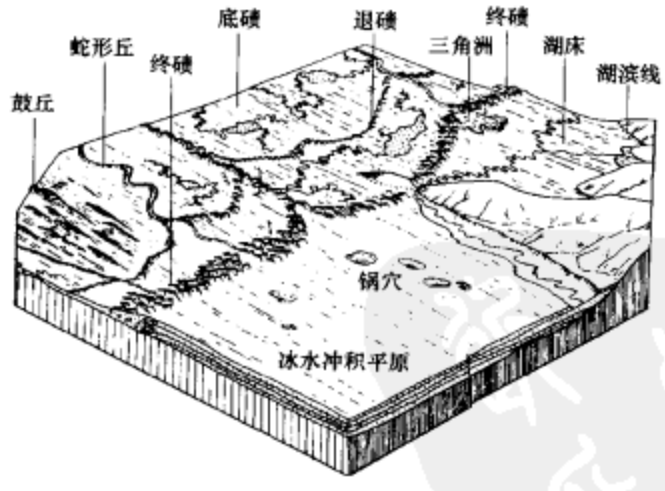
【龟背条痕石】 septarium, septarian nodule 冰碛石在冰床上被推移、拖曳，长期受阻时冰流从它上部推磨，久而久之该冰碛石底面平坦，顶部成龟背状，微上隆，迎冰流来向一端形如犁头，顺冰流一端展宽且有断口。龟背迎冰流部位多擦痕。龟背条痕石形成于滞碛中，是冰川作用的重要证据。

【冰蚀洼地】 glacially eroded depression 冰川对冰床基岩软弱地段的挖掘和刨蚀形成的洼地，常积水形成冰蚀湖，山谷冰川形成的冰蚀洼地，如秦岭太白山的大爷海、二爷海等，规模小。大陆冰盖区的冰蚀洼地如密西西比河上游的洼地，规模很大。

【冰川套谷】 glaciated valley in glaciated valley 又称**冰川谷中谷**。后期冰川侵蚀了前期冰川谷，谷地下切，形成新谷套在旧谷中的现象。它的形成过程为最初的谷地被冰川侵蚀形成冰川谷，这次冰川退去后，河流切割了老的冰川谷，成为U形谷中叠套V形谷的态势；当下一次冰川推进到此时，冰川遂将河流形成的V形谷改造成新的U形谷，形成先后两次冰川侵蚀成的谷地叠套现象。

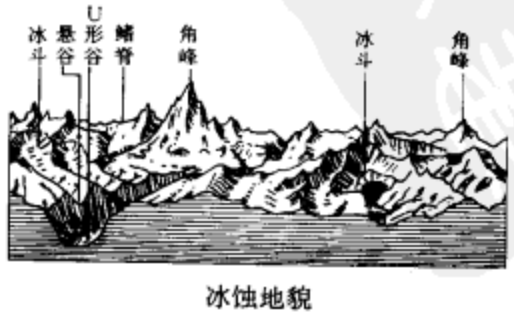
冰川地貌

【冰川地貌】 glacial landforms 受冰川侵蚀作用、堆积作用形成的地形，冰蚀地貌有羊背石、基岩磨光面、冰川刻槽、冰阶、冰坎、盘谷、冰蚀盆地、冰川槽谷、悬谷、冰原岛山、鼓丘等。冰川堆积地貌有侧碛堤、终碛垅、冰碛平原等。广义的冰川地貌还包括冰川融水形成的河流及湖泊造成的地形。



大陆冰川地貌

【冰蚀地貌】 landforms of glacial erosion 由冰川侵蚀作用造成的各种地貌的统称。如冰斗、冰窖、冰川槽谷、悬谷、角峰、刃脊以及羊背石、冰坎等。



冰蚀地貌

【冰川盆地】 glacial basin 冰川作用区内，冰川流动方向上两端高、中间低的洼地。

【冰原】 ice field 大陆冰川覆盖的广阔平原。因大陆冰川范围广，冰层厚，冰蚀作用明显，基岩面上往往有刻痕，羊背石、冰台广布，冰蚀洼地发育，积水即成冰蚀湖。

【峡湾】 fiord 在高纬度地带，雪线低，大陆冰流和岛屿冰盖伸展到海平面附近，这些冰川槽谷和山脊直交或斜交于海洋线，当冰川槽谷下段部分被海水淹没后，形成岸壁陡峭而窄狭的海湾，称为峡湾或峡江。

【冰斗】 cirque, corrie, kar 由冰蚀作用造成的三面环山、后壁陡峻的半圆形洼地。其出口向山坡前方，口中常有凸起的岩坎，整个地形似汤匙状。冰斗一般发育在雪线附近，是调查冰川遗迹的重要标志之一。冰斗虽广泛分布在世界各地，但局限在过去或现在发生过冰川的地方。冰斗的高程受方向性和气候条件所控制。利用冰斗底部的高程可以概略估计出当时粒雪线的高程。冰斗常由雪蚀坑发育而来。融冻作用和溯源侵蚀是冰斗扩大和加深的主要力量。

【冰斗梯】 cirque stairway 在冰川作用区，山坡上的冰斗位置一个高于另一个呈梯状排列，称冰斗梯。一般认为冰斗梯的出现说明雪线发生过间断地升降变化。其上、下两冰斗底部的高度相差值，称雪线上升值或雪线下降值。

【粒雪盆】 firn-basin 又称**冰窖**。山谷冰川发源处屯冰的基岩洼地。它三面环山，底部较平坦，出口和冰川谷相连，它的规模比冰斗要大。较大的冰窖叫**围谷**。

【冰川谷】 glacial trough, glacial canyon 常称**U形谷**(U-shaped valley)，又称**幽谷**(U-valley)。指从粒雪盆伸出的冰舌在山谷中流动时，磨蚀和掘蚀冰床岩石而形成的谷地。谷底宽敞，两坡陡立，横剖面呈U形，与河流的V形谷有明显的区别。其纵剖面有时呈阶梯状，其中常保存各种冰蚀痕迹、冰碛和冰水沉积。Linton(1963)将冰川槽谷分为四种类型：①阿尔卑斯型，冰川自成体系，源于冰斗或冰斗群，而无外来冰源，冰川占据了冰期前的河谷。②冰岛型，冰川源于山区的冰盖，冰川常以冰瀑布形式向下流动，冰川谷陡而深。③复合型，冰川由中心区沿冰川谷向外扩散，冰川的分流和穿越分水岭隘口而产生新冰川谷的现象十分活跃。④倒转型，在某些低山丘陵区，由于冰源的强大冰流压力使某些冰川朝向冰期前的排泄体系相反方向流动。


冰蚀谷

【冰蚀谷】 glacial valley 即冰川槽谷。此种槽谷由冰川侵蚀作用形成。

【悬谷】 hanging valley 以陡崖形式与主谷相汇的支谷。一般是在山谷冰川汇合时，因主冰川侵蚀力强，谷底深，而较小的支冰川的谷底较浅，故常形成悬谷。河流作用受构造、岩性影响，有时能形成悬谷，要注意区分。


悬谷

【角峰】 horn 被三个或三个以上冰斗或冰窖包围的、岩壁陡立的金字塔形山峰叫做角峰。它是由山峰周围的冰斗或冰窖中的冰体向后啮蚀山坡而形成的。

【刃脊】 knife-edge crest, arête 又称**鱼脊**(fish crest)、**鳍脊**。是两坡陡峻脊部尖薄，像刀刃或锯齿一样的山脊。它是由冰川作用时山岭两侧的冰斗和冰窖向后扩展或两侧山谷冰川的谷坡后退造成的。

【冰坡】 ice slope 冰流随着陡峻山坡流溢下滑，所造成平滑的山坡面。

【冰笕】 glacial chute 冰川从山坡向下运动时所造成的冰坡

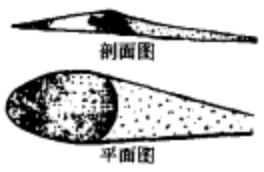
较窄，坡面成平滑的槽状斜面，坡的两侧伴有小岗沿斜面下延，此种冰蚀地形称冰篦。

【羊背石】 roche moutonnée, sheepback rock 又称**羊额石**。基岩受到冰川侵蚀形成的孤立的石质鼓包，形状与伏在地面的羊背相似，故名。它迎冰面低而仄，受冰川磨蚀成光滑面，有时见定向的冰溜条痕，背冰面受冰川挖掘破碎，陡而成阶槛状，其长轴方向指示冰川流向。

【卷毛岩】 roche moutonneé 羊背石的组合名称。由成群的羊背石所组成的波状起伏地貌，从宏观看好像卷毛羊群。如中国西藏东南部来古一带，在冰川槽谷中，由灰岩和花岗岩组成成片的卷毛岩，高约数十米，长轴方向与冰川流向一致。

【鲸背石】 whaleback 是一种和羊背石形态、规模相近的冰蚀地貌，平面呈长椭圆形，最高点大致在椭圆形对称中心，长径与冰流方向一致，与羊背石不同处在于迎冰面和背冰面坡度相近，表明在其形成过程中冰川以磨蚀为主而缺乏掘蚀作用。在唐古拉山口东部，西藏东南部来古附近，见有发育在灰岩和板岩上的鲸背石，长约十数米，宽数米，高度小于宽度。

【鼻山尾】 crag and tail 冰川流经较大的基岩岗丘时，冰层未能全部把它覆盖，顶部露出冰面，迎冰坡及两侧均遭受冰流磨蚀，背冰面尾部堆积了冰碛物，延伸很远，整个岗丘形状如鼻。



鼻山尾

【冰坎】 cross-wall, riegel, rock bar 横埂于冰斗、冰窖出口或冰川槽谷的岩坎，是冰川谷的最重要特征之一。有时它两端有凹口，系冰川两侧的冰水下切而成。其中一个凹口叫风口，在冰退时暴露于岩坎上；另一凹口叫水口，常为现时水流通道，系冰退时流水继续下切而成。冰坎的位置常由冰期前的河谷形态或由冰床岩性差别所决定。在河曲及峡谷地带冰川流速和冰层厚度发生变化，并导致冰蚀强度的改变，一旦形成了冰阶或冰坎，则在整个冰期内长期存在并不断加大。在冰川消融阶段，冰水河流将冰坎切割成 V 形的排水口，排泄其上游的湖水。

【冰原岛峰】 nunatak 峰顶凸起在冰面上，其余部分被冰层埋没的山体。它常见于大陆冰川的边缘和山麓冰川地区。

【冰碛地貌】 morainic topography 冰川堆积作用形成的各种地貌的总称，主要有终碛堤、侧碛堤、鼓丘、冰碛扇和冰碛丘陵等。



冰碛地貌

【终碛堤】 end moraine bar 又称**前碛堤**(frontal moraine bar)。冰川将冰碛物携带到它的末端连续堆积，逐渐加厚增高形成的弧状堆积堤坝。

【侧碛堤】 lateral moraine bar 冰川暂时稳定时期在冰川两侧连续堆积，形成条状岗地，逐渐加厚增高形成的堤状冰碛地形。

【中碛堤】 medial moraine bar 两支山谷冰川汇合后，相邻侧碛合并，当冰川消融后形成的中碛堤，位于冰川谷的中间。

【鼓丘】 drumlin, elliptical hills 在冰川底部形成的流线型岗丘，其高度小于冰厚，基底轮廓一般为椭圆形，也称“蛋丘”。一般迎冰面陡，背冰面缓，主要由富含粘土的冰碛物构成，有时有基岩核心。它分布在大陆冰川或山麓冰川的终碛带内侧，鼓丘可能是孤立的山丘，更多的是成群出现，成带状分布，称鼓丘带或鼓丘群。分布于谷底的鼓丘，向下游伸展，并大致平行于冰流的方向。一般情况下，鼓丘的长轴方向指示了冰流的方向，但鼓丘中砾石的长轴方向并不总与流向一致，需具体分析。

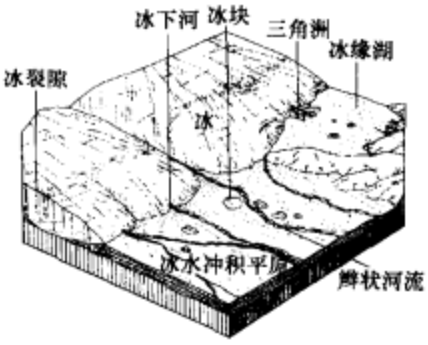
【冰碛扇】 moraine fan 又称**冰砾扇**。多为在山麓冰泛消融时持续均匀后退过程中形成的扇形堆积体。

【冰碛丘陵】 moraine hill 冰碛物构成的丘陵。在冰川后退过程中，由于冰体逐渐消融，原来的表碛、内碛、中碛都堆积在底碛之上形成的。表面丘陵起伏，洼地常积水，这种地貌多出现在曾经发育冰盖的地区和山麓冰川分布的地方。

【冰碛阶地】 drift terrace, moraine terrace 冰川谷底的冰碛物，经间冰期或冰后期河流下切形成的阶地。

【冰湖】 ice lake 又称**冰川湖**(glacier)。由冰川掘蚀或冰碛堵塞冰川槽谷等原因形成的凹地积水而成的湖泊。前者称冰蚀湖，后者称冰碛湖。冰水搬运的物质在冰湖中的沉积，称**冰湖沉积**(ice lake sediment)。现代的冰川湖和古冰川湖都具有湖滨阶地、三角洲和底碛。现代的冰川湖还可以发生在冰面、冰下或冰内。冰川湖的排泄方式很不一样，多数冰川湖都是周期性的通过冰川下的或冰川内的渠道被排干，少数是通过切割于基岩中的溢口，当湖水位达到一定高度后就产生溢流。冰湖底部往往沉积较厚的季节性纹泥。

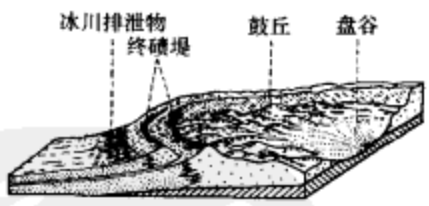
【冰川河流地貌】 glacio-fluvial landform 冰水河流作用形成的地貌，可分为冰前流水地貌与冰下河流地貌。冰前流水地貌有外冲平原、冰水扇、冰湖平原、冰砾阜、蛇形丘、冰水阶地、冰水排泄道等。冰下河流地貌有冰下河道、冰锅穴、蛇形丘等。



冰前河流地貌

【冰川溢口】 glacial spillway 简称**溢口**。在冰川槽谷侧旁的山脊或山坡的低处所展现的U形缺口称冰川溢口。由冰川充满槽谷时向侧旁溢流并对山脊或山坡进行铲刮磨蚀而造成。冰川消融后冰川溢口则高悬于山脊或谷坡上。

【盘谷】 zungenbecken, moraine amphitheatre 山谷冰川下达山麓地带时，在山前汇集冰流而加剧掘蚀作用造成大型的基岩凹地或盆地，称为盘谷。冰舌曾停顿的盘谷外围，展布有弧形终碛堤(垄)，又称**终碛盆地**(terminal basin)。冰川消融后的盘谷中积水成湖，称山麓湖盆。盘谷外围弧形终碛堤(垄)外侧，是由冰水排泄物构成的大片冰水冲积扇或冲积平原。



盘谷及外围地貌

【冰水阶地】 fluvioglacial terrace 在山谷及山前地带，冰期时冰水形成的大量碎屑堆积，经后期流水的侵蚀切割而造成的阶地，称冰水阶地。此种阶地展布的明显特征是向下游逐渐尖灭。

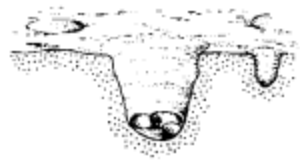
【冰水沉积】 outwash drip, fluvioglacial deposit 曾称**冰水停积**(seepage)。以冰川融水为主要营力而产生的沉积物，由砾石和砂粒组成。与冰碛不同，它有一定的分选性和层理结构；与一般河流冲积层不同之处，在于其中夹有大漂砾和冰碛透镜体，并同冰碛层有紧密的接触关系。它常是地下水的良好含水层。与冰川直接接触的冰水沉积称冰川接触沉积，简称接冰沉积。

【冰川接触沉积】 ice-contact deposits 在冰川流经之地或靠近冰川附近，形成与冰砾土有密切联系，但经流水改造或发生崩坍变形的堆积物所形成的如冰阜、冰阜阶地、锅穴及蛇形丘等冰

水沉积物，统称为冰川接触沉积。

【蛇形丘】 esker, asar, ose　为冰前或冰下河流的堆积物，延伸成弯曲的长堤，如蛇行状。其内部构造常为砂砾石层堆积，具斜交层理，有时含冰碛物包裹体，外表常有融碛层覆盖。

【锅穴】 kettle hole　冰水平原表面和冰川两侧冰砾阜上发育的锅状凹地。是冰水河流沉积物和冰砾阜内埋藏的死冰块因气候转暖而融解，覆盖物塌陷所成。锅穴的平面近圆形，直径大小不等，一般为数十米，深仅数米。排列成行的锅穴称为**锅穴链**(kettle chains)。按其形态和规模，又可分为碟坑、锅状坑及盆坑等。



锅穴

【冰砾阜】 kame, cam　冰前和冰川两侧流水沉积的、呈圆形或不规则的丘陵。它是由冰水砂砾组成的有层次、经分选的堆积物，并含有冰碛物包裹体，外表常有薄层融碛层覆盖。典型的冰砾阜是单个的丘陵，并由层状和交错层砂砾石(在中心附近)组成，其边缘部分有后期滑动的迹象。冰砾阜常有锅穴伴随。湖相的冰砾阜由细粒沉积物构成，有时可出现纹泥。

【冰砾阜阶地】 kame terrace　冰川两侧的冰水沉积在冰川消失后形成的阶地。冰砾阜阶地沉积在冰体边缘与谷壁之间，沉积物的边部随着冰的融化而向下游滑动塌落。当冰川紧靠山麓或其他障碍物周围流动时，冰砾阜阶地不发育。

【冰前沉积】 frontal aprons　冰川前端流出的冰水溪流，携带有大量的碎屑物质，粗屑部分一般沉积在冰川边缘的前端，细粒部分具有典型冰川乳特性沉积在冰湖中。根据当地地形的起伏特点，冰前沉积形成两种地貌景观，如冰川被局限在山谷内，其沉积物称为谷边碛；如冰川结束在广阔的平原上，其沉积物称为冰水平原沉积。

【冰水扇】 outwash fans, glaciofluvial fans　冰川融水在终碛堤外形成的扇形堆积体。它与冰碛之间在垂直剖面上互相交错，在纵向上为一种突然的沉积相变关系。

【冰水平原】 outwash plain, sandur　又称**外冲平原**。在冰水扇外发育的辫状水系所形成的沉积平原。常见于大陆冰川和山麓冰泛的外围。冰水平原从外形上可划分为两大类，即平坦的冰水平原和凸凹不平的平原，后者主要分布有被埋藏的死冰融化后产生的巨大锅穴。

【冰水三角洲】 fluvioglacial delta, ice margin delta　冰融水携带的碎屑物注入冰水湖中形成的三角洲。它与河流三角洲沉积物的主要区别在于其中夹有冰川漂砾和冰碛透镜体。冰水三角洲沿着冰川的前缘展布，由砂和砾石构成的宽阔平坦地区以很陡的坡度结束，其中含有锅穴，这些锅穴是由搁浅的浮冰和冰退时所遗留被埋藏的冰体，经后期融化塌陷而造成。

【冰水湖】 fluvioglacial lake　又称**冰前湖**(apron lake, frontal lake)。在冰川作用区外围，如冰舌末端附近由冰融水补给的湖泊。冰水三角洲和纹泥是冰水湖的主要沉积物。

【冰舌】 glacier tongue　山岳冰川从粒雪盆流出的舌状冰体。冰舌区是冰川作用最活跃的地段，大部分也是冰川的消融区。冰舌的最前端部分也称为冰川末端。冰面常发育冰面水流、冰裂隙等。舌前端有较陡的冰崖，其下方有冰洞，涌出大量的冰融水。



冰舌

Ⅰ. 主冰川；Ⅱ. 支冰川；Ⅲ. 悬冰川
1. 冰舌；2. 冰面流水；3. 冰裂隙；4. 冰川水

【冰筏】 ice rafting　冰川的前缘不断地有浮冰流出，随冰融水浮动，这些浮冰其状如筏，故称冰筏。浮冰承载着大小漂砾和碎屑，当冰筏倾覆或融化时，其中的漂砾及石块即坠落于当地，称为坠石。南极冰盖、格陵兰冰盖解体的冰山漂浮在洋面上，它们运载着冰碛物，当冰山融化时，这些冰碛物则沉入洋底，成为浮冰碎屑沉积，它们是确定古冰川遗迹的重要证据之一。

【坠石】 dropstone　浮冰承载的漂砾和碎屑，当浮冰倾覆或融化后，即坠落于当地，称坠石，为确定古冰川遗迹的重要依据。

冰缘地貌

【冰缘地貌】 periglacial geomorphology　以地下水的长期冻结和冻融作用为主形成的冰缘沉积、冰缘构造和冰缘地形，统称冰缘地貌。现代和古代冰缘地貌的研究，对了解第四纪地史、古地理和气候变化有很大意义，而且是冰缘地区水文地质和工程地质工作的重要课题。

【冰缘地区】 periglacial region　简称**冰缘区**(marginal area)。泛指无冰川覆盖、受寒冷气候影响并以冻融作用为主的地区，风、雪和流水等地质作用也有其特殊性。现代冰缘区，包括现代冰川外围的、广大的高纬地区和一部分高原、高山地区。第四纪时期，寒冷气候带南移，雪线下降，冰缘区也相应地向纬度和高度更低的地方扩展。中国长江下游等地，亦有第四纪古冰缘现象发现。

【冰缘现象】 periglacial phenomena　冰缘地区寒冷气候下因冻融作用为主所产生的各种表土构造和独特地貌现象的总称。冰缘现象不仅分布在现代冰川的外围，即冰缘区，而且因第四纪大冰期时，冰川范围的扩大使当时的冰缘地区也扩展到较低的纬度和山地，因此在现代的非冰缘地区，古冰川遗迹分布的外围，常有古冰缘遗迹的存在。这种古冰缘遗迹现象称为化石冰缘现象。

【古冰缘现象】 fossil periglacial phenomena　现代冰缘区以外的各种古冰缘遗迹。它对探讨古气候的演变、生物群落的演化等方面有重要的意义。

【冻融地貌】 deglaciation landscape　又称**冻土地貌**。在冰缘地带或冻土地区的寒冷气候条件之下，冻融作用使岩石遭受破坏，松散沉积物受到干扰和分选以及冻土层发生变形等，形成石海、构造土、冻融岩屑锥、冰丘等各种独特的地貌。称冻融地貌。

【热融现象】 thermokarst　又称**热喀斯特**(thermokarst)。冰缘地区因热力条件改变，使地下冰局部融化，形成洞穴、地表沉陷和塌落等现象。当植被遭破坏、森林火灾、水文地质条件变化和气候变暖时，都可以产生热融现象，致使冻土区出现小的陷穴和某些较大的湖泊。

【冻融作用】 freeze-thaw action　曾称**融冻作用**。地表岩石和土层中的水反复冻结和融化而引起的各种地质作用的总称，包括冻融风化作用、冻融泥流作用、冻融扰动作用和冻融剥夷作用等。各种冰缘现象都是冻融作用产物。现代冰缘区，冻融作用仍在进行；古代冰缘区，它们在地层中和地形上保存下来，成为研究地貌发育、地层划分和古气候变迁的重要依据之一。

【冻融岩屑】 freeze-thaw debris　严寒气候地区，因冻融风化作用强烈而反复地进行，致使基岩不断产生崩解而造成的岩块碎屑，称冻融岩屑。它是形成石河、石海及石冰川等冰缘地貌的主要物质来源。

【石海】 rock field, blockmeer 冻融岩屑在较平坦的山顶面上运移而形成由块石组成的地面。

【石河】 stone river 沟谷中和山坡上运移而呈线状分布的冻融岩屑。规模较大的石河称石冰川。

【冻融泥流】 solifluction 曾称**融冻泥流**。含饱和水的松散土层和冻融风化层解冻时,因具塑性,发生沿斜坡蠕动的现象。它的堆积物称**冻融泥流堆积**(solifluction accumulation),简称**泥流堆积**。它主要由粘土和沙砾组成,是一种没有层理和分选的堆积物,成分与坡地的岩性一致,常有土层、泥炭和古土壤夹层,并出现小型的褶皱和断裂。位于高山和寒冷地区的路基和地基,必须防止泥流的活动,亦需注意泥流堆积的特殊水文地质、工程地质条件。

【冰丘】 pingo 又称为**冰水岩盘**(glacio-fluvial laccolith)。当冻土层内的地下水受到下部多年冻结层遏阻时,在冻结薄弱地方结成冰核并不断增大膨胀,使地表隆起抬高呈丘状,则称冰丘。根据冰丘在形成过程中有无外来水分的补给而又可分为开放型冰丘及封闭型冰丘两类。还有一种特殊冰丘,因其内有富含气体且压力很强的地下水,则在夏季发生喷水爆炸,故称**爆炸性冰丘**(shot pingo)。

【开放型冰丘】 open system pingo 冰丘在冻结过程中由外来的地下水通道不断补给水分,造成很厚的冰层,发生强烈的冻胀而发展成规模较大的冰丘。东格陵兰具多开放型冰丘。

【封闭型冰丘】 closed system pingo 主要由附近土层中地下水向冰丘迁移的方式补给形成的冰丘,此类冰丘规模较小。阿拉斯加马更些河流域多封闭型冰丘。

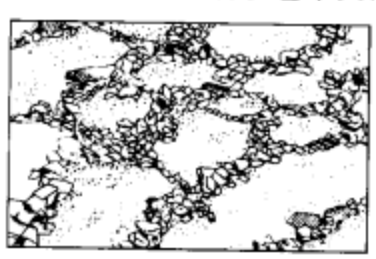
【冰锥】 ice cone 又称**泉冰锥**(ice cone from natural spring)。承压水通过地层、河湖冰面的裂隙流出地表,逐层冻结成冰,成为形似尖顶向上的锥体。冰锥与冰丘不同,前者是水流至地表冻结成冰,后者是水流在地下冻结成冰核。

【冰楔】 ice wedge 又称**冰楔畔**。冻融风化作用在松散堆积物中形成的楔状裂隙,多发育于冻土的活动层中。经反复的冻结和融化,冰冻膨胀和劈开的力量,使冰楔由浅入深、由窄变宽地发展,深可达数米,上部宽度一般小于深度。现代冰楔多为冰体充满,第四纪冰楔则多为松散物质充填,称沙楔、土楔。冰楔融化后,空间被周围物质填充则叫化石冰楔。冰楔通常形成于年平均气温零下六摄氏度以下的环境中。

【构造土】 structure soil, patterned ground 又称**成型地面**(patterned ground)、**几何形土**(polygon soil),指冻土区在冰缘气候条件下,第四纪堆积物的表面物质,在冻融作用和冻融胀力推挤的影响下,运移、分选而形成的一定几何形态的构造和微地形现象,有石环、石质构造土、石质多边形土、石玫瑰及泥质多边形土等多种形式,一般为五边形或六边形,巨型者直径 3~5 米或更大,微型者直径仅数十厘米。长期活动的构造土,是多年冻土的地表标志之一。

【石质构造土】 stone polygon soil 构造土的一种。它中央部分集中细土,周围分布着块石。

【石环】 stone ring 构造土的一种。当地面近于水平时,碎石围绕细土构成圆环状分布,称为石环。


石环

【石质多边形土】 stone polygon soll 构造土的一种。当地面有微倾斜时,围绕细土的碎石圈顺斜坡方向伸长,构成具不规则几何形态的构造土,称为石质多边形土。

【石玫瑰】 stone rose 构造土的一种。它中心有一大石块,其外围绕细土,最外圈由块石和碎石构成,形似玫瑰花,故名。

【泥质多边形土】 mud polygon soil 在土状堆积物的表层,受冻融作用,形成中心部分略有隆起,外围为裂隙构成的多边形的构造土,称泥质多边形土。

【冻融变形】 involution 各种原生的第四纪堆积物,在冻土活动层内受冻融泥流和冻融膨胀等作用,使地层发生褶皱、断裂和扰动等现象,改变了堆积物本来的结构,故称冻融变形。它明显地被限制在某一地层中,而上、下层仍保持水平,因此可与地壳运动产生的构造以及滑坡构造和由冰川直接推动所形成的表面构造等相区别。

【山上阶地】 altiplanation terrace 又称**高山夷平阶地**(alpine planation terrace)。由冻融风化和雪蚀作用形成的围绕山体的台阶状地面,一般靠近雪线的下部。它的前缘和后缘都有较陡的岩壁,岩壁之下发育岩屑坡。

【冻融夷平面】 cryoplanation 主要受冻融作用的剥蚀和均夷,使山坡后退而形成的夷平面。在冰缘地区积雪很少或不积雪的山坡上,冻融风化使岩石松懈破碎,冻融泥流在夏季融雪水和降水的协助下,把冻融岩屑不断地搬运走,使山坡迅速后退和山岭逐渐降低,形成大片平坦的夷平面。冻融夷平面上常残留着孤立的小山。

【冰缘河谷】 periglacial valley 在冰缘地区,河谷的塑造受冻融作用影响,形成不同于一般单纯由流水作用造成的河谷形态。冰缘河谷的谷底,因堆积冻融岩屑和泥流物质,纵剖面很平缓,即使在水流较大的情况下,水流侵蚀作用也以旁蚀为主,河漫滩较发育,形成宽阔而平坦的平底谷,谷坡较陡,谷底与谷坡间没有明显界线,整个谷地比较平直。此外,由于阳坡和阴坡的冻融作用强度不同,形成两坡不对称谷地。在一般情况下,朝南的谷坡比朝北的谷坡要陡些,而在极地和高纬地区恰恰相反。

【不对称谷】 asymmetric valley 冰缘河谷地貌的一种。系因谷坡所处的位置和方向不同,使冻融作用强度产生差异,造成谷坡不对称。

【冰川风】 ice wind, firn wind 冰川盘踞的地区,冰川表面较稳定而下沉的冷却气流沿冰面向冰川前方运动,迫使冰缘地区较暖的空气上升而产生交换对流,这样形成了由冰川表面向冰缘地带吹送的风。

【冰缘黄土】 cold loess, periglacial loess 又称**冷黄土**。在寒冷的气候条件下,冰川风对冰碛物、冰水沉积物和冻融堆积进行吹蚀,使细颗粒的粉砂及粘土等远扬而堆积于冰缘地带,形成的黄土。冰缘黄土可以覆盖在冰缘地带不同成因、不同高度和不同形态的冰前地貌及沉积层之上。

【冰缘岩柱】 tor 在冰缘地区冻融崩解作用下,岩石崩落岩屑后遗留下来的孤立的柱状基岩。

【冻融褶皱】 involution 又称**冰卷泥**(fice-stirrer ground)。冰缘地区由于永久冻土的季节性冻结层的冻结、融化连年反复作用,将这层的粘土、砂和砂砾冻胀挤压,发生褶皱变形,但并不影响其上下层位。

【冰丘湖】 pingo lake 冰丘在脱离冰缘环境的条件下,冰核(地下冰)融化,冰丘塌陷,形成四周有环状隆起的湖泊。冰丘湖是古冰丘的遗迹。

【热融湖】 thaw lake 冻土融化后地面塌陷形成的湖泊,是热喀斯特的一种重要类型。

陆地水文学与水资源学

总　论

【水】 water　由两个氢原子和一个氧原子组成的化合物，化学分子式为 H_2O，以液、固和气三种聚集状态并存于自然界。液态称水，固态称冰，气态称水汽。关于水的起源假说有多种，最早的水是被禁锢在早期地球物质中的化合物的结合水，在地球圈层分异过程中不断有部分结合水被分离出来，混合在岩浆中逸出地表进入大气圈中，称为原生水。经过几十亿年的地质过程，水不断从地球内部逸出，使地表水量不断增加，形成水圈。距今 35 亿年前的原生水呈强酸性和强还原性。在距今约 35 亿～26 亿年期间，强酸性水溶液经过风化淋滤作用和海解作用，逐步向弱碱性演化。距今约 26 亿～6 亿年期间，藻类出现，生物作用加强，使水又增添了碳酸盐和硫酸盐；从距今 6 亿年以来，生物作用继续加强，海水 pH 值急速增加，逐渐变为碱性，变成了主要以氯化物和硫酸盐为组分的现代海水。陆地上的淡水是通过海洋蒸发和水循环而产生的。

【陆地水】 land water　陆地表面水体的总称。它包括河流、湖泊、沼泽、地下水、冰川和冻土冰等。地球陆地水的组成如下：冰川、永久积雪和冻土水占陆地水总量的 99.2% 以上，湖泊水体占 0.73% 左右，沼泽水体约占 0.05%，而河槽蓄水仅占 0.01%。中国陆地水的组成也表现出共同的特征，其中，冰川水总储量为 51 322 亿立方米，湖泊水储量为 7088 亿立方米（其中淡水仅占 31%），河槽水储量即全国平均年径流总量达 27 115 亿立方米。陆地水的水量、水质、空间分布及其运动规律是水文学和水资源学研究的重要内容。

【水体】 water body　以一定形态存在于自然中的水之总称。如江、河、溪、渠、池、湖库、海洋、沼泽、冰川、积雪和地下水等。

【水文学】 hydrology　研究水存在于地球表面和大气中，以及地壳内的多种现象的发生和发展规律及其内在联系的学科。水文学的研究应从调查实际资料入手，其区域性和时间性均很强，主要为各项水利工程及其他与水有关的建设事业的规划、设计、施工和管理提供具体而准确的资料。按地球圈层情况和在地球表面的分布情况，水文学可分为气象水文学、地表水文学、地下水文学和海洋水文学、陆地水文学等。

【水文地理学】 hydrogeography　水文学的分支学科。是定性描述和定量分析相结合的学科，又称区域水文学。其主要内容是研究地球表面各类水体的性质、形态特征、变化与时空分布及地域规律。水文地理学的研究又分为陆地水与海洋水两方面。陆地水文地理学是研究陆地上各种水体及其在具体地区上的特性，如自然地理条件、位置、水情、地区分布及人类活动对水文的干扰和效应；海洋水文地理学是研究海洋水文气象情势、海洋分区等。水文地理学可用水文学和地理学的方法进行研究，传统的方法为勘查与制图，现代的方法为航空或卫星遥感，已经用于河流、冰川积雪、湖泊、土壤水、海洋及水体环境的研究。水文地理学与气候学、地貌学、土壤地理学、植物地理学等的研究对象不同，但密切关联，如水文气候学、河流学与地貌学、土壤水文学、森林水文学等。具体区域的水文地理或区域水文研究，属区域地理学，如中国的河流水文、中国的湖泊水文、中国的冰川水文等。按照地理学观点的研究有：干旱区半干旱区水文、湿润区水文、山地水文、平原水文、喀斯特水文等。

【陆地水文学】 continental hydrology　水文学的分支学科。主要研究大陆地表之上的各种水体及其水文现象的形成过程与运动变化规律。陆地水体包括河流水系统、湖泊、沼泽水域、高纬地区的大陆冰盖、积雪及高海拔的山地冰川。它们在形成和发展过程中，具有不同的特点，对这些水体的研究形成了一系列独立的学科：如河流水文学（又称河川水文学）、湖泊水文学、沼泽水文学、河口水文学等。因地下水与地表水间有密切关系，故陆地水文的研究范围包括地下水，特别是浅层地下水。

【河流水文学】 potamology　又称**河流学**。陆地水文学的分支学科。研究河流流域内所发生的各种水文现象和变化过程及其与自然环境相互影响的学科。为防治河流灾害和开发提供相关河流的水情和河川径流的资源等基本数据。主要内容为研究河流特征、水量补给、径流形成过程和变化规律、河水水质、泥沙运动、自然环境和人类活动对河流的影响等。研究方法主要有成因分析法、地理综合法、数理统计法等。

【湖泊水文学】 limnology　又称**湖泊学**。陆地水文学的分支学科，研究湖泊（包括人造湖泊——水库）的形成与演变，湖泊中各种水文现象的发生与发展的规律，以及湖泊资源开发利用的学科。其研究起始很早，初为定性描述；20 世纪 20 年代后，广泛应用质量守恒原理和能量守恒原理，提出水量平衡、沙量平衡、盐量平衡等理论，结合流体力学理论，使研究由定性走向定量；20 世纪 50 年代后，计算机技术、同位素及遥感技术、精密测量仪器为研究提供了新的手段；20 世纪 60 年代后，国际水文十年（IHD）活动的开展，使湖泊水文学研究进入了国际合作研究阶段。现代湖泊水文学研究应用模拟技术，建立湖泊水文现象的物理模型和数字模型以及遥感技术等，以加强水量平衡基础理论研究，阐明湖泊水文现象内部联系，注重湖泊环境效应研究和综合开发利用湖泊资源。

【森林水文学】 forest hydrology　森林生态学和水文学的边缘学科。研究森林生态系统中水文过程和森林与水分循环的相互影响。森林水文学的定义有多种。1982 年布莱克泰尔（H.M. Brechtel）将其分为**林地水文学**（woodland hydrology）和**森林水文学**。前者是林地流域的水文科学，在总体上定量研究林地植被和森林经营的水文效应，并与其他类型的植物群落和土地管理的水文效应相比较；后者是森林水分收益管理的科学。森林水文学的野外试验研究主要有标准流域法、单值流域法、并行流域法、多数并行流域法。

【都市水文学】 urban hydrology　又称**城市水文学**。水文学中的一门应用学科，主要研究城市人类活动与水文过程的相互作用关系。拉扎罗（T.R.Lazaoro，1979）指出：城市水文研究始于美国主要交通工具转变为汽车之后不久，道路的建设与交通设施促使避开城内拥挤生活的社区得以拓广。不透水地面大幅度扩

展造成了排水问题。城市水文学的诞生正是为了解决和控制这个问题。这种描述仅涉及研究的起源。经过几十年的研究,城市水文学的发展随城市增长而扩展其研究内容。未来城市化的趋势非常明显,城市对水文的影响将愈加严重。已有的研究表明:城市水问题是多方面的,如城市化导致洪水的加剧和水质的剧烈变化。城市化对河川径流与水质的影响,可采用非工程性控制措施和工程性控制措施。前者主要是规划问题,包括规划工作与体制、规划过程及城市水资源管理等;后者采用工程技术减轻城市存在的水质与水量问题。城市水文学将为这些措施提供科学依据。

【农业水文学】 agricultural hydrology 水文学与农业科学的边缘学科。以水分循环与水量平衡原理为基础,研究与农业活动有关的水文条件、水资源利用及其内在的联系。近代主要研究内容为水分-土壤-植物-大气之间的联系,属于水文学的应用学科。农业水文与区域农业水文是两个主要分支。前者包括土壤水分、田间水量平衡与植物水分条件等;后者包括农业地区的水文循环、降水产流及农业旱涝分析等。具体研究内容是:①降水或有效降水、地表水、土壤水、地下水及它们的动态与过程,如降水截留、土壤入渗、坡地径流、农田蒸发、地下径流等;②农业(大农业)用水的水文条件,植物用(耗)水的规律;③旱涝与土壤水盐动态;④农业用水管理的科学基础等。

【应用水文学】 applied hydrology 运用水文学及有关学科的理论和方法,研究实际水文问题的途径和方法,为工程建设和生产提供水文数据、参数、预报服务的专门应用学科。森林水文学、农业水文学、都市水文学和工程水文学均属应用水文学。

【工程水文学】 engineering hydrology 为水资源开发利用工程和其他有关工程的规划、设计、施工、管理、运用提供水文数字依据的学科。

【卫星水文学】 satellite hydrology 利用航天技术探测和收集水文信息、传输水文数据、研究水圈水文状况的新兴水文学科。从遥感技术角度看,水文信息的航空遥测与遥感,也可纳入卫星水文学的范畴。卫星技术在水文研究方面的应用主要包括:①雨量估算。依据云的面积和反射率、云层温度等估计降雨量。②雪和冰情探测。可绘制雪线和积雪范围图,估算平原地区的融雪时间和速度等。③地表水研究。可进行水体面积与体积的估算,测定水体深度,探测泉水位置,描绘水系形态。④水面特性研究。探测某些油类溢出污染水体和监测大面积浮游植物。⑤水的物理性质研究。可区分水的颜色与浑浊度、监测环流形式、水污染后果等。⑥地下水研究。利用卫星影像解译大地构造和水系形态、探测浅层地下水等。⑦蒸发量估算。建立计算蒸发量的模式,估算地表土层含水量。

【全球水文学】 global hydrology 研究全球和大尺度地区的陆区水资源及其形成的一般规律的学科。内容涉及:①在自然界和人类活动下的水循环;②全球和大尺度地区水文要素的空间分布与时间序列的分析;③探讨这些区域的水文要素变动的一般成因与统计规律;④弄清径流变化的同步与非同步性地带;⑤地球水文情势的古地理重建;⑥地球水资源超长期(千年和百年)预测及其对地球外壳发生过程演进的影响;⑦研究自然水的相互关系和建立大区域水文情势控制管理的科学基础。联合国教科文组织在 1965 ~ 1974 年间开展的国际水文十年(IHD)与 1975 年开始的国际水文计划(IHP),使全球水文研究得以很快发展。

【区域水文学】 regional hydrology 又称**特殊地区水文学**。是水文学的一个分支学科。是从整体的观点来研究特定区域水文情势和规律。其所指区域大致分为三类:①自然景观区,如干旱区、岩溶区、热带雨林区等;②行政区,如国家、省(区)等;③功能区,如城市区、出口加工中心区等。区域水文学是水文学与自然地理学共同研究水在地理环境中的作用的基础上发展起来的。故除研究一定区域水文情势和规律外,还有其基本理论,如河流类型、水文区划,以及从区域概念出发的水文要素的研究和各种水文要素在区域综合表示方法上的研究,区域与区域间水文情势和规律比较方法等。区域水文研究也包括陆地的各种水体,如河流、湖泊、地下水、沼泽、冰川等。传统研究方法以野外实地考察为主,内容偏重于对各个水体形态的描述。随着现代技术的发展,区域水文的研究也从表面的、定性的描述发展到研究水文现象内在机制和定量分析。水资源的估算、评价、合理开发利用,防止水体污染,保持生态平衡等,都已成为区域水文的重要研究内容。

【干旱区水文学】 arid region hydrology 区域水文学的一个分支学科。研究干旱区、半干旱区的水文情势和规律。其研究对象包括陆地的所有水体:河流、湖泊、沼泽、冰川、地下水等。中国干旱区水文的基本特征为:①河川年径流变化大。②垂直地带性规律明显。从平原到高山要经过干旱、半干旱、半湿润地带。山地是径流的形成区,而山前平原则为径流的散失区。③地表水与地下水相互转换频繁。据研究,干旱区(不包括半干旱区)山前平原地下水主要来自地表水的各种渗漏。④河川径流补给多样化。除地下水、雨水补给外,还有高山冰雪融水补给、季节积雪融水补给及各种组合混合补给。

【山地水文学】 mountain hydrology 区域水文学的分支学科。研究按地貌划分的山地区域内各种水体的水文现象、过程及变化规律。内容包括:①山区河流水系特征和流域特征;②山区河流水文;③山地积雪消融的形成过程、影响因素及其量值分析计算等;④冰川形成和消融的影响因素及储量的地区分布、冰川融水量分析计算等;⑤湖泊类型、水源补给、湖水物理性质和水化学性质等;⑥泥石流形成的条件,分析计算泥石流量等。分析方法有:①野外调查,进行踏勘、测量等获取水文信息;②根据观测站的实测水文数据,用数理统计方法计算各种水文特征值;③用航空航天遥感技术,研究冰、雪累积和消融规律,用计算机技术提取有关信息。在冰、雪水文研究中应用氚同位素、宇宙射线等新技术。山地水文研究是区域水文研究的重要组成部分,山地径流形成和变化的物理机制,是水文计算和水文预报研究的基础。

【平原水文学】 hydrology of flat area 陆地水文学研究领域之一。研究低平地形条件下水的循环、分布、物理和化学性质以及水与环境的关系。低平地形酿成了平原地区特有的水文现象,降水到达地面后,流动缓慢,河系多由平浅的或不明显的河槽组成,仅极少量降水形成径流,排向区外,大部分均渗入土壤和补给地下水。土壤水不仅是水分循环的纽带,而且是供农作物生长的天然水分的主要来源,故土壤水是平原水文重要的研究对象。平原地区水与环境的关系具有一定特色,如难以储存水分,引起了枯水期的干旱现象;水流宣泄不畅,引起洪涝灾害;地下水位抬升后,可能把土壤中的盐分带到表土层,引起土壤次生盐碱化等。平原往往是生产发达、人口密集的地区,人类活动可以改变水循环及水与环境的关系,故研究人-水-环境的关系,在平原水文研究中更为重要。

【沼泽水文学】 hydrology of mire 陆地水文学的一个研究领域,研究沼泽中的水文现象和水文过程的学科。沼泽土壤常为停滞或缓慢流动的淡水或盐水填充,地表喜湿性和水生植物沼

泽中的水存在于植物根层或泥炭层中，一般为70%～90%，随泥炭分解度的增高而减少。持水程度取决于沼泽体的组成。当表层过饱和会出现表面积水，泥炭的分解度和灰分含量，一般能保持大于本身重量3～9倍的水量。有时形成固定水体。沼泽水的补给来源是降水、融雪水和地下水，水耗则以蒸发为主。水是沼泽发生的主导因素，也是沼泽最活跃的组成部分，沼泽水是地表水和地下水的过渡类型。沼泽水文学的研究内容有：沼泽水的物理性质，包括沼泽的含水性、持水性、透水性、热学性质、冻结和解冻；沼泽水的化学生物特性；沼泽水源补给；沼泽水网；沼泽水分运动与水量平衡，包括径流、蒸发、潜水变化。

【河口水文学】 hydrology of estuary　研究河流注入海洋、湖泊或其他河流入口段的水流、泥沙和河床演变等水文现象和水文过程的学科。河口水文情势受河流动力过程与海洋动力过程的双重影响，空间分布和时间变化均较复杂。主要水文现象有：①河口潮汐。由外海潮波向河口传播而引起的河口水位、流量的周期性升降和流动。②河口盐水和淡水的混合及环流。由于密度差异，河水与海水的径流在潮汐和地形影响下，发生盐水和淡水的混合作用，并在交界面发生内部环流。③河口泥沙运动。随涨落潮，河口泥沙运动十分活跃，泥沙出现频繁的悬扬和落淤；泥沙颗粒间彼此粘结而如絮凝成团，产生絮凝和团聚现象；在河底形成高含沙区，沉积成特有的拦门沙浅滩；在河口的口外海滨和沿海，由悬浮细沙形成的泥沙可自由流动。④河口河床演变。河口挟沙水流的运动引起河口河床的冲刷和淤积，使河口河床形态发生变化。河口水文研究采用一般河流水文与海洋水文测验、遥感和遥测技术、同位素测定等方法。此外，还采用建立河口数值模型与现场综合测量相结合的方法。

【冰川水文学】 glacier hydrology　冰川学与水文学的边缘学科。研究地球表面冰川积雪的水文现象、过程及其基本规律，为冰雪水资源的开发利用提供科学依据。具体研究内容为：①季节积雪融雪径流的计算和预报，包括影响融雪径流的因素和径流预报的分析计算；②冰川表面消融与径流的关系，冰面产流、汇流过程的研究；③冰川融水径流的水文分析和计算，包括冰川融水形成机理，冰川融水对河流的补给作用及其计算等；④与冰川和季节积雪融水有关的专门性的水文学问题，包括冰川径流的自然调节和人工调节，冰川阻塞溃决洪水及其形成机制等；⑤与冰川水文有关的基础理论研究，包括冰雪的物理性质（温度、运动、变化），冰川物质平衡的机制等，其主要研究途径为统计方法、地理综合方法、物理成因方法等。

【环境水文学】 environmental hydrology　水文学与环境学的边缘学科。研究水与环境的关系与相互作用。水与环境是不可分割的。从水文学方面看，环境就是背景，一系列的环境要素，包括自然环境与社会经济条件均决定着水文现象的性质与特征；从环境学方面看，水是构成环境的重要组成物质和最活跃的因素之一。现代环境水文学的概念可归纳为三个方面：①水文情势的形成与变化过程的自然地理因素，特别强调气候变化与水文的关系及与水有关的自然灾害问题；②水对水文过程的特定影响，如农业、林业、工矿废水废物、放射性物质、城市化对水文和生态的影响，水利工程的环境影响等；③环境水文研究技术，包括用代表性与实验性流域监测水环境变化，环境数字模型，特别是水质模型。环境水文学的发展要点，一是强调对环境水文过程的深入分析与监测，二是重视综合观点研究。

【随机水文学】 stochastic hydrology　应用随机过程理论和方法来研究既有确定性又有偶然性的水文现象的学科。自然界中事物变化的过程分为两类：一类是具有确定的形式和必然的变化规律的变化过程，称为确定性的过程；另一类是没有确定的变化形式和必然的变化规律的变化过程，它们随时间而变化，称为随机过程。随机过程依其状态分为连续型随机过程和离散型随机过程。如果随机过程的统计特性不随时间的平移而变化，这种随机过程称为平稳随机过程，否则是非平稳随机过程。水文过程通常都是连续型非平稳随机过程。有时为简化计算，将其状态空间离散化，即把一个连续型的随机过程，处理为一个离散型的随机过程。水文学中常用的随机水文分析技术有随机过程和时间序列、回归和相关以及滤波技术等。

【水文要素】 hydrologic factor　构成某一地点在某一事件的水文状况的必要因素。包括各种水文变量和水文现象。降水、蒸发和径流是水文循环的三要素。有时也把水位、流量、含沙量、水温、冰凌和水质等称为水文要素。水文要素的数据是通过水文站网的水文测验和观测加以测定取得的。

【水汽输送】 water vapour transport　是水文循环的一个重要环节。分为水平和垂直输送两种。海洋从空中向大陆输送大量水汽，陆地则通过地面和地下径流把水输送到海洋里去。陆地向海洋输送的水汽约占海洋蒸发的8%。有效水汽输送量是指海洋向陆地输送的水汽减去陆地向海洋输送的水汽，它是陆地上降水的主要来源。

【水文现象】 hydrologic phenomenon　自然界中的水分在太阳辐射、大气环流和地球引力作用下所产生的各种现象，包括：蒸发、降水、下渗、径流、泥沙运动、冰情、潮汐、波浪、海流等形式。水文现象具有三个基本特点：①不重复性：区域水文现象在数量上的变化过程不会完全重复出现，如黄河1997年的流量过程不会与另一年完全相同。②区域性：在自然地理环境不同的地区，其水文现象及其变化规律也不同，如具有季风性气候的山区河流就多发洪水，且洪峰多陡涨急落；而具有海洋性气候的平原区河流发生洪水的几率就少，且洪水过程也比较平缓。③周期性：水文现象的发生在时间上具有明显的周期变化的性质，如海洋潮汐、河流流量等。

【水文系列】 hydrologic sequence　把现有水文资料中成因相同、相互独立的同类水文变量按一定次序排列组成的系列。它具有统计特性，是过去发生过和今后可能发生的整个总体中的一个样本，故又称**样本系列**，是水文频率分析的基础。可以通过样本系列的统计特征参数来估算总体的统计特征参数。通常水文系列的统计参数有均值、离差系数和偏差系数。此外，水文系列还是资料插补延长以及研究水文变量多年变化规律的基础。

【水文效应】 hydrologic effects　自然和人类活动等因素对水文情势所产生的影响。当代人类活动范围与规模空前增长，对水文过程的影响或干扰很大。故水文效应的理解更倾向于各种人类活动对水循环、水量平衡要素及水文情势的影响。这种影响和改变大多遵循水与环境关系的固有自然规律。人为的和自然的水文变化在这一点上有统一性。水文效应有多种划分：按时间尺度分为短暂快速的变化与长期缓慢的变动；按规模有大小之分；按性质分为可逆转和非可逆转的变化等。人类活动对水文过程的效应大体可归为五方面：①从河流、地下含水层及湖泊中直接提取用水，减少了河、湖、地下水的天然数量并改变了水文情势；②工农业、城市生活废水及各种有害元素的排放，污染了水质；③农业上土地利用的变化，如砍伐森林、开垦荒地等，这对河流与各种水体数量、时空分布的影响相当广泛；④水利工程措施，包括兴建水库、防洪堤坝、开辟排灌系统等，均可直接改变河湖水流、地下水位及水的数量与时空分布特征；⑤城市化与工业开发，包括城市的兴建、采矿、开辟工业区等，使不透水的地

面扩大，地表径流加大，城市下游的洪水增加。下渗量的减少加之大量开采地下水，造成地下水位降低，改变了地下水的排泄与补给条件。城市附近天然河道的整治，改变了水流性质和水质，影响河流生态环境。现行的实验研究分为两种：①控制流域与处理流域的对比实验，其原理是对比流域的平行观测，以探明对比条件，建立对比流域间水文要素可靠而密切的相关；②对单独流域作研究，以无措施时期的水文要素观测作控制，然后对该流域施加措施，并观测其水文要素的变化。此外，流域水文数学模型也用于水文效应的研究。

地表水资源

【地表水系统】 surface water system 地表水体和流域(空间)组合而成的统一整体，是地表水资源评价的基本单位。地表水系统是一个开放系统，与外界有着物质和能量的交换关系。大气降水和地下水的输入是其物质输入的主要方式，而河网对系统内部水量起着再分配的作用，它们的共同作用决定了地表水的时空分布特点。河流、湖泊是分布最广泛，也是最常见的地表水体。在大多数情况下，湖泊与河流相通，湖泊可以是河流的源头、中转站或排泄场所，两者在空间上组成网络状的水系。其水量输入除部分来自地下水外，绝大部分靠大气降水提供，受地形和地表岩土透水能力的控制，大气降水转化的地表水径流量也因地而异。地形高低起伏形成若干低地，低地被较高的山脊和坡脊环绕，这些山脊和坡脊称分水岭或分水线。在平原区，地表面的轻微凸起也可相连成分水线。陆地表面上这些长短不一、高低错落的不同等级的分水线分割成大大小小的汇水区域——流域。

【地表水系统要素】 elements of surface water system 地表水系统的组成要素包括河网及汇流的陆地表面。前者主要由河流和湖泊组成；后者主要指汇流区陆地表面的面积及汇流条件(地形、坡面形态、地表岩性、植被覆盖程度)。除降水的影响外，它们的空间组合决定了河谷、河道、洼地的形态分布以及地表水的产流情况。

【地表水系统结构】 structure of surface water system 地表水系统的结构指地表水体与流域的空间形态及相互作用相互联系的方式。在地表水系统中，地表水与流域始终保持着相互依存的共生关系。这种关系表现为地表水在运动时，通过侵蚀、搬运、堆积作用改造着流域，使河道沟谷的坡降、宽度、长度不断变化；坡面形态改观，甚至会因溯源侵蚀过度发展，造成河流袭夺，扩大流域的范围。与此同时，流域的形态和产流条件影响着河网的形态、水量及泥沙的数量。两者的反馈是地表水系统形成与发展的内在原因。地表水系统的形态结构主要表现为以下特点：河道的分支性；流域的嵌套性；水流运动的单向性；河槽的多变性。

【水资源系统】 water resources system 广义地说，水资源系统是指由降水、地表水、地下水、土壤水等水文循环要素构成的有机整体。鉴于地表水和地下水是人类开发利用的主要对象，也是迄今为止唯一可实施人为调控的水资源形式，而且两者在水质、水量方面相互联系、相互转化，很难将它们截然分开，所以在供水工程中，常将具有生成联系的这两类水资源视为一个有机整体——水资源系统，进行综合评价、水量开发利用的联合调度和科学管理。

【水资源自然系统】 water resources natural system 水资源自然系统是指在地质历史过程中形成的，至今仍保留其自然形态，未受人类活动明显影响的水资源系统。譬如处于自然运动状态的地表水系统、地下水系统等。由于地球四大圈层存在耦合关系，当今人类活动对各级别水文循环或多或少产生一定影响，因此真正意义上的水资源自然系统只存在于概念中。

【水资源流动性】 fluidity of water resources 地表水和地下水均是流体，具有流动性。它们之间转化频繁，且都与大气降水的补给有关。因此，地表水资源和地下水资源的数量和质量都具有动态的特征，当外界条件变化时，其数量和质量也会变化。例如，河流上游取水量越大，下游的水量就会越小；上游水质污染也会殃及下游。与此类似，在任一地点获取的地下水量，都是以周围地段甚至整个系统的水量付出和流场形态的变化为代价的。因此，在水资源评价中，不宜采用固体矿产资源的区块评价方法，而应按水资源系统的具体形态进行。

【水资源可恢复性】 recoverability of water resources 水资源的可恢复性又可称为再生性。在现代水文循环过程中，地表水、地下水始终处于流动状态，不断将系统内部水量连同水中所含的物质排泄出去，同时接受外界水量和溶质的补充。天然条件下，补、排水量在多年间可以大体平衡，一般不会出现盐分快速积累或亏损的现象，从而保证了各地段水流数量和水质的相对稳定性。在地表水、地下水开发利用过程中，如果系统排出的水量(包括人为取出的量)不超过某一特定阈值，则大部分水量可以通过外界的补给得到补偿。

【水资源调节性】 regulating ability of water resources 水资源的调节性主要是针对水量而言，是指地表水、地下水在系统结构的作用下，使不连续的集中降水和水量输入转化为相对连续、均匀输出的这种自然特性。一般来说，地表水系统的水量调节能力较差，水量、水位的动态变化与降水过程关系密切，滞后、延迟效应均不明显，获得的降水补给量可以快速地排出。但并不是说，地表水系统不具备水量的调节能力。与河流相连接的湖泊或多或少都有吐纳洪水、调节水量的功能；固体地表水体——冰川的积雪和消融起着将集中、间断的降雪储蓄和缓慢释放的作用。地表水系统是“网络”状的，坡面漫流流程一般很短，汇流时间也短，加之河床狭窄，调蓄空间小，水流速度快，缓洪滞洪的能力差，尽管不同支流的来水可以发挥错峰的作用，但总体的调节能力十分有限。与地表水系统相比，地下水系统的调节性较强。由于地下水是以渗流场的形式分布的，集中的降水补给可积蓄在季节变动带中，然后缓慢释放，与此同时，径流的路程效应可平抑各处来水的波动，发挥削峰填谷的作用，使局部水量的盈亏及时得到削减和补偿。因此，地下水系统水量的调节能力更为突出。

【水资源社会属性】 society attributes of water resources 水资源是人类社会经济发展不可缺少的物质基础。在其开发利用过程中，必然与社会、经济、科学技术发生联系，表现出参与人类活动的社会特征，即社会属性。水资源的社会属性主要是指地表水资源和地下水资源在开发利用过程中表现出的商品性、社会福利性、资源的不可替代性以及对人类环境影响的特性。

【水资源商品性】 marketability of water resources 地表水和地下水一旦被开发利用，就成为商品从而具有商品性。水的用途十分广泛，涉及到工农业生产、人民日常生活、社会福利和公共事业等国民经济的各个方面。在社会物质流通的整个过程中，水量流通的广泛性也许是任何其他商品难以企及的。与其他商品一样，商品水的价格也遵循市场经济规律。水资源的稀缺程度不同，投入的物化劳动多少，以及开发利用手段的科技含量不

同,商品水的价格也会因地而异。

【水资源不可替代性】 unreplaceability of water resources 水资源是人类生存必不可少的物质,具有不可替代的特点。其他物质可以有替代品,而水资源无替代品。即使在经济全球化、商品交换十分活跃的今天,也不可能依赖水的进口来支撑一个国家的发展。水资源的短缺会制约社会经济的发展和人民生活的改善。

【水资源环境特征】 environmental characteristics of water resources 水资源对人类环境的影响主要表现在两个方面:①水资源开发利用对经济、社会的影响。水资源的过度开发涉及到人类能否可持续发展的问题,在缺水地区,工业产业结构、农业种植结构、用水方式及经济发展模式都直接或间接地受到水资源数量、质量及其时空分布状况的制约。同时,为实现水资源合理的开发利用,必须制定相关的法律、法规,以规范在水资源享用上人与人之间的关系,这属于社会环境效应方面的问题。②水作为自然环境要素和一种地质营力,在自然条件下,水的运动维持着生态系统的相对稳定以及水、土、岩之间的力学平衡,水资源一旦被开发,这些稳定和平衡有可能被破坏,甚至会产生一系列环境负效应。一般来说,水资源的开发利用总会程度不同地改变原先的自然环境,付出一定的环境代价。因此,兼顾水资源的产水能力,科学合理地用水,尽可能减轻或延缓环境负效应造成的损失,寻找水资源开发利用与环境保护两者和谐发展的途径,已成为中国水资源开发利用中的一个关键问题。

【水资源自然演化】 natural evolution of water resources 指在自然历史发展进程中,水资源的质与量及其分布状况在较长时间尺度内的变化。影响水资源自然演化进程的首要因素是全球气候变化,其次是地质运动。古气候研究表明,第四纪全球气候变化的基本特征是:地球高纬度地区是冰期与间冰期的交替;中低纬度地区则是干旱期与湿润期的交替。由于这种交替变化,不同地区的降水、蒸发有明显的差异。间冰期和湿润期气温较高,降水充沛,河湖发育,松散含水介质的沉积较厚且展布范围较大,岩溶活动较活跃。这个时期,水资源丰富,陆地积盐不明显。在冰期和干旱期,气候干冷,降水减少,蒸发强烈,河流水量减少,湖泊水位降低甚至干枯,松散含水介质的沉积厚度变小,延展范围向山前收缩,沙漠扩大,森林减少,湖泊咸化,陆地积盐化现象比较明显,这个时期水资源相对贫乏。除受全球气候变化影响外,自晚始新世开始到上新世—更新世,强烈隆升的青藏高原对中国气候的变化、地形地貌的再造、生态的演替,以及水文循环的重组都具有深远的影响,直接关系到中国水资源的分布格局和今后长期的演进趋势。其标志是:①中国的五大水文循环系统形成;②西部大陆性气候明显增强,并逐渐向干旱化发展;③黄河、长江等几条东西向大河在最近 100 万年间相继贯通东流入海,确定了中国一级流域的分布格局;④新构造运动促进了地形的分异,山地、盆地、平原(高原)成为三大阶梯中次一级的地貌单元,它们的组合使地表水、地下水分布呈现出多样化的特点。

【人类影响水资源演化】 evolution of water resources under human activity 除了自然条件的变化外,人类活动也会影响水资源的数量、质量及时空分布。人类活动对水资源影响的方式可分为两种:一种是对水资源的间接干预,即通过环境的变化来影响水资源系统的输入输出过程;另一种是以改变水资源系统结构方式,直接干扰、改变水资源的自然状态。人类活动的间接干预可发生在全球的宏观层次上,也可仅限于区域上。前者指人工废气排放导致的温室效应;含氟烃物质的使用和泄漏引起的臭氧层空洞的不断扩大;过度采伐及垦殖使水土流失加剧、沙漠化日趋严重等。这些问题相互关联、相互影响,可能引起全球变暖、大气环流受到干扰、气候异常,从而使一些国家和地区降水过多,出现洪涝灾害;而另一些国家和地区则会连年干旱、水资源匮乏,甚至引起生态退化,导致区域水文循环过程的永久性变异。后者主要是指区域性的各种人为活动,如封山育林小流域治理、都市建设等。开发利用水资源是对水资源时空分布进行干预的直接方式,其实质是以人工源和汇取代或弱化天然源和汇的一种行为。修建水库就是把天然河流的线状源变为面状源,引水渠则完全是人工的线源或网状的源,开采地下水则是以抽水井这种人工汇施加在地下水系统之上。这些人工源和汇与自然系统叠加,必然使自然系统的结构以及物能传输过程发生改变,形成新的水文情势。

【水资源危机】 water resources crisis 水资源严重短缺,致使正常的社会经济活动和人民生活面临难以为继的情况。水资源危机是水资源短缺进一步发展的结果。水资源危机往往发生在某一地区或某一城市,主要由两方面的原因所导致:①人口过度集中,生产企业群过于庞大或耗水量大的产业所占比例过高,总采供水量严重超过当地水资源系统的承受能力;②人为污染(直接或间接的)持续加剧,引起水环境质量极度下降,水质恶化,符合品质要求的水量严重不足。

【城市水资源问题】 urban water resources problems 随着城市化发展,人口迅速向城市聚集,城市工业高速度发展,出现了水资源短缺、水供需矛盾、生态及水环境恶化等一系列问题,这些问题统称为城市水资源问题。城市是推动社会发展的核心,它与国家的经济发展有着密切关系,经济发达的国家城市化尤为迅速。近年来,中国城市以惊人的速度增加,1978 ~ 2000 年中国城市由 193 座发展到 667 座,平均每年增加 21.5 座。中国有 400 多个城市缺水,其中近 150 个城市严重缺水,日缺水量达 1600 万立方米,每年受缺水影响的工业生产总值达 2300 亿元。中国北方用全国五分之一的水资源支撑着近二分之一的人口和三分之二的耕地,长期的水资源透支背后隐含着危机。大量原本应该流入农田的灌溉水被截流进入城市,导致粮食减产,影响了国家粮食安全。

【全球水量】 amount of global water 主要指地球表部层圈中的水。其中,大气圈中的水以气态的形式存在,空气中水分含量随地区和高度的不同而变化。据 David H. Speidel 等 1982 估计,大气圈总水分含量约为 $10.5 \times 10^3 \sim 14 \times 10^3$ 立方千米,占地球表部层圈水量的 0.001%。液态水和固态水主要分布在岩石圈上部和水圈中,其总量尚难以精确计算,推测约为 13.8×10^8 立方千米。其中,96.5%集中在海洋;3.5%散布在陆地上,形成河流、湖泊、冰川和地下水。

【中国水资源总量】 total amount of water resources in China 中国幅员辽阔,国土总面积约 960 万平方千米,占全球陆地面积的 6.4%,仅次于俄罗斯和加拿大,居世界第三位。中国淡水资源拥有量约为 28 124 亿米^3/年,占全球的 6%,低于巴西、俄罗斯、加拿大、美国和印度尼西亚,排在第六位。从全球来看,中国总体上是水资源与国土面积配置较适中的国家。然而,中国人口众多,人均水资源占有量远远低于全球的平均水平。据统计,1990 年全国人口总数超过了 11.6 亿,已占全球人口总数的 22%。由于人口基数大,增长速度快,淡水资源的人均占有量已从 1955 年的每年 4452 立方米下降到 2350 立方米,仅为全球人均值 9531 立方米的四分之一,在参与统计的 149 个国家中,处于第 110 位,属于水资源贫乏的国家。据中国水资源公报,2001

年中国水资源总量为 26 868 亿立方米。

【地表水资源】 surface water resources 地表水由分布于地球表面的各种水体，如海洋、江河、湖泊、沼泽、冰川、积雪等组成。作为水资源的地表水，一般是指陆地上可实施人为控制、水量调度分配和科学管理的水。从供水角度讲，地表水资源指那些赋存于江河、湖泊和冰川中的淡水；从航运和养殖角度来讲，地表水资源主要指河道和水域中所赋存的水；从能源利用角度来讲，地表水资源主要指具有一定落差的河川径流。据理论估算，全球地表水总量为 14 亿立方千米。其中，海洋 13.7 亿立方千米；河流 1700 立方千米；淡水湖及水库 12.5 万立方千米；冰川和永久积雪水 0.3 亿立方千米。

【中国地表水资源量】 amount of surface water resources in China 中国多年平均降水总量 61 889 亿立方米，折合年降水深 648 毫米，为全球陆地平均降水深的 81%，亚洲平均值的 88%。在降水形成的水资源总量中，地表水所占比重较大，河川径流量多年均值为 27 115 亿米^3/年（据中国水资源公报，2001 年中国地表水资源量 25 933 亿立方米），折合年径流深 284 毫米。这部分水量有 71%来自大气降水，27%为地下水排向河流的水量，其余水量为高寒地区的冰川融水。在河流中，长江流域形成的河川径流量居各大流域之首（2001 年为 8784.21 亿立方米），多年平均值为 9513 亿立方米；西南地区诸流域产流量约 5853 亿米^3/年（2001 年为 5700.02 亿立方米），位于全国第二位；珠江流域产流量为 4685 亿米^3/年（2001 年为 5791.17 亿立方米），列第三位。

【地表水资源分类】 classification of surface water resources 由于地表水的存在形式较易于直接观察，通用的做法是以自然形态划分地表水资源种类，如河川径流量、湖泊储存量和冰川积蓄量等。至于各种资源量的自然特性以及可利用程度问题，则分别纳入水文特征分析及水资源规划的范畴，而没有涉及地表水资源分类的专门提法。在习惯上，也有人将河川径流量、湖泊储存量和冰川积蓄量分别称为河流水资源、湖泊水资源、冰川水资源。事实上，地表水资源应以流域作单位划分为补给资源和储存资源两种类型。

【地表水资源量特点】 character of surface water resources 地表水资源量指可作为资源利用的地表水的数量，主要包括河川径流量、湖泊储存量和冰川积蓄量等。河川径流量是指流域出口断面汇集的全部水流数量，包括降水的地面汇流和地下水的排泄量。由于湖泊往往是河流的源头、中转站或排泄场所，而冰川则是山区河流和湖泊的重要水源，它们与河流相互联系，所以通常所说的地表水资源量主要是指河川径流量。地表水资源量具有以下特点：①空间分布不均匀。在一些大型流域内，各地降水量差异较大，直接影响当地地表水资源的丰富程度；在中等流域内，尽管各地降水量差异不一定很大，但由于地表岩土渗透性、坡度的陡缓及组合状态、植被覆盖和植物种类，甚至迎风或背风的坡向等局部条件的差异，也存在着地表水资源量分布不均的现象。②时间分配不均匀。降水在时间上分配不均匀，以及地表水系统水量调节功能较弱，是造成地表水水量变化显著的重要原因。

【河川径流量】 amount of river runoff 河川径流量是指通过流域出口断面的全部水流数量，包括大气降水转化为地表水的部分，地下水出露（出渗）形成地表水的部分，并扣除沿途蒸发、河流渗漏流失的水量，其多年平均值表征了该流域从外界获得补给量的平均水平。河川径流量往往以流域作为计算单元，计算方法包括实测法、水量平衡分析法和水文比拟法。实测法一般采用水文站长期实测流量资料直接计算；水量平衡分析法是利用水文观测站的降水、径流和蒸发等实测资料，绘制多年平均降水量、蒸发量和径流深等值线图，内插法估算；水文比拟法主要用于短缺水文实测资料的地区，选择一个气候、下垫面条件与研究流域相似的参证流域，把参证流域的水文特征值移用于研究流域的一种方法。河流径流量具有随降水变化而波动的特点，年内降水不均匀使其具有季节性变化，年际间也有丰水、平水、枯水年份的区别。

【湖泊水资源】 lake water resources 湖泊是指陆地上洼地积水形成的、水域比较宽广、流动缓慢的水体。湖泊水资源由补给资源和储存资源两部分组成。其天然补给方式包括上游入湖水量、湖面获得降水量和地下水潜流入湖量三部分。三项多年平均值之和为湖泊的补给资源量。湖泊水位随季节变化有年内最高水位和最低水位之分。当湖泊处于年内最低水位时，湖盆所蓄的水量就是当年的储存量。在天然条件下，储存量的多年平均值趋于一个定值，该值称为**湖泊储存资源量**。湖泊水量具有动态变化的特点，年变化主要取决于各补给因素的季节变化。以降水补给为主的湖泊，雨季水位最高，水域面积和湖泊容纳的水量最大，旱季则相反；冰雪融水补给为主的高原湖泊，最高水位在夏季，最低在冬季；地下水补给的湖泊，水位变动一般不大。由于降水量、气温、地下水排泄量具有多年变化的准周期性，所以湖泊水量具有年际间的变化。中国是一个多湖泊的国家。面积在 1 平方千米以上的湖泊有 2300 多个，湖泊总面积 7.2 万平方千米，约占国土总面积的 0.8%。湖泊储水总量 7088 亿立方米，其中淡水储量 2260 亿立方米，占湖泊储水总量的 31.9%。外流区湖泊以淡水湖为主，湖泊面积 3.1 万平方千米，储水量 2145 亿立方米，其中淡水储量约 1805 亿立方米。在内流河区，湖泊面积约 4.1 万平方千米，储水量 4943 亿立方米，其中淡水储量 455 亿立方米。内流河区，除青藏高原尚分布一些淡水湖泊外，其他多为咸水湖或盐湖。

【水域资源】 water area resources 水域是发展渔业、养殖业、航运和旅游业的场所，它具有重要的经济利用价值，是广义水资源的一个组成部分。全球的水域资源中，海洋面积为 36 105 万平方千米，水量为 137 032.3 万立方千米。中国海域辽阔，横跨热带、亚热带及温带三个气候带，北至渤海北岸，南至南海南端，长约 4500 千米，西起北部湾海面，东达东海之东，宽度超过 2000 千米，海域总面积超过 473 万平方千米。此外，还有湖泊及河流、水库等水域资源可供开发利用。

【水能资源】 water power resources 温度较高的地下水是一种干净的热能资源，可用于发电、城市供热、建立农用温室等。具有一定水位高差的地表水，在高势能向低势能转化过程中产生的动能可用于水力发电。海洋的潮汐和波浪蕴藏着巨大能量。这些水能资源是广义水资源的重要组成部分。据中国电力信息网 2003 年提供的资料，长江、黄河、珠江等十大水系水能蕴藏量的理论计算值约为 67 604 万千瓦，发电能力 59 222 亿千瓦·小时。已进行初步勘测和规划设计的水能资源装机容量为 37 853 万千瓦，年发电量 19 233 亿千瓦·小时。

【冰川水资源】 glacier water resources 在高纬度地区或高海拔地区，年平均温度在 0℃以下，大气降水多为固体状态，形成一定厚度的积雪，经过压实、融冻成为冰川冰。以冰川冰形式储存的固体水资源称为冰川水资源。研究表明，地球的两极和两极至赤道带的高山均有冰川分布，总面积达 1622.75 万平方千米，占世界陆地面积的 11%。储水量估算为 2406.41 万立方千米，占世界淡水总量的 68.7%。中国是多冰川国家，山岳冰川总面积占亚洲的二分之一，占世界的四分之一，达 58 000 平方千

米，折算成水量约 51 300 亿立方米。这些冰川主要分布在青海、新疆和西南海拔 3500 米以上的高寒山区，是中国西部河流和湖泊的重要补给来源。每年的降雪和冰川消融是冰川水资源系统的输入输出形式。在气候相对稳定的条件下，冰川消融量与降雪补给量大体保持平衡，多年平均降雪量（或冰川消融量）可以表征其补给资源量。冰川消融产生的液态水为山区的河流、湖泊提供了补给成为河川径流的一部分。除此之外，现今所见到的冰川中相当大的固体水量是在数千年甚至上万年的历史中积存下来的，它们属于不可再生的储存资源。如果气候变暖或人为消冰取水，冰川水系统原先的补排均衡关系就会被打破，储存资源将向减少的方向发展；即使储存资源的减少纯粹是人为开发利用冰川所致，其减少量也不会因人为活动停止而得以恢复补偿。冰川储存资源的减少不仅仅是水资源的问题，长期大量地消耗冰川还可以引发气候变化和生态失衡。因此，在冰川水的开发利用上，我们应持慎重态度。

【水资源区划】 water resources regionalization　根据水资源调查的结果进行的水资源区划。一般分为两类：①按水资源的自然存在形态进行的分区，如地下水系统、地表水系统；②根据供水的需求和现状进行的分区。分区时应说明有关的行政区供水系统归属于哪个地下水或地表水系统，以及与其他子系统的水量隶属关系。

【水资源质量分类】 quality classification of water resources　水资源质量分类一般可分为两类。第一类是从水环境保护的角度提出的地表水、地下水水质量标准。它主要依据中国水质现状、人体健康基准值及水质量保护目标，并参照生活饮用水、工业、农业用水水质最高要求，将水质量划分为五类。①地下水水质量分类是：I 类，主要反映地下水化学组分的天然低背景含量，适用于各种用途；II 类，主要反映地下水化学组分的天然背景含量，适用于各种用途；III 类，以人体健康基准值为依据，主要适用于集中式生活饮用水水源及工、农业用水；IV 类，以农业和工业用水要求为依据，除适用于农业和部分工业用水外，适当处理后可作生活饮用水；V 类，不宜饮用，其他用水可根据使用目的选用。②地表水水质量分类是：I 类，主要适用于源头水、国家自然保护区；II 类，主要适用于集中式生活饮用水水源地一级保护区、珍贵鱼类保护区、鱼虾产卵场等；III 类，主要适用于集中式生活饮用水水源地二级保护区、一般鱼类保护区及游泳区；IV 类，主要适用于一般工业用水区及人体非直接接触的娱乐用水区；V 类，主要适用于农业用水区及一般景观要求水域。同一水域兼有多类功能的，依最高功能划分类别。有季节性功能的，可分季划分类别。第二类是针对不同行业对水质量的具体要求，提出的各种评价的方法和标准，如农业灌溉水的评价方法、工业锅炉用水评价方法、建筑业用水的质量评价方法等。

【水资源评价】 water resources evaluation　对水资源的数量、质量、时空分布特征和开发利用条件的分析评定，是水资源合理开发利用、规划管理和保护的基础。在水资源评价中，不仅要研究天然水资源的数量和质量，而且要研究各种保证率的水资源数量。同时，还要科学地预测社会经济不同发展阶段的用水需要量和供需矛盾。水资源评价的重点一般是现实经济条件下，便于开发利用且能迅速恢复补充的淡水资源，包括地表水资源和地下水资源两部分。评价时必须以流域或地下水系统为单元进行，尽可能做到地表、地下统一评价，避免水量的重复估算。

【水资源质量评价】 water resources quality evaluation　选择相应的水质参数（指标）、水质标准和计算方法，针对水的利用价值及水处理要求开展的分析评价工作。水资源质量评价一般是针对天然水（地表水、地下水）进行的，是水资源数量评价前开展的一项基础性工作。质量不符合标准的水，不但失去了资源的价值，而且会酿成公害，影响经济发展，危害人民健康。为保障生活和生产的安全用水，必须及时掌握水质变化情况，了解水中物质来源、迁移过程、危害程度及其分布规律，找出影响水质的原因，预测水体水质的发展趋势，采取必要的水源保护和水污染防治的措施。水资源质量评价的基本指标有：水温、酸碱度、电导率、色度、浑浊度、悬浮固体、可溶性固体、硬度、碱度、总矿化度、总盐量、氨氮、硝酸盐、硫酸盐、氯化物、侵蚀性二氧化碳、溶解氧、化学耗氧量、大肠杆菌数量等。

【生活用水】 domestic water　包括居民日常生活用水（饮用、洗涤等室内用水和洗车、绿化等室外用水）和公共设施用水（浴池、商店、旅馆、学校、医院、市政绿化、清洁、消防等用水）。中国的年生活用水总量约 600 多亿立方米（2001 年），大城市人均每人每年生活用水量为 70 ~ 247 立方米，中小城市人均年用水量约为 32 ~ 166 立方米，农村人均用水量约 28 立方米。由于中国大部分城市和农村未实现分质供水，所以生活用水的水质评价一般仍沿用饮用水的标准或采用优于Ⅳ类水的标准来衡量。

【工业用水】 industrial water　指工矿企业在生产过程中用于制造、加工、冷却、空调、净化、洗涤等方面的用水。工业用水要求供水水源稳定可靠，保证率一般要求达到 95% 以上。水在工业生产中是传递热量的介质，是工艺过程的溶剂、洗涤剂、吸收剂、萃取剂，也是生产原料或反应物质的介质。工业部门利用水的热容量、热传导和可溶性等物理、化学性质从事正常生产。因此，人们通常称水是工业的“血液”。随着中国工业化、现代化水平的提高，工业用水量不断加大，对水质的要求也日益提高。20 世纪 80 年代以来，中国工业用水增加较快；1980 年工业用水量 457 亿立方米，到 2001 年工业用水量已达到 1142 亿立方米。根据预测，中国工业用水量的高峰将在 2030 年左右出现，届时工业用水总量将有可能从现在的 1100 多亿立方米增至 2000 亿立方米左右，到 2050 年时呈缓慢增加态势。

【农业用水】 agricultural water　指用于灌溉和农村牲畜的用水。农业灌溉用水量受用水水平、气候、土壤、作物、耕作方法、灌溉技术以及渠系利用系数等因素的影响，存在明显的地域差异。由于各地水源条件、作物品种、耕植面积不同，用水量也不尽相同。中国农业年用水约 3826 亿立方米（2001 年），其中灌溉用水约占 91.1%，占全社会总用水量的 68.7% 左右。

【养殖用水】 cultivated water　指用于养殖水生动物和水生植物的用水。它包括天然水域养殖（淡水、海水）和池养。其中淡水鱼类养殖用水水质一般要求优于 III 类水。

【水资源规划】 water resources planning　根据经济社会发展和生态环保对水的需求，制定流域或地下水系统的水资源开发的总体方案。包括确定开发治理目标，选定实施方案和拟定开发程序等工作，以及方案实施后对经济、社会、生态环境可能造成影响的分析预测。水资源规划的成果，既可作为编制水资源工程建设长期计划的依据，又可作为近期水资源开发利用和水资源工程设计的指导。

【水资源规划原则】 principle of water resources planning　水资源规划应遵循的原则。主要有：①从全局出发，分清主次，统筹兼顾，相互协调。水资源的开发利用，涉及到有关地区和许多经济部门的权益，必须从整体最优着眼，全盘考虑开发、治理各类项目之间的主次，协调兴利与除害之间、各用水部门之间的矛盾。通过统一规划，兼顾或满足各方面要求，保障社会经济与生态环境协调发展。②综合开发，持续利用。根据规划地区的自

然和社会特点，力求除害与兴利相结合，采用综合措施，取得综合效果。规划措施尽可能做到地表水与地下水的联合调度，一水多用，一物多能，综合多效。③因时制宜，因地制宜。按照规划区域的自然、经济规律，从多方面研究选择有效的规划措施，既要研究水利措施，也要研究农业、林业等非水利措施；既要研究工程措施，也要研究管理、政策等非工程措施。

【水资源规划类别】 sort of water resources planning 根据不同规划对象和目的，水资源规划分四类：①流域及地下水系统水资源规划。其重点为：制定河流综合开发与治理、地下水开发利用的总体方案，确定诸如防洪、灌溉、发电、航运等综合利用工程的初步轮廓，以及一些关键性工程的位置和工程规模，通过方案比较选定实施方案和开发程序。②地区水资源规划。在流域和地下水系统水资源规划的基础上，分别对各行政区水资源的开发利用进行规划，其重点或是服务于农业生产的防洪、灌溉、排水工程，或是服务于工业能源发展的水力发电，或是服务于工业、城市供水和航运等，或是以上几个方面兼而有之。③专业水资源规划。是在流域或地区水资源规划的基础上，针对某一单项工程的水资源规划。④跨流域调水规划。指修建跨越两个或两个以上流域的引水（调水）工程，以在地区间调剂水量盈亏为目的的水资源规划。跨流域引水，关系到相邻地区工农业的发展，涉及到有关流域的水资源重新分配和可能引起的社会生活条件及生态环境变化。因此，必须全面考虑跨流域的水量平衡关系，综合协调地区间、经济部门间可能产生的矛盾和环境质量下降等问题。

【水资源开发决策】 decision - making of water resources development 一般是指在水资源的开发、利用、保护及管理过程中对行动目标的确定，并对该目标下行动方案的选择。围绕水资源决策问题，经常涉及到社会、经济、环境等各方面之间的矛盾，涉及到各行业、各用水部门之间的矛盾。因此，正确的水资源开发决策是以政府为主导，听取专家、各用水部门、民众的各方面意见，权衡利弊，统筹兼顾，将矛盾减到最小的运筹结果。

【水资源决策支持系统】 water resources decision support system 利用计算机及相应的软件（包括人工智能、专家系统等技术）完成数据提取、逻辑推理、信息处理和管理控制等功能，为水资源决策者提供有关数据及应用模型的（计算机）交互式信息处理系统。它主要由数据库系统、模型库系统、方法库系统和用户接口系统四个子系统组成（如图）。



【水资源科学分配】 scientific distribution of water resources 制定某个地下水系统或地表流域内不同地区（地段）水资源开采利用配额的过程。要做到水资源的科学分配，必须注意以下三点：①开发利用的总水量不得超过该系统（流域）可更新的资源量；②兼顾社会、经济效益的发挥，尽可能地满足供水结构及未来的发展，协调好各行业、各部门之间的用水矛盾；③开采利用后不应造成重大的环境负效应。

【水资源合理开发利用】 reasonable development and utilization of water resources 水资源合理开发利用是人类可持续发展概念在水资源问题上的体现。它是指在兼顾社会经济需水要求和环境保护的同时，充分有效地开发利用水资源，并能使这种活动得以持续进行。要做到合理开发利用，应注意以下几点：①水资源的开发力度必须加以限定。在当今技术条件下，人类还做不到完全按人的意志调控整个水资源系统并避免产生不良后果。因此，开发利用量一般不得超过水资源系统的补给资源量，即水循环所能提供的可再生水量。②水资源的开发利用应尽可能满足社会经济发展的需要。各种开发利用方案的制定应紧密结合经济规划，不仅应与现时的需水结构、用水结构相协调，而且应为今后的发展和需水、用水结构的调整保留一定的余地。此外，在整个开采规划中，既要保证宏观层次用水目标的实现，又要尽可能照顾到各低层次的局部用水权益。③尽可能避免水资源开发利用所造成的各种环境问题。大规模的水资源开发利用是对天然水资源系统结构的调整，是水量、水质在空间上重新分配的过程。这一过程会使环境发生变化，特别是地下水位的变化，往往可能引发地面沉降、海水入侵、土壤盐渍化和生态退化等问题。因此，水资源的开发利用不仅要注意水量的科学分配、水质的保护，也要密切注意因水位的变异而带来的不良环境问题。对一些环境脆弱地区，尤其要注意对水位加以控制。④本着经济合理、技术可行的原则开发利用水资源。水资源的开发利用既要考虑供水的需要，又要考虑经济效益问题，包括水资源开发工程的投入-产出效率、水的价值，尽可能做到以最小的投入换取最大的经济回报。水资源的开发利用应在经济条件允许的前提下，尽可能做到“物尽其用”，充分发挥水资源的潜力，提高水的重复利用率，节约用水。此外，水资源的开发利用所使用的技术、工程布设方案，也同样要因地制宜、合理使用。为此，应深入了解开发区的水文、气象规律和水文地质条件。

【水资源开发工程】 water resources development engineering 水资源的开发利用往往需要修建各种形式的水利工程，包括地表水利用工程和地下水开发工程。常见的地表水利用工程主要有河岸引水工程、水库工程、输水工程与扬水工程等四类。常见的地下水开发工程主要为管井、大口井、渗渠、坎儿井、辐射井等五类。

【水资源供需分析】 analysis of water supply and demand 水资源开发利用中的一个重要问题是水的供需关系，即水资源实际供应能力与需求之间的矛盾。在水资源拥有量有保证的前提下，实现供需平衡是水资源规划管理的重要目标之一。水资源的可供量受某特定范围内水资源的数量、时空分布以及供水工程能力的制约。实际需水量则与生产发展、人民生活水平、产业结构和水的利用效率有关。不同时期的可供水量与实际需求量是可变的。在理论上，供需关系有三种情况：供大于需、供需平衡和供小于需。而经常遇到的问题是供小于需，即供水紧张问题。为了缓解供需矛盾，在水资源调查、评价阶段应开展用水现状调查，对供水系统结构和需水系统结构的不适应情况进行分析，查明原因。出现供水缺口的原因一般有两种：一是工程设备能力不足；二是水源短缺。前者可通过兴修水利工程加以解决，后者应采用开源节流的办法。此外，为保证未来的需水要求，还需参照经济社会发展规划和生态建设规划的目标，对水资源供需关系作出推断预测，以保证经济的可持续发展和人民生活质量的日益提高。

【水资源环境效应】 water resources environmental impact 水资源的开发利用对于促进经济的发展，人民生活水平的提高，抵御各种自然灾害（洪涝、旱灾），改善环境质量（调节小气候、改善生态环境）均可以发挥重要作用，取得巨大的社会、经济和环境效益。另一方面水资源的开发利用，也会改变地表水、地下水的天然状态和周转节律，使水成为诸环境要素中变化最快的因子。水的数量、质量及能量（这里主要指水头）的快速变化，一旦超过环境某一方面的阈值（或抗干扰能力）时，将产生一系列环境问题。水资源开发利用不恰当可能引起的环境问题大体有三类：

环境地质问题、水环境问题和生态环境问题。从水、岩(土)、生(物)相互作用的角度出发,又可归纳为水盐失调、岩土体变形失稳、生态退化等三种环境负效应。

【水资源时空调节】 temporal and spatial regulation of water resources 根据供水需求,利用工程设施,调整水资源时空分布格局的行为。如修建水库、开挖渠道或利用提水设备把丰水时期或丰水地区的水调配到缺水时期或缺水地区,以丰补缺,协调天然来水与生产和生活用水间的配置关系,提高水资源的利用效率。

【水资源可持续利用】 sustainable utilization of water resources 是指既满足当代人的用水需要,又不对后代人需水要求构成威胁的水资源利用方式,又称水资源的永续利用。要做到水资源可持续利用,水资源的开发利用必须合理。

【水资源开发不损害原则】 no - damaging principle of water resources development 是瑞典的弗肯马克(1991 年)提出来的。他认为水资源的开发利用应当注意开发中的平衡技术,使水资源开发产生的环境负效应与预计取得的社会效益相平衡。为保证这种平衡的实现,应当遵循三个方面不受损害的原则:供饮用的地下水源和土地生产力得到保证的原则;保护生物多样性不受干扰的原则;对可更新的淡水资源不过量开发的原则。

【水资源系统分析】 analysis of water resources systems 水资源系统分析是在水资源系统的天然时空分布、供水结构、需水结构以及它们之间的耦合关系分析的基础上,根据水资源开发利用的目标,利用运筹学建立数学模型,寻求水资源开发利用的优化方案的过程。它是现代水资源规划的一种主要方法。

【水资源规划模型】 planning model of water resources 随着现代科学技术的发展,传统的规划管理方法已经被水资源系统分析方法所取代,使用的数学模型有:线性模型、非线性模型、确定性模型、概率(随机)模型、静态模型、动态模型、集中参数模型、分布参数模型等。对于复杂的水资源系统因其具有多种单元的运行条件、多目的输出和多目标功能,常用的优化方法有线性规划法、动态规划法和其他优化技术等。

【线性规划法】 linear programming method (LP) 是系统分析的重要方法之一。自从 1947 年丹西格(George Dantzig)提出求解一般线性规划问题的单纯形法之后,线性规划不仅在理论上趋向成熟,而且在实际应用中日益广泛。特别是随着电子计算机的发展和应用,它的适用领域更广泛,已成为解决水资源规划管理问题的重要手段之一。线性规划研究具有线性关系的多变量函数,在满足一定线性约束条件下,寻求目标函数最优(最大、最小)的问题。线性规划模型是由一个线性的目标函数和一系列线性的约束条件(线性代数不等式或等式)组成。

【动态规划法】 dynamic programming method (DP) 是系统分析中一种常用的方法。在水资源规划中,往往涉及到地表水库调度、水资源量的合理分配、优化调度等问题,而这些问题又可概化为多阶段决策过程问题。动态规划法是解决此类问题的有效方法。动态规划法是 20 世纪 50 年代由贝尔曼(R. Bellman)等人提出,用来解决多阶段决策过程问题的一种最优化方法。所谓多阶段决策过程,就是把研究问题分成若干个相互联系的阶段,由每个阶段都作出决策,从而使整个过程达到最优化。许多实际问题利用动态规划法处理,常比线性规划法更为有效,特别是对于那些离散型问题。实际上,动态规划法就是分多阶段进行决策,其基本思路是:按时空特点将复杂问题划分为相互联系的若干个阶段,在选定系统行进方向之后,逆着这个行进方向,从终点向始点计算,逐次对每个阶段寻找某种决策,使整个过程达到最优,故又称为逆序决策过程。

【多目标规划法】 multi-objective programming method 是系统分析的一种方法。在水资源的开发利用中,往往具有多种目标要求。多目标规划能够更全面地反映总体利益,使人们有可能从相互对立、相互冲突、相互竞争的不同利益中,寻求总体满意的方案或策略。其次,多目标规划中各目标有各自的度量单位,而且大多是不可公度的。有的多目标规划中的所有问题都可用货币单位来度量,这时,不可公度性就不存在了,多目标规划问题即可转化为单目标规划问题。例如,在水资源开发利用中,要求供水的效益最大。同时,还要求水质的处理费用最小。另外,多目标问题一般难以获得唯一最优解。但是,任何多目标规划问题都存在它的非劣解,即在所有可行解的集合中是满意的解。多目标规划与单目标规划的本质区别在于,多目标规划是向量最优化问题,而单目标规划是标量最优化问题。

【层次分析法】 analytical hierarchy process (AHP) 是系统分析中一种综合评判模型方法。它是萨迪(Thomas L. Saaty)于 1973 年提出的。它是把一个复杂问题表示为有序的递阶层次结构,通过人们的判断,对备选方案的优劣进行排序。该方法是一种定性预测和定量预测相结合的多准则决策方法,是系统工程中对定性事物做定量分析的一种简便方法,也是对人们的主观判断做客观描述的一种有效方法。用层次分析法做系统分析,首先要把问题层次化。这就需要研究者对所研究的问题有明确的认识,弄清问题的范围、所包含的因素、因素间的相互关系和隶属关系,以及最终要解决的问题。根据对问题的初步分析,将问题包含的具有某些共性的因素聚集成组,并把它们之间的共同特征看作系统中新层次中的一些因素,将这些因素再按照另外一组特征组合,形成另外更高层次的因素,直到最终形成单一的最高因素,这往往可以视为我们决策分析的目标。这就构成由最高层、若干中间层和最底层排列的层次分析结构模型。最高层:表示研究问题的目的,即层次分析所要达到的总目标。中间层:表示实现总目标所涉及的中间环节,为准则层、约束层、策略层等。最底层:表示解决问题要选用的各种决策、方案和措施等。

【嵌入法】 embedding method 又称**嵌套法、镶嵌法**。是建立地下水资源管理模型的数学方法之一。由布鲁迪豪夫特(Bredehoeft)和杨(Young)在 1974 年初次提出。之后,阿盖德(Aguad)和雷姆森(Remson)进一步用有限差分法离散地下水流运动方程,并将所形成的线性代数方程组作为一组约束条件,构成线性规划模型,用以解决在满足一定供水要求条件下使含水层中特定位置的水头最高为目标,确定出最佳抽水量分配和水头分布的地下水资源规划问题。阿伦依(Aguad Alley)和雷姆森又于 1976 年对非稳定流问题,分步建立了一系列模型,从而使嵌入法趋于成熟,并得到应用。

【响应矩阵法】 method of response matrix 是建立地下水资源管理模型的数学方法之一。根据线性系统原理,地下水水位降深是开采量与地下水水位响应函数的卷积。它表达了地下水系统输入脉冲信号(单位时间的开采量或注水量)与响应(地下水水位升降)之间的关系。其中,响应系数常以矩阵形式表达,并将其表示的一组方程作为规划模型中的水动力约束条件,以实现地下水模拟模型与规划模型的耦合,故称为响应矩阵法。

【水资源管理】 water resources management 为保证水资源规划的实施而采取的行政、法律、技术、经济和教育等手段的总称。它包括对水资源的开发、利用和调配进行组织、监督和控制。在水资源开发的初期,供需关系单一,管理内容较为简单。随着水资源工程的大量兴建和用水量的不断增长,水资源管理需要考

虑的问题越来越多地逐步形成为专门的技术和学科。主要管理的内容有:①水资源的开发权和使用权;②实行水源保护,污染防治,监督计划用水,节约用水和征收水费;③协调用水矛盾,在水源不足的干旱年采取应急的调度方案;④维护水库和堤防安全;⑤水情预报等。

【水资源管理体制】 system of water resources management 分为集中管理和分散管理两大类型。集中型是由国家设立专门机构对水资源实行统一管理,或者由国家指定某一机构对水资源进行归口管理,协调各部门的水资源开发利用。分散型是由国家有关各部门按分工职责对水资源进行分别管理,或者将水资源管理权交给地方政府,国家只制定法令和政策。

【水资源管理模型】 management model of water resources 在地下水资源管理中又将水资源规划模型称为水资源管理模型。

【水资源管理措施】 measure of water resources management 主要包括以下几点:①行政法令措施。运用国家行政权力,成立管理机构,制定管理法规。管理机构的权力为:审查批准水资源开发方案,办理水资源的使用证,检查政策法规的执行情况,监督水资源的合理利用等。管理法规分综合性法规和专门性法规两类。②经济措施。它是管好用好水资源的一项重要手段。主要包括:审定水价和征收水费,明确谁投资谁受益的原则,对保护水源、节约用水、防治污染有功者给予资金援助和奖励,对违反法规者实行经济赔偿和处罚。③技术措施。加强水资源基本资料的调查研究,总结推广国内外先进的管理技术。④宣传教育措施。利用各种媒体,向公众介绍水资源的科学管理的政策法规,使广大群众认识到水是有限的宝贵资源,自觉地用好并保护好水资源。⑤涉及国际水域或河流的水资源问题,要建立双边或多边的国际协定或公约。

【水资源保护】 water resources protection 为防止因水资源不恰当利用造成的水源污染和破坏,而采取的法律、行政、经济、技术、教育等措施的总和。水资源保护的核心是根据水资源时空分布、演化规律,调整和控制人类的各种取用水行为,使水资源系统维持一种良性循环的状态,以达到水资源的永续利用。水资源保护不是以恢复或保持地表水、地下水天然状态为目的的活动,而是一种积极的、促进水资源开发利用更合理、更科学的问题。水资源保护与水资源开发利用是对立统一的,两者既相互制约,又相互促进。保护工作做得好,水资源才能永续开发利用;开发利用科学合理了,也就达到了保护的目的。水资源保护工作应贯穿在人与水的各个环节中。从更广泛地意义上讲,正确客观地调查、评价水资源,合理地规划和管理水资源,都是水资源保护的重要手段,因为这些工作是水资源保护的基础。从管理的角度来看,水资源保护主要是"开源节流"、防治和控制水源污染。它一方面涉及水资源、经济、环境三者平衡与协调发展的问题,另一方面还涉及各地区、各部门、集体和个人用水利益的分配与调整。这里面既有工程技术问题,也有经济学和社会学问题。同时,还要广大群众积极响应,共同参与,就这一点来说,水资源保护也是一项社会性的公益事业。

【水资源保护对策】 countermeasure of water resources protection 现阶段中国水资源保护重点应侧重于以下四个方面:①水环境污染应得到控制。②供水紧张状况应有所缓解。③饮用水源质量要有所提高。④尽快实现水资源开发与保护的良性循环。为此,应采取以下基本对策:①实行可持续发展战略。②建立、健全水资源监测系统——水资源监测网。它是提供水位、水量、水质动态信息的基础性设施,也是实施水量、水质监控的重要手段,应该优先建设,不断完善并使之达到现代化水平。在此基础上,提高水资源及水环境现场测试能力和快速反应能力,逐步建立自动测报和预警系统。③建立统一的水资源管理机构。建立统一的水资源管理机构是实现水量统筹调度、优化配置、污水排放控制的重要组织保证。为了保证水资源统一管理,有效协调各部门和单位的水事矛盾,管理机构应按大中流域或区域地下水系统来设置。对跨界的流域和地下水系统,应加强边界水体的监测、控制,积极推广行政区之间的协商制度和用户的听证会制度。④完善水资源保护的法律体系。改善中国水资源不合理状况的另一重要途径就是依法治水,走法制化的道路,依法取水,依法排污,节约用水,严格按照《水法》、《水污染防治法》、《环境保护法》等一系列法律办事。同时,还应结合水资源开发利用规划,制定适合本流域(或地下水系统)具体条件的配套法规,使水资源保护法制化、制度化。⑤加强水资源的科学研究。为了使水资源开发利用更合理、更科学,保护工作有的放矢,首先应加强对水资源的科学研究,不断提高对水资源系统的认识,包括水资源在地球自然资源体系中的位置和作用,与其他资源的关系,揭示其形成和演化的机理及在空间和时间上的变化规律,研究人类经济活动引起的水资源和水环境的变化,探索如何在变化的环境中持续开发利用水资源的科学途径。同时,还要研究水资源调查、监测、评价、规划、利用、养涵、污染防治、科学用水、节约用水、提高用水效率等各方面的先进技术方法,以达到全方位提高中国水资源保护的科学水平。⑥加强水资源保护的全民教育。要广泛宣传水资源保护的意义,使群众了解、熟悉其重要性,真正认识到水资源是当代和子孙后代的共同财富,珍惜每一滴水,牢固树立"保护水资源,人人有责"的思想。

【水资源保护法】 legal rules of water resources protection 要使水资源保护的各种技术、行政措施得以实现,运用法律的手段是必要的。水资源保护法律有一定的特殊性,它在调整水资源与社会关系时,更多地涉及到水资源科学技术方面的问题,制定出来的法律法规有很强的科学技术色彩。水资源保护法律以保护水资源和改善水环境状况为宗旨,它所约束的对象不仅是公民个人,而且包含了社会团体、企事业单位以及政府机关。水资源保护法律的实施涉及到经济条件和技术水平,因此执行起来比其他法律的实施更为困难,更为复杂。深刻地理解水资源保护法律,对于搞好水资源保护工作具有重要意义。特别是在中国经济还不十分发达,治理水环境的资金仍较短缺,水资源保护意识还较淡薄的情况下,尤其要充分利用法律的约束力来保护水资源,正确处理好发展经济与保护水资源的关系,集中力量解决突出的水环境问题。在中国,有关水资源保护的法律和法规有:《中华人民共和国水法》、《中华人民共和国水污染防治法》、《中华人民共和国环境保护法》、《中华人民共和国水土保持法》、《取水许可制度实施办法》、《中华人民共和国水土保持法实施条例》、《城市地下水开发利用保护管理规定》、《城市供水条例》、《城市节约用水管理规定》、《淮河流域水污染防治法》等法律规定。

【水资源保护经济措施】 economic measure of water resources protection 在保护水资源的各种措施中,经济手段是促进合理用水、节约用水的一个重要方面。它主要包括两个层次的内容:①调整水价或实行定量配水、超计划罚款、节约奖励的制度。这项措施主要是针对人为的浪费,诸如供水环节的跑、冒、滴、漏和用水无度现象进行的限制。②调整产业结构,提高用水效率,水资源作为全社会经济活动中不可缺少的物质,其流通过程与产业结构紧密结合在一起,要解决供需矛盾,用水紧张的更深层次问题,或者说是"治本"的办法,应从产业结构调整上下功夫。

【水源涵养技术】 headwater conservation technology 绿化是水源涵养的主要技术措施之一。植被素有"绿色水库"之称，具有涵养水源、调节气候的功效，是促进自然界水分良性循环的有效途径之一。植被之所以能够涵养水源，主要有以下几个原因：①林冠截留雨(雪)水；②枯枝落叶层吸收水分；③林地土壤蓄渗降水。除此之外，森林还具有缩小温差，使气候变化趋向和缓，增加空气湿度的作用。植树种草应注意因地制宜和加强管理。因地制宜是指根据当地的水土条件选择适宜的植物种类和正确的种植方法。许多地区植树种草效果不明显，其关键是忽视了植物对生态环境选择这一基本条件。此外，缺乏管理，不讲效果也是植树成活率不高的原因之一。中国水土保持工作的实践证明，小流域治理是改善生态条件、涵养水源的有效方法。

【农业节水技术】 saving technology on agricultural water 现代农业节水技术的出发点主要有：①减少从水源进入农田直至被作物吸收利用整个过程中的无效损失，包括减少输水的沿途漏失、土壤深层渗漏、土层表面蒸发。其中主要的节水技术有管道输水、渠道防渗、喷灌、滴灌、渗灌等灌溉技术，以及秸秆覆盖、薄膜覆盖、耐旱品种的选择等农业种植技术。②充分挖掘土壤水的潜力，根据土壤水的含量和作物需水情况，决定灌溉时机和灌水量。

【灌溉水有效利用系数】 effective coefficient of irrigative water utilization 灌溉期内，灌溉面积上不包括深层渗漏与田间流失的实际有效利用水量与渠道头进水总量之比，以 $\eta_{水}$ 表示。它由渠系水利用系数与田间水利用系数两部分组成。从末级固定渠道(一般为农渠)的渠尾进入毛渠的水量总和与渠首同期进入总量的比值，通常以 $\eta_{渠系}$ 表示，具有下列关系：

$$\eta_{渠系} = \eta_{干} \cdot \eta_{支} \cdot \eta_{斗} \cdot \eta_{农}$$

式中：$\eta_{干}$、$\eta_{支}$...分别表示干渠、支渠...的渠道水利用系数。计划湿润层内实际灌入的水量与进入毛渠的水量的比值称为田间水利用系数，通常以 $\eta_{田}$ 表示。灌溉水有效利用系数应等于渠系利用系数与田间水利用系数的乘积，即

$$\eta_{水} = \eta_{渠系} \cdot \eta_{田}$$

【生活节水技术】 saving technology on domestic water 生活节水技术主要由以下两个途径实现：分质供水和"中水"利用。分质供水一般需要两套供水系统，一是饮用水供水系统，二是非饮用水供水系统。非饮用水供水系统的水源主要是经过适当处理的生活污水、天然劣质水和某些工业废水，可用于厕所冲洗、办公楼墩地、车辆冲洗、绿化浇灌、景观用水等。"中水"利用主要是对生活小区排放的生活污水(不包括厕所用水)、洗浴水，用生物接触氧化-沉淀-过滤-消毒的工艺流程处理后回用，或者对其他来源的水经污水处理厂二级处理后使用。

【工业节水技术】 saving technology on industrial water 一般而言，工业节水可分为技术性和管理性两类。其中技术性措施包括：一是建立和完善循环用水系统，其目的是为了提高工业用水重复率。用水重复率越高，取用水量和耗水量也愈少，工业污水产生量也相应降低，从而可大大减少水环境的污染，减缓水资源供需紧张的压力。二是改革生产工艺和用水工艺，其中主要技术包括：①采用省水新工艺；②采用无污染或少污染技术；③推广新的节水器。

【万元产值用水量】 water consumption amount per unit output value of ten thousand Yuan 生产一万元产值需用的水量。万元产值用水量指标被广泛应用于工业耗水水平的评估中。由于不同地区产业类型不同，影响产值的因素复杂，笼统以产值来反映用水多少，计算结果比较粗糙。据 2001 年中国水资源公报，全国万元 GDP(当年价)用水量 580 立方米，万元工业增加值(当年价)用水量(取用新水)268 立方米。

【水资源监测】 water resources monitoring 地表水、地下水的数量和质量是随时间与空间变化的，这种动态变化是各种自然因素和人为因素综合作用的结果。通过水资源的监测，可以及时了解水量和水质的动态变化，掌握其变化规律，从而为制订水资源的开发利用和保护方案提供科学依据。水资源的数量和质量监测是通过水资源的动态监测网点来实施的。为了使监测的结果更为准确，往往将已有的水文站、雨量站和气象站(台)列入水资源动态监测网。水量的监测方法简便易行。对地表水资源，可以通过水位观测和测验流量来确定水量；对地下水资源可以通过观测孔或泉水流量的变化来进行监测。水量水位监测的频率可以根据水体的具体特性和监测的要求来确定，在进行水量监测时，要尽可能利用当地气象、水文站的资料。

【三峡工程】 Sanxia water conservancy project 因位于长江三峡河段而得名。三峡河段上起四川奉节的白帝城，下至湖北宜昌的南津关，全长约 200 千米，由瞿塘峡、巫峡、西陵峡三段峡谷组成。该工程举世瞩目，具有发电、防洪、灌溉、航运等综合效益。选定的三峡工程坝址位于西陵峡内较宽的三斗坪。坝址处基础为比较完整的花岗岩，岩质坚硬，裂隙小，长 1 万多米，地形条件有利于布置枢纽建筑物和施工场地。三峡工程主要由大坝、溢洪道、水电站厂房、船闸和升船机等建筑物组成。坝高 185 米，坝顶长度约 2309 米，正常蓄水水位 175 米，总库容为 393 亿立方米，其中防洪库容 221.5 亿立方米。在枯水期消落限制水位为 155 米，汛期限制水位为 145 米。坝址控制流域面积为 1000 平方千米，年平均水量为 45101 亿立方米，多年平均输沙量为 5 万亿吨。装机容量 1768 万千瓦，三峡电站每年可发电 840 亿千瓦·小时，改善航运约 650 千米，动态移民人数达 113 万之多，是世界上最大的水电站。

【跨流域调水】 interbasin water transfer 指修建跨越两个或两个以上流域的引水(调水)工程，将水资源较丰富流域的水调到水资源紧缺的流域，以达到地区间调剂水量盈亏，解决缺水地区水资源需求的一种重要措施。跨流域调水，关系到相邻地区工农业的发展。同时，还会涉及相关流域水资源重新分配和可能引起的社会生活条件及生态环境变化。因此，必须全面分析跨流域的水量平衡关系，综合协调地区间可能产生的矛盾和环境质量问题。

【南水北调】 south-north diversion of river water 将长江流域的一部分水调往北方，以缓解北方广大地区水资源匮乏局面的宏伟规划。包括西、中、东三条路线。西线：从长江上游支流引水到黄河上游，主要为黄河上中游及西北地区补水；中线：从长江中游及其主要支流汉江引水，沿伏牛山及太行山东侧开渠送水，可向黄淮海平原大部分地区自流供水；东线：从长江下游提水，经京杭运河北送，可为黄淮海平原东部补水。这三条调水路线各有一定的供水范围，可以相互配合，但不能相互替代。

【东线调水工程】 transfer engineering of East Line 东线调水工程的目的是解决黄淮海平原东部地区的缺水问题。主要目的为提供沿线城镇居民生活和工业用水；提高现有灌区的供水保证，改善灌溉条件；结合输水，恢复和提高京杭运河的通航能力；利用调水工程设施，提高沿线易涝地区的排涝能力。东线工程，从长江下游扬州附近抽引长江水，利用和扩建京杭大运河及其平行的河道逐级提水北送，经洪泽湖、骆马湖、南四湖和东平湖，在位山附近穿过黄河后，经临运河、卫运河、南运河自流到天津。

输水主干线长 1156 千米，其中黄河以南 646 千米，穿黄河段 17 千米，黄河以北 493 千米。从东平湖向东送水到山东半岛的威海市，输水线路长约 700 千米。全线最高处东平湖蓄水位与抽江水位之差为 40 米，共建 13 级梯级泵站，总扬程 65 千米。江苏省于 1961 年开始建设江都泵站，经过不断扩建延伸，现江苏江水北调工程向北调水能力为：抽江 500 米^3/秒，年均抽江水量约 33 亿立方米，干旱年抽江水量可达 60 亿立方米，可送水到徐州和南四湖下级湖泊(50 米^3/秒，年水量 5 亿～7 亿立方米)。抽水泵站总装机容量为 200 多兆瓦。东线调水工程可在此基础上，逐步扩大调水规模，并向北延伸至天津。工程规划的总规模为抽江流量 600～800 米^3/秒，年供水量 100 亿～170 亿立方米，其中过黄河 200 米^3/秒，25 亿～40 亿立方米；抽水泵站总装机容量约 650 兆瓦。根据受水区供需水量预测，规划的工程规模宜分两期实施。分期方案见表。

东线工程分期方案特性指标

工程分期	调水规模				调水方式		输水方式
	流量 $m^3 \cdot s^{-1}$	水量 $10^8 m^3$	其中		扬程 m	自流落差 m	
			黄河北 $10^8 m^3$	胶东 $10^8 m^3$			
一	600	100	25	10	65	40	运河
二	800	140	40	20	65	40	运河

【中线调水工程】 transfer engineering of Median Line 中线工程的调水目的是解决京津华北平原中西部及沿线湖北、河南部分地区的缺水问题。主要目标是以解决沿线城市生活和工业用水为主，兼顾农业及生态环境用水。中线调水工程，从长江中游北岸支流汉江丹江口水库引水，输水总干渠自陶岔渠首起，沿伏牛山和太行山山前平原，京广铁路线西侧，跨越江、淮、黄、海四大流域，自流输水到北京、天津。输水渠道为专用供水渠，总干渠长 1246 千米，其中黄河以南 462 千米，穿黄河段约 10 千米，黄河以北 774 千米。天津干渠长 144 千米。汉江是中线调水工程的水源地。汉江流域多年平均天然径流量 566 亿立方米，在流域内各种用水的实际年耗水量约 40 亿立方米，占 7%，有较为丰富的余水可供北调。丹江口水库年均天然入库径流量 388 亿立方米，约占流域水量的 68%。现水库已建成初期规模，发挥了防洪、发电、灌溉、航运等效益，也已具备了调水条件。按原规划完成后期工程后，可提高汉江中下游防洪标准，增大北调水量。在近期南水北调工程规划论证中，实施汉江中下游补偿工程，可调水 90 亿～120 亿立方米，其中过黄河 70 亿～90 亿立方米。中线工程分期实施方案见表。

中线工程分期方案特性指标

工程分期	调水规模			调水方式自流落差 m	输水方式
	流量 $m^3 \cdot s^{-1}$	水量 $10^8 m^3$	其中黄河北 $10^8 m^3$		
一	350	80～120	100		专用立交渠道
二	500	100～120	80～90	100	专用立交渠道

【西线调水工程】 transfer engineering of West Line 西线工程的调水目的是补充黄河水资源不足，重点解决青、甘、宁、内蒙古、陕、晋 6 省(自治区)的缺水问题，主要目标是以 6 省(自治区)工业、城市用水和农林牧业用水为主，兼顾生态环境用水。西线调水工程，从长江上游干支流调水入黄河上游，引水工程分别在通天河、雅砻江、大渡河干支流上筑坝建库，积蓄来水，采用引水隧洞穿过长江与黄河的分水岭巴颜喀拉山入黄河。规划年均调水为 120 亿～180 亿立方米，其中通天河 55 亿～90 亿立方米，雅砻江 35 亿～40 亿立方米，大渡河 30 亿～50 亿立方米。西线调水工程地处海拔 3000～4500 米，各引水坝址的河水面高程较调入黄河的水面高程低 80～450 米。根据地形、地质条件，研究了自流和抽水调水方案，需要修建 100～300 米的高坝和开 30～130 千米的超长隧洞。西线工程分期实施方案见表。

西线工程分期方案特性指标

工程分期	河流	调水量/$10^8 m^3$	调水方式	输水方式
一	大渡河	30～50	自流	隧洞
二	雅砻江	35～40	自流	隧洞
三	通天河	55～90	自流	隧洞
合计		120～180	自流	隧洞

【污水资源化】 sewage resourcification 污水是生活污水、工业废水、被污染的雨水和排入城市排水系统的其他污水的统称。生活污水是人类在日常生活中使用过的，并为生活废料所污染的水。工业废水是在工矿企业生产活动中使用过的水。被污染的雨水，主要是指初期雨水由于冲刷了地表上的各种污物而被污染的水。污水资源化的主要含义包含两个方面：一是污水回用于对水质要求不高的方面，以污代清，节约优质水。例如工业冷却水排放后可直接用于农业灌溉。另一方面指经过适当的工艺处理，使不能直接利用的污水变为可供利用的水资源。污水的处理方法很多，各有其一定的适用条件，为了达到综合处理，往往需要几种方法配合运用。具体的处理方法可分为：①物理方法，包括筛滤法、过滤法、沉淀法、吹脱法和浮选法；②化学方法，包括中和法、氧化法、化学凝聚法、电解凝聚法和离子交换法；③物理化学方法，包括吸附法、萃取法、泡沫分离法和反渗透法；④生化方法，包括好氧生化处理法和厌氧生化处理法。在淡水资源紧缺的地区，污水资源化是减轻或解决缺水问题的重要途径之一。

【海水利用】 seawater utilization 除了制盐、水产养殖、潮汐发电外，海水的开发利用属于正在发展的新技术领域。从供水水资源利用的角度大体分为两个方面：海水直接利用和海水淡化，以及由这两种技术综合而形成的海水综合开发利用工程。海水直接利用既有老的方式，又有新的方式。老的方式主要是利用海水作工业冷却水；新的方式包括用海水作沿海地区的生活用水，如冲洗用水、消尘用水，以及利用海水灌溉耐盐植物等。此外，在缺水的沿海地区，海水淡化也是一种扩大淡水水源的很有前景的方式。海水淡化共有 20 多种技术和方法，每一种方法都有自己的特点。其中蒸馏法、电渗法、反渗法比较成熟，也是世界上发展比较快的三个方向。中国海水淡化技术也主要沿着这几个方向发展。

水质与水文过程

【天然水水质】 quality of natural water 未受人类活动污染的天然水的物理化学特性及其动态特征。天然水的水质指标可分为物理、化学、生物、放射性四类。物理特性包括温度、嗅味、颜色、浊度、透明度、悬浮物等。化学指标有：非专一性指标，如电导率、pH 值等；无机物指标，如铁、锰等各种离子；非专一性有机物指标，如生物需氧量(BOD)、化学需氧量(COD)等；生物指标包括细菌总数、大肠菌群藻类；放射性指标，如总 α、总 β、铀、镭等。天然水一般分为三类：大气降水、地表水和地下水。

【水硬度】 aquatic hardness index 水中除 K、Na 离子之外，溶解的全部金属阳离子浓度的总和。其单位常用德国度来表示(即一个德国度相当于 10 毫克(CaO)/升)。世界卫生组织(WHO)1971 年的国际饮用水标准：饮用水总硬度最适宜量小于 2～5.6 德国度，饮用水总硬度最大量小于或等于 10～28 德国度；日本、瑞典规定：饮用水总硬度应小于 5.6 德国度；捷克规定为小于 8～12 德国度；墨西哥规定为小于 16.8 德国度；前苏联规定为小于 19.6 德国度；中国规定为小于 25 德国度。其规定的标准与自然环境特征、饮水习惯和人群的适应性有关。一般按水的总硬度可将水分为以下类型：

总硬度 / 10mg(CaO)/L	0～4	4～8	8～16	16～25	25～40	40～60	>60
水的性质	很软	软水	中硬	硬水	高硬水	超高硬	特硬

【降水水质】 quality of precipitation water 降水的化学成分、含量及其化学特性。降水的化学成分与地理和气象条件有关。此外，由于人类活动的影响，降水中某些离子含量还与距工业城市的远近距离有关。酸雨、泥雨等降水的污染，可能造成河湖水浮游生物死亡、生态平衡破坏等危害。因此，有必要进行降水水质监测，分析污染原因，为治理污染提供依据。

【河水水质】 quality of river water 河水的物理化学性质及其动态特征。河水水质变幅较大，因地区、气候等条件的差异而不同，其中受生物和人类活动影响最大。一般来说，河水都是含碳酸型的水质系统，其化学成分也有一定的稳定性，阳离子以 Na^+、Ca^{2+} 占大多数，阴离子含量一般递减顺序为 HCO_3^-、Cl^-、SO_4^{2-}，其主要污染物是各种有毒金属和各类有机物。

【湖泊水水质】 quality of lake water 湖泊水的物理化学特性及其动态特征。湖泊的化学成分等特性，主要取决于地理环境、湖水来源以及湖泊中的物理、化学和生物过程。溶解在湖水中的物质主要有离子、生物原生质、溶解气体、有机质和微量元素等。湖泊水水质的评价指标同于天然水。若湖泊污染严重则还需检测酚、重金属等有毒物质。

【沼泽水水质】 quality of swamp water 沼泽水的物理化学特性及其动态特征。沼泽水透明度差，水体浑浊，常呈黄褐色；因有机酸和铁锰含量较高，水面常呈红色。沼泽水硬度和矿化度都较低，pH 值介于 3.5～7.5 之间。沼泽蕴藏大量的泥炭资源和植物资源，沼泽水富含有机质和悬浮物，腐殖酸含量从每升几毫克到每升上百毫克不等。

【地下水水质】 quality of groundwater 地下水的物理化学特性及其动态特征。它有如下特点：①水体清澈透明；②水体不与空气接触，呈还原态，Fe^{2+}、Mg^{2+} 以低价形态存在；③盐分硬度大，有机物含量较多；④因受岩石等阻隔，流速小，各部位水层水质也有很大差别；⑤水温不受气温影响。

【水质管理】 water quality management 为控制水污染，保护水资源，通过法律手段和科学方法对水体水质进行的管理工作。水质管理工作涉及面广，需要社会经济和科学技术各有关领域密切配合，并采取积极科学的措施才能取得有效成果。在法律方面，包括法令、规定，执行水污染奖惩制度等；在科学技术方面，包括制订水质管理标准，进行水质预测预报等。

【水质预测】 water quality prediction 根据水体污染源的排污量及污染物进入水体的运动过程，对未来水质的变化进行预测的工作。它是水体水质科学管理与控制所必需的。水质预测方法有两大类：一类是点源污染的预测方法；另一类是面源污染的水质预测。

【水质规划】 water quality planning 全称水质控制规划。它指应用数学的方法，结合环境、经济和社会三者综合效益，实现水质目标与经济目标的最佳结合。按其范围可分为流域水质规划和区域水质规划两种；按费用分配法可分为分区最优法、均一处理法、最小费用法三种。

【盐量平衡】 salt balance 地球上任一区域或水体，在一定时段内，盐分的离子总输入量与输出量之差等于该区域或水体盐分的离子总量变量。它是研究水文化学的基础理论，用于水质变化、水质预报、土壤盐碱化等方面的研究。影响盐量平衡的因素主要有两点：一是水文、气候条件和水文地质条件；二是灌溉方式和人工排水措施。

【水土平衡】 water land balance 即农田用水供需平衡。一个地区土地(农田)在一定种植制度下所需水量与水资源能提供的水量间的平衡状况，能够为一个地区的农业规划、水资源合理利用、农作物合理布局、荒地资源开发利用等提供科学依据。其研究的具体内容为：水资源的估算、水资源的年内和年际变化、不同保证率的水资源量、土地资源量、农作物结构、灌溉制度的制定和供需水平衡计算。水土平衡计算采用的方法有：近远期方式、水资源总量方式和综合方式。

【水量平衡】 water balance 水文学的重要原理之一。地球上任一区域或水体，在一定时段内，输入的水量与输出的水量之差等于该区域或水体内的储水量的变化量。

【热量平衡】 heat balance 地球上任一区域或水体，在一定时段内，通过各种方式得到的热量和失去的热量之差等于该区域或蓄水体的蓄热变化量。

【动量平衡】 momentum balance 在一定时段内对特定的水体而言，其输入动量与输出动量之差，等于该水体内所蓄存动量的变化量。可用下式表示：

$$Q_{入}-Q_{出}=\Delta U$$

式中：$Q_{入}$ 为时段内输入动量；$Q_{出}$ 为该时段内输出动量；ΔU 为该时段内水体所蓄存动量之变化量。它是研究水体中波浪与水流运动的重要参数。

【积雪】 snow pack 雪在地面上堆积的一种现象。中国气象学规定雪所掩盖的面积，达到某地区周围的能见面积一半以上时称为积雪。

【降水距平】 precipitation anomaly 某地个别年(月)份的降水量与多年(该月)平均值之差称为降水距平。其值有正有负，将某地区的某些年份降水距平的绝对值相加，再除以记录年份数，就得出该地区平均降水距平值；再将平均降水距平值除以该地区多年平均降水量所得的百分率，称为该地降水相对变率或相对平均差。它是反映区域气候特征的重要指标之一。

【水分循环】 hydrologic cycle 海洋、大气和陆地上的水，随时随地都通过相变和运动进行着连续大规模的交换过程。地球表层系统中水分循环的原动力是太阳辐射能和地球引力。而水分在地球表层常态环境中能够进行相态转化，这是水分循环的内因所在。由于太阳辐射，海面和陆面每年约有 4.88×10^5 立方千米水分蒸发到空中。自海洋表面蒸发的水分，直接降落到海洋中，就形成海洋水分的内循环。当海洋上蒸发的水分，被气流带到陆地上空以雨、雪等形式降落到地面时，一部分通过蒸发和蒸腾返回大气，一部分渗入地下形成土壤水或潜水，另一部分形成径流汇入河流，最终仍注入海洋，这就是水分的海陆循环。内流区的水不能通过河流直接流入海洋，它和海洋的水分交换比较少，因此内流区的水分循环具有某种程度的独立性。但它和地球上总的水分循环仍然有联系。从内流区地表蒸发和蒸腾的

水分，可被气流携带到海洋或外流区上空降落，来自海洋或外流区的气流，也可在内流区形成降水。

【内陆水分循环】 inland hydrologic cycle 从陆地表面蒸散的水分，经对流上升或地形抬升而凝结，又以降水的形式返回到陆地的水分运动过程。

【水面散热系数】 surface heat exchange coefficient 在一定的气温、光照、风速和大气相对湿度条件下，单位时间内水面温度的单位变化所引起净热通量的变化量，其单位是焦/度/米^2/日。它随风速、水温、气温差值的增大以及大气相对湿度的减小而增大，是设计地表冷却水池的关键参数。

【水迁移系数】 aquatic migration coefficient 化学元素在水环境中迁移强度的定量指标。这一概念由 A.I.彼列尔曼于 1965 年提出，是水中溶解的某个化学元素的含量与水中矿质残渣含量和残渣中该元素含量之积的比值，用 K_x 表示。表达式为

$$K_x = {}^{w}C_x \times 100/(\alpha \times {}^{R}C_x)$$

式中：${}^{w}C_x$ 为水体中溶解化学元素 x 的浓度（毫克/升），α 为水体中矿质残渣的含量（毫克/升），${}^{R}C_x$ 为化学元素 x 在水体中所含矿质残渣中的百分含量（%）。每一种化学元素在不同的水环境中具有不同的水迁移系数，在特定的水环境中各种化学元素一般都具有稳定的水迁移系数序列。A.I.彼列尔曼根据化学元素在表生水环境中的水迁移系数将其划分为 6 大类：①强度迁移的化学元素，$K_x \geqslant 10n$，如 Cl^-、NO_3^-、SO_4^{2-}、Br^-、F^- 等阴离子；②中度迁移的化学元素，$K_x = n \sim 10n$，如 Ca^{2+}、Na^+、Mg^{2+}、Sr^{2+} 等阳离子；③弱迁移的化学元素，$K_x = 0.n \sim n$，如 K^+、Ba^{2+}、Rb^+、Li^+ 等阳离子；④氧化环境中中度迁移和弱迁移化学元素（$K_x = 0.n \sim n$）和弱还原环境中惰性（$K_x \leqslant 0.1$）的化学元素，如 Zn、Ni、Cu、Pb、Cd、Ag、Hg、V、U、Mo、Se、Re 等元素；⑤还原环境中中度迁移和弱迁移化学元素（$K_x = 0.n \sim n$），而在氧化环境中惰性（$K_x \leqslant 0.1$）的化学元素，如 Fe、Mn、Co 等金属元素；⑥在多数环境中都难以迁移的化学元素，如 Al、Ti、Y、Cr、Bi、Pt、Au、Ru、Th、W、Nb 等金属元素，它们在自然环境中可以天然金属状态存在。

【截留】 interception 植物枝叶或建筑拦截部分降水，在其到达地面前即进行蒸发的现象，是径流形成中的损失项之一。对于植物截留，截留的水体大部分损耗于枯叶表面上的水蒸发，其余为植物体直接吸收。只有在植物枝叶上滞留，并被吸收的水量才构成截留量。在水循环中，截留起着增加蒸发、减少地面降水、减少地面径流的作用。影响植物截留的因素很多。有关植物特性方面主要是植物叶面总面积、植物种类，表现在全流域上为植被的覆盖度、林相、植物层次等；有关降水特性及天气状况方面主要是降水强度，降水历时，风速及固、液态降水差异等。乔木、高大灌木截留的测定常以林下测雨与林外测雨同时对比实验取得。灌木、草被、农作物的截留常用实验室、现场实验对比方法取得，方法尚待完善。

【填洼】 depression detention 降雨或融水产生的充填、滞蓄于地面坑洼的现象，是径流形成过程中重要的损失项。充填坑洼的水量称填洼量，最终耗于下渗、蒸发和地下水的补给。在径流形成过程中，超渗雨（包括融水）和壤中流沿坡面注入凹坑，从而产生填洼现象。当坑洼蓄满或坑洼水外溢时填洼结束，随之出现坡面漫流现象。不能注入河槽的填洼水耗称死填洼，注入河槽部分的称流动填洼。影响填洼的因素有流域的坑洼体积及地貌条件、土壤入渗状况、降水量、降水强度和降水历时等降水特性。在水文分析中常用降水、径流观测资源建立流域洼地分配曲线，得出不同产流面积下的填洼量。也可根据流域填洼量与累积超渗水量函数关系，利用公式计算。

【蒸腾】 transpiration 水分通过植物叶面蒸发的现象。根据试验，植被覆盖较好地区的蒸腾总量常可占当地总蒸发量的 30%～50%，因此在潜水均衡计算中，必须考虑蒸腾水分的损失量。

【蒸发】 evaporation 水分子从水面、冰雪面或其他含水物质表面以水汽形式溢出的现象。它属于水由液态或固态变为气态的相变过程。根据蒸发面性质的不同，可分为水面蒸发、冰雪蒸发、土壤蒸发和植物蒸发。从水（或冰）面飞出的与回到水（冰）面的水汽分子通量的差值称为蒸发量。自然条件下蒸发的影响因素可归纳为两类，即大气边界层的气象因子和下垫面的性质。前者包括太阳辐射、气压、气温、下垫面、温度、空气水汽压、风速等；后者主要有海洋面、有限水面、土壤表面与生物体表面四种类型。计算蒸发的方法有空气动力学法、能量平衡法、水量平衡法、综合方法等。常用蒸发仪器主要是各种类型水面蒸发器（池）和各型土壤蒸发器及土壤蒸渗仪。

【总蒸发】 evapotranspiration 又称蒸散发或蒸发蒸腾。土壤水由植物茎、叶面和植株间土面转移到大气中生成水汽的过程。蒸散发量为植物蒸腾量与棵间土壤蒸发量之和，也称农田总蒸发量。蒸散发与作物种类、生育期、生长状况、土壤含水量及气象条件有密切关系。蒸散发量的确定方法有实测法和计算法。实测法可用称重式土壤蒸发器、水力式土壤蒸发器、大型蒸渗仪直接测定；计算法有水量平衡法、热量平衡法、湍流扩散法和各种经验公式法等。

【棵间蒸发】 soil evaporation between plants 给定面积农田内，植株间的土壤蒸发。在同一田块上，棵间蒸发加植物蒸腾统称为农田蒸散发（或农田总蒸发）。棵间蒸发随植物种类、种植密度和植物覆盖度而异。

【植物散发】 plant transpiration 土壤水分通过叶面和枝干蒸发进入大气的过程。植物根系从土壤中吸收的水分，除小部分留在植物组织中，其余绝大部分都通过叶面散发到大气中。植物散发过程更为复杂，因为它与土壤环境、植物生理和大气环境之间存在密切关系。影响植物散发的因素有：气象因素、土壤含水量等。植物散发量的确定，使用实测法和计算法。实测法有器测法、坑测法和棵枝称重法等。计算法有水量平衡法、热量平衡法和散发模型。为减少散发，也可采用化学药剂，如把十六烷醇或十八烷醇混合于土壤中，药剂随水分进入植物根系，通过植物根茎沉积在气孔与大气交界面上，阻止水分消耗。但有人认为这种方法会影响光合作用，不利于植物生长。

【土壤蒸发】 soil evaporation 土壤失去水分或干化的过程，是水分循环的重要环节，水量平衡与热量平衡的组成要素。土壤蒸发需要各种条件，其中包括外界提供土壤水分汽化所需的热量，土壤内部水分的不断供给，以及土面水汽压大于大气水汽压等。当这些条件发生变化时，土壤蒸发量即随之变化。影响土壤蒸发的因素除同于影响水面蒸发的因素外，还受土壤含水量、地下水埋深、土壤结构、温度梯度、土壤空隙、土壤色泽、土壤表面特征及地形等因素影响。土壤蒸发以单位时间、单位面积蒸发的水层深度（毫米）计。测定土壤蒸发的方法有：器测法、热量平衡法、涡度相关法、红外线遥感等测量方法，以及建立数学模型、利用经验公式推算等方法。

【水面蒸发】 evaporation from water surface 江河、湖泊、水库、沟塘、蒸发池等大小水体表面的水分子，在动能作用下由液态转为气态逸出水面的过程。是从液面逸出的水分子与凝结返回（转变液态）的水分子数量之差。单位时间从液面蒸发的水量称

为水面蒸发率(以毫米/日计)。影响水面蒸发速度最重要的因素是气象因子和水质。气压越小、风速越大、温度越高、饱和水汽压和空气水汽压的差值越大,蒸发速率越大。水面蒸发速率可用实测和间接计算法获得。实测可用各型水面蒸发器,但要用测得数值乘以不同的折换系数。间接计算有水量平衡法、能量平衡法、湍流扩散法和各类经验公式等。

【潜水蒸发】 phreatic evaporation 在热力作用下,水分从潜水面上升到土壤表面进入大气的过程。潜水蒸发量与蒸发强度、地下水埋深、土壤质地和气候条件等有密切关系。当地下水位埋藏达到一定深度时,潜水蒸发量将减少到很小或接近于零,该深度称为潜水的极限蒸发深度。一般潜水蒸发强度可用下式计算:

$$\varepsilon = \varepsilon_0(1 - \Delta/\Delta_0)^n$$

式中:ε 为潜水蒸发强度,ε_0 为水面蒸发强度,n 为与土壤质地有关的指数,一般 $n = 1 \sim 3$,Δ 为地下水埋深,Δ_0 为潜水蒸发极限深度。

【流域蒸发】 basin evaporation 又称**流域总蒸发**、**流域蒸散发**,是流域内陆面蒸发、水面蒸发和植物散发的综合,是流域水分循环的重要环节。陆地上降水量的60%~70%通过蒸散发返回大气;内流流域蒸发是水分循环的唯一排泄出路。流域总蒸发又是水量平衡的组成要素,流域总蒸发的确定普遍采用水量平衡法,即根据降水、径流、流域蓄水量的变化等资料估算。流域总蒸发的计量单位,以时段内单位面积蒸发的水层深度(毫米)表示。大范围的流域蒸发,一般用等值线图表示其分布和变化规律,其大小受流域的热状况、水分供应条件及下垫面组成要素状况的影响。近年来,对能量和大气湍流交换进行数值模拟和利用遥感信息系统计算蒸发量的方法发展很快。

【蒸发面】 evaporation surface 产生蒸发的各种界面的统称。自然界水分是从各种含水下垫面蒸发出来的,如自由水面、冰面、雪面、潜水面、植物冠层表面、森林表面等。因下垫面特性不同,其蒸发速率亦不相同。如在同一气象条件下,森林蒸发要比水面蒸发大51%;而雪面蒸发约等于水面蒸发的82%。

【蒸发能力】 evaporation capability 在一定的气象和下垫面条件下,有充分供水时,单位时间内蒸发的水汽量。

【入渗】 infiltration 水透过地面进入土壤和岩石空隙的现象。以单位时间入渗水深(即入渗强度或入渗率)或以历时入渗累积曲线表示。入渗率随时间变化的过程称入渗曲线。入渗过程按水分受力状况分为三个阶段:渗润阶段、渗漏阶段和渗透阶段,也将前两个阶段合称为初渗阶段,第三个阶段称为稳渗阶段。计算入渗量常用的经验模型有霍顿-菲利浦公式等。入渗受土壤孔隙度、动植物地下孔穴、土体机械组成及厚度、土壤前期含水量、降水强度和历时、地面坡度、地下水位等因素影响。入渗强度常以室内土柱入渗模拟、实地人工降雨入渗模拟及入渗仪等方法测定;不同土类、植被、降水特性下的入渗量,常由天然固定试验场实验取得;流域上的入渗量一般是在历次降雨径流实测资料基础上,经反复推算和综合分析取得。

【初渗】 initial infiltration 水向土体入渗的初期阶段,即入渗水体在水与土粒等各种介质间分子引力、毛细管力及部分重力总和作用下迅速下渗的阶段。在充分、恒定供水条件下的入渗曲线中有显著反映。从入渗开始至某一时刻,曲线的曲率变化很大,该段时间内的入渗即为初渗。其特点是随入渗的开始而开始,且入渗强度最大时最大,随之迅速递减。初渗包含入渗中渗润和渗漏两种性质不同的运动形态。初渗常用室内模型实验、自然条件下观测试验和人工供水实地观测等方法取得。影响初渗的因素主要是土壤和松散风化壳的物理特性、土壤生物特性、土壤含水量以及降水特性。

【稳渗】 steady infiltration 当土壤空隙被水充满达到饱和时,水在重力作用下成饱和水流运动,下渗率维持稳定。稳渗影响因素主要是稳渗层的土体特征。当地表自然条件不变时,稳渗值主要随降雨强度变化。

【产流】 runoff generation 产流是降雨落在地面后,在下垫面土层中运行而发生的水文过程。它受下垫面、降雨、蒸发、土壤含水量等多种因素影响,一般分为超渗产流和蓄满产流。计算产流量常用四种方法:径流系数法、降雨径流关系法、扣损法和流域降雨径流模型法。

【超渗产流】 runoff generation resulted from excess rain 降雨强度超过土壤入渗强度而产生地表径流的现象。中国北方地区的多雨季节,降水量集中,且多暴雨和大雨,往往出现超渗产流;南方湿润和半湿润地区的少雨季节,当降雨过分集中,降水强度超过入渗强度时,也会有超渗产流。根据超渗产流的概念,建立相应雨洪计算和洪水预报方法,称为超渗产流模型。

【蓄满产流】 runoff generation under saturated condition 又称**超蓄产流**,因降水使土壤包气带和包水带基本饱和而产生径流的方式,是降雨径流的产流方式之一。在降雨量较充沛湿润、半湿润地区,地下潜水位较高,土壤前期含水量大,由于一次降雨量大,历时长,降水满足植物截留、入渗、填洼损失后,损失不再随降雨延续而显著增加,土壤基本饱和,从而产生地表径流。此时的地表径流不仅包括地面径流,也包括壤中流和其他形式的浅层地下水产流。蓄满产流方式往往不能在山区流域上普遍实现,在平原区则容易发生。

【产流过程】 processes of runoff generation 流域中各种径流成分的形成过程。它实质上是流域下垫面对降水的再分配过程。在流域发生降水后,水在具有不同的阻水、吸水、持水和输水特性的下垫面土层中垂直运动时,供水与下渗相互作用的产物。根据其径流产生的机制,可以将产流过程划分为:①超渗地面径流:指供水作用(降雨等)与下渗等水分丧失作用在包气带界面上共同作用所导致的产流过程。②壤中径流:指发生于非均质或层次性土壤中的透水层与相对不透水层界面上的径流。③地下径流:指包气带较薄、地下水位较高时的地下水产流。④饱和地面径流:指表层土壤具有较强透水性的情况下的地面产流机制。即随着壤中流积水的增加,继续下雨终将到达地面,即包气带全部变成临时饱和水带,此时,后继的降雨所形成的积水将不再是壤中流,而是以地面径流的形式出现,这种地面径流称为饱和地面径流。

【产流面积】 runoff generation area 在降雨过程中,流域产生的径流覆盖的面积。由于流域内各处产流类型和下垫面的差异,在一次降雨过程中,产流面积随着条件的变化不断地发展和变化着。同时,区域地理环境特征对产流面积也有重要影响。

【产流模型】 runoff yield model 又称**产流模式**。推算在地区降雨经植物截留、填洼、雨期蒸发和下渗等损失阶段后而产生径流量的数学模型。如自降雨开始至任一时刻(t)的地面产流模型为

$$R_s(t) = \int_0^t I\mathrm{d}t - \int_0^t J\mathrm{d}t - \int_0^t E\mathrm{d}t - \int_0^t S\mathrm{d}t - \int_0^t F\mathrm{d}t$$

式中:$R_s(t)$为 t 时刻地面径流深,I 为 t 时刻地面降雨强度,J 为 t 时刻地表植物的截留速率,E 为 t 时刻地面蒸发速率,S 为 t 时刻地表水填洼速率,F 为 t 时刻地表水下渗速率。一般地对一个较长期的降雨过程而言,J、E、S 均十分有限,而下渗在地

面径流的产流过程中具有决定性作用。

【汇流】 runoff concentration 全称流域汇流。降落在流域上的降水质点,从流域各处向出口断面汇集的过程。由坡地表面水流运动、坡地地下水流运动和河网水流运动组成,包括坡地汇流和河网汇流两个阶段。按不同的研究对象和目的,可将坡面汇流和河网汇流分别研究,也可统一考虑,直接根据有效降雨过程推求出流过程。用系统分析方法处理时,有效降雨即系统的输入,出口断面的流量过程即输出,中间的系统运转过程即称为流域汇流计算。在流域汇流中,把简单入流所形成的出流过程称为流域汇流曲线。当简单入流为 σ 函数时,称为瞬时汇流曲线或瞬时单位线;当简单入流为单位阶跃函数时,称为汇流积分曲线或 S 曲线;当简单入流为矩形脉冲函数时,称为时段汇流曲线或时段单位线。

【径流】 runoff 陆地上的降水汇流到河流、湖库、沼泽、海洋、含水层或沙漠的水流(广义的还包括固体径流和化学径流)。是水文循环和水量平衡的基本要素,是引起河流水文情势变化的直接因素。按水流来源可分为降雨径流和融雪径流;按流动方式可分为地表径流和地下径流。降水是形成径流的首要环节,降在河槽水面上的雨水可以直接形成径流。流域中的降水如遇到植被要被截留一部分,降在流域地面上的雨水渗入土壤,当降水强度超过土壤渗入强度时产生地表积水,并填蓄于大小坑洼,蓄于坑洼中的水渗入土壤或被蒸发,坑洼填满后即形成从高处向低处流动的坡面流。河槽汇集沿岸坡地的水流形成槽汇流。同时,渗入土壤中的水分使土壤含水量增加并产生自由重力水,遇到渗透率相对较小的土壤层或不透水的母岩层时,便在此界面上流动,形成地下径流。冰雪融水径流的形成要有一定的热量条件,使冰雪转化为液体。如在融雪期间遇到降水,则形成雨雪混合径流。径流是流域中气候和下垫面各种自然地理因素综合作用的产物,径流的分布特性首先取决于气候特性。气温升高时对冰雪融化影响较大,温度和湿度影响蒸发过程。地表起伏状况影响地面径流的汇流速度和停滞过程。流域面积的尺度决定径流量大小,地质、植被和土壤影响雨水下渗和植物截留过程。同时径流的时空变化还受到人类活动的影响,如农业活动、水利工程兴建、跨流域调水、交通建设及城市化等都能影响径流的大小和过程。径流是地球表面水循环过程中的重要环节,其化学、物理特性对地理环境和生态系统有重要作用。

【径流系数】 runoff coefficient 某时段内径流深度与形成该时段径流的降水深度的比值。按时段不同,可以分为不同的径流系数。多年平均径流系数是个稳定的数值,它综合反映流域内自然地理因素对降水形成的影响,其数值取决于自然地理条件,有一定的地区性。洪水径流系数反映流域洪水期的降水径流关系,是预估洪水的重要数据。径流系数用 $\alpha = R/P$ 计算,α 为径流系数,R 为径流深度,P 为降水深度。α 值变化于 0~1 之间,α 越大越湿润。中国的多年平均径流系数的分布大致由南向北、自东向西递减。

【径流模数】 runoff modulus 指流域内单位面积上的单位时间径流量。以米^3/秒·千米^2 计量。计算公式为

$$M = Q/F$$

式中:M 为径流模数,Q 为流量(米^3/秒),F 为流域面积(平方千米)。根据计算时段不同,有瞬时径流模数、年平均径流模数和多年平均径流模数三种。径流模数反映不受流域面积影响的产流状况和径流分布,并可以比较不同自然地理条件下的流域径流量大小。

【径流深度】 runoff depth 某时段流域的径流总量平均分布于流域面积上的水层厚度。即某时段内的径流总量与集水面积的比值,单位为毫米,计量公式为

$$R = W/1000F$$

式中:R 为径流深度(毫米),W 为径流总量(立方米),F 为流域面积(平方千米)。它直接反映各地区水量的多少和干湿程度。根据多年的年平均径流深度绘制的径流深度等值线图,可以研究地表径流的分布及其空间变化规律。

【径流补给】 river feeding 又称**汇流水源**。径流补给有雨水、冰雪融水、湖泊、沼泽和地下水补给等多种形式,其中降水是所有河流的最终补给水源。河流很少有单一补给,通常是具有某种补给类型占优势的混合补给。河流补给是河流的重要水文特征。河流水情以及年内分配主要决定于哪种补给占优势及其在一周年中的相应变化。雨水补给是大多数河流的补给源,热带、亚热带和温带的河流多由雨水补给。雨水补给较其他类型的补给过程迅速而集中,往往造成河川径流年内分配不均,年际变化大。以冰雪融水补给为主的河流,河水的涨落较雨水补给为主的河流平缓,径流的年际变化较小。由湖泊、沼泽补给为主的河流水量变化缓慢,变化幅度较小。以地下水补给为主的河流,流量过程线的变化更为平缓,径流的年内分配均匀,年际变化小。

【正常径流】 normal flow 具有稳定性的多年平均流量。反映河流天然情况下所蕴藏的径流资源,是河流水量的重要特征值。正常径流 Y_0,以正常降水量 X_0 减去正常蒸发量 E_0 求得。正常径流在地区分布上有地带性规律,在实际计算中多用年径流量的多年平均值来代替。在气候和下垫面基本稳定的情况下,随着年数的不断增加,多年平均流量逐渐趋向一个稳定值,可以作为正常径流。正常径流的大小取决于流域的气候和自然地理条件。年径流的变化程度可以用观测年数的大小来反映。径流变化越小,正常径流所需的观测年数越少。

【暴雨径流】 storm runoff 由暴雨引起的水流,包含坡面流和河槽流。因其历时短而强度大,故成为陆地水文学研究中的核心问题。估算其大小的标准一般采用重现期或频率概念,如百年一遇、千年一遇等。20 世纪 60 年代末期提出了最大可能降雨的概念。影响暴雨径流的主要气象因素为暴雨强度、笼罩面积和历时长短;主要下垫面因素是流域土壤前期含水量、流域坡度、形状、大小和流域内植被情况。影响暴雨径流的因素比较复杂,且整个暴雨径流过程是暴雨因素和流域自然地理条件综合作用的过程,想要用一个数学模式描述一个复杂过程非常困难,故常对暴雨径流形成过程进行某些概化,提出一定物理意义的数学模型。

【径流过程线】 runoff hydrograph 又称**流量过程线**。即将各时刻的径流值相连所构成的曲线称为径流过程线。它不仅反映河流断面上水量随时间的变化,还在一定程度上综合反映流域的气候(包括降水的时间分配和降水的地区分布、气温等)和自然地理特征(山地、平原、湖泊和沼泽、土壤、植被等),为水文区划、河流分类、区域水文分析、径流计算、洪水预报、水资源合理开发利用等提供依据。

【径流形成过程】 process of runoff formation 流域内自降水开始到水量流出河流出口断面的整个物理过程。该过程是大气降水和流域自然地理条件综合作用的产物。大气降水的多变性和流域自然地理条件的复杂性决定了径流形成过程的错综复杂。整个径流形成过程往往涉及大气降水、土壤下渗、壤中流、地下水、蒸发、填洼、坡面流和河槽汇流,是气象因素和流域自然地理条件综合作用的过程。可概化为产流阶段和汇流阶段。产流是

降水和扣除损失后产生径流的过程，汇流是指径流经坡面漫流和河槽汇流形成流域出口流量的过程。实际上这两个阶段不能截然分开，而是交替进行的。

【径流集中度】 index of concentration degree of runoff　集中度为一种向量合成表示法。用此方法表示河川径流年内分配集中程度的计量指标，称为径流集中度。具体方法是：将年内各月径流作为向量，月径流的大小作为向量的长度，所处的月份为向量的方向。各月方向的确定：把一年的天数看作一个圆，则相当于0.986度为一日，以每个月的中间日期15日作为该月向量的方向。将年内各月径流量按各月方向进行向量合成而得出集中度，同时得到集中度出现的时间。集中度还可以直接用公式计算。径流集中度还可以用径流年内分配不均匀系数来表示。二者均直接反映径流年内分配集中度和程度，较之各月径流占年径流的百分比更综合、更直观。而径流集中度比径流年内分配不均匀系数更灵敏。它不仅有相应的量值，而且还有对应发生的时间。所以径流集中度是水利资源开发利用评价的较好指标。

【径流变化时间序列分析】 analysis of time series of runoff variation　用时间序列分析方法研究径流的变化状态和过程。对水文现象的观测数据按一定的时间顺序排列起来所形成的数据序列进行分析，是一种数学方法，属于概率统计中的一个重要分支。常用的分析方法有两大类：时域分析和频域分析。在近代研究中出现了两类混合法，一般水文时序都是与季节性和随机性有关的瞬态变化，同时又受长期的变化趋势和周期变化影响，故可以将水文时间序列分成趋势项 $A(t)$、周期项 $P(t)$、瞬变项 $B(t)$和随机项 $R(t)$等四部分。即 $X(t) = A(t) + P(t) + B(t) + R(t)$。因为各分量所遵循的规律不同，故分别采用不同的处理方法。趋势项用多项式似合滑动平均方法。周期项最常用谐波分析和方差分析等方法。瞬变项表示水文现象受外部突变因素的影响，视具体情况而定。当随机项的值及其离散程度很小时，可用随机系列的均方差处理，否则要用平稳的时间序列项及其误差项组成算式处理。水文时间序列分析的意义和目的在于通过时间序列分析水文现象，更准确地描述变量，模拟水文过程，得出科学结论，评价其预测能力。从而帮助人们更科学地认识所获得的水文动态数据，更深入地认识水文过程，预测未来的变化。

【径流总量】 total runoff volume　一定时段内通过河流某横断面的总水量。根据时段的不同，有年径流总量、月径流总量、日径流总量等。

【化学径流】 chemical flow　又称**溶质径流**。溶解于地表水之中并随水迁移的化学元素。某时段通过某一过水断面的溶解质总量即为化学径流量，常以吨或每平方千米吨表示。在地表产流与汇流过程中，水与大气、生物、土壤、岩石相互作用，使水溶解了一些气体、离子、生物原生质、微量元素及有机质，从而组成了水流中的溶解质。水中溶解物质的类型及其含量是评价水质的重要指标。

【离子径流】 ionic flow　一定时段通过测流断面的离子总量。与河水、泥沙共同组成河川径流量。离子在径流量中含量虽少，但决定着河水的化学性质。离子径流通常以离子径流量（R_d）计算，R_d 与离子总量（D，毫克/升）、流量（Q，米^3/秒）、相应时段（T，秒）的关系为：$R_d = DQT$，D 指一定体积水中所含的离子质量，它是河水矿化度的主要组分。河水中的主要离子有钙离子、镁离子、钠离子、碳酸氢根离子、钾离子、氯离子、硫酸根离子、碳酸根离子等。河川径流量大的河流，离子径流量相应较大。径流量相差不大而离子总量大的河流，离子径流量相应较大。离子径流量反映流域化学元素迁移过程，同时受物理过程和生物过程综合作用的影响。地质和气候条件是决定离子径流量的主导因素。土壤、植被、河道及流域特征是次一级的影响因素。这种因素的不同组合，是离子径流产生区域差异和时间变化的基本原因。中国几条大的河流控制站的年平均离子径流量分别为：长江大通站14 000万吨，浔江大湟江口站为2700万吨，黄河花园口站为2100万吨，澜沧江嘎旧站830万吨，海河各支流总计640万吨。中国离子径流量总量的估算幅度为3.59亿～4.51亿吨。

【径流变率】 variability of runoff　某地区地表多年平均径流深度与多年平均降水量的比值。一般以小数或百分数表示。其数值取决于该地区的自然地理条件，且有一定的地域分布规律，如中国地表径流系数大致有从南向北、从东向西递减的分布规律。

【径流利用系数】 runoff utilization coefficient　流域内多年平均利用径流的总量与多年平均径流量的比值，用小数表示。它直接反映流域内水资源被开发利用的程度，其值越大，区域水资源利用程度越高。

【径流年内分配】 annual distribution of runoff　某地区河流径流量在一年之中随时间的分布状况。常用流量过程线来表示，且过程线的时序采用水文年度的时序，由于气象气候要素的季节性变化，河流径流量也呈现明显的洪水期与枯水期季节性交替的规律。河流径流年内分配特征也是河流分类的重要指标。区域河流径流年内分配差异巨大，造成水资源的利用有效性降低，这就需要在河流上中游地区修建人工水库，进行河流流量的季节性调节，提高水资源的利用率，减轻洪水灾害对中下游地区的威胁。

【径流年际分配】 periodic variation of annual runoff　某地区河流径流量在多年期间内的变化状况，一般用年径流量的频率曲线或差积曲线表示。由于区域气象气候要素的复杂多变，导致河流年径流量也年年不同。在多年变化过程中，多水年、平水年和少水年常呈现不规则的交替或连续变化。

【径流试验小区】 experiment plots　又称**径流场**、**水量平衡场**。指有一定代表性，与周围没有水平水分交换的自然闭合流域或封闭的人工围成的坡地。在小区内可以做降水、截留、土壤下渗、土壤含水量和水势、植物蒸腾、蒸发和径流等试验。一般不涉及地下水。长期观测可作为了解试验小区水文过程的机制和作用，建立数学模型和编制小区水量平衡的基础数据来源。

【等流时线】 equivalent flow duration contour　对于组成 t 时刻的出流流量 Q_t，在流域平面图上，按照汇流历时 τ 绘制的等值线。在同一条等流时线上的各点，同一时刻产生的有效降雨，经历相同的汇流历时 τ，能在同一时刻到达出口断面。如果取任意两相邻等流时刻的汇流时间增量 $\Delta\tau$ 相等，相邻的两等流时线间面积为等流时面积，根据等流时面积和其对应的汇流时间 τ 绘制的关系曲线称为面积-流时曲线。等流时线法可说明出流流量的组成，反映汇流的本质规律。它考虑了汇流的中间过程及雨量的定时分布、流域形状及汇流先后等因素。

【基流】 base flow　由前期降水形成的地下水和汇集速度缓慢的壤中流补给形成的河川径流。为径流过程线中表示出基本稳定水流的部分，是河道内常年出现的那部分水流。其大小主要与河流流经地的水文地质条件、河流切割深度等有关。从径流过程线中用分割方法可以将基流部分分割出来，以计算基流的大小。基流分割方法分为：直线分割法、成因分析法、退水规律计算法等。基流量是水资源评价的基本数据之一，随人类活动的影响而有所变化。

【单位线】 unit hydrograph 单位时段内单位有效降雨(净雨)均匀分布于整个流域面上产生的流域出口断面过程线。1932年谢尔曼(L.R.K.Sherman)首先提出该概念。单位过程线理论的基本假设为:①在单位时段内有效降雨均匀;②有效降雨在整个流域面上均匀分布;③单位时段内有效降雨形成的单位线底宽不变;④地表径流过程线的纵坐标与单位时段内有效降雨量的大小成正比;⑤对于已知流域,由单位有效降雨所形成的地表出流过程线,反映了该流域内所有流域自然地理条件综合作用的结果。20世纪50年代后,又有人提出了瞬时单位线和地貌单位线。单位线主要用于洪水预报,当降雨过程扣除损失后即可得净雨过程,再根据单位线推算出洪水过程线和洪峰流量。

【坡面流】 overland flow 地表坡面水流汇集运动的过程。坡面流现象十分复杂,降雨落到地面后首先入渗,满足包气带土壤缺水。当土壤含水量达到饱和时或降雨强度超过土壤表面的下渗能力,剩余部分形成地面漫流,坡面漫流由彼此时合时分的细小水流所组成,平整坡面或大暴雨时也可形成片流。坡面漫流在坡角注入河槽,下渗到土壤中的部分水作水平运动,以壤中流的形式汇入沟槽,还有一部分土壤水继续下渗补给地下水。

【河槽汇流】 concentration of channel flow 降雨经过植物截留、低洼地滞蓄、土壤入渗,其余水沿地表坡面向下流动,进入河槽的过程,为径流形成过程的最后一个环节。地下水缓慢流动,其渗出部分也补给河槽。河槽接纳坡面与地下来水,水流沿槽向下流动,水量不断增加。大多数的河流水系成树状结构,小支流的水流汇入大一级支流,最后汇入干流。水流汇集至河流出口断面形成流量过程。因河槽对水流具有调节作用,故洪水波在传播过程中往往产生变形,下游的洪水过程线洪峰流量减小,历时延长。

【明渠非恒定流】 unsteady flow in open channel 在河槽、渠道及其他具有自由表面的管道中的水流,当其流速随时间而变化时,称为非恒定流。天然河道中的水流大部分属于非恒定流。非恒定流研究途径是:理论分析研究;实体比例尺模型或电模拟试验;原型观测和数值模拟等。从水流的质量守恒原则导出的动量方程,构成了一个偏微分方程组,称为圣维南方程组。方程组的提出开始对非恒定流有了较深入的数学处理。应用数值模拟技术来研究非恒定流获得了较大成功。

【霍顿入渗公式】 *Horton formula* 计算入渗曲线的一种经验公式,系霍顿(R.E.Horton)于1933年在大量土壤入渗实验基础上建立起来。其形式为

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

式中:f为入渗率;f_c为稳定入渗率;f_0为初始入渗率;t为时间;k为与土壤特性有关的经验常数。霍顿入渗公式因其参数具有广泛灵活性,与实际观测资料配合较好,故被广泛采用,但它只有在降雨强度超过入渗强度时才有效。

【菲利浦入渗公式】 Philip infiltration formula 菲利浦(G.R.Philip)以理查兹(L.A.Richards)的非饱和一维流方程的理论求解而得到的入渗公式:

$$f = At^{\frac{1}{2}} + B$$

式中:f为入渗率;A为反映土壤吸收水分能力的参数,称**吸水系数**(sorptivity);B为与渗透系数有关的参数。菲利浦公式说明,入渗量和入渗率,在入渗初期主要取决于右侧第一项A值;随着入渗时段t的增加,第二项B的影响加强,并最终趋近于B。在径流形成研究中,菲利浦公式被广泛应用。

【艾里定律】 Eley' law 被水流推动的物体直径与水流速的平方成正比,物体重量与其直径的3次方成正比,则被水流推动的物体重量(W)与流速(V)的6次方成正比,即

$$W = AV^6$$

式中:A为系数。这一定律是计算河流泥沙中的底沙或推移质的一个基本公式,说明流速的微小变化可导致底沙推移量的很大变化。平缓的河道比降小,流速不大,只能挟带较细的泥沙;而山区河道坡陡流速大,可推动直径很大的石块。

【过水断面】 cross section stream flow 垂直于河道主流方向,某一特定时刻水面线与河底线包围的面积。其数值的确定多从已测定的过水断面图上量算得来。每一水位都对应一个过水断面面积,根据不同水位过水断面面积可绘制水位-面积关系曲线,根据水位值可推求过水断面面积(该断面必须无冲淤变化)。过水断面面积是计算河渠中平均流速和流量的水力要素之一。

【海水入侵含水层】 seawater intruded into aquifer 海水入侵淡水含水层的现象。在海滨地区,当含水层与海水有直接水力联系时,若地下水位高于海水位,则地下水排泄入海,一般不会发生海水向内陆含水层入侵现象。但若超量开采地下水,破坏了淡水与海水的补排关系,海水即会向内陆含水层入浸。防止海水入侵的关键是保持淡水层的水位高度;在有利的地质条件下,可修建防水堤以阻挡海水入侵。

【地下水位调节】 regulation of ground water table 地下水含水层的管理方式之一。不同地区都存在一个最优的地下水埋深,可保证增大地下水开采量。因此,应根据规律确定地下水合理开采的最优水位,既使降雨入渗补给增加,又使潜水蒸发最小,还能扩大包气带蓄水能力,有助于防渍防涝。调节控制最优地下水位的确定应从以下方面考虑:①年际间浅层地下水的正均衡最大,即补给量最大;②有利于防治碱涝灾害;③有利于加速改造浅层咸水;④有利于发挥现有提水工具功效,维持地下水资源长期稳定开采。

【土壤盐渍化地下水临界深度】 critical ground water table of soil salinization 不使潜水产生强烈蒸发而导致土壤盐渍化的地下水最小深度。在灌溉地段上控制潜水位升高,使之不超过地下水的临界深度,是防止盐渍化发生的根本方法。地下水矿化度、气候条件及作物性质对其有很大影响,在各种具体条件下,直接用试验的方法确定地下水的临界深度是最可靠的。

【风暴增水】 storm surge 又称**气象海啸**。沿海地区的一种自然灾害。由于热带气旋、温带气旋、冷锋等强烈的天气系统过境,其所伴随的强风作用和气压骤变引起的局间海面非周期性异常升降现象。它是一种严重的海洋灾害,对沿海人民的生命财产和海岸带的经济开发有很大的影响。其影响范围一般为数十千米至上千千米,持续时间为1~100小时。分为温带气旋引起的温带风暴潮和热带风暴(台风)引起的热带风暴潮两类。前者多发生于春秋季节,特点为潮位变化稳定、持续;后者屡见于夏秋季节,伴有急剧的水位变化。风暴潮的预报方法主要有两类,即经验统计预报和动力-数值预报。

河流水文学

【内陆水系】 interior drainage 远离海洋的内陆地区的河流、湖泊等水体总称。这些水系不能直接汇入海洋,其集水区域称为内陆流域。如中国新疆塔里木河流域,青海省的青海湖流域等都属内陆水系。中国内陆流域总面积347.9万平方千米,占全国面积的36.2%。

【河系】 river system　即水系，流域内各种水体构成脉络相通系统的总称。通常包括干流、流入干流的各段支流、流域内的地下暗流、沼泽及湖泊等。

【河网密度】 drainage density　单位流域面积内的河流总长度，以千米/千米^2 计量。其大小受气候和自然地理条件影响。中国水系具有分布不均、河网密度由东南向西北递减的特性。

【国际河流】 international river　广义指流经两个或者两个以上国家的河流。狭义是指同公海相通，流经两个或两个以上国家，并经沿岸国协议对各国商船开放的河流。

【人工河网】 artificial drainage network　由人工构筑的运河、渠道或经整治的旧河道，形成主支流纵横交错的网状系统。

【山区河流】 mountain river　位于山区的河流。其特征是：河床比降大、河水流速快，河流以下切趋势为主，河谷常呈现 V 字形，多急流瀑布，洪水猛涨急落。

【河床比降】 gradient　河床上、下游两个断面的落差（即海拔高度之差 $H_{上} - H_{下}$）与其水平距离之比，常用千分率或万分率表示。一般山区河流河床比降较大，平原区河床比降较小。

【河流补给】 feed of river　河流河水的来源。按其特征可分为：地表水源和地下水源。地表水源，如降雨、融雪水、融冰水、湖泊水和沼泽水等；地下水源，如地下潜水和承压水。河流的补给源不同，其水文特征也有明显差异。

【河流弯曲系数】 tortuosity　河流实际长度与河源至河口的直线距离之比。它是河流平面形状的弯曲程度的定量指标，河流的弯曲系数越大，河水流动越慢，如中国的长江宜昌站至汉口站之间河床实际长度为 712 千米，而其直线距离仅 286 千米，故长江该段的河流弯曲系数为 2.49。它是影响河流洪水下泄速度等水力学特征的主要因素之一。

【流域】 drainage basin, river basin　河流集水范围的总称。在一个地域内的地表径流通过各级支流最后都汇入一条主流，这个集水范围称为主流的流域，如长江流域为汇入长江的地表径流集水范围的总称。流域范围是以地表水分水线圈定的。

【流域平均降水量】 average depth of precipitation over basin　整个流域地表面的平均降水量。气象站所观测的降水量只能代表站区很小范围的降水情况，是点状观测资料。而一般较大的流域其自然地理环境具有明显的地域差异，因此其各处的降水量也各不相同，这就需要对流域内各点状观测资料进行综合分析，以绘制流域等降水量线，并结合算术平均法、网格法、面积加权法等来推算流域平均降水量。

【流域平均坡度】 average slope of basin　整个流域地表面的平均坡度。它是控制流域内地表产流过程、汇流过程及其水流力学特征的重要因素。一般根据流域大比例尺地形图进行计算，即

$$J = \Delta H[(0.5L_0 + 0.5L_m) + \sum L_i]/F, (i = 1,2,3,\ldots n, n < m)$$

式中：J 为流域平均坡度（单位‰）；ΔH 为地形图上等高线间距即等高距（单位米）；L_0 和 L_m 分别为流域内高程最低、最高等高线的长度（单位千米）；L_i 为流域内其他所有各等高线的长度（单位千米）；F 为流域总面积（单位平方千米）。

【流域平均蒸发量】 average depth of evaporation over basin　流域内土壤表面物理蒸发量、水面物理蒸发量和植被蒸散发量的总和与流域总面积的比值（单位毫米）。它是定量反映流域水文循环、水量平衡的基本参数，其值主要取决于流域内气象条件和自然地理条件。其计算方法有二：一是对流域内各单项蒸散发分别研究估算，然后再组合得出；二是将流域作为一个研究整体，通过对流域水量平衡的估算来求得。

【流域侵蚀】 basin erosion　在水力、风力、冻融、重力等营力作用下，流域地表破坏所携带的泥沙和石砾，冲刷磨蚀地表，并把碎屑物质向下游搬运，从而蚀低地表，形成沟谷，并使其延长、加深和加宽的过程。

【流域几何特征】 basin geometric characteristics　流域的形状、面积、长度、平均高程、平均宽度、平均坡度、不对称系数等的总称。流域长度是指由河源边线至河口的最长直线距离；流域的平均高程是指流域内各相邻等高线间的面积，乘以其相应平均高程的乘积之和，与流域面积的比值；流域的平均宽度是指流域面积与流域长度的比值；流域的平均坡度是指流域内最高最低等高线长度的一半及各等高线长度乘以等高线间的高差乘积之和，与流域面积的比值；流域不对称系数是指流域内干流左右两岸流域面积之差与两岸流域平均面积的比值分布的不均匀度。

【流域自然地理特征】 physiographic characteristics of basin　流域的地理位置、气候条件、岩土性质、地质构造、地形地貌和植被等的总称。

【涝】 water logging　因地表大面积积水或土壤过湿使作物生长不良而减产的现象。常形成于地下水位高的低洼地区，地面排水不畅，每遇到连续降水即有大量的水分集聚。广义理解包括耕作层土壤水分含量过高，土壤通气性差的渍害。人们常把地面有积水的称为明涝，把地面积水不明显而耕层土壤过湿的称为渍涝。涝灾的防治称为除涝或治涝。

【河槽形势】 river channel feature　河流在发育过程中的平面、纵剖面和横断面形态特征的总称。河谷中容纳洪水的部分称为河槽。山区河流谷的形成兼受地壳构造运动和水流侵蚀的作用，发育过程一般以下切为主；平原河流的形成主要受水流横向侵蚀作用。大河上游多为山区河流，下游为平原河流，中游往往是山区河流向平原河流的过渡。山区河流河槽横断面一般呈“V”或“U”形，断面狭窄，切割深，河床宽深比一般小于 100，在峡谷段甚至小于 10～20。平原河流河槽的平面形态常分为四种：顺直型或边滩平移型、弯曲型或蜿蜒型、分汊型或交替消长型、散乱型或游荡型。每种类型的前一个命名指平面形态，后一个指演变特征而言，它们彼此对应。

【河流水情】 river regime　水源的补给、枯水特性、河流的冻结情况、泥沙运动情况、径流在空间和时间上的变化等水文情况，统称为河流的水情。中国幅员辽阔，各地气候条件和下垫面条件不同，所以河流水情相当复杂，但就某一流域或地区，仍有一定规律可循。中国河流水情一般分为四个阶段：春汛、夏季洪水、秋季洪水及平水、冬季枯水。

【水情要素】 elements of hydrological regime　河流与湖泊的水位、比降或深度、流速或净入湖流量、泥沙含量、水温、水质和冰情等的总称。它是开发利用区域水资源、预报水体情势、分析水环境特征的重要指标。

【水位】 water level　河流、湖泊、水库、海洋等水体的自由水面在某一指定基面以上的高程，以米计。它是最基本的水文观测项目之一。长期积累的水文资料是水利水电、桥梁、港口、城市给排水等工程建设规划的基本依据。

【中水位】 medium water level　将某一测站特定时段内逐日水位值按大小顺序排列，取其居中的水位值。如某测站一年内的逐日水位的中水位，就是指有半数日期的水位高于此水位及半数日期的水位低于此水位。中水位不同于平均水位，也是指在特定时段内高于和低于此水位的机会相等的水位。

【警戒水位】 warning stage　水利机构在汛期根据河流、湖泊、水库、堤防等区域具体情况而确定的特征水位。当水位接近此

特征水位时，防汛人员即须上堤日夜守护。

【防汛水位】 flood protection stage 水利管理机构根据河流、湖泊、水库、堤防等在防汛期的具体情况而确定的特征水位。当其水位超过这个特征水位时就需要进入设防即进入防汛阶段。

【流量】 flow rate 单位时间内通过某一断面的水体体积，以立方米每秒计。它是河流最重要的水文特征值，是反映水资源和江河、湖库等水体水量变化的基本资料。测验流量的方法按工作原理可分为几大类：流速面积法、水力学法、化学法、物理法、直接法等。

【平水年】 median water year 又称**中水年**。年径流量与多年平均径流量接近的年份。在平水年份，流域内降水量正常，河流水量与多年平均情况类似。因此该年流域内水文要素数值可表示该地区河流水资源的一般特征。

【枯水年】 low-water year 河流年径流量明显少于其多年平均值的年份。在枯水年份河流流域气候干旱，河流流量较小，其水资源不能满足区域用水行业及部门的正常需要。

【枯水期】 low-water season 河流水位降落在其枯水位以下的时期。一般指降水较少的季节，河流主要依靠地下水补给，河流流量明显减少，并出现一年之中最小流量，某些河流会因此发生局部河段断流现象，如 1998 年中国黄河下游就发生了严重的断流现象，其断流河段超过 150 千米，断流时间超过 160 天。

【洪水】 flood 河流水位超过河滩地面溢流现象的统称，常由出现洪水地区上游的暴雨所致。因洪水对人类有很大影响，故常以人定的某一影响水位为标准，超过这一水位则被定义为洪水。洪水大小常用水位高低与持续时间来定。洪水大小也常用洪峰流量来表示，洪水从涨到落形成一个两头低中间高形似山峰的过程，称为洪峰。这时的最大河水流量即洪峰流量，相应的最高水位称为洪水位。洪水泛滥形成的灾害称为洪灾或水灾，对人类的生活与生产往往造成很大损失。

【暴雨洪水】 storm flood 因暴雨而形成的河川特大径流。按发生时间的不同，有夏季暴雨洪水和秋季暴雨洪水。其特点是流量大，来势猛，流量过程线峰段特别尖。如果是山区河流，其洪水涨落则更为急剧，容易泛滥成灾。

【洪水位】 flood stage 指河流、湖泊因受其集水区降雨或冰雪快速融化等过程的影响，其水位超过河流主槽两侧地面（漫及河漫滩）或超过湖滩地时的水位。在实际研究中常根据多年观测资料，从某测站的水位历时线上，确定某一历时的水位作为下限，超过此限度的水位作为该测站的洪水位。洪水位既与洪水量成正比，也与人类土地利用有关。

【洪水期】 flood period 因自然地理环境及气象条件的不同而不同。如中国东部季风区的多数河流、湖泊均在夏秋季节多发洪水，其洪水期开始的早晚取决于雨季的迟早。洪水期开始后，河流水位明显上涨、流量增加、流水充满基本河床并逐渐漫及河漫滩；当雨季结束以后，河流水位才逐渐下落，洪水期便由此结束。

【洪水频率】 flood frequency 一般指某洪水特征值（如洪峰流量等）出现的累计频率。即在多年时期内，该特征值等于或超过某定量的可能出现次数，也可折合成每一年内可能出现的概率，以百分数表示，其倒数即为“重现期”。例如百年一遇即在一百年内可能重现一次，累计频率为 1%。按照自然规律，特大洪水出现次数少，一般洪水出现次数多，须根据长期实测资料及运用数理统计方法求得。

【洪水要素】 flood element 河流、湖泊经历一次洪水的洪峰流量、流速、洪水总量和洪水位历时过程线等。它能概括地反映一次洪水的基本水文特征。

【洪峰】 flood peak 又称**洪水峰**。一次洪水的水位或流量过程线上的最高点。洪水流量过程线上最高点所对应的流量称为洪峰流量。洪峰水位与洪峰流量有时并不对应，如河流中仅有单一洪水波时，在任何断面则是先出现洪峰流量，然后出现洪峰水位。

【洪峰流量】 flood peak discharge 洪水峰段曲线的最大流量。一般地将每次暴雨或融雪形成的洪水，以横坐标表示时间，纵坐标表示洪水流量，绘制成洪水过程线，以反映洪水流量随时间的变化过程。洪水过程线包括涨水区段、峰段区段和退水区段三个部分。其中峰段区段的形状与降雨强度及其历时、集流时间、河槽容蓄等因素有关。一般山区河流的峰段曲线呈尖顶形，平原河流的峰段曲线则较为平缓。

【洪水总量】 total flood discharge 河流某一测站在洪峰前后一段时间内所流过的洪水总量。一般是先根据观测资料绘制该测站的洪水流量过程线，然后按设计标准确定一定的时段，如日、旬、月、季等，然后将时间段套合在洪水流量过程线上，测算出时间段与过程线所包的面积，便得出该测站的洪水总量。

【洪水预报】 flood forecasting 先期对河流某一河段汛期的洪水位与洪水流量的预测。洪水预报的方法主要有：①降雨径流预报法，应用区域降雨-径流经验相关模型、蓄满产流模型等，从降雨量及其特征入手，进行综合分析以预报径流量；②径流过程预报法，应用单位过程线、等流时线、单元汇流计算等方法，由降雨量及其特征来预报径流过程；③河道水位-流量相关预报法，应用特定河段的洪水波运动规律，预报其下游测站的洪水位和洪峰流量；④河道流量推算预报法，应用某一河段的河槽汇流经验模型，从上游测站流量过程入手预报下游测站的流量过程。

【河水热动态】 stream thermal regime 太阳辐射是河水增温的主要热收入，当水面与空气接触面有温差时，就会产生热对流。由于水流的紊动作用，水温在断面垂线上的分布一般比较均匀，在垂线上早晚呈递温分布，中午前后水面温度较高于水底温度。

【流域产沙】 sediment generation in a basin 流域上的岩土在各种自然条件的作用下发生的侵蚀和输移的过程。流域的产沙方式根据主要的侵蚀作用力可以分为：①水力侵蚀，造成水力侵蚀的主要原因是雨滴和径流的冲刷作用。水力侵蚀又可分为陷穴、滑坡、崩坍、层状侵蚀、沟状侵蚀。②风力侵蚀，泥沙对河流的变迁及水情具有重大影响。它可使河床容积逐渐减小，每遇洪水，易泛滥成灾。它也可影响水库的使用寿命、效益以及港口开发和利用等。

【河流泥沙输送】 fluvial sediment transportation 泥沙在水流作用下产生的运动。根据其运动情况，可将泥沙分为推移质、跃移质和悬移质。由于跃移质是推移质和悬移质间的过渡情况，因此有时将其合并在推移质中而分为两种。悬移质运动主要受水流紊动影响，悬沙的多少主要用含沙量、输沙率和输沙量表示。推移质的起动流速为使泥沙从不动到开始滚动的流速，与泥沙粒径、颗粒沉速、水深有关。推移质计量用基本推移质输沙率和推移质断面输沙率表示。

【河床演变】 river bed process 河床演变原因多种多样，但输沙不平衡可以归结为其根本原因。由于外部的和内部的条件变化，使得输沙平衡遭到破坏，使得河床变形得以继续，这是河床演变的基本原理。影响河床演变的主要因素为：①河流上段来水、来沙量及其变化过程；②河床周界条件；③河段出口处侵蚀基点高程。

【河流泥沙】 river sediments 河流挟带的岩土颗粒。泥沙是河流中重要的水文现象，对于河道变迁有重大的影响。泥沙颗粒主要特性有重度、粒径、沉速等。泥沙颗粒的大小通常用颗粒的粒径表示。常用的表示方法有：算术平均粒径、中值粒径、沉速粒径等。泥沙按粒径特性分类较著名的有阿特尔贝里分类、温特沃思分类等。按泥沙输移特性可分为推移质和悬移质。

【泥沙特性】 character of silt particles 表征河流泥沙特性的因素有：几何特性、容重和水力粗度。主要有：重度、粒径、筛径、沉速等。天然泥沙很少是均匀的，它们总是由大小不一、形状各异的许多颗粒组成的群体。泥沙按粒径大小分为块石、卵石、砾石、砂、粉砂和粘土；按泥沙运动状态分为悬移质和推移质两类。按河床冲淤情况可分为冲泻质(非造床泥沙)和床沙质(造床泥沙)两大类。

【河流含沙量】 river sediment concentration 又称**固体径流**。指单位体积水中所含干沙的重量或水中干沙重量(容积)与水总重量(总容积)的比值。计量单位为千克/米^3，河流含沙量随时间变化。河流中任一点的瞬时含沙量是脉动的，愈近河底，脉动愈剧烈。一年中最多的含沙量在汛期，最少的含沙量在枯水期。在一次洪峰过程中最大含沙量为沙峰，不一定与洪峰同时出现。一年中首场洪水的沙峰常比洪峰出现的早，以后能同时出现，但也有可能滞后于洪峰。含沙量沿水深的分布则较均匀。含沙量在河流断面上的分布随断面水流情况不同而不同。如果水流在断面上的分布比较均匀，则含沙量的横向分布也较均匀。反之，如果水流情况复杂则含沙量的横向分布可能极不均匀。河流含沙量的横向分布比较均匀。反之，如果水流情况复杂则含沙量的横向分布则可能极不均匀。河流含沙量的沿河分布一般从上游向下游递减，也取决于流域的产沙特性、河道特性和支流汇入等因素的影响程度。

【沙量平衡】 sediment balance 能量守恒定律在泥沙运动中的应用得出的结论，是水文学的重要原理之一。沙量平衡是一个动态的平衡，是相对的、偶然的，在表现为输沙平衡的时段内，仍存在着时间上的不平衡和空间上的不平衡。即有时冲有时淤，此冲彼淤。输沙会引起河床变形，在河床的冲、淤过程中，其平面形态和断面形态会同时改变。

【浆河现象】 clogging of river sediment flow 高含沙水流中含沙量超过某一极限值时，在洪峰突然降落、流速迅速减小的情况下，整个水流已不能保持流动状态现象。

【河流输沙量】 river sediment discharge 一定时段内通过河道某断面的泥沙数量称为该时期的输沙量，单位为千克或吨。河流输沙量的大小主要决定于水量的丰枯和含沙量的大小。含沙量大的河流输沙量不一定大；含沙量小的河流输沙量不一定小。中国长江年平均含沙量仅为 0.54 千克/米^3，但是年输沙量达 4.78 亿吨。河流输沙量随时间变化。一年中最大输沙量在汛期，最小输沙量在枯水期。年际输沙量也不一样，变化较年径流量更为剧烈。在一次洪水过程中，最大输沙量与最大洪水量的出现时间基本一致。就一条河流而言，山区河段的输沙力强，河道以冲刷为主，输沙量沿程减少。

【输沙模数】 sediment transport modulus 河流某断面以上单位面积上所输移的泥沙量。一般以吨/(千米^2·年)表示。它包括流域土壤与岩层被侵蚀后，通过各级支流进入河流的泥沙及河水对河床、河岸的冲刷和坍塌的泥沙量。输沙模数高，表示流域水土流失严重，河道输沙能力大。反之，表示流域水土流失弱，河道输沙能力小。中国的黄土高原粗沙区，河流输沙模数高达 10 000吨/(千米^2·年)。

【河流水化学】 hydrochemistry of river 研究河水矿化度、总硬度、总碱度、pH 值、主要离子等特征值的形成、分布、时空变化规律及其影响因素的一门学科，是水文和化学的交叉科学。研究内容为：①天然水成为溶剂的理论基础；②河流水化学成分的形成过程及其变质作用；③河流水化学成分的分析方法与技术；④河流水化学动态及其与自然地理条件和生物环境的关系；⑤应用实践，如饮用水评价、水资源评价、工农业用水要求等。河流水的化学组成中有 8 种主要离子：钾离子、钠离子、钙离子、镁离子、碳酸氢根离子、硫酸根离子、碳酸根离子、氯离子。它们占河水全部化学组成的 95%以上，这些离子及其化合物在河水中的总含量称为矿化度。以矿化度作指标，通常可以将天然水分为弱矿化度水(< 200 毫克/米^3)、中矿化度水(200 ~ 500 毫克/米^3)、强矿化度水(> 500 毫克/米^3)。中国河水矿化度地带性规律十分明显，海河、黄河及新疆南部和藏北为高值区，黄土高原为高值区的中心，向东南沿海、东北黑龙江、西北阿尔泰山逐渐降低。低值区成分、类型简单；高值区成分复杂，类型多变。

【河冰】 river ice 河水因为热量变化产生的结冰现象。河流冻结分为薄冰、岸冰、水内冰、冰盖、封冻等过程。河冰形态有冰花、底冰、锚冰、冰礁等。河冰的形成和消融受气候、水文及流量影响。河冰也会给人类带来危害，如因封冻中断航运、堵塞引水口，冰层的膨胀导致建筑物和护坡被破坏，以及冰塞、冰坝酿成水灾等。

【凌汛】 ice jam flood 因河道里的冰凌对上游水流的阻挡而产生的涨水现象。在河流解冰时，如果河流由低纬度流向高纬度，上游解冻早而下游解冻晚，向下游移动的冰块可能会壅积形成冰坝，从而使冰坝上游的水位抬升。

【冰坝】 ice dam 漂浮的流冰壅塞在河道、浅滩、心滩或河道狭窄处所形成的水流阻塞现象。特别是流向高纬度地区的河段，因其下游封冻早、解冻迟，在初冬或春季流冰阶段，往往形成冰坝，可堵塞河流，若不进行疏导，易使上游泛滥成灾。

【冰塞】 ice jam 在水面封冻情况下，冰盖下面的结晶冰体(水内冰)及破碎冰快，堵塞河流过水断面，成为冰塞。通常发生于封冻时期，使水流阻断，上游水位迅速抬高，淹没沿岸土地，造成河水泛滥。

【冰情】 ice conditions 河流的河床流水冰凌现象的发生、变化及运动特征。当气温降到 0℃以下，河床流水开始自岸边结冰，逐渐形成冰块，堵塞河段，直至气温回升冰块融化的期间，均有冰情现象。在中国北方地区，特别是那些自低纬度区流向高纬度区的河段，冰凌现象相当普遍。它对沿河地区的经济建设、水利设施、航运安全有巨大的危害。

【冰情预报】 ice condition forecast 根据热力学、水利学原理或冰情与气温之间的经验关系，预报流凌、封冻、解冻等日期及冰塞、冰坝、流量、开河最高水位等。

【汛期】 flood period 一般可分为春汛(或桃汛)、夏汛、秋汛和凌汛。不同地区河流由于补给方式、气候、下垫面等条件的影响，汛期各不相同。

湖沼水文学

【湖泊资源】 lake resources 湖泊的水资源、生物资源、矿产资源、旅游资源和气候资源等的总称，是可更新资源。世界湖泊总水量约为 17 万立方千米，其中淡水部分约占 52%，为全球淡水储量的 0.26%。湖泊水资源可以用来灌溉、航运和调节径流

等,其水力是廉价清洁的能源。湖泊盛产鱼虾贝蟹及莲藕菱芡芦苇等水生生物,蕴藏着很多重要的矿产资源。湖泊还是重要的旅游资源,为人们提供了度假、疗养、休憩的地方。湖泊还能起到调节局部地区小气候的作用。湖泊资源的合理开发会造福人民,取得很高的经济利益。但是,如果不合理开发则会导致渔业资源衰竭、湖面缩小和湖泊周围土壤的盐碱化等不良后果。

【湖泊形态系数】 morphometric parameter of lake 湖泊形态特征如面积、容量、长度、宽度、岸线发育系数等参数的统称。其中面积一般是最高水位时的湖面面积。容量指的是湖盆储水的体积,它随水位而变化。长度指沿湖面测定湖岸上相距最远两点之间的最短距离,湖泊的长度,可能是直线长度,也可能是折线长度。宽度分最大宽度和平均宽度,前者是近似垂直于长度线方向的相对两岸之间的最大距离,后者为面积除以长度。岸线发育系数是岸线长度与等于该湖泊面积的圆的周长的比值。湖泊形态系数定量地描绘了湖泊形态各个方面,是湖泊规划、设计和管理的基本数据,也可用来对比不同湖泊的水文特征。

【湖水热动态】 thermal regime of lake water 湖泊热量平衡和湖水温度的变化。湖水吸收净辐射而获得热量,同时又通过水面蒸发、水气热交换等损失或获得热量,收入与支出的热量差使湖内储热变化。如果储热增加则湖水增温,反之则降温。一年之中,由于太阳辐射强度的变化,引起水温的季节变化。由于湖水紊动扩散和对流,水的物理特性及湖盆形态等因素影响,湖水温度呈有规律的空间分布。

【湖水正温层】 direct thermal stratification of lake 湖泊水体温度随深度增加而降低的分布形式。即湖泊上层水体的温度较高,而下层水体的温度较低,但不会低于4℃的分布,称为湖水的正温层分布。当湖水为正温层分布时,湖水密度上层较小,而下层较大,即分布正常,这时湖水具有稳定性。这种分布多出现在夏季。

【湖水逆温层】 *inverse thermal stratification of lake* 湖水温度分布的垂直梯度呈正值,出现上层水温低,下层水温高(但不高于4℃)的现象。当湖温呈逆温层分布时,增温可引起湖水的上下对流循环,使水温分布趋于均匀。

【湖水跃温层】 thermal interruption of lake 垂直方向上湖水温度分布的不连续面。湖水中由于风力的作用,湖水表面发生混合,而下层则相对稳定保持着原有的温度分布状况,在上、下层之间产生温度的急剧变化,出现不连续面。一般情况下,风力愈大则跃温层的位置越深。

【湖泊冰情】 lake ice regime 因热量收支变化,引起湖水冻结、封冻和解冻的现象。由于结冰时湖水会放出热量使水温增加,因此只有在过冷却条件下湖水才能冻结。湖泊出现初冰的平均日期与所在纬度、高程及距海远近有关。融冰时,因岸边土壤吸收太阳辐射,增温快,所以往往岸冰先融。

【湖水光学现象】 optical phenomena in lakes 湖水中光的传播、光学效应以及光和其他物质相互作用的现象。它对于湖泊的水文循环、水中营养物循环、温度结构等都产生重要影响。它主要包括光在湖水中的吸收和散射、湖水照度、湖水混浊度、湖水透明度以及湖泊水色等。

【湖水运动】 *movement of lake water* 湖水在力的作用下所发生的位置变化。其作用力主要有风力、水力、坡度力、密度速度力以及粘滞力、紊动摩擦力、地转偏向力等。运动方式很多,主要有混合、风浪、波漾、湖流、增减水等,是影响湖水水质、水生物学过程、化学过程、湖泊生态系统及湖盆发育演变的主要动力因素,对湖泊资源的开发利用有重要影响。

【湖流】 lake current 湖泊中大致沿着某一方向运动,理化性质基本保持不变的水体。造成湖流的原因主要有重力(如湖面倾斜)、梯度力(湖水的温度、含沙量、含盐量的差异)以及风和地转偏向力等。按流动路线,有平面环流、重力环流和朗谬尔环流等。湖流加强了湖水的混合,对湖泊资源的分布有显著的影响。

【密度环流】 density circulation 湖泊水体运动的一种形式,即由于湖泊不同水层温度变化所引起的湖水密度发生差异,破坏了原有的平衡状态,湖水面发生倾斜而产生的湖水流动。它多发生在气温变化较快的时期。这时容易引起湖水增温和减温而导致密度环流的发生,另外地表径流注入一般也可引起湖泊密度环流的发生。

【湖泊演化】 evolution of lake 湖泊的发生、发展及消亡过程。主要包括湖岸的演化、湖底的演化、湖水的演化及湖水生物的演化等。在湖泊的演化中,湖泊形态由大变小,由深变浅,湖岸由弯曲变为平直,湖底趋于平坦,深水生物逐渐演化成浅水生物,沿岸生物不断向湖心发展,最后在泥沙的不断淤积及生物的死亡与堆积过程中,湖泊演变成为沼泽。

【湖浪】 lake wave 湖水质点在外力作用下,在其平衡位置附近做周期性的振动运动,并沿一定方向传播的现象。湖浪的产生与发展,取决于风速、风向、吹程及其作用的持续时间以及水深和湖盆等因素。湖浪特征包括下列因素:波高、波长、波速、周期。

【湖泊波漾】 lake seiche 又称**静振**、**假潮**。湖泊或者局部水域周期性的摆动。它的形成机制是:由于外力(如风力、强气压梯度力或地震等)突变,引起湖中整个或局部水体周期性的摆动,湖边水位呈有节奏的升降,由于受湖底摩擦的阻尼影响及内部紊动使这种摆动的变幅逐渐减小,直到最后恢复平静。用来描述湖泊波漾的名词主要有波节、波峰、波谷、振幅、周期和波腹等。波节是指波漾发生时水体摆动,水面在相反的方向上交替倾斜。这时水体摆动的轴的位置就叫振节,即波节。两振节间的变化幅度称变幅。最大的变幅称为波腹。周期是指湖面交替倾斜一次经历的时间。影响波漾的因素主要有:风向,决定波漾的方向;湖盆的形态,影响波漾的大小和周期的长短;水位涨落,影响湖水深度,从而影响波漾周期。

【湖泊增减水】 lake wind denivellation 在风的切应力作用下,使背风湖岸的水位降落和迎风湖岸的水位上涨,使水面发生倾斜的现象。增减水现象有稳定与不稳定两种,它的主要特征是水位的变化。湖面气压场发生波变化也会产生增减水现象。影响湖泊增减水的因素主要有:风速、风向、湖盆形态和湖泊水位等。增减水水位变化可实地测量,也可公式计算。确定增水岸水位高度,对于设计湖岸堤防和港口码头高程等有实际意义。

【水库】 *reservoir* 又称**人工湖**。在河道、低洼地及地下含水层修建拦水坝(闸)、堤堰或隔水墙所形成的拦蓄水量调节径流的蓄水区。中国规定,蓄水容积大于10万立方米的称为水库。按其库容量大小分为大型水库、中型水库、小型水库。水库有很多作用,可以调节径流,使水资源在空间和时间上得到再分配,在缺水地方可蓄积降水和地表径流,解决生产和生活用水。降水丰沛的季节蓄积降水,在干旱季节取用。水库还可以用来灌溉、发电、航运、防洪、防凌、养殖、拦沙、旅游及水上运动等。水库多数是综合利用,以提高水库的利用率。由于水库是人工建筑物,所以水库蓄水后通常会对周围环境产生影响。比如水库能引起上下游径流、河床冲淤情势发生变化,使库区周围的地表水和地下水水位上升,引起土地盐碱化甚至诱发地震。径流情势的改变,又会使水生生物的生存环境发生变化,导致水生生物

发生变化。大型水库的修建甚至可以影响河口地区的生态环境,使气候、水文、土壤、动植物等自然地理因素发生相应改变。在修建水库之前要对水库的环境效益进行综合评价。

【水库特征水位】 characteristic water levels of reservoir 水库在不同时期为完成不同任务,需控制达到或允许消落的各种库水位,如正常蓄水位、死水位、防洪限制水位、防洪高水位、设计洪水位和校核洪水位等。

【库容】 volume of reservoir 水库的容积。一个水库的容积通常由死库容、兴利库容、防洪库容、超高库容所组成。据此,水库可按库容量划分为大型(>1亿立方米),中型(1000万~1亿立方米),小型(10万~1000万立方米,其中10万~100万立方米者为小二型水库,100万~1000万立方米者为小型水库)及塘坝等四类。

【水库异重流】 current of differential weight 水库中两种或者两种以上不同密度的水流相汇合,因密度不同而产生的一种相对运动现象。造成水库异重流的条件除两种水体不同的密度外,组成异重流的沙颗粒必须细小(一般以0.01毫米作为界限粒径),入库水量必须达到一定量值,并能持续一段相当长的时间,异重流潜没点处应有一定深度,混水与清水界面有一定坡度等。

【水库特征库容】 characteristic storages of reservoir 水库特征水位以下或者两特征水位之间的库容,如总库容、死库容、兴利库容、防洪库容、调洪库容等。

【水库淤积】 reservoir sedimentation 入库水流携带的泥沙,由于流速减小,泥沙在库内淤积的现象。是在水流对不同粒径泥沙的分选过程中长期发展的结果。

【水库库岸演变】 evolution of reservoir banks 水库库水与库岸相互作用下的库岸变化。水库蓄水后,水位迅速上升,水边线向外推移,水体范围扩大。在风的作用下水库水面倾斜,生成波浪。上升的库水位高于岸边地下水水位,使原先处于干燥状态的岩土湿化,增加其容重,降低土体或基岩中软弱结构面的抗剪强度,使岸坡岩土失去平衡,引起岩壁坍落(或滑坡)、岸边淤积和岸坡变形。

【沼泽】 swamp 地表多年积水或土壤水分长期过饱和,生长着喜湿或喜水的植物并有泥炭堆积的洼地。沼泽是一种特殊的自然综合体,地势低平,排水不良;它又是一种宝贵的自然资源,是重要的湿地类型,具有调节气候、维持生态平衡的重要作用。人类把湿地比拟为地球的肾。沼泽生长的丰富植物及泥炭资源又是工业、农业及医药业的重要原料。

【低位沼泽】 low level mire 又称为**富营养沼泽**。地表水、地下水补给丰富,泥炭灰分含量一般达18%,植物所需水分较多,莎草科植物占优势的沼泽。

【高位沼泽】 main level mire 又称为**贫营养沼泽**。受大气降水补给,植物所需养分贫乏,泥炭灰分含量不足4%,以泥炭藓等贫营养植物占优势的沼泽。

【沼泽水量平衡】 water balance of mire 在一定时段内,沼泽的收入水量与支出水量之差等于该沼泽内蓄水变量。蒸发量大、径流量小是沼泽水量平衡的重要特点。在多年变化中,前者变化小,后者变化大。沼泽蒸发量的大小与沼泽类型有关。高位沼泽的蒸发量与所在地区正常蒸发量大体相当。潜育沼泽和低位沼泽的蒸发量较大,比所在地区陆地蒸发量大。沼泽蒸发取决于气候条件,也与沼泽蓄水多少有关。当沼泽蓄水较多时,蒸发量与辐射平衡值呈密切正相关;在夏季当沼泽前期蓄水量基本耗尽时,沼泽蒸发与降水量呈密切正相关。

【沼泽径流】 swamp flow 沼泽表面流和沼泽表层流的总称。在沼泽较低的凹地上的表面水流称为沼泽表面流,在沼泽表层多孔介质中的渗流称为表层流。沼泽体所含有的水分,多以重力水、毛管水、薄膜水和化合水的形式存在。由于受泥炭层及沼泽发育过程的影响,不同于一般的地表水和地下水,其独特的水文特征主要表现在泥炭层的含水性、透热性、水分的毛细管运动及沼泽的热力状况与蒸发作用等方面。

【沼泽水】 mire water 沼泽水是地表水和地下水的过渡类型。多以重力水、毛细管水、薄膜水、渗透水和化学水等形式出现在类似海绵结构的草根层的泥炭层中,富含有机物质和悬浮物,呈黄褐色,有腥臭味,矿化度低,呈弱酸性和中性反应的水。

水文试验

【代表性流域】 representative basin 根据一定原则划定能代表水文相似区在天然情况下水文特征的流域。通常可以把一个广阔的地区划分为若干个各具特点的水文相似区,在每个水文相似区内选择一个或数个流域作为整个地区的代表性流域。通过少量代表性流域内天然情况下水文情势的详细观测研究,揭示其所在水文相似区天然情况下的水文特征。通过代表性流域,主要研究天然条件下或人类活动对天然水文情势干扰较小条件下水文循环,或任何特定的水文现象的物理过程同水量平衡要素的相互关系,或为水资源评价、水文计算、水文预报作出基本的地区分析。代表性流域这个术语是国际水文十年在设立代表性流域和实验性流域工作组以后才提出的。

【实验性流域】 experimental basin 在一定的人为条件控制下,为深入研究水文现象和水文过程的某些方面,特别是为研究人类活动影响而设置的野外闭合小流域。是水文实验研究的一种方法,探索水文现象的物理过程和形成机制。实验流域一般要具备一个基本条件:有适于研究目的的自然地理条件。除研究岩溶地区径流等特殊情况外,要选择闭合流域;流域面积不宜过大;有良好的水文控制和观测条件。

【流域模型】 model of river basin 模拟流域中水文过程的数学模型。流域模型包括确定性模型和非确定性模型两类,实用中主要是确定性模型。模型的组成包括输入降雨、降雪、气温、蒸发能力等水文气象因素,输出流域出口断面处的流量过程和流域中的蒸散发过程;模型的状态是流域内发生的水文过程;模型结构是把输入转变成输出的推演方法和步骤。它由数学方程和逻辑判断组成,常用框图和流程图表示,可以表达为一个计算机程序。模型参数是一些定量表示流域水文特征的物理量。一旦确定了模型结构和模型参数,流域模型就基本建立了。在此基础上,还要采取一定的模拟方法和对模型进行校验与比较。另有说法是流域模型分为三类:概念性模型、黑箱子模型和介于两者之间的概化模型。概念性模型是指根据降雨径流形成的若干个过程,分别用具有物理意义的数学模型去描述,然后将描述各个物理过程的数学模型综合起来,形成一个具有物理意义的流域模型,如美国的斯坦福模型、萨卡拉门托模型和日本的水箱模型。黑箱子模型是指根据流域或河段的入流和出流过程推求流域或河段的响应函数,而不考虑流域内部的物理过程。介于两者之间的概化模型分为两方面:一方面将流域或河段概化成有物理意义的演算单元,按其演算单元的物理意义导出有物理概念的概化模型;另一方面按其系统的输入和输出关系进行模型鉴别和确定模型参数。流域模型可以估算流域出流过程或为发展灌溉渠系及建立不同规模的水电站提供设计依据,另外为

铁路、公路桥涵设计、飞机场的兴建等提供有用数据，并为防洪和调水调度提供决策方案。

【水文模型】 hydrologic model 模拟复杂的水文现象和过程，并经概化而建立的科学模型。按模拟方式可分为两种基本类型：水文数学模型和水文物理模型。前者是按照数学表达式相似的原理来概化，而不考虑原型（即研究对象）的物理本质；后者是具有原型主要物理性质的模型。水文模型在水文理论研究和实践中具有重要意义。

【水质模型】 water quality model 因水动力和生物化学等因素对水体含有物（包括化学物质、热、放射性物质、生物体）的作用而发生物理的化学的和生物学的各种反应，形成各种迁移转化过程所做的数学描述与模拟。按照研究的水体来给水质模型分类，可以分为地表水（河流、湖泊等）水质模型、地下水水质模型和海水水质模型。如河流水质模型，通常可用偏微分方程描述，以河水中污染物浓度为变量，水流扩散率和传导率为参数，根据初始条件和边界条件，研究污染物浓度随时间和流动距离的变化过程。又如湖泊中营养物质的积存可用微分方程描述。根据湖泊容积、湖泊出水量、营养物质入湖量及其在湖水中的沉降速度，模拟营养物质任一时刻在湖中的积存情况。这些均为水质规划和水资源保护提供科学依据。

【地下水流模型】 ground water flow models 描述地下水流运动规律，用系统输入表达系统输出的一种方法。分两大类型：物理模型和数学模型。其目的是预报地下水系统在各种不同的激发条件下所产生的响应结果。1962 年以来，逐渐把有限差分法、有限单元方法及边界单元方法应用到地下水流模型中，加上大型计算机的普及应用，促进了地下水流模型的发展。

【水文过程数值模拟】 numerical modeling of hydrologic process 为了解水的运动规律，用电子计算机模拟水文过程（包括降雨、入渗、蒸发、土壤水、地下水、坡面水和河流水流等运动）。水文过程的各个子过程，大部分可简化成一定的数学模式来描述。模拟的步骤是编制高级语言程序，将已有的实际观测数据输入计算机系统，运行程序并分析过程或系统的最优参数，使模型输出与实际观测拟合最佳，对模型进行校核或率定，最后提供可实施模拟的模型。通过模拟可以了解土壤水分变化，对农田灌溉和排水有使用价值。还可对河道中的洪水运动进行模拟，为洪水预报和防洪决策服务。

【水文比拟】 hydrologic analogy 在对流域气象和自然条件等全面调查的基础上，当两流域各项因素相似，且一流域具有较充分的长期水文实测资料时，将有资料流域的水文特征值移置于研究流域上来的方法。

【水文预报】 hydrology forecast 根据前期或现时已出现的水文、气象等信息，运用水文学、气象学、水力学等原理和方法，对河流、湖泊等水体在未来一定时段内的水文情势作出定量或定性的预报。

【流域水文预报】 watershed hydrologic forecast 流域内降水在流域出口处形成的流量过程的预报，包括流域产流预报和流域汇流预报。流域产流预报是对流域内降水过程所产生的净雨过程的预报；流域汇流预报是对流域内降水的净雨过程所形成的出口断面流量过程的预报。

【水文调查】 hydrology investigation 为了弥补基本水文站网定位观测的不足和其他特定目的，采用勘探、观测、调查、考证、试验等手段采集水文信息及其有关资料的工作。

【枯水调查】 low water investigation 实地调查河流枯水期间流域的水环境特征，或与历史上出现过的枯水情况进行比较分析，为区域灌溉、发电、航运、生态环境用水、工农业及人民生活用水等提供基础资料。其调查内容包括：枯水位及其持续时间、枯水流量及其持续时间、枯水期河流水质状况、河湖水深及浅滩情况、流域水文地质及地下水情况等。

【枯水预报】 low water forecast 先期对某河流枯水季节的水位与流量的预报。河流枯水期的水流主要来自于流域地面上河网、湖泊、洼地及地下的土壤包气带、潜水带、岩溶、岩层间含水带等蓄水补给。因此，枯水预报多以此规律为基础，并综合考虑枯水期河流流域内的降水量、蒸散发量、引用水量及土壤冻融等作用对枯水的影响。预报方法有：河流退水曲线法、河流前后期径流量相关分析法、历史经验外推法和上下游测站流量相关分析法等。枯水预报对缓解区域水资源紧缺状况具有重要意义。

【水文地理调查】 hydrographical survey 对特定流域或区域的水文要素及水文有关的自然地理环境和社会经济条件的调查。其调查的主要内容有：流域或区域内各种水体（河流、湖泊、沼泽、冰雪、海洋等）的形态特征、情势变化规律，以及人类活动对水体要素的影响等。水文地理调查是进行区域水资源评价、有效实施区域水资源管理、合理开发利用水资源的基础性工作。

【洪水调查】 flood investigation 主要查清历史洪水痕迹、发生日期和原因及河道情况，并估计洪峰流量、洪水总量及发生频率等。

【泥沙测验】 sediment measurement 江河水流挟带的泥沙直接影响河道的发展演变，开展泥沙测验，系统地收集泥沙资料，探明河流泥沙的各种变化特性，对于人类开发利用河流具有重要意义。悬移质和推移质的输沙率测验，悬移质、推移质及床沙颗粒级配分析等，是河流泥沙测验收集的基本水文资料内容。

【过水大断面】 possible maximum cross-section 测验断面内历年最高洪水位以上 0.5～1.0 米高程以下的横断面。漫滩较远的河流应包括最高洪水边界，有堤防的河流应包括堤防背河侧的地面。

【随机水文分析】 stochastic analysis of hydrologic processes 应用随机过程来研究水文现象的一种方法。水文现象既有确定性，又有偶然性。前者是指任何地点、任何时间出现的水文现象都是有其原因的；后者是指有时影响水文现象的诸多因素又会有一些不确定的变化，从而引起水文现象也发生一些变化。所以说许多水文现象介于确定性与随机性之间，其分析方法就是随机水文分析技术。

【水文频率分析】 hydrologic frequency analysis 根据某水文现象的统计特性，运用人们已经掌握的关于此类水文现象的水文资料，推求水文变量的设计值与出现频率之间的定量关系。主要分析的方面有水文要素、曲线和频率曲线的绘制方法以及成果合理性检验等。

【设计洪水】 design flood 为防洪等工程设计的洪水水位。在工程正常运用条件下符合指定防洪设计标准的洪水，也包括工程在非正常运用条件下符合校核标准的设计洪水。

【可能最大降水】 probable maximum precipitation（PMP） 现代气候条件下，某一特定区域里，一定历时内的最大降水量。求得可能最大降水及时空分布，结合流域下垫面情况，进行产汇流分析计算就能求得可能最大洪水。

【可能最大洪水】 probable maximum flood（PMF） 在暴雨径流形成理论的基础上，由可能从最大降水推求出可能最大洪水，理论上这一洪水应是该流域所能形成洪水的物理上限。以往通常依据已有的观测资料，应用数理统计方法进行频率计算确定。现在认为这一途径的物理依据不足，而认为从水文气象学途径

推求可能最大降水和可能最大洪水较有物理成因基础。因产生可能最大降水的气象成因与暴雨时空分布的不同,故在可能最大洪水的计算中必须充分考虑其气象背景和流域特性的变化。可能最大洪水通常应用于大型水工建筑物的安全性评价。

【土壤蒸发器】 evaporation pan 测量土体水分蒸发的仪器。土壤蒸发器可分为称重式、水力式和容积式三种。

【地中渗透仪】 infiltration lysimeter 又称**潜水均衡仪**。测定给定潜水位条件下的潜水垂向补给与排泄的仪器。用封底的容器承装原装或扰动土体,由连通管接马里奥特供水系统,固定容器内的潜水位。当降雨时,重力水经土壤渗入潜水,涌入的水量高出潜水面经连通管自流入溢水筒,可量出潜水的入渗补给量。在土体表面产生超渗雨径流量由集流器测量。无雨时因土壤蒸发,潜水由土中的毛细管上升。潜水位下降可由马里奥特系统的供水瓶补充水量,以保持容器中固定的潜水位,潜水上升量可由供水瓶供水量确定。这种仪器在中国被广泛采用,东部平原地区应用最多,主要用于水量转换、浅层地下水资源计算、土壤水盐动态与农田灌溉等多方面研究。

【负压计】 tensiometer 又称**张力计**。测量土壤水分情势的仪器。土壤颗粒间的水分具有毛管弯月面,与平面膜相比,弯月面具有负压力,产生土壤水势。因土壤水势与土壤含水量之间具有一定的函数关系,故常用以测量土壤湿度。负压计由陶土管、压力计、除气室和连接水管组成,适用于土壤湿度较大的灌溉地或沼泽地。直接应用负压计测定值研究土壤水势,是土壤水分运动研究的主要手段。

【水文分区】 hydrologic sabregion 根据区域内水文现象与水文过程的相似性与差异性,全面分析各项水文要素之间的相互关系,以及自然社会因素对水文现象的影响,并按照一定的分区原则和指标体系,将区域划分成各具有不同水文特征的区域。按其目的可分为:综合性区域分区(如水文区划),专门性类型分区(如河流分类)。水文分区有助于全面系统地认识和掌握区域水文现象的空间分布和时间变化规律。

【水文区划】 hydrologic regionalization 按照水文现象的相似性与差异性,将一国或其一部分划分为水文条件比较一致的若干个区域,各区之间有比较明显的水文差异。水文区划是自然区划的组成部分,并为综合自然区划和其他部门自然区划及水文资料移用、水文站网布设等提供区域水文依据。水文区划主要建立在河流水文观测资料的基础上,主要选用当地河流亦即中小河流的水文资料,并采用综合分析的原则。一方面分析河流的补给、水量平衡要素、河流水情、径流年内分配等方面的资料;另一方面必须分析与其有紧密关系的自然条件,特别是影响水文区域差异的气候和地形因素。

【水利计算】 water conservancy computation 在兴修水利工程时,对河流水文情况、用水需求、调节方案、经济论证及环境影响评价等有关问题进行综合分析计算。可为水利工程的设计、拟定设备及其工作状态,以及制定相应的防范措施提供所需的水文信息。

【水文计算】 hydrologic computation 根据流域水文测站观测、水文调查资料和影响水文的各种因素(如气象、自然地理和人类活动资料),对流域水文特征进行系统的分析计算。在充分掌握流域水文过程及其规律的基础上,进行的水文计算可为水利工程建设、流域水资源开发利用规划、防治水旱灾害提供科学依据。如流域内降水量、蒸发量、径流系数,各测站的水位、流量、流速、泥沙含量等的多年平均值、最大值、最小值,以及某些特定要求的数值等。

【水文资料】 hydrologic data 对流域进行实地调查、测站定位观测、计算分析与实验模拟研究所获得的各项水文要素资料。包括:降水量、水面蒸发量、流域总蒸散发量、水位、流量、流速、含沙量、输沙量、水温、冰情、水质状况、地下水位等,以及从这些资料求得的在一定时期内的平均值、最大值、最小值、总量、等值线和过程线。

【水文制图】 hydrologic mapping 根据水文观测或科研成果资料,编绘表示各种水文要素的空间分布和时间变化的水文地图的过程。水文图包括:河流、水系、降水、蒸发、地表径流、地下水、水质、洪枯水、泥沙、水温、水情等水文要素图。水文图的编制需经水文专业人员完成编稿图(作者原图)和地图专业人员完成编绘原图及出版原图两个制图阶段,最后印制出版。编图过程包括:①资料的准备和分析。包括编图比例尺的确定,水文站点的选定,水文资料代表性分析和选择、统计和计算分析,参证资料的搜集和摘录。②数据的标绘。应标绘在流域重心附近,图形勾绘主要采取内插外推方法,并参照自然地理要素的变化进行整饰和对无资料地区作估算补充。③原图的合理性分析和检验。经过量算和调整,检验勾绘的图形与实测数据是否准确与吻合,并且按水量平衡方程、影响水文要素的自然地理条件、水文要素间的相互关系及地域性分布变化规律等检验其合理性。

【水文地图】 hydrologic map 反映区域各水文要素的质量、数量的分布或水体流动特征的专题性地图。按地域类型可分为陆地水文地图和海洋水文地图。前者主要反映区域径流量、径流系数、降水量的空间分布规律;后者则主要反映海域的海水温度、盐度、氯度、密度、洋流和潮汐的分布规律。

【水文年鉴】 water yearbook 是储存和传递水文信息的传统方式,按统一规格和要求,将实测水文资料统计整编,按年刊印成册,供用户使用的成果。联合国教科文组织还按洲刊印出版世界主要大河及国际河流的逐年水文资料。中国自 20 世纪 50 年代初开始刊印水文年鉴,包括历史积存水文资料的整编成果及分区逐年的水文年鉴。自 1958 年统一按流域水系编排卷册刊印,命名为《中华人民共和国水文年鉴》。其主要内容包括:测站一览表,等值线图和过程线图,月年统计,各测站考证资料,索引说明资料;水文要素实测值,有水位、流量、泥沙、降水、水面蒸发、水化学、水温、冰情和地下水资料;附属的还有水文调查资料及以往刊印资料的改正和补充。刊印数据的种类有:时段实测成果,逐日平均值,月年统计及平均、最大、最小(最高、最低)值及瞬时变化的摘录等。

【联合国水环境会议】 United Nations Water Conference 为了研究全球水环境状况,探讨水资源保护及合理开发,于 1977 年在西班牙召开的专业会议。有 116 个国家(地区)、政府间组织及民间组织的代表参加了此次会议。会议的目的是:考察地球上有限的水资源,提出水资源在生活、工业和农业方面的利用策略;通过宣传,使水问题的重要性家喻户晓,制定并提出为解决水问题所必需的国家、地区和国际标准及应采取的行动建议。在行动建议中规定,为掌握水资源的可能利用量,应配备观测体系对水资源进行评价,制定长远、确保安全的饮用水计划;为确保农业用水并配备灌溉设施,为实现工业用水的循环使用及地下水处理,应制定水环境规划。

结 晶 学

【结晶学】 crystallography 又称**晶体学**。研究晶体的外部形貌、化学组成、内部结构、物理性质、生成和变化，以及它们相互间关系的一门科学。它诞生于17世纪下半叶，但早期只是作为矿物学的一个分支而存在，其研究对象亦局限于天然的矿物晶体。直到19世纪，随着其研究范围逐步扩大到矿物以外的各种晶体，结晶学才逐渐脱离矿物学而成为一门独立的学科。近代结晶学主要包括晶体发生学、几何结晶学、晶体结构学、晶体化学及晶体物理学等分支。它们阐明晶体各个方面的性质和规律，并可用以指导对晶体的利用和人工培养。

【晶体发生学】 crystallogeny 又称**晶体生成学**。结晶学的一个分支。研究晶体的发生、成长、变化等方面的现象、机理和规律。它对指导人工制备晶体以及解释晶体的某些现象、特性和成岩、成矿作用的一系列问题等方面均具有重要意义。

【几何结晶学】 geometrical crystallography 结晶学的一个分支。是早期结晶学的主要内容，也是矿物学的基本内容之一。研究具有天然规则多面体外形晶体的几何形貌、几何要素（晶面、晶棱等）以及其间的对称性和各种几何关系。它对晶体的描述、分类和矿物的鉴定均具有重要意义。

【晶体结构学】 crystallology 又称**结构晶体学**。结晶学的一个分支。研究晶体内部结构中质点排布的各种规律和晶体结构的具体测定，以及实际晶体结构的不完善性。它对从根本上阐明晶体的一系列现象和性质起着重要的作用。

【晶体化学】 crystal chemistry 又称**结晶化学**。结晶学的一个分支。是结晶学与化学之间的边缘科学。主要研究晶体的化学组成与晶体结构之间的关系和规律。对于阐明晶体的一系列现象和性质及它们相互的内部联系等方面有着重要的意义。

【晶体物理学】 crystallophysics 结晶学的一个分支。是结晶学与固体物理学之间的边缘科学。主要研究晶体的各项物理性质及其形成机理和规律。它在指导对晶体的利用及鉴定方面均具有重要意义。

【结晶质】 crystalline substance 简称**晶质**。组成物质的原子或离子都有规律地在三维空间呈周期性平移重复排列，即具有格子构造的固态物质。每一种结晶质各自都有确定的熔点。由结晶质构成的物体就是晶体。

【非晶质】 non-crystalline substance, amorphous substance 又称玻璃质。组成物质的原子或离子在三维空间不呈规则排布的固态物质。例如，玻璃、塑料和火山熔岩快速冷凝而成的火山玻璃，以及因受放射性元素蜕变的影响而使晶格遭受破坏的某些褐帘石、绕绿石等，都属于非晶质。非晶质没有固定的熔点，受热时逐渐软化而最后变成流体。非晶质体因内部不具格子构造，不能自发地成长为几何多面体，因而也被称为**无定形体**（amorphous body）。与结晶质相比，非晶质是不稳定的，它有向结晶质转变的自发倾向。

【变生非晶质】 metamict substance 又称**蜕晶质**、**似晶质**。含铀、钍等强放射性元素的原生晶质矿物，在放射性元素蜕变的影响下，仍保持其晶体外形，而内部晶格则遭受破坏，转变成非晶质。矿物的变生非晶质化将引起矿物物理性质的显著变化，表现为颜色变深而不均匀，光泽减弱，相对密度变小，折射率降低，解理消失，呈贝壳状断口等。

【晶体】 crystal 由结晶质构成的物体。一切晶体都有自发地成长为几何多面体外形的固有特性；但许多晶体在生长过程中受到外界条件的限制，因而最终并不一定表现出几何多面体的规则外形。在自由空间结晶较早或具有较强结晶生长能力的矿物，形成具有较完好的几何多面体外形的晶体称**自形晶**（idiotopic crystal）。有些矿物几何多面体外形发育不完全或只有部分晶面发育称为**半自形晶**（hypidiotopic crystal）。晶体的分布极其广泛。绝大部分的矿物都是晶体，人类正是从具有几何多面体外形的矿物开始认识晶体的；各种金属、合金、陶瓷、水泥制品到白糖、食盐、青霉素等绝大多数的固态化合物，一直到组成生命有机体的某些物质，如我国在世界上首次用人工方法合成有活力的蛋白质——结晶牛胰岛素等，都是晶体。单个晶体的大小相差很大，可以从小于1微米到几十米。有时，晶体一词仅指具有几何多面体外形的晶体，即结晶多面体；而将不具几何多面体外形的晶体称为**晶粒**（crystalline grain），又称他形晶（anhedra crystal）。

【准晶体】 quasi-crystal 狭义的准晶体是指：内部原子在三维空间呈长程取向有序的排布，具有三维准周期性平移对称（而不具有像晶体中那样的三维周期性平移对称）的固体。相应地其结构还具有自相似的特性而形成准晶格，并具有晶体所不能有的5次对称轴。广义的准晶体还包括二维准晶体和一维准晶体。它们分别只在二维和一维方向上具有准晶体的准周期性平移重复特征，而在另一维和二维方向上则具有晶体的周期性平移重复特征。它们实际上只是狭义准晶体与晶体间的过渡形式。其中二维准晶体的对称特点是具有8、10或12次轴。准晶体最早是在1984～1985年间，在美、中、加、法等国实验室中被各自独立地发现的。迄今已知的各种准晶体，均只见于人工合成的合金中。

【结晶作用】 crystallization 形成晶体的作用。即原来不结晶的物质在一定的物理化学条件（温度、压力、组分浓度）下转变为结晶质的作用。物质结晶的方式有：①由气体结晶，如火山口硫蒸气冷凝直接形成硫磺晶体；②从液体（溶液或熔融体）中结晶，如盐湖中因蒸发使溶液达到过饱和而结晶出石盐、硼砂等晶体，从岩浆中结晶出长石、石英、云母等晶体，水在低于冰点时因过冷却而结晶成冰；③由固态的非晶质结晶，如非晶质的火山玻璃经过晶化而形成结晶质的石髓。

【重结晶作用】 recrystallization 在结晶学中可有两种含义：①已形成的晶体，由于所处物理化学条件的变化，部分地熔融或溶解而转入母液，然后又重新成长的作用。②已形成的晶体，由于温度和压力的影响，在固体状态下通过原子或离子的扩散而再次成长，使结晶颗粒由细变粗的作用。如石灰岩变质成大理岩时，方解石晶粒的变粗。也有人将后者称为**再结晶作用**，以与前一种含义的重结晶作用相区别。在岩石学中，凡是岩石基本上处于固体状态下，其中有矿物的新晶粒形成的作用，都称为重结晶作用或再结晶作用。由此所形成的新晶粒，其化学成分和矿物成分可以与原岩的相同，也可以不同；原岩的矿物可以是结

晶质的,也可以是非晶质的。

【晶核】 crystal nucleus 又称**晶芽**(crystalline germ)。物质结晶时的成长中心。它可以是从母相(例如溶液等)中首先结晶出来并达到一定临界尺寸的一些极小的结晶相微粒,也可以是某些外来的固体微粒。后者包括:与结晶物质相同的已存晶粒;与结晶物质的结构类同,能吸附溶质的其他物质的晶粒;能吸附溶质的胶体颗粒。由母相本身结晶形成的晶核称为**自发晶核**,由外来微粒构成的晶核称为**非自发晶核**。人工培养晶体时放入的**籽晶**(seed crystal),就是远大于临界尺寸的非自发晶核。

【成核作用】 nucleation 形成晶核的作用。作为晶核,必须达到一定的临界尺寸。在此之前,结晶相微粒的增大会导致体系自由能的增高,因此,**临界晶核**(critical nucleus),即正好达到临界尺寸的晶核,它的形成是需要一定能量的,此能量称为**成核能**(nucleation energy)。然后,随着晶核的长大,体系的自由能便趋于下降。形成自发晶核的作用称为**均匀成核作用**(homogeneity nucleation);借助于外来物的成核作用称为**非均匀成核作用**(inhomogeheity nucleation);后者中借助于已存晶体者则特称为**二次成核作用**(secondary nucleation)。

【布拉维法则】 law of Bravais 其内容为:晶体上的实际晶面平行于面网密度大的面网,且面网密度越大,相应的晶面在实际晶体上就越常见。此法则系由法国学者布拉维(Auguste Bravais)首先提出的,其后为弗里德尔(G. Friedel)的观察基本证实,故又称**布拉维-弗里德尔法则**(law of Bravais-Friedel)。但这一法则仅是从空间格子的几何关系考虑而得出的,因而实际上也常出现例外。唐奈(J. D. H. Donnay)和哈克(D. Harker)曾对布拉维法则作了修补,故又称为**唐奈-哈克原理**(Donnay-Harker rule)。

【晶面】 crystal face 在晶体生长过程中自发形成的包围晶体表面的平面。晶面基本上是光滑平整的平面;但仔细观察时,常可见微有凹凸而表现出具规则形状的各种晶面花纹。晶面实质上就是晶格的最外层面网。

【面角】 interfacial angle 指晶体上二晶面法线间的夹角,其数值等于相应两晶面间内角的补角。

【面角恒等定律】 law of constancy of interfacial angles 又称**面角守恒定律**、**斯台诺定律**(law of Steno)。系由丹麦学者斯台诺(Nicolaus Steno)于1669年所提出的。其内容为:同种物质晶体之间,其对应晶面间的夹角恒相等。这一定律的意义在于它从千变万化的歪晶中揭示出了晶体在外形上所固有的规律性,从而奠定了几何结晶学的基础。它的提出,也是结晶学正式成为一门学科的标志。但是,现代对晶体研究的结果表明,实际晶体的内部结构总是或多或少地偏离理想状况的,且可能受环境温度和压力的变化而发生各向异性的膨胀或收缩,因此,晶体的面角恒等只是在一定的精确度上而言的。

【晶棱】 crystal edge 晶体上晶面与晶面的交线。两个实际相交晶面的交线称为实际晶棱,任意两个互不平行的晶面延展相交后的交线称为可能晶棱。晶棱相当于晶格中的行列。晶棱在晶体上的方向用晶棱符号来表示,即:过结晶轴的交点作晶棱的平行线,在后者上任取一点,设此点在3个结晶轴上的坐标值之比为 $ra:sb:tc$($a:b:c$ 为轴率),将 $r:s:t$ 化为最简单的整数比,然后略去比例符号,用中括号括起来,写作〔*rst*〕形式,即为**晶棱符号**(symbol of crystal edge)。

【晶带】 crystal zone 晶体上各晶面间的交棱均互相平行的一组晶面的组合,称为一个晶带。平行这些晶棱,并通过晶体中心的直线称为**晶带轴**(zone axis),其方向以相应的晶棱符号来表示,用以代表晶带。如〔100〕晶带即代表晶体上所有平行于〔100〕晶棱方向的晶面所组成的晶带。任意两个互不平行的晶面即可决定一个晶带。

【晶带定律】 zone law 又称**魏斯定律**(Weiss zone law)。系由德国学者魏斯(Christian Samuel Weiss)于1805~1809年间所确定的。其内容为:晶体上的任一晶面至少同时属于两个晶带,或者说,平行于两个相交晶带的公共平面必为一可能晶面。根据晶带定律可知:由任意两个互不平行的晶面即可决定一个晶带,而由任意两个晶带又可决定一个晶面;从而,由互不平行的4个任意已知晶面(其中每3个均不属于同一晶带),或由任意4个已知晶棱(即晶带轴,其中每3个均不共面),即可导出此晶体上一切可能的晶面和晶棱,并推算出相应的晶面符号和晶棱符号。

【晶带符号】 symbol of crystal zone 用以指示晶带在晶体中方向的符号。它以平行于晶带轴的晶棱之晶棱符号来代表。其形式虽与晶棱符号完全相同,但作为晶带符号,此时它所代表的是以相应晶棱为晶带轴的整个晶带。

【对称】 symmetry 物体或图形在某种变换条件(例如绕直线的旋转、对于平面的反映,等等)下,其相同部分间有规律重复的现象,亦即在一定变换条件下的不变现象。

【对称要素】 symmetry elements, elements of symmetry 在研究对称时,为使物体或图形发生有规律重复而凭借的一些几何要素(点、线、面)称为对称要素。晶体外形上可能存在的对称要素有:对称面、对称中心、对称轴、旋转反伸轴和旋转反映轴。其中旋转反伸轴与旋转反映轴之间有一定的等效关系,可以彼此取代。在晶体内部结构中,除上述对称要素外,还可能出现像移面和螺旋轴,并必定有平移轴存在。

【对称中心】 centre of symmetry, symmetry centre 又称**对称心**、**反伸中心**(inversion centre)。对称要素之一。是物体或图形中的一个假想的定点,在通过此点的任意直线上,其两边等距离处必有对应的相同部分;借助于对称中心的倒反作用,可使对应的相同部分相互重复(倒反作用也称反伸作用,它相似于照相机镜头的成像作用,由它所造成的像与原物体互成上下、左右、前后均颠倒相反的关系,且大小彼此相等,各对应点距对称中心的距离也都各自相等)。对称中心的习惯符号为 C,国际符号用 $\bar{1}$ 来代表。

【对称面】 plane of symmetry 又称**镜面**(mirror plane)。对称要素之一。是物体或图形中的一个假想平面,它可将物体或图形等分为互成镜像反映关系的两个相同部分(即两者分别相当于一个物体和此物体在镜子中的映像,而对称面就相当于一面镜子)。借助于对称面的反映作用,可使此两个相同部分相互重复。对称面的习惯符号为 P,国际符号为 m。

【对称轴】 axis of symmetry, symmetry axis 又称**旋转轴**(symmetry axis of rotation)。对称要素之一。是物体或图形中的一条假想直线,绕此直线每旋转一定角度,物体或图形的各相同部分便发生一次重复,亦即整个物体或图形复原一次。旋转360°过程中物体或图形复原的次数称为此对称轴的**轴次**(repetition frequency, number of repetition times);使之复原所需的最小转角称为**基转角**(elementary angle of rotation)。轴次 n 与基转角 α 之间的

	对称轴				
轴次(n)	一次	二次	三次	四次	六次
基转角(α)	360°	180°	120°	90°	60°
习惯符号(L^n)	L^1	L^2	L^3	L^4	L^6
国际符号	1	2	3	4	6
图示记号		⬮	▲	◆	⬢

注:其中 L^1 到处都存在,无特殊意义。

关系为:360°/$\alpha = n$。晶体由于受内部结构必能平移重复规律的限制,其可能存在的对称轴如上表;亦即在晶体中不能存在 5 次和高于 6 次的对称轴。这一规律即是**晶体对称定律**(law of crystal symmetry)的内容,由德国学者魏斯(Christian Samuel Weiss)确定。

【旋转反伸轴】 rotoinversion axis 又称**倒转轴**或**反演轴**(inversion axis)。是一种复合的对称要素。相应的几何要素是一个假想的定点与通过此点的一根假想直线两者的组合。当物体或图形绕此直线旋转一定的角度后,紧接着再借助于此假想点的倒反(也可以先倒反再旋转),其最后结果可使各相同部分发生重复。类似于对称轴,旋转反伸轴也有一定的轴次和基转角,且同样不能存在 5 次和高于 6 次的旋转反伸轴。晶体中可能存在的旋转反伸轴及其符号如下表。

	旋转反伸轴				
轴次(n)	一次	二次	三次	四次	六次
基转角(α)	360°	180°	120°	90°	60°
习惯符号(L_i^n)	L_i^1	L_i^2	L_i^3	L_i^4	L_i^6
国际符号	$\bar{1}$	$\bar{2}$	$\bar{3}$	$\bar{4}$	$\bar{6}$
图示记号			▲	◆	⬟
等效的对称要素或其组合	C	P	$L^3 + C$	-	$L^3 + P$ ($P \perp L^3$)

【旋转反映轴】 rotoreflection axis, rotatory reflection axis 又称**映转轴**。是一种复合的对称要素。相应的几何要素是一个假想平面与垂直此平面的一根假想直线两者的组合。当物体或图形绕此直线旋转一定的角度后,紧接着再借助于此假想平面的反映(也可以先反映再旋转),其最后结果可使各相同部分发生重复。晶体中只能有 1 次、2 次、3 次、4 次和 6 次旋转反映轴。通常用 L_s^n 来表示;但亦有用 L_4^2 和 L_6^3 分别表示 4 次和 6 次旋转反映轴的。旋转反映轴与旋转反伸轴之间存在着对应的等效关系,即:$L_s^1 = L_i^2$, $L_s^2 = L_i^1$, $L_s^3 = L_i^6$, $L_s^4 = L_i^4$, $L_s^6 = L_i^3$,彼此间可以相互替代。

【高次轴】 axis of the higher order 凡轴次高于 2 次的对称轴、旋转反伸轴或旋转反映轴以及螺旋轴,统称为高次轴。

【对称型】 symmetry class 一个宏观晶体中的全部对称要素的集合。即晶体中的"点群"。一切可能的对称型共 32 种,系由德国学者黑塞尔(I.-F-Ch. Hessel)于 1830 年首先导出的。它们按对称特点的不同而分属于 7 个晶系。任一对称型,其对称要素的种类、数目及方向都是确定的,全部对称要素都必定共点而交于晶体的几何中心。参见"晶系"。

【点群】 point group 一个三维的有限图形或物体中全部对称要素的集合。因其全部对称要素均共点,故称。晶体中的"点群"即"对称型"。

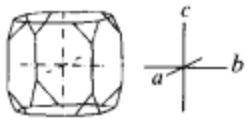
【晶族】 crystal category 晶体按对称分类的级别之一。共分为低级、中级、高级 3 个晶族。低级晶族包括三斜、单斜和正交(斜方)3 个晶系,它们都不具有高次轴。中级晶族包括四方、六方和三方 3 个晶系,它们的共同特点是必定有且只有 1 个高次轴。高级晶族只有等轴晶系 1 个晶系,它的特点是具有多于 1 个的高次轴。参见"晶系"。

【晶系】 crystal system 晶体按对称分类的级别之一。晶体的 32 种对称型按对称特点的不同可归属为 7 个晶系。最初德国学者魏斯(C.S. Weiss)于 1813 年首次提出晶体的对称分类时,将三方晶系包含于六方晶系之内而只划分为 6 个晶系。它们分属于 3 个晶族。具体见表。

晶族		晶系		对称型(点群)			晶体实例
名称	对称特点	名称	对称特点	对称要素总和*	国际符号	圣弗里斯符号	
低级晶族	无高次轴。所有的对称要素必定互相垂直或平行	三斜晶系	无 L^2 和 P	L^1	1	C_1	高岭石
				C	$\bar{1}$	$C_i = S_2$	钙长石
		单斜晶系	L^2 和 P 均不多于一个	L^2	2	C_2	镁铅矾
				P	m	$C_s = C_{1h}$	斜晶石
				L^2PC	2/m	C_{2h}	正长石
		正交(斜方)晶系	L^2 和 P 的总数不少于三个	$3L^2$	222	$D_2 = V$	泻利盐
				$L^2 2P$	$mm2$	C_{2v}	异极矿
				$3L^2 3PC$	mmm	D_{2h}	重晶石
中级晶族	必定有且只有一个高次轴。当除高次轴外还有其他对称要素存在时,它们必定与唯一的高次轴垂直或平行	四方晶系	唯一的高次轴为 L^4 或 L_i^4	L^4	4	C_4	四聚乙醛
				$L_i^4 (L_4^2)$	$\bar{4}$	S_4	砷硼钙石
				$L^4 PC$	4/m	C_{4h}	白钨矿
				$L^4 4L^2$	422	D_4	镍矾
				$L^4 4P$	$4mm$	C_{4v}	羟氯铜铅矿
				$L_i^4 2L^2 2P$ ($L_4^2 2L^2 2P$)	$\bar{4}2m$	$D_{2d} = V_d$	黄铜矿
				$L^4 4L^2 5PC$	4/mmm	D_{4h}	锡石
		三方晶系	唯一的高次轴为 L^3	L^3	3	C_3	细硫砷铅矿
				$L^3 C (L_6^3)$	$\bar{3}$	$C_{3i} = S_6$	白云石
				$L^3 3L^2$	32	D_3	α-石英
				$L^3 3P$	$3m$	C_{3v}	电气石
				$L^3 3L^2 3PC$ ($L_6^3 3L^2 3P$)	$\bar{3}m$	D_{3d}	方解石
		六方晶系	唯一的高次轴为 L^6 或 L_i^6	L^6	6	C_6	霞石
				$L_i^6 (L^3 P)$	$\bar{6}$	C_{3h}	磷酸氢二银
				$L^6 PC$	6/m	C_{6h}	磷灰石
				$L^6 6L^2$	622	D_6	β-石英
				$L^6 6P$	$6mm$	C_{6v}	红锌矿
				$L_i^6 3L^2 3P$ ($L^3 3L^2 4P$)	$6m2$	D_{3h}	蓝锥矿
				$L^6 6L^2 7PC$	6/mmm	D_{6h}	绿柱石
高级晶族	高次轴多于一个。对称要素间可以彼此斜交	等轴(立方)晶系	必定有四个 L^3;同时,必定还有三个相互垂直的 L^4 或 L_i^4 或 L^2,它们与每一个 L^3 均以等角度相交	$3L^2 4L^3$	23	T	香花石
				$3L^2 4L^3 3PC$ ($3L^2 4L_6^3 3P$)	$m3$	T_h	黄铁矿
				$3L^4 4L^3 6L^2$	432	O	赤铜矿
				$3L_i^4 4L^3 6P$ ($3L_4^2 4L^3 6P$)	$\bar{4}3m$	T_d	闪锌矿
				$3L^4 4L^3 6L^2 9PC$ ($3L^4 4L_6^3 6L^2 9P$)	$m3m$	O_h	方铅矿

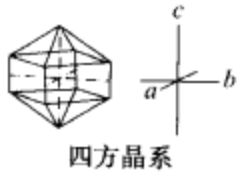
* L^2, P 等记号分别见"对称中心"、"对称面"、"对称轴"、"旋转反伸轴"及"旋转反映轴"。括弧内是以旋转反映轴代替相应旋转反伸轴时的对称要素总和。

【等轴晶系】 isometric system 又称**立方晶系**(cubic system)。7 个晶系之一。属高级晶族。其对称特点是,必定有 4 个 3 次对称轴,同时,不是还有 3 个相互垂直的 4 次轴,就是还有 3 个相互垂直的 2 次对称轴。此 3 个 4 次轴或 2 次对称轴即选择作为晶体的 3 个结晶轴,并必定有:轴角 $\alpha = \beta = \gamma = 90°$,轴单位 $a = b = c$。



等轴晶系

【四方晶系】 tetragonal system 又称**正方晶系**。7 个晶系之一。属中级晶族。其对称特点是惟一的高次轴为 4 次轴。此 4 次轴即选择作为晶体的 c 轴,3 个结晶轴相互垂直,从而必定有:轴角 $\alpha = \beta = \gamma = 90°$,轴单位 $a = b$。



四方晶系

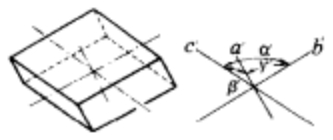
【六方晶系】 hexagonal system 7 个晶系之一。属中级晶族。其对称特点是,惟一的高次轴为 6 次对称轴或倒转轴。此惟一的 6 次轴即选择作为晶体的直立结晶轴,3 个水平结晶轴的正

端互成 120°交角，它们与 c 轴均正交，从而必定有：轴角 $\alpha=\beta=90°$，$\gamma=120°$，轴单位 $a=b\neq c$。早先曾将三方晶系包含于六方晶系之内，而将它们区分为菱面体亚晶系和六方亚晶系两者。



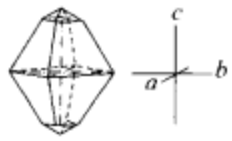
六方和三方晶系

【三方晶系】 trigonal system　7 个晶系之一。属中级晶族。其对称特点是，惟一的高次轴为 3 次对称轴或倒转轴。采用四轴定向时，此惟一的 3 次轴即选择作为晶体的直立结晶轴 c 轴，3 个水平结晶轴的正端互成 120°交角，它们与 c 轴均成正交，此时必定有：轴角 $\alpha=\beta=90°$，$\gamma=120°$，轴单位 $a=b\neq c$。也有采用三轴的米勒(Miller)定向的，此时选择与晶体惟一的 3 次轴均以相同的角度斜交而呈 3 次对称分布的 3 根晶棱方向为结晶轴，它们的正端均指向斜上方，并从而有：轴角 $\alpha'=\beta'=\gamma'$，轴单位 $a'=b'=c'$。



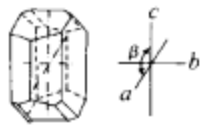
三方晶系(米勒定向)

【正交晶系】 orthorhombic system　又称**斜方晶系**(rhombic system)。7 个晶系之一。属低级晶族。其对称特点是，无高次轴，但 2 次对称轴和对称面的总数不少于 3 个。晶体即以 3 个相互垂直的 2 次对称轴或对称面法线作为结晶轴，从而保持轴角 $\alpha=\beta=\gamma=90°$。



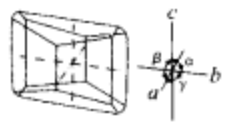
正交晶系

【单斜晶系】 monoclinic system　7 个晶系之一。属低级晶族。其对称特点是，无高次轴，且 2 次对称轴和对称面均不多于 1 个。晶体即以此惟一的 2 次对称轴或对称面法线作为 b 轴。b 轴与 a 轴、c 轴均成正交，从而仅保持轴角 $\alpha=\gamma=90°$。



单斜晶系

【三斜晶系】 triclinic system　7 个晶系之一。属低级晶族。其对称特点是，既无高次轴，也无 2 次对称轴和对称面。3 个结晶轴均相互斜交，故轴角之间和轴单位之间均无任何固有的特定关系。



三斜晶系

【晶体定向】 crystal orientation　❶在尚未研究过的某种晶体上，选定各个结晶轴的方向和定出其轴率的工作；❷在已知的某个晶体上，找出其各个结晶轴所在方向的工作。通常可以依据晶形、双晶、解理和光性测定、单晶衍射照相等方法来确定。

【结晶轴】 crystallographic axis　简称**晶轴**。是按一定法则在晶体中人为地选择的三根(或四根)坐标轴。选择结晶轴时必须考虑到晶体所固有的特点，应使之平行于晶体的对称轴(或倒转轴)、对称面法线或适当的晶棱方向。等轴、四方、正交(斜方)、单斜和三斜晶系选 3 个结晶轴：a 轴、b 轴、c 轴，三者交于晶体中心，其中 c 轴永远置于直立的方向，上正下负；b 轴处于左右方向，右正左负；a 轴对着观察者，前正后负。三方和六方晶系由于对称性特殊，常采用四轴定向，又称**布拉维定向**(Bravais orientation)，即选定 4 个结晶轴：a 轴、b 轴、d 轴和 c 轴，四者交于晶体中心，其中 c 轴仍置于直立方向，上正下负；a 轴、b 轴、d 轴均位于同一水平面内，3 个轴的正端相互间的交角均为 120°，b 轴正端指向右方，a 轴和 d 轴的正端分别指向左前方和左后方。但三方晶系也可采用三轴定向，并特称为**米勒定向**(Miller orientation)，详见“三方晶系”。

【轴角】 inter axial angle　晶体中 3 个结晶轴(三方或六方晶系晶体当选用 4 个结晶轴时，其 d 轴不包括在内)彼此间的交角。用 α、β、γ 表示，它们依次对应于 b 轴与 c 轴、c 轴与 a 轴、a 轴与 b 轴各自正端间的夹角。根据对称特点，只有单斜晶系晶体的 β 角及三斜晶系晶体的全部 3 个轴角随晶体的不同而异，是晶体的特征性常数；其他各晶系晶体的轴角及单斜晶系晶体的 α 和 γ 均为确定的特殊角。

【轴率】 axial ratio　又称**轴单位比**。如晶体中 3 个结晶轴 a 轴、b 轴、c 轴上的单位长依次为 a、b、c，则三者的连比 $a:b:c$ 即为轴率。根据对称特点，在四方、三方和六方晶系中有 $a=b$ 的关系，故其轴率可简写为 $a:c$；在等轴晶系中则有 $a=b=c$，所以，等轴晶系的任何晶体之轴率总是 $a:b:c=1:1:1$，从而不具有特殊意义。除等轴晶系外，不同晶体的轴率都是不同的，是晶体的特征性常数。

【晶体几何常数】 lattice constants　简称**晶体常数**。指轴角 α、β、γ 和轴率 $a:b:c$。正确选择的晶体几何常数应与晶体内部结构中的单位晶胞参数相一致。除等轴晶系外，不同晶体的几何常数各不相同，是晶体的一组特征性常数。各晶系的晶体几何常数特点如下表：

晶　系	晶体几何常数间的固有关系	实　例
等轴晶系	$a=b=c$ $\alpha=\beta=\gamma=90°$	方铅矿
四方晶系	$a=b\neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90°$	锆　石 $a:c=1:0.64037$
六方晶系和三方晶系(四轴定向)	$a=b\neq c$ $\alpha=\beta=90°$ $\gamma=120°$	绿柱石 $a:c=1:0.4989$ 方解石 $a:c=1:0.8543$
三方晶系(三轴定向)	$a=b=c$ $\alpha=\beta=\gamma$	方解石 $\alpha=101°55'$
正交晶系	$a=b\neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90°$	自然硫 $a:b:c=0.8131:1:1.9034$
单斜晶系	$a=b\neq c$ $\alpha=\gamma=90°$ $\beta\neq90°$	正长石 $a:b:c=0.6585:1:0.5554$；$\beta=116°03'$
三斜晶系	$a\neq b\neq c$ $\alpha\neq\beta\neq\gamma\neq90°$	钠长石 $a:b:c=0.6335:1:0.5577$； $\alpha=94°03'$，$\beta=116°29'$，$\gamma=88°09'$

【整数定律】 law of whole numbers　又称**有理指数定律**(law of rational indices)、**有理截距比定律**(law of rational ratios of intercepts)、**阿羽依定律**(law of Haüy)。由法国学者阿羽依(René Just Haüy)于 1784 年提出的定律。其内容为：如以平行于晶棱的三根直线作为坐标轴(三者交于晶体中心且三者不在同一平面内)，则晶体上任意两晶面在三根坐标轴上所截对应截距的比值之比为一简单整数比。设两晶面在三根坐标轴上的截距分别为 $\overline{OA_1}$、$\overline{OB_1}$、$\overline{OC_1}$ 和 $\overline{OA_2}$、$\overline{OB_2}$、$\overline{OC_2}$，令

$$\frac{\overline{OA_1}}{\overline{OA_2}}:\frac{\overline{OB_1}}{\overline{OB_2}}:\frac{\overline{OC_1}}{\overline{OC_2}}=p:q:r$$

则 $p:q:r$ 必可化为简单的整数比。这一定律的意义在于它阐明了用数学方法来表示晶面在晶体上的方向的可能性，从而为晶面符号的建立奠定了基础；同时它对晶体结构几何理论的形成也曾起了重大的启示作用。

【截距系数】 numerical intercept　晶体的常数之一。又称**标轴系数**。晶面在结晶轴上所截的距离称为截距。晶面在结晶轴上的截距是该晶体晶胞相应晶棱长度的整数倍，这一整数便被称为该晶面在此结晶轴上的截距系数。设晶面在某一晶轴上的截距为 $\overline{OA}$，此结晶轴之单位长为 a，并有 $\overline{OA}=pa$，p 即为相应的截距系数。

【晶面指数】 indices of crystal face　晶体的常数之一。晶面在 3 个结晶轴上的截距系数的倒数比，当化为最简单的整数比后，所得出的 3 个整数称为该晶面的**米勒指数**(Miller indices)。六方

和三方晶系晶体当选取 4 个结晶轴时，一个晶面便有 4 个截距系数，由它们的倒数比所得出的 4 个整数则称为晶面的**米勒-布拉维指数**(Miller-Bravais indices)。以上两种指数一般通称为晶面指数。

【晶面符号】 symbol of crystal face　表示晶面在晶体上方向的符号。常用的为**米氏符号**(Miller symbol)，它以晶面在 3 个结晶轴上的截距系数的倒数比来表示。设晶体的轴率为 $a:b:c$，某一晶面在 a 轴、b 轴、c 轴上的截距之比为 $pa:qb:rc$，取截距系数 p、q、r 的倒数比，则

$$\frac{1}{p}:\frac{1}{q}:\frac{1}{r}=h:k:l$$

式中：$h:k:l$ 应化为最简单的整数比，然后略去比例符号，用小括号括起来，写作(hkl)形式，即为晶面的米氏符号，其中 h、k、l 称为晶面指数。例如，某一晶面在 3 个结晶轴上的截距之比为 $2a:3b:6c$，截距系数的倒数比为

$$\frac{1}{2}:\frac{1}{3}:\frac{1}{6}=3:2:1$$

其晶面符号即为(3 2 1)。当晶面与某一结晶轴平行时，相应的该晶面指数即为 0；晶面如截某一结晶轴于负端时，其负号写于相应的晶面指数的上方。例如$(0\ 0\ \bar{1})$即代表截 c 轴于负端而与 a 轴、b 轴均相平行的晶面。三方和六方晶系由于有 4 个结晶轴，相应地其晶面符号便由 4 个晶面指数组成，依次与 a 轴、b 轴、d 轴和 c 轴相对应，且前 3 个晶面指数之代数和永远为 0，例如$(1\ 0\ \bar{1}\ 0)$、$(6\ \bar{1}\ \bar{5}\ 1)$等。应注意晶面符号与单形符号的区别。后者是用大括号括起来的，代表整个单形，如$\{3\ 2\ 1\}$、$\{6\ \bar{1}\ \bar{5}\ 1\}$等。米氏符号系由英国结晶学家米勒(William Hallowes Miller)于 1839 年所创的。除米氏符号外，尚有一种**魏氏符号**(Weiss notation)，系由德国学者魏斯(C. S. Weiss)于 1818 年所创的，在早期曾有使用。它是直接以 $pa:qb:rc$ 的形式来表示的。例如(3 2 1)晶面即记为：$2a:3b:6c$ 或 $a:\frac{3}{2}b:3c$；(0 0 1)晶面则记为 $\infty a:\infty b:c$。此外尚有**诺曼符号**(Numann symbol)等等，但都极少使用。

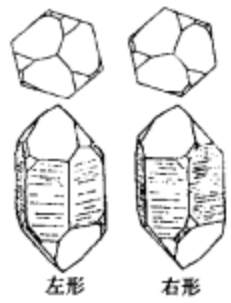
【晶形】 crystal form　晶体的几何外形。每一种晶体常有一定的习见晶形，这是由晶体内部的化学组成和晶体结构决定的。它是确定晶体对称性的重要依据，并可作为鉴别晶体种属的依据之一。同时，同一种晶体在不同的物理化学条件下形成时，其晶形又往往会表现出一定的差异，因而，对晶形的研究也有助于了解晶体生成的条件，并借以阐明其成因。

【单形】 unit form, simple form, singular crystal form　晶体上相互间能够由对称要素联系起来的一组晶面的组合。属于同一个单形的各个晶面彼此间按一定的对称关系分布，它们必定可以通过所属对称型之对称要素的作用而相互重复。当晶体发育理想时，同一个单形的各晶面应具有相同的形状、大小。在实际晶体中，经常因为在形成时受到外界条件的影响，同一单形的各晶面在同一晶体上不能表现出同形等大的特点来，但同一个单形的各晶面与对称要素间的方位关系不变，且仍均具有相同的物理和化学等性质。晶体上可能出现的几何形状不同的单形共 47 种，它们是：低级和中级晶族晶体均可有的单形：单面、平行双面(板面)。低级晶族晶体特有的单形：双面、菱方柱、菱方锥、菱方双锥、菱方四面体(以上名称中"菱方"又称"斜方"，如菱方柱又称斜方柱等等)；中级晶族晶体特有的单形：三方柱、复三方柱、四方柱、复四方柱、六方柱、复六方柱、三方锥、复三方锥、四方锥、复四方锥、六方锥、复六方锥、三方双锥、复三方双锥、四方双锥、复四方双锥、六方双锥、复六方双锥、三方偏方面体、四方偏方面体、六方偏方面体、菱面体、四方四面体、复三方偏三角面体、四方偏三角面体(以上名称中"四方"又称"正方")；高级晶族晶体特有的单形：立方体(六面体)、四六面体、八面体、三角三八面体、四角三八面体、五角三八面体、六八面体、四面体、三角三四面体、四角三四面体、五角三四面体、六四面体、菱形十二面体、五角十二面体、偏方复十二面体(偏方二十四面体)。47 种单形中，在矿物晶体上常见的仅有十几种。单形常用**单形符号**(简称**形号**)来表示。它是将这个单形中正指数为最多且首先最近于垂直 a 轴、其次较近于垂直 b 轴的该晶面之晶面指数用大括号括起来而构成。如立方体之单形符号为$\{100\}$，它代表立方体的全部 6 个晶面。同样的单形符号，在不同的对称型中，特别是在不同的晶系中，所代表的单形往往可以是不同的。例如$\{100\}$在四方和正交晶系中所代表的分别是四方柱和平行双面。

【聚形】 combinate form　两个或两个以上的单形聚合在一起所构成的晶形。只有对称性彼此相同的单形才能在一起组成聚形。组成一个聚形的单形种类是有限的，最多不会超过 7 种；但组成一个聚形的单形个数则无限制，可以有若干个同种单形同时并存。所以，聚形的种数可多至无数。聚形中，属于同一个单形的各晶面，它们的性质必定相同；不属于同一个单形的晶面，彼此间的性质则不相同。此外，聚形中各个单形的晶面相互切割的结果，可以使得晶面的形状与该单形单独存在时的晶面形状有很大的变化。

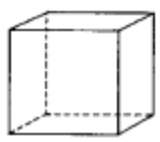
【左右对映形】 enantiomorphic form　同一物质表现出互为镜像(正如左右手那样相映)的不同结构形式的性质，例如某些晶体。无论是旋转还是倒转都不能使其中一个与另一个相重合。在石英晶体中就存在这种现象。

【左形】 left-handed form　一对同形异向晶体中的一种。两个相同的图形或物体，几何形状完全一样，但彼此的取向相反，两者间互成镜像反映的关系，且不能借助于旋转使它们彼此重合，就好像人的左右两手一样，这样的两个图形或物体即互为左右对映形，其中一个为左形，而另一个则为**右形**(right-handed form)。凡是只具有对称轴的对称型，其晶形(既包括单形，也包括聚形)都有左形和右形的区别。最常见的如石英晶体(属于 $L^3 3L^2$ 对称型)的左形晶体和右形晶体(见图)。

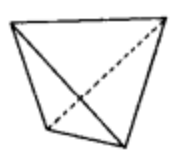


石英晶体

【立方体】 cube　单形名称。只在等轴晶系晶体上出现。是由两两平行的 6 个正方形的相同晶面所组成的正平行六面体。其三对晶面彼此间均互相垂直，每个晶面均与 3 个结晶轴中的一个垂直而与另 2 个平行。单形符号为$\{100\}$。萤石、黄铁矿等晶体常具此单形。

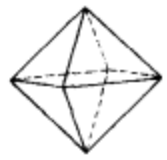

立方体

【四面体】 tetrahedron　单形名称。只在等轴晶系晶体上出现。是由 4 个等边三角形的相同晶面所围成的正四面体。其通过中心且连接每一对晶棱中点的三根连线彼此垂直而等长。相邻晶面间的夹角为 70½°；每个晶面均与晶体中的一个 3 次对称轴垂直，并与 3 个结晶轴均相截等长。单形符号为$\{111\}$(正四面体)或$\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$(负四面体)。闪锌矿、黝铜矿等晶体常具此单形。此外，在晶体结构中，四面体是一种很常见的配位多面体形式。但用于表示配位多面体时，所称的四面体可以不是正四面体而容许有畸变。

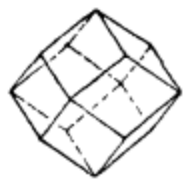

四面体

【八面体】 octahedron　单形名称。只在等轴晶系晶体上出

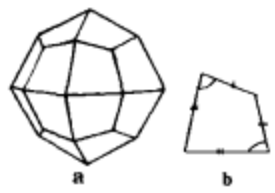
现。是由两两平行的8个呈等边三角形的相同晶面所组成的正八面体。其通过中心且连接每一对角顶的三根连线彼此垂直而等长。相邻晶面间的夹角为109½°;每一对晶面均与晶体中的一个3次对称轴垂直;每个晶面与3个结晶轴均相截等长。单形符号为{111}。磁铁矿、尖晶石等晶体常具此单形。此外,在晶体结构中,八面体是一种很常见的配位多面体形式。但用于表示配位多面体时,所称的八面体可以不是正八面体而容许有畸变。


八面体

【菱形十二面体】 rhombic dodecahedron 单形名称。只在等轴晶系晶体上出现。由两两平行的12个呈菱形(内角为70½°和109½°)的相同晶面组成,相邻晶面间的夹角为120°;每个晶面均与3个结晶轴中的一个平行,而与另两个相截等长。单形符号为{110}。石榴子石、磁铁矿等晶体常具此单形。


菱形十二面体

【四角三八面体】 tetragonal trisoctahedron 单形名称。只在等轴晶系晶体上出现。由两两平行的24个呈四角形(其四条边两两等长,如右图)的相同晶面组成,恰似由八面体的每一个等边三角形晶面变为3个相同的四角形晶面而成。每个晶面与3个结晶轴均相截,其中的两个截距相等,而另一个截距则小于该两个截距。单形符号为{*hkk*}(*h*、*k* 代表正整数,且 $h > k$)。石榴子石等晶体常具此单形。



四角三八面体

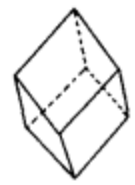
【柱】 prism 单形中的一类。按组成单形的相同晶面之数目及单形之横切面形状的不同,共有7种不同的柱,如表。柱类单形的共同特点是,组成单形的各个晶面均平行于同一直线;除菱方柱外,此直线方向即为晶体中惟一的高次轴方向,亦即结晶轴 *c* 轴的方向。

单形名称	晶面数目	横切面的形状及其特点	所属晶系
四方柱(正方柱)	4	正方形。内角均为90°	四方晶系
复四方柱(复正方柱)	8	复四方形。任两相邻的内角不相等,但相间的各内角相等	
三方柱	3	等边三角形。内角均为60°	三方晶系和六方晶系
复三方	6	复三方形。任两相邻的内角不相等,但相间的各内角相等	
六方柱	6	正六边形。内角均为120°	
复六方柱	12	复六方形。任两相邻的内角不相等,但相间的内角相等	
菱方柱(斜方柱)	4	菱形。相邻的两内角不相等,互为补角;但相间的内角相等	单斜晶系和正交晶系

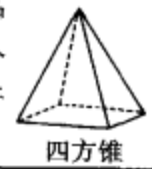
【五角十二面体】 pentagonal dodecahedron, pyritohedron 单形名称。只在等轴晶系晶体上出现。由两两平行的12个呈五边形(其中有四条边等长)的相同晶面组成。相邻晶面间的夹角不等于120°或90°;每个晶面均与3个结晶轴中的一个平行,而与另两个相截不等长。单形符号为{*hk*0}(*h*、*k* 分别代表两个不等的正整数)。黄铁矿等晶体常具此单形。


五角十二面体

【菱面体】 rhombohedron 单形名称。只在三方晶系晶体上出现。是由两两平行的6个菱形的相同晶面所组成的斜平行六面体,恰似由立方体沿其中一条体对角线的方向(即3次对称轴的方向)拉长或压扁而成。各相邻晶面间均斜交;其上部3个晶面与下部3个晶面彼此间绕3次对称轴错开60°而相间排列。方解石、石英等晶体常具此单形。


菱面体

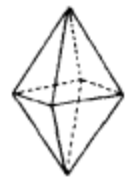
【锥】 pyramid 又称**单锥**,单形中的一类。按组成单形的相同晶面的数目及单形横切面形状的不同,共有7种不同的锥,如表。锥类单形的共同特点是,单形的各个晶面均相交(或延展后相交)于一点,且此点必定位于晶体中惟一的对称轴上,亦即结晶轴 *c* 轴上。


四方锥

单形名称	晶面数目	横切面形状*	所属晶系
四方锥(正方锥)	4	正方形	四方晶系
复四方锥(复正方锥)	8	复四方形	
三方锥	3	等边三角形	三方晶系
复三方锥	6	复三方形	
六方锥	6	正六边形	六方、三方晶系
复六方锥	12	复六方形	六方晶系
菱方锥(斜方锥)	4	菱形	正交晶系

* 各种横切面形状的特点参见"柱"。

【双锥】 dipyramid, bipyramid 单形中的一类。按组成单形的相同晶面的数目及单形横切面形状的不同,共有7种不同的双锥,如下表。它们好像由相应的两个锥以底相合而成。双锥类单形的共同特点是,组成单形的上下各半数晶面分别相交(或延展后相交)于上下各一点,在菱方双锥中,此二交点必定位于晶体中的同一个2次对称轴上;在其余各双锥中,此二交点必定位于晶体中惟一的高次轴上,亦即结晶轴 *c* 轴上。


四方双锥

单形名称	晶面数目	单形单独存在时晶面的形状	横切面形状*	所属晶系
四方双锥(正方双锥)	8	等腰三角形	正方形	四方晶系
复四方双锥(复正方双锥)	16	不等边三角形	复四方形	
三方双锥	6	等腰三角形	等边三角形	三方、六方晶系
复三方双锥	12	不等边三角形	复三方形	六方晶系
六方双锥	12	等腰三角形	正六边形	三方、六方晶系
复六方双锥	24	不等边三角形	复六方形	六方晶系
菱方双锥(斜方双锥)	8	不等边三角形	菱形	正交晶系

* 各种横切面形状特点见"柱"。

【平行双面】 pinacoid 又称**板面**。单形名称。由两个相互平行的相同晶面组成的开式单形。平行双面可以在除等轴晶系以外的其他各晶系晶体上出现;当出现于中级晶族晶体上时,其晶面必定垂直于晶体中惟一的高次轴,亦即结晶轴 *c* 轴,相应的单形符号则为{001}或{0001}。

【单面】 pedion 只有一个结晶面的开式单形。

【底平行双面】 basal pinacoid 简称**底面**(basal plane)。专指单形符号为{001}和{0001}的平行双面单形。与底平行双面相似的还有**前平行双面**(front pinacoid),其符号为{100}的平行双面开式单形和**侧平行双面**(side pinacoid),其符号为{010}的平行双面开式单形。

【晶体习性】 crystal habit 又称**晶癖**。指一个晶体外表的一般形态特征。根据晶体在空间三维方向上发育程度的不同,可将结晶习性分为3种基本类型:①一向延伸:晶体沿一个方向延伸,呈柱状、针状、纤维状等,如绿柱石、电气石和角闪石等矿物常具此习性。②二向延展:晶体沿平面延展,呈板状、片状、鳞片状等,如黑钨矿、云母和石墨等常具此习性。③三向等长:晶体在三维方向上大致均匀发育,呈等轴状、粒状等,如黄铁矿、石榴子石、橄榄石等常具此习性。结晶习性主要决定于晶体的内部结构,同时与晶体形成时的外界条件(如温度、压力、浓度、黏度及杂质等)也密切相关。

【歪晶】 distorted crystal 指外形偏离理想晶形的晶体。晶体发育理想时,凡属于同一单形的各晶面都应具有相同的形状和大小,符合于晶体本身所固有的对称性。在歪晶中,同一单形的各晶面,它们的形状、大小都可不同而偏离理想形状,但物理、化学等方面的性质仍保持相同。此外,歪晶在几何外形上的偏离并不改变晶面间的夹角关系。因此,可以通过测角、投影等手段以及对晶面性质的研究,恢复出歪晶的理想晶形,并确定其真实对称。实际晶体在不同程度上都是歪晶。

【骸晶】 skeleton crystal 晶体在其生长过程中,沿着角顶或晶棱生长特别迅速而形成的晶面中心相对凹陷的结晶骨架。经常呈漏斗状、树枝状或羽毛状等形态。例如,雪花即是冰的骸晶。骸晶主要是在结晶作用的早期,从过冷却或过饱和程度大的熔体或溶液、蒸气中快速结晶时形成的。

【晶面条纹】 stria(复数striae),striation 又称**生长条纹**(growth striation)、**聚形条纹**(combination striation)。指在单晶体中,出现于同一单形的各个晶面上的直线状条纹。它是在晶体成长过程中,由两个单形的细窄晶面成阶梯状生长反复交替出现而形成的。例如,石英晶体的柱面上一般都有水平的晶面条纹;黄铁矿立方体晶面上也常有晶面条纹,其三对晶面上的条纹方向相互垂直。晶面条纹是在晶体成长过程中形成的,它的分布必定符合于晶体本身所固有的对称特点,而且它不可能在解理面上出现。以此可与形态上与之相似的双晶条纹相区别。


黄铁矿立方体上的晶面条纹

【蚀像】 etch figure 晶体在长成后因受到溶蚀而在晶面上形成的一些具有规则形状的凹斑。蚀像的具体形状和方位均受晶面的结构性质所控制。对蚀像的研究可以有助于确定晶体的真实对称以及识别双晶。

【平行连晶】 parallel intergrouth, parallel growth 同种晶体间成完全平行一致取向关系的规则连生体。成平行连生的各个单晶体之间,其内部结构完全平行一致且相互连续,表现在外形上各单晶体之间的所有各组对应晶面全都一一相互平行一致。这种平行连生的晶体,实际上应该属于单晶体,所以在环境条件不变的情况下连生晶体继续生长时,晶体个体间的凹陷可能被填满而形成大个晶体。


石英的平行连晶

【双晶】 twin 又称**孪晶**。同种晶体间的一种非完全平行一致取向的规则连生体。其连生的规律性表现在:成双晶关系的两个单晶体之间,它们内部结构中的各对应行列和面网(从而以及各对应晶棱和晶面)彼此全都呈反映对称或(和)旋转180°对称的关系。此种对称关系由双晶面或双晶轴来描述,并使双晶常呈现某种特定的形状。对于一些常呈双晶出现的矿物,如十字石、各种长石等,双晶是鉴别它们的重要依据之一。此外,双晶对于某些晶体(如压电水晶、冰洲石)的工业利用价值有很大的不利影响。

【双晶面】 twin plane, twinning plane 双晶中的一个假想平面。通过它的反映,可使双晶中的一个单晶体与另一个单晶体重合或处于完全平行一致的方位。双晶面不可能与单晶体中的对称面平行。双晶面的方向通常用平行于某一晶面或垂直于某一晶棱的方式来表示。

【双晶轴】 twin axis, twinning axis 双晶中的一根假想轴线。设想使双晶中的一个单晶体绕此轴线旋转180°后,则能与另一个单晶体重合或处于完全平行一致的方位。双晶轴不可能与单晶体中的偶次对称轴平行。双晶轴的方向通常用平行于某一晶棱或垂直于某一晶面的方式来表示。

【接合面】 composition plane, composition surface 双晶中两个单晶体间实际邻接的公共界面。也就是两个单晶体间在内部结构上互不连续的分界面。它可以是规则的平面,也可能是不规则的曲折面。当接合面为一规则平面时,其方向可用平行于相应晶面的方式来表示。大多数(但并非全部)双晶的接合面往往与双晶面重合一致。

【双晶缝合线】 trace of composition surface 双晶接合面在晶面、解理面、断口或任意其他切面上的迹线。

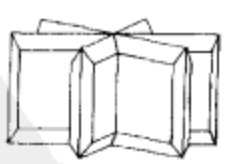
【双晶条纹】 twinning striation 在聚片双晶中,出现于某些晶面和解理面上的直线状条纹。它是由一系列被双晶缝合线所分隔开的晶面或解理面的细窄条带组成的。例如在大多数斜长石晶体的{001}解理面上,常可见平行[100]的双晶条纹。

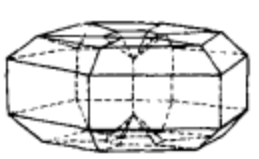
【接触双晶】 contact twin 双晶的一种类型。两个单晶体间以一个近于规则的平面相接触而构成的双晶,其接合面简单而规则。常见的如锡石的膝状双晶等。

【穿插双晶】 interpenetration twin, interpenetrant twin, penetration twin 又称**贯穿双晶**、**透入双晶**。双晶的一种类型。两个或两个以上单晶体相互贯穿所构成的双晶,其接合面复杂而不规则。常见的如十字石的十字双晶。

【聚片双晶】 polysynthetic twin 双晶的一种类型。由彼此间的接合面均相互平行的多个单晶体,按同一种双晶律多次重复所构成的双晶。在聚片双晶中,在与接合面相交的晶面和解理面上,常可以看到由双晶缝合线所构成的双晶条纹。常见的聚片双晶如斜长石的钠长石律双晶、方解石的机械双晶等。

【轮式双晶】 cyclic twin 双晶的一种类型。由彼此间的接合面不相平行,但依次成等角度相交的多个单晶体,按同一种双晶律多次重复所构成的双晶。双晶的整体连接成轮辐状或环状。按所连接的单晶体的个数而称为**三连晶**(threefold twin)、**四连晶**(fourfold twin)、**五连晶**(fivefold twin)、**六连晶**(sixfold twin)和**八连晶**(eightfold twin)等。常见的白铅矿三连轮式双晶的三个个体常相互贯穿呈辐射状,轮式双晶常呈环状,称**环状双晶**(ring-shaped twin)。如金红石的六连晶。


白铅矿的轮式三连晶


金红石的环状六连晶

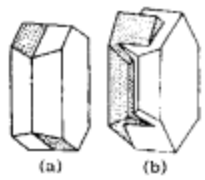
【机械双晶】 mechanical twin 又称**滑移双晶**(glide twin)、**形变双晶**(deformation twin)。晶体形成后受到应力的作用,使晶体内

的部分晶格沿着面网一定方向发生均匀的滑移变形所导致的双晶。一般都成聚片双晶。例如,方解石以($01\bar{1}2$)为双晶面和接合面的聚片双晶大多是机械双晶。机械双晶是晶体塑性变形的一种形式。

【次生双晶】 secondary twin　在晶体形成以后所产生的双晶。通常所称的次生双晶都是指机械双晶,因后者是典型的次生成因的。有人把**转变双晶**(transformation twin,在同质多像变体的转变过程中产生的双晶)和**会合双晶**(synneusis twin,在晶体成长过程中,由在介质中漂移的两个小晶粒以双晶的取向关系聚合在一起并继续成长而成的双晶)也归属为次生双晶。实际上,这两类双晶都是在晶体成长过程中产生的。

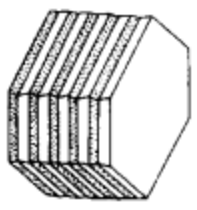
【双晶律】 twin law　双晶中单晶体之间相互结合的规律。它由双晶面双晶中心或双晶轴的方向来规定,并常给予一定的专门名称,如尖晶石律、卡尔斯巴律、膝状双晶律等。一个双晶经常可以有不止一个的双晶面和(或)双晶轴,它们彼此间有一定的相互取向关系。双晶律习惯上只选取其中的某一个来表示。

【卡尔斯巴德双晶律】 Carlsbad twin law　简称**卡式双晶**。长石中常见的一种双晶律。见于各种长石晶体中。双晶轴为 c 轴;接合面平行(010)。一般呈简单的接触双晶(图 a),但也可见到由 3 个或更多个单晶体组成的聚片式双晶。当晶体以斑晶出现时,则常呈穿插双晶(图 b)。



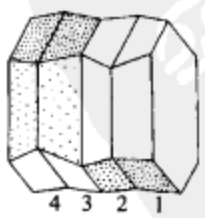
长石的卡尔斯巴德律双晶

【钠长石双晶律】 albite twin law　双晶的一种。见于三斜晶系的长石中的双晶律。双晶面和接合面均平行(010),双晶轴垂直(010)。通常呈聚片双晶。钠长石律双晶在斜长石中极为常见,可在{001}解理面及一些晶面上见到平行的双晶条纹。在微斜长石和歪长石中,钠长石律双晶经常与肖钠长石律双晶在一起共同组成格子状双晶。


斜长石的钠长石律双晶

【肖钠长石双晶律】 pericline twin law　双晶的一种。见于三斜晶系的长石中的双晶律。双晶轴为 b 轴,接合面为平行于 b 轴而与(001)成某个角度相交的所谓菱切面。通常呈聚片双晶。在微斜长石和歪长石中,肖钠长石律双晶经常与钠长石律双晶在一起共同组成格子状双晶;在斜长石中,肖钠长石律双晶可单独出现,也经常与钠长石律双晶共同出现,但此时,两组聚片双晶的叶片相互交接而并不组成像微斜长石或歪长石中那样的格子状双晶。

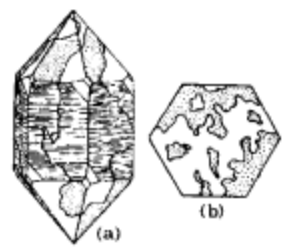
【钠长石-卡尔斯巴德双晶律】 Albite Carlsbad twin law　长石中的一种双晶律。见于斜长石晶体中。由两个以上的单晶体两两之间分别按卡尔斯巴德律、钠长石律及钠长石-卡尔斯巴德律 3 种不同的双晶律结合在一起所共同组成的复合双晶。图中单体 1 与 2 以及单体 3 与 4 之间均以钠长石律相接合;单体 2 与 3 之间以卡尔斯巴德律相接合,于是,单体 1 与 4 之间也成卡尔斯巴德律双晶的关系;单体 1 与 3 以及单体 2 与 4 之间则均构成钠长石-卡尔斯巴德律关系,其双晶轴平行(010)且垂直 c 轴。上述 3 种双晶律的双晶轴均相互正交。整个复合双晶的接合面平行(010),通常都为聚片双晶。



卡-钠复合双晶

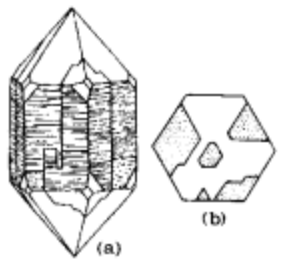
【格子双晶】 cross-hatched twin, gridiron twining　双晶的一种。见于微斜长石和歪长石晶体中。由钠长石律与肖钠长石律两组近于相互垂直的聚片双晶组合而成,在正交偏光显微镜下可见呈交织的方格状。

【道芬双晶律】 Dauphiné twin law　双晶的一种。石英晶体中最常见的一种双晶律。由两个左形或两个右形石英晶体以 c 轴为双晶轴旋转 180°而形成的穿插双晶(图 a)。接合面不规则。它在外形上与单晶体很相似,但可由下列现象识别:①三方双锥或三方偏方面体单形的晶面绕 c 轴相隔 60°即重复出现;②晶面上可见弯曲的双晶缝合线,在缝合线的两边,晶面的反光不一样,柱面上的晶面条纹亦不相连续;③断口上可见不规则的弯曲的双晶缝合线;④在垂直晶体 c 轴切面上的人工蚀像,显示单体界线不规则,呈岛屿状图案(图 b)。由两个左形晶体构成的双晶称为左旋道芬双晶,由两个右形晶体构成者则称为右旋道芬双晶。组成道芬双晶的两个石英单体,它们的光轴方向和旋光性都是一致的,但电轴方向正好相反,故道芬双晶又称为**电双晶**(electrical twinning)。具有道芬双晶的石英晶块不能作为压电材料,但不影响它作为光学材料的价值。



石英的道芬双晶

【巴西双晶律】 Brazil twin law　双晶的一种。石英晶体中常见的一种双晶律。是由一左形和一右形的两个石英晶体所构成的穿插双晶(图 a)。双晶面($11\bar{2}0$);接合面平直。它在外形上与单晶体很相似,但可由下列现象识别它:①在同一柱面上,其两角同时出现呈左右对称关系分布的两个三方偏方面体单形的晶面;②晶面上可见呈平直折线状的双晶缝合线,在缝合线的两边,晶面的反光不一样,柱面上的晶面条纹亦不相连续;③断口上可见规则的"人"字形纹;④在垂直晶体 c 轴切面上的人工蚀象,显示单体界线比较平直,呈折线状图案(图 b)。组成巴西双晶的两个石英单体,它们不仅电轴方向正好相反,而且光轴方向虽然一致,但旋光方向也正好相反,故巴西双晶又称为**光双晶**(optical twinning)。具有巴西双晶的石英晶块不能作为压电材料和光学材料。



石英的巴西双晶

【膝状双晶】 geniculate twin　双晶的一种。又称**肘状双晶**(elbow twin)。常见于金红石和锡石晶体中。双晶面和接合面均平行(101)。构成双晶的两个四方柱状单晶体的 c 轴相交成近 120°,双晶形态有如弯曲的膝状,故名。呈接触双晶或环状双晶。


锡石的膝状双晶

【尖晶石双晶律】 spinel twin law　双晶律的一种。等轴晶系六八面体晶类晶体中的双晶律,常见于尖晶石族矿物的晶体中。例如,尖晶石的双晶具有三次对称轴的双晶轴,其双晶面平行于六八面体的一个晶面。呈接触双晶,接合面与双晶面一致。双晶通常平行于接合面发育而呈扁平的板状习性。


尖晶石律双晶

【拓扑衍生】 topotaxy　由于固态转变或化学反应所引起的两个或两个以上不同种晶体间的相互规则取向连生的现象。例如纤闪石与蚀变残余的母体辉石间的连生。topotaxy 这一术语最早为洛特格林(K. F. Lotgering)于 1959 年应用于所有由化学固态反应而导致的不同晶体间的规则取向连生。1977 年国际矿物

学会-国际结晶学联合会联合命名委员会赋予此术语以本词条开始所述的定义。

【体衍生】 syntaxy　两个不同种晶体间，因受三维晶格因素（彼此的晶胞有共同之处）的控制而成相互规则取向连生的现象。通常以交生形式出现。“syntaxy”一词系由翁格马赫（H. Ungemach）于 1935 年所创的，用来指示两种多型变体间的规则取向交生。1953 年 G. 唐奈和 J. D. H 唐奈（G. Donnay & J. D. H. Donnay）将它扩展到对应晶胞棱长之比为有理数，但化学组成不同的晶体间的规则取向交生，如氟碳铈矿（bastnaesite，Ce，La[CO_3]F）与氟碳钙铈矿（parisite，$Ce_2Ca[CO_3]_3F_2$）间的取向交生。在 1977 年国际矿物学会-国际结晶学联合会联合命名委员会上赋予此术语以本词条开始所述的定义。

【面衍生】 epitaxy　两个不同种晶体间，因受二维晶格因素（彼此的特定面网间有近似的性质）的控制，以共用面网的关系而成相互规则取向连生的现象。通常以浮生形式出现。epitaxy 这一术语最初由罗耶（L. Royer）于 1928 年引入，在中文中常译为外延，用来指示一种晶体以一定的规则取向关系生长于另一种晶体之上的现象，其含义基本上等同于浮生。1977 年国际矿物学会-国际结晶学联合会联合命名委员会赋予此术语以本词条开始所述的定义。

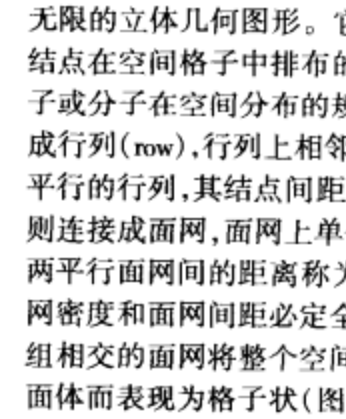
【交生】 intergrowth　又称**互生**。指两种不同的晶体彼此间以一定的结晶学取向关系交互连生，或一种晶体定向嵌生于另一种晶体之中的现象。石英嵌生于钾长石晶体中形成的文像结构，即是一种交生现象，这两种矿物是同时结晶形成的。此外，体衍生和拓扑衍生大多也以交生的形式出现。

【浮生】 overgrowth　异种晶体间的一类规则连生。由一种晶体按一定的取向关系附生于他种晶体表面而形成。例如，金红石以{100}面网浮生于赤铁矿的{0001}面网上，金红石的[0$\bar{1}$1]垂直于赤铁矿的一个水平结晶轴。浮生的出现主要是由于两种晶体具有结构上相似的某种面网而引起的。

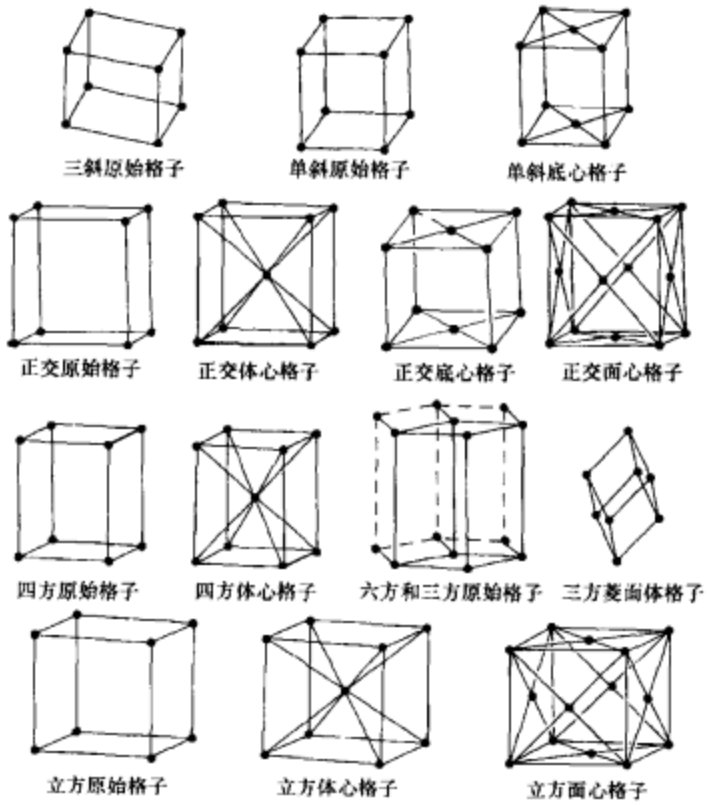


金红石在赤铁矿上的面衍浮生

【空间格子】 space lattice　又称**空间格架**。通常与空间点阵视为同义语。是由一系列有规律地在三维空间成周期性平移重复排列的几何点（称为结点或格点 lattice point，point）所连接成的无限的立体几何图形。它是从具体的晶体结构中抽象出来的。结点在空间格子中排布的规律性体现了晶体结构中的原子、离子或分子在空间分布的规律性。排列在一条直线上的结点连接成行列（row），行列上相邻结点间的距离称为结点间距。凡相互平行的行列，其结点间距必定相等。分布在一个平面上的结点则连接成面网，面网上单位面积内的结点数称为面网密度，相邻两平行面网间的距离称为面网间距。凡相互平行的面网，其面网密度和面网间距必定全都相同。一个空间格子总是可以被 3 组相交的面网将整个空间划分为一系列相互平行叠置的平行六面体而表现为格子状（图 a）。如果所划分出来的平行六面体既能完整地保持整个空间格子固有的对称性，且在此前提下六面体的三组棱间还具有尽可能多的固有直角关系而体积又为最小，这样的平行六面体称为**单位平行六面体**（parallelepiped cell）。其 3 组棱的长度 a_0、b_0、c_0 及两两间的夹角 α、β、γ 合称为单位平行六面体参数。根据单位平行六面体对称性的不同，空间格子分别归属于 7 个晶系；再根据结点在单位平行六面体中分布的情况，还可将空间格子分为原始格子、底心格子、体心格子及面心格子 4 种可能的型式。这样，除去与晶系的对称性不相容的及不符合选择法则的格子型式外，在晶体中共有 14 种不同的空间格子型式（图 b），通常称为 14 种**布拉维空间格子**（Bravais lattice），因其由法国结晶学家布拉维（Auguste Bravais）于 1855 年所归纳确定，故名；也称为 14 种**平移格子**（translation lattice）。



(a)空间格子



(b)14 种布拉维空间格子

【原始格子】 primitive lattice　14 种空间格子型式中的一类。指仅在单位平行六面体的各个角顶上分布有结点的空间格子。符号 P，故又称**P 格子**（三方菱面体格子也属于原始格子，但用特殊的符号 R，并又称**R 格子**）。按照单位平行六面体对称性的不同，共有三斜、单斜、正交（斜方）、三方和六方、三方菱面体、四方以及立方七种原始格子。其中的三方和六方原始格子，早先称为六方底心格子。

【底心格子】 base-centred lattice　14 种空间格子型式中的一类。指除了在单位平行六面体的各个角顶外，在某一对面〔一般为(001)面〕的中心还各分布有一个结点的空间格子。符号 C，故又称**C 心格子**（C-centred lattice）或**C 格子**。若中心带结点的面为(100)面或(010)面，则分别称为**A 心格子**（A-centred lattice）和**B 心格子**（B-centred lattice），符号为 A 和 B。按照单位平行六面体对称性的不同，共有正交（斜方）和单斜两种底心格子。三方和六方原始格子早先也被称为**六方底心格子**。但此种所谓的“六方底心格子”是对于呈六方柱状的平行八面体而言的，它由 3 个横切面之内角为 60°和 120°的菱方柱状的单位平行六面体（即六方原始格子）拼合而成。

【体心格子】 body-centred lattice　14 种空间格子型式中的一类。指除了在单位平行六面体的各个角顶外，在体中心还分布有一个结点的空间格子。符号 I，故又称**I 格子**（I-centred lattice）。按照单位平行六面体对称性的不同，共有正交（斜方）、四方和立方三种体心格子。

【面心格子】 face-centred lattice　又称**全面心格子**（all-face-centred lattice）。14 种空间格子型式中的一类。指除了在单位平行六面体的各个角顶外，在所有 6 个面的中心还各分布有一个结点的空间格子。符号 F，故又称**F 格子**（F-centred lattice）。按

照单位平行六面体对称性的不同，共有正交（斜方）和立方两种面心格子。

【点阵】 lattice　由一系列有规律地在空间呈周期性平移重复排布的几何点所构成的无限的几何图形，用以表示晶体结构中原子、离子或分子在空间分布的规律性。其中阵点分布在一根直线上的点阵称为一维点阵（one-dimensional lattice）或直线点阵（line lattice），分布在一个平面内的称为二维点阵（two-dimensional lattice）或平面点阵（plane lattice），分布于三维空间的称为三维点阵（three-dimensional lattice）或空间点阵（space lattice）。阵点、直线点阵、平面点阵及空间点阵分别与结点、行列、面网及空间格子相当，通常彼此间被视为同义词。它们间的严格区别仅在于，点阵只是阵点在空间的分布，而行列、面网及空间格子则是结点在空间按一定方式的连接，并因而存在着空间划分的问题。但实际上一般都不作如此严格的区分。

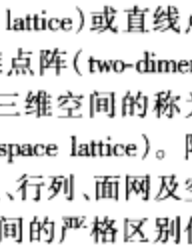
【晶体结构】 crystal structure　又称**结晶构造**。组成晶体的原子、离子或分子在晶体内部以一定的键力相结合而构成的实体。其质点在空间的分布具有一定规律的平移周期性和对称性。

【微结构】 microstructure　必须借助于光学显微镜或电子显微镜才能观察到的晶体结构中的种种非均一结构现象。例如各种晶格缺陷、畴结构、细微的出溶现象、结构双晶、调制结构等。对于仅在电子显微镜下才能观察到的微结构有时特称为**超微结构**（ultramicrostructure）。

【晶格】 lattice，crystal lattice　又称**晶架**。①泛指晶体的空间格子这一几何图形。②即“晶体结构”。因为组成晶体的原子、离子或分子在晶体内部的分布都是符合于空间格子的规律而表现为格子状的。

【晶胞】 unit cell　晶体中能充分反映出整个晶体结构的特征而体积又为最小的基本结构单元。晶胞的形状均为一平行六面体；其具体形状、大小由它的3组棱长 a_0、b_0、c_0 和三组棱相互间的夹角 α、β、γ 来确定。a_0、b_0、c_0 及 α、β、γ 合称为晶胞参数（晶胞常数）。晶胞与空间格子中的单位平行六面体相对应，但单位平行六面体是只包含结点的几何图形，而晶胞则是包含了具体的原子或离子的实体。把一系列的晶胞按空间格子规律在三维空间堆叠起来，即可得出整个晶格。

【晶胞参数】 unit cell parameter　又称**晶格参数**、**点阵参数**（lattice parameters）。决定晶胞形状、大小的一组参数。包括晶胞的3组棱长（即晶体的轴长）a_0、b_0、c_0 和3组棱相互间的夹角（即晶体的轴角）α、β、γ。其中：

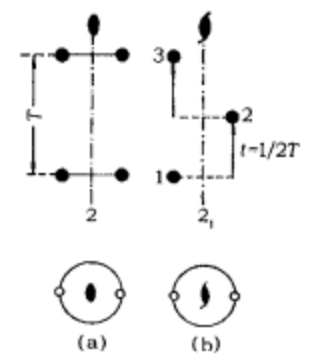


晶胞参数

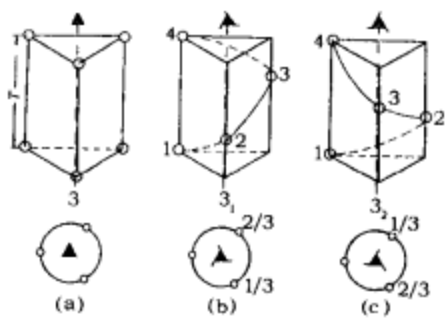
$$\alpha = b_0 \wedge c_0$$
$$\beta = c_0 \wedge a_0$$
$$\gamma = a_0 \wedge b_0$$

【滑移面】 glide plane　又称**滑移反映面**（glide reflection plane）。将晶体结构的图形看成是晶格无限图形时的复合微观对称要素之一。通过它的转换，晶格中的质点经镜面反映并平行于该镜面滑移一定距离，整个晶格中的质点将占据与未转换前周围环境相同的位置，也就是说，经过滑移面的变换，晶体结构能自相重合。晶格中质点滑移的方向或平行于晶胞的棱，或平行于两个或三个晶棱的矢量和方向；晶格中质点滑移的距离为晶胞棱长的1/2或两个或三个晶棱的矢量和的1/2或1/4。根据滑移面的定向和滑移的距离、方向，可分为：①***a*-滑移（面）**（*a*-glide）　滑移面平行于(010)或(001)，或结晶轴 a 在滑移面内，质点经镜面反映后，沿 a 轴移动 a 轴结点间距的1/2；②***b*-滑移（面）**（*b*-glide）　滑移面平行于(100)或(001)，或结晶轴 b 在滑移面内，质点经镜面反映后，沿 b 轴移动 b 轴结点间距的1/2；③***c*-滑移（面）**（*c*-glide）　滑移面平行于(100)或(010)，或结晶轴 c 在滑移面内，质点经镜面反映后，沿 c 轴移动 c 轴结点间距的1/2；④***d*-滑移（面）**（*d*-glide）　质点经镜面反映后，平行于镜面滑移，滑移距离为晶格的两个或三个基本矢量（晶胞的两个或三个棱）的矢量和的1/4，或者，两个或三个基本矢量的差值。这种型式的滑移面只出现在以斜方面心格子、正方体心格子和立方面心格子或立方体心格子为基础的空间群中；⑤***n*-滑移（面）**（*n*-glide）　质点经镜面反映后，平行于镜面滑移，滑移距离为晶格的两个或三个基本矢量的矢量和的1/2。

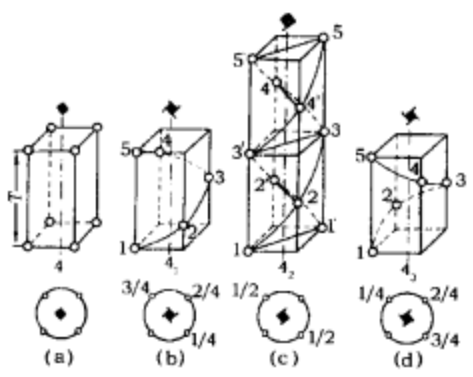
【螺旋轴】 screw axis　将晶体内部结构的图形看成是晶格无限图形时的复合微观对称要素之一，是一种假想的直线，图形中任意一质点绕此直线旋转一定的角度，并平行于此直线方向平移一定的距离后，均可与性质相同的对应质点发生重复，亦即通过上述变换后，整个图形复原。螺旋轴的国际符号一般写成 n_s。这里的 n 是轴次，s 是小于 n 的自然数。与对称轴的情况一样，螺旋轴的轴次 n 只能是1、2、3、4和6，相应的最小基转角 $\alpha = 360°$、$180°$、$120°$、$90°$和$60°$。螺旋轴根据其旋转的方向，可以分为右旋（逆时针方向）螺旋轴、左旋（顺时针方向）螺旋轴和中性（逆时针方向或顺时针方向）螺旋轴。如沿螺旋轴方向的结点间距为 T，则对称变换中平移的距离 $t = (s/n) \cdot T$。对于一次螺旋轴，不存在 s 小于 n 的自然数，所以一次螺旋轴与一次对称轴对无限图形晶格来说没有差别。根据螺旋轴旋转方向和平移距离以及单轨旋转、双轨旋转或三轨旋转，除一次螺旋轴外，螺旋轴共有11种：2_1、3_1、3_2、4_1、4_2、4_3、6_1、6_2、6_3、6_4 和 6_5。螺旋轴11种符号的角码（即 n_s 中的 s）是以右旋螺旋轴旋转后从平行六面体底面向上平移变换得出的效果为标准给出的。例如，“4_1”是四次左旋螺旋轴的符号，“4_3”是四次左旋螺旋轴的符号（见四次轴图）。质点围绕螺旋轴逆时针方向旋转（右旋）90°后平移 $t = (1/4) \cdot T$ 距离所产生的效果，与该质点围绕螺旋轴顺时针方向旋转（左旋）90°后平移 $t = (3/4) \cdot T$ 距离所产生的效果完全一样，所以用符号“4_1”代表四次右旋螺旋轴，用符号“4_3”代表四次左旋螺旋轴，其余类推。符号“2_1”代表



二次轴
(a)二次对称轴(2)；(b)二次螺旋对称轴(2_1)

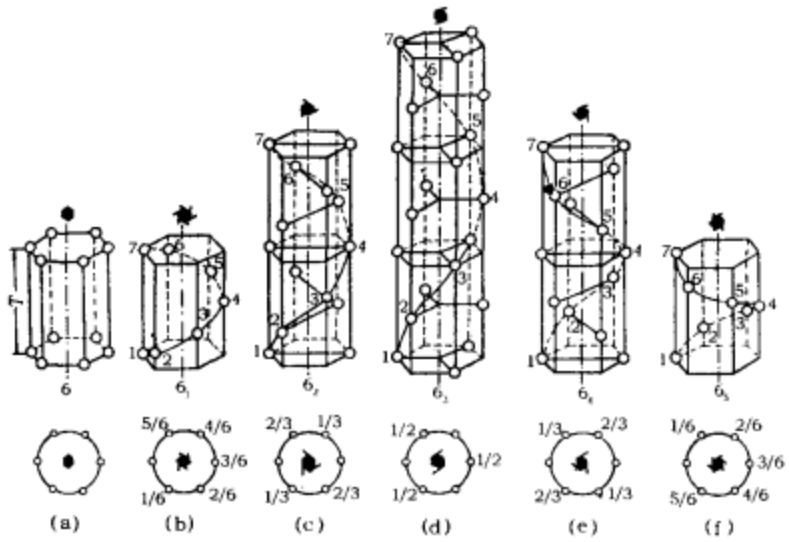


三次轴
(a)三次对称轴(3)；(b)右旋三次螺旋轴(3_1)；(c)左旋三次螺旋轴(3_2)



四次轴
(a)四次对称轴(4)；(b)右旋四次螺旋轴(4_1)；(c)中性四次螺旋轴(4_2)；(d)左旋四次螺旋轴(4_3)

二次螺旋轴(见二次轴图),绕轴旋转 180°后再平移结点间距的 1/2 距离。符号"3_1"和"3_2"分别代表右旋和左旋三次螺旋轴(见三次轴图),绕轴分别按逆时针方向和顺时针方向旋转 120°,平移距离分别是结点间距的 1/3 和 2/3。符号"4_1"和"4_3"分别代表右旋和左旋四次螺旋轴,绕轴分别按逆时针方向和顺时针方向旋转 90°,平移距离分别是结点间距的 1/4 和 3/4;符号"4_2"代表中性四次螺旋轴,系双轨(四方原始格子底面对角线两端的结点同时旋转、平移)螺旋轴,按逆时针方向或顺时针方向旋转 90°,平移距离是结点间距的 2/4。符号"6_1"和"6_2"均代表右旋六次螺旋轴,前者为单轨(六方原始格子正六方形底面一个角顶的结点旋转、平移),后者为双轨(六方原始格子正六方形底面最长对角线两端的结点同时旋转、平移),按逆时针方向旋转 60°后,前者的平移距离是结点间距的 1/6,后者的平移距离是结点间距的 2/6;符号"6_3"代表中性六次螺旋轴(见六次轴图),系三轨(三个菱形在六方原始格子正六方形底面中心相交的三个边的外端的结点同时旋转、平移)螺旋轴,平移距离是结点间距的 3/6;符号"6_4"和"6_5"均代表左旋六次螺旋轴,前者为双轨(六方原始格子正六方形底面最长对角线两端的结点同时旋转、平移),平移距离是结点间距的 4/6,后者为单轨(六方原始格子正六方形底面一个角顶的结点旋转、平移),平移距离是结点间距的 5/6。对螺旋轴而言,凡 $0 < s < (n/2)$ 者,为右旋螺旋轴,包括 3_1、4_1、6_1 和 6_2;$s = (n/2)$ 者为中性螺旋轴,包括 2_1、4_2 和 6_3;凡 $(n/2) < s < n$ 者,为左旋螺旋轴,包括 3_2、4_3、6_4 和 6_5。



六次轴

(a)六次对称轴(6);(b)和(c)右旋六次螺旋轴(6_1 和 6_2);(d)中性六次螺旋轴(6_3);(e)和(f)左旋六次螺旋轴(6_4 和 6_5)

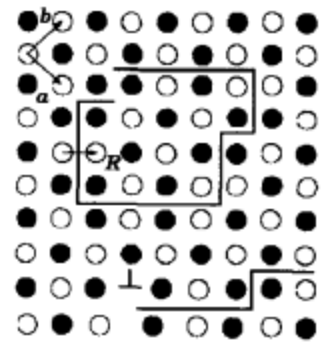
【空间群】 space group 又称**费多洛夫群**(Fedorov group)、**申夫利斯群**(Schönflies group)。晶体内部结构中的对称要素的集合。晶体中可能的空间群共有 230 种。它们是由俄国结晶学家费多洛夫(Евграф Степанович Фёдоров)和德国结晶学家申夫利斯(Arthur Moritz Schönflies,1853 ~ 1928)分别于 1889 年和 1891 年各自独立导出的;其后,英国人巴洛(William Barlow)于 1894 年也独立地导出了相同的结果。由于晶体外形上的对称是晶体内部结构对称的外在表现,所以 230 种空间群与 32 种对称型是密切相关的,每种对称型都有确定的若干种空间群与之相对应。空间群与对称型的根本差别在于,晶体的几何多面体外形是一个有限图形,而晶体的内部结构则近似地是一个无限图形,它必定可以借助于平移而发生重复,并因而还可出现在晶体外形上所不能存在的其他对称要素——平移轴、螺旋轴和像移面,从而使空间群的种数远比对称型为多;同时,任一空间群,其对称要素的种类和方位虽然都是确定的,但是数目则是无限的。如果设想把空间群中的平移因素消除掉,空间群即演变为相应的对称型。

【等效位置】 equivalent position 晶体结构中,能通过其空间群之对称要素的变换作用相互重复而联系在一起的一组几何点的空间位置。通常与"等效点系"视为同义词。

【等效点系】 equivalent point-system 晶体结构中,能通过其空间群之对称要素的变换作用相互重复而联系在一起的一组几何点。它代表了晶体结构中具有相同性质和环境的一组空间位置的中心点,是同种离子或原子在晶体结构中占有的可能位置。一个等效点系在单位晶胞中的点的数目称为该点系的**等效点数**(multiplicity)。各等效点的具体空间位置,由它们各自在单位晶胞中的坐标值来表示(依次以晶胞的三个棱长 a_0、b_0 和 c_0 为轴单位)。

【晶畴】 crystal domains 指晶体结构中为界面所分隔的各个局部范畴。畴间的界面则称为**畴界**(domain boundary)。相邻晶畴间既有其结构上的某种一致性和连续性,但在某种特性上彼此间又表现出不一致性和不连续性。例如反相畴、磁畴(相邻畴中磁矩的取向不一致)等等。

【反相畴界】 antiphase boundary; antiphase domain boundary 一般缩写为 APB。晶格中的一种畴界面。由它所分隔的晶畴称为**反相畴**(antiphase domains,缩写为 APD)。在相互邻接的任意两块 APD 之间,它们中原子分布的位相关系是相反的,畴内晶格本身所具有的平移对称性在 APB 上被中断而互不连续,但二相邻畴间可以通过一个确定的平移矢量(通常为晶胞基矢或它们之矢量和的 1/2)之作用而使晶格彼此重复(见图)。通常每一块 APD 都被 APB 所包围,在截面上呈封闭的曲线,但 APB 也可在一个刃位错处被终止。



四方 Au-Cu 合金之反相畴的(001)投影示意图

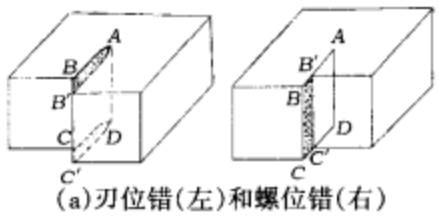
实心圆与空心圆分别代表 Au、Cu 原子;实线代表 APB;平移矢量 $\boldsymbol{R} = \frac{1}{2}(\boldsymbol{a} + \boldsymbol{b})$;⊥指示刃位错露头

【晶格缺陷】 lattice defect 又称**晶体缺陷**(crystal defect),在晶体结构中的局部范围内,原子的排列偏离了成周期性平移重复的格子构造规律而错乱排列的现象。根据其错乱排列展布范围的特点,可分为点缺陷(只涉及约一个原子大小范围的晶格缺陷,如空位、填隙、替位等)、线缺陷(沿晶格中某条线周围约几个原子间距范围内的晶格缺陷,如位错等)和面缺陷(沿晶格内或晶畴间的某个面两侧约几个原子间距范围内的晶格缺陷,如堆垛层错、畴界壁、小角晶界等)。晶格缺陷有的属生长现象,也有的是由于热振动或应力作用等原因而产生的。它们均可在晶格内移动乃至消失。晶格缺陷的存在会对晶体的物理、化学性质产生显著的影响。

【空位】 vacancy 晶格点缺陷的一种。指在晶体结构中本应由质点正常占有的位置,实际上缺失了质点而留下的空位。能使原来无色透明的离子晶体呈现某种颜色的**色心**(colour centre),就是一类能够捕获自由电子或空穴而对可见光产生选择吸收的空位。

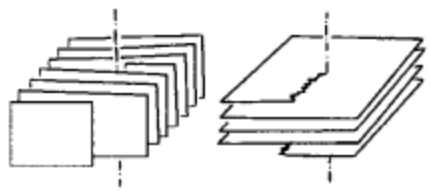
【位错】 dislocation 晶格中最常见的一种线缺陷。它是由于晶格发生并未贯穿整体的局部相对滑移,因而导致在滑移面的终止线(称为位错线)上产生原子错乱排布的现象。有两种基本

类型：其滑移矢量相当于所谓的伯格斯矢量(Burgers vector)与位错线垂直者称为**刃位错**(edge dislocation)，亦称**棱位错**；相互平行者则称为**螺位错**(screw dislocation)(见图 a)。其中前者表现为位于滑移面两侧的晶格有一侧被相对压缩，从而在位错线处多出半个插入的原子面。在螺位错中则表现为滑移面两侧的晶格沿位错线方向彼此错开了一定的间距，而在未发生滑移的那部分晶格内则未被错开，从而使得与位错线正交的原子面，由原来层层相互平行的平面连接成为以位错线为轴的一个连续不断的螺旋面(见图 b)。后者是晶体螺旋生长理论的基础。



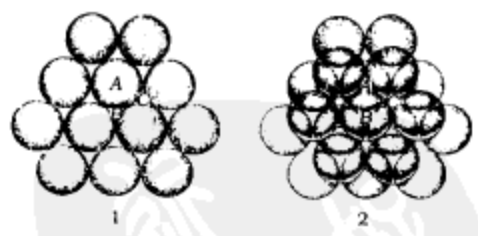
(a)刃位错(左)和螺位错(右)的示意图

ABCD 为滑移面；*BB'* 为滑移矢量；*AD* 为位错线


(b)以原子面形式表示的刃位错(左)和螺位错(右)
点划线为位错线

【堆垛层错】 stacking fault　广义的层状结构晶格中常见的一种面缺陷。它是晶体结构层正常的周期性重复堆垛顺序在某二层间出现了错误，从而导致的沿该层间平面(称为**层错面**)两侧附近原子的错误排布。例如在立方紧密堆积(CCP)结构中，其固有的正常堆垛顺序为三层重复的……*ABC ABC ABC*……如果局部出现诸如……*ABC A \ C ABC*……或者……*ABC AB \ A \ C ABC*……则在划线处便是堆垛层错的所在。它们在形式上也可看成是由一个完整的晶格沿层错面、其两侧晶格间发生非重复周期平移所导致的结果。参见"球体紧密堆积原理"。

【球体紧密堆积原理】 principle of close-packing of spheres　金属晶格和离子晶格中原子或离子的排布，在几何形式上可视为球体的堆积。这种堆积应遵循内能最小，使晶体处于最稳定状态的原则，因而要求球体尽可能地相互靠近，占据最小的体积。此原理的基本内容是：等大球体在平面内作最紧密排列时，在此密置层中，每个球必定均与周围的 6 个球相邻接触而呈图 1 的形式，且每 3 个彼此相邻接触的球均围成一个呈弧线三角形的空隙，其中半数空隙的尖角指向图的下方而另半数指向上方。若将层内球心的位置及两类空隙中心的位置分别记为 *A*、*B* 和 *C*，则当在第一层球体上最紧密地叠置第二层球体时，后者球心的投影位置必定不是位于 *B* 上即是位于 *C* 上。假设落于 *B* 上(图 2)，则叠置第三层时其球心投影位置必定不是位于 *C* 上即是位于 *A* 上；其余均可类推，亦即其堆积顺序中不可能连续出现相同的代号。等大球体的最紧密堆积主要有六方和立方两种基本型式。研究等大球体的最紧密堆积，对了解金属晶格和离子晶格的晶体结构有很大帮助，因为前者可以看成是等大球体的最紧密堆积；在后者中，一般阴离子远大于阳离子，可看成是阴离子呈某种形式的紧密堆积，阳离子则充填在其空隙中。



1. 等大球体在密置层内的最紧密排列及其间的空隙；2. 两层球体的最紧密堆积方式

【立方紧密堆积】 cubic close packing(CCP)　等大球体最紧密堆积的两种基本型式之一。其圆球的配位数为 12，空间利用率为 74.05%，密置层按三层重复，即 *ABC ABC*……的方式重复堆积，其第四层的球心投影位置与第一层重复，第五层与第二层重复，依此类推。由于在这种堆积中可以划分出立方面心格子，故称为立方最紧密堆积，其密置层平行于{111}。金、银和铜等的晶体结构即属此种堆积。

【六方紧密堆积】 hexagonal close packing(HCP)　等大球体最紧密堆积的两种基本型式之一。其圆球的配位数为 12，空间利用率为 74.05%，密置层按两层重复，即 *ABAB*…的方式重复堆积，其第三层的球心投影位置与第一层的重复，第四层与第二层重复，其余依此类推。由于在这种堆积中可以划分出六方原始格子，故称为六方最紧密堆积。其密置层平行于{0001}。锇、锌等的晶体结构即属此种堆积。

【八面体空隙】 octahedral void　在等大球体的最紧密堆积中，由 6 个球体所围成的空隙。因其周围 6 个球体中心的连线连接成八面体形状，故称。在 *n* 个等大球体所作的最紧密堆积中，共有 *n* 个八面体空隙存在。

【四面体空隙】 tetrahedral void　在等大球体的最紧密堆积中，由 4 个球体所围成的空隙。因其周围 4 个球体中心的连线连接成四面体形状，故称。在 *n* 个等大球体所作的最紧密堆积中，共有 2*n* 个四面体空隙存在。

【配位数】 coordination number(CN)　在晶格中，一个原子或离子周围与其最紧邻的原子或异号离子的个数。例如在氯化钠晶格中，每个钠离子(Na^+)周围有 6 个氯离子(Cl^-)与之相邻接触；同样，每个氯离子(Cl^-)周围也有 6 个钠离子(Na^+)相邻接触，因此 Na^+ 和 Cl^- 在氯化钠晶格中的配位数都是 6，或者说它们均为 6 次配位。配位数主要取决于键性、阴阳离子半径比值的大小、离子的极化性能及外界条件等。

【配位多面体】 coordination polyhedron　晶体结构中，使与某一原子或离子成配位关系的各个原子或异号离子(即与某一原子相邻结合的各个原子或与某一离子相邻结合的全部异号离子)的中心连线所构成的几何多面体，称为该原子或离子的配位多面体。大多数情况下具有意义的是阳离子的配位多面体。最常见的如配位八面体、配位四面体等。

【戈尔德施密特定律】 Goldschmidt's rule　又称**晶体化学第一定律**(first law of crystallochemistry)。由挪威学者戈尔德施密特(Victor Moritz Goldschmidt，1888 ~ 1947)于 1927 年提出。即：晶体结构取决于晶体中基本质点(如离子、原子)的数目、相对大小(半径)和极化性质。这一定律主要适用于离子晶体，且只是一般的定性概括，并不完全反映晶体结构形成的整个情况。

【鲍林法则】 Pauling's rule　美国晶体化学家鲍林(Linus A. Pauling)总结了离子晶体结构构成的一般性原理，归纳为五条法则，其内容是：①围绕每一阳离子形成一个由阴离子构成的配位多面体，阴、阳离子的间距取决于它们的离子半径之和，阳离子的配位数则取决于它们的半径之比。②在一个稳定的晶体结构中，从所有相邻接的阳离子到达一个阴离子的静电键之总强度等于阴离子的电荷。又称**静电价原理**(electrostatic valency principle)。③在配位结构中，两个阴离子多面体以共棱，特别是以共面方式存在时，结构的稳定性便降低。对于电价高而配位数小的阳离子，此效应显著；而当阴、阳离子的半径比接近于该配位多面体稳定的下限值时，此效应尤为显著。④在一个含有不同阳离子的晶体中，电价高而配位数小的那些阳离子，不倾向于相互共用配位多面体的面、棱、角等要素。⑤在一个晶体中，本质不同的结构组元的种类，倾向于为数是少的。

【同质多像】 polymorphism　即同质多象，又称**同质异像**、**多形**

性。指化学成分相同的物质，在不同的物理化学条件下结晶成具有不同结构晶体的性质。成分相同而结构不同的晶体，称为**同质多像变体**(polymorph, polymorphic modification, allomorph)。根据变体数目的不同，则有同质二像、同质三像等区分。例如黄铁矿和白铁矿就是 FeS_2 的同质二像变体；α-石英和 β-石英则是 SiO_2 的十多种同质多像变体中的两种。不同的变体，虽然成分相同，但因晶体结构不同，因而在晶形和物理性质上都有明显的差异；并且各有自身一定的稳定范围，当环境的物理化学条件(温度、压力、介质的性质等)改变到一定程度时，原来变体的结构就不再稳定，要转变成在新的物理化学条件下稳定的变体，即发生**同质多像转变**(polymorphic transformation)。例如，在常压下，当温度降到 573℃以下时，β-石英即转变为 α-石英。同质多像的概念是由德国化学家米切尔利希(Ernst Eilhad Mitscherlich)于 1822～1823 年间确立的。迄今已发现不少物质都存在着同质多像，它是物质中一种较为普遍的现象。

【多型性】 polytypism 化学成分相同或基本相同(即允许有少量的类质同像替代)的物质，能够结晶成两种或多种仅仅在层的堆垛顺序上有所不同的层状晶体结构的性质。这样一些不同结构的晶体，称为某种物质的**多型**(polytype)。在一种物质的各多型变体之间，层本身的结构都是相同或基本相同的。因而在层内两个方向上的晶胞棱长，各变体相互间也都是一致的，或有一定简单的对应关系；而在垂直于层的方向上的晶胞高度，则随堆垛之重复顺序的不同而异，但均为某一公因数(相当于单独一层的高度)的整数倍。不过，各变体的空间格子型式和空间群以至晶系则有可能不同。多型性是瑞士矿物学家鲍姆豪尔(H. Baumhauer)于 1912 年在 SiC 晶体中首先发现的。迄今的研究表明，看来它是层状结构晶体的一种固有特性。从现象上讲，多型性可被看作是一维的同质多像现象，但与一般的同质多像不同的是：同种物质的各个多型，均具有极为相似的晶形和物理性质。经常可以看到在同一晶块中有几种多型变体以体衍生的方式共存，看来它们都是在相同的热力学条件下形成的，它们不遵守吉布斯相律。所以，多型性与一般的同质多像，在物理意义上有本质上的不同。但是，有些作者仍用同质多像这一术语来表示多型现象。

【有序-无序】 order-disorder 缩写为(O-D)。指物体内部结构中质点在空间排布的两种不同状态。其呈某种有规律性的排布(例如位置呈周期性重复、配位多面体的空间取向一致等等)者是为有序(态)；无规律者则为无序(态)。至于多型中的有序-无序现象，则是指其结构层的堆积顺序是否有一定的重复规律。参见"超结构"。

【长程有序】 long-range order 指整体性的有序现象。例如在一个单晶体的范围内，质点的有序分布延伸到整个晶格的全部，亦即从整个晶体范围来看，质点的分布都是有序的。

【短程有序】 short-range order 指局域性的有序现象。例如在一个单晶体的范围内，在其晶格的一个个局部区域内，质点均呈有序分布，形成许多局限于一个个小区域内的有序结构畴，但在畴与畴之间，亦即从整个晶体范围来看，质点的分布是无序的或只是部分有序的。再如在非晶质的硅酸盐玻璃内，如果从每一个硅氧四面体的局部区域来看，离子分布的方式和间距都是一致的，这也是一种有序，即只延伸到每个配位四面体的很短的距离内的短程有序。

【超结构】 superstructure 能够占据晶体结构中同类构造位置的两种原子或离子、分子、离子团甚至空位 *A* 和 *B*，如果相互间的分布是有规则的，即 *A* 只占据这些构造位置中的某些特定位置，*B* 则占据另一些特定位置，这样的晶体结构称为超结构或**超点阵**(superlattice)，为有序结构；反之，如果 *A* 和 *B* 相互间是无规则地随机分布的，相应的晶体结构则称为无序结构。晶体的此种有序-无序结构，是同质多像的一种类型。一般是高温(或低压)下形成无序结构，低温(或高压)下形成有序结构，而在一定的温度(或压力)下则将发生结构的有序-无序转变。此外，在完全的有序结构与完全的无序结构之间，还存在着部分有序的过渡类型。

【亚结构】 substructure 指作为超结构和调制结构之基础的基本晶体结构(对超结构而言即为与之对应的无序结构)。它们都是与超结构或调制结构相对而言的，其晶胞此时称为**亚晶胞**(subcell)。反之，相对于亚晶胞而言，超结构和调制结构的晶胞则称为**扩展晶胞**(extended cell)。

【有序结构】 ordered structure 物体内部质点在空间呈某种有序排布的结构。但较常被用于专指"超结构"。

【无序结构】 disordered structure 物体内部质点在空间呈某种无序方式排布的结构。但较常被用于专指与"超结构"相对的那种无序结构。

【有序化】 ordering 指晶格由无序结构向有序结构转变的过程。有序化需在低于一定的临界温度(或压力)下才能发生，这一无序-有序转变的临界温度在金属学中称为居里点。在地质作用中，有序化过程常经历很长的地质年代。一般是首先经过部分有序的阶段，逐渐增大长程有序度，最终转变为完全有序结构。

【有序度】 degree of order 用来表征晶体结构中不同质点在同类结构位置上排布之有序程度的一个参数。有长程有序度与短程有序度之分。一般所称的有序度通常都是指长程有序度。计算有序度的公式随晶体结构的不同而异，但完全有序和完全无序结构的有序度总是规定分别为 1 和 0；且质点在有关结构位置上的占位率越是接近于完全有序时的极限占位率时，其结构的有序度就越高。

【三斜度】 triclinicity 在钾长石中，用来表征晶体偏离单斜对称程度的一个参数。符号 Δ。属于单斜晶系的正长石之三斜度 $\Delta = 0$；完全有序的最大微斜长石偏离单斜对称的程度最高，其三斜度 $\Delta = 1$。具体测定 Δ 值的方法有 X 射线粉晶衍射法、红外吸收光谱法和光轴角法等。它可以近似地反映长石有序度的大小。

【调制结构】 modulated structure 一般指 一个具有一定重复周期的基本结构(称其为"亚结构")，被一个重复间距更大的长程周期(其长度一般大于几十纳米)所修改而构成的结构。或者说，它是在一个晶体结构既有的基本重复周期的基础上，又叠加上了一个具有更大重复间距之附加周期的结构。这种调制的长程周期，可以是严格意义上的周而复始的周期，也可能是统计意义上的周期，即在一定范围内波动的平均周期。如果调制周期的长度是亚结构周期长度的整倍数，这样的调制称为是有公度的；如果两者间没有明显的特殊关系，则是无公度的调制。在有些情况下，一个调制结构内可有几个不同方向的调制存在，它们的调制周期一般也不相同。引起结构调制的原因有：①不同晶位中阳离子占位的有序化，例如许多晶体的超结构，长石、辉石等固溶体拐点分解所形成的成分调制波；②原子位置在空间的轻微移位，例如青金石中氧原子移位引起的调制结构；③以上两者的结合。

【类质同像】 isomorphism 即类质同象，又称**同形性**。类质同像的概念是由德国化学家米切尔利希(Ernst Eilhad Mitscherlich)

于1819年提出的。但当时它是指具有相似化学式的晶体具有相同晶形的现象。这一概念实际上还包含了等结构等现象在内。近代关于类质同像的概念则是指物质结晶时，其晶体结构中本应由某种离子或原子占有的位置，一部分被介质中性质相似的他种离子或原子所取代，共同结晶成均匀的单一相的混合晶体(简称混晶，即替位式固溶体)，但并不引起键性和晶体结构型式发生质变的特性。例如，镁橄榄石 $Mg_2[SiO_4]$ 晶格中，Mg^{2+} 的一部分配位八面体位置可被介质中的 Fe^{2+} 所占有，从而结晶成橄榄石 $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$。构成类质同像置换关系的两种组分，必须要有能力以不同的含量比形成一系列成分上连续变化的混晶，从而组成一个类质同像系列。同一类质同像系列中的一系列混晶，它们的晶胞参数和物理性质参数(如相对密度、折射率等)均随两种组分含量比的连续改变而作线性变化。类质同像现象在矿物中十分普遍。类质同像混晶的化学式的表达是，把可以相互置换的离子或原子写在圆括弧内，彼此间用逗号分开，含量高者在前。影响元素间类质同像置换能力的因素主要有：离子类型及键性的异同，离子或原子半径差值的大小，原子价的相等与否及其差值的大小，置换的能量效应，环境温度和压力的高低等。

【完全类质同像系列】 complete isomorphous series 即完全类质同象系列，又称**连续类质同像系列**(continuous isomorphous series)。相当于替位式固溶体。即构成类质同像置换关系的两种原子或离子，能在0～100%范围内相互取代，以任意比例组成混晶而构成的类质同像系列。该系列的两端的成员称**端员**(end-member)，相应的矿物称为**端员矿物**(end-member mineral)。例如 $Mg_2[SiO_4]$ 与 $Fe_2[SiO_4]$ 组成一个完全类质同像系列(橄榄石系列)，$Mg_2[SiO_4]$ 与 $Fe_2[SiO_4]$ 就是两个端员组分，相应的端员矿物为镁橄榄石与铁橄榄石，橄榄石、贵橄榄石等则是该系列的中间成员。

【不完全类质同像系列】 incomplete isomorphous series 即不完全类质同象系列，又称**不连续类质同像系列**(discontinuous isomorphous series)。相当于溶解度有限的固溶体，即构成类质同像置换关系的两种原子或离子之一，只能在某个确定的有限范围内取代另一种原子或离子而构成的类质同像系列。矿物晶格中这种被置换的元素称主要(相当于固溶体中的溶剂)元素，只能部分取代的元素称为类质同像混入物。例如闪锌矿 ZnS -铁闪锌矿 $(Zn,Fe)S$ 系列便是一个不完全类质同像系列，Fe 作为类质同像混入物，在闪锌矿中已知的最高含量 $Fe/(Zn+Fe)<0.45$(原子数比)。此外，许多分散元素一般都不能形成自己的独立矿物，而是以微量类质同像混入物的形式赋存于其他矿物中，例如锆石 $Zr[SiO_4]$ 中的 Hf 替换 Zr，辉钼矿 MoS_2 中的 Re 替换 Mo 等。这种痕量元素占据矿物晶格中等价主要元素的位置而不改变矿物晶形的现象称为**隐蔽代换**(camouflage)。如果痕量元素代换的是原子价比较高的主要元素，则称为**准入代换**(admittance)，例如，辉石类矿物中 Li^+ 代换 Mg^{2+}。如果痕量元素代换的是原子价比较低的主要元素，则称为**袭夺代换**(capture)，如沸石矿物中 Ba^{2+} 代换 K^+。

【等价类质同像】 equivalent isomorphism 即等价类质同象。由电价相等的离子(或原子)进行置换所形成的类质同像。例如橄榄石 $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$ 中相互置换的镁和铁均为正2价(2^+)阳离子，磷灰石 $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl)$ 中的氟和氯均为负1价(1^-)阴离子，它们都属于等价类质同像。

【异价类质同像】 unequai-valent isomorphism 即异价类质同象。由电价不等的离子(或原子)进行置换所形成的类质同像。在异价类质同像置换中，必须保持晶格的静电平衡，为此，在置换时需以一定方式进行电荷的补偿，例如：在斜长石 $(Na,Ca)[Al(Si,Al)Si_2O_8]$ 中为 $Na^+ + Si^{4+} \rightleftharpoons Ca^{2+} + Al^{3+}$；在霞石 $(Na_2,Ca)[Al_2Si_2O_8]$ 中为 $Ca^{2+} \rightarrow 2Na^+$，同时在晶格中留下一个空位；在绿柱石 $Be_3Al_2[Si_{6-x}Al_xCs_xO_{18}]$ 中为 $Al^{3+} + Cs^+ \rightarrow Si^{4+}$，其中 Al^{3+} 占据原来 Si^{4+} 的位置，而额外增加的大阳离子 Cs^+ 则充填于晶格内硅氧四面体六元环中央的空隙中。

【极性类质同像】 polarity isomorphism 即极性类质同象。指在形成类质同像混晶时，元素间的置换具有一定方向性而极少成反方向置换关系的现象。例如，Ba 可置换钾长石 $K[AlSi_3O_8]$ 中的 K，而 K 却不能置换重晶石 $Ba[SO_4]$ 中的 Ba。

【补偿类质同像】 compensation isomorphism 即补偿类质同象。指形成矿物时，当介质中形成某矿物的某种元素浓度不足时，由介质中性质近似的其他元素以类质同像置换方式进入晶格来补偿的现象。例如，形成磷灰石 $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl)$ 时，若介质中钙 Ca^{2+} 的浓度不够高且又有铈 Ce^{3+} 和钠 Na^+ 存在时，则可按 $Ce^{3+} + Na^+ \rightarrow 2Ca^{2+}$ 的方式来进行补偿，形成富含稀土的磷灰石 $(Ca_2,CeNa)_5[PO_4]_6(F,Cl)_2$。

【固溶体】 solid solution 化学成分在一定条件下变化而不破坏晶体内部结构的单一相结晶物质，或者说，化学成分在一定条件下变化而不出现另外结晶相的单一相结晶物质。根据导致固溶体化学成分变化的途径的不同，可以将固溶体划分出以下三种类型：①**填隙式固溶体**(interstitial solid solution)：较小的原子或离子在物质结晶过程中随机充填于晶体结构中原子之间的孔隙而形成的固溶体；②**替位式固溶体**(substitution solid solution)：晶格中的等效位置可以同时被两种或两种以上的离子或原子充填形成的固溶体；③**缺位式固溶体**(omission solid solution)：晶格中等效位置没有被相应离子或原子全部充填的固溶体。橄榄石是由镁橄榄石和铁橄榄石为两个端员组成的镁橄榄石-铁橄榄石类质同像固溶体系列中的一员，位于配位多面体中心阳离子位置中的镁离子(Mg^{2+})和铁离子(Fe^{2+})可以互相替代，所以该系列中的所有成员都是替位式固溶体。镁离子和铁离子在晶格中的数量比是任意的，当铁离子全部被镁离子替代时，该固溶体的内部结构不被破坏，这一固溶体便是镁橄榄石(Mg_2SiO_4)，当镁离子全部被铁离子替代时，该固溶体的内部结构也不被破坏，这一固溶体便是铁橄榄石(Fe_2SiO_4)，这种类质同像固溶体系列中的成员都被称为**完全固溶体**(complete solid solution)。在闪锌矿(ZnS)中，铁替代锌的情况十分普遍，但 Fe^{2+} 在 ZnS 中的替代量不能超过阳离子数的30.8%，否则就会导致晶格的破坏。这种在一定限度内发生原子或离子替代才不会破坏晶格的固溶体，称为**有限固溶体**(limited solid solution)。

【出溶】 exsolution 又称**离溶、脱溶、解溶**。由单一均匀相的固溶体离解为彼此不同的两种或两种以上结晶相的过程。在此过程中，应无物质的带入和带出，亦即化学体系的总成分应无变化。一般情况下，出溶是由于温度下降或压力增大，使固溶体的溶解度减小，达到过饱和而发生的。例如高温下结晶的钾-钠长石固溶体，在低温下即发生出溶，形成钾长石与钠长石两种结晶相的规则交生，成为条纹长石。由出溶所形成的规则交生的结构称为出溶结构；相应的矿物共生现象则称为出溶共生。

【固溶相线(面)】 solvus(复数 solvi) 又称**溶线(面)、溶离线(面)**。单一相固溶体区与单一相固溶体发生出溶或不一致熔融现象而形成的多相共存区之间的界线(二元系)和界面(多元

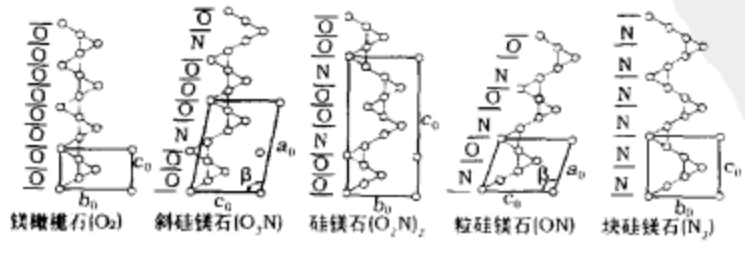
系)。固溶相线一般为一曲线。线的一侧区域为单一相区,即固溶体区,在本区内物质结晶成单一相的均匀固溶体;线的另一侧为不混溶区,即为两相或多相共存的区域。

【拐点分解】 spinodal decomposition 又称**旋节分解**、**增幅分解**、**亚稳分解**。不是通过成核-生长机理而是借助于成分调制而进行的一种固溶体出溶方式。在此种方式出溶的早期阶段中,在固溶体内并不存在有明显的两相界面,且过饱和的组分(例如钾长石中的 Na)在固溶体内的扩散是向着其本身浓度梯度增高的方向进行的,从而在固溶体的不同部位形成了连续递变而呈波状起伏的成分差异,即形成了成分调制波。随着扩散作用的继续,调制波的振幅将不断增大,直到后期发生波峰的削方,才出现明显的两相界面,并因而形成与基体相截然分开的出溶相叶片。此时在形态上它与通过成核-生长机理形成的出溶叶片已不再有所区别。拐点分解因不需要成核能,所以它在低过饱和度的亚稳状态下也能进行,但前提是固溶体的化学组成必须落在体系自由能-成分图中自由能曲线上两个拐点的成分之间,亦即位于由拐点分解线所界定的成分范围内。拐点分解作用在诸如长石、辉石、闪石等矿物中常见。

【吉尼尔·普雷斯顿区】 Guinier-Preston zone 简称G.P. 区(G.P. zone),因由吉尼尔(A. Guinier)和普雷斯顿(G.P. Preston)于1938年各自独立地在 Al-Cu 合金中所发现,故名吉尼尔·普雷斯顿区。它是由固溶体在出溶过程中通过均匀成核作用而析出的一种呈准稳定相的细小出溶沉淀物,其晶体结构基本上相同于主晶,两者相互共格连生;化学组成则介于主晶与平衡的稳定出溶相之间而更接近于主晶的成分;形态上呈小圆片(或小球),厚度(或直径)很小,可以只有一个或几个单位晶胞宽,成群且相互平行地分布于主晶中。由于它们的成核能远小于平衡的稳定出溶相,故常在稳定相形成前首先产生;或是在较低的温度下,固溶体内部的离子扩散作用被抑止的条件下形成。G.P. 区在淬火后又进行退火处理的合金中常见,在矿物中主要见于辉石和闪石矿物内。

【过渡相】 transition phase 又称**中间相**(intermediate phase)。指固溶体出溶过程中析出的准稳定相,其化学组成和晶体结构均介于主晶相与稳定出溶相之间。

【多体性】 polysomatism 由两种性质不同的结晶学模块(从给定的某晶体结构中按一定方式割取出来的一种结构-化学单元),按不同的比例和堆垛顺序能够拼接成在结构上和化学组成上都不相同的若干种不同晶体的特性。这样的一些晶体共同组成一个**多体系列**(polysomatic series),而其中每一成员则是该系列的一个**多体**(polysome)。例如构成硅镁石族矿物多体系列中各个多体的两种结晶学模块,分别是高度为各自的 $c_0/2$ 且平行(001)割取出来的镁橄榄石层状模块(O_2)和块硅镁石层状模块(N_2)。当这两者以不同的比例和顺序进行堆垛时,即可拼合成该系列中各多体的结构,且各多体的化学组成亦可由相应比例之模块的化学组成加和而得出(见图和表)。其他著名的多体系列的例子还有:包括辉石、闪石、云母等族矿物多体的黑云辉闪石多体系列以及似辉石多体系列等。多体性的完整理论体系是由美国学者汤普森(J. B. Thompson, Jr.)于1978年首先提出的,但有关的思想则在20世纪60年代即已提出。



镁橄榄石(O_2)-块硅镁石(N_2)多体系列中两种层状结晶学模块的不同堆垛方式
圆圈串联成的折线指示结构中由 Mg 的配位八面体连成的"之"字形带

镁橄榄石-块硅镁石多体系列的结构-成分特征

多体 矿物名称 多体符号	理想化学式	空间群	晶胞参数 a_0/nm	b_0/nm	c_0/nm	β	晶胞高度/nm*
镁橄榄石 O_2	Mg_2SiO_4	$Pbnm$	0.47	1.02	0.60	90°	0.60
斜硅镁石 O_2N	$4Mg_2SiO_4 \cdot MgF_2$	$P2_1/c$	1.36	0.47	1.02	101°	1.335
硅镁石 $(O_2N)_2$	$3Mg_2SiO_4 \cdot MgF_2$	$Pbnm$	0.47	1.02	2.07	90°	2.07
粒硅镁石 ON	$2Mg_2SiO_4 \cdot MgF_2$	$P2_1/c$	0.78	0.47	1.02	109°	0.735
块硅镁石 N_2	$Mg_2SiO_4 \cdot MgF_2$	$Pbnm$	0.47	1.02	0.87	90°	0.87

* 沿层状结晶学模块之法线方向的堆垛高度,即正交晶系多体的 c_0 与单斜晶系多体的 $a_0\sin\beta$ 值。

【等结构的晶体】 isostructural crystal 又称**等型的晶体**(isotypic crystal)。具有不同化学成分但具有相同内部构造的晶体被称为等构造晶体。例如锆石($Zr[SiO_4]$)与磷钇矿($Y[PO_4]$)之间,萤石(CaF_2)与晶质铀矿(UO_2)之间,方解石($Ca[CO_3]$)与菱镁矿($Mg[CO_3]$)、菱锰矿($Mn[CO_3]$)与菱铁矿($Fe[CO_3]$)之间,都是等结构的。等结构的各种晶体,应具有完全相同的结构几何特征,亦即具有相同的空间群,相同或相近的轴率、轴角和原子坐标,以及相似的化学式,但是,它们的化学组成和离子的电价、半径、键性以及晶胞的大小等,则既可以是相同或近似的,也可以是完全不同的。假若不同晶体间只是部分地符合等结构关系的条件,例如闪锌矿(ZnS_2)与黄铜矿($CuFeS_2$)的结构之间,尽管其他几何特征均相同或相近,但两者的空间群不同,因而并不属于等结构而只是似型关系。

【似型】 homotypism 又称**同型**。但它并不是"等型"的同义词。表现为同型的两种晶体间,它们结构的几何特征仅是相似而不是完全等同的。参见"等结构"。

【晶体测量】 goniometry 又称**晶体测角**。测量晶体各晶面间的夹角以恢复晶体理想几何形状的一种方法。晶体测量的仪器是晶体测角仪。所测晶体要求晶面发育良好。根据测得的数据先作出极射赤平投影图或心射极平投影图,确定对称要素和单形,经过计算求出晶面符号和轴率,最后绘成晶体的顶视图和立体图。晶体几何形态的研究对于晶体结构分析及其形成条件的探讨有一定的意义。对于不属于等轴晶系的未知晶体,晶形测量也可为对它们的精确鉴定提供基本数据。

【晶体测角仪】 goniometer 测量晶体面角以研究晶体几何形状的仪器。常用的有接触测角仪和反射测角仪。最普通的**接触测角仪**(contact goniometer)相当于量角器加一小尺,适用于较大晶体的测量,精度较低,只达 $\frac{1}{2}°$。反射测角仪有单圈反射测角仪和双圈反射测角仪两种。**单圈反射测角仪**(one-circle reflection goniometer)主要由水平圈、光管、视物管(望远镜)和掣晶台四部分组成。根据晶面对光线反射的性质,利用光学系统进行测量,精度较高,可达 1′,适用于测量粒径约数毫米而且晶面平整光滑的小晶体。**双圈反射测角仪**(two-circle reflection goniometer)比单圈反射测角仪多一个直立圈,使晶体可绕互相垂直的两个轴任意转动,大大简化了测量手续,是晶体测量的主要仪器。用接触测角仪或单圈反射测角仪测得的是每两个晶面法线间的夹角值,即面角值。而由双圈反射测角仪测得的则是每一个晶面的一组球面坐标值——方位角和极距角值,前者相当于地球上的经度而后者则相当于纬度。

矿 物 学

总 论

【矿物】 mineral 由地质作用所形成的天然单质或化合物。它们具有相对确定的化学组成，呈固态者还具有固定的内部结构；它们在一定的物理化学条件范围内稳定，是组成岩石和矿石的基本单元。目前已知的矿物约4145种，绝大多数是固态无机物，液态的(如自然汞)、气态的(如氦)以及有机物(如琥珀)仅有数十种。在固态矿物中，绝大部分都属于晶质矿物，只有极少(如蛋白石)属于非晶质矿物。来自地球以外其他天体的天然单质或化合物，称为宇宙矿物。由人工方法所获得的某些与天然矿物相同或类同的单质或化合物，则称为合成矿物。天然矿物原料和矿物材料是极重要的一类天然资源，广泛应用于工农业及科学技术的各个部门。

【矿物学】 mineralogy 见83页"矿物学"。

【实验矿物学】 experimental mineralogy 矿物学的一个分支。它研究的对象是由人工制备的且其化学成分、晶体结构和物理性质与天然矿物相同或类同的单质或化合物——合成矿物。它研究在不同的物理化学条件下矿物的形成和变化、矿物相平衡系统以及合成矿物的制取。这类研究不仅有助于了解自然界矿物的生成条件及其有关理论，同时还可以为国民经济各部门直接提供所需要的某些矿物材料，如合成金刚石、合成压电石英、合成红宝石等。

【同位素矿物学】 isotope mineralogy 是研究矿物中放射性同位素的丰度变化、演变历史和稳定同位素的组成变异的一门学科。用以说明矿物的物质来源、形成条件、经历年龄、变化过程等，从而确定岩石年龄和矿床成因，并为研究和探讨地球历史和宇宙天体起源提供有关资料。

【环境矿物学】 environmental mineralogy 运用矿物学和界面化学的基本理论和研究方法，研究第四纪以来矿物的发生、发展、变化、消亡等特征及其与环境的关系，揭示记录在矿物中的环境演变信息；探索在被污染的环境体系中造成污染之物质的矿物类型、化学组成、结构特点及其与有害元素(物质)的种类、赋存、运移之间的关系，即从矿物学角度揭示环境污染的实质与过程；针对污染体系的特点，运用某些矿物的特殊性质，对环境进行治理、修复和保护；通过对矿物尘粒与微生物界面的交互作用的研究，探索粉尘致病的机理等。目前环境矿物学研究业已在保护人体健康、净化污染物、处置核废料、环境质量评价、环境效应调查等方面均取得了进展。作为一门发展中的学科，其研究内容和应用领域还将得到拓展。

【新矿物】 new mineral 一个矿物种主要以其化学组成和结晶学性质为基础加以确定，这是判定新矿物种和新矿物名称成立与否的关键因素。若发现一个矿物，其化学组成和(或)结晶学性质与任何已存在的矿物种明显不同，则存在着该矿物为新种的可能性。对于化学组成的基本要求是：相对于一个已存在的矿物种的等效结构位置，一种可能的新矿物至少要有一个结构位置应当主要由一种不同的化学元素占据。

【合成矿物】 synthetic mineral 在工厂和实验室中用人工方法制成的与天然矿物相同或类同的矿物，如合成金刚石、合成压电石英、合成红宝石等。由于自然界这些矿物资源不能满足生产上的迫切需要，人们就模拟这些矿物在自然界形成时的物理化学条件，用人工方法合成这些矿物。合成矿物的制成可以进一步阐明与这些合成矿物类同的天然矿物的成因。

【人造矿物】 artificial mineral 在工厂和实验室中由人工方法制成的而自然界未发现与其相同或类同的矿物，如人造钇铝榴石、人造钛酸锶等。

【有机矿物】 organic mineral 由有机化合物组成的矿物。包括碳氢化合物和有机酸盐，如琥珀($C_{20}H_{32}O_2$)、草酸钙石($Ca[C_2O_4]\cdot H_2O$)等。具有易熔、可燃等特性。已知的有机矿物仅有数十种。

【金属矿物】 metallic mineral 指具有明显的金属性矿物，如呈金属或半金属光泽，表现为各种金属色(如铅灰、铁黑、金黄等色)，不透明，导电性和导热性较好的矿物。它们绝大多数是重金属元素的化合物，主要是硫化物和部分氧化物，如方铅矿(PbS)、磁铁矿(Fe_3O_4)；个别的本身就是金属单质，如自然金(Au)。少数例外，如闪锌矿(ZnS)、辰砂(HgS)、锡石(SnO_2)等不具典型的金属性，但仍是金属矿物；石墨(C)虽具有明显的金属性，但不属于金属矿物。金属矿物主要是构成各种有色金属、黑色金属、贵金属矿床的矿石矿物，一般都用以提取其成分中的金属元素。

【非金属矿物】 nonmetallic mineral 指不具有金属或半金属光泽，无色或呈各种浅色，在0.03毫米厚的薄片下透明或半透明，导电性和导热性差的矿物。包括绝大部分的含氧盐矿物以及部分氧化物和卤化物矿物。它们大多是造岩矿物，部分则是构成各种非金属、轻金属、稀有金属和稀土金属等矿床的矿石矿物，其中有的本身就是矿物材料，如白云母、高岭石等；有的则用以提取其成分中的金属或非金属元素，如从绿柱石($Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$)中提取铍，从磷灰石($Ca_5[PO_4]_3(F,Cl)$)中提取磷等。

【粘土矿物】 clay mineral 是组成粘土岩和土壤的主要矿物。它们是一些含铝、镁等为主的含水硅酸盐矿物。除海泡石、坡缕石具链层状结构外，其余均具层状结构。颗粒极细，一般小于0.01毫米。加水后具有不同程度的可塑性。主要包括高岭石族、伊利石族、蒙脱石族、蛭石族以及海泡石族等矿物。主要用作陶瓷和耐火材料，并用于石油、建筑、纺织、造纸、油漆等工业。

【造岩矿物】 rock-forming mineral 组成岩石的矿物。它们大部分是硅酸盐及碳酸盐矿物。在火成岩中造岩矿物又可根据其在岩石中的含量和在火成岩的分类、命名中所起的作用，分为主要矿物、次要矿物和副矿物。

【重砂矿物】 placer mineral 岩石或矿石遭受风化、破坏所形成的碎屑物质，以及经搬运、分选而沉积的松散机械沉积砂粒，其中所含密度较大(一般在2.9克/厘米^{3}以上)、机械性质和化学性质比较稳定的矿物，称为重砂矿物。常见的重砂矿物如自

然金、自然铂、金刚石、磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿、尖晶石、刚玉、金红石、锡石、铌钽铁矿、锆石、独居石、黑钨矿、白钨矿等。很多重砂矿物具有经济价值，如果其富集程度达到工业要求时，便成为砂矿床。重砂矿物的组合与原生岩石的种类有关，例如自然铂、锇铱矿、铬铁矿、磁铁矿的组合与超基性岩有关。利用重砂矿物及其组合，可以推测砂矿中某种有用矿物存在的可能性，并可对原岩类型的确定和寻找原生矿床提供线索。

【原生矿物】 primary mineral 指在内生条件下的造岩作用和成矿作用过程中，同所形成的岩石或矿石同时期形成的矿物。如岩浆结晶过程中所形成的橄榄岩中的橄榄石；花岗岩中的石英、长石；热液成矿过程中所形成的方铅矿等，均是原生矿物。

【次生矿物】 secondary mineral 在岩石或矿石形成之后，其中的矿物遭受化学变化而改造成的新生矿物。如橄榄石经热液蚀变而形成的蛇纹石，正长石经风化分解而形成的高岭石，方铅矿经氧化而形成的铅矾，铅矾进一步与含碳酸的水溶液反应而形成的白铅矿等，均是次生矿物。次生矿物在化学成分上与原生矿物间有一定的继承关系。次生矿物一般不包括变质作用所形成的新生矿物。此外，有人将热液蚀变形成的矿物专门称为**蚀变矿物**以区别于表生成因的次生矿物。

【表生矿物】 hypergene mineral, supergene mineral 在地表和地表附近范围内，由于水、大气和生物的作用而形成的矿物。主要包括湖海中的沉积矿物，如石盐、硅藻土等，以及原生矿物在地表条件下遭受破坏而转变形成的部分次生矿物，如褐铁矿、高岭石、铅矾等。

【共生矿物】 paragenetic mineral 同一成因、同一成矿期或成矿阶段中所形成的、出现在一起的不同种的矿物。如在花岗岩中，有岩浆作用期所形成的共生矿物长石和石英；在热液矿床中，有热液作用期同一成矿阶段所形成的共生矿物方铅矿和闪锌矿等。

【矿物共生组合】 paragenetic association of minerals 反映一定成因的一些共生矿物的组合。如含金刚石的金伯利岩中，金刚石、橄榄石、金云母、铬透辉石及少量镁铬铁矿和镁铝榴石的组合，即为矿物共生组合。一定的矿物共生组合的出现，取决于元素的地球化学性质和一定地质作用中的物理化学条件（如温度、压力、组分浓度、pH 值、E_h 值等）。因此，研究矿物共生组合规律，可以预测某些地质环境中可能找到的有用矿物，以指导找矿；还有助于阐明成矿规律、确定矿石类型、推断矿床成因以及研究和鉴别矿物。

【伴生矿物】 associated mineral 在自然界中出现于同一空间范围内的不同种矿物。伴生矿物只考虑空间上在一起，而不管彼此间在形成时间上和成因上是否有一定的联系。

【矿物世代】 mineral generation 在同一地质作用的不同阶段所形成的同种矿物，其间的先后关系称为矿物的世代。生成最早的为第一世代，然后依次为第二世代、第三世代等。由于在不同阶段中，形成矿物的介质成分和物理化学条件多少会有些不同，因此，不同世代的同种矿物往往在晶形、某些物理性质、微量元素成分、包裹体等方面表现出差异。分析、确定矿物的世代，可以有助于了解矿物形成过程的阶段性。

【标型特征】 typomorphic characteristic 矿物在化学组成（包括稳定同位素）、微结构、形态、微形貌以及物理性质等方面所显示出的、能反映它在形成条件和成因上的特性，称为矿物的标型特征。例如锆石，产于酸性火成岩中的，常呈无色透明，或呈淡黄、黄色，柱面发育，呈四方柱和四方双锥的聚形而具柱状习性；产于碱性岩中的，则常呈黄褐、黑褐色，柱面不发育或缺失，呈四方双锥晶形而具粒状习性。

【标型矿物】 typomorphic mineral 只在一定物理化学条件下形成而能指示特定成因的矿物，例如只在花岗伟晶岩后期交代作用阶段出现的铯沸石（铯榴石）或只在高压低温条件下形成的蓝闪石等，称为标型矿物。

【包裹体】 inclusion, enclosure 矿物在生长过程中所捕获的包裹在晶体内的他种物质，并与主矿物存在着相界限，其大小和形状不一，固、液和气态都有，这种包裹体通常称为原生包裹体。原生气、液态包裹体对于研究矿物形成时的物理化学条件有重要意义。

【矿物形态】 morphology of minerals 矿物单晶体、规则连生晶体和集合体的外形特征。矿物单晶体的形态包括晶体的形状、结晶习性、晶体的大小及晶面花纹等；规则连生晶体的形态是指双晶、平行连晶及不同矿物晶体间浮生的外形特征；矿物集合体的形态通常是指同种矿物集合在一起所构成的形态，它取决于矿物单体的形状及其排列的方式。矿物形态决定于其内部结构和生成环境。研究矿物形态具有重要的鉴定意义，对某些矿物形态的精细研究，往往可以了解矿物与生成环境之间的关系，具有成因意义。

【放射状集合体】 radiated aggregate 由呈针状、长柱状或片状的许多同种晶体以一点为中心向外呈放射状排列而成的矿物集合体，常见的如钠沸石、菊花石（放射状红柱石或天青石）、放射状叶蜡石等。

【纤维状集合体】 fibrous aggregate 由呈针状或纤维丝状的许多同种晶体平行排列而成的矿物集合体，常见的如纤维石膏、石棉等。

【钟乳状集合体】 stalactitic aggregate 指在岩石的洞穴或空隙中，从同一基底向外逐层生长而形成的呈圆锥形、圆柱形或乳房状的矿物集合体。在横断面上可见具同心层状构造，或同时还具放射状构造。大小不一，可自几毫米以至几十米。通常由溶液在空洞表面上逐层沉淀结晶，或由胶体逐层凝聚沉淀而成。最常见的如石灰岩溶洞中的石钟乳和石笋（钟乳状的方解石），以及针铁矿、硬锰矿的钟乳状体等。


方解石的钟乳状集合体

【肾状集合体】 reniform aggregate 外表形态呈扁平长圆形、状如腰子的矿物集合体，大小一般为几厘米。其他特点及成因均同钟乳状集合体。常见的如肾状赤铁矿等。


赤铁矿的肾状集合体

【葡萄状集合体】 botryoidal aggregate 外表形态呈半球形，且各半球相互连接状如葡萄串的矿物集合体，大小一般在一二厘米以内。其他特点及成因均同钟乳状集合体。常见的有硬锰矿等。


葡萄石的葡萄状集合体

【鲕状集合体】 oolitic aggregate 某种物质的胶体以其他物质颗粒（矿物或生物体的碎屑以及气泡等）为核心，逐层凝聚而形成呈鱼子状的一系列球体、椭球体（称为鲕状体）所组成的矿物集合体。鲕状体的大小一般小于 2 毫米，具同心层状构造。各鲕状体彼此间通常都被胶结在一起。常见的有鲕状赤铁矿等。


鲕状赤铁矿

【豆状集合体】 pisolitic aggregate 外表形态呈豌豆状的一系列球体、椭球体所组成的矿物集合体，大小一般为几毫米。其他特点及成因均同鲕状集合体。常见的有豆石(豆状文石)等。

【晶簇】 druse 由生长在岩石的裂隙或空洞中的许多单晶体所组成的簇状集合体。它们一端固着于共同的基底上，另一端自由发育而具有良好的晶形。晶簇可以由单一的同种矿物的晶体组成，也可由几种不同矿物的晶体组成，常见的如石英晶簇、方解石晶簇等。工业上利用的压电水晶、冰洲石等矿物材料常呈晶簇产出。



石英晶簇

【假象】 pseudomorph 地质作用过程中，某种后来形成的矿物，其外形保持了原来的他种矿物晶形的现象。如黄铁矿晶体遭受氧化后，其成分已转变为褐铁矿，但褐铁矿可保持黄铁矿原来的立方体或五角十二面体等晶形，便称褐铁矿呈黄铁矿的假象，而此种褐铁矿则专门称为假象褐铁矿。

【副象】 paramorph 指由同质多象变体间的转变而形成的假象。例如 $CaCO_3$ 的同质二象变体方解石和文石，当后者转变为前者时，往往仍可保持文石原来的晶形，即方解石呈文石的副象。

【矿物化学式】 mineral formula 矿物化学式有两种，即实验式和结构式。实验式只表示矿物化学成分中元素的种类及其原子数量之比。可用元素的形式写出，如白云母可写作 $H_2KAl_3Si_3O_{12}$；也可以用简单氧化物组分的形式写出，如白云母也可写作 $K_2O\cdot3Al_2O_3\cdot6SiO_2\cdot2H_2O$。在矿物学中普遍采用的是结构式。它不仅能表示元素种类及其原子数量之比，并且可以反映矿物晶体结构中各组分相互结合的情况。其写法是：阳离子写在前面，阴离子写在后面；如为配阴离子时，将配阴离子部分用方括号括起；含中性水分子者，水分子写在最后，并用圆点与前面的其他组分分开；组分中成类质同象置换的离子用圆括号括起，并按含量多少排列，含量多者写在前面，彼此间以逗号分开。如白云母的结构式为 $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$，辉沸石的结构式为 $(Ca,Na_2,K_2)[Al_2Si_7O_{18}]\cdot7H_2O$。实验式可根据矿物的定量化学全分析的结果计算出来。进一步根据矿物的 X 射线晶体结构分析资料，即可写出结构式。

【矿物分类】 classification of minerals 为了区分矿物，从而掌握和利用矿物，人们必须进行矿物的分类研究。矿物分类有如下几种：外表特征分类、化学成分分类、晶体化学分类、地球化学分类及成因分类等。国内外多采用晶体化学分类，其分类的层次是：大类、类、(亚类)、族、(亚族)、种。凡是具有同一晶体结构，化学成分中类质同象在一连续范围变化的所有自然作用形成的矿物个体，属于同一矿物种。矿物种是矿物分类的基本单元。目前，矿物类以上的分类方案已较合理地建立，并得到广泛采用。具体划分如下：第一大类自然元素及其类似物，下分自然元素，碳、硅、氮、磷化物类；第二大类硫化物及其类似物，下分砷、锑、铋化物类，碲化物类，硒化物类，硫化物类；第三大类氧化物、氢氧化物，下分氧化物类，氢氧化物类；第四大类含氧盐，下分硅酸盐类，硼酸盐类，钒酸盐类，砷酸盐类，磷酸盐类，钨、钼、铬酸盐类，硒、碲酸盐类，硫酸盐类，碳酸盐类，碘酸盐类，硝酸盐类；第五大类卤化物，下分氯、溴、碘化物类，氧、氢氧、硫卤化物类，氟化物类。对于包含矿物种数多、晶体结构多样的矿物类，其下增设亚类，甚至族下增设亚族。例如，硅酸盐类下增设：岛状硅酸盐亚类、群状硅酸盐亚类、环状硅酸盐亚类、链状硅酸盐亚类、层状硅酸盐亚类和架状硅酸盐亚类。

【结晶水】 crystal water 在矿物晶格中占有确定位置的中性水分子 H_2O；水分子的数量与该化合物中其他组分之间有一定的比例。如石膏 $Ca[SO_4]\cdot2H_2O$、胆矾 $Cu[SO_4]\cdot5H_2O$、苏打 $Na_2[CO_3]\cdot10H_2O$，分别表示其中含有 2、5、10 分子的结晶水。由于在不同的矿物的晶格中，水分子结合的紧密程度不同，因此结晶水脱离晶格所需的温度也就不同，但一般不超过 600℃。通常为 100～200℃。当结晶水逸出时，原矿物晶格便被破坏；其他原子可重新组合，形成另一种化合物。

【结构水】 constitutional water 呈 H^+、$(OH)^-$、$(H_3O)^+$ 等形式参加矿物晶格的离子。这些离子在晶格中占有确定的位置，数量上与其他元素成一定的比例，只有在较高的温度(一般在数百摄氏度到 1000℃之间)下，当晶格破坏时，它们才组成水分子从矿物中析出。含有结构水的矿物中以含 $(OH)^-$ 的为最常见，如纤铁矿 $FeO(OH)$，高岭石 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$。

【层间水】 interlayer water 以中性水分子形式存在于某些层状结构硅酸盐矿物晶格的结构层之间的水。层间水在矿物中的含量不定，随外界条件而变。当温度升高时，水分即逐渐逸出，至 110℃时便大部逸出。在失水过程中并不导致晶格的破坏，仅相邻结构层之间的距离减小，同时折射率、密度则增大；而在适当的外界条件下，又吸水膨胀，并相应地改变其物理性质。层间水的性质是介于结晶水与吸附水之间的一种过渡类型。具有层间水的矿物如蒙脱石 $(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$。

【沸石水】 zeolitic water 以中性水分子形式存在于沸石族矿物晶格中的水。沸石水在矿物晶格中占有确定的位置，其含量有一个确定的上限值，最大含水量与矿物的其他组分间成一定的比例；但矿物的具体含水量则随外界条件而变。当温度升高时，水分即逐渐逸出，至 80～110℃时便大部逸出。在失水过程中并不导致晶格的破坏，但折射率、密度则相应增大；而在适当的外界条件下，又可吸水并恢复原来的物理性质。沸石水的性质是介于结晶水与吸附水之间的一种过渡类型。

【透明度】 transparency 指矿物透过可见光的程度。它主要与矿物对光的吸收强弱有关。一般将矿物的透明度分为三级：①透明：隔着矿物可见另一侧物体的清晰轮廓，如水晶等；②半透明：隔着矿物碎片边缘仅能见另一侧物体的模糊阴影，如闪锌矿等；③不透明：隔着矿物完全不能见到另一侧物体的任何形象，如磁铁矿等。在岩矿鉴定工作中，通常根据矿物在薄片(约 0.03 毫米厚)下能否透光而将矿物分为透明矿物和不透明矿物两类。许多在标本上不透明的矿物在薄片下却表现透明而属于透明矿物之列，如辉石、角闪石等。非金属矿物都是透明矿物，属于光性矿物学研究的范围；金属矿物基本上都是不透明矿物，属于矿相学研究的范围。

【光泽】 luster 矿物表面对可见光反射的能力。矿物光泽的强弱取决于矿物的折射率、吸收系数和反射率，其中反射率又是折射率和吸收系数的函数。反射率越大，矿物的光泽就越强。在矿物学中，将光泽的强度由强而弱分为以下四级，它们的名称及相应的反射率 R 的范围如下：①金属光泽，$R>0.25$；②半金属光泽，$R=0.19\sim0.25$；③金刚光泽，$R=0.10\sim0.19$；④玻璃光泽，$R=0.04\sim0.10$。其中金刚光泽和玻璃光泽统称为非金属光泽。非金属矿物一般都表现为非金属光泽，而金属矿物则具有金属光泽或半金属光泽。矿物光泽的强弱应以晶面、解理面等平滑表面的反射为准，其他反射表面及某些集合体形态则可引起特殊的光泽，如珍珠光泽、油脂光泽、松脂光泽、丝绢光泽、蜡

状光泽、土状光泽等。光泽是鉴定矿物的重要特征之一，也是评价宝石质量的重要标准之一。

【金属光泽】 metallic luster 光泽强度的等级之一。如同金属抛光后的表面所反射的光泽，例如方铅矿的光泽。

【半金属光泽】 semi-metallic luster 光泽强度的等级之一。比新鲜的金属抛光面略暗一些，如同陈旧的金属器皿表面所反射的光泽，例如磁铁矿的光泽。

【非金属光泽】 non-metallic luster 除金属光泽及半金属光泽而外的其余各种光泽的统称。

【金刚光泽】 adamantine luster 光泽强度的等级之一。如同金刚石等宝石的磨光面上所反射的光泽，例如白铅矿的光泽。

【玻璃光泽】 glassy luster, vitreous luster 光泽强度的等级之一。如同玻璃表面所反射的光泽，例如方解石的光泽。

【珍珠光泽】 pearly luster 一种特殊的非金属光泽。在某些具有极完全片状解理的浅色透明矿物上，由于一系列平行的解理面对光多次反射的结果，而呈现的如同蚌壳内面的珍珠层所表现的那种光泽，例如白云母解理面上的光泽。

【油脂光泽】 oily luster, greasy luster 又称**脂肪光泽**。一种特殊的非金属光泽。在某些透明矿物的断口上，由于反射表面不平滑使部分光发生散射而呈现的如同油脂般的光泽，例如石英、霞石断口上的光泽。

【松脂光泽】 resinous luster 又称**树脂光泽**。一种特殊的非金属光泽。在某些呈黄、棕或褐色的矿物上，由于反射表面不平滑使部分光发生散射而呈现的如同松香般的光泽，例如浅色闪锌矿的光泽。

【丝绢光泽】 silky luster 一种特殊的非金属光泽，在呈纤维状集合体的浅色透明矿物上，由于各个纤维的反射光相互影响的结果而呈现的如同一束蚕丝所表现的那种光泽，例如石棉的光泽。

【蜡状光泽】 waxy luster 一种特殊的非金属光泽，某些隐晶质块体或胶凝体矿物表面所呈现的如同石蜡所表现的那种光泽，例如块状叶蜡石、蛇纹石的光泽。

【土状光泽】 earthy luster 一种特殊的非金属光泽。在矿物的土状集合体上，由于反射表面疏松多孔使光几乎全部发生散射而呈现的如同土块般的暗淡光泽，例如高岭石土状块体的光泽。

【矿物颜色】 color of minerals 矿物对可见光中不同波长发生选择性吸收和反射后，在人眼中引起的感觉表现为颜色。当矿物对各种波长的可见光普遍而均匀吸收时，随吸收程度的不同使矿物呈现无色、白色、灰色和黑色等。如果矿物对不同波长的可见光选择吸收时，则可使矿物呈现出被吸收光波的补色而表现为特定的颜色。通常根据矿物呈色的原因，将矿物颜色分为自色、他色和假色三种。其中自色对于每种矿物来讲总是比较固定的，有的假色对于某些特定矿物是特征性的，因而，它们可作为矿物的重要鉴定特征之一。某些矿物由于其颜色美观鲜艳，可作为宝石和工艺美术品的材料。

【自色】 idiochromatic color 矿物颜色的一种。是由于矿物本身内在的原因所引起的颜色，它取决于矿物本身的化学成分及结构。例如，组成矿物的主要成分或类质同象混入物中含有色素离子(主要是钛、钒、铬、锰、铁、钴、镍、铜、铀等)，晶体结构中存在某种缺陷等，均能使矿物呈现自色。矿物的自色基本上是固定的，是鉴定矿物的重要特征之一。

【他色】 allochromatic color 矿物颜色的一种。是由于外来带颜色的物质机械混入而使矿物染成的颜色，它与矿物本身的化学成分及结构无关。如纯净的方解石晶体无色透明，但一般常因不同杂质的混入，而被染成不同的颜色。由于他色对于同种矿物来讲并不是固定的，因而在矿物鉴定上，其意义不如自色重要。但他色有时可使矿物染成美丽的颜色，而成为工艺美术品的材料。

【假色】 pseudochromatism 矿物颜色的一种。是由于物理原因(主要是光的内反射、内散射、干涉等)所引起的颜色。假色主要包括晕色、锖色和变彩。它们只对某些矿物具有鉴定意义。

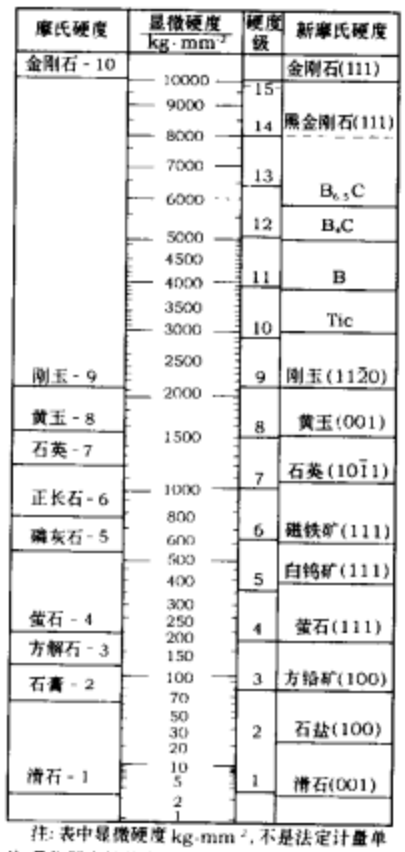
【晕色】 iridescence 具有极完全解理或裂理的透明矿物，由于一系列平行的解理面或裂理面对光反射、干涉的结果而形成的如同水面上的油膜所呈现的彩色。常具晕色的矿物有白云母、冰洲石、透石膏等。

【锖色】 tarnish 某些金属矿物表面氧化薄膜所呈现的不同于新鲜断面颜色的彩色。常见具锖(读 qiāng 枪)色的矿物有斑铜矿、黄铜矿等。锖色可作为这些矿物的鉴定特征之一。

【条痕】 streak 矿物在白色无釉瓷板上摩擦时所留下的粉末痕迹。矿物碎成粉末后可消除假色并减弱他色，故矿物条痕的颜色较矿物颗粒的颜色为固定。条痕色主要对于金属矿物具有鉴定意义。

【硬度】 hardness 固体抵抗某种外来机械作用(如刻划、压入、研磨)的能力。在矿物学中通常所称的硬度多是指**摩氏硬度**(Mohs' hardness)，即矿物与摩氏硬度计相比较的刻划硬度。摩氏硬度计较为粗略，精确测定时常用显微硬度计或测硬仪来测定矿物的**显微硬度**(microindentation hardness)又称**压入硬度**或**绝对硬度**，法定单位为帕。以往测硬仪单位是以千克/毫米^{2}计，此单位为非法定单位，它与法定单位帕的关系为 1 千克/毫米^2 ≙ 9.8×10^6 帕。矿物的硬度是鉴定矿物的重要特征之一。高硬度矿物有金刚石、刚玉等，它们的高硬度性能已被广泛应用于工业技术上。

【矿物硬度计】 mineral hardness scale 矿物的硬度可通过实验方法来测定。通常采用的有两种方法：一种是根据矿物与标准硬度矿物间的相互刻划对比来测定。在矿物学中一直沿用下来的是摩氏(Friedrich Mohs)1822 年所提出的十个标准硬度矿物，从低到高为：①滑石；②石膏；③方解石；④萤石；⑤磷灰石；⑥正长石；⑦石英；⑧黄玉；⑨刚玉；⑩金刚石。它们用来对比矿物的硬度，故称**摩氏硬度计**(Mohs' scale)。利用这十个标准矿物将矿物的硬度分为 10 个等级。但是各等级间的间隔是不均等的，除硬度 9 ~ 10 的间隔特别大以外，其他只是粗略地相等。后来波瓦连内赫(A. C. Поваренных, 1963)提出较为精确的**新摩氏硬度计**(new Mohs' scale)，以一定方位上的硬度为准。即①滑石(001)；②石盐(100)；③方铅矿(100)；④萤石(111)；⑤白钨矿(111)；⑥磁铁矿(111)；⑦石英($10\bar{1}1$)；⑧黄玉(001)；⑨刚玉



注：表中显微硬度 kg·mm^{-2}，不是法定计量单位，是仪器上的单位，1 kg·mm^{-2} ≙ 9.8×10^6Pa

摩氏硬度、新摩氏硬度和显微硬度等级的对比

$(11\bar{2}0)$；⑩TiC；⑪硼；⑫B_4C；⑬$B_{6.5}C$；⑭黑金刚石(111)；⑮金刚石(111)。将矿物的硬度分为15个等级，1～9约与摩氏硬度相当。另一种方法是用**显微硬度计**(microindentation hardness scale)，它是根据矿物表面(晶面、解理面等)上所能承受的重量来测定其硬度的大小而制造的一种仪器。各种可从矿物显微硬度仪上直接测得显微压入硬度。这种测定方法较刻划法精确，在应用对比时也可折合成摩氏硬度级或新摩氏硬度级(见上页表)。

【解理】 cleavage 曾称**劈开**。晶体或晶粒在外力打击下总是沿一定的结晶方向裂成平面的固有性质。所裂成的平面称为解理面。解理面的方向平行于晶体结构中面网与面网之间连结力最弱的方向，并且它们在晶体上的分布符合于晶体的对称特点，亦即解理必定沿着同一个单形中的所有晶面方向发生。所以，解理面的方向通常都用相应的单形符号或单形名称来表示，如方铅矿的解理平行{100}，或者说具有立方体解理。通常将解理的完善程度分为五级：①极完全：受力后极易沿解理面分裂成薄片，解理面相当平整光滑，例如云母。②完全：受力后总是沿解理面分裂，解理面显著而平滑，例如方解石。③中等：受力后常可沿解理面分裂，解理面清楚，但不很平滑，且常不连续，例如辉石。④不完全：受力后沿解理面分裂较为困难，仅断续见到不明显的解理面，解理面不平滑，例如橄榄石。⑤极不完全：受力后极少沿解理面分裂，仅在显微镜下偶尔可见零星的解理面，例如石英。晶质矿物的解理特性，包括解理的组数及其方向和完善程度，以及解理角(两个相交解理面所夹的平面角)的大小，是鉴定矿物的特征之一。

【裂开】 parting 又称**裂理**。晶体或晶粒在外力打击下有时可沿一定的结晶方向裂成平面的性质。裂开与解理在现象上极为相似，但解理是由内因决定的，是一种晶体固有不变的特性；裂开则是由外因引起的，对于同种晶体而言，可能出现，也可能不出现，出现时的方向也可以不同。产生裂开的原因主要是沿晶体结构中一定方向的面网上分布有他种物质的夹层，或具有机械双晶。裂开的出现远不如解理广泛，它仅对辉石、磁铁矿、刚玉等少数矿物具有鉴定意义。

【断口】 fracture 矿物在外力打击下，不依一定结晶方向破裂而形成的断开面。断口按其形态可区分为贝壳状断口、锯齿状断口、参差状断口及平坦状断口等。断口可作为鉴定矿物的一种辅助依据，例如，石英常具贝壳状断口。

【贝壳状断口】 conchoidal fracture 简称**贝状断口**。断裂面呈具有同心圆纹的规则曲面，状似蚌壳的壳面。石英、蛋白石常具贝壳状断口。断裂面呈弧形状曲面，而不具同心圆纹者，称为**次贝状断口**(subconchoidal fracture)或**半贝壳状断口**。

【锯齿状断口】 hackly fracture 断裂呈尖锐锯齿状的断口。具良好延展性的矿物一般均呈锯齿状断口，例如自然铜的断口。

【参差状断口】 uneven fracture 断裂面粗糙并不规则，呈参差不齐的断口。

【平坦状断口】 even fracture 断裂面较为平坦光滑的断口。大多呈致密块状的矿物常具平坦状断口。

【延展性】 malleability 矿物受到拉伸或碾压作用时，能发生塑性变形而趋于伸长或压扁的性质。它是纯金属键矿物的一种特性。自然金、自然铜以及个别硫化物矿物如辉铜矿等，具有延展性。延展性是矿物的鉴定特征之一，当用小刀刻划这些矿物时，不产生粉末，而只是留下光亮的刻痕。矿物的延展性随混入杂质的增多而降低。

【矿物脆性】 brittleness 矿物受外力打击或碾压时易于发生碎裂的性质。有些矿物，如自然硫、黝铜矿等，具有显著的脆性，是它们的鉴定特征之一。当用小刀刻划这些矿物时，将产生粉末，并留下无光泽的刻痕。

【矿物弹性】 elasticity 这一术语在矿物学中一般专指：具有片状解理或呈纤维状的矿物，其薄片或纤维在外力作用下能显著弯曲而不断裂，当外力除去后又能恢复原状的性质。例如，云母、石棉等具有良好的弹性，故弹性是鉴定这些矿物的特征之一。

【挠性】 flexibility 具有片状解理的矿物，其薄片在外力作用下能显著弯曲而不断裂，当外力除去后却不能恢复原状的性质。例如，绿泥石、蛭石等具明显的挠性。挠性是鉴定这些矿物的特征之一。

【可塑性】 plasticity 物体在外力作用下极易发生塑性变形，可以随意塑造成各种形状而不破碎的性质。某些粘土矿物如高岭石、蒙脱石等，潮湿时具有良好的可塑性。

【密度】 density 曾称**比重**，指单位体积物体的质量，单位为克/厘米^3。例如水的密度为1克/厘米^3、金刚石的密度为3.52克/厘米^{3}等。在矿物学中，过去广泛使用"比重"，它的数值与密度近似相等，但单位为一。比重这一名称现已作废，不再采用。

【导电性】 electric conductivity 物体对电的传导能力。导电性的大小用电阻率表示。各种矿物的导电性能不同。一般说来，自然金属导电性能好，是电的良导体；非金属矿物是非导体；大多数金属矿物则是电的半导体。矿物的导电性可作为鉴定某些矿物的特征之一，主要应用于物理探矿、选矿和矿物分离等工作中。此外，矿物因导电性不同，可直接用作电气工业材料：如白云母作为绝缘材料、石墨用作电极材料等。

【介电性】 dielectric property, dielectricity 在外电场作用下，不导电的物体，即电介质，在紧靠带电体的一端会出现异号的过剩电荷，另一端则出现同号的过剩电荷，这种现象称为电介质的极化。如果将某一均匀的电介质作为电容器的介质而置于其两极之间，则由于电介质的极化，将使电容器的电容量比真空为介质时的电容量增加若干倍。物体的这一性质称为介电性，其使电容量增加的倍数即为该物体的介电常数，用以表示物体介电性的大小。在矿物分离工作中可利用矿物的介电性来分离电介质矿物：将矿物样品放在介电常数适当大小的某种电介质液体中，此时在外电场作用下，介电常数大于电介质液体的矿物将向电极集中，而小于电介质液体的矿物则被电极所排斥，从而将不同介电常数的矿物分离开。

【压电性】 piezoelectricity 某些晶体在压力或张力的作用下能激起表面电荷的性质。例如α-石英晶体，当沿着晶体的一个水平结晶轴(即α-石英晶体的电轴)方向对晶体施加压力时，在此电轴的两端即产生数量相等而符号相反的电荷；当以张力代替压力时，则电荷变号。如果将具有压电性的晶体置于外电场中时，晶体将相应地发生伸展或收缩；当外电场为一交变电场时，则晶体将随着电场的变号而同步地交替发生伸展和收缩，亦即发生其振动频率与电场频率相同的机械振动。压电晶体的后一特性被广泛地用于无线电工业等方面。只有不具对称心的电介质晶体才可能具有压电性。

【热电性】 pyroelectricity 某些晶体在热的作用下能激起表面电荷的性质。例如，电气石晶体在受热时，其结晶轴c轴的两端即产生数量相等而符号相反的电荷。

【磁性】 magnetism 物体能吸引铁、镍等金属及在外磁场作用下被磁化时所表现的性质(如被外磁场所吸引、排斥等)。磁化程度即磁性的强弱，由磁导率来表征。在矿物学中习惯上按磁性的强弱将矿物分为以下四类：①强磁性矿物：可被永久磁铁

吸引，例如磁铁矿；②中等磁性矿物：永久磁铁不能吸引，但可被弱电磁场的电磁铁所吸引，例如钛铁矿；③弱磁性矿物：只能被强电磁场的电磁铁所吸引，例如独居石；④无磁性矿物：强电磁场的电磁铁也不能吸引，例如刚玉。其中，中等磁性和弱磁性矿物通称为电磁性矿物。矿物的磁性是鉴定矿物的特征之一，也是矿物磁性分离、磁法选矿和磁法探矿的依据。

【发光性】 luminescence 某些矿物当受到外界能量的激发，例如在紫外线或 X 射线、阴极射线、放射性射线的照射下，或者在打击、摩擦、加热时，能够发出可见光的性质。如果外界激发能量停止作用后，矿物还能继续发光一段时间，这种光称为磷光。如果外界激发能量停止作用后，矿物便停止发光，这种光称为荧光。常见的具有发光性的矿物有金刚石、白钨矿、硅锌矿、萤石等。发光性是鉴定这些矿物的重要特征之一，并被用于找矿和选矿上。

【磷光】 phosphorescence 具有发光性的物体，在外界激发发光的能量停止作用后，还能保持一段时间继续发光的现象。

【荧光】 fluorescence 具有发光性的物体，在外界激发发光的能量停止作用时，随即停止发光的现象。

【可燃性】 combustibility 矿物受热后能引起燃烧的性质。例如，自然硫和有机矿物就具有可燃性，故可燃性可作为鉴定这些矿物的依据之一。

自然元素矿物

【自然元素矿物】 native single element minerals 自然界中呈单质产出的自然元素矿物和多种元素组成的金属化合物矿物。约占地壳总质量的 0.1%，分布极不均匀。组成元素主要有两类：d-型元素钌(Ru)、锇(Os)、铑(Rh)、铱(Ir)、钯(Pd)、铂(Pt)、铜(Cu)、银(Ag)、金(Au)等；sp-型元素砷(As)、锑(Sb)、铋(Bi)、硫(S)、碳(C)等及其之间锌(Zn)、汞(Hg)、铟(In)等。由 d-型元素构成的矿物，具典型金属键，原子呈最紧密堆积，呈等轴粒状和六方板状晶形，具典型的金属特性，不透明、金属光泽、硬度低、密度大、延展性强，为热和电的良导体。由 sp-型元素构成的矿物，主要是共价键和分子键，具有明显的非金属性，除金刚石外，具有低硬度、低熔点、导电性和导热性差的特点。本类矿物成因具多样化，内生和表生皆有。有些可富集成重要工业矿床。

【自然金】 gold 成分 Au，常含银和微量的铜。当含银量超过 15%时，称为**银金矿**(electrum)，成分(Au，Ag)。等轴晶系。晶体呈八面体等形状，但很少见。一般呈分散粒状或不规则树枝状集合体，偶尔呈较大的块体出现，个别可重达数十千克。颜色和条痕色均为光亮的金黄色。随含银量的增加，颜色和条痕色逐渐变为淡黄。金属光泽。硬度 2.5～3.0。具强延展性。为电和热的良导体。密度 15.6～19.3 克/厘米^3。自然金按其产状的不同，可分为脉金(也称山金)和砂金两种。脉金主要来源于热液成因的含金石英脉和含金蚀变岩。

【自然银】 silver 成分 Ag，常含金、汞等。等轴晶系。通常呈不规则的粒状、块状或树枝状集合体。新鲜断口银白色，表面常因氧化而呈现灰黑的锖色。条痕银白色。金属光泽。硬度 2.5。具强延展性。为电和热的良导体。密度 10.1～11.1 克/厘米^3。主要形成于中低温热液矿床中。

【自然铜】 copper 成分 Cu，原生自然铜成分中有时含银和金等。等轴晶系。晶体呈立方体，但少见；一般呈树枝状、片状或致密块状集合体。铜红色，表面易氧化成褐黑色。条痕呈光亮的铜红色。金属光泽。硬度 2.5～3。具强延展性。断口呈锯齿状。为电和热的良导体。密度 8.5～8.9 克/厘米^3。自然铜常见于含铜硫化物矿床氧化带内，一般是铜的硫化物转变为氧化物时的产物。热液成因的原生自然铜常成浸染状见于一些热液矿床中。含铜砂岩中亦常有自然铜产出。大量积聚时可作铜矿石利用。

【自然铁】 iron 成分 Fe，通常含有类质同象混入物镍(Ni≤20%)，此外常含有 Co、Cu、Pt 等。具同质多象变体：<906℃的 α-铁，906～1401℃的 γ-铁，>1401℃的 δ-铁。等轴晶系。常呈不规则粒状，晶体极少见。钢灰色至铁黑色。条痕钢灰色。新鲜断口金属光泽。硬度 4。密度 7.3～7.87 克/厘米^3，具延展性和强磁性。在空气中易被氧化。自然界分布极少，主要产于基性、超基性岩浆岩中，也见于陨石中。

【自然铂】 platinum 成分 Pt，通常含铁，当铁的含量达 9%～11%时，称为**粗铂矿**(polyxene)，成分(Pt，Fe)。实际上一般所谓自然铂，大多是粗铂矿。等轴晶系。通常呈不规则形状的颗粒，偶尔成较大的块体。颜色随含铁量的增加由银白至钢灰色。条痕光亮钢灰色。金属光泽。硬度 4～4.5。具延展性。是电和热的良导体。微具磁性。密度 15～19 克/厘米^3。产于基性、超基性岩中。当含矿岩石遭受风化破坏时，常富集于砂矿中。是铂的主要矿石矿物。

【自然铬】 chromium 成分 Cr。等轴晶系。呈薄片状、厚板状和粒状，铅灰、锡白和银白色。金属光泽。显微硬度(1064.3～2000)×9.8×10^6 帕。密度 7.17 克/厘米^3。具磁性。是中国学者 1981 年在藏北铬铁矿石中发现的新矿物。

【自然铱】 iridium 成分 Ir，常含锇、铂、铁等。锇类质同象代替铱不超过 38%(原子数)。等轴晶系。常在自然铂中呈固溶体分离的蠕虫状体。亦呈八面体。银白色。强金属光泽。硬度 7。密度 22.6 克/厘米^3。产于超基性岩铬铁矿型铂矿床中，与自然铂共生。为主要铱矿石矿物。

【自然钌】 ruthenium 成分 Ru，矿物通常含少量铱、铂等，铱呈不完全类质同象替代钌。六方晶系，板状晶体，大小达 7 微米×35 微米，中国广东发现的单晶粒呈 20 微米×24 微米×30 微米的椭球状，晶粒表面局部不平，偶见小凹坑。银白色。强金属光泽。反光显微镜下呈白色，浅乳白色。发现于含钌的锇铱矿中。

【自然锇】 osmium 成分(Os，Ir)，矿物组分中经常含有铱呈不完全类质同象替代锇。六方晶系。六方薄板状，粒度通常小于 1 毫米。暗灰色。金属光泽。硬度 6.25～6.5，显微硬度(940～1040)×9.8×10^6 帕。性脆。产于超基性岩铬铁矿型铂矿床及基性、超基性岩钛磁铁矿中，与自然铂、六方锇铱矿、铂铱矿、硫铂矿、铬尖晶石共生。

【自然锑】 antimony 成分 Sb。成分较纯，含 Sb 99.8%。有时含少量砷、银、铁等杂质。三方晶系。假八面体或菱面体晶形，但晶形少见，集合体常呈粒状、放射状或薄片状。锡白色、钢灰色。条痕锡白色。金属光泽。一组解理完全。断口参差状。硬度 3～3.5。密度 6.65～6.72 克/厘米^3。

【自然汞】 mercury 俗称**水银**。成分 Hg。在常温下为液态。银白色。金属光泽。密度 13.6 克/厘米^3。在 -38.87℃时凝结成固态。在汞矿床氧化带由辰砂分解而形成，或见于温泉沉积物中，以及呈液态小球状散布在一些岩石内。

【自然铋】 bismuth 成分 Bi。三方晶系。通常呈粒状，有时为致密块状。新鲜断口呈微带浅黄的银白色，表面容易氧化成浅红的锖色。条痕灰白。金属光泽。硬度 2.5。具弱延展性。解理平行底面{0001}完全。具逆磁性。密度 9.70～9.83 克/厘米^3。是热

液成因的矿物,主要产于脉状钨锡铍矿床及钴镍热液矿床中。

【汞铅矿】 leadamalgam 成分 $HgPb_2$。四方晶系。呈粒状。银白色。金属光泽。硬度 1.6。是中国学者 1981 年在内蒙古小南山含铂铜镍硫化矿床中发现的新矿物。

【珲春矿】 hunchunite 成分 Au_2Pb。等轴晶系。新鲜面为灰白色。金属光泽,氧化后颜色变暗。显微硬度(128 ~ 149) × 9.8 × 10^6 帕。矿物粒度十分细小,常与自然金或阿纽依矿($AuPb_2$)呈文象交生的不规则他形柱状。是中国学者 1992 年发现的新矿物。

【红石矿】 hongshiite 成分 PtCu。三方晶系。呈块状集合体。铅灰色。条痕黑色。金属光泽。有解理,显微硬度(204.3 ~ 276.8) × 9.8 × 10^6 帕。密度 15 克/厘米^3。无磁性。产于阳起石化透辉石岩型铂矿石中,共生的铂矿物有硫铂矿、砷铂矿、硫钯矿等。是中国学者 1974 年发现的新矿物。

【四方铜金矿】 tetraauricupride 成分 CuAu,四方晶系。呈不规则微细粒状。金黄色。金属光泽。硬度 4.7。密度 14.67 克/厘米^3。是中国学者 1982 年在新疆玛纳斯含铂基性、超基性岩体中发现的新矿物。

【承德矿】 chengdeite 成分 Ir_3Fe。等轴晶系。呈半自形粒状集合体或与自然铱呈文象状固溶体,粒径0.1 ~ 0.5 毫米。金属光泽。钢灰色。条痕黑色,硬度 5.2,显微硬度 452 × 9.8 × 10^6 帕。强磁性。密度 19.19 克/厘米^3(计算)。中国学者 1995 年发现于承德纯橄榄岩铬铁矿体及砂矿中,与等轴铁铂矿、正方铁铂矿共生。

【张衡矿】 zhanghengite 成分 CuZn,等轴晶系。呈粒状、片状,树枝状。金黄色。强金属光泽。显微硬度(145 ~ 150) × 9.8 × 10^6 帕。条痕铜黄色。密度 8.32 克/厘米^3。是中国学者 1986 年在安徽亳县陨石中发现的新矿物。

【滦河矿】 luanheite 成分 Ag_3Hg。六方晶系。呈微细粒状和板柱状集合体。亮白色。强金属光泽。显微硬度(44 ~ 75) × 9.8 × 10^6 帕。条痕灰黑色。密度 12.5 克/厘米^3。是中国学者 1984 年在河北燕山重砂中发现的新矿物。

【沅江矿】 Yuanjiangite 成分 AuSn。六方晶系。由微晶粒状(单晶通常小于 5 微米)构成集合体,大小可达 2 毫米。银白色。金属光泽。条痕黑色。具弱延展性。密度 11.70 ~ 11.9 克/厘米^3。显微硬度(172 ~ 274) × 9.8 × 10^6 帕。易溶于王水,缓慢溶于盐酸和硝酸,空气中易氧化,呈灰色或黑色。是中国学者 1994 年在湖南沅江中游阶地更新世砂砾石层中发现的新矿物。

【自然硫】 sulphur 成分 S_8。斜方晶系。晶体呈斜方双锥状或厚板状,通常呈粒状、块状、粉末状集合体。浅黄色。金刚光泽,断口呈油脂光泽。性脆。硬度 1 ~ 2。解理不完全。断口贝壳状或参差状。密度 2.05 ~ 2.08 克/厘米^3。自然硫见于地壳的最上部分及其表部。由以下作用形成:①火山硫质喷气凝华结晶;②硫化氢不完全的氧化;③生物化学作用;④某些沉积层中石膏的分解。主要产于火山岩和沉积岩中。大约在 4000 年前人类就已利用硫。sulphur 为拉丁文,含意为鲜黄色。硫 85% 以上用于制造硫酸,此外用于橡胶、塑料、火药、染料、造纸、农药、纺织、冶金、玻璃等工业中。

【自然硒】 selenium 成分 Se。三方晶系。呈针状、柱状,羽毛状、树枝状、薄板状集合体。灰色。条痕红色。金属光泽。一组解理完全。晶体易弯曲,具挠性。硬度 2.25 ~ 3,密度 4.8 克/厘米^3(实测),4.84 克/厘米^3(计算)。主要成分为 Se,99.4%,含微量硫。是电子、玻璃、橡胶、化学工业的重要原料。

【桐柏矿】 tongbaite 成分 Cr_3C_2。斜方晶系。呈菱面柱状。浅棕黄色。强金属光泽。硬度 8.5。条痕暗灰色。是中国学者 1983 年在河南桐柏金云辉石橄榄岩和角砾状金云橄榄二辉岩中发现的新矿物。

【围山矿】 weishanite 成分$(Au, Ag)_3Hg_2$。六方晶系。呈微细粒晶(n ~ 30 微米)和集合体状。浅黄白色。强金属光泽。硬度 2.4。密度 18.17 克/厘米^3。具延展性。是中国学者 1984 年在河南围山城金银矿床中发现的新矿物。

【喜峰矿】 xifengite 成分 Fe_5Si_3。六方晶系。分布在锥纹石-镍纹石核部,粒径 20 ~ 200 微米。钢灰色。金属光泽。显微硬度(633 ~ 694) × 9.8 × 10^6 帕。条痕黑色。无解理。是中国学者 1984 年在燕山地区河流冲积层中发现的新矿物。

【金刚石】 diamond 成分 C,与石墨同是碳的同质多象变体。等轴晶系。晶体细小,常呈八面或菱形十二面体。晶面常弯曲。质纯者无色透明,常带黄、蓝、褐、黑等色调。金刚光泽。在紫外线或 X 射线照射下可能发天蓝色或紫色荧光。硬度 10,是自然界最硬的矿物。解理平行八面体{111}中等。密度 3.47 ~ 3.56 克/厘米^3。有的金刚石晶体是良好的半导体。其导热系数比铜高 5 倍。产于金伯利岩中。含金刚石的岩石遭受风化破坏后,它往往转入砂矿中。透明色美的金刚石,是高级的宝石。一般的金刚石用于研磨材料和切削工具、电子工业、激光技术、高级导热材料。

【黑金刚石】 carbonado 灰至黑色的金刚石变种。其中可能含有一些石墨。主要用作切削、研磨材料。

【石墨】 graphite 成分 C,与金刚石同是碳的同质多象变体。有 2H 和 3R 两种多形变体,前者为六方晶系,后者为三方晶系。常呈鳞片状或块状集合体。颜色与条痕均为黑色。半金属光泽。硬度 1,易污手;具滑腻感。解理平行底面{0001}极完全。薄片具挠性。密度 2.09 ~ 2.23 克/厘米^3。导电性良好。主要由煤层或含沥青炭质沉积岩经受区域变质作用所形成。用作耐火材料、固体润滑剂、电碳制品、耐腐蚀和高温的密封材料、油墨及笔芯、橡胶与火药填料、核反应堆的减速剂和防辐射材料及宇航。

【丹巴矿】 danbaite 成分 $CuZn_2$。等轴晶系。呈微细球状集合体。银白到淡灰白色。金属光泽。硬度 4.2。密度 7.36 克/厘米^3。是中国学者 1983 年在四川丹巴含铜镍矿床的蚀变超基性岩体中发现的新矿物。

【古北矿】 gupeiite 成分 Fe_3Si。等轴晶系。呈圆球状,粒径 0.1 ~ 0.5 毫米,产于锥纹石或磁铁矿中。显微硬度 494.2 × 9.8 × 10^6 帕。是中国学者 1984 年在燕山地区滦河、潮河等水系沉积物中发现的新矿物。

硫硒碲砷化合物矿物

【硫硒碲砷化合物矿物】 Sulfide and their similar compound minerals 包括硫化物、硒化物、碲化物、砷化物、锑化物和铋化物矿物,其中硫化物占三分之二以上。本类矿物占地壳总质量的 0.15%,是主要矿石矿物,金属阳离子主要有铜、铅、锌、银、铁、钴、镍、汞、铂、锡等,类质同象替代广泛。本类矿物主要是共价键化合物,并具有较高程度的金属键性。大多数矿物晶形较为常见。多数矿物呈金属色,深色条痕,不透明,金属光泽。少数呈半透明,金刚光泽。密度一般较大,硬度较低。绝大部分为热液作用产物,部分为岩浆熔离产物,也有沉积成因。表生作用

下,易转变成次生矿物。

【辉铜矿】 chalcocite, chalcosine 成分 Cu_2S, 含 Cu 79.86%。斜方晶系。晶体少见,通常呈烟灰状、粒状或致密块状。铅灰色。条痕暗灰色。金属光泽。硬度 2~3。略具延展性,以小刀刻划留下光亮的沟痕。密度 5.5~5.8 克/厘米^3。辉铜矿可以是内生热液成因的,也可以是外生成因,是炼铜的主要矿石矿物之一。

【铜蓝】 covelline 成分 CuS, 含 Cu 66.5%。六方晶系。通常呈薄片状、被膜状或烟灰状集合状。靛蓝色。条痕灰色至黑色。金属光泽。硬度 1.5~2。解理平行底面{0001}完全。密度4.59~4.67 克/厘米^3。薄片稍具弹性。铜蓝主要是外生成因,是含铜硫化物矿床次生富集带中最为常见的矿物。由热液作用形成的铜蓝极其稀少。是炼铜的矿石矿物之一。

【黄铜矿】 chalcopyrite 成分 $CuFeS_2$, 含 Cu 34.56%。四方晶系。晶体呈四方双锥或四方四面体,但很少见;经常呈粒状或致密块状集合体。黄铜色。表面常因氧化而呈暗黄或斑状锖色。条痕绿黑色。硬度 3~4。密度 4.1~4.3 克/厘米^3。主要产于铜镍硫化物矿床、斑岩铜矿、接触交代铜矿床以及某些沉积成因(包括火山沉积成因)的层状铜矿中。在风化作用下,黄铜矿转变为易溶于水的硫酸铜,后者当与含碳酸的溶液作用时便形成孔雀石、蓝铜矿。黄铜矿是炼铜的主要矿石矿物之一。

【斑铜矿】 bornite 成分 Cu_5FeS_4, 含 Cu 63.3%。等轴晶系。通常呈粒状或致密块状集合体。新鲜断口呈暗铜红色,表面因易氧化而呈蓝紫斑状的锖色,因而得名。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 3。密度 4.9~5.0 克/厘米^3。斑铜矿为许多铜矿床中广泛分布的矿物。内生成因的斑铜矿常含有显微片状黄铜矿的包裹体,为固溶体分解的产物。次生斑铜矿形成于铜矿床的次生富集带。是炼铜的主要矿石矿物之一。

【马兰矿】 malanite 成分 $Cu(Pt,Ir)_2S_4$。等轴晶系。常呈八面体及菱形十二面体晶形,粒径 0.1~0.2 毫米。钢灰色。条痕黑色。金属光泽。硬度 5,显微硬度 $417 \times 9.8 \times 10^6$ 帕。性脆。密度 7.57 克/厘米^3(计算)。是中国学者 1996 年发现的新矿物。

【黝铜矿】 tetrahedrite 成分 $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, 含 Cu 45.77%。与**砷黝铜矿**(tennantite)$Cu_{12}As_4S_{13}$ 构成类质同象系列。一般所见的黝铜矿均含有一定数量的砷黝铜矿分子。等轴晶系。晶体呈四面体,但通常呈粒状或致密块状集合体。钢灰至铁黑色,新鲜断口呈黝黑色。条痕与颜色相同。半金属光泽。硬度 3~4。密度 4.4~5.1 克/厘米^3。见于各种成因的含铜热液矿床中。常与其他含铜矿物一起作为铜矿石利用。

【硫砷铜矿】 enargite 成分 Cu_3AsS_4, 含 Cu 48.3%。斜方晶系。晶体常呈柱状,通常呈致密块状或粒状集合体。钢灰至铁黑色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 3.5。解理平行斜方柱{110}完全。密度 4.4~4.5 克/厘米^3。主要见于中温热液铜矿床中,与黄铜矿、黝铜矿等共生。富集时可作炼铜的矿石。

【硫砷钌矿】 ruarsite 成分 RuAsS, 含 Ru 42.45%, Os 5.94%, As 36.25%。单斜晶系。呈不规则粒状及粒状集合体,粒径 100~150 微米。铅灰色至暗铅灰色。条痕灰黑色。性脆,金属光泽。无磁性。显微硬度 (982.1~1030.2) $\times 9.8 \times 10^6$ 帕。硫砷钌矿产在铬铁矿矿石中,与铬尖晶石共生,共生的其他铂族矿物有铱锇矿、钌铱锇矿、硫钌矿等。是中国学者 1979 年发现的新矿物。

【方铅矿】 galena 成分 PbS, 含 Pb 86.6%, 常含银。等轴晶系。晶体呈立方体或立方体和八面体的聚形;通常呈粒状或块状集合体。铅灰色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 2~3。解理平行立方体{100}完全。密度 7.4~7.6 克/厘米^3。常与闪锌矿共生,产于各种类型的热液矿床中。是炼铅的主要矿石矿物;同时又是银的主要来源之一。中国古代所开采的银矿,实际上很多是含银的方铅矿矿床。

【脆硫锑铅矿】 jamesonite 成分 $Pb_4FeSb_6S_{14}$, 含 Pb 40.16%。单斜晶系。晶体常呈针状或细柱状,集合体常呈放射状。铅灰色,条痕灰黑。金属光泽。性脆。硬度 2~3。解理平行{001}中等。密度 5.5~6.0 克/厘米^3。是热液成因矿物,见于某些铅锌热液矿床和锡石硫化物矿床中。当大量聚积时可作为铅矿石利用。

【硫锑铅矿】 boulangerite 成分 $Pb_5Sb_4S_{11}$, 含 Pb 55.4%。单斜晶系。通常呈纤维状或毡状集合体。铅灰至铁黑色。条痕灰黑,微带棕色。金属光泽。性脆。硬度 2.5~3。解理平行{100}中等。密度 6.23 克/厘米^3。是热液成因矿物,见于某些铅锌热液矿床和锡石硫化物矿床中。当大量聚积时可作为铅矿石利用。

【车轮矿】 bournonite 成分 $PbCuSbS_3$, 含 Pb 42.5%, Cu 13.0%, Sb 24.7%。斜方晶系。晶体呈短柱状,双晶常呈轮式,故名。集合体呈粒状或块状。钢灰色至铅灰色,常带烟褐锖色。条痕暗灰色。金属光泽。解理平行{010}不完全。硬度 2.5~3。密度 5.7~5.9 克/厘米^3。是热液成因矿物。富集时可做提取铅、铜的矿石矿物。

【闪锌矿】 sphalerite, zinc blende 成分 ZnS, 含 Zn 67.1%, 常含铁及镉、铟、镓、锗、铊等。含铁超过 10% 者称为铁闪锌矿。等轴晶系。晶体呈四面体,通常呈粒状集合体。随着含铁量的增加,颜色从浅黄至棕色,直至黑色。条痕由白色至褐色。树脂光泽到半金属光泽。透明至半透明。硬度 3~4。解理平行菱形十二面体{110}完全。密度 3.9~4.2 克/厘米^3。常与方铅矿共生,产于各种类型的热液矿床中。是炼锌的主要矿石矿物。同时还可提取镉、铟等一系列稀散元素。

【纤锌矿】 wurtzite 成分 ZnS, 含铁、镉和锰。有六方晶系和三方晶系两种多型变体。晶体常呈锥状、短柱状、板状;集合体呈纤维状、放射状及具同心层结构的皮壳状。随铁含量的不同,颜色由浅色、褐色直至黑色,条痕也因之由无色到褐色。树脂光泽。透明至半透明。硬度 3.5~4。解理平行柱面{10$\bar{1}$0}完全,平行底面{0001}不完全。密度 4.0~4.3 克/厘米^3。它通常从酸性成矿溶液中析出,见于某些铅锌热液矿床中,但远不如闪锌矿常见。

【硫镉矿】 greenockite 成分 CdS, 含 Cd 77.7%。六方晶系。通常呈粉末状和被膜状。橙黄色。树脂光泽。半透明或微透明。硬度 3~3.5。解理平行六方柱{11$\bar{2}$0}完全。密度 4.9~5.0 克/厘米^3。主要是含镉闪锌矿遭受风化后所形成的次生矿物,常与闪锌矿相伴出现于铅锌矿床半氧化矿石中。是提取镉的矿石。近年来利用硫镉矿做表面弹性波器件。但硫镉矿不形成独立矿床,工业上镉的来源主要是冶炼铅锌矿石时进行综合回收。

【辉银矿】 argentite 成分 Ag_2S, 含 Ag 87.1%。等轴晶系。晶体呈立方体、八面体,通常为致密块状。颜色和条痕均为铅灰色。新鲜断口呈金属光泽。硬度 2~2.5。密度 7.2~7.4 克/厘米^3。具弱延展性。是热液成因矿物,形成于 173℃以上。在此温度以下,则转变为成分相同的螺状硫银矿。是炼银的矿石矿物之一。

【深红银矿】 pyrargyrite 又称**硫锑银矿**。成分 Ag_3SbS_3, 含 Ag 59.76%。三方晶系。晶体呈短柱状;集合体常呈粒状。黑红

色。条痕暗红色。金刚光泽。硬度 2～2.5。解理平行菱面体{10$\bar{1}$1}中等。密度 5.77～5.86 克/厘米^3。见于铅锌银热液矿床中,往往为热液过程最后形成的矿物。是炼银的矿石矿物。

【淡红银矿】 proustite 又称**硫砷银矿**。成分 Ag_3AsS_3,含 Ag 65.4%。三方晶系。晶体呈短柱状,通常呈致密块状和粒状集合体。鲜红色,但表面可因光的作用而逐渐变为黯黑。条痕砖红色。半透明。金刚光泽。硬度 2～2.5。解理平行菱面体{10$\bar{1}$1}中等。密度 5.57～5.64 克/厘米^3。它的人工晶体可作激光材料。见于铅锌银热液矿床中,往往为热液过程最后形成的矿物。是炼银的矿石矿物。

【黄锡矿】 stannite 又称**黝锡矿**。成分 Cu_2FeSnS_4,含 Sn 27.5%,Cu 29.5%。四方晶系。晶体呈四方四面体,很少见;通常呈块状、粒状或浸染状集合体。微带绿的钢灰色,当其成分中含较多黄铜矿包裹体时,则呈黄灰色。条痕黑色。金属光泽。硬度 3～4。密度 4.3～4.5 克/厘米^3。是热液成因的矿物,主要产于含锡硫化物矿床中。是炼锡和铜的矿石矿物。

【镍黄铁矿】 pentlandite 成分$(Fe,Ni)_9S_8$,含 Ni 34.2%,经常含钴,可达 3%。等轴晶系。通常呈不规则的颗粒。古铜黄色。条痕绿黑色。金属光泽。解理平行八面体{111}完全。硬度 3～4。密度 4.5～5 克/厘米^3。产于与基性、超基性火成岩有关的铜镍硫化物岩浆矿床中,与磁黄铁矿、黄铜矿以及铂族矿物共生。有时也见于超基性岩的铬铁矿矿床中。是炼镍的主要矿石矿物,同时可炼钴。

【针镍矿】 millerite 又称**针硫镍矿**。成分 NiS,含 Ni 65%。三方晶系。晶体呈针状,偶尔呈粒状。浅黄铜色,表面常因氧化而呈现锖色。条痕绿黑色。金属光泽。硬度 3～3.5。密度5.2～5.6 克/厘米^3。主要是热液成因矿物,见于某些钴镍热液矿床中,有时见于铜镍硫化物岩浆矿床中,但它仍然是后期热液过程的产物。此外,在沉积成因镍矿床中亦常有产出。是炼镍的重要矿石矿物。

【紫硫镍矿】 violarite 又称**紫硫镍铁矿**。成分 Ni_2FeS_4,含 Ni 38.94%。等轴晶系。晶体呈八面体。常呈细粒状集合体,见于镍矿石中。紫灰色,新鲜断面上呈金属光泽。硬度 4.5～5.5。密度 4.5～4.8 克/厘米^3。主要见于铜镍硫化物矿床中,往往交代早期形成的镍黄铁矿。此外,在某些热液成因或沉积成因镍矿床中亦常有产出。是炼镍的主要矿石矿物。

【道马矿】 daomanite 成分 $CuPtAsS_2$。斜方晶系。呈板状晶体,晶体沿{010}生长,粒度 0.2～0.3 毫米。发育三组解理。性脆。钢灰色带黄色调,新鲜面银灰白色。条痕黑色。金属光泽。显微硬度(169～175)×9.8×10^6 帕。密度 7.303 克/厘米^3(计算)。无磁性,反光显微镜下淡黄带绿色,强非均质性。产于石榴子石角闪辉石岩或橄榄辉石岩中含铂的铜硫化物矿脉中,共生的铂矿物有砷铂矿、硫铂矿、碲铂矿等。是中国学者 1974 年发现的新矿物。

【辉砷镍矿】 gersdorffite 成分 NiAsS,含 Ni 35.4%,经常含铁和钴,后者可达 8%。等轴晶系。晶体呈八面体、五角十二面体或立方体与八面体聚形,通常呈粒状集合体。银灰色至钢灰色。条痕灰黑色。金属光泽。立方体解理偶见。硬度 5.5。密度 5.6～6.2 克/厘米^3。是热液成因矿物。常见于某些钴镍热液矿床中,与红砷镍矿等矿物共生。是炼镍的矿石矿物,同时可炼钴。

【红砷镍矿】 niccolite, nickeline, nickelite 又称**红镍矿**。成分 NiAs,含 Ni 43.9%,As 56.1%。六方晶系。通常呈致密块状集合体。浅铜红色。条痕褐黑。金属光泽。硬度 5。密度 7.6～7.8 克/厘米^3。是热液成因矿物。常见于钴镍热液矿床中,与方钴矿、方镍矿等共生,有时见于铜镍硫化物岩浆矿床中,但它仍然是后期热液过程的产物。在地表易氧化,变成苹果绿色的镍华。是炼镍的重要矿石矿物。

【方镍矿】 nickel-skutterudite 成分 $NiAs_3$,含 Ni 20.71%,常含少量钴和铁。等轴晶系。晶体呈立方体、八面体或二者的聚形。通常呈粒状和致密块状。钢灰色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 5.5～6。密度 6.4 克/厘米^3。主要产于钴镍砷化物热液矿脉中,与少砷方钴矿、方钴矿、红镍矿等共生。在地表易氧化而变成镍华,是炼镍的重要矿石矿物。

【方钴矿】 skutterudite 成分 $CoAs_3$,含 Co 20.77%,常含少量铁和镍。等轴晶系。晶体呈立方体、八面体或二者的聚形。集合体常呈致密粒状。锡白色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 5.5～6.0,密度 6.5～6.8 克/厘米^3。产于钴镍热液矿床中,与少砷方钴矿、方镍矿等共生。在地表易氧化,变成玫瑰红色的钴华。是炼钴的重要矿石矿物。

【安多矿】 anduoite 成分 $RuAs_2$,含 Ru 33.89%,Os 5.24%,Ir 2.20%,As 57.06%。斜方晶系。呈不规则粒状、块状,在砂光片中常为多晶集合体状态,集合体粒径 60～100 微米,暗铅灰色。条痕灰黑色。金属光泽。性脆。显微硬度 1120×9.8×10^6 帕。安多矿($RuAs_2$)与峨眉矿($OsAs_2$)属一完全类质同象系列,在安多矿原生矿石中还发现有 $OsAs_2$—$RuAs_2$ 的中间成员矿物(Ru,Os)As_2。与铬尖晶石及其他铂族矿物铱锇矿、砷铂矿等共生。是中国学者 1979 年发现的新矿物。

【双峰矿】 shuangfengite 成分 $IrTe_2$。三方晶系。呈直径为 0.5 毫米的集合体或 0.1 毫米×1 毫米的细脉状。黑色。条痕黑色。发育{0001}极完全解理。性脆。硬度 3。密度 10.14 克/厘米^3(计算)。是中国学者于 1994 年在北京附近铬铁矿床砂精矿中发现的新矿物。

【少砷方钴矿】 smaltite, smaltine 成分$(Co,Ni,Fe)As_{3-x}$,钴、镍、铁的含量在较大范围内变动。当镍和铁增多时,Me(Co+Ni+Fe):As 就显著偏离 1:3。等轴晶系。晶体呈立方体、八面体或二者的聚形,通常呈粒状和致密块状。锡白至钢灰色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 5.5～6。密度 6.4～6.8 克/厘米^3。主要产于钴镍砷化物热液矿脉中,与方镍矿、方钴矿、红镍矿等共生,在地表易氧化而变成钴华和镍华。是炼钴和镍的重要矿石矿物。

【硫镍钴矿】 siegenite 成分$(Co,Ni)_3S_4$,钴和镍的含量近于相等,各可达 29%,常含铜和铁。等轴晶系。晶体呈八面体。亮钢灰色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 5。密度 4.83 克/厘米^3。是热液成因的矿物。见于含钴镍的铜铅锌热液矿床中。是炼钴和镍的矿石矿物。

【硫钴矿】 linnaeite 成分 Co_3S_4,含 Co 58%,常含镍、铜和铁。等轴晶系。晶体呈八面体,通常呈粒状或致密块状集合体。浅亮钢灰色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 5～5.5。密度 4.85 克/厘米^3。是热液成因的矿物。见于含钴黄铁矿的接触交代矿床和某些含钴铜矿床中。常与其他含钴矿物一起作为钴矿石利用。

【辉砷钴矿】 cobaltite 又称**辉钴矿**。成分 CoAsS,含 Co 35.4%。等轴晶系或斜方晶系。晶体呈八面体、立方体、五角十二面体或它们的聚形;集合体呈粒状或致密块状。微带玫瑰红的锡白色。条痕灰黑。金属光泽。硬度 5～6。密度 6.0～6.5 克/厘米^3。是热液成因的矿物,产于某些接触交代矿床和含钴

热液矿脉中,在地表易氧化而变成玫瑰色的钴华。是炼钴的重要矿石矿物。

【砷铂矿】 sperrylite 成分 $PtAs_2$,含 Pt 56.5%。等轴晶系。晶体常呈立方体和八面体的聚形。锡白色。条痕暗灰色。金属光泽。硬度 6~7。密度 10.5~10.7 克/厘米^3。产于铜镍硫化物岩浆矿床中。这种矿床成因上与基性、超基性火成岩有关。砷铂矿与镍黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿以及铂族矿物共生。是炼铂的矿石矿物。

【辉钼矿】 molybdenite 成分 MoS_2,含 Mo 60%,常含有铼。有 3*R* 和 2*H* 两种多型,分别为三方和六方晶系。晶体呈六方板状,常呈鳞片状集合体。铅灰色。条痕为微带绿的灰黑色。金属光泽。硬度 1。解理平行底面{0001}极完全;薄片具挠性,有滑腻感。密度 4.7~5.0 克/厘米^3。主要产于与花岗岩、石英二长岩有关的高、中温热液矿床和接触交代矿床中。热液矿床中的辉钼矿多为三方晶系 3*R* 多型变体,富含铼。接触交代矿床中的辉钼矿多为六方晶系 2*H* 多型变体,贫铼。是炼钼和铼的重要矿石矿物。

【锡林郭勒矿】 xilingolite 成分 $Pb_{3+x}Bi_{2-2/3x}S_6$,($x \approx 0.3$)。单斜晶系。呈柱状或不规则粒状。铅灰色。金属光泽。显微硬度 $104.9 \times 9.8 \times 10^6$ 帕。密度 7.08 克/厘米^3。是中国学者 1982 年在内蒙古朝不楞铁矿床中发现的新矿物。

【辉铋矿】 bismuthinite, bismutinite 成分 Bi_2S_3,含 Bi 81.3%。斜方晶系。晶体呈长柱状或针状。柱面具纵条纹。微带铅灰的锡白色,表面常带灰黄斑状锖色。条痕铅灰色。金属光泽。硬度 2~2.5。解理平行{010}完全。密度 6.4~6.8 克/厘米^3。主要产于花岗岩分布地区的高温热液矿床中,与黑钨矿、锡石等共生。是炼铋的主要矿石矿物。

【辉锑矿】 stibnite, antimonite 成分 Sb_2S_3,含 Sb 71.4%。斜方晶系。晶体呈长柱状,柱面具纵条纹。集合体常呈放射状或粒状。颜色和条痕均为铅灰色,晶面常带暗蓝锖色。金属光泽。解理平行{010}完全,解理面上常可见横的聚片双晶纹。硬度2~2.5。密度 4.6 克/厘米^3。熔点很低(550℃)。是低温热液成因的矿物,常与雄黄、雌黄、辰砂等共生。是炼锑的重要矿石矿物。

【辰砂】 cinnabar 俗称**朱砂**、**丹砂**。成分 HgS,含 Hg 86.2%。三方晶系。晶体呈细小的厚板状或菱面体;集合体呈粒状、致密块状。猩红色,有时表面现铅灰色的锖色。条痕红色。金刚光泽。硬度 2~2.5。解理平行柱面{10$\bar{1}$0}完全。密度 8.09 克/厘米^3。是低温热液成因的矿物。有时可有外生成因的辰砂形成于氧化带的下部,由黑黝铜矿(含汞可达 13.71%的黝铜矿)分解而成。辰砂是炼汞的最主要的矿石矿物。还可作颜料、中药药用。过去以湖南辰州(今沅陵)所产最佳,故名。

【毒砂】 arsenopyrite 又称**砷黄铁矿**。成分 FeAsS,含 As 46.0%,常含钴、镍等,含钴高者称钴毒砂,钴含量最高可达 9%。单斜或三斜晶系。晶体呈柱状。晶面上有平行条纹。双晶呈星芒状三连晶。集合体常呈粒状和致密块状。锡白色,表面具浅黄的锖色。条痕灰黑色。金属光泽。密度 5.9~6.2 克/厘米^3。硬度 5.5~6。性脆。敲击时发出蒜臭味。金属矿床中分布最广的一种原生砷矿物,见于许多高温和中温热液矿床中。是制取各种砷化物的主要矿石矿物。钴毒砂是提取钴的矿石矿物。

【雌黄】 orpiment 成分 As_2S_3,含 As 61%。单斜晶系。晶体呈短柱状、板状或片状,也常呈梳状、块状以及粉末状集合体。柠檬黄色,有时微带浅褐色。金刚光泽至油脂光泽,解理面上呈珍珠光泽;暴露空气中易变为暗淡。硬度 1~2。解理平行{010}完全。薄片具挠性。密度 3.4~3.5 克/厘米^3。熔点很低(320℃),烧灼时发出蒜臭味。主要是低温热液成因的矿物,与雄黄、辉锑矿等共生。此外,见于火山喷发物中,与自然硫等共生。雌黄一名最早见于《黄帝内经》(公元前三世纪)。可作中药药用矿物。用于提取砷和砷化合物,制作杀虫剂、除草剂、熔炼砷合金、玻璃除色剂等。

【雄黄】 realgar 又称**鸡冠石**。成分 AsS,含 As 70.1%,单斜晶系。晶体呈短柱状,晶面具纵纹,通常呈粒状或致密块状,有时也呈土状及皮壳状集合体。橘红色。当暴露于光和空气中时,碎裂成橙黄色粉末。条痕淡橘红色。晶面呈金刚光泽,断口呈树脂光泽。硬度 1.5~2。密度 3.56 克/厘米^3。熔点很低(310℃),烧灼时发出蒜臭味。低温热液成因的矿物,常与雌黄等共生。是提取砷的重要矿石矿物。医疗上作药用矿物。雄黄一名最早见于《山海经》(公元前 8~5 世纪)。

【磁黄铁矿】 pyrrhotine, pyrrhotite 成分 $Fe_{1-x}S$,式中 x 通常为 0.1~0.2,含 Fe 39%~40%。有时含镍和钴。六方或单斜晶系。通常呈致密粒状块体。暗铜黄色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 4。密度 4.6~4.7 克/厘米^3。具磁性。见于各种类型的内生矿床中。常与黄铜矿等硫化物共生。

【黄铁矿】 pyrite 工业上又称**硫铁矿**,俗称**愚人金**。成分 FeS_2,含 S 53.4%。常含钴、镍和金。等轴晶系。晶体常呈立方体或五角十二面体,晶面上有条纹;集合体呈粒状或块状。浅黄铜色。条痕绿黑色。金属光泽。硬度 6~6.5。断口参差状。密度 4.9~5.2 克/厘米^3。在地壳中分布很广,可在各种不同的地质作用中形成。内生成因的黄铁矿主要产于热液矿床中。外生成因的黄铁矿见于沉积岩、煤层中,它往往呈结核状、团块状和浸染状。黄铁矿易风化而转变为褐铁矿,后者有时仍保留黄铁矿晶形的假象。是制取硫酸的主要矿石矿物,当成分中含金或钴、镍时,可综合利用。

【白铁矿】 marcasite 成分 FeS_2,与黄铁矿都是 FeS_2 的同质多象变体。斜方晶系。晶体呈板状,常呈鸡冠状复杂双晶;通常呈结核状、肾状或皮壳状集合体。淡黄铜色。条痕暗灰色。金属光泽。硬度 5~6。密度 4.6~4.9 克/厘米^3。在自然界的分布远较黄铁矿为少。内生成因的白铁矿见于热液矿床中;外生成因的主要见于炭质砂页岩中,呈结核状出现。当大量积聚时可作为制取硫酸的矿石矿物。

【绿硫钒矿】 patronite 成分 VS_4,含 V 28.4%。单斜晶系。常呈致密块状或粉末状集合体。暗灰或黑色。条痕灰黑色。金属光泽。硬度 2。密度 2.98 克/厘米^3。产于被酸性脉岩侵入的沥青质页岩中。是提取钒的矿石矿物。

【硒锑矿】 antimonselite 成分 Sb_2Se_3。斜方晶系。呈他形晶粒和放射针状,一般小于 20 微米。金属光泽。黑色。条痕黑色。显微硬度 $120 \times 9.8 \times 10^6$ 帕。密度 5.88 克/厘米^3。是中国学者 1993 年在贵州凯阳铀汞钼矿床的含铀方解石脉中发现的新矿物,与硒汞矿、白硒铁矿、硒铅矿等共生。

【碲金矿】 calaverite 成分 $AuTe_2$,含 Au 43.59%,Te 56.41%,常含少量银。单斜晶系。晶体呈细条片状,集合体呈粒状。铜黄至银白色。条痕灰绿色。金属光泽。硬度 2.5。密度 9.10~9.40 克/厘米^3。见于中低温热液矿床中,是提取金和碲的矿石矿物。

【碲银矿】 hessite 成分 Ag_2Te,含 Ag 62.86%,Te 37.14%,常含有自然金包裹体。单斜晶系或等轴晶系(形成于 155℃以上)。晶体呈短圆柱状,常呈粒状或块状集合体。铅灰至钢灰

色。金属光泽。断口参差状。硬度 2～3。密度 8.24～8.45 克/厘米^3，密度增大是由于含自然金包裹体所致。见于中低温热液矿床中。是提取碲和银的矿石矿物。

【高台矿】 gaotaiite 成分 Ir_3Te_8，含 Ir 35.6%，Te 62.8%，Pt 0.1%，Cu 0.2%，S 0.2%。等轴晶系。呈等粒状集合体，粒径 0.05～0.2 毫米。钢灰色。条痕黑色。金属光泽。硬度 3。显微硬度 $117 \times 9.8 \times 10^6$ 帕。无解理。性脆。密度 10 克/厘米^3（计算）。是中国学者 1994 年在铂砂矿中发现的新矿物，常与双峰矿紧密连晶。

【马营矿】 mayingite 成分 IrBiTe，含 Ir 34.6%，Bi 38.5%，Te 24.6%。等轴晶系。呈粒块状、粒状集合体，粒径 0.02～0.2 毫米，单个粒径 3～5 微米。钢灰色。粉末黑色。金属光泽。硬度 4，显微硬度 $178 \times 9.8 \times 10^6$ 帕。无解理。密度 12.77 克/厘米^3（计算）。与硫铱矿、双峰矿、高台矿、自然铱密切共生。是中国学者 1994 年发现的新矿物。

卤化物矿物

【卤化物矿物】 halide minerals 金属元素与氟、氯、溴、碘的化合物。其中氯化物分布最广，其次为氟化物，溴化物和碘化物极少见。形成氯化物的阳离子主要有钾、钠、钙、镁、铁、铜等，形成氟化物的阳离子主要有钠、铝、钾、钙、镁等，形成溴化物和碘化物的阳离子有银、铜、汞等。绝大多数氯化物矿物和氟化物矿物为离子键化合物，溴化物和碘化物为共价键化合物。氯化物矿物无色或浅色，透明度好，以玻璃光泽为主，硬度低，密度小，导电性弱，易溶于水。氟化物矿物无色或浅色，透明度好，硬度低，密度除含锶、钡的氟化物外，一般较小。溴化物和碘化物，透明度降低，光泽增强，具金刚光泽，密度增大。绝大部分氯化物矿物形成于海盆或湖盆中。大部分氟化物与热液作用有关。重金属元素溴化物和碘化物产于氧化带。

【萤石】 fluorite 又称**氟石**。成分 CaF_2，有时含稀土元素。富含钇者称为钇萤石。等轴晶系。晶体常呈立方体、八面体，较少呈菱形十二面体，尖晶石律穿插双晶常见。常呈块状集合体。通常为黄、绿、蓝、紫等色，无色者较少。玻璃光泽。硬度 4。解理平行八面体{111}完全。密度 3.18 克/厘米^3。加热时或在紫外线照射下显荧光，少数具有磷光。主要为热液成因，常成单矿物的萤石脉产出。有时也大量出现于铅锌硫化物矿床中。用作冶金的助熔剂；提取氟氢酸。无色透明者用于光学仪器，色美者可雕刻工艺品。

【赣南矿】 gananite 成分 α-BiF_3。等轴晶系。呈细小不规则粒状。棕至黑色。条痕暗灰。半透明。树脂到半金属光泽。显微硬度 $(135 \sim 153) \times 9.8 \times 10^6$ 帕。密度 8.928 克/厘米^3。是中国学者 1984 年在江西赖坑含钨石英脉中发现的新矿物。

【冰晶石】 cryolite 成分 Na_3AlF_6。单斜晶系。通常呈粒状或致密块状。无色、灰白或灰黄色。玻璃光泽。硬度 2～3。参差状断口。密度 2.95～3.01 克/厘米^3。见于伟晶岩脉内。用于炼铝工业及玻璃和搪瓷工业。

【石盐】 halite 成分 NaCl，含 Na 39.4%，Cl 60.6%。等轴晶系。晶体呈立方体，通常呈粒状或块状集合体。无色透明或灰白色。玻璃光泽，潮解表面呈油脂光泽。硬度 2.5。解理平行立方体{100}完全。密度 2.168 克/厘米^3。易溶于水。味咸。常产于古代或现代炎热干燥地区湖盆中和海滨浅水潟湖中。是最重要的食品及饲料辅料之一；提取金属钠和制造盐酸的重要原料；用于制碱和氯气。

【钾盐】 sylvine 成分 KCl，含 K 52.5%，常含溴、铷和铯。等轴晶系。晶体呈立方体，通常多呈致密块状集合体。无色透明或乳白色。玻璃光泽。硬度 1.5～2。解理平行立方体{100}完全。密度 1.97～1.99 克/厘米^3。味咸而苦涩。易溶于水。形成于干涸盐湖中。是制造钾肥的重要矿石矿物，同时在化学工业上用制各种含钾化合物。

【硇砂】 sal-ammoniac 成分 NH_4Cl，成分中可含少量溴和碘。等轴晶系。晶体呈四角三八面体和菱形十二面体的聚形。通常呈骸晶或树枝状集合体，亦呈纤维状、团块状、皮壳状、钟乳状、土状。无色、白色，间带浅灰色、黄色和褐色。玻璃光泽。贝壳状断口。硬度 1～2，密度 1.159 克/厘米^3。微具延展性，不易成粉末。味咸。产于自燃煤层及火山气孔中，系凝华产物。广泛应用于工业、农业和医药业。

【角银矿】 chlorargyrite 成分 AgCl，含 Ag 75.3%。等轴晶系。晶体呈立方体，少见；通常呈块状或被膜状集合体。新鲜标本无色或微带各种浅的色调。暴露于日光下，色变暗，直至成为黑色。结晶质的呈金刚光泽，隐晶质的呈蜡状光泽。硬度 1.5～2。具延展性。密度 5.55 克/厘米^3。角银矿往往见于干热地区银矿床的氧化带，是含银硫化物氧化后与下渗的含氯地面水反应而成。可作银矿石利用。

【光卤石】 carnallite 成分 $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$，含 Mg 8.7%，K 14.1%，常含溴，有时含微量铷和铯。斜方晶系。通常呈粒状或致密块状集合体。纯净者无色，有时因含有 Fe_2O_3 等包裹体而显淡红或褐色。油脂光泽，新鲜断口呈玻璃光泽。硬度 2～3。密度 1.60 克/厘米^3。极易潮解，味苦咸。是富含镁、钾的盐湖中最后形成的矿物，因此，它出现于沉积盐层的上部。是提取镁和钾的矿石矿物，其中铷、铯也可综合利用。

【氯铜矿】 atacamite 成分 $Cu_2Cl(OH)_3$。斜方晶系。柱状、板状晶体，集合体呈粒状、纤维状、块状及皮壳状等。亮绿色至深绿色。条痕苹果绿色。玻璃至金刚光泽。透明至半透明。具两组解理。断口贝壳状。性脆。硬度 3～3.5。密度 3.76 克/厘米^3。产于铜矿床氧化带中。用于药业。

氧化物氢氧化物矿物

【氧化物氢氧化物矿物】 oxides and hydroxides minerals 金属和硅元素阳离子与氧或氢氧根构成的化合物。本类矿物在地壳中分布广泛，约占地壳总质量的 17%，是主要的金属原料矿物。矿物中阳离子主要有硅、铁、锰、铝、钛、铬、铌、钽、锡、铀、钍和稀土元素等。矿物以离子键为主，常向共价键过渡。类质同象替代广泛。氧化物矿物一般晶形完好，颗粒较大。含镁、铝、硅的氧化物矿物一般无色或浅色，透明至半透明，玻璃光泽为主。含铁、铬、锰的氧化物矿物颜色较深，不透明或微透明，半金属光泽，具磁性。多数氧化物硬度较大，密度中等到较大。氢氧化物矿物晶形较差，颗粒细小。光泽、硬度、密度相对降低。氧化物矿物广泛形成于岩浆作用、热液作用、变质作用和表生作用中。氢氧化物主要是表生作用产物。

【赤铜矿】 cuprite 成分 Cu_2O，含 Cu 88.8%。等轴晶系。晶体呈细小八面体，有时呈针状或毛发状称为针赤铜矿；集合体呈粒状、致密块状或土状。暗红色。条痕褐红色。金刚光泽或半金属光泽。硬度 3.5～4。密度 6 克/厘米^3。形成于外生条件下，主要见于铜矿床氧化带，是含铜硫化物氧化后的产物。可作

为铜矿石利用。

【黑铜矿】 tenorite 成分 CuO，含 Cu 79.9%。单斜晶系。通常呈细鳞片状或土状集合体。黑或灰黑色。条痕灰黑色。半金属光泽。性脆。硬度 3.5。密度 5.8～6.4 克/厘米^3。主要见于铜矿床的氧化带。是含铜硫化物氧化后的产物。

【方镁石】 periclase 成分 MgO。等轴晶系。晶体呈立方体、八面体；集合体为不规则粒状。灰白、浅黄、褐至黑色。解理平行立方体{100}完全。硬度 5.5。密度 3.56 克/厘米^3。是变质成因的矿物，易水化转变为水镁石。

【红锌矿】 zincite 成分 ZnO，含 Zn 80.3%，常含少量锰和铁。六方晶系。通常呈粒状或致密块状集合体。深红至橙黄色。条痕橘黄色。金刚光泽。硬度 4～4.5。解理平行底面{0001}完全。密度 5.66 克/厘米^3。产于接触交代矿床中，与硅锌矿、锌铁尖晶石共生。是炼锌的矿石矿物。近年来利用红锌矿做表面弹性波器件。

【长白矿】 changbaiite 成分 $PbNb_2O_6$，含 PbO 44.12%，Nb_2O_5 53.43%。三方晶系。晶体成近六方形板状；集合体呈球粒状，球粒断面可见放射状和同心状构造，粒径一般 0.2～0.4 毫米，最大达 5 毫米。浅褐、褐黄、浅黄绿、乳白及无色。条痕白色，金刚光泽和珍珠光泽。透明至半透明。解理{0001}极完全，也见有清晰的菱面解理。断口参差状。显微硬度 $472.4\times9.8\times10^6$ 帕。性脆。密度 6.48 克/厘米^2。是中国学者 1978 年发现的新矿物。

【刚玉】 corundum 成分 Al_2O_3，有时含微量铁、钛或铬等。三方晶系。晶体常呈腰鼓状；集合体呈粒状、致密块状。颜色常为蓝灰色或黄灰色；透明且含有微量铬呈红色者，称为红宝石；透明且含微量钛和铁呈蓝色者，称为蓝宝石。玻璃光泽。硬度 9。密度 3.95～4.10 克/厘米^3。刚玉可由富含 Al_2O_3 而贫 SiO_2 的岩浆熔融体中结晶而出，见于刚玉正长岩和斜长岩中。亦见于火成岩与石灰岩的接触带，是火成岩去硅作用的产物。粘土质岩石经区域变质作用，可形成刚玉结晶片岩。红宝石和蓝宝石主要以来自地幔的深源包体形式赋存于碱性玄武岩中。当含刚玉的岩石遭受风化破坏后，可转入砂矿中。主要用作研磨材料，透明色美的红宝石和蓝宝石可作高档宝石。corundum 系由梵文 kuruvinda(红宝石)演变而来。

【赤铁矿】 hematite 俗称**红铁矿**。成分 Fe_2O_3，含 Fe 70%。三方晶系。晶体呈菱面体或板状。由磁铁矿氧化而成者可具有磁铁矿的假象，称为**假象赤铁矿**。集合体有各种形态：玫瑰花状或片状且呈金属光泽者称镜铁矿，细小鳞片状者称云母赤铁矿，鲕状集合体称鲕状赤铁矿，具放射状构造的肾状块体称肾状赤铁矿。赤铁矿晶体和块状赤铁矿呈铁黑至钢灰色。金属至半金属光泽。硬度 5.5～6。鲕状、肾状、土状和粉末状呈赭红色。光泽暗淡，硬度降低。条痕均为樱红色。密度 5.0～5.3 克/厘米^3。赤铁矿是自然界分布很广的铁矿物之一。它可形成于内生、外生和变质作用条件下，出现于各种不同成因类型的矿床中。内生的主要以热液成因为主，外生的主要由胶体溶液凝聚而成，具有鲕状、肾状等胶体形态的特征。在区域变质过程中，由铁的氢氧化物经脱水作用而形成。赤铁矿是炼铁的重要矿石矿物。还可作为矿物颜料。

【镜铁矿】 specularite, specular iron ore 赤铁矿的一个变种，为玫瑰花状或片状集合体。铁黑至钢灰色。金属光泽。常含极细磁铁矿包裹体而具磁性。主要见于热液成因铁矿床中。

【云母赤铁矿】 micaceous hematite 赤铁矿的一个变种。为细鳞片状集合体。钢灰色。金属光泽。见于沉积变质铁矿床中，由区域变质作用形成。

【沂蒙矿】 yimengite 成分 $K(Cr,Ti,Fe,Mg)_{12}O_{19}$。六方晶矿。呈不规则粒状、板状和薄片状。黑色。不透明。金属光泽。硬度 4.1。条痕褐色。密度 4.34 克/厘米^3。是中国学者 1983 年在山东沂蒙金伯利岩脉中发现的新矿物。

【金红石】 rutile 成分 TiO_2，含 Ti 60%，常含铁、铌、钽等。四方晶系。晶体呈粒状或针状，通常为四方柱与四方双锥的聚形；膝状双晶常见；集合体为粒状或致密块状。褐红色，含铁高时呈黑褐色。条痕浅褐或黄褐色。金刚光泽，含铁高时则现半金属光泽。硬度 6。解理平行四方柱{110}完全。密度 4.2～4.3 克/厘米^3。产于伟晶岩中的金红石，其成分中富含铁、钽和铌；在区域变质过程中，往往由钛铁矿分解而成，出现于片麻岩中，此外，还常见于区域变质岩系的石英脉内。当含金红石的岩石遭受风化破坏后，它聚集于砂矿中。

【板钛矿】 brookite 成分 TiO_2。斜方晶系。晶体呈板状。黄褐或红褐至黑色。条痕无色至褐黄色。金刚光泽。硬度 5～6。密度 3.9～4.0 克/厘米^3。产于区域变质岩系的石英脉中，或作为副矿物产于火成岩及变质岩中。

【锐钛矿】 anatase 成分 TiO_2。四方晶系。晶体呈近似八面体的四方双锥，少数呈板状或柱状。褐至黑色。条痕无色至浅黄。金刚光泽。硬度 5～6。密度 3.9 克/厘米^3。解理平行底面{001}和四方双锥{101}完全。产于区域变质岩系的石英脉中或作为副矿物产于火成岩及变质岩中。锐钛矿、板钛矿和金红石均为 TiO_2 的同质多象变体，但前二者在自然界的分布远较金红石为少。

【赤路矿】 chiluite 成分 $Bi_6Te_2Mo_2O_{21}$。六方晶系，呈微小粒状，一般小于 30 微米。硬度 3.2。密度 3.65 克/厘米^3。与石英、辉铋矿、辉钼矿、硫碲铋矿、钼铋矿、锡石共生。是中国学者 1989 年在福建赤路钼矿床石英脉中发现的新矿物。

【锡石】 cassiterite 成分 SnO_2，含 Sn 78.8%，常含铌、钽等。四方晶系。晶体一般呈四方双锥状、双锥柱状，膝状双晶常见；集合体呈不规则粒状。蜡黄、浅褐、深黑色。半透明至不透明。金刚光泽，断口呈油脂光泽。硬度 6～7。密度 6.8～7.0 克/厘米^3。主要产于花岗岩分布地区的伟晶岩、气化高温热液矿床(锡石石英脉)和锡石硫化物热液矿床中。伟晶岩产出的锡石呈双锥状，柱面不发育，常含铌、钽，颜色深黑。高温热液矿床产出的锡石呈双锥柱状，常含钨，颜色浅褐至暗褐。锡石硫化物矿床产出的锡石呈长柱状或针状，而且晶体细小，颜色蜡黄。原生锡矿床经风化破坏后，锡石常可转移到砂矿中。是炼锡的主要矿石矿物。

【方锑矿】 senarmontite 成分 Sb_2O_3。等轴晶系。常见晶形呈八面体或菱形十二面体；集合体呈粒状或块状，有时呈皮壳状。无色至灰白色。条痕白色。金刚至玻璃光泽。解理不完全。性脆。硬度 2～2.5。密度 5.22～5.78 克/厘米^3(实测)，5.583 克/厘米^3(计算)。为辉锑矿或自然锑氧化产物。

【软锰矿】 pyrolusite 发育完好晶形者称**黝锰矿**(polianite)。成分 MnO_2，含 Mn 63.2%。四方晶系。晶体呈细柱状或针状；通常呈块状、粉末状集合体。颜色和条痕均为黑色。光泽和硬度视其结晶粗细和形态而异；结晶好者呈半金属光泽，硬度较高；而隐晶质块体和粉末状者，光泽暗淡，硬度低，极易污手。密度 5 克/厘米^3 左右。为沉积锰矿床的主要成分之一；亦产于热液矿床。此外，在锰矿床的氧化带部分，它是所有原生低价锰矿物的氧化产物。

【六方锰矿】 nsutite 又称**恩苏塔矿**。成分 $Mn_x^{2+}Mn_{1-x}^{4+}O_{2-2x}$

$(OH)_{2x}$，$x = 0.06 \sim 0.07$。六方晶系，呈致密块状、粉末状。黑色、褐黑色。硬度 6.5～6.9，显微硬度(8100～9740)×9.8×10^6帕。是次生氧化锰矿石中广泛分布的一种锰矿物。与软锰矿、锰钾矿、钙锰矿、锰钡矿等共生。其放电效能极佳，是优质放电锰矿石的主要矿物成分。

【方锰矿】 manganosite 成分 MnO。含 Mn 77.44%，O 22.56%。等轴晶系。晶体呈八面体及菱形十二面体浑圆状。翠绿至绿色，氧化表面褐黑色。条痕棕色。玻璃光泽。透明至半透明。硬度 5～6。密度 5.18～5.36 克/厘米^3。产于锰矿床中，与黑锰矿、粒硅锰矿共生。

【晶质铀矿】 uraninite 成分 UO_2，常含钍、镭、稀土元素及铅等。等轴晶系。晶体以立方体或八面体为主，不常见；通常呈细粒状。黑色。条痕褐黑色。半金属光泽。硬度 5～6。贝壳状断口。密度 10～8 克/厘米^3，视铀被钍、稀土元素等置换量增加或放射性蜕变程度的增加而降低。具强放射性。主要产于伟晶岩和高温热液脉中。是提取铀的矿石矿物。

【沥青铀矿】 pitchbende 系晶质铀矿的沥青状隐晶质变种。常具显微干裂纹。沥青黑色。条痕黑色。树脂光泽或半金属光泽。硬度 3～5。断口贝壳状或参差状。密度 8.5～6.5 克/厘米^3，视铀被其成分中的钍、稀土元素等置换量增加或放射性蜕变程度的增加而降低。具强放射性。主要产于中、低温热液矿床和沉积矿床中。是提取铀最主要的矿石矿物。

【铀黑】 uranium black 成分 $UO_2 \cdot UO_3 \cdot PbO$。一般为非晶质。通常呈粉末状、土状集合体。灰黑、深灰或黑色。光泽暗淡。硬度 1～4。密度 2.8～4.8 克/厘米^3。硬度和密度都随成分中UO_3：UO_2 比值的增大而减小。具强放射性。按其形成条件可分为残余铀黑和再生铀黑。残余铀黑系晶质铀矿、沥青铀矿经不充分的氧化而成的残留产物，见于原生铀矿床的氧化带。再生铀黑是氧化带渗透下来的 U^{6+} 在胶结带内沉积并部分还原而成。是提取铀的矿石矿物。

【方钍石】 thorianite 成分(Th，U)O_2，含 ThO_2 70%～80%，含 UO_2 12%，常含稀土元素和铅。等轴晶系。晶形呈立方体或立方体和八面体的聚形，晶体通常细小，常出现依尖晶石律形成贯穿双晶。暗灰至黑色。条痕深灰色。树脂光泽或半金属光泽。硬度 6.5～7。参差状断口。密度 8.9～9.8 克/厘米^3，视放射性蜕变程度的增加而降低。具强放射性。主要产于伟晶岩及高温热液矿床中。也见于砂矿中。是提取钍和铀的矿石矿物。

【斜锆石】 baddeleyite 成分 ZrO_2，含 ZrO_2 80%～98%，常含铪，有时含铌、钽、稀土元素。单斜晶系。晶体呈板状或片状。白色或红黄色。玻璃光泽。硬度 6.5。解理平行底面{001}完全。密度 5.4～6.0 克/厘米^3。产于成因上与碱性—超基性岩有关的烧绿石碳酸岩矿床中，也常见于砂矿中。是提取锆的矿石矿物。

【密陀僧】 litharge 成分 PbO。四方晶系。晶体呈小板状和鳞片状。红色、浅黄红色。油脂光泽到无光泽。透明。解理{001}极完全，{110}中等。硬度 2。密度 9.14 克/厘米^3(人工合成者)。自然界比较稀少，产在铅矿床氧化带中。人工合成者为其低温变体(α-PbO)。可作药用。

【铅黄】 massicot 成分 PbO。斜方晶系。常呈粉末状或细鳞片状集合体。黄色。光泽暗淡。硬度 2。密度 8～9 克/厘米^3。是方铅矿和其他含铅矿物氧化而成。可作黄色颜料。

【铅丹】 minium 成分 Pb_3O_4。四方晶系。常呈粉末状块体，或细鳞片状集合体。鲜红色与黄色相间。条痕橙黄。光泽暗淡。硬度 2～3。密度 8.9～9.2 克/厘米^3。由方铅矿和白铅矿氧化而成。可作红色颜料和铅玻璃原料及药用。

【砷华】 arsenolite 俗称**砒石**。成分 As_2O_3。等轴晶系。与白砷石呈同质二象。晶体呈细小八面体；通常呈雪花状、土状或皮壳状集合体。无色或白色，有时带淡黄或淡红色。玻璃光泽。硬度 1.5。密度 3.72～3.88 克/厘米^3。解理平行八面体{111}中等。烧灼时发出蒜臭味。是原生砷矿物在地表风化时的产物，由于其不稳定性和溶解度大，在自然界不易保存。有剧毒，可作药用，农业上用制杀虫剂。

【白砷石】 claudetite 又名**砒霜**。成分 As_2O_3，单斜晶系。与砷华呈同质二象。晶体常呈片状、板状。无色、白色。玻璃光泽。透明或半透明。解理{010}完全。断口纤维状。硬度 2.5，密度 4.14 克/厘米^3。有挠性。不导电。摩擦发光。有剧毒。可供医药及杀虫之用。

【锑华】 valentinite 成分 Sb_2O_3，含 Sb 83.3%。斜方晶系。晶体呈柱状，柱面具纵条纹。颜色以白色、黄色为常见。金刚光泽。解理平行斜方柱{110}完全。硬度 2.5～3。密度 5.76 克/厘米^3。是含锑矿物氧化后形成的次生矿物。可作为锑矿石利用。

【铋华】 bismite，bismuth ocher 成分 Bi_2O_3。单斜晶系。通常呈土状、块状、被膜状或呈辉铋矿柱状晶形的假象产出。浅绿、黄、浅灰等色。玻璃光泽或土状光泽。硬度变化很大，致密块状者可达 4.5，土状者则降至 1。密度 8.64 克/厘米^3。是辉铋矿、自然铋氧化后所形成的次生矿物。

【钼华】 molybdite 成分 MoO_3。斜方晶系。晶体细小，呈针状或板状；通常呈土状集合体。黄绿或淡黄色。金刚光泽。硬度 1～2。密度 4.49～4.5 克/厘米^3。是辉钼矿氧化后形成的次生矿物。

【橙红石】 montroydite 又称**橙汞矿**。成分 HgO，含 Hg 92.61%。斜方晶系。常由细小柱状晶体组成蠕虫状、柱状或球状集合体。暗红、橙红、褐红至褐色。条痕橙红至黄褐色。玻璃至金刚光泽。解理{010}完全。硬度 2.5。可弯曲并具弹性。密度 11.23 克/厘米^3(人工合成者)，11.22 克/厘米^3(计算)。是汞矿床氧化带矿物。

【彭志忠石-6H】 pengzhizhongite-6H 成分$(Mg, Zn, Fe, Al)_4(Sn, Fe)_2(Al, \square)_{10}O_{22}(OH)_2$。三方晶系。六方板状晶体。浅黄褐色。条痕白色。透明，玻璃光泽。硬度≥8。密度 4.23 克/厘米^3。与石英、白钨矿、锡石等共生。是中国学者 1989 年在湖南安化白钨矿区发现的新矿物。

【石英】 quartz 石英包括三方晶系的低温石英(α-石英)和六方晶系的高温石英(β-石英)。常压下高温石英在 573～870℃之间稳定，高于 870℃将转变为高温鳞石英，低于 573℃则转变为低温石英。一般所称石英均指低温石英。三方晶系。晶体呈六方柱状，柱面具横纹。有左晶和右晶的区别。双晶很普遍，最常见的为道芬双晶和巴西双晶。通常呈晶簇或粒状、块状集合体。颜色不一，无色透明的称**水晶**，紫色的称**紫水晶**，黄色的称**黄水晶**，浅玫瑰色的称**蔷薇石英**，烟黄至暗褐色的称**烟水晶**。含针状金红石或电气石等包裹体的水晶称**发晶**。玻璃光泽，断口呈油脂光泽。硬度 7。断口贝壳状。密度 2.65～2.66 克/厘米^3。具旋光性和压电性。在自然界分布极广，大的石英晶体，主要见于伟晶岩的晶洞中，块状的常产于热液矿脉中，粒状石英是花岗岩、片麻岩和砂岩等众多岩石的主要矿物成分。“quartz”源于萨克森语或波希米亚语，1632 年在英语中开始使用。中国文献中，“石英”最早见于秦汉时期的《神农本草经》(公元前 2～3 世纪)，显然早于英文。

【压电水晶】 piezoquartz 是指可供作压电材料用的水晶。它要求在可用部分内无色透明，没有双晶、裂隙、包裹体以及其他种种缺陷。把它切割成单晶片后制成的谐振器、滤波器，具有最高的频率稳定性，频率误差可小至 10^{-9} 以内。广泛用于电子、电信设备中。光学水晶要求无色透明，无巴西双晶和裂缝等，用于制造石英折射计、红外线分析窗口、光谱仪等。形成于较高的温度条件下，常见于花岗岩的晶洞之中，也见于变质岩系的石英脉中。

【乳石英】 milky quartz 即呈乳白色的石英。其颜色是由于含细小分散的气态或液态包裹体所致。通常呈块状产出，见于各种石英脉中和石英岩中。

【钛铁矿】 ilmenite 成分 $FeTiO_3$，含 TiO_2 52.7%。三方晶系。晶体呈菱面体或厚板状，很少见；通常呈不规则粒状集合体。铁黑色。条痕黑色。半金属光泽。硬度 5～6。密度 4.72 克/厘米^3。微具磁性。常与磁铁矿一起见于基性岩中，也可产在碱性岩中。当含矿岩石遭受风化破坏后，钛铁矿常转入砂矿中。是炼钛的主要矿石矿物。

【钙钛矿】 perovskite 成分 $CaTiO_3$，含 TiO_2 58.9%，此外常含稀土、铌等。假等轴晶系(实际为斜方晶系。)晶形呈假立方体或八面体，晶面上常有平行立方体棱的条纹。灰黑、红褐和橙黄色。条痕白色或灰黄。金刚光泽。硬度 5.5。密度 4.2 克/厘米^3。常以副矿物存在于碱性岩中或某些变质岩中。

【褐锰矿】 braunite 成分 $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$，含 Mn 69.9%。四方晶系。晶体呈双锥状，也呈粒状和块状集合体产出。黑色。条痕褐黑色。半金属光泽。硬度 6。密度 4.7～5.0 克/厘米^3。由内生作用和变质作用形成，见于某些接触交代矿床、热液矿床和沉积变质锰矿床中，与黑锰矿等共生。是炼锰的矿石矿物。

【黑锰矿】 hausmannite 成分 $Mn^{2+}_2Mn^{4+}O_4$，含 Mn 72%。四方晶系。晶体呈四方双锥；通常呈粒状集合体。黑色，条痕棕橙或红褐。半金属光泽。硬度 5.5。解理平行底面{001}完全。密度 4.84 克/厘米^3。由内生作用和变质作用形成，见于某些接触交代矿床、热液矿床和沉积变质锰矿床中，与褐锰矿等共生。是炼锰的矿石矿物。

【尖晶石】 spinel 成分 $MgAl_2O_4$，常含铁、铬、锰、锌等。与铁尖晶石形成类质同象系列。在结构式中，镁原子数大于铁原子数。当后者大于前者时，则称为铁尖晶石。等轴晶系。晶体常呈八面体及八面体与菱形十二面体聚形；常依(111)形成尖晶石律接触双晶。红、绿、褐、黑等色。玻璃光泽。硬度 8。密度3.5～3.7 克/厘米^3。见于酸性侵入体与白云岩或白云质石灰岩的接触交代带中；也见于火成岩和变质岩中；在砂矿中也常出现。透明色美的尖晶石可作宝石。

【铁尖晶石】 hercynite 成分 $FeAl_2O_4$。常含镁、铬等。与尖晶石形成类质同象系列。等轴晶系。黑绿至黑色。硬度 7.5～8。密度 4.3 克/厘米^3。产于变质的富铁泥质岩石中。

【锌铁尖晶石】 franklinite 成分(Zn, Mn)Fe_2O_4。等轴晶系。晶体呈八面体，其棱线常带圆形；常呈圆粒状集合体。铁黑色。条痕红棕至黑色。新鲜断面呈金属光泽。微具磁性。硬度 6。贝壳状断口。密度 5.07～5.22 克/厘米^3。见于某些接触交代矿床中，与红锌矿、硅锌矿等共生。

【金绿宝石】 chrysoberyl 又称**铍尖晶石**。成分 $BeAl_2O_4$，含 BeO 19.8%。斜方晶系。常依(031)形成假六方的轮式连晶。解理平行斜方柱{110}中等。绿色或黄色。玻璃光泽。硬度 8.5。密度 3.75 克/厘米^3。见于花岗伟晶岩与其不同成分的围岩的接触带中。也见于砂矿床中。可作为高档宝石。

【黑钨矿】 wolframite 又称**钨锰铁矿**。成分(Fe, Mn)WO_4，是**钨铁矿**(ferberite)$FeWO_4$ 和**钨锰矿**(hübnerite, huebnerite)$MnWO_4$ 完全类质同象系列的中间成员。含 WO_3 76%，常含铌、钽等，但其成分中 MnO 和 FeO 的含量变化不定。其中含 FeO < 4.8% 者称为钨锰矿，含 MnO < 4.7% 者称为钨铁矿。单斜晶系。晶体呈平行{100}的板状或柱状。红褐至黑色，条痕黄褐至暗褐，均随含 Fe 量的增加而变深。半金属光泽。硬度 4.5～5.5。解理平行{010}完全。密度自钨锰矿的 7.1 克/厘米^3 至钨铁矿的 7.5 克/厘米^3。富含铁者具弱磁性。主要产于花岗岩分布地区的高温热液矿床中。是炼钨的主要矿石矿物，同时对其成分中铌、钽等元素可综合利用。

【铬铁矿】 chromite 成分(Fe, Mg)Cr_2O_4。与镁铬铁矿形成完全类质同象系列。在结构式中铁原子数大于镁原子数。当后者大于前者时，则称为**镁铬铁矿**(magnesiochromite)。等轴晶系。晶体呈细小的八面体，通常呈粒状和致密块状集合体。黑色。条痕褐色。半金属光泽。硬度 5.5。密度 4.2～4.8 克/厘米^3。具弱磁性。是岩浆成因的矿物，产于超基性岩中。当含矿岩石遭受风化破碎后，铬铁矿常转入砂矿中。是炼铬的最主要的矿石矿物，富含镁的劣质矿石可作高级耐火材料。

【磁铁矿】 magnetite 成分 $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$，含 Fe 72.4%，常含钛、钒等。钛在磁铁矿中，常呈钛铁晶石和钛铁矿片晶形式存在，系固溶体分离产物。这种富含上述片晶的磁铁矿，通称为**钛磁铁矿**(titanomagnetite)。等轴晶系。晶体呈八面体和菱形十二面体；通常呈粒状或块状集合体。铁黑色。条痕黑色。半金属光泽。硬度 5.5～6.0。密度 4.8～5.3 克/厘米^3。具强磁性，可为永久磁铁所吸引，少数磁铁矿也能吸引铁屑等物质。形成于内生作用和变质作用过程，见于岩浆成因铁矿床、接触交代铁矿床、气化高温含稀土铁矿床、沉积变质铁矿床以及一系列与火山作用有关的铁矿床中，是主要的矿物成分。此外，还常见于砂矿中。是炼铁的重要矿石矿物。如含钛、钒时，可综合利用。在自然条件下由赤铁矿还原而成的磁铁矿称为**穆磁铁矿**(mushketovite)。

【钒磁铁矿】 coulsonite 成分 $Fe^{2+}(Fe^{3+}, V)_2O_4$，含 V_2O_5 5%，除提炼铁外，还可以从中提取钒。

【铌铁矿】 niobite 成分(Fe, Mn)(Nb, Ta)$_2O_6$，含 Nb_2O_5 78.9%。与钽铁矿形成类质同象系列。斜方晶系。晶体呈短柱状或板状；常呈粒状集合体。铁黑或褐黑色。条痕灰褐色、暗红褐色。半金属光泽。硬度 6。解理平行{010}中等。断口次贝状到参差状。密度 5.2～6.25 克/厘米^3。产于花岗岩和花岗伟晶岩中，与绿柱石、电气石等共生。当含矿岩石遭受风化破坏后，常转入砂矿中。是提取铌和钽的主要矿石矿物。

【钽铁矿】 tantalite 成分(Fe, Mn)(Ta, Nb)$_2O_6$，含 Ta_2O_5 86.1%。与铌铁矿形成类质同象系列。斜方晶系。矿物的形态、物理性质、成因、产状和用途均与铌铁矿相似，惟密度 6.55～8.25 克/厘米^3，较铌铁矿高。参见"铌铁矿"。

【钽锰矿】 manganotantalite 成分 $MnTa_2O_6$，含 Ta_2O_5 74%～82.6%；常含铌。四方晶系。晶体呈短柱状或双锥状。黑色或浅褐黑色。条痕浅棕褐色至浅褐灰色。半金属光泽。硬度 6～6.5。断口参差状到次贝状。密度 7.85 克/厘米^3。产于花岗伟晶岩中，与钽铁矿、锡石、绿柱石、电气石等共生。当含矿岩石遭受风化破坏后，可转入砂矿中。是提取铌、钽的矿石矿物。

【骑田岭矿】 qitianlingite 成分(Fe, Mn)$_2$(Nb, Ta)$_2WO_{10}$。斜方

晶系。呈薄板状。黑色。半金属光泽。显微硬度(520～580)×9.8×10^6 帕。条痕褐色,密度 6.42 克/厘米^3。与石英、钾长石、铁锂云母、白云母、铌钽铁矿共生。是中国学者 1985 年在湖南骑田岭铁锂云母花岗伟晶岩中发现的新矿物。

【铌钇矿】 samarskite 成分$(Y,U,\cdots)(Nb,Ta)_2O_6$,常含钍、铁、锡、钛等。单斜晶系。晶体呈柱状或板状。通常呈变生非晶质。松脂黑色,表面常有黄褐色薄膜。条痕暗棕色或红褐色。树脂光泽。硬度 5～6。断口贝壳状。密度 5.2～5.7 克/厘米^3。具放射性。产于花岗伟晶岩中,与铌铁矿、黑稀金矿等共生。是提取钇、铀、铌、钽的矿石矿物。

【铌钙矿】 fersmite 成分$CaNb_2O_6$,含 Nb_2O_5 71%;含 TR_2O_3 4.8%～6.3%,在稀土铌钙矿中可达 15%。常含钛。斜方晶系。晶体呈短柱状,通常呈不规则粒状集合体。暗褐色或黑色,条痕浅灰褐色或淡褐色。树脂光泽。硬度 4.5。断口贝壳状。密度 4.7～4.8 克/厘米^3。具微弱的放射性。产于碱性岩、伟晶岩或碳酸岩中。是提取铌及稀土元素的矿石矿物。

【易解石】 eschynite 成分$(Ce,Th)(Ti,Nb)_2O_6$,斜方晶系。晶体细小,常呈柱状或板状。黑色,表面有褐色晕圈。条痕褐色至黑色。树脂光泽至半金属光泽。硬度 5～6。断口贝壳状。密度 4.9～5.3 克/厘米^3。具放射性。主要产于霞石正长岩等碱性岩及有关的伟晶岩和热液矿床中。是提取稀土及放射性元素的矿石矿物。

【钓鱼岛石】 diaoyudaoite 成分$(Na_{0.87}\ K_{0.02}\ Mg_{0.02}\ Ca_{0.01})\Sigma_{0.92}(Al_{10.84}\ Cr_{0.15}\ Si_{0.02})\Sigma_{11.01}O_{17}$。六方晶系。呈细粒板状。无色到淡绿色。透明。硬度 7.60。密度 3.30 克/厘米^3。是中国学者 1986 年在台湾省东北钓鱼岛附近海底表层沉积物中发现的新矿物。

【黑稀金矿】 euxenite 成分$(Y,U)(Nb,Ti)_2O_6$,其中$(Nb,Ta)_2O_5:TiO_2=1:2\sim1:3$。斜方晶系。晶体细小,常呈柱状或板状。黑色。表面常附有黄色薄膜。条痕浅黄色或浅红褐色。树脂光泽至半金属光泽。硬度 5.5～6.5。断口贝壳状。密度 4.5～5.9 克/厘米^3。具放射性。一般产于花岗伟晶岩中,与独居石、锆石、褐帘石、钍石、磷钇矿、铌铁矿等共生。是提取稀土金属和铀的矿石矿物。

【复稀金矿】 polycrase 成分$(Y,U)(Ti,Nb)_2O_6$,其中$(Nb,Ta)_2O_5:TiO_2=1:4\sim1:6$。斜方晶系。晶体呈柱状或薄板状。黑色,常带浅褐色和浅绿色调。条痕浅黄或浅红褐色。半金属光泽。硬度 5.5～6.5。断口贝壳状。密度 4.7～5.4 克/厘米^3。具放射性。产于花岗伟晶岩中,与黑稀金矿、独居石、磷钇矿、褐钇铌矿等共生。是提取稀土金属和铀的矿石矿物。

【烧绿石】 pyrochlore 又称**黄绿石**。成分$CaNaNb_2O_6F$,含 Nb_2O_5 达 56%。当铌主要被钽置换时,则成为细晶石。常含钽、稀土、铀等。等轴晶系。晶体呈八面体,通常呈不规则粒状或致密块状集合体。褐色或黄绿色,少数为黑色。条痕淡褐或淡黄色。树脂光泽。硬度 5～5.55。解理平行八面体{111}不完全。断口贝壳状。密度 4.12～4.36 克/厘米^3。具强放射性。产于碱性岩、伟晶岩或碳酸岩中,与锆石、磷灰石、钙钛矿等共生。是提取稀土元素、铌、钽及放射性元素的矿石矿物。

【蓟县矿】 jixianite 成分$Pb(W,Fe^{3+})_2(O,OH)_7$,含 WO_3 50.39%,PbO 38.7%。等轴晶系。呈微晶集合体,晶粒粒径 10 微米至不足 1 微米,以及蜂窝状、皮壳状。红色—褐红色。条痕黄色。强油脂光泽。透明。无解理。具弱电磁性。硬度约 3。密度 6.04 克/厘米^3(实测),7.42 克/厘米^3(计算)。是中国学者 1979 年发现的新矿物。

【细晶石】 microlite 成分$CaNaTa_2O_6(OH)$,含 Ta_2O_5 55%～77%。常含铌、钛、稀土、铀等。等轴晶系。晶体呈八面体。浅黄到褐色。条痕淡黄或淡褐色。玻璃光泽或树脂光泽。硬度 5～5.5。断口贝壳状或锯齿状。密度 5.9～6.4 克/厘米^3。产于钠长石化的花岗岩、花岗伟晶岩中,常与铌铁矿、钽铁矿、褐钇铌矿等共生。当含矿岩石遭受风化破坏后,可转入砂矿中。是炼钽、铌、稀土及铀的矿石矿物。

【安康矿】 ankangite 成分$Ba(Ti,V,Cr)_8O_{16}$。四方晶系。细小柱状晶体。黑色。不透明。玻璃或半金属光泽,硬度 6.5。条痕微带灰的黑色。密度 4.44 克/厘米^3。解理发育。无磁性。不溶于水。是中国学者 1988 年在安康石梯重晶石矿床石英脉中发现的新矿物,与石英、钡钙石、重晶石、钒云母共生。

【铈铌钙钛矿】 loparite 又称**钛铌钙铈矿**。成分$(Ce,Na,Ca)(Ti,Nb)O_3$。假等轴晶系。晶体细小,多呈立方体,常成尖晶石律的贯穿双晶。黑色或灰黑色。条痕褐色。表面光泽暗淡,新鲜断口呈油脂光泽。硬度 5.5～6。断口参差状。密度 4.6～4.9 克/厘米^3。溶于氟化氢(HF)。产于霞石正长岩等碱性岩及有关伟晶岩中,与榍石、异性石、霓石等共生。

【褐钇铌矿】 fergusonite 成分$Y(Nb,Ta)O_4$,常含铈、铀、钍等。与黄钇钽矿形成类质同象系列。四方晶系。晶体呈长柱状或腰鼓状。常呈变生非晶质。黄色、褐色、深褐色至黑色。条痕黄色至深褐色。光泽暗淡,新鲜断口呈半金属光泽至树脂光泽。断口贝壳状。硬度 5.5～6.5。密度 5.6～5.8 克/厘米^3。产于伟晶岩中,与锆石、独居石、褐帘石、黑稀金矿等共生。是提取稀土元素、铌、钽和放射性元素的矿石矿物。

【黄钇钽矿】 formanite 成分$YTaO_4$,含 Ta_2O_5 约 55%,常含铌、铒等。与褐钇铌矿形成类质同象系列。四方晶系。晶体呈柱状或双锥状,通常呈不规则粒状集合体。灰色、黄色或褐色。条痕为浅黄灰色。光泽暗淡,新鲜断口半金属光泽至树脂光泽。硬度 5.5～6.5。断口次贝壳状。密度 6.24～7.03 克/厘米^3。产于伟晶岩中,与独居石、黑稀金矿、硅铍钇矿等共生。是提取钽和稀土元素的矿石矿物。

【平谷矿】 pingguite 成分$Bi_6Te_2O_{13}$,含 Bi_2O_3 79.56%,TeO_2 20.17%。斜方晶系。单晶呈板柱状,大小 0.3～0.6 微米,集合体为粒状、圆球状。黄绿色和淡绿色。透明至半透明。玻璃光泽至金刚光泽。显微硬度(449～572)×9.8×10^6 帕。密度 8.44 克/厘米^3(实测),8.64 克/厘米^3(计算)。是中国学者 1994 年在金矿氧化带中发现的新矿物,某些氧化带中本矿物与自然金连生。

【水镁石】 brucite 又称**氢氧镁石**。成分$Mg(OH)_2$,常含铁、锰。三方晶系。常呈片状集合体,有时呈纤维状集合体。白色,有时带浅绿色。硬度 2.5。片状解理平行底面{0001}极完全。密度 2.35 克/厘米^3。常见于橄榄岩经过热液蚀变所成的蛇纹岩中,有时也见于白云石化的石灰岩中。

【软水铝石】 boehmite 又称**薄水铝矿**、**勃姆铝矿**。成分为 γ-AlO(OH),含 Al_2O_3 85%,常含铁和镓。斜方晶系。晶体极少见,常呈隐晶质块体或胶态。白色或微带黄色。玻璃光泽。硬度 3.5。解理平行{010}完全。密度 3.01～3.06 克/厘米^3,主要在外生作用中形成,是铝土矿的主要矿物成分。也偶见有热液成因的。是炼铝的重要矿石矿物,同时镓可综合利用。

【硬水铝石】 diaspore 又称**硬水铝矿**。成分 α-AlO(OH),含 Al_2O_3 85%,常含铁、锰等。斜方晶系。晶体极少见;通常呈细鳞片状集合体。白、黄褐、淡紫等色。玻璃光泽。硬度 6～7。解

理平行{010}中等。密度 3.3～3.5 克/厘米³。主要在外生作用中形成，偶见于某些接触交代矿床、热液矿床和结晶片岩中。硬水铝石是铝土矿的主要矿物成分，也是炼铝的重要矿石矿物。

【三水铝矿】 gibbsite　又称**水铝氧石**。成分 $Al(OH)_3$，含 Al_2O_3 65.4%，常含铁和镓。单斜晶系。晶体极少见；通常呈细鳞片状集合体，有时呈结核状、豆状或隐晶质块状。白、灰绿或浅红色。玻璃光泽。硬度 2.5～3。解理平行{001}极完全。密度 2.43 克/厘米³。主要是含铝硅酸盐矿物分解和水解的产物，在风化型或称红土型铝土矿矿床中大量出现，在沉积型铝土矿矿床中较少分布。是铝土矿的主要矿物成分。为炼铝的最重要的矿石矿物，同时镓可综合利用。

【铝土矿】 bauxite　不是独立的一种矿物，而是包括三水铝石、硬水铝石、软水铝石、赤铁矿、高岭石、蛋白石等多种矿物的混合体，因而成分变化很大。一般含 Al_2O_3 40.0%～75.0%，常含镓。通常呈致密块状、豆状、鲕状等集合体。灰、灰黄、黄绿、红、褐等色，常具棕色斑点。无光泽。是含铝较多的某些火成岩和变质岩在湿热条件下风化残留的产物，或由胶体沉积形成。是提炼铝最重要的矿石，也是镓的主要来源；此外用作高铝水泥、耐火材料。

【纤铁矿】 lepidocrocite　成分 γ-FeO(OH)，含 Fe 62.9%。斜方晶系。通常呈鳞片状或纤维状集合体。暗红至红黑色，条痕橘红或砖红色。半金属光泽。硬度 5。解理平行{010}和{001}完全，密度 4.1 克/厘米³。主要是由含铁矿物遭受氧化和分解而成的次生矿物，常与针铁矿共生。是炼铁的矿石矿物。

【针铁矿】 goethite　成分 α-FeO(OH)，含 Fe 62.9%。斜方晶系。晶体呈针状或柱状，通常呈肾状、钟乳状集合体。暗褐色。条痕褐色。半金属光泽。硬度 5～5.5。密度 4.0～4.4 克/厘米³。主要是由含铁矿物经过氧化和分解而形成的次生矿物，是构成褐铁矿的主要矿物成分。内生成因的针铁矿呈针状或柱状出现于某些热液矿脉中，但极少见。是炼铁的矿石矿物。

【褐铁矿】 limonite　成分 $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$，一般含 Fe 30%～40%。实际上不是一种单独的矿物，而是以针铁矿等铁的氢氧化物为主，包含含水二氧化硅和泥质等的混合体，因而成分变化很大。常呈块状、土状、钟乳状或葡萄状。黄褐色或深褐色。条痕黄褐色。光泽暗淡，硬度视其成分和形态而异，富含硅的致密块状者，其硬度可达 5.5；而富含泥质的土状者，其硬度下降至 1。是含铁矿物经过氧化和分解而成，尤其是金属硫化物矿床的地表部分，矿石遭受氧化后，常形成褐铁矿。此外，湖沼沉积成因的褐铁矿常成较大的聚积。可成为炼铁的矿石。

【钨华】 tungstite　成分 $WO_2(OH)_2$。斜方晶系。通常呈细鳞片状、粉末状和土状。黄、黄绿或橙黄色。硬度 1～2。解理平行{001}完全。密度 5.5 克/厘米³。见于钨矿床的氧化带中，是黑钨矿氧化后所形成的次生矿物。

【水锰矿】 manganite　成分 γ-MnO(OH)，含 Mn 62.4%。单斜晶系。晶体呈柱状，柱面具纵纹。在某些含锰热液矿脉的晶洞中常成晶簇产出；在沉积锰矿床中多呈隐晶块体，或鲕状、钟乳状集合体等。黑色。条痕褐色。半金属光泽。硬度 3～4。解理平行{010}完全。密度 4.2～4.3 克/厘米³。内生成因的水锰矿见于某些热液矿床中；外生成因的水锰矿广泛分布于沉积锰矿床中。是炼锰的矿石矿物。

【建水矿】 jianshuiite　成分 $(Mg, Mn, Ca)Mn_3^{4+}O_7 \cdot 3H_2O$，含 MnO_2 77.18%。三斜晶系。单晶细小(5 微米×0.5 微米)。不透明。棕一棕黑色。集合体疏松多孔。密度 3.5～3.6 克/厘米³。是黑锌锰矿族矿物中镁端员新矿物。是中国学者 1992 年发现的新矿物。

【硬锰矿】 psilomelane　成分 $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$，含 Mn 45%～60%。通常呈钟乳状、肾状和葡萄状集合体，亦有呈致密块状和树枝状。颜色和条痕均为黑色。半金属光泽。硬度 4～6。密度 4.4～4.7 克/厘米³。主要是外生成因的，见于锰矿床的氧化带和沉积锰矿床中，是炼锰的重要矿石矿物。

【钴土】 asbolite, asbolane　成分 $m(Co, Ni)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$，各组分变化很大，CoO 含量一般从百分之几到 19%，最高达 32%；含 NiO 11%。通常成土状或结核状。黑色而微带蓝色调。条痕黑色。硬度低，易污手。密度 3.1～3.7 克/厘米³。钴土是含钴的基性、超基性岩风化后形成的次生矿物，一般见于基性、超基性岩风化壳部位。是炼钴的矿石矿物，同时可炼镍。

硅酸盐矿物

【硅酸盐矿物】 silicate minerals　金属阳离子与硅酸根相结合的化合物。占已知矿物的四分之一，占地壳质量的四分之三，是自然界分布极广、种类众多的一类矿物。构成阳离子的主要是惰性气体型离子和过渡型离子，常见的有钙、钾、镁、铁、铝、锰、钛、钡、锆、锌、铍、铷、铯等。硅氧四面体是其基本结构单位，它们以离子键与阳离子结合。根据硅氧四面体连接方式及其与阳离子结合构成的各种类型硅酸盐，分为架状、岛状(包括群状)、环状、链状和层状硅酸盐五个亚类。

【硅氧四面体】 silicon-oxygen tetrahedron　是硅酸盐晶体结构中的基本构造单元。它是由位于中心的一个硅原子与围绕它的四个氧原子所构成的配阴离子$[SiO_4]^{4-}$，因周围的四个氧原子分布成配位四面体的形式，故名。在晶体结构中，各硅氧四面体可以各自孤立地存在，也可以通过公用四面体角顶上的一个、两个、三个以至全部四个氧原子相互连结而形成多种不同形式的络阴离子，从而形成不同结构类型的硅酸盐晶体。硅氧四面体的形式不一定是几何上的正四面体，往往有不同形式的畸变。

【岛状硅酸盐矿物】 nesosilicate mineral　硅酸盐类矿物按晶体结构特点划分的亚类之一。其配阴离子为单个的硅氧四面体$[SiO_4]^{4-}$。各硅氧四面体之间由金属离子(主要是 Mg^{2+}、Fe^{2+}、Ca^{2+}、Al^{3+}、Fe^{3+}等)相连而形成的硅酸盐矿物。例如，橄榄石$(Mg, Fe)_2[SiO_4]$等。岛状硅酸盐矿物往往呈较鲜明的色彩，其硬度和密度是各种亚类硅酸盐矿物中最高的，而形态和物理特性则随具体矿物而异。

【群状硅酸盐矿物】 sorosilicate mineral　硅酸盐类矿物的亚类之一。其配阴离子有双硅氧四面体$[Si_2O_7]^{6-}$、线状三重四面体$[Si_3O_{10}]^{8-}$以及双四面体和四面体共存$[Si_2O_7]^{6-}$ $[SiO_4]^{4-}$等形式，在晶体结构中孤立呈岛状，再以金属阳离子相连而形成硅酸盐矿物。例如，锰柱石 $Ca_2Mn^{2+}Mn_2^{3+}[Si_3O_{10}](OH)_4$、黝帘石 $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$等。一般将它们归入岛状硅酸盐矿物。

【环状硅酸盐矿物】 cyclosilicate mineral　硅酸盐类矿物按晶体结构特点划分的亚类之一。其配阴离子是由若干个硅氧四面体通过共用部分角顶(通常为 1/2 的角顶)而连结成的封闭环。例如，三方环$[Si_3O_9]^{6-}$、四方环$[Si_4O_{12}]^{8-}$、六方环$[Si_6O_{18}]^{12-}$及双层六方环$[Si_{12}O_{30}]^{12-}$等。各硅氧四面体环之间则由金属阳离子相连而结合成硅酸盐。例如，绿柱石 $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$。环状硅

酸盐矿物可呈各种颜色，一般呈柱状晶形，解理差，硬度高，密度则偏低。

【链状硅酸盐矿物】 inosilicate mineral　硅酸盐类矿物按晶体结构特点划分的亚类之一。在其配阴离子中，各个硅氧四面体之间通过共用半数角顶的方式相互连结而组成一维无限延伸的硅氧四面体单链；或者由两个平行的单链彼此再通过共用某些角顶而连接成一维无限延伸的硅氧四面体双链。链与链之间则由金属阳离子(主要是 Mg^{2+}、Fe^{2+}、Ca^{2+}、Na^{1+}、Al^{3+}等)相连而结合成硅酸盐。例如，钙铁辉石 $CaFe[Si_2O_6]$(单链)和透闪石 $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$(双链)。链状硅酸盐矿物以深色矿物占多数，一般呈平行于链的方向延伸的柱状或针状晶形，解理也平行于链的方向发育，硬度较高，密度一般低于岛状硅酸盐而高于其他两类的硅酸盐。

【层状硅酸盐矿物】 phyllosilicate mineral　硅酸盐类矿物按晶体结构特点划分的亚类之一。在其配阴离子中，各个硅氧四面体之间通过共用大部分角顶(通常是3/4的角顶)的方式相互连接而组成二维无限延展的硅氧四面体层。在层中，未被共用的硅氧四面体角顶上的氧还有剩余的负电荷，从而可以与金属阳离子(主要是 Mg^{2+}、Al^{3+}以及 Fe^{2+}、K^{1+}、Li^{1+}等)结合而形成硅酸盐。有时，部分硅氧四面体还可以被铝氧四面体所置换。此时，一部分共用的角顶上的氧也将出现剩余的负电荷而可与金属阳离子相结合。此外，一般还都含有附加阴离子$(OH)^-$。例如，滑石 $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$、白云母 $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$。层状硅酸盐矿物一般呈浅色(含铁者颜色加深)，具平行于层的片状晶形和极完全的片状解理，硬度低，密度亦偏低。粘土矿物多数是层状硅酸盐矿物。

【架状硅酸盐矿物】 tectosilicate mineral　硅酸盐类矿物按晶体结构特点划分的亚类之一。在其配阴离子中，每个硅氧四面体均以其全部的四个角顶与周围的硅氧四面体相连，组成三维无限连续的硅氧四面体骨架。其中，硅与氧的原子数之比为1:2，电荷已达平衡，但实际上总是有为数不超过一半的铝(个别情况下可以是铍)成类质同象置换配阴离子中的硅，从而产生剩余的负电荷得以与金属阳离子(主要是 K^{1+}、Na^{1+}、Ca^{2+}、Ba^{2+}等)结合而形成铝硅酸盐。例如，正长石 $K[AlSi_3O_8]$。架状硅酸盐矿物一般呈浅色，硬度较高，密度偏低，形态和物理特性则随具体矿物而异。

【橄榄石】 olivine　成分$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$。是镁橄榄石 $Mg_2[SiO_4]$—铁橄榄石 $Fe_2[SiO_4]$类质同象系列的总称。斜方晶系。晶体呈厚板状；通常呈粒状集合体。橄榄绿至黄绿色。玻璃光泽。硬度6.5~7。解理平行{010}不完全。断口贝壳状。密度3.2~3.5克/厘米^3。主要产于超基性和基性火成岩中，易蚀变为蛇纹石。此外，也是许多陨石的主要组分之一。含铁低者可作耐火材料，色泽优美者可作为宝石。

【镁橄榄石】 forsterite　成分 $Mg_2[SiO_4]$。与铁橄榄石 $Fe_2[SiO_4]$组成完全类质同象系列，是该系列中的富镁成员，含 $Fe_2[SiO_4]$分子小于10%。性质与橄榄石相似，帷色较浅，甚至可为无色或白色，密度稍低。主要产于接触变质或区域变质的不纯白云质大理岩中。参见"橄榄石"。

【贵橄榄石】 chrysolite　为橄榄石的一个中间成员，含 $Mg_2[SiO_4]$分子90%~70%，含 $Fe_2[SiO_4]$分子10%~30%。

【铁橄榄石】 fayalite　成分 $Fe_2[SiO_4]$。与镁橄榄石 $Mg_2[SiO_4]$组成完类质同象系列，是该系列中的富铁成员，含 $Fe_2[SiO_4]$分子在90%以上。性质与橄榄石相似，但当其成分中的铁氧化时，颜色则转为红褐至黑色；密度较大，可达4.4克/厘米^3。主要见于某些酸性或碱性的富钠火山岩中。也作为高温变质矿物见于榴辉岩中。

【钙镁橄榄石】 monticellite　成分 $CaMg[SiO_4]$。斜方晶系。晶体呈柱状、粒状。无色或灰白色。玻璃光泽。硬度5~5.5。解理平行{010}不完全。密度3.2克/厘米^3。产于高温接触变质的不纯大理岩中，也见于基性火成岩中。

【粒硅锰矿】 alleghanyite　成分 $Mn_5[SiO_4]_2(OH)_2$，含MnO 66%~72.5%。单斜晶系。晶体呈细小薄片状，可见聚片双晶；常呈不规则粒状、块状集合体。棕色、棕桃红色、紫红色。透明至半透明。玻璃光泽至土状光泽。硬度6。性脆。密度4克/厘米^3。与黑锰矿、菱锰矿共生。是优质锰矿石的矿物成分。

【硅锌矿】 willemite　成分 $Zn_2[SiO_4]$。常含少量锰、铁。三方晶系。晶体呈柱状和菱面体聚形。集合体呈块状、粒状或钟乳状。无色，含锰者显淡红色。玻璃光泽。断口贝壳状。性脆。硬度5~6。密度3.89~4.18克/厘米^3。紫外光下发鲜绿色荧光。主要产于铅锌硫化物矿床的氧化带，也见于接触交代的矿床中。大量聚积时可作为锌矿石。

【硅铍石】 phenakite　又称*似晶石*。成分 $Be_2[SiO_4]$，含BeO 45.5%。三方晶系。晶体呈扁菱面体或短六方柱状；集合体呈粒状、放射状或晶簇出现。无色、黄白或淡红色。玻璃光泽。硬度7.5~8。解理平行柱面{11$\bar{2}$0}不完全。断口贝壳状。密度3克/厘米^3。见于伟晶岩与基性岩的接触带、矽卡岩和热液脉中。是炼铍的矿石矿物。透明色美者可作宝石。

【羟硅铍石】 bertrandite　成分 $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$，含BeO 39.6%~42.6%。斜方晶系。晶体呈细小板状或柱状。无色或浅黄色。玻璃光泽。硬度6~7。解理平行{001}完全，{010}和{110}中等。密度2.6克/厘米^3。主要产于花岗伟晶岩与基性岩的接触带，此外，见于霞石伟晶岩中。是提取铍的矿石矿物。

【石榴子石】 garnet　曾称为*石榴石*。是石榴子石族矿物的总称。一般化学式为 $A_3B_2[SiO_4]_3$，其中A代表二价阳离子钙、铁、镁、锰等，B代表三价阳离子铁、铝、铬等；属岛状结构硅酸盐。类质同象现象广泛存在。常见的端员矿物有：镁铝榴石 $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$、铁铝榴石 $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$、锰铝榴石 $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$、钙铁榴石 $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$、钙铝榴石 $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$、钙铬榴石 $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$。一些含特殊成分的类质同象混晶有：黑榴石和钛榴石(含钛的钙铁榴石)、锆榴石(含ZrO_2约20%的钙铁榴石)、钇榴石(含钇的钙铁榴石)等。等轴晶系。晶体常呈完好的菱形十二面体{110}或四角三八面体{211}或这两者的聚形。颜色不一，有血红、暗红、褐红、褐、红褐、黄褐、黄绿、鲜绿、黑等色。玻璃光泽，断口油脂光泽。硬度6.5~7.5。密度3.1~4.3克/厘米^3。是典型的高温矿物和变质矿物。用制各种研磨材料，透明色美者可作为宝石。

【镁铝榴石】 pyrope　成分 $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$。晶体呈四角三八面体。暗血红色至玫瑰红色。硬度7.5。密度3.71克/厘米^3。见于榴辉岩以及超基性岩、特别是金伯利岩中。

【锰铝榴石】 spessartine　成分 $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$。晶体呈四角三八面体。深红、橘红或褐红色。硬度7~7.5。密度4.18克/厘米^3。见于花岗伟晶岩和区域变质岩中。

【铁铝榴石】 almandine　成分 $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$。晶体常呈四角三八面体。红、褐红或暗红色。硬度7~7.5。密度4.32克/厘米^3。见于花岗岩、花岗伟晶岩和区域变质岩中。

【钙铝榴石】 grossular　成分 $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$，常含二价铁和三

价铁。晶体多呈菱形十二面体。黄褐或黄绿色。硬度 6.5～7。密度 3.53 克/厘米^3。是接触交代作用的产物，为组成矽卡岩的主要矿物成分。

【钙铁榴石】 andradite 成分 $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$。含钛的称为**黑榴石**(melanite)，富含钛的称为**钛榴石**(schorlomite)，含锆的称为**锆榴石**，含钇的称为**钇榴石**。晶体常呈菱形十二面体与四角三八面体的聚形；集合体为粒状或块状。以褐色为常见，亦有黄、绿等色，黑榴石和钛榴石则呈黑色。硬度 7。密度 3.83 克/厘米^3。钙铁榴石是接触交代作用的产物，为组成矽卡岩的主要矿物成分。

【钙铬榴石】 uvarovite 成分 $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$。晶体较小。鲜绿色。硬度 7.5。密度 3.78 克/厘米^3。产于富含铬的超基性岩中。

【锆石】 zircon 又称**锆英石**、**风信子石**。成分$Zr[SiO_4]$，含 ZrO_2 67.1%，常含铪、稀土、铌、钽、钍和铀等。四方晶系。晶体呈四方柱状或四方双锥状；集合体呈粒状。含钍、铀高者常呈变生非晶质，称为**曲晶石**(cyrtolite)。褐黄色、灰色或无色。金刚光泽。硬度 7～8。密度 4.7 克/厘米^3。主要形成于火成岩特别是碱性岩中，也形成于碱性伟晶岩和花岗伟晶岩中，有时形成工业矿床。但锆石的主要矿床是滨海砂矿和冲积砂矿床。锆石有耐高温(熔点高达 2750℃)和耐腐蚀的特性，主要用于铸造工业，以及制造耐酸、耐火玻璃器皿，同时是提取锆和铪的主要矿石矿物。透明色美者可作为宝石。

【榍石】 sphene, titanite 成分 $CaTi[SiO_4]O$，含 TiO_2 40.8%，常含钇、铈。单斜晶系。晶体常呈横切面为斜形的扁平柱状或板状，也常呈粒状。依(100)的双晶常见。黄或浅褐色，有时为红、绿、黑色。玻璃光泽。硬度 5～6。解理平行斜方柱{110}中等。密度 3.3～3.6 克/厘米^3。榍石在许多火成岩中作为副矿物出现，在碱性伟晶岩中常有较大的晶体，也常见于砂矿中。大量聚集时作为炼钛的矿石矿物，并可综合利用钇、铈等。

【额尔齐斯石】 ertixiite 成分 $Na_2Si_4O_9$。等轴晶系。呈细小粒状。无色。透明。玻璃光泽。硬度 5.8～6.5。条痕白色。密度 2.35 克/厘米^3。是中国学者 1985 年在新疆阿尔泰含铌钽铍伟晶岩晶洞中发现的新矿物。

【蓝晶石】 cyanite, kyanite 成分 $Al_2[SiO_4]O$。与红柱石、矽线石均为 Al_2SiO_5 的同质多象变体。常含铁。三斜晶系。晶体常呈扁平柱状。蓝或蓝灰色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。在{100}晶面上平行晶体延长方向的硬度为 4.5，而垂直晶体延长方向的硬度则为 6.5～7，差异显著，故有二硬石之称。解理平行{100}完全，{010}中等。密度 3.56～3.68 克/厘米^3。产于区域变质的结晶片岩中，为粘土质岩石经区域变质作用形成。蓝晶石在 1300℃高温下分解成为富铝红柱石，后者是高级耐火材料。色泽艳美的蓝晶石可作宝石。

【蓝柱石】 euclase 成分 $BeAl[SiO_4](OH)$。单斜晶系。柱状晶体。无色或带白色色调，浅绿、浅蓝色。透明至半透明。玻璃光泽。一组解理完全，贝壳状断口。硬度 7.5，性脆。密度 3.0 克/厘米^3。产于伟晶岩与超基性岩接触带中。

【红柱石】 andalusite 成分 $Al_2[SiO_4]O$。与蓝晶石、矽线石均为 Al_2SiO_5 的同质多象变体。常含锰、铁。斜方晶系。晶体呈柱状，横断面近正方形；有时在柱的四角和中心可见有黑色炭质包裹物，在断面上排列成规则的十字形，这种红柱石特称**空晶石**(chiastolite)；集合体呈放射状，形似菊花，俗称菊花石。灰白、褐或红色。玻璃光泽。硬度 7。解理平行斜方柱{110}中等。密度 3.1～3.2 克/厘米^3。主要是接触变质产物，见于侵入体与泥质岩石的接触带中，也见于结晶片岩中。红柱石在 1380℃高温下将分解成为富铝红柱石，后者是高级耐火材料。色美透明的红柱石可作宝石。

【黄晶】 topaz 又称**黄玉**。成分 $Al_2[SiO_4](F,OH)_2$。斜方晶系。晶体呈柱状，柱面有纵纹。集合体呈柱状或粒状。无色透明。有时带浅黄、浅绿等色。玻璃光泽。硬度 8。解理平行{001}完全。密度 3.52～3.57 克/厘米^3。主要产于花岗伟晶岩、云英岩及高温热液钨锡石英脉内，也见于砂矿中。可作为研磨材料，透明色美者可作宝石，称托帕石。

【硅镁石】 humite 属硅镁石族，本族矿物的晶体结构由平行于(001)的若干层 $Mg_2[SiO_4]$ 层与一层 $Mg(OH,F)_2$ 层相间结合而成。根据 $Mg_2[SiO_4]$ 层数目的不同，本族矿物分为以下四种：**块硅镁石**(norbergite) $Mg_2[SiO_4]\cdot Mg(OH,F)_2$、**粒硅镁石**(chondrodite) $2Mg_2[SiO_4]\cdot Mg(OH,F)_2$、**斜硅镁石**(clinohumite) $4Mg_2[SiO_4]\cdot Mg(OH,F)_2$、硅镁石 $3Mg_2[SiO_4]\cdot Mg(OH,F)_2$，其中块硅镁石和粒硅镁石为斜方晶系，硅镁石和斜硅镁石为单斜晶系。但它们的形态、物理性质、成因和产状均相似。晶体呈板状或粒状；单斜晶系者可出现依(001)的聚片双晶；集合体呈块状或粒状。白色或黄色至棕色。玻璃光泽。硬度 6～6.5。解理平行{001}不完全。密度从 3.15 克/厘米^3(块硅镁石)至 3.30 克/厘米^3(斜硅镁石)。产于火成岩与白云质灰岩、白云岩的接触带，常与金云母、尖晶石共生。

【十字石】 staurolite 成分 $FeAl_4[SiO_4]_2O_2(OH)_2$，有时可含锰或钴。假斜方晶系，实际为单斜晶系。晶体呈柱状，常呈“十”字形或“X”形贯穿双晶，故称十字石。褐至褐黑色。硬度 7～7.5。解理平行{010}中等。密度 3.65～3.77 克/厘米^3。是区域变质作用成因的变质矿物，见于结晶片岩中，也见于砂矿中。

【莱河矿】 laihunite 成分 $(Fe^{2+}_3,Mg)Fe^{3+}_2[SiO_4]_2$。斜方晶系。晶体呈厚板状、短柱状，粒径一般 0.3～0.65 毫米。黑色。不透明。金属光泽到半金属光泽。条痕微带淡褐色。解理较发育。具弱—中磁性。密度 3.92 克/厘米^3。硬度 6.1，显微硬度 $890\times9.8\times10^6$ 帕。是中国学者 1976 年发现的新矿物。

【锂铍石】 liberite 成分 Li_2BeSiO_4，含 BeO 25.47%，Li_2O 23.43%。单斜晶系。晶体呈显微柱状。淡黄或乳白色。新鲜面呈丝绢光泽。硬度 7。解理平行{010}完全，{010}、{001}中等。断口贝壳状。密度 2.69 克/厘米^3。产于矽卡岩中。是中国学者 1964 年发现的新矿物。

【硅铍钇矿】 gadolinite 成分 $Y_2FeBe_2[SiO_4]_2O_2$，含 Y_2O_3 51.8%。常含其他稀土元素和钍等。单斜晶系。晶体呈柱状或扁柱状；集合体呈散粒状或致密块状。黑色或绿黑色。条痕绿黑色。玻璃光泽至树脂光泽。硬度 6.5～7。断口贝壳状。密度 4.0～4.65 克/厘米^3。具放射性。产于花岗岩和伟晶岩中。是提取钇的矿石矿物。

【符山石】 vesuvianite 成分 $Ca_{10}(Mg,Fe)_2Al_4[Si_2O_7]_2[SiO_4]_5(OH)_4$，常含硼、铍等。四方晶系。晶体呈四方柱状，常呈棒状和粒状集合体。黄绿或棕褐色。玻璃光泽。硬度 6.5。密度 3.34～3.44 克/厘米^3。是接触交代成因的变质矿物，见于酸性侵入体与石灰岩或白云岩的接触带中。

【黄长石】 melilite 成分 $Ca_2(Al,Mg)[(Si,Al)SiO_7]$。四方晶系。晶体呈短柱状或板状。蜜黄色至褐色。硬度 5～6。解理平行{001}不完全。密度 2.9～3.1 克/厘米^3。产于硅质灰岩热变质接触带及某些基性火山岩中。

【顾家石】 gugiaite 成分 $Ca_2Be[Si_2O_7]$，含 BeO 8.99%～9.49%。四方晶系。常呈四方板状。无色透明。玻璃光泽。硬度5左右。解理平行{110}完全，{001}中等。断口锯齿状。密度3.03克/厘米^3。产于碱性正长岩与石灰岩接触的矽卡岩中。是中国1962年发现的新矿物。

【黝帘石】 zoisite 成分 $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$。斜方晶系。晶体呈柱状，柱面具纵纹；常呈粒状集合体。灰色，有时带绿色。玻璃光泽。硬度6。解理平行{010}完全。密度3.25～3.36克/厘米^3。主要见于浅变质岩和热液矿床围岩蚀变部分，往往是基性斜长石遭受蚀变的产物。

【斜黝帘石】 clinozoisite 与黝帘石是 $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$的两个同质多象变体，单斜晶系。与绿帘石组成完全类质同象系列；性质与绿帘石相似。惟颜色较浅。产状相同于黝帘石。

【绿帘石】 epidote 成分 $Ca_2(Al,Fe)_3[Al_2O_7][SiO_4]O(OH)$。单斜晶系。晶体呈柱状，柱面具纵纹。集合体呈放射状或粒状。绿色或黄绿色。玻璃光泽。硬度6.5。解理平行{001}完全。密度3.35～3.38克/厘米^3。常见于接触交代矿床中，由矽卡岩矿物如石榴子石、符山石等蚀变而成。此外，在热液蚀变的基性火成岩中，有着广泛的分布。

【褐帘石】 allanite, orthite 成分 $(Ce,Ca)_2(Fe,Al)_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$，含 Ce_2O_3 11%，有时含钇、钍等。单斜晶系。晶体呈厚板状，通常呈浸染粒状。常呈变生非晶质。褐色至沥青黑色。树脂光泽。硬度5.5～6。断口参差状或次贝壳状。密度3.2～4.2克/厘米^3。具放射性。产于花岗岩、花岗伟晶岩及某些热液矿床中。是提取铈等稀土元素的矿石矿物。

【绿纤石】 pumpellyite 成分 $Ca_4MgAl_5[Si_2O_7]_2[SiO_4]_2(OH)_5\cdot H_2O$。单斜晶系。呈纤维状、针状集合体。绿褐色。玻璃光泽。硬度5.5～6.5。密度3.2克/厘米^3。产于蓝闪石片岩及其他区域变质岩，也产于玄武岩、细碧岩中。

【黑柱石】 ilvaite 成分 $CaFe_2^{2+}Fe^{3+}[Si_2O_7]O(OH)$。斜方晶系。晶体呈柱状，柱面上具纵纹；通常呈粒状或块状集合体。黑色。油脂光泽。硬度5.5～6.0。解理平行{001}和{010}中等。密度3.8～4.1克/厘米^3。产于接触交代铁矿床中，与钙铁榴石、钙铁辉石等矽卡岩矿物共生。

【钡铁钛石】 bafertisite 成分 $BaFe_2Ti[Si_2O_7]O(OH)_2$，含 BaO 29.98%，FeO 22.56%，TiO_2 15.39%。单斜晶系。呈针状集合体。红、黄红或浅褐色。硬度5。解理中等。密度3.96～4.25克/厘米^3。产于热液矿脉中。是中国学者1959年发现的新矿物。

【索伦石】 soulunite 成分 $Ca_2[Si_2O_5(OH)_2]\cdot H_2O$。斜方晶系。细粒状。白色。玻璃光泽至油脂光泽。密度2.68克/厘米^3。产于超基性岩体内的辉绿岩脉中。是中国学者1965年发现的新矿物。

【异极矿】 hemimorphite, calamine 成分 $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2\cdot H_2O$，含 Zn 53.7%。斜方晶系。晶体呈两端不对称的板状或柱状，故名。通常呈钟乳状、葡萄状或块状集合体。白色，有时呈蓝、绿等色。玻璃光泽。硬度4.5～5。解理平行斜方柱{110}完全。密度3.4～3.5克/厘米^3。产于铅锌硫化物矿床的氧化带。大量积聚时可作为锌矿石利用。

【蓝锥矿】 benitoite 成分 $Ba[Ti(Si_3O_9)]$。六方晶系。锥状、板状晶形。蓝、紫红、粉红、白色或无色。条痕无色。透明至半透明。玻璃光泽。硬度6.5～6.75。性脆。密度3.64～3.69克/厘米^3（实测），3.688克/厘米^3（计算）。产于蛇纹岩中，与钠沸石等伴生。

【包头矿】 baotite 成分 $Ba_4(Ti,Nb,Fe)_8O_{16}[Si_4O_{12}]Cl$，含 BaO 37.55%，$TiO_2$ 29.33%，Nb_2O_5 11.50%。四方晶系。晶体呈四方柱状。浅褐至黑色。玻璃光泽。硬度6。解理平行{110}中等。密度4.42克/厘米^3。产于石英脉中。是中国学者1959年发现的新矿物。

【斧石】 axinite 成分 $(Ca,Mn,Fe)_3Al_3[Si_4O_{12}](BO_3)(OH)$。三斜晶系。晶体大致成斜平行六面体而呈斧刃状，横切面楔形。棕色。玻璃光泽。硬度6.5～7。解理平行{100}中等。密度3.25～3.30克/厘米^3。主要产于接触交代矿床中。

【透视石】 dioptase 又称**绿铜矿**。成分 $Cu_6[Si_6O_{18}]\cdot 6H_2O$。含 CuO 50.4%。三方晶系。晶体呈短柱状。绿至蓝绿色，条痕绿色。玻璃光泽。解理平行菱面体完全。硬度5。密度3.28～3.35克/厘米^3。是铜硫化物的氧化产物，见于铜矿床的氧化带。

【绿柱石】 beryl 成分 $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$，含 BeO 11%～14%。六方晶系。晶体常见，呈六方柱状。一般为白色带绿。含微量 Cr^{3+} 或 Cr^{3+} 和 V^{3+} 而呈翠绿色并透明者称**祖母绿**；含 Fe^{2+} 或 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 而呈蔚蓝色透明者称**海蓝宝石**；含 Cs^+、Li^+、Mn^{3+} 而呈玫瑰色透明者称**铯绿柱石**。玻璃光泽。硬度7.5。密度2.9克/厘米^3。主要产于花岗伟晶岩中，而祖母绿主要产于花岗伟晶岩与超基性岩接触带的交代岩中，以及方解石-白云石热液脉中。是提取铍的主要矿石矿物。祖母绿、海蓝宝石、铯绿柱石可作为高、中档宝石。

【堇青石】 cordierite 成分 $Al_3(Mg,Fe)_2[Si_5AlO_{18}]$。斜方晶系。假六方柱状的贯穿三连晶常见，集合体通常呈块状或粒状。淡紫、淡蓝色最为常见。玻璃光泽。硬度7～7.5。解理平行{010}中等。密度2.60～2.66克/厘米^3。变质成因矿物，见于角岩和结晶片岩中。透明色美者可作宝石。

【电气石】 tournaline 电气石族矿物的总称。化学成分较复杂，是以含硼为特征的铝、钠、铁、镁、锂的环状结构硅酸盐矿物。类质同象发育，主要由以下三种端员组分构成：**黑电气石**(schorl)，$NaFe_3Al_6[Si_6O_{18}](BO_3)_3(OH)_4$、**镁电气石**(dravite)，$NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}](BO_3)_3(OH)_4$、**锂电气石**(elbaite)，$Na(Li,Al)_3Al_6[Si_6O_{18}](BO_3)_3(OH)_4$。三方晶系。晶体呈柱状。柱面具纵纹（见图），柱体横切面呈弧线三角形；也常呈放射状、针状或柱状集合体。黑电气石通常为绿黑色至深黑色，镁电气石的颜色变化于无色至暗褐色之间，锂电气石常呈玫瑰红色、蓝色或绿色。有时在一个晶体的两端，或晶体的中心与边缘部分，呈现不同的颜色。玻璃光泽。硬度7～7.5。密度2.9～3.2克/厘米^3。具热电性。产于花岗伟晶岩、气化高温热液脉和云英岩中的电气石属黑电气石-锂电气石系列；产于变质岩中，由交代作用形成的电气石属黑电气石—镁电气石系列。用作电磁屏蔽材料；声呐及无线电元件；超细粉碎后用于涂料及水处理材料，以净化空气和吸附细菌等有害物质。透明色美者可作宝石。


电气石的晶面纵纹

【异性石】 eudialyte 成分 $(Na,Ca)_6ZrSi_6O_{17}(OH,Cl)_2$，含 ZrO_2 11.84%～12.82%，常含稀土元素。成分中富钙以及负光性者称为**负异性石**(eucolite)。三方晶系。晶体呈菱面体或板状。玫瑰红或红色，负异性石呈褐色。玻璃光泽。硬度5～6。解理平行底面{0001}不完全。密度2.9～3.0克/厘米^3。产于碱性岩及其伟晶岩中，是提取锆的矿石矿物。

【辉石】 pyroxene 辉石族矿物的总称。根据所属晶系的不

同,可分为斜方辉石(正辉石)和单斜辉石(斜辉石)两个亚族。斜方辉石属斜方晶系,是由顽辉石 $Mg_2[Si_2O_6]$ 与铁辉石 $Fe_2[Si_2O_6]$ 组成的类质同象系列;单斜辉石属单斜晶系,主要有透辉石、钙铁辉石、普通辉石、霓石、锂辉石、硬玉等。辉石属链状结构硅酸盐矿物,成分中类质同象现象普遍。晶体多数呈短柱状。除成分中不含铁的辉石以外,颜色均较深,从绿色、棕色、褐色至黑色。玻璃光泽。硬度 5~7。斜方辉石中解理平行斜方柱{210}中等,解理面交角为 92°(88°);单斜辉石中解理平行斜方柱{110}中等,解理交角为 87°(93°)。密度 3.1~3.6 克/厘米^3。辉石是主要的造岩矿物。主要产于火成岩中,也可见于深成变质岩及矽卡岩中。富含钠的辉石称碱性辉石,如霓石,是碱性岩的主要造岩矿物。

【斜方辉石】 orthorhombic pyroxene 又称**正辉石**(orthopyroxene)。斜方晶系辉石的总称,是由顽辉石 $Mg_2[Si_2O_6]$ 和铁辉石 $Fe_2[Si_2O_6]$ 两个端员组分构成的完全类质同象系列。近年来国际矿物学会辉石小组拟定了辉石命名法,将这个系列中含 $Mg_2Si_2O_6 > 50\%$ 分子者称为顽辉石,含 $Fe_2Si_2O_6 > 50\%$ 分子者称为**铁辉石**(ferroaugite),而取消了这个系列的中间成员古铜辉石和紫苏辉石等名称。考虑到目前习惯上的用法,本书仍保留古铜辉石和紫苏辉石等名称。仍将这个系列中含 $Fe_2Si_2O_6 < 10\%$ 分子者称为**顽辉石**(enstatite),又称**顽火辉石**。含 $Fe_2Si_2O_6$ 为 10%~30%分子者称为**古铜辉石**(bronzite)。含 $Fe_2Si_2O_6$ 为 30%~50%分子者称为**紫苏辉石**(hypersthene)。晶体呈短柱状;集合体成粒状或块状。颜色随 Fe 含量的增高而加深:顽辉石为无色或带浅绿的灰色,紫苏辉石呈绿黑色或褐黑色,古铜辉石呈特征性古铜色。玻璃光泽。硬度 5~6。解理平行柱面{210}中等。密度 3.15~3.6 克/厘米^3,随铁含量的增高而增大。主要是基性岩浆结晶作用的产物,见于橄榄岩、辉石岩中。此外,也是区域变质程度较深的变质岩中常见的矿物。

【单斜辉石】 monoclinic pyroxene 又称**斜辉石**(clinopyroxene)。是单斜晶系辉石的总称。主要有透辉石、钙铁辉石、普通辉石、霓石、硬玉、锂辉石等。

【透辉石】 diopside 成分 $CaMg[Si_2O_6]$。与钙铁辉石形成完全类质同象系列,两者间的中间成员为**次透辉石**(salite)。单斜晶系。晶体呈柱状,横切面近于正方形;通常成粒状、棒状或放射状集合体。浅灰或浅绿色。玻璃光泽。硬度 5~6。解理平行柱面{110}中等。密度 3.3~3.4 克/厘米^3。是一种常见的接触交代矿物,为矽卡岩的主要矿物成分。此外,也有岩浆成因的,分布于基性、超基性岩中。用作陶瓷、玻璃原料及各种填料。

【绿辉石】 omphacite 成分 $(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)[Si_2O_6]$。单斜晶系。完整晶体少见,常呈柱状和柱粒状集合体。绿色、暗绿色,有时呈蓝绿、浅绿甚至灰白色。条痕无色或淡绿色。玻璃光泽。硬度 5~6。密度 3.29~3.37 克/厘米^3。主要产于榴辉岩中,亦见于蓝闪石片岩中。

【钙铁辉石】 hedenbergite 成分 $CaFe[Si_2O_6]$。与透辉石形成完全类质同象系列。单斜晶系。常成放射状或棒状集合体。暗绿至绿黑色。玻璃光泽。硬度5~6。解理平行{110}中等。密度 3.5~3.6 克/厘米^3。是一种常见的接触交代矿物,为矽卡岩的主要矿物成分。

【普通辉石】 augite 成分 $Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al)_2O_6]$,富含 TiO_2 和 Fe_2O_3 的称钛辉石。单斜晶系。晶体常呈短柱状,其横切面呈近于等边的八边形或假正方形;依(100)的接触双晶常见;集合体通常成粒状。暗绿色至绿黑色。玻璃光泽。硬度5~6。解理平行{110}中等。密度 3.2~3.6 克/厘米^3。是基性、超基性、部分中性火成岩以及某些变质岩的主要矿物成分。

【钛辉石】 titanaugite 普通辉石的一个变种。富含 TiO_2 和 Fe_2O_3,含 TiO_2 可达5%。主要产于基性火成岩中。

【异剥石】 diallage 指具有极为发育的(100)裂理的透辉石和普通辉石的统称。常见于辉长岩和辉石岩中。

【锂辉石】 spodumene 成分 $LiAl[Si_2O_6]$,含 Li_2O 8.1%,有时含铯。单斜晶系。晶体呈柱状,柱面具纵纹。双晶依(100)。集合体成板柱状或致密块状。灰白色,有时带微绿或微紫色调。玻璃光泽。硬度 6.5~7。解理平行柱面{110}中等至完全。密度 3.1~3.2 克/厘米^3。产于花岗伟晶岩中。是提取锂的主要矿石矿物。

【碱性辉石】 alkali-pyroxene 富含钠的辉石的总称。主要有霓石、硬玉等。

【霓石】 aegirine 同义名**锥辉石**(acmite)。成分 $NaFe[Si_2O_6]$。单斜晶系。晶体呈长柱状或针状,柱面上经常有纵纹。集合体成柱状、针状或放射状。暗绿色或墨绿色至黑色。亦见红褐色。条痕浅绿色。玻璃光泽。硬度 6。解理平行柱面{110}完全。密度 3.55~3.60 克/厘米^3。是碱性火成岩的造岩矿物,常见于霞石正长岩等碱性岩及其伟晶岩中。

【霓辉石】 aegirine-augite 成分 $(Na, Ca)(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Al)[Si_2O_6]$,与霓石构成固溶体系列。两者界限的划分是人为的。根据迪尔等的划分,$NaFeSiO_6$ 分子大于 70%者为霓石,介于 15%~70%者为霓辉石。斜方晶系。常呈柱状。暗绿至黑色、绿色、黄绿褐色,条痕无色。玻璃光泽。解理{110}完全,硬度 6,密度 3.40~3.55 克/厘米^3。是碱性岩浆晚期结晶产物,常见于碱性岩及其伟晶岩中。亦见于区域变质岩如蓝闪石片岩中。

【硬玉】 jadeite 成分 $NaAl[Si_2O_6]$。单斜晶系。通常成隐晶质致密块体。白色或浅绿至翠绿色。硬度 6.5~7。密度 3.3~3.4 克/厘米^3。出现刺状断口。质地坚韧。产于变质岩中。硬玉的集合体俗称**翡翠**,是名贵的玉石。

【矽线石】 sillimanite 成分 $Al[AlSiO_5]$。与蓝晶石、红柱石均为 Al_2SiO_5 的同质多象变体。斜方晶系。晶体呈针状,通常呈放射状和纤维状集合体。灰白色。玻璃光泽。硬度 7。解理平行{010}完全。密度 3.23~3.25 克/厘米^3。是标准的变质矿物。常见于侵入体与富含铝质岩石的接触变质带中,以及结晶片岩和片麻岩中。矽线石在 1545℃高温下分解成为富铝红柱石,后者是高级耐火材料。

【莫来石】 mullite 又称**富铝红柱石**。成分 $Al[Al_xSi_{2-x}O_{5.5-0.5x}]$。斜方晶系。呈针状或短柱状集合体,单晶横断面呈四边形。一组解理完全。硬度 6~7。密度 3.155~3.158 克/厘米^3。产于高温变质岩中。莫来石是高温条件下稳定矿物,红柱石、蓝晶石、矽线石等加热过程中都能转变成莫来石。莫来石是重要化工原料。

【硅灰石】 wollastonite 成分 $Ca_3[Si_3O_9]$。三斜晶系。通常呈片状、放射状或纤维状集合体。白色微带灰色。玻璃光泽,解理面上珍珠光泽。硬度 4.5~5.0。解理平行{100}完全,平行{001}中等,两组解理面交角为 74°。密度 2.78~2.91 克/厘米^3。主要产于酸性侵入岩与石灰岩的接触变质带,为构成矽卡岩的主要矿物成分。此外,还见于某些深变质岩中。用作:造纸、陶瓷、水泥、橡胶、塑料等的原料或填料;气体过滤材料和隔热材料;冶金的助熔剂等。

【蔷薇辉石】 rhodonite 成分 $(Mn, Fe, Ca)_5[Si_5O_{15}]$。三斜晶

系。晶体呈板状、短柱状，通常呈粒状或块状集合体。玫瑰红色。玻璃光泽。硬度 5.0～5.6。解理平行{100}和{0$\bar{1}$0}完全，夹角 92°，平行{001}中等。密度 3.40～3.75 克/厘米^3。可以形成于热液作用和接触交代作用中，也可经区域变质作用而见于结晶片岩中。在风化条件下，蔷薇辉石易氧化而形成黑色的氢氧化锰。可以作为工艺雕刻材料。

【纤钡锂石】 balipholite　成分 $BaMg_2LiAl_3[Si_2O_6]_2(OH,F)_8$，含 Li_2O 2%，BaO 19.7%，斜方晶系。浅黄白色。透明。玻璃光泽。呈针状、纤维状、放射状或平行束状集合体，纤维长达 1 厘米。集合体呈丝绢光泽。密度 3.33～3.35 克/厘米^3。产于含铁锂云母石英脉晶洞中。是中国学者 1975 年发现的新矿物。

【角闪石】 amphibole　简称**闪石**。是角闪石族矿物的总称。根据所属晶系的不同，可分为斜方角闪石和单斜角闪石两个亚族。斜方角闪石属斜方晶系，主要是直闪石；单斜角闪石属单斜晶系，主要有透闪石、阳起石、普通角闪石和蓝闪石、钠闪石等。角闪石属链状结构硅酸盐矿物，成分中类质同象现象普遍。晶体呈长柱状；集合体呈放射状、纤维状或粒状。除成分中不含铁的角闪石外，颜色均较深，从绿色、褐色至黑色。玻璃光泽。硬度 5～6。斜方角闪石中解理平行斜方柱{210}中等至完全，单斜角闪石中解理平行斜方柱{110}中等，两个方向解理面的交角为 124°(56°)。直闪石、钠闪石、透闪石、阳起石有时成为呈丝绢光泽的纤维状集合体，统称角闪石石棉。隐晶质致密块状的透闪石、阳起石称为软玉。角闪石是分布很广的造岩矿物，见于有关的火成岩和变质岩中。

【直闪石】 anthophyllite　成分$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$。斜方晶系。通常成放射状或纤维状集合体，后者构成直闪石石棉。颜色随铁含量增高而加深，有白、灰、绿及黄褐色等。玻璃光泽，纤维状集合体呈丝绢光泽。硬度 5.5～6。解理平行柱面{210}中等至完全。密度 2.8～3.3 克/厘米^3。主要产于富含镁的变质岩中。

【透闪石】 tremolite　成分 $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}](OH)_2$，常含铁。单斜晶系。晶体呈长柱状或针状；集合体成放射柱状或细长柱状，白色或浅灰色。玻璃光泽。硬度 5.5～6。解理平行柱面{110}中等。密度 2.9～3.0 克/厘米^3。是不纯灰岩或白云岩遭受接触变质的产物。在区域变质作用中，也可由不纯灰岩、基性岩等变质形成。用作：陶瓷、玻璃原料及各种填料。成纤维状者称透闪石石棉，隐晶质致密块状者与阳起石一起组成著名的"软玉"。

【阳起石】 actinolite　成分 $Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$，与透闪石成类质同象关系，其成分中透闪石分子的含量小于 80%。单斜晶系。晶体呈长柱状；集合体成放射柱状，也有呈粒状或块状，成纤维状者称阳起石石棉。呈不同程度的绿色，随铁含量的增多而加深。玻璃光泽。硬度 5.5～6。解理平行柱面{110}中等。密度 3.0～3.3 克/厘米^3。常产于含铁的接触变质矿床和接触变质石灰岩、白云岩中。此外，还常见于低级区域变质的片岩中。可作药用矿物。

【软玉】 nephrite　又称**闪玉**、**闪石玉**。以透闪石-阳起石矿物系列为主组分的隐晶质致密块状，质地里韧集合体。晶体主要为纤维状，显微镜下纤维交织呈毛毡状及卷缠状、无定向束状、簇状和捆状结构。常见的是深浅不同的各种绿色调，还有纯白、灰、蓝灰、浅灰白色，以及黄和红色的。软玉的绿色与翡翠不同，欠美观。半透明到微透明、油脂或蜡状光泽。密度 2.90～3.10 克/厘米^3，折射率 1.60～1.61。硬度 6～7。产于变质岩中。中国新疆和田盛产软玉，故又名**和田玉**，是著名的工艺材料。

【普通角闪石】 hornblende　成分 $NaCa_2(Mg,Fe,Al)_5[(Si,Al)_4O_{11}]_2(OH)_2$。单斜晶系。晶体呈柱状，其横切面为近于呈菱形的六边形；依(100)的接触双晶较常见；集合体通常呈粒状或放射状。暗绿、暗褐至黑色。玻璃光泽。硬度 5.5～6。解理平行柱面{110}中等。密度 3.11～3.42 克/厘米^3。是中性火成岩以及角闪石片岩、角闪石片麻岩、角闪岩等变质岩的主要造岩矿物，也见于花岗岩、辉长岩和碱性岩中。

【玄武闪石】 basaltic hornblende　是富含三价铁(由二价铁氧化而成)和钛，且附加阴离子$(OH)^{1-}$大部为O^{2-}所取代的一种普通角闪石。成分中 TiO_2 达 10%者称为**钛闪石**(kaersutite)。晶体呈柱状。褐黑至黑色。一般呈斑晶见于中性和基性喷出岩中。

【碱性角闪石】 alkali-amphibole　富含钠的角闪石的总称。主要有钠闪石、蓝闪石、钠铁闪石等。是组成碱性岩或变质岩的矿物。

【钠闪石】 riebeckite　成分 $Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$。单斜晶系。晶体呈柱状或针状；集合体呈纤维状的，称为青石棉。深蓝至黑色。玻璃光泽或丝绢光泽。硬度 4～5。解理平行柱面{110}中等。密度 3.44 克/厘米^3。主要产于碱性火成岩中。

【蓝石棉】 blue asbestos　又称**青石棉**(crocidolite)　钠闪石的纤维状变种。区域变质成因，通常呈脉状产于铁质和硅质的沉积变质岩中及某些碱性变质岩中。

【钠铁闪石】 arfvedsonite　又称**亚铁钠闪石**，成分 $Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$。单斜晶系。晶体呈短柱状或板状。深蓝至黑色。玻璃光泽。硬度 5.5～6。解理平行柱面{110}中等。密度 3.3～3.5 克/厘米^3。主要产于碱性花岗岩、正长岩和霞石正长岩中。

【蓝闪石】 glaucophane　成分 $Na_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$。单斜晶系。晶体呈柱状，集合体呈粒状、纤维状和放射状。深蓝至黑色。玻璃光泽或丝绢光泽。硬度 6～6.5。解理平行柱面{110}中等。密度 3.13 克/厘米^3。是在高压低温条件下形成的一种典型的变质矿物，见于蓝闪石片岩中。

【冻蓝闪石】 barroisite　成分 $CaNa(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})_2[(Si_7Al)O_{22}](OH)_2$。单斜晶系。柱状晶体。暗蓝绿色。密度 3.32 克/厘米^3。产于榴辉岩与蓝闪石片岩中，为高压变质矿物。主要共生矿物有蓝闪石、硬柱石、黑硬绿泥石、硬玉等。

【石棉】 asbestos　可剥分为柔韧细长纤维的硅酸盐矿物的统称。按成分和内部结构可分为两类：**蛇纹石石棉**(hydroforsterite)和**角闪石石棉**(amphibole asbestos)。蛇纹石石棉又称**温石棉**(chrysotile asbestos)，是纤维蛇纹石的变种。角闪石石棉则包括直闪石石棉、透闪石石棉、阳起石石棉、青石棉等。各种石棉均能劈分成很细的纤维，可加工纺织成石棉绳、石棉布等，具有隔热、保温、耐酸、耐碱、绝缘、防腐等特性。其中蛇纹石石棉的劈分性、柔性、抗张强度及耐热和绝缘等性能比角闪石石棉好，而角闪石石棉的耐酸、碱及防腐性能比蛇纹石石棉好。将石棉在研钵中进行研磨时，角闪石石棉可研成粉末，蛇纹石石棉则粘合成薄片。各种石棉广泛用作传动、制动、保温、隔热、绝缘、隔音、防腐、防酸等材料；蓝石棉还具有防化学毒物和净化放射性微粒污染空气的特性，用作过滤器材。

【滑石】 talc, talk　成分 $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$。单斜晶系。通常呈叶片状或致密块状集合体，致密块状者称块滑石。淡绿或白色，微带浅黄、浅褐、浅绿色。解理面上呈珍珠光泽。硬度 1，块滑石硬度稍高。解理平行底面{001}极完全。薄片具挠性。密

度 2.7～2.8 克/厘米^3。有滑腻感。是富含镁的基性或超基性岩石经过热液蚀变的产物;也有的是由白云岩经热液作用形成。此外,在区域变质中有时形成滑石片岩。用作造纸、医药、橡胶、油漆、化妆品、纺织品的填料;电瓷、日用陶瓷及水泥原料;润滑材料及耐火材料;亦可作中药药用。

【叶蜡石】 pyrophyllite 成分 $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$,常含镁。单斜晶系。通常呈片状、放射状或隐晶质致密块状集合体。灰白色,有时带黄、绿、褐、红等色。玻璃光泽,致密块体呈蜡状光泽。硬度 1～2。解理平行底面{001}极完全。薄片具挠性。有滑感。密度 2.66～2.90 克/厘米^3。主要由酸性火山岩和凝灰岩经热液蚀变而成,在某些铝质变质岩中也有产出。中国浙江青田的青田石,是白垩纪火山岩经热液蚀变形成的,以叶蜡石为主要成分的岩石,质地细密,是传统的工艺雕刻石料。此外用作陶瓷、玻璃、水泥原料;耐火材料;润滑剂、橡胶、纸张、医药、化妆品、洗涤剂、涂料的填料。

【蛇纹石】 serpentine 蛇纹石族矿物的总称。成分均为 $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$,是一种层状结构硅酸盐矿物。它的结构层是由一层硅氧四面体层与一层氢氧镁石八面体层结合而成的双层。结构层平坦如板者称**利蛇纹石**(lizardite);结构层卷曲成管状者称**纤蛇纹石**(chrysotile);结构层呈波状起伏如叶片者称**叶蛇纹石**(antigorite)。利蛇纹石为单斜晶系;纤蛇纹石为斜方或单斜晶系;叶蛇纹石为单斜晶系。隐晶质的利蛇纹石或纤蛇纹石或二者的混合物称胶蛇纹石。集合体通常呈致密块状、细条片状、叶片状或纤维状;呈纤维状集合体的纤蛇纹石称蛇纹石石棉或温石棉。颜色灰白、浅绿、深绿或黄绿色。蜡状光泽,石棉具丝绢光泽。解理平行{001}完全。块状者具贝壳状或参差状断口。硬度 2.5～3.5。密度 2.5～2.62 克/厘米^3。蛇纹石是超基性岩中的橄榄石、辉石受热液蚀变作用而成的产物;此外,白云石受热液作用也可形成蛇纹石。是制造钙镁磷肥的原料和耐火材料;质地细密,呈不同色调绿色的,称蛇纹石玉,是工艺雕刻品的玉石材料,其代表即中国辽宁岫岩所产的岫玉。

【胶蛇纹石】 serpophite 指呈隐晶质致密块状蛇纹石的统称。可以由利蛇纹石组成,也可以由纤蛇纹石组成,或者是二者的混合物。

【累托石】 rectorite 成分 $(K,Na)_x\{Al_2[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}\cdot 4H_2O$。单斜晶系(?),为云母和蒙脱石的有序混层结构,两者比值常为 1:1。叶片状,白色。一组解理完全,解理片具挠性。硬度小于滑石,具滑感。产于沉积岩中。用作钻探泥浆,优于膨润土;石油的催化剂载体;陶瓷和耐火材料原料。

【坡缕石】 palygorskite 又名**山软木**。成分 $Mg_5[Si_4O_{10}]_2(OH)_2\cdot 4H_2O$。单斜晶系,呈毛发状或纤维状,集合体呈毛毡状或土状。白、灰、浅绿、浅黄或浅褐色。硬度 2～3。密度 2.05～2.32 克/厘米^3。质松多孔,具吸水性,是富镁岩石风化产物,常与蒙脱石共生。用量最大的是石油钻探的泥浆;其他用于:医药、肥料、洗涤剂、化妆品、涂料的填料或载体;制糖、油脂、选矿、石油等的吸附脱色剂。

【海泡石】 sepiolite, meerschaum 成分 $Mg_8[Si_{12}O_{30}](OH)_4\cdot 12H_2O$,水分子中有 4 个为结晶水,其余为沸石水。斜方晶系。通常呈光滑致密的土状块体,在电子显微镜下可见由细小纤维杂乱堆积而成。白、灰或浅黄等色。光泽暗淡。性柔软,硬度2～2.5。密度 2.2 克/厘米^3。产于热液蚀变蛇纹岩和沉积海泡石粘土岩中。用做深井钻探的泥浆原料;化工、石油、金属选矿、污水处理、酿酒等的吸附剂和载体;密封材料、摩擦材料等。

【绢石】 bastite 呈叶片状的块体而具斜方辉石假象的蛇纹石。橄榄绿、灰绿或棕色。显丝绢光泽。由斜方辉石经热液蚀变而成。见于蚀变的基性、超基性火成岩中。

【高岭石】 kaolinite 因首先发现于中国江西省景德镇的高岭而得名。与迪开石、珍珠石、变埃洛石呈同质多象,成分都是 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$。单斜晶系。晶体在电子显微镜下可见呈细小的假六方片状,通常呈土状块体产出。纯净者白色,常因含有各种杂质而染有不同颜色,含有机质者呈黑色。光泽暗淡。硬度近于 1。断口平坦状。密度 2.6 克/厘米^3 左右。干燥时粘舌,用手易捏成粉末,潮湿时具有可塑性。主要是外生成因的,是正长石、云母等铝硅酸盐矿物的风化产物。此外,还有热液交代成因,为某些低温热液矿床的围岩蚀变产物。高岭石是陶瓷和电瓷的主要原料;搪瓷的釉料;纸张、油漆、橡胶、塑料、化纤、化妆品、清洁剂、医药、食品工业的填料。在中药中称"白石脂"。

【地开石】 dickite 与高岭石、珍珠陶土同为 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ 的多型变体。单斜晶系。是热液蚀变的产物。根据 X 射线数据与高岭石、珍珠陶土区别。

【变埃洛石】 metahalloysite 与高岭石、珍珠石、迪开石呈同质多象。成分 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$。单斜晶系。

【珍珠石】 nacrite 与高岭石、迪开石、变埃洛石呈同质多象。单斜晶系。是热液蚀变产物。根据 X 射线数据与高岭石、迪开石、变埃洛石区别。

【埃洛石】 halloysite 又称**多水高岭石**、**叙永石**。成分 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8\cdot 2\text{-}4H_2O$,相当于含层间水的高岭石(但构造不同)。单斜晶系。晶体在电子显微镜下可见呈细长的空心管状;通常呈土状块体产出。纯净者白色,常因含杂质而带有各种色调。光泽暗淡。硬度 1～2。疏松土状的具滑感,致密块状的常因干裂而成带棱角的碎块。断口平坦状。失水后不再重新吸水。密度 2.0～2.2 克/厘米^3。其外表特征与高岭石相似,正确区别需靠差热分析。为外生成因的矿物,最常见于岩石风化壳部位。用于陶瓷工业。

【蜡硅锰矿】 bementite 成分 $Mn_5[Si_4O_{10}](OH)_6$,含 MnO 34%～52.65%。单斜晶系。呈纤维状、鳞片状;集合体常呈粒状、块状,有时星射状、钟乳状。褐、褐红、深紫红、黄、灰色。半透明。蜡状—玻璃光泽。三组解理。硬度 6。密度 2.9～3.1 克/厘米^3。是优质锰矿石的矿物成分。

【肾硅锰矿】 caryopilite 成分 $Mn_6[Si_4O_{10}](OH)_8$,含 MnO 46%～53%。单斜晶系。呈块状、纤维状、席纹状集合体。深褐红色。蜡状—玻璃光泽。硬度 3～3.5,密度 2.83～2.91 克/厘米^3。是优质锰矿石的矿物成分。

【硅孔雀石】 chrysocolla 成分 $Cu_4H_4[Si_4O_{10}](OH)_8\cdot nH_2O$。单斜晶系。常呈皮壳状、钟乳状或土状块体。浅蓝绿色。条痕浅绿色。玻璃光泽或暗淡。硬度 2～4。断口参差状。密度2.0～2.3 克/厘米^3。常见于铜矿床的氧化带中,是原生含铜硫化物氧化后形成的次生矿物。与孔雀石相似,但遇盐酸不起反应,它的出现可作为找寻原生铜矿床的标志。

【水铝英石】 allophane 旧称**铝英石**。成分 $mAl_2O_3\cdot nSiO_2\cdot pH_2O$。一种胶体物质。非晶质。呈玻璃状外貌。颜色白、蓝或微黄。硬度 2.0～3.5。密度 1.85～1.90 克/厘米^3。是铝硅酸盐矿物风化的产物,与高岭石、埃洛石、水云母等共生。

【蒙脱石】 montmorillonite 又称**微晶高岭石**、**胶岭石**。成分 $(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$,水的含量变化很大。单斜晶系。通常呈土状块体。白色,有时带浅红、浅绿

色。光泽暗淡。硬度 1。密度约为 2 克/厘米^3。吸水性很强。吸水后其体积能膨胀增大几倍到十几倍,具有很强的吸附力和阳离子交换性能。是膨润土和漂白土的主要组成成分。主要是火山凝灰岩经风化作用的产物。主要用于钻探的泥浆;铸造冶金的粘结剂和稳定剂;石油、食品、化工、建筑、环保中用做吸附剂及絮凝剂;纸张、洗涤剂、橡胶、塑料、药品、涂料工业中用做填料。

【皂石】 saponite 成分$(\frac{1}{2}Ca,Na)_{0.33}(Mg,Fe)_3[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2\cdot 4H_2O$,蒙脱石族矿物。单斜晶系。呈肥皂状的块体。白色至浅红、浅蓝色。性柔软,具滑感,稍具塑性,可切割,不粘舌。产于蛇纹岩中。用作乳胶、化妆品、医药、橡胶、陶瓷、涂料和纺织工业的稳定剂、增稠剂和悬浮剂。

【绿脱石】 nontronite 又称**绿高岭石**、**囊脱石**。成分 $Na_{0.33}Fe_2^{3+}[(Al,Si)_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$,有时含镍。按其成分特征,实际上是一种含铁的蒙脱石。单斜晶系。通常呈隐晶质土状和致密块状集合体。黄绿或褐绿色。致密块状者呈蜡状光泽。贝壳状断口。硬度 2~2.5。密度 1.7~1.9 克/厘米^3。具滑感,主要是超基性岩中铁镁矿物风化分解后所形成的次生矿物。含镍的绿脱石可作为镍矿石利用。

【镍纤蛇纹石】 garnierite 又称**暗镍蛇纹石**、**硅镁镍矿**。成分 $Ni_4[Si_4O_{10}](OH)_4\cdot 4H_2O$,含 Ni 22.5%,常含镁。通常成皮壳状或土状。草绿色。光泽暗淡。硬度 2~2.5。密度 2.3~2.8 克/厘米^3。是含镍的超基性岩风化后形成的次生矿物,产于超基性岩的风化壳部位。是炼镍的重要矿石矿物。

【云母】 mica 云母族矿物的总称。主要包括白云母、黑云母、金云母、锂云母、铁锂云母等。是钾、铝、镁、铁、锂等的层状结构铝硅酸盐。由于多型的不同而可有不同的晶系。多为单斜晶系,即以 1*M*、2*M* 多型为常见。但对不同云母而言,不同多型的出现几率不相同。常呈柱状、板状或片状,集合体常呈鳞片状。玻璃光泽。解理面呈珍珠光泽。硬度 2~3。片状解理平行底面{001}极完全,可沿解理剥成具弹性的薄片。云母是分布很广的造岩矿物,常见于火成岩、沉积岩和变质岩中。"云母"一词始见于《神农本草经》,明李时珍引《荆南志》:"华云方台山出云母"。

【白云母】 muscovite 成分 $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$。单斜晶系。晶体呈假六方片状。薄片透明无色,厚时带黄、绿、棕等色。玻璃光泽,解理面呈珍珠光泽。硬度 2.5~3。片状解理平行底面{001}极完全。薄片具弹性。密度 2.76~3.10 克/厘米^3。具有高的电绝缘性、耐热性及强的抗酸、抗碱、抗压能力,产于花岗岩、伟晶岩、云英岩、云母片岩中,工业上的优质白云母则产于花岗伟晶岩中。用作高级电绝缘材料;高温窑炉和射线管的耐高温和酸碱的观察窗。边角废料和云母粉还可做建筑材料、造纸、颜料、塑料、橡胶等的填充料。

【绢云母】 sericite 白云母呈致密状微晶集合体的变种。常呈带黄绿或灰白色。具丝绢光泽。是中低温热液蚀变的产物。用于:制作云母纸以代替大片云母;耐热耐火的云母板和云母带;塑料、橡胶、油漆、化妆品、建筑材料的填料等。

【黑云母】 biotite 成分 $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$。单斜晶系。晶体呈假六方片状。黑色或深褐色。玻璃光泽。硬度 2.5~3。片状解理平行底面{001}极完全,薄片具弹性。密度 3.02~3.12 克/厘米^3。广泛分布于火成岩和结晶片岩、片麻岩中。

【金云母】 phlogopite 成分 $KMg_3[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$,常含钠。单斜晶系。晶体呈假六方片状。黄褐或红褐色,亦有无色或绿色者。玻璃光泽。硬度 2.5~3。片状解理平行底面{001}极完全。薄片具弹性。密度 2.70~2.85 克/厘米^3。主要是接触交代作用的产物,常见于侵入体与白云岩的接触带。此外,金伯利岩常含金云母。色浅质纯者用作电气工业上的绝缘材料。

【锂云母】 lepidolite 又称**鳞云母**。成分 $K(Li,Al)_3[(Si,Al)_4O_{10}](F,OH)_2$,含 Li_2O 1.23%~5.90%,常含铷、铯。单斜晶系。通常呈细鳞片状集合体。一般淡紫色,有时呈黄绿色。玻璃光泽。硬度 2~3。片状解理平行底面{001}完全。密度 2.8~2.9 克/厘米^3。主要见于伟晶岩中,亦常见于云英岩和高温热液脉中。用作陶瓷及特种玻璃原料;提炼金属锂,同时回收钾、铷和铯。

【铁锂云母】 zinnwaldite 成分 $K(Li,Fe^{2+},Al)_3[(Si,Al)_4O_{10}](F,OH)_2$,含 Li_2O 1.1%~5%。单斜晶系。晶体呈板状,通常片状集合体。淡黄或褐绿色。玻璃光泽。硬度 2~3。片状解理平行底面{001}完全;薄片具弹性。密度 2.9~3.2 克/厘米^3。主要产于云英岩中,亦见于伟晶岩、高温热液脉中。是提取锂的矿石矿物。

【脆云母】 brittle mica 脆云母族矿物的总称。是层间由二价金属阳离子相结合的层状结构硅酸盐。性质与云母相似,但硬度高而性脆。主要包括珍珠云母和硬绿泥石等矿物。

【珍珠云母】 margarite 成分 $CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$。单斜晶系。通常呈鳞片状集合体。白色、浅黄至灰色。硬度 3.5~4.5。珍珠光泽。解理平行{001}完全。性脆。密度 3.05 克/厘米^3。是典型的变质矿物,见于云母片岩和绿泥石片岩中。

【硬绿泥石】 chloritoid 成分 $(Fe,Mn)_2Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_4$。单斜晶系,晶体常呈假六方片状,集合体呈玫瑰花状,双晶常见。暗绿色至绿黑色。玻璃光泽。硬度 6.7~7。解理平行{001}完全,但比云母稍差。性脆。密度 3.26~3.57 克/厘米^3。硬绿泥石是经受浅变质作用的泥质片岩中的常见矿物,在变质程度很深的岩石中往往不存在。偶尔也见于热液矿脉中。

【黑硬绿泥石】 stilpnomelane 成分 $K(Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_{10}[Si_{12}O_{30}](OH)_{12}$。单斜晶系。呈薄片状、纤维状或绒毛状。黑色、深红褐色、金褐色或暗绿色。半透明至近于不透明。珍珠光泽至玻璃光泽。硬度 3~4。密度 2.8 克/厘米^3。产于蓝闪石片岩中,与蓝闪石、硬柱石等共生。

【绿泥间蜡石】 lunijianlaite 成分 $Li_{0.732}Al_{6.159}[Si_7AlO_{20}](OH,O)_{10}$。单斜晶系。针状,放射状集合体,白色、透明,珍珠至玻璃光泽,集合体丝绢状光泽,硬度 2,密度 2.75 克/厘米^3,是中国学者 1992 年在福建青田叶蜡石矿床中发现的新矿物。

【绿泥石】 chlorite 绿泥石族矿物的总称。成分比较复杂,是镁、铁、铝的铝硅酸盐,常含钙、钛、锰、铬等。按化学成分的不同可分为正绿泥石和鳞绿泥石两个亚族。正绿泥石中 FeO 和 Fe_2O_3 的含量不超过 MgO 和 Al_2O_3 的总量,一般结晶较粗,主要有叶绿泥石和斜绿泥石;鳞绿泥石中的 FeO 和 Fe_2O_3 超过 MgO 和 Al_2O_3,故又称富铁绿泥石亚族,晶体一般很细小或呈隐晶质,主要有鳞绿泥石和鲕绿泥石。绿泥石为单斜晶系。晶体呈板状,集合体呈片状、鲕状(鲕绿泥石)或致密块状。深浅不同的绿色。解理面呈珍珠光泽。硬度 2~2.5。片状解理平行{001}极完全。薄片具挠性。常见于变质岩中,是构成绿泥石片岩的主要矿物成分;也常见于热液蚀变的岩石中。鲕绿泥石则为海洋沉积成因,大量聚积时,可作炼铁矿石。

【叶绿泥石】 pennine, penninite 成分 $(Mg,Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}]$

$(OH)_8$。单斜晶系。晶体呈假六方板状或腰鼓状,常依(001)成接触双晶,通常呈叶片状集合体。绿色或绿黑色。解理面呈珍珠光泽。硬度 2~2.5。解理平行底面{001}极完全,薄片具挠性。密度 2.60~2.85 克/厘米^3。是最常见的一种绿泥石,主要由含铝的铁镁硅酸盐矿物如黑云母、辉石、角闪石等蚀变而成,见于中性、基性火成岩中。在变质岩中则是绿泥石片岩和千枚岩的主要矿物成分。可作药用。

【斜绿泥石】 clinochlore 成分$(Mg,Fe)_{4.75}Al_{1.25}[Al_{1.25}Si_{2.75}O_{10}](OH)_8$。单斜晶系。晶体呈假六方片状,集合体呈鳞片状。草绿至淡橄榄绿色。解理平行底面{001}极完全。薄片具挠性。密度 2.61~2.78 克/厘米^3。产状同叶绿泥石。

【鲕绿泥石】 chamosite 成分$(Fe,Mg)_3(Fe^{2+},Fe^{3+})_3[AlSi_3O_{10}](OH)_8$,含 FeO 34.3%~42.3%。单斜晶系。通常呈鲕状集合体。深灰色至黑色。条痕绿灰色。硬度 3。密度 3.03~3.40 克/厘米^3。是典型的海相化学沉积物,形成于浅海地区。其巨大的层状体可作为铁矿石开采。

【鳞绿泥石】 thuringite 成分$(Mg,Fe)_3(Fe^{3+},Fe^{2+})_3[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$,FeO 19.8%~39.3%,$Fe_2O_3$ 7.2%~31.7%。实际上是一种富含铁的鲕绿泥石。单斜晶系。呈隐晶质致密块体,有时呈细鳞片状。橄榄绿色至绿黑色。条痕绿灰色。鳞片呈珍珠光泽。硬度 2~2.5。解理平行底面{001}完全。密度 3.15~3.19 克/厘米^3。成因和用途同鲕绿泥石。

【水云母】 hydromica 水云母族(也称伊利石族)矿物的总称。其化学成分中的钾含量较云母低而水含量则较之为高,是云母族矿物向蒙脱石族矿物转变的过渡产物。通常呈鳞片状,具珍珠光泽,弹性较云母差,有滑腻感。是组成粘土的主要矿物成分。主要包括水白云母(伊利石)、水黑云母等矿物。

【伊利石】 illite 又称**水白云母**(hydromuscovite)。成分$K_{<1}Al_2[(Al,Si)Si_3O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$。水的含量变化很大。单斜晶系。常呈鳞片状块体。白色。不具膨胀性和可塑性。是火成岩、云母片岩、片麻岩等岩石中云母的风化产物。用作陶瓷、耐火材料、玻璃的原料;橡胶、油漆、建材、食品、化妆品、药品的填料;制造钾肥和钾明矾等。中药称"银精石"。

【蛭石】 vermiculite 成分$(Mg,Fe,Al)_3[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2\cdot 4H_2O$,常变化不定。单斜晶系。通常呈片状。褐色、黄褐色或古铜色。油脂光泽。硬度 1~1.5。片状解理平行{001}完全,薄片具挠性,有时微具弹性。密度 2.4~2.7 克/厘米^3。烧灼后呈银白色,体积可膨胀 18~25 倍。是黑云母、金云母等矿物风化或热液蚀变的产物。由于优良的防火、隔热、隔音性能,用于建筑、石油、化工、纺织及航空工业中,作为骨料或填料;衬垫材料、润滑剂、污水和油污吸收剂、过滤材料、肥料载体及土壤疏松剂等。中药用称"金精石"。

【海绿石】 glauconite 成分$(K,Na)(Fe^{3+},Fe^{2+},Al,Mg)_2[(Si,Al)Si_3O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$,各组分含量变化大。单斜晶系。常呈细小球粒或鲕状体分散于硅质或粘土质碳酸盐岩中,或呈细粒状集合体。暗绿至绿黑色。无光泽。硬度 2~3。密度 2.2~2.8 克/厘米^3。是外生成因的矿物,产于浅海相沉积岩和近代海底沉积物中。是铝硅酸盐矿物碎屑的海底分解产物。可作为钾肥原料。

【南平石】 nanpingite 成分$CsAl_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH,F)$。单斜晶系。呈片状、鳞片状集合体。白色、无色。玻璃光泽。解理面上具珍珠光泽,硬度 2~3。密度 3.11 克/厘米^3。是中国学者 1988 年在福建南平伟晶岩中发现的新矿物。

【鱼眼石】 apophyllite 成分$KCa_4[Si_4O_{10}]_2(F,OH)\cdot 8H_2O$。根据结构中氟大于羟,或反之,而分为氟鱼眼石和羟鱼眼石。四方晶系。晶体常见,呈双锥状、等轴状或板状;集合体呈叶片状。新鲜的无色,经过风化或部分蚀变的呈现雪白至乳白色,含有杂质时呈浅黄色或红色。解理平行底面{001}完全。硬度 4.5~5。密度 2.3~2.4 克/厘米^3。是低温热液矿物,产于火山岩的气孔中,与沸石、葡萄石、方解石等共生。

【硅硼钙石】 datolite 成分$Ca_2[B_2Si_2O_8(OH)_2]$。单斜晶系。晶体呈短柱状。集合体呈葡萄状、粒状或块状。白色。玻璃光泽。性脆。硬度 5~5.5。密度 2.9~3.0 克/厘米^3。主要是热液作用的产物。与葡萄石、沸石、方解石等共生。

【金沙江石】 jinshajiangite 成分$(Na,K)_5(Ba,Ca)_4(Fe^{2+},Mn)_{15}(Ti,Fe^{3+},Nb,Zr)_8Si_{15}O_{64}(F,OH)_6$,单斜晶系。板状。黑红、鲜褐红、金红、金黄色。透明。玻璃光泽。硬度 4.6。条痕浅黄色。密度 3.61 克/厘米^3。与钠长石、钠铁闪石、霓石、烧绿石、独居石、磷灰石、萤石等共生。是中国学者 1981 年在四川碱性钠长岩脉中发现的新矿物。

【葡萄石】 prehnite 成分$Ca_2Al[AlSi_3O_{10}](OH)_2$。斜方晶系。通常呈肾状、葡萄状、钟乳状或粒状集合体。白色、浅绿或黄绿色。玻璃光泽。硬度 6.5。解理平行底面{001}中等。密度 2.8~3.0 克/厘米^3。通常是基性斜长石经热液蚀变的产物,见于蚀变的辉长岩、辉绿岩等基性火成岩中。色泽美观者可作工艺雕刻材料。

【镁星叶石】 magnesioastrophyllite 成分$K_2Na_2(Fe^{2+},Fe^{3+},Mn)_5Mg_2Ti_2(Si_4O_{12})_2(O,OH,F)_7$。单斜晶系。晶体少见,呈 2 厘米×3 厘米团块状集合体。稻草黄色。玻璃光泽。解理{100}极完全,{010}完全。硬度 3.5~4。密度 3.3~3.4 克/厘米^3。产于碱性岩中。是中国学者 1974 年发现的新矿物。

【钡闪叶石】 barytolamprophyllite 成分$BaNa_3Ti[Ti_2(Si_2O_7)_2]O_2F$。单斜晶系。板状晶形。暗褐、古铜褐色。玻璃光泽。解理{100}完全,{011}中等,{010}不完全。硬度 2~3。密度 3.62~3.66 克/厘米^3。显微镜下可见解理块呈菱形或六边形。产于霞石正长岩中。是中国学者 1966 年发现的新矿物。

【水星叶石】 hydroastrophyllite 成分$(K,Ca,H_3O^+),(Fe,Mn)_{5-6}Ti_2(Si,Al)_6(O,OH,F)_{31}$。三斜晶系。晶体呈板状,叶片状,完整晶体少见。多呈放射状、块状集合体。棕黄色、褐色。具两组解理。性脆。硬度 3~3.5。密度 3.12~3.5 克/厘米^3。产于碱性伟晶岩中,与微斜长石、钠长石、霓石、钠闪石、锆石、钛铁矿共生。是中国学者 1974 年发现的新矿物。

【长石】 feldspar 长石族矿物的总称,包括正长石、透长石、微斜长石、歪长石、斜长石以及钡长石等。是钾、钠、钙以及钡的无水架状结构铝硅酸盐,成分中类质同象置换的现象很普遍。长石是最重要的造岩矿物,分布很广,在火成岩、变质岩、沉积岩中都可出现;特别是在火成岩中,长石是几乎所有火成岩的主要矿物成分,对于岩石的分类具有重要意义。富含钾或钠的长石主要用于陶瓷工业、玻璃工业及搪瓷工业;含有铷和铯等稀有元素的长石可作为提取这些元素的矿物原料,此外,某些长石可作装饰石料。

【碱性长石】 alkali-feldspar 是富含碱金属钾、钠的长石的总称。包括透长石、正长石、微斜长石、歪长石和含钙长石分子在 5%以下的钠长石,以及条纹长石和反条纹长石。

【钾长石】 potassium feldspar 是$K[AlSi_3O_8]$的三个同质多象变体透长石、正长石和微斜长石的总称。透长石为稳定的高温

变体，在高于900℃温度下结晶，配阴离子中 Si-Al 的分布呈无序结构。结晶成单斜晶系。微斜长石是稳定的低温变体，在低于900℃温度下结晶，Si-Al 呈有序结构，三斜晶系。正长石也在低于900℃温度下结晶，但呈短程有序结构，结晶成单斜晶系，一般认为是不稳定的低温变体，会逐渐向有序的微斜长石转变。这种转变表现在正长石—微斜长石晶胞参数的连续可变性上。具体说来，轴角 α 可从 90°连续变化到 90°41'，γ 从 90°到 87°30'，相应地晶体的对称即从单斜晶系偏离为三斜晶系，其中 α = γ = 90°的即为正长石；α = 90°41'，γ = 87°30'的微斜长石称为最大微斜长石；介于正长石与最大微斜长石之间者称为中微斜长石。后者偏离单斜对称的程度可用三斜度 Δ 表示。正长石的三斜度 Δ = 0，最大微斜长石的三斜度 Δ = 1。许多正长石实际上是具有较小三斜度的微斜长石。钾长石中以微斜长石分布最广，正长石次之，透长石较少见。主要用作陶瓷原料，此外并用作玻璃、搪瓷、造纸、化工、油漆、耐火材料的原料或填料，亦可作钾肥。

【透长石】 sanidine 成分 $K[AlSi_3O_8]$，常含相当数量的 $Na[AlSi_3O_8]$组分。无色透明。其他肉眼鉴定特征与正长石相似。光性上光轴面平行(010)的透长石特称为高温透长石，它是在很高温度下快速结晶形成的。透长石一般产于酸性和碱性的喷出岩中或近地表的浅成岩中。

【正长石】 orthoclase 成分 $K[AlSi_3O_8]$，常含一定数量的 $Na[AlSi_3O_8]$组分。单斜晶系。晶体呈短柱状或厚板状；双晶常见，主要为卡尔斯巴律的贯穿双晶或接触双晶；也有成粒状或块状集合体的。多呈肉红色，或呈黄褐、灰白等色。玻璃光泽。硬度6～6.5。解理平行{001}和{010}完全，解理交角90°。密度2.57克/厘米^3。正长石产于酸性和碱性以及部分中性火成岩中，也是某些片麻岩的主要矿物，在长石砂岩等碎屑岩中也有正长石存在。用于作绝缘电瓷和瓷器釉药的材料以及玻璃和搪瓷的配料，并可用以制造钾肥。

【冰长石】 adularia，adular 是在低温条件下形成的一种钾长石。一般认为是正长石的一个变种。其特点是，成分中钠的含量比一般钾长石低，常含钡。晶体以{010}板面缺失或不发育而{110}斜方柱特别发育为特征。无色透明或乳白色。

【微斜长石】 microcline 曾称**钾微斜长石**。成分$K[AlSi_3O_8]$，常含有数量不等的 $Na[AlSi_3O_8]$组分。三斜晶系，其轴角可在一定范围内变化，即具有不同的三斜度，从而区分为最大微斜长石与中微斜长石。经常具有依钠长石律和肖钠长石律两组近乎正交的聚片双晶所形成的格子状双晶。两组解理交角近于90°，仅差20'；其他肉眼鉴定特征与正长石相似。微斜长石的产状也与正长石相同，但在侵入岩中它比正长石分布更为普遍。用途同"正长石"。富含铷和铯的变种称为天河石，呈绿色，产于伟晶岩中，可作为提取铷和铯的矿物原料，并用于装饰石料。

【天河石】 amazonite 微斜长石中富含铷、铯的变种。其成分中 Rb_2O 可达1.4%，Cs_2O 可达0.2%。

【歪长石】 anorthoclase 曾称**钠微斜长石**。成分(Na，K)$[AlSi_3O_8]$，其中 $K[AlSi_3O_8]$组分少于37%。三斜晶系。肉眼鉴定特征相似于微斜长石。产于钠质火成岩中。

【斜长石】 plagioclase 由钠长石分子 $Na[AlSi_3O_8]$和**钙长石**(anorthite)分子 $Ca[Al_2Si_2O_8]$两种组分组成的系列矿物的总称。按形成时结晶温度高低的不同，斜长石可分为 Al-Si 无序结构的高温斜长石和 Al-Si 有序结构的低温斜长石两个系列。从两种组分含量比例的变化情况来看，高、低温斜长石系列都是完全的连续系列，但低温斜长石系列中在晶体结构上有几处突变，实际上它不是一个连续的完全类质同象系列。但目前习惯上只按两种组分含量比例的不同而将斜长石进行如下划分。

名 称	英文名称	钠长石(Ab)分子含量/%	钙长石(An)分子含量/%
钠长石	albite	100～90	0～10
奥长石	oligoclase	90～70	10～30
中长石	andesine	70～50	30～50
拉长石	labradorite	50～30	50～70
培长石	bytownite	30～10	70～90
钙长石	anorthite	10～0	90～100

不同系列的斜长石种名可在名称前加上"高温"、"低温"前缀，如高温钠长石、低温钠长石等，以资区别。但自然界中实际上还存在着有序度介于高温、低温系列之间的中间状态斜长石。斜长石成分中所含 An 的百分数称为斜长石的"号码"或"牌号"。如No18斜长石即指成分为$82Na[AlSi_3O_8]\cdot 18Ca[Al_2Si_2O_8]$的奥长石。三斜晶系。晶体呈板状或扁柱状；聚片双晶极为常见，在有的晶面及{001}解理上可见双晶条纹；集合体呈粒状或块状。白色至暗灰色，间或为绿色，偶为肉红色。玻璃光泽。硬度6～6.5。密度2.61克/厘米^3(钠长石)～2.76克/厘米^3(钙长石)。解理平行{001}和{010}完全，解理交角为86°左右。斜长石的正确鉴别需借助于偏光显微镜。斜长石占全部长石总量的70%，是构成火成岩的最主要矿物，几乎占了火成岩平均矿物组成的一半。斜长石的分布，就两个不同的系列而言，高温斜长石形成于较高温度、较迅速结晶条件下，主要见于喷出岩、浅成岩、高级接触变质岩及某些深成岩体边缘相斑状岩石中；低温斜长石形成于较低温度、较缓慢结晶条件下，主要见于深成岩和变质岩中。从成分来看，斜长石按其中 SiO_2 含量由高到低还可划分为酸性斜长石(相当于 An = 0～30)、中性斜长石(An = 30～50)及基性斜长岩(An = 50～100)，它们大致上分别存在于酸性、中性和基性火成岩中。此外，钠长石还是碱性火成岩的重要矿物成分；在变质岩中则以酸性斜长石为主。

【钠长石】 albite 斜长石的一种。产于伟晶岩中而成片状集合体的变种，称为叶钠长石。柱状晶体沿 b 轴伸长的变种称为肖钠长石，呈乳白色，形成于低温条件下。钠长石用作瓷器釉药的材料及玻璃和搪瓷的配料。

【奥长石】 oligoclase 又称**更长石**，旧称**钠钙长石**。斜长石的一种。呈肉红色并由于含鳞片状镜铁矿细微包裹体而显现金黄色闪光的变种，称为**日长石**。日长石是名贵的工艺雕刻材料。

【拉长石】 labradorite 旧称**钙钠长石**。斜长石的一种。当转动某些拉长石时，在其特定方向上呈现美丽的蓝、绿、紫、金黄等色的变彩。这是由于极细的离溶薄片(在 An 47～An 58 范围间)对光的反射所致。因此，这些拉长石可用作装饰石料。

【条纹长石】 perthite 条纹长石不是一种单独的矿物，而是钠长石(有时可为奥长石)嵌生于钾长石(一般为微斜长石或正长石)中所构成的两相混合体。它是由一系列呈条带状或透镜状、树枝状的钠长石嵌晶大致平行地嵌生于钾长石晶体中而成，同一钾长石晶体中的各钠长石嵌晶均具有相互平行一致的结晶取向。条纹长石通常按嵌晶的大小分为：纹长石，嵌晶肉眼可见；微纹长石，嵌晶肉眼不能见到，但在显微镜下清晰可见；隐纹长石，嵌晶在显微镜下只隐约可见。此外，根据主晶钾长石种类的不同，还有正长纹长石(主晶为正长石)和微斜纹长石(主晶为微斜长石)等名称。如果主晶是钠长石，而钾长石呈嵌晶生于其

中的，则称为**反条纹长石**(antiperthite)。条纹长石和反条纹长石都可以是 $K[AlSi_3O_8]$ 与 $Na[Al_3Si_8]$ 在高温下形成的类质同象混晶在低温下发生分离的产物，也可以由钾长石经受钠长石化而成。常见于花岗岩、正长岩及伟晶岩中。

【副长石】 feldspathoid　又称**似长石**。是指组分类似长石，但其 Si:Al 不是碱性长石中的 3:1，而是低于这一比值的那些钾、钠等的无水架状结构铝硅酸盐矿物的统称。主要包括霞石、白榴石、方钠石、黝方石等矿物。由于副长石矿物中碱金属阳离子的含量百分比比长石高，SiO_2 的含量百分比则比长石低，所以，副长石矿物都只出现于碱性岩或碱性岩体附近的接触变质带中，从不与原生石英共生。是碱性火成岩的重要造岩矿物。

【白榴石】 leucite　成分 $K[AlSi_2O_6]$，常含钠、钙。四方晶系。通常所见晶体均呈完整的{211}四角三八面体晶形，是其高温变体等轴晶系的β-白榴石的假象。灰白或灰黄色。晶面无光泽。硬度 5～6。断口贝壳状。密度 2.47 克/厘米^3。为标准的高温矿物，见于富碱质而二氧化硅较低的喷出岩中。大量聚集时可作为提取钾和铝的矿物原料。

【霞石】 nepheline　成分 $Na_3K[AlSiO_4]_4$。六方晶系。晶体呈短柱状；通常呈粒状或致密块状集合体。无色或白色，有时带淡黄色、淡褐色。玻璃光泽，断口呈油脂光泽。其浅色不透明而油脂光泽显著的称**脂光石**。硬度 5～6。解理平行柱面{$10\bar{1}0$}及底面{0001}不完全。密度 2.6 克/厘米^3。是碱性火成岩中的主要矿物。用作玻璃、陶瓷原料；油漆、颜料、乳胶、塑料、橡胶的填料；亦可提炼金属铝。

【钙霞石】 cancrinite　成分 $(Na,K,Ca)_{3-4}[(Si,Al)_6O_{12}](CO_3,SO_4,Cl)\cdot nH_2O$。六方晶系。晶体呈六方柱状，柱面和六方双锥面都很发育，通常呈致密块体。白色、浅蓝色至蓝色。解理面呈玻璃光泽，断口呈油脂光泽。解理平行六方柱{$10\bar{1}0$}完全。硬度 5～6。密度 2.42～2.50 克/厘米^3。是含碳酸、硫酸的岩浆期后溶液作用于霞石而成，产于霞石正长岩及其伟晶岩中。

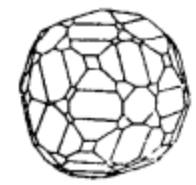
【黝方石】 nosean　成分 $Na_8[AlSiO_4]_6(SO_4)$，有时含钾和氯。等轴晶系。晶体呈菱形十二面体，通常呈柱状集合体。灰白色，微带浅黄、浅绿、浅蓝等色。玻璃光泽。常因含包裹体而不甚透明。硬度 5.5。解理平行菱形十二面体{110}不完全。密度2.3～2.4 克/厘米^3。常产于碱性喷出岩中。

【方钠石】 sodalite　成分 $Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$，有时含钾。等轴晶系。晶体呈菱形十二面体，通常呈粒状或块状集合体。无色或灰、蓝、浅黄等色。玻璃光泽。硬度 5.5～6.0。解理平行菱形十二面体{110}中等。密度 2.13～2.29 克/厘米^3。产于碱性岩中，特别是碱性喷出岩中。

【蓝方石】 hauyne　成分 $Na_6Ca_2[AlSiO_4]_6(SO_4)$，常含钾、氯。等轴晶系。晶体呈菱形十二面体；通常呈粒状集合体。天蓝、蓝或绿蓝色。玻璃光泽。硬度 5.5～6。解理平行菱形十二面体{110}不完全。密度 2.4～2.5 克/厘米^3。产于碱性喷出岩中。

【青金石】 lazurite　成分 $(Na,Ca)_8[AlSiO_4]_6(SO_4,S,Cl)_2$。等轴晶系。晶体为菱形十二面体，少见；通常为致密块状。深蓝色、紫色、天青色或绿蓝色。玻璃光泽。硬度 5.5。性脆。密度 2.38～2.42 克/厘米^3。产于接触交代矿床中。可作雕刻玉料。作颜料称金精，古代壁画中常用。又称绀青、回回青、蓝赤、群青等。现代画家多用人工合成的群青。

【香花石】 hsianghualite　成分 $Li_2Ca_3[BeSiO_4]_3F_2$，含 BeO 15.79%～16.30%。等轴晶系。晶体有时具完美复杂的聚形。白色。玻璃光泽。硬度 6.5。密度 2.97～3.00 克/厘米^3。产于矽卡岩中的绿色锂云母脉内，与萤石、金绿宝石共生。是中国学者 1956 年发现的新矿物。


香花石晶形

【兴安石】 hingganite　又称**羟硅铍钇矿**(yttroceberysite)。成分 $(Y,Ce)[BeSiO_4](OH)$，含 BeO 10.4%，CeO 13.6%，Y_2O_3 15.7%。单斜晶系。呈不规则粒状，个别见短柱状晶体，粒径 0.1～0.2 毫米。乳白、浅黄、淡绿色。玻璃光泽。密度 4.57 克/厘米^3。硬度 5～5.5。有电磁性。是富含铍与稀土元素的矿石矿物，是中国学者 1981 年发现的新矿物。

【日光榴石】 helvine, helvite　成分 $Mn_8[BeSiO_4]_6S_2$，含 BeO 11%～14%。等轴晶系。晶体呈四面体或由正、负四面体组成的八面体聚形；通常呈不规则的球状集合体。褐红、褐黄或红色，也有绿色的。玻璃光泽至树脂光泽。硬度 6～6.5。解理平行四面体{111}不完全。密度 3.2 克/厘米^3。见于矽卡岩、云英岩化花岗岩中。常与磁铁矿及含氟矿物，如萤石、黄晶、铁锂云母等共生。是提取铍的矿石矿物。

【二连石】 erlianite　成分 $(Fe^{2+},Fe^{3+},Mg,Mn)_{24}(Fe^{3+},V)_{12}[(Si,Fe^{3+},Ti,Al)_{36}O_{90}](OH,O)_{48}$。斜方晶系。呈纤维状、鳞片状、板柱状集合体。黑色。透明。丝绢光泽。硬度 3.7。条痕淡褐灰色。密度 3.11 克/厘米^3。是中国学者 1986 年在内蒙古发现的新矿物。

【方柱石】 scapolite　是方柱石族矿物的总称。其成分类似斜长石，但含 Cl^-、$(CO_3)^{2-}$、$(SO_4)^{2-}$ 等附加阴离子，形成架状结构的铝硅酸盐。由钠柱石分子 $Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl$ 和钙柱石分子 $Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3(CO_3)$ 两种组分组成一个完全类质同象系列。根据两种分子含量比的不同，划分如下：

名　称		钠柱石(Ma)分子含量/%	钙柱石(Me)分子含量/%
钠柱石	marialite	100～80	0～20
针柱石	dipyre	80～50	20～50
中柱石	mizzonite	50～20	50～80
钙柱石	meionite	20～0	80～100

四方晶系。晶体常呈四方柱状，集合体呈粒状或致密块状。灰、灰黄、灰绿或海蓝等色。玻璃光泽。硬度 5～6。解理平行四方柱{100}和{110}中等。密度 2.60～2.75 克/厘米^3。常见于矽卡岩中，与石榴子石、透辉石等共生，也见于片麻岩和角闪岩中。

【沸石】 zeolite　沸石族矿物的总称。包括三十多种含沸石水的钙、钠以及钡、钾的铝硅酸盐矿物，主要有钠沸石、钙沸石、方沸石、束沸石、菱沸石、片沸石、交沸石等。它们含水量的多少随外界温度和湿度的变化而变化，但并不影响其晶体的内部结构。主要形成于低温热液阶段，常见于喷出岩气孔中，也见于热液矿床和近代温泉沉积中。沸石可以借水的渗滤作用以进行阳离子的交换，其成分中的钠离子可与水溶液中的钙离子交换，工业上用以软化硬水。沸石由于结构的多样性，在不同的沸石的晶格中存在着大小不同的空腔，因而可以吸取或过滤大小不同的其他物质的分子。最大用量是水泥和轻质建筑材料；此外用作陶瓷、洗涤剂、除臭剂、清污剂原料；肥料载体和改良土壤；离子交换材料；饮用水的清洁剂等。

【方沸石】 analcime, analcite　成分 $Na[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$。等轴晶系。常呈四角三八面体。无色、白色、灰色或淡红色。玻璃光泽。{100}解理不完全。硬度 5～5.5。密度 2.22～2.29 克/厘米^3。产于碱性及基性火成岩的气孔或裂隙中。

【铯沸石】 pollucite　曾称**铯榴石**。成分 $Cs[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$。

含 Cs_2O 23.5%～36.5%。等轴晶系。晶体呈立方体与四角三八面体的聚形，少见；通常呈致密块状集合体。无色透明。玻璃光泽。硬度 6.5～7。断口贝壳状。密度 2.86～2.90 克/厘米^3。产于花岗岩和伟晶岩中，与锂云母、锂辉石、叶钠长石等共生。是目前已知的含铯最多的矿物，为提取铯和制取铯盐的重要矿石矿物。

【毛沸石】 erionite　成分 $KNaCa[Al_2Si_6O_{16}]_2 \cdot 12H_2O$。六方晶系。晶体呈细针状，通常呈似棉絮状或纤维状集合体。白色。丝绢光泽。硬度 4.5～5。密度 2～2.2 克/厘米^3。产于火山岩的裂隙和空洞中。

【钠沸石】 natrolite　成分 $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$。斜方晶系。常呈放射针状或放射纤维状集合体。无色、白色或浅黄至红色。玻璃光泽，纤维状的呈丝绢光泽。{110}解理完全。硬度 5～5.5。密度 2.20～2.26 克/厘米^3。产于玄武岩等喷出岩的气孔中，与其他沸石或方解石共生。在碱性岩中，它是霞石、斜长石等的蚀变产物。

【钙沸石】 scolecite　成分 $Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O$。单斜晶系。晶体呈针状，通常呈放射状或球状集合体。无色、白色或浅黄至红色。玻璃光泽，集合体有时呈丝绢光泽。{110}解理完全。硬度 5～5.6。密度 2.26 克/厘米^3。产于基性火山岩的气孔或裂隙中，也见于变质岩中，是低温热液作用的产物。

【浊沸石】 laumontite　成分 $Ca[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4H_2O$。单斜晶系。晶体呈柱状，集合体常呈放射状。瓷白色、乳白色或淡红色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。硬度 3.5～4。解理平行{110}和{010}完全。密度 2.25～2.36 克/厘米^3。是热液成因矿物，一般产于火山岩的空洞中，与其他沸石紧密共生。

【钙十字沸石】 phillipsite　又称**钙交沸石**，旧称**钙十字石**。成分 $(K_2, Na_2, Ca)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 6H_2O$。斜方晶系。晶体常形成假正方的十字形贯穿双晶；集合体呈放射状或球粒状。白色，有时淡红色。玻璃光泽。硬度 4～4.5。解理平行{001}和{010}中等。密度 2.2 克/厘米^3。产于玄武岩和响岩的气孔中，与其他沸石共生。

【菱沸石】 chabazite　曾称**斜方沸石**。成分 $Ca[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 6H_2O$。常含钠，当钠多于钙时称**钠菱沸石**。三方晶系。晶体呈近于立方体的菱面体。常呈以 c 轴为双晶轴的贯穿双晶。白色、肉红或浅黄色。玻璃光泽。硬度 4～5。密度 2.05～2.10 克/厘米^3。产于玄武岩、安山岩等岩石的气孔或裂隙中，与其他沸石共生。

【交沸石】 harmotome　曾称**钡十字石**。成分 $Ba[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O$。单斜晶系。晶体经常呈十字形贯穿双晶而具有假正方或假立方的外形。白、灰、淡黄、淡红、淡褐色。玻璃光泽。硬度 4.5。解理平行{010}中等。密度 2.5 克/厘米^3。产于响岩、粗面岩和玄武岩的气孔中，与其他沸石共生；也见于热液铅锌矿脉中。

【辉沸石】 stilbite, desmine　又称**束沸石**。成分 $(Ca, Na_2, K_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$。单斜晶系。晶体常形成具有假斜方晶系对称的贯穿双晶，通常组成禾束状集合体。白色或浅黄色，偶呈淡红至棕色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。硬度 3.5～4。解理平行{010}完全。密度 2.1～2.2 克/厘米^3。产于玄武岩、安山岩等岩石的空洞或裂隙中。

【片沸石】 heulandite　曾称**黄束沸石**。成分 $(Ca, Na_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 6H_2O$。单斜晶系。晶体呈板状或片状，有时呈放射状或片状集合体。白色、淡红色或浅褐色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。硬度 3.5～4。解理平行{010}完全。密度 2.20 克/厘米^3。产于玄武岩、安山岩等岩石的空洞或裂隙中。

【斜发沸石】 clinoptilolite　成分 $(Na, K, Ca)_{2-3}[Al_3(Al, Si)_2Si_{13}O_{36}] \cdot 12H_2O$。单斜晶系。板状晶体，常呈板状集合体，无色，白色。硬度 3.5～4。密度 2.1～2.2 克/厘米^3。产于玄武岩等喷出岩的气孔中。用途见"沸石"。

【杆沸石】 thomsonite　成分 $NaCa_2[Al_5Si_5O_{20}] \cdot 6H_2O$。斜方晶系。晶体呈柱状或针状，往往集合成放射状球粒。白色或淡黄、淡红、淡褐色。玻璃光泽，新鲜解理面呈珍珠光泽。硬度 5～5.5。解理平行{010}完全。密度 2.3～2.4 克/厘米^3。产于玄武岩、响岩等喷出岩的气孔中。

【丝光沸石】 mordenite　又称**发光沸石**。成分 $(Na_2, K_2, Ca)[Al_2Si_{10}O_{24}] \cdot 7H_2O$。斜方晶系。晶体呈针状，通常呈放射纤维状或棉絮状集合体。白、淡黄或淡紫色。玻璃光泽或丝绢光泽。硬度 3～4。解理平行{010}完全。密度 2.15 克/厘米^3。产于安山岩和流纹岩等喷出岩的空洞中。

【中沸石】 mesolite　成分 $Na_2Ca_2[Al_2Si_3O_{10}]_3 \cdot 8H_2O$。单斜晶系。晶体呈针状，通常呈放射状集合体，有时形成球粒状。无色或白色，有时淡黄至红色。玻璃光泽或丝绢光泽。硬度 5。解理平行柱面{110}完全。密度 2.3 克/厘米^3。产于玄武岩等喷出岩的气孔中，与其他沸石共生。

【赛黄晶】 danburite　成分 $Ca[B_2Si_2O_8]$，含 B_2O_3 28.4%。斜方晶系。晶体呈柱状，与黄晶相似，故名。也常呈粒状集合体。黄至无色。透明。玻璃光泽。硬度 7～7.25。密度 2.95 克/厘米^3。透明色美者可作为宝石。

硼酸盐矿物

【硼酸盐矿物】 borate minerals　本类矿物为金属元素阳离子与硼酸根相结合的化合物。硼酸盐矿物在自然界中出现不多。矿物中金属元素阳离子主要有钙、镁、钠、锰、铁等，阴离子除主要的硼酸根及其复杂络阴离子根外，常含其他络阴离子及附加阴离子和结晶水，以离子键与阳离子结合。晶体结构中，硼氧三角形$[BO_3]^{3-}$或硼氧四面体$[BO_4]^{5-}$单独与金属元素阳离子结合形成岛状结构硼酸盐外，它们还以各种不同方式相互连接，组成环状、链状、层状、架状复杂络阴离子根，其情况类似硅酸盐。矿物形态多样。白色、无色或浅色为主，透明，玻璃光泽，一般硬度低，密度不大。含铁、锰者，色深，透明度降低。主要为表生作用产物，部分为接触交代作用产物。

【硼镁铁矿】 ludwigite　成分 $(Mg, Fe)_2Fe[BO_3]O_2$，含 B_2O_3 16%。斜方晶系。晶体呈针状，集合体常呈放射状或粒状块体。炭黑或绿黑色。条痕黑色或黑绿色。丝绢光泽或暗淡。硬度 5。密度 3.9～4.0 克/厘米^3。产于侵入体与白云岩或镁质石灰岩的接触带，常与磁铁矿、透辉石、镁橄榄石等共生。是提取硼及制取硼化物的原料。

【硼镁石】 szaibelyite, ascharite　成分 $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$，含 B_2O_3 41.38%。单斜晶系。晶体呈细针状，集合体常呈纤维状、疏松白垩状或致密块状。白色。玻璃光泽。硬度 3～4，疏松白垩状者较软。密度 2.62 克/厘米^3。产于侵入体与镁质石灰岩或白云岩的接触带中。也可由沉积硼酸盐矿床中的其他含水硼酸盐矿物在炎热干燥气候条件下脱水而成。是提取硼和制取硼化物的原料。

【多水硼镁石】 inderite 成分 $Mg[B_3O_3(OH)_5]\cdot 5H_2O$，含 B_2O_3 37%。单斜晶系。晶体呈细柱状，通常呈针状或肾状、结核状集合体。无色透明。玻璃光泽。硬度 2.5。解理平行{110}中等，平行{001}不完全。断口贝壳状或参差状。密度 1.78 克/厘米^3。为盐湖的化学沉积产物，见于盐湖湖滨碳酸盐岩和粘土岩层中。是提取硼和硼化物的矿物原料。

【方硼石】 boracite 成分 $Mg_3[B_3B_4O_{12}]OCl$，含 MgO 25.71%、$MgCl_2$ 12.14%、B_2O_3 62.15%。斜方晶系，其高温变体 β-方硼石为等轴晶系。常按 β-方硼石呈假象。晶体呈立方体、四面体、菱形十二面体、四角三八面体等；通常呈粒状集合体，也见纤维状、羽毛状集合体。无色或白色，间带有灰色、黄色及绿色。条痕白色。玻璃光泽或金刚光泽。透明。无解理。断口贝壳状至不平坦。硬度 7～7.5。密度 2.97～3.10 克/厘米^3。晶体具强压电性和焦电性。产于海相盐类沉积矿床，是提取硼的矿物原料。

【柱硼镁石】 pinnoite 成分 $Mg[B_2O(OH)_6]$，含 B_2O_3 42%。四方晶系。晶体呈柱状或纤维状，通常呈粒状或致密块状集合体。白、灰白或黄色。玻璃光泽。硬度 3.5。断口参差状。密度 2.3 克/厘米^3。为盐湖的化学沉积产物，见于现代内陆盐湖底部或湖滨阶地。是提取硼化物的矿物原料。

【水碳硼石】 carboborite 成分 $MgCa_2(HCO_3)_2[B(OH)_4]_2(OH)_2\cdot 2H_2O$。单斜晶系。晶体呈锥状或板状。无色透明。玻璃光泽。硬度 2。解理平行{100}完全；平行{$\bar{1}$11}清楚；平行{001}不完全。密度 2.12 克/厘米^3。与冷稀盐酸作用时剧烈起泡。水碳硼石是钠硼解石的次生矿物，产于现代盐湖中。是中国学者 1964 年发现的新矿物。

【板硼钙石】 inyoite 成分 $Ca[B_3O_3(OH)_5]\cdot 4H_2O$，含 B_2O_3 37%。单斜晶系。晶体呈厚板状或短柱状。无色至浅黄色。玻璃光泽。硬度 2。解理平行{001}中等，平行{010}稍次。断口参差状。性脆。密度 1.875 克/厘米^3。产于化学沉积硼矿床石膏层中。是提取硼和硼化物的矿物原料。

【库水硼镁石】 kurnakovite 成分 $Mg[B_3O_3(OH)_5]\cdot 5H_2O$，含 B_2O_3 37%。三斜晶系。晶体呈厚板状，集合体呈致密块状或结核状。无色透明或白色。玻璃光泽。硬度 3。解理不完全。断口贝壳状。性脆。密度 1.84 克/厘米^3。在短波紫外光照射下发淡绿色磷光。产于现代内陆湖相硼矿床中。是提取硼和硼化物的矿物原料。

【硼砂】 borax 成分 $Na[B_4O_5(OH)_4]\cdot 8H_2O$，含 B_2O_3 36.6%。单斜晶系。晶体呈短柱状；集合体呈粒状、土状块体或皮壳状。白色，有时微带浅灰、浅黄、浅蓝或浅绿色调。玻璃光泽。硬度 2～2.5。解理平行{100}完全。密度 1.69～1.72 克/厘米^3。易溶于水，微带甜涩味。在空气中易失水，表面常现白色粉末状皮壳。易熔。烧灼时显著膨胀，随后熔成透明的玻璃状小球。是硼酸盐矿物中分布最广的一种。为盐湖的化学沉积产物，见于干涸的含硼盐湖中。是提取硼和硼化物的主要矿物原料，并用作火箭燃料；核辐射防护材料；冶金、玻璃、油漆、陶瓷、医药及化工原料。

【袁复礼石】 Yuanfuliite 成分 $(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+},Al^{+3},Mg,Ti^{4+},Fe^{2+})[BO_3]O$。斜方晶系。呈细小柱状。金刚至半金属光泽。几乎不透明。有{100}极完全解理。硬度 5～6。密度为 3.80 克/厘米^3(计算)。是中国学者 1994 年在辽宁砖庙硼矿床中发现的新矿物。

【章氏硼镁石】 hungchaoite 成分 $Mg[B_4O_5(OH)_4]\cdot 7H_2O$，含 B_2O_3 39.58%。三斜晶系。晶体呈假六方片状或柱状，集合体常呈豆状。无色至白色。玻璃光泽，集合体呈油脂光泽。硬度 1～2。密度 1.72 克/厘米^3。产于湖相盐类沉积层中。是中国学者 1963 年发现的新矿物。

【硬硼钙石】 colemanite 成分 $Ca[B_3O_4(OH)_3]\cdot H_2O$。单斜晶系。晶体呈短柱状或等轴状，集合体呈粒状或块状。无色、白色。玻璃光泽。解理平行{010}完全。硬度 4.5。密度 2.42 克/厘米^3。是硼砂等硼酸盐矿物在地表水作用下形成的。是提取硼的矿物原料。

【黑硼锡镁矿】 magnesiohulsite 成分 $(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+},Sn,Mg)[BO_3]O_2$。单斜晶系。呈柱状、针状和放射状、毛发束状集合体。黑色。半金属光泽。显微硬度 689～825 千克/毫米^2。条痕褐黑—黑色。密度 4.18 克/厘米^3。是中国学者 1985 年在湖南某镁质矽卡岩硼矿床中发现的新矿物。

【钠硼解石】 ulexite 又称**硼钠方解石**。成分 $NaCa[B_5O_7(OH)_4]\cdot 6H_2O$，含 B_2O_3 43%。三斜晶系。通常呈针状、纤维状或结核状集合体。白色。透明。玻璃光泽或丝绢光泽。硬度 2.5。解理平行{010}和{$1\bar{1}0$}完全，平行{110}中等。性脆。密度 1.95 克/厘米^3。为盐湖的化学沉积产物，见于干涸的含硼盐湖中。是提取硼和硼化物的主要矿物原料。

【多水氯硼钙石】 hydrochlorborite 成分 $Ca_4B_8O_{15}Cl_2\cdot 22H_2O$。单斜晶系。晶体细小，常与石盐一起组成块状集合体。无色透明。玻璃光泽。硬度 2.5。密度 1.83 克/厘米^3。解理极完全。溶于温水。多水氯硼钙石是钠硼解石的次生矿物，产于泥岩上部的盐壳中。是中国学者 1965 年发现的新矿物。

磷酸盐矿物

【磷酸盐矿物】 phosphate minerals 本类矿物为金属元素与磷酸根相结合的化合物。在地壳中聚集的磷酸盐矿物为制造磷肥、提取稀有、放射性元素的来源。阳离子以铁、铝、钙、锰、铀、钠、稀土元素为主，它们与磷氧四面体结合成离子键化合物。矿物呈板状、柱状和粒状，颜色较鲜艳，透明至半透明，玻璃光泽为主，硬度中等，密度中等。砷酸盐矿物、钒酸盐矿物与磷酸盐矿物类似。

【独居石】 monazite 又称**磷铈镧矿**。成分 $(Ce,La)[PO_4]$，常含钍、锆等，含 Ce_2O_3 25%～30%，La_2O_3 20%～30%，ThO_2 5%～12%。单斜晶系。晶体常呈平行{100}的板状。蜜黄色或棕色。树脂光泽。硬度 5～5.5。解理平行{100}中等。有时具平行底面{001}的裂理。断口贝壳状至参差状。密度 5.1 克/厘米^3。常具放射性。主要产于伟晶岩中，与锆石、磷灰石、铌铁矿等共生，但独居石的主要矿床是滨海砂矿和冲积砂矿，是提取铈、镧、钍的主要矿石矿物。

【青河石】 qingheiite 成分 $Na_2CaMn_2Mg_2(Al,Fe)_2[PO_4]_6$。单斜晶系。呈不规则晶粒、短柱状和板状。绿色。透明。玻璃光泽。硬度 5.3～5.6。密度 3.718 克/厘米^3。是中国学者 1983 在新疆青河白云母伟晶岩中发现的新矿物。

【磷钇矿】 xenotime 成分 $Y[PO_4]$，含 Y_2O_3 61.4%，常含铒、铈、镧和钍等元素。四方晶系。晶体呈四方柱状或双锥状，集合体呈浸染粒状或致密块状。黄褐色、红色或灰色。玻璃光泽至油脂光泽。硬度 4～5。解理平行四方柱{100}完全。密度 4.4～5.1 克/厘米^3。常具放射性。主要产于花岗伟晶岩中，与锆石、褐帘石、独居石等共生。此外，常见于砂矿中。是提取钇的主要

矿石矿物。

【西盟矿】 Ximengite　成分 $Bi[PO_4]$。六方晶系。呈土状、胶状。无色。透明。油脂光泽或玻璃光泽。显微硬度(279～283)×9.8×10^6 帕。性脆。密度 5.53 克/厘米^3。是中国学者 1989 年在云南西盟锡矿床中发现的新矿物。

【磷灰石】 apatite　矿物族名。成分 $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$，含 P_2O_5 40%～42%。根据其成分中附加阴离子的不同，可分为**氟磷灰石**(fluorapatite)、**氯磷灰石**(chlorapatite)、**羟磷灰石**(hydroxylapatite)等。有时其附加阴离子以 $(CO_3)^{2-}$ 为主，则称为**碳氟磷灰石**(carbonate-fluorapatite)和**碳羟磷灰石**(carbonate-hydroxylapatite)。六方晶系。晶体呈六方柱状，集合体呈粒状、致密块状或结核状。颜色不一，以灰色、褐黄、淡绿等色为常见。玻璃光泽，断口呈油脂光泽。硬度 5。解理平行底面{0001}不完全。断口参差状。密度 3.2 克/厘米^3。在内生、外生和变质作用中均可形成。内生成因的磷灰石作为副矿物见于各种火成岩中，有时在基性、碱性岩中形成富集；此外，亦见于伟晶岩、接触交代矿床和热液脉中。外生成因的磷灰石，由生物和生物化学沉积而成，常呈隐晶质块体或结核状，通称**胶磷矿**(collophane)。变质岩系中的磷灰石矿层由沉积磷矿经区域变质而成。有时磷灰石肉眼难于识别，可借助简便化学方法试磷：将钼酸铵粉末置于矿物上，加一滴硝酸，立即产生黄色沉淀。用于制取磷肥及黄磷；化学工业上制造各种磷盐和磷酸；透明色美者可作宝石；氟磷灰石晶体可作激光发射材料。

【磷氯铅矿】 pyromorphite　成分 $Pb_5[PO_4]_3Cl$，含 PbO 82%。六方晶系。晶体常呈六方柱状或针状，有时呈细小球状体产出。常呈黄绿色，有时呈褐色或橘黄色。树脂光泽。硬度 3.5～4。密度 6.5～7.1 克/厘米^3。见于铅矿床的氧化带中，是地表中所含的磷酸与铅矿物作用的产物。

【磷铝锂石】 amblygonite　成分 $LiAl[PO_4](F,OH)$。三斜晶系。晶体呈等轴状，通常呈细粒状或放射状集合体。白色、乳白色、蓝白色。玻璃光泽。解理面呈珍珠光泽。硬度 5.5～6。解理平行{100}完全，平行{110}中等。密度 3.11 克/厘米^3。是富锂伟晶岩的典型矿物。是提取锂的矿物原料。

【磷铝石】 variscite　成分 $Al[PO_4]\cdot 2H_2O$。斜方晶系。通常呈块状或结核状集合体。淡绿至鲜绿色，有时为蓝绿色。玻璃光泽，致密块体呈蜡状光泽。硬度 3.5～4.5。解理平行{010}完全；块状者断口参差状。密度 2.2～2.6 克/厘米^3。在地表或近地表条件下形成，产于洞穴或角砾岩中。

【银星石】 wavellite　成分 $Al_3[PO_4]_2(OH)_3\cdot 5H_2O$。斜方晶系。晶体呈柱状，发育完好，柱长可达 3～5 毫米，一般 0.5～1 毫米；集合体呈球状，放射状。黄绿、绿白、暗蓝、黄褐、黯黑、粉红色。玻璃光泽。硬度 3.5～4。密度 2.36～2.39 克/厘米^3。是含磷矿物氧化而成的次生矿物。

【蓝铁矿】 vivianite　成分 $Fe_3[PO_4]_2\cdot 8H_2O$。单斜晶系。晶体呈柱状及沿{010}呈扁平状，集合体呈肾状、球状及结核状。新鲜的无色，易氧化而变成蓝色、靛蓝或蓝黑色。玻璃光泽。解理平行{010}完全。解理片具挠性。密度 2.68 克/厘米^3。见于热液矿床和伟晶岩矿床的风化产物中，也见于沉积铁矿床中。

【鸟粪石】 struvite　成分 $Mg(NH_4)[PO_4]\cdot 6H_2O$。斜方晶系。晶体常呈等轴状或楔状、短柱状、厚板状。无色，有时为白、淡黄或棕色。玻璃光泽。硬度 2。解理平行{001}完全，平行{100}不完全。性脆。密度 1.65～1.75 克/厘米^3。产于鸟粪堆积中。是优良的氮磷肥料。

【绿松石】 turquoise　又称土耳其玉。成分 $CuAl_6[PO_4]_4(OH)_8\cdot 4H_2O$，常含铁、锌。三斜晶系。常呈隐晶质块状，也有呈结核状和皮壳状的。苹果绿或灰绿色，也有天蓝色的。蜡状光泽。硬度 5～6。断口贝壳状。性脆。密度 2.60～2.83 克/厘米^3。是地表含铜水溶液与含铝、磷的岩石互相作用的产物。颜色鲜艳块状的可作工艺雕刻材料，松散碎屑可作颜料。

【铜铀云母】 torbernite　成分 $Cu[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 12H_2O$，含 U 42%左右。四方晶系。晶体呈细小的薄板状；通常呈鳞片状或被膜状集合体。翠绿色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。硬度 2.5。解理平行底面{001}极完全。密度 2.3～2.6 克/厘米^3。具强放射性。产于原生含铀矿床的氧化带，系原生铀矿物的次生变化产物。由于其颜色鲜艳夺目，成为原生铀矿床的重要找矿标志。

【钙铀云母】 autunite　成分 $Ca[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 10\sim 12\ H_2O$，含 U 46%～52%。四方晶系。晶体呈细小的薄板状；通常成鳞片状或被膜状集合体。柠檬黄、绿黄或灰黄色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。硬度 2～2.5。解理平行底面{001}极完全。密度 3.05～3.19 克/厘米^3。具强放射性。在紫外光照射下发强浅黄绿色荧光。产于原生铀矿床的氧化带，系原生铀矿物的次生变化产物。由于其颜色鲜艳夺目，成为原生铀矿床的重要找矿标志。

【臭葱石】 scorodite　成分 $Fe[AsO_4]\cdot 2H_2O$。常含铝。斜方晶系。晶体细小，呈近于八面体的菱方双锥状；集合体呈致密块状。淡绿、浅蓝或褐灰色。玻璃光泽。性脆。硬度 3.5。密度 3.28 克/厘米^3。是含砷矿物的风化产物。

【钴华】 erythrine, erythrite　成分 $Co_3[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$。单斜晶系。偶尔呈针状或片状晶形，通常呈被膜状、皮壳状或土状块体。玫瑰红色。条痕淡红色。玻璃光泽。硬度 1.5～2.5。密度 2.95 克/厘米^3。是含钴矿物氧化后所形成的次生矿物，见于钴矿床的氧化带中。它的出现可作为找寻原生钴矿床的标志。

【镍华】 annabergite　成分 $Ni_3[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$。单斜晶系。通常呈被膜状、皮壳状或土状块体。苹果绿至翠绿色。条痕淡绿色。玻璃光泽。硬度 2.5～3。密度 3.0 克/厘米^3。是含镍矿物氧化后形成的次生矿物，见于镍矿床的氧化带中。它的出现可作为找寻原生镍矿床的标志。

【钒铅矿】 vanadinite　曾称**褐铅矿**。成分 $Pb_5[VO_4]_3Cl$，含 V_2O_5 19.3%。六方晶系。晶体呈六方柱状或针状，通常呈皮壳状或致密块状。黄色至褐色。条痕白至淡黄色。树脂光泽，硬度 2.5～3。密度 6.66～7.10 克/厘米^3。外生成因的矿物，产于铅矿床的氧化带中。大量聚积时可作为钒矿石利用。

【钒钙铜矿】 tangeite　成分 $CaCu[VO_4](OH)$，含 V_2O_5 38%。斜方晶系。通常呈鳞片状、土状、肾状。黄绿、橄榄绿色。条痕淡绿黄或淡褐黄色。珍珠光泽。硬度 3.5。解理平行{010}完全。3.5～3.9 克/厘米^3。外生成因的矿物，产于硫化物矿床的氧化带中。是炼钒的矿石矿物之一。

钨钼铬酸盐矿物

【钨钼铬酸盐矿物】 tungstate-molybdate- and chromate-minerals　由金属阳离子与钨酸根、钼酸根或铬酸根构成的化合物。它们在自然界的种类和数量稀少。钨酸盐与钼酸盐矿物中金属阳离子主要为钙和铅，铬酸盐矿物中金属阳离子主要为铅。三种酸

根均以离子键与阳离子结合。钨酸盐矿物和含铅钼酸盐矿物最显著特点是密度大,色浅,玻璃至金刚光泽。铬酸盐矿物最显著特点是具有鲜艳颜色。含铅者密度大。玻璃至金刚光泽。钨酸盐矿物产于接触交代和热液矿床中,是钨的重要矿石矿物。其他两类矿物稀少,主要为氧化带次生矿物。

【白钨矿】 scheelite 又称**钙钨矿、钨酸钙矿**。成分 $Ca[WO_4]$。含 WO_3 80.6%。四方晶系。晶体呈四方双锥,通常呈不规则粒状。灰白色,有时略带浅黄、浅紫或浅褐色调。油脂光泽。硬度 4.5。解理平行四方双锥{111}中等。密度 5.8~6.2 克/厘米^3。在紫外光照射下发浅蓝色荧光。主要产于接触交代矿床中。是炼钨的主要矿石矿物。

【钨铅矿】 stolzite 成分 $Pb[WO_4]$。四方晶系。晶体常见双锥状或厚板状。暗浅黄、黄褐至浅红褐色。条痕无色。透明至半透明。半金刚光泽或松脂光泽。硬度 2.5~3。性脆。密度 7.9~8.34 克/厘米^3。产于钨矿床氧化带。

【铬铅矿】 crocoite 成分 $Pb[CrO_4]$。单斜晶系。晶体常呈柱状。橙红色。玻璃光泽。硬度 2.5~3。解理平行{110}中等。密度 5.99 克/厘米^3。是次生矿物,产于超基性岩附近的含铅矿床的氧化带中。如有大量聚积时可作为提炼铬和铅的矿石矿物。

【钼铅矿】 wulfenite 又称**彩钼铅矿**。成分 $Pb[MoO_4]$,含 Mo 25.1%。四方晶系。晶体呈四方板状,集合体呈粒状块体。蜡黄、灰、褐等色。条痕白色或稍呈浅色。金刚光泽。硬度 3。解理平行四方双锥{111}中等。密度 6.3~7.0 克/厘米^3。产于铅锌矿床的氧化带。大量聚积时可作为钼和铅的矿石利用。

硫酸盐矿物

【硫酸盐矿物】 sulfate minerals 本类矿物分布不广,占地壳质量的 0.1%,是金属阳离子与硫酸根相结合的化合物,常有附加阴离子。矿物中呈阳离子的主要有铁、钙、镁、钾、钠、钡、锶、铅、铝、铜等。阳离子以离子键与硫氧四面体结合,形成岛状、环状、链状与层状四种结构类型,其中主要是岛状结构硫酸盐矿物,矿物形态以粒状、板状为主。灰白色、无色,含铜、铁者呈蓝色和绿色。玻璃光泽,少数金刚光泽。透明至半透明。硬度低,含结晶水者更低。密度除含铅、钡和汞者较大外,一般属中等。硫酸盐矿物主要是表生作用产物,其次是热液后期产物。

【铅矾】 anglesite 又称**硫酸铅矿**。成分 $Pb[SO_4]$,含 Pb 68.3%。斜方晶系。晶体多呈板状,经常成结晶皮壳被覆于方铅矿的表面,此外,常呈致密块状或土状。无色透明,质不纯者可现灰、浅黄或褐色。金刚光泽。硬度 2.5~3。解理平行底面{001}中等。密度 6.1~6.4 克/厘米^3。是原生含铅矿物氧化后首先形成的次生矿物。产于铅锌硫化物矿床的氧化带中。通常与原生铅矿物一起作为铅矿石利用。

【重晶石】 barite 成分 $Ba[SO_4]$,常含锶和钙。斜方晶系。晶体常呈厚板状,集合体常呈粒状或晶簇,少数呈致密块状,钟乳状和结核状。纯洁者无色透明,但因含有杂质而被染成灰、红、黄褐、暗灰或黑色。玻璃光泽,解理面呈珍珠光泽。硬度 3~3.5。解理平行底面{001}完全,平行斜方柱{210}中等。密度 4.3~4.5 克/厘米^3。产于热液矿床和沉积矿床中。因密度大性质稳定,故绝大部分用作石油钻探泥浆的加重剂;此外用于化工、医药及核工业中,亦用于提取金属钡。

【天青石】 celestine 成分 $Sr[SO_4]$,含 Sr 45%~47%,有时含钡和钙。斜方晶系。晶体呈板状或柱状,集合体呈粒状、纤维状、钟乳状或结核状。浅蓝灰色,有时为无色透明。玻璃光泽。硬度 3~3.5。解理平行底面{001}完全,平行斜方柱{210}中等。密度 3.9~4.0 克/厘米^3。产于热液矿床和沉积矿床中。用于提取锶的化合物,制作显像管的屏幕、红色焰火等。

【硬石膏】 anhydrite 成分 $Ca[SO_4]$。斜方晶系。晶体呈厚板状,通常呈致密块状或粒状。白色、灰白色,常微带浅蓝,有时带浅红色。玻璃光泽。解理平行{010}完全,平行{100}和{001}中等,三组解理相互垂直。硬度 3~3.5。密度 2.8~3.0 克/厘米^3。主要为盐湖中化学沉积的产物,常与石盐、钾盐和光卤石共生。在地表条件下,硬石膏可水化而变为石膏。

【石膏】 gypsum 成分 $Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$。单斜晶系。晶体常呈板状,少数呈柱状;燕尾双晶常见;通常呈致密块状或纤维状,呈纤维状的称为**纤维石膏**(fibrous gypsum)。晶体无色透明的称为**透石膏**(selenite)。一般为白色,常因混入杂质而染成灰、黄、褐等色。玻璃光泽,透石膏{010}解理面上呈珍珠光泽,纤维石膏呈丝绢光泽。硬度 2。解理平行{010}完全,平行{100}和{011}中等。密度 2.3 克/厘米^3。主要是盐湖中化学沉积作用的产物,与石盐、硬石膏等共生。此外,硬石膏在外部压力降低的情况下,受地面水作用,也可形成大量的石膏。用作水泥、建材、模型、化工、纺织业的填料;是一种重要的中药材。

【烧石膏】 bassanite 成分 $Ca_2[SO_4]_2\cdot H_2O$。单斜晶系。晶体呈显微针状,似石膏假象,也呈块状。无色或白色。条痕白色。似玻璃光泽。不透明。硬度约为 2,密度 2.55~2.67 克/厘米^3。在铅锌矿氧化带、盐湖石膏粘土岩与喷出岩气孔中都有产出。

【钾石膏】 syngenite 成分 $K_2Ca[SO_4]_2\cdot H_2O$。单斜晶系。板状晶体,集合体呈放射状。白、浅黄、肉红或乳白色。透明至半透明。具三组解理。断口贝壳状。硬度 2.5,密度 2.579 克/厘米^3。为陆相盐湖中常见的含钾矿物。

【无水芒硝】 thenardite 成分 $Na_2[SO_4]$。斜方晶系。晶体呈双锥状或板状。无色透明。玻璃光泽。硬度 2~3。解理平行{001}中等。密度 2.66 克/厘米^3。易溶于水,在室温和潮湿空气中,易水化成为芒硝而散作粉末,并失去透明和光泽。主要产于盐湖中。用于制造玻璃及化学药品。也可作中药药用,称玄明粉。

【芒硝】 mirabilite 成分 $Na_2[SO_4]\cdot 10H_2O$。单斜晶系。通常呈粒状、块状,也有呈皮壳状或被膜状。无色透明,有时混浊而微带黄或绿色。玻璃光泽。硬度 1.5~2.0。解理平行{100}完全。密度 1.48 克/厘米^3。味苦。在干燥空气中逐渐失水而转变为白色粉末状的无水芒硝。是干涸盐湖中化学沉积的产物,也见于热泉中。用于陶瓷、洗涤剂、药品、制纸、玻璃、纺织工业中,也可作中药药用。

【杂芒硝】 tychite 成分 $Na_6Mg_2[CO_3]_4[SO_4]$。等轴晶系。八面体晶形。无色或白色。玻璃光泽。无解理。贝壳状断口。硬度 3.5~4,性脆。密度 2.56 克/厘米^3。产于盐湖中,与无水芒硝等共生。

【泻利盐】 epsomite 成分 $Mg[SO_4]\cdot 7H_2O$,含 MgO 16.3%。斜方晶系。晶体呈针状,集合体呈纤维状、块状、钟乳状、土状等。无色或白色。玻璃光泽。硬度 2~2.5。解理平行{010}完全。密度 1.68 克/厘米^3。易溶于水,味苦咸。在干燥空气中易失去一个水分子而成为六水泻盐。是富含镁的盐湖中化学沉积的产物。用于提取镁,也用于纺织、造纸、制药、化工等部门。

【六水泻盐】 hexahydrite 又称六水镁矾。成分 $Mg[SO_4]\cdot 6H_2O$,含 MgO 17.6%。单斜晶系。晶体呈厚板状或矛状,集合体呈纤维状。白色。珍珠光泽。硬度 2。解理平行{100}完全。断口贝壳状。密度 1.75 克/厘米^3。味苦咸。形成于盐湖中。

【柴达木石】 Chaidamuite 成分 $ZnFe^{3+}[SO_4]_2(OH)\cdot 4H_2O$。单斜晶系。晶体呈厚板状,短柱状或假立方体。褐到黄褐色。玻璃光泽。硬度 2.5~3.0。条痕淡黄色。密度(2.72±0.02)克/厘米^3。与叶绿矾、针绿矾等共生。是中国学者 1986 年在青海锡铁山铅锌矿床氧化带中发现的新矿物。

【水镁矾】 kieserite 又称硫镁矾。成分 $Mg[SO_4]\cdot H_2O$,含 MgO 29%。单斜晶系。常呈粒状致密块体。为无色、灰色或浅黄色。玻璃光泽。解理平行{110}和{111}完全。硬度 3.5。性脆。密度 2.57 克/厘米^3。主要产于盐湖中,是提取镁的一种矿石矿物。

【水绿矾】 melanterite 成分 $Fe[SO_4]\cdot 7H_2O$。单斜晶系。晶体呈柱状,集合体呈纤维状或钟乳状。绿色至蓝色,玻璃光泽。常为透明。解理平行{001}完全。硬度 2。密度 1.89 克/厘米^3。是含铁硫化物风化产物,见于硫化物矿床氧化带下部半分解黄铁矿矿石的裂隙中。可作药用及颜料用矿物。

【针绿矾】 coquimbite 成分 $Fe_2[SO_4]_3\cdot 9H_2O$。三方晶系。晶体呈六方柱状,集合体呈粒状、致密块状。无色、浅紫、浅黄及浅绿色。透明至半透明。玻璃光泽,断口油脂光泽。硬度 2.5。性脆。密度 2.05~2.19 克/厘米^3。易溶于水。产于硫化矿床氧化带中,与水绿矾、胆矾等共生。

【钾明矾】 potassium alum 又名明矾。成分 $KAl[SO_4]_2\cdot 12H_2O$。等轴晶系。呈柱状晶体,集合体呈粒状、土状、盐华状和皮壳状。人工制取者为八面体或立方体晶体。无色或白色。玻璃光泽。无解理,贝壳状断口。硬度 2~2.5。密度 1.76 克/厘米^3。易溶于水。自然界产出很少。主要由人工制取,用于造纸、制革、医药、油漆、食品和纺织工业。

【钒矾】 minasragrite 成分 $V_2^{4+}[SO_4]_3(OH)_2\cdot 15H_2O$。单斜晶系。呈粉末状、粒状及团块状。蓝色。玻璃光泽。较软。密度 2.03 克/厘米^3。

【胆矾】 chalcanthite 成分 $Cu[SO_4]\cdot 5H_2O$,有时含镁和锌。三斜晶系。晶体呈厚板状,集合体呈钟乳状、肾状或粒状。蓝色。玻璃光泽。解理平行{1$\bar{1}$0}不完全。断口贝壳状。硬度 2.5。性脆。密度 2.29 克/厘米^3。为含铜硫化物的氧化产物。见于干旱地区铜矿床氧化带中。"chalcanthite"源于希腊文,意为铜的颜色。"胆矾"源于明李时珍"胆以色味命名,俗因其似矾,呼为胆矾。"可用作杀虫剂及化工原料,亦可作药用及颜料用。

【羟胆矾】 brochantite 成分 $Cu_4[SO_4](OH)_6$。含 CuO 70.36%。单斜晶系。晶体呈柱状或针状。集合体呈粒状、块状或肾状。绿至深绿色。玻璃光泽。解理平行{100}完全。硬度 3.5~4。密度 3.97 克/厘米^3。常见于干旱地区铜矿床的氧化带中。可作为炼铜的矿物原料。

【锌叶绿矾】 zincocopiapite 成分 $ZnFe_4^{3+}[SO_4]_6(OH)_2\cdot 18H_2O$。三斜晶系。细小板状晶体。黄绿色。透明至半透明。玻璃光泽。条痕灰白色。硬度约 2,密度 2.181 克/厘米^3。产于铅锌矿氧化带中,与叶绿矾、针绿矾、粒铁矾、水绿矾等共生,是中国学者 1964 年发现的新矿物。

【杂卤石】 polyhalite 成分 $K_2Ca_2Mg[SO_4]_4\cdot 2H_2O$。三斜晶系。晶体呈细小板状,集合体呈粒状、块状或纤维状。白色或灰色,常因含铁的氧化物而染成棕、红、黄等色。玻璃光泽,块状者呈蜡状光泽。解理平行{10$\bar{1}$}完全。硬度 3.5。密度 2.78 克/厘米^3。出现于盐湖中,与石盐、硬石膏等共生。可用以制造化肥。

【锌赤铁矾】 zincobotryogen 成分 $(Zn,Mg,Mn)Fe^{3+}[SO_4]_2(OH)\cdot 7H_2O$。单斜晶系。呈柱状晶体;集合体呈放射状或锥状。橘红色、棕褐色。条痕浅黄色。玻璃光泽到油脂光泽。半透明。硬度约 2.5。密度 2.201 克/厘米^3。发现于中国西北某铅锌矿床氧化带,与镁明矾密切共生。是中国学者 1964 年发现的新矿物。

【钾盐镁矾】 kainite 成分 $KMg[SO_4]Cl\cdot 3H_2O$,含 K_2O 15.70%,MgO 16.19%。单斜晶系。晶体呈板状或柱状;集合体呈粒状。浅黄色或灰白色,有时红色。玻璃光泽。解理平行{001}完全。断口平坦状或参差状。硬度 2。性脆。密度 2.1 克/厘米^3。易溶于水,味苦咸。为盐湖化学沉积作用的产物。可作化工和化肥原料。

【锡铁山石】 xitieshanite 成分 $Fe^{3+}[SO_4]Cl\cdot 6H_2O$。单斜晶系。呈菱方柱状。浅绿带淡黄色调。透明。玻璃光泽。硬度 2.7。条痕浅黄。密度 1.99 克/厘米^3。易溶于水和盐酸。是中国学者 1982 年在青海锡铁山铅锌矿床氧化带中发现的新矿物。

【粒铁矾】 roemerite 成分 $FeFe_2^{3+}[SO_4]_4\cdot 14H_2O$。三斜晶系。厚板状晶体,粒状、钟乳状、皮壳状集合体。黄色、红褐色、紫褐色。条痕灰白色。透明至半透明。玻璃光泽,松脂或油脂光泽。二组解理。贝壳状断口。硬度 3~3.5。性脆。密度 2.08~2.18 克/厘米^3。易溶于水。产于铜铅锌矿床氧化带底部或次生富集带中,与水绿矾、铁明矾、水铁矾等共生。

【明矾石】 alunite 成分 $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$。三方晶系。通常呈细粒状、土状或致密块状集合体。白色,常带浅灰、浅黄、浅红或浅褐色。玻璃光泽。硬度 3.5~4.0。密度 2.6~2.8 克/厘米^3。为中、酸性火山岩经过低温热液作用蚀变而成。用于制取明矾。

【锌绿钾铁矾】 zincovoltaite 成分 $K_2Zn_5Fe_3^{3+}Al[SO_4]_{12}\cdot 18H_2O$。等轴晶系。呈粒状分散在次生石英晶簇中。油绿到黑绿色。透明。玻璃光泽。硬度 3。条痕灰色。密度 2.756 克/厘米^3。是中国学者 1987 年在青海锡铁山铅锌矿床氧化带中发现的新矿物。

【李时珍石】 Lishizhenite 成分 $ZnFe_2[SO_4]_4\cdot 14H_2O$。三斜晶系。板状或板柱状晶体。淡玫瑰紫色。条痕白色。玻璃光泽。硬度 3.5。密度 2.206 克/厘米^3。易溶于水。在空气中易变成黄褐色。是中国学者 1991 年在青海锡铁山铅锌矿床氧化中发现的新矿物。

【黄钾铁矾】 jarosite 成分 $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$。三方晶系。通常呈致密块状或土状集合体,偶尔可见呈细小菱面体晶体。赭黄色,条痕黄色。硬度不一,最高达 3.5,土状者为 1。密度 3.2 克/厘米^3。是金属硫化物矿床氧化带的次生矿物,由黄铁矿氧化分解而形成。主要见于干燥地区。将黄钾铁矾煅烧后可作为研磨粉的原料。

碳酸盐矿物

【碳酸盐矿物】 carbonate minerals 碳酸盐矿物分布广泛,其中钙镁碳酸盐矿物最为发育,形成巨大的海相沉积层,占地壳总质量的 1.7%。碳酸盐矿物是金属阳离子与碳酸根相结合的化合物。金属阳离子主要有钠、钙、镁、钡、稀土元素、铁、铜、铅、锌、

锰等，与配阴离子碳酸根以离子键结合，形成岛状、链状和层状三种结构类型，以岛状结构碳酸盐为主。碳酸盐矿物多呈柱状、菱面体和板状晶形。无色、白色，若含过渡型离子则呈现彩色。以玻璃光泽为主。一般硬度、密度都不大，其中三方晶系者具有菱面体解理。碳酸盐矿物多数为外生成因，主要由沉积作用形成。内生成因者除岩浆成因碳酸岩外，多数为热液作用产物。

【方解石】 calcite 成分 $CaCO_3$，常含镁、铁、锰、锌等。三方晶系。晶体常呈复三方偏三角面体及菱面体；依(0001)的底面双晶及依$(01\bar{1}2)$的负菱面双晶常见，且多为聚片双晶；集合体呈晶簇、粒状、钟乳状、鲕状、致密块状或泉华状等。无色或白色，但常因含其他杂质而染成各种颜色。其中纯净无色透明者称为冰洲石。玻璃光泽。硬度 3。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。密度 2.6～2.8 克/厘米^3。遇冷稀 HCl 剧烈起泡。可形成于各种地质作用中，在自然界分布很广，为组成石灰岩的主要成分。纯度高的用于制造重碳酸钙，为工业品的重要填料，也是中药材之一。

【冰洲石】 iceland spar 无色透明纯净的方解石。在透明矿物中具有最高的双折射率。主要用于国防工业和制造特种光学仪器。工业上对冰洲石的质量要求是：无色，全透明，无包裹体，无裂缝，无双晶，用紫外光照射时无荧光。优质冰洲石晶体产于玄武岩的方解石脉和沸石方解石脉中。其形成与热液作用有关。冰洲石矿床也产于石灰岩中，但晶体质量稍差。

【文石】 aragonite 又称**霰石**。成分 $CaCO_3$，常含锶、铅、镁、铁等。与方解石为同质二象。斜方晶系。晶体呈板状或尖锥状，呈假六方柱状的三连晶常见，集合体呈棒状、放射状、钟乳状、豆状和鲕状等，其中呈豆状者称为豆石。白色、灰色、浅红色至黑色。玻璃光泽。硬度 3.5～4.0。解理平行$\{010\}$不完全。密度 2.9～3.0 克/厘米^3。遇冷稀盐酸剧烈起泡。主要形成于外生作用，产于近代海底沉积或粘土中；也可形成于内生作用，是一种低温矿物，产于温泉沉积物中及火山岩的裂隙和气孔中；也有生物成因的，是构成珍珠的主要矿物成分。

【菱镁矿】 magnesite 成分 $MgCO_3$，含 MgO 47.6%，常含铁、锰、钙等。三方晶系。晶体很少见，通常呈粒状集合体或瓷状致密块体。白色、灰色或黄色。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全，瓷状致密块体具贝壳状断口。硬度 4～4.5。密度 2.9～3.1 克/厘米^3。主要是热液作用的产物：含镁热液可以交代白云岩和白云质石灰岩形成菱镁矿；含碳酸热液与超基性岩作用也可以形成菱镁矿。用作冶金工业的耐火材料；水泥、橡胶、塑料、化肥的原料或填料；提取金属镁；制作轻质耐腐蚀的铝镁合金。

【菱锌矿】 smithsonite 成分 $ZnCO_3$，含 Zn 52%，常含铁、锰，有时含钴、镉、铟等。三方晶系。晶体呈菱面体或复三方偏三角面体，但不常见；通常呈土状、钟乳状或皮壳状集合体。白色而微带浅绿、浅褐或浅灰。玻璃光泽。硬度 5。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。密度 4.1～4.5 克/厘米^3。是闪锌矿氧化后所形成的次生矿物。产于铅锌硫化物矿床氧化带下部及其附近。大量聚积时是炼锌的矿石矿物。

【菱铁矿】 siderite 成分 $FeCO_3$，含 Fe 48.2%。三方晶系。晶体呈菱面体，晶面往往弯曲；集合体呈粒状、块状或结核状。浅褐色，但由于所含低价铁易于氧化，致使颜色转变为深褐、黑褐色。玻璃光泽。硬度 3.5～4.5。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。密度 3.9 克/厘米^3。热液成因和外生沉积成因，后者常产于煤系地层内，并具结核状等形态特征。是炼铁的矿石矿物。

【菱锰矿】 rhodochrosite 成分 $MnCO_3$，含 Mn 47.8%。三方晶系。晶体呈菱面体。通常呈粒状、块状或结核状。玫瑰色，容易氧化而转变成褐黑色。玻璃光泽。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。硬度 3.5～4.5。密度 3.6～3.7 克/厘米^3。由内生作用和外生作用形成。前者见于某些热液矿床中，后者大量分布于沉积锰矿床中。是炼锰的重要矿石矿物。

【白云石】 dolomite 成分 $CaMg[CO_3]_2$，常含铁、锰。三方晶系。晶体呈菱面体，晶面常弯曲成马鞍状；有时可见依$(02\bar{2}1)$的聚片双晶；集合体通常呈粒状。灰白色，有时微带浅黄、浅褐、浅绿色。玻璃光泽。硬度 3.5～4。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。密度 2.8～2.9 克/厘米^3，遇冷 HCl 缓慢起泡。是组成白云岩的主要矿物成分。主要为外生成因，可以是潟湖盆地中的沉积物，也可以是早期的碳酸钙沉积受含镁溶液的作用，置换部分钙而形成。此外，也出现于一些热液矿脉中。在冶金工业中，用作碱性耐火材料和高炉炼铁的熔剂，部分用来制取金属镁；在化学工业中用以制造钙镁磷肥、硫酸镁等。此外，还可作陶瓷、玻璃的配料和建筑石料。

【铁白云石】 ankerite 成分 $Ca(Mg,Fe)[CO_3]_2$，常含锰。三方晶系。晶体呈菱面体，通常呈块状或粒状集合体，玻璃光泽。白或灰色，含锰的带红色。硬度 3.5。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。密度 2.9～3.1 克/厘米^3。热液成因和外生沉积成因，常与菱铁矿共生。

【扎布耶石】 Zabuyelite 成分 Li_2CO_3。单斜晶系。菱柱状晶体。无色、乳白色、淡橘黄色。透明。玻璃光泽。硬度 3。密度 2.09 克/厘米^3。微溶于水，遇 HCl 剧烈起泡。是中国学者 1987 年在西藏扎布耶湖中发现的新矿物，是现代盐湖中重要的锂矿资源。

【纤碳铀矿】 rutherfordine 又称**斜方碳铀矿**。化学式 UO_2CO_3。斜方晶系。晶体呈长柱状、长板条状、板状。沿$\{100\}$呈扁平状，沿 c 轴延长。常见放射状、束状、皮壳和薄膜状集合体。黄色，有时为稻草黄或淡绿黄色。玻璃光泽，集合体具暗淡或土状光泽，纤维状集合体呈丝绢光泽。解理沿[010]完全。密度 5.7 克/厘米^3。硬度 2.5。在紫外光照射下不发荧光。是铀矿床氧化带的表生铀矿物，更常见于干旱地区的铀矿床氧化带内，与硅铅铀矿、柱铀矿、黄钙铀矿等共生。

【碳锶矿】 strontianite 又称**碳酸锶矿**。成分 $Sr[CO_3]$，含 Sr 55%～60%。斜方晶系。晶体呈细针状或柱状，少见；集合体呈粒状或纤维状。无色、浅绿、浅黄或浅灰色。玻璃光泽，新鲜断口呈油脂光泽。硬度 3.5～4。密度 3.6～3.8 克/厘米^3。遇盐酸起泡。主要是热液成因的，呈脉状产于石灰岩或泥灰岩中，与重晶石、天青石、方解石等共生。是提取锶的矿石矿物。

【碳钡矿】 witherite 又称**碳酸钡矿、毒重石**。成分 $BaCO_3$，常含锶和钙。斜方晶系。假六方双锥状，三连晶较为常见；集合体呈粒状、块状等。具无色或微带灰、黄色。玻璃光泽。硬度 3～3.5。密度 4.2～4.3 克/厘米^3。遇盐酸起泡。通常见于热液矿床中，与方解石、重晶石等共生。用于颜料、玻璃、陶瓷、制革工业等。

【白铅矿】 cerussite 成分 $PbCO_3$，含 Pb 77.6%。斜方晶系。晶体呈板状或假六方双锥状，贯穿双晶常见，集合体呈致密块状、钟乳状或土状。白色或微带各种浅色。金刚光泽。硬度3～3.5。密度 6.4～6.6 克/厘米^3。遇盐酸起泡。通常是由方铅矿氧化成铅矾 $Pb[SO_4]$后，再由铅矾受含碳酸水溶液作用而形成的次生矿物。产于铅锌硫化物矿床氧化带中。通常与原生铅矿物一起作为铅矿石利用。

【大青山石】 Daqingshanite 成分$(Sr,Ca,Ba)_3RE[PO_4][CO_3]_{3-x}(OH,F)_x$。三方晶系。呈扁平状晶体，偶见菱面。淡灰黄色。透明。玻璃到油脂光泽。显微硬度 335 千克/毫米^2。条痕白色。密度 3.81 克/厘米^3。是中国学者 1982 年在内蒙古白云鄂博发现的新矿物。

【氟碳铈矿】 bastnaesite 成分 $Ce[CO_3]F$，含 Ce_2O_3 74.6%。六方晶系。晶体常呈平行{0001}的板状，通常呈粒状集合体。黄色或褐色。玻璃光泽至油脂光泽。硬度 4～4.5。解理平行六方柱$\{10\bar{1}0\}$不完全。不平坦断口。密度 4.9 克/厘米^3。溶于浓盐酸和硫酸中。产于碱性岩、碱性伟晶岩及有关的热液矿床中。是提取铈、镧等稀土元素的矿石矿物。

【氟碳钙铈矿】 parisite 成分 $Ce_2Ca[CO_3]_3F_2$，含 TR_2O_3 50%～60%。六方晶系。晶体呈腰鼓状，通常呈不规则粒状集合体。黄色或褐色。条痕淡黄色。玻璃光泽至油脂光泽。硬度 4.5。解理平行底面{0001}中等。断口次贝壳状至锯齿状。密度4.3～4.4 克/厘米^3。产于与碱性岩有关的热液矿床中，与方解石、萤石等共生。是提取铈、镧等稀土的矿石矿物。

【黄河矿】 huanghoite 成分 $BaCe[CO_3]_2F$，含 BaO 36.84%。TR_2O_3 38.40%。六方晶系。晶体常呈板状。蜜黄或黄绿色。透明。油脂光泽。具{0001}解理。硬度 4.7。密度 4.51～4.67 克/厘米^3。产于热液矿床中以及受热液作用的白云岩中。是中国学者 1961 年发现的新矿物。

【白云鄂博矿】 Baiyuneboite-(Ce) 成分 $NaBaCe_2[F(CO_3)_4]$。六方晶系。偶见六方薄板状，常呈不规则粒状，粒径 0.3～3 毫米。呈黄到米黄色。具油脂或金刚光泽。硬度 4.5。条痕白色。密度 4.30±0.011 克/厘米^3。是中国学者 1987 年在内蒙古白云鄂博发现的新矿物。

【氟碳钡铈矿】 cordylite 成分 $Ba(Ce,La)_2[CO_3]_3F_2$，含 Ce_2O_3，La_2O_3 各约 25%。六方晶系。晶体呈短柱状。无色透明至蜡黄色。玻璃光泽。硬度 4.5。解理平行底面{0001}完全。断口贝壳状。密度 4.3 克/厘米^3。易溶于盐酸中。产于霞石正长岩的伟晶岩脉中。是提取铈、镧等稀土元素的矿石矿物。

【孔雀石】 malachite 成分 $Cu_2[CO_3](OH)_2$，含 Cu 57.4%。单斜晶系。晶体呈针状，通常呈放射状或钟乳状集合体。绿色。玻璃光泽。硬度 3.5～4。密度 3.9～4.0 克/厘米^3。遇盐酸起泡。是原生含铜矿物氧化后所形成的次生矿物，产于含铜硫化物矿床氧化带中，经常与蓝铜矿共生。它们的出现可作为找寻原生铜矿床的标志。块大色美的孔雀石是工艺雕刻品的材料，粉末用制颜料，称**石绿**。亦可作中药药用，称**绿青**。大量聚积时可作为铜矿石利用。

【蓝铜矿】 azurite 成分 $Cu_3[CO_3]_2(OH)_2$，含 Cu 55.2%。单斜晶系。晶体呈短柱状或板状，通常呈粒状、块状或放射状，以及土状或皮壳状集合体。深蓝色，土状或皮壳状者淡蓝色。玻璃光泽。硬度 3.5～4。密度 3.7～3.9 克/厘米^3。遇盐酸起泡。是原生含铜矿物氧化后所形成的次生矿物。产于含铜矿物矿床氧化带中，经常与孔雀石共生。它们的出现可作为找寻原生铜矿床的标志。粉末用制蓝色颜料，称**石青**。药用称**扁青**。大量聚积时可作为铜矿石利用。

【苏打石】 nahcolite 又名**重碳钠盐**。成分 $NaHCO_3$。单斜晶系。晶体呈柱状、板状。白色或灰色。玻璃光泽。硬度 2.5～3，密度 2.21 克/厘米^3。易溶于水。产于盐湖、矿泉中，与水碱、天然碱、无水芒硝等共生。用于医药及食品工业。

【祁连山石】 Qilianshanite 成分 $NaHCO_3\cdot H_3BO_3\cdot 2H_2O$。单斜晶系。主要呈粒状集合体，少见板状或柱状晶体，聚片双晶可见。无色。玻璃光泽。两组节理发育。硬度 2。密度 1.706 克/厘米^3。溶于水。加稀盐酸起泡。是中国学者 1993 年在青海祁连山脉西南红土硼矿床中发现的新矿物。

【泡碱】 natron 又名**苏打**。成分 $Na_2CO_3\cdot 10H_2O$。单斜晶系。晶体呈长菱形板状，通常呈粒状集合体。白色或灰色、黄色，在空气中失水变成白色。玻璃光泽。硬度 1～1.15。密度 1.46～1.48 克/厘米^3。易溶于水。产于碱湖中。用作冶金、建材、化工、玻璃、造纸、肥皂、洗涤剂、纺织、制革等工业原料。

【水碱】 thermonatrite 成分 $Na_2CO_3\cdot H_2O$。斜方晶系。晶体呈板状，常见皮壳状、粉末状集合体。呈白色，含杂质变成黄色、灰色。玻璃光泽。硬度 1～1.5。密度 2.55 克/厘米^3。产于碱湖中，它是泡碱脱水后产物。亦见于干燥土壤和火山喷气凝华物中。

【水锌矿】 hydrozincite 又称**羟碳锌石**。成分 $Zn_5[CO_3]_2(OH)_6$。单斜晶系。晶体呈细条片状，通常呈致密块状、皮壳状或肾状集合体。白色或淡黄。硬度 2.5。解理平行{100}完全。密度 4 克/厘米^3。是闪锌矿氧化后所形成的次生矿物。可作为炼锌的矿石矿物。

【泡铋矿】 bismutite 成分 $Bi_2[CO_3]O_2$，含 Bi 87%。四方晶系。通常呈土状、粉末状或皮壳状集合体。颜色不一，以灰白、黄、浅褐等色为常见。玻璃光泽。硬度 2.5～3.5。密度 7.0～7.4 克/厘米^3。是辉铋矿和自然铋氧化后的产物。

【天然碱】 trona 又称**碳酸钠石**。成分 $Na_3H[CO_3]_2\cdot 2H_2O$。单斜晶系。晶体呈板状，有时呈结晶质皮壳状集合体。灰白色或灰黄色。玻璃光泽。硬度 2.5～3.0。解理平行{100}完全。密度 2.11～2.14 克/厘米^3。易溶于水，味咸。是盐湖中的化学沉积物，与其他碱金属含水碳酸盐，如水碱、泡碱等组成碱层产出。是制碱工业的原料，也可作洗涤剂。

硝酸盐矿物

【硝酸盐矿物】 nitrate minerals 本类矿物中阳离子主要有钠、钾、钙、镁等，与硝酸根以离子键结合。矿物一般为白色、无色、浅灰色，玻璃光泽，透明至半透明，常呈针状、毛发状、粒状、皮壳状、盐华状集合体产出。硬度小，密度不大。性脆。易溶于水，味苦有凉感。是表生作用产物。

【钠硝石】 nitratine, nitronatrite 又称**智利硝石**。成分 $NaNO_3$，含 Na_2O 36.5%。N_2O_5 63.5%。三方晶系。通常呈致密块状、皮壳状或盐华状集合体。白色、淡黄或褐色。玻璃光泽。硬度 1.5～2.0。解理平行菱面体$\{10\bar{1}1\}$完全。密度 2.24～2.29 克/厘米^3。易溶于水，味微咸。见于炎热干燥和沙漠地区，主要由腐烂有机物受硝化细菌分解作用而产生的硝酸根与土壤中的钠质化合而成。用于制造硝酸、炸药、氮肥及氮化合物。

【钾硝石】 niter, nitrokalite 又称**印度硝石**、**火硝**。成分 KNO_3，含 K_2O 46.5%，N_2O_5 53.5%。斜方晶系。通常呈疏松皮壳状或针状集合体。无色或灰白色。玻璃光泽。硬度 2，解理平行{011}完全。性脆。密度 1.99 克/厘米^3。易溶于水。产于干燥地区的土壤、岩石表面或洞穴中。用作农业上的钾肥和氮肥。

火成岩石学

总　论

【岩石】 rock　天然产出的具有一定结构构造的矿物集合体，它构成地球上层部分(地壳和上地幔)，在地壳中具有一定的产状。岩石主要由造岩矿物组成，少数由天然玻璃或胶体或生物遗骸组成。陨石与月岩也是岩石，但一般所说的岩石，主要指组成地壳及少量上地幔的物质。岩石按地质成因分为：火成岩、沉积岩和变质岩三类。其中以火成岩数量最多，从地表深至16千米范围的地壳内95%为火成岩，包括侵入岩和火山岩。矿石、宝石、观赏石为经济上可供利用的特殊的岩石，煤和含油岩石也是特殊的岩石。

【单矿岩】 monomineralogic rock　全部或几乎全部由一种矿物组成的岩石。如辉石岩由辉石组成，斜长岩由斜长石组成，以及石英岩由石英组成等。

【复矿岩】 polymineralogic rock　由两种或两种以上的矿物组成的岩石。如花岗岩由石英、长石及少量铁镁矿物组成。

【成因岩石学】 petrogenesis　又称**岩理学**。岩石学分支之一，是研究岩石成因、岩石形成过程和形成条件的科学。岩石成因论是在大量岩类学观察的资料基础上，结合物理学、化学、地球物理学和地球化学、实验岩石学等综合研究分析，阐明或探讨有关岩石的成因问题，为地球层圈、构造环境、生态环境研究及指导找矿提供依据。

【描述岩石学】 descriptive petrology　又称**岩相学**(petrography)、**岩类学**。岩石学的一个分支。研究岩石的物质成分、结构、构造，分类命名以及产状、伴生关系和分布规律等。研究方法包括野外实地调查和观察及室内鉴定，如薄片研究及化学分析等。

【岩组分析】 fabric analysis　岩石学的一个分支。主要是在偏光显微镜和费氏台下或应用X射线的统计方法，以及用电子显微镜等鉴定分析岩石中的矿物颗粒的形状、大小、结晶要素(如石英或方解石的光轴方位)以及相互关系和形成机制，来研究岩石的组构，从而了解岩石在形成和变形过程中的机理，物质运移的方向和方式，应力分布以及岩石的变形历史。近来，还用透射电子显微镜对变形晶体的亚结构进行测定。

【工艺岩石学】 technical petrology　又称**工业岩石学**(industrial petrology)。岩石学的一个分支。它的任务是研究人造岩石的成分及其结构。所谓人造岩石就是由人工制造出来的、与自然岩石很相似甚至相同的一些工业品或工业副产品，如陶瓷、铸石、耐火砖、水泥、玻璃以及炉渣等。通过工艺岩石学的研究，可以制出许多耐高温、高压，绝缘、绝热，防辐射的材料，可应用于各种工业。

【岩石化学】 petrochemistry　又称**化学岩石学**(chemical petrology)。岩石学的一个分支。主要研究各种岩石的化学成分和有成因联系的岩石在化学上成分方面的相互关系。主要用于结晶岩(火成岩、变质岩)的研究，尤对火山岩研究更重要。研究内容为：①火成岩的酸碱度，铝饱和度；②火成岩系列、类型；③火成岩矿物组合及含量；④火成岩分类命名；⑤岩浆演化机理；⑥岩浆来源；⑦岩浆及火成岩的物理化学条件；⑧火成岩的成因；⑨火成岩与成矿作用。根据化学分析资料，按照结晶化学原理，进行化学成分计算，有的做出图解，进行分析对比、理论模拟。通过岩石化学的研究，不仅在鉴别岩石中起着很大的作用，而且对于研究岩石共生组合的规律，弄清岩浆的演化以及查明与成矿作用的关系，均具有一定意义。

【区域岩石学】 regional petrology　研究各个地区发育的岩石的特征、类别、分布以及岩石组合，同时与区域地质构造联系起来，弄清它们与成矿作用的关系。中国近年来进行了很多区域岩石学的研究。在火成岩方面，如祁连山地质、南岭花岗岩类岩石研究以及山西碱性岩的研究等。在沉积岩方面，对石油、铁、锰、磷和铝土矿等沉积矿产作了大量区域分布的研究工作。在变质岩方面，对中国秦岭和东北等地变质岩区也进行了工作，取得不少成果。出版的中国各省地质志，也有对各省区域岩石的总结。

【火成岩石学】 igneous petrology　见83页“火成岩石学”。

【岩浆】 magma　地壳深部或上地幔物质经部分熔融而产生的炽热熔融体。其成分以硅酸盐为主，可含少量碳酸盐、氧化物等，并溶解有挥发分，温度一般为700～1200℃。岩浆具有一定的黏度。可划分为酸性岩浆、基性岩浆、碱性岩浆和碱土性岩浆。它在构造运动或其他内力的影响下，可以侵入地壳或喷出地表，经冷却固结后形成各种火成岩，与内生矿床关系密切。magma一词，最早来源于希腊语，原意是指像“稀饭”或“糨糊”一样的东西。

【原生岩浆】 primary magma　指由源区经局部熔融作用产生的岩浆，在上升达地表或地壳浅部的过程中无化学组成的任何变异。在有的文献中译为原始岩浆。鉴于还有一个基本英文术语primitive magma，译为原始岩浆，故将primary译为原生为好。

【原始岩浆】 primitive magma　又称**母岩浆**(parental magma)。这一术语，广泛用于地球化学文献中，指一个岩石省内发现的镁值最高，形成的液相线温度最高的岩浆称为原始(primitive)岩浆，它们常常并不是原生(primary)岩浆，而是在化学组成上已经经过某种程度变异的岩浆。

【派生岩浆】 derivative magma　由原生岩浆或原始岩浆(母岩浆)经同化作用、混合作用、分离结晶作用后所派生出来的岩浆。

【幔源】 mantle source　指形成火成岩的岩浆来源于上地幔。如玄武岩岩浆大都来自上地幔。

【壳源】 crust source　指形成火成岩的岩浆来源于地壳，如地壳熔化形成的原生花岗质熔体。它会在不同程度上与玄武岩的分离作用形成的花岗岩熔体混合而形成地壳混染岩浆。

【岩浆库】 magma chamber, magma reservoir　又称**岩浆房**。地壳中储集岩浆的场所。岩浆房有深部岩浆房和高位岩浆房。后者指岩石圈浅层部位蓄积岩浆的地方；其规模直径达几千米或几十千米，大小不一。火山物质即来源于此。岩浆是从地幔上升到地壳的。一般位于较浅的部位，如夏威夷地区，其深度只有3～5千米。其上连接火山通道，供给火山喷发的物质。其下情

况不明。一般认为上地幔是产生岩浆的场所，经过某种作用岩浆被运移和贮存于岩浆库中。在火山临近喷发前，岩浆库中的岩浆向地面运移，会引起地球物理场的变化。如果岩浆库内的岩浆逐渐冷却凝结，火山就停止活动，地下的岩浆库固结成为多种形态的侵入体。

【残余岩浆】 residual magma 岩浆结晶作用进行至某时期时，其剩余的液相部分称为残余岩浆。原生岩浆在分异作用的某时期内所形成的火成岩的基质成分，即代表某时期残余岩浆成分。结晶作用充分进行后的残液，多形成伟晶岩，其成分一般富含二氧化硅、碱质及挥发分，但在某些基性残余岩浆中，则富含铁及钛。由于残余岩浆常携带一些金属物质，因此它对矿床的形成起着一定的作用。

【挥发分】 volatile component 指岩浆中所含的水、二氧化碳、氟、氯、硼、硫等易于挥发的组分。岩浆中含挥发分多少，对于岩浆结晶作用及成矿作用有很大的影响。例如侵入岩，由于挥发分不易散失，它在岩浆中既可减低岩浆的黏度，又可促使结晶作用的进行，因此其中的矿物晶形比较完整，结晶程度较高。反之如火山岩，由于其中挥发分易于散失，岩浆冷凝很快，往往呈隐晶质或玻璃质。在矿床学中，将矿化流体中的挥发分称为**矿化剂**(mineralizer)。

【火成岩】 igneous rock 又称**岩浆岩**(magmatic rock)。岩浆在地下或喷出地表后冷却凝结而成的岩石。由于岩浆固结时的化学成分，温度、压力及冷却速度的不同，可生成各种不同的岩石。大部分火成岩是结晶质的，小部分为玻璃质。火成岩的形成温度一般较高(主要在 700～1500℃)。有学者认为，除由岩浆冷凝形成的火成岩而外，还有一部分火成岩不是由岩浆形成，而是由先成岩石经过超变质或强烈交代作用形成，例如某些花岗岩类岩石。火成岩在地壳里占主要地位，从地面到深达 16 千米的地方，火成岩的体积几乎占 95%，而沉积岩仅占 5%。火成岩是组成地壳的主要岩石。

【火成岩体】 igneous body 由火成岩所组成的地质体，一般指侵入的和喷出的火成岩体。其产状多种多样，大小差别很大，其形成历史和内部构造也不一致。例如，中国华南的花岗岩体，有的范围很大，可达数千平方千米，有的很小，只有几十平方千米；产状有的是岩基，有的是岩株、岩脉；而且常呈多期多阶段的复式岩体。此外，某些超镁铁质岩体、镁铁质岩体，常是多种岩石组成的韵律性的层状侵入岩体。

【深成岩】 plutonite 岩浆在地下深处(＞3000 米)缓慢冷却、凝固而生成的全晶质粗粒岩石，如花岗岩、闪长岩、辉长岩等。近年来，深成岩类以花岗岩类岩石占绝大多数的事实，使多数人认为，花岗岩类是岩浆成因的，但也有不少人认为有的花岗岩类岩石是高度变质交代作用的产物。

【浅成岩】 hypabyssal rock 又称**半深成岩**。介于深成岩与火山岩之间，具深成岩与熔岩中间结构的火成岩。多具细粒、隐晶质及斑状结构，在成因上常与深成岩有密切的关系，也可以与熔岩有密切的关系。常构成小侵入体，如岩床和岩墙。

【脉岩】 dike rock 经常呈脉状产出的火成岩。它们在空间分布上常与一定的深成岩体有密切关系：产于深成岩体内。或产在岩体附近的围岩中。有的脉岩以其成分与深成岩不同，分为两类：①浅色脉岩，浅色矿物特别集中，如细晶岩、伟晶岩；②深色脉岩，深色矿物特别集中，如煌斑岩。有的脉岩其成分与深成岩相似，而被划分为花岗斑岩、闪长玢岩等。

【侵入岩】 intrusive rock 液态岩浆在造山作用下贯入同期形成的构造空腔内，在深处结晶和冷凝而形成的火成岩。

【喷出岩】 extrusive rock, eruptive rock 岩浆喷出地表冷凝而形成的火成岩。包括各种熔岩及火山碎屑岩。熔岩由于冷却很快，多形成细粒至玻璃质岩石，常具斑状结构。由于熔岩是火山岩的主体部分，现在不笼统使用喷出岩一词而分别用熔岩和火山碎屑岩名称。

【火山岩】 volcanic rock 由地表或非常接近地表的火山作用所形成的各种岩石，既包括细粒的、隐晶质的或玻璃质的熔岩和火山碎屑岩，又包括与火山作用有关的潜火山岩。从火山喷发环境可区别为海底喷发和陆相喷发。海底喷发通常是大洋中脊或大洋岛屿喷发的，它与海相沉积物一般呈整合接触关系。陆相喷发通常是在构造运动后期喷发的，与下伏的岩层多呈不整合接触关系，其中也可夹有沉积岩。

【潜火山岩】 cryptovolcanic rock 又称**次火山岩**(subvolcanic rock)，是一种与火山作用有关的并与火山岩系同源的浅成和超浅成侵入岩。有人把火山通道根部的岩石也称为潜火山岩。大部分潜火山岩同喷出熔岩的外貌十分相似，须经野外调查和室内鉴定才能把它们区别开来。一般认为潜火山岩具有下列特点：①在时间上，与火山活动同期或稍晚；②在空间上，主要分布于火山岩地区；③在成分上，与火山岩相似；④在岩石特征上，与火山岩相似。潜火山岩与火山热液成矿作用有密切联系。与潜火山岩有关的矿产种类很多，如铜、钼、铁、黄铁矿、金、银、锡、铅、锌等。

【岩石区】 petrographic province 一定地区内一定地质时代活动的火成岩类，在化学成分、矿物组成上有其共同的特征，并可与其他地区内同一时代的火成岩类相区别；火成岩在此时代内分布的地理区域，称为岩石区。岩石区往往与区域地质构造单元相一致。例如，新生代火山岩有富 K_2O 的地中海岩石区，富 Na_2O 的内太平洋岩石区和贫碱富 CaO 的环太平洋岩石区，以及中国东部等地的碱性岩石区等。中国东南沿海一带的中生代晚期的火山岩所分布的地区常称为火山岩区。

【岩套】 petrographic suite 火成岩组合的一个更大的岩石单位，往往包含几个岩浆建造。它和地质构造发育的较长的时间单元相联系。岩套中既有侵入岩建造，又有火山岩建造，它们具有成因上和时间、空间上的联系。岩套常以造山期来划分，如前造山期、同造山期及后造山期等。例如，蛇绿岩套是大洋拉张时期发育于优地槽，属于前造山期的产物。

【岩浆系列】 magma series 原生岩浆连续演化而形成的不同成分的岩浆独立派生物。目前普遍采用三分法，即拉斑系列、钙碱性系列和碱性系列。其中拉斑系列和钙碱性系列又统称为**亚碱性系列**(subalkalic series)。在 SiO_2-(Na_2O + K_2O)图上，位于碱性玄武岩系列的下方，即在 SiO_2 含量相同条件下，比碱性系列贫碱。关于岩浆系列的划分仍有多种标准，在运用时要写明基于什么原则划分的属何种系列，因各个标准划分的系列在含义上不完全一致。

【火山岩建造】 volcanic formation 成因相似并有共同特征的几种火山岩呈有规律的组合。例如细碧-角斑岩建造，都是富含钠的海底喷发熔岩，在空间上都分布于地槽的褶皱带。

【拉斑系列】 tholeiitic series 其岩石组合是苦橄拉斑玄武岩-橄榄拉斑玄武岩-石英拉斑玄武岩-拉斑玄武安山岩。包括钙质岩石，很少受硅铝层混杂，主要岩石是拉斑玄武岩、辉长岩—辉绿岩侵入体和一些层状镁铁质侵入体。在分离结晶作用早、中阶段，SiO_2 几乎不变，MgO 显著减少，FeO(全铁)显著增加，铁主要以二价形式赋存于铁镁质硅酸盐矿物中，由此可推测岩浆中水含量较少，氧压较小。可用 Ol'-Ne'-Q' 三角图解和 AMF 三角

图解，划分出拉斑系列。

【钙碱性系列】 calc-alkalic series 其岩石组合是玄武岩-安山岩-英安岩、流纹岩。可用 Ol'-Ne'-Q' 三角图解和 AMF 三角图解，划分出钙碱性系列。也可以根据火成岩中里特曼指数，将岩石划分为亚碱性系列，含拉斑和钙碱性系列（$\sigma < 3.3\%$）、碱性系列（$\sigma = 3.3 \sim 9\%$），和强碱性系列（$\sigma > 9\%$）。

【碱性系列】 alkaline series 含过碱性系列（有标准矿物 Ac），强碱性系列（有副长石标准矿物 Lc、Ne、Ab），超基性碱性系列（金伯利岩、碳酸岩）等。矿物成分含碱性长石，暗色矿物为碱性暗色矿物、富钛的辉石、富铁黑云母等。

【钙碱指数】 calc-alkalic index 又称**皮科克指数**（Peacock index），划分岩系主要应考虑全碱（$Na_2O + K_2O$）对 CaO 的关系，因为，这两个数值与岩石中的长石成分和数量密切相关，而长石又是每种火成岩分类的重要依据。一般来讲，Na_2O 和 K_2O 的变化有一致性，并随 SiO_2 的增加而增加，而 CaO 则相反，随 SiO_2 的增加而减少。如以 $w(SiO_2)$（%）为横坐标，$w(Na_2O + K_2O)$（%）和 $w(CaO)$（%）为纵坐标，那么（$Na_2O + K_2O$）对 SiO_2 的曲线和 CaO 对 SiO_2 的曲线，势必相交于一点，这个交点（也就是（$Na_2O + K_2O$）与 CaO 数值相等时）相当的横坐标上 SiO_2 数值，是反映岩系全碱和 CaO 之间关系的重要指数，称为钙碱指数，可用 *CA* 代号表示。按照钙碱指数的大小，可把各种岩系划分为四类：①钙碱指数 *CA* < 51 的岩系，为碱质岩系；②钙碱指数 *CA* 51 ~ 56 的，为弱碱钙质岩系；③ *CA* 56 ~ 61 的，为钙碱质岩系；④ *CA* > 61 的，为钙质岩系。

【硅碱指数】 silica alkalic index 又称**里特曼指数**（Rittmann index）。是指用化学成分中含的二氧化硅 $w(SiO_2)$（%）和全碱 $[w(Na_2O) + w(K_2O)]$（%）来确定火成岩的碱性程度的一种指数，是用岩石化学成分中的 SiO_2 和 $Na_2O + K_2O$ 组合指数来表示岩石系列，故又称组合指数。即

$$\sigma = \frac{\{[w(Na_2O)]_{\%} + [w(K_2O)]_{\%}\}^2}{[w(SiO_2)]_{\%} - 43}$$

式中：σ 值愈大，碱性程度愈强。根据 σ 值的多少可划分 4 种岩石系列，即钙性、钙碱性、碱钙性和碱性系列。

【分异指数】 differentiation index（*DI*） 根据岩浆分异的理论，复杂成分的硅酸盐岩浆，经过分离结晶作用，逐步向形成 SiO_2-$NaAlSiO_2$-$KAlSiO_2$ 残余岩浆系统演化。即原始岩浆中钙-铝、钙-镁或铁的硅酸盐结晶早，并被分离出来，而残余岩浆则富含碱-铝硅酸盐。它们表现为六种可能的标准矿物组分：石英（Q）、正长石（Or）、钠长石（Ab）、霞石（Ne）、白榴石（Lc）和六方钾霞石（Kp），1960 年绍汤和脱特尔（Thornton & Tuttle）将这六种标准矿物组分的总和，即 Q + Or + Ab + Ne + Lc + Kp 称为分异指数，以其字首英文字母 *DI* 作为代号。分异指数是岩浆分离结晶程度和岩浆基性程度的标志，是一种重要的岩石化学参数。分异指数越大，说明岩浆分离结晶作用越强烈，酸性程度越高。

【镁铁指数】 mafic index *F*/(*F* + *M*) 基性岩浆一般起源于上地幔，从岩浆发生、聚集、开始喷发到结束喷发，经历了漫长的地质时期，发生过广泛的分异作用。即早先形成的铁镁矿物如富镁的橄榄石、透辉石、透辉石质普通辉石，从液相中分离出来，使残余岩浆成分较少镁质，较富碱质和硅铝质，同时铁质组分也略有降低，但减少得比镁质少得多。对此，1949 年，波尔德佛特（Poldervaart，1957）建议用镁铁指数 *F*/(*F* + *M*) 的比值，来反映分离结晶程度。[*F* = *w*(FeO) + *w*(Fe_2O_3)，*M* = *w*(MgO)，单位为%]。分离结晶程度高，铁镁指数就大；反之，铁镁指数就小，这是晚阶段分异岩浆的特点。

【碱度率】 alkalinity ratio（*AR*） 赖特（J. B. Wright，1969）认为，$w(SiO_2) > 42\%$ 及 $> 70\%$ 的岩石，其碱度不仅与 SiO_2 和全碱有关，而且与 Al_2O_3 和 CaO 也有关。因此，他提出用碱度率来研究岩系的碱性程度，碱度率（*AR*）的计算公式为

$$AR = \frac{w(Al_2O_3) + w(CaO) + w(Na_2O) + w(K_2O)}{w(Al_2O_3) + w(CaO) - [w(Na_2O) + w(K_2O)]}$$

若岩石的 $w(SiO_2) > 50\%$，$w(K_2O)/w(Na_2O)$ 大于 1 而小于 2.5 时，公式中的（$Na_2O + K_2O$）用 $2Na_2O$ 代替，而不考虑 K_2O 含量。在 SiO_2 相同条件下，*AR* 值越大，则表示岩石或岩系越碱性。赖特并用 SiO_2-*AR* 直角坐标图来确定岩石的碱性程度，研究岩系的演化。但 SiO_2-*AR* 图解，不能区别钙质及钙碱质岩系，也不适用于 SiO_2 低的富铁富镁岩系，但对研究中酸性岩石、岩系的碱性程度和演化特点，其优点是很显著的。

【固结指数】 solidification index（*SI*） 又称**凝固指数、硬化指数**。任何岩浆的分异演化都是向贫 MgO 方向演化，而且 MgO 的变化比 SiO_2 更显著。1957 年久野等认为研究玄武岩浆演化用固结指数比用 SiO_2 更好些。固结指数用下式表示：

$$|SI|_{\%} = \frac{100w(MgO)}{w(MgO) + w(FeO) + w(Fe_2O_3) + w(Na_2O) + w(K_2O)}$$

据公式计算，大多数原生玄武岩浆的固结指数为 40 左右或更大，若岩浆的分异程度差，*SI* 值就大，岩浆的分异程度高，*SI* 值就小。

【长英指数】 felsic index（*FL*） 由辛普森（simpson，1954）和华格（wager，1956）分别提出，它是反映岩浆分离结晶作用程度的岩石化学参数。随着岩浆分离结晶作用的进行，镁铁组分（橄榄石，辉石等）最早从熔浆中分离，残余熔浆的成分越来越富集低熔的碱质组分（长英质成分），而镁、铁质越来越少，其中镁比铁减少得更快。其计算公式为

$$|\text{长英指数}(FL)|_{\%} = \frac{100[w(Na_2O) + w(K_2O)]}{w(Na_2O) + w(K_2O) + w(CaO)}$$

$$|\text{镁铁指数}(MF)|_{\%} = \frac{100[w(Fe_2O_3) + w(FeO)]}{w(Fe_2O_3) + w(FeO) + w(MgO)}$$

对于“长英指数”和“镁铁指数”曾有人进行过多次修正，但都是大同小异。1956 年韦杰加以改进的 *MF* 和 *FL* 表示如下：

$$|MF|_{\%} = \frac{100[N(Fe^{2+}) + N(Fe^{3+}) + N(Mn)]}{N(Fe^{2+}) + N(Fe^{3+}) + N(Mn) + N(Mg)} \quad (N \text{ 为原子数})$$

【拉森指数】 Larsen index（*LI*），1938 年由拉森（E. S. Larsen）提出，它是岩石酸度的一种表示方法。它可正也可负。拉森指数大，表示岩石酸度大，说明 SiO_2 和 K_2O 含量高，FeO、MgO、CaO 含量低。它表示为

$$LI = [\frac{1}{3}w(SiO_2) + w(K_2O)] - [w(CaO) + w(MgO) + w(FeO)]$$

式中：$FeO = FeO + 0.9Fe_2O_3 + MnO$。拉森指数中，未考虑 Na_2O 和 Al_2O_3，原因在于它们既可参加到基性组分中，也可参加到酸性组分中。以拉森指数为横坐标，以各种氧化物为纵坐标的一系列图解，可用来研究岩浆演化和岩系类型。1953 年诺科斯将拉森指数修改后为

$$LI = [-\frac{1}{3}N(Si) + N(K)] - [N(Ca) + N(Mg)] \quad (N \text{ 为原子数})$$

以修改后的 *LI* 为横坐标，稀有元素为纵坐标作图，可研究岩浆分异过程中各种稀有元素的变化趋势，进而还能区别正负变质岩。

【镁铁比值】 magnesia-ferro ratio（M/F，m/f）　该比值在基性、超基性岩及含矿性研究方面有重要意义。H.Д.索波列夫（H.Д.Соболев）于1959年提出用镁铁比值来研究基性、超基性岩的分类和含矿性。其计算公式为

$$\frac{M}{F}=\frac{N(\mathrm{MgO})}{N(\mathrm{FeO})+2N(\mathrm{Fe_2O_3})+N(\mathrm{MnO})+N(\mathrm{NiO})}$$

式中：N 为氧化物分子数。在计算 M/F 时，必须首先去除构成铬尖晶石的镁和铁之后再计算。晶体化学理论表明，富铁橄榄石中 Mn^{2+} 可类质同象取代 Fe^{2+}，富镁橄榄石中 Ni 可类质同象取代 Mg^{2+}。因此将 Ni 放在分子中更为合理。吴利仁（1963）在研究中国基性、超基性岩成矿等属性时，提出了与索波列夫略有不同的镁铁比值公式，为了与前者区别用 m/f 表示。

$$\frac{m}{f}=\frac{N(\mathrm{Mg^{2+}})+N(\mathrm{Ni^{2+}})}{N(\mathrm{Fe^{2+}})+N(\mathrm{Fe^{3+}})+N(\mathrm{Mn})}$$

式中：N 为原子数比值。当岩石中硫化物多时，计算 m/f 时不考虑 Ni。一般情况下岩石中的 NiO 含量甚微，所以 M/F 比值同 m/f 比值差别不大。

【氧化度】 degree of oxidation（OX°）　在岩浆岩的研究中，可以用氧化度来区分火山岩和次火山岩、研究岩浆分异趋势、蛇纹石化强度等。还可确定岩石化学数据中 FeO 和 Fe_2O_3 是否要调整以及如何调整等。但不同学者赋予氧化度的定义不完全相同。1973年里特曼（A.Rittmann）建议岩石的氧化度（OX°）表达式为

$$OX^{\circ}=\frac{\mathrm{Fe^{3+}}}{(\mathrm{Fe^{3+}}+\mathrm{Fe^{2+}}+\mathrm{Mn})}\qquad(\text{原子数})$$

同时确认岩浆的 OX° 总是低于固化了的火山岩的 OX°，造山带中的氧分压比稳定区中的高。

【氧化率】 oxidation ratio（OX）　R.M.里麦特尔（R.M.Le Maitre）1976年建议用 $w(\mathrm{FeO})/[(w(\mathrm{FeO})+w(\mathrm{Fe_2O_3})]$ 比值大小表示岩石的氧化率（为区别于前者，此处称为氧化率），代号为 OX。他经过全岩化学分析资料统计发现，基性岩的 OX 高于酸性岩，深成岩的 OX 高于火山岩。经电算处理，发现 OX 的大小与氧化物含量密切相关，其中与全碱和 SiO_2 含量关系最明显，经线性回归，获得标准氧化率的公式为

火山岩　$OX=0.93-0.0042\{w(\mathrm{SiO_2})\}_{\%}-0.022[\{w(\mathrm{Na_2O})\}_{\%}+\{w(\mathrm{K_2O})\}_{\%}]$，

深成岩　$OX=0.88-0.0016\{w(\mathrm{SiO_2})\}_{\%}-0.027[\{w(\mathrm{Na_2O})\}_{\%}+\{w(\mathrm{K_2O})\}_{\%}]$。

【结晶指数】 crystallization index（CI）　由波尔德瓦特（A.Poldervaart）和帕克（A.B.Parker，1964）提出，它是以钙长石-透辉石-镁橄榄石体系的实验为依据，用来度量岩浆或岩石的演化程度。它侧重研究岩浆结晶的开始。其计算公式为

$$CI=\sum(\mathrm{An}+\mathrm{Di}'+\mathrm{Fo}'+\mathrm{Sp}')$$

式中：An 为钙长石标准矿物；Di′为镁透辉石 $=2.157003\ \mathrm{En_{di}}$，$\mathrm{En_{di}}$ 为标准矿物透辉石中的 En；Fo′为标准矿物镁橄榄石 + 换算成镁橄榄石的顽火辉石标准矿物 $=\mathrm{Fo}'+0.700837\mathrm{En_{hy}}$，$\mathrm{En_{hy}}$ 为紫苏辉石中的顽火辉石标准矿物，Sp′为镁尖晶石，在超基性岩中由标准矿物算出，只用于超基性岩。对于仅有钙长石、镁透辉石、镁橄榄石的岩石，其 $CI=100\%\sim60\%$，对仅含石英、碱性长石或似长石的岩石 $CI=0$。一般岩浆岩的 CI 值在 60% ~ 0 之间。

【风化指数】 weathering index（WI）　它是描述岩石风化程度的岩石化学参数，由 Par-Rer（1970）提出，其公式为

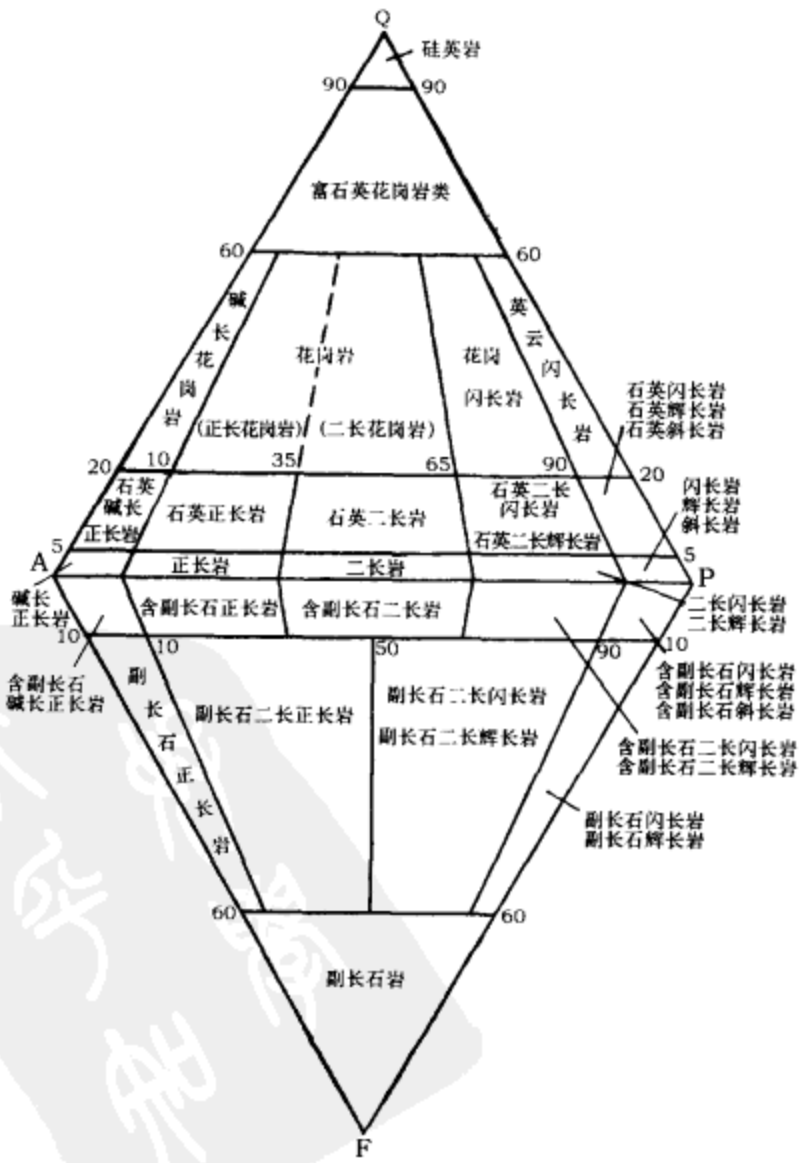
$$WI=\left[\frac{(\mathrm{Na})_a}{0.35}+\frac{(\mathrm{Mg})_a}{0.9}+\frac{(\mathrm{K})_a}{0.29}+\frac{(\mathrm{Ca})_a}{0.7}\right]\times100$$

式中：$(\mathrm{Na})_a$、$(\mathrm{Mg})_a$、$(\mathrm{K})_a$、$(\mathrm{Ca})_a$ 表示元素 X 的原子质量。函数中的分母是每个元素和氧之间键的强度。

【火成岩分类】 classification of igneous rocks　火成岩分类方法很多，不同学者从不同角度和标准提出许多分类方案。通用的分类有三种：①按产出和形成条件分为深成岩、浅成岩、火山岩；按矿物成分及其含量分类；②按化学成分分类。本辞典采用国际地科联火成岩分类学分委会推荐的 QAPF 法和 TAS 法。火成岩分类主要应以其矿物含量或实际矿物成分为基础，采用 QAPF 图解法。如果由于玻璃质的存在，或由于岩石结晶很细而不能测定实际矿物时，可采用其他方法，如用化学成分进行分类，如 TAS 图解法。

【深成岩 QAPF 分类】 plutonic QAPF classification　深成岩的实际矿物成分的分类，即 QAPF 图解，是由国际地科联（IUGS）火成岩分类学分委会 1976 年推荐的。为了使用本分类，必须知道和重新计算 Q、A、P 和 F 的实际矿物含量，以便使其总量达到 100%。例如，某岩石的 Q 为 10%，A 为 30%，P 为 20% 和 F 为 40%，则其 Q、A 和 P 的重新换算值如下：

$$Q=100\times10/60=16.7$$

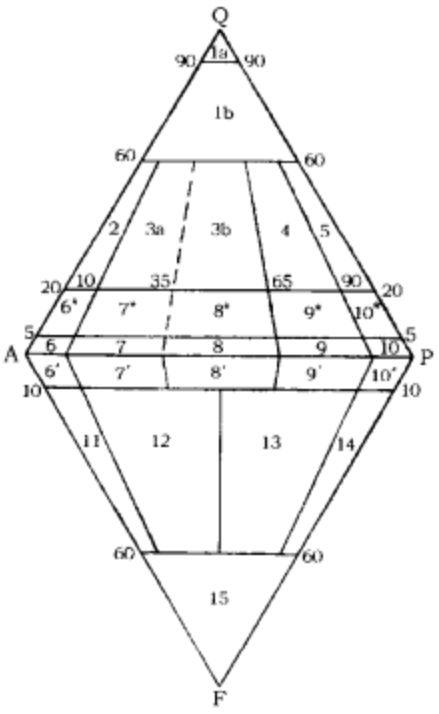


深成岩实际矿物含量 QAPF 图解分类和命名
（据 Streckeisen，1976）
Q = 石英；A = 碱性长石；P = 斜长石；F = 副长石
本图解不适合那些镁铁矿物含量（M）大于 90% 的岩石

$$A = 100 \times 30/60 = 50.0$$

$$P = 100 \times 20/60 = 33.3$$

虽然在这种情况下岩石能够直接投点于三角图解内，但是如果所要求的只是给岩石定名称，那么用确定斜长石比率 = 100 × P/(A + P)的方法更简便一些，因为在 QAPF 图解上，非水平的分割线上斜长石的比率都是固定的。因此在确定了斜长石的比率以后，可很容易地通过观察来确定岩石投影点所落入的分区内。在上述例子中，若岩石的斜长石比率为 40，该岩石投点于 QAPF 图解的石英二长岩区内。同样地，一种岩石具有 A = 50%，P = 5%，F = 30% 和镁铁质矿物及有关矿物 M = 15%，其中 A、P 和 F 重新换算值如下：



QAPF 图解的分区符号
（据 Streckeisen，1976）
6* ~ 10* 区是 6 ~ 10 区轻微过饱和的变种；
6′ ~ 10′区是 6 ~ 10 区轻微不饱和的变种
分区编号 16 留给镁铁质矿物含量(M)大于 90%的岩石

$$A = 100 \times 50/85 = 58.8$$

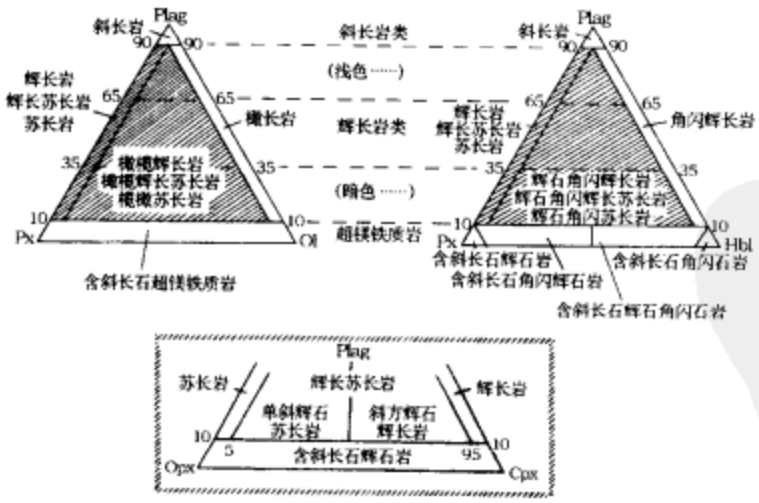
$$P = 100 \times 5/85 = 5.9$$

$$F = 100 \times 30/85 = 35.3$$

斜长石比率 = 9

这个岩石的投点落在 QAPF 图的副长石正长岩区内。更进一步，假若在岩石中主要的副长石是霞石的话，那么它应该叫做霞石正长岩。

【辉长岩分类】 gabbride classification 在深成岩 QAPF 分类图解 10 区中辉长岩，可以根据斜方辉石、单斜辉石、橄榄石和普通角闪石的相对含量来进一步划分，如图所用的某些专门术语为：



辉长岩类的分类和命名
（据 Streckeisen，1976）

以斜长石(Plag)、辉石(Px)、橄榄石(Ol)、斜方辉石(Opx)、单斜辉石(Cpx)和角闪石(Hbl)的含量为基础，落在三角图解的阴影区内的岩石还可按照图解中阴影区内的矩形再进一步划分为

辉长岩(狭义的) = 斜长石 + 单斜辉石

苏长岩 = 斜长石 + 斜方辉石

橄长岩 = 斜长石 + 橄榄石

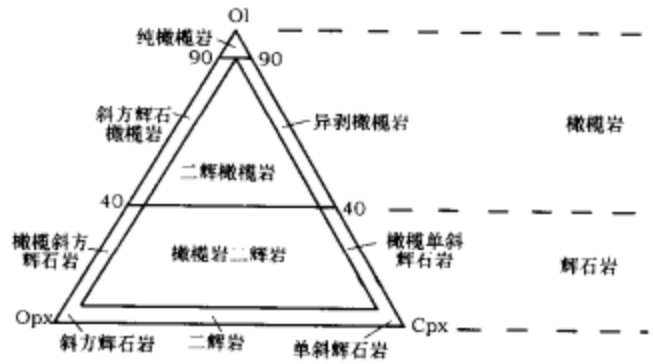
辉长苏长岩 = 斜长石 + 几乎同等数量的单斜辉石和斜方辉石

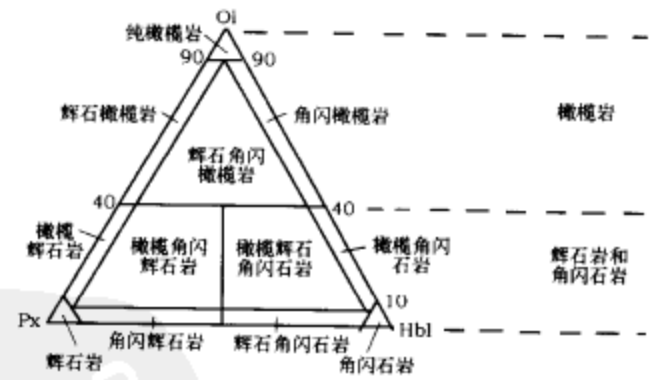
斜方辉石辉长岩 = 斜长石 + 单斜辉石及少量斜方辉石

单斜辉石苏长岩 = 斜长石 + 斜方辉石及少量单斜辉石

角闪石辉长岩 = 斜长石 + 角闪石 + 含量小于 50%的辉石

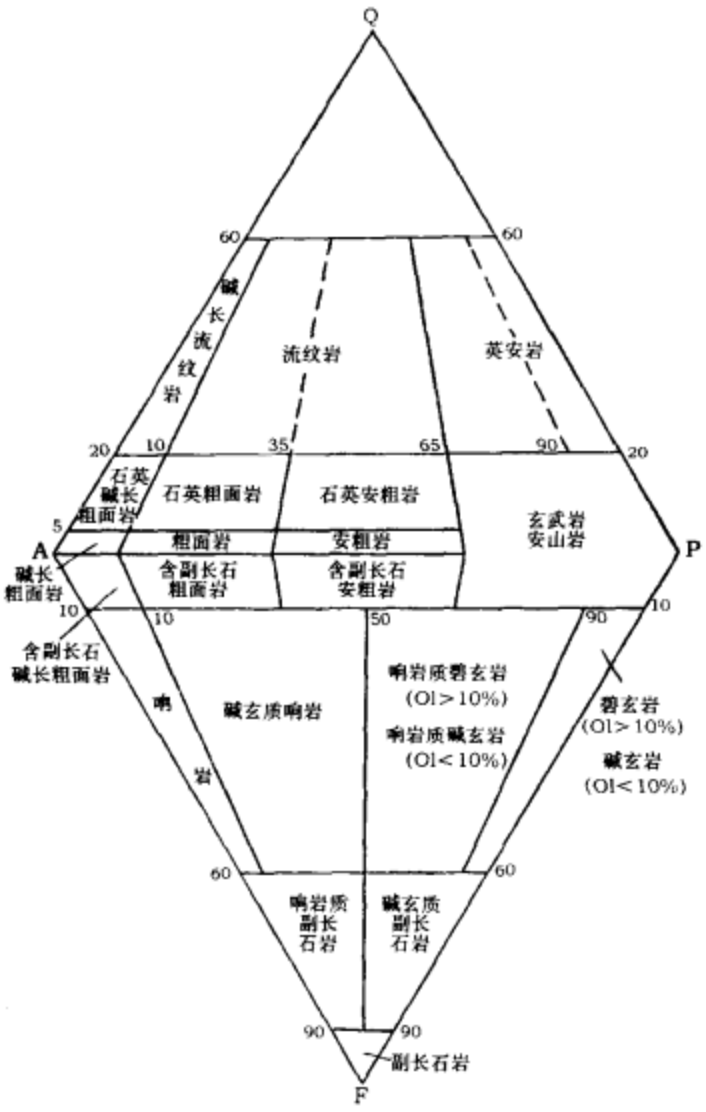
【超镁铁质岩分类】 ultramafic rock classification 深成的超镁铁质岩是按照其镁铁质矿物(由橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、角闪石，有时有黑云母和通常含有少量的各种石榴子石及尖晶石等组成)的含量进行分类的。两个图解均由国际地科联(IUGS)火成岩分类学分委会 1976 年推荐。一个用于基本上由橄榄石、斜方辉石和单斜辉石等组成的岩石，而另一个则用于由角闪石、辉石和橄榄石等组成的岩石(见图)。根据橄榄岩含有大于 40%的橄榄石，可把它从辉石岩中划分出来。选择 40%而不是 50%作为标准值，是因为许多二辉橄榄岩可含有高达 60%的辉石。橄榄岩还可以进一步划分为纯橄榄岩(或辉闪苦橄岩，假若尖晶石族矿物是磁铁矿)、斜方辉石橄榄岩、二辉橄榄岩和异剥橄榄岩等。辉石岩可进一步分为斜方辉石岩(例如古铜岩)、二辉岩和单斜辉石岩(例如异剥岩)。含有石榴子石或尖晶石的超镁铁质岩应以下列的原则来命名：假若石榴子石或尖晶石小于 5%则用含石榴子石橄榄岩和含铬铁矿纯橄榄岩来命名。假若石榴子石或尖晶石大于 5%，则用石榴子石橄榄岩和铬铁矿纯橄榄岩来命名。





超镁铁质岩的分类和命名
（据 Streckeisen，1973）
按照橄榄石(Ol)、斜方辉石(Opx)、单斜辉石(Cpx)、辉石(Px)和角闪石(Hbl)的含量进行分类

【火山岩 QAPF 分类】 volcanic rock QAPF classification 火山岩实际矿物含量 QAPF 分类图解是由国际地科联(IUGS)火成岩分类学分委会 1978 年推荐的(如图)。与深成岩实际矿物分类相同，是根据石英 Q(包括石英、鳞石英、方石英)、碱性长石 A(包括正长石、微斜长石、条数长石、歪长石、透长石和钠长石($An_{0\sim5}$)、斜长石 P(包括斜长石 $An_{5\sim100}$)、方柱石和副长石类 F(包括霞石、白榴石、钾霞石、假石榴子石、方钠石、黝方石、蓝方石、钙霞石和方沸石等)等矿物组的相对比例来进行的，在分类时必须测定这些矿物组的实际体积数据。为了使用本分类，必须知道和重新计算 Q、A、P、F 的实际矿物含量，计算方法“参见深成岩 QAPF 分类”。



火山岩根据实际矿物含量用 QAPF 图解分类和命名
(据 Streckeisen, 1978)
双三角图的各端员分别为:Q=石英,A=碱性长石,P=斜长石,F=副长石类

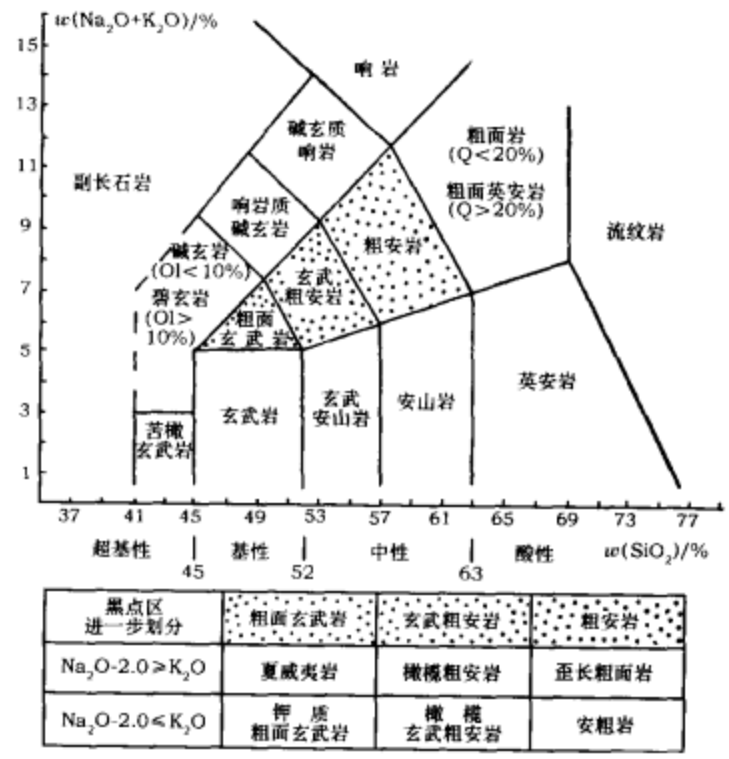
【火山岩 TAS 分类】 volcanic rock TAS classification TAS 分类是国际地科联(IUGS)火成岩分类学分委会 1986 年推荐的一种火山岩化学成分分类方法。只有岩石被认为是火山岩,并且由于岩石中含有玻璃质或具有细粒结构而不能测定其实际矿物含量,但有岩石化学分析结果时,才可采用这种分类法。本分类的主要部分是以全碱-二氧化硅(TAS)图解为基础,使用方便,因为它的基本要求只需知道全碱($Na_2O + K_2O$)和二氧化硅(SiO_2)的含量。假若分析结果落在一定区内,就可得到分类所需的正确基本名称。在进行 TAS 分类之前,必须先采用下列步骤:①在去掉 H_2O 和 CO_2 含量以后,其余所有分析数据必须重新换算成 100%。②为了确定正确的基本名称,而不得不计算 CIPW 的标准矿物时,那么应使用分析测定的 FeO 和 Fe_2O_3 的含量。假若只分析了全铁的含量,那么,使用者应该确定一个能把铁分成 FeO 与 Fe_2O_3 的有效方法。然后,必须检查分析结果,看进行分类命名的岩石是否为"高镁"火山岩,如苦橄岩、科马提岩、麦美奇岩或玻古安山岩等。检查的标准是(见图 a):①玻古安山岩:$SiO_2 > 53\%$, $MgO > 8\%$ 和 $TiO_2 < 0.5\%$。②苦橄岩类:$SiO_2 < 53\%$, $Na_2O + K_2O < 2.0\%$ 和 $MgO > 18\%$。苦橄岩类还可根据下述标准分类:

苦橄岩——$Na_2O + K_2O > 1\%$

科马提岩——$Na_2O + K_2O < 1\%$, $TiO_2 < 1\%$

麦美奇岩——$Na_2O + K_2O < 1\%$ 和 $TiO_2 > 1\%$

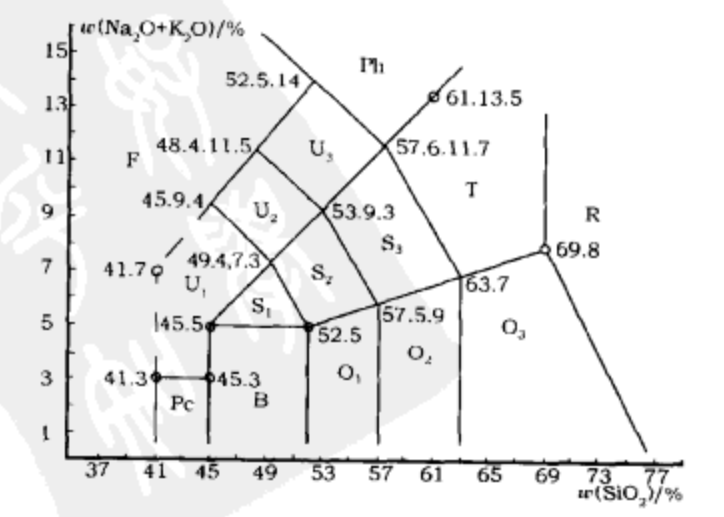
分委会建议的苦橄岩类可包括苦橄岩、科马提岩和麦美奇岩。假若岩石不属于上述四种超镁铁质岩,则应按全碱-二氧化硅(TAS)图解(见图 b)进行分类,分区符号(见图 c)。某些区还可根



黑点区进一步划分	粗面玄武岩	玄武粗安岩	粗安岩
Na_2O-2.0≥K_2O	夏威夷岩	橄榄粗安岩	歪长粗面岩
Na_2O-2.0≤K_2O	钾质粗面玄武岩	橄榄玄武粗安岩	安粗岩

(b)火山岩全碱-二氧化硅(TAS)图解的化学分类和命名
(据 Le Bas et al., 1986)
落在黑点区的岩石可以进一步细分(参见图下表)。副长石岩区和碧玄岩—碱玄岩区之间的界线为虚线,表明必须采用另外的准则来区分这些岩石。代号:Q=标准矿物石英;Ol=标准矿物橄榄石

(a)"高镁"火山岩(苦橄岩、科马提岩、麦美奇岩和玻古安山岩)用 TAS 结合 MgO 和 TiO(w_B/%)进行分类和命名;花线指示 TAS 分区的位置



(c)全碱-二氧化硅(TAS)图解的分区符号成对出现的数字分别代表横坐标和纵坐标数字
(据 Le Bas et al., 1986)

据下面的叙述进一步分类。B 区——基本名称玄武岩，按照二氧化硅饱和程度可分为碱性玄武岩和亚碱性玄武岩。假若分析计算结果含有霞石标准矿物，则这种岩石叫碱性玄武岩；假若岩石中不含有霞石标准矿物，则为亚碱性玄武岩。俄罗斯人曾把碱性玄武岩和亚碱性玄武岩分别叫亚碱性玄武岩和玄武岩。由于许多用于玄武岩类的专门名称目前变动较大且缺乏一致性，因此再细分类不会产生令人满意的结果。B 区、O_1 区、O_2 区、O_3 区和 R 区——这些区的基本名称分别为玄武岩（假若 $SiO_2 > 48\%$）、玄武安山岩、安山岩、英安岩和流纹岩，还可用低钾、中钾和高钾修饰上述各基本名称。R 区——基本名称流纹岩，假如过碱性指数即 $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 > 1$（分子比），可进一步分出碱性流纹岩。T 区——包含两个基本名称粗面岩（Q 值 < 20%）和粗面安山岩（Q 值 > 20%），若过碱性指数大于 1，可进一步分出过碱粗面岩。S 区——根据 Na_2O 和 K_2O 的相对含量进一步分为 3 个区：其中 S_1 区为粗面玄武岩，若 $Na_2O - 2 > K_2O$，为钠质岩石，称夏威夷岩；若 $Na_2O - 2 < K_2O$，为钾质岩石，称钾质粗面安山岩；S_2 区为玄武粗安岩，可进一步分为橄榄粗安岩（钠质）和橄榄玄武粗安岩（钾质）。S_3 区为粗安岩，可再分为歪长粗安岩（钠质）和安粗岩（钾质）。U_1 区——包含碧玄岩和碱玄岩。F 区——包含副长石岩石，主要岩石为霞石岩和白榴岩。Ph 区——响岩。Pc 区——苦橄玄武岩。

【以 SiO_2 为标准的火成岩分类】 igneous rocks taxonomy by SiO_2　以硅酸盐组分为主的火成岩，SiO_2 含量最高，因此常以它作为分类的基础。按 SiO_2 含量把火成岩分为超基性岩、基性岩、中性岩和酸性岩。需注意，这里没有碱性岩的位置，有人将正长岩列入碱性岩类，按 SiO_2 含量它应属于中酸性岩类。辉石岩在教科书中常常并入超基性岩类。但是按 SiO_2 含量，它们不属于超基性岩类，由于它们是以铁镁矿物占绝对优势，被称为超镁铁岩。同样，苦橄玄武岩、碧玄岩常常并入玄武岩类，但按 SiO_2 含量苦橄玄武岩与部分碧玄岩属于超基性岩类，而不属于基性岩类。

【造岩元素】 rock-forming element　指地壳中分布最广，组成各种岩石的最基本的元素，如硅、铝、铁、锰、镁、钙、钾、钠、钛、氢、磷等几种。火成岩化学成分是用这些元素的氧化物的质量分数来表示的，如 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO、K_2O、Na_2O、TiO_2、P_2O_5、H_2O 等，故又称为**造岩氧化物**（rock-forming oxide）。

【镁铁质矿物】 mafic mineral　又称**深色矿物**（dark-colored mineral，melanocratic mineral）、**暗色矿物**。指火成岩中含镁铁成分较多的硅酸盐矿物的总称。主要为橄榄石类、辉石类、角闪石类和黑云母类等。岩石的颜色和相对密度常与镁铁矿物的含量多少有关。含镁铁矿物多的颜色深，相对密度较大，反之颜色浅，相对密度较小。

【色率】 colour index　又称**颜色指数**。岩石中含镁铁质矿物（深色矿物）的体积分数常称为色率。为火成岩分类的基础之一。色率 0 ~ 35% 称浅色岩，35% ~ 65% 称中色岩，65% ~ 90% 称暗色岩，90% ~ 100% 称超镁铁质。例如，花岗岩的镁铁质矿物占 10%，称浅色岩；闪长岩的镁铁质矿物占 30% ~ 40%，称中色岩；橄榄岩的镁铁质矿物占 90% 以上，称超镁铁质岩。

【硅铝质矿物】 salic mineral　又称**浅色矿物**（light-colored mineral）。是指火成岩中的石英及含钾、钠（部分钙）较多的铝硅酸盐矿物的总称。主要有石英类、长石类、副长石类和白云母类等。岩石中硅铝矿物和镁铁质矿物相对含量的变化，常是火成岩分类的依据，同时也是反映岩石化学成分的特征。如花岗岩，其中硅铝矿物含量往往大于镁铁质矿物，而二氧化硅的含量常超过 65%；而超镁铁质岩则几乎不含硅铝矿物，二氧化硅含量往往在 45% 以下。

【主要矿物】 essential mineral　火成岩中含量高，并在确定岩石大类名称上起主要作用，可作为区分岩类根据的矿物。如花岗岩中主要矿物是长石和石英，没有长石则为石英岩或脉石英，没有石英或含量不够则岩石为正长岩类。主要矿物和次要矿物因岩石种类而异，如石英在花岗岩中是主要矿物，而在闪长岩中则为次要矿物。

【次要矿物】 auxiliary mineral，minor mineral　火成岩中含量较少，对分类定名不起主要作用，但可作为确定岩石种属依据的矿物。如闪长岩中的石英，可有可无，并不影响岩石的命名。如含一定数量（5% ~ 20%）时，则称为石英闪长岩。

【副矿物】 accessory mineral　火成岩中含量极少的矿物，一般不超过 1%，在个别情况下，可达 3% 左右。因此，副矿物在一般分类中不起作用。常见的副矿物有：铬铁矿、磁铁矿、钛铁矿、锆石、榍石、磷灰石及褐帘石等。有时也用特征性的副矿物作为命名根据，如褐帘石花岗岩、锆石花岗岩、榍石花岗岩等。查明副矿物的种类、含量、标型特征，所含微量元素等对于划分岩石类型，探讨母岩的含矿性，对于某些稀散元素的普查找矿，以及确定和对比火成岩形成的时代都有很大的意义。

【饱和矿物】 saturated mineral　火成岩矿物可分为两组，一组与石英共存，称为饱和矿物，如长石、辉石、角闪石、黑云母、铁橄榄石等；另一组从不与石英共存，称**不饱和矿物**（unsaturated mineral），如似长石、富镁橄榄石、富 Al、Ti 普通辉石等。

【饱和岩】 saturated rock　沙德（Shahd，1927）按饱和与不饱和这两组矿物将 SiO_2 饱和度概念引入火成岩分类中，饱和岩不含石英，亦不含不饱和矿物副长石。在化学成分分类法则中，从标准矿物中未计算出游离硅酸及不饱和矿物时，称为饱和岩。

【过饱和岩】 oversaturated rock　火成岩中 SiO_2 含量超过其他氧化物含量而有剩余，因而按照实际矿物含量测定有二氧化硅矿物出现，或者有标准矿物分子石英存在。亦即除饱和矿物（长石、辉石、角闪石、云母等）外还含有原生的游离二氧化硅（石英）的火成岩，例如花岗岩。

【不饱和岩】 unsaturated rock，undersaturated rock　一部分或全部由二氧化硅不饱和矿物如镁橄榄石或副长石类矿物所组成的火成岩，例如霞石正长岩。在化学成分分类法则中，从标准矿物中计算出不饱和矿物时，称为不饱和岩。

【过铝质岩】 peraluminous　氧化铝过饱和的岩石。过铝质为 $N(Al_2O_3) > N(Na_2O) + N(K_2O) + N(CaO)$（分子数），标准矿物中出现刚玉（C），特征矿物是原生白云母、黑云母、刚玉、电气石、黄玉、石榴子石、红柱石、堇青石。

【偏铝质】 metaluminous　岩石中 $N(Na_2O) + N(K_2O) + N(CaO) > N(Al_2O_3) > N(Na_2O) + N(K_2O)$（分子数），标准矿物中以 An 为主，特征矿物是角闪石、黑云母、普通辉石、原生绿帘石。

【亚铝质】 subaluminous　岩石中 $N(Al_2O_3) \approx N(Na_2O) + N(K_2O)$（分子数），标准矿物中 An 少量，特征矿物是辉石、橄榄石。

【过碱质】 peralkaline　又称**过碱性**。一个化学术语，表示岩石中 $N(Al_2O_3) < N(K_2O) + N(Na_2O)$（分子数），因此在 CIPW 标准矿物分子计算中出现锥辉石（Ac），并且有时有钠或钾偏硅酸盐（Ns）；而按矿物成分通常出现碱性辉石和（或）碱性角闪石。

特征矿物是霓石、霓辉石、钠闪石。要注意,过铝质实质为铝过饱和,过碱质实质为碱过饱和或铝不饱和。

【熔融作用】 melting 固体岩石加热后转变为岩浆的作用。

【部分熔融作用】 partialing melting 被熔融的岩石系统主要是无水的,即干的熔融作用。含水系统(造山带、消减带)也可部分熔融。

【脱水熔融作用】 dehydration melting 岩石中有含水矿物,当含水矿物发生脱水时,放出的 H_2O,诱发产生的部分熔融作用。

【过量水熔融作用】 melting with excess H_2O 被熔融的岩石系统中,熔融时加入大量水,熔出岩浆之后,H_2O 还可呈独立的气相,是一种在水过饱和条件下的熔融作用。

【固相线】 solidus 岩石开始发生局部熔融的 *p-T-X*(压力-温度-组分)条件,或者,指岩石结晶作用过程中残余岩浆最终消失之前一刹那的 *p-T-X* 条件,上述两种条件下,岩浆的数量为无穷小。在二元系中,固相线实为一条曲线,但是,在三元系中固相线实为一个面,所以固相线的"线"不是指几何学上的线,它是岩石相平衡中的一个概念性术语。

【低于固相线】 subsolidus 指在相平衡图解中,低于固相线、但邻近固相线的那一个区域的平衡状况,所以有的文献或词典中译为"亚固相线"、"半固相线"、"准固相线"、"次固相线"等都是不确切的。

【液相线】 liquidus 液相线一词,由 liquid 加后缀 us 构成,这与液体(liquid)或液相(liquid phase)是完全不同的两个概念,在岩石相平衡研究中,液相线是指岩石熔融作用结束,即固体全部转换为液体那一瞬间的 *p-T-X* 条件,或者,反过来说,岩浆刚刚开始结晶作用的 *p-T-X* 条件。在上述两种条件下,矿物的数量为无穷小。

【液相线矿物】 liquidus mineral 是指与液相线的岩浆平衡共生的矿物(从理论上讲,矿物的数量为无穷小)。有的文献译为"液相矿物"显然是不确切的。液相与液相线是两个完全不同的概念。

【液相线温度】 liquidus temperature 岩浆在液相线下的温度。

【不混溶线】 solvus 又称**固溶体分解曲线、溶离线**。在岩石相平衡系统中,低于固相线的区域内矿物固溶体开始发生不混溶而分离为两个矿物相的 *pTX* 条件。

【低于不混溶线】 subsolvus 本词由 sub("低于……")和 solvus 两个词合并构成。指低于不混溶的相平衡区域,有的文献译为次熔线是不确切的。

【浅色岩】 leucocratic rock 又称**淡色岩**。是指深色矿物较少(在 35% 以下)而大部分为浅色矿物的一种火成岩,如花岗岩。在火成岩中按深色矿物与浅色矿物的量比可分为浅色岩、中色岩和深色岩。凡岩石中深色矿物多于浅色矿物的,颜色往往较深,如辉长岩。深色矿物略少于浅色矿物(深色矿物占 35% ~ 65%)或近于相等的,称为**中色岩**(mesocratic rock),如闪长岩。此外,在同一岩类中,还可按其深色矿物含量多少,而分为浅色的、中色的和深色的岩石。如辉长岩中的深色矿物含量为 15% ~ 30% 时,称为浅色辉长岩;深色矿物含量 60% 以上时,称为深色辉长岩;而介于其间者称为中色辉长岩。

【深色岩】 melanocratic rock 用来表示富含暗色矿物的岩石的通称。是指深色矿物含量比浅色矿物高(占 65% ~ 90%)的一种火成岩。该术语源自希腊语 melas,意为暗黑色,Krateo 意为占优势。

【模拟上地幔岩】 pyrolite 这一术语由 Ringwood 于 1962 年提出,用来表示熔出玄武质岩浆之前的原始上地幔岩石,用 3 份阿尔卑斯型橄榄岩(橄榄石 79%、斜方辉岩 20% 和尖晶石 1%) + 1 份夏威夷拉斑玄武岩的混合物当作原始上地幔的组成,英文名称用 pyroxene(辉石) + olivine(橄榄石)的词头 pyr 和 ol 加上 ite 组成。所以它不是一种实际的岩石名称。

【上地幔岩】 upper mantle rock 根据模拟上地幔岩假设的一种岩石,其成分比较接近球粒陨石的硅酸盐相或二辉橄榄岩。地幔岩可顺超壳深大断裂带进入地壳,如洋中脊的二辉橄榄岩和裂谷带的金伯利岩。高温高压实验研究表明,地幔岩在不同的深度,所分熔出来的玄武岩的成分并不相同,如拉斑玄武岩在深度大于 15 千米处分熔产生,高铝玄武岩在深度 15 ~ 35 千米处产生,而碱性橄榄玄武岩则在 35 ~ 70 千米处产生。

【超基性岩】 ultrabasite **超基性**(ultrabasic)是一个常用的化学名称。超基性岩是指在火成岩的全碱-二氧化硅分类中指 SiO_2 小于 45% 的岩石。因超基性岩为一集合名称,建议不再使用。根据国际地科联(IUGS)火成岩分类学分委会推荐的火成岩分类及术语,通常用超镁铁质岩来代替它。

【超镁铁质岩】 ultramafic rock 铁镁矿物(以橄榄石、辉石为主)含量达 90% 以上的一类火成岩。超基性岩不等于超镁铁质岩。超基性岩是按 SiO_2 含量为标准分类的岩石;而超镁铁岩质是按镁铁矿物含量来确定的,两个分类的标准不同,所以不能等同。如辉石岩类,铁镁矿物含量在 90% 以上,但 SiO_2 含量高于 45%(例如,顽火辉石岩含 SiO_2 60%,透辉石岩含 SiO_2 55.6%),所以,它是超镁铁质岩,而不是超基性岩;又如斜长岩,是由钙的硅铝酸盐矿物组成,SiO_2 含量低于 45%,属于超基性岩,但不是超镁铁质岩。文献中曾有**超镁铁岩**(ultramafite)用来代替超镁铁质侵入岩的不太确切的术语,建议不作为岩石名称。

【基性岩】 basic rock 火成岩的一个大类。**基性**(basic)是一个常用的化学术语。在全碱-二氧化硅分类(TAS 图解)中是指 SiO_2 45% ~ 52% 的岩石。主要矿物成分为辉石、基性斜长石,有时含少量橄榄石,不含石英或石英含量极少,色深,密度较大。在基性岩中,常见的深成岩为辉长岩;浅成岩为辉绿岩、辉长辉绿岩;火山岩为玄武岩。与其有关的矿产是铁、钛、钒、铜、镍等。

【镁铁质岩】 mafic rock 指主要由一种或一种以上**铁镁质**(ferromagnesian)暗色矿物构成的火成岩。名称由克罗斯(Cross,1912)等人提出。

【暗色岩】 trapp, trap, trappide 基性的喷出岩和浅成岩的总称。原来笼统用于具玄武质成分的中粒火山岩,现在有时用于高原玄武岩。是由地台区沿断裂带的大规模基性熔岩(玄武岩)喷发和相应的浅成基性岩(辉绿岩)侵入相结合而成的。分布面积广大。常有含铂硫化铜镍矿及铁矿等矿产。该术语源自瑞典语 trappar,意为接合。

【中性岩】 intermediate 火成岩的一个大类。在全碱-二氧化硅分类(TAS 图解)中,指 SiO_2 52% ~ 63%,深色矿物在 30% 左右的岩石。主要矿物成分为角闪石和中性斜长石,可以含有少量石英,色深灰。常见的中性岩:深成岩为闪长岩、石英闪长岩;浅成岩为闪长玢岩、石英闪长玢岩;火山岩为安山岩。与其有关的矿产为铁、铜等多种黑色金属和有色金属。正长岩、粗面岩类从二氧化硅含量看,也可作为中性岩一类,但其矿物成分中钾长石和酸性斜长石占岩石总量的四分之三。

【酸性岩】 acid rock 火成岩的一个大类。**酸性**(acid)是一个常用的化学术语。酸性岩在全碱-二氧化硅分类(TAS 图解)中,指 SiO_2 含量大于 63% 的岩石。通常狭义指 SiO_2 含量大于或等于 70%,硅铝浅色矿物含量大大多于深色矿物,色浅。浅色矿

物以钾长石,酸性斜长石,石英为主。其中石英含量约占岩石四分之一到三分之一。深色矿物一般为黑云母。常见的酸性深成岩为花岗岩及花岗闪长岩,分布很广,岩体大小不一,多呈岩基产出。浅成岩为花岗斑岩,火山岩为流纹岩。同酸性岩类有关的矿产异常丰富,如锡、钨、钼、铋、铅、锌、银、铜、铁、铀及稀有元素等多种金属矿产。

【超酸性岩】 ultra-acid rock 一般指二氧化硅含量大于75%的岩石。代表岩石为白岗岩和某些白云母花岗岩等。几乎不含深色矿物,浅色矿物主要为碱性长石和石英。

【过酸性岩】 peracidite 又称硅英岩。根据化学成分引申出来的术语,表示一种几乎完全由石英组成的火成岩。

【碱性岩】 alkali rock, alkalic rock 火成岩的一个大类。主要矿物成分为碱性长石(微斜长石、正长石、钠长石)、各种副长石(霞石、方钠石、钙霞石等)以及碱性深色矿物(霓石、霓辉石、钠铁闪石、钠闪石等)。深成岩的代表为霞石正长岩,浅成岩为霞石正长斑岩,喷出岩为响岩。侵入的碱性岩较少成独立岩体,一般同稳定地区的基性、超基性岩以及碱性正长岩等相共生,构成超基性-碱性和基性-碱性等杂岩体。与碱性岩有关的矿产主要有铌、锆、稀土元素、铁、钛、磷等。

【斑岩】 porphyry 中酸性和酸性具斑晶的火山岩、浅成岩和超浅成侵入岩,称为斑岩。但一般是指以碱性长石、石英和似长石为斑晶的喷出岩和浅成岩,基质为细粒或隐晶-玻璃质。按岩石类型不同,火山岩可分为流纹斑岩、粗面斑岩、白榴斑岩等;浅成岩可分为花岗斑岩、正长斑岩等。最早用于一种从埃及采到的紫色的具有碱性长石斑晶的岩石。此词原指任何成分的具有斑晶的或具有斑状结构的岩石,根据基质的成分可以描述为花岗斑岩等。术语源自拉丁语岩石名称 porphyrite。

【玢岩】 porphyrite 具斑状结构的中-基性火山岩、浅成岩和超浅成岩的总称。以呈紫色为特征,原文即希腊语紫色(porphyreos)之意。后来,多用以指浅成、超浅成的与安山岩或闪长岩类有密切成因联系的侵入岩,以斜长石及暗色矿物为主要斑晶,基质多为隐晶质—玻璃质,如闪长玢岩、辉绿玢岩等。中国学者把超基性、基性和中性的浅成岩和超浅成岩,都称为玢岩。

【火成岩系列】 igneous rock series 是指在一个岩石省(区)内共生在一起并有成因联系的一套岩石组合。由于对火成岩系列的认识和划分有一个历史过程,所以同一个术语,在不同时期,可能有不同的含义。

【碱性橄榄玄武岩系列】 alkalic olivine basalt series 又称**碱性玄武岩系列**(alkalic basalt series)。为Na质系列。夏威夷洋岛是产生这一系列的典型地区,由夏威夷岩、橄榄粗安岩、歪长粗面岩构成。在SiO_2-(Na_2O+K_2O)图上位于亚碱性系列的上方,即在SiO_2含量相同的条件下,比亚碱性系列富碱(Na_2O+K_2O)。

【钾玄岩系列】 shoshonite series 又称**橄榄安粗岩系列**(mugearite series)。碱性玄武岩系列和钙碱性系列之间的一个过渡型系列,为造山带特有的富K系列。在SiO_2-(Na_2O+K_2O)图上位于碱性玄武岩系列与钙碱性玄武岩系列的过渡地带,但是在AFM图上,有一个类于钙碱性系列的直线演化趋势,即没有富铁演化趋势。典型的岩石是橄榄粗面玄武岩、钾玄岩、安粗岩。

【晶屑】 crystal fragment 一种火山碎屑物质。粒径一般小于2毫米。矿物成分与原始岩浆成分有关,例如流纹质火山碎屑岩中,常见晶屑是石英、钾长石、酸性斜长石和黑云母。它是熔浆中早期结晶的斑晶或火山通道围岩中的矿物,当火山喷发时被炸碎而成。因各种矿物物理性质不同,炸碎的外形也各异。脆性无解理的石英,易碎成尖角状碎屑。解理发育的长石类矿物,破碎后呈阶梯状。韧性的黑云母晶屑则发生挠曲,断面呈锯齿状,并可产生暗化边。



各种透长石晶屑
(熔结凝灰岩,福建)

【火山碎屑】 pyroclast, tephra 一种火山碎屑物质。火山碎屑指由火山活动直接生成,经过碎裂作用所形成的碎屑,包括单个晶体、晶屑、玻屑、岩屑,其形状没有受到后期再堆积作用的改造。火山碎屑大小不一,形态与原岩的性质有一定关系,原为韧性的岩石轮廓较为圆滑,脆性的则呈棱角状并具贝壳状断口。火山碎屑是早期阶段凝固的火山岩,火山通道周围的岩石及火山基底的岩石在火山喷发时被炸裂,崩碎而成。

【玻屑】 vitric fragment, shard 一种火山碎屑物质。粒径一般小于0.5毫米,有时达1~2毫米。为富含水分与其他挥发分的半凝固状态的炽热熔浆,在火山喷发过程中,因挥发分骤然膨胀炸碎冷凝而成。绝大部分玻屑由酸性或中酸性的熔浆生成。中基性熔浆形成的玻屑少见。常见的形态有弧面棱角状和浮岩状两种:前者在显微镜下呈弓形、弧形、镰刀形、月牙形、鸡骨状、海绵骨针状等(图a);后者是没有彻底炸碎的弧面棱角状玻屑,内部保留较多气孔,形状如浮岩(图b)。



(a)各种凹面棱角状玻屑(新疆)



(b)各种弱塑变玻屑(新疆)

【岩屑】 detritus 一种火山碎屑物质。它们是火山通道围岩和基底岩石(变质岩、沉积岩、火成岩)被火山作用爆炸碎裂而成。岩屑形态不规则,主要取决于原岩结构构造。

【塑变玻屑】 plastic-vitreous fragment, plastic shard 又称**塑性玻屑**。炽热未冷凝的玻屑,堆积时由于上覆静压力的作用发生塑性变形而成。其特点是呈压扁拉长状,棱角圆化,两端具燕尾分叉,彼此平行排列,并熔融粘结在一起。如遇刚性晶屑或岩屑则发生弯曲,"绕过"现象,形成假流纹构造。

【撕裂状玻屑】 ripped-up vitroclast, ripped-up shard 一种具特殊形态的玻璃质火山碎屑物。外形多为拉长的片状,块状,两端参差不齐,内部常含有伸长的平行细纹和扁平的孔,偶尔也含有斑晶,易发生脱玻化。其归属和成因目前尚有争论,很可能是浮岩状玻屑被撕裂而成,内部平行细纹是由于气孔被拉长所致,参差不齐的两端,是由于气孔壁被拉断形成。

【塑变撕裂状玻屑】 ripped-up plastic shard 又称**塑性撕裂状玻屑**。是由炽热未冷凝的撕裂状玻屑堆积时,受到上覆静压力的作用发生塑性变形而成。形态特点与撕裂状玻屑近似,但外

形更扁平，常与塑变玻屑共生，与刚性岩屑接触时，可发生弯曲及“绕过”现象。

【浆屑】 magma fragment 又称**塑性屑**(plastic fragment)、**火焰石**(fiamme)、**熔岩条带**(lava banding)、**饼状体**(driblet)等。火山喷发产物之一。由火山口抛到空中的熔浆团，落地后变形凝固形成。大小从数毫米至数厘米不等，大于十厘米者亦常见。横切面多呈饼状，纵切面透镜状、焰舌状和带状。因冷却速度不同，其表面和内部往往可形成不同的结构。表面结晶程度很低，常有淬火壳，纤维状隐晶质物垂直淬火壳表面排列；内部结晶程度逐渐增高，结构与熔岩相似，甚至可出现斑晶，气孔和杏仁体。它在中酸性熔结成因的火山碎屑岩中十分常见。常绕刚性碎屑弯曲，形成假流纹构造。



火焰舌状塑变浮岩浆屑
(浙江缙云)

【火山泥球】 volcanic mud ball 又称**火山灰球**、**火山豆石**(volcanic pisolite)、**凝灰岩球**(tuff ball)、**火山雹石**(volcanic hailstone)。火山喷发产物之一，多产于凝灰岩中。它的成因有两种说法：①当火山爆发时，细小的火山碎屑围绕下落的雨滴，同时受巨大的气流冲击凝聚增大而成；②是火山碎屑围绕一个质点，借助风力或斜坡在疏松的火山碎屑堆积物表面滚动增大所致。火山泥球多产于凝灰岩中，直径数毫米至数十毫米不等，球体内部结构较粗，分布无序，向外粒度变细，呈同心层构造。

【火成岩构造组合】 igneous tectonic assemblage 产于一个特定的构造环境中，共生在一起的一套岩石。可划分为五种岩石构造组合：①大洋组合，②俯冲带相关组合，③克拉通裂谷组合，④克拉通组合，⑤碰撞带相关组合。

【蛇绿岩】 ophiolite 按1972年彭罗斯会议，蛇绿岩定义为：从镁铁质到超镁铁质岩石的一个特定组合，应包括地幔橄榄岩，辉长岩，斜长花岗岩，高位的辉绿岩席状岩墙杂岩、镁铁质火山岩和深海硅质岩。大多数蛇绿岩主要包括橄榄岩，辉长岩和玄武岩，而缺乏席状岩墙杂岩，各成员之间常为构造接触。蛇绿岩常被认为是古洋壳的残片。蛇绿岩可分为两大类，①**洋中脊扩张型**(mid-ocean ridge spreading, MORS)，②**俯冲带型**(supra-subduction zone, SSZ)。

【岛弧火成岩构造组合】 island arc igneous tectonic assemblage 洋内岛弧常常是不成熟岛弧，代表初始俯冲作用的产物，其典型组合是，方辉橄榄岩、岛弧拉斑玄武岩和高镁安山岩。随岛弧成熟度增加，钙碱性玄武岩增多，地壳厚度增加。埃达克岩亦是岛弧火成岩的典型类型。

【埃达克岩】 adakite 指年龄小于25百万年的洋壳俯冲形成的一套岛弧岩浆岩系，此类岩石首次在阿拉斯加阿留申群岛的埃达克岛发现而确认。其特点：①是一套火山-侵入岩组合，并非单一岩石类型；②岩相变化较大，主要由安山质-英安质-流纹质岩石组成；③其地球化学特征，以 $w(SiO_2)\geqslant 56\%$、$w(Al_2O_3)\geqslant 15\%$、$w(MgO)<3\%$ 为特点。Y和重稀土元素含量较岛弧安山岩-英安岩-流纹岩要低，而Sr较高；④埃达克岩多不与玄武岩或玄武安山岩共生；⑤$^{87}Sr/^{86}Sr<0.7040$。是岛弧环境下高铝高锶而贫重稀土元素的一种特殊岩石组合。

【大陆边缘弧火成岩组合】 continental margin igneous tectonic assemblage 以科迪勒拉为例，向洋一侧分布辉长岩-闪长岩-英云闪长岩-花岗闪长岩组合，岩浆源区主要为洋壳和楔形地幔区；内陆一侧主要为花岗闪长岩-花岗岩组合，岩浆源区为前寒武纪陆壳基底。

【大陆碰撞造山带火成岩构造组合】 continental collision zone igneous tectonic assemblage 它有三个组合：①高钾钙碱(HKCA)和钾玄质(SH)火成岩组合(或系列)，如青藏高原冈底斯岩带。②强过铝黑云母花岗岩-二云母花岗岩-白云母花岗岩类组合，如喜马拉雅岩带，③强过铝堇青石花岗岩组合，如澳大利亚拉克伦岩带。

【双峰式火成岩组合】 bimodal igneous tectonic assemblage 指明显缺乏中性火成岩的组合，如流纹岩、英安岩和数量不等的玄武岩的组合。亦称**戴里间断**(Daly gap)。在以 SiO_2 或 *DI*(分异指数)为横坐标的频率分布图上，表现为两个峰值的形态，与钙碱性火成岩组合的类似正态分布的金字塔形的单峰分布形态形成明显的对照。bimodal一词由bi(双)和modal(众多的，出现频率最高的)构成，文献中有时误译为“双模式(bimodel)”。

岩浆作用

【岩浆作用】 magmatism 地壳深处的岩浆，具有很高的温度，遭受很大的压力，当地壳运动出现破裂带时，局部压力降低，岩浆向压力降低的方向运移，沿着破裂带上升，侵入到地壳内，称侵入活动；如喷出地面，称火山活动；同时在运移中不断地由于分异作用和同化作用等的影响而改变着自己的化学成分和物理化学状态，直至冷凝成为岩石。这种包括岩浆活动和冷凝的整个过程叫作岩浆作用。由于岩浆作用的结果，不仅形成各种各样的火成岩，而且还可形成与其有关的各种矿床。但岩浆作用对自然界有时也起破坏作用，如火山爆发、火山地震等。

【岩浆分异作用】 magmatic differentiation 岩浆在演化过程中，在没有外来物质的加入下，受物理化学及地质条件变化的控制，使原始成分均匀的单一岩浆分化为不同组分的多种岩浆的现象，称为岩浆分异作用。这种作用以结晶分异作用为主，并包括液态分离、气体搬运、索列效应的组分扩散等。

【结晶分异作用】 crystallization differentiation 岩浆分异作用的一种方式。从岩浆开始结晶到固结的过程中，随着晶体不断从岩浆中析出，其成分逐渐改变，所以一种岩浆因结晶分异作用结果往往可以形成多种的火成岩。结晶分异作用主要是通过**重力分异作用**(gravitational differentiation)方式进行的，即早期析出的矿物，如橄榄石、辉石等，因其密度大，而向岩浆底部集中，而密度小的晚期析出的矿物，则集中在岩体的上部。这种现象在超镁铁质和镁铁质杂岩体中比较常见。此外，早期析出的矿物，组成骨架，其中还有残余岩浆包于骨架之间。当岩浆受压时，残余岩浆即被挤出，也可发生分异。这种分异作用为**压滤分异作用**(filter-pressing differentiation)。

【分离结晶作用】 fractional crystallization 岩浆冷却时，除硅酸盐矿物外，其他成分还易形成成分广泛变化的固溶体。在此情况下，岩浆中的某些成分较多的析出，形成晶体与岩浆不能保持平衡关系，岩浆就与晶体发生反应。例如使斜长石成分发生连续的变化，并且岩浆成分也随着变化。使铁镁矿物，如橄榄石，与岩浆发生不连续的反应，逐次变为它种矿物，如辉石、角闪石、黑云母等，这样的过程一直继续到岩浆完全固结。岩浆与晶体的反应，可使岩浆的成分发生显著的变化，以致形成岩石的多样性。

【液态分离作用】 liquid immiscibility 又称**液体不混溶作用**(liquid unmixing)。是岩浆熔离作用的一种方式。当岩浆温度降低时，原来单一的液体岩浆可分离为两种不相混溶的液态岩浆。液态分离作用往往使一些金属如铜、镍的硫化物或铁、钛的氧化

物分别富集在硅酸盐岩浆中,从而形成具有工业价值的矿床。

【深熔作用】 anatexis 又称重熔作用。先形成岩石的熔化作用。由于温度增高(压力不变)或压力下降(温度不变),岩石产生部分熔融或不完全熔融。熔融沉积直立边界发生,熔浆可从部分熔融的岩石系统中释出,或保留在该系统中。如部分熔融的地壳硅铝质岩石产生的花岗岩质熔浆、部分熔融的地幔橄榄岩而产生的玄武岩质熔浆都是典型的例子。深熔作用还可分为粒间深熔作用、部分深熔作用、分异深熔作用、选择深熔作用、完全深熔作用等。

【熔离】 liquation 高温稳定的溶液或固溶体,在低温时不稳定,分离为两个溶液或固相的现象。前者又称为液态分离作用,后者则称**出溶作用**(exsolution)、**固溶体分离**(unmixing of solid solution)。由出溶作用形成的两种或两种以上的矿物共生现象称为**出溶共生**。熔离构造表现为叶片状、线状、点滴状、格子状,其中以叶片状最为常见。熔离结构则表现为两种矿物彼此穿插生长,例如长石的条纹结构或反条纹结构。熔离共生关系与共生结构可用于阐明火成岩及矿床的生成条件,从实验得知的熔离温度可作为地质温度计。

【岩浆底辟作用】 magmatic diapirism 岩浆熔融体向上顶托侵位、穿刺围岩的作用。由于重力不稳和侧向挤压导致岩浆垂直上升,岩体没有增生现象,岩浆上升和围岩相对下降造成两者之间的剪切作用,在围岩中形成周缘向斜。底辟岩体常呈倒水滴状。

【岩浆顶蚀作用】 magmatic stoping 是岩浆侵位方式之一,即当岩浆侵入时,周围具有裂隙的岩石受岩浆温度和压力的影响,发生破裂崩落,不断沉陷于岩浆中,被岩浆同化熔蚀,因而使空间逐渐扩大,直至岩浆完全凝固为止。这一假说是用以说明某些岩基的形成,并认为岩基的边缘经常见到的大量围岩捕虏体,就是围岩崩落后残留的结果。根据范围及崩落情况,可将岩浆顶蚀分为三种类型:①逐渐顶蚀,小的围岩碎块逐渐崩落沉陷;②环状裂隙顶蚀,岩块呈圆形或近圆形裂隙崩落;③大型顶蚀,由巨大岩块崩落而成。由岩浆顶蚀作用形成的深成岩体少见流动构造,与围岩为不整合接触,多分枝脉,环状及放射状节理较发育。

【脱玻化作用】 devitrification 又称**失透作用**(devitrify)、**晶化**(devitrification)。玻璃质岩石随着地质时代的增长,特别是由于埋藏使温度、压力较高时,玻璃质将逐渐转化为结晶物质,即产生脱玻化作用。酸性玻璃脱玻后,常具霏细结构,析出高价氧化铁,使岩石呈浅红、浅黄、浅褐色等。基性玻璃脱玻后为隐晶质结构,析出高价氧化铁,加上暗色矿物次生形成的绿泥石、蛇纹石等,使岩石呈紫红、褐紫、暗绿色等。

【混合作用】 chorismitization 两种成分不同的岩浆混合而形成不同的火成岩的作用。如冰岛熔岩是由玄武岩浆与流纹岩浆(酸性岩浆)以不同比例混合的产物。一般认为,发生混合作用的岩石证据,主要是出现了矿物之间明显的不平衡现象,如两种成分差别较大的斜长石同时存在;斜长石或石英被辉石包裹等。

【同化作用】 assimilation 岩浆完全熔化了围岩及捕虏体称为同化作用。同一岩浆同化成分不同的围岩,可形成成分不同的岩浆。如花岗岩质岩浆,在同化碳酸盐岩后,由于钙质的带入,使岩浆趋于基性;如花岗岩质岩浆同化高铝质岩石(如粘土岩等)时,岩浆就变化成铝过饱和的岩浆。同化作用的强度视构造条件、岩浆成分及围岩性质等而定,一般含挥发分较多的较大岩体同化作用常较强。

【混染作用】 contamination, hybridization 又称**混杂作用**。岩浆与围岩接触,吸收部分围岩成分,岩浆被围岩所混染,所以称混染作用。这是不完全的同化作用。由于同化作用进行不很完全,岩浆只受到围岩物质的混染,常产生一些特殊的矿物和结构构造(如长石的反环带结构、斑杂构造等)。

【鲍温反应系列】 Bowen's reaction series 简称**反应系列**。岩浆在结晶作用过程中,由于物理化学条件的改变,先析出的矿物与岩浆发生反应,使矿物成分发生变化,产生新的矿物。随着温度降低,反应继续进行,便有规律的产生一系列的矿物,称反应系列。N.L.鲍温认为,由于反应进行程度的差异,是岩浆分异作用的最本质的重要原因,此即鲍温的反应原理。反应系列分为两支进行:①连续系列(浅色的——斜长石),矿物的结晶格架不发生大的改变,在成分上有连续渐变关系;②不连续系列(深色的——铁镁矿物),相邻矿物之间结晶格架发生显著变化。其顺序见图。在岩浆冷却过程中,同时会析出一种斜长石和一种铁镁矿物,它们的成分随结晶过程而变,两系列为互相独立的结晶作用而继续进行,晚期合并形成单一不连续系列,以石英为最后产物。反应系列对了解岩浆结晶作用基本规律有一定意义,但由于岩浆结晶过程的因素非常复杂,而实验条件过于简单,因而与一些实际情况不尽相符。



鲍温反应系列

【结晶顺序】 order of crystallization 火成岩中矿物晶出的先后顺序。一般根据矿物晶粒的相对自形程度、晶粒大小、相互包裹、反应、置换、熔离及其他关系判断矿物结晶顺序,但亦有例外。也有从矿物的相平衡及结晶化学的研究来判断结晶顺序的。

岩体产状

【火成岩产状】 occurrence of igneous rocks 指火成岩体的大小、形状、与周围岩石的关系、形成时所处地质构造环境及距离当时地表深度等。查明火成岩产状,可以帮助了解火成岩的形成条件,同时对找矿和勘探有一定意义。

【侵入接触】 intrusive contact 岩浆上升侵入于围岩之中,经冷凝后形成的火成岩体与围岩的接触关系。其特征是围绕侵入体的周围岩石,有一热变质接触带;岩体边缘有冷凝带,结晶比较细,称为冷凝边;岩体中有围岩的捕虏体;岩体的原生流面构造及原生层面节理与围岩的接触面是一致的;同时还有小型岩枝穿插于围岩之中。这种接触反映岩体的侵入晚于围岩的形成。

【沉积接触】 sedimentary contact 火成岩侵入体遭受风化剥蚀后,为沉积岩层覆盖的接触关系。其特征是在接触带上没有接触变质及同化混染现象,在接触面上部可以看到侵入岩供给的碎屑产物,成为新地层(上覆地层)的底部沉积,而在接触面下岩体的上部可以看到不平整的侵蚀面和风化壳。这种接触关系反映岩体的侵入时期较沉积盖层要早。

【过渡接触】 transitional contact 火成岩与围岩之间界线不清,呈逐渐过渡的接触关系。岩浆成因的火成岩,如具逐渐过渡关系,是由于同化混染作用及与围岩发生强烈交代作用的结果。

【整合侵入体】 concordance intrusive body 岩体侵入围岩,接触面与围岩的层理或片理相一致的侵入岩体,它们主要是沿着

层理或片理侵入而成。根据形态不同,可分为:岩床、岩盖、岩盆及岩鞍等。

【不整合侵入体】 discordance intrusive body　切穿周围岩石的层理或片理的侵入岩体。它们往往沿着切穿层理或片理的裂隙、断裂贯入而形成,如岩墙、岩栓、岩瘤、岩株及岩基等。

【岩基】 batholith　侵入岩产状之一。一种大规模的深成岩体,出露面积超过 100 平方千米。常产于褶皱带的隆起部分,常受深大断裂控制,延伸与褶皱轴走向一致,产状多与围岩斜交、倾角较陡。呈岩基产出的岩体以花岗岩类最常见。

【岩株】 stock　又称**岩千**。侵入岩的一种产状。一种作树干状向下延伸的呈不整合的岩体。规模较大,但较岩基为小,在深部常与岩基相连。出露面积小于 100 平方千米。岩株以花岗岩类最为常见。

【岩镰】 harpolith　在剖面上呈镰刀形的规模较大的侵入体,是岩浆侵入于已变形的岩层中而成,或在侵入的同时与围岩一起受水平挤压力或造山力的影响经变形而成。但有时岩浆侵入到不整合面、软弱的层面或其他构造面时,局部上侵方面发生变化,也可形成岩镰。

【岩盆】 lopolith　侵入岩的一种产状。岩浆侵入到岩层之间,其中央部分受岩浆的静压力使底板岩石沉陷,形成中央微凹下去的盆状侵入体。大小不一,个别大的超镁铁岩、镁铁岩岩盆直径可达数十到数百千米。

【岩盖】 laccolith, lacolile　对中酸性岩体称岩盖,而类似形态的镁铁质岩体、超镁铁质岩体,常称**岩盘**(laccolith)。产于岩层间的底部平坦,顶部拱起,中央厚,边缘薄,在平面上呈圆形的侵入体,其形成深度一般较浅。岩盖直径一般是 3 ~ 6 千米,其厚度可达一千米。呈岩盖产出的以中酸性侵入体为常见。

【岩鞍】 phacolith, saddle　位于背斜层或向斜层鞍部的整合侵入体。由岩浆侵入褶皱部的软弱带或层间剥离的空隙而成。岩体一般规模较小。

【岩床】 sill　又称**岩席**(sheet)。是由岩浆沿层面流动铺开,形成与地层相整合的板状岩体。岩床厚度一般较小,而面积较大。呈岩床产出的岩体以镁铁质岩、超镁铁质岩为常见。

【层状侵入体】 layered intrusion body, layered intrusion, stratiform intrusion　由基性岩浆分异的火成岩(包括纯橄榄岩、橄榄岩、辉石岩、苏长岩、辉长岩及斜长岩等)所构成的层状盆或漏斗状侵入体。岩体具良好的韵律层和旋回性。著名的例子如非洲南部的布什维尔德火成杂岩体,规模达 450 千米 × 270 千米,它是由超镁铁岩和镁铁岩层状侵入体所组成,超镁铁质岩约占七分之一。

【岩枝】 apophysis　不规则枝杈状的脉状岩体。常见于较大侵入体的边缘,并穿插于围岩之中。

【岩瘤】 boss　侵入体产状之一,在岩株顶部见有瘤状的突起,大小与岩株相近,但出露面积较小,且在平面上近于圆形,接触面陡立。

【岩墙】 dike, dyke　又称**岩脉**(vein)。浅成岩的一种产状。为充填在岩石裂隙中的板状岩体,横切岩层,与层理斜交,属于不整合侵入体的一种。岩脉的宽度一般为几十厘米至数十米,长度可由数十米至数千米,个别大的可达几十千米以上。依据成分、形态、产状及与地质构造的关系,可分为简单岩脉、复杂岩脉、岩脉群及环状岩脉等。有人将直立或近直立的板状岩体称为岩墙,而将与层理斜交,形状较不规则的板状岩体称为岩脉。

【岩浆通道】 magmatic vent　当地壳深部和上地幔中岩石发生熔融或局部熔融而形成岩浆时,其体积要增大。因此,为抵抗上覆巨厚岩层的高静压力,就必然要沿构造薄弱带(如断裂)向上运动。断裂一方面引起深部压力的释放而促使岩石熔点降低,另一方面它本身又是岩浆上升的通道。

【岩钟】 cupola　由黏度较大的熔岩,在火山通道上部堆积而成的钟状体。大规模侵入体的顶部钟状突起部分或小规模的圆丘状的侵入岩体也称岩钟。

【岩丘】 lava dome　黏度较大的熔岩在火山口附近形成具有急倾斜侧面的丘状火山。亦称为钟状火山或块状火山。

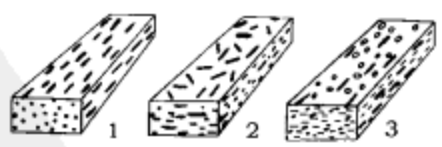
【岩针】 spine　火山岩的一种产状。是黏度很高或快要凝固的熔岩,在下部强大的力量挤压下,从火山口缓慢地冲出地表而形成的特殊形态的火山堆积,尖顶状柱状体。1902 年,培雷火山活动时生成的火山岩针最高达 300 米。

【火成岩相】 facies of igneous rocks　表示火成岩由于生成条件不同而产生不同的岩石和岩体的外貌特征相互关系的综合,可分为侵入岩相与火山岩相。**侵入岩相**(intrasive facies),根据岩体形成的大致深度,可分为深成相、中深成相、浅成相、超浅成相和喷出相。深成相和中深成相岩体较大,结晶较粗,同化作用强烈。浅成相岩体较小,结晶较细,常具斑状结构。喷出相由于冷却快,结晶程度较差,常具玻璃质结构。岩相划分的根据,还有岩体的大小,构造环境的差异,岩浆的性质,等等。所以上述三个相的划分,必须综合分析。此外,在同一侵入岩体中,由于各部分冷却条件和同化混染程度不一样,岩性有显著变化,因此有的也进行岩相划分,通常从内向外分为内部相、过渡相和边缘相,用以说明岩体各部分成分及结构的变化。由于火山作用而产生的不同的火山岩特征,则称为**火山岩相**(volcanic facies)。常见的火山岩相有:①喷发相,可进一步分为溢流相、爆发相、侵出相,②火山通道相,③潜火山相,④火山沉积相。

【火成堆积】 Igneous accumulation　指岩体构造与沉积岩层状构造相似的层状火成岩侵入体的成岩过程。其特点为:①早期结晶并沉降下来的矿物被后期残余岩浆冷凝物充填或胶结;②表现良好的韵律性;③韵律层严格遵循沉积岩的重叠律,即岩层的下层必老于上层;④堆积晶体的粒度频率分布,在对数坐标上成一直线,即属于对数正态分布。由于火成堆积作用而形成的岩石,称为**堆积岩**(accumulation rocks)。

岩石结构构造

【原生岩浆构造】 primary magmatic structure　火成岩在侵位或喷出和冷凝固结成岩过程中产生的构造。如岩浆在流动中产生的流面和流线,冷凝阶段产生的原生节理,火山熔岩中的流纹构造、枕状构造和柱状节理等;侵入岩在向围岩侵位扩张的过程中,在内外接触带常可产生平行接触面的热动力构造,如压扁捕虏体、具 S—C 组构的眼球状片麻岩带、韧性剪切带等,可称为原生岩浆热动力构造。



原生岩浆构造
1.流线; 2.流面; 3.流线与流面关系

【岩浆热动力构造】 magma-thermodynamic structure　岩浆侵位过程中在外接触带及岩体内发育的构造。接触变质带内的局部温度上升是围岩韧性增大的原因,由于岩体的侵位及其膨胀作用,围岩可能受到压扁作用或变形作用。中国的典型实例见于大冶铁矿山,在岩体内部特别是其边缘带,由于岩体因膨胀作用可使捕虏体压扁、片状矿物定向排列而形成挤压片理,早期结晶

凝固但尚未冷却的岩石中发育韧性剪切带、形成糜棱岩，并且还发育有与岩浆侵位的动力有关的节理和充填脉。热动力构造的空间分布特征，反映着岩浆侵位过程中的动力学特征。中国典型实例还有北京西山的房山花岗闪长岩体。

【岩石构造】 structure of rocks 岩石中不同矿物集合体之间、岩石的各个组成部分之间或矿物集合体与岩石其他组成部分之间的相互关系，称为岩石构造。也有人认为岩石的构造应是组成岩石的矿物集合体的形状、大小和空间的相互关系及充填方式，即这些矿物集合体的组合的几何学的特征。例如，片麻构造、块状构造、流纹构造、枕状构造、气孔状构造、晶洞构造等。

【块状构造】 massive structure 又称**均一构造**(homogeneous structure)。具有块状构造的岩石，其特点是岩石各组成部分的成分和结构是均一的，无气孔，矿物排列无一定次序，无一定方向，不具任何特殊形象的均匀块体。块状构造是火成岩最常见的一种构造。

【斑杂构造】 taxitic structure 又称**不均一构造**(inhomogeneous structure)。具斑杂构造的岩石，其不同组成部分在结构构造上、颜色上或矿物成分上有较大的差异，整个岩石是不均一的。引起斑杂构造的原因很多，可由于析离体和捕虏体形成，也可由不均匀或不彻底的同化混染作用及不均匀的交代作用以及岩浆的多次侵入或脉冲侵入而成。

【球状构造】 orbicular structure 岩石中矿物围绕某些中心呈同心层分布，外形呈圆球或椭球体的一种构造。它可能为某些成分过饱和岩浆凝聚结晶产物。这种构造在显晶质火成岩中十分常见，如球状闪长岩和球状辉长岩。在安山岩中亦可见到。

【晶洞构造】 miarolitic structure 侵入岩中有小型孔洞的构造。孔洞多数是不规则的，孔洞中经常生长着完好的晶体。晶洞一般被看作在岩浆冷却过程中体积收缩而成，也可能是岩浆凝固时产生气体逸出的结果。如在晶洞壁上生长着排列很好的自形晶体，则称晶簇构造或晶腺构造。这种构造在某些花岗岩中比较常见，例如福州鼓山的花岗岩晶洞构造非常发育。

【带状构造】 banded structure 表现为颜色或粒度不同的矿物岩石相间排列，成平行条带出现。或者是暗色与浅色的矿物岩石彼此逐层交替；或是较粗粒与较细粒结构的矿物岩石彼此逐层交替。带状构造有的是由于结晶条件周期性变化所成，有的为同化混染产物，还有的为混合岩化的结果。

【流纹构造】 rhyolitic structure 为流纹岩具有的典型构造。其特征是由不同颜色的结晶矿物颗粒、隐晶物质、雏晶、玻璃质和气孔等在岩石中呈一定方向的流状排列。流纹构造由熔岩流动造成的，它可以表示熔岩流动的方向。常见于酸性或中酸性熔岩中。

【气孔构造】 vesicular structure 火山岩的一种构造。当熔岩喷出时，由于压力降低，气体从熔岩中逸出而形成各种大小和数量不同的圆形或椭圆形气孔，个别呈管状气孔。以浮岩和火山渣的气孔构造最为发育。在玄武岩中经常见到。某些次火山岩、超浅成侵入岩也偶见气孔构造。

【杏仁状构造】 amygdaloidal structure 在熔岩和部分潜火山岩中，由次生矿物充填于火山岩气孔中的一种构造。由于充填体宛如杏仁，故名。此种构造在玄武岩中最为常见，充填的矿物多为沸石、冰洲石、玉髓、方解石、绿泥石等，有时有金属物质如自然铜等充填其中，形成有工业价值的矿床。气孔中的充填物又叫**杏仁石**(amygdale)。

【枕状构造】 pillow structure 水底喷发的基性熔岩或从陆地流入海中的熔岩所形成的一种特殊构造。熔岩多呈枕状椭球体，也有球状、柱状者，岩枕一般底面较平，顶面上凸呈枕状，其大小不一，直径通常几厘米到几米，以1~2米为多。枕状熔岩常与沉积岩伴生，枕状椭球体之间常有沉积物充填，其中还可以找到生物化石。多数枕状体在固结时常残留塑性变形遗迹，有因重力向下方间隙下垂的形迹，由此特征可判断沉积当时的上下方向。枕状椭球体表层坚硬，结晶程度比内层要差，具有玻璃质冷凝边，有气孔呈同心层状或放射状分布，气孔数量由里向外逐渐增多，中部有空腔，以此可与球状风化所成的椭球体区别开来。河湖中喷发的基性岩中可见枕状构造，如汉诺坝玄武岩中即有。


基性熔岩的枕状构造

【流动构造】 flow structure 岩浆在流动过程中所产生的构造。主要包括流线构造和流面构造两种。这个术语既适用于侵入岩也适用于火山岩。

【流线】 flow line 又称**线状流动构造**(linear flow structure)。岩浆流动过程中由角闪石、长石等线状、柱状矿物或透镜体以及长条状捕虏体和析离体，以线状优选定向排列而成的线状构造。流线常发育在侵入岩体的顶部和边缘，通常平行于岩浆的局部流动方向。一般认为，流线的形成与岩浆流动相关；但近年来发现某些流线中的矿物晶体具有塑性变形现象，可能是岩浆侵位过程中因塑性变形所致。

【流面】 flow plane 又称**面状流动构造**(planar flow structure)。岩浆流动过程中云母等片状、板状矿物或扁平状捕虏体、析离体，呈面状定向排列而成的面状构造。流面常发育于侵入岩体的边缘或顶部，一般平行于岩体与围岩的接触面。传统的观点认为，流面的形成与岩浆的层流有关；但近年来的研究表明某些流面可能是在岩浆侵位和固结过程中由塑性变形产生的。

【石泡构造】 lithophysa structure 酸性熔岩中较常见的一种原生的球状构造。其表面由于凝固时气体逸出、体积缩小而产生的具有空腔的多层同心圆球体。石泡多半为空腔，但有时也有实心的。每一球层常为放射状纤维钾长石或长英质组成。石泡见于玻璃质岩石中，尤以在黑曜岩、流纹岩中最为常见，空腔内常被微细的次生石英、玉髓等矿物充填。


黑曜岩中的石泡构造

【假流状构造】 pseudofluidal structure 又称**似流动构造**。由塑性玻屑、塑性撕裂状玻屑和浆屑平行排列而成。按其形态特征可细分为火焰性假流纹构造、透镜状假流纹构造和条带状假流纹构造等。

【柱状节理】 columnar jointing 几组不同方向的节理将岩石切割成多边形柱状体，柱体垂直于火山岩的基底面。如熔岩均匀冷却，应形成六方柱状，上细下粗，二者由顶柱盘面隔开。这种构造多发育在产状平缓的玄武岩内，也见于安山岩、流纹岩、熔结凝灰岩中。另外，在超浅成岩、次火山岩脉、火山通道内及熔岩湖中也见及。长期以来一直认为柱状节理是熔岩冷却收缩形成的，长柱方向垂直于熔岩冷却时的等温面。但是一些学者认为，单纯冷缩难以形成数米至十余米长的节理。康瑟(L. H. Kantha, 1981)提出，高度规则的柱状节理是熔岩在冷却过程中的双扩散对流作用引起的。

【岩石结构】 texture of rocks 组成岩石的矿物的结晶程度、大小、形态以及晶粒之间或晶粒与玻璃质之间的相互关系。有等粒、斑状、似斑状等名称。有时因在某种岩石中较为典型，结

构的名称就以岩石名称命名，如花岗结构、粗面结构等。岩石结构是研究岩石形成条件和岩石分类、命名的重要依据。

【全晶质】 pleocrystalline, holocrystalline 岩石全部由结晶的矿物组成。这是岩浆在温度下降较慢的条件下(如在地下深处)从容结晶而形成的，所以多见于较深的侵入岩中。

【半晶质】 miocrystalline, oligocrystalline, pericrystalline 岩石由部分晶体和部分玻璃质组成。多见于火山岩及部分浅成侵入岩体边部。

【隐晶质】 cryptocrystalline 岩石中矿物晶粒极为细小，肉眼无法分辨出矿物颗粒，甚至在偏光显微镜下也不能分辨，但有光性反应，据此可与玻璃质相区别。一般火山岩常具有隐晶质。

【玻璃质】 vitreous, glassy 是一种未结晶的，处于十分不稳定状态的固态物质。由于熔岩喷出地表，快速冷却，以致其中原子或离子来不及组合形成有规则排列的结晶物质，遂凝固形成天然的玻璃物质。

【显晶质结构】 phanerocrystalline texture 又称**全晶质结构**(holocrystalline texture)。是指火成岩中的矿物晶体颗粒肉眼能分辨的结构。具有显晶质结构的岩石叫**显晶岩**(phanerite)，如花岗岩、辉长岩等。按晶体颗粒直径的大小分为粗粒结构、中粒结构和细粒结构。

【显微晶质结构】 microcrystalline texture 又称**显微显晶质结构**、**细晶质结构**(finely-crystalline texture)。岩石中矿物晶粒细小，肉眼无法分辨，只能在偏光显微镜下可以看出矿物颗粒的叫显微晶质结构。

【隐晶质结构】 cryptocrystalline texture 是指全部或大部由隐晶物质和玻璃组成的全岩结构。岩石中矿物晶粒极为细小(小于0.1毫米)。在偏光显微镜下也难于分辨，但有光性反应，据此可以有别于玻璃质的一种结构。具有隐晶质结构的岩石叫**隐晶岩**(aphanite)。一般火山熔岩常具有这种结构。

【玻璃质结构】 vitreous texture, glassy texture, hyaline texture 全部由未结晶的火山玻璃质组成的岩石的结构。其同义词为玻质结构，此结构也常用于基质。由于熔岩喷出地表，冷却很快，以致其中原子或离子来不及组合形成有规则排列的结晶物质，遂凝固形成天然的玻璃物质。玻璃质肉眼看来是致密块状，具玻璃光泽及贝壳状断口。在正交偏光下无光性反应等，以此区别于隐晶质。玻璃质是不稳定的，随时间和物理条件(温度和压力)的变化，会发生脱玻化或晶化作用，转变成结晶质。玻璃质主要出现在酸性熔岩(尤其基质)中，或浅成、超浅成侵入体的边部(冷凝边、淬火边)。

【自形晶】 idiomorphic crystal, euhedral crystal, euhedron 岩石中矿物晶体所具有的完整的固有晶形。这种晶粒是在有足够的空间允许其充分发育的条件下形成。如晶粒的结晶较早或晶粒的生长力很强，也可以形成自形晶，前者如斑岩中的斑晶，后者如深成岩中的某些副矿物都呈自形晶。



上为自形晶；右下为半自形晶；左下为他形晶

【半自形晶】 subhedral crystal, subhedron, hypidiomorphic crystal 晶体发育不完整，部分带有晶体界面的矿物晶体。由于在岩石中矿物结晶有先有后，较后结晶的矿物由于部分先结晶的完整晶体存在而使晶粒不可能完全发育自己的晶面。

【他形晶】 anhedral crystal, xenomorphic crystal, allotriomorphic crystal 矿物晶粒看不出它们固有的晶面，其形状受相邻晶体或遗留的空间所限制，因此多半是不规则的，在粒状结构的火成岩中，他形晶常是结晶较晚的矿物，如花岗岩中的石英。

【粒状结构】 granular texture 岩石中同种主要矿物的粒径大小相近或大小不等的全晶质结构。常见于深成岩中。根据矿物颗粒的自形程度，可以分为全自形粒状结构，半自形粒状结构和全他形粒状结构等。

【等粒结构】 equigranular texture 火成岩结构之一，岩石中同类矿物的颗粒大小相近的全晶质结构。按粒径大小，目前国内应用较广的划分是：粗粒(>5毫米)、中粒(2~5毫米)、细粒(<2毫米)、微粒(<0.2毫米)。

【不等粒状结构】 inequigranular texture, heterogranular texture 岩石中同类矿物的颗粒大小不等的全晶质结构。如其粒度依次降低，可称**连续不等粒结构**(seriate texture)。

【全自形粒状结构】 panidiomorphic granular texture 又称**自形粒状结构**(idiomorphic granular texture)，岩石中同种主要矿物晶体具有完整的固有晶形，常见于深成岩中。

【他形粒状结构】 allotriomorphic granular texture, xenomorphic granular texture 岩石中同种主要矿物晶粒不出现它们固有的晶形，其形状受相邻晶体或遗留的空间所限制，因此多半是不规则的全晶质结构。

【花岗结构】 granitic texture 深成酸性岩的一种结构。这种结构常见于中酸性和酸性深成岩中，以花岗岩中最为典型，故称花岗结构。其特点是全晶质，岩石中的主要矿物呈半自形粒状，其中斜长石自形程度比钾长石要高，而钾长石又比石英自形程度要高；深色矿物角闪石和黑云母与斜长石相比晶形发育较好，因此，又称**半自形粒状结构**(hypidiomorphic granular texture)。

【伟晶结构】 pegmatitic texture 在伟晶岩石中的一种结构类型，它由巨粒的微斜长石、白云母、石英等为主的浅色矿物组成。按矿物粒度分为巨晶(>1厘米)、伟晶(>3厘米)。

【煌斑结构】 lamprophyric texture 煌斑岩特有的一种结构。岩石中所有的铁镁矿物和浅色矿物各自均形成完好的结晶体。

【斑状结构】 porphyritic texture 由两个或两个以上世代的矿物颗粒大小不同所组成的全岩结构。其中结晶较早的矿物颗粒较自形、较粗大而称为斑晶；较晚形成的各种原生矿物为细小的隐晶质，统称为基质。斑晶和基质的结晶程度或颗粒大小有明显的差别和粒级间断。如斑晶数量很多，超过基质，称为多斑结构。如斑晶很少，则称少斑结构。浅成岩和火山岩中常见。

【斑晶】 phenocryst 斑状结构中的较大的矿物称为斑晶，结晶通常较基质为早，故常为自形晶。由于结晶条件经常变化，斑晶形成后，往往遭受熔蚀、分解、破碎或转变为另一些矿物。

【基质】 metrix, groundmass 在斑状结构的斑晶之间充填的细粒部分。基质一般结晶较斑晶为晚，可呈显晶质或隐晶质，有时甚至为玻璃质。

【不等粒斑状结构】 inequigranular porphyritic texture, heterogranular porphyritic texture 岩石中所有矿物颗粒可分为大小截然不同的两种，大的称为斑晶，小的称为基质。如果岩石中有同种大小不等斑晶矿物颗粒，同时基质为隐晶质及玻璃质，则称为不等粒斑状结构。

【连续不等粒斑状结构】 seriate porphyritic texture 岩石中具有大小不等的斑晶矿物颗粒，其矿物颗粒粒度依次降低，中间没有明显的粒级间断，基质为隐晶质及玻璃质，则称连续不等粒斑状结构。

【似斑状结构】 porphyroid texture 斑状结构的一种。其特征是基质多为显晶质(细粒、中粒、粗粒)，斑晶可以与基质是同一世代的产物，在相同或近于相同的冷凝条件下形成的，也可以是

由交代作用形成的变斑晶(由交代成因的似斑状结构,有人称为交代斑状结构)。这种结构多见于花岗岩类岩石中。似斑状结构与斑状结构的区别是,除其基质前者为显晶质的而后者为隐晶质的外,很重要的一点是:似斑状结构中斑晶和基质基本上是同一世代产物,而斑状结构中斑晶与基质是不同世代的产物。

【自碎结构】 autoclastic texture 火山岩的一种结构,是碎斑结构一个常见变种,其特点是碎斑矿物成分与整个岩石的岩性和化学成分一致,正常结晶的矿物在岩浆及其中挥发组分运动过程中自碎的。中国福建中生代火山岩系中常见这种结构。

【细碧结构】 spilite texture 基性熔岩的一种结构,是微晶结构的一个变种。其形态特征相似于填间结构或玻晶交织结构,区别在其微晶主要是钠长石或钠更长石,充填其间的是次生矿物和部分原生矿物集合体,常见为绿泥石、绿帘石、白钛石和金属矿物等。钠长石微晶有时呈板条状,有时为集合体呈束状,见于水下喷发的玄武岩。

【辉长结构】 gabbroic texture, gabbro texture 粒状结构的一种,以辉长岩最为特征,故名。这种结构是辉石和斜长石晶形发育程度相近,或均为半自形晶粒,或均为他形晶粒,这表明辉石和斜长石同时从岩浆中共结结晶的结果。

【包含结构】 poikilitic texture 又称**嵌晶状结构**(poikilitic, poicilitic)。泛指岩石中大晶体包含小晶体的一种结构。根据包裹和被包裹的关系可分为主晶和客晶。主晶指大的包裹矿物,客晶指小的被包裹矿物。这种结构说明:客晶矿物形成早于主晶矿物。主晶常有熔蚀和交代早期客晶的现象。例如,在超镁铁岩中常见到大的辉石晶体包裹小的圆形的橄榄石晶体,是一种典型的包含结构。

【含长结构】 ophitic texture 包含结构的一种。在辉石大晶体中包含板条状斜长石的小晶体。常见于基性侵入岩中。



含长结构
大的辉石晶体包裹长条状拉长石和橄榄石

【二长结构】 monzonitic texture 指深成岩中斜长石的自形程度较钾长石高得多的粒状结构。二长岩常具这种结构,故名。

【辉绿结构】 diabasic texture 浅成基性岩特有的结构。因辉绿岩常具有此结构,故名。在肉眼或偏光显微镜下,岩石中斜长石和辉石的大小相近,或辉石略大于斜长石。斜长石呈自形板条状交织分布,而他形粒状辉石则充填在斜长石板条状晶粒构成的三角形空隙中间,并部分包裹了斜长石晶体的端缘。有的又称**嵌晶含长结构**。

【粗面结构】 trachytic texture 粗面岩常具有的一种特征结构。其特点是,在偏光显微镜下可见基质中的碱性长石微晶大致呈定向或半定向的排列,这反映熔岩凝固时的流动情况。



粗面结构
基质由近平行排列的透长石组成,斑晶为长石

【微晶结构】 microcrystalline texture 熔岩基质的一种结构。由长石的微晶组成,微晶近于自形,两端不规则。按微晶的排列形式,可分为定向微晶结构(即粗面结构)和交织微晶结构(即交织结构)。这种结构可以是原生的,也可以由重结晶形成。

【玻基交织结构】 hyalopilitic texture 又称**安山结构**(andesitic texture)。是安山岩中常见的一种结构。其特征是,在玻璃或其脱玻化产物的背景上散布有大量细小斜长石微晶和细小的铁镁矿物颗粒。

【交织结构】 pilotaxitic texture 主体由密集的斜长石微晶杂乱无章地分布。在其间隙中有显微晶质或隐晶质的物质充填。这种结构常称为交织结构。如果斜长石微晶相互紧靠,交织成不规则形式,则称**毡状结构**(felty texture, felty texture)。



交织结构
斑晶拉长石,石基为斜长石微晶、长柱状辉石及玻璃质

【响岩结构】 phonolitic texture 显微晶质结构的一个变种。岩石基质中存在大量具短矩形(近正方形)和六边形断面的霞石。常见于霞石响岩和霞石岩的基质中。响岩的斑晶主要是碱性长石和副长石,铁镁矿物斑晶数量较少。基质以自形霞石为主。

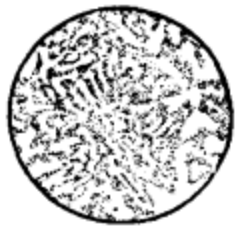
【霏细结构】 felsitic texture 浅色火山岩或浅成岩的一种结构,是隐晶质结构的一个变种,岩石由极细小的他形粒状石英和和长石的隐晶物质集合体所组成,不具斑晶或具少量斑晶。除原生外,部分霏细结构可能是玻璃质发生脱玻化作用所形成。

【文象结构】 graphic texture 岩石中石英和钾长石(通常为微斜长石或微纹长石)成有规则共生的一种结构,这两种矿物互结成楔形连晶,似楔形文字,故名。它是石英、长石在共结情况下形成的,但也有由于交代作用或固溶体分解而成的。常见于花岗岩及伟晶岩的边缘带。大者肉眼可见。



文象结构

【显微文象结构】 micrographic texture 在显微镜下才能看清的文象结构。是显微晶质结构的一个变种。其特点是在一种矿物的粗大晶体中含有另一种较小矿物的嵌晶,这些嵌晶有一定的规则棱角状的外形和规律的排列方向,并在一定范围内同时消光。



显微文象结构

【蠕虫结构】 myrmekitic texture 岩石中斜长石交代钾长石后,由剩余的二氧化硅形成的蠕虫状石英,镶嵌在斜长石的边部,而与斜长石形成连晶的一种结构。此外,钾长石交代斜长石或由于出溶作用等也可形成这种结构。常见于酸性侵入岩和变质岩中。

【条纹结构】 perthitic texture 钠长石(或其他酸性斜长石)在钾长石(正长石或微斜长石)晶体中,沿钾长石一定结晶方向,呈水滴状、纺锤状、树枝状、碎云状分布的一种连晶结构。具有这种结构的钾长石,称条纹长石。其成因有:①由固溶体分解而成;②由交代作用生成;③当岩浆中的长石成分达到钠长石约60%和正长石约40%时,它们同时共结结晶而成。

【反应边结构】 reaction rim texture 岩浆中早期析出的矿物或捕虏晶,因物理化学条件改变,与周围岩浆发生反应,在其外围产生新的*反应矿物*(reaction mineral),即一种矿物颗粒周围生长有另一种矿物镶边,这种现象称为反应边结构。例如,橄榄石外围可反应成为辉石,辉石外围可反应成为角闪石,角闪石外围又可反应成为黑云母。这种结构常见于超镁铁质岩和镁铁质岩中。



反应边结构

【间粒结构】 intergranular texture 又称**粒玄结构**(doleritic texture)、**粗玄结构**。玄武岩的一种结构。显微晶质结构的一个变种。斜长石比辉石的颗粒粗大而且自形,长柱状的斜长石杂乱

分布，构成交错的格架，在每个间隙中充填有几个他形的辉石小颗粒。



间粒结构
斑晶橄榄石，间粒状基质由拉长石板状晶体及辉石等组成



间隐结构
由辉石和斜长石及黯黑色玻璃组成

【间隐结构】 intersertal texture 又称**填间结构**。玄武岩常见的一种结构。一种半晶质的基质结构。其特点是长柱状或板条状矿物不规则分布，互相交接呈格架状，在格架的间隙中的为玻璃或隐晶物质所充填，有时也含有极少量铁镁矿物或金属矿物微粒。如晶体间隙中除玻璃质之外，还有粒状矿物，如辉石、磁铁矿等，则称为**拉斑玄武结构**(tholeiitic texture)。

【雏晶】 crystallite 火山玻璃中刚刚萌芽的极细小结晶物质。它较微晶的结晶程度更低，是炽热的熔岩到地表骤然冷却，迅速结晶而成。在正交偏光镜下无光性反应。根据雏晶的形状可分为：小圆点状的球雏晶，纤维状的发雏晶，链状的串雏晶和羽毛状的羽雏晶等。

【微晶】 microlite 炽热的熔岩流出地表，由于骤然冷却，迅速结晶形成比雏晶稍大的细小晶体的轮廓，但生成还不完全。在偏光显微镜下，有光性反应。有的呈长条形、毡状，有的呈粒状隐晶质集合体。这种结构叫做微晶结构或霏细结构，常见于隐晶质的火山岩中。

【环带结构】 zonal texture 在正交偏光下同一个矿物颗粒内不同环带的干涉色和消光方位不一致。这种光性的不一致是由于矿物颗粒内各种组成分子的比例改变所引起的。如斜长石常具环带结构，尤其是中长石环带结构最发育。根据环带的成分和形成变化特征，还可进一步细分为：正环带结构、反环带结构、韵律环带结构，弧圈带状结构，不规则带状结构和间断面结构。环带结构多见于浅成岩、次火山岩、火山岩中，是在温压变化较大条件下的产物。

【球粒结构】 spherulitic texture, sphaerolitic texture 介于非晶质和显晶质之间的一种结构。即在玻璃质岩石中，常见到针状和纤维状的矿物集合体，呈放射性排列，具十字形消光，特称为球粒。如果岩石全部或部分由球粒组成，则这种岩石的结构称为球粒结构。这种结构有原生的过冷却形成物，也可由脱玻璃化作用产生。在酸性、中酸性熔岩和超浅成侵入岩的玻璃基质中比较常见。

【火山碎屑结构】 pyroclastic texture 正常火山碎屑岩的特有结构。其特点是岩石中火山碎屑物的含量达到90%以上。碎屑呈尖角或棱角状，没有或几乎没有水化学胶结，碎屑物以压紧胶结为主，故又称**压实火山碎屑结构**(compacted-pyroclastic texture)。按火山碎屑物的大小及相应粒级的含量，可分为集块结构、火山角砾结构和凝灰结构。

【集块结构】 agglomeratic texture 粒度大于64毫米(或50毫米)的火山碎屑物含量超过50%，被细小的火山碎屑物胶结而成的岩石结构。

【火山角砾结构】 volcanic breccia texture 粒度为2～64毫米的火山碎屑物含量超过75%，被细小的火山碎屑物胶结而成的岩石结构。

【凝灰结构】 tuffaceous texture 又称**玻屑结构**(vitroclastic texture)、**弓形玻屑结构**(bow-shaped hyaloclastic texture)、**火山灰结构**(volcanic ash texture)。粒度小于2毫米的火山碎屑物含量超过75%，被细小的火山碎屑物(通常为火山尘)胶结而成的岩石结构。是玻屑凝灰岩的典型结构。岩石主要由凹面棱角状的玻屑所组成，有时还有少量晶屑和浮岩碎屑。单纯从物态和碎屑粒度考虑，凝灰结构也可以称为**玻屑砂状结构**(vitroclastic psammitic texture)，尤其是自碎或淬碎玻璃组成的细碎屑岩，其结构应称为**玻屑砂体状结构**。

【塑性变形碎屑结构】 plastopyroclastic texture, clastic texture of plastic deformation 简称**塑变结构**。熔结凝灰岩所特有的结构。岩石中除含刚性火山碎屑物外，常含大量塑变火山碎屑物，如塑变玻屑，塑变撕裂的玻屑及浆屑，它们彼此平行重叠熔结或绕刚性碎屑弯曲，呈假流纹构造。

【熔结凝灰结构】 welded tuff texture, ignimbrite texture 主要由蜓蚓状、树枝状、环状、半环状塑性玻屑及饼状、透镜状、火焰舌状塑性岩屑组成，在岩石中明显定向分布，亦夹有少量晶屑、岩屑等，被碎屑物本身的热量或火山灰熔结。

【鬣刺结构】 spinifex texture 大的板状、叶片状、针状或复杂形态骸晶状橄榄石或单斜辉石，杂乱地或相互近于平行地(呈束状、球状、书页状)排列于由细小骸晶状单斜辉石和脱玻化玻璃组成的基质中。鬣刺结构形成于熔岩快速冷凝条件下，是科马提岩(镁绿岩)特有的结构。

【捕虏体】 xenolith 岩浆侵入过程中所捕获的围岩碎块。其形状和大小不一，有的为不规则棱角形，有的为长圆形、透镜形；有的很大，如某些矽卡岩矿体就产生在捕虏体中。捕虏体由于围岩崩落时发生移动，因此其构造方向与围岩整体的构造方向常不一致。围岩崩落于岩浆中，大部分都被岩浆所熔化及交代，只有少数在岩体边缘还可残存，因此，捕虏体多分布于火成岩的边缘部分。捕虏体如呈平行排列，其扁平面方向与岩浆流面方向一致，其长轴常为岩浆流动方向(流线)。

【析离体】 schlieren 又称**异离体**。在岩浆结晶过程中，有一部分早期结晶矿物相对集中，呈团块状或条带状分布在岩体中，其边缘界线有时不清，逐渐消失。析离体因受岩浆流动影响常与流动方向平行，呈定向排列。橄榄岩中常见铬铁矿析离体，基性岩中常见橄榄石析离体。

【残留体】 relict 又称**暗残岩**(relict)。在花岗岩化过程中，由于交代作用进行不完全而留有原岩的残留物。这种残留体的形状和大小不一，但其构造方位(如层理、片理等)与围岩一致。如残留体在花岗岩化岩石中只留形迹，则称为**残影体**(skialith)。

火成岩石

【纯橄榄岩】 dunite 超镁铁质深成岩的一种。矿物成分几乎全由橄榄石(90%～100%)组成，可有0～10%的辉石，还可有少量铬铁矿、磁铁矿、钛铁矿、磁黄铁矿、自然铂等。岩石呈深绿、褐绿色。全自形或全他形粒状结构，致密块状构造。蚀变后成为具油脂光泽的致密蛇纹岩。常与橄榄岩、辉石岩、辉长岩等形成杂岩体。因在新西兰之邓尼山初次发现，故又音译为**邓尼岩**(dunite)。较新鲜的纯橄榄岩多为地幔岩包体。

【橄榄岩】 peridotite 超镁铁质深成岩的一种。主要由橄榄石和不定量的辉石组成。辉石为斜方辉石或单斜辉石。橄榄石的含量占40%～90%。有时可含有少量角闪石、黑云母、铬铁矿等。深绿色，密度大。粒状结构，其他如反应边结构、包含结构、海绵陨铁结构也较常见。橄榄岩根据其所含辉石成分的不同，可分为斜方辉石橄榄岩、异剥橄榄岩及二辉橄榄岩等数种。蚀变后成为蛇纹岩。橄榄岩常与其他超镁铁质岩如纯橄榄岩、辉

石岩及镁铁质岩形成杂岩体,主要产于造山带中。与之有关的矿产是铬、镍、钴、铂、石棉、滑石等。此名源于法语 perido(橄榄石)。

【斜方辉石橄榄岩】 harzburgite 又称**方辉橄榄岩**。橄榄岩的一种。几乎全部由橄榄石和斜方辉石(顽火辉石、古铜辉石或紫苏辉石)组成的超镁铁质岩。次要矿物和副矿物常为铬铁矿、磁铁矿、透辉石和异剥石,有的还含有少量斜长石。属于超镁铁质深成岩。常与纯橄榄岩组成杂岩体。主要分布于造山带中。

【异剥辉石橄榄岩】 diallage-peridotite, wehrlite 又称**异剥橄榄岩**。橄榄岩的一种。主要由橄榄石和异剥辉石所组成的超镁铁质岩。异剥辉石含量小于 60%。还含有少量(小于 5%)的顽火辉石、角闪石和铬铁矿等。

【二辉橄榄岩】 lherzolite 由橄榄石,其次是斜方辉石和单斜辉石组成的超镁铁质岩。橄榄石含量为 90% ~ 40%,每种辉石含量大于 5%。是介于异剥橄榄岩和斜方辉石橄榄岩之间的岩石。最初见于法国比利牛斯山脉。

【斜辉橄榄岩】 kylite 又称**富橄霞斜岩**。含霞石辉长岩的变种,含丰富的橄榄石,其含量超过其他三种矿物,即辉石、拉长石和少量霞石的总和。地方性名称,该术语源自苏格兰达尔梅灵顿附近的凯尔(Kyle)地区。

【辉石岩】 pyroxenite 超镁铁质深成岩的一种。SiO_2 含量 55% ~ 66%。矿物成分几乎全由辉石(90% ~ 100%)组成,含有少量橄榄石、角闪石、黑云母、铬铁矿、磁铁矿、钛铁矿等,色深,粒状结构。辉石易蚀变成纤维状蛇纹石,这种蛇纹石变种称为绢石,肉眼观察呈灰黄色及强烈的丝绢光泽。辉石岩根据辉石的不同可分为斜方辉石岩、单斜辉石岩和二辉岩等。根据次要矿物的不同,分为黑云母辉石岩、角闪石辉石岩等。辉石岩常与纯橄榄岩、橄榄岩、辉长岩形成杂岩体。有关矿产是铬、镍、钴、铂等。

【二辉辉石岩】 websterite 简称**二辉岩**。辉石岩的一种,由斜方辉石和单斜辉石组成,其中每种辉石的含量 > 10%,橄榄石 < 5%。两种辉石常彼此相连,形成不规则的镶嵌结构。名称取自美国北卡罗来纳州韦伯斯特县。

【斜方辉石岩】 orthopyroxenite 辉石岩的一种。主要由斜方辉石(含量 > 90%)组成。常与其他辉石岩、橄榄岩、苏长岩、斜长岩等组成层状杂岩体。在斜方辉石岩中以古铜辉石岩最为常见,此外,还有顽火辉石岩等。在某些斜方辉石岩与其他超镁铁质杂岩体中,常有铬铁矿呈层状或条带状分布。

【单斜辉石岩】 clinopyroxenite 主要是由单斜辉石(含量 > 90%)组成。常见的有:①**透辉石岩**(diopsidite),几乎全由透辉石组成,含有少量的角闪石和黑云母,常与二辉橄榄岩共生;②**异剥辉石岩**(diallagite),几乎全由异剥辉石组成,含有少量紫苏辉石、斜长石,常与超镁铁质岩、镁铁质岩形成杂岩体。

【角闪石岩】 hornblendite 又称**普通角闪石岩**(hornblende rock)。超镁铁质深成岩的一种。主要矿物成分为普通角闪石(含量 > 90%),有时含少量辉石和橄榄石,还可能见到铬铁矿和钛磁铁矿。与之有关的矿产主要是含钒的钛磁铁矿。此词与变质作用形成的角闪岩(amphibolite)不同,不可混淆。

【苦橄岩】 picrite 富含橄榄石的超镁铁质火山岩。深色。具粒状结构。苦橄岩这一术语最初用于含橄榄石和辉石极其丰富的一类粗玄岩或玄武岩。也用来表示与含长石橄榄岩或碱性橄榄岩相对应的火山岩,以及表示辉长岩和沸绿岩的富橄榄石变种。现在按化学成分确定为 $SiO_2 < 47\%$,$Na_2O + K_2O < 2\%$,和 $MgO > 18\%$ 的一组岩石。矿物成分为辉石(小于 40%)、橄榄石(大于 40%),有时有少量基性斜长石(< 10%)、角闪石,副矿物为钛铁矿、磁铁矿及磷灰石等。相当于橄榄岩组成(钛辉石 34%,橄榄石 31%,棕闪石 25%,副矿物 5%,碱性玻璃 5%)的浅成岩,亦曾命名为苦橄岩。此词中国原译辉云橄榄岩,该术语源于希腊语 pikros,意为苦,系指氧化镁含量高。有人认为成分与橄辉岩相当的火山岩称为苦橄岩,而成分相当于纯橄榄岩的火山岩称为麦美奇岩。

【玻质纯橄岩】 meymechite, meimechite 又称**麦美奇岩**。一种超镁铁质火山岩,由橄榄石斑晶及橄榄石、单斜辉石、磁铁矿和玻璃质构成的基质组成。该岩石术语来源于俄罗斯西伯利亚北部麦美奇河。按化学成分确定为

$$MgO > 18\%, Na_2O + K_2O < 1\% 和 TiO_2 > 1\%$$

【苦橄玢岩】 picrite-porphyrite 超浅成具斑状结构的苦橄玄武岩的变种。斑晶为蛇纹石化橄榄石、普通辉石,基质为普通辉石、古铜辉石、黑云母、培长石和大量玻璃质。

【金伯利岩】 kimberlite 曾称**角砾云母橄榄岩**。最初见于南非金伯利地方,故名。是一种角砾化的钾质超镁铁质岩,主要为金伯利岩和金伯利角砾岩。产状为爆破岩筒、火山颈,或为岩墙、岩脉,金伯利岩 $SiO_2 < 35\%$。多呈深色,以绿色居多。矿物成分十分复杂,一般可分三种类型:①原生矿物,如橄榄石(大都已蛇纹石化,或钙化)、金云母(大都已绿泥石化)、镁铝榴石、金刚石等;②来自上地幔、地壳深处其他岩石和围岩的捕虏体中的矿物;③金伯利岩蚀变产生的矿物,如蛇纹石、碳酸盐矿物等。金伯利岩包括火山角砾岩或凝灰岩到浅成侵入岩的一套岩石,因此,可分为凝灰质金伯利岩、角砾状金伯利岩及岩浆型金伯利岩等。岩浆型的金伯利岩常具斑状结构,斑晶主要为镁橄榄石、金云母、镁铝榴石、铬透辉石等。含特征性副矿物,它包括镁铝榴石、钙镁橄榄石、金红石和钙钛矿。普遍受到熔蚀和蚀变。金伯利岩主要分布于稳定地区的深断裂带中。金伯利岩现已将它归入煌斑质岩石,是原生金刚石矿的主要母岩。

【斜长岩】 anorthosite, plagioclasite 主要是由基性斜长石(> 90%)组成的浅色深成岩。角闪石、普通辉石、紫苏辉石、黑云母等深色矿物的总含量不超过 10%。其他矿物成分有钛磁铁矿、钛铁矿、铁和铜硫化物、金红石、刚玉等。色浅,常呈灰色。半自形或他形粗粒结构。基性斜长石一般为拉长石,肉眼观察有闪光变彩现象,也有更基性的培长石或钙长石。基性斜长石易蚀变为钠长石、黝帘石、绿帘石等矿物集合体。斜长岩一般认为是基性岩浆分异的产物,常分布在分异岩体的上部;也有人认为是地壳深部或上地幔的深熔作用形成。与斜长岩有关的矿产有钒钛磁铁矿及钛铁矿等。斜长岩本身也是优良的建筑材料。

【中长斜长岩】 andesine anorthosite 又称**中长岩**(andesinite)。主要由中长石组成的一种粗粒斜长岩。含中长石 90%,正长石 + 石英 5%,此外为辉石及副矿物磷灰石、磁铁矿等。

【拉长斜长岩】 labradorite anorthosite 又称**拉长岩**(labradorite)。主要由拉长石组成的一种斜长岩。因具有变彩特性,是贵重的装饰石料。

【辉长岩】 gabbro 深成基性岩的一种。主要矿物成分为单斜辉石(普通辉石、透辉石等)和基性斜长石,二者含量近于相等。次要矿物为角闪石、橄榄石、黑云母等,副矿物为磷灰石、磁铁矿、钛铁矿等。颜色灰黑。中粒到粗粒。半自形等粒结构(或辉长结构)。根据次要矿物不同,辉长岩可分为:橄榄辉长岩、角闪辉长岩等。辉长苏长岩为既含有单斜辉石也含有斜方辉石的岩石,介于辉长岩和苏长岩之间的过渡类型。如含有少量正长石,称之为正长辉长岩,是向碱性辉长岩过渡的种属。辉长岩中

辉石可蚀变为纤维状阳起石、透闪石。基性斜长石可蚀变为钠长石、黝帘石、绿帘石等矿物集合体以及碳酸盐矿物、葡萄石、高岭土等。辉长岩常呈规模较小的侵入体,如岩盆、岩盖、岩脉、岩株等。可与超镁铁质岩和闪长岩相过渡,有时可与超镁铁质岩组成杂岩体。与辉长岩有关的矿产为铁、钛、铜、镍、磷等。该术语源自古老的意大利语。

【暗色辉长岩】 melagabbro 据国际地科联分类,指颜色指数在 65 ~ 90 的辉长岩。

【苏长岩】 norite 一种基本上由培长石,拉长石或中长石和斜方辉石组成,还常含橄榄石的深成岩。色深,密度较大。苏长岩常与超镁铁质岩及辉长岩共生。

【透橄岩】 tilaite 辉长岩的镁铁质变种。深色矿物主要是绿色铬透辉石(65%),其次为橄榄石(11%)。色率 80。浅色矿物为高钙斜长石(20%)。是辉长岩与橄榄岩的过渡类型。

【橄长岩】 troctolite 辉长岩的变种。主要矿物成分为富钙斜长石和橄榄石,有时含少量辉石。源自希腊语 troktes。意为鳟鱼。

【辉绿岩】 diabase 基性浅成侵入岩。主要矿物成分为辉石和基性斜长石,还可有少量橄榄石、黑云母、石英、磷灰石、磁铁矿、钛铁矿等。基性斜长石显著地较辉石自形,常构成辉绿结构。灰黑色。根据次要矿物的不同,进一步分为橄榄辉绿岩、石英辉绿岩等。基性斜长石常蚀变为钠长石、黝帘石、绿帘石等矿物集合体及高岭土等,辉石常蚀变为绿泥石、角闪石、碳酸盐矿物等。产状常为岩床、岩墙、火山颈等。辉绿岩是制造铸石的原料。名称源自希腊语 diabasis,意为交叉穿过。

【辉长玢岩】 gabbro-porphyrite 国际地科联火成岩分类学分委会认为,此术语为废弃术语。用于含有斜长石及辉石斑晶和钙质斜长石基质的斑状岩石。基质具辉长结构。

【辉绿玢岩】 diabase-porphyrite 具斑状结构的基性浅成岩,基质具辉绿结构。

【玄武岩】 basalt 基性火山岩的一种。矿物成分相当于辉长岩。一般呈灰黑色,细粒致密状,常具气孔状构造、杏仁状构造及六方柱状节理。常见斑状结构。斑晶为橄榄石、辉石、基性斜长石等。基质一般是细粒的,有时为隐晶质或半晶质。具间隐结构、拉斑玄武结构、粗玄结构、辉绿结构。基质中基性斜长石较多,也有深色矿物。根据次要矿物的不同,可分为橄榄玄武岩、紫苏辉石玄武岩等。按结构构造,可分为气孔状玄武岩、杏仁状玄武岩等。玄武岩浆急速冷凝成玻璃态时,称为玄武玻璃。广义的玄武岩,按化学成分、矿物成分及成因和分布特征,可分为拉斑玄武岩、高铝玄武岩、碱性玄武岩等,各有其伴生岩系。玄武岩在火山岩中分布最广,常形成广大的熔岩台地、火山岛及海岭,在造山带内作为钙碱岩系的基性成员。在大洋底部广泛分布有大洋中脊拉斑玄武岩,在岛弧区常见钙碱性玄武岩,多为高铝玄武岩。由于玄武岩浆黏度小,流动性大,溢出地表时易形成大规模熔岩流、熔岩被;亦可呈层状侵入体,如岩床等。中国西南诸省有二叠纪玄武岩;华北、西北、东北和华东有古近-新近纪、第四纪的玄武岩。玄武岩除可用作熔铸耐酸铸石原料外,其气孔中往往充填有铜、钴、硫磺、冰洲石等有用矿产。经风化作用,玄武岩可变成黄褐色玄武土,进一步淋滤,可除去二氧化硅,而形成有价值的铝土矿。

【拉斑玄武岩】 tholeiite 是以富硅(SiO_2 45% ~ 52%)、贫碱($Na_2O + K_2O$ 1.5% ~ 3.0%)为特征的玄武岩。主要组成矿物是斜长石和辉石,有时含少量石英和碱性长石,橄榄石少或无,深海的类型中含橄榄石较多,斜长石平均成分为拉长石,斑晶成分可达倍长石,未经变化的斜长石有序率低,发育环带或韵律环带。辉石主要是普通辉石贫钛低钙,有时出现少量紫苏辉石或古铜辉石,基质微晶可见易变普通辉石或易变辉石。橄榄石可以斑晶和微晶同时出现,斑晶橄榄石可见紫苏辉石反应边。橄榄拉斑玄武岩主要见于洋脊和海盆。在大陆内部,拉斑玄武岩与碱性玄武岩相伴生,同深断裂带或裂谷有关。

【高铝玄武岩】 high alumina basalt 为拉斑质,钙碱性和碱性岩石组合中一类玄武岩的集合名称。岩石中一般 $Al_2O_3 > 16\%$,斑晶为斜长石、培长石、橄榄石,普通辉石、紫苏辉石。基质由拉长石、普通辉石、橄榄石和石英等组成,有时含碱性长石。矿物组分和化学成分位于拉斑玄武岩与碱性玄武岩之间。主要分布在岛弧和活动陆缘,与钙碱性安山岩,英安岩和流纹岩共生。

【碱性玄武岩】 alkali-basalt 基性碱性火山岩的总称。比一般玄武岩富碱,而二氧化硅、氧化钙较低。主要矿物为斜长石(中长石—拉长石)、橄榄石、富钙辉石和钛辉石,橄榄石与辉石间无反应边,不含紫苏辉石,而含有钾长石、歪长石以及白榴石、霞石、方钠石等副长石矿物。主要分布于大陆地区及海洋火山岛。在亚洲环太平洋火山带,碱性玄武岩分布于靠近大陆一侧。另外,在夏威夷群岛把含实际矿物橄榄石大于 5%,标准矿物霞石小于 5%的玄武岩也称为碱性玄武岩。碱性橄榄玄武岩岩系也简称碱性玄武岩岩系。

【碱性火山岩】 alkaline volcanic rocks 此类火山岩的岩石化学特征与辉长岩-玄武岩类似,SiO_2 45% ~ 52%,FeO、MgO、CaO 含量较高,属基性岩类。碱含量稍高,$K_2O + Na_2O > 4\%$,可达 9%,里特曼指数 $\sigma = 3.3 \sim 9$。矿物成分含碱性长石,暗色矿物为碱性暗色矿物、富钛辉石、富铁黑云母等。

【钾镁煌斑岩】 lamproite 20 世纪 70 年代末,在澳大利亚发现了富含金刚石的钾镁煌斑岩,引起世人瞩目。与金伯利岩相比,钾镁煌斑岩 SiO_2 含量高(40%);MgO、K_2O 含量高于一般镁铁质岩,而 Al_2O_3 含量低,是一种过钾质岩类。矿物中除含橄榄石(粗晶或斑晶)、金云母(斑晶及嵌晶)外,还含钾碱镁闪石和白榴石、透辉石。副矿物以含铁矿物为主,类型复杂,也含铬铁矿、石榴子石和硫化物等。其基质可含玻璃质,但多已脱玻化。

【粒玄岩】 dolerite 又称**煌绿岩**。颗粒较粗的玄武岩。全晶质。粒度介于玄武岩和辉长岩之间,基本上由斜长石、辉石和不透明矿物组成。多具粗玄结构。如矿物成分肉眼不能鉴别,则称为细粒玄武岩。多呈岩床、岩脉产出。化学成分同玄武岩,与玄武岩区别在于它不含玻璃质,而结晶粒度较粗。与显微辉长岩为同义语。在国内,大多数岩石工作者,将粗玄岩作为玄武岩类中的一种,在西方,尤其是西欧各国,粗玄岩一词包含浅成相和超浅成相。源自希腊语 doleros,意为骗人的。

【橄榄玄武岩】 olivine basalt 含必要成分橄榄石(小于 30%)的玄武岩,橄榄石多呈斑晶。这种岩石常见于玄武岩-安山岩-流纹岩组合、拉斑玄武岩组合以及碱性玄武岩组合中。前两个组合中的橄榄玄武岩,含橄榄石较少(小于 25%),且斜长石为基性斜长石。后一组合中的橄榄玄武岩含橄榄石较多,常含少量碱性长石,是一种碱性的玄武岩。

【苦橄玄武岩】 picrite basalt, picritic basalt, picrobasalt 含橄榄石和辉石极为丰富的一类玄武岩。橄榄石含量在 25% ~ 40%者称苦橄玄武岩,含量 > 40%者,称苦橄岩。它也是一个化学分类术语,表示包括某些苦橄质岩石和堆积岩在内的火山岩。引入这一术语以表示在 TAS 图解(化学成分分类图)内 Pc 区中的岩石。另外**大洋岩**(oceanite)是一种暗色苦橄质玄武岩,斑晶由丰富的橄榄石和比其量少的普通辉石组成,它们分布于普通辉石、

橄榄石和斜长石的基质中。

【响岩】 phonolitc 基本上由碱性长石和任何一种副长石组成的火山岩。岩石以含副长石和碱性铁镁矿物为特征，具斑状结构、斑晶为碱性长石，各种副长石及高钠铁镁矿物，基质为隐晶质。因某些响岩类岩石在沿节理击碎时能发出响声，故名。常为斑状结构，有时为无斑隐晶结构。呈斑状结构时，斑晶大多为钠正长石或透长石及霞石、黝方石、白榴石等副长石类矿物。根据所含主要副长石矿物种类可分为**霞石响岩**、**黝方石响岩**和白榴石响岩等。岩石呈灰白色或深灰色，略具脂肪光泽。常呈小型岩丘或岩流产出。若其中仅有霞石一种副长石，则可称响岩；若白榴石是最丰富的副长石，则称**白榴石响岩**(leucite phonolite)，以此类推。按实际矿物成分在 QAPF 图解 11 区中确定，若得不到岩石的实际矿物资料，可根据化学成分在 TAS 图解 Ph 区来确定。源自希腊语 phone，意为声响，lithos 意为岩石。

【响岩质碱玄岩】 phonolitic tephrite, phonotephrite 按照火山岩岩石化学 QAPF 分类(M < 90%)在 13 区内，假若橄榄石标准矿物大于 10%，则岩石为响岩质碧玄岩，假若小于 10%，则叫响岩质碱玄岩。在 TAS 图解 U_2 区内可定为响岩质碱玄岩。这一名词用来表示类似响岩但含有基性斜长石的岩石。

【碱玄质响岩】 pollenite, tephritic phonolite, tephriphonolite 由碱性长石、钠质斜长石、副长石和各种镁铁矿物组成的一种碱性火山岩的集合名称，现在按实际矿物成分在 QAPF 图解 12 区中确定。按化学成分分类则位于 TAS 图解 U_3 区内。碱玄质响岩还称**方钠霞玄岩**(pollenite)，为地方性名称，是碱玄质响岩的变种，岩石含透长石、斜长石、普通角闪石和黑云母斑晶，基质由霞石、其他副长石、橄榄石和玻璃质组成。该术语源自意大利那不勒斯索马山 Pollena 谷地。

【碱玄岩】 tephrite 一种碱性玄武质岩石，主要由钙质斜长石、单斜辉石和副长石组成。按实际矿物成分在 QAPF 图解 14 区中确定。按化学成分分类位于 TAS 图解 U_1 区内。此名源自希腊语 tephra，意为灰色。

【碧玄岩】 basanite 一种碱性玄武质岩石，由单斜辉石、斜长石、常见的副长石类和橄榄石斑晶组成的岩石。按实际矿物成分在 QAPF 图解 14 区中确定。按化学成分分类位于 TAS 图解 U_1 区内。按副长石成分可分为白榴碧玄岩、霞石碧玄岩、方沸碧玄岩等。此名源于希腊语 basanos，意为试金石。

【粗面玄武岩】 trachybasalt 虽然最初用于副长石质岩石，但该术语后来主要用于含拉长石和碱性长石的玄武质火山岩。现在按化学成分在 TAS 图解 S_1 区中确定。其特征是含有钙质斜长石和碱性长石，还含有单斜辉石、橄榄石，可能有少量的方沸石或白榴石。

【玄武粗安岩】 basaltic trachyandesite 用于粗安岩与粗面玄武岩之间的过渡岩石的岩类术语，亦即与过饱和岩类中玄武质安山岩相类似的名称。按化学成分分类位于 TAS 图解 S_2 区内。

【夏威夷岩】 Hawaiite 又称**橄榄中长玄武岩**(olivine-andesine basalt)。这一术语原先定义为含橄榄石玄武岩的变种，其中标准矿物长石为更长石或中长石。现在指按化学成分分类位于 TAS 图解 S_1 区中的一种钠质粗面玄武岩。该术语源自夏威夷地名而命名。

【大洋中脊玄武岩】 mid-ocean ridge basalt 低钾拉斑玄武岩的变种，含钛量也较低，在大洋中脊喷出，由镁橄榄石、富钙单斜辉石、斜长石、钛磁铁矿和数量不等的浅棕色玻璃组成。岩石中斜方辉石和钛铁矿罕见。

【科马提岩】 komatiite 又称**镁绿岩**。从含 MgO 18% ~ 32% 的高温岩浆中结晶出来的一类超镁铁质熔岩。成分与深成的橄榄岩相当。常常形成枕状构造，具有冷凝的流动顶盖并且通常显示发育良好的鬣刺结构：在大量玻璃基质中橄榄石和辉石晶体呈骸晶状或刀片状彼此交生，常与拉斑玄武岩呈互层状产出，其中更加富镁的变种常称为橄榄岩质科马提岩。可在 TAS 图解中按化学成分确定。该词源自南非特兰斯瓦巴伯顿科马提河。

【细碧岩】 spilite 富含钠长石的基性熔岩。最初指蚀变的少斑或无斑隐晶质的玄武质岩石，但后来用来指蚀变的(常为钠长石化)玄武质熔岩。常具枕状构造和细碧结构。矿物成分复杂且变化很大，主要以钠长石和辉石斑晶为主，基质由绿泥石、阳起石、方解石、绿帘石、葡萄石、石髓等矿物以及分解了的玻璃质组成。浅绿色、隐晶质。常与角斑岩、石英角斑岩共生，组成海底喷出的火山岩系，称为细碧-石英角斑岩系。在中国分布相当普遍，主要见于地槽区或造山带。常伴有黄铁矿、黄铜矿的富集层。近年来有人认为细碧岩是原生火成岩。其成因有争议，也有的认为是在水的参与下经过变质的基性火山岩。有人认为就是变了质的玄武岩。由于成因观点不同而不愿使用细碧岩这个名词时，可用变玄武岩，角斑岩则可用变安山岩(或变粗面岩)，石英角斑岩可用变流纹岩(或变英安岩)的术语取而代之。

【钾质细碧岩】 poenite, kalispilite 细碧岩的变种。其中 K_2O 的含量大大高于 Na_2O 的含量。该名词源自帝汶穆梯斯地区 Noil Poene 河。

【闪长岩】 diorite 中性深成岩的代表岩石。全晶质。粗粒。主要由中性斜长石和角闪石组成，有时含有黑云母和少量碱性长石。副矿物为磷灰石、磁铁矿、钛铁矿和榍石等。色深灰或浅绿。一般 SiO_2 55% ~ 60%。多为半自形粒状结构，有时为似斑状或斑状结构。闪长岩在中国有广泛的分布，有的与其他中性岩构成杂岩体，如长江中下游一带；有的则与基性岩或酸性岩相伴生，如济南辉长岩体其边缘部分有闪长岩出露。与闪长岩有关的矿产主要是铁、铜及其他金属。该术语源自希腊语 diorizein，意为区别。

【石英闪长岩】 quartz diorite 闪长岩的一种。主要由斜长石、石英和镁铁质矿物组成。含石英 5% ~ 20%。这种岩石往往与其他中-酸性侵入岩相伴生，因此，常把它归属于花岗岩类。

【闪长玢岩】 dioritic porphyrite 一种常见的中性浅成岩。成分与闪长岩相当。斑状结构，斑晶以中性斜长石为主，其次为角闪石和黑云母。基质为细粒或微晶质。一般呈小型岩体，有时是闪长岩体的边缘相。与闪长玢岩有关的矿产，如铁、铜、黄铁矿等。

【钙碱性火山岩】 calc-alkalic volcanic rocks 此类火山岩在化学成分上的特点是 SiO_2 含量为 45% ~ 53%，$K_2O + Na_2O$ 含量平均为 3.6% 左右，σ 值 < 3.3。Al_2O_3、CaO 较超镁铁质岩类高，而 FeO、MgO 较其为低；在矿物成分上镁铁矿物含量为 40% ~ 70%，硅铝矿物以基性斜长石为主，如安山岩、英安岩等。

【安山岩】 andesite 与闪长岩成分相当的中性火山岩。其特点是，颜色为深灰色、浅玫瑰色和褐色。斑状结构。基质有玻基交织结构、交织结构及玻璃质结构。斑晶通常为具环带状的中、基性斜长石，而基质中斜长石较斑晶成分酸性。根据斑晶中有辉石、角闪石、黑云母等深色矿物，可划分为辉石安山岩、角闪石安山岩和黑云母安山岩等。安山岩为造山带内最普通的火山岩。随石英含量增加，过渡为英安岩，与流纹岩等为钙碱系的主要岩石。安山岩在新生代环太平洋地区有大量喷出，称为安山岩线，而在海洋地区几乎无产出。

【玄武安山岩】 basalt-andesite 具有安山岩的长石成分，而又常见玄武岩中的镁铁质矿物(如橄榄石)的火山岩。位于TAS图解的 O_1 区内。其含量 SiO_2 52%～57%。

【辉石安山岩】 pyroxene-andesite 以辉石为主要铁镁矿物斑晶的安山岩。斑晶辉石一般为普遍辉石、透辉石、古铜辉石、紫苏辉石，而易变辉石则较少见。斜长石斑晶一般为拉长石－中长石，多具环带结构。基质由斜长石、紫苏辉石、普通辉石、易变辉石、磁铁矿、鳞石英、方英石、碱性长石等组成，具填间、毡状至玻璃质结构。一般产于造山带。中国东部中生代火山岩有此种岩石分布。

【玻古安山岩】 boninite 又称**无人岩**。高镁并相对富硅的玻璃质熔岩。由原顽火辉石(已变为斜顽辉石)、斜方辉石、单斜辉石和橄榄石组成斑晶，由大量雏晶和玻璃质组成基质。该岩石具有形成迅速的结构特征，按国际地质科学联合会火成岩分类学分委会1989年分类命名中以 $MgO \approx 8\%$，$SiO_2 > 53\%$，$TiO_2 < 0.5\%$ 为特征。

【英安岩】 dacite 化学成分和矿物成分与花岗闪长岩和英云闪长岩相当的火山岩。其特征是色浅：灰色或灰白色。斑状结构，斑晶多为中性斜长石，碱性斜长石较少，有时含少量石英。基质为细粒的长石、石英等。通常为玻璃质结构、玻基交织结构或霏细结构。有的具流纹构造。英安岩常与流纹岩、粗面岩和安山岩等共生，组成巨厚的火山岩系。中国火山岩地区均有出露，特别是东南沿海一带最为发育。与英安岩有关的矿产有高岭石、蒙脱石、明矾石、叶蜡石、黄铁矿、萤石等。

【二长岩】 monzonite 中性深成岩。岩石性质介于正长岩和闪长岩之间，其中碱性长石和斜长石(An40～50)的含量近于相等，深色矿物成分约占30%，以角闪石为主。但某些二长岩 的斜长石，有的相当基性，大部为拉长石，其次为培长石或中长石，这是介于辉长岩与正长岩之间的岩类。具二长结构，含石英5%～20%的叫石英二长岩。较少成单独岩体，大多数同正长岩、碱性正长岩或闪长岩伴生。该术语源自意大利上阿迪志地区的蒙祖诺(Monzoni)山。

【安粗岩】 latite 相当于二长岩的火山岩。其矿物成分介于粗面岩与粗安岩之间。特点是，斑晶中碱性长石与钠质斜长石含量相近，也可能不含有碱性长石，或斑晶为斜长石，而基质为微晶碱性长石。该术语由意大利 Latium 地名而得名。在中国安粗岩与粗安岩被许多学者视为同义词。

【粗安岩】 trachyandesite 又称**粗面安山岩**。原指成分介于粗面岩与安山岩之间的一种火山岩。含近等量碱性长石和斜长石的火山岩。

【花岗岩类】 granitoid 这一术语最初用于表示与花岗岩相似，但成分不同的岩石。现在通常作为花岗质岩石的同义词，用于临时性"野外"分类。是含二氧化硅在65%～78%的花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩、石英正长岩等的总称。一般以含石英和具花岗岩外貌为其特征。其成因既有由岩浆形成的，也有由花岗岩化作用形成的。花岗岩类岩石分布很广，常呈较大的杂岩体。与其有关的矿产有钨、锡、铍、铌、钽、稀有元素、铀、金、铅、锌等。

【花岗岩】 granite 古代称**花刚石**、**麻石**，近代改为**花岗石**，现代才称花岗岩。是一种分布很广的深成酸性火成岩，SiO_2 含量多在70%以上，颜色较浅，以灰白色、肉红色较为常见。主要由石英、长石及少量深色矿物组成。石英含量在20%以上。碱性长石常多于斜长石。斜长石主要为酸性，碱性长石为各种钾长石及钠长石。深色矿物以黑云母为主。具花岗结构或似斑状结构、等粒结构、块状结构。花岗岩依深色矿物种类可分为：黑云母花岗岩、白云母花岗岩、二云母花岗岩、角闪花岗岩等；依成因可分为A型花岗岩、I型花岗岩、M型花岗岩和S型花岗岩；依结构、构造可分为细粒花岗岩、中粒花岗岩、粗粒花岗岩、斑状花岗岩及片麻状花岗岩等。通常呈岩基、岩株、岩钟等产出。花岗岩在中国有广泛分布，各个地质时代都有出露。与它有关的矿产也极为丰富，主要有钨、锡、钼、铋、汞、锑、金、铜、铅、锌、铌、钽、铍，以及放射性元素等。花岗岩因结构均匀，质地坚实，颜色美观，是一种优质建筑石料。关于花岗岩的成因，主要有火成论和变质论两观点：前者认为花岗岩是花岗岩浆在地壳深处冷凝结晶或由玄武岩浆经结晶分异而成；后者认为花岗岩是深度变质和交代作用的花岗岩化作用形成。目前，变质成因论者，多已改变观点，也认为是岩浆产物。

【A型花岗岩】 A-type granite 产于裂谷带和稳定大陆板块内部的花岗质岩石。这类岩石通常是弱碱性花岗岩，CaO 和 Al_2O_3 含量较低，$Fe/Fe+Mg$ 值较高，K_2O/Na_2O 值和 K_2O 含量较高；由石英、钾长石、少量斜长石和富铁黑云母，有时有碱性角闪石等组成。这类花岗岩因为通常是非造山期的、碱性的和无水的特点，恰好这三个英文单词的第一个字母都是"A"。故把这种花岗岩叫做A型花岗岩。

【I型花岗岩】 I-type granite 一系列准铝质钙碱性花岗质岩石的总称，主要是各种英云闪长岩到花岗闪长岩和花岗岩。这种花岗岩的源岩物质是未经风化作用的火成岩熔融而来，是活动大陆边缘的产物，简称I型花岗岩。"I"指火成的 Igneous 一词的第一个字母。其特征是基本上由石英、数量不等的斜长石和碱性长石、普通角闪石和黑云母所组成，不含白云母。

【M型花岗岩类】 M-type granite 即**幔源型花岗岩**。是基性岩浆房分异形成的构成蛇绿岩套的浅色岩组。它由蛇绿岩套中的奥长花岗岩所组成，是大洋环境火山岛内地幔和地壳两种岩浆混合的产物，取其首字"M"命名之。其空间分布一般与辉长岩的条带状构造走向相一致，岩体规模不大，多呈长条状或不规则状的小侵入体或悬浮体。

【S型花岗岩】 S-type granite 是一种以壳源沉积物质为源岩，经过部分熔融、结晶而产生的花岗岩。"S"指沉积一词的第一个字母。属造山期花岗岩，产于克拉通内韧性剪切带和大陆碰撞褶皱带内，以堇青石花岗岩和二云母花岗岩组合等过铝质花岗岩为代表。

【二长花岗岩】 monzonitic granite 一种具有大致相等数量的碱性长石和斜长石的花岗岩。具二长结构，即一种半自形粒状结构，其特征是斜长石的自形程度高于正长石。

【斜长花岗岩】 plagiogranite 含碱性长石很少或不含碱性长石的花岗岩，例如由20%～40%石英、斜长石(更中长石至中长石)及一些深色矿物组成的花岗岩。此词为前苏联岩石学家所常用，所指的是一些含钾较低的火成岩，即由更长石或中长石、石英以及少于10%的黑云母和普通角闪石组成的深成岩。包括从英云闪长岩到更长花岗岩一类的岩石，最初由克鲁肖夫(Kruschov)在1931年使用，他所指的岩石的平均矿物成分为：斜长石56%，石英27%，黑云母12%，角闪石5%。

【大洋斜长花岗岩】 oceanic plagiogranite 曾用于表示一个深成岩系列，由成分从更长石到钙质斜长石、石英，以及少量普通角闪石和辉石所组成。这些矿物经常表现为受到低级变质作用影响，出现绿帘石、绿泥石、阳起石和钠长石等。

【更长花岗岩】 oligoclase granite, trondhjemite, trondjemite 又称奥长花岗岩。英云闪长岩的浅色变种，主要由钠质斜长石、石英

和少量黑云母组成。岩石以不含正长石为特征，并且只出现少量普通角闪石。现作为 QAPF 图解 5 区中的斜长花岗岩和浅色英云闪长岩的同义词。该名词源出于挪威 Trondhjem。

【碱性长石花岗岩】 alkali-feldspar granite　又称**碱长花岗岩**。花岗岩变种的专门术语。一种富含碱性长石(正长石、微斜长石、条纹长石、歪长石、钠长石)的花岗岩，斜长石含量不超过长石总量的 10%。

【碱性花岗岩】 alkali-granite　通常指钠质花岗岩，用于过碱性花岗岩。亦即含有碱性角闪石或碱性辉石的花岗岩。其化学成分显示碱过饱和：$N(Na_2O) + N(K_2O) > N(Al_2O_3)$(分子数)，出现 Ac 分子。按深色矿物碱性花岗岩分为：钠闪石花岗岩、霓石花岗岩等；也有将不含深色矿物但含碱高的白岗岩等列入碱性花岗岩。与碱性花岗岩有关的矿产为铌、钽、锡、稀土元素、锆等。

【更长环斑花岗岩】 rapakivite granite, rapakivi, rapakiwi　又称**奥长环斑花岗岩**。花岗岩的一种。其特点是，具似斑状结构，钾长石斑晶为卵形，外面包围一圈更长石或中长石外壳为特征。斑晶大小可达数厘米；其中包有较多的石英嵌晶，可能为变斑晶。基质由石英、长石、黑云母及少量角闪石等组成。这种岩石常分布于前寒武纪变质岩系中。北京密云就有这种岩石，其中钾长石斑晶很大，最大的直径可达 10 厘米，多数呈卵形，外有一层白色的中长石环，非常美观，可作装饰石料。该术语源自芬兰语，意为擦亮石。

【文象花岗岩】 graphic granite　花岗岩的一种。主要由钾长石和石英组成。其中石英和长石相互交生成为具有楔形文字或古代北欧文字样式的文象结构。含深色矿物很少。这种岩石多数属于伟晶岩相。

【花岗闪长岩】 granodiorite　花岗岩的一种。二氧化硅含量在 56%左右，石英含量为 20%以上，斜长石(更长石或中长石)含量多于碱性长石，深色矿物为角闪石或黑云母。色浅，具花岗结构，分布较广泛，常见大的侵入体。它是介于二长花岗岩和英云闪长岩之间的岩石，与它有关的矿产主要是矽卡岩型铜、铁矿产以及装饰石材等。

【石英二长岩】 quartz-monzonite, adamellite　花岗岩类岩石之一。由大致等量的碱性长石、斜长石及较多石英组成的一种深成岩。石英含量为 5% ~ 20%。如石英和碱性长石同时增加，则过渡为花岗岩。与石英二长岩有关的矿产，主要为铜、钼矿。

【白岗岩】 alaskite　碱长花岗岩的浅色变种。化学成分和碱长花岗岩相似，但二氧化硅含量近于 75%，较花岗岩为高，属超酸性岩石。其特征是几乎不含深色矿物，全部由石英、碱性长石和酸性斜长石组成，可含少量的云母。具花岗结构。为浅色碱长花岗岩的同义词，与其有关的矿产主要是锡、钨、铌、钽等。据美国阿拉斯加地名命名。

【硅英岩】 quartzolite　石英含量占长英质矿物总含量大于 90%的一种深成岩。

【花岗斑岩】 granite-porphyry　酸性火成岩的浅成相岩石。化学成分、矿物组成与花岗岩相当。色肉红或灰白，具全晶质斑状结构，斑晶为石英及碱性长石，可含少量斜长石、黑云母、辉石、角闪石等；基质由细粒石英、长石及少量深色矿物组成。岩体一般较小，常呈岩枝、岩瘤或岩脉产出。有关矿产是铜、铅锌、金、银等。

【花斑岩】 granophyre　花岗斑岩的一种。这一术语最初用于具微晶基质的花岗斑岩。后来重新定义为一种花岗质成分的斑状岩石，其基质碱性长石和石英呈显微文象交生结构。

【石英斑岩】 quartz-porphyry　一种具有流纹岩成分的隐晶质岩石。斑晶以石英为主，还有少量透长石或正长石及黑云母。基质为隐晶质。石英斑岩多呈脉状产出，有时为浅成岩体的边缘相。最初欧洲岩石学家仅用来指前古近纪的此类岩石。由于该名称不确切，建议不用。

【流纹岩】 rhyolite　酸性火山岩的一种。成分与花岗岩相当。斑状结构，斑晶为石英、碱性长石(透长石、歪长石)及斜长石。基质一般为致密的隐晶质或玻璃质，有时有球粒结构。常具流纹构造。流纹岩在中国许多省广泛分布。与其有关的矿产有高岭石，蒙脱石、叶蜡石、明矾石、黄铁矿和萤石等。如斑晶为碱性长石及石英，并含有霓辉石，基质为微晶霓辉石及碱性长石，$Na_2O > K_2O$，则称为**碱流岩**(pantellerite)。名称源自希腊语 rheo，意为流动。

【流纹斑岩】 rhyolite-porphyry　潜火山岩的一种，成分与流纹岩相当。

【霏细岩】 felsite　最初用于具微晶质基质的斑岩，而现在普遍用于花岗质成分的微晶质岩石。酸性超浅成岩或浅成侵入岩的一种。是具有无斑隐晶质结构或霏细结构的流纹斑岩。浅色，主要由石英和长石组成。基质脱玻化现象很明显，在重结晶以后出现微晶和雏晶。如呈放射状排列，称为球粒结构。霏细岩如具有长石斑晶，则称为**霏细斑岩**(felsophyre)。

【非晶质岩】 amorphous rock　由岩浆喷出地表快速冷凝而未结晶的火成岩，呈天然玻璃状态，如黑曜岩、珍珠岩、松脂岩属此类岩石。

【黑曜岩】 obsidian　酸性玻璃质火山岩的通称。成分与花岗岩相当，但全部由玻璃质组成。含水分很少(少于 1%)。一般为黑色或褐色。有明显的玻璃光泽和贝壳状断口。常产于酸性火山岩分布地区，中国东南沿海火山岩出露地区即有产出。可做工艺品、装饰品的原料。

【松脂岩】 pitchstone　酸性的玻璃质火山岩。通常含少许斑晶，含水分 4% ~ 10%。有各种颜色，一般呈褐色或浅绿色，具松脂光泽(类似沥青光泽)和贝壳状断口。松脂岩可用作制造膨胀珍珠岩的原料。该术语源自德语 pechstein，意为沥青石。

【珍珠岩】 pearlite, perlite, pearlstone　由火山喷发的酸性熔岩(成分相当于流纹岩)经急速冷却而成的玻璃质岩石。二氧化硅含量在 70%左右，水分为 3% ~ 5%。具有珍珠或油脂似的光泽和圆弧形的裂纹，这种裂纹由冷凝收缩作用形成“珍珠状”，特称为珍珠结构。颜色多呈浅灰、绿灰、淡绿或带褐色。粉末多为白色或灰色。珍珠岩可用以制造膨胀珍珠岩，后者具有良好的建筑性能(吸音性好，吸湿性小，抗冻性强)，因此建筑上大量采用，在农业上用来改良土壤，增强保水能力，还可用作铸造、酿造、过滤、制药以及洗涤等工业的辅助材料。取名据德语 perl，意为珍珠。

【浮岩】 pumice　俗称浮石。多孔的玻璃质酸性喷出岩。其特点是气孔较多。白色或浅灰色，无光泽，全玻璃质结构。相对密度很低(0.3 ~ 0.4)，能浮于水，故名。浮岩的成分相当于流纹岩，化学成分变化较大，含 SiO_2 65% ~ 75%，Al_2O_3 9% ~ 20%，其次为钙、镁、钾、钠的氧化物。多产于火山岩分布的地区。浮岩在化学工业中可用作过滤剂、干燥、催化剂。孔隙间壁锋利的可作磨料，用以磨制大理石、金属等。在建筑材料方面可制浮石混凝土、石灰浮石加料，以使建筑物体轻，并具隔热、隔音的性能。取名源自拉丁语 pumx，意为浮岩。

【正长岩】 syenite　由碱性长石和次要的钠质斜长石、黑云母、辉石、角闪石组成的中性深成侵入岩。二氧化硅含量约 60%，与闪长岩-安山岩类相近，但碱含量稍高(Na_2O 约 4%，K_2O 约 5%)。矿物成分以长石、角闪石和黑云母为主，不含或只含极少

量石英。如石英含量达5%～20%，称为**石英正长岩**(quartz syenite)。长石中碱性长石(通常为正长石、微斜长石、条纹长石)约占三分之二以上，还有少量斜长石(An_{20-40})存在。呈浅灰色或玫瑰色。等粒或斑状结构。块状、似片麻状构造。一般形成中等大小的岩体(如小岩株)，或与基性岩，碱性岩形成杂岩体。是优良的建筑材料。与正长岩有关的矿产有铁矿和稀有元素等。

【富辉正长岩】 shonkinite 又称**等色岩**。为副长石正长岩的暗色变种。富含深色矿物(一般大于50%)的碱性正长岩。主要由带霓辉石边的普通辉石及正长石等组成，并含霞石、橄榄石、角闪石及黑云母等。该术语源自美国蒙大拿州 Shonkin，为海伍德山的印第安人的叫法。

【粗面岩】 trachyte 成分相当于正长岩的火山岩。呈浅灰、浅黄或粉红等色。常具斑状结构。按所含长石性质的不同，分为钾质粗面岩和钠质粗面岩。前者以碱性长石(透长石、正长石)占优势，并含少量斜长石，有时含角闪石、黑云母等暗色矿物；后者以钠长石和歪长石占优势，或含量较多，同时铁镁矿物也常富含钠质。基质常为隐晶质或微晶，具粗面结构。有时具流纹构造或气孔构造，通常与流纹岩或安山岩等伴生。粗面岩一词源自希腊语 trachys，意为粗糙。

【石英粗面岩】 quartz trachyte 一种斑晶为碱性长石和石英，基质为隐晶质或玻璃质的火山岩。即含有少量石英的粗面岩。石英在这种岩石中成为斑晶，在基质中呈他形，与碱性长石呈共结连晶。中国浙江天目山有这种岩石的广泛分布。

【角斑岩】 keratophyre 最初用于具有致密基质的含石英、正长石-斜长石的岩石，后来用于钠长石化长英质火山岩。主要由钠长石和少量常蚀变为绿泥石的镁铁矿物组成。已知还有**钾质角斑岩**(kalikeratophyre)，其中的长石以钾长石为主。它也是一种富含钠质的海底喷发的中性熔岩。常具斑状结构。斑晶主要为钠长石，其次为歪长石。深色矿物中偶可见到透辉石和黑云母，但已蚀变为绿泥石、绿帘石等。基质多为隐晶质。浅绿或浅褐色，在偏光显微镜下可以看出基质是由板条形钠长石微晶组成。有人认为角斑岩可能是钠长石化的碱性粗面岩。它们常与细碧岩共生，海底喷发产物，与海相沉积物互层，在地槽区组成海底喷发的细碧-角斑岩系。中国西北等地区有这种岩系的分布，与黄铁矿型铜矿密切有关。此词原指前古近纪的熔岩，但未被普遍采用。该术语源自希腊语 keras，意为角。

【石英角斑岩】 quartz keratophyre 富含钠质的海底喷发的酸性熔岩。$SiO_2 > 65\%$，具斑状结构，除钠长石斑晶外，还有石英和歪长石斑晶，以此与角斑岩区别。根据石英角斑岩和角斑岩经常与细碧岩共生，而且有相似于细碧岩中所见的钠长石化和绿泥石化等现象，可以推知它们都是地槽区海底喷发的火山岩，后经钠长石化和绿泥石化而形成。此外，还有原生说。富钾的变种称钾质石英角斑岩。

【霞石正长岩】 nepheline-syenite 属于副长石正长岩一类。碱性的长石质深成岩。在化学成分方面富含碱质，特别富含钠质。矿物成分主要为碱性长石(正长石、微斜长石、钠长石)及各种副长石(以霞石为主)，次要矿物有碱性辉石及碱性角闪石。灰色或浅灰色，中粒，有时为粗粒结构。霞石正长岩可分为：以钠长石为主的称钠霞正长岩；以正长石为主的称正霞正长岩和流霞正长岩；以其他副长石为主的称钙霞正长岩和方钠正长岩等。产状不一，通常成不大的岩体(岩株、岩盖、环状岩体等)。常与碱性正长岩、碱性辉长岩类等岩石共生。中国山西、四川、云南、辽宁等省都有发现。与霞石正长岩有关的矿产有铌、钽、锆、钍、铀和稀土元素等。

【白榴岩】 leucitite 基本上由白榴石、单斜辉石和数量不等的橄榄石组成的火山岩，属副长岩一类。具斑状结构或粒状结构。全部由白榴石组成的粒状岩石称为**粗白榴岩**(italite)，白榴石被少量玻璃连结在一起，属纯白榴岩的浅色变种。见于意大利的火山集块岩中。如白榴岩中富含铁镁矿物，如橄榄石或辉石等，则称**橄榄白榴岩**(olivine leucitite)或**辉石白榴岩**(pyroxene leucitite)。

【霞石岩】 nephelinite 最初用来表示一类含霞石的玄武质岩石，但现在用来表示基本上由霞石和单斜辉石组成的岩石。它是一种细粒或斑状、甚至为无斑隐晶质的碱性火山岩或浅成岩，成分与霓霞岩相当。一般不含长石。霞石岩常与其他碱性火山岩如白榴岩、响岩等相伴生。

【碱性辉长岩】 alkali gabbro 又称**霞辉二长岩**(essexite)、**厄塞岩**。霞石二长辉长岩或霞石二长闪长岩的变种。碱性辉长岩类的一种。SiO_2 含量与辉长岩相当，在45%～52%之间，但碱质含量较高(Na_2O 4%～5%，K_2O 3%～4%)。矿物成分主要为斜长石(中长石－拉长石)、含钠的角闪石、钛闪石、黑云母、钛辉石以及拉长石、碱性长石(正长石、歪长石)和霞石等。岩石一般呈深色，半自形粒状结构或辉长结构。块状构造。常与霞石正长岩共生，有时与基性岩共生。

【黄长岩】 melilitite 主要矿物是黄长石、橄榄石(体积分数<10%)，辉石次之，有时有黑云母和霞石。斑晶主要为橄榄石、辉石，黄长石大部分出现在基质中，呈长条状，具特有的钉子构造。

【霞斜岩】 theralite 碱性辉长岩类的一种。深灰色至黑色。深色矿物含量约50%，主要为钛辉石，也可有少量角闪石、黑云母或橄榄石。浅色矿物为拉长石(占35%～40%)及较少的霞石(占10%～15%)。该术语源自希腊语 therao，意为急于寻找。

【玻基碧玄岩】 basanitoid 最初用于介于橄榄玄武岩与碧玄岩之间的火山岩类。不含副长石，而含富钠的玻璃质，故称玻基碧玄岩。用于具有碧玄岩成分，但不含霞石的岩石。

【碱性正长岩】 alkali-feldspar syenite 又称**含副长石碱性正长岩**(foid-bearing alkali-syenite)。可用于过碱性正长岩。一种以碱性长石为主，而深色矿物为碱性辉石或碱性角闪石的正长岩。一般含有少量副长石(占长英质矿物的不到10%)。常与霞石正长岩等伴生。

【霓霞岩】 ijolite 副长石深成岩一类，为不含长石的一种碱性岩。主要由霞石和霓石或霓辉石、钛辉石组成，有时有黑榴石及黑云母。深色矿物含量为35%～70%。典型的霓霞岩的深色矿物含量为50%。它常常一方面向磷霞岩过渡，一方面向霞霓钠辉岩过渡。

【磷霞岩】 urtite 不含长石的碱性岩，是副长石深成岩的浅色变种。它是磷霞岩-霓霞岩-霞霓钠辉岩-钛铁霞辉岩系列的一个端元。典型的磷霞岩由90%～70%的霞石和10%～30%的霓石组成。此外，尚含少量的磁铁矿、钛铁矿和磷灰石等。中国四川所产磷霞岩的矿物成分如下：霞石79.61%，钙霞石2.62%，钛辉石9.91%，霓石0.91%，白云母3.09%，其余为副矿物。磷霞岩常与霓霞岩、霞霓钠辉岩、超镁铁质岩、碳酸岩等组成超基性-碱性-碳酸岩的杂岩体，呈筒状产出，岩体中各种岩石常成环带状。主要分布在稳定地区的断裂带中。与其有关的矿产为铌、稀土元素、锆、铁、钛、磷和霞石等。

【霞霓钠辉岩】 melteigite 又称**暗色霓霞岩，暗霓霞岩、霓霞钛辉岩**。霓霞岩系列中的暗色岩石，属暗色副长岩一类。其特点是几乎不含长石，深色矿物含量为65%～80%，主要为霓石、霓辉石、钛辉石；霞石含量20%～35%，次要矿物有钙霞石、榍

石、磷灰石、黑榴石、方解石等。中国四川所产霞霓钠辉岩的矿物成分如下:霞石 26.3%,钙霞石 10.32%,钛辉石 54.46%,霓石 5.68%,次闪石 0.60%,磁铁矿 2.2%,锆石 0.1%,方解石 0.17%,赤铁矿 0.08%。在结构方面,深色矿物及榍石、磷灰石形成自形晶,霞石呈他形晶充填于其他矿物的间隙中。

【钛铁霞辉岩】 jacupirangite 一种深色的碱性岩,是碱性辉石岩的变种。几乎不含或完全不含霞石等浅色矿物。为磷霞岩-霓霞岩-钛铁霞辉岩系列的一个端元。岩石外貌多种多样。常为片状构造。粗粒结构。其成分主要为钛辉石(大于 80%),次为钛磁铁矿,并含有钙钛矿、钛铁矿、磷灰石和黑榴石等。

【碳酸岩】 carbonatite 集合名词。由原生碳酸盐矿物(方解石、白云石、菱镁矿等碳酸盐矿物占 80%以上)所组成的火成岩。在碳酸岩中,次要矿物种类很多,数量不等,常见的有碱性长石、霓石、钠闪石、透辉石、金云母、黑云母、磷灰石、钛铁矿、微斜长石、黄长石、霞石、黑榴石以及含稀有、稀土元素的矿物(如烧绿石、氟碳铈矿等)。具中粒、粗粒结构。块状构造。碳酸岩在成因上和空间上与超镁铁质-碱性岩有紧密关系,组成超基性-碱性-碳酸岩杂岩体。杂岩体呈岩筒或火山颈产出。碳酸岩常分布于杂岩体上部的中心部分,少数在边部,呈同心状脉、放射状脉、囊状体及筒状体,全球已发现 400 余处,这类杂岩体主要分布于地壳稳定地区,沿区域性深断裂分布。围岩常具明显的长霓岩化现象。关于碳酸岩的成因,有以下不同说法:①超基性岩浆分异的产物;②富含二氧化碳的热液交代碱性-超镁铁质岩的结果;③是石灰岩被花岗岩浆同化的产物;④碱性-超镁铁质岩的霓石化、霞石化的发展的结果。碳酸岩常富集稀有稀土元素,与其有关的矿产是铌、锆、稀土元素、磷、铁、金云母及蛭石等。最重要的矿床类型为稀土碳酸岩及烧绿石碳酸岩。

【钠碳酸岩】 natrocarbonatite 又称**碳酸熔岩**(lengaite)。是一种罕见的碳酸熔岩。仅见于坦桑尼亚伦盖火山(Lungai)。1960 年伦盖火山喷发出的一种碳酸熔岩。岩石由 Na-Ca-K 碳酸盐矿物组成,包括**尼碳钠钙石**(尼雷尔石)和**格碳钠石**(gregoryite)。

【煌斑岩】 lamprophyre 特殊的深色脉岩类岩石的总称。其特点是全晶质,具有明显的斑状结构。暗色矿物含量很高,主要为黑云母、角闪石、辉石,其含量在斑晶或在基质中不少于 30%,且自形程度良好。常见的浅色矿物有斜长石、正长石等,它们都局限在基质中;此外,还有较多的含挥发分的矿物。随着深色矿物和浅色矿物组合的不同,可划分为云煌岩、云斜煌岩、闪斜煌岩、拉辉煌岩、方正煌斑岩等。煌斑岩脉大多与深成岩体有关,侵入于岩体或其围岩中,也有一些与火山岩有关,并经常显示热液蚀变的标志。煌斑岩按其成分而言,几乎都是镁铁质岩或超镁铁质岩。根据斑晶的性质同基质相对比,推测有些煌斑岩可能是混染成因,如某些含石英的云煌岩,可能是花岗岩质物质被基性岩浆部分同化而成。该术语源自希腊语 lampros,意为辉煌、闪耀。

【云煌岩】 minette 最初为矿工们用来表示鲕状铁矿石的古老术语,后来用于表示煌斑岩的变种。全系由金云母-黑云母,偶尔还有角闪石的斑晶,以及这些斑晶矿物加上正长石和少量斜长石的基质所组成。镁橄榄石和透辉石也可能出现。河北涞源的云煌岩为全自形粒状结构。主要是由黑云母及钾长石组成。如由黑云母和碱性长石组成,并稍含霓石或霓辉石,则称为**钠云煌岩**(soda-minette)。

【云斜煌岩】 kersantite 煌斑岩的一种。斑晶以镁黑云母、斜长石为主,偶有普通角闪石、橄榄石或辉石为斑晶,基质由上述矿物加上斜长石,偶尔还有碱性长石组成。这种岩石最早发现于法国不列塔尼 Kersanton 而得名。

【闪正煌岩】 vogesite 煌斑岩的变种。岩石中角闪石含量大于黑云母,碱性长石含量大于斜长石,并常出现普通辉石。若含一定量的正长石和方沸石等矿物,则称**方正煌斑岩**(analcite orthoclas lamprophyre)。

【闪斜煌岩】 spessartite 煌斑岩的一种,是一种含角闪石和斜长石为主的煌斑岩。斑晶为普通角闪石,有时出现黑云母,橄榄石或辉石,基质除了斑晶矿物外,还有斜长石及少量碱性长石。具细粒或斑状结构。深灰色。所含长石以斜长石为主,普通角闪石含量占 40%以上。

【闪辉正煌岩】 garganite 地方性名称。煌斑岩的变种,发现于云斜煌岩岩脉的中心,含橄榄石、普通角闪石、普通辉石、正长石和斜长石。若以辉石和拉长石为主则称**拉辉煌岩**(odinite)。

【细晶岩】 aplite 又称**长英岩**(felsic rock)。晶粒微细的酸性脉岩。该术语可用于只含长石和石英的细粒花岗岩,也可作为岩石组名用于任何浅色细粒到隐晶的脉岩。主要矿物成分为碱性长石和石英,几乎不含深色矿物。一般呈灰白色、浅黄色或肉红色。具有细粒的他形粒状结构(细晶结构)。大部分产于深成岩体的裂隙和附近的围岩中,有时也见于侵入岩的边缘部分,多半为岩浆杂岩体的晚期产物。细晶岩也包括其他具细粒他形结构的脉岩。因此,细晶岩如单独应用时,一般是指**花岗细晶岩**(granitic aplite),其他按其成分不同:含辉长石的称为**辉长细晶岩**(gabbro-aplite);含闪长石的称为**闪长细晶岩**(diorite-aplite)等。该术语源自希腊语 aploos,意为简单的。

【伟晶岩】 pegmatite 为具有巨粒或粗粒结构的酸性至碱性脉岩。常呈脉状,并成群产出。矿物晶体很粗大,数厘米至数米。有时具带状构造。是富含挥发分的硅酸盐残浆,侵入到火成岩或围岩裂隙中缓慢结晶而成的,按矿物的组合可以分为:花岗伟晶岩、**霞石正长伟晶岩**(nepheline syenite pegmatite)和**辉长伟晶岩**(gabbro-pegmatite)。按形成过程中矿物种类的复杂程度,可分简单伟晶岩和复杂伟晶岩。花岗伟晶岩中除水晶、长石和白云母为重要矿产外,还经常伴生有含稀有元素的矿物,如绿柱石、铌钽铁矿等,故为稀有元素矿床的重要母岩。该名词源自希腊语 pegma,意为联合、结合、格架等。

【花岗伟晶岩】 granitic pegmatite 最为常见的伟晶岩。化学成分和矿物成分与花岗岩相似,主要由钾长石、石英、云母等的巨大晶体组成。

【普通火山碎屑岩】 common pyroclastic rack 又称**正常火山碎屑岩**(ordinary pyroclastic rock)。典型的火山碎屑岩。火山碎屑物的含量 100%~75%,大多数是火山爆发产物直接从空气中坠落堆积而成。有的是火山灰流或碎屑岩流形成。它可以形成于陆上,也可堆积在水下。通常按成岩作用方式分为熔结成岩和压结成岩两种方式。按碎屑粒径大小,前者可细分为熔结集块岩,熔结角砾岩和熔结凝灰岩,后者可细分为火山集块岩,火山角砾岩和凝灰岩。

【熔结凝灰岩】 welded tuff, welded-tuff-type of ignimbrite 岩石比较致密,貌似熔岩,但具火山碎屑结构。含有岩屑、晶屑,塑变玻屑、浆屑等。塑性碎屑常被压扁拉长,绕过刚性碎屑呈平行排列,形成假流纹构造,其成因说法不一,较流行的是**火山灰流说**(ash flow),即高黏度的富含挥发分的酸性,中酸性和碱性熔浆,上升到近地表处,由于外界压力骤降,膨胀起泡,犹如牛奶沸腾一样。气泡壁愈来愈薄,最终发生爆炸,泡壁破裂,熔浆被粉碎,并大量涌出火山口,呈炽热状态悬浮于气体之中,形成沿山坡流动的火山灰流或火山碎屑流堆积形成的岩石。然后火山灰流迅速

堆积,在热力和重荷的影响下,玻屑受挤压变形,彼此熔结而成。

【火山集块岩】 volcanic agglomerate　一种压实固结的火山碎屑岩(如火山渣、火山弹以及火山灰等)。其中粒径大于64毫米的火山岩块占30%以上,偶尔含有其他岩石的碎屑。陆相沉积中,这些火山块多具尖锐的棱角,但在水下沉积的,有时部分被磨损。填隙物是火山灰及其他带棱角的小的火山碎屑物。通常分布在火山口附近。

【火山角砾岩】 volcanic breccia　一种压实固结的火山碎屑岩。主要由粒径为2~64毫米的火山角砾组成,也含有其他岩石的角砾及少量的石英、长石等矿物晶屑。多数具明显的棱角,分选差,大小不等。填隙物是火山灰,火山尘。常与火山集块岩伴生,位于火山口外侧。

【凝灰岩】 tuff　**火山凝灰岩**简称。一种压实固结的火山碎屑岩。主要由粒径小于2毫米的晶屑、岩屑及玻屑组成。碎屑物质小于50%,分选很差,填隙物是更细的火山微尘。质软多孔隙。按火山碎屑物的物态可以进一步细分为:玻屑凝灰岩、晶屑凝灰岩、岩屑凝灰岩及混合型凝灰岩。玻屑凝灰岩一般在时代较新的尚未受强烈变动的地层中容易保存下来,其蚀变作用多从脱玻化开始,常见的产物是膨润土及漂白土。可作建筑材料与水泥原料。

【火山碎屑岩分类】 classification of pyroclastic rock　按照火山碎屑岩中火山碎屑含量、胶结形式,火山碎屑岩分为以熔岩胶结为主的碎屑熔岩、以熔岩胶结向压结过渡的正常火山碎屑岩和以压结与水化学胶结为主的火山-沉积碎屑岩三大类。按粒度又细分为各类的集块岩、角砾岩和凝灰岩三个等级。基本分类方案见表。

火山碎屑岩分类表

类	碎屑熔岩类		正常火山碎屑岩类		火山-沉积碎屑岩类		粒度(mm)	
亚　类	碎屑熔岩	淬碎碎屑熔岩	熔结碎屑岩	普通火山碎屑岩	沉火山碎屑岩	火山碎屑沉积岩	Ⅰ	Ⅱ
火山碎屑含量	10%~90%	>90%	>90%		90%~50%	50%~10%	十进位	φ值
胶结类型	熔岩胶结为主	压结和水化学胶结	熔结为主	压结为主	压结和水化学胶结		标准	标准
基本岩石名称	集块熔岩	淬碎集块岩(玻璃集块岩)	熔结集块岩	火山集块岩	沉火山集块岩	凝灰质巨角砾岩(凝灰质巨砾岩)	100 粗	
	角砾熔岩	淬碎角砾岩(玻璃角砾岩)	熔结角砾岩	火山角砾岩	沉火山角砾岩	凝灰质角砾岩(凝灰质砾岩)	50 细 10 粗	64
	凝灰熔岩	淬碎凝灰岩(玻璃凝灰岩)	熔结凝灰岩	凝灰岩	沉凝灰岩	凝灰质砂岩	2 细	2
						凝灰质粉砂岩	0.05	1/16
						凝灰质泥岩	0.005	1/256
						凝灰质化学岩		
国际推荐方案火山碎屑含量			75		50		25(体积分数%)	

(据李兆鼐等,1984,1)

【自碎火成角砾岩】 igneous aulobreccia　又称**自碎角砾熔岩**(autobrecciated lava)。一种产于浅成侵入体、筒状体,岩株的顶部和穹状突起处的角砾岩。碎屑的大小不一,大到集块级,小至凝灰级;它不是火山物质喷到地表堆积形成,而是地下爆炸或熔浆冷凝过程中的自角砾岩化的产物。

【沉火山碎屑岩】 sed-volcanic pyroclastic rock　一种由正常火山碎屑岩向正常沉积岩过渡的岩石类型。是火山作用与沉积作用同期发生,使火山碎屑物与正常沉积物混积而成。这类岩石中火山碎屑物的含量75%~25%,多形成于离喷发中心有一定距离的地方,特别是在有水下火山活动的海湖盆地。正常沉积混入物包括陆源的,生物的和化学沉淀的三种成因类型,它们主要通过风的搬运、水流或拍岸浪的搬运、水底滑动等多种形式同火山碎屑物相掺杂,再由压结和水化学沉淀物胶结成岩。在自然界中常与正常火山碎屑岩、正常沉积岩等共生,成层比较明显。按碎屑物的粒径可分为:**沉火山集块岩**(大于64毫米)、**沉火山角砾岩**(2~64毫米)、**沉凝灰岩**(小于2毫米)。

【火山碎屑沉积岩】 pyroclastic sedimentary rock　又称**凝灰质碎屑岩**(tuffaceous clastic rock)。一种以正常沉积物为主,含一定数量火山碎屑物(<50%)的岩石类型。这类岩石多分布在离火山机构较远的地区,通常是在火山爆发时,由于火山碎屑物落入水盆地中,与泥沙、砾石等正常沉积物掺杂在一起,通过压结和水化学沉淀物胶结成岩。混入的正常沉积物可以是陆源的、生物的或水化学沉淀的。在自然界常与正常沉积岩、正常火山碎屑岩等共生,彼此呈过渡关系,层理清晰。按碎屑物的粒径可分为凝灰质巨砾岩或凝灰质巨角砾岩(>64毫米)、凝灰质砾岩或凝灰质角砾岩(2~64毫米)、凝灰质砂岩(0.1~2毫米)凝灰质粉砂岩(0.01~0.1毫米)、凝灰质泥岩(<0.01毫米)等。

【碎屑熔岩】 pyroclastic lava　一种由正常火山碎屑岩向熔岩过渡的岩石类型。是火山碎屑物被熔岩胶结而成。火山碎屑物的含量由10%至50%。按碎屑和胶结物的关系可分为两种:一种是岩石碎屑同胶结物的成分甚至结构构造都基本一致,是同期熔浆冷凝过程中自角砾岩化的产物,属单成分的,常见于爆发岩筒中;另一种是碎屑与胶结物的岩性,结构构造均不同,是晚期熔浆胶结早期火山碎屑而成,属复成分的,多分布于火山口附近。按碎屑粒径大小,可分为集块熔岩(>64毫米)、角砾熔岩(2~64毫米)、凝灰熔岩(<2毫米)。

【熔结碎屑岩】 lava-cemented pyroclastic rock, welded pyroclastic rock　一种由正常火山碎屑岩向火山碎屑熔岩过渡的岩石类型。由火山碎屑物被熔岩胶结而成,其中火山碎屑物的含量多于熔岩物质,按碎屑粒径大小,可分为熔结集块岩(>64毫米)、熔结角砾岩(2~64毫米)、熔结凝灰岩(<2毫米)。此类岩石的归属争论较大,有人主张把它归入火山碎屑熔岩类中。

沉积学与沉积岩石学

总　论

【沉积学】 sedimentology　见 83 页“沉积学”。

【矿床沉积学】 sedimentology related to mineral deposits　研究沉积矿床与层控矿床有关的沉积学分支学科，是矿床学与沉积学之间的边缘学科。其内容包括沉积矿床的沉积、成岩成矿作用，矿床的沉积环境及富集条件，成矿的沉积地质背景；对层控矿床的矿床赋存层位、岩相及构造部位的研究；以及同生、成岩、后生矿床的成矿作用、物质组分、矿石结构构造、矿床地球化学，以及成矿的区域沉积地质背景等。

【生物沉积学】 biologic sedimentology　研究与生物有关内容的沉积学分支学科，是生物学与沉积学之间的边缘学科。研究内容包括不同沉积环境的生物化石（含遗迹化石）组合、生物的生态特征、造岩作用（如生物造礁），生物分解的各种有机组分对成岩、后生、表生作用的影响。探讨生物对沉积、成岩阶段及成矿作用的影响。

【实验沉积学】 experimental sedimentology　对沉积、成岩作用等进行人工模拟实验的沉积学分支学科。如对白云岩中白云石、磷块岩中碳氟磷灰石进行模拟试验等。还有对各种床沙的形体进行水槽实验，以探讨各种层理形成的水力学机制等。

【储层沉积学】 reservoir sedimentology　运用沉积学的理论和研究方法，研究储集层（体）的沉积学分支学科。它研究储集岩的岩性、物性、电性和含油气性特征，与形成储集空间（孔、洞、缝）有关的成岩作用，阐明成岩历史、孔隙演化与有机质成熟度油、气演化配搭关系，并进行储层评价等。

【全球沉积学】 global sedimentology　对沉积物、沉积过程及沉积作用产生物质进行全球性研究的学科。它赋予沉积学以新的内涵，并建立起诸如层序地层学、事件沉积学等新的分支学科，极大地推动了沉积学的发展。

【悬移质】 suspended load　又称**悬移载荷**、**悬浮载荷**。指在搬运介质（流体）中，由于紊流使之远离床面在水中呈悬浮方式进行搬运的碎屑物。它通常是粘土、粉砂和细砂。

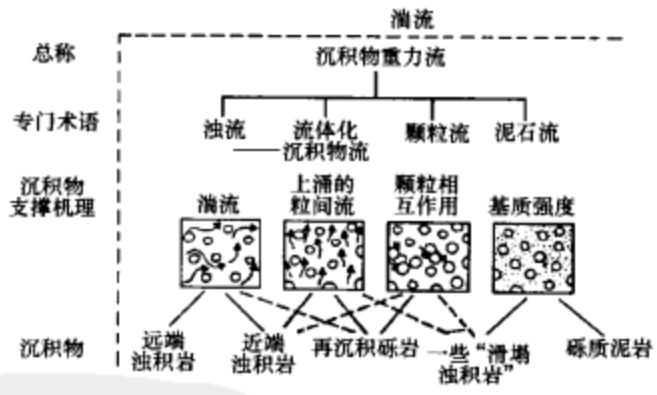
【推移质】 traction load, bed material load　又称**床沙载荷**（bed load）、**底载荷**（bottom load）或**推移载荷**（solid load）**牵引载荷**（traction load）。指在流体介质推动下，以滚动、移动和跳跃形式沿河底搬运的碎屑物质。通常粗碎屑（如砾、砂）作滚动或滑动搬运，较细碎屑（如细沙、粉沙）则呈跳跃搬运。但搬运方式和碎屑大小之间的关系不是恒定的，随水流强度而变，水流强度大时，跳跃颗粒偏粗，反之则偏细。颗粒的搬运方式可随流动强度变化而相互转化，随着流速增大，滑动或滚动颗粒可变为跳跃，跳跃可变为悬浮；流速降低时则发生相反的转变。

【牵引作用】 traction　又称拖曳作用。在流体牵引下碎屑颗粒沿着床沙表面（直接在此面上或极靠近）以滚动、滑动、推移和跳跃方式作平行于底面的运动。如砾石在流水的作用下沿河床底的移动，沙子在风的作用下沿沙漠地面的移动，或在波浪及海流的作用下沿海滩滩面的移动。

【牵引流】 tractive current　又称**拖曳水流**。带动碎屑作牵引运动的流体。

【等深流】 contour current　由地球自转引起的，在大陆坡下方平行于大陆边缘等深线的水流。是一种牵引流，沿大陆坡的走向流动，其流速较低，一般 15～20 厘米/秒，能沿等深线方向长距离搬运沉积物，且搬运量很大，沉积速率很高，是大陆坡的重要地质营力。有人认为等深流亦属一种底流。

【沉积物重力流】 sediment gravity flow　又称**沉积物流**（sediment flow）、**惯性流**（inertia flow）、**高密度悬浮液**（high concentration dispersion）。沉积物和液体的混合流的总称。根据颗粒支撑的机理，分四种沉积物重力流类型：①碎屑流（颗粒由杂基支撑）；②颗粒流（颗粒间的相互作用分散压力支撑）；③液化沉积物流（由排泄孔隙流体造成）；④浊流（由流体紊流造成）。在沉积物重力流中，颗粒不仅呈悬浮状态移动，而且还有床沙载荷拖曳移动；沉积物重力流的扩散运动，也将其上流体拖曳向前。因此，沉积物重力流与流体重力流（牵引流）之间是过渡的，没有绝对的界限。另外在沉积物重力流中颗粒悬浮支撑的机理，也不是单一的，而是流动的紊流、分散压力、孔隙流体逸出以及浮力综合作用，形成复合支撑。其中最重要、分布最广的是碎屑流和浊流。



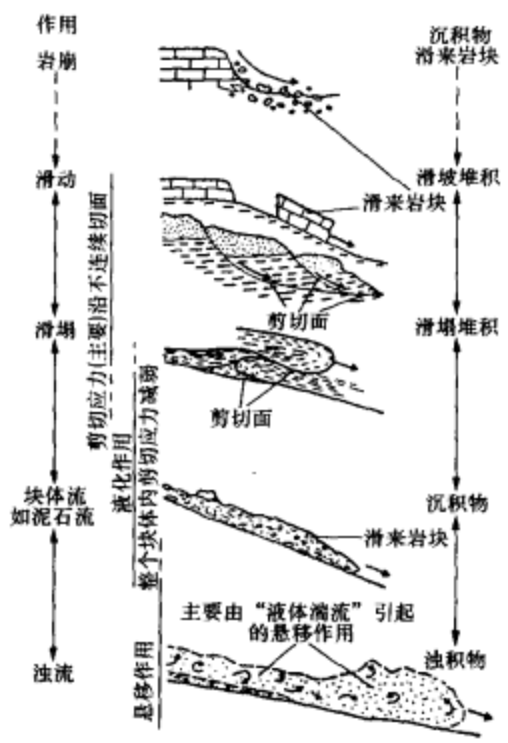
根据颗粒支撑机理的沉积物重力流分类
（据 Middleton and Hampton, 1976）

【碎屑流】 debris flood　又称泥石流。在重力作用下沿斜坡向下流动的砂、砾、粘土物质和水的混合物高密度流体。粘土和水的混合物密度大，对碎屑颗粒有较大的浮力，从而支撑着砂和砾级的碎屑悬浮于流体内，即砂和砾石由基质（粘土和水的混合物）强度支撑。由于泥石流的搬运能力是基质强度的函数，强度愈大，浮力愈大，被搬运的颗粒愈粗，所以泥石流能够搬运巨大的碎块。

【颗粒流】 grain flow　又称沙流（sand flow）。巴格诺尔德（R. A. Bagnold, 1954）认为，在流动的沉积物内，无凝聚力的颗粒之间碰撞作用所产生的支撑应力能在颗粒之间传递剪切应力所引起的颗粒流动的流。因而颗粒流的支撑机理为“颗粒相互作用”。其沉积特征为在砂的基质中有粗碎屑层，内部构造为块状，缺乏由牵引流作用形成的沉积构造。

【块状流】 mass flow　在浅水沉积环境中，大多数沉积是牵

引流(液态流)搬运,然而在台地前缘斜坡或大陆斜坡地带主要是以块状重力搬运方式为主,在重力直接影响下由于巨大的沉积物块体间歇性、突变性顺斜坡向下迅速移动的结果。在斜坡上堆积的沉积物块体,只有在重力超过它们的剪切强度产生的剪切应力的情况下,才会顺斜坡向下移动。根据移动沉积物块体内部离解作用的增加次序,可分为岩崩、滑动和滑塌及沉积物重力流。



块状重力搬运作用及其沉积物
(据 Kruit, Brouwer, Knox, Schöllnberger and Van Vilet, 1975)

【液化沉积物流】 fluidized sediment flow 即由超孔隙压力支撑沉积颗粒漂浮的流。由于一种突发的震动,导致未固结的沉积物强度丧失而使孔隙压力(即孔隙内流体的静压力)增大称为超孔隙压力,沉积物的粒间孔隙内加进流体,沉积物像"流沙"样的被"液化"。即当颗粒在重力作用下沉积时,沉积物由隙间逸出的向上流动的粒间流支撑。其沉积特征为粒序性差,有碟状构造及泄水构造、泥火山构造和包卷层理。

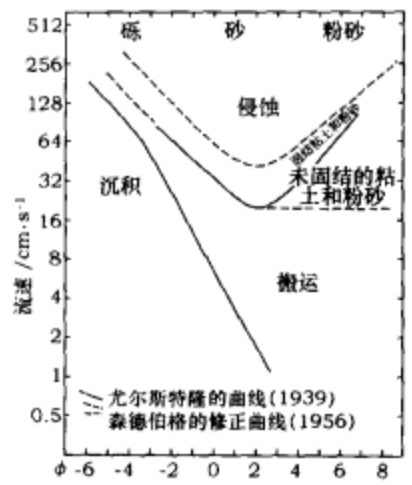
【浊流】 turbidity current 由悬浮沉积物扩散引起的一种含有大量泥沙,在重力作用下沿着盆地底部流动,形成的水下沉积物重力流或水下密度底流。两种不同密度流体的密度差异,是产生浊流的根本原因。在湖泊及海洋中均能产生浊流,由河流携带的泥沙流入湖泊或大陆架上的沉积受到强烈地震、构造运动或海啸等因素的触发,使大量的泥沙被搅动、掀起、呈悬浮状态,形成巨大的浊流。一旦流动开始,浊流能够以自悬浮运动形式维持悬浮状态,即由于流体的扰动而引起沉积物的悬浮。在水体中形成密度差,密度差又促进流体的运动,而流体的运动又引起了沉积物悬浮,形成完全反馈回路。要保持这种循环,就要增加流体顺坡移动的重力能量,补偿摩擦而损失的能量,只要坡度保持不变,浊流可作远距离的搬运。按沉积物扩散的密度不同,高密度浊流为 50 ~ 250 克/升和低密度浊流为 0.025 ~ 2.5 克/升,扩散沉积物粒度大于 0.05 毫米(粉砂级)的浊流常是高密度浊流。

【异重流】 density current 又称**密度流**。两种不同密度的流体产生密度差,在重力作用下使高密度流体流动,这种高密度流体称异重流。密度差可以由温度、盐度及悬浮物的含量不同所引起。

【间歇悬移质】 intermittent suspended load 又称**间歇悬浮载荷**、**冲洗载荷**(wash load)。以跳动方式进行搬运的床沙物质。通常是砂。

【溶移质】 dissolved load 又称**溶解载荷**。以溶解方式或胶体状态被搬运的物质。究竟以那一种方式搬运,则与物质的溶解度有关。三氧化二铝、三氧化二铁、氧化镁、二氧化硅等难溶于水,常以胶体溶液的方式搬运;钙、镁、钠等元素的氯化物与硫酸盐,由于其溶解度较大,则以真溶液方式搬运。

【尤尔斯特隆图解】 Hjulström's diagram 尤尔斯特隆(F. Hjulström, 1936)通过研究碎屑颗粒的侵蚀、搬运、沉积与水流速度的关系所作出的图解。表示起动流速与碎屑大小之间的关系。由图可看出如下几点:颗粒开始搬运(侵蚀)所需要的流速大,因为起动流速不仅要克服颗粒本身的重力,还需要克服颗粒彼此间的吸附力;Φ 值为 +4 ~ -1(0.05 ~ 2 毫米)的颗粒所需要的起动流速最小,而且与沉积临界流速间差值亦不大。所以砂粒在流水中既易搬运又易沉积,最为活跃,常呈跳跃式搬运。Φ 值小于 -1(大于 2 毫米)颗粒的起动流速与沉积临界流速相差也很小,并随着颗粒的增大而增大,所以砾石是很难作长距离搬运的,且都呈滑动或滚动方式移动;Φ 值大于 46(小于 0.05 毫米)颗粒的起动流速与沉积临界流速之间差值很大,所以粉砂以下颗粒,尤其是泥质颗粒一旦起动,就可在水中长期悬浮作长距离搬运。



经森德伯格修改的尤尔斯特隆图解
图示水深为 1 米时平坦河床上石英颗粒发生侵蚀、搬运和沉积的临界流速。虚线区表示实验数据的离散度。在粘土和粉砂区只有极少可靠数据

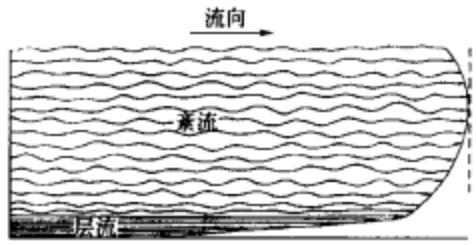
【溶液】 true solution 由两种或两种以上不同物质所组成的均匀物系称溶液。在这物系中任何部分都具有相同的性质。一般的溶液指水溶液。溶解物质中的氯、硫、钙、钠、钾、镁等成分,都呈离子状态溶于水中,有时铁、锰、铝和硅也可溶于水中。这些溶液物质的搬运与沉积,主要取决于该物质的溶解度,而溶解度的大小又与该物质的溶度积(K_{sp})有关。当溶液中离子浓度的乘积大于 K_{sp} 时,有沉淀生成,小于 K_{sp} 时溶解。根据溶度积来判断溶解物质的沉淀-溶解平衡移动原理,称为溶度积规则。

【胶体溶液】 colloidal solution 一种物质的细质点(1 ~ 100 纳米)分散在另一种物质中所组成的不均匀分散体系,称为胶体,这种细分散质点称为分散相,分散相周围的物质称为分散介质。在胶体分散系统中,当分散介质多于分散相时称为胶体溶液;而当分散相多于分散介质时则称为**胶凝体**(gelatin)。胶体分散系统中的分散相和分散介质可以是固体、液体或气体。常见的胶体溶液是以水作为分散介质的水溶胶。在胶体溶液中分散质点均带电荷,带正电荷的为正胶体如铁、铝、铬、钛、锆、铈、镉等的氢氧化物,钙和镁的碳酸盐等;带负电荷的为负胶体如砷、锑、铜、铅、汞、镉等金属硫化物,二氧化硅、二氧化锡、二氧化锰、硫、金、银、铂以及粘土质和腐殖质胶体等。胶体溶液在搬运过程中,当胶体的稳定因素带电性及动力稳定性遭到破坏,例如胶体的质点电荷被中和时,胶体粒子发生凝聚,形成较大的粒子,然后在重力影响下聚沉,形成胶体沉积物或岩石。因此,大陆上的胶体进入海洋时,与海水的电解质作用发生凝聚而沉淀,由此形成沉积矿产,如锰、镍矿等。

【层流】 laminar flow 又称**片流**(sheetflood, sheet flow, lamellar flow)。一种缓慢流动,流体质点作有条不紊的平行线状运动,彼此不相掺混,是低切变率流体所表现的流态。雷诺数小于 2000。说明流体特征的参数有黏度、密度及剪切阻力。流体的剪切阻力随切变率而变,低切变率时,它随切变率一次方而变,而高切变率时,它随切变率平方而变。所以层流和紊流(湍流)是低、高切变率时流体的两种流动状态。

【紊流】 turbulent flow 又称**湍流**(tortuous flow, swift current,

torrent, rapids)。是一种多漩涡的急速流动，流体质点的运动轨迹极不规则，彼此互相掺混，其流速大小和流动方向随时间而变化。雷诺数大于2000。自然界绝大多数水体是紊流运动。不过任何紊流的水体与固体边界接触处，如河道底和两壁，由于固体边界效应，在紧靠固体边界处的流动仍是黏滞力起主导作用下的流动，形成底层层流。底层层流的厚度随雷诺数的增加而减小。底层层流的存在对沉积物的搬运和沉积起着重要作用，使得沉积物与流体之间的界面上不断发生沉积和搬运的交替作用，即底层层流以下的沉积物沉积下来，底层层流以上的沉积物被搬运。



平行流向的河流垂向剖面
表示紊流及底层层流，流线长度代表流速大小
(据 W.W.Rubey, 1938)

【雷诺数】 Reynolds number　表示管内水流惯性力与黏滞力的比值的量。它是判别层流与紊流状态的指标。同样，对多孔介质中的水流，也用雷诺数判别层流和紊流运动状态。雷诺数与地下水渗透速度、颗粒平均粒径呈正比，与流体黏滞系数呈反比，一般表示为

$$Re = \frac{vd}{\nu}$$

式中：Re 为雷诺数；v 为地下水渗透速度；d 为含水层颗粒的平均粒径；ν 为地下水的运动黏滞系数。当水流速度很慢，雷诺数较小时，质点间的黏滞力占优势，水流呈层流状态。一些研究者认为临界雷诺数在100左右，大于临界雷诺数时，水流由层流转变为紊流状态。雷诺数除受黏滞力作用外，还受与岩石颗粒大小、形状有关的惯性力的控制。

【弗劳德数值】 Froude number　简称**弗劳德值**。符号为 Fr。指水的惯性力与重力之比，是用来确定水流动态如急流、缓流的一个量纲为一的数。以下面的关系式表示：

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gh}}$$

式中：v 为水流平均的流速；h 为水深；g 为重力加速度。当 $Fr = 1$ 时，即水的惯性力等于重力，水流为临界流；当 $Fr < 1$ 时，即水的惯性力小于重力，水流为缓流，代表流速小、水流平缓的流动状态。当惯性力大于重力，$Fr > 1$ 时，水流为急流，代表流速大、水流湍急的流动状态。当 $Fr = 1$ 时，所要求的各种水深及其相应的流速如下：

水深/m	流速/m·s⁻¹	弗劳德数	水深/m	流速/m·s⁻¹	弗劳德数
0.01	0.31	1	10	9.90	1
0.10	0.99	1	100	31.32	1
1	3.12	1			

【高流态】 high-flow regime　又称**超临界流动状态**(supercritical flow state)、**上部水流动态**(upper flow regime)。当弗劳德数大于1时，水浅流急，在这种水流状态中，水面的起伏和床沙形态的起伏一致，属同相位。床沙形态一般为平坦床沙和逆行沙波。当 Fr 值很大时，则床沙无堆积，而造成冲坑和冲槽。

【低流态】 low-flow regime　又称**临界下流动状态**(critical flow state)、**下部水流动态**(lower flow regime)。当弗劳德数小于1时，水流缓流，在这种水流状态中，水面波起伏与床沙形态的起伏是不一致的，呈异相位。床沙形态一般为沙纹、沙浪、沙丘、冲洗沙丘(低沙丘)。

【过渡流态】 transition flow regime　当弗劳德数大致为1的水流状态，其床沙形态从低流态的沙丘过渡到高流态的平坦床沙之间的低沙丘。

【床沙】 bed　指搬运介质(如水或风)与沉积物间的界面附近，沉积物表面的一薄层碎屑物质。它包括砾、砂和粉砂等。在一定强度的流体介质推动下，床沙可以滚动、爬动或跳动方式移动。此薄层的厚度规定为被搬运碎屑颗粒直径的两倍。

【床沙形体】 bed form　又称**底形**(bed form)。在河床或水槽中，流水沿着河床上非粘质沉积物(如砂、粉砂)的床面上流动时，在沉积物表面铸造的几何形态。对床沙形体的认识主要通过水槽实验得到，随着流动强度增大，床沙形体按一定的顺序变化。对于颗粒小于0.6毫米的细粒沉积物，随着流动强度增大，床沙形体出现顺序为：无运动平坦床沙→沙纹→沙浪→沙丘→冲洗沙丘→平坦床沙→逆沙丘等。影响床沙形态大小和类型变化的最重要的因素是流动强度、平均流速、颗粒大小及流动深度。可利用两个参数，如流动强度或平均流速与颗粒直径，得出与床沙形体的关系图。大部分层理由于床沙形体迁移而产生。床沙形体迁移保存在层内的形迹就是层理。床沙形体的形迹保存在岩层面上，即成波痕。



在准平衡的单向水流下形成的床沙形类型
(据 Simons and G.U.Middleton et.al. 1965年资料修改)

【沉速】 settling velocity　碎屑颗粒在静水中等速下沉时的速度，常用 w 表示。它与固体颗粒的密度、形状、粒径及液体物理性质有关。碎屑颗粒在静水中下沉时，由于重力作用，开始时具有一定的加速度；随着下沉速度的增加，水流对颗粒的阻力增大；当阻力与有效重力恰好相等，则颗粒以等速的方式下沉。

【斯托克斯沉速公式】 Stockes formula　1850年美国物理学家斯托克斯(G.G.Stokes)从理论上推算球体在层流状态沉速(w)的公式。公式如下：

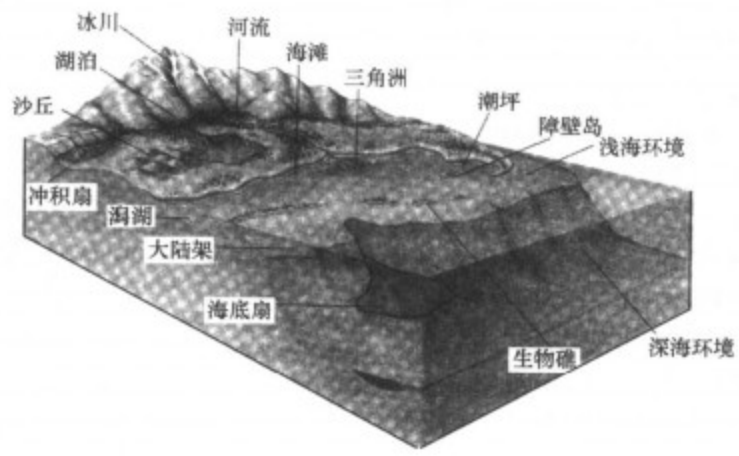
$$w = \frac{2}{9}\frac{(\rho_S - \rho)}{\mu}gr^2$$

式中：ρ_S 为颗粒密度；ρ 为水的密度；μ 为流体黏度；r 为颗粒半径；g 为重力加速度。此公式是在静水、20℃恒温、介质的黏度不变、球形颗粒、密度相同、表面光滑、颗粒互不碰撞的实验室理想条件下获得的。当然与自然界的实际情况相差很大，因自然界静水条件几乎不存在。影响碎屑颗粒沉速的因素很多，主要有颗粒的形状、水质及含沙量等。所以沉速公式大多数都为经验公式。尽管与实际情况有出入，但此式仍然有理论意义。它表明碎屑颗粒的沉速与颗粒直径的平方成正比，这可用来解释沉积盆地中粒度分布规律，以及不同形状、密度和大小颗粒混积现象，同时它也是颗粒(0.1～0.14毫米)机械分析中沉速分析法的理论根据。

沉　积　相

【岩相区】 lithofacies area　在一个沉积区域内，或一套沉积地层分布范围内，沉积环境基本相同的岩石组合区。

【沉积环境】 sedimentary environments　发生沉积作用的自然地理景观的一种地貌单元。它在物理、化学及生物上均有别于相邻地区。如河流、湖泊、沙漠、冰川、海洋等沉积环境。



主要沉积环境类型

（据 R. Wicander, J. S. Monroe, 2000）

【沉积相】 sedimentary facies　是沉积环境的物质表现。沉积相就是一个沉积环境中所有的原生沉积特征的总和，包括岩石、古生物和岩石地球化学等特征。现代的沉积环境可以根据物理的、化学的、生物的参数加以划分，古代的环境只能根据当时环境的物质表现加以推测。因此，在地质学中提出了“沉积相”这个术语。1838 年瑞士学者格列斯利（A. Gressly）研究法国东部侏罗纪地层时，首先把相的概念引入沉积学，并理解为“具有相同岩性特征和古生物标志的岩石单位”。20 世纪以后，由于沉积岩石学、古地理学的发展，相的概念已广为流行。目前世界上大多数学者所接受的沉积相概念，即把沉积相理解为：“在一定的沉积环境中形成的沉积物（岩石）与古生物的组合。”即沉积相是古代沉积环境的产物，又是沉积环境的物质表现。通常按其自然地理环境划分为陆相、海相及海陆过渡相。

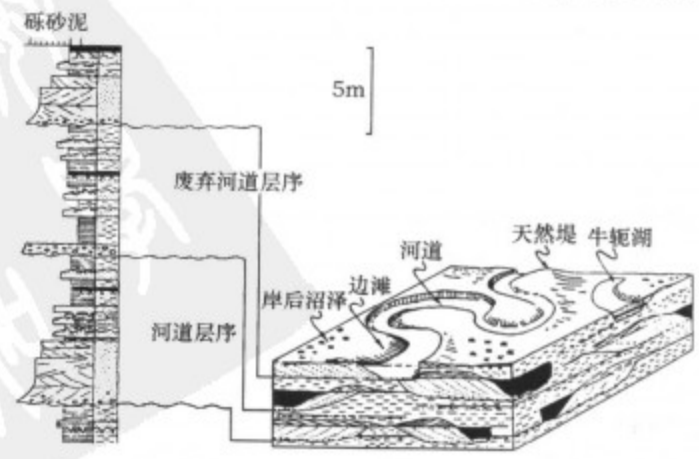
【相变】 change of facies　沉积环境的改变，引起组成岩石的沉积特征及生物特征等在纵向及横向上的变化。

【沉积模式】 sedimentary models　又称**岩相模式**（facies model）、**沉积相模式**（sedimentary facies models）。是对沉积环境的沉积特征、发展演化及其空间组合形式的全面概括，以图形或文字方式表现的一种理想的、概括的沉积相格局。在一定的沉积环境中，沉积物的物理、化学、生物特征在空间上的物质表现。它是在对现代和古代沉积研究的基础上综合而成的。一个沉积模式包括下列要素：沉积体的空间形态、物质组成、结构特征、水动力标志、相序关系、构造背景等。沉积模式主要类型有①**直观模式**（visual models），以简化的图式直观地表现出沉积环境、沉积作用过程和最终产物之间的复杂关系；②**事实模式**（actual models），以现代有代表性的地区或地质时期沉积岩层的相结合，以相序为基础建立的模式，如巴哈马模式；③**静态模式**（static models），表示在特定时间内沉积层反映的沉积环境特征和沉积物的相变规律。这种模式可用来预测物源区位置、古沉积环境，再造古地理；④**动态模式**（dynamic models），表示一个特征沉积体的沉积作用全过程的沉积模式；⑤**模拟实验模式**（scaled experimental models），以模拟实验所获得的沉积特征为基础而建立的沉积模式，有助于查明具特殊沉积特征的沉积物成因；⑥**数学模式**（mathematic models），以数学方法和计算机技术模拟复杂的地质作用过程的模式。按沉积环境可归纳为为数不多的几个沉积模式，如河流沉积模式、湖泊沉积模式、三角洲沉积模式、现代海洋碳酸盐沉积模式等。建立沉积相模式可以起到①建立对比标准，如垂向序列模式可作为对比和解释沉积环境的标准；②指南作用，根据沉积模式，可以更有目的地观察、收集和分析地层剖面中的相关资料；③预测作用，可以预测地层剖面中可能出现的沉积相及其沉积环境，推断它们在横向上可能的变化。借助沉积环境模式可以重建古代沉积环境，指导沉积矿产的普查和勘探。

【沉积旋回】 sedimentary cycle　是由全球海平面升降变化、米兰科维奇效应及地壳的周期性振荡运动、沉积物供给速率等引起的垂向上呈周期性或旋回性的沉积组合，如由河流相砾岩、砂岩、泥岩→湖相砂岩、泥岩→三角洲相砂岩、泥岩旋回；或滨海相砂岩、泥岩→浅海相砂岩、泥岩、石灰岩→三角洲相砂岩、泥岩、煤层旋回；或前三角洲泥岩、三角洲前缘砂岩、粉砂岩→三角洲平原砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩旋回等。旋回之间以侵蚀面或间断面为界。沉积旋回层的厚度可以是几米、几十米，大的可达几百米。时间范围，大的几十至几百个百万年，中等的几个百万年，小的仅有几十万至几万年。

【沉积韵律】 sedimentary rhythm　由两种以上的岩性单元组成的，有规则的和频繁重复的层序。例如粉砂岩、泥岩与泥灰岩的互层，韵律层厚度薄的几厘米、几米，韵律层系厚达几百米。规模较大的“沉积韵律”常构成“沉积旋回”，但这时所强调的是沉积作用和过程的重复。大多数沉积韵律与地壳运动、海平面与气候以及沉积物变化引起沉积环境的周期性变化有关。

【相序】 facies sequence　又称**剖面结构**（profile texture）、**垂向序列**（vertical sequence）。从一种相逐渐过渡到另一种相的一系列相组合顺序。不同环境具有各自特殊的水动力条件和变化特点，因此在沉积剖面上表现出特定的岩性、结构、构造、生物等组合的顺序。相序的顶部和底部可以是突变的或侵蚀接触，或者是古土壤。单个岩层只能提供沉积时的局部的条件，而相序则可提供整个沉积环境特征，以及它们随时间的发展和演化特征。一个相序可以只形成一次，也可以多次重复（称旋回）。不同沉积环境的相序是不同的，在陆源碎屑沉积环境，常有二种重要相序，一种是粒度向上变细的相序，如曲流河沉积剖面及潮坪沉积剖面，而滨外坝、三角洲、障壁岛的剖面具有粒度向上变粗的相序。在海相碳酸盐沉积中，以浅水碳酸盐沉积为主，其沉积速度总是大于沉降速度，结果碳酸盐沉积总是达到并超过海面，形成



曲流河的剖面结构及与块状图的对比

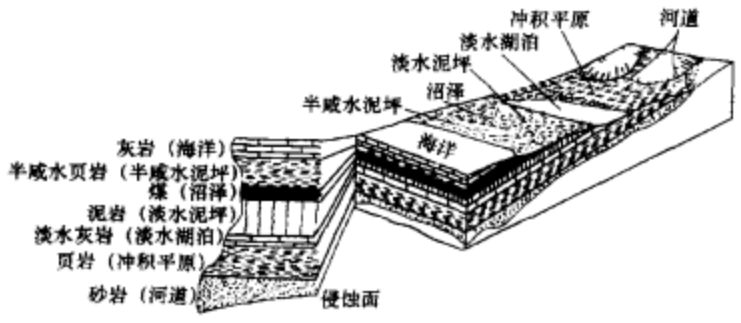
（引自 R. C. Selley, 1978）

了具有向上变浅的沉积序列，常常从潮下到潮间及潮上，即由灰岩相→蒸发岩相演变。

【海退沉积层序】 sedimentary sequence of regression 又称**岸进层序、进积层序**(prograding sequence)。海平面下降，引起海岸线向海方向推进过程中形成的一系列砂泥岩组合。浅水沉积物沉积在深水沉积物之上，如滨岸砂岩沉积在陆架粉砂岩、泥岩之上。底部常是粒度渐变，自下而上沉积物的粒度由细变粗，上部是分选好的滨岸砂质沉积物。

【海侵沉积层序】 sedimentary sequence of transgression 又称**岸退层序、退积层序**(retrograding sequence)。是海平面上升，引起海岸线向陆方向推进过程中，所形成的一系列砂泥岩组合。深水沉积物沉积在浅水沉积物之上，如陆架泥沉积在滨岸沙之上。在海侵层序的底部有一个突然的粒度间断面，其下是分选好的砂质沉积物，自下而上沉积物的粒度由粗变细，分选性则由好变坏。

【瓦尔特相律】 Walther facies law 又称**相的继承准则**。在没有大的沉积间断情况下，只有在平面上互相邻接的相才能在纵向上叠置在一起。相的纵向相序也是它的横向相带。由于地球表面各种自然沉积环境的组合与彼此之间的过渡是有规则的，因此沉积环境的古代产物——沉积相，在纵向或横向上彼此之间的过渡也是有规律的。19 世纪末，瓦尔特(J. Walther, 1894)从陆相海相连续过渡沉积平面上侧向过渡与垂向过渡的一致性总结得出。这一规律在研究古代沉积环境中有着重要指导作用，特别是对于那些沉积特征相似，而又可以多解的沉积单位进行沉积环境判别时，必须考虑其上下左右相邻相的特征。



瓦尔特相律示意图
(据 H. Blatt et. al., 1980, 略有修改)

【陆相】 continental facies 又称**大陆相**。指在大陆环境中形成的沉积物、岩石或岩层。按自然地理环境的不同可细分为残积相、坡积相、洪积相、湖泊相、沼泽相、沙漠相等。它的特点是相变大，不能在很大范围内保持均一的岩性。常见的岩石类型是碎屑岩和粘土岩，但是在某些陆相湖泊、沼泽中，则主要由化学岩与生物化学岩组成。含淡水动物、陆上动物(脊椎动物和昆虫)及植物化石。

【残积相】 eluvial facies 陆相沉积类型之一。基岩经物理风化和化学风化作用后，残留在原地的风化产物。沿剖面向下，它逐渐过渡为基岩。主要由基岩碎屑及铁质、红土质(铁铝质)、粘土质沉积物组成。无分选性，层理也不清楚。由于残积相经常被冲刷，一般分布面积不大，古代的残积相不多见。

【冰川相】 glacial facies 陆相沉积类型之一。由冰川作用堆积形成的沉积物，形成于年平均温度很低的地区。分布于地史上大规模冰川出现的时期，如中国的震旦纪、第四纪。它是通过冰川携带各种大小不同的岩石碎屑，如巨砾、砾石、砂、粘土等在冰川运动时或消融时直接堆积而成。冰川相又可细分为冰碛相、冰湖相等。冰碛相主要由碎屑岩组成，碎屑呈尖角状，分选差，在巨大的砾块上有冰川擦痕。冰水相由碎屑岩及粘土岩组成，碎屑物具有一定程度的分选，有时还具斜层理。冰湖相则由粘土岩和粉砂岩组成，具带状构造，因此也称"纹泥"。

【冲积相】 alluvial facies 又称**河流相**(fluvial facies)。陆相沉积类型之一，指由于河流或其他径流作用形成的一套沉积物和沉积岩。主要包括以下几种类型：

微地貌	沉积类型	成因-剖面类型
河床 凸岸坝(边滩) 滨河床沙坝(心滩)	滞留沉积 凸岸坝(边滩沉积)沉积 滨河床沙坝(心滩沉积)沉积	底层沉积 (河道沉积)
天然堤 滨河床沙坝上的串河 决口扇 洪泛平原(河漫滩)	天然堤沉积 串沟滩及串沟淤填沉积 决口扇沉积 洪泛平原沉积或河漫滩	顶层沉积(泛滥沉积)
牛轭湖	废弃河道充填沉积 (牛轭湖沉积)	过渡性沉积

【沙漠相】 desert facies 陆相沉积类型之一。在沙漠地区形成的沉积物。按成因可划分为岩漠沉积物、戈壁沉积物、风成沙沉积物、旱谷沉积物、沙漠湖及内陆盐碱滩沉积物等。其中风成沙是沙漠环境的最主要沉积物，它的特征是分选好，风成交错层理(巨型板状或槽状交错层理)广泛发育，生物化石稀少(尤其是植物化石)，有时在分选差的粗粒砂岩中可找到风棱石。

【坡积相】 slope wash facies 陆相沉积类型之一。高地基岩的风化产物，由于雨雪等的作用，借助于重力沿斜坡滚动，堆积在山坡上形成的沉积物。坡积相主要由砂砾岩、粉砂岩等组成，碎屑物分选差，呈棱角状，常具与斜坡平行的层理。

【塌积相】 talus facies 又称坠积相。陡坡坡底的重力崩落堆积物，主要由角砾组成，有时也夹有大块的粘土等。常堆积于山麓、陡岸及海底斜坡地带。

【滑坡堆积相】 slide sediments facies 斜坡上的岩石风化产物，被水分浸湿后，在重力作用下沿一定的滑动面整体下滑形成的堆积物。在雨季及多雨的年份容易形成，滑动面上常有擦痕、滑坡泥及滑坡搓碎角砾。

【洪积相】 pluvial fan facies 又称**冲积扇相**(alluvial fan facies)陆相沉积类型之一。山区间歇性洪流把基岩风化的产物携带到山谷出口处形成的沉积物。它在干燥、半干燥地区最为发育。平时，这些地区的山谷河道中无水，河谷及两岸谷坡堆满了两边山地风化剥蚀的产物。雨季时山洪暴发，山谷中河水猛涨，携带大量碎屑物质向下输送，在谷口处河道变宽，坡度减小，水流搬运能力减弱，流动的大量砾石、泥砂迅速沉积形成一个从山地向平原倾斜的扇形堆积体，称为洪积扇。在洪积扇中沉积的砾岩称**扇砾岩**(fanglomerate)。其组成物质略具分选性，并具不清楚的层理。沉积物的粒度在平面上有明显的递变，最粗的碎屑分布在内扇，以砾石为主，厚度较大，中扇和外扇的粒度逐渐变小，从砾石变为砂及粉砂、泥质物，厚度也逐渐变小，并发育各种交错层理。在与洪积扇相似的位置沉积的磨圆度较好、分选性较好的陆屑物质，称为**干三角洲沉积**(dry delta)。

【筛积物】 sieve sediments 洪积相沉积类型之一。它几乎完全由砾石组成，没有砂、粉砂和粘土物质。这是由于来源区供给的细粒物质较少，即使有少量的细粒物质，也在水流到达洪积扇尾端以前就被筛走了，因此造成在平面上呈舌状的砾石层。

【泥石流沉积】 mud-debris flow deposits 洪积相沉积类型之一。一种含砾石、泥、砂稠度大的流体沉积。泥石流的密度比河水大得多，它能携带极细的粘土物质以至巨大的砾石，而且其流动速度会突然减小，故泥石流沉积物的特点是分选差，最大砾石

可以是巨大的漂砾，扁平的砾石呈水平或叠瓦状排列，泥质支撑，副砾岩内有粒序层理。

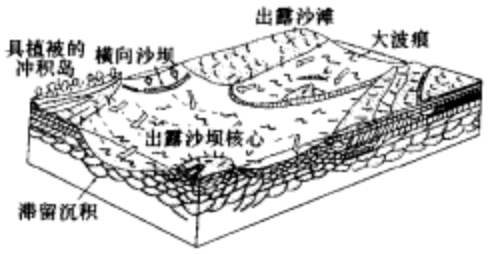
【泥流沉积】 mud flow deposit 洪积相沉积类型之一。也是一种流体沉积，由砂和细粒沉积物组成，属于细粒泥石流类型，它由分选不好的粘土质砂组成，极少含砾石。

【弯度指数】 sinuosity index 判别河流类型的一个指数，如下式所示：

$$\text{弯度指数(曲率)}(P)=\frac{\text{河床的长度}}{\text{蛇曲带或河谷轴的长度}}$$

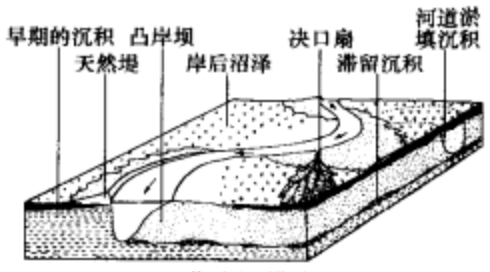
【平直河沉积】 straight river deposit 又称**顺直河沉积**。长度大于河宽很多倍的河流的沉积物。其特点是弯度小，但谷底线弯曲，并且深槽和浅滩交替。沿深槽发生侵蚀作用，沉积作用则发生在浅滩上。

【辫状河沉积】 braided river deposit 又称**网状河沉积、游荡性河沉积**。其弯度指数小于 1.3，坡降大，河床不稳定，凸岸坝(边滩)不发育，滨河床沙坝(心滩)发育，宽深比大(>40)的河流的沉积。图为辫状河沉积模式，它表示了滞留沉积、具植被的冲积岛、横向沙坝、出露沙坝核心、出露沙滩和大波痕。其中最低的水平面，是坝与河道，最为活跃；最高水平面活动性最差，大都被植物固定下来。



辫状河沉积模式图
(据 R.G.Wallker,1996)

【曲流河沉积】 meandering river deposit 又称**蛇曲河沉积，高弯度河沉积**。弯度指数 2～13，坡降小，河床稳定，凸岸坝发育，滨河床沙坝不发育，宽深比小(<10)的河流的沉积。



曲流河模式
(据 J.A.L.Allen,1964)

【辫状指数】 braid index 又称**网状指数，游荡性指数**。判别河流性质的一个指数，如下式所示：

$$\text{辫状指数}(B)=\frac{2\times\text{区内滨河床沙坝总长}}{\text{两岸间河床中线长}}$$

【滞留沉积】 lag deposit ❶冲积相沉积类型之一。又称**深槽滞留沉积**(deep trough lag deposit)。沉积在深槽(曲流河中靠近凹岸一侧水最深的部位，水流流速大)的较粗的砂和砾石沉积物。它在横剖面上呈透镜状，具大型槽状交错层理。❷沙漠中由于细粒物质被搬走而残留下的粗粒沉积物。

【凸岸坝沉积】 point bar deposit 又称**边滩沉积**。冲积相沉积类型之一。凸岸坝是形成于曲流河凸岸的堆积地貌。这是由于在曲流河中，水流在凹岸处流速较大，凸岸处流速较小，因此沉积物便在靠凸岸处堆积下来。凸岸坝通常由砂质沉积物组成，在剖面上呈板状沙体，分选较好；下部具大型槽状交错层理和板状交错层理、平行层理，上部具中小型板状交错层理、沙纹交错层理和平行层理。

【滨河床沙坝沉积】 channel bar deposit 又称**心滩沉积**。冲积相沉积类型之一。一种在河道中发育起来的沙坝堆积，它是游荡性河的特征。在地层剖面中呈透镜状砂体，粒度粗，具大型槽状交错层理、平行层理，时有逆行沙波层理。

【天然堤沉积】 natural levee deposit 冲积相沉积类型之一，河流的洪泛期(高水位期)沉积物，由砂质粉砂和砂质泥组成。粗、细沉积常呈互层状，每层厚 10～30 厘米，具爬升沙纹层理、水平层理及波痕，还可见泥裂和虫迹。粗、细互层反映天然堤曾多次被洪水淹没。最大洪水位时，沉积砂泥，洪水位降低时，沉积砂质粉砂。在河流相中，天然堤沉积发育于曲流河凸岸坝沉积之上，辫状河沉积中一般不发育天然堤沉积。

【决口扇沉积】 crevasse-splay deposit 冲积相沉积类型之一。洪水期间，由于河水在天然堤低处溢出或天然堤决口，在堤的下坡及河漫滩的外缘上形成的扇状堆积物。通常由分选中等的细砂、中砂组成。在河流相剖面上表现为透镜状沙体，厚度一般不超过一两米。

【串沟沉积】 chute deposit 冲积相沉积类型之一。又称**凹槽充填沉积**(channel fill deposit)。串沟指曲流河中，由于河水漫岸而在凸岸坝上冲刷出来的凹槽。其中的堆积物即为串沟沉积。它主要由层理良好的粗、细粉砂组成。其前端的粗屑堆积物称为串沟滩。

【河漫滩沉积】 flood-plain deposit 又称**洪泛平原沉积**(flood land deposit)。冲积相沉积类型之一。河漫滩指河流泛滥期，由于洪水漫岸，而被洪水所覆盖的一片平的或近于平坦的地带；它在平时是干的，没有水流。该沉积具水平层理、爬升沙纹层理；分布很稳定，在河流相剖面中位于顶层沉积中。

【河漫盆地沉积】 flood basin deposit 又称**洪泛盆地沉积**。冲积相沉积类型之一。河漫湖位于河漫滩的最低部，这一地带沉积的是漫岸水流中的细悬浮物——粉砂、粘土，层理不清，泥质层中常见泥裂。在干燥气候下，由于地面蒸发强，常出现钙质及铁质结核。在潮湿气候下，植物丛生，发育为岸后沼泽，形成厚达数米的有机堆积物(泥炭)，称为岸后沼泽沉积。

【牛轭湖沉积】 oxbow lake deposit 又称**河床充填沉积**(river bed fill deposit)。常见于曲流河、废弃河道中，它包括推移质和悬移质两部分沉积物，前者是典型的河道沉积，后者属漫岸沉积，因而这类沉积物属过渡性沉积。

【湖泊相】 lacustrine facies 陆相沉积类型之一。在湖泊区因地质作用形成的沉积物。淡水湖泊相的特点是平面上具环带状分布(湖泊边缘沉积物粗，中心部位较细)，沙体延续性较好，具淡水生物化石组合，特征的层状构造是纹泥，常缺乏滨岸相(因不发育潮汐)。常见岩石组分是粘土岩、粉砂岩与砂岩，也常有泥灰岩、硅藻土等。盐湖相形成于大陆干旱气候环境，以各种盐类沉积为主，如石膏、石盐、钾盐、光卤石等，亦有各种细碎屑岩、石灰岩、白云岩伴生。沉积层理为水平层理，带有干裂、雨痕和生物扰动构造。中国各中、新生代大型内陆盆地中有广泛的湖泊相发育，河湖三角洲砂体控制着油气藏储集体的分布。

【沼泽相】 swamp facies 陆相沉积类型之一。在沼泽环境形成的沉积物。地质历史中沼泽发育的主要时代是石炭纪、侏罗纪、新近纪-古近纪，当时气候温暖潮湿，沼泽中植物丛生，有大量的泥炭堆积。泥炭埋藏在地下，经煤化作用转变为煤，所以煤成为古代沼泽相的主要成分。除煤层外，还有炭质页岩、炭质粉砂岩及粘土岩等，它们的典型构造是块状层理、水平层理，偶有小型沙纹层理；常含大量植物化石，并常有黄铁矿、菱铁矿等，反映是在还原环境下生成的。

【过渡相】 marine-continental transition facies 又称**海陆交互相**(marine-continental alternation facies)。指在海洋与大陆之间的过渡环境中，河流与海洋相互作用的沉积物、岩层。过渡环境的特

点是含盐度不正常，含有大量盐度变动生物如藻类、有孔虫、软体动物等。其沉积作用受海陆二者的影响。过渡相包括三角洲相等。过渡相中常见的岩石类型是细粒碎屑岩、粘土岩、碳酸盐岩等，干燥地区的过渡相还有盐类的沉积。

【潟湖相】 lagoon facies 潟湖环境下形成的沉积物。按形成条件的不同，潟湖可分为淡化潟湖相、咸化潟湖相、沼泽化潟湖相等。淡化潟湖相的形成条件是气候潮湿、雨量丰富，有大量的淡水供给。主要由碳酸盐质粉砂岩、粘土岩及粉砂质粘土岩组成。生物种属单调，以海相生物化石为主，常具变态特征，形体变小。单斜交错层理不发育，具波状层理或水平波状层理。咸化潟湖相的形成条件是气候干燥，蒸发作用显著，淡水补给困难。因此，它主要由纯化学沉积岩及细粒碎屑岩组成，并有盐渍化及石膏化砂质粘土岩。生物化石单调，仅见有能适应高盐度的生物化石。单斜交错层理不发育，一般为水平层理或塑性变形层理，层面上常有波痕、泥裂及雨痕等。沼泽化潟湖相是指在湿热的气候条件下，滨海平原上的沼泽化了的淤积盆地。其岩石组分以粘土岩为主，其次是粉砂岩、砂岩、油页岩和煤层。具水平层理及韵律层理。植物化石丰富。

【三角洲相】 delta facies 过渡相沉积类型之一。在三角洲(河流入海或湖处)沉积形成的顶尖朝陆的锥状沉积体系。它主要由水上和水下三角洲平原和向海或湖散开的水下分流河道、河口沙坝和席状沙体等组成。规模大的三角洲，面积可达几十万平方千米，长度可达几十至百余千米。三角洲是陆源沉积物堆积的重要场所，它受着河流、波浪、潮汐和海流等多种作用的影响，沉积环境复杂多变，岩性岩相多种多样，海陆相沉积交替穿插，富含有机质的泥岩和渗透性良好的砂岩都很发育，是油、气生成和聚集极为有利的地带。按照传统的概念，三角洲相可分为顶积层、前积层和底积层三部分。亦有人把它划分为三角洲平原相、三角洲前缘相和前三角洲相。

【三角洲平原相】 delta-plain facies 三角洲相沉积亚类型之一。三角洲平原是三角洲的陆上沉积部分，河流大量分叉地方是它与河流系统的分界处。这一地带沉积环境多样，变化较大，沉积物类型也很多，有支流河道沉积、天然堤沉积、决口扇沉积以及牛轭湖、沼泽、湖泊、支流间海湾等沉积。常由砂岩、粉砂岩、泥岩和泥炭、褐煤等组成交替层，其典型沉积物是河床砂质沉积和沼泽泥炭、褐煤。

【三角洲前缘相】 delta – front facies 三角洲相沉积亚类型之一。三角洲前缘围绕三角洲平原的边缘伸向海洋或湖，呈环带分布，由于它位于海岸线地带，河流带入的沉积物经过海洋作用的再改造、再分配，形成分选好、成分纯净的砂质沉积物集中带，沉积物中平均含沙量高达75%以上，泥质和有机质极少。它又可细分为河口沙坝、水下分流河道、分流间湾及三角洲前缘席状沙。

【前三角洲相】 prodelta facies 三角洲相沉积亚类型之一。前三角洲位于三角洲前缘的向海或湖一方，滨外地区这一地带的沉积物是富含有机质的泥质物质，呈暗色，具细纹理，是良好的生油层。它是由河流搬来的最细粘土悬浮物质和胶体溶液在海底沉积而成的，含海相化石，纯属海相沉积。在泥质含量高的大河三角洲中，它是厚度大、分布广的相带。再向前方和三角洲两侧，则变为陆架沉积。

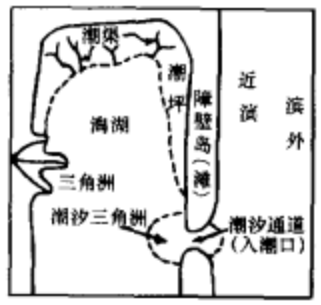
【建设性三角洲沉积】 constructional delta deposit 又称**高建设性三角洲沉积**(high constructional delta deposit)。此种三角洲的形成过程主要受河流作用的控制，海洋作用很次要。支流河水不断地把沉积物带入海中，使海岸线向海方向推进，三角洲平原随之向前扩展。按河流作用的强度及沙体的几何形态，它可又进一步分为伸长状和朵状两种类型。前者是以河流作用为主时形成的极端类型，向海延伸很远，指状沙坝发育。后者是当河流作用强度较前者弱时形成的，其几何形态为向海突出的圆形。总之，河控三角洲具有巨厚三角洲前缘沉积。

【破坏性三角洲沉积】 destructional delta deposit 又称**高破坏性三角洲沉积**(high destructional delta deposit)。此种三角洲的形成过程主要受海洋作用控制，沉积物注入量相对于蓄水体能力来说比较适中，因而河流在携带入海的沉积物同时又被海水作用所改造，于是波浪作用和潮汐作用控制了沙体分布的几何形态。它又可进一步划分为波控三角洲、潮控三角洲以及波控 – 潮控三角洲。三角洲前缘沉积厚度较小，有海滩沙脊及潮道沉积。

【扇三角洲相】 fan delta facies 三角洲相亚类型之一。冲积扇直接进入海或湖中的沉积物。它位于扇三角洲平原，为冲积扇扇根砾岩、扇中辫状河砂岩，发育大型交错层理；还可有泥炭及有机质泥；扇三角洲前缘发育水下支流河道，含砾、粗砂的中、细粒砂岩，偶见粉砂岩、页岩，具中、小型交错层理，河口沙坝发育较差；前扇三角洲为湖相(或海相)页岩、粉砂岩，发育水平层理、沙纹层理。扇三角洲的个体小而个数多，常成群出现，沿湖盆短轴陡坡侧分布，纵剖面上呈厚而短的楔状体，向湖方向很快尖灭。

【海相】 marine facies 海洋环境中形成的沉积物、岩石或岩层。按海底地形和海水深度不同，可细分为滨海相、陆架相、半深海相、深海相等。它的特点是相变不大，可以在较大范围内保持均一的岩性。主要岩石组分是碎屑岩、粘土岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩及碳酸盐岩等。常含有丰富的海相动物化石。

【滨海相】 littoral facies 海相沉积类型之一。海岸是分隔大陆与海洋，并具有海滩微地貌特征的滨海区域。这一地带通常由砂质沉积物构成，但在悬崖海岸，由于母岩受到波浪的破坏作用，也可以出现砾石质沉积物。此外，滨海相沉积也可发生在潟湖、潮汐水道、小海湾等处，它们在这些地方主要沉积细粒沉积物。滨海相沉积在石油地质中是非常重要的，世界上许多含油层都与海岸沙体有关。



滨海相环境

【海滩相】 beach facies 发育在海岸带的沉积。典型的海滩可分为以下几个独立单元，沙丘、后滨、前滨和近滨(临滨)。沙丘是海岸沙经过风的吹扬改造而成的。后滨代表潮上带，位于风暴洪水位与平均高潮线之间。前滨代表潮间带，位于平均高潮线与平均低潮线之间。近滨位于平均低潮线至最大浪基面线之间。在无潮汐海区，前滨不发育，后滨直接递变为近滨。

【海滩脊相】 beach ridge facies 又称**沿岸堤相**(longshore bar facies)。一种在高潮线附近，由较粗沉积物组成的堤状堆积。它是在高潮期和风暴期，激浪把砂砾和贝壳碎屑等物质带到高潮线附近堆积而成的，其前方(向海)常出现砂质海滩。滩脊可呈单脊状或呈一系列平行排列的脊。据研究它的底部侵蚀面之上主要是具水平层理的沙层，往上出现交错层理，细层向大陆方向倾斜，倾角 7° ~ 28°。

【后滨相】 backshore facies 海滩相组成部分之一。位于高潮线之上，只有特大风暴潮时才被海水淹没，主要暴露在水面之上遭受风的改造作用，形成风成沙丘。在陡岸海滩，后滨不发育，

在平原沼泽海岸可形成滩脊型潮滩。

【前滨相】 foreshore facies　海滩相组成部分之一。位于平均高潮线与低潮线之间，是海滩的主要组成部分，受到波浪的往复作用，海滩沉积物以沙为主，分选好，结构成熟度和成分成熟度高，有冲洗交错层理及介壳碎屑发育。

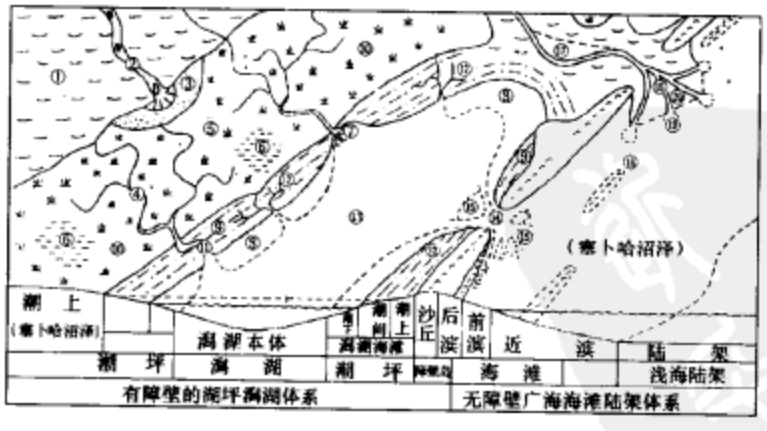
【近滨相】 nearshore facies　又称**滨面相**(shoreface facies)。海滩相组成部分之一。位于平均低潮线之下至正常浪基面之间地带，是陆架与海岸之间过渡区。在近滨的波浪带，能量较高，形成沿岸沙坝，以细砂—中粒砂岩为主，并夹有少量的介壳层，垂向层序从下向上粒度变粗。在较低能量环境，近滨以细砂岩、粉砂岩及泥岩为主，具有浪成沙纹层理。

【千尼尔沙岗】 chenier　又称**滩脊型潮滩**(beach ridge tape tidal bank)。是位于高潮线以上在沼泽向海一侧的沙脊。chenier一词来源于法文 le chéne。其宽可达 150～200 米，高 3 米，长可达 50 千米。位于沼泽地区，是由沉积物供给的变化造成的。当河流供给细粒沉积物减少，暴风时波浪就会对原来的沉积物再作用，形成沙质滩脊，一旦河流供给的细粒沉积物增加，在滩脊的前缘就形成沼泽，若这一过程反复进行，就会形成一系列具有前缘沼泽的滩脊。

【冲越扇沉积】 wash over fans　又称**冲溢扇沉积**。指在猛烈的风暴期，随波浪上冲的水流越过障壁岛顶部，冲刷障壁岛沙，把它带到障壁岛向陆的潟湖一侧而成的扇状堆积物。冲越扇的沙常与潟湖粘土混杂，故含粘土较多，并夹有黑色有机质贝壳屑。

【浪基面】 wave base　又称**浪底**。指波浪作用能波及的海、湖水深度，在此深度以下波浪的作用不再影响到沉积物表面颗粒的运动。浪基面的深度大约等于二分之一表面波长，浅海中通常 20 米左右，湖泊中通常 5～10 米。

【障壁岛沉积】 barrier island deposit　是一种狭长形的高出海水面的砂岩体，平行海岸分布，与海岸之间常有潟湖相隔，故对潟湖起着屏障作用。这种砂岩体向海一侧较陡，向潟湖一侧平缓，由于海岸前缘的潮汐作用、波浪活动或海流作用将沉积物中的砂粒带到海岸附近堆积而成的。由分选好的砂粒沉积或异化粒灰岩组成。与障壁岛类似的砂岩体还有障壁滩、障壁沙坝。障壁岛、障壁滩沉积物亦称**沙嘴坝相**(spit dam facies)。



有障壁海岸地貌景观示意图

1. 冲积平原；2. 辫状河；3. 冲积扇；4. 曲流河；5. 滨岸沼泽；6. 塞卜哈；7. 河流潮汐三角洲；8. 沙坪；9. 混合坪；10. 泥坪；11. 河口湾；12. 潮渠、潮溪；13. 潟湖；14. 潮汐通道；15. 潮汐三角洲；16. 离岸沙坝(浅滩)；17. 凸岸坝；18. 支流河道(三角洲平原)；19. 河口沙坝(水下三角洲)；20. 支流沉积(三角洲平原)

【潮坪潟湖相】 tidal flat lagoon facies　障壁岛后，远离入潮口处的沉积，在低潮时还充满残留海水的浅水盆地区。这一地区主要沉积泥质沉积物。

【潮上带相】 supratidal zone facies　位于平均高潮线与最大涨潮线之间的区域的沉积。正常潮汐作用不能到达，但在大潮或风暴潮时，海水可以淹没，宽达数十到数百里，沉积物主要是泥状至泥粒状纹层白云岩、石膏质白云岩、隐藻类纹层石灰岩、隐藻类纹层白云岩等。由于本带的盐度变动极大，仅有蓝绿藻类发育，罕见小型薄壳有孔虫、介形虫、软体动物及外来贝壳夹层和植物根等。鸟眼构造、不规则纹层、干缩裂缝、泥卷构造及膏盐假晶等发育。

【塞卜哈】 sabkha　曾译**萨勃哈**，又称**潮上盐坪**(supratidal salar)。sabkha 原系阿拉伯语，意指盐沼地，对于潮上带的盐坪称海岸塞卜哈，对于大陆内形成的干盐湖称大陆塞卜哈。主要由膏质白云岩组成，常与藻层纹石白云岩共生。

【潮间带相】 intertidal zone facies　位于平均高潮线与平均低潮线之间的区域的沉积，宽数万米。潮坪主要由泥晶石灰岩、球粒石灰岩组成，常发生白云石化。含腹足类、有孔虫及藻类叠层石。具生物扰动构造、生物潜穴及水平层理，局部见小型交错层理、干裂等。

【潮下带相】 subtidal zone facies　位于平均低潮线与浪基面之间的区域形成的沉积。这一区域水浅，阳光充足，氧气充分，波浪活动频繁，从潮坪及陆架地区带来丰富的养料，故大量底栖生物发育，有珊瑚、苔藓动物、棘皮动物、海绵类、层孔虫、腕足类及软体动物等，行光合作用的钙藻也大量繁殖。由于水浅蒸发量大，海水经常处于过饱和状态，沉淀大量灰泥。在气候温暖，有海风影响，陆源物质供给很少以及海底地形平缓倾斜时，可以在碎波带出现岸礁或沿岸鲕粒沙堤，这时礁后或坝后形成潟湖环境，以球粒泥晶灰岩和生物泥晶灰岩为主，粟粒有孔虫、绿藻、软体动物等广盐种生物大量繁殖。

【碳酸盐岩隆】 carbonate buildup　一个向上凸起的碳酸盐沉积体。在横向上规模有限，不涉及成因和内部的组成。可以是一个礁丘、灰泥丘或滩。

【生物礁堆积】 organic reef　一般是指狭义的生物礁或有生物建造的抗浪骨架的碳酸盐岩隆。主要的造礁生物有：珊瑚、海绵、苔藓虫、层孔虫、厚壳蛤等，寒武纪及前寒武纪时期藻类成为主要造礁生物，成为主要护礁生物。生物礁按形态类型有：点礁、宝塔礁(尖礁)、环礁、裙礁(岸礁)、堡礁(堤礁、障壁礁)。生物礁按成因类型有：**生态礁**(ecologic reef)是在相对一段时间内形成的具有坚固的、抗浪的地貌突起的礁体，与狭义的生物礁属同义语；**生物丘**(bioherm)，表示生物成因的、夹于不同灰岩之间的、形态呈透镜状的碳酸盐岩隆，它们大都是由生物原地堆积作用所造成的；**生物层**(biostrome)，是一种真正的层状体，也是由生物生长所形成的，如贝壳层、富含珊瑚层、板状层孔虫层等；**灰泥丘**(lime mound)，为大量泥晶灰岩的丘状堆积体，为枝状生物的捕集或障积灰泥所形成的。按礁的生长速率与相对海平面变化，可分为**退积礁**(retrogradation reef)，礁的生长速率小于海平面升降变化的速率，礁体生长不断向陆侧迁移；**加积礁**(aggradation reef)，礁的生长速率近于或等于海平面升降变化的速率，礁体向上垂直生长；**进积礁**(progradation reef)，礁体生长速率大于海平面升降变化速率，礁体向海进积增长。

【碳酸盐台地相】 carbonate platform facies　具有近于水平的顶和边缘倾斜陡(从几度到 60°或更大)的台缘斜坡的大型碳酸盐沉积体。台地内属浅水碳酸盐沉积，台地边缘为波浪搅动带的礁滩石灰岩沉积，台缘斜坡为角砾灰岩、粒泥灰岩、滑塌石灰岩、钙屑浊积岩等沉积，进入深水盆地为远洋泥晶灰岩，浮游生物灰岩、页岩夹稀少远源细粒钙屑浊积岩等沉积。

【局限台地相】 restricted platform facies　受礁、滩限制的海湾、

潟湖沉积体，主要是成层状的球粒(团粒)灰岩或泥晶灰岩，或含燧石和潜穴的骨粒泥粒灰岩、泥晶灰岩，局部夹有生物层。有的有潮缘窗孔灰岩与隐藻灰岩的薄互层，反映潟湖向潮汐水面变浅的旋回沉积。

【台地潮坪相】 platform tidal flat facies 平均低潮线至最大高潮线之间的地带的沉积。通常为旋回性的、向上变浅的、厚约1～10米的岩石组合。在潮湿气候带，其层序主要是潮下到潮间的具潜穴的灰岩和潮上隐藻纹层灰岩，也可有陆上淡水藻沼泽沉积，煤或硅质碎屑岩。在干旱气候带，其层序是有或无潜穴的潟湖相灰岩和隐藻灰岩帽，其上覆有大量的潮间席状隐藻纹层灰岩、潮上蒸发岩(塞卜哈)，风成的或冲积的碎屑岩等。

【开阔台地相】 open platform facies 台地边缘后的海峡、开放潟湖、海湾环境沉积。一般水浅(最多几十米)、盐度基本正常、循环作用中等，主要为泥粒灰岩、泥晶灰岩、尖礁及有各种受限制的和广海的生物群的生物层。水平潜穴发育。

【台地边缘浅滩相】 shoal of platform-margin facies 台地边缘的沙洲、浅滩、扇状或带状的滨外潮汐沙坝或沙丘岛的沉积。主要有各种颗粒(包括鲕粒、骨屑、介壳、核形石、球粒)的亮晶灰岩、泥粒灰岩，颗粒磨圆、分选较好，具大型交错层理。

【台地边缘生物礁】 reef of platform-margin 在台地边缘前斜坡的坡度、水的能量、造礁生物的数量、生物的生产力及生物粘结、捕获作用等影响下生成的生物礁体。按其生态特征的变化，可以分出三种台地边缘生物岩层剖面：第一种低能缓坡边缘，由细枝状生物阻挡斜坡的悬浮灰泥堆积而形成的生物(可破碎成碎屑)泥丘；第二种中能缓坡边缘，由孤立的、抗浪能力较弱的造礁生物丛或生物席，从浪基面下生长到浪基面附近并和稳定钙屑堆积物的生物一起组成的圆丘礁；第三种高能陡坡边缘，由抗浪能力强的柱状、块状造礁生物组成的堡礁或线状的丘礁群，可从浪基面一直生长到碎波带，骨架间充填生物及针状文石或高镁方解石胶结物或为亮晶方解石胶结(古代礁)。

【深水陆架相】 deep shelf facies 又称**深水缓坡**(deep ramp facies)。在陆表海清水环境，浅水碳酸盐台地与陆架一致，台地边缘斜坡直接过渡到广海盆地，陆缘海的浅水、清水环境常出现碳酸盐台地，台地外缘存在深水陆架，再往外海出现陆架边缘斜坡及广海盆地。深水陆架水深几十米到200米，盐度正常，水循环良好，在正常浪基面之下可以受到间歇性风暴洋的影响，主要由燧石质及结核状(瘤状)成层的骨粒泥粒灰岩或粒泥灰岩组成，含大量完整多属种的广海生物化石，觅食迹及潜穴系统发育，夹有风暴沉积。

【斜坡盆地相】 slope-basin facies 在陡斜坡的台地、斜坡和盆地的沉积体，具有大量碎屑灰岩和台地边缘来的灰泥沉积的泥晶灰岩、陆源泥质岩及钙屑浊积岩的互层沉积。大多数缓斜坡的台地、斜坡及盆地沉积，为薄层状的灰泥石灰岩和陆源泥质岩，通常夹很少的重力流灰岩。斜坡和盆地沉积常含有外来生物屑、广海底栖生物群化石及浮游生物层，以及螺旋迹、类沙蚕迹化石。在缺氧的外斜坡及盆地沉积，缺乏底栖生物，沉积的纹层保存完整而没有生物潜穴。

【等斜缓坡相】 homoclinal ramp facies 具有平缓坡度(通常小于1°)的碳酸盐缓坡。近岸带为潮坪、潟湖、浅滩等浅水沉积组合，向海逐渐过渡为较深水缓坡泥质泥粒灰岩或泥晶灰岩、瘤状灰岩夹风暴岩，含完整的广海底栖动物化石及生物潜穴，在下斜坡有生物泥丘，斜坡渐进入盆地为泥晶灰岩及页岩互层，罕见重力流的碎屑灰岩及浊积灰岩沉积。

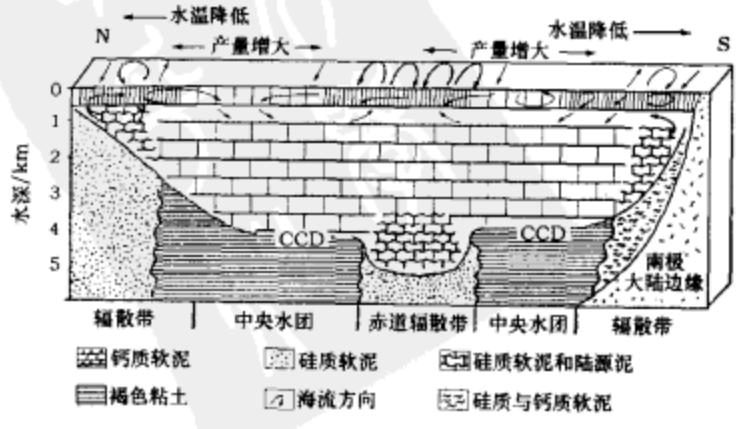
【末端变陡缓坡相】 distally steepened ramp facies 是指具有坡折带的缓坡，但浅水高能浅滩带不在坡折带上，它位于坡折带后数千米，因而在深水缓坡或斜坡出现滑塌角砾灰岩，而缺少浅水台地来的砂砾内碎屑及礁屑角砾等，其余沉积相带特征与等斜缓坡相似。

【碳酸盐缓坡相】 carbonate ramp facies 大陆边缘的大型碳酸盐沉积体。为向海缓倾斜的斜坡(倾角小于1°)，没有明显的坡折带，近滨带为浅水波浪搅动沉积，向海逐渐变为较深水低能沉积，中间无高能带沉积，因而一般未见深水砾屑灰岩及钙屑浊积岩。

【镶边台地相】 rimmed platform facies 一种浅水碳酸盐台地，具有高能的浅滩及礁带，向海侧为大陆架坡折带，随着坡度的减小而进入盆地，沉积特征与碳酸盐台地相同。如果台地边缘碳酸盐的沉积速率大于海平面的上升幅度，则形成向广海推进型的加积边缘；如果台缘碳酸盐沉积速率近于或等于海平面的上升幅度，则形成陡立的带有沟槽的边缘甚至产生侵蚀边缘；如果台缘碳酸盐沉积速率小于海平面的上升幅度，将出现阶梯状逐级后退的台地边缘，台地上生长尖礁。

【孤立台地相】 isolated platform facies 位于大洋之中，离开陆架常有数十到数百千米，常位于断陷陆壳或过渡壳之上，并被深水所包围。台地外缘为环礁带，内缘为骨屑灰岩或鲕粒灰岩，内部为团粒灰岩和泥晶灰岩。台地边缘前斜坡为碎石堆、滑塌和重力流碳酸盐沉积，盆地为远源钙屑浊积岩、浮游生物灰岩及泥晶灰岩。

【碳酸盐溶解层】 carbonate solution level 在现代海洋中，由于 CO_3^{2-} 的浓度和碳酸钙饱和度的变化，对不同碳酸盐矿物溶跃层的补偿深度是各不相同的。在阿尔卑斯-地中海海域中生代深水碳酸盐溶跃层的变动，可以作为例子来说明。浅水碳酸盐中的文石针或颗粒通过1000米水深的文石溶跃层发生大量溶解，在缓慢堆积过程中，沉积物中的文石的持续溶解导致方解石的沉淀，形成瘤状灰岩。文石完全溶解面的深度，称**文石补偿深度**(ACD, aragonite compensation depth)，水深大致是1700米左右，在这个面以下为方解石溶跃层，即约2000米水深之间的地带，只有方解石质沉积物，溶解非常缓慢而不发生胶结作用，形成薄层状远洋灰岩，如钙质放射虫(镁方解石壳)灰岩。到方解石溶跃层以下至**方解石补偿深度**(CCD, calcite compensation depth)，即约2500米水深之间的地带，易于溶解的碳酸盐沉积物与难溶的 SiO_2 沉积物，由于差异压实作用形成不规则条带状(硅质)钙质放射虫灰岩。到方解石补偿深度以下，所有碳酸盐全被溶解，形成成层性很好的条状硅质放射虫岩。以上这些碳酸盐溶解面，随着不同地质时期及不同海洋环境，因碳酸盐的生产率、海水温度、CO_3^{2-} 的含量变化而有所改变。现代太平洋的



现代太平洋的方解石补偿深度及深水沉积类型
(据小泉格，1980)

方解石补偿深度及深水沉积类型见图。

【陆架相】 shelf facies　即**陆架沉积**(shelf deposit)。海相沉积类型之一。大陆架指平均低潮线以下到水深约 200 米的水下地区,再往下便进入大陆架坡折。现代陆架沉积是由粉砂质粘土或粘土质粉砂构成的。近岸陆架通常还包括粗粉砂或细粒砂层,它是在大风暴期形成的,所以也称风暴砂层。古代陆架沉积中常含各种形态的砂岩体,分选好,交错层发育,可见海绿石、胶磷矿、长石等海相自生矿物。

【岩崩沉积】 rock fall deposit　即在陡崖或同沉积断裂陡斜坡或碳酸盐台地的跌积边缘,碎石块突然、迅速地自由崩落或滚动,形成的堆积。分选差、碎块大小悬殊、杂乱堆积,厚度变化大。

【滑移沉积】 sliding deposit　半固结的,沿底部剪切面运动,并且保持某些内部构造(如层理)的沉积物块体。在大于 0.5°的斜坡上,均可产生滑移。块体规模超过 1 立方千米,厚度可从几厘米到大于 100 米。

【碎积相】 debrite facies　由泥石流形成的块状无组构杂基支撑的砾质泥岩组成,或由块状有组构颗粒支撑的泥质砾岩或砾屑灰岩组成。砾石或砾屑大小变化大、分选差,砾石长轴平行流动方向,大的砾石可凸出在层面上;砾石层的厚度变化大,底部有侵蚀构造,由于剪切作用,底部可有叠瓦状排列的逆粒序,上部变为正粒序,再向上为浊积岩覆盖。

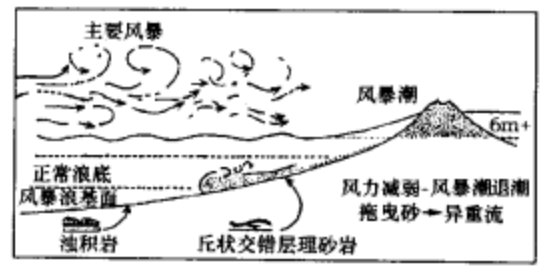
【浊积相】 turbidite facies　浊流沉积作用形成的不同沉积组合,通常代表一种半深海-深海的独特沉积。依岩石的成分可分为钙屑浊积岩和非钙屑浊积岩(陆源碎屑浊积岩和火山碎屑浊积岩)。钙屑浊积岩由粒屑灰岩、泥粒灰岩与泥晶灰岩互层组成;非钙屑浊积岩为砾岩、砂岩、粉砂岩与泥岩(页岩)互层,其中砂岩以杂砂岩、长石杂砂岩、岩屑杂砂岩为主。在宏观上,浊积岩成巨厚的韵律互层,具有特殊的结构与沉积构造。杂基含量较高(大于 15%),有鲍马层序。底部有各种底面印铸型,如槽铸型、沟铸型、锥铸型和重荷铸型等。再沉积的浅水底栖生物化石(常含于砂岩、粉砂岩中)与深水的浮游生物化石(常含于泥岩、页岩中)相伴存在。浊积岩常出现于深水沉积及与其他沉积物重力流沉积相伴生。顺浊流流向,浊积岩在岩性上与沉积构造上有明显的变化,因而沃克按形成位置把浊积岩分为**近源浊积岩**(proximal turbidite)和**远源浊积岩**(distal turbidite),两者的区别如下:

近源相和远源相的浊积岩层序的对比

近　源　相	远　源　相
岩层厚、粒粗	岩层薄、粒细
单层的砂岩经常合并成厚的岩层	单层的砂岩很少合并在一起
岩层的厚度不规则	岩层平行,成规则的层状
冲刷侵蚀痕常见	冲刷侵蚀痕少见
砂岩间的泥岩少或缺失,砂岩/泥岩的比率高	砂岩间的泥岩多,砂岩/泥岩的比率低
砂岩的顶底往往明显,有许多为 A、E 层段	砂岩的底明显,向顶部渐变细,A、E 层段少
纹层、砂纹交错层不常见	纹层、砂纹交错层常见
槽铸型比沟铸型出现得更频繁	沟铸型比槽铸型更常见

(据 R.G.Walker,1976)

【风暴沉积】 tempestite deposit　由风暴潮掀起陆架上的沉积物,及由风暴潮的离岸流搅起海滩沙,形成向海方向流动的异重流,当风暴减弱时,在风暴浪基面之下形成的沉积物或岩石称为**风暴岩**(tempestite)。风暴岩的沉积层序:①冲刷面,由强大的风暴流或风暴浪搅动早期的沉积物(多为陆架泥),形成具冲沟、冲槽和工具痕等特征的冲刷面;②递进层,由较粗的滞留沉积物(粗砂或细砾)组成,由下向上粒度逐渐变细,有些风暴岩,冲刷面上有介壳层;③平行层理段;④丘状交错层理段,是风暴岩的重要识别标志;⑤水平层段,随着风暴作用的减弱而出现的缓流沉积物,有时在水平层之上可见有浪成沙纹的沉积物;⑥泥质沉积物,为正常天气的浪底下的安静环境沉积,生物扰动构造发育。风暴岩与浊积岩的区别是:①流态,浊流是单向的,风暴流是双向或多向的,局部也可呈单向;②层序组合,浊积岩属深水沉积组合,而风暴岩为浅水组合;③垂向层序及层内沉积构造,风暴岩与浊积岩具有相似的鲍马层序,但风暴岩内具有典型的丘状交错层理,而浊积岩中绝对没有;④层面构造,风暴岩中常见特殊的渠槽和钵模,而浊积岩常见槽模和重荷模;⑤生物标志,风暴岩中化石组合标志着浅水陆架环境,而浊积岩中既有浅水生物化石,也有深水生物化石,表现为原地和异地生物混杂。此外遗迹化石也有不同,风暴岩中以叶迹、针迹为主,浊积岩中以弯曲及网状觅食迹为特征。



主要风暴与风暴潮的形成关系联系理想图解
(据 Norward and Nelson et. al., 1983)

【等深流沉积物】 contourite deposit　等深流在大陆坡基脚上形成的沉积物。它实际上是由等深流对浊流沉积物、半远洋沉积物改造而成的岩石组合。与浊积物不同,它具有清晰的薄层理,粒级较细而且分选良好,形成各种底形,它从小流痕到具有数米波幅和数千米波长的大型沉积波或沙丘以及沉积脊。如在北美东岸布莱克-巴哈马外沉积脊和大安得列斯外沉积脊等。

【等深沉积相】 contourite facies　等深流沉积物形成的岩石。等深沉积岩是由浅灰色均一的粉砂质粘土和含泥很少的石英粉砂薄层组成。实际上是由等深流对浊流沉积物、半远洋沉积物改造而成的岩石组合,呈似层状透镜体,与浊积岩不同之处,是缺乏鲍马层序,不发育印痕,常有牵引流沉积构造,分选好,泥质含量少等。根据粒度组成可划分为:泥质等深积岩,又称**雾积岩**(nepheloid sediment rock)和砂质等深积岩,又称**簸积岩**(winnowite)。

【复理石沉积】 flysch　复理石一词源于阿尔卑斯山的复理石地区,指厚度有几千米,几乎是连续的沉积。它具有沙纹层理及底模构造,为递变的灰色杂砂岩与粉砂质页岩及页岩呈韵律互层。1938 年,琼斯(Jones)命名为复理石沉积。复理石的沉积往往出现在地槽构造环境,所以复理石曾被作为构造名词使用,阿尔卑斯山的复理石为典型的浊流沉积。后来将复理石这一术语用于深海平原的浊流沉积。

【大陆坡相】 continental slope facies　大陆斜坡位于外陆架或大陆架坡折与大陆隆之间最陡的部分,一般为 3°~6°,峡谷和海底陡坡可超过 15°。有许多网状峡谷和较小的冲沟,主要有远洋、半远洋沉积及滑塌沉积和沉积物重力流沉积。由水平纹层发育、含大量浮游生物的薄层泥岩(页岩)、泥灰岩、泥晶灰岩组成,岩层中夹有规模不等的变形层和滑塌岩、碎积岩、浊积岩。

【浊积扇沉积】 turbidite fan deposit　又称**海底扇沉积**。在大陆坡与盆地平原间,由再沉积作用形成的锥状和扇状堆积体,主要由泥石流、浊流沉积及远洋沉积组成。扇的表面包括有水道、堤和水道间的沉积。在纵向剖面上可分为上扇(内扇)、中扇、下扇(外扇)。

【深海盆地平原沉积】 basin plains deposit 深海环境中水最深区域的沉积，主要由低密度浊流沉积、远洋和半远洋沉积物组成。主要特征为薄层砂岩、页岩、硅质岩的稳定规则的互层，在纵向和横向上没有急剧的变厚和变薄的现象，有放射虫、颗石藻等浮游生物的化石。古大洋的盆地平原还可有蛇绿岩。

【远洋沉积】 pelagic sediments 远离大陆的洋区的悬浮物(主要为浮游生物，如放射虫、抱球虫、硅藻、颗石藻、翼足类等及粘土、粉砂、灰泥)从水体中缓慢沉降形成的沉积，其沉积物组成的岩石称**远洋岩**(pelagic rock)。

【半远洋沉积】 hemipelagic sediment 在许多深海，特别是大陆斜坡和紧挨陆地的深水盆地中，沉积物中粉砂级的陆源组分如石英、长石及其他物质(如火山物质)含量比例大于40%时，称半远洋沉积，成岩后称**半远洋岩**(hemipelagite)。

【半深海相】 bathyal facies 又称**次深海相**。海相沉积类型之一。形成于大陆坡地区，海水深度200～2000米或3000米。现代大洋中的半深海相沉积物有蓝色软泥、红色软泥、绿色软泥和砂、火山软泥和砂、碳酸盐软泥和砂、珊瑚软泥等。古代半深海相在岩石成分上与陆架深处沉积物相似，唯一的区别标志是动物群的特点，半深海动物群的特点是大嘴、大眼、介壳为薄壁状及骨骼软等。

【深海相】 abyssal facies 海相沉积类型之一。形成于大洋底部，海水深度大于2000～3000米的沉积。海深相中的主要沉积物是含抱球虫的石灰质软泥、含硅藻和放射虫的硅质软泥、红色软泥等。近年来由于海洋地质学的迅速发展，逐渐揭开了深海沉积的秘密。许多资料证实，由于浊流沉积作用，在深海中沉积有厚度大、面积广的浊积岩。

【沉积地球化学相】 sedimentary geochemical facies 按地球化学参数(pH值与 E_h 值)划分的，具有某种成因标志的沉积物或岩石组合。常见的划分方法如下：①海洋地球化学相、硫化氢相、菱铁矿相、鲕绿泥石相、海绿石相、磷块岩相、氧化相、超氧化相、白云岩相及海洋盐类相；②大陆地球化学相、红土相、硬磐相、沙漠相、可溶大陆盐类相、铁矿相及煤炭相。

【岩比图】 petrographic comparison map 指根据区域内若干剖面中计算出的两种岩石比率所作出的图件。通常采用的是，碎屑岩比为第一比率；砂页岩比为第二比率。可以表示平面上岩性的变化特征，判别沉积环境。

【沉积盆地】 sedimentary basin, depositional basin 地壳中凹陷下沉并有沉积物堆积的大范围低洼地区。有盆形、槽形、湾形等。按不同特点可以分为大洋型地壳盆地、大陆型地壳盆地以及过渡型地壳盆地；大陆边缘盆地、克拉通盆地以及断陷盆地等。

【裂谷盆地】 rift basin 岩石圈板块作背向水平运动或地幔隆起时地壳中发育的、在地貌上表现为对称或不对称的中央深凹的谷地。按其所处位置可分为大陆裂谷、陆缘裂谷、陆间裂谷和大洋裂谷。

【大洋边缘盆地】 ocean marginal basin 离散边缘盆地类型之一。指裂谷继续扩大时，地壳破裂并发生沉陷，部分或断续地发生淹没而形成的原始大洋湾。它的沉积特征是发育蒸发岩。可分年轻的红海型和成熟的大西洋型两种类型。

【前陆盆地】 foreland basin 由于造山带和山链的生长并向陆迁移而在克拉通边缘形成的箕状凹陷。相对于造山带，处于前陆位置。是大陆碰撞及缝合期间发育的盆地，属挤压型盆地。

【周缘盆地】 peripheral basin 又称**前渊盆地**(foredeep basin)。它是由于两个板块的碰撞而在聚合带消减板块上发育起来的沉积盆地。其沉积特征是：早期发育深水相滑塌沉积物和重力流沉积物，晚期发育非海相冲积物。盆地轴向往往与主构造方向一致。

【板内拉张盆地】 intraplate-extensional basin 板块内部在拉张作用下地壳变薄，莫霍面上板块失去稳定性和刚性，出现强烈的构造活化作用，地表陷落所形成的盆地。张性断裂十分发育。中国东部的拉张盆地是此类盆地的典型代表。

【缝合盆地】 suture basin 与缝合带伴生的盆地。随缝合过程的复杂变化形成的不同式样的沉积盆地。其沉积物数量巨大且变化复杂。

【被动大陆边缘盆地】 passive continental margin basin 分布在被动大陆边缘的盆地，又称大西洋大陆边缘盆地，是一个从大陆向大洋过渡的广阔带，地壳稳定。主要形成砂质粘土岩建造、石英岩建造和灰岩建造。

【活动大陆边缘盆地】 active continental margin basin 分布在活动大陆边缘的盆地，包括弧前盆地、弧后盆地等。活动大陆边缘为聚合型，其产生与板块俯冲作用有关，它有一个活动地带，其后有火山作用，在俯冲带与地面结合处有深海沟。其沉积物复杂。

【走滑拉分盆地】 strike-slip pull-apart basin 是走滑断层拉伸中形成的断陷构造盆地。是一种张剪性盆地。其发育快、沉降快、沉积速率大、沉积厚度大、沉积相变化迅速。可形成早期为陆相，继之为海相或潟湖相的双层沉积结构。

成岩作用

【沉积物】 sediment 一种沉积在陆地或水盆地中的松散碎屑物质、有机物质和化学沉淀物。如砾石、砂、粘土、灰泥、生物残骸等。它的主要来源是母岩风化的产物，其次是火山喷发物、有机物和宇宙物质等。

【沉积作用】 deposition, sedimentation 被搬运的物质由于搬运介质的物理、化学条件的改变，呈有规律地沉淀、堆积的现象。沉积作用可分为大陆的和海洋的两大类。大陆的沉积作用按介质不同有风、地面流水、地下水、冰川和湖沼等沉积类型；海洋中因为能够大量接纳由各种外力地质作用搬运来的物质，同时由于海底剥蚀作用相对减弱，故沉积作用非常发育。大陆或海洋中由生物遗体或生物分泌物质堆积而成的沉积称为生物沉积。此外，按沉积作用的方式还可分为机械的、化学的和生物的三种类型。

【同生作用】 syngenesis 指沉积物沉积后被埋以前，沉积物表层与底层水之间所发生的一系列作用和反应。沉积物发生同生作用的时期称同生阶段或同生期。同生作用用于海洋沉积时，称海解作用，用于大陆淡水沉积时，称为陆解作用。海解作用阶段的代表性矿物是海绿石、钙十字沸石和沸石，以及结核型铁、锰质矿物。

【准同生作用】 penecontemporaneous 发生于沉积物沉积后不久的一种作用，沉积物与上覆水体已基本脱离，其沉积环境未发生变化，属于早期成岩作用。

【成岩作用】 diagenesis 成岩作用一词，由贡别尔(Von Gümbel, C.W.1886)提出。用以描述结晶片岩和片麻岩的形成作用，1894年Walker将此词引用到沉积学中，用来描述沉积物转变为沉积岩的形成作用。后来，不同的学者对成岩作用的解释及阶段的划分不一，存在着广义和狭义的理解。广义的成岩作用是指沉积物沉积后直到变质作用开始以前所发生的变化，

被欧美学者所采用，也相当鲁欣（1953、1956）提出的石化作用。狭义的成岩作用指沉积物被新的沉积物覆盖，使之与底层水隔绝，主要与粒间水（孔隙水）作用，使沉积物固结成沉积岩的作用。此含义被前苏联和中国许多沉积学学者所采用。将同生作用和成岩作用两个阶段合成一起，相当于欧美学者（G. V. Chilingar, 1967）的早期成岩作用或费尔布里奇（R. W. Fairbridge 1966、1983）所称的**同生成岩作用**（syngenetic diagenesis）或德国学者 H·Füchtbauer（1972）所称**早期埋藏阶段**（cogenetic stage）或**浅埋作用阶段**。一般情况下，成岩作用阶段的沉积物被新的沉积物覆盖，使之与底层水隔绝，但仍处在低温、低压条件下，由于厌氧细菌的作用，使有机质腐烂分解，产生 H_2S、CH_4、NH_3、CO_2 等气体，E_h 降至 -0.4 或 -0.6，成为还原条件；而 pH 急剧加大，常可达 9 以上。在此种介质条件下，沉积物中早先的高价铁、锰氧化物可被还原，产生低价铁、锰硫化物（如莓状黄铁矿、硫锰矿），并形成菱铁矿、方解石、鳞绿泥石等，成为成岩作用早期阶段的突出特点。在成岩作用晚期阶段，由于物质再分配，形成碳酸盐、硅质、硫化物及其他成分的结核，沉积物最终固结成岩石。

【后生作用】 epigenesis　沉积物固结为岩石以后至变质作用以前所发生的作用。此时由于温度升高，上覆岩层的压力加大以及深部地下水沿裂缝上升，而发生交代作用、重结晶作用、压溶作用等后生作用，此时形成的矿物晶体粗大。欧美一些学者将此阶段称为**晚期成岩阶段**（telogenetic stage），德国学者称为**深埋藏阶段**（depth buried stage），俄罗斯学者鲁欣称为**进后生作用**（prograde epigenesis）。

【表生成岩作用】 epidiagenesis　深部沉积岩抬升到近地表，主要在大气渗滤水和浅部地下水（包括上升水）的影响下所发生的作用。它与风化作用不同，主要表现为溶蚀、充填、交代作用以及某些物质的次生富集成矿作用。风化作用主要是潜水面以上发生的岩石分解和成壤作用，是一种去石化作用。表生成岩作用可向风化作用过渡。俄罗斯学者鲁欣称为**退后生作用**（catagenesis）。

【海解作用】 halmyrolysis　指颗粒刚刚沉积于海底，直至它被新的沉积埋藏覆盖之前，与底层海水之间的一种化学反应作用。大致上相当于咸水介质中的同生作用。大洋中的铁锰结核、海绿石、某些沸石都是海解作用的产物。

【陆解作用】 aquatolysis　在大陆淡水环境下被搬运物质与搬运介质之间的化学反应作用。典型的例子是云母类矿物在河、湖的搬运过程中转变为粘土矿物。陆解作用远不如海解作用重要和广泛。

【冰川沉积作用】 glacial deposit　在冰川运动中或消融时因搬运能力降低，而将其携带的各种岩石碎屑，沉积下来的堆积作用。

【冰水沉积作用】 glaciofluvial deposit, fluvioglacial deposit, aqueoglacial deposit, outwash　冰川融化后的水流中所挟带着的大小不同碎屑物质在水道逐渐沉积的作用。一般距离冰川源近的沉积颗粒粗大，较远的逐渐越来越细，呈现一定的层次。

【压实作用】 compaction　又称**压固作用**、**压缩作用**。是成岩作用的一种方式。指沉积物沉积后，由于上覆沉积物不断加厚，在重荷压力下所发生的作用。通过压实作用沉积物发生脱水，孔隙度降低，体积缩小，密度增大，松软的沉积物变成固结的岩石。例如泥炭，通过压实体积缩小（到 1/20 ~ 1/30）后，便转变为坚硬的煤。研究资料表明，碎屑沉积物在 300 米深处，受压实作用影响，其所含 75% 以上的水已被排出，石英砂岩由 40% 左右的原始孔隙降低至 30% ~ 10%。

【压溶作用】 pressure solution　在上覆重荷的压力下，沉积岩中的一些颗粒接触处有较高的有效压力，使点上的溶解度增大，从而使颗粒发生溶解的作用称为压溶作用。包含有物理作用和化学作用两方面。压溶作用将引起颗粒接触处的晶格形变和溶解。例如使碎屑岩及碳酸盐岩中的碎屑或颗粒呈凹凸接触，形成压入坑，甚至成缝合线状接触。一般在受力方向上发生溶解，而在垂直力的方向上发生沉淀，如有些石英砂岩的次生加大边就属压溶作用的产物。少量粘土矿物的存在，能大大促进石英的溶解作用。

【次生加大作用】 secondary enlargement　又称**再生生长**（regeneration）。在碎屑矿物的周围沉淀生长同一种矿物晶体的现象。碎屑矿物与自生结晶的部分在光性方位上完全一致，在正交偏光镜下可以看到有相同的干涉色和消光位。可以发生次生加大现象的矿物有石英、长石、方解石、锆石及生物碎片等。

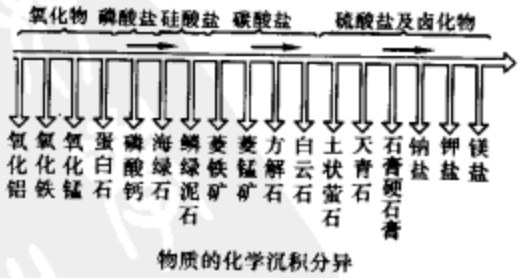
【胶体陈化作用】 colloid ageing　胶体由于压力的加大、温度的升高，或随时间的发展而脱水，过渡为偏胶体，形成稳定的自生矿物的现象。例如在自然界中，无序的含水二氧化硅凝胶体是蛋白石，在成岩作用及后生作用过程中，逐渐脱水而过渡为玉髓，随后转变为微晶石英，最后重结晶为有序性很好的石英。

【沉积分异作用】 sedimentary differentiation　岩石母岩风化产物及其他来源的混杂沉积物，在搬运沉积过程中，按照物理的（或机械的）、化学的性能分别按一定顺序相互分离并重新组合的沉积作用。沉积分异作用分为机械和化学的二类。

【沉积交代作用】 sedimentary replacement　一种发生在沉积物或沉积岩内，一种新的矿物对已有矿物的化学替代作用。它主要发生在成岩期和后生期，作用时有物质的带入和带出。例如，碳酸钙沉积物或石灰岩的白云石化作用，便是溶液中的镁置换钙的作用。常见的有氧化硅与方解石相互交代作用，方解石对长石、粘土矿物交代等。

【沉积重结晶作用】 sedimentary recrystallization　岩石中矿物组分以溶解、再沉淀或固体扩散等方式，使细小晶粒集结成粗大晶粒的过程。它与交代作用不同，重结晶前后矿物晶形、大小排列方式改变而成分不变。根据热力学第二定律，任何一种物质由一种转变为另一种相都伴随着自由能的减小，因此重结晶后晶体总能量亦趋于减小。重结晶作用主要发生在成岩后生阶段。如微晶方解石变为粗晶方解石、隐晶质的胶磷矿转变为显晶质的磷灰石，隐晶质高岭石转变为鳞片状或蠕虫状的结晶高岭石，莓球状黄铁矿变为立方体黄铁矿等。

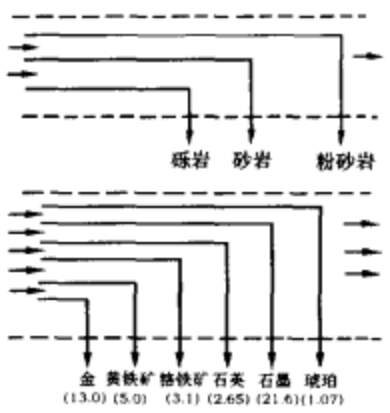
【化学沉积分异作用】 chemical sedimentary differentiation　溶解物质由于溶解度和浓度不同，以及溶液本身的化学成分、温度、酸碱度等因素的影响，常有一定的沉淀顺序，这种作用叫化学沉积分异作用。普斯托瓦洛夫（Пустовалов, 1954）提出的化学沉积分异顺序（如图从左至右），在一定的条件下，按照氧化物→磷酸盐→硅酸盐→碳酸盐→硫酸盐→卤化物顺序沉淀。



化学沉积分异顺序示意图
（据普斯托瓦洛夫, 1954）

【机械沉积分异作用】 mechanical sedimentary differentiation　碎屑物质在搬运和沉积过程中按颗粒的大小、密度、形状、矿物成分进行分异。机械分异可形成各种不同粒级的碎屑岩，如砾

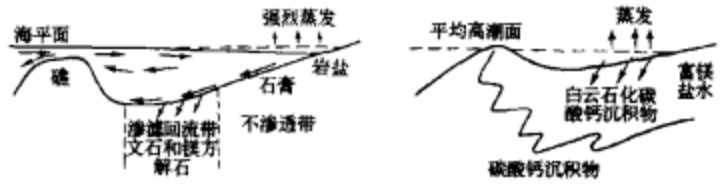
岩、砂岩、粉砂岩等。也可以使密度大而体积小的矿物与密度小而体积大的矿物堆积在一起，如含金砾岩。沉淀分异作用是沉积学中一种重要的沉积作用和客观存在的沉积地质规律(如附图所示普斯托瓦洛夫的沉积分异模式)，但普氏的沉淀分异模式过于简单化和理想化，仅从物理化学原理考虑沉积作用，没有考虑外界条件的控制和影响，因此与实际情况常有出入。



机械沉积分异作用
(按颗粒密度分异)

【胶结作用】 cementation 松散的碎屑颗粒通过粒间孔隙水的化学沉淀而转变为固结的坚硬岩石的作用。它也可通过碎屑颗粒本身的溶解、沉淀及粒间压溶等方式进行。此作用在成岩的各阶段都可能发生。其胶结物质的成分一般为硅质、碳酸盐质、粘土质、铁质等。

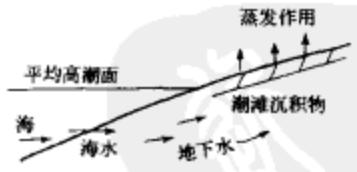
【盐水渗透回流作用】 seepage reflux 为白云石化作用机理之一。在蒸发潟湖或咸水湖泊里，大量硬石膏沉淀之后，形成富含 Mg^{2+} 离子的重卤水。由于卤水密度大，往往沿湖底低洼处流动，并可以穿过潟湖的障壁向海洋中回流。若回流向下渗透到湖底或潟湖的障壁的多孔沉积物中，这就是所谓渗透回流作用。若湖底或障壁颗粒碳酸盐沉积物，被这种富镁的重卤水将它交代，使其白云石化，从而形成白云岩。显然，这种交代作用是形成于沉积期后的成岩早期，在这一作用过程中，溶液的运动方向总是向下的。



广阔的受障壁的潟湖 (M.L.Rhodes,1960)　　潮上带湖 (据德菲斯，1965)

渗滤回流的白云石化作用模式

【毛细管浓缩作用】 capillary concentration 为白云石化作用机理之一。在气候干燥的潮坪上，沉积物里的粒间水可以通过毛细管作用上升，到达沉积物与空气界面处进行蒸发、浓缩，产生超咸水。粒间水由于邻近潟湖中海水的侧向移动以及潮上带周期性的潮汐泛滥可以陆续得到补充，因而超咸水也不断产生。这种重盐水富含 Mg^{2+}，可使表层碳酸钙沉积物白云石化，形成白云石薄壳，也可往下渗透，引起下面的碳酸钙沉积物白云石化。



毛细管浓缩的白云石化
作用模式

【埋藏白云石化作用】 buried dolomitization 在埋藏过程中，盆地相泥页岩沉积物由于压实作用不断地排出孔隙水，这种孔隙水往往为富含镁离子的热卤水，它可以向上或向盆地边缘运移，或沿同沉积断裂向上运移，源源不断地向具有一定孔渗性的颗粒石灰岩或泥粒石灰岩或礁滩石灰岩输入，因而引起白云石化作用，形成块状白云岩。也可能是在深埋条件下，一些来自盆地的海水成因并富含卤水的砂岩含水层，由于地层负荷的压力，驱使砂岩层中的热卤水向上倾方向运移，输入具有孔渗性的石灰岩中，引起白云石化形成块状白云岩。这种白云石晶粒较粗，常达 1～20 毫米，具特殊的马鞍状晶体，常称马鞍状白云石或异形白云石，在正交偏光下呈波状消光，晶体内充满液态包裹体，包裹体测温 50～150℃，常与铅锌矿有关。

【去白云石化作用】 dedolomitization 白云石的方解石化作用。通常在侵蚀不整合或埋藏后表生风化条件下，由于硬石膏(或石膏)或黄铁矿的溶解产生含 SO_4^{2-} 溶液，它可从白云石中夺取 Mg^{2+} 带走而沉淀方解石，结果产生白云石被方解石交代，往往可见方解石具有白云石菱形假象，以及白云石的残余晶体。近年来也有报道，在埋藏条件下，由于富钙的热卤水沿上倾方向运移到白云岩储层中，产生去白云石化的实例。去白云石化的方解石或许受烃类派生的二氧化碳的影响，也可溶解产生次生孔隙。

【固结作用】 consolidation 松散沉积物转变为固结岩石的过程。固结作用可以通过许多方式完成，例如，压固作用、自生矿物形成作用、胶体陈化、结核的形成、重结晶作用、脱水作用等。

【始成岩阶段】 eogenetic stage 乔昆特和帕里(Choquette and Pray,1970)在研究碳酸盐岩次生孔隙变化时，划分三个阶段：始成岩阶段、中成岩阶段和晚成岩阶段。一般始成岩阶段是指沉积物沉积后，经历浅地表成岩作用环境的影响而后被埋藏，它的上限是沉积物界面，既可以是大陆，也可以是水下；以大气水或海水补给的深度为下限。一般始成岩阶段的沉积物和岩石如礁岩，从矿物学上看，是准稳定或者说是处于稳定化作用过程中。溶解作用、胶结作用以及白云石化作用造成沉积物早期固结并对原生孔隙的修饰(改造)。始成岩带上的成岩环境，包括大气渗流、大气潜流、海水潜流环境。始成岩阶段大致相当于早期成岩作用阶段。

【中成岩阶段】 mesogenetic stage 指地表成岩作用之下，持续的埋藏作用过程，所经历的时间间隔长，孔隙的变化相当缓慢，主要与沉积物或岩石压实作用压溶及物质的重新分配重结晶或交代作用有关。实际上中成岩阶段大致相当于成岩作用及后生作用阶段。

【晚期表成岩阶段】 telogenetic stage 是指岩石经中成岩阶段后，通常由于地壳上升造成不整合，使岩石抬升重新返回到地表，在沉积间断的情况下，岩石直接和间接受到大气水的作用。晚期表成岩阶段相当表生成岩作用阶段。

【未成熟阶段】 immature stage 施米特(Schmidt,1979)根据砂质沉积物的结构特征、有机质热演化程度，按镜质体反射率将中成岩阶段划分为未成熟阶段、半成熟阶段、成熟阶段和超成熟阶段，并有相应的古温度值，因此更有利于对砂岩成岩史和孔隙演化研究的储层评价。未成熟阶段，镜质体反射率小于 0.2%，原生孔隙的减少，主要通过机械的压实。

【半成熟阶段】 semimature stage 指砂岩成岩历史中原生孔隙减少主要由化学压实及胶结作用所致，在整个半成熟阶段的晚期，脱碳酸盐作用及有机质的脱羧基作用，可产生次生孔隙，液态烃生成，镜质体反射率大于 0.2%～0.55%。

【成熟阶段】 mature stage 指砂岩成岩历史中，原生孔隙达到不可压缩的程度，次生孔隙可以存在，液态烃生成，镜质体反射率 0.55%～2.5%。成熟期分为 A、B 两个亚期，成熟期 A 或早成熟期镜质体反射率 0.55%～0.9%，以大量脱碳酸盐作用和有机质脱羧基作用为特征，它是次生孔隙最发育的阶段；成熟期 B 或晚成熟期，镜质体反射率 0.9%～2.5%，它以次生孔隙逐渐破坏(主要通过化学充填)为特征，很少或不产生次生孔隙。

【超成熟阶段】 supermature stage 指砂岩成岩历史中原生孔隙和次生孔隙均达到不可压缩的程度。镜质体反射率大于

2.5%，裂缝发育。

【陆源碎屑】 terrigenous clast 陆源区母岩经物理风化或机械破坏而形成的碎屑物质。

【陆源矿物】 terrigenous mineral 又称**继承矿物**(inherited mineral)、**陆源碎屑矿物**(terrigenous detrital mineral)。母岩经机械风化，所产生的矿物被搬运至沉积场所沉积下来而组成沉积物的陆屑部分。它们在碎屑岩中是主要组分，如砂岩中的石英、长石颗粒、岩屑及粘土岩中的碎屑粘土矿物。

【陆源组分】 terrigenous constituents 又称**陆源物质**。指母岩风化产物被搬运入沉积物的组分，如碎屑物质(石英、长石、岩屑、重矿物等)及不溶残积物粘土物质等。

【自生矿物】 authigenic mineral 指在沉积成岩过程中新生的矿物，它包括同生、成岩及后生矿物(见表)。

作用(阶段)	海解/同生	成岩	后生	表生
自生矿物	海绿石、沸石、隐晶方解石、隐晶文石、隐晶白云石、粘土矿物、凝胶含铁、锰、磷质矿物	莓状黄铁矿、菱铁矿、方解石、白云石非晶质胶体硅质矿物、粘土矿物的自生及转变、鲕绿泥石、绿泥石、沸石	次生加大石英、次生加大长石、次生加大电气石、自生长石晶体、自生金红石、自生板钛矿、自生十字石、自生石榴子石、重晶石、萤石、天青石、绿泥石、沸石	钙结层、海滩岩、沙漠漆(含铁粘土膜及盐膜等)、洛费尔石、六价铀矿物、石灰华、硅华
结核特征	常见铁、锰质结核(分布排列平行于围岩的细层)，并见细层绕结核而过	常见硅质、菱铁矿质、碳酸盐质结核，与围岩细层一致平行排列，但常切割细层、绝不切穿层面	各种次生矿物集合成结核、切穿层理和层面、常沿层面、节理或裂隙附近局部富集	不规则状结核，穿切层理和层面

【重矿物】 heavy mineral 矿物密度每立方厘米大于2.9(或2.86)克的陆源碎屑矿物。如锆石、电气石、绿帘石、石榴子石等。它们通常是母岩中的副矿物，在沉积岩中的一般含量在1%以下，它在推断陆源区及母岩成分，划分对比地层等方面，具有一定作用，但它在成岩后生阶段可以遭到溶解，也可产生自生重矿物，因而运用时应特别慎重。

【轻矿物】 light mineral 矿物密度每立方厘米小于2.9(或2.86)克的陆源碎屑矿物。最主要的轻矿物是石英和长石。它在岩石中含量极多，是砂岩分类、命名的重要依据。

【陆源区】 terrigenous province 供给陆源碎屑物质的来源区。也称**供给区**、**母岩区**等。

【碎屑】 clast 沉积岩或沉积物的一种组分，它是母岩机械风化的产物。它可以是单矿物的，也可以是岩石质的，前者称为矿物碎屑，后者称为岩屑。

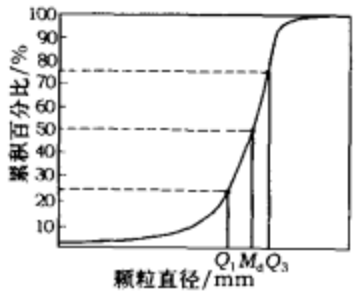
【粒度】 grain size 即颗粒大小，通常用颗粒直径来表示。粒度一词用于碎屑岩中的碎屑颗粒，近来也用于非碎屑岩，如碳酸盐岩中的异化颗粒，甚至结晶颗粒。由于工作的性质和目的不同，所采用的粒度等级也不尽相同。在沉积学中自然粒级标准是按碎屑大小、水动力行为划分的：大于2毫米的砾(以滚动方式为主)，2～0.05毫米的砂(以跳跃方式为主)，0.05～0.005毫米的粉砂，小于0.005毫米的泥(粘土)(以悬浮方式为主)。关于粒度的测量，凡大于2毫米的砾石可用游标尺测量，砂和粉砂的粒度可在显微镜下或图像分析仪下测量，或用筛析法确定，筛孔的大小即为粒径。

【粒度分析】 grain size analysis 又称**机械分析**(mechanical analysis)。一种研究碎屑沉积物或碎屑岩中各种粒度的百分含量(质量分数或数目百分数)及粒度分布的方法。对于易解离开的岩石，通常采用筛析法、沉速法，对于固结得较紧密不易解离的岩石，常采用薄片法，对粗大的砾石则采用直接测量法。

【Φ值】 Φ values 粒度分析时常用的粒径单位。碎屑颗粒的粒度分布并非正态分布而是属对数正态分布。由于自然粒级标准不能正确地反映客观存在的规律，因此，目前广泛采用Φ值粒级标准。Φ值粒级标准是克鲁宾(1934)根据伍登-温德华的粒级标准(即以1为基数，2为公比的几何级数)，由对数变换来的，其定义为：$\Phi = -\log_2 D$。D为颗粒直径(毫米)。以Φ值为粒径单位，对粒度分析资料的计算和作图等整理工作极为方便。Φ值与D值二者换算对比如下表：

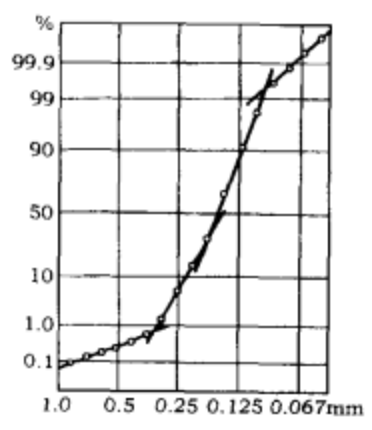
Φ值	颗粒直径(D/mm)	Φ值	颗粒直径(D/mm)
-5	32	+3	0.125(1/8)
-4	16	+4	0.063(1/16)
-3	8	+5	0.0315(1/32)
-2	4	+6	0.0157(1/64)
-1	2	+7	0.0078(1/128)
0	1	+8	0.0039(1/256)
+1	0.5(1/2)	+9	0.0020(1/512)
+2	0.25(1/4)	+10	0.0010(1/1024)

【累积曲线】 cumulative curve 又称**累积频率曲线**(cumulative freguency curve)或**累积百分含量图**(cumulative percentage plot)。其方法是先求出大于各粒度级别的百分含量(如>2毫米，>0.5毫米、>0.1毫米……的百分含量；若按Φ值标准，则求出>1Φ、>2Φ、>3Φ……的含量)，以横坐标表示颗粒大小，如以毫米计，用对数坐标，如以Φ值计，则用算术坐标，纵坐标表示累积百分含量。绘图时从粗的一端向细的一端累积，以每一粒级的下限(如粒径为2～1毫米者，毫米为下限)为基线，向上数出累积百分数，各点以圆滑曲线连接起来即成累积曲线。它通常是一个平滑的S形曲线。



粒度分布累积曲线图

【概率累积曲线】 probability cumulative curve 又称**粒度概率图**(grain size probability plot)。一种在概率坐标纸上作出的累积曲线。概率纸上的纵坐标是概率分度的百分数值，横坐标是(等差比)算术分度的Φ值。它通常是由若干直线段组成的。不同性质的沉积物，其线段的数目、交切点和线段的斜率等性质亦不同。借助它可以直观地比较沉积物之间的差别和辨别沉积环境。



概率累积曲线

【粒度参数】 grain size parameter 从累积曲线上求出来的能表示样品粒度分布特征的数值。如平均粒径和中值、标准偏差或分选系数、不对称系数或偏度等。这些数值是鉴别沉积环境的参考数值。粒度参数有几种求法：①四分位数法：平均粒径M_d=累积曲线中50%处的粒径大小；分选系数$S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}$；不对称系数$S_k = Q_1 \cdot Q_3 / M_d^2$，$Q_1$及$Q_3$分别为累积曲线中25%及75%处的粒径大小。②图算法：

$$\text{中值 } M_d = \Phi_{50}$$

$$\text{平均粒径 } M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3};$$

$$\text{标准偏差 } \sigma_1 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6 \times 6}$$

$$\text{偏度 } S_{K_1} = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{45} - \Phi_5)}$$

$$\text{尖度 } K_\Phi = \frac{\Phi_{95} - \Phi_{15}}{2 \times 44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

Φ_{25}相当于累积曲线中25%处的Φ值,余者类推。③矩法:是一种数理统计方法,不需要作累积图线,直接用粒度分析记录表中各粒级的百分数值计算。

$$\text{第一矩(平均值) } X_\Phi = \Sigma fm/100$$

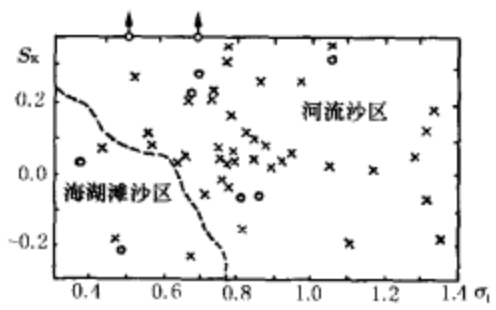
$$\text{第二矩(标准偏差) } \sigma_1 = \sqrt{\Sigma f(m - \overline{X}_\Phi)^2/100}$$

$$\text{第三矩(偏度) } S_{K_\Phi} = \Sigma f(m - \overline{X}_\Phi)^3/100\sigma_\Phi^3$$

$$\text{第四矩(尖度) } K_\Phi = \Sigma f(m - X_\Phi)^4/100\sigma_\Phi^4$$

式中:f为各个粒级的质量百分数;m为各个粒级的中间值(单位为Φ)。

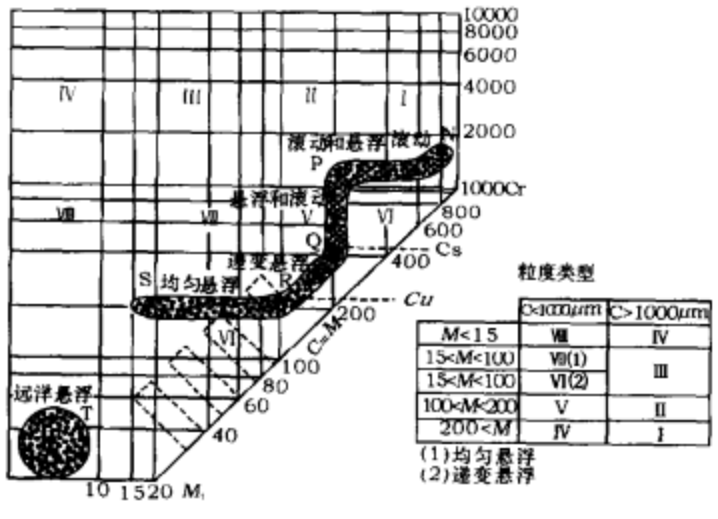
【粒度参数离散图解】 scatter diagram of size parameters 又称**粒度参数散布图**。这种图解是利用粒度分析得出的各粒度参数,双双结成对,投绘在坐标纸上而成的。此图解由费里德曼(G. M. Friedman, 1961, 1967)研究现代海洋和河流、湖泊沉积时的粒度分析时提出。例如,平均粒径(M)对标准偏差(σ_1),偏度(S_{K_1})对标准偏差(σ_1),中值(M_d)对偏度(S_{K_1})等。借助它可以判别某些沉积环境。



云南六苴白垩系冲积相的粒度参数离散图
(由图算法计算的偏度和标准偏差)

【四分位数】 quartile 从累积曲线图中(或概率累积曲线图中)所得到的Φ_{25}、Φ_{50}和Φ_{75}的数值。此时Φ_{25}称为第一四分位数(写作Q_1),Φ_{50}称为中值线平均值(写作M_d),Φ_{75}称为第三四分位数(写作Q_3)。

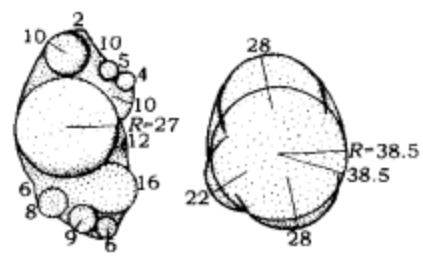
【C-M图像】 C-M pattern 是由帕塞加(R. Passega, 1957)采用C值和M值二个粒度参数做成的离散图解。C值是累积曲线上1%处的粒径(Φ_1),即相当于样品中最粗颗粒的粒径;M值是累积曲线上50%处的粒径(Φ_{50}),即相当于中值M_d。作图时在双对数坐标纸上把C值和M值分别作为坐标纸上的纵横坐标,然后将所有样品的C-M值投在此图上连接后,此图解上各样品点的分布范围称为CM图像,根据CM图像的特点可以区别沉积物的搬运方式。



牵引流的C-M图像及粒度类型
(据 Passega, 1964)

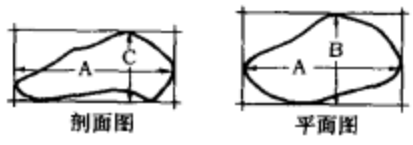
【分选】 sorting 指碎屑物质在水、风等动力作用下,按粒度、形状或密度的差别发生分别富集的现象,表示颗粒大小的均一性。这种分选主要在搬运过程中完成。碎屑岩中粒度的分选性或分选好坏,可用粒度参数中的分选系数、标准偏差、第二矩来表示。当粒度集中在某一范围较狭窄的数值间隔内时,就可以大致定性地说它是分选较好。福尔克和沃德(R.L.Folk & W.C. Ward, 1957)提出的关于标准偏差σ_1与分选等级关系的方案为小于0.35分选极好;0.35~0.50分选好;0.50~0.71分选较好;0.71~1.00分选中等;1.00~2.00分选较差;2.00~4.00分选差;大于4.00分选极差。

【圆度】 roundness 又称**磨圆度**(psephicity)。指岩石或矿物颗粒在搬运过程中,经流水冲刷,互相撞击之后,棱角被磨圆的程度。颗粒棱角越多越尖锐则圆度越差;反之棱角圆滑,圆度就好。碎屑颗粒圆度可用公式$P = \Sigma r/N \cdot R$计算求出。式中$\Sigma r = r_1 + r_2 + r_3 \cdots\cdots + r_n$为颗粒各角的曲率半径总和,$R$为该颗粒轮廓内最大内接圆半径,$N$为所测角的曲率半径的数目。卢赛尔等(1937)曾分出五种颗粒类型:棱角状、次棱角状、次圆状、圆状、极圆状,并提出相应的圆度数值。当对碎屑沉积物的圆度作整体分析时,要求出所有碎屑的平均圆度,这时,可统计各类圆度等级的颗粒数按加权平均法求其平均圆度即可。



颗粒最大投影面上圆度的测量

【球度】 sphericity 指颗粒的形状与球体相似的程度。克鲁宾所提出的计算球度的公式如下:$\psi = \sqrt[3]{\frac{BC}{A}}$,式中$\psi$代表球度系数,$A$、$B$、$C$分别代表颗粒的长、中、短三个轴的长度。$A$和$B$在最大投影面中度量,$C$在垂直$AB$面方向上度量。近于球形的颗粒,球度接近1;针状颗粒的球度最小,接近于零。



碎屑颗粒三个轴的位置

【胶结物】 cement 碎屑岩中对碎屑颗粒起粘结作用的物质。在地质文献中它有两种含义:①碎屑颗粒间的粘土物质及化学沉淀物质;②充填于颗粒间孔隙中的化学沉淀物,不包括粘土及其他细屑物质。目前流行的是第二种概念。最常见的胶结物是氧化硅(蛋白石、玉髓、石英)、碳酸盐(方解石、白云石、菱铁矿)以及各种氧化物。较少见的有重晶石、石膏、硬石膏和黄铁矿等。

【沉积基质】 matrix 又称**杂基**(matrix)。充填于较大碎屑之间的机械沉积物,如砂岩中的细粉砂及粘土物质。在砂岩中基质的粒度上限为0.03毫米左右(或5Φ左右);应用于砾岩时,粒度上限要提高,但无统一严格的规定。常见的基质成分是绢云母、水云母、绿泥石、石英、长石以及隐晶结构的岩屑颗粒等。由于粘土矿物成因复杂,杂基有多种类型,迪金森(W. R. Dickinson, 1970)分为四种:**原杂基**(protomatrix)指从水介质中沉积下来的细粒碎屑物质;**正杂基**(orthomatrix)指重结晶的原杂基;**淀杂基**(epimatrix)是成岩期从孔隙水中沉淀形成的粘土矿物;**假杂基**(pseudomatrix)是指在成岩压实作用的影响下,泥质岩屑挤压形

变而形成的一种类似于杂基的填隙物质。可将淀杂基、假杂基、正杂基统称为似杂基。原杂基含量的多少,能反映搬运介质的流体性质、流体强度及岩石的结构成熟度。

【胶结类型】 type of cementation 指胶结物、基质与碎屑颗粒之间的接触关系。可分为三种主要类型:①接触胶结;②孔隙胶结;③基底胶结。按胶结物(或有时是基质)的结构及生长方式,可以分为:带状胶结、嵌晶胶结、再生生长胶结等。

【接触胶结】 contact cementation 碎屑岩胶结类型之一。胶结物含量很少,分布于碎屑颗粒相互接触的地方,它可以是原生的,也可以是次生的。前者的例子如在干旱气候带,砂粒之间的触点水(因毛细管作用上升的水)的蒸发作用导致在颗粒的接触处有化学沉淀的胶结物;后者因颗粒接触点的压溶作用发生胶结;也可以是孔隙胶结类型的胶结物经淋滤在碎屑颗粒的接触点残留了少量剩余胶结物而成的。

【孔隙胶结】 porous cementation 碎屑岩胶结类型之一。胶结物充填于碎屑颗粒之间的孔隙中。碎屑颗粒相互接触,形成颗粒支撑结构,杂基含量很少或没有杂基,这种胶结物经常是成岩期或成岩以后的沉淀物,这种结构表明其沉积环境为稳定的持续不断的簸选动力环境,如河流的凸岸坝,滨海波浪带的海滩等。

【基底胶结】 basal cementation 碎屑岩胶结类型之一。碎屑颗粒彼此不相接触呈漂浮或游离状分散在填隙物内,这种结构表明碎屑颗粒与基质是同时沉积的。若以杂基填隙物为主,它通常是高密度流(例如浊流、泥石流)的快速堆积的产物。它又称杂基支撑。若以化学沉淀填隙物为主,则是同生期、成岩早期的产物。

【带状胶结】 ribbon cementation 又称**薄膜胶结**。胶结物或粘土物质围绕碎屑颗粒呈带状(薄膜状)分布。常见于绿泥石质、粘土质或胶磷矿质胶结物中。

【嵌晶胶结】 poikilitic cementation 又称**连生胶结**(interlocking cementation)。胶结物呈比较粗大晶体,彼此紧密接触呈镶嵌结构,中间包裹着许多碎屑颗粒,宛若火成岩中的嵌晶结构。常见于碳酸盐(方解石、白云石)、硫酸盐(石膏)胶结物中。它是成岩期、后生期重结晶的结构或次生充填形成的。

【再生生长胶结】 secondary growth cementation 又称**次生加大胶结**(secondary enlargement cementation)。当胶结物与碎屑颗粒成分相同,胶结物围绕碎屑颗粒次生加大而成。新生成的再生生长边与碎屑颗粒的光性方位一致。如沉积石英岩中石英次生加大现象,次生加大后可使碎屑颗粒具有良好晶形的外缘。这种胶结类型,常形成于成岩期和后生期,常见于硅质胶结的石英砂岩中,有时以粘土为填隙物的碎屑长石的边缘,也能见到长石的次生加大现象。

【丛生胶结】 crustified cementation 又称**栉壳状胶结**(pectinate cement)。胶结物围绕碎屑颗粒或孔隙边缘呈放射状生长,多为纤维状矿物,如方解石、文石、玉髓及石膏等,其晶体长轴与颗粒或孔隙边缘相垂直。这种胶结类型常形成于成岩早期。

【串珠状胶结】 bacillaric cementation 结晶良好的细粒晶体围绕碎屑颗粒或孔隙的边缘生长,排列成串珠状,故名。呈串珠状胶结的矿物常为方解石、白云石、菱铁矿、黄铁矿等,形成于成岩期、后生期。

【斑点状胶结】 spotted cementation 又称**凝块状胶结**(clotted cementation)。胶结物的分布很不均匀,有些地方胶结物富集成一团,有的地方又几乎没有胶结物,在岩石中呈斑点状,故名。如某些铁质石英岩,由于铁质胶结物分布不均匀,常形成此种胶结类型。

【成熟度】 maturity 指碎屑物质在风化、搬运过程中,被改造趋向于最终产物的程度。可分为成分成熟度和结构成熟度二种。成分成熟度愈高,则矿物上稳定的组分(如石英)愈多,不稳定的组分(如长石)含量愈少。结构成熟度愈高,则碎屑物质分选性愈好,磨圆度愈好,杂基含量愈少。

【成熟度指数】 maturity index 判别砂岩或其他碎屑岩在化学上及在矿物学上成熟度高低的一个指数,例如裴蒂庄(1957)曾建议采用 Al/Na、石英/长石或石英 + 燧石/长石 + 岩屑的比值来表示沉积物(岩)的成熟度而称之为成熟度指数。

【成分成熟度】 compositional maturity 又称**化学成熟度**(chemical maturity)、**矿物成熟度**(mineral maturity)。指碎屑物质在成分上被改造的程度。

【结构成熟度】 textural maturity 又称**物理成熟度**(physical maturity)。指碎屑物质在结构上接近于最终产物的程度。

【砾石】 gravel 一种直径大于 2 毫米,在一定程度上被磨圆了的岩石或矿物碎块。它是由暴露在地表的岩石经机械风化作用形成的粗碎屑,经过搬运后常沉积在山麓或山前地带,胶结后形成砾岩。砾石加在水泥里可制混凝土,也可作铺路材料。

【角砾】 rubble 一种直径大于 2 毫米的棱角状的岩石或矿物碎块。主要由暴露在地表的岩石经机械风化作用形成的粗碎屑,未经搬运或只有短距离搬运堆积。胶结后即成为角砾岩。

【卵石】 pebble 一种直径大于 5 毫米磨圆度很好的砾石。成分常为石英岩、燧石、碧玉、玛瑙以及各种岩浆岩、变质岩等。俗称鹅卵石。中国第三纪、第四纪砾石层,如著名的南京雨花台砾石层和长沙白砂井砾石层就含有大量卵石。优质玛瑙质卵石是一种宝石原料,石英质卵石可作球磨材料及铺路用。

【砂】 sand 一种粒径为 0.0625 ~ 2 毫米,或按相应的 Φ 标准及其他标准划分的矿物或岩石碎粒。由暴露在地表的各种岩石经风化破碎而成的中粒碎屑。砂的主要成分为石英、长石和云母,砂在第四纪沉积物以及现代河流、湖泊、沙漠地带均有广泛分布。砂粒沉积物不具黏性与可塑性,但透水性很好,因而可以成为良好的含水层,质纯的石英砂还可供作玻璃原料。

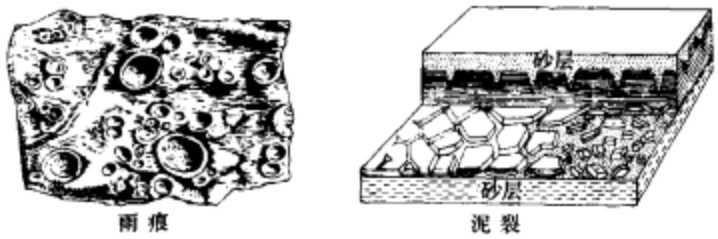
【粉砂】 silt 一种粒径在 0.0625 ~ 0.0039 毫米之间的矿物或岩石细碎粒,粒度介于砂和粘土颗粒之间。由暴露在地表的各种岩石经风化破碎而成。粉砂的成分与砂相似,但岩屑含量减少。它分布于海滨、河流及湖泊沉积物中。乍看起来,粉砂沉积物很像粘土,但粉砂黏性差、具透水性。

沉积结构构造

【沉积构造】 sedimentary structure 是指沉积岩各个组成部分之间的空间分布和排列方式。它是沉积物沉积时或沉积之后,由于物理作用、化学作用及生物作用形成的。在沉积物形成过程中及沉积固结成岩之前形成的构造,叫原生构造,例如层理及层面构造;固结成岩之后形成的构造为次生构造,例如缝合线等。研究沉积岩的原生构造,可以确定沉积介质的营力及流动状态,从而有助于分析沉积环境,有的还可确定地层的顶底层序等。

【原生沉积构造】 primary sedimentary structure 沉积岩在沉积和固结成岩过程中所形成的构造,如层理、层面痕迹(雨痕、泥裂、波痕、底面印模等)、生物遗迹等,它们的特征取决于沉积环境,特别是介质的动力条件、沉积物的负荷压力作用、沉积物的水化或脱水等效应;部分软沉积变形也属于原生沉积构造,如滑

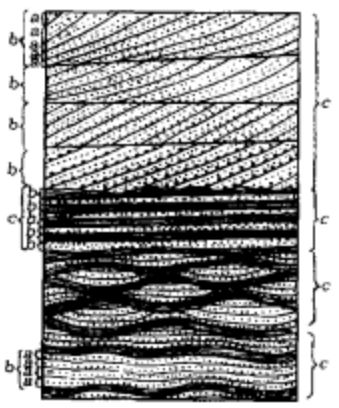
塌构造、卷曲层理、碟状构造等。



原生沉积构造

【软沉积变形】 soft sediment deformation 沉积物在沉积过程中或尚未固结成岩时发生的变形，包括非构造变动成因的原生构造和构造变动成因的次生构造。前者的主要形成原因有负荷压实作用、重力滑塌和滑移作用、液压作用及水体扰动作用等，常见的变形现象如卷曲层理、压模、滑塌断层、滑塌褶皱、碟状构造、砂岩墙等，较大规模的构造则有上薄褶皱、生长断层等；构造变动成因的变形，如褶皱、断层等也可在沉积物尚未固结或半固结状态下发生，有时很难与成岩后的次生构造区分。含义相近的词有**同沉积构造**、同生变形构造和准同生变形构造。

【层理】 bedding 岩石沿垂直方向变化所产生的层状构造。它通过岩石的物质成分、结构及颜色的突变或渐变显现，是沉积岩和某些火山碎屑岩的重要成因标志。层理可按细层和层系的几何形态、层系厚度及成因进行分类。目前常用的有两种划分法：一种按细层形态及其与层系界面的关系划分为水平层理、波状层理、交错层理三种基本类型；另一种按细层、层系的形态结合成因分为板状层理、楔状层理、槽状层理等。



层理的组成单元
a.细层；b.层系；c.层系组

【层面】 bedding plane 不同沉积层的分隔界面。它代表一个沉积间断面，或沉积条件的突变面，或者是一个侵蚀面。层面没有厚度概念。层面可以是平的或倾斜的，其本身又可以呈直线状、波状、曲线状。反映上下岩层的物质及结构构造有显著差别。

【细层】 laminae 又称**纹层**(laminae)。层理的最初级单位，厚度通常为数毫米或小于1毫米。形态有直线状、曲线状等，同一细层往往具有比较均一的成分和结构，但有时也可有一些粒级的变化。它是在相同水动力条件下的同时形成物。

【层系】 set 又称**丛系**。是层理的组成单位，比细层规模大，由许多结构、成分、厚度和产状上近似的同类型细层组成，厚度不等，从几厘米至数米，形成于相同的沉积条件下，与其他层系之间具有明显的分界面。几个同类型的层系可以组成层系组。按层系的厚度可以把层理分为以下几种：大型层理大于10厘米；中型层理5～10厘米，小型层理小于5厘米。

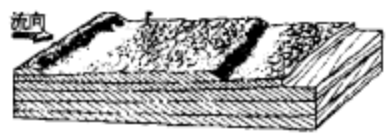
【水平层理】 horizontal bedding 层理的基本类型之一。由许多呈直线状彼此平行(平行于层面)的细层组成。形成于平静的或微弱流动的水介质中，如海洋、湖泊的深水地带及潟湖、沼泽地区。常见于粘土岩、泥质粉砂岩及石灰岩中。

【平行层理】 parallel bedding 主要产于砂岩中，在外貌上与水平层理极相似，是在较强的水动力条件下，高流态中由平坦的床沙迁移、在床面上连续滚动的沙粒产生粗细分离而显出的水平细层，沿层理面易剥开，在剥开面上可见到剥离线理构造，平行层理一般出现在急流及能量高的环境，如河流、海滩等环境中，常与大型交错层理、底冲刷相伴生。

【交错层理】 cross bedding 在欧美文献中，此术语泛指细层与层系界面相交成角度的多层系的(不管各层系内细层倾向是否一致)或单层系的层理，它常常是由沙丘(大型)、沙浪(中型)或沙纹(小型)的迁移而造成的。在前苏联文献中则指各层系中细层倾向相反的多层系层理，把它算作斜层理大类中的一个亚类。在中国，以上两种用法均有。

【斜层理】 oblique bedding 层理基本类型之一。由一系列倾斜层系重叠组成，层系之间界面较平直。层系由同向倾斜的许多细层重叠组成，细层与层系界面斜交。若相邻层系互相平行，各层系中的细层均向一个方向倾斜，称为单向斜层理。它是当沙浪向一方向运动时形成的，其细层的倾斜方向指示水流的下游方向，常见于河流沉积及其他流动水的沉积物中。若相邻层系相互交错，各层系中细层的倾斜方向也多变，称为交错层理。斜层理在欧美文献中很少采用，在前苏联则作为层理的三大基本类型之一。

【板状交错层理】 planar cross bedding 一种层系上下界面平直，呈板状，厚度稳定不变或变化不大的交错层理，各层系内的细层倾向常为同向的。这种交错层理由具平直脊的沙浪迁移而成。有大型(层系厚大于10厘米)、中型(层系厚5～10厘米)及小型(层系厚小于5厘米)板状交错层理之分。大、中型板状交错层理常是河流凸岸坝、潮道等环境中的典型层理。



由于沙浪移动而造成的板状交错层理
(据 Harms，1975)

【羽状交错层理】 herringbone cross bedding 又称**人字型交错层理**(chevron cross bedding)、**鱼骨状层理**(herringbone bedding)。其特征是层系互相重叠，相邻层系中细层的倾斜方向相反，呈羽状或人字型，层系间夹有泥质水平薄层。它是在沉积介质具有双向流动的情况下产生的，如涨潮流形成的前积层与退潮流形成的前积层交互而成。羽状交错层理一般出现在潮间带下部及潮汐通道中。

【浪成沙纹交错层理】 wave ripple cross bedding 由浪成沙纹迁移形成的交错层理。层系界面呈不规则波状起伏，前积纹层成组排列，构成交错的束状层系，束状交错层系中的纹层常越过波谷到达相邻沙纹的另一翼上，相邻层系的细层(前积层)倾向相反。由于波浪向岸或离岸运动的速度不同以及流水叠加，浪成沙纹的前积层也可向同一方向倾斜，层系界面为缓波状起伏。它主要出现于湖泊、滨海、陆棚等沉积环境中。



浪成沙纹层理
(据 H.E.Reineck & I.B.Singh，1973)

【爬升沙纹层理】 climbing ripple lamination 又称**上叠沙纹层理**(*rising ripple lamination*)。一种由一系列相互叠置的波状细层组成的小型层理。常见于粉砂泥质或粉砂质沉积物中，它是由于沙纹的迁移，而且同时向上生长而成的。产生爬升沙纹层理的条件必须有丰富的沉积物，特别是呈悬浮状态沉积物的不断供给，以致沙纹不仅向前迁移，而且能向上建造成一个叠置的沙纹系列。这种层理在中国地质文献中又称作波状层理。

【槽状交错层理】 trough cross bedding 交错层理类型之一。其特点是单个层系厚度变化极快，各层系底界强烈下凹，具明显的槽状侵蚀底界。层系中的细层亦可大致平行层系底面，也可

能与之相交，槽形曲轴的倾向，基本上与介质流动方向一致。若层系形态呈舟状，称舟状交错层理。槽状交错层理是由弯曲、舌状、新月形床沙形态的脊迁移形成的。大型槽状交错层理常为游荡性河流的沉积特征。常见于滨河床砂坝沉积物中，由大型舌状沙丘迁移而成；小型槽状交错层理系由舌状沙纹拖移而成的。



由于沙丘(垅)移动而造成的大型槽状交错层理
(据 Harms, 1975)

【楔形交错层理】 wedge-shaped cross bedding 一种呈楔状的交错层理。它的层系上下界面平直，但层系厚度在小范围内变化很快。各层系内细层的倾向可以同向或不同向。楔形交错层理可能是在异向流动的水动力条件下造成的，例如，在河口湾沙坝沉积及海相障壁浅滩沉积中常见此种层理。它也可能是单向水流造成的，如河流的横沙坝、纵沙坝、斜沙坝在前进途中的彼此叠覆，即可造成此种楔状交错层理。

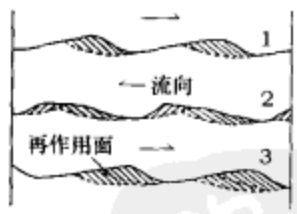
【逆行沙波层理】 antidune cross bedding 又称**反沙丘交错层理**(reversing dune cross bedding)。逆行沙波是在上部水流动态的急流条件下产生的床沙形体。它大致呈 1～2 米长的透镜状沙体，其内部纹理模糊不清，倾向上游，倾角较小，不到 10°；常与平行层理及冲刷构造共存，见于很强的水动力条件下的沉积物中，如大陆河流及某些滨海沉积物中。

【冲洗交错层理】 swash cross bedding 又称**海滩加积层理**(beach accretion bedding)。当波浪破碎后，继续向海岸传播，在海滩的滩面上，产生向岸和离岸往复的冲洗作用，形成冲洗交错层理。层系呈楔状，层系界面成低角度相交，一般2°～10°左右，相邻层系的细层倾向可相同或相反，细层平直，延伸较长，常被误认为平行层理。常出现在后滨—前滨带及沿岸沙坝等沉积环境中。



形成冲洗交错层理的块状图解
(据 J. C. Harms, 1975)

【再作用面构造】 reactivation surfaces structure 再作用面是指同一层系内的一个侵蚀面，因再作用两侧的前积纹层的倾向是基本一致的。再作用面的形成与水流的方向或水位的变化有关。潮汐流的方向改变，可以使先形成的前积层遭受侵蚀截平，当潮汐流的方向恢复原来方向时，在此侵蚀面上又重建相同的前积层，这一侵蚀面即再作用面。水位的变化也可形成再作用面构造，如在河床沉积物中，高水位时形成的前积层，在低水位时受到流水的侵蚀，当再进入高水位时，在此侵蚀面上又重建相同的前积层。



潮汐作用形成再作用面构造示意图

【风成交错层理】 aeolian cross bedding 风的吹扬作用可以形成沙丘的移动造成床沙形体的迁移，从而形成风成交错层理。由于风的搬运方式与流水有所不同，因此，风成交错层理形成的机理与流水成因的交错层理，有着重要的差别：①风成沙纹主要是由跳跃和表面蠕动的颗粒向前移动形成的，沙纹脊之间的距离等于跳跃颗粒的轨道长度；②风成沙丘上的流动分离作用发生在折点处，因此，大多数情况下风成沙丘的背风坡的漩涡和回流是不重要的；③风的方向比流水方向更易变化，可以有横向风成沙丘(沙脊垂直主要风向)，也可以有纵向风成沙丘(沙脊平行主要风向)；④风成沙丘的大小，不受流动深度的限制，主要与风速及夹沙量有关；横向沙丘和纵向沙丘高从 0.1～100 米，更复杂的大型锥状沙丘高可达 20～450 米。因此，风成沙丘形成的交错层理的特点是：规模大，层系的厚度一般由几十厘米到1～2米，有时可达 10 米以上。如英国新红砂岩中的风成交错层理的层系厚度可达 33 米，中国云南白垩系扒砂河组砂岩及陕北白垩系砂岩中的风成交错层理的层系厚度可达 4～6 米及 10 米以上。沙丘的高度取决于风的强度和颗粒大小。在沙丘的脊顶沉积速度为零，在背风坡的沉积速度最小，到了背风坡的末端又降到零，结果导致崩落面(背风坡)的上部比下部推进(堆积)得快，所以前积纹层的倾角一般在 25°～34°之间，并伴有同生滑动变形扭曲，接近崩落面的底部，前积层逐渐变平。风成交错层理中不夹有泥质物，而且沙粒的磨圆和分选较好。风成交错层理常呈板状、槽状交错层理，但也有楔状交错层理，一般认为楔状是由风向改变造成的。风成交错层理主要出现于沙漠沉积环境及海滩上的风成沙丘带。

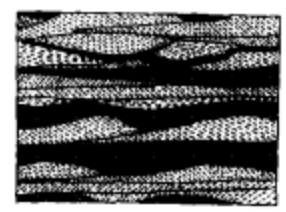
【丘状交错层理】 hummocky cross bedding 由一些大的宽缓波状层系组成，外形上像隆起的圆丘状，向四周缓倾斜。是在正常的浪基面以下，风暴浪基面之上的陆棚地区，由风暴浪形成的一种重要的原生沉积构造。最早称为截切浪成纹层，后来重新命名为丘状交错层理。丘状交错层理一般丘高为 20～50 厘米，宽为 1～5 米；底部与下伏泥质层呈侵蚀接触，顶面有时可见到小型的浪成对称波痕；层系的底界面曾被侵蚀，细层平行于层系底界面，它们的倾向呈辐射状，倾角一般小于15°；在一个层系内，横向上有规则地变厚，因此，在垂直断面上它们像"扇形"，倾角有规则地减小；层系之间以低角度的截切浪成纹层分开。丘状交错层理主要出现于粉砂和细砂岩中，常有大量云母和炭屑。



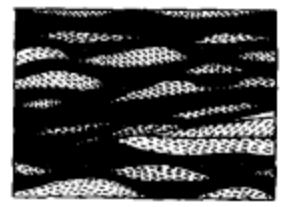
丘状交错层理的块状图
(据 J. C. Harms 1975)

【洼状交错层理】 swaley cross bedding 洼状交错层理是彼此以低角度交切的浅洼坑，浅洼坑的宽度一般为 1～5 米，其内充填的细层与浅坑底界面平行，而向上变成很缓的波状并近于平行的层理。对洼状交错层理的研究程度不及丘状交错层理，概念还不十分明确，有人认为洼状交错层理是丘状交错层理的伴生部分，即凸起的丘之间的向下凹的部分，但在层序上，洼状交错层理常位于丘状交错层理之上。

【压扁层理】 flaser bedding 又称**脉状层理**。其特征是，具沙纹层理的砂岩薄层呈波状起伏，波谷与部分波脊中有不连续的泥质脉，故称脉状层理。它是在水流或潮汐流作用较强，而且沙层的沉积和保存较泥质更为有利的条件下形成的，常常是潮汐带沙坪沉积的特征。

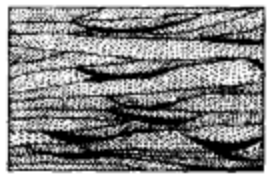

脉状层理

【透镜状层理】 lenticular bedding 一种多层系层理。其特点是砂质透镜体包于泥质层之中，砂质透镜体内部具发育良好前积纹层(细层)，纹层的倾向大多是单向的，但有时为双向的。它是水流作用较弱，沙的供应不足，泥的沉积保存条件较沙有利的情况下形成的。在潮汐带的潮坪(主要是泥坪)沉积中较常见。


透镜状层理

【带状层理】 banding bedding 是一种水平层理，其特点是层理以不同颜色或深浅不同的水平条带表现出来，有时也伴有粒

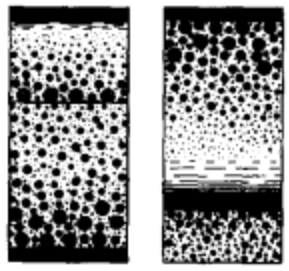
度上的微小差异。它是静水盆地(湖、海及潟湖等)沉积的特征，是由于季节性的变化而引起的氧化-还原环境的交替或者是像盐类矿物等的周期性沉淀而造成的。见于冰水沉积中的带状层理，称为**缟状层理**。



波状层理

【波状层理】 wavy bedding 层理基本类型之一。由许多呈波状起伏的细层重叠在一起组成，是由于波浪引起沙纹的移动造成的。

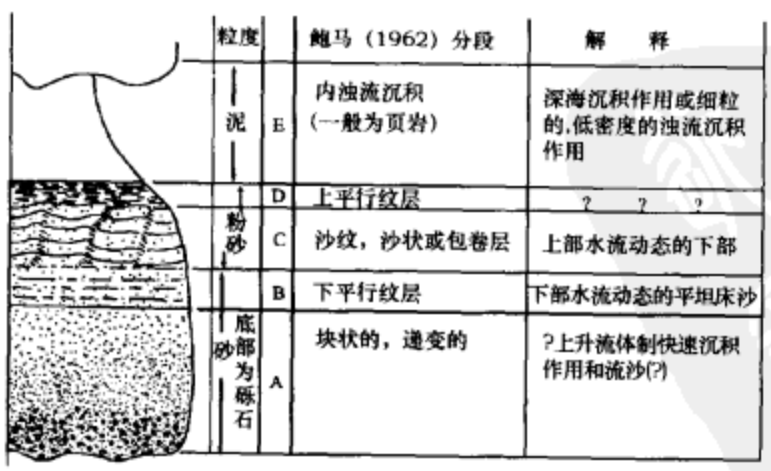
【韵律层理】 rhythmic bedding 又称**韵律层**。其特征是组成层理的细层或层系，在成分上、结构上以及颜色上作有规律的重复变化。最常见的韵律层理是缟状层理与粒序层理。



粒序层理

【粒序层理】 graded bedding 又称**粒级层理**。韵律层理的一种类型。它的特点是在每一个沉积单元中都表现出颗粒大小的逐渐变化，通常是从沉积单元的底部到顶部，颗粒由粗逐渐变细，这种粒序性称之为正粒序。如果自底到顶表现为由细粒过渡为粗粒，则称为逆粒序。

【鲍马层序】 Bouma sequences 又译**博麦韵律**(Bouma rhythmite)。浊积岩在垂向上常为砂质层、粉砂质层和泥质层交替，内部一定的沉积构造层序。此现象首先由鲍马(A.V.Bouma,1962)研究阿尔卑斯复理石时总结出来。一般认为它是鉴别古代浊积岩的证据。一个完整的浊流沉积层序(鲍马层序)由五个沉积构造单元组成，自下而上是：A段：块状层理或粒序层理段，位于浊流沉积层序的最下部，由砂岩或含砾砂岩组成，有粒序层理，底部有冲刷面、底模构造。B段：平行层理段(或下部平行纹层段)，由中—细粒砂岩组成，具平行层理，从A段到B段是递变的，多数情况下平行层理是不清楚的。C段：沙纹层理段，由粉砂岩组成，有沙纹层理或爬升沙纹层理，有时有包卷层理。D段：水平纹层段(或上部平行纹层段)：由粉砂质泥岩组成，有水平纹层。E段：远洋泥质岩段，由页岩和泥岩组成，含有半深水、深水的浮游生物化石及生物扰动构造。一个完整的鲍马层序厚几十厘米到1~2米，是代表一次浊流形成的，但这种完整的鲍马层序较少见，经常缺失一个或几个层段。



鲍马层序
(据 A.V.Bouma,1962)

【同生变形构造】 contemporaneous deformation structure 在沉积同时或紧接沉积之后，沉积物处于塑性状态下发生的软沉积变异：如重荷铸型、砂球和砂枕构造、水底滑坡构造、包卷层理、砂岩岩脉(岩墙)和岩床等。在意大利亚平宁山北部，这种构造的规模很大。

【准同生变形构造】 penecontemporaneous deformation structure 是指沉积物沉积后，在固结成岩之前，还处于富含孔隙水的状况下，沉积层原始沉积构造发生的不同形态的变化。形变程度可以从轻微的扭曲层到复杂的"褶曲"层、破碎层及变位层。一般说，这种变形构造是局部性的，基本上局限于未形变层内的一个层，常出现于粗粉砂岩及细砂岩中。引起沉积物发生变形的作用有差异负荷作用、沉积物液化流作用及在重力影响下的顺坡滑动对沉积物的拖曳作用、地震影响等。常见的同生变形构造有重荷模、包卷层理、滑塌构造、砂火山、砂球及砂枕构造、碟状构造、碎屑岩脉等。

【转位构造】 transpositional structure 指沉积物沉积后或刚固结后，水塑性流动或流体流动使层理发生扰动形成的一种原生沉积构造。图示奥陶系砂岩在页岩中的转位构造。



转位构造

【包卷构造】 convolution structure 又称**包卷层理**(convolute bedding)、**旋卷层理**(convolute bedding)、**扭曲层理**(contorted bedding)。它是在一个层内的层理揉皱现象，表现由连续的开阔"向斜"和紧密"背斜"所组成，一般细层向岩层的底部逐渐变正常，向顶部扭曲细层被上覆层截切，表明层内扭曲发生在上覆层沉积之前。包卷构造有多种成因，主要是由沉积层内的沉积物液化流产生了细层的扭曲；也可以由沉积物内孔隙水泄水作用形成。一些学者曾用实验方法做成了包卷构造，他们认为上覆砂质沉积物所引起的超负荷垂向力是产生包卷构造的主要原因。



包卷层理

【滑塌构造】 slump structure 又称**滑陷构造**。是指已沉积的沉积层在重力作用下发生运动和位移所产生的各种同生变形构造的总称。滑塌构造除塑性变形，还伴随有小型断裂和角砾化以及岩性的混杂等。滑塌构造往往局限于一定的层位中，与上、下层位的岩层呈突变接触，其分布的范围可以是局部的，延伸数百米，甚至几千米。滑塌构造是识别水下滑坡的良好标志。引起滑塌构造的原因较多，沉积斜坡、同沉积断裂、沉积物快速的堆积以及地震波的冲击等，均可引起沉积层顺坡向下滑动。常见于大陆斜坡、同沉积断陷的沉积层及震积岩中。

【泥火山构造】 mud volcanic structure 准同生变形构造之一。泥质沉积物经液化后可沿泄水沟流动，向上注入到上覆沉积层并穿过层理溢出层面，并在出口处呈火山锥状的泥质小锥体，形成所谓的泥火山构造。

【砂枕构造】 sand pillow structure 又称**砂球构造**(sand ball structure)。这种构造主要出现在砂、泥层互层并靠近砂岩底部的泥岩中，是被泥质包围紧密堆积的砂质椭球体或枕状体，大小从十几厘米到几米，孤立或成群作雁行排列。球状体与枕体内部可以保存纹层形变的复杂小褶皱，似"复向斜"，并指向岩层顶面，砂球可用来确定地层的顶底。库南(1968)曾通过对砂泥互层的沉积物施加震动，砂层断陷到泥质层中，形成类似于自然界中的砂球构造。大多数人认为，地质历史中出现砂球与枕状构造，是与地震震动有关的垂向位移形成的。

【碟状构造】 dish structure 属于**泄水构造**(water-escape structure)，是迅速堆积的松散砂质或粉砂质沉积物，由于孔隙水的泄出过程中，破坏了原始沉积物的颗粒支撑关系，而引起颗粒移位

和重新排列，形成向上凹的似碟状模糊纹层构造，碟状体直径 1～50 厘米，互相重叠，碟状体之间被泄水通道沙柱分开。常见于浊流沉积、颗粒流沉积、三角洲前缘沉积物中。



碟状构造
（据 D. H. Chipping, 1972）

【鸡笼网状构造】 chicken-wire structure　在潮上带的蒸发岩中，结核状的硬石膏层与纹层状白云岩互层，经压实作用，硬石膏结核密集，而白云岩纹层弯曲形成鸡笼网状构造。常为蒸发潮坪的指相标志。

【帐篷构造】 tepee structure　主要出现在潮坪白云岩中，当白云岩与石膏、硬石膏成交互纹层时，石膏的脱水或硬石膏的水化，引起岩石体积的收缩或膨胀，在平面上呈多边形的盘形，在剖面上形成低幅度的倒“V”字型构造。

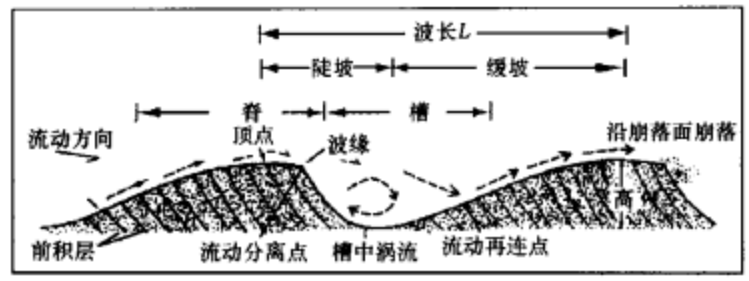
【负荷构造】 load structure　又称**重荷模**（load cast）、**重荷铸型**。同生变形构造之一。一种形成于泥质岩层之上、砂质岩层底面上的印模。当泥质沉积物尚未凝固，处于可塑状态下，由于不均匀的负荷作用，上覆的砂质物陷入到泥质沉积物中，结果在上覆岩层底面上产生突起的重荷铸型，由砂或少量的细砾石组成突起。负荷构造常呈圆丘状或不规则状瘤状突起，排列杂乱，大小不一，可从几毫米到几十厘米，突起高度从几毫米到十几厘米，但在同一层面上的形状和大小比较接近。

【火焰状构造】 flame structure　又称**泥舌**（mud tongue, mud lobe）。与负荷构造密切相关的一种构造现象。其特征是下伏的泥质物呈不规则脉状、舌状或斑点状插入到上覆砂层中。有人认为它是形成负荷构造时的伴生物，即上覆砂质层借助本身重力作用陷入到泥质物中的同时，泥质物也发生流动，并挤入到砂层中形成。但也有人认为，它是由于水流流经饱含水的塑性泥质层时拖曳而成的。

【坑岗构造】 pit-and-mound structure　指一种形态像微形泥火山（高 1 毫米、直径3～12 毫米），顶部又有一个细小的圆形中心坑，似火山口，又极像雨痕的沉积构造。它是由封闭在沉积物中的气泡或水流向上逸出时在沉积物表面留下的痕迹。

【层面构造】 bedding plane structure　保留在沉积岩顶层面上的一种原生构造。未固结的沉积物，由于机械成因或由于生物活动在其表面造成的痕迹，被后来的沉积物覆盖面保留在层面上的构造现象。种类繁多，有波痕、泥裂、雨痕、虫迹和各种印痕。借助于它可以恢复古地理环境以及判断地层是否倒转等。

【波痕】 ripple mark　是沉积物或沉积岩层面上有规律的波状起伏的痕迹。它是由于流体作用在非粘质沉积物表面形成的一种波状起伏的层面构造，多见于砂岩、粉砂岩和颗粒灰岩的层面上。波痕在剖面上为起伏相间的峰和谷，在平面上则由一系列互相平行或分叉的波峰或波谷组成。在流体运动较慢时，形成的峰、谷其延伸方向垂直于流体运动方向。组成波痕的要素在纵剖面上表现得最清楚。峰顶：波痕的最高点，平面上连线称波脊。谷底：波痕的最低点，平面上连线称槽线。折点：波痕的峰部与陡坡的分界点，有时折点与峰顶相重。波长（L）：相邻两峰顶之间或相邻两谷底之间的水平距离。波高（H）：相邻的峰顶到谷底之间的垂直距离。迎流坡：或称迎流面，波痕迎向流体的缓倾斜面，其水平投影长为 L_1。背流坡：或称背流面，波痕背向流体的陡倾斜面，其水平投影长为 L_2。波峰：二分之一波高的水平所截取的波痕上半部。波谷：二分之一波高的水平线所截取的波痕下半部。波痕指数（RI）：波长与波高之比（L/H）；不对称指数（RSI），迎流坡与背流坡的水平投影长之比（L_1/L_2）。

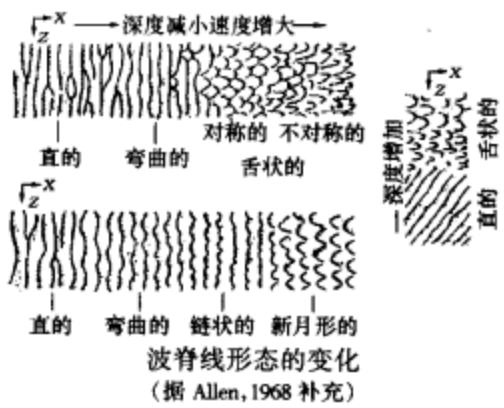


组成波痕的要素及流动方式示意图
（据 Allen, 1968）

【波痕对称指数】 ripple symmetry index（RSI）　指用来表示波痕对称性的指数。其值是缓坡（上游边）在水平方向上的投影长度（L_1）与陡坡（下游边）在水平方向上投影（L_2）的比值。不对称波痕对称指数大于 1，对称波痕对称指数近等于 1。

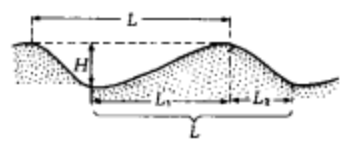
【波痕指数】 ripple index（RI）　指波痕的波长（L）与波高（H）的比值。常用来作为判断其成因的标志，指数在 3～10 者，属流水成因；指数为 20～50 者，属风吹成因。

【流水波痕】 current ripples　由单向水流作用于非粘质沉积物表面形成。波长小于 0.6 米，波高 0.3～6 厘米，波痕指数大于 5，多数在 8～15 之间，流水波痕脊线的形态随水流速度、水深变化而改变。水深减少和流速加快，其脊线由平直变成波状和舌状。



波脊线形态的变化
（据 Allen, 1968 补充）

【浪成波痕】 wave ripples　波浪作用在沉积物表面而形成的波状痕迹。浪成波痕可以分**对称波痕**（symmetrical ripple mark, para-ripple）和**不对称波痕**（asymmetric ripple mark）。前者的特点是波脊两侧对称，波峰尖，波谷圆滑，大多数波脊平直，部分出现分叉，波长从 0.9～200 厘米，波高 0.3～23 厘米，波痕指数 4～13，大多数 6～7。不对称的浪成波痕，外形与流水波痕相似，波长 1.5～105 厘米，波高 0.3～20 厘米，波痕指数 5～16，大多数在 6～8 之间，不对称指数 1.1～3.8。它与流水波痕的区别在于内部构造不同。



波痕的波长和波高

【风成波痕】 wind ripples　风作用于沉积物表面而形成的波状起伏痕迹。风成波痕常具平直的、平行的波脊、形状不对称，波长约 2.5～25 厘米；波高约 0.5～1 厘米，波痕指数 30～70 或更大，波脊颗粒较粗，而波谷颗粒较细，这与流水波痕恰好相反。

【修饰波痕】 modified ripples　又称**改造波痕**。水位、水流和波浪方向、浪基面的变化，导致早先形成的波痕被修饰改造而形成修饰波痕，如**削顶波痕**（downwearing ripples），**圆峰尖谷波痕**（buff-top cusp-valley ripples）。这些波痕多发育于浅水环境，特别是水位变化频繁的潮坪环境中。

【干涉波痕】 interference ripples　又称**菱形波痕**（rhomboid ripple mark）、**干扰波痕**（interference ripple mark）等。一般认为是至少二组以上沙纹的相互干涉作用而产生的。例如，在滨海带有沿岸流的情况下，流动沙纹与浪成沙纹相互干扰可以产生多角形波痕，但在冲积相的泛滥平原沉积物中也常见之，因此这类波痕不总是由于两方向的介质互相干涉所造成的。

【流痕】 rill mark 在水位降低,沉积物即将露出水面时,薄水层在沉积物表面上流动时形成的侵蚀痕。一般呈齿状、梳状、穗状、树枝状等。潮坪上形成的流浪,主要与退潮流有关,海滩上形成的流痕,主要与回流有关。

【泡沫痕】 foam impressions 水极浅的沉积物近于露出水面时,水泡沫在沉积物表面所留下的半圆形水坑,很像水痘疤,常成群出现,大小悬殊。

【剥离线理构造】 parting lineation structure 这种构造主要出现在薄层砂岩中,与平行层理伴生,沿层面剥开,出现大致平行非常微弱的线状沟与脊,砂粒平行推移时形成,所以斯托克斯(W.L.Stroces,1947)定为**原生流水线理构造**(primary running water lineation structure),因为它在剥开面上比较清楚,所以又称为剥离线理构造。

【泥裂】 mud crack 又称**干裂**(drying crack,desiccation crack)。沉积岩中的一种层面构造。未固结的沉积物被阳光晒干或脱水收缩作用形成。平面上呈不规则的多边形裂块,横剖面上呈V字形。常见于粘土岩及石灰岩的顶面,但可在上覆岩层的底面上留下印模。泥裂构造主要出现在间歇性曝晒的地方,例如在潮汐带、滨岸带、河流的天然堤等,因之可以作为鉴定相环境的成因标志。借助泥裂产状为下尖的V形,还可判别岩层的顶和底。

【雨痕】 raindrop imprints 沉积岩中的一种层面构造。系雨点降落在未固结的泥质或砂质沉积物表面,所产生的圆形或椭圆形的凹穴。凹穴深1~2毫米,直径2~3毫米,有时达15毫米。常见于泥质、砂质岩层的顶面,边缘稍高,也可在上覆岩层底面留下圆形或椭圆形突出的印模。因此,雨痕也可用来判断岩层的顶面和底面。

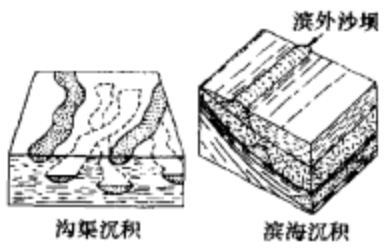
【象形印痕】 hieroglyph 沉积岩中的一种层面构造。由于水流的作用,或水流携带某种物质的刻划作用,在柔软的泥质沉积物表面形成的一些具有特殊形状的坑凹痕迹,称为象形印痕。若这些印痕被上覆砂质岩层底面复印下来,便称为**印模**(cast)或**铸型**。常见的印模有槽模、沟模、刷模、椎模等。

【槽模】 flute cast 又称**槽铸型**(eroding cast)。是水流的涡流将泥质物的表面侵蚀成许多凹坑,被上覆砂质沉积物覆盖,在砂岩的底面上铸成的印模。槽模是一种规则而不连续的舌状突起,突起稍高的一端呈浑圆状;向另一端变宽、变平,逐渐与层面一致。槽模的大小和形状是变化的,可以成舌状、锥状、三角形等,形态上可对称或不对称;最突出的部分是泥质中侵蚀最深的部分,高几毫米到2~3厘米,长数厘米到数十厘米。槽模可以孤立或成群出现,但多数是成群出现的,顺着水流方向排列,而浑圆突起端迎着水流方向。槽模在浊积岩中普遍发育,但在河流、三角洲、海滩砂岩的底面上也见到。



槽模
右下角一条为沟模

【鞋带砂堆】 shoe-string sands 又称**鞋带砂岩**(shoe-string sandstone)、**鞋带状沉积体**。是一种长条形的沉积体,例如河道冲积沉积体、沙坝、沙丘等,通常多被埋藏在泥岩或页岩中。



鞋带砂堆

【沟渠构造】 channel structure 沉积层面上的水流冲蚀痕迹,常作为沟渠铸型保存下来。一般宽0.5~2米,深20~50厘米,长可达30米,沟渠延长方向平行水流。这种构造在浊积岩中发育最佳。有一种沟渠构造是由于潮水退去时在潮坪上产生的树枝状U形泄水槽,可明确称为**潮沟槽**(tidal channels)。

【沟模】 groove cast 又称**沟铸型**。一种常见的印模构造。指砂质岩层底面上的平行小脊状凸起(或在下伏的泥质岩的上层面呈平行的沟),脊状体高数毫米,宽数厘米。因为它是水流拖运某种物质,在水底软泥层中留下沟槽或擦痕后,被上覆物质充填而成的,故亦称**拖痕**(drag mark,ksimoglyph)、**滑动痕**(slide mark)、**工具刻蚀痕**(tool mark)。其长轴平行水流方向。常见于浊积岩及冲积沉积中。

【刷模】 brush cast 又称**刷铸型**。一种印模构造。指砂质岩层底面上的略呈新月形凹陷的小印模。它是由于呈跳跃式搬运的物体,沿流向前进过程中,间歇性地在底部软泥层表面发生冲击活动,在前方堆起泥质小脊而成的。它被沉积物覆盖后,即在上覆岩层的底面形成新月形凹陷,凹陷弯曲的方向指向下游。常见于浊积岩及冲积相沉积中。

【椎模】 prod cast 一种印模构造。指砂质岩层底面上一端较陡,向另一端逐渐消失的小脊状体,较陡的一端指向下游。它是一种棒状物体插入底部软泥层,后来因水流的作用慢慢地被拔去而形成的一种印痕,被上覆沉积充填而成的。常见于浊积岩及冲积相沉积中。

【晶体印痕】 crystal imprints 沉积岩中的一种层面构造。在含盐度高、蒸发量大的咸水盆地泥质沉积物中,常有石盐、石膏等晶体沉积。当成岩作用时,泥质沉积物失水、压缩、厚度减薄,而盐类物质收缩小,突出于岩层表面,并嵌入上覆岩层中,故使上下岩层的底面和顶面留下晶体的印痕。若易溶矿物晶体被溶解移去,也可留下晶体的痕迹。如其空间被后来的矿物体所充填,还可产生矿物假象。石盐、石膏等盐类晶体印痕或假象是大陆干燥地区沉积物的特征。

【生物成因构造】 biogenic sedimentary structure 与生物作用有关的构造。包括生物活动遗迹和生物生长构造,如叠层石构造、生物骨架构造,都是原地成因的,所以对判别古环境有一定的意义。

【生物痕迹】 biogenic imprint 沉积岩中的层面构造。指动物在未固结的沉积物表面活动所留下的脚印、爬痕或钻孔,被沉积物覆盖而保留在岩层中的痕迹。常见的生物痕迹是动物足迹、动物爬痕、虫孔。

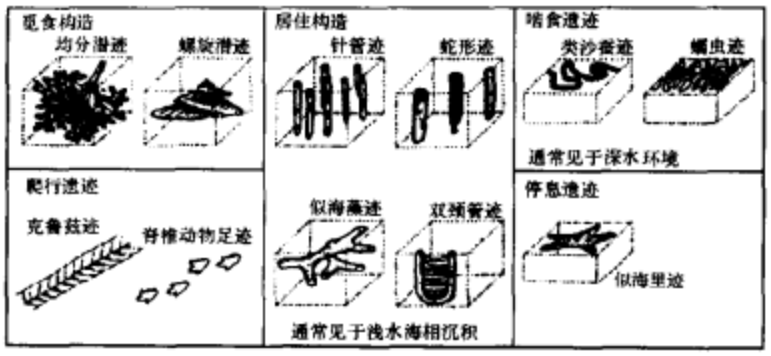
【动物足迹】 ichnite footprint 生物痕迹之一。指鸟类、爬行动物、哺乳动物或其他动物在未固结的沉积物表面留下的脚印。

【虫孔】 boring 又称**虫穴**(burrow)。生物痕迹之一。指食泥生物,如蠕虫类软体动物或其他无脊椎动物的虫穴或钻孔,多呈直的或弯曲的圆筒状、发辫状、线状,宽窄不一,长1~2厘米,分布在层面,或贯穿在层内,呈各种角度与层面斜交。

【示底构造】 geopetal fabric 在碳酸盐岩的原生孔隙中(包括鸟眼孔、窗孔、生物体腔孔等)有两种不同的充填物,在孔隙的下部为渗流的孔隙水带入泥屑或粉屑等内碎屑充填,或者为孔隙水沉淀的灰泥,颜色较暗;孔隙的上部为亮晶方解石充填,色较浅,两者之间具有明显、平直的界线,常可用它指示岩层的顶和底,及原始的水平面。

【生物遗迹构造】 structure of trace fossil 是指保存在沉积物层面上及层内的生物活动的痕迹,即生物遗迹化石。按动物的习性,可分为停息迹、爬行迹、居住迹、觅食迹和啮食迹。常见于陆相或海相浅水沉积物中,但深水浊流沉积物中也可见到(见下

图)。



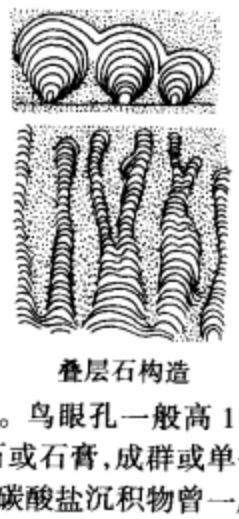
生物遭迹构造的类型
(据 Tucker, 1981)

【盘肠构造】 enterolithic structure 带状沉积物组成的肠状褶皱构造,和构造变形产生的肠状构造形象相似,但它是由岩石化学变化导致的体积变化形成的,例如蒸发岩中由于流动或硬石膏在水化作用时膨胀形成的小褶皱。



盘肠构造

【叠层石构造】 stromatolitic structure 又称**叠层构造**。由蓝绿藻(隐藻)呈层状生长,其细胞分泌黏液质捕陷和粘结沉积质点经碳酸盐化变硬而成。由两种基本层组成:①富藻纹层,又称暗层,藻类组分含量多;②富屑纹层,又称亮层,碎屑组分含量多。两种基本层叠置出现,即形成叠层构造。叠层构造形态变化多样,基本形态有层状、波状、柱状及锥状,发育于从潮上到潮下的潮间带。



叠层石构造

【鸟眼构造】 bird-eye structure 又称**窗孔构造**(boxwork)。是碳酸盐岩中的一种微小的空洞构造,空洞的形状像鸟眼,故名。鸟眼孔一般高 1~3 毫米,宽几个毫米,孔内常充填亮晶方解石或石膏,成群或单个出现。关于鸟眼构造的成因有种种说法:①碳酸盐沉积物曾一度露出水面,由于干裂而成;②碳酸盐沉积物中生物遗体等有机质腐烂而成;③碳酸盐沉积物成岩时干涸收缩形成等。鸟眼构造只形成于潮上或潮间沉积环境中,所以是特定的沉积相标志。

【硬底构造】 hardground structure 在正常沉积中断的间断面上,由于生物作用和同生胶结作用形成的坚硬层即为硬底构造。硬底构造可在大陆条件或海洋条件下形成,但常见的是海洋硬底构造,主要标志为:①硬底层表面因受深水的溶蚀和生物作用,形成起伏圆滑或不规则的凹凸面;②在硬底面上常存在结壳的底栖生物;③硬底面上有海绿石、胶磷矿、铁锰质壳存在,或者这些矿物质壳同结壳生物交替出现;④硬壳层常具有海水潜流带胶结特征,如高镁方解石的等厚环边及泥晶化等。硬底的构造是判断深水沉积间断的标志,反映水下有海退或海底潜山存在。

【结核】 concretion 沉积岩中与围岩成分有明显区别的某种矿物质团块。其形态有球状、卵状及各种不规则状。内部构造式样很多,有同心圆状、放射状等。大小不一,自数厘米至数十厘米,最大者达几米。结核有单体和复体。有的顺层断续分布,呈串珠状;有的呈层状分布,可延伸达数十米,如石灰岩中的燧石结核条带。最常见的结核由化学沉淀的矿物组成,如菱铁矿、黄铁矿、石膏、磷灰石等。

【同生结核】 syngenetic concretion 沉积阶段形成的结核,如现代海底的锰结核。组成结核的物质可以是沉积盆地底层水中胶体物质围绕岩块、生物凝聚而成,具有特征的同心纹结构,这类结核不切穿层理,而层理绕过结核呈弯曲状。结核的矿物成分可反映沉积环境的特点。

【成岩结核】 diagenetic concretion 沉积物向沉积岩转化阶段形成的结核,组成物质从围岩中聚集或物质重新分配而成。这种结核在沉积岩中很常见。结核的左、右两侧层理被切割,其上、下层理绕过结核弯曲,表明未固结围岩的压缩率大于结核的压缩率。如煤系中产出的黄铁矿结核或菱铁矿结核。

【后生结核】 anadiagenetic concretion 岩石固结后形成的结核,其组成物质主要来自外部,即从已固结为岩石的围岩之外带来的,结核切割左、右两侧层理,上、下层理毫无弯曲。这类结核往往沿裂隙带局部富集。

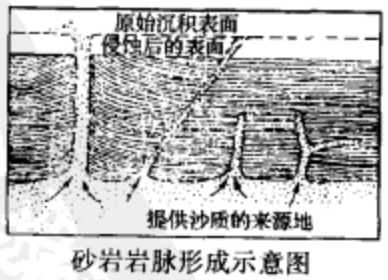
【假结核】 pseudo-concretion 由于风化作用形成的似结核状的岩石团块。当岩石遭受风化时,往往产生几组交叉的裂缝把岩石分割成许多小块,然后外来的氢氧化铁溶液沿裂缝渗入,溶解岩石,于是被分割的岩石小块变成外表被褐铁矿包围的圆球状假结核。

【龟背石】 septarium 是一种特殊的成岩结核,表面存在多边形的同心环及放射状细脉,因类似龟背的花纹而得名。它是在富水凝胶沉积物中析出的结核物质经脱水收缩而成的裂隙,尔后,再被其他矿物充填而成。煤系地层中常见菱铁矿质的龟背石结核。

【叠锥】 cone-in-cone 沉积岩层面上出现的一种锥形凹陷。由许多小圆锥体套叠在一起组成,锥底朝上,锥顶朝下。有时它们分叉,形成复锥。锥高 1~10 厘米,锥角为 30°~60°,组成物质为纤维状方解石,少数情况下为菱铁矿、石膏等。锥体轴垂直于层理。多出现于不纯的石灰岩中,如泥质灰岩、泥灰岩、钙质粘土岩等。叠锥的成因尚有争论,一般认为是在成岩及后生阶段,沿剪切面的溶解作用和结晶作用造成的。

【沉积缝合线】 stylolite 沉积岩中的一种构造现象。常见于沉积石灰岩中,火山岩及石英岩中也可见到。它在剖面中呈锯齿状曲线,形状如动物头盖骨中的接合缝;平面上是一个起伏不平的面。一般认为缝合线是压溶作用形成的,即在上覆岩层静压力下,岩层发生不均匀的溶解而成。它又是一个薄弱面,是矿液的良好通道,所以缝合线发育的岩石均有利于成矿作用的进行。

【碎屑岩脉】 clastic dyke 又称**沉积岩脉**(sedimentary dike)。一种充填在岩石裂缝中的脉状沉积物。有两种成因:一种是沉积物在成岩期产生裂缝,然后被从上面降落的沉积物充填而成;另一种是液态的碎屑物质在有足够的负荷压力条件下从下面往上贯入已成层的沉积物裂隙中而成。常见的碎屑岩脉是砂岩岩脉,也见有砾岩岩脉。



砂岩岩脉形成示意图
(据 Л.Б.Рухин., 1958)

【泥球】 mud ball 一种被包裹在砾岩与砂岩中的粘土球。它是河床向岸侵蚀脱落下的泥块,在水中滚动成球,并在表面粘附了砂砾而成的。系河流在洪水期的产物。

【霜面】 frost 指碎屑颗粒,特别是石英粒上的粗糙如毛玻璃的表面。它是风成沙的特征。

【假层理】 false bedding 一种类似层理的次生构造现象,常见于碎屑岩和火山碎屑岩中。它是在沉积岩形成以后,由于胶体溶液的扩散作用形成的。例如,氢氧化铁的溶液在多孔隙的

岩层内部进行扩散时，可形成同心环状氧化铁沉淀，它的外貌是一系列同心状的色环（也称李泽冈格环）。当这种色环规模较大时，就会被误认为层理。

【生物粘土结构】 bioclayey texture 一种含化石的粘土岩结构。是判断粘土岩沉积环境的重要依据。

【斑状粘土结构】 spotted texture 一种在粘土岩的细小粘土基质中，含有粗大的粘土矿物晶体的结构。粗大晶体多半是重结晶作用生成的，高岭石粘土岩常具这种结构。

【泥质结构】 pelitic texture 又称**粘土结构**（clay texture）。粘土岩的特有结构。其特点是岩石中粘土物质占50%以上，由于混有不同含量的砂及粉砂，故存在一系列过渡型结构，它们的名称及其中各粒级的含量如下：

粒度及含量 / 结构类型	各粒级含量/%		
	粘土	粉砂	砂
泥质结构	>95	<5	
含粉砂的泥质结构	>50	5~25	<5
粉砂泥质结构	>50	25~50	<5
含砂泥质结构	>70	<5	5~25
砂泥质结构	>50	<5	25~50

【胶状结构】 gel texture, colloform texture 粘土岩及其他胶体沉积物和沉积岩的一种结构类型。其中凝胶物质占绝大部分。这些凝胶物质常陈化脱水，形成不规则状的裂隙，破裂面具贝壳状纹，有时还含有球颗结构。

【碎屑结构】 clastic texture 指碎屑岩内各结构组分的特点和相互关系。包括碎屑颗粒的结构（碎屑大小、圆度、球度、形状和颗粒表面特征），杂基和胶结物结构，孔隙的结构以及碎屑颗粒与杂基和胶结物之间的关系。如按主要碎屑颗粒的大小可分为砾质结构（>2毫米）、砂质结构（2~0.05毫米）、粉砂质结构（0.05~0.005毫米）、泥质结构（<0.005毫米）。

【鳞片构造】 scaly structure 粘土岩的一种显微构造。其特征是粘土矿物的细小鳞片杂乱分布，同时还含有较多的碎屑物质。

【蠕虫状结构】 wormy texture 主要见于高岭石泥岩中，其特征是岩石中含有高岭石重结晶形成的蠕虫状晶体。如中国北方石炭二叠纪地层中质地纯净的高岭石泥岩，在偏光显微镜下，蠕虫状高岭石晶体呈扇形消光，晶体杂乱分布。

【毡状构造】 carpet form structure, felty structure 粘土岩的一种显微构造。由细长纤维状粘土矿物错综交织而成。

【格子状构造】 lattice structure 粘土岩的一种显微构造。常见于埃洛石粘土中。其特征是细小的粘土颗粒沿两个几乎相互垂直的方向定向排列，因此在正交偏光下呈现格子状消光现象。

【异化颗粒】 allochem 简称**异化粒**，又称**粒屑**（grained clast）。即异常化学颗粒。碳酸盐岩的主要结构组分之一。指在沉积盆地中形成的一种非正常化学沉淀的碳酸盐颗粒。这些颗粒既可以是机械破碎作用形成的，也可以是生物作用形成的，也可以是化学凝聚作用形成的。它们的直径下限是0.03或0.05毫米。异化颗粒包括：①内碎屑；②球粒（团粒）；③包粒（包括鲕粒、豆粒、生物包壳颗粒）；④骨粒或骨屑；⑤核形石及凝块石。

【团块】 lump 又称**葡萄石**（grapestone）、**巴哈马石**（bahamite）。碳酸盐岩中异化颗粒类型之一。它是一种具有不规则外形和不具内部结构的颗粒，其大小可从砾石级到粉砂级。有时其形状像葡萄状，故叫葡萄石。在现代巴哈马滩盛产一种球粒被粘结成的团块，因此将这种团块叫做巴哈马石。团块多由藻类粘结而成的，又称**藻团块**（algal lump）。由于藻类繁殖于温暖浅水透光环境，故团块大量出现在海滩岩中。

【包粒】 coated grain 即包壳颗粒。碳酸盐岩中异化颗粒类型之一。外形呈球状或椭球状，内部有核心，围绕核心具同心纹层状或放射状构造的包壳。也可以是生物包壳（如有孔虫）。包粒包括如下三种颗粒：鲕粒、豆粒、生物包壳颗粒。

【鲕粒】 oölite, ooid, ooide 又称**鲕石**、**鱼卵石**。包粒类型之一。直径小于2毫米。根据鲕粒的内部构造及其遭受变形、重结晶和溶蚀后的特征，可分为：正常鲕、薄皮鲕、复鲕、偏心鲕、变晶鲕、负鲕等。包壳的厚度大于核心半径的叫**正常鲕**，小于核心半径的叫**薄皮鲕**或**表鲕**；包壳内包含两颗或两颗以上鲕粒叫**复鲕**；包壳偏在核心的一侧呈半包卷状态，核心的一部分露在外面，叫做**偏心鲕**或**静水鲕**；鲕粒变形后，包壳破裂、拉伸，常呈蝌蚪状叫**变形鲕**；鲕粒重结晶后呈单晶或多晶的球形颗粒，叫**变晶鲕**；鲕粒核心被溶蚀成空心叫**负鲕**，又称内鲕、空心鲕。


变形鲕

【豆粒】 pisolite 包粒类型之一。指由核心和同心纹或放射状包壳组成的球状椭球状碳酸盐颗粒。直径>2毫米。

【生物包壳颗粒】 bioencrusted grain 包粒类型之一。核心是骨屑、碎屑或球粒，围绕核心为藻类或有孔虫包壳，由蓝绿藻类包壳形成的球形、椭球形颗粒叫**藻鲕**及**藻豆**。藻鲕的包壳具圆滑的同心纹或放射状，但明显的特征是：包壳的厚度不完全一致，常具明暗交替的同心纹层，且暗层较薄，放射状构造常呈明暗相间的放射柱。藻鲕即生物包壳颗粒之一。常包含藻丝体或藻类生长活动的遗迹。

【骨粒】 skeletal particle, skeleton grain 又称骨骼颗粒、生物颗粒、化石颗粒。是碳酸盐岩中异化颗粒类型之一。由生物分泌的硬体残骸组成。完整的生物壳体叫骨粒，破碎的壳体叫**骨屑**。

【凝块石】 clotted limestone 碳酸盐岩中异化颗粒类型之一。一种不具同心纹构造，形状大小各异的泥晶碳酸盐凝块和团块，颗粒边缘不显破碎和磨蚀的痕迹。按其外形可分为文象状、蠕虫状、球粒状及砂砾状等。凝块石通常是蓝绿藻类生物在生命活动过程中，沉淀并粘结灰泥而成的，故其内部可以保存藻类丝状体的痕迹。常出现在藻鲕灰岩、砂砾状生物灰岩、泥晶灰岩、粉屑灰岩之中，在潮间带和潮下极浅水安静至搅动环境形成。

【假鲕】 pseudo-oölite 一种无内部构造、由泥晶方解石组成的球状或椭球状颗粒。因其外形与鲕粒相似，故称假鲕。但是严格按成因划分，属化学凝聚的叫球粒，属内碎屑被机械磨圆的叫假球粒，或磨圆的砂屑，前者一般小于0.2毫米，后者一般大于0.2毫米。

【藻灰结核】 oncolite 又称核形石（oncolite）。即藻类增长颗粒。一种与藻类活动有关的碳酸盐颗粒，常具有不规则的球状外形，内部具核心，核心是骨屑或其他异化颗粒，围绕核心是不甚规则的同心纹状包壳。藻灰结核由蓝绿藻类的丝状及被丝状体粘结的灰泥组成。多形成于潮下极浅水动荡环境中。

【内碎屑】 intraclast 又称**盆地碎屑**、**同生碎屑**（syngenetic clast）。碳酸盐岩中异化颗粒类型之一。是来源于水盆地底部的未完全固结或已固结的碳酸盐沉积物，经水流或波浪的作用被冲碎搬运、磨蚀和再沉积而成的碎屑。常具塑性变形或磨蚀的边缘，颗粒边界常切割粒内的化石、内碎屑、鲕粒或球粒。它可以具有复杂的内部结构，也可以是单一的微晶泥晶结构。圆度可以很好也可呈次圆状或次棱角状。竹叶状灰岩中的“碎屑”就是比较典型的内碎屑。内碎屑按其直径大小可划分如下几个

粒级:大于 2 毫米砾屑;2~0.5 毫米粗砂屑;0.5~0.25 毫米中砂屑;0.25~0.1 毫米细砂屑;0.1~0.03 毫米粗粉屑;0.03~0.005 毫米细粉屑。

【球粒】 pellet 又称**团粒、球状粒**。碳酸盐岩中异化颗粒类型之一。通常由泥晶方解石的集合体组成,不具内部构造。其形状为圆滑的球形到椭球形或卵形。球粒大小较均匀,粒径在 0.03~0.20 毫米之间,常见为 0.04~0.1 毫米。球粒成因不一,可以由化学或生物化学沉淀的极细的泥晶文石凝聚而成,以后转变为方解石;也可以是无脊椎动物的粪粒(常含有机质);或者由藻类粘结灰泥而成的藻球粒(常有藻类的遗迹);也有的是内碎屑经过磨蚀形成的球状颗粒,一般具有粒度分选及小型交错层等水流活动的沉积特征。

【渗流豆】 vadose pisolith 碳酸盐沉积物暴露大气下,由于淡水渗流作用,沿颗粒表面形成同心纹包壳的豆粒称渗流豆。它的鉴别标志是同心纹包壳的厚度不均匀,常常在豆粒的下部纹层加厚,豆粒之间紧密贴合,有时见渗流作用带入的粉屑,核心常为破碎的豆粒,豆粒长轴一般与层面垂直,渗流豆常夹于钙结岩内。渗流豆石灰岩常具强烈干化现象,没有生物碎屑及沉积构造(如交错层等)。

【灰泥】 lime-mud 又称**灰泥基质**(lime-mud matrix)。碳酸盐岩的结构组分之一。是一种由泥状碳酸钙细屑或晶体组成的沉积物。在现代沉积物中,灰泥多数是化学或生物化学沉淀的针状文石,晶体长度平均为 0.001~0.004 毫米,部分是生物骨骼(特别是钙藻)或其他碳酸盐颗粒经过机械破碎磨蚀或生物腐蚀而成的细屑。其成分为高镁方解石或低镁方解石或文石,主要取决于骨骼或颗粒的矿物组分;还有的灰泥是直接由浮游生物个体组成的,如深海抱球虫灰泥、放射虫灰泥及颗石藻灰泥等。灰泥质点大多小于 0.005 毫米,经过成岩固结后,形成灰泥岩或泥晶灰岩、微晶灰岩。

【泥晶】 micrite 又称灰泥。是异化颗粒同时沉积充填于粒屑间的化学、物理、生物化学沉积作用形成的碳酸盐沉积物,颗粒一般小于 4 微米。但也有人把化学沉淀及生物作用生成的灰泥称为泥晶,而把机械破碎作用生成的灰泥称作**泥屑**。

【亮晶】 sparry 全称**亮晶方解石**(sparry calcite),又称**淀晶**(cumulus crystal)。碳酸盐岩结构组分之一。是直径为 0.01 毫米(10 微米)或更大的方解石晶粒。只作为异化颗粒的胶结物出现于碳酸盐岩中。是异化颗粒下沉到水盆地底部以后,由碳酸钙达过饱和的粒间水沉淀结晶而成的,故不单独组成岩石。在薄片和手标本中亮晶都比较干净、透明,常充填于粒间孔隙之中,不破坏颗粒边界,并常围绕颗粒呈两个或三个世代结构。早期世代晶粒较细,由纤柱状或马牙状晶体组成栉壳边;而晚期世代晶粒较粗,晶面较平直,常呈粒状镶嵌结构,充填于孔隙中心。亮晶粒径大小决定于孔隙空间的大小和结晶速度。

【假亮晶】 pseudo-spar 又称**重结晶方解石**(recrystallization calcite)。是由泥晶方解石重结晶而成的。在岩石中,这种晶体大小不一,分布不均,不具世代结构;常有泥晶方解石包裹体,并常破坏颗粒边界,或与颗粒内的晶体呈衔接生长,形成次生交代边;晶体自形程度差,常呈他形粒状镶嵌结构。按晶粒大小可分以下几类:大于 2 毫米巨晶;2~0.5 毫米粗晶;0.5~0.25 毫米中晶;0.25~0.1 毫米细晶;0.1~0.03 毫米粉晶(或极细晶);0.03~0.005 毫米微晶;小于 0.005 毫米泥晶。

【生物骨架】 organic lattice 又称**生物格架**。生物礁灰岩特有的一种结构组分。是由原地生长的造礁群体生物分泌出的坚硬碳酸盐骨骼组成的。常见的造礁生物是珊瑚、苔藓虫、海绵、层孔虫、厚壳蛤、藻类等。

【碳酸盐胶结物】 carbonate cement 是指颗粒石灰岩沉积物中的孔隙水过饱和沉淀的碳酸盐矿物。按孔隙水性质及成岩环境的不同,具有不同成分及结构的矿物。一般的浅海胶结物主要是在颗粒周围具有等厚环边的针状、纤状的文石或高镁方解石胶结物,也有的是泥晶文石或高镁方解石胶结构;大气淡水胶结物主要是短柱状或马牙状、片状方解石环边,及等粒状亮晶方解石胶结物,棘皮类节片常具有共轴生长的亮晶方解石环边胶结物。

【泥晶化】 micritization 泥晶化指碳酸盐颗粒边缘为穿孔藻类钻孔,一般为泥晶方解石(原始沉积矿物为文石或高镁方解石泥)充填。中国小柴旦盐湖发现的湖滩岩的陆源碎屑被藻穿孔,为泥晶白云石充填。这种颗粒边缘被泥晶化的现象称泥晶化边,如果全部颗粒泥晶化可以出现假球粒(原始颗粒不具泥晶结构)。**泥晶套**(micritic envelope)或称泥晶包壳指颗粒外围包裹泥晶文石或高镁方解石或经转化的方解石质薄包壳,颗粒边缘保存完好。自然界也出现颗粒既包壳又被泥晶化的现象,如鲕粒泥晶包壳常常被泥晶化的现象。

【结晶粒状结构】 crystalline granular texture 化学岩和生物化学岩结构类型之一。岩石全部由结晶颗粒组成。按晶粒大小,分为粗晶结构、细晶结构和隐晶结构。划分的标准如下:

结构名称	颗粒大小/mm	分辨标志
粗粒结构	>2	肉眼能见晶体
中粒结构	2~0.5	肉眼能见颗粒
细粒结构	0.5~0.01	显微镜下能见颗粒
隐晶质结构	<0.01	显微镜下也无法辨明矿物颗粒

【镶嵌结构】 mosaic texture 结晶粒状结构的一种类型。在显微镜下观察,由自形或半自形晶粒组成,晶粒彼此镶嵌呈直线状接触,大部分白云岩具这种结构。



镶嵌结构

【栉壳结构】 pectinate texture 又称**晶簇状结构**(category texture)。由聚生在碎屑颗粒表面或岩石孔隙壁上的栉壳状晶体构成。常见于石灰岩、白云岩及砂岩的胶结物中。

【花岗状结构】 granitoid texture 结晶粒状结构的一种类型。在显微镜下观察,由他形晶体组成。常见于结晶石灰岩中。



花岗状结构

【鲕状结构】 oolitic texture 由鲕粒和相同物质成分的填隙物组成的一种结构。鲕粒一般为球形或椭球形颗粒,直径 0.20~2 毫米,外形像鱼卵,故名鲕石。鲕粒有核心,可以是各种矿物碎屑、生物碎片或球粒等,围绕核心具同心纹或放射状构造的包壳。此种结构常见于石灰岩、白云岩、硅质岩、铁质岩、磷质岩、铝质岩之中。

【生物结构】 biogenetic texture 生物化学岩的一种结构。具此种结构的岩石,其内部所含的生物骨骼需达 30%以上。常见于石灰岩、硅质岩和磷质岩中。

【颗粒支撑】 grain-supported 沉积岩的一种结构类型。其特点是碳酸盐颗粒或陆源碎屑颗粒互相支撑,形成岩石的支架,很少含有或者不含有灰泥杂基,常具亮晶方解石、白云石或石膏、硬石膏、硅质等各种类型胶结物。颗粒支撑形成于高能环境。

【灰泥支撑】 mud-supported 碳酸盐岩的一种结构类型。见于含颗粒很少的泥晶灰岩中,颗粒分散在灰泥中,彼此不相接

触,故称灰泥支撑。常出现于低能环境。

【碳酸盐岩孔隙】 porosity of carbonate 碳酸盐岩的孔隙一般按孔径大小分为:隐孔(孔径 < 0.01 毫米),显孔(孔径 0.01 ~ 2 毫米),孔洞(> 2 毫米)。按成因分为原生孔隙与次生孔隙,在原始碳酸盐颗粒沉积物中形成的孔隙称原生孔隙,其中包括粒间孔隙(存在于颗粒之间)、粒内孔隙(存在于颗粒之内,如生物体腔孔隙)、生物骨架孔隙(存在于造礁生物骨架之间或之内的孔隙)、遮蔽孔隙(由于大颗粒如生物介壳的遮蔽,其下所保留的孔隙),以及生物虫孔孔隙(未被充填的虫穴)、鸟眼孔隙等;次生孔隙是成岩、后生及表生阶段经过改造作用产生的孔隙,其特征是破坏原始沉积结构,主要类型有:铸模孔、溶孔及溶洞(由于大气地下水或深部有机质裂解产生的埋藏水的溶解作用形成的鲕模孔、介模孔、膏模孔、粒内溶孔、粒间溶孔、溶洞、溶缝等),晶间孔隙(通过白云石化产生)、裂缝孔隙(通过构造应力或干缩作用等产生)。

【淡水渗流环境】 fresh water vadose environment 是在地表以下,地下水面以上地带,碳酸盐颗粒沉积物的孔隙中充满空气,由于含二氧化碳的大气淡水渗流作用,优先选择文石质颗粒溶解产生粒内溶孔,大气淡水溶解的碳酸钙沿颗粒接触点过饱和沉淀形成新月形的微亮晶方解石胶结物,若沿颗粒表面垂直流动,在颗粒下方形成钟乳状的悬挂式亮晶方解石胶结物。沉积物呈半固结状态,保存大量孔隙。

【淡水潜流环境】 fresh water phreatic environment 是位于地下水面以下碳酸盐颗粒沉积物的孔隙中仍充满大气淡水。在活动的淡水潜流带中,由于活跃的淡水循环常发生溶解作用,文石质颗粒产生的铸模孔或粒内溶孔,高镁方解石颗粒转变为低镁方解石,同时伴随大量亮晶方解石胶结物的沉淀,在颗粒边缘形成等厚的片状方解石,向孔隙中形成粒状方解石,海百合节片形成共轴生长边,有的形成充填几个孔隙的连生胶结物,孔隙度大大降低。在停滞的淡水潜流带内,由于孔隙水为碳酸钙饱和,很少发生胶结作用及溶解作用,仅有镁方解石及文石转变为方解石的稳定作用,颗粒的内部结构仍保存完好。

【海水潜流环境】 marine phreatic environment 是位于地下水面以下碳酸盐颗粒沉积物的孔隙中仍充满海水,在活动的海水潜流带中,波浪、潮汐及海流迫使海水通过沉积物,使孔隙水达到碳酸钙过饱和,不断产生文石或镁方解石胶结物;常在颗粒周围形成等厚的纤状文石或镁方解石环边,胶结物之间构成多边形界线;或可形成葡萄状或团粒状的文石或镁方解石胶结物;有时形成泥晶镁方解石胶结物,有时颗粒周围被菌藻类钻孔形成泥晶化边;颗粒无溶蚀及矿物无转化,可保存部分剩余的原生粒内及粒间孔隙。在停滞的海水潜流带内,孔隙水为碳酸钙饱和且很少循环,颗粒无溶蚀,亦无矿物转化,很少胶结作用,有时发生泥晶化边。

【淡水-海水混合环境】 *meteoric-marine mixing environment* 在海水潜流环境与淡水潜流环境之间,常常有一个狭窄的混合环境,它的孔隙水以半咸水为特征。海水与淡水混合形成的半咸水带,可以对方解石稍不饱和,而对白云石过饱和,在具有良好的水循环条件下,常发生白云石胶结物或白云石化作用,此种作用称为混合水白云石化作用。古代的礁和滩在暴露大气淡水环境下,常见混合水白云石化作用,在地表附近及浅的地下蒸发环境下,出现超咸水和大陆淡水的接触,以及由浅到深埋藏的潜流环境,淡水可以和沉积物掩埋的海水相混合,也可以发现混合水白云石化作用。混合水环境靠近淡水一侧,可见淡水潜流带的特征,靠近海水一侧可见海水潜流带的特征。

【能量指数】 energy index 用来判断碳酸盐岩形成环境的定量指数。能量是指沉积介质的动能,它决定于波浪、水流作用的强度。反映到碳酸盐岩结构上是异化颗粒的数量与灰泥数量之比,即:

$$\text{比值}(R)=\frac{\text{颗粒}(G,\%)}{\text{灰泥}(M,\%)}$$

简称 *GMR* 指数,一般可直接用颗粒含量来表示。例如,根据异化颗粒的数量可划分出五个能量级别:颗粒含量大于 90% 为强烈动荡水环境;颗粒含量 75% ~ 90% 为中等动荡水环境;颗粒含量 50% ~ 75% 为弱动荡水环境;颗粒含量 25% ~ 50% 为间歇动荡水环境;颗粒含量 10% ~ 25% 为静水环境。能量分级不能单凭颗粒含量,还要考虑颗粒的类型、大小、分选性、磨圆度及化石的种类、基质数量等。能量指数的划分对恢复碳酸盐岩形成时的水动能环境,有一定实用意义。

沉积岩石

【沉积岩】 sedimentary rock 曾称**水成岩**(neptunic rock, hydrogenic rock)。在地壳表层条件下,母岩经风化作用、生物作用、化学作用和某种火山作用的产物,经过搬运、沉积形成成层的松散沉积物,而后固结而成的岩石。如碎屑岩(砾岩、砂岩、粉砂岩)是从来源区机械破碎的岩石及矿物的碎屑经过水或大气或冰的搬运及沉积形成的;化学岩(如石盐岩、石膏岩)是从溶液中化学沉淀而成的;而生物岩(如某些碳酸盐岩)是由动物及植物的遗体或其分泌物形成的。沉积岩在地表分布面积广大,约占 75%,占地壳岩石总体积的 5%。

【陆源沉积岩】 terrigenous sedimentary rock 由母岩经物理风化作用形成的陆源物质,经机械搬运、沉积、压实、胶结而成的岩石。

【内源沉积岩】 endogenetic sedimentary rock 构成岩石的原始物质主要来自陆源溶解物和生物源,少部分来自深源气水热液和深卤,在沉积盆地中通过生物化学作用和化学作用沉积形成的岩石。

【砾岩】 conglomerate 一种由粒径大于 2 毫米的圆状、次圆状砾石经胶结而成的粗粒碎屑岩。砾石之间的填隙物为砂、粉砂、粘土物质及化学沉积物。按成分的复杂与否可分为单成分砾岩、复成分砾岩;按成因与形成时的环境可分为滨海砾岩、河流砾岩、洪积砾岩等;按它在地质剖面上的分布位置可分为底砾岩和层间砾岩;按支撑类型可分为正砾岩和副砾岩。

【角砾岩】 breccia 一种由粒径大于 2 毫米而未被磨圆的砾石经胶结而成的粗粒碎屑岩。组成角砾的碎屑一般没有经过搬运或搬运距离很短,特点是大小不等,形状各异,多半带有棱角。按成因可分为岩溶角砾岩、成岩角砾岩、后生角砾岩等。在蒸发岩中,例如石膏经过次生变化,也可形成溶塌角砾岩及交代角砾岩,它是普查原生蒸发岩矿床的标志之一。除上述角砾岩外,在火山碎屑岩及构造破碎带也经常见到角砾岩,前者属火山角砾岩,后者属构造角砾岩(断层角砾岩)。

【碎屑岩】 clastic rock 又称**正常沉积碎屑岩**(normal sedimentary clastic rock)、**陆源碎屑岩**(terrigenous clastic rock)。母岩机械破碎产物的碎屑物质经搬运、沉积、成岩形成的岩石。碎屑岩包含四种基本组分,即碎屑颗粒、杂基、胶结物和孔隙。其中碎屑颗粒是碎屑岩的主要组分,如砾岩中的砾石、砂岩中的砂、粉砂岩中的粉砂等,占整个岩石组成的 50% 以上。碎屑岩按碎屑颗

粒的大小，又可分为砾岩、角砾岩、砂岩、粉砂岩等。

【底砾岩】 basal conglomerate 一种位于海进层序底部的砾岩。其下为一侵蚀面(或冲刷面)。一般分选性较好，厚度不大，分布面积很广。以成熟度高的砾石为主，因为它代表一长期的侵蚀间断，不稳定的组分完全被破坏之故。

【层间砾岩】 intraformational conglomerate 又称**层内砾岩**、**同生砾岩**(syngenetic conglomerate)。一种位于某地层内部的砾岩。它与上下地层之间为连续沉积，无沉积间断。这种砾岩的碎屑与基质充填物是由于沉积不久的或只有部分固结的沉积物，在准同生期破碎成砾石或角砾碎屑堆积而成的，如滑塌角砾岩，生物礁的礁前塌积岩，中国北方寒武系中的竹叶状灰岩属之。

【岩溶角砾岩】 karst breccia 又称**溶洞角砾岩**、**喀斯特角砾岩**。一种发育在石灰岩地区，由于溶洞崩塌或岩溶水搬运堆积而成的角砾岩。它的特点是分布局限，角砾成分单一，属原地来源；角砾的粒度分选极差，圆度也较差，充填在角砾中的基质为富含泥质的碳酸盐。

【成岩角砾岩】 diagenetic breccia 一种在成岩作用阶段形成的角砾岩，原为结构和成分上均质的沉积物，因成岩作用而产生角砾状结构。例如胶体沉积物在成岩期由于脱水、收缩，引起岩石碎裂，所形成的碎块再经胶结，即为成岩角砾岩。

【滨岸砾岩】 shore conglomerate 滨岸砾岩主要形成于滨海地区，其次是滨湖地区，它是由河流携带入的砾石或沿岸岩石崩塌下来的碎块经波浪和海流反复改造而成的。多由石英岩质砾石构成。砾石的磨圆度高、分选好，砾石扁平、对称性好，砾石长轴(*A* 轴)多数平行海岸线方向排列，最大扁平面(由 *A* 轴和 *B* 轴组成的平面)向迎着波浪(或海流)方向倾斜，倾角小，一般 7°～8°，不超过 13°。

【河成砾岩】 alluvial conglomerate 由山区河流与平原河流形成的砾岩称河成砾岩，多由复成分砾岩或岩屑砾岩构成。分选差，呈多众数，砾石最大扁平面向上游倾斜，倾角随水流流速而变化。由暂时性水流形成的洪积砾岩多沿山麓成扇群分布，与砂岩一起形成巨厚层，有时厚度超过 1000 米，长达几百千米，甚至 1000 多千米。平原河流形成的砾岩往往厚度小，平面上呈鞋带状延伸，横断面呈透镜状，堆积于河床中。

【冰碛岩】 tillite 又称**冰川砾岩**(glacial conglomerate)，是副砾岩的一种类型，其砾级碎屑含量一般占 5%～30%，砾级大小悬殊，砾径大小相差可达 100 倍以上，分选差，填隙物以粉砂和泥级碎屑为主。冰碛砾石的重要特征是形状奇特，形成所谓五角砾石或熨斗状砾石，表面有丁字形擦痕，以此可区别于其他成因的副砾岩和正砾岩。冰碛岩代表冰川作用的产物，是鉴别冰川的主要依据之一。

【后生角砾岩】 catagenetic breccia 一种在后生作用阶段形成的角砾岩。后生作用导致岩石产生角砾状结构。例如，在后生期，岩脉或裂缝的穿插或交代作用等，均可造成后生角砾岩。如缝合线化角砾岩。

【正砾岩】 orthoconglomerate 这是一类正常沉积的砾岩，其组分主要为陆源的砾石，杂基含量小于 15%，颗粒支撑，一般形成于高速的水流或强的波浪条件下。按其稳定组分含量可分为成熟度高的石英岩质砾岩和成熟度低的岩块砾岩。

【副砾岩】 paraconglomerate 砾岩中杂基含量超过 15%，而砾石的含量通常小于 30%，泥质支撑，砾间充填泥砂，定名砾质泥岩或砾质砂泥岩，佩蒂庄则称为副砾岩，如纹层状砾质泥岩、冰碛岩。

【再生花岗岩】 regenerated granite 一种产于花岗岩类或花岗片麻岩侵蚀面上的碎屑岩，如花岗岩屑富石英贫长石的碎屑岩。厚度不大，分选差，颗粒呈棱角状。若胶结良好，貌似花岗岩。它的存在可以证实花岗岩体与上覆岩层之间是沉积接触。因此它是帮助我们确定花岗岩时代上限的地质证据之一。

【砂岩】 sandstone 一种已固结的中粒碎屑沉积岩，其中粒径 0.625～2 毫米的砂粒的含量占 50% 以上，其余为基质或胶结物。砂粒的主要成分为石英，其次长石、云母、岩屑等，胶结物的成分有硅质、铁质、钙质。按砂岩中碎屑的主要颗粒的大小可分：0.5～2 毫米为**粗粒砂岩**(grit)、0.5～0.25 毫米为**中粒砂岩**(medium granular sandstone)、0.25～0.0625 毫米为**细粒砂岩**(fine-grained sandstone)、**不等粒砂岩**(inequigranular sandstone)等。按砂粒与粘土杂基的含量可划分为**净砂岩**(arenite)(简称砂岩)与杂砂岩二大类，前者粘土小于 15%，可细分为石英砂岩、长石砂岩、岩屑砂岩等，后者粘土大于 15%，可细分为石英杂砂岩、长石杂砂岩、岩屑杂砂岩等。

【砂屑岩】 arenite 又称**纯砂岩**(clean sandstone)、**砂粒碎屑岩**。指几乎不含基质或基质含量很少(<15%)的砂岩。这种砂岩中的碎屑磨圆度较好，分选中等至良好。

【杂砂岩】 graywacke 又称**瓦克岩**(wacke)、**硬砂岩**(graywacke)。指杂基含量多(>15%)的砂岩。这种砂岩中的碎屑一般呈棱角状，分选性差，结构成熟度低，属密度流沉积。graywacke 一词是沉积岩中含义有分歧的术语，国内外学者有不同的解释，中文译名也不一致。过去习惯上将它译为硬砂岩，后来有人按音译成瓦克岩，近来又译为杂砂岩。该术语最早用来描述德国哈茨山区上泥盆统—下石炭统的库姆层砂岩，其特征是暗色、坚韧、固结很好，含有多种岩屑，主要为粉泥质岩屑和低变质岩屑，酸性火山岩屑亦常见，石英含量高达三分之一至四分之一，长石以钠长石为主，含有绢云母、绿泥石、绿帘石等包裹体。碎屑颗粒呈棱角状，分选性极差。表明 graywacke 原意为浅变质、分选极差的岩屑砂岩。此岩多产于构造运动活跃的沉积盆地复理石建造中。

【沉积石英岩】 sedimentary quartzite 一种以硅质作为胶结物的砂岩，其中硅质胶结物已全部重结晶，并围绕石英碎屑颗粒呈次生加大边。因其岩性致密坚硬因而与变质石英岩不易区别。但在显微镜下可看出，次生加大的石英间界线一般为直线状。

【长石砂岩】 arkose 一种长石碎屑含量大于 25% 的砂岩，长石的种类多为酸性斜长石和钾长石。一般为粗砂状结构，肉红色至灰色，分选性和磨圆度变化较大，由很好至极差。常含较多的杂基，胶结物多为碳酸盐质、硅质、铁质。当砂粒中含较多量的石英碎屑(石英大于 75%)时，即过渡为**长石石英砂岩**(feldspathic quartz sandstone)，或称**次长石砂岩**(subarkose)。当岩石中含大量杂基时，则属**长石杂砂岩**(feldspathic graywacke)。长石砂岩多由长英质母岩，如花岗岩、片麻岩经机械风化，短距离搬运，在山前或山间盆地堆积而成。

【构造长石砂岩】 tectonic arkose 以碎屑分选性和磨圆度均很差、含较多粘土和稳定性较差的重矿物为特征的长石砂岩。这些特征的形成是因为这类长石砂岩形成于构造运动较强烈的地区，风化作用时间短促，化学风化不发育，母岩遭受强烈侵蚀并迅速堆积，长石可较多地保存而形成长石砂岩，故称为构造长石砂岩。

【气候长石砂岩】 climatic arkose 指以碎屑的分选性和磨圆度较好，长石较新鲜，而重矿物多半稳定性较高为特征的长石砂岩。反映该类长石砂岩形成条件是在构造比较稳定的环境中，母岩经受长期缓慢的侵蚀和长距离的搬运，并在干燥和寒冷的

气候条件下长石难以风化和分解，故称为气候长石砂岩。

【岩屑砂岩】 lithic sandstone 一种岩屑含量大于25%的砂岩。岩屑多为隐晶质的细粒岩石，如喷出岩、板岩、千枚岩、泥页岩，胶结物多为硅质及隐晶质碳酸盐质等，属不稳定的及成熟度低的组分。当岩石杂基的含量大于15%时，则属***岩屑杂砂岩***(lithic graywacke)；当砂粒中石英的含量超过75%时，则过渡为***岩屑石英砂岩***(lithic quartz sandstone)。岩屑砂岩是一种不成熟的快速堆积物，是构造变动强烈地区的产物，常在山前冲积扇、山间盆地及河流相中产出。

【石英砂岩】 quartz sandstone 又称***正石英岩***。砂岩中石英的含量大于90%，仅含少量的长石及其他岩屑和重矿物。碎屑颗粒以单晶石英为主，磨圆度和分选性都比较好，因此成分成熟度和结构成熟度都是砂岩中最好的。胶结物中都为硅质，有次生加大，钙质和铁质次之，杂基很少或没有，颗粒支撑。可分为硅质石英砂岩、石英岩状砂岩、沉积石英岩。

【粉砂岩】 siltstone 一种细碎屑岩，其中粒径为0.025～0.0039毫米的粉砂的含量占50%以上，其余为砂、粘土或化学沉淀物。粉砂的成分以石英为主，其次为白云母和长石，岩屑少见，重矿物含量比砂岩多，可高达2%～3%。碎屑的磨圆度不好，常呈棱角状。胶结物以钙质、铁质为主。红层及煤系地层中经常遇到粉砂岩，黄土也是一种疏松或半固结的粉砂沉积物。

【粘土】 clay 主要由直径小于0.0039毫米(重结晶后<0.01毫米)的粘土矿物所组成的土状沉积物。它与水拌和后具有粘性，干燥后能保持原来的形状，焙烧后具有岩石般的坚硬性。某些粘土还具有高耐火度、强塑性及良好的吸水性、膨胀性、吸附性。除粘土矿物外，粘土中也含石英、长石、云母等碎屑矿物及菱铁矿、石膏等自生非粘土矿物。粘土按可塑性可分为***软质粘土***(可塑性粘土)、***半软质粘土***和***硬质粘土***；按耐火度可分为耐火粘土(耐火度在1580℃以上)、***易熔粘土***(耐火度小于1350℃)和***难熔粘土***(耐火度1350～1580℃)；按成因可分为***残余粘土***(原生粘土)和***次生粘土***。按矿物成因可分为高岭石粘土、蒙脱石粘土、水云母粘土等。按用途和某些特征可分为耐火粘土、陶瓷粘土、砖瓦粘土、膨润土、活性粘土及漂白土等。粘土是外生沉积作用或铝硅酸盐类岩石长期风化而成的，是低温热液对围岩蚀变的产物。它是陶瓷、水泥、耐火材料、化工等方面的重要原料。

【高岭石粘土】 kaolinitic clay 又称***高岭土***(kaolin)，俗称***瓷土***(porcelain clay, china clay)。一种以高岭石为主要成分的粘土。以首先发现于中国江西景德镇附近的"高岭"地方而得名，常含多量的埃洛石，少量蒙脱石、水云母、水铝英石及石英、云母、黄铁矿、碳酸盐矿物、有机质等。呈白、黄、灰、玫瑰等色。呈致密状、角砾状或土块状。具有强的可塑性和粘结力，高的耐火度和烧结度，良好的绝缘性和化学稳定性。是在湿热气候条件下由铝硅酸盐类矿物(主要是长石)经长期风化而成的，也可由热液蚀变或表生沉积作用形成。它是陶瓷工业的重要原料，也作为塑料制品、造纸、橡胶、牙膏等工业的重要填料。

【蒙脱石粘土】 montmorillonite clay 一种主要由蒙脱石族矿物组成的粘土，亦可含有水云母、沸石、石英、长石、方解石、石膏、重晶石、有机质等。是凝灰岩或玻璃质火山岩在地下水或海水作用下的分解产物，在中性或碱性的环境下(pH=7～8.5)堆积在原地或被搬运沉积在湖泊、海洋中而成。质纯的蒙脱石粘土按其工艺性能及用途又分为膨润土和漂白土二种。

【陶瓷粘土】 ceramic clay 适用于作陶瓷原料用的粘土总称。主要由高岭土组成。其特点是一般具有高的粘结力、可塑性和良好的烧结性能，在1360℃时能烧成白色的坯，烧结温度和耐火度间隔大，焙烧后无疤痕和斑点，化学成分中FeO、Fe_2O_3、TiO_2等有害杂质含量甚微。它是制造各种工业技术陶瓷、建筑卫生陶瓷和日用陶瓷的主要原料。

【陶土】 syderolite 一种陶瓷原料。矿物成分复杂，主要由水云母、高岭石、蒙脱石、石英及长石所组成的粉砂-砂质粘土。化学成分与一般粘土相似。与高岭土、膨润土相比，Al_2O_3含量较低，SiO_2、Fe_2O_3含量较高。常呈浅灰色、黄色、紫色。具有吸水性和吸附性，加水后可塑性中等，干燥和烧结性能较好，可供制造陶器。

【水云母粘土】 hydromica clay 一种以水云母成分为主的粘土。除水云母外，还经常含有其他粘土矿物和碎屑物质。常具粉砂泥质结构。水云母粘土大多是再沉积的，原地风化残积的很少见。它在各种环境中(大陆或海洋，温暖或寒冷，酸性或碱性介质)均可沉积。由于水云母粘土成分不纯，常含较多杂质，故在工业上用途不大，仅供作粗陶制品的原料。

【耐火粘土】 fire clay 一种耐火度大于1580℃的粘土，由高岭石或水云母高岭石类矿物组成。Al_2O_3含量高(一般大于30%)，Fe_2O_3、CaO、MgO、K_2O、Na_2O的含量低。它可用作制造冶炼炉炉壁、炉衬用的耐火砖、堵口水泥及坩埚掺和料。评价耐火粘土时，除考虑成分和耐火性外，还应要求有可塑性和烧结性。

【海泡石粘土】 sepiolite clay 是一种以海泡石为主要成分的粘土，伴生有凹凸棒石、蒙脱石、滑石等，非粘土矿物混入物则有石英、方解石、天青石等。外观呈黄褐、深灰、灰白等色，呈土块状，质软而轻，硬度1～2，密度2.4～2.65克/厘米^3，具有黏性和可塑性，手触之有滑感。加水后能调成糊状，干后用锤击之，可留下锤痕。常用作吸收剂、净化、脱色和精制油、脂肪、蜡、树脂等。另一重要用途是制作抗盐耐高温钻井泥浆，用于含盐地层和海上石油钻探。

【膨润土】 bentonite 又称***斑脱岩***、***膨土岩***。一种以蒙脱石为主要成分的粘土。含少量长石、石英、贝得石、方解石及火山玻璃。白色，含杂质时呈淡绿、灰白、粉红等色。具有强烈吸水性，吸水后，体积膨胀10～30倍。在水溶液中呈悬浮和胶凝状。还具有很强的离子交换的特性，以及良好的粘结力和耐火性。按化学成分可分为钠基膨润土和钙基膨润土；按物理性质可分为软质膨润土和硬质膨润土。膨润土可作为机械铸模的粘结剂、钻探用的优质泥浆原料、陶瓷原料、石墨坩埚的调节剂及农药等。近日膨润土还用来代替淀粉应用于纺织工业做纱浆。

【漂白土】 fuller's clay 一种胶质粘土。成分与膨润土相似，但含钙较多，含钠较少，吸水性和膨胀性较差。具有很强的吸附能力，能吸收大量色素、黏液、胶状物及其他杂质，故在精炼石油产品、精制各种矿物油和植物油时，作为脱色或漂白剂。工业上利用的漂白土有两种：一种是活性白土，即用酸处理(活化作用)后才具有强的漂白性能；另一种是天然漂白土(又叫酸性白土)，即天然产生的漂白土，本身就具有漂白性，但漂白性能比活性白土差得多。

【粘土岩】 clay rock 又称***泥质岩***(argillite, argillaceous rock, pelite)。一种主要由粒径小于0.0039毫米(重结晶后<0.01毫米)颗粒组成，并含大量粘土矿物(高岭石、蒙脱石、水云母等)的沉积岩。大多为母岩风化的极细碎屑物质呈悬浮物被搬运经沉积而成。疏松的称为粘土，固结的称为泥岩、页岩。粘土岩中除粘土矿物外还含石英、长石、云母等碎屑矿物及自生非粘土矿物。美国学者采用泥质岩的概念包括了粉砂岩。粘土岩因质点极细，故肉眼与显微镜不能准确地鉴定它的矿物成分，需要用电

子显微镜、X 射线衍射、差热分析等综合研究方法。

【泥岩】 mudstone, argillite 一种成分较复杂,层理不明显的块状粘土岩。是弱固结的粘土经压固作用、脱水作用,微弱的重结晶作用形成的。可按混入物质不同分为炭质泥岩、铁质泥岩、砂质泥岩。红层有大量泥岩分布。暗色泥岩,如黑色泥岩含有机质,是良好的生油岩系。

【页岩】 shale 一种成分较复杂、具有薄页状或薄片状层理的粘土岩。是弱固结的粘土经较强的压固作用、脱水作用、重结晶作用后形成的。用锤打击时,很容易分裂成薄片。颜色多种,有绿、黄、红等色。它的成分除粘土矿物外,尚混入有石英、长石等碎屑矿物及其他化学物质。

【钙质页岩】 calcareous shale 一种富含碳酸钙的页岩,滴稀盐酸起泡,但岩石中碳酸钙的含量不超过 25%,若超过 25%即成为泥灰岩。常见于陆相红色地层及海相钙泥质岩系中。

【铁质页岩】 ferruginous shale 一种含少量铁的氧化物、氢氧化物、碳酸盐(菱铁矿)及铁的硅酸盐(鲕绿泥石、鳞绿泥石)的页岩。常呈红色或灰绿色。产于红层、煤系地层及海相砂泥质岩系中。

【硅质页岩】 siliceous shale 一种富含游离二氧化硅的页岩。若岩石中游离二氧化硅含量增高,即向生物化学成因的硅质岩过渡。它比普通页岩硬度大,常与铁质岩、锰质岩、磷质岩及燧石岩等共生。成因有生物的、火山的及化学的。

【黑色页岩】 black shale 一种富含有机质及分散状黄铁矿的页岩。外貌与炭质页岩相似,但不污手。厚度大时,可成为良好的生油岩系,它是一种循环极差的停滞水环境(如深湖、深海、淡化潟湖等)的沉积产物。

【炭质页岩】 carbonaceous shale 一种含大量分散的炭化有机质的页岩。能污手,但含灰分高,故不易燃烧。常形成于湖泊-沼泽环境,与煤层共生。

【凝灰质页岩】 tuffaceous shale 火山碎屑沉积岩之一。为火山碎屑物占 50% ~ 10%的页岩,火山碎屑物的粒径小于 0.0039 毫米。压实和水化学胶结成岩,具正常的粉砂岩结构和构造。

【泥板岩】 argillite 一种成分复杂、已固结硬化的粘土岩。是粘土在较强的后生作用下,通过压固、重结晶作用形成的。其中重结晶的粘土矿物小于 50%,新生矿物的粒度小于 0.05 毫米。无明显的纹层,也没有层状劈理。它与板岩的区别是后者有明显的层状劈理,重结晶的粘土矿物大于 50%,具有层纹构造及层理的泥板岩可称为页板岩。

【化学岩】 chemical sedimentary rock 又称**化学沉积岩**。是岩石风化产物中的溶解物质(胶体溶液的和真溶液的)通过化学作用方式沉积而成的。如铝质岩、铁质岩、锰质岩、某些硅质岩、磷质岩、碳酸盐岩及岩盐等。化学岩大多是在海湖盆地中生成的,少数也可以在陆地地下水的作用下形成。成分常较为单一,具有结晶结构、隐晶质结构、鲕状结构、豆状结构。这类岩石往往本身就是一些有重要意义的沉积矿床,如岩盐矿、钾盐矿、石膏矿、芒硝矿、石灰石矿、白云石矿、铁矿、锰矿、铝土矿等。

【生物化学岩】 biochemical sedimentary rock 又称**生物化学沉积岩**。是岩石风化产物中的溶解物质(胶体溶液的和真溶液的)通过生物化学作用或生物生理活动使某种物质聚集而成的岩石。自然界中常见的生物化学岩有硅藻土、介壳石灰岩、礁灰岩、磷块岩等。这类岩石往往具有生物或生物碎屑结构。有关的矿产有磷矿、铁矿、硅藻土矿等。

【碳酸盐岩】 carbonate rock 石灰岩的同义词。一种碳酸盐类矿物含量超过 50%的沉积岩。主要矿物成分方解石、白云石、铁白云石;混入的成分有石英、云母、长石及各种重矿物、粘土。自生矿物有二氧化硅矿物、氧化铁矿物、黄铁矿、海绿石、石膏等。常见的结构类型有晶粒结构、鲕粒结构、豆粒结构、生物结构、碎屑结构等。常含有各种成分的结核。它主要在海洋环境中形成,少数在大陆环境湖盆中形成。按成分可分为石灰岩、白云岩和泥灰岩等。按结构-成因可将碳酸盐岩分为五大类:①亮晶异化粒灰岩;②泥晶异化粒灰岩;③泥晶灰岩(正常化学岩);④原地礁灰岩;⑤交代白云岩。碳酸盐岩是水泥、石材、化工、冶炼钢铁和建筑工业的重要原料,又是石油天然气的储集岩,它与许多固体沉积矿藏共生,并且是很多金属层控矿床的储矿层。因此,研究碳酸盐岩具有重要的经济意义。

【碳酸盐沉积物】 carbonate sediments 一种由形成于海洋或湖泊底部的粒状泥状碳酸盐矿物及其集合体组成,它可以通过生物作用形成,也可以从过饱和碳酸盐的水体中直接沉淀而成。

【高镁方解石】 high-magnesian calcite 含 $MgCO_3 > 4\%$的方解石。镁离子以置换钙离子的方式参加到方解石晶格中,常构成某些生物的骨骼,如棘皮动物、珊瑚藻等,或产于现代温暖浅海的碳酸盐沉积物中。它是一种不稳定的碳酸盐矿物,在成岩作用过程中即发生分解,析出镁,而变成方解石,故在石灰岩中是不存在的。

【低镁方解石】 law-magnesian calcite 含 $MgCO_3 < 4\%$的方解石,即普通方解石。它比较稳定,是组成石灰岩的主要矿物。低镁方解石在现代深海碳酸盐沉积物中占多数,而在浅海碳酸盐沉积物中只占少数。低镁方解石常组成介形虫、三叶虫、苔藓虫、某些腕足类及有孔虫、蓝藻、颗石藻等海生生物的骨骼。

【原白云石】 protodolomite 又称**钙白云石**(calcareous dolomite)。是一种不稳定的无序白云石,即未构成 Mg-CO_3-Ca 离子层的有序排列,在其化学组成上,钙、镁含量在 $Ca_{60}Mg_{40}$—$Ca_{50}Mg_{50}$(有序白云石)之间。原白云石中有过剩的钙存在,结晶的单位晶胞比有序白云石(Ca:Mg = 1:1)要大些。在盐湖、潟湖和蒸发潮坪的碳酸盐沉积物中,最初形成的原白云石,经过成岩变化,钙离子继续被镁离子置换而转变成有序白云石。

【石灰岩】 limestone 一种以方解石为主要组分的碳酸盐岩,常混入有粘土、粉砂等杂质。呈灰或灰白色,性脆,硬度不大,小刀能刻动,滴稀盐酸会剧烈起泡。按成因可分为粒屑灰岩、生物灰岩、化学灰岩等。由于石灰岩易溶蚀,所以在石灰岩发育地区,常形成石林、溶洞等优美风景区。它是烧制石灰、水泥的主要原料,冶炼钢铁的熔剂,制化肥、电石的原料,也广泛用于制糖、陶瓷、制碱、玻璃、印刷工业中。

【异化粒灰岩】 allochemical limestone 又称**粒屑灰岩**。一种以异化粒为主要组分的石灰岩。按异化粒的种类不同,可分为内碎屑灰岩、骨粒灰岩、球粒灰岩、团块灰岩、鲕粒灰岩等。按异化粒之间的填隙物成分又可分为亮晶异化粒灰岩和泥晶异化粒灰岩。

【内碎屑灰岩】 intraclast limestone 一种以内碎屑为主要组分的异化粒灰岩。按内碎屑的形状和大小可分为砾屑灰岩(及角砾状灰岩)、砂屑灰岩、粉屑灰岩等。它是水盆地中已固结的或弱固结的碳酸盐沉积物,遭受波浪、水流冲刷、破碎、磨蚀后再次沉积而成的具有碎屑结构的石灰岩。竹叶状石灰岩便是一种典型的砾屑灰岩。

【竹叶状灰岩】 wornkalk 一种典型的砾屑灰岩。通常呈薄层状产出。平面观之由圆形、椭圆形扁平砾石组成,平行层面排列;在垂直切面上,砾石的形状似竹叶故名竹叶状灰岩。边缘

常见一层黄或紫红色的氧化铁质圈。砾石大小不等,一般长几厘米至十几厘米,成分单一,多为泥晶方解石。胶结物为微晶方解石、细晶方解石,局部有白云石化现象。它形成于潮汐波浪活动频繁的潮坪海滩地区。中国华北寒武系、奥陶系中有广泛分布。

【骨粒灰岩】 skeletal limestone 一种以生物贝壳或生物碎屑为主要组分的异化粒灰岩。按贝壳之间的填隙物成分可分为亮晶骨粒灰岩和泥晶骨粒灰岩。按生物贝壳的完整程度可分为骨粒灰岩及骨屑灰岩。按粒度可分为砾状骨粒灰岩、砂状骨粒灰岩、粉砂状骨粒灰岩等。

【贝壳灰岩】 shell limestone 一种由完整的生物贝壳被泥晶方解石固结而成的石灰岩。按生物种类不同可分为腕足类贝壳灰岩、软体类贝壳灰岩等。也可直接按生物种类命名,如有孔虫灰岩、纺锤虫灰岩等。本类岩石中的生物,一般具原地死亡原地埋藏的特征。

【生物碎屑灰岩】 bioclastic limestone 又称**生物贝屑灰岩**。一种由破碎的生物贝壳被碳酸钙胶结而成的石灰岩。它多形成于水流或波浪作用强烈的地区或生物礁的侧翼。本类岩石中的生物一般具异地埋藏的特征。

【球粒灰岩】 pellet limestone 又称**团粒灰岩**。一种以球粒为主要组分的异化粒灰岩。按球粒之间的填隙物成分可分为泥晶球粒灰岩和亮晶球粒灰岩。泥晶球粒灰岩是藻球粒或粪球粒被泥晶方解石固结或被藻类粘结而成的,产生于潟湖或潮上带低能环境。亮晶球粒灰岩是泥晶球粒灰岩经过波浪及潮汐水流改造,灰泥被冲洗走,由亮晶方解石胶结而成的;也可以是潮坪上的细屑,经过潮汐水流冲洗、磨蚀、分选沉积而成的。

【团块灰岩】 lump limestone 一种以团块为主要组分的异化粒灰岩。按团块之间的填隙物成分可分为亮晶团块灰岩和泥晶团块灰岩。它常形成于海滩地带。

【包粒灰岩】 coated grain limestone 一种以包粒为主要组分的异化粒石灰岩。按包粒之间的填隙物成分可分为亮晶包粒灰岩和泥晶包粒灰岩。按包粒的大小可分为豆粒灰岩(直径大于2毫米)、鲕粒灰岩(直径小于2毫米)。此外,还有一种以骨骼或岩石碎屑为核心,藻类或有孔虫作为包壳的灰岩,称为生物包壳灰岩。

【鲕状灰岩】 oolitic limestone 又称**鲕粒灰岩**。一种以鲕粒为主要组分的石灰岩。按鲕粒之间的填隙物成分可分为亮晶鲕灰岩和泥晶鲕粒灰岩。按鲕粒内部的结构特征,可分为正常鲕灰岩、薄皮鲕灰岩、假鲕灰岩、变鲕灰岩、负鲕灰岩等。它是兼具化学和机械成因的石灰岩,形成于碳酸钙处于过饱和状态的海、湖波浪活动地带或潮汐通道水流活动地带。波浪和潮汐的作用引起水介质的搅动,每搅动一次,生物碎屑、球粒、内碎屑、陆源碎屑等便处于悬浮状态,同时促使二氧化碳从水体中逸出,过饱和的碳酸钙(文石针)围绕碎屑颗粒沉淀一圈包壳,这样周而复始的搅动,便形成具有一圈圈同心纹包壳的鲕粒。当鲕粒达到一定大小,其质量超过波浪、水流搅动的能量,便堆积在海底,不再被搅动,并为亮晶方解石胶结,形成亮晶鲕粒灰岩,若鲕粒被带到低能环境,则形成泥晶鲕粒灰岩。

【化学石灰岩】 chemical limestone 一种通过化学及生物化学方式沉淀的文石泥转化为方解石而成的隐晶石灰岩。致密,具贝状断口。温暖浅水有利于蒸发及藻类进行光合作用,从海水中释放二氧化碳,大量沉淀文石泥。因此它多形成于气候温暖的浅海、湖泊地区。此外,形成于温泉出口处的石灰华也属于化学成因的泉华石灰岩。

【豹皮灰岩】 leopard limestone 一种具黄色、褐红色不规则斑纹的石灰岩,貌似豹皮,故名豹皮灰岩。通常基质部分为隐晶质方解石或微晶方解石,斑纹部分含有较多的白云石。它是石灰岩在成岩过程中发生白云石化而成的,白云石化作用常选择石灰岩中渗透性较好含颗粒的条带或斑块进行。此种灰岩在中国寒武纪、奥陶纪地层中常见。

【礁灰岩】 reef limestone 又称**生物骨架灰岩**(organic framework limestone)。一种具有原地固着生长状态的生物骨架构成的石灰岩。这些生物具有抗浪本能,因而能造成坚固的抗浪构造,如岗峻状、脊状、不规则状的骨架灰岩体,特称为"礁"。它比周围同时期沉积物要高得多。主要造礁生物有:群体珊瑚、钙藻类、苔藓虫、层孔虫、海绵、牡蛎蛤等。共栖生物有:腕足类、棘皮动物、软体动物等。由于生物礁灰岩多孔,渗透性良好,因此常是石油、天然气储集的有利岩石。此种灰岩在中国西南泥盆纪和二叠纪地层中颇为发育。

【生物滩灰岩】 bioaccumulated limestone 一种略高出周围海底的异地或原地生物骨壳堆积而成的灰岩。这种生物不具抗浪本能,因而不能形成坚固的抗浪构造,但骨壳常见破碎、磨圆、分选和定向排列,显示波浪水流活动特点。常见的生物滩灰岩如贝屑灰岩、棘屑灰岩、有孔虫、纺锤虫灰岩等。

【生物层灰岩】 biostromal limestone 一种由固着生物骨骼构成的层状灰岩。不具岗状或丘状形态。如贝壳门类单一、保存完整的贝壳灰岩层、海百合灰岩层、海藻灰岩层等。

【藻灰岩】 algal limestone 一种由钙藻堆积而成的石灰岩,或者由于藻类生命活动产生的石灰岩。如红藻类的珊瑚藻科及绿藻类的伞藻科、毛藻科。可以分泌钙质或促使水介质沉淀出钙质构成坚硬钙质鞘或钙质骨骼,直接形成岩石。也可以通过藻类的特殊生长方式,例如蓝绿藻的生命活动过程,形成一种具有叠层构造的灰岩。藻灰岩在中国震旦纪地层中较常见。

【叠层石灰岩】 stromatolitic limestone 一种具叠层构造的石灰岩。叠层在平面上是水平层状或呈波状起伏,更常见的是向上凸起;在剖面上则呈大小不一的馒头状或相互平行的掌状体,亦可出现球状体。内部则具平行的细纹层。它形成于蓝绿藻的群体中。蓝绿藻丝状体能分泌出胶状黏液,捕获各种漂移的灰泥球粒,形成富屑纹层(又称暗层)。然后藻细胞生长,分布在富屑纹层的表面,形成富藻纹层(又称亮层)。如此一再重复便形成叠层构造。若构成纹层的成分是白云石则称叠层白云岩。中国震旦纪地层中有大量的叠层石。叠层石常指示潮汐环境。

【白垩】 chalk 一种白色疏松的土状石灰岩,主要化学成分是 $CaCO_3$,矿物成分是生物泥晶方解石,可含少量石英、长石等杂质。有人认为白垩是富含生物方解石软泥(而不是富含文石软泥)的原生堆积物,在成岩过程中不会出现文石转变为方解石的重结晶过程,因此岩石得以保存它的原生孔隙与硬度。在电子显微镜下白垩大部分是由颗石藻组成的,说明白垩形成于温暖浅海,一般水深 54~90 米。

【泥晶灰岩】 micritic limestone 又称**灰泥岩**(lime mudstone)、**微晶灰岩**(micrite)等。石灰岩主要类型之一。本类岩石几乎全由 0.001~0.004 毫米的灰泥(又称泥晶)组成,仅含少量异化粒(小于 10%)。它在结构上相当于陆源粘土岩。常形成于低能环境,如潟湖、潮上带、浪基面以下的深水区。有些泥晶灰岩处在软泥阶段被生物扰动或遭受滑动变形,形成扰动泥晶灰岩。

【结晶灰岩】 crystalline limestone 又称**晶粒灰岩**(crystal grain limestone)。一种主要由方解石晶粒(含量大于 50%)组成的石灰岩。它常常是泥晶灰岩或其他类型灰岩通过重结晶形成的,

按晶粒的大小可细分为粉晶石灰岩、细晶石灰岩、粗晶石灰岩等。

【障积灰岩】 baffle stone　属生物丘灰岩沉积物中含茎状、树枝状骨骼化石，并保持生长状态，对灰泥粉屑杂基堆积起障碍作用；杂基数量很多，但一般分选差，如海绵泥晶灰岩、枝状珊瑚泥晶灰岩等。

【生物粘结灰岩】 bindstone　一种主要由相互粘结的生物组成的石灰岩。板状—纹层状生物为大量灰泥粉屑杂基粘结及包壳，无自身支撑的生物组构。如叠层石、板状层孔虫灰岩等。

【钙结岩】 calcrete　一种由于土壤里的水分蒸发、沉淀而成的石灰岩或白云岩。它形成于半干燥气候区。因为蒸发量超过降雨量，土壤里的水分通过毛细管作用上升到地表，经过蒸发浓缩，沉淀出方解石或白云石结核，常聚集成层或成带分布，称钙结岩层或钙结岩壳。常见于山麓洪积扇及潮坪沉积中。

【白云岩】 dolomite　一种以白云石为主要组分的碳酸盐岩。常混入方解石、粘土矿物、石膏等杂质。色白、浅黄或浅粉红，外貌与石灰岩很相似，滴稀盐酸(5%)极缓慢地微弱发泡或不发泡。形成于某些特殊的沉积环境或石灰岩经白云石化作用而成。白云岩风化面常有白云石粉及纵横交叉的刀砍状溶沟，且较石灰岩坚韧。白云岩按成因可分为原生白云岩、成岩白云岩及后生白云岩，后二者称交代白云岩或次生白云岩。按结构可分为结晶白云岩、残余异化粒白云岩、碎屑白云岩、微晶白云岩等。白云岩在冶金工业中可作熔剂和耐火材料，在高炉炼铁中作为熔剂，部分也用来提炼金属镁；在化学工业中用以制造钙镁磷肥、硫酸镁等。此外还可做陶瓷、玻璃的配料和建筑石材。

【原生白云岩】 primary dolomite　指通过化学沉淀作用或准同生交代作用形成的白云岩。化学沉淀白云岩是在半咸水或高盐度的潟湖、蒸发潮坪或内陆咸水湖泊中直接沉淀白云石而成的；准同生交代白云岩是咸水盆地中的 Mg^{2+} 离子或潮坪沉积物上部浓咸水中的 Mg^{2+} 离子，置换底部文石($CaCO_3$)灰泥中的部分 Ca^{2+} 离子而成。原生白云岩的特征是成层稳定，生物化石稀少(藻类例外)，有序度低，呈半自形他形微晶结构。常与石膏、硬石膏共生。

【成岩白云岩】 diagenetic dolomite　指碳酸钙沉积物与渗透咸水中的硫酸镁或氯化镁反应，方解石被白云石交代形成的白云岩，其中的白云石常呈半自形或自形菱面体，晶体中心常因含残余微晶方解石包裹体而混浊不清，晶体边缘常具明亮环带构造。成岩白云岩常呈似层状或透镜状、斑块状产于石灰岩之中，沿一定层位分布，与灰岩的接触界线不整齐，横向上渐变为白云质灰岩或石灰岩。成岩白云岩常具原来被交代石灰岩的残余结构，如鲕粒、球粒、生物结构等。由于方解石被白云石交代体积缩小 13%，因而成岩白云岩孔隙发育，常为油气良好储层，也可成为层控矿床的容矿层。

【后生白云岩】 epigenetic dolomite　一种在后生作用阶段，石灰岩中的方解石被白云石交代而形成的白云岩。交代作用由于富含镁的深部地下水在石灰岩裂隙中不断循环而发生。后生白云岩中的白云石多呈自形菱面体，晶体粗大而且比成岩白云石干净、透明，不具环带，不含泥晶方解石和粘土包裹体。常具石灰岩的各种残余结构。后生白云岩的分布常有一定的局限性，一般呈不规则透镜状、脉状或枝状。产于石灰岩裂隙及断层附近，延伸不远，不显层理，无一定层位。孔隙发育时常可富集某些金属硫化物而形成矿床。

【结晶白云岩】 crystalline dolomite　一种具结晶粒状结构的白云岩。按晶体颗粒大小可分为隐晶白云岩、微晶白云岩、细晶白云岩和粗晶白云岩。

【异化粒白云岩】 allochemical dolomite　又称**粒屑白云岩**。一种以异化粒为主要组分的白云岩。其特征与异化粒灰岩相同。按异化粒的种类不同，又可分内碎屑白云岩、球粒白云岩、包粒白云岩、团块白云岩等。多系异化粒灰岩经过白云石化形成。

【包粒白云岩】 coated grain dolomite　一种以包粒为主要组分的异化粒白云岩。按包粒的大小可分为豆粒白云岩(直径大于2毫米)、鲕粒白云岩(直径小于2毫米)。系包粒石灰岩经交代而成。

【鲕状白云岩】 oolitic dolomite　又称**鲕粒白云岩**。一种具鲕状结构的白云岩。鲕粒具有核心及泥晶白云石的同心纹包壳，胶结物为亮晶白云石。按鲕粒的大小可分为鲕粒白云岩、豆粒白云岩。它常出现于震旦纪地层中。是一种交代特征不明显的白云岩。

【碎屑白云岩】 dololithite, clastic dolomite, detrital dolomite, petroclastic dolomite　一种具碎屑结构的白云岩。碎屑成分为白云岩碎块或白云岩岩屑，胶结物为白云石。按碎屑的形状和大小可分为砾状白云岩、角砾状白云岩、砂状白云岩和粉砂状白云岩。它常在白云岩中呈厚度不大的夹层，是在蒸发潮坪环境中由于干裂、潮流活动形成的。

【藻白云岩】 algal dolomite　一种由藻类生物遗体组成的白云岩，属准同生交代白云岩。藻类的形态多样，常见的有球粒状、松柏枝状、线状、波纹状、叠层状等。多出现于高盐度的潮坪及潟湖环境。中国华北及西南前寒武纪地层中藻白云岩较为发育。

【盐溶角砾岩】 evaporite-solution breccia　一种产于膏盐系中的碳酸盐岩角砾岩。碳酸盐岩中的石盐、硬石膏、石膏等夹层，由于进入地下潜水带，被淡水溶解，于是碳酸盐岩在上覆岩层的重荷压力下，被压碎崩塌，其角砾呈尖棱角状，杂乱堆积，随后被粘土、方解石或白云石充填固结起来，便形成盐溶角砾岩。此种岩石层位稳定，但不成层，底面较平整，而顶面不整齐。

【泥灰岩】 marl　一种介于碳酸盐岩与粘土岩之间的过渡类型岩石。由粘土质点与碳酸盐质点(矿物大于50%)组成，色浅黄，呈微粒或泥状结构，一般粒径在0.01毫米以下。常分布在石灰岩和粘土岩的过渡地带，夹于薄层石灰岩或粘土岩之中，呈薄层状或透镜状产出。它分为灰质和白云质两类，与石灰岩区别之处是泥灰岩滴稀盐酸后，多有暗色泥质残余物。它在中国各地海、湖相沉积中均有分布，泥灰岩可作水泥原料和建筑石料。

【硅质岩】 siliceous rock　一种含二氧化硅 70% ~ 90% 的沉积岩石。二氧化硅通过化学作用或生物化学作用沉积、热水作用沉积或某些火山作用沉积生成。主要矿物成分是蛋白石、玉髓及自生石英。混入有碳酸盐、氧化铁、海绿石、粘土矿物等，具隐晶质和非晶质的致密块状结构或生物结构。常呈薄层状及结核状构造。主要岩石类型有硅藻土、硅华、蛋白土、碧玉岩、燧石等。

【瓷状岩】 porcellanite, porcelanite　又称**白陶土**(pot clay)，是具陶土状的硅质岩，主要由蛋白石—CT型蛋白石组成，并常含有泥质和钙质杂质。

【硅藻土】 diatomite　一种白色或浅黄色、粉状、主要由成分为蛋白石的硅藻遗体组成的硅质岩石。由硅藻遗体组成，硅藻含量可达 70% ~ 90%。当硅藻遗体被破坏，岩石成板状者，称为板状硅藻土。硅藻土主要矿物成分为蛋白石，常有碳酸盐或粘土物质混入，呈黄色或浅黄色，质轻而软，易研成粉末。多孔状，孔隙度达90%左右。吸附能力很强，是良好的吸附剂。可作炼

油、制糖的净化剂、助滤剂，又是隔音、隔热的优良材料。在化学工业上，常用作催化剂的载体。硅藻土是较新地质时代的沉积，多产于第四纪和新近纪地层中。

【燧石】 chert 俗称**火石**(flint)，又称**燧石岩**(chert)。一种致密坚硬的硅质沉积岩。主要矿物成分为玉髓和微晶石英，有时有蛋白石，颜色暗淡无光彩，常为浅灰至褐黑等色。燧石与碧玉岩的重要区别之点，是产状为不稳定的块体或夹层，而不成为厚的稳定的独立岩层。呈结核状或透镜状的燧石称为燧石结核，呈条带状称为燧石条带。燧石非常坚硬，断面呈贝壳状。主要产于石灰岩中，多为成岩后生交代成因的。

【碧玉岩】 jasper rock 一种致密坚硬的硅质岩石。主要由微细晶石英、玉髓及氧化铁混入物所组成。常呈红色、棕色、绿色、玫瑰色等，具贝壳状断口。主要为火山热水沉积成因，故常与火山岩、火山碎屑岩伴生。中国华东、华北及东北地区的中生代火山沉积岩系中均有碧玉岩产出，美丽坚硬的碧玉，可作各种工艺品。

【海绵岩】 spongolite 主要成分为蛋白石，有时为玉髓的海绵骨针组成的硅质岩，可有少量放射虫遗体和钙质贝壳，并有粘土、海绿石、粉砂等混入物。外貌呈细粒状，有致密坚硬和疏松状两种。致密坚硬者的海绵骨针系由不同比例的蛋白石、玉髓和石英胶结而成。

【放射虫岩】 radiomite 主要由放射虫介壳组成的硅质岩，可有硅藻、海绵骨针、有孔虫等遗体，常有粘土、方解石、海绿石、碎屑石英混入物。

【铝铁质岩】 allite 一种富含铝、铁质矿物的化学或生物化学沉积岩。主要矿物成分有一水硬铝石、一水软铝石、赤铁矿等，混入物有高岭石、方解石、绿泥石、云母、石英和有机物质等。铝铁质岩可以分两种：①红土和红粘土(红色土)；②铝土岩，当 $Al_2O_3 > 40\%$，$Al_2O_3/SiO_2 \geqslant 2$ 时，可作为铝土矿，是炼铝的重要矿石。

【铁质岩】 ferruginous rock 一种富含铁矿物的化学或生物化学沉积岩。主要矿物成分有赤铁矿、针铁矿、菱铁矿、富铁绿泥石等。常混入粘土、砂质、硅质等杂质。结构有鲕状、豆状、肾状、块状和结核状等。按矿物成分，可分为氧化铁铁质岩(主要成分为赤铁矿或褐铁矿)、碧玉铁质岩、菱铁矿铁质岩、鲕绿泥石铁质岩等。铁质岩是在陆地表面或浅海中形成的。元古宙铁质岩的形成与火山作用有关，较新时代铁质岩常产于海侵岩系的底部，均可形成有价值的铁矿床。

【锰质岩】 manganese rock 一种富含锰矿物的沉积岩。主要矿物成分有：硬锰矿、软锰矿、水锰矿、菱锰矿、褐锰矿等，混入物有二氧化硅、氧化铁、粘土及少量砂质。一般呈黑色、暗褐色。有的很软，呈土状，能污手。也有的很硬，呈鲕状、肾状。菱锰矿呈淡灰色、粉红色，显微粒状。往往呈层状、透镜状或结核状产出。锰质岩是在海洋及湖泊盆地中沉积形成的，在现代深海沉积有锰结核。在风化壳中也有次生锰质岩形成。

【磷质岩】 phosphatic rock 又称磷块岩(phosphorite)。一种富含磷酸盐矿物的沉积岩。主要矿物成分为碳氟磷灰石、细晶磷灰石、胶磷矿。混入物有砂、粉砂、粘土、白云石、方解石、石英和海绿石等。质量高的磷质岩含磷酸盐矿物在 90% 以上，其含 P_2O_5 30% ~ 40%。目前把含 $P_2O_5 > 5\% \sim 8\%$ 的沉积岩叫磷质岩。磷质岩的结构变化很大，有生物结构、砂状结构、球粒结构、泥状结构等，构造类型有结核状、层状两类。磷质岩大多是海洋中生物作用、生物化学作用沉积而成的。

【铝土岩】 allite, bauxitic rock 又称**铝矾土**。一种富含铝质矿物的化学沉积岩。岩石中 $Al_2O_3 : SiO_2 > 1$，主要矿物成分为一水硬铝石、一水软铝石、三水铝矿。外貌与粘土岩相似，但岩性致密、硬度，密度较大，没有可塑性。常具鲕状、豆状结构、块状构造。成因不一，主要是由铝硅酸盐类矿物受强烈化学风化、半风化带出溶解的氧化铝、高岭石等搬运到岩溶洼地、湖泊、海湾、潟湖盆地，直接沉积或经陆解作用而成的。

【石盐岩】 salt rock, saline rock 又称**蒸发岩**(evaporite)。由35%以上的石盐和其他常伴生的石膏、芒硝、白钠镁矾、杂卤石、钾石盐、光卤石、粘土、有机质及铁质化合物等混入物所组成的岩石。是由含盐度较高的溶液或卤水，通过蒸发浓缩作用形成的化学沉积岩。主要矿物成分是以钾、钠、钙、镁的卤化物及硫酸盐矿物为主要组分的纯化学成因沉积岩。常见矿物成分有石膏、硬石膏、石盐、钾盐、光卤石等。混入物有粘土、碎屑物和其他化学沉积物(如白云石、方解石、氧化铁凝胶)及伴生元素溴、碘等。按成分，可分为石岩盐、石膏岩、硬石膏岩、钾镁盐岩、天然碱岩、钙芒硝岩等。形成于干燥气候带的湖泊和潟湖中。

【卤化物沉积】 haloid sediments, halide sediments 一种盐类沉积物。主要产于干燥区，是由封闭、半封闭的水盆地(盐湖、潟湖)内湖水蒸发浓缩沉淀而成的。常见的矿物成分是石盐、钾盐、光卤石等，都是重要的化工原料。

【石膏-硬石膏岩】 gypsolith-anhydrock, gypsum-anhydrite rock 主要由单矿物石膏和硬石膏组成，常有白云石、石盐、天青石、黄铁矿和各种硅质矿物伴生，以及往往有大量的砂质、粉砂质和泥质混入物。一般认为从浓缩卤水中沉淀的原生硫酸钙矿物是石膏，即在 30℃以下，海水含盐度提高 3.55 倍时石膏就开始沉淀。在 42℃以上温度或浓度很大时，石膏的沉淀就为硬石膏所代替。石膏-硬石膏岩极易发生交代作用、重结晶作用和溶解作用。现代沉积及地质证据表明石膏—硬石膏可以在深水、浅水和滨海、内陆萨巴哈环境中沉积。在成岩阶段，石膏往往向硬石膏转变，大多数专家认为硬石膏是早期成岩作用的产物，在表生阶段硬石膏水化变为石膏。

【天然碱岩】 tronite rock 由 30%以上的天然碱并常有苏打、芒硝、粘土等混入物所组成的岩石。

【钙芒硝岩】 grauberite rock 由 30%以上的钙芒硝并常有白云石、硬石膏、石膏、芒硝、无水芒硝、粘土及陆源碎屑等混入物组成的岩石。

【钾石盐岩】 sylvinite 由 15%以上的钾石盐和 20%以上的石盐及其他伴生的硬石膏、粘土等混入物所组成的岩石。

【可燃性有机岩】 caustobiolith 具可燃性，是重要的燃料。按成分可分为二类：炭质的(煤、油页岩、泥炭等)和沥青质的(石油、天然气、地蜡、地沥青等)。后者主要化学成分是碳及碳氢化合物；形式多种多样，有固体、液体及气体。

【混积岩】 hybrid sedimentary 指由多种成因的组分(碎屑、粘土、生物化学组分)组成的岩石。其中每一种组分的含量均不超过 50%，由砂、粉砂、粘土构成的混积岩称为垆坶土；由粘土和碳酸盐物质组成的混积岩称为泥灰岩；由陆屑和碳酸盐物质组成的混积岩如常见的砂质石灰岩、砂质白云岩等。

【附生岩】 accessory rock 指沉积岩的基本类型中含有重要混入物的岩石。这种混入物不能组成独立的沉积岩体，但具有重要的经济价值，可以作为矿产开采。例如含铜砂岩，铜矿物即附生在砂岩中。常见的附生岩还有海绿石岩、含沸石砂岩、沥青质砂岩、硫质黑页岩等。

变质岩石学

总 论

【变质岩石学】 metamorphic petrology 见 83 页“变质岩石学”。

【变质岩】 metamorphic rock 由变质作用所形成的岩石。在变质作用条件下,使地壳中已经存在的岩石(火成岩、沉积岩及先前已形成的变质岩)变成具有新的矿物组合及变质结构与构造特征的岩石。它们是组成地壳的三大岩类之一,约占地壳总体积的 27%。其岩性特征,一方面受原岩的控制,而具有一定的继承性;另一方面,由于受到变质作用的改造,在矿物成分和结构构造上具有与其他岩类不同的特征。变质岩在中国和世界各地分布很广。前寒武纪的地层绝大部分由变质岩组成;古生代以后,在各个地质时期的地壳活动带和一些侵入体的周围以及断裂带内,常有变质岩分布。

【等化学系列】 isochemical series 化学成分相同或基本相同的岩石,在不同的变质条件下形成的所有变质岩。属于一个等化学系列的岩石,由于变质条件不同,可具有不同的矿物共生组合。如原岩均为粘土质岩石,因变质条件不同,可形成板岩、千枚岩、片岩、片麻岩等不同的变质岩,它们属于一个等化学系列。

【等物理系列】 isophysical series 化学成分不同的岩石,在相同或基本相同的变质条件下形成的所有变质岩。属于一个等物理系列的岩石,由于原岩的化学成分不同,可具有不同的矿物共生组合。例如,粘土岩和石灰岩,在中级区域变质作用下,前者形成云母片岩,后者形成大理岩,二者属于一个等物理系列。

【构造超压】 tectonic overpressure 由应力的垂直分力所产生的超负荷压力。在区域变质作用过程中,由构造运动产生的应力是一种侧向压力,但它的垂直分力可使局部地区的负荷压力增大。因为它是由构造应力所产生的附加压力,故称为构造超压。它和负荷压力的性质相似,有时可达 0.2~0.3 吉帕。一般认为构造超压只在地壳浅部,岩石保持刚性状态,且应变迅速时才具有实际意义。在地壳深部,由于温度较高和负荷压力较大,岩石具有一定的塑性,应力可通过岩石的塑性变形而释放,因此不能起附加压力的作用。

【流体超压】 fluid overpressure 由岩石中流体所产生的超负荷压力。在岩石的孔隙和裂隙中常充填有不同成分和数量的流体,它们所具有的内压称为流体压力。在区域变质作用过程中,流体压力通常相当于负荷压力,但在温度升高后,有些变质反应可释放出大量的流体,在地壳较深部的封闭条件下,出现流体压力大于负荷压力的状况,即流体超压现象。在原岩含水较多、岩层厚度较大、变质反应加热速度过快、脱水反应中的水形成循环流体等情况下,均可出现流体超压现象。

【地热梯度】 geothermal gradient 又称**地热增温率**或地温梯度。地壳内部热流与深度关系的一种表示方法。在区域变质作用过程中,温度和压力之间的关系可用温度-压力梯度表示。由于压力通常以随深度而增加的负荷压力为主,故用地壳内部每加深 1 千米温度所增加的度数(度/千米)表示,称为地热梯度或地热增温率。但是近年来的研究表明,变质作用过程中的压力不只是与深度有关,有时可出现由应力所产生的构造超压和由流体所产生的流体超压。不同地区的地热梯度不完全相同,它们与大地构造环境和地壳演化过程有密切关系。

【变质级】 metamorphic grade 又称**变质程度**。变质作用过程中原岩受到改造的程度。由于在变质作用过程中,温度往往起主导作用,一般是温度愈高,原岩被改造愈强烈。因此,按温度的高低,可将变质作用分为四个等级:很低级、低级、中级和高级。变质程度不同,形成的矿物组合及岩石类型亦不同。例如,粘土质岩石在低级变质时形成板岩、千枚岩,中级变质时形成云母片岩,高级变质时则形成片麻岩。此外,在一定的温度范围内,按压力的高低,可将变质作用分为低压、中压、高压和超高压。

【变质带】 metamorphic zone 不同变质级的岩石在空间上呈有规律的带状分布。在某些区域变质岩区,根据变质岩的矿物组合和结构构造特点,可划分出几个变质程度不同的带。同一个带内所有变质岩的形成温度和压力条件相似,它们属于同一个变质级。每个变质带通常是以首次出现的标志矿物或矿物组合进行命名,如绿泥石带、黑云母带、铁铝榴石带、十字石-蓝晶石带、矽线石带等。不同变质带之间的界线,即某一标志矿物首次出现的各个点的连线,称为**等变线**或**等变度**(isograd)。几个不同的变质带在空间上形成由低级、中级到高级的顺序排列,则称为**前进变质带**或**递增变质带**(progressive metamorphic zones)。

【变质反应带】 metamorphic reaction zone 根据特定变质反应形成的矿物组合划分的变质带。这一概念首先由温克勒(M.G.F.Winkler,1965)提出。他主张用不同岩石中由特定变质反应所产生的矿物组合代替原来划分变质带的标志矿物。变质反应带之间的界线,即相同特定变质反应出现的各个点的连线,称为**等反应线**或**等反应度**(isoreaction grade)。在一个变质地区内,根据特定变质反应形成的矿物组合,可以确定岩石变质时的温度和压力条件,并可进行不同地区之间的对比。

【深度带】 depth zone 以岩石的埋藏深度为标准划分的变质带。这一概念首先由塞德霍尔姆(J.J.Sederholm,1891)提出。他认为岩石的变质程度主要和它们的埋藏深度有关,因为变质作用的温度、压力和应力随深度而发生变化,并按深度把变质作用划分为三个带:浅带、中带和深带。浅带的特点是低温、低压和强应力,出现的矿物以低温含水的变质矿物为主;深带的特点是高温、高压和弱应力,出现的矿物以高温不含水的变质矿物为主;中带的特点则介于浅带和深带之间。近年来的研究表明,影响变质作用的因素比较复杂,不同地区的构造环境和地热梯度不完全相同,因此不能将深度与温度、压力和应力之间的关系看成是固定不变的。

【接触变质圈】 contact-metamorphic aureole 又称**接触变质晕**。在热接触变质作用中,温度是引起变质作用的主要因素。总的来说,距侵入体愈近的岩石,达到的温度愈高,变质程度也愈高,愈远则变质程度愈低,并逐渐过渡到未变质的围岩。接触变质作用结果表现为不同变质程度的岩石在平面上形成以侵入

体为中心的环带状分布的晕圈，称为接触变质圈。它在地质上具有等温带的意义。

【*pTt* 轨迹】 *pTt* path 区域变质作用过程中压力（*p*）和温度（*T*）随时间（*t*）而变化的态势和轨迹。这一概念首先由英格兰和理查森（P. C. England and S. W. Richardson, 1977）提出。近年来的研究表明，区域变质作用是一个时间相当长的连续变化过程，由于受到构造作用、岩浆作用和侵蚀作用的影响，变质作用的温度和压力条件及地热梯度随时间不断发生变化。根据不同世代的矿物共生组合及形成温度，变质作用过程可大致分为早期阶段、峰期阶段（温度最高的阶段）和晚期阶段，它们的温度和压力条件在 *p-t* 图解上表现为一定的演化轨迹。不同型式的 *pTt* 轨迹与不同的大地构造环境和地球动力学过程有密切关系。建立变质作用的 *pTt* 轨迹主要有两种方法：一种是根据热传导的基本原理，通过数学计算模拟变质作用的 *pTt* 轨迹（正演模拟）；另一种是在野外和室内综合研究的基础上，从变质岩石中所记录的信息反演变质作用的 *pTt* 轨迹（反演模拟）。在变质作用 *pTt* 轨迹的研究方面虽取得了较大进展，但是在理论基础和研究方法上都存在一些需要进一步深入研究的问题。例如，变质阶段的划分，温度和压力条件的确定，不同阶段年代的测定，建立 *pTt* 轨迹的正演和反演方法，不同形式 *pTt* 轨迹的大地构造环境和地球动力学过程等。近年来有些学者还根据变质作用和变形作用之间的关系，建立了变质作用的 *pTt* 轨迹。

【顺时针 *pTt* 轨迹】 clockwise *pTt* path *pTt* 轨迹的一种型式。主要特征是变质作用的演化轨迹与钟表上指针的旋转方向相同，在峰期阶段后可出现温度变化不大而压力明显降低的近**等温减压**（isothermal decompression, ITD）过程。它们与构造增厚作用有密切关系，有代表性的构造环境是陆壳碰撞造山带。

【逆时针 *pTt* 轨迹】 anticlockwise *pTt* path *pTt* 轨迹的一种型式。主要特征是变质作用的演化轨迹与钟表上指针的旋转方向相反，在峰期阶段后可出现压力变化不大而温度明显降低的近**等压冷却**（isobaric cooling, IBC）过程。它们的构造环境和成因比较复杂，如岛弧和大陆边缘的岩浆增生作用等。

【变质事件】 metamorphic event 同一期区域变质作用的全过程，称为一次变质事件。它相当于同一次构造旋回和地球动力学过程，可包括几个连续的变质阶段。每一个变质阶段具有不同的温度和压力条件，它们与变形幕之间的关系也有所不同。有些变质岩系曾受到多次变质事件的影响，表现为不同变质事件的变质时期、变质作用类型、大地构造环境和地球动力学过程有所不同。

【变质旋回】 metamorphic cycle 在一个变质地区内，变质作用类型随时间的演化具有旋回性特征。据变质时期可分为太古宙旋回、元古宙旋回和显生宙旋回（包括古生代亚旋回和中新生代亚旋回）。不同变质地区内变质旋回的特征和表现不完全相同，它们与大地构造环境和地壳演化阶段有密切关系。每一个变质旋回可包括几个变质期或变质事件，它们具有不同类型的变质作用。一般变质旋回的早期是区域动力热流变质作用，晚期是区域低温动力变质作用，有些变质地区晚期还出现有埋藏变质作用。

【高级变质区】 high-grade metamorphic terrain 以发育高级区域变质岩石为特征的地区，常简称**高级区**（high-grade terrain）。主要分布在早前寒武纪（尤其是太古宙）的深变质地区，并常与混合岩和花岗质岩石紧密伴生。高级变质区的岩石组合按原岩性质可分为如下三种：①变质侵入岩，主要是由中酸性侵入岩形成的长英质片麻岩，其次是由基性和超基性侵入岩形成的暗色麻粒岩、斜长角闪岩、闪岩和辉岩；②变质火山岩，包括由基性和中酸性火山岩形成的斜长角闪岩、浅色麻粒岩、片麻岩、变粒岩和浅粒岩；③变质沉积岩，包括由砂质岩石、泥质岩石和碳酸盐岩石形成的片麻岩、变粒岩和大理岩。变质作用达高角闪岩相至麻粒岩相，构造变形作用十分强烈。世界各地高级变质区的特征不完全相同，并具有不同的岩石组合，表明它们形成时的构造环境也有所不同。

【花岗岩-绿岩带】 granite-greenstone belt 常简称绿岩带，又称**低级变质区**（low-grade metamorphic terrain）。以发育绿色低级变质超镁铁质和镁铁质火山岩为特征的地区。主要分布在早前寒武纪（尤其是太古宙）的浅变质地区，通常与大量花岗质岩石紧密伴生。典型的绿岩带由三部分组成：下部主要为超镁铁质和镁铁质火山岩；中部主要为钙碱性火山岩；上部主要为碎屑沉积岩。它们遭受了绿片岩相变质作用和强烈的变形作用。世界各地绿岩带的特征不完全相同，可进一步划分为不同的类型。对绿岩带的含义尚存在不同的认识，有些学者将高级变质区内原岩类型相似的深变质岩石组合也归于绿岩带。关于绿岩带的成因和构造环境也存在不同的观点，有的学者认为其形成于弧后盆地，有的学者则认为形成于硅铝地壳上的裂陷带，等等。

【含矿变质建造】 ore-bearing metamorphic formation 变质建造的一个组成部分。它是以富含某些元素或有用矿物为特征的变质岩组合，这些元素或有用矿物在变质岩中，并不都具有工业价值，但在后期的富集作用中（如混合岩化作用等），可形成有工业价值的矿床。变质建造的含矿性主要决定于变质前原岩建造的含矿性，它是形成变质矿床的物质基础，而变质作用及混合岩化作用则是使某些元素或有用矿物富集成矿的必要条件。

【变质矿物】 metamorphic mineral 由变质作用形成的矿物。如区域变质作用形成的十字石、蓝晶石等，接触变质作用形成的石榴子石、硅灰石等。

【稳定矿物】 stable mineral 在一定的变质作用条件下能稳定存在的矿物。它可以是在变质作用过程中新生成的矿物，也可以是在一定的变质作用下仍然稳定的原有矿物。

【变余矿物】 palimpsest mineral 又称**残余矿物**（relict mineral）或**不稳定矿物**（unstable mineral）。变质过程中由于变质反应进行不彻底而残留下的部分原有矿物。

【应力矿物】 stress mineral 有些变质矿物除一定的温度和压力条件外，必须在有应力参加下才能形成，如十字石、蓝晶石、硬绿泥石等，称为应力矿物。与此相反，有些变质矿物在应力较强时则不出现，如红柱石、堇青石等，称为**反应力矿物**（antistress mineral）。这一概念由哈克（A. Harker, 1931）等人提出。但是近年来从野外观察和实验研究都发现，蓝晶石等矿物的形成并不一定需要有应力参加。一般认为应力不是影响矿物形成的平衡因素，多数学者不同意将变质矿物分为应力矿物和反应力矿物。

【特征变质矿物】 diagnostic metamorphic mineral 变质作用过程中形成的稳定范围相对较窄，能较好地指示变质条件（温度、压力，有时还可指示原岩成分）的变质矿物。例如，云母片岩中出现十字石或蓝晶石，说明此岩石是由粘土质原岩经中级区域变质作用所形成，因此，十字石和蓝晶石属于特征变质矿物。

【变质矿物共生组合】 metamorphic mineral association 在同一变质作用条件下同时形成的一组变质矿物。属同一共生组合的各种矿物之间，一般没有交代结构或其他反应结构。在没有彻底重结晶或经受复变质作用的变质岩中，常存在形成于不同世代的矿物，此时，组成岩石的矿物应分属于两个或两个以上不同的矿物共生组合。变质矿物共生组合既反映原岩成分特点，又

反映变质当时的温度和压力条件，它是研究变质相的基础。

【变质反应】 metamorphic reaction 变质作用过程中形成新矿物的化学反应。变质反应的主要特点是，有关反应是在岩石基本上保持固态条件下进行的，而且新矿物的形成和原有矿物的分解同时发生。温度、负荷压力和流体压力是控制变质反应的主要因素。根据反应物和生成物的性质可将变质反应分为如下类型：①固体反应，包括同质多象转变、固溶体出溶、固相之间反应等；②脱挥发分反应，包括脱水反应和脱碳酸反应；③氧化还原反应。

【连续反应】 continuous reaction 又称**滑动反应**(sliding reaction)。反应矿物和生成矿物的化学成分可发生连续变化的一种变质反应。在有些类质同象矿物参加的变质反应中，由于反应矿物的部分化学成分向生成矿物迁移，因此在一定的温度和压力范围内，反应矿物和生成矿物的化学成分可发生连续变化，而且反应矿物和生成矿物可以同时存在。

【不连续反应】 discontinous reaction 反应矿物和生成矿物的化学成分不能发生连续变化的一种变质反应。在变质反应过程中，由于反应矿物和生成矿物都具有固定的化学成分，当达到一定的温度和压力条件时，可使原有矿物转变为新生矿物，而且反应矿物和生成矿物不能同时存在，它们之间的变化为突变性质。

【净转移反应】 net-transfer reaction 在变质反应过程中，矿物原子数发生变化的一种变质反应。它可以是连续反应，也可以是不连续反应。例如，泥质变质岩中堇青石转变为石榴子石的变质反应：

$$\underset{\text{堇青石}}{3(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}} = \underset{\text{石榴子石}}{2(Mg,Fe)_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{矽线石}}{4Al_2SiO_5} + \underset{\text{石英}}{5SiO_2}$$

这是一个连续反应，也是一个净转移反应。在净转移反应中，矿物的体积有相当大的变化，如上式中堇青石转变为石榴子石后体积缩小，因此净转移反应是良好的地质压力计。

【交换反应】 exchange reaction 在变质反应过程中，仅引起共存矿物间原子(主要是 Mg、Fe)的交换，而不改变有关矿物原子数的一种变质反应。因为交换反应不改变有关矿物的原子数，仅引起系统很小的体积变化，压力对平衡的影响很小，共存矿物间的 Fe，Mg 分配系数与温度呈直线函数关系，所以交换反应是良好的地质温度计。

【地质温度计】 geothermometer 根据热力学的基本原理，利用岩石的矿物成分、化学成分和结构构造资料，估算矿物和岩石形成温度的方法，称为地质温度计。估算矿物和岩石形成压力的方法，则称为**地质压力计**(geobarometer)。二者又合称为**地质温压计**(geothermobarometer)。目前常用的方法是矿物温度计和矿物压力计。此外还可利用变质矿物共生组合、变质反应和实验资料，估算变质岩形成时的温度和压力范围。

【矿物温度计】 mineralogical thermometer 根据热力学的基本原理，利用矿物的化学成分、晶体形态和包裹体资料，估算矿物和岩石形成温度的方法，称为矿物温度计。估算矿物和岩石形成压力的方法，则称为**矿物压力计**(mineralogical barometer)。二者又合称为**矿物温压计**(mineralogical thermobarometer)。目前常用的有如下几种方法：①利用共生矿物之间元素的分配特征；②利用共生矿物之间稳定同位素的比值；③利用矿物的同质多象转变、固溶体矿物的出溶、矿物的晶形变化等；④利用矿物中包裹体的成分和均一化温度。但是这几种方法都需要进一步改进和完善。

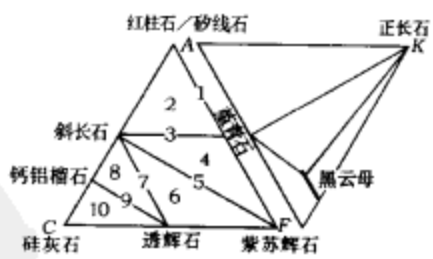
【活动组分】 mobile component 变质作用和混合岩化作用过程中，在特定的温度、压力、原岩成分等条件下，通过孔隙溶液和裂隙溶液能够与外界自由交换的组分。在一般变质作用过程中，水和二氧化碳等挥发性组分通常为完全活动组分。在混合岩化作用过程中，氧化钾和氧化钠通常成为活动组分，其他造岩氧化物有时也成为活动组分，可引起不同性质的交代作用。

【惰性组分】 inert component 又称**固定组分**(fixed component)。变质作用和混合岩化作用过程中，在特定的温度、压力、原岩成分等条件下，岩石中不能与外界自由交换的组分。它们在原岩中的含量，对最终形成的变质岩或混合岩的矿物组合有重大关系。在一般变质作用过程中，主要造岩氧化物均为惰性组分。但在一定的物理化学条件下，某些造岩氧化物也可以成为活动组分。例如，在混合岩化作用过程中，氧化钾、氧化钠及其他一些造岩氧化物均可成为活动组分。

【矿物相律】 mineralogical phase rule 应用热力学中的吉布斯相律，研究变质岩的矿物共生组合与岩石化学成分、温度和压力之间关系时所得出的规律。在封闭系统中，矿物相数(P)与自由度数(F)和独立组分数(C)之间的关系是：$P+F=C+2$。因为变质矿物组合一般是在一定的温度和压力范围内形成的，表明变质作用通常是在温度和压力都可变化的条件下进行，即自由度 $F\geqslant 2$，由此得出变质岩中平衡共生的矿物相数应等于或小于岩石中的独立组分数，即 $P\leqslant C$。这一规律称为矿物相律，因为它是由戈尔德施密特(V. M. Goldschmidt, 1911)首先提出的，又称为**戈尔德施密特矿物相律**(Goldschmidt's mineralogical phase rule)。在开放体系中，岩石中的组分可分为惰性组分(C_i)和活动组分(C_m)，即 $C=C_i+C_m$，因为在一定的温度和压力条件下，岩石中只有惰性组分与变质岩的矿物组合有关，而完全活动组分对变质岩的矿物组合没有影响，即自由度 $F\geqslant 2+C_m$，由此得出变质岩中平衡共生的矿物相数应等于或小于岩石中的惰性组分数，即 $P\leqslant C_i$。这一规律是由科尔任斯基(Д. С. Коржинский, 1936)首先提出的，因此称为**科尔任斯基矿物相律**(Korzhinskiy minerological phase rule)。

【矿物共生分析】 mineral paragenesis analysis 应用矿物相律分析变质岩的矿物共生组合与岩石化学成分、温度和压力之间关系的研究方法。目的是查明不同变质岩中各种矿物之间的共生关系和矿物世代，有关的变质反应及温度和压力条件，不同矿物组合与化学成分之间的对应关系等。矿物共生分析是研究变质带和变质相的主要方法，通常用不同的成分共生图解表示。

【*ACF* 图解】 *ACF* diagram 表示变质相中矿物共生组合与岩石化学成分之间相互关系的一种三元系图解。一般用等边三角形表示，三角形的三个顶点分别为 A、C、F，其中 $A=Al_2O_3+Fe_2O_3-(Na_2O+K_2O)$，$C=CaO$，$F=FeO+MgO+MnO$。各种氧化物的数量均用分子数表示，将 A、C、F 的分子数换算成各自所占百分数，并使 $A+C+F=100$。现用辉石角岩相的 *ACF* 图解加以说明(如图)。图解中每一个小三角形的顶点各相当于一个具特定化学成分的变质矿物，如红柱石、堇青石、斜长石等。每一个小三角形顶点的三个矿物代表在辉石角岩相的条件下，化学成分位于这一小三角形内的原岩所具有的变质矿物组合。图解中的数字表示在辉石角岩相的条件下，由于原岩的化学成分不同，可能出现的 10 种矿物共生组合。例如，泥质岩石变质后可出现红柱石(或矽线石)+堇青石+斜长石，基性岩变质后可出现紫苏辉石+透

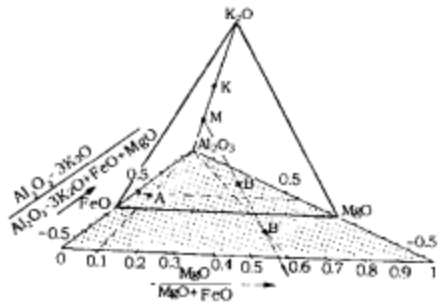


ACF 图解和 *AKF* 图解

辉石+斜长石,碳酸盐岩变质后可出现硅灰石+透辉石+钙铝榴石,等等。*ACF* 图解的优点是能表示各种原岩成分与变质矿物组合之间的关系,尤其是变质泥质岩和变质基性岩的矿物共生组合。

【*AKF* 图解】 *AKF* diagram 又称*A′KF* 图解。表示变质相中矿物共生组合与岩石化学成分之间相互关系的一种三元系图解。一般用等边三角形表示,三角形的三个顶点分别为 *A*、*K*、*F*,其中 $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$, $K = K_2O$, $F = FeO + MgO + MnO$。各种氧化物的数量均用分子数表示,将 *A*、*K*、*F* 的分子数换算成各自所占百分数,并使 $A + K + F = 100$(参见词目 *ACF* 图解的附图)。*AKF* 图解的使用方法及其意义和 *ACF* 图解基本相同,它对原岩为泥质岩和酸性火山岩的变质岩比较适用。

【*AFM* 图解】 *AFM* diagram 表示变质相中矿物共生组合与岩石化学成分之间相互关系的一种三元系图解。它是以 *A*、*F*、*M* 为顶点的三角形图解,其中 *A*、*F*、*M* 分别代表 Al_2O_3、FeO、MgO 的含量,实际上是 K_2O-Al_2O_3-FeO-MgO 四面体中 Al_2O_3-FeO-MgO 面及其延伸部分(图中带点部分)。*A* 是在四面体内的含钾矿物都以白云母(M 点)作为投影点投到 Al_2O_3-FeO-MgO 平面上。*AFM* 图解上各种变质矿物的位置根据下面的公式计算出的 *A* 值和 *M* 值确定,各种氧化物的数量均用分子数表示。*AFM* 图解主要适用于变质泥质岩。



AFM 图解

$$A = \frac{Al_2O_3 - 3K_2O}{Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO}$$

$$M = \frac{MgO}{MgO + FeO}$$

变质作用

【变质作用】 metamorphism 地壳中已存的岩石,由于受到构造运动、岩浆活动或地壳内热流变化以及陨石冲击地球表面的影响,物理和化学条件发生改变,使原岩的矿物成分和结构构造(有时还有化学成分)发生了不同程度的变化,这些变化总称为变质作用。变质作用,一方面由于是在风化带和胶结带以下,在较高温度和一定压力下进行的(有时可出现部分熔融),而不同于表生作用(包括沉积作用);另一方面由于基本上是在固体状态下进行的(有时可出现部分熔融),而不同于岩浆作用。但它与这些作用之间都存在有过渡现象。

【区域变质作用】 regional metamorphism 在大面积内发生的变质作用的统称。它们的主要特征是呈面型分布,出露面积从几百至几千平方千米,影响范围可达几千至几万平方千米,形成深度可达 20 千米以上。根据地质环境和物理化学条件可分为不同的类型,如区域动力热流变质作用、区域低温动力变质作用、埋藏变质作用、洋底变质作用等。

【区域动力热流变质作用】 regional dynamo-thermal flow metamorphism 又称**热动力变质作用**(thermal dynamo-metamorphism)。由于区域性的地壳活动及深部热流的影响,在大面积内发生的一种变质作用。主要发生在前寒武纪结晶基底和后期的造山带中,与这些地区的地热异常和应力作用有关。在变质作用过程中,温度、压力、应力和溶液等物理化学因素的变化比较复杂,可出现不同类型的递增变质带,在不少地区有混合岩和花岗质岩石相伴生。

【深成变质作用】 plutonic metamorphism 又称**区域中高温变质作用**(regional moderate-high temperature metamorphism)。在地壳深部高温条件下发生的一种区域变质作用。主要呈大面积出现在太古宙的高级变质区,它是地壳演化早期特有的一种变质作用。变质温度在 600℃以上,形成麻粒岩相和高角闪岩相的变质岩。一般以麻粒岩相为主,又称为**麻粒岩相变质作用**(granulite facies metamorphism)。变质作用比较均匀,往往形成单相变质岩系,递增变质带不明显,常伴有混合岩化作用和花岗质岩浆活动。

【区域低温动力变质作用】 regional low-temperature dynamometamorphism 又称**区域动力变质作用**(regional dynamometamorphism)、**造山变质作用**(orogenic metamorphism)。在地壳较浅部位发生的,主要由区域性应力作用引起的一种变质作用。常出现在某些造山带中,以动力变形作用为主,由于温度较低,重结晶作用居次要地位。主要形成各种板岩、千枚岩等片理化岩石。变质反应主要形成绢云母(白云母)和绿泥石的组合,属于低温范围。一般形成绿片岩相的单相变质岩系,不出现递增变质带和混合岩。我国南方昆阳群变质岩系分布地区可作为代表。

【高压变质作用】 high-pressure metamorphism 在低温、高压条件下发生的一种区域变质作用。主要呈带状出现在晚元古代和显生宙的浅变质地区,它是地壳活动带特有的一种变质作用。变质温度为 250~450℃,压力为 0.5~1.2 吉帕,形成蓝闪石-硬柱石片岩相和蓝闪绿片岩相的变质岩,一般认为它们的构造环境为大洋板块的俯冲带。因为出现特征的蓝闪石片岩,又称为**蓝片岩相变质作用**(glaucophane-schist facies metamor sohiom, blueschist facies metamorphism)。常伴有基性和超基性侵入岩,而未见混合岩和花岗质岩石。

【超高压变质作用】 ultrahigh-pressure metamorphism 在超高压条件下发生的一种区域变质作用。主要呈带状出现在显生宙的变质岩地区,它是陆壳碰撞造山带特有的一种变质作用。一般认为它与陆壳和洋壳的大幅度俯冲作用有密切关系。主要标志是在榴辉岩、硬玉石英岩、文石大理岩等变质岩中出现柯石英、金刚石等超高压变质矿物,它们的形成压力在 2.5~3.5 吉帕以上,深度在 80~120 千米以上。超高压变质岩在我国的大别山—苏鲁变质带比较发育。关于超高压变质岩与围岩的关系、大地构造背景、形成时代、俯冲深度和折返机制等目前尚存在不同的认识,因此需要进一步深入研究。

【埋藏变质作用】 burial metamorphism 又称**埋深变质作用**(deep-burial metamorphism)、**负荷变质作用**(load metamorphism)。随着地壳下沉被埋在地下深处的岩石,由于受上覆岩石的负荷压力和地热增温的影响,在大面积内发生的一种变质作用。它与造山运动或岩浆活动没有明显联系。变质温度很低,应力影响不明显,所形成的变质岩缺乏片理,常保存较多的原岩组构。埋藏变质作用代表区域变质作用的开始,它与成岩作用之间存在过渡关系,主要区别是岩石中开始出现浊沸石、葡萄石、绿纤石等很低温的变质矿物。

【洋底变质作用】 ocean-floor metamorphism 在大洋中脊的一定深度范围内,由于海底扩张和深部热流上升以及海水通过热岩浆的对流循环而发生的一种变质作用。这种变质作用规模较大,可使大洋中脊的基性和超基性岩石发生重结晶作用,形成不

具片状构造的变质岩石。有人根据磁异常的型式判断,洋底玄武岩层的厚度可能只有0.5~2.0千米,下伏岩层便是退磁的主要由变质的镁铁质岩石组成的,这些岩石包括变质玄武岩、变质辉长岩、含韭闪石蛇纹岩等。

【局部变质作用】 local metamorphism 在较小面积内发生的变质作用的统称。它们的主要特征是呈带状分布,通常出露在侵入体周围或断裂带附近。根据地质环境和物理化学条件可分为不同的类型,如接触变质作用、气液变质作用、动力变质作用等。

【接触变质作用】 contact metamorphism 发生在侵入体与围岩接触带的一种变质作用。根据作用过程中有无交代作用又可分为热接触变质作用和接触交代变质作用两种类型。前者主要是由于温度升高引起,没有明显的交代作用;后者则在温度升高的同时,还有显著的交代作用。也有人把接触变质作用一词专用于热接触变质作用。

【热接触变质作用】 thermal contact-metamorphism 又称**热变质作用**(thermal metamorphism),有时简称接触变质作用。主要由于侵入体放出的热能,使接触带附近围岩的矿物成分和结构构造发生变化的一种变质作用。这种变质作用主要表现为原岩成分的重结晶,形成新的矿物组合和新的结构构造,而化学成分基本上没有发生变化,即没有发生明显的交代作用。这种变质作用可形成各种热接触变质岩石,如斑点板岩、角岩等。

【接触交代变质作用】 contact-metasomatic metamorphism 又称**接触交代作用**(*contact metasomatism*)。由于岩浆结晶晚期析出的大量挥发分和热液,通过交代作用使接触带附近的侵入岩和围岩,在岩性及化学成分上均发生变化的一种变质作用。这种变质作用可形成各种接触交代变质岩石,如矽卡岩等。从岩浆中析出的气水热液,往往携带有某些金属和非金属元素,通过接触交代作用可形成接触交代矿床,如矽卡岩型矿床。

【高热变质作用】 pyrometamorphism 又称**烘焙变质作用**(optalic metamorphism)。一种特殊的热接触变质作用,主要指与喷出岩或次火山岩接触的围岩或捕虏体中发生的小范围极高温的变质作用。这种变质作用由于发生在地表或接近地表处,因此作用的时间短,压力小,降温快。特征是围岩或捕虏体被烘烤褪色,脱水变硬,甚至可局部熔化出现少量玻璃质,有时还可出现一些特殊的低压高温矿物,如鳞石英、多铝红柱石、硅钙石、斜硅钙石、黄长石等。

【燃烧变质作用】 burnt metamorphism 由地壳浅部物质发生自燃而引起的一种变质作用。主要是煤层和含油砂页岩等易燃物质,由于氧化作用等外部原因使温度升高而引起燃烧,并使周围岩石发生重结晶或部分熔化。变质温度可达1600℃,影响范围可超过10平方千米。它是一种热源来自岩石自身的特殊变质作用,在中、新生代岩层中比较发育。

【自变质作用】 autometamorphism 在岩浆岩的形成和演化过程中,由岩浆中析出的挥发分,呈气态或液态与该岩体内基本固结的岩石发生交代作用,使其矿物成分和化学成分发生变化的一种变质作用。因为引起变质作用的气水热液与受变质岩石本身有密切的成因联系,故称为自变质作用。这种变质作用形成的蛇纹岩、青磐岩、云英岩、黄铁绢英岩、次生石英岩等往往与某些矿床有密切关系。

【气液变质作用】 pneumatolytic hydrothermal metamorphism 由化学性质比较活泼的气体和热液,与固态岩石发生交代作用,使原来岩石的矿物成分和化学成分发生变化的一种变质作用。它既包括火成岩的自变质作用,也包括各种围岩蚀变作用,二者所形成的变质岩有时不易区别。引起岩石变质的气水热液,其成因和来源是多种多样的,可以是岩浆晚期或岩浆期后的气水热液,也可以是地壳内其他成因的热水溶液。气液变质作用可形成各种自变质岩石或蚀变围岩,它们往往与某些矿床有密切关系,因此是重要的找矿标志。

【动力变质作用】 dynamic metamorphism 又称**碎裂变质作用**(cataclastic metamorphism)。在断裂构造产生的强应力的影响下发生的一种变质作用。它使原来的岩石及其组成矿物发生变形、破碎等机械作用,也常有一定程度的重结晶作用。由于应力的性质和强度不同,可形成压碎角砾岩、碎裂岩、糜棱岩、千糜岩等动力变质岩石。

【冲击变质作用】 shock metamorphism 较大的陨石高速碰撞地表岩石时,由冲击波产生的一种变质作用。主要见于陨石坑内。特点是作用时间极短,定向压力很大,温度很高。它可使矿物晶体发生变形和破碎,形成柯石英、斯石英、金刚石等高压矿物及玻璃,还可使磁铁矿等难熔矿物发生熔融。

【复变质作用】 polymetamorphism 又称**多期变质作用**(multiple metamorphism)、**叠加变质作用**(superimposed metamorphism)。同一套变质岩系遭受了两次以上的变质作用,称为复变质作用。每一个时期岩石的变化都受此时期变质条件的控制。例如,遭受区域变质作用的岩石,后来又受到第二次区域变质作用或接触变质作用、动力变质作用等。研究一个变质地区内岩石遭受变质作用的期次和特点,对进一步了解此地区的地质构造发展历史具有重要意义。

【前进变质作用】 progressive metamorphism 又称**渐进变质作用**、**递增变质作用**。由于温度的逐渐升高,在较低温度下形成的矿物组合依次转变为较高温度下形成的矿物组合的一种变质作用。主要表现为在一个变质地体内,出现变质级逐渐增高的一系列变质带。

【退化变质作用】 retrogressive metamorphism 又称**退变质作用**。它是复变质作用的一种类型。在岩石遭受较高温度的变质作用后,又受到较低温度的变质作用。特征是原来在较高温度下形成的矿物组合被较低温度下形成的矿物组合所代替。例如,原来由粘土岩经中级区域变质作用形成的黑云母片麻岩,后来又受到低级区域变质作用,变成了绿泥石白云母片岩,等等。

【变质重结晶作用】 recrystallization 常简称重结晶作用。在变质作用过程中,原有的矿物晶体由于重新生长而粒度变粗的作用(如细粒方解石变为中粗粒方解石等)或由于原岩化学成分的重新组合而形成新矿物的作用(如高岭石变成红柱石和石英等)。有些学者只将前者称为重结晶作用,而将后者称为**变质结晶作用**(metamorphic crystallization)、**重组合作用**(recombination)。这些作用基本上是在固体状态下进行,而不同于岩浆冷凝过程中的结晶作用。根据重结晶作用和构造变形作用之间的相互关系,可分为前构造期结晶作用、同构造期结晶作用和后构造期结晶作用。

【前构造期结晶作用】 pre-tectonic crystallization 变质矿物形成于构造变形之前。主要标志如下:①矿物晶体具有明显的变形和碎裂现象;②变斑晶矿物被后成片理包围,有的在两端可形成压力影;③变斑晶中包裹体矿物的排列方向与基质中的片理方向不一致。

【同构造期结晶作用】 syn-tectonic crystallization 变质矿物的形成与构造变形近于同时。主要标志如下:①矿物晶体的排列方向与结晶片理的方向一致;②变斑晶中包裹体矿物的排列方向与基质中的片理方向协调一致;③变斑晶中包裹体矿物呈S形分布(旋转结构),并与基质中的片理相连。

【后构造期结晶作用】 post-tectonic crystallization 变质矿物形成于构造变形之后。主要标志如下:①矿物晶体不具定向排列;②矿物晶体与结晶片理呈交切关系;③变斑晶中的包裹体矿物具有明显的残缕结构,晶体内外的片理和变形特征完全相同。

【变质分异作用】 metamorphic differentiation 成分和结构构造比较均匀的岩石变质时,在不发生部分熔融或交代作用的情况下,由于温度、压力、应力和溶液等的影响,使岩石中某些组分发生迁移聚集和重新组合,形成成分和结构构造不均匀的变质岩,这种变化称为变质分异作用。这一概念首先由史迪威(F. L. Stillwell,1918)提出。例如,在变质岩中出现的变斑晶,不规则的结核或团块,平行或斜交片理的小脉或小透镜体,某些条带状构造等,有时就是变质分异作用的结果。

【交代作用】 metasomatism 在变质作用和混合岩化作用过程中有物质成分加入和带出的一种作用。它是岩石的物质成分在温度、压力和溶液浓度发生变化时的一种置换作用。这一概念首先由瑙曼(C. F. Naumann,1826)提出。在交代作用过程中,原有矿物的分解和新矿物的形成是同时发生的,整个过程是在有溶液参与的固体状态下进行的。交代作用使原岩的化学成分发生变化,形成具有各种交代结构的岩石。

【渗透交代作用】 infiltration metasomatism 又称**渗滤交代作用**。它是交代作用的一种方式。在这种作用下,岩石中的组分随着孔隙和裂隙中的溶液而移动。组分的移动主要决定于压力差。大面积的整个岩层被交代一般是通过这种方式进行的。

【扩散交代作用】 diffusive metasomatism 交代作用的一种方式。在这种作用下,岩石中的组分通过停滞在孔隙中的溶液进行扩散而移动。组分的移动主要决定于溶液的浓度差,它总是向浓度较低的方向移动。这种交代作用比较局限,一般多分布在岩脉和矿脉的附近。

【双交代作用】 bimetasomatism, dimetasomotism 扩散交代作用的一种类型。在两种化学性质不同的岩石之间,通过接触带的溶液而进行的相互交代作用。这一概念由柯尔仁斯基(Д. С. Коржинский,1936)提出。例如,在矽卡岩的形成过程中,中酸性侵入岩和碳酸盐岩之间,通过沿接触带运行的热液,侵入岩中的铁、硅、铝组分向碳酸盐岩扩散,而碳酸盐岩中的钙、镁组分则向侵入岩扩散。

【变形作用】 deformation 在岩石受应力超过弹性限度时,使岩石及矿物发生变形的一种作用。在浅部低温和低压条件下,以脆性变形为主,表现为岩石及矿物中出现各种碎裂现象。在深部较高温度和压力条件下,以塑性变形为主,矿物的形态和光性均可发生变化,通常以形成结晶片理为特征。在韧性剪切带中,可出现拔丝结构、核幔结构等特征的变形结构。

【混合岩化作用】 migmatization 简称**混合岩化**。由新生成的长英质或花岗质组分和原来的变质岩相互作用并形成各种混合岩的一种地质作用。它是介于变质作用和典型岩浆作用之间的一种造岩作用。关于混合岩化作用的方式目前尚存在不同的认识,一般认为主要有如下四种方式:①岩浆注入作用,由外来的花岗质岩浆注入变质岩中所形成;②再生作用,由来自地壳深部的富含碱金属和二氧化硅的流体与变质岩发生交代作用所形成;③重熔作用,由原来的变质岩在高温下发生选择性熔融所形成;④变质分异作用,由原来的变质岩发生部分熔融后经变质分异作用所形成。这四种方式在不同的混合岩地区都可能存在。根据发生时地质背景的不同可将混合岩化作用划分为不同的类型,如区域混合岩化作用、边缘混合岩化作用等。也有人称超变质作用。

【区域混合岩化作用】 regional migmatization 在区域变质作用较深的地区内大面积发生的一种混合岩化作用。它与区域变质作用在时间上和空间上具有密切的成因联系,主要出现在早前寒武纪中深变质地区。一般认为区域混合岩化作用主要有两种方式:一种是在区域变质作用的基础上,主要由于地壳内部温度的继续升高,可使部分岩石发生选择性熔融,生成部分熔浆,它们与已变质的岩石发生混合岩化作用,形成不同类型的混合岩;另一种是由地壳深部上升的流体,有人称为**岩汁**(ichor),它们与已变质的岩石发生交代作用,生成部分熔浆,并形成不同类型的混合岩。这两种方式在不同的混合岩地区都可能存在。

【边缘混合岩化作用】 marginal migmatization 岩浆侵入围岩时,在侵入体与围岩的接触带发生的一种混合岩化作用。侵入体附近的变质岩,由于受到岩浆及有关流体的注入和交代作用,可形成不同类型的混合岩。边缘混合岩化作用主要出现在某些构造活动带,规模一般较小,常局限于某些花岗质岩体的外接触带,所形成的混合岩宽度不大,常呈带状分布。侵入体与围岩之间常表现为交代侵入接触。边缘混合岩化作用出现的部位较浅,混合岩化程度较弱,一般不生成均质混合岩或混合花岗岩等强烈混合岩化作用的岩石。

【超变质作用】 ultrametamorphism 在高级区域变质作用的基础上,由于温度继续升高,使原来的变质岩发生部分熔融而转化为岩浆的一种作用。由于这种作用的结果,出现了部分熔浆,其性质超过了一般变质作用的范围,因此称为超变质作用。有些学者将超变质作用与混合岩化作用视为同义词。

【注入作用】 injection 在混合岩化过程中,外来物质沿变质岩的片理或裂隙注入的一种作用。其特征是,以长石、石英为主的新生成的物质沿原来变质岩的片理或裂隙呈眼球状、条带状、树枝状等分布,二者之间的界线比较清楚,没有明显的交代作用。

【长石化作用】 feldspathization 交代作用的一种表现形式。在混合岩化过程中,由于碱性交代作用的结果,形成了大量的碱性长石(包括微斜长石、正长石、钠长石、更长石等),它们多呈交代斑晶出现,这种作用称为长石化作用。

【重熔作用】 anatexis 又称深熔作用。在区域变质作用的后期阶段,由于温度继续升高,在没有外来物质的参与下,使已变质的岩石发生选择性熔融,其中具有低熔点的长石和石英首先开始熔化成为液相,这种作用称为重熔作用。由这种作用产生的岩浆,称为**重熔岩浆**、**深熔岩浆**(anatectic magma)。

【再生作用】 palingenesis 在混合岩化过程中,由地壳深部上升的富含钾、钠、硅和水等具有高度化学活动性和渗透能力的流体(或称为岩汁),通过渗透交代作用,与原来的变质岩发生反应,并使其中的某些物质进入熔化状态,产生了新的熔浆,这种作用称为再生作用。这种由深部热液与原岩发生交代反应而产生的岩浆,称为**再生岩浆**(palingenetic magma)。

【深流作用】 rheomorphism 又称**塑流作用**、**流化作用**。在地壳深部,由于温度升高,使岩石发生部分熔融,而具有可塑性和流动性的一种作用。深流作用的进一步发展可以产生深熔岩浆,使岩石部分或全部成为流体。

【花岗岩化作用】 granitization 使原来的岩石转变为花岗质岩石的作用。目前对这一名词尚存在不同的理解。一般认为花岗岩化作用是指混合岩化作用最强烈时形成花岗质岩石的一种作用,而不考虑它们的形成方式。但有些学者认为花岗岩化作用仅指原来的变质岩不经过熔融阶段,而在固体状态下经过交代作用直接转变为花岗质岩石的一种作用。

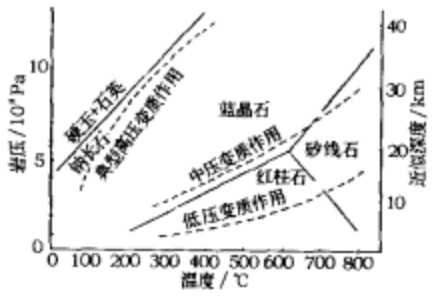
变　质　相

【变质相】 metamorphic facies　在一定的温度和压力范围内，不同成分的原岩经变质作用后形成的一套矿物共生组合。它们在时间上和空间上重复出现和紧密伴生，每一个矿物共生组合与岩石化学成分之间有着固定的对应关系。这一概念首先由埃斯科拉(P. Eskola, 1920)提出。根据形成时温度和压力条件的不同，可将所有的变质矿物组合划分为若干个变质相。不同的变质相往往以特征矿物组合或相当的特征性岩石来命名。例如，浊沸石相、蓝闪石-硬柱石片岩相、绿片岩相、角闪岩相、麻粒岩相、榴辉岩相等。研究一个变质地区内每一个变质相的特点，能确定这一地区变质作用的温度和压力范围及其时空变化关系。

【变质亚相】 metamorphic subfacies　变质相的进一步划分，它所代表的温度和压力范围比变质相要小一些。它也可以是两个变质相之间的过渡相，例如，角闪麻粒岩亚相就是角闪岩相和麻粒岩相之间的过渡相。

【变质相组】 metamorphic facies group　在一定的温度范围内不同压力条件下形成的一组变质相。一个变质相组可包括2～3个变质相。例如，绿片岩相组包括低绿片岩相、高绿片岩相和蓝闪绿片岩相。它们的压力类型可以是低压、中压和高压。在不能确定变质相的压力类型时，变质相组则代表几个温度相近的变质相。

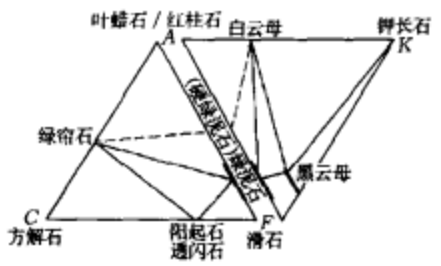
【变质相系】 metamorphic facies series　简称**相系**(facies series)。在一个变质地区内反映温度和压力之间变化特征的一系列变质相，称为变质相系。这一概念首先由都城秋穗于1961年提出。他认为一个变质地区内，由于温度和压力的变化范围较大，往往需要用一系列变质相来表示。不同变质地区可具有不同的变质相系，反映不同变质地区的地热梯度有所不同，它们与当时的大地构造环境有密切关系。根据特征的矿物组合和地热梯度，可将变质相系分为三个基本类型(如图)：①**低压变质相系**(low-pressure metamorphic facies series)，即红柱石-矽线石型，以泥质变质岩中出现红柱石、矽线石、堇青石为特征，地热梯度大于25℃/千米；②**中压变质相系**(medium-pressure metamorphic facies series)，即蓝晶石-矽线石型，以泥质变质岩中出现蓝晶石、矽线石、十字石、铁铝榴石为特征，地热梯度大约为20℃/千米；③**高压变质相系**(high-pressure metamorphic facies series)，即硬玉-蓝闪石型，以泥质变质岩中出现蓝闪石、硬柱石、硬玉和石英为特征，地热梯度大约为10℃/千米或更低。



变质相系的分类

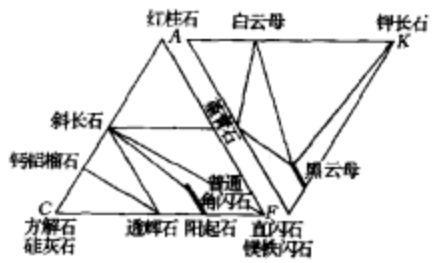
【变质地质图】 metamorphic map　反映各地区不同时期变质作用的特征及时空变化规律的专门性地质图。变质地质图的主要内容包括变质相和变质相系、变质岩系的地层时代和变质期、混合岩和花岗质岩石、变质作用类型和变质地质单元等。它是研究各地区变质作用与大地构造环境和地壳演化之间关系的重要图件，也是研究区域变质成矿作用的基础图件。

【钠长石-绿帘石-角岩相】 albite-epidote-hornfels facies　一种低温接触变质相。见于接触变质圈的最外带。不同原岩形成的典型变质矿物组合如下(如图)：基性岩为阳起石+绿帘石+绿泥石+钠长石+石英(±黑云母)；泥质岩石为叶蜡石+白云母+绿泥石+绿帘石+石英(±钠长石)(原岩富铁时出现硬绿泥石)；泥质石灰岩为方解石+透闪石+绿帘石/黝帘石+钠长石(±黑云母)。这一变质相的温度下限为400℃，温度上限(它与角闪石角岩相的界线)为540℃左右，压力在0.2吉帕以下。



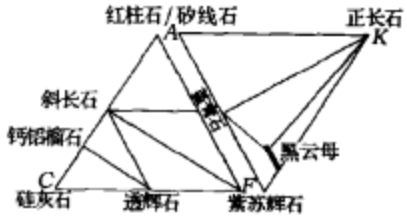
钠长石-绿帘石-角岩相

【角闪石-角岩相】 hornblende-hornfels facies　一种中温接触变质相。不同原岩形成的典型变质矿物组合如下(如图)：基性岩为普通角闪石+直闪石/透辉石+斜长石+石英(±黑云母)；泥质岩石为红柱石+白云母+堇青石+斜长石+石英(±黑云母)；泥质石灰岩为方解石+透辉石+钙铝榴石(±黑云母)，硅灰石偶尔出现。角闪石-角岩相的温度下限(它与钠长石-绿帘石-角岩相的界线)为540℃左右，温度上限(它与辉石-角岩相的界线)为630℃左右，压力在0.2吉帕以下。



角闪石-角岩相

【辉石-角岩相】 pyroxene-hornfels facies　一种高温接触变质相。见于接触变质圈的最内带。不同原岩形成的典型变质矿物组合如下(如图)：基性岩为紫苏辉石+透辉石+斜长石(±黑云母)；泥质岩石为红柱石/矽线石+堇青石+正长石+斜长石+石英(±黑云母)；泥质石灰岩为硅灰石+透辉石+钙铝榴石(±黑云母)。辉石角岩相的温度下限(它与角闪石-角岩相的界线)为630℃左右，压力在0.2吉帕以下。

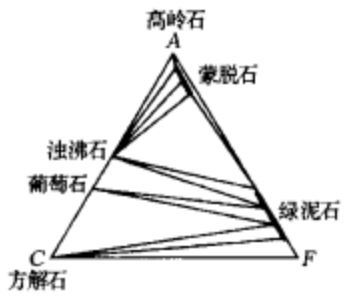


辉石-角岩相

【透长石相】 sanidine facies　又称**透长岩相**(sanidinite facies)。变质相中很少见的一种类型，属于极高温、低压的接触变质相。分布很局限，仅见于基性火山岩和次火山岩中的捕虏体及接触带附近的围岩中。矿物成分比较复杂。因为变质作用的时间很短，温度降低很快，产生的矿物组合常没有达到平衡状态。由于水蒸气和二氧化碳的压力很低，常出现一系列近似实验室干熔浆中结晶形成的高温矿物，如鳞石英、多铝红柱石、黄长石、钙镁橄榄石、斜硅钙石等。富钠的透长石是这个变质相的标志矿物。此外，在不同原岩中还可出现堇青石、矽线石、钙长石、透辉石、紫苏辉石、硅灰石、硅钙石等；在二氧化硅不足的原岩中可出现方镁石、尖晶石、刚玉等。由于温度很高，可使原岩局部熔化，形成一部分玻璃质。根据实验资料，透长石相的温度范围在800～1000℃左右，压力在0.05吉帕以下。

【浊沸石相】 laumontite facies　又称**沸石相**(zeolite facies)。一种埋藏变质作用中常见的变质相。主要见于地槽型沉降带中的火山岩、火山碎屑岩和硬砂岩内，近年来在我国内陆沉积盆地中的陆相碎屑岩内也有发现。一般代表变质作用的开始，它与成岩作用的界线是以浊沸石的开始出现为标志。浊沸石相的典型变质矿物组合如下(如图)：①浊沸石+绿泥石+石英；②浊沸石

+葡萄石+绿泥石+石英;③葡萄石+方解石+绿泥石+石英。根据片沸石转变为浊沸石和石英的变质反应,浊沸石相的温度下限为230℃左右。根据浊沸石完全分解转变为绿纤石的变质反应,浊沸石相的温度上限(它与葡萄石-绿纤石相的界线)为360~370℃。浊沸石相形成时的压力为0.2~0.3吉帕,相当于5~9千米的深度。

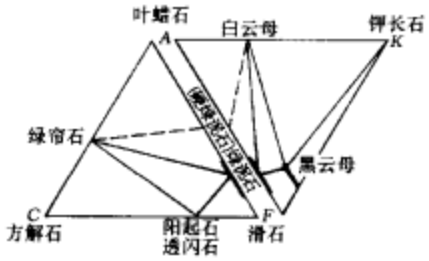


浊沸石相

【葡萄石-绿纤石相】 prehnite-pumpellyite facies 一种埋藏变质作用中常见的变质相。地质产状与浊沸石相类似,且常伴生,但深度相对较大,变质温度稍高。变质岩类型为重结晶和片理化的变质硬砂岩和变质中基性火山岩,常见的典型变质矿物组合如下:①绿纤石+葡萄石+绿泥石+钠长石+石英;②绿纤石+绿泥石+绿帘石+钠长石+石英;③葡萄石+绿泥石+石英。根据浊沸石完全分解转变为绿纤石的变质反应,这一变质相的温度下限(它与浊沸石相的界线)为360~370℃,当温度升高到400℃以上时,绿纤石又转变成黝帘石或绿帘石,所以这一变质相的温度范围很小(360~400℃),压力范围在0.2~0.6吉帕之间。

【蓝闪石-硬柱石片岩相】 glaucophane-lawsonite schist facies 又称**蓝闪石片岩相**(glaucophane schist facies)、**蓝片岩相**(glaucophane schist facies, blueschist facies)。一种低温、高压的区域变质相。主要分布于环太平洋和阿尔卑斯等中、新生代褶皱带内,一般认为它们是大洋板块俯冲带的标志。它们常与绿片岩相伴生,且有过渡性组合。这一变质相的特征矿物为蓝闪石、硬柱石、硬玉和文石。在不同压力条件下的典型变质矿物组合如下:①硬柱石+钠长石+绿泥石(±石英±方解石±多硅白云母);②硬柱石+蓝闪石+钠长石+文石(无石英时可出现硬玉);③硬柱石+蓝闪石+硬玉+石英。这一变质相的温度为250~350℃,压力在0.6~1.2吉帕之间。

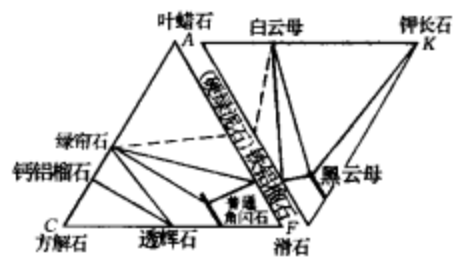
【绿片岩相】 greenschist facies 又称**绿色片岩相**。一种分布比较广泛的低温区域变质相。不同原岩形成的典型变质矿物组合如下(如图):基性岩为钠长石+绿帘石+绿泥石+阳起石(±方解石);泥质岩石为钠长石+绿泥石+白云母+黑云母+石榴子石(MnO>18%)+石英(原岩富铁时出现硬绿泥石);泥质石灰岩为方解石+绿帘石+透闪石/阳起石。绿片岩相的温度下限为400℃左右,温度上限为510~530℃,压力在0.2~0.7吉帕之间。有些学者将绿片岩相称为**低绿片岩相**(low greenschist facies),而将绿帘角闪岩相称为**高绿片岩相**(high greenschist facies)。



绿片岩相

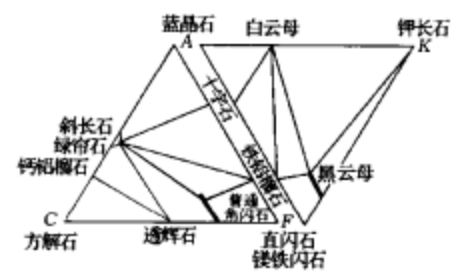
【蓝闪绿片岩相】 glaucophane-greenschist facies 又称**高压绿片岩相**(high-pressure greenschist facies)。一种分布较广的低温、高压区域变质相。在我国晚元古代至新生代的变质岩地区内均有发现,目前多数人认为它们也是大洋板块俯冲带的标志。蓝闪绿片岩相常与绿片岩相紧密伴生,它们是蓝闪石-硬柱石片岩相和绿片岩相之间的过渡类型。主要特点是岩石中除含有蓝闪石、青铝闪石、镁钠闪石、多硅白云母等高压变质矿物外,同时有绿帘石、黝帘石、阳起石等较高温变质矿物,有时可含黑硬绿泥石、红帘石或石榴子石,但不含硬柱石、硬玉、文石等典型高压变质矿物。蓝闪绿片岩相的温度在350~450℃,压力在0.5~0.8吉帕。

【绿帘角闪岩相】 epidote-amphibolite facies 一种低温区域变质相。不同原岩形成的典型变质矿物组合如下(如图):基性岩为钠长石+绿帘石+普通角闪石;泥质岩石为斜长石(An<20)+白云母+黑云母+铁铝榴石+石英(原岩富铁时出现硬绿泥石);泥质石灰岩为方解石+透辉石+钙铝榴石+黝帘石+斜长石。绿帘角闪岩相的温度可能在500~570℃之间,压力为0.3~0.5吉帕。它与绿片岩相之间的界线是以普通角闪石代替阳起石和铁铝榴石开始出现为标志。绿帘角闪岩相处于绿片岩相和角闪岩相之间的过渡地位。有人将它归于绿片岩相,称为高绿片岩相,有人则将它归于角闪岩相,称为绿帘角闪岩亚相。

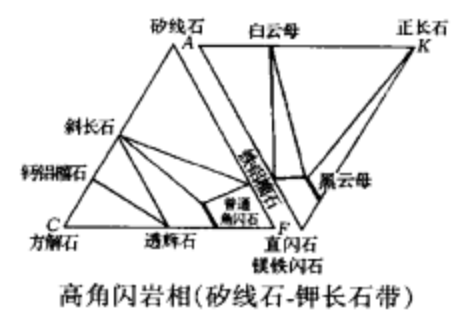


绿帘角闪岩相

【角闪岩相】 amphibolite facies 一种分布比较广泛的区域变质相。变质基性岩的典型矿物组合为斜长石和普通角闪石,有时出现铁铝榴石,常见的岩石类型为斜长角闪岩。泥质原岩在中压条件下形成含十字石、蓝晶石、矽线石等的云母片岩或片麻岩,而在低压条件下则形成含红柱石、堇青石、矽线石等的云母片岩或片麻岩。它与绿帘角闪岩相之间的界线以变质泥质岩中十字石或堇青石的开始出现为标志。根据实验资料,角闪岩相的温度在570~700℃,属于中压变质相系的压力为0.5~1吉帕,属于低压变质相系的压力为0.2~0.5吉帕。角闪岩相可进一步划分为**低角闪岩相**(low amphibolite facies)(相当于十字石-蓝晶石带)(如图)和**高角闪岩相**(high amphibolite facies)(相当于矽线石-钾长石带)(如图),它们之间的界线以变质泥质岩中矽线石+钾长石的开始出现为标志。

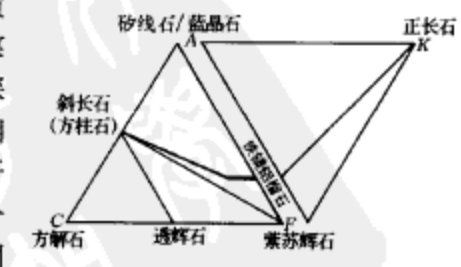


低角闪岩相(十字石-蓝晶石带)



高角闪岩相(矽线石-钾长石带)

【麻粒岩相】 granulitie facies 又称**二辉石相**(two-pyroxene facies)。一种高温区域变质相。大面积出现在早前寒武纪(尤其是太古宙)的深变质地区。它与角闪岩相之间的界线以紫苏辉石开始出现为标志。矿物成分主要为紫苏辉石(或古铜辉石)、透辉石(或次透辉石)、铁镁铝榴石、堇青石、矽线石(或蓝晶石)、条纹长石、斜长石等无水变质矿物,而角闪石、黑云母等含水变质矿物较少或不出现。有人根据变质岩中有无角闪石和黑云母,将麻粒岩相分为**角闪麻粒岩相**(amphibolite granulite facies)和**辉石麻粒岩相**(pyroxene granulite facies)。不同原岩形成的典型变质矿物组合如图:



麻粒岩相

基性岩为斜长石(An > 50) + 紫苏辉石 + 透辉石(± 铁镁铝榴石 ± 角闪石);泥质岩石为条纹长石(Ab_{30-47}) + 斜长石(An_{17-58}) + 铁镁铝榴石 + 矽线石/蓝晶石 + 石英(± 堇青石 ± 黑云母);泥质石灰岩为方解石 + 斜长石 + 透辉石。根据世界各地的研究结果,麻粒岩相的温度一般超过 700℃,上限可达 900℃以上。压力的变化范围较大,一般为中压(0.6 ~ 1 吉帕);含堇青石者属于低压(0.4 ~ 0.6 吉帕);含石榴子石和透辉石,但不含紫苏辉石者属于高压(大于 1 吉帕)。

【榴辉岩相】 eclogite facies 一种高压至超高压区域变质相。特征岩石为榴辉岩,常呈透镜体产出。它们的化学成分相当于基性岩,特征矿物组合为绿辉石和含钙的铁镁铝榴石,不含斜长石,可含少量石英、顽火辉石、蓝晶石、橄榄石、尖晶石、金红石等矿物,有时含柯石英、金刚石等超高压变质矿物。榴辉岩相的压力很高,一般大于 1 吉帕,有时在 2.5 ~ 3.5 吉帕以上。温度范围变化较大。产于金伯利岩和超基性岩中的榴辉岩,来源于地幔,形成温度较高。产于蓝闪石-硬柱石片岩相或角闪岩相中的榴辉岩则形成于中低温。

变质岩结构和构造

【变余结构】 palimpsest texture 又称**残留结构**(relict texture)。变质岩中由于重结晶作用不完全,仍然保留的原岩结构。例如,原来沉积岩中的砾状结构、砂状结构,原来火成岩中的斑状结构、辉绿结构,都可能在变质岩中保留下来。研究岩石中的变余结构,对查明变质岩的原岩类型具有重要意义。

【变余砾状结构】 blastopsephitic texture 变余结构的一种。砾岩经变质后仍保留原岩的砾状结构。岩石中胶结物和砾石可由于重结晶作用形成新的矿物,而砾石的形态仍然保留。有时砾石由于受应力作用而被压扁。

【变余砂状结构】 blastopsammitic texture 变余结构的一种。在变质较浅的砂岩中仍保留原岩的砂状结构。但岩石中的胶结物常由于重结晶作用而形成新的矿物。

【变余斑状结构】 blastoporphyritic texture 又称**残斑结构**。变余结构的一种。原来具斑状结构的岩石经变质后,基质已全部重结晶,但仍保留原岩的斑状结构。如在变质火山岩中,原来的长石、石英等斑晶常被保留下来,形成变余斑状结构。

【变余辉绿结构】 blastodiabasic texture 变余结构的一种。在变质后的基性火成岩中仍不同程度保留原岩的辉绿结构。但岩石中的原有矿物由于重结晶作用而形成新的矿物,例如,原来的辉石可变为角闪石,基性斜长石可变为中酸性斜长石。

【变余火山碎屑结构】 blastopyroclastic texture 变余结构的一种。在由火山碎屑岩形成的变质岩中,原来由岩屑、晶屑、玻屑等组成的火山碎屑结构或凝灰质结构仍保留下来。

【变晶结构】 crystalloblastic texture 变质作用过程中,原岩在固体状态下由重结晶作用形成的结晶结构。变晶结构与火成岩的结晶结构的区别,在于前者基本上是在固态条件下,各种矿物基本上同时重结晶而成,可具有明显的定向性;而后者则是在熔融岩浆逐渐冷却的过程中,不同矿物先后分别结晶而成,常具有明显的结晶顺序。根据组成矿物的相对大小,可以把变晶结构分为等粒变晶结构、不等粒变晶结构、斑状变晶结构等;根据矿物的形态,又可分为粒状变晶结构、鳞片变晶结构、纤状变晶结构等;根据矿物之间的关系,又可分为包含变晶结构和残缕结构等。

【变晶系】 crystalloblastic series 结晶片岩中矿物自形程度的高低,决定于矿物在固态条件下重结晶时所具有的结晶能力。在一般情况下,矿物的结晶力愈强,则自形程度愈高。按矿物结晶力的大小及相对自形程度递减的顺序将其加以排列,称为变晶系。这一概念由贝克(F. Becke, 1903)提出。他根据经验将结晶片岩中矿物的变晶系大致确定如下:榍石、金红石、磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿、石榴子石、电气石、十字石、蓝晶石、绿帘石、黝帘石、辉石、普通角闪石、钠长石、白云石、云母、绿泥石、方解石、石英、斜长石、钾长石等。但是影响变质岩中矿物自形程度的因素比较复杂,变质矿物也不一定都是同时形成,因此上述变晶系中矿物的相对顺序常有变化。

【斑状变晶结构】 porphyroblastic texture 又称**变斑状结构**。变晶结构的一种。其特征是,在较细粒的变质矿物集合体中有较大的矿物晶体,其中较大的矿物晶体称为**变斑晶**(porphyroblast, metacryst, metacrystal),较小的矿物称为基质。它与岩浆岩中的斑状结构相似,但二者的成因和特点不同。斑状变晶结构中的变斑晶和基质矿物是在变质作用过程中的固体状态下基本同时形成(有些变斑晶的形成时间可能比基质矿物稍晚)。变斑晶一般是结晶力较强的矿物,如石榴子石、十字石、蓝晶石、红柱石等,在变斑晶中往往有基质矿物的包裹体。而斑状结构中的斑晶和基质矿物是从岩浆中结晶形成的,斑晶比基质矿物先结晶,其中没有基质矿物的包裹体。

【粒状变晶结构】 granoblastic texture 又称**花岗变晶结构**。变晶结构的一种。特征是岩石主要由长石、石英或方解石等粒状矿物组成,各种矿物彼此之间紧密排列。一般定向构造不明显,常呈块状构造。常见的石英岩、大理岩和浅粒岩等具有此种结构。

【镶嵌粒状变晶结构】 mosaic granoblastic texture 粒状变晶结构的一种类型。特征是矿物颗粒呈多边形或浑圆状,彼此之间的接触线比较平直圆滑。

【齿形粒状变晶结构】 serrate granoblastic texture 又称**缝合粒状变晶结构**(sutured granoblastic texture)。它是粒状变晶结构的一种类型。特征是矿物颗粒的形状极不规则,彼此之间的接触线呈锯齿状或缝合线状。

【鳞片变晶结构】 lepidoblastic texture 变晶结构的一种。特征是岩石主要由云母、绿泥石或滑石等片状矿物组成。它们一般呈平行排列,形成结晶片理。常见千枚岩和云母片岩等具有此种结构。

【鳞片粒状变晶结构】 lepido-granoblastic texture 变晶结构的一种。它是鳞片变晶结构和粒状变晶结构之间的过渡类型。岩石主要由粒状矿物和一定数量的片状矿物组成,一般呈定向排列,往往形成片麻状构造。常见的云母片麻岩具有此种结构。

【纤状变晶结构】 fibroblastic texture 变晶结构的一种。特征是岩石主要由阳起石、透闪石、矽线石、蛇纹石等柱状或纤维状矿物组成。它们有时呈无定向分布,形成块状构造,常见于蛇纹岩等变质岩中。有时则呈定向排列,形成片理及线理,常见于角闪片岩及某些绿片岩中。

【束状变晶结构】 glomeroplasmatic blastic texture 又称**蒿束结构**。纤状变晶结构的一种类型。特征是岩石中的柱状或纤维状矿物呈束状集合体出现。常见于某些绿片岩中。

【放射状变晶结构】 radial blastic texture 又称**向心结构**(centripetal blastic texture)。纤状变晶结构的一种类型。特征是柱状或纤维状矿物围绕一些中心呈放射状排列。常见于某些矽卡岩中。

【包含变晶结构】 poikiloblastic texture 又称**变嵌晶结构**。变

晶结构的一种。特征是在较大的变斑晶矿物中包有其他矿物的细小晶体。例如，石榴子石变斑晶中包有石英(如图)或云母；角闪石变斑晶中包有石英或斜长石，等等。在一般情况下，变斑晶中的矿物包裹体，随着变质温度的增高而逐渐减少。



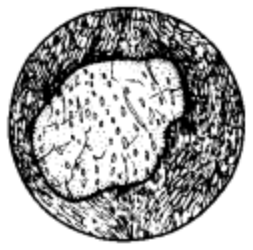
包含变晶结构

【筛状变晶结构】 diablastic texture 变晶结构的一种。它与包含变晶结构相似，主要区别是筛状变晶结构在较大的变斑晶矿物中包有很多其他矿物的细小晶体，形成筛网状。例如，角闪石、石榴子石、十字石等矿物的变斑晶中由于包有很多细小的石英，而形成筛状变晶结构(如图)。



筛状变晶结构

【残缕结构】 helicitic texture 变晶结构的一种。特征是变斑晶中的矿物包裹体呈平直或波状定向排列，且与变斑晶外面呈定向排列的基质矿物断续相连(如图)。一般认为变斑晶的形成比基质矿物和片理的形成稍晚。它们是由后构造期结晶作用所形成。



残缕结构

【旋转结构】 rotary texture 又称**雪球结构**(snowball texture)。变晶结构的一种。特征是变斑晶中的矿物包裹体呈“S”形或螺旋形排列(如图)。它说明变斑晶和其中的基质矿物在形成过程中，受到应力作用的影响而发生了转动，它们是由同构造期结晶作用所形成。



旋转结构

【角岩结构】 hornfels texture 一种细粒粒状变晶结构。其中矿物颗粒常呈多边形，彼此紧密镶嵌，一般不呈定向排列。岩石常具角状断口和块状构造。它是热接触变质作用形成的角岩的特征结构。

【镶边结构】 rimmed texture 变质作用过程中，由变质反应所形成的结构。其特征是，在变质较深的岩石中，可见某种矿物的边缘或周围分布有一种或几种其他矿物。表现形式主要有如下几种：①反应矿物的边缘，局部或全部被生成矿物所代替，称为反应边结构；②生成矿物围绕反应矿物呈环礁状，称为**环边结构**(rim texture)；③反应矿物的周围有一种或几种生成矿物的细粒集合体，称为**冠状结构**(corona texture)；④反应矿物周围有几种生成矿物呈蠕虫状交生，称为**后成合晶结构**(symplectic texture)(如图)。它们的成因是在变质作用过程中，由于变质反应不完全所形成。



后成合晶结构

【出溶结构】 exsolution texture 反应结构的一种。特征是在变质较深的岩石中，可见某种矿物的内部有一种或几种其他矿物的粒状或长条状晶体，它们大致沿一定方向分布。出溶结构的成因是在变质作用过程中，由于温度或压力降低，使原来的固溶体矿物发生出溶作用所形成。

【交代结构】 metasomatic texture 在变质作用或混合岩化作用过程中，由交代作用形成的结构。其特征是，在形成过程中有物质成分的加入和带出，而岩石中原有矿物的分解和新矿物的形成是同时的。既可以置换原有矿物，保持原有矿物的晶形，又可以由交代方式形成新矿物，产生一系列特征的交代结构。根据形态不同可分为交代假象结构、交代残留结构、交代条纹结构、交代蠕虫结构、交代斑状结构等。

【交代假象结构】 metasomatic-pseudomorph texture 交代结构的一种。它是原有矿物被新矿物置换，但仍保留原有矿物的晶形，有时甚至还保留原有矿物的解理等内部特点。例如，蛇纹石交代橄榄石或斜方辉石后呈橄榄石或斜方辉石的假象，绿泥石交代黑云母或角闪石后呈黑云母或角闪石的假象，等等。

【交代蚕蚀结构】 metasomatic corrosion texture 交代结构的一种。它是岩石中以交代关系相接触的两种矿物之间，接触界线很不规则，呈港湾状或锯齿状，新生矿物的尖端常指向被交代矿物。此结构在斜长石被钾长石交代时较明显(如图)。



交代蚕蚀结构和交代残留结构

【交代残留结构】 metasomatic relict texture 交代结构的一种。指岩石中被交代的矿物呈零星孤立的残留体被包在新生矿物之中(如上图)。它与包含变晶结构的区别是，残留体的外形通常很不规则，有时这些残留体彼此间在光性和双晶等方面显示出它们原来为同一晶体，可具有相同的消光位。

【交代穿孔结构】 metasomatic perforation texture 交代结构的一种。是由交代作用形成的新矿物在被交代矿物的晶体中呈浑圆形或乳滴状零星分布。例如，由交代作用形成的石英，呈浑圆形或乳滴状在长石或其他矿物中出现(如图)。这种结构可能是在交代作用过程中，由于新加入的组分沿原来矿物的解理或裂隙进行交代的结果。



交代穿孔结构

【交代蠕状结构】 metasomatic myrmekitic texture 交代结构的一种。特征是交代作用过程中形成的新矿物在原来矿物的晶体中呈很小的蠕虫状嵌晶出现。最常见的是，在斜长石与钾长石接触时，在接触带附近的斜长石中，石英呈蠕虫状嵌晶出现，它们有时具有相同的消光位(如图)，因此有人称为**蠕英石结构**(myrmekite texture)。这种结构的成因比较复杂，大部分是钾长石交代斜长石所形成；有时是在斜长石交代钾长石时，由于析出过剩的二氧化硅所形成；也可由其他成因所形成。此外，有时还可见到当微斜长石交代斜长石时，微斜长石也可呈蠕虫状嵌晶出现在接触带附近的斜长石中。



交代蠕状结构

【交代条纹结构】 metasomatic perthitic texture 交代结构的一种。其特征是，在钾长石晶体中包有较小的斜长石个体，二者交生；同一钾长石晶体中的不同斜长石个体可同时消光；在钾长石晶体内的斜长石个体形态不规则，分布也很不均匀；同一薄片中不同钾长石晶体内所包的斜长石个体的数量可有很大差别。这种结构主要是由酸性斜长石沿一定方向交代钾长石晶体而成，有时也可以是斜长石被钾长石强烈交代后呈残留体而成。

【交代反条纹结构】 metasomatic antiperthitic texture 交代结构的一种。特征与交代条纹结构相似，不同的是在斜长石晶体中包有较小的不规则的钾长石个体。这种结构主要是钾长石交代斜长石而成，在少数情况下，也可以是钾长石被酸性斜长石强烈交代后呈残留体而成。

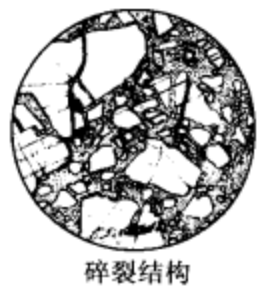
【交代净边结构】 metasomatic edulcoration-border texture 交代结构的一种。最常见的是，在次生蚀变(如绢云母化、钠黝帘石化等)的斜长石与钾长石接触的边缘，有一个表面干净的斜长石

镶边，故称为净边(如图)。它是在斜长石受到次生蚀变以后，因交代作用由外向内进行，原来的次生蚀变产物(如绢云母等)被吸收或溶解移去而形成。在钾长石晶体中的斜长石残留体边缘，有时可呈现一个完整的环带状净边。净边部分的斜长石比次生蚀变部分的斜长石，一般具有稍低的折光率和稍高的双折射率，可能含有较多的钠长石或钾长石组分。


交代净边结构

【交代斑状结构】 metasomatic porphyritic texture 交代结构的一种。特征是交代成因的矿物呈较大的自形或眼球状斑晶，以长石的斑晶最普遍；斑晶中常有交代残留的基质矿物；斑晶常切割变质岩的片理，而片理又可在斑晶中断续通过；斑晶推开变质岩片理的现象不显著；斑晶在岩石中分布不均匀，大小不等。

【交代似文象结构】 metasomatic graphoid texture 交代结构的一种。在某些深变质岩石和混合岩中，常见石英呈不规则的细条状与钾长石交生，其形态与火成岩中的文象结构有些相似。


碎裂结构

【碎裂结构】 cataclastic texture 又称**压碎结构**(crush texture)。动力变质岩石的一种结构。是在应力作用下，岩石中的矿物颗粒破碎成外形不规则的棱角状碎屑，碎屑的边缘常呈锯齿状，并常具裂隙、扭曲变形及波状消光等现象(如图)。

【碎斑结构】 mortar texture 动力变质岩石的一种结构。岩石受较强烈的应力作用后，大部分被压碎成细粒至隐晶质的碎屑，其中尚残留有一些较大的矿物碎块，外表很像斑晶，称为**碎斑**(porphyroclast)，细粒部分则称为**碎基**(cataclastic matrix)。碎斑和碎基的成分基本相同，常具有裂隙、粒化边缘及波状消光等现象。

【糜棱结构】 mylonitic texture 动力变质岩石的一种结构。是在强烈的应力作用下，岩石全部被搓碎成很细的矿物碎屑和粉末，常形成少量绢云母、绿泥石等新生矿物，有时可见类似流纹的条带状构造，并有少量较大的透镜状矿物碎屑(常为石英、长石等)。

【变余构造】 palimpsest structure 又称**残留构造**(relict structure)。变质作用后保留下来的原岩构造。是在浅变质岩石中，原来沉积岩的层理、斜层理、波痕、泥裂等构造，原来火成岩的气孔、杏仁状、枕状、炉渣状等构造以及各种原生条带状构造，常能较好地保存下来。

【变余层理构造】 blastobedding structure 变余构造的一种。在由沉积岩或火山-沉积岩形成的变质岩中常见。例如，在板岩、千枚岩、片岩及变粒岩中，常见有颜色、结构或成分不同的条带与劈理(或片理)平行或斜交，它是原岩的沉积层理经变质后被保留下来的结果。

【变余气孔构造】 blastovesicular structure 变余构造的一种。变质较浅的中基性火山熔岩中保留有原岩的气孔构造。

【变余杏仁状构造】 blastoamygdaloidal structure 变余构造的一种。在中基性火山熔岩中保留有原岩的杏仁状构造。

【变成构造】 metamorphic structure 变质作用过程中由变形作用和重结晶作用所形成的构造。一般定向构造比较显著，如板岩中的板状构造、千枚岩中的千枚状构造、片岩中的片状构造、片麻岩中的片麻状构造等。有时定向构造不明显，如热接触变质作用形成的斑点状构造等。

【斑点状构造】 spotted structure 热接触变质岩石的一种构造。主要在受轻微热接触变质作用的泥质岩石中，由炭质、铁质或空晶石、堇青石、云母等矿物的雏晶，集中成不同形状和大小的斑点，不均匀分布于基本未重结晶的致密状泥质基质中。当温度进一步升高时，可形成斑状变晶结构。

【板状构造】 slaly structure 又称板劈理。它是板岩的特征构造。在应力作用下，岩石中出现了一组互相平行的劈理面，使岩石沿劈理面形成板状。它与原岩层理平行或斜交。劈理面常整齐而光滑，有时有少量绢云母、绿泥石等，显微弱的丝绢光泽。但是，由热接触变质作用形成的板岩，其板状构造有时是代表原来岩石的板状层理，而不是由应力作用形成的板状劈理。

【千枚状构造】 phyllitic structure 区域变质岩石的一种构造，并且是千枚岩的典型构造。特征是岩石中的鳞片状矿物呈定向排列，但因粒度较细，肉眼不能分辨矿物颗粒，仅在片理面上见有强烈的绢丝光泽，这是由于绢云母微细鳞片平行排列所致。通常在片理面上还有许多小皱纹。

【片状构造】 schistose structure 又称片理。变质岩中最常见的一种构造。特征是岩石主要由云母、绿泥石、滑石、角闪石等片状或柱状矿物所组成，它们呈连续的平行排列，一般粒度较粗，肉眼能分辨矿物颗粒，以此区别于千枚状构造。由矿物平行排列所组成的平面称为片理面。片理面可以是较平直的面，也可以呈波状的曲面。

【片麻状构造】 gneissic structure 又称片麻理。变质岩中常见的一种构造。特征是岩石主要由粒状矿物组成，但有一定数量呈定向排列的片状或柱状矿物，后者在粒状矿物中呈不均匀的断续分布(如图)。


片麻状构造

【条带状构造】 banded structure 在某些变质岩和混合岩中，各种矿物成分分布不均匀，以石英、长石、方解石等粒状矿物为主的浅色条带和以黑云母、角闪石、磁铁矿等为主的暗色条带，各以一定的宽度成互层状出现，形成颜色不同的条带状构造。若条带的宽度变化较大，呈不连续分布，则称为**条痕状构造**(streaky structure)。

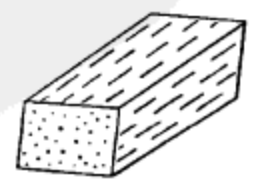
【眼球状构造】 augen structure 在某些片麻岩和混合岩中，有时见有呈眼球状、透镜状或扁豆状的较大的长石晶体或长石和石英的集合体，被片状或柱状矿物所环绕，外形很像眼球，故称为眼球状构造。它们具有多种成因，可由变质分异作用、注入作用、交代作用、变形作用等形成。

【定向构造】 oriented structure 岩石中的矿物平行某一平面或某一方向排列所形成的构造，统称为定向构造。如千枚状构造、片状构造、片麻状构造、条带状构造及线理等都属于定向构造。

【结晶片理】 crystallization schistosity 泛指由区域变质作用所形成的定向构造，如千枚状构造、片状构造、片麻状构造等。

【叶理】 foliation 泛指岩石中由变质作用和变形作用所形成的面状构造。主要包括由矿物平行排列所形成的片理、片麻理和成分层理，有人将变质岩中的劈理和深成侵入岩中的面状构造也称为叶理。叶理是一个没有严格定义而且多成因的名词，不同学者的理解和应用范围有所不同。目前在变质岩中使用较少，通常用相应的具体名词所代替。

【变质岩线理】 lineation(in metamorphic rock) 区域变质岩石的一种构造。特征是岩石中的柱状、针状矿物互相平行，呈线形定向排列(如图)。


线理

变质岩石

【正变质岩】 orthometamorphic rock 由火成岩遭受变质作用形成的变质岩称为正变质岩，由沉积岩遭受变质作用形成的变质岩则称为**副变质岩**(para-metamorphic rock)。但是由于变质岩的原岩类型比较复杂，既有火成岩或沉积岩，也有过渡类型的火山-沉积岩，因此，有时简单地将变质岩划分为正变质岩或副变质岩也不完全恰当。

【表壳岩】 supracrustal rock 又称**上壳岩**。由沉积岩和火山岩经区域变质作用形成的变质岩的统称。由于其原岩是在地表条件下形成，故称为表壳岩。

【板岩】 slate 具特征的板状构造的浅变质岩石。由粘土岩、粉砂岩或中酸性凝灰岩经轻微变质作用所形成。原岩因脱水，硬度增高，但矿物成分基本上没有重结晶或只有部分重结晶，具变余结构和构造，外表致密，矿物颗粒很细，肉眼难以鉴别。有时在板劈理面上有少量绢云母、绿泥石等新生矿物，并使板劈理面略显丝绢光泽。板岩根据其原岩类型、杂质成分和新生矿物等，可分为粘土板岩、硅质板岩、粉砂质板岩、钙质板岩、炭质板岩、凝灰质板岩等。其命名可按新生变质矿物 + 原岩成分 + 板岩，如绢云粘土板岩、堇青石板岩等，还可根据颜色和杂质的不同详细命名，如黑色炭质板岩、灰绿色钙质板岩等。

【斑点板岩】 spotted slate 具特征的斑点状构造(新生矿物雏晶集合体)和板状构造的浅变质岩石。主要由泥质岩石经低温接触变质作用所形成。当变质温度进一步升高时可形成具斑状变晶结构的片岩。

【千枚岩】 phyllite 具典型千枚状构造的浅变质岩石。由粘土岩、粉砂岩或中酸性凝灰岩经低级区域变质作用所形成。变质程度比板岩稍高，原岩成分基本上全部重结晶，主要由细小的绢云母、绿泥石、石英、钠长石等新生矿物组成。具细粒鳞片变晶结构。岩石的片理面上具有明显的丝绢光泽，并常具皱纹构造。千枚岩可根据矿物成分和颜色的不同详细命名，如硬绿泥石千枚岩、黄绿色钙质千枚岩等。

【片岩】 schist 具明显片状构造的变质岩石。一般以云母、绿泥石、滑石、角闪石等片状或柱状矿物为主，并呈定向排列。粒状矿物含量大于 30%，主要为石英和长石，石英含量一般大于长石，长石含量常小于 25%。此外常含有红柱石、蓝晶石、石榴子石、堇青石、十字石、绿帘石及蓝闪石等变质矿物。具鳞片变晶结构或纤状变晶结构，粒度比千枚岩较粗，有时具斑状变晶结构。片岩可根据主要的片状或柱状矿物进行分类，如云母片岩、角闪片岩、绿片岩等。

【结晶片岩】 crystalline schist 具有定向构造的区域变质岩石的统称，如千枚岩、片岩、片麻岩、变粒岩等。但有时则泛指所有的区域变质岩石，而不论其是否具有明显的定向构造。

【云母片岩】 mica-schist 主要由云母组成的具片状构造的变质岩石。它是片岩中最常见的岩石类型。矿物成分主要为白云母或(和)黑云母，其次为石英和中酸性斜长石，可含有少量铁铝榴石、十字石、蓝晶石等特征变质矿物。云母片岩可根据片状矿物和粒状矿物相对含量命名，如云母含量大于 50%，则有白云母片岩、黑云母片岩、二云母片岩；如云母含量小于 50%，可有长石云母片岩，石英云母片岩等，还可根据云母的种类及特征变质矿物详细命名，如石榴子石黑云母片岩、十字石石榴子石二云母片岩等。云母片岩是粘土岩、粉砂岩或中酸性火山岩经中级变质作用的产物。

【角闪片岩】 hornblende schist 主要由普通角闪石和石英组成的具片状构造的区域变质岩石。岩石中普通角闪石的含量较高，还含少量斜长石、绿帘石、黑云母等矿物。常具纤状变晶结构。角闪片岩是泥灰岩或基性火山岩经中级变质作用的产物。

【石英片岩】 quartz-schist 一种含石英较多的具片状构造的区域变质岩石。主要由石英、酸性斜长石、绢云母、绿泥石或白云母、黑云母等组成，其中石英和长石的含量大于 50%(长石含量小于 25%)。它与一般片岩的区别是石英含量较多，与片麻岩的区别是其中的长石含量小于石英，而片麻岩中的长石含量则大于石英。石英片岩可根据其中片状矿物的种类详细命名，如绢云母石英片岩、白云母石英片岩等。它们是粉砂岩或中酸性火山岩经中低级变质作用的产物。

【钙质片岩】 calc-schist 又称**钙硅酸盐片岩**(calc-silicate schist)。含有一定数量碳酸盐矿物和钙镁(铁)硅酸盐矿物的片岩的统称。岩石主要由云母、石英、方解石、白云石、绿泥石、绿帘石、透闪石或阳起石等组成，其中方解石和白云石的含量不大于 50%。主要为钙质页岩经中低级变质作用的产物。钙质片岩可根据其中的矿物成分详细命名，如方解石白云母片岩、方解绿帘透闪片岩等。

【镁质片岩】 magnesian schist 主要由蛇纹石、绿泥石、滑石等片状矿物组成的区域变质岩石，常含有阳起石、绿帘石、菱镁矿等。具鳞片变晶结构、纤状变晶结构、片状构造。是由超镁铁质岩或极富镁的碳酸盐岩变质而成。

【绿片岩】 green schist 又称**绿色片岩**。绿色至暗绿色具片状构造的区域变质岩石的统称。岩石主要由绿泥石、绿帘石、黝帘石、阳起石等绿色矿物和钠长石、石英、绢云母等组成，有时可含少量方解石。常具细粒鳞片变晶结构或纤状变晶结构。根据岩石中主要暗色矿物的种类可分为绿泥片岩、阳起片岩等。它们通常是基性火山岩经低级变质作用的产物。

【绿泥片岩】 chlorite-schist 主要由绿泥石组成的具片状构造的区域变质岩石。它是绿片岩中最常见的岩石类型。岩石中除细鳞片状绿泥石外，还含有绿帘石、阳起石、钠长石、石英、绢云母等，有时可含少量方解石。岩石一般为绿色至暗绿色，稍具滑感，硬度较低。绿泥片岩可根据次要矿物的种类详细命名，如绿帘绿泥片岩、阳起绿泥片岩等。它们通常是基性火山岩或粘土质岩石经低级变质作用的产物。

【绿岩】 greenstone 由中基性火山岩经轻微变质作用形成的绿色块状变质岩的统称。岩石一般为绿色，致密块状，片理不发育，常见矿物为绿泥石、绿帘石、黝帘石、钠长石、石英、方解石等。绿岩是太古宙绿岩带的主要岩石类型，但也有其他地质产状和成因。

【滑石片岩】 talc-schist 主要由滑石组成的具片状构造的变质岩石，也是主要的滑石矿石。岩石中除细鳞片状滑石外，还可含少量绿泥石、蛇纹石、碳酸盐矿物(方解石、白云石或菱镁矿)及石英等。岩石一般为浅色，可以是浅灰色、浅绿色、浅红色或灰紫色，并以硬度低、具滑感为主要特征。它们通常是超基性岩或极富镁的碳酸盐岩经低级区域变质作用的产物，超基性岩在热液蚀变作用及应力影响下也可以形成滑石片岩。

【蓝闪石片岩】 glaucophane-schist 又称**蓝片岩**(blueschist)。以含蓝闪石类矿物为特征的区域变质岩石。它们一般具细粒鳞片变晶结构或纤状变晶结构，片状构造。特征变质矿物为蓝闪石、青铝闪石、镁钠闪石、硬柱石、硬玉、硬玉质辉石、绿纤石和文石，可含有钠长石、石英、白云母、绿泥石、绿帘石、黝帘石、阳起

石、石榴子石、黑硬绿泥石、红帘石等。蓝闪石片岩常与绿片岩、榴辉岩等紧密伴生，主要分布于环太平洋褶皱带、阿尔卑斯构造带、乌拉尔构造带及中国华中-苏鲁变质带。关于蓝闪石片岩的成因，一般认为是高压变质作用的产物，它们的构造环境相当于大洋板块的俯冲带。

【白片岩】 whiteschist 以蓝晶石和滑石共生为特征的高压变质岩石。主要出现在高压变质带，并常与其他高压变质岩紧密伴生。岩石外表为灰白色或浅褐色，具明显片状构造。矿物成分主要为蓝晶石和滑石，常含少量石英、白云母和铁镁铝榴石。它们主要是基性凝灰岩或富镁泥质岩经高压区域变质作用的产物。一般认为白片岩形成于地壳深部，由于后期构造运动抬升到地壳浅部，因此蓝晶石和滑石组合常被低压矿物组合所代替。

【片麻岩】 gneiss 含长石和石英较多，粒度较粗，具明显片麻状构造的变质岩石。岩石中长石(钾长石、斜长石)和石英的含量大于50%，长石含量大于25%。片状或柱状矿物可以是白云母、黑云母、角闪石、辉石等。有时可含石榴子石、矽线石、红柱石、堇青石等特征变质矿物。片麻岩可据长石种类和主要的片状或柱状矿物详细命名，如黑云(钾长)片麻岩、角闪(斜长)片麻岩等，当长石种类未定时，则长石不参加命名。根据原岩性质可分成由火成岩形成的**正片麻岩**(orthogneiss)和由沉积岩形成的**副片麻岩**(paragneiss)。片麻岩主要是中高级区域变质作用或热接触变质作用的产物，但也有一部分是混合岩化作用的产物。

【富铝片麻岩】 alumina-rich gneiss 又称**云母片麻岩**(mica gneiss)。含有富铝变质矿物的片麻岩。它是片麻岩中重要的岩石类型，能反映变质岩的原岩类型和形成条件。矿物成分主要为钾长石、酸性斜长石、石英、黑云母和白云母，常含有矽线石、红柱石、石榴子石、堇青石等富铝变质矿物，有时可含有刚玉和石墨。富铝片麻岩是富铝粘土岩经中高级变质作用的产物。

【孔兹岩系】 khondalite series 以富含石榴子石、矽线石和石墨为特征的区域变质岩石组合。这一名词首先由沃克(T. L. Walker, 1902)用以描述印度东南部孔兹地区的富铝变质岩系。在世界各地的早前寒武纪深变质地区都有发现，并常与混合岩和花岗质岩石紧密伴生。岩石类型主要为含石榴子石和矽线石的片麻岩、变粒岩、浅粒岩和长石石英岩，常夹有片岩、石英岩、大理岩和钙硅酸盐岩。一般认为孔兹岩系的原岩为含碳和富铝的泥质和粉砂质岩石，属于稳定大陆边缘的浅海相陆源碎屑岩建造。变质作用达高角闪岩相至麻粒岩相，常伴有强烈的混合岩化作用和花岗质岩浆活动。世界各地孔兹岩系的特征不完全相同，可进一步划分为不同的成因类型。

【斜长片麻岩】 plagioclase gneiss 长石成分主要为斜长石(不含或含少量钾长石)的片麻岩。它是片麻岩中最常见的岩石类型。岩石主要由中酸性斜长石、石英、黑云母、普通角闪石、辉石等组成。斜长片麻岩是中酸性侵入岩、火山岩或硬砂岩等经中高级变质作用的产物。

【碱性长石片麻岩】 alkali-feldspar gneiss 长石成分主要为碱性长石的片麻岩。主要由钾长石、酸性斜长石、石英、黑云母、普通角闪石等组成。它们是酸性侵入岩和火山岩或长石砂岩经中高级变质作用的产物。

【花岗质片麻岩】 granitic gneiss 泛指矿物成分与花岗岩相似，具明显片麻状构造的岩石。这是一个广义的岩类学名称，主要包括三种不同的成因类型：①区域变质作用形成的碱性长石片麻岩；②混合岩化作用形成的花岗质混合片麻岩；③与造山运动同时在强应力作用下，由压结晶作用形成的片麻状花岗岩(同构造期花岗岩)。

【灰色片麻岩】 grey gneiss 又称**长英质片麻岩**(felsic gneiss)。主要由长石和石英组成的片麻状岩石。它们呈大面积出现在太古宙的高级变质区，其中常有大小不等的各种变质岩的夹层或包裹体。岩石外表为灰白色，矿物成分主要为中酸性斜长石和石英，不含或含很少量钾长石，常含有少量黑云母和角闪石，有时含少量辉石和石榴子石。一般为中粗粒变晶结构，片麻状或条带状构造。变质作用为角闪岩相至麻粒岩相，构造变形作用十分强烈。目前对灰色片麻岩的成因尚存在不同的认识，一般认为主要是由英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩(即TTG岩系)等中酸性侵入岩经变质和变形作用所形成，也有些是由中酸性火山岩或沉积岩经变质和变形作用所形成，还有些是由区域变质岩经混合岩化作用所形成。

【钙质片麻岩】 calc-gneiss 又称**钙硅酸盐片麻岩**(calc-silicate gneiss)。含有一定数量钙镁(铁)硅酸盐矿物和碳酸盐矿物的片麻岩的统称。岩石主要由斜长石、石英、云母、普通角闪石、透辉石、方柱石、钙铝榴石等组成。其中可含碳酸盐矿物，但含量不大于50%。主要为钙质页岩经中高级变质作用的产物。钙质片麻岩可根据其中的矿物成分详细命名，如角闪透辉斜长片麻岩、透辉方柱斜长片麻岩等。

【变粒岩】 leptynite 一种含长石和石英较多，含云母或其他暗色矿物较少(一般小于30%)，具细粒等粒粒状变晶结构(一般小于0.5毫米)的区域变质岩石。岩石中的长石含量大于25%，可以是中酸性斜长石、钠长石或微斜长石，暗色矿物可以是黑云母、普通角闪石、透闪石、透辉石、电气石、磁铁矿等。由于岩石中的片状或柱状矿物常呈定向排列，故具有似片麻状构造。变粒岩与片麻岩的主要区别是粒度较细，暗色矿物的含量较少，矿物成分分布较均匀。但二者之间常有过渡类型存在。变粒岩是粉砂岩、硬砂岩、凝灰岩及少量中酸性熔岩经区域变质作用的产物。

【浅粒岩】 leptite 一种含暗色矿物很少，颜色很浅，具粒状变晶结构和块状构造的区域变质岩石。岩石中长石和石英的含量大于90%(长石含量大于25%)，少量矿物可以是黑云母、角闪石、电气石、磁铁矿、铁铝榴石等，并可分别称为黑云母浅粒岩、磁铁矿浅粒岩等。它们是酸性火山岩(包括凝灰岩)或长石砂岩经区域变质作用的产物。

【麻粒岩】 granulite 以含紫苏辉石为特征的区域变质岩石。岩石中暗色矿物以紫苏辉石、透辉石、石榴子石等无水暗色矿物为主，角闪石、黑云母等含水暗色矿物较少或不出现。浅色矿物主要为斜长石、条纹长石、反条纹长石和石英，有时可含矽线石、堇青石等。岩石一般为中细粒粒状变晶结构，具不明显的片麻状构造或块状构造。它们是麻粒岩相变质作用的典型岩石，由于原岩成分不同，可出现不同类型的麻粒岩。根据岩石中暗色矿物的含量可分为**暗色麻粒岩**(melanogranulite)或**基性麻粒岩**(basic granulite)和**浅色麻粒岩**(leucogranulite)或**酸性麻粒岩**(acidic granulite)。也有人进一步分为暗色麻粒岩、**中色麻粒岩**(mesogranulite)和浅色麻粒岩。目前对麻粒岩的定义尚存在不同的认识：有人认为麻粒岩中暗色矿物的含量不大于30%；有人认为麻粒岩的暗色矿物应以紫苏辉石为主；还有人把含紫苏辉石和不含紫苏辉石的麻粒岩相变质岩(除大理岩、石英岩外)均称为麻粒岩，等等。

【石英岩】 quartzite 石英含量大于85%的变质岩石。主要由石英砂岩或硅质岩经区域变质作用或热接触变质作用所形成。由于原岩所含杂质和变质条件的不同，岩石中除石英外，可含少量长石、绢云母、绿泥石、白云母、黑云母、角闪石、辉石等。

一般具粒状变晶结构和块状构造，有时可具条带状构造。石英含量小于75%，长石含量为10%～25%的称为**长石石英岩**(feldsparthic quartzite)，岩石的颜色较浅，致密坚硬，是制玻璃的原料和优质建筑石材。

【含铁石英岩】 ferruginous quartzite 又称**铁英岩**(itabirite)。主要由石英和铁矿物(磁铁矿、赤铁矿、假象赤铁矿)组成的区域变质岩石，也是重要的贫铁矿石。岩石中还可含少量角闪石(铁闪石、镁铁闪石)和辉石(透辉石、紫苏辉石)等。一般具宽度不等的条带状构造，有时为片麻状构造或块状构造。一般认为是含铁硅质岩经区域变质作用的产物。当含铁量大于20%～25%时即可作为铁矿石开采。含铁石英岩根据其中铁矿物的种类可分为磁铁石英岩、赤铁石英岩、假象赤铁石英岩等。

【角闪质岩石】 amphibolic rock 以普通角闪石为主要暗色矿物的区域变质岩石的统称。岩石中浅色矿物主要为斜长石，有的还含有不定量的石英，暗色矿物除普通角闪石外，可含有少量绿帘石、透闪石、镁铁闪石、透辉石、黑云母、铁铝榴石等。构造为片状、片麻状、条带状或块状。根据岩石中普通角闪石、斜长石、石英的相对含量，可分为角闪片岩、角闪变粒岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩及闪岩。

【斜长角闪岩】 amphibolite 又称**角闪岩**。主要由普通角闪石和斜长石组成的区域变质岩石。岩石中普通角闪石(含量90%～40%)和斜长石(含量10%～60%)的含量相近或前者稍多于后者，可含少量石英、黑云母、铁铝榴石、绿帘石、透辉石或紫苏辉石。当透辉石含量大于角闪石时，则称为斜长辉石岩。粒度变化较大，构造为片麻状、条带状或块状。它们是基性火成岩、凝灰岩或泥灰岩经中高级变质作用的产物。根据它们的原岩性质可分为两类：一类是由基性侵入岩和火山岩形成的**正斜长角闪岩**(ortho-amphibolite)；另一类是由铁镁质泥灰岩形成的**副斜长角闪岩**(para-amphibolite)。

【闪岩】 hornblendite 普通角闪石含量大于90%的区域变质岩石。岩石中除普通角闪石外，可含少量辉石、石榴子石、斜长石、石英等。一般具中粗粒纤状变晶结构和块状构造。有时呈片状构造，可称为片状闪岩。闪岩常与麻粒岩相或角闪岩相的变质岩密切共生。主要是超基性岩经中高级变质作用的产物。

【辉岩】 pyroxenolite 辉石含量大于90%的区域变质岩石。主要由透辉石或(和)紫苏辉石组成，可含少量普通角闪石、石榴子石、斜长石、石英、磁铁矿等，有时还可含少量黑云母。一般具中粗粒变晶结构和块状构造。通常呈透镜体或夹层产出，常与麻粒岩相或角闪岩相的变质岩密切共生。它们主要是超基性岩经中高级变质作用的产物。

【榴辉岩】 eclogite 主要由绿色绿辉石和粉红色含钙的铁镁铝榴石组成的区域变质岩石。典型的榴辉岩不含斜长石，可含少量石英、蓝晶石、顽火辉石、橄榄石、金红石、尖晶石、黝帘石等矿物，有时含柯石英、金刚石等超高压变质矿物。岩石一般具中粗粒不等粒粒状变晶结构和块状构造，以密度大(3.6～3.9克/厘米^3)为特征。榴辉岩的产状和成因比较复杂。根据地质产状可分为三种类型：A型，呈包裹体产于金伯利岩和层状超基性岩中；B型，呈透镜体产于角闪岩相的变质岩中；C型，呈透镜体产于蓝闪石-硬柱石片岩相的变质岩中。它们的化学成分与玄武岩相近，一般认为是在高压至超高压条件下形成的岩石，但温度范围变化较大。关于榴辉岩成因的主要观点有：榴辉岩是在地幔条件下，地幔物质的结晶产物或地幔岩石部分熔融的残留体；榴辉岩是玄武岩在地幔或地壳深部经变质作用所形成；榴辉岩是在高压条件下由玄武质岩浆结晶所形成。形成榴辉岩的压力很高，一般在1.1～1.5吉帕，最高可达3吉帕以上，温度范围较宽，一般在450～750℃。

【榴闪岩】 amphibole-eclogite 主要由石榴子石和角闪石组成的区域变质岩石。一般不含或含极少量斜长石。成因比较复杂，常与榴辉岩密切共生，可能是榴辉岩经退化变质作用的产物，也可能是由于其他成因所形成。

【大理岩】 marble 一种碳酸盐矿物(方解石、白云石为主)含量大于50%的变质岩石。它是由石灰岩、白云岩等碳酸盐岩经区域变质作用或热接触变质作用所形成。由于原岩所含杂质和变质条件的不同，大理岩中可含少量蛇纹石、透闪石、透辉石、方柱石、金云母、镁橄榄石、石英或硅灰石等特征变质矿物。一般具粒状变晶结构和块状构造，有时可具条带状构造。大理岩可根据碳酸盐矿物的种类、特征变质矿物、特殊的结构构造及颜色等详细命名，如大理岩、白云质大理岩、透闪石大理岩、条带状大理岩、粉红色大理岩等。大理岩分布很广，我国云南省大理县是最著名的大理岩产地，大理岩即由此而得名。

【钙硅酸盐岩】 calc-silicate rock 含有一定数量钙镁(铁)硅酸盐矿物和碳酸盐矿物的变质岩的统称。它包括钙质千枚岩、钙质片岩、钙质变粒岩、钙质片麻岩和具有块状构造的钙硅酸盐岩。具块状构造的钙硅酸盐岩，其矿物成分与钙质片岩或钙质片麻岩相似，但不具定向构造，可根据其中的矿物成分直接命名，如方解绿帘透闪石岩、绿帘角闪透辉石岩等。

【刚玉岩】 corundolite 以刚玉为主的区域变质岩石，也是重要的刚玉矿石。由刚玉、磁铁矿或钛磁铁矿组成，其他矿物可有长石、云母、矽线石等。它们是铝土矿经高级变质作用的产物。

【磷灰石岩】 apatitolite 含磷灰石大于50%的区域变质岩石，是重要的磷矿石。主要由磷灰石、方解石、白云石、白云母、石英、长石等组成。它们是富含磷的沉积物经变质作用的产物。

【角岩】 hornfels 又称**角页岩**。具有细粒粒状变晶结构和块状构造的中高温热接触变质岩石的统称。原岩可以是粘土岩、粉砂岩、火成岩或火山碎屑岩。岩石主要由长石、石英、云母、角闪石、辉石等组成，有时含少量红柱石、堇青石、石榴子石、矽线石等特征变质矿物。岩石外表一般为深色，有时为浅色，致密坚硬。角岩按主要矿物成分可分为云母角岩、长英质角岩、钙硅质角岩、基性角岩、镁质角岩等，还可根据其中主要矿物和特征变质矿物详细命名，如堇青石黑云母角岩、长英质角岩等。角岩一词的应用范围目前尚不一致，一般是把原岩(不包括碳酸盐岩和石英砂岩)经热接触变质作用后已基本上全部重结晶，并具有角岩结构和块状构造的岩石称为角岩。对未全部重结晶的浅变质岩石，则称为变质粘土岩、变质粉砂岩等。有人则把所有具块状构造的热接触变质岩石，包括未全部重结晶的浅变质岩石(大理岩除外)均称为角岩。

【蛇纹岩】 serpentinite 一种主要由蛇纹石组成的变质岩石。通常是由超基性岩经中低温热液交代作用，使原岩中的橄榄石和辉石发生蛇纹石化所形成。主要由各种蛇纹石(叶蛇纹石、纤维蛇纹石、利蛇纹石等)组成，其次有磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿、水镁石、镁铁碳酸盐矿物等，有时可含少量透闪石、金云母、滑石等。橄榄石和辉石可呈残留状态存在。岩石一般为黄绿色至黑绿色，致密块状，硬度较低，略具滑感。风化面常呈灰白色，有时可见网纹状构造。因外表像蛇皮的花纹，故名蛇纹岩。蛇纹岩或蛇纹石化橄榄岩常与铬、镍、钴、铂等金属矿床密切共生。在蛇纹石化过程中还可形成石棉、滑石、菱镁矿等非金属矿床。含镁高的蛇纹岩还可作为耐火材料和化肥原料。

【滑石菱镁岩】 listvenite 一种主要由滑石和菱镁矿组成的

变质岩石。主要由超基性岩或蛇纹岩在富含二氧化碳的热液作用下所形成。岩石主要由滑石、菱镁矿和其他碳酸盐矿物(方解石、白云石等)及石英等组成,有时含少量蛇纹石、透闪石、磁铁矿、尖晶石、铬云母、黄铁矿等。岩石一般为浅色,如灰白色、浅绿色、粉红色等,具中细粒鳞片粒状变晶结构和块状构造。若岩石具明显的片状构造,可称为**滑石菱镁片岩**。

【青磐岩】 propylite 又称**绿磐岩**或**变安山岩**(meta-andesite)。一种绿色致密块状的变质岩石。主要由中基性火山岩在中低温热液及火山硫质喷气的影响下,经交代蚀变作用所形成。这种蚀变作用称为青磐岩化作用。它们是钠长石化、阳起石化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化等的综合产物。青磐岩的矿物成分主要为钠长石、阳起石、绿帘石、黝帘石、绿泥石和碳酸盐矿物(方解石、白云石等),其次为绢云母、石英、黄铁矿及其他金属硫化物。岩石一般为细粒变晶结构,常具变余斑状结构。它们的岩性和区域变质作用形成的绿岩有时不易区别。青磐岩常与金、银、铜、铅、锌等金属矿床伴生,也是寻找这些矿床的重要标志。

【云英岩】 greisen 主要由花岗岩在高温气水热液影响下经交代蚀变作用所形成的一种变质岩石。一般为浅色,如灰白色、灰绿色、粉红色等,具中粗粒鳞片粒状变晶结构和块状构造。矿物成分主要为石英、云母(白云母、锂云母、铁锂云母)、黄玉、电气石和萤石,其次为绿柱石、石榴子石、金红石等。常见的金属矿物有锡石、黑钨矿、辉钼矿、辉铋矿、毒砂、黄铁矿及其他金属硫化物。主要矿物含量变化较大,一般以石英和云母为主,但有时可以黄玉、电气石或萤石为主。因此,根据主要矿物的相对含量可分为:白云母石英云英岩、石英萤石云英岩等。云英岩一般分布在中等深度花岗岩侵入体边部及接触带附近的围岩中,常存在于侵入体的穹窿形顶部或岩枝部分。云英岩与钨、锡、钼、铋、砷、铍、铌、钽及多金属硫化物矿床有密切关系。我国云英岩以南岭地区最为著名。

【黄铁绢英岩】 beresite 又称**黄铁细晶岩**。一种由酸性或中性脉岩经中低温热液交代作用所形成的变质岩石。主要由绢云母、石英、黄铁矿及少量碳酸盐矿物(铁白云石、方解石)等组成。岩石一般为黄绿色至浅灰色,具中细粒至显微粒状鳞片变晶结构和块状构造,有时可见变余斑状结构。黄铁绢英岩按其岩性特征和形成环境属于云英岩和次生石英岩之间的过渡类型岩石。它们是含金矿脉的主要找矿标志之一,有时也是锡、钼及多金属矿床的蚀变围岩。

【次生石英岩】 metaquartzite, secondary quartzite 主要由中酸性火山岩或次火山岩,在火山硫质喷气和热液的影响下,经交代蚀变作用所形成的一种高度硅化的变质岩石。矿物成分主要为石英,可有绢云母、明矾石、高岭石、红柱石、水铝石和叶蜡石,其次为刚玉、黄玉、电气石、蓝线石、氯黄晶等。岩石一般为灰白色至深灰色,具细粒至显微粒状变晶结构和块状构造,有时可见变余斑状结构和变余流纹构造。次生石英岩可根据其中的主要矿物详细命名,如明矾石次生石英岩、刚玉红柱石次生石英岩等。次生石英岩主要与明矾石、高岭石、叶蜡石、水铝石、刚玉、红柱石等非金属矿床有密切关系,是寻找这些矿床的主要标志。有时也与铜、铁、金、银及多金属矿床伴生。

【热液粘土岩】 hydrothermal clayrock 主要由中酸性浅成岩、火山岩、火山碎屑岩经低温气-液变质形成的粘土岩。主要矿物为蒙脱石、高岭石、埃洛石类矿物,次要矿物有绢云母、绿泥石、绿脱石、叶蜡石、方解石、白云石、铁白云石、蛋白石、玉髓等。岩石一般为灰白色、灰色,具变余斑状结构、变余凝灰结构、变余碎裂结构、显微鳞片变晶结构等,块状构造、变余角砾状构造等。

【矽卡岩】 skarn 主要由钙、镁硅酸盐矿物组成的接触变质岩石。主要在中酸性侵入岩与碳酸盐岩(石灰岩、白云岩等)或中基性火山岩的接触带,在热接触变质作用的基础上和高温气水热液的影响下,经接触交代作用所形成的一种变质岩石。矽卡岩常根据其中主要矿物的化学成分特点分为两种类型:①主要矿物为石榴子石(钙铝榴石—钙铁榴石)、辉石(透辉石—钙铁辉石)、符山石、方柱石、硅灰石等富钙的硅酸盐矿物,称为**钙质矽卡岩**(calcic skarn)(或简称矽卡岩);②主要矿物为镁橄榄石、透辉石、尖晶石、金云母、硅镁石类、硼镁石、硼镁铁矿等富镁的(铝)硅酸盐矿物,称为**镁质矽卡岩**(magnesium skarn)。两种类型的矽卡岩之间可以有过渡类型。矽卡岩中还可有绿帘石、透闪石、阳起石、方解石等次要矿物。矽卡岩的颜色和外表特征变化较大,主要与矿物成分和粒度有关。常见为暗褐色、暗绿色等,一般矿物晶形较好,具不等粒粒状变晶结构和块状构造,密度较大(3.3~3.9 克/厘米^3)。矽卡岩根据其中主要矿物可分为:石榴子石矽卡岩、透辉石矽卡岩、符山石矽卡岩、硅灰石矽卡岩、锰质矽卡岩、金云母镁橄榄石矽卡岩、粒硅镁石矽卡岩、尖晶石矽卡岩等。矽卡岩与许多金属和非金属矿床有密切关系,主要有铁、铜、铅、锌、钼、钨、锡、硼、金云母等。需要指出的是,在前寒武纪变质岩地区,当镁质大理岩遭受混合岩化作用后,也可形成与镁质矽卡岩的矿物组合相似的岩石,有人也称为镁质矽卡岩。此外,有些矿物成分与矽卡岩相似而成因尚不能确定的岩石,可称为**似矽卡岩**(skarn-like rock, skarnoid)。

【初碎裂岩】 protocataclasite 是岩石发生断层脆性碎裂作用的初级产物。岩石具碎粒结构或碎斑结构,碎块位移或转动较大,常被碎基所包围而成碎斑状。碎基含量占 10%~50%。初碎裂岩可在不同程度上保留原岩的性质和结构。有一类初碎裂岩的碎块和碎斑较大,并呈角砾状,角砾可以是棱角状、次棱角状、次圆状或扁豆状等,角砾岩石成分来自两盘,它们和碎基及次生充填物一起组成了角砾结构。一般将此具角砾结构的碎裂岩称为断层角砾岩。

【碎裂岩】 cataclasite, cataclastic rock 由于原岩遭受较强裂破碎后所形成的一种动力变质岩石。主要由较小的岩石碎屑和矿物碎屑组成,有时可形成少量绢云母、绿泥石等新生矿物。岩石一般具碎裂结构或碎斑结构和块状构造。碎裂岩可根据原岩类型详细命名,如碎裂花岗岩、碎裂石英砂岩等。有人把具有碎斑结构的碎裂岩分为两种类型:①碎斑粒度较粗(2~0.5 毫米),碎斑结构明显,称为**碎斑岩**(porphyroclasitic rock);②碎斑粒度较细(0.5~0.02 毫米),碎斑结构不明显,称为**碎粒岩**(fine-granulated catactasite)。

【超碎裂岩】 ultracataclasite 岩石遭受断层作用强烈研磨粉碎而成的脆性断层岩。岩石中碎斑极小而少见,碎基呈碎粉状,分布较均匀,粒径在 0.1 毫米以下,含量占 90%以上。超碎裂岩又称**碎粉岩**。尚未固结成岩则称为断层泥。

【初糜棱岩】 protomylonite 岩石发生糜棱岩化的初级阶段产物,具糜棱结构。碎斑粒径较大,多呈不规则状、眼球状或透镜状,趋于定向排列。基质占 10%~50%,动态重结晶颗粒逐渐增多。碎斑中可见脆性破裂及各种具塑性或半塑性变形特征的显微构造,如长石双晶扭折、云母褶曲、方解石的机械 e 双晶、石英的波状消光及扭折带等。石英中还常发育核幔构造。基质往往被定向拉长,如石英被拉长呈丝带状绕碎斑分布。有些眼球状初糜棱岩具有 S-C 面理组构。

【糜棱岩】 mylonite 由于原岩遭受强烈挤压破碎后所形成的一种粒度很细的动力变质岩石。基质含量为 50%~90%,碎

斑含量主要由细粒的石英、长石及少量新生矿物(绢云母、绿泥石等)所组成,矿物碎屑的粒度一般小于 0.5 毫米,有时可含少量较粗的原岩碎屑,呈眼球状的碎斑。在显微镜下,可见碎屑矿物具有波状消光、解理和双晶纹弯曲、颗粒边部碎粒化等现象。岩石常具有类似流纹的条带状构造,岩性致密坚硬。主要由花岗岩、片麻岩等刚性岩石遭受强烈动力变质作用所形成。常见于扭性或压扭性断裂带。有人把岩石中矿物碎屑的粒度小于 0.1 毫米或碎斑含量小于 10%的糜棱岩,称为超糜棱岩。

【超糜棱岩】 ultramylonite 岩石发生糜棱岩化的高级阶段的产物,具糜棱结构,碎斑少见,基质占 90%以上,大部分已重结晶细粒化,呈纹层状分布。肉眼观察岩石致密、色深,具明显的流状构造。

【千糜岩】 phyllonite 又称**千枚糜棱岩**。一种原岩遭受强烈挤压破碎后,经明显重结晶作用形成的动力变质岩石。它们的特征是具有细粒结构和千枚状构造,主要由细粒的石英、长石和大量新生矿物(如绢云母、绿泥石、绿帘石、钠长石等)所组成。千糜岩的矿物成分和结构构造与区域变质作用形成的千枚岩有些相似,但在形成条件和野外产状等方面有所不同,它们通常在韧性剪切带中呈带状分布。

【变晶糜棱岩】 blastomylonite 又称**变余糜棱岩**。是在糜棱岩发育的基础上进一步静态重结晶的构造岩。岩石具变余糜棱结构,其重结晶及生长作用显著,已由动态重结晶转向静态重结晶,颗粒逐渐变粗,除残留碎斑外,还可见同构造生长的变斑晶。由于颗粒生长增大使糜棱结构破坏,因而与区域变质片岩或片麻岩在外观上较难区别。变晶糜棱岩具有明显的透入性面理,如果岩石的颗粒 50%以上因静态重结晶作用而增大到肉眼能及,则根据其面理发育特点,分别称为**构造片岩**或**构造片麻岩**。

【玻状岩】 pseudotachylite 又称**假玄武玻璃**。一种由动力变质作用形成的玻璃质岩石。它们是原来岩石在强烈错动产生的高温影响下发生融熔,又经快速冷却所形成。岩石一般为黑色,有时为棕色玻璃或隐晶质,具玻璃结构或部分脱玻化结构,条带状或条纹状构造。常见于扭性或压扭性断裂带,分布范围有限。

【玻化岩】 buchite 一种由高热变质作用形成的玻璃质岩石。它们是火山岩和次火山岩中的捕虏体或悬挂体,在高温条件下发生部分熔融后快速冷却所形成。在泥质玻化岩中可含有堇青石、尖晶石、多铝红柱石等矿物。在砂质玻化岩中,石英碎屑因熔蚀而圆化,钾长石碎屑常沿解理发生玻璃化,基质为褐色玻璃和长柱状多铝红柱石等。

【混合岩化变质岩】 migmatized metamorphic rock 遭受轻微混合岩化作用的变质岩。变质岩的岩性特征基本保留,但在变质岩中分布有长英质、伟晶质、花岗质等新生成的脉体,它们的总含量小于 15%,通常呈不规则的细脉,有时呈钾长石交代斑晶出现,脉体与基体之间的界线比较明显。它们的命名方法是在变质岩名称之前加"混合质"和混合岩化特点,例如,含长英质脉混合质斜长角闪岩、含钾长石斑晶混合质黑云母片麻岩等。

【混合岩】 migmatite 由混合岩化作用形成的各种岩石。它们是由原来的变质岩经注入、交代、重熔等作用所形成。这一名词是由塞德霍姆(J. J. Sederholm, 1907)所创立。混合岩是介于变质岩和岩浆岩之间的过渡性岩类,主要特点是岩石中的矿物成分和结构构造很不均匀,在混合岩化作用较弱的岩石中,可区分出原来变质岩的基体和新生成的脉体。随着混合岩化作用的增强,基体与脉体之间的界线逐渐消失,最后可形成类似花岗质岩石的混合花岗岩。根据混合岩化作用的方式和强度以及所成岩石的构造特征等,混合岩可分为不同的类型,如眼球状混合岩、条带状混合岩、混合片麻岩、混合花岗岩等。

【基体】 matrix palaeosome, palaeosome 又称**古成体**(palaeosome)、**中色体**(mesosome)。在混合岩化程度较弱的岩石中,通常可分为原来变质岩的"基体"和新生成的"脉体"两个部分。基体部分基本上代表原来变质岩的成分,一般暗色矿物较多,有时由于受交代作用的影响,可有一定程度的变化,如粒度变粗、长英质增多、角闪石发生黑云母化等。随着混合岩化程度的增强,基体与脉体之间的界线逐渐消失。

【脉体】 vein material 又称**新成体**(neosome)、**浅色体**(leucosome)。在混合岩化过程中,由于注入、交代或重熔作用而新生成的物质。主要由浅色的长石和石英组成,可含有少量的暗色矿物。结构变化较大,可为细晶状、花岗状或伟晶状,有时可具有片麻状构造。在混合岩化作用较弱时,常在原来变质岩的基体中呈树枝状、条带状、眼球状或交代斑晶出现,脉体与基体之间的界线比较明显。随着混合岩化作用的增强,二者之间的界线可逐渐消失。脉体的成因比较复杂,它可以是由外来物质的注入作用形成;也可以是原来变质岩中的长英质组分由于选择性熔融而相对集中的结果;还可以是外来物质与基体中的物质发生混合交代作用的产物。实际上这三种情况都存在,但在不同类型的混合岩中往往以某一种成因为主。

【注入混合岩】 injection migmatite 主要由注入作用形成的各种混合岩的统称。岩石中以变质岩的基体为主,长石质或长英质脉体的含量占次要地位。脉体与基体之间的界线一般比较明显,除接触线附近外,基体中矿物所受的交代作用不显著。这类混合岩一般代表混合岩化作用的开始。根据构造特征可分为不同岩石类型,如分枝状混合岩、角砾状混合岩、眼球状混合岩等。

【分枝状混合岩】 ramification migmatite 具有树枝状构造的一种混合岩。岩石中长英质等脉体呈树枝状分布于基体中,基体多为片理不好的块状变质岩。脉体与基体之间的界线一般比较明显,主要由注入-交代作用所形成。若脉体含量增多,在基体中呈网脉状分布时,则称为**网状混合岩**(dictyonite)。

【角砾状混合岩】 agmatite 具有角砾状构造的一种混合岩。岩石中的基体呈大小不等的角砾,它们通常为片理不好,且富含暗色矿物的块状变质岩,常见为斜长角闪岩、闪岩、辉岩等。长英质脉体在角砾之间呈胶结物状态出现,二者之间的界线一般比较明显,主要由注入-交代作用所形成。这种混合岩的出现有时与构造作用有一定关系。

【眼球状混合岩】 augen migmatite 具有眼球状构造的一种混合岩。基体通常为片理较好的片岩、片麻岩及变粒岩等。脉体呈大小不等的眼球状,通常为微斜长石晶体或长石和石英的集合体,它们大致平行变质岩的片理分布,与变质岩基体之间的界线比较清楚,主要由注入-交代作用所形成。若脉体为半自形或自形的微斜长石,则形成交代斑状结构。有时基体中的眼球状脉体增多,形成串珠状,可逐渐过渡为条带状混合岩。

【条带状混合岩】 banded migmatite 具有条带状构造的一种混合岩。基体通常为片理较好的片岩、片麻岩等。脉体多为粉红色或灰白色的花岗质,基本上平行片理分布,与暗色矿物较多的基体呈条带状互层,条带的宽窄变化较大,可有分枝及尖灭现象。基体与脉体的相对含量变化较大,二者之间的界线有时比较明显,有时呈渐变过渡关系,这主要与交代作用的强弱有关。若条带的宽度变化较大,延长不远即尖灭,呈断续分布时,则称为**条痕状混合岩**(streaky migmatite)。这种混合岩可以是脉体沿变质岩的片理注入-交代所形成;也可由变质岩本身的物质成分发生选择性熔融,使暗色矿物和浅色矿物相对集中所形成。

【顺层混合岩】 epibolite 又称**间层状混合岩**。它是条带状混合岩的一种类型。岩石中脉体与基体呈较薄的互层,脉体的宽度比较均匀,且延伸较远。它是由注入-交代作用或选择性重熔作用所形成。

【肠状混合岩】 ptygmatic migmatite 具肠状脉体的一种混合岩。岩石中长英质脉体呈复杂的肠状褶皱,一般与变质岩基体中片理的褶皱完全一致。脉体可单独或成组出现,形态变化多端,脉体与基体之间的界线一般比较明显。这种混合岩可以是变质岩在塑性变形的过程中,由于脉体沿片理注入-交代所形成;也可以是由于变质岩本身的物质成分在塑性变形的过程中发生选择性熔融,使暗色矿物和浅色矿物相对集中所形成。

【混合片麻岩】 migmatitic gneiss 主要由渗透交代作用形成的具有明显片麻状构造的一种混合岩。因交代作用比较普遍和强烈,在岩石中一般已不能区分原来变质岩的基体与新生成的脉体,但能见到暗色矿物分布不均匀和局部比较集中的现象,常见有明显的变质岩残留体,在显微镜下可见到交代现象。有人称**渗透混合岩**(permeation migmatite),大致与混合片麻岩相当。

【花岗质混合片麻岩】 granitic migmatitic gneiss 主要由较强烈的渗透交代作用形成,成分与花岗岩相似,且具有片麻状构造的一种混合岩。由于交代作用的普遍进行,因此岩性比较均匀。在岩石中已不能区分原来变质岩的基体和新生成的脉体,但岩石的结构变化仍较大,矿物分布不均匀,可见到黑云母、角闪石等暗色矿物局部比较集中的现象,有时可见形状和大小不等的变质岩残留体,其片理产状与混合岩的片麻理一致,在显微镜下可见到明显的交代结构。

【均质混合岩】 homogenic migmatite 岩性比较均匀的一种混合岩。岩石的矿物成分与花岗岩相似,暗色矿物含量较少,分布也较均匀,但见有黑云母、角闪石等暗色矿物局部集中呈不规则的透镜状或条痕状。一般具有不明显的片麻状构造或厚层状构造。它们通常是含长石、石英较多和具粒状变晶结构的变质岩经混合岩化作用的产物。

【阴影混合岩】 nebulite, nebulitic migmatite 又称**雾迷岩、云雾岩**(nebulite)。它是具有明显的残留阴影构造的一种混合岩。由于交代作用比较强烈,在岩石中已不能区分原来变质岩的基体与新生成的脉体。但可见黑云母、角闪石等暗色矿物分布不均匀,有时比较集中,呈不明显的条带状、团块状或斑点状,远看呈阴影状或云雾状,有时可隐约辨认出原来基体的轮廓。这种混合岩是交代作用较强烈时的产物。

【混合花岗岩】 migmatitic granite 由强烈混合岩化作用形成的外表类似花岗岩的一种混合岩。岩性比较均匀,与岩浆成因的花岗岩很相似,但局部仍可见残留阴影构造和不明显的片麻状构造(或线状构造),有时可见有变质岩的残留体,其片理产状与混合花岗岩的片麻理及围岩的产状基本一致。在野外可见混合花岗岩与其他类型混合岩呈渐变过渡关系。与围岩没有明显的侵入接触关系。在显微镜下可见有各种交代结构。它是混合岩化作用最强烈时的产物,可以是由渗透交代作用所形成,也可以是由重熔作用所形成。

【原地花岗岩】 autochthonous granite 由原来的变质岩就地形成的一种混合花岗岩。关于原地花岗岩的成因主要有两种观点:一种看法认为,原地花岗岩是由重熔作用或再生作用形成的花岗质熔浆,就地固结所形成;另一种看法认为,原地花岗岩是原来的变质岩,由于受到地壳深部流体的渗透交代作用,就地转变为花岗质岩石,在这一过程中并不出现大量的花岗质熔浆。

【半原地花岗岩】 hypautochthonous granite, parautochthonus granite 由重熔作用或再生作用所形成的具有一定活动性的花岗质混合岩浆,受到构造运动的影响而有所移动,并在离原地不远的地方形成的一种混合花岗岩。

【紫苏花岗岩】 charnockite 以含紫苏辉石为特征的花岗质岩石。主要出现在早前寒武纪(尤其是太古宙)的深变质地区,并常与麻粒岩相变质岩紧密伴生,其中常有大小不等的各种变质岩的包裹体。岩石外表的颜色较深(石英常为深灰色),矿物成分主要为斜长石(更长石或中长石)、微斜长石、条纹长石、反条纹长石、石英和紫苏辉石,常含有少量黑云母,有时含少量角闪石、透辉石和石榴子石。一般为中粗粒不等粒结构,具有块状或弱片麻状构造。对紫苏花岗岩的成因尚存在不同的认识,一般认为主要有两种成因:一种是由紫苏花岗岩浆经结晶作用所形成;另一种是由麻粒岩相变质岩经强烈混合岩化作用所形成。

【紫苏斜长花岗岩】 enderbite 以含紫苏辉石为特征的斜长花岗质岩石。主要出现在早前寒武纪(尤其是太古宙)的深变质地区,并常与麻粒岩相变质岩和紫苏花岗岩密切伴生,其中常有大小不等的各种变质岩的夹层或包裹体。矿物成分主要为斜长石(更长石或中长石)、反条纹长石、石英和紫苏辉石,常含有少量黑云母,有时含少量钾长石、角闪石和透辉石。中细粒不等粒结构,片麻状或条带状构造。它与紫苏花岗岩的主要区别是不含或含少量钾长石,结构较细,片麻状构造比较明显。对紫苏斜长花岗岩的性质和成因尚存在不同的认识:有人认为是由岩浆结晶作用形成的花岗质侵入岩;有人认为是由强烈混合岩化作用形成的混合片麻岩;还有人认为是由麻粒岩相变质作用形成的中酸性麻粒岩。

【混合岩带】 migmatite zone 在混合岩发育的地区内,各种混合岩有时在空间上呈带状分布,称为混合岩带。它在某些方面与递增变质带相似,不同混合岩带的发育和分布情况能反映这一地区的地质构造特征。在有的混合岩地区可根据混合岩化程度和交代作用的特点划分为几个不同的混合岩带,但是关于混合岩带的划分和命名尚存在不同的认识。有的学者采用三分法:即部分混合岩化带、混合岩带和混合花岗岩带;有的学者则采用四分法:即混合岩化变质岩带、注入混合岩带、混合片麻岩带和混合花岗岩带。因为不同类型的变质岩遭受相同混合岩化作用后的表现有所不同,因此混合岩带的划分应和变质带的划分一样,要以一定类型的变质岩遭受不同程度混合岩化作用后的变化特点作为划分依据。

【混合杂岩】 migmatitic complex 混合岩化作用全过程中所形成的各种岩石和矿石的组合称为混合杂岩。它包含了主期形成的各种混合岩,也包含了中晚期形成的各种注入脉体、蚀变岩石及矿床。混合杂岩的分布主要受这一地区热流变化的影响和区域地质构造的控制。根据现有资料可分为三种类型:①中心型混合杂岩;②带状(层状)型混合杂岩;③区域型混合杂岩。

【混合岩化成矿】 migmatized metallogenic process 由混合岩化作用所形成的矿床。包括在混合岩化过程中,由于各种交代作用,使原岩中的某些组分发生迁移、富集而形成的矿床,或使原有矿床的矿石品位增高而形成的新矿床。混合岩化作用形成的矿床与花岗质岩浆形成的矿床存在着明显的差异,主要区别如下:①混合岩化矿床的成矿物质主要来自邻近的含矿变质建造;②矿床类型受混合岩化作用所支配;③成矿阶段以混合岩化作用的交代过程来划分。混合岩化矿床可分为如下三种类型:①主期形成的原地交代型矿床;②主期形成的伟晶岩型(花岗岩型)矿床;③中晚期形成的热液型矿床。

古生物学

总　论

【古生物学】 paleontology　见 84 页“古生物学”。

【化石生物学】 paleobiology　又称**现代古生物学**。是对化石进行生物学研究的科学。作为古生物学的一个新兴分支学科，化石生物学强调化石的生物学意义，从生物学角度，运用生物学的原理和方法来研究化石，涉及演化理论、分类系统、功能形态、生态、遗迹、病理等诸多方面，研究方法和内容远比主要为地质学服务，着重于化石分类描述和生物地层研究的传统古生物学广泛而深刻，研究途径也大为增加。化石生物学近年来发展很快，取得许多重要进展。

【古动物学】 paleozoology　古生物学的一个分支学科。根据保存在地层中的动物化石，研究地史时期动物的形态、构造、分类、生态、分布及进化关系的科学。又可分为以古无脊椎动物为研究对象的古无脊椎动物学和以古脊椎动物为研究对象的古脊椎动物学。古动物学对阐明动物界的进化历史、确定地层年代、分析古地理环境、普查勘探各种沉积矿床等都极为重要。

【古无脊椎动物学】 invertebrate paleontology　又称**无脊椎古生物学**。古生物学的一个分支学科。专门研究地史时期无脊椎动物的科学。无脊椎动物体内没有由脊椎骨组成的脊柱，神经系统在身体腹侧，心脏在背侧。无脊椎动物并不是一个正式的动物分类单元，是除脊椎动物亚门以外所有动物的通称，内容十分庞杂，包括门类很多，其中原生动物门、海绵动物门、古杯动物门(现已绝灭)、腔肠动物门、苔藓动物门、腕足动物门、软体动物门、节肢动物门、棘皮动物门等，常形成重要化石。已知最早的无脊椎动物为伊迪卡拉动物群，均为软躯体动物，寒武纪大量出现了具硬体的无脊椎动物，此后其丰度及分异度便一直占据化石记录的首位，具有极其重要的地质意义，如地质年代表的建立、海相地层地质时代的确定和对比、古环境分析等，均主要依据无脊椎动物化石。古无脊椎动物研究为阐明生物发展规律、分类系统等提供重要资料。

【古脊椎动物学】 vertebrate paleontology　古生物学的一个分支学科。专门研究地史时期脊椎动物的科学。脊椎动物是动物界中最高等的一类，组成脊索动物门的脊椎动物亚门。体内有由脊椎骨组成的脊柱，神经系统在身体背侧，心脏在腹侧，体形左右对称，一般分为头、颈、躯干和尾四部分，颈、尾可不发育，躯干多具四肢。古脊椎动物分为无颌纲、盾皮鱼纲、棘鱼纲、软骨鱼纲、硬骨鱼纲、两栖纲、爬行纲、鸟纲及哺乳纲。化石始见于寒武纪晚期，之后自低等至高等依次出现，其系统发生十分清楚。泥盆纪起便一直占据陆生生物历史的主导地位。古脊椎动物研究对现代生物进化理论、晚古生代以来陆相地层研究、古环境分析、追溯大陆漂移历史等均起着重要作用。

【古植物学】 paleobotany　古生物学的一个分支学科。研究地史时期植物的形态、分类、生态、分布、起源、进化及各地质时代的植被及其演替的科学。古植物学研究的对象是保存在地层中的植物化石，现代又另分出研究化石孢粉的古孢粉学、研究藻类化石的古藻类学等。古植物是形成煤层的原料，植物化石是确定陆相地层的地质年代，推断古气候、古地理、古环境的极好标志，古植物学的研究对解决地层问题，尤其对研究晚古生代以来大量含煤、油地层非常重要。

【古藻类学】 paleoalgology　古植物学的一个分支学科。专门研究藻类化石的科学。常见的重要藻化石有蓝藻、红藻、硅藻、轮藻、沟鞭藻等。藻化石的研究方法比较特殊，也具有重要的地层意义，如蓝藻、红藻对于晚前寒武纪地层，硅藻、轮藻、沟鞭藻等对于中、新生代陆相地层的划分对比均甚重要。

【古孢粉学】 paleopalynology　孢粉学的一个分支学科。研究化石孢子花粉的形态、分类、组合、分布及其进化规律的科学，是近几十年发展起来的一门新兴学科。孢子花粉均为植物的繁殖细胞，体积微小，数量极多，随风飘扬，分布广泛，各种类型的沉积地层均有保存。通过对地层中化石孢粉的离析、鉴定，并统计所含类别的百分含量等方法来研究它们的组合特征、演变规律，有效地用于地层的划分与对比，尤其是在石油、煤田勘探工作及解决不含大化石的地层年代问题和海陆相地层对比工作中作用更大。古孢粉学还广泛用于古气候学、古地理学等许多研究领域。

【古果实学】 paleocarpology　古植物学分支学科。专门研究地层中被子植物化石果实和种子的一门学科，距今已有 100 余年的历史。果实和种子具有较易保存为化石、埋藏地较接近原生长地研究新生代植物演化、植物多样性发展以及环境变迁的重要手段。20 世纪 70 年代以后，扫描电子显微镜的广泛应用以及化学处理方法“整体浸解筛选技术”的成功使用，极大地促进了古果实学的发展，成为国际古植物学最具成果的领域之一。在国际上，古果实学的研究主要集中在两个方面：①将化石与现代果实和种子进行形态学、解剖学等特征比较，深入研究果实和种子的发生、演化与系统分类，进而用于相关植物类群的系统学、生物地理学、植物与动物协同进化的研究；②依据果实和种子化石植物群及其埋藏学特征，重建植物的个体及群体生态，进而推断和复原古植被及古气候。

【微体古生物学】 micropaleontology　古生物学中专门研究微体化石的一个分支学科。微体化石是形体微小的古生物或大生物体的某些微小部分，包括门类甚多，有古无脊椎动物(如有孔虫、介形虫)、古植物(如硅藻、轮藻)及分类位置不明的几丁虫、牙形石等，少量古脊椎动物的牙齿也属此范畴。所以微体古生物学是以其研究对象微小而非按生物分类系统建立的学科，一般需要用各种处理方法将微体化石从岩石中析出或切制薄片，在显微镜下观察研究。由于其形体小、数量多，广泛应用于钻井勘探工作中的地层划分和对比。

【超微古生物学】 ultramicropaleontology　专门研究超微化石的科学，是近年来随着石油地质和海洋地质工作发展的需要，以及电子显微镜等新技术、新方法的广泛应用而迅速发展起来的

古生物学的一个分支学科。

【古生态学】 palcoccology 古生物学的一个分支学科。研究地史时期的生物与生物之间及生物与其生活环境之间相互关系的科学。古生态学根据对化石群和产出化石的沉积岩以及二者相互关系的研究,阐明当时生物的生态环境。它与古生物学、沉积岩石学、古地理学、古气候学等都有密切联系,对研究古生物分类、地层划分、古地理变迁以及沉积矿床的形成条件与分布规律等都具有重要意义。可再分为个体古生态学及综合古生态学。

【个体古生态学】 paleoautecology 古生态学的一个分支学科。研究地史时期单个生物、居群或一个特定分类单元与环境之间关系的科学。个体古生态学一名并不恰当,易于误解,但习用已久,故仍沿用。个体古生态学是古生态学研究的基础,它和综合古生态学是古生态学研究的两个方面,不能截然分开。

【综合古生态学】 paleosynecology 古生态学的一个分支学科。研究化石群落的生态学。综合古生态学是在个体古生态学的基础上发展而成的,它着重研究群落中各类生物之间的联系(如捕食、寄生、竞争、共生等)及其与环境的关系,与个体古生态学不能截然分开。综合古生态学的研究对地层划分对比、生物进化、古环境、古地理、成矿条件等都有重要意义。

【实证古生物学】 actualistic paleontology, actuopaleontology 以地质学或古生物学观点研究现代生物所获得的资料来解决各类古生物学问题的科学。德国古生物学家 R. Richter 运用他对现代北海生物的生态研究成果,解释地质时期的古生态问题,于1928年创此学科,其定义是研究未来化石形成的由来和目前形式的科学。实证古生物学是现实主义原则(将今论古)在古生物学研究中的应用,即用现代生物学资料,如现代环境中生物与环境的相互关系,与其他生物的伴生关系、生活习性,特别是遗迹学研究等,来探讨有关古生物学问题。

【埋藏学】 taphonomy 研究生物遗体埋藏规律的科学,为 I. A. Efremov(1940)创立。其原始概念并不仅指生物遗体的单纯埋藏,而是研究生物死后的全部变化历史。生物死亡后发生化学的、机械的及生物的作用而使群落面貌发生变化。埋藏学研究对阐明化石组合与原来生物群落之间的关系是非常重要的。埋藏学可进一步分为研究生物死后至最终埋藏期间环境对生物遗体影响的生物层积学及研究生物遗体最终埋藏后化石化作用的化石成岩学。

【生物层积学】 biostratinomy, biostratonomy 研究生物死后至最终埋藏期间影响生物遗体的环境因素的科学,为埋藏学的一个重要组成部分。生物尸体堆积(尸积群)在未被最终埋葬以前受环境影响而产生一系列变化,如软组织的消失、搬运、重新定向等等,既有原有成分的丧失,也可增加外来成分。因此,埋藏群的组成与尸积群不同。生物层积学的研究对古生态学、古生物地理学等都很重要。

【化石成岩学】 diagenesis of fossils, fossildiagenese 埋藏学的一个重要组成部分。研究生物遗体成岩作用及其以后变化的科学。生物遗体成岩作用一般发生在埋藏后,也可发生在埋藏期间或之前。最终埋葬后的生物遗体由于构造作用、变质作用和沉积物的压固作用等而压缩、变形,或引起化学的、矿物的或结构上的改变。近来化石变形研究较多,对古生物的正确分类、岩石构造型式分析、估计沉积岩的压固作用程度等都有重要意义。

【功能形态学】 functional morphology 研究古生物的形态结构及其与功能关系的科学。生物的形态结构必须和其生活习性、功能要求及生活环境相适应。现代生物的形态分析是通过直接观察现生生物进行的,而对古生物,特别是已经绝灭门类则需运用与现生生物同源比较、同功类比、范例法等方法进行古生物形态的功能分析。化石记录一般是古生物的骨骼部分,因此,古生物学中多是根据骨骼的生物学功能和生物的生活方式进行生态解释。功能形态学目前已广泛用于研究各种古生物门类的生活方式,越来越受到古生物学家的重视。

【古病理学】 paleopathology 根据古生物遗体论证其病变的科学。如果动物受伤后能继续生存,则会存在病变现象,例如不适当的体积增大、骨瘤、骨疽、骨痂、骨髓炎、寄生病、脊椎变形、再生等。古病理状态主要见于恐龙、哺乳动物化石,在植物化石、无脊椎动物化石中也有记载。

【古趋性学】 paleotaxiology 研究古代生物对外界环境因素反映的科学。例如生物对光照的趋光性,对水流的趋流性,对温度的趋温性等。

【古遗迹学】 palichnology, palaeoichnology 研究地史时期生物生命活动所形成的化石记录的科学。其研究领域十分广泛,最主要的是研究造成遗迹的生物(即造迹生物)类型,解释这些遗迹所代表的生物行为习性,研究遗迹的形成和保存过程,恢复造迹生物的生活条件,从而解释遗迹所代表的环境条件等。

【化石岩石学】 petrology of fossils 又称**古生物岩石学**(paleobiopetrography)。古生物学与岩石学(主要是碳酸盐岩石学)之间的一门新兴的边缘学科。应用岩石学的原理、方法来研究化石的科学。碳酸盐岩的生成常与生物作用有关,通过岩石学方法研究化石的矿物成分、结构构造及所属类型,并进一步研究其结构构造的分类、演化和形成机理,探索古生物的造岩、成矿作用。化石岩石学对古生物的合理分类、正确鉴定及探索生物的生活环境和进化等具有一定作用,对研究生物成因的沉积岩石和矿床,勘探开发礁灰岩相油气田、近海相煤田、磷酸岩和硅藻土等沉积矿床具有重要意义。

【生物矿物学】 biomineralogy 生物学和矿物学之间的一门新兴的边缘学科。应用矿物学、结晶学和生物化学等原理和方法来研究生物体内或体表产生无机晶体及非晶质矿物和有机基质组成硬体过程的科学。其研究内容为生物硬体的矿物组成、微细结构、形成机理等,特别是分泌组织和有机基质的控制作用。生物矿物学用于研究生物及其硬体的分类演化、生活环境及硬体的研究利用(如珍珠、结石)等。

【古生物化学】 paleobiochemistry 新兴的一门介于古生物学与生物化学之间的边缘学科。应用生物化学和地球化学的原理和方法研究古生物残留的有机组分及其演变规律的科学。其研究对象是保存于岩石及化石中的古生物残留有机组分,这些称之为化学化石的有机化合物是古代生命的证据,特别是对前寒武纪地层中化学化石的研究,为探索生命起源问题提供了直接证据。古生物矿化产物的化学性质及其形成机理也是古生物化学的研究内容。古生物化学为古生物学研究开拓了一个新领域,对于从分子水平研究生物进化、探索生命起源、研究化石物质成分、分析古环境等均具有重要意义。

【点断平衡论】 punctuated equilibrium 又称**间断平衡论**。说明地质历史中生物进化的速度和方式的理论,N. Eldredge 和 S. T. Gould 于1972年创立。点断平衡论认为绝大多数新种的形成是在极短的地质时间内由成种作用迅速完成的,是地质历史中的瞬间事件(所谓"点断"),新物种一旦形成之后,其形态便往往处于一种无明显变化、长期稳定的"停滞"(stasis)状态(所谓"平衡")。意即生物谱系进化是一个不断被形态速变的成种事件所"点断"的物种形态长期稳定的"停滞"的历史。也称**点断模式**(punctuated model)。和种系渐变论的传统观点不同,点断平衡论

强调进化速度是不恒定、非匀速的,进化量主要由迅变成种作用组成,突变是生物进化的主流。点断平衡论提出以来,得到古生物学界和生物学界的重视,并较合理地解释了化石记录,但也有许多学者提出了异议。

【分支系统学】 cladistic systematics 即**系统发育系统学**(phylogenetic systematics)。以共祖近度为衡量物种或类群间亲缘关系唯一标准的生物系统学派。德国昆虫学家 W.Hennig 于 1950 年创立,一般称为分支系统学。分支系统学认为物种分裂是进化中最本质的过程,一般总是一分为二,由一个祖种一分为二形成二个分支(clade),称为姐妹群,姐妹群是具有近裔共性的类群。一对姐妹群共同组成一个单系类群,若这个单系类群(分类单元)与另一分类单元具有一个不为其他分类单元所共有的祖先,便又成为一对姐妹群,组成高一级的单系类群,并可据以再组成更高一级的单系类群,从而建立系统发育系统。分支系统学问世以来,发展很快,得到日益广泛的传播和采用,已成为当今系统学流行的三大学派之一。由于其基本概念、原理、方法与综合系统学、数值系统学不同,至今仍有激烈争论。

【姐妹群】 sister group 在分支分类学中具有一个不为其他分类单元所共有的祖先的两个分类单元称为姐妹群。姐妹群是由一个祖种通过分裂产生的一对分支,是建立系统发育系统的基本结构,根据近裔共性加以识别。

【近裔性状】 apomorphy 又称衍征、裔征。在分支系统学中从祖先分裂成后裔的过程中由祖先派生出来成为后裔所有的进步性状称为近裔性状。近裔性状是派生性状(derived character),来源于祖先的相应性状而又与其不同。同样的性状可以是近裔的,也可以是近祖的,取决于其使用的普遍性高低或范围大小。在某一特定的普遍程度或分类等级上的近裔性状,到比之较低的范围内就可成为近祖性状。故近裔性状和近祖性状都是相对的概念。

【近祖性状】 plesiomorphy 又称祖征。在分支系统学中指在祖先分裂成后裔的过程中由祖先遗留下来的性状。近祖性状是原始性状(primitive character),可在演化过程中保持不变,故不能据以划分单源类群。同样的性状可以是近祖的,也可以是近裔的,取决于其使用的普遍性高低或范围大小。一个近祖性状只能适用于一个特定的普遍程度或分类等级,到比之更高的范围内,近祖性状就可能成为近裔性状。故近祖性状和近裔性状都是相对概念。

【近裔自性】 autapomorphy 又称自体近裔性状。在分支系统学中指只为一个分类单元所有的性状。近裔自性是一个类群的使其成为独立单位的独特性状,故无助于其归类。

【近裔共性】 synapomorphy 又称共近裔性状、共同裔征。在分支分类学中由一个最近祖先传下来的为其所有后裔类群所共有的相同近裔性状称为近裔共性。近裔共性是识别姊妹群的进步性特征。

【近祖共性】 symplesiomorphy 又称共近祖性状、共同祖征。在分支分类学中指来源于较远祖先并存在于不同后裔类群中的相同近祖性状。

【单系类群】 monophyletic group 分支系统学中根据近裔共性归类的类群称为单系类群,是包括最晚共同祖种及其全部后裔种在内的一个类群,在这个类群内的物种相互之间比类群外的任何物种有更近的亲缘关系。分支系统学只接受单系类群,排除并系类群和复系类群。

【并系类群】 paraphyletic group 分支系统学中根据近祖共性归类的类群称为并系类群,是一个没有包括其最晚祖种全部后裔种的类群。分支系统学排除并系类群,只接受单系类群。

【复系类群】 polyphyletic group 分支系统学中根据趋同性状(convergence)归类的类群称为复系类群,是包括不同最近祖种的后裔种的一个类群。分支系统学排除复系类群,只接受单系类群。

【地球生命起源】 origin life of the Earth 最早有机细胞的形成。米勒(Miller 1953)最早模拟地球早期排气大气圈条件,以 H_2 和 CH_4 或 H_2O、CO_2、N_2 和 CO 的混合溶液,通过火花激发或紫外线辐射,形成氨基酸、HCN 和甲醛。然而它们如何结合成像核糖核酸分子一样的复杂分子,进而演化成活的细胞,却是尚未解决的问题。核糖核酸研究,对探索生命起源有重要意义。核糖核酸分子具有分裂和产生酶的功能,酶可促进繁衍。在温度为 40℃左右、pH 值为 7.5 ~ 9、有 Mg^{2+} 的溶液的实验室条件下,可使核糖核酸发生分裂。太古宙海底热水系统的洋中脊排气通道附近,可以提供这种条件。某些核糖核酸能繁殖其他种群,并可形成包裹原始细胞的薄膜。热水排气通道中的 CH_4 和 NH_3 能合成氨基酸,进而形成脱氧核糖核酸。原细胞膜为能量的供应和新陈代谢提供了条件,从而促成活细胞的发育。第一世代的细胞是原始的,代谢系统发育不良,以吸收周围的营养素而生存,以发酵的方式从其他有机物质获得营养和能量,以资生长和繁衍。这种细胞称**异养生物**(heterotrophs);而能自造食物者,称**自养生物**(autotrophs)。两类细胞都是厌氧的,大约在 40 亿年前从脱氧核糖核酸的繁衍中进化而来。最原始的细胞称原菌(archaebacteria);再进化为真菌(enbacteria)。异养生物快速增加,争夺食物,迫使自制食物,导致自养生物的形成。第一个自养生物,如蓝藻细菌(*cyanobacteria*),大约出现在 35 亿年以前,以光合作用自制食物。从无机物到有机细胞的出现,开辟了生命演化的进程。

【全球最古老生命遗迹】 the earliest traces of terrestrial life 至今发现最古老的微体化石。保存在太古宙绿岩带的沉积岩中的这些生命遗迹表明,至少距今 38 亿年之前生命即已存在。成为大陆地质历史的里程碑。在南非巴伯顿绿岩带斯威士兰超群中发现了三个含微生物层位:①中部无花果树群富含有机质的黑色燧石和页岩;②下部上翁韦瓦克特群的燧石和泥质岩;③下部下翁韦瓦克特群底部燧石层。共有三种微生物构造:球形单细胞状构造(直径 10 毫米)、棒形细菌状构造和丝线状构造(长 7 毫米),无花果树群中的某些球体类似藻类和其他具鞭毛的胞囊,丝线状形体类似蓝绿藻。澳大利亚皮尔巴拉地区 35 亿年的瓦拉乌纳群中也有类似翁韦瓦克特群的炭质球体。

【古生物】 paleobionts, ancient organisms 生存于地史时期生物的泛称,多见于中文及日文文献。一般将更新世及其以前的生物称为古生物,全新世开始后的生物称**今生物**,但也很难以某一时间界线将古生物与今生物截然分开。古生物可分为古无脊椎动物、古脊椎动物、古植物、微体古生物等。保存于地层中的古生物遗体、遗迹称为化石。古生物中只有很少一部分能形成化石,而化石也并非都是古生物遗体,两者涵义不尽相同。

【化石】 fossil 由于自然作用保存在地层中的地史时期的生物遗体、遗迹,统称为化石。生物遗体多仅是生物的硬体部分,但在冷冻、密封等极稀少的特殊条件下,也可保存完整的生物体。除生物体外,化石还包括生物生活时遗留的痕迹,化石化过程中形成的模铸、残留有机组分等。化石能指示古生物的存在,是古生物学研究的对象。化石按其保存类型分为实体化石、遗迹化石、模铸化石、化学化石;或根据生物个体大小分为大化石、微体化石、超微化石;也可按生物分类不同级别称为动物化石、

植物化石、脊椎动物化石、鱼化石等。化石是研究生物进化、确定地层年代、推断古地理环境和古气候等的重要依据。

【化石记录】 fossil record　地史时期全部生物中被保存下来和可以识别的化石材料的统称。化石记录包括实体化石、化学化石、遗迹化石等，十分丰富多彩，但只代表地史时期生活于地球上全部生物的一小部分，因此是一个很不完全、具有很多间断和受到歪曲的记录。化石记录为重建地史时期生物总貌及其系统发育模式提供直接证据，并用以划分对比地层和研究其古生态学意义。

【古生物钟】 paleontological clocks　保存有可用为计时标志的各种生长纹饰的化石称为古生物钟。生物的生长具有生长节律，其生理和形态受生活环境的更迭影响而产生周期变化。化石也可保存生物的生长节律特征，例如有些表壁保存完好的中泥盆世珊瑚具有日生长纹、月生长带、年生长环，据之不但可计算生物本身的年龄，并可推算中泥盆世一年大致有 399 天，一年有 13.04 个月，平均每月为 30.6 天，其结果与用天文学方法求得的数据大体一致。又如地球公转的时间在整个地质时期变化不大，故又可据以计算当时一天的时数为 21.6 小时。除珊瑚化石外，双壳类、腹足类、叠层石等也可进行类似的研究。古生物钟的研究，为古生物学、构造地质学、古地球物理学、天文学等提供了重要的资料。

【实体化石】 body fossil　由生物遗体本身保存而成的化石的泛称。实体化石一般多仅是生物的硬体部分，虽仍保存其原来的形态、构皂特征，而物质成分多少已为其他物质所交代或填充，如珊瑚的骨骼、软体动物的壳、脊椎动物的骨骼、牙齿等。但在密封、冷冻、干燥等特殊条件下，也可保存完整的生物体，如西伯利亚冻土层中的猛犸象，其骨骼、皮毛及血肉等均保存完好；中国抚顺煤田主煤层内琥珀中的昆虫保存完美，栩栩如生。这些都是化石中极少见的保存类型。

【大化石】 macrofossil　个体较大一般不需要利用显微镜即能进行研究的化石的泛称，如腕足类、头足类、三叶虫及植物的茎、叶等。但有些大化石的微细构造也要利用显微镜进行观察研究。

【微体化石】 microfossil　需要利用显微镜才能进行研究的微小化石的泛称。微体化石包括微小生物的整个遗体，如有孔虫、苔藓虫、介形虫等，以及一些大生物体的幼年类型或其某些微小部分，后者如牙形石、虫颚、棘皮动物的骨板、轮藻、孢子、花粉等。微体化石个体微小，数量众多，钻井岩心中易于发现，可大量采集，广泛用于地层的划分对比，尤以在石油勘探等工作中更为重要。以微体化石为研究对象的学科称微体古生物学。

【鱼类微体化石】 fish microfossils microvertebrate　保存在地层中的早期脊椎动物（主要是无颌类与有颌的鱼形动物）的鳞片及牙齿等微小部分的化石，它们具有与鱼类大化石完全不同的形态特征和研究手段与方法。鱼类微体化石属种的建立主要是根据鱼类动物微小器官形态特征的不同，因此该类群的化石属种全部属于形态属，它们往往在系统古生物学以及生物古地理学研究方面不具有重要的意义，但是由于它们具有全球广布性，因此在恢复古环境与地层的全球性划分与对比等方面却起到了越来越重要的作用。中国学者 1984 年首次报道并记述了中国早泥盆世的鱼类微体化石以来，我国在这方面的研究工作日渐增多，至今已建立了众多的化石属种，同时开展了其在地层划分与对比方面的研究。到目前为止，我国仅在古生代中期的地层中就已发现并建立了该类群大量的化石属种，并大体上归入无颌类、盾皮鱼类、棘鱼类、软骨鱼类、硬骨鱼类等几个大类中，其中棘鱼类、软骨鱼类与无颌类三个大类的微体化石数量最多、意义最大。

【超微化石】 nannofossil, ultramicrofossil　需要在电子显微镜下才能进行研究的微小化石的总称。包括的生物种类很多，主要是超微浮游生物，其中以颗石为代表。超微化石大部分是钙质的，也有为硅质或有机质的。其大小范围目前意见尚不一致，一般认为仅限于 10 微米以下，也有主张包括 25 微米或 30 微米以下的微小化石。前寒武纪地层中即有发现，如细菌和蓝藻等。古生代及古生代以后的地层中都有产出，灰岩、燧石、泥岩、砂岩，甚至砾岩中均能保存，有些岩石中的超微化石含量可多达 60%。超微化石对研究前寒武纪地层及不含大化石的地层很有价值，并可用于古环境的推断。近年来随着油气地质勘探和海洋地质调查发展的需要，以及电子显微镜等新技术、新方法在古生物学领域中的应用，已发展成以超微化石为研究对象的超微古生物学。

【小壳化石】 small shelly fossils　寒武纪初大量繁盛，小型多门类的原始带壳动物化石。小壳动物是个体微小、具有外壳的动物总称，不具严格的分类学意义，包括众多的无脊椎动物门类，主要有软舌螺类、单板类、双壳类、腹足类、喙壳类、腕足类、多孔类、锥石类、节肢动物等，以及分类位置不明的管壳类（tubelichitids）、齿形类（conodontomorphs）、球形类（globomorphs）、腔骨类（coeloscleritophorans）、托莫特类（tommotiids）、开腔骨针类（chancelloriids）、织金壳类（zhijinitids）等。化石个体小，0.1～5 毫米左右，形态多样，有锥形、帽形、针形、放射形、贝壳形等。小壳动物繁盛于软躯体动物群之后，三叶虫动物群之前，寒武纪一开始便大量出现，是最早出现的带壳动物群。其化石研究对确定前寒武系与寒武系界线，探索无脊椎动物起源及早期带壳动物骨骼化作用均有重要意义。小壳化石数量多，分布广，世界各大洲都有发现，已成为寒武系底部分带对比的标准化石，在中国许多地区均有发现。

【最早骨骼化石】 earliest skeletal fossils　即小壳化石。瑞典 S. Bengtson 1985 年首次使用最早骨骼化石以取代小壳化石一名。

【木化石】 fossil wood　又称**石化木**（petrified wood）。已石化的植物次生木质部。其物质成分多已变为氧化硅、方解石、白云石、磷灰石、褐铁矿或黄铁矿等，如主要是氧化硅者则称为**硅化木**（silicifid wood）。木化石多保存原物的微细构造，须切制薄片在显微镜下研究。晚泥盆世以后地层中常有发现。中国中生代陆相地层中木化石很多，主要是松柏类的硅化木，如**矩木**（*Dadoxylon*）、**异木**（*Xenoxylon*）等。新生代的木化石则以被子植物为主。

【石果】 carpolites, carpolithus, carpolithes　又称**化石果**、**石籽**。指植物的果实或种子化石的泛称。果实和种子形状多样，较易保存为化石且搬运较少，是研究新生代被子植物的对象。以化石果实和种子为研究对象的学科称古果实学。或用为种子化石的一形态属名（*carpolies*），凡不具备一个独立属所应有的特征，分类位置不明又不能归入其他属的种子化石，均可归入本属。形状有椭球形、卵形、纺锤形等，大小不一，表面平滑或有瘤、脊、纹等饰纹。最早出现于泥盆纪，中国晚石炭世即有发现，中、新生代地层中产出很多。

【龙骨】 dragon bone　❶中国对脊椎动物的骨骼化石和牙齿化石的俗称。一般指新生代的哺乳动物，主要是晚中新世至更新世的象、马、犀牛、鹿、骆驼等的骨骼和牙齿。中医用作镇惊、固涩药。中国对于龙骨知道很早，公元前 5 世纪的《山海经》第五《中山经》就有龙骨的记载；《计然万物录》也有“龙骨出河东”的记载。到了汉末，已作药用。❷指鸟类胸骨腹侧正中的纵隆

突，又称龙骨突起，为动翼肌附着处，因似船底龙骨，故名。缺乏飞翔能力的鸟类，龙骨不发达或退化。

【虫管化石】 fossil tube 又称**栖管化石**。某些环节动物栖居的虫管保存而成的化石。环节动物门、多毛纲中的有些类别动物分泌钙质虫管或分泌黏液胶结砂粒、岩屑等而成虫管。虫体多无硬体，很难保存，仅有虫管常保存为化石。虫管为中空的管状体，形态多样，有直线形、U字形、旋卷或其他弯曲形状，断面圆形、椭圆形、三角形或多边形，表面可具有横脊或纵脊等。通常以管的一部分或全部附着于他物，分散保存或密集成堆，甚至可成礁状。化石以钙质虫管的龙介科(Serpulidae)报道最多，常见属有螺旋虫(蟠龙介 *Spirorbis*)、龙介虫(*Serpula*)等。多毛类环节动物主要生活于海洋，有些居于半咸水环境，少数生活于淡水。绝大多数营底栖生活，在海底自由爬行或栖居管内，或穴居生活，或附着他物之上。寒武纪至现代。中国古生代及中生代腕足类、双壳类等化石上常有发现，新生代地层中也发现大量虫管化石。

【遗迹化石】 trace fossil, ichnofossil 地史时期生物生活活动时产生在底质表面或其内部的各种活动记录所形成的化石，包括足迹、移迹、潜穴、钻孔和其他构造(如根系内模、蛋化石和粪化石等)。遗迹化石最常见的底质是沉积物，也有由岩石、骨骼组成的硬底，由纤维质组成的木底等。大部分遗迹形成于沉积作用之后，但也有一些遗迹是和沉积作用同时形成的(如逃逸构造)。遗迹化石同实体化石的区别在于它们并非生物的遗体而是代表生物为适应某种底质和其他生态条件所采取的某种行为习性活动的迹。遗迹化石对于岩相分析和古生态研究非常重要，有的还可用于确定沉积地层的年代及其顶、底面等。

【居住迹】 domichnion (复数 domichnia) 又称**居住构造**(dwelling structure)。为 Seilacher(1953)提出的遗迹化石五大习性分类之一。居住迹为潜穴或钻孔，简单直管状或呈U形，潜穴壁上可有衬壁以加固。主要为悬食生物多少带有永久性的居住构造，用于抗衡环境变化和保护自己。多见于浅水环境，尤其是潮间带。如石针迹(*Skolithos*)等。

【停歇迹】 cubichnion(复数 cubichnia) 又称**休息痕迹**(resting trace)。为 Seilacher(1953)提出的遗迹化石五大习性分类之一。停歇迹为游移底栖动物栖息、避敌、捕食而在底质上暂时停留的痕迹。一般为孤立的低浅凹痕，轮廓大致和造迹生物腹侧形状一致，多平行排列。仅见于透光带。如海星停歇的似星迹(*Asteriacites*)、三叶虫停歇的皱饰迹(*Rusophycus*)等。

【爬行迹】 repichnion(复数 repichnia) 又称**爬行痕迹**(crawling trace)。为 Seilacher(1953)提出的遗迹化石五大习性分类之一。爬行迹为动物在底质上爬行所留下的足迹、移迹、行迹等，多具有方向性，直或弯曲，分叉或不分叉，光滑或具有刻饰。如克鲁兹迹(*Cruziana*)等。

【觅食迹】 fodinichnion(复数 fodinichnia) 又称**进食构造**(feeding structure)、**掘食迹**。为 Seilacher(1953)提出的遗迹化石五大习性分类之一。觅食迹为各种形状的潜穴或潜穴系统，可与层面成任何角度，系泥食生物在沉积物内摄食富含有机质沉积物而形成的管穴构造，简单或复杂，常见于较深静水环境的细粒沉积物中。如树枝状的丛藻迹(*Chondrites*)，螺旋形的动藻迹(*Zoophycos*)等。

【牧食迹】 paschichnion(复数 paschichnia) 又称**牧食痕迹**(grazing trace)。为 Seilacher(1953)提出的遗迹化石五大习性分类之一。牧食迹为层面上的弯曲带或沟，系游移泥食生物沿底质表面一面爬行一面进食表层有机质时所形成的痕迹，大多密集呈缠绕状或脑纹状，但互不相交，如蠕形迹(*Helminthoida*)等。

【逃逸迹】 gichnion(复数 fugichnia) 又称**逃逸构造**(escape structure)。为 Simpson(1975)补充提出的遗迹化石的一种习性分类。逃逸迹是生物为了使其居住潜穴与底质面保持一定的距离，以防止被快速沉积掩埋而向上移动或沉积物被冲刷而向下掘穴时所形成的潜穴。

【全浮痕】 full relief 又称**全浮雕**。Seilacher(1964)提出的遗迹化石的一种保存分类，指被保存在沉积物内的整个遗迹构造，是三维式保存的遗迹化石。

【半浮痕】 semi relief 又称**半浮雕**。Seilacher(1964)提出的遗迹化石的一种保存分类，指保存在两种不同岩性岩层界面上的遗迹化石，如砂岩与页岩界面上的遗迹，可分为砂岩层顶面的表浮痕及砂岩层底面的底浮痕。

【表浮痕】 epirelief 又称**表浮雕**。Seilacher(1964)提出的遗迹化石保存分类的一种，指保存在岩层顶面的凸脊或凹槽状的遗迹化石。

【底浮痕】 hyporelief 又称**底浮雕**。Seilacher(1964)提出的遗迹化石保存分类的一种，指保存在岩层底面的凸脊或凹槽状的遗迹化石。

【内迹】 endichnia Martinsson(1970)提出的遗迹化石保存分类的一类，泛指保存在岩层内的遗迹化石。与全浮痕相当。

【表迹】 epichnia Martinsson(1970)提出的遗迹化石保存分类的一类，泛指保存在岩层顶面的遗迹化石。与表浮痕相当。

【底迹】 hypichnia Martinsson(1970)提出的遗迹化石保存分类的一类，泛指保存在岩层底面的遗迹化石。与底浮痕相当。

【外迹】 exichnia Martinsson(1970)提出的遗迹化石保存分类的一类，泛指保存在原来岩层以外的遗迹化石，是后来被冲刷重新埋藏而成，如粪化石。

【足迹】 track 保留于沉积岩层面上的动物足印化石。一般多是爬行类、鸟类、哺乳类等脊椎动物的足印，也有是由节肢动物以附肢爬行运动时形成的。据之可以判断动物的个体大小、四肢类型、行动方式等，并可用以确定岩层的顶、底面。足迹多用于指单独的足印化石，而将连续的有方向性的足迹称为行迹。中国中生代陆相地层中这类化石很多，如陕西神木县东山崖上侏罗统的爬行类禽龙足迹，三趾形状，长约30厘米，宽约33厘米，中趾长19厘米，保存很好。

【行迹】 trackway 由单个生物留下的连续的足迹。行迹不同部分的形态会因生物移动时经过不同的底质而发生变异。

【移迹】 trail 又称**拖迹**。动物爬行移动时，由于其身体与松软底质接触而形成多少是连续的沟槽印痕，可保存为化石。移迹一般近于连续，多为软体动物、蠕虫等移动时所造成。

【潜穴】 burrow 泥食或穴居的蠕虫、软体动物或其他无脊椎动物等留于沉积物中的管状洞穴，可保存为遗迹化石。潜穴直、弯曲、U形或不规则形，可沿岩层层面分布或穿越岩层，垂直、水平或倾斜分布，其中常有泥沙充填物。

【潜穴系统】 burrow system 高度分枝和内部联结形成复杂系统的潜穴，如泥食生物在沉积物内掘食形成的潜穴系统。

【钻孔】 boring 遗迹化石的一类。生物由于居住、寄生或觅食等原因在坚硬的岩石或其他动物硬体上钻蚀而成的孔穴。钻蚀生物有植物的菌、藻，动物的海绵、蠕虫等。它们的钻孔活动可以是机械的，也可以是化学的方法。若生物钻孔活动十分强烈便造成生物侵蚀(bioerosion)和破坏作用。

【胃石】 gastrolith; stomach stone 某些脊椎动物生活时吞入胃中用于磨研食物的石头，日久被磨得光滑似卵石，谓之胃石。胃

石常随脊椎动物骨骼一起被保存为化石，也是一类遗迹化石。

【粪化石】 coprolite 石化的脊椎动物的排泄物，常见的有鱼、爬行动物及哺乳动物粪便形成的化石。粪化石大于粪粒，多为卵圆形或长条形，棕或黑色，大都由磷酸钙组成。各类脊椎动物的食物及消化道等特点不同，故其排泄物也常有一定的形态特征。有些鱼粪化石为螺旋状，哺乳动物粪化石一般呈椭圆形至长条形，其中属于食肉类的常含有骨骼碎渣，而食草类的则全由植物的纤维状构造物质组成。中国已知的粪化石产地很多，如陕西侏罗系、贵州白垩系的鱼粪化石，北京周口店中更新统的鬣狗粪化石，以及云南元谋下更新统的马粪化石等。有时也泛指动物的石化排泄物，包括粪粒等在内。

【粪粒】 fecal pellet 无脊椎动物的排泄物。粪粒小于粪化石，多呈简单的椭圆形，长约 1 毫米或更小，也偶有成棒状者。无内部构造，表面可具纵向或横向饰纹。可钙化、磷酸盐化、海绿石化、黄铁矿化或硅化等，而以磷酸盐化最普遍。广泛见于现代海洋沉积物中，古生代至新生代沉积岩中也有产出。

【明星遗迹化石】 elite trace fossil 在成岩作用中受到特殊条件(如颜色的加强、固结程度的变化)而形成具某些特殊特点的遗迹类群。这些遗迹的结构具有某些特点，更利于遗迹的保存或显得与众不同，因而在特定的遗迹组合中比其他类型更引人注目。

【造迹生物】 trace maker 可以形成遗迹的生物，包括动物和植物。同一种造迹生物由于行为习性不同可以形成不同的遗迹，而不同生物由于适应相同的环境可以形成相同的遗迹。在古遗迹学研究中，除极少数情况外，大多数造迹生物不能与其形成的遗迹同时保存下来，从而造成了许多遗迹化石不能确定其确切的造迹生物。主要原因有两点：①许多造迹生物本身仅由软躯体构成，没有有利于保存成实体化石的硬体部分；②造迹生物的死亡和埋葬环境与其生活环境不一致。

【掘穴作用】 excavation 潜穴技巧的一种，包括将压实的底质弄松，并将其搬走，可搬到海底面或潜穴的其他地方，以便产生一个通道。

【进入】 intrusion 一种潜穴技巧，借助涡流扩散法，把沉积颗粒暂时松动，使动物穿越含水的底质，待动物穿过以后颗粒流重新回落，形成生物变形构造，不形成孔穴。

【园艺觅食】 gardening 某些生活在微氧或缺氧环境(半深海、深海盆地或其他特殊环境)中的生物，可构筑图案非常复杂精美的遗迹，以培植微生物作为食物。因此类环境中能量极低，又无其他生物活动的破坏，这些遗迹比较容易保存成遗迹化石，是这类环境的可靠标志。

【化学共栖关系】 chemosynbiosis 动物寄主与自养细菌的共栖关系。细菌利用寄主提供的氧气来氧化各种还原复合体，并使碳固定和碳水化合物和酶的产生。

【潜穴晕】 halo burrow 由于化学成岩作用使与潜穴紧密相邻的围岩产生变色的晕圈，Chamberlain(1975)提出。引起化学成岩作用的原因可能与特定的成岩环境和生活在潜穴壁上的某些细菌分泌物质有关。潜穴晕使潜穴更清楚。

【梯序】 tiering 一个遗迹群落的垂直分层，Bottjer 和 Ausich (1982)提出。在同等的沉积环境中，处于不同位置的生物遗迹保存成供我们研究的遗迹化石的可能性是不同的。在浪基面之上的表生遗迹很容易被活跃的外动力作用或其他生物作用所改造，甚至彻底抹去，从而在地质记录中“缺失”。相对而言，底内生物的遗迹比较容易被完整地保存成化石，而最深的潜穴构造易被最完整地保存，成为所谓“明星遗迹”。海底面之下底内生物的生活环境也具有垂向分带性，不同层次的遗迹化石和遗迹组构的特征具有显著的垂向差异，分析和研究遗迹化石这些特征的变化，极大地有助于正确认识和恢复沉积环境。

【生物扰动】 bioturbation 沉积物的原始胶结和构造被生活在其中的生物的活动所破坏的过程，即动物对其周围沉积颗粒所进行的搅动、混合和破坏，包括可以鉴定和无法鉴定的各种潜穴、足迹和移迹。过去对生物扰动程度的描述一直停留在定性阶段。Droser 和 Bottjer(1986)首次正式提出了半定量划分生物扰动等级的方案，共分六级。第一级：无生物扰动，地层保持原始沉积层理；第二级：遗迹化石清晰可辨，至多 10% 的原始沉积层理被扰动；第三级：遗迹化石基本可辨，但潜穴局部相互叠覆，10% ~ 40% 的原始沉积层理被扰动；第四级：原始沉积层已难以辨认，40% ~ 60% 的原始沉积层理被扰动；第五级：原始沉积层已完全破坏，但潜穴依然可以观察到；第六级：原始沉积层因扰动而彻底均一化。

【主要生物扰动者】 key bioturbator 对沉积物高频率扰动和改造的动物，其活动导致底质主要组构的形成。

【隐性生物扰动】 cryptobioturbation 由颗粒间的较小动物群(meiofauna)和小型动物群产生的生物扰动，它们对沉积颗粒的搬运距离很短。隐性生物扰动可使沉积结构变得松软和分散，导致均一化。

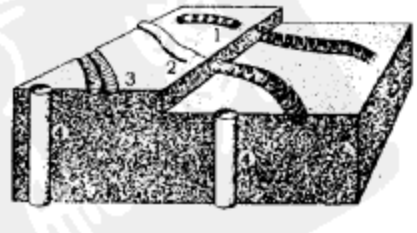
【遗迹群落】 ichnocoenosis 遗迹纯生态的组合，即由单一的内生动物群落形成的遗迹。遗迹化石群落指遗迹化石的此类集合。

【缺失面遗迹组】 omission suite 缺失面之下的沉积物中保存的遗迹化石，时代从无沉积时期算起。

【遗迹社群】 ichnoguild 具有相似的行为习性，属于相同的营养群，在底质中占据相似的梯序或位置的一群遗迹种，它们在形成遗迹化石类型、底质中的活动水平和觅食方式等方面具有相当的一致性，以此种方式组合在一起遗迹化石称为遗迹社群。遗迹社群的形成包括三个因素：①身体结构：主要指固定潜穴，半永久性，可能分支，如觅食迹、居住迹和耕作迹和由游移动物形成的过渡性潜穴，如牧食迹、爬行迹和停息迹；②食物源：营养类型是遗迹化石分析的基础，可分为食沉积物、悬浮觅食、园艺觅食和化学共栖觅食；③空间利用：与梯序对应。遗迹社群的提出，不仅使得遗迹学研究从遗迹相进入到遗迹社群层次(与古生态学研究中的营养群分析相当)，提高了研究的深度和精度，而且将生物的行为习性与生存环境更为紧密地联系起来，从而可为古环境分析提供重要的信息。

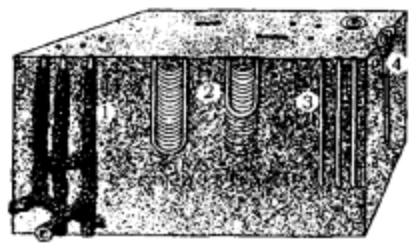
【遗迹相】 ichnofacies 代表特定的沉积相或指示一定的古沉积条件(包括水体深度、水动力条件、含氧量等)的特有的遗迹化石组合。

【斯柯茵迹遗迹相】 scoyenia ichnofacies 潮湿、柔韧、泥砂质沉积，低能环境或为极浅的河湖相或定期被水淹没；或陆上常被水淹部位，介于海相和陆相的非海相红层之中。主要为细小、具回填构造的觅食潜穴，蛇曲形略弯或扭曲的无衬里潜穴、垂直潜穴、足迹及通道。无脊椎动物为食沉积物或捕食动物；脊椎动物为食草、食肉动物，前者分异度低而个体数量多，后者分异度高。



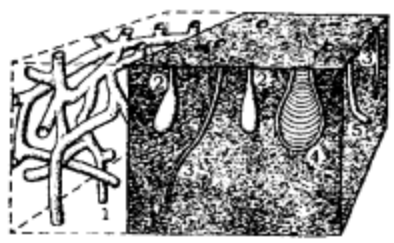
斯柯茵迹遗迹相及其常见的遗迹化石
1. *Scoyenia*；2. *Ancorichnus*；3. *Cruziena*；4. *Skolithos*

【石针迹遗迹相】 skolithos ichnofacies 潮间带下部或潮间带，适应强烈的水动力条件，分选好的砂及少量泥质移动底层，经常受突然的侵蚀和沉积作用(高能增加生物成因构造及物理分层性)。U形及垂直潜穴，具有前进、后退的蹼状构造，垂直分支的 *Ophiomorpha* 潜穴，主要为滤食生物，分异度低，但个体数量多。



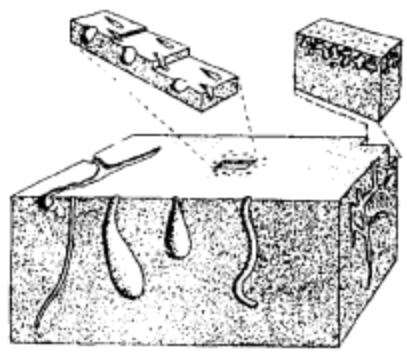
石针迹遗迹相及其常见遗迹化石
1. *Ophiomorpha*；2. *Diplocraterion*；3. *Skolithos*；4. *Monocraterion*

【舌菌迹遗迹相】 glossifungites ichnofacies 坚实但未石化的海滨或亚滨带缺失面，特别是半固结的碳酸盐坚固底质、或稳定、固结、部分脱水的泥质底质，位于有障壁、中等能量的环境，或在能量相对较高的地方，半固结的微晶碳酸盐或硅质碎屑岩底质可起到抗侵蚀的作用。最终的沉积记录为典型的残迹特征，包括相互穿插的遗迹群。垂直圆柱形、U形或泪滴状假钻孔，或零散到密集的分叉状居住潜穴，还有多种潜穴和假钻孔的混合类型。在某些潜穴中具前进式蹼状构造，多为动物生长的结果(扇形的 *Rhizocorallium* 和 前舌菌迹 *Diplocraterion*)；许多潮间带动物离开潜穴觅食(如螃蟹)。分异度较低，尽管某些构造可很丰富。与钻孔遗迹相不同，舌菌迹挖穴时会避开底质中的障碍物。



舌菌迹遗迹相及其常见的遗迹化石
1. *Thalassinoides*；2. 双壳类钻孔；3. 多毛类潜穴；4. *Rhizocorallium*；5. *Psilonichnus*

【钻孔遗迹相】 trypanites ichnofacies 固结的海滨或亚滨带缺失面(岩石海岸、海滨岩石和硬底质)、珊瑚礁或特殊的生物层(骨骼层、介壳层、贝壳层，但不是指单一的骨骼、贝壳和碎屑)，生物侵蚀同样重要，也可加速底质的物理侵蚀作用。与舌菌迹遗迹相呈过渡关系；在硬底发育过程中，钻孔遗迹相可切割早期的舌菌迹或更早期的克鲁斯迹遗迹相的遗迹。圆柱形到花瓶形、泪滴状、U形底栖生物的居住地：常与层面垂直，或呈浅的蜂窝系统钻孔(海绵、苔藓；主要由悬食动物和被动食肉动物挖穴而成)。食藻生物和类似生物的刻蚀和咬痕(几丁虫、帽贝和棘皮动物)；分异度较低，尽管某些钻孔可很丰富；在特定的岩石底质中，钻孔壁切割沉积颗粒或贝壳，而不是避开它们。



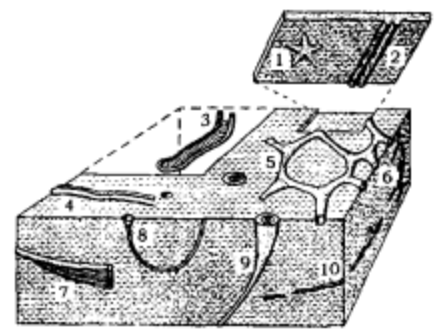
钻孔遗迹相及其主要遗迹化石

【船蛆迹遗迹相】 teredolites ichnofacies 由漂木、泥炭或其他纤维物质组成的固定底质，在岩石记录中多为煤炭等，可代表发育于层状树木碎屑、圆木或其他纤维物质上的沉积缺失面(但不是指单一的木块或树干)；或指在沼泽或泥沼环境中的泥炭的缓慢沉积。零散到密集的船蛆钻孔；密集的钻孔可变形，但通常不相互穿插。钻孔壁常饰有基底的结构(如：树木的年轮)。粗短到纵长，亚圆柱形、亚平行孔穴，主要分布在海相或边缘海环境中，较浅、零散到密集的等称虫钻孔为典型的淡水遗迹群。



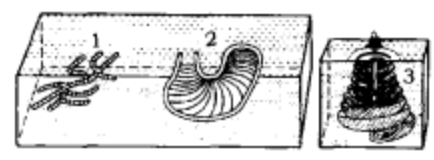
船蛆迹遗迹相

【克鲁斯迹遗迹相】 cruziana ichnofacies 潮间到浅海环境，水体循环良好，位于浪基面之下，但在风暴浪基面之上。通常位于安静的外海条件，水动力条件适当，分选好的粉砂及砂的互层，夹有泥灰岩，中等到强烈的生物扰动，包括港湾、海湾、潟湖、潮坪和陆棚环境等。遗迹化石包括大量的爬迹、各种表层及内部潜穴、U形潜穴及不规则斜交潜穴，如：*Ophiomorpha* 和 *Thalassinoides*。包括活动捕食、滤食及食泥动物，分异度一般很高，为所有遗迹相中遗迹类别最丰富的遗迹相。



克鲁斯迹遗迹相及其遗迹化石
1. *Asteriacites*；2. *Cruziana*；3. *Rhizocorallium*；4. *Aulichnites*；5. *Thalassinoides*；6. *Chondrites*；7. *Teichichnus*；8. *Arenicolites*；9. *Rosselia*；10. *Planolites*

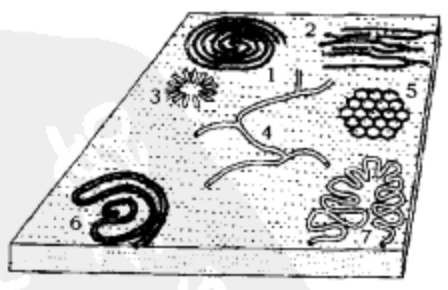
【动藻迹遗迹相】 zoophycos ichnofacies 位于大陆边缘到半深海区，静水或有障壁泥灰、泥灰砂，但缺氧，多为停滞水，或位于风暴浪基面之下。以牧食迹为主，浅觅食迹简单到复杂，包括带状旋形：*Phycosiphon* 或 *Zoophycos*，分异度低，个体多，种类很少。



动藻迹遗迹相
1. *Phycosiphon*；2. *Zoophycos*；3. *Spirophyton*

【砂蚕迹遗迹相】 nereites ichnofacies 半深海到深海环境，静水条件但含氧，有水下峡谷流、浊流，沉积作用缓慢，浊流之后的远洋沉积中保存的遗迹，分异度很高。以复杂的牧食迹觅食构造，反映高度组织的有效行为，蹼状构造水平，*Zoophycos* 螺旋形，有些为爬行牧食迹，及其蛇曲形粪卷(*Neonereites*，*Helminthoida*，*Cosmorhaphe*)，多产于层间，造迹生物以捕获微生物为生。

【化学化石】 chemical fossil 保存在地层及化石中的古生物的残留有机组分。这些残留有机组分虽然不像实体化石、遗迹化石那样具有一定的形态特征，但也能证明古生物的存在，故也可称为化石。现已在化石及地层中检测出各种残留有机物氨基酸、脂肪酸色素、卟啉、酚、烃、多糖类等。在前寒武纪地层中，生物遗体、遗迹极难保存，但却能保存化学化石。在南非及北美等地距今32亿年的古老地层中分析出多种氨基酸。化学化石的研究扩大了古生物学的研究领域，对从分子水平了解生物进化过程及探索生命起源等都有重要意义。化学化石中氨基酸外消旋特点可用以测定其地质年龄、古环境等。



砂蚕迹遗迹相
1. *Spirorhaphe*；2. *Urohelminthoida*；3. *Lorenzinia*；4. *Megagrapton*；5. *Paleodictyon*；6. *Nereites*；7. *Cosmorhaphe*

【活化石】 living fossil 曾经繁盛于某一地史时期，种类很

多,分布甚广,形成重要化石的类别,经过漫长地质时期缓慢进化,变化不大、至今残存个别地区的极少数物种。如银杏纲在中生代特别繁盛,分布极广,白垩纪末衰退,第四纪冰期后仅银杏一种残遗于中国,达尔文据之提出活化石一词。其他如舌形贝、拉蒂迈鱼、水杉等也都是著名的活化石。

【亚化石】 subfossil 又称**半化石**。更新世以后,保存似化石的生物遗体。也有认为并不限于全新世,凡保存于较新地层中、石化程度较低的生物遗体均属亚化石,如中国新生代地层中的木化石大都未完全石化,而处于亚化石状态。

【标准化石】 index fossil 能据以确定地层地质年代的化石。标准化石应具备时代分布短、特征显著、数量众多、地理分布广泛等条件,以利于地层的划分对比。但标准化石的标准性是相对的、可变的,取决于对所定地层年代的范围要求和化石的研究程度。同时,这种标准随着化石资料的不断丰富和研究程度的逐步深入而有所修改和补充。

【标志化石】 guide fossil 能够或可能用以确定其产出地层时代或阐明其生活环境的化石,多用于区域地层对比的标志。也用于指一个组合带中最为特征的化石,但其分布并不一定仅限于这个带或延及其全部。

【带化石】 zone fossil 用以划分生物带的重要标准化石。带化石多为标准种或属,可根据其延伸范围或其延伸范围中的极盛阶段等作为生物带的划分标志,一般即以其种名或属名作为带的名称。如纤细丝笔石(*Nemagraptus gracilis*)是纤细丝笔石带的带化石。也可根据若干具有一定特征的化石组合来划分生物带,并以其中典型的种或属命名。

【持久化石】 persistent fossil 时代分布很长,延续一个代或长于一个代的化石。如分布于寒武纪至现代的舌形贝。

【指相化石】 facies fossil 能够指示生物生活环境特征的化石称为指相化石。不同的自然地理环境,生活着不同的生物组合,也沉积着不同的沉积物,形成不同的沉积相,其中所含的化石组合也不相同。而生物对其生活环境变化的反映远较沉积物明显,是自然地理环境最好的指示者。如珊瑚、腕足类、棘皮动物等都是只生活在海洋中的生物,如果在地层中找到这类化石,也就可以推断含有这些化石的地层是在海洋中形成的海相地层。

【原生化石】 primary fossil 古代生物死后,遗体即被沉积物掩埋而保存的化石。原生化石可以是保存于生物的生活原地,也可经过或长或短距离的搬运至异地保存,但从地质时期衡量,从生物死亡到被掩埋保存的时间间距极为短促,故化石与所在层位的地质时代可以认为是一致的。一般化石均系指原生化石。

【次生化石】 secondary fossil 又称**移积化石**(derived fossil)、**衍生化石**、**再沉积化石**(reworked fossil)。含化石的地层遭受风化剥蚀,其中所含化石被冲刷出来,经过搬运,再在较新的沉积物中重新掩埋保存,这种化石称为次生化石。次生化石多遭磨损,保存于远较此类生物生存时期为新的地层中,生物相与沉积相常不一致,故次生化石的时代不代表所在地层的地质时代,也不能用作指相化石。

【假化石】 pseudofossil 成因与生物无关而易被误认为化石的某些物体或构造,如龟甲石(septarian nodule)、燧石结核(chert nodule)、叠锥(cone in cone)、僵结人(黄土结核 loess-doll)、树枝石(dendrite)、贝壳断口(conchoidal fracture)及石灰华(travertine)等。假化石是由与生物作用无关的沉积作用、成岩作用、岩浆活动、构造运动或其他机械作用或化学作用所造成的。

【树枝石】 dendrite 假化石的一种。一种树枝状的薄膜,很像苔藓和藻类的印痕,但并非植物的遗体或遗迹,而多为锰的氧化物结晶,不是化石。树枝石常见于岩石层面或节理面上,且常沿节理面转折,与化石的保存情况也不相同。

【可疑化石】 dubiofossil, problematic fossil 岩石中很像化石,但成因不明或尚不能确定为生物成因的物体或构造。多见于前寒武系,在前寒武纪地层中发现的曾被认为是生物成因的各种"化石"中,除已证明确为生物成因的化石及肯定为非生物成因的假化石外,尚有大量形似化石,而其成因不清或可能为生物成因者,则暂归为可疑化石。随着资料的不断累积和研究程度的逐步深入,可疑化石的成因也将逐步得到澄清而分别归入化石或假化石。

【化石化作用】 fossilization 将古代生物遗体、遗迹保存成化石的各种作用,包括古代生物遗体、遗迹被沉积物掩埋、保存、石化以及模铸形成等各种作用。古代生物中绝大部分死后都腐烂毁坏,或为其他生物所食,不易保存。一般只有具备硬体的生物,死后又很快地被沉积物所掩埋,再经石化作用而保存为化石,所以化石多是生物的硬体部分。水生生物保存化石的机会又远较陆生生物为多。但在密封、冷冻等一些特殊条件下,也可将古代生物完整地保存下来,如冻土层中的猛犸象,煤层内琥珀中的昆虫等。化石化作用还包括形成模铸化石的各种作用等。

【石化作用】 petrifaction, petrification 简称石化,化石化作用的一部分。埋藏于沉积物中的生物遗体被溶于地下水中的矿物质所填充或交代变成石质,而仍保存生物原有构造的作用。石化作用有生物硬体内的空隙为地下水中所含矿物质填充的**过矿化作用**;生物硬体的原来成分为地下水中所含矿物质置换的**交代作用**,交代物质一般为氧化硅、碳酸钙、黄铁矿等,分别称为硅化、钙化、黄铁矿化等。

【炭化作用】 carbonization 简称**炭化**。生物体中易于挥发的成分如氮、氢、氧等被溶解或挥发逸去,仅留下炭质薄膜保存为化石的作用。常见的炭化化石是植物及具几丁质骨骼的动物。

【钙化作用】 calcification 简称**钙化**。石化作用的一种,指生物硬体原来的成分被碳酸钙所交代的作用。

【硅化作用】 silicification 简称**硅化**。石化作用的一种,生物硬体原来的成分为二氧化硅所交代的作用。交代物质为石英、玉髓或蛋白石等,如硅化木。

【压型】 compression 植物化石的一种保存类型。植物残体如叶片等被细粒沉积物掩埋后,受上覆岩层垂直压力压扁保存的化石。植物体在长期受压过程中,有机物分解逸去,仅留下角质层等未分解部分压扁保存成压型。压型保留原物的形状及表面特征,如叶形、脉序,茎枝等,还可通过角质层研究其表皮细胞、气孔等特点,这为确定植物分散器官的自然分类及其生态环境提供了重要依据。

【模铸化石】 fossil molds and casts 由古代生物遗体留于围岩或在其中空部分填充物表面上的印模(外模、内模)以及生物遗体溶蚀后所留空隙的泥沙充填物(如铸型)等保存而成的化石。模铸化石是一种常见的化石保存类型,对于研究不具硬体的古生物及壳易溶蚀的生物内部构造等都很重要。常见的模铸化石有印痕、外模、内模、铸型、内核、复型等。

【印痕】 impression, imprint 模铸化石的一种,生物在松软细密沉积物表面留下的印迹,如动物行走、爬行时留下的足迹、行迹、移迹等及植物叶片、鸟类羽毛落下形成的印迹等所形成的化石。这些印迹被埋藏时生物业已不在或消失,多保存在岩层的顶层面,形成凹痕。德国晚侏罗世索伦霍芬石灰岩中始祖鸟化

石便保存有羽毛印痕。植物叶子印痕化石较为常见。印痕也用于雨滴、冰雹等所形成的非生物成因的印迹。

【外模】 external mold 保留于化石围岩上的生物遗体外表特征及表面纹饰的印痕。外模仅能反映生物遗体的外表形态及纹饰特征,其凹凸情况与原物相反。

【内模】 internal mold 保留于内核表面或岩石上的生物遗体内部形态特征的印痕。常见的多为腕足类、腹足类、双壳类等外壳和芦木及新芦木等髓部的内模。内模的凹凸情况与原物相反。

【复合模】 composite mold 由外模和内模重叠在一起而形成的模化石。保存在沉积物中的生物遗体(如双壳类的一个壳瓣)被溶蚀后,如果周围沉积物并未固结而仍具有塑性,由于上覆压力使遗体溶蚀后所留空间上下压实而闭合,因此外模和内模叠置在一起,形成上下两个半块各均有壳外表印痕(如壳饰)和壳内表印痕(如肌痕)的复合模。双壳类、腕足类化石中常见有复合模。

【复型】 replica 外模之间的生物遗体被地下水溶蚀,所留空隙的充填物即为复型。复型的外形及表面纹饰与原物一致,但没有内部构造。

【内核】 core, steinkern 生物遗体中空部分的填充物。无脊椎动物腕足类、腹足类、双壳类等外壳的中间空隙,常为沉积物所填充而形成内核。内核的形态大小与外壳的中空部分一致,表面即为外壳内模。

【铸型】 cast 外模与内核(模)之间的生物遗体被地下水溶蚀,所留空隙再为其他物质充填,即成铸型。铸型的外形、纹饰等特征虽与原物一致,但物质成分已经不同,也不具有原物的微细构造。铸型与复型极为相似,二者区别在于后者没有内核。

【分类单元】 taxon (复数 taxa) 又称**分类阶元**、**分类群**,任何生物分类等级上的一个命名的生物类群,如某一种、科或纲。每一分类单元都由一些具有共同性状的生物所组成。等级低的分类单元共同性状多,等级高的分类单元共同性状少。

【分类等级】 taxonomic ranks 生物分类体系中的不同级别。生物分类的主要等级由大而小依次为:界、门、纲、目、科、属、种。种是基本的分类等级。具有共同起源、相近性状的种,归并为属,依此类推,由属而科,由科而目,等等。在主要等级之间有时还设置辅助等级,其名称是在主要等级名称前冠以前缀"超"或"亚"等组成,如亚纲、超目等,种以下还可有亚种。在动物法规中,还把相关的分类等级归纳成同一分类级别,如种和亚种视为种级,属和亚属视为属级,依次为科级、目级等。

【界】 kingdom 生物分类的最高等级。现代生物及古生物一般均分为动物界及植物界,但目前生物分界的数目已趋增多,最流行的是反映了生物进化三个阶段的五界系统:原核生物界(原核阶段)、原生生物界(真核单细胞阶段)、植物界、真菌界、动物界(真核多细胞阶段)。或分为六界系统:病毒界(非细胞生物)、细菌界、蓝藻界(原核生物)、植物界、真菌界、动物界(真核生物)。四界系统则有取消五界系统中原生生物界或真菌界的不同方案等。三界系统为动物界、植物界、原生生物界。界下分为门,或分为亚界。

【亚界】 subkingdom 位于界与门之间的一个生物分类等级。界可再分为亚界,由界内一个或若干个与其他门性状不同的门组成。

【门】 phylum 界以下、纲以上的生物分类的一个等级。动物界及植物界均可各分为若干门,有的门还可再分为若干亚门。植物门的学名词尾为-phyta,真菌门的学名词尾为-mycota。

【亚门】 subphylum 次于门的一个门级的分类等级。一个门可再分为若干亚门,每个亚门由此门内一个或若干个与其他纲性状不同的纲组成。植物亚门的学名词尾为-phytina,真菌亚门的学名词尾为-mycotina。

【纲】 classis 门以下、目以上的生物分类的一个等级。纲由一个或若干个相关的目组成。有的纲还可再分为若干个亚纲,或将若干相近的纲联合而成超纲。高等植物纲的学名词尾用-opsida,藻类纲的学名词尾用-phyceae,真菌纲的学名词尾用-mycetes。

【亚纲】 subclassis 次于纲的一个纲级分类等级。一个纲可再分为若干亚纲,每个亚纲由这个纲内一个或若干个与其他目性状不同的目组成。高等植物亚纲学名词尾为-idae,藻类亚纲学名词尾为-phycidae,真菌亚纲学名词尾为-mycetidae。

【目】 *order* 纲以下、科以上的生物分类的一个等级。目是由一个或若干个相关的科组成,有的目还可再分为若干亚目,或将若干目联合而成超目。国际植物命名法规规定植物目的学名词尾用-ales,如 Coniferales(松柏目)。动物目的学名没有固定的词尾。

【亚目】 suborder 次于目的一个目级分类等级。一个目可再分为若干亚目,由这个目内一个特殊的科或若干个与其他科性状不同的科组成。亚目有时与超科相当。国际植物命名法规规定植物亚目的学名词尾用-ineae。

【超目】 superorder 又称**总目**。高于目的一个目级分类等级,由一个或若干个相近的目组成。若位于目与纲之间,则相当于亚纲。

【科】 family 目以下、属以上的生物分类的一个等级。科是由若干个在系统发育上有共同起源的属组成,有的科只包括一个属。有的科还可再分为若干亚科,或将若干相近的科集合而建立超科。国际动物命名法规规定动物的科名由这个科的模式属名的词干加词尾-idae 组成,如 Monograptidae(单笔石科),国际植物命名法规规定植物科名的词尾用-aceae,如 Pinaceae(松科),但有少数例外。

【亚科】 subfamily 次于科的一个科级的分类等级。一个科可再分为若干亚科,每个亚科由这个科内一个特殊的属或若干与其他属性状不同的属组成。国际动物命名法规规定动物亚科名由此亚科的模式属名的词干加 - inae 组成。如 Monograptinae(单笔石亚科);国际植物命名法规规定,植物亚科名的词尾用-oideae。

【超科】 superfamily 又称**总科**。高于科的一个科级分类等级。超科由一个科或若干个科组成,位于亚目与科之间,如在科与目之间,则相当亚目。国际动物命名法规建议动物超科名的词尾用-oidea,但一般也常用-acea。

【属】 *genus* (缩写 *gen.*) 科以下、种以上的生物分类的一个等级。属是由若干个共同起源、性状相近的种,或仅由一个具有独特性状的种组成。有的属还可再分为亚属。属的学名是单名。

【亚属】 subgenus 次于属的一个属级分类等级。一个属可再分为若干亚属,亚属是由这个属内一个或若干个性状相近、与该属内其他种有所区别的种组成。如果一个属分为两个或两个以上的亚属,则包括属的模式的亚属为指名亚属,并保留原属名,其他亚属则另取名称。亚属名与属名同时使用时放在属名之后的括号内,如有种名则置于属名与种名之间的括号内,而不算为种的双名中的一个名称,如 *Architectonica* (*Solariaxis*) *xizangensis* 西藏轮轴螺(原盖螺)。如果亚属升格为属,则亚属名变为属名。

【指名亚属】 nominate subgenus 又称**模式亚属**。包含属的模式种在内、并与这个属具有相同名称的亚属。

【形态属】 form genus ❶不属于同一科的生物或其分散保存的部分器官化石，根据其形态特征的相似而建立的属。多用于植物化石，如植物的叶、根、种子等，常分散保存，很难确定其系统关系，仅根据形态特征的相似而建立形态属，如栉羊齿(*Pecopteris*)、枝脉蕨(*Cladophlebis*)等均是。❷由形态特征一致，而无亲缘关系或关系不清的种组成的属也称为形态属。

【器官属】 organ genus 以前用于指根据单独保存隶属于同一科的植物的部分器官而建立的属。植物的各个器官部分常分散单独保存为化石，而分别建立器官属，各给属名，如鳞木类的单独保存的孢子叶化石叫鳞孢叶属(*Lepidostrobophyllum*)，孢子叶穗化石叫鳞孢穗属(*Lepidostrobus*)。1975 年第 12 届国际植物学大会取消了器官属的概念，只用形态属。

【遗迹属】 ichnogenus(缩写 igen.) 遗迹化石的属级遗迹分类等级。遗迹分类体系目前只有遗迹属和遗迹种两级，没有遗迹科及其以上等级，现在也有学者主张建立遗迹科，但尚有争议。一般以反映造迹动物重要行为特性的遗迹特征作为建立遗迹属的依据。遗迹属名采用单名，印刷体中用斜体。

【物种】 species (缩写 sp.) 简称**种**，生物分类的基本单位。对物种的认识有一个历史过程，但发展至今，尚无一个适合所有生物统一公认的定义。传统的物种含义是形态物种的概念，认为物种是一群形态上非常相似的个体，其基本结构是个体。当前流行的定义是物种是由能相互交流繁殖的自然居群所组成的集团，而与其他这样的集团在生殖上是隔离的。物种的基本结构是居群而不是个体，强调了群体的概念。生物学物种的生殖隔离标准只适用于有性物种，而不能适用于无性物种和化石物种。对于无性物种和化石物种仍多着重于形态种的概念，一般是从形态特征的间断程度加以判别。种的学名是双名。

【生物种】 biospecies 一组能够或潜在可能相互交配并产生能育后代的居群，在自然条件下它们与不同种的居群在生殖上隔离。

【居群】 population 又称种群。生活在同一生境、属于同一物种的个体群。居群是物种的基本结构单位，是物种存在的具体形式。任何物种都是由居群所组成。同种的居群个体间具有经交配可相互交流遗传信息和产生能育后代的实际或潜在能力。

【古生物种】 paleontologic species 又称**化石种**。根据化石标本而建立的种。理论上古生物种的概念应与生物种相同，但古生物学研究的对象主要是石化了的生物硬体部分，古生物种的建立不可能采用生殖隔离标准，而多仅根据其形态特征的间断，甚至以部分形态特征为依据，故多为形态种。

【形态种】 morphospecies, form species 根据形态相似而建立的种。种内有变异，同一居群内的个体间形态存在变化，有的差异很大，因此对各种形态特征的重要性如何认识没有统一的标准，常有差异，形态种的建立也因人而异。形态种虽然易于识别，使用方便，但其含义与生物种不同。

【亲近种】 (species) affinis(缩写 aff.) 当所研究的标本与某一已知种接近，似有亲缘关系，但其形态特征还有区别，并由于材料不足或标本保存不好，不能准确鉴定即为该种或为一新种，可定为这个种的亲近种。例如 *Thamnopora* aff. *T. reticulata* 网状通孔珊瑚(亲近种)。

【相似种】 (species) conformis(缩写 cf.) 又称**比较种**。当所研究的标本形态特征与某一已知种相似，可能属于该种，但由于材料局限或标本保存不好，有些特征不明显或不具备，难以全面对比、准确鉴定即为该种，可定为这个种的相似种。例如 *Orthoceras* cf. *O. regulare* 规则直角石(相似种)。

【遗迹种】 ichnospecies(缩写 isp.) 遗迹化石的种级遗迹分类等级。目前普遍采用的遗迹分类体系只有两级，即遗迹属和遗迹种。一般以次要而又明显的遗迹特征作为划分遗迹种的依据。遗迹种名采用双名，印刷体中用斜体。

【亚种】 subspecies 是次于种的一个种级分类等级，为国际动物命名法规所承认的最低分类等级。与同一种内的其他居群在地理分布上界线明显、形态特征上有一定差异的居群。亚种由于进一步的地理隔离导致生殖隔离而发展成为新的物种。古生物学中将由于时代分布上的不同而使同一种内在形态特征上与其他居群有所不同的居群，也称为亚种，是为年代亚种。故亚种又可分为地理亚种及年代亚种。亚种名是三名。

【年代亚种】 chronologic subspecies 古生物学中用于指由于时代分布间隔而形成的亚种。

【地理亚种】 geographic subspecies 指由于地理隔离而形成的亚种。

【指名亚种】 nominate subspecies 又称**模式亚种**。当一个种分为几个亚种时，包含种的模式标本在内、并与该种具有相同名称的亚种称为指名亚种。

【变种】 variety (缩写 var.)最初用于指变异的个体，即与种的模式标本有些差异，但还不是另外一种的个体。也用于变异的居群，即种内具有一定的独特特征，与该种内其他居群有所不同的居群。后者与亚种相当，是一个分类等级，前者则不是。变种这一术语过去使用较乱，国际动物命名法规规定 1960 年以后发表的"变种"应被认为属于亚种以下的级别，而亚种是其所承认的最低分类等级，现动物分类中已废弃不用。在植物命名法规中变种是种与变型(form)之间的一个正式分类等级。

【突变】 mutation(缩写 mut.) 现代生物学中指由于遗传物质的变化而引起形态上或生理上的变异现象。古生物学中过去用于指因时代分布上的不同而产生特征变化的个体，相当于年代亚种。

【类】 group 又称**类群**。古生物中指若干紧密相关的分类单元，一般用于属以上较大类别的通称。不是生物分类的正式分类等级，不受其约束，也无命名法上的意义。

【模式】 type 提供一个生物分类单元名称正确使用的依据。一个命名种的模式是据以描记的模式标本，一个命名属的模式是一个命名种，一个命名科的模式是一个命名属。模式是一个分类单元的命名根据和，鉴别的标准。符合国际命名法规的任何分类单元的模式一经确定，便不应改变。

【模式标本】 type specimen 种级分类单元的模式，即据以命名一个种或亚种的一个或一组标本。模式标本可以是一个标本的正模、新模或选模，也可以是若干个标本的全模等。模式标本是命名一个新种或新亚种的根据，必须编号登记，妥为保存。

【模式种】 type species 又称**属型种**。一个属级分类单元的模式，即据以命名一个属或亚属的一个命名种。如标准中国笔石(*Sinograptus typicalis* Mu)是中国笔石属(*Sinograptus*)的模式种。

【属型】 genotype 模式种的旧称。因与遗传学上用的基因型(genotype)混淆，故国际动物命名法规中已规定不再引用此术语。

【模式属】 type genus 一个科级分类单元的模式，即据以命名一个科、亚科或超科的一个命名属。如中国笔石属(*Sinograptus*)是中国笔石科(Sinograptidae)的模式属。

【正模】 holotype 在发表一个新种或新亚种的原始描记中，被作者指定为其模式的一个标本。如新命名的种级分类单元仅是根据单个标本，这个标本即是正模。正模应是保存完好，能清楚地表现这个新种或新亚种特征的标本。

【副模】 paratype 据以命名一个新种或新亚种的若干标本中，除被原命名者指定为其正模以外的各个标本即为副模。副模是正模的补充，可以是一个标本，也可以是若干个标本。

【全模】 syntype 又称**合模**。原命名者未从其中指定正模的、被用于据以命名一个新种或新亚种的若干标本，其中的任一个皆为这个新种或新亚种的全模。

【选模】 lectotype 如果命名一个新种或新亚种时，原命名者没有指定正模，以后从其全模中选择一个标本作为这个种或亚种的模式标本，这个后选出的标本便是选模。选模必须选自全模，并应正式发表，否则无效。

【副选模】 paralectotype 经指定选模后的其余的全模便是副选模。

【新模】 neotype 一个种或亚种的正模、选模或全模确已遗失或损坏而未保存，可再指定一个标本作为其模式标本，这个新指定的标本便是新模。新模性状应和原始模式标本一致，并应尽可能采自原产地、层位。

【地模】 topotype 从某一个种或亚种模式标本的原始产地所采得的这个种或亚种的标本。

【近模】 plesiotype 一个新种或新亚种发表以后，再描述这个种或亚种所依据的标本即为近模。

【等模】 homeotype 经一个种的非原命名者与该种的模式标本比证，确认其为同种的标本。

【后模】 metatype 经一个种的原命名者鉴定，确认其为同种的标本。后模可以是地模或为等模。

【双名法】 binominal nomenclature 国际通用的生物命名法，指每一个种的学名必须由一个属名和一个种名共同组成的生物命名系统。如 *Nankinella orbicularia*，属名在前，第一个字母大写，种名在后，第一个字母小写。在印刷体中，属名及种名均应用斜体字。种名之后可附以命名者的姓，其第一个字母大写，印刷体中用正体字。有时在命名者的后面还附以命名的年代，其间隔以逗号。如 *Nankinella orbicularia* Lee, 1934，即李四光在 1934 年命名的圆形南京筵。中文一般将种名写在属名之前，也有放在属名之后者，如南京筵圆形种。学名必须是拉丁字或拉丁化文字，其含义是代表生物的特征或为地名、人名等。

【双名】 binomen, binomina, binomial name 根据双名法，由一个属名和一个种名共同组成的一个种的学名的双名组合。若有亚属名则放在属名与种名之间的括号内，不算为种的双名中的一个名称。

【三名法】 trinominal nomenclature 由属名、种名和亚种名共同组成一个亚种学名的命名法。三名法是双名法的扩充，即在种的学名后加上亚种名而成。如 *Lithostrotion planocystatum minor*，其中 *Lithostrotion*（石柱珊瑚）是属名，*planocystatum*（平泡沫板）是种名，*minor*（小型）是亚种名，有的在亚种名前注以 subsp.（subspecies 的缩写），中文名为小型平泡沫板石柱珊瑚，或译为平泡沫板石柱珊瑚小型亚种。亚种名第一个字母小写，印刷体中也与属名、种名同用斜体字。亚种名后可附以命名者的姓，其第一个字母大写，印刷体中用正体字。

【三名】 trinomen, trinomina, trinomial name 根据三名法，由属名、种名及亚种名共同组成的一个亚种学名的三名组合。

【单名法】 uninominal nomenclature 由一个词组成的属级及属级以上分类单元学名的命名法。如 *Productus* 长身贝属，Productidae 长身贝科，Productacea 长身贝超科，Productida 长身贝目等。单名使用拉丁字或拉丁化文字，第一个字母大写，在印刷体中，属名用斜体字，属以上分类等级的学名均用正体字。

【单名】 uninomen 根据单名法，由一个词构成的属级及属级以上分类单元的名称。国际命名法规对动物、植物科级名称和植物目级名称的词属有明确的规定，必须遵守，如动物科名词尾为 - idae，植物科名词尾为 - aceae，植物目名词尾为 - ales。植物门级、纲级名称也有一些规定，但并非强制性的。故有些单名根据词尾变化可判别其分类等级。

【保留命名】 open nomenclature 又称**未定命名**。由于化石保存不好或材料不足不能作准确鉴定，但为了充分发挥这些标本的作用而有保留地给予一定的命名。常用的保留命名有未定种（如 *Redlichia* sp.），相似种（如 *Orthoceras* cf. *O. regulare*），亲近种（如 *Thamnopora* aff. *T. reticulata*），存疑属、存疑种〔如 *Myophoria*?（属存疑），*Annularia*? *stellata*（种的属称存疑），*Monograptus regularis*?（种存疑）〕等。保留命名不是对生物的正式命名，不受优先律的维护。

【种名】 specific name 在国际动物命名法规中，一个种的双名中的第二个词，相当于国际植物命名法规中的种加词。种名不能单独使用，必须附在它所从属的属名之后，否则在命名法中没有意义。在国际植物命名法规中，种名指种的双名。在动物命名法中，也有将种名用于代表种的双名，而将双名中的第二个词称为种本名。

【种加词】 specific epithet 在国际植物命名法规中，指种的双名中的第二个词，与国际动物命名法规中的种名相当。

【本名】 trivial name 种的双名中的第二个词（即种本名或种加词），或亚种的三名中的第三个词（即亚种本名）。

【种本名】 specific trivial name 种的双名中的第二个词，与种加词相当。

【亚种本名】 subspecific trivial name 亚种的三名中的第三个词。

【新属】 new genus，拉丁文 genus novum（缩写 gen. nov.） 正式发表的新命名的属。仅在首次发表此新属原始描记的文献中，用括号注于属名之后，拉丁文学名之后则注以 gen. nov.。新属所包括的种可以是已知种，也可以是新种，后者即为新属、新种。

【新种】 new species，拉丁文 species nova（缩写 sp. nov.） 正式发表的新命名的种。仅在首次发表此新种原始描记的文献中，用括号注于种名之后，拉丁文学名之后则注以 sp. nov. 新种所从属的属可以是已知属，也可是新属，如为后者，即为新属、新种。

【新属新种】 new genus and species，拉丁文 genus et species novi（缩写 gen. et sp. nov.）正式发表的从属于一个新属的新种。仅在首次发表此新种原始描记的文献中，用括号注于种名之后，拉丁文学名之后则用 gen. et sp. nov. 表示。

【新组合】 new combination，拉丁文 combinatio nova（缩写 comb. nov.） 属级以下的一个命名单元，由于其分类位置或分类等级的改变而形成的一个新的学名组合。用于植物命名法，如 *Asterophyllites pingloensis* Sze 的分类位置改变，从 *Asterophyllites* 归入 *Annularia*，其新的学名组合便是 *Annularia pingloensis*（Sze）comb. nov.，种的原命名者保留，但需加上括号。又如将 *Sphenophyllum thonii* var. *minor* Sterz. 提升为种，其新的学名组合为 *Sphenophyllum minor*（Sterz.）comb. nov.，亚种的原命名者即为种的命名者，

并加上括号。

【同物异名】 synonym 又称**同义名**。同一生物分类单元先后被给予了两个或两个以上的不同学名,这些名称虽异,但实指同物,其含义相同,故称同物异名或同义名。如弓石燕(*Cyrtospirifer*)原为1918年所命名,至1931年,另一作者又将其命名为中国石燕(*Sinospirifer*),中国石燕即为弓石燕的同物异名,反之亦然。发表时间较早的同物异名为首异名,如弓石燕;发表时间较晚的同物异名,则称为次异名,如中国石燕。根据优先律,次异名应予废除,不能使用。同物异名可分为两类:一类是命名上的同物异名,即客观异名;另一类是分类上的同物异名,即主观异名。

【首异名】 senior synonym 同一分类单元的两个或两个以上的同物异名中最早发表的一个可用名称。

【次异名】 junior synonym 同物异名中发表较晚的名称。根据优先律,次异名应予废除。

【客观异名】 objective synonym 根据同一模式而命名的同物异名,故又称**同模异名**(homotypic synonym)。客观异名的形成与模式的分类位置无关。客观异名又可分为发表时间较早的**首客观异名**(senior objective synonym)及发表时间较晚的**次客观异名**(junior objective synonym)根据优先律,次客观异名应予废弃,不能使用。

【主观异名】 subjective synonym 将各具命名的不同模式,归属于同一分类单元,而形成的同物异名,故又称**异模异名**(heterotypic synonym)。主观异名的形成取决于对其模式的分类意见,也可因为不承认这些模式是同一分类单元而不认为是同物异名。主观异名可根据其发表时间早晚不同而分为首主观异名(senior subjective synonym)及次主观异名(junior subjective synonym)。

【异物同名】 homonym 又称**异义名**。同一分类级别内的不同分类单元被命名以相同的学名,因而形成了同一属内不同的种或不同的属、科等具有两个或两个以上相同的名称,这些名称虽同,而实指异物,其含义各异,故称为异物同名或异义名。不同属内的种名可以相同,如 *Dendrograptus sinensis*(中国树笔石)、*Acanthograptus sinensis*(中国刺笔石)、*Inocaulis sinensis*(中国毛茎笔石)等,这些种名虽然一致,而各个种的双名仍然不同,故不属同名。又动物与植物的命名法规各具独立性,同一级分类单元的动物与植物的名称可以相同而不算同名,如植物与皱纹珊瑚各有一属均名为 *Sinophyllum*。异物同名分为原同名及后同名两类,又可根据其发表时间的早晚而分为首同名及次同名。

【首同名】 senior homonym 异物同名中最早发表的一个名称。

【次同名】 junior homonym 异物同名中发表较晚的名称。根据同名律,次同名应予废弃,易以替代名称。

【原同名】 primary homonym 同一属内的不同的种被命名为相同的名称,这两个或两个以上相同的名称第一次发表时就被包括在同一命名属内。

【后同名】 secondary homonym 一个或一个以上的种被从其原来所隶属的一个或一些属中归入另一个属内,而这个属内已有一个种名与之相同的种,这样形成的异物同名谓之后同名。

【同物异名录】 synonymy 又称**同义名录、异名关系**。❶指同一分类单元的不同名称间的关系;❷指一个分类单元的次异名;❸指一个分类单元的同物异名名单,即将此分类单元曾经引用过的名称,不论正确与否,按发表年份先后顺序排列的名单。列于同物异名录中的各个名称可以是一致的,也可以是不同的,它反映了此分类单元的命名历史及分类意见。同物异名录应包括名称刊布年分、学名、命名者、发表文献名称、卷数、页数、图版号、图号等,其中文献名称也可省略。

【优先律】 law of priority 国际上生物命名的一条原则。一个生物分类单元的有效名称应是符合"国际动(植)物命名法规"规定的最早的可用名称。在生物系统分类描记过程中,某一分类单元常被命名予不同的学名,如 *Cyrtospirifer* 曾先后被命名为 *Cyrtospirifer*, *Sinospirifer*, *Centrospirifer*, *Grabauispirifer*, *Eurytatospirifer* 等,形成大量的同物异名,十分紊乱。根据优先律仅其中符合命名法规最早刊布的一个可用名称是其有效名称,即 *Cyrtospirifer*,解决了生物分类命名中的这种重复、紊乱现象。

【同名律】 law of homonymy 国际上生物命名的一条原则。指一个可用名称的次同名必须废弃,并用新名代替。在动物系统分类的研究中,同一级别的不同分类单元常被命名以相同的名称,形成异物同名。例如,苔藓虫的一属于1857年被命名为 *Tetrapora*,1915年另有作者又将横板珊瑚的一属也命名为 *Tetrapora*,因此,*Tetrapora* 一名代表了不同类别的两个属,前者为首同名,后者为次同名。根据同名律,次同名应予废弃,在1940年发表新名 *Hayasakaia* 代替。

【重名】 tautonym 指一个种的双名中的第二个词(种名)与第一个词(属名)完全相同,如 *Bison bison*。动物命名法规允许使用重名,但植物命名法规不予承认。

【有效名称】 valid name,拉丁文 nomen validum(缩写 nom. valid.) 一个动物分类单元的正确名称,即在命名法上是可用的,在动物分类上也是有效的一个名称。一个动物分类单元可能有两个或更多的可用名称,但一般仅是其中最早的一个是其有效名称。有效名称必须是可用名称。相当于国际植物命名法规的正确名称(correct name)。

【正确名称】 correct name,拉丁文 nomen rectum(缩写 nom. rectum) 一个植物分类单元的正确名称,相当于国际动物命名法规的有效名称。

【无效名称】 invalid name,拉丁文 nomen invalidum(缩写 nom. invalid.) 一个动物分类单元除其有效名称外的任何名称都是无效名称。无效名称可以是无用名称,也可以是可用名称。

【可用名称】 avaiable name, 拉丁文 nomen usuale (缩写 nom. usuale) 符合国际动物命名法规的名称。凡是符合国际动物命名法规条款要求的名称都是可用的,但不一定是有效名称。有效名称则必须是可用名称。可用名称包括无违名称、完整名称、不完整名称、妄改名称、移用名称、改正名称、替代名称及保留名称等。相当于国际植物命名法规的合法名称。

【合法名称】 legitimate name,拉丁文 nomen legitimum(缩写nom. legit.) 指符合国际植物命名法规规定的名称。相当于国际动物命名法规的可用名称。

【无违名称】 inviolate name, 拉丁文 nomen inviolatum (缩写 nom. inviol.) 最初发表时即符合命名法规要求,拼缀上不需作任何修改的可用名称。

【完整名称】 perfect name,拉丁文 nomen perfectum(缩写 nom. perf.) 指最初发表时拉丁字母拼缀基本上符合命名法规要求,仅词尾需作修改的可用名称,见于种级名称、科级名称及科级以上名称。

【不完整名称】 imperfect name,拉丁文 nomen imperfectum(缩写 nom. imperf.) 指最初发表时虽符合命名法规要求,但其原始拼缀存在缺点需要改正的可用名称。如 Streptelasmidae Nicholson, 1889,是 Streptelasmatidae Nicholson, 1889 的不完整名称。

【妄改名称】 vain name，拉丁文 nomen vanum(缩写 nom. van.) 指对一个名称的原始拼缀有意地作了不正确的改变而形成的名称。妄改名称具有自己的命名者和命名日期的引证，是原来名称的次客观异名，如 *Cymatiophyllum* Lang, Smith & Thomas, 1940, 是 *Kurnatiophyllum* Thompson, 1875 的妄改名称，也是后者的一个次客观异名。妄改名称属于无效名称。

【移用名称】 transferred name，拉丁文 nomen translatum(缩写 nom. transl.) 指由于分类等级发生转移或亚属、种、亚种的归属有了变化而将其原来名称作了有效改变后的可用名称。如亚科名 Stylininae 是从科名 Stylinidae 改变词尾而成的移用名称。又如 *Spirifer ambiguus* 经研究后认为应改属 *Composita*，故种的名称应改为 *Composita ambigua*，原来的阳性词尾改为阴性词尾。移用名称保留原命名者及命名日期引证。

【改正名称】 corrected name，拉丁文 nomen correctum (缩写 nom. corret.) 指根据国际动物命名法规要求对其原始拼缀进行必要改正后的名称。不完整名称必须加以改正而成为改正名称。如 Streptelasmatidae Nicholson, 1889 是不完整名称 Streptelasmidae Nicholson, 1889 的改正名称。改正名称保留原命名者及命名日期引证。

【替代名称】 subsititute name，拉丁文 nomen substitutum(缩写 nom. subst.) 指用以替代无效名称的名称。国际命名法规规定无效名称应予废弃，替以新名，即为替代名称，如 *Callopora* Gray, 1848 用于唇口目苔藓虫，*Callopora* Hall, 1851 用于变口目苔藓虫，后者即为次同名，应予废弃，另用替代名称 *Hallopora* Bassler, 1911。

【新名】 new name，拉丁文 nomen novum(缩写 nom. nov.) 即替代名称，指用以替代被占用的废弃名称的新名称，一般用于替代次同名。发表新名时应在新名称后的括号内注以 nom. nov.。

【保留名称】 conserved name，拉丁文 nomen conservadum(缩写 nom. conserv.) 指原与国际命名法规要求不符理应予以废弃，但经国际命名委员会批准予以保留或稍加改正后保留使用的名称。如现在使用的货币虫属名 *Nummulites* Lamarck, 1801 为 *Camerina* Bruguiere, 1792 的次异名，根据优先律应予废弃，但因沿用已久，经国际动物命名委员会决定保留使用，为保留名称。

【无用名称】 unavailable name，拉丁文 nomen non usuale。(缩写 nom. non usuale) 又称不可用名称。指不符合国际动物命名法规的名称。无用名称在命名法中不占有地位。无用名称包括无记名称、拒用名称、禁用名称、误改名称及遗忘名称等。相当于国际植物命名法规的违法名称。

【违法名称】 illegitimate name，拉丁文 nomen illegitimum(缩写 nom. illegit.) 指不符合国际植物命名法规的名称，相当于国际动物命名法规的无用名称。

【无记名称】 naked name，拉丁文 nomen nudum(缩写 nom. nud.) 又称**裸记名称，裸名**。指已经发表但却不符合国际命名法规关于可用名称条款要求的名称。如 *Eosactoceras* Shimizu & Obata, 1935，发表时没有特征及描记，为无记名称。无记名称在命名法中没有地位，属无用名称。

【拒用名称】 denied name，拉丁文 nomen negatum(缩写 nom. neg.) 指虽可能符合国际命名法规其他要求，但其原始拼缀不正确的名称。拒用名称属于无用名称，不能使用。一经发现，应即改正。如 *Leptobulus* Hall, 1871 是 *Leptobolus* Hall, 1871 的拒用名称。

【禁用名称】 impermissble name，拉丁文 nomen vetitum(缩写 nom. vet.) 指发表时被确定为属级而又不是属或亚属，或 1930 年以后发表没有指定模式种的属级名称。禁用名称属于无用名称。

【误改名称】 null name，拉丁文 nomen nullum(缩写 nom. null.) 又称无用名称。指对业已发表的一个名称的原始拼缀无意地作了不正确改变而成的名称。如 *Troendssonoceras* Kobayashi, 1936 是 *Troedssonoceras* Foerste, 1928 的误改名称。误改名称在命名法中没有地位，不能进入同名关系，也不能被用作一个替代名称。误改名称属于无用名称。

【遗忘名称】 forgotten name，拉丁文 nomen oblitum(缩写 nom.oblit.) 指一个作为首异名发表在动物学主要文献中，经过 50 年以上仍未被再引用的名称。遗忘名称除非经国际命名委员会批准，不应再被使用。遗忘名称属于无用名称。

【可疑名称】 dubious name，拉丁文 nomen dubium(缩写 nom. dub.) 指没有肯定地应用于任何分类单元的名称。可疑名称的形成是由于缺乏原始模式及充分的描记或与其不符，因此无法肯定名称的模式；或因不能确切肯定其模式所指的分类单元。

【废弃名称】 rejected name，拉丁文 nomen rejiciendium(缩写 nom. rejic.) 指根据国际命名法规条款要求正式予以废弃不用的名称，如次同名、次客观异名等。

【生物群落】 biocoenosis, biocoenose, biocenosis, biocenose(复数 biocoenoses) 指生活在一定区域，并构成一个自然生态单元的各种生物的总体。一个生物群落是由许多不同物种的居群组成，它们彼此作用、相互影响，共同生活在一定生境中。其中全部的动物总体称为动物群落，全部的植物总体称为植物群落。

【生物群】 biota 生活在一定地区的所有生物，包括动物群及植物群。

【动物群】 fauna 指分布于一定地区、环境或时代，历史上形成起来的各种动物的总体。在古生物学中常按动物类别、分布地区或地史时代等进行划分、命名，其范围大小并无一定。按分布地区划分的，如华北型动物群、东南型动物群；按地史时代划分的，如寒武纪动物群、早寒武世动物群；按生物类别划分的，如珠角石动物群、直角石动物群等。

【植物群】 flora 分布于一定地区、环境或时代，历史上形成起来的各种植物的总体。在古生物学中常按植物类别、分布地区、或地质时代等进行划分、命名，其范围大小并无一定，如舌羊齿(*Glossopteris*)植物群、华夏植物群、二叠纪植物群等。

【组合】 assemblage 使用较为混乱。古生物学中用与化石组合(fossil assemblage)同义，泛指产于同一层位且局限于一定地理范围内的一个化石群，一般认为组合多是由不同群落中的组分异地混合埋藏而成。assemblage 也译为集群。

【集群】 assemblage 保存于岩层层面的由若干不同属、种的牙形石分离分子成行、成对有规律地排列在一起，这种自然组合称为牙形石集群(conodont assemblage)。

【伴组】 association 又称组伴，指产在一起、有相似的环境要求、并有一个或两个优势种的化石群。目前使用较为混乱，也有用于发现于同一地层，由各种化石组成而其确切生态关系尚不清楚的化石群。

【尸积群】 thanatocoenosis, thanatocoenose, thanatocenosis, thanatocenose 生物死亡后的尸体堆积。尸积群的成分可以属于同一生物群落，也可能来源于不同的生物群落。常见的尸积群多是由死于不同原因、不同地点的生物遗体在沉积过程中混合堆积而成。

【残体群】 liptocoenosis 生物尸体堆积和生物活动遗迹的集合体。残体群包括生物的尸体堆积和仍然生存的生物的部分遗

体,如植物的落叶、孢子、花粉,节肢动物蜕落的甲壳,哺乳动物脱落的乳齿,鸟类的羽毛等,以及留于沉积物中或其表面上的生物生活活动遗迹,如足迹、移迹、潜穴及排泄物等等。残体群在被沉积物埋藏之前还可能遭到不同程度的破坏。被沉积物覆盖保存下来的残体群即成埋藏群。

【埋藏群】 taphocoenosis, taphocoenose 被沉积物覆盖而保存下来的残体群。同一残体群中的成分不一定都能被沉积物所覆盖保存,其中有的在未被覆盖之前即已腐烂毁坏、搬运迁移或为其他生物所食,而不同残体群的成分也可被搬运至同一地点埋藏保存。埋藏群虽被沉积物覆盖,但仍然继续发生变化,没有硬体部分的生物及由易溶物质组成的外壳等常遭破坏而不能保存,故埋藏群的内容远较残体群单调而贫乏。埋藏群可以分为未经搬运的原地埋藏群及经过搬运的异地埋藏群。经过化石化作用而保存为化石的部分埋藏群即为化石群。

【化石群】 oryctocoenosis, oryctocoenose 保存为化石的部分埋藏群。埋藏群并非全部都能转变为化石,其中没有硬体或硬体不坚固的生物及幼虫等常被破坏而不形成化石,故仅有部分的埋藏群经化石化作用而成化石群。化石群形成之后,由于风化剥蚀及变质作用等也可能部分或全部被毁坏。从生物群落经尸积群、残体群、埋藏群到化石群的形成,经历了长期的复杂的变化过程,生物群的质与量均发生了明显的变化,化石群已远非原来生物群落的全貌。

【个体发育】 ontogeny 又称**个体发生**。指一个多细胞生物从受精卵开始到成体的发育过程。个体发育是系统发育的简短重演,其中变异的发生、保留和淘汰影响着系统发育。个体发育的研究可以帮助了解生物的系统发育,查明生物之间的亲缘关系,建立正确的分类系统。古生物个体发育的研究仅能根据其化石部分进行,一般是采集代表各个发育阶段的一系列标本或将一个保存幼年发育阶段的成年标本磨制一系列薄片进行研究。

【群体发育】 astogeny 又称**群体发生**。指群体生物如群体珊瑚、苔藓虫、笔石等的发育史。

【系统发育】 phylogeny 又称**系统发生**。指生物一个分类单元(种、属、科……)的发展历史,或泛指生物从其起源进化至今的历史。系统发育是通过许多世代个体发育的有利变异的保存和积累而成,是一个不断产生新的淘汰旧的进化过程。系统发育受个体发育的影响,个体发育是系统发育中的一环,系统发育和个体发育是生物发展的相互联系、相互制约的两个方面。

【生物发生律】 biogenetic law 又称**重演律**(recaptulation)。指个体发育一定程度地重现其祖先在系统发育中所经过的阶段。重演现象是普遍的生物学现象,一切多细胞动物,从海绵动物、腔肠动物到哺乳动物都具有基本相似的若干发育阶段。但由于系统发育具有悠长的历史过程,所以重演是不完全的,同时个体发育也不仅是系统发育的简单重复,个体发育通过有利变异的产生、遗传和累积而影响系统发育。

【相关律】 law of correlation 又称**器官相关律**。为法国动物学家居维叶提出的生物体各部分器官发育的相关性。生物体是一个统一的整体,各组成部分的结构和机能是相互联系和一致的,某一部分发生变化,其他部分也会发生相应的变化。如肉食动物为对捕食猎物的适应,会引起牙齿分化,以及消化、四肢、感觉等方面的相关变化。相关律在古生物学研究中具有重要意义,根据器官相关的原则和方法,可根据保存的不完整化石资料对其进行整体复原,并推断其生态习性。

【自然选择】 natural selection 又称**最适者生存**(survival of the fittest)。生活于自然界的生物普遍具有个体差异,在一定的环境条件下,有些变异对生物的生存有利而被保存,有些变异对生物生存不利而被淘汰。达尔文把生物在生存竞争中具有利变异能适应者被保存和具不利变异不能适应者被淘汰的自然界优胜劣汰作用谓之自然选择。自然选择的要素是变异、遗传和环境条件对变异的选择作用。自然选择是生物进化的主要因素。在漫长的地史时期中,自然选择创造出极其丰富多彩的大量生物类型。

【大进化】 macroevolution R.Goldschmidt(1940)提出,指种以上分类单元的进化,包括种及种以上分类单元的起源,进化的因素、模式、趋势、速度,绝灭的规律、原因等。大进化是物种选择的结果,是经历地质时期的长期演变过程,其变异来源是成种作用,导致新种或更高级分类单元的形成,研究对象主要是化石,这和基于现生生物研究经历时间较短的种内的小变化不同。关于大进化和小进化的关系及范围均有不同意见。

【小进化】 microevolution R.Goldschmidt(1940)提出,指种以下的变化,包括进化的因素和机制,新种的形成方式和过程。小进化是基于现生生物研究,在物种范围内因自然选择作用于基因而产生小的进化改变,所经历的时间较短,其主要机制是自然选择,变异来源为基因突变和基因重组,导致亚种形成,这和以化石为对象,研究种以上分类单元经历漫长地质时期演变的大进化不同。关于小进化和大进化的关系和范围均有争论。

【变异】 variation 同一物种内个体之间形态和生理特征的差异。生活于自然界的生物普遍具有个体差异,产生这些差异的原因是环境的或遗传的,可分为一定变异及不定变异,前者指在相似条件下,同一居群的生物发生相似的变异;后者指同一种的生物在同一条件下发生不同的变异。变异可以是遗传的,也可以是不遗传的。遗传的变异是生物进化的内因。

【特化】 specialization 生物发生局部的特殊变异以适应于特定环境条件的现象。特化是生物对某一特定环境长期的特殊适应的结果。适应这一特定环境的生物大量发展,十分繁盛,只要这种环境存在,特化的生物便能继续生存,趋于繁荣。环境一旦改变,这些特化了的生物,由于其生理机能的限制,不能适应改变了的环境,便大批死亡,而为构造更为完善的生物所代替。

【前驱】 fore-runner 古生物学中用于指某一类生物中出现于其繁盛时期之前的少数代表。

【孑遗】 relict;relic 古生物学中用于指地史上非常发育、分布广泛的生物类群绝大多数业已绝灭,而在局部有利环境中残留至较新地质时期或现代的极少数物种,如大熊猫等。

【趋异】 divergence 生物进化的一种模式,即由一个谱系分支为两个形态各异的谱系,称为趋异。在生物进化过程中,起源于同一始祖的生物,为适应不同的生态条件而发生分化,产生新的生物类群。在漫长的地质时期中,正是由于生物的不断趋异,才能形成今天的生物界。

【辐射】 radiation 在相对较短的地质时期内,一个谱系分化为许多谱系,称为辐射。辐射是多方向、大规模的趋异,所经历的时间相对较短,其结果主要是产生许多新的分类单元。由于这些新分类单元是向各自的生活环境适应进化的,故又称**适应辐射**(adaptive radiation)。一般认为种以上分类单元多是通过适应辐射产生的。地史上发生有多次规模大小不等的适应辐射,如前寒武纪末以多门类海洋软躯体动物组成的伊迪卡拉动物群为代表的后生动物最早的适应辐射,以早寒武世早期澄江动物群为代表的寒武纪大爆发等。

【寒武纪大爆发】 Cambrian explosion 又称寒武纪生命大爆

发。寒武纪传统上被称作“三叶虫时代”。20 世纪 80 年代以后对早寒武世澄江软躯体构造化石库研究表明,三叶虫只占当时动物群类别数的 10% 以下。在早寒武世早期短短几百万年间便快速爆发式演化出现在已知的绝大多数动物门类,既有形形色色的原口动物(包括各类节肢动物、腕足动物门、软体动物门、环节动物门等),也包括所有现生的后口动物门类(脊索动物门、半索动物门和棘皮动物门),同时还创生了一些绝灭动物门类(如古虫动物门、叶足动物门)。

【趋同】 convergence 又称**适应趋同**(adaptive convergence)。指亲缘关系较远的生物,由于长期适应于相似的生活环境,使其体形及运动器官外形上相似的现象。如鱼类的鲨鱼、中生代爬行动物鱼龙及属于哺乳动物的鲸是不同类别的生物,但都在海洋中游泳生活,它们的体形和运动器官却十分相似,形成异物同形。

【平行进化】 parallel evolution 亲缘关系很近的生物各自适应于相似的生活环境而独立发展成形态上相似的进化现象。平行以其进化生物之间有较近的共同祖先而不同于趋同。平行进化的结果产生异物同形。

【异物同形】 homeomorph 基本构造不同、而外形特征极其相似的生物。异物同形是由于不同类别生物适应趋同或由亲缘关系相近的生物平行进化而成。

【同源】 homology 由于趋异,同一类生物的起源相同、结构相似的器官,其机能和形态却互不相同,这种现象谓之同源。

【同源器官】 homologous organ 指外形、功能不同,但却具有共同起源、相似结构的器官。如鲸前肢似桨,用于游泳;蝙蝠前肢成翼,适于飞翔;马的四肢细长,利于奔跑。鲸、蝙蝠及马均属哺乳动物,它们的前肢形态各异,机能不同,但却具有基本相似的内部结构,在胚胎发育中有共同的起源,故称为同源器官。

【同功】 analogy 由于趋同,不同种类生物的结构和起源都不相同的器官,其功能和形态却十分相似,这种现象,生物学上叫做同功。

【同功器官】 analogous organ 外形、功能相似,而起源、基本结构却不相同的器官。如昆虫和鸟类都有翅膀,用于飞翔,但无脊椎动物昆虫的翅膀是由表皮角质膜扩展而成的膜状结构;而属于脊椎动物的鸟类的翅膀内有骨骼,外被羽毛,是由脊椎动物的前肢变态而成。两者起源、结构虽然不同,却具有相同的功用,故称为同功器官。

【双形现象】 dimorphism 生物同一个种具有两种不同特征类型的现象。如同一个种的雌雄个体的特征不同,或以无性和有性世代交替繁殖后代的生物,其同一个种不同世代个体的壳的特征不同。后者如有孔虫的显球型和微球型。

【蜕皮】 molting 节肢动物在其胚后发育过程中蜕去旧的外骨骼,形成新的外骨骼的过程。节肢动物的昆虫纲、甲壳类等体表均具几丁质的外骨骼,由于这层表皮缺乏弹性,不能随虫体的生长而继续增大,故在生长过程中必须定期将其脱落下来,使虫体得以继续充分发育。三叶虫、介形虫和昆虫等都有蜕皮现象。地层中发现的这类化石,有的便是由它们蜕下的几丁质外骨骼保存而成。

【变态】 metamorphosis 有些运动在其个体发育过程中形态构造和生活习性经历了阶段性的明显变化才能从幼虫期到达成虫期,这种变化称为变态。许多无脊椎动物都有变态现象,尤以昆虫变态类型多样,十分突出可分为完全变态(经历卵、幼虫、蛹、成虫 4 个阶段)及不完全变态(经历卵、幼虫、成虫 3 个阶段),各可再分为若干类型。脊椎动物中以两栖类变态明显,蛙类经过蝌蚪而变为成蛙。

【生态系】 ecosystem 即生态系统。在一个特定空间内由生物群落和其环境组成的综合体,其中各组成部分相互联系、相互制约不断地进行能量流动与物质循环,形成一个有组织的功能系统。在一个生态系统内,生物分为生产者(主要是绿色植物)、消费者(植食动物和肉食动物)及还原者(主要是微生物)进行有机界以及和无机界之间的能量流动和物质循环作用。生态系统是将生物群落和其所处生活环境视为一个由能量、物质、信息联系起来的整体。范围大小并不一定,小者如一个池塘、一块草地,大的如海洋,最大的是生物圈。

【生境】 habitat 生物生活的空间和其中影响生物生存的全部生态因素(因子)的总和。生态因素包括光照、温度、空气、水分、底质、盐度等非生物因素和食物、天敌等生物因素。生境是生物能够生存的环境范围,强调决定生物分布的生态因素,多用于泛指某一类群生物生活的区域类型,并不注重其具体地理位置。生境的范围大小不一,大者可达数千平方千米,小的很小,所生活的生物也多少不等,可以是具体指某一个体、居群、群落或泛指某一分类单元的生境。

【大生境】 macrohabitat 范围较大,生活有生物数量及种类均较多的生境。

【小生境】 microhabitat 小而专化的生境,常用于某一生境的细部。也常指个别生物周围很小的范围,如一棵树周围的小生境。

【生态位】 niche 物种在群落中所处的地位和功能作用。如它居住的具体位置、和其他生物的营养关系、对环境的影响等。生活在同一生境中的不同物种必须具有它们自己的特定的生态位。严格地说,一个生态位只能为一种生物所占据,但有的生物(如有些昆虫)在其个体发育的不同阶段变换其生态位。

【底质】 substrate 生物生存所依附的物质,在其表面或内部生物栖居、生长、活动、附着,并获取营养物质。底质有泥沙沉物、土壤、水、岩石、生物骨骼、木材等等,可再分为软、硬等不同类型。底质的性质和特点明显影响着生物的分布及其生长发育。

【对抗】 antagonism 生态学中指生活在一起的两种不同种类的生物,一方或双方遭受损害的关系。对抗通常是不同生物为占据同一生态位的结果。可分为:一种生物受益而另一种生物遭受损害的侵害(exploitation),如寄生、捕食;一种生物遭受损害而另一种生物不受影响的抗生(antibiosis);两种生物相互施加不利影响的竞争(competition)。

【抗生】 antibiosis 生物之间的一种相互关系,即一种生物通过分泌化学物质来抑制、排斥另一种生物的现象。主要发生于微生物之间,也见于某些植物和动物。这种关系在化石中不易证明。

【寄生】 parasitism 一种生物寄居在另一种生物体表或体内,并从其中直接获得营养使其遭受损害的现象。前者称寄生物,后者称寄主或宿主,寄生物获得利益,宿主则遭受其害,但不至死亡。

【共生】 symbiosis 两种或两种以上不同种类的生物,至少一方或双方(多方)有利地共同生活在一起的关系。分为互利共生和偏利共生两种方式。现多用与互利共生同义。

【互利共生】 mutualism 两种不同种类的生物相互有利、互相依存地共同生活在一起的关系。共生的两种生物有的仍可单独生活,有的失去一方另一方便不能生存。

【偏利共生】 commensalism 又称**共栖**。两种不同种类的生

物，其中一方受益，如获得食物、保护、栖居场所等，另一方不受其害也不受益地共同生活在一起的关系。如有些层孔虫、苔藓虫、横板珊瑚等固着生活在另外一些生物体上，仅为获得固着场所，对被固着的生物并无损害。

【中性关系】 neutralism 生态学中指两种或两种以上不同种类的生物经常一起出现而彼此无明显影响的关系。

【生物扰动作用】 bioturbation 生物由于其生活活动搅乱、中断和破坏了原来的沉积成因的物理成层构造或沉积组构的作用。如一些环节动物和海参等泥食动物在沉积物中吞食大量泥沙，以摄取有机物质，同时排出大量粪粒混入沉积物，破坏了原来的沉积物结构，进行了再沉积作用。由生物扰动所形成的构造称为**生物扰动构造**(bioturbation structure)，如潜穴、逃逸构造、爬行迹等。

【生物侵蚀】 bioerosion 生物用机械或生物化学方法在硬质底质中钻蚀破坏的作用。如有些海绵动物、蠕虫、软体动物等对岩石的侵蚀和破坏，所形成的钻孔等称为**生物侵蚀构造**(bioerosion structure)。

【底栖生物】 benthos 栖居水底生活的生物。底栖生物主要是海洋生物，包括无脊椎动物的绝大部分门类，以及藻类、少数高等植物等，淡水中有软体动物、环节动物、水草等。可分为表栖生物及内栖生物，也可分为固着底栖生物及游移底栖生物。

【表栖生物】 epibionts 生活于水底表面的底栖生物，可再分为表栖动物及表栖植物两类。

【表栖动物】 epifauna 生活于水底沉积物、岩礁或其他物体表面而非潜居其内的动物。表栖动物又可分为固着的和游移的两类。

【表栖植物】 epiflora 生活于水底沉积物表面的植物。

【内栖生物】 endobionts 生活于水底沉积物之内的底栖生物。可再分为内栖动物及内栖植物。

【内栖动物】 infauna, endofauna 指生活于水底沉积物之内而非在其表面的动物。内栖动物藉挖掘器官掘穴生活或分泌黏性物质形成管子穴居其中，也有在岩礁或木材上穿孔而穴居其内。内栖动物有多毛类、双壳类、腹足类、甲壳类、棘皮动物、肠鳃类等。

【半内栖动物】 semi-infauna 动物正常生活时，其体长的一半或更多埋于水底沉积物之内，这类底栖动物称为半内栖动物。如双壳类的绘纹蛤(*Grammysia*)、角蛤(*Goniophora*)、后直蛏(*Orthonota*)等。

【内栖植物】 inflora, endoflora 生活于水底沉积物之内的植物，如厌氧细菌、某些藻类等。

【固着底栖生物】 sessile benthos 固着水底生活的底栖生物，包括以壳体、肉茎、足丝等固着生活的生物及躺卧水底、虽非固着但也不能移动的生物。固着底栖动物运动器官退化，触觉器官发达，被动取食，幼虫营浮游生活。

【游移底栖生物】 vagile benthos 在水底游移生活的底栖生物。如大部分三叶虫、大多数腹足类及双壳类、海胆等，这些生物在海底爬行、游泳或穴居生活。

【游泳生物】 nekton 又称**自游生物**。能主动地自由游泳生活的水生生物。游泳生物全是动物，体形多呈纺锤形或鱼雷形等，两侧对称，常具发达的游泳器官。主要有鱼类、海洋哺乳类、头足类和一些甲壳类、爬行类等。

【假游泳生物】 pseudonekton 因附着于游泳生物而营游泳生活的固着生物。如藤壶原为固着生物，若固着于游泳生物，便随之而营游泳生活，故称为假游泳生物。

【游泳底栖生物】 nektobenthos 生活于水底但能在附近水层中游泳一定时间的生物。也用于指在海底觅食的游泳生物。包括许多种虾、蟹和鱼类，有些化石鹦鹉螺类被认为属游泳底栖生物如内角石类、箭钩角石类等。

【浮游生物】 plankton 没有或略具有游泳能力悬浮于水层中生活的水生生物。浮游生物大多形体微小，呈球形、扁球形或树枝形等，或具长刺、突起，一般呈辐射对称，骨骼多不发育或具薄壳，运动器官不发育或缺失，分布范围受水流控制。如水母、正笔石、放射虫等。浮游生物种类和数量很多，分布也广。可分为浮游动物及浮游植物；或分为全浮游生物、季节浮游生物及假浮游生物；也可根据其体积的大小分为不同的级别，但划分标准并不一致。

【浮游动物】 zooplankton 营浮游生活的动物。种类很多，包括无脊椎动物大部分门类的浮游类群，以及各类动物的浮游幼体。

【浮游植物】 phytoplankton 浮游生活的植物。多为单细胞植物，主要类群为硅藻，还有绿藻、蓝藻、甲藻等。

【季节浮游生物】 meroplankton 又称**临时性浮游生物**(temporary plankton)。指仅能暂时营浮游生活的水生生物，如底栖生物及游泳生物的营漂浮生活的幼虫和卵。因依赖于亲体的产卵习性，有季节性出现的特点，故名。营固着底栖生活的古杯动物，其漂浮性的幼虫便是季节浮游生物。

【全浮游生物】 holoplankton 又称**永久性浮游生物**(permanent plankton)。指终生营浮游生活的生物。

【假浮游生物】 pseudoplankton 本身为固着生活而由于附着于漂浮的水草、浮木或浮游生物而营浮游生活的生物。如有些苔藓虫及双壳类等。

【巨型浮游生物】 megaloplankton 最大的浮游生物，个体大于1厘米。有些钵水母的伞径可达2米以上，触手长达25米。也有定为大于20厘米者。

【大型浮游生物】 macroplankton 大小介于1毫米至1厘米之间的浮游生物。大型浮游生物小于巨型浮游生物，大于小型浮游生物。也有定为20～200毫米之间者。

【小型浮游生物】 microplankton 又称**网浮游生物**(net-plankton)。指大小介于60微米至1毫米之间的浮游生物。也有定为大小介于20～200微米之间者。

【微型浮游生物】 nannoplankton 大小约从5微米至60微米的浮游生物，如腰鞭毛藻、颗石藻等。微型浮游生物小于小型浮游生物，大于超微型浮游生物。也有定为大小介于2～20微米之间者。

【超微型浮游生物】 ultraplankton 最小的浮游生物，其大小为5微米或更小。

【漂游生物】 pelagic organisms 又称**远洋生物**。生活于开阔海洋而非海底或海岸地带的海生生物。漂游生物营游泳生活或浮游生活，根据所处水层位置，可分为上层漂游生物、中层漂游生物、深层漂游生物及深渊漂游生物。也可用于湖泊生物。

【广温性生物】 eurythermal organisms 又称**温度变化生物**。能在温度变化较大的环境下生活的生物，如腕足类等。

【狭温性生物】 stenothermal organisms 又称**温度固定生物**。仅能生活于一定温度范围内的生物，如生活于温度一般不低于15℃海水中的造礁珊瑚，分布于热带的苏铁植物等。狭温性生物化石是推断古气候的重要标志之一。

【广盐性生物】 euryhaline organisms 又称**盐度变化生物**。能够在含盐度变化较大的海水中生活的生物，如某些双壳类及腹

足类、介形虫、海绵等。近岸地带的海湾、潟湖等，因受气候变化、降雨量及海潮等的影响而使海水含盐度发生变化，其中常仅发育有广盐性生物。

【狭盐性生物】 stenohaline organisms 又称**盐度固定生物**。仅能生活于一定盐度海水中的生物。开阔大洋海水的含盐度稳定，平均为3.5%，适于多数海生生物的生存，如筵、古杯、珊瑚、层孔虫、棘皮动物、头足类、三叶虫等。若海水中含盐度增大或减小，这些生物多不能适应，数量便会减少，形态也会发生变化。当含盐度变化达一定程度，甚至会引起一些狭盐性生物的绝灭。狭盐性生物化石是推断古地理环境的重要标志之一。

【两极同源】 biopolarity 又称**极地分布**(bipolar distribution)。某一类生物同时分布在两极及温带区域的海洋内，而不见于中间的热带海洋，是海洋生物的一种隔离分布现象。例如早二叠世晚期澳大利亚、新西兰一带的腕足类和一些双壳类与阿拉斯加、东西伯利亚及中国东北北部同时存在的动物群有共同的面貌。

【原核生物】 procaryote 由原核细胞构成的生物。原核细胞核质与细胞质之间没有分隔的核膜，还没有真正分化出细胞核和细胞器。原核生物只能进行无性分裂和接合生殖，生命短促，变异和进化十分缓慢。无硬体，化石罕见。原核生物现仍广泛存在，如细菌、蓝藻等。现多将这一类原核生物归为一个界，名原核生物界，或将细菌、蓝藻各自独立为界。

【原核生物界】 Monera 生物的一界，由核质与细胞质之间不存在明显核膜的原核生物组成，包括细菌、蓝藻。或分为细菌界、蓝藻界两个界。最早的化石为产于非洲南部距今约32亿年的古老地层中的古杆菌(*Eobacterium*)。

【真核生物】 eucaryote 由真核细胞构成的生物。真核细胞的核质与细胞质之间存在明显的核膜，已具有细胞核及细胞器。真核生物能进行有性生殖，增强其后代的机体，促进了生物的变异和发展。一般认为真核生物化石最早出现于距今16亿～17亿年至13亿年前之间，但最近报道南非距今23亿～27亿年及北美距今约19亿年的地层中也有发现。真核生物包括真菌界、植物界、动物界，或将所有真核单细胞生物归为一个界，即原生生物界。

【原生生物界】 Protista 又称**始先界**。生物的一界，全为真核单细胞生物。包括真核单细胞植物及动物，也包括一些兼有动物及植物特征，归属不明的类群。原生生物界所包括的范围及应否成立尚有不同意见。前寒武纪至现代，其中很多门类形成重要的微化石，如金藻门、甲藻门、原生动物门等。

原生动物及多孔动物

【原生动物门】 Protozoa 动物界中原始的一门，是微小的真核单细胞或单细胞集成群体生物，细胞的功用没有分化，无组织、器官。多为异养，有的自养，也有兼能异养及自养者。无性或有性生殖。利用伪足、鞭毛或纤毛进行运动。多无硬体，也有少数具有骨骼者。分布于海洋、淡水、土壤或营寄生。个体多微小，一般需用显微镜观察研究。前寒武纪至现代。根据运动胞器的有无及类型，原生动物门可分为鞭毛虫纲、肉足虫纲、孢子虫纲及纤毛虫纲。除孢子虫纲外均有化石，其中以肉足虫纲的有孔虫和放射虫最重要。

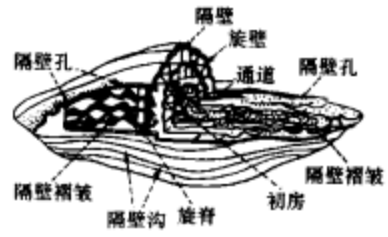
【肉足虫纲】 Sarcodina 原生动物门的一纲，或列为亚门。细胞膜柔而薄，表面常有由细胞质向外流动而形成的突起，称为肉足(伪足)，呈指状、叶状或分叉，司运动或兼能攫取食物。细胞质常分化为外质及内质。有的可具外壳，壳为钙质、硅质、几丁质等，或为胶结砂粒等而成。属于本纲的有孔虫及放射虫化石很多，具有重要地质意义。前寒武纪(?)，寒武纪至现代。

【有孔虫目】 Foraminiferida 一类真核单细胞动物，属原生动物门肉足虫纲的一目，或列为有孔虫亚纲(Foraminifera)。壳小，一般不到1毫米至数毫米，大者可达数十毫米甚至110毫米，故有小有孔虫及大有孔虫之分。壳由单房、双房或多房组成，呈平旋、螺旋、绕旋，或成单列、双列、三列式排列，或为不规则排列，外形变化很大。壳口一个或多个，形状多样。壳根据其成分可分为蛋白有机质(假几丁质)壳、胶结壳及钙质壳。其中钙质壳最常见，不同壳质是有孔虫目划分亚目的依据。壳壁无孔或具细孔，表面光滑或具各种壳饰。绝大多数海生，以底栖生活为主，也有浮游者，极少数生活于潟湖或淡水湖泊，生活于淡水者仅限于极少数假几丁质壳的有孔虫。寒武纪至现代，以石炭纪、二叠纪、中生代后期及古近纪最繁盛，广泛分布于世界各地。中国有孔虫化石十分丰富，盛产于石炭纪、二叠纪及中、新生代海相地层。

【串珠虫亚目】 Textulariina 有孔虫目的一亚目。胶结壳，又称砂质壳，壳系自身分泌物胶结外来颗粒(矿物微粒、生物碎屑等)而成，壳内多具假几丁质内层。壳由单房或多房组成，简单或复杂，类型甚多。底栖生活。寒武纪至现代。中国产有此类化石很多。


串珠虫

【筵】 Fusulinids 又称**纺锤虫**，曾称**筵蜗**。属原生动物门有孔虫亚纲筵目(Fusulinida)，或列为有孔虫目筵亚目(Fusuliniina)。壳钙质，呈凸镜形、纺锤形、圆球形、圆柱形等，以纺锤形为最常见，故名纺锤虫。“纺锤”古称筵，李四光创“筵”字，意即“筵状之虫”以代替纺锤虫一名。筵壳小，一般长3～6毫米，微小的不及1毫米，最大的可达60毫米。壳由中心的圆形初房及绕初房包卷的壳圈组成。壳圈被隔壁分隔成许多壳室。高等筵在壳室内还有较短的轴向及旋向二组副隔壁。旋壁构造各类分化程度不同，有致密层、原始层、透明层、蜂巢层、疏松层等，组合成多种类型，是筵分类的重要依据之一。隔壁(除最后1～2个隔壁外)中央底部形成一条用以沟通各个壳室的通道，有的筵具有几个通道，称复通道。通道两侧的堤状堆积物为旋脊。高等筵的隔壁底部常具一列列孔，列孔之间为拟旋脊。筵属微古生物学研究范畴，一般须磨制切面在显微镜下观察。全为海生，主要栖居海底，也有少数种类可能营漂浮生活，地理分布极广。早石炭世晚期至二叠纪。筵演化迅速，是石炭纪、二叠纪的重要标准化石之一。中国筵化石极其丰富，遍布全国，对石炭纪、二叠纪海相地层的划分和对比十分重要。



筵壳构造

【小泽筵】 *Ozawainella* 筵目的一属。壳小，凸透镜形，壳缘尖锐。旋壁较薄，由致密层及内、外疏松层共三层组成。隔壁平直。旋脊发育，向极部延伸。石炭纪至二叠纪，以石炭纪为主，亚洲、欧洲及北美。中国多产于海相上石炭统，二叠系中也有产出。

【始史塔夫筵】 *Eostaffella* 筵目的一属。壳微小，凸透镜形，壳缘窄圆。内部壳圈常内旋。旋壁薄，由一层原始层或由致密层及内、外疏松层组成。隔壁平直，旋脊窄小。石炭纪，亚洲、欧洲及北美。中国多产于海相上石炭统下部及下石炭统上部。

【假史塔夫籚】 *Pseudostaffella*　籚目的一属。壳小，近球形或近正方形。内圈中轴与外圈中轴斜交。旋壁由致密层及内、外疏松层组成。旋脊发育，常延伸至两极。隔壁平，通道高。晚石炭世早期，亚洲、欧洲及北美。中国产于晚石炭世早期海相地层。


假史塔夫籚

【南京籚】 *Nankinella*　籚目的一属。壳中等，厚凸透镜形，壳缘窄圆。旋壁大都矿化，似由致密层、透明层及内疏松层组成。隔壁平，旋脊小。主要产于亚洲二叠系。中国主要产于中、上二叠统。

【古纺锤籚】 *Palaeofusulina*　籚目的一属。壳小，粗纺锤形。壳圈少，包卷较松。旋壁薄，由致密层及透明层组成。隔壁褶皱规则强烈。无旋脊，初房大。晚二叠世，亚洲及欧洲。中国产于南方上二叠统。

【喇叭籚】 *Codonofusiella*　籚的一属。壳微小到小，最初3～4圈呈纺锤形，最后一个壳圈不包卷，形如喇叭。不包卷部分的宽度常达壳宽1.5～2倍。旋壁薄，由致密层及透明层组成。隔壁强烈褶皱。旋脊不清楚。喇叭状是本属的主要特征。二叠纪，亚洲、欧洲及北美。中国南方上二叠统吴家坪组中最丰富，中二叠统中也有产出。


喇叭籚

【小纺锤籚】 *Fusulinella*　籚目的一属。壳小到中等，纺锤形。旋壁由致密层、透明层及内、外疏松层共四层组成。隔壁平直，或在两极微皱。旋脊粗大。晚石炭世早期，亚洲、欧洲、北美。中国南方及北方均有产出。


小纺锤籚

【太子河籚】 *Taitzehoella*　籚目的一属。壳小，菱角形，中部凸出、侧坡下凹，两极伸出。壳圈6～8个，包卷紧密，内部1～2个壳圈的中轴和外部壳圈中轴斜交。旋壁极薄，由致密层及内疏松层组成。隔壁平直。旋脊发育。产于中国、欧洲及格陵兰岛晚石炭世早期海相地层。

【纺锤籚】 *Fusulina*　籚目的一属。壳纺锤形至长纺锤形。旋壁由致密层、透明层及内、外疏松层组成。隔壁褶皱强烈。旋脊小。亚洲及欧洲晚石炭世早期，北美晚石炭世。中国富产于上石炭统下部。

【麦籚】 *Triticites*　籚目的一属。壳中等到大，纺锤形至长纺锤形，旋壁由致密层及蜂巢层组成。隔壁褶皱强弱不一，且不规则，常发育于两极，有时可达侧坡。旋脊发育。晚石炭世至早二叠世，亚洲、欧洲及北美。中国海相上石炭统及下二叠统中化石很多。

【希瓦格籚】 *Schwagerina*　籚目的一属。壳小到大，粗至长纺锤形。旋壁由致密层及蜂巢层组成。隔壁褶皱强烈且较规则。旋脊无，或小而仅见于内壳圈上。有时具轴积。二叠纪，亚洲、欧洲及北美。中国化石很多。

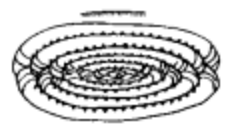
【假希瓦格籚】 *Pseudoschwagerina*　籚目的一属。壳中等到大，粗纺锤形至球形。最初数圈包卷较紧，以后骤然放松，最后一圈又紧。旋壁由致密层及细蜂巢层组成。隔壁微皱。旋脊小，仅见于最初几圈。早二叠世，亚洲、欧洲及北美。中国各地海相下二叠统均有发现。

【拟纺锤籚】 *Parafusulina*　籚目的一属。壳大到巨大，长纺锤形至近圆柱形。旋壁较薄，由致密层及粗蜂巢层组成。隔壁褶皱强烈且较规则，相邻两隔壁的褶皱相向凸凹，未达壳室底部即互相连接，以致和室底之间形成拱形的串孔。无旋脊。初房大。二叠纪，亚洲及北美。中国主要产于南方中二叠统。

【费伯克籚】 *Verbeekina*　籚目的一属。壳大，近球形。壳圈多，包卷紧密。旋壁薄，由致密层、细蜂巢层及内疏松层组成。隔壁平直，具列孔。拟旋脊不连续，多见于内部及外部壳圈，中部壳圈很少。中二叠世，亚洲、欧洲及北美。中国主要产于南方中二叠统上部。

【米斯籚】 *Misellina*　籚目的一属。壳小，粗纺锤形至椭圆形。旋壁由致密层及蜂巢层组成。隔壁平直。列孔多。拟旋脊发育，低而宽。亚洲及北美中二叠世。中国多产于中二叠统下部。

【新米斯籚】 *Neomisellina*　籚目的一属。壳大，椭圆形至冬瓜形。旋壁由致密层、细蜂巢层及其下一薄而较致密之层共三层组成。隔壁平直。拟旋脊窄而高，发育完善。列孔很多。亚洲中二叠世晚期。中国产于南方中二叠统上部。


新米斯籚

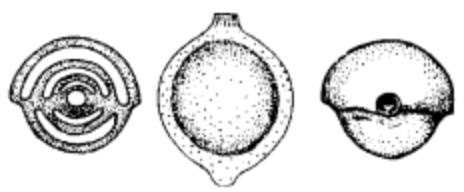
【新希瓦格籚】 *Neoschwagerina*　籚目的一属。壳大，纺锤形。壳圈密而多。旋壁由致密层及蜂巢层组成。隔壁平直，列孔多。具轴向及旋向二组副隔壁，旋向者又可分为第一和第二副隔壁。拟旋脊发育，宽而低，常和第一旋向副隔壁相连。中二叠世晚期，亚洲、欧洲及北美。中国主要产于南方及西北中二叠统上部。


新希瓦格籚

【苏门答腊籚】 *Sumatrina*　籚目的一属。壳中等到大，纺锤形至长纺锤形。旋壁薄，由致密层一层组成。隔壁平。有旋向及轴向二组副隔壁，呈钟摆状，旋向者按其长短分为第一和第二副隔壁。列孔多。拟旋脊窄而高。中二叠世晚期，亚洲及欧洲。中国富产于南方中二叠统上部。

【内卷虫亚目】 Endothyrina　有孔虫目的一亚目。壳壁钙质微粒状，不分层或分化为两层，少数多层。壳多平旋或扭旋，旋轴短。隔壁平直，口孔单一或复合。包括两超科：壳室1～2个、壳壁不分层的似砂户虫超科(Parathuramminacea)，奥陶纪至石炭纪；壳室多、壳壁分层的内卷虫超科(Endothyracea)，志留纪至三叠纪，化石多而重要。中国南方石炭系产有内卷虫(*Endothyra*)、科兰尼虫(*Colaniella*)等。

【粟粒虫亚目】 Miliolina　有孔虫目的一亚目。壳钙质，也可具有某些外来物质，通常不透明，似无釉瓷器，又称似瓷质壳。壳内常具假几丁质内层。房室排列多绕旋，外形枣核状或米粒状，每个旋圈包括两个房室，根据这两个房室对称面相交成180°，120°，144°而分别称为双玦虫式壳，三玦虫式壳和五玦虫式壳等。成年壳无孔。石炭纪至现代。仅包括一个超科，即粟粒虫超科，代表属如粟粒虫(*Miliola*)，双玦虫(*Pyrgo*)，五玦虫(*Quinqueloculina*)等。中国中、新生代海相地层中已发现较多的粟粒虫类化石，特别是壳的内部构造复杂的蜂巢虫类(alveolinids)是划分对比晚白垩世及古近纪海相地层的一类重要的大型有孔虫化石，中国西南已有发现。


双玦虫

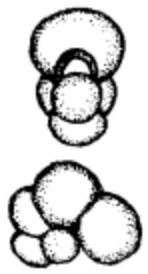
【轮虫亚目】 Rotaliina　有孔虫目中包括属种最多的一亚目。壳钙质，壳壁多层，具细孔，通常透明或半透明，外表具玻璃光泽，又称似玻璃质壳。房室排列形式多样，口孔类型复杂，隔壁不分层或分层。二叠纪至现代。可再分为12超科，多数类别在

中国均已发现，其中抱球虫超科为浮游有孔虫，是中国西南海相白垩系的一类重要化石。其他如圆片虫科(Orbitoididae)、货币虫科(Nummulitidae)、盘旋虫科(Discocyclinidae)等也是中国西南地区海相白垩系或古近系的重要化石。

【货币虫】 *Nummulites* 大型有孔虫，为有孔虫目轮虫亚目货币虫科的一属。壳呈透镜形、圆盘形，状如货币，故名。壳钙质，包旋，两侧对称。壳圈多，为隔壁分隔成许多房室，具支柱及管道系统。海生，产于温暖浅海地带。亚洲、欧洲及北美古近纪，始新世最盛，中国珠穆朗玛峰等地始新统中产出甚多。*Nummulites* Lamarck, 1801 为 *Camerina* Bruguiere, 1792 的次异名，但因使用已久，经国际动物命名委员会决定保留使用。


货币虫

【抱球虫超科】 Globigerinacea 有孔虫目轮虫亚目的一超科，全为浮游有孔虫，有孔虫目中的浮游类型均属此超科。壳钙质，壳壁双层，薄而透明多孔，有放射纤维状构造。房室多近球形，以平旋式或螺旋式排列为主。单口孔或复口孔，常见补充口孔或辅助口孔。壳表面常有尖疣或细刺。中侏罗世至现代。浮游有孔虫在全部有孔虫中虽然只占极少数，但自中侏罗世出现以来演化迅速，分布广泛，很多属种是海相白垩纪至新近纪地层建带及洲际对比的重要化石，有些也是重要的指相化石。代表属为抱球虫(*Globigerina*)，中国东南、新疆、西藏、台湾等地均有产出。


抱球虫

【放射虫目】 Radiolaria 原生动物门肉足虫纲的一目，或列为亚纲。体微小，通常为圆球形、钟罩形等，直径一般为 0.1 ~ 2.5 毫米。细胞内具一穿有小孔的中心囊，将细胞质分为囊内、囊外两部分，线状伪足放射状伸出。骨骼多在中心囊之外，大部为硅质，也有少数为硫酸锶所组成，形状变化很大，多为网格状的球形、铃形、盘形、锥形等，常饰有棘刺。有的骨骼为数层，呈同心状排列，其间有细小的支柱相连，也有的骨骼仅为松散的骨针。放射虫全为海生，除极少数棘刺虫类为底栖外，皆营浮游生活，分布极广，死后沉于海底，常形成放射虫软泥。寒武纪至现代。常见于硅质层。中国产有丰富的放射虫化石，东海和西沙群岛附近有现代放射虫。


放射虫

【纤毛虫纲】 Ciliata 原生动物门的一纲，或列为亚门。被以纤细短毛，故名。身体表面具有薄而坚固的薄膜，故有经常固定的外形。细胞核有大核和小核之分。无性生殖或接合生殖。分布于海水、淡水或寄生。铃纤虫亚目为本纲唯一具有化石的类别。

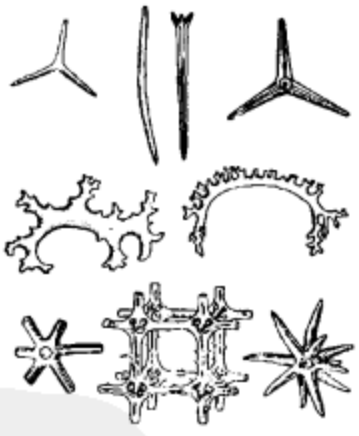

铃纤虫

【铃纤虫亚目】 Tintinnina 又称**丁丁虫亚目**。原生动物门纤毛虫纲的一亚目，为纤毛虫纲唯一具有化石代表的类别。体呈锥形或喇叭形，具纤毛，有一称为丁甲的骨骼，丁甲由假几丁质或胶结砂粒或其他生物碎屑而成，大小从 45 ~ 1000 微米，形状变化大，一般呈杯形或管形等，口部常膨胀。志留纪至现代，浮游生活。现知第四纪前的化石均为海生，第四纪及现生种类则有淡水生者，现代各海洋中均有产出。

【几丁虫】 Chitinozoa 又称**胞石**。一类现已绝灭、分类位置尚不清楚的微化石。有认为是一类已绝灭的后生动物、某些后生动物的卵或卵囊、笔石的前原胎管、或与藻类有关等。壳为有机质的囊体，一般黑色不透明，也有呈棕色半透明者，其确切成分尚无定论，最初因其类似几丁质而被命名为几丁虫，沿用至今。壳囊为瓶形，或为管形、漏斗形、钟形等，沿中心长轴呈辐射对称，一端较窄，称为颈，其末端开口，可具口盖，另一端闭合，称为体室，呈球形、锥形、圆柱形等。囊壁单层、双层或三层，表面光滑或具刺、瘤、棱状壳饰。囊体长 50 ~ 2000 微米，一般为 150 ~ 300 微米，单体或相连成链状的集成群体。产于海相灰岩、泥灰岩、页岩及硅质岩中，常与笔石、牙形石等共生，数量极多。主要分布于奥陶纪至泥盆纪，亚洲、欧洲、美洲、非洲及大洋洲，对这些时代地层的划分与对比很有价值，近来在前寒武纪晚期、寒武纪及石炭纪、二叠纪地层中也有报道。中国也有此类化石。


几丁虫

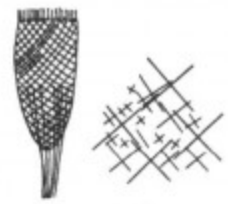
【多孔动物门】 Porifera 又称**海绵动物门**(Spongiaria)。是一类最低等的多细胞动物。单体或群体，大小不一，小的数毫米，大者可达 2 米。单体外形变化很大，有杯形、球形、瓶形或圆柱形等，中央为一中空的中央腔，体壁上穿有许多小孔，故称多孔动物。骨骼为硅质或钙质骨针，或为角质海绵丝，有的兼有骨针及海绵丝，也有极少数无骨骼。一般仅有骨针可以保存化石。骨针可分为大骨针及小骨针两类。小骨针长 10 ~ 100 微米，化石稀少。大骨针多长于 100 微米，类型多样，根据轴的多少而分为单轴针、双轴针、三轴针、四轴针或多轴针等，或可根据自中心点分出的数目而分为单射、双射、三射、四射等，也有的形状不规则。骨针常分散保存，或互相穿插形成骨架而保存海绵体的外形。多孔动物门根据其骨骼成分、水沟系特点等可分为普通海绵纲、玻璃海绵纲及钙质海绵纲，近年又建立了硬海绵纲。多为海生，极少数生活于淡水，均为固着底栖生活。最早出现于前寒武纪，一直延续至现代，欧洲中生代产出很多。中国早寒武世早期澄江动物群中产有细丝海绵(*Lepitomitus*)，寒武系有原始海绵(*Protospongia*)，志留系有盘海绵(*Receptaculites*)，二叠系有钝管海绵(*Amblysiphonella*)等。


海绵骨针

【普通海绵纲】 Demospongia 多孔动物门的一纲。种类很多，体形变化复杂。具硅质骨针，或具海绵丝，通常二者兼有，也有少数种类无骨骼，骨针各轴间多为 60°或 120°角，无六射三轴针。水沟系复杂。主要海生，也有少数生活于淡水。寒武纪至现代。化石有产于奥陶系的古钵海绵(*Archaeocyphia*)、奥陶系及志留系的钵海绵(*Astylospongia*)等。云南早寒武世澄江动物群中有单轴海绵类的细丝海绵(*Lepitomitus*)。


古钵海绵

【玻璃海绵纲】 Hyalospongea 又称**六射海绵纲**(Hexactinellida)。多孔动物门的一纲。大型单体海绵,多呈筒形。仅具硅质骨针,通常为在一个平面上互相垂直的四射骨针,或再具有与之垂直的一射或二射骨针而成为五射或六射者,也有为多射骨针。沟系为简单的复沟型。主要分布于大陆斜坡及其以下深海底。前寒武纪(?),寒武纪至现代。化石有寒武纪及奥陶纪的原始海绵(*Protospongia*)、志留纪至泥盆纪的星海绵(*Astraeospongium*)等。

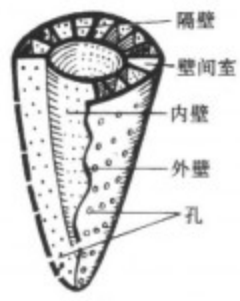

原始海绵

【钙质海绵纲】 Calcispongea 多孔动物门的一纲。小型单体或群体海绵。骨针钙质,一般为二射、三射或四射,常互相连接成骨架而保存海绵体的形状。水沟系有单沟型、双沟型或复沟型。均产于浅海。寒武纪至现代。化石有晚石炭世至二叠纪的钝管海绵等。

【硬海绵纲】 Sclerospongea 根据现生珊瑚状海绵新建立的一纲。为具硅质骨针、海绵质纤维和钙质层状骨骼的群体海绵。基部钙质骨骼呈蜂巢状,细管横断面形状变化大,直径大小不一(0.1~1.2毫米),管内为横板分隔。基部骨骼上覆一层细胞组织,其中有硅质针形骨针及有机质骨骼。有的类别表面具瘤状突起及星状沟。奥陶纪至现代。

【托盘石类】 receptaculitids 又称**葵盘石类**。生物体完整外形不详。骨骼钙质,碗形或盘形,轴部中央内凹。由细柱状针杆放射排列而成。针杆外端联以十字形射枝,其上覆以菱形或六边形小板,相互连成外壁,内端也可膨大互相融合而成内壁。托盘石类无现生代表,分类位置尚无定论,曾被归属于原生动物、多孔动物、腔肠动物、棘皮动物、钙藻,或是一个现已绝灭的独立的门,其中又以属于钙藻及多孔动物两种意见为主。全为海生,奥陶纪至泥盆纪,世界各地。中国四川志留系、广西泥盆系均产有托盘石(*Receptaculites*)。

【古杯动物门】 Archaeocyatha 海生多细胞动物的一门,有单体、群体或礁体。单体杯状、锥状或圆柱状等,一般高80~150毫米,直径10~25毫米,表面光滑,或具瘤状突起及横向、纵向褶皱。骨骼钙质,具外壁或可兼有内壁,内、外壁之间有放射状纵向排列的隔板及横向排列的横板等,内壁之内为中央腔,有时部分填有泡沫板。内、外壁及隔板、横板等均穿有小孔,孔型多样。古杯类在动物界中的分类位置争论已久,过去根据其外形及多孔特点,认为属于多孔动物门。但古杯骨骼穿有小孔,从未见有骨针,这与多孔动物由于骨针松散联结而成的小孔不同,多孔动物骨骼由骨针组成,无内、外壁及隔板等构造也不相同。现多主张将古杯类列为动物界一个独立的门。繁盛于早寒武世,分布极广,遍及世界各地,中寒武世即显著减少,产于部分地区,晚寒武世的古杯类仅零星见于南极洲。中国古杯化石主要分布于南方下寒武统,新疆也有发现,常见属有原古杯(*Archaeocyathus*)、网格古杯(*Retecyathus*)等。北方中寒武统张夏组也产有少数代表。



古杯类硬体构造

【原古杯】 *Archaeocyathus* 古杯动物门的一属。杯体具多孔的内、外壁,壁间发育着弯曲程度不同的曲板,中央腔明显,泡沫板极少发育。早、中寒武世,亚洲、欧洲、北美、大洋洲及南极洲。

【网格古杯】 *Retecyathus* 古杯动物门的一属。杯体一般呈柱状,内外壁均具孔。壁间有弯扭的曲板,分布均匀。中央腔明显。壁间与中央腔内都可有泡沫板。亚洲早寒武世。中国产于湖北下寒武统。

腔肠动物及蠕形动物

【腔肠动物门】 Coelenterata 动物界的一门,现生的水螅、水母及珊瑚等均属此门。单体或群体,体壁具内、外两胚层,两层之间为中胶层。身体中央为一空腔,用以消化食物,吸收营养,故称腔肠。腔的顶端开口,兼具口及肛门的功能,口的周围生有一定数目的触手。外胚层上多有刺细胞,用以捕食和自卫。有水螅型和水母型两种体形,无性和有性两种生殖方式常交互出现,形成世代交替。多具有外骨骼或中胶层内的骨骼,骨骼多为钙质,有些可成礁。绝大多数海生,营浮游或固着底栖生活,分布极广,极少产于淡水。最早出现于前寒武纪,一直延续至现代。腔肠动物包括种类甚多,一般分为:原水母纲、水螅纲、钵水母纲、珊瑚纲及栉水母纲。珊瑚纲现生及化石类型均极丰富,是本门中最重要的一类,原水母纲是原始的化石种类,水螅纲及钵水母纲主要为现代生物,也有少量化石保存。栉水母纲无刺细胞而具黏细胞,胚胎发育中还形成原始的中胚层,故有将其另列为一亚门,称**栉水母亚门**(Ctenophora)或**无刺胞亚门**(Acnidaria),未发现化石,其余具刺细胞者统称为刺胞亚门(Cnidaria)。也有将这两个亚门提升为独立的门,废弃腔肠动物门一名。或仍用腔肠动物门一名而不包括栉水母纲。

【刺胞动物门】 Cnidaria 原为腔肠动物门的一亚门,除栉水母纲以外的具刺细胞腔肠动物均属此门。现多主张将腔肠动物门中不具刺细胞的栉水母动物亚门又称无刺胞亚门 Acnidaria 从腔肠动物门中分出,提升为独立的**栉水母动物门**,将刺胞亚门提升为独立的刺胞动物门,以替代腔肠动物门。或仍用腔肠动物门一名,但不包括栉水母纲。

【原水母纲】 Protomedusae 腔肠动物门的一纲,但归属尚有争议。原始的腔肠动物,外形变化大,多呈椭球状,被放射沟分裂成5~12个放射叶,一般为5个或7个,其间可再插入较短的附叶。胃盘状,藉放射管与每一放射叶相连,并有轴管通至腹腔,口腕4个或5(?)个,内有中管与腹腔相通,末端为口孔。无触手、中央口及环管。前寒武纪晚期至奥陶纪。仅包括一目一科,代表属为布鲁克斯水母(*Brooksella*),见于北美及欧洲,北非也发现有类似标本,中国近来也发现有此类化石。


布鲁克斯水母

【水螅纲】 Hydrozoa 腔肠动物门的一纲。单体或群体,终生水螅型或水母型,或两者兼有。口直通腔肠,没有食道,腔肠内无隔膜。水螅型常形成群体,外胚层分泌几丁质或钙质骨骼,水母型多具缘膜。大多数海生,少数产于淡水。寒武纪至现代。水螅纲可再分为硬水母目、螅形目、海绵形螅目、多孔螅目、柱星螅目、层孔虫目及管水母目,其中层孔虫目为本纲的重要化石代表,中国化石很多。中国西南上三叠统及上侏罗统产有海绵形螅类化石,云南澄江早寒武世澄江动物群中水母化石极为丰富。


多孔螅

【层孔虫目】 Stromatoporoidea 一类已经绝灭分类位置不定的海生群体动物,一般归为腔肠动物门水螅纲的一目,或列为一

独立的纲，现在多因其体表星状沟与现生硬海绵类相似，而主张归入多孔动物，但层孔虫未见骨针。层孔虫硬体外形变化很大，有半球状、块状、分枝状、薄层状、圆柱状等，最小直径仅数毫米，大可达数米，由同心层状排列的钙质细层和与之垂直的支柱构成。细层平直、弯曲或褶皱，支柱限于细层之间或穿过细层，有时细层及支柱发育不完整而形成不规则的网格状。细层及支柱均是坚实的或穿有细孔。有的层孔虫外形圆柱状，中央具有空心的轴管，管内可具横板，管的周围被细层和支柱或泡沫状组织所围绕，如常见于泥盆纪的双孔层孔虫（*Amphipora*）。硬体表面常有成放射状排列的星状沟及刺、瘤、凹陷等。全为海生，固着海底或附在其他物体上生长。可靠的层孔虫见于奥陶纪至白垩纪，志留纪及泥盆纪最繁盛，常形成礁体，石炭纪至三叠纪无化石记录，中生代仅有少数代表。中国层孔虫化石很多，常见的属有拉贝希层孔虫（*Labechia*）、方格层孔虫（*Clathrodictyon*）等，珠穆朗玛峰的侏罗系中发现有准放射层孔虫（*Actinostromina*）等。



层孔虫

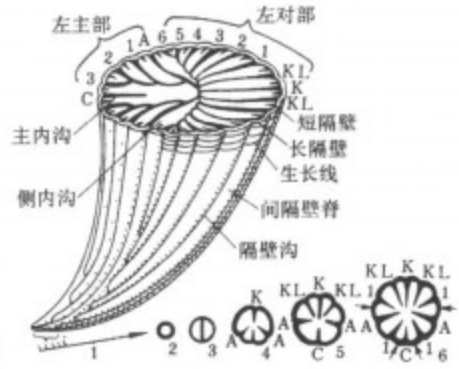
【钵水母纲】 Scyphozoa 又称**真水母纲**。腔肠动物门的一纲。多为水母型个体，水螅世代极其短暂而不显著。水母体一般较大，大者直径可达2米，不具缘膜，多呈明显四辐射对称，肠腔被四个辐射状的隔膜分隔。可分为两亚纲：钵水母亚纲（Scyphomedusae）及锥石亚纲（Conulata）。钵水母亚纲无硬体，化石少见，偶有保存为印模或内核者；锥石亚纲具几丁磷灰质外壳，是古生代及三叠纪分布很广的一类生物。寒武纪至现代，全为海生，多营浮游生活，也有固着海底者。

【锥石亚纲】 Conulata 又称**方锥石亚纲**。一般列为腔肠动物门钵水母纲的一亚纲，但也有认为是分类位置未定的一类特殊的海洋动物。外壳锥形，四辐射对称，断面形状多样，多呈正方形或菱形，一般长数厘米，最长可达40厘米。壁薄由几丁磷灰质组成。锥体四角多凹入成角沟，每一锥面中央具一纵向中沟，常有生长线和横肋，偶有纵纹，或光滑无饰。壳口有连着壳体的三角形口叶，壳内与中沟相当处有4个分叉的隔壁。锥石全为海生，以壳顶的固着盘固着海底或营浮游生活。寒武纪至三叠纪，志留纪最多，分布极广，亚洲、欧洲、美洲及大洋洲等均有报道。中国许多省古生代地层均有发现。


锥石

【珊瑚纲】 Anthozoa 海生无脊椎动物，腔肠动物门的一纲。单体或复体，复体珊瑚常成珊瑚礁。软体顶部具许多中空的触手，外形似花，故其拉丁文学名为花状动物之义。珊瑚绝大多数具外胚层分泌的钙质外骨骼，少数具产于中胶层内的骨骼。珊瑚纲进一步分类意见颇不一致，重要化石类别有皱纹珊瑚、异珊瑚、石珊瑚、横板珊瑚及八射珊瑚等。其中皱纹珊瑚、异珊瑚及横板珊瑚主要生存于古生代，化石甚多，均极重要，是古生代地层划分对比的重要依据之一。石珊瑚生存于中生代至现代，也很重要。八射珊瑚出现于中生代，繁盛于新生代及现代，化石较少。珊瑚全为固着海底生活，大多生活于温暖浅海地带。造礁珊瑚主要分布于水深不超过90米的海底，水温低于15℃即不易生存，以水温25~29℃，水深20米以内地带发育最盛，但在温度较低、海水较深的地区仍有单体珊瑚生长。

【皱纹珊瑚目】 Rugosa 珊瑚纲的一目，或列为一亚纲，因珊瑚体的外壁表面上常有横向生长纹饰而得名。单体或复体，单体外形有柱状、锥状、盘状及拖鞋状等；复体外形为丛状或块状。皱纹珊瑚骨骼构造以具有放射状排列的隔壁及横向排列的横板和鳞板大量发育为特征，较高级的种类还具有轴部构造。隔壁为纵列的薄板，是珊瑚骨骼构造中最主要的部分。原生隔壁有六个（主隔壁、对隔壁、两个侧隔壁及两个对侧隔壁），后生的一级隔壁每轮增加四个，故又称四射珊瑚。隔壁序生，形成两侧对称。成年期各轮生长的长隔壁近等长，长隔壁之间尚可有较短的短隔壁，有时主隔壁萎缩形成较大凹陷的主内沟，也可有对内沟、侧内沟。由于隔壁的四分羽状排列特点，故又名羽珊瑚。横板完整或不完整，多位于珊瑚体的中部或穿越整个体内。珊瑚体外壁的内缘有位于隔壁之间的鳞板及不为隔壁分隔的泡沫板。轴部构造主要是坚实的中轴或蛛网状复中柱。外壁上与隔壁位置相当的纵沟称为隔壁沟，表面具细的生长线及粗的皱纹。皱纹珊瑚骨骼的微细构造可分为层状骨骼和纤状骨骼两种基本形式。皱纹珊瑚根据其骨骼构造配置特点一般分为四种主要构造类型：①单带型：由隔壁及横板组成；②双带型：由隔壁、横板及鳞板组成；③三带型：由隔壁、横板、鳞板及中轴或复中柱组成；④泡沫型：一般仅由泡沫板组成。皱纹珊瑚目一般分为三亚目：扭心珊瑚亚目、柱珊瑚亚目及泡沫珊瑚亚目。奥陶纪至二叠纪，全为海生，分布广泛，演化迅速，是古生代的重要标准化石之一，也是一类很好的指相化石。中国皱纹珊瑚化石非常丰富，十分重要。



皱纹珊瑚隔壁发生方式

C. 主隔壁；K. 对隔壁；A. 侧隔壁；KL. 对侧隔壁；1.2.3.…各为同时生长的四个隔壁；↑隔壁发生部位

【羽珊瑚目】 Pterocorallia 皱纹珊瑚目的另一种分类阶元的名称。皱纹珊瑚隔壁多呈羽状排列，故又名羽珊瑚。

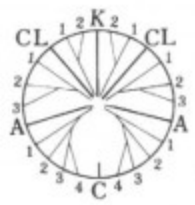
【四射珊瑚目】 Tetracorallia 即皱纹珊瑚目。皱纹珊瑚除原生的6个隔壁外，后生的一级隔壁每轮增加4个，故又称四射珊瑚。

【扭心珊瑚亚目】 Streptolasmatina 珊瑚纲皱纹珊瑚目的一亚目。单体为主，复体稀少。边缘厚结带为隔壁厚结带或边缘鳞板带。隔壁多呈羽状排列。横板为典型穹窿状。晚期类型可具有中轴或复中柱。奥陶纪至二叠纪。常见化石有：扭心珊瑚（*Streptelasma*）、分珊瑚（*Disphyllum*）、棚珊瑚（*Dibunophyllum*）、犬齿珊瑚（*Caninia*）等。

【柱珊瑚亚目】 Columnariina 珊瑚纲皱纹珊瑚目的一亚目。多为复体。边缘带在最古老种类中缺失，但较晚的类型则发育隔壁厚结带，有的为朗士德型鳞板带或为一列发育不全的斜长形鳞板所代替。隔壁多辐射排列，内端细薄，多不达轴部。横板完整平坦，或边缘下斜，或轴部凹陷。晚期类型可具复中柱。奥陶纪至二叠纪。常见化石有内珊瑚（*Endophyllum*）、朗士德珊瑚（*Lonsdaleia*）、文采尔珊瑚（*Wentzelella*）等。

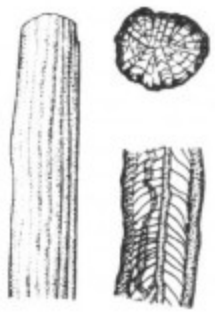
【泡沫珊瑚亚目】 Cystiphyllina 珊瑚纲皱纹珊瑚目的一亚目。单体或复体，边缘带为隔壁厚结带或泡沫带。隔壁不连续，形成孤立的隔壁脊突或较长的隔壁刺，有的相互叠积形成漏斗状的隔壁锥。横板平坦完整或为不完整的小横板。无轴部构造。奥陶纪至泥盆纪。常见化石有泡沫珊瑚（*Cystiphyllum*）、拖鞋珊瑚（*Calceola*）等。

【中珊瑚目】 Mesocorallia　珊瑚纲的一目。单体珊瑚。原始隔壁6个，一级隔壁生长在6个位置，即主隔壁的两侧，两个侧内沟处和对隔壁的两侧。隔壁排列左右对称。次级隔壁微发育或不发育。横板完整或不完整。有或无鳞板。出现于早石炭世及志留纪。代表属为泡沫内沟珊瑚(*Cystophrentis*)，仅见于中国南方早石炭世早期。中珊瑚的形态与骨骼构造特征与皱纹珊瑚相似，但皱纹珊瑚后生的一级隔壁不在对隔壁两侧生长，每轮生长4个。中珊瑚的隔壁发生特点预兆着中生代六射珊瑚的隔壁生长方式。



泡沫内沟珊瑚隔壁发育示意图
C. 主隔壁；A. 侧隔壁；K. 对隔壁；CL. 对侧隔壁

【异珊瑚目】 Heterocorallia　珊瑚纲的一目，或列为一亚纲。小型细长柱形单体珊瑚，偶为分枝状。单体极细长，圆柱状或多角柱状，长数厘米，甚至数十厘米，直径一般仅几毫米，或可达10余毫米，且变化不大。隔壁发生情况特殊，数目不等，有的仅有5或6个，或数目更多，内端相交而不分离。横板完全，中部上穹，边缘倾斜陡直。无鳞板。边缘为由横板及隔壁加厚而形成的厚结带。表面具纵沟及钩状刺。泥盆纪至石炭纪，亚洲及欧洲。以早石炭世晚期最盛，中国此类化石甚多，有异珊瑚(*Heterophyllia*)、六异珊瑚(*Hexaphyllia*)等。


异珊瑚

【横板珊瑚目】 Tabulata　珊瑚纲的一目，或列为一亚纲。全为复体珊瑚，外形变化大，有丛状、块状、树枝状、链状等。个体细长，圆管状或角柱状。个体间具连接构造，丛状者个体间相互分离，其间连以短小的连接管或连接板，块状者个体间紧密毗连，壁上具有圆形或椭圆形的壁孔。横板特别发育，故名**横板珊瑚**，或称**床板珊瑚**。隔壁不发育或仅有隔壁脊或隔壁刺，轴部构造不发育，少数种类可具鳞板。最早出现于晚寒武世，繁盛于志留纪、泥盆纪及石炭纪，古生代末绝灭。中国古生代地层中横板珊瑚十分丰富。

【横板珊瑚形珊瑚亚纲】 Tabulatomorpha　珊瑚纲的一亚纲。近年来有人将横板珊瑚类及日射珊瑚类、海刺毛类合并成一个亚纲，称横板珊瑚形珊瑚亚纲，下分三个超目：横板珊瑚超目、日射珊瑚超目及刺毛珊瑚超目。

【海刺毛类】 Chaetetids　又名**刺毛类**、**刺毛珊瑚类**。一类分类位置尚未确定的动物，过去多列为腔肠动物门横板珊瑚目的一个科，或归入水螅纲。有的海刺毛类管壁中曾发现有单轴骨针，且形态与硬海绵类相似，于是将其归入多孔动物门硬海绵纲。近年来发现在部分海刺毛类管壁上有横板珊瑚类特有的壁孔及角孔，又将其归入横板珊瑚目。复体块状、半球状、板状等。个体极细，长柱状，横切面一般为多边形，具假隔壁突起。横板水平完整，或呈泡沫状。可具壁孔及角孔。奥陶纪至新近纪，多见于古生代，又以泥盆纪、石炭纪最盛。代表属为海刺毛(*Chaetetes*)。中国晚古生代海相地层中化石颇多，珠穆朗玛峰地区上侏罗统及始新统也有产出。

【石珊瑚目】 Madreporaia　又称**硬珊瑚目**(Scleractinia)、**轮珊瑚目**(Cyclocorallia)。珊瑚纲的一目，是具钙质骨骼的六射珊瑚。单体或复体，以复体为主，骨骼成分为文石质，常呈多孔状。原生隔壁6个，后生隔壁以6、12、24等六的倍数增长，轮生于先形成隔壁之间，故又名六射珊瑚或轮珊瑚，每轮生长的隔壁等长，放射状排列。相邻隔壁之间可有棒状的横条相连，隔壁的外端伸出壁外形成隔壁脊。个体中心可有特殊的轴部构造。鳞板有时发育，横板一般不发育。中三叠世至现代，是重要的造礁动物。现生硬珊瑚类可分为造礁珊瑚和非造礁珊瑚两种生态类型。中国西南海相中生代地层中产有丰富的硬珊瑚类化石，如珠穆朗玛峰上三叠统有高壁珊瑚(*Montlivaltia*)、剑鞘珊瑚(*Thecosmilia*)，上侏罗统有等星珊瑚(*Isastrea*)，上白垩统有柱剑珊瑚(*Stylosmilia*)，始新统有长星珊瑚(*Astrocoenia*)等。

【六射珊瑚】 Hexacorals　一类触手、隔膜数目都是6个或6的倍数的珊瑚，故名六射珊瑚，或归为珊瑚纲的一亚纲。包括3个目，其中仅石珊瑚目分泌钙质骨骼，保存化石。

【八射珊瑚亚纲】 Octocorallia　珊瑚纲的一亚纲。全为复体珊瑚，多呈树枝状。水螅体互相以共肉联结，仅口端伸出表面，具8个羽状触手，腔内有8个隔膜，故名**八射珊瑚**。骨骼由钙质或角质骨针组成，骨针细小，分散在软体内或聚集形成骨轴，也有由骨针形成管状骨骼。侏罗纪至现代，繁盛于新生代及现代，但化石很少，地层意义不大。

【造礁珊瑚】 hermatypic corals　六射珊瑚的两种生态类群之一，指共生有单细胞藻类、能形成礁体的六射珊瑚，又称共生型珊瑚或两性珊瑚。造礁珊瑚均为复体，其内胚层组织上共生有大量单细胞藻类，如虫黄藻或腰鞭毛藻等，藻类吸收珊瑚的排泄物，又促使珊瑚迅速生长，形成巨大礁体，造成珊瑚礁。造礁珊瑚因有藻类共生，故只能分布于浅水、温暖、透光的海底，水深超过90米，水温低于15℃即不易生存，而以水深20米以内，水温25～29℃的地带最为繁盛。也用于泛指能形成珊瑚礁的珊瑚，古生代的复体皱纹珊瑚及横板珊瑚也能造礁。珊瑚礁虽然主要是由造礁珊瑚的网状骨骼所组成，但尚有大量的其他生物骨骼，如有孔虫、水螅类、软体动物及棘皮动物等。现代海洋中许多岛屿是由珊瑚礁造成，中国境内也有不少，如西沙群岛等。

【非造礁珊瑚】 ahermatypic corals　六射珊瑚的两种生态类群之一，指没有单细胞藻类共生、不形成礁体的六射珊瑚，又称非共生型珊瑚或单性珊瑚。非造礁珊瑚多为单体，虽可和造礁珊瑚生活在一起，但适应性广，水深6000米，水温0.5℃的无光海底也可生存，但以水深500米，水温4.5～10℃地带最为繁盛。

【始内沟珊瑚】 *Protozaphrentis*　皱纹珊瑚目的一属。小型圆锥状单体珊瑚，外壁薄，饰有细横纹。始端隔壁均长达中心，显著加厚，内端膨大互相融合。成年期主隔壁分离，其余隔壁稍短缩，然而其内端仍相互连接成马蹄形内壁，隔壁排列呈两侧对称。老年期隔壁萎缩成短脊状，内端分离不再接连。主内沟不甚显著，位于单体的凹侧。鳞板及横板均不发育。产于新疆库鲁克塔格地区上奥陶统下部。

【扭心珊瑚】 *Streptelasma*　皱纹珊瑚目的一属。圆锥状或近圆柱状单体珊瑚，单带型。隔壁长短相间，长隔壁常伸至中心并扭成一个疏松的轴部构造。短隔壁短。隔壁基部显著加厚，并彼此相连成边缘厚结带。横板上凸。鳞板不发育。奥陶纪至中志留世，亚洲、欧洲、大洋洲及美洲。中国产于奥陶系。


扭心珊瑚

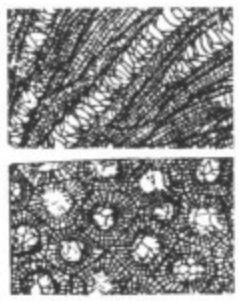
【蜂巢星珊瑚】 *Favistella*　皱纹珊瑚目的一属。单带型角柱状群体珊瑚，个体外壁较厚。长隔壁几乎伸达轴心，短隔壁甚短。横板完整平列，两侧外斜。鳞板不发育。奥陶纪，亚洲、欧洲、北美及大洋洲。中国产于西北及贵州奥陶系。

【十字珊瑚】 *Stauria*　皱纹珊瑚目的一属。丛状或块状双带

型复体珊瑚。四个较厚的隔壁在中央相交成十字形，其余长隔壁长度不一，短隔壁很短或不显著。横板完整平列，鳞板大而稀疏。志留纪，亚洲及欧洲。中国产于四川、贵州等地志留系。

【分珊瑚】 *Disphyllum* 皱纹珊瑚目的一属。丛状复体双带型珊瑚，个体细筒状。长隔壁细而长，但不达轴部，短隔壁短。鳞板小型，半球状。横板轴部平列，侧部内斜。泥盆纪，世界各地，少数见于志留纪。中国主要产于南方中、上泥盆统，志留系也有发现。

【六方珊瑚】 *Hexagonaria* 曾称**多角珊瑚**(*Prismatophyllum*)。皱纹珊瑚目的一属。块状复体双带型珊瑚。个体角柱状，隔壁薄，分长短两级，或具脊板。鳞板小，半圆形，组成较宽的鳞板带。横板完整或不完整，排列近水平。泥盆纪，世界各地，早石炭世也有产出。中国多见于南方的中、上泥盆统。


六方珊瑚

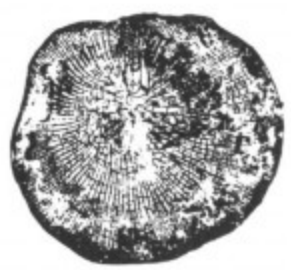
【切珊瑚】 *Temnophyllum* 皱纹珊瑚目的一属。小型尖锥状单体双带型珊瑚。隔壁在鳞板带内显著加厚，相互连接而成厚的边缘厚结带。长隔壁内端细薄，多数延达中心。短隔壁发育。横板轴部平或微凹，侧部短小内斜。鳞板小，半圆形，多为边缘厚结带所掩。中至晚泥盆世，亚洲及欧洲。中国主要产于南方中泥盆统上部。

【费氏星珊瑚】 *Phillipsastrea* 皱纹珊瑚目的一属。块状复体双带型珊瑚，个体间外壁全部或局部消失。长隔壁在鳞板带较薄，但在横板带与鳞板带交界处显著加厚，常互相连接，构成内壁。短隔壁止于内壁。隔壁上常具脊板。横板带窄，横板平列，完整或不完整。鳞板多，半球状，在鳞板带内缘处有一列马蹄形鳞板。中至晚泥盆世，亚洲、欧洲、美洲及大洋洲。中国产于南方上泥盆统下部。

【泡沫内沟珊瑚】 *Cystophrentis* 皱纹珊瑚目的一属，或归入中珊瑚目。小型角锥状单体双带型珊瑚，一级隔壁发生情况特殊，生长在六个位置，除在主隔壁两侧及侧隔壁与对侧隔壁之间外，还生在对隔壁的两侧。对部隔壁细长，主部隔壁甚短且显著加厚，呈羽状排列。成年期边缘具泡沫带，隔壁不达外壁。短隔壁不发育。主内沟显著，位于凸侧。横板短小，常向凸侧倾斜。鳞板带与横板带的界线不明显。产于中国南方的下石炭统。此属隔壁发生情况与一般皱纹珊瑚不同，故也有主张将其从皱纹珊瑚中分出，另建立中珊瑚目。


泡沫内沟珊瑚

【假乌拉珊瑚】 *Pseudouralinia* 皱纹珊瑚目的一属。大型单体双带型珊瑚，外形为弯曲的圆锥状或圆柱状。成年期外壁内部发育有边缘泡沫带，其外缘还有 1 至数列小泡沫板。隔壁不伸至外壁，主部隔壁短而厚，对部隔壁薄而长，常超过轴心，短隔壁一般不发育。主内沟显著。横板不完整，常向凸侧倾斜。早石炭世早期，亚洲。中国产于下石炭统下部。


贵州珊瑚

【贵州珊瑚】 *Kueichouphyllum* 皱纹珊瑚目的一属。单体双带型珊瑚，多为大型圆柱状。隔壁多，少数长隔壁伸达中心且扭结，短隔壁很长，为珊瑚体半径的三分之一至二分之一。主内沟显著。鳞板半球状，成规则同心环状排列，组成宽约相当于短隔壁长度的鳞板带。横板短小，略向轴部上升。早石炭世晚期，亚洲。中国南方、西北及东北等地下石炭统上部均有产出。

【犬齿珊瑚】 *Caninia* 皱纹珊瑚目的一属。单体弯锥状或圆锥状双带型珊瑚。隔壁幼年期长达中心，成年期变短，在主部加厚。主内沟深而阔。短隔壁短。鳞板小，鳞板带窄。横板完整平列，边缘下倾。石炭纪，亚洲、欧洲、美洲、大洋洲。中国主要产于南方石炭系。

【棚珊瑚】 *Dibunophyllum* 皱纹珊瑚目的一属。单体锥状三带型珊瑚。复中柱蛛网状，大而对称，被一长而显著的中板平分。长隔壁长，达复中柱边缘，短隔壁甚短。鳞板小，常为人字形，鳞板带宽。主内沟发育。横板上凸或近平。纵切面三带型清晰。石炭纪，亚洲、欧洲、美洲、北非。中国主要产于南方石炭系，尤以下石炭统上部为多。

【朗士德珊瑚】 *Lonsdaleia* 皱纹珊瑚目的一属。复体丛状或块状三带型珊瑚。边缘泡沫带宽，泡沫板大而少，隔壁不达外壁。复中柱蛛网状。横板完整，近平列。石炭纪，亚洲、欧洲、美洲、大洋洲。中国主要产于南方石炭系。

【轴管珊瑚】 *Aulina* 皱纹珊瑚目的一属。复体双带型珊瑚，丛状或块状。块状的个体外壁常消失，相邻两个体由隔壁或鳞板相联结。长隔壁的内端常向同一方向弯曲，互相联结而成轴管。轴管内横板平整，轴管外的横板向鳞板带倾斜。鳞板小。早石炭世，亚洲及欧洲。中国东北、西北及南方下石炭统上部均有产出。

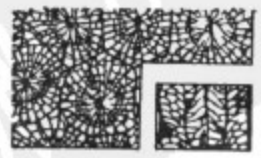
【袁氏珊瑚】 *Yuanophyllum* 皱纹珊瑚目的一属。单体三带型珊瑚，外形圆锥状或圆柱状。对隔壁内端伸达轴部形成中轴，幼年期中轴粗壮，至成年期中轴似仍与对隔壁相连接，但变薄或弯曲。成年期长隔壁伸达中心，主部隔壁在横板带内加厚，短隔壁很短。主内沟显著。横板小，泡沫状。鳞板小，鳞板带宽可达个体半径的二分之一。早石炭世晚期，亚洲。中国产于下石炭统上部。


袁氏珊瑚

【簇棚珊瑚】 *Corwenia* 皱纹珊瑚目的一属。丛状复体三带型珊瑚。个体圆柱状。隔壁长短相间排列，长隔壁伸达轴部。复中柱横切面呈简单蛛网状。横板泡沫状，向中轴上升。鳞板小型，常呈人字形排列。鳞板带窄。石炭纪，亚洲及欧洲。中国多产于下石炭统上部。

【泡沫柱珊瑚】 *Thysanophyllum* 皱纹珊瑚目的一属。丛状或块状三带型珊瑚。隔壁短，不与外壁联结，其间有一至两列大而不规则的边缘泡沫板。对隔壁伸至中心，内端加厚而成中轴，但不稳定，或常缺失。横板完整，向中轴上升，在中轴不发育的个体中，轴部横板水平，两侧向外倾斜。早石炭世，亚洲及欧洲。中国产于贵州、湖南等地下石炭统上部。

【石柱珊瑚】 *Lithostrotion* 皱纹珊瑚目的一属。块状或丛状复体三带型珊瑚。隔壁长短相间排列，对隔壁伸达中心加厚而成中轴。横板帐篷状。鳞板小，发育好，鳞板带较窄。石炭纪，常见于早石炭世。亚洲、欧洲及北美。中国南方及西北、吉林等地化石很多。


石柱珊瑚

【蛛网珊瑚】 *Clisiophyllum* 皱纹珊瑚目的一属。单体具复中柱的三带型珊瑚。外形圆锥形或圆柱形。复中柱疏松，中板

短小，辐板多，斜板密集向中板上升。长隔壁多延伸至中心，且常向一方弯曲，组成复中柱辐板，短隔壁较长。鳞板带宽度约相当于短隔壁的长度。鳞板小型。横板短，向边缘倾斜较缓。纵切面上三带型构造不明显。早石炭世，亚洲及欧洲。中国南方及西北下石炭统上部均有产出。

【多壁珊瑚】 *Polythecalis*　皱纹珊瑚目的一属。块状复体具复中柱的三带型珊瑚。个体大部分为不规则的多角形，外壁两侧具齿状突起，部分消失，个体间则以泡沫板相连。复中柱蛛网状。隔壁不达外壁，其间隔以凸度较大的边缘泡沫板。隔壁带与泡沫带间的界线分明，似有围壁。横板窄而完整，微向中心倾斜。中二叠世，亚洲。中国富产于南方各省中二叠统下部。


多壁珊瑚

【伊普雪珊瑚】 *Ipciphyllum*　皱纹珊瑚目的一属。块状复体具复中柱的三带型珊瑚。个体角柱状，外壁完全。隔壁多，长短相间，长隔壁伸达复中柱附近。蛛网状复中柱大，圆形或椭圆形。横板带分为两部分，近复中柱部分水平排列或稍向中心倾斜，邻近鳞板带部分呈泡沫状且内倾较陡。鳞板带较宽。二叠纪，亚洲。中国多产于南方中二叠统上部。

【瓦根珊瑚】 *Waagenophyllum*　皱纹珊瑚目的一属。丛状复体三带型珊瑚。个体细筒状，隔壁始端均达外壁，长短相间，长隔壁伸抵轴部，短隔壁长约占个体半径的二分之一。复中柱蛛网状。横板为大型泡沫状，向中心倾斜陡急。鳞板小，鳞板带窄。二叠纪，亚洲及北美。中国二叠系中化石很多。

【泡沫珊瑚】 *Cystiphyllum*　皱纹珊瑚目的一属。单体泡沫型珊瑚。外形宽锥状或柱状，体内充满泡沫状板，排列成倒锥状。隔壁基部呈板状，向内分离成刺状，分布于泡沫状板上。志留纪，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国产于云南、贵州、湖北等地志留系。

【侯尔孟珊瑚】 *Holmophyllum*　皱纹珊瑚目的一属。单体泡沫型珊瑚，有时发育微弱的复体。内部构造与泡沫珊瑚相似，但具不连续的短条状隔壁，自外壁达于横板带。横板完整，平列或下凹，疏密不均。鳞板小，半圆形，鳞板带宽。志留纪，亚洲、欧洲及大洋洲。中国产于云南、陕西等地志留系。

【双锥珊瑚】 *Diplochone*　皱纹珊瑚目的一属。锥状或柱状单体泡沫型珊瑚。横板带宽阔，由完整或不完整的下凹漏斗状横板组成。鳞板带狭窄，由 1～3 列近于直立的斜长鳞板组成。鳞板带与横板带分界明显。隔壁刺不发育。志留纪至中泥盆世，中国、德国。


双锥珊瑚

【拖鞋珊瑚】 *Calceola*　皱纹珊瑚目的一属。单体泡沫型珊瑚。外形拖鞋状，一面平坦，另一面上凸成半圆形，具半圆形萼盖。隔壁全为短脊状，对隔壁位于个体平的一面中央。杯部极深，体内充以层状钙质物质。亚洲、欧洲早、中泥盆世，非洲、大洋洲、北美中泥盆世。中国产于南方下泥盆统至中泥盆统。


拖鞋珊瑚

【六异珊瑚】 *Hexaphyllia*　异珊瑚目的一属。细长小型单体珊瑚，横切面六角柱状。仅有六个隔壁，其中相对的两对隔壁各自组成“Y”形，尖端相连，并与另一对隔壁在中心相交成十字形。横板完整上拱。无鳞板。早石炭世至晚石炭世早期，亚洲及欧洲。中国华南及西北下石炭统上部均有产出。


六异珊瑚

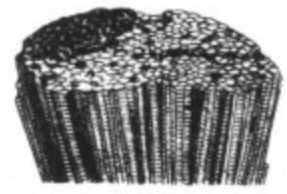
【链珊瑚】 *Halysites*　横板珊瑚目的一属。丛状复体珊瑚，个体椭圆柱状。相邻个体间有细的间管相连，横断面上单行排列成链状，各链又复相连成网格状。横板发育，平列或略下凹。隔壁刺不发育或具有 12 个呈辐射状排列的隔壁刺。志留纪，亚洲、欧洲及北美。中国多产于南方志留系。此属根据壁刺发育情况，又可分为发育壁刺的针链珊瑚亚属 *Halysites*（*Acanthohalysites*）及壁刺不发育的狭义的链珊瑚亚属 *Halysites*（*Halysites*）。也有主张将链珊瑚归入日射珊瑚类。


链珊瑚

【米契林珊瑚】 *Michelinia*　横板珊瑚目的一属。块状复体，外形不一，由许多大的角柱形或锥形个体组成。壁孔小而多，分布不规则。横板泡沫状。隔壁刺存在或不存在。中泥盆世至中二叠世，世界各地。中国很多地区下石炭统、中二叠统都有发现。

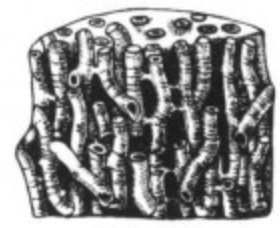
【槽珊瑚】 *Alveolites*　横板珊瑚目的一属。复体，一般呈块状或薄壳状。个体横切面为半月形、三角形或裂缝状。体壁由幼年到成年逐渐加厚。壁孔发育、一列。横板完整，近水平，少数不完整，呈交互状。隔壁刺一列或不存在。晚志留世至泥盆纪，世界各地。中国北方及南方均有产出。

【蜂巢珊瑚】 *Favosites*　横板珊瑚目的一属。复体块状，外形半球状、圆饼状、板状或其他不规则形状。个体角柱状彼此紧密相连，状如蜂巢。体壁一般较薄，壁孔纵行排列，横板平直、规则。隔壁刺发育，也可不存在。晚奥陶世至中泥盆世，亚洲、欧洲、北美洲及大洋洲。中国志留系及泥盆系中多有产出。


蜂巢珊瑚

【通孔珊瑚】 *Thamnopora*　又称**灌木孔珊瑚**。横板珊瑚目的一属。复体枝状。柱状个体自群体轴部呈扇状向外生长，断面多角形或圆角形。体壁之灰质加厚层由枝体轴部向边缘逐渐加厚。壁孔发达，常单列。横板完整，水平排列，间距稀疏。隔壁刺发育差。晚奥陶世至泥盆纪，亚洲、欧洲、北美洲及大洋洲。中国多产于泥盆系。

【笛管珊瑚】 *Syringopora*　横板珊瑚目的一属。复体丛状，个体细圆柱状。连接管分布不太规则。横板漏斗状，有时可以发育轴管构造。隔壁刺发育或不发育。晚奥陶世至二叠纪，亚洲、欧洲、北美及大洋洲。中国志留系、泥盆系及石炭系均有产出，以下石炭统最多。

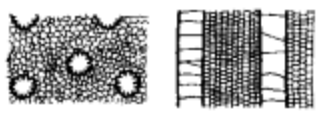

笛管珊瑚

【早坂珊瑚】 *Hayasakaia*（= 方管珊瑚 *Tetrapora*）　横板珊瑚目的一属。复体丛状，个体棱柱状，断面近方形，也有成圆柱状者。相邻个体以分布在棱上的规则四排连接管相连。二叠纪，亚洲、欧洲。中国南方中二叠统化石十分丰富，石炭系也偶有发现。

【方管珊瑚】 *Tetrapora*　方管珊瑚是早坂珊瑚的旧名，因为是苔藓虫 *Tetrapora* 的次同名，已予废弃，改名早坂珊瑚。

【日射珊瑚】 *Heliolites*　复体，有块状或树枝状等各种外形，个体柱状，截面圆形或椭圆形。横板发育，隔壁缺失或发育为一般呈 12 纵列的隔壁刺。个体间由具有较密横板的角柱状细管

或泡沫状组织组成的共骨相连。奥陶纪至泥盆纪，亚洲、欧洲、大洋洲及北美洲，中国奥陶系、志留系及泥盆系均有产出。日射珊瑚的一般特征与横板珊瑚十分相似，故多归入横板珊瑚目，但也有因这一类珊瑚隔壁构造数目稳定，一般为12纵列，呈刺状或板状，个体间为共骨相连，不具任何类似横板珊瑚的连接构造，而将其从横板珊瑚中分出，另建立日射珊瑚目（Heliolitoidea）。


日射珊瑚

【蠕形动物】 Helminthes 俗称**蠕虫**（Vermes）。动物界的一大类，为体形伸长、左右对称、质柔软、肌肉大多发达的三胚层动物。多无附肢，藉身体蠕动而移行，故名。绝大多数没有硬体，化石稀少。内容庞大复杂，分门甚多，有扁形动物门、纽形动物门、线形动物门、轮虫动物门、环节动物门等。中国三峡地区灯影组及云南澄江早寒武世澄江动物群中均发现有丰富的蠕形动物化石，如帽天山虫（*Maotianshania*）、古蠕虫（*Palaeoscolex*）等。


帽天山虫复原图

【线虫动物门】 Nematoida;Nematoda 动物界的一门。大部分为小形的蠕形动物，体通常呈长圆柱形，两端尖细，不分节，具假体腔，消化道不弯曲，前端为口，后端为肛门，雌雄异体。许多代表为寄生虫，如蛲虫、蛔虫、丝虫等，或生活于海洋、淡水或土壤中。化石稀少，最早的化石（*Scorpiophagus baculiformis*）产于下石炭统。

【纽形动物门】 Nemertinea 动物界的一门。身体成长带形，左右对称，体不分节，前端有能收缩的吻。吻为管状盲囊，可伸出体外或缩回吻腔。有的吻上还有小刺和毒腺。无体腔，具肛门，雌雄异体。除极少数为淡水生及陆生者外，大部分海生，且多居于海底，也有为寄生者。现生代表为纽虫（*Lineus*）。已知最早的化石（*Legnodesmus*）产于上侏罗统。


纽形动物化石

【环节动物门】 Annelida 又称**环形动物**。动物界的一门。是分节的蠕形动物，如沙蚕、蚯蚓、蚂蟥等。身体呈长圆柱形或长而扁平，左右对称，由大体上相同的重复环节（体节）前后连贯组成，故名环节动物。身体前端为口，后端是肛门，体腔多数明显，有的每一环节有不分节的附肢（疣足）及成束刚毛，或仅有刚毛而无疣足，或两者皆缺。分布于海水、淡水及土壤中，少数寄生。环节动物本身因无硬体，化石稀少，有些种类（多毛纲polychaeta）的几丁质齿状颚可保存化石，称为虫颚。有些环节动物栖居于其所分泌钙质或胶结他物而形成的管穴中，这些管穴常保存为虫管化石。最早出现于元古宙，一直延续至现代。

【虫颚】 Scolecodonts 又称**虫牙**。泛指环节动物多毛纲的颚器化石。黑色，几丁质，大小从50微米到几毫米，属微化石。化石保存为分离的颚板，或由几对颚板组成的完整颚器。颚板背缘锯齿状，齿长短不一，形态变化大。完整颚器发现不多。奥陶纪至现代。


虫颚

【侧肋虫类】 Dipleurozoans 原列为腔肠动物门的一纲，称侧水母纲。此类动物体平多节，具明显两侧对称性，现多认为是蠕形动物，归入环节动物门，称侧肋虫类。体呈椭圆形的钟状，两侧对称，椭圆体的长轴方向有一中沟，沿中沟两侧分出许多直达边缘的细沟，分为许多侧节，边缘有很短的缘瓣（?），每个缘瓣具一简单触手（?）。现知仅**狄更逊蠕虫**（*Dickinsonia*）一属，产于澳大利亚伊迪卡拉动物群。

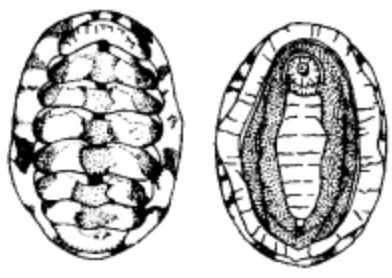

狄更逊蠕虫复原图

软体动物

【软体动物门】 Mollusca 在动物界中，种类之多仅次于节肢动物的一门。身体柔软，不分节，除腹足纲外皆为左右对称，除双壳纲外前部均有头，有肉足或腕，多以鳃呼吸，躯干背侧皮肤的一部分褶襞伸张而成外套膜，外套膜多分泌钙质外壳。壳的种类极多，有两瓣壳、锥状壳、螺旋壳、盘旋壳等，或为8块覆瓦式钙质板组成，也有少数为内壳或无壳。分布极广，绝大多数生活于水中，尤以海水为主，腹足纲也有生活于陆地的类型。根据软体及壳的特点等，软体动物门可分为多板纲、单板纲、无板纲、腹足纲、双壳纲（瓣鳃纲）、掘足纲及头足纲。除无板纲外，均具硬壳，易保存为化石，尤以头足纲、双壳纲及腹足纲为最重要。一些现已绝灭的锥状壳化石也多被归入本门，如软舌螺纲、竹节石纲。

【双神经纲】 Amphineura 是一类比较原始的海生软体动物。体呈椭圆形，两侧对称，头部不明显，口位于前，多具齿舌，肛门在后，腹面具肥大的足用以附着或爬行。鳃一对或多对。身体两侧有两对纵行神经索，故名双神经。体背可具有钙质骨板。原列为软体动物门的一纲，根据钙质骨板的有无而分为多板亚纲及无板亚纲两类，现多已分别提升为两个独立的纲，替代了双神经纲。

【多板纲】 Polyplacophora 软体动物门的一纲，原属双神经纲的一亚纲或目，现已提升为独立的纲。体呈椭圆形，两侧对称，背部略隆起，腹面扁平，头部在前，呈圆柱状，腹足很大，自头延及肛门。背面具叠覆的钙质骨板，故又称有甲纲。骨板一般为八块，其形状、大小及纹饰等各类不同，是分类的重要依据。全为海生，自潮间带至深海海底均有分布，而以潮间带最多，常以腹足附着在岩石或其他生物体上生活。化石少，多为分散骨板。晚寒武世至现代。典型代表为石鳖（*Chiton*），中国东部沿海及海南岛、西沙群岛及台湾等地均有产出。


石鳖

【有甲纲】 Loricata 多板纲的背面具叠覆的骨板，故又称有甲纲。

【无板纲】 Aplacophora 软体动物门的一纲，原属双神经纲的一亚纲或目，现已提升为一独立的纲。外套膜包被全体，外形呈蠕虫形，外套膜内有纤细钙质骨针，无钙质骨板，故名无板。腹面中央通常有一腹沟，故又名腹沟纲。全为海生，主要分布于低潮下数十米至深海海底，也有穴居或营寄生者。迄无化石报道，仅见于现代。参见“双神经纲”、“多板纲”。

【腹沟纲】 Solenogastres 无板纲腹面中央具有一腹沟，又称腹沟纲。

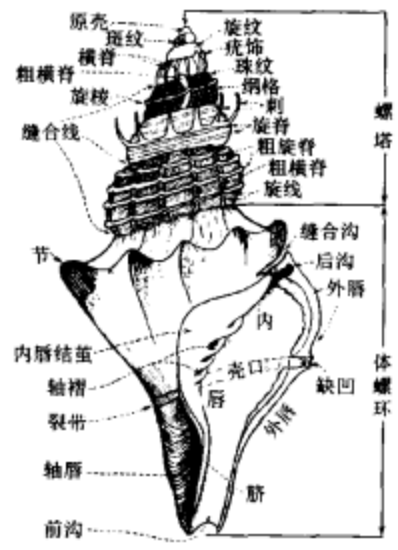
【单板纲】 Monoplacophora 软体动物门的一纲。壳呈帽状、匙状或低锥状，多近两侧对称。壳口近圆形至椭圆形，壳顶钝或

尖,常向前方呈不同程度的弯曲,壳内留有成对肌痕,与帽形腹足类的单一马蹄形肌痕不同。海生,寒武纪至现代。中国寒武系所产帐篷螺(*Scenella*)即属此纲。



帐篷螺

【腹足纲】 Gastropoda 软体动物门中物种最多的一纲,在个体发育过程中躯体发生扭转而左右不对称。头部极发达,具有一或两对触角,眼一对,口内齿舌发达。腹面有肥厚而宽大的足,故名腹足。多具一不分隔的单壳,化石多仅保存螺壳或其内核。螺壳钙质,常螺旋成锥形壳或为笠状壳、盘旋壳,也有壳明显退化或完全消失。全壳有螺环数层,始端为原壳,最后较大的一环是体环,其上所有螺环统称为螺塔。每两个螺环的外接触线称缝合线。壳体中央有空凹的脐或坚实的壳轴。壳口可有口盖。有的壳口外唇具缺凹或裂口,裂口逐渐被壳质填充即成裂带,有的壳口前后尚可分别有前沟、后沟,或前端形成管状。壳口具缺凹或前、后沟者称不全缘式,反之则为全缘式。壳面光滑或饰有旋向或(及)轴向纹、脊、棱、瘤、刺等。根据旋转特点,螺壳可分为右旋壳及左旋壳两类,一般多为右旋壳,左旋者极少。螺壳平旋为盘状者外观与头足类的外壳十分相似,但其两侧多不对称,尤以壳内无隔壁、体管等构造而与头足类外壳明显不同。腹足纲根据其软体特点分类,一般分为:前鳃亚纲、后鳃亚纲及肺螺亚纲。广泛分布于海水、淡水及陆地,而以水生种类为最多,爬行或游泳生活。寒武纪至现代,古生代及中生代种类较少,新生代最盛。中国腹足类化石很多,奥陶纪和石炭纪有很多重要代表,新生代陆相地层中最为丰富。



腹足类螺壳构造

【前鳃亚纲】 Probranchia 又称**扭神经亚纲**(Streptoneura)。软体动物门腹足纲的一亚纲。内脏囊扭转,外套腔移至背侧前方,侧脏神经连索交叉成8字形,鳃位于心脏之前,故名前鳃,也有鳃全消失而以肺腔呼吸者。头部有触角一对。一般均具螺壳,壳形多样,多为螺旋,壳口全缘或具裂口、裂带、前沟等,偶有为无壳者。常具口盖。通常为雌雄异体。大部分腹足动物均属此亚纲。多数海生,少数生活于淡水及陆地。寒武纪至现代。再分为古腹足目、中腹足目及新腹足目。

【古腹足目】 Archaeogastropoda 腹足纲前鳃亚纲的一目。原始的前鳃类,大多数古生代腹足类均属此目。鳃一对或一个,鳃叶在鳃轴两侧作羽状排列,其前端游离,呈栉状。除少数例外均具两个心耳。壳形变化大、多具缺凹、裂口、裂带,内壳层常为珠母质。可具口盖或缺失。主要海生,少数见于淡水及陆地。寒武纪至现代。化石有神螺(*Bellerophon*)、马氏螺(*Maclurites*)、脊旋螺(*Lophospira*)、松旋螺(*Ecculiomphalus*)、似玉螺(*Naticopsis*)等。

【中腹足目】 Mesogastropoda 腹足纲前鳃亚纲的一大而重要的目,现生及化石种类均多。仅具栉状左鳃,心脏只有一个心耳。壳多螺旋,也有为盘形或帽状者,内壳层无珠母质层。壳口多为全缘式,或具前、后沟,但前沟不呈管状。口盖多角质。生活于海水、淡水及陆地。奥陶纪至现代。常见属有玉螺(*Natica*)、田螺(*Viviparus*)、锥螺(*Turritella*)等。

【新腹足目】 Neogastropoda 腹足纲前鳃亚纲中较高等的一目。仅具栉状左鳃,心脏只有一个心耳。壳多螺旋,壳口不全缘式,前沟发达,多延伸成管状。口盖角质。海生。白垩纪至现代。常见属有骨螺(*Murex*)、纺锤螺(*Fusus*)、芋螺(*Conus*)等。

【后鳃亚纲】 Opisthobranchia 又称**直神经亚纲**(Euthyneura)。软体动物门腹足纲的一亚纲。内脏囊逆转,除捻螺外,侧脏神经连索不交叉成"8"字形,次生变直,鳃位于心脏的后方,故名后鳃。仅具一鳃,或全部消失而代以次生鳃。头部有触角两对。螺壳退化,小而简单,有的为内壳,或完全无壳。一般无口盖。雌雄同体。全为海生,泥盆纪(?),石炭纪至现代。再分为侧腔目、翼足目及裸鳃目。

【侧腔目】 Pleurocoela 又称**被鳃目**(Tectibranchia)。腹足纲后鳃亚纲的一目。外套腔向右开口或退化。鳃一个,多少被扩张的侧足或外套膜遮盖,故又称被鳃。螺壳发达,多内旋或包旋,或为内壳,或退化无壳。海生,石炭纪至现代。化石有小捻螺(*Actaeonella*)、轮捻螺(*Trochactaeon*)等。

【翼足目】 Pteropoda 浮游的软体动物,属腹足纲后鳃亚纲。个体小,头不显著,肉足发育成一对用于游泳的翼状侧足,故名翼足。无壳或具有外壳,壳多薄而透明,常为长锥状,也有螺旋状。全为海生。白垩纪至现代。现代多分布于开阔的海洋中,外壳常大量堆积海底,形成翼足类软泥(pteropod ooze)。

【裸鳃目】 Nudibranchia 腹足纲后鳃亚纲的一目。成体多无鳃及外套腔,但有的具次生鳃。螺壳小,呈杯状或耳状,通常十分退化,或全无壳。多见于现代海洋,化石少,最早出现于古新世。

【肺螺亚纲】 Pulmonata 软体动物门腹足纲的一亚纲。体形较小,侧脏神经连索多不交叉成"8"字形,无鳃,外套腔的壁上分布有许多血管,能呼吸气体,营肺的作用,故名肺螺。螺壳发育,或退化消失,多无口盖。雌雄同体。多生活于陆地或淡水,少数产于海水。中生代至现代。可再分为两目:基眼目及柄眼目。

【基眼目】 Basommatophora 腹足纲肺螺亚纲的一目。头部有可伸缩的触角一对,眼位于触角的基部,故称基眼。螺壳螺旋或呈帽状。多为水生,淡水及海水中均有产出。可靠的基眼目化石最早出现于晚侏罗世淡水沉积,一直延续至现代。化石有扁卷螺(*Planorbis*)、膀胱螺(*Physa*)等。

【柄眼目】 Stylommatophora 腹足纲肺螺亚纲的一目。头部长,有两对可以翻转伸缩的触角,前一对触角作嗅觉用,眼在后一对触角的顶端,故称柄眼。螺壳发达,或退化缺失。多为陆生,晚白垩世至现代。化石有琥珀螺(*Succinea*)、椎实螺(*Lymnaea*)等。

【蛇卷螺】 *Ophileta* 腹足纲的一属。螺壳较小,低锥形。螺环5~8个,断面近三角形,上面平,与侧面成锐角相交。壳底为宽凹的脐。壳面饰有生长线。奥陶纪,亚洲、欧洲及北美。中国产于华北下奥陶统。

【松旋螺】 *Ecculiomphalus* 腹足纲的一属。螺壳盘形。螺环少,一般松旋,各环互不接触,上侧具明显旋棱,断面近三角形或尖卵圆形。壳面具生长线。奥陶纪至志留纪,亚洲、欧洲及北美。中国奥陶纪地层中化石很多。



松旋螺

【全脐螺】 *Euomphalus* 腹足纲的一属。螺壳大,盘旋,螺塔多凹陷。螺环横切面近圆形或圆多角形,上侧具旋脊,外侧及底部圆。缝合线深,缝合线与旋脊之间平或向内凹下。壳口圆形或多角状,缺凹明显。脐宽大。壳面饰以弯曲的生长线。奥陶

纪至侏罗纪，亚洲、欧洲、美洲及大洋洲。中国石炭系及二叠系均有产出。

【马氏螺】 *Maclurites* 腹足纲的一属。螺壳盘形，下侧面平，螺环明显，外侧直或略倾斜。上侧凸，螺塔凹陷。脐深，位于上侧面。壳面饰有生长线。奥陶纪，世界各地。中国奥陶系多有产出。


马氏螺

【脊旋螺】 *Lophospira* 腹足纲的一属。螺壳锥形，螺塔较高。螺环横切面棱角状，旋棱显著，棱上具裂带。壳口方圆形或椭圆形，外唇具缺凹。壳面具生长线或网状饰纹。奥陶纪至泥盆纪，亚洲、欧洲及北美。中国多产于北方奥陶系。


脊旋螺

【神螺】 *Bellerophon* 腹足纲的一属。螺壳包旋，近球形，两侧对称。壳口椭圆形、略扩大、裂口深。裂带明显，位于壳的对称面上。脐很小或无。壳面仅饰有生长线。奥陶纪至三叠纪，世界各地。中国奥陶系至三叠系均有产出，而以石炭系、二叠系为多。


神螺

【似玉螺】 *Naticopsis* 腹足纲的一属。螺壳近椭圆形，螺塔低，体环很大。螺环圆滑，缝合线深陷。壳口斜，椭圆形，轴部具厚结茧。无脐。壳面具细生长线。志留纪至三叠纪，亚洲、欧洲及北美。中国主要产于石炭系和二叠系，志留纪及三叠纪地层中也有发现。


似玉螺

【前贝加尔螺】 *Probaicalia* 腹足纲的一属。壳小而薄，高塔状，螺环可多至十个以上，紧密排列。环面凸，常有明显的旋棱。口小卵形。无脐。壳面具细密生长线。晚侏罗世至早白垩世，亚洲。中国产于东北及南方上侏罗统及下白垩统。

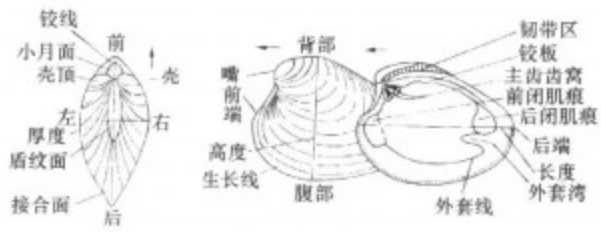
【环棱螺】 *Bellamya* 腹足纲的一属。螺壳圆锥形。螺环面近于平。体环大，具旋棱。壳口卵圆形，口缘薄，上端角状。脐小。侏罗纪至现代，亚洲及非洲。中国在侏罗系、白垩系及更新统均有化石产出。

【膀胱螺】 *Physa* 腹足纲的一属。壳薄，左旋，卵形，螺塔低，壳顶尖，体环膨大。壳口卵形，上端尖角状，下部圆。淡水生。侏罗纪至现代，亚洲、欧洲及北美。中国化石主要产于东北下白垩统，云南白垩系、山西古近系也有产出。

【扁卷螺】 *Planorbis* 腹足纲的一属。螺壳盘形。螺环5～6个，增长缓慢，上侧面平凸。壳口斜，近椭圆形，不扩大，唇薄而简单。壳面具斜的生长线。淡水生。侏罗纪(?)至现代，亚洲、欧洲及北美。中国化石产于北方古近纪及新近纪陆相地层。

【琥珀螺】 *Succinea* 腹足纲的一属。螺壳薄，长卵形。螺环少，增长迅速。螺塔极低，体环高。缝合线斜而深。壳口大，椭圆形至近三角形，口缘简单。壳面具生长线。淡水生。古近纪至现代，世界各地。化石在中国北方中新统及更新统均有产出。

【双壳纲】 Bivalvia 软体动物门的一纲。全身侧扁，左右对称。软体外有两个壳瓣，故名双壳纲。多具瓣状鳃，又名**瓣鳃纲**(Lamellibranchia)；或因常有发育的斧形足，又称**斧足纲**(Pelecypoda)；或因其头部退化而称**无头纲**(Acephala)。双壳纲一名最早，多采用此名。个体形状大小差异很大，最小成年个体可小于1毫米，大者体长可达2.5米左右。软体外一般具有左右两个互相对称、大小相等、凸度相同的外壳，而每一壳的前后两侧多不对称，固着生活的种类两壳常不等也不对称，一般固着壳较膨凸。壳体由壳表的贝壳质表壳层及内部的钙质壳层组成。壳形变化大，多为圆形、椭圆形、三角形或扇形等。壳喙一般指向前方，也有彼此相对或向后弯曲者。壳喙与铰合线之间的面为基面，有的壳喙之前可形成心脏形凹陷的小月面，壳喙之后形成长盾形凹陷的盾纹面。韧带司壳开启，外韧带附着于两壳背缘的基面或韧片，内韧带则位于两壳背缘下的壳内弹体窝中。从壳顶向壳面延伸的脊为壳顶脊，若其伸向后腹方则称为后壳顶脊。有的壳体背缘前后伸出翼状前耳及后耳，通常前耳小后耳大。前耳下有供足丝伸出的足丝凹曲(左壳)和足丝凹口(右壳)。壳的内面有一个或两个闭肌痕，两个者称双柱，等大(等柱)或前小后大(异柱)；一个则称单柱，必在后部或中央偏后。壳内近腹部有一条与腹边缘平行的外套线，有的外套线后部弯曲成外套湾。每壳背部内侧多具有齿及齿窝，两壳的齿与齿窝互相对应，司壳铰合，铰齿数目及排列方式变化很大，可分为枹齿型、假异齿型、裂齿型、异齿型、等齿型、弱齿型。齿式是双壳纲分类的重要依据之一。壳面具同心壳饰及放射壳饰，或可具刺、瘤等。双壳纲化石多仅保存外壳或外壳印模等，外观与腕足类外壳十分相似，但腕足类壳分腹背，具有茎孔，两壳大小不等，也不对称，每一壳两侧对称，腹壳具齿，背壳具齿窝，数目均为两个，壳内且可有腕骨、齿板等复杂构造，壳内肌痕及壳层构造也明显不同。双壳纲的分类意见迄未一致，一般分为古枹齿亚纲、隐齿亚纲、翼形亚纲、古异齿亚纲、异齿亚纲及异韧亚纲。全为水生，主要海生，少数半咸水或淡水生，底栖爬行或穴居于泥沙或其他物体中，也有固着或游泳生活，分布广泛。寒武纪至现代，以中生代及新生代最为繁盛，中国发现双壳类化石甚多。



双壳类外壳构造

【古枹齿亚纲】 Palaeotaxodonta 双壳纲的一亚纲。等壳较小，文石质，内壳层多为珠母质。铰齿枹齿型。多具内韧带，或具外韧带，等柱闭壳肌，外套线多完整，或具浅外套湾，成年体无足丝，现生代表具原鳃。全为海生，游移底栖生活。寒武纪至现代。化石有粟蛤(*Nucula*)、梳齿蛤(*Ctenodonta*)等。

【隐齿亚纲】 Cryptodonta 双壳纲的一亚纲。多等壳，小而薄，文石质。铰齿不发育，或具枹齿。外韧带。闭壳肌多为等柱，外套线完整，偶具小外套湾。现生代表具原鳃。海生，多内栖滤食。奥陶纪至现代。类型不多，有蛏海螂(*Solemya*)等。

【翼形亚纲】 Pteriomorphia 双壳纲一亚纲。壳形变化大，不等壳或等壳，常具耳，壳质为文石或方解石，或两者兼有。铰齿枹齿型、等齿型或无齿。外韧带。多为异柱，也有等柱及单柱者。外套线完整。现生代表多具丝鳃，有些为真瓣鳃。多为海生，少数生活于淡水，多以足丝固着或以壳体固着生活，也有为钻孔，浅掘穴等。奥陶纪至现代。常见属有箱蚶(*Arca*)、贻贝(*Mytilus*)、翼蛤(*Pteria*)、海扇(*Pecten*)、牡蛎(*Ostrea*)等。

【古异齿亚纲】 Palaeoheterodonta 双壳纲一亚纲。壳文石质，具珠母质内壳层，铰齿变化大，有假异齿型、裂齿型、枹齿型

等。等柱闭壳肌。外韧带。外套线完整。现生代表具丝鳃、真瓣鳃。包括海生的三角蛤类及非海生的蚌类等。寒武纪至现代。化石有瓢形蛤(*Modiomorpha*)、三角蛤(*Trigonia*)、古米台蚌(*Palaeomutella*)、日本蚌(*Nippononaia*)等。

【异齿亚纲】 Heterodonta 双壳纲一亚纲。等壳或不等壳,文石质,无珠母质内壳层。铰齿异齿型、厚齿型或不发育。外韧带,少数具内韧带,等柱闭壳肌。现生代表具真瓣鳃。海生为主,少数生活于淡水,掘穴、钻孔或以壳体固着生活。奥陶纪至现代。常见有蓝蜬(*Corbicula*)、满月蛤(*Lucina*)、马尾蛤(*Hippurites*)等。

【异韧亚纲】 (Anomalodesmata) 双壳纲的一亚纲。多为不等壳,原始种类等壳。壳文石质,多具珠母质内壳层,壳面常具细小斑点或锥形刺,深掘穴类型壳后形成张口。弱齿型。外韧带,有的具内韧带,多为等柱闭壳肌,偶为异柱。水管多发育。现生代表具真瓣鳃或隔鳃。均为海生,多为深掘穴类型。奥陶纪至现代。化石有缅甸蛤(*Burmesia*)等。

【梳齿蛤】 *Ctenodonta* 双壳纲的一属。等壳,长椭圆形,壳顶近中央。沿铰缘具一列小而弯曲的栉齿。后韧式外韧带。闭肌痕等柱。无外套湾。壳面光滑,仅具生长线。奥陶纪至志留纪,世界各地。中国奥陶系及志留系均有产出。

【拟瓢蛤】 *Modiolopsis* 双壳纲的一属。等壳,薄,横卵形,前小后大。壳喙近于前端,壳面中部无明显的中央凹陷。齿不发育。闭肌痕两个,前小而深,后大而浅。壳面具生长线。晚奥陶世,世界各地。


拟瓢蛤

【克氏蛤】 *Claraia* 双壳纲的一属。壳近圆形,两壳不等,左凸右平。壳喙位于前端,铰边直,短于壳宽。前耳小,足丝凹口显著,后耳较大,与壳顶部分界不甚明显。壳面多具生长线,有的具放射纹。齿不发育。海生。亚洲、欧洲、北美、大洋洲及东非早三叠世。中国产于海相下三叠统。

【鱼鳞蛤】 *Daonella* 双壳纲的一属。两壳扁平,等大,半圆形至半卵形。铰边直而长,壳喙小而微凸,位于近中部。无耳。壳面放射纹发育。铰齿不发育。海生。中三叠世至晚三叠世,亚洲、欧洲及北美。中国产于南方中三叠统。

【褶翅蛤】 *Myophoria* 双壳纲的一属。壳近三角形,壳喙较前转。壳面具一条或少数放射脊,后壳顶脊发育,此脊以上的壳面饰纹与其余部分不同。每壳有两短齿,属裂齿型。海生。三叠纪,亚洲、欧洲、大洋洲、东非及北美。中国产于南方海相三叠系。

【正海扇】 *Eumorphotis* 双壳纲的一属。壳扇形,不等壳,左凸右平。壳喙较靠前,两侧近于对称。铰边直而长,多与壳长相等。两耳发育,前耳小,足丝凹口显著,以较发育的耳凹与壳顶部分开,后耳较大,与壳顶部无显著的耳凹相隔。铰齿不发育。壳面具放射脊或放射纹。海生。三叠纪,亚洲、欧洲及北美。中国产于海相三叠系。

【费尔干蚌】 *Ferganoconcha* 双壳纲的一属。壳薄,长卵圆形或近四边形,膨凸。壳顶宽平,常靠近前端,不或微突出于铰边之上,无显著后壳顶脊。壳面具细密之同心纹,或形成较深的同心层。每壳在壳顶前后各有一短狭的片状铰齿。生活于淡水。侏罗纪,亚洲。中国陆相侏罗系中化石很多。


费尔干蚌

【假铰蚌】 *Pseudocardinia* 双壳纲的一属。壳卵形至圆三角形,膨凸,后部向后下方伸展。常具有后壳顶脊。右壳喙下有一个具小沟棱的三角形假主齿,其后有时尚有弱而短的齿状突起,前片状齿2个,后片状齿2~3个,均与壳边近于平行。生活于淡水。亚洲侏罗纪,中侏罗世最繁盛。中国产于陆相中侏罗统。

【球蜬】 *Sphaerium* 双壳纲的一属。壳小而薄,圆形至长卵圆形。壳顶微向前倾,前端较短。壳面光滑或具生长线。异齿型,左壳具斜列的薄主齿,前、后侧齿均为光滑片状,右壳有一个常分叉的主齿。闭肌痕浅,位于壳边,无外套湾。生活于淡水。中侏罗世至现代,世界各地。化石在中国多见于北方上侏罗统,白垩系和新生界中也有产出。

【珠蚌】 *Unio* 双壳纲的一属。壳厚,横向延长成卵圆形或方圆形,前端圆润,后部伸长。壳顶靠前,具后壳顶脊。壳面具生长线或同心皱,壳顶饰有锯齿状褶脊或"W"形排列的两列瘤。铰齿假异齿型。闭肌痕异柱,无外套湾。生活于淡水。晚三叠世至现代,世界各地。中国此类化石多产于陆相中、新生代地层中。

【楔蚌】 *Cuneopsis* 双壳纲的一属。壳厚大,前端宽圆,后端狭而稍尖,略呈楔形。壳面具粗生长线。壳顶饰有倒人字形或"W"形褶脊。后壳顶脊明显。假主齿短,片状齿长。闭肌痕两个,前深后浅。生活于淡水。侏罗纪至现代,东亚及非洲。中国侏罗纪及新生代陆相地层中均有此类化石。


楔蚌

【类三角蚌】 *Trigonioides* 双壳纲的一属。壳中等大小,近三角形至横长梯形。壳面饰脊特殊,中部为尖端略向后斜的V形放射脊,其前、后部分则为人字型脊饰。铰齿假异齿型,齿上均具规则沟纹。生活于淡水。亚洲,白垩纪。中国陆相下白垩统中化石较多。

【富饰蚌】 *Nippononaia* 双壳纲的一属。壳椭圆形,前端略高,壳顶宽平,位于前端。壳面具有V字形及人字形纹饰。具两个短假主齿和两个后片状齿。内腹边有边缘凹曲。晚侏罗世至早白垩世,亚洲东部。中国产于东北上侏罗统及下白垩统。


富饰蚌

【海扇】 *Pecten* 双壳纲的一属。壳近圆形。两壳明显不等,右壳显著凸起,左壳平或凹。耳发育,两耳相等或前耳稍大,足丝凹口浅。壳内铰合线中央有三角形内韧带窝,在其两侧各生一齿,齿的大小与位置互相对称,属等齿型。闭肌痕一个,位于后端。壳面多具放射纹。海生。新近纪至现代,世界各地。中国化石产于台湾省中新统。


海扇

【丽蚌】 *Lamprotula* 双壳纲的一属。壳厚,三角形、长方形或近卵形。壳面有较粗且微成片状的同心纹,并常具瘤状突起。壳顶部分隆起并常有尖端指向后方的V形或W形壳饰。假主齿粗大,片状齿长,均具有沟纹。前闭肌痕深而小。淡水生活。亚洲中侏罗世至现代。中国陆相中侏罗统和北方新生代地层中化石很多。


丽蚌

【掘足纲】 Scaphopoda 软体动物门的一纲。体细长,两侧对称,头不发育,无眼,腹面伸出一锥状足,作掘泥沙之用,故名掘足。体外被钙质锥状壳,壳微弯曲,两端开口,前口大,后端尖

细，壳面光滑或具饰纹。海生底栖，掘泥生活，仅壳的后半端露于海底泥沙之上。奥陶纪(?)，泥盆纪至现代。典型代表为角贝(*Dentalium*)。中国黔西上二叠统已有发现。


角贝

【头足纲】 Cephalopoda 软体动物门中最高级的一纲，因足环列于头部而得名，现生的乌贼、章鱼、鹦鹉螺等均属此纲。体左右对称，分为头、足、胴三部。足特化成腕及漏斗，腕 8 个、10 个或更多，环生于口的周围，用于捕食、爬行等。多分泌钙质硬壳，壳被体外，或位体内，也有无壳者。外壳多为长锥形管，两侧对称，直、弯曲或旋卷，大小不一，长从数毫米至近 10 米。壳内为许多横向隔壁分为若干气室，最前端为体室，始端为原壳，两者间有一纵贯气室及隔壁的体管。过去根据壳的位置，头足纲分为两个亚纲：壳在软体外面的外壳亚纲(Ectocochlia)，因具四鳃，又称四鳃亚纲(Tetrabrachiata)；壳在软体内部的鞘形亚纲(Coleoidea)，又称内壳亚纲(Endobrachiata)，因具两鳃，亦称二鳃亚纲(Dibranchiata)。现在通用的分类系统中已将外壳亚纲细分为直角石亚纲、鹦鹉螺亚纲、内角石亚纲、珠角石亚纲、菊石亚纲、杆石亚纲，化石在古生代及中生代海相地层中非常丰富，十分重要；现生仅鹦鹉螺 1 属。鞘形亚纲在现代海洋中极为丰富，约 130 属 650 种；化石种类以箭石类为主，繁盛于中生代。头足类全为海生，广泛分布于浅海、深海或大洋上层，是凶猛的肉食动物。化石十分丰富，是一类很重要的标准化石及指相化石。

【外壳亚纲】 Ectocochlia 头足纲的一亚纲，因壳在软体外部，故名。因具四鳃，又称**四鳃亚纲**(Tetrabranchiata)。外壳亚纲现多细分为鹦鹉螺亚纲、内角石亚纲、珠角石亚纲、杆石亚纲、菊石亚纲。或将鹦鹉螺亚纲再分为直角石亚纲及鹦鹉螺亚纲。

【直角石亚纲】 Orthoceratoidea 软体动物门，头足纲的一亚纲。壳为长锥状管，两侧对称，直或弓状，类型多样。因多呈圆锥形，似羊角而名角石。壳面光滑或具饰纹。缝合线大都为简单的环形，少数弯曲。体管细，多位于壳体中央或近中央，少数位于腹面或背面。隔壁颈多为直短颈式，或为弯颈式，体管节膨胀。连接环薄或厚，无或有体管沉积。常有气室沉积。直角石亚纲可分为爱丽斯木角石目、直角石目、袋角石目。全为海生，底栖爬行或游泳底栖生活。始见于晚寒武世，奥陶纪最盛，志留纪后显著衰退，至晚三叠世绝灭，中国直角石类化石非常丰富。



直壳鹦鹉螺外壳构造

【内角石亚纲】 Endoceratoidea 头足纲的一亚纲。一般为直形壳，中等大至巨大，已发现有长近 10 米的标本。体管一般粗大，圆柱状，多位于壳的腹边或近腹边，后部具内锥。隔壁颈为无颈式至长颈式，连接环简单或复杂。无气室沉积。奥陶纪，只有一属可能延至志留纪。化石甚多，分布广，十分重要，如内角石(*Endoceras*)、满洲角石(*Manchuroceras*)等。

【珠角石亚纲】 Actinoceratoidea 头足纲的一亚纲。多为直形壳，中等大至巨大。体管多较大，可达壳体直径的 1/2，位于壳的近中心或近腹部，具独特的环珠沉积。隔壁颈多短而弯曲，体管节向气室方向膨胀，呈串珠状，一般宽大于长，也有长大于宽或近球状者。气室沉积发育。奥陶纪至石炭纪。奥陶系化石多而重要，如阿门角石(*Armenoceras*)、多泡角石(*Polydesmia*)、链角石(*Ormoceras*)等。

【爱丽斯木角石目】 Ellesmerocerida 头足纲直角石亚纲的一目。一般壳体较小，直或微弯曲，内腹式壳。体管位于边缘，具闭板，隔壁密集，隔壁颈短，直或弯曲，连接环厚而复杂。本目特征变化大，尚有具轮环的直角石式壳、外腹式壳、体管近于中心、连接环薄、隔壁颈长的类型。始见于晚寒武世，早奥陶世即大盛，晚奥陶世衰退，有一属可能延至志留纪。化石有产于中国北方上寒武统的短棒角石(*Plectronoceras*)、奥陶纪的前环角石(*Protocycloceras*)、梯级角石(*Bathmoceras*)等。

【直角石目】 Orthocerida 头足纲直角石亚纲的一目。壳一般较细，直或略弯，但不旋卷。体管细，圆柱状，或体管节略膨胀，隔壁颈直颈式，或为次生弯颈式，连接环薄，可具有附壁沉积。气室沉积发育。壳面光滑或具饰纹。奥陶纪至三叠纪，繁盛于奥陶纪至志留纪。再分为两超科：具直颈式或亚直颈式隔壁颈的直角石超科，化石有米契林角石(*Michelinoceras*)、震旦角石(*Sinoceras*)等；具弯颈式隔壁颈的假直角石超科，化石有**假直角石**(*Pseudorthoceras*)、豆房沟角石(*Tofangoceras*)等。

【袋角石目】 Ascocerida 头足纲直角石亚纲的一目。壳形奇异，由代表两个不同生长阶段、特征各异的壳体组成。幼年期壳细直或略弯，气室长，隔壁颈直颈式或亚直颈式，体管细小，近于中心，体管节略有膨胀。成年期壳突然变为粗短形的短角石式，气室少，隔壁在背部弯曲、隔壁颈为弯颈式，体管粗大，位于腹边或近腹边，体管节膨大。幼年期壳常脱落或在动物死后断去，而仅保存成年期壳。奥陶纪至志留纪。化石相对较少，代表属为袋角石(*Ascoceras*)。


袋角石

【鹦鹉螺亚纲】 Nautiloidea 软体动物门头足纲的一个亚纲。平旋壳，少数为环形、弓形壳，或部分旋壳如薇角石。体管细，多位于中心。隔壁颈直短颈式一般无体管沉积，分为箭钩角石目、叠盘角石目、塔飞角石目、巴兰德角石目及鹦鹉螺目。化石发现于早奥陶世—早石炭世；仅鹦鹉螺目中的鹦鹉螺属(*Nautilus*)，为外壳类唯一的现生属。分布于西南太平洋，自吕宋岛至萨摩亚群岛一带，中国台湾海峡、南海等地也有空壳产出。

【箭钩角石目】 Oncocerida 头足纲鹦鹉螺亚纲的一目。短角石式或弓角石式壳，多为外腹式，两侧压扁，口部通常收缩，也有壳为直形、旋卷、呈内腹式、腹背压扁者。隔壁薄、隔壁颈幼年期为弯颈式，连接环一般薄。体管位于腹侧，体管节细，也有较大且膨胀者。可有星节珠沉积及薄的气室沉积。壳面光滑或具饰纹。奥陶纪至早石炭世。化石有箭钩角石(*Oncoceras*)、理查逊角石(*Richardsonoceras*)等。

【叠盘角石目】 Discosorida 头足纲鹦鹉螺亚纲的一目。壳中等至大，短角石式或短的弓角石式，也有为直角石式壳，内腹式，偶为外腹式，口部常收缩。体管较大，位于中央或边缘，隔壁颈弯颈式，体管节膨胀，连接环厚而复杂，围绕隔壁颈形成由内层及外层组成的瘤节，可具附壁沉积。奥陶纪至中泥盆世，晚泥盆世?，以奥陶纪、志留纪为主。化石代表为叠盘角石(*Discosorus*)、闭角石(*Phragmoceras*)等。叠盘角石类与珠角石类十分相似，可根据其厚而复杂的连接环及内体管特征区别。

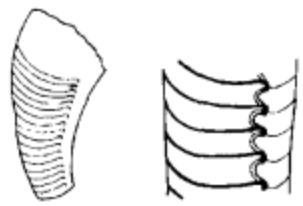
【塔飞角石目】 Tarphycerida 头足纲鹦鹉螺亚纲的一目。壳平旋、松卷或外卷，成年期壳常松开而不与早期的壳接触，或成直壳(如薇角石)。旋环断面形状变化大，是分科的重要依据之一。幼年期体管位于腹边，成年期可移至背侧、腹侧或近中心，隔壁颈为直颈

式,连接环厚。壳口常变形,口缘具明显的腹湾。奥陶纪至志留纪。化石有盘角石(*Discoceras*)、薇角石(*Lituites*)等。

【巴兰德角石目】 Barrandeocerida 头足纲鹦鹉螺亚纲的一目。壳弓角石式或为松旋、外旋、螺旋等。体管细,位于中心或近中心,壁薄,无内体管,隔壁颈直颈式。某些衍生种类体管移至腹部或略偏于背部,隔壁颈为弯颈式,体管节膨胀。未见有气室沉积。壳面光滑或具轮环、纵肋。奥陶纪至中泥盆世。化石较少,如巴兰德角石(*Barrandeoceras*)等。

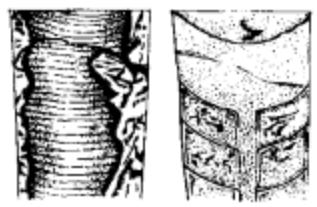
【鹦鹉螺目】 Nautilida 头足纲鹦鹉螺亚纲的一目。壳旋卷,外旋或内旋,也有为弓角石式、环角石式等。除少数外,体管为细圆柱状,连接环薄,位于近中心。无气室沉积及体管沉积。缝合线直线形,或具明显的鞍和叶,有些特殊类型的缝合线十分复杂。壳面光滑或具饰纹。泥盆纪至现代。化石有带角石(*Tainoceras*)、肋鹦鹉螺(*Pleuronautilus*)等,现仅存鹦鹉螺(*Nautilus*)一属,是鹦鹉螺亚纲中唯一的现生代表,分布于西南太平洋自吕宋岛至萨摩亚群岛一带,中国南海也有产出。

【短棒角石】 *Plectronoceras* 头足纲、直角石亚纲的一属。壳弯曲,两侧压缩。体管细,位于壳的凹面边缘。隔壁多而密,隔壁颈弯钩状,体管内无闭板。晚寒武世。只产于中国北方上寒武统。


短棒角石

【梯级角石】 *Bathmoceras* 头足纲、直角石亚纲的一属。壳直,腹背压缩。体管宽,位于腹部边缘。隔壁颈直而短,其尖端向上翘起。连接环向前膨大呈棒锤状。缝合线在腹部中央常形成窄陡的倒 V 形鞍。气室低。早-中奥陶世,亚洲、欧洲及大洋洲。中国产于湖北中奥陶统。

【震旦角石】 *Sinoceras* 曾称**中华角石**。头足纲、直角石亚纲的一属。壳长圆锥形,壳面复以显著的波状横纹,隔壁颈直,长约相当于气室深度之半。体管细小,位于壳的中央或稍偏。住室无纵沟。晚奥陶世早期,中国,主要产于南方。


震旦角石

【米契林角石】 *Michelinoceras* 头足纲、直角石亚纲的一属。壳长而直,扩大缓慢,横切面为圆形。住室长,无纵沟。体管细,位于壳的中央或近中央。隔壁颈直而短,气室高。壳面光滑或具纵纹。奥陶纪至三叠纪,亚洲、欧洲及北美。中国多产于南方的奥陶系。此属与直角石(*Orthoceras*)极为相似,但直角石的主要特征是住室中具三个对称排列的纵沟,壳壁外层表面具细的纵肋与横肋,壳壁内层具细斑状结构。中国过去所发现的这一类标本多是壳的气室部分,未见住室,是否具有三个纵沟难以断定,故现多归在米契林角石属中,作为形态属。

【豆房沟角石】 *Tofangoceras* 头足纲、直角石亚纲的一属。壳直,横切面多为卵圆形。体管小,串珠状。体管及气室具不规则沉积物。壳面具平或略斜的轮环。奥陶世,中国及朝鲜北部。中国产于北方中奥陶统。

【薇角石】 *Lituites* 头足纲鹦鹉螺亚纲的一属。幼年期壳平卷,成年期变成直壳。体管位于壳的近背边,隔壁颈直而短。壳面具明显的横肋及与之平行的生长纹。口缘弯曲,具一腹缺、一背缺及两个腹侧突起。中-晚奥陶世,亚洲及欧洲。中国产于南方庙坡组等。


薇角石

【头带角石】 *Tainoceras* 头足纲鹦鹉螺亚纲的一属。壳外卷呈盘状,旋环少,横切面近四方形。体管细,位于壳的近腹部。脐宽而深。腹侧部分有一排瘤,腹部中间为一浅沟,沟之两侧各具一排瘤。壳面饰有生长纹。缝合线在腹部、背部及两侧各具一宽浅的叶,鞍短窄。石炭纪至二叠纪,亚洲、欧洲及北美。中国产于南方中二叠统。

【湖南角石】 *Hunanoceras* 头足纲鹦鹉螺亚纲的一属。壳旋卷呈球形,旋环增长很快,腹背压缩很强,侧面具尖锐的侧旋棱。脐大且深,脐壁高而陡。腹部宽,具有两排长瘤。体管细,位于壳的近背面。壳口宽而低,具有一宽形的腹湾。缝合线略呈直线形。产于中国湖南中二叠统。

【满洲角石】 *Manchuroceras* 头足纲内角石亚纲的一属。化石多仅保存体管,体管短粗,直或稍弯曲,横切面圆形或腹背压缩,腹边常扁平,顶端常具一乳状突起。体管外面具向腹面上升之斜环。内体房更近体管之背面,其腹边向内凹入,形成腹突。有时腹侧有一体隙。早奥陶世,亚洲、北美及大洋洲。中国多产于北方下奥陶统,南方也有产出。


满洲角石

【内角石】 *Endoceras* 头足纲内角石亚纲的一属。壳直,横切面为圆形,壳面光滑。隔壁颈直,长达一个气室。体管粗大,位于壳的腹部或近腹部,有内锥,内隔壁少,内体房尖圆锥形或腹背压缩,未见体隙。奥陶纪,亚洲、欧洲及北美。中国主要产于南方中奥陶统,北方也有产出。

【鞘角石】 *Vaginoceras* 头足纲内角石亚纲的一属。壳直。隔壁颈直,长度为一个气室或稍长。体管粗大,位于腹侧,连接环较厚,具内锥,内隔壁较多,两侧压缩,横切面呈楔形,背、腹各具一个体隙(纵板状构造)。鞘角石与内角石十分相似,两者内体管特点不同,中国过去所发现的这一类标本,体管内构造多未保存,仅以隔壁颈的长度区分,即隔壁颈长仅达 1 个气室的为内角石,超过 1 个气室者为鞘角石。奥陶纪,亚洲、欧洲及北美。中国产于湖北、江苏等地中奥陶统。


鞘角石

【双房角石】 *Dideroceras* 头足纲内角石亚纲的一属。壳细长,与鞘角石相似,但隔壁颈长达一个半至两个气室。内锥管顶部靠近体管中央,内隔壁不显,未见体隙。奥陶纪,亚洲、欧洲及南美洲。中国主要产于南方中奥陶统。

【鄂尔多斯角石】 *Ordosoceras* 头足纲珠角石亚纲的一属。壳大而直,横切面为圆形或近卵形。体管粗大,位近壳的中心。隔壁颈较长且向外弯,连接环向外呈球状弯曲,最后部分收缩升高,与下面隔壁形成 1~1.5 毫米的间距。气室较小。体管内部有倾斜的放射状细支管。中奥陶世,产于中国北方。

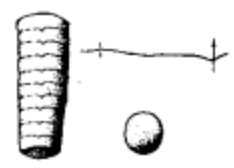
【珠角石】 *Actinoceras* 头足纲珠角石亚纲的一属。壳直。体管粗大,体管节扁宽似串珠。隔壁颈向外弯曲与隔壁呈 45 度角。体管内悬垂环珠沉积发育,中央留有中央管及向外放射的放射管。奥陶纪,亚洲及北美。

【阿门角石】 *Armenoceras* 头足纲珠角石亚纲的一属。壳直,中等至大。隔壁较密,隔壁颈极短,弯颈式,颈缘长且与隔壁接触或相距很近。体管大呈宽扁串珠状,悬垂环珠沉积发育。此属与珠角石相似,但体管节更扁宽,隔壁颈极短,颈缘部分很长,且向外反转。奥陶纪至志留纪,亚洲、欧洲及北美。中国多产于

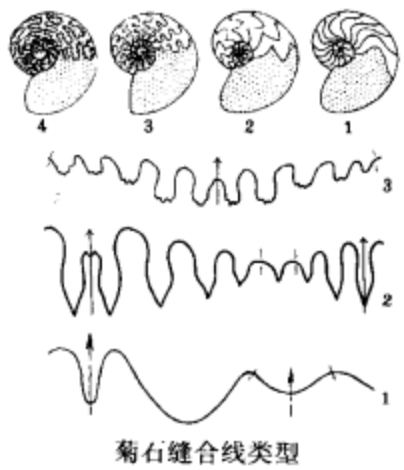

阿门角石

北方中、上奥陶统。

【杆石亚纲】 Bactritoidea 软体动物门头足纲的一亚纲。壳多为直的窄圆锥形或宽圆锥形，也有稍为弯曲者，横断面圆形或椭圆形，原壳球形或蛋形。体管简单，位于壳的腹缘，隔壁颈为直颈式或弯颈式。缝合线直或略弯曲，成年期均具一小而浅的V形腹叶，某些进化类型可具有一背鞍及侧叶。壳面通常光滑，有的具有饰纹。杆石在头足纲的分类中，过去多根据其体管位置而列入菊石亚纲，并认为菊石是从杆石演化而来，但也有将其隶属于鹦鹉螺亚纲，现在多主张为一个独立的亚纲。全为海生，奥陶纪至三叠纪，主要生存于晚古生代，二叠纪末绝大部分绝灭。化石有杆石(*Bactrites*)、叶杆石(*Lobobactrites*)、副杆石(*Parabactrites*)等。


杆石

【菊石亚纲】 Ammonoidea 软体动物门头足纲的一亚纲。壳旋卷，多呈盘状或球状，少数壳形不规则。壳面光滑或饰有纹、肋、瘤、刺等。无气室沉积。体管小，构造简单，成年期多为前伸体管，幼年期及原始类型则多为后伸体管，除海神石目外，多位于壳的腹面。壳口可具单口盖或双口盖。隔壁边缘褶皱，缝合线类型复杂，对于研究菊石的演化及分类非常重要。菊石缝合线一般可分为①无棱菊石型缝合线，鞍、叶均呈宽圆状，数目较少，泥盆纪；②棱菊石型缝合线，鞍叶均完整，常呈尖棱状，多见于晚古生代，可延至三叠纪；③齿菊石型缝合线，鞍完整而叶成齿状，石炭纪至三叠纪，以三叠纪为主；④菊石型缝合线，鞍叶均再分化成齿状，二叠纪至白垩纪，侏罗纪及白垩纪为主。菊石亚纲根据缝合线的特征等可再分为八个目：似古菊石目、海神石目、棱菊石目、前碟菊石目、齿菊石目、叶菊石目、弛菊石目及菊石目。全为海生，游泳或在海底爬行生活。泥盆纪至白垩纪，中生代最繁盛，对中生代海相地层的划分对比作用很大。中国晚古生代及中生代海相地层中都含有丰富的菊石。



菊石缝合线类型

【似古菊石目】 Anarcestida 头足纲菊石亚纲的一目。原始的菊石，体管位于腹侧，隔壁颈向后，缝合线棱菊石型，叶的数目不等，有些仅有3~4个，多者可具10个，或具助线系或(及)偶生叶。仅出现于泥盆纪。化石有尖棱菊石(*Manticoceras*)、无棱菊石(*Agoniatites*)等。

【海神石目】 Clymeniida 头足纲菊石亚纲的一目。是一类原始的菊石，壳外卷到内卷，住室很长，一般等于一旋环或更长。无脐孔。体管位置与一般菊石不同，位于壳的背部。隔壁颈向后延伸，一般很长，壳面光滑或具各种横肋或刺状物。缝合线为棱菊石型，有的类别腹叶消失。仅出现于晚泥盆世。化石有海神石(*Clymenia*)、棱海神石(*Gonioclymenia*)等。中国广西、贵州等地上泥盆统发现有丰富的海神石类化石。

【棱菊石目】 Goniatitida 头足纲菊石亚纲的一目。壳形变化大。缝合线棱菊石型，多具8个叶，腹叶、背叶各一个，第一侧叶、外侧叶及内侧叶各一对，各叶可再二分或三分成更多的叶，可具助线系，原始类型叶的数目较少。除原始类型外，为前伸体管。中泥盆世至二叠纪。化石有圆叶菊石(*Tornoceras*)、棱菊石(*Goniatites*)、环叶菊石(*Cyclolobus*)等。

【前碟菊石目】 Prolecanitida 头足纲菊石亚纲的一目。壳盘形至薄透镜形，缝合线棱菊石型至齿菊石型，具助线系。隔壁颈向后延伸，为后伸体管。晚泥盆世至三叠纪。化石有前碟菊石(*Prolecanites*)、麦得利菊石(*Medlicottia*)、假胄菊石(*Pseudosagenoceras*)等。

【齿菊石目】 Ceratitida 头足纲菊石亚纲的一目。壳形多种多样，多具各种壳饰，尤以粗的横肋为常见。缝合线多为齿菊石型，少数为棱角石型及菊石型。二叠纪至三叠纪。大部分三叠纪菊石均属此目，如蛇菊石(*Ophiceras*)、米克菊石(*Meekoceras*)、前粗菊石(*Protrachyceras*)等。

【叶菊石目】 Phylloceratida 头足纲菊石亚纲的一目。壳平卷，壳面光滑或具微弱饰纹。缝合线菊石型，但其鞍部裂成叶片状，每一个小叶的顶部浑圆，整个鞍部颇似蕨类植物的一片复叶。三叠纪至白垩纪。化石相对较少，有光叶菊石(*Leiophyllites*)等。

【弛菊石目】 Lytoceratida 头足纲菊石亚纲的一目。壳外旋或为异型壳，旋环横断面近圆形。缝合线菊石型，由少数很复杂的鞍和叶组成，鞍部分裂成许多小叶，其顶端多较尖锐而不浑圆，无助线系。侏罗纪至白垩纪。化石代表有弛菊石(*Lytoceras*)、杆菊石(*Baculites*)、塔菊石(*Turrilites*)等。

【菊石目】 Ammonitida 头足纲菊石亚纲的一目。壳多平旋，厚且多具显著饰纹，如横肋、纵脊、瘤、刺等。缝合线菊石型，大都十分复杂，鞍部主要二分，有时三分，但不呈叶状，并再二分。侏罗纪至白垩纪。除弛菊石类及叶菊石类外的所有侏罗纪及白垩纪的菊石均属此目，包括属种极多。化石有香港菊石(*Hongkongites*)、束肋旋菊石(*Virgatosphinctes*)、白羊石(*Arietites*)等。

【尖棱菊石】 *Manticoceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳旋卷，扁饼状，腹部窄圆形到尖棱状。壳面饰有弓形的生长线，脐中等宽，缝合线棱菊石型，叶6个，腹叶3分，侧叶、内侧叶各1对，背叶V形。晚泥盆世，广布于世界各地。中国产于湖南、广西上泥盆统。


尖棱菊石

【假海乐菊石】 *Pseudohalorites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳内卷为椭圆形，旋环横断面呈半圆形。脐很窄或闭合。体管位于中央。壳面具有显著的横肋和沟，横越腹部而不中断。缝合线齿菊石型，叶和鞍均为8个。亚洲中二叠世。中国产于湖南中二叠统。

【水城菊石】 *Shuichengoceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳内卷呈扁盘状，旋环包卷很紧，脐窄而深，腹部窄圆。壳面具很多弯曲的细纹。缝合线棱菊石型，腹鞍具近直角弯曲的侧边，分腹叶成两个尖的支叶，侧鞍宽，顶端尖，侧叶窄稍尖。产于中国贵州水城上石炭统。

【棱菊石】 *Goniatites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳近内卷呈球形，腹部宽圆，脐部窄小。缝合线为标准的棱菊石型，腹叶分为两支叶，侧鞍顶部近棱形至棱形。早石炭世，亚洲、欧洲、非洲及北美。中国产于宁夏下石炭统。

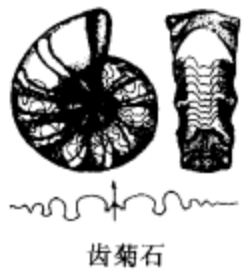
【腹菊石】 *Gastrioceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳旋卷，亚盘状到球形，腹部圆。脐大，脐缘上有瘤。壳面饰有细的纵纹和横纹。棱菊石型缝合线，鞍叶均为8个，腹支叶窄尖。晚石炭世，世界各地。中国产于甘肃、宁夏、贵州等地。

【假胄菊石】 *Pseudosagenoceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳内卷，扁饼状，两侧扁平，腹部尖或具窄的双腹棱。脐很窄或闭

合。缝合线为多叶式，由多个二分偶生叶、1～2个三岔侧叶及很短的辅助叶组成。鞍顶完整，窄圆形或矛状。早三叠世，亚洲、欧洲及北美。中国产于广西、贵州等地下三叠统。

【假提罗菊石】 *Pseudotirolites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳外卷，盘状，侧部具明显的肋，近腹部常有腹侧瘤和横肋，腹棱明显。齿菊石型缝合线，侧叶宽而深，下端具很多锯齿，腹鞍低，分腹叶为两个尖的腹支叶，鞍部为圆顶。产于中国南方上二叠统大隆组。

【齿菊石】 *Ceratites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳圆盘状，壳面有横肋，近脐及外缘上常有瘤。腹部宽平，无肋纹。齿菊石型缝合线。产于欧洲中三叠统。


齿菊石

【蛇菊石】 *Ophiceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳外卷，呈盘状，腹部窄圆。脐部很宽，脐壁高而直立。壳面一般光滑或具少数不明显的肋或瘤。缝合线齿菊石型。早三叠世，亚洲。中国产于南方下三叠统下部。

【米克菊石】 *Meekoceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳外卷至半内卷，扁饼状，侧面扁平，腹部多平。壳面平滑或饰有微弱的横纹。齿菊石型缝合线，叶部下端齿少而显著。早三叠世，亚洲及北美。中国产于南方下三叠统。


米克菊石

【粗菊石】 *Trachyceras* 头足纲菊石亚纲的一属。壳近内卷呈厚饼状或扁饼状。腹部窄圆，腹中沟明显，两旁的腹棱上有两排瘤。侧面饰有微弯的肋纹，肋上有若干排成旋转状的瘤。亚菊石型缝合线，每边有两个分齿不长的侧叶。中三叠世晚期至晚三叠世早期，亚洲、欧洲及北美。中国产于云南中、上三叠统。

【塔菊石】 *Turrilites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳旋转成尖塔状，旋卷较密，顶角小。旋环横切面为圆或方形。壳面具直立的横肋，常在露出面的中央间断，肋上有瘤。菊石型缝合线，侧叶二分。晚白垩世，亚洲、欧洲、非洲及北美。中国产于西藏上白垩统。

【香港菊石】 *Hongkongites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳半外卷，厚盘状。旋环横切面近长方形。腹部穹圆，具浅的腹沟。壳的侧面有单一及二分的粗肋，在腹部中间中断，形成光滑的浅腹沟。缝合线不详。产于中国广东下侏罗统。

【白羊石】 *Arietites* 头足纲菊石亚纲的一属。壳体一般很大，外卷呈盘状，脐宽。旋环增大很慢，横切面近方形，侧面具有明显的单一粗肋，至腹侧部分迅速转向前方。具三条腹棱，中棱显著突起，两侧各有一条光滑的腹沟。菊石型缝合线。早侏罗世，亚洲、欧洲及美洲。中国产于广东、湖南、西藏下侏罗统。

【束肋旋菊石】 *Virgatosphinctes* 头足纲菊石亚纲的一属。壳大，半外卷，盘状，旋环横切面为扁圆形。侧面内侧具有粗肋，肋至外侧二分枝、渐变为三分枝或四分枝，在外围呈束状并越过腹部而不中断。口围有腹缺。菊石型缝合线。晚侏罗世晚期，亚洲、欧洲、北非及美洲。中国产于西藏上侏罗统上部。


束肋旋菊石

【鞘形亚纲】 Coleoidea 软体动物门头足纲的一亚纲。现生头足类除鹦鹉螺一属外均属鞘形亚纲，如乌贼、章鱼等。因只具内壳或无壳，故又称**内壳亚纲**(Endocochlia)。有鳃和肾各一对，亦称**二鳃亚纲**(Dibranchiata)。多具十腕，或八腕。腕上具吸盘，一般具墨囊。根据腕的数目可分为十腕目(Decapoda)及八腕目(Octopoda)。十腕目又可再分为箭石亚目、乌贼亚目及枪鲗亚目等，现多已提升为独立的目。全为海生，生活于近海者，多不善游泳，活动较缓慢，胴部常呈球形，如八腕目的章鱼；生活在远洋者，体呈纺锤形或流线型，游泳能力较强，如十腕目的枪乌贼、柔鱼等。石炭纪至现代，化石以箭石目最重要。

【十腕目】 Decapoda 头足纲鞘形亚纲的一目。腕五对，其中一对较长，腕上有具柄的吸盘，具内壳。现已分为若干独立的目，如箭石目、乌贼目等。

【箭石目】 Belemnitida 头足纲鞘形亚纲的一目，现已绝灭。内壳由鞘、闭锥及前甲三部分组成，化石多仅保存鞘。鞘一般呈柱状或圆锥状，横断面圆形、近四方形或卵形等，鞘面常具纵向凹沟。闭锥呈锥形，位于鞘的前锥槽内，内由隔壁分成许多气室，体管位于腹缘。闭锥背部长而阔的舌状突起称前甲。闭锥及前甲均很少保存化石。主要在大陆架海区自由游泳生活。石炭纪至始新世，古生代很少，是侏罗纪和白垩纪海相地层中常见的化石。中国西藏、云南等地中生代海相地层中均发现有丰富的箭石，如似箭石(*Belemnopsis*)等。


箭石

【乌贼目】 Sepioidea 头足纲鞘形亚纲的一目。具10腕，体背腹扁平，胴部两侧具鳍。内壳钙质，又称海螵蛸，呈椭圆形，几乎全由前甲组成，闭锥及鞘均极退化。发现于晚侏罗世的最早乌贼类化石 *Voltzia*，是一近完整的前甲，闭锥很小。旋壳乌贼(*Spirula*)的内壳非常特殊，鞘及前甲均退化，闭锥长锥形，松旋，隔壁密，分为30～40房室，隔壁颈长，体管位于壳的凹侧，外形很像鹦鹉螺，但无住室，口缘呈简单圆形，体管位置及壳的旋转方向等也不相同。全为海生，游泳生活，侏罗纪至现代，化石不多，盛产于现代海洋，如乌贼(*Sepia*)等。


旋壳乌贼

【枪鲗目】 Teuthoidea 头足纲鞘形亚纲的一目。腕五对，具角质内壳，呈长羽状，主要为前甲部分，鞘极小或缺失，闭锥也不发育。全为海生，游泳生活。侏罗纪至现代，化石少见，有侏罗纪的针枪鲗(*Acanthoteuthis*)，近枪鲗(*Plesioteuthis*)等，现生有枪乌贼(*Loligo*)，柔鱼(*Ommastrephes*)等。

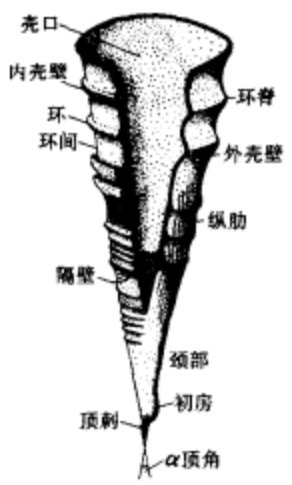

枪乌贼

【八腕目】 Octopoda 头足纲鞘形亚纲的一目。体短，后端圆，一般无鳍，腕仅4对，腕吸盘无柄及角质环。一般无内壳，有的具小的鞍状壳，特殊的是船蛸(又称舡鱼 *Argonauta*)，雌体的背腕具翼状腺质膜，分泌钙质假外壳，卵即产于壳内，为特殊的孵卵袋。壳小，旋卷，旋环增大很快，内部无隔壁及体管等构造，壳面有明显横肋及瘤，分布于现代暖海中，新近纪地层中也有报道。八腕目全为海生，多在近岸海底生活，活动比较缓慢，常潜居岩石裂隙、窟洞中，伺机捕猎食物。中侏罗世至


古鞘

现代，化石有产于上白垩统的古蛸（*Palaeoctopus*），现代海洋中产有章鱼（又称蛸 *Octopus*）等。

【竹节石纲】 Tentaculita 是分布于奥陶纪至泥盆纪的一类小型锥状壳化石，一般作为一个独立的纲归入软体动物门。壳为细小尖锥状，辐射对称，近来也有认为是两侧对称。一般长 1～10 毫米，最小的长不及 1 毫米，大者长可达 80 毫米，断面圆形，直径通常为 1～3 毫米，生长角 2°～18°。壳厚或薄，由钙质薄层组成，厚壳的近壳口部穿有放射状细管。初房尖锐或膨胀成滴珠状。壳面多具粗细、间距不等的各种横环、横纹，很像竹节，故名，也有的壳面有纵纹或光滑。壳的内面光滑或具圆环，有的近壳顶部分为少数隔壁分隔成几个房室。壳口无缺凹或突起，不具体管及口盖。初房特征及壳壁厚度、结构等，是竹节石纲分目的根据。全为海生，化石常与介形虫、牙形石、苔藓虫，小型腕足类等共生，分布很广。奥陶纪至泥盆纪，泥盆纪最盛，是泥盆纪地层的重要分带化石之一。中国南方及黑龙江等地均发现有丰富的竹节石。



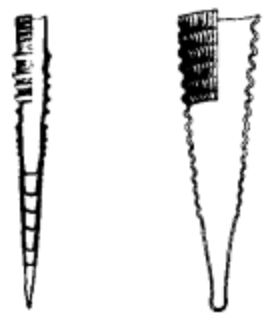
竹节石外壳构造

【竹节石目】 Tentaculitida 竹节石纲的一目。壳体较大，长锥形，直或始部略弯，一般长 10～40 毫米。壳壁厚，表面具明显横环，环间还可有次级横环。壳内表面平滑或呈波状，始端为隔壁分隔。初房长锥状。奥陶纪至泥盆纪，世界各地，代表属为竹节石（*Tentaculites*）。

【等环节石目】 Homoctenida 竹节石纲的一目。壳直或略弯，小到中等大小。壳壁薄，表面具大小及间距基本相等的横环。壳内表面与外表面平行，始端具少数隔壁。初房尖锥状。泥盆纪，世界各地。代表属为等环节石（*Homoctenus*）。等环节石目壳体特征与竹节石目相似，但此目壳壁薄、横环不分级。

【珠胚节石目】 Dacryoconarida 竹节石纲的一目。壳小，直或稍弯。壳壁薄或中等厚，表面光滑或壳饰多样，有横环、纵肋、横沟、纵沟等。壳内表面平坦或与外表面平行。无隔壁。初房多膨大成滴珠状，少数尖锥状并在其尖端有管状突起。泥盆纪，世界各地。代表属为塔节石（*Nowakia*）、光壳节石（*Styliolina*）。

【竹节石】 *Tentaculites* 竹节石纲竹节石目的一属。壳长锥形，直或始部略弯，中等大小，一般长约10～40 毫米。壳壁厚，表面有明显横环，环间有次级横环，横环向末部逐渐增大和变稀，具纵纹。壳体内表面呈波状，始部为隔壁分隔，多数隔壁中部游离，仅其末部连结为内锥。初房锥状。奥陶纪(?)，志留纪至泥盆纪，世界各地。


竹节石　　塔节石

【塔节石】 *Nowakia* 竹节石纲珠胚节石目的一属。壳小，圆锥形，初房膨胀成滴珠状。壳薄，表面具宽的波状横环。横环窄而高，环脊锋锐，在壳的内表面与横环相应处具凹入的窄沟，壳面并具横纹及纵肋，纵肋清晰。近来也有主张将塔节石限于横环离初房一定距离才开始发育的类型。泥盆纪，亚洲、欧洲、非洲、北美及大洋洲。中国产于西南等地下、中泥盆统。

【光壳节石】 *Styliolina* 竹节石纲珠胚节石目的一属。壳体小至中等大小。壳表面光滑或具生长线。壳的内面光滑，初房滴珠状或钝锥状。泥盆纪，世界各地。中国产于珠穆朗玛峰下泥盆统及广西中泥盆统。


光壳节石

【软舌螺纲】 Hyolitha 分布于古生代的一类锥状壳化石，多归入软体动物门为一独立的纲，但其分类位置尚无定论。壳钙质，呈左右对称的锥状，断面近三角形或为透镜形、椭圆形等，壳长一般是几毫米至几十毫米，直或微弯曲。壳口腹面常伸出唇状突起。胎壳尖锥状、柱状或球状，壳的幼年部分常分隔成几个房室。壳口具口盖，口盖的内部具一或两对左右对称的肌痕，口盖与壳口间具一对支持物。目前主要根据唇的有无分为原始无唇的直管螺目（Orthothecida）及较进化的有唇的软舌螺目（Hyolithida）。全为海生。寒武纪至二叠纪，世界各地，以寒武纪最多。代表属为软舌螺（*Hyolithes*）。中国下寒武统中软舌螺十分丰富，寒武纪最早期小壳化石中也有此类化石。


软舌螺

【喙壳纲】 Rostroconchia 软体动物门中已经绝灭的一纲，是一类呈双壳状的单壳软体动物。喙壳动物具单一的钙化中心，胎壳为低锥状单壳，两侧对称，发育至成年壳，则呈双壳状，但无背部接合线和韧带，与具两个钙化中心分泌两个外壳的双壳纲不同。壳一端延展，另一端多伸出一喙状管。壳面具放射线和生长线。生长线只有一个生长中心，与背缘近直角相交，与双壳纲的生长线也不相同。海生，寒武纪至二叠纪，分布于除南极洲外的各大陆。中国辽宁上寒武统即产有此类化石群。湖南、贵州、陕西等地下志留统产有敏峰壳（*Technophorus*），安徽、海南岛等地也产有此类化石。

【窄壳纲】 Stenothecoida 又称**原双壳纲**（Probivalvia）。发现于下寒武统的一小类特殊类群。具大小不等的双壳，壳体狭窄，长达 2 厘米。壳面具生长线及一中线，中线向左或向右弯曲，其两侧壳面下斜。少数内模显示壳内位于中线下的主沟槽及由其侧向延伸短而浅的小沟槽，大体成对排列，被认为与肌肉有联系。不具铰合线。窄壳纲虽具双壳瓣，但其壳体特征及不具铰合线等均表明不可能是双壳纲，根据其壳内成对排列的与肌肉有关的沟槽而与单板纲放在一起。一般认为较深大壳在下，小壳在上，可以张开让海水流动。只有少数化石发现于北美、南欧、西伯利亚下寒武统。

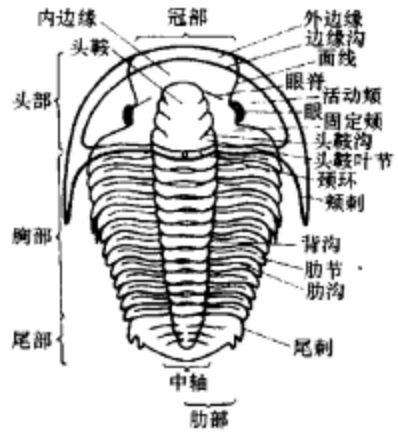
节肢动物

【节肢动物门】 Arthropoda 动物界中种类最多的一门。身体分节，两侧对称，一般可分为头部、胸部及尾部。具分节的附肢，神经系统发育完善，多具眼。大都具几丁质外壳，在其生长过程中有蜕皮现象。分布极广，生活于水、陆及空中，除自由生活的类型外，还有寄生者。节肢动物门的分类有许多方案，目前一般分为 4 或 5 个亚门各再分纲，也有门下分为 9 个超纲的分类法。化石以生存于古生代的三叶虫纲为最重要，鳃足纲、介形纲及昆虫纲等也都形成重要的化石。中国云南澄江早寒武世澄江动物群中有保存软体和附肢的节肢动物化石，触角、鳃肢、腿肢、肠道等保存清晰，形态栩栩如生，如尖峰虫（*Jianfengia*）等。


尖峰虫复原图

【三叶虫纲】 Trilobita 节肢动物门中已绝灭的一纲。成虫

一般长 3～10 厘米，最大的长可达 70 厘米，小型的长仅数毫米。体分节，背部覆以几丁质背壳，腹面为柔软的腹膜和附肢。化石多仅保存背壳或其外模。背壳一般为椭圆形，分为头、胸、尾三部，被两条纵向背沟三分为轴叶及其两侧的肋叶，故名三叶虫，纵分三叶是三叶虫类区别其他节肢动物的独特特征。头部多为半圆形，头鞍圆锥形、圆柱形、梨形或球形等，无或具 1～5 对头鞍沟，其形状、大小、凸度等变化很大，是三叶虫的重要特征之一。多数三叶虫的颊部被称作面线的狭缝所切而分为固定颊及活动颊，活动颊位于面线之外，常脱落，剩下的头鞍及连于其两侧的固定颊合称头盖。有眼一对，多为全膜眼，少数为裂膜眼，也有无眼者。眼位于活动颊上，受固定颊外缘的眼叶支撑，面线即由眼与眼叶之间穿过，并据以分为面线前支和面线后支两部分。面线类型是三叶虫分类的重要依据之一。面线后支切于颊角之内的为后颊类型面线，切在颊角之前的为前颊类型面线，切于颊角的称为角颊类型面线。胸部由若干胸节组成，故许多三叶虫都能卷曲，以保护其柔软腹部。胸节最少者两节，最多 40 余节。每一节可分为中间的轴节及两侧的肋节。尾部的中间部分为中轴，两侧为肋部，分节或不分节，边缘光滑或具尾刺。多数三叶虫壳面光滑，也有的壳面有陷孔、瘤包、斑点、线纹或短刺等。全部海生，绝大多数营游移底栖生活，少数钻入泥沙中或浮游生活。寒武纪至二叠纪，以寒武纪及奥陶纪最繁盛，志留纪已衰退，晚古生代仅有少数代表生存。化石繁多而重要，可分为：球接子目、莱得利基虫目、耸棒虫目、褶颊虫目、镜眼虫目、裂肋虫目及齿肋虫目，也有分为少节目及多节目两大类者。中国三叶虫化石非常丰富，是早古生代地层的重要标准化石之一。



三叶虫背壳构造

【球接子目】 Agnostida　三叶虫纲的一目。为头、尾近等大的小型三叶虫，多无眼及面线，胸部只有两个或三个胸节。寒武纪至奥陶纪。再分为球接子亚目及古盘虫亚目。


球接子

【球接子亚目】 Agnostina　三叶虫纲球接子目的一亚目。胸部二节、头尾近等大的小型三叶虫。头部无眼及面线，尾轴三节或少于三节，尾端圆润或具刺一对。寒武纪至奥陶纪。中国寒武系球接子甚多，如等称球接子（*Homagnostus*），假球结子（*Pseudagnostus*）等，奥陶纪也有。

【古盘虫亚目】 Eodiscina　三叶虫纲球结子目的一亚目。为头尾近等大、具 2 或 3 个胸节的小型三叶虫。头鞍明显，近柱形或向前收缩，颈环浑圆或延伸成颈刺。颊部两侧凸起，在头鞍之前则下凹。头部边缘可具疣点或放射状痕纹。面线为前颊类型（佩奇虫科）或完全缺失且无眼（古盘虫科）。尾轴长而明显，分 4～12 节，边缘狭，多光滑，少数具刺。有的尾轴末节延伸成刺。早寒武世至中寒武世，中国甘肃、贵州等地下、中寒武统产有佩奇虫（*Pagetia*），华南下寒武统产有湖北盘虫（*Hupeidiscus*），遵义盘虫（*Tsunyidiscus*）等。


佩奇虫

【莱得利基虫目】 Redlichiida　三叶虫纲的一目。是一类头部大、尾部小，胸节多的三叶虫。头部半圆形，颊刺发达，面线后颊类型或融合不显，头鞍分节显著，眼长，呈新月形。早寒武世至中寒武世。可再分为三个亚目：小油栉虫亚目、莱得利基虫亚目及宽背虫亚目。

【小油栉虫亚目】 Olenellina　三叶虫纲莱得利基虫目的一亚目。背壳长，平或微凸，头大尾小胸节多，头部半圆形，常具明显的边缘或颊刺。头鞍长，鞍沟多而明显。眼大，新月形。面线融合不显，腹边缘板镰刀形，伸达颊角。胸节多，并具有肋沟，肋节末端常延伸成刺。尾部极小。早寒武世。代表属为小油栉虫（*Olenellus*）。

【莱得利基虫亚目】 Redlichiina　三叶虫纲莱得利基虫目的一亚目。背壳长，亚椭圆形，头大、胸节多、尾小。头部半圆形至半椭圆形，颊刺发育。头鞍两边近平行，或向前收缩或向前扩大，一般分节明显。后颊类面线。眼大，新月形。早寒武世至中寒武世。代表属为莱得利基虫（*Redlichia*），中国下寒武统产出甚多，其他尚有后莱得利基虫（*Metaredlichia*）、始（古）莱得利基虫（*Eoredlichia*）、古油栉虫（*Palaeolenus*）等。

【宽背虫亚目】 Bathynotina　三叶虫纲莱得利基虫目的一亚目。背壳椭圆形。头部半圆形，颊刺发育，面线为后颊类型。头鞍大而凸起显著，前端收缩，圆润，鞍沟 2 至 3 对，后一对相连。内边缘缺失或极小。眼大而长，眼脊宽。颈环具颈疣或颈刺。胸部 13 节，轴宽而凸，具轴疣或轴刺，肋部狭。尾部半圆形或近三角形，轴宽肋狭，分节不显。早寒武世至中寒武世。中国贵州下寒武统产有宽背虫（*Bathynotus*）。

【耸棒头虫目】 Corynexochida　三叶虫纲的一目。背壳长椭圆形，多为大尾。头部半圆形，颊刺发育。头鞍长，两侧近平行，有的向前扩大。眼窄长，常具眼脊。面线后颊类型，前支近于平行。胸部 5 至 11 节，肋沟明显，具肋刺。尾部中等至大型，常具边缘刺。寒武纪。常见属有叉尾虫（*Dorypyge*）、库廷虫（*Kootenia*）、双耳虫（*Amphoton*）等。

【褶颊虫目】 Ptychopariida　三叶虫纲的一目。面线多为后颊类型，少数为前颊类型，有些具边缘面线。头鞍一般向前收缩，鞍沟形状不一，内边缘多发育。多数胸大尾小。寒武纪至二叠纪。褶颊虫目是三叶虫纲的一个大目，包括属种极多，可分为五个亚目：褶颊虫亚目、栉虫亚目、斜视虫亚目、镰虫亚目及三瘤虫亚目。

【褶颊虫亚目】 Ptychopariina　三叶虫纲褶颊虫目的一亚目。多为后颊类，少数为前颊类或为边缘面线。头鞍多向前缩小，也有近长方形者，鞍沟平行。内边缘多发育。一般胸部大尾小，也有胸部短而尾大者。寒武纪至奥陶纪。包括属种甚多，中国寒武纪的三叶虫带化石多属此亚目，如褶颊虫（*Ptychoparia*）、毕雷氏虫（*Bailiella*）、德氏虫（*Damesella*）、蝴蝶虫（*Blackwelderia*）、蝙蝠虫（*Drepanura*）、长山虫（*Changshania*）、蒿里山虫（*Kaolishania*）、济南虫（*Tsinania*）、方头虫（*Quadraticephalus*）、泰勒氏虫（*Tellerina*）等。

【栉虫亚目】 Asaphina　三叶虫纲褶颊虫目的一亚目。头尾近等大，胸部 6～9 节。后颊类面线，活动颊在前部中线分离或互相融合。头鞍光滑或具不明显的鞍沟，常具中疣，眼脊微弱或缺失。壳面多光滑无饰。中寒武世至奥陶纪。常见属有栉虫（*Asaphus*）、古等称虫（*Eoisotelus*）等。

【斜视虫亚目】 Illaenina　三叶虫纲褶颊虫目的一亚目。头尾等大，或尾部略小，胸部 6～10 节。后颊类面线，腹边缘宽，腹边缘板大。头鞍沟多微弱或缺失。壳面多无疣斑。奥陶纪至二

叠纪。重要属有斜视虫(*Illaenus*)、蚜头虫(*Proetus*)、菲利普虫(*Phillipsia*)等。

【镰虫亚目】 Harpina 三叶虫纲褶颊虫目的一亚目。头部半圆形,具长的颊部引长板或颊刺。头鞍向前收缩,后部具一对侧叶,头鞍沟 1 ~ 3 对。颊部多具叶状体。内边缘由平至向前下弯,或成凹的饰边或双层边缘。眼叶或眼粒显著,位于颊部中央,眼脊发育,可具颊脊。面线除在颊角部分外均为边缘类型。颊部和饰边常具放射状脊线,头部可具疣点或斑点。胸部 12 节或更多。尾部短,近三角形。晚寒武世至泥盆纪。代表属为镰虫(*Harpes*),中国西北下奥陶统产有圆月形镰虫(*Selenoharpes*)、似镰虫(*Harpides*)等。

【三瘤虫亚目】 Trinucleina 三叶虫纲褶颊虫目的一亚目。头部近半圆形。头鞍多呈棒状,有的具中疣或头鞍刺,鞍沟 3 对或少于 3 对,有的具一对卵形侧叶,颈环短而狭。幼虫期具叶状体,有的可保留至成虫。颊部凸,有眼粒,无眼叶,有的具颊脊。边缘狭,具有陷孔的宽阔双层饰边。颊刺长。面线为后颊类型或为边缘面线。胸部一般 5 ~ 7 节,胸轴狭,肋部宽平,肋沟深。尾部近半圆形或近三角形,尾轴狭,伸达后边缘,分节多,肋部平,边缘宽。壳面光滑或具网状或放射状脊线。奥陶纪至志留纪。中国奥陶系产出三瘤虫甚多,如南京三瘤虫(*Nankinolithus*)、汉中三瘤虫(*Hanchungolithus*)等。

【镜眼虫目】 Phacopida 三叶虫纲的一目。可能源于褶颊虫类的寒武纪后的三叶虫类。面线主要为前颊类型或角颊类型,也有后颊类型或无面线。头鞍多向前扩张,或向前收缩,形状不一,鞍沟发育程度不同。具裂膜眼或全膜眼。内边缘狭或缺失。胸部 8 ~ 19 节。尾部多大或中等,少数小。奥陶纪至泥盆纪。分为三个亚目:手尾虫亚目、隐头虫亚目及镜眼虫亚目。

【手尾虫亚目】 Cheirurina 三叶虫纲镜眼虫目的一亚目。面线多为前颊类型,少数属角颊类型,极少为后颊类型或缺失。头鞍向前扩大或收缩,鞍沟可多达 4 对,有的横越头鞍。内边缘狭或缺失。眼小或无。胸部 8 ~ 19 节,肋部光滑,或具肋沟。尾部 2 ~ 16 节。奥陶纪至泥盆纪。代表属为手尾虫(*Cheirurus*),中国志留系产有王冠虫(*Coronocephalus*),似彗星虫(*Encrinuroides*)等。

【隐头虫亚目】 Calymenina 三叶虫纲镜眼虫目的一亚目。背壳中等至大。头部半圆形或近三角形,有或无边缘。头鞍钟形或梯形,鞍沟 4 对或少于 4 对,明显程度不等,也有少数无鞍沟。固定颊后部靠近轴沟部分常分出呈半月形的部分,多无颊刺。面线后支切于颊角或颊角之前。胸部多为 13 节、中轴约占胸宽的三分之一,肋节末端圆润。尾部中等或大,横椭圆形至长三角形,早期属群分节少,晚期者分节多,肋部下弯。奥陶纪至中泥盆世。中国南方奥陶系产有瑞德隐头虫(*Reedocalymene*)、岛头虫(*Neseuretus*)等。

【镜眼虫亚目】 Phacopina 三叶虫纲镜眼虫目的一亚目。具裂膜眼。面线前颊类型,沿前部边缘相连,无腹边缘板。胸部 11 节,具肋沟,关节面明显。奥陶纪至泥盆纪。代表属为镜眼虫(*Phacops*),著名的小达尔曼虫(*Dalmanitina*)也属此类。

【裂肋虫目】 Lichida 三叶虫纲的一目。背壳中等至极大,头部平凸或极凸。头鞍宽阔,伸达前边缘,前边缘有时不明显,具一对纵长的侧头鞍沟,头鞍侧叶和颈环可融合,并可与头盖其他部分融合。面线后颊类型。尾大,肋部较平,具 3 对成叶状或刺状的肋节。壳面多具疣点。奥陶纪至泥盆纪。化石不多,代表属为裂肋虫(*Lichas*),中国南方奥陶系产有眉形裂肋虫(*Metopolichas*)、双裂肋虫(*Amphilichas*)。

【齿肋虫目】 Odontopleurida 三叶虫纲的一目。头部凸,头鞍两侧近于平行或向前收缩,头鞍侧叶 2 ~ 3 对。颈环可向颊部后方引长,具侧叶,有一中刺或成对颈刺,颊部凸,后侧部与颈环的前侧融合。眼叶显著,多位于颊部中央,眼脊向前弯曲,与头鞍前侧角相接。后颊类面线,前支内弯,后支外伸。活动颊具粗大颊刺,外缘有一列短刺。胸部 8 ~ 10 节,中轴凸起,肋节边缘具刺一对,前肋刺短,后肋刺长。尾部短,近三角形,中轴 2 ~ 3 节,具成对边缘刺,有或无中后刺,一对长刺以凸脊与第 1 轴节相连。壳面多具疣点或细刺,较大的刺及疣点多对称排列。中寒武世至泥盆纪。代表属为齿肋虫(*Odontopleura*),中国南方志留系产有狮头虫(*Leonaspis*)等。

【少节目】 Miomera 三叶虫纲根据胸节数目多少分为两目中的一目。指仅具 2 或 3 个胸节的三叶虫。少节目均为小型,头尾近等大。相当于球接子目。

【多节目】 Polymera 三叶虫纲根据胸节数目多少分为两目中的一目。包括所有胸节多于 3 个的三叶虫,除球接子目外的所有三叶虫均属此目,现已细分为 7 个目。

【球接子】 *Agnostus* 三叶虫纲球接子目的一属。体小,头尾约等大,胸部两节。头部近圆形,无眼及面线。头鞍分为 2 个叶节,前叶圆形。头鞍之前有一纵沟。尾部也近圆形,中轴分 3 节,最后一节略膨大,但不伸达边缘。壳面光滑或具皱纹。晚寒武世,亚洲及欧洲。中国产于南方及西北上寒武统。

【三瘤球接子】 *Trinodus* 三叶虫纲球接子目的一属。头部及尾部均为半椭圆形,近等大。壳面光滑,背沟明显。头鞍较长,卵形,不分节。头鞍之前无中沟。尾轴短,约为尾长的一半,分 3 节。奥陶纪,亚洲、欧洲及美洲。中国产于西北奥陶系。

【褶纹球接子】 *Ptychagnostus* 三叶虫纲球接子目的一属。头部及尾部等大,近圆形。头鞍圆锥形,头鞍前叶近三角形,头鞍后部两旁分为两个小基底叶。尾轴三角形,中部具大的中瘤,尾缘无刺。壳的表面有沟纹或小点。中寒武世,亚洲、欧洲及美洲。中国产于南方及西北中寒武统。

【假球接子】 *Pseudagnostus* 三叶虫纲球接子目的一属。头尾近等大,均为半圆形至半椭圆形。头鞍之前有一中沟。尾轴粗而短,其末端两侧具有向后扩张的斜沟一对,在中轴之后造成一假叶节。尾缘后侧边常有一对小侧刺。壳面光滑或具沟纹。晚寒武世,世界各地,极少见于中寒武世及早奥陶世。中国北方及南方上寒武统均有产出。

【莱得利基虫】 *Redlichia* 三叶虫纲莱得利基虫目的一属。头部大,半圆形。头鞍锥形或近柱形,头鞍沟显著,向后斜伸,中部连接或不连接。眼叶长大,弯曲成半月形,靠近头鞍。内边缘极狭。固定颊窄,活动颊宽,具强颊刺。面线前支向前扩张与中轴成 45° ~ 90°角。胸节多。尾部小,不分节,具有一对小突起。早寒武世,亚洲、大洋洲及非洲。中国产于北方及西南下寒武统。



莱得利基虫

【古油栉虫】 *Palaeolenus* 三叶虫纲莱得利基虫目的一属。头部半圆形。头鞍长方形,前端或略为扩大,头鞍沟 3 ~ 4 对。眼脊长而明显,与眼叶相连,后端延至头部后边缘沟。内边缘发育。固定颊宽平,活动颊窄,具有颊刺。尾部小,中轴宽,分为1 ~ 2 节,肋部小,宽仅为轴部宽度的一半。早寒武世中期,中国及欧洲南部。中国主要产于南方下寒武统中部。

【叉尾虫】 *Dorypyge* 三叶虫纲耸棒头虫目的一属。头盖近梯形。头鞍大,凸出显著,两边近平行,前端两侧有明显的凹坑,有 3 对短而不清晰的头鞍沟。颈环凸,中部略宽,且有一长颈

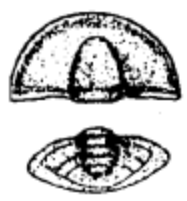
刺。前边缘极窄。固定颊狭，眼叶较小，位于中部。尾部大，近梯形，中轴柱状，凸起甚高。尾轴及肋部均分节明显，具5~6对尾刺，后侧端的一对或两对尾刺粗而长，成叉状，其余尾刺短小。壳面布满疣点。中寒武世，亚洲、欧洲及大洋洲。中国主要产于北方中寒武统上部。


叉尾虫

【山东盾壳虫】 *Shantungaspis* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头盖短而宽，近方形。头鞍长方形，顶端平。头鞍沟3对，后一对有时分叉。颈环凸，中部较宽，具有一个向后上方斜伸的颈刺。眼叶中等大小，眼脊凸起，近于平伸。固定颊宽度约相当头鞍宽度的一半。内边缘平缓凸起，宽度与眼前翼相同或稍窄。前边缘沟较宽且深。外边缘窄而凸起，中部较宽，两侧变窄。产于中国北方下寒武统。


山东盾壳虫

【毕雷氏虫】 *Bailiella* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头部半圆形。头鞍短锥形，具3对浅头鞍沟，颈沟明显。内边缘及固定颊均宽大，无眼。活动颊极窄，具颊刺。尾部较小，分3节，边缘清楚。中寒武世，亚洲、欧洲及北美。中国主要产于北方中寒武统下部，中国云南与越南交界处也有发现。


毕雷氏虫

【小裂头虫】 *Crepicephalina* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍凸起，圆柱形，顶端圆，具3对头鞍沟。内边缘极窄，外边缘平而宽。眼叶中等大小，眼脊清楚。尾部长方形，中轴粗短，分节清楚，肋部分节仅前一、二节明显。尾刺一对较大，向后并向外分散延伸。产于中国北方中寒武统上部。

【德氏虫】 *Damesella* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头部宽，头鞍长，近柱状，向前逐渐收缩，具3对短头鞍沟。固定颊宽度约与头鞍宽度相等。眼叶中等大小，眼脊窄。无内边缘，外边缘宽而凸起。尾部大，半圆形，分节清楚。尾轴锥形，后端圆。肋节向外伸出成长短不同的尾刺。壳面具疣点。中寒武世，晚寒武世早期也有发现，亚洲东部。中国主要产于北方中寒武统上部，上寒武统下部也有产出。


德氏虫

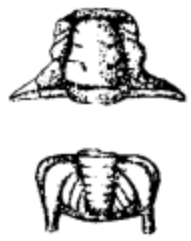
【蝴蝶虫】 *Blackwelderia* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头部宽，头鞍长锥形或截锥形，头鞍沟深而后斜。眼叶中等大小，约位于头盖中部，无眼脊。内边缘深凹，外边缘挠起。面线前支弧形，后支略成斜线延伸。尾部较小，尾轴锥形，后端尖。肋节伸出成刺。壳面光滑或具疣点。亚洲晚寒武世。中国主要产于北方上寒武统下部，湖南也有产出。

【蝙蝠虫】 *Drepanura* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头盖近三角形。头鞍前狭后宽，具3对头鞍沟。固定颊窄，三角形，眼叶小，位于前端。尾部大，半圆形，中轴凸起，锥形或近柱形。前侧端向后伸出一对长刺，两刺之间尾缘成锯齿状或具较短的尾刺，形似蝙蝠，故名。壳面光滑或具疣点。晚寒武世早期，亚洲及欧洲。中国主要产于北方上寒武统下部，湘西及云南等地也有产出。


蝙蝠虫

【双刺头虫】 *Diceratocephalus* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头盖梯形。头鞍凸起，切锥形，头鞍沟不显著。背沟宽而深。前边缘宽而隆起，前侧端具一对向前伸出的弯曲长刺。颈环中部宽，向后引长成一长刺。眼叶极小，具有眼脊。尾部宽，半椭圆形，两端略尖。中轴短，分4~5节。边缘甚宽，有不规则线纹。产于中国东北南部上寒武统下部。

【蒿里山虫】 *Kaolishania* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍截锥形，具一中脊，头鞍沟3对，第三对宽而深，向后斜伸。颈沟明显，颈环中部宽，两侧狭。前边缘狭。固定颊的宽度约为头鞍宽度的一半。眼叶中等大小，位于中部，眼脊斜伸。尾部大，近方形，中轴细长，分为7节，肋部宽，第二对肋节向后延伸成一对粗壮侧刺，边缘狭而明显。壳面具疣点。产于中国北方上寒武统中部。化石原产地名蒿里山(Haolishan)，拉丁文学名误拼为Kaolishan(高里山)，仍沿用。


蒿里山虫

【长山虫】 *Changshania* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍细长，锥形或截锥形，光滑。眼叶长，新月形，位于中后部。固定颊狭，内边缘宽平。尾部甚宽，前侧角向两端延长成菱形，边缘窄而明显。尾轴长锥形，分为5节。产于中国北方上寒武统中部。

【济南虫】 *Tsinania* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头尾近等大，光滑，分节不明显。头盖近方形，前缘浑圆，后侧翼短小。头鞍与固定颊界限不清。眼叶中等大小，位于中部。尾部近三角形，长宽略相等，中轴不显，外壳破裂时隐约可见分节现象。壳面光滑或具有细小粒点。晚寒武世晚期，亚洲。中国产于北方上寒武统上部。

【褶盾虫】 *Ptychaspis* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍大，近柱形，鞍沟3对，常相连接，头鞍前叶圆球形，大而突出。前边缘极窄，无边缘沟。固定颊近三角形。眼叶小，位于前端。尾部横宽，中轴粗而凸起，肋部平，可具边缘。壳面具线纹或粒点。晚寒武世，亚洲及北美。中国产于北方上寒武统。


褶盾虫

【方头虫】 *Quadraticephalus* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头盖除后侧翼外呈长方形。头鞍长柱状，中部具一纵脊，头鞍沟3对，均短而浅。眼叶小，位于中部稍前。前边缘宽平，无边缘沟，前侧角圆滑。固定颊极窄。壳面布有细粒点。晚寒武世，亚洲东部。中国产于北方上寒武统上部。


方头虫

【卡尔文虫】 *Calvinella* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍近长方形，两侧略向前收缩。颈环上有颈刺。固定颊窄。前边缘突起，前边缘沟斜伸到头鞍前侧角。尾部近半椭圆形，中轴窄，明显地向后收缩，肋沟及间肋沟短，分每肋节成不等的两部分，边缘极宽。壳面光滑或具疣点。晚寒武世，亚洲及北美。中国主要产于北方上寒武统上部，云南也有发现。

【却尔却克虫】 *Charchaqia* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍长方形，前端浑圆，无头鞍沟及颈沟，颈环与头鞍融合。内边缘凹下。眼叶位于头鞍前侧部。固定颊自眼叶向后急剧变宽。面线前支在头盖前部边缘相遇略作半圆形，后支向后斜伸。胸分8节，无肋刺。尾部半圆形，大小与头部相等，中轴7节，肋部4~5节。晚寒武世，中国及大洋洲。中国产于西北及南方上寒武统。

【浆肋虫】 *Remopleurides* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍瓮形，中后部膨大成圆形，前部向前伸出成一前舌叶。头鞍沟2~3

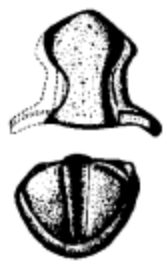
对，不明显或完全缺失。颈沟清楚，颈环宽度约与头鞍前舌叶相当。眼叶极长，直接围绕在头鞍中后部圆形部分，其间无固定颊。胸部 11～13 节，中轴宽，肋部窄。尾部小，近方形，中轴短，肋节长，后侧有两对小刺。奥陶纪，亚洲、欧洲及北美。中国产于南方及西北奥陶系。

【桐梓虫】 *Tungtzuella* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头盖光滑，前端尖，中部收缩。头鞍与固定颊的界线不显，无头鞍沟及颈沟。眼叶小，位于中部。面线前支相遇于头盖的前端中部。尾部宽，近四边形，中轴长，几达后缘，中轴及肋部分节均不太显著，具边缘，尾刺一对，向后斜伸，刺间边缘内凹。产于中国南方下奥陶统。

【栉壳虫】 *Asaphopsis* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍短宽，前端微收缩，头鞍沟 3 对，均成坑状，不与背沟相连。眼叶中等大小，位于中部。固定颊狭，后侧翼宽，在头鞍的两侧旁有一对半圆形的叶状体。前边缘大而平，向前扩大。尾部近方形，中轴窄，分 7～8 节，肋部分 6～7 节，间肋沟几近尾缘，边缘窄，平或略凹，侧缘中部伸出一对尾刺。早奥陶世，亚洲及大洋洲。中国产于南方下奥陶统。

【斜视虫】 *Illaenus* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。背壳卵圆形，中轴约占体宽的三分之一。头尾近等大，均短而宽，无边缘。头鞍光滑，向前扩大，与前边缘的界线不清，无头鞍沟及颈沟。眼叶中等大小，位于后方。胸部 10 节。尾部光滑，中轴短，向后变窄，后端与肋部无明显界线。奥陶纪至志留纪，世界各地。中国南方及西北奥陶系中化石很多。

【古等称虫】 *Eoisotelus* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。背壳前后端均圆润，头鞍长，中部收缩，前端扩大。背沟宽而深。固定颊狭，后侧翼大。眼叶小。面线前支在头鞍的前下方相遇。胸部 8 节，中轴宽。尾部半圆形至半椭圆形，光滑，中轴窄长，伸达边缘，不分节，边缘宽而明显。产于中国北方中奥陶统。



古等称虫

【三瘤虫】 *Trinucleus* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头鞍前叶及颊部均凸起似三瘤，故名。头鞍沟 3 对，短而深，后两对较长，有一中瘤。颈环无刺。颊部光滑，无侧眼粒。饰边宽阔，由上、下两叶板组成。上叶板下凹，前部及侧部有放射形陷坑，坑内有上下串通的小陷孔。下叶板具极长的颊刺。胸部 6 节。尾部宽三角形，宽度为长度的 3～4 倍，中轴狭，分节。奥陶纪，亚洲及欧洲。中国产于贵州下奥陶统上部。

【南京三瘤虫】 *Nankinolithus* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头部宽，头鞍及颊部均凸起，头鞍有一明显的假前叶节。头鞍沟 3 对，后两对较明显。颊部无侧眼粒及眼脊。饰边分为凹下的内边缘及略为凸起的颊边缘，内边缘有三行排列在放射形陷坑内的小陷孔，颊边缘前部有放射状排列的小陷孔，侧部的小陷孔则为不规则排列。无颈刺。尾部短，三角形，中轴窄，分节明显，肋部有 3 对深的肋沟。产于中国南方上奥陶统。

【小耳虫】 *Otarion* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头部半圆形，外边缘窄，内边缘较宽，边缘沟清楚。头鞍沟一对，斜伸至颈沟分出一对显著的基底叶。眼小，无眼脊。颊刺长。胸部中轴第 6 节较其他各节大，并具一向后弯曲的长刺。尾小而短，中轴分 5～7 节。壳面具疣点。奥陶纪至泥盆纪，世界各地。中国产于湖南中泥盆统及吉林上志留统。

【双切尾虫】 *Ditomopyge* 三叶虫纲褶颊虫目的一属。头部半椭圆形，宽度大于长度。头鞍大，前部膨大，头鞍基底叶次三角形，大而明显。具前颈环叶，以一横沟与颈环分界。眼大，约为头鞍长度的一半。固定颊窄。胸部 9 节。尾部半椭圆形，分节明显，具明显边缘。中轴宽凸，分 10～15 节，肋部 7～10 节，从中部开始向边缘下弯。壳面具瘤点。石炭纪至二叠纪，世界各地。中国产于甘肃永昌上石炭统。

【瑞德隐头虫】 *Reedocalymene* 三叶虫纲镜眼虫目的一属。头部宽大，次三角形，前边缘向前延伸成一个大的舌状物，其中后部隆起，前部成一轴脊。头鞍短，截锥形，头鞍沟 3 对。眼叶小，靠近头鞍。面线为角颊类型。尾部近圆形，中轴狭，前部锥形，后部近柱形，各肋节外端有一中沟。奥陶纪，产于中国云南及湖北等地。

【王冠虫】 *Coronocephalus* 三叶虫纲镜眼虫目的一属。头部近三角形，头鞍前沟不清楚。头鞍前端球形，后部窄，两侧平行，有 3 对互相连接、宽而深的头鞍沟及 3 节瘤状叶节。面线为前颊类型。固定颊长三角形，后端具一对长颊刺。壳面具有粗瘤，活动颊上有排列规则的齿状疣，一般 9 个。胸部 11 节。尾部长三角形，轴节数目较肋节多，中轴分节沟中部较浅，两侧较深。志留纪，中国及日本。中国产于南方志留系。



王冠虫

【小达尔曼虫】 *Dalmanitina* 三叶虫纲镜眼虫目的一属。头部及尾部近等大。头鞍前部扩大，略似五边形。头鞍沟 3 对，前一对斜，后一对分叉。前边缘极窄或缺失。面线为前颊类型。活动颊较大，固定颊的颊角具短颊刺。尾部大，近三角形，中轴宽，分节多，末端常具一刺。晚奥陶世至志留纪，亚洲、欧洲、北美及北非。中国产于陕西及南方上奥陶统。

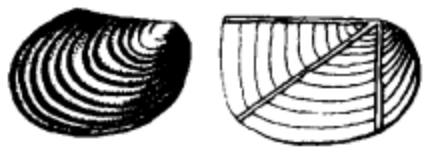
【镜眼虫】 *Phacops* 三叶虫纲镜眼虫目的一属。头鞍向前变宽，前端下弯或向前伸出。头鞍沟 3 对，前 2 对不显，后一对横越头鞍，形成一与头鞍前部明显区分的头鞍后环节。颊角圆润，无颊刺。面线为前颊类型。尾短，半圆形或短半圆形。志留纪至泥盆纪，世界各地。中国产于南方及东北、西北等地泥盆系。

【甲壳亚门】 Crustacea 节肢动物门中较原始的一亚门，或列为一纲，虾、蟹、水蚤等均属此亚门。体分头、胸、腹三部，胸部或多或少的胸节与头部愈合而成头胸部，体外被以一层硬壳，故名甲壳。具触角两对，附肢多为两叉型，用鳃或皮肤呼吸。一般雌雄异体。多为水生，海水及淡水中均有分布，少数陆生。寒武纪至现代。种类很多，可再分为鳃足纲、介形纲、挠足纲、鳃尾纲、蔓足纲及软甲纲等，除鳃尾纲外，均有化石，以鳃足纲及介形纲最重要。

【鳃足纲】 Branchiopoda 又称**叶足纲**(Phyllopoda)，节肢动物门的一纲。几乎全为淡水生的小型浮游动物，头胸甲呈介壳形或背盾形，或缺失，胸部附肢数目变化大，为运动及呼吸器官，故名鳃足，因其多呈叶片状，又名叶足。泥盆纪至现代。再分为 7 目：无尾甲目(泥盆纪)、背甲目(晚石炭世至现代)哈萨克节目(早侏罗世)、枝角目(古近纪呈现代)、介甲目(泥盆纪至现代)、无甲目(晚石炭世？白垩纪至现代)、缺甲目(中泥盆世)，化石以介甲目化石(叶肢介)最重要，中国产出甚多。西南中侏罗统还发现有背甲目化石。

【叶肢介类】 Estherians 在现代生物分类中称介甲目。介甲目化石通称叶肢介类，是一类生活于淡水或半咸水的小型节肢动物，属节肢动物门甲壳亚门鳃足纲。叶肢介具左右两瓣几丁质外壳，多呈斜卵形、半圆形、椭圆形等，长一般不超过 20 毫米，

小的仅 1～3 毫米，大的可达 42 毫米。壳呈浅琥珀色，或为褐至褐红色，半透明，有光泽。两壳大小及形状相似，壳顶位于壳的前方，背缘较直，以肌肉韧带相连，有的背缘或生长带的两端延长成刺。壳面一般具有细而规则的生长线。相邻两条生长线之间的生长带数目不等，少者几条，多者数十条，带上常有瘤状、网状、线状、树枝状等微细壳饰，壳饰特点是叶肢介类分类的重要依据之一。有的种类且有少数几条粗强的放射脊，自壳顶或中部向前腹缘、后腹缘或顺背缘延伸。叶肢介外壳外形颇似双壳类，但后者壳为钙质、具铰合构造、无微细壳饰等可以区别。叶肢介类现已划分为 3 个亚目、200 余属，但在 20 世纪 40 年代以前，泛用“*Estheria*”这一属名代表，沿用很久。后来发现这一名称早已被一昆虫占用，根据动物命名法规，次同名应予废除，后又有提议以属名 *Estherites* 代替，也不可取。叶肢介分布很广，泥盆纪至现代均有，主要产于晚古生代及中生代陆相地层。中国晚古生代、中生代、古近纪及新近纪地层中均有发现，而以侏罗系和白垩系最多。


叶肢介

【介甲目化石】 fossil conchostraca　介甲目为节肢动物门甲壳亚门鳃足纲的一目，其化石通称叶肢介类。

【介形纲】 Ostracoda　是一类具两瓣外壳的微小节肢动物，为节肢动物门甲壳亚门的一纲。化石多仅保存其外壳，壳长一般 0.5～2 毫米，最大者长可达 70 毫米。现代介形虫壳瓣分外薄板和内薄板两层，外薄板又可再分为外、内几丁质层及中间的钙质层，仅钙质层能保存化石，内薄板为几丁质，不易保存，但其两端边缘和外薄板接触处常钙化成钙化嵴。壳分左右，形状多样，侧视有半圆形、椭圆形、纺锤形、菱形等。两壳等大或不等大，背缘以韧带和铰合构造相连。古生代种类的铰合构造大多简单，中、新生代海相介形虫铰合构造复杂，形成不同类型。壳的内面中部或偏前方有肌肉留下的肌痕，肌痕的数目、排列形式和分布特点是介形虫分科的主要依据。壳面光滑或具瘤、槽、刺、喙、网纹、条纹及球状、叶状等各种饰纹及不同形状的突起。具性双形现象。现分为五目：始足介目、豆足介目、古足介目、速足介目及丽足介目。水生，可生活于海水、半咸水、淡水各种水体中，几乎遍及世界各地，极少陆生，栖于潮湿土壤。寒武纪至现代，化石分布极为广泛，海相及陆相地层中均有产出，各种沉积岩中都可保存。介形虫个体微小，易在钻井岩心中发现，在石油煤田地质中应用很广。中国介形虫化石十分丰富，全国各地都有发现，对中、新生代地层的划分与对比具有十分重要的意义。

【金臂虫目】 Bradoriida　又称**高肌介目**，曾称**始足介目**（Archaeocopida）。分类位置尚有争议，一般均暂置于介形纲。壳由几丁质及磷酸钙组成，薄而柔，背缘多直长，无铰合构造。壳瓣外缘常有一浅边缘沟，边缘窄而突起。壳面前端多具眼瘤，常有叶状、瘤状、脊状突起及线纹、刺状构造等，也有壳面无饰。化石多呈黑色。寒武纪，海生。化石很多，如高肌介（*Bradoria*）、闭壳介（*Beyrichona*）、印第介（*Indiana*）等。中国西南下寒武统化石很多。

【豆足介目】 Leperditicopida　介形纲的一目。壳大而厚，钙化好，背缘长直，腹缘外凸，两壳明显不等或近等大。可具眼点。肌痕甚大，由许多小肌痕组成。壳面多光滑，或具细瘤。海生，奥陶纪至泥盆纪。代表属为豆石介（*Leperditia*），中国产出很多。

【古足介目】 Palaeocopida　介形纲的一目。背缘长而直，腹缘多外凸。壳面常具叶状突起、槽、腹边构造等。无钙化内薄板。性双形显著或无。海生，奥陶纪至二叠纪。化石甚多，再分为瘤石介亚目及小克罗登介亚目。

【瘤石介亚目】 Beyrichicopina　介形纲古足介目的一亚目。两壳近等大，背缘直，腹缘凸。无钙化嵴。壳面常有叶状突起、槽等，边缘构造发育。性双形多明显。海生，奥陶纪至二叠纪。化石甚多，如瘤石介（*Beyrichia*）、荷尔介（*Hollina*）、小奥毕克介（*Oepikella*）等，中国此类化石十分丰富。

【小克罗登介亚目】 Kloedenellocopina　介形纲古足介目的一亚目。壳强钙化，两壳不等大，大壳叠覆小壳自由边缘的全部或一部。背缘直，腹缘凸，偶有内凹者。壳面光滑或具肋、槽等。性双形不太明显或无。海生，奥陶纪至二叠纪。代表属为小克罗登介（*Kloedenella*），中国产有原始介（*Primitia*）、中国原始介（*Sinoprimitia*）等。

【速足介目】 Podocopida　介形纲的一目。两壳常不等大，钙化好。背缘弯曲或为短于壳长的直缘。腹缘多内凹，部分直或凸。钙化嵴狭或宽。肌痕聚集成圆形（后足介亚目）；或肌痕数目减少、聚集成双行排列（平足介亚目）；或分散不规则排列（速足介亚目）。铰合构造不分化（平足介亚目、后足介亚目），或分化为三元型、四元型（速足介亚目）。生活于海水、淡水及半咸水，奥陶纪至现代，包括属种甚多，再分为速足介亚目、后足介亚目及平足介亚目。

【速足介亚目】 Podocopina　介形纲速足介目的一亚目。壳的前端不常开口，腹缘中部内凹。肌痕分散，排列形式多样。钙化嵴一般宽阔。铰合构造分化为三元型或四元型，部分或全部具有细齿。奥陶纪至现代。速足介亚目是速足介目中主要的一类，包括属种甚多，如女星介（*Cypridea*）、达尔文介（*Darwinula*）、玻璃介（*Candona*）、土星介（*Ilyocypris*）等，中国此类化石十分丰富，分布甚广。

【后足介亚目】 Metacopina　介形纲速足介目的一亚目。两壳不等大。铰合构造明显，简单或为三元型。肌痕数目多，集聚成圆形。钙化嵴狭或不发育。奥陶纪至早白垩世，主要见于晚古生代。化石有赫尔特介（*Healdia*）、金星土菱介（*Bairdiacyris*）等，中国多有产出。

【平足介亚目】 Platycopina　介形纲速足介目的一亚目。肌痕由小肌痕聚集成双行排列。壳背缘凸，两壳不等大，一般右壳大，大壳叠覆小壳。钙化嵴狭或缺失。具性双形现象。侏罗纪至现代。化石不多，代表属为小浪花介（*Cytherella*）。中国珠穆朗玛峰上白垩统及古近系、新近系产有小浪花介及小花形介（*Cytherelloidea*）等。

【丽足介目】 Myodocopida　介形纲的一目。壳较大，钙化弱，两壳近等大，背缘一般外凸，壳的前缘多具有发育的喙状突起，其下并有凹痕，为触角伸出处。第二触角已变为游泳器官。具性双形现象。壳面光滑或具壳饰。全为海生，奥陶纪至现代。再分为丽足介亚目及枝足介亚目。

【丽足介亚目】 Myodocopina　介形纲丽足介目的一亚目。壳的大小变化大，大者可达 2～3 厘米，有的钙化差。背缘直或弯曲，前缘常具喙状突起及凹痕，有的后腹部边缘开口或形成管状构造。或可具发育的中槽。第一触角不变为游泳器官。全为海生，奥陶纪至现代。中国此类化石也有产出，如泥盆纪的里希特介（*Richterina*）、志留纪的伪足介（*Pseudoentomozoe*）等。

【枝足介亚目】 Cladocopina　介形纲丽足介目的一亚目。壳均较小，侧视近圆形，喙状突起及凹痕不发育。钙化嵴宽。肌痕 3 个，紧密并列。两对触角均用于游泳。石


多枝介

炭纪至现代。化石仅有多枝介(*Polycope*)及可能属于本目的小盘介(*Discoidella*)。

【古介形纲】 Archaeostraca 是一类分类位置尚不确定的节肢动物。过去一般根据其壳薄,钙化差,肌痕多在前基角而不在中部,两壳背部紧联,腹缘不相叠覆,且具一窄的裂缺等特点,认为与介形虫不同而建立为独立的纲。包括四个目,即高肌虫目、有突虫目、背板虫目及圆楯虫目,主要出现于古生代。现在认为高肌虫类特征与介形虫基本相似,应归入介形纲,后三目特征与高肌虫类差别明显,不属介形虫,但意见不一致。

【豆石介】 *Leperditia* 介形纲的一属。壳长椭圆形,长而大。背缘直,前背角和后背角明显。两壳不等大,右壳沿腹边叠覆左壳。肌痕大而圆,由许多小肌痕组成。铰合简单。在壳体前背部有眼结。壳面光滑或有粒状、细斑状饰纹。奥陶纪至早泥盆世,亚洲、欧洲和北美。中国产于云南等地。

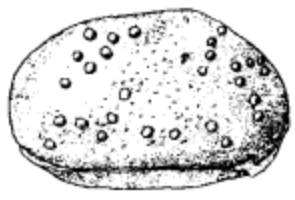

豆石介

【瘤石介】 *Beyrichia* 介形纲的一属。壳近半圆形,背缘长直,壳面具三个显著的叶状突起,其间隔以槽,第二叶状突起圆而小,第三叶状突起较长。孵育囊近球形或卵形,位于壳体前腹部。志留纪至中泥盆世,亚洲、欧洲及美洲。中国产于湖北等地。


瘤石介

【原始介】 *Primitia* 介形纲的一属。壳小,椭圆形,背缘直。两壳大小相等。壳面靠近背部具有小而清晰的中槽,其两侧无明显的瘤凸。奥陶纪至二叠纪,亚洲、欧洲及美洲。中国奥陶系、泥盆系及石炭系中均有产出。

【女星介】 *Cypridea* 介形纲的一属。壳近三角形至长椭圆形,前端较宽。背缘直,壳前 1/3 处最高,呈角状突起。前腹角处有壳喙,喙后为凹痕。两壳不等大,多为左壳叠覆右壳,少数右壳大。壳面光滑或具斑点、瘤或刺等壳饰。女星介根据其壳喙、凹痕及壳饰特点等可分为若干亚属。常见于世界各地陆相侏罗纪及白垩纪地层,新生代地层中也有代表,是常见的一种重要化石。


女星介

【达尔文介】 *Darwinula* 介形纲的一属。壳体长,楔形,前端窄扁,后端宽圆。背缘近直,腹缘微向内弯。两壳不等。肌痕左右对称似肋叶状,位于壳的中前方。晚石炭世至现代,亚洲及欧洲。中国产于山东新近系。

【玻璃介】 *Candona* 介形纲的一属。壳长肾形,后端高。背缘直或向外弯,腹缘内凹。钙化襞宽,毛细管带窄。肌痕梅花形。壳面光滑。白垩纪至现代,新生代最盛,亚洲、欧洲及美洲。中国吉林、黑龙江白垩系均有产出。

【土星介】 *Ilyocypris* 介形纲的一属。壳肾形,前端稍宽于后端,凸度不大,背缘直,腹缘中部内凹。壳的中部具一中粒痕,前背部三分之一处有两条向腹方延伸的槽。边缘带窄,毛细管密。壳面饰有瘤、刺、结节及网纹。铰合构造简单。晚白垩世至现代,亚洲、欧洲及美洲。中国化石产于新生代陆相地层及滨海相沉积的陆相夹层中。

【赫尔特介】 *Healdia* 介形纲的一属。壳小,近卵形或三角形,背缘外凸,中间常高起。前端宽圆,后端略尖。两壳不等大,左壳叠覆右壳,后端有 1~2 条向后延伸的粗刺。壳面光滑或呈斑状。晚泥盆世至二叠纪,亚洲、美洲。中国产于广西上泥盆统。


赫尔特介

【小浪花介】 *Cytherella* 介形纲的一属。壳卵形至近长方形,背视前端较扁,后端较宽。右壳大,沿周缘叠覆左壳。铰合构造为右壳具一边缘浅沟,左壳则为一凸边。壳面光滑,或具斑点,没有粗大壳饰。侏罗纪至现代,亚洲、欧洲、美洲。中国产于珠穆朗玛峰地区白垩统及古近系。


小浪花介

【里希特介】 *Richterina* 介形纲的一属。壳卵形,壳面饰有条纹,凹痕显著或缺失,无中槽。泥盆纪,亚洲及欧洲。中国产于广西上泥盆统。

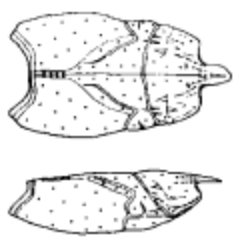

里希特介

【挠足纲】 Copepoda 节肢动物门的一纲。一类小型浮游或寄生的甲壳动物,体形变化大。头部与一胸节或二胸节愈合而成头胸部,无甲壳,头部及胸部附肢司运动,腹部无附肢,末端有尾叉。现生种类极多,占海洋浮游生物的大部分,常见属如蜇镖水蚤(*Calanus*),淡水中也有产出,如剑水蚤(*Cyclos*),寄生者幼虫与一般挠足类相似,成虫体形奇特。白垩纪至现代,化石稀少。

【蔓足纲】 Cirripedia 节肢动物门的一纲。全为海生,成体营固着生活,可固着于岩石、游泳生物、漂浮物、船底等。一般为雌雄异体,腹部多退化,头胸甲极发达,呈套形包被体外,动物体用头部向下固着于壳中,触角退化,体节不明显,胸肢末端曲屈如蔓,故名蔓足。晚志留世至现代,常见属有藤壶(*Balanus*)等。


藤壶

【软甲纲】 Malacostraca 节肢动物门的一纲。高等的甲壳动物,如蟹、虾等均是。甲壳单瓣或双瓣或不发育。体节数目固定,头部 6 节,胸部 8 节,腹部 7 节,个别 8 节。除尾节外,均有附肢。复眼一对位于可活动的眼柄上。绝大多数水生,主要是营自由生活的海生种类,也有陆生及寄生者。寒武纪至现代,现代海洋中极其丰富,化石稀少。中国贵州三叠系产有中华泡虾(*Sinopemphix*)、华北侏罗系产有河虾(*Astacus*)、台湾上新统有平蟹(*Galene*)等。

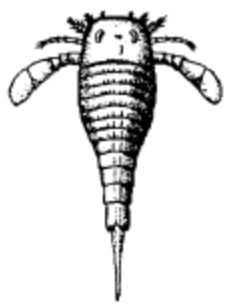

中华泡虾

【肢口纲】 Merostomata 又称**腿口纲**。节肢动物门的一纲。巨大的用鳃呼吸的海生有螯肢动物,头胸部有附肢 6 对,第一对小,具螯,位于口前为螯肢。其余 5 对为步足,其基部形成咀嚼面,生在口的周围,故名肢口(腿口)。腹部附肢板状,内侧有叶状鳃。头胸部背面生复眼和单眼各一对。尾节伸出长刺状剑尾。寒武纪至现代。再分为剑尾亚纲及板足鲎亚纲。

【剑尾亚纲】 Xiphosurida 肢口纲中目前仅存的一类。头胸部宽阔,呈马蹄形,被覆大而坚的头胸甲。有单眼及复眼各一对,腹面有 6 对附肢。腹部较小,近三角形,也具 6 对附肢,后 5 对各有一对鳃,末端有一能活动的剑状长尾节,故名剑尾。大部分已绝灭,现存者分布于太平洋及中美东海岸和东南亚沿海,均生活于砂质海底,代表属为鲎(*Limulus*),其幼虫很像三叶虫。寒武纪至现代。二叠纪有古鲎(*Paleolimulus*)、侏罗纪


古鲎

有中鲎(*Mesolimulus*)等。


板足鲎

【板足鲎亚纲】 Eurypterida 又称**阔翅亚纲**。肢口纲中现已绝灭的一类。代表属为板足鲎(*Eurypterus*),体形大,有的可达2~3米,头胸部小,由6个体节合并而成,具背甲,有单眼及复眼各一对,具6对附肢,最后一对呈板状,用于游泳。腹部12节,尾节刺状。奥陶纪至二叠纪,志留纪及泥盆纪最盛,奥陶纪及志留纪海生,晚古生代转以淡水生为主。中国三峡地区志留系产有此类化石。


古蝎

【蛛形纲】 Arachnida 节肢动物门的一纲。为多用书肺或(和)气管呼吸的陆栖有螯肢动物。体由头胸部及腹部构成,高等者则合成一整体。头胸部通常不分节,无触角,不具甲壳,有6对附肢,第一对为螯肢,第二对为脚须,其余四对为步足。腹部常分节,无附肢。大多陆生,也有水生及寄生者。现生种类甚多,如蜘蛛、蝎、蜱、螨等。化石稀少,主要为蝎目,最早出现于志留纪,如古蝎(*Paleophonus*)等。

【原气管纲】 Prototracheata 又称**有爪纲**(Onychophora)。节肢动物门的一纲。陆生用气管呼吸的原始节肢动物,身体延长似蠕虫,但体节分界不明显,体表仅具角质薄膜,无坚实外壳。头部具一对触角,一对单眼,躯干部每个环节有一对不分节的圆形附肢,末端由若干细小环节组成,并有一对爪,气管构造简单,故名原气管。生活于热带陆地及潮湿地区,现生代表为栉蚕(*Peripatus*),化石有发现于海相寒武系的 *Aysheaia* 等。本类动物兼具环节动物和节肢动物的特点,代表两者间的过渡类型,故有将其提升为独立的一门,或列为节肢动物门的一原始类别而与真正的节肢动物相区别。

【多足纲】 Myriapoda 节肢动物门的一纲。蜈蚣、马陆等都属本纲,为蠕虫形的陆生节肢动物。体延长呈扁平或圆筒形,头部明显,具一对触角及数个单眼,躯干部由许多环节组成,每一体节具爬行用的足一对或两对,故名多足。以气管呼吸,全为陆生。晚志留世至现代,化石稀少,有 *Kampecaris*、*Euphoberia* 等。

【昆虫纲】 Insecta 又称**六足纲**(Hexapoda)。节肢动物门(Arthropoda)中最大的一纲。体躯分节,分别集合组成头、胸、腹三个体段,外被几丁质外骨骼。头部具有口器、三对附肢和一对触角,通常还有复眼及单眼;胸部具有3对足,一般还有2对翅;腹部包含生殖系统和大部分内脏,无行动用的附肢,但多数有转化成外生殖器的附肢。昆虫在生长发育过程中,通常要经过变态,即一系列显著的内部及外部体态上的变化才能转变为性成熟的成虫。昆虫在动物界中的地位非常重要,是动物界中最大的纲,有100万种以上,约占全世界已知动物种数的三分之二。其同种的个体数量十分惊人,如一个蚂蚁群体可多达50万个体,小麦吸浆虫大发生的年代一亩地有2592万个之多。昆虫分布十分广泛,几乎遍及整个地球。最古老的昆虫化石发现于泥盆纪,古生代的昆虫面貌与现在大不相同,到二叠纪,已知23个目级类群大都绝灭,中生代的昆虫面貌与现生类群在目级单元上已基本相同,现在的目级类群均已出现。大多数昆虫分类学家将现生昆虫划分为两个亚纲34个目;绝灭的昆虫有9个目:古网翅目、巨翅目、透翅目、原蜻蜓目、原直翅目、原鞘翅目、华脉目、小翅目、舌鞘翅目。中国昆虫化石十分丰富。主要的昆虫化石有冀北辽西的热河昆虫化石群(晚侏罗世)、酒泉盆地昆虫化石(侏罗纪—白垩纪)、辽宁抚顺的琥珀昆虫(始新世)、山东山旺昆虫化石(中新世)等。其中以热河生物群中的昆虫化石和辽宁抚顺的琥珀昆虫最为著名,在世界上享有盛名。

【无翅亚纲】 Apterygota 包括5个目:①**原尾目**(Protura),代表种原尾虫,罕见的小型昆虫,尚未发现化石,现生约70属600余种,中国有34属164种;②**弹尾目**(Collembola),代表种弹尾虫或跳虫,小型昆虫,在土壤或落叶堆的沃土中数量极多,最古老的化石发现于英国泥盆纪老红砂层中,中国尚无化石报道,现生约516属6000种,中国有66属193种;③**双尾目**(Diplura),代表种虮或双尾虫,以三对足爬行的简单昆虫,化石出现于北美晚石炭世,中国尚无报道,现生约84属800余种,中国有25属;④**石蛃目**(Microcoryphia),代表种石蛃,原名缨尾目,生于石上有鳞和三条尾须的小昆虫,最早出现于法国、俄国晚石炭世,中国尚无报道,现生65属250余种,中国有5属13种;⑤**衣鱼目**(Zygentoma),代表种衣鱼、毛衣鱼。衣鱼目自缨尾目分出,小型无翅避光的银色昆虫,化石初现于美国晚石炭世,中国尚无报道,现生约50属3000种,中国有7属8种。

【有翅亚纲】 Pterygota 包括29个目:蜉蝣目、蜻蜓目、襀翅目、蜚蠊目、等翅目、螳螂目、蛩蠊目、革翅目、直翅目、竹节虫目、纺足目、缺翅目、啮虫目、食毛目、虱目、缨翅目、同翅目、半翅目、广翅目、蛇蛉目、脉翅目、鞘翅目、捻翅目、长翅目、双翅目、蚤目、毛翅目、鳞翅目、膜翅目。

【蜉蝣目】 Ephemeroptera 代表种蜉蝣。稚虫水生,成虫不摄食,寿命极短,为鱼类所嗜食,化石出现于法国中石炭世和美国早二叠世,中国最早化石发现于辽西中侏罗世地层,现生300属2000多种,中国有250种。

【蜻蜓目】 Odonata 代表种蜻蜓,豆娘。稚虫水生,成虫在飞行时捕捉其他昆虫为食,常见于水际,化石出现于石炭纪,中国最早化石发现于辽西中侏罗世地层,现生500余属5000余种,中国有400余种。

【襀翅目】 Plecoptera 代表种石蝇。稚虫水生,与成虫都为鱼类所嗜食,化石出现于二叠纪,中国最早化石发现于辽西中侏罗世地层,现生2300余种,中国有313种。

【蜚蠊目】 Blattodea 代表种蟑螂,土鳖虫。化石出现于石炭纪,中国最早化石发现于陕西、山西晚石炭世地层,现生近4000种,中国约有200种。

【等翅目】 Isoptera 代表种白蚁。社会性昆虫,常在木头或土中栖息,形成极大的聚落,土栖者常堆筑类似高塔的蚁丘,化石出现于早白垩世,中国最早化石发现于北京西山下白垩统卢尚坟组。现生3000余属,中国有400余种。

【螳螂目】 Mantodea 代表种螳螂。化石出现于白垩纪。中国尚无报道。现生400余属1600余种,中国有47属112种。

【蛩蠊目】 Grylloblattodea 代表种蛩蠊。极罕见的高山性昆虫,是科学研究上极具趣味的昆虫,化石最早出现于俄国二叠纪,共有24种,中国尚无报道。现生4属29种,中国长白山有1种。

【革翅目】 Dermaptera 代表种蠼螋。以极复杂的折叠后翅和极端的护幼习性著称。化石出现于三叠纪,中国最古老化石发现于中侏罗世地层。现生219属2000余种,中国有57属200余种。

【直翅目】 Orthoptera 代表种蚱蜢,蝗虫,蟋蟀,树螽。化石出现于石炭纪,中国最古老化石发现于宁夏石炭纪地层。现生

20000余种，中国已知800余种。

【竹节虫目】 Phasmatodea 代表种竹节虫，叶螽。具隐蔽色，可行孤雌生殖，产生无雄性的子代。化石出现于三叠纪，中国最古老的化石发现于辽西中侏罗世地层。现生300余属2500多种，中国有许多属种。

【纺足目】 Embioptera 代表种足丝蚁。产于温暖地区的少见昆虫。化石出现于三叠纪，中国最古老化石发现于辽西中侏罗世地层。现生1000余种，中国有2属6种。

【缺翅目】 Zoraptera 稀有的热带性昆虫，栖于温暖腐败的锯屑堆中。化石出现于始新世，中国尚未发现。现生仅1属30种，中国有2种。

【啮虫目】 Psocoptera 代表种书虱，啮虫。小型淡色的昆虫，书本、纸张的害虫。化石出现于二叠纪，中国最古老化石发现于辽西中侏罗世地层。现生有300属4700余种，中国有120属585种。

【食毛目】 Mallophaga 代表种咀嚼虱、鸟虱。鸟类兽类羽毛间的外寄生虫，会对鸟兽造成许多骚扰，有时候也会吸血。尚未发现化石。现生300余属4500余种，中国有124属931种。

【虱目】 Anoplura 代表种吸虱、体虱、阴虱。以温血动物为寄主的寄生昆虫，寄主包括人、猴、鼠、海豹和象等。尚未发现化石。现生30属500余种，中国有65种。

【缨翅目】 Thysanoptera 代表种蓟马。具有缨形翅的小型昆虫，多数吮吸植物的汁液，有时候成为较次要的害虫。化石出现于白垩纪，中国尚未发现。现生550属6000余种，中国有124属336种。

【同翅目】 Homoptera 代表种蚜虫、叶蝉、蝉、粉虱、介壳虫(蚧)等，刺吸式口器昆虫。化石初现于二叠纪，中国发现于陕西三叠纪地层。现生45000余种，中国已知3000多种。

【半翅目】 Hemiptera 代表种蝽象、盲蝽、长蝽、水蝽和臭虫等，刺吸式口器昆虫，具有极大的危害，除吸取植物汁液外还会传染多种植物疾病。化石初现于二叠纪，中国最早发现于陕西三叠纪地层，又称异翅亚目。现生75科38000余种，中国有52科3100余种。

【广翅目】 Megaloptera 代表种齿蛉、鱼蛉、泥蛉。化石初现于二叠纪，中国最古老化石发现于陕西三叠纪地层。现生300余种，中国有10属70余种。

【蛇蛉目】 Raphidioptera 代表种蛇蛉。化石出现于侏罗纪，中国有10科44属81种，发现于中侏罗世地层。现生2科约200种，中国4属9种。

【脉翅目】 Neuroptera 代表种草蛉、蚁狮、水蛉。多为肉食性，不论幼虫或成虫，在生物防治方面都颇具价值。化石初现于二叠纪，中国最古老化石发现于陕西三叠纪地层。现生4500种，中国有638种。

【鞘翅目】 Coleoptera 各种甲虫，有些种类的幼虫对作物和库存谷物造成极大的危害，昆虫的第一大目。化石初现于二叠纪，中国最古老化石发现于陕西三叠纪地层。现生35万种，中国已知10000余种。

【捻翅目】 Strepsiptera 代表种捻翅虫或蜡。雌虫是膜翅目和同翅目的寄生虫，是外形极为退化的昆虫。化石初现于侏罗纪，中国尚无化石发现。现生400余种，中国有近40种。

【长翅目】 Mecoptera 代表种蝎蛉。因具有特别的进化地位，所以学者很感兴趣。化石最早出现于二叠纪，中国最古老化石发现于陕西三叠纪地层；现生500余种，中国160余种。

【双翅目】 Diptera 代表种蚊、蝇、采采蝇、蚋、马蝇、鹿虻，也包括丽蝇、家蝇等，昆虫的第四个大目。化石出现于三叠纪，中国最古老化石发现于陕西三叠纪地层。现生10万余种，中国已知4000余种。

【蚤目】 Siphonaptera 代表种蚤。成虫完全无翅，以吸血为生，幼虫栖息于寄主动物巢穴附近的碎屑中。尚无化石发现。现生2500种，中国已知640种。

【毛翅目】 Trichoptera 代表种石蛾、石蚕(幼虫)。有许多种类在水中栖息，以石头和丝筑巢的幼虫，为鱼类所嗜食。化石初现于三叠纪，中国最古老化石发现于陕西三叠纪地层。现生600属近10000种，中国有近300种。

【鳞翅目】 Lipidoptera 蝴蝶和蛾类，以美丽和多变异的成虫著称，幼虫(蠋)对作物和储存的粮食会造成危害，昆虫的第二个大目。化石初现于白垩纪，中国最古老化石发现于晚白垩世地层。现生约20万种(其中蝶类20000余种)，中国有8000种(其中蝶类1000余种)。

【膜翅目】 Hymenoptera 各种蜂及蚁，由两个亚目构成，广腰亚目包括叶蜂等，有以取食植物为生的蠋型幼虫期；细腰亚目主要由两大类构成：锥尾(寄生)类如姬蜂和小蜂，针尾类如胡蜂、蜜蜂和蚂蚁，昆虫的第三个大目。化石初现于三叠纪，中国最早化石发现于陕西三叠纪地层。现生约12万种，中国已知10000多种。

【古网翅目】 Palaeodictyoptera 昆虫纲已绝灭的一目。体中到大型。头极小，下口式，眼显著，触角刚毛状，长度中等，有发育很好的吮吸式长喙，内含5个口针，下颚须显著，无下唇须。脉序完整，各条主脉独立，无愈合现象；有凸、凹脉的交替；脉之间有原脉网或横脉。在一些科中前后翅的形状、脉序十分相似；另一些则后翅较宽，但脉序相同；还有一些科中后翅只有前翅的一半长，更短或消失。翅前缘锯齿状，前缘脉刚毛有或无；一些科的翅具明显色素标记。胸节近等；足短，5跗节；腹部柔软，无明显分化；产卵器宽而短，极度弯曲。幼虫陆生。从口器形状推测是以植物汁液或苔藓植物的生殖苞为食。石炭纪—二叠纪。见于宁夏。

【巨翅目】 Megasecoptera 昆虫纲已绝灭的一目。体中型。前后翅相同，主要的纵脉完整，凸、凹脉交替；原脉网很少出现，横脉发育很好，翅边缘透明，或许有斑点；SC脉和R脉十分靠近，并且靠近前缘。仅知道几个属的身体结构特征，与古网翅目极其相似：头小；触角刚毛状，长度中等；吮吸式口器；足和腹部柔软，尾须非常长，通常长于身体。幼虫具有与成虫一样的吮吸式口器，无气管鳃和其他水生特征。石炭纪—二叠纪。见于宁夏。

【透翅目】 Diaphanopterodea 昆虫纲已绝灭的一目。前后翅外形和脉序均相似，拥有所有的主要纵脉，凸、凹脉交替；无原网脉，横脉消失，大多数科中R脉和M脉十分靠近，甚至汇合，形成显著的弯曲；弯曲的后部MA脉和MP脉与R脉分离。喙吮吸式，尾须非常长，产卵器发育完全。翅在休息时可以沿腹部向后折叠，但由于其翅脉特征和吮吸式的喙均类似于巨古翅目，并且它的翅基片缺少新翅类翅折叠时所需的第三腋片，所以仍定为古翅类。幼虫未知。石炭纪—二叠纪。见于宁夏。

【原蜻蜓目】 Protodonata 昆虫纲已绝灭的一目。体大到巨大型。前后翅等长，脉序相似；前翅较后翅柔软，稍长，翅前缘锯齿状，无翅痣和结脉，具明显前缘脉区。SC脉延至翅中，甚至翅尖；R脉长，至翅尖，无分支；RS脉几乎从翅基分出，在翅中或更前处又分出许多分支和间插脉；MA脉在基部与R脉愈合，后与RS脉一起分出，有许多分支和间插脉，无MP脉和CUA脉；CUP脉强壮，明显弯曲，无分支；1A脉长，在翅中分出许多分支，并延

至翅后缘。仅知几个属的身体结构特征：头球形，具有大型咀嚼式口器；胸节长，足粗壮，有刺；腹部长而柔软，类似于蜻蜓目的一些属。根据其口器、足的特征推测为捕食性昆虫。幼虫未知。石炭纪—二叠纪。见于宁夏。

【原直翅目】 Protorthoptera　昆虫纲已绝灭的一目。翅脉完整，无凸、凹脉的交替，一些科中无 MA 脉，各条主脉基本独立。前后翅形状、脉序相似。前翅膜质，有些为革质，膜质翅被有毛片，部分种翅的特定部分有明显的刚毛；脉之间有原脉网或与横脉连成不规则或有规律近垂直的交叉网，强烈弯曲的 CUP 脉将臀区与臀前区分开；一些前翅有明显的斑点或表面显著加厚。后翅膜质，臀区不显著伸长形成突出物；RS 脉发自翅基，M 脉和 CUA 脉主干愈合；CUA 脉不明显。触角明显且长，分节；有头部化石的几个科显示头小，下口式；前胸背板通常发达，有些极度延长成刺状，无背板侧叶；疾走足，有些科的前足为捕捉式；腹部长度中等，尾须明显，通常小。有关幼虫的资料很少，触角和尾须发育很好，大部分为陆生，也有一些为水生。石炭纪—三叠纪。

【原鞘翅目】 Protocoleoptera　昆虫纲已绝灭的一目。体小到中型。头小，眼显著，触角突出，中等长度，粗壮，多节；前胸背板宽而扁平，侧面有微刺；足坚硬，多刺，5 跗节。前翅多形成凸出的鞘翅，前缘在翅的基部延长形成扁平突出物；大多数种有 SC 脉、R 脉、RS 脉、M 脉、CUA 脉、CUP 脉和 3 条 A 脉，特化的少数种只有 SC 脉、RS 脉的基端，CUP 脉无法看到；接合缘加厚，平行于后缘，在亚前缘和接合缘的基部有成簇的刚毛。后翅较鞘翅长而宽，臀区大。腹部宽，有短而显著的尾须，雌虫有短、外露的产卵器。二叠纪—白垩纪。

【华脉目】 Caloneurodea　昆虫纲已绝灭的一目。前后翅结构、脉序相似，后翅无发达的臀区；CUA 脉在基部与 M 脉的主干短距离重合，CUA 脉和 CUP 脉十分靠近并平行，均无分支；有 2 条或更多的 A 脉；横脉很多。身体柔软；触角线状，多节；下口式或前口式，咀嚼式口器；足长而柔软，5 跗节。雌虫有短且仅 1 节的尾须。石炭纪—二叠纪。共有 9 个科，另有 2 个属的科级分类位置未定。

【小翅目】 Miomoptera　昆虫纲已绝灭的一目。体小到微型。翅基本相同。前翅 SC 脉终止于翅中；RS 脉分支于翅的前部，有至少三个分支；M 脉与 CUA 脉基部愈合，M 脉分支多；CUA 脉有 2 或 3 个分支，CUP 脉无分支；2 条 A 脉。后翅与前翅基本相同，无臀叶；M 脉与 CU 脉在基部分出。头中等大小，咀嚼口器；触角显著，较细，15～20 节；4 跗节；尾须短。石炭纪—二叠纪。

【舌鞘翅目】 Glosselytrodea　昆虫纲已绝灭的一目。体小。翅近相等，一些种的前翅为覆翅。前翅有明显的前缘脉区，在翅基部形成突起；R 脉至翅尖，沿前翅边缘形成亚缘脉，RS 脉有 2 或 3 个分支；MA 脉与 RS 脉基部愈合，后分出形成近平直的脉；MA 脉和 MP 脉十分靠近，接近愈合；CUA 脉和 MP 脉基部愈合，CUA 脉长，至少到翅中，通常会到翅尖形成亚缘脉；CUP 脉平直；A 脉合并在一起；横脉很多，形成规则或不规则的翅室；一些种翅脉上有很多刚毛。后翅较前翅小，无前缘脉区；SC 脉短；R 脉长，沿前翅边缘形成亚缘脉；CUP 脉只到翅中。头小，下口式；足柔软；尾须短，1～4 节。二叠纪—侏罗纪。

【传粉昆虫】 pollinating insects　习惯于花上活动并能传授花粉的昆虫。不同的昆虫可根据花的大小、颜色、形状、气味、化学物质以及花期选择自己偏爱的花，形成不同的组合。根据传粉昆虫的特征可间接探讨被子植物起源问题，根据辽西义县组具长喙虻类化石的存在可以证明，被子植物在晚侏罗世已经出现并分化。主要的传粉昆虫多属于鞘翅目（14.1%）、双翅目（28.4%）、膜翅目（43.7%），此外还见于鳞翅目、直翅目、半翅目、缨翅目。

【植食性昆虫】 phytophagous insects　以植物活体为食的昆虫，约占昆虫总类的 40%～50%。多见于弹尾目、等翅目、鞘翅目、双翅目、膜翅目、鳞翅目、直翅目、半翅目、缨翅目。根据它们的口器和消化道在构造和功能上的不同，可分为以完整植物器官、组织为食和吸食汁液两大类。

【杂食性昆虫】omnivorous insects　既吃植物性食物又吃动物性食物的昆虫，如蜚蠊、鞘翅目的多食亚目。

【寄生昆虫】 parasitic insects　一个时期或终生附着在寄主的体内或体表，并以摄取寄主的营养物来维持生存的昆虫。绝大多数种类是幼虫期营寄生生活，成虫飞翔或活动寻觅寄主产卵。如夜蛾姬小蜂（*Euplectrus chapadae*），幼虫寄生于粘虫体外。

【卫生昆虫】 medical insects　具有医学重要性的害虫，又称医学昆虫，包括某些疾病的传播媒介昆虫和吸血骚扰性昆虫。该类昆虫种类繁多，涉及面广，严重危害人类的健康、工作和生活。主要包括双翅目（蚊、蝇、虻、白蛉、蠓），蚤目，虱目，蜚蠊目，鞘翅目（芫菁、金龟等），半翅目（臭虫、锥蝽等），鳞翅目（刺蛾、枯叶蛾、毒蛾等），膜翅目（胡蜂、蜜蜂、蚁等）。

【水生昆虫】 aquatic insects　一个时期或终生生活在水中的昆虫，可分为水生和半水生两大类。蜻蜓目、蜉蝣目、襀翅目、广翅目、毛翅目的幼虫完全是水生的，其他如弹尾目、鞘翅目、双翅目、半翅目、鳞翅目都有一部分是水生的。水生昆虫是经济鱼类的食料之一。幼虫可应用于水质监测。水生昆虫化石对恢复远古时代水生环境有着重要意义。

【迁飞昆虫】 migratory insects　一些昆虫在其生活史的特定阶段，成群而有规律地从一个发生地长距离转移到另一个发生地，以保证其生活史的延续和物种的繁衍，称迁飞昆虫。昆虫迁飞时数量大、时间长、距离远，有时会跨越两个大陆，因此迁飞昆虫的化石对于地层对比有着极其重要的地位。另外迁飞昆虫可应用于古生态、古气候的研究。常见的农业害虫如东亚飞蝗（*Locusta migratoria manilensis*）就是一类著名的迁飞昆虫。

【燕辽昆虫群】 Yanliao Entomofauna　主要分布于九龙山组和海房沟组地层中。该昆虫群分布范围很广，东起辽东，西达新疆至前苏联中亚，北至前苏联北亚部分。层位稳定、昆虫种类繁多、数量丰富。以蜚蠊、蜉蝣、划蝽、蚊虫为特色。时代属中侏罗世。已知 111 属共 186 种。

【热河昆虫群】 Jehol Entomofauna　该定义源于热河生物群，代表原热河省（冀北、辽西）热河生物群中的昆虫化石群，主要分布于大北沟组、义县组、九佛堂组（或相当层位）地层中。在地理上广泛分布于东亚大陆，以含有三尾拟蜉蝣（*Ephemeropsis trisetalis*）、长肢裂尾甲（*Coptoclava longipoda*）为特色，时代属晚侏罗世晚期。已知 183 属共 293 种。

【琥珀昆虫】 amber insects　天然琥珀中所含的昆虫称琥珀昆虫。昆虫个体小，数量多，易被古代植物上分泌的树脂粘着，并被继续外流的树脂包裹，树脂变成琥珀，其中昆虫也被完好地保存下来，十分珍贵。中国的琥珀昆虫大都产自辽宁省抚顺煤矿始新统古城子组的主煤层之中，共涉及 8 个目：蜉蝣目、蚤蠊目、同翅目、异翅目、啮虫目、鞘翅目、双翅目、膜翅目。

苔藓动物及腕足动物

【苔藓动物门】 Bryozoa　具触手环的群体真体腔无脊椎动

物。外形很像苔藓植物，故名苔藓虫。苔藓虫为由许多微小个体组成的群体，故亦称群虫(Polyzoa)。群体的骨骼部分称硬体，多为钙质，或为几丁质，可保存化石，也有极少数没有硬体。硬体由许多个体分泌的虫室组成，外形呈树枝状、块状、球状、半球状、薄片状及网状等，小的仅数毫米，大者可达数百毫米。表面常具尖峰、突起或斑点等。许多苔藓虫硬体内部可以分为轴部的未成熟区及边缘的成熟区。虫室小而形状各异、多呈管状，直径一般不超过0.5毫米，但长可达数毫米至数十毫米，顶端为室口，有的具口盖。虫室内常具横板和泡沫板，室口有时具口围、月牙构造。虫室紧密排列，或被隔以泡状组织或间隙孔。在成熟区虫室体壁上常有刺孔。具多态现象，即除一般个体外，还有专司特定功能的变态个体，如卵胞、鸟头器等，是苔藓动物固有的重要特征。苔藓动物门原根据其肛门位于触手环的内、外而分为内肛亚门及外肛亚门两类，现多主张苔藓动物门只包括具真体腔的外肛动物，以外肛动物门代替苔藓动物门，内肛动物具假体腔而另独立为门。再分为窄唇纲、裸唇纲及护唇纲。苔藓动物主要分布于海洋，固着海底或其他物体上生活，分布极广，常与珊瑚、腕足类等共生。极少数生活于淡水的种类，多无硬体，不易保存为化石。奥陶纪至现代。中国奥陶纪至三叠纪海相地层中均发现有苔藓虫化石，晚古生代地层中较为丰富，近年中、新生代地层中也有发现。


苔藓虫硬体外形

【群虫】 Polyzoa　苔藓虫均为由许多个体组成的群体，故又称群虫。

【外肛动物门】 Ectoprocta　传统分类苔藓动物门的一亚门。现多认为苔藓动物门只包括具真体腔的外肛动物亚门，故主张将其提升为独立的外肛动物门以替代苔藓动物门。

【护唇纲】 Phylactolaemata　苔藓动物门的一纲。触手环马蹄形，口位其内，有唇保护，故名护唇。硬体几丁质或胶质。淡水生。除波希米亚白垩系中一存疑化石暂归入本纲外，无可靠化石记录。

【裸唇纲】 Gymnolaemata　苔藓动物门的一纲。口位于圆形触手环内，无唇。虫室多为梨形、盒形，少数柱形，分布比较稀疏。体壁以钙质为主。室口多位于虫室前侧中央，偶有位于虫室顶端。可有卵胞、鸟头器等变态个体，有的十分明显。多为海生，仅栉口目少数代表见于淡水。奥陶纪至现代，化石主要见于新生代。再分为栉口目及唇口目。

【窄唇纲】 Stenolaemata　苔藓动物门的一纲。触手环圆形，口位于其内，无唇。硬体丛状、枝状、团块状等。虫室圆柱形或棱柱形，彼此紧密相接或相距甚远，室口位于顶端。体壁钙质。卵胞形状多样。全为海生。奥陶纪至现代，奥陶纪至早白垩世化石甚多。再分为4~6个目，有环口目、变口目、泡孔目、隐口目等。

【泡孔目】 Cystoporata　苔藓动物门窄唇纲的一目。硬体常呈团块状、薄层状、枝状等。虫室长管状，壁薄，具横板。虫室之间具泡状组织，或为间隙孔。室口局部加厚，并明显弯曲成月牙构造，有的月牙构造两端伸入虫室内部形成假隔壁。奥陶纪至二叠纪。化石有笛苔藓虫(*Fistulipora*)等。

【环口目】 Cyclostomata　苔藓动物门窄唇纲的一目。硬体蔓状、丛树状、薄层状、团块状及枝状等。虫室呈简单的管状，直或弯曲，长短不一，室口圆形或椭圆形，无口盖及收缩或膨大现象，故称环口或圆口。虫室内一般无横板，室壁薄，具微孔，无刺孔。海生，奥陶纪至现代。

【变口目】 Trepostomata　苔藓动物门窄唇纲的一目。硬体薄层状、板状、块状、半球状、枝状及盘状等，表面常具尖峰、突起或斑点等装饰构造。虫室长管状，直或弯曲成弧形，可分为内带(未成熟带)及外带(成熟带)。内带位于硬体轴部，虫室彼此相接，壁薄，横板稀少；外带近于硬体表面，虫室壁厚，横板密集，室口圆形、卵形、多边形等。常有间隙孔及刺孔。海生，奥陶纪至三叠纪。

【隐口目】 Cryptostomata　苔藓动物门窄唇纲的一目。硬体多呈扇形的网格状，也有为枝状或螺旋状者。虫室梨形、柱状或棱柱状，大都很短，可分为内带(未成熟带)及外带(成熟带)，二者分界明显。内带虫室短，体壁薄，彼此紧密相接；外带虫室间距加宽，体壁骤然加厚。室口顶端的延伸部分呈空管状，称为外室，其在硬体表面的开口称为假室口，真正的室口则隐藏在外室底部，故称隐口。虫室内近口部有半隔板，偶见横板。可具间隙孔及刺孔。海生。奥陶纪至二叠纪，繁盛于泥盆纪及石炭纪。化石很多，如常见的窗格苔藓虫(*Fenestella*)、多孔苔藓虫(*Polypora*)等。

【栉口目】 Ctenostomata　苔藓动物门裸唇纲的一目。虫室呈长梨形，几丁质，末端为室口，具有栉状薄膜掩盖，故称栉口。虫室多自管状匍茎生出，间距稀疏。匍茎粗细均一，或成串珠状，彼此纵横交叉，组成网格状、漏斗状、丛树状、杆状等，部分钙化而保存为化石，故栉口目化石多仅是匍茎部分。少数无匍茎，虫室紧密连接成叶状、指状、块状群体。多态性不发达。几乎全为海生，有少数种见于河口。奥陶纪至现代，化石不多，如晚奥陶世的万因氏苔藓虫(*Vinella*)，地层意义不大。


万因氏苔藓虫

【唇口目】 Cheilostomata　苔藓动物门裸唇纲的一目。是构造最复杂的一类苔藓虫，当虫体缩入虫室后，室口盖有铰合的角质唇，故名。硬体多为单层皮壳状，也有为双层和多层，多层群体呈块状、粒状、树干状等。虫室梨形、袋形、球形等，大都很短，排列规则，常纵斜成行，体壁钙化，室口常位于前侧始端。多态性十分发达，常具鸟头器及鞭器，卵胞呈球形、囊状或袋状。海生，晚侏罗世至现代，古近纪、新近纪最盛，现代海洋中分布甚多。

【笛苔藓虫】 *Fistulipora*　苔藓动物门泡孔目的一属。硬体层状、块状或枝状，表面具尖峰或突起。虫室圆柱状，壁薄，室口圆形或卵圆形，常有不明显的月牙构造。虫室内具横板，虫室间有泡状组织。亚洲、欧洲、美洲及大洋洲志留纪至二叠纪，以晚古生代为最多。中国晚古生代地层中此类化石很多。


笛苔藓虫

【光枝苔藓虫】 *Leiocelema*　苔藓动物门变口目的一属。硬体块状、枝状或薄层状，表面有突起。虫室口椭圆形或花瓣形。间隙孔多，其中横板比虫室中密而多。刺孔发育。奥陶纪至二叠纪，亚洲、欧洲及美洲。中国泥盆纪地层中很多。

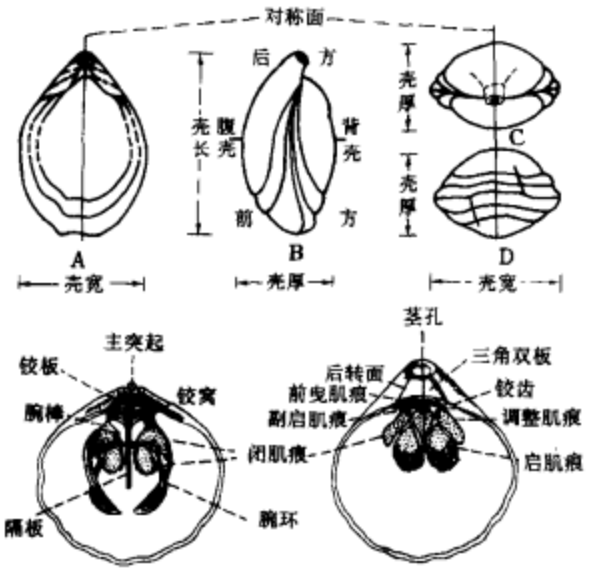
【窗格苔藓虫】 *Fenestella*　苔藓动物门隐口目的一属。硬体扇状或漏斗状，由许多分枝组成。分枝直或稍弯曲，枝间有横枝连接，形成窗格状。每枝具两列虫室，其间为一中棱分开，分枝前可增至3~4列。虫室口很小，圆形或卵形，体壁很厚，横枝上无虫室。奥陶纪至二叠纪。亚洲、欧洲、美洲和大洋洲。中国分布很广，多产于泥盆纪至二


窗格苔藓虫

叠纪地层。

【变隐苔藓虫】 *Trepocryptopora* 苔藓动物门隐口目的一属。硬体薄层状,具一中板将硬体分成二层。虫室短管状与中板及硬体表面直交,内具叠复横板。室口卵圆形,纵、斜排列成行,彼此间隔以间隙孔。产于中国陕西下奥陶统。

【腕足动物门】 Brachiopoda 无脊椎动物的一门,为具两个旋卷腕(纤毛环)的单体真体腔无脊椎动物,体不分节,两侧对称,纤毛环司摄食及呼吸之用,但最早研究时误以为有足的功用,故取名腕足。软体外被两个几丁磷灰质或钙质外壳所包围,化石多仅保存外壳,其轮廓有近方形、圆形、卵形、三角形等。一般壳的长宽约 50 毫米左右,小的仅约 5 毫米,最大的宽可达 375 毫米。两壳大小不等,但每一壳左右对称,一般大者称腹壳,又称茎壳;小者称背壳,因腕附着其上,也称腕壳。两壳凹凸情况不同,可分为双凸型、凹凸型、平凸型、双曲型等。腹壳中央常有中槽,背壳中央常有中隆。壳面光滑或有放射状或(及)同心状壳饰,有的具有壳刺。壳壁可分为疹壳、无疹壳及假疹壳三类。有的类群在腹壳内后侧具有一对铰齿,与背壳对应的铰窝相铰合,为两壳启闭的支点。壳喙与铰合线之间常有三角形的铰合面,铰合面中部三角孔洞开,或覆有三角板(窗板)或三角双板。铰齿下可支有齿板,两齿板可联合而成匙形台。背壳内位于三角孔附近的主突起、腕基、铰窝、铰板总称主基。纤毛环附着于腕基或腕棒,有的腕棒向前延伸而成环带状的腕环或螺旋状的腕螺,两者均是支持纤毛环的腕骨。两壳内面均有肌肉留下的痕迹,如闭肌痕、启肌痕及调整肌痕等。根据壳的成分、构造及胚胎发育等,腕足动物门一般分为无铰纲(腹茎纲)及有铰纲(尾茎纲、具铰纲)两大类,现在也有主张将有铰纲与无铰钢之间的过渡类型建立为始铰纲,并将具腕骨的类群从有铰纲中分出建立腕铰纲。腕足动物大多群居在水深 200 米以内的温暖浅海地带,以肉茎或壳体固着海底或附着其他物体上,或在潮汐带穴居生活,有的以腹壳或以壳刺支持壳体自由躺卧海底,也有少数种类生活在深海中。腕足类自寒武纪开始出现,晚古生代达到全盛,中生代大量减少,少数种类延至现代,演变显著,分布广泛,是一类重要的标准化石。中国古生代海相地层中腕足类化石极其丰富,中生代及台湾省新生代海相地层中也有代表。



腕足类外壳构造

【无铰纲】 Inarticulata 又称**腹茎纲**(Gastrocaulia)。腕足动物门的一纲。壳体轮廓多为圆形或卵形,侧视锥形、凸镜形等。两壳靠肌肉启闭,肌肉数目及排列方式十分复杂,无铰齿及铰窝,故名无铰。壳内也不具有常见于有铰纲的腕骨等构造。壳为几丁磷灰质,少数钙质,具疹或无疹,多具细弱同心纹或放射纹。具有肛门。全为海生,以肉茎或腹壳固着海底或其他物体上生活,也有为穴居者。寒武纪至现代。一般再分为舌形贝目、乳孔贝目、小圆货贝目及神父贝目等。

【舌形贝目】 Lingulida 腕足动物门无铰纲的一目。壳体多呈长卵形,侧视双凸形,两壳壳喙多在壳的末端。壳为几丁磷灰质,也有为钙质者。多具肉茎,从两壳间伸出,腹壳后部有一个明显茎沟。壳内肌痕组合复杂。海生,有些舌形贝类能适应半咸水环境,多以肉茎固着或穴居生活。寒武纪至现代,中国此类化石甚多,如舌形贝(海豆芽 *Lingula*)、圆货贝(*Obolus*)等。

【乳孔贝目】 Acrotretida 腕足动物门无铰纲的一目。壳体多为圆形、近圆形,腹壳多呈锥状,壳喙位于边缘或近中心。壳为几丁磷灰质,茎孔位于腹壳顶端或稍后(乳孔贝亚目 Acrotretidina);或为钙质疹壳,无茎孔,以部分或全部腹壳附着他物生活(髑髅贝亚目 Craniidina)。海生。早寒武世至现代。化石有乳房贝(*Acrothele*)、同孔虫(*Homotreta*)、髑髅贝(*Crania*)等。

【小圆货贝目】 Obolellida 腕足动物门无铰纲的一目。壳主要为钙质。贝体近圆形或长椭圆形,侧视双凸。腹壳具明显的假铰合面。茎孔位置变化大,位于两壳之间、腹壳顶部或壳喙之前。背壳喙部位于壳之边缘。海生,早至中寒武世。化石有小圆货贝(*Obolella*)。中国辽宁、山东等地下寒武统均有产出。

【神父贝目】 Paterinida 腕足动物门无铰纲的一目。壳几丁磷灰质,壳体较小,圆形或椭圆形。腹壳凸或近锥形,假铰合面中部具三角孔。其上复以似腹三角板。背壳外形与腹壳相似,背三角孔部分为似背三角板掩盖。海生,寒武纪至奥陶纪。化石有**神父贝**(*Paterina*)及小帽贝(*Micromitra*)等,中国北方寒武系多有产出。

【有铰纲】 Articulata 又称**尾茎纲**(Pygocaulia)、**具铰纲**。腕足动物门的一纲。壳钙质,具疹、假疹或无疹,壳面光滑或具各种饰纹。由铰齿、铰窝组成的铰合构造多甚发育,故称有铰。胚胎分三节,即头节、胸节和尾节。幼虫经过一段短暂的游泳期后,即以尾节固着,发育而成肉茎,故称尾茎。壳内构造复杂,背壳内部后端常有主突起、铰窝脊、铰板等构造,纤毛环附着在腕基突起或腕棒上,有的且有腕环或腕螺支持;腹壳内可有齿板、匙形台等,肌痕发育。没有肛门。全为海生,以肉茎、壳刺或腹壳附着生活,有的腹壳成圆锥形,以壳顶固着,背壳则呈盖状。寒武纪至现代。一般再分为正形贝目、五房贝目、扭月贝目、长身贝目、小嘴贝目、石燕贝目、无洞贝目及穿孔贝目等。

【正形贝目】 Orthida 腕足动物门有铰纲的一目。壳体多横圆,两壳双凸型或平凸型,铰合线宽直,常是贝体的最大宽度。腹壳及背壳铰合面均发育,三角孔多洞开,或具三角板。齿板及腕基支板多发育良好,常具匙形台。主突起显著,偶尔分叉或缺失。壳面多具壳线或壳纹,或具壳褶。疹壳或无疹壳,偶为假疹。海生,寒武纪至二叠纪。可再分为正形贝亚目、倾脊贝亚目及三重贝亚目。常见化石有正形贝(*Orthis*)、中华正形贝(*Sinorthis*)等。

【五房贝目】 Pentamerida 腕足动物门有铰纲的一目。壳体多为长卵形,较大,无疹,两壳多为强双凸型。壳面光滑或具放射状壳饰。腹三角孔洞开或部分为腹三角板掩盖。腹壳内匙形台发育,固着壳底或支有双柱隔板。背壳内具有腕突,其下支有腕板,腕板分离或联合而成腕房。海生,中寒武世至泥盆纪。再分为共凸贝亚目(Syntrophiidina)及五房贝亚目(Pentameridina)。化石有五房贝(*Pentamerus*)、扬子贝(*Yangtzeella*)等。

【扭月贝目】 Strophomenida 腕足动物门有铰纲的一目。假

疹壳，偶为无疹壳。两壳多为凹凸型至平凸型，也有双凸型、双曲型，或具膝曲。铰合面不发育或缺失，但某些类型极发育。两壳三角孔一般均覆有三角板，主突起多发育而复杂，有时简单或缺失。具腕基。壳面光滑或具壳饰，没有壳刺。海生，以腹壳躺卧海底，或以全部或部分腹壳固着他物上生活。奥陶纪至早侏罗世。化石甚多，有扭月贝（*Strophomena*）、米克贝（*Meekella*）等，十分重要。

【长身贝目】 Productida 腕足动物门有铰纲的一目。两壳向前延伸，故名长身。假疹壳，腹壳凸，背壳多平或凹，可具膝曲及拖曳部。壳面饰纹多样，多有中空壳刺，壳内且有内刺。某些原始类别可具铰合面。铰齿、铰窝多不发育，主突起复杂，腕骨缺失，仅具腕痕。闭肌痕叶状或树枝状。以腹壳后端向下躺卧海底并多辅以壳刺支持，或仅依靠壳刺支撑。也有以全部或部分腹壳固着海底或他物上。晚奥陶世至二叠纪。长身贝目包括的属种甚多，晚古生代分布广泛，十分重要，化石有小长身贝（*Productella*）、长身贝（*Productus*）、耸立贝（*Horridonia*）等。

【小嘴贝目】 Rhynchonellida 腕足动物门有铰纲的一目。壳体一般较小，多呈三角形，两壳双凸型，中槽、中隆发育。腹壳壳喙小，尖钩状，故名小嘴。腹三角孔部分为三角双板掩盖。齿板一般发育，有的联合成匙形台。背壳内铰板或隔板槽下常支有中隔板，腕棒长棒状。壳面多具放射状壳饰，大都无疹。海生，奥陶纪至现代，奥陶纪、泥盆纪及侏罗纪较繁盛，现代海洋中尚有少数代表。常见化石如穹房贝（*Camarotoechia*）、云南贝（*Yunnanella*）、隐孔贝（*Hypothyridina*）等。

【无洞贝目】 Atrypida 腕足动物门有铰纲的一目。无疹壳。壳多为圆形，主端阔圆，双凸型，背壳隆凸明显。腹壳壳喙尖，铰合面不发育，腹三角孔上盖有三角双板，茎孔显著。具腕螺，螺顶指向背方，少数指向壳体中心。壳面多饰有放射状及同心状两组壳饰。海生，奥陶纪至早石炭世，繁盛于志留纪、泥盆纪。代表属为无洞贝（*Atrypa*）。

【石燕贝目】 Spiriferida 腕足动物门有铰纲的一目。具有旋向主端或侧方的腕螺是本目的重要特征，形如飞燕，故名石燕。壳体多横向扩展，铰合线一般直长，两壳双凸型，中槽、中隆多发育。铰合面发育或不发育，三角孔洞开或掩覆，可具有茎孔。除少数例外均具腕螺，有的腕螺之间有腕锁相连。无疹壳或疹壳。放射状壳饰多发育，可有同心状壳饰，或缺失。海生，奥陶纪至侏罗纪，繁盛于晚古生代。石燕贝目化石甚多，十分重要，常见化石有石燕（*Spirifer*）、弓石燕（*Cyrtospirifer*）等。

【穿孔贝目】 Terebratulida 腕足动物门有铰纲的一目。壳体轮廓呈滴珠状，后端尖，侧视多为双凸型。腹壳具强烈的后转面，三角孔多为三角双板所掩盖，茎孔大而圆，故名穿孔。腕骨环状，简单或复杂。齿板发育或缺失。疹壳，壳面大多光滑。海生，泥盆纪至现代。根据腕骨特点可再分为三亚目：中脊贝亚目（Centronellina）、穿孔贝亚目（Terebratulidina）及小穿孔贝亚目（Terebratellidina）。常见化石有：鸮头贝（*Stringocephalus*）、穿孔贝（*Terebratula*）等。

【舌形贝】 *Lingula* 俗称海豆芽。腕足动物门无铰纲舌形贝目的一属。壳为几丁质和磷灰质交互成层。两壳大小近等，轮廓长卵形，后缘稍尖缩，前缘平直。肉茎长，自两壳间伸出，腹壳假铰合面上留有三角形茎沟。壳面平滑，或具同心纹。寒武纪至现代，世界各地。化石及现生种在中国均有发现。



舌形贝

【乳房贝】 *Acrothele* 腕足动物门无铰纲乳孔贝目的一属。壳体近圆形或横阔卵形。腹壳低锥状，喙部与后缘之间有一个显著的假铰合面，茎孔位于壳喙后部的斜面上。背壳缓凸，壳面具穿过假铰合面的同心线，有时且有放射纹及不规则的线纹和小型突起。早、中寒武世，世界各地。中国产于北方的下、中寒武统。



乳房贝

【正形贝】 *Orthis* 腕足动物门有铰纲正形贝目的一属。壳体半圆形或近方形，铰合线直而宽。两壳多为平凸型，背壳上有一个微弱的中槽。铰合面发育，均具三角孔，腹铰合面弯曲，喙部钩状，背铰合面平坦。壳面具粗圆而不分叉的壳线，壳线上及其间隙内并有细密的壳纹。齿板高强，肌痕面卵形，位于齿板之间的窗腔内。主突起单刃状，厚薄不定。奥陶纪，世界各地。中国南方及北方奥陶系均有产出。



正形贝

【中华正形贝】 *Sinorthis* 腕足动物门有铰纲正形贝目的一属。壳体近方圆或盾形，铰合线直，微短于最大壳宽。两壳平凸型或弱凹凸型，背壳具一个宽的中槽。腹铰合面高而平坦，喙部强烈弯曲，背铰合面短。铰合面上均具三角孔。壳面饰有简单的壳线，壳线之间插入有少数较短壳线。齿板强大。肌痕面长卵形或心脏形。腕基发育，主突起显著高耸，中隔脊低宽。产于中国西南中奥陶统。

【裂线贝】 *Schizophoria* 腕足动物门有铰纲正形贝目的一属。壳体亚卵形或近方形，壳缘浑圆，铰合线常短于最大壳宽。两壳双凸型，但背壳凸度更大，偶有低平的中隆及浅凹的中槽。腹铰合面较长，平或弯曲，背铰合面短而弯曲。疹壳。壳面具细密壳线。志留纪至二叠纪，世界各地。中国上志留统及二叠系均有产出。

【扬子贝】 *Yangtzeella* 腕足动物门有铰纲五房贝目的一属。壳体近方圆形，铰合线稍短于最大壳宽。两壳双凸型，背壳凸度稍大。铰合面上有三角孔。中槽、中隆显著。壳面光滑，仅具同心纹。腹壳内齿板联合而成匙形台，后部固着，前端支有中隔脊，背壳内腕房为一横板托起，其后下方支以一对或两对副隔板。两壳内部并各有数条窄隆脊。产于中国南方中奥陶统。



扬子贝

【五房贝】 *Pentamerus* 腕足动物门有铰纲五房贝目的一属。壳体大，五边形或长卵形，主端圆。两壳为近等的双凸型。中槽、中隆不明显。腹铰合面不发育，腹喙弯曲，超悬于背壳之上。壳面光滑，或仅在前部具微弱同心线。腹壳内匙形台下支有两个隔板，背壳内腕突长，腕板长而平行，伸达壳底，其间具一低中脊。志留纪，东亚、西欧及北美。中国产于湖北下志留统，贵州等省也有产出。



五房贝

【斯特克兰贝】 *Stricklandia* 腕足动物门有铰纲五房贝目的一属。壳体一般较大，近圆形、横卵形或长卵形。两壳双凸型，背壳凸度通常较大。腹壳一般具浅的中槽，但有时反而隆起成低弱的中隆；背壳常具低缓的中隆。壳面具密型饰线。腹壳内具一短小的双柱形匙形台，背壳内腕突长，腕板很短。早志留世，东亚、北美及西欧。中国产于湖北下志留统。

【瑞芬贝】 *Rafinesquina* 腕足动物门有铰纲扭月贝目的一属。壳体近半圆形，铰合线直长，为最大壳宽。两壳凹凸型。两壳均具铰合面，三角孔上盖有三角板。壳面有同心纹及粗细不等的两种放射壳线，有时且有壳皱。铰齿小，无齿板及中隔板。主突起呈低的双叶状，中隔板发育。奥陶纪至早志留世，世界各地。中国产于西北及南方的奥陶系。

【波纹扭月贝】 *Cymostrophia* 腕足动物门有铰纲扭月贝目的一属。壳体大，两壳呈强烈的凹凸型。具发育的副铰齿，分布在整个铰合缘上。壳面具粗细两种壳纹，粗壳纹分布稀疏，其间布有细密的细壳纹，同心皱出现于细壳纹之间，并被粗纹所切断，以致壳面呈条子皱纱状。泥盆纪，亚洲、欧洲及北美。中国产于广西下泥盆统。

【米克贝】 *Meekella* 腕足动物门有铰纲扭月贝目的一属。壳体中等或大，铰合线的长度短于壳宽。两壳双凸型。腹铰合面高，常扭曲而左右不对称。壳喙直耸，顶端具茎孔，三角孔上盖有强烈凸隆的三角板。壳面有粗强的壳褶，褶上有细密的壳纹。齿板薄而高，主突起长，成叉状。晚石炭世至二叠纪，分布于世界各地。中国多产于南方的二叠系。

【长身贝】 *Productus* 腕足动物门有铰纲长身贝目的一属。壳体狭长，向前方伸展很长，腹壳顶部强烈凸起，前半部凸隆微弱，背壳微凹。两壳均在前方作膝状弯曲，拖曳部颇长。背壳内具围板。壳面密布壳线。后部常有壳皱。壳刺稀少，仅见于腹壳，并沿后缘排列成行，或在耳翼上聚成束状。早石炭世，世界各地。中国产于江苏下石炭统。过去长身贝一属的含义广泛，很多石炭纪及二叠纪的长身贝类均归入此属。随着分类研究不断深入，长身贝属的含义日益严格，上述为狭义的长身贝属征。

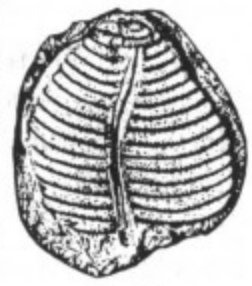

长身贝

【大长身贝】 *Gigantoproductus* 腕足动物门有铰纲长身贝目的一属。壳体巨大，壳壁厚，近横圆形，铰合线是最大壳宽处。两壳凹凸型，腹壳具一窄铰合面。耳翼大。壳面饰有壳线，有时壳线集合成为纵的隆脊，壳面后部有稀疏壳皱。壳刺仅见于腹壳，并沿后缘排成一行，壳面稀少。早石炭世，世界各地。中国各地下石炭统均有产出。

【舟形贝】 *Gondolina* 腕足动物门有铰纲长身贝目的一属。壳体巨大，近长三角形，两侧不对称，铰合线短于最大壳宽。腹壳凸隆，壳顶尖突直伸，铰合面极高，成长三角形，三角孔狭窄，后部覆有凹曲的三角板。背壳凹，无铰合面。壳面布满细圆的壳纹，在壳的中部及前部壳皱发育，呈覆瓦状，并切断壳纹。主突起粗大，冠部三叶型，茎部长。产于中国南方下石炭统上部。

【刺围脊贝】 *Spinomarginifera* 腕足动物门有铰纲长身贝目的一属。壳体小，轮廓横长，铰合线长为最大壳宽处。腹壳顶部高凸，喙部卷曲，中槽宽浅，背壳微凹，前方膝曲。腹壳壳面具狭长的刺瘤，刺瘤在壳顶附近略呈五点状排列，向前方逐渐延长，并在前缘附近形成壳线。同心线在壳顶部分显著，在中槽及耳翼不发育，向前方则完全消失。壳刺沿铰合缘排列成一行，在耳翼上聚集成簇。背壳面具壳皱及少数直立的细刺，壳内有围脊。产于中国南方二叠系。

【蕉叶贝】 *Leptodus* 腕足动物门有铰纲长身贝目的一属。壳体长卵形，两侧不对称。腹壳缓凸或近平，背壳小而平。假疹壳，壳面只有同心纹。腹壳内有一纵贯全壳的中隔板，两侧有一系列侧隔板，侧隔板与壳面垂直，顶端钝平。背壳由中叶及侧叶组成，中叶在壳内形成中隔板，在壳面有一中沟；侧叶嵌入于腹壳侧隔板之间。蕉叶贝壳质薄，常易风化剥落，化石多仅保存壳的内模或其内部中隔板、侧隔板等构造。二叠纪，亚洲、欧洲及北美。中国常见于南方中、上二叠统。此属与晚二叠世的欧姆贝十分相似，但欧姆贝腹壳圆凸，背壳凹，侧隔板呈板状，顶端尖锐，强烈地向前倾斜，排列成覆瓦状。


蕉叶贝

【欧姆贝】 *Oldhamina* 腕足动物门有铰纲长身贝目的一属。壳体长卵形。腹壳高凸，背壳凹，铰合线直而短。腹壳内侧隔板顶端尖锐，向前方强烈倾斜。晚二叠世，亚洲及欧洲。中国常见于南方上二叠统。

【穹房贝】 *Camarotoechia* 腕足动物门有铰纲小嘴贝目的一属。壳体小，多近三角形。两壳不等双凸型，背壳强凸。中槽及中隆均甚发育。壳面覆有棱形壳线。铰齿小，齿板薄而垂直。背壳内铰板分离，具隔板槽及中隔板，无主突起。志留纪至早石炭世，世界各地。中国志留系、泥盆系及下石炭统均有产出。

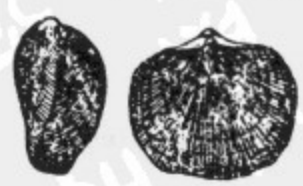
【隐孔贝】 *Hypothyridina* 腕足动物门有铰纲小嘴贝目的一属。壳体近球形或立方形。腹壳后部微凸，背壳凸度高强。中槽宽浅，一般始于腹壳的中部，前端盾形，向背壳作直角折曲，两壳前缘的缝合线圆滑。壳面覆有低圆壳线，壳线前端具纵沟，壳体侧区及前部常有同心纹。齿板短薄，无主突起，铰板甚小，中隔板低。中至晚泥盆世，世界各地。中国多产于西北及南方中、上泥盆统。

【云南贝】 *Yunnanella* 腕足动物门有铰纲小嘴贝目的一属。壳体三角形，两壳双凸型，背凸强。腹喙尖耸，顶端具茎孔。中槽、中隆仅在壳体前端发育，中槽浅阔，向前方强烈弯曲。壳面覆有细壳线，在壳的前端若干壳线合并或由单独壳线扩粗而成棱角状壳褶。腹壳内齿板发育，背壳内具短小隔板槽及中隔板。晚泥盆世，东亚及西欧。中国产于南方上泥盆统。


云南贝

【缅甸贝】 *Burmirhynchia* 腕足动物门有铰纲小嘴贝目的一属。壳体圆形或近圆形。两壳强双凸型。中槽、中隆不发育。腹壳喙部厚，强烈弯曲。茎孔位于三角双板的前方。壳面后部光滑，中部及前部均覆有壳褶。腹壳内齿板发育，肌痕面巨大；背壳内具强大的中隔板。中侏罗世，东亚及西欧。中国产于西南海相侏罗系。

【无洞贝】 *Atrypa* 腕足动物门有铰纲无洞贝目的一属。壳体近圆形或长卵形。铰合线短，主端圆，两壳成不等双凸型，腹壳近平，背壳高隆。腹喙小而弯曲，具茎孔。铰合面不发育，三角孔为分离的三角双板所掩盖。壳面覆有壳线，并常有较显著的同心层。铰齿粗大，无齿板。腕螺顶端指向背壳的中部。志留纪至泥盆纪，世界各地。中国主要产于泥盆系。


无洞贝

【始石燕】 *Eospirifer* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体横长，中等大小，铰合线短于或近等于壳宽。壳面无壳褶。中槽、中隆发育。壳纹细密，遍布全壳，可有同心纹。腹壳内齿板长而高，无中隔板。志留纪至中泥盆世，世界各地。中国多产于

西南志留系。

【巅石燕】 *Acrospirifer* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体中等或大，半圆形或菱形，主端尖翼状。铰合线直而长，为壳的最宽处，铰合面微凹。两壳双凸型。中槽、中隆发育，光滑无饰褶。侧区壳褶简单、粗强，褶顶圆。壳面同心层整齐显著，层的前缘成细齿状。腹壳内齿板发育，加厚，无中隔板。背壳内腕螺螺顶指向两翼。早泥盆世至中泥盆世，亚洲、欧洲及美洲。中国多产于南方下、中泥盆统，东北地区中泥盆统也有产出。

【印度石燕】 *Indospirifer* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体横长或近方形。铰合线直，等于或短于壳宽。两壳双凸型。铰合面低，三角孔洞开，壳喙直或微弯曲。中槽深圆，内有壳线1~5条，侧区壳线较粗，每侧不超过10条。壳面尚有与壳褶斜交的细纹，细纹往往被同心纹割切成为不明显的瘤突。腹壳内齿板长，中隔板微弱。中泥盆世，亚洲及欧洲。中国多产于南方及西北地区中泥盆统。

【弓石燕】 *Cyrtospirifer* 曾称**中国石燕**(*Sinospirifer*)。腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体横长，近菱形。铰合线直长，是壳的最宽处。两壳双凸型。中槽、中隆发育，从喙部开始，贯穿全壳。铰合面低而凹曲，具三角孔或覆有三角板。壳面有细密壳线，中槽及中隆壳线细密分叉，两侧壳线较粗且不分叉。齿板发育，主突起粗大，二分叉。晚泥盆世至早石炭世，世界各地。中国主要产于南方上泥盆统，下石炭统也有产出。



弓石燕

【分喙石燕】 *Choristites* 曾称**喝贝**。腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体中等到大，近圆形或近椭圆形。铰合线的长度等于或稍短于最大壳宽。两壳双凸型，中槽窄浅，中隆低平，边缘界线均不清晰。腹铰合面大，喙部弯曲。壳线低平分叉，间隙窄。齿板平行，长可达壳长的一半。石炭纪至中二叠世，世界各地。中国多产于上石炭统，也见于中二叠统。

【新石燕】 *Neospirifer* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体横展，近三角形，铰合线直长与壳体宽度相等。两壳双凸型，中槽、中隆显著。腹喙尖而弯曲。壳线分叉，组合成簇束状，并有叠瓦状同心层。齿板短，向前分叉。石炭纪至二叠纪，世界各地。中国石炭系中很多，二叠系也有发现。

【石燕】 *Spirifer* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体大，轮廓横长，铰合线稍短或等于最大壳宽。两壳双凸型，中槽、中隆发育。壳喙尖锐弯曲，铰合面凹曲。壳面饰有分叉的壳线，但壳线不成簇，并有极细的壳纹。齿板短而平行，主突起低。石炭纪，世界各地。中国产于南方及西北的下石炭统。

【管孔石燕】 *Syringothyris* 又称**管孔贝**。腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体横长，铰合线直长，等于最大壳宽。腹壳强烈凸隆，成半角锥状，背壳微凸。腹铰合面特高，阔三角形，三角孔大。中槽及中隆均显著，光滑无饰纹，侧区有简单壳线。壳面具细同心线。腹壳内齿板发育，向上延伸与一稍低于铰合面的内窗板连接，内窗板并沿中线向前作刺状突伸，其内面卷成一个细管，故名管孔石燕。晚泥盆世至早石炭世，世界各地。中国产于东北北部及新疆下石炭统。

【小石燕】 *Spiriferella* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体直卵形，铰合线短于壳宽，主端钝圆。两壳双凸型，腹壳高凸，腹铰合面高而弯曲。中槽、中隆发育，平滑或具微弱壳线。侧区壳线少而粗强，简单或分叉。齿板粗大，后部成假匙形台，前部包围肌痕面。两壳内中隔板均低。晚石炭世及二叠纪，世界各地。中国内蒙古、东北北部及珠穆朗玛峰的二叠系均有产出。

【准石燕】 *Spiriferina* 腕足动物门有铰纲石燕目的一属。壳体小或中等，长宽近等成横长，主端圆。两壳双凸型。腹壳喙部高耸，铰合面高而显著，具三角孔。中槽、中隆窄，无饰褶。侧区饰有少数壳褶。同心层显著，有细小瘤突。疹壳。齿板发育，中隔板高。三叠纪至早侏罗世，世界各地。中国产于南方海相三叠系。

【鸮头贝】 *Stringocephalus* 腕足动物门有铰纲穿孔贝目的一属。壳体巨大，近球形或横卵形。两壳双凸型，腹壳凸度更大。腹喙尖长，近垂直或强烈弯曲。铰合线短。铰合面发育，三角孔上盖以三角双板，具卵圆形茎孔。壳面光滑，仅具同心纹。壳疹细小而紧密。两壳内皆有中隔板，背壳内腕环长而宽，平行于背壳内部边缘，并附有长刺。主突起长杆状。中泥盆世，世界各地。中国产于南方中泥盆统上部。



鸮头贝

【直孔贝】 *Rectithyris* 腕足动物门有铰纲穿孔贝目的一属。壳体大，长卵圆形，最大壳宽位于中部。两壳双凸型，前接合缘直缘型、单褶型，偶为槽褶型。中槽、中隆不发育。腹壳喙部直伸，顶端为巨大的圆形茎孔，三角双板宽阔。疹壳。壳面光滑，仅具同心线。铰齿不发育，腕环宽阔而简单。白垩纪，东亚及西欧。中国产于新疆白垩系。

【彩孔贝】 *Pictothyris* 腕足动物门有铰纲穿孔贝目的一属。壳体大，卵圆形。两壳双凸型，最大壳厚位于壳体的后方，前接合缘直缘型。中槽、中隆不发育。腹喙近于垂直，顶端为圆形茎孔，具三角双板。疹壳。壳面光滑，仅具同心线。铰齿强，腕环长，向后方折返。上新世至现代，太平洋西部地区。中国产于台湾上新统。

棘皮动物及笔石动物

【棘皮动物门】 Echinodermata 一类进化地位很高具真体腔的后口动物，有与其他无脊椎动物外骨骼不同的、由中胚层分泌的内骨骼，具特殊的水管系统，其末端伸出体外成管足(步足)，司行动、取食、呼吸等功能。幼体两侧对称，成体则多为五辐对称。体不分节，无头部，体表具瘤粒或棘刺，故名棘皮，现生的海星、海胆、海参等均属本门动物。棘皮动物的内骨骼多为一球形、梨形、薄饼形、或星形的钙质壳，壳由许多骨板组成，有口、肛门、水孔等。五辐对称者可有五条自口向外辐射对称排列有管足的步带，步带之间为间步带。有的且有由许多骨板组成的茎及腕。壳及茎等均易保存化石。棘皮动物门过去分为多以茎固着生活的**有柄亚门**(Pelmatozoa)及无茎而游移生活的**活动亚门**(Eleutherozoa)，又称**无柄亚门**。现多分为海扁果亚门、海百合亚门、海蕾亚门、海星亚门及海胆亚门，并细分为20余纲。全为海生，从潮汐带到深水皆有分布，固着海底或游移生活。化石自寒武纪即有发现，以海胆亚门的海胆纲、海百合亚门的海林檎纲、海蕾纲、海百合纲等最重要。中国棘皮动物化石也很丰富，古生代和中、新生代海相地层中都有发现，其中很多是标准化石。

【海扁果亚门】 Homalozoa 以前称为海果类(carpoids)，棘皮动物门中高度特化的一亚门。形态独特，壳体背腹扁平，形状不规则，缺乏对称性，或可呈两侧对称。多具腕或腕突，后端具一

长短不等的茎尾。水管系统不明。可能为平卧海底生活，以茎尾锚定。中寒武世至中泥盆世。再分为海笔纲(Homostelea)、海箭纲(Homoiostelea)、海桩纲(Stylophora)、栉海林檎纲(Ctenocystoidea)。化石稀少，有些纲仅有 2～3 属。海扁果亚门的分类位置尚有争论，有些学者认为海桩纲是脊索动物而建立钙索动物亚门(Calcichordata)。

【海果类】 carpoids 棘皮动物门的海扁果亚门以前称为海果类。

【海百合亚门】 Crinozoa 棘皮动物门的一亚门。萼杯状或球状，由数圈骨板组成，五辐对称明显。萼上具与萼内体腔相通的直立腕，用以取食。水管系统辐射生长。口孔向上。多具茎。营固着或浮游生活。奥陶纪至现代。再分为海百合纲(Crinoidea)及拟海百合纲(Paracrinoidea)，海百合纲化石多而重要。

【海蕾亚门】 Blastozoa 棘皮动物门的一亚门。萼球形、钟形、梨形等，早期类群多由数目众多排列不规则的骨板组成，后期骨板数目减少并成圈规则排列，五辐对称明显。萼上具有用于取食的腕羽，萼内体腔不扩展至其内部。口孔向上，位于中央。多有茎。固着生活。寒武纪至二叠纪。再分为海蕾纲(Blastoidea)、拟海蕾纲(Parablastoidea)、海林檎纲(Cystoidea)、始海百合纲(Eocrinoidea)，其中以海林檎纲及海蕾纲化石较多而重要。

【海星亚门】 Asterozoa 棘皮动物门的一亚门。壳体扁平，由中央盘及辐射腕组成，多呈星状，五辐对称明显。腕 5 个或更多，与中央盘界线明显或不明显。腕宽大中空，与体腔相通(海星纲)，或细长弯曲充满脊骨，无脏器伸入其中(蛇尾纲)。不具茎。口面向下，肛门则位于上方。海底自由生活。奥陶纪至现代。再分为海星纲(Asteroidea)、蛇尾纲(Ophiuroidea)、体海星纲(Somasteroidea)。

【海胆亚门】 Echinozoa 棘皮动物门的一亚门。壳体球形、半球形、圆柱形等，多由许多骨板排列成五辐对称。无茎及腕。水管系统经向生长。口及肛门多位于壳体两端。海底游移或埋栖生活。寒武纪至现代。再分为海胆纲(Echinoidea)、海参纲(Holothuroidea)、海座星纲(Edrioasteroidea)、海旋板纲(Helicoplacoidea)、环海林檎纲(Cyclocystoidea)、海蒲团纲(Camptostromatoidea)、海蛇匣纲(Ophiocistoidea)。海胆纲及海参纲化石多而重要，且延续至今，其他各纲化石罕见，多仅有 1 至数属，于石炭纪前先后绝灭。

【古海林檎】 *Vetulocystis* 分类位置未定。身体由前体和后体两部分构成，不具钙质骨板；前体为囊状，具口锥、出水孔锥和鳃囊；后体分节，具完整消化道，肛门末位。很可能代表最原始的后口动物——古虫动物门与棘皮动物门之间的过渡类型。产于云南早寒武世澄江化石库。

【海林檎纲】 Cystoidea 棘皮动物门的一纲。体似林檎(沙果)，故名。萼部卵形、球形、瓶形等，无辐射对称，由许多多边形骨板组成，骨板数目不等，板上具单孔、双孔或菱孔。口孔位于萼顶中央或近中央处，肛孔位于其侧，上覆以由小板形成的肛锥，二者之间有水孔及生殖孔。由口孔辐射出 5 条或更少的短食物沟。或具腕羽，茎不发育，有的完全缺失。固着海底生活，奥陶纪至泥盆纪，以奥陶纪、志留纪最繁盛。中国奥陶纪地层中产有中国海林檎(*Sinocystis*)、椭圆海林檎(*Ovacystis*)等。


中国海林檎

【海蕾纲】 Blastoidea 棘皮动物门中已绝灭的一纲。硬体分腕羽、萼、茎及根。萼球形、卵圆形或花蕾形，多由 13 块骨板组成，排列规则，五辐对称。口在萼的腹部中央，周围有 5 个或 5 对孔排水，其中较大的一个兼为肛门。海底固着生活，志留纪至二叠纪，石炭纪最盛。中国黑龙江密山中泥盆统产有泥盆海蕾(*Devonoblastus*)，贵州独山下石炭统产有中海蕾(*Mesoblastus*)等。



海蕾

【海百合纲】 Crinoidea 棘皮动物门的一纲，外形似百合花，故名。硬体一般分根、茎、冠三部，以冠部为主。冠部分为萼和腕，均由许多钙质骨板组成。萼常呈球形或杯形，由交错排列的几圈钙质骨板组成，其上有由小骨板组成的萼盖，口孔位于萼盖之下或露于其外。腕由许多腕板组成，两侧可有排列紧密的羽枝。茎由许多茎板叠置而成，长短不一，外形有圆形、椭圆形、五边形等，中心具大小不等、形状不同的茎孔。茎根据其形态特征可建立形态属、种，对确定地层时代也有一定作用。根简单或分叉，或呈锚状等。浮游生活的海百合根茎不发育，或在茎的末端系以漂浮器。全为海生。奥陶纪至现代，石炭纪最盛，化石海百合皆为浅海生物，现生类型可在浅海至深海固着或浮游生活。中国奥陶纪至侏罗纪海相地层均发现有海百合化石，如四川志留系的豆海百合(*Pisocrinus*)、河北上石炭统的中国海百合(*Sinocrinus*)、贵州中三叠统的创孔海百合(*Traumatocrinus*)等。海百合茎化石则产出更多，常在灰岩中大量富集，形成海百合茎灰岩。



海百合

【海胆纲】 Echinoidea 棘皮动物门的一纲。无腕及茎。壳呈球形、半球形、心脏形、盘形等，由许多钙质骨板组成，可分为冠部、顶系、肛围及口围四部分，大多呈辐射对称，少数两侧对称。冠部占据壳之大部，分为 10 带，5 带具成对的小孔，为步带，其间 5 条为间步带。顶系在背部顶端。肛围位于顶系之内或移至顶系之外。口围位于腹面中央或移至腹面前方。壳上生有可活动的棘刺及瘤粒。海胆纲根据其对称性及肛围位置等特点可分为规则海胆及不规则海胆两大类。全为海生、底栖游移或潜穴生活。奥陶纪至现代，中国湖南、广西下石炭统中发现有瓜海胆(*Melonechinus*)，珠穆朗玛峰上白垩统产有半孔海胆(*Hemipneustes*)，古近系产有灯笼海胆(*Echinolampas*)等，台湾古近系有楯海胆(*Clypeaster*)等。


海胆

【海星纲】 Asteroidea 棘皮动物门的一纲。体宽扁，由中央盘和向外辐射状排列的腕组成，腕一般五条，呈星状，故名。中央盘与腕的界线不明显，内脏器官伸达腕中。水管系统发达，末端为管足。口在腹面中央，肛孔及筛板位于背面。体内骨骼由许多钙质骨板组成。海生。最早化石见于奥陶纪，化石不多，现生类型分布甚广，几乎所有海洋均有产出。

【蛇尾纲】 Ophiuroidea 棘皮动物门的一纲。身体由中央盘和腕组成，中央盘较小，腕五条，细而长，可分枝，能弯曲，与中央盘界线明显，内脏器官不伸达腕中。腕骨构造特殊，腹、背、侧面具四列骨板，中间为一列互相关节的脊

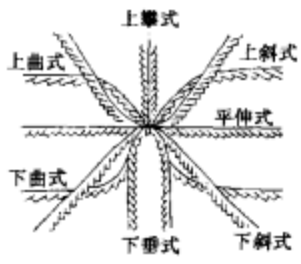

皮蛇尾

骨，故腕能弯曲似蛇，乃有蛇尾之名。腹面有口及筛板，无真正肛门。海生，奥陶纪至现代。中国南方发现有此类化石，如贵州下三叠统有皮蛇尾（*Ophioderma*），广东海相下侏罗统鳞蛇尾（*Ophiolepis*）等。

【海参纲】 Holothurioidea 棘皮动物门的一纲。体近筒形，无腕，口在前端，周围有触手，肛孔在后端。没有完整的壳体，骨骼主要为微小的钙质骨片。骨片形状多样，有轮状、锚状、薄片状、弯钩状、十字形、针形等，可保存为化石。现代各海洋中均有分布，海底爬行或大部埋于土中，仅身体前部和触手露出。奥陶纪即有可能属于海参的化石，可靠的海参化石最早出现于泥盆纪，除骨片外还发现有整个海参动物的印痕化石，地层意义不大。中国湖南下石炭统发现有海参骨片化石。


海参骨片化石

【笔石纲】 Graptolithina 一类已经绝灭的海生群体动物，亲缘关系尚不肯定，过去一般将其隶属于腔肠动物门，后因其茎系及骨骼构造与翼鳃类相似而列为半索动物门的一纲，但也有不同意见。化石很像保存在岩石层面上的笔迹，故名笔石。笔石的骨骼称笔石体，过去认为其成分为几丁质，后经分析发现完全不含几丁质而是蛋白质的，含有大量的丝氨酸、谷氨酸、甘氨酸等多种氨基酸。笔石体由 1 个或若干个笔石枝组成，始端具一个长锥形的胎管，胎管尖端逐渐变细，形成向外伸出极细的线管。笔石枝 1 个或多个，系由向一个方向连续生长的许多胞管相连而成，不分枝或再分枝，枝下垂、下斜、平伸、上斜或攀合生长。胞管为笔石动物个体的住室，管状，壁由纺锤层及表皮层组成，前后相互叠覆，末端露出，形状变化很大，可分为很多胞管类型，是鉴定笔石的重要特征之一。笔石枝胞管均为单列，上攀生长的正笔石类笔石体胞管单列、双列，偶为三列、四列。树形笔石类等具有两种胞管，较大的正胞管及较小的副胞管两者以茎系相连。过去一般将具芽茎的正胞管始部另名为茎胞管。正笔石类只有一种胞管。笔石纲根据其胞管特点等可分为树形笔石目、管笔石目、腔笔石目、茎笔石目、甲壳笔石目及正笔石目，其中以树形笔石目及正笔石目最重要。全为海生、多为漂浮生活，也有固着海底者，分布极广，演化迅速。中寒武世至石炭纪，奥陶纪及志留纪最盛，早泥盆世末期衰退，仅部分树形笔石延至石炭纪。笔石在中国分布广泛，是奥陶纪、志留纪及早泥盆世地层的重要标准化石之一。



笔石枝的生长方向

【树形笔石目】 Dendroidea 笔石纲的一目。有两种胞管，即体积较大而明显、多为简单直管状的正胞管及体积较小而不显著、形状变化很大的副胞管，两者以茎系相连，茎系多为黑色坚硬有机质。过去一般均将具芽茎的正胞管始部另名为茎胞管。笔石体多成树枝状、漏斗状或扇状，分枝规则或不规则，枝间有时有横靶或绞结相连。也有笔石体比较简单而规则、外形似正笔石者，又称为正笔石式树形笔石。一般固着海底，少数漂浮生活。中寒武世至石炭纪，以早奥陶世最盛，分布于世界各地。中国早奥陶世树形笔石甚多，如树笔石（*Dendrograptus*）、网格笔石（*Dictyonema*）、无羽笔石（*Callograptus*）及正笔石式树形笔石等，中寒武世至早石炭世均有发现。


树形笔石的两种胞管

【反称笔石科】 Anisograptidae 具有两个、三个或四个原始枝，各枝多正分，也有侧分或不再分枝。笔石枝下垂至平伸，偶为上斜。笔石枝构造与树形笔石相同，正胞管与副胞管皆简单，有的副胞管不发育或缺失。笔石体的外形与正笔石相似，有些属过去就被归入正笔石目内，后来发现其胞管性质与树形笔石相同而移入树形笔石目，故又称为正笔石式树形笔石，最近又有归入正笔石目的意见。重要的属有枝笔石（*Clonograptus*）、匿笔石（*Adelograptus*）、反称笔石（*Anisograptus*）、十字笔石（*Staurograptus*）等。主要生存于早奥陶世特里马道克期。中国南方广大地区及北方下奥陶统下部，均有产出。

【管笔石目】 Tuboidea 笔石纲的一目。笔石体树枝形或皮壳状，固着底栖。正胞管与副胞管组合不规则，常聚集成簇。多具底盘，由正胞管或与副胞管组成。胞管管状部分由底盘上直立伸出。有的具有名为锥胞管的顶端开口的小锥形构造。晚寒武世至志留纪。化石有管树笔石（*Tubidendrum*）、奇管笔石（*Idiotubus*）等。中国贵州、湖南、辽宁、四川、陕西等地已发现有此类笔石。

【腔笔石目】 Camaroidea 笔石纲的一目。笔石体皮壳状。正胞管构造复杂，明显分为始部膨大的腔部及末部较细而直立的管部。副胞管细管状，不规则分布于正胞管膨大的腔部或皮壳组织上。胞管口部圆形。具黑色坚硬茎系。现知仅出现于欧洲早奥陶世，代表属为复腔笔石（*Bithecocamara*）。

【甲壳笔石目】 Crustoidea 笔石纲的一目。笔石体皮壳状，似腔笔石。但正胞管间隔较稀，具短而直立的颈部，口部变形，常具口叶。副胞管细长圆柱状。现知仅出现于欧洲奥陶纪至志留纪，化石有布尔曼甲壳笔石（*Bulmanicrusta*）。

【茎笔石目】 Stolonoidea 笔石纲的一目。笔石体固着或皮壳状，主要由内含茎系的茎胞管组成，茎系特别发育，外形及分叉不规则，聚集成簇。正胞管可能存在。茎笔石类仅包括一科（茎树笔石科 Stolonodendridae），现知可能仅有两属，标本不完整，代表属为茎树笔石（*Stolonodendrum*），产于欧洲下奥陶统。

【正笔石目】 Graptoloidea 笔石纲的一目。笔石体仅具有一种胞管，相当于正胞管，无坚硬茎系。笔石枝数目少，1 个或多个，下垂、下斜、平伸、上斜或攀合生长。胞管单列、双列，偶为三列、四列，形状多样，可分为不同胞管类型，是正笔石的重要鉴定特征之一。有的胞管体壁退化成网状，或仅有大网，或兼有大网及细网。有的胞管口部或（及）腹部分别长有口刺、腹刺等。过去根据中轴的有无等特点将正笔石目分为无轴亚目及有轴亚目，穆恩之等于 1966 年又创建中轴夹于攀合的笔石枝之间的隐轴亚目。目前国际上一般分为对笔石亚目、舌笔石亚目、双笔石亚目及单笔石亚目。全为浮游生活，分布极广，仅见于奥陶纪至早泥盆世。演化迅速，是这一时期的重要标准化石之一。中国正笔石极其丰富，奥陶纪及志留纪地层中均产有大量化石，珠穆朗玛峰、云南、四川等地下泥盆统也发现有丰富的单笔石类。



正笔石目的胞管形态
1. 均分笔石式；2. 单笔石式；3. 卷笔石式；4. 半耙笔石式；5. 耙笔石式；6. 纤笔石式；7. 栅笔石式；8. 叉笔石式；9. 瘤笔石式；10. 中国笔石式

【无轴亚目】 Axonolipa 笔石纲正笔石目传统分类的一亚目。为不具中轴的正笔石。胎管露出，具有线管，笔石枝一个至多个，胞管单列，直管状、或向内转曲，或褶曲，也有个别向外弯曲者。奥陶纪，个别属可延至早志留世。包括属种极多，有均分

笔石(*Dichograptus*)、对笔石(*Didymograptus*)、中国笔石(*Sinograptus*)、叉笔石(*Dicellograptus*)等。

【隐轴亚目】 Axonocrypta 穆恩之等于1966年创建的笔石纲、正笔石目的一亚目。为中轴夹于攀合的笔石枝之间的正笔石,起源于无轴亚目、并进一步演化为有轴亚目。笔石体由攀合的四个笔石枝(叶笔石科)或两个笔石枝组成,两枝攀合的笔石体又可分为两枝背部相接的双肋式(心笔石科)或两枝侧面相叠的单肋式(隐笔石科)。奥陶纪。常见属如叶笔石(*Phyllograptus*)、心笔石(*Cardiograptus*)、舌笔石(*Glossograptus*)等。

【有轴亚目】 Axonophora 笔石纲正笔石目传统分类的一亚目。中轴发育,长在枝间隔壁或共通沟中,或在枝的背侧壁中。笔石体由1个至多个笔石枝组成。胞管单列或双列,形状变化很大,有的体壁退化而成网状。奥陶纪至早泥盆世。可分为具有双列胞管的双笔石类及单列胞管的单笔石类,各又再分为若干科或亚科,包括属种甚多,有双笔石(*Diplograptus*)、细网笔石(*Retiolites*)、两形笔石(*Dimorphograptus*)、单笔石(*Monograptus*)、弓笔石(*Cyrtograptus*)等。

【对笔石亚目】 didymograptina 笔石纲正笔石目的一亚目。笔石体由1个至多个笔石枝组成,笔石枝胞管单列,下垂至上斜生长。也有笔石体由攀合的两枝或4枝组成,具双列胞管(双肋式 dipleural)或4列胞管,但无中轴。胞管直管状或弯曲、褶皱,形态多样。发育型式平芽式(platycalycal),双芽胞管为 $th1^1$、$th1^2$ 或 $th2^1$,横管不超过3个。奥陶纪,个别属见于早志留世。包括属种甚多,多是重要的标准化石,有断笔石(*Azygograptus*)、对笔石(*Didymograptus*)、丝笔石(*Nemagraptus*)、心笔石(*Cardiograptus*)、叉笔石(*Dicellograptus*)等。

【舌笔石亚目】 Glossograptina 笔石纲正笔石目的一亚目。笔石体具两个笔石枝,两枝上攀生长,侧面相靠,形成独特的单肋式(monopleural)。发育型式围芽式(pericalycal),双芽胞管为 $th1^1$,只有一个横管,始端两列胞管围绕胎管旋转生长,将胎管大部掩盖。奥陶纪。代表属为舌笔石(*Glossograptus*)、隐笔石(*Cryptograptus*)。

【双笔石亚目】 Diplograptina 笔石纲正笔石目的一亚目。笔石体具上攀生长的两列胞管,双肋式(dipleural),中轴发育,胞管类型多样,体壁或可退化成网状。单芽式(platycalycal)发育型式,双芽胞管为 $th2^1$ 或更晚的胞管,横管3个或更多。奥陶纪至早志留世。包括属种甚多,多很重要,有直笔石(*Orthograptus*)、栅笔石(*Climacograptus*)、细网笔石(*Retiolites*)等。

【单笔石亚目】 Monograptina 笔石纲正笔石目的一亚目。笔石体单列胞管,自第1个胞管起均向上生长,中轴位于背侧壁内。胞管直管状、弯钩状、卷曲成球状等多种类型,有的彼此孤立,不相叠覆。胞管口部或(及)胎管口部可再生出幼枝。志留纪至早泥盆世,多是这一时期的重要标准化石。重要属有单笔石(*Monograptus*)、锯笔石(*Pristiograptus*)、弓笔石(*Cyrtograptus*)等。

【笔石体复杂化】 the complication of graptolite rhabdosome 笔石体因枝数减少而逐渐简化是笔石演化总的趋势之一,但在正笔石的演化过程中,出现笔石体由于笔石枝增多而由简单变为复杂的现象,称为笔石体复杂化,为穆恩之于1963年提出。笔石体复杂化的方式有侧枝的增多、次枝的发生及幼枝的发生等三种类型。据其发生特点及地史分布规律可分为三个阶期七次复杂化:①中奥陶世均分笔石动物群侧枝的增多;②晚奥陶世纤笔石动物群次枝的发生,又可分为以卡拉道克初期的丝笔石(*Nemagraptus*)、卡拉道克末期的肋笔石(*Pleurograptus*)、阿什极尔末期的棠垭笔石(*Tangyagraptus*)等为代表的三次复杂化;③志留纪单笔石动物群幼枝的发生,又可分为以瓦伦期后期的反向笔石(*Diversograptus*)、温洛克期的弓笔石(*Cyrtograptus*)、罗德洛期的线痕笔石(*Linograptus*)等为代表的三次复杂化。笔石体复杂化是笔石在一定环境条件下的正常发展,是笔石演化的一个趋向,对研究笔石的系统分类、演化及含笔石地层的划分等都有很重要的意义。

【树笔石】 *Dendrograptus* 树形笔石目的一属。笔石体呈树形,始部具有茎和根状构造。笔石枝分枝不规则,枝间无横靶或绞结连接。正胞管为管状或部分孤立,副胞管形状无定。中寒武世至早石炭世,世界各地。中国主要产于下奥陶统。


树笔石

【网格笔石】 *Dictyonema* 树形笔石目的一属。笔石体呈锥形或盘形。笔石枝为正分枝,各枝平行或近于平行,枝间有横靶连接,形成网格状。正胞管为直管状,副胞管形状不定。晚寒武世至早石炭世,世界各地。中国主要产于下奥陶统,下志留统、下泥盆统及上寒武统也有发现。近年将网格笔石限用于此属内笔石体具根状构造、底栖生活的类群,而将胎管裸露、营漂浮生活的类群从此属中分出,另名杆孔笔石(*Rhabdinopora*)属。

【杆孔笔石】 *Rhabdinopora* 树形笔石目的一属。笔石体锥形,胎管裸露。具4个原始枝,各再正分枝,枝多直而平行。横靶发育。浮游生活。近年对网格笔石(Dictyonema)属的研究,根据其生态特征,将胎管裸露、浮游生活的类群另建杆孔笔石,而将网格笔石限用于具根状构造、底栖生活的类群。奥陶纪,志留纪?美洲、欧洲、亚洲、大洋洲。中国下奥陶统中化石很多。

【无羽笔石】 *Callograptus* 树形笔石目的一属。笔石体呈锥形或不规则。笔石枝为规则的正分枝,各枝平行或近于平行,枝间横靶少或无。正胞管为直管状,副胞管形状不定。中寒武世(?),晚寒武世至早石炭世,世界各地。中国主要产于下奥陶统,上寒武统也有很多发现。

【刺笔石】 *Acanthograptus* 树形笔石目的一属。笔石体为灌木状,分枝不规则。胞管细长,几个胞管互相紧靠,形成芽枝,左右排列,好像枝上生刺。晚寒武世至志留纪。亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国主要产于湖北下奥陶统。

【反称笔石】 *Anisograptus* 反称笔石科的一属。笔石体平伸或近平伸,3个原始枝各正分若干次,分枝距离不等,通常达到5级枝或6级枝。胞管性质和树形笔石相似。早奥陶世。亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国产于辽宁、广东及浙江等地下奥陶统。

【枝笔石】 *Clonograptus* 反称笔石科的一属。笔石体两侧对称,两个原始枝一般正分枝5~6级,可达8~9级,笔石枝通常一级比一级长。始部笔石枝散开,逐渐变为近平行。正胞管锯齿状排列,早期种可见有副胞管。偶见中央盘。早奥陶世,世界分布。中国主要产于南方下奥陶统。

【劳氏笔石】 *Loganograptus* 正笔石目的一属。笔石体水平伸展,正分枝4~5次,前三、四级枝较短,末级枝长。胞管为直管状,单列。早奥陶世至中奥陶世,世界各地。中国产于南方及祁连山等地。


劳氏笔石

【翼笔石】 *Pterograptus* 正笔石目的一属。笔石体两主枝下垂或下斜生长,每一主枝的两侧生出相间排列的侧枝。胞管为细长直管状。中奥陶

世，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国产于西北及南方中奥陶统。

【四笔石】 *Tetragraptus* 正笔石目的一属。笔石体具有四个笔石枝，两侧对称。笔石枝下斜、平伸或上斜。胞管为直管状，单列。早奥陶世至中奥陶世，世界各地。中国产于南方及西北。

【对笔石】 *Didymograptus* 正笔石目的一属。笔石体仅有两个笔石枝，两侧对称。两枝下垂、下斜、平伸或上斜生长。胞管为直管状或腹缘微曲。奥陶纪，世界各地。中国主要产于下、中奥陶统，上奥陶统下部也有少数代表。


对笔石

【断笔石】 *Azygograptus* 正笔石目的一属。笔石体只有一个下斜至下曲生长的笔石枝，很像断落一枝的对笔石。胞管为简单的直管状。中奥陶世，亚洲、欧洲及美洲。中国产于南方中奥陶统。

【中国笔石】 *Sinograptus* 正笔石目的一属。笔石体由两个下曲的笔石枝组成。胞管强烈曲折，始部形成背褶，末部形成腹褶，背褶和腹褶的顶端均具有相当发育的刺。中奥陶世，中国及北美。中国产于南方奥陶统。


中国笔石

【奇笔石】 *Allograptus* 正笔石目的一属。笔石体平伸生长，两个原始枝中的一枝再正分枝一次，形成3个笔石枝。胞管始部隆起成瘤状，但不形成背褶，腹缘中部平，近末部膝形曲折，口穴显著。中奥陶世，中国及北美。中国产于南方中奥陶统。


奇笔石

【丝笔石】 *Nemagraptus* 正笔石目的一属。两个纤细的笔石枝从胎管中部伸出与胎管构成十字形，枝常弯曲，有时弯成 *S* 形。在主枝的腹侧又生出若干次枝，次枝间的距离近等。胞管长管状，作波浪状弯曲。晚奥陶世早期，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国产于南方及甘肃上奥陶统底部。


丝笔石

【纤笔石】 *Leptograptus* 正笔石目的一属。笔石体由两枝组成，两枝平伸或上斜，枝细而微曲。胞管波状弯曲，即纤笔石式胞管。中奥陶世至晚奥陶世，亚洲、欧洲、北美洲及大洋洲。中国主要产于南方上奥陶统。

【叉笔石】 *Dicellograptus* 正笔石目的一属。笔石体具两个笔石枝，两枝上斜生长呈叉状。胞管曲折，口部向内转曲，口穴显著。即叉笔石式胞管。晚奥陶世，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国主要产于南方上奥陶统。


叉笔石

【双头笔石】 *Dicranograptus* 正笔石目的一属。笔石体由两枝组成，始部攀合，胞管双列，末部分开，仍为两个单列的枝，笔石体象“Y”字。胞管性质和叉笔石相同，口部向内转曲，口穴显著。晚奥陶世至早志留世早期，亚洲、美洲及大洋洲。中国多产于南方及西北上奥陶统下部。

【棠垭笔石】 *Tangyagraptus* 正笔石目的一属。笔石体两主枝上斜生长，每枝背侧具有不成对的次枝。胞管细长，口部向内转曲，口穴显著，为叉笔石式。产于中国南方上奥陶统五峰组。


棠垭笔石

【心笔石】 *Cardiograptus* 正笔石目的一属。笔石体窄长呈卵圆形，始端浑圆，末端平或凹陷。胞管双列，直管状，口部扩大。第1个胞管直向下生长，其余始端胞管近口部弯向斜下方至两侧，继而转为向斜上方生长。中奥陶世，大洋洲、亚洲、北美。中国产于南方及西北中奥陶统。

【叶笔石】 *Phyllograptus* 正笔石目的一属。笔石体由4个攀合的笔石枝组成，横切面呈十字形。胞管简单，微弯曲，倾角大，掩盖部分大。中奥陶世，世界各地。中国产于南方及祁连山中奥陶统。


叶笔石

【肿笔石】 *Onchograptus* 正笔石目的一属。笔石体呈Y形，始端攀合，胞管双列，末端分成两个单列的笔石枝。胞管细长，倾角大，掩盖多。第1个胞管为双芽胞管，向下生长，其余胞管逐渐改变方向，转为向斜上方生长。中奥陶世，大洋洲、美洲、欧洲、亚洲。中国产于浙江中奥陶统。

【舌笔石】 *Glossograptus* 正笔石目的一属。笔石体由上攀的两枝组成。两枝侧面相叠，形成单肋式排列，侧视多仅见一列胞管。胞管为直管状，具强硬的胞管口刺。中奥陶世至晚奥陶世，亚洲、大洋洲、欧洲及北美。中国产于南方及西北。

【双笔石】 *Diplograptus* 正笔石目的一属。笔石体具双列胞管，横切面为卵形或近长方形。始部胞管弯曲，形成方形口穴，似栅笔石式胞管，继而胞管弯曲变缓成雕笔石式，末部胞管为直管状。中奥陶世至早志留世，亚洲、欧洲、美洲、大洋洲。中国多产于南方上奥陶统及下志留统西北也有产出。

【雕笔石】 *Glyptograptus* 正笔石目的一属。笔石体具双列胞管。胞管腹缘波状弯曲，膝上腹缘多近直，向外倾斜，口缘通常呈波形弯曲。中奥陶世至早志留世。亚洲、欧洲、美洲及大洋洲。中国南方及西北产有此类化石甚多。

【栅笔石】 *Climacograptus* 正笔石目的一属。笔石体直，具双列胞管。胞管强烈弯曲，腹缘作“S”曲折，形成方形口穴，膝上腹缘直与笔石体平行，即栅笔石式胞管。中奥陶世至早志留世，世界各地。中国南方及西北很多。

【细网笔石】 *Retiolites* 正笔石目的一属。笔石体具双列胞管，胞管直，倾角大，全部掩盖。体壁退化，成为网状，具有大网及细网，两条中间线条，一直一曲。早志留世至中志留世，亚洲、欧洲及北美。中国多产于下志留统。


细网笔石

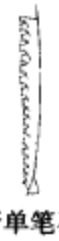
【单笔石】 *Monograptus* 正笔石目的一属。笔石体仅有一个笔石枝。胞管单列，口部向外弯曲，呈钩状。志留纪至早泥盆世，世界各地。中国产于南方及西北等地志留系，西藏珠穆朗玛峰及广西、滇西、川西等地的下泥盆统也有发现。

【耙笔石】 *Rastrites* 正笔石目的一属。笔石体仅有一个笔石枝，细而弯曲。胞管细长孤立，没有掩盖，与笔石枝轴向近垂直，口部反曲成钩状。共通沟极细。早志留世，亚洲、欧洲及北美。中国产于南方及祁连山下志留统。


耙笔石

【锯笔石】 *Pristiograptus* 正笔石目的一属。笔石体直或微曲，仅有一个笔石枝。胞管为简单的直管状，或腹缘微弯。志留纪，亚洲、欧洲、北美及大洋洲。中国多产于南方下志留统，也见于上志留统及中志留统。

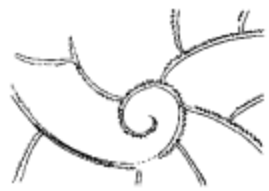
【新单笔石】 *Neomonograptus* 正笔石目的一属。笔石体仅有一枝，上攀生长。胞管单列，为新单笔石式，即其口部向后退缩，形成明显的口穴，外形似单栅笔石，但其胞管间缝合线是斜


新单笔石

的，而单栅笔石胞管间的缝合线则是直的。胎管宽锥形，口部宽大，呈喇叭状。早泥盆世，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国产于珠穆朗玛峰、川西及云南等地的下泥盆统。

【单栅笔石】 *Monoclimacis*　正笔石目的一属。笔石体一枝上攀，胞管腹部强烈褶曲，膝上腹缘直，与轴平行，胞管间缝合线直，口穴多呈方形。志留纪，世界各地。中国主要产于南方及西北下志留统。

【弓笔石】 *Cyrtograptus*　正笔石目的一属。笔石体的一个主枝弯曲或卷曲，从主枝的胞管口部生出幼枝，有的幼枝又再生出二级幼枝或更次一级的幼枝。胞管一般为三角形。早志留世晚期至中志留世，主要为中志留世，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国主要产于南方及西北中志留统。



弓笔石

【中华反向笔石】 *Sinodiversograptus*　正笔石目的一属。笔石体具有一个上攀的主枝及一个胎管幼枝，主枝及胎管幼枝均生有胞管幼枝，所有胞管幼枝均向其母枝的背侧方向伸出，排列规则。胞管向外卷曲，为卷笔石式。产于中国四川南江下志留统。

【牙形石】 Conodonts　又称**牙形刺**。一类形体微小的齿状微化石，由磷酸钙组成，化石保存为浅黄色至褐色，透明或半透明，微细构造为薄片状，有的变为纤维状。长度 0.2～6 毫米，一般小于 1 毫米，根据形态可分为直或弯曲的单锥型，齿耙或齿片上长有细齿的复合型及由齿台和齿片组成的台型等三大类。绝大多数分散保存，也有由若干不同类型的分离分子成行成对地排列在一起而形成牙形石集群。牙形石曾被认为是鱼牙，也有认为是头足类的颚器等，因现生动物中没有发现和它相同的骨骼构造，故其真正性质及分类位置长期以来都无定论，假说颇多，如牙索动物假说、触手环假说、毛颚类假说等，也有主张建立一个独立的牙形动物门(Conodonta)。牙形石形体甚小，易于鉴别，是一类重要的微化石，地层意义很大。寒武纪至三叠纪，分布于世界各地，各种类型海相沉积岩中均可保存。现已建立许多牙形石带，其详细程度可与笔石带或菊石带相比。中国牙形石分布也很广泛，古生代及三叠纪海相地层中发现很多。

【端刺】 *Distacodus*　又称**单锥刺**。牙形石的一形态属。单锥型，外形似微弯的牛角，两侧对称，侧方扁平，前后缘均具棱脊，侧面中线具隆脊。奥陶纪至志留纪，世界各地。中国河北、贵州等地已有发现。



端刺

【欣德刺】 *Hindeodella*　牙形石的一形态属。复合型，刺体直而长，主齿明显，接近刺体前方。前齿耙短，常向侧方弯曲。后齿耙长，细齿排列紧密，通常大小交替出现。基腔小。奥陶纪至三叠纪，世界各地。中国南方泥盆系及石炭系中已发现多种。



欣德刺

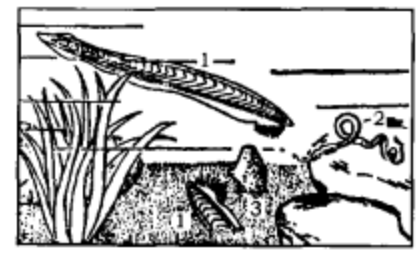
【多颚刺】 *Polygnathus*　牙形石的一形态属。台型，齿片上细齿高于齿台或与齿台等高。齿台简单，前、后端较窄，通常有肋脊或疣齿，反口面有龙脊和同心生长线。基腔位于齿台下方并与齿片下方的齿槽相通。早泥盆世至早石炭世，世界各地。中国川、黔、桂等省已发现多种。



多颚刺

脊椎动物

【脊索动物门】 Chordata　动物界最高等的一门。身体背侧具有不分节而富于弹性的脊索，或仅见于胚胎，至成体时为分节的脊柱所取代。神经管位于脊索或脊柱的背方。消化道前端两侧具有鳃裂。再分为半索动物(Hemichordata)、尾索动物(Urochordata)、头索动物(Cephalochordata)和脊椎动物(Vertebrata)4 个亚门。前 3 个亚门又统称**原索动物**，是少数营固着或移动生活的海生生物，仍属无脊椎动物。半索动物现多作为一个独立的门，尾索动物及头索动物化石记录见于云南澄江化石群中。脊椎动物是动物界最高等的类群，现生及化石种类繁多，非常重要。



原索动物复原图
1. 文昌鱼；2. 柱头虫；3. 海鞘；

【古虫动物门】 Vetulicolia　后口动物谱系中已绝灭了的一个门，其躯体两侧对称，分为前体和后体两部分。前体分为 6 节，左右两侧各有 1 条纵沟，沿沟分布 5 个鳃裂构造；后体 7 节，纵贯肠道，肛门位于后端。产于中国云南早寒武世和加拿大中寒武世地层。主要代表有古虫(*Vetulicola*)、西大动物(*Xidazoon*)、地大动物(*Didazoon*)、北大动物(*Beidazoon*)等。

【云南虫类】 Yunnanozoans　分类位置未定，为介于古虫动物门与半索动物门之间的中间类型，包括云南虫属(*Yunnanozoon*)和海口虫属(*Haikouella*)。成体长约 3 厘米，包括前体和后体两部分，前体可再分为背区和腹区，其间以可背腹向伸展的中槽分隔；沿中槽分布着 6 对外鳃；后体具肠道。躯体的基本构造极似古虫动物类，但兼具背、腹神经索的特征又与半索动物相近。另一种观点认为云南虫类可能与脊椎动物有较近的亲缘关系。产于中国云南早寒武世地层中，是澄江化石群的分子。

【长江海鞘】 *Cheungkongella*　脊索动物门尾索动物亚门的一属。体长约 3 厘米，由上部的萼杯和下部粗茎两部分组成，固着生活，与现生海鞘动物 *Styela* 十分相似。身体为厚囊包裹，萼杯的顶端和背部分别有进水管和出水管，萼内的咽腔硕大、鳃裂排列不规则。产于云南早寒武世地层中，是澄江化石库的一分子。

【华夏鳗】 *Cathaymyrus*　脊索动物门头索动物亚门的一属。体小，不足 2 厘米，呈鳗形，体前端较粗，向后逐渐变细，末端尖细。前端具宽大咽腔，其内有密集型鳃裂；体中、后部由明显的“之”字形肌节组成，背鳍长。产于中国云南早寒武世地层中，是澄江化石库的一分子。

【脊椎动物亚门】 Vertebrata　脊索动物门的一亚门。动物界最高等的类群。体形左右对称，大都分头、颈、躯干、尾四部分，颈、尾可不发育。躯干部多具成对附肢，陆生者为四肢，水栖者为偶鳍。背侧管状神经索分化为脑和脊髓，脊索在少数低等类群中终生存在，大部分仅见于胚胎期，成体时为脊柱替代。脊柱保护脊髓，其前端发展成为头骨以保护脑，故又称**有头类**(Craniata)。骨骼大部分为内骨骼，包括头骨、中轴骨及附肢骨，外骨骼有鳞片、骨板、羽毛、爪蹄等。卵生、卵胎生、胎生。最早见于早寒武世，一直延续至现代。一般再分为无颌纲、盾皮鱼纲、棘鱼纲、软骨鱼纲、硬骨鱼纲、两栖纲、爬行纲、鸟纲、哺乳纲。盾皮鱼纲和棘鱼纲已经绝灭，无现生代表。脊椎动物化石是晚古生代至新生代陆相地层划分对比及古地理研究的重要依据之一。

【无颌纲】 Agnatha　脊椎动物亚门中最低等的一纲。外形似鱼，但无上、下颌，没有骨质中轴骨，也无真正的偶鳍。只有 2 个半规管。现生无颌类又称圆口类，包括七鳃鳗亚纲(Petromyzonida)和盲鳗亚纲(Myxinoidea)，为鳗形、软骨、无鳞的特化类群。化

石无颌类体外多被以骨质甲片，包括骨甲鱼亚纲(Osteostraci)、缺甲鱼亚纲(Anaspida)、盔甲鱼亚纲(Galeaspida)、异甲鱼亚纲(Heterostraci)及花鳞鱼亚纲(Thelodonti)。始见于晚寒武世，繁盛于志留纪及泥盆纪，泥盆纪后化石无颌类绝灭。现生少数圆口类营寄生生活，化石很少，北美上石炭统曾发现七鳃鳗亚纲化石 *Mayomyzon*。

【甲胄鱼类】 Ostracodermi 化石无颌类的泛称。外形似鱼，头及身体前部被以骨板，有如甲胄，故名甲胄鱼。但无上下颌，没有骨质的中轴骨及真正的偶鳍，与鱼不同，而与现生的圆口类相似，故同被归属于无颌纲。甲胄鱼生活于淡水。寒武纪已有报道，确切的化石记录始见于奥陶纪，繁盛于晚志留世至早泥盆世，泥盆纪末绝灭。中国南方泥盆系此类化石甚多。

【昆明鱼目】 Myllokunmingiida 无硬骨骼的无颌鱼类。鱼体小、仅长 2～3 厘米，头小，具一对大眼睛和单鼻孔，单一背鳍，胸鳍与腹鳍连成一体，具原始型稀疏排列的软骨型脊椎。这些已知最古老的脊椎动物产于云南澄江化石库，包括昆明鱼(*Myllokunmingia*)，海口鱼(*Haikouichthys*)和钟健鱼(*Zhongjianichthys*)。

【昆明鱼】 *Myllokunmingia* 比较原始的无颌鱼类，表皮无骨骼和鳞片，身体呈纺锤型，可分为头部和躯干部两部分。背鳍前位，腹侧鳍从躯干下方长出，很可能为偶鳍，无鳍条；头部具 5 个至 6 个鳃囊，每个鳃囊中具有半鳃结构，鳃囊可能与围鳃腔相通。躯干约有 25 个肌节，皆为双“V”形结构，腹部“V”字尖端指向后，背部“V”字尖端指向前；内部解剖构造包括咽腔、肠道、脊索以及可能的围心腔。产自云南省昆明市海口镇下寒武统筇竹寺组玉案山段(始莱德利基虫带)。昆明鱼的发现，不仅将包括人类在内的整个脊椎动物演化史向前推进了 5000 万年，而且改写并完善了脊椎动物早期演化理论。

【海口鱼】 *Haikouichthys* 比较原始的无颌鱼类。与昆明鱼产自同一地区同一层位。鱼体纺锤形，但比昆明鱼更为细长，仍可分为头部和躯干部两个部分。背鳍明显靠近身体前部，具鳍条。腹侧鳍在下腹部与躯干连接，很可能为偶鳍。头部至少有 6 个鳃弓，也可能多达 9 个。躯干肌节与昆明鱼一样，呈双“V”形。内部解剖构造包括头颅软骨、围心腔、肠道以及一列生殖腺，生殖腺沿躯干腹侧排列。在某些方面，海口鱼与昆明鱼很相似，整体形态差别不大，只是前者稍为细长些；头部与躯干部都易区分；二者躯干部的肌节形态相同；而较强后倾的“V”字形肌节可能是由于轻微斜向埋葬的结果。海口鱼的背鳍比昆明鱼更为明显，不同之处在于它具有紧凑排列的鳍条(约每毫米 7 根)；躯干与腹鳍褶之间的陡坎表明腹鳍褶是成对的。海口鱼和昆明鱼的发现不但将鱼化石的年代记录大为提前，而且还意味着，可能有更为原始的脊椎动物起源于早寒武世中期以前，这对于人们认识脊椎动物谱系发生意义重大。与昆明鱼、海口鱼共同出现的动物群包括三叶虫类中的始莱德利基虫、云南头虫，以及精美保存的节肢动物娜罗虫、瓦普特虾等。昆明鱼与海口鱼皆为侧压保存。

【骨甲鱼亚纲】 Osteostraci 无颌纲的一亚纲。个体较小，头部扁平。头及躯干前部覆以一块由具有骨细胞的骨骼组成的甲片，故又称**头甲鱼亚纲**(Cephalaspida)。头甲后躯干部和尾部盖有厚鳞片。眼孔位于头的背面，相距很近，中间为松果孔，其前为长的鼻垂体孔。口孔腹位，两侧有鳃孔 10 对。歪型尾。多有“胸鳍”，其上有鳞而无鳍条，无腹鳍，背鳍 1～2 个。晚志留世至泥盆纪，欧洲、亚洲、北美，生活于淡水或微咸水。代表属为头甲鱼(*Cephalaspis*)。

【缺甲鱼亚纲】 Anaspida 无颌纲的一亚纲。体小，细长纺锤形。体外通常覆以小鳞片和无骨细胞的骨质小板，头上小骨板数目众多，排列对称。背中央为一行空棘、棱鳞或背鳍。口圆形，无颌、端位。眼大，位于两侧，中间为鼻垂体孔，其后有一松果孔。尾下歪型。胸鳍为 1 至数个棘，无腹鳍。志留纪至泥盆纪，欧洲及北美，生活于淡水或半咸水。代表属为咽鲶鱼(*Pharyngolepis*)。

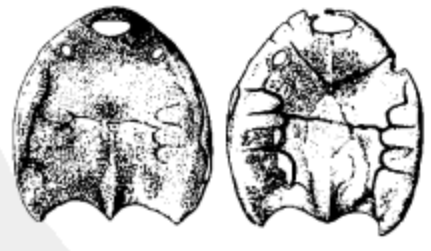
【异甲鱼亚纲】 Heterostraci 又称**鳍甲鱼亚纲**(Pteraspida)。无颌纲的一亚纲。头及躯干前部被无真正骨细胞的数块骨板包围，表面有齿质瘤和脊。头甲后躯干部分覆以鳞片。眼位于头部两侧，相距很远。内鼻孔一对。有鳃 7 对，每侧只有 1 个外鳃孔。仅具尾鳍，下歪型尾。奥陶纪至泥盆世，北美、欧洲、亚洲、大洋洲。早期海生，志留纪移入淡水。代表属为鳍甲鱼(*Pteraspis*)。

【盔甲鱼亚纲】 Galeaspida 盔甲鱼类是东亚特有的早期脊椎动物类群，从早志留世一直延续到晚泥盆世，其中早泥盆世是其鼎盛时期。现有资料表明，该鱼群种类繁多，但地区性色彩强烈，虽然经历了志留纪-泥盆纪这样漫长的历史时期，但其分布仅限于中国南方、宁夏、新疆，以及越南北部的志留系和泥盆系。盔甲鱼类的研究历史虽然不到 40 年，但目前已与骨甲鱼亚纲、异甲鱼亚纲一起成为化石无颌类中多样性最丰富的三个亚纲。到目前为止，在中国已发现并描述的古生代中期(志留纪、泥盆纪)的无颌类化石计有 48 属 68 种之多，这些盔甲鱼类分子分属于真盔甲鱼目(Eugaleaspidiformes)、汉阳鱼目(Hanyangaspiformes)和多鳃鱼超目(Polybranchiaspidida)。

【真盔甲鱼目】 Eugaleaspidiformes 盔甲鱼亚纲的一个目。1965 年建立的真盔甲鱼类的第一个属 *Galeaspis*，1980 年由于异物同名关系改为 *Eugaleaspis*，同时建立了真盔甲鱼科及真盔甲鱼目。该目的主要特征表现在：鼻垂体孔呈狭长的裂隙状；眶孔大，位于头甲两侧；胸角很发育；眶上沟发育，向后伸展甚远，与沟通主侧线沟的联络枝汇合；前缘沟发育。到目前为止，该目主要包括 6 属 13 种，全部产于中国华南地区志留纪及泥盆纪地层中。


真盔甲鱼类的漫游憨鱼

【多鳃鱼超目】 Polybranchiaspidida 盔甲鱼类中形态分化程度最高的一个类群。早泥盆世时呈现出一种快速演化的式样，除侧线系统相对较稳定外，不少特征(如中背孔的形状，鳃囊的数目，眶孔位置，吻突、角的形状等)都有很宽的变化范围，平行演化多次发生，用分支系统学的原理来探讨多鳃鱼超目系统演化关系尚待进一步的资料整理、积累与研究。背甲具吻突的“华南鱼类”(“Huananaspids”)和鳃囊数多达 30 余对的都匀鱼类(Duyunolepids)皆隶属多鳃鱼类。到目前为止，该超目主要包括 39 属 50 种、1 个未定种及 2 个未定属种，全部产于中国华南及西北地区志留纪—泥盆纪地层中。


多鳃鱼类的典型代表——廖角山多鳃鱼

【汉阳鱼目】 Hanyangaspiformes 盔甲鱼类的一个目。1975 年建立汉阳鱼类的第一个属——汉阳鱼属 *Hanyangaspis*，同时建立了汉阳鱼科及汉阳鱼目，并将其归入异甲鱼类。1979 年后汉阳鱼被改置于多鳃鱼类，并把汉阳鱼属暂时作为多鳃鱼目中一位置未定属。1984～1986 年重新研究后，认为以修正后的以汉阳鱼属为代表的汉阳鱼目被置于广义的盔甲鱼亚纲比较合适。

该目的主要特征表现在:头胸部大致呈前部窄、后部宽的椭圆形;鼻垂体孔很大,呈横宽的椭圆形,且近吻端,眶孔小,位于鼻垂体孔后缘连线的后侧缘;感觉沟系统中具6条侧横管,等等。到目前为止,该目主要包括3属5种、1个未定种及1个未定属种,全部产于中国华南地区、塔里木地区志留纪地层中。

【花鳞鱼亚纲】 Thelodonti 又称**腔鳞鱼亚纲**(Coelolepida)。无颌纲的一亚纲。体扁平,无头甲,皮肤具细小鳞片或齿质小齿状突起。眼位于两侧,口近端位。具一背鳍及臀鳍。尾下歪型。鳃孔8对。无骨骼保存化石,其构造及亲缘关系尚不清楚。奥陶纪至早泥盆世,欧洲、亚洲、北美。代表属花鳞鱼(*Thelodus*)。中国泥盆系中已发现此类化石。

【盾皮鱼纲】 Placodermi 现已绝灭的原始有颌鱼类,已具有上、下颌骨,多具有骨质的头甲和胸甲,并在颈部以关节相连,身体后部裸露或被鳞片,通常都有偶鳍或相当于偶鳍的构造和较典型的背鳍,具歪型尾。盾皮鱼纲并不是一个自然类群,包括种类很多。各类形态特征差异较大,以均具骨质甲片而归入此纲。生活于淡水或海水,始见于志留纪晚期,泥盆纪最盛,化石很多,分布广泛,重要类别有节颈鱼目、胴甲鱼目、扁平鱼目等。极少数延至二叠纪。

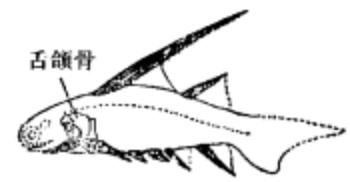
【节颈鱼目】 Arthrodira 盾皮鱼纲的一目。头及躯干前部均覆以厚重骨甲。头甲与胸甲以特殊的关节相连,关节髁位于胸甲,关节窝位于头甲,两者可以活动,故名节颈。体宽大,口及眼均大。胸鳍或为不分节且不能活动的棘状,如有腹鳍,一般较小。泥盆纪,一般早期种类个体较小,生活于淡水,晚期出现个体较大种类,有的长可达9米,生活于海洋。代表属为粒骨鱼(*Coccosteus*)、恐鱼(*Dinichthys*)。中国节颈鱼目化石有产于四川中泥盆统的江油鱼(*Kiangyousteus*)、贵州下泥盆统的贵州鱼(*Kueichonolepis*)。

【胴甲鱼目】 Antiarchi 是高度特化、分布甚广的小型盾皮鱼类。头及躯干前部均被有骨质甲片,两者以关节相连,关节髁位于头甲,关节窝位于胸甲。体躯后部和尾部裸露或披有鳞片。具1~2个背鳍。两眼顶生,互相靠近,其间有一松果孔。鼻孔每侧一个,紧位于眼前,口位于前腹面。胸肢一对,由多片骨甲组成,不分节或分为能活动的上下两节,与前腹侧甲以活动关节相连。尾歪型。生活于淡水。仅发现于泥盆纪。中国南方中泥盆统的沟鳞鱼(*Bothriolepis*)、上泥盆统的中华鱼(*Sinolepis*)及下泥盆统的云南鱼(*Yunnanolepis*)均属此类。

【沟鳞鱼】 *Bothriolepis* 胴甲鱼目中著名的一属。头及躯干前部覆以甲片,躯干后部及尾裸露无鳞。头甲六边形,松果片与侧片之间隔以中颈片,其前端两侧达于大眶孔的后缘。前中背片侧角发育,后中背片前端窄,后部侧突发育。后背侧片与后侧片完全愈合成复侧片。成体腹面具中腹脊和中腹沟。胸肢长,超过体甲,分为两节,连以关节。两背鳍,具腹鳍。歪型尾。化石多仅保存甲片,甲片具纹饰,幼体为网纹状,成体变为短脊状或瘤突状。中、晚泥盆世,广布于世界各地,中国南方许多地区发现有此化石。

【扁平鱼目】 Petalichthyida 又名**大鳞鱼目**(Macropetalichthyida)。盾皮鱼纲的一目。体扁平,头部及胸部均具坚厚甲片。头甲长椭圆形,长度大于胸甲,头甲与胸甲不是活动的铰链状结构,与节颈鱼目明显不同。躯干后部体表覆有较大鳞片组成的甲胄。其头甲上的感觉沟系统明显地不同于其他盾皮鱼类。仅见于泥盆纪。近年中国西南各省发现许多扁平鱼类化石,如拟瓣鱼(*Quasipetalichthys*)、新瓣鱼(*Neopetalichthys*)、中华瓣甲鱼(*Sinopetalichthys*)、广西瓣甲鱼(*Guangxipetalichthys*)等。

【棘鱼纲】 Acanthodii 棘鱼类是目前已知最早的有颌脊椎动物,它们出现于志留纪早期,繁盛于志留纪晚期和泥盆纪,至石炭纪和二叠纪逐渐衰落并绝灭。一些独特的特征使它们形成一类十分特殊的自然类群,现在一般将其看作与盾皮鱼类、软骨鱼类及硬骨鱼类并列的一个独立的纲。因其背鳍、胸鳍、腹鳍和臀鳍的前端有强硬的棘刺而称为棘鱼。体形似鲨,歪型尾;胸鳍、腹鳍发育完全,但鳍条不发育,在胸鳍和腹鳍之间有"额外"的偶鳍,或叫附加鳍;体被有细小的菱形鳞片,其结构似软骨硬鳞鱼;眼大,侧生,前位,并有围眶骨;有原始的颌,一个扩大的上颌骨与发育完善的下颌咬合,上颌无牙,下颌有牙;内骨骼已开始骨化。这一类群通常是比较小的鱼,长度很少超过20厘米。它们是从无颌类向有颌类进化的最早尝试者,是古生代唯一具有偶鳍棘的鱼类。古生代中期的棘鱼类化石通常由零散的骨骼(主要是鳞片还有鳍棘)所代表,现在常将这些化石归入鱼类微体化石中。古生代中期棘鱼类的鳞片基本上可以归入以下3个目:栅棘鱼目(Climatiida = Climatiiformes)、铿棘鱼目(Ischnacanthida = Ischnacanthiformes)与棘鱼目(Acanthodida = Acanthodiformes)。



棘鱼复原图

【软骨鱼纲】 Chondrichthyes 最原始的现生有颌鱼类。体内骨骼全为软骨,体外被楯鳞或无鳞。眼位于头部两侧。口在腹面,齿被珐琅质。鼻孔一对,位于口前。无鳔。具奇鳍和偶鳍。体内受精,卵胎生或卵生。大多为海生种类。最早出现于泥盆纪,石炭、二叠纪渐趋繁盛,此后一直稳定发展,直至现代。因体内无硬骨,化石多仅保存其零星牙齿及棘刺。软骨鱼纲再分为板鳃亚纲(Elasmobranchii)及全头亚纲(Holocephali)。板鳃类具板状鳃5~7对,各有鳃裂,无鳃盖,中国云南石炭系产有裂齿鲨(*Cladodus*)。全头类4对鳃裂外被一膜质鳃盖,种类远少于板鳃类,化石多仅保存齿板,中国四川二叠系产有瓣齿鱼(*Petalodus*)。

【旋齿鲨科】 Edestidae 软骨鱼纲板鳃亚纲中一个已绝灭的奇特类群,化石发现于石炭系至三叠系。旋齿鲨类的牙齿化石整体为扁平的环圈形,从内向外,单个牙齿衔接成列,内圈牙齿小,向外圈逐渐增大。长期来对这类牙齿的着生部位意见不一,但多认为是着生于上、下颌的左右颌骨联合处。中国浙江二叠系、西藏三叠系曾发现中华旋齿鲨(*Sinohelicoprion*)。


旋齿鲨头部复原图

【瓣齿鱼科】 Petalodontidae 软骨鱼纲全头亚纲的一科。化石多仅保存牙齿,牙齿前后扁平而横宽。齿冠低,有一层很薄的珐琅质层,前凸后凹,花瓣状。齿根较长,与齿冠间有珐琅质褶皱。石炭纪至二叠纪。中国四川、陕西、浙江等地二叠纪地层中均发现有瓣齿鱼(*Petalodus*)的牙齿化石。

【弓鲛】 *Hybodus* 软骨鱼纲板鳃亚纲的一属。其牙齿及背鳍棘常可保存为化石,常见于中生代地层。牙齿略呈"山"形,常单个保存。齿冠有一个主尖,两侧各有1或多个较小侧尖,均被以纹饰。背鳍两个,鳍前具坚硬棘刺。鳍棘化石表面常具纵行的纹饰突起等,后缘常具锯齿。由于牙齿及鳍棘不能同时保存为化石,故根据牙齿或鳍棘分别建立的种,其间关系是不清楚的。中国云南、四川、甘肃、陕西等省三叠纪和侏罗纪地层中均发现此类


弓鲛复原图

化石。

【硬骨鱼纲】 Osteichthyes 鱼形脊椎动物中最高等的一类，分布广泛，类型众多。内骨骼多为硬骨，体外多被有骨质鳞片，亦有次生性裸露无鳞者。鳃裂一般四个，外有鳃盖。具奇鳍及偶鳍。尾一般为正型，原始类群为歪型。多数有鳔，少数有肺。始见于泥盆纪，现代仍极繁盛，生活于海洋和淡水。硬骨鱼纲可分为 2 或 3 个亚纲：辐鳍鱼亚纲(Actinopterygii)及肉鳍鱼亚纲(Sarcopterygii)，肉鳍鱼亚纲或分为两个独立的亚纲：总鳍鱼亚纲(Crossopterygii)和肺鱼亚纲(Dipnoi)。

【辐鳍鱼亚纲】 Actinopterygii 硬骨鱼纲中种和属数目最多的一个亚纲。鳍均由平行排列的骨质鳍条支持，背鳍一个，偶鳍内无中轴骨。无内鼻孔。眼大。最早出现于泥盆纪，现代仍很繁盛，绝大多数现代鱼类属此亚纲，现生约 30000 种。化石属种也很多，分为数百个科，其高级分类单位变动较大，意见分歧，一般可分为三个大的类群：软骨硬鳞鱼次亚纲、新鳍鱼次亚纲和真骨鱼次亚纲。

【软骨硬鳞鱼次亚纲】 Chondrostei 又称**硬鳞鱼类**(Ganoid)。辐鳍鱼中最原始的一类。内骨骼多为软骨，体被斜方形坚厚硬鳞。上颌骨参与颊部的组成，与前鳃盖骨固着联结，口裂深，口缘具锥形齿。各鳍鳍条很多，单背鳍与腹鳍靠近身体的后部，歪型尾。软骨硬鳞鱼类包括古鲟目、多鳍目及鲟目。泥盆纪至现代，晚古生代及中生代初期繁盛，新生代衰落，只有少数代表如鲟、白鲟、多鳍鱼等延续至今。中国软骨硬鳞鱼类化石有吐鲁番鲟(*Turfania*)、中华扁体鱼(*Sinoplatysomus*)、北票鲟(*Peipiaosteus*)、原白鲟(*Protosephurus*)等。

【古鲟目】 Palaeoniscoidea 硬骨鱼纲、辐鳍鱼亚纲中最原始的一目。背鳍一个，尾歪型，体多覆有菱形珐琅质硬鳞。头部膜质骨发育，表层有珐琅质。有锁骨，无间鳃盖骨，上颌骨发育，与前鳃盖骨固着联结。口缘具锥形齿。主要以无脊椎动物为食。中泥盆世至早白垩世，石炭纪、二叠纪最繁盛。中国新疆二叠纪的吐鲁番鲟(*Turfania*)即属此类，浙江等地的二叠系中也有发现。



吐鲁番鲟复原图

【扁体鱼亚目】 Platysomoidei 软骨硬鳞鱼次亚纲古鲟目的一亚目，繁盛于二叠纪。体形高而侧扁，头小，口裂短。偶鳍多短小，而背鳍及臀鳍较长大。中国浙江上二叠统发现有中华扁体鱼(*Sinoplatysomus*)。

【北票鲟】 *Peipiaosteus* 软骨硬鳞鱼次亚纲鲟目的一属。鲟类除内骨骼全部为软骨质外，其外骨骼(鳞片)亦退化，只有数列纵行骨板，故鱼体几乎全部裸露无鳞。北票鲟体长约 20～40 厘米，呈梭形。头略低平，吻圆钝。只具小的侧线鳞。尾歪形。中国辽宁热河生物群中产丰富的北票鲟化石。

【亚全骨鱼类】 Subholostei 软骨硬鳞鱼次亚纲中一些进步类型的通称。过去曾列为软骨硬鳞鱼的一个目或古鲟目中的一个亚目。包括雷氏鱼目和裂齿鱼目的 6 科 40 余属，以及枪旗鱼目、龙鱼目等一些小目(约 10 余目)的近 20 科约 30 余属。代表晚二叠世至三叠纪进步类型的硬鳞鱼类。

【新鳍鱼次亚纲】 Neopterygii 辐鳍鱼的一个类群，曾称**全骨鱼亚纲**(Holostei)。内骨骼中硬骨成分增加，体被斜方形硬鳞，但闪光质层略退化。下颌骨与颊部分离、变短，口裂中等，半歪型尾。新鳍鱼次亚纲包括半椎鱼目、硬齿鱼目、弓鳍鱼目、尖喙鱼目、叉鳞鱼目等。也有将叉鳞鱼目置于真骨鱼类者。最早出现于晚二叠世，中生代繁盛，只有两属延续到现代。中国有中华弓鳍鱼(*Sinamia*)、西藏硬齿鱼(*Tibetodus*)等。

【硬齿鱼目】 Pycnodontiformes 新鳍鱼次亚纲的一目。一般体侧扁，具硬鳞，牙齿珐琅质厚，除上颌骨及齿骨外，在锄骨上生有成行排列的圆形或卵圆形牙齿。三叠纪至始新世。中国西藏东部昌都附近发现早侏罗世的西藏硬齿鱼(*Tibetodus*)即属于此类。

【中华弓鳍鱼】 *Sinamia* 新鳍鱼次亚纲弓鳍鱼目中华弓鳍鱼科的一属。体形细长，背鳍基长，尾鳍后缘圆形。口裂中等，具尖锥形齿。体被菱形硬鳞，其外露部分具闪光质层，鳞片后缘有锯齿。尾半歪型，后缘凸圆。化石首先发现于山东蒙阴上侏罗统，以后陆续发现于很多地区。

【真骨鱼次亚纲】 Teleostei 辐鳍鱼亚纲中最进步的一个类群。内骨骼全部为硬骨，体被圆鳞或栉鳞。上颌骨与颊部游离，可活动。口裂小。具正型尾。现生种类极多，广泛分布于海洋及大陆水系中，分类意见很不一致。目前多分为 9 个超目，约 30 个目。最早出现于中三叠世，至今仍极繁盛，绝大多数现生鱼类均属此类。

【狼鳍鱼】 *Lycoptera* 硬骨鱼纲真骨鱼次亚纲的一属。体小，长纺锤形，椎体筒状，中部略收缩。上、下颌骨上都有小而尖的牙齿。背鳍位置偏后，与臀鳍近于相对。有上神经棘。尾正型，最末尾椎骨向上扬。鳞片圆形。生活于淡水，主要产于中国北方，晚侏罗世至早白垩世地层中甚多。



狼鳍鱼

【满洲鱼】 *Manchurichthys* 原始真骨鱼类，属鲑形目。体长约 5 厘米。被圆鳞，大而薄。头长约为全长的¼弱，为头高的 1.5 倍。口裂中等，口缘无齿。背鳍基短，位于背部中点；胸鳍长；腹鳍腹位，起点略后于背鳍起点；臀鳍小，靠后；尾鳍为正型尾，深分叉，有较大的尾棱鳞。具上神经棘和上髓弓小骨。发现于中国东北早白垩世地层中。

【肉鳍鱼亚纲】 Sarcopterygii 曾为硬骨鱼纲的一亚纲。偶鳍基部有肉质柄，外被鳞片，故称肉鳍鱼类。曾被认为具内鼻孔，又称**内鼻鱼类**(choanate)。背鳍两个，偶鳍、背鳍及臀鳍均具肉质鳍基，内具分节骨骼支持。尾歪型或原型。具整列层鳞。繁盛于泥盆纪，此后衰落，现仅有极少数残存类型。早期分为总鳍鱼目及肺鱼目，现多认为是两个独立的亚纲。

【总鳍鱼亚纲】 Crossopterygii 硬骨鱼纲的一亚纲，曾列为肉鳍鱼亚纲的一目。脑颅被颅中关节分为前、后两部。背鳍两个，具多肉质的鳍柄。偶鳍有很发达的肉质基部，鳍内有与肩胛骨相连的多节的中轴骨，在其一侧着生辐状骨，鳍上均被有鳞片。牙齿具迷路构造。尾歪型或原型。具整列层鳞。肠道内有螺旋瓣。分为扇鳍鱼类及空棘鱼类。总鳍鱼类曾被认为具有内鼻孔，因现生空棘鱼的发现及对化石空棘鱼类的重新研究，已否定空棘鱼类具有内鼻孔的观点。扇鳍鱼类是否具有内鼻孔尚有争议。最初出现于泥盆纪，生活于淡水，中生代迁居海洋，肉食性。原认为已在白垩纪末绝灭，后于非洲南部东海岸查卢姆纳河口附近的印度洋中发现现生的空棘鱼类，即著名的拉蒂迈鱼(*Latimeria*)。最近的系统发育关系研究成果表明空棘鱼类与扇鳍鱼类亲缘关系不是很紧密，它们并未组成一个单系类群；与肺鱼类相比，现生的空棘鱼类只能算是四足动物的远亲。因此，在系统发育生物学上总鳍鱼类的重要意义已逐渐失去。

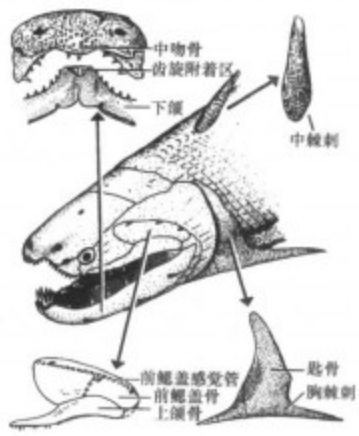
【扇鳍鱼目】 Rhipidistia 总鳍鱼亚纲的一目。头骨结构、圆锥形牙齿及偶鳍近端内骨骼构造等与早期四足动物相近，以及具有内鼻孔的传统看法而认为扇鳍鱼类是四足动物的祖先。早

期鳞片为整列层鳞，厚重菱形，晚期变薄。尾歪型或原型，不分成三叶。扇鳍鱼类具有内鼻孔的观点，通过对化石的重新研究，现已提出否定意见。泥盆纪至二叠纪。多生活于淡水，是大型肉食性鱼类。可分为骨鳞鱼目、爪齿鱼目和空棘鱼目，典型代表骨鳞鱼(*Osteolepis*)、真掌鳍鱼(*Eusthenopteron*)。中国云南下泥盆统产有杨氏鱼(*Youngolepis*)。

【空棘鱼目】 Coelacanthini 总鳍鱼亚纲的一目。头短而高，无内鼻孔。扇形鳍基部狭窄。尾鳍圆形，具一突出的长形轴叶，成为三叶型尾。鳞片薄，圆形。中泥盆世至现代，早期种类多为淡水生活，中生代类型大部分海生。白垩纪后无化石记录，原以为在白垩纪末已绝灭。后在东非海岸附近捕获拉蒂迈鱼(*Latimeria*)，是空棘鱼类的唯一现生代表。中国广西下三叠统产有中华空棘鱼(*Sinocoelacanthus*)。

【肺鱼亚纲】 Dipnoi 硬骨鱼纲的一亚纲，曾列为肉鳍鱼亚纲的一目。脑颅无颅中关节，前、后鼻孔分别位于口缘及口腔顶部。背鳍两个。偶鳍有肉质基部，鳍内辐状骨着生于中轴骨的两侧，为双列型。尾鳍歪型或原型。牙齿极特殊，多愈合成扇形齿板。仅有少数种类有不愈合的牙齿。泥盆纪至现代，主要淡水生活，以软体动物及甲壳类等为食料。现生肺鱼分布于澳大利亚、非洲及南美，体长可达 1～2 米，骨化程度差，许多性状与现生两栖类接近而不同于其他现生鱼类。位于肺鱼口腔顶部的后外鼻孔，曾被认为是内鼻孔，现多认为是次生移入口腔顶部的后外鼻孔。最常见的化石代表是分布广泛的角齿鱼(*Ceratodus*)，齿板扇形，其上具有辐射排列的齿脊。中国四川等地侏罗系产有四川角齿鱼(*Ceratodus szechuanensis*)。

【斑鳞鱼】 *Psarolepis* 早期肉鳍鱼类的一属。发现于云南曲靖地区早泥盆世地层，比杨氏鱼、奇异鱼更原始。斑鳞鱼不但具有肉鳍鱼类的特征，而且具有辐鳍鱼类的特征。头颅前部骨骼和颊部骨骼结构都与辐鳍鱼类吻合。更有意思的是，它还具有过去仅发现于盾皮鱼类和棘鱼类(现已绝灭的有颌脊椎动物)的特征，比如它像盾皮鱼类那样在胸鳍前有一根向外伸展的长棘刺。斑鳞鱼的发现填补了肉鳍鱼类和辐鳍鱼类之间存在着的某些形态鸿沟，也缩短了硬骨鱼类和其他有颌鱼类之间的形态距离。斑鳞鱼所具有的特征组合很可能正是硬骨鱼类祖先的特征，其发现为解开硬骨鱼类起源之谜提供了重要线索，这一新的发现也将过去对肉鳍鱼类演化的研究拓宽到对硬骨鱼类起源与早期演化的讨论。

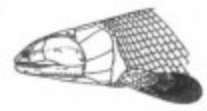


斑鳞鱼

【无孔鱼】 *Achoania* 肉鳍鱼亚纲的一属。发现于云南曲靖地区早泥盆世地层中。其头颅同斑鳞鱼一样也具有眼柄附着构造，这一发现扩大了眼柄特征在硬骨鱼类中的分布范围，也支持了无孔鱼和斑鳞鱼在整个硬骨鱼类分类系统中的祖先或基干位置。这一属鱼类填补了斑鳞鱼与其他更进步的肉鳍鱼类之间的形态缺环，使得肉鳍鱼类早期演化的序列变得更连续。在硬骨鱼类的早期演化过程中，辐鳍鱼类和肉鳍鱼类两大支系的平行演化多次发生。无孔鱼的发现与研究为两大支系的平行演化提供了新的证据，同时也有助于探讨斑鳞鱼在硬骨鱼类中的系统分类位置。无孔鱼、斑鳞鱼等的发展同时揭示了中国南方是肉鳍鱼类起源中心的认识。


无孔鱼头颅化石背视

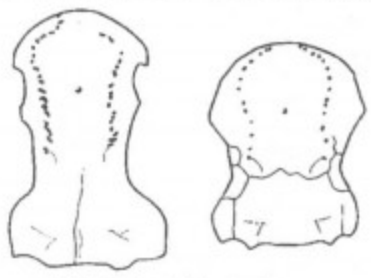
【蝶柱鱼】 *Styloichthys* 原始的肉鳍鱼类。2002 年发现于云南。蝶柱鱼一方面保留了一些属于肉鳍鱼类基干类型(以斑鳞鱼、无孔鱼为代表)的特征，如眼柄构造、头颅蝶区的侧柱等；另一方面，蝶柱鱼具有一些四足动物(如肯氏鱼)或肺鱼(如杨氏鱼、奇异鱼)的进步特征，如下颌上只有 3 块冠状骨，眶上感觉管的路线构成竖琴状等。蝶柱鱼同四足动物-肺鱼的共同祖先构成姐妹群关系，蝶柱鱼比斑鳞鱼、无孔鱼和空棘鱼进步，但比肺鱼和四足动物原始。蝶柱鱼的发现不仅使我们有了一个最接近四足动物与肺鱼共同祖先的化石实证，而且使肉鳍鱼类基干类型与四足动物、肺鱼运动基干类型之间的演化序列变得更连续，为解决肺鱼动物与四足动物的起源问题，追索这两个类群重要特征的出现序列提供了关键的资料，同时也为探讨肉鳍鱼类的早期演化历史提供了新的重要证据。


蝶柱鱼头颅复原图

【真掌鳍鱼】 *Eusthenipteron* 扇鳍鱼目的一属。真掌鳍鱼是骨鳞鱼类中最著名的代表，它主要发现于加拿大距今约 3.6 亿年前的泥盆纪晚期地层中，是一种身体细长、肉食性的鱼类(主要以水生动物为食)，体表有鳞，有两个背鳍和一个上下对称的尾鳍，其头颅、上下颌的骨片式样与早期两栖类已比较接近，偶鳍(胸鳍和腹鳍)的内部骨骼结构已具备四足动物肢体的雏形。


真掌鳍鱼

【杨氏鱼】 *Youngolepis* 原始肉鳍鱼类。1981 年发现于云南，与奇异鱼共生。其属名赠予中国古脊椎动物学研究的奠基人杨钟健教授。它与扇鳍鱼类有很多非常相同的地方，然而通过采用连续切片和蜡制模型技术，对杨氏鱼的吻部进行详细的研究之后发现：杨氏鱼的口腔没有内鼻孔。这一论断否定了长期以来有关肉鳍鱼类内鼻孔的权威性结论，从根本上动摇了总鳍鱼类是四足动物祖先的地位，在国际上引起了对四足动物起源和肉鳍鱼类演化方面的热烈讨论和反思，也使中国早期肉鳍鱼类化石成为国际学术界关注的重点之一。


杨氏鱼头颅化石(背视)

【奇异鱼】 *Diabolepis* 原始肉鳍鱼类。1984 年发现。于中国云南曲靖地区距今 4 亿年前的泥盆纪早期地层中。它是迄今所知最早、最原始的肺鱼形动物之一。对其及杨氏鱼的研究，奠定了中国肉鳍鱼类和硬骨鱼类起源研究的基础，使中国成为国际上早期脊椎动物研究中心之一。


奇异鱼头颅背视(左)、腹视(右)

【拉蒂迈鱼】 *Latimeria* 又称**矛尾鱼**。残存至现代的空棘鱼类，为一长可达 1.8 米的大型蓝色鱼类，其主要特征与早期种类无大差别，1938 年首


拉蒂迈鱼

次在非洲南部东海岸查卢姆纳河口附近印度洋中捕获，之后又在科摩罗群岛多次发现，是著名的活化石。

【四足形动物】 Tetrapodomorpha 肉鳍鱼类当中一些比较进步的类型与所有的四足动物的总称。中国的肯氏鱼就是一种最原始的四足形动物。

【肯氏鱼】 *Kenichthys* 原始的肉鳍鱼类。肯氏鱼是1993年在中国云南曲靖地区发现的。它是四足形动物处于最基干位置的种类，被认为是最原始的四足形动物，与四足动物的起源有更直接的关系。肯氏鱼保留了较多的早期肉鳍鱼类的原始特征，虽然与斑鳞鱼、杨氏鱼等发现于同一地区，但生活的时代要稍晚一些，为距今约3.9亿年的早泥盆世晚期。


肯氏鱼头颅复原图(背视)

【四足动物】 Tetrapods 所有的两栖类、爬行类、鸟类、哺乳类以及我们人类都有四肢，所以它们被统称为四足动物。四足动物是动物界最高等的类群，它们都有脊椎骨；也都有盆骨连接在脊椎上，用来支撑体重；同样都有胸廓，用来保护心脏和肺。四足动物通过鼻孔呼吸空气，其四肢的顶端都由一根骨头组成，下面则都有一对骨头伸向手或脚，并均具手指或脚趾。最早的四足动物出现在距今大约3.7亿～3.5亿年前的晚泥盆世，这些仍然保留某些鱼类特征的水陆两栖动物对于探索四足动物的起源具有重要价值，为了解我们的祖先是怎样从原始沼泽中爬出，并来到陆地上生活的过程提供了最丰富、最直接的信息。四足动物的出现，脊椎动物的登陆称得上生命进化史上的一次重大事件。正是由于这次生物事件，现代陆地生态系统的雏形开始形成，地球上才有了庞然大物——恐龙，才有了飞禽走兽，才有了我们人类自己。

【两栖纲】 Amphibia 脊椎动物亚门的一纲，是处于从水生到陆生过渡阶段的一类四足动物。头骨扁平、具两个枕髁，脊柱具一个荐椎。个体发育过程中一般经过变态过程：幼体多水栖，用鳃呼吸；成体一般用肺呼吸，多陆生。现生种类皮肤腺体发育，而缺少其他四足动物特征性的鳞片、羽毛和毛发等表皮结构；但早期化石种类体表常有坚厚骨板或皮膜、鳞片等。按传统分类包括迷齿亚纲(Labyrinthodontia)、壳椎亚纲(Lepospondyli)和滑体两栖亚纲(Lissamphibia，又称无甲亚纲)；前两类都已灭绝，但从迷齿亚纲中演化出了更加适应于陆地生活的羊膜动物(包括爬行类、鸟类和哺乳类)。

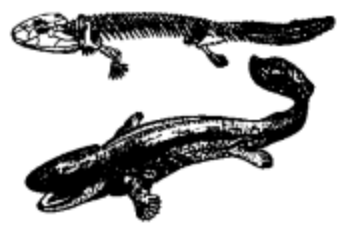
【坚头类】 Stegocephali 早期曾作为两栖纲的一个类群(目)，包括所有侏罗纪以前灭绝的和部分侏罗纪以后灭绝的大蝾螈型两栖动物。因头骨多具有坚硬的骨甲而得名。坚头类的起源不晚于晚泥盆世。后来的通俗或科普读物中，常用于泛指化石两栖类中头具骨质甲片者，无生物分类意义。



曳螈(*Eryops*)骨骼轮廓图

【迷齿亚纲】 Labyrinthodontia 两栖纲的一亚纲，因其牙齿和总鳍鱼类相似，齿冠的珐琅质褶皱，横切面呈迷路构造而得名。包括最早的四足动物化石代表以及离片椎类、大头鲵类等；为一复系类群，故现已较少使用该词。头骨具耳凹、多低平，四肢具趾。最早见于晚泥盆世，如格陵兰的鱼石螈、棘螈(*Acanthostega*)等，代表最早的四足动物；石炭纪和二叠纪繁荣，三叠纪逐渐衰亡，至白垩纪中期灭绝。中国的迷齿类化石见于泥盆系(仅有宁夏的中国螈1属)、二叠系(如新疆的乌鲁木齐鲵、甘肃的泰齿螈)、三叠系(如山西、湖北等地的大头鲵类)和侏罗系(仅有四川的中国短头鲵1属)。


迷齿型牙齿横切面


棘螈轮廓复原图

【鱼石螈】 *Ichthyostega* 两栖纲迷齿亚纲的1属，产自格陵兰上泥盆统，是最早的四足动物之一。具四肢并用肺呼吸，但在一些特征上仍与总鳍鱼类相似，如头骨骨片排列、脊椎形态、肢骨特征、牙齿构造、体表具小鳞片、具尾鳍等。但它的眼已经移到头骨的中部，而不再像总鳍鱼那样在吻部；具典型的四肢，脊椎骨上具关节突而使脊柱可以弯曲活动；前肢的肩带已与头骨失去连接，头部已能活动。这些进步的特征说明鱼石螈已进入了一个新的范畴，即两栖类的范畴。鱼石螈化石的发现，为鱼类向四足动物演化提供了最重要的化石证据。代表从鱼类向两栖类过渡的类型。早期四足动物现已广泛发现于格陵兰、俄罗斯、苏格兰、拉脱维亚、美国等地的上泥盆统中，中国近期报道了产自宁夏中宁上泥盆统的潘氏中国螈(*Sinostega pani*)，是亚洲首次发现的泥盆纪四足动物。新的研究认为，早期四足动物如棘螈的四肢并不适应于陆地上的行走，而更适合在浅水的水底爬行。由此推测，从脊椎动物水生到陆生的演化过程可能更长、更复杂。


鱼石螈轮廓复原图

【中国螈】 *Sinostega* 原始两栖动物。2002年在中国宁夏中宁地区距今大约3.55亿年的晚泥盆世地层中发现。是全球第10种泥盆纪四足动物，是鱼石螈类化石在亚洲的首次发现。其属名代表在中国发现的鱼石螈类化石，与其同层发现的还有大量植物化石，如斜方薄皮木、奇异亚鳞木等及盾皮鱼类桨鳞鱼、中华鱼以及一些正在研究的肉鳍鱼类化石。从整体上看，中国螈下颌与格陵兰岛发现的棘螈下颌最为接近，要比在澳大利亚发现的澳洲螈(*Metaxygnathus*)下颌进步。中国螈的发现代表了四足动物起源研究的最新进展，不仅将亚洲地区四足动物的化石记录提前了近1亿年，而且扩大了泥盆纪四足动物的古地理分布区域。

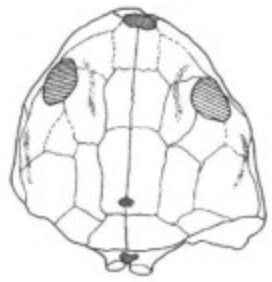

中国螈轮廓复原图

【离片椎类】 Temnospondyli 两栖纲的一个类群(目)，其脊椎椎体由位于腹面的一个大的新月形间椎体和位于背侧的一对小的侧椎体构成，故得名。但该类群中的全椎亚目(Stereospondyli)没有骨化的侧椎体，只有间椎体。生存于早石炭世至早白垩世，全球分布。体型如大蝾螈或鳄，头骨多具厚重的纹饰，短吻到长吻。体长20厘米到3米，水生、半水生或陆生。晚石炭世和早二叠世繁盛。从晚二叠世开始至最后灭绝期间以水生(淡水或海)为主。一般认为，现生的两栖类从离片椎类演化出来。中国离片椎类化石包括二叠纪的双顶螈类(如似卡玛螈)、三叠纪的大头鲵类(如远安鲵)和侏罗纪的短头鲵类(如中国短头鲵)。


似卡玛螈的头骨左前部

【大头鲵类】 Capitosauridae　两栖纲离片椎目全椎亚目的一个类群(科)。离片椎类两栖动物中种类最丰富、分布最广的一个类群。多大型,半水生或水生,食肉。头相对较大,故得名。生存于三叠纪,常用于全球三叠系陆相生物地层对比。我国湖北新近报道的宽头远安鲵属于此类。近年有人提出该科的名称应改为一个先占的名称:Mastodonsauridae。本文暂用旧名。

【中国短头鲵】 *Sinobrachyops*　迷齿亚纲离片椎类的一属。属名取自 Sino(中国)和 brachyops(短头鲵)。仅以一完整的头骨为代表,发现于四川自贡中侏罗世下沙溪庙组。中等大小的短头鲵类,头骨短且扁平,吻部宽呈圆形,鼻孔非常靠近吻端,眼眶较大且位置靠前;头骨腹面的翼间窝非常大。长期以来,在三叠纪以后的地层中没有发现迷齿两栖类的化石,因此传统观点认为,迷齿类动物在三叠纪末期就已绝灭了。中国短头鲵的发现,有力地表明该类动物的生存时限一直延续到中侏罗世。后来,中国新疆和澳大利亚晚侏罗世地层中发现的迷齿类化石再次把这类动物的生存时代向后推延。



中国短头鲵头骨

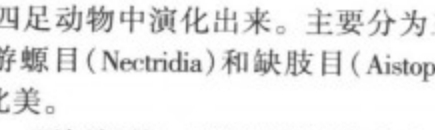
【壳椎亚纲】 Lepospondyli　两栖纲的一亚纲。因保留脊索,椎体由脊索周围的结缔组织直接骨化而呈线轴状得名。头骨无耳凹,牙齿锥状、中空、无迷路构造,体型多样,四肢细弱或退化,多小型、水生。生存于早石炭世至早二叠世,从早期四足动物中演化出来。主要分为三个目:鳞鲵目(Microsauria)、游螈目(Nectridia)和缺肢目(Aistopoda),仅分布于欧洲、北非和北美。



笠头螈(*Diplocaulus*)生态图

【滑体亚纲】 Lissamphibia　两栖纲的一亚纲,曾译为**无甲亚纲**。包括现生两栖动物以及与它们亲缘关系密切的化石类型。因皮肤腺体发育、体表无鳞甲覆盖而得名。牙齿为基座型齿(pedicellate teeth),一般体型小(隐鳃鲵类例外),头扁平。早三叠世至现代。包括四个类群:无尾目(Anura)、有尾目(Urodela)、无足目(Apoda)和异螈目(Allocaudata)。该亚纲一般被认为是一单系类群(monophyletic group),从古生代离片椎类中演化出来。但也有人认为,有尾目和无足目起源于壳椎类,从而支持滑体两栖类是多系起源的观点。

【无尾目】 Anura　两栖纲滑体亚纲的一个类群(目),统称为蛙类,与原无尾类(proanurans)共同构成**跳行超目**(Salientia)。成年个体无尾(故得名),尾椎愈合为棒状的尾杆骨,后肢骨骼伸长,多数适应于陆地上的跳跃,但少数终生在水中生活。变态现象显著,从水生的蝌蚪到陆生的成体,其间经过一个复杂的变态过程。原无尾类的代表是产自马达加斯加下三叠统的三叠蟾(*Triadobatrachus*)。最近在波兰的下三叠统发现的早期跳行类查特克蟾(*Czatkobatrachus*),较三叠蟾进步但仍处于原无尾类的演化阶段。无尾目的最早代表是早侏罗世的前跳蟾(*Prosalirus*)和韦氏蟾(*Vieraella*)。中国无尾类化石见于白垩系(如辽宁的三燕丽蟾 *Callobatrachus sanyanensis*、北票中蟾 *Mesophryne beipiaoensis*)、中新统(如山东的玄武蛙 *Rana basaltica*)、上新统(如山西的榆社蛙 *Rana yüshensis*)和更新统(如北京周口店的花背蟾蜍 *Bufo raddei*)。



三叠蟾骨骼轮廓图

【丽蟾】 *Callobatrachus*　两栖纲无尾目盘舌蟾科的一属。生存于早白垩世的辽宁西部,是中国乃至亚洲已知最古老的无尾类之一,与孔子鸟(*Confusiusornis*)、带羽毛的恐龙等热河生物群的成员共生。头宽大于头长,吻部圆。上颌骨前端以凹缺与前颌骨关节,二者上的牙齿颊-舌方向扩展;鳞骨的颧支不与上颌骨接触;具有 9 个骶前椎,3 对自由肋和膨大的骶椎横突;肠骨背脊弱,无背突;胫腓骨略长于股骨,代表世界上已知骨骼特征最原始的盘舌蟾类。



三燕丽蟾复原图

【辽蟾】 *Liaobatrachus*　中国发现并命名的第一种中生代无尾目化石,属名由辽宁省的简称"辽"的汉语拼音 Liao、无尾类"蟾"常用的后缀 batrachus 构成。唯一的标本为一件缺少部分头部骨骼的骨架。中等大小,上颌骨具有排列紧密的梳状牙齿,额顶骨可能愈合,荐前椎 9 枚,荐椎横突宽且呈扇形,尾杆骨长度大于荐前椎长度的总和,肩带弧胸型,前肢短粗而后肢长,股骨与胫腓骨等长,近端跗骨长超过胫腓骨之半,可能具有一定的跳跃能力。辽蟾是较原始的无尾类,但其确切的系统位置尚不明确。仅发现于辽宁北票下白垩统(或上侏罗统)义县组下部。

【中蟾】 *Mesophryne*　无尾目中原始的一属。标本为一近于完整的骨架。与其他无尾类不同的是:它有一个与身体相比来说更大的头,鳞骨与上颌骨接触,脊柱非常短但具 9 枚荐前椎,第Ⅱ—Ⅳ荐前椎残存有自由肋骨,尾杆骨短而仅稍长于股骨长度之半,前拇指强烈扩展等。与丽蟾(*Callobatrachus*)的不同之处还包括:椎体前凹型,后部的荐前椎横突指向侧方,胫腓骨短于股骨,第四趾相对于胫腓骨在比例上显得很长等等。荐前椎的数目由多到少在无尾类的演化趋势中是一个较重要的方面,辽宁西部的几个无尾类都具有 9 枚荐前椎,表明它们在无尾类的分支系统中处于较基部的位置。产于辽宁北票下白垩统(或上侏罗统)义县组下部。



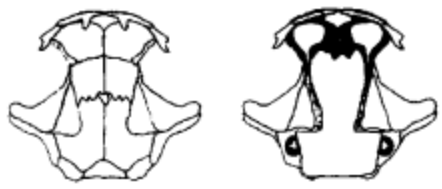
北票中蟾

【玄武蛙】 *Rana basaltica*　两栖纲无尾目蛙科的一种。产自山东山旺中新统下部硅藻土页岩中,伴生有蝌蚪化石。头骨近三角形,头长略小于头宽,骶前椎 8 个,保存有皮肤印痕。与亚洲蛙(*Rana asiatica*)可能处于同一演化线系。在山旺中新统中还发现了临朐蟾蜍(*Bufo linquensis*)、强壮大锄足蟾(*Macropelobates cratus*)等无尾类化石。

【有尾目】 Urodela　两栖纲滑体亚纲的一个类群(目),统称为蝾螈类,做为冠群(crown-group)有尾类,与一些原始的非冠群有尾类,如卡拉螈(*Karaurus*)等共同构成有尾超目(Caudata)。与无尾类、无足类的区别在于:个体发育的各个阶段都有一尾部(故得名),具有与身体成直角且基本等长的四肢(个别种类如鳗螈科 Sirenidae 无后肢)。多数种类的个体发育过程包括具外鳃的幼体阶段和经过变态,外鳃消失,用肺呼吸的成体阶段,但一些种类的成体保留幼体形态(称"幼态持续"现象,如鳗螈 *Siren*),或无肺而全部用皮肤呼吸(如无肺螈科 Plethodontidae)。多数体长十几厘米,但个别种类(如大鲵 *Andrias*)超过 1.5 米。最

早的有尾超目类见于中侏罗统，如英国的大理石螈（*Marmorerpeton*）和吉尔吉斯的柯卡特螈（*Kokartus*）。中国中生代有尾类有 5 属 6 种，包括热河螈（*Jeholotriton*）、初螈（*Chunerpeton*）、中华螈（*Sinerpeton*）、塘螈（*Laccotriton*）和辽西螈（*Liaoxitriton*）等，均产自下白垩统热河群或略低的层位；其中热河螈和初螈具幼态持续现象。中国新生代有尾类的代表为山东山旺中新统的原螈（*Procynops*）。

【热河螈】 *Jeholotriton* 两栖纲有尾目的一属，生存于早白垩世或晚侏罗世的内蒙古东南部，是中国已知最古老的有尾类之一，也是中国最早具有幼态持续现象的有尾类之一。具外鳃；前颌骨背突约为其宽度的 2/5；上颌骨不完全发育；鼻骨无前凹，额骨无前侧伸；犁骨前部为一大的齿板，后部为一个具齿的纵向延伸的长棒；翼骨前突指向前内侧的犁骨；冠状骨具齿；具 15 或 16 个骶前椎，脊椎横突短，肋骨单头且近端膨大；指式 2-2-3-2；趾式（1/2）-2-3-3-2。共生的还有天义初螈（*Chunerpeton tianyiensis*）和道虎沟辽西螈（*Liaoxitriton daohugouensis*），它们都是中国最早的有尾类的代表。



奇异热河螈头骨背视、腹视

【初螈】 *Chunerpeton* 有尾目隐鳃鲵科（Cryptobranchidae）的一属。与现生亚洲濒危的大鲵（*Andrias*）具有很近的亲缘关系。标本为保存非常精美的完整骨架。它具有现生隐鳃鲵类的一些进步特征，如：鼻骨的宽度远远小于两眶孔之间的宽度，鼻骨与前额骨不相接触，顶骨前侧角延伸至额骨的侧缘中部等。但是与现生的隐鳃鲵类明显不同的是，初螈的额骨与上颌骨不接触、锄骨之间存在腭窗、翼骨中突显著、第二基鳃骨骨化成为三叉状结构。由于在古新世之前的地层中尚无隐鳃鲵科的化石记录，因而初螈代表了隐鳃鲵科最早最原始的类型。该属化石的发现还有力地表明，隐鳃鲵科的分化发生在亚洲的侏罗纪。化石产于内蒙古东南部宁城中侏罗世地层中，也有人认为其层位可能为上侏罗统或下白垩统。

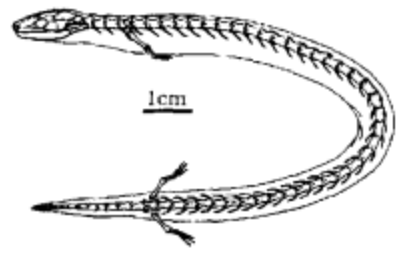


天义初螈头骨背视、腹视

【中华螈】 *Sinerpeton* 有尾目的一属。科未定。已发现有很多件完整和不完整的骨架。这是一类具有幼态延续特征的早期有尾类，保留了许多原始特征。前颌骨背突较小，左右鼻骨在中线处相关联，隅骨和冠状骨单独存在，荐前椎具侧向扩展的关节突，腕部具单一的中央骨，掌骨Ⅱ非常宽大，指式 1-2-3-2，趾式 1-2-3-4-2。标本骨化的腕骨和蹠骨表明它们已经成年，但却具有骨化的角鳃骨，用以在生活时支撑外鳃，从而显示成年个体保留了幼体的外鳃特点。产于河北凤山晚侏罗世地层中。

【原螈】 *Procynops* 有尾目蝾螈科（Salamandridae）的一属。保存有完整的个体，是中国在 20 世纪 60 年代最早发现的化石有尾类并长期作为该类化石的唯一代表。小型蝾螈类，四肢短小细弱，尾长不足个体全长的一半，身体表面可能覆有结节状的斑点。产于山东临朐中新世山旺组。

【无足目】 Apoda 两栖纲滑体亚纲的一个类群（目），统称为蚓螈类，与一些原始的干群（stem-group）无足类，如曙蚓螈（*Eocaecilia*）等共同构成裸螈超目（Gymnophiona）。无四肢，体形像蚯蚓，故得名。尾短或无，多数无足类的皮肤下有真骨性鳞片。最大者体长可达 1.5 米，主要营穴居生活。最早的蚓螈类是产自美国亚利桑那州下侏罗统的曙蚓螈。无足类化石在世界范围也很少见，巴西和玻利维亚的古新统，摩洛哥的下白垩统和苏丹的上白垩统有少量此类化石。中国无此类化石。



曙蚓螈骨骼轮廓图

【异螈目】 Allocaudata 已绝灭的非常奇特的滑体两栖类。下颌两齿骨间具特殊的绞合关节；额骨愈合呈三角形；从头至尾，在背部由具纹饰的骨板覆盖。仅包括一科三属，化石见于北美、欧洲、中亚及北非摩洛哥的侏罗纪至早中新世地层。

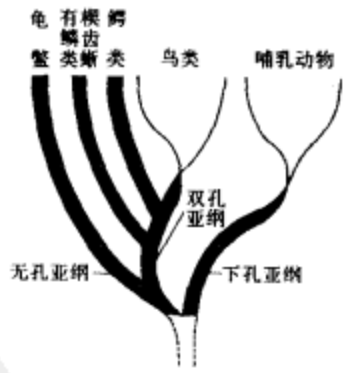
【石炭蜥目】 Anthracosauria 传统观点认为是两栖纲的一个类群（目），现在多数学者认为这类动物与羊膜类的关系更近。包括赛姆龙形类和迟滞鳄类的各种动物。典型代表赛姆螈（*Seymouria*；曾译为蜥螈、螈蜥、赛姆蜥）产自美国得克萨斯州的下二叠统，头骨及牙齿特征与两栖类相似，但头后骨骼与爬行类相似。故被作为两栖类与爬行类之间的过渡类型。中国石炭蜥类化石代表均产自上二叠统，如新疆的乌鲁木齐鲵、甘肃的泰齿螈、兄弟迟滞螈等。



走廊泰齿螈下颌骨化石

【赛姆螈】 *Seymouria* 又名蜥螈。产于北美下二叠统上部的一种小型四足类，兼有两栖动物和爬行动物的双重特征。头骨及牙齿特征与两栖类相似，但又具有很多爬行类的特征，如脊椎的神经弧宽大，间椎体退化成小的楔形骨，肩带中的间锁骨有一个长的中央骨干，肠骨扩张，具有两个荐椎，趾骨排列特征也与早期爬行类相似，故赛姆螈被认为是两栖类与爬行类之间的过渡类型，曾称螈蜥或赛姆蜥。现已确认为两栖动物，同时其出现时间太晚，也不可能是爬行动物（最早出现于石炭纪）的直接祖先。

【爬行纲】 Reptilia 脊椎动物亚门的一纲。绝大部分为陆生脊椎动物，也有终生生活于水中者，但均以肺呼吸，无变态。心脏具二心房和二心室，但除鳄类外，心室分隔仍不完整。变温。头骨较高，无耳凹，具一个枕髁。脊椎骨的椎体发育完全，间椎体退化。荐椎 2～8 个。肩胛骨及乌喙骨发育。卵生，卵具羊膜、尿囊，可产于陆地。爬行纲为并系类群，它包括除鸟类和哺乳动物之外的所有羊膜类。目前一般根据头骨上容纳颞肌的颞孔的有无、数目及其位置，将爬行纲分为无孔亚纲、下孔亚纲和双孔亚纲。最早出现于石炭纪，繁盛于中生代，属种极多。现代只残存有龟鳖目、鳄目、有鳞目及楔齿蜥目。



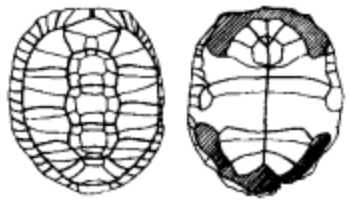
羊膜类系统发育简图，深色部分示并系的爬行纲

【无孔亚纲】 Anapsida 又称**缺弓亚纲**。爬行动物纲中的原始类群，头骨后部无颞孔。晚石炭世至现代。包括现已灭绝的大鼻龙目，有现生代表的龟鳖目和分类位置尚不确定暂置于此的中龙目。

【大鼻龙目】 Captorhinida 爬行动物纲中最原始的类型。形

体粗笨,四肢短粗,颈部不显著。头部骨骼很少退化,无颞孔。膜骨性肩带保存完好。脊椎神经弓粗大,椎体圆柱形,保存有新月形退化的间椎体。分为大鼻龙亚目(Captorhinomorpha)、前棱蜥亚目(Procolophonia)和钜齿龙亚目(Pareiasauroidea)。晚石炭世至三叠纪。甘肃上二叠统产大鼻龙亚目的别里贝蜥(*Belebey*);山西和陕西的三叠系产前棱蜥亚目的新前棱蜥(*Neoprocolophon*)和置换齿蜥(*Eumetabolodon*)等;山西的上二叠统产钜齿龙亚目的石千峰龙(*Shihtienfenia*)和黄河龙(*Huanghesaurus*)等。

【龟鳖目】 Chelonia 爬行类中具坚厚甲壳、延续至现代的少数类群之一。体圆而扁,包在背甲与腹甲之中,颈、尾和四肢也可缩进甲内。背甲与腹甲易于保存为化石,头骨及其他骨骼化石较少。上、下颌无齿,具角质喙。龟类背甲及腹甲都分为内、外两层,外层由若干角质盾板组成,内层由若干骨板组成,各按一定次序排列。骨质板之间为锯齿状缝合,而相邻角质板则以平滑的沟纹相接。背甲有边缘板。鳖类只有骨板而无角质盾板,无背甲边缘板。龟类化石最早出现于三叠纪,晚侏罗世以后繁盛;鳖类化石最早见于侏罗纪,第三纪很多。现生龟鳖类多分布于热带及温带地区,生活于淡水、海水或陆地环境,以植物或小动物为食。中国侏罗纪、白垩纪及新生代地层中均产有龟鳖类化石,如四川上侏罗统的蛇颈龟(*Plesiochelys*)、中国古鳖(*Sinaspideretes*)、始新统的无盾龟(*Anosteira*)以及新生代地层中广泛分布的陆龟(*Testudo*)等。


陆龟(*Testudo*)背甲(左)腹甲(右)

【中龙目】 Mesosauria 爬行纲无孔亚纲中尚存疑问的一目。因标本罕见且保存状况差,颞孔性质尚有争议,分类位置难以确定,根据其脊椎神经弓粗大等特点,暂置于无孔亚纲中。中龙(*Mesosaurus*)为本目的唯一代表属,体小细长,吻长,牙齿多而尖锐,尾长侧扁,四肢纤细,桡足宽阔,肩带及腰带细弱。仅发现于南非西部和巴西南部早二叠世陆相沉积中,当营淡水生活。中龙的身体结构和适应的生存环境表明它不具横渡大西洋的能力,从而说明非洲和南美洲当时是一个连接在一起的大陆,常被引为大陆漂移说的证据。

【下孔亚纲】 Synapsida 又称**单弓亚纲**。**似哺乳爬行动物**(mammal-like reptiles)也指此类。头骨后部具一颞孔,眶后骨和鳞骨构成颞孔上缘,后期进步类型的颞孔不断扩大,以至顶骨亦参与颞孔上缘的构成。头骨骨片数目减少,但具松果孔。牙齿有分化的趋势,后期有高度特化的齿型。中耳位置低,靠近颌骨的关节部分。包括特征相差悬殊的两个目:盘龙目(Pelycosauria)和兽孔目(Therapsida)。

【盘龙目】 Pelycosauria 爬行纲下孔亚纲的基干类群,仅生存于晚石炭世至早二叠世。分为3个亚目,早期的蛇齿龙亚目(Ophiacodontia)为原始类群。身体中等大小,形似蜥蜴;头骨狭窄;颌骨长,长有许多尖利的牙齿。因腕骨和跗骨很少骨化,推测它们营半水生生活,以鱼为食。由蛇齿龙类演化至早二叠世出现大型植食性基龙亚目(Edaphosauria)和肉食性的楔齿龙亚目(Sphenacodontoidea)。楔齿龙类头骨窄而高,牙齿分化,犬齿加大,下颌关节位置低于齿列,为凶猛的肉食性动物。脊椎上方有特殊的长神经棘,外包皮膜,形如船帆,可能用于调节体温,如异齿龙。基龙类头骨较小且低而短,牙齿未分化,为温和的植食性动物。有的成员脊椎上也有长的神经棘。化石发现于欧洲、北美和非洲。


异齿龙(*Dimetrodon*)复原图

【兽孔目】 Therapsida 下孔类中向哺乳动物发展的进步类群,最早出现于二叠纪,繁盛于二叠纪和三叠纪,侏罗纪早期灭绝。颞孔扩大,高等种类颞孔上缘为顶骨。方骨和方轭骨缩小。牙齿分化更为显著,进步类型中已有门齿、犬齿、颊齿之分。有的具有与哺乳动物同样的两个枕髁。兽孔目包括始巨鳄亚目、恐头兽亚目、二齿兽亚目、丽齿兽亚目、兽头亚目和犬齿兽亚目。此类化石广布于世界各大陆。

【兽齿亚目】 Theriodontia 爬行纲下孔亚纲兽孔目的一亚目。是以肉食为主的兽孔类,为爬行动物向哺乳动物发展的一个重要类群。包括一些非常近似哺乳动物的爬行动物,如三列齿兽类(tritylodonts)和鼬龙类(ictidosaurs),个体多小型。牙齿高度分化,颞孔扩大,下颌骨减少,齿骨扩大,方骨和关节骨退化。尤其是鼬龙类双重关节的存在,最为特殊,方骨与关节骨虽已退化,但仍形成颌关节,并具有哺乳动物型鳞骨与齿骨间的关节,虽因其下颌及中耳性质,仍属爬行动物,然已是由兽齿类演化为原始哺乳动物的桥梁。后期出现植食类型。晚二叠世至早侏罗世,美洲、欧洲、亚洲、南非,近年在南极也有重要发现。犬颌兽(*Cynognathus*)是兽齿类的重要代表。中国产有卞氏兽(*Bienotherium*)、中国颌兽(*Sinognathus*)等。

【始巨鳄亚目】 Eotitanosuchia 兽孔目中的原始类群。头骨保存了许多盘龙类的原始特征,但上颞骨缺失,隔颌骨暴露在头骨表面,犬齿大而强壮。肩臼和髋臼稍面向腹侧,显示了较进步的运动姿态。化石主要发现于俄罗斯的上二叠统。甘肃上二叠统的双列齿兽(*Biseridens*)是始巨鳄类在中国的代表。

【恐头兽亚目】 Dinocephalia 兽孔目中的原始类群。未发育次生腭,齿骨中等大小。典型的特征是头骨骨片趋于粗壮和体躯庞大;上下门齿前伸且互相交叉;颞孔增大;下颌冠状骨缺失。分为肉食性的巨鳄兽类(Titanosuchians)和植食性的貘头兽类(Tapinocephalians)。化石主要发现于俄罗斯和南非的上二叠统。甘肃上二叠统的中华猎兽(*Sinophoneus*)和狭头兽(*Stenocybus*)是恐头兽类在中国的代表,后者头骨结构轻巧,是其中最原始的成员。


狭头兽头骨

【二齿兽亚目】 Dicynodontia 兽孔目中的进步类群。身体短而宽,头大,颈及尾均短。除少数原始类型尚有一些小牙齿外,仅上颌骨上有一对大的獠牙,故名二齿兽。头骨及下颌前部狭窄,呈喙状,盖有角质。生活于池沼低地,以植物为食。晚二叠世的二齿兽类(狭义)极为丰富,发现于非洲、欧洲和中国。新疆和内蒙古的上二叠统分别产二齿兽(*Dicynodon*)、双齿兽(*Diictodon*)和大青山兽(*Daqingshanodon*)。早三叠世早期的二齿兽类(广义)种类单一,但分布广泛。水龙兽(*Lystrosaurus*)的化石不仅发现于非洲、欧洲、亚洲的中国、印度、蒙古、老挝等地,还发现于南极,亦是大陆漂移的生物证据之一。早三叠世晚期至晚三叠世的二齿兽类(广义)沿不同的方向发展,一些进步的类型中獠牙缩小,甚至完全缺失。化石发现于非洲、欧洲、亚洲、北美洲和南美洲。中国的此类化石丰富,主要分布于华北和新疆,包括山西兽(*Shansiodon*)、中国肯氏兽(*Sinokannemeyeria*)、副肯氏兽(*Parakannemeyeria*)、陕北肯氏兽(*Shaanbeikannemeyeria*)等多个属种。

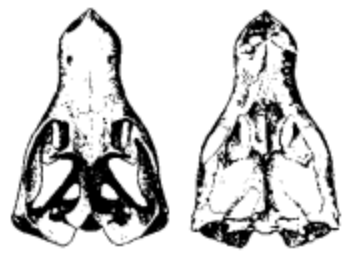
【二齿兽科】 Dicynodontidae 爬行纲兽孔目的一科。身体宽短,头大,颈及尾均短。除少数原始类型尚有一些小齿外,仅雄性上颌骨上有两个大牙,故名二齿兽。头骨前部及下颌骨狭窄,呈喙状,盖有角质。生活于池沼低地,以植物为食。是二叠纪晚期

最普通的爬行动物，早三叠世即大批死亡。中国新疆上二叠统产出的二齿兽(*Dicynodon*)、吉木莎尔兽(*Jimusaria*)等均属此类。

【水龙兽科】 Lystrosauridae 爬行纲兽孔目的一科，是一类两栖生活的似哺乳动物的爬行动物，现知仅水龙兽一属。大小似狗，四肢及尾均短。头骨较高，头顶与吻部之间成角度弯曲，鼻孔位置很高。口内除在上颌相当犬齿的部位长有两个大牙外，没有其他任何牙齿，故属二齿兽类。生活于湖泊池沼边缘，以植物为食。早三叠世，分布于亚洲、南非及南极等地，是大陆漂移说的佐证。中国新疆下三叠统产有赫氏水龙兽(*Lystrosaurus hedini*)、杨氏水龙兽(*Lystrosaurus youngi*)等。


水龙兽复原图

【兽头亚目】 Therocephalia 高度分化的兽孔类类群。它包括小型可能以昆虫为食的掘兽类(scaloposaurids)，大型肉食性的锯颌兽类(pristerognathids)和植食性的包氏兽类(bauriids)。早期的兽头类颌肌在脑颅上方扩展，在两个收肌腔间形成一窄的矢状脊。次生腭发育，在原始的兽头类中犁骨和前颌骨、上颌骨一道参与次生腭的形成，而腭骨处于背方的位置。上翼骨在脑颅的侧方扩展为板状。晚二叠世至中三叠世，化石发现于中国、俄罗斯、南非、东非和南极。中国产有新疆下三叠统的乌鲁木齐兽(*Urumchia*)、华北下—中三叠统的哈镇兽(*Hazhenia*)、河套兽(*Ordosiodon*)、似粗弯齿兽(*Traversodontoides*)等。


哈镇兽

【犬齿兽亚目】 Cynodontia 兽孔类中最进步的类群。颞孔加大，间颞部形成深的矢状脊。齿骨大，下颌具高而宽的冠状突。犬齿大而突出，其后为复杂多尖的犬齿后齿。次生腭发育，腭骨组成其后缘，而犁骨位于次生腭的背方。开始发育双枕髁。缩小的环椎椎体与枢椎愈合，使头骨与脊柱间的活动性增加。进步的犬齿兽类包括植食性的三列齿兽类(tritylodonts)和肉食性的奇尼克齿兽类(chiniquodontids)。三列齿兽类的头后骨骼显示了与哺乳动物惊人的相似性，但它们的头骨既有犬齿兽类的原始性状(如齿骨和鳞骨尚未接触)，又具有明显的特殊性(如上颊齿具三列齿尖以及双侧咬合的功能)。化石发现于欧洲、亚洲和北美的下—中侏罗统。中国此类化石丰富，产于云南、四川、新疆等地，有卞氏兽(*Bienotherium*)、似卞氏兽(*Bienotheroides*)、渐凸兽(*Oligokyphus*)和云南兽(*Yunnanodon*)等属种。肉食性的奇尼克齿兽类是犬齿兽类中最类似于哺乳动物的类群。次生腭非常发育，侧扁的颊齿上有一纵列小尖，鳞骨与齿骨相接，具哺乳类颌关节的雏形。化石发现于南美、非洲、欧洲、亚洲和北美的中三叠统—下侏罗统。云南的昆明兽(*Kunminia*)被归入此类。


似卞氏兽

【犬齿兽次亚目】 Eucynodontia 爬行纲兽孔目的一次亚目。进步的兽齿类爬行动物。体小至中等，头较大，长而窄。颞孔扩大，其上方为顶骨。下颌几全为齿骨所占。仅后方有数块小骨。方骨与下颌关节骨退化甚小，仍构成颌关节。有二枕髁。齿高度分化，门齿小，犬齿大，颊齿常具多尖。四肢腹位，足之5趾同等发达，便于行走，为行动灵活的肉食动物。晚二叠世至三叠纪，分布甚广，以非洲南部卡鲁系产地最著名。代表属为犬颌兽(*Cynognathus*)。中国山西中三叠统产有中国颌兽(*Sinognathus*)。

【三列齿兽科】 Tritylodontidae 爬行纲兽孔目的一科。小型爬行动物。头骨有高大之冠脊，吻部窄，颧弓大。齿式特殊，上、下颌均有一对大门齿，其后有一长齿缺，齿缺后为颊齿。颊齿大致呈立方形，有纵列之齿尖，上颊齿有3列，下颊齿2列，咬合时上、下颊齿齿尖恰相契合，以磨碎食物。三列齿兽类与哺乳动物非常接近，长期被置于哺乳动物，后经详细研究头骨特征，其方骨与下颌关节骨虽然退化，但仍形成颌关节，而鳞骨与齿骨仅相接触，并未形成如哺乳动物之颌关节，乃归入爬行动物。三叠纪，后期分布极广，北美、亚洲、欧洲、非洲。中国云南著名的卞氏兽(*Bienotherium*)即属此类。

【卞氏兽】 *Bienotherium* 似哺乳爬行动物的一属。牙齿已初步分化，身体骨骼上也有许多与哺乳动物相似的性质。但下颌骨不是由单一的齿骨组成，仍有关节骨与上隅骨的残余，这一点又与哺乳动物不同，而显示了爬行动物的特征。化石产于中国云南禄丰下侏罗统下禄丰群。


卞氏兽头骨

【双孔亚纲】 Diapsida 又称**双弓亚纲**。爬行动物中种类最多的一个亚纲。头骨后部具两个颞孔，为鳞骨和眶后骨所隔开。可分为两大类：鳞龙次亚纲(Lepidosauromorpha)及初龙次亚纲(Archosauromorpha)。晚石炭世至现代。双孔类是中生代占统治地位的爬行动物，足迹遍布于当时的陆地、天空和海洋。现生代表包括除龟鳖类之外的所有现生爬行类。

【鳞龙次亚纲】 Lepidosauromorpha 爬行纲双孔亚纲中的一个类群。原始的双孔类，牙齿为端生齿或侧生齿，体外被鳞片。和早期四足类一样具身体呈侧向波动的原始的运动方式，胸骨加大使前肢的力量和步幅增加。包括3个目：始鳄目(Eosuchia)为原始的鳞龙类，体纤小，结构轻巧，行动迅速，种类不多。化石仅发现于非洲的上二叠统至下三叠统。楔齿蜥目(Sphenodonta)前颌骨扩大而前突，呈喙状，上颌骨齿双排，端生。早三叠世开始出现，后繁盛于欧洲、北美和非洲，现生仅在新西兰残存一种。有鳞目(Squamata)包括蜥蜴类和蛇类。头骨的一些骨片退化，失去下颞弓，使方骨具活动性。晚三叠世至现代，世界上可能有3800种蜥蜴和3000种蛇。中国蜥蜴类化石丰富，但大多保存不完整。辽宁义县组产矢部龙(*Yabeinosaurus*)，河北北部义县组产热河蜥(*Jeholacerta*)。蛇类化石仅有山东临朐中新统的中新蛇(*Mionatrix*)。

【初龙次亚纲】 Archosauromorpha 爬行纲双孔亚纲中的一个较进步类群。原始的初龙类具一对眶前孔(anteorbital fenestra)。一些进步的初龙类有更加直立的姿势，四肢的前后向运动，比原始的双孔类和鳞龙类更有效。主要包括：槽齿目(Thecodontia)，初龙类的原始类群，仅生存于三叠纪；鳄目(Crocodilia)，初龙类中唯一有现生种类的一目，晚三叠世至现代；翼龙目(Pterosauria)，三叠纪至白垩纪飞翔的爬行动物；蜥臀目(Saurischia)及鸟臀目(Ornithischia)通称恐龙，繁盛于中生代，化石很多，分布广泛。

【槽齿目】 Thecodontia 双孔亚纲初龙次亚纲中的原始类群。头骨具特征的眶前孔，牙齿为边缘有锯齿的尖锥状，槽生型，颌骨边缘齿单列；有完整的下颞弓，颈部短。槽齿目是一并系类群，是其他初龙类(恐龙、翼龙和鳄类)的祖先类型。槽齿类包括大型肉食性的古鳄亚目(Proterosuchia)，更进步的假鳄亚目(Pseudosuchia)，鳄形的植龙亚目(Phytosauria)和披有厚甲植食性的恩吐龙亚目(Aetosauria)。化石发现于除南极洲以外所有各大陆的三叠系。中国有较丰富的此类化石，如新疆韭菜园组的加

斯马吐龙(*Chasmatosaurus*)和山西二马营组的山西鳄(*Shansisuchus*)等。



山西鳄

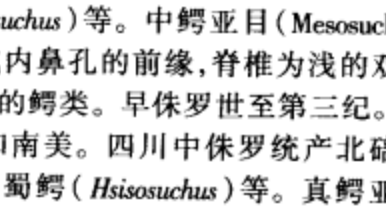
【鳄目】 Crocodilia 双孔亚纲初龙次亚纲中的一目,是初龙类唯一延续至今的类群。进步的鳄类常有狭长而具利齿的颌部,粗壮的腿的末端有具蹼的宽脚,长而高的尾部是游泳的强有力的推进器。头骨表面具纹饰,躯干和四肢覆有角质的鳞和骨板。依进化程度鳄目可分为4个亚目:楔齿鳄亚目(Sphenosuchia)保持了许多槽齿类祖先的特征,但它的方骨顶端前倾悬于宽的鳞骨腹缘之下,伸长的耻骨并不参与髋臼的形成。这是一类结构轻巧,善于疾走的陆生动物。中三叠世至早侏罗世。分布于欧洲、亚洲、非洲、北美和南美。云南禄丰下侏罗统产裂头鳄(*Dibothrosuchus*)。原鳄亚目(Protosuchia)是一类小型活跃的陆生动物。上颞孔和眶前孔缩小,下颌具一大的犬齿状齿,腭骨参与次生腭的形成,脊椎双凹型。晚三叠世至早侏罗世。分布于亚洲、非洲、北美和南美。云南禄丰下侏罗统产扁颌鳄(*Platyognathus*)和滇鳄(*Dianosuchus*)等。中鳄亚目(Mesosuchia)次生腭进一步发育,腭骨形成内鼻孔的前缘,脊椎为浅的双凹型。包括水生、半水生和陆生的鳄类。早侏罗世至第三纪。分布于欧洲、亚洲、非洲、北美和南美。四川中侏罗统产北碚鳄(*Peipehsuchus*),上侏罗统产西蜀鳄(*Hsisosuchus*)等。真鳄亚目(Eusuchia)具完善的次生腭,内鼻孔为翼骨所包围,前凹型脊椎。晚白垩世至现代。我国此类化石丰富,内蒙古始新统产亚洲鳄(*Asiatosuchus*),广东古新统产平顶鳄(*Planocrania*)等。



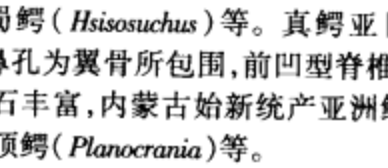
鳄目

【调孔亚纲】 Euryapsida 又称**阔弓亚纲**。爬行纲分类中已废弃不用的一个分类单元。过去曾经将头骨后部具一个颞孔,眶后骨及鳞骨构成其下界的海生爬行动物(原龙类、鳍龙类、鱼龙类等)归入"调孔亚纲"。该结构可以由双孔类失去其下颞弓得来,海生爬行类被归入双孔亚纲。

【鱼龙目】 Ichthyosauria 中生代高度适应海洋生活的爬行动物。身体特化为纺锤形,外表见不到严格意义的颈部。一般体长2米,大的可达10余米。眼大,吻部特长,牙齿多且尖锐。脊椎已失去绞合的关节,简化成带髓突的扁平的碟状体。尾鳍大,尾椎骨下弯。四肢呈桨状。卵胎生。推测它们像鱼类一样凭借身躯的有韵律摆动推动身体前进,4个桡足起平衡作用。以鱼类和其他动物为食。始见于三叠纪,侏罗纪最盛,白垩纪末绝灭。鱼龙目的系统分类位置存在较大争议,它曾被看作单独的亚纲或归入调孔亚纲。应该属双孔亚纲,但存在三种不同的观点:①属初龙类;②属鳞龙类;③为初龙类及鳞龙类之外的双孔类。中国三叠系的下、中、上统均发现有鱼龙类的化石。其中安徽巢县下三叠统的巢湖鱼龙(*Chaohusaurus*)是已知鱼龙类最早的代表之一;贵州仁怀中三叠统产混鱼龙(*Mixosaurus*);西藏聂拉木县海拔4800米的上三叠统产喜马拉雅鱼龙(*Himalayasaurus*);近年来在贵州关岭上三叠统发现了大量保存完好的鱼龙化石,包括黔鱼龙(*Qianichthyosaurus*)和杯椎鱼龙(*Cymbospondylus*)等。



鱼龙复原图



喜马拉雅鱼龙复原图

【上孔类】 Parapsids 又称**侧弓亚纲**。曾列为爬行动物一亚纲。头骨顶部有一颞孔,位于后额骨及上颞骨的上方。过去认为鱼龙类具这种型式的颞孔,近年对颞部保存完好的鱼龙化石进行研究,发现并不存在这种颞孔类型。鱼龙类或列为独立的鱼龙亚纲,仅包括鱼龙目(Ichthyosauria);或作为一个目列入调孔亚纲。应置于双孔亚纲内。

【海龙目】 Thalattosauria 三叠纪海洋中一类非常特殊的爬行动物。具主要由前颌骨组成的窄而长的吻部,牙齿尖锐,有的种类具纽扣状的腭齿。眶后骨和后额骨愈合。上颞孔缩小甚至完全关闭,下颞弓不完整。枕面前凹,枕髁位于下颌关节之前。海龙类的头后骨骼保留了陆生四足类的一些结构特征,不具广海活动的能力,可能是陆表海和陆缘海盆的居住者,以鱼类和双壳类等动物为食。化石发现于北美、欧洲和中国的中、上三叠统。中国的海龙类化石数量很多,保存精美。目前已记述的有贵州关岭的安顺龙(*Anshunsaurus*)和新铺龙(*Xinpusaurus*)。



黄果树安顺龙

【湖北鳄目】 Hupehsuchia 仅发现于中国的非常特化的海生爬行动物类群。身体呈侧扁的纺锤形。头骨具伸长而不长牙齿的吻部和下颌。颈椎和背椎神经棘上方有膜质骨板。肋骨加粗,腹肋由中板和一列小的侧板组成。四肢呈鳍状,但仍保留了许多其陆生祖先的特征。以身体和尾部的侧向摆动产生前进的动力。化石发现于湖北下三叠统嘉陵江组。仅包括湖北鳄(*Hupehsuchus*)和南漳龙(*Nanchangosaurus*)二属。



湖北鳄

【鳍龙超目】 Sauropterygia 曾称**蜥鳍目**。双孔亚纲鳞龙次亚纲的一个单系类群。它由三叠纪的基干类群和侏罗纪、白垩纪的冠状类群组成。基干类群包括楯齿龙类、肿肋龙类和幻龙类等。最早出现于早三叠世晚期的中欧、北美西部和中国,在中三叠世达到发展的顶峰,晚三叠世绝灭。它们的生存环境是陆表海和近岸的内陆海盆。冠状类群包括蛇颈龙类和上龙类。作为远洋动物它们的踪迹遍布全世界。

【原龙目】 Protorosauria 初龙类的早期成员,开始于二叠纪,延续到早侏罗世。二叠纪的原龙类为小型蜥蜴状的爬行动物。头骨后部有一对典型的上颞孔,而下颞弓缺失。方骨被鳞骨的



长颈龙

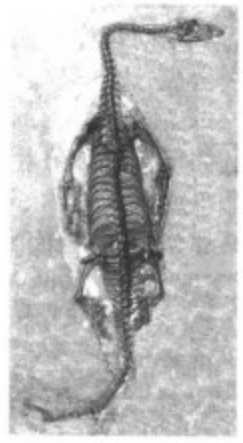
腹突所支撑，不具链接型(streptostylic)活动性。原龙类的颈部有伸长的趋势，它们或是由肩带后移，或是由单个椎体的加长所造成。欧洲中三叠世的长颈龙(*Tanystropheus*)颈部超过躯干部长度的两倍。肢短，很少形成化石。推测成年个体的大部分时间是在水中度过的。化石发现于欧洲、北美、大洋洲、非洲和中国。贵州盘县中三叠统的恐头龙(*Dinocephalosaurus*)是长颈龙类在中国的唯一代表。

【楯齿龙目】 Placodontia 鳍龙超目中的一个单系类群。楯齿龙是非常奇特的三叠纪海生爬行动物。头骨短，鼻孔位置靠后，下颌有很高的冠状突。上颌骨和齿骨的牙齿数目减少，与腭齿一样呈扁平的豆状或磨石状，它们可以在强大收肌的作用下，压碎坚实的海生介壳。身体变得很宽而且扁平，部分成员有厚重的膜质背甲和腹甲。颈部和尾短，四肢成桡足状。楯齿龙类生活于浅海区域，是缓慢的游泳者。化石发现于欧洲、北非、中国和中东地区的中、上三叠统。贵州关岭上三叠统产中国豆齿龙(*Sinocyamodus*)和砾甲龟龙(*Psephochelys*)。


新铺中国豆齿龙

【始鳍龙目】 Eosauropterygia 鳍龙超目中的一个单系类群，包括肿肋龙类、幻龙类和纯信龙类。化石主要发现于欧洲和亚洲的三叠纪地层。

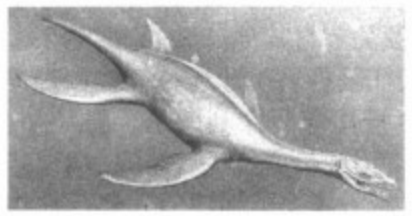
【肿肋龙亚目】 Pachypleurosauria 鳍龙类的基干类群。小型，最大的体长可达 1.2 米。头骨特征原始，吻部短而宽。颞孔小，而眼孔非常大，经常保存有发育的巩膜环。一般具小而尖的同型齿。背肋的粗壮化与否是个体发育多样性的体现。大多数肿肋龙显示了性二态，特别是它们的肱骨。化石发现于中国和欧洲的下三叠统上部至中三叠统。肿肋龙在中国的代表是贵州兴义中三叠统的贵州龙(*Keichousaurus*)和湖北南漳下三叠统的汉江蜥(*Hanosaurus*)。分支系统学的分析表明贵州龙和汉江蜥是所有欧洲肿肋龙的姐妹群。


贵州龙

【幻龙亚目】 Nothosauria 小型至中等大小的基干鳍龙类。有小而扁平的头骨，长的颈部和伸长的四肢。鼻孔位置靠后，眼孔小于颞孔。长的颌骨边缘有为数众多尖利的牙齿。以鱼类为食，当幻龙类在水中游泳时，它的长而灵活的颈部可以向左右摆动，捕食鱼类。幻龙类最早出现于早三叠世晚期，繁盛于中、晚三叠世，它的一支(pistosaurids)后来发展为蛇颈龙类。化石发现于欧洲、北非、西亚和中国等地区。广布于西特提斯区的幻龙(*Nothosaurus*)和鸥龙(*Lariosaurus*)也出现于贵州兴义的中三叠统。地方性属种还包括贵州的三桥龙(*Sanchiaosaurus*)、清镇龙(*Chinchenia*)，和广西、云南的广西龙(*Kwangsisaurus*)等。


兴义鸥龙

【蛇颈龙目】 Plesiosauria 大型的鳍龙类冠状类群。可分为长颈的蛇颈龙类(plesiosaurids)和短颈的上龙类(pliosaurids)。它们的身体结构完全适应于海洋生活，蛇颈龙类的头小，体躯变短，颈部伸长，颈椎最多可达 76 枚。肢带的腹侧部分很大，背侧部分的肩胛骨和肠骨大为退化。四肢呈桨状，趾骨数目增加，成为短柱状。而上龙类的头骨却大大加长，个别属的头长可超过 3 米，颈部较短，最少的颈椎仅 13 枚。蛇颈龙类生活于侏罗纪和白垩纪，化石发现于除南极洲之外的所有大陆。中国至今未发现狭义的蛇颈龙类，广西和四川的侏罗系和白垩系产上龙类，材料大多不完整，保存较好的有四川下侏罗统的璧山上龙(*Bishanopliosaurus*)和中侏罗统的渝州上龙(*Yuzhoupliosaurus*)。


蛇颈龙复原图

【恐龙】 dinosaurs 爬行纲双孔亚纲初龙次亚纲蜥臀目和鸟臀目化石的泛称，不是生物学中的阶元名。1842 年 R.欧文(R. Owen)在其所著《论英国爬行动物化石》一书中首先提出。1841 年 8 月 2 日在普利茅斯的不列颠科学协会会议上，欧文根据 W.巴克兰(W.Buckland)于 1824 年命名的巨齿龙(*Megalosaurus*)，G.A.曼特尔(G.A.Mantell)于 1825 年命名的禽龙(*Iguanodon*)，和 1833 年命名的林龙(*Hylaeosaurus*)共三种恐龙的荐(骶)椎共同特征建立了**恐龙目**(Dinosauria)作为爬行动物的一个分类阶元。在文中还提及了妖龙(*Cetiosaurus*)，法国的 G.居维叶(G.Cuvier)认为是鲸的化石，因此命名中用了 Cet(海怪，鲸之意)，但欧文认为是一种鳄，直到发现大腿骨及完整骨架之后，才被归入恐龙类。1888 年英国的 H.G.塞雷(H.G.Seeley)将恐龙划分为蜥臀目(Saurischia)和鸟臀目(Ornithischia)而废弃了作为分类名词的 Dinosauria。此后，恐龙一词以俗称盛行于世，流传至今。恐龙化石广泛分布于世界各地(包括南极大陆)的晚三叠世至晚白垩世的地层中，已发现化石约 800 属。目前恐龙的分类意见不一。传统的分类以林奈的阶元体系划分。近年以分支系统学原则进行划分渐成热潮。尤其美国《古脊椎动物杂志》规定必须以分支系统学为基础进行分类，使更多恐龙研究者采用此种分类法。根据近年来的新发现，许多研究者已根据分支分析将鸟类归属为蜥臀目兽脚类恐龙中手盗龙类的一个支系。但生物学界和古生物学界尚未得出一致意见。

【蜥臀目】 Saurischia 爬行纲双孔亚纲初龙次亚纲的一个目。英国学者 Seeley 依据腰带、脑颅、脊椎及甲片等特征在 1888 年创立。蜥臀类具三射型腰带，肠骨联于荐椎，耻骨向前下方延伸。因其腰带类似蜥蜴类的腰带而得名。事实上，蜥臀类当中向鸟类演化过渡的一些非鸟兽脚类类型，其腰带上的耻骨已转而伸向下后方。蜥臀类包括以植物为食的后期体躯庞大的蜥脚形类(Sauropodomorpha)和肉食性的兽脚类(Theropoda)，后一类群最终还演化出种类繁多的鸟类。20 世纪 80 至 90 年代，美国学者 Gauthier、Holtz、Padian 等人对蜥臀类不同类群间的分支系统关系做了大量研究，建立了许多新的不同级别名称。



蜥臀目三射式腰带构造

【始盗龙】 *Eoraptor* 迄今发现的最古老、最原始的恐龙化石之一。1993 年最早发现于阿根廷晚三叠世卡尼期(Carnian)地层。体长仅约 1 米；鼻孔较大，前颌骨上的牙齿呈叶状，上颌骨具 15 个稍向后弯且边缘带小锯齿的尖利牙齿；前肢短，后肢很长。始盗龙和产自同一地区同一层位的赫雷拉龙具有一些恐龙

类所共有的特征，如，臼齿的形态、后额骨消失、前肢第4、5指变小、距骨上升突很发育等。这两类恐龙具有很多原始特征，关于其系统位置还有不同看法。

【赫雷拉龙】 *Herrerasaurus* 早期的蜥臀目化石，可能是最早的兽脚类恐龙。长约3米，二足行走肉食性，头骨窄长，鼻孔小。下颌关节与其他一些兽脚类相同，可灵活地调节，增加撕咬强度，征服猎物。牙齿锋利尖锐略弯向后方。上肢短，大拇指和2,3指具弯曲锋利的爪。腿骨和脚掌骨比蜥臀目和鸟臀目原始。前肢长度不足后肢的一半。与赫雷拉龙同时并存的动物有槽齿类、喙龙类和似哺乳爬行动物。赫雷拉龙可能以捕食小型爬行动物为主，有时会同大型槽齿类争夺已死的猎物，甚至啃食已腐的动物尸体。已发现数具骨架及一完整头骨，1959年首次发现于阿根廷圣胡安晚三叠世地层。为纪念发现者维克多利诺·赫雷拉而得名。

【兽脚类】 Theropoda 蜥臀目的一个亚目。1881年美国学者Marsh创立，用以代表当时所有已发现的肉食性恐龙。1986年，美国学者Gauthier重新厘定了这一名称的含义，将所有鸟类亦归入该类群。目前作为基干(stem-based)分类单元的兽脚类，可被限定为包括鸟类在内的所有与鸟类关系更亲近的蜥臀类恐龙。通常情况下，兽脚类为后肢加长的两足行走恐龙，具有比素食性恐龙更快的运动速度，大多数兽脚类具有边缘发育着小锯齿的匕首状牙齿，所有的爪，尤其是前肢的爪较弯曲而其末端锋利，不少类型发育了具有气孔或气窝状的中空骨骼。另外兽脚类还具有其他一些独特特征如泪骨扩展到头骨背部，颈椎后关节突之上的支上突(epipophyses)突出，荐椎至少5枚，尾椎前关节突长，手部加长且次末端指节长，肠骨前髋臼区变大，耻骨末端扩展等等。兽脚类可分为两个基干类群，即嵴鼻龙类(Ceratosauria)和僵尾龙类(Tetanurae)，以及一些最原始的属种。作为传统分类中的虚骨龙类(Coelurosauria)和肉食龙类(Carnosauria)，仍是兽脚类最大的两个类群。兽脚类类型较多，个体大小变化很大，最早出现于晚三叠世，至白垩纪末所有非鸟兽脚类绝灭。鸟类目前被公认为兽脚类的直接后裔，到今天仍是最繁盛的脊椎动物群之一。

【新兽脚类】 Neotheropoda 在目前许多有关恐龙系统关系的分支图上，新兽脚类被作为一个节点(node-based)类群单元，包括嵴鼻龙类(Ceratosauria)和僵尾龙类(Tetanurae)两个次一级单元的基干类群单元。一些最原始的兽脚类，如始盗龙(*Eoraptor*)等属种，被排除在了新兽脚类之外。

【泡骨龙】 *Coelophysis* 新兽脚类肉食龙较原始的一属，曾称腔骨龙。拉丁文中coel是空和天空之意，phys是气泡、风箱之意。外表似一纤细的鸟，头骨窄，象白鹳的头，S形脖子，身体细长，腿似鸟腿，后肢长而有力。其他内部特征也与鸟一样：包括中空的骨骼、薄的骨壁、荐椎愈合的骨盘、脚髁和前肢的爪。与鸟不同的是皮肤可能覆有鳞片，口中生有尖利的牙齿，前肢具3爪。长尾巴用于身体的平衡。身体长约3米，重约27千克。泡骨龙生活在半干旱的长有稀疏植物(如苏铁、松柏、蕨类植物、种子蕨类植物等)的平原。它们以陆生小爬行动物为食，如果食物极端匮乏，也会自相残杀。在美国新墨西哥州曾发现百余条埋在一起的泡骨龙化石层，估计它们成群活动，产于美国亚利桑那、新墨西哥的晚三叠世地层。

【嵴鼻龙】 *Ceratosaurus* 较大、较原始的肉食龙的一属。拉丁文cerat意为小角，因为它鼻子上有一个骨质的片状突起物，在中文里片状物称为嵴，故名。头骨轻巧，肿胀。颌骨巨大，牙齿锋利弯曲，脖颈粗短，前肢短，具锋利的三爪，腿骨粗长，但嵴鼻龙可能并不重。其命名据鼻上有一个骨质的片状突起物——嵴，还有一对小角位于眼上。骨板小，尾巴笨重。长4.6~6米，重约1吨。肢骨的特征表明嵴鼻龙有极快的速度可以追逐快速奔跑的树龙类(dryosaurid)，甚至能袭击更大的恐龙如弯龙(*Camptosaurus*)和剑龙。产于北美、东非、坦桑尼亚的晚侏罗世地层。

【肉食牛龙】 *Carnotaurus* 繁盛于南方大陆的嵴鼻龙类阿倍尔龙科的大型食肉恐龙。属名由拉丁文carno(肉，衍生为肉食性的意思)和taur(公牛或阉牛)构成。头骨比其他兽脚类恐龙更像公牛，特别是眼眶上的一对尖角显示其非常奇特。小眼睛总是注视着前方，和巨大恐怖的上颌比较，下颌显得纤细柔弱。头骨深，下颌浅，牙齿纤细，很难推测其食性，身上沿着脊背生有成排的半圆锥形的骨质瘤，向身体的两侧半圆锥形骨质瘤渐小，骨质瘤之间生有互不叠覆的圆盘形鳞片。前肢退化，奇短，体侧和背部覆盖鳞状骨片。个体大，长7.6米，重1吨。阿倍尔龙类(Abelisauridae)以建立于1985年的阿倍尔龙(*Abelisaurus*)为代表，头骨长、鼻骨钩状、没有角。第三条同类的龙在1986年命名为壮踝龙(*Xenotarsosaurus*)。1901年命名的宽颌龙(*Genyodectes*)实际上是南美的第一条阿倍尔龙类。1991年又记述了天龙(*Tarascosaurus*)，从南美、印度、法国发现的类似的头骨碎块显示它们是在南方冈瓦纳超大陆(包括南美和印度)与北方联合古陆分离后，扩散的。肉食牛龙产于阿根廷南部丘布特省早白垩世晚期地层，1985年定名。

【双冠龙】 *Dilophosaurus* 兽脚类嵴鼻龙类恐龙的一属，曾称双嵴龙。拉丁文中di用于词头表示二，loph表示冠状物。细长，轻巧的肉食类，比嵴鼻龙轻。头骨轻，头上具两条骨质脊，从鼻孔后部纵向延伸至额骨、顶骨。骨质嵴由较细弱的骨质杆或骨质板构成，边部呈碟状。上颌骨的前部和后部之间有一深的间隙(subnarial gap)，颈强大灵活。前肢粗短，具4指，其中3趾带锋利的爪。后肢强壮有力，具三趾，爪锋利。尾大而长，其耻骨末端不膨胀。长约6米，重约500千克。化石丰富，产于美国亚利桑那州、中国云南晋宁的早侏罗世地层。

【僵尾龙类】 Tetanurae 与嵴鼻龙类(Ceratosauria)互为姐妹群的基干(stem-based)分类单元，1986年，美国学者Gauthier建立。目前僵尾龙类被定义为包括鸟类在内的所有与鸟类亲缘关系更近而与嵴鼻龙类(Ceratosauria)关系更远的兽脚类恐龙。该类群具有一些近裔共性：头骨中气腔(pneumaticity)增加，手部仅发育三个指，腓骨变弱且紧贴在胫骨上，上颌骨齿列仅着生在眼窝之前的颌骨上，坐骨具封闭缺刻(obturator notch)等。可归入这一单元的兽脚类恐龙类别主要包括由虚骨龙类(Coelurosauria)和肉食龙类(Carnosauria)所组成的鸟兽脚类(Avetheropoda)，以及处于比鸟兽脚类更为基部的巨齿龙类(Megalosaurs)等。

【重爪龙】 *Baryonyx* 大型肉食性恐龙。Bar为希腊文词根，有重量之意，onyx为希腊文词根，有指甲和爪之意。重爪龙头长约1.1米，锋利而稍圆的牙齿，适应于捕鱼，具有很强的捕鱼能力和食腐能力。重爪龙的颈椎骨较长而直(大多数兽脚类颈椎骨呈S型)，尾椎僵直长约5米。无论是它的上下颌，还是牙齿的生长方式、形状，都很像现代的鳄。重爪龙的上下颌以及鼻骨的位置特征与双冠龙相似。它的前肢强壮，有四指，前3指有爪，第4指已退化，尤其是拇指上有一个超过30厘米长的巨爪。重爪龙因此得名。整个身体长约10.5米，重约2吨，头部及胸腹部呈前倾姿势时臀部可高达2.5米。一具完整的骨架保存完好，重爪龙产于英国南部和尼日尔早白垩世地层。

【帆棘龙】 *Spinosaurus* 巨大的二足行走的食肉性恐龙。在

拉丁文中 spin 是棘或针的意思。笨重的身体与霸王龙等长，但较轻，长约 15 米，重约 4 吨。头骨和下颌特征显示帆棘龙的头骨长而低，鼻骨弯曲。鳄鱼一样的颌骨和牙齿。最显着的特征是背上支撑着一张皮膜构成的帆，帆棘龙因此得名。这背上的皮帆高达 1.6 米。对于背上皮帆的功能有较多争论。帆棘龙不是唯一的背上具有皮帆的兽脚类。其他有"帆"的兽脚恐龙包括 *Acrocanthosaurus*，*Becklespinax*，但这两种龙的背帆比帆棘龙的小。帆棘龙产于埃及、摩洛哥和突尼斯早白垩世最晚期地层。

【真反椎龙】 *Eustreptospondylus* 肉食龙类的一属。19 世纪，曾被命名为巨齿龙（*Megalosaurus*），1964 年，英国古生物学家 A. Walker 证实该龙不是巨齿龙，将其命名为 *Streptospondylus*，在拉丁文中 strept 是弯曲、绞紧之意，spondyl 是脊椎体之意。由于该名已被一鳄鱼名占用，因此，在前面加了一前缀 Eu-表示"真实优美"，但分类关系不明。后来发现了一些较完整的化石时，才最终根据它颈椎和大腿骨上的特征确定它为兽脚类恐龙。真反椎龙体长约 7 米，重约 220 千克。头虽较大，但并不重，因为头上有许多空洞。真反椎龙的一个特点就是前部背椎的椎体是前平后凹型，而大多数恐龙的前部背椎椎体是前平后凸型或双平型，因此取名真反椎龙。前肢较短，后肢强壮，腿骨壁厚。3 个前伸的脚趾带爪，后面还有一个距状的第一趾。产于英国牛津郡中侏罗世地层。

【巨齿龙】 *Megalosaurus* 第一个被命名的恐龙。僵尾龙类巨齿龙科的代表。杨钟健教授首先译为巨齿龙（按拉丁文原意为 megalo—大，sauros—蜥蜴，中文转为恐龙）。巨齿龙长 9 米，头大，口中生有边缘带小锯齿的尖而稍弯的匕首状利齿，前肢短，后肢强健，身高 3～5 米，体重可达 2 吨。化石发现于英国牛津郡中晚侏罗世的斯通费尔德板岩中，有带牙齿的上下颌碎片及髋骨、肋骨。巨齿龙化石的发现历史很有趣。1677 年出版的 R. Plot 著《牛津郡自然史》中就记述了一个巨大的股骨远端，并认为应属于巨大的人，出版时编辑在素描图上标记为 *Scrotum humanus*，意为人的阴囊。这块标本已丢失。1822 年 J. 帕金孙（James Parkinson）首先使用 *Megalosaurus*，但书中没有描述化石特征，也没有作为专名词。1824 年巴克兰（W. Buckland）正式使用 *Megalosaurus* 描述这批标本。麦尔（H. v. Meyer）1832 年正式使用于属名。到 20 世纪结束，巨齿龙已被描述的种达到 10 余个。但其中许多都因化石材料破碎或研究不够而不被承认。

【鸟兽脚类】 Avetheropoda 僵尾龙类之下的一个节点（node-based）类群，由虚骨龙类（Coelurosauria）和肉食龙类（Carnosauria）所组成。最早由美国学者 Paul 提出，在 1994 年被美国学者 Holtz 正式定义。它们具有闭孔消失，股骨小转子靠近近端，第Ⅰ掌骨基部与第Ⅱ掌骨紧密接触，胫突（cnemial process）凸出于胫骨骨体侧表面，耻骨具显著的耻骨脚，乌喙骨后部变尖，前颌骨联合呈 U 形，以及前颌骨齿的齿冠横切面不对称等特征。这个类群的成员自中侏罗世晚期至白垩纪最晚期都有分布，其中的鸟类一直生活到今天。这一名称与有些学者所使用过的新僵尾龙类（Neotetanurae）具有相同的含义。

【肉食龙类】 Carnosauria 曾是兽脚亚目的一个次亚目——肉食龙次亚目。肉食龙类一名最早是指各种各样大型的兽脚类恐龙，它们具有巨大的头及巨大的牙齿而不同于个体较小且骨骼轻盈的虚骨龙类（Coelurosauria）。在分支系统中，肉食龙类代表一基干（stem-based）分类单元，被定义为包括跃龙（*Allosaurus*）在内的所有与跃龙关系更为接近而与鸟类较远的鸟兽脚类（Avetheropoda）恐龙。在过去的正式或非正式分类中，肉食龙类往往被认为或多或少是一自然类群，包括早侏罗世的双冠龙（*Dilophosaurus*）、晚侏罗世的嵴鼻龙（*Ceratosaurus*）、巨齿龙（*Megalosaurus*）、跃龙（*Allosaurus*）以及晚白垩世的霸王龙类（tyrannosaurids）等。20 世纪 80 年代以来，随着分支系统学方法在恐龙研究中的不断开展，许多学者认识到以往被认为是肉食龙类这一分类单元的属种应该归入不同类群中。肉食龙类与虚骨龙类构成一组姐妹群，两者组成的鸟兽脚类又处于基干类群僵尾龙类（Tetanurae）之中。与最早人们通常的认识不同的是，以嵴鼻龙（*Ceratosaurus*）为代表的嵴鼻龙类（Ceratosauria）被作为更为原始的新兽脚类（Neotheropoda）的一支，以巨齿龙（*Megalosaurus*）为代表的类群作为僵尾龙类的一支，这两类在分支系统中均较肉食龙类处于更为基部的位置；而个体巨大的霸王龙类则代表了虚骨龙类中的成员。目前，肉食龙类主要包括跃龙科（Allosauridae）、中国盗龙科（Sinraptoridae）以及鲨齿龙科（Carcharodontosauridae）的属种，如中国的单嵴龙（*Monolophosaurus*）、中国盗龙（*Sinraptor*）、永川龙（*Yangchuanosaurus*）等，它们构成一单系类群，分布于全球各大陆。肉食龙类个体很大，两足行走，前肢相对较短。由于其他一些巨大兽脚类如霸王龙类已从肉食龙类改归入其他类群，因而在兽脚类的演化过程当中，个体增大的现象在兽脚类中出现过多次而不是最早认为的一次。

【跃龙】 *Allosaurus* 在霸王龙出现以前最大的食肉恐龙。身长可达 11 米，长而发达的四肢支撑着 2 吨以上的身体，大而轻的头骨由骨板构成，骨质脊位于眼眶之上。宽大的下颌布满弯曲的边缘生有锯齿的长牙。颌骨结合部可以活动，可极大地张开吞噬猎物。颈椎骨厚，S 形弯曲。前肢短、强壮，每足有三趾，末端长有弯曲锋利的爪，爪末端变细，第一趾指向后端。后肢的大腿比小腿长，髋部高离地面，覆盖鳞片，恰似不能飞的鸟。尾长而粗，用于平衡身体。3 个大趾支撑体重，脚爪是骨质的。1877 年命名科罗拉多的标本，后来超过 60 件标本从犹他州发现，其他材料发现于坦桑尼亚和澳大利亚的晚侏罗世地层。*Allosaurus* 的词源为 hallomenos，是跳跃的意思。有人将它译为异龙，以为它的词源为 allos。在《生物名称和生物学术语的词源》（E.C.耶格，1965，北京科学出版社）中就根据原命名者的原意注明其词源不是 allos（另外的，奇异的），而是 hallomenos。

【单嵴龙】 *Monolophosaurus* 肉食龙类（次亚目）的一属。正型标本包括完整的头骨与下颌、颈椎、背椎、荐椎和数枚前部尾椎、肋骨、腰带等。头骨很大，长约 85 厘米，头骨上最显著的特点是其前颌骨、鼻骨、泪骨和额骨在头骨顶面中线处形成一嵴状突，中空的嵴状突与眶前窝之间有数个小孔连接，该嵴状突从外鼻孔上方向后延伸到眼眶上方。属名由希腊词 monos（单一的）、lophos（嵴）和 sauros（龙）构成。嵴状突的功能尚不十分清楚，它可能是同种群成员相互认识的标志，也可能用来吸引异性。外鼻孔开孔大，长显著大于高，位置低。前颌骨前后方向的长度相对于大多数肉食龙类显得较长。前颌骨齿 4 枚，上颌骨齿 13 枚，齿骨齿 18 枚。荐椎仅 5 枚且相互愈合。坐骨闭突不明显，存在一小的封闭的闭孔。单嵴龙可能与跃龙（*Allosaurus*）具有很密切的关系。单嵴龙是凶猛的恐龙，可以捕食较大的素食性恐龙。发现于新疆准噶尔盆地中侏罗统五彩湾组。

【永川龙】 *Yangchuanosaurus* 肉食龙类（次亚目）的一属。因最早在重庆永川发现而得名。目前已命名了上游永川龙（*Y. shangyouensis*）、巨型永川龙（*Y. magnus*）两个种，分别产于重庆永川、璧山的晚侏罗世早期上沙溪庙组。永川龙具有一个大而高、呈三角形的头，头骨上孔窗发育，牙齿尖锐，颈部短，后肢强壮，两足行走，长的尾巴在站立时着地可以支撑身体，在行走和奔跑时则抬离地面平衡身体，是非常凶猛的猎食者。上游永川龙的

正型标本为一几乎完整的头骨和大部分头后骨骼，长 7 米，头骨长 82 厘米、高 50 厘米。巨型永川龙的正型标本为一不完整骨架但头骨近于完整，长超过 9 米，头骨厚重。发现于四川自贡上侏罗统上沙溪庙组中的和平永川龙（*Y. hepingensis*）被许多学者归入了中国盗龙属（*Sinraptor*）中，代表中国盗龙的另一个种（*S. hepingensis*）。

【中国盗龙】 *Sinraptor* 肉食龙类（次亚目）中国盗龙科（Sinraptoridae）的一属。属型种董氏中国盗龙（*S. dongi*）为一保存较好的骨架，仅缺失大部分尾椎和前肢，发现于新疆准噶尔盆地晚侏罗世石树沟组。个体大，虽然这一标本并未完全成年，但全长已超过 7 米。头骨长近于 90 厘米，眶前部长 52 厘米，在眼眶之前的高度为 33 厘米。中国盗龙眶后部有一明显褶皱；颧骨发育一大的气腔，颧骨的方颧骨突被分为三支；腭骨气腔化，枕髁指向后下方；4 枚前颌骨齿，15 枚上颌骨齿，16 枚齿骨齿。中国盗龙代表了兽脚类演化中的一个重要环节，比跃龙（*Allosaurus*）更为原始。与一般肉食龙类一样，中国盗龙的头大、颈部粗短、尾长、前肢短小而后肢强壮。其头骨与永川龙（*Yangchuanosaurus*）的较为接近，但显得更低更长。发现于四川自贡晚侏罗世早期上沙溪庙组中的被定名为和平永川龙（*Y. hepingensis*）的骨架，目前被多数学者归入中国盗龙属，代表了中国盗龙的第二个种——和平中国盗龙（*S. hepingensis*）。和平中国盗龙是大型兽脚类，骨骼保存十分完整，是中国目前发现的保存最完整的肉食龙类恐龙之一，身长 9 米，高 5 米，其硕大的头骨就超过 1 米，它以相对较高较短的前颌骨、眶前窝中具有较少的更简单的副气孔（accessory pneumatic openings）等与董氏中国盗龙相区分。也有学者认为以上两个种都应隶属于永川龙属。

【四川龙】 *Szechuanosaurus* 肉食龙类（次亚目）跃龙科的一属。因化石发现于四川而得名。1942 年，杨钟健依据四川广元的牙齿等很少材料建立，但由于化石材料太少，特征不很明确，甚至对该属的成立尚有疑问。20 世纪 60 年代以来在四川广元、自贡相继发现了几具完整程度不等的骨架标本，明确了该属的特征。四川龙具有一般肉食龙类的身体形态，头大颈短尾长，前肢短而后肢强壮，三指型的手部具有大的尖利的爪。体长约 6 米，高 3 米。其牙齿显著侧扁且向后弯曲，齿冠前后缘均具有栅状小锯齿。四川龙的骨骼较晚期跃龙类的属种显得稍原始，其耻骨远端的脚状突不发育，踝骨未愈合，后凹的颈椎腹面无腹嵴。产于四川盆地的中、晚侏罗世地层中。

【虚骨龙类】 Coelurosauria 曾是兽脚亚目（Theropoda）的一个次亚目。作为肉食龙类（Carnosauria）的姐妹群，分支系统概念的虚骨龙类被限定为包括鸟类在内的所有与鸟类亲缘关系更为接近而与肉食龙类更为疏远的兽脚类。虚骨龙类具有以下一些主要特征：坐骨相对变小而约为耻骨长的 2/3 或更短，坐骨脚（ischial foot）消失，坐骨闭突三角形，圆形的眼眶扩大，距骨上升突发达，前部具横突的尾椎数目不多于 15 枚等。虚骨龙类包括许多次级类群，这些类群之间的相互关系还存在着一些争议和疑问，目前的虚骨龙类主要包括由一些次级类群组成的手盗龙形类（Maniraptoriformes）和系统位置相对较低的美颌龙（*Compsognathus*）、攫鸟龙（*Ornitholestes*）等。虚骨龙类通常被认为是较小的兽脚类恐龙，大多数个体不超过 2 米；而现在意义上的虚骨龙类还包括一些个体很大的类型，如似鸟龙类（Ornithomimosauria）的个别属种可达 3 ~ 5 米，奔龙类（Dromaeosauridae）的个别属种估计其长约 6 ~ 7 米，而目前被归入虚骨龙类的霸王龙类（Tyrannosauridae）更是已知最大的兽脚类之一。以上表明个体增大现象不仅在兽脚类中多次出现，就是在虚骨龙类之中也分别出现过多次。鸟类作为虚骨龙类中的一支，显示出虚骨龙类是唯一越过中生代末而延续到现在的恐龙类群。

【美颌龙】 *Compsognathus* 最小的肉食恐龙之一。属名由拉丁文 omps（华美的）和 gnath（颌）构成。快速奔跑的肉食性恐龙，结构精巧，与鸟相似。狭窄的三角形头骨大、轻、低，嘴巴开合大，下颌骨细长，牙齿锋利，弯曲、稀疏。流线型的身体适合在密林中追逐猎物。灵活的颈椎，紧凑的身体，相对长的尾巴，腿长。前肢短，每肢二趾，与后来出现的巨型霸王龙相似，但爪不锋利。后肢胫腓骨比股骨长，2、3、4 趾支撑奔跑，1、5 趾短。趾骨带爪是典型的兽脚类恐龙特征。但前肢 2 指使其不同于兽脚类其他属。身长 70 ~ 140 厘米，重 3 千克，以无脊椎动物、蜥蜴等为食。产于法国、德国晚侏罗世地层。

【中华龙鸟】 *Sinosauropteryx* 兽脚亚目（Theropoda）美颌龙科（Compsognathidae）的一属。属名取自 Sino（中国）、sauro-（龙）以及 pteryx（羽毛）。化石产自辽宁北票四合屯上侏罗统或下白垩统义县组下部。中华龙鸟身体全长约 1.2 米，尾极长，几乎是头吻至臀部长度的 2 倍；前颌骨鼻突与上颌突长，上颌骨不参与外鼻孔构成；眶孔大，圆形；前颌骨齿 4 枚、上颌骨齿 12 枚、齿骨齿 12 ~ 15 枚，所有牙齿排列紧密；颈椎 10 枚、背椎 13 枚、尾椎 64 枚，背椎神经棘低长，尾椎脉弧结构简单；前肢很短但强壮，肱骨桡骨总长仅为后肢股骨胫骨总长的 30%，前肢第 1 指长于肱骨或桡骨；肱骨短粗，尺骨具发达的鹰嘴突；第 1 指长于另两指，该指指爪强壮。中华龙鸟头顶部、颈部、背部、臀部及尾部周围披有浓密的毛发状原始羽毛；这种结构可以简单分叉，单个结构可能中空。中华龙鸟是世界上首次发现的具有原始羽毛的兽脚类恐龙，在研究鸟类起源、羽毛起源及其早期演化等方面具有极其重要的科学价值与历史意义。

【手盗龙形类】 Maniraptoriformes 美国学者 Holtz 于 1996 年建立的节点（node-based）类群单元名称，其含义为似鸟龙（*Ornithomimus*）和鸟类的最近共同祖先及其所有的后代。包括 4 个基干类群：窄跗龙类（Arctometatarsalia），手盗龙类（Maniraptora），窃蛋龙类（Oviraptorosauria）和攫鸟龙（*Ornitholestes*）。可滑动的腕关节可使手部向后折向身体方向是其共有特征，但该特征在窄跗龙类中的似鸟龙类（Ornithomimosauria）和霸王龙类（Tyrannosauridae）中次生减弱或消失。不同的学者认为有些分类单元可能不应包含在其中，而导致手盗龙形类的成员可能不够稳定，但它的定义是较明确的，即只要是似鸟龙和鸟类最近共同祖先的后裔，就应是手盗龙形类的成员。在这里，Holtz 所指的手盗龙类（Maniraptora）仅包括恐爪龙类（Deinonychosauria）和鸟翼类（Avialae）。

【攫鸟龙】 *Ornitholestes* 二足行走食肉恐龙。由拉丁文 Ornith（鸟）和 lest（强盗）构成属名。体轻，头小，长尾巴，具有长爪锋利的牙齿充满颌骨的前半部，鼻骨上有一骨质冠饰，眼眶大。尾巴外形似鞭子，超过身长的一半。身长虽长约 1.8 米，但重量不足一只中等大小的狗重。前肢大拇指短，另外两趾长，带有锋利的爪。化石发现于美国怀俄明州和犹他州晚侏罗世至早白垩世地层。曾被认为是产于同地的虚骨龙（*Coelurus*）的同物异名，现已确认为两个不同的属。

【窄跗龙类】 Arctometatarsalia 所有具有“窄跗型”形态的虚骨龙类。1994 年美国学者 Holtz 建立“窄跗型”形态指其第Ⅱ、Ⅳ跗骨的近端占据了整个跗骨部分的绝大部分或者全部，而第Ⅲ跗骨在其近端被左右两跗骨强烈挤压而变得很扁。不久后，Holtz 将这一单元的含义修订为：似鸟龙（*Ornithomimus*）以及所有与似鸟龙更接近而同时与鸟类更远的兽脚类类群。目前的窄跗龙类主要包括似鸟龙类（Ornithomimosauria）、磨齿龙科（Troodontid-

ae)及霸王龙科(Tyrannosauridae),前两者又结合为膨颅龙类。窄蹠龍類的腸骨翼(iliac blade)的絶大部分背緣相互接觸,坐骨前部呈半圓形内凹,下頜上隅骨孔大,脛骨蹠骨加长,每枚蹠骨前后深度要大于左右宽度,活动的颈椎关节突消失,具有"窄蹠型"形态。

【鸟形龙】 *Avimimus* 鸟形龙是鸟形龙科中的唯一成员,二足行走的似鸟杂食类恐龙。拉丁文中 avi 是鸟的意思,mimus 是相似的意思。具有长的颈椎和尾巴,与鸟相似,体轻,能高速奔跑。头短,喙无齿,颈椎长而弯曲,尾发达,前肢短。没有发现羽毛化石,但在前肢骨骼上有明显的嵴状突起,类似于现代鸟类供飞羽附着的构造,科学家推断它应该长有羽毛。腕部的骨节融合在一起,与现代鸟极其相似,被认为可像现代鸟一样伸缩前肢。与现代鸟不同的是它的尾椎中央有一条骨质嵴。尽管它极像鸟,但其他特征使它与兽脚类的窃蛋龙有联系。2 个不完整个体的材料产于蒙古 8300 万年前的白垩纪地层中。

【霸王龙】 *Tyrannosaurus* 最大的肉食类恐龙。长约 12 米,重约 6.4 吨。头骨巨大,长约 1.2 米,但重量较轻。两眼睛向前注视,视野开阔。脑子较小,仅是长约 35 厘米,直径约 8 厘米的小圆柱。脑子前面的嗅叶、视神经、听神经都较发育,与后面的小脑、大脑相近,说明霸王龙有很灵敏的嗅觉、视觉和听觉。鼻骨短,颌骨窄,颊宽,颅腔宽。左右下颌骨的接合部是可活动的。牙长超过 18 厘米,牙边缘锯齿状,可切割猎物,下颌强壮,当霸王龙咬住猎物时,其下颌向后拉动使牙锋更深地切入肉中,并像刀子样切下。脚爪长 20 厘米,位于 3 趾末端。前肢极小,长约 76 厘米但强壮得足以提起较重的猎获物,每肢有 2 爪。尽管个体大,但体重轻,骨骼内部和头骨空腔多。第一具完整的霸王龙发现于 1902 年,1905 年命名。产于加拿大艾伯塔、萨斯喀彻温省,美国科罗拉多、蒙大拿、新墨西哥和怀俄明以及中国晚白垩世晚期地层。


霸王龙复原图

【膨颅龙类】 Bullatosauria 1994 年,美国学者 Holtz 创立;1996 年又明确指出该分类单元包括似鸟龙(*Ornithomimus*)和磔齿龙(*Troodon*)以及与它们有最近共同祖先的所有后裔。膨颅龙类应由似鸟龙类(Ornithomimosauria)和磔齿龙科(Troodontidae)构成,与霸王龙科(Tyrannosauridae)的系统关系较为密切。除眼眶之下及其以后的球状副蝶骨囊(parasphenoid capsule)外,其他特征为具扩大的脑颅和眼睛、转向腹面的头骨后部枕区。似鸟龙类和磔齿龙类脑与身体的比率在所有非鸟爬行类中是最高的,显示它们可能是一类较为聪明的动物。

【磔齿龙】 *Troodon* 二足行走肉食性恐龙。拉丁文中 tro 为损伤、伤害之意,odon 为牙齿之意。有人译为伤齿龙不甚确切,应为伤损他人之意,因用磔齿龙。长 2 米,外表酷似鸟。几乎在所有恐龙中,磔齿龙的头骨相对于身体是最大的,眼睛大而向前突出,估计能精确判断距离,使其能发现老鼠大小的早期哺乳类和小而灵活的棱齿龙。上下颌每侧均有 25 颗三角形小牙,其锯齿边缘两侧平直。手能抓握,具有巨大、锋利、钩一样的爪。腿骨长而纤细,脚掌长,三趾。第 2 趾末端的爪极度弯曲,向上翘起。除了亚洲的似鸟龙外可能是奔跑速度最快的恐龙。尾巴不僵直。产于加拿大艾伯塔,美国蒙大拿州、怀俄明白垩纪最晚期地层。

【似鸟龙类】 Ornithomimosauria 虚骨龙类恐龙中似鸟龙类化石分布于欧亚大陆及北美的白垩纪地层,这类小巧的陆地奔跑型虚骨龙类最长可达 5 米,后肢细长,三指型前肢不太长,颈长,头小。似鸟龙类包括与似鸟龙(*Ornithomimus*)更为相近而与磔齿龙(*Troodon*)更为疏远的膨颅龙类恐龙。似鸟龙类喙状的前颌骨扩大;次生腭由前颌骨和上颌骨组成;下颞孔减小;肱骨轻巧且其三角嵴不发达;手部长,一般达到后肢长度的一半,掌骨部分与指骨部分长度大体相等,指爪不甚锋利;蹠骨加长,达胫骨长的 80%,趾节短而粗壮。此外,一般具大的的眶窝、低矮的吻部及缩短的颞区,大多数属的牙齿已退化,外鼻孔长且接近吻端,具 2~3 个眶前窗且最后一个最大,颅顶突出,颈椎 10 枚、背椎 13 枚、荐椎 5~6 枚、尾椎多于 40 枚,耻骨末端愈合且有前后向扩展的耻骨脚。目前多数学者认为似鸟龙类与磔齿龙科的关系更为接近,但同时也有一些学者认为磔齿龙科与奔龙科(Dromaeosauridae)的关系更为接近。似鸟龙类通常被认为是肉食性的,以小的脊椎动物或无脊椎动物为食;但也有人持素食性的观点。该类动物由于具有很长的小腿和蹠部,而非常善于奔跑。

【似鸵龙】 *Struthiomimus* 北美像鸵鸟一样的奔跑型恐龙,与现代鸵鸟惊人的相似。拉丁文中 struth 是鸵鸟之意,mimus 是善于模仿者的意思。头小、头骨圆形,长约 25 厘米,与现代鸵鸟头大小形状相似。头骨骨壁薄,口中没牙,仅具角质喙。大眼窝,喙无齿,颈长、背短,腿细长,蹠骨(脚掌骨)细长,髁关节离地很高,像鸟,胫腓骨的长度比股骨长。脚上蹠骨长,向前的三趾有利爪。与鸵鸟不同的是,似鸵龙具有细长的前肢,三指的利爪强烈向内卷曲,适于掘地取食。研究表明似鸵龙类的前肢末端呈掌状。根据它无牙而具喙的嘴,可以推测它既吃植物性嫩枝叶和果实,也吞食昆虫、蜥蜴和大小类似鼠类的小动物。专家估计其最高时速可达每小时 80 千米,身长 4 米,重 150 千克。一完整骨架产于加拿大艾伯塔晚白垩世地层。

【鸡形龙】 *Gallimimus* 像鸟一样的兽脚类恐龙。拉丁文中 gallus 是公鸡的意思,mimus 是模仿者的意思。著名的鸡形龙长约 6 米,比现代鸵鸟长 1 倍,体轻,鸡形龙的头骨高出地面许多,眼睛分列于两侧,这样它很难判断物体距离,但脖子可以扭转,能将全方位视野尽收眼底。喙长而无齿,具纤细的脖子,身体短,尾巴僵直。前肢 3 趾,腿细,眼睛外突。与似鸵龙比较,鸡形龙头骨长,但小而轻,前肢掌骨短,末端的爪更弯曲。曾认为它是素食性恐龙,最近的工作揭示它是杂食性动物,且食肉量大于食素量。它的前肢适合抓捕小的动物,可能吃昆虫或其卵块。生活在干旱或干湿交替的地带。虽然腿比似鸵龙短,但鸡形龙的后腿强壮。脚上的蹠骨与鸟相似,是股骨长度的五分之四,蹠骨和胫腓骨的总长比股骨长许多。许多高速奔跑的恐龙与现代鸟都具有这种结构。2 具几乎完整的骨架以及其他一些个体的几件碎块产于蒙古南戈壁省、北美西部晚白垩世地层。

【镰刀龙类】 Therizinosauria 又称懒龙类(Segnosauria)。非常特殊的两足行走的兽脚类恐龙。关于它的分类位置在很长时间里都很不明确:1,有人认为它是一特化的兽脚类;2,有人将它视为蜥脚型亚目中一个关系尚不清楚的类群;3,也有人将其与蜥脚型亚目(Sauropodomorpha)、兽脚亚目(Theropoda)并列,作为蜥臀类的第 3 个单元;4,还有人将其与蜥臀目(Saurischia)和鸟臀目(Ornithischia)并列,而作为恐龙的第 3 个目。随着新材料的不断发现表明,与其他兽脚类明显不同:头很小、颈长、前肢较长、耻骨伸向下方或下后方、尾较短。主要分布于亚洲的白垩纪地层中。但 2001 年发现自中国云南峨山下侏罗统下禄丰群中的峨山龙(*Eshanosaurus*)使其地史分布延至早侏罗世。该类群具有一些极不寻常的特点:牙齿小,嘴前部具类似喙状结构且牙齿完全消失,脑颅与椎骨被一些气窝所穿透,前肢拉长且具较大的

爪，腰带上部(肠骨)向前方张开而腰带下方骨骼(耻骨、坐骨)向后倾斜，足短阔，大小一般在2～8.5米之间；近来在中国相继发现了许多镰刀龙类化石。镰刀龙类最奇特的是其头很小，缺少锐利的牙齿，其颈部长且较细，骨架外形比例上与原蜥脚类明显趋同，可能次生适应素食性的生活方式，用它的荐部作支撑，利用较长的前肢和灵活的脖子来获取树上的枝叶。

【峨山龙】 *Eshanosaurus*　镰刀龙类的一属。以化石产自云南峨山县而得名。仅包括一带有牙齿的不完整的左下颌。小型的镰刀龙类，其齿骨后部具有一圆形孔窗，保存下来的齿槽表明其下颌牙齿至少30余枚且牙齿排列很紧密，牙齿齿冠前后缘的小锯齿很小(后缘小锯齿更小一些)，这种小锯齿几乎与齿冠前后边缘相垂直，齿冠与齿根之间明显收缩，这些特征表明它与其他任何镰刀龙类均不同。峨山龙产于云南峨山县早侏罗世下禄丰组，是最早的和最原始的镰刀龙类，将这一类群的地史分布从早白垩世前推至早侏罗世，对探讨镰刀龙类的起源和演化具有重大意义。同时，峨山龙又是已知最早的虚骨龙类，它的发现表明虚骨龙类早期分异的开始时间比以前所认为的要早得多。

【北票龙】 *Beipiaosaurus*　兽脚亚目镰刀龙类(Therizinosaurs)的一属。属名取自化石产地Beipiao(北票)、saurus(龙)。化石产自辽宁北票四合屯晚侏罗世或早白垩世义县组下部，身体全长估计约2.2米，头大；牙齿齿冠较矮且显球形，下颌牙齿超过37枚，牙齿边缘小锯齿较大；叉骨弓形，无锁下突；前肢手部较长，长于股骨10%；肠骨前突较浅，胫骨长于股骨；足为三趾型且第Ⅰ蹠骨近端薄片状，第Ⅲ及Ⅳ蹠骨近端侧扁。比较特殊的是，北票龙的尾椎有7枚已不同程度的愈合形成类似尾综骨的构造，这种构造可能与鸟类的尾综骨具有非同源关系。北票龙身体上发育着结构简单、毛发状的原始羽毛或皮肤衍生物，中空，多数约50毫米长，大多平行排列。北票龙是已发现类似尾综骨结构最原始的非鸟兽脚类恐龙，但由于其无发达的尾羽，表明尾综骨最初的作用也许与尾羽无关。

【南雄龙】 *Nanshiungosaurus*　镰刀龙类的一属。因最早发现于广东南雄而得名。广东南雄晚白垩世地层中的化石材料仅有一串相关联的颈椎、背椎、荐椎，及较完整的腰带。1979年，董枝明依据这些材料建立了短棘南雄龙(*N. brevispinus*)，但将其归入蜥脚类。由于南雄龙与懒龙(*Segnosaurus*)在颈椎和腰带方面有较大的相似之处，如：耻骨指向后下方等，后来南雄龙被正确地归入镰刀龙类。南雄龙在镰刀龙类中是个体较大的属种，颈短，前部颈椎双凹型而后部为后凹型，神经棘低；背椎双平型，神经棘低而横宽；荐椎5枚，牢固愈合，神经棘联合在一起；肠骨低，前突十分发育；耻骨直，外缘加厚且向后下方延伸；坐骨板状，远端愈合。与懒龙不同的是，南雄龙肠骨前部相对较低、髋臼下方的耻骨和坐骨相接触的部分更长等。1997年，董枝明等依据甘肃马鬃山地区早白垩世晚期新民堡群中的16枚颈椎和背椎，又建立了布氏南雄龙(*N. bohlini*)，将它归入南雄龙属的重要依据是它的颈椎与短棘南雄龙非常相似，但它以其椎体更大、颈椎和背椎的所有椎体平凹型、颈椎神经棘极低且纵向拉长等与短棘南雄龙区分。

【阿拉善龙】 *Alxasaurus*　镰刀龙类的一属。因化石采自内蒙古的阿拉善沙漠(Alxa Desert)而得名。该镰刀龙类生活于早白垩世晚期，已记述了2个骨架，包括一右齿骨和近于完整的头后骨骼。阿拉善龙以如下的组合特征区别于其他镰刀龙类：个体全长约3.7米，齿骨齿数目较多、约为40枚，齿骨联合部具有牙齿，颈肋不与颈椎椎体愈合，手部指节的韧带窝很发育，肠骨纵向不强烈缩短，髋臼前翼适度扩展，后肢第Ⅱ—Ⅳ趾的趾爪短于或大体等长于各自趾的第1趾节等。阿拉善龙与后期镰刀龙类所共有的祖征还有：肱骨具有相对较弱的三角胸嵴，前肢指节不缩短，后肢趾爪不侧扁，荐椎仅5枚等。阿拉善龙曾作为20世纪90年代早期保存最好最完整的镰刀龙类化石，为论证镰刀龙类归入兽脚类的观点提供了重要依据。


阿拉善龙复原图

【二连龙】 *Erlianosaurus*　镰刀龙类的一属。由化石产于内蒙古二连而得名。标本为保存有许多头后骨骼的部分骨架。个体较小的镰刀龙类，股骨长约41厘米。具有镰刀龙超科(Therizinosauroidea)的特征，如：肩胛骨骨干远端狭窄，肱骨近端角状，肱骨有后转子，肱骨的尺骨髁和桡骨髁位于肱骨骨干前部，肠骨髋臼后支远端加厚，距骨髁小，腓骨近端后缘窄等。二连龙以自己独有的特征又可与其他的镰刀龙类区分：前部尾椎具加大的滋养孔，肱骨后转子嵴状，肱骨后转子内侧有一卵形凹陷，肠骨外侧面坐骨柄上方有一多皱的肿状突起，腓骨近端后缘明显高于前缘，腓骨前转子大、位置靠远端等。初步研究表明，二连龙的系统位置处于原始的镰刀龙类和进步的镰刀龙类成员之间，为认识镰刀龙类的分异提供了重要信息。产于内蒙古二连市附近的晚白垩世二连组。

【懒龙】 *Segnosaurus*　曾是镰刀龙类的典型代表属，懒龙拉丁语segn是慢和懒之意。发现于蒙古上白垩统。二足行走，腿长。长约6米，可与现代最大的鳄鱼等长。懒龙的头骨狭小，下颌浅。吻端是无齿的喙，喙狭长，口中生有类似原蜥脚类的尖锐的牙，两颊有肉质颊囊。前肢肌肉发达，前肢3指，末端长有巨大而弯曲的爪。耻骨和坐骨向后倾斜。其他独有特征包括短的四爪脚掌，脚趾之间可能有蹼连接。相对其他恐龙而言，懒龙股骨长，胫腓骨短，这种结构只能使懒龙短跑或慢跑，难以捕捉猎物。而且懒龙的无齿喙不适合吃鱼，所以推测懒龙以粗糙的植物叶为食。

【窃蛋龙类】 Oviraptorosauria　1976年由蒙古学者Barsbold创建，用以强调窃蛋龙科的独特性状。在目前的分支系统中，窃蛋龙类可被定义为包括窃蛋龙科以及所有与窃蛋龙关系更为亲近而与鸟类关系较远的类群单元，包括窃蛋龙科与新颌龙科(Caenagnathidae)，该类群与镰刀龙超科(Therizinosauroidea)的关系较近。窃蛋龙类为白垩纪小型的骨骼轻巧的兽脚类的一支。除具有一般兽脚类的特点外，具有如下独有特征：头骨高，多孔窗，吻短，大多数种类无齿而可能具角质喙，下颌外孔大，下颌前背缘上凸，齿骨后端具两个长的突起等。发现于中国的切齿龙(*Incisivosaurus*)是迄今为止最原始的窃蛋龙类，尚保留有分化的牙齿。窃蛋龙(*Oviraptor*)最早发现于蒙古，长期以来一直被认为是专门偷吃原角龙(*Protoceratops*)蛋，因而得名。但20世纪90年代在蒙古和中国内蒙古相继发现了新的与蛋化石保存在一起的该类化石骨骼，而蛋化石中窃蛋龙类胚胎证实窃蛋龙类可能已经具有了一定程度的筑巢和保护自己的蛋或幼仔的行为。

【窃蛋龙】 *Oviraptor*　像鸟一样的兽脚类恐龙。拉丁文中ovi意为蛋，raptor为盗贼。头骨形态非常奇怪。无齿的颌骨末端是角质喙，头上有一骨质嵴状突起，口中无齿，上颚中部有两颗尖钉状骨质突起(一些以蛋为食的蛇，口中就有这样的骨质突起)。窃蛋龙身体的其他部分与典型的兽脚类一样，发达的肢骨、爪，

每个前肢或后肢具有3趾。尾巴长。研究表明窃蛋龙是素食性恐龙,不吃蛋也不吃蚌。多具完整骨架产于蒙古和内蒙古乌拉特后旗巴彦满都忽附近早白垩世至晚白垩世地层。

【切齿龙】 *Incisivosaurus* 兽脚亚目窃蛋龙类(Oviraptorosauria)的一属。属名表示其具有切齿状(门齿状)的前颌骨齿。化石产自辽宁北票陆家屯晚侏罗世至早白垩世义县组下部,切齿龙个体较小。它具有许多窃蛋龙类所具有的特征,如头骨眶前部短,前颌骨主体部分高,外鼻孔背位,外翼骨直立,齿骨联合完全愈合,齿骨后腹突长而浅,夹板骨带状,下颌窗大等。但它的头骨相对较低,吻部相对较长(占头骨基部全长的48%),鼻骨长于额骨,眶后骨T形,这些都与其他窃蛋龙类不同。切齿龙最为特化的是其牙齿:牙齿高度分化,前颌骨齿4枚,第1前颌骨齿极大,前后侧扁且类似门齿,第2至4前颌骨齿非常小且似尖锥状;上颌骨齿9枚,小,呈针状,牙齿前后缘缺少锯齿;下颌齿8~9枚,排列较紧密,大小形态接近于上颌骨齿。此外,切齿龙基蝶骨腹面具有纵向的嵴;外翼骨具有一些辅助的孔窗;三射型的腭骨具有很短的上颌骨突。切齿龙以其相对低的头骨及具齿的颌骨,而与大多数其他窃蛋龙类短高且无齿的头骨区别明显。这种头骨形态介于典型虚骨龙类和特化窃蛋龙类的中间状态,缩短了两者形态间的差距。切齿龙是目前已知最早的也是最基部的窃蛋龙类代表。最近有一些学者主张窃蛋龙类与鸟类之间具有较近的系统关系,甚至代表了次生不会飞行的鸟类。然而切齿龙的一些特征则表明窃蛋类与鸟类间的一些相近特征是分别进化来的。切齿龙的牙齿分异程度似乎也表明这是对植物食性的一种适应。

【尾羽龙】 *Caudipteryx* 又称尾羽鸟。兽脚亚目尾羽龙科的一属,该属可能与窃蛋龙类(Oviraptorosauria)有着较近的亲缘关系。属名来自Caudi-(尾)及pteryx(羽、翼),表示该属尾末端具有较长的扇状排列的尾羽。化石产自辽宁北票张家沟晚侏罗世至早白垩世义县组下部。尾羽龙属目前建立了2个种:邹氏尾羽龙(*C. zoui*)、董氏尾羽龙(*C. dongi*)。邹氏尾羽龙(*C. zoui*),种名献给时任中国国务院副总理的邹家华。这是一类个体与现代火鸡大小相当的动物,体长1米余。头骨眶前部短。牙齿仅在前颌骨上发育,每侧各具一个细长并弯曲的牙齿,其他牙齿较小或退化;上颌骨及齿骨均无牙齿。鼻孔较眶前窗大,泪骨Y形并具有一个较大的气窝。齿骨前端下倾,后端分叉。颈椎约12枚,背椎可能仅9枚,尾椎约22枚,末端尾椎没有愈合成尾综骨;肋骨具钩状突。前肢与后肢相比显得很短,指式为2-3-2,第Ⅲ指的2枚指节极为细短。耻骨呈前腹向伸展,具三角形的脚状突:坐骨封闭突大、尖锐。后肢相对很长,第Ⅰ趾与其他三趾具有一定的对握性。尾羽鸟最显著的特征是头又短又高,牙齿仅在前颌骨存在,前肢非常短,后肢强壮,尾短,而脖子较长:胃部保存有胃石,用以帮助磨碎食物,胃石的存在表明它可能是素食性的。尾末端长着一束扇形排列的尾羽,具有明显的羽轴与羽片,前肢上亦长着羽毛,其羽轴两侧的羽片是对称分布的。短的前肢及对称状的羽毛表明这种动物尚不能飞行,强壮的后肢显示该动物应该为陆地奔跑型动物。董氏尾羽龙(*C. dongi*)种名献给中国恐龙学家董枝明先生。该种与邹氏种的主要区别为:胸骨小,股骨与胸骨长比率约6.0(邹氏种为4.1);第Ⅰ掌骨与第Ⅱ掌骨长比率约0.45(邹氏种为0.40),坐骨较短,肠骨较长。但也有一些学者认为董氏种很可能就是邹氏种。

【手盗龙类】 Maniraptora 兽脚亚目之下非常重要的一个分类单元。最早由美国学者Gauthier提出。其最初的含义是指那些具有与鸟翼类(Avialae)及恐爪龙类(Deinonychosauria)共同祖先所具有的特征、而不具有与似鸟龙类(Ornithomimidae)祖先所具有的特征的一些进步兽脚类类群。Gauthier所指的恐爪龙类包括奔龙科(Dromaeosauridae)和磔齿龙科(Troodontidae)。然而,一些学者认为磔齿龙类与似鸟龙类(Ornithomimosauria)的亲缘关系最近。由于不同的学者对一些科的系统位置存在着不同看法,也影响着他们对手盗龙类的认识。关于手盗龙类主要存在以下几种主要观点:①是一个节点(node-based)类群单元,包括鸟翼类(Avialae)和恐爪龙类(Deinonychosauria)以及它们最近共同祖先的所有后代;②是一个节点(node-based)类群单元,包括最早具有"手盗龙类状态"(maniraptoran condition)的虚骨龙类的所有后代。手盗龙类在这个意义上几乎与手盗龙型类的含义相同或相近,它几乎包括除少数类型如美颌龙(*Compsognathus*)之外的所有虚骨龙类,霸王龙类(Tyrannosauridae)和似鸟龙类(Ornithomimosauria)亦包括在内;③该类主要包括一些较小型的类群如奔龙科、鸟翼类(Avialae)、磔齿龙科(Troodontidae)、窃蛋龙类(Oviraptorosauria)、镰刀龙超科(Therizinosauroidea)等;而霸王龙类(Tyrannosauridae)和似鸟龙类(Ornithomimosauria)不包括在内;④是一个节点(node-based)类群单元,仅包括窃蛋龙类(Oviraptorosauria)和由奔龙科(Dromaeosauridae)和磔齿龙科(Troodontidae)所构成的恐爪龙类(Deinonychosauria)以及鸟类(Aves,与许多学者使用的鸟翼类Avialae几乎同义)。到目前为止,关于手盗龙类所包含的类群等,仍未取得完全一致的认识。手盗龙类的恐龙通常个体不大,具有相对较长的前肢和手部,腕部可使手部向身体侧方折过来,该类的一些类型已经发育了真正的羽毛结构,鸟类就是由手盗龙类的一支逐渐发展演化而来的。中国辽西义县组和九佛堂组中发现了许多手盗龙类化石,代表属有:原始祖鸟(*Protarchaeopteryx*)、中国鸟龙(*Sinornithosaurus*)、小盗龙(*Microraptor*)、中国猎龙(*Sinovenator*)、切齿龙(*Incisivosaurus*)和义县龙(*Yixianosaurus*)等。

【恐爪龙类】 Deinonychosauria 兽脚类恐龙中较特殊的一类。美国学者Gauthier于1986年重新定义,包括奔龙科(Dromaeosauridae)和磔齿龙科(Troodontidae)。1994年,美国学者Holtz认为磔齿龙科与似鸟龙科(Ornithomimidae)的关系要比奔龙科的关系更接近,因而奔龙科的含义就几乎与恐爪龙类的含义大致相同;但仍有许多学者坚信磔齿龙科与奔龙科之间较亲近的系统关系。目前恐爪龙类一般被作为一个基干(stem-based)类群单元,恐爪龙类与鸟翼类(Avialae)构成姊妹群。

【奔龙科】 Dromaeosauridae 又称驰龙科。兽脚亚目(Theropoda)的一科,该科多数属个体小到中等,通常被认为是与鸟类最为接近的兽脚类恐龙。其近裔性状主要包括:泪骨T形,方颧骨T形,齿骨背腹缘近于平行,中后部尾椎的前关节突及脉弧显著加长形成棒状结构包围着尾椎,前肢较长,耻骨远端伸向后下方向,后肢第Ⅱ趾特化,爪粗壮且强烈弯曲等等。该科化石多分布于亚洲的蒙古、中国东北部以及北美洲中西部的白垩系,另外在日本、欧洲、南美等地亦有零星发现。代表性的属有美国早白垩世的恐爪龙(*Deinonychus*)、犹他盗龙(*Utahraptor*),北美晚白垩世的奔龙(*Dromaeosaurus*)及蒙古晚白垩世的疾走龙(*Velociraptor*)等。中国辽宁西部上侏罗统至下白垩统义县组中的中国鸟龙(*Sinornithosaurus*)和九佛堂组中的小盗龙(*Microraptor*),以其生存时代较早,保存有多种羽毛结构,分支系统位置位于奔龙科的基部等在研究奔龙类分异及羽毛的早期演化等具有重要意义。

【恐爪龙】 *Deinonychus* 二足行走的肉食性恐龙。拉丁文中Dein为恐怖、可怕之意,nych为爪之意。虽然个体小,但对其敌人却极具威胁。恐爪龙长约2.7米,高约1.5米,重约80千克。

头大,视力敏锐,牙齿像匕首,边缘具有锋利的锯齿,脖子短。恐爪龙的所有尾椎就像用一根铁条串起来一样,骨质腱重叠不能弯曲。前肢是后肢长度的一半,长而有力的手可以抓握,每只手3指并长有锋利的爪。尤为特殊的是其脚上的第2趾呈镰刀状向上翘起,对敌人蹬踏时前伸,以其巨爪撕开猎物的肚皮。其外表像一只无翅鸟,能跑、急转弯、保持平衡。与禄齿龙和鸟不同的是脚上的第二蹠骨特别大。恐爪龙的几具完整的骨架显示其是敏捷的杀手,可以群攻猎物,甚至攻击比自己身体大的猎物。像所有其他兽脚类恐龙一样,恐爪龙可能是热血动物。恐爪龙的发现结束了恐龙是呆滞、行动迟缓的冷血动物的结论。产于美国蒙大拿州、怀俄明早白垩世中期地层。

【中国鸟龙】 *Sinornithosaurus* 兽脚亚目奔龙科的一属。属名源于Sino(中国)、ornitho(鸟)、saurus(龙)。化石产自辽宁北票四合屯和凌源大王杖子晚侏罗世或早白垩世义县组下部,个体较小,头骨长仅13厘米。前颌骨前缘伸向后背方,前颌骨齿齿冠前后缘不具小锯齿;上颌骨可能参与构成外鼻孔,眶前窝前侧面发育一些装饰性的小坑或嵴状纹饰;顶骨后侧突折向后方;齿骨很细长,后部二分叉。肩带及前肢与原始鸟类的较相似,肩胛骨与乌喙骨的夹角小于90°,肩臼窝面向侧方;乌喙骨有上乌喙孔,叉骨U字形;前肢相对很长,约占后肢长的80%;第Ⅲ指的第1指节长于第2指节的2倍;耻骨中部具一突出的瘤,坐骨后背突存在;第Ⅲ蹠骨部分窄蹠型形态。中国鸟龙是首次发现的生有羽毛的奔龙类,其身体上披有一层简单的原始羽毛,有些羽毛已经有简单分叉及类似羽轴的结构。这些不同类型的原始羽毛结构为羽毛起源与早期演化模式(鳞片拉长→羽枝出现→羽轴出现→羽小枝羽小钩出现→羽片不对称羽毛)的提出提供了重要依据。

【小盗龙】 *Microraptor* 兽脚亚目奔龙科的一属。属名由Micro-(小)、raptor(捕捉、盗猎)构成,示该属非常小的个体。化石产自辽宁朝阳等地早白垩世九佛堂组。小盗龙个体小,牙齿接近于原始鸟类,前部的上颌齿包括前颌骨齿较弯曲和侧扁,齿冠前后缘都缺少小锯齿,而后部的牙齿也仅发育后缘小锯齿且齿冠基部明显收缩。尾椎数目相对较少,不多于26枚;中部尾椎长,约为前部背椎长的3~4倍。耻骨联合部长约为整个耻骨长的一半;坐骨板状,其长不足耻骨长之半,具后突,远端封闭突很大。足部第Ⅰ趾位置较低,趾爪锐利且强烈弯曲,次末端趾节较长。小盗龙已发现命名了两个种:赵氏小盗龙(*M. zhaoianus*)及顾氏小盗龙(*M. gui*)。赵氏小盗龙种名献给中国恐龙学家赵喜进:化石发现于辽宁朝阳下三家子;赵氏小盗龙个体极小,比始祖鸟(*Archaeopteryx*)还小:身上披有原始羽毛,而且有的羽毛已具有了羽轴的构造,表明它已具备了真正的羽毛。顾氏小盗龙种名取自我国著名古生物学家顾知微的姓氏:化石发现于辽宁朝阳大平房;顾氏小盗龙正型标本全长仅约77厘米,躯干相对较短,仅为后肢长的44%~50%,尾很长:其以桡骨具突出的二头肌结节、前肢第Ⅰ指很短、单一胸骨平且大、耻骨强烈弯曲、胫骨拱曲等可与赵氏小盗龙相区分。顾氏小盗龙最引人注目的特征是其身体上除了发育着绒羽状羽毛外,在其前、后肢及尾后部还发育着非常长的飞羽或尾羽。其前肢上飞羽的分布形式与现代鸟类的相似,初级飞羽约12枚,次飞羽约18枚:前者明显长于后者,前肢外侧的飞羽羽片呈不对称状而内侧的飞羽羽片对称。最不寻常之处是其后肢股骨、胫骨及蹠骨上亦发育有很长的羽毛,其中蹠骨上的最长且其外侧的亦呈不对称状,与前肢上的飞羽类似。第15~18尾椎以及之后的尾椎上发育较长的尾羽,向后逐渐变长。这种羽毛分布形式表明从兽脚类恐龙向鸟类的演化过渡之中,可能经过了一个四翼阶段,同时也表明这类小型的奔龙类可能已具备了一定的滑翔能力。

【蜥脚形类】 Sauropodomorpha 传统分类系统中蜥臀目的一个亚目——蜥脚形亚目。蜥脚形类可被定义为蜥脚龙类和原蜥脚类以及与它们接近而与鸟类关系较疏远的所有蜥臀类恐龙,蜥脚形类和兽脚类(Theropoda)是蜥臀类之中的一组基干(stem-based)姐妹群单元。蜥脚形类具有以下特征:细圆柱状或矛状齿冠,前后方向拉长的颈椎,与后肢相比较长的躯干,距骨上升突"楔入"胫骨远端等等。蜥脚形类包括稍小的原蜥脚类(Prosauropoda)和庞大的蜥脚类(Sauropoda),它们都具有较长的脖子。在原蜥脚类之内,身体增大和四足行走的变化趋势也许表明原蜥脚类是蜥脚类的祖先。

【原蜥脚类】 Prosauropoda 传统分类系统中蜥脚形亚目(Sauropodomorpha)的一个次亚目。原蜥脚类是个体中等至较大的早期蜥脚形类,也是最早出现的恐龙类别之一,化石分布于世界所有大陆,它们在早侏罗世末期绝迹。头约为股骨长的一半;牙齿小,同形或微弱异形,片状牙齿边缘具有小锯齿;颈部较长,但不及后期蜥脚类的长:第Ⅰ指爪较大,第Ⅳ、Ⅴ指指节退化或消失;后肢明显长于前肢。它们在休息或慢步时可用四肢支撑,而快速行走时可用后足运动,以植物为食。原蜥脚类可分为几个不同的科,它们的身体的结构基本类似,主要区别在身体大小、粗壮程度及身体不同部位的相对比例上,而头骨上的区别相对较大。代表属有西欧的槽齿龙(*Thecodontosaurus*)、板龙(*Plateosaurus*)、非洲的巨椎龙(*Massospondylus*)、南美的拉里奥哈龙(*Riojasaurus*)、中国的禄丰龙(*Lufengosaurus*)等。

【近龙】 *Anchisaurus* 原蜥脚类的典型代表之一。*Anchisaurus*(近龙)的属名中,anch-在拉丁文中有在附近之意,曾被译为**安琪龙**,但与英文angel(天使)和希腊文的Angelikas(天使的、天堂的、神圣的)的传统音译"安琪儿"混淆,应予改译。近龙的头很小、窄长、头骨相对平。头比板龙和大多数原蜥脚类低。颈长身体轻,具4趾脚和5趾手,末端长有镰刀状的爪子。吃高处的树叶时前肢可以离地。是二足间或四足行走的素食性恐龙,是1818年发现于北美的第一条恐龙,当时被认为是人类化石,1855年被确认为爬行类,1885年被确认为恐龙,1912年被定名。近龙长2.4米,重27千克,在所有巨大的素食性蜥脚型类恐龙中是最小、最原始的原蜥脚类恐龙。产于美国麻省(马萨诸塞州)早侏罗世地层。

【板龙】 *Plateosaurus* 原蜥脚类素食性恐龙。在拉丁文中plat是平、扁之意。板龙可能是蜥脚类的祖先,四足行走,长约6~8米。笨重的身体和小的头骨,食树叶。颈长,下颌上有一嵴位于牙床下,供肌肉附着增强咬嚼的强度。板龙口中长有数排叶状齿,齿缘光滑,这样的牙齿只能吞食柔嫩的枝叶。它两颊有暂存食物的颊囊,食物吞入胃以后,通过与胃中的胃石相互研磨,进一步将食物磨碎,以利于肠道吸收。肩胛骨发育,有利于支撑前半部身体,爪巨大,后肢大而有力。尾长,行走时拖地。脚上的蹠骨表明板龙是趾行的,前肢5趾中1、2、3趾强壮。4、5趾较弱。和近龙比较,板龙狭窄的头骨更大、更强壮、更高、鼻骨更深、牙齿更多。产于法国、德国、瑞士晚侏罗世地层。


禄丰龙复原图

【禄丰龙】 *Lufengosaurus* 爬行纲蜥臀目原蜥脚次亚目的一属,因化石首次发现于中国云南禄丰而得名。体高约2~3米,长6~7米。头骨较小,鼻孔三角形,眼眶大而圆,

上颞孔背位,侧视不见。牙小而扁平,前后缘皆成锯齿状。颈部很长,尾大而长,尾椎骨 45 个或稍多。前肢特短,后肢长大,用后足行走。主要以植物为食。产于中国云南禄丰早侏罗世地层。云南早侏罗世地层还有云南龙(*Yunnanosaurus*)、金山龙(*Jingshanosaurus*)、易门龙(*Yimenosaurus*)等原蜥脚类化石。

【金山龙】 *Jingshanosaurus* 原蜥脚类恐龙。个体较大,骨骼重而粗壮。头骨较小,吻端较长,头长约为头高的 1.7 倍;头骨各骨棒较细。外鼻孔大,亚圆形;眶前孔中等大小,三角形;眼眶孔较大,圆形;上颞孔小,圆形。颅顶区较平。上下颌较细长。齿列长,牙齿多,排列较密。颈部较长,约占身长的⅓。脊椎 14 个,平凹型,椎体强壮,神经棘低;荐椎 3 个,互相愈合;尾椎 38 个。肩胛骨强壮特别弯曲。仅一种新洼金山龙(*J. xinwaensis*),因化石产于云南禄丰县城金山镇东北 6 千米的新洼林而得名。化石产于早侏罗世地层。

【拉里奥哈龙】 *Riojasaurus* 原蜥脚类黑山龙科的一属。化石产自阿根廷拉里奥哈省(La Rioja),因此得名。由于 Rioja 一名在秘鲁、古巴、西班牙通用,故中译名改用该省全称。长约 10 米,重约 1 吨。拉里奥哈龙的头骨相对较小,与板龙相似。叶片状牙齿表明其素食性,有胃石为证,高高的脊背和长脖子能吃到高处的植物。具长尾,身躯巨大,四肢强大沉重,四肢长,多个趾尖长有爪。四足行走的拉里奥哈龙前后肢基本等长。拉里奥哈龙的脊椎骨是空心的,以减轻身体的重量。在阿根廷拉里奥哈省晚三叠世(距今 219ma)地层中发现了几乎完整的 20 多个骨架。

【巨椎龙】 *Massospondylus* 四足或二足行走的素食性原蜥脚类恐龙。拉丁文中 mass 是庞大之意,spondylos 是脊椎骨之意。具长颈和长尾,长约 5 米,是中等大小的原蜥脚类恐龙。头骨小,比板龙的头骨低、短。牙齿变异大。上颌明显突出,下颌比上颌短,一些人推测它下颌前端可能有喙。较长的身体,肚皮小,四肢比其他原蜥脚类恐龙如禄丰龙和欧洲板龙更纤细。早侏罗世的巨椎龙分布广泛,大多数材料发现于南非,1985 年在北美也发现了一具头骨。因此联合古陆形成时巨椎龙生活在两大古陆上。巨椎龙四足行走,也可能站立起来食高处的树叶,巨椎龙是该科中的唯一成员,可能代表禄丰龙、板龙和近龙等原始原蜥脚类恐龙之间的一个演化阶段。约 80 具不完整骨骼材料产于美国亚利桑那、南非、津巴布韦的早侏罗世地层。

【蜥脚类】 Sauropoda 传统分类系统中蜥脚型亚目(Sauropodomorpha)的一个次亚目——蜥脚次亚目。比原蜥脚类的体躯巨大,颈和尾亦非常长。头相对很小。鼻孔大且位于头背面,脊椎骨变轻,四肢上的趾节数目减少,第Ⅴ蹠骨仍保留(这一结构在原蜥脚类中不发育)。传统意义上的蜥脚龙类包括几个类群,如:火山齿龙科(Vulcanodontidae)、妖龙科(Cetiosauridae)、圆顶龙科(Camarasauridae)、梁龙科(Diplodocidae)、腕龙科(Brachiosauridae)、马门溪龙科(Mamenchisauridae)和巨龙科(Titanosauridae)等。从早侏罗世一直生存至晚白垩世,晚侏罗世是其繁盛时期。中国产有丰富的蜥脚类恐龙,代表有:中侏罗世四川自贡的蜀龙(*Shunosaurus*)、新疆准噶尔盆地的巧龙(*Bellusaurus*),晚侏罗世四川盆地的峨眉龙(*Omeisaurus*)、四川甘肃新疆的马门溪龙(*Mamenchisaurus*)、山东的盘足龙(*Euhelopus*),晚白垩世山西的华北龙(*Huabeisaurus*)等。

【妖龙】 *Cetiosaurus* 蜥脚类恐龙的一个属。希腊文 keteios 有海怪及鲸的意思,最初认为它是鲸类化石。妖龙是首先被发现的第一个蜥脚类,长约 18 米,重约 27 吨,素食性。1841 年命名时是已知最大的陆生动物。以后才被正确归属于蜥脚类恐龙,其原始特征包括:头骨明显弱小,牙呈勺状。具有强壮的脊椎骨,与大多数轻的、空心的脊椎骨不同。颈椎偏长,身体大,尾相对短。其四肢和脚掌与大象相似。与较轻的进步的蜥脚类如腕龙比较,妖龙的神经棘小,但神经中枢大许多。产于英国牛津郡、摩洛哥等地的中侏罗世地层。

【资中龙】 *Zizhongsaurus* 小型原始蜥脚类。化石产于四川资中县罗泉井中侏罗世地层。前肢较长,肱骨直,骨干圆。背椎神经棘高,顶端扩展成横板状;横突发育,在神经弓之上,与神经棘相交成直角。耻骨板状,在蜥脚类中是相当小的。

【蜀龙】 *Shunosaurus* 颈部较短的蜥脚类,通常归入妖龙科(Cetiosauridae),因产地四川的简称——蜀而得名。已知的化石材料有数十具完整或不完整的骨架,其中包括几件保存完好的头骨,这些材料分别代表了幼年和成年不同个体发育阶段的标本。蜀龙是一种中等大小的脖子较短的蜥脚类化石,成年个体长约 10~12 米。头骨略高,牙齿细长且为勺状,牙齿边缘没有锯齿,应以鲜嫩的植物为食。4 枚前颌骨齿,17~19 枚上颌骨齿,18~21 枚齿骨齿。颈椎 13 枚,背椎 12 枚,荐椎 4 枚,尾椎 40~46 枚。在尾椎的末端,有一个由 4 枚尾椎愈合膨大而形成的尾锤,用于防御肉食龙类的攻击。仅产于四川自贡大山铺中侏罗统下沙溪庙组。

【巧龙】 *Bellusaurus* 小型蜥脚类。骨架全长约 5 米。与其他颈部很长的蜥脚类不同的是,其颈部较短,但仍略长于躯干。头骨轻巧,鼻孔位于头骨两侧,牙齿勺状。后部一枚颈椎的长度是单枚背椎长度的 1.4 倍,颈椎和背椎椎体的侧凹发育,颈椎和背椎神经棘不分叉。根据挖掘出的肩胛骨的数量,曾发现在一个化石挖掘坑内至少有 17 具不同个体的骨骼,骨骼形态特征表明它们可能为未完全成年之个体。仅发现于新疆准噶尔盆地中侏罗统五彩湾组。

【圆顶龙】 *Camarasaurus* 四足行走的素食性蜥脚类,北美材料最完整的恐龙之一。四肢长。长约 18 米,重约 20 吨,比著名的梁龙(*Diplodocus*)重。脊椎骨是空心的,圆顶龙的头骨大而深、似戴着头盔。大眼眶、鼻腔和其他骨质上的空洞减轻了骨骼重量,因为其鼻腔和眼眶大,视觉和嗅觉可能非常灵敏,能及早发现附近潜在的危险。牙齿强壮,呈勺状。颈短,中轴骨包括 12 个短的颈椎骨和细长的颈肋、12 个空心的脊椎骨、约 50 个短的尾椎。尾长,四肢相对长,强壮,肩高,臀部基本水平。肱骨和尾骨约等长,趾骨短。曾经在圆顶龙的化石骨骼上发现了与跃龙和角龙争斗痕迹。产于美国科罗拉多州、犹他州、怀俄明州,葡萄牙和中国的晚侏罗世地层。

【腕龙】 *Brachiosaurus* 四足行走的素食性恐龙。最大、最长、最重的恐龙之一。拉丁文中 brachi 为臂之意。全长约 25 米,重约 30~50 吨,相当于 6 头大象重。腕龙的颌骨强壮,牙齿像凿子,轻窄的骨质框形成眼眶和鼻腔。前肢比后肢长许多,站立时肩部比臀部高许多。加上极长的颈椎,能使腕龙头骨升至四层楼那么高。一些科学家认为腕龙缺少抬起头骨的肌肉,另一方面,心脏也不能将血液输送到如此高度。腕龙与大多数蜥脚类比较,尾巴显得短。如此大的身躯,可防止任何肉食龙的袭击。腕龙的脊椎骨有较多的空洞可减轻体重。产于坦桑尼亚美国科罗拉多州、怀俄明州、犹他州及葡萄牙、阿尔及利亚的晚侏罗世地层。

【峨眉龙】 *Omeisaurus* 大型的较进步的蜥脚类恐龙,马门溪龙科的一个属。共命名了 5 个种:荣县峨眉龙(*O. junghsienensis*)、长寿峨眉龙(*O. changshouensis*)、天府峨眉龙(*O. tianfuensis*)、釜溪峨眉龙(*O. fuxiensis*)、毛氏峨眉龙(*O. maoi*)。其中四川自

贡中侏罗世的天府峨眉龙可作为峨眉龙的典型代表，不仅保存较完整，而且至少已发现十多个个体的化石材料。天府峨眉龙最大可达 20 米，其脖子特别长，有 17 枚长的颈椎，颈部的长度将近身体全长的一半，尾相对比较短，末端具有 3～5 个尾椎愈合膨大而成的骨质尾锤，或许表明它与蜀龙（*Shunosaurus*）有密切的演化关系。峨眉龙头相对稍大，牙齿勺形，四肢粗壮，后肢明显长于前肢。主要生活在内陆湖泊的边缘地带，可能群居。产于中国四川盆地的中、晚侏罗世的地层中。

【马门溪龙】 *Mamenchisaurus* 蜥脚类恐龙。因最初发现于四川宜宾马门溪而得名。目前无疑问的种共有 6 个：建设马门溪龙（*M. constructus*）、合川马门溪龙（*M. hochuanensis*）、中加马门溪龙（*M. sinocanadorum*）、杨氏马门溪龙（*M. youngi*）、安岳马门溪龙（*M. anyueensis*）、井研马门溪龙（*M. jingyanensis*），马门溪龙是巨大的四足行走素食性恐龙，是所有恐龙中颈最长、所有蜥脚类中尾最长的恐龙，有的个体颈长约 15 米。但是，颈椎轻，骨骼薄弱部位只有蛋壳那么厚，脊椎骨其他特征与梁龙相似。遗失的马门溪龙的头骨可能与盘足龙相似，鼻腔突出，而梁龙的头骨长而低。1980 年发现的马门溪龙头骨显示鼻骨比梁龙高、钝。牙齿比梁龙更大、更像一把勺。前肢可能比梁龙更大更强。尾长，与梁龙相似，末端鞭状。身体最长的约 25 米，重约 27 吨。产于中国四川、甘肃、新疆中、晚侏罗世地层。



马门溪龙复原图

【盘足龙】 *Euhelopus* 蜥脚类圆顶龙科（Camarasauridae）的一属。最长约 15 米。头骨与圆顶龙属（*Camarasaurus*）的相似但相对较低长，鼻部不翘起，外鼻孔在头的顶部，牙齿勺形。颈部极长，由 17 枚长的颈椎组成；尾亦很长。后部颈椎神经棘低，呈宽的二分叉。其前肢几乎与后肢等长，使它成为除腕龙（*Brachiosaurus*）之外，前肢相对最长的蜥脚类，从而与其他的蜥脚类都不相同。产于山东蒙阴晚侏罗世地层中。

【梁龙】 *Diplodocus* 最长的四足行走素食性恐龙。拉丁文中 diplos 是双、二之意，dokus 是深之意。迄今为止发现的最长最完整的恐龙骨骼当属梁龙。长约 27 米，重约 12 吨。巨大的梁龙恰似一个吊桥，比一个网球场地还长。从前面和侧面看，梁龙的头骨小，有一斜坡，脑相对小，鼻骨远远地靠后。牙齿仅长在嘴的前部，由于没有咀嚼齿，食物应该是在胃中经胃石研磨后而消化的。后肢比前肢长。虽然梁龙拥有长的身体，但是脊椎骨中空腔大大地减轻了体重，只有 2～3 头成年大象重。颈长，尾巴逐渐变细末端像鞭子。足迹化石显示其成群生活，为觅食而迁徙。因为缺少尾巴拖地的痕迹化石，行走时可能尾巴抬离地面。前肢脚掌宽大，五趾着地，三趾长有爪。在美国怀俄明州、犹他州和科罗拉多州晚侏罗世晚期地层中发现的梁龙共有 4 个种。

【笨重龙】 *Barosaurus* 巨大的四足行走素食性恐龙。在拉丁文中 baros 是笨重、沉重之意。笨重龙颈特长，头骨低，身体笨重。是最长的恐龙之一。长约 23～27 米。笨重龙与梁龙相似，两者的身体都笨重，站立时臀部偏高。笨重龙的头骨长，头骨坡度与梁龙一样。但两者的颈椎和尾椎比例不同。笨重龙尾椎相对短，但颈椎非常长，超出肩胛骨 9 米，因此笨重龙几乎比北美的任何恐龙长。笨重龙的长颈似乎是专门为了食高处的树叶。由于材料不全，尾椎末端的构造不清楚。产于美国南达科他州、犹他州和非洲坦桑尼亚的晚侏罗世晚期地层。

【谬龙】 *Apatosaurus* 梁龙科蜥脚类恐龙。拉丁文中 apat 是错误或骗人的意思。曾以雷龙（*Brontosaurus*，在拉丁文中 bronte 为雷）之名而为世人所熟悉，雷龙的命名晚于谬龙，依生物学命名的优先律以先命名的为准。巨大的四足行走的素食性恐龙，具有长尾巴和脖子。共发现 12 具骨架，分别属于谬龙属（*Apatosaurus*）的 3 个种。长约 21 米，重约 25 吨，鞭状尾巴具有 82 节尾椎，四肢柱状。前肢大拇指有爪。估计为了维持生活所必需的能量，谬龙须不停地进食，长颈使它能吃到树冠上的叶子。长的鞭尾可用于抵御肉食类动物（包括肉食恐龙）。产于美国科罗拉多州、俄克拉何马州、犹他州、怀俄明州及墨西哥的晚侏罗世地层。

【华北龙】 *Huabeisaurus* 个体较大的蜥脚类。头骨缺失但保存有 2 枚牙齿及近于完整的头后骨架，据保存的材料推测其全长约 20 米，背高 5 米。属名依据“华北”的汉语拼音所建立。其背部短，尾很长，后肢长于前肢。牙齿钉状、较粗壮，齿冠较高，其与齿根的长度之比为 3∶1。颈椎和背椎后凹型；背椎侧凹发育、规则而深，神经棘高而不分叉；荐椎 5 枚，其神经棘结合呈板状；尾椎为明显的双凹型，神经弧位于椎体的前半部，脉弧远端均不分叉。肠骨的坐骨柄不发育，坐骨牛轭状。四肢窄长、侧扁，肱骨与股骨的长度之比为 0.78。华北龙的一些特征不同于其他所有科的蜥脚类，故可能代表着一独立的科：华北龙科（Huabeisauridae）。华北龙的诸多骨骼构造显示了蜥脚类恐龙最晚期的演化特征，与世界其他地区晚白垩世的蜥脚类具有一定的相似性和可比性。产于山西天镇上白垩统灰泉堡组中。

【萨尔塔龙】 *Saltasaurus* 蜥脚类恐龙。因产于阿根廷萨尔塔省，故名。四足行走的素食性恐龙，产于阿根廷萨尔塔晚白垩世晚期地层中。是蜥脚类恐龙最后的代表之一。体长约 12 米，颈和尾长。有长的手掌大小的骨质板紧密排列保护身体侧面和背部，此外有甲胄的恐龙只有甲龙。尾巴末端突然变细，萨尔塔龙的特殊的尾椎结构可以使尾巴伸长和缩短。和萨尔塔龙共存的还有南极龙（*Antarctosaurus*），银龙（*Argyrosaurus*），拉普拉塔龙（*Laplatasaurus*）。这些属种几乎都有甲胄，这也许是北美的蜥脚类绝灭后南美的恐龙却继续存在的原因之一。

【三巴龙】 *Sanpasaurus* 一个存疑的恐龙属名。脊椎重，荐椎关联疏松未愈合。前肢较长，脚骨远端较薄，尺骨、桡骨长而细，尺骨略长于桡骨，股骨腓骨亦较小，足爪末端弯而扁。化石产于四川咸远自流井组。属名取自四川之代称，因嘉陵江、綦江以东之巴郡地自东汉末屡次被分割为 3 个群，遂统称为三巴。三巴龙的原研究者认为是一种鸟臀类的禽龙类恐龙。后来有人认为三巴龙为幼年的蜥脚类恐龙。

【鸟臀目】 Ornithischia 爬行纲双孔亚纲的一个目。塞雷创立于 1888 年。鸟臀类具四射型腰带，肠骨与坐骨正常排列：耻骨有一个前向分枝和另一个下垂分枝，后者常平行于坐骨。该类恐龙因其耻骨主要部分伸向后下方而平行于坐骨，与鸟类的相似，从而得名鸟臀类；然而鸟类耻骨的后伸特征是从兽脚类中演化而来的，鸟类与鸟臀类并不具有较近的系统关系。鸟臀类均为素食性恐龙，包括几个大的传统意义上的类群：剑龙类（Stegosauria）、甲龙类（Ankylosauria）、角龙类（Ceratopsia）、肿头龙类（Pachycephalosauria），以及种类多样的鸟脚类（Ornithopoda）。20 世纪 80 年代，美国学者 Sereno 对鸟臀类不同类群间的分支系统关系做了许多研究，并建立了一些新的单元名称。



鸟臀目四射式腰带构造

【莱索托龙】 *Lesothosaurus* 鸟臀目恐龙中最原始的一属。

1964 年 Ginsburg 依据发现于非洲莱索托王国马费腾区的一件带有数枚牙齿的右齿骨化石，建立了法布尔龙（*Fabrosaurus*），属名用于纪念法国昆虫学家、科普作家 J. H. 法布尔（Fabre）。后来，Thulborn 又将一些材料归入该属，包括头骨及头后骨骼。1978 年，美国学者将 Thulborn 描述的材料重新建立了一新属，即莱索托龙（*Lesothosaurus*），属名取自莱索托王国，其生活时代为早侏罗世早期。莱索托龙是个体很小的恐龙，长约 1 米；头骨侧视呈三角形且相对较高，外鼻孔小、圆形的眶孔大，下颞孔近于长方形且其背缘处最宽，位于齿骨、上隅骨和隅骨相接处的下颌外窗中等大小；前颌骨齿较窄、尖锥状、略弯曲，中后部的牙齿齿冠在直立的中央主嵴前后对称发育着几个竖立的小锯齿；前颌骨前端可能具较小的角质喙；牙齿结构显示，其上下颌只能垂直咬合而不能前后运动，这在已知鸟臀类中是最简单的；前肢相对于后肢较短，仅为后肢长的 40% 左右；前肢 5 指，第 5 指极小；后肢胫骨显著长于股骨，而蹠骨亦超过股骨长的一半。由于该恐龙骨骼轻盈，小腿较长，颈部与躯干较短，尾长约占全长的一半，肢骨骨壁较薄等，表明其两足行走、行动灵活并奔跑迅速。目前有一些学者认为法布尔龙为一有疑问的属，而另一些学者则认为莱索托龙应是法布尔龙的晚出同物异名。以莱索托龙（或法布尔龙）为代表的法布尔龙科（Fabrosauridae）的成员曾被作为最原始的鸟脚类（Ornithopoda）恐龙；由于该类化石具有许多鸟臀类恐龙尚未特化的解剖特征，因而在现在的恐龙系统分支当中，该类恐龙已不被作为鸟脚类中的原始类型，而被认为代表着最原始的鸟臀类（Ornithischia）恐龙，处于鸟臀类恐龙这一支的最基部。中国四川中侏罗世的灵龙属（*Agilisaurus*），四川和新疆晚侏罗世的工部龙属（*Gongbusaunts*）亦被归入法布尔龙科中。

【灵龙】 *Agilisaurus* 鸟臀目原始类群法布尔龙科（Fabrosauridae）的一属。属名表示它灵巧敏捷的身体，仅一种劳氏灵龙（*A. louderbacki*）。种名为纪念美国地质学家劳德贝克而定，他于 1915 年在四川首次发现恐龙骨骼化石。标本为一具几乎完全呈自然关联的、完整程度在 90% 以上的骨架，其中包括非常完整的头骨，是目前世界上已发现的最完整的原始鸟臀类恐龙之一，它的发现为我们认识法布尔龙科的特征及其系统关系提供了许多非常有价值的新信息。全长 1.8 米，重仅十余千克。头短而高，眼眶非常大。牙齿众多且有分化，前面的呈犬牙状，后面的为叶片状，表明它的食性较杂。灵龙具有一条超过身体全长一半的长尾巴，用于奔跑时保持身体平衡或休息时支撑身体。前肢短小而后肢粗壮，二足行走，通常生活在湖滨河畔或开阔的平原地带。仅产于中国四川自贡中侏罗世地层中，是蜀龙动物群的重要组成分子。

【工部龙】 *Gongbusaurus* 小型原始鸟脚类恐龙。属名源于唐诗人杜甫的别称，因杜甫曾任检校工部员外郎之故。保存化石材料仅为牙齿。前颌骨齿尖，前后缘具不对称的边缘小齿。颊齿扁，齿冠对称，前后缘有栅状小齿。产于四川荣县晚侏罗世上沙溪庙组地层。

【颊龙类】 Genasauria 由 P. C. Sereno 于 1986 年建立的节点（node-based）类群，包括板盾龙类和角脚类恐龙，也就是除莱索托龙之外的，其余全部鸟臀类恐龙。

【板盾龙类】 Thyreophora 由所有披甲的鸟臀类恐龙构成，包括剑龙类（Stegosauria）、甲龙类（Ankylosauria）以及所有与该两类相近（而与角龙类较远）的基部原始类群，其中原始类群（如：小楯龙 *Scutellosaurus*、肢龙 *Scelidosaurus*）见于早侏罗世。该类动物的盾板类型多样，通常沿颈部、背部及尾部分布为动物提供很好的保护，还有一些盾板可存在于身体两侧或头骨背面和侧面。

【肢龙】 *Scelidosaurus* 可能的板盾龙类的祖先。四足行走的素食性恐龙，头骨小，牙齿和剑龙相似。由于牙齿和下颌比其他鸟臀类简单，颌骨可能只能上下运动。脖子相对其他板盾恐龙较长。身体低，长约 4 米，有骨质刺状盾板保护，笨重，臀部高。臀部的骨骼和体表的甲胄使人想起北美原始的鸟臀类小楯龙（*Scutellosaurus*）。骨质腱加强了尾椎的强度并使其僵化。总之，成排的骨质嵴、板和刺布满颈、背和尾，似乎是一种更恐怖的防御性甲龙的原型。因为其化石骨骼保存在海相沉积里，科学家推测其为两栖类，身披鳞片。产于美国、英国、中国西藏的早侏罗世（约距今 2 亿年）地层中。

【剑龙类】 Stegosauria 传统分类系统中鸟臀目（Ornithischia）的一个亚目——剑龙亚目。剑龙类可被定义为与剑龙（*Stegosaurus*）关系比与甲龙（*Ankylosaurus*）关系更为接近的所有板盾龙类（Thyreophora）。该类动物的特征为：小到大型，四足行走，肩棘存在，身体沿颈部、背部及尾部上方中线处披有两列直立的角质盾板，尾末端有两对尖锐的骨质刺。该类化石生活于早侏罗世至晚白垩世早期。在非洲、亚洲、欧洲和北美洲晚侏罗世地层中发现许多完整的骨架，中国四川盆地是已知剑龙类最为丰富的地区，如华阳龙（*Huayangosaurus*）、沱江龙（*Tuojiangosaurus*）、嘉陵龙（*Chialingosaurus*）、重庆龙（*Chunkingosaurus*）等。该类群化石背椎高，荐椎常由彼此愈合的 5～6 枚组成，荐部神经索大大扩大，后肢一般显著长于前肢而使整个身体背部拱起。剑龙类背部的角质盾板的形态与排列可能是种间识别的一个重要依据，它的生理作用也许与身体和外界环境的热量交换有关。

【华阳龙】 *Huayangosaurus* 剑龙类的一属。属名来自四川的古称“华阳国”，化石仅产于四川自贡中侏罗世下沙溪庙组。该属目前已发现了十余具个体，其中包括非常完整的骨架。这是一类体形小到中等的剑龙类，长约 4.3 米，是已知生存时代最早、最原始的剑龙类代表。头呈楔形、高而厚，大的眼前孔为三角形，牙齿呈叶片状，前颌骨上有犬齿状牙齿。与其他剑龙类一样，华阳龙背上也具有数目较多的骨板，它们形态各异，矛状或近圆形，左右成对对称排列，尾端着生有两对防御性的骨质尾刺。华阳龙的头骨和头后骨骼特征显示出它较其他剑龙类原始，因而被作为剑龙科（Stegosauridae）中的一个原始的亚科——华阳龙亚科（Huayangosaurinae）。它的发现不仅完善了四川盆地不同剑龙类的演化关系，而且为剑龙类起源于亚洲的观点提供了直接的证据，具有重要的科学价值。

【剑龙】 *Stegosaurus* 大型四足行走的素食性恐龙。拉丁文中 steg 是屋脊之意，早年杨钟健教授译为剑龙，沿用至今。外貌较奇特，从颈部到尾部有两排骨板。长约 9 米，重约 2 吨。因为颈、背和尾有大量向外长出的骨板，故名。骨板可以保护背部。两排剑状骨板保护尾部。剑龙站立时，臀部可以高出一层楼，四肢与大象腿相似。头骨窄长而低，与典型的恐龙头骨不同。有的剑龙的头骨可能短、钝，缺少前眶骨（眶骨和鼻骨之间）的孔洞。嘴前端有一个角质喙，喙上无齿，喙后颊部生有非对称小牙，牙齿为叶片状，牙冠弱小，两侧有小锯齿。大多数剑龙的牙齿几乎没有脊，这类齿有利于食植物。剑龙的尾巴末端长有长刺，肩部无刺，身体背部、臀部有巨大的碟状骨板。后肢比前肢长许多。每只后脚有 3 个宽而短的趾。有脚垫可以缓冲行走时的振动。前脚脚垫小，有 5 趾。前后趾均发育有钩状爪。骨板薄、直立，从颈、背到尾部大小逐渐增大减小。最大的



剑龙复原图

骨板位于背部。产于美国科罗拉多州、怀俄明州晚侏罗世中期地层。

【刺板龙】 *Kentrosaurus* 四足行走的素食性恐龙。拉丁文 kentr 是刺的意思。长约 4.9 米,重约 1 吨。头低,颈和肩有数排起保护作用的骨板。背部和尾部是大型刺状骨棒。20 世纪早期,非洲著名的剑龙类——刺板龙的几十块骨骼从坦桑尼亚产出。6 对小的骨板在颈和肩部,背部有 3 对稍平扁的刺。尾巴上有 5 对锋利、长的、狭窄的刺。刺板龙也可能有板状或尖的刺位于臀或肩上。与其他剑龙相似,尾椎和背部无骨质腱,尾巴不僵直。产于坦桑尼亚晚侏罗世地层。

【沱江龙】 *Tuojiangosaurus* 四足行走的素食性恐龙。因发现地属于沱江流域而得名。身体弓背、笨重。长约 7 米,重约 1 吨。头低,从颈到尾有两排起保护作用的骨板。产于中国四川的最著名的剑龙类化石,比现代犀牛长,但是轻,站立时臀部比人高。它有典型剑龙小而低的头骨,具有无齿喙。颊齿小而有嵴棱,与剑龙相似,适合食树叶。四肢像柱子。颈、背和尾巴有 15 对尖的而垂直着生的骨板。背部的圆形骨板高。四个长的、尖的、圆锥形的尾刺从尾末端伸出,这种防御结构在其他剑龙如:华阳龙(*Huayangosaurus*)、刺板龙(*Kentrosaurus*)都可见到。尾刺是剑龙各属种的重要防御武器。产于四川晚侏罗世早期地层。

【嘉陵龙】 *Chialingosaurus* 剑龙类剑龙科(Stegosauridae)的一属。因产于嘉陵江流域而得名。材料仅有不完整的一些头部骨骼和一些头后骨骼。个体中等大小,与其他的剑龙类相比,嘉陵龙的身体相对较为狭长。头骨高且窄,下颌亦较高,牙齿数目较少。颈椎和背椎双凹型,尾椎双平型。前肢较长,股骨与肱骨的长度之比为 1.6,股骨直而细长。背部骨板小,成对排列。嘉陵龙在剑龙类中是特化程度较小的类型,产于四川渠县中侏罗统上沙溪庙组。

【重庆龙】 *Chungkingosaurus* 小—中型剑龙。头骨较高,下颌骨厚,牙齿细小,排列密集,互不重叠。齿冠不对称。背椎、尾椎双平型。荐椎 4~5 个完全愈合。荐部背面封闭不全。骨质棘极大,呈厚板状。股骨骨干圆直,股骨与胫骨之比为 1.61~1.68。产于重庆市江北区晚侏罗世上沙溪庙组地层。

【甲龙类】 Ankylosauria 传统分类系统中鸟臀目(Ornithischia)的一个亚目——甲龙亚目。甲龙类可以被定义为与甲龙(*Ankylosaurus*)关系比与剑龙(*Stegosaurus*)关系更为接近的所有板盾龙类(Thyreophora)。甲龙类为四足行走披有盾板的鸟臀类恐龙,最早出现于中侏罗世,身长最大可达 10 米。甲龙类具有以下一些共同特征:头低而宽,颊齿深深插入颌骨中,头部盾板愈合不仅掩盖了头骨骨缝而且还覆盖在上颞孔之上,最后 3 枚或 4 枚背椎与荐椎愈合成联合荐椎,肠骨面向上而不是向外,髋臼次生封闭,耻骨变小,身体被盾板包裹。甲龙类据其尾部末端骨质锤的有无一般分为两科:具骨质锤的甲龙科(Ankylosauridae)和无骨质锤的结节龙科(Nodosauridae)。甲龙科头骨顶面一般呈三角形,其上的许多盾板突出类似"角"状,头骨表面完全被小的不规则的盾板覆盖,头骨前部宽具有较宽的喙,嘴前端窄尖,牙齿细弱,外鼻孔开口于前方。结节龙科的头骨较长且其棱角处较圆滑,头骨顶部中央具一较大的盾板而其吻部上方具有成对的较规则的盾板,外鼻孔开口于侧方,喙部宽,口前端亦宽颊齿相对较大。

【埃德蒙顿甲龙】 *Edmontonia* 四足行走的素食性恐龙,体表披骨板。长约 7 米,重约 4 吨。产于加拿大艾伯塔省的埃德蒙顿组,故名。埃德蒙顿甲龙是最大也是最晚的结节龙。头骨呈犁形,骨板之间的缝合线似锯齿状,这样牢固的拼合加强了头骨的强度。从侧面看,埃德蒙顿甲龙窄长的头骨与羊相似。骨骼厚,牙齿排列成行,极度弯曲,有储藏食物的颊囊。颊齿小,有一脊,叶片状,比大多数鸟臀目原始。虽然连根部在内共长 4 厘米,结节龙的颊齿是较小的。但是结节龙的牙齿相对于甲龙类其他成员是大的。具有与甲龙相似的骨质尾棒。埃德蒙顿甲龙是身体呈桶状的四足动物,身上的甲胄可以抗击霸王龙的袭击。三排大的骨板保护颈和肩部。一些小的脊状板覆盖背部、臀部和尾部。骨质刺长,呈一定角度从边部伸出,保护侧面和肩部。产于加拿大艾伯塔省、美国蒙大拿州、得克萨斯州晚白垩世晚期地层。

【楯甲龙】 *Sauropelta* 希腊语 pelte 指小楯(dun,异体汉字,因古脊椎动物学中沿用已久,故仍其旧)。楯甲龙是北美产出的最早最原始的结节龙。长约 7.6 米,重约 2.7 吨。进步的结节龙如埃德蒙顿甲龙有巨大的骨质肩板,但是楯甲龙的肩、背和尾覆盖角质鞘、骨质锥和一排排小的骨质钉。前颌骨牙齿(位于喙的前半部的上牙)特征原始。颊齿弱小。缺次生腭(有助于吃和呼吸同时进行的器官),颈部骨骼没有融合,距头骨最近。与其他结节龙一样,楯甲龙的锥形尾巴逐渐变细,没有尾锤。与其他甲龙或剑龙一样,是非攻击型的笨重的素食类,主食低矮植物。生活在 1 亿年前的北美西部,这个时期的其他素食类个体变化大,包括个体小的二足行走的棱齿龙和巨大的蜥脚类。肉食动物包括火鸡大的小猎龙(*Microvenator*)、恐爪龙、以及与似鸵龙(*Struthiomimus*)相关的鸵鸟龙(*Struchiosaurus*)。当今尚未发现的巨型兽脚类可能是楯甲龙的天敌。楯甲龙的甲胄与进步的埃德蒙顿甲龙相比显得原始,身披活动的链状铠甲,颈部的刺位于两侧,防止侧面袭击。前肢骨的关节部显示出强大的肩带肌肉,它能使楯甲龙较其他甲龙更自由地弯曲肢骨。产于美国蒙大拿州、怀俄明州早白垩世地层中。

【优头甲龙】 *Euoplocephalus* 甲龙类甲龙科的代表属。希腊语 eu 为良好、佳美、真实之意,此处音译兼意译;cephal 为头之意。四足行走的素食性恐龙,长约 7 米,重约 2 吨。具巨大的甲胄,有骨质角、板、棒分布于头和背部。典型的甲龙科成员,头骨宽短,鼻腔通道复杂。条状的骨质甲胄,平铺着保护整个头骨。骨质眼帘像钢条百叶一样保护眼睛。四只短角保护头的后部。颈部、身体和尾巴底部覆盖有骨棒、锥、刺和巨大的脊状角质板。骨板表面粗糙,其上长有小的骨锥,覆盖背部,骨板之间可有一定自由度。尾巴僵化,末端有沉重的骨质锤。对全身的甲胄而言,遇到危险时仍然是很柔弱的,优头甲龙可以以一定速度笨重地移动。所发现的超过 40 件化石材料分散保存,证明其独居。优头甲龙 7000 万年前是北美西部最丰富的恐龙,这只具宽大喙的恐龙生活在森林中,吃低冠树叶。优头甲龙最大的危险是被食肉龙拱翻后攻击腹部,因为那里没有甲胄的保护。产于美国蒙大拿州、加拿大艾伯塔省晚白垩世晚期(73 百万年)地层。

【天镇龙】 *Tianzhenosaurus* 甲龙类甲龙科(Ankylosauridae)的一属。因化石发现于山西天镇县而得名。材料包括完整头骨和头后骨架,长约 5 米、背高仅 1 米。头骨低平、中等大小,顶面呈长的等腰三角形,具形状多样、排列无序的膜质骨瘤状突。眼眶较小,位于头骨中后部,周边具膜质骨环。前颌骨较长,上颌左右齿列近平行。枕部近直立,枕髁窄而高,呈纵长椭圆形,不超出头骨顶面之外。下颌高,外侧无膜质骨覆盖。齿冠唇面具齿带,舌面基部肿大,中棱粗壮。颈椎椎体短,双凹型;背椎长,双平型;荐部由 8 枚愈合的椎骨构成,其中前 3 枚是背椎而最后 1 枚是尾椎。前半部尾椎椎体短粗,后半部的则窄长,尾末端具有

大的尾锤。肩胛骨发达，呈矩形板状；肠骨前突侧扁而长；四肢为一般的甲龙类类型。天镇龙以低矮的植物嫩枝叶为食，头顶的骨板和瘤突有一定的保护作用，尾末端沉重的尾锤是有效的防御武器。天镇龙是中国重要的甲龙类代表，产于山西天镇上白垩统灰泉堡组中。

【敏迷龙】 *Minmi* 甲龙类的一属，分类位置不清，可能属于结节龙科。发现于澳大利亚昆士兰州的 Minmi Crossing 地点的 Minmirock 组地层。原始的甲龙，有可能属于甲龙类的一个新的第三个科。小的四足行走的素食性恐龙，长约 3 米。敏迷龙的头骨低，像盒子，侧面看与乌龟头骨相似。前后肢几乎等长，背部基本水平。具有骨质板甲胄。该草食类有两个不同寻常的特征：背部脊椎的神经棘旁的独特而平坦的骨板上有指向后端的骨棒；直径约 5 毫米的小的盾片构成的拼图保护腹部，这一点是其他甲龙所没有的。在每个背椎旁有一骨板，称为旁脊椎，长约 2 厘米，宽约 4 厘米，其上长有一个骨棒，这与鸟脚类的骨质腱有些类似，这能加强骨刺的强度。化石在澳大利亚海相岩层中发现。20 世纪 90 年代发现的敏迷龙材料表明：胫腓骨及臀部有盾鳞，三角状的骨板形成巨大的刺起保护尾巴的作用。产于澳大利亚昆士兰早白垩世晚期海相沉积层。

【戈壁龙】 *Gobisaurus* 大型甲龙。头骨长度大于宽度，背视具三角形，轮廓。眼眶为头盖长度的 20%，前颌骨形成一狭窄的顶点。外鼻孔为头盖长度的 23%。眶前区头顶上部缺乏可见的骨质装饰物，眶上纹饰小。下颌齿长度非常短。化石产于内蒙古阿拉善沙漠吉兰泰盐湖以东 60 千米处早白垩世地层。

【角脚类】 Cerapoda 1986 年美国学者 Sereno 建立的节点(node-based)类群单元名称，代表真鸟脚类(Euornithopoda)和缘头龙类(Marginocephalia)的总和，Sereno 这里所称的真鸟脚类与其他学者所使用的鸟脚类(Ornithopoda)意义相同。这一类群具有一些共近裔性状特征：前颌骨齿与上颌骨齿之间具有坚固的齿隙(substantial diastema)，上、下颌齿具有不对称发育的牙釉质，前颌骨齿减少到 5 枚或更少。另有的学者认为缘头龙类可能起源于鸟脚类之中的某个类群，如果接受这一观点，角脚类就是一个存有疑问的单元名称。

【鸟脚类】 Ornithopoda 传统分类系统中鸟臀目(Ornithischia)的一个亚目——鸟脚亚目。传统意义上的鸟脚类指两足行走、具三趾脚的鸟臀类恐龙，主要包括畸齿龙科(Heterodontosauridae)、棱齿龙科(Hypsilophodontidae)、禽龙科(Iguanodontidae)、壮龙科(Hadrosauridae)等。鸟脚类恐龙具有一些近裔特征：前颌骨齿列相对于上颌骨齿列来讲向腹方偏移，月牙状的副枕突(paroccipital process)，颌关节低于咬合面，因前颌骨夹在其间而使上颌骨与鼻骨不相接触。目前多数学者认为鸟脚类与缘头龙类(Marginocephalia)为姐妹群关系。美国学者 Sereno 曾使用真鸟脚类(Euornithopoda)一词。将畸齿龙类排除在外，并主张真鸟脚类与缘头龙类为姐妹群关系。

【畸齿龙科】 Heterodontosauridae 狗一样大小的敏捷的早侏罗世鸟脚类恐龙。与其他鸟脚类不同，它们有 3 种形式的牙齿(门牙、犬齿、颊齿)：颊齿具有高的齿冠，齿冠像凿子的形状，前上颌骨和齿骨上部长有犬齿状的牙齿。共 6 个属：南非 5 个，中国 1 个。科学家认为畸齿龙较其他鸟脚类更原始。像肿头龙一样，上颌前面的牙齿和后面的牙齿之间有一间隙。

【畸齿龙】 *Heterodontosaurus* 个体小的二足或四足行走素食性恐龙。拉丁文 heter 示不同，odon 示牙齿。长约 1.2 米，重约 2.5 千克。犬牙短，具有锋利的切齿和磨碎食物的颊齿。许多爬行类只有一种类型的牙齿，畸齿龙却有三种：上颌最前端长着小而尖锐的上门齿，与下颌的角质喙相对应，用于咬住树叶；上颌前部生有肉食型的牙齿 3 颗，第 3 颗是锋利的牙齿，与下颌第 1 颗獠牙型牙齿相对，两颊牙齿齿冠边缘呈凿状，紧密排列，用于咀嚼食物。素食性，是最早、最小的鸟脚类，每只脚有 3 个长的向前伸的趾头。其他似鸟特征包括：背椎和荐椎骨质腱僵化，但是尾椎可以自由弯曲。融合的跗骨、蹠骨、髁骨和下腿骨等。胳膊肌肉发达，每只手有 3 个长的指头，指甲粗短。第 4 指和第 5 指小。产于南非开普省早侏罗世晚期地层。

【棱齿龙科】 Hypsilophodontidae 鸟脚类恐龙之一科，共有 18 个属，长 90 厘米到 3.4 米，甚至更大。5 指手较小，胫腓骨延长、脚 4 趾。至少有一些属种的上颌喙中有牙齿，这是原始的鸟臀类特征。是时间跨度最长的鸟脚类，从中侏罗世到晚白垩世均有分布，横跨北美、欧洲、亚洲、澳大利亚和南极洲。

【棱齿龙】 *Hypsilophodon* 棱齿龙科的代表属。最初的研究者之一赫胥黎认为它的牙齿与鬣蜥科动物中的一属 *Hipsilophus* 的牙齿相似，因而得名。棱齿龙是敏捷的二足行走素食性恐龙。长约 2.3 米，是比人稍高的鸟脚类。棱齿龙头小、眼大、目光敏锐，与羚羊相似。有储藏食物的颊囊，适合食草和逃离危险。有复杂的进食结构。棱齿龙颌骨强壮灵活，吻部有角质喙，颊齿高冠，也就是颊齿露出牙床的部分较长，上下颊齿的锋利齿缘可以相互切割，它取食的方式与畸齿龙有点相似。逐渐变细的长尾巴有骨质腱结构，一般僵直不落地，除非棱齿龙放松或睡着了。棱齿龙臂短，有 5 个粗短的指头，末端是强壮的爪。后腿长有延长的胫腓骨，较长的跗骨、蹠骨。每只脚 3 个前伸的指头带有锋利的爪。胫腓骨较股骨长，与进步的鸟脚类不同，壮龙类手有 4 指，脚有 3 趾，而棱齿龙的手有 5 指，脚有向前伸的 4 趾。但是第 5 指和第 4 趾太小而不能接触地面。棱齿龙的骨盆有典型的鸟臀类向后倾斜的耻骨，耻骨指向前端的部分叫前耻骨。与大多数蜥臀类食草恐龙不同的是：棱齿龙的身体重心在臀部下，而大多数蜥臀类素食恐龙的身体重心靠前。产于英国、西班牙、美国早白垩世中期地层。

【盐都龙】 *Yandusaurus* 鸟脚类棱齿龙科的一属。因化石的产地四川自贡是盛产井盐的“千年盐都”而得名。已知命名了两个种：鸿鹤盐都龙(*Y. hongheensis*)、多齿盐都龙(*Y. multidens*)。鸿鹤盐都龙产于中侏罗统上沙溪庙组，仅包括部分上颌、脊椎和肢骨等，估计身体全长约 2 米，为个体较大的棱齿龙类恐龙，上颌骨略呈三角形，牙齿多于 12 枚，齿冠扁平，中嵴不发育；颈椎平凹型且具明显的腹嵴，背椎双平型；肱骨与肩胛骨等长；整个骨架比较粗壮；善于奔跑，以灌木的枝叶为食。多齿盐都龙产于中侏罗统下沙溪庙组，是蜀龙动物群的组成分子，骨架完整，个体较小，身长仅 1.4 米，头小，脖子和躯干稍短，前肢细小，后肢相对很长，尾巴极长，是一个行动敏捷的恐龙；其嘴里的牙齿呈叶状，数目多，故被称为多齿盐都龙。

【禽龙科】 Iguanodontidae 大而笨重的二足或四足行走的鸟脚类。具有长的头骨，强壮的腿，3 趾脚，蹄一样的趾和手爪，钉一样的拇指。可能共 10 个属，长度变化从 4 米至 9 米，尽管这些属之间存在相似性，仍有人认为不能将它们归入一个科。事实上，只有禽龙和悍龙(*Ouranosaurus*)确定是禽龙科的属。广义上来讲，禽龙类生活于早白垩世至晚白垩世的北美(可能也有南美)、非洲、欧洲和亚洲。

【禽龙】 *Iguanodon* 禽龙科的代表属。大型二足或四足行走的素食性恐龙，头相对较低，有磨碎食物的颊齿，颊齿磨平的同时，又因为对应的颊齿互相磨合而变得锋利，骨质腱强化了脊椎骨的关键位置，并使尾椎僵化。蹄一样的爪，钉一样的拇指可以

防御,长约 9 米,重约 4.5 吨。用角质喙和颊齿吃食物,颌骨可以不同寻常的滑动。背椎较平,手有 5 指,形状独特,高度特化。拇指钉状,3 个中指有蹄一样的爪子,第 5 指可以抓握。禽龙有时用四肢行走,但足迹化石显示禽龙只用具 3 趾的后脚行走。因为在德国某地发现了一群禽龙化石集体埋葬,科学家推测这种草食类成群生活。因为脚上部的胫骨和跗骨相对较长,表明禽龙是趾行。1825 年,禽龙是得到科学命名的第二条恐龙。1809 年 1 条禽龙的胫腓骨被发现,但没有得到认可,直到 1870 年才建立新属。因禽龙颊齿高冠有脊,与现代鬣蜥 *Iguana* 相似,禽龙的拉丁文名称也由此而来。产于美国达科他州、比利时、英国、德国、西班牙白垩纪地层。

【马塔巴拉龙】 *Muttaburrasaurus* 禽龙科的一个属。因为产于澳大利亚昆士兰 Muttaburra 地点,得此属名。长约 7 米,臀高约 3 米,重约 2.6 吨。头骨大,前肢强壮,鼻骨上方有一空心弓,与一些壮龙相似。无齿喙与禽龙相似,但其颊齿适合剪切,不像禽龙的颊齿起研磨食物的作用。手 5 指,包括钉状的拇指。

【锦州龙】 *Jinzhousaurus* 鸟脚亚目(Ornithopoda)的一属。属名取自化石产地的地级市锦州的汉语拼音。化石采自辽宁义县白台沟。晚侏罗世至早白垩世义县组。与禽龙类相近的鸟脚类恐龙,体长约 7 米,头骨长约 50 厘米,高约 28 厘米。眶前部较长,接近头骨全长的 1/3;上颌骨三角形,向前的突起窄而长;无眶前窗;额骨完全愈合为一块骨片,位置靠前接近眼眶前缘,额骨不参与眼眶的形成;方骨弯曲;方颧骨较大。前齿骨腹突单叶;下颌下缘平直,齿骨至少具有 16 枚牙齿,向后有增大的趋势。锦州龙头骨的特征组合不完全相同于其他的禽龙类,它具有一些原始特征,可以区别于大多数禽龙类,如下颌牙齿数目较少,前齿骨腹突单叶等;同时它又具有一些进步特征,如额骨前缘接近眼眶前缘,额骨不参与眼眶的形成,眶前窗不发育等,这些特征未见于已知禽龙类而与壮龙类的相类似。

【悍龙】 *Ouranosaurus* 鸟脚类恐龙的一属。尼日利亚方言 ourane 示勇敢,因为当地居民用这个词语表述强悍的动物,故名。悍龙是早白垩世鸟脚类。这个二足/四足行走的素食性恐龙与禽龙有亲缘关系,而且大小相似。长约 7 米,高约 5 米。与禽龙不同的是悍龙的脊椎上有高的神经棘,尾椎上的棘高度比背椎低,这些棘在悍龙的背部、尾部支撑起皮帆或鳍状物,悍龙是唯一的背部有皮帆的鸟臀类。虽然悍龙被归入禽龙科,但有许多特征与壮龙相似,它的头骨长而扁,具有鸭嘴喙,该龙可能与壮龙祖先有关。它的眼眶骨低,牙冠面齿脊高,后肢比前肢长、强壮,手指或脚趾上有蹄一样的爪子,拇指呈钉状,悍龙手的结构显示它可能靠四肢行走。虽然手比禽龙小,但是腕骨强壮,两只手的三个中指呈蹄状,不能抓握,但能着地、承重。后肢股骨比胫骨长,适合承重不适合奔跑。产于尼日尔早白垩世地层,两件完整材料在非洲的撒哈拉沙漠发现。

【壮龙科】 Hadrosauridae 鸟脚类恐龙中个体大而最繁盛的一类,一直生活到白垩纪末。hadr 拉丁文原义为强壮,俗称鸭嘴龙。吻端宽扁,前上颌骨及齿骨无齿。颊部生有数列菱形牙齿,每侧 3 ~ 5 列依次替换,同时可有 1 ~ 3 列在使用。前肢短于后肢,其长度比约为 1:1.6,前肢四指(拇指缺失),第五指细小;后肢三趾(第 1,5 趾退化),趾前端具蹄状扁爪,二足行走。素食性。嗅觉灵敏,群居,可能有育雏行为,长可达 10 余米,体重约数吨,高可达 3 ~ 8 米。根据头顶平或具顶饰(亦称冠状嵴)可分为二亚科。

【鸭嘴龙】 duck-billed dinosaurs 壮龙类恐龙的俗称。因其吻端平扁而得名。多用于科普读物及通俗读物。

【壮龙亚科】 Hadrosaurinae 从禽龙演化而来,具有宽大的无齿喙。头骨平或具有骨质隆起,磨蚀过的颊齿边缘极其锋利。手指 4 指,掌形成了一个肉垫。有 20 多个已知属,长 3.7 ~ 15 米,生活于晚白垩世,在北美、南美、欧洲和亚洲产出。

【兰博龙亚科】 Lambeosaurinae 具有高、空的骨质头饰,其他特征与壮龙极其相似。兰博龙亚科的 12 个属生活于北美和亚洲的晚白垩世。

【埃德蒙顿龙】 *Edmontosaurus* 壮龙亚科恐龙。因化石发现于加拿大艾伯塔省红鹿河地区埃德蒙顿组而得名。二足或四足行走的素食性恐龙,长约 10 米,重 3 ~ 4 吨。产于加拿大艾伯塔省埃德蒙顿组的埃德蒙顿龙是最大的壮龙类恐龙之一。具大而扁平的头骨,颌骨强大,身体笨重,有较平的鸭嘴状喙,前上颌骨及前齿骨前端无牙齿,似鸭嘴。上颌骨及齿骨上生有紧密排列的牙齿,每颗牙顶端为窄圆形,颊面有一纵棱,通常每侧有 3 ~ 5 排牙齿,内侧下牙最先生长,外侧依次替补,牙齿 3 ~ 5 个为一组,约 60 组紧密排列形成一排,这几排牙齿咀嚼时,上牙靠近下牙的边路滑动。上颌骨上一排牙齿可有 53 颗,齿骨上可有 49 颗。可膨胀的皮肢瓣置于大的鼻骨空腔之上。一般情况下,皮肢瓣膜松软下垂,但发出叫声时则膨胀隆起。脊椎在肩胛处急剧弯曲。前肢小,无拇指。后肢强大,尾与禽龙相似。每只手有 4 指,并有肌肉垫起缓冲作用。人们曾认为埃德蒙顿龙生活于水中,皮肤上有小鳞片,以水生植物为食,现在认为其颊齿适合吃粗糙的陆生植物,生活于陆地,因在埃德蒙顿龙化石旁,人们发现了未消化的陆生植物种子、果实、树叶等残留物。产于加拿大艾伯塔省,美国蒙大拿州、达科他州、怀俄明州、科罗拉多州晚白垩世地层。

【慈母龙】 *Maiasaura* 壮龙亚科恐龙。希腊语 maia 意为好妈妈,因为该化石旁边有一窝幼仔。故名慈母龙。慈母龙是典型的壮龙,被置于壮龙亚科是因为缺少空的头冠。但因在眼眶上有坚固的角一样的头冠,在颊骨上有三角状突起,有人称其为短冠龙类(Brachylophosaurs)。慈母龙是四足或二足行走素食性恐龙,长约 9 米,高约 4.5 米。仅具短冠和宽阔的鸭嘴喙。颌骨强壮有力,颊部紧密排列着数百颗牙齿,颊齿互磨锋利。1978 年第一次发现,随后发现了数千件标本。产于美国蒙大拿州晚白垩世晚期地层。

【山东龙】 *Shantungosaurus* 壮龙亚科的一属。因化石的产出地在山东境内而得名。材料有头骨上的部分骨骼和完整的头后骨骼。个体巨大,是迄今最高大的壮龙类化石,长约 15 米,高接近 8 米。头骨大而窄长,长度超过 1.6 米,顶面较平;下颌长而高,齿骨齿列长,有 60 ~ 63 个齿沟。颈椎 12 枚,背椎 20 枚,愈合的荐椎 10 枚且后 4 枚的腹面有较深的纵沟,尾椎 84 枚。前肢为后肢长的 2/3,肱骨为股骨长的 3/5,股骨长于胫骨。产于山东诸城晚白垩世地层中。

【满洲龙】 *Mandschurosaurus* 壮龙亚科的一属。在中国最早发现和命名的恐龙化石。1914 年,俄罗斯人在中国黑龙江省境内黑龙江下游右岸(现属嘉荫县)晚白垩世地层中,挖掘到一具不完整的恐龙骨架化石;1925 年被命名为粗齿龙(*Trachodon*);1930 年原命名者将其归入壮龙亚科,并重新命名为满洲龙,这一标本现保存在俄罗斯列宁格勒。1970 年以后,在原产地陆续挖掘出不少化石标本,并装架出几具完整程度不同的骨架。满洲龙是平头型的壮龙类,全长 8 米,齿骨具有 35 个齿沟,坐骨远端不扩展。1933 年在将内蒙古二连晚白垩世地层发现的一些恐龙被归入满洲龙属。但因其与满洲龙区别较大,故被命名为另一属:吉尔摩龙(*Gilmoreosaurus*)。

【盔龙】 *Corythosaurus* 壮龙科兰博龙亚科的一属。拉丁文corythi为头盔之意。盔龙是二足或四足行走的素食性恐龙，有明显的头盔状的头冠。长约10米，重约3.8吨。已发现20多个盔龙的头骨。高而空的骨质头冠包围卷曲的鼻腔通道。盔龙的性别和年龄不同，头冠的大小和形态也不相同。盔龙食树叶、果实，皮肤化石显示有细鳞，细鳞没有重叠，就像大多数爬行类一样。盔龙最明显特征就是头冠，就像半只碟子。坐骨末端膨大成足状，是兰博龙亚科的共性。像所有鸭嘴龙一样，盔龙也有鸭嘴，颊齿密集排列，颈"U"形，骨质腱强化了背椎和尾椎。1975年宾夕法尼亚大学比较解剖学家P. Dodson仔细测量赖氏龙头骨后认为：只有雄性盔龙具有大而丰满的头冠，雌性和幼年的盔龙仅有小的头冠。产于加拿大艾伯塔省，美国蒙大拿州晚白垩世地层。

【兰博龙】 *Lambeosaurus* 壮龙科兰博龙亚科的一属。为纪念加拿大古脊椎动物学家L. Lambe而命名。二足/四足素食性恐龙，强大的身体，长腿，头冠显著，形似头盔。长约15米。头冠是空心的，里面的孔洞是鼻腔通道的延伸。大多数兰博龙都能加强动物鸣叫的声音。冠饰对颈、背、尾的皮肤褶起支撑作用。已知兰博龙有3个种，每个种有不同的头冠。兰博龙和盔龙，都具有空心冠饰和短的下颌，大的头冠可产生不同的声音。产于加拿大艾伯塔省、美国蒙大拿州、墨西哥晚白垩世地层。

【青岛龙】 *Tsintaosaurus* 壮龙科的一属。是新中国成立后最早发现的完整恐龙骨架，化石发现于青岛附近，故名青岛龙。体长6.6米，身高5米。头骨鼻部向上向前伸出一长棘。头后部横棱发育，上颞孔左右宽。牙齿数少。荐椎8个，其腹侧有显著中间直棱，尾椎硕大。前肢短小，后肢粗大，主要以后肢行走。尾长。以植物为食，两栖习性，生活于池沼湖泊及沿岸地带。产于中国山东莱阳上白垩统。对其鼻部上伸骨片是否顶饰，有不同意见。



青岛龙复原图

【缘头龙类】 Marginocephalia 1986年美国学者Sereno所建立，用来代表肿头龙类(Pachycephalosauria)和角龙类(Ceratopsia)的总和。主要基于4个近裔性状：顶骨架(parietal shelf)窄，后移的鳞骨架(*posterior squamosal shelf*)，前颌骨上腭后部短，耻骨后突短且耻骨联合消失。这种观点认为，缘头龙类是鸟脚类(Ornithopoda)的姐妹群，它们共同置于角脚类(Cerapoda)之下。

【肿头龙类】 Pachycephalosauria 传统分类系统中鸟臀目(Ornithischia)的一个亚目——肿头龙亚目。个体小到中等(1～5米)，两足行走，生活于白垩纪。头骨及头后骨骼的许多特征支持肿头龙类是一个单系类群。头骨外表面的许多部位具有显著的装饰，眶后骨和鳞骨一般具有明显的骨质瘤；眼眶前壁和中壁完全骨化；头骨基部前后向缩短；鳞骨扩展；荐椎及前部尾椎具长肋；肩胛骨细长且显著长于肱骨；前肢相对于后肢很短；比之于其他两足行走的恐龙，肿头龙类的腰带不寻常地横向加宽。肿头龙类保留有一些原始特征，如牙齿很小，且为异型齿；上颌骨齿及后部齿骨齿的齿冠大致呈叶状，并有明显的小锯齿；前颌骨仍残存牙齿；坐骨缺少闭突。肿头龙类与鸟臀类其他类别的关系还不十分确定。1986年，美国学者Sereno提出肿头龙类与角龙类(Ceratopsia)的关系最为接近，并将这两个类群共同置于缘头龙类(Marginocephalia)这一分类单元之下。根据头顶的构造，肿头龙类一般被分为两个小的类群，即平头龙科(Homalocephalidae)和肿头龙科(Pachycephalosauridae)。前者头顶均匀加厚而显得较平。后者头顶额骨和顶骨强烈加厚并愈合为一个牢固的圆屋顶构造，目前普遍认为这一构造可能用于同种间的争斗而非常类似今天的大角羊；在有些属种中，头顶的这种构造表现出两种主要形态，可能用于性别识别。

【平头龙科】 Homalocephalidae 平头肿头龙类，其头顶平，不呈穹顶状。争夺配偶时可以用头相撞进行比拼。平头龙长50厘米到3米，3个属生活于晚白垩世的东亚，1个在欧洲。

【平头龙】 *Homalocephale* 平头龙科代表属。化石发现于蒙古晚白垩世地层。homalos希腊文作平、平坦解，cephale希腊文作头解。头顶骨骼厚而平坦，颞孔低而长，眼孔大而圆。肠骨低，与6～7个荐椎相关连。估计它们的这种结构适应于两个雄性恐龙相对而立，互以头顶相撞击以争胜负。有人认为平头龙是雌性个体，拱顶龙为雄性个体。但目前发现的拱顶龙远多于平头龙，与素食类雄性个体远小于雌性个体的现象极不相符。

【肿头龙科】 Pachycephalosauridae 头上有穹顶状头盖的肿头龙类。这穹形盖厚、高，为争夺配偶而争斗时也可以明显地保护大脑。肿头龙长90厘米至4.6米。所有已知类型均生活于晚白垩世。其中8个已知属，一个在马达加斯加，5个在北美，2个在东亚。

【肿头龙】 *Pachycephalosaurus* 肿头龙科代表属。拉丁文pachy是厚的意思，kephale是头的意思。二足行走素食性肿头龙类恐龙，长约4.6米。肿头龙的材料只有一块头骨和几件极厚的头盖。又名厚头龙，因为其头部肿厚，头顶骨骼厚度达25厘米，形成一个圆形穹顶保护头骨。骨质瘤长在圆形穹顶边缘，短刺从口鼻部向上伸出，脊齿极小。从肿头龙科的其他已知属种推测该龙与大汽车长度接近，非常短而厚的颈、前肢短、笨重的身体、长腿、坚硬的骨质腱支撑尾。肿头龙头骨上厚的穹顶是用于争夺配偶打斗的武器，一方面保护大脑，另一方面因穹顶与脊柱相连，能将撞击力通过脊柱、四肢进行分散。头骨中巨大的嗅叶暗示其具敏锐的嗅觉。大眼窝说明其目光敏锐。食性不清楚。产于美国蒙大拿州、怀俄明州、南达科他州晚白垩世最晚期地层。

【拱顶龙】 *Stegoceras* 肿头龙科恐龙，拉丁文stegos是拱起的意思，keras是角的意思。L. Lambe在1902年命名。拱顶龙是山羊大小的肿头龙。站立时，背部水平，尾沉重僵直。其头骨与肿头龙不同，它的鼻部短而略高，上面没有刺状的骨质突，头顶四周的结节和瘤比肿头龙的要小得多。与所有肿头龙科恐龙一样，头上的上颞孔已封闭。头顶骨中充满空洞。这样既增加了头骨的韧性，又加强了头骨抗冲击的性能。拱顶龙和其他肿头龙的股骨比胫腓骨长，这种结构证明它们不能跑得快。头骨随着年龄而增高增厚，雄性更明显(雄性的穹顶比骨质头盖长得快)。拱顶龙长约2.4米，部分骨架、数十件头骨大多不完整，产于加拿大艾伯塔省和美国蒙大拿州晚白垩世地层。

【角龙类】 Ceratopsia 传统分类系统中鸟臀目的一个亚目——角龙亚目。白垩纪一类重要的素食性恐龙。它被定义为所有与角龙科(Ceratopsidae)接近而不与肿头龙类(Pachycephalosauria)相近的缘头龙类(Marginocephalia)类群。它们具有以下一些特征：具喙骨(rostral bone)，上颌骨高至少为其长的2/3，较宽的牢固的下颌联合，吻部高且前颌骨相对较宽。角龙类与传统分类意义的角龙亚目较为吻合，包括北美晚白垩世大型四足行走的角龙科(Ceratopsidae)、东北亚晚白垩世较小的原角龙科(Protoceratopsidae)以及东北亚早白垩世较小的两足行走的鹦鹉嘴龙科(Psittacosauridae)。美国学者Sereno于1986年还创立了新角龙类(Neoceratopsia)一名，包括上述前两个科；新角龙类与鹦

鹳嘴龙类(Psittacosauria)为一组姐妹群。

【鹦鹳嘴龙科】 Psittacosauridae 角龙类的一科。2 米长的二足行走素食性鸟臀类恐龙,关键特征包括较原始的鸟臀类身体和高度特化的头骨。鼻骨比其他任何鸟臀类都短,形成了狭窄具高鼻孔的喙。它们生活于早白垩世中、晚期。仅包括鹦鹳嘴龙和红山龙(*Hongshanosaurus*)二属。

【鹦鹳嘴龙】 *Psittacosaurus* 角龙亚目鹦鹳嘴龙科的一属。美国学者 Osborn 命名,属名意为具有像鹦鹳嘴一样的恐龙。鹦鹳嘴龙一般被认为是早白垩世的标志性化石,分布于东北亚的蒙古、西伯利亚、日本、韩国和中国的新疆、甘肃、内蒙古、辽宁、河北、山东等地。中国是鹦鹳嘴龙化石最为重要的产区,也是鹦鹳嘴龙种类最多的国家。



鹦鹳嘴龙

全长一般在 1~2 米。头骨背视约呈三角形,眶前部短而一般不足头骨全长的 40%,外鼻孔位置高,眶前窗缺失;前颌骨前部很窄而后部急剧变宽,前颌骨无齿,上颌骨不参与外鼻孔的构成,颧骨突发达并伸向两侧,下颌具前齿骨。前肢 4 指,第Ⅳ指仅有一枚指节;后肢显著长于前肢。两足行走,陆地生活,以低矮的植物为食,在有些化石中还保存有较好的胃石。目前大多数学者认为,该属的有效种只有 7 个,而这 7 种在中国北方均有分布。它们是:辽西沙海组(或九佛堂组)、内蒙古鄂尔多斯盆地伊金霍洛组及甘肃相当层位的蒙古鹦鹳嘴龙(*P. mongoliensis*),山东半岛青山组中的中国鹦鹳嘴龙(*P. sinensis*),辽西朝阳沙海组(或九佛堂组)中的梅勒营鹦鹳嘴龙(*P. meileyingensis*),新疆准噶尔盆地吐谷鲁群的新疆鹦鹳嘴龙(*P. xinjiangensis*),内蒙古鄂尔多斯地区伊金霍洛组中的内蒙古鹦鹳嘴龙(*P. neimongoliensis*)和鄂尔多斯鹦鹳嘴龙(*P. ordosensis*),甘肃西部新民堡群的马鬃山鹦鹳嘴龙(*P. mazongshanensis*)。中国辽西义县组下部还发现有鹦鹳嘴龙属化石,可能代表了该属化石的最低层位。

【朝阳龙】 *Chaoyangsaurus* 原始的角龙类。因发现于辽宁朝阳而得名。标本仅包括部分头骨、枢椎、6 枚颈椎(其中 5 枚相互关联)、部分肱骨和肩胛骨。小型的原始角龙类,头骨长约 14 厘米,头部背视略呈三角形,眼眶大,眶前部非常短,仅占头骨全长的 1/3。头骨前端的喙骨高且其背部左右强烈压扁;颧骨腹面加厚,中部向侧方拱曲,但颧骨侧方突出部分的突出程度小,没有形成类似其他角龙类那样的两个平面,颧骨在眼眶之下的部位的高度要大于其在下颞孔之下的部位的高度;方颧骨覆盖方骨骨体的后面,方骨骨体的侧表面窄,方骨下部的后缘凸出。下颌颌关节大体与下颌齿列位于同一水平线上;左右下颌前部的下颌联合较长,使整个下颌的腹视约呈 Y 形;隅骨的侧表面和腹表面之间具一明显的脊。朝阳龙具有 2 枚前颌骨齿,其形态简单、直、亚圆柱状;8 或 9 枚侧扁的上颌骨齿,最前部和最后部的上颌骨齿小于上颌骨中部的齿;可能有 11 枚齿骨齿。产于辽宁朝阳晚侏罗世土城子组,将角龙类的地史分布从早白垩世扩展到了晚侏罗世。关于朝阳龙的系统关系位置,目前共有三种意见:朝阳龙与鹦鹳嘴龙(*Psittacosaurus*)为姐妹群关系,朝阳龙是新角龙类(Neoceratopsia)中最早最原始的属,朝阳龙是(鹦鹳嘴龙 + 新角龙类)的姐妹群。似乎更多的学者倾向于朝阳龙是新角龙类中最原始的一属的看法,但朝阳龙的确切位置仍需要发现更多更好的新化石来进一步论证。

【原角龙科】 Protoceratopsidae 角龙类的一科,包括 9 个属。四足行走,或二足行走,素食类,长 1~3 米。头骨后面均有一骨质褶——或称颈盾,有一些在额骨上有突起。颊齿自我磨尖,仅一边有釉质,适于剪切和压碎食物,可能向咀嚼晚白垩世的有花植物方向演化。原角龙类产在中亚和东北亚,并扩散到北美西部。

【原角龙】 *Protoceratops* 角龙类的一属。四足行走、素食,具有宽的骨质颈褶。长约 1.8 米,重约 180 千克。原角龙是美国中亚考察团于 20 世纪早期在蒙古发现的。原角龙具有锋利、可剪切的颊齿和鹦鹳嘴似的嘴。原角龙的颈盾长略大于宽,边缘光滑,中央有骨质中隔,两侧有两个圆形孔洞,生活时外面应包有一层厚的皮肤。原角龙的穴、蛋和幼仔化石的发现清楚地说明了原角龙科在恐龙世界的地位。头骨和颌骨有异速增长的现象。与其后来演化的大个体新角龙一样,原角龙有一深喙,鼻上有脊,颈上有一巨大的骨质褶,个体成熟后,骨质褶长大,鼻上的脊增高。前后肢基本等长。原角龙荐骨弓形(荐椎融合),尾弯曲向下,但原角龙的前颌骨上有牙,而且胫腓骨比股骨长。每个前肢有 3 指,爪较粗短,第 4 和第 5 指退化。后肢 4 个趾的爪较粗短,向末端逐渐变细。颧骨张开,喙骨可见。产于中国甘肃、内蒙古和蒙古国晚白垩世地层。



安氏原角龙复原图

【角龙科】 Ceratopsidae 四足行走的角龙类恐龙,共命名了 18 个属。均为约长 4~9 米的素食类。头顶上的骨质褶(或称颈盾)发育,额骨和鼻上均具角。包含两个亚科:①刺角龙亚科(Centrosaurinae)面部短而深,相对短的颈盾,鼻角比额角长。②开角龙亚科(Chasmosaurinae)脸长而浅,相对长的颈盾和额角。这两个亚科均生活于晚白垩世的北美西部。

【刺角龙】 *Centrosaurus* 角龙科的一属。拉丁文 kentron 意为角。四足行走素食性恐龙。长约 6.1 米,重约 2.7 吨。典型特征包括在鼻骨和骨质颈褶(或称颈盾)上长的、弯曲的角。刺角龙具有沉重的头骨,强壮的肩胛,柱子一样的腿。脚趾就像宽大的蹄一样。尾巴小,尖鼻角长。刺角龙巨大的头上有两只小的额角,长在眼窝上方。从圆的颈褶后部,两个长的骨质钩向前、向下弯曲,两个短的钩向后、向内弯曲。刺角龙属为刺角龙亚科的代表属,有短而深的颅面,鼻角比额角长,刺角龙的颌骨适合吃粗糙的植物。臀部解剖特征显示其具有长的前耻骨和向下弯曲的坐骨。腿上的股骨比胫骨长。刺角龙有蹄状的四趾脚,荐骨弓形,使未僵化的尾下垂。产于加拿大艾伯塔省晚白垩世地层。共有 2 个种。

【戟龙】 *Styracosaurus* 角龙科的一属。拉丁文中 Styrax 为钉状物之意,颈盾整体形似古代的戟,故名戟龙。戟龙是四足行走的素食性恐龙,头上有角,有一颈褶,长约 5.5 米,重约 2.7 吨。6 个长的刺状物在颈褶后边缘呈扇状展开。一对最长的骨刺生在上枕骨派生的骨质瘤上。在颈盾的边缘还生有短骨刺。颈褶是大多数角龙的共有特征,但边缘的刺却各不相同。戟龙生活时期,颈褶的 4 个最长的戟和其鼻上的角可能与人的胳膊等长。戟龙头上的刺和颈盾能防止大型肉食性如霸王龙从颈部和肩部攻击,可以保护头部不受伤害。但有化石证据显示其仍然受到了伤害。虽然戟龙褶刺和其他头骨特征非常明显,但有些科学家认为戟龙、刺角龙和独角龙(*Monoclonius*)的一些种都应归入同一个属。角或刺的大小、形状会随性别、年龄和物种的不同而变化。产于加拿大艾伯塔省、美国蒙大拿州晚白垩世地层。

【肿鼻角龙】 *Pachyrhinosaurus* 拉丁文中 Pachys 为厚的意思,rhino 为额外之意,指额上生的单个鼻角。刺角龙亚科的一员,长约 6 米,短喙。颅面低,巨大的骨质瘤覆盖其上。雄性的骨质瘤呈球状,雌性的呈杯状,颈盾较短,边缘有半圆形突起,后部中间向两侧各伸出一支骨质角,而且两个骨质角中间还有两个骨质突起。有的角长在头骨的褶中间,像独角兽。大量标本在加

拿大艾伯塔省和美国阿拉斯加州晚白垩世地层中发现，肿鼻角龙能作长距离、季节性迁移。

【三角龙】 *Triceratops* 角龙类中最著名的一属。拉丁文 tri 是三的意思，keratos 是角的意思，ops 是脸的意思。四足行走的素食性恐龙，头骨巨大，头上有 3 角，身长约 9 米，重约 5.4 吨。1880 年，北美西部山区发现了一奇怪的化石额角角心。进一步研究发现它们来源于巨大的、有角的素食性鸟臀类。一开阔的骨质颈盾从头骨的后面伸出，两只长的空心额角长在眼眶之上，鼻角短。三角龙属于开角龙亚科，该科大多数成员具有长颈盾。三角龙有一长而低的颅面，额角比鼻角长，三角龙的头骨巨大，超过整个动物体长的 1/3。牙齿冠面的一侧有珐琅质，坚硬，另一侧没有珐琅质。当三角龙咀嚼食物时，无珐琅质的软边磨蚀更快，出现了一锋利的切口。其他特征包括颈盾覆盖着的短颈，短尾，强有力的四肢。三角龙是趾行。共有 50 余件完整或不完整头骨，没有发现完整骨架。产于加拿大艾伯塔省、北美西部等地晚白垩世最晚期地层。

【开角龙】 *Chasmosaurus* 开角龙亚科的代表，拉丁文中 chasma 是开口、打开、裂开之意。中等大小的开角龙，长约 4.9 米，重约 2.2 吨。狭长的颈盾斜伸向颈部及肩部之上。开角龙的一对眉角向侧上方伸出，并略向后方弯曲，与牛角类似，不过有些开角龙的眉角长，而另一些短，这可能与性别有关。许多个体的头骨在北美西部发现。开角龙出现比牛角龙（*Torosaurus*）和五角龙（*Pentaceratops*）早几百万年。产于加拿大艾伯塔省和美国得克萨斯州晚白垩世晚期地层。

【恐龙蛋】 dinosaur eggs 恐龙产的卵。具有坚厚的外壳，易保存为化石，通常称之为恐龙蛋。最初对恐龙蛋的分类完全依据其外形、大小等形态特征，分为长形蛋、圆形蛋、粗皮蛋等。1974 年，赵资奎等对恐龙蛋壳的微细结构进行了深入系统研究，提出了一套关于恐龙蛋的分类命名方案，即根据恐龙蛋的形态、大小、蛋壳厚度、蛋壳表面纹饰，并结合蛋壳的微细结构特征（内层“乳突层”、外层“层状棱柱层”、气孔），来对恐龙蛋进行划分。该划分方案逐渐得到国内外同行的认可和使用。目前中国已发现的恐龙蛋基本上都可归入下面的几个科中：长形蛋科（Elongatoolithidae）、圆形蛋科（Spheroolithidae）、蜂窝蛋科（Faveoloolithidae）、丛状蛋科（Phaceloolithidae）、棱齿龙科（Hypsilophodontidae）。除了极少数恐龙蛋（如棱齿龙科的蛋）能与恐龙骨骼化石的分类系统联系起来外，尚不确切知道哪种恐龙产什么样的蛋。因而，这个分类方案仍然是一个形态分类方案。中国是世界上恐龙蛋化石最为丰富的国家，至少在一多半的省份中都有分布，其中又以河南西峡、山东莱阳、湖北郧县、广东南雄、广东河源、江西赣州等地的恐龙蛋数量巨大，类型多样，基本上都产于白垩纪晚期地层中。这些恐龙蛋仅其大小和形态就有很大差异，如形态有圆形、短圆形、长圆形、长形，长径从 5 厘米左右到 50 厘米以上，蛋壳表面比较光滑、具细嵴到具有较粗的虫状纹饰。一般情况下，成窝的圆形的恐龙蛋排列没有明显的规律，一窝可达 30 余枚；而成窝的长形的恐龙蛋多呈放射状排列成圆圈，多可达三层。近年来在蒙古和阿根廷的一些恐龙蛋中发现了数种恐龙的胚胎化石，为研究不同类型的恐龙蛋与不同恐龙类群间的对应关系提供了珍贵的资料。



一窝长形恐龙蛋

【翼龙目】 Pterosauria 爬行纲双孔亚纲初龙次亚纲的一个目。三叠纪晚期至白垩纪的具翼而能飞翔的爬行动物。可能从某些三叠纪的槽齿类演化而来。个体大小变化很大，早期较小的种类翼展（wing-span）尚不足 40 厘米，而后期很大的类型翼展可达 15 米。翼龙类最显著的特征是其前肢已变成用于飞翔的膜状翼，由前肢第四指加长与腹侧延伸出的翼膜相连而成；由于翼膜之内无骨骼支撑，因而翼龙类不能作长途远距离飞行。骨骼中空而轻。头骨一般较低长，嘴部长；后期的一些种类在头骨顶面中后部具有嵴、冠等装饰物。胸骨大。前肢前三指很小且末端有爪，第五指消失。与前肢相比，后肢一般较为短小。翼龙类多生活在海边和内陆湖泊周边，以鱼类、昆虫、果类等为食。根据头骨上鼻孔和眶前孔是否融合、枕髁的位置、联合背椎是否发育、尾的长短、翼掌骨相对于尺骨的长度、后肢第五趾发达或退化等，可将翼龙目分为两个大类：即较原始的喙嘴龙亚目（Rhamphorhynchoidea）和较进步的翼手龙亚目（Pterodactyloidea）。中国是世界上翼龙化石较为丰富的国家之一，已命名的属超过 20 个，多分布于北方的一些省份和南方的四川和浙江，时代从中侏罗世至晚白垩世。

【喙嘴龙亚目】 Rhamphorhynchoidea 翼龙目的一个亚目。该类翼龙一般个体较小，生活于晚三叠世至晚侏罗世，中国辽宁西部的翼龙化石或许表明喙嘴龙亚目的成员可延续至早白垩世。这类翼龙以牙齿发育，鼻孔与眶前孔分隔，枕髁朝向后方，无联合背椎，尾巴通常很长（蛙嘴龙科例外），翼掌骨短，后肢第五趾发达等特征与翼手龙亚目相区分。喙嘴龙亚目主要包括喙嘴龙科（Rhamphorhynchidae）、蛙嘴龙科（Anurognathidae）、双形齿翼龙科（Dimorphodontidae）和真双形齿翼龙科（Eudimorphodontidae）等，其中以喙嘴龙科的化石属种最多且分布最广。中国已记述的喙嘴龙亚目的属共有 4 个，即：中侏罗世的狭鼻翼龙（*Angustinaripterus*）、翼手喙龙（*Pterorhychus*）、热河翼龙（*Jeholopterus*），以及晚侏罗世或早白垩世的树翼龙（*Dendrorhynchoides*）。

【蛙嘴龙科】 Anurognathidae 喙嘴龙亚目的一个科。个体一般很小，最大的两翼展开约 90 厘米。蛙嘴龙科的化石发现很少，已知仅包括哈萨克斯坦卡拉套（Karatau）的 *Batrachognathus*、德国索伦霍芬（Solnhofen）灰岩中的 *Anurognathus*、中国辽宁北票的树翼龙（*Dendrorhynchoides*）和内蒙古宁城的热河翼龙（*Jeholopterus*）。与喙嘴龙亚目其他科相比，蛙嘴龙科化石的头骨明显较短宽，头骨上孔窗大，口大而阔，以捕食飞行中的昆虫；该类翼龙另一个显著特征是其具有较短的尾。中国的热河翼龙不仅保存了相当完好的翼膜，还保存了遍布全身的纤维状的毛状物，对探讨翼龙是否是温血和带“毛”的脊椎动物具有重要意义。

【翼手龙亚目】 Pterodactyloidea 翼龙目的一个亚目，分布于晚侏罗世至白垩纪末，后期的一些种类个体很大。这类翼龙以牙齿不甚发育或完全消失，鼻孔与眶前孔不相分隔甚至完全融合，枕髁朝向后下方，后期更进步的类型具有联合背椎，尾短，翼掌骨长，后肢第五趾退化等特征与喙嘴龙亚目相区分。翼手龙亚目可分为十几个科，如：翼手龙科（Pterodactylidae）、梳颌翼龙科（Ctenochasmatidae）、古魔翼龙科（Anhangueridae）、准噶尔翼龙科（Dsungaripteridae）、古神翼龙科（Tapejaridae）、夜翼龙科（Nyctosauridae）、鸟掌翼龙科（Ornithocheiridae）、南方翼龙科（Pterodaustridae）、无齿翼龙科（Pteranodontidae）、阿奇达翼龙科（Azhdarchidae）等。中国已报道的翼手龙亚目的属已有十余个。

【东方翼龙】 *Eosipterus* 翼手龙亚目的一属，目前归入翼手龙科（Pterodactylidae），也有学者认为属于梳颌翼龙科（Ctenochasmatidae）；由于该属头骨的特征尚不明确，因此科一级的归类目前还存在争论。东方翼龙个体中等大小，两翼展开约 1.2 米，尾短，尺骨长为翼掌骨长的 1.3 倍，无联合背椎。它与西欧的翼手龙（*Pterodactylus*）、德国翼手龙（*Germanodactylus*）等处于同一进

化水平。东方翼龙发现于辽宁北票四合屯地区晚侏罗世或早白垩世义县组下部，同层中还有另一可归入翼手龙科的翼龙——郝氏翼龙(*Haopterus*)。翼手龙科的成员主要分布在西欧晚侏罗世地层中，辽宁西部翼手龙科化石的发现为研究该类翼龙的地理分布、迁徙扩散等提供了依据。

【辽宁翼龙】 *Liaoningopterus* 翼手龙亚目古魔翼龙科(Anhangueridae)的一属。发现于辽宁朝阳早白垩世九佛堂组。辽宁翼龙是热河生物群发现的已知最大的翼龙化石，头骨长度约61厘米，两翼展开估计在5米以上，应该具有非常强的飞行能力。正型标本主要保存了头骨的大部分，前颌骨和齿骨弧形脊突发育；上颌牙齿约20枚，而下颌牙齿数目仅13～14枚；前部牙齿显著大于后部牙齿；牙齿仅分布在上、下颌的前部，齿列约占上、下颌长度的1/2；上颌第1、3齿小，第2、4齿巨大，以第4齿最大；牙齿具明显的替换现象。古魔翼龙科的化石记录分布广泛，主要出现在早白垩世晚期－晚白垩世早期的地层中。辽宁翼龙可能是该科已知最早的化石类型，辽西地区可能是这类翼龙的起源和扩散中心。

【中国翼龙】 *Sinopterus* 翼手龙亚目(Pterodactyloidea)古神翼龙科(Tapejaridae)的一属。分布于辽宁西部早白垩世九佛堂组。中小型的翼手龙类，两翼展开最大约1.2米。吻端尖长，无齿，具角质喙。头骨相对低长，前颌骨和齿骨弧形脊突低而小，前颌骨后延脊突与头骨分离，与顶骨上延脊突近平行并向上弯曲。鼻眶前孔大而长，超过头骨长度的1/3。肱骨、桡骨、翼掌骨和第一翼指骨依次加长，后三者分别是肱骨长度的1.5、1.6和2倍。腕骨粗大，未愈合。肩胛骨强烈弯曲，乌喙骨关节肩胛骨一侧异常膨大。胫骨长度是股骨长的1.4倍。蹠、趾骨短。中国翼龙代表了古神翼龙科的最早记录，该科可能起源于辽西地区，然后逐渐向外扩散。中国翼龙已经报道了2种，即董氏中国翼龙(*S. dongi*)和谷氏中国翼龙(*S. gui*)。

【朝阳翼龙】 *Chaoyangopterus* 翼手龙亚目(Pterodactyloidea)夜翼龙科(Nyctosauridae)的一属。发现于辽宁朝阳早白垩世九佛堂组。中等到较大的翼龙，翼展近2米。头骨低长，吻部长且前端尖锐，无齿。肩胛骨短于乌喙骨，胸骨小且长大于宽；手指爪粗大弯曲；肱骨、尺骨、翼掌骨和第一翼指骨的长度逐渐加长，而4节翼指骨依次逐渐缩短。胫骨远长于股骨。朝阳翼龙是夜翼龙科在亚洲的首次确切的化石记录，也是层位最低的属种。

【准噶尔翼龙】 *Dsungaripterus* 翼手龙亚目(Pterodactyloidea)准噶尔翼龙科(Dsungaripteridae)的一属。分布于新疆准噶尔盆地乌尔禾及德仑山早白垩世吐谷鲁群。较大型的进步的翼龙，最大者两翼展开可达5米。头骨前部侧扁，上下颌前端极尖并向上翘起，头顶中棱非常发育，鼻眶前孔大并呈三角形，顶骨有一向后突起的小嵴突。牙齿短粗而稍尖，上颌齿约12枚，下颌齿约11枚，上下颌前部的牙齿均退化。具联合背椎，荐椎7枚，翼掌骨、翼指骨极长。准噶尔翼龙生活在湖泊周边，以鱼类为食。



准噶尔翼龙复原图

【浙江翼龙】 *Zhejiangopterus* 翼手龙亚目(Pterodactyloidea)阿奇达翼龙科(Azhdarchidae)的一属。分布于浙江临海晚白垩世塘上组。成年翼龙两翼展开最大可达5米，头顶未发育中棱或其他构造，鼻眶前孔极大，约占头长的一半，眼眶小且位置低，喙细长、尖、无齿，颈椎椎体细长，翼掌骨显著长于尺骨，并长于所有的翼指骨，尾非常短。浙江翼龙代表了中国较为进步、层位最高的翼龙化石，也是该科翼龙在东亚的第一次发现，为进一步深入研究这类翼龙的形态、生态、系统关系等提供了许多新的化石依据。

【鸟纲】 Aves 脊椎动物亚门的一纲。体被羽毛，恒温，卵生。前肢翼状，偶有退化者。多善飞翔。心脏具二心室二心耳。骨壁较薄，骨内常具空隙，内充气体，以利飞翔。鸟类种属很多，遍布全球。最早的化石发现于晚侏罗世。由于其营飞翔生活和骨骼较脆弱，故不易保存为化石，完整化石则更少。传统分类系统可分为古鸟亚纲(Archaeornithes)及新鸟亚纲(Neornithes)。古鸟亚纲仅一目(始祖鸟目)一属，新鸟亚纲分为齿颌次亚纲(超目，Odontognathae)、古颌次亚纲(超目，Palaeognathae)和今颌次亚纲(超目，Neognathae)，还有人分出楔翼超目(仅含企鹅目)，中国发现重要的鸟类骨架、骨骼、鸟卵及羽毛化石，其中有些骨架化石保存完整，如山东临朐山旺中新世的**山东鸟**(*Shandongornis*)等。20世纪90年代以来中国辽宁西部晚侏罗世及早白垩世地层中发现很多鸟类化石，有古鸟类的孔子鸟、华夏鸟及今鸟类的朝阳鸟等，数量多，类型丰富，保存较好，非常珍贵。同时在南美、西班牙、澳大利亚、亚洲、北美、马达加斯加岛发现了一批反鸟类化石建立了反鸟亚纲。这些化石填补了鸟类演化上的许多空白，对研究鸟类起源及早期演化具有极其重要的意义，同时也为解决有关地层时代问题提供了脊椎动物化石依据。根据古鸟类研究的成果近年来鸟的系统分类也有较大的变化。



山东鸟

【鸟翼类】 Avialae 这一名称由拉丁词avis(鸟)及alae(翼、翅膀)组成。美国Gauthier于1986年建立，用以作为始祖鸟(*Archaeopteryx*)和与现生鸟类及与其更为接近的所有鸟类的总称；与此同时，将Aves的含义限定为现生鸟类及其最近祖先的所有后代。从而修订了原用于鸟纲(Aves)的定义。有不少学者认为，由于始祖鸟被视作原始鸟类已经有100余年了，因此最好还是将始祖鸟、现生鸟类以及它们最近的共同祖先都包含在鸟纲之内；同时将新鸟类(Neornithes)定义为现生鸟类类群。后一种观点将鸟翼类定义为一个基干(stem-based)类群单元，它包括新鸟类以及那些与它们亲缘关系更为接近而与恐爪龙(*Deinonychus*)关系更远的类群。在这种情况下，鸟翼类与恐爪龙类(Deinonychosauria)构成一组基干姐妹群关系。

【始祖鸟】 *Archaeopteryx* 最早发现的鸟类化石，它产于德国上侏罗统。始祖鸟体长约60厘米，大小如乌鸦，体外披有羽毛。脖子窄长，颌骨长满锋利的牙齿，身体短，腿骨短，脚长。前肢已变为翼，有由锁骨愈合形成的叉骨，耻骨向后伸长，足具四趾。始祖鸟记录了鸟纲的早期演化阶段。始祖鸟前肢、腿、臀、头骨与小兽脚类恐龙相似，可能起源于恐龙。与现代鸟类不同，始祖鸟颌上有牙齿、四肢、带爪的趾和骨质尾巴甚长(尾椎达20个)。始祖鸟可能不是现代鸟的直系祖先但代表了从兽脚类恐龙分化出来的最早鸟的一个分支。中国辽西义县组大量原始鸟类化石的发现表明：所有的鸟，包括始祖鸟，都是从恐龙演化而来的。始祖鸟缺少现代鸟类发达的胸肌，比现代鸟的飞行能力弱，其飞行时要



始祖鸟

在地面助跑，达到一定速度后向空中跳跃。

【金凤鸟】 *Jinfengopteryx* 鸟翼类的一属，产于河北丰宁上侏罗统或下白垩统桥头组。金凤鸟从头到尾全长约 55 厘米，头骨侧视略呈三角形，吻部较短；上下颌各发育有 18 枚光滑的牙齿，牙齿排列紧密。尾部长度占身体总长的一半，由 23 枚尾椎组成，与始祖鸟（*Archaeopteryx*）的相同；前部 4～5 枚尾椎椎体较短，中后部椎体细长；中部脉弧低长，其前后端均二分叉。前肢相对很短，其长度仅为后肢长的 62%；后肢粗壮，腓骨中下部窄细但远端到达跗部。金凤鸟尾部羽毛的排列方式亦与始祖鸟的相同，尾末端的羽毛宽大。金凤鸟与始祖鸟非常相似，代表着最原始的鸟类之一。但金凤鸟相对较短的吻部、数目多且排列紧密的牙齿、相对很短的前肢则表明它比始祖鸟要更原始一些。分支系统分析显示：金凤鸟处于鸟翼类谱系树的基部，与始祖鸟为姐妹群关系，它们介于兽脚类和其他所有鸟类之间，处在兽脚类向鸟类演化过程中的非常关键的位置上。

【原始祖鸟】 *Protarchaeopteryx* 兽脚亚目的一属，科级分类单元未定。也有人将其归入鸟翼类。属名由 Prot-（原始的）及 archaeopteryx（始祖鸟）组成，表示其比始祖鸟更为原始的性质。化石产自辽宁北票晚侏罗世至下白垩统义县组下部，原始祖鸟目前未发现第二件标本。体长约 1 米左右，与现代的火鸡大小相近，但化石的许多部位保存不好或缺失，使得其特征还知之甚少。口里的牙齿还保留有一些微弱小锯齿、前肢相对于后肢长度来讲，比其他非鸟兽脚类的显得很长，是非鸟兽脚类中最长者之一，前肢的骨骼形态与始祖鸟的极为相似，手部较发达、爪尖锐，后肢很强壮、长大，第Ⅰ趾位置较高，且第Ⅰ趾爪尚没有反转过来而不能与其他趾对握。尾相对较短、弱、尾椎数目较少，尾末端没有发育类似尾综骨的构造。原始祖鸟的体羽已经具有明显的羽轴构造，而在其尾末端发育着数枚窄长的具有典型羽轴的羽毛，这些尾羽长可达 15 厘米，其结构已与现代意义上的羽毛没有区别。原始祖鸟强壮的后肢表明其具有较强的奔跑能力，适应陆地生活，它显然不具备飞行能力，也许预示着前肢的变长最初也不是为了飞行，而可能用于协助捕获猎物。

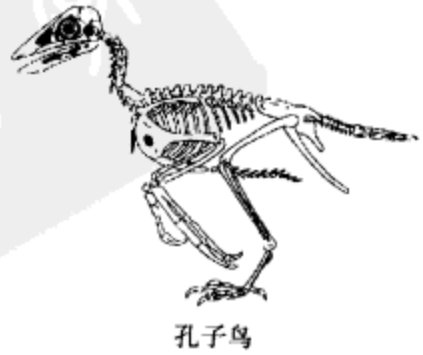
【神州鸟】 *Shenzhouraptor* 鸟翼类的一属。属名取自中国古称——神州的汉语拼音。化石产自辽宁朝阳及义县下白垩统九佛堂组。大小与始祖鸟相似的鸟翼类，它因具有很长的骨质尾椎而与始祖鸟大体处于同一进化水平。其牙齿退化而不发达；下颌强壮。尾椎数目应略多于 25 枚，而在始祖鸟中则为 23 枚；中后部尾椎椎体细长，长为高的 3～4 倍；尾椎低长，其前后的长度大体相当于一个椎体的长度。叉骨基本形态为 U 字形，与始祖鸟的类似。前肢极为发育，其与后肢的长度之比为 127；而始祖鸟的前、后肢长度大体相等。肱骨粗壮，三角嵴长；第Ⅱ指第 1 指节宽大。耻骨联合部分短；坐骨近端具有一较发育的背突。后肢第Ⅰ趾爪未与其他三趾对握。前肢飞行羽毛长，羽轴两侧的羽片已呈不对称状。由于神州鸟的前肢显著长于后肢且具有较发达的飞羽，该动物可能具有一定的飞行或较强的滑翔能力。

【热河鸟】 *Jeholornis* 鸟翼类的一属。热河鸟的主要特征与神州鸟相同或相近，因而可能是神州鸟的同物异名。较之始祖鸟，该属上、下颌较短高且粗壮：前颌骨与上颌骨上均未发育牙齿，而齿骨仅观察到 3 枚小的尖锥状齿。颈椎可能不足 10 枚，背椎 14 枚，荐椎由愈合的 6 枚椎骨构成，尾椎最多可达 27 枚。尾相对较长，其长分别是前、后肢长度的 125%、158%，而始祖鸟的尾则短于其前肢或后肢。该属肩臼窝的开口方向指向背侧方，表明其应具有较强的飞行能力。前肢显著长于后肢，手部相对于始祖鸟显得较短且粗壮。后肢第Ⅰ趾相对较短且该趾的爪较小。该属同时具有一些比始祖鸟原始的特征及比始祖鸟进步的特征，表明始祖鸟在鸟类的早期演化过程当中可能代表一个旁支而非主干。

【会鸟】 *Sapeornis* 目、科未定的原始鸟类的一属。属名 sape 为“Society of Avian Paleontology and Evolution”（古鸟类与进化学会）首字母缩写。化石产自辽宁朝阳上河首和大平房下白垩统九佛堂组。个体极大，比始祖鸟还大，约是最小的奔龙类小盗龙的 2 倍大。正型标本头骨缺失，近于完整的头后骨骼多数已不关联。但新发现的化石标本则保存有头骨和关联的头后骨骼。会鸟最主要的特征为：上颌仅残存 4 枚较短小且光滑的牙齿，下颌无齿，极长的前肢，肱骨三角嵴极发达且肱骨近端具一长形的孔，近端掌骨愈合第Ⅲ指仅保留 2 枚纤细短小的指节，后肢相对很短，叉骨 U 形，并具较发达的锁下突，肩胛骨与乌喙骨间的夹角小于 90°，尾综骨短。它与始祖鸟共同具有一些原始特征，如短的乌喙骨，第Ⅰ指发达，腓骨向下达跗部，第Ⅴ蹠骨存在；但它又比始祖鸟进步，如异凹型颈椎，尾综骨存在，掌骨近端愈合，尺骨长于肱骨等。与其他早白垩世鸟类相比，会鸟保存有许多原始特征，如第Ⅴ蹠骨存在，第Ⅰ指长，乌喙骨短，身体很大，前肢极长（前肢肱骨＋尺骨＋掌骨的总长是后肢股骨＋胫跗骨＋跗蹠骨总长的 1.55 倍），肱骨三角嵴约占该骨全长的 1/3，三角嵴背方远端变尖呈一锐角，胫附骨短于耻骨，股骨与胫跗骨近于等长。极发达的前肢及短的尾综骨等特征表明该鸟可能具有很强的飞翔或滑翔能力，也表明早期鸟类分异的多样性。系统分支分析表明，会鸟的位置介于始祖鸟之后，是比始祖鸟稍进步的原始鸟类。

【孔子鸟目】 Confuciusornithiformes 原始鸟类的一目，其个体大小与始祖鸟相近。该类化石是最早的发育有角质喙和尾综骨的原始鸟类；大的眶后骨与鳞骨紧密相连而共同组成了完整的双弓式颞区；肩胛骨与乌喙骨结合牢固，单一的胸骨大；肱骨近端非常宽大，前肢指骨未退化而具有很发达的爪；飞行羽毛很长，具有较强的飞行能力；个别孔子鸟类还保存了一对较长的中央尾羽，可能代表了雄性鸟的第二性征。集群生活，上千件化石保存在相对很小的区域内说明它死于突发性灾难。孔子鸟类被认为是稍次于始祖鸟的原始鸟类类群，其骨骼兼具明显的原始特征（如头骨颞区双弓型，指未愈合且指爪发达）和显著的进步特征（角质喙、大的胸骨、尾综骨等），显示出它在研究早期原始鸟类的演化方面具有重要价值。孔子鸟目化石目前主要分布于中国辽宁西部的北票、义县、凌源、阜新等地义县组地层中，是一类区域性很强的原始鸟类。仅 1 科 3 属，即孔子鸟科（Confuciusornithidae）、孔子鸟属（*Confuciusornis*）、长城鸟属（*Changchengornis*）、锦州鸟属（*Jinzhouornis*）。但有的学者认为锦州鸟是孔子鸟的次异名（晚出的同物异名）。

【孔子鸟】 *Confuciusornis* 孔子鸟目孔子鸟科的一属。属名来自中国古代伟大的思想家教育家孔子（Confucius）。化石产自辽宁北票、凌源、义县、阜新等地上侏罗统至下白垩统义县组下部。孔子鸟的属型种是圣贤孔子鸟（*C. sanctus*），北票四合屯尖山沟及其周边一带圣贤种化石最为富集，数量以千计，使它成为数量最多、被人们认识最为清楚的原始鸟类。头骨上下颌均无齿而具粗壮的角质喙；前颌骨极长，其前端愈合而后



孔子鸟

端直接与额骨相接触,使两侧的鼻骨不在中线处相接;眶孔大;颞区为典型的双弓型,三射型的眶后骨与鳞骨接触并完全分隔上、下颞孔;方颧骨 Y 形;下颌前部粗壮,其腹缘距前端 1/3 处向下突出呈一明显的钝角;齿骨后部分叉,前下颌窗很大而后下颌窗小且呈圆形;背椎椎体具有很深的侧凹;7 枚荐椎完全愈合;尾综骨长,略长于胫跗骨之半;肩胛骨与短的乌喙骨愈合,叉骨为与始祖鸟相似的 U 字形,胸骨单枚、大、低平,腹膜肋完全且发达;肱骨稍长于尺骨,肱骨近端非常宽大且被一大的卵圆形孔所洞穿;前肢各骨未愈合,第Ⅱ、Ⅲ掌骨近于等长,指式 2-3-4-x-x;第Ⅰ指爪很大,第Ⅱ、Ⅲ指长度近于相等,第Ⅱ指强壮但爪小;第Ⅱ—Ⅳ蹠骨近端愈合,趾式 2-3-4-5-0。羽毛非常发达,飞羽窄长,羽片不对称,其长度超过骨骼体长,显示其具有较强的飞行能力,抑或能够短距离奔跑而从地面直接起飞。一些化石的尾端还发育着一对极长的中央尾羽,尾羽基部及中部无羽枝分化,其末端约 1/4 处具明显的羽枝,具有这种尾羽的通常被认为是雄性个体。后又建立了另两个种,即川州孔子鸟(*C. chuanzhous*)和孙氏孔子鸟(*C. suniae*),这两个种普遍被认为是圣贤孔子鸟的同物异名。1999 年,又建立了杜氏孔子鸟(*C. dui*),其个体稍小,下颌前部相对较细弱,第Ⅰ指爪小,胸骨相对窄长且侧突短,跗蹠骨相对较短等与圣贤孔子鸟有别。

【长城鸟】 *Changchengornis* 孔子鸟目孔子鸟科的一属。属名取自中国古代伟大的建筑——长城的汉语拼音(Changcheng)。化石产自辽宁北票尖山沟。晚侏罗世至早白垩世义县组下部,长城鸟比孔子鸟略小,它们在头骨整体特征、无齿而具角质喙、前肢、胸骨、腹膜肋、腰带、尾综骨、羽毛等方面均极为接近甚至相同,两者构成姐妹群关系。但长城鸟以头骨吻部钩曲、下颌前部较短且后部较高、叉骨结合部具一小瘤、肱骨近端不发育类似孔子鸟的孔、第Ⅰ趾相对较长等而有别于孔子鸟。长城鸟尾端的一对长长的中央尾羽表明正型标本是一雄性个体。

【反鸟亚纲】 Enantiornithes 鸟纲的一个亚纲,生活在白垩纪口内残存牙齿的一类鸟。英国沃克尔(C. A. Walker)所命名,因其肩胛骨和乌喙骨的连接方式与现代鸟类的正好相反,因而命名为反鸟类。反鸟类个体一般较小,具尾综骨,嘴里多残存牙齿,胸骨发达,叉骨 V 形且具锁下突,具较强的飞行能力。反鸟类是中生代白垩纪分布最为广泛、种类和数量最为丰富的鸟类,在全世界各大陆几乎都有发现。早白垩世反鸟类主要发现于欧洲、亚洲和澳大利亚,而晚白垩世主要发现于北美、南美、欧洲、亚洲和马达加斯加等地。反鸟类化石在晚白垩世末全部绝灭。中国目前已知的反鸟类化石均发现于早白垩世以辽西为中心的区域内及其邻区,以热河生物群及其相对应生物群中为主。代表属有中国鸟(*Sinornis*)、华夏鸟(*Cathayornis*)、鄂托克鸟(*Otogornis*)、波罗赤鸟(*Boluochia*)、始反鸟(*Eoenantiornis*)、原羽鸟(*Protopteryx*)、长翼鸟(*Longipteryx*)、始华夏鸟(*Eocathayornis*)等,分属于几个不同的目。除此之外,中国的一些学者还命名了另外一些属种。

【始反鸟目】 Eoenantiornithiformes 反鸟亚纲的一目,仅 1 科 1 属,即始反鸟科(Eoenantiornithidae)始反鸟属(*Eoenantiornis*)。始反鸟属名由 Eo-(初始的)及 enantiornis(反鸟)组成,意为初始的反鸟。化石采自辽宁北票黑蹄子沟上侏罗统至下白垩统义县组下部,个体小于始祖鸟和孔子鸟但稍大于中国鸟等九佛堂组中的反鸟类。头骨短、高,吻短;上颌骨背突细长且构成整个外鼻孔的后缘,鼻骨短宽;上颌骨齿小于前颌骨齿。颈部长,颈椎 11 枚;荐椎愈合,可能由 6~8 枚椎骨组成;尾综骨长。叉骨 V 形,具较长的锁下突;乌喙骨相对较短,末端宽;胸骨顶端不强烈向后凹陷,胸骨具单一、较短的后侧突。肱骨稍短于尺骨,腕掌骨短,第Ⅲ掌骨扩展但不与第Ⅱ掌骨末端愈合;第Ⅰ指骨细长,第Ⅰ、Ⅱ指爪较发达,第Ⅲ指仅残存近端的第 1 指节,其他指节及爪均退化消失。始反鸟略大于其他早白垩世反鸟类的事实,表明身体缩小的趋势在反鸟类进化中起着较为重要的作用。

【华夏鸟目】 Cathayornithiformes 反鸟亚纲的一目。前颌骨齿略向前倾,上颌骨短,齿骨约为头骨长度的一半;愈合的荐椎数目为 8 枚,尾综骨前半部具有三角形的背嵴;叉骨呈典型的 Y 字形且具有较长的锁下突;胸骨宽大,其后缘具有两对后突,其中的侧后突长且其末端变宽;第Ⅱ、Ⅲ掌骨背面具有纵向的中央沟;第Ⅰ指第 1 指节极为细弱,第Ⅱ指强壮,第Ⅲ指仅具一枚指节;耻骨纤细、弯曲,耻骨脚小、三角形且伸向背方;坐骨细,远端变尖,向背方弯曲;第Ⅱ蹠骨的滑车略高于第Ⅲ蹠骨滑车但略低于第Ⅳ蹠骨滑车,趾爪发育。目前华夏鸟目较为公认的有 1 科 3 属,即华夏鸟科(Cathayornithidae),中国鸟属(*Sinornis*)、华夏鸟属(*Cathayornis*)、始华夏鸟属(*Eocathayornis*)。化石产自辽宁朝阳波罗赤、胜利等地,下白垩统九佛堂组。中国鸟(*Sinornis*)属名由 Sino-(中国)及 ornis(鸟)构成。化石产自朝阳胜利乡梅勒营子,个体稍小于华夏鸟;尾综骨短,其长仅为股骨长的 55%;第Ⅰ、Ⅱ指爪等长;第Ⅲ指的指节相对较弯曲且较长;对转子存在;尺腕骨呈心形且具有一小的掌部缺刻。华夏鸟(*Cathayornis*)属名由 Cathay(中国古称华夏的英译)及 ornis(鸟)构成。化石产自朝阳波罗赤,肱骨与尺骨长度几乎相等;第Ⅰ指爪略长于第Ⅱ指爪;第Ⅲ指的指节近端扩展,其长约为第Ⅱ指第 1 指节长的一半;对转子缺失;尺腕骨具有一大的较浅的掌部缺刻。最近有学者认为华夏鸟为中国鸟的同物异名。

【长翼鸟目】 Longipterygiformes 反鸟亚纲的一目,仅 1 科 1 属,即长翼鸟科(Longipterygidae)长翼鸟属(*Longipteryx*)。长翼鸟属名来自 Longi-(长的)及 pteryx(翼、羽),意为"翅膀较长的鸟"。化石采自辽宁朝阳七道泉子早白垩世九佛堂组。长翼鸟为一较为特殊的反鸟类,头骨相对较长,头长至少是头高的 2.5 倍;牙齿短圆锥状;9 枚颈椎,中间的几枚颈椎已经演化为类似于现代鸟类的异凹型椎体;叉骨为典型反鸟类的 Y 字形;肋骨钩突至少发现 4 对,这在反鸟类中为首次发现,表明这一结构不是今鸟类的特有结构;前肢显著长于后肢,发达的前肢、较大的胸骨及较发育的龙骨突等表明长翼鸟比一般反鸟类具有更强的飞行能力;后肢较短,尤其胫跗骨相对较短;第Ⅳ蹠骨长于其他蹠骨,第Ⅰ趾较长,各趾爪亦较发达,表明其具有较强的抓握能力。根据骨骼形态特征,长翼鸟具有类似于现代鸟类的稳固的胸廓,供发达的肌肉附着和具有发达的主动呼吸功能;它的翼发达,具有较强的飞行能力;嘴长,适应水中捕食;后肢的 4 个蹠骨滑车几乎在同一个平面上,第Ⅰ趾与其他 3 趾对握,适宜树栖。长翼鸟可能具有与现代翠鸟非常类似的生活方式,它可以靠有力的翅飞行,以长长的嘴捕食水中的鱼类,代表了一种独特的生态适应类型。

【原羽鸟】 *Protopteryx* 反鸟亚纲的一属,目、科未定。属名取自 Proto-(原始的)、pteryx(羽毛),示该化石具有原始的尾羽。化石采自河北丰宁晚侏罗世至早白垩世义县组。原始的反鸟类,乌喙骨具有小的前乌喙突及凸出的侧突,叉骨锁下突长度约为锁骨支的一半;第Ⅲ掌骨(小掌骨)末端略超过第Ⅱ掌骨(大掌骨)末端;第Ⅱ指第Ⅰ指节短于第 2 指节,第Ⅲ指第 2 指节小并呈三角形;第Ⅰ指第 1 指节细长,其远端达第Ⅱ及Ⅲ掌骨的远端;第Ⅱ指指节较为特殊,该指第 2 指节明显长于第 1 指节,与始祖鸟和孔子鸟相似而不同于其他反鸟类。原羽鸟具有一些较为进步的特征,如具有与现代鸟类相似的乌喙骨前乌喙突及侧

突;另一方面,第Ⅰ指较长,腕掌骨及胫跗骨未愈合等又与始祖鸟相似。与其他反鸟类相比,原羽鸟以具有未缩短的第Ⅰ指、未愈合的腕掌骨及未愈合的胫跗骨而表现出较原始的特征。该鸟类还保存有3种不同类型的羽毛:飞羽(包括小翼羽)、绒羽、原始的长的尾羽。原羽鸟是迄今为止发现的最原始的反鸟类化石,主要表现为手部骨骼及第Ⅰ指较长。原羽鸟也是目前发现的最早具有前乌喙骨突的鸟类,其另一个重要特征是保存了小翼羽这一飞行结构,表明该鸟已具有了完成高难度飞行动作的结构基础。原羽鸟尾部具有一对特殊的原始羽毛:其远端部既有中央羽轴也有羽轴两侧的羽支,而羽毛近端部没有羽支等结构的分化而类似于爬行类的鳞片。

【波罗赤鸟】 *Boluochia* 反鸟亚纲的一属,目、科未定。属名取自化石产地辽宁朝阳波罗赤(Boluochi)。化石采自下白垩统九佛堂组,仅一件标本,为不完整的骨架。前颌骨齿缺失但齿骨齿存在;前颌骨前部主体背缘向上凸出,最前端向前向下弯曲,形成明显的钩状。胸骨后缘强烈内凹,且具有一伸向后方的龙骨突;尾综骨明显长于跗蹠骨,这点与其他一般反鸟类都不同。耻骨细且显著弯曲。胫跗骨内关节髁与侧关节髁宽度几乎相等;蹠骨Ⅰ呈J形且位置较低,第Ⅱ—Ⅳ蹠骨仅在近端愈合,三者几乎等长;第Ⅱ蹠骨的滑车宽于Ⅲ、Ⅳ蹠骨滑车;该三个蹠骨的滑车约在一个平面上;趾爪长且强烈钩曲。以上特征表明波罗赤鸟可能具有攀援树干及栖居树枝的能力,估计它与现生的肉食性猛禽具有相似的生活方式。

【今鸟亚纲】 Ornithurae 今鸟亚纲的成员在中生代鸟类产生最初分化时就已出现了。与其他中生代鸟类相比,今鸟类至少具有以下重要的共近裔特征:尾综骨短,长度不及跗蹠骨长的1/3;异凹型颈椎;荐椎不少于9枚;肩胛骨显著弯曲;乌喙骨具有发达的前乌喙突和圆形的肩胛关节窝;胸骨前后长,发育侧前突,龙骨突高并从胸骨的前端开始向后伸展;尺骨远端发育半月形背髁;第Ⅱ指的第1指节特别宽大:跗蹠骨远端愈合等。早白垩世今鸟亚纲的鸟类在飞行结构上,和现生鸟类已几乎没有明显区别。然而它们还保留有一些原始的特征,如上、下颌骨都保留牙齿,叉骨前后扁平并发育深沟,具腹膜肋,第Ⅰ指较长,第Ⅰ和Ⅱ指有较发育的指爪,第Ⅰ掌骨还不发育屈肌结节,耻骨远端联合,胫跗骨未发育骨质腱桥等,因此它们和现生鸟类还具有相当大的距离。现生鸟类最近的共同祖先可能在新生代时期才开始出现。中国中生代的今鸟类化石主要有:辽宁鸟目(Liaoningornithiformes)的辽宁鸟(*Liaoningornis*)、朝阳鸟目(Chaoyangiformes)的朝阳鸟(*Chaoyangia*)和义县鸟(*Yixianornis*)、燕鸟目(Yanornithiformes)的燕鸟(*Yanornis*)以及甘肃鸟目(Gansuiformes)的甘肃鸟(*Gansus*)等。

【燕鸟目】 Yanornithiformes 今鸟亚纲的一目。仅有1科1属,即燕鸟科(Yanornithidae)燕鸟(*Yanornis*)。燕鸟属名来自"燕"的汉语拼音,表示正型标本的产地朝阳曾为燕朝古都。化石采自辽宁朝阳与义县,下白垩统九佛堂组。燕鸟头骨吻端加长且前端较尖,头长约为头高的2.3倍;齿骨较直,其长约占头骨全长的2/3。前颌骨具4~5枚大小不等的牙齿,牙齿粗壮、锥形,上颌骨至少具9枚牙齿,齿骨具有20枚密集排列的牙齿。颈椎至少10枚,细长,异凹型;愈合荐椎包括9枚脊椎;尾综骨极短,长度尚不及跗蹠骨长的1/3。乌喙骨近端具发达的前乌喙突,叉骨U字形;胸骨长,其后缘具一对椭圆形窗孔,侧突远端半圆形。前肢约为后肢长的1.1倍,手部较尺、桡骨短;跗蹠骨完全愈合,第Ⅲ趾和跗蹠骨长的比率约为1.1,第1趾节较其他趾节长和粗壮。燕鸟较一般的反鸟类略大,其加长的吻部、发达的牙齿、相对发达的前肢等特征,可能适应于捕获鱼类等水生食物。同时燕鸟的趾骨较长,近端趾节相对较长,趾爪较短,表明它可能多数时间在土质松软的水边活动,只有少量时间在树上生活。

【朝阳鸟目】 Chaoyangiformes 今鸟亚纲的一目,目前已知包括朝阳鸟科(Chaoyangidae)的朝阳鸟(*Chaoyangia*)以及科未定的义县鸟(*Yixianornis*)。朝阳鸟(*Chaoyangia*)属名取自化石产地所在的县名朝阳。化石采自辽宁朝阳波罗赤早白垩世九佛堂组。朝阳鸟上颌骨及齿骨上还保留有牙齿;胸骨长,龙骨突的长度与胸骨的长度相等,胸骨前侧突发育,胸骨前端与乌喙骨的关节面深、凹,胸骨后缘具一对小的窗孔以及一对短的扩展的侧梁;乌喙骨有前乌喙突以及深的圆形的肩胛关节面;叉骨U形且不具锁下突;愈合的荐椎多于8枚;肋骨钩状突细长;肠骨后突圆钝;耻骨联合约为耻骨长的1/3;胫跗骨近端具有腔嵴;跗蹠骨远端部分地愈合;第Ⅰ趾爪小于其他趾的爪。同一产地的松岭鸟(*Songlingornis*)被认为是朝阳鸟的同物异名。

【黄昏鸟】 *Hesperornis* 鸟纲今鸟亚纲齿颌超目的一属,为白垩纪带牙齿鸟类的主要代表。个体大,长约2米。颌骨上有许多向后弯曲的牙齿。胸骨扁平,无龙骨突。翅很小。后肢强壮,脚大如桨。主要产于北美海相地层,加拿大陆相地层中也有发现。是生活于海域、海岛或近海地区的食肉鸟类。

【鸵鸟蛋】 *Struthio* eggs 鸵鸟的卵化石。中国北方更新统中常有产出,分布很广,安徽等地也有发现。尤以产于更新世黄土中的安氏鸵鸟(*Struthio anderssoni*)的鸵鸟蛋化石较为常见,蛋化石呈椭圆形,长径167~193毫米,短径135~155毫米,蛋壳厚2~2.6毫米,多为浅黄色,壳面光滑,或因溶蚀而呈粗糙状。

【哺乳纲】 Mammalia 脊椎动物亚门最高等的一纲。体一般分为头、颈、躯干、尾和四肢五部分,外被毛发,恒温,大多胎生,以乳汁哺育幼兽。牙齿分化为门齿、犬齿、前臼齿和臼齿,有的齿退化。中耳内有三块小骨(镫骨、砧骨、锤骨)。下颌骨由单一的齿骨组成。肠骨、坐骨、耻骨愈合成单一的髋骨。最早发现于三叠纪,新生代极为繁盛,化石种类极多。一般分为原兽亚纲(Prototheria)及兽亚纲(Theria)。原兽亚纲包括所有非兽类哺乳动物,其脑颅侧壁由相对较小的翼蝶骨和围耳骨的扩大前缘组成,臼齿上的主要齿尖成前后排列。原兽亚纲包括单孔目(有现生代表的卵生哺乳动物)、三锥齿兽目、梁齿兽目及多瘤齿兽目,也曾被分解为原兽(单孔目)、始兽(三锥齿兽目、梁齿兽目)及异兽(多瘤齿兽目)三个亚纲。兽亚纲是胎生兽类,其脑颅侧壁由加大的翼蝶骨及部分鳞骨构成,臼齿最初具有呈三角形的三个主尖。兽亚纲(Theria)再分为原始的完兽次亚纲(Pantotheria)、有袋哺乳动物的后兽次亚纲(Metatheria)及有胎盘哺乳动物的真兽次亚纲(Eutheria)。近年以发现于中国四川侏罗系的下臼齿三角座之前具假跟座的蜀兽(*Shuotherium*)为代表建立阴兽次亚纲(Yinotheria)。

【梁齿兽目】 Docodonta 哺乳纲原兽亚纲的一目。小型原始哺乳动物。具双重下颌关节,主要关节为哺乳动物特有的由鳞骨与齿骨组成,次要关节为爬行动物特有的由方骨与关节骨组成。门齿不特化,犬齿强大,前臼齿从前到后由简单变为臼齿化,臼齿嚼面呈不规则方形,两个齿尖内外横向排列,一在唇面,一在舌面,两尖为一横脊相连,咬合面复杂,具纵、横向剪切功能。可能为杂食。中、晚侏罗世,见于欧洲、北美。

【三锥齿兽目】 Triconodontia 又称三尖齿兽目。哺乳纲原兽亚纲的一目,包括最古老和构造上最原始的哺乳动物。体小,头骨与下颌骨为双关节,除鳞骨与下颌骨关节外,尚有爬行动物特有的方骨与关节骨组成的关节。门齿小,犬齿粗壮。前臼齿较

简单,有1个主尖。臼齿齿冠具三个齿尖,前后纵列,中尖最大。可能为杂食。晚三叠世至早白垩世生活于欧洲、亚洲、非洲。中国云南下侏罗统产有中国锥齿兽(*Sinoconodon*),辽宁下白垩统产热河兽、爬兽和戈壁兽等属。

【热河兽】 *Jeholodens* 原始哺乳动物三尖齿兽目的一属,科未定。正型标本为一几乎完整的骨架。三尖齿兽类是最早的高度分化的中生代哺乳动物类群之一,它们在晚白垩世绝灭。热河兽为一个体较小的三尖齿兽类化石,全长仅约15厘米。齿式为4·1·2·3/4·1·2·4,臼齿舌唇侧扁,具直线排列的三主尖;门齿匙状,明显区别于其他的三尖齿兽类;该动物侧扁臼齿的齿带型式和咬合特征表明其具有食虫的食性。头后骨骼的一个显著特征是其十分进化的肩胛骨,锁骨弯曲,肩胛骨-锁骨的关节是灵巧活动的;锁骨-间锁骨关节亦至少有某种程度的活动性,与现代兽类哺乳动物的情况相像。前肢与许多兽类那样几乎可以直立,而不似现生的单孔类和爬行类那样呈匍匐状。与进步的肩带和前肢相反,腰带、后肢和后足具有很多原始的特性,甚至比单孔类的还要原始。热河兽应是小型的地栖型动物,具有蹠行步态和在不平坦地面上攀爬的某些能力,但不是树栖型动物。热河兽显示出明显的镶嵌进化特征:其肩带的大部分和肱骨具有进步的兽类特征,但其脊柱、腰带和后肢却十分原始,这也表明早期哺乳类镶嵌演化现象的普遍性。热河兽产于晚侏罗世或早白垩世,正型标本产于辽宁北票四合屯。

【爬兽】 *Repenomamus* 原始哺乳动物三尖齿兽目爬兽科(Repenomamidae)的一属。属名来自拉丁词Repen-(爬的、爬行的)、mam(哺乳动物)。上侏罗统或下白垩统义县组下部,辽宁北票陆家屯。爬兽是已知个体最大的中生代哺乳动物,其头骨长超过10厘米;上齿列齿式3·1·2·4,上犬齿大小与I^3近于相等,上前臼齿锥状单尖,上臼齿有一明显的主尖(A尖)和弱的B尖和C尖,无明显外齿带;前颌骨有短的背突,但不与鼻骨相连;顶骨矢状脊短而低;人字脊发育,强烈前伸,使向后下方延伸的枕面明显暴露;下颌具骨化的麦氏软骨;齿骨无隅突;齿骨-鳞骨关节发育,关节与齿列在同一水平线上。爬兽以其很大而强壮的个体而与中国辽西热河生物群中的其他哺乳动物明显不同,其骨化的麦氏软骨为探讨哺乳动物中耳的起源与进化提供了化石依据。

【戈壁兽】 *Gobiconodon* 原始哺乳动物三尖齿兽目戈壁兽科(Gobiconodontidae)的一属。化石多分布于蒙古、俄罗斯西伯利亚、美国蒙大拿州等地早白垩世中晚期的地层中,以蒙古产出最多。已知的种包括:蒙古和俄罗斯的*Gobiconodon borissiaki*、蒙古的*G. hoburensis*和*G. hopsoni*,以及美国的*G. ostromi*。中国确切的戈壁兽属化石代表一独立的种——索菲娅戈壁兽(*Gobiconodon zofiae*)。化石产于上侏罗统或下白垩统义县组下部,辽宁北票陆家屯;正型标本为不完整的头骨及下颌。索菲娅戈壁兽头骨窄长,长约45毫米;齿式2·1·4·4/1·1·4·5;上臼齿有明显的环状齿带,A、B、C三尖呈直线排列,E和F尖突出而D尖退化;下臼齿齿带几近缺失,b尖小于c尖,e尖发育,f尖退化缺失;眶下孔偏后,位于M^2之上;第5脑神经的第Ⅱ、Ⅲ支共用一个出口;下颌骨唇侧面具有4个颏孔;保留有骨化的麦氏软骨。索菲娅戈壁兽齿列咬合关系表明上臼齿数目应为4个而不是5个,使戈壁兽属此前存有疑问的上臼齿数目得到确认;耳区的岩骨前骨板提供了第5脑神经Ⅱ、Ⅲ分支的汇合出口,这可能是类似犬齿兽类的原始特征;骨化的麦氏软骨表明它具有与下颌分离的耳区结构,为哺乳动物中耳的起源的进化提供了新的直接的化石证据。

【多瘤齿兽目】 Multituberculata 哺乳纲原兽亚纲的一目。多是小型植食动物。有咬嚼、切割、研磨不同类型的牙齿。门齿扩大,进步类型(纹齿兽亚目Taeniolaboidea)门齿在一定程度上变尖,形成啮齿式的长牙,但无永远增长的齿根。犬齿退化或缺失。多有一二枚下前臼齿变为剪切片状齿。臼齿有排成2至3纵列的锥状齿尖,因齿尖多而得名。下颌骨与鳞骨关节,齿骨单一。耳蜗平直,末端有细钩。头颅部分骨化不好。乌喙骨已和肩胛骨愈合,腰带尚有上耻骨。再分为3亚目。晚侏罗世至渐新世,繁盛于北方大陆,是唯一进入新生代的原兽类,化石常见,多为牙齿。是所有中生代哺乳动物中生存时间最长、分异最成功的一目。中国内蒙古古新统中产有斜剪齿兽(*Lambdopsalis*)等。

【中国俊兽】 *Sinobaatar* 原始哺乳动物多瘤齿兽目始俊兽科(Eobaataridae)的一属。属名取自Sino-(中国)、baatar(蒙古语,指英雄俊杰,许多亚洲发现的白垩纪多瘤齿兽属名用此后缀)。晚侏罗世或早白垩世义县组下部,辽宁凌源大王杖子。中国俊兽个体较小,头骨狭窄,形态原始,无眶上脊和眶后突;下颌骨水平支粗壮,上升支细弱,关节突短粗。齿式为3·?·5·2/1·0·3·2,齿列特征介于晚侏罗世与晚白垩世的类型之间。I^1和I^2细小,I^3较大;P^4齿尖公式为3:4;P^5齿尖公式为3:5:4,M^1齿尖公式为3:4:1,舌侧尖钝锥形;M^2齿尖公式为1:3:4,唇侧尖低平,舌侧列前两个尖未完全分开。下门齿侧扁锥形,釉质层覆盖整个齿冠;P_4大体为长方形,上边缘略微外凸,共有11个锯齿尖,后10个尖具齿脊,1个齿冠后外侧小尖;下臼齿齿尖有聚合趋势,M_1齿尖公式为4:?;M_2齿尖公式3:2,唇侧尖低平,有纹饰。始俊兽类头后骨骼同于一般多瘤齿兽类的基本形态,腕部没有明显特化,9块腕骨,但中央骨大于小多角骨;后肢具有大而突出的胫骨髁,胫距关节不对称;第Ⅴ蹠骨只与骰骨相关节,不与跟骨接触,可能代表了多瘤齿兽类的原始形态。

【完兽目】 Eupantotheria 哺乳纲兽亚纲完兽次亚纲的一目。下颌骨细长,具有明显隅突。上臼齿独特,齿冠三角形,由两个大的主齿尖及若干小齿尖组成,1个大齿尖位于内侧顶点,另1个位于近齿冠中央或其外侧。下臼齿齿冠由1个3尖的三角座及其后的单尖小跟座组成,3个齿尖排成三角形。上、下臼齿咬合,磨碎食物非常有效。臼齿的此种齿冠结构可以和后期哺乳动物相对比,故一般认为完兽类是有袋类和有胎盘哺乳动物的直系祖先。中侏罗世至早白垩世,分布于欧洲、亚洲、非洲、北美。

【对齿兽目】 Symmetrodonta 哺乳纲兽亚纲完兽次亚纲的一目。是最早的与高等哺乳动物最为接近的一类。臼齿齿冠大致成三角形,3个齿尖分占3角,上臼齿最高齿尖在内侧,下臼齿最高齿尖在外侧。上下咬合,适合咀嚼。早期种类有双重下颌关节,后期仅保留一个齿骨鳞骨关节,下颌无隅突。晚三叠世至白垩纪,生活于欧洲、亚洲、北美。中国辽宁中侏罗统产有满洲兽(*Manchurodon*),下白垩统产有张和兽(*Zhangheotherium*)等。

【张和兽】 *Zhangheotherium* 原始哺乳动物对齿兽目张和兽科(Zhangheotheridae)的一属。晚侏罗世或早白垩世义县组下部,辽宁北票尖山沟。对齿兽类是早期哺乳动物的一个重要分支,其主要特点是颊齿的齿尖排列成前后对称的三角形,且上下牙的三角形轮廓呈倒转排列。张和兽吻部至臀部长为14厘米,估计生活时包括尾部在内的身体全长将超过25厘米。齿式3·1·2·5/3·1·2·6,前部齿列有明显的齿隙。下臼齿均为双根,三角座上三个呈锥形的主尖构成一个近于对称的锐角三角形,牙齿唇侧光滑无齿带,舌侧亦无明显齿带且在舌侧端各有一小的锥形尖。上臼齿亦为双根,齿冠为长大于宽的三角形,舌侧为高大的呈钝锥形的主尖A,附尖B和D较小,A-B之间的锥形尖B′比B

尖大，A-D 之间的 C 尖略小。牙齿结构特点表明该动物主要以昆虫为食。头骨及下颌特征显示该动物中耳部分已存在 3 块听小骨，但其容纳内耳岩骨岬的形态表明其耳蜗管是直的或仅有微弱的弯曲，由此推知张和兽的听力在哺乳动物中仍然处在一个相对初级的水平。颈椎 7 枚、胸椎 13 枚，荐椎及前部尾椎具宽大的横突。间锁骨退化为小的等腰三角形；胸骨呈薄而宽的片状，不分节；锁骨为微弯曲的棒状，与进步的肩胛骨构成可滑动关节；乌喙骨退化成肩臼前缘的突起。至少有 9 块腕骨，前肢姿态处于外展趴卧与内收直立之间，兼有树上和地面活动的能力，是原始兽类中趋于以地面活动为主的成员。腰带细长。毛兽（*Maotherium*）是发现于北票尖山沟义县组下部张和兽科的另一属，正型标本为一件完整的骨架并保存有许多兽毛的印痕。

【有袋目】 Marsupialia 哺乳纲兽亚纲后兽次亚纲唯一的一目。胎生，一般无胎盘。雌兽腹部有一育儿袋，幼兽在尚未成熟的状态下产出，遂纳入育儿袋中喂以乳汁，继续发育生长，逐步脱离母体。头颅小，眼眶与颞孔相通。齿骨隅突向内弯曲。齿式不一，门齿可多至上 5 下 4，颊齿一般为前臼齿 3，臼齿 4，臼齿齿尖成三角形排列，下臼齿有一个三角座及一跟座。锁骨大，乌喙骨萎缩。骨盆中有袋骨（上耻骨），用以支持育儿袋。趾有爪。白垩纪至现代，现生种类主要分布于大洋洲及中、南美洲，北美仅有一种。化石较少，主要分布于大洋洲和美洲，欧洲、亚洲、非洲和南极洲也有发现。

【中国袋兽】 *Sinodelphys* 哺乳动物纲后兽次亚纲（Metatheria）的一属，目、科未定。属名来自拉丁词 Sino-（中国）、希腊词 delphys（子宫，常作为有袋类属名的后缀）。上侏罗统或下白垩统义县组下部，辽宁凌源大王杖子。个体较小的原始后兽次亚纲化石，头骨相对较大，齿式：4·1·4·4/4·1·4·3。后两枚上门齿侧扁，侧面观呈不对称的披针状或矛状；犬齿很大；第 1 上前臼齿明显前倾且与犬齿相距很近，该牙齿之后有一很大的齿隙；臼齿具有特化和原始的混合特征。中国袋兽缺少较进步后兽类所具有的内弯的下颌隅突。腕部及踝部具有许多有袋类的近裔性状特性，腕部的钩骨肥大，近端的三角骨和手舟骨增大，而大多角骨很小且呈豆状。踝部具一横向扩展而前后方向短的足舟骨，其与距骨头间的关节面向中部扩展；与跟骨长轴方向相比，跟骨与骰骨间的关节面斜向延伸且具一大的前腹瘤。前肢手部大于后肢足部，手部与现生树栖哺乳类具有许多相似之处，后足趾骨明显弯曲而可能适应于抓握。总体上看，中国袋兽在骨架及前部齿列方面具有许多与有袋类相近的特征，而它的臼齿与下颌则具有后兽类进步的和真兽类近祖性状的混合特征。中国袋兽被认为是一种敏捷的攀缘哺乳动物，具有较强的抓握与在树丛中行走的能力，在地面上或树丛间都较为活跃。中国袋兽对攀爬能力的适应也表明双子宫有袋类动物攀爬和树栖的生活方式有着非常古老的起源。中国袋兽与有袋类的亲缘关系比它与有胎盘类的关系要密切，它代表着已知最为古老的有袋类动物化石，并被置于有袋类系统树的根部。

【远藤兽】 *Endotherium* 哺乳纲真兽次亚纲食虫目的一属。化石采自中国辽宁阜新东北约 10 千米之新邱煤矿早白垩世地层中，伴生的还有狼鳍鱼和蜥蜴化石。标本仅为牙齿已脱落的左下颌骨前段，带有三个臼齿的右下颌骨及肩胛骨、肱骨碎片。颌骨纤细。下臼齿三角座高，跟座很低，各由三个大小相等的尖组成，是中国发现最早的确切的中生代真兽类化石之一，也是世界上少数几个时代最老的这类化石之一，具有较高的科学价值。目前对它的分类位置和时代还有不同意见。

【始祖兽】 *Eomaia* 哺乳动物纲真兽次亚纲（Eutheria）的一属，目、科未定。属名取自希腊词 Eo-（始）、maia（母亲），示该属为已知最早的真兽类化石。产自辽宁凌源大王杖子晚侏罗世或早白垩世义县组下部地层。始祖兽正型标本头吻端至尾末端全长约 16.5 厘米，估计生活时其体重 20～25 克。它具有真兽类典型的齿式 5·1·5·3/4·1·5·3；上、下犬齿高，尖锥状；前 4 枚上前臼齿向后逐渐变小，第 5 枚大；下前臼齿由前至后逐渐增大；下臼齿高。与所有晚白垩世真兽类不同的是，始祖兽下颌骨上保留着较原始的麦氏沟。肩胛骨相对较窄长，肩胛冈高，肩峰发育，乌喙突突出；锁骨粗壮、弯曲。腕骨 9 枚，大多角骨较大且长，小多角骨和头状骨小，手舟骨及三角骨相对更小。腰带各骨愈合，侧面观较高；外耻骨存在；相对于腰带及闭孔的大小，耻骨联合部很短。踝关节与晚白垩世的真兽类非常类似，距骨-胫骨间的中侧关节面很发育、直立，其与距骨-胫骨间的外侧关节面被一尖脊所分隔；内楔骨长，其与第Ⅰ跗骨间的关节面比中间楔骨与第Ⅱ跗骨间的关节面明显靠下。第 4、5 趾相对于其他 3 趾均显得很长，且其近端与中间趾节亦较长。在身体周围保存着较长的毛发痕迹，尾部的毛发痕迹很薄（短）。始祖兽前肢指节、指爪及后肢趾节、趾爪的比例、弯曲度及形态等均与攀爬或树栖哺乳动物的相近，表明其适应于树栖生活。此外，发达的肩胛骨肩峰、乌喙突及高的肩胛冈，尾椎椎体长度两倍于尾前椎，中部尾椎椎体加长等特征，亦显示出该动物具有较强的抓握能力和攀缘能力。始祖兽被认为是已知最早的处于最基干位置的真兽类化石，它的发现表明中生代基干真兽类的早期分化发生的时间要远早于依据分子生物学研究而推测的现今有胎盘类超目一级发生大分化的时间。

【狉兽目】 Anagalida 哺乳纲真兽次亚纲的一目。白垩纪及古近纪亚洲特有的有胎盘哺乳动物中较原始的类群，过去曾分属不同的目，后来根据它们具共同的特点而合并建立独立的目。根据最早的属 *Anagale*（曾译为安格勒兽）命名，中国学者因其分布仅限于亚洲，故创“狉”字以名之。个体小，最大者如兔。骨骼似兔。颊齿有单侧高冠倾向，齿冠咀嚼面釉质层薄。后面的前臼齿早期即已臼齿化，下臼齿的三角座前后压缩。始见于白垩纪，古新世种类繁多，至渐新世初期已绝灭。产于中国及蒙古人民共和国境内，中国发现狉兽类化石很多，如内蒙古西部早渐新世的狉兽（*Anagale*）等。

【兔形目】 Lagomorpha 哺乳纲真兽次亚纲的一目。小型草食哺乳动物。门齿发达，无齿根，终生继续生长。上门齿二对，一对大，另一对较小，位于较大门齿后面，下颌具一对门齿。无犬齿。颊齿高冠，具横棱脊型花纹。后肢长而发育，善跳跃，尾退化。因其上颌具二对门齿，故曾名**双门齿亚目**（Duplicidentata），过去将其置为啮齿目中一亚目，而将鼠类称为单门齿亚目。但二者差别很大，某些近似之处是适应于啮咬而形成的适应趋同，故现已分为独立的两个目。晚古新世至现代，现生种类遍布全球。中国北方古近纪、新近纪及更新世地层中产有很多兔类化石，如戈壁兔（*Gobiolagus*）等。

【啮齿目】 Rodentia 哺乳纲真兽次亚纲的一目，多为小型哺乳动物，包括松鼠、豪猪、河狸、家鼠等，是哺乳动物中分布最广、种类及个体数目都最多的一类。上、下颌各具一对终生生长的长门齿，门齿前缘有一条硬的釉质层。侧门齿、犬齿、第一、第二前臼齿（有些甚至包括第三前臼齿）退化。颊齿高冠，表面具复杂釉质褶皱。由于只具一对门齿，故曾名**单门齿亚目**（Simplicidentata），为啮齿目的一亚目，另一双门齿亚目（即兔形目）分出后，啮齿目即单门齿亚目。晚古新世至现代，遍布各洲。中国始新世及以后的地层中发现此类化石很多，主要产于北方。有些

啮齿类化石对划分中国上新世及更新世地层有一定意义。

【肉齿目】 Creodonta 哺乳纲真兽次亚纲的一目。过去曾作为肉食目的一个亚目，现已将其独立为一个目，对其组成亦有较大调整。早期体小似兔，后期可达巨型。头骨低，长可超过 60 厘米，脑颅小。臼齿三尖式，上第一或第二臼齿和下第二或第三臼齿组成用于切割的裂齿。无骨化的听囊。四肢较短而粗壮，趾的末端具爪，尾长。目前分为两个亚目，鬣齿兽亚目(Hyaenodontia)和牛鬣兽亚目(Oxyaenitia)。鬣齿兽类的第二上臼齿和第三下臼齿形成裂齿，牛鬣兽类的第一上臼齿和第二下臼齿形成裂齿。晚白垩世至中新世，北美、欧洲、亚洲、非洲。中国此目化石发现不多，有山西晚始新世的鬣齿兽(*Hyaenodon*)等。过去曾列入肉齿类的中兽类(Mesonychids)和熊犬类(Arctocyonids)现已归属于蹄节目(Condylartha)。

【食肉目】 Carnivora 哺乳纲真兽次亚纲的一目。肉食性哺乳动物，头骨高耸，顶骨纵嵴发达。四肢灵活，4 或 5 趾，末端具利爪。牙齿特化，适于肉食。门齿强大，用于咬住猎物。犬齿大而尖锐，用于杀死猎物。第 4 上前臼齿和第 1 下臼齿发育成裂齿，用于撕切食物。以肉食为主，也有近于杂食，个别种类(大熊猫)则为植食。最早见于古新世，现代仍极为繁盛。再分为陆生的裂脚亚目(Fissipedia)及海生的鳍脚亚目(Pennipedia)。中国产有此类化石很多。

【鳍脚亚目】 Pennipedia 哺乳纲真兽次亚纲食肉目的一亚目，为次生性适应海中生活的食肉类。体型一般较大，呈流线型，皮下有厚脂肪层，有可伸缩的颈部。四肢鳍足状，无尾鳍，后鳍足起尾鳍作用。牙齿变化大，多为锥形，下门齿 1 对或 2 对。中新世至现代。现生海豹、海狮、海象均属此亚目，多产于北冰洋、北太平洋、北大西洋、南极海域。

【裂脚亚目】 Fissipedia 哺乳纲真兽次亚纲食肉目的一亚目，陆生的食肉类。第四上臼齿及第一下臼齿发育成裂齿，用于撕裂食物。除个别种类为杂食或植食外，皆以其他动物为主要食物。分为 3 个超科：细齿兽超科(Miacoidea)为古新世至始新世的古老食肉类，中国内蒙古等地产有此类化石；犬形超科(Canoidea)包括犬科、熊科、熊猫科、浣熊科、鼬科，均是比较不特化的食肉类，有的已杂食(如熊)，有的基本素食(如大熊猫)；猫形超科(Felinoidea)包括灵猫科、鬣狗科和猫科，身体灵巧，善跳跃攀爬，裂齿发达，其后的臼齿渐退化。古新世至现代，分布广泛，但不见于大洋洲(有以后移入的犬类)。中国此类化石甚多。

【鬣狗】 *Hyaena* 哺乳纲真兽次亚纲食肉目鬣狗科的一属，体形似狗，颈部背中线具长鬣毛，后肢较前肢短而弱，以动物尸体为食，多夜间活动。牙齿大，颌部及裂齿(上第四前臼齿及下第一臼齿)发达。皮毛上具暗色条纹。现代产于非洲和亚洲，中国更新世早期及中期发现极多。更新世中晚期发现较多的是鬣狗科中的另一属，其毛皮具暗色斑点，现代只生于非洲，名斑鬣狗或缟鬣狗。

【斑鬣狗】 *Crocuta* 又称**缟鬣狗**。哺乳纲食肉目鬣狗科的一属。其外形与鬣狗相似，唯毛皮具暗色斑点为其特征，现代只分布于非洲，更新世中晚期在中国发现较多的是最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)，北部尚有洞穴斑鬣狗(*Crocuta spelaea*)等，但以前者分布较广泛。

【剑齿虎亚科】 Machairodontinae 哺乳纲真兽次亚纲食肉目猫科的一亚科。与虎近似，上、下颌骨张开可达 90°，上犬齿特别发达，扁平而尖锐，有的边缘呈锯齿状，齿冠高，可达5～6 厘米。中新世至更新世，广泛分布于亚洲、欧洲、非洲及北美。中国上新统及下更新统中很多。具有类似牙齿的尚有食肉类假剑齿虎科，肉齿类的类剑齿虎属和有袋类的袋剑虎等。



剑齿虎复原图

【大熊猫】 *Ailuropoda* 哺乳纲真兽次亚纲食肉目的一属。体形似熊，但头部较圆，吻部和鼻部较短，似猫，故名。牙齿宽大，多瘤状，前臼齿复杂，臼齿低冠，齿带发达，第一上臼齿方形，第三上臼齿长三角形，下臼齿的跟座有许多成泡沫状的瘤状尖。主要以嫩竹为食。化石分布于亚洲更新统，是广布于中国南方各省第四纪洞穴堆积中大熊猫-剑齿象动物群的主要成员，现仅分布于中国四川、陕西及甘肃省内的狭小地区。

【古有蹄类】 Archaicungulates 哺乳动物中有蹄类的一个早期类群，包括：蹄节目(Condylartha)、钝脚目(Amblypoda)、恐角目(Dinocerata)、焦兽目(Pyrotheria)、异蹄目(Xenungulata)、南方有蹄目(Notoungulata)、滑距骨目(Litopterna)、闪兽目(Astrapotheria)、管齿目(Tubulidentata)、裂齿目(Tillodontia)。其中南方有蹄目、滑距骨目、闪兽目、焦兽目及异蹄目仅分布于南美洲，统称为南美有蹄类(South American Ungulates)。晚古新世至更新世，繁盛于古近纪及新近纪早期。中国产有很多古有蹄类化石。

【蹄节目】 Condylarthra 哺乳纲真兽次亚纲的一目。最原始的有蹄类，包括原属于肉齿目的熊犬科(Arctocyonidae)和中兽科(Mesonychidae)，是现生奇蹄类、偶蹄类以及古有蹄类的祖先。个体小型，头骨低长，似食肉类。牙齿原始，齿冠低，门齿、犬齿、前面的前臼齿简单且相似，后面的前臼齿简单或臼齿化，臼齿有 4～6 个主尖，齿尖多丘形，只有一种为新月形齿。四肢短而尾长。脚皆 5 趾，趾窄像爪，或增大成蹄。杂食或植食为主。晚白垩世至中新世，繁盛于古新世及始新世，美洲、欧洲、亚洲。近年中国发现此类化石很多，如产于广东古新统的粤齿兽(*Yuodon*)等。

【钝脚目】 Amblypoda 又称**全齿目**(Pantodonta)。哺乳纲真兽次亚纲的一目。大型有蹄类。头骨低长粗壮，无角。牙齿齐全，除一类外皆有大型犬齿。上臼齿三角形，齿冠低，脊形。四肢粗笨，各有五趾，趾端通常有蹄。中古新世至始新世，北美、欧洲、亚洲。中国广东中古新世的阶齿兽(*Bemalambda*)是此类动物中早期较小型的代表。

【恐角目】 Dinocerata 又称**尤因他兽类**(Uintatheres)。哺乳纲真兽次亚纲的一目，是古近纪早期的大型原始有蹄类。头骨顶上常有特殊的角状骨质突起，可多至 3 对。多具有一对长大的剑状犬齿，臼齿齿尖连成单一的“V”形脊。晚古新世至始新世，北美、亚洲。中国新疆及江西等地上古新统中均有发现，如产于新疆吐鲁番上古新统的原恐角兽(*Prodinoceras*)等。

【次有蹄类】 Subungulates 哺乳动物中有蹄类的一个类群，它们体型及习性互异，但基本构造却相同，可能在始新世前起源于北非的某一共同祖先，后来沿着不同的辐射适应方向发展而成为形态迥异的不同的目。包括：长鼻目(Proboscidea)化石多，分布也广；**重脚目**(Embrithopoda)以发现于埃及渐新统的唯一的重脚兽(*Arsinoitherium*)为代表；蹄兔目(Hyracoidea)为小型草食有蹄类，近年中国山西发现上新蹄兔(*Pliohyrax*)；海生的**海牛目**(Sirenia)和发现于日本及北美太平洋沿岸的**索齿兽目**(Desmostylia)。其中以长鼻目化石多而重要。

【长鼻目】 Proboscidea 哺乳纲真兽次亚纲的一目。头部笨重，鼻和上唇愈合成圆筒形长鼻，能灵活卷曲，用以采食、吸水等。耳大革质，皮厚毛稀。四肢粗壮似柱，各具 5 趾，趾端有蹄，趾间有厚蹼相连，足短且宽，具弹性组织之肉垫。第 2 对上门齿特别发达，伸出唇外，称为象牙，无根，终生生长。颊齿大、脊齿

型，分为4亚目：始祖象亚目(Moeritheroidea)、恐象亚目(Deinotheroidea)、乳齿象亚目(Mastodontoidea)及真象亚目(Elephantoidea)。始祖象亚目及恐象亚目各仅有1化石属，乳齿象亚目及真象亚目化石较多。真象亚目牙齿的生长方式特殊，上颊齿向前、向下移动生长，下颊齿向前、向上移动生长，臼齿由前向后依次磨损，替以新齿。中始新世至现代，非洲、亚洲、美洲、欧洲。现生只有两种，亚洲象(*Elephas maximus*)及非洲象(*Elephas africanus*)。中国象类化石很多，在甘肃发现黄河象完整骨架，黑龙江发现有猛犸象骨架。

【嵌齿象】 *Gomphotheria* 又称**三棱齿象**(*Trilophodon*)。长鼻目乳齿象亚目长颌乳齿象类的代表属。体躯较低矮，四肢短壮。头骨低宽，眼眶向后退缩。上、下颌伸长，各生有一对由第二门齿发育而成的大象牙。上门齿向下并稍向外弯，外侧层有一条较宽的釉质层条带。下门齿横切面趋向扁平，无釉质层条带。下颌联合部引长成喙状，嵌在两上门齿之间，故名嵌齿。颊齿由锥状齿尖联成横脊，齿尖仍清晰可见。中间颊齿有3个横脊，故又名三棱齿象。中新世至早更新世，亚洲、非洲、欧洲、北美洲。主要生活于树林、河流、湖泊地区的低地。中国化石很多，是最常见的乳齿象类。

【铲齿象】 *Platybelodon* 哺乳纲真兽次亚纲长鼻目的一属。上颌骨前面部分宽扁，门齿退化。下颌骨联合部宽成长匙状，下颌骨与宽扁门齿连在一起形成方头铲形。颊齿为丘形—脊形齿。亚洲、欧洲中新统及北美上新统。中国产于北方中新统。


铲齿象复原图

【剑齿象】 *Stegodon* 哺乳纲真兽次亚纲长鼻目的一属。与现代象类同属于真象科。上门齿长大，弯度很小。下颚短。臼齿低冠至半高冠，齿脊数目逐渐增加，中间臼齿有6~11个横脊，最后一个臼齿有9~15个横脊。产于亚洲上新统至更新统。中国是世界上剑齿象化石种最多的国家，东方剑齿象(*Stegodon orientalis*)是中国南方更新世大熊猫-剑齿象动物群的主要分子。1973年1月在甘肃合水县发现一具剑齿象化石，身高约4米，体长约8米，门齿长3.03米，是目前世界上已知个体最大、保存最完整的剑齿象化石，命名为黄河剑齿象(*Stegodon huanghoensis*)，简称黄河象。


剑齿象复原图

【猛犸象】 *Mammuthus* 哺乳纲真兽次亚纲长鼻目真象科的一属。大小与近代象相似，是高度特化的真象类。体外被有长毛，故又名**毛象**。头骨短而高，正面成弓形，侧视顶部成圆顶三角形，额部下凹，枕脊部凸起很高。门齿长大，强烈弯曲并旋卷，最长的可达5米。臼齿宽大，高冠，齿板数目很多，排列整齐而紧密，第三臼齿齿板可达30片。生存于更新世晚期，可能到全新世初期。分布于亚洲、欧洲及北美阿拉斯加的寒冷地区，在西伯利亚北部冻土层中和北美阿拉斯加的冻土和冰层中都曾发现冷冻的、皮肉保存完好的猛犸象尸体。中国东北及内蒙古更新统中发现有猛犸象化石。猛犸象是中国东北地区更新世晚期动物群的代表性动物，一般把这个动物群称为猛犸象动物群或猛犸象-披毛犀动物群。


猛犸象复原图

【蹄兔目】 Hyracoidea 哺乳纲真兽次亚纲的一目。小型有蹄类。现生代表形态、大小及习性似兔。凿状上门齿1对，下门齿2对，无犬齿，颊齿高冠，脊形。四肢短，前肢4趾，后肢3趾，趾端有蹄状平爪，故名蹄兔。早期种类大者如马，齿式完全。渐新世至现代，非洲、欧洲、亚洲。中国北方上新统及更新统产有此类化石，如山西的上新蹄兔(*Pliohyrax*)。

【奇蹄目】 Perissodactyla 哺乳纲真兽次亚纲的一目。曾经极为繁盛的大型草食有蹄动物。头上无角或有角。四肢长，肢的中轴通过中趾。趾常为奇数，前后肢第1趾退化，后肢第5趾亦退化，进步的马类只有1趾。趾端多为蹄(仅一类为爪)。后趾踝部距骨的近端有1个滑车面，与胫骨关节，远端为一平面。股骨上端外侧有1显著突起，名第三转子。门齿完整，犬齿退化或消失，除第一前臼齿外，前臼齿均臼齿化。可分为3个亚目：马形亚目(Hippomorpha)包括雷兽超科和马形超科；爪兽亚目(Ancylopoda)为趾端有爪的奇蹄类；角形亚目(Ceratomorpha)包括犀类和貘类。晚古新世至现代，美洲、欧洲、亚洲、非洲。繁盛于古近纪中晚期，现生种类大为减少，仅有马、犀、貘三类。中国此目化石很多，如三趾马(*Hipparion*)、巨爪兽(*Macrotherium*)、两栖犀(*Amyaodon*)等。

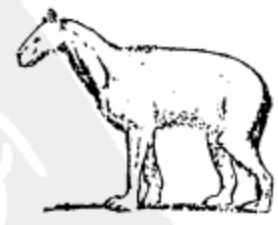
【三趾马】 *Hipparion* 哺乳纲真兽次亚纲奇蹄目的一属。曾广泛分布，现已绝灭的马类进化中的一个较繁盛的旁支。*hippar* 为希腊文的马，*-ion* 指小的词尾，中文因其具三趾而译为三趾马。在马科中除早期(始新世)四趾型马和晚中新世以后向单趾型过渡的马以外，很多属都是三趾型的马，如间马(*Miohippus*)和草原古马(*Merychippus*)等。现在认为应分成若干属。身体较现代马稍小。眶前窝多很发育。上臼齿原尖孤立，圆形或长卵形，釉质层褶皱很多。前后肢均各有三趾，中趾很粗，侧趾较小。生活于草原及湖沼地区。化石大量发现于欧洲、亚洲、非洲及北美的中新世—上新世地层中，非洲更新统中也有产出。中国此类化石很多。


三趾马复原图

【雷兽科】 Brontotheriidae 哺乳纲真兽次亚纲奇蹄目的一科。早期代表大小似狼，之后逐渐增大，可大于现代犀。鼻骨常前伸并上翘，后期种类扩展成一对大而相连的角。齿冠低，臼齿为丘一脊形齿，上臼齿外壁成"W"形，内侧有2个锥形尖，保持孤立，下臼齿由并列的两个宽"V"形脊组成。始新世至渐新世。广泛分布于亚洲及北美。中国始新统及渐新统中化石很多，如上始新统的鼻雷兽(*Rhinotitan*)，内蒙古渐新统的大角雷兽(*Embolotherium*)等。


大角雷兽复原图

【爪兽亚目】 Ancylopoda 哺乳纲真兽次亚纲奇蹄目的一亚目。趾端生爪而不具蹄的草食动物，也是奇蹄目中唯一趾上有爪的一类。齿冠低，与雷兽相似，上臼齿外壁呈"W"形，但内侧两锥形尖分别与外壁相连成脊。下臼齿为双新月形，有分开的下后附尖。始新世至更新世，广泛分布于亚洲、欧洲、非洲及北美。中国渐新统至更新统中都有此类化石发现，如产于内蒙古及河北中新统的巨爪兽(*Macrotherium*)等。


爪蹄兽复原图

【巨犀】 *Indricotherium* 哺乳纲真兽次亚纲奇蹄目的一属。体格庞大，身高可达4~5米，为已知最大的陆生哺乳动物。头、颈及四肢均很长，头长1米多，但与躯干相比仍然较小。头上无角，有一对钝的门齿，臼齿低冠，呈简单的π形。以植物为食。

产于亚洲、欧洲东部渐新统。中国内蒙古、宁夏及云南等地均有发现。

【披毛犀】 *Coelodonta antiquitatis*　哺乳纲真兽次亚纲奇蹄目的一种。体披长毛，头骨长且大，具前后排列的双角，分别长在鼻骨与额骨上。门齿退化，臼齿齿冠高，釉质层厚，褶皱多，外壁成波浪状。上臼齿成"π"型，二横脊很斜，彼此平行，前刺及小刺均发达。下臼齿前叶近方形，后叶成新月形，前叶比后叶长。生活于寒冷地区，产于亚洲、欧洲及北非更新统。中国北方更新统此类化石很多。

【偶蹄目】 Artiodactyla　哺乳纲真兽次亚纲的一目。是最繁盛的以植食为主的有蹄类。野生偶蹄类遍布除大洋洲以外的各个大陆。因蹄为偶数而得名。具2或4趾，第1趾退化，肢的中轴在第3和第4趾之间，第3、4趾特别发达，其掌骨、蹠骨常愈合为炮骨，距骨两端均具滑车面，股骨无第三转子。始新世至现代。一般再分为3亚目：猪形亚目(Suiformes)头上无角，第3、4掌骨、蹠骨分开或不完全愈合；胼足亚目(Tylopoda)头骨较长，无角，第3、4掌骨、蹠骨已愈合为炮骨，但其下端仍分开尚未完全愈合；反刍亚目(Ruminantia)是偶蹄目中数量和种类最多的亚目，包括鼷鹿次亚目(Tragulina)及有角次亚目(Pecora)，其中鼷鹿类体小无角；鹿类头部具骨质角，形状各异，每年脱落；长颈鹿类角极短小，外覆皮肤，终生存在；牛类角由骨质角心和其外套的角质鞘组成，多不分叉，也不脱落。角的特征是此类化石的重要鉴定依据。

【石炭兽科】 Anthracotheriidae　哺乳纲真兽次亚纲偶蹄目猪形亚目的一科。猪形，齿式完全。臼齿低冠，为丘—新月形齿。上臼齿一般都有5个齿尖，前面3个，后面2个。下臼齿唇面的齿尖成新月形，舌面的齿尖成锥形。前臼齿短，前面的3个构造简单，单尖。犬齿强大。一般为四趾。始新世至更新世，分布于亚洲、欧洲、北美及非洲北部，各地延续时代不尽相同，生活于沼泽丛林地区，化石常在褐炭层中发现，故名石炭兽。中国北方及南方始新世、渐新世地层中均有发现，始新统中曾发现古老和原始的种类。

【古鼷鹿】 *Archaeomeryx*　哺乳纲真兽次亚纲偶蹄目的一属。是反刍动物如鹿、牛、羊等的祖先类型。个体小，无角，四肢长，背脊弯曲，具长尾，臼齿由4个新月形小尖组成，前臼齿未臼齿化。尺骨、腓骨完整。掌骨、蹠骨无愈合现象。产于中国内蒙古、新疆、云南、广西等地始新统上部。

【肿骨大角鹿】 *Megaloceros pachyosteus*　简称肿骨鹿。哺乳纲真兽次亚纲偶蹄目鹿科大角鹿属的一种。头骨粗壮，下颌有明显肿厚现象。角甚粗壮，眉枝垂直扁平，主枝圆筒状，但远端呈掌状分叉，掌状面与眉枝成45°夹角，或掌状面几乎平行于眉枝的面。臼齿大而低冠，为新月形齿。中国北方中更新统中化石很多，北京猿人洞穴堆积中曾发现大量化石。

【皇冠鹿】 *Stephanocemas*　哺乳纲真兽次亚纲偶蹄目的一属。原始的鹿类，个体小。角呈掌状，成年的角具6～8个分叉，幼年与老年的较少，分叉从掌状的中心部分近水平伸出。角柄相当长，与掌状角的中心部分直接相接，无基节部。产于亚洲及欧洲中新统。中国产于北方中新统上部。

古　植　物

【菌藻植物】 thallophyte　低等植物，单细胞或单细胞集成群体，或为多细胞而无真正根、茎、叶的分化，形体多成丝状或叶片状，故亦称**叶状体植物**。大多生活于水中，类型很多，包括各种菌类和藻类。菌类大都是无叶绿素植物，多营腐生或寄生，包括细菌、黏菌、真菌等。细菌外形呈球状、杆状、螺旋状等，已发现最早的细菌化石距今约32亿年，化石在各断代地层中多有发现。黏菌和真菌种类虽多，但由于其不易保存，难于进行研究，在地层上的价值尚不大。藻类是含叶绿素和其他色素的低等自养植物，包括许多门，化石在元古宇中即有发现，地层上有意义的有蓝藻、绿藻、轮藻、硅藻、甲藻和红藻等。地史上一些矿产的形成，如硫、硅藻土、石油以及一些铁、锰矿等都与菌藻类的活动有关。

【铁细菌】 iron bacteria　一种能把水中可溶性铁转化成不溶性铁的细菌。铁细菌在生活过程中通过它分泌的酶的作用，能把二价铁氧化成三价铁，在合适条件下大量繁殖，随之而产生铁的氧化物的沉淀，数量非常可观。前寒武纪大气中含氧量适合铁细菌生长，那时全球性大量铁矿的形成与当时铁细菌的活动有着密切的联系。中国已在辽宁鞍山群条带状含铁建造中发现铁细菌化石。

【藻化石】 fossil algae　泛指由地质时期各种藻类保存而成的化石，主要有蓝藻、绿藻、红藻、轮藻、硅藻、金藻、甲藻等，化石保存整个藻体或局部构造，其中钙化者又统称为钙藻化石。藻类化石分类系统多样，一般分为骨骼藻化石及非骨骼藻化石或钙藻化石及非钙藻化石两大类。化石藻类多为水生，浮游或底栖生活。最早的藻类化石距今约35亿年。中、新生代地层中则产有丰富的硅藻、轮藻、沟鞭藻等。藻化石的研究方法比较特殊，也具有重要的地层意义。

【钙藻化石】 fossil calcareous algae　又称**石灰藻化石**。钙质的藻类化石的总称。有些藻类具有分泌沉积钙质的功能，如蓝藻、红藻门的管孔藻科和珊瑚藻科、绿藻门的伞藻科、轮藻等，其整个植物体或部分器官都易保存为钙质化石，统称为钙藻化石。同时某些石灰岩或礁体的形成也与这些钙藻有密切关系，故钙藻化石的研究具有重要的地质意义。中国钙藻化石十分丰富，如晚前寒武纪以及中、新生代陆相地层均产出甚多，对这些时代地层的划分对比起着重要的作用。

【蓝藻门】 Cyanophyta　曾称**蓝绿藻门**。一门最简单而原始的藻类植物，属原核生物。藻体为单细胞或单细胞集成群体，仅具核质，没有核膜和核仁。细胞内含叶绿素、藻蓝素、类胡萝卜素，有的尚含藻红素，藻体因所含色素的种类和含量不同而呈现不同的颜色，一般为蓝色。繁殖方法主要为细胞分裂，无有性生殖。适应性极广，主要分布于淡水，部分生活于海水或附生于土壤、岩石、树干、树叶上，有些种类甚至能生活于温泉或严寒极地。蓝藻化石最早出现于前寒武纪，在世界许多地区的不同时代的地层内均有发现。中国产有蓝藻化石很多。

【绿藻门】 Chlorophyta　藻类植物中最大的一门。藻体一般草绿色，类型复杂，有单细胞体、单细胞集成群体和多细胞体等，体形成球状、丝状、片状等。细胞壁主要为纤维素组成。所含色素为叶绿素、类胡萝卜素及叶黄素，储藏养分主要是淀粉，无性生殖及有性生殖，游动细胞一般有二或四根顶生等长的鞭毛。主要分布于淡水，少数海生和陆生，或附着生物体外，也有寄生者。化石以海生的管藻目(Siphonales)和粗枝藻目(Dasycladales)等较重要。中国渤海沿岸地区发现古近纪盘星藻(*Pediastrum*)等，珠穆朗玛峰的上白垩统及古近系产有伞轴藻(*Cymopolia*)、三枝藻(*Trinocladus*)，古近系产有双枝藻(*Dissocladella*)、莫氏孔藻(*Morelletpora*)、仙掌藻(*Halimeda*)等。

【轮藻门】 Charophyta　过去列为绿藻门轮藻纲，现已分出成

独立的一门，是一类分化程度最高、构造比较复杂的藻类植物。外形似有“根、茎、叶”的分化，“茎”细弱且分节，节上轮生侧“枝”，“枝”上具“叶”和生殖器官。一般以具钙化能力的藏卵器（雌性生殖器官）化石为最常见。藏卵器呈球形、椭球形、梨形等，大小一般为0.3～2毫米，最大可达3.6毫米，外面是钙化的包围细胞（螺旋细胞），表面可具饰纹，顶端具有5个或10个因不钙化而不易保存为化石的冠细胞。有的藏卵器外面可再包有一层结构复杂、具奇特纹饰的外壳。轮藻根据其包围细胞的旋转方向可分为直立轮藻（晚志留世至早石炭世）、右旋轮藻（晚志留世至晚二叠世）及左旋轮藻（中泥盆世至现代）三大类，以左旋轮藻类化石最多而常见。轮藻多生活于淡水或半咸水，晚古生代海相地层中也有发现。晚志留世至现代，有中泥盆世、中三叠世、早白垩世和古近纪4次繁盛期，在中、新生代含油地层的划分对比上应用较多。中国轮藻化石丰富，分布很广，南方中泥盆统产有包围细胞成直行排列的直立轮藻（*Sycidium*），侏罗系、白垩系和新生界中发现大量仅具5个左旋细胞的轮藻化石，如真开口轮藻（*Euaclistochara*）、孔轮藻（*Porochara*）、古近纪的有盖轮藻（*Tectochara*）等。



轮藻藏卵器

【颗石藻类】 Coccolithophores; Coccolithophorids 浮游单细胞藻类，属金藻门，是现代海洋中钙质超微型浮游生物的主要组成部分。细胞质内含金黄色素体，细胞前端有两根鞭毛。颗石藻在其生命周期的非活动期细胞外层分泌名为颗石的钙质小片，活动期不具颗石，或具另一类型的颗石。一个细胞的所有颗石组成球形或卵形的颗石球，每个颗石藻所含颗石数目不等，其形态大小也可不同。颗石由方解石微晶构成，能保存为化石，多成圆形或椭圆形薄片或环。侏罗纪至现代，分布很广，侏罗纪、白垩纪及新生代海相地层中很多。

【颗石球】 coccosphere 又称球壳。颗石藻的球形或卵形壳，由许多颗石组成，附于细胞胶质层的表面或埋于其中。颗石藻死亡后颗石球解体成许多颗石，可保存为化石。



颗石球

【颗石】 coccolith 颗石藻在其生命周期中非活动期细胞外层分泌的钙质小片，由许多微小的方解石晶体组成，多为圆形或椭圆形，直径一般1～15微米。其基本结构为一圈细小晶体连接成环，由1个或数个同心的环连接成盾。典型的颗石由上、下两个盾组成，中央由一个中心管相连，靠近细胞的盾称近极盾，常内凹，附于细胞胶质层表面或埋于其中。靠外的盾称远极盾，常外凸。由于颗石藻生命周期不同阶段可有不同的颗石，而有些类型同一颗石球不同部位颗石的形态大小可有明显变化。古生物学研究的主要是分散保存的颗石，故采用形态分类。颗石的形态、盾的形状数目、晶体排列方式等是分类的重要依据，可据以分为不同类型。颗石是由大量方解石晶体组成，故在显微镜正交偏光下会出现十字消光带，这种消光图像是重要鉴定依据之一。侏罗纪至现代，繁盛于晚白垩世及古近纪、新近纪。三叠纪及晚古生代曾有相关报道。

【硅藻门】 Bacillariophyta 藻类植物的一门。藻体一般为单细胞或为集成群体，极小，通常是40～300微米。细胞壁充满果胶及硅质而成坚硬的外壳，故称硅藻。壳由上下两瓣壳组成，一壳稍大，套在另一个壳上，形似肥皂盒。形状变化大，有圆形、椭圆形、菱形、三角形等。壳面饰有呈辐射对称或左右对称排列的饰纹，据之可分为中心硅藻目（Centrales）及羽纹硅藻目（Pennales）。多水生，海水或淡水，死后沉于水底累积而成硅藻土，极少数生活于潮湿土壤。体内储藏的脂肪物质是形成石油的原料之一，对含油地层的研究很有意义。硅藻对于水体含盐度和温度相当敏感，是研究古环境的可靠资料。世界各地侏罗纪至现代，晚白垩世及古近纪、新近纪最繁盛。中国产于山东临朐和吉林桦甸等地古近系、新近系。

【沟鞭藻类】 Dinoflagellates 属藻类植物甲藻门的横裂甲藻纲，绝大多数是单细胞生物、少数呈群体或丝状体。生活史的运动期与休眠期常交替出现，运动期的藻体球形至椭球形，具纵沟和横沟，各着生一根鞭毛，具规则分布的板片，板片排列方式（板式）是重要的分类标志，并具有各种纹饰，壳壁一般为纤维质，常不能保存化石。化石沟鞭藻类实为其休眠期的孢囊化石，有球形、卵形、椭球形、菱形、近矩形或鼎形等，两侧对称或近两侧对称，多有上下、腹背之分，常具多边形开口（古口），顶角、底角和侧角等，表面平滑或具纹饰，或发育形状多样的刺状突起。大小为10～400微米不等，一般小于100微米。现生类型主要为海生，为海洋浮游生物的主要成分，其他各种水体也有分布。最早出现于志留纪，侏罗纪开始繁盛，是中、新生代海相地层的一类重要微化石。中国中、新生代地层中发现丰富的沟鞭藻类化石，如渤海沿岸地区古近系产有德弗兰藻（*Deflandrea*）、渤海藻（*Bohaidina*）、菱球藻（*Rhombodella*）等。



沟鞭藻

【横裂甲藻纲】 Dinophyceae 甲藻门的一纲。孢囊壳体具纵沟及横沟，横沟位于赤道或腰部，将壳体分为上壳和下壳，故名横裂甲藻。

【疑源类】 Acritarchs 是一类亲缘关系不明、可能是多源的微化石，主要是不同门类的单细胞藻。形态、结构、纹饰变化不一，一般以球形体和刺状体为主，具中央腔。外壁单层或多层，主要是有机质，表面光滑或具各种纹饰，也有具刺状突起者。中央腔封闭或以圆口、不规则开裂等与外面相通。直径通常小于100微米，大者可达数百微米。浮游生活，海生为主。前寒武纪至现代，以前寒武纪及早古生代最繁盛，被广泛用于地层划分对比、古生态研究等领域。疑源类与化石沟鞭藻类有较密切的关系，区别在于其外形一般辐射对称，不具沟及板片，开口一般为圆形，罕为多边形，也无顶角、底角和侧角突起。中国渤海沿岸古近系产有皱面球藻（*Rugasphaeria*）、网面球藻（*Dictyotidium*），毛球藻（*Comasphaeridium*）等。

【刺球类】 Hystrichospheres, Hystrichosphaerids 过去用于泛指壳体球形或卵形，具有刺状突起的亲缘关系不明的微化石，近来研究证明以往的所谓刺球类部分是沟鞭藻类的休眠期孢囊化石，应归入甲藻纲，其余亲缘关系不明者应归入疑源类，故刺球类一名，目前多已不用。

【红藻门】 Rhodophyta 藻类植物的一门，为以多细胞为主的藻类，现代食用的紫菜即属此类。藻体鲜红、粉红、紫红、紫色等，体型不大、构造复杂，呈片状、丝状、带状或树枝状等。无性生殖及有性生殖，红藻与其他藻类不同的特点是其特有的有性生殖方式（卵式生殖）、缺乏具鞭毛的生殖细胞和含特有的藻红素。多营附着生活，大都分布在较暖海洋中，淡水种类极少。化石红藻在中国新元古界十分丰富，主要属于管孔藻科和套管藻科，这两科并延续繁盛于古生代，至中、新生代珊瑚藻科代之兴起，地层意义较大。中国南方新元古界灯影组中产有针刺藻（*Acus*）、前管孔藻（*Praeolenopora*）等。珠穆朗玛峰古近系宗浦群

产有珊瑚藻(*Corallina*)、多角藻(*Polygonella*)石枝藻(*Lithothamnium*)等。

【苔藓植物门】 Bryophyta 高等植物中最简单的一门。与所有其他植物体以孢子体世代占优势的高等植物不同的是植物体以配子体世代占优势,孢子体不发育寄生于配子体上。是一类由水生生活趋向陆生生活的植物。构造简单,为匍匐地上的叶状体,高等的虽有"茎"、"叶"的分化,但无真正的根,也无真正维管束构造。再分为苔纲及藓纲。生于阴湿环境,泥盆纪至现代。化石较少,中国二叠纪及三叠纪地层中曾有发现。

【蕨类植物】 Pteridophytes 曾称**羊齿植物**。高等植物中较低级的一类。世代交替明显,无性世代的孢子体占优势。除裸蕨纲外,孢子体都有根、茎、叶之分,不具花,以孢子繁殖。多繁盛于晚古生代,常为高大木本植物,形成大面积的森林,占据当时植物界的主导地位。现存者大都为草本植物。可分为四纲:裸蕨纲、石松纲、楔叶纲和真蕨纲,现多提升为门。

【原蕨植物门】 Proteridophyta 一类原始的陆生维管植物。原称裸蕨纲(Psilophytopsida),列为蕨类植物门的一纲或亚门,后创建原蕨植物门以取代之。茎分直立的地上茎及横卧的地下茎,内具最简单的维管束,为原生中柱。茎纤细,二歧式分歧,表面有气孔及角质层。无真正的叶,仅是鳞片状或刺状突起,又名无叶植物。地下茎具假根。孢子囊大都生于枝的顶端,通常单生,或聚集成簇,同孢。晚志留世至泥盆纪。再分为 3 纲,即瑞尼蕨纲(Rhyniopsida)、工蕨纲(Zosterophyllopsida)、三叶蕨纲(Trimerophytopsida),或提升为 3 个门。中国南方下泥盆统产有工蕨(*Zosterophyllum*)等。

【裸蕨纲】 Psilophytopsida 一类原始的陆生维管植物。原列为蕨类植物门的一纲或亚门,近年多认为此类植物内容复杂,应重新分类命名,1987 年创建原蕨植物门(Proteridophyta)以取代之,下分 3 纲,或分为 3 个独立的门:瑞尼蕨门、工蕨门、三叶蕨门。

【楔叶植物门】 Sphenophyta 又称**节蕨植物门**(Arthrophyta)。木本或草本。茎大都中空,明显地分为节与节间,茎面光滑或具有纵脊及纵沟。枝、叶自节上生出,单叶常较小,轮生,基部分离或相互连合。孢子囊着生于特殊的孢囊柄上,孢囊柄绕轴轮生聚成孢子囊穗,生于枝的顶端。泥盆纪开始出现,石炭纪、二叠纪最繁盛,广布全球,常见化石有芦木(*Calamites*)、轮叶(*Annularia*)、楔叶(*Sphenophyllum*)等,侏罗纪以后至现在仅有草本的木贼(*Equisetum*)一属。

【石松植物门】 Lycophyta 又称**小叶植物门**(Microphyllophyta)。木本或草本。茎直立,二歧式分枝。叶小型,不具叶隙,多具单脉,螺旋状或直行排列,遍布茎枝。孢子囊多单生于叶腋,孢子叶集成孢子叶球或穗状,通常位于枝的顶端。晚古生代的鳞木类植物,多为高大的木本类型,叶长可达 1 米。枝干常保存有叶脱落后的痕迹,称叶座,其排列情况、形状及构造等特点是鉴定的重要依据。始见于早泥盆世,中泥盆世已遍及世界各洲,最繁盛于石炭纪,分布极广,是当时重要造煤植物之一,古生代末即衰退,现尚残留少数的草本类型,仅存 5 属。常见化石有晚泥盆世至早石炭世的亚鳞木(*Sublepidodendron*)、石炭纪至-二叠纪的鳞木(*Lepidodendron*)等。

【真蕨植物门】 Pteridophyta 又称**隐花羊齿植物**(Cryptogamic fern)。多为草本植物,常见的为叶化石。叶一般为大型羽状复叶,也有为掌状或单叶。叶轴有二歧式、合轴式、单轴式等分枝形式。叶脉羽状、网状或为扇形脉等。孢子囊生于叶的背面或边缘部分,单生成群或联合成聚合囊。中泥盆世至现代,石炭纪、二叠纪开始繁盛,中生代最繁盛。常见化石有锥叶蕨(*Coniopteris*)、枝脉蕨(*Cladophlebis*)等。

【前裸子植物】 progymnosperms 具裸子植物结构的茎上着生具蕨类植物孢子囊的生殖叶的植物,为蕨类植物过渡到裸子植物的植物类群。乔木或灌木,具三维空间伸展的侧向枝系,末级枝为二歧分叉的小枝或扁化成具有叶脉的叶片。茎内有发达的次生木质部,管胞壁上有圆形的具缘纹孔,为裸子植物的典型特征。生殖器官为孢子囊,同孢或异孢,为蕨类植物特征。前裸子植物可归入蕨类植物,也有认为属裸子植物,或单独列为一门。再分为无脉树目(Aneurophytales)、古羊齿目(Archaeopteridales)及原始髓木目(Protopityales)。出现于早泥盆世至中泥盆世。

【裸子植物】 Gymnosperms 或列为一门。种子植物中较原始的类群,心皮不包成子房,胚珠(受精后发育成种子)裸露,胚乳在受精前已形成。都是木本植物,茎的次生木质部发达,没有导管,仅由管胞组成。重要化石类别有种子蕨植物门、苏铁植物门、银杏植物门、松柏植物门等,或列为纲。晚古生代开始出现,中生代极盛,种类很多,占当时植物界统治地位,故中生代亦称为裸子植物时代,中生代晚期衰退,现存者以松柏植物为主,主要分布于北半球。

【种子蕨植物门】 Pteridospermophyta 或列为一纲。兼具真蕨植物和裸子植物的特征。植物体多为灌木或藤本,茎细长,分枝少,多具大型羽状复叶,也有具粗壮主茎和大的单叶。蕨叶与真蕨植物极相似,但生殖叶上着生种子和花粉囊,主叶柄常二歧分叉,叶表面角质层厚,有的具间小羽片。茎与现代苏铁植物相似,髓部发育,次生木质部较薄,皮部粗厚。晚泥盆世出现,石炭纪、二叠纪繁盛,中生代后期绝灭。由于繁殖器官化石发现较少,种子蕨植物的蕨叶化石难与真蕨类区分,通常根据叶的形态、脉序、叶轴等特征在各种形态属名下记载,化石很多,有脉羊齿(*Neuropteris*)、座延羊齿(*Alethopteris*)、栉羊齿(*Pecopteris*)、大羽羊齿(*Gigantopteris*)等。

【苏铁植物门】 Cycadophyta 属裸子植物,或列为纲。包括**苏铁纲**(Cycadopsida)及已绝灭的**本内苏铁纲**(Bennettiopsida),两者外形极为相似,茎直立,短而粗,或成块状,一般不分叉,表面多布有叶脱落后留下的叶基痕迹。茎的髓部发育,次生木质部薄而皮部厚,叶一般为大型一次羽状复叶,也有为单叶,革质,丛生茎顶。叶脉平行,少数网状脉或扇形脉。苏铁纲与本内苏铁纲的区别在于它们的生殖器官及叶的表皮构造不同,本内苏铁纲为雌雄同株,叶的表皮细胞壁常弯曲;苏铁纲是雌雄异株,叶的表皮细胞壁直。由于生殖器官及叶的表皮构造很少保存,一般化石多仅是叶的印痕,难以区分,而笼统称为苏铁类植物。本内苏铁纲始于二叠纪,三叠纪、侏罗纪最繁盛,白垩纪末绝灭;苏铁纲出现于二叠纪,中生代繁盛,晚期逐渐衰退,现代热带和亚热带还有分布,尚存铁树等 10 属。常见化石有蕉羽叶(*Nilssonia*)、侧羽叶(*Pterophyllum*)等。

【银杏植物门】 Ginkgophyta 属裸子植物,或列为纲。高大落叶乔木,单轴式分枝,有长枝及短枝。单叶呈扇形、楔形或线形,有的分裂成许多宽窄不等的细长裂片,有柄或无柄,位于长枝或短枝上。长枝上叶稀疏,互生或螺旋状排列;短枝上叶螺旋状密集着生,常成束地簇生于其顶端。叶脉有的多次二歧分叉,呈扇形,有的互相平行,不分叉或很少分叉。开始出现于早二叠世,侏罗纪及早白垩世最为繁盛,属种众多,分布极广,几乎遍及北半球,白垩纪末衰退,第四纪冰期后孑遗银杏(*Ginkgo biloba*)一种于中国,唐代传至日本后再及欧美,为著名的活化石。常见化石有似银杏(*Ginkgoites*)、线银杏(*Czekanowskia*)等。

【松柏植物门】 Coniferophyta 属裸子植物，或列为纲。多为乔木，少数为灌木，单轴式分枝，有长短枝之分，化石大多保存枝叶部分。单叶多细小，针形、鳞片形，少数披针形、舌形等，多具单脉，少数平行脉。一般为螺旋状或假两列状排列生于枝上，有的为簇生、交互对生或轮生。松柏类的球果化石对研究其系统分类位置等十分重要，但发现数量很少，一般仅根据叶形态特征、着生特点等鉴定形态属。最早出现于晚石炭世，繁盛于侏罗纪白垩纪，之后渐衰退，现存尚有数百种，仍是裸子植物中最大的一类。常见化石有短叶杉(*Brachyphyllum*)、长枝杉(*Elatocladus*)、苏铁杉(*Podozamites*)等。

【科达纲】 Cordaitopsida 已绝灭的裸子植物，松柏植物门的一纲。高大乔木，常在茎的近顶端处分枝，单叶，多呈带状，大小不一，长的可达1米，边缘一般为全缘，螺旋状排列于枝上，叶脉密，平行伸展，多在基部分叉，脉间常见密集细纹。晚泥盆世至三叠纪，晚石炭世至二叠纪极繁盛，密生成林，是当时重要造煤植物之一。常见化石有科达(*Cordaites*)、匙叶(*Noeggerathiopsis*)等。

【买麻藤纲】 Gnetopsida 又称倪藤纲，裸子植物。现存的买麻藤植物包括麻黄目(Ephedrales)、买麻藤目(Gnetales)和百岁兰目(Welwitschiales)，均为单科单属。麻黄植物叶鳞片状、对生或轮生，雌、雄球花由1~3朵被交互对生的苞片包围的"花"组成，种子无柄、不具翅；买麻藤植物叶片具羽状脉，相似于双子叶植物的叶，"花"环状排列在伸长的穗上，种子具长柄、不具翅；百岁兰植株茎粗短且终生只有两片对生的叶片，单性球花在茎端呈假二歧式排列，种子卵形，具膜质翅。现代麻黄植物主要分布于欧亚大陆及美洲的干旱区域，买麻藤植物分布于美洲与亚洲的赤道附近以及非洲西部，而百岁兰植物分布区域非常狭窄，仅限于非洲西南部的沙漠地带。麻黄目的化石报道有麻黄属 *Ephedra*、似麻黄属 *Ephedrites* 以及异麻黄属 *Alloephedra*。买麻藤目的化石目前仅在荷兰与俄罗斯交界地带上新世的地层中报道过 *Gnetum scandens* var. *robustum*，为雄花序片断。百岁兰目的化石已报道了产自蒙古下白垩统 Tsagan—Tasb 组中的 *Gurvanella* 和产自中国辽宁朝阳地区的上侏罗统—下白垩统义县组的 *Chaoyangia*，它们的种子均非常相似于现代百岁兰的具翅种子。

【被子植物门】 Angiospermae 又称**显花植物门**(Anthophyta)。种类最多、分布最广、结构最复杂完善、最高级的一类种子植物。胚珠(受精后发育成种子)生在子房内，故名。具真花，故又名**有花植物门**(Anthophyta)。具双受精现象。茎的木质部以导管为主。可根据种子内子叶的数目分为胚仅具一个子叶的**单子叶植物纲**(Monocotyledoneae)及胚具2个子叶的**双子叶植物纲**(Dicotyledoneae)。过去仅知可靠的被子植物化石最早出现于早白垩世，晚白垩世即大盛，繁盛至今，广布世界各地。20世纪90年代在中国辽宁西部北票晚侏罗世地层中发现被子植物化石古果(*Archaeofructus*)，不仅提早了对被子植物出现时间的认识，也为被子植物起源和早期演化研究提供了重要资料。中国新生代地层中被子植物化石很多。

【叠层石】 Stromatolites 泛指主要由蓝藻及菌类的生物作用和无机沉积作用相互影响而形成一种生物沉积构造体，常成同心状的叠层体，故名"叠层石"。叠层石形态、大小变化很大，最常见的有柱状、锥状、层状、板状、球状等。狭义的叠层石仅指柱状和锥状者。叠层石均系由向上凸起的基本层叠覆而成的叠层体，基本层是一亮层和一暗层组成。暗层是富含有机质层，由藻菌等的复杂组合构成。亮层是由藻类粘附的细粒沉积物构成。叠层体分叉或不分叉，表面光滑或具环脊、瘤刺、檐等体饰。其间可有微微下凹的连接桥相连。多根据形态特征进行分类，使用独特的类、亚类、群、型等分类等级，仍用拉丁文双名法命名。叠层石形成于海洋及淡水湖泊，主要产于石灰岩、白云岩中，在燧石层、磷块岩铁矿中也有发现。最早的叠层石发现于西澳大利亚距今约35.2亿年的岩石中，新元古代极繁盛，奥陶纪开始衰退，现代海湾和湖河中仍有少量叠层石存在。



叠层体构造图

中国叠层石十分丰富，其中柱叠层石主要产于晚前寒武纪地层中，分布广泛，类型繁多，特征清楚，变化规律明显，对地层划分对比十分重要。

【核形石】 oncolites 广义叠层石的一类，为小型封闭同心层状，直径一般不超过10厘米，形态多样，但以球状者最常见，因似结核，故名。或称藻灰结核。晚前寒武纪至现代。中国中—新元古界产有奥赛基核形石(*Osagia*)等。

【花纹石】 catagraphites 广义叠层石的一类。其成因和叠层石(狭义)相似，但断面上呈花纹状，故名。又因其外形多变，也称**变形石**。晚前寒武纪晚期较重要，有一定的地层意义。中国产于新元古界，也有认为花纹石可能是一种沉积构造。

【锥叠层石】 *Conophyton* 叠层石的一形态属。叠层体呈锥状和锥柱状，不分叉。基本层为锥形，一层套一层生长。轴部急剧加厚，形成一贯穿柱体的轴带，有时有特殊上翘的连接桥。无侧壁。晚前寒武纪，世界各地。中国此类化石很多，产于中—新元古界。

【喀什叠层石】 *Kussiella* 叠层石的一形态属。叠层体由呈次圆柱状柱体组成，具简单连续假分叉。基本层半球状拱形，一层叠一层生长。叠层体侧部无壁而具参差不齐的檐，有时具连接桥。晚前寒武纪，亚洲、大洋洲及北欧。中国产于中—新元古界。

【贝加尔叠层石】 *Baicalia* 叠层石的一形态属。叠层体呈膨胀收缩粗细变化的茎块状柱体，树枝式两分叉，新生的柱体最初收缩而后膨胀到原柱体的大小，并两轴对称的向外生长，不相平行。基本层呈半球状拱形，一层叠一层生长，叠层体侧部不具壁，有檐。有时具连接桥。晚前寒武纪，亚洲、非洲、大洋洲及北美。中国产于中—新元古界。

【裸枝叠层石】 *Gymnosolen* 叠层石的一形态属。叠层体呈柱状，树枝式分叉，分叉频繁，分叉处膨胀，新生柱体的轴互相平行。基本层为半球状拱形，一层叠一层生长，在叠层体侧部形成壁。表面光滑，具多次的包裹物。晚前寒武纪，亚洲、非洲、大洋洲、欧洲及北美。中国产于中—新元古界。

【通古斯叠层石】 *Tungussia* 叠层石的一形态属。叠层体呈不规则的柱状，具复杂的轮生式分叉，分叉处一般收缩，并有较多的横生或向上倾斜生长的分枝。基本层为规则的半球状拱形，一层叠一层生长，在侧部叠合成壁或为参差不齐的檐。很少有连接桥。晚前寒武纪，亚洲、北非、大洋洲及北美。中国产于中—新元古界。

【蓟县叠层石】 *Chihsienella* 叠层石一形态属。柱体呈规则的柱状或扁柱状，多为平行或散开分叉，并有融合现象。基本层呈规则或不规则的穹形，相互叠合生长。多有特种壁和光滑的

体表面。体表面上有时具海绿石的包裹物。产于中国北方中元古界蓟县系。

【杯叠层石】 *Scyphus* 叠层石一形态属。柱体多呈上大下小的杯状，部分呈次圆柱状。一般不分叉，有时具平行到微散开分叉。基本层呈平缓穹形，相互叠合生长，在柱体侧部不叠合成壁，而为参差不齐的檐。产于中国中元古界蓟县系。

【铁岭叠层石】 *Tielingella* 叠层石一形态属。叠层体由粗短巨大的柱体和扁柱状柱体组成。为平行分叉到散开分叉。体表面平整，不具明显的壁。基本层呈平缓的穹形，相互叠合生长。产于中国北方中元古界蓟县系。

【光面小球藻】 *Leiominuscula* 微古植物的一形态属。膜壳球形或椭球形，直径 1～10 微米。壁薄而致密，表面光滑，无褶皱或具褶皱。晚前寒武纪，亚洲及欧洲。中国产于中—新元古界。

【厚缘小球藻】 *Margominuscula* 微古植物的一形态属。膜壳球形或椭球形，直径 1～10 微米。壁薄而致密，外缘经常增厚，表面光滑，有时具褶皱。晚前寒武纪，亚洲及欧洲。中国主要产于中—新元古界。

【粗面球形藻】 *Trachysphaeridium* 微古植物的一形态属。膜壳球形或扁球形，直径 10～250 微米。壁的厚度和坚实程度不等。表面粗糙，有褶皱。晚前寒武纪至志留纪，亚洲、欧洲。中国产于中—新元古界。

【穴面球形藻】 *Trematosphaeridium* 微古植物的一形态属。膜壳球形或不规则球形，直径数十微米，个别较大。壁厚，致密，单层。具数量不等的孔或穴，孔或穴圆形或不规则圆形，个别可呈多角形，大小随膜壳大小而变化，一般为数微米，大者可达 10 余微米。晚前寒武纪，亚洲及欧洲，早寒武世也有记载。中国产于中—新元古界。

【方形藻】 *Quadratimorpha* 微古植物的一形态属。膜壳基本轮廓为四边形或不规则四边形，边长 8～40 微米。表面光滑或粗糙，或具放射状脊条。晚前寒武纪，产于中国中—新元古界。

【工蕨】 *Zosterophyllum* 工蕨纲的一属。较古老的小型陆地植物之一。高约 10～20 余厘米，茎粗 1～2 厘米，簇状丛生，基部分叉很多，成 H 型或 K 型，上部为二歧式分叉的直立枝，表面光滑，无叶。孢子囊圆形至肾形，具短柄，螺旋状排列于直立枝的顶部，组成穗状。早泥盆世，亚洲、欧洲、大洋洲及北美。中国产于滇川黔桂等地。

【芦木】 *Calamites* 楔叶植物类茎化石的一属。木本，高可达 20～30 米。常保存为茎髓部的内模或内核化石。茎分节，节和节间分明，节间具纵肋和纵沟，肋宽而平，相邻节间的肋和沟常为交互排列。在节下肋的顶端常具节下管痕。茎外模节部有枝痕、叶痕。石炭纪至二叠纪，世界各地。中国此类化石很多。


芦木

【楔叶】 *Sphenophyllum* 楔叶植物叶化石的一属。茎细弱，有节。叶轮生于节的周围，每轮叶数常为 3 的倍数，一般 6 个。叶呈楔形、线形、倒卵形、椭圆形等，常较大，全缘、浅裂或深裂。叶脉多次二分叉，成扇状布满于叶片，偶见中脉。晚泥盆世至早三叠世，晚石炭世至二叠纪繁盛，世界各地。中国主要产于石炭系和二叠系，江苏上泥盆统也有发现。

【轮叶】 *Annularia* 楔叶植物叶化石的一属，芦木的叶化石。叶呈线形或披针形，数目不等，轮生于节的周围，故名轮叶。每轮叶在一平面上，与所着生的枝斜交。有时叶轮上有一个明显的叶缺。叶基部不相连合，或略相连，每叶具一条显著中脉。晚石炭世至二叠纪，世界各地。中国此类化石很多。


轮叶

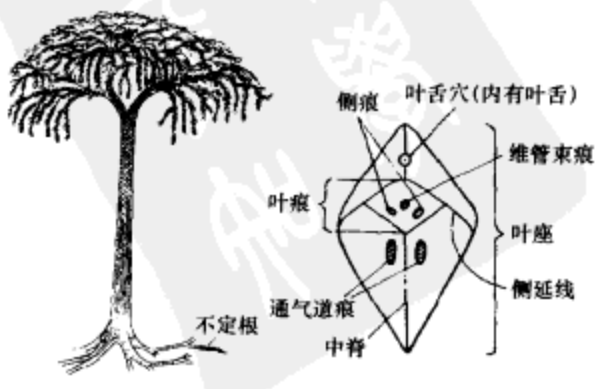
【瓣轮叶】 *Lobatannularia* 楔叶植物叶化石的一属。形似轮叶，但叶轮不在一平面上，每轮叶形成左右对称的两瓣，两瓣之间形成叶缺，下叶缺明显，上叶缺有时不明显。瓣中各叶长短不等，靠近下叶缺的常最短，不连合或不同程度地连合。叶线形、披针形，多少向上弯曲，具单脉。二叠纪，晚二叠世最盛，东亚。中国二叠系中产出甚多。

【新芦木】 *Neocalamites* 楔叶植物茎化石的一属。髓模化石与芦木很相似，但茎干细长，节间的肋和沟都较细而窄，且无节下管痕。节上有叶痕，呈圆形或椭圆形。叶细长，呈线形，单脉，轮生于茎节的周围。三叠纪至中侏罗世，世界各地。中国常见于各地上三叠统至中侏罗统。

【拟木贼】 *Equisetites* 楔叶植物茎化石的一属。通常保存为茎的压型或印模化石，髓部内核化石很少。茎分节，节间有很浅的肋和沟，相邻节间的肋沟交错排列，节部具节隔膜。节隔膜呈圆形或椭圆形，表面外圈有辐射条纹，如车轮状，可单独保存化石。枝叶轮生于节上，叶呈鳞片状或齿状，基部相连成鞘，紧贴于茎，上部分离。最早出现于晚石炭世，繁盛于三叠纪及侏罗纪，常见于世界各地。中国化石很多。拟木贼与现代木贼（*Equisetum*）基本相似，故有主张用 *Equisetum* 替代 *Equisetites*。但中生代早、中期化石保存常不完整、茎干较为粗壮高大等特征仍有区别，故一般只将晚侏罗世起的木贼化石用 *Equisetum*，而此前的化石仍用 *Equisetites*。

【齿叶】 *Tingia* 曾称丁氏蕨。分类位置尚不确定的瓢叶类植物叶化石的一属。枝条羽叶状，具背腹性。叶四行排列，两行大叶，两行小叶。两侧的大叶呈宽楔形、倒卵形、长椭圆形或线形，基部下延，呈半抱茎状，侧边全缘，顶部常不规则地分裂成齿状。小叶位于枝的背面，常紧贴于枝。在同一枝条上，中部叶较长而大，两端的叶较短而小。叶脉平行，基部分叉较多，向上大致平行地直达叶的顶端，并伸入齿内。晚石炭世至二叠纪。中国上石炭统及二叠系均有产出，分布广泛。

【鳞木】 *Lepidodendron* 石松植物化石的一属。高大乔木，茎直立，高可达 40 米，基部粗 2～3 米。树干上部常为二歧式分枝，枝上布满细而长的叶。叶基部膨大，脱落后在茎上留下螺旋状排列的叶座。叶座多为纵菱形或纺锤形，中上部有叶着生处留下的叶痕。叶痕横菱形或盔形，中央有维管束痕。束痕两侧，有时在叶痕下方的叶座上，各有 2 个通气孔痕。叶痕上方的叶座上还有叶舌留下的一个小点称作叶舌痕。石炭纪至二叠纪，世界各地。中国石炭系和二叠系中此类化石很多，常见的种有猫眼鳞木（*Lepidodendron oculus-felis*）等。



鳞木

【根座】 *Stigmaria* 曾称痕木。为一形态属。鳞木类主茎位于地下的基部，外貌似根而具茎的结构，呈圆筒形，多次二分叉，近水平伸展，表面长有螺旋状排列的细长圆形小根，根脱落后留下圆形或椭圆形根痕。化石多保存在煤层的底板附近。中泥盆世至二叠纪，世界各地。中国石炭纪及二叠纪地层中都有发现。

【拟丹尼蕨】 *Danaeopsis* 真蕨植物化石的一属。蕨叶大，1～2次羽状分裂，小羽片长带状，全缘，基部下延或略收缩，下延部分有邻脉自羽轴生出。中脉粗，直达羽片的顶端，侧脉先以锐角自中轴生出，分叉1～2次，并在叶缘处结成比较稀疏的网状。实羽片形态和裸羽片大致相同，孢子囊密布于羽片背面，成行排列于侧脉边缘。晚三叠世，世界各地。密囊拟丹尼蕨（*Danaeopsis fecunda*）是中国晚三叠世晚期植物群中的最重要分子之一。

【束脉蕨】 *Symopteris* 又名贝尔瑙蕨（*Bernoullia*）。真蕨植物化石的一属。1～2次羽状复叶，小羽片呈线形或披针形，长可达5～6厘米。顶端钝圆，基部收缩，仅以中心部分着生于轴上。中脉显著，侧脉多次分叉，细而密，呈束状。实羽片与裸羽片形态大致相似，孢子囊分布于实羽片背面的中脉两侧。晚三叠世，亚洲及欧洲。中国产于上三叠统。

【贝尔瑙蕨】 *Bernoullia* 即束脉蕨。*Bernoullia* 一名早已为现代植物木棉科中的一属所占用，故现改名为 *Symopteris*，中译名为束脉蕨。

【似托第蕨】 *Todites* 是根据实羽片建立的真蕨植物叶化石的一属，和紫萁科现生属托第蕨（*Todea*）十分相似，仅孢子囊略小。裸羽片枝脉蕨型，小羽片镰刀形，全缘或具齿，基部全部着生于羽轴上，有时略收缩，顶端多尖锐，叶脉羽状，中脉明显，侧脉分叉。实羽片与裸羽片形态相似或略退缩，孢子囊圆而小，顶端细胞增厚形成帽状环带，沿侧脉密布于叶之背面。晚三叠世至早白垩世，以晚三叠世至侏罗纪最盛，遍布全球。中国此类化石很多。

【网脉蕨】 *Dictyophyllum* 真蕨植物叶化石的一属。蕨叶甚大，具一长柄，叶柄顶端向左右分叉成两个内弯的弧形枝，弧形枝外侧生出辐射状排列的羽片。羽片线形或披针形，边缘浅裂成镰形或三角形的小羽片。小羽片基部相连，各具一条中脉，侧脉联成多边形的网眼，网眼内又分出细脉，结成更细的脉网。孢子囊群生于羽片背面的小网眼内。晚三叠世至中侏罗世，亚洲、欧洲、美洲、大洋洲及南极洲。中国常见于上三叠统及下侏罗统。

【格脉蕨】 *Clathropteris* 真蕨植物叶化石的一属。似网脉蕨，但叶柄顶端左右分叉后向外弯曲，羽片着生于其内侧（凸面）成掌状。羽片较宽，且分裂较浅，二级侧脉常连接成长方形的大网眼，网眼内又有细网脉及盲脉。孢子囊群着生于背面细网孔内。晚三叠世至中侏罗世，晚三叠世最盛，亚洲、欧洲及北美，中国上三叠统化石很多。

【奇叶蕨】 *Thaumatopteris* 又称异叶蕨。真蕨植物叶化石的一属。叶具长柄，柄顶端两歧分叉成两枝轴，羽片着生其上，排成漏斗状。羽片深裂，小裂片线形，具中脉，侧脉与中脉垂直，叶脉呈重网状脉序。孢子囊群散布叶背。晚三叠世至早侏罗世。亚洲、欧洲及美洲。中国常见于上三叠统。

【锥叶蕨】 *Coniopteris* 真蕨植物叶化石的一属。2～3次羽状复叶。小羽片楔羊齿型，叶缘常深裂成圆形、楔形或线形的裂片，基部收缩。中脉不显著，侧脉分叉数次，直达各裂片顶端。实羽片常退缩，呈柄状，孢子囊群生于脉的顶端。早侏罗世至早白垩世，侏罗纪最繁盛，世界各地。中国陆相侏罗纪地层中化石很多，分布亦广，常见的种有盛产于早、中侏罗世的膜蕨型锥叶蕨（*Coniopteris hymenophylloides*）及中、晚侏罗世的布列亚锥叶蕨（*Coniopteris burejensis*）。


锥叶蕨

【枝脉蕨】 *Cladophlebis* 真蕨植物叶化石的一形态属。2～3次羽状复叶，小羽片一般较大，镰刀形，全缘或具锯齿。基部全部着生于羽轴上，有时略收缩或下延，顶端尖锐或圆凸。中脉明显，侧脉分叉。二叠纪至白垩纪，世界各地。中国主要见于上三叠统至下白垩统。


枝脉蕨

【鲁福德蕨】 *Ruffordia* 真蕨植物叶化石的一属。蕨叶纤细，3～4次羽状分裂。羽片三角形，卵形或披针形。小羽片楔羊齿型，线形至狭楔形，基部收缩，前缘常呈细齿状，顶端尖锐或尖凸，以锐角着生于羽轴上。叶脉细而密。实羽片较短而宽，叶膜退缩，孢子囊较小，散布于叶的背面。早白垩世，亚洲、欧洲及北美。中国产于下白垩统。

【拟金粉蕨】 *Onychiopsis* 真蕨植物叶化石的一属。多次羽状复叶。羽片披针形，互生于细长的轴上。小羽片呈细长的披针形，顶端尖锐，全缘或浅裂，排列紧密。叶脉常不明显。实羽片呈卵形或椭圆形，孢子囊群生于中脉两旁。晚侏罗世至早白垩世，世界各地。中国上侏罗统及下白垩统均有产出。

【楔羊齿】 *Sphenopteris* 真蕨或种子蕨植物叶化石的一形态属。多次羽状复叶。小羽片形状变化很大，大都较小而窄，呈楔形或圆形，边缘常裂成几个裂片，基部收缩呈柄状，着生在轴上。叶脉羽状或近扇状，主要呈二歧合轴式分叉，中脉较弱，有时曲折，侧脉分叉。晚泥盆世至白垩纪，繁盛于石炭纪、二叠纪，世界各地。中国主要产于石炭系、二叠系。晚三叠世及侏罗纪地层中也有产出。

【栉羊齿】 *Pecopteris* 真蕨或种子蕨植物叶化石的一形态属，绝大多数属真蕨植物。多次羽状复叶，小羽片小，呈舌形或线形，两边近于平行，顶端钝圆，基部全部固着在羽轴上，排列整齐。中脉明显或不明显，侧脉不分叉或多次分叉，有时呈合轴式分叉。石炭纪至三叠纪，繁盛于晚石炭世至二叠纪，世界各地。中国石炭系及二叠系中很多，云南永仁上三叠统也有产出。

【织羊齿】 *Emplectopteris* 种子蕨植物化石的一属。2～3次羽状复叶。小羽片三角形至卵圆形，基部互相联合。中脉不明显，侧脉多次分叉，联成不规则网状。末次羽片基部下行的第1小羽片变异，似是间小羽片。种子长卵形，着生于羽轴上。此属为东亚中二叠世特有的植物。


织羊齿

【座延羊齿】 *Alethopteris* 种子蕨植物叶化石的一形态属，羽状复叶，小羽片较长，三角形或长方形，顶端较钝，基部下延于轴，呈耳状。耳状部分有由羽轴上直接长出的邻脉。中脉细而明显，侧脉简单或分叉2～3次。晚石炭世至中二叠世，亚洲及欧洲。

【脉羊齿】 *Neuropteris* 种子蕨植物叶化石的一形态属。小羽片舌形、宽线形或卵圆形等，全缘，顶端弯曲呈镰刀形，基部收缩成不对称的心脏形，仅中间部分着生在羽轴上。中脉略粗于侧脉，长达小羽片的½或⅔处，侧脉多次分叉。


脉羊齿

石炭纪至中二叠世，亚洲、欧洲及北美。中国多产于上石炭统，常见的种有大脉羊齿（*Neuropteris gigantea*）及卵脉羊齿（*Neuropteris ovata*）。

【大羽羊齿】 *Gigantopteris* 可能属种子蕨植物叶化石的一属。大型单叶，倒卵形、歪心形或长椭圆形，边缘全缘、波状或锯齿状。中脉粗，侧脉1～3级羽状，第3级脉联成较大网，并再分出细脉，细脉单轴式分枝联成小网，形成大网套小网的重网状脉。网眼内无或有盲脉，中脉上常有邻脉伸出。大羽羊齿的脉序与进化的双子叶被子植物叶的脉序极为相似。此属为东亚地区二叠纪特有的植物，为华夏植物群的代表分子，北美少数地区也发现有类似标本。中国产于南方晚二叠世地层，著名的有烟叶大羽羊齿（*Gigantopteris nicotianaefolia*）等。

【舌羊齿】 *Glossopteris* 种子蕨植物化石的一属。乔木，高可达6米，具长短枝，叶螺旋状或互生排列。叶舌形、披针形，全缘，有柄或无柄，中脉明显，侧脉多次分叉连成单网状。叶化石常发现于秋冬季沉积物中，说明为落叶植物。晚石炭世至早三叠世，分布于冈瓦纳古大陆。包括南美洲、非洲、印度半岛、澳大利亚和南极大陆。舌羊齿为舌羊齿植物群（冈瓦纳植物群）的代表分子。中国产于西藏中二叠统。

【铜川叶】 *Tungchuanophyllum* 种子蕨植物叶化石的一属。大型一次羽状复叶，羽轴粗强。羽片舌形或长三角形，基部下侧下延，上侧扩张或稍收缩。中脉明显，侧脉二歧分枝结成狭长网眼，具邻脉。三叠纪，中国华北、西北。

【科达】 *Cordaites* 裸子植物，科达纲的一属。高大乔木，最常见的是其叶化石。单叶螺旋着生于顶端枝上。叶很大，呈狭长的带形，长可达1米，顶端和基部均略收缩。叶脉彼此平行，常在叶的基部分叉，叶脉之间有时夹有细纵纹，与脉平行。晚泥盆世?，石炭纪至二叠纪，遍布于世界各地，极为繁盛，是当时的重要造煤植物之一。中国常见于石炭系及二叠系。


科达

【尼尔桑】 *Nilssonia* 又称蕉羽叶。裸子植物，苏铁植物叶化石的一属。叶披针形或线形，不分裂或分裂成裂片，裂片变化较大，着生于羽轴的腹面，遮盖羽轴。叶脉近平行，不分叉或很少分叉。晚石炭世至新近纪，晚三叠世及侏罗纪最盛，世界各地。中国常见于晚三叠世及侏罗纪地层中，上石炭统及二叠系也有少数代表。


蕉羽叶

【侧羽叶】 *Pterophyllum* 裸子植物，本内苏铁植物叶化石的一属。叶羽状，裂片线形或舌形，基部全部着生于羽轴之两侧。叶脉平行，分叉或不分叉。晚石炭世至早白垩世，以晚三叠世及侏罗纪最盛，世界各地。中国常见于晚三叠世及侏罗纪地层，上石炭统及二叠系也有少数代表。

【银杏】 *Ginkgo* 裸子植物银杏纲银杏目银杏科的一属。是银杏目植物现存的唯一代表，现代仅在中国浙江省天目山有银杏的自然群落。银杏为落叶乔木，树干高大；枝分长枝与短枝。叶扇形，有长柄，具多数叉状并列细脉，在长枝上螺旋状排列散生，在短枝上成簇生状。球花单性，雌雄异株。雄球花具梗，柔荑花序状，雄蕊多数，螺旋状排列，花药多为2个；雌球花具梗，梗端常分2叉，稀不分叉或分成3～5叉，叉顶生珠座，各具1枚直立胚珠。种子核果状，具长梗，下垂，外种皮肉质，中种皮骨质，内种皮膜质，胚乳丰富。银杏属是种子植物中现在的最古老的属，其历史可以远溯至早侏罗世。而中国中侏罗世义马银杏（*Ginkgo yimaensis*）为已知具有繁殖器官的保存最完整的一种。银杏属植物中生代曾经极为丰富，分布广泛，经过侏罗纪至早白垩世的繁盛后，种急剧减少。晚白垩世和古新世在欧亚大陆和北美高纬度地区呈环极分布。随着温湿带的转移银杏植物自北向南迁徙，晚中新世在北美绝迹，上新世以后已不再生存在欧洲，东亚是其最后的栖息地。从中侏罗世至今，除了银杏属叶裂片减少外，雌性生殖器官也经历了胚珠器官简化，数目减少，珠柄趋于消失的演化。

【似银杏】 *Ginkgoites* 裸子植物银杏植物叶化石的一属。叶片呈扇形，具长叶柄。不分裂或分裂成舌状或带状的裂片。叶脉多次分叉。似银杏叶形和脉序和现代银杏（*Ginko*）很难区分，但表皮细胞不同，一般用于记载表皮构造不明的中生代银杏叶化石。中三叠世至新近纪，侏罗纪至早白垩世最盛，大多分布于北半球。中国主要产于各地侏罗系，上三叠统也有发现。


似银杏

【裂银杏】 *Baiera* 曾称**拜拉**。裸子植物银杏植物叶化石的一属。叶片呈扇形，具明显的柄，常深裂为许多狭窄线形裂片，裂片常成组，左右对称，每裂片具不多于2～4条的平行叶脉。中三叠世至白垩纪，北半球。中国常见于各地上三叠统及侏罗系。

【线银杏】 *Czekanowskia* 又称**茨康叶**。裸子植物银杏植物叶化石的一属。叶很长，无柄，丛生于被有鳞片的短枝上。叶片2～3次分裂，形成狭长的细裂片，宽仅1～3毫米，全缘。叶脉一般不清楚，每个裂片上最多有2～4条平行叶脉，有的只有一条。晚三叠世至白垩纪，多见于侏罗纪，世界各地。中国常见于侏罗系。


线银杏

【拟刺葵】 *Phoenicopsis* 又称**凤尾银杏**。裸子植物银杏植物叶化石的一形态属。叶线形，无柄，常6～20个簇生，基部包以鳞片状小叶。叶宽0.2～2厘米，除基部略收缩外，中、上部宽度变化不大，顶端较钝。叶长可达20厘米。叶脉平行、偶尔分叉。晚三叠世至白垩纪，以中侏罗世最盛，主要见于亚洲。中国常见于侏罗系。

【短叶杉】 *Brachyphyllum* 裸子植物松柏植物营养枝化石的一形态属。小枝互生，位于一个平面上。叶呈鳞片状，质厚，宽而短，螺旋状排列，贴生在枝上，顶端部分与枝分离。叶脉不清。晚三叠世至白垩纪，世界各地。中国常见于上侏罗统及下白垩统。


短叶杉

【纵型枝】 *Elatocladus* 又称**长枝杉**。裸子植物松柏植物营养枝化石的一形态属。叶呈线形、针形或披针形，直或微弯，基部最宽，下延于轴，往上向外弯曲，与枝近垂直，顶端渐尖，向前弯曲。具单脉。螺旋状或假两列式排列于枝上。二叠纪至白垩纪，大量出现于侏罗纪，世界各地。中国常见于各地侏罗系。


长枝杉

【苏铁杉】 *Podozamites* 裸子植物松柏植物叶化石的一属。叶为披针形或卵形，基部收缩，螺旋状排列于枝上，呈假两列状。叶脉细而平行，常在顶端聚集。晚三叠世至早白垩世，分布于北

半球。中国分布很广,上三叠统至下白垩统均有发现,常见的种有披针苏铁杉(*Podozamites lanceolatus*)等。

【水杉】 *Metasequoia* 裸子植物松柏纲杉科的一属,*M. glyptostroboides* 为中国现存的特有植物,已将天然水杉列为国家一级保护树种。从 1948 年起,水杉也成功地栽培到世界各地。水杉属的建立是依据化石标本,1941 年,日本学者根据在早上新世地层里发现的标本而建立。其叶和果鳞交互对生,不同于红杉的叶片和种鳞的螺旋或互生的排列方式;其球果长在裸露的主茎末端,也不像红杉的球果是长在着生有针叶的小枝上。现生水杉种 *Metasequoia glyptostroboides*。1948 年才发现于四川省万县。已报道有 20 个化石种。中国黑龙江省嘉荫县古新世地层产出丰富的水杉化石,包括营养器官和生殖结构。晚白垩世水杉广泛分布在北半球 34°N ~ 82°N 之间,并且一直持续到始新世。在始新世与渐新世之交,水杉分布的北界,从北纬 63°N 向南移到 45°N,并且维持到中新世中晚期。早上新世水杉在北美消失。第四纪水杉仅仅分布于中国中部和日本群岛。到 1948 年现存水杉种发表时,水杉仅仅存留在中国四川和湖北交界的狭小范围内。水杉在北半球分布范围的改变与全球气候变冷直接相关联。

【红杉】 *Sequoia* 裸子植物门松柏纲杉科(Taxodiaceae)的一属。现仅存北美红杉(*S. sempervirens*)一种,分布于美国的加利福尼亚州北部和俄勒冈州西南部的狭长海岸,为常绿大乔木,高可达 110 米,胸径可达 8 米,是世界上最高的树种之一。叶两型:鳞形叶螺旋状着生于主枝;条形叶生于侧枝,基部下延,无叶柄,叶片二列状排列,不对生。表皮细胞长方形,细胞壁直,气孔两面生或气孔下生,气孔口的排列方向与叶片长轴一致,副卫细胞 4 ~ 6 个。最早出现在侏罗纪,广泛见于东亚、北美和欧洲中生代晚期和古近纪、新近纪地层。中国产于黑龙江、吉林、辽宁、内蒙古、新疆、贵州和山东等地。最近在云南吕合中新世地层也有报道。

【水松】 *Glyptostrobus* 裸子植物门松柏纲杉科(*Taxodiaceae*)的一属。现生仅一种(*G. pensilis*),分布于广东、广西、福建和云南等地。为半常绿性乔木,叶螺旋状排列,有鳞形、条状钻形和条形 3 种类型,鳞形叶宿存 2 ~ 3 年,条状钻形和条形叶当年脱落。喜温湿气候和水湿环境,不耐低温。在中生代、古近纪-新近纪曾有北美西部,欧洲和东亚 3 个分布中心,第四纪冰期以后残存于中国南方。欧洲水松(*G. europaeus*)是古近纪-新近纪最常见的化石种,在中国最早出现于吉林珲春晚白垩纪地层,在黑龙江、吉林、辽宁、新疆等地的古近纪-新近纪地层也有记录。

【乌云花】 *Wuyunanthus* 被子植物门双子叶纲卫矛目卫矛科的一属,绝灭的花形态属,目前报道仅一种,发现于黑龙江省嘉荫地区古新统。乌云组该花为两性花,辐射对称,花 6 基数。花瓣 1 轮,6 枚,离生,近镊合状排列,着生在花托周缘呈六角形环状隆起的花盘外侧。雄蕊 6 枚,离生,着生于花盘内,与花瓣互生,雌蕊由合生心皮组成,子房上位,宽圆锥状,花柱顶生。该性状组合与现存被子植物类群蔷薇亚纲卫矛目卫矛科特征基本一致,但化石花 6 基数,不同于其他 4 ~ 5 基数的属,不宜置于现存属之中,可能代表卫矛科的一个已绝灭的早期类型。化石花盘内生雄蕊的结构表明该种植物具有昆虫传粉机制,提供了卫矛科植物最早的虫媒传粉证据。

【钱耐】 *Chaneya* 被子植物门双子叶纲的一个已经绝灭的形态属,科的自然系统归属未定。标本为在一个增厚的中央花盘上着生一枚或偶见两枚球形果实,其下有 5 枚宿存萼片,具柄。在果实发育的早期,在 5 角形的花盘上着生有两轮 5 枚离生心皮子房,每枚子房有一枚单生花柱,果实发育的后期,通常为 1 枚球形果实留存,其余退化。花冠和雄蕊未见。萼片 5 枚,形状椭圆形到倒卵形,大小相同或不等,顶部圆,边缘全缘,有 5 条主要的纵脉,主中脉稍粗,靠外侧的脉渐细,全部从萼片的基部各自发出,有时向顶两分叉,次级脉由纵脉处以锐角发出,通常与相邻纵脉发出的次级脉相汇成网,边缘脉呈环结状。发现于欧洲和亚洲大陆的中新统和北美大陆美国的始新统。前人对钱耐属的确切系统分类位置和相关的生物地理学的解释存在极大争议。通过从山旺中新世标本中提取角质层并观察到了保存精美的表皮细胞和纵向排列下陷的气孔器,发现并新补充了该化石的生殖生物学和结构植物学知识,记录了它们的形态学和解剖学特征,以翔实的生物学证据证实它与旋花科飞蛾藤属,龙脑香科 *Monotes* 属,漆树科阿斯羌属无关,澄清了前人分类认识上的失误。现存两个种,*C. tenuis* 分布于北美西部中始新世到晚始新世末期并可能延续到早渐新世 *C. kokangensis* 分布于东亚地区的中新世。

【杜仲】 *Eucommia* 被子植物门双子叶纲杜仲科的一属。现存仅一种,为高大、落叶乔木,分布于中国东经 102°E ~ 120°E,北纬 25°N ~ 35°N 的丘陵山区,是现代中国特有植物。果实、叶片与枝条中均含有丰富的单细胞、长条形、两端膨大的细长胶丝。化石被广泛发现于欧亚与北美大陆古近系-新近系。近年在中国抚顺始新统、山旺中新统和张村上新统陆续发现了可靠的果实或叶片化石,表明中国至少是杜仲早期演化中心之一,挑战了西方学者关于杜仲来自北美,经由欧洲在第四纪抵达东亚中国的传统认识,改写了杜仲的古近纪和新近纪地理分布历史。

【杜鹃花】 *Rhododendron* 被子植物门双子叶纲杜鹃花科(Ericaceae)的一属,是杜鹃花科中最大的属,有 900 多种,仅云南就有 227 种。在中国西藏、四川、云南,以及日本、北美、欧洲等地的古近纪晚期和新近纪沉积中有杜鹃花花粉的报道。最早的化石出现在古新统,是根据种子所鉴定的,鉴定结果尚有争议。果实发现于加利福尼亚始新统,中国云南景谷渐新统、西藏南木林晚中新统和四川上新统产有叶化石,云南省龙陵县上新统报道了可靠的木化石,主要木材特征为:生长轮明显,半环孔材或散空材。导管横切面为多角形,单管孔,径小,散生。导管分子壁具螺纹加厚。复穿孔,梯状穿孔为主。管间纹孔式为互列。轴向薄壁组织量少,疏环管状。木射线多列和单列。

【川蔓藻】 *Ruppia* 被子植物门单子叶纲眼子菜科的一属,为一年生或多年生沉水草本,分布于全球温带及亚热带海域及内陆盐碱湖,是眼子菜科中一个较为原始的类群。果实是最可靠的鉴定依据,为不开裂的瘦果,不对称,顶端常具喙,果柄(子房柄)长,通常 4 ~ 6 个簇生于总果柄上。果实外果皮海绵质,内果皮骨质,背部有一个大的萌发瓣,占据背部的大部分,两个侧面上靠近腹部边缘各有一个卵圆形的凹穴。现生种约 3 ~ 7 种,数目仍有争议。欧洲中新统和更新统有果实和种子化石记录,中国山西榆社盆地上新统最近报道了果实和种子,将川蔓藻属在古近纪-新近纪的地理分布范围从欧洲延伸到了东亚,为探讨其系统演化提供了重要的线索。

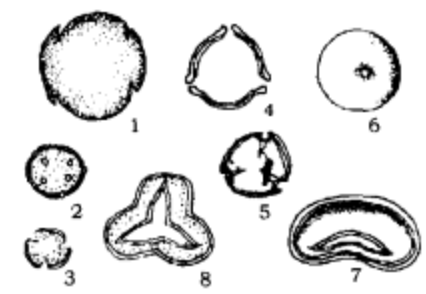
【古果】 *Archaeofructus* 迄今已知最古老的被子植物,为双子叶植物纲的一属,含两种:辽宁古果(*Archaeofructus liaoningensis*)及中华古果(*A. sinensis*),化石于 20 世纪 90 年代发现于中国辽宁北票黄半吉沟晚侏罗世尖山沟组(广义义县组下部),有世界最早的花之称。水生草本植物。生殖枝分枝,枝上螺旋着生蓇葖果及成对出生的雄蕊。蓇葖果由心皮对折闭合而成,内含数枚胚珠,种皮的表皮细胞具略弯曲的垂周壁及较强角质化。雄

蕊位于心皮之下，每个雄蕊具一短的花丝及一枚花药。原位花粉小，多近椭圆形，具单沟，表面有网状装饰。复合叶小而扁平，多次分裂，每个裂皮具一细中脉，侧脉不清。古果的胚珠被心皮包藏，雄蕊中有原位花粉，当确属被子植物无疑，从其荷荚果由心皮对折而成、含多枚种子、雄蕊成对生长、小的单沟粉等又显示被子植物较原始的特征。古果根据其茎纤细、叶片细而深裂、叶柄基部多膨凸等特征说明为水生。长期来认为被子植物最早出现于早白垩世早—中期，古果的发现不仅提早了对被子植物出现时间的认识，也对被子植物起源及早期演化研究具有十分重要意义。



中华古果复原图

【孢粉】 spore-pollen 孢子和花粉的简称，二者均是植物繁殖器官的组成部分。**孢子**为孢子植物的生殖细胞，可分为只有一种类型的同形孢子及大(雌性)小(雄性)不同的异形孢子；**花粉**为种子植物的雄性生殖细胞。孢子花粉形状多样，一般为近球形、长球形、扁球形等，左右对称或辐射对称，其极面轮廓多呈圆形、多角形、裂片形等，赤道面轮廓则为圆形、椭圆形、豆形等。孢粉体积均小，小的 10 微米以下，大的可达 200 微米以上，一般孢子稍大于花粉。孢子花粉通常具有萌发器，孢子的萌发器多成裂缝(射线)，大多数孢子具放射状排列三条裂缝的三缝孢，有的为单缝孢，也有的为无缝孢。花粉的萌发器为圆形的孔或长形的沟，或有孔，或具沟，或孔沟兼有，如具三孔的三孔粉、具有三沟的三沟粉、或是二者兼有的三孔沟粉。有些花粉具单孔、单沟，或多孔、多沟，但也有少数不具孔或沟。孢子花粉的壁多为两层，内壁为纤维素组成，质软而薄，易于破坏，化石仅保存致密而硬的外壁。外壁可分为内层及外层，表面光滑或具有颗粒状、刺状、瘤状、网状等各种饰纹。孢子花粉质轻量多，传播极远，各种类型的沉积岩层中均可保存，用以划分对比地层、恢复古地理、古气候等极有价值。



孢子(7～8)及花粉(1～6)
1. 四沟粉；2. 多孔粉；3. 三沟粉；4. 三孔粉；5. 三孔沟粉；6. 单孔粉；7. 单缝孢；8. 三缝孢

【原位孢粉】 sporae in situ 保存于孢子囊或花粉囊中因而可以准确地确定其亲缘关系的孢子与花粉。地层中原位孢粉发现很少，绝大多数是分散孢粉。原位孢粉直接采用其母体植物的分类和命名。

【分散孢粉】 sporae dispersae 泛指脱离母体植物、不与任何器官相连而分散保存于地层中的孢子与花粉。分散孢粉的分类命名有三种方案：①自然系统或植物分类系统：根据分散孢粉形态特征与现代孢粉形态对比，确定其与现代植物的亲缘关系，直接采用现代植物的名称。主要用于第四纪和新近纪；②半自然系统：用指示亲缘关系的器官属种命名的孢子花粉，可暂时按植物系统排列，归于自然科中。常用于白垩纪和古近纪的孢粉；③形态系统：与植物的亲缘关系暂无法确定，仅根据其外部形态特征来命名的分散孢粉，可按形态系统分类，主要应用于古、中生代的孢粉。

【孢粉谱】 sporopollen spectrum 将岩层中一定层位的标本用化学或物理方法离析后，分选出其中所含孢子和花粉，制成薄片，在显微镜下鉴定其科、属或种，并用百分数统计各类含量，用图表表示，即为孢子花粉谱，简称孢粉谱。若仅说明所含成分而不表示其百分含量，就称为孢粉组合。

【孢粉组合】 sporo-pollen assemblage 从一定层位的样品中分析鉴定出所含孢子和花粉的全部成分。孢粉组合只说明所含成分而不表示其相对含量。

【孢粉分析】 sporopollen analysis 孢子花粉分析的简称。对一定层位样品中的孢子花粉进行离析、鉴定、统计，以研究其组合特征和百分含量及变化规律。孢粉分析广泛应用于农业、考古、医学、地学等许多方面，地质学方面用于地层划分对比、确定地质年代，恢复古植被、古地理、古气候等。

【孢粉统计】 sporopollen statistics 孢子花粉统计的简称。孢粉分析运用的主要是统计方法，故称孢粉统计。

【孢粉图式】 sporopllen diagram 表达一个地层剖面自下而上的孢粉谱系统变化的图表。一般以剖面为纵坐标，孢粉成分的百分含量为横坐标。常用的孢粉图式有百分含量曲线图、孢粉棒带图、水平直栏图等。

【角质层】 cuticle 陆地植物器官大部分气生部位的表皮外覆盖着一层角质层，有助于保护植物抵抗干旱和潮湿的压力。角质层是由表层蜡质、角质、角质蜡、纤维素和果胶组成的异源复合物。角质多为 C_{16} 和 C_{18} 的羟基脂肪酸，是由酯链和醚链等连接构成的聚合物，蜡质多为由高碳脂肪酸和高碳脂肪醇构成的酯组成。角质和蜡质具有较强的耐酸碱性，一般透水性很弱，因此具有很强的化石化潜能，在地层中较易被保存下来，另一方面也适合用酸碱的方法对其进行处理，使之与细胞的其他结构分开。角质层不仅与表皮细胞外壁的外表面联系紧密，且常常深入到其垂周壁，构成表皮细胞垂周壁的组分之一。因此用酸碱腐蚀掉表皮细胞的壁物质后，留存的角质层内壁能以负像的形式反映出表皮的特征，如表皮细胞的形状、排列，气孔器的类型和分布，以及表皮附属物。角质层的上述特性不仅已经应用到植物分类学的研究中，而且它对环境变化的指示作用也越来越引起人们的关注。目前已开展对植物的角质层和水分利用率的关系、角质层的厚度与环境干湿程度的关系以及角质层上表现的气孔器的分布与大气 CO_2 浓度的关系等研究工作。

【叶结构分析】 leaf architecture 是一套系统而严谨的用于鉴定被子植物叶化石的科学方法。叶片作为植物功能器官，执行光合、蒸腾作用，与周围环境直接发生关系。叶片结构功能与环境的统一，反映在其既具有可用于系统学研究的属种结构上的稳定性，又具有其结构饰变，适应环境并响应环境变化的一面。因此叶结构分析除在组合性状上用于分类群的鉴定分析，还有潜力定性与定量地指示环境变迁。在被子植物系统进化研究领域中，传统上侧重于生殖结构的演化分析，而对营养器官，尤其叶生物学性状，从研究方法到规范术语诸多方面严重滞后。当从地史角度研究被子植物的早期发生与分化时，大量保存于地层中的是被子植物叶化石，其生物学信息的提取需要一套系统、严谨、可靠的科学方法。然而长期以来，叶片鉴定主要凭借外形相似，缺乏严谨的生物学性状分析基础的依托。美国耶鲁大学著名古植物学家 Leo Hickey 于 1973 年综合前人在叶形和叶脉分类上的研究成果，提出了一套完整的双子叶植物叶结构分析方

法,1979 年进一步予以修订完善。经过近 20 多年的发展、应用和验证,该叶结构分析方法逐渐成为国际上普遍接受、较为成熟且可实际操作的体系。作为系统植物学研究中一项重要工具,它在中国现代植物学和古植物学研究中业已采用。

【叶相分析】 Leaf physiognomy 是定量研究古近纪-新近纪古气候和古环境的重要方法之一。叶相是植物叶片上各种形态结构的总称,主要包括叶级(叶片面积的大小)、叶缘类型、滴水叶尖的有无、叶形、叶脉类型、叶脉的密度、叶片质地、叶基形态和角质层等特征。早在 20 世纪初,I. W. Bailey 和 E. W. Sinnot 提出一个新观点,即被子植物叶片的一些特征和气候条件的相关关系非常密切。他们调查了大量地区性植物群,发现全缘叶种类百分比和年平均气温之间具有相关关系。热带植物叶片主要是全缘的,在温带地区植物叶缘多数是有齿的。一些古植物学家接受了这一观点,并很快将其应用到化石植物群的古气候分析。20 世纪 60 年代,美国古植物学家 Jack Wolfe 开始系统研究被子植物全缘叶种类百分比和平均温这一特定参数之间的相关关系。20 世纪 90 年代初,Jack Wolfe 进一步发展了叶相分析的方法,提出"气候与叶片多变量分析程序"(CLAMP),利用这一程序定量研究古近-新近纪古气候和古环境可以得到较为准确和精确的结果。

【共存分析方法】 The Co-existence Approach 一种定量重建古近纪-新近纪陆地气候变化的研究方法(Mosbrugger & Utescher, 1997),其原理是假定化石植物与其现存最近亲缘类群分布需要的气候与生态环境条件相同或相近,采用多个化石植物的现存最近亲缘类群现代分布区的气候参数变化范围的叠加产生共存区间,经转化得到古气候参数定量化的精确估测。该方法可用于木材、叶子、种子/果实以及孢粉植物群对古气候参数的定量分析。共存分析方法系统的核心是 CLIMBOT 数据库,该数据库含有 800 多个包括孢粉、果实、种子、叶和木材的古近纪-新近纪植物类群,每个化石植物类群的数据包括其相应的现代最近亲缘类群及其生长所需的 10 个气候参数(年均温,最热月均温,最冷月均温,平均相对湿度,潜在蒸发量,年均降雨量,平均最大月降雨量,平均最小月降雨量,最热月降雨量和干旱指数)容许范围。根据该方法的 CLIMST 计算机分析程序,首先将化石植物类群准确鉴定到属或种,根据 CLIMBOT 数据库确定其相应最近亲缘类群,设定所要计算的气候参数,通过计算机程序计算整个化石植物群各类群气候参数的共存区间,即可得到该化石植物群产地在地质历史时期的古气候参数的定量值。

【特有种气候分析法】 Climate Analysis of Endemic Species 古近纪和新近纪气候定量分析方法之一。通过对特有植物类群自然分布区气候因子调查和它们在地质时期发生、发展过程和地理分布分析,研究古近纪-新近纪全球气候变化,特别是对气候重要因子如温度和降水进行定量分析,在长时间尺度上和大空间范围内,研究和认识全球气候变化。该方法首先对现存特有植物类群及其化石种类在种级水平上进行综合研究,揭示这些类群的生物学性状、演化过程和演化规律;通过现存特有类群与化石种的对比研究,确认化石种的最近现存亲缘种(nearest living relative species);对现存特有类群的化石种在地质历史时期的地理分布进行调查和研究,确定其地理分布在时间序列上的动态变化过程;对现存特有类群化石种的最近现存亲缘种在自然状态下完成生活史的生态和气候条件进行调查和研究,获得其分布范围内准确的气候参数数值;对现存特有类群化石种的最近现存亲缘种在实验条件下进行个体发育、生理和生态学等相关研究,获得相应的实验数据;综合现存特有类群在地质历史时期地理分布上的动态变化与该类群在自然状态下完成生活史的生态和气候条件的准确数值,定量重建该特有类群古地理分布区的气候和在大的时间尺度上定量分析该区域气候演变的过程;通过对多个现存特有类群定量分析气候变化的数值进行叠加和修正,排除非气候因素的干扰,提高在长时间尺度上定量分析全球气候变化的准确度。

生 物 群

【长城生物群】 heritage of Changcheng Biota 世界上迄今最古老的真核单细胞浮游生物化石群。产于天津市蓟县中元古界长城系底部常州沟组下段的黑色页岩中(18.5 亿年)。以微植物群为主,多为球粒状和粒状体,约占化石总数的 80%,主要有光球藻、粗面球形藻、基尔金藻、网球藻,此外还有角囊藻、裂瓣藻、光卵藻等;其次为叶状体,约占总数的 20%,如,裂梭藻、重膜藻、异瓣藻、叶片藻、舌形藻、孢瓣藻等;另尚有少数丝状体,如管藻等。常州沟组微植物化石个体都比较大。微植物群中出现了叶状体——典型的低等植物构造,已属于真核的多细胞藻类,从分类上可能属于杂色藻类(褐藻门)的祖先。常州沟组微植物群已经出现生态的分异,不但有漂浮的球粒体藻类,还有营底栖固着的等,它们都有扁平宽长的叶状体,其基部明显具有收缩的短柄,以此植入底质,营底栖固着生活。长城系底部常州沟组微植物群是已知的 18 亿年前全球最为进化的类群。表明 18 亿年前出现了真核生物,这点与 18 亿年前大气圈出现游离氧、地史上第一次出现红层沉积事件是吻合的。在常州沟组之上的串岭沟组,这个微植物群进一步繁荣发展,球形、菱形、异形藻类植物体多种多样,数量也迅速增多。共同特点是种类的多样、数量的丰富,表明自 37 亿年前生命起源以后,生命进化史上的一次大发展和飞跃。

【淮南生物群】 heritage of Huainan Biota 最早出现的无壳后生动物化石群。产于安徽省八公山南华系下统淮南群下部刘老碑组,距今 8 亿~7.5 亿年前。其特征是动物体没有硬壳,化石是以软躯体的印模和活动的遗迹保存的。主要是一些蠕虫类、宏观藻类,共生的有带藻和疑源类植物的组合。如宏观藻类、蠕虫类以及海生藻类中的带藻等。淮南生物群的明显特征是,虽已出现许多类型的后生动物,但在数量、地理分布、生物体结构上都显示初发的特征,不仅数量不丰富,地理分布不广,而且生物体也比较小,结构较简单。淮南生物群发现的意义是,表明最早出现在地球上的后生动物是裸体的,它们身体内部还不具有分泌硬壳或骨骼的能力。

【瓮安生物群】 Weng'an Biota 发育于贵州省瓮安地区震旦纪陡山沱期含磷地层中的一个多门类、种属丰富、类型多样、保存完美的晚前寒武纪化石生物群。该生物群最早发现于 80 年代初期,之后陆续有文章报道。作为一个正式生物群名称由袁训来、王启飞、张昀 1993 年提出(微体古生物学报,10 卷,4 期,409~420)。经过近 20 年的研究,瓮安生物群所涉及的生物属种和内涵发生了很大变化。特别是 90 年代末期,后生动物休眠卵和胚胎化石在该生物群中被发现和确认,使瓮安生物群不仅包含具细胞组织结构和组织分化的多细胞藻类原叶体、多细胞藻类集合体、丝状藻类、球状藻类、疑源类等化石,还包括后生动物休眠卵和胚胎化石以及早期后生动物的遗体或遗迹等化石。据最新的研究资料,含瓮安生物群的地层年龄在 5.8 亿~6 亿年左右。

【梅树村小壳动物群】 heritage of Meishucun Micro-Shelled Fauna 产于云南晋宁地区梅树村寒武纪最早期地层(梅树村组)中的小壳动物群。梅树村动物群的特点是,没有三叶虫化石,全部为小壳体的化石类型。已知有 12 个类别 57 属 98 种,分别归入软体动物门原始类群(软舌螺纲、腹足纲、单板纲、双瓣纲、喙壳纲),腕足动物无铰纲,以及分类位置不明的似软舌螺类、管壳类、骨片类、齿形类、球形类、开腔骨类等。梅树村组内的小壳化石自下而上可分为三个组合:第一组合,主要由软舌螺、似软舌螺、单板类、球形类和管壳类组成;第二组合,门类最多,数量最为丰富,由软舌螺、似软舌螺、单板类、腹足类、双壳类、腕足类、管壳类、骨片类、球形类、齿形类、开腔骨类等组成,为小壳化石发展的高峰阶段;第三组合,由软舌螺、单板类、腹足类、似软舌螺类、骨片类和球形类组成,不论在门类上还是在化石数量上都显著减少。第三组合之上便是含有三叶虫、金臂崇等大型带壳动物的筇竹寺组。

【澄江动物群】 Chengjiang Fauna 早寒武世筇竹寺期的动物群,是寒武纪生命大爆发主幕产物的典型代表,所包括动物类群的数量和保存质量均超过了加拿大中寒武统布尔吉斯页岩动物群。其保存十分精美的多门类软躯体构造化石既包含较为低等的海绵动物、栉水母动物和刺胞动物,更有各种各样的三叶形动物、甲壳形动物、叶足动物、腕足动物、帚虫类等原口动物类群,而且还产出了棘皮动物的始祖类群古囊类、半索动物、尾索动物、头索动物、真脊椎动物(昆明鱼、海口鱼、钟健鱼)以及绝灭了的古虫动物门等后口动物谱系的原始代表;它们为探索三胚层动物起源和早期演化提供了丰富的生物学信息。广布于我国西南各地,尤其集中于滇东地区。

【澄江化石库】 Chengjiang fossil Lagerstatte 经典剖面位于云南澄江,广布于包括昆明在内的滇东地区。指产出澄江动物特异埋藏群的一套地层,主要由泥岩构成,间以少量砂岩和粉砂岩,为喇叭形海湾沉积。其中赋存的软躯体动物构造化石群及其生态和埋藏环境已经成为探索寒武纪生命大爆发奥秘的主要科学窗口。

【大山铺动物群】 Dashanpu Fauna 中国晚二叠世以兽孔类为主体的低等四足类动物群。目前只发现于甘肃玉门大山口的上二叠统西大沟组。它含两栖类的似卡玛螈(*Anakamacops*)、泰齿螈(*Ingentidens*)和兄弟迟滞螈(*Phratochronis*),爬行类大鼻龙目的别里贝蜥(*Belebey*),兽孔目的双列齿兽(*Biseridens*)、狭头兽(*Stenocybus*)和中华猎兽(*Sinophoneus*)。它是目前中国发现最原始的四足类动物群,是世界除俄罗斯前乌拉尔地区(亦称德维纳区)和南非卡鲁盆地外最为丰富的上二叠统脊椎动物化石产地,对研究四足类的早期进化具重要意义。

【中国肯氏兽动物群】 *Sinokannemeyeria* Fauna 中国北方中三叠世以兽孔类和原始初龙类为主体的四足类动物群。主要分布于山西、陕西、内蒙古的二马营组和新疆的克拉玛依组。动物群的成员包括迷齿两栖类,爬行纲大鼻龙目的新前棱蜥(*Neoprocolophon*),兽孔目二齿兽亚目的中国肯氏兽(*Sinokannemeyeria*),副肯氏兽(*Parakannemeyeria*),山西兽(*Shansiodon*),兽头亚目的似粗弯齿兽(*Traversodontoides*),犬齿兽亚目的中国颌兽(*Sinognathus*),初龙型类的吐鲁番鳄(*Turfanosuchus*),山西鳄(*Shansisuchus*)和武氏鳄(*Vjushkovia*)等。

【关岭生物群】 Guanling Biota 中国晚三叠世以海生脊椎动物为主,包括大量无脊椎动物和植物的一个生物群。主要分布于贵州关岭及其周边地区的法郎组瓦窑段。脊椎动物包括鱼类的大化石和鱼类微体化石 *Lobaticorona*、*Saacrisubcorona* 等,鱼龙类的黔鱼龙(*Qianichthyosaurus*)和杯椎鱼龙(*Cymbospondylus*),海龙类的安顺龙(*Anshunsaurus*)和新铺龙(*Xinpusaurus*),楯齿龙类的中国豆齿龙(*Sinocyamodus*)和砾甲龟龙(*Psephochelys*)等。无脊椎动物包括海百合类的创孔海百合(*Traumatocrinus*),菊石类的粗菊石(*Trachyceras*)和原粗菊石(*Protrachyceras*)等,双壳类的海燕蛤(*Halabia*)和鱼鳞蛤(*Daonella*)等,牙形石类的新舟牙形石(*Neogondolella*)和后多颚牙形石(*Metapolygnathus*)等,海参骨片类的泰利参(*Theelia*)和刺轮参(*Acanthotheelia*)等。植物化石有篦羽羊齿(*Ctenozamites*)和似木贼(*Equisetites*)。


海百合

【热河生物群】 Jehol Biota 发现于亚洲东部中生代晚期狼鳍鱼岩系(热河群)的陆相动物化石群及其同时期植物化石群的总称,新的研究认为其生存时代是早白垩纪世。中国东北前"热河省"的范围是热河群的主要出露地及命名地点,故得名。热河生物群包括轮藻、苔藓类、蕨类、裸子植物、被子植物、双壳类、腹足类、叶肢介、介形虫、虾类、昆虫、蜘蛛,以及鱼类、两栖类、龟、有鳞类、恐龙、鸟类和哺乳动物等约 20 个门类的动植物化石,其中包括轰动世界的多种带毛的恐龙和古鸟类,是近年发现的一个世界级古生物化石宝库。


尾羽龙复原图

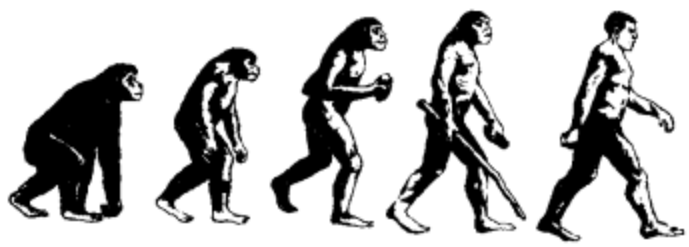
【山旺生物群】 heritage of Shanwang biota 产于山东临朐东部解家河盆地的中中新世早期的以"万卷书"闻名国内外的山旺组硅藻土层中。地层内保存了各种精美的动植物化石,素有"化石博物馆"之称。主要化石门类包括:硅藻、孢粉、植物大化石、介形虫、昆虫、蜘蛛、鱼类、两栖类、爬行类、鸟类和哺乳类等。代表化石为:玄武蛙、临朐蟾蜍、中新原螈、中新蛇、鲁钝吻鳄、山旺鸟、山旺蝙蝠、硅藻鼠、孔氏半熊、三角原古鹿、柄杯鹿、犀类等。化石保存完整精美,有保存皮肤的犀、保存毛的啮齿类、保存翼膜的蝙蝠和从蝌蚪到成体的不同阶段的蛙化石等。山旺生物群是研究中国东部自新生代以来生物群演化和环境变迁的重要佐证。

【和政动物群】 heritage of Hezheng fauna 主要产于甘肃和政、广河、东乡、临夏、康乐等地区的新近纪红土层和第四纪地层中。和政动物群可以分为三个不同时代的动物群:①铲齿象动物群(距今约 1500 万 ~ 1200 万年);②三趾马动物群(距今约 1000 万 ~ 700 万年);③真马动物群(距今约 200 万年)。化石分属爬行纲和哺乳纲的 6 目 70 余属种,代表化石为:铲齿象、库斑猪、长颈鹿、和政羊、三趾马及陆龟等。对研究中国西北地区自古近纪以来生物群的演化、分布及气候环境变化具有重要的科学意义。

古人类学

总　论

【古人类】 fossil man　对地质历史上全新世以前(距今1万年以上)的**化石人类**(fossil man)的一种泛称。西文中无古人类一词,通常用化石人类称之。从猿类到人类共经过南猿(南方古猿)、直立人(猿人)、尼安德特人(早期智人、古人)、克罗马努人(晚期智人、新人)等几个大的阶段。除新人外均属已绝灭的种类。新人与现代人属于同一亚种。一般将更新世晚期的新人化石划入古人类范畴。全新世以来,也就是新石器时代及以后的半化石,属现代人类范畴。古人与现代人同属(人属)同种(智人种),但目前认为它们是不同亚种。



从猿到人的不同发展阶段
(森林古猿、拉玛猿、能人、猿人、现代人)

【古人类学】 Paleoanthropology　又称化石人类学。体质人类学的一个分支。通过地史时期遗存的高等灵长类化石(包括人类化石)研究人类起源及发展规律、化石猿猴和现代猿类及人类的亲缘关系、人类发展过程中体质特征的变化及其规律等。由于它的研究对象为化石,因此也属于古生物学的一个重要组成部分。它与动物分类学、比较解剖学、人体解剖学、人类遗传学、第四纪地质学、埋藏学等学科关系密切。古人类学还广泛地利用古人类制造和使用的工具及其他生活遗迹及与其共生的动物、植物,结合古地理、古气候及地质年代学的资料,探索古人类的行为、习性,进而探索古人类的社会性生活发展的规律等,从这一角度出发它与旧石器时代考古学、古生态学、史前学、历史学等有关学科也有较密切的关系。随着灵长类(尤其是古人类)化石的不断发现、新的人类化石地点及旧石器时代遗址的不断发现并扩大其地理分布范围和各方面技术方法的进步,尤其是一些新兴分支学科如分子生物学等的发展,古人类学研究将不断深入。

【人类起源】 origin of Man　自远古以来,人们就关心着"我们从何而来"的问题。中外早期历史上就有从水而来或从土而来等说法,同时各种民间传说和各种神创理论也长期流传。随着农业、医药等的发展,有了一些资料积累。1578年李时珍在《本草纲目》中记录了药用植物1167种、药用动物478种、药用矿物275种。他将动物分为虫、鳞、介、禽、兽、人共6部。但以身上有无毛被而将人与其他哺乳动物分隔开来。1758年瑞典林奈在《自然系统》第10版中以双名法记述了4235种动物,将动物分为哺乳、鸟、两栖、鱼、昆虫、蠕虫6纲。并以身体体质特征和智力、表情将人、猿、猴等归并为灵长目。从而为人类起源于猿的理论建立了基础。进入19世纪,经过学术界和教会的激烈争辩,最终在19世纪后半叶人猿同祖论得以为人们所接受。到20世纪,在非洲、亚洲和欧洲陆续发现了大量化石证据,逐步将人类起源的时间推到距今500万~600万年前。经过对大量化石的研究,人类学家将从猿到人的进化过程进行分析论证,大体上分为南方古猿、猿人和人三个大的进化阶段。在19世纪末至20世纪初,大体上已经确立了两足行走是人猿间的根本区别的意见。由于化石的发现在分布上是点状的,时间上是不连续的,而在每一地点发现的化石只是一部分或极小部分骨骼及牙齿。从而引起人类起源进化的形式和起源地区的争论。如最近盛行一时的夏娃假说。这些争论至今尚无定论。与人类起源问题相联系的一个相关问题就是人种起源问题。这方面主要是单地区起源与多地区起源之争。现代各人种都是同一物种——智人(*Homo sapiense sapiense*)在适应发展过程中形成的。

【人猿同祖论】 man and ape have common ancestry　人类起源的基本论点之一。人在生物界的地位长期没有深入论述。直到18世纪C. von林奈在进行动物分类时,把人和猿、猴归入一类,称为灵长目。到半个世纪以后,即19世纪中叶,英国生物学家达尔文(C. Darwin)发表《物种起源》一书,指出生物经过生存斗争、自然选择,由低级向高级逐渐发展变化才形成了多种多样的生物世界,并在该书的末尾部分暗示人类是由动物起源的。文章发表后遭到教会的猛烈攻击。赫胥黎(T. H. Huxley)积极地支持这一观点,1863年发表的《人在自然界的位置》一书,提出人类是和猿类由同一祖先分化而来的,也即人猿同祖论。以后达尔文在1871年又发表了《人类的由来及性选择》,指出了人类也是进化产物,通过变异、遗传和自然选择从古猿进化而来。



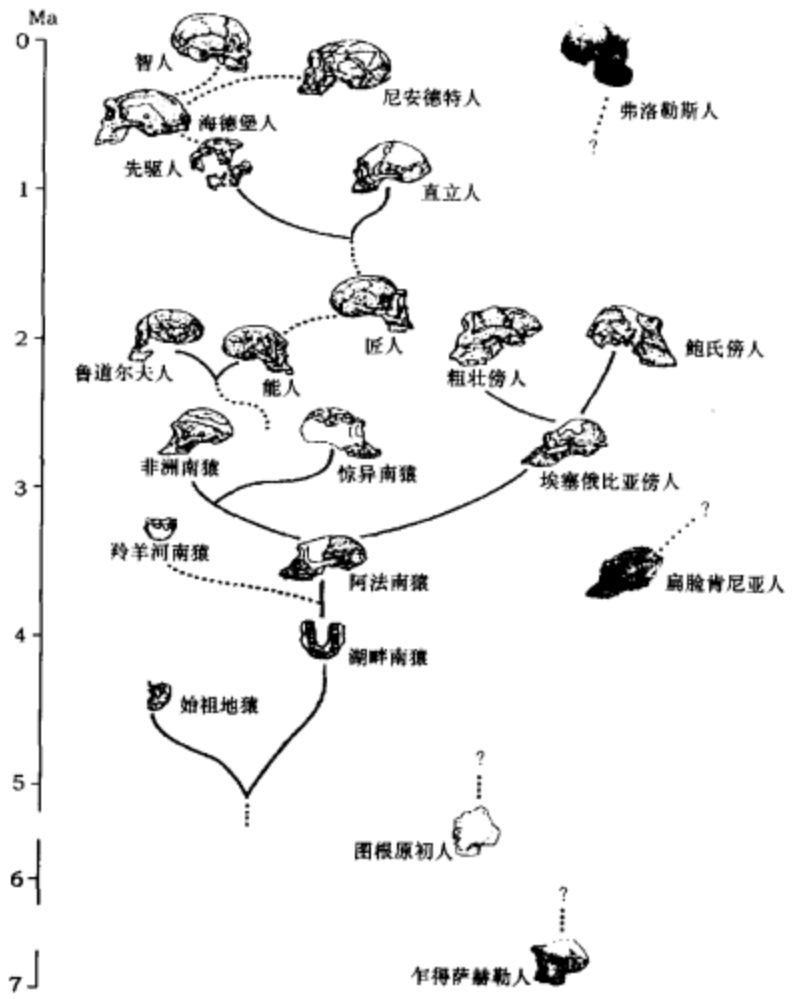
非洲南方古猿(上)
智人(下)的骨盆比较

【从猿到人】 from ape to man　人类起源的基本理论。由于在达尔文时代发现的人类化石主要是欧洲的尼安德特人,赫胥黎认为它们是介于猿人和现代人的古代代表之间的中间环节。虽然要作为古猿变人的中间环节,说服力还不够,但至少这些证据把人类历史推到距今10万年以前。杜布瓦(E. Dubois)在1891~1893年间在爪哇中部梭罗河左岸早更新世地层中所发现的爪哇直立猿人(*Pithecanthropus erectus*)是从猿到人过程中的更早的中间环节。由于在地层中尚未找到石器或工具,所以在学术界关于直立猿人是人还是猿展开了长期的激烈的争论。直到1929年在北京周口店发现中国猿人(*Sinanthropus*)化石并同时发现有大量的人工制造的石器和人类用火的遗迹,使大多科学家承认了古猿变人的事实,使人类历史推到大约距今50万年前。自1924年在南非汤恩发现了形态特征比猿人更原始的南方古猿化石之后,至20世纪中,大量化石证据已将人类历史推至250万~200万年前。1959年,在坦桑尼亚的奥杜威峡谷发现了南方古猿鲍氏种的头骨和石器。次年也在此峡谷中发现头骨碎

片，年代为距今 190 万年前。20 世纪 60 年代，英国女青年古道尔(J. Goodall)在东非观察黑猩猩时，发现黑猩猩会撕去枝杈制成草棍或木条，伸进蚁窝，粘出蚂蚁充饥。从此人类学界彻底改变了传统观念，不再认为制造工具是人类区别于动物的标志，而



粗壮南猿被豹子捕捉拖曳图



从猿到人演化图

采纳两足直立行走作为人类从古猿分离出来的标志。这样就把南方古猿包括进人类的范畴。有人把已两足直立行走而尚不能确证能制造工具的早期人类称为前人。1974 年在埃塞俄比亚露西发现了 340 万年前的和 1976 年在坦桑尼亚莱托里发现距今 370 万年前的早期人类足迹及距今 300 万 ~ 370 万年前的南方古猿化石。到 20 世纪 90 年代，美国加州大学于 1992 ~ 1993 年间在埃塞俄比亚上新世地层中发现了大约代表 17 个个体的南方古猿始祖种，化石年代距今大约 440 万年前。1994 年在肯尼亚北部特卡纳湖附近发现了南方古猿湖畔种。至 21 世纪初，更多的人类化石被发现。最早的人类化石已被推到距今 600 万年左右。早期人类可能也不仅南方古猿一类。根据人们的不断探索，从猿到人的过程被“反演”得清楚明确。根据近代分子人类学的研究，人类从古猿分离出来的时间，较为公认的是 700 万年前，时代最早的石器是 1997 年在埃塞俄比亚发现的(距今 200 万 ~ 250 万年前)。较早时代的石器几乎均来自东非。在奥杜威峡谷、库彼福勒、奥莫和哈达等地都发现无疑的人工制作石器，年代为距今 170 万 ~ 250 万年前，一般认为这些石器是由能人类型的人类制作的。如果以制造工具作为人类历史的开端，则人类的历史只有 250 万年，如果以直立行走作为人猿分界的标志，则人类的历史可能达到 700 万年。两者间的差距近 500 万年。这一点，科学家曾有合理的解释。即人类的古猿祖先由于生活环境的变化，不得不从经常的树栖生活到越来越多地在地面活动，同时也越来越多地使用天然工具来帮助获取食物或抵御敌害，这就要求只用两条腿担负移动身体的功能，使前肢从支持和行走的机能中完全解放出来，成为自由和灵巧的双手。在长期使用工具中，使人们对石块、木棒等工具性质的认识更深刻，大脑也越来越发达，在直立行走数百万年后，人类才开始制造工具。

【人种单一地区起源说】 single local origin of human race 现在世界不同地区的不同人种起源有两种理论，一种叫**现代人起源替代说**，也称作单一地区起源说，这种理论认为现代人是某一地区的早期智人侵入世界各地而形成的。现在对这一地区多认为是非洲(见夏娃假说)。

【人种多地区起源说】 multiple local origin of human race 又称**现代人起源连续说**。这种理论认为亚、非、欧各洲的现代人是由当地的早期智人以至直立人演化而来的。

【夏娃假说】 Eve hypothesis 现代人单一地区起源说的假说之一。1987 年，以威尔逊(A. C. Wilson)为首的美国加州大学伯克利研究组根据对祖先来自非洲、欧洲、亚洲及新几内亚和澳大利亚土著共 147 名妇女胎盘细胞 mt DNA 的分析，提出了生活在地球上的现代人类的共同祖先是大约 20 万年前生活在非洲的一个妇女，她的后代在约 13 万年前走出非洲，扩展散布到亚洲和欧洲，取代了原来生活在那里的古人类，发展成现代的居住在世界各地的人群。这个理论被称之为夏娃理论或夏娃假说。但自提出后立即引起激烈的争论。遗传学家中有不同意见，古人类学家也有不同意见。堪培拉澳大利亚国立大学索恩(A. G. Thorne)最近从 10 件化石标本中取出线粒体 DNA，研究结果表明，由采自澳大利亚的解剖学上的现代人的化石提取出迄今看来最原始的 DNA，这证明了并非我们所有的祖先都来源于非洲。另外，在 1998 年于葡萄牙中西部一个地洞中，发现了一具小孩的大体完整骨架，时代为晚更新世，距今 2.4 万 ~ 2.5 万年前。研究结果表明该骨骼表现出尼人与智人的形态镶嵌。而这种镶嵌形态支持从近东迁入欧洲的智人与原住欧洲当地的尼人之间发生过多种程度杂交的假说。这一事实对尼人在欧洲被取代的假说提出挑战。在中国近几年来，人类学家们也连续发表文章反对“夏娃假说”，他们指出，在中国发现的古人类化石的一系列特征表现出是渐进的历史性变化。一些被认为是直立人的特征在早期智人阶段继续出现，这种镶嵌进化现象，在中国古人类进化中相当普遍，这意味着东亚地区的智人是当地直立人进化来的。估计两种理论的争论还将持续相当一段时间。

【人类进化形式】 evolution form of man 20 世纪 70 年代以后，随着早期人类化石发现增多，分支系统学方法的使用和进化理论的完善，许多科学家接受人类演化呈树丛状方式的观点。在 300 万年前，南猿始祖种和部分南猿阿法种以及最近又发现的 350 万年前的扁脸肯尼亚人等生存年代有重叠现象。而在大约 200 万 ~ 300 万年前发现的化石更为丰富得多，很明显地表示有一个以上的人类物种并存在世界上。甚至有的学者认为在大约 100 万 ~ 200 万年前或者更晚仍然是树丛状进化。尤其是 2004 年在印尼发现的俗称小矮人的弗洛勒斯人(*Homo florpesiensis*)更为此理论提供了依据。通过生存竞争和自然选择，只有一个物种继续繁衍，其余物种遭淘汰。也有学者认为在 100 万 ~ 200 万年前或更晚些的这个时代里人类已能制造石器，人的活动能力增强，交流机会频繁，虽然不同地区的人群之间体质形态等存在着差别，但这种差异不一定能发展成不同的物种，而更可能是发

展成多型种，此时的进化模式更可能近似河网状。

【人类可能起源地区】 probable evolution district of man 到目前为止，距今 200 万年前的人类化石，如能人以及南方古猿化石仅发现在非洲。这样的事实使多数学者认为早期人类起源于非洲，而亚洲地区不大可能是人类的起源地。但也有学者认为东亚地区的古环境及古气候特征对灵长类的生存是十分有利的。另外，世界上现生的高等灵长类仅分布在非洲和亚洲东部，在中国的南方又发现了丰富的中新世古猿化石，而在非洲最晚中新世与上新世(距今 450 万～800 万年间)的古猿化石非常少。因此，不能说将来在中国或者东亚没有可能发现 500 万～700 万年前的能直立行走的早期人类。

【人体测量学】 anthropometry 对人的活体(包括尸体)和骨骼，甚至生理机能等方面进行的度量和观测的大量数据进行比较研究的科学。人体测量的数据常应用于人类学、医学、遗传学、法医学以及体育、国防、工业等方面。例如国外进口的载重汽车的座位到油门的距离偏大，部分中国人，尤其妇女感到不方便。军用的飞机、坦克如能根据中国人的平均身高、体重和臂长、腿长设计也可提高机械的适用性和灵敏度，还可节约空间和原料消耗。甚至小学生的课桌椅和校服的设计均应依照特定年龄儿童人体测量的成果来设计。人体测量曾作为人类种族差异研究的主要手段。由于其他各种检测技术方法的应用，人体测量的工作已更多的转向古人类学研究领域。

【颅指数】 cranial index 又称**颅长宽指数**。人体测量中的重要数据之一。反映人颅骨的顶视特征。以颅宽(两侧顶骨间最大距离)与颅长(两眉间至颅后的最长距离)之比乘 100 的颅指数表示。64.9 及以下，为超长颅型，65～69.9 为特长颅型，70～74.9 为长颅型，75～79.9 为中颅型，80～84.9 为圆颅型或短颅型，85～89.9 为特圆颅型，90 以上为超圆颅型。根据颅骨顶面形态还可对颅形作出以肉眼观察方法作出的形状判断，一般分为椭圆形、五角形、球形、菱形、卵圆形和楔形。对于畸形的头还有舟状头、尖头、三角头、扁头和斜头、楔状头等。

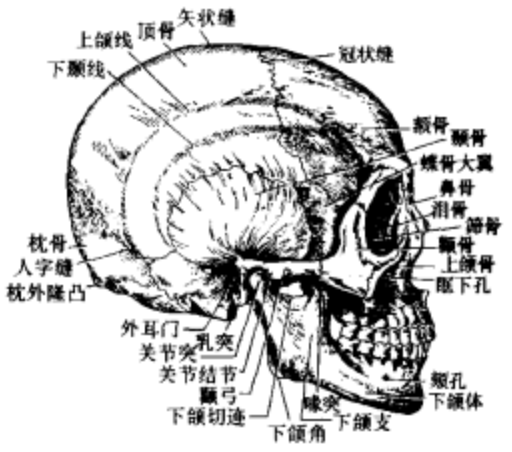
【脑容量】 cranial capacity 应称**颅容量**。即颅腔的容量，以毫升为计量单位。测定方法是用细小的颗粒如细纱、芥菜子或粟(食用小米)等作填充物，装满整个颅腔，然后把填充物取出，用量杯测得其数值。测定时所用的填充物颗粒愈小，测得的数值愈准确。

【头骨】 skull 又称**颅骨**。由 22 块骨片(不包括内耳中的 6 块小骨)组成。头骨的后部及上部称脑颅，包括额骨(1)、顶骨(2)、枕骨(1)、颞骨(2)、筛骨(1)、蝶骨(1)等 8 块，组成一卵圆形的颅腔，容纳并保护脑，在内骨壁上具有反映脑部沟回及脑膜血管分布的压痕，可间接研究脑子的形状及特征、进化等。颅底枕骨当中有一枕骨大孔，脊髓由此通出，其两侧为枕髁，颅骨借此与颈椎相连，而使头部能自由转动。颅骨之前下部称面颅，由鼻骨、泪骨、颧骨、上颌骨、下颌骨共 15 块组成。自眼眶孔上方经颅顶至后脑枕骨部分称头盖骨，因颅骨中筛骨、蝶骨不易保存为化石，而顶骨、额骨、枕骨等常能保存为化石，即头盖骨。



颅骨(前面)

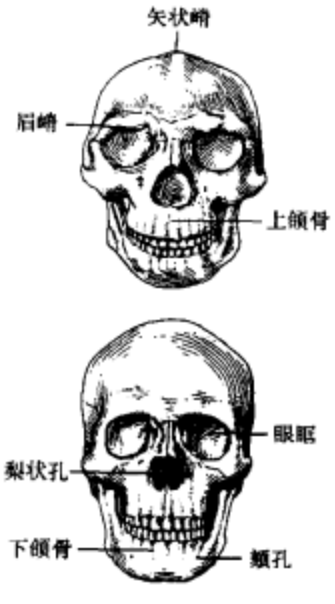
因下颌骨与颅骨不形成紧密骨缝连接，故下颌骨亦常单独保存成化石。头骨骨片数目在人类和各类脊椎动物中有很大差别，愈原始类型骨片数目愈多，愈进化则骨片数目愈少，如硬骨鱼类头部骨片可达百余块。古人类学家通常不将下颌骨计入颅骨中，但医学界却经常将下颌骨计入颅骨中。



颅骨(侧面)

【头盖骨】 calvarium, cranium, skull cap. 头骨的上部，呈穹窿状。主要包括额骨、顶骨的大部分和枕骨的小部分；有时亦可附有头部两侧的颞骨、蝶骨等小部分。由于这一部分骨片以曲折的骨缝互相嵌入，且骨壁较厚，故易保存为化石。目前世界上已发现的人类头骨化石中头盖骨较常见。

【矢状嵴】 crista sagittalis, sagittal crista 一些哺乳动物头骨顶部沿顶骨矢状缝两侧形成的隆起的骨质嵴供颞肌附着。在人、猿和早期人亚科成员间在头顶部略隆起，古人类学者常以矢状嵴称之；进入智人阶段则较不发育，但现代不同人种间仍有差异。



北京猿人(上)与现代人(下)头骨(前面观)

【眉嵴】 arcus superciliaris, brow ridge 又称**眉骨**、**眉弓**。为眼眶上方呈弓状的突出骨质嵴(为额骨的一部分)。原始人类眉嵴最发达，常向前突出，且两侧眉嵴可于鼻骨上端相连，越进化则眉嵴越低。处于同一进化阶段的人类的眉嵴，男性较女性突出。古人类学中，眉嵴为重要的鉴定特征之一，亦可作为判别性别的重要标志之一。

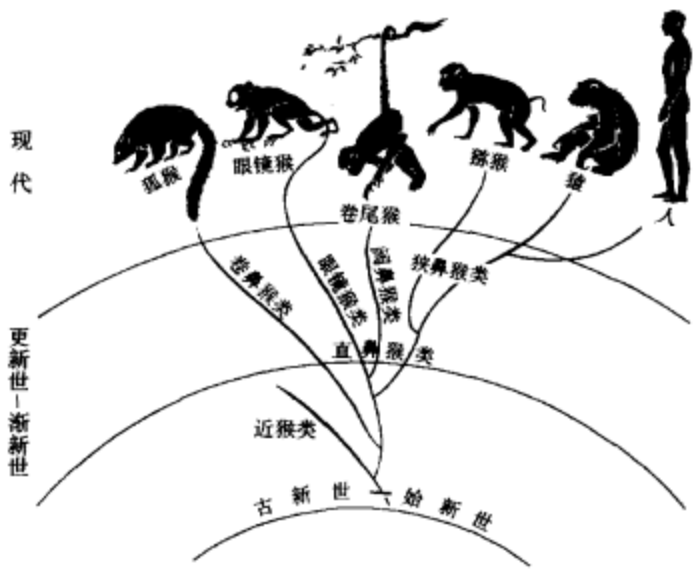
【面骨】 facial bones 又称**面颅**。颅骨的前下部分，由 15 块骨组成。包括成对的上颌骨、颧骨、鼻骨、泪骨、(硬)腭骨及下鼻甲和不成对的犁骨、舌骨、下颌骨。上颌骨为面颅的主要组成部分之一，其上着生牙齿，为面颅骨片中较坚厚的一部分，常可保存为化石。在有些报道中，常把下颌骨排除在外，面骨仅包括上颌骨及颧骨、鼻骨的部分骨片。

【上颌骨】 maxillae 面颅的主要组成部分之一，其上着生牙齿，为面颅骨片中较坚厚的一部分，常可保存为化石。

【下颌骨】 mandibular, jaw 组成面颅的最大骨骼，侧视呈 L 形，生有牙齿的水平部分称水平枝或下颌体(mandibular body)，后面垂直部分称下颌枝(*mandibular ramus*)或上升枝。左右两下颌体结合部有一直嵴称下颌联合(symphysis)。下颌枝顶部具二突起，前方的称冠状突(coronoid process)或喙状突(coracoid process)，为下颌肌附着处，伸入颧骨弓与上颌骨之间；后方的称髁状突(symphysis)，为下颌与脑颅相连的关节。下颌骨坚厚，尤其下颌体易保存为化石，下颌枝不易完整保存。

【灵长目】 Primates 哺乳动物的一目，人类亦属此目。身材

大小不等，形态差别很大。其主要特征是：大脑半球较大且表面具沟回。除少数种类外，大部分是双眼大而前视，围以骨质眼眶，双眼眶间隔狭窄；身上除颜面、手掌和足跖（蹠）部裸露外都生有毛；四肢发达，具灵活的五指（趾），前后肢第一指（趾）与其他指（趾）对生，适于掘洞攀登，指（趾）端的爪多数变为指甲。前后肢均能握物（人类后肢握物能力退化）；锁骨发达，与前肢的活动能力相关联；跖（蹠）行。有的有尾，有的则尾部退化消失。臼齿丘型、低冠。杂食性，以果实、树叶及谷物等为主，亦食少量昆虫、鸟卵、小兽等；齿式（以一侧牙齿数目表示）为I $\frac{2}{2}$ C $\frac{1}{1}$ P $\frac{3}{3}$ M $\frac{3}{3}$ 或 I $\frac{2}{2}$ C $\frac{1}{1}$ P $\frac{2}{2}$ M $\frac{3}{3}$。除人类外多营树栖生活，性喜群居，现生种主要分布于热带、亚热带地区。过去通常分为原猴类（prosimiian，包括近猴、狐猴、眼镜猴）和类人猿（anthropoid，包括猴、猿和人）两大类。最早的化石发现于晚白垩世地层。由于灵长类化石较稀少，灵长类的分类，在同一时期内可能有多个不同的分类方案。现介绍一种分类意见（德尔松 E. Delson 等，2000）。



灵长目分类系统图

灵长目（Primates）
近猴半目（Semiorder Plesiadapiformes）
†平猴超科（Paromomyoidea）（化石 23 属）
†近猴超科（Plesiadapoidea）（化石 12 属）
真灵长半目（Euprimates）
卷鼻猴（湿鼻猴）亚目（Suborder Strepsirhini）
†兔猴下目（Infraorder Adapiformes）（化石 43 属）
狐猴下目（Lemuriformes）
狐猴超科（Lemuroidea）（现生 4 属，化石 1 属）
大狐猴超科（Indrioidea）（现生 5 属，化石 7 属）
懒猴超科（Lorisoidea）（现生 13 属 4 亚属，化石 5 属）
†近狐猴超科（Plesiopithecoidea）（化石 1 属）
直鼻猴（干鼻猴）亚目（Haplorhini）
眼镜猴次目（Hyporder Tarsiiformes）
眼镜猴超科（Tarsioidea）
眼镜猴科（Tarsiidae）（现生 1 属，化石 2 属）
†嚼猴科（Eosimiidae）（化石 1 属，曾用曙猿一名）
† 始镜猴超科（Omomyoidea）
†始镜猴科（Omomyidae）（未订亚科化石 3 属）
†始镜猴亚科（Omomyinae）（化石 19 属）
†猫人猴亚科（Ekgmowechashalinae）* （化石 1 属）
†悬猴亚科（Anaptomorphinae）（化石 16 属）
†小豚猴亚科（Microchoerinae）（化石 4 属）
人猿次目（Anthropoidea）
阔鼻下目（Platyrrhini）
蛛猴超科（Ateloidea）
蛛猴科（Atelidae）（现生 9 属，化石 14 属）
卷尾猴科（Cebidae）（狨科，绢毛猴科）（现生 7 属，化石 10 属）
狭鼻下目（Catarrhini）
真狭鼻小目（Parvorder Eucatarrhini）
人（人猿）超科（Hominoidea）
†原康修尔猿科（Proconsulidae）
† *Proconsul*（原康修尔猿）
† *Kamoyapithecus*
† *Rangwapithecus*
† *Limnopithecus*（湖猿）
长臂猿科（Hylobatidae）
Hylobates（长臂猿）
H.（*Hylobates*）
H.（*Symphalangus*）（合趾猿）
H.（*Nomascus*）
H.（*Bunopithecus*）
人科（Hominidae，蜚米尼科、荷谟科）♂
†肯尼亚猿亚科（Kenyapithecinae）
†非洲猿族（Tribe Afropithecini）
† *Afropithecus*（非洲猿）
?† *Morotopithecus*
?† *Heliopithecus*
?† *Otavipithecus*
† *Equatorius*
†肯尼亚猿族（Kenyapithecini）
† *Kenyapithecus*（肯尼亚猿）
† *Griphopithecus*
†森林古猿亚科（Dryopithecinae）
† *Dryopithecus*（森林古猿）
† *Lufengpithecus*（禄丰古猿）
†山猿亚科（Oreopithecinae）
† *Oreopithecus*（山猿）
猩猩亚科（Ponginae）
Pongo（猩猩）
† *Sivapithecus*（西瓦古猿）
† *Ankarapithecus*（安卡拉古猿）
† *Gigantopithecus*（巨猿）
人亚科（Homininae，蜚米尼亚科）
大猩猩族（Gorillini）
Gorella（大猩猩）
人族（Hominini）
† *Sahelanthropus*（萨赫勒人）
† *Orrorin*（原初人、图根人）
† *Kenyanthropus*（肯尼亚人）
† *Ardipithcus*（地猿）
† *Australopithecus*（南方古猿、南猿）
† *Paranthropus*（傍人）

* 猫人猴的拉丁学名是美国达科他州的苏安族印第安语的音译，其意为猫人。

Homo(人)
人亚科分类位置未定(Hominini, incertae sedis)
Pan(黑猩猩)
?† *Graecopithecus*(希腊古猿)
?† *Samburupithecus*
猴超科(Cercopithecoidea)
猴科(Cercopithecidae)
猴亚科(Cercopithecinae)
猴族(Cercopithecini)(现生 4 属)
狒狒族(Papionini)(现生 5 属 2 亚属,化石 4 属 2 亚属)
疣猴亚科(Colobinae)(内含位置未定化石 3 属 2 亚属)
疣猴亚族(Colobina)(现生 2 属 2 亚属,化石 4 属)
叶猴亚族(Presbytina)现生 4 属 6 亚属)
†维克多猴亚科(化石 2 属)
† *Victoriapithecus*
† *Prohylobates*
始狭鼻小目(Parvorder Eocatarrhini)
"树猿组"("*Dendropithecus*-Group")
† *Dendropithecus*(树猿)
† *Micropithecus*
† *Simiolus*
† *Kalepithecus*
?† *Mabokopithecus*
?† *Nyanzapithecus*
?† *Turkanapithecus*
上猿科(Pliopithecidae)
†上猿亚科(Pliopithecinae)
† *Pliopithecus*(上猿)
†克罗乌兹猿亚科(Crouzelinae)
† *Plesiopliopithecus*(近上猿)
包括† *Crouzelia*
† *Anapithecus*
† *Laccopithecus*(池猿)
亚科不能确定(Subfamily indeterminate)
† *Dionysopithecus*(醉猿)
† *Platodontopithecus*(宽齿猿)
†原上猿科(Propliopithecidae)
† *Propliopithecus*(原上猿)
包括† *Aegyptopithecus*(埃及猿)
† *Moeripithecus*(莫湖猿)
†副狭鼻猴下目(Infraorder Paracatarrhini)
†副猿科(Parapithecidae)
†副猿亚科(Parapithecinae)
† *Apidium*(亚辟猴)
† *Parapithecus*(副猿)
包括† *Simonsius*(塞蒙斯猿)
†夸特拉尼猿亚科(Qatraniinae)
† *Qatrania*
† *Serapia*
† *Arsinoea*
†亚科不能确定(Subfamily indeterminate)
? † *Biretia*
? † *Algeripithecus*
? † *Tabelia*
†渐新猿科
† *Oligopithecus*(渐新猿)
† *Catopithecus*
人猿次目分类位置未定(Hyporder Anthropoidea, incertae sedis)
† *Proteopithecus*
灵长目分类位置未定(Primates, incertae sedis)
† *Petrolemur*(石猴)

以上分类是根据德尔森、塔特赛尔、范考瑞和布鲁克斯(E. Delson, I. Tattersall, J. A. Van Courering & A. S. Brooks),2000 年资料编定的。但其分类仅为多种意见中的一种,中国的许多灵长目化石的分类地位,归并的与原研究者意见不一。

【古猿】 fossil apes 泛指除人科以外的各种化石猿类,甚至包括一些猴类化石的汉语俗名,不具有分类意义。来源于其属名的共同词尾 pithec(希腊文猴字)的意译。曾用以命名森林古猿、西瓦古猿、拉玛古猿及人亚科的南方古猿。但不加古字的化石猿类及猴类的译名更多,在化石猴类中,疑猴(*Amphipithecus*)曾被译为双猿,其他尚有埃及猿、副猿、上猿、原上猿、山猿等。属于人猿类的有肯尼亚猿、巨猿等。对一些不带 pithec 词尾的猿猴类化石在中译时为了明确其归属亦加猴或猿字,如猴类化石中的邦唐猴,猿类中的原康修尔猿等。高等灵长类或化石猿猴类的化石自 1856 年第一次发现森林古猿化石起,已记载了近百个属约 200 种。主要分布在非洲、印巴次大陆、欧洲及中国云南、湖北、广西等地,其地质年代属渐新世至更新世。所发现的化石多为牙齿和颌骨碎片。猿类牙齿的特点是,有巨大的犬齿,并高出于其他牙齿,口闭合时,上、下犬齿互相交错,上颌的门齿与犬齿间和下颌的犬齿及前臼齿间有齿隙,用以容纳相对的上、下犬齿。门齿粗大,凿状。前臼齿的外齿尖明显大于内齿尖;下颌第一前臼齿由于外齿尖明显增大,内齿尖缺失或很小,呈扇形。整个齿列呈 U 字形排列,两侧大体平行。其主要代表有埃及渐新世的埃及猿(*Aegyptopithecus*)、原上猿(*Propliopithecus*);东非中新世的原康修尔猿(*Proconsul*)和旧大陆的森林古猿(*Dryopithecus*)、西瓦古猿(*Sivapithecus*),拉玛古猿(*Ramapithecus*),意大利上新世的山猿(*Oreopithecus*),以及中国和印巴次大陆的上新世中期至更新世早期的巨猿(*Gigantopithecus*)。

【类人猿】 anthropoid 又称**大猿**。现生猿类的通称。因其与人类的亲缘关系最接近,其形态特征及身体结构均与人相近,故名。为灵长目中最高等的动物。与猴类不同,无尾及颊囊,除长臂猿外亦无臀疣。其牙齿数目和结构,鼻子及耳壳的形状,眼睛的位置;复杂的大脑,盲肠蚓突,宽阔的胸廓和扁平的胸骨等均与人类相似;其他如血型,怀孕时间(7 ~ 9 个月,一般每胎仅生一子),寿命(可达几十年)等也均与人类近似。但其前肢长于后肢,半直立行走及臂行等特点又与人类有很大区别。现生猿类有生活在非洲中部、西部赤道附近地区的大猩猩(*Gorilla gorilla*)和黑猩猩(*Pan troglodytes* 及 *Pan paniscus*)以及生活在亚洲苏门答腊、加里曼丹的猩猩(*Pongo pygmaeus*)和生活在亚洲热带地区包括


大猩猩

中国海南岛及云南南部的长臂猿(*Hylobates*)。猩猩有1属1种，黑猩猩有1属2种，大猩猩可分为山地大猩猩(*G. gorilla beringei*)和低地大猩猩(*G. gorilla gorilla*)2亚种，长臂猿有1属4亚属8种。化石类人猿，生存于渐新世至更新世。中国南方更新世沉积物中曾多次发现长臂猿及猩猩化石。

灵　长　类

【近猴类】 Plesiadapiformes　灵长目中平猴半目唯一的一个已绝灭的亚目。为灵长目的最原始类型，由平猴超科(Paromomyoidea)和近猴超科(Plesiadapoidea)组成。平猴类化石主要发现于北美晚白垩世至中始新世地层，欧洲晚古新世至中始新世地层亦有发现；近猴类化石发现于北美和欧洲中古新世至中始新世地层。近猴类适应于树栖生活，与真灵长半目的关系较远。头骨面颅前伸、吻长；脑颅较小，眼眶后缘略收缩，无眶后骨桥。在进化程度上，仅与有袋目的负鼠(*Didelphis*)相当。近猴类中的**普尔加托尔猴**(*Puergatorius*)发现于美国蒙大拿州普尔加托里山及哈尔比齐山区的晚白垩世地层及早古新世地层，其臼齿略呈方形，每一侧有门齿3个，前臼齿4个；其余近猴类的牙齿均为近三角形，具钝尖3个，且门齿仅2枚、前臼齿仅3枚。近猴类具爪，适应于树栖攀缘生活。早期各类个体小，因未发现头后骨骼，仅知头长约3～4厘米。后期各类如**近猴**(*Plesiadapis*)重已达4～5千克。臼齿低冠，三楔式，下中门齿增大，平伸凿状。指(趾)端具爪而无指甲。尾长。至今已有约30余属化石被发现，其中平猴超科有2科21～24属，近猴超科有3科10～12属。近猴超科化石在中国山东昌乐县五图组屡有发现，有 *Asioplesiadapis*(亚洲近猴)和 *Carpocristes*(多脊猴)、*Chronolestes*(高辈猴)。近猴曾被译为**更猴**，不确。希腊词根"ples, plesio"作"近边"、"近来"解，而希腊词根"pleist"作"更多"解，因近猴类的特征，如牙齿、鼻孔等与后期灵长类差异较大，原始，故应采用近猴一名。


近猴头骨


近猴复原图

【卷鼻猴类】 Strepsirhini　又称**湿鼻猴类**。灵长目中的一个亚目，包括狐猴及已绝灭的兔猴类。

【兔猴类】 Adapiformes　灵长目真灵长半目卷鼻猴亚目中已完全绝灭的一个最原始的下目。化石发现于北美及欧亚大陆的古新世及始新世地层中，一部分可延至渐新世或中新世，至今已发现40余属。兔猴类个体较小，头骨和面部较短，双眼前视，眼眶后部有眶后骨桥封闭，四肢细长，尾长。牙齿齿列中无齿隙，门齿正常生长，犬齿小而呈獠牙状，臼齿方形，低冠，上臼齿的次尖发育。中国曾发现兔猴类化石，如广东南雄古新世地层中的短吻石猴、云南禄丰中新世地层中的厚齿中国兔猴等，也有人认为山西垣曲的黄河猴、任村猴和河南卢氏的卢氏猴也可能属于这一类。蓝田猴(*Lantianius*)曾被置入兔猴类，后被认为是偶蹄类双锥兽类(dichobunid)的牙齿。

兔猴类头骨



兔猴类臼模式图

【狐猴类】 Lemuroidea　灵长目真灵长半目卷鼻猴亚目中较原始的一个下目。个体较小，有长尾，四肢较细弱，具五指(趾)，第一指(趾)可与其他指(趾)对握。吻部及下颌较长。臼齿丘型、低冠。最早的化石见于北半球热带亚热带始新世地层，至今仍生活于热带丛林，马达加斯加岛上种类繁多。现代代表有狐猴(*Lemur*)、大狐猴(*Indri*)、懒猴(*Loris*)等。化石狐猴已发现14属。在中国尚未发现归属于狐猴次亚目的灵长类化石。


现生狐猴

【中国兔猴】 *Sinoadapis*　产自中国的中新世兔猴类。个体大。下P4高度臼齿化；下P4的长度比下臼齿的长度大；下臼齿短而宽，齿带只出现在齿冠的远中侧等特点区别于西瓦立克的两个属。目前有厚齿中国兔猴(*Sinoadapis carnosus*)和石灰坝中国兔猴(*S. shihuibaensis*)。前者材料为同一个体的P4-M2的左下颌和附M1-M3的右下颌，产于中国云南禄丰晚中新世褐煤层，是迄今已知兔猴科的最晚记录。

【短吻石猴】 *Petrolemur brevirostre*　中国兔猴科一种小型狐猴形灵长类化石。仅发现带C-M3的左上颌碎块，发现于广东南雄油山大塘芋北西约1千米处，上古新统浓山组大塘芋段地层中。P1-2已消失；上犬齿齿跟粗壮；P3偏长，无原尖，代以一向后增强的内齿带；P4横宽，具后尖，原尖较发育，上臼齿前尖和后尖位置较接近，原尖后棱弱，具齿带后尖；小尖弱或无，前附尖发育，内齿带连续，M3不大，退化。对其分类位置尚有不同意见。

【穴居似兔猴】 *Adapoides troglodytes*　发现于中国的小型兔猴。M2长2.65毫米，宽1.9毫米，M3长3.55毫米，宽1.8毫米。下臼齿缺下后附尖，但具有深的下臼齿后尖槽以及连接下原尖和下后尖的强大的脊，推测上臼齿具有典型兔猴的进步特征。化石为保存有M2-3的右下颌残块，产于江苏溧阳上黄的裂隙B的中始新世地层中。

【卢氏猴】 *Lushius*　发现于中国的个体较大的兔猴类。上第四前臼齿较第一臼齿小，半臼齿化。上臼齿横长，舌面狭短，小尖较小，附尖不太发育；M1及M2有一中附尖；原尖远离齿冠舌面的边沿，后尖显著，但相对较小；第三上臼齿小于第一臼齿，较第二臼齿更小；臼齿釉质层有垂直向的细褶纹；齿带在唇面几乎不发育，但舌面部分则异常发育。化石为带有第四前臼齿及臼齿的左上颌骨断块，产于河南卢氏孟家坡的，上始新统卢氏组底部绿色泥灰岩中。目前仅有秦岭卢氏猴(*Lushius qinlingensis*)一种，原研究者将卢氏猴归属于眼镜猴类。

【斯氏黄河猴】 *Hoanghonius stehlini*　特化的兔猴类，主要表现在上臼齿有发育的次尖和圆尖，前脊直接与前尖内侧相连，前小尖前棱退化。上臼齿与其他灵长类如此不同，下颊齿也相当特别。化石为保存有犬齿至下第三臼齿的左下颌骨，产于山西垣曲古城镇寨里村东土桥沟，河堤组寨里段中始新世晚期地层中，原研究者曾将其置于眼镜猴类。


黄河猴下齿列

【任村猴】 *Rencunius*　产于河南渑池中始新世的兔猴类，与黄河猴关系较近。正模带M2-3的右下颌骨。M2-3通常比较短宽，M3尤为显著；M2三角座前后收缩，下前尖消失，仅存下前脊，连接下原尖和下后尖；下后尖有一明显的肋斜伸到三角座的

中央，下次小尖相对唇位，与下内尖之间有较宽的“V”形谷，下次尖后棱较短。M3 下次小尖未增大成叶，舌位，不大向后突出。产于河南渑池任村南 2km 上河中始新世晚期沙拉木仑期河堤组任村段上化石层。仅吴氏任村猴（*R. wui*）一种。

【疑猴】 *Amphipithecus* 曾译**双猴、双猿**。分类位置未定的兔猴类化石，可能是狭鼻猴类的祖先类型。化石发现于缅甸邦唐山曼德勒以北约 400 千米的莫冈附近。晚始新世地层，距今约 4000 万～4400 万年。发现的化石为带有两个前臼齿和一个臼齿的左下颌骨。下颌体较短、深而粗壮，颏孔位置高且向前移，下颌联合部短。前臼齿呈双尖型，下第一臼齿的下次小尖位置近中央，下前尖小，跟座大。其下颌骨及前臼齿具进步特征，与狭鼻猴类相似；其臼齿的某些特征与兔猴类（Adapiformes）和始镜猴（颒猴）类（Omomyidae）等相似。它们被认为是最进步的古近纪灵长类，可能为猴类或狭鼻猴类的祖先。曾据其词头 amph 译为双猴，但 amph 尚有个别的、可疑的、模糊不清等意，正确译法应为疑猴，示其分类位置不定。发现于同一山区的分类位置未定的另一灵长类化石是**邦唐猴**（*Pondaungia*）。化石为下颌碎块 2 块，带有下第一臼齿及下第二臼齿；上颌骨碎块带有上第一及第二臼齿。化石风化破损严重，使鉴定不能很确切，仅以与原上猿的某些相似和地理位置而认为系最早的狭鼻猴类。直到 20 世纪 70 年代发现新的化石才得以确立其灵长类特点。靠近下后尖的小的下前尖为兔猴类和其他原猴类的典型特征，深而厚的下颌体、近等高的跟座和宽的三角座等均属狭鼻猴类的典型特征。已磨耗的上臼齿具有发育的次尖及不明显的齿带，显然是猴的特征。据此可以认为邦唐猴是古近纪最早的旧大陆猴类，也可能为狭鼻猴类的祖先类型。



邦唐猴
右下颌碎块及 m2-m3

【直鼻猴类】 Haplorhini 又称**干鼻猴类**。灵长目真灵长半目中的一个亚目。包括眼镜猴和人猿两个下目，后一个下目又统称为猿猴类或高等灵长类。

【眼镜猴类】 Tarsioidea 灵长目真灵长半目直鼻猴亚目中高度特化的较原始的一个下目。体较小，眼睛极大，彼此紧靠，直视前方。外耳亦大。尾长，后肢长，四肢的指（趾）细长，端部有肉垫。眼镜猴类栖居树上，善跳跃。现生代表仅眼镜猴（*Tarsius*），属 3 种，生活于东南亚菲律宾、印尼等地。化石类型构成始镜猴科（Omomyidae），分布于北美、欧洲及亚洲、非洲。化石最早发现于古新世地层，已发现近 50 个属。在江苏溧阳的中始新世地层发现始镜猴科（Omomyidae）的扬子大镜猴（*Macrotarsius macrorhysis*）化石。尤为引人注目的是 1994 年正式报道了发现于江苏溧阳上黄的中华曙猴（*Eosimias sinansis*），1997 年又报道了发现于山西垣曲“第一地点”的较完整曙猴的下颌骨（带有几乎所有的牙齿）——世纪曙猴（*Eosimias centennicus*）。



尼克鲁猴头骨复原图



始镜猴类头骨复原图



现生眼镜猴

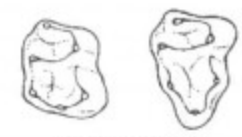
【长白亚洲镜猴】 *Asiomomys changbaicus* 产自吉林桦甸的始新世眼镜猴类。尺寸和形态与 *Omomys powayensis* 相近，P3 单尖，二齿根；M2-3 齿冠很低，尖和脊都很低缓，三角座很低，前后特别短，三角座盆很狭小，下前尖发达，位于齿前缘中部；下后脊不完全；跟座盆开阔，非常浅；下次小尖小，前后压缩，下后脊靠近唇侧缘，下次凹很浅。产于桦甸盆地公郎头油母页岩矿区的中始新世地层中。



长白亚洲镜猴
右下颌骨侧视及嚼面视

【扬子大镜猴】 *Macrotarsius macrorhysis* 发现于中国的始镜猴类化石。其种名希腊文 makros 是长之意，希腊文 rhyac 是河流之意，此处指扬子江，P4 比大镜猴属的其他种小，相对窄，具简单的下臼齿后尖。化石为单独的右 P4（长 2.65 毫米，宽 2.05 毫米），产于江苏溧阳上黄中始新世地层中。

【始新眼镜猴】 *Tarsius eocaenus* 发现于中国的眼镜猴类化石。比眼镜猴的其他种小。从上黄裂隙 A 和裂隙 C 中发现的始新世眼镜猴的单独的牙齿与现生眼镜猴完全一致。牙齿的解剖学特征可将始新眼镜猴、始镜猴类及非洲眼镜猴区别开。如始新眼镜猴的下臼齿具有位于三角尖舌侧边缘附近的台状的下前尖，连接内尖和下后尖的发达的内脊，内尖位于三角尖底部附近。化石为单独的右下 M1（长 1.65 毫米，宽 1.55 毫米），产于江苏溧阳上黄中始新世地层中。



始新眼镜猴臼齿嚼面视
A.右 M1；B.右 M2

【安徽双峰兽】 *Decoredon anhuiensis* 有争议的产自中国的眼镜猴类化石。个体甚小，单面高冠显著。P4 的臼齿化程度高，前后两尖相等大小，完全分离。上臼齿宽，略呈长方形。U 形脊的基部，尤其是后臂的舌侧段，向内侧收缩。化石为带有 P1—M2 的左上颌骨一段，产于安徽潜山黄铺张家属东 150 米处的中古新世地层中。

【王河似悬猴兽】 *Anaptogale wanghoensis* 有争议的灵长类化石。P3 与 P4 比上臼齿大，具有臼齿化程度相近，外侧只有高的前尖，无后尖，内侧原尖柱状，高冠，但低于前尖，U 形脊较不发育。有的学者认为王河似悬猴兽（*Anaptogale wanghoensis*）是早期的灵长类，因为标本保存不是很好，出现了争论。化石为带有 P3—M3 的左上颌骨，产于安徽潜山黄铺汪大屋（71001），望虎墩组第 1 段中古新世（?）地层中。

【曙猴】 *Eosimias* 又称**始新猴、曙猿**。生活于中始新世中期到晚期（约距今 4500 万～4000 万年）的眼镜猴类化石。小型猴类，估计体重约 100 克。化石分别以带第四下前臼齿及第一、第二下臼齿及其余牙槽的破碎下颌骨和带有全部牙齿的近完整下颌骨为代表。前者为 1994 年正式命名的中华曙猴（*Eosimias sinensis*），产出于江苏溧阳睡山的石灰岩裂隙 B 堆积中，根据共生的哺乳动物化石，其地质时代为中始新世中期；后者为 1997 年定名的世纪曙猴（*Eosimias centennicus*），产出于山西垣曲黄河岸附近的“第一地点”。该地层是研究已有 70 余年历史的世界知名的中始新世晚期标准剖面。曙猴以它牙齿上的诸多特点显示出与高等灵长类接近，如下



中华曙猴下颌



世纪曙猴下颌

颌联合短而深，下齿式：2-1-3-3。下门齿小而垂直生长；犬齿大于门齿和 p2，而且突出，p2 单根；p3-4 中远侧短，与齿排方向倾斜（中根比远根更偏向舌侧）。m1-2 下前尖尖锐，下后尖与膨大的下原尖远远地分离，下内尖位于下次尖和远端突出的下次小尖的水平位的中间。最后一个臼齿前半部分（三角座）宽于后半部分（跟座）。但曙猴的基本特征仍证明他属于早期的眼镜猴。由于晚期的眼镜猴已较特化，因此曙猴是向高等灵长类进化的最早的代表。

【高等灵长类】 Anthropoidea 又称人猿类。灵长目真灵长半目直鼻亚目中的人猿次目的通称。包括阔鼻下目（Platyrrhini）、狭鼻猴下目（Catarrhini）和作为二者姐妹群的包括副猿科和渐新猿科的已绝灭的副狭鼻下目（Paracatarrhini）。

【人猿类】 Anthropoidex 即高等灵长类，在灵长目的分类中为真灵长半目直鼻亚目中的一个次目（Hypoorder Anthropoidea）包括阔鼻下目（Infraorder Platyrrhini）、狭鼻下目（Inpraorder Catarrhini）和副狭鼻下目（Infraorder Paracatarrhini）。

【阔鼻猴类】 Platyrrhini 灵长目直鼻猴亚目人猿次目中的一个下目。身长从 16 厘米到 75 厘米，尾长 16～80 厘米；有些种类有长而能缠绕的尾巴，具有辅助攀爬树木的作用。其鼻中隔宽阔，鼻孔向左右分开，故名。阔鼻猴因为仅分布于中南美洲故又称**新大陆猴**。因研究工作较少（化石研究更少）。根据颅骨结构，阔鼻猴颅骨具颧骨-顶骨连接、具三个前臼齿、无耳咽管。现生阔鼻猴下目仅包括蛛猴超科（Ateloidea）的蛛猴科（Atelidae）和卷尾猴科（Cebidae）两科，共 16 属 70 余种。蛛猴科包括蛛猴亚科（Atelinae）和僧面猴亚科（Pitheciinae），前者有蛛猴（*Ateles*）、绒毛蛛猴（*Brachyteles*）、绒毛猴（*Lagothrix*）、吼猴（*Alouatta*）4 属；后者有僧面猴（萨基猴，*Pithecia*）、红背僧面猴（*Chiropotes*）、秃猴（*Cacajao*）、夜猴（*Aotus*）、伶猴（*Callicebus*）5 属。卷尾猴科包括卷尾猴亚科（Cebinae）和狨亚科（Callitrichinae），前者有卷尾猴（悬猴，*Cebus*）、松鼠猴（*Saimiri*）2 属，后者有狨（绢毛猴，*Callithrix*）、倭狨（*Cebuella*）、狮面猴（*Leontopithecus*）、柽柳猴（*Leontocebus* 或 *Saguinus*）、节尾猴（*Callimico*）5 属。化石阔鼻猴也仅分布于加勒比诸岛及南美洲的新生代（晚渐新世至更新世）地层中，现已发现蛛猴亚科化石属 4，僧面猴亚科化石属 10，卷尾猴亚科化石属 4，狨亚科化石属 4，共 21 属。晚渐新世化石 2 属仅见于玻利维亚；中新世早期至中期化石 6～7 属，分布于阿根廷及智利南部；晚中新世以后，一些较接近现生属的化石约 10 属分布于哥伦比亚；更新世化石多发现于加勒比诸岛，如古巴、多米尼加、牙买加等。

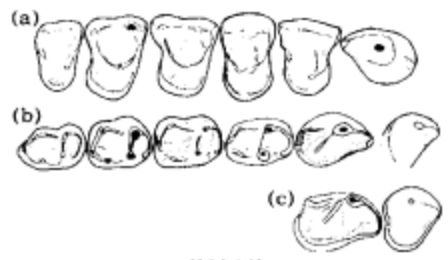
【副狭鼻猴类】 Paracatarrhini 人猿次目中已绝灭的一个下目，包括副猿科和渐新猿科。德尔松（E. Delson）基于副猿的诸多特征介于阔鼻猴及狭鼻猴之间，于 1977 年用于副猿科及原归于狭鼻猴类中的一些古老成员。后将所知较少的渐新猿类亦归入此类。

【副猿】 *Parapithecus* 又译**傍猿**。猿猴类最早的代表。曾被认为是旧大陆猴的最早代表；现在认为副猿类是高等灵长类的最早代表，但与阔鼻猴及狭鼻猴有共同的祖先。包括自 1907 年起，采自埃及法雍的渐新世地层上部的弗拉斯副猿（*Parapithecus fraasi*）、法雍亚辟猿（*Apidium phiomense*）和塞蒙斯猿（*Simonsius*）及 1981 的一个新属——夸特拉尼猿（*Qatrania*）。夸特拉尼猿距今约 3500 万年，比其稍晚为穆斯塔法亚辟猿（*A. moustafai*），发现于地层中部，其余化石发现于上部，均属于早渐新世。包括以上 4 属，在埃及法雍地区及阿尔及利亚晚始新世至早渐新世地层中共发现化石 9 属 12 种构成副猿科。副猿类个体较小，头小，最小的夸特拉尼猿重约 300 克，最大的塞蒙斯猿大约重 1800 克。*P. grangeri* 脑量约 11.4 厘米^3。臼齿齿冠较高，具低而圆的齿尖。臼齿紧密排列，门齿垂直着生、调漆刀状，犬齿稍突出而粗壮，前臼齿 3 枚（与阔鼻猴类相同）。嗅叶退化，但视觉敏锐。不同个体间牙齿的大小不同表明它们可能有性别差异。眶后骨壁封闭。副猿科与渐新猿科共同组成副狭鼻猴下目（Paracatarrhini），为猿猴类早期代表，与阔鼻猴和狭鼻猴为并列的傍支。



副猿臼齿模式图

【渐新猿类】 Oligopithecidae 灵长目副狭鼻下目中的一个科——渐新猿科仅包括渐新猿（*Oligopithecus*）和小猫咪猿（*Catopithecus*）。渐新猿类前臼齿数目减少，齿式为 2·1·2·3，上犬齿对着下第三前臼齿等方面与早期狭鼻类接近，但头骨及牙齿等的大小，小于任何现生狭鼻类而接近现生阔鼻类。估计体重在 600～1000 克之间，与现代中南美洲的阔鼻类松鼠猴接近。渐新猿的化石材料为一个带有犬齿，3 个前臼齿及 m1 和 m2 的残破的下颌骨，1961 年发现于埃及法尤姆（法雍）始新世晚期地层，约距今 34 百万～35.1 百万年，小猫咪猿发现于同一地点，约距今 35.6 百万～35.9 百万年，化石为一较完整的头骨。1990 年在阿曼也发现了一些渐新猿的散碎化石。有些人认为在亚洲发现的一些灵长类化石也属于渐新猿类，包括在中国山西始新世地层中的黄河猴、任村猴（*Rencunius*）和泰国晚始新世的 *Wailekia*。



渐新猿
渐新猿上齿列(a)及下齿列(b)及雄性 c1、p3(c)与雌性 c1、p3(b)比较

【狭鼻猴类】 Catarrhini 灵长目直鼻猴（干鼻猴）亚目人猿次目中的一个下目。因其鼻中隔狭窄，鼻孔开向下方，故名。曾被称为类人猿亚目或猿猴亚目。狭鼻类被分为两类：一类为由上猿（*Pliopithecus*）和原上猿（*Propliopithecus*）代表的上猿科和原上猿科及包括树猿（*Dendropithecus*）在内的一些生活于非洲及南亚早、中中新世的小型非人亦非猴的猿类组成的始狭鼻小目（Eocatarrhini）；另一类为由人超科和猴超科组成的真狭鼻小目。狭鼻类化石在中国已发现的有：①上猿科的占祥上猿（*Pliopithecus zhanxiangi*）、粗壮池猿（*Laccopithecus robustus*）和双沟醉猿（*Dionysopithecus shuangouensis*）、江淮宽齿猿（*Platodontopithecus jianghuaiensis*）。后二者有些学者认为应属原康修尔猿科；②人科森林古猿亚科的武都森林古猿（*Dryopithecus wuduensis*）、禄丰禄丰古猿（*Lufengpithecus lufengensis*）；③人科猩猩亚科的开远西瓦古猿（*Sivapithecus kaiyuanensis*）、步氏巨猿（*Gigantopithecus blacki*）及长臂猿亚科的长臂猿（*Hylobates*）；④猴亚科中的化石种类有更新世的猕猴（*Macaca*）、狒狒（*Procynocephalus*）；⑤疣猴亚科有更新世的仰鼻猴属（*Pygathrix*）的金丝猴亚属[*Pygathrix*（*Rhinopihecus*）]和早全新世的叶猴（*Presbytis*）；⑥人科人亚科化石包括了人属（*Homo*）中的直立人、尼安德特人和智人阶段的化石。

【始狭鼻猴类】 Eocatarrhini 灵长目真灵长半目直鼻亚目人猿次目狭鼻下目中的一个小目——始狭鼻小目（Parvorder Eocatarrhini）。包括上猿科（Pliopithecidae）、原上猿科（Propliopithecidae），以及曾被一些人归属长臂猿类的树猿类（*Dendropithecus-Group*）的一些小型猿类。始狭鼻类是狭鼻类进化早期的一个侧支。

【原上猿】 *Propliopithecus* 最早的狭鼻猴类化石。1908年采自埃及法雍附近,距今约2800万~3500万年的渐新世地层并于1910年建立二属二种:海克尔氏原上猿(*Propliopithecus haeckeli*)及马克格拉夫氏**莫湖猿**(*Moeripithecus markgrafi*)。1965年于同一地点发现若干化石,建立了另二属二种:连接埃及猿(*Aegyptopithecus zeuxis*)和腕攀风神猿(*Aeolopithecus chirobates*)。后来陆续发现保存较完整和较好化石,包括头骨及下颌骨。现在将其归并为原上猿一属。原上猿体形近似现代长臂猿,约如较大之猫。吻部狭而前突,如犬;脑颅小于面颅,前脑膨大,嗅叶相对较小。眶后骨壁未完全闭合。臼齿低冠、具钝圆的低齿尖,前臼齿拉长,白齿大小自前向后递增,犬齿硕大,门齿垂直着生。四肢较强壮,后肢较前肢长。有尾。行动时可以攀爬、跳跃,亦可四足屈肘行走。树栖或林栖。其头骨近似于猴类,其牙齿特征有些与后期的猿类相似。被视为狭鼻猴类和猿类的祖先。最初将其与发现于欧洲的中新世上猿类组成上猿科,近来已新建与上猿科并列的原上猿科(仅1属4~5种)。但也有人仍视其为不同的二属,即原上猿与埃及猿。



埃及猿头骨正视及侧视



海克尔原上猿右下齿列
侧视及嚼面视

【上猿类】 Pliopithecidae 又称**上新猿类**。中-晚中新世广布于欧亚大陆的小到中等大小的狭鼻类。在灵长目分类中是始狭鼻小目中的一个科。上猿科与众多非洲猿类无明显的系统关系。身体大小似长臂猿。上猿类的牙齿特征很原始。包括门齿高冠,窄小,细弱,呈片状。但门齿中央偏上,唇舌方向平坦,窄而尖。门齿上侧缘不对称,高,宽。P3冠面缺乏真正的扇面形态,长而窄的下臼齿一般保存有下前尖和排列倾斜的中央尖,倾斜的冠状斜脊类似三角座。大多数上猿的P4和下臼齿经常有长而窄的较大的前凹和中央凹,唇侧齿带发育。大多数种类牙齿大小接近于长臂猿,但下颌骨通常更大,上前臼齿和臼齿趋向于宽而短。前臼齿齿尖变形,靠唇侧变形更显著。上臼齿通常有发达的舌侧齿带层状,唇侧齿带或齿柱发育一般。上臼齿一般缺乏上次尖和后尖之间的远端横脊,但有一个脊连接上次尖与后尖或斜脊。上猿科包括6~7属13种,欧洲有9种,中国有4种。其中上猿属(*Pliopithecus*)共有5个种,欧洲有4个种,中国有一个种;此外,除原上猿外,欧洲还有另外3个属5个种;中国有3个属3个种,即粗壮池猿、双沟醉猿、江淮宽齿猿,曾被置于不同的分类位置,如曾置于长臂猿类之中,现在基于牙齿和头后骨骼的特征(如长骨)等,将其与上猿类置于同一小目中。



上猿
右上臼齿及左下臼齿

【占祥上猿】 *Pliopithecus zhanxiangi* 大型上猿类,头骨和牙齿特征相当于白眉长臂猿。从M1到M3尺寸递增,上犬齿相对低冠和粗壮,上颊齿很宽并有发育的齿带,上下颊齿的咬合面有发育的次生皱纹。头骨标本中,蝶骨大翼上的卵圆孔前缘位于蝶骨体的范围内而不像许多高等灵长类一样位于球状面上。近中缘由岩部支撑。化石材料为左M2和I具变形的部分头骨,附部分牙齿和颌骨产于宁夏同心丁家二沟中中新世地层中。

【粗壮池猿】 *Laccopithecus robustus* 可能归于上猿类。面部与欧洲的上猿和现代长臂猿类相似,面部较宽,吻部较短,眶边缘稍突起,有发育的眶上圆枕。上门齿与多数新近纪长臂猿类一样呈抹刀状,有发育的舌齿带。上前臼齿的基本构造与上猿的相似,但是粗壮池猿的上前臼齿与臼齿相比,显得比例较大。上臼齿近方形,原尖和次尖的位置与*Micropithecus*一样更靠近舌侧,但是,池猿的上臼齿舌侧比较突起而使臼齿的轮廓呈方形。材料有90件,包括上下颌骨14件,齿列8件,单牙67枚,不完整头骨1个,产于禄丰石灰坝晚中新世约800万年前地层中。原研究者归之于长臂猿类。

【宽齿猿】 *Platodontopithecus* 原作者认为是中新世长臂猿类。臼齿低冠,M3的咬合面有皱纹;上臼齿颊舌径大于近中、远中径,M1指数大于130,上臼齿舌、颊侧、下臼齿颊侧,下臼齿颊侧有发达的齿带。较云南的禄丰古猿和开远古猿的釉质层厚度薄,牙齿小,下臼齿咬合面形态看不出Y形沟。江淮宽齿猿的形态与非洲的树猿亚科(Dryopithecinae)化石有相似之处故近来有人将其改隶上猿类。产于江苏泗洪天岗湖公社松林庄北约1华里的中新世地层中,仅有一种江淮宽齿猿(*Platodontopithecus jianghuaiensis*)。

【醉猿】 *Dionysopithecus* 亚洲中新世的上猿。个体小于树猿(*Dendropithecus*)。M2>M1>M3,第一、二臼齿近方形,结构较简单;三角座上的三尖丘形,彼此远离,由低长而显著的脊相连,三角凹深;次尖低,小于原尖,位置近舌侧;前窝小;齿带较树猿及上猿者弱,外齿带近于缺失;M3无后尖,次尖退化,位置向外,成为两列串珠状尖。醉猿比上猿个体小,牙齿不显得横宽,纹饰简单,齿带弱,内齿带可以和次尖清楚地分开,齿尖更呈丘形,三角凹深,次尖相对更小。双沟醉猿化石为一残破的左上颌骨,保留有M1—M3,其中M2前内侧齿带缺失,产于江苏泗洪王集松林村东南1华里晚中新世地层中,仅有一种:双沟醉猿(*Dionysopithecus shuangouensis*)。原作者归于长臂猿类。

【树猿类】 *Dendropithecus* Group 一些小型的早-中中新世(约距今22~14Ma间)狭鼻猴类化石,其特征介于上猿和现生狭鼻类之间。化石主要发现于东非(肯尼亚及附近),巴基斯坦也有发现。共8属12种。由于化石发现较少而不完整,目前研究不够,暂时构成一个非正式的类群,大约相当于科(Family),与上猿科,原上猿科共同列入始狭鼻小目。

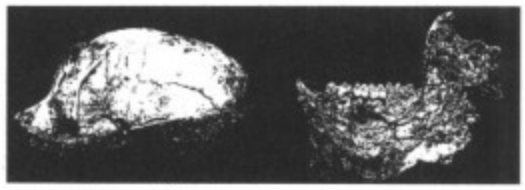
【树猿】 *Dendropithecus* 灵长目狭鼻下目始狭鼻小目树猿类的代表属。只有一个种*Dendropithecus macinnesi*。中新世小型狭鼻类,曾被误认为湖猿(*Limnopithecus*)的一种。产于非洲肯尼亚的鲁辛加岛、姆夫旺加诺岛、卡龙古、松戈尔和科鲁的早中新世地层,包括上、下颌骨和全部牙齿。其头后骨骼与中南美洲蛛猴非常相似。牙齿大小与长臂(含趾)猴相似,门齿高冠,中央强烈收缩;雌雄犬齿性别差异显著,雄性犬齿呈刀片状;下第三前臼齿像长臂猿一样呈扇状。下臼齿主要的5个齿尖环绕齿冠外围由封闭的大型脊连接。下臼齿颊部的齿带不均匀发育,但上臼齿舌侧齿带非常发育。上臼齿冠面有三角座和小的次尖。上第三臼齿缩减。上腭窄长,上颌窦发育,身体和颌骨愈合部强壮。齿式2:1:2:3。

【真狭鼻类】 Eucatarrhini 灵长目直鼻亚目人猿次目狭鼻下目的一个小目,包括现生和化石猿类和人在内的人猿超科(Hominoidea)以及现生和化石猴类的猴超科(Cercopithecoidea)。最早的真狭鼻猴类是晚渐新世到中中新世早期的原康修尔猿类。

【猴超科】 Cercopithecoidea 灵长目直鼻猴亚目人猿次目(Hyporder Anthropoidea)狭鼻下目(Infraorder Catarrhini)真狭鼻小目(Parrorder Euprimates)中两个超科之一(另一为人超科)。猴超科的现生种及化石种分布于亚洲及非洲,化石种类亦分布于欧

洲，故又称**旧大陆猴**。猴超科具长尾或短尾，有臀疣，吻短，双目前视，脑颅较大、大脑发达且具沟回、脑重约75～125克。大指(趾)与其他4指可对握，指(趾)端有指甲。成年雌兽有月经周期，单子宫、盘状胎盘。林栖或地栖，昼间活动。猴超科由猴科的猴亚科(现生11属2亚属，化石4属2亚属)、疣猴亚科(现生6属8亚属，化石4属)和已绝灭的维多利亚猴亚科的化石(2属)组成。

【蓝田金丝猴】 *Rhinopithecus lantianensis*　化石鉴定特征为下颌支与下颌体垂直，冠状突略向后弯，齿尖起伏较大等显示了金丝猴的一般性质。上犬齿远中侧齿冠基部有破损，齿冠形态侧扁，从颊侧观呈新月形。近中侧有一近中沟，远中缘锐利。下犬齿基本上是锥形。近中舌侧有一浅沟，远中侧有一小的跟座。下臼齿磨耗重，舌侧起伏大，较深的中舌凹，其深度不超过中央窝，中颊裂不太宽，m3有第六尖。m1、m2的远中宽大于近中宽，三角座的近中远中长短于跟座的长。下颌体较高，下颌支由m3后缘开始升起，前缘近于垂直，冠状突略向后弯，下颌支切迹深。产于陕西蓝田公王岭更新世晚期地层中。



丁氏金丝猴幼年头骨　　蓝田金丝猴下颌骨

古　人　类

【人超科】 Hominoidea　又称**人猿超科**。灵长目真灵长半目直鼻猴亚目人猿次(亚)目狭鼻下目真狭鼻小目中的一个超科，包括原康修尔猿科(化石4属)、长臂猿科(1属4亚属)和人科。人科包括肯尼亚猿亚科、森林古猿亚科、山猿亚科、猩猩亚科和人亚科，另有未定科的黑猩猩和希腊古猿等化石2属。

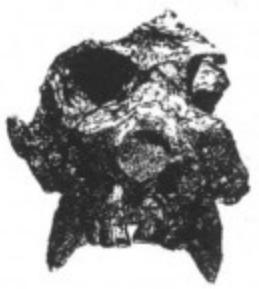
【原康修尔猿】 *Proconsul*　人猿超科原康修尔猿科古猿化石。最早发现于1931年，在东非肯尼亚发现两种这类化石，*Proconsul major* 和 *Proconsul nyanzae*。时代为早中新世，距今1800万年前。复原后，推算这类猿的体重约为11千克，脑量约为167.3毫升，比现生猿类都大。1965年西蒙斯(Simons, E. L.)和皮尔比姆(Pilbeam, D.)将这类化石作为森林古猿属的原康修尔猿亚属，包括三个种，即 *Dryopithecus* (*P.*) *africanus* (小型种)；*Dryopithecus* (*P.*) *nyanzae*；*Dryopithecus* (*P.*) *major*. (大型种)。1969年皮尔比姆对这些化石研究后提出森林古猿(原康修尔猿)大型种可能是非洲现生大猩猩的祖先，森林古猿(原康修尔猿)小型种，可能是非洲现生黑猩猩的祖先。近年来有人对原康修尔猿、西瓦古猿和森林古猿牙齿釉质层厚度的研究发现，原来一直以为原康修尔猿牙齿釉质层较薄，并用来区分于另外两类，而实际上是其较厚，因其在齿尖磨耗早期便进入齿质，进入的程度很大，与森林古猿和西瓦古猿类不同；另外其牙尖和颌骨也有些性状与森林古猿和西瓦古猿不同。所以有人指出森林古猿与中新世的人猿超科成员，如与肯尼亚古猿(*Kenyapithecus*)具有一些共同的性状，而与原康修尔猿无关，暗示原康修尔猿不应归属森林古猿，主张把其提升为单独一属。但有人仍持传统的观点，还认为原康修尔猿与森林古猿有关。所以现今仍常被指为是森林古猿的一个亚属。



原康修尔猿头骨
正面视

【人科】 Hominidae　灵长目人猿次目狭鼻下目真狭鼻小目人(人猿)超科中的一个科，包括肯尼亚猿亚科、森林古猿亚科、山猿亚科、猩猩亚科和人亚科。因本科包括了猿类及人类，有人建议中文音译为霍米尼科，同样人亚科中也包括大猩猩故建议改为霍米尼亚科，与原康修尔猿科及长臂猿科共同组成人(人猿)超科。

【非洲猿】 *Afropithecus*　人科肯尼亚猿亚科非洲猿族的古猿化石。1985年在肯尼亚图尔卡纳湖西岸的Kalodirr中新世地点发现的，化石材料共45件，包括头骨、上下颌骨和单个牙齿。与其他地点中新世古猿化石比较，研究者认为与较早的埃及古猿具有共同的原始性状，与较晚的肯尼亚古猿也有共同的性状，可能表示其亲缘关系。



非洲猿正型标本头骨
正面视

【肯尼亚猿】 *Kenyapithecus*　人科肯尼亚猿亚科肯尼亚猿族的代表。1961年发现于肯尼亚的特南堡，化石材料是上颌骨破片。1962年定名为威克肯尼亚猿(*K. wickeria*)。与非洲西瓦古猿(*Sivapithecus africanus*)上颌比较认为标本较为相似，但为不同种。1967年重新鉴定了非洲西瓦古猿，归入肯尼亚古猿第二个种(*Kenyapithecus africanus*)。以后又在Maboko岛进行多年的发掘，获得34颗牙齿和一段尺骨近端；另外还有一变形但较完整的下颌。根据这些材料，研究者认为 *K. wickeri* 与 *Sivapithecus* 的关系远比与 *K. africanus* 为密切。

【森林古猿】 *Dryopithecus*　灵长目人科森林古猿亚科化石猿类的一属。曾被认为是人和类人猿的共同祖先。森林古猿化石于1856年发现于法国的中新统，为带有牙齿的下颌骨碎块，因岩层中同时发现槲树叶化石而得名，故又译为**槲猿**或**林猿**。此后在欧、亚、非洲的中新统至上新统中发现不少类似化石，森林古猿的牙齿及四肢的特征介于猿类与人类之间。犬齿小于猿类而大于人类，下前臼齿与下犬齿间具小的齿隙。其第一前臼齿呈扇形，臼齿前后径较大，臼齿从前向后逐渐增大，下臼齿具五个齿尖等均与人类不同；但下门齿较小较薄，向前倾斜度小，下颌联合外无猿板，臼齿咬合面皱纹远不如现生猿类发达等与猿类不同。森林古猿的四肢，既没有适应臂行的特征也没有适应于直立行走的特征，介于现代猿类及人类之间。过去根据已发现的零星牙齿及下颌骨碎块等化石，建立了28属50余种，后趋向于归属森林古猿属的森林古猿、西瓦古猿(*Sivapithecus*)、原康修尔猿(*Proconsul*)三亚属，有些又被归入拉玛古猿。中国曾发现开远森林古猿(*D. kaiyuanensis*)，但其中有些应属西瓦古猿。



森林古猿头骨
(西班牙)

【武都森林古猿】 *Dryopithecus wuduensis*　产自甘肃省武都县农家沟晚中新世紫红色砂质泥岩层的小型森林古猿。臼齿列长约28毫米，p4较长(宽/长=90%)，p3短(宽/长=69%)，并有短而横置的跟座。m3窄长。标本为附有完整齿列的左下颌骨体及下部的1/3段上升枝，和p4之前的右下颌骨体。颌骨体中等粗壮，颊肌沟宽大，颏孔后有一肌痕突起。这些特征都说明其咬肌及相应的支持结构特别发育。颌骨联合部内侧较陡，具2条发育中等的圆枕及一个颏舌肌窝，时代可与欧洲的Turolian，印巴接壤的西瓦利克山区的Nagri带和中国云南禄丰古猿的时代相近。有武都森林古猿(*Dryopithecus wu-duensis*)一种。

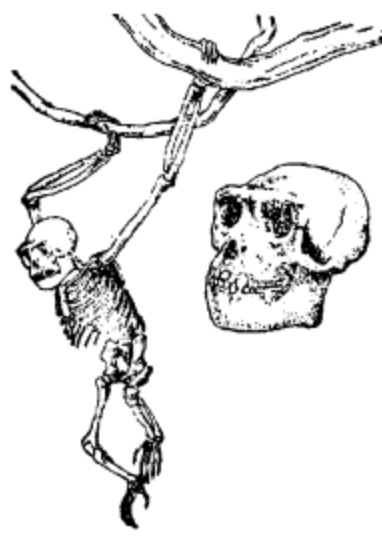
【禄丰古猿】 *Lufengpithecus lufengensis*　发现于中国的人科森

林古猿亚科的古猿化石。生存的地质时代为晚中新世,距今约800万年前。化石发现地点位于云南禄丰城北庙山坡石灰坝褐煤地层中,最早化石发现于1975年。古猿化石计有:颅骨5个、下颌骨10个,颅骨破片6件、上、下颌破片41件,上、下齿列29件,单个牙齿650枚,指骨2根,以及肩胛骨和锁骨各一块。禄丰古猿雌性个体颅骨的主要特征是形态比较纤细,尺寸也较小。颞脊较弱,左右分离呈弧形,颅骨不具矢状脊或极其微弱,枕外隆凸很小,面部比较窄眶上脊很弱,左右分开,其间隔有宽阔而凹的眉间区,颧骨浅,额蝶突较狭窄。犬齿小,犬齿轭不显著,犬齿窝浅。禄丰古猿雄性标本显示出与雌性的有较大差别,主要表现在它具有强烈突起的"V"字形的颞脊和矢状嵴。面部短而宽,整个面部带有向上翘起的上颌前部,颧弓明显向外张开。犬齿大且明显突出于齿列平面,出现显著的犬齿轭。研究后认为禄丰古猿在形态上表现出同种性双形的性质,它们是同一个种的雌雄个体,先订为**禄丰西瓦古猿**(*Sivapithecus lufengensis*)。在1987年研究者认为禄丰西瓦古猿与巴基斯坦和土耳其的标本存在明显的不同,把禄丰的标本修订为禄丰古猿属禄丰种(*Lufengpithecus lufengensis*)。它们可能是向南方古猿和非洲猿类方向进化的一种类型,或与之接近的类型。

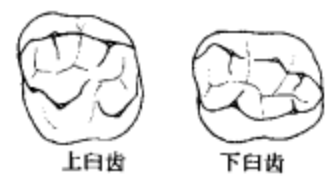


禄丰古猿

【山猿】 *Oreopithecus* 人科山猿亚科化石猿类的一属,是目前已发现的猿类化石中各部分骨骼保存最完整的代表。1869年发现于意大利中北部托斯卡纳的晚上新世(距今约1200万年,相当于现在欧洲地层表的晚中新世)地层中,1872年定名为山猿(*Oreopithecus*),以后陆续有所发现。1915年起建立山猿科,20世纪50年代在意大利巴希尼洛的最晚中新世的土洛里期(Turolian)褐煤层中发现了大量化石,除牙齿、头骨、上下颌骨外,尚有部分体骨;1958年在巴希尼洛发现完整青年雄性骨架一具,这是目前保存最完整的灵长类化石骨架。山猿的一些特征,如脑容量较大(300~500毫升),髋骨较宽等,以及齿尖排列和其他一些骨骼特征与猿类接近;而无齿隙,颅顶较圆及牙齿长度比例等又与人接近;但左右齿列相互平行呈U形,下前臼齿有跟座及其他骨骼特征又与猴类接近。目前多认为它应属人猿超科人科中的一个亚科,这个亚科只有山猿一属。


山猿骨骼复原图及头骨

【西瓦古猿】 *Sivapithecus* 人科猩猩亚科古猿化石。1910年发现于印度与巴基斯坦接壤处的西瓦利克山区。西瓦古猿总体上骨骼较粗壮,以矢状嵴发育、面部较宽、颧弓较张开、犬齿大而高、下颌齿弓近于"U"形为特征。西瓦古猿有印度西瓦古猿(*S. indicus*)、西瓦西瓦古猿(*S. sivalensis*)、达尔文西瓦古猿(*S. darweni*)和梅特西瓦古猿(*S. meteai*)。1965年归并,组成森林古猿的一个亚属,名为西瓦古猿。1977年认为西瓦古猿是一个独立的属。现在认为它代表雄性个体,拉玛古猿代表雌性个体,因西瓦古猿命名在先(1910),拉玛古猿命名在后(1934),将拉玛古猿作为同物异名而予以废弃,并入西瓦古猿。

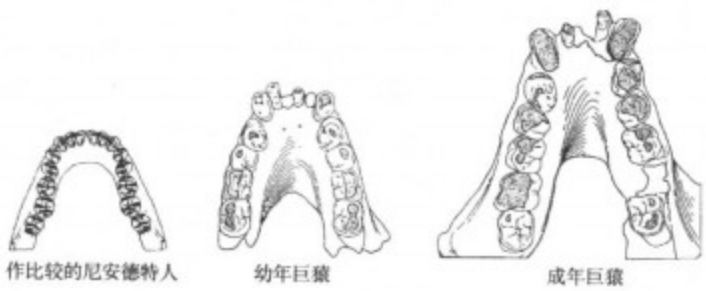


西瓦古猿臼齿模式图

【拉玛古猿】 *Ramapithecus* 西瓦古猿的同义名,也译为**腊玛古猿**。生存于距今700万~1400万年以前的古猿。1932年美国耶鲁大学研究生刘易斯(G.E.Lewis)发现于印巴接壤的西瓦立克晚中新世到早上新世地层中,1934年将带牙齿的上颌骨碎块命名为**短吻拉玛古猿**(*Ramapithecus brevirostris*),带牙齿的下颌骨命名为**布拉玛猿**(*Bramapithecus*),并认为它们应属人科,为现代人的远祖。拉玛古猿的属型种为旁遮普拉玛古猿(*R. punjabicus*)。拉玛古猿面部较短、下颌短小,突颌不明显;门齿、犬齿和前臼齿较小,无齿隙,整个齿弓两侧向后张开,似抛物线状;牙齿咬合面皱纹简单,第三臼齿小于第一、二臼齿,门齿向前的倾斜度中等,两足行走。估计身高约1米稍多,体重约20千克,脑量可能在300毫升左右。根据伴生动物群及其牙齿特征,它们是热带茂密森林边缘空地的素食者。由于目前发现的伴生动物化石材料少而零星,以上推测尚待更多的材料证明。一般估计人类最早从猿系统分离出来大约在距今700万年前。而拉玛古猿时代太早,因而不是最早人科成员。另外,化石地点和化石材料的增多,发现只要有拉玛古猿的化石,同时也会有西瓦古猿,甚至在同一层位中两种化石同时存在,两者在形态性状的许多方面没有重大差别。于是1979年提出拉玛古猿和西瓦古猿应是同一类型的雌雄个体,并入西瓦古猿属,近十年来,对原来被认为是拉玛古猿类型的各地点的古猿化石研究,发现形态上有明显的差别,不能都归一属。如肯尼亚猿,希腊的奥郎诺古猿也应认为是与西瓦古猿不同的属,匈牙利的鲁达古猿,其形态介于西瓦古猿类与森林古猿类之间,有的人主张作为单独一属,更多的人把其归入森林古猿属。现在认为西瓦古猿可能是猩猩的远祖。


拉玛古猿

【巨猿】 *Gigantopithecus* 灵长目人超科人科猩猩亚科的一个属,亦有人认为应属于人亚科。是荷兰古生物学家孔尼华(G.H.R.von Koenigswald)根据购自香港中药店的巨大灵长类下第三臼齿而命名的,后来又陆续在香港、广州购得数颗牙齿。巨猿牙齿巨大,约相当于现代人的两倍。由于化石稀少,所以当时有人认为它属于人亚科,也有人认为它是人类的直接祖先。1955年以来在广西(柳城、大新、武鸣、巴马)及湖北(建始)的早—中更新世的洞穴堆积中已发掘到下颌骨三个、牙齿千余颗,基本上全部属于巨猿属中的一个种——步氏巨猿(*G. blacki*)。巨猿下颌及牙齿巨大,其特征介于猿与人之间,牙齿有向高冠发展的趋势。由于迄今未发现体骨,所以其身高及体重无法确定。目前一般认为它是灵长目演化中的一个极特化的旁枝,它的早期代表与直立人共生,因此不可能是人类的直系祖先。同时尚未发现巨猿制造的工具,因此倾向于认为它们是猿类。除中国以外,1967年后在印度距今约900万~600万年的上新世地层中发现了巨猿的下颌骨等化石被命名为**比拉斯布尔巨猿**(*G. bilaspurensis* = *G. giganteus*)。中国已发现的巨猿化石分属于更新世的早期和中期。柳城巨猿约生活于约200万年前的早更新世。湖北的巨猿稍晚些。武鸣及巴马的巨猿则可能延至中更新世。有人曾估计巨猿身高约2.74米,体重约272千克,此外,在印尼及越南也报道过与巨猿很相似的零星牙齿化石。至今发现最多的是在中国,可惜尚无其他骨骼成分被发现。



巨猿下颌骨

【南方古猿】 *Australopithecus* 简称**南猿**。日文译为猿人。南方古猿类之一属。1924 年发现于南非的汤恩附近，为一幼童头骨化石，命名为非洲南猿。其颅底的枕骨大孔位置已移至近颅底中央部；骨盆比猿类宽，已能直立行走；体高约 120 ~ 130 厘米，估计平均体重约 25 千克左右；脑容量平均不到 450 毫升，脑的顶叶已扩大，可能具有原始的语言能力；额部低平，眉嵴粗壮；门齿较现代人略小，无齿隙，齿弓呈抛物线形，牙冠面磨蚀成均匀平整的平面。生活于较干燥而宽阔的草原地带；杂食性，而食肉稍多，动作较灵巧，已能使用天然工具。自 1924 年后，在非洲及亚洲发现了十余处化石地点，发现分属 350 余个体的化石逾千件。古人类学家曾据以建立南方古猿、迩人、傍人、东非人等属。目前多认为所有化石归为南方古猿 1 属 9 种按发现的先后顺序为：①非洲南猿以达特发现的非洲南猿为代表，并包括普罗美修斯南猿（*A. prometheus*）和德兰士瓦迩人（*Plesianthropus transvaalensis*）。②粗壮南猿以粗壮傍人为代表，并包括巨齿傍人等。③鲍氏南猿以鲍氏东非人（*Zinjanthropus boisei*）为代表。④阿法南猿，"露西"为代表，⑤埃塞俄比亚南猿；⑥始祖南猿；⑦湖畔南猿；⑧羚羊河南猿；⑨惊异南猿，至今南方古猿化石仅发现于南非及东非，在乍得的发现使其分布范围有所扩大。在其他地方的发现均尚未能确认为真正的南方古猿化石。也作为南方古猿类的泛称，有人称之为前人，生活于上新世到更新世中期（距今约 100 万 ~ 500 万年前）。南方古猿类的基本特征是两足直立行走和能使用天然工具，曾被认为是人类进化最早期阶段的唯一代表。并一般的将始祖种与湖畔种称为早期南猿，还将东非若干地点的 400 万年前的散碎化石也视为尚不能确定的早期人类化石（包括南方古猿和其他可能的类别）。20 世纪末到 21 世纪初的十多年间，关于早于 400 万年前的早期人类化石屡有报道（已有 600 万 ~ 700 万年）。至今已将前人的范畴从南方古猿单一的属，扩大为同时存在于东非的若干能直立行走的"前人"的属。这些化石与早期南猿化石代表了从猿到人过渡阶段的最早期的主干和侧支。据现有证据，晚于 300 万年的晚期南猿（包括粗壮型南猿或傍人）是人类进化早期阶段的代表，而且其最晚期的属种已与人类进化第二阶段的猿人同时生存，并最终绝灭成为人类进化中的旁支。



南方古猿复原像



非洲南猿（汤恩小孩）
模式标本复原图

【前人】 praeanthropus 尚无确切科学定义的普通名词。在人类起源与进化学说的论述中泛指能制造工具的人属（*Homo*）出现前的已能两足直立行走并能使用天然工具的人亚科（Hominidae）人族中的属、种。过去常将前人与南方古猿视为相等的概念。经过 20 世纪末到 21 世纪初在非洲的新发现，前人将包括地猿、肯尼亚人、原初人（图根人）、萨赫勒人等诸多生物属，生活于距今 700 万年前的晚中新世到距今 250 万年前的早更新世初期或晚上新世末期这一时间阶段。

【萨赫勒人】 *Sahelanthropus tchadensis* 可能的人科早期成员（前人）。2001 年 7 月 18 日在乍得西部撒哈拉沙漠南缘乍得湖东北部的萨赫勒地区的托罗斯-美纳拉地点，由法国-乍得联合考察队发现了人类化石。化石为一个较完整的颅骨和下颌骨，并有三颗牙齿。化石特征表明它有接近人类的进步特征，如犬齿小，磨蚀面在其尖部，臼齿釉质层厚度中等，无齿隙，枕骨大孔位置靠前，面部鼻下的突颌退缩等；同时化石上也表现出接近黑猩猩的原始特征，如脑量小（320 ~ 380 立方厘米），枕骨底部分叉等。根据同时发现的动物化石推断其生存时代为距今约 700 万年的晚中新世。研究者认为它可能是人与黑猩猩之间的共同祖先。这一发现将人类起源时间向前推进了约 100 多万年，从东非峡谷向西移了 2500 千米。再考虑到不久前已发现的羚羊河南方古猿和 1960 年在 Koro-Toro 发现的人类化石，证明中部非洲也可能是人类起源的中心之一。由于化石材料较少，未发现骨盆及腿骨，趾骨，对其能否真正两足行走尚研究不够。众多古人类学家看法不一。



乍得萨赫勒人

【图根原初人】 *Orrorin tugenensis* 简称**图根人**。人科的早期成员（前人）。化石发现于非洲肯尼亚中部裂谷省巴林戈湖西图根山区距今约 600 万年前的晚中新世卢凯诺组（Lukeino Fm）。共发现 13 件化石，除 1 件发现于 1975 年外，其余都是 2000 年 10 ~ 11 月间发现的。化石至少属于 5 个个体。分散在 4 个地点，但主要地点是 Kapsomin，发现 10 件标本。其余 3 个地点是 Cheboit、Kapcheberek 和 Aragai，各发现 1 件标本。化石材料包括 1 枚下臼齿、1 枚下第 4 前臼齿、1 枚上内侧门齿、1 枚上臼齿、1 枚上左侧第 3 臼齿、1 枚上右第 3 臼齿、2 块下颌残片、1 块手指骨、1 根左股骨、1 块右肱骨骨干、1 块左股骨近端和 1 块右股骨近端。属名（*Orrorin*）在图根语中的意思是"Original man"（最初的人）。种名来自发现化石材料的图根山。图根人的臼齿比南方古猿类的臼齿小，在大小上更近于地猿的臼齿。上门齿和犬齿以及下前臼齿不那么像人科而更像猿的，在形态上更接近雌性黑猩猩的牙齿。臼齿釉质厚，另一个重要特征是下颌体相对较深，在人科中与较晚的人科成员相比是一个古老的特征，相对于身体大小而言，小的图根人牙齿，可能为原始特征，是从非洲猿和人科的共同祖先遗传（继承）下来的，而且保留在人科世系中。照此南方古猿类可能是已经进行性地发展了巨型齿（megadonty）和相对小的身体。颅后骨骼特征暗示了图根人在地上已经适应习惯性的或者甚至是专门的两足行走。图根人的股骨（AL288.1）比肱骨大 1.5 倍，在大小上可能相当于一个雌性普通黑猩猩，表明这个人类祖先可能比以前想像的要大。根据上述齿系和颅后骨骼的形态特征，研究者认为图根人属于存在于 600 万年前的人科系统，这证实了人和猿的分化发生于 600 万年前，可能在 900 万年和 700 万年之间的假说。



图根原初人化石

早期人类及早期南猿概览

类型		发现地点	国别	首次发现年代	距今年代	学名或曾用名	主要化石
早期人类	扁脸人	图尔卡纳湖西岸 Lomekwi 和 Topernawi	肯尼亚	1999(1998,一件)	350 万年	扁脸肯尼亚人 *Kenyanthropu platyops*	较完整头骨及上颌骨
	图根人	巴林戈湖西岸图根山地 4 个地点	肯尼亚	2000(1975,一件)	600 万年	图根原初人 *Orrorin tugenensis*	上颌骨、牙齿、肢骨等共 19 件
	萨赫勒人	乍得北部朱拉卜沙漠以北 Toros-Menalla 地点	乍得	2001	600 万~700 万年	乍得萨赫勒人 *Sahelanthropus tchadensis*	近完整头骨、牙齿、下颌等六件
		科罗托罗地区,Yayo(Koro-Toro)	乍得	1960	早—中更新世(?)	乍得人 *Tchadanpithecus uxoris*	头骨前部及面骨
早期南猿	湖畔南猿	图尔卡纳湖东岸阿丽亚湾 Allia Bay	肯尼亚	1994	410 万年	湖畔南方古猿 *Australopithecus anamensis*	下颌骨碎块等 30 余件
		卡纳波依 Kanapoi	肯尼亚	1965	410 万年	包氏南方古猿	肱骨、下颌骨等 30 余件 KP-29281 KP-271
		洛塔甘 Lothagam	肯尼亚	1970	500 万年	非洲南方古猿、阿法南方古猿	下颌骨
	地猿(始祖南猿)	中阿瓦什阿拉密斯 Aramis	埃塞俄比亚	1992	440 万年	始祖南猿 *Australopithecus ramidus* 始祖地猿始祖亚种 *Ardipithecus ramidus ramidus*	头骨、下颌骨、上肢骨碎块(代表 17 个个体) ARA-AP-5/1 共 10 枚牙齿
		中阿瓦什 Alayla	埃塞俄比亚	1997	520 万~580 万年	始祖地猿家族亚种 *A. r. kadabba*	下颌、牙齿、肢骨、指(趾)骨共 10 余件

【扁脸肯尼亚人】 *Kenyanthrops platyops* 已能直立行走的早期人类。1999 年在肯尼亚图尔卡纳湖西岸洛梅奎地区发现一个头骨及部分上颌骨。命名为肯尼亚人扁脸种(*Kenyanthrops platyops*)。扁脸肯尼亚人在脸面部结构上与在东岸发现的鲁道夫人(1470 头骨)较为相似,差别主要表现在扁脸肯尼亚人鼻部和脑颅形态较为原始,牙齿也较小。据钾氩法测定扁脸肯尼亚人距今 350 万年前,而鲁道夫人(归属能人系列)距今 250 万年前,两者的年代差距为 100 万年。扁脸肯尼亚人可能是,或者较接近鲁道夫人的先驱。扁脸肯尼亚人的发现改变了以前认为在 300 万年前至 400 万年前的 100 万年期间,在不同时期,世界上只有一种能直行走的早期人类,这段时间人类进化是呈阶梯状的、单线的看法。认识到在这 100 万年中,同时有一种以上的人类共生于世,人类的进化成树丛状。



扁脸肯尼亚人头骨化石

【非洲南猿】 *Australopithecus africanus* 南方古猿的属型种。1924 年发现于南非约翰内斯堡以西的汤恩。命名为 *Australopithecus*(australis,拉丁文为南方之意;pithec,希腊文为猴之意),中文译为南方古猿;属型种为 *A. africanus*。化石为 6 岁左右儿童的头骨,保存了大部分面骨及下颌骨,同时保存了颅内模。颅骨脑量约 500 毫升(以此为根据估计成年时脑量约达 600 毫升),根据颅底的特征可以表明他可以直立行走。1936 年在斯泰克方丹发现了头骨、面骨、下颌骨和头后骨骼。先后为这些化石命名为 *A. transvaalensis*(德兰士瓦南猿)、*Plesianthropus transvaalensis*(德兰士瓦迹人)、*A. africanus transvaalensis*(非洲南猿德兰士瓦亚种)、*A. prometheus*(普罗米修斯南猿)。非洲南猿的生活时代为距今 300 万~200 万年,平均脑量约 440 毫升,体重雄性约 90 千克,雌性约 67 千克。汤恩小孩的年龄也有人认为约 3 岁左右。1992 年在格拉底斯瓦勒发现的牙齿化石也被归入非洲南猿。



非洲南猿头骨
(发现于斯克特方丹)

【纤细型南猿】 gracile australopithecine 又称**A 型南猿**。南方古猿类中较纤细的一些类型的通称,包括非洲南猿和阿法南猿,为人类进化的早期阶段的代表或认为它们是雌性个体。上图为马卡潘司盖特 10 岁小孩下颌及齿列嚼面视,可能正在换牙;下图为汤恩小孩下颌及齿列嚼面视,他的牙齿尚未全部萌生。



纤细型(A 型)南猿下颌

【粗壮南猿】 *Australopithecus robustus* 即**粗壮傍人**。南方古猿的一个种。1938 年布鲁姆(R. Broom)将发现于克罗姆德拉依(Kromdraai)的南方古猿头骨及四肢骨碎片订名为 *Paranthropus robustus*(粗壮傍人)。以其矢状嵴发育、眉嵴突出、下颌粗壮、颊齿大、门齿及犬齿较小等而区别于非洲南猿。1949 年布鲁姆将 1948 年在斯瓦特克朗兹发现的南方古猿类化石命名为**巨齿傍人**(*Paranthropus crassidens*)。以后在此地又发现了大量化石,其中以 1950 年发现的头骨(SK48)和下颌骨(SK23)保存较好。1992 年后在德利莫兰(Drimolen)也陆续发现了保存较好的南方古猿类化石。这些都被归于南方古猿粗壮种,生存于距今 180 万年至 100 万年;雄性身高约 1.3 米,体重 40 千克,雌性身高约 1.1 米,体重约 32 千克;脑量约 500 毫升。



粗壮傍人头骨

【粗壮型南猿】 robust australopithecine 又称**P 型南猿**。南方古猿的较粗壮类型的通称,以粗壮南猿(傍人)为代表,是人类进化早期阶段的旁支或认为是雄性个体。还包括鲍氏南猿、埃塞俄比亚南猿。



地猿始祖种家族亚种化石

【始祖南猿】 *Australopithecus ramidus* 南方古猿中最古老的一种。发现于

埃塞俄比亚阿瓦什地区 Aramis 地点的化石，约代表 17 个个体，年代为距今 440 万年。因犬齿与后部颊齿相比偏大、颅骨特征有些与黑猩猩较相似、肢骨具有人与黑猩猩的混合特征等。认为它是南方古猿中较原始类型，可能是猿与阿法南猿的中间类型。一年后原研究者更名为地猿（*Ardipithecus*），将其视为与南方古猿并列的一个新属。1997 年在埃塞俄比亚中阿瓦什的阿莱拉（Alayla）发现一批化石，被鉴定为**始祖地猿家族亚种**（A. ramidus kadabba）。Aramis 发现的化石被称为始祖地猿始祖亚种（A. r. ramidus）。

晚期南猿一览表

类型		发现地点	国别	首次发现年代	距今年代	曾用名	主要化石
纤细型南猿	阿法南猿	阿法地区 哈达尔（Hadar）	埃塞俄比亚	1973	300 万～350 万年	阿法南猿 *Australopithecus afarensis*	肢骨、“露西”骨架及“第一家庭”的 13 个个体化石
		加鲁西（Garusi） 奥杜威峡谷	坦桑尼亚	1939	350 万～370 万年	非洲魁人 *Meganthropus africanus* 非洲前人 *Praeanthropus africanus* 非洲猿人 *Africanthropus njarasensis*	上颌骨碎片及牙齿
		莱托里（Laetoli）	坦桑尼亚	1974			足印、颌骨、牙齿 12 个个体
	非洲南猿	汤恩（Taung）	南非	1924	200 万年	非洲南猿 *Australopitheus africanus*	头骨
		斯特克方丹（Sterkfantein）	南非	1936	250 万年	德兰士瓦迹人 *Plesianthropus transvaalensis*	头骨、肢骨
		马卡潘斯盖（Makapansgat）	南非	1947	260 万～300 万年	普罗米修斯南猿 *Austalopithecus prometheus*	头骨下颌
		格拉迪斯瓦尔（Gladysvale）	南非	1992	170 万～250 万		牙齿不枚
	羚羊河南猿	柯罗托罗（Koro Toro） 羚羊河（Bahr el ghazal）	乍得	1995	350 万～400 万年		残破头骨及牙齿
	惊异南猿	中阿瓦什地区 波里（Bouri）	埃塞俄比亚	1999	250 万年		不完整颅骨上齿列
粗壮型南猿	埃塞俄比亚南猿	图尔卡纳湖（鲁道夫湖）（Turkana）（Rudolf）	肯尼亚	1985	250 万年	埃塞俄比亚南方古猿 *Australopithetus aethiopicus*	KNM-WT-17000（黑头骨）头骨
		奥莫（Omo）	埃塞俄比亚	1967	250 万年	埃塞俄比亚副南方古猿 *Paraustralopithecus aethiopicus* 埃塞俄比亚傍人 *Paranthropus aetheiopicus*	下颌骨 Omo 18
	粗壮南猿	克罗姆德拉依（Kromdraai）	南非	1938	200 万～250 万年	粗壮傍人 *Paranthropus robustus*	头骨碎块、颌骨、牙齿、肢骨
		斯瓦特克朗兹（Swartkranz）	南非	1948	100 万～170 万年	巨齿傍人 *Paranthropus crassidens*	头骨、髋骨
		切索旺雅（Chesowanya）	肯尼亚	1971	110 万～140 万年		头骨碎块（顶骨）
	鲍氏南猿	奥杜威（Olduvai）	坦桑尼亚	1959	175 万年	鲍氏东非人 *Zinjanthropus boisei*	头骨
		佩宁伊（Peninj）；纳特龙湖（Natron）	坦桑尼亚	1964	130 万年	鲍氏东非人 *Zinjanthropus boisei*	下颌骨带完整齿列
		库彼福勒（Koobi Fora）	坦桑尼亚	1970	160 万～180 万年	鲍氏东非人 *Zinjanthropus boisei*	头骨、下颌齿

【地猿】 *Ardipithecus ramidus* 早期南猿的一个种。Ardi 在阿法语的意思是“地”，所以中文译为地猿始祖种。在埃塞俄比亚中阿瓦什地区 Aramis 的地点的上新世地层中发现了大约代表 17 个个体的多件人科化石，化石年代距今 440 万年前。这些化石与南猿相比，其后部牙齿巨齿程度不明显，上下颌犬齿与后部牙齿相比偏大，颞下颌关节无明显的关节隆起，犬齿和臼齿釉质薄等等。地猿始祖种的发现，在人类学界引起很大反响，从总体上是积极和肯定的，但涉及化石年代，演化上的系统位置及地猿始祖种的命名等方面学术界还存在着不同看法。



始祖地猿始祖亚种

【湖畔南猿】 *Australopithecus anamensis* 早期南猿的一个种。化石是在 1994 年肯尼亚北部特卡湖附近的 Kanapoi 和 Allia Bay 两个地点发现的，共获得 12 件人科化石，最重要的是编号为 KNM-KP 29281 的一件下颌骨，带有全部牙齿，仅缺下颌枝。其余的重要标本有颞骨残片，一块上颌骨和一段胫骨。其年代为距今 410 万年前。在 1995～1997 年间，在上述两地点又获得 35 件此类化石标本。南方古猿湖畔种主要形态特征：牙齿釉质层的绝对与相对厚度均较厚，上颌犬齿颊侧齿尖部位增厚；臼齿在颊舌侧方向扩展；下颌第一和第二臼齿在大小上差别不明显；鼓室管仅仅伸向颞骨关节盂后突的中间缘，而未达或超出侧缘；外耳道小，呈狭窄的椭圆形；下颌颏区隆起不明显；肱骨滑车侧脊弱，胫骨近端平面呈长形，关节面在前后方向延长，双侧胫骨髁下凹面积相近，干骺端扩展，较小的腓骨关节，保留的骨干部分非常直，以及远端关节面朝向内侧。基于这些特征，认为南猿湖畔种已两足直立行走。从牙齿特征的对比表明湖畔种比地猿始祖种更为接近南方古猿阿法种，可能代表着“露西”的直接祖先。始祖南猿及湖畔南猿统称为早期南猿。这一发现的意义尚在于对他们生活环境的研究表明，南方古猿的早期类型并不是过去所推论的全部生活于稀树干草原环境，而可能也生活在具有森林和灌丛的较湿润的环境中。同时证明这一时期也是具有森林和灌从环境的。多数学者支持南方古猿湖畔种作为南方古猿阿法种的直接祖先在人类演化树上的位置。



湖畔南猿下颌及齿列嚼面观

【阿法南猿】 *Australopithecus afarensis* 南方古猿的一个种。化石包括发现于埃塞俄比亚阿法地区哈达地点的“露西”



阿法南猿（露西）骨骼

(Lucy),包括头骨和髋骨在内约有 40% 的骨骼。这些化石为一青年女子所遗,身高约 107 ~ 122 厘米,脑小,髋骨证明其为女性,腿骨表明曾患关节炎。此后又有较多发现,计代表男女及幼童 13 人,可能为生活在一起的家族式群体。归于同一种的还有自 1939 年以来发现于坦桑尼亚莱托里(过去因加鲁西河流经该地而称加鲁西人类化石)的一批化石。1976 年发现的莱托里脚印(距今 370 万年,有成人及小孩 3 人的足印及同时生存的三趾马成体及幼体蹄印等)被认为是同一种南猿所遗留。南猿阿法种较南猿非洲种更原始一些。



阿法南猿

【羚羊河南猿】 *Australopithecus bahrelghazall* 南方古猿的一个种。1995 年发现于乍得柯罗托罗地区的羚羊河地点。化石为带有左下犬齿(c1)、左前臼齿(p3、p4)和右下第二门齿(i2)、右下犬齿和右下前臼齿的下颌碎块,还有一个右上第二前臼齿(P3)。下颌联合与其他南猿不同,前臼齿可能仅二根。牙齿特点与阿法种相近。化石年代也与阿法种接近,约距今 350 万 ~ 300 万年。1960 年在同一地区的亚约(Yayo)地点曾发现额骨及面骨的破碎化石。同时还发现象类化石(*Loxodonta atlantica*)。含化石的湖相砂岩为早更新世末或中更新世。



羚羊河南猿下颌骨及齿列
左:嚼面视;右:前视

【惊异南猿】 *Australopithecus garhi* 南方古猿的一个种。化石为不完整颅骨和若干碎片。牙齿大、珐琅质厚,前臼齿臼齿化程度低,矢状嵴不发育。化石代表为一雌性个体,可能较接近发现于图尔卡纳湖附近的埃塞俄比亚傍人;也可能是阿法南猿的晚期变种。化石于 1999 年发现于埃塞俄比亚北部中阿瓦什地区的波里(Bouri)地点,约距今 250 万年。周边地区发现有哺乳动物化石,但未发现石器。



惊异南猿头骨
复原模型

【傍人】 *Paranthropus* 人科的早期成员(前人),曾作为粗壮型南方古猿或"P 型南猿"的代表。1938 年发现于南非中更新统,有头骨、下颌骨和牙齿等,最初命名为粗壮傍人(*Paranthropus robustus*),后多数古人类学家认为应改称粗壮南猿(*Australopithecus robustus*)。粗壮南猿头骨结构粗壮,脑量较大,平均稍大于 500 毫升;身材稍高,约 130 ~ 140 厘米左右;体重约 40 千克;颊齿粗大,但犬齿小,不突出于齿列之上;无齿隙,齿弓呈抛物线状。两足直立行走。生活于潮湿的热带森林环境,主要吃植物性食物。关于粗壮型南猿与纤细型南猿的关系有多种意见:一方认为粗壮型南猿为进化中的旁支,纤细型南猿才是人类的直接祖先;另一方认为二者只是不同性别的差异,粗壮型为雄性,纤细型为雌性;第三方认为其区别是由于食性的不同而逐渐形成的。至今又有相当多的古人类学家恢复使用 *Paranthropus* 这一属名,用于粗壮型南猿。



南方古猿粗壮种

【埃塞俄比亚南猿】 *Australopithecus aethiopicus* 又称**埃塞俄比亚傍人**。南方古猿的一个种,现有人归入傍人。1967 年发现无牙的下颌骨,1968 年订名 *Paraustralopithecus aethiopicus*,1985 年在图尔卡纳湖西岸发现了一批化石才引起人们重视。化石包括几乎无牙的成年雄性头骨(因化石表面色泽黝深而得名"黑头骨")、未成年头骨、带牙的下颌、零散牙齿等。埃塞俄比亚南猿下颌粗壮、面部凹、门齿较鲍氏南猿及粗壮南猿大、前臼齿臼齿化、臼齿具扩大的跟座。化石产地地层年代均在距今 230 万 ~ 280 万年间。将黑头骨等合并建立独立的南猿类的一个种——埃塞俄比亚南猿。也有人建议黑头骨为另一独立的种,名为 *Paranthropus walkeri*,也有人认为 17000 号头骨仍应归于鲍氏南猿。



埃塞俄比亚傍人
俗称"黑头骨"

【鲍氏南猿】 *Australopithecus boisei* 又称**鲍氏傍人**。南方古猿的一个种。1959 年发现于坦桑尼亚奥杜威峡谷。其特点为颞窝较大,矢状嵴明显、鼻骨长而窄。面部平扁、长而宽。犬齿、门齿较小,前臼齿、臼齿极大。颅底枕骨大孔位置很靠前,表示东非人已能直立行走。脑容量约 600 毫升。后在纳特龙湖(Natron)西岸的佩宁伊(Peninj)又发现了一个粗壮的下颌骨。此外,1985 年在图尔卡纳湖西岸发现一个较完整的颅骨化石,编号为 KNM-WT-17000,即黑头骨。由于它面颅部分表现了较为进步的性质,有人将其与奥莫(Omo)的一些化石合并,建立另一个种埃塞俄比亚南猿(*A. aethiopicus*)、目前也有人认为应是鲍氏南猿。鲍氏南猿距今约 250 万年。



鲍氏南猿(东非人)头骨



鲍氏南猿下颌骨

【东非人】 *Zinjanthropus* 已废弃的南方古猿型化石属种名。1959 年发现于坦桑尼亚奥杜威峡谷。曾定名为鲍氏东非人(*Zinjanthropus boisei*)。现在一般认为东非人从类型上应归属于粗壮型南方古猿,保存鲍氏种名(*Australopithecus boisei*)。

【非洲魁人】 *Meganthropus africanus* 已废弃的南方古猿型化石属名。1936 年发现于坦桑尼亚埃亚西湖东岸的加鲁西。化石为具两个前臼齿的上颌骨。最初认为可能属于南方古猿类,曾命名为**加鲁西非洲猿人**(*Africanthropus njarasensis*),改称为**非洲前人**(*Praeanthropus africanus*)。1950 年改名为非洲魁人,现多认为应归属于纤细型南猿的阿法种。

【迩人】 *Plesianthropus* 又译**近人**。已废弃的南方古猿化石属名。1936 年发现于南非斯特克方丹。当时定名为德兰士瓦迩人(*Plesianthropus transvaalensis*),现归属纤细型南猿。曾译"更人",不确,因 plesio 作"近边"、"近来"解。与其字符相近的 pleist 作"最多"解,可以译作更,如更新世(Pleistocene)。

【半人】 *Hemanthropus* 位置未确定的早期猿人化石。1957 年根据中药店的来自中国南方的一个臼齿化石建立的。可能归属南方古猿类。仅包括一个种,名**裴氏半人**(*Hemanthropus peii*)或译半人裴氏种。因材料少,目前多存疑,未予更多研究。

【猿人】 ape-man 对人类发展第二阶段代表的俗称或通称。日译**原人**。译名来源于爪哇猿人的学名——直立猿人(*Pithecanthropus erectus*)。拉丁文 pithec 意为猿猴,anthrop 意为人,erect 意为直立。该属名虽已被废弃,而猿人一词已成为通俗名称。是生活于距今 300 万 ~ 30 万年,地质时代属更新世早期和中期,考古期属于旧石器时代早期的一批



猿人复原像

化石人类。近来有人主张将这一阶段划分为早期猿人和晚期猿人两阶段。早期猿人为形态与南猿接近而能制造工具的较原始类型,大约生活于距今 300 万 ~ 150 万年左右,如坦桑尼亚的能人(*Homo habilis*)。晚期猿人为生活于距今 150 万 ~ 30 万年的其他已知的各种猿人,又称直立人,如北京人、爪哇人等。猿人仍保留着较多的猿类的体质特征,如头盖骨低平,颅腔小,骨壁厚,眉嵴粗大,颌部向前突出,下颏部后缩等。牙齿虽与猿类有较大不同,但比现代人略大。下肢与现代人相近,能两足直立行走。能制造工具,并能掌握和利用天然火,居住于洞穴或河岸等地,以采集植物及猎捕动物为生。猿人化石曾发现于亚、非、欧洲的许多地点。中国是世界上发现猿人化石最多的国家,如北京猿人、蓝田猿人、元谋猿人、湖北郧县及郧西及安徽和县、山东沂源、南京汤山、陕西洛南、河南淅川等地发现的猿人化石等。此外,荷兰古生物学家孔尼华根据购自香港中药店的化石牙齿所命名的中国猿人药铺种(*Sinanthropus officinalis*),可能为生活在华南洞穴中的猿人的代表。由于猿人化石数量少,且多保存不甚完整,各类化石之间体质形态特征差异并不明显,因此不少化石的归属尚有不同意见。如被认为可能属于南方古猿的开普远人、乍得人、魁人即被一些人归属于猿人;而匈牙利猿人化石的特征在猿人及智人之间,对其归属也有不同见解。在中国也有类似情况,如金牛山人等,这些都需参考同时发现的哺乳动物化石、石器及绝对年龄值等资料,并对化石作详细比较研究才能确定。有时也作为晚期猿人的简称。

【早期猿人】 archaic ape-man　人类发展最初阶段的代表,包括生活于更新世早期或更早些(约相当于距今 250 万 ~ 180 万年左右期间)的人类。其基本特点是能够直立行走,并能制造简单的砾石工具,脑容量亦较大。其体质形态特征与南方古猿仍有许多近似之处,故主要需以能否制造石器工具来判断。目前归属这一类的有奥杜威的"能人",还有以肯尼亚 1470 号头骨命名的鲁道夫人(*Homo rudolfensis*)。鲁道夫头骨 1972 年发现于肯尼亚图尔卡纳湖(鲁道夫湖)东岸的库彼福勒,除头骨外尚有腿骨。头骨上无晚期猿人所具有的突出的眉嵴,脑量约 700 毫升,肢骨与现代人相似。经测定约距今 200 万 ~ 280 万年。

早期猿人阶段化石概览

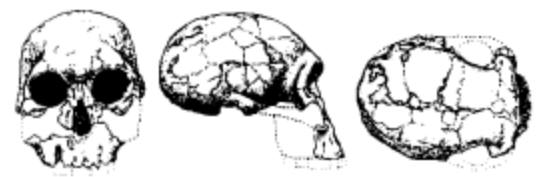
名称	地点	国别	发现年代	地质时代或距今年代	曾用名、附注
能人	奥杜威(Olduvai)	坦桑尼亚	1960	200 万年	*Homo habilis*
伊利雷特	伊利雷特(Ileret)	坦桑尼亚	1971	200 万年以上	Koobi Fora 组
1470 号、1813 号颅骨	图尔卡纳湖	肯尼亚	1972	200 万 ~ 280 万年	*Homo rudolfensis* 鲁道夫人
巴林戈	巴林戈(Baringe)	肯尼亚	1965	300 万 ~ 350 万年	切买隆层 Chemeran F.
卡纳姆	卡纳姆(Kanam)	肯尼亚	1932	400 万年	*Homo kanamensis*
马拉维	优拉赫(Uraha)	马拉维	1990	240 万年	? 鲁道尔夫人

【能人】 *Homo habilis*　早期猿人代表性化石。1960 年发现于坦桑尼亚奥杜威峡谷。最初发现的是一个儿童的顶骨、下颌骨,成年人的锁骨、足骨和二者的手骨。1963 年又发现一个头骨及带有牙齿的下颌骨。1964 年以儿童下颌骨为正型,确定能人(*Homo habilis*)是比东非人等更进步的人属(*Homo*)中的一个新种。其依据为脑容量大,约 680 毫升,头骨骨壁薄,眉嵴不明显,前臼齿比纤细型南猿窄。手骨及足骨与现代人相似。同时发现了砾石工具,主要是以火山熔岩及石英块为原料打制成的砍砸器,根据产地一些石块的排列,推测能人已经建立简单的住所。同时还发现能人吃掉的猎获物的残骸化石。能人大约生活在距今约 170 万年前。后在奥杜威及肯尼亚图尔卡纳湖以东地区和埃塞俄比亚的奥莫河谷等地陆续发现了一些标本(如 ER-1813 号头骨),也归属能人。可以补充如下特征:平均脑量男性约 700 ~ 800 毫升,女性约 500 ~ 600 毫升,介于南方古猿与直立人之间。上颌和下颌小于南方古猿,门齿、犬齿相对较大,臼齿仍较大。头后骨骼显示完全适于两足直立行走。能人曾被划入南方古猿非洲种的范畴。实际可能是南方古猿中的一支向增加脑量的方向发展而形成的,成为最先能制造工具的人类。所以把它们作为猿人发展早期的代表,生活于距今 180 万 ~ 240 万年间的开阔林地、河边林地、开阔草原和稀树干草原。能人的同时代还有另一早期猿人——鲁道夫人,可能是同一时期的人类进化中的旁支。根据现有材料,能人可能是阿法南猿的后裔,是直立人(*Homo erectus*)的直接的祖先。


能人下颌骨


能人头骨复原图

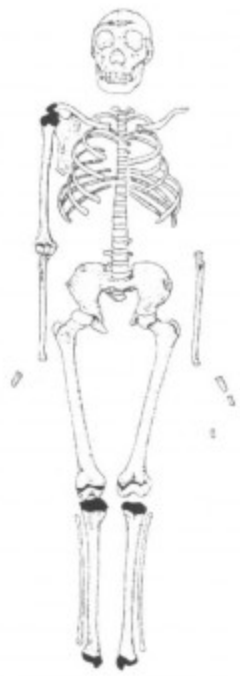
【鲁道夫人】 *Homo rudolfensis*　早期猿人化石之一。理查德·利基(R. Leakey)于 1972 年在肯尼亚鲁道夫湖(此湖后改名为图尔卡纳湖)东岸的库彼福勒发现一个头骨(KNM-ER 1470 号头骨),他确认为人属未定种。与头骨一起发现的还有些肢骨表明已能直立行走。1973 年又发现了编号为 ER 1813 号头骨,作为人属的一个新种,叫鲁道夫人。是广义的能人。一般现今文献中的能人指的是广义的能人,包括上述两种。鲁道夫头骨有进步性状,也有原始性状。其枕骨大孔位置靠前、眉嵴突出,脑量约 700 毫升像较晚的人属,但它的咀嚼颌部较为粗壮,面部也较宽。相似于粗壮南猿。1968 年至 1969 年在库彼福勒找到几个石器地点和人骨,年代测定为 250 万年前。


鲁道夫人头骨

【晚期猿人】 Later period ape-man　人类发展第二阶段的代表,生活于早更新世晚期至中更新世(距今约 180 万年前到距今 20 万年前),中国习惯上称为猿人。其脑容量继续增大,能两足直立行走,能制造较进步的工具,能用火。在生物学上,直立人(*Homo erectus*)与现代人(*Homo sapiense*)为不同的种。晚期猿人化石分布于亚、非、欧洲许多地点。在直立人之外,1991 年英国的伍德以稍晚于能人而较早于直立人的化石,如库彼福勒的匠人、西班牙的先驱人、海德堡人为人属的一个种,用以代表生活于欧洲的距今 50 万年前后的人类化石。

【匠人】 *Homo ergaster*　晚期猿人化石之一。近年来有些国外的人类学家,认为亚洲的直立人与非洲的直立人分属两个不同的种,并将非洲一些年代较早(距今 180 万 ~ 140 万年前)而形态进步的早期直立人化石,如库彼福勒的 ER 3733、ER 3883 及纳里奥科托姆的 WT-15000 归入匠人。匠人的许多特征与直立人相似,主要区别是匠人的头盖较高、头骨较薄,缺乏矢状嵴等。与更早期猿人的区别在于脑容量较大(变化范围 850 ~ 1100 毫

升之间，并随时代延续而增大，但与个体增大并不同步）。其他区别特征包括头盖低而长（直立人尤显突出），存在眉嵴，面孔短，鼻孔突出，显示典型的人型鼻鼻孔向下伸出的特征。鼻孔的这种特征表明其适应于干热环境。并认为匠人是晚期人类的祖先，而其后的较为粗壮的直立人是进化的旁支。但也有人认为两者形态差别不足以区别为不同种，“匠人”只是直立人的同义词。同时也有人宣布在外高加索也发现了匠人（即德曼尼西人）。



匠人头骨及头后骨骼（KNM-WT 15000）俗称纳里奥科托男孩或图尔卡纳男孩

【直立人】 *Homo erectus* 晚期猿人的代表。生活于距今 180 万年前至 20 万年前，是已经能够制造工具的人。中国一般称为猿人，在生物分类上叫直立人（*Homo erectus*）。最初的直立人化石是 1891 年在印度尼西亚中爪哇岛上特里尼尔附近的更新世地层里获得的。1892 年以来，世界各地，除美洲和大洋洲外，已在 10 余个国家的 50 个地点发现了直立人化石。如 1907 年在德国发现海德堡人、1927 年在中国发现北京猿人、1953 年在北非发现的阿特拉猿人等。中国是发现直立人化石较多的国家之一。直立人的生物学名，曾按发现者及研究者的意见订为不同的属种，如上述中国猿人、阿特拉猿人等。至 20 世纪 60 年代多数人类学家赞同把已知的直立人归入同一属同一种。属名以享有优先权的爪哇猿人的猿人属（*Pithecanthropus*）为准。但随着材料的增加，人类学家认为从总的形态来判断，猿人与古人（尼安德特人）、新人（克鲁马努人）并没有属一级的差别，而只是不同的种，故将猿人归入人属（*Homo*），废弃原来的猿人属名，因为 *Homo* 属名是林奈 1758 年最早提出的。直立人的种名则保留最早提出的 *erectus*（意为直立的）。从而把世界上发现的猿人都归属同一属同一种。但考虑到化石在地理分布上的差异，将原种名处理为地理亚种名。因此北京猿人的学名为 *Homo erectus pekinensis*。基于人类化石的稀少、保存不完整和仅有骨骼等特点，亚种的建立确有诸多困难。目前对猿人化石仅确定为直立人，而以俗名分别称呼，如和县猿人、汤山猿人等。直立人与现代人的区别主要在头骨及牙齿上。已发现的直立人四肢骨与现代人差别不大。直立人脑容量平均 941 立方厘米（14 个头骨的平均值），变化范围在 750～1225 立方厘米之间。现代人平均脑容量为 1350 立方厘米，其变化范围在 1000～2000 立方厘米之间。直立人前额后倾，头盖骨低平，眉嵴突出而粗壮，头骨最宽处在耳门附近，头骨枕部有尖突的圆枕，下颌骨无下颏；牙齿比现代人大；头部各骨比现代人厚而粗壮。直立人化石地点常有石器（旧石器或打制石器）和用火遗迹。过去曾认为直立人是最早能制造和使用工具的人类，自东非发现了能人化石和砾石工具后，将能人类型的早期人类称为早期猿人而称直立人为晚期猿人。由于猿人化石数量少而且完整性差，以致有些化石的确切归属尚不能确立，只能作暂时的划分。爪哇的魁梧猿人有的学者归入南猿，华南的裴氏半人也被一些学者归入南猿，欧洲的海德堡人、维特斯佐洛人、佩特拉罗纳人和阿拉戈人（陶塔维里人）被一些学者列入早期智人范畴。非洲的博多人、爪哇的昂栋人和中国的金牛山人也被不同的学者或置于晚期猿人范畴或置于早期智人范畴。

亚洲晚期猿人阶段化石概览

名称	地点	国别	发现年代	地质时代或距今年代	曾用名、附注
直立人	爪哇	印尼	1890～1974	中更新世 50 万～80 万年	直立猿人、爪哇猿人 *Pithecanthrapus erectus*
北京猿人	北京周口店	中国	1927	59 万～20 万年	中国猿人北京种 *Sinanthropus pekinensis*
莫佐克托猿人	爪哇莫佐克托（Modjokerto）	印尼	1936	180 万年或 80 万年	莫佐克托猿人 *Pithecanthropus modjokertensis*
粗壮猿人	爪哇三吉兰（Sangiran）	印尼	1938	早更新世末	粗壮猿人 *Pithecanthropus robustus*
药铺猿人	华南地点不明	中国	1952	中更新世	中国猿人药铺种 *Sinanthrepus officinalis* 自中药材店收购
蓝田猿人	公王岭 陈家窝	中国陕西	1964 1963	110 万～18 万年 60 万～70 万年	中国猿人蓝田种 *Sisanthropus lantienensis*
沈劝人	沈劝（Thamkhuyen）	越南	1965	第二间冰期	
建始巴东人	建始巴东	中国湖北	1968	100 万年	曾疑为南方古猿
元谋猿人	云南元谋	中国	1972	180 万年或 100 万以上	65 万年
桐梓人	贵州桐梓	中国	1972 1983	晚更新世小于 20 万	可能为早期智人
淅川人	淅川	中国河南	1973	?	自药材仓库收购
郧县（梅铺）人	郧县梅铺	中国湖北	1975	中更新世早期	
郧西猿人	郧西县白龙洞	中国湖北	1975	中更新世	
庙后山人	本溪庙后山	中国辽宁	1978	24 万年	可能为早期智人
南召人	南召杏花山	中国河南	1978	中更新世	
和县人	和县陶店	中国安徽	1980 1981	24 万～28 万年	
讷尔默达人	讷尔默达（Narmada）	印度	1980	中更新世晚期	可能为早期智人
沂源人	沂源土门	中国山东	1981	中更新世约 31 万年	
洛南人	洛南东河村	中国陕西	1985	中更新世早期	
郧县（曲远河口）人	郧县学堂梁子	中国湖北	1989	56 万～83 万年	
汤山人	南京	中国江苏	1993	40 万年	
昂栋（梭罗）人	昂栋（Ngandong）（梭罗 Solo）	印尼	1931～1941	中更新世 20 万～100 万年	
金牛山人	营口金牛山	中国辽宁	1984	28 万年	1975 发现臂骨 1984 年发现头骨

【德曼尼西人】 Dmanisi man 最古老的直立人化石。1991 年发现于高加索山南麓第比利斯西南 85 千米的德曼尼西城附近。化石为一下颌骨，产于早更新世河流沉积层中，根据动物群、考古学、地层地质年代学及古地磁学资料综合分析，其生存年代为距今约 180 万年。此后又陆续发现了三个头骨及一个下颌骨化石，根据头骨上具矢状嵴、眶后颞部显著向内收缩及牙齿、下颌的一切特征均显示其与直立人最接近。由于德曼尼西人是走出非洲的最早的直立人，也是即将敲响欧洲大门的第一个直立人（欧



德曼尼西人头骨及下颌

洲及亚洲的分界线为高加索山脉,格鲁吉亚、亚美尼亚和阿塞拜疆均位于亚洲)而引起人们的关注。有人推测直立人从非洲经中东分别走向亚洲(约在180万年前后有爪哇猿人及其他直立人)和欧洲(有先驱人、海德堡人),在此时非洲的直立人则以毛里坦猿人为代表。也有人将德曼尼西人视为匠人(*Homo ergaster*)。有人则单独命名为 *Homo georgicus*(格鲁吉亚人),并视为直立人范畴的成员。但多数学者认为应属直立人。

【先驱人】 *Homo antecessor* 发现于欧洲的晚期猿人化石。1997年在西班牙北部阿塔普尔卡的Gran Dolina洞穴堆积中发现了至少代表6个个体的人类化石,包括头后骨骼、头骨和牙齿。化石发现于早更新世地层,距今约78万年。与人类化石同层还发现哺乳动物化石和石器。命名为先驱人(*Homo antecessor*),它可能是以后的海德堡人、尼安德特人和克罗马努人的祖先。也有人认为先驱人就是直立人。头骨有显著眉嵴与尼安德特人和中国猿人接近,脑容量大约1000毫升;与匠人和早期直立人比较,下颌体厚度减小;有与智人和鲁道尔夫人相似的较小的后犬齿,但仍在直立人和匠人变化范围内;门齿铲形;M3相对M1减小。牙发育适度,具低的根锥和膨大的髓腔(直立人和海德堡人的特征);与海德堡人一样具有较大的I2。有人根据骨骼痕迹判断其有同类相食的行为。

【海德堡人】 *Homo heidelbergensis* 在欧洲发现的直立人化石之一。只有一个下颌骨,其上保存16颗牙齿。1907年在德国海德堡东南约6千米穆尔附近河流阶地的沙层中发现。1908年定名海德堡人。下颌骨粗壮、下颌体厚,在前臼齿及臼齿下的下颌体较高。下颌颏部向后收缩,有多个颏孔,下颌支很宽,咬肌附着处清楚,牙齿较小,但臼齿的大小在北京猿人臼齿的变化范围之内,臼齿咬合面呈森林古猿型。但与其巨大下颌相比,牙齿显得小。海德堡人的分类位置至今仍有不同意见,有人认为属于猿人(*Homo erectus heidelbergensis*);也有人认为属于早期智人,即尼安德特人。和下颌骨一起发现的动物化石包括犀、赤鹿、古菱齿象、牛、麋鹿、河狸、狮、原始狐、马等。其时代为中更新世,也有人认为属里斯冰期,距今约30万~25万年。1996年前后,一些古人类学家认为海德堡人可以作为距今50万年前后出现在欧洲及非洲、亚洲的一些具直立人特征而被列入早期智人(尼安德特人)的化石均可视为海德堡人。如匈牙利的维特斯佐洛人、法国的阿拉戈人(Arago)、德国的毕尔金斯莱人(Bilzingsleben)、希腊的佩特拉罗纳人(Petralona)、法国的陶塔维里人(Tautavel),埃塞俄比亚的博多人(Bodo)、赞比亚的布罗肯山人(Broken Hill,旧称罗德西亚人)、中国的大荔人等人类化石。这一



海德堡人
(正型标本)

欧洲晚期猿人阶段化石概览

名称	地点	国别	发现年代	地质时代或距今年代	曾用名、附注
海德堡人	海德堡(Heidelberg)	德	1907	40万~50万年	海德保人(*Hama heidelbergensis*)
佩特拉罗纳人	佩特拉曼纳(Petralona)	希腊	1960	20(35)万年	
维特斯佐洛猿人	维特斯佐洛(Vertesszollos)	匈	1965	40万年	古匈牙利人(*Homo paleohungaricus*)
捷克猿人	布拉格以北	捷	1969	40万年	
阿拉戈人	陶塔维里阿拉戈洞(Tautavel Arago)	法国	1971	45万年	

看法目前正在争论中。

【元谋猿人】 *Homo erectus yuanmoensis* 又称**元谋人**。在中国发现的直立人化石。1965年9月1日发现于云南元谋上那蚌村与大那乌村之间(北纬25°41′,东经101°55′)。化石为男性的左右上内侧门齿,化石灰白色,呈铲形,齿冠基部结节显著突起。门齿的大小及齿冠基部肿厚等特征与北京猿人的门齿较相近,但也具有与北京猿人不同的特征,据其特征应早于北京猿人和蓝田猿人。与其共生的动物群有泥河湾短剑虎(*Megantereon nihowanensis*)、爪兽(*Nestoritherium* sp.)、龙川始柱角鹿(*Eostylocerros lungchunensis*)、纤细原始狍(*Procapreolus stenosis*)等新近纪残存种及桑氏鬣狗(*Hyaena licenti*)、元谋剑齿虎(*Stegodon yuanmoensis*)、云南马(*Equus yunnanensis*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*)、山西轴鹿(*Axis shansius*)等早更新世的典型种。地质时代为早更新世晚期或中更新世早期。根据古地磁学及其他方法的研究,元谋人的绝对年龄约为距今170万~180万年左右。同时根据动物群分析及地层对比,也有一种意见认为其年代约为距今60万~65万年。在元谋人化石产地还发现少量的石器及用火遗迹。1984年在元谋人化石产地以南约250米的郭家包发现一根属于一个年轻女性的胫骨。其年代可能略晚于上那蚌的牙齿化石,估计在100万年左右。不过这一胫骨有许多进步特征,也有与能人相近的地方。依骨体推断该少女身高约为1.2~1.3米。

【蓝田猿人】 *Homo erectus lantienensis* 曾称**蓝田中国猿人**,简称**蓝田人**,在中国发现的直立人化石。1963年在陕西蓝田陈家窝村附近(北纬34°14′,东经109°14′)发现了蓝田猿人下颌骨;1964年在蓝田县公王村以南的公王岭北坡西端(北纬34°11′,东经109°29′)发现了蓝田猿人头盖骨和部分面骨。公王岭头盖骨化石计有:完整的额骨、顶骨的大部分、右侧颞骨的大部分、右鼻骨、右上颌骨以及右上第二、三臼齿和左上第二臼齿。



蓝田人(公王岭)头骨

这些化石是从同一块堆积物中修理出来的,似属于年约40岁女性的同一个体。它的额骨前部的眶上圆枕硕大粗壮,在眼眶上方几乎形成一条横的嵴,额鳞低平,头骨壁极厚,脑量小(约789毫升),牙齿粗壮硕大。其形态特征比北京猿人和爪哇猿人原始。根据古地磁法推断其年代为距今75万~98万年。根据同时发现的哺乳动物化石(41种)判断属于早更新世晚期。根据再次以古地磁法测定的新数据为距今110万~115万年。陈家窝下颌骨属于一老年妇女,与北京猿人下颌骨相似,但其前端倾角小,臼齿列向后张开度大,牙齿较大。依共生的哺乳动物化石(14种)判断属中更新世,依古地磁法推断为距今60万~70万年。在公王岭猿人化石层之上1~14米内发现石核(12件)、石片(17件)和石器(7件)共26件。其时代略晚于公王岭头盖骨。陈家窝发现石制品10件均产于猿人下颌骨同一层中。研究初期虽已发现头骨及下颌间的不平衡性,但曾将二者拼合作了复原,头骨显得更为原始。后经绝对年代测定证明二者确有相当大的差距。因此,有人主张公王岭、陈家窝化石代表两个不同时期的直立人,陈家窝代表蓝田人,公王岭应代表更早的直立人,应另订新名。现并无一致意见。



蓝田人(陈家窝)
下颌骨

【北京猿人】 *Homo erectus pekinensis*(*Sinanthropus pekinensis*)

在中国最早发现的直立人化石之一。化石产于北京房山周口店村(北纬 39°41′,东经 115°51′)附近的龙骨山的北坡,北京猿人生活于距今 60 万 ~ 29 万年以前,属中更新世中期。1921 年和 1923 年瑞典人安特生和奥地利人师丹斯基整理在周口店采集的动物化石时发现有近似于人类牙齿的化石。1927 年正式发掘,在洞穴堆积中发现人类下臼齿化石,定名为中国猿人北京种。第一个头盖骨于 1929 年 12 月发掘出来。至 1937 年抗日战争开始时,陆续发现的化石计头盖骨 5 具、头骨残片 7 块、面骨 6 块、下颌骨 14 块、牙齿 147 颗(零散牙 64 颗)、股骨断片 7 段、肱骨 2 段、锁骨 1 根、月骨 1 块,分别来自 40 多个不同年龄和性别的猿人个体。新中国成立后又先后发现头盖骨、下颌骨各一件,牙齿 6 颗及肱骨、胫骨等。同时在瑞典所存的周口店化石中也清理出猿人牙齿一枚。在遗址除发现猿人化石外,尚有 90 余种动物化石,称周口店动物群,其中 30% 为绝灭种。1931 年裴文中首先发现了猿人用火的遗迹,这是最先发现的猿人已会用火的直接证据。同时还发现有猿人使用的石器工具十万余件。北京猿人头盖骨低平,额向后倾,眼眶上方有粗壮的眉嵴(眶上圆枕),并在眉间连接。眉嵴与额之间有一深沟;在头后的枕骨上也有显著圆枕;头骨骨壁较厚(达 9.7 毫米),头骨最宽处在耳孔上后方,头骨内壁上的脑膜中动脉压痕以颞上支最大,细小分支较稀少。成人脑量平均 1088 毫升。嘴部较现代人向前突出,下颌骨无下颏,牙齿粗壮。咬合面比现代人有较多的皱纹。大腿骨在长度、形状和肌肉附着处与现代人相似,左右径大于前后径,骨壁较厚,髓腔较小。身长约 1.56 米。群居洞穴,狩猎为主。使用的工具是石器和骨器,但制造粗糙,用途多未分化。北京猿人遗址的堆积厚达 50 多米,自上而下划分为 18 层。人类化石大部分出自 4 ~ 11 层。周口店北京猿人遗址是目前世界上发现化石最丰富的遗址之一,已被列入世界自然与文化遗产名录。中华人民共和国成立前所发现的标本,除 1927 年发现的牙齿化石仍在瑞典外,其余均在抗日战争期间(1941)下落不明。但当时主要的化石均由胡承志等做成模型保存了下来,这些模型就成为研究新中国成立前发现的化石的唯一材料。1949 年以后,在周口店又现牙齿 6 颗,额骨、枕骨、下颌骨和肱骨、胫骨残块各一块。其中,1956 年发现的额骨、枕骨与 1934 年在附近发现的两块颅骨碎片(现仅存模型)可拼合成一个完好的头盖骨。



北京猿人头骨及下颌复原图



北京猿人女性复原像

【中国猿人】 *Sinanthropus* 北京猿人之属名。直译为中国人,通常译为北京猿人,以表示其为猿人阶段的化石代表。包括 1927 年前建立的中国猿人北京种及 1952 年建立的中国猿人药铺种。这一属名近来趋向于废弃,改用直立人北京亚种代替;中文译名仍为"北京猿人"。

【中国猿人北京种】 *Sinanthropus pekinensis* 北京猿人最初定名的拉丁文学名,现已改为**直立人北京亚种**(*Homo erectus pekinensis*)。



1966 年发现的北京猿人头盖骨

【中国猿人药铺种】 *Sinanthropus officinalis* 1952 年孔尼华(Koenigswald)根据在香港中药店购买的龙骨及龙齿中的一颗猿人臼齿建立,这些龙骨均采自中国华南的第四纪洞穴堆积中,因此它可能是华南的猿人代表。尤其是近年来,继蓝田,元谋之后,又在长江流域的许多地点发现猿人,因此,华南地区发现猿人化石产地是完全可能的。但因中国猿人药铺种化石材料太少,尚不能最后确定是否属于直立人。

【和县猿人】 Hexian man 在中国南方发现的直立人化石之一。包括一个仅颅底缺失较多的近完整头盖骨、两块头骨碎片、一块破碎的下颌骨和 9 枚零星的牙齿。1980 年和 1981 年发现于安徽省和县陶店汪家山龙潭洞(北纬 31°45′,东经 118°20′)。和县猿人头骨属于约 20 岁的男性青年个体,它具有许多与北京猿人相似的特征:例如头盖骨低,颅骨最大宽处在外耳门附近,额骨扁平而明显后倾,具有矢状脊,眉嵴和枕嵴均发达,颅骨壁厚,脑量约 1025 毫升。此外,和县猿人头骨又显示出若干较为进步的特征:下颌骨粗壮,大于北京猿人、蓝田猿人和爪哇猿人,可能属于一男性个体。牙齿咀嚼面复杂。与和县猿人共生的哺乳动物化石达 40 多种,是个混合的动物组合。其地质时代属于更新世中期。绝对年龄距今约 27 万 ~ 20 万年。和县猿人是中国南方发现的第一个直立人头骨,和县为长江流域第一个猿人化石产地。1989 年和 1990 年在湖北郧县发现直立人头骨 2 件,1993 年 3 月 13 日在南京汤山再次发现直立人头骨化石。使长江流域的猿人化石地点增加到 3 处。



和县人

【郧县人】 Yunxian man 发现于中国汉水流域的直立人化石,以两件相当完整的头骨化石为代表。化石产于中国湖北省郧县青曲镇南约 10 千米曲远河口右岸的弥陀寺村学堂梁子上的浅褐色含钙质的砂质粘土层中(北纬 32°51′,东经 110°38′)。学堂梁子位于汉江及其小支流曲远河交汇处,由汉江第四级阶地构成。1989 年发现了 1 号颅骨,1990 年又发现了Ⅱ号颅骨。两个基本完整的头骨及上颌齿列,在中国已发现的直立人中为绝无仅有。郧县猿人头骨骨壁厚、颅顶低平、无矢状嵴、额骨后倾、眉嵴粗壮且左右相连、眉嵴上沟明显、眶后缩窄显著、且枕骨圆枕、枕平面及项平面呈角状转折。臼齿咀嚼面磨蚀纹路不复杂,牙齿粗糙,臼齿宽度大。脑量约 1100 毫升,大于已知直立人化石。两个头骨均属中年男人。但因保存为化石时受挤压而严重变形;早期曾误认为南方古猿在媒体予以报道。与猿人头骨同时还发现哺乳动物化石及打制粗糙的砾石制品。产地的地质时代属中更新世早期,古地磁法推断年龄为距今 83 万 ~ 89 万年,电子自旋共振法测定为 56.5 万年。化石定名为**郧县直立人**。惟其名称与 1973 年发现于郧县梅铺龙骨洞以 4 颗牙齿为代表的直立人相同,二者关系如何,未加说明。也有人认为郧县人可能为早期智人。

【汤山人】 Tangshan man 中国江苏南京附近发现的直立人化石。化石地点位于江宁县汤山镇西南的雷公山上的奥陶纪灰岩溶洞中(32°03′N,110°03′E)。化石发现于 1992 年,共有不完整的头盖骨及面骨两件,均未附有牙齿,化石属直立人。同时出土的尚有哺乳动物化石。在地质时代上属中更新世。绝对年龄测定的数据,由于测定方法的不同,有 12 万 ~ 18 万年,29 万 ~ 40 万年。也有人认为依共生动物群,与周口店第一地点相近,其总体时代应在 50 万年左右。

【爪哇猿人】 *Pithecanthropus erectus* **直立猿人**(*Homo erectus erectus*)的原用属名。pithec 拉丁文意为猿,anthrop 意为人。晚期猿人的代表,是世界上最早发现的猿人化石。1891 年在印度尼西亚爪哇岛特里尼尔(Trinil)附近发现。地质时代属更新世中

期，距今约 70 万～80 万年。化石有头盖骨一具，下颌骨残块带臼齿二枚，左侧股骨一根。由于化石的诸多特征介于猿与人之间故名猿人，1894 年订名直立猿人（*Pithecanthropus erectus*），pithec 为拉丁文“猿”，anthrop 为拉丁文“人”，erect 为直立之意。1936 年以后又在三吉岭（桑吉兰）、莫佐克托等地不断发现新化石，至今已发现了代表不同性别年龄的 30 余个个体的 8 个头盖骨、5 个下颌骨和 6 根股骨，但迄今未找到爪哇猿人所使用的石器工具。爪哇猿人颅穹低，头骨最宽处接近颅底，眉嵴粗壮，头骨后部乳突上嵴与枕嵴连成枕圆枕，乳突小，枕骨大孔位置靠前。颅容量大约 900 毫升（低于现代人，高于黑猩猩）。牙齿咬合面有小细纹。大腿骨近似于现代人，骨干较直、肌肉附着处表明髋关节周围有有力的肌肉附着。复原身高约 1.65～1.70 米。由于许多化石是自农民手中搜集的，加之地层关系不准确，导致爪 哇猿人化石年代意见纷纭。目前认为三吉岭（桑吉兰）化石约为距今 83 万年；特里尼尔层上部化石距今约 50 万年，特里尼尔层下部化石距今 75 万年。其中莫佐克托的幼童头盖骨比较早，约距今 150 万～190 万年左右。



爪哇猿人头骨
（正型标本）

【魁梧猿人】 *Meganthoopus*　又称魁人。有争论的早期直立人化石。1939～1941 年在印度尼西亚中爪哇的三吉岭（桑吉兰）和特里尼尔、桑德找到两块下颌骨破片和一些臼齿。1945 年定名为魁人古爪哇种（*Meganthoopus palaeojavanicus*）。1952 年又找到一块下颌骨破片，也被归入魁梧猿人。此外，1939 年发现的一件残破下颌骨曾被定名为疑似猿人（*Pithecanthropus dubius*），也被归入魁梧猿人中。下颌骨比现代人大；颏孔处骨的厚度为19.3～28.0 毫米，和大猩猩相近，仅次于巨猿。它也具有人的特点，如没有猿板，颏孔的位置很高，前臼齿具两个尖，第一前臼齿比第二前臼齿小等。与人类化石共生的哺乳动物化石有丽牛和剑齿虎等。其时代为早更新世。有些古生物学家将其置于南方古猿类中。此外，1939 年发现于坦桑尼亚埃亚西湖东岸莱托里地方的人类化石曾被命名为非洲魁人，但为一无效学名，现已被归入阿法南猿。

【毛里坦猿人】 *Homo erectus mauritanicus*（*Atlanthropus mauritanicus*）　发现于北非的直立人化石。最初定名为**阿特拉猿人毛里坦种**（*Atlanthropus mauritanicus*），故又简称阿特拉猿人、**毛里坦人**。1954 年及 1955 年先后共发现 3 个下颌骨和一件顶骨。化石地点位于阿尔及利亚的土尔尼芬。下颌骨全属于成年个体，可能 2 个为男性，一个为女性。结构粗壮，颏部后缩，下颌枝低而宽。没有颏突，在Ⅰ号下颌骨上有下颌圆枕，Ⅰ号和Ⅲ号标本上多颏孔。牙齿都较大，前臼齿、臼齿颊面有齿带，在磨损较轻的牙齿咬合面可见褶皱。脑量约为 1300 毫升。从顶骨、下颌及牙齿形态观察与北京猿人相似。和人类化石一同发现的石器和动物化石较多。地质时代是中更世早期，距今约 70 万年。1955 年 4 月卡萨布兰卡附近的西迪阿布德拉曼发现下颌骨。1933 年在拉巴特发现部分头骨、上颌骨和牙齿。萨勒（Sale）化石发现于 1971 年，头骨的脑容量约 950 毫升，年代为距今 40 万年。1969 年和 1972 年在托马斯采石场发现带上颌骨的头骨和下颌骨化石。其年代亦晚于特尼芬化石。1976～1981 年间埃塞俄比亚的博多亦曾发现人类化石，唯其特征介于猿人与尼安德特人之间。有可能属于海德堡人范畴。

非洲晚期猿人阶段化石概览

名称	地点	国别	发现年代	地质时代或距今年代	曾用名、附注
拉巴特人	拉巴特（Rabat）	摩洛哥	1933		归入毛里坦猿人
开普远人	斯瓦特克朗（Swartkranz）	南非（阿扎尼亚）	1949	中更新世	开普远人（*Telanthropus capensis*）
毛里坦猿人	土尔尼芬（Tumifen）	阿尔及利亚	1953	45 万年	阿特拉猿人（*Atlanthropus mauritansicus*）
卡萨布兰卡人	西迪阿布德拉曼（Sibi Abderrahman）	摩洛可	1955	里斯冰期	归入毛里坦猿人
利基猿人	奥杜威Ⅱ	坦桑尼亚	1960	50 万年	利基猿人 *Hamo laokeyi* 舍利人 Chellemn man
奥杜威 9 号 13 号头骨	奥杜威	坦桑尼亚	1960 1963		奥杜威 9、13 号头骨 Olduvai Hominid OH-9、OH-13
阿特拉猿人	萨勒（Sale）	摩洛哥	1971	40 万	
阿特拉猿人	托马斯石场（Thomas Quarries）	摩洛哥	1969 1972		
恩杜图人	恩杜图（Ndutu）	坦桑尼亚	1973	50 万～60 万	可能为早期智人
3733 号头骨	库彼福勒（Koobi Fora）	肯尼亚	1974 1975	100 万～130 万年	匠人（*Homo ergaster*）
纳里奥科托姆人	图尔卡纳湖西	肯尼亚	1984	160 万年	匠人近完整骨架 WT-15000
博多人	博多（Bodo）	埃塞俄比亚	1976	20 万～30 万年	

【利基猿人】 *Homo erectus leakeyi*　直立人化石。1960 年发现于非洲东部的坦桑尼亚奥杜韦峡谷的 LLK* Ⅱ 地点的第二层上部，距顶约 6.1 米处。为一具人类头盖骨及颅底，编号为 OH·9，1963 年定名为利基猿人。OH·9 头骨的头长在北京猿人变异范围内，头宽接近其最大值。脑量估计为 1067 毫升。额部较低平，骨壁厚，眉嵴厚而较宽。枕骨圆枕只在中部有中等程度的发育。下颌关节窝大而且深。鼓板位置垂直，岩部长轴与正中线交角较大。股骨特征与北京猿人相近。代表直立人在非洲的一个地区类型。其年代约距今 70 万年。



利基猿人头盖骨

【舍利人】 Chellean man　即利基猿人。过去因与利基猿人一起发现的手斧，曾与法国旧石器时代“舍利文化”对比而泛称舍利人。现因东非的这一文化已正式命名为“奥杜威文化”，故“舍利人”一名遂逐渐废弃。

【辟尔唐人】 Piltdown man, *Eoanthropus dawsoni*　又称**曙人**。是古人类学研究中一个精心制造的骗局。1911 年英国苏塞克斯郡律师陶逊（Dawson）声称，在辟尔唐（Piltdown）地方发现猿人头盖骨破片及半个下颌骨。英国地质学家伍德华（Woodward）认为是早期原始人类的化石，称为“曙人陶逊种”（*Eoanthropus dawsoni*），1913 年又在此地发现动物化石、石器及人类犬齿化石。曙人头盖骨前额宽而平，眉嵴微弱，与近代接近；而下颌骨形态却与黑猩猩相似，很多人对其表示怀疑。有些科学工作者为了替英国争得产出最古化石人类的荣誉而竭力为之争辩。争论多年不能解决。1948 年后采用含氟量测定法确定颅骨和下颌骨属于不同时代；同时查明其颅骨时代不早于



辟尔唐人头骨复原图
（正视及侧视）

新石器时代，并经染色，使颅骨表面具有与哺乳动物化石相同的黑色；下颌骨属于一个未成年的现代黑猩猩，并且亦经染色，其牙齿有明显的人工磨锉痕迹；动物化石是由外地用人工搬移来，并埋入地下的，石器和骨器是伪造的。直到1954年6月30日在伦敦的一次地质学会的会议上，这一骗局才被彻底揭穿。此时陶逊早于1916年去世，伍德华也于1944年去世。1959年经用C^{14}法测定，头盖骨属于距今620年前的现代人，黑猩猩下颌骨距今约500年。长期来，人们想弄清作伪者，但经多方探讨均无结果。自20世纪70年代，辟尔唐之谜，又引起了一些人的兴趣。多种说法仍莫衷一是。有人说奥克莱(K.B.Oakley)和韦纳(J.S.Weiner)已经调查清楚了作伪者，但决定保守秘密。二人已于1981年和1982年先后去世，在生前并未指出作伪者。20世纪90年代关于辟尔唐人的讨论又兴盛一时，有几部专著出版。一些报刊上还有一种传说，即《福尔摩斯侦探案》的作者柯南·道尔是作伪者，但未被学术界承认。

【智人】 *Homo sapiense* 现代人在生物分类中的学名。1758年瑞典博物学家林奈订立人属智人种，意思是"智慧的人"。智人完全直立行走，四肢细而直，四肢骨髓腔较大，骨嵴显著；有发达的脑，颅容量平均约1350毫升；头骨高而长，额部圆隆，眉嵴微弱，眼眶间距较窄，鼻梁隆起，枕骨大孔朝向下方；下颌出现颏隆凸，齿弓呈抛物线状。1868年，在法国的多尔多涅区克罗马努洞穴中发现5具骨骼化石，其体质特征与现代人相差甚微，随即被归入智人种内。随着人类化石的相继发现，在地质年代、体质特征上存在的差异愈益明显。人类学家认为人类的发展过程大体分为早期猿人、晚期猿人、尼安德特人和克鲁马努人四个阶段。古人过去用的分类名称是 *Homo neanderthalensis*，意思是人属尼安德特种，简称尼人。新人的分类名称是智人，它包括了现代人和化石智人。近年来更多的古人类学家认为古人和新人并没有种的差别，在分类上同属于智人种，因此，智人包括现代人和被称为古人和新人的化石人类。古人(*Homo sapiense neanderthalensis*)亦称远古智人、早期智人和尼安德特人。新人又称晚期智人，其化石类型又称克鲁马努人和古现代人(Archaic moderns)。20世纪90年代更有些古人类学家认为直立人也不应单列为一种，也只是人属智人种直立亚种。各地的直立人只不过是亚种中的一个按地理划分的"族群"。但这一意见仍不被多数古人类家所接受。

【早期智人】 Archaic *Homo sapiens*， 又称远古智人、古人(*Homo sapiense neanderthalensis*)。即尼安德特人。人类进化第三阶段的代表性居群的通称，以发现于德国尼安德特谷地的化石为代表。过去曾将生存在晚更新世距今约10万～3.5万年的广泛分布于欧洲和亚洲的人类化石均称为尼安德特人。在中国还被称为古人或早期智人。在日本称为旧人。介于直立人(晚期猿人)和克鲁马努人(晚期智人)之间。最早发现的尼安德特人化石是1848年出自直布罗陀的一颅骨，但当时未被重视。1856年在德国杜塞尔多夫附近的尼安德特河谷的一个山洞里发现的头骨和部分体骨引起了学者注意。后来发现了更多的类似尼安德特人的化石，尼安德特人的地位才最终被承认。除欧洲外，后来又在亚洲、非洲(布罗肯山人)和近东发现了与欧洲尼安德特人同时代的人类化石。尼安德特人在分类上最初由金氏于1864年定为人属的单独的一个种，即人属尼人种(*Homo neanderthalesis*)。现在，尼人已被定为人属尼人亚种(*Homo sapiense neanderthalensis*)。 尼安德特人前额倾斜低



布罗肯山人

欧洲早期智人化石概览

名称	化石产地		发现年代	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
昂日人	Engis	比利时	1830	头骨体骨	维尔姆晚期
直布罗陀人	Gibraltar	直布罗陀	1848，1926	成年女性及幼童头骨	3万～5万年
尼安德特人	Neanderthal	德国	1856	头骨、肢骨	4万～7万年
瑙勒特人	La Naulette	比利时	1886	女性下颌	维尔姆早期
斯庇人	Spy	比利时	1886	二个成年男性骨架	维尔姆早期
巴诺拉人	Banolas	意大利	1887	下颌	2万年
克拉皮纳人	Knapina	克罗地亚	1895～1905	14个个体，(9个成人，5个幼童，200多牙齿)	
莫斯特人	Le Moustier	德国	1908	青年幼童骨架	4.5万以下
圣拉沙佩勒人	La Chapelle-aux-Saints	法国	1908	老年男人骨架	6万年
夏朗德河畔新堡人	Chateouneuf-sur-Charante	法国	1908	幼童下颌头骨碎片成人体骨	维尔姆早期
费拉西人	La Ferrassie	法国	1906～1910	7个个体，包括胎儿	7万年
基纳人	La Quina	法国	1908～1921		6.5万年
德拉泽人	Pech de L'Aze	法国	1909	幼童头骨	维尔姆中期
埃林斯多夫人	Ehringsdorf	德国	1914～1925	20多岁女人头下颌，幼童下颌，头后骨骼	12万～20万年
奥哈巴-波诺尔人	Ohabe-panor	罗马尼亚	1923	趾骨	维尔姆早期
基克-柯巴人	Kik-Koba	乌克兰	1924	成年肢骨，小儿体骨肢骨	4万～7万年
加诺西人	Ganovce	斯洛伐克	1926～1955	颅腔内膜	7万年
萨科帕斯托人	Saccopastore	意大利	1929～1935	成年男女头骨	6万年
苏巴约克人	Subalyuk	匈牙利	1932	头骨下颌体骨	维尔姆早期
施泰因海姆人	Steinheim	德国	1933	女性头盖骨	20万年
斯旺司孔人	Swanscombe	英国	1935	头	2万年
切舍克-塔什人	Tesek-Tash	乌兹别克	1938	幼童	4万～7万年
坎简诺人	Quinzano	法国	1938	头	7万～15万年
奇尔切奥山人	Mante Circeo	意大利	1939～1950	头(成田)，下颌	维尔姆早期
丰德谢瓦人	Fontechevade	法国	1947	头骨碎片	7万～15万年
蒙莫兰人	Montmaurin	法国	1949	下颌	7万～15万年
屈尔河畔阿尔西人	Arcy-Sur-Cure	法国	1949～1951	下颌	14万年
斯塔罗谢雅人	Stalocelje	乌克兰	1952	2岁幼儿	莫斯特晚期
佩特拉罗那人	Petralona	希腊	1960	头骨	20万～35万年
陶塔维人	Tautavel	法国	1964	面骨、额骨，下颌	20万年
毕尔斯莱人	Bilzingsleben	德国	1973	头骨	23万～35万年
阿塔普尔卡人(西玛德洛韦索斯人)	Atapuerca (Sima de los Huesos)	西班牙	1976	下颌、头骨片，25个体	旧石器时代中期
圣瑟塞尔人	Saint cesaire	法国	1979	头骨	3.5万年
比阿奇人	Biache St. Vaost	法国		头骨牙齿下颌	17.5万年
拉谢司人	La Chaise	法国		头盖、面骨股骨干	5万～12万年
拉扎里特人	Lazaret	法国		牙、顶骨(有病理损伤)	里斯冰期

平、眉嵴发达，枕骨较为圆隆。脑量平均 1440 毫升，略大于现代人的平均值，可能与其肌肉较为发达有关。尼人面部长而鼻部宽扁且明显向前突出（可能是对寒冷气候的适应）。眼眶圆而大，两眶间距相当大。牙齿位置非常靠前，以致在第三臼齿与下颌支之间出现一较宽的间隙。额骨倾斜后转折，颊部后缩。肢骨粗壮，关节面大。尼人的大腿和前臂呈略弓形的弯曲，但其步态仍类似于现代人。成人平均身高约 160 厘米。过去认为尼安德特人弯腰、屈膝和用脚外缘着地的姿势是不准确的。大多数尼安德特人是穴居者，以狩猎为生，可能已经能用兽皮御寒。并已经能够埋葬死者和放置陪葬器物。尼人大多从燧石石核上打下石片后修理而制成尖状器、刮削器和石刀。其制成品称**莫斯特石器**，属旧石器时代中期。世界各地发现尼人的地点 70 余处，发现的化石代表 200 余个不同年龄及性别的个体，分布遍及欧、亚、非洲。根据已发现的这一阶段人类化石的体质特征大致可分为三类：①发现于南非、东南亚的类尼人，它们生存的年代一般早于欧洲的典型尼人，且表现出一些更原始的特征，如布罗肯山人、昂栋人等。20 世纪 90 年代以来，其中不少已被置于海德堡人名下，被视作晚期猿人。②发现于欧洲维尔姆冰期的典型尼人，如圣拉沙佩勒人、费拉西人和尼安德特人等。其特征是在维尔姆冰期因被隔离在欧洲，为适应寒冷气候而形成的。③发现于近东及欧洲部分地区的斯旺斯孔人、施泰因海姆人、塔邦人、沙尼达尔人等，称为“进步尼人”。他们的脑量略小于典型尼人，形态特征更接近于现代人。尽管其生存年代早于典型尼人，还被认为是现代人的祖先。这些化石被统称为远古智人或早期智人。至于典型尼人的消失，有人认为在当地进化为晚期智人；也有人认为他们被较进步的类型的新居民所取代。中国发现早期智人的化石点不多。而且多数地点化石数量不多，保存亦较差。头骨较完整者有大荔人和金牛山人，仅保存部分头盖者为马坝人。其余多为头骨残块和零星牙齿。

【尼安德特人】 neanderthal man 简称**尼人**。为早期智人化石之一，因 1856 年发现于德国杜塞尔多夫附近的尼安德特河谷中一山坡的洞穴中而得名。当时发现的化石有头盖骨一个和体骨（包括肋骨、肩胛骨、锁骨、肱骨、尺骨、指骨、髂骨和股骨等）多块，属于一个年约 40 ~ 50 岁的男人。其额骨向后倾斜，眉嵴粗壮，枕部突出，头骨高度较小，而脑容量较大，约为 1230 毫升；体骨粗壮，骨嵴甚为发达。腿比现代人短，身长约 156 厘米，体矮而较粗壮。过去复原的尼人，以尼安德特谷地的骨骼和 1908 年从法国圣沙拜尔村附近山洞中发现的一具保存相当完整的老年男人骨架为依据。从过去的复原图看去尼安德特人头向前倾，双肩耸起，膝部弯曲，脊柱弯曲，身体不能全伸直，膝部弯曲，两腿外展，大脚趾与其余四趾分开。现经研究系因头骨复原不准确及脊柱、腿骨有后天病变所造成的。其生活的地质年代为中更新世晚期，距今约 7 万年。至今已有古人类学家，重新按尼安德特谷地和圣沙拜尔骨架的化石，重塑了尼安德特人的复原像。且发现尼安德特人能制造和使用工具，常佩用装饰品，能照顾老人和残废病人，埋葬死者，并可能为死者举行葬礼，并埋葬随葬品，还可能举行几种简单的宗教仪式等。尼安德特人亦曾是早期智人阶段所有人类化石的通称。


德国杜塞尔多夫尼安德特人头盖骨


尼安德特人复原像

【长者智人】 *Homo sapiense idaltu* 发现于非洲埃塞俄比亚的最古老的智人化石。化石包括未成年头骨 1 个，成年头骨 2 个及一些碎片。化石于 1997 年发现于埃塞俄比亚中阿瓦什地区的赫托（Herto）附近，同位素测定其绝对年代为距今 15.4 万 ~ 16 万年间。其头部及面骨特征介于现代人与尼安德特人之间，形态上更接近大洋洲及太平洋群岛上的人，而与非洲人相差较远。论文在 2003 年发表，研究者订名为长者智人（*Homo sapiense idaltu*），idaltu 在当地民族语中有长者之意。研究者认为这一亚种的出现支持了人类“非洲起源说”。但同样“多地区起源说”的主张者也起而争论。


长者智人头骨正视及侧视


长者智人复原像

非洲早期智人化石概览

名称	化石产地		发现年代	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
布罗肯山人（罗德西亚人）（卡布韦人）	Broken Hill（Rodesian man）（Kabwe man）	赞比亚	1921	成年男性头骨	3 万 ~ 10 万年
依塞人	Eyasi	坦桑尼亚	1935 ~ 1938	头骨	中更新世晚期
边界洞人	Border Cave	南非	1940，1974	头骨下颌体骨	5 万 ~ 7 万年
赫兹洞人	Cave of hearths	南非	1947	下颌	7 万 ~ 9 万年
豪亚弗塔人	Haua Fteah	利比亚	1952 ~ 1955	下颌	4 万年
苏尔达纳人	Saldanha	南非	1963	头盖、下颌	6 万年
杰贝尔依罗人	Jebel Irhoud	摩洛哥	1961	头骨及面骨	8 万 ~ 10 万年
奥莫人	Omo	埃塞俄比亚	1967	2 个个体	5 万 ~ 10 万年
恩加洛巴人	Ngaloba	坦桑尼亚	1976	头骨	12 万年

【大荔人】 Dali man 中国西北地区的早期智人化石。1978 年发现于陕西大荔王家村边的甜水沟的岩壁上（北纬 34°52′，东经 109°40′）。地质时代为中更新世末期。距今约 15 万 ~ 20 万年。近完整头骨属于 20 余岁的男性青年个体。头骨低矮，前额扁平，眉嵴粗壮，后上方有一横沟，骨壁厚，与北京猿人相近。此外，嘴鼻都不大向前突出、颧弓细弱、颅骨最宽处不接近颅底而在颞骨鳞部后上部、颞骨鳞部呈圆状等，为与现代人相似的进步特征。脑量约 1120 毫升，比北京猿人的脑量平均量稍大。这些特征表明它介于猿人和智人之间。出土地点还发现了上百件打制石器和哺乳动物化石。动物化石有古菱齿象、犀、马、肿骨鹿、斑鹿、野猪、野牛、河狸、鸵鸟和鱼。显示当地气候温和而略干燥。


大荔人头骨

【金牛山人】 Jinniushan man 在中国东北地区发现的早期智人化石。1984 年发现于辽宁营口西田屯村（北纬 40°35′，东经 122°27′）的金牛山洞穴堆积中。化石为一个相当完整的头骨和一部分体骨、肢骨。头骨最宽处在颞部，明显高于北京猿人，脑量约 1300 毫升，颅骨壁薄，枕平面与项平面间三角圆枕不发达，面部与齿槽突度小等均为较北京猿人进步的性状。但颅骨低矮、眉嵴发达，具浅的眉嵴上沟，眶后额骨缩窄较明显，枕骨圆枕

较发达等均属较原始特征。化石出土层位的距今约 28 万年。其中大部分骨骼(包括头骨)均属于一个 30 岁左右的中年男人。金牛山人应归入早期智人范畴,但是属于其中较早期较原始的类型,是继大荔人之后中国又一早期智人的重要发现。与人类化石共生的还有丰富的哺乳动物群化石,时代为中更新世晚期或晚更新世。

【许家窑人】 Xujiayao man 在中国发现的早期智人化石。1976 年发现于山西省阳高县许家窑(北纬 40°06′,东经 113°59′)的沟沿上。共发现顶骨 12 件、枕骨 2 件、上颌骨 1 件(小孩)、下颌骨 1 件等骨片及臼齿两颗等,代表不同年龄和性别的 10 多个个体。头骨骨片厚度大,牙齿粗大,齿冠沟纹与北京猿人有相似之处,头骨最大宽度位置较高,头骨较圆、枕骨较宽为其进步特征。伴生动物化石丰富,以野马、犀为主。动物骨骼多被打碎,且有烧骨。还发现大量旧石器中期的人类文化遗存,包括石器及骨、角器等。其石器具细石器特点但石球极多。约距今 10.4 万 ~ 12.5 万年间。

【丁村人】 Dingcun man 中国的早期智人化石。1954 年在山西襄汾县丁村(北纬 35°49′,东经 111°25′)发现了三枚人类的牙齿化石,为同一个体的 10 余岁小孩的门齿 2 枚,臼齿 1 枚。1976 年在同一地点的砂砾层中,又发现一个小孩右顶骨化石。丁村人的牙齿呈铲状,其舌侧隆突和指状突的发达程度介于北京猿人和现代黄种人之间。但齿冠和齿根细小及咬合面纹理较不复杂又显然比北京猿人的牙齿进步。新发现的小孩顶骨骨壁比北京猿人的小孩顶骨薄。丁村人的石器加工更细,在技术上比北京猿人有显著的提高,应属古人阶段的人类。与其共生的动物化石有梅氏犀(*Rhinoceros mercki*),普氏野马(*Equus przewalskyi*)、野驴(*Equus hemionus*)、纳玛象(*Palaeoloxodon* cf. *namadicus*)、葛氏斑鹿(*Pseudaxis grayi*)、方氏鼢鼠(*Myospalax fontanieri*)、转角羚羊(*Spirocerus* sp.)、熊(*Ursus* sp.)及鲤科鱼类咽喉齿等。地质时代属于晚更新世早期。


丁村人牙齿

【马坝人】 Maba man 中国早期智人化石,以 1958 年在广东省韶关市马坝乡狮子山(北纬 24°45′,东经 113°30′)石灰岩洞穴中发现的一个不完整的人类头盖骨化石而得名。头骨化石有顶骨、额骨、右眼眶和鼻骨大部分。其形态特征:额骨向后逐渐倾斜,较现代人为低,但高于北京猿人;眉嵴粗壮,眉嵴之后的额骨部分明显收缩,类似猿人;鼻骨同猿人和尼安德特人相似,远比现代人宽阔;头骨骨壁较猿人为薄,同尼安德特人相似;头骨高度较小,眼眶上缘圆弧形等,也同尼安德特人相似。是属于早期智人阶段的人类,代表一个中年男人。共生的动物群有:熊猫(*Ailuropoda*)、剑齿象(*Stegodon*)和犀(*Rhinoceros*)等。其地质时代为晚更新世初期,与其共生的哺乳动物化石的年代距今约12.9 万 ~ 13.5 万年。


马坝人

【巢县人】 Chaoxian man 又称**银山人**。在中国长江下游发现的早期智人化石,化石发现于安徽巢湖市南约 6 千米的银山(北纬 31°33′,东经 117°52′)的洞穴堆积中。枕骨化石发现于 1981 年,上颌骨发现于 1983 年。枕骨代表一青年女性个体。骨壁较薄。枕平面与项平面不呈角状过渡,枕外圆枕不发育,上颌骨不完整,带有 6 枚牙齿。颌稍突、鼻宽、牙齿粗壮、鼻棘发育、颌窦较扩展。还发现有中国鬣狗、肿骨鹿、小猪和剑齿象等哺乳动物化石,其时代约相当于北京猿人地点 1 ~ 4 层或稍晚,距今 16 万 ~ 20 万年。

亚洲早期智人化石概览

名称	化石产地		发现年代(年)	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
朱蒂耶人(加利利人)	Zuttiyeh (Galiles)	以色列	1925	不完整男性头骨	7 万年
塔帮人	Tabun	以色列	1931 ~ 1932	5 男,2 女,3 幼童	4 万年
斯虎尔人(卡梅尔山人)	Skhul (Mount Carmel)	以色列	1929 ~ 1934	成年女性完整骨架,成年男性下颌	5 万年
克巴拉人	Kebala	以色列	1931	埋葬现象	4.5 万 ~ 6.2 万年
昂栋人(梭罗人)	Ngandong (Solo)	印尼	1931 ~ 1941	头盖骨 12 个	晚更新世
卡夫泽人	Kafzeh	以色列	1934 ~ 1967	10 个个体	9.2 万年
克萨拉基尔人	Ksar Akil	黎巴嫩	1947	上颌	4.5 万年
沙尼达尔人	Shanidar	伊位克	1953 ~ 1960	8 个个体	4.69 万年
丁村人	山西襄汾	中国	1954 ~ 1976	牙齿、头骨碎片	10 万年
长阳人	湖北长阳	中国	1956 ~ 1957	上颌	4 万 ~ 6 万年
牛川人	Ushikawa (爱知县)	日本	1957	肱骨	里斯—维尔姆间冰期
马坝人	广东韶关	中国	1958	头骨	10 万年
阿木德人	Amad	比色列	1961 ~ 1964	4 个个体一成年男性完整骨架	4 万 ~ 7 万年
沈海人	Tham Hai	越南	1964	牙齿	2 万年
桐梓人	贵州桐梓	中国	1972	牙齿	10 万年
龙骨山人	周口店新洞	中国	1973	牙齿	11 万 ~ 17 万年
许家窑人	山西阳高	中国	1976	牙齿、头骨碎片	10 万年
鸽子洞人	内蒙古喀旗	中国	1975	牙齿	10 万年
大荔人	陕西大荔	中国	1978	头骨	18 万 ~ 23 万年
巢县银山人	安徽巢县	中国	1982	头骨碎块	16 万 ~ 20 万年
金牛山人	辽宁营口	中国	1984	头骨体骨	24 万 ~ 28 万年

【桐梓人】 Tongzi man 在中国西南地区洞穴中发现的早期智人化石之一。1971 年首先在贵州桐梓云峰村(北纬 28°15′,东经 106°45′)的岩灰洞发现哺乳动物化石,1972 年发现人类牙齿化石两枚(右上内侧门齿及右上第一前臼齿)、旧石器、用火痕迹以及相当丰富的哺乳动物化石。门齿粗壮,有发达的底结节,呈铲状。前臼齿不完整,相当粗壮。舌面呈球面隆起。1983 年又发现 4 枚人类牙齿化石,与北京猿人非常相似,而与早期智人有明显差异。在岩灰洞中找到石器 12 件,加工粗糙。哺乳动物化石大部分是零星的牙齿,有金丝猴、长臂猿、硕豪猪、古爪哇豺、大熊猫、最后斑鬣狗、东方剑齿象、巨貘、中国犀等。根据哺乳动物群推断,应属更新世中晚期,距今约 18 万 ~ 20 万年。桐梓化石保留有早期智人的某些特征,也有某些与北京猿人相似的特征。有人认为可能属直立人。

【长阳人】 Changyang man 中国南方发现的早期智人化石。1956 年在湖北省长阳县赵家堰下钟家湾(北纬 30°15′,东经 110°50′)洞穴中,发现的人类化石有右侧上颌骨一部分(带三枚牙齿)。1957 年又发现单个右下第三前臼齿 1 枚,其牙齿冠面有较多皱纹,犬齿隆突明显,均为原始特征。但吻部向前突出不明显,为其进步特征。其总体特征更接近现代人。共生的哺乳动物化石有东方剑齿象(*Stegodon orientalis*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*)、巨貘(*Megatapirus augustus*)、中国短吻鬣狗(*Hyaena brevirostris sinensis*)、大熊猫(*Ailuropoda* sp.)、虎(*Panthera tigris*)等。代表温暖湿润气候。动物群的生存时代为中更新世晚期至晚更新世早期。其中牛牙的绝对年龄为距今 19.5 万年。

【晚期智人】 *Homo sapiens sapiens*　又称**新人**。早期智人阶段后的人类，是人类发展的第四阶段，包括从更新世晚期的化石人类克罗马努人直到现代人类。不过一般指生存于距今 4 万～1 万年前的人类，而距今 1 万年以来的人类称现代人类。新人化石首先于 1868 年在法国南部克罗马努(Cro-Magnon)山洞中发现，所以人类发展的这个阶段又称克罗马努人阶段。晚期智人的体质特征是：头骨高而长，额部垂直，眉嵴微弱，颜面广阔，眼眶低而短，眼眶间距离较窄，鼻狭，脑容量大；身体高大，四肢骨髓腔较大，骨嵴显著，这些特征与现代人接近。中国晚期智人化石发现较多，如柳江人、山顶洞人等。关于晚期智人的起源及早期智人的关系尚有不同的意见。晚期智人除有多种类型的精致石器外，还有骨制、角制的工具，如鱼叉、箭等，并能人工取火。营渔猎生活。他们已具绘画、雕刻等艺术活动能力，在欧洲西部，克鲁马努人住过的洞穴壁上有以动物为题材的壁画，中国山顶洞人已有磨制、染色技术和埋葬死者的习俗。时代约属旧石器时代晚期。晚期智人化石地点在世界各地屡有发现，除欧、亚、非三洲外，美洲及大洋洲亦有晚期智人化石发现。在中国已发现的晚期智人化石点很多，遍布全国各地。但所发现的化石中多数仅有零星牙齿及头骨残片。头骨保存最多的仍为山顶洞人，次为柳江人和资阳人。这些化石的生存年代一般较晚，详见附表。

非洲、美洲、大洋洲晚期智人化石概览

名称	化石产地		发现年代(年)	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
塔勒盖人	Talgai	澳大利亚	1886	头骨	1.1 万～1.2 万年
博斯柯普人	Boskop	南非	1913	头	晚更新世
奥杜威Ⅴ层	Olduvoiv	坦桑尼亚	1918	成年男性骨架	1.1 万
柯胡纳人	Cohuna	澳大利亚	1925	头骨	更新世末
圣地亚哥人	SanDiego	美国	1925	3 个个体	2.8 万～4.8 万年
阿塞拉人	Asselur	马里	1927	成年男性	更新世末
阿尔法卢人	Alfalon	阿尔及利亚	1928～1929	48 个个体	晚更新世
福拉特角人	Cape Flats	南非	1929	头下颌体骨	1.5 万年
明尼苏达人	Minnesota	北美	1931	头	1.1 万年
弗洛里期巴人	Florisbad	南非	1932	头	3.5 万年
洛杉矶人	Los Angeles	美国	1936	头骨四肢骨	2.3 万～2.6 万年
凯洛人	Keilor	澳大利亚	1940	头骨等	1.3 万年
特佩克斯潘人	Tepexpan	墨西哥	1949	头	1.1 万年
马尔莫人	Marmes	北美	1967	头	1.1 万～1.3 万年
奥莫基比什人	Omo Kibish	埃塞俄比亚	1967	2 个个体	5 万～13 万年(有人列为古人)
芒戈湖人	Lake Mungo	澳大利亚	1968	头	2.5 万～3.2 万年
科阿沼泽人	Kow Swamp	澳大利亚	1968	40 个个体	1 万年

【克鲁马努人】 Cro-Magnon man　人类进化最后一个阶段居群的代表性化石。化石于 1868 年在法国多尔多涅区的莱塞济附近的克罗马努山洞裂隙中被发现。骨骼至少属于 5 个个体，其中包括 2 具男性及 2 具女性成年个体及 1 具小孩。保存最好的是 50 岁左右的老年个体。与人类化石一起发现的还有大量的石器和海生贝壳，其上有打穿了的孔洞。克罗马努人头骨大且粗壮，顶视呈长卵圆形，额部较狭，头顶隆起，脑量很大，男性约 1600 毫升，女性约 1402 毫升。骨壁较现代人厚。额部宽而高，眉弓粗壮，但不呈连续的眉嵴。面骨宽而低，上颌齿槽向前突出，下颌有显著的三角形颏部。股骨粗壮，股骨嵴发达，胫骨扁平，直立行走，身材高大，体长约 180 厘米。与克罗马努人相似的人类化石在世界各地都有分布，其生活年代可能为距今 2 万～3 万年前的晚更新世晚期，也泛称克鲁马努人。这一时期相当于旧石器时代晚期奥瑞纳、梭鲁特和马格德林三期，发现有长石片和石叶制作的工具(尖状器、刮削器、雕刻器、钻头和各种石刀)，也有骨锥、投矛器、骨针和鱼叉，还发现各种装饰品，居住地岩壁上还有用骨头和软石刻画的精美壁画。中国晚期智人在石器制造上主要用直接加工方法，在不少遗址里发现磨制骨器，如骨针、骨锥等和装饰器。现在世界上发现晚期智人化石的地点已达百余个，而且随着旧石器考古工作的开展，还将有更多的发现。



克罗马努人复原像



克鲁马努人头骨

欧洲晚期智人化石概览

名称	化石产地		发现年代(年)	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
克鲁马努人	Gro-Magnon	法国	1868	5 个个体	2 万～3 万年
格里马尔迪人	Grimaldi	意大利	1872～1901	16 个个体	2.5 万～3 万年
尚塞拉德人	Chancelade	法国	1888	成年男子	1.2 万～1.7 万年
布尔诺人(姆拉代奇人)	Brno (Maldec)	捷克	1891	头骨下颌碎片头后骨	维尔姆晚期
普雷德摩斯提人	Predmosti	捷克	1894～1957	27 个个体	3.48 万年
孔博卡佩人	Combe-Capell	法国	1909	成年男人头	3.4 万年
上卡瑟人	Oberkassel	德国	1914	2 个个体	1.2 万～1.7 万年
乔克洛维人	Cioclovina	罗马尼亚	1942	头	维尔姆期
阿布利帕塔人	Abri Pataud	法国	1950～60 年代		2 万～3.4 万年
柯斯琴基人	Kostenki	俄罗斯	1952	5 个个体	1.1 万～3.6 万年
伦达人	Rhunda	德国	1956	头骨右侧骨片	晚更新世
维利卡庇西纳人	Velica Picina	克罗地亚	1961	额骨	3.4 万年
松吉尔人	Sungir	俄罗斯	1964	4 个个体	2.4 万年

【山顶洞人】 Upper cave man　发现于华北的晚期智人化石。因化石地点(北纬 39°41′，东经 115°51′)在周口店北京猿人洞上方的山顶洞内而得名。1933 年发现 3 个头骨和其他骨骼化石(代表至少 8 个个体)。山顶洞人 3 个头骨分属于老年男性、青年男性和中年女性。头骨硕大，上面部低矮，整个面部中等程度的突出，眼眶较低，梨形孔较阔，其下缘呈鼻前窝形，下颌骨颏孔位置较低，且较靠后，颏部突度较小。接近现代黄种人。山顶洞人生活的时代约为 1.3 万～2 万年前的晚更新晚期。山顶洞人的文化遗物丰富多样。石器很少而且制作粗糙，与北京猿人石器相差不多。骨器中有一根骨针，针身光滑，微弯，一端有针孔(用其他带尖器物挖成的)，可见山顶洞人已会缝制衣物，并能制造和使用细的纤维。装饰品丰富多彩，有穿孔的兽牙、蚶、石珠、小砾石、鱼的眶上骨、短的骨管和去除横突和棘突的鱼类脊椎骨。牙齿和砾石的孔是从两面对钻或挖成的。孔的周围多带红色，可能是用红色的条带串连所致。意味着山顶洞人劳动生产率大大提高，生活中也有休暇，不需终日劳累了。山顶洞中还发现 48 种哺乳动物化石，其中多为现生种(赤鹿、亚洲象等)包括洞熊(*Ursus spelaeus*)、最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、虎(*Panthera*



山顶洞人头骨及复原像

tigris)、獾(*Meles*)、赤鹿(*Cervus canadensis*)、斑鹿(*Pseudaxis*)、野猪(*Sus*)、牛(*Bos*)、羊(*Ovis*)、象(*Elephas*)和鸵岛(*Struthio*)、青鱼(*Ctenopharyngodon*)等。其中洞熊、最后斑鬣狗等现已绝灭,还有落入洞隙的熊和虎的骨架,还有现在生活在炎热地带的猎豹和鸵鸟化石,说明当时气候相当温暖。山顶洞人骨周围散布着红色的赤铁矿粉末,这是埋葬死者的标志。山顶洞的重要化石及遗物均在1941年随同北京猿人标本一起丢失而下落不明,目前只有当时制作的模型仍保存完好。山顶洞堆积已全部挖光,原来的洞顶已被挖掉。今后在原址也不会再有新的发现。

【弗洛勒斯人】 *Homo floresiensis* 俗称**小矮人**。21世纪初新发现的人属的一个新种,其智力发育水平应与智人相当。2003年9月澳大利亚新南威尔士的新英格兰大学和印尼雅加达印尼考古中心的科学家在印尼东部的弗洛勒斯岛(Flores)西部芒噶赖省(Manggarei)省会鲁滕(Ruteng)以北15千米距北部海岸25千米约海拔500米的名为利昂·布阿(Liang Bua)的石灰岩山洞中发现了一批人类化石。其中包括头骨、下颌骨、股骨、胫骨、腓骨、髌骨和不完整的盆骨、手骨、足骨、脊椎骨、荐椎、肋骨、肩胛骨和锁骨残片。据骨骼及牙齿特征判断化石应为30岁左右的女性。年代测定距今1.8万年。由于气候环境潮湿,遗骸没有被石化,容易破碎。骨架包括有较完整的头骨、下颌骨、右侧股骨、胫骨及左侧髋骨。另外还有一些如脊柱、骶骨、肩胛骨、锁骨和肋骨等的残片。最令人注目的特征是脑容量极小,约为现代人三分之一,即380立方厘米。根据骨骼的长度推算,身高106厘米。被科考队员称之为"霍比特矮人"。弗洛勒斯人头骨长而低平。骨壁较厚在直立人和智人的变异范围内。最大宽在乳突上部膨胀区。从后面观顶骨的外形相似于直立人,脑容量正好低于人属的变异范围,约与最小的南方古猿相当。枕外隆突是一低的小丘状突起。枕骨大孔的宽度(21毫米)相对于长度(28毫米)是窄的,这与南方古猿和早期直立人相同。在乳突和鼓部之间有一凹陷深沟把它们分开,这与亚洲和非洲直立人相同。在乳突两侧,鼓板和锥体之间有一窝把它们分开,这两个特征在现代人中是看不到的。弗洛勒斯人的面部缺少像南方古猿那些适应咀嚼的功能特征,而与人属相似。牙齿的大小和上颌齿槽突像面部高度和突颚一样是非常退化的。眶上隆起超过眼眶但并不形成一条直的脊。额鳞的弯曲度更比爪哇的人科成员接近于非洲早期人属。下颌骨的齿弓前面部分较窄,相对于宽度来说是较长的,p3—m3轴是鼓起的而不是直线。下颌枝下部最宽,而且向后倾斜。下颌体的前面部是圆形的,没有下颏。下颌联合的全部形态与南方古猿莱托里4号下颌(LH4)相似,而不像周口店和爪哇桑吉兰直立人。在两侧均有两个颏孔,双颏孔是印尼直立人的共同特征。上下颌骨保留的牙冠咬合面已被磨损,牙齿齿尖及沟纹已不明显,除p3以外,牙齿大小和形态继承直立人的智人,上下臼齿尺寸排列的次序是m1≥m2≥m3。上颌的两侧p4牙根是两个且并列于牙齿排列,这一特征似乎在其他人科成员尚未有纪录。右侧髋骨翼短而宽,但坐骨棘突起不明显,与现代人相比较,弗洛勒斯人的髋骨明显向侧面伸展。右侧股骨所有解剖特征均在智人的变异范围之内。与非洲和亚洲直立人相反,股骨的骨髓腔没有减小,股骨的臀肌粗隆与智人相同,较南猿和直立人发育粗壮。胫骨的周长和胫骨的长度之间的指数关系在黑猩猩的变异范围之内,而不同于人属。报告中认为,在现代人类中平均身高最矮的人生活在非洲赤道地带和亚洲美拉尼西亚的雨林中的居民。


弗洛勒斯人头骨

对于这些小躯体人的解释,一般认为在炎热潮湿的森林中生活,矮小的身躯可减慢体内热度产生的速度,对生命是有利的;另外,在无农业情况下热带森林提供的有效资源有限,导致种间斗争剧烈,在这种情况下,较小个体所需的能量少较为有利。弗洛勒斯人与发育不全的侏儒是不一样的。虽然弗洛勒斯人身高变小,但头骨与面骨残骸比例仍与较高身材的成年人的比例相近,而侏儒和异常小脑袋的人的遗骸就与正常人比例不一样。报告最后指出,弗洛勒斯这一新种具有原始特征和后来获得的结合体,这是因为长期与其祖先直立人后裔隔离生存,获得后来地方性的变矮性状。弗洛勒斯人显示人属在形态上其适应性的反应要比原先认为的更多变和更具可变性。弗洛勒斯人在进化历史是独特的。它是古老特征与新特征的结合体。最近在该岛上发现80万年前的石器。总之弗洛勒斯人的谜团尚待揭开。

【河套人】 Hetao man 又称**萨拉乌苏人**(Salawusu man),曾称鄂尔多斯人。在中国发现的晚期智人化石。化石产于内蒙古自治区乌审旗境内的萨拉乌苏河两岸(北纬37°41′,东经108°30′)。因该地在地理上处于鄂尔多斯高原毛乌素沙漠东南缘,故早期曾名为**鄂尔多斯人**。化石材料包括1922年发现的一枚小孩上外侧门齿;1956年发现的左侧股骨的下半段和一块右侧顶骨破片;1978年和1979年发现3件额骨及下颌骨残片、右侧股骨和左侧胫骨各1件。河套人顶骨矢状嵴方向的长度和顶曲度与现代人接近,脑膜动脉沟后支比前支发达,与北京猿人接近。骨的厚度大于现代人的平均值,额骨与眉弓之间无明显的沟,眉弓显著,眉间部明显向前凸起,但不相连接。股骨壁厚,髓腔小;股骨中段横径比例与西欧尼人接近。胫骨与现代人相似。牙齿与现代人相近,具底结节并呈铲形。此外,1962~1963年在当地和邻近的陕西横山县还曾发现头骨碎片,可能也属于河套人。河套人具有较多现代人特征,但尚保存一些比较原始的特征,结合地层和共生的动物考虑,河套人应在丁村之后,而在峙峪人和山顶洞人之前。地质时代为更新世晚期,距今约3万~5万年。共生脊椎动物化石45种,如纳玛象(*Palaeoloxodon namadicus*)、最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)、王氏水牛(*Bubalus wansjock*)、河套大角鹿(*Megaceros ordosianus*)、赤鹿(*Cervus canadensis*)等,以及鸵鸟(*Struthio*)、山鹑(*Coturnix*)、野鸭(*Anas*)等鸟类化石。其中有不少是绝灭种。

【柳江人】 Liujiang man 在中国南方洞穴中发现的晚期智人化石。1958年发现于广西柳江县通天岩旁的小岩洞中(北纬24°15′,东经109°20′)。头骨1个、完整的下段胸椎4节(并粘连有长短不一的肋骨5段)和全部5节腰椎及骶骨、髋骨、股骨。柳江人骨属于同一中年男性个体。头骨属中头型,面部和鼻部短而宽,眶部低宽,特征与现代人相似,尤其是具有颧骨大且又前突、鼻骨低宽,鼻梁稍凹、梨状孔下缘低凹、鼻前窝浅,犬齿窝不明显、上门齿舌面呈铲形等蒙古人种的性状。与人类共生的哺乳动物化石,有近完整的大熊猫的骨架,完整的箭猪的头骨及中国犀、剑齿象、巨貘、牛类、鹿类的牙齿和肢骨,为大熊猫剑齿象动物群成员,生活于晚更新世,距今约5万~10万年。人类化石时代可能较晚,估计距今约2万年左右。


柳江人头骨

【资阳人】 Ziyang man 在中国西南地区发现的晚期智人化石。1951年在四川资阳县的黄鳝溪成渝铁路桥基旁(北纬30°07′,东经104°39′)发现,为一老年妇女头骨。头骨的颅顶部分保存完好,颅底大部缺失,另外还有硬腭一块。资阳人头骨与现代人相似,其头骨高大,最宽处在头两侧的上方,头骨具明显

的鼻前窝，头正中有类似的矢状嵴，顶骨在正中线两侧的部分比较扁平、鼻较高而窄，眉弓显著等特征与山顶洞人相似。时代则难以肯定。对植物化石多次^{14}C测定约为7000年，是否与资阳人骨化石同时代，难以肯定，各种化石虽埋于同一层位，但显然不是同一时代的。测得最大的数据为距今3万年左右，可能较接近真实年代。


资阳人头骨

亚洲晚期智人化石概览

名称	化石产地		发现年代	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
瓦加克人	Wadjak	印尼	1889	2头骨及下颌牙齿	4万年
河套人（萨拉乌苏人）	内蒙古乌审旗	中国	1922～1956	头、肢骨碎片、牙	更新世末
依勒瓦德人	El-Wad	以色列	1929～	70个个体	最顶部约1.2万年
明石人		日本	1931	腰椎骨	晚更新世
克巴拉人	Kebara	以色列	1931	下颌体骨多个体	3万～4万年
依尔克拉赫玛人	Erq el-Akma	以色列	1931	头、下颌体骨多个体	玉木中期
山顶洞人	北京周口店	中国	1933	8个个体	2万年
扎赉诺尔人	内蒙古扎赉诺尔	中国	1933～1943	2头、上下颌	1万年
通庄人	Lang Thmg	越南	1942	牙	晚更新世
葛生人	（栃木县）葛生	日本	1950	下颌肢骨	晚更新世
资阳人	四川资阳	中国	1951	头	晚更新世
榆树人	吉林榆树	中国	1951	头骨片肢骨片	晚更新世
霍图人	Hotu	伊拉克	1951	4个个体	9300年
下草湾人	江苏泗洪下草湾	中国	1954	胫骨中段	晚更新世
麒麟山人	广西来宾	中国	1956	头骨片	晚更新世
建平人	辽宁建平	中国	1957	肱骨	晚更新世
柳江人	广西柳江	中国	1958	头骨椎骨荐骨	10万年以上
尼亚人	Niah	马来西亚	1959	头	3.9万年
三日市人	三日市	日本	1959	头骨体骨	晚更新世
丽江人	云南丽江	中国	1960～1964	头骨股骨	晚更新世
荔浦人	广西荔浦	中国	1961	牙	晚更新世
滨北人	静冈县滨北	日本	1961～1962	头骨片肢骨片	玉木期
峙峪人	山西朔县	中国	1963	枕骨	2.8万年
安图人	吉林安图	中国	1963	牙	晚更新世
新泰人	山东新泰	中国	1966	牙	晚更新世
港川人	冲绳港川	日本	1967	头骨体骨	1.8万年
山下町人	冲绳那霸	日本	1968	体骨	3.2万年
境港人	鸟取县	日本	1969	下颌	晚更新世
安拉阿巴德人	Alla habad	印度	1971		1万年
左镇人	台湾台南左镇	中国	1972	头盖	2万～3万年
长武人	陕西长武	中国	1972	牙	晚更新世
西畴人	云南西畴	中国	1972、1973	牙	晚更新世晚期
猫猫洞人	贵州兴义	中国	1974	下颌	晚更新世
建德人	浙江建德	中国	1974	牙	晚更新世
黄龙人	陕西黄龙	中国	1975	头骨、牙	晚更新世
泾川人	陕西泾川	中国	1976	头骨、	晚更新世
龙潭山人	云南呈贡	中国	1977	牙	3万年
都安九楞山人	广西都安	中国	1977	牙	晚更新世
封开人	广东封开	中国	1978	牙	晚更新世
普定穷洞人	贵州普定	中国	1979	头骨	1.5万年
隆林德城人	广西隆林	中国	1979	头骨及下颌	晚更新世
桂林宝积岩人	广西桂林	中国	1979	牙	晚更新世
庙后山东洞人	辽宁本溪	中国	1980	顶骨	2.8万年
海城小孤山人	辽宁海城	中国	1981	牙体骨	2万～4万年

续表

名称	化石产地		发现年代（年）	化石状况	地质年代或距今年代
	地点	国家地区			
柳江土博人	广西柳江	中国	1981	牙	晚更新世
斯利帕达人	伯勒格强沃省	斯里兰卡	1981	头下颌体骨	2.8万年
哈尔滨阎家岗人	黑龙江	中国	1982	头骨	2万年
东沟前阳人	辽宁丹东	中国	1982	头骨下颌	1.8万年
六枝桃花洞人	贵州六枝	中国	1983	体骨	晚更新世
武山人	甘肃武山	中国	1984	头骨	3.8万年
前郭旗人	吉林前郭旗	中国	1986	体骨	1.1万年
东山人	福建东山	中国	1987	体骨	1万年
清流人	福建清流	中国	1988	牙	晚更新世
庄浪人	甘肃庄浪	中国	1988	头骨	2.7万年

【麒麟山人】 Qilinshan man 中国晚期智人化石。1956年在广西壮族自治区来宾县麒麟山洞穴内发现而得名。地质时代属更新世晚期。化石为一男性头骨的颅底部分，共生动物化石多属现生种。还发现有打制石器。

【峙峪人】 Zhiyu man 中国晚期智人化石，1963年发现于山西朔县峙峪（北纬39°25′，东经112°17′）。以枕骨残片为代表。同时发现了大量烧骨、动物遗骸化石及丰富的石器。动物群中以野马、野驴、普氏羚羊为主，并发现有披毛犀及王氏野牛。地质时代属晚更新世距今约28945年（以同层的牛骨测定）。

【左镇人】 Zuozhen man 中国晚期智人化石。发现于中国台湾省台南县（北纬23°18′，东经120°19′）左镇乡而得名。第一件标本1970年捡拾自菜寮溪河床，1974年和1977年又有发现。菜寮溪是台湾地区出产动物化石最丰富的地区之一，也是迄今台湾地区唯一发现人类化石的地点。化石材料包括两块右顶骨残片、一块左顶骨残片以及两颗臼齿，均已石化。在另一地点（冈子林）采集有右顶骨残片2块及额骨、枕骨残片各一件，左镇人约生活于距今2万～3万年之间。两颗臼齿的年代可能分别略早和更晚些。冈子林的化石可能稍晚。台湾旧石器时代的人类很可能是在第四纪中晚期，由于海退而使台湾与大陆相连时由闽浙一带迁移到台湾的。这一时期的哺乳动物群亦证明了这一情况。

【西畴人】 Xichou man 中国晚期智人化石。1972年发现于云南省西畴县城西南的仙人洞中。又经1973年发掘，先后共发现人类牙齿化石5枚和大量哺乳动物化石，但未发现人类文化遗物。根据动物化石判断西畴人生活于晚更新世晚期，其时代可能稍早于山顶洞人。

【扎赉诺尔人】 Zhalainuoer man 发现于中国东北地区的晚期智人化石。1933年在满洲里东南的扎赉诺尔煤矿发现人类头骨一件。认为应属晚期智人化石。1943年后又发现头骨化石一枚和下颌骨及其他骨骼碎块。与人头骨同时发现的还有猛玛象、原始牛和狍等。这些化石多出自距地面10米左右的永久冻土带的砂层及泥层中。与第三号人化石同时出土的还有石器。1974年，在扎赉诺尔南露天矿的砂层中发现陶片、石器和骨器等。对扎赉诺尔人化石的地质年代有不同看法。最早认为可能是晚更新世晚期的旧石器时代末期或中石器时代的人类化石，距今约4万～5万年。后来有人推测为12000年左右。目前争论的焦点在于扎赉诺尔人及其共生的化石和文化遗物是否同时沉积，是否远不足10000年，如承认为同时沉积则其年代是大约距今6000年或稍多些，否则扎赉诺尔人也许是新石器时代早期的人骨。因更多新的更古老的人类化石被发现，其详细研究工作未能完成。但各种文献中屡次涉及，现仅提供部分原始资料供参阅。

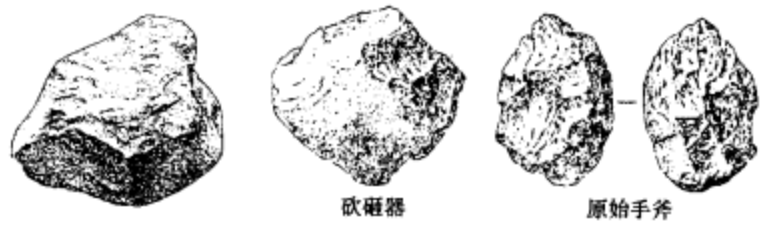
【穿洞人】 Chuandong man 中国晚期智人。1979年发现于贵

州普定县城西约 4 千米的穿洞中(北纬 26°17′,东经 105°43′),后经多次发掘获得较为完整的两个人类头骨化石、上下颌残片及零星几枚牙齿。同时出土的伴生动物有猕猴、黑鼠、箭猪、鼬、熊、赤鹿、猪獾及犀牛等 12 个属或种。除犀牛外,其余均为现生种属。在遗址中发现有人工痕迹清楚的石制品 3 千余件,其中包括石核、石砧、石锤、刮削器、尖刃器及砍砸器等。另外还发现有大量的骨器和骨角制品 500 余件,其中包括磨制骨器(如骨铲、骨锥、骨针、带叉的扁骨器及无刃骨棒等)和打击骨制品及有加工痕迹的鹿角,还有大量灰烬、几个火堆余烬和 7000 多件烧骨残片。穿洞人头骨呈卵圆形、鼻梁不高、颧骨凸出,鼻额缝近水平走向,犬齿窝较浅、上门齿呈铲形,属典型蒙古人种。颅骨的尺寸不如柳江人、山顶洞人,显得较为纤弱,头骨的前额也较窄,与资阳人、丽江人相似。有人认为这可能意味着穿洞人,丽江人和资阳人一起代表了中国晚期智人的西南模式。已发掘的堆积物厚达 3 米以上,从文化遗物看,上、下两部的遗物有明显不同。自第 2~5 层(上部),第 8~10 层(下部),而第 6~7(中部)发现遗物极少。下部的遗物称其为穿洞早期文化,上部为晚期文化。穿洞的早期文化比较接近四川汉源的富林文化和桐梓马鞍山遗址上部的文化遗物,与攀枝花市迴龙湾洞的下层器物组和汉源狮子山的石制品大同小异。穿洞人的晚期文化与邻近的白岩脚洞和兴义的猫猫洞文化应属于同一文化。穿洞史前遗址年代,其下部仅有一个^{14}C 年代数据,为距今 1.6 万年左右。中部为(9610±100)年;上部第 3 层为(8080±100)年,第 5 层为(8540±100)年,人类化石大部采自 5 层以上。

【"巫山人"】 "Wushan man" 曾被作为直立人,现已被大多数人类学家认为是一种古猿。1985 年发现于重庆市巫山县庙宇镇龙坪村附近的龙骨坡(北纬 30°21′,东经 109°04′)。发现了带有第 1 和第 2 前臼齿的下颌骨残块及门齿 1 枚。化石最初被鉴定为直立人(1991),后来又与国外学者联合研究,1995 年下颌残块被改为匠人(*Homo ergaster*),1996 年又被改订为尚不能确立种名的人属。根据多数人意见,这一下颌骨残块是古猿的,其牙齿的诸多细节均不同于人而专属于猿。而门齿化石经研究应属晚期智人,系最早的裂隙堆积靠近岩壁部分被后期流水溶蚀,使沉积物与岩壁间形成次生裂隙,其间被后期粘土所充填,门齿就是随后期粘土填入其中的。这一地区石灰岩基底,多为晚古生代及早中生代海相灰岩,地表的喀斯特(岩溶)地貌并不发育,而埋藏型的古喀斯特溶洞、裂隙较发育。并常被新生代沉积物填满。著名的南方大熊猫—剑齿象代表性动物群——盐井沟动物群就发现于龙骨坡西百余千米的万县盐井沟的一个石灰岩裂隙中。

人类文化

【奥杜威峡谷】 Gorge Olduvai 著名人类化石产地。位于坦桑尼亚北部维多利亚湖东部。为东非大裂谷中的一个东西向峡谷,长约 50 千米,深约 900 米。自 1911 年起在这里发现了脊椎动物化石。从 1931 年起英国人类学家路易斯·利基(L.S.B.Leakey)坚持在这里进行考察,获得动物化石及石器,1959 年夏在这里发现东非人化石,1960 年又发现能人化石及利基猿人化石。峡谷中的沉积物被分为四层,根据动物化石的研究,第一层和第二层下部为早更新世地层,第二层上部及第三、四层为中更新世地层。在一系列湖相沉积物中夹有数层火山沉积物。以钾-氩法测量结果,第一层底部沉积物的绝对年龄为距今约 200 万年,第四层最上部的地层为距今约 40 多万年。自此,提出了第四纪并非开始于约 100 万年以前,而可能是 200 多万年(对更新世早期维拉弗朗层标准地点进行的测量结果也符合这一结论)。自奥杜威峡谷向北,经肯尼亚的图尔卡纳湖(旧称鲁道夫湖),达到埃塞俄比亚的奥莫河谷,目前已发现人类化石产地数十个,发现了数量极多的不同发展阶段的人类化石,尤以早期猿人、南猿等更为引人注目。



奥杜威砾石石核　　奥杜威文化的石器

【石器时代】 Stone Age 考古学上表示相对年代概念的术语,对人类历史的最初阶段的通称。当时的人类以石器作为主要的劳动工具。是人类文化发展最初的和延续时间最长的一个时期。从人类最初使用石器到铜器出现,历时 200 多万年,包括了地质时代的更新世和全新世的前半部分。在人类历史上属于原始社会。石器时代尚可根据其发展水平划分为旧石器时代、中石器时代和新石器时代三个发展阶段。旧石器时代广泛使用打制石器,新石器时代使用磨制石器,中石器时代普遍使用细石器。不过石器工具的使用在不同地区的结束年代不同。而且直到人类社会进入有文字时期以后仍有部分远离文化中心地区的偏远山区,仍能发现正在使用的石器工具。至近代仍有石锤、石杵臼等工具。

【旧石器时代】 Palaeolithic Age 考古学上表示相对年代概念的术语,泛指石器时代的早期阶段。当时的人类广泛使用打制的比较粗糙的石器工具,以采集和狩猎为主要谋生手段,晚期发展了捕鱼谋生的方式。在石器时代中,旧石器时代占据了绝大部分时间,约从二百多万年前延续到约一万多年前。相当于地质时代的整个更新世,包括人类发展的四个阶段,即早期猿人、晚期猿人、早期智人、晚期智人阶段;相当于人类历史上从原始群到母系氏族公社出现的阶段。根据石器工具制造的水平及发展阶段,大体可划分为早、中、晚三期。

【中石器时代】 Mesolithic Age 考古学上相对年代概念,指由旧石器时代向新石器时代转变的过渡时代。当时的石器工具以打制的为主,也有局部磨光的石器。其共同特点是器形较小,故又称细石器。其绝对年代为距今 10000 年前后,一般认为在距今 15000~7000 年之间。但这一时代的起始与结束年代在不同地区并不一致。当时以渔猎经济为主,石器中有较多的石簇,部分地区已开始驯养家畜,如狗等。中石器时代已进入地质时代的全新世。中国中石器时代的遗址目前已知者有河南许昌灵井、陕西大荔沙苑、山西沁水下川等。

【新石器时代】 Neolithic Age 考古学上相对年代概念,石器时代的最后一个阶段。当时石器工具均经过磨制,并且开始制造和使用陶器。这一时期约开始于距今 7000 年前后,是原始氏族的繁荣时期。从考古发掘材料可以证明,许多地方已有原始的农业和驯养家畜,并已发明了纺织工艺。由于生活资料的来源较可靠,故多数已开始定居生活,西安半坡的村落遗址面积达 5 万平方米,仅居住区内就有 40 多座房子和畜栏、窖穴等。至新石器时代的晚期开始出现红铜器,有人将这一时期称为铜石并用时代。至距今约 4000 年左右的时期开始进入青铜器时代,但各个地区往往有先后差异,有些地区磨制石器可以延续使用很长时

间。中国发现新石器时代遗址很多,几乎遍布全国,著名的有河南渑池仰韶村、河南陕县庙底沟、陕西西安半坡、山东宁阳大汶口、山东历城龙山镇、浙江吴兴钱山漾、湖北京山屈家岭等。

【文化】 culture 作为考古学名词,专指在原始社会的某一特定历史阶段内,分布于一定区域的、具有共同特征的人类生产和生活实践所产生的物质和精神产物的全部遗存的总和。它以能保存下来的当时人类所使用的各种工具、用具、饰物以及当时人类所创造的壁画、雕刻品等为代表。同一文化遗存的工具、用具除形式上极为相近外,在其制作技术上也是相同的。各种文化的命名,多以第一次发现的典型地点命名,如丁村文化、西侯度文化;或以其制造者命名,如北京猿人文化;但亦有以其具特征性的遗物命名的,如细石器文化等。

【文化层】 cultural layer 考古学术语。指古代遗址中,由于人类活动所遗留下来的遗迹、遗物和含有其他有机物的堆积层。每一层次代表一定的时期,根据文化层的包含物和相互叠压关系,可以确定遗址的文化内涵和相对年代。凡是没有人类活动痕迹的地层堆积称为自然层。古代遗址的文化层多保存在全新世或更新世晚期的覆盖层中,间或有穿透至更早地层者。石器时代遗址的文化层中除石器外,晚期尚有陶器碎片。更晚的文化层则有铜器、铁器,建筑砖、瓦等可资区别。

【文化期】 cultural age 考古学术语,专门表示某一文化的相对年代概念。如仰韶文化为中国新石器时代早期中原地区的一种文化,它的延续时间为公元前 5000 ~ 3000 年之间,这一时间期限可称为"仰韶文化期"。文化期的划分,主要是用于不同区域的文化进行相对年代的比较,但过去多以文化的性质及相互叠压关系等划分。由于^{14}C法绝对年龄测定方法的应用,目前不同地区的文化的绝对年代均可测出,故亦可用绝对年代进行比较。但以相对年代进行比较仍为常用的行之有效的方法。

【打制石器】 Chipped tool 原始人类利用从石块上打下的石片或所剩下的石核加工而成一定形状的石器。有的石片具薄刃,不经加工即可使用,旧石器时代广泛使用,新石器时代初期仍大量存在。打制石器的方法主要有:①锤击法:以石锤直接在石料上进行打击的方法。打击时以石锤猛击石料的一个平面(台面)的边缘。打下的石片具有台面、打击点、半锥体、锥疤、壳纹、裂纹等人工打制石片的特征。②碰砧法:将所选石料往另一更大的石砧上摔去或碰击的方法。产生的石片多半宽大于长,且具半锥。③砸击法:也称两极打法。手持所选石料,将其一端置于石砧上,以石锤打击另一端。所产生的石片较小,台面、疤痕、壳纹等均不明显,石片受砸击的一端及受反冲力的另一端往往有稍凹入的边刃,且有因砸击而产生剥落碎屑的痕迹。④间接打法:前面三种均属直接打法;如打制石片时,石锤不直接落在石料上,而是通过木棒或骨棒等中介物的传导而打下石片的方法就是间接打击法。产生的石片大多狭长而两边平行,常称之为石叶或小长石片,这种方法多出现于旧石器时代晚期。打制石器根据其器形和功用可分为:**尖状器**(石器具一个锐角尖部,两侧边均经修制);**刮削器**(以具锐缘的小石片制成,刃缘有直、凸、凹或锯口状者,中国旧石器时代遗址中极为常见);**砍砸器**(以大石片或石核制成,只在刃缘部位进行加工,又称砍斫器或砍伐器);**手斧**(一种石核工具,器身全部经过修理加工,大型手斧实际上也是一种砍砸器,中国不多见);**雕刻器**(旧石器是代晚期较常见,但中国发现不多,多以小长石片修制而成);**球状器**(球状,能辨认出剥落石片的疤痕,用途不详)等。打制石器的石料以燧石(火石)、玛瑙为最好,其次为石英(脉石英及水晶)、石英岩、砂岩、角岩及各种硅质岩等。古代人类打制石器的技术随时代的推移,制作日益精湛。早期的手斧据统计每件至少须经 50 ~ 80 次打击才能制成,而晚期的石叶工具则每件至少须经 200 多次打击修制才能制成。许多旧石器时代遗址中发现大量石片、石核均系制造石器时丢弃的不合格的半成品。



人工打制的石片

【旧石器】 Palaeolith 利用从石块上打下的石片或剩下的石核加工而成一定形状的石器。人类发展的初期阶段使用此类工具,其打制方法、器形、用途等随地区和时代的不同而异。

【旧石器时代文化】 Palaeolithic Culture 旧石器时代包括着人类发展的三个阶段(直立人、早期智人、晚期智人),在此期间,人类创造和发展了人类社会的最初的文化。由于这些文化以石器等易保存的遗物为代表,因此,旧石器时代人类文化遗存远比人类化石丰富。中国旧石器时代文化分布广泛,新地点还在不断增多。最早的旧石器文化以山西芮城西侯度和云南元谋为代表。旧石器时代早期稍晚的文化遗存有蓝田猿人文化、北京猿人文化、贵州黔西观音洞文化、山西匼河文化、湖北大冶石龙头文化等,此外河南三门峡、山西垣曲等地也发现旧石器时代早期文化遗存。旧石器时代中期文化有丁村、周口店第十五、第三和第四地点、贵州桐梓、辽宁喀左旗鸽子洞以及山西阳高许家窑等。旧石器时代晚期文化以宁夏灵武水洞沟、内蒙古乌审旗大沟湾、山西朔县峙峪、


手斧

旧石器时代文化分期表

地质时代				考古时代			人类发展阶段		中国旧石器时代文化	欧洲旧石器时代文化
	全新世			现代			现代人			
				新石器时代						
				中石器时代						
第四纪	更新世	晚期	后阶段	旧石器时代	晚期		晚期智人		河南安阳小南海文化(12710 ± 215) 河北阳原虎头梁文化、内蒙古萨拉乌苏文化、宁夏灵武水洞沟文化 北京周口店山顶洞文化(18340 ± 410) 山西朔县峙峪文化(28135 ± 1330) 台湾台南左镇庄文化	马格德林 梭鲁特
			前阶段		中期		早期智人、尼人		山西阳高许家窑文化 山西襄汾丁村文化 周口店十五地点文化 辽宁喀左旗鸽子洞文化	莫斯特
		中期			初期	后阶段	直立人阶段	晚期	湖北大冶石龙头文化 北京周口店文化 贵州黔西观音洞(60 万) 蓝田陈家窝猿人文化(78 万 ~ 85 万年) 猿人文化(78 万 ~ 85 万)(100 万)	克拉克当 阿舍利
		早期				前阶段		早期	山西芮城匼河文化 河北阳原东谷坨文化(100 万) 陕西蓝田公王岭文化(100 万 ~ 115 万) 元谋猿人文化(170 万) 山西芮城西侯度文化(180 万) 安徽繁昌人字洞文化(200 万年)	阿布维里 奥杜威

河南安阳小南海、四川汉源富林镇、北京周口店山顶洞、河北阳原虎头梁、台湾台南左镇庄等为代表。确定旧石器时代文化遗存年代的方法，绝对年龄主要靠放射性同位素法，相对年代除依靠石器的打制技术传统等以外，主要是根据同时发现的古生物（古脊椎动物，尤其是哺乳动物以及软体动物、孢子花粉等）材料进行综合分析对比而确定，同时发现的人类化石亦可供参考。由于旧石器时代与地质时代的整个更新世一致，因此，地质工作者发现旧石器时代文化遗存的机会较多。中国旧石器时代的石器打制技术，由于石器原料质地的不同，而与欧洲发现的技术传统有较大差异。经过长期工作后，中国旧石器时代不同时期的打制技术的发展源流和继承关系及不同时期内不同地区间石器工具的演化规律等已粗具轮廓。

【繁昌人字洞文化】 Fanchang Palaeolithic Cutture 中国迄今为止发现的最早的旧石器时代遗址，属早更新世早期，约距今 200 万年前。遗址位于安徽省繁昌县城西南约 10 千米的癞痢山东坡上（东经 118°5′46″，北纬 31°5′23″）。从该遗址中发现具人工打制初级产品特点和有连续修疤的人工制品 59 件。石制品原料主要是铁矿石，与石制品一起被发现的还有两件加工痕迹清楚的打击骨制品。石制品用锤击法生产，以小型的居多。石器以刮削器为主，单刃、边刃多于复刃和端刃。修理方式以向背面加工为主，常见层修疤和以深宽型为主等。这些性质与中国北方的旧石器时代文化相近；从石制品的类型或技术上看，都比国内其他地方早更新世的石器要显得粗糙、简单而原始。与石器同时发现的还有大量的脊椎动物化石，有爬行类、鸟类、食虫类、灵长类、翼手类、兔形类、长鼻类、食肉类、奇蹄类和偶蹄类等近 75 种。

【元谋猿人文化】 Yuanmou man Culture 中国旧石器时代初期的一种人类文化，以元谋猿人化石中发现的三件石英岩打制的刮削器为代表。由于元谋猿人化石的时代为距今约 180 万年，所以元谋猿人文化代表中国南方早更新世的人类文化遗物。同时在山西芮城西侯度早更新世地层中也找到了人工打制的石器及大量哺乳动物化石，是中国北方旧石器时代早期的一种人类文化。



元谋猿人的刮削器

【西侯度文化】 Xihoudu Culture 在山西芮城西侯度早更新世地层中找到的人工打制的石器及大量哺乳动物化石，是中国北方旧石器时代早期的一种人类文化。

【蓝田猿人文化】 Lantian man Culture 中国旧石器时代初期的一种人类文化。分布于陕西渭河流域。除发现蓝田猿人化石外，同时还发现一批打制石器，主要有单面加工为主的大尖状器（见图），大型多边砍砸器，中小型交互打击的多边砍砸器，小型单边砍砸器，刮削器以及有使用痕迹的石片和石器等。其原料以脉石英、石英岩为主。蓝田猿人文化与北京猿人文化有近似之处；但从石器类型看，可能与匼河及丁村文化有较密切的关系。



三门峡厚重尖状器

【北京猿人文化】 Locality 1, Zhoukoudian Culture 中国旧石器时代初期的一种人类文化。发现于北京周口店。除发现丰富的人类化石、哺乳动物化石以外，自 1921 年起还发现不少打制石器和更多的石片、石核及石器半成品等。北京猿人石器以石片石器为主，石核石器较少。原料以脉石英、燧石、砂岩等为主。其类型大体有刮削器、砍砸器、尖状器、两端刃器、石锤和石砧等，以砸击法制成的两极石片及用两极石片加工成的两端刃器为其特色。由于周口店第一地点的北京猿人堆积厚达 40 米，自下而上逐层均发现石器，因之可以看出其共同特点及发展趋向。其特点为以石片石器为主，第二步加工多用石锤直接打击，以单面加工为主；石器由大而粗糙逐渐变为小而精致，种类增加，第二步加工技术亦较前进步。



北京猿人的错向小尖状器

【观音洞文化】 Guanyindong Culture 中国旧石器时代初期的一种人类文化。1964 年发现于贵州省黔西县，是目前在长江以南发现的旧石器时代初期的最大的文化遗址。观音洞石器以石片石器为主，其中又以刮削器的数量最大。石片多以锤击法从未修理的石核上直接打下，少数用碰砧法。石片工具多为单向加工，刃缘不平整；形状不规则，但多经仔细加工，且石器类型较多。石料以燧石、硅质灰岩为主，也有以火成岩为原料制成的。观音洞石器数量较多，动物化石丰富，其地质时代属中更新世。



观音洞砍砸器

【匼河文化】 Kehe Culture 中国旧石器时代早期的一种人类文化。1959 年发现于山西芮城境内黄河东岸。根据动物群的研究，其时代为中更新世，约与北京猿人时代相类似。匼河石器以石片石器为主，有砍砸器、刮削器、尖状器及石球等，多以石英岩为原料，亦有以脉石英为原料者。以锤击法、碰砧法和投制法打片，且多不经第二步加工即行使用。匼河文化与蓝田猿人文化和丁村文化较为接近，可以认为匼河文化上承蓝田猿人文化，并发展为旧石器中期的丁村文化。

【东谷坨文化】 Donggutuo Culture 中国北方早更新世的旧石器时代早期文化。1981 年发现于河北阳原东谷坨村，石器发现于地面下 45 米的河湖相沉积中，石器数量多，有光状器、边刮器、原型楔状石核和石叶型小石片等。距今约 100 万年。其附近的小长梁等同期地点也有类似情况。

【石龙头文化】 Shilongtou Culture 中国长江中下游旧石器时代初期的一种人类文化。1971 年发现于湖北大冶石龙头，根据哺乳动物化石确定其地质时代为中更新世。石龙头石器多以石英岩为原料，亦有燧石、石英、砂岩，极少数为角砾岩。石核及石片形状不规则，石片大部以锤击法直接打下，石器类型不多，以砍砸器为主，没有尖状器及类似手斧的工具。就其制作水平及文化发展阶段，结合动物化石，认为石龙头文化与北京猿人文化相当或稍晚。



大冶石龙头凸刃刮削器

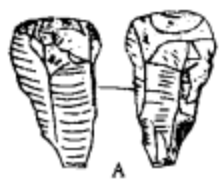
【灵峰洞文化】 Lingfengdong Culture 中国旧石器早期文化。灵峰洞位于福建省中西部三明市西约 17 千米的万寿岩西南坡上（东经 117°29′37″、北纬 26°16′13″）。洞口离地表约 37 米，从该遗址中出土石制品共 75 件。原料主要是石英砂岩，其次是砂岩和硅质岩，石制品有断块、断片、石核、石片及石器等。石器类型有石锤、刮削器、砍砸器和雕刻器。石制品组合量不多，但具有一定的复杂性，石制品以大、中型为主，与南方的砾石石器文化比较接近，但在石器中刮削器多于砍砸器，石片石器多于砾石石器，又与南方的差别明显。所以灵峰洞文化传统归属问题有待今后该遗址和周边地区更多的材料发现。在该遗址中发现的锐棱砸击石片表明它与台湾的长滨文化有一定的关系。与石制品同时出土的哺乳动物不多，仅有蝙蝠、鼯鼠、社鼠、竹鼠、鼬、中国

犀、巨獏及牛等 8 种。根据铀系法年代测定，其年代距今约 20 万年前，属中、晚更新世。

【丁村文化】 Dingcun Culture　中国旧石器时代中期的一种人类文化。1953 年发现于山西襄汾丁村，1954 年以来共发现化石地点 14 处，石器地点 11 处，同时发现了人类化石，计门齿 2 颗、白齿一颗，1976 年又发现婴儿顶骨 1 件。根据哺乳动物化石确定其地质时代为晚更新世。丁村石器多以角页岩为原料，占总数的 95%左右，少量为燧石、石灰岩、玄武岩、石英、石英岩、闪长岩制成。丁村石器以石片石器为主，石核石器数量较少，其数量略少于总量的三分之一。大部分石片均有使用痕迹，很少进行第二步加工，多以碰砧法制成。石器类型有砍砸器、刮削器、尖状器和石球等，其中厚三棱尖状器为其所特有。丁村石器类型区别较明显，有些尖状器修整得较平整，部分石片较规则等，表现了丁村石器的进步性。但以单面加工为主，尖状器数量较大，而且保持着旧石器时代初期文化的特点。与蓝田猿人文化与匼河文化有较密切的关系。


丁村三棱厚尖状器

【鸽子洞文化】 Gezidong Culture　中国旧石器时代中期的一种人类文化。发现于辽宁喀喇沁左翼蒙古族自治县鸽子洞，是最近在中国东北地区首次发现的旧石器时代洞穴遗址。洞中除发现石器、哺乳动物化石外，尚有灰烬层。其地质时代为晚更新世。石器原料主要是石英岩，有刮削器、尖状器和砍砸器等。主要用锤击法进行错向及两面加工修理，从制作技术及石器类型等均与北京猿人文化有密切关系。



鸽子洞复刃刮削器

【许家窑文化】 Xujiayao Culture　中国旧石器时代中期的一种人类文化。1973 年于山西阳高许家窑发现了人类化石及脊椎动物化石和大量文化遗物。哺乳动物以野马、犀、羚羊为主，时代属晚更新世初期，距今约 10 万年。石器中有柱状石核，石片工具中有刮削器、尖状器等，还有大量打制较好的石球以及烧骨和骨器、角器等。许家窑石器具有细石器文化先驱的性质，对研究分布于中国北部及西伯利亚的细石器文化的起源有重要意义。目前许家窑遗址是中国旧石器时代中期内容最丰富的文化遗址。

【周口店第十五地点文化】 Locality 15, Zhoukoudian Culture　中国旧石器时代中期的一种人类文化。发现大量石器及动物化石，其地质时代为晚更新世初期，但过去曾认为属中更新世。石器以石英、砂岩和燧石为原料，有大型砍砸器和小型的刮削器、尖状器。石器的类型及修制方法均与北京猿人石器相似，但打制方法有了改进，第二步加工比较精细，所以是比北京猿人文化较为进步的一种文化。


周口店十五地点把握部分经过修理的大石片

【水洞沟文化】 Shuidonggou Culture　中国旧石器时代晚期的一种文化。最早发现于宁夏灵武水洞沟，根据哺乳动物化石确定其地质时代属晚更新世，距今约 3 万年。过去在水洞沟遗址发现石器及用火痕迹，还发现了骨器及装饰品。石器多以硅质灰岩制成，其次为石英岩，也有用砂岩及燧石制成者。主要为刮削器、尖状器，有少量石核及其他类型。水洞沟石器多以锤击法制成，亦有用碰砧法及砸击法者，间或有用间接打法制成者。曾发现骨锥一件及穿孔鸵鸟蛋皮制的装饰品。


水洞沟尖状器

【河套文化】 Hetao Culture　又称**萨拉乌苏文化**(Salawusu Culture)。过去对发现于宁夏灵武及内蒙古乌审旗大沟湾(蒙语称萨拉乌苏)一带的石器文化的统称。由于这些地点的时代有早晚之分，故现已将水洞沟文化单独分出，单独命名；比水洞沟文化时代稍晚，而制作水平稍高，具细石器文化特征的大沟湾文化，亦另行命名为“大沟湾文化”。

【峙峪文化】 Zhiyu Culture　中国旧石器时代晚期的一种文化。1963 年发现于山西朔县峙峪村附近。除发现人类枕骨之外，共发现石器 15000 多件，并有烧石、烧骨、骨器及装饰品等。动物群中以野马、野驴和普氏羚羊为主，此外尚有披毛犀、王氏水牛及鸵鸟等，共发现哺乳动物牙齿 5000 余颗。时代约相当于晚更新世晚期，早于山顶洞动物群，晚于许家窑、丁村动物群，约与萨拉乌苏动物群相当。^{14}C 法测定绝对年代为距今 28135 ± 1330 年。石器多以脉石英、石英岩、硅质灰岩、石髓、砾石等为主要材料。石器类型有小型砍砸器、尖状器、刮削器、雕刻器及小石刀、石镞等。除使用锤击法、砸击法打制石片外，也采用间接打片技术打制小长石片。峙峪石器中有多面石核和两极石核。峙峪文化所具有的细石器传统，有助于认识中国细石器文化的起源与发展问题。


峙峪石器

【山顶洞文化】 Upper cave Culture　中国旧石器时代晚期文化。1930 年发现于北京周口店山顶洞，1933 ~ 1934 年发掘，发现较丰富的哺乳动物化石。据以确定的山顶洞遗址的地质时代属晚更新世后期，绝对年龄为距今 18000 多年。遗址的人类化石亦很丰富，称山顶洞人。山顶洞人制作的石器多以石英为原料，亦有以砂岩及燧石为原料者。器形有砍砸器、刮削器等，不论打制方法或器形均不典型。文化遗物中最重要的是骨针及装饰品。山顶洞人已经有埋葬死者的风俗。磨制和钻孔技术的出现是山顶洞文化的突出特点。磨制技术的出现说明它已为新石器时代磨制工具的出现奠定了基础。



山顶洞人骨针

【船帆洞文化】 Chuanfandong Culture　属旧石器时代晚期。福建省三明市的船帆洞与灵峰洞均位于万寿岩的孤山上。船帆洞在灵峰洞的西北，相距约 50 米，洞口离地表约 3 米。该遗址最重大的发现是在堆积物的第 7 层底部揭露出面积约 120 平方米石铺地面。这样的古遗存在国内尚属首次。它反映了当时人们已有了改造环境的意识，具有重要学术价值。遗址出土的石制品共有 303 件，主要原料是砂岩和石英岩。船帆洞分上下两个文化层，上文化层以打制石器与磨制骨、角器共存为特征，其文化面貌与贵州兴义的猫猫洞和普定的穿洞较相似。上下文化层在文化面貌虽有共性，制作刮削器均用片状毛坯，制作砍砸器则用块状毛坯；打制技术主要用锤击法，偶尔用锐棱砸击法，但差别是主要的，如上文化层有骨器、角器，出现了磨制技术；还有加工石器简单粗糙。在加工方式上，下文化层常用复向方式，上文化层则常向破裂面加工。船帆洞遗址也发现有少量的锐棱砸击石核和石片，这类石核和石片在台湾的史前遗址中都有较多

的发现，因此它的发现为研究闽台史前文化渊源关系提供了新证据。与遗址的下文化层石片同时出土的动物化石有中国犀、巨貘等绝灭种，也有现生动物如猕猴、棕熊等共 13 种。所以其时代应属晚更新世。上文化层其时代应晚于下文化层，可能仍属旧石器时代。

【虎头梁文化】 Hutouliang Culture 中国晚石器时代晚期文化。1972 年发现于河北省阳原县虎头梁。根据发现的哺乳动物化石如披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)、纳玛象(*Palaeoloxodon namadicus*)、普氏野马(*Equus przewalskii*)、普氏羚羊(*Gazella przewalskii*)、拟布氏田鼠(*Microtus brandtioides*)等判断，遗址的地质时代属晚更新世晚期。虎头梁石器多以石英岩为原料制成，亦有用燧石及流纹岩制成者。石器类型较多。楔状石核及尖状器为虎头梁石器中具代表性器物，在个别尖状器的一面可见磨过的痕迹。此外，尚有刮削器、雕刻器及穿孔贝壳、鸵鸟蛋皮扁珠、鸟骨扁珠、钻孔石珠等装饰品。遗址中有烧火、烧骨、烧蛋皮、炉灶坑及赤铁矿碎块等。虎头梁石器加工技术先进，加工细致，类型多而稳定。虎头梁文化与峙峪文化在文化发展上有一定的联系。按文化发展，虎头梁文化约比山顶洞文化稍晚，距今不足 2 万年。

【富林文化】 Fulin Culture 中国旧石器时代晚期文化，是这一时期文化在南方的代表。1960 年发现于四川省汉源县富林镇，除发现少量哺乳动物牙齿及骨骼外，尚有双壳类化石及植物叶化石。富林遗址有很丰富的石器。石器多以燧石为原料，但燧石质地较差，其他尚有石英、水晶、砂岩、花岗岩、角页岩、安山岩等。石器中以石片石器为主，有刮削器、尖状器、端刮器等。打片主要用锤击法，间或用砸击法。富林石器的特点为器形较小，有小石核、小石片和小石器，另有少数似石叶。其地质时代约为晚更新世晚期，距今约 2 万年。

【小南海文化】 Xiaonanhai Culture 中国旧石器时代晚期文化。1960 年发现于河南安阳。遗址为一洞穴堆积，发现哺乳动物化石(如最后斑鬣狗、洞熊等)、鸵鸟化石及石器、装饰品等。石片以锤击法和砸击法制成，有尖状器及刮削器。砾石工具有砍砸器。在小南海遗址中有部分长石片及小长石片，显示了某些细石器文化的特征，它可能与峙峪、虎头梁等文化有较密切的关系。其地质时代相当于晚更新世末期，距今约 13000 年。

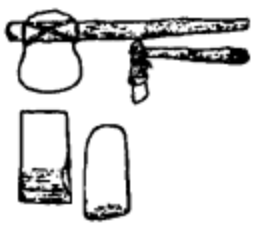
【细石器文化】 Microlithic Culture 以细小打制石器为特征的文化。石器的原料主要为石髓、玛瑙、燧石等。有多角锥状石核、细长石片(或称石叶)、小石片等。器型有刮削器、圆头刮削器、短刮器、尖状器及石钻、石簇等。已出现复合工具，如以小长石片嵌在骨刀上使用，并已广泛使用弓箭。峙峪文化、许家窑文化均具细石器文化的原始面貌。细石器文化繁盛于旧石器时代晚期到中石器时代，如中国最早的细石器文化发现于河南灵井、陕西大荔沙苑、山西沁水下川等地。细石器文化可一直延续到新石器时代，甚至可延续到铜石并用时代，如赤峰红山文化中有彩陶，时间约相当于仰韶文化。中国细石器文化广泛分布于东北、内蒙古、宁夏、甘肃，新疆一带。可能细石器文化传统与当时人类以狩猎为主的生活方式有关。

【新石器时代文化】 Neolithic Culture 新石器时代是原始社会的繁荣时期并正向有阶级社会过渡。人类文化有较快的发展，早期的石器工具大多为部分磨光(刃部)，后期即为通体磨光石器，尤其以陶器的出现为其特征。新石器时代文化遗址遍布中国各地，但在不同区域其文化类型及出现年代先后等均有所不同。新石器时代文化最早出现于黄河和长江中下游地域，然后向四方扩展。从黑龙江流域到香港附近，从台湾到云南、西藏、新疆等地，随着中国考古事业的发展，更多的新石器时代遗址的发现及新方法，如^{14}C 方法的应用等，纠正了过去许多混乱的概念，并不断地有所发现。中国新石器时代文化分期见 646 页附表。

【仰韶文化】 Yangshao Culture 中国新石器时代的一种文化，距今 5000～7000 年。1921 年在河南渑池仰韶村发现，因以得名。这种文化主要分布于黄河流域中、下游一带，属新石器时代中—晚期。以磨制石器为主要生产工具，常见的有刀、斧、锛、凿等。打制的石器仍占一定的数量，骨器相当精致，陶器为手制，以细泥红陶和夹沙红褐陶为主。细泥红陶上常有彩绘的几何形图或动物形花纹，称为彩陶。当时的经济生活以农业为主，渔猎为辅，并饲养猪、狗等家畜。根据当时生产力发展水平，村落遗迹和埋葬制度等各方面的研究，推测已进入繁荣的母系氏族社会阶段。由于遗物中常有彩陶，曾称**彩陶文化**(Painted-Pottery Culture)。

【龙山文化】 Longshan Culture 中国新石器时代晚期的一种文化，距今 4000～4500 年。1928 年首先发现在山东章丘龙山镇城子崖，因以得名。龙山文化主要分布于黄河中、下游地区，属新石器时代晚期。以磨制石器为主椎产工具，并常有蚌器。陶器已开始用轮制，以灰陶为主，黑陶次之，红陶和白陶极少。除平底器外，有圈足或三足的。饰纹有绳纹、篮纹、方格纹、弦纹等，还有镂孔的。此处，还出现了卜骨。经济生活以农业为主，较仰韶文化发达，牧畜业主要饲养猪、狗、羊、牛等。根据生产力发展水平、村落遗迹、埋葬制度和原始宗教遗物等各方面的研究，已近人父系氏族社会制时期，即原始社会行将解体的阶段。沿海地区 龙山文化中常有一种薄而有光泽的黑陶(蛋壳陶)，所以也曾称为**黑陶文化**(Black Pottery Culture)。

【新石器】 Neolith 经磨制工序而制成的，具一定形状和功用的石器。人类使用新石器，对于过去所用的打制的旧石器而言是一个进步。新石器可一直使用到铜石并用时代及青铜器时代。有些地区直至 18～19 世纪仍在使用某些磨制石器。



磨光石斧及装柄方法

【雷公斧】 Thunder God's axe 又称**雷楔**。即新石器时代的磨光石斧。中国古籍中多有记载；由于夏季雨后，被埋藏的石斧表面被冲刷清洁而露出地面，古人缺乏考古科学知识，以为是雷击的产物，并附会为雷神所用的雷楔，故名。至今雷公斧一名仍为广大群众所熟知。

人　种

【人种】 race, human populations 又称**种族**。具有不同于其他居群集团的独特遗传体质特征的居群集团。人类遗传体质特征包括外表特征，如肤色、眼色、发色、发型、头型、面型、指纹等普遍存在的特征，也包括内眦褶(蒙古褶，多见于蒙古人种)、乳晕后沟(波利尼西亚人种妇女)、铲状门齿(蒙古人种及美洲印第安人种)、肥臀(开普人种及尼格利陀人种)等特征。人类遗传特征还包括血型、某些特殊疾病及其他一系列呈现生物化学方面的特征。这些遗传特征具有相当的稳定性，在较长时期内不会发生重大改变。在现在条件下，受外界环境影响而发生变异的范围很小。而且这些特征多不受性别、年龄等的影响(少数与性别有关的特征除外)。现有各人种体质形态上的差异，在距今3 万～4



乳晕后沟及铲状门齿

万年前的晚期智人化石上或更早些已有反映，如北京猿人门齿化石已具铲形门齿特征。根据肤色及外表特征，最先分为三个人种：即白色人种（印欧人种、高加索人种）、黑色人种（尼格罗人种，有些具乳晕后沟）和黄色人种（蒙古人种）。后来增加了棕色人种（澳大利亚人种）和红色人种（印第安人种）。近来有一种分类法根据外表特征及生物化学、人类遗传学特征和地理分布等，将全世界划分为 9 个地理人种。再根据其分布及近一步的形态和遗传特征，划分为若干地域人种。这一划分比三大人种（或四大人种）的划分更为详细，并对各大人种中的区域性差别予以考虑。与三大人种（或四大人种）的划分没有根本性的矛盾。理论上还应有一个微人种，作为比地域人种更小的单位。

【人种起源】 *origin of human race* 人种起源问题是学术界长期争论的问题之一，尤以 20 世纪前半期较为活跃。首先应指出，现代的各个人种在生物学属性上，均属于人属智人种，为同一物种。不同人种间互相通婚均可产生具有生育能力的后代。人种起源问题，学术界早期有一祖论和多祖论之分。前者认为人类现有各人种均来自同一古猿祖先；后者认为尼格罗人种与大猩猩有共同祖先，高加索人种与黑猩猩有共同祖先，而蒙古人种与猩猩有共同祖先。现在根据各人种均属人属智人种的同一个种，且各主干人种间有过渡类型，使一祖论被较多数人接受。后来又发生单中心说与多中心说的不同。前者认为现有人种均起源于某一地区的更新世晚期的智人，扩散到各地，适应于不同环境而形成；后者认为现代各人种是更新世晚期或更早些的化石人类在当地发展而成的。现已发现距今 3 万～4 万年前的一些晚期智人化石上，已具有许多现代人种所特有的特征。如克罗马努人与高加索人种，山顶洞人、尼阿人、瓦加克人与蒙古人种，弗洛里斯巴人、边界洞人、奥莫人与尼格罗人种，芒戈湖人、科阿沼泽人与澳大利亚人种等。总之，人种起源问题与人类起源问题是紧密相关的。不论执何种意见，都认为人种是在不同地区，长期适应当地环境而逐渐形成的。由于在长期适应过程中，其某些遗传因素已发生改变。所以这一过程是不可逆的。现代尼格罗人种，高加索人种生活在与其所适应完全不同的地区，其肤色等也不会逆转。这一现象在现代居群大规模远距离迁居的情况下更得到事实的证明。

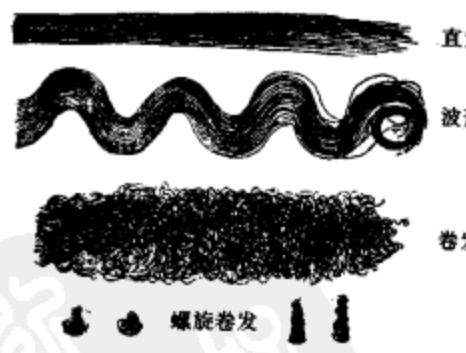
【人种外貌差异】 *appearance difference of human race* 不同人种在体质形态上有许多差异。肤色有白色、黄色、褐色、棕红色和黑色等，详细划分可分为 32 种不同色调。眼色由虹膜中黑色素分布区域和数量多少决定，有黑褐色、褐色、浅绿色、灰色、天蓝色等，并可详细划分为 12～16 级。发色包括灰金黄色、浅金黄色、金黄色、深金黄色 14 种黄色调；棕色有 6 种色调；黑棕色及火红色各有 6 种色调，发色共有 32 种色调，有专门的带实物的发色表可供对比。头发的形状可分为直发、波状发、卷发三大类，其下又分为硬直、平直、微波、宽波、窄波、微卷、松卷、紧卷、松螺旋卷和紧螺旋卷等。髭须可根据多少分为五级（见图）；极少（髭须不相接、耳前极少；少（髭须在口角相连、耳前至下颌角亦有但不与下颌的须相连）；中等（髭须相连、两侧耳前连接成带但面颊部极少）；多（髭须相连但颊部不浓密）；极多（十分浓密包括颧骨以下的面颊部）。鼻部包括鼻梁、鼻尖的形态和鼻翼部的宽窄和突度等。唇可根据上唇皮肤部的突度、红唇的厚薄和外翻程度等区分为多种类型。头形（颅形）是从顶面观察时颅骨的形态，大体上前后为长、左右为宽，可有长头型（颅宽颅长比小于 70）、短头型（颅宽颅长比大于 80）等 7 个级别。面形可形象化的分为方形、倒梯形、圆形、椭圆形等 10 种类型，亦可根据面高（鼻根至颏下）和面宽（两颧骨最高点间）之比分为宽面型与窄面型等五级。此外如蒙古人种常具内眦褶（蒙古褶）、铲状门齿和新生儿骶部的色素沉积（青色的蒙古斑）；常见于尼格罗人种及太平洋人种的臀部脂肪聚积及外生殖器、乳房的特征。不同人种指纹箕、斗、弓的比例变化等。



胡须分级示意图

【肤色】 skin color 人类皮肤的颜色。皮肤的颜色与毛细血管中的血液和表皮中黑色素的含量和分布状态有关。人类皮肤分为表皮和真皮两层。表皮又分为四层，最下面的一层叫生发层。当生发层细胞中及细胞间聚积黑色素颗粒时，皮肤呈褐色；若色素量少或呈液体状时，皮肤色变浅；若黑色素增多且功能增强时，肤色变深变暗。若真皮层中有色素聚积时，则皮肤上出现青斑或蓝斑，如蒙古人种婴儿臀部的蒙古斑。肤色还受微血管中血液颜色的影响，尤其是浅色皮肤者，可使皮肤出现粉红色调。身体不同部位肤色不一，背部较胸部深，四肢外侧较内侧深，会阴及乳头附近最深。手掌及脚掌皮肤颜色最浅，尤以肤色极深的人种最为明显。浅色皮肤的人种，在阳光照射下多数人皮肤会变黑，原因在于阳光照射加强了黑色素的形成。观察时应选取背部或被衣服遮盖的上肢内侧，在阳光不直射的明亮处进行。除通常靠经验判断描述外，还可采用带颜色的肤色表对比鉴定。该表将肤色分为：十分浅、浅、中等、深、十分深五级 36 色。

【发形】 hair forms 人类头发外形、粗细及生长方式的组合特征。一般分为直发、波状发和卷发三类，或分为直发、波状发、卷发、羊毛状卷发和小螺旋状卷发。直发横切面圆形或近圆形，皮下毛囊直；波状发和卷发横切面椭圆形，毛囊是微弯的；羊毛状卷发和小螺旋状卷发横切面椭圆形或肾形，毛囊马刀形或强烈弯曲。一般蒙古人种、印第安人种黑发粗直而长；高加索人种发细，波状或卷发，颜色从金黄色、亚麻色到褐色、黑色，有时有红色者，长度中等；尼格罗人种发黑褐色，多羊毛状卷发或螺旋状卷发，发短而卷缩，不能生得很长。发形以及发色是区别不同人种的特征之一。有带实物的发色表可供对比鉴别。



发形示意图

【内眦褶】 *fold of inner canthus* 眼内角处，遮盖泪阜，并掩盖下眼睑端部的上眼睑皱褶的向下延伸部分。因常见于蒙古人种，故又名**蒙古褶**（Mongoloid fold）。通常所说单眼皮，即多为具内眦褶者。内眦褶的发育程度与人种、地理和年龄、性别都有关系。具内眦褶者多为低鼻梁，但低鼻梁者并非一定具内眦褶。女性多于男性，年龄小者多于年龄大者。在东亚、北亚的蒙古人种中，内眦褶出现率高，如山东为 90%；朝鲜人 20～25 岁年龄组为

92%,26～29岁为77%,40～50岁为36%;哈萨克人约25%;生活在伏尔加流域的鞑靼人为5%～7%;中国南方的黎族为48.5%。其他人种内眦褶出现率几近于0,唯布须曼人种中有内眦褶出现。内眦褶的产生可能和蒙古人种长期适应草原生活,防止尘沙更多的侵袭泪阜、泪腺有关。

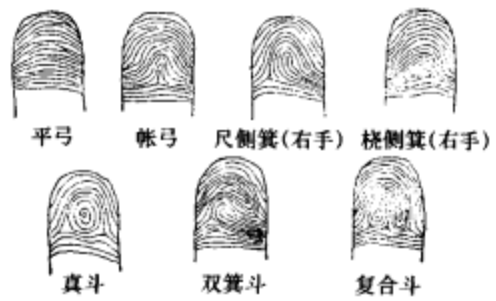


蒙古褶示意图
左:无蒙古褶;右:有蒙古褶;上:侧视剖面图;下:正视图

【眼色】 eye color 眼球内虹膜的颜色。是人体测量及判断人种的标志之一。虹膜内黑色素的多少和分布状况决定虹膜的颜色。虹膜深层色素很少时眼为蓝色,主要是反映外界的蓝色和深层黑色素透过虹膜浅层及角膜巩膜后的浅青色。当深层色素增多,且浅层也有不同数量的黑色素时,色调变为深棕,直至黑褐色。一般可根据带色块的眼色表区分为16或12种。

【肤纹】 skin print 人类手掌和脚底皮肤表面呈波浪状的凹凸皱纹。其成因系真皮乳头规律性突向表皮的生发层而表现出来的。肤纹有着明显的特征,即肤纹稳定性,在胚胎期第六个月完全形成,此后肤纹不变。肤纹具特异性,每个人的肤纹均不相同,尤其指纹。肤纹具遗传性,主要是一些基本结构特征具较强遗传性。肤纹包括手纹(指纹、指节纹、掌纹)和脚纹(趾纹和蹠纹)。指纹及掌纹由于采集方便而应用较广、研究较多。

【指纹】 finger print 手指末节掌面上的、由嵴纹和沟纹交互组成的复杂花纹。嵴纹亦称纹线,呈突起的弓形、箕形、环形、螺旋形、弧形和棒状线,并间或组成眼状、桥状、钩状、分岔状的线,有时还有短棒及点。嵴线上具小坑,是汗腺的开口。嵴线之间为凹下的沟纹。手指末节掌面具三种基本指纹类型:弓型、箕型和斗型。箕型一般可分为尺侧箕和桡侧箕;弓型分为平弓和帐弓;斗型有真斗、双箕斗和复合斗。指纹在刑侦、法医学等方面的作用早为人所共知。指纹在不同人种中的分布情况亦有较多差别。弓型指纹在高加索人种的出现率为1%～10%,尼格罗地域人种为3%～12%,布须曼地域人种和俾格米地域人种为10%～16%,其他人种(除阿伊努地域人种)为0%～5%。箕型指纹在高加索人种、尼格罗人种和阿伊努地域人种中为52%～76%,其他人种为28%～64%。斗型指纹在高加索人种、尼格罗人种和阿伊努人中出现率为16%～42%。西方的人种弓型及箕型出现率高于东方。而东方的人种(除阿伊努人外)斗型出现率高于西方。



指纹的类型

【体型】 somatotype 人体外观形态上的总体特征。主要由脂肪聚积和肌肉发达程度决定,由于二者均受遗传因素的影响,因此体型在总体上仍可作为确定人种的因素之一。不过由于近代社会受经济发达程度的影响,使体型受社会和环境的影响增大,同一人种中,不同社会集团、不同年龄、性别和职业等均可出现不同的体型。习惯上将体型划分为三类。①内胚层型,多为由内胚层发育而成的组织占优势的类型,全身各部积蓄脂肪多、轮廓较软而圆、消化器官发育且肥大、身材较矮小、四肢较短、颈短、胸廓短而呈桶形、腹部长而外凸、背脊稍驼或正常,相对来说躯干和大腿较大而小腿及上肢较细;常称为腹型或圆胖形。②中胚层型,是由中胚层发育而成的组织,如肌肉、骨骼、结缔组织均发育,体格健壮、肩宽较大、腹部平、胸廓圆锥形、背脊直或呈波浪状常。称肌型。③外胚层型,脂肪积聚少、肌肉及皮下组织不发育、四肢及颈均较细长、胸廓扁平细长、腹部短而内凹、肌肉松弛、背脊正常或稍驼。常称胸型或瘦长型。女性体型尚可细分为6种:虚弱型(病态);狭胸型(胸部狭长);丰满型(适中);肌肉型(肌肉发达);健壮型(身材高大、肩宽、肌肉发达)和肥胖型(脂肪积蓄量特大)。

【人种血型系统差异】 blood type differentce of human race 自1900年首先发现人类的ABO血型系统以后,已发现各自独立的血型系统10余个(见表)。一些血型基因在染色体上的位置已经确定,如ABO座位在第九号染色体上,Xg在X染色体上,Kidd在第七号染色体上,P在第六号染色体上,Duffy、Rh、Dombrock在第1号染色体上。主要和较常见的血型系统如下:①**ABO血型系统**是人类最重要的血型系统。O型血广泛分布于世界各地,尤其在中、南美洲印第安人及北美的大部分地区频率达100%,世界其他各地也达50%左右。B型在亚洲分布广泛,印度北方最高达40%,美洲印第安及澳大利亚人种中没有B型血,在非洲和欧洲频率较低(15%)。A_1型世界性分布,北美印第安人的某些部族频率极高。A_2型不常见,在拉普人中高达50%,澳大利亚人种、爱斯基摩人种、某些蒙古人种(印度尼西亚)、太平洋人种及北美、加拿大的部分高加索人种中无A_2型。②**Rh-血型系统**的重要性仅次于ABO血型系统,1940年发现。Rh抗原不合可引起溶血症。高加索人种中Rh阳性者达85%。其血型基因为C.c,D.d,E.e三对等位基因,其座位在第一号染色体上。新生儿溶血症以双亲Rh不合所引起的较多、较严重。Rh-阴性在高加索人种中为15%左右,其中巴斯克人可达25%～35%,非洲的柏柏尔人及西奈半岛的贝都印人可达18%～30%。蒙古人种Rh阴性者约1%,在中国汉族不足1%,维吾尔、哈萨克、锡伯等族约5%,布依族8%,苗族、塔塔尔族在10%左右。③**MNSs血型系统**,1927年发现MN抗原。1949年在这一系统中发现S抗原,更晚些又发现U^s抗原,这一系统因之名为MNS$_s$血型系统。通常M及N的频率经常是相等的,很少有较大的差别。在英国为0.53和0.47,在日本为0.56和0.44。但在美洲印第安人中N常极小或0。太平洋区的巴布亚、斐济、夏威夷等血型N都超过M。④**Duffy血型系统**是与ABO、MNSS和Rh血型系统无关的独立血型系统。1950年发现。有Fy^a、Fy^b两种抗原。Duffy-阴性在东亚(日本、朝鲜和中国)占90%～99%,印度90%,美洲印第安人85%～90%,高加索人种65%左右,美洲的尼格罗人种为27%。Duffy-阳性在澳大利亚人中为100%。澳大利亚—太平洋为其起源中心。在非洲人中Fy^a极低,但Fr基因极普遍(78%)。⑤**Diego血型系统**发现于1955年。有Di^a和Di^b抗原,在南美印第安人中Diego-阳性者最高可占45%左右,北美印第安人最高大约为2%～20%,东南亚蒙古人种约5%～10%。其余人种如高加索、尼格罗、澳大利亚及太平洋和爱斯基摩人均极少。⑥**Kidd血型系统**有Jk^a和Jk^b抗原。Kidd-阳性在西非和北美尼格

人类主要血型系统

血型系统	发现年代	主要抗原	血型系统	发现年代	主要抗原
ABO	1900	A_1, A_2, B, H	Duffy	1950	Fy^a, Fy^b
MNSs	1927	M, N, S, s	Kidd	1951	Jk^a, Jk^b
P	1927	P_1, P_2	Diego	1955	Di^a, Di^b
Rh	1940	D, C, c, E, e	Yt	1956	Yt^a, Yt^b
Lutheran	1945	Lu^a, Lu^b	I	1956	I, i
Kell	1946	K, k	Xg	1962	Xg^a
Lewis	1946	Le^a, Le^b	Dombrock	1965	Do^a

罗人种中极普遍，>90%，北美印第安人约 70%～90%，高加索人种可达 70%，在蒙古人种中较少 50%～55%。

【白色人种】 the white race 简称白种人。又称**欧罗巴人种**(European)、**欧洲人种**、**欧亚人种**(Eurasian)、**印欧人种**(Indo-European)、**高加索人种**(Caucasoid race)。世界三大人种(或四大人种)之一。主要分布于欧洲及相邻的北非、西非、北亚和印度半岛。美洲和大洋洲由于近 5 个世纪以来有大量欧洲移民迁入，也成为白色人种主要分布区。白色人种的主要体质特征是头发为柔软的直发或波状发，发色多样；体毛和胡须发达，眼睛呈褐、灰或蓝色，鼻梁高而窄，侧视其鼻梁直形至凸形，且鼻基部，呈水平状或下垂状，即俗称的鹰钩鼻，鼻孔卵圆形或长形，长径前后向拉长。唇不向前突，唇薄；白色人种的肤色差别比较大，欧洲的肤色很浅，而北非埃塞俄比亚人、阿拉伯人和南亚北印度人肤色相当深。与其他人种相比，白色人种内各地域人种间其特征的变异性比较小。在史前时期和历史早期，各地白色人种之间的接触和迁移较频繁。近 1200 年以来，中东和北非的穆斯林由于宗教等原因减弱了与其他白色地域人种之间在遗传上的联系。

【黄色人种】 Xan thous, the yellow race 简称黄种人。又称**亚美人种**(Asian)、**蒙古人种**(Mongoloid)。世界三大人种(或四大人种)之一。起源于中亚和东亚，而后逐渐向南亚、东南亚扩散。西伯利亚的楚克奇人和通古斯人、北极圈内的因纽特人(曾被称为爱斯基摩人)和美洲印第安人也都起源于中亚和东亚，并曾认为均属蒙古人种。黄色人种的体质特征是：肤色在所有人种中居中，呈黄色至棕黄色，头发黑并直而硬，体毛和胡须均较少，鼻宽度中等，鼻梁较低，颧突明显，脸平扁，唇的厚度适中，介于白种人和黑种人之间，眼睑多具有内眦褶；眼眶较高，但美洲印第安人面部不像亚洲的蒙古人种那样扁，鼻子的突出度也稍大。除上门齿舌面的铲形结构是黄种人的显著特征之外，其他如头顶前部正中的矢状嵴、头后部的印加骨(缝间骨)、前突的颧骨、第三臼齿的先天缺失，宽而垂直的鼻骨等一系列特征出现比率高也是黄种人的显著特点。在中国发现的众多人类化石中也具有这些显著特征。在黄色人种分布区域内的**阿伊努人**(Ainu，过去曾称虾夷人)的体质特征比较特殊。他们曾居住在日本北部的大部地区，现仅在北海道和库页岛有几千人。他们的体毛和髭须特别发达，波形发，长头型，其起源问题至今尚不清楚。此外，居住在印度尼西亚、菲律宾、马来西亚和印度洋上的安达曼群岛的**尼格利陀人**(negritos)也很特殊，他们比邻近的地域人种矮而更黑。

【黑色人种】 the black race 简称黑种人。又称**尼格罗人种**(Negroid race)。世界三大人种(或四大人种)之一。主要分布在非洲。由于欧洲殖民者贩卖黑奴，而使他们比较广泛地分布到美洲、欧洲和其他一些地区。黑种人的体质特征是肤色从黝黑到较浅的黑色，卷发，鼻根低而平，鼻扁平，颌部外凸、口宽，红唇在各大人种中最厚而外凸。具有典型尼格罗人种特征的是**非洲尼格罗人**(Negroes)。另有一些如居住在非洲热带森林中的**俾格米人**(Pygmies)，个子矮小，肤色比尼格罗人稍浅，而多呈黄褐色，脸小而宽，头骨顶面呈五边形。非洲南部的**科伊科伊人**(Khoikhois)和**桑人**(Sans)。前者过去被称为“霍屯督人”(hottentots，意为“口吃的人”)，后者被称为“布须曼人”(bushmen，意为“丛林中的人”)。他们在人种上与尼格罗人和俾格米人差别较大，如妇女的臀部很发达，小孩子可以手扶妇女的肩膀而平稳的站在妈妈后翘的臀部上，人们认为这是积存脂肪的一种独特方式，以免过多的脂肪包裹在躯干表面不利于散热，是耐热的适应性。

【棕色人种】 the brown race 又称**澳大利亚及大洋洲人种**、**澳大利亚人种**(Australoid race)。世界四大人种之一。一般认为大约在 3 万年之前(也有人认为至多不超过 5 万年)他们才开始来到澳大利亚。棕种人的体质特征是肤色较黑，波形发，面部和体部再生毛发达，鼻梁低而宽，颧宽中等。澳大利亚土著波形发和浓密的髭须接近于欧洲白种人，而黑的肤色、宽鼻、突出的嘴唇与黑种人相似，有人认为他们是黑种人和白种人混杂后产生的。但是，根据在澳大利亚和亚洲发现的人类化石，以及澳大利亚的地理位置，大部分学者相信是原居住在亚洲的一部分居民(大体有尼格利陀人，默雷伊人、卡彭塔里人等)越过南海诸岛与巽他海峡扩散到澳大利亚，再迁到美拉尼西亚、密克罗尼西亚和波利尼西亚群岛等太平洋中的岛屿上。

【红色人种】 the red race 又称**亚美利加人种**，简称红种人，曾被认为是第五大人种，是对美洲印第安人的一种误称。是德国生理和比较解剖学家布鲁门巴赫(Johann Friedrich Blumenbach，1775 提出的五个人种划分方案中指出亚美利加人种皮肤色红，并且直到 20 世纪中期仍有人沿用。后来发现他们常在皮肤各处涂红色颜料，被误认为肤色是红的。实际美洲印第安人皮肤是黄色的，头发长而黑，与蒙古人种接近。在三大人种(或四大人种)体系中被列入黄色人种中。

【地理人种】 geographical race 人种分类中的最高级别，体质特征上相似，遗传特征相同，而被较大地理因素所隔离开的人类群体集团，其分布区域常相当于地理上的洲或稍小些的范围。原则上不同地理人种由于地理阻隔而不能相互通婚，因而在遗传上是不同的。但实际上，没有任何一个地理人种是真正孤立的，他们或多或少与周边的其他地理人种有所混合。一个地理人种内可以包括若干更小些的人类群体集团，他们间的体质特征上的相似程度更为明显，称为地域人种。地理人种是人类对环境长期适应的结果，这一适应是不可逆的，也是不可重演的。例如尼格罗人种的卷发、暗色皮肤、细长的四肢等是对炎热气候和强烈日照长期适应的结果。非洲的俾格米地域人种现在虽居住于阴暗的热带雨林中，却仍保持着尼格罗人种的典型特征。

世界地理人种和地域人种分类表

澳大利亚地理人种	默伊雷(墨累)地域人种；卡本塔里亚地域人种；巴布亚地域人种；尼格利陀地域人种
波利尼西亚地理人种	新夏威夷地域人种，其余未细分
美拉尼西亚地理人种	未细分
密克罗尼西亚地理人种	未细分
高加索地理人种	西北欧地域人种；东北欧地域人种；阿尔卑斯地域人种；地中海地域人种；伊朗地域人种；拉普地域人种；阿伊努地域人种
美洲印第安地理人种	北美印第安地域人种；中美洲印第安地域人种；南美印第安地域人种；火地岛地域人种；拉迪诺地域人种
蒙古地理人种	蒙古地域人种；华北地域人种；东南亚地域人种；西藏地域人种；爱斯基摩地域人种；突厥(中亚)地域人种
尼格罗地理人种	森林尼格罗地域人种；班图地域人种；俾格米地域人种；开普地域人种；东非地域人种；北美有色地域人种；南非有色地域人种
印度地理人种	印度(雅利安)地域人种；达罗毗荼地域人种等

【地域人种】 local race 人种分类中第二个级别，也是最实用的自然居群的分类。一个地域人种，不仅遗传特征相同，而且在体质形态上有更多的相似之处。他们的形成或由于地理阻隔，如桑人(过去称布须曼人)，或由于社会、经济、民俗等禁忌和习惯而长期内婚。它们属于最基本的人种单位。一个地理人种内常可包含若干地域人种。由于近代交通的发达，人群的迁移加速，常使一些交通便利、经济发达地区的地域人种发生混合，甚至产生新的地域人种，如夏威夷地域人种、美洲有色人种等。

在人口稠密和经济发达地区有时由于各种原因，常有一些较小的居群集团，他们表现为具有某些单独遗传因素，常称少数人种或小人种、微人种等。其中较明显者如西班牙和法国交界处的巴斯克人和北欧北极圈内的拉普人。但这种划分不是绝对的，有些学者将拉普人列为地域人种；巴斯克人也常被列为民族。

【澳大利亚地理人种】 Australoid geographical race 世界九大地理人种之一，居住在澳大利亚、塔斯马尼亚、新几内亚及附近岛屿。过去曾称棕色人种或列入尼格罗人种。肤色多数浓黑，仅巴布亚地域人种呈褐色。波形发至卷发，尤以卷发者多。欧洲人发现澳大利亚时，有土著居民 30 万，塔斯马尼亚岛 4000 人。澳大利亚土著主要居住在海岸附近，尤其是东海岸和南海岸及墨累河谷。**塔斯马尼亚人**肤色黑，卷发。身材短壮，少数站高约 6 英尺。鼻宽扁，大鼻孔。下颌突出，但下颏后倾。髭须浓密。于 1876 年最终绝灭（混血种尚存在）。未能留下血型资料。但其体质特征不同于澳大利亚土著，可能为一地域人种。澳大利亚岛的居民身材多细长、下颌突出、眉嵴显著、牙齿硕大，超过欧洲的尼安德特人化石，体毛多且浓密，头长而窄，下端宽，男子秃顶率高，并伴有小腿无毛现象，与高加索人种近似。儿童的发色有时为浅黄或微红色。ABO 血型系统的 B 型血出现率很低，MNS_S 血型系统的 N 型血型出现率极高、无 S 型血型。与非洲尼格罗人种不同，未发现异常血红蛋白，亦未发现 6 磷酸葡萄糖脱氢酶缺乏症。在澳大利亚本岛有默伊雷（墨累）地域人种及卡彭（奔）塔里（亚）地域人种生存于内地以游动狩猎为生，他们极为适应夜间的寒冷。N 型血型出现率极高（达 100%），可能意味着 M 型血型对澳大利亚人种是不利的。

【巴布亚地域人种】 Papua local race 澳大利亚地理人种中的一个地域人种，分布于伊里安岛（新几内亚）。约 200 万人。肤色暗褐，但有些很浅。高鼻梁、钩鼻、唇厚而不外翻。鬈发。下颌突出。高山地区的身材矮，约 5 英尺或更少，但他们与非洲俾格米人无关。高山地区的巴布亚儿童迁到近海平原即可成长到正常身高。A 型血占 30%，B 型 10% ~ 15%，Rh 血型中阴性达 90%。巴布亚人种所操语言极为复杂，达 700 ~ 1000 种。高地巴布亚人有蛋白质缺乏症。没有浅色皮肤和浅色头发的成年人。

【尼格利陀地域人种】 Negrito local race 澳大利亚地理人种中的一个地域人种。分散分布于几个孤立岛屿，如菲律宾的吕宋、棉兰老，印度的安达曼群岛、喀拉拉邦卡尔达蒙山区，马来半岛北部山区（塞芒人）及印度尼西亚的帝汶和松巴哇岛等。肤色深暗，鬈发，身材矮小（男性成年在 1.5 米或更少）。在安达曼群岛上居住的无髭须、妇女臀部脂肪较多，牙齿小。A 型血占 50%，B 型又高于 O 型。Rh 型中阴性占 90%。塞芒人面部有须，身材稍高，O 型血百分比高，A 型 15%，B 型 9%。Rh-cDe 型占 27%。其亲缘关系与澳大利亚、密克罗尼西亚、美拉尼西亚甚至东南亚蒙古人种均有关。与非洲尼格罗人与俾格米人无关。

【波利尼西亚地理人种】 Polynesian geographic race 世界九大地理人种之一。分布于太平洋上的波利尼西亚群岛上，包括夏威夷至新西兰一线以东诸群岛的土著居群。过去曾将其划归澳大利亚人种，甚至尼格罗人种。波利尼西亚地理人种在形态上差别较大，肤色从较浅到中等深度，直发、波发至鬈发，鼻型不一，体健壮而稍胖，中等身高。它们的形态特征有些近似于高加索人种，如波发、肤色浅、络腮胡须发育，但其面部特征及体毛少等又近似于蒙古人种。根据血型特征，他们应该是典型的太平洋上的人种。ABO 血型系统的 B 型出现率低（0% ~ 5%），MNS_S 血型系统 N 型出现率较高，Duffy 阳性血型不甚高，这些都与蒙古人种不同。无 ABO 系统的 A_2 型和 Rh-阴性血型，与高加索人种不同，由于与美洲西北海岸印第安人相似，而有波利尼西亚人种起源于印第安人之说。由于地理隔离，人口数目少，其下的地域人种研究不详。但夏威夷岛上的混血人种已构成一个独自的地域人种。

【新夏威夷地域人种】 Neo-Hawaiian Local race 居住在夏威夷岛上的地域人种之一，是一个在较近代形成的混血地域人种。他们的人数已超过留居夏威夷岛而不混血的波利尼西亚人。根据血型研究，即使是自称为夏威夷人（玻利尼西亚地理人种）的当地居民也包含有 8% 以上的高加索人种和 14% 以上的蒙古人种的混血成分。那些实行族外婚的居群和个体其混血成分更高。显然新夏威夷人是玻利尼西亚人种（土著）、高加索人种和蒙古人种三个地理人种混血的产物。这些新夏威夷人，不论从体型、身材和肤色、容貌上均具特色，为众多旅游观光者所称道。

【美拉尼西亚地理人种】 Melanesian geographical race 世界九大地理人种之一。分布于太平洋最西南缘的美拉尼西来群岛，包括斐济、新赫布里底群岛、所罗门群岛、俾斯麦群岛及圣克鲁斯及新几内亚等。过去曾划归澳大利亚人种。美拉尼西亚人种肤色浓黑、波发至鬈发。下颌粗壮、臼齿硕大、容貌粗犷。铲形门齿出现率高，接近蒙古人类。美拉尼西亚人种生活于新几内亚岛北部沿海一带，与内地的巴布亚人（澳大利亚地理人种中的一个地域人种）相比，除肤色更黑之外，还不具鹰钩状鼻子和不像尼格罗人。B 型（ABO 血型系统）和 S 型（MNS_S 血型系统）为主。有地中海贫血基因和 6-磷酸葡萄糖脱氢酶缺乏症。β-氢基异丁酸排泄出现率极高（约 85%）。

【密克罗尼西亚地理人种】 Micronesian geographical race 世界九大地理人种之一。居住于西南太平洋密克罗尼西亚群岛上的居群集团，包括马里亚纳群岛、加罗林群岛、马绍尔群岛、吉尔伯特群岛及瑙鲁岛。过去曾归于澳大利亚人种，或曾认为是澳大利亚土著与蒙古人种（印度尼西亚）的混血后裔。密克罗尼西亚人种肤色中等至浓黑，波型发至鬈曲发（尤其老年），身材较矮小（近似尼格利陀地域人种）。血型特征为 B 型血（ABO 血型系统）出现率高，A 型亦常见，N 型血（MNS_S 血型系统）出现率高，M 型稍低于 N 型，Duffy-阳性和 Diego-阴性血型常见。

【高加索地理人种】 Caucasoid geographical race 又称欧罗巴地理人种，曾称印欧人种。世界九大地理人种之一，原分布于欧洲、西亚、北非，中世纪以后迅速扩张到美洲、澳洲，并部分定居于非洲和亚洲部分地区。肤色白，极浅者可见皮下微血管反映的血色，深者可趋棕色。发细、直或波状至微卷曲，发色金黄至棕褐、亚麻色等。面部窄长者较多，鼻狭而直，鼻梁高，尖端呈鹰钩状者多。体毛浓密，男子秃顶者多。有 A_2 型血型，Rh-阴性出现率高，约 15%。

【西北欧地域人种】 Northwest European local race 高加索地理人种中的一支，被视为典型的高加索人，分布于斯堪的纳维亚半岛、英国、爱尔兰、荷兰及德国北部。适应于西北欧寒冷而少日照的地理环境，他们肤色白，无色素沉积，日晒不黑仅变红并有灼热感。日光下仅反映出皮下微血管内的红色而呈粉红色。发色多样，以浅色为主，直发或波状发、卷发。身材高而苗条，长头形。碧眼金发型出现率高，以斯堪的纳维亚和苏格兰人最多。对寒冷气候有一定的适应能力，尤其是北部地区的成员。A 型血多于 B 型血。

【东北欧地域人种】 Northeast European local race 高加索地理人种的一支，分布于俄罗斯西部、立陶宛等波罗的海国家以及波兰。肤色白。直发或波发，色灰褐。短头型。灰眼睛出现率高。B 型血出现率高，其出现率自波的尼亚湾向东至乌拉尔呈

逐次升高趋势，可能是受蒙古人种的遗传因素影响所致。

【阿尔卑斯地域人种】 Alpine local race　高加索地理人种的一支，分布于阿尔卑斯山区至巴尔干半岛一带。肤色白，有时较深，有浓密的体毛，身材矮而胖，短头型，褐色直发或波发。低碘地区，有 PTC(苯硫脲检验)盲味现象。

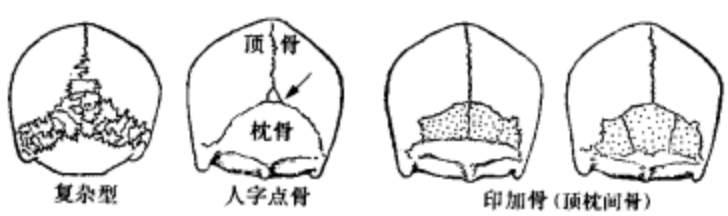
【地中海地域人种】 Mediterranean local race　高加索地理人种中的一支，分布于南欧、北非、西亚阿拉伯半岛一带。肤色由浅棕褐至黝黑，发黑色或暗褐色不等，以波状发较多，眼褐色，身材矮而瘦。血液中有异常血红蛋白，系由 6-磷酸葡萄糖脱氢酶缺乏症和地中海贫血症等而引起。地区性疾病如遗传性淀粉样变性及家族性地中海热等多发。Rh-阴性出现率高，尤其是巴斯克人和摩洛哥的柏柏尔人。撒丁岛人中 O 型血出现率高，M 型可高达 75%，Rh-阴性频率低。

【伊朗地域人种】 Iranian local race　高加索地理人种中的一支，分布于安那托利亚(土耳其亚洲部分)、伊朗、阿富汗到巴基斯坦的部分地区，亦称西亚地域人种或划入地中海地域人种。肤色棕褐或暗褐、身材瘦高健壮、多髭须、发色黑、鹰钩鼻。6-磷酸葡萄糖脱氢酶缺乏症在疟疾流行区多见。

【拉普地域人种】 Lapp local race　高加索地理人种中的一支，分布于挪威、瑞典、芬兰北部和俄罗斯西北部科拉半岛一带。身材矮小，牙齿小，圆头型，外貌不十分壮伟。A_2 型血出现率极高(达 35%)，有触珠蛋白异常。由于居住隔离，其体型并不完全一致。

【阿伊努地域人种】 Ainu local race　又称**虾夷地域人种**、埃努人。高加索地理人种中特殊的一支，分布于日本北海道和俄罗斯库页岛南部、千岛群岛。肤色浅褐多髭须，男性表现为络腮胡，女性则沿唇边有较浓的髭状痕迹。波状黑发，体毛多，眼浅褐色(有少数为浅绿色)，无蒙古褶，宽脸，鼻宽扁，两眼间距宽。A 型血出现率 23%、B 型 28%，无 A_2 型。Rh-阴性仅 4%，NS(MNS_S 血型系统)出现率为全世界最高者。阿伊努人的起源说法不一，其体质特征及地理分布一直是体质人类学中的谜。

【美洲印第安地理人种】 American Indian geographical race　世界九大地理人种之一，分布于北美、南美及加勒比海地区。包括很大数量的地域人种和微人种，是美洲的土著居民。过去曾将其划入蒙古人种，肤色棕褐或棕红，粗直发，发黑眼黑，体毛稀疏，男子秃顶和生痤疮者少，铲形门齿出现率高，颅骨骨缝复杂。并常有缝间骨增加现象，如印加骨(顶枕间骨)。身材较矮小，躯干相对较长，脊柱不弯或很少弯曲，手、脚均较小。无 A_2、B 型和 Rh-阴性血型，N 型也很少，Diego-阴性出现率高。其血型特征与蒙古人种截然不同。自欧洲殖民者迁入美洲后，土著印第安人被迫迁向荒凉和偏僻地域，或遭大量屠戮，在北美尤甚。在中美及南美洲现代居民中相当多的居民是印第安人与欧洲人的混血后裔，在中美洲及加勒比地区和南美部分地区则为印第安人与尼格罗人种的混血后裔。在巴西等热带雨林地区尚可找到血统较纯正的印第安人种的聚集部落。



缝间骨(颅骨后视)

【北美印第安地域人种】 North American Indian local race　美洲印第安地理人种的一支，分布于北美洲许多互相隔离的地区。其特征是体形较高大，头窄，鼻窄，呈鹰钩状，颧骨高。肤色棕褐或棕红，粗直发，色黑，髭须和体毛(包括腋毛)较稀疏，蒙古褶出现率低，铲形门齿出现率高。无 A_2、B 型及 N 型血型，Rh-阴性血型亦少。A_1 型从南向北自不足 1% 到 35%，在个别部落可达 50%，β-氨基异丁酸排泄出现频率低。

【中美洲印第安地域人种】 Central American Indian local race　美洲印第安地理人种中的一支，分为许多部族，分布于美国西南部至中美洲及南美洲西北部地区。身材较矮小，但粗壮或细长不等。肤色以褐为主，或偏黑褐色。黑发粗而直，鹰钩鼻，脸型较平扁。无 B 型及 A_2 型血型，A_1 型也极少，多数人为 O 型血，Diego-阳性达 20%。β-氨基异丁酸排泄频率高，但因地而异，在遗传上有适应于蛋白质缺乏症的能力。在加勒比海周围地区常与尼格罗人种、高加索人种和蒙古人种混血。

【南美印第安地域人种】 South American Indian local race　美洲印第安地理人种中的一支，分布于除火地岛及西北部海岸以外的南美洲大部地区。他们肤色浅褐或黄色，身材较矮，脸宽、颧骨高，鼻宽扁，蒙古褶(内眦褶)出现频率高。髭须极少或无，无体毛。其脸型极接近蒙古人种。只有 O 型血，Diego-阳性出现率达 34%。巴西热带雨林有较多纯印第安血统的部落。

【火地岛地域人种】 Fuegian local race　美洲印第安地理人种中的一支，仅分布于南美洲最南端的火地岛。肤色黄褐或更浅，身材高大，鹰钩鼻。有人视其为最早的美洲居民的代表。适应火地岛的寒冷夜晚的能力强，能提高新陈代谢率以维持体温。在最冷时，他们的体温可低于 30℃以下。这一特点在澳大利亚及太平洋地理人种中也常出现。

【拉迪诺地域人种】 Ladino local race　居住在中美洲及南美洲的地域人种之一，是近期形成的地域人种之一。是南欧(主要是西班牙)高加索人种与南美印第安人种混血形成，其中还包括一些未混血的南美印第安人种。他们体型上难与印第安人区别，但操"拉迪诺"生活方式，如仅讲西班牙语，穿西式服装，经营经济作物农庄(更多使用先进耕作方法和机具)和在城镇从事商业等，遍及城乡。

【蒙古地理人种】 Mongoloid geographical race　世界九大地理人种之一，为人口最多的人种。约占世界人口的 70%以上。分布于乌拉尔山以东的亚洲以及北极圈内的美洲部分地区，部分还分布在澳大利亚、非洲和欧洲。肤色白至浅黄、微褐至暗褐色不等。眼褐色。粗黑直发至波状发，以直发为主，直径超过 100 毫微米。蒙古褶(内眦褶)出现率高，门齿大，具铲状门齿者多。身材矮小至高大不等，四肢与躯干长度相比是较短的。手及脚均小。髭须较少，体毛稀疏而不明显。男性秃顶者少。脸宽、颧骨高，鼻小而不突出，高鼻梁及鹰钩鼻均较少。脸部平扁，眼眶不深陷。头骨骨缝复杂。B 型血型出现率高，常可达 40%以上。Rh 血型系统中阳性较普遍，约 99%。Duffy-阳性(F_y^a)出现率较高。Diego(D_i^a)基因及 Kidd(JK^a)基因出现率变化比较大。β-氨基异丁酸排泄出现率较高。指纹中斗的出现率高。

【蒙古地域人种】 Mongoloid local race　蒙古地理人种中的一支，蒙古人种的典型代表，分布于西伯利亚、蒙古、中国北部和西北部。许多形态特征都是适应于寒冷而多风沙，白天多日照的环境下形成的。如皮肤色素沉着，高颧骨，平扁的脸部、鼻子突出不高，内眦褶，皮下脂肪聚集，男子秃顶少等。

【华北地域人种】 North China local race　蒙古地理人种的一支，分布于中国长江以北地区及朝鲜、日本等地。肤色浅黄至稍深的黄色至浅褐色，色素沉积较少。黑直发，粗而密，直径在 100 毫微米以上。髭须较少，体毛极稀，且不明显。长头型或圆

头型。眼褐色，内眦褐出现率高。脸长、颧骨高，鼻子较小且不突出，鼻梁低，多不具鹰钩状尖端，面部较扁平，铲状门齿出现率高。下颌宽。O型血出现率高，B型高于A型，无A_2型。

【东南亚地域人种】 Southeast Asian local race 蒙古地理人种的一支，分布于中国长江以南和东南亚的越南、老挝、柬埔寨、马来西亚、泰国、缅甸、印尼、菲律宾及婆罗洲一带，非洲马达加斯岛上居民亦属之。肤色浅褐色、棕色至暗褐色，脸宽，鼻宽但不扁平，通常不具蒙古褶。身材较矮小，黑色直发。Rh-阴性无或极少，Rh-阳性极为普遍。与周围人种有混血，如尼格利陀、印度、澳大利亚和阿拉伯人等。适应于地理环境，易患各种营养缺乏症，如蛋白质及维生素B_1、C，甚至A缺乏症，以利于仅摄取少量热量即能生存。生活于马达加斯加岛的蒙古人种，与印度尼西亚人有血缘关系。

【西藏地域人种】 Tibetan local race 蒙古地理人种中的一支，分布于中国的西藏及其周边地区，如印度锡金邦的雷布查人、尼泊尔的尼瓦尔人、印度那加兰邦的那加人等。肤色较深，一般为棕褐色或深褐色。波状黑发，鼻梁高和鹰钩鼻较常见。身材较高而健壮，适应于寒冷和低钙环境。内眦褶少见。

【爱斯基摩地域人种】 Eskimo local race 又称**因纽特地域人种**。蒙古地理人种的一支，分布于亚洲及北美的极圈以内地区。肤色较浅，身材矮小而粗壮，手小、脚小，有内眦褶出现。极适应于严寒的北极地区。B型血出现率高，不同于美洲印第安地理人种。

【突厥地域人种】 Turkic local race 又称**中亚地域人种**。蒙古地理人种的一支，分布于亚洲的中部乌拉尔以东，青藏高原以北和贝加尔湖以西广大地域，卡尔梅克人和鞑靼人等居于欧洲伏尔加河流域，部分土耳其突厥人生活于土耳其的欧洲部分。肤色白至暗褐、发色多数黑，也有金发者。脸宽，蒙古褶少见。鼻梁高、鹰钩鼻常见。眼色黑。多髭须。身材细长。突厥人种分为东西两部分，西突厥人种包括土耳其突厥人和伏尔加流域的部分民族。东突厥人种又可分为三部分：阿姆河与锡尔河之间的乌兹别克人、土库曼人等；锡尔河以北天山、阿尔泰山山麓草原的哈萨克人、吉尔吉斯人及喀什噶尔地区的维吾尔、塔吉克人等。多数信仰伊斯兰教，雅库特人和楚瓦什人、卡尔梅克人等信仰喇嘛教或其他宗教。

【尼格罗地理人种】 Negloid geographical race 又称**非洲地理人种**(African geographical race)。世界九大地理人种之一，主要分布于非洲撒哈拉沙漠以南广大地区。肤色浓黑至中等。发型为卷曲状，有些成为螺旋性丛生发。身材细长(手、足均长、纤细)。牙齿长，厚唇、外翻，突颌、宽鼻，胸廓近桶状(前后径比左右径略小)。体毛稀少、有髭须。秃顶者少。身材最高的在白尼罗河流域，身材最低的在刚果盆地。A_2型出现率高，与高加索人种相似。Rh-阴性也较常见(约20%～25%)，Rh-阳性约60%。P血型系统中P_1血型出现率为全世界最高的(超过80%)。有6-磷酸葡萄糖氢酶缺乏症。

【森林尼格罗地域人种】 Forest Negro local race 又称**刚果地域人种**。尼格罗地理人种中的一支，居住于西非、扎伊尔和刚果(布拉柴维尔)等地。肤色黑至深黑，眼色黑，发色黑。为鬈发或卷曲成小螺旋状。唇厚、外翻，鼻宽，牙大。身材矮小至中等(仍比俾格米人高)，体粗壮而趋向稍胖。为尼格罗地理人种的典型代表。具有多种畸变的血红蛋白和亲血色球蛋白(触珠蛋白)。导致镰状细胞贫血症的异常血红蛋白(血红蛋白S)基因的携带者可高达40%，尤其在与俾格米人混血的是慢性疟疾流行区。

【班图地域人种】 Bantu local race 尼格罗地理人种的一支，分布于非洲南部，自北纬5°向南。很大程度上这一地域人种可以看作一个语言集团。是近代才由于欧洲殖民者的压迫而南移并逐渐扩展的种族集团。由于不同的经济、社会和政治因素的影响，更由于其语言分支的差异而再分为若干小居群集团。如班图语系可有200余个语言分支。

【俾格米地域人种】 Pygmy local race 尼格罗地理人种的一支，分布于从北纬5°到南纬5°间的非洲赤道雨林地带，包括加蓬到基伍湖和鲁文佐里山脉以及刚果河盆地。他们被以农业为主的尼格罗人包围在热带雨林分散的聚居区，以狩猎为生。俾格米男性身高约150厘米，体重约32千克，女性更矮、更轻。其四肢短(与躯干相比)，但关节灵活，因此易于在密林中穿行和进行狩猎活动。出生时身材正常，但在整个青年期中不再像其他身材正常种族那样个加速增长阶段。他们的小身材可不必顾虑食物的不足，因为他们仅以兽肉和昆虫为蛋白质的来源。基础代谢率为世界最高的。俾格米新生儿肤色较浅，尔后渐加深。西部者色较黄，伊图里森林区者色赤褐、基伍湖边者色近黑且比低地者更高而壮。具螺旋状鬈发，男人多须、多体毛，眼色偏蓝，鼻短宽尖端鹰钩状，牙齿大，且向前突出(上颌向前突)。他们的生殖器与正常身材人无异，不特别小。俾格米人和尼格罗人通婚，常为尼格罗人娶俾格米女子为妻，无相反情况。俾格米人为未混血者，而尼格罗基因库中有俾格米成分。A、B血型出现率高，导致镰状细胞贫血症的Rh基因亦高。俾格米人血清胆甾醇低而血清蛋白高。从指纹及其他特征上看，不同地区的俾格米人与其相邻的尼格罗人有着不同的血缘关系。

【开普地域人种】 Capoid local race 尼格罗地理人种中的一支，分布于非洲南部，其中包括**布须曼人**(Bushmen)约11万，居住于博茨瓦纳、纳米比亚和安哥拉西南部；**霍屯督人**(Hottentot)约13.7万居住在南非的开普省和纳米比亚。早期布须曼人和霍屯督人发现于东非及苏丹，后迁向南部。布须曼男人身高约150厘米；霍屯督男人略高，约160厘米。布须曼人的小螺旋状鬈发呈胡椒仔状簇生于头部，胡须和体毛少或无。肤色黄，比其他非洲地理人种色素沉积均少。老年皮肤多皱褶。耳朵小，具直上缘和耳垂。蒙古褶较常见，且眼部四周脂肪发达。四肢短，手、足小。皮下脂肪少，而在局部地区聚积，尤以女性臀部最明显。女性小阴唇长大，其原因一半由于遗传因素，一半由于出生后人为因素。两性乳头位置均较高，女性乳晕狭窄。霍屯督人外貌与布须曼人相似，包括布须曼人臀部和生殖器的特征，且一些霍屯督人甚至缺少腋毛和阴毛。布须曼人A、B血型出现率高，无Rh-阴性，非洲Rh-阳性出现率高(89%)。血液中有仅见于蒙古人种而不见于高加索和尼格罗人种的特殊的亲血色素蛋白、血红蛋白等。

【东非地域人种】 East African local race 尼格罗地理人种中的一支，分布于东非及苏丹。肤色中等，毛浓黑，长头型，眼色黑，发色黑，波状发至卷发，鼻狭，身体瘦长。世界上最高的人种即居住于苏丹南部。这些特征与他们处于几个人种交界处，并受当地炎热气候影响不无关系。苏丹人肤色更黑，突颌不明显，身体更加健壮，也有区分为东非地域人种及苏丹域人种者。

【北美有色地域人种】 North American colored local race 又称**美洲尼格罗地域人种**(American Negloid local race)。分布于美国、加拿大及加勒比海地区。遗传基因中森林尼格罗地域人种的约占70%～80%，其余20%～30%来自欧洲的西北欧地域人种。其肤色浓黑至褐，卷曲发，色黑至褐，鼻宽小于森林尼格罗人，尖端鹰钩状出现率略高。镰状细胞贫血症基因频率可高达5%。

【南非有色地域人种】 South African colored local race 尼格罗地理人种的一支，分布于非洲最南端，是较晚出现的混血居群集

团。其体质特征大体与尼格罗人种近似，基因中除布须曼、霍屯督和班图基因外，尚有高加索、马来亚和印度等种族基因。

【印度地理人种】 Indic geographical race 世界九大地理人种之一，分布于印度次大陆，包括印度、巴基斯坦、孟加拉、尼泊尔、不丹和斯里兰卡。包括很多地域人种、微人种和"部族"。最早的居民皮肤深暗，身材短小，波状发。面部特征介于高加索人种和澳大利亚人种之间，如鼻梁低矮、有时有宽鼻孔等。来源于澳大利亚人种和尼格罗人种的包括鬈发和波状发-直发；此外为达罗毗荼地域人种及雅利安人。大体上，北部及西部居民与中东及阿拉伯的高加索人种有基因交流，南部一些讲吠陀语的民族与澳大利亚人种近似。印度地理人种的特征为肤色暗褐至较淡的褐色，直发或波状发。身材细长，有些则纤细甚至达骨瘦如柴类型，骨密底低。B 型血出现率高，Rh-阴性出现率低。其血型特征与蒙古人种接近，外形特征接近高加索人种。

【印度地域人种】 Indic local race 又称**雅利安地域人种**(Aryan local race)。印度地理人种中更接近高加索人种的一支，主要居住于印度北部、中部及巴基斯坦、尼泊尔、斯里兰卡等地。其肤色淡褐至深褐，中等身材，直发或波状发，发黑色。鼻窄而略高，尖端呈鹰钩状。由于长期以来社会种姓及宗教种姓等的影响和同操印-欧语系的语言，成为一个地域人种。**雅利安人**(Aryan)是史前居住在伊朗和印度北部的一个民族，操雅利安语，现在南亚印欧语系即源于雅利安语。

【达罗毗荼地域人种】 Drayidian local race 印度地理人种中的一个地域人种，分布于印度南部和斯里兰卡。身材中等而粗壮，较黑或深黑色皮肤，宽鼻，极似澳大利亚人。其高种姓者肤色浅而鼻较窄。斯里兰卡的泰米尔人在耳上生有较多的毛。布拉灰人肤色较浅而多毛。有些人认为达罗毗荼人与澳大利亚人种有共同起源。居住在德干高原东北边缘一带的蒙达人约 500 万，其祖先可能在雅利安人之前自东南亚迁入，其血统上可能有澳大利亚人种及蒙古人种的成分。

中国新石器时代文化年代表

年代 \ 地区		内蒙古	辽西	辽东	山东			甘肃	陕西 河南			江苏 浙江				江汉平原	四川盆地	江西	广东
					胶东	昌潍	泰沂	陇山	宝鸡至陕县	陕县洛阳	洛阳郑州	宁镇	苏北	杭州	宁绍				
公元前 1000	周															盘龙城	三星堆窖藏 十二桥	吴城 磨盘墩大王岭	
1500	商			高台山文化														石峡中层	
2000	夏		夏家店下层文化	小河沿		北沟												石峡文化	
2500				后红山文化		小朱山上层	岳石文化		齐家文化	二里头文化								山背下	
3000							龙山文化		石岭下 马家窑文化		二里岗								
3500			朱开沟（一—五期）	红山文化	富河文化	后洼上层 小朱山中层	大汶口晚		仰韶文化	王湾三期	王湾二期	宁镇	北	后				筑卫城中	
4000					兴隆洼	后洼下层 小朱山下层	大汶口中		大地湾下		王湾一期								
5000				查海	赵宝沟文化	新乐下层	大汶口早		王因下 后李		大河村下							筑卫城下	
6000											磁山 南庄头								
8000																			

地史学 地层学

总 论

【历史地质学】 historical geology 又称地史学。是研究地球历史的科学，主要是研究地壳发展历史和规律的一门综合性地质学科。地史学的研究主要是基于古生物学、地层学、地质年代学、古地理学等的研究；同时它又是地质学的一个主要分支。主要内容是：①研究古生物从低级到高级的进化，以确定岩层（包括沉积矿层）的时代顺序及其划分和对比问题；②古代沉积的相分析和古地理的再造，以及古生物地理区的划分问题；③地壳的地质构造发展史及与构造变动有关的岩浆活动和变质作用的历史。综合分析上述各个方面的相互依存、相互制约的关系，比较全面地总结出地壳演变的一般规律。这门综合性地质学科为进行区域地质调查、矿产普查勘探等工作提供所需要的理论知识。近年来由于海洋地质、地球物理等学科研究的进展，不仅研究大陆地壳，还研究海洋地壳的发生和发展，因而历史地质学研究的内容更丰富，更全面。在理论认识方面，活动论（包括大陆漂移、极移、海底扩张、板块构造等）取代了固定论。

【地质年代学】 geochronology 研究地史时期年代顺序及其时限的年龄值，从而制定地质年代表的学科，包括建立地质年代系统的相对地质年代学和用同位素年龄测定得出的具有年龄数据的同位素地质年代学，又称同位素年代学。

【同位素地质年代学】 isotope chronology 见 88 页“同位素地质年代学”。

【地层地质学】 stratigraphical geology 地史学的同义名。为法国人莫里斯吉努（Maurice Gignoux，1950）提出，其所著同名书中比较详细地介绍了以西欧为主的，以及北非的地层划分和对比问题，并简要地提供了岩相、古地理和地质构造的一般情况。

【地层学】 stratigraphy 见 84 页“地层学”。

【岩石地层学】 lithostratigraphy 是地层学的一个分支学科。根据岩石体的岩石特征及其相互关系，阐明构成地壳的岩石，并将其系统地组合成可鉴别并给予命名的地层单位。主要内容是，根据岩性进行地层的划分和对比，研究地层的岩性、岩相特征及其与古地理、古气候的关系，以及地层的形成与构造环境演变的关系。岩石地层的研究，不仅是地层划分、对比的一个重要途径，而且对解决石油地质、水文地质、工程地质和沉积矿产的成矿规律等实际问题也有指导作用。

【生物地层学】 biostratigraphy 地层学的一个分支学科，也是古生物学的一个重要分支。它是运用生物进化的不可逆性和阶段性来研究地层的学科，其目的是研究地层的相对时代。研究的内容是根据所含化石进行生物地层带的划分和对比，以及研究生物与环境、化石带与岩相的关系。生物地层学的方法，不仅是小范围内地层对比，也是大区域间和洲际地层年代对比的最重要方法，而且对沉积相和古地理的研究也有指导意义。

【年代地层学】 chronostratigraphy 又称**时间地层学**（time-stratigraphy）。是地层学的一个分支学科。为按年代顺序从老到新将地层划分为若干年代地层单位，从而说明地质历史的学科，它以年代地层单位（宇、界、系、统、阶、亚阶）为其主要研究内容。

【生态地层学】 ecostratigraphy 地层学的一个分支学科。是古生态学在地层学中的具体应用。运用地层中所保存的古生物群落历史（简称古群落），通过分析研究，依据群落组成随着环境的变化所呈现的时空分布及其演替规律来划分和对比地层。这是由于古生物群落的时空分布及其演替规律都受环境的控制，通过古生物群落的分析研究使地层划分和对比更符合生物与自然环境的演变规律，从而提高地层划分对比的精度。古生物群落是生态地层划分对比的基本单位，还可以进一步划分古生物亚群落等。一般在生物地层学和环境分析的基础上进行生态地层学研究。

【化学地层学】 chemostratigraphy 地层学的一个新分支学科，是地球化学在地层学中的具体应用。运用地层中保存的同位素比值和微量元素含量的变化等来划分和对比地层，如$^{18}O/^{16}O$和$^{13}C/^{12}C$的同位素比值的变化和锶、硼、锰等微量元素含量的变化，以及地外宇宙事件所造成的沉积物内铱含量的增大等。化学地层学已在地层界线层型剖面的研究中得到广泛的应用。

【事件地层学】 event stratigraphy 地层学的一个分支学科。是以突发性地质事件作为划分和对比地层的依据。地质记录不是均一渐变的，而是由许多突发性地质事件所引发的生物界和无机界的明显变化的分隔。地质事件包括生物的演变、绝灭的生物事件，突发性沉积作用导致的沉积事件，由于气候变化或地轴变化等引起的气候事件，由于火山爆发所导致的火山事件，由于板块的离合作用所引起的构造事件，以及地外宇宙事件等。根据规模大小，地质事件可以分为全球性的，如全球性的海侵和海退所引起的显著的沉积事件和生物绝灭事件；区域性的，如冰川事件，区域性海平面升降导致的区域性沉积古地理变化及生物变化；地方性的，包括火山爆发、地震、浊流、风暴等。近年来由于新灾变论的提出，使事件地层学有了新的发展。地外灾变造成的全球事件是事件地层学研究的重要内容。

【地层接触关系】 stratigraphic contact relationship 两个岩石地层单位间或两套不同时代地层之间的接触关系。一般分为连续和不连续两种类型。当上下地层之间没有发生过长期沉积中断所导致的地层记录和生物演化，被认为是连续的，称这种接触关系为**整合**（conformity）。相反，如果上下地层之间有过长期沉积中断或陆上剥蚀所导致的广泛地层缺失，则认为是地层的不连续，称这种接触关系为**不整合**（unconformity）。

【角度不整合】 angular unconformity 上下两套岩层间不但有明显的沉积间断，且两套岩层的产状有明显差异的接触关系。代表下伏岩系形成后曾发生构造变动和剥蚀作用，不但出现沉积间断，而且岩层经构造变形产状也发生了改变，因此当剥蚀面上再度接受沉积时，上覆新岩层与下伏老岩层无论在产状上或构造特征上都有明显差异。

【平行不整合】 disconformity 又称**假整合**。具有明显沉积间断面的，上下两套产状一致的岩层的接触关系。代表下伏岩系形成后，地壳均匀上升，发生较长时期剥蚀作用，致使地层缺失，

其后再度均匀下降重新接受沉积。

【地层古生物学】 stratigraphical palaeontology 研究化石及其时空分布的科学，着重研究含化石沉积岩层的时代和顺序。英国古生物学家尼维森(E.Neaverson)1928年曾著《地层古生物学》一书，并于1955年增订再版，书中按时代顺序比较详细地论述了生物群特征，并根据生物群的地理分布格局，探讨大陆与大洋的关系，得出的结论强烈支持了大陆漂移说。

【地层划分】 stratigraphic subdivision 指对一个地区的地层剖面中的岩层进行划分，建立地层层序的工作。一般对一个地区的地层剖面，首先根据岩性、岩相特征进行岩石地层划分，然后根据系统采集的化石进行生物地层划分，进而建立年代地层顺序。在划分一个地区的地层时，必须充分参考邻区已经建立的地层划分方案，便于地层对比。

【地层术语】 stratigraphic terminology 指各地层类别中使用的单位术语，分别表明地层时代，划分岩石地层单元、生物地层单位等。术语分类，一种是正式术语、另一种是非正式术语。

【地层规范】 stratigraphic code 是对地层体的自然分类和命名的程序法规。它既是地层学总结研究的成果，又是地层研究的行为规范。1959年第一届全国地层会议上制定了中国第一部《地层规范及地层规范说明书》，施行20年后，于1979年第二届全国地层会议上，经过修改补充，并出版了《中国地层指南及中国地层指南说明书》。在2000年第三届全国地层会议之后，出版了《中国地层指南及中国地层指南说明书》(修订版)。世界各国都有自己的地层规范，如美国地层规范(1933)，前苏联地层规范(1954～1977)等。

【地层间断】 stratigraphic break 指在一套沉积岩的层序中的一个限定层位突然出现岩性的明显变化。这一现象常指示假整合或沉积间断(hiatus)的存在，即所谓地层间断。

【地层命名】 stratigraphic nomenclature 指赋予一个特定地层单位以专用的地层名称。例如，寒武系、毛庄组、*Shantungaspis* 组合带等。不同类别的正式地层单位的命名，一般应由一个地理专名和一个表示其单位类别与级别的术语组成。

【国际地层指南】 International Stratigraphic Guide 是由国际地质科学联合会国际地层委员会地层分类分会主席赫德伯格(Hollis D.Hedberg,1976)主编的地层分类、地层术语和地层程序的指南，内容包括绪论、地层分类原理、定义和程序、层型、岩石地层单位、生物地层单位、年代地层单位、岩石、生物、年代以及其他各类地层单位之间的关系。1994年，国际地层分类分会主席萨尔瓦多(Amos Salvador)主编了第二版《国际地层指南》，其中文译本已于2000年出版。

【中国地层指南】 Stratigraphic Guide of China 全名为《中国地层指南及中国地层指南说明书》，受全国地层委员会委托，由著名地层学家尹赞勋等编写，于1981年经国家科委批准颁布出版。内容基本上概括了中国地层工作的现状，并考虑到现代地层学理论的发展趋势，包括：①一般概念；②地层划分的种类；③岩石地层单位；④生物地层单位；⑤年代地层单位；⑥专用地层名称命名暂行规定；⑦年代地层单位的符号。“说明书”对各部分作了相应的论述。2000年，第三届全国地层会议通过了由全国地层委员会组织编写的《中国地层指南及中国地层指南说明书》(修订版)，在内容上作了重要修订和补充，经政府主管部门批准，于2001年5月出版发行。

【全国地层委员会】 All-China Commission of Stratigraphy 全国地层委员会成立于1959年，是在国家主管地质科技的主管部门领导下的全国地层工作的学术协调组织，负责促进全国地层工作，研究并解决有关地层的重大科学技术问题，组织起草、修订《中国地层指南》，负责拟定全国统一地层表及全国地层对比表，负责全国地层单位名称的管理等。全国地层委员会下设各大断代及一些专业分委员会和断代工作组。在全国地层委员会主持下，于1959年召开了第一届全国地层会议；1979年召开了第二届全国地层会议；2000年召开了第三届全国地层会议，总结了广大地质工作者在地层工作方面的成就，推动了地层工作与地层学研究的深入发展。

【国际地层委员会】 International Commission on Stratigraphy 是国际地质科学联合会的下属机构。负责协调从太古宇经元古宇、显生宇至现代的国际地层学研究。它包括对地层学的物理的、化学的和生物学的研究。目的在于制定一个标准的全球地层表，确立该表的重要地层单元和它们的界线以及地层单元的对比关系。根据研究需要，国际地层委员会设立有各种下属机构，包括各地质时代的“分会”，如奥陶纪地层分会，石炭纪地层分会等；“工作组”如界线工作组；“专业委员会”即根据一项研究的需要可设立一个专业委员会。这些组成机构不断地修订和对比全球标准的系、统和阶，其中主要是确立各单元的界线，包括系间和系内统间和统内阶间的界线。

【地质年代测定】 geochronometry 即根据地层层序对各种岩石的地质年代进行放射性同位素年龄值的测定。

【界线层型】 boundary stratotype 国际地质科学联合会所属国际地层委员会的地层分类分会，于1976提出运用建立全球界线层型的方法使系间和系内界线规范化，在国际上得到广泛赞同。建立界线层型必须是在一个特殊地理位置中特殊岩石地层序列上的唯一特殊的点。正确选择全球界线层型剖面和点(GSSP)的必要条件是：界线附近沉积的连续性，最好是无明显相变的海相序列，露头完整、广泛发育的沉积相；具有丰富、保存完好、多样化和世界广布的动、植物化石代表；要求全球界线层型剖面和点不应置于靠近砾岩、角砾岩、重力滑坡沉积、浊积岩或混杂沉积之中；排除构造复杂性、不整合、变质作用和其他后生变化的影响；必须经过磁性地层学和地质年代学的验证；剖面交通方便、易于到达，允许国内外同行自由研究。

【地质时期】 geologic time 又称**地史时期**。指地球历史中有岩层记录的一段漫长的时期。地球历史一般分为两大阶段。由于目前已经发现的最老地层，其同位素年龄值约为39亿年，如果以39亿年作为一个界限，39亿年以前的阶段称为“天文时期”或“前地质时期”，39亿年以后的阶段称为“地质时期”。

【天文时期】 astronomic time 又称**前地质时期**(pregeologic time)。指地球历史中尚未形成岩层记录的阶段，目前一般认为上限为39亿年。

【地质时代】 geologic age 指一个地层单位或地质事件的时代和年龄。地质时代包括相对时代和绝对年龄。

【相对时代】 relative age 表示地层之间相对新老关系的时代顺序。相对时代是利用生物地层学的方法确定的。例如，根据一个地层单位所含化石的研究，确定其相对时代为奥陶纪。奥陶纪在地质年代表中，是代表晚于寒武纪和早于志留纪的一段时间，所以这一地层单位的时代是相对的。

【地层】 stratum 是具有某种共同特征或属性的岩石体。地层是固结的岩石，也可是没有固结的堆积物。它与上下相邻地层之间可以为明显的地层或沉积间断面所分开，也可以由于岩性、所含化石、矿物成分、化学成分、物理性质等特征的变化所导致的十分明显的界线所分开。地层一般指成层岩石和堆积物，包括沉积岩、火山岩和由沉积岩以及火山岩变质而成的变质岩。

【地层分类】 stratigraphic classification 根据岩石本身客观存在的不同特征或属性,将组成地壳的岩层划分为不同类型的地层。目前国际上主要把地层分为三大类型:①以岩性作为主要划分依据的岩石地层(岩性地层);②以化石作为划分依据的生物地层;③以形成时间作为划分依据的时间地层或年代地层。另外一种意见认为,年代地层也就是生物地层。尽管在年代对比方法上虽然有许多种,但以古生物和同位素年龄测定的方法具有普遍意义。并指出,虽然同位素年龄测定是前寒武纪和寒武纪以后的深度变质地层时代对比的重要方法,但它在显生宙地层的详细划分和对比方面,还不够完善。而古生物(生物地层)的方法,在地质时期划分和地层的时代对比方面,具有全球的相对同时性。而且,迄今为止,年代地层单位(界、系、统、阶)也像生物地层一样,都主要是以化石作为划分和对比依据的,因而年代地层也就是生物地层,进而主张把地层分为两大类型。20世纪中、后期,随着新技术、新方法的运用和新理论的产生,地层学出现一系列新分支学科,因而地层分类也随之扩大。目前除以上三大类以外,还出现了以岩石体剩余磁性方向的变化作为划分依据的磁性地层;以各种客观存在的,且易用近代地质地球物理方法追踪而识别的物理界面(不整合面、地层结构转换面等)作为划分标志的层序地层等等。

【地层对比】 stratigraphic correlation 把不同地区的地层单位,根据岩性、化石等特征,作地层层位上的比较研究后,证明这些地层单位 在层位上是相当的,在时间上是接近同时的,这种工作方法称为"地层对比"。根据地层所具特征,地层对比可以有许多种。利用岩性特征进行地层对比,称岩性对比;利用所含化石进行地层对比,称"生物对比";利用由于古气候的变化而形成的特殊沉积如冰碛层,进行地层对比,称"古气候对比";利用同位素年龄值进行地层对比,称"同位素年龄值对比"。在石油和煤的勘探和开采中,对(钻孔、井)地层作层位对比时,物探方法如地震法、电法等,得到了广泛的应用。上述各种方法在实际运用中,常常是互为补充的,但对古生代以后的地层,生物对比则是常用的主要方法。

地层分类表之一(二分)

类　型	适用范围	年代地层单位	地质年代单位
年代地层(时间地层)或生物地层	国际性的	宇 界 系 统 阶 亚阶	宙 代 纪 世 期 亚期
	区域性的		
岩石地层(岩性地层)	地方性的	群 组 段 层	

地层分类表之二(三分)

类　型	年代地层单位	地质年代单位
年代地层(时间地层)	宇 界 系 统 阶 亚阶	宙 代 纪 世 期 亚期
生物地层	生物地层带(包括组合带、延限带、谱系带、间隔带、富集带等)	
岩石地层(岩性地层)	群 组 段 层	

【模式剖面】 type section 据以建立一个新的地层单位的、具有主要特征的典型剖面。模式剖面应当具备较大的厚度,地层出露齐全,化石比较丰富,顶底界线清楚,与上覆和下伏地层单位的关系明确等特点。特别是建立显生宙地层单位时,应系统采集化石,确定其时代,这是建立各个地区标准剖面对比的依据。建立一个新的地层单位要选择符合上述条件的模式剖面,如果没有符合上述条件的模式剖面,不应任意创立新名,要尽可能考虑采用邻区已经建立的地层单位名称,以免造成混乱。

【标准剖面】 standard section 凡根据模式剖面在其他地区所选定的典型剖面,可以作为此地区对比标准的剖面。例如寒武系的模式地区在英国,但属于东太平洋区的中国,其寒武纪三叶虫属群与英国模式地区的不同,因此必须在中国建立寒武系的标准剖面。中国山东张夏寒武系剖面,发育完好,化石丰富,并作过深入研究,可以作为华北区寒武系的标准剖面。但就全国来说,张夏寒武系剖面中的下寒武统发育不全,必须以云南东部的下寒武统作补充,才能建立中国或东太平洋区整个寒武系的标准剖面。因此在大范围内,标准剖面往往是综合了几个地区的剖面情况。在较小的范围内,如在一个地层区内同样需要建立标准剖面,不过建立的标志多以岩性沉积相为主,主要是反映一个小地区内沉积环境特点。标准剖面可以用来补充模式剖面。

【层型】 stratotype 又称**地层型**。是地层单位所依据的模式,是模式剖面的同义词。一个地层单位或地层界线的典型代表。层型可作为本地层单位或界线的定义和识别的标准。依据其性质特点,层型可分为:①单位层型;②界线层型;③复合层型等三种类型。它们还可按建立的目的、程序再分为正层型、副层型、选层型、新层型和次层型等。

【单位层型】 unit-stratotype 又称**单位地层型**。层型的一种。指一个地层单位所依据的模式剖面。它的上下限为界线层型所限定。

【复合层型】 composite-stratotype 又称**综合地层型**。是层型的一种类型。指由几个选定的组分层型联合形成一个单位层型。

【正层型】 holostratotype 创名人在建立地层单位或界线层型时指定的原始层型。正层型位于模式地区之内。

【副层型】 parastratotype 原创名人使用原定义解释正层型时所采用的补充层型。

【选层型】 lectostratotype 命名地层单位时未指定层型,原命名者或他人后来选择指定的层型。

【新层型】 neostratotype 为代替已毁坏或废弃的旧的层型而后来重新选择的层型。新层型可以选在模式地区之外。

【次层型】 hypostratotype 又称**辅助地层型**。是根据一个地层单位的正副层型而在其他地区(或其他岩相)所建立的作参考用的层型。它是层型的补充,可为年代对比提供一个区域性的依据。参考剖面和辅助参考剖面都属次层型。

【参考剖面】 reference section 模式剖面确立后,可作为模式剖面标志的、参考用的某一单位或界线的露头。它从属于模式剖面,用以帮助阐明模式概念或把这种概念延展到其他地理区或相区。它可被指定为次层型。

【模式地点】 type locality 指一个地层单位的模式剖面所在的地点,也就是一个地层单位最初命名的地点。一个地层单位的名称要尽量取自模式地点的地名。

【模式地区】 type area 指模式地点所在地区。模式地区的范围应以能反映模式剖面的主要特征为依据。过去有些地层单位的建立,往往只指定模式地区,并未指明模式剖面。

【层位】 horizon　指在地层层序中的某一特定位置。地层层位有许多种，例如具有特殊岩性特征的岩性层位，具有特殊化石的化石层位，具有特定时代的年代层位，以及地震层位、电测层位等。因此地层的层位可以是地层单位的界线，也可以是属于某一特定时代的标志层等。

【标志层】 key bed　指一层或一组具有明显特征可作为地层对比标志的岩层。标志层应当具有特征明显(包括岩性、所含化石等)，易于识别，层位稳定和分布范围广等特点。

【哑层】 barren bed　指不含任何化石的层段。“哑层”一词最早多指一些不含大化石的岩层。后来由于微体古生物学的迅速进展，过去的所谓“哑层”大都含有数量不等的微体化石，就不能再把它们当作“哑层”了。近年来由于超微化石的研究，几乎所有的沉积岩层都含有化石，因此，“哑层”一词也就很少使用了。

【地层缺失】 lacuna　简称**缺失**。指地史时期中地层记录的比较大的明显中断，一般指由于假整合或不整合的产生而构成的地层缺失。如由于不整合而造成的地层缺失，从时间意义上来说，停止沉积的时间也就是对老地层侵蚀破坏的时间，不仅意味着停止沉积了一段地层，而且还包含着对已沉积的老地层侵蚀破坏了一部分。例如华北中奥陶统与上石炭统之间的假整合，缺失了上奥陶统、志留系、泥盆系和下石炭统，这一地层缺失表明不仅中止沉积了几个纪的地层，而且还侵蚀掉了一部分奥陶纪地层。

【沉积间断】 hiatus　简称**间断**。指在沉积过程中出现的一个小的或比较短的沉积中断现象。沉积间断与地层缺失不同，它仅包括一个短暂的停止沉积的时间间隔，一般在恢复沉积以前很少或没有发生过侵蚀作用。沉积间断常常发生在一套整合的岩层中，一般很难鉴别。但由于生物的不连续往往反映沉积的不连续或沉积间断，因此常用生物地层方法，如利用化石带的缺失现象等来推断沉积间断。

【地层连续】 continuity　上下两组岩层之间没有出现沉积间断或地层缺失，古生物的演化顺序是连续的，地层层序是连续的，说明它们的沉积过程基本上是延续的，这种接触关系称为地层连续或简称连续。在构造地质学中称这种关系为整合接触。在沉积过程中，间歇喷出的火山岩层，可以看作沉积岩系的组成部分，与沉积岩层的关系是连续蹬。

【小间断】 diastem　在沉积过程中比较短的间断。它出现在一套连续的地层中，由于时间间断太短，一般不易确定，只有通过详细的生物地层研究工作，才能鉴别。

【小不连续】 non-sequence　①为“小间断”的同义名；②有一种意见认为“小间断”所代表的时间间断比“小不连续”还要短，以致不能由所含化石的演化反映出来。而“小不连续”所代表的时间间断比“小间断”要长，一般超过一个化石带以上的时间，通过化石带的缺失，可以反映出来。

【等时面】 isochronous surface　又译同时面。从理论上讲，任何两个年代地层单位之间的界线无论在什么地方都应该是一个同时代的面，这个面叫做等时面。在实际工作中，确定等时面，有效的方法是采用年代对比方法(包括古生物学方法、古地磁法、古气候法、磁性反向法和古地理法等)，力求使远离其界线层型剖面的年代地层单位的界线接近或达到理论上的等时面。

【地层单位】 stratigraphic unit　根据岩石所具有的任一种特征或属性划分出，并能被识别的一个独立的特定岩石体或岩石体组合。由于地层划分的类别是多重的，所以地层单位也是多种的。包括根据岩性、岩相及其相互关系而划分的岩石地层单位，根据所含化石而划分的生物地层单位，根据地质时代而划分的时间地层单位(年代地层单位)，以及根据岩石体剩余磁性方向的变化而划分的磁性地层极性单位，以用可识别的物理界面为标志而划分的层序地层单位，以及根据矿物成分、放射性、地震波传播速度、电测特性、化学成分等其他特征而划分的非正式地层单位等。

【宙】 eon　国际地质年代表中延续时间最长的第一级地质年代单位，相当于一个宇(第一级年代地层单位)形成的时间。一般根据生物化石出现的情况，将整个地质时期分为生物化石稀少的太古宙和元古宙及生物化石大量出现的显生宙。宙再分为代，太古宙分为始太古代、古太古代、中太古代、新太古代；元古宙分为古元古代、中元古代和新元古代；显生宙分为古生代、中生代及新生代。

【代】 era　国际地质年代表中的第二级地质年代单位，相当于一个界(第二级年代地层单位)形成的时间。代是宙的再分，整个地质年代分为三个宙十个代。它标志着生物演化的几个主要阶段。代再分为纪。

【纪】 period　国际地质年代表中的第三级地质年代单位，相当于形成一个系(第三级年代地层单位)的时间。纪是代的再分，例如古生代一般分为寒武纪、奥陶纪、志留纪，泥盆纪、石炭纪、二叠纪，中生代分为三叠纪、侏罗纪、白垩纪，新生代分为古近纪、新近纪和第四纪。各个纪延续时间不同，一般从3000万年到7000万年，但第四纪仅有200万～300万年。纪再分为世。对有的代划分为几个纪意见尚不一致，除上述国际公认的划分外，尚有把石炭纪分为独立的两个纪的。此外对各个纪的划分界线也有不同意见。

【世】 epoch　国际地质年代表中的第四级地质年代单位，相当于形成一个统(国际第四级年代地层单位)的时间。世是纪的再分。一个纪一般分为两个到三个世。三分者称早、中、晚，例如早寒武世、中寒武世、晚寒武世；二分者称早、晚，例如早石炭世、晚石炭世。古近纪和新近纪共分为五个世，用专名，分别称古新世、始新世、渐新世、中新世、上新世。第四纪二分，称更新世、全新世。志留纪现在四分，称早、中、晚、末。世再分为期。目前也有人将某个世的若干期称为世。

【期】 age　是国际地质年代表中基本的地质年代单位，相当于形成一个阶(基本的年代地层单位)的时间。期是世的再分，例如晚寒武世分为崮山期、长山期和凤山期。期的延续时间一般为300万～1000万年。

【时】 chron　又称**年代**，是与某时带相对应的地质年代单位。

【年代地层单位】 chronostratigraphic unit, chronostratic unit　又称**时间地层单位**(time stratigraphic unit)。是指在特定的地质时间间隔中形成的层状、似层状或非层状的岩石体。年代地层单位与地质年代表中的地质年代单位是互相对应的。如年代地层单位宇、界、系、统、阶、亚阶分别与地质年代单位宙、代、纪、世、期、亚期相对应。从理论上讲，年代地层单位之间的界线应为等时面。确定等时面，最有效的是年代对比方法，它包括古生物的、同位素年龄的、构造运动的(区域性不整合)，古地理的(海陆变迁)，以及古地磁和古气候等方法。由于生物演化阶段具有全球的等时性，适于地质年代的划分和洲际地层的年代对比，因而以古生物(或生物地层)的方法最有成效。

【全球年代地层单位】 global chronostratigraphic unit　是适用于全球的年代地层单位。包括年代地层单位的宇、界、系和统。目前，国际地层指南强调，阶也应是全球通用的。又称国际年代地层单位。

【区域性年代地层单位】 regional chronostratigraphic unit　是指

适用于一个大地理区域范围内的年代地层单位。它们是建立全球年代地层序列的基础。

【宇】 eonothem 在宙的时间内形成的地层，它是比界高一级的国际性的最大的年代地层单位。例如，太古宇、元古宇和显生宇，它们各包括若干界。

【界】 erathem 在一个代的时间内形成的地层。比系高一级、比宇低一级的国际性年代地层单位，例如，古太古界、新元古界、古生界、中生界和新生界。界的符号，用界名的英文字母来表示。如始太古界用 EA(或 Ae)，是英文 Eoarchean 的 Eo 和 Archean 两词组的前两个字母。新元古界用 NP(或 Pn)，是 Neoproterozoic 的 Neo 与 Proterozoic 两词组的前两个字母。古生界用 Pz(Palaeozoic)、其中 P 是 Palaeo－(古)的第一个字母，z 是 zoic－(生物)的第一个字母。中生界用 Mz(Mesozoic)，新生界用 Cz，Cenozoic 的缩写。中国的始、古、中、新太古界和古、中、新元古界的符号自成体系，分别用太古宇 Archean 的缩写 Ar 和元古宇 Proterozoic 的缩写 Pt 加数字表示，分别是 Ar_0、Ar_1、Ar_2、Ar_3，Pt_1、Pt_2、Pt_3。

【系】 system 在一个纪的时间内形成的地层，是比统高一级、比界低一级的国际性年代地层单位。例如，寒武系、三叠系、第四系等。一个系可分为两个统到三个统，个别系分成四个统。目前还有将一个系的六个阶均改为统的，如西欧的奥陶系。有时也有用亚系或超系的。系的符号，除中、新元古界的长城系、蓟县系、青白口系和南华系以其汉语拼音名称第一音节的双辅音的一大、一小两个字母，或用其汉语拼音名称头两音节第一字母的一大、一小两个正体字母表示(分别是 Ch、Jx、Qb、Nh)外，一般采用系名的英文(个别用德文或汉语拼音)第一个字母。震旦系(Sinian)用 Z，是按汉语拼音(Zhendan)；寒武系(Cambrian)用∈，奥陶系(Ordovician)用 O，志留系(Silurian)用 S，泥盆系(Devonian)用 D，石炭系(Carboniferous)用 C，二叠系(Permian)用 P，三叠系(Triassic)用 T，侏罗系(Jurassic)用 J，白垩系(Cretaceous)用 K，古近系(Paleogene)的英文名称首字母 P 已用于二叠系的符号，故参照《国际地层表》采用 E，新近系(Neogene)用 N，第四系(Quaternary)用 Q 表示。其中寒武系、石炭系、白垩系的英文第一个字母全为 C，为了区别，中国在 1959 年地层会议上讨论确定，寒武系符号采用 C 加一横，即∈；白垩系采用 K，K 是德文白垩(Kreide)第一个字母。

【亚系】 subsystem 是系的再分，在地层系统中一般不分亚系。在北美把石炭系分为两个亚系(密西西比亚系和宾夕法尼亚亚系)，中国不采用。

【统】 series 在一个世的时间内形成的地层。是比系低一级，比阶高一级的国际性年代地层单位。统是“系”的再分，其统的名称即在系的名称前增加下、中、上，或下、上等字样。例如下寒武统、中寒武统、上寒武统；下石炭统、上石炭统等。或者称寒武系下统、寒武系中统、寒武系上统；石炭系下统、石炭系上统。现在一律采用前者。另外有少数统名不用上、中、下，而给予命名，如西欧三叠系自下而上分为斑砂岩统、壳灰岩统、杂色岩统。统的符号是用在系的符号右下方加上 1、2、3 表示，如寒武系下、中、上统其符号分别为ϵ_1、ϵ_2、ϵ_3，但第四系更新统和全新统的符号则分别用 Qp(p 是更新统 Pleistocene 的第一个字母)和 Qh(h 是全新统 Holocene 的第一个字母)表示；更新统又分为下、中、上，符号曾用 Q_1、Q_2、Q_3 表示，而 Q_4 代表全新统，这种用法不符合国际地层指南与中国地层指南的规定，经第三届全国地层会议讨论决定废止 Q_1、Q_2、Q_3、Q_4 的用法；更新统三分，如已建阶用 Qp^1、Qp^2、Qp^3 表示，未建阶用 Qp_1、Qp_2、Qp_3 表示，全新统用 Qh。

【阶】 stage 在一个“期”的时间内形成的地层，是比统低一级，比亚阶高一级的基本年代地层单位。一个统可以分为几个阶，例如中国的上寒武统分为崮山阶、长山阶和凤山阶。从理论上讲，阶的专名应适用于全球。但实际上不同的生物地理区可以有不同的阶名。在不同的生物地理区内，同一个统可以分出数目不等的阶。阶的名称最好用它的模式地点的地名来命名。并且可以再分为亚阶。中国古生界各个系的一些阶多是在岩石地层单位“组”的基础上，经过区域性生物地层研究之后建立起来的。这就出现了一名二用的问题，如张夏阶和张夏组。尽管如此，张夏阶与张夏组还是容易区别开来，因为前者是以时带或等时面作为划分界线，而后者则以岩性标志作为划分界线。又由于在一个组的分布范围之内，其岩性界面不是完全同时的，所以张夏组的顶底界线和张夏阶的顶底界线也就不可能到处完全一致。中国面积大，可以建立中国区域性的阶名。阶的符号各国不完全一致，中国阶名的符号，是在统的符号基础上，在其右上角加该阶所处的层位序列号。如下寒武统梅树村阶用ϵ_1^1、上寒武统长山阶用ϵ_3^2、中二叠统栖霞阶用 P_2^1 等。

【亚阶】 substage 一个亚期(subage)的时间内形成的地层，比阶低一级的最小级别年代地层单位。是阶的再分。亚阶的命名规则与阶相同，用模式地点的地名来命名。亚阶的名称，还可称下、中、上亚阶。

【时带】 chronozone 是在一个生物带延续的时间间隔内所形成的全部地层。时带是比阶低一级的正式年代地层单位。例如，根据燕形对笔石(*Didymograptus hirundo*)带而建立的燕形对笔石时带。时带与生物带不同，在任何地点的确定是以标志生物的延续范围的等时面为依据，而不管带化石是否存在。习惯上把广相的生物带，如笔石带、菊石带称为时带。现已不常用。

【生物地层单位】 biostratigraphic unit 以所含化石或生物特征的一致性作为依据划分的地层单位。划分一个生物地层单位的依据是多种多样的：有的根据化石的所有种类，或只根据某一特殊种类化石；有的根据作为某一地层间隔特征的所有化石分类单位组合，或仅根据所选定的化石分类单位；有的根据某一特殊的化石自然共生组合；有的根据一个化石分类单位，或更多的化石分类单位的延续范围；有的根据化石的富集情况；有的根据化石的形态特征；有的根据化石所显示的习性和方式；有的根据生物进化发展阶段，等等。一个生物地层单位的建立一定要说明其依据。基本生物地层单位叫做“生物地层带”或简称“生物带”。生物地层单位与年代地层单位不同，两者的界线有时一致，有时前者穿越后者的界线。生物地层单位与岩石地层单位也不同，有时两者的界线一致，有时则互相穿越。

【生物地层带】 biostratigraphic zone 简称**生物带**(biozone)。是任何类型生物地层单位的通称，指以含有一个种或属，或者若干个种或属化石为特征的一段地层，一般由其中一个或若干个特征化石来命名。生物地层带的含义相当于过去古生物工作者经常使用的带。目前又把生物地层带进一步划分为不同的类型。其中最常用的有组合带、延限带(分类单位延限带、共存延限带、奥佩尔带、谱系带)、顶峰带及间隔带等。

【生物面】 biosurface，biohorizon 指其上、下生物地层特征有重要而显著变化的一个面，或本身具独特生物地层特征的一个薄层。它可相当于两个生物带的界线面，也可见于一个生物带的内部。建立生物面所依据的特征通常是：以一个已知地层剖面为基础的生物分类单位的首次出现、最后出现、最低存在、最高存在、明显存在、频率及丰度变化，或单个分类单元的特征变化(如有孔虫壳体旋向改变，或珊瑚隔壁数目的变化)。生物面

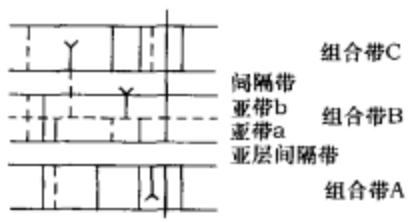
又称**界面**(surface)、**界线**(boundary)、**基准面**(datum plane)、**关键面**(key horizon)等。其中**首现基准面**(first appearance datum plane FAD_s)和**末现基准面**(last appearance datum plane LAD_s)均为常用的生物面。

【生物时】 biochron　是与生物带相对应的时间单位。

【哑间带】 barren interzone　在两个生物地层带之间缺乏任何化石的层段。

【哑内带】 barren intrazone　在一个生物地层带内缺乏任何化石且具有相当厚度的间隔,这种哑层间隔称哑内带。

【组合带】 assemblage zone　是由三个或更多的化石分类单位作为一个整体构成一个独特组合或共生的地层体。它区别于相邻地层的生物地层特征。其名称取自化石组合中显著而有特色的一个或最好不超过两个分子的名称,例如上奥陶统五峰阶底部的 *Dicellograptus szechuanensis* 组合带。这个组合带不仅含有带化石四川叉笔石,而且还含有其他重要分子作为这个带的标志化石,它们共同组成这个组合带的特征。又如上寒武统崮山阶的 *Blackwelderia* 带和 *Drepanura* 带就具有组合带的性质。不仅在这两个带中出现一些共同的分子,而且蝴蝶虫还出现在蝙蝠虫带内。因而在确定这两个化石带的存在时,不能只凭带化石,要注意其化石组合的总面貌。



组合带示意图

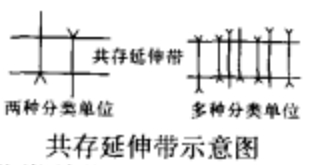
【延限带】 range zone　从全部化石组合中任一选出的成分的总延续时限的一段地层。根据其选定成分的特点又可分为分类单位延限带、共存延限带、奥佩尔带、谱系带等。

【分类单位延限带】 taxon-range zone　是延限带的一种最简单类型。指含有某一个分类单位(如属、种、科等)生物化石的全部延续范围(水平和垂直)的一段地层。如中寒武统徐庄阶底部的 *Kochaspis hsuchuangensis* 延限带,就是包括含有 *K. hsuchuangensis* 的最大存在范围内的所有地层体。



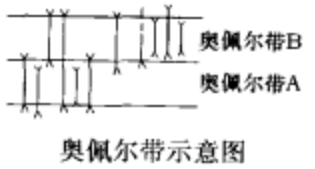
分类单位延限带示意图

【共存延限带】 concurrent-range zone　是指从一个地层序列所含化石组合中选出两个特定分类单位延限带的共存或一致部分所代表的地层体。实际上它是由两个或更多的分类单位延限带共同组成的一段地层。由于这些延限带的垂直延伸范围不尽一致,因而只有重合的那一部分才代表共存延限带的范围。所以又称共存延限带为重合带或延限重合带。如果是由两个分类单位延限带组成的共存延限带,其范围是以其中层位低的某些分类单位延限的初次出现为其下限,以层位高的另外一些分类单位延限带的最后出现为其上限。共存延限带的命名应以其中的分类单位延限带的带化石来命名,如上寒武统凤山阶的 *Damesella-Yabeia* 共存延限带。



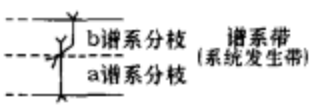
共存延伸带示意图

【奥佩尔带】 Oppel-zone　奥佩尔带一名源自德国古生物学家阿尔伯特·奥佩尔(Albert Oppel)。一般认为奥佩尔带与共存延限带为同义,但前者多指一种划分不十分严格的共存延限带。通常以某些经过选定的特征种或属的共存作为这种带的主要鉴别标志,并以其中一具有代表性的种或属来命名。例如 *Siphogerinoides bramletti* 奥佩尔带。现已不常使用。



奥佩尔带示意图

【谱系带】 lineage zone　又称**系统发生带**(phylozone)指含有代表一个演化谱系中某一特定片段的化石标本的地层体。它既可以是某一分类单位在一个谱系中的总延限,也可以只是该分类单位在其后裔分类单位出现前的那段延限。



谱系带示意图

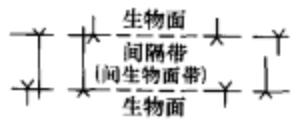
【谱系枝带】 Lineage-segment-zone　谱系带的一种,其地层上下限被某一演化线(或演化趋向)的一个分枝的延续所限定。

【顶峰带】 acme zone　曾称**极盛带**(epibole zone)。代表一个种或属或其他分类单位发育到极盛阶段的一段地层。顶峰带并不代表一个种或属的全部分布范围,而只代表其分布范围的主要部分。常以一个种或属的化石标本产出最多的层位,代表其最繁盛阶段。顶峰带多以一个种或属来命名,例如早寒武世 *Radlichia* 顶峰带。**高峰带**(peak zone)也可视为"顶峰带"的同义词。最新版《国际地层指南》和《中国地层指南》均将顶峰带改称**富集带**(abundance zone)。



顶峰带示意图

【间隔带】 intervalzone　位于两个特定的生物地层面之间的含化石地层体,称为间隔带。在间隔带中缺少作为邻带依据的特征化石。其底界标志着下部邻接的生物地层带的顶部界面,而它的顶界标志着上部邻接的另一生物地层带的底部界面。



间隔带示意图

【超带】 super zone　具有共同生物地层特征的几个带可以适当地集合在一起成为一个超带,见"组合带"附图。

【间带】 interzone　在某一地层序列中,各种类型生物地层带间的完全不含化石的间隔地层,称为间带。

【亚带】 subzone　是任一已建生物带的再分,例如西北地区下奥陶统宁国阶的 *Amplexograptus confertus* 带分为两个亚带:*Cardiograptus yini* 亚带和 *Paraglossograptus typicalis* 亚带。亚带还可以进一步分为数目不等的小带。

【小带】 zonule　是亚带或一个未经划分亚带的生物地层带的再分。含有一个小动物群或小植物群的单一岩层。现不常用。

【小动物群】 faunule　是一个规模很小的动物群,出现于局部地区的单一岩层或一组厚度不大的岩层中的动物化石组合。

【小植物群】 florule　是一个规模很小的植物群,出现于局部地区单一岩层或一组厚度不大的岩层中的植物化石组合。

【岩石地层单位】 lithostratigraphic unit　又称**岩性地层单位**(lithologic unit),是根据可观察到并呈现总体一致的岩性、变质程度或结构特征以及与相邻地层间关系所定义和识别的一个三度空间的岩石体。一个岩石地层单位可由一种或多种沉积岩、喷出岩或其变质岩组成。岩石地层单位有三种:正式岩石地层单位、非正式岩石地层单位和特殊岩石地层单位,正式单位包括群、组、段和层。岩石地层单位(群、组、段和层)与年代地层单位(界、系、统和阶)之间没有相互对应的关系,因此前者可以穿越后者的界线。岩石地层单位与生物地层单位根本不同,两者的界线在局部上可以是一致的,大多数情况下是互相穿越的。

【地方性地层单位】 local stratigraphic unit　指适用于一定地理范围的岩石地层单位,包括群、组、段、层、杂岩等。

【组】 formation　常用符号 Fm,是岩石地层划分的基本单位。一个"组"具有岩性、岩相和变质程度的一致性。它可以由一种岩石组成,也可以由两种或更多的岩石组成。厚度可自几米到千米以上。《中国地层指南》(修订版)(2001 年)规定,组名一律

用地名加"组"来命名，如馒头组、冶里组。另外有一种命名法是，一个组如果岩性单一，可以用地名加岩石名称来命名，如栖霞灰岩、茅口灰岩，这种命名法，中国目前已很少使用。组的符号，采用在系或统的符号后边加该组汉语拼音头一个字母，用小写斜体字表示，如馒头组用$\epsilon_1 m$。如果同一个统内两个组名第一个字母相同时，则时代较新的组在头一个字母之后再加上最接近的一个辅音字母，仍用小写斜体，如毛庄组用$\epsilon_1 mz$。

【段】 member 比"组"低一级、比"层"高一级的正式岩石地层单位。是由两种以上岩层构成的"组"的再分，代表组内具有明显岩性特征的一段地层。为了大比例尺制图的需要，一个组可以全部或部分地分成几个段。段可用地名加段来命名，如湾湾沟段、白山段等；也可以用岩石名称加段来命名，如石灰岩段、砂岩段、砾岩段等。

【层】 bed 为最小的正式岩石地层单位。指一层特殊的岩层、矿层或化石层，如膨润土层、磷矿层、笔石层等。一般只限于对那些能识别出来而且特别有用的一个层，或许多单层组成的单位才给予命名。

【群】 group 常用符号 Gr，是比"组"高一级的正式岩石地层单位。群可用于：①包括很厚的、组分不同的岩层，如龙山群、南山群等；②具有共同岩性特征的两个或更多的相邻或相关的组，可以联合为一个群；③群有时也适用于一套还没有作过深入研究，而很可能划分为几个组的岩系。群必要时可以再分为几个**亚群**(subgroup)；有共同岩性特征的几个群也可以联合为一个**超群**(supergroup)。群的顶底界线往往为明显的沉积间断面(如假整合或不整合)，标志着构造环境和沉积条件的显著改变。在中高级变质岩区，对一些层状无序的变质岩系称**岩群**(group-complex)，常用符号为 Gr.，群、亚群、超群均可用地名加群、亚群和超群来命名。大致相当于统的岩石地层单位，要根据其岩性特征确定其等级(组或群)，不能简单地一律称群，因为群与年代地层单位统之间没有对应的关系。

【红层】 red beds 是大陆环境形成的红色沉积层。主要由砂岩、粉砂岩、页岩组成，局部夹有薄层砾岩，石灰岩、泥灰岩。红色为沉积物中高价氧化铁形成，显示在大气中受氧化作用。美国西部的二叠纪、三叠纪的沉积岩；中欧、北欧的陆相泥盆系老红砂岩层；中欧的陆相二叠系新红砂岩层都是典型的红层。中国的红层一般是指中生代至新近纪的陆相地层。

【相分析】 facies analysis 研究地层的岩性特征和古生物特征以恢复古地理的方法，称为"相分析"。相分析的基本原则是运用现代环境条件下形成的沉积物和生物特征的知识，以推测地史时期岩层的沉积环境，即所谓"将今论古"的现实主义原则。但由于沉积的形成条件和生物的生态特征是随时代而发展变化的，因此，不能机械地沿用。如现代白云岩的形成条件多与咸化潟湖有关，而某些老地层则几乎全由白云岩组成，显然是开阔浅海中形成的，在古生代海百合几乎都与浅海生物共栖，而现代的海百合则多生活在深海地带。因此在具体运用这一原则时，必须用辩证的、历史比较的观点和方法，而不能把不同地史时期资料机械地予以对比。关于运用"将今论古"的现实主义原理推断古地理、古气候的变化情况，以中国为最早。早在 8 世纪中国唐代颜真卿(公元 709～785)在他的《抚州南城县麻姑山仙坛纪》一文中引用过葛洪(公元 284～363)《神仙传》中"东海三为桑田，海中行复扬尘"的话，文中又说"南城县有麻姑山，顶有古坛，……东北有石祟观，高石中犹有螺蚌壳，或以为桑田所变。"就是用现实主义原理，推想以前是海，现在变为桑田的。唐代颜真卿虽曾用化石来推断海陆变迁，但真正利用化石作更具体的描述和更合理的解释的要首推 11 世纪北宋的科学家沈括(公元 1031～1095)。1074 年他察访河北时，发现"循太行而北，山崖之间，往往衔螺蚌壳及石子如鸟卵者，横亘石壁如带"。根据山崖之间螺蚌壳和鹅卵石的发现，作出了正确的论断，说"此乃昔之海滨，今东距海已近千里。所谓大陆者，皆浊泥所湮耳"。今之高山，昔之海滨，科学地论证了地理的发展变化。过了四百多年后，意大利人达·芬奇在岩层中发现化石，也得出了同样的结论。

【生物相】 biofacies 反映一定沉积环境的生物群和生态特征，称为生物相。由于不同生态的生物各适应于一定的环境条件，所以有些化石在地层中的出现就足以显示当时的地理环境。例如，在古生代海相地层中，含丰富笔石化石的笔石相，反映了古生代水流不畅的海湾沉积。而富含海生底栖生物的壳相和礁相，则反映古生代浅海环境沉积。这些足以标志特种地质地理环境的化石，称为"指相化石"。指相化石的确定，对于恢复地史时期的古地理环境具有重要意义。

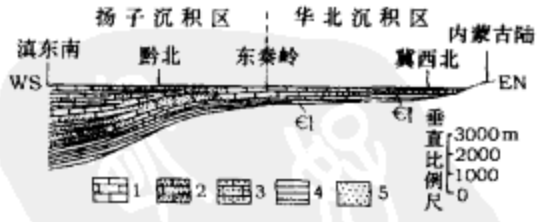
【岩相】 lithofacies 指沉积岩相。为反映一定沉积环境的岩性特征，包括所有物理的、化学的(矿物和岩石的)及生物的特征。如在古生代海相地层中反映浅海环境的海绿石砂岩相等。

【礁相】 reef facies 以造礁生物为特征的生物相。常见的造礁生物有群体珊瑚、层孔虫、苔藓虫、海绵和藻类等。以珊瑚礁为主的礁相，往往反映一种海水清澈的温暖浅海环境。在中国南方晚古生代海相地层中，珊瑚礁灰岩甚为常见。在中国震旦系中藻礁灰岩分布较广。

【壳相】 shelly facies 以含有丰富且具有厚重外壳的底栖生物为特征的生物相。例如，在中国古生代海相地层中壳灰岩甚为常见，其中含有大量完好的介壳类化石，如腕足类、筵类等，往往反映一种开阔的浅海环境。壳相一词有时指一种富含钙质介壳的地台型沉积相。

【笔石相】 graptolite facies 以含有丰富笔石而很少底栖生物为特征的生物相。笔石相的岩性多为黑色页岩，故又称**笔石页岩相**。笔石相一般反映还原条件下的海湾环境。在中国海相奥陶系和志留系中，笔石相颇为常见。笔石相一词有时也指一种富含笔石的地槽型沉积相。

【海进超覆】 transgressive overlap 由于地壳下降或海平面上升而引起海水向陆地侵进的现象，称为**海进**(transgression)。随着海水向古陆侵蚀面侵漫，海进范围不断扩大。时代较新的沉积岩层，其分布范围超越了时代较老的沉积岩层而直接覆盖在古老侵蚀面上，这种关系称为地层的海进超覆。例如华北区的上石炭统太原组和本溪组一般为连续沉积，但太原组的沉积范围比本溪组更为广泛。在冀北、河南及皖北缺失本溪组，而太原组直接超覆在奥陶纪马家沟灰岩古老侵蚀面之上。在地史记录中，超覆现象颇为常见。

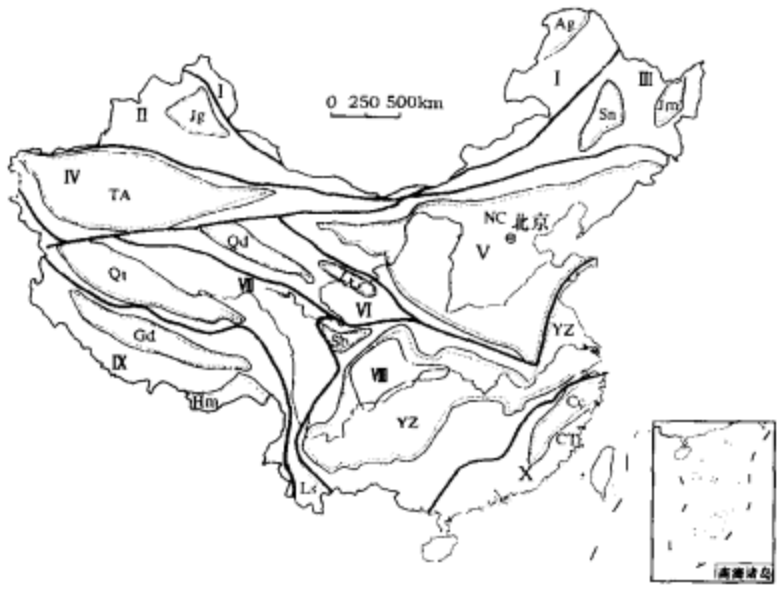


下寒武统从西南向东北超覆示意图

【海退退覆】 regressive offlap 由于地壳上升或海平面下降，海水自内陆向海洋退去，这种现象称为**海退**(regression)。由于海退，新沉积的岩层分布范围逐渐变小，时代较新的近岸沉积依次后退而覆盖在已经形成的远岸沉积之上。这种关系称为地层的海退退覆。在地史记录中，一般退覆关系不易确定。这是由于海水退去后，地层露出水面，经过了风化剥蚀，往往不易保存的缘故。

【植物硅酸体】 plant opal 是赋存于植物细胞内的微型蛋白石颗粒。中国有些植物生理学家概括地称它为硅质细胞。当植物体死亡并分解后，植物硅酸体就扩散成为土层中的一种遍在性成分，在草地土壤中它的含量可以达到1%。过去利用植物硅酸体进行古环境重建研究时重点着眼于硅酸体的形态学特征，还可以利用其相对含量区分森林土壤和草地土壤，并且也可以将高草与矮草种属区分开来。由于植物硅酸体数量多、耐高温，它的研究内容在逐渐拓宽，并已显露出它在某些方面应用的潜力和特长，正在发展成为一门独立的学科。植物硅酸体分析在恢复古气候方面具有很高的分辨率和灵敏性，硅酸体中碳的 $\delta^{13}C$ 值可用来恢复古气候，是一个极有价值的指标，尤其是在黄土地层中可以弥补花粉分析的不足。

【地层区划】 stratigraphic regionalization ❶根据地壳活动性、古地理条件、古气候条件和古生物群特征等因素，在各个地区的情况不一致所导致的地层发育上的差异划分出不同的地层区域。地层区划一般有两种，一种是按照某一层系的专门地层区划，另一种是综合各个层系共同特征的综合地层区划。后者划分的准则是沉积建造特征、层序特征、古地理条件、生物群特征和构造变动。综合地层区划一般分三级：一级地层区划(地层区)，二级地层区划(地层分区)和三级地层区划(地层小区)。地层区划是为编制区域地层对比表，建立标准地层剖面，编纂区域化石手册以及合理规划区域的地质调查、普查找矿等服务的。❷反映地表各区在长时限内地层发育的总体特征，是综合性的分区。前苏联纳里夫金(D. V. Nalivkin)在其《苏联地质学》(1962)著作中将地层分区与构造分区并提。黄汲清(1963)提出中国地层区划的三级划分，以构造单元为依据，以古生代地层为重点。王鸿祯(1978)按地层发育的构造背景性质，分为大陆大区，陆间大区和陆缘大区。1999年又按构造单元和古地理性质，以地壳消减带为界，以南华系至三叠系为主，划分了10个一级地层区，或地层大区。分为北部区：I 阿尔泰-兴安区，II 天山-准噶尔大区，III 内蒙古-松佳大区；中部区：IV 塔里木-北山大区，V 阿拉善-华北大区，VI 昆仑-秦祁大区；南部区：VII 羌塘-三江大区，VIII 扬子大区，IX 藏中南-滇西大区，X 华夏大区(见图)。一级地层区(大区)之下还可分二级(分区)和三级(小区)。



NC.中朝地台；TA.塔里木地台；YZ.扬子地台；CT.华夏地区；Jg.准噶尔地块；Ag.额尔古纳地块；Sn.松嫩地块；Jm.佳木斯地块；Qd.柴达木地台；Lx.陇昌地块；Qt.羌塘地块；Gd.冈底斯地块；Sb.松潘碧口地块；Hm.喜马拉雅地块；Ls.兰坪-思茅地块；Cc.陈蔡地块

【地层大区】 stratigraphic superregion 又称一级地层区。从性质上曾分为大陆区、陆间区和陆缘区，作为控制地层发育和沉积类型的一级区划。**大陆大区**(continental superregion)是指大陆地台区，长时期保持构造上的相对稳定，海相地层限于陆表海和陆架海沉积，陆相地层是以河湖相为主的内陆盆地沉积，总的以稳定类型为主。**陆间区**(intercontinental superregion)是介于稳定大陆区之间的构造活动区，由相对稳定的中间地块和分隔地块的岛弧海槽间列组成。海相地层兼有稳定、过渡和活动三种类型，包括沟、弧、盆及深海沉积组合；陆相地层以山间盆地和山麓盆地等活动类型及组合为主，陆间区实际上是由相邻的两个或两个以上的**陆缘区**(continental margin superregion)连接组成的。不同的陆缘区在沉积类型和生物区系方面与其所属的大陆区更为接近，因此两个相对陆缘区之间的对接消减带是更重要的分界。

【地层区】 stratigraphic region 中国一级地层区划单元，也是地层区划中最大的划分单元。根据中国情况，地层区的划分应以考虑古生界为主，但也必须照顾到其下的南华系、震旦系和其上的三叠系，并注意基底情况。地层区一般相当于大地构造分区上的一级构造单元，例如华北地层区大致相当于华北地台。在一个地层区内，"系"以上的地层单位在"相"(生物相、岩相等)上应该可以对比；"统"在"相"上可以基本对比或分区对比。根据实际应该有几个或十几个足以代表本区地层概况的标准地层剖面。

【地层分区】 stratigraphic subregion 中国二级地层区划单元，是地层区的进一步划分。地层分区是地层区划中最基本的区划单位，根据中国情况，它的划分除考虑古生界外，应着重考虑岩相古地理情况、基底情况和中、新生界。地层分区大致相当于大地构造分区上的二级单元，如辽东地层分区大致相当于辽东隆起区(辽东台背斜)。每一个地层分区内，要求"统"在相(生物相、岩相等)上完全可以对比；"组"基本上可以对比或能够分区对比。应当编制几个区域综合地层柱状剖面，用以充分地反映本分区地层特征。

【地层小区】 stratigraphic minor region 中国三级地层区划单元，是地层分区的进一步划分。根据中国中、新生代以分散的陆相盆地沉积为主，岩相变化大的特点，地层小区的划分应更多地侧重中、新生界的特点和古地理情况以及生物相带、岩相带和含矿性等特点。在一个地层小区内应建立区域综合地层剖面，达到组一级地层单位的对比。

【地层柱状剖面图】 columnar section 把一个露头或一个钻井记录或一个地区的地层层序、时代、相互关系、岩性、化石和厚度等，按一定比例尺和图例，用柱状图解的方式表示(一般都附有简要文字描述)，就成为地层柱状剖面图。柱状剖面图一般包括三种类型：露头地层柱状剖面图、钻井地层柱状剖面图和综合地层柱状剖面图。

【露头柱状剖面图】 outcrop columnar section 表示在一个露头上观察到的比较详细的地层层序，用最简单的图解方式，把层序、岩性等画在两条平行的直立线之内。但有时为了反映岩性的不同，把其中一条直立线用曲线表示之，使坚硬的岩层突出于柔软岩层之外，尽量反映野外露头的出露情况。

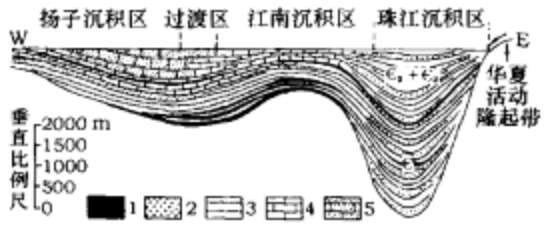
【钻井柱状剖面图】 well log columnar section 根据钻井所获资料编制的地层层序、岩性等柱状剖面图。多用狭窄的地层柱表示，常与电测井剖面结合起来使用。视电阻率曲线和自然电位曲线的变化，反映了岩石的物理性质和含水情况。

【综合柱状剖面图】 composite columnar section 根据一个地区的许多露头点柱状剖面和钻井柱状剖面综合而成。它足以充分地表示一个地区的完整地层特征。

【地层图】 stratigraphic map 表示一个地层单位的区域分布、形态特征的图件。地层图包括许多类型，如构造等高线图、等厚

线图、相图、古构造图等。

【地层横断面图】 stratigraghic transection 地层体的一种两度空间图解。它与地层柱状剖面对比图很相似，其不同之处在于水平距离必须按一定的比例，不只表示控制点的岩性特征，而是把地层单位的界线和岩性特征等都要延伸到整个图解之内。地层横断面图比起地层柱状剖面对比图来，在反映地层沉积的环境条件方面 更为全面，且具有更大的概括性。

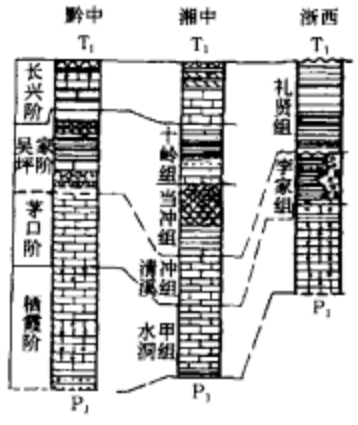


华南寒武纪地层横断面图

1. 石煤、黑色页岩、硅质岩；2. 砂岩；3. 页岩；4. 石灰岩；5. 白云岩、白云质石灰岩

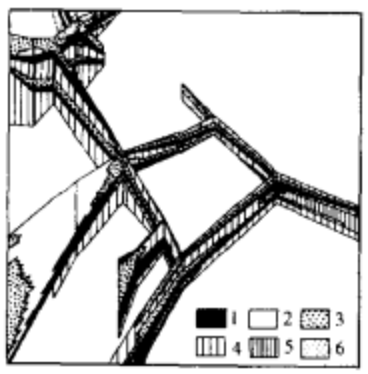
【等厚线图】 isopach map 又称**等厚图**。根据一个地区的地面露头和深部钻井的地层剖面资料，把一个地层单位的厚度变化，用等厚线表现在地图上。等厚线图不仅表示一个地区的水陆分布和沉积条件，还反映了基底在沉积过程中的沉降情况，也就是当时的构造环境特点。

【地层柱状剖面对比图】 stratigraphic correlation diagram 又称**地层对比图解**。用若干个相邻地点的地面露头或地下钻井的地层柱，按地理位置排列起来，加以对比而连接起来的图解。排列地层柱状剖面的间距可以是相等的，也可以按比例远近来排列。一般选择一个具有明显特征的层位作为排列地层柱状剖面的水平基准线，地层柱状剖面之间的岩性和化石对比，可用线条连接相当岩性线或时间界面表示。为了表示地层细节，纵向比例可以适当夸大。为了表明各个地点之间地层的构造变动情况，地层柱状剖面就要按野外实际标高来排列。如果均为地下钻井地层柱状剖面，就要以水平面为基准向下排之。地层柱状剖面对比图最好附一个表示各地层柱状剖面相对位置的地理位置图，有时地层柱状剖面对比图还可以按地层柱状剖面的实际地理位置排列。



中国南方二叠纪地层柱状对比图

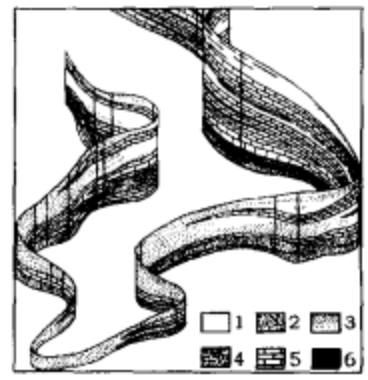
【篱笆图解】 fence diagram 又称**栅状图解**。是地层体的一种三度空间透视图解。在一张用地图作的底图上，按照地层横断面所经过的控制点，画两条以上的地层横断面，使其直立于图底之上，然后把这些地层横断面的地层界线或岩性线连接起来，在空中俯瞰之下，每条地层横断面就像一条篱笆一样，故称为篱笆图解。篱笆图解与地层横断面图不同，后者只能表示地层体的两度空间断面，而前者则是地层体的三度空间图解。但篱笆图解在表示地层细节方面，不如地层横断面那样详细，而是具有更大的概括性。



篱笆图解

1. 泥岩；2. 硅质页岩；3. 硅质岩；4. 碳酸盐岩；5. 灰绿色页岩；6. 砂岩

【带状图解】 ribbon diagram 透视图解的一种。如果把篱笆图解中的分支和交切的地层横断面省略去了，使地层横断面之间交接处的折曲的角度圆润了，一个连续的地层横断剖面呈优美的彩带状蜿蜒在图上，就成为带状图解。



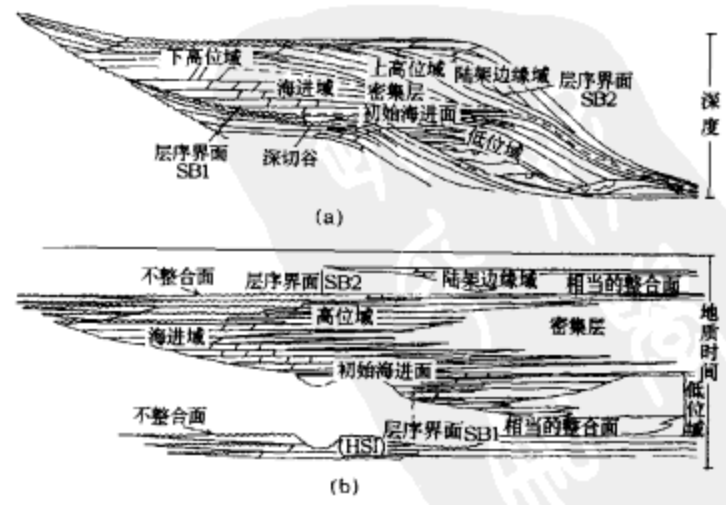
带状图解

1. 红色泥灰岩；2. 灰色泥灰岩；3. 泥灰岩与砂岩；4. 砂岩；5. 石灰岩；6. 盐岩

【生物相图】 biofacies map 又称生物相古地理图。根据生物相分析的结果，把一个地层单位内的古生物特征的分布情况，用比例或比率表现在地图上，就成为生物相图。生物相图一方面表示某些生物的分布，由于生态的差异，只局限于一定地带或地区；另外也反映这些地带或地区有利于某些生物生活和死后保存。

层序地层学

【层序地层结构】 sequence stratigraphy 层序地层学是 20 世纪 80 年代后期兴起的地层学的分支学科，源于 20 世纪 70 年代的地震地层学。以层序作为基本单元来研究地层。层序也称沉积层序或三级层序，是由一套相对整合的、成因上相关的地层序列组成的地层单元，其顶底界面为不整合面或与之相当的整合面，属等时面性质，标志可由地表露头、钻孔岩心和地震剖面识别。形成层序界面的控制因素是海平面升降，基底构造升降和沉积物质的供应丰度。层序内部由沉积体系域组成。沉积体系域包括几个相互横向过渡的同期的沉积体系。可分为低位、海进和高位沉积体系域。体系域之间的界面为初始海泛面和最大海泛面，也是接近等时的。副层序是指海泛面上有成因关系的相对整合的地层序列。图中(a)表示被动大陆边缘的体系域实际叠置形式，(b)是按形成地质时间的分解，称为年代地层格架，所以层序地层与生物地层相结合，有重要的年代地层对比意义。用来研究地层，增强了全球不同地区、不同时代地层间对比与沉积相预测，有广泛的应用价值。



沉积层序模式

(据 Vail et al.，1991，经简化)

【层序划分】 classification of sequence 层序地层学分析的基本地层单位。它是一个由不整合面或与不整合面相对应的整合

面为边界的、内部相对整合的、有内在成因联系的地层序列。层序有级别之分，一般可以分为三级，Ⅰ级层序又称巨层序，延续时间大约 400～500 百万年，其成因与大陆的解体和拼合有关；Ⅱ级层序又称超层序，持续时间大约 10～100 百万年，其成因主要为次级的大陆解体和拼合的旋回或洋中脊扩张；Ⅲ级层序就是平常所指的狭义上的层序，也是通常层序地层学研究的层序级别，持续时间为 1 万～10 万年，其形成主要与构造沉降、大陆冰川的生长-消融所造成的海平面升降有关。

【地震层序】 seismic sequence 在地震剖面中鉴别出来的沉积层序。它是根据地震剖面中各反射波组的不整合关系进行划分的。总的来说，地震层序是沉积层序在地震剖面中的反映，然而地震层序不一定与地层层序一一对应。首先，由于受地震分辨率的限制，一些薄的地层层系可能漏划，特别是地下深处。其次是地震层序所划分的地层单位，与一般方法划分出来的岩性地层单位，有时出现矛盾。

【终止现象】 termination 地震反射同相轴横向中断的现象。

【削截】 truncation 由侵蚀作用和构造作用引起的反射同相轴纵向和横向终止现象。侵蚀作用引起的削截又称**削蚀**，指沉积层序顶界面上出现的纵向终止现象。构造削截是由断层、重力滑动、岩盐流动、火成岩侵入造成的地层横向终止现象。

【地震相参数】 seismic facies parameters 利用地震资料进行地质解释所依据的地震反射参数。这些参数包括反射结构、地震反射的连续性、反射振幅、频率和层速度等。每个参数都包含一定的地下地质信息。地震相单元的外形及其平面分布关系对于地质解释也具有重要意义。

【偏沙地震相】 sand-prone seismic facies 反映高能量环境下沉积的、以沙质成分为主的地层的地震相单元。

【偏泥地震相】 shale-prone seismic facies 反映低能量环境下沉积的、以泥质成分为主的地层的地震相单元。

【地震相图】 seismic facie map 根据地震相分析参数变化作出的图件。如地震相平面分布图。图上用符号或编码标出地震反射结构的类型，上超或下超的方向，地震反射同相轴的连续性、反射强度、频率高低、层速度的大小，并划分出不同的地震相带、相区，作为解释地震相的基础。

【地震相单元】 seismic facies unit 一个能够作图的三维地震单元，由一组反射组成。在地震相单元内的反射结构、连续性、反射振幅、频率、层速度等参数与相邻地震相单元的相应参数有明显差别。地震相单元是利用地震参数对沉积层序进行沉积环境和岩相分析的基本单位。

【滩地震相单元】 bank seismic facies unit 具有滩状外形的地震相单元，实质上是具有斜坡前缘或“滩前”前缘的席状地层。

【透镜状地震相单元】 lenticular seismic facies unit 具有透镜状外形的地震相单元。它反映了一个具有透镜状横断面的地质体，如礁、河道沙体等。

【席状披盖地震相单元】 sheet drape seismic facies unit 外形与席状地震相单元相似，但平滑地披盖在先前的沉积表面上，而不管这个古地貌体表面是否平整。

【楔形地震相单元】 wedge-shaped seismic facies unit 一种横向上变薄、呈楔形尖灭的地震相单元。

【无反射区】 reflection-free area 没有地震反射的地区，其原因有：①质地均匀、缺乏层理；②构造变形，强烈扭曲揉皱；③重力滑塌，内部匀化；④倾角过陡。

【反射结构】 reflection configuration 地震反射的几何图案及其组合，它反映了地层的层面结构、它们的空间位置和边界。从这些结构出发，可以作出许多重要的地质推断。

【成层结构】 stratal configuration 一个地层单元内的地层几何形态和相互关系。它反映了地层沉积时的沉积背景、沉积作用、水流方向，以及后来的构造运动。

【碳酸盐岩隆地震反射结构】 carbonate buildup seismic reflection configuration 堡礁、尖柱礁、裙礁、斑礁等碳酸盐岩隆内部的反射结构。其特征有：①外围和上覆地层的上超和披盖现象；②岩隆内部反射振幅、频率、连续性的变化，通常岩隆内部反射强度减弱、不连续，并出现假同相轴；③速度异常，由于岩隆内部与其围岩地震波速的差异，造成岩隆底界在时间剖面上的“上提”或“下拉”。

【杂乱地震反射结构】 chaotic seismic reflection configuration 不连续的、紊乱的地震反射结构。它可以是变化激烈、能量较高条件下的沉积，也可以是本来连续性很好的地层在重力滑塌情况下变形的反射结构，如滑塌内部的反射。

【发散地震反射结构】 divergent seismic reflection configuration 由一点向一个方向发散增厚的地震反射结构。是收敛地震反射结构的另一种说法，不过指的方向相反而已。

【乱岗状斜坡反射结构】 hummocky clinoform reflection configuration 由无规律、不连续、亚平行的反射构成的一种地震反射结构。反射模式呈杂乱的岗丘状，反射的终止无系统。岗丘的起伏不大，但接近于地震分辨率极限。横向上常渐变为明确的斜坡反射结构，向上常变成平行反射结构。

【充填地震反射结构】 fill seismic reflection configuration 充填于负地形中的沉积物内部地震反射结构。按其外形可以分为河道充填、海沟充填、盆地充填、斜坡前缘充填。按其内部反射结构可以分为上超充填、丘形上超充填、发散充填、前积充填、杂乱充填和复合充填。

【S 形斜交形复合反射结构】 complex sigmoid oblique reflection configuration 在一个地震相单元内，由 S 形前积反射结构与斜交形前积反射结构交替组合成的一种地震反射结构。它所反映的沉积物沉积时的水流强度弱于斜交形，但强于 S 形结构。

【斜交地震反射结构】 oblique seismic reflection configuration 属一种前积型沉积层面结构。其顶面因缺失顶积层而呈现顶超接触方式。其底面为下超终止方式。依其层理面与下界面的关系又可分为平行斜交模式、切线斜交模式两种。前者的交角较陡，后者呈切线式相交，交角逐渐变缓。

【丘形地震反射结构】 mound seismic reflection configuration 高于周围地层的正性反射结构。包括三角洲朵叶、深海扇、重力滑塌堆积、碳酸盐岩隆、平流丘、火山堆积等地质体的反射结构。

【收敛地震反射结构】 convergent seismic reflection configuration 一地震相单元内，由于地层向一个方向呈楔形减薄而造成的反射结构。与发散地震反射结构指的是同一种现象。不过前者强调向上倾方向收敛变薄，后者强调向下倾方向增厚发散。注意，在收敛的焦点附近，由于不同地层厚度的差异而引起的地震分辨力的差异，造成同相轴参差不齐的消失。它并不一定说明有些地层已经尖灭。

【平行地震反射结构】 parallel seismic reflection configuration 由一套彼此平行的地层层序造成的地震反射结构。

【平行斜交地震反射结构】 parallel oblique seismic reflection configuration 一种本身彼此平行但与上下地层斜交的反射结构。它属于一种前积结构。

【亚平行地震反射结构】 subparallel seismic reflection configuration 层面大体平行的地层层序引起的地震反射结构。

【S形反射结构】 sigmoid reflection configuration 由一系列重叠的S形反射形成的前积反射结构。其上段(顶积层)与下段(底积层)倾角平缓,与上下地层界面平行,而中段(前积层)倾角较陡。

【叠瓦状反射结构】 shingled reflection configuration 属于一种前积型地震反射结构,与平行斜交反射结构相似,但总的地震相单元厚度很小,在单元内的反射彼此呈叠瓦状轻微超覆,与顶界面为顶超方式终止,与底界面为下超方式终止。

【前积反射结构】 progradational reflection configuration 一种向深水方向扩建的反射结构。包括S形、斜交型、S-斜交复合型、叠瓦状、乱岗状前积反射结构。它们反映了沉积时水流强度的强弱。一般说来,斜交型结构水流最强,S形其次,乱岗状最弱,它们是以河流为主的三角洲的特征;而叠瓦状结构则是以波浪为主的三角洲沉积物的特征。

【迁移波状结构】 migrating wave configuration 结构上类似攀升波痕,但规模巨大,构成一种特殊的反射结构。它是一种特殊形式的前积和加积作用形成的地震反射结构。

【层序界面】 sequence boundary(SB) 层序与层序之间的不整合面及相关的整合面,系海平面下降事件形成,是划分层序的基础。一般来说,层序界面上、下存在相对明显的古生物、沉积、测井和地震响应等方面的变化。

【基本层序】 basic sequence 沉积地层序列中按某种规律叠覆、一般能在露头范围内观察到、并能代表一定地层间隔发育特点的单层组合。基本层序为描述单元,不是层序地层级别单位。根据其内部单层叠覆规律的不同,可分为两类,即旋回性和非旋回性基本层序。

【旋回性基本层序】 cyclic basic-sequence 由三个以上的不同单层按一定顺序(如A-B-C-D, A-B-C, A-B-D, B-C-D)反复重现的单层组合。旋回性基本层序还可以根据单层宏观岩性特征(如粒度、颗粒含量或单层厚度等)的垂向变化规律进一步分为对称型及不对称型基本层序。前者常呈向上变粗又变细型,后者可包括向上变细(或变薄)型、向上变粗(或变厚)型基本层序等。

【非旋回性基本层序】 noncyclic basic-sequence 韵律性、随机性、均一性基本层序都是非旋回性基本层序:①韵律性基本层序是按一定间隔(常较小)和顺序、稳定而频繁重现的两种单层的组合,如反复重现的砂岩-页岩、页岩-灰岩、泥灰岩-灰岩、灰岩-白云岩等的层对;②随机性基本层序是以随机反复重现的特殊岩性单层或层组为界的单层组合,如在深水盆地区以随机反复重现的碎屑流沉积为界,可划分碎屑流沉积与一种或多种悬浮沉积组成的基本层序;③均一性基本层序是在岩性均一的地层间隔中根据反复重现的侵蚀或间断面划分的基本层序,如冲刷面块状砂岩,间断面泥岩等。

【地层结构】 stratigraphic texture 地层序列内岩层的叠覆与堆积型式。通常所说的旋回性、韵律性、加积型、退积型、进积型沉积等,都属于地层结构的概念范畴。地层结构概念主要是用于研究和描述相当于或略小于一个体系域的地层间隔内岩层的纵、横向总体(或优势)堆积方式,并可根据其成因或形态,将总体退积、加积、进积,或超覆、叠覆、退覆堆积的地层,分别称为退积、加积、进积,或超覆、叠覆、退覆结构的地层。对于地层分析、预测来说,地层结构概念是非常重要的。同义词:**地层堆积型式**(stratigraphic stacking pattern)。

【地层格架】 stratigraphic framework, stratigraphic architecture 广泛应用于地层序列中各类地层或岩石单位的区域性时空有序排列型式。反映地层及岩石单位空间排列型式的,称为**岩石地层格架**(lithostratigraphic framework/architecture);反映地层或岩石单位时-空排列型式的,称为**年代地层格架**(chronostratigraphic framework/architecture)。Steno(1667)论述的沉积地层垂向叠覆、侧向连续、原始水平原理,可以说是原始的地层格架概念;层序地层格架则是当代地层格架概念的典型代表。

【层序划分标志】 sequence subdivision mark 地层序列中的重要侵蚀面或停积面,如不整合面、海侵面、最大海泛面及特定的海泛面,均可用于划分层序:以不整合及与之相当的整合面为界可划分沉积层序或正层序;以最大海泛面及与之相当的整合面为界可划分成因地层层序;以特定海泛面或海侵面及与之相当的不整合为界可划分海侵层序。参见沉积层序、成因地层层序、海侵层序、正层序。

【沉积层序】 depositional sequence 常简称为层序,是以不整合及与之相当的整合面为顶、底界,相对整合且有成因联系的地层序列。划分沉积层序的不整合要有明显地表侵蚀、暴露证据,并在某些地区有海底侵蚀迹象、分开新、老地层的重要间断面。这是一个将层序界面限定为地表暴露不整合,因而强调了相对海平面升降,特别是全球海平面升降为层序发育主控因素的较严格的定义。沉积层序又可根据其底界特征的不同分为两个类型:Ⅰ型层序,以Ⅰ型层序界面为底,Ⅰ或Ⅱ型层序界面为顶,内部自下而上分低(水)位、海侵和高(水)位体系域;Ⅱ型层序,以Ⅱ型层序界面为底,Ⅰ或Ⅱ型层序界面为顶,内部自下而上分陆架边缘、海侵和高(水)位体系域。在层序地层研究中,沉积层序是应用最广、影响最大的基本单位,层序地层学的理论格架是以沉积层序模式为基础的。

【成因地层层序】 genetic stratigraphic sequence 简称**成因层序**。是以最大海泛面及与之相当的整合面为顶、底界,由具成因联系的进积、加积和退积沉积体系组成的地层体,为一个重要的盆地边缘进积幕的沉积记录。成因地层模式是根据沉积幕概念建立的,它强调的是盆地的充填事件。后来Galloway(1997)重新论述成因地层模式时,引用了沉积层序的体系域概念、名称和划分依据,在其内部自下而上分高水位、低水位及海侵体系域,差别是将相当于陆架边缘体系域的沉积仍称为低水位体系域。最大海泛面是比地表暴露不整合(特别是Ⅱ型不整合)更易于识别的地层界面,与其伴生的浓缩段是区域地层划分、对比、年代标定的重要标志层。建立成因地层模式为的是提供另一种不依靠不整合来划分层序,进行地层分析的工具。

【海侵-海退层序】 transgressive-regressive sequence 又称**海侵-海退旋回**(transgressive-regressive cycle)。是以特定的海泛面,或海侵面及与之相接的不整合面为界的地层层序。在地层学研究中划分海侵-海退旋回已有很长的历史,至今仍然有人使用。为了在很少发育不整合的地层序列中引用沉积体系和层序地层学的理论、方法,提高地层分析、预测能力,可以划分海侵层序。其划分亦可借鉴沉积层序的体系域概念,在其内部自下而上分为海侵体系域,海退体系域(相当于沉积层序的高水位与低水位或陆架边缘体系域之和)。当以海侵面及与之相接的不整合为层序顶界时,可进一步将海退体系域分为两个分别与高水位、低水位(或陆架边缘)体系域相当的亚域:高水位海退体系域及低水位海退体系域。通过标定海侵层序及其体系域和重要海泛面的年龄,亦可建立高分辨率的区域性年代地层格架。

【Ⅰ型层序界面】 type Ⅰ sequence boundary 有地表暴露、河流回春侵蚀、岩相及海岸上超向海迁移等特征的层序界面。它是在相对海平面高速下降并降至沉积滨线坡折(又称退覆坡折)以下,陆架暴露并遭受长期地表风化与河流回春侵蚀后形成的。

地层进积与退积结构转换面上的残留风化壳、古土壤等地表暴露证据和深切谷为其主要识别依据。向盆地延伸,时有海底峡谷与之伴生,还可见其上覆地层的上超和滨岸沉积突然向海迁移等现象。同义词:Ⅰ型不整合(type Ⅰ unconformity)。

【Ⅱ型层序界面】 type Ⅱ sequence boundary 以地表暴露及沉积滨线坡折(退覆坡折)向陆侧发生海岸上超向海迁移为特征,但缺少河流回春侵蚀与岩相向海迁移证据的层序界面。它是在相对海平面低速下降但未低于沉积滨线坡折(退覆坡折),陆架暴露部分遭受长期地表风化和侵蚀夷平后形成的。其上覆地层的上超、地层进积与退积结构转换面上的残存风化壳、古土壤或风化壳的侵蚀滞留沉积、暴露面被侵蚀夷平的证据等为其主要识别依据。它是一个较隐蔽的不整合,无深切河谷、海底峡谷与之伴生。同义词:Ⅱ型不整合(type Ⅱ unconformity)。

【层序】 sequence 也称正层序。为在一个三级海平面变化周期内形成的沉积,是层序地层的基本层序,平均时限为 2~5 百万年。在稳定的地台区往往表现为全球性的。在晚奥陶世至早志留世、早泥盆世晚期、晚石炭世、晚二叠世至早三叠世、晚侏罗世、早白垩世末期以及新近纪都有时限不同程度变短的现象,可能受到冰期、构造活动期以及地磁极向多变期等全球性现象的影响。

【副层序】 parasequence 又称**准层序**。①以海泛面及与之相当的面为界,相对整合且有成因联系的层或层组序列。位于层序或体系域顶、底部的副层序,其顶、底界可与层序或体系域的界面重合。在浅海陆架区划分副层序的关键是识别海泛面,在海岸平原或中-外陆架区,要靠追索与海泛面相当的界面来划分副层序;在内陆、陆架斜坡-深水盆地区的沉积中,很难识别与海泛面相当的界面,故难以划分副层序。②将副层序分为周期性副层序和幕式副层序。前者的形成与高频相对海平面升降旋回有关;后者则仅与突发的幕式海水变深事件有关,如三角洲分流河道决口产生的沙体压实前三角洲泥,或同沉积断裂一盘下降,或下伏地层内盐丘被挤出等造成的海水突然变深等。③副层序是一个描述性的术语,不宜视为层序地层划分的 4,5,6 级单位术语。

【副层序组】 parasequence set 又称**准层序组**,以主要海泛面及与之相当的面为顶、底界,按特定堆积型式组合在一起的、有成因联系的副层序序列。副层序组的界面均为副层序堆积型式的转换面,有时可与体系域或层序界面重合。副层序组一般是体系域的组成部分,有时一个体系域也可能只含一个副层序组。副层序组按其中副层序的堆积型式,可分为三种类型,即退积型、加积型和进积型副层序组。

【退积型副层序组】 landward stepping parasequence set 准层序的纵向叠加样式是向上水体变深的,反映沉积相向陆退却、盆地扩张的过程。

【加积型副层序组】 vertical stepping parasequence set 准层序的纵向叠加样式是水体深度基本保持稳定,反映沉积相的分布和盆地范围也基本保持稳定。

【进积型副层序组】 seaward stepping parasequence set 准层序的纵向叠加样式是向上水体变浅的,反映沉积相向盆地推进、盆地收缩的过程。

【沉积层序等级划分】 rank classification of depositional sequence 沉积层序等级划分,国内外学者提出的方案大致相同,其所用名词术语与时限有所差别(见表)。①Haq et al.(1988)将中—新生代的沉积层序分为 5 级:1 级(含 2 个亚级):巨层序组(megasequence set),由 1 级海平面升降巨旋回组内的巨层序构成,时限 250 百万年(二叠纪末期至今);巨层序(megasequence),由重要不整合界定的一套超层序组或超层序,为 1 级海平面升降巨旋回的沉积记录,时限 39.5~78 百万年;2 级(含 2 个亚级):超层序组(supersequence set),由重要不整合界定的一套超层序,为 2 级海平面升降超旋回组的沉积记录,时限 30~40 百万年;超层序(supersequence),由重要不整合界定的一套层序,为 2 级海平面升降超旋回的沉积记录,时限 4~13.5 百万年;3 级:层序(sequence),时限 0.3~9 百万年;4 级:层序或副层序;5 级:副层序。这套术语中存在的问题是将以海泛面为界的副层序纳入了以不整合为界的沉积层序等级体系。②Vail et al.(1991)的沉积层序分级:1 级:巨层序,为 1 级大陆淹没旋回的沉积记录,元古宙以来的地层序列中可分出 4 个巨层序,其中二叠纪末期至今的巨层序仍在发育中,其余 3 个的时限为 295,350,600 百万年;2 级(含 2 个亚级):超层序组,含义与 Haq 的相同,为 2 级层序旋回的沉积记录,平均时限 27~30、30~40 百万年;超层序,含义与 Haq 的相同,为 2 级层序旋回的沉积记录,平均时限 9~10 百万年;3 级:层序,时限 0.5~5 百万年;4 级:简单层序(simple sequence),时限 0.1~0.5 百万年;5 级:简单层序,时限 0.01~0.05 百万年。这个术语体系中的简单层序亦以地表暴露不整合及与之相当的整合面为界,与下述的高频层序含义相同,被认为是 4,5 级层序旋回(或冰川海面升降旋回)的沉积记录。③Mitchum & Van Wagoner(1991)的 3~5 级沉积层序:3 级:层序(sequence)或复合层序(composite sequence)它们分别由体系域或高频层序组成,为海平面升降基本旋回的沉积记录,时限 0.5~4 百万年,平均 1~2 百万年;4 级:高频层序(high-frequent sequence),平均时限 0.1~0.2 百万年;5 级:高频层序,平均时限 0.01~0.02 百万年。4、5 级高频层序均为 4 或 5 级海平面升降副旋回的沉积记录。

作者 / 层序等级	Haq et al.(1988)	Vail et al.(1991)	王鸿祯等(1996)	
1 级	巨层序组 时限 250Ma	巨层序 295、350、600Ma	超级	巨层序 500~600Ma
	巨层序 39.5~78Ma		1 级	大层序 60~120Ma
2 级	超层序组 30~40Ma	超层序组 27~30Ma 30~40Ma	2 级	中层序 30~40Ma
	超层序 4~13.5Ma	超层序 9~10Ma		正层序组 9~12Ma
3 级	层序 0.3~9Ma	层序 0.5~5Ma	3 级	正层序 2~5Ma
4 级	层序/副层序	简单层序 0.1~0.5Ma	4 级	亚层序 0.1~0.4Ma
5 级	副层序	简单层序 0.01~0.05Ma	5 级	微层序 0.02~0.04Ma

【正层序】 orthosequence 王鸿祯等(1996)提出的层序地层级别划分的基本单位名称,其含义及内部体系域划分与沉积层序相同。他们的级别单位术语为:超级:巨层序(gigasequence),含义与 Vail et al.(1991)的巨层序相同,时限 500~600 百万年;1 级:大层序,含义与 Haq et al.(1988)的巨层序相同,时限 60~120 百万年;2 级:中层序,含义与超层序组相同,时限 30~40 百万年;正层序组,含义与超层序相同,时限 9~12 百万年;3 级:正层序,时限 2~5 百万年;4 级:亚层序,时限 0.1~0.4 百万年;5 级:微层序,时限 0.02~0.04 百万年。

【巨层序】 gigasequence 层序地层学中的超级单位,其时限约为 500~600 百万年。是一级大陆的巨型旋回的沉积记录。

【大层序】 megasequence 为层序地层长周期的一级单元,与

Sloss层序相对应,时限约为60~120百万年。北美地台上识别的7个大层序又称Sloss层序。分别为索克大层序(sauk)、蒂珀卡努大层序(Tippencanoe)、卡斯卡斯基亚大层序(Kaskaskia)、下阿布萨罗卡下层序(un. Absaroka)、上阿布萨罗卡大层序(up. Absaroka)、祖尼大层序(Zuni)和特贾斯大层序(Tejas)。中国三大地台都可分出7个大层序,与Sloss层序界面和时限相近。

【中层序】 mesosequence 层序地层中周期的一级单元,时限约为30~40百万年,最佳平均时限为35百万年。这是显生宙发育最好,在生物绝灭、磁极反向、岩浆活动、造山运动和气候变化等方面均有良好耦合的全球性海平面升降旋回周期之一,很可能与太阳系穿越银道面的半周期值有关。

【亚层序】 subsequence 在层序内部的四级海平面升降旋回中形成的沉积层序,可以有相似于三级层序的内部结构,多限于浅水环境,规模较小,分布局限,时限约为0.1~0.4百万年,可能与米兰柯维奇(Milankovitch)超长周期相比。

【微层序】 microsequence 在野外露头上能够以常规方法识别的最小沉积层序单元。限于浅水环境发育,与一般所用副层序(parasequence)的时限大致相当,约为0.02~0.04百万年,可能与米兰柯维奇长周期相比。

【不整合界定地层单位】 unconformity-bounded stratigraphic unit 由国际地层分类分会(1987)提出。《国际地层指南》(1976)将其定义为:由特别指定的重要区际不整合面限定顶、底界和侧向延伸范围的三度空间地层体,它可能由单一岩类(如沉积岩或变质岩)或多岩类(如沉积岩、变质岩或岩浆岩等)的岩层及岩体组成。与其他类别地层单位的区别是,它必须以特定的不整合面为顶、底界,并且只根据其顶、底不整合界面的实际延展来划分,不能根据岩性特征、生物化石、地层位置或地质年代属性等,向其顶、底不整合界面分布范围以外的地区延伸。这是一类以自然界面划分的、描述性的物质单位。《国际地层指南》规定不整合界定地层划分的基本单位为序。

【初始海泛面】 first flooding surface 也称**海侵面**,即海水首次越过陆棚边缘所对应的界面。它是低水位体系域与海侵体系域之间的物理界面,并以低水位沉积体系向盆进积转换为海侵沉积体系向陆退积为特征,初始海泛面常常伴随着海水进侵过程中在向陆方向对层序底界面的侵蚀作用。在湖泊层序中对应于初始湖泛面。

【海泛面】 marine flooding surface 一个分开新、老地层、有海水突然变深及海底侵蚀或停积间断证据的界面。它可能呈现为岩相突变的平面,或微起伏、其上常见薄的海底侵蚀滞留沉积的海底侵蚀面。

【最大海泛面】 maximum flooding surface 是层序中海侵达到最大限度时所对应的界面。它是海侵体系系域与高水位体系域之间的地层界面,以海侵沉积体系向陆退积转换为高水位沉积体系向盆进积为特征,最大海泛面通常与凝缩层相伴生。在湖泊层序中对应于**最大湖泛面**。

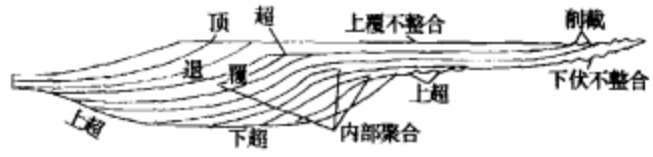
【加积】 aggradation 沉积学引用的普通术语,指沉积物总体垂直向上的堆积作用。其特点是沉积中心和沉积相带不发生侧向迁移,地层柱的岩相组合在垂向上基本不变。加积作用发生在盆地的沉积物容纳空间增长速率与沉积物堆积速率保持相对平衡的时期。同义词:**垂向加积**(vertical accretion)。

【进积】 progradation 沉积学引用的普通术语,指沉积中心和沉积相带逐步由盆地边缘向盆地内部迁移过程中,以侧向为主的沉积物堆积作用。其特点是地层柱的岩性自下而上变粗或岩相变浅,并形成向盆地原始倾斜的反S或陡斜型退覆沉积层。进积作用在盆地的沉积物容纳空间增长速率小于沉积物堆积速率的时期发生,并且二者的差越大,退覆沉积层的原始倾角越陡。

【退积】 retrogradation 沉积学引用的普通术语,指沉积中心和相带由盆地内部向盆地边缘逐步迁移过程中的沉积物堆积作用。退积作用在盆地的沉积物容纳空间增长速率大于沉积物堆积速率时(即沉积基准面上升期)发生。其地层柱的岩相自下而上变细或变深,并形成向物源区超覆的沉积层。

【底超】 baselap 地层向其底界面作侧向终止,分为上超和下超两种。

【上超】 onlap 上超现象在地震剖面中的表现。即在地震剖面图上识别出的上超现象。它代表地震剖面中的一个底部界面上的不整合接触关系,同地层学中的超覆同义。意指一套水平地层对着一个原始倾斜的沉积表面(不整合面或沉积间断面),在逆倾向方向上依次向上超覆终止的地震反射模式。它也可以是一套倾斜的地层朝着一个原始倾角更大的沉积表面的逆倾向依次向上超覆。在地质上,上超现象代表海平面或湖平面不断上升,水域不断扩大的过程。



地层的侧向搭接关系示意
(据 Mitchum et al.,1977)

【下超】 downlap 是原始倾斜地层对原始水平界面(或原始斜角较小的倾斜界面)在倾斜下方作底部超覆,亦即层序内地层对底部界面向盆方向的超覆。如海侵体系域在向盆地方向下超于初始海泛面之上,而高水位体系域进积层远端也下超于最大海泛面之上。

【顶超】 toplap 是层序向其顶界面的超失,一系列低角度倾斜的地层依次终止于水平或更小倾角的顶界面。它是海平面相对静止的标志。

【退覆】 offlap 在地震地层学中指一种前积层构造反射模式。它的特点在于其上超点逐步向深水方向的前下方转移,它代表了海水不断下降、盆地逐渐萎缩的过程。

【超覆】 overlap 地层学引用的一个普通术语,词意为:整合层序中地层向陆延伸、尖灭的范围由老至新逐层扩大,较新的层依次掩埋并超越其下伏层的延伸尖灭边界。这种地层关系经常与不整合面伴生。

【沉积体系】 depositional system 与某些现象的或推测的环境和沉积作用有密切成因联系的三度空间岩相组合。沉积体系概念和方法主要是在20世纪60~70年代研究墨西哥湾沿岸沉积时,根据瓦尔特相定律和相模式发展完善起来的。相邻的不同沉积体系(如三角洲体系与碳酸盐台地体系等)之间通常以不整合或相变面为界。沉积体系一般是根据相模式来确立的。

【沉积体系域】 depositional systems tract 是由一系列具有内在成因联系的、同时代的沉积体系所组成的地层单元,其形成受控于全球海平面变化、构造沉降和沉积物供给三者速率之间的相互关系。一个层序通常由三个体系域组成,I型层序通常由低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域组成,II型层序通常由陆棚边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域组成。

【体系域界面】 systems tract interface 分隔一个层序内某一体系域与其上、下体系域之间的分界,主要由相对海平面(在湖泊层序中为相对湖平面)变化引起。在沉积特征上常表现为水

体深度的突然增加或降低，常伴随着小的水下侵蚀作用和无沉积作用，表明存在小的沉积间断，但在向陆方向与之对应的面，并没有明显的陆上侵蚀作用，也没有海岸上超向下转移或沉积相向盆地方向的迁移。

【低水位体系域】 lowstand systems tract (LST) 又称低位体系域，是Ⅰ型层序发育初期的沉积体系域，沉积时水体深度较浅、沉积体系分布于盆地低部位，主要沉积相类型有低水位扇、斜坡扇和低水位楔状体和深切谷充填沉积，沉积物以粗粒为主。

【高水位体系域】 highstand systems tract (HST) 又称高位体系域，是层序发育晚期的沉积体系域。通常分布于陆棚之上，其内部准层序组在向陆方向上超于层序底界面之上，而在向盆方向则下超于海进体系域或低水位体系域之上。高位体系域内部又可分为早期高水位进积复合体、晚期高水位进积复合体以及末期高水位近陆表复合体。早期高水位进积复合体，以向上向盆构筑的反S型进积地层形式为特征；晚期高水位进积复合体，则以向盆构造倾斜进积地层形式为特征；末期高水位近陆表复合体，则以在海平面相对停滞时期形成的河流沉积为特征，多发育暴露和剥蚀等沉积构造。

【海侵体系域】 transgressive systems tract (TST) 是层序发育中期的沉积体系域，其底部以初始海泛面与低水位或陆棚边缘体系域为界，顶部以最大海泛面与高水位体系域为界。海侵体系域以一个或多个退积准层序组为特征，其内部的准层序向陆方向上超于层序界面上，向盆方向下超于初始海泛面之上，一般具有向上、向盆减薄的特点。海侵体系域在陆相湖泊层序中对应于湖侵体系域。

【陆棚边缘体系域】 shelf margin systems tract (SMST) 是Ⅱ型层序发育初期的沉积体系域，与Ⅰ型层序的低水位体系域相对应。是一个加积与进积共存的楔状体，它的向陆部分通常是一个向海加厚的非海相楔形体，而其海相部分与Ⅰ型层序中的低水位进积复合体相似。

【沉积基准面】 base level 是这样一个抽象的、动态平衡的界面，此面之上沉积物不能有效保存，此面之下沉积和埋藏作用则可能发生。海洋环境中基准面可以简单的认为是海平面，湖泊环境中基准面可以认为是湖平面，均可以认为是大致水平的，而陆相河流环境的基准面是递降水流平衡剖面，是一个有起伏的面。沿沉积基准面由陆向盆方向的不同地理位置，一般会依次发生侵蚀作用、沉积过路作用、沉积作用和饥饿沉积作用。

【基底沉降速率】 base subsidence rate 在构造作用下，盆地基底向下沉降的速度大小。盆地基底的沉降是使盆地内可容空间发生变化的重要控制因素之一。

【海平面变化速率】 sea level change rate 全球海平面升降变化的速度大小。全球海平面变化的主要原因有：冰川作用和消冰作用、海底扩张速率的变化和极地迁移作用等。

【可容空间】 accommodation 又称容纳空间，指位于基准面(高于这个面将发生剥蚀作用)之下的可供沉积物充填并保存的空间。从动力学上来讲，可容空间是一个在地质时间中形状连续变化的体积空间。某一时刻的可容空间既包括前期形成的、未被前期沉积物充填的剩余可容空间，也包括新生成的新增可容空间。

【可容空间增长速率】 accommodation increasing rate 是基底沉降速率和海平面变化速率之和。在海盆中，全球海平面变化对可容空间的控制作用明显，而在陆相湖盆中，基底沉降对可容空间的控制作用更为显著。

【沉积速率】 deposition rate 沉积物对可容空间充填的速度。沉积速率与可容空间增长速率之间的相对关系控制着沉积水体深度和准层序组的叠置方式，可容空间增长速率小于沉积物沉积速率时，沉积物向盆进积，沉积水体深度变浅；可容空间增长速率大于沉积物沉积速率时，沉积物向陆退积，沉积水体深度变大；可容空间增长速率与沉积物沉积速率相当时，沉积物向上加积，沉积水体深度也基本保持稳定。

【沉积过路作用】 sediment bypass 当沉积基准面与地表一致(重合)时，则沉积物继续向盆搬运，既不发生沉积作用，也不发生对下伏地层的侵蚀。

【高分辨率层序地层学】 high resolution sequence stratigraphy 是Cross等在地层基准面、体积划分、相分异等基本原理基础上建立的高精度等时地层划分和对比技术，它为储层描述、模拟和预测提供高精度的等时地层对比格架。

【基准面原理】 base level principle 沉积基准面相对于地表会产生波状升降，在此过程中伴随着可容空间的变化。一个基准面旋回由一个上升半旋回和随后的一个下降半旋回组成。基准面上升时，向陆方向有新增可容空间产生，当基准面下降时，剩余可容空间向盆收缩。在一个基准面旋回变化过程中(可理解为时间域)保存下来的沉积地层为一个成因地层单元，即成因层序，其以时间面为界面，因而为一个时间地层单元，也就是说一个基准面旋回是等时的。

【体积划分原理】 volumetric partitioning principle 在成因地层内沉积物被划分成不同的相域，它是基准面变化过程中，不同沉积环境内可容空间四维(三维空间+时间)动力学变化的结果。在基准面下降期间，剩余可容空间向海迁移，空间向海增大，向陆减小，因而滨海砂岩沉积体逐渐增大，海岸平原砂岩体积减小；基准面上升期间，向陆方向有新增可容空间产生，空间向陆增大，因而堆积在陆地相域的海岸平面沉积体积逐渐增大。

【相分异原理】 facies differentiation principle 伴随着可容空间的变化和沉积物的体积划分，保存在相同沉积环境中的相序列、相组合、相类型以及相的多样性，也存在显著的差异。相分异直接影响着储层的物理特征，如储层相在三维空间的连续性、几何形态、岩性、岩相类型以及岩石的非均质性。

【自旋回】 autogenetic cycle 在沉积背景相对稳定的条件下，由于盆地内部因素变化所形成的沉积旋回。

【异旋回】 allogenetic cycle 由物源供给条件、盆底构造运动、海平面等沉积背景因素变化所形成的沉积旋回。

【浓缩段】 condensed section 又称**凝缩段**、**饥饿段**(starved section)。是沉积层序中部的一个厚度很薄、由沉积速率极低的(<1厘米/1000年)半远海-远海沉积物构成的地层单位，常富含多门类浮游和底栖生物化石、自生矿物(海绿石、磷灰石、菱铁矿等)、有机质、斑脱岩、浓度较高的放射性或铂族元素等，并与明显的海底间断面(如具生物潜穴或钻孔的硬底等)共生。它通常在海侵体系域的退积沉积层远源端和高位体系域的进积沉积层远源端出现，因此，是海侵与高水位体系域之间的一个过渡段。在陆架最大海侵期它的分布范围最广，可从盆地一直延伸到外或中陆架。

地质时代

【前寒武纪】 Precambrian 又称**先寒武纪**、前古生代，泛指寒武纪以前的一段漫长地质时期，包括太古宙(始生宙)和元古宙(原生宙)。在中国则包括震旦纪和前震旦纪。前寒武纪约占整

个地质时期的将近90%的时间(近40亿年),是地壳形成和发展史中的早期阶段。此阶段生物以水生菌藻植物为主,后期出现了后生动物。这些生物保存成为化石的极少,因此有人把前寒武纪称为隐生宙。近年来对前寒武纪的划分大致有两种倾向:一种是过分强调构造期,单纯地以同位素年龄值作为划分的主要依据,如美国地质调查所1971年提出的方案,不用太古宙和元古宙,而用符号来代表这些不同的阶段,把前寒武纪划分为:W(>25亿年)、X(25亿~16亿年)、Y(16亿~8亿年)、Z(8亿~5.7亿年)四个大阶段;另外一种认为前寒武纪的划分也可以用显生宙所用的生物演化和沉积发展的阶段性那样的原则,其中如美国的格劳德(P.Gloud,1972),把前寒武纪划分为四个大阶段(宙):冥古、太古、元植(protophyte)和元古或元动(protozoan),其时间界限分别置于35亿~36亿年、26亿年左右和19亿年;这四个阶段和以后的显生宙是同一级别的;显生宙的起点下移到前寒武纪最后一次冰川作用消退和后生动物出现的位置,即大约6.8亿年的时期。显生宙起点的下移是考虑到从6.8亿~5.4亿年之间建立一个新的纪(系),并把它归入古生代。

【冥古宙】 Hadean 指地球历史上最早的、但没有系统岩石纪录的阶段。国际地质科学联合会所属国际地层委员会未接受过这一名词,未在国际地层表中列出。

【太古宙】 Archean Eon 曾称**太古代**(Archaeozoic Era),又称**始生代**。属隐生宙,是地质年代中最古老的一个时期。距今25亿年前。目前认为最早的生物遗迹是在南非发现的距今32亿年左右的两个微古植物化石;一个呈球状可能与现代蓝藻有密切关系的,命名为古球藻(*Archaeosphaeroides*);另外一个呈杆状的细菌,命名为原始细菌(*Eobacteriumisolatum*)。据此,一般认为生物圈在距今36亿年左右可能已开始出现。原始地壳的形成开始于距今46亿年左右。最早的原始地壳为薄而脆弱的玄武岩圈(硅镁层),具有大洋地壳的性质,成分相当于大洋拉斑玄武岩。具体代表如津巴布韦(罗得西亚)的锡瓦克韦系下部的超基性岩等。可能在距今40亿年左右开始出现了原始水圈,从而开始出现了沉积圈。但这时火山作用频繁而强烈,与沉积作用相比仍占优势,故主要形成了基性至中基性火山岩和火山沉积岩,以后变成了绿岩。这些古老绿岩组成了所谓原始大陆的核心,成为古地台的基底。较晚的正常沉积,以后遭受变质作用和花岗岩化,是围绕着古老的陆核分布的。距今35亿~26亿年开始出现"花岗岩"圈(硅铝层),主要是钠质花岗岩。此阶段花岗岩化广泛发育,规模大,延续时间长。太古宙末发生了广泛而强烈的地壳运动,伴随着全球性的火山喷发,是地壳演变过程中最大的地质事件。太古宙包括四个代:始太古代,古太古代,中太古代和新太古代。

【始太古代】 Eoarchean Era 国际地质科学联合会所属国际地层委员会前寒武纪地层分会将地质时期中大于36亿年的时段划归始太古代,始太古代期间形成的地层称**始太古界**(Eoarchaean Erathem)。一般认为最原始的地壳形成于距今46亿年左右,从45亿年开始,在地球的原始地壳上开始逐步形成水,到40亿年左右原始的水圈可能已具雏形,同时出现了最早的沉积,逐步形成地壳的沉积圈。但至今保留下来的始太古代沉积物仅在少数古陆核有发现,如西格陵兰阿米索克片麻岩和依苏亚沉积变质表壳岩,它们记录了始太古代的沉积作用、岩浆活动和构造运动及变质作用等重大地质事件发生、发展过程。另外还有加拿大艾伯塔省西部的阿卡斯塔英云闪长质片麻岩和南非巴布顿绿岩基底的安得森片麻岩。中国华北地台区鞍山附近白家坟38亿年的花岗质糜棱岩和冀东黄柏峪的曹庄岩组铬云母石英岩(其中的残余锆石年龄为38亿年)为其代表。

【古太古代】 Paleoarchean Era 指距今36亿~32亿年之间的地质时期,在这期间形成的地层称**古太古界**(Paleoarcheam Erathem)。中国的古太古界只有华北地台的冀东曹庄变质表壳岩和鞍山陈台沟变质表壳岩和白家坟花岗岩,它们是早期形成的陆源碎屑沉积和火山沉积,随后又遭受了角闪岩相为主的变质作用和强烈构造变形,以及花岗岩和英云闪长岩侵入。

【中太古代】 Mesoarchean Era 指距今32亿~28亿年之间的地质时期,在这期间形成的地层称**中太古界**(Mesoarchean Erathem)。中太古界主要分布在华北地台、阴山地区的桑干杂岩、冀东迁西群和辽北至延吉的龙岗群以及山东的沂水岩群等。它们大都经历了早期沉积和火山沉积以及以后角闪岩相到麻粒岩相的变质作用和强烈构造变形及花岗岩的侵入。

【新太古代】 Neoarchean Era 指距今28亿~25亿年之间的地质时期,在这期间形成的地层称**新太古界**(Neoarchean Erathem)。新太古界是太古代陆壳的主要组成部分。中国华北地台的新太古代地层分布最广,西自阿拉善、贺兰山、阴山、太行山-吕梁山、燕山、辽、吉、鲁西、胶东、皖、豫、陕均有出露,建立的群及岩群最多。同时在扬子地台和塔里木地块的陆核也有新太古界出露,这些岩石大多经历了不同程度的变质作用和构造运动以及岩浆侵入。中国新太古代绿岩系就是指这些地层中以沉积和火山沉积方式生成岩石又经历了中、浅变质作用的绿色岩系。

【元古宙】 Proterozoic Eon 曾称**原生代**、**元古代**(Proterozoic Era),属隐生宙。是地壳演化过程中的第二个时间单位,时间是距今25亿年至5.4亿年之间,元古宙自老而新分为古元古代、中元古代和新元古代。元古宙中已发现了很多菌藻植物的化石,如藻类化石和微古植物,因而将元古宙称为菌藻植物时代。元古宙末期,除藻类大量繁育外,还出现了著名的伊迪卡拉动物群,其中有腔肠动物、环节动物、节肢动物和介壳动物。由于这些动物缺乏坚硬骨骼,保存下来的多为动物躯体的印痕化石和遗迹化石。元古宙后期曾发生过全球性的大冰期。例如中国南方、西北和华北南部等地,以及澳大利亚、印度、西北欧、西伯利亚、北美西部、南非等地都发现过冰川遗迹。元古宙火山作用已渐减弱。元古宙中期发生过广泛的地壳运动,在华北称为吕梁运动。伴随构造变动有岩浆活动以及与岩浆活动有关的内生成矿作用。元古宙与古生代的界限问题,其中涉及到伊迪卡拉动物群的时代隶属问题,尚未最后确定。目前广泛采用寒武系底界(5.4亿年)作为界线。

【古元古代】 Paleproterozoic Era 始于距今25亿年,中国地质学家从中国的实际出发,把古元古代结束时间定在距今18亿年。而国际上采用距今16亿年。其间形成的地层称**古元古界**(Palaeoproterozoic Erathem)。广泛出露于各大陆古老克拉通及活动带中间地块,中国见于塔里木地块、柴达木地块、华北地台、扬子地台和华夏地块以及天山-兴安、祁连、秦岭、大别等褶皱带中间地块的变质岩地区。主要岩石为沉积岩系和火山-沉积岩系,并遭受了多期的不同程度的变质、变形作用。岩石变质程度多为绿片岩相及低角闪岩相,局部有高角闪岩相及麻粒岩相。富含铁、铜、铅、锌、石墨、硼、菱镁矿和大理石矿床。

【中元古代】 Mesoproterozoic Era 是元古宙三分的中间部分,时间从距今18亿年(国际上采用16亿年)至10亿年,包括长城纪和蓟县纪。此期间形成的地层称**中元古界**(Mesoproterozoic Erathem)。广泛出露于各大陆古老克拉通及活动带的中间地块,中国见于华北、华南古陆和塔里木等地块以及造山带中。主要岩性为沉积岩系和火山沉积岩系,一般未变质或轻微变质,或相

当绿片岩相及低角闪岩相变质，富含叠层石、古藻类和微古植物化石。

【长城纪】 Changchengian Period 中元古的一个纪，始于距今18亿年，延续至距今14亿年。此期间的沉积称长城系。

【蓟县纪】 Jixianian Period 中元古代晚期的一个纪。始于距今14亿年至距今10亿年。此期间的沉积称蓟县系。

【新元古代】 Neoproterozoic Era 是元古宙的第三阶段，从距今10亿～5.4亿年，包括青白口纪、南华纪、震旦纪。此期间形成的地层称**新元古界**(Neoproterozoic Erathem)。中国新元古界包括青白口系、南华系和震旦系。青白口系广泛出露于各大陆古老克拉通及活动带的中间地块，中国见于华北地台，岩性稳定，富含叠层石及宏观藻类和微古植物。南华系、震旦系主要分布于中国华南、西南以及西北、东北和华北地台东缘胶辽、徐淮地区。近年在震旦系上部发现了后生动物和后生植物化石。2004年国际地质科学联合会批准建立伊迪卡拉组(曾译称埃迪卡拉组)，置于元古代末，其时限为630～542百万年。中国的震旦纪与之相当。

【青白口纪】 Qingbaikouan Period 新元古代早期的一个纪。始于距今10亿年至距今8亿年。此时期的沉积称青白口系。

【南华纪】 Nanhuan Period 新元古代中期的一个纪。始于距今8亿年至距今6.8亿年。这一时期的沉积称南华系。

【震旦纪】 Sinian Period 为新元古代最后一个纪。震旦纪在中国最先命名，"震旦"是中国的古称，震旦纪约始于距今6.8亿年左右，延续1.4亿年以上。以后生动物(即伊迪卡拉动物群，又译称埃迪卡拉动物群)、后生植物化石和蠕形动物化石为主。震旦纪时期沉积的地层称震旦系，广泛分布在中国华南、西南各地，东北、西北、华北也有零星分布。

【显生宙】 Phanerozoic Eon 又称**显动宙**。指从寒武纪开始出现大量较高级动物以后的阶段(即古生代、中生代和新生代)，由于前寒武纪末期伊迪卡拉后生动物群的发现，有一种意见认为，应把显生宙的起点下移到前寒武纪最后一次冰川作用消退和后生动物出现的位置，即下移到距今约6.80亿年的时期。显生宙起点的下移意味着古生代起点的下移，而不是寒武纪起点的下移。因为国际上近来的趋向是，考虑将距今6.80亿～5.40亿年(间距为1.40亿年)的阶段建立一个新的纪(系)。这个新的纪应为显生宙的起点。

【古生代】 Paleozoic Era 显生宙第一个代，开始于距今5.40亿年，延续时间为2.90亿年，分为早、晚古生代。早古生代包括寒武纪、奥陶纪和志留纪，从寒武纪开始发生了广泛的海侵，是海生无脊椎动物为主的时代，其中以三叶虫、笔石、珊瑚、鹦鹉螺、腕足类、棘皮动物等最繁盛；奥陶纪还出现了最早的脊椎动物无颚类。晚古生代包括泥盆纪、石炭纪和二叠纪，此时陆地面积不断扩大，是陆生生物逐渐繁育的时代，鱼类至泥盆纪达到全盛，石炭纪和二叠纪是两栖类全盛时代；海生无脊椎动物中除早古生代已有门类继续发展外，还出现了筵类和低等菊石类。植物界在早古生代以水生菌藻类为主，至志留纪末期实现了从水生到陆生的飞跃，出现了裸蕨植物群；泥盆纪后期至二叠纪中期是孢子植物繁盛时代；二叠纪晚期出现了大量裸子植物；石炭纪和二叠纪在各个大陆上都形成了以蕨类为主的大森林，是地史上的重要成煤期。早古生代在西北欧、格陵兰岛、北美、中国西北和南部等地发生了加里东构造旋回；晚古生代在欧洲中部、北美、中国西北和东北北部等都发生了华力西构造旋回。石炭纪末期，在古地中海以南的南方冈瓦纳古陆上广泛地出现了大陆冰川现象，其范围遍及南美、印度、澳大利亚和南非。

【寒武纪】 Cambrian Period 古生代第一个纪。"cambrian"源自英国威尔士的古拉丁文"Cambria"。"寒武"是日文音译，中国沿用。寒武纪开始于距今5.40亿年，延续时间为5000万年。本纪分为早、中、晚三个世。动物群以具有坚硬外壳的、门类众多的海生无脊椎动物大量出现为其特点，是生物史上的一次大发展。其中三叶虫最为常见，是划分寒武系的重要依据。其他尚有无铰、几丁质外壳的腕足类 *Lingulella*，*Obolella* 以及古杯类和软舌螺等。植物群以藻类为主，还有一些微古植物。寒武纪三叶虫动物群分区现象特别明显，动物地理区主要有两个，即东方太平洋区和西方大西洋区。大西洋动物群，其分布范围包括大西洋两岸，如西北欧及美洲最东部新英格兰地带；早、中、晚寒武纪分别以 *Holmia*，*Paradoxides* 和 *Olenus* 为代表；太平洋动物群，则以 *Redlichia*，*Kootenia* 和 *Ptychaspis* 为代表；*Redlichia* 只出现在以亚洲、澳大利亚和北非为主要分布区的印度太平洋区(或南太平洋区)；而在太平洋北部沿岸地区的北极太平洋区(或北太平洋区)，早寒武世三叶虫群则以 *Olenellus* 为代表，中国寒武纪动物群主要属印度太平洋区。中国寒武纪动物群分为三大类型：东方动物群、西方动物群和中间动物群。东方动物群又可分为华北型、东南型和过渡型。华北型主要分布于中国的华北、东北南部，华中和西南、南亚、东南亚、西亚南部、澳大利亚西部及中部和南极洲，动物群以含 *Redlichia*，*Amphoton*，*Damesella*，*Changshania*，*Kaolishania* 等为特征；东南型主要分布于中国东南部、西北部、云南西部、澳大利亚东部，动物群除含 *Redlichia* 外，尚有 *Westergaardodina* 等，以含大量球接子为特征；过渡型分布于中国湘西、黔东、皖东南、朝鲜西部、澳大利亚中部，动物群为华北型和东南型三叶虫混生。西方动物群又可分为北美型、大西洋或阿卡多-波罗的型和过渡型。北美型分布于阿巴拉契亚区、科迪勒拉区，纽芬兰东部、挪威西北部、爱尔兰西北部、英格兰北部、苏格兰、斯匹次卑尔根群岛、加拿大、北极区，动物群以含 *Olenellus*、奇异虫类和油栉虫类为特征；大西洋型主要分布于西欧、西北欧、北美东部、纽芬兰东南部、爱尔兰东部、英格兰中部和南部，动物群以含 *Holmia*，*Paradoxidex* 和 *Olenus* 为特征；过渡型主要分布于北美动物群与大西洋动物群交接处，中间动物群主要分布于东方动物群与西方动物群的中间地带，自乌拉尔山以东的西伯利亚地区直至亚洲大陆的东北部进入北美西部中阿拉斯加东部；另外由亚洲中部的哈萨克斯坦向西进入欧洲南部和非洲北部，动物群为西方动物群和东方动物群混生。



寒武纪联合大陆动物群分布图
1. 东方动物群；2. 中间动物群；3. 西方动物群

【奥陶纪】 Ordovician Period 古生代第二个纪。"奥陶"一名源于英国北威尔士一古代民族名"Ordovices"。在这个古代民族居住的地区，奥陶纪的地层发育较好，故名。日文音译为奥陶，中国沿用。奥陶纪开始于距今约4.9亿年，延续时间约5200万年。奥陶纪是地史上海侵范围最广的一个纪，分为早、中、晚三个世。由于当时浅海广布、气候温和，故海生无脊椎动物空前发展。其中以笔石类和鹦鹉螺类十分繁盛为其特征。笔石类在中国南方分布较广，鹦鹉螺类在中国北方以弯颈式的 *Armenoceras* 为最多，而在南方则以直颈式的 *Sinoceras* 较为常见。三叶虫仍繁盛，其中以油栉虫类最重要。其他如牙形石、腕足类、海林檎

也很重要。珊瑚和苔藓虫也有了代表。还出现最早的脊椎动物无颚类。植物界仍以水生藻类为主。从奥陶纪笔石、牙形石、三叶虫等动物群的分区情况来看,大体上可以分为两大动物群:太平洋(包括澳大利亚和北美洲)动物群和大西洋(欧洲)动物群。中国奥陶纪动物群可分为三种类型:华北型、华南型和扬子型。华北型动物群接近北太平洋(北美)动物群,扬子型动物群属大西洋动物群,华南型动物群则接近南太平洋(澳大利亚)动物群。晚奥陶世在非洲、南美洲和欧洲出现了大冰期,如非洲的南非共和国,南美洲的阿根廷和玻利维亚及欧洲的西班牙、法国南部等地。

【志留纪】 Silurian Period 古生代第三个纪。"志留"一名源于英国东南威尔士一个古代部族(Silures)居住的地方。在志留地区,以这一时代的地层出露较好而得名。志留为日文音译,中国沿用。最初的志留纪包括现在的奥陶纪和志留纪。1960 年哥本哈根国际地层会议正式通过决议,确认奥陶纪与志留纪分立。志留纪开始于距今约 4.38 亿年,延续了 2800 万年。本纪分为早、中、晚、末四个世。生物界的主要特点是脊椎动物无颚类进一步发展和植物群中开始出现原始陆生植物裸蕨。海生无脊椎动物仍占重要地位,以单笔石的兴起,牙形石、珊瑚类和腕足类的大量繁育为其特点。最早的呼气动物板足鲎类,如 *Pterygotus* 等出现并达到极盛。由于志留纪浅海广布,各个海区互相沟通,使得动物群之间发生混生现象,所以志留纪动物群分区现象已不明显。志留纪初,海水又进入中国,除华北及东北南部隆起为陆外,中国广大地区为海水所淹没。志留纪晚期海水普遍退缩,在北欧及中国华南等一些地区发生了强烈的加里东运动。

【泥盆纪】 Devonian Period 古生代第四个纪,"泥盆"一名来自英国西南的泥盆郡(Devonshire),由于这一时期的地层首先在此地研究,故就地取名。"泥盆"为日文音译,中国沿用。泥盆纪开始于距今 4.10 亿年,延续了 5600 万年。本纪分为早、中、晚三个世。由于志留纪末加里东运动的影响,促进了泥盆纪生物界的重大变化。陆生植物进一步发展,早、中泥盆世以 *Psilophyta* 为主,早泥盆世后期出现了原始石松类,中泥盆世出现了 *Protolepidodendron*、原始楔叶类和原始真蕨类,至晚泥盆世出现了原始石松类的 *Leptophloeum rhombicum* 和裸子植物的 *Archaeopteris*。海生动物中的正笔石类中只有单笔石延续到早泥盆世;三叶虫大量减少;而四射珊瑚进一步发展,如早泥盆世广泛分布的珊瑚 *Calceola*;腕足类中石燕类极为繁育,穿孔贝类的 *Stringocephalus* 在中泥盆世分布也很广泛;原始菊石类出现了,如晚泥盆世的棱角石类和海神石类;竹节石和牙形石也很发育。由于无颌类和盾皮鱼类等鱼形动物大量繁育,故又称泥盆纪为**鱼类时代**(Fishes age),如中泥盆世的 *Bothriolepis* 等,它是由一类总鳍鱼类变化而产生的最原始的两鳍类。泥盆纪大西洋动物群与印度太平洋或南太平洋动物群没有多大差别,可以合称为欧亚古地中海动物区。由于加里东运动的结果,北欧格洛彭地槽区褶皱隆起,形成了广大陆地,并堆积了陆相老红砂岩。当时海水主要集中在古地中海区,向北进入乌拉尔海槽,泛滥于俄罗斯地台、捷克摩拉维亚、德国莱茵区、法国北部、英国南部,向东经喜马拉雅、昆仑、南天山海槽,直达华南。这个生物区,在早至中泥盆世,以含有拖鞋珊瑚和鹦头贝为其特征,其范围遍及北美西部。北美洲东部的泥盆纪动物群与中国东北北部、内蒙古、北天山、俄罗斯西伯利亚东南部所产者相近,以不含拖鞋珊瑚和鹦头贝为其特征,应属北极太平洋区或太平洋区。至晚泥盆世,海水互通,以尖棱菊石、海神石为代表的动物群广泛分布。

【石炭纪】 Carboniferous Period 古生代第五个纪。石炭纪一名最初创用于英国,由于这个时期的地层中蕴藏着丰富的煤矿藏,故称**成煤时代**(coal age)。开始于距今 3.54 亿年,延续了 5900 万年。本纪分为早、晚两个世。在北美洲通常把石炭纪分为两个独立的纪或亚纪,相当于早石炭世的称为密西西比纪;相当于晚石炭世的称为宾夕法尼亚纪。由于二叠系亦含煤,在法国有时将石炭系和二叠系合起来称为**大石炭系**(Anthracolithic)。石炭纪陆生生物进一步发展,以植物界的空前繁盛为其特点,其中以石松、楔叶、种子蕨和真蕨最重要;至晚石炭世,由于大陆气候分带非常显著,从而出现了植物分区的现象,北有安加拉植物区,南有冈瓦纳植物区,中间为从西欧向西到美洲东部,向东经东欧、中亚到中国,向南转至印度尼西亚苏门答腊一带的中部欧美和华夏植物区。由于森林广布,昆虫大量繁育。脊椎动物两栖类中出现了只能匍匐前进的坚头类。海生无脊椎动物以筵类的出现和发展为其特征;珊瑚和腕足类仍繁盛,四射珊瑚以三带型为代表,腕足类以长身贝科最突出,深水生活的棱菊石类进一步发展。石炭纪的海生动物分区与泥盆纪相似。总的说来,中国石炭纪动物群除早石炭世具有一些太平洋特有的化石外,与古地中海或西欧动物群比较接近,属古地中海动物区。

【二叠纪】 Permian Period 古生代最后一个纪。原译二叠纪,是德文"Dyas"的意译,即二元的意思,故命名为二叠纪。现在国际上常用的二叠纪是"Permian",源出于俄罗斯乌拉尔西坡的彼尔姆城(perm)。由于此城附近这一时代的地层发育完整,故名。因为 Permian 创立在先,又因一系二分比较明显。二叠一词系德文 Dyas 的日文译名,中国沿用。二叠纪开始于距今 2.95 亿年,延续了 4500 万年。本纪原只分为早、晚两个世。现国际上和中国均已采用三分为早、中、晚三个世。二叠纪时,由于地壳运动强烈,自然地理条件发生急剧变化,生活环境的迅速变化,又促进了生物界的大变革。植物界除由石炭纪延续下来的石松类、楔叶类、真蕨类、种子蕨外,二叠纪后期出现了松柏类、苏铁类等植物,开始显现了中生代植物的面貌。植物的气候分带和地理分区与石炭纪相似。不过在植物的地理区划方面有了进一步的划分。由于在中国、朝鲜及东南亚一带出现以 *Gigantopteris* 为代表的独特植物群,因而将上述地区划分出来称为华夏植物区。与植物密切相关的昆虫类有了新的发展,与石炭纪巨大而单纯的昆虫群不同,形体变小、种属增多。脊椎动物中的两栖类仍很繁盛,还出现了原始的爬行类。海生无脊椎动物以筵类、珊瑚、腕足类和菊石类最重要;海百合和苔藓虫十分繁盛,双壳类和腹足类也有新的发展。二叠纪海生动物分区与泥盆纪和石炭纪基本上相似。在中国境内由于为中朝古陆和中天山隆起所分隔,二叠纪动物群基本上可以分为北方区和南方区。北方区如天山、北山、内蒙古、东北北部与俄罗斯西伯利亚、北美洲的北太平洋动物群相似;南方区如华南,与西欧、乌拉尔、中亚、澳大利亚和古地中海(或特提斯)动物群相似。当时南太平洋区与古地中海区很可能形成一个统一的主要生物区,即广义的古地中海区。

【中生代】 Mesozoic Era 显生宙第二个代,开始于距今 2.50 亿年,延续了约 1.85 亿年。中生代包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪。生物界的主要特点是,就植物来说,以裸子植物为主,故中生代有**裸子植物时代**(Gymnosperms-Age)之称。但从白垩纪早期开始,新的、高度发育的被子植物出现了,逐渐替代了古老的裸子植物而占主要地位,至白垩纪晚期的植物群具有新生代植物的面貌。就动物来说,以爬行动物的极度发育和菊石类的规律演化为共同特征,故中生代又有**爬行动物时代**(Reptilian Age)和**菊石时代**(Ammonite Age)之称。随着中生代的结束,巨大的恐龙

类和海洋中的菊石都绝灭了。原始的哺乳类在白垩纪早期出现。鸟类的祖先出现于白垩纪早期或更早。在古地理方面，从世界范围来看，古地中海范围缩小，限于南欧、北非、地中海沿岸一带，向亚洲延伸，经伊朗至喜马拉雅山，更向东南延伸，经缅甸转向马来西亚。古地中海以北的古欧亚大陆中生代时，欧洲部分常为浅海侵没，亚洲部分则大部高出海面以上。在古地中海以南的南方冈瓦纳大陆，中生代后期，由于进一步解体的结果，形成几个分离的陆块：南极大陆、南美洲、非洲、印巴次大陆和澳大利亚。在它们之间及欧亚大陆和北美大陆之间，形成两个巨大的大洋盆地：印度洋和大西洋。中生代时，有些地区发生过强烈的地壳运动，在欧洲称老阿尔卑斯运动，在太平洋两岸也很强烈，故又称太平洋运动，在美洲西部称内华达运动或拉拉米运动，在中国则称印支运动和燕山运动。与印支运动和燕山运动同时，在中国东部沿海地区，伴随大规模岩浆活动，形成了许多重要内生金属矿床。

【三叠纪】 Triassic Period　中生代第一个纪。三叠纪一名来自德文"Trias"的日文意译，中国沿用。由于在德国，这一时期的地层研究最早，一系三分的性质非常明显，故名。三叠纪开始于距今 2.50 亿年，延续了约 4500 万年。它又分为早、中、晚三个世。生物界与二叠纪相比有了显著的变化。繁盛于晚古生代的鳞木、封印木、科达树都绝灭了，而裸子植物中的苏铁类占重要地位，真蕨类和木贼类也逐渐繁荣；脊椎动物方面，鱼类以亚全骨鱼类的繁盛为其特点，爬行类动物迅速发展，恐龙类开始出现，而两栖类则趋向衰退；海生无脊椎动物中，繁盛于晚古生代的四射珊瑚和鲢类已完全绝灭，腕足类明显衰退，所存无几，软体动物中菊石类和双壳类及腹足类的神螺超科进一步发展，成为重要标准化石，从菊石类和双壳类的属种来看，中国三叠纪动物群与古地中海动物群关系密切。至晚三叠世，海生动物分区现象已不明显，各个海区的动物群面貌基本上一致。

【侏罗纪】 Jurassic Period　中生代第二个纪。"侏罗纪"得名于法国、瑞士交界的侏罗山系。"jura"音译应为汝拉山系。在此山区侏罗系出露完好，化石丰富，故就山系取名。日文译名侏罗，中国沿用。开始于距今 205 百万年，延续了 7000 万年，分为早、中、晚三个世。侏罗纪是地史上海侵比较广泛的一个纪，又是地壳历史上植物界最为均一少变的时期。其整个生物界反映了典型的中生代面貌。爬行动物、菊石和裸子植物极度繁盛。植物界以裸子植物中的苏铁类、松柏类和银杏类为主；蕨类植物中真蕨类仍很重要。自中侏罗世起，欧亚大陆地势分异和气候分带现象重新加强，从而又现了横亘欧亚的植物区。在南欧、中南亚和东南亚热带植物区，以苏铁类为其特征，在北极附近的斯匹次卑尔根地区，则以松柏类为主，介于两者之间的西伯利亚温凉植物区则多为松柏类和银杏类。爬行动物中以恐龙类最繁盛，其最突出的特点是生态的分异，在空中有飞翔的 *Pterodactylus*，海中生活的 *Ichthyosaurus*，还有在沼泽地带生活的大型恐龙。晚侏罗世，生物演化史上发生了一次由陆地向空中发展的飞跃，最早鸟类始祖鸟（*Archaeopteryx*）出现了，它还保留许多爬行动物的特征，如具有牙齿等，代表爬行动物向鸟类演化的过渡类型。鱼类以全骨鱼类为主，原始真骨鱼兴起，如始于晚侏罗世（或早白垩世）的 *Lycoptera*。陆生生物中还有昆虫、叶肢介、介形虫及淡水软体类等。海生无脊椎动物中以菊石和箭石最繁盛，是划分对比海相侏罗系的重要依据。海生动物分区在中、晚侏罗世比较明显，包括北极海区，斯匹茨卑尔根和北美北部为主的北极动物区的特点是有厚壳双壳类 *Aucella* 及菊石等，但缺乏珊瑚礁相。古地中海区包括阿尔卑斯区、喜马拉雅区、东南亚和南冈底斯区，北延至日本南部，以造礁珊瑚、海绵、厚壳双壳类 *Diceras* 及菊石、箭石为特征。

【白垩纪】 Cretaceous Period　中生代第三个纪或最后一个纪。"白垩"一名来自拉丁语"Creta"，即白垩的意思。由于这一时期，西欧沉积一种极细的、富含钙质的白垩层，故以岩性取名。现在英法海峡两岸的断崖均为这种白色的白垩所构成，是研究白垩系的最早地区。白垩纪开始于距今 137 百万年，延续了 7200 万年，分为早、晚两个世。白垩纪又是一次生物界显著变革的时期，许多生物类别于白垩纪末相继绝灭。植物界发生了显著的变化，早白垩世植物群虽是晚侏罗世植物群的继续，松柏、银杏、苏铁、蕨类植物继续存在，但在早白垩世被子植物开始出现，至晚白垩世大量发展，占了主要地位，与新生代古近纪与新近纪接近，而典型的中生代裸子植物则趋向衰亡；早白垩世植物分区与中、晚侏罗世大致相似，不过温带与热带植物分区界线更向北移。在脊椎动物中，爬行动物达到极盛时期，但至白垩纪末，由于自然环境的急剧改变，这些形体巨大的爬行动物失去了适应环境的能力相继绝灭。白垩纪淡水全骨鱼类继续发展，真骨鱼类开始繁盛，还出现了真正的鸟类。哺乳动物开始发展，出现了一种形体很小的原始有胎盘类，以虫类为主要食料。在陆生无脊椎动物中，淡水双壳类、叶肢介、介形虫和昆虫等进一步发展，成为陆相白垩系划分对比的重要依据。海生无脊椎动物中，菊石类和箭石类仍然繁盛，并有新的发展，海生动物分区与侏罗纪相似，北极动物区以菊石 *Polyptychites*，正常的箭石和双壳类 *Aucella* 为其特征，而在古地中海区以变形的箭石、厚壳的双壳类 *Rudistes*，形如珊瑚的 *Hippurites* 和大型有孔虫 *Orbitolina* 等为其特征；澳大利亚产北极区菊石 *Polyptychites* 等，说明当时南方区与北方区是互相沟通的。白垩纪是地史上最广泛的海进期之一，白垩纪末发生了世界规模的海退。

【新生代】 Cenozoic Era, Kainozoic Era　显生宙的第三个代。新生代不仅是地史时期中最新的一个代，而且也是延续时间最短的一个代。约开始于距今 6500 万年，延续至今。新生代依现今国内外一般通用的标准，划为三个纪，共七个世，如下表：

- 新生代
  - 第四纪
    - 全新世（现代）
    - 更新世（冰期）
  - 新近纪
    - 上新世
    - 中新世
  - 古近纪
    - 渐新世
    - 始新世
    - 古新世

古近纪和新近纪延续时间约为 6500 万年，第四纪延续时间约 260 多万年。新生代生物界已与现代接近。植物界以被子植物为主，故称新生代为**被子植物时代**（Angiosperm Age）。脊椎动物中爬行动物如恐龙类已绝灭，鸟类繁多，唯化石保存少，而哺乳动物则极为繁盛，故新生代又有**哺乳动物时代**（Mammal Age）之称。人类的出现和发展是第四纪的最重要特征，故第四纪又称为灵生纪。第四纪的另一个重要特点是更新世全球性大冰期，故又有**冰川时代**（Glacial Age）之称。由于第四纪地层记录保存最全，研究最详细，而且大多数工程建筑等也都是在第四纪地层的基础上进行的，在人类现实生活上的意义很大，因而把第四纪地质划分出来作为一门独立的学科来研究。新生代古地理，从世界范围来看，海陆分布情况与现代趋近一致。当时，古地中海区发生了强烈的地壳运动，在欧洲称为阿尔卑斯运动，在亚洲称为喜马拉雅运动。现代的最高山系，如亚洲的喜马拉雅山系，欧洲的阿尔卑斯山系，北美洲的西海岸山系，南美洲的安第斯山系

等,都是在这个时期形成的。古近纪时期冈瓦纳古陆继续解体,在非洲东部发生了断裂带,形成了现代的红海和东非湖盆地,同时有大量玄武岩喷溢。

【第三纪】 Tertiary Period 新生代的第一纪。第三纪开始于距今6500万年左右,延续了约6300万年。第三纪包括古新世、始新世、渐新世、中新世和上新世。前三个世合称老(古)第三纪,后两个世合称新第三纪。目前国际上已不再用"第三纪"名称,分别将老第三纪和新第三纪作为纪一级的时间单位,称为古近纪和新近纪。

【古近纪】 Paleogene Period 前人把第三纪的前半期称为**老第三纪**、**古第三纪**,原作为第三纪的一个亚纪,现在已把它作为纪一级的时间单位称古近纪。延续时间为6500万~2350万年(中国2330万年)。古近纪从老到新包括古新世、始新世和渐新世。由于古地中海区海相古近系中常含货币虫(*Nummulites*),故在欧洲常称古近纪为**货币虫纪**(Nummulite Period)。古近纪动物界的基本特点是哺乳动物的迅速辐射演化。除了适应陆地生活的多种方式外,还出现了空中飞翔的蝙蝠类和适应海中生活的鲸类。海生无脊椎动物中以有孔虫类、软体动物、六射珊瑚等为主。淡水介形虫等亦大量繁育。植物界中,从晚白垩世开始占主要地位的被子植物更趋繁盛,植物分区更加接近现代。古地理方面,在大陆内部海侵范围显著缩小。由于地壳运动的结果,开始奠定了许多山系的雏形。

【古新世】 Paleocene Epoch 是新生代古近纪的第一个世。延续时间6500万~5300万年(中国5650万年)。古新世是哺乳动物发展史上的一个重要时代。恐龙类刚刚绝灭,哺乳动物代之兴起。许多常见的哺乳动物,如食肉类、灵长类、啮齿类和有蹄类的祖先类型,都是在古新世前后,从原始的食虫类中分化出来的,世界上发现的古新世哺乳动物化石地点不多,在中国广东、湖南、新疆、安徽、内蒙古等省(自治区)发现不少古新世哺乳动物化石 *Dissacus*, *Bemalambda*, *Paleostylops iturus* 和 *Sphenopsalis nobilis* 等;介形虫在中国有以 *Bairdia*, *Cytherelloidea* 为代表的海相组合;有以 *Ilyocypris*, *Cyprinotus*, *Cypris*, *Candona*, *Cypridea* 为主的陆相组合;轮藻方面,有以 *Tectochara palaeohungarica* 为代表的轮藻组合。古新世是海进时期,海水泛滥于西欧和南欧大部,欧洲古地中海不断扩展,向东延伸到南亚,沉积了有名的货币虫灰岩。

【始新世】 Eocene Epoch 始新世是新生代古近纪的第二个世,延续时间为5650万~3200万年(国际上是5300万~3370万年)。古新世与始新世之间动物群没有明显的间断。始新世早、中期,在中国有哺乳动物 *Coryphodon* 和 *Propalaeotherium*。晚始新世,广泛分布于中国南方和北方的哺乳动物群中的主要代表,有 *Eudinoceras*, *Rhinotitan*, *Microtitan*,偶蹄类中 *Dichobune*, *Gobihyus* 以及古老食肉类中 *Mesonyx* 等;陆相介形虫以小个体的 *Ilyocypris*, *Eucypris* 及 *Sinocypris* 等为代表;海相介形虫,目前仅在西藏等地发现,以 *Cytherella*, *Cythereis*, *Quadracythere*, *Cytheridea* 等为代表,与货币虫等共生;陆相轮藻则以 *Peckichara*, *Obtusochara*, *Sphaerochara* 等最多。始新世时欧亚大陆上的海进情况与古新世相似。有孔虫类的货币虫仍为海相始新统划分和对比的依据。

【渐新世】 Oligocene Epoch 渐新世是新生代古近纪的最后一个世。延续时间约为3200万~2330万年(国际上是3370万~2350万年)。渐新世哺乳动物群比起始新世来,与现代更为接近。这个时期在中国有雷兽、爪兽、犀类、兔形类及啮齿类等;陆相介形虫以 *Cyprois*, *Cyprinotus* 及 *Sinocypris* 为主;同时期的海相介形虫目前仅在西藏等地发现;轮藻以 *Charites*, *Grambastichara* 等为主。

【新近纪】 Neogene Period 前人把新生代第三纪的后期称为**新第三纪**(现称新近纪),延续时间2330万~260万年(国际上是2350万~175万年),包括中新世和上新世。自新近纪起,生物界的大部分面貌与现代更为接近。哺乳动物又有新的发展,以形体增大为其特征。在海生无脊椎动物中,有孔虫类中的大型货币虫已经消失,为小型的有孔虫类所代替;六射珊瑚大量发展,形成大型珊瑚礁。淡水介形虫等大量繁育。在植物界中,高等植物区系与现代的几乎没有什么差别,低等植物中淡水硅藻较为常见,植物地理区已与现代近似。在古地理方面,新近纪只在大陆边缘地区发生小规模海侵,最后一次海退导致了第四纪的开始。在地壳运动方面,到了新近纪上新世,许多古近纪形成的新山系继续隆起,山势基本上与现代相近,如欧洲的阿尔卑斯山、亚洲的喜马拉雅山、南美洲的安第斯山等等。中国西部隆起成为山地,东部继续下降成为范围很广的凹陷平原,在隆起区沿断裂带发生连续的玄武岩喷发。

【中新世】 Miocene Epoch 中新世是新生代新近纪的第一个世。延续时间2330万~530万年(国际上是2350万~530万年)。中新世动物群与渐新世相比,更接近现代。哺乳动物群中最主要的代表有奇蹄类的 *Anchitherium* 和 *Maerotherium*,偶蹄类的 *Stephanocemas* 和 *Platybelodon* 等,这一动物群自中国延伸到哈萨克斯坦地区,在欧洲也有发现。陆相介形虫以 *Potamocypris*, *Ilyocypris*, *Cyprideis* 等为主;海相介形虫以 *Cytheris*, *Quadracythere*, *Haplocytheridea*, *Cytherella* 为主。轮藻以 *Tectochara*, *Charites* 为主。新近纪是以中新世的海侵而开始的,然后是一次新的普遍的海退,形成中新世的沉积旋回。

【上新世】 Pliocene Epoch 上新世是新生代新近纪的第二个世,也是新近纪最后的一个世,延续时间530万~260万年(国际上是530万~175万年)。上新世是哺乳动物的繁盛时代,哺乳动物进一步分化、大型化和特化为其特征,已与现代属群十分相似。最特征性的动物群是上新世早期,即欧亚大陆的蓬蒂期动物群,它广泛分布于中国北方和南方,向西延伸到地中海沿岸,这一动物群在北方主要发现于黄河流域的三趾马红层,其中有 *Hipparion*, *Chilotherium*、长颈鹿、乳齿象和一些啮齿类如 *Prosiphneus* 等;上新世中期在山西省静乐发现较进步的中趾马和羚羊等。陆相介形虫以 *Linocypris*, *Subulacypris*, *Advenocypris* 等属为主;海相介形虫以 *Cushmanidea*, *Cytheropteron*, *Xestoleberis*, *Neomonoceratina* 等属为主。轮藻组合与中新世相似。上新世发生小规模的海侵,接着发生了最后一次海退,导致了第四纪的开始。

【第四纪】 Quaternary Period 见747页"第四纪"。

太 古 宇

【隐生宇】 Gryptozoic Eonothem 曾称**隐动宇**。是前寒武系的同义词,指隐生宙时期形成的地层。

【太古宇】 Archean Eonothem 曾称**始生界**,**太古界**。太古宙时期形成的地层称为太古宇。太古宇一般变质程度较深,构造变动大,分布广,组成古地台的基底。它的主要特征是中基性火山岩、变质超基性岩和凝灰岩的广泛发育,很少有碳酸盐岩石。代表性的地层有:津巴布韦克拉通的塞巴奎群(>35亿年)和布拉瓦纳群(26亿~27亿年);南非卡普瓦尔克拉通的斯威士兰系翁韦瓦克特群(>35亿年),无花果群(29亿年)和木迪群;印度

地盾的半岛片麻岩(33.6 亿年),比尔沃拉超群(32 亿 ~ 25 亿年);西伯利亚地台的阿尔丹群(33 亿年);东欧地台波罗的地盾的白海杂岩(35 亿 ~ 30 亿年),科拉群(27 亿年),萨姆岩系(27 亿年),乌克兰地盾的坎斯克—维尔霍夫群(35 亿年);南美亚马孙克拉通的伊玛塔卡杂岩(34 亿 ~ 27 亿年);北美地台的斯蒂尔瓦特杂岩(27.5 亿年),科切钦格群(30 亿年),阿比提比群(> 30 亿年),卡迪拉克群(> 27 亿年),塔津群(> 27 亿年)等;澳大利亚皮尔巴拉地块的瓦拉伍纳群(34.5 亿年),乔治溪群和惠姆溪群(29.5 亿年)等。根据岩性、建造特征,并结合同位素年龄值,中国华北的阜平群、桑干杂岩群、泰山岩群、登封岩群和东北南部的鞍山群均属太古宇,组成了中朝地台的基底。扬子地台北缘鱼洞子岩群和塔里木北缘托格拉克布拉克杂岩也属太古宇。太古宇与元古宇之间一般为明显的角度不整合关系。太古宇中的绿岩带是重要的含矿带,条带状铁英岩和绿岩带金矿广泛分布于世界各地。另外还有铜、铅、锌、钨、锡、砷、硫、铬、镍和蛇纹石、石棉、菱镁矿、滑石、重晶石、刚玉等矿产。

【曹庄岩组】 Caozhuang Fm. 时代属古太古代。主要分布于河北省迁安杏山、黄柏峪、脑峪门东山等地新太古代花岗岩体的表壳岩包体,属有层无序岩石体,主要岩石为各种片麻岩、片岩、斜长角闪岩和铁英岩。变质程度达高角闪岩相至麻粒岩相。原岩为泥砂质、不纯的钙质建造夹基性火山岩和硅铁建造,为相当稳定的浅水沉积环境。斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线年龄 35 ± 0.8 亿年、34.95 ± 0.19 亿年、34.7 ± 1.1 亿年等,其中铬云母石英岩中碎屑锆石年龄 38.3 亿 ~ 38.2 亿年、38 亿 ~ 37.8 亿年等。

【瓦拉伍纳群】 Warrawoona Gr 时代属古太古代,主要分布于澳大利亚西部皮尔巴拉地块东部。为中深变质岩系,自下向上分为①塔尔加亚群,为厚 5000 ~ 8000 米的枕状玄武岩、超铁镁质拉斑玄武岩和科马提质玄武岩、燧石岩套;②达夫尔组,为 5000 ~ 6000 米厚的英安质集块岩和凝灰岩、熔岩;③萨尔加什亚群,为 5000 ~ 9000 米厚的枕状玄武岩、燧石层以及超镁铁质岩;④威曼组,为厚约 1 千米的斑状流纹岩,相当岩系在西部称**特希马斯群**,两者间有一稳定的燧石层作为对比标志。达夫尔组英安岩中锆石测得 U-Pb 年龄为 34.5 亿年。

【斯威士兰系】 Swaziland System 又称**斯威士兰超群**(Swaziland Supergroup)。非洲南部巴伯顿绿岩带为世界各地绿岩带地层对比的标准地区。该带岩石统称斯威士兰系,由三大部分组成,自下而上为翁韦瓦克特群、无花果树群、木迪群。翁韦瓦克特群厚度约 15000 米,与上覆无花果树群呈整合接触,后者厚约 2000 米;无花果树群被木迪斯群不整合或整合覆盖,木迪斯群厚达 3000 米以上。在巴伯顿山地和斯威士兰进行的同位素年龄测定结果,多数岩石类型的年龄均超过 30 亿年:贾卡斯塔德亚群的玄武质科马提岩 Rb-Sr 同位素年龄为 35 ± 0.3 亿年,中部标志层 Rb-Sr 年龄为 33.8 ± 0.2 亿年,侵入到翁韦瓦克特群下组的一些底辟深成岩体的 U-Pb 年龄在 32.2 亿年和 33.1 ± 0.4 亿年之间,无花果树群页岩 Rb-Sr 等时线年龄为 29.8 ± 0.2 亿年,这仅是一种最小年龄。巴伯顿绿岩带的斯威士兰超群的燧石和其他沉积物含有太古宙微生物组合。

【翁韦瓦克特群】 Onverwacht Gr 又译**翁弗瓦赫特群**。位于斯威士兰超群底部,厚约 15 千米。自下而上分为①桑兹普鲁依特组,由 60% ~ 70% 的超镁铁质岩石组成,其余为镁铁质火山岩和可能为沉积成因的少量钙硅质岩层组成;②提斯普鲁依特组,主要由镁铁质和超镁铁质火山岩及少量层状长英质凝灰岩组成;③科马提岩组由镁铁质火山岩(70%)和超镁铁质火山岩(30%)组成,并被石英长石斑岩侵入;④胡格诺格组,由镁铁质到长英质火山岩旋回和以燧石层结束的单个旋回组成;⑤克隆堡组,主要由镁铁质和长英质熔岩及长英质火山碎屑岩组成,含有少量燧石、碳酸盐岩和钙硅质岩;⑥斯瓦特科皮组,由镁铁质到长英质火山岩和燧石组成,已受到强烈剪切。下部 3 个组构成贾卡斯塔德亚群,包括大约 7000 米厚的岩层,以具有较丰富的超镁铁质和镁铁质岩流和岩床为特征;上部三个组构成格卢克亚群,以具有镁铁质-长英质火山旋回为特征,安山岩很少。中部标志层出现在贾卡斯塔德亚群的顶部,平均厚度约 6 米,是一个坚硬的沉积层,由条带状燧石和少量火山碎屑岩组成,年龄为 34.5 亿年。

【塞巴奎群】 Sebakwian Gr 是津巴布韦克拉通最老的上壳岩绿岩。分布于非洲津巴布韦中南部舒鲁奎和马沙瓦周围。它们由包括从科马提岩到玄武岩的变火山岩、条带状含铁建造、粗和细碎屑沉积岩组成,最小年龄 35 亿年。典型的塞巴奎群出露于小的、不连续带和分散的与较老片麻岩基底有关的包体中。在塞卢奎带,主要由镁铁质与超镁铁质岩流和侵入体,以及一个碎屑沉积单位即万德尔瑞组构成。这个组的砾岩含有花岗岩碎屑,表明津巴布韦克拉通存在一个更古老的(> 35 亿年)硅铝质地壳。

【白海杂岩】 White Sea Complex 时代属太古宙。标准剖面在波罗的地盾西部白海境内。可分为:下部片麻岩,中部蓝晶石-石榴子石片岩,上部角闪岩,局部地区有云母片岩。自下而上分为①克列奇组,为黑云母石榴子石片麻岩,厚约 1000 米;②赫托拉宾组,为绿帘石黑云母及角闪石角闪岩,厚 700 米;③洛乌赫组,为堇青石石榴子石黑云母片麻岩及角闪石和石榴子石黑云母片麻岩,厚 1000 ~ 1100 米;④伊恩组,为蓝晶石-石榴子石-黑云母片麻岩,含少量白云母岩类,厚 1000 ~ 1200 米。年龄为 35 亿 ~ 30 亿年。

【科拉群】 Kola Gr 属太古宙,分布在俄罗斯科拉半岛。可作为波罗的地盾和东欧地台太古宙代表性地层。自下而上分为平克尔雅夫尔组,厚 600 ~ 2000 米,为具混合岩化含石榴子石和矽线石黑云母片麻岩、辉石麻粒岩、二辉石角闪石片岩和辉石角闪岩的互层,含铁英岩层,含磁铁矿的角闪石和辉石片麻岩层,称为"富钙岩石建造";楚德兹雅夫尔组,为角闪岩和角闪石片麻岩;沃尔什帕卡哈组(> 2000 米),是由富铝成分的石榴子石-矽线石、石榴子石-黑云母和一些其他含石榴子石片麻岩和片岩组成,并常成互层产出。科拉群可与科拉拉普兰麻粒岩杂岩和卡累利阿杂岩及科拉半岛南部的贝洛莫尔斯卡亚(白海)群对比。贝洛莫尔片麻岩锆石年龄为 27 亿年。

【萨姆岩系】 Sam Series 为波罗的地盾中太古代基底片麻岩系之一。可与科拉群、科拉拉普兰麻粒岩杂岩及白海岩系、瑞典西南部前哥德片麻岩、南挪威弗斯特福尔片麻岩-麻粒岩杂岩对比。根据相应的白海岩系,片麻岩锆石年龄是 27 亿年,这可能反映重叠的变质作用。基性岩角闪石年龄为 33 亿年。

【伊玛塔卡杂岩】 Imatacan Complex 分布在委内瑞拉东部的亚马孙克拉通北缘,呈 300 千米长、100 千米宽的带状分布。主要由花岗质片麻岩组成,包括条带状硅铁建造和麻粒岩相片麻岩。年龄范围 34 亿 ~ 27 亿年。

【科切钦格群】 Coutchiching Gr 时代属古太古代。分布于美国与加拿大边界上的雷尼湖,位于基瓦丁型基性变火山岩之下,为一套变沉积岩,主要为杂砂岩,年龄约 30 亿年。与英吉利河片麻岩层位相当。

【基瓦丁群】 Keewatin Gr 又译**基韦廷群**、**基瓦丁杂岩**(Keawatin complex)。为太古宙火山-沉积岩组合,剖面最厚部分为火

山成因岩石，称**基瓦丁型**(Keewotin type)。上部为陆源岩，中下部以蚀变基性火山岩为主，大部分为枕状熔岩以及杂砂岩和各种凝灰岩，局部可见砾岩或长石砂岩，夹有含大花岗岩卵石和漂砾的厚层砾岩，缺乏火山碎屑是这些砾岩的典型特征。在美国贝尔湖地区，这种砾岩呈夹层产在熔岩内的无分选长石砂岩中，位于底部火山岩层之下。

【迁西岩群】 Qianxi Gr. 时代属中太古代，迁西岩群是冀东地区主要含铁岩系。主要岩性为各种片麻岩、铁英岩和变粒岩。主期变质作用达麻粒岩相，是中国太古代主要含铁建造之一。侵入于含铁建造的花岗岩中锆石 U-Pb 一致线年龄 29.6 亿年，黑云变粒岩包体的锆石 U-Pb 一致线年龄 30.5 亿年。

【桑干杂岩】 *Sanggan Complex* 时代属中太古代。广泛分布于内蒙古南部和燕山地区，为中深变质岩系。厚度巨大，主要由各种片麻岩组成，含大量花岗质岩石，英玄闪长岩占 70%。其下部的原岩以常见的基性岩类和半粘土质沉积岩为特征，现多由紫苏麻粒岩、二辉斜长片麻岩等组成；上部的原岩以含有许多粘土质和半粘土质岩类以及一些碳酸盐岩为特征，并有少数中基性火山岩，现为矽线石片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、浅粒岩、斜长角闪岩等。上下两部分地层中均有沉积变质铁矿层或透镜体。变质程度深，下部变质岩多属麻粒岩相，上部则部分属麻粒岩相，部分属角闪岩相。区域变质年代为 25 亿年，故认为原岩为中太古代时期形成。本杂岩大部分受到不同程度的混合岩化、花岗岩化作用，形成不同种类的混合岩和混合花岗岩。在变质岩中见到一些变质前的基性侵入体，以及大多属于前震旦纪的基性和超基性岩侵入体。与上覆二道洼群为不整合接触。

【龙岗岩群】 Longgang Gr. 时代属中太古代。分布于辽宁四平、通化一带，为中深变质岩系。下部四道砬子组为黑云斜长片麻岩、麻粒岩、斜长角闪岩及黑云角闪斜长片麻岩、铁英岩；上部杨家店组为黑云角闪斜长片麻岩、角闪片岩夹浅粒岩、角闪石英片岩夹浅粒岩。原岩下部为基性-超基性火山岩建造；上部为基性-中酸性火山岩-沉积岩建造，反映了洋盆特征。与上覆的夹皮沟岩群为不整合接触。变质程度角闪岩相，局部为麻粒岩相。黑云角闪斜长片麻岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(29.7 ± 1.9)亿年，4 颗锆石的 ^{207}Pb-^{206}Pb 年龄(24.9 ± 0.8)亿年，说明 30 亿年时原岩已喷发并经历了 25 亿年构造热事件。

【无花果树群】 Fig Tree Gr 又译**菲格特里群**(Figtree Gr)整合在翁韦瓦克特群之上，主要由硬砂岩、页岩和硅质化学沉积物(条带状燧石、条带状铁质燧石)和少量粗面-安山熔岩、集块岩及凝灰岩构成，厚约 2000 ~ 3000 米。无花果树群分为三个组，底部为沙巴组，主要由硬砂岩和伴生的页岩和少数燧石层组成；中部为贝尔夫罗德组，以块状燧石层开始，主要由硬砂岩、粉砂岩、页岩组成，局部地方有长英质凝灰岩，并常见铁质燧石条带；顶部为斯孔格齐希特组，由长英质凝灰岩、角砾岩和集块岩组成，年龄 29.8 亿年。

【沙姆瓦群】 Shamvaian Gr 分布于津巴布韦克拉通中部地区，不整合覆于布拉瓦约群上绿岩之上，为碎屑沉积岩系，以杂砂岩、千枚岩及砾岩为主，有少量长英质火山岩、火山碎屑岩。

【阿尔丹群】 Aldan Gr 时代属太古宙。主要出露在俄罗斯阿尔丹地盾区，为世界太古宙岩石最大出露区之一。可划分为 3 个亚群和 9 个岩组，自下而上为：①**伊格拉亚群**(Igla)，下部为石英岩夹矽线石片麻岩；中部为辉石-角闪石片岩和角闪石岩、片麻岩、含紫苏辉石片麻岩与石英岩互层；上部为石英岩、片麻岩和角闪岩互层，厚度大于 4000 米。②**提姆普顿亚群**(Timpton)，下部为角闪岩、各种片麻岩和石英岩互层以及紫苏花岗岩，该套岩石年龄为 33 亿 ~ 31 亿年；上部为多种片岩、片麻岩及一些透辉石大理岩和少量石英岩，厚度约 7000 米。③**哲尔特亚群**(Jert)，下部为多种片麻岩、含大理岩和石墨片岩；上部为片岩、片麻岩和浅色麻粒岩，厚大于 3700 米。侵入片麻岩的基性岩脉锆石 U-Pb 年龄为 27.5 亿年。新太古代侵入的变质杂岩 U-Pb 年龄为 29.8 亿年，Sm-Nd 年龄为 30.9 亿年。

【刘易斯杂岩】 Lewisian Complex 时代属太古宙。分布于英国苏格兰西北部。以各种灰色黑云母、角闪石和辉石斜长片麻岩、角闪岩、麻粒岩和变超基性岩类为特征。经受了麻粒岩和角闪岩相变质和花岗岩化及强烈变形作用，是在斯考利运动，即 26.8 ± 0.6 亿年(Pb-Pb 全岩年龄)以前仅 1 亿 ~ 2 亿年内形成的；一批伟晶岩和花岗岩岩席是在 25.8 ± 0.6 亿年侵位的。

【英吉利河片麻岩】 English River Gneiss 又译**英吉利里弗群**。时代属中太古代。是加拿大安大略省南部绿岩带副片麻岩带之一。其变沉积岩主要是源自平均成分为英安质火成岩源的浊积岩，伴有少量砾岩、交错层状砂岩、铁建造和镁铁质岩的浊积岩层，位于基瓦丁群下部层位。在安大略西北英吉利河亚省温尼伯河南部，主要是石英闪长岩到奥长花岗正片麻岩，并被很少变形的花岗闪长岩到花岗岩深成岩体所侵入。变沉积岩和正片麻岩变质程度达高角闪岩相。

【阿比提比群】 Abitibi Gr 又译**阿伯蒂比群**。时代属太古宙。为加拿大安大略省南部、东部非常大的富火山岩的绿岩带，面积约 9.5 万平方千米。绿岩带下部含有各种层状和深成岩岩石，主要的火山岩是玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合的熔岩流和火成碎屑岩，一般从镁铁质到长英质；上部主要是硬砂岩、泥质板岩、凝灰岩、砾岩、化学沉积物(主要是条带状含铁建造和燧石)互层。火山堆积在地层厚度上变化很大，通常达 7000 ~ 17000 米。年龄大于 30 亿年。

【斯提普罗克群】 Steep Rock Gr 又译**斯蒂普罗克群**。时代属太古宙。分布于加拿大安大略省斯提普罗克地区。自下而上含有底砾岩、白云岩、含矿带以及含有枕状熔岩的火成碎屑岩(称阿什罗克组)，总厚度 300 ~ 1000 米。基瓦丁型厚层火山成因地层位于剖面较上部位，而底砾岩则位于基岩凹陷内，含有下伏花岗岩卵石和漂砾，局部地方与长石砂岩，花岗砾岩相间出现，最大厚度 200 米。在某些地方砾岩缺失，白云岩直接覆于花岗岩之上，白云岩从细粒到隐晶质，厚达 500 米，含叠层石 *Atikokania*。含矿层多位于强烈侵蚀的白云岩表面，矿带下部含锰矿物，针铁矿、赤铁矿、高岭石和三水铝矿的硅质岩。矿带最上部有大量胶体状黄铁矿。火成碎屑岩和枕状熔岩整合其上。千枚岩 K-Ar 测年为 28(27)亿年。

【提米斯卡明群】 Timiskaming Gr 又译**蒂米斯卡明群**。覆于基瓦丁群之上。分布于加拿大安大略省柯克兰-拉特湖地区。出露厚度大于 75000 米。大部分为碎屑岩沉积，由长石砂岩、页岩、砾岩、粗面岩和凝灰岩组成，其中砾岩厚达 1300 米，在许多地方呈透镜体产出。在柯兰湖区，本群位于第一喷发沉积旋回的顶部，由钙碱性火山岩和沉积岩组成。在沉积旋回中夹有超镁铁和玄武科马提岩流。火山活动和沉积作用是同时进行的。

【卡迪拉克群】 Cadillac Gr 又译**卡迪亚克群**。时代属太古宙。分布于加拿大安大略省-魁北克省边界的诺兰达-马拉提克-瓦尔多地区。覆于太古宙马拉提克群之上。**马拉提克群**(Malartic Gr)大部分是由基性火山岩组成，但其上部包括酸性熔岩和火成碎屑岩。在卡迪拉克-马拉提克地区，卡迪拉克群由长石砂岩、砾岩和少量凝灰岩、铁建造和石英岩组成，最小出露厚度为 5000 米。所有这些火山-沉积岩群均被年龄为 27 亿年的花岗岩

穿切。

【塔津群】 Tazin Gr 时代属太古宙。在加拿大马尼托巴省许多火山-沉积岩和变质岩群在不同地区采用不同名称。属同一时代的岩群有卡米纳克群,桑德福莱群,瓦西克旺群、阿米斯克群。在剖面中一般都具有三层结构:下部主要是含少量火山岩的沉积岩,中部是以火山岩和火成碎屑岩为主,上部为含有一些火山岩的碎屑岩和凝灰岩。有时把它们都归于基瓦丁型绿岩地层或完全属基瓦丁层。其年龄大于 27 亿年。

【乔治溪群】 Gorge Creek Gr 又译**戈吉溪群**。属中新太古代。主要分布在西澳皮尔巴拉地块东部的变质岩系。不整合在瓦拉伍纳群之上。本群下部苏阿维尔群,为厚 2000 ~ 3000 米的石英岩、砂岩和泥质岩,以及厚约 1000 米的条带状铁建造和含铁碎屑沉积岩;中部霍雷阿特玄武岩,具枕状结构,厚约 500 米;上部拉拉鲁克砂岩、长石砂岩和复矿砾岩。本群中、上部在皮尔巴拉地块西部称惠姆溪群。

【惠姆溪群】 Whim Creek Gr 又译**惠姆克里克群**。属中太古代。为分布于西澳皮尔巴拉地块西部的一套火山岩和碎屑岩地层。底部为玄武岩和安山岩组,厚 200 余米;向上依次为火山岩组,包括长英质熔岩、集块岩、凝灰岩和火山砂岩,厚 500 米;再上为君士坦丁砂岩组,包括粗粒石英-长石砂岩、砾岩和杂砂岩,厚 500 余米;顶部为马利组页岩、杂砂岩和浊积岩,厚 2500 米。与上覆新太古代或古元古代火山岩呈不整合关系。火山岩测年约 29.5 亿年。

【潘高拉沉积】 Pongola Sediments 为距今 30 亿 ~ 18 亿年形成的克拉通盖层沉积。南非太古宙卡普瓦尔克拉通在距今 30 亿年前即已形成。在不整合面上,堆积了厚约 43000 米的由沉积岩和火山岩组成的地台型沉积。自下而上划分为:潘高拉超群、多米尼昂里夫超群、韦特瓦特斯兰德超群、温特斯多普超群(Ventersdorp Supergrouop)、德兰士瓦尔超群和瓦特伯格-马特萨普超群。潘高拉超群、多米尼昂里夫超群和温特斯多普超群主要由喷出岩组成,而韦特瓦特斯兰德超群和德兰士瓦尔超群和瓦特伯格-马特沙普超群则主要由沉积岩组成。总体上,火山岩包括安山岩、流纹岩、粗面岩和拉斑玄武岩、集块岩、凝灰岩、凝灰角砾岩;沉积岩包括砾岩、正石英岩、长石砂岩、砂岩、页岩、白云岩和石灰岩、燧石岩和条带状铁建造。潘高拉超 群的砂岩中,具有类似现代潮坪环境的沉积构造,显示 12 ~ 25 米的古潮差,大大超过现代的潮差。它被借以作为地-月体系起源假说的论据。经过强烈变形变质而固结的卡普瓦尔克拉通,和不整合覆于其上平缓产出的基本未变质的地台型潘高拉沉积,共同表现出太古宙同元古宙划时代的地壳演化特点。

【比尔沃拉超群】 Birwolla Supergroup 属太古宙。在北印度地盾北部,为条带状片麻杂岩(32 亿 ~ 25 亿年)。这套片麻杂岩原岩为由砂质泥质沉积岩、钙硅酸盐变沉积岩、条带状铁英岩、石英岩、伟晶岩和石英脉、混合岩、花岗岩和各种成分的基性侵入岩组成。在比尔沃拉超群的条带状片麻杂岩中产有火山沉积变质铅锌矿,在条带状铁英岩中富集了大型的沉积变质铁矿床。

【维利亚斯河超群】 Virias Creek Supergroup 曾译**维里阿斯河超群**。属新太古—古元古代地层,总体显示绿岩带特征,厚约 4200 米。下部新利马群,由蛇纹石、滑石、绿泥石、透闪石和阳起石等多种片岩、千枚岩、含金建造、变砂岩、铁白云岩和绢云石英岩以及底部的片岩状砾岩组成;上部马基尼群,下部为石英绢云母片岩,上部由砾岩、块状绢云母片岩和绿泥石英岩组成。上覆为古元古代米纳斯超群,呈不整合关系。

【泰山岩群】 Taishan Gr. 时代属新太古代。为广泛出露于山东泰山及沂蒙山区中的深变质岩系。自下而上分为雁翎关组、山草峪组和柳杭组。本岩群厚度巨大,主要由黑云斜长片麻岩组成,含角闪(斜长)片麻岩、斜长角闪岩和黑云变粒岩等,某些层位有一定厚度的沉积变质铁矿。原岩主要为粉砂级的较细碎屑岩类,一部分具硬砂岩性质,局部含有一定的钙质。有些地区,中上部有一个角闪质岩组,属铁铝榴石角闪岩相,厚千余米;是一套变质的浅水至陆相喷发、具不同形态的杏仁至球粒状基性火山岩及细粒火山碎屑岩的岩组,伴有基性岩、超基性岩小侵入体。在较多地段,又受到两期混合岩化作用,形成不同类型的混合岩和混合花岗岩。区域变质时代为 25.5 亿年,侵入的伟晶岩的时代为 25 亿年。雁翎关组斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄(26.9 ± 1.8)亿年,泰山地区斜长角闪岩和角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄(27.4 ± 0.7)亿年(江博明 1986),雁翎关组角闪岩中锆石 U-Pb 一致线年龄($26.99^{+0.30}_{-0.28}$)亿年,27.4 亿 ~ 27.9 亿年。在泰山附近,本岩群被辉长岩、闪长岩和花岗岩先后侵入,其上被寒武系或震旦系不整合覆盖。

【阜平岩群】 Fuping Gr. 时代属新太古代。主要出露于太行山中南部,为中深变质岩系。命名地点在河北省阜平县。本岩群厚度巨大,主要由各种片麻岩组成,也有数量不等的各种镁质大理岩、变粒岩、斜长角闪岩以及浅粒岩,并有一定的麻粒岩和石榴子石紫苏斜长角闪岩,中下部还有含紫苏辉石变质铁矿透镜体或透镜层。原岩以半粘土质为主,也有长石砂岩、粘土岩、碳酸盐岩甚至基性岩类等,常显示不同规模的韵律性特征。阜平岩群区域变质程度深,主要属角闪岩相,局部为麻粒岩相。部分层位混合岩化作用强烈,有的还受到后期退化变质的影响。区域变质年龄大于 25 亿年,其形成年代 28 亿年左右。与上覆五台群为不整合关系。吕梁山区界河口岩群与本岩群相当。

【鞍山群】 Aanshan Gr 时代属新太古代。出露于辽宁东部和吉林南部,为深变质岩系,是主要含铁岩系。本群厚度巨大,自下而上分为茨沟组、大峪沟组和樱桃园组。顶部被辽河群浪子山组底部砾岩(炮台山砾岩)不整合覆盖;在东鞍山,樱桃园组又不整合覆盖在 28 亿 ~ 29 亿年的东鞍山花岗岩之上。本群有多组同位素年龄数据,黑云变粒岩中锆石 U-Pb 年龄 25 亿 ~ 27 亿年,斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 27.2 亿 ~ 27.3 亿年,侵入于本群的弓长岭花岗岩年龄为 25.1 亿 ~ 25.2 亿年。据此推断本群形成年龄为 25.2 亿 ~ 27.3 亿年。

【沂水岩群】 Yishui Gr. 时代属中太古代至新太古代。出露在山东沂水以东地区,为深变岩系。下部为辉石麻粒岩、紫苏黑云斜长片麻岩夹紫苏铁英岩,厚度大于 720 米;上部紫苏斜长角闪岩、黑云变粒岩和角闪变粒岩,厚度大于 893 米。变质程度属麻粒岩相至高角闪岩相。原岩相当橄榄质和玄武质科马提岩及拉斑玄武岩,少量为钙碱性玄武岩及中酸性火山岩以及沉积岩,属大陆边缘陆棚环境。斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄为(29.97 ± 0.8)亿年,侵入的紫苏花岗岩中锆石 U-Pb 一致线年龄 27.7 亿年和 27.2 亿年等,据此说明本群时代老于 28 亿年。

【胶东岩群】 Jiaodong Gr. 时代属中太古代至新太古代。为胶东地区的中深变质岩系。1968 年改称胶东岩群,分为三个组:唐家庄组(Ar_2)、齐山组(Ar_3)和林家寨组(Ar_3)。主要岩石是各种片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩。斜长角闪岩是重要含金层位。变质程度属高角闪岩相、局部麻粒岩相,混合岩化普遍。下部原岩为中酸性、中基性火山沉积建造,上部原岩为粘土-半粘土质沉积建造。黑云斜长片麻岩中锆石 U-Pb 一致线年龄($26.8 \pm^{0.2}_{0.1}$)亿年,属新太古代;但英玄闪长质片麻岩中 U-Pb 年龄为 28.2 亿 ~ 28.6 亿年,侵入唐家庄组的英玄闪长岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄

为 28.3 亿年，据此认定唐家庄组属中太古代；其他两组属新太古代。

【托格拉格布拉克杂岩】 Tuogelakbulke Complex 时代属中太古代至新太古代。分布在新疆库鲁克塔格地区，为中深变质岩系。由各种片麻岩、黑云钠长变粒岩夹少量石英片岩、石榴黑云片岩及钠长片麻岩组成，普遍混合岩化。下部原岩为中酸性火山岩-杂砂岩建造，上部为陆源碎屑岩和杂砂岩。变质程度属角闪岩相。花岗岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 25.8 亿年和 28.1 亿年。

【福特斯库群】 Frtescue Gr 位于古元古代布鲁斯山超群的下部，分布于西澳大利亚的哈默斯盆地，为一套基性火山岩和碎屑岩。底部为砂岩和砾岩，其中部分砾岩含金；向上主要为基性火山岩夹少量碎屑岩，火山岩包括块状、枕状、杏仁状和多孔状玄武岩，较少中性熔岩及凝灰质砂岩、粉砂岩；中部夹少量叠层石灰岩；顶部为页岩、粉砂岩夹火山岩；总厚约 3500 米。近底部的酸性火山熔岩锆石测年为 21.9 亿年，下部玄武岩年龄为 23.3 亿年，近年来上部测得年龄为 26.8 亿年。

【哈默斯利群】 Hamersley Gr 位于布鲁斯山超群中部。中下部主要由铁建造和暗色页岩组成，夹一些燧石条带和结核白云岩层；中上部为条带状铁建造和火山岩组成，包括 5 个主要带状(硅)铁建造，厚达 1024 米；总厚达 2560 米。条带状含铁建造由燧石和细粒富铁物质交互组成条带，横向延续性好，最远可达 300 千米以上。哈默斯利群瓦加劳火山岩年龄为(20 ± 1)亿年，该群中下部测得 U-Pb 年龄为 26 亿 ~ 24.7 亿年。

【图里溪群】 Turee Creek Gr 又译**蒂里溪群**。属布鲁斯山超群中上部，是从威鲁群中新分出的一个地层单元，与哈默斯利群为过渡关系，即由从细碎屑岩增加而铁建造逐渐减少，到最终消失，并形成页岩和薄层岩屑砂岩的互层，局部夹石英岩砾岩、角砾岩、白云岩和玄武岩，厚 450 余米。

【威鲁群】 Wyloo Gr 又译**怀卢群**。仅在澳大利亚西部哈默斯利盆地南缘出露。自下而上分为 5 个组：①比阿斯莱河组，为石英岩夹薄层角砾岩和页岩，厚约 100 ~ 200 米；②芒特麦克格拉日组，由下到上为砾岩段、页岩段、玄武岩段和粉砂岩、石英岩段，厚达 1960 米；③鸭溪组，为白云岩，横向延展达 320 余千米，厚达 990 米；④希伯顿组，为单一的褐色页岩和杂砂岩，局部夹薄的条带铁建造，白云岩和玄武岩；⑤卡普里组，为砂岩、杂砂岩、白云岩和页岩，厚约 100 米。希伯顿组中的酸性火山岩年龄为 20 ± 1.6 亿年。

【木迪斯群】 Moodies Gr 又译**穆迪群**。不整合或整合覆盖于无花果树群之上，位于斯威士兰超群顶部，厚 3000 ~ 4000 米。主要由砾岩、石英岩、硬砂岩质砂岩、砂岩、页岩和少量火山岩层、细碧岩及条带状铁建造组成。分三个组：克卢撒组，是以各种岩屑组成的底砾岩开始，向上主要由石英岩和次硬砂岩以及少量页岩、燧石和条带状铁建造组成；约斯卢克组与克卢撒组类似，但含有一层杏仁状玄武岩流；巴维安斯科组，主要由石英岩和长石砂岩及少量页岩、硬砂岩质砂岩和砾岩组成。

【布拉瓦约群】 Bulawayan Gr 是非洲津巴布韦克拉通太古宙绿岩带中的一个岩石地层组合。一个不整合面将其分为下绿岩带和上绿岩带两部分。一般下部绿岩序列以枕状镁铁质到超镁铁质熔岩、条带状含铁建造、少量的长英质火山岩、砾岩、页岩及石英岩为特征；上部绿岩序列主要由镁铁质岩流、钙碱性火山岩和少量杂砂岩、千枚岩、条带状含铁建造以及少量层状白云岩组成。现有的同位素年龄表明这两个绿岩序列都是在 26 亿 ~ 27 亿年之间形成的。布拉瓦约群的上部是一个剥蚀不整合面，被沙姆瓦群覆盖。

【韦特瓦特斯兰德超群】 Witwatersrang Supergroup 主要分布在南非德兰士瓦南部和奥兰治自由邦北部，面积大约 10 万平方千米，总厚度达 11000 米。分为三个群：①**多米尼昂(Dominion)群**，包括下部 Rhenosterhoek 亚群，由安山岩、凝灰岩、凝灰质角砾岩和石英-长石斑岩组成，底部有 40 米厚的砾岩、绢云石英岩和叶状石英岩，厚 600 米；上部 Yferfontein 亚群，由流纹岩组成，有少量安山岩、凝灰岩和火山岩，缺乏沉积物，厚 2100 米。②**西兰德群**，分布于韦特瓦特斯兰德盆地的西北部边缘，包括下部 Hospitall 亚群，主要为正石英岩、条带状铁建造和铁质页岩；上部 Government 亚群和 Jeppestown 亚群，主要是亚硬砂岩，由石英和绿泥石及少量白云母组成，在某些层位中有细粒浸染状磁铁矿，还有由不同数量石英、高岭土、绢云母、绿泥石等组成的细碎屑岩和钠含量高于钾的页岩，总厚度 5100 米。③**中兰德群**：包括下部约翰内斯堡亚群和上部图尔丰特亚群，主要为砾岩、长石质石英岩，在约翰内斯堡亚群的石英岩中发现大量可采的含金层，细碎屑岩与西部兰德群相似，最厚达 3200 米。韦特瓦特斯兰德盆地拥有世界上已发现的最大金矿田，岩层下部的五分之三由夹若干石英岩和薄层砾岩的泥岩组成，岩层上部主要由含砾岩为主的石英岩组成，大部分金和铀来自这些砾岩。韦特瓦特斯兰德超群位于 30 亿年花岗岩基底上。用 U-Pb 和 Rb-Sr 方法测定底部岩段熔岩年龄为 28 亿年。

【温特斯多普超群】 Ventersdorp Supergroup 主要出露于南非德兰士瓦的中部和西部及开普省西北部。不整合于韦特瓦特斯兰德超群之上，以夹有凝灰岩、集块岩、页岩和石英岩微薄夹层的安山质火山岩为主。从下至上可分为三个群：①**克利普里维尔斯托普群**(Klipriverstop Gr)大部分由基性熔岩、集块岩和火山灰流凝灰岩组成，钻孔中厚 1533 米；②**普拉特伯格群**(Platberg Gr)底部卡梅多斯组，粗碎屑沉积岩，常为漂砾岩和岩屑角砾岩，厚 550 米，中部马克瓦西石英斑岩组，含有无石英斑状熔岩和非斑状熔岩、火山灰流和一些沉积岩，在火山中心附近石英斑岩流厚达 600 米，上部里特加特组厚达 930 米，为火山岩和沉积岩混合单位，熔岩为中性斑状和杏仁状熔岩，沉积物中发育有燧石和灰岩层，含叠层石 *Gruneria* f. nov；③**普尼尔群**(Pniel Gr)底部波塔维尔组厚 390 米，由碎屑岩组成，具旋回特征，从砾岩开始经不纯砂粒碎屑岩到页岩，再到砾岩，砾石由碧玉、条带状燧石和石英斑岩碎屑组成，上部阿兰里格组厚 245 米，由细粒、中性成分的杏仁状斑状熔岩组成，整合在波塔维尔组之上，被德兰士瓦超群底部黑矿石英岩所覆盖。Winter(1965)提出普尼尔群可能代表德兰士瓦西南、奥兰治自由邦和开普西北部德兰士瓦超群最初阶段的沉积。温特斯多普超群年龄数据：开普北石英斑岩同位素年龄为 23.1 亿年，克利克斯多普附近的石英斑岩锆石 U-Pb 年龄为 23 亿年，克瓦西石英斑岩组 15 个样品锆石 U-Pb 年龄为(26.2 ± 0.5)亿年。

【斯蒂尔瓦特杂岩】 Stillwater Complex 是一个年龄为 27.5 亿年的未变质基性—超基性岩体。最初它以近水平产状岩床侵入美国蒙大拿州熊牙山早前寒武纪片岩和片麻岩中。目前仅见到原厚度的 60%左右，其下部被 15.3 亿 ~ 15.8 亿年前的花岗岩所侵入，上部在晚前寒武纪时被侵蚀，而其残余部分在晚前寒武纪翘起，被中寒武世沉积岩不整合覆盖。目前出露沿走向长约 48 千米，最大厚度为 6000 米。后期构造已改变了侵入体的原始形状，以致无法识别杂岩原先完整而又有代表性的岩层层序。

【迭布斯克岩群】 Diebusike Gr. 时代属太古宙，分布在迭布斯克山至吉兰泰一带，为中深变质岩系。分上下两个岩组：下部查干陶勒盖岩组，以黑云角闪片麻岩、透辉斜长片麻岩及紫苏麻

粒岩和混合岩为主,局部含刚玉钾长片麻岩,本岩组产刚玉、石墨、铁矿;上部哈尔呼舒岩组,以角闪斜长片麻岩和混合岩为主,与下岩组呈整合接触。变质程度下部为麻粒岩相,上部为高角闪岩相。原岩相当中—中基性火山碎屑岩及富铝粘土质粉砂岩,碳酸盐岩及硅铁质岩。侵入本岩群的紫苏花岗岩单颗粒锆石 Pb-Pb 年龄为 25 亿年。

【贺兰山岩群】 Helanshan Gr. 时代属新太古代。在贺兰山宗别立地区出露的中深变质岩系,经历了多期变质作用和构造变形,难以建立地层学意义的地层系统,故称岩群。由下而上分三个岩组:①秃鲁根变粒岩-大理岩组,②阿楞呼都格变粒岩组,③柳林沟片麻岩组。原岩为碎屑岩、泥质岩、石灰岩夹火山岩系列,属大陆边缘沉积相,变质作用达高角闪岩相至麻粒岩相、混合岩化作用普遍强烈、区域变质作用可分三期。侵入于眼球状混合岩的褐帘石伟晶岩中的褐帘石 U-Pb 年龄为 20.8 亿年。

【乌拉山岩群】 Wulashan Gr. 时代属新太古代。分布在内蒙古乌拉山、大青山及桌子山等地区,为中深变质岩系。由各种片麻岩、变粒岩组成,分四个岩组。沉积环境属古陆边缘海盆,原岩具火山喷发-沉积、再喷发、再沉积特点。含铁英岩、石墨等矿层。变质程度达高角闪岩相,局部麻粒岩相,遭受多次变形,局部混合岩化。侵入的石英闪长岩中角闪石 K-Ar 年龄为 24.6 亿年,锆石 U-Pb 等时线年龄为(24.7 ± 0.1)亿年,黑云斜长片麻岩中锆石 U-Pb 一致线年龄为 25.2 亿年等。

【集宁岩群】 Jining Gr. 时代属新太古代。分布于内蒙古集宁、兴和、凉城一带。为深变质岩系,为矽线石石榴钾长片麻岩、紫苏斜长片麻岩、矽线石石榴钾长片麻岩、大理岩和长英片麻岩组成的孔兹岩系。大理岩、片麻岩中含石墨。变质程度为角闪麻粒岩相,构造变形复杂,难以恢复原来层序。原岩为含炭质半粘土质岩石、泥质砂岩夹中基性和钙碱性火山岩和碳酸盐岩组合,属陆棚浅水环境。变粒岩和麻粒岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为(23.2 ± 0.4)亿年、(23.7 ± 1.3)亿年,时代认识尚不一致。

【界河口岩群】 Jiehekou Gr. 时代属新太古代。分布在山西省兴县-岚县-临县一带,为中高级变质岩系。为由矽线二云片岩、白云片岩、变粒岩夹石墨大理岩及少量石英岩、斜长角闪岩组成,厚度较大。原岩主要相当于粘土、半粘土质碎屑岩和碳酸盐等沉积岩,中上部局部有基性火山岩建造,形成于大陆边缘浅海—滨海环境。

【霍县岩群】 Huoxian Gr. 时代属新太古代。主要分布在山西霍县社沟 - 金沟一线以南地区,为中深变质岩系。为各类片麻岩及变粒岩,夹少量石英岩、浅粒岩、长石石英岩、斜长角闪岩及少量片岩。以含少量石榴子石、矽线石、石墨为特征。原岩以粘土质、半粘土质碎屑沉积岩为主,形成于大陆边缘浅水盆地环境。变质程度相当于高角闪岩相,混合岩化作用不均匀。

【滦县岩群】 Luanxian Gr. 时代属新太古代。主要分布于冀东滦县一带,为中深变质岩系。主要为变粒岩、斜长角闪岩、条带状铁英岩等,是冀东的主要含铁建造之一。变质程度为低角闪岩相,下部原岩以基性火山岩为主,中部为偏碱性火山碎屑岩和半粘土质粉砂岩,上部为凝灰质粉砂岩和硅铁建造,局部有碳酸盐岩沉积。变质岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄(25.2 ± 1.4)亿年和(25 ± 1)亿年。

【遵化岩群】 Zunhua Gr. 时代属新太古代。为分布在河北遵化一带的中深变质岩系。主要为斜长角闪岩、辉石角闪岩、含辉石石榴角闪岩,黑云角闪斜长片麻岩及中厚层铁英岩。含铁矿、金矿。变质程度达高角闪岩相,局部达麻粒岩相,伴有强烈岩浆活动。原岩以玄武质火山岩为主,夹基性凝灰岩和硅铁建造。斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线年龄为(27.9 ± 0.4)亿年,花岗岩中斜长角闪岩包体 Sm-Nd 等时线(27.7 ± 1.8)亿年。

【密云岩群】 Miyun Gr. 时代属中太古代至新太古代。分布于北京密云、怀柔等地区,为深变质岩系。为各种麻粒岩、片麻岩、浅粒岩、斜长辉石岩和铁英岩。变质程度达麻粒岩相。原岩为基性—中基性—中酸性熔岩、火山碎屑岩及凝灰质沉积岩。混合岩化作用不均匀,与上覆四合堂群为不整合接触。单颗粒锆石变质年龄 26.5 亿年。

【建平岩群】 Jianping Gr. 时代属新太古代。分布在辽西朝阳、阜新、北票一带,兴城、绥中也有零星出露,为深变质岩系。主要为各种片麻岩、麻粒岩、变粒岩、浅粒岩、铁英岩、斜长角闪岩夹少量片岩及大理岩。变质程度复杂,麻粒岩相、角闪岩相和绿片岩相均有,混合岩化作用普遍。原岩为拉斑玄武岩及中酸性火山岩、火山碎屑岩、硅铁质岩及粘土岩和白云质碳酸盐岩建造。侵入建平岩群的花岗岩中锆石 U-Pb 年龄 23.8 亿 ~ 24.8 亿年,黑云斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩和黑云变粒岩中锆石 U-Pb 年龄分别为 25.8 亿年、24.8 亿年。

【清原岩群】 Qingyuan Gr. 时代属新太古代。主要分布在辽宁清原、抚顺、铁岭一带,呈孤岛状、残块状分布在古老变质岩系英云闪长质-花岗质片麻岩中,由两组组成:下部金凤岭组,主要为斜长角闪岩及角闪斜长变粒岩、黑云斜长变粒岩;上部红透山组,为黑云斜长变粒岩、角闪斜长变粒岩以及斜长角闪岩、铁英岩和石英变粒岩、浅粒岩。变质程度达角闪岩相。下部原岩以大陆拉斑玄武岩及火山碎屑岩为主,上部以杂砂岩及钙碱性火山岩及碎屑岩为主。变质岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为(26.2 ±0.5)亿年,七个斜长角闪岩样的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为(28.4 ± 0.5)亿年。

【夹皮沟岩群】 Jiapigou Gr. 时代属新太古代。分布在吉林桦甸、辉南一带,为深变质岩系。为斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、铁英岩和黑云斜长变粒岩和少量石英片岩。是重要的含金、铁层位。变质程度达低角闪岩相到高角闪岩相,变形强烈。原岩为一套中基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩及硅铁质沉积。斜长角闪片麻岩中锆石 U-Pb 一致线年龄(24.9 ± 0.4)亿年,斜长角闪岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄(27.7 ± 2.7)亿年,黑云片岩中碎屑锆石 ^{208}Pb-^{207}Pb 年龄 26.89 亿年。据此推断其生成时代大于 27 亿年。不整合在龙岗岩群之上。

【霍邱岩群】 Huoqiu Gr. 时代属新太古代。分布于安徽省霍邱和吴集一带,为深变质岩系,据钻孔资料命名。分为上下两岩组:下岩组为一套混合岩系,条痕、条带和眼球状混 合岩夹斜长角闪片麻岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩和黑云片岩残留体;上岩组为含铁岩系,主要有石榴黑云斜长片麻岩、矽线黑云斜长片麻岩、云母石英片岩、十字石榴子石英片岩、变粒岩、大理岩、斜长角闪岩夹数层铁矿。上岩组原岩为泥砂质碎屑-粘土质-碳酸盐岩、夹铁质碎屑岩和基性凝灰岩,属滨海沉积。变质程度为角闪岩相。黑云斜长片麻岩和黑云变粒岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄(27.4 ± 0.8)亿年,上岩组 8 个样品全岩 Rb-Sr 等时线年龄(27.4 ± 0.6)亿年等。与泰山群相当,其上被第四系覆盖。

【登封岩群】 Dengfeng Gr. 时代属新太古代。曾称*登封杂岩*,出露在河南嵩山地区,为片麻岩系。自下而上分为四个岩组:石牌河岩组、郭家窑岩组、常窑岩组、石梯沟岩组。根据四部分岩层是有层无序,改称登封岩群。角闪片岩 Sm-Nd 等时年龄为(25.09 ± 0.16)亿年,变质酸性火山岩锆石 U-Pb 年龄为(25.12 ± 0.12)亿年。

【太华岩群】 Taihua Gr. 时代属新太古代。分布于小秦岭

和河南鲁山地区，为中深变质岩系。包括两套岩石组合：在小秦岭地区（包括太华山、老牛山），以斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、变粒岩和滑石透闪岩为主，呈岩片包在混合片麻岩或花岗片麻岩中、是主要产脉金的层位；在鲁山地区以变质的沉积岩和火山岩为主，含铁、石墨和蓝晶石等矿。变质程度，前者为低角闪岩相、混合岩化强；后者为高角闪岩相，局部达麻粒岩相，混合岩化弱。片麻岩中单颗粒锆石 Pb-Pb 年龄 28.4 亿年、28.3 亿年、(27.9±0.1)亿年和 29.1 亿年，众多年龄数据说明，该岩群经历了多期热事件叠加作用。

【鱼洞子岩群】 Yudongzi Gr. 时代属新太古代。出露于陕西略阳县东鱼洞子地区，为中深变质岩系。曾称**鱼洞子群**。主要岩石为混合质斜长角闪岩、条带状角闪质混合岩、混合质浅粒岩、斜长角闪岩及各种片岩。变质程度属低角闪岩相至绿片岩相。原岩主要是中酸性至基性火山岩和中基性凝灰质碎屑岩夹铁硅质岩，主要分布在陕甘川三省交界的摩天岭地区。斜长角闪岩中五种不同粒级的锆石 U-Pb 等时线年龄(26.6±0.1)亿年，长英片麻岩 Sm-Nd 等时线年龄(26.9±0.8)亿年。

【东冲河杂岩】 Dongchonghe Complex 时代属新太古代。指湖北宜昌黄陵庙地区的变质 TTG 岩石，与上覆崆岭群（水月寺群）呈不整合接触。主要分布于黄陵背斜北部，为混合质斜长角闪岩、斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、变粒岩夹少量石英岩及黑云片岩和条带、条痕及角砾状混合岩及灰色片麻岩。原岩为基性、中酸性凝灰岩夹基性侵入岩。变质程度达角闪岩相，混合岩化强烈。黑云斜长片麻岩中锆石 U-Pb 一致线年龄 28.9 亿年，黑云斜长变粒岩中锆石 U-Pb 一致线年龄(28.6±0.2)亿年。

【东海杂岩】 Donghai Complex 时代属新太古代至古元古代。分布在江苏省东海县一带，为片岩、片麻岩系。岩石分两部分，一是一套长英质片麻岩系夹斜长角闪岩、角闪黑云片岩；另一套为表壳岩，呈残留体或残留层分布于灰色长英质片麻岩中的各种云母石英片岩、变粒岩、十字石-矽线石片岩、铁英岩、蓝晶石片岩、绿泥片岩及大理岩等。属有层无序地层，和大别山杂岩基本相同。长英质片麻岩中锆石 U-Pb 表面年龄 22.1 亿年。

【色尔腾山岩群】 Sertengshan Gr. 时代属新太古代至古元古代。分布于内蒙古色尔腾山一带，为变质岩系。主要为角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩及变粒岩、石英岩和云母石英岩，下部含条带状铁矿。区域变质程度为低绿片岩相到低角闪岩相。下部原岩以拉斑玄武岩、陆源碎屑岩为主。侵入该群的花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 24.2 亿年、24.7 亿年等。

【涑水杂岩】 Sushui Complex 时代属新太古代或新太古代至古元古代。分布于山西中条山地区，为中深块状变质岩系。该杂岩包括 23.5 亿年的变质火山岩，并含有更年轻的花岗质侵入岩，可能还含有太古宙的岩石，但其主体是花岗质侵入岩，表壳岩较少，且岩性、岩相变化大。

【大别山杂岩】 Dabieshan Complex 曾称**大别山群、大别岩群、桐柏山岩群**。时代属新太古代至古元古代。分布于皖西南、鄂东北和豫东南三省交会的桐柏山—大别山地区，为中深变质岩系，主体在皖鄂两省；周围均为大断裂，呈一个巨大的断块隆起出露；区域上没有稳定的标志层。岩性可分三套：一是中粗粒长英质或花岗质片麻岩系列，占 70%；二是暗色的铁镁质系列，以斜长角闪岩为主，呈包体或残留体存在片麻岩中；三是变质沉积表壳岩系列，以含不同矿物（云母、角闪石、磁铁矿等）变粒岩、石英片岩、石英岩为主，呈包体、残留体、残留层分布于片麻岩中。表壳岩变质程度以低角闪岩相为主，部分高角闪岩相和麻粒岩相。原岩为泥砂质、泥质、钙质沉积岩，以泥砂质为主。在大理岩和含石墨片岩中发现微体古植物化石，有 14 属 21 种，全是蓝藻和细菌。片麻状花岗岩中锆石 U-Pb 年龄 22.9 亿年和 20.8 亿年，麻粒岩锆石 U-Pb 年龄 26 亿年，斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄(18.3±1.6)亿年。与上覆宿松群、佛子岭群均为不整合接触。含石墨、铜、金矿。

【康定岩群】 Kangding Gr. 曾称**康定片麻岩、康定杂岩、康定群**。时代属新太古代至古元古代。为发育在四川康定与泸定间的片麻岩系。下部为各类混合岩、片麻岩和黑云变粒岩，不同地段夹有斜长角闪岩、麻粒岩、大理岩、磁铁角闪岩及变质基性超基性岩残留块体；上部以变粒岩、云母石英片岩为主夹斜长角闪岩、各种片岩及大理岩等。变质程度角闪岩相，局部麻粒岩相。下部原岩为酸性、中酸性花岗质岩石夹基性火山岩、中酸性凝灰岩；上部为中酸性凝灰岩、火山碎屑和泥砂质沉积。同位素年龄较多且分散，最大数据为 24.78 亿年，可能代表最早一期混合岩化作用。

【五台群】 Wutai Gr 曾称**五台系、五台层**。时代属新太古代—古元古代。出露于吕梁山、五台山、太行山北部等地，为以绿片岩为特征的变质岩系。自下而上分为石嘴亚群、台怀亚群和高凡亚群。以各种变粒岩、斜长角闪岩、角闪片岩为主，并有二云母片岩、石榴子石黑云片岩、蓝晶片岩，有时相变成各种片麻岩；中下部有时见有沉积变质铁矿岩组或含铁层位和金、蓝晶石矿床。底部原岩为火山硅铁建造和火山碎屑建造，中部为拉斑玄武岩建造和硅铁建造以及中酸性火山沉积，上部以碎屑浊流建造为主。厚度大于 8110 米。区域变质程度下部较深达到中压角闪岩相，中部为绿片岩相，上部为次绿片岩相。本群有大量同位素年龄数据，其中金刚库组斜长角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄(25.99±0.41)亿年，Rb-Sr 等时线年龄(25.7±0.5)亿年，斜长角闪岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄(24.4±0.4)亿年，同一颗锆石蒸发法 ^{207}Pb-^{206}Pb 年龄为 24.2 亿年，侵入金刚库组的片麻状花岗岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄(26.1±0.4)年等。与其上覆滹沱群为不整合接触。

【绛县群】 Jiangxian Gr 时代属新太古代—古元古代。主要分布在山西省中条山绛县—垣曲县一带，为浅变质岩系。自下而上分为 4 组：①平头岭组，主要为厚层石英岩夹片岩，偶含砾，厚 10～42 米；②横岭关组，为一套片岩，是本区变质铜矿赋矿层位，厚 1381 米；③圆头山组，下部以厚层石英岩为主夹片岩，上部为泥岩，厚 744 米；④铜矿峪组，以变质富钾火山岩和火山碎屑岩为主，上部片岩，厚度大于 1481 米，是本区铜矿主要含矿层位。变质程度为低绿片岩相-低角闪岩相。铜矿峪组变流纹质凝灰岩中锆石年龄 21.15 亿年、25.30 亿年，变质熔结凝灰岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄 21.66 亿年、24.55 亿年。与下伏涑水杂岩和上覆中条群均呈不整合接触。

元 古 宇

【元古宇】 Proterozoic Eonothem 曾称**元古界、原生界**。元古宙时期形成的地层称为元古宇。元古宇中火山岩类已逐渐减少，各种碎屑沉积和生物、化学沉积大量出现，如含金铀砾岩、碧玉铁质岩及大量白云岩等。新元古界生物沉积大量出现，并可根据叠层石和微古植物以及其他古动物化石进行地层划分和对比。新元古界中部的红色碎屑堆积（蓬沱群），广泛分布于中国南方。元古宇顶部的冰碛建造广泛分布于各大陆，是区域间对比的良好标志。元古宇中蕴藏着丰富的铁矿、原生沉积铜矿、碳

酸盐岩型稀土矿床,以及硼、磷、菱镁矿、滑石等矿产。

【震旦亚界】 Sinian Suberathem 1975年全国地层委员会决定将南方的"震旦系"保留,称震旦系;而将北方的"震旦系"自上而下划分为青白口系、蓟县系和长城系,总称"震旦亚界"。1982年全国地层委员会决定:废除"震旦亚界"一名,并将"震旦系"一名仅限于以湖北省三峡东部剖面为代表的晚前寒武纪地层。

【滹沱群】 Hutuo Gr 曾称**滹沱系**。时代属古元古代。分布于山西五台山及吕梁山地区,为浅变质岩系。曾称**东冶灰岩、滹沱页岩**等。分为三个亚群:下部豆村亚群,自下而上为变质含金砾岩和石英岩夹千枚岩;中部东冶亚群,以碳酸盐岩为主,夹板岩、石英岩和轻微变质的中基性火山岩,富含裸枝叠层石;上部郭家寨亚群,以碎屑岩为主,夹少量千枚岩。总厚8767米。上述层序大致显示了一种规模较大的沉积韵律,它本身包括了许多小的韵律沉积。变质轻微,属中、低级绿片岩相,局部为低级铁铝榴石角闪岩相。侵位于豆村亚群和东冶亚群的凤凰山角闪二长花岗岩中的黑云母K-Ar年龄为(18.1±0.3)亿年;豆村亚群中千枚岩、板岩Rb-Sr全岩等时线年龄18.5亿年,玄武岩中单颗粒锆石U-Pb年龄为$(23.7\pm^{0.1}_{0.9})$亿年,推断其上限应是19亿年,下限年龄近年(2004)获得突破,在本群底部四集庄组的变质基性火山岩夹层中获得锆石SHRIMP U-Pb年龄24.54亿~25亿年。其上为花城子高于庄组灰岩不整合覆盖。

【吕梁群】 *Lüliang Gr* 时代属古元古代。主要分布在山西吕梁山主峰及其以北一带。为中深变质岩系,成分为各种片岩、片麻岩、石英岩、铁英岩及斜长角闪岩和变质砾岩等,是本区铁矿的主要含矿层。底部原岩以碎屑岩为主,中部主要为基性火山岩夹硅铁质沉积建造,上部以凝灰岩和基性熔岩以及碎屑岩为主,顶部还有流纹岩。可能经历了三个沉积喷发旋回,属浅海、滨海到深海相环境。变质程度下部为角闪岩相,且混合岩化,中上部为绿片岩相。斜长角闪岩全岩Sm-Nd等时线年龄为(24.71±0.64)亿年,(24.03±1.3)亿年和(23.51±0.56)亿年。与下伏界河口岩群和上覆岚河群均为不整合接触。

【辽河群】 Liaohe Gr 时代属古元古代。主要出露在吉林南部和辽宁辽河以东地区。为变质岩系。曾称**辽河系、辽河岩群**。本群厚度巨大,自下而上分为:①浪子山岩组,为黑云绿泥片岩、石榴十字二云片岩,厚1000米;②里尔峪岩组(南辽河群、集安群、宽甸群),为含硼岩系,由各种浅粒岩、变粒岩、镁橄榄大理岩及斜长角闪岩组成,赋硼矿及铁矿,厚8000米;③高家峪岩组,主要为含炭岩系,石墨透闪石岩、黑云变粒岩夹大理岩、含铅锌矿,厚500米;④大石桥岩组(珍珠门组,辽阳群),为厚层白云大理岩、透闪大理岩夹二云片岩,含菱镁矿及滑石矿,厚3000米;⑤盖县岩组(菱山组、临江组、草河群上部),为千枚岩、十字云母片岩、矽线二云片岩夹大理岩,厚3000米。原岩以粘土质居多,中部主要为富镁的碳酸盐岩,局部有火山岩夹层。大多呈中至低级区域变质,属铁铝榴石角闪岩相或绿片岩相。下部变质火山岩系和沉积岩组Sm-Nd等时线年龄分别为(21.9±0.3)亿年,(20.6±0.4)亿年,变粒岩锆石U-Pb年龄19.7亿年,上部碳酸盐岩组Sm-Nd等时线年龄(18.3±0.6)亿年,Rb-Sr等时线年龄(18.9±0.5)亿年,(18.6±1.2)亿年。部分地区受不同程度的混合岩化、花岗岩化作用。

【野鸡山群】 Yejishan Gr 时代属古元古代。分布于山西宁武县芦草沟、岚县野鸡山到离石县马头山一带,为浅变质岩系,下部青杨树湾组,为一套以长石石英岩为主的变碎屑沉积岩,底部有不稳定砾石,厚293米;中部白龙山组,以变玄武岩为主夹少量千枚岩、长石石英岩及薄层大理岩,厚1635米;上部程道沟组,以条带状黑云千枚岩为主夹钙质石英岩及黑云石英岩,厚870米。变质程度属低绿片岩相。下部砂砾岩和泥质岩属海陆交互相;中部玄武岩夹粉砂岩、页岩和碳酸盐岩属水下凹地火山喷发环境;上部粉砂岩、页岩具复理式建造特点,为潟湖相环境。与下伏界河口岩群呈不整合接触。

【岚河群】 Lanhe Gr 时代属古元古代。分布于山西岚县、静乐县、方山县。为浅变质岩系,自下而上分为凤子山组、前马宗组、后马宗组、石窑凹组和乱石村组。为变砾岩、石英岩、千枚岩夹白云岩和绿片岩,厚2594米。属滨海及浅海和山间河流相沉积,白云岩中含叠层石。

【担山石群】 Danshanshi Gr 时代属古元古代。主要分布于山西中条山东麓边缘的西峰山至架桑一带。为浅变质岩系,主要为变质砾岩、石英岩,上部为条带状石英岩夹白云质大理岩,厚563米。变质程度属低绿片岩相。原岩为一套碎屑岩,与上覆西阳河群呈不整合接触。

【中条群】 Zhongtiao Gr 时代属古元古代。主要分布于山西中条山地区。为浅变质岩系,分下上两亚群。主要为粗碎屑岩、石英岩、大理岩和火山岩等,厚约6500米。属大陆边缘浅海环境。大理岩含丰富的叠层石,在黑色板岩中含少量微古植物化石。下亚群自下而上分为界牌梁组、龙峪组、余元下组、篦子沟组、余家山组;上亚群自下而上分为温峪组、武家坪组和陈家山组。与上覆担山石群及下伏绛县群均呈不整合接触。篦子沟组底部中酸性火山岩单颗粒锆石U-Pb年龄20.6亿年。

【温泉群】 Wenquan Gr 时代属古元古代。分布于新疆天山西段博尔塔拉河以南别珍套山地区。为中深变质岩系,分上下亚群:下亚群以片麻岩、大理岩及石英岩为主,厚207~1575米;上亚群以大理岩、斜长角闪岩和石英片岩为主,厚633米。变质程度达低角闪岩相。原岩以砂质、泥砂质碎屑岩为主以及碳酸盐岩和少量基性火山岩,为浅海相沉积物。与上覆泥盆系呈不整合接触。侵入本群的花岗岩中锆石U-Pb年龄18.0亿年。

【宝音图群】 Buyant Gr 时代属古元古代。主要分布于内蒙古狼山西段以北地区,在赤峰市以北也有少量出露。为中低变质岩系,呈北东-南西向条带状展布,主要为各种片岩夹石英岩及少量大理岩,厚7669米。变质程度属高绿片岩相至低角闪岩相。原岩以泥质、泥砂质为主,有时含炭质,以及碳酸盐岩和少量火山碎屑岩,属滨海至浅海沉积。

【阿拉善岩群】 Alxa Gr. 时代属古元古代。分布于内蒙古阿拉善北部地区。为中深变质岩系,下部主要由黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、变粒岩组成,含透镜状石墨大理岩及斜长角闪岩夹层,底部含钛铁矿结核;上部以黑云角闪斜长片麻岩和花岗质岩石为主,夹透辉大理岩。本岩群经受中级变质,原岩为中基性火山-碎屑岩、碳酸盐岩建造。侵入其上部的辉长岩变质年龄为19.8亿年(K-Ar法),故本岩群成岩年龄应大于20亿年。其上被中元古代地层不整合覆盖。

【赵池沟群】 Zhaochigou Gr 时代属古元古代。分布于内蒙古阿拉善左旗赵池沟及宁夏黄旗口-百寺口-南水一带。为变质岩系,下部为二云石英片岩和二云长石石英片岩,上部为黑云斜长变粒岩、二云斜长变粒岩,含石墨。变质程度属绿片岩相。原岩为泥质砂岩。侵入的花岗岩中黑云母K-Ar年龄为18.9亿年。与上覆中元古界黄旗口群呈不整合接触。

【海原群】 Haiyuan Gr 时代属古元古代。分布于宁夏海原南华山、西华山及西吉县月亮山等地。为变质岩系,下部为绿色片岩系,厚1789米;中部以大理岩为主,厚1476米;上部为片岩夹大理岩,厚3512米。变质程度属绿片岩相。原岩以粘土-半

粘土和碳酸盐岩为主,夹少量中基性-基性火山岩。中部炭质岩石中含微古植物化石。与上覆志留系呈不整合接触。

【东焦群】 Dongjiao Gr 时代属古元古代。主要出露于河北曲阳杨沙侯和获鹿东焦地区。为浅变质岩系,东焦地区以紫色、红色硅质角砾岩为主夹有薄板状粉砂岩及板岩,含磷层厚 20~30 米(P_2O_5 含量 0.5%~30%)。杨沙侯地区下部碎屑岩、底部含磷,其上紫红色长石石英砂岩,交错层发育,富含赤铁矿和磁铁矿条纹,局部成矿体,厚 100 米;上部为变火山岩,底部石英角斑岩,中部杏仁状英安岩,上部流纹岩有气孔构造和粗面岩,厚 300 米,变质程度属低绿片岩相。磷灰石 U-Pb 等时线年龄(18.02±0.68)亿年,切穿含磷层的绢云母脉中绢云母 K-Ar 年龄 19 亿年。与上覆长城系为不整合接触。与五台山地区的郭家寨亚群可以对比。

【甘陶河群】 Gantaohe Gr 时代属古元古代。主要分布于河北甘陶河流域和赞皇、内丘两县西部地区,行唐、曲阳也有零星出露。为浅变质岩系,为一套浅变质的长石石英砂岩夹板岩、千枚岩及大理岩、白云质大理岩和变火山岩。变质程度属低绿片岩相。大理岩含叠层石。

【青龙河群】 Qinglonghe Gr 时代属古元古代。分布于河北龙县沿青龙河地区。为中深变质岩系,自下而上分为张家沟组和脖罗台组。主要为变质砾岩、变粒岩、片岩、顶部镁铁闪石岩和镁铁闪石磁铁石英岩及铁层,厚 1000 米以上。属河流、海滨、浅海沉积。Rb-Sr 全岩等时线年龄(20.6±3.1)亿年和(23.9±0.7)亿年,变粒岩中锆石 U-Pb 年龄 25.1 亿年。与下伏双山子群呈不整合接触。

【双山子群】 Shuangshanzi Gr 时代属古元古代。分布于河北青龙柞栏杖子-脖罗台-老爷庙一带,为变质地层。自下而上分为:茨榆山组,以变粒岩为主,变余碎屑结构、韵律发育,上部含石榴黑云角闪磁铁石英岩型铁矿层,厚 882 米;鲁杖子组,为斜长角闪岩,变余枕状、斑状火山岩,夹变余碎屑结构的变粒岩和片岩,厚 1626 米;下白城组,以二云斜长变粒岩为主及二云斜长片岩,厚 879 米。变质程度属低角闪岩相。下白城组的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为(21.93±3.14)亿年,鲁杖子组 Rb-Sr 全岩等时线年龄为(22.17±0.43)亿年,火山岩锆石 U-Pb 年龄为 24.6 亿年和 24.4 亿年。与上覆青龙河群呈不整合接触。

【银鱼沟群】 Yinyugou Gr 时代属古元古代。分布于河南济源市西北一带,为变质地层。自下而上为:幸福园组,以石英岩、长石石英砂岩、绢云英片岩为主,厚 335~354 米;赤山沟组,为黑云斜长片麻岩、变长石石英砂岩、片岩夹大理岩及铁英岩,厚 608~1215 米;北崖山组,以云母石英片岩、石英岩、长石石英砂岩、大理岩为主夹片岩、赤铁矿,厚 420~661 米。属浅海相碎屑建造。与下伏登封群呈不整合接触。

【嵩山群】 Songshan Gr 时代属古元古代。分布于河南嵩山地区,为浅变质地层。自下而上分为:罗汉洞组,以厚层石英岩为主,底部有砾岩,上部有绢云石英片岩,厚 492~749 米;五指岭组,下部为石英岩与片岩互层,上部以片岩为主,夹薄层白云岩及铁英岩,厚 634~153 米;庙坡山组,为石英岩夹磁铁石英岩和赤铁石英岩,厚 166~395 米;花峪组,以千枚岩、白云岩为主,局部含磷矿层和镜铁矿赤铁矿透镜体,上部为石英岩,厚 129~430 米。属河流、滨海、浅海沉积环境,含叠层石及微古植物化石。Rb-Sr 全岩等时线年龄 19.5 亿年和 17.99 亿年。与上覆熊耳群和下伏登封群均呈不整合接触。

【秋岔群】 Qiucha Gr 时代属古元古代。分布于陕西华县、蓝田、西安临潼、洛南等地,为变质地层。自下而上分为:韩家坪组,以杏仁状安山岩和黑云斜长片麻岩为主,夹少量杏仁状斜长角闪岩及石英片岩,局部有眼球状混合岩,厚 500~1100 米;铁铜沟组,为石英岩夹少量云英片岩及大理岩透镜体,厚 315~2588 米。变质程度属低角闪岩相。原岩为砂岩、泥岩和中基性火山岩等。侵入的变闪长岩体中的锆石 U-Pb 年龄(21.96±0.2)亿年。与上覆熊耳群、下伏太华群均呈不整合接触。

【凤阳群】 Fengyang Gr 时代属古元古代。主要分布于安徽凤阳地区,为变质地层。自下而上分为:白云山组,为石英岩,厚 490 米;青石山组,为大理岩夹中厚层条带状铁英岩,厚 459 米;宋集组,为千枚岩及含砂千枚岩夹石英岩及大理岩透镜体,厚 223 米。该群含铁英岩条带和层状镜铁矿体,其石英岩可做耐火材料和玻璃的原料。属滨海—浅海沉积。大理岩中含微古植物化石。白云石英片岩中白云母 K-Ar 年龄 16.5 亿年和 18.8 亿年。与上覆青白口系和下伏五河群均呈不整合接触。

【二道凹群】 Erdaowa Gr 时代属古元古代。主要出露于内蒙古呼和浩特以北大青山地区,为变质地层。自下而上分为:冯家窑组,为变质砾岩夹石英片岩和变粒岩及蚀变大理岩,厚 502 米;红山沟组,以十字蓝晶石榴云母石英片岩和大理岩为主,厚 525 米;哈拉钦组,为轻度混合岩化的角闪黑云阳起片岩和透闪石化、蛇纹石化镁橄榄石大理岩夹石英片岩,厚 629 米。变质程度属高绿片岩相至低角闪岩相。为滨海—浅海沉积和火山作用产物。底砾岩中锆石 U-Pb 年龄 23.5 亿年,黑云长石石英岩、角闪黑云片岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄(23.9±0.2)亿年等。与下伏太古宇乌拉山群为不整合接触。

【红旗营子群】 Hongqiyingzi Gr 时代属古元古代。分布于河北崇礼-赤城大断裂以北地区,为变质地层。自下而上分为:大同营组,以变粒岩、片麻岩为主,夹斜长角闪岩及少量蛇纹石化白云石大理岩和透辉大理岩,厚 4775 米;庙子沟组,以黑云斜长变粒岩、黑云斜长片麻岩为主,夹少量角闪黑云变粒岩,厚 2134 米。变质程度属低角闪岩相。原岩以杂砂岩为主及少量中基性-基性火山岩和碳酸盐岩。角闪黑云斜长变粒岩中锆石 U-Pb 年龄 23.3 亿年。其上被侏罗纪地层不整合覆盖,与下伏崇礼群为断层接触。

【芝罘群】 Zhifu Gr 时代属古元古代。分布于山东烟台北部几个岛屿上,为以石英岩为主的变质地层。自下而上分为:老爷山组和兵营组,主要由石英岩组成,含镜铁矿层,底部含砾,顶部夹白云片岩和蛇纹石化大理岩,厚 1632 米,石英岩中含十字石、蓝晶石、矽线石等变质矿物。变质程度为低角闪岩相。原岩为碎屑岩,下部含铁,顶部含细碎屑及碳酸盐岩,原始沉积的斜层理、粒序层发育,属滨海—浅海相。石英碎屑岩中锆石 U-Pb 一致线年龄 21.7 亿年。

【粉子山群】 Fenzishan Gr 时代属古元古代。主要分布于山东半岛北部福山、蓬莱、栖霞、掖县一带,为变质地层。自下而上分为五组:小宋组,主要为含磁铁矿浅粒岩、变粒岩、石英岩和斜长角闪岩,顶部有大理岩,厚 1734 米;祝家夼组,为石英岩夹大理岩及变粒岩,厚 474~659 米;张格庄组:主要为大理岩,夹少量透闪片岩及黑云变粒岩、片岩等,含滑石矿,厚 860~1307 米;巨屯组,为片岩和大理岩,含石墨及透辉石矿和铜矿,厚 466~977 米;岗嵛组,主要为疙瘩状黑云片岩夹大理岩,含铜矿,厚度大于 319 米。变质程度属低角闪岩相。原岩主要为碎屑岩、粉砂岩、杂砂岩及少量火山物质及泥质和碳酸盐岩,并显示出海进、海退的正向沉积旋回,属大陆边缘-浅海沉积。粉砂岩中锆石年龄 22.24 亿年和 24.97 亿年。与上覆蓬莱群呈不整合接触,与胶东群为构造接触。

【荆山群】 Jingshan Gr　时代属古元古代。分布于山东莱阳荆山、莱西南墅、平度明村、古砚、牟平莱山、海阳田仙，以及莱阳旌旗山地区，为变质地层。自下而上分为：禄格庄组，以矽线黑云片岩、大理岩为主，夹斜长透辉石岩，厚 923 米；野头组，以大理岩、黑云片岩及透辉透闪岩、透辉变粒岩和透辉斜长角闪岩为主，夹角闪变粒岩、黑云片岩及透辉透闪岩，厚 1501 米；陡崖组，主要为黑云变粒岩、石墨透闪变粒岩、蓝晶石榴斜长片麻岩夹透辉石英岩、黑云片岩并含大理石、石墨、铁矿等，厚 446 米。变质程度以角闪岩相为主，局部为麻粒岩相。原岩为泥质、砂质碎屑岩和碳酸盐岩及少量基性火山岩，形成于稳定的浅海盆地。侵入的花岗岩锆石 U-Pb 年龄 19.1 亿年，石榴黑云片岩中碎屑锆石用逐层蒸发法测得 U-Pb 年龄 21.8 亿年、23.8 亿年，推测区域变质年龄 19 亿～20 亿年。一般认为与粉子山群为同时异相关系。

【胶南岩群】 Jiaonan Gr.　时代属古元古代。分布于山东诸城南、莒南东部及日照等地，为变质地层。自下而上分为：官庄组，主要为黑云变粒岩夹浅粒岩、黑云片岩、角闪黑云片岩及大理岩、榴辉岩，厚 865 米；于家岭组，为黑云片岩、变粒岩夹浅粒岩、长石石英岩，石英片岩及大理岩，厚 814 米。变质程度属低角闪岩相。原岩为砂质、泥质碎屑岩，及少量碳酸盐岩，为大陆边缘浅海—半深海相沉积。碎屑锆石 U-Pb 年龄 19.1 亿年和 21.3 亿年，侵入的闪长岩 U-Pb 年龄 18.6 亿年。

【宽甸群】 Kuandian Gr　时代属古元古代。主要分布于吉林集安，辽宁桓仁至辽阳、宽甸、岫岩，丹东到鸭绿江边，呈“之”字形分布，为变质地层。自下而上分为双塔岭组、炒铁河组、刘家河组、高小岭组、林家台组、老营沟组和砖庙组，总厚 7314 米。主要为各种变粒岩、浅粒岩，尤以电气石变粒岩为特征，以及含镁的白云质大理岩和斜长角闪岩，部分岩组具不同程度混合岩化。原岩为砂质、泥质、碳酸盐岩和基性至酸性火山岩，为优地槽火山-沉积环境。云母 K-Ar 年龄 22.7 亿年。Rb-Sr 等时线年龄 22.6 亿年。宽甸群和吉林的集安群属同一地层单元。

【老岭群】 Laoling Gr　时代属古元古代。分布于吉林浑江老岭山脉北部，为变质地层。自下而上分为：达台山组，为石英岩夹砾岩，厚 820 米；珍珠门组，以大理岩为主夹片岩、千枚岩，厚 2377 米；花山组，以片岩为主夹大理岩，厚 4500 米；临江组，为石英岩夹片岩，厚 1500 米；大栗子组，为千枚岩、大理岩，厚 5800 米，含铁矿床。变质程度属低角闪岩相。原岩以泥质、砂质碎屑岩为主，其次为碳酸盐岩。侵入的伟晶岩脉中白云母 K-Ar 年龄 18～18.2 亿年。与上覆色洛河群呈不整合接触，与下伏集安群接触关系不清。

【兴地塔格群】 Xingditag Gr　时代属古元古代。出露于新疆兴地塔格一带，为变质地层。分为：下亚群，以黑云石英片岩为主，厚 555 米；中亚群，以大理岩为主，厚 956～2094 米；上亚群：以黑云石英片岩、二云石英片岩、石英岩为主，厚 863～2444 米。变质程度属低角闪岩相。原岩为由砂岩、粉砂岩组成的浊流沉积和碳酸盐岩。云母石英片岩全岩 Pb-Pb 等时线年龄 24 亿年。

【集安群】 Jian Gr　时代属古元古代。主要分布于吉林老岭山脉南部通化、集安一带，为中深变质岩系。自下而上分为：清河组，以黑云变粒岩、透辉变粒岩、电气变粒岩为主，夹浅粒岩、片麻岩、斜长角闪岩及大理岩，厚 920 米；新开河组，为黑云变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩、电气变粒岩及混合岩，夹少量蛇纹石化橄榄大理岩，赋存硼矿，厚 150 米；大东岔组，以石榴堇青矽线斜长片麻岩、含石墨黑云变粒岩为主，夹石英岩，厚 300 米。相当于辽东辽河群下部。变质程度属角闪岩相。原岩为砂质和中基性火山岩及碳酸盐岩。变粒岩中锆石 U-Pb 年龄 19 亿年，斜长角闪岩中锆石 U-Pb 年龄 19 亿年。

【敦煌岩群】 Dunhuang Gr.　时代属古元古代。分布于甘肃安西、敦煌和肃北等地，为变质岩系。曾称**敦煌系**、**敦煌群**、**敦煌杂岩**。自下而上分为：①组，为各种片麻岩、片岩、石英岩夹斜长角闪岩、大理岩，厚 778～2780 米；②组，主要为大理岩夹片麻岩、片岩，厚 1055～2783 米；③组，主要为片岩、斜长角闪岩夹片麻岩、石英岩，厚 1942～5391 米；④组，主要为变流纹岩、变英安岩、变安山岩及凝灰岩和各种片岩，厚 500～2578 米。Sm-Nd 等时线年龄为 29.4 亿年、29.5 和 34.9 亿年。

【野马南山群】 Yemananshan Gr　时代属古元古代。分布于甘肃阿尔金山东段、野马南山、大雪山南坡及青海托莱山及托莱河南侧，为变质岩系。自下而上分为：①组，以各种片麻岩为主，夹斜长角闪岩、片岩和透镜状大理岩、变质砾岩，厚 549～3115 米；②组，以角闪斜长片麻岩，各种片岩和白云质大理岩为主，厚 7548～3523 米；③组，以大理岩、白云岩、白云质大理岩、含石墨大理岩为主，夹片岩、变粒岩及斜长角闪岩等，含菱铁矿，厚 1050～1966 米；④组，以各种片岩、大理岩为主夹石英岩及变质火山岩，厚 1444～2184 米。变质程度属高绿片岩相至低角闪岩相。

【北大河群】 Beidahe Gr　时代属古元古代。主要分布于甘肃祁连山主峰及其西北一带，为变质岩系。自下而上分为：①岩组，以片麻岩为主夹片岩，顶部有一层白云岩或大理岩，厚 1637～2490 米；②岩组，以片岩为主夹斜长角闪岩及大理岩，厚 1370～2632 米；③岩组，以厚层白云质大理岩为主，夹片岩和条带状磁铁矿，厚 1800～2159 米；④岩组，以片岩为主，夹斜长角闪岩及大理岩，厚 648～2958 米。变质程度以低角闪岩相为主，并遭受区域混合岩化作用。

【龙首山岩群】 Longshoushan Gr.　时代属古元古代。分布于甘肃龙首山，为变质岩系。自下而上分为：A 岩组，以条带状混合岩为主，夹斜长角闪岩和薄层大理岩，厚 1880 米；B 岩组，以大理岩为主，夹片岩、片麻岩、斜长角闪岩和磁铁石英岩，厚 2145～3745 米；C 岩组，以片岩、斜长角闪岩、浅粒岩为主，夹大理岩及片麻岩，厚 1476～3237 米；D 岩组，下部为浅粒岩，中部为片岩，上部为变粒岩夹片岩、结晶灰岩，厚 2110～2419 米。变质程度属低角闪岩相。黑云角闪斜长片麻岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄 23 亿年。

【达肯大坂群】 Dakendaban Gr　时代属古元古代。主要出露在青海柴达木盆地北缘，西自阿尔金山南坡向东延至布赫特山一带，为中深变质岩系。以石英岩、含石榴子石矽线石石英片岩、云母片岩和角闪片岩为主夹少量麻粒岩。原岩为以碎屑岩为主的火山-沉积岩系，遭受角闪岩相-麻粒岩相变质作用。基性麻粒岩 Sm-Nd 等时年龄为(17.91±0.37)亿年。

【金水口岩群】 Jinshuikou Gr.　时代属古元古代。分布于青海柴达木盆地南缘的东昆仑山北坡，西起祁漫塔格山，经布尔汗布达山，东至鄂拉山一带，为中深变质岩系。下部以大理岩、片麻岩及麻粒岩为主，厚 2238～5672 米；上部主要为黑云斜长片麻岩，夹各种片岩及变粒岩，厚 2757～4847 米。变质程度属角闪岩相至麻粒岩相，受区域混合岩化。混合花岗岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(19.1±0.3)亿年。

【化隆群】 Hualong Gr　时代属古元古代。分布于青海贵德拉鸡山隘及尖扎、化隆、循化等地区，为变质岩系。下部为混合片麻岩、混合岩夹少量片麻岩、片岩，厚 5893 米；中部以片麻岩及变粒岩为主夹斜长角闪岩，厚 2038 米；上部为斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩及变粒岩和透闪辉石岩，厚 1069 米。变质程度属

低角闪岩相,受区域混合岩化作用。原岩为泥质、砂质碎屑岩和不纯碳酸盐岩及中基性火山岩。

【大红山群】 Dahongshan Gr 时代属古元古代。出露于云南绿汁江断裂以西的新平县戛洒—老厂—大红山一带,以及腰街漠沙,绿汁江断裂以东的元江县岔河-摄科、罗底、牛尾巴冲,石屏热水塘-东家域、东川县小溜口等地,为浅变质岩系。自下而上分为:①老厂河岩组,主要为石英片岩、大理岩,厚 1284 米;②曼岗河岩组,为火山岩、大理岩,炭质片岩,厚 740 米;③红山岩组,主要为火山岩,厚 319 米;④肥味河岩组,为白云石大理岩,上部为炭质板岩,下部夹变辉长辉绿岩,底部 3 米为含铜炭质板岩,是含铜层位,厚 254 米;⑤坡头岩组,为炭质条带片岩、白云质大理岩、炭质板岩,厚 577 米。变质程度属高绿片岩相。是一套典型的火山-沉积建造。红山岩组 U-Pb 年龄 17.3 亿年。

【秦岭岩群】 Qinling Gr. 曾称**秦岭系**、**秦岭群**。时代属古元古代。主要分布于甘肃天水地区,陕西宝鸡、太白,河南西峡分水岭、内乡青山、马山口及桐柏县等地区,为变质岩系。自下而上分为:①郭庄组,以片麻岩为主夹少量麻粒岩、斜长角闪岩及大理岩,厚 628~2150 米;②雁岭沟组,主要为白云质大理岩及石墨大理岩,夹石英岩、石墨片岩及磷灰石大理岩,厚 550~2257 米;③石槽沟组,主要为变粒岩及含蓝晶石矽线石石榴子石黑云斜长片麻岩、石英片岩、石英岩夹斜长角闪岩及薄层大理岩。原岩为杂砂岩、泥质岩、碳酸盐岩及中基性火山岩。属浅海环境。片麻岩中锆石 U-Pb 年龄($22\pm^{1.7}_{1.5}$)亿年,斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线年龄(20±0.5)亿年。

【哀牢山岩群】 Ailaoshan Gr. 时代属古元古代。分布于云南哀牢山,为一套混合岩化的变质岩系。自下而上分为:小羊街组,为黑云斜长片麻岩,厚 1294 米;阿龙组,下部含电气石石榴子石矽线石的黑云变粒岩、片麻岩,上部大理岩夹斜长角闪岩,厚 1788 米;凤港组,为矽线黑云斜长片麻岩、变粒岩夹石榴角闪岩,上部有大理岩夹斜长角闪岩,厚 1419 米;乌都坑组,主要为黑云斜长片麻岩及变粒岩、大理岩,上部为混合岩及混合岩化片岩等,厚 2264 米。已发现多处沉积变质型铜矿点,喜马拉雅期伟晶岩脉产红绿宝石、海蓝宝石和黄晶等。石榴辉石岩中的单矿物$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为(17±0.2)亿年。

【水月寺群】 Shuiyuesi Gr 时代属古元古代。分布于湖北兴山黄陵断隆北部一带,为变质岩系。自下而上分为:①黄凉河组,下部为含石墨富铝片麻岩和大理岩,中部为片岩夹片麻岩,上部为含石榴斜长角闪岩,磁铁石榴角闪石岩、磁铁角闪石英岩,厚 800~2320 米;②周家河组,下部为片麻岩、大理岩,上部为混合岩化黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩夹斜长角闪岩,底部含少量石墨黑云斜长片麻岩,含磁铁石榴黑云斜长紫苏麻粒岩,厚 1435 米。原岩以杂砂岩为主,次为泥质岩、碳酸盐岩、基性火山岩及少量硅铁质岩,为古陆稳定的边缘海沉积。周家河组黑云变粒岩中锆石 U-Pb 年龄 21 亿年,黑云斜长变粒岩中锆石 U-Pb 年龄 23 亿年。与上覆神农架群呈不整合接触,与下伏东冲河群为假整合接触。

【星子群】 Xingzi Gr 时代属古元古代。分布于江西庐山东麓及星子县境内,为变质岩系。自下而上分为:①组,为含十字石、矽线石、石榴子石黑云片岩,厚 750 米;②组,为斜长角闪岩及含十字石、石榴子石黑云斜长变粒岩和二云片岩,厚 850 米;③组,为黑云斜长变粒岩,含石榴子石、十字石二云片岩,厚 400 米;④组,为石英岩和含十字石、石榴子石黑云片岩夹大理岩透镜体,厚 1200 米。变质程度属低角闪岩相。原岩为泥质、砂质碎屑岩及拉斑玄武岩。斜长角闪岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄 18.5 亿~21 亿年。

【八都岩群】 Badu Gr. 时代属古元古代。主要分布于浙江龙泉、松阳、遂昌、龙游和景宁等地,为变质岩系。自下而上分为汤源岩组、堑头岩组、张岩岩组、泗源岩组和大岩山岩组,总厚大于 2500 米。主要为黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩和片岩,其特点为普遍含十字石、矽线石和石榴子石等变质矿物。原岩为泥质、砂质陆源碎屑岩和中基性火山岩以及少量碳酸盐岩。侵入于该群的伟晶岩锆石 U-Pb 年龄(17±0.8)亿年,(18.7±0.4)亿年和(18±0.8)亿年等。

【麻源岩群】 Mayuan Gr. 时代属古元古代。主要分布于福建蒲城、建阳、建瓯、松溪、顺昌、南平、建宁、宁化一带,为变质岩系。自下而上分为:①大金山组,主要为黑云斜长变粒岩、黑云石英片岩和黑云片岩,其中含晶质石墨、石榴子石、矽线石、蓝晶石,夹少量斜长角闪岩及大理岩,厚 3275 米,含石墨矿;②南山组,主要为黑云斜长变粒岩夹云母石英片岩、云母片岩,厚1970~6460 米。变质程度属低角闪岩相。原岩为杂砂岩及泥质岩和少量玄武岩及碳酸盐岩。斜长角闪岩和变粒岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄(21±0.2)亿年。

【德兰士瓦尔超群】 Transvaal Supergroup 分布在德兰士瓦尔并延伸到东博茨瓦纳及开普顿西北部和南博茨瓦纳两个构造盆地中。这些盆地约 25 万平方千米,原来所占面积大约是现面积的两倍。德兰士瓦尔超群可分三个单位,其间均由不整合分开:①底部火山岩和碎屑岩单位,沿盆地北部和东北部边缘出露,厚 1500~2000 米,为未成熟砂质碎屑岩、砾岩夹玄武熔岩;②化学沉积单位,以底部石英岩开始,向上变为碳酸盐岩和燧石,最后为条带状含铁建造,在德兰士瓦尔地区厚 600 米,在开普顿北厚 2000 米;③上部碎屑岩单位:在德兰士瓦尔盆地厚达 7000 米,在开普顿最薄为 2000 米,包括边缘海石英岩和页岩组合,以及三个碳酸盐岩单位和三个火山岩单位,在北部有许多河成长石砂岩楔形体。侵入德兰士瓦尔超群的镁铁岩年龄为(21±0.2)亿年。德兰士瓦尔沉积作用可能是在 23 亿年或稍前开始的,在大约 21 亿年前结束。

【达瓦尔超群】 Dawar Supergroup 达瓦尔型绿岩带局部地不整合覆于半岛片麻岩之上,呈窄条状展布,厚约 8200 米。以两个旋回为特征,较老的为巴巴布丹群(1200 米),较年轻的为奇特拉杜尔群(7000 米),其间呈不整合接触。巴巴布丹群,底部为陆海沉积物,局部有含铀砾岩(奇克玛加勘)和具波痕和交错层的正石英岩,上覆岩段包括变泥质岩、条带状含铁建造、泥质板岩、镁铁质至长英质火山岩;奇特拉杜尔群,下部为含陆海相底砾岩(塔尔亚),该底砾岩在局部地区以明显角度不整合覆盖在基底片麻岩上,该底砾岩被条带状含铁建造、锰铁燧石,碳酸盐岩和地台型岩套的石英岩所覆盖,上部为含条带状铁建造的厚层硬砂岩-火山岩套,从橄榄拉斑玄武岩到含少量流纹岩的安山岩,该带内发现年龄为 26 亿~27 亿年的含钾的似花岗岩岩基和含角闪岩和变玄武岩的捕虏体。

【阿拉瓦利群】 Arawali Gr 时代属古元古代。不整合覆盖在太古宙条带状片麻杂岩和本德尔汉德花岗岩、贝拉奇花岗岩之上。在阿拉瓦利山脉一带为一套厚度较大的泥质岩系,底部有厚层基性火山岩,下部为砾岩、长石砂岩、粗砂质石英岩,向上为页岩,千枚岩和石英岩及少量灰岩。从东往西变质程度加深为角闪岩相。主要岩石有黑云母片岩、钙质黑云母片岩、钙硅酸盐岩、硅质白云岩、透闪石大理岩、角闪岩和石英岩等。这些岩石的变质年龄为 19 亿~21 亿年。侵入到阿拉瓦利群中的埃林普拉花岗岩的同位素年龄值为 20 亿年,代表阿拉瓦利旋回结束。

其上被中元古界德里群不整合覆盖。

【乌多坎群】 Udokan Gr 时代属古元古代。主要出露在俄罗斯贝加尔褶皱带内的乌多坎-卡达尔地区。自下而上分为:①卡达尔亚群,由云母片岩和奥长变砂岩组成;②西尼(奇内)亚群,由变奥长砂岩(含铜)、粉砂岩、大理岩化白云岩及泥灰岩组成;③凯缅(凯梅恩)亚群由含铜砂岩、复矿物砂岩、砂岩及酸性火山岩组成。总厚达 13 000 米。同位素年龄约为 19 亿年。

【摩天岭群】 Motienling Gr 又称**白头山系**(Baitoushan System)、**摩天岭系**。时代属中—古元古代。主要出露在朝鲜北部的摩天岭地块上,厚度巨大,可分 3 个组(统):①城津(金策)组,下部为花岗片麻岩,黑云母片麻岩,上部为斜长角闪岩和角闪斜长片麻岩夹花岗片麻岩;②北大川组,为浅色-暗色的大理岩及白云岩;③南大川组,主要由多种片岩、结晶灰岩及石英岩组成。结晶片岩年龄为 17 亿 ~ 17.4 亿年。在朝鲜南部相当地层称**太白山群**(岭南地块)和**滦川群**(京畿地块)。太白山群锆石 U-Pb 年龄 21.5 亿年。

【卡累利阿杂岩】 Karelian Complex 时代属古元古代。广泛分布于波罗的地盾东部,俄罗斯的卡累利阿和芬兰,地台型和冒地槽型两个沉积类型,前者发育于卡累利阿地块区,后者环绕地块发育于萨沃-拉多加和拉普兰-白海地槽带。卡累利阿地块区划分为:古元古界吉莫尔群、吉克绍兹尔群及帕拉得夫群,主要是火山岩、含铁英岩及铜矿层,厚 700 ~ 1000 米;中元古界不整合其上,底部有很厚一层角砾岩、长石砂岩及萨阿里白云岩,上覆贾图尔盖层,包括高泽尔角砾岩及奥涅加石英-白云片岩层;新元古界有凝灰岩、基性喷发岩及石英砂岩。卡累利阿岩层上限年龄 18 亿 ~ 17 亿年,下限年龄 25 亿 ~ 26 亿年,铁建造年龄为 28 亿年。

【米纳斯超群】 Minas Supergroup 为巴西古元古代表性地层,主要出露在巴西地盾的铁四角地区,因含有条带铁建造而闻名于世。自下而上划分为:①卡拉萨群,由浅变质的石英岩、砾岩和千枚岩组成;②伊塔比拉群,由白云质铁英岩、白云岩、千枚岩等组成;③皮拉西卡巴群,由石英岩、千枚岩和少量细砾岩组成;④伊塔科洛密群,由石英岩、千枚岩、砂砾岩和砾岩组成。总厚度近万米。群与群之间多为微角度或侵蚀不整合关系。

【马罗威尼群】 Marowijne Gr 曾译**马罗韦讷群**。分布于南美洲苏里南地区,为一套具地槽型特征的变质碎屑沉积岩和变火山岩,为外亚马孙造山期间褶皱和变质的。下部阿尔米纳组具复理石相特征,主要为一套从千枚岩到砾岩的碎屑(岩)沉积;中上部罗斯皮尔组(东苏里南)和斯通组(西苏里南),为一套磨拉石相型沉积,包括多种片岩、千枚岩、石英岩、硬砂岩和砾岩。本群底部戴高杰辉长岩,由辉长岩、苏长岩、变辉长岩组成,原划归下伏的帕拉加马组(年龄为 18.9 亿年),但其年龄和相对关系不明。

【休伦超群】 Huronian Supergroup 时代属古元古代。主要分布在加拿大休伦湖北岸安大略省境内。年龄范围约 24 亿 ~ 21 亿年,不整合盖在约为 25 亿年的太古宙结晶基底上,又被 21 亿年的尼皮辛辉绿岩贯入。超群可划分为 4 个群和 12 个组级单位,总厚达万米以上。①埃利奥湖群,底部有著名的含铀金砾岩,向上由长石砂岩,千枚岩及基性火山岩组成;②霍格湖群,由砂砾岩、杂砾岩,砂岩和粉砂岩组成,近年来一些研究者认为底部的杂砾岩具冰川成因特征,似有落石和可能的冰楔存在;③拿尔克湖群,底部为杂砾岩与霍格湖群相似,砾石成分复杂,分选性差,呈广阔的席状分布,很可能是冰川成因,中部为碳酸盐岩地层,含少量叠层石,上部为石英长石砂岩,有巨型斜层理(>6 米),具风成成因特征;④科博尔特群,分布广泛,常直接超覆在太古宙岩石上,下部为著名的高干达组,为早期元古宙冰川沉积遗迹之一,本组下部为杂砾岩,向上为厚纹层状泥岩,上部为四个向上变粗的旋回,即每个旋回由下部的纹层泥岩,向上到波状或透镜状层理的粉砂岩,交错层砂岩组成,反映三角洲特征,高干达组 Rb-Sr 年龄为(22.9 ± 0.9)亿年;中上部的罗兰组和戈尔敦湖组为长石质砂岩、石英岩、粉砂岩和杂色泥岩组成,局部含石膏及少量赤铁矿鲕石;顶部巴尔河组,主要为白色石英岩及一些粉砂岩,发育波痕、交错层和泥裂。

【马丁群】 Martin Gr 时代属古元古代。分布在加拿大马尼托巴省的阿萨巴斯卡湖地区。下部由砾岩、长石砂岩组成;中部主要为基性火山岩、火山碎屑岩,火山碎屑岩的 Rb-Sr 年龄为 16.3 亿年;上部为长石砂岩和粉砂岩。与下伏在古元古代沃格湖群和上覆中元古代阿萨巴斯卡群均呈不整合接触。马丁群被 19 亿 ~ 19.7 亿年的花岗岩切穿,又被 K-Ar 年龄为 15.6 亿年的辉绿岩脉所侵入。

【大奴超群】 Great Slave Supergroup 时代属古元古代。分布在加拿大北部的大奴湖地区。属阿费布期沉积(18.0 亿 ~ 22.0 亿年),以不整合盖在约 25.7 亿年老基底上,被埃特申群不整合覆盖。地层由东北部的地台型沉积向西南的地槽型沉积变化,厚度由 2500 米增加到约 8000 米。自下而上划分为:①索山群,下部为长石石英砂岩夹砾岩和泥岩、白云岩;中部为含叠层石和核形石的白云岩;上部为长石质石英岩,厚 900 余米;②科哈切拉群,为红色泥岩、板岩和细砂岩,在西南部有基性火山岩,其 Rb-Sr 年龄为 18.3 亿年和 18.1 亿年,厚 450 ~ 1600 米;③佩特群,主要由叠层石白云岩、白云岩、钙质板岩组成,底部有红色粘土质灰岩,厚 400 ~ 600 米;④克里斯蒂湾群,下部为红色泥岩和板岩,含叠层石白云岩透镜体;中部为具交错层的红色砂岩及砾岩,上部为泥质板岩,厚约 1500 米。在佩特群白云岩中含叠层石 *Conophyton*, *Jacutophyton* 等。本超群被麦肯齐辉绿岩床和岩脉穿入,在西部被 K-Ar 年龄为 19.5 亿 ~ 18.4 亿年的花岗岩切割。

【阿尼米克群】 Animikie Gr 时代属古元古代。主要出露在苏必利尔湖北岸加拿大境内和美国密歇根州地区。在北美属前寒武纪"X"层,自下而上分为:①乔科莱群,底部为砾岩,向上为石英岩、板岩和白云岩,含叠层石;②梅诺米经群,由石英岩、板岩、砾岩和叠层石灰岩组成,含厚的条带碧玉含铁建造,在梅萨地区称**比瓦比克铁建造**(Biwabik Iron Formation);③巴拉加群,由石英岩、板岩和杂砂岩组成,局部夹枕状熔岩及条带铁建造;④彭特河群,为杂砂岩和少量透镜状菱铁矿组成。超群总厚达 12000 米。产叠层石 *Stratifera*, *Tungussia*, *Gymnosolen*, *Kussiella* 等。被年龄为 18.6 亿 ~ 18.9 亿年的花岗岩切割。与下、上地层的接触关系均为不整合。相当地层在密歇根州和威斯康星州称马克特超群,其特点是厚度增大,含铁建造增多,产出更多的枕状玄武岩类火山岩。

【渣尔泰山群】 Zhartaishan Gr 时代属中元古代。主要分布在内蒙古渣尔泰山一带,为浅变质岩系。自下而上分为:书记沟岩组、增隆昌岩组、阿古鲁沟岩组和刘洪湾岩组。主要为陆相至浅海相的碎屑岩、页岩及碳酸盐岩,含丰富叠层石,厚度大于 3000 米。与下伏新太古代地层和上覆什那干群均呈不整合接触。

【张八岭群】 Zhangbaling Gr 时代属中元古代。分布在安徽滁州地区,为浅变质岩系。自下而上分为:北将军组,为千枚岩-片岩系;西冷组,为细碧角斑岩系。西冷组锆石 U-Th-Pb 年龄 10

亿年，细碧岩全岩 Pb 法年龄 10 亿年。与肥东群关系不清。

【大动龙群】 Damenglong Gr 时代属中元古代。分布于云南云县及景洪一带，为中深变质岩系。下部为黑云斜长变粒岩，片麻岩夹云母片岩，角闪变粒岩、斜长角闪岩、浅粒岩及少量大理岩；上部为云母石英片岩、黑云斜长变粒岩互层，夹磁铁变粒岩、角闪变粒岩、浅粒岩、大理岩与磁铁矿层。受到不同程度混合岩化作用。Sm-Nd 等时线年龄 14.4 ± 0.2 亿年，厚度大于 1060 米。下未见底，上为澜沧群不整合覆盖。

【恰斯群】 Qias Gr 时代属中元古代。分布于四川木里、稻城等地，为变质岩系下部为变质火山岩系，向上逐渐变为碎屑岩，自下而上分为：①黑云钠长片岩、二云石英片岩夹钠长浅粒岩(原岩为基性夹中性火山岩)，厚 788 米；②钠长浅粒岩、钠长二云片岩，厚 496 米；③石榴阳起片岩、浅粒岩及白云石英岩，上部为条带状变质中酸性火山岩与玄武岩互层，厚 554 米；④钠长浅粒岩及钠长片岩，厚 331 米(为标志层)；⑤石榴云母钠长片岩与白云石英钠长片岩互层夹石英岩及大理岩，厚 467 ~ 474 米；⑥石英岩、石榴云母钠长片岩、钠长石英片岩互层，夹炭质堇青千枚岩，含微古植物 *Trachysphaeridium*，*Ceiopsophosphaera* 等，厚 203 米。上部为查马山群不整合覆盖，下未见底。总厚大于 4000 米。

【火地垭群】 Huodiya Gr 时代属中元古代。分布于四川南江地区，为浅变质岩系。下部为一套变质碎屑岩及碳酸盐岩，含叠层石；上部为一套变质火山岩及变质碎屑岩、大理岩。与上覆铁船山组和下伏后河群均为不整合接触。厚度 5000 米以上。石英闪长岩 U-Pb 年龄 9.6 亿年。

【武当山群】 Wudangshan Gr 时代属中元古代。出露于湖北武当山区、桐柏山南坡、南秦岭郧西一带及随州枣阳、广水等地，为浅变质岩系。主要岩性为绢云石英片岩、钾长片岩、阳起片岩、绿泥石英片岩、变粒岩、石英岩、变长石石英砂岩、变粉砂岩及结晶灰岩、大理岩、含炭质片岩、磷灰石岩等。分为下部变质火山岩组，以变凝灰岩、凝灰质砂岩和火山熔岩为主夹少量硅质岩及大理岩透镜体和粘土岩；上部变沉积岩组，主要为厚层、块状变质长石石英砂岩、粉砂岩、粘土岩互层，中间夹炭质、磷质条带状粘土岩及粉砂岩。厚约 8600 米，下部未见底。上部富含微古植物：*Leiominuscula*，等。变质火山岩年龄(19.4 ± 0.7)亿年和(19.7 ± 0.3)亿年；变质沉积岩年龄 10.9 亿 ~ 12.5 亿年；郧西茶店地区变火山岩 Sm-Nd 年龄(13.4 ± 0.2)亿年，(14.9 ± 0.2)亿年和(14. ± 0.7)亿年，竹山区变火山岩全岩 Pb-Pb 法(12.4 ~ 12.8)亿年。时代归属尚有争议。郧西群、随县群、郧阳群、应山群、两郧群、打鼓石群、京山群、大狼山群等为其同物异名。

【神农架群】 Shennongjia Gr 时代属中元古代。分布在湖北神农架和大洪山一带，为一套含镁质碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩地层。总厚度 12680 米。碳酸盐岩中富含叠层石和微古植物。下部未见底，与水月寺群未见直接接触关系。上部分别被马槽园组、莲沱组或南沱冰碛层不整合覆盖。由下而上分为上、下亚群共 11 个组。下亚群五组相当于长城系，上亚群六组相当于蓟县系。

【阿克苏群】 Aksu Gr 时代属古、中元古代。分布在新疆阿克苏与乌什之间的奇格布拉克附近，为一套绿片岩系。以绢云绿泥石英片岩与含绿帘绿泥石英片岩互层为主，夹薄层石英岩及含白云钠长、绿帘、绿泥石英片岩，局部含蓝闪片岩夹层，厚 3091 米。未见底，顶部被南华系尤尔灵那克组不整合覆盖。先后测得蓝片岩全岩 Rb-Sr 年龄数据差别较大，有 17 亿年、19 亿年、(9.6 ± 0.1)亿年、(9.4 ± 0.4)亿年。

【盐井群】 Yanjing Gr 时代属中元古代。分布于四川宝兴及川东一带，为浅变质岩系。由两套变质沉积岩和两套变质火山岩组成，厚 3800 ~ 8100 米。自下而上分：雅斯德组，为绢云石英片岩、变质石英砂岩和千枚岩，厚 1980 米；石门坎组，以变质流纹岩、流纹斑岩、流纹质凝灰岩和流纹质火山角砾岩为主，厚 892 米；蜂桶寨组，为炭质板岩、千枚岩，中上部灰岩、下部夹石英岩或绢云片岩，厚 142 ~ 1287 米；黄店子组，由块状粗面岩夹粗面斑岩及少量绢云石英片岩、炭质千枚岩、板岩组成，厚 54 ~ 3891 米。

【黄水河群】 Huangshuihe Gr 时代属中元古代。分布在四川宝兴、卢山大邑、汶川、彭县一带，为一套变质火山沉积岩系。自下而上划分为：干河坝组，为变质玄武岩及安山岩，夹细碧岩、火山角砾岩、凝灰岩及石墨片岩，厚 300 ~ 2000 米；黄铜尖子组，为变质基性—中酸性火山岩夹炭质石英片岩、石墨片岩和滑石片岩，厚 200 ~ 533 米；关防山组，为变质砂泥岩夹少量变质碳酸盐岩及中酸性火山碎屑岩，厚 455 ~ 2612 米，含微古植物。

【峨边群】 Ebian Gr 时代属中元古代。分布在四川峨边一带，为浅变质岩系。自下而上划分：①桃子坎组，下部为板岩夹灰岩透镜体，中上部为含气孔蚀变玄武岩及玄武质安山岩和火山角砾岩，厚 2810 米；②枷担桥组，下部为厚层白云岩、白云质灰岩夹钙质板岩，中部为板岩并含铁、磷矿化，上部为千枚岩及砂岩，厚 550 ~ 1100 米；③兰包坪组，下部为流纹质安山质玄武岩，上部是玄武岩及凝灰岩互层；④茨竹坪组，以石英砂岩为主夹砾岩、板岩、千枚岩和中酸性凝灰岩，在千枚岩中含微古植物：*Trachysphaeridium*，*Asperatopsophosphaera* 等，厚 400 ~ 1800 米。

【盐边群】 Yanbian Gr 曾称**盐边系**。时代属中元古代。分布于四川盐边一带，为变质火山岩系。自下而上划分为：①荒田组，以灰绿色变质玄武岩为主夹少量凝灰质沉积岩和角砾岩，厚 2838 米；②渔门组，为变质碎屑岩及板岩夹结晶灰岩透镜体，厚 1700 米；③小坪组，以砂质、炭质、绢云板岩为主，底部有层凝灰岩及变质砂岩等，厚 2260 米；④乍古组，主要为绢云板岩，底部为变质凝灰质砾岩，上部夹白云质灰岩及白云质板岩。

【昆阳群】 Kunyang Gr 时代属中元古代。分布于云南昆阳、东川、会泽一带，为浅变质地层。分为下亚群，自下而上包括黄草岭组、黑山头组、富良棚组(仅分布滇中)、大龙口组、美党组，时代属长城纪；上亚群，自下而上分为因民组、落雪组，再向上至滇中依次分为鹅头厂组、绿汁江组和柳坝塘组，在东川地区依次为黑山组、青龙山组、大营盘组、小河口组和麻地组。时代属蓟县纪。主要为碳酸盐岩、含叠层石镁质碳酸盐岩、千枚岩、板岩、变质石英砂岩、变质粉砂岩和硅质岩，并含铜、铁等沉积矿产。富含叠层石 *Gymnosolen altum*，*G. confragosum* 及微古植物化石 *Leiopsophosphaera*，*Taeniatum*；*Trachysphaeridium*，*Conophyton*，*Laminarifes*，*Asperatopsophosphaera* 等。厚逾万米。富良棚组上部凝灰岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(16.40 ± 0.42)亿年，绿汁江组白云岩 Rb-Sr 全岩年龄为 11.3 亿年，青龙山组 Pb-Pb 年龄为 10.3 亿年、12 亿年。与上覆南华系澄江组不整合接触，下部未见底。对本群地层层序一直存在不同认识。

【梵净山群】 Fanjingshan Gr 时代属中元古代。分布于贵州梵净山地区，为变质岩系。自下而上分为淘金河组、余家沟组、肖家河组、回香坪组、铜厂组、洼溪组和独岩塘组。下部为细碧岩及层状辉绿岩、超基性岩及硅质岩、泥质岩互层；上部主要为砂岩、粉砂岩及凝灰砂岩等。顶部被板溪群覆盖，未见底。厚 1000 余米。其中陶金河组、余家沟组、肖家河组和回香坪组属长城系；铜厂组、洼溪组和独岩塘组属蓟县系。

【双桥(娇)山群】 Shangqiaoshan Gr 时代属中元古代至新元古代。分布于江西九岭地区,为浅变质岩系。自上而下分为:①修水组,为板岩及凝灰质砂岩互层,夹砂砾岩,含微古植物 *Protoeiosphaeridium* 等属,厚 2500 米;②安乐林组,为钙质砂岩与绢云绿泥板岩,含炭凝灰质板岩互层,上部凝灰质多并夹细碧岩和石英角斑岩,含微古植物,厚 1258 ~ 3735 米;③计林组,为薄层条带状板岩、砂板岩、细砂岩和少量细碧岩与石英角斑岩互层,含微古植物 *Leiominuseula* 等属,厚 570 ~ 1541 米;④横涌组:为变质凝灰砂岩、粉砂质板岩、条带状板岩、炭质板岩互层,偶夹细碧岩及角斑岩,含微古植物 *Trachysphaeridium* 等属,厚 350 ~ 2000 米以上;⑤鄱公山组:下部为石英岩,上部为千枚岩夹硅质岩及细碧岩和角斑岩,厚 1243 米。角斑岩 Sm-Nd 等时线年龄 19.4 亿年。其中鄱公山组和横涌组相当于长城系,计林组、安乐林组(这两组在九岭地区称宜斗组)相当蓟县系,修水组可能为新元古代。

【上溪群】 Shangxi Gr 时代属中元古代。分布于皖南祁门、兰田、屯溪(今黄山市)等地,为浅变质碎屑岩系,厚约 5500 米以上。自下而上分为樟前组、板桥组、木坑组和牛屋组。下未见底,与上覆沥口群呈不整合接触。

【双溪坞群】 Shuangxiwu Gr 时代属中元古代—新元古代。分布于浙江富阳、绍兴和萧山等地,为浅变质岩系。由下而上分为平水组、北坞组、岩山组和章林组。为一套片理化的中基性—酸性火山熔岩和凝灰岩,夹砂岩、砂砾岩、泥岩及灰岩透镜体,局部为千枚岩和绢云石英片岩,厚 400 ~ 3100 米。下未见底,与上覆河上镇群骆家门组呈不整合接触。

【四堡群】 Sipu Gr 时代属中元古代—新元古代。分布于广西北部九万大山至宝山西侧的湘黔桂交界地区,为浅变质岩系。自下而上划分为九小组、文通组和鱼西组。主要由浅变质砂泥质岩和火山碎屑岩及拉斑玄武岩、细碧岩和角斑岩组成,厚约 5700 米。下未见底,与上覆丹洲群白竹组呈不整合接触。

【宿松岩群】 Susong Gr. 时代属新元古代。主要分布在安徽省宿松县西北地区,为一套变质火山-沉积岩系。自下而上分为:①甘田坳岩组,为变基性—变酸性火山岩;②柳坪岩组,为含磷岩层;③大新屋岩组,为厚层状白云质大理岩;④梓树坞岩组,为含砾碎屑岩、硅质岩等。根据区域地层对比、震旦纪微古植物组合及甘田坳岩组中变质酸性火山岩中锆石 U-Pb 年龄 8.66 亿年等资料,将其归属新元古代,其中磷矿层属震旦纪陡山沱期。

【煌源群】 Huangyuan Gr 时代属新元古代。出露于青海大通山、达坂山东段,日月山、湟源及乐都北山地区,为变质岩系。下部刘家台组,上部为厚层大理岩,下部为云母石英片岩,斜长角闪岩和片麻岩,厚 1196 ~ 2452 米;上部东岔沟组:上部为云母石英片岩,下部为含石榴子石、十字石、矽线石的云母石英片岩及角闪石片岩和角闪斜长片麻岩夹大理岩,厚 2372 ~ 3544 米。原岩为泥质、砂质碎屑岩和碳酸盐岩及中基性火山岩。其中变质火山岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(9.1 ± 0.07)亿年,侵位于该群的响阿尔花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(9.17 ± 0.12)亿年。与上覆湟中群呈不整合接触。

【大峡谷超群】 Grand Canyon Supergroup 时代属中新元古代。分布在美国亚利桑那州北部的科罗拉多大峡谷一带。包含中元古代的安卡尔群和兰科维普组,新元古代早期的丘阿尔群和六十英里组。年代范围约在 12.5 亿 ~ 7.8 亿年。有较丰富的古生物和古地磁资料。安卡尔群不整合覆盖在约 17 亿年的结晶基底上,自下而上为砾岩、灰岩、页岩、石英岩、砂岩和玄武岩,厚约 2000 米;兰科维普组(群)下部为红色砂岩、粉砂岩,与下伏玄武岩呈剥蚀关系,上部为红色砂岩、页岩和粉砂岩互层,厚 100 余米;丘阿尔群下部嘎列洛斯组为红色粉砂岩、砂岩夹暗色页岩和泥岩,中上部夹少量白云岩,含丰富的浮游生物;上部克瓦贡特组,以暗色页岩、粉砂岩为主夹白云岩、砂岩和砾岩,产丘阿尔(Chuaria)大型藻类化石和瓶状微化石,厚约 1600 米;六十英里组为红色砂砾岩、角砾岩,厚 60 余米,被寒武系塔皮特砂岩以角度不整合覆盖。

【阿德雷德系】 Adelaidean System 又译**阿德莱德系**。分布于南澳弗林特斯山脉,为前寒武纪阿德雷德地槽内的沉积岩系。自下而上划分为卡兰纳层、贝拉群、翁贝拉塔纳群和威尔彭纳群。同位素年代范围从 11(或 14)亿年到 5.7 亿年。与下伏结晶基底为不整合关系,与上覆寒武系豪克尔群呈剥蚀不整合接触。

【长城系】 Changchengian System 曾称**长城群**。时代属中元古代早期。分布于燕山地区。以陆相—浅海相碎屑沉积岩为主,夹有中基性火山岩及铁矿层,具底砾岩,顶部为白云岩,代表一个大的沉积韵律组合。含有以 *kussiella kussiensis* 为代表的叠层石组合和以膜壳薄、个体小、表面光滑为特点的微古植物组合。自下而上划分为常州沟组、串岭沟组、团山子组、大红峪组和高于庄组。延续时限为 18 亿 ~ 14 亿年。

【常州沟组】 Changzhougou Fm 曾称**长城石英岩、黄崖关组**。位于长城系底部,广泛分布于冀北一带。本组为陆相-浅海相碎屑沉积,以浅灰、灰白色厚层质纯的石英岩为主,底部多为河流相或三角洲相石英砂岩及砾岩,具交错层。局部地区偶见黄铁矿结核及假象磁铁矿结核。厚 800 ~ 1000 米。与下伏迁西群呈不整合接触。

【串岭沟组】 Chuanglinggou Fm 曾称**串岭沟页岩**。属长城系中下部。本组主要为浅海泥、沙质沉积,以杂色、黄绿色、黄褐色、纸状粉砂质页岩为主,夹有微晶白云岩,厚 913 米。含微古植物 *Margominuscula antiqua*, *Dictyosphaera macroreticulata*, 和船形藻群 Scaphomorphida 的某些分子以及宏观藻类 *Chuaria* 等。伊利石 Pb-Pb 等时线年龄为(17.5 ± 0.4)亿年。本组沉积期古地磁极性为混合型,古地磁极位置 22.2°N,239.1°。岩性稳定,但厚度变化大。广泛分布于燕山西段,辽西凌源、建平、朝阳、义县、锦西等地。

【团山子组】 Tuanshanzi Fm 位于长城系中部。以含铁白云岩,粉砂质微晶白云岩为主,夹黄色砂岩和少量绿色粉砂质页岩。厚 479 米。与下伏串岭沟组整合接触。含多细胞藻类 *Tuanshanzia fasciaria*, *Changchengia stipitata*, 叠层石 *Gruneria-Eucapsiphora* 组合,微体藻类: *Gunflintia*, *Eomycetopsis* 和微古植物 *Diplomembrana* 等。U-Pb 等时线年龄 17.8 亿年,富钾粗面岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(16.1 ± 0.2)亿年。广泛分布于燕山地区。

【大红峪组】 Dahongyu Fm 曾称**大红峪石英岩**。位于长城系中上部,夹安山岩岩流,分布于冀北一带。为浅海相沉积,以碎屑岩为主,自下而上分两段:下段为灰白色石英岩状砂岩和长石石英砂岩夹翠绿色富钾页岩,上部为富钾粗面岩-粒玄岩的熔岩和火山碎屑岩;上段为含燧石白云岩。底部以紫红色页岩夹砂岩为标志与下伏团山子组整合接触。总厚 408 米。含叠层石 *Kussiella* f., *Conophyton dahongyuense* 等;微古植物 *Trachysphaeridium cultum* 等。火山岩中锆石 U-Pb 下交点年龄(14.9^{+28}_{-32})亿年,其下部富钾粗面岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(14.95 ± 0.4)亿年。其古磁性为负极性,古磁极位置 -8.1°N,79°。

【高于庄组】 Gaoyuzhuang Fm 曾称**高于庄灰岩**。位于长城系上部,分布于冀北一带。为浅海相碳酸盐沉积。以灰色、黑色白云岩为主,含燧石团块或条带,所含叠层石以锥状的锥叠层石类型为主,并有柱状具假分叉的喀什叠层石。微古植物组合与

大红峪组所产相同。在冀北,下部常夹含锰页岩(菱锰矿);在兴隆高板河有沉积铅矿。厚 1540～1600 米。与下伏团山子组之间有沉积间断。高板河的沉积铅矿,用普通铅法测定的同位素年龄为 13.7、14.7 亿年。广泛分布于燕山地区。

【特克斯群】 Tekes Gr 时代属长城纪。分布于新疆特克斯、昭苏县的哈尔克山北坡,为浅变质岩系。下部为一套浅变质碎屑岩、片岩;上部以碳酸盐岩为主,夹少量碎屑岩,含叠层石 *Cruneria* f., *Kussiella* f.,厚度大于 3075 米。与上覆科克苏群不整合接触。

【星星峡群】 Xingxingxia Gr 时代属长城纪。分布于新疆哈密星星峡星星山,为变质岩系。下部为黑云角闪石英片岩、片麻岩及混合岩,向上为黑云石英片岩、角闪石英片岩及少量大理岩夹层,最上部为白云大理岩和结晶灰岩。总厚 4300 米。未见底,与上覆卡瓦布拉克群呈整合接触。片麻岩全岩 U-Pb 年龄 14±0.7 亿年,Pb-Pb 等时线年龄 13.1 亿年。

【古硐井群】 Gudongjing Gr 时代属长城纪。分布于甘肃北山一带,为浅变质岩系。分上下两个岩组,下岩组为千枚岩、石英片岩夹石英岩;上岩组为变质砂岩夹大理岩。总厚 4638 米。

【诺尔公群】 Nuorgong Gr 时代属长城纪。分布于内蒙古阿拉善左旗巴音诺尔公—仲嘎休以西的沙布更茨和塔克林敖色地区,为浅变质岩系。包括沙布更茨组和塔克林敖包组,为一套浅变质海相碎屑岩建造,顶部有白云质灰岩和泥质白云岩,含叠层石。总厚度大于 6000 米。

【扬吉布拉克群】 Yangjibulak Gr 时代属长城纪。分布于新疆兴地塔格-辛格尔及帕尔岗塔格以南扬吉布拉克一带,为浅变质岩系。主要为轻微变质的碎屑岩建造,为变质砂岩、变质长石砂岩、变质粉砂岩、绢云千枚岩等。沿走向该群与波瓦姆群上部相当。与下伏兴地塔格群为不整合接触。厚 650～2547 米。

【波瓦姆群】 Bowam Gr 时代属长城纪。分布于新疆库鲁克塔格西南的波瓦姆布拉克地区,为浅变质岩系。下部为石英岩、大理岩和云母片岩,厚 2000 米,底部有砾岩与下伏兴地塔格群不整合接触;上部为石英岩与绿帘黑云片岩、二云母片岩互层,中间夹大理岩,厚 550 米。与上覆艾尔基干群不整合接触。二云母片岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄 7.5 亿年。

【巴什库尔干群】 Baxkorgan Gr 时代属长城纪。分布于新疆阿尔金山北坡,且末、若羌、皮山一带,为浅变质岩系。自下而上分为扎斯勘赛河组、红柳泉组和贝克滩组。主要为白云母石英片岩、绢云绿泥石英片岩、含绿泥石二云母石英片岩及石英砂岩夹大理岩、千枚岩。厚 8200 米以上。下部与阿尔金山群断层接触,与上覆塔昔达坂群不整合接触。

【甜水海群】 Tianshuihai Gr 时代属长城纪。分布于新疆叶尔羌河上游至喀拉喀什河上游,为浅变质岩系。上部为中厚层变质钙质砂岩和千枚岩,夹暗灰色硅质灰岩;中部为变质长石砂岩局部夹钙质粉砂岩;下部为薄层-中厚层砂岩、粉砂岩及凝灰砂岩夹少量石英岩。上部含叠层石 *Litia* f., *Stratifera* f., *Xiajingella* f.,等。可见厚度 1000～1500 米。与上覆奥陶系冬瓜山组呈不整合接触。

【朱龙关群】 Zhulongguan Gr 时代属长城纪。分布于甘肃河西走廊南山南侧托来南山向西延至新疆,为浅变质岩系。自下而上分为熬油沟组和桦树沟组。桦树沟组为浅变质砂泥质碎屑岩夹碳酸盐岩,含叠层石及微古植物化石;熬油沟组为火山碎屑岩、中基性火山熔岩夹碳酸盐岩。总厚约 4000 米。与上覆托来南山群不整合接触,下界不清。

【湟中群】 Huangzhong Gr 时代属长城纪。分布于青海刚察县茶拉河、大通县娘娘山、湟中县拉脊山、互助县干滩和乐都县北山等地,为浅变质岩系。主要为石英岩、石英砂岩、粉砂岩、板岩和千枚岩。自下而上分为磨石沟组和青石坡组。与下伏湟源群不整合接触。总厚 1000 米。

【兴隆山群】 Xinglongshan Gr 时代属长城纪。分布于甘肃兴隆山地区,为浅变质岩系。分为下岩组,为浅变质中基性火山岩、火山碎屑岩、碎屑岩夹少量灰岩,厚 1000 米;上岩组,为千枚岩夹碎屑岩、变质火山碎屑岩及少量铁矿层。厚 800 米。与下伏葫芦河组呈整合接触。

【三岔子群】 Sanchazi Gr 时代属长城纪。分布于辽宁铁岭一带,为浅变质岩系。自下而上分为大迫山组、康庄子组和关门山组。下部为含砾石英砂岩夹各种粒度的白云岩;中部为石英砂岩,板岩及微晶白云岩;上部为灰色富含角砾屑的白云岩。Rb-Sr 等时线年龄 12.9 亿年。白云岩中含叠层石,板岩中含微古植物化石。

【熊耳群】 Xionger Gr 时代属长城纪。分布于河南卢氏、洛宁、嵩县、鲁山、济源,陕西洛南,山西垣曲等地,为浅变质碎屑岩、火山岩系。主要为一套陆相-海相中性(为主)火山熔岩及少量碎屑岩。自下而上划分为大古石组,为河流相碎屑岩;许山组,为安山岩;鸡蛋坪组,为英安斑岩夹火山碎屑岩;马家沟组,为中、基、酸性熔岩。该群与下伏太华群不整合接触。厚 5089 米。Rb-Sr 等时线年龄(17.1±0.7)亿年;锆石 U-Pb 年龄(18.3±0.4)亿年和(18.3±0.3)亿年,单颗粒锆石铀-铅年龄(18.4±0.1)亿年。

【抱板群】 Baoban Gr 时代相当于长城纪。分布于海南昌江一带,为变质岩系。自下而上分为:①戈枕村组,为一套片麻岩,以斜长片麻岩为主夹少量黑云斜长变粒岩及紫苏麻粒岩,受强烈混合岩化,厚 2381 米,未见底;②峨文岭组,其上段上部以斜长云母石英片岩、二云石英片岩为主,夹长石石英岩及石墨片岩(石墨矿层),下部主要为石英岩,普遍含石墨,厚 340～550 米,下段为石英二云片岩及二云石英片岩,底部为长石石英岩,厚 420～880 米。顶部与上覆陀烈群不整合接触。该群 U-Pb 一致线年龄(18.3±0.8)亿年,片麻岩 Rb-Sr 等时线年龄 14.6 亿年,Pb-Pb 全岩年龄 17.5 亿年。

【马特萨普群】 Matsap Gr 分布于德兰士瓦西部,不整合于德兰士瓦超群上,底部为石英岩、砾岩、片岩,中部为安山岩、凝灰岩、石英岩,上部为石英岩、细砾岩。

【瓦特伯格群】 Waterberg Gr 分布于德兰士瓦尔东部,不整合于德兰士瓦尔超群上。它是马特萨普群东部的相应层位。下部尼尔斯多姆组,为粗面岩、安山岩、斑岩、砂岩及砾岩,厚1800～5000 米;上部克兰斯堡组,为砂岩、粉砂岩、页岩、火山岩,厚 1900 米。

【德里群】 Delhi Gr 属中元古代。分布在印度阿拉瓦利岭一带,向南南西方向延伸到巴伦布尔地区,自下而上分为:拉雅罗组,底部为薄层板状云母质石英岩,往上为不纯白云质大理岩;阿耳代系组,由波状层理石英岩、长石砂岩、粗砂岩、砾岩和石灰岩组成;库沙尔加尔组,主要是白云质灰岩;阿贾卜加尔组,主要为一套泥质岩系。德里群遭受多次构造变形,变质作用为角闪岩相组合。本德尔汉德地区北部的瓜廖尔群不整合于太古宙本德尔汉德花岗岩之上,其时代与德里群相当。侵入到德里群中的拜拉特花岗岩 Rb-Sr 年龄值为 16.6 亿年,代表德里旋回结束。其上被新元古界温德亚亚群不整合覆盖。

【乌扬群】 Uyan Gr 时代属中元古代。在俄罗斯西伯利亚乌丘尔地区以假整合覆盖在乌尔坎群之上,主要由花岗质长石

砂岩、石英长石砂岩、砾岩和粗面安山质火山岩组成，分布局限，厚约 600 米。与上覆乌楚尔群呈不整合接触。

【约特尼杂岩】 Jotnian Complex 代表芬兰斯堪的纳维亚的前寒武纪杂岩，是前寒武纪最后一次造山运动的产物。下部彼得沃查德组，是长石-石英砂岩，石英砂岩、千枚片岩互层，厚 600 米；上部绍克什组由石英砂岩、泥质片岩组成，厚 500 米，发现有机物 *Osagia*，*Onezhiella Mistein*。在瑞典称上约特尼群，分为下达拉组，由红色长石砂岩和石英砂岩互层及砾岩和片岩组成，砂岩中具波痕、交错层理和雨痕；上达拉组，主要由石英斑岩、熔结凝灰岩和凝灰岩组成，厚达几百米。下约特尼群岩层产状较平缓，覆盖在各种变质岩和 19 亿年的斯维科芬兰(卡累利阿)花岗岩上，又被 16.5 亿～17 亿年的火山岩同源环斑花岗岩切穿。下约特尼群是在卡累利阿造山运动之后的 19 亿～17(16.5)亿年之间形成的。

【达尔斯兰系】 Darsland System 达尔斯兰系在瑞典西北部，分为下部卡别包群，不整合于哥德群上，由砾岩、硬砂岩、石英砂岩组成，剖面下部有喷发岩；上部达尔斯兰群，底部为长石砂岩和砾岩，其上是三层石英岩和二层片岩，总厚 1900 米。

【祥源群】 Xiangwon Gr 属中元古代。主要分布于朝鲜北部的平南拗陷、鸭绿江拗陷等地区。自下而上分为①直岘组，底部为石英岩、石英砂岩，不整合盖在老变质杂岩上(黄海系)，向上为板岩、千枚岩夹少量结晶灰岩，厚 2500～3000 米；②祠堂隅组，主要由灰岩和白云岩组成，夹板岩和千枚岩，白云岩含叠层石 *Collenia*、*Conophyton* 和 *Jurussania*，厚 1500～2000 米；③墨川组，为一套泥质灰岩和白云岩夹板岩、砂岩，偶含叠层石 *Gymnosolen*，厚 1700～1900 米，在祥源西北文山里一带，祠堂偶组之上直接为驹岘组而不存在墨川组；④驹岘组，下部为含砾千枚岩或冰碛岩(称飞浪碉冰碛岩)，上部为炭质、硅质千枚岩、板岩夹磷灰岩透镜体，与下伏地层呈不整合接触，厚约 1800 米。上覆地层为含三叶虫化石的寒武系中统。

【里菲超群】 Riphean Supergroup 又称**里菲系**。里菲一名来源于俄罗斯乌拉尔的古语。是前苏联晚前寒武纪的一个地层单位。在 1954 年前通称震旦系(包括文德系在内)，与中国北方的震旦系对比。里菲超群覆于前里菲岩系之上，伏于文德系之下。自下而上划分为布尔江群、尤尔玛金群、卡拉套群和库达什群，含大量叠层石。南乌拉尔的剖面作为层型代表，近底的萨特金组环斑花岗岩年龄为 14.3 亿年，花岗岩年龄为 15.6 亿年。延续时间为 16 亿～17 亿年。

【布尔江群】 Burjian Gr 时代属中元古代。主要分布于乌克兰南乌拉尔巴什基尔复背斜中南部，以角度不整合盖在太古宙塔拉塔什群片麻岩上(年龄 33.2 亿～27.3 亿年)。自下而上分为：①阿因组，底部为砾岩，向上为砂岩、千枚状片岩、基性岩和凝灰岩；②萨特金组，为白云岩、泥灰岩、藻白云岩、千枚岩，环斑花岗岩的 Rb-Sr 和 U-Pb 年龄为 14.3 亿～15.7 亿年，含叠层石 *Kussiella*、*Conophyton*、*Gongylina* 等；③巴卡尔组，为千枚岩、粉砂岩、砂岩及白云岩、灰岩含菱铁矿及叠层石。总厚大于 4700 米。

【罗兰马群】 Roraima Gr 又译**罗赖马群**。时代属中元古代。主要分布在圭亚那地盾上，为一套具明显交错层理的红色石英砂岩，夹长石砂岩、页岩和砾岩，有时夹少量铁质碧玉凝灰岩，底部有熔结凝灰岩。与下伏古元古代基底呈不整合接触。凝灰岩 Rb-Sr 年龄为 17.5 亿～16.5 亿年，侵入的闪长岩年龄为 16.9 亿年。

【艾斯屏纳索超群】 Espinhaco Supergroup 又译**埃斯皮尼亚苏超群**。为巴西地盾区中元古代的代表性地层，具有克拉通内断陷裂谷沉积特征。可划分为八个组(群)级地层单元。下部由长英质火山岩和陆相-海相的碎屑沉积岩组成；中上部为一套开阔的地台型盆地沉积，主要由石英岩、千枚岩、粉砂岩和少量层间砾岩组成。超群总厚达 4500 余米。早期火山岩的年龄约为 17.0 亿年。本超群同米纳斯群的关系在巴西地质学者中存在不同看法。多数认为二者属上、下关系，一些人认为二者为同时异相，也有认为两者有部分重复。

【贝尔特超群】 Belt Supergroup 时代属中元古代。主要分布于美国西部蒙大拿州和北达科他州，在加拿大境内称普塞尔超群。本超群不整合沉积在太古宙到古元古代的结晶基岩上，并为新元古代温德米尔超群覆盖。自下而上分为：①下贝尔特群(普里查德组)，由石英岩、页岩和灰岩组成；②拉瓦里群，由紫红—灰绿色泥页岩、浅灰色石英岩组成；③中贝尔特碳酸盐岩，由细粒硅质碎屑和白云岩旋回沉积组成；④密苏拉群，由杂色的粉细砂岩、泥页岩夹薄层碳酸盐岩组成。总厚 2000～20000 米。下贝尔特群中的岩床杂岩中锆石 U-Pb 年龄为 14.3 亿年，表明贝尔特超群至少沉积于 14.5 亿年前或更早一点。

【基维诺超群】 Keweenawan Supergroup (原称 Algonkian)，又译**基威诺超群**。是加拿大地盾区元古宙的一个地层单元，相当美国前寒武纪"Y"层。在美国主要分布在苏必利尔湖区以东的明尼苏达州，不整合覆于阿尼米克群之上。划分为奥伦多群，由含铜长石砂岩、云母质粉砂岩、页岩和少量砾岩组成；奥卢斯群，由火山熔岩(玄武岩、安山岩和流纹岩)、火山角砾岩及砂岩、泥页岩组成，并伴有镁铁质侵入岩。总厚达 15000 米。超群下部 Duluth 杂岩中的花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄为 11.2 亿～11.4 亿年。

【托来南山群】 Tuolainanshan Gr 时代属长城纪至蓟县纪。分布于中祁连山地区的托来南山、疏勒南山、大雪山、野马南山和阿尔金山东段，为一套巨厚的滨海相碎屑岩-浅海相碳酸盐岩建造。自下而上分为南白水河组和花儿地组。厚约 976～4752 米。含丰富的叠层石和微体化石。

【蓟县系】 Jixianian System 曾称**蓟县群**。位于中元古界上部，分布于燕山地区，为一套以浅海相碳酸盐岩沉积为主，夹泥质沉积，在有些地区夹有铁、锰、磷等矿层，代表一个大的沉积韵律组合。含有以 *Baicalia baicalica* 为代表的叠层石组合和以膜壳较厚、个体较大(直径 10～50 微米)、表面粗糙为特点的微古植物组合。自下而上分为杨庄组，雾迷山组、洪水庄组和铁岭组。延续时限为 14 亿～10 亿年。

【杨庄组】 Yangzhuang Fm 曾称**杨庄红色页岩**。位于蓟县系底部，分布于冀北一带。为浅海相沉积，以砖红色或血红色钙质、粉砂质页岩及白云质泥灰岩为主，夹硅质白云岩多层，韵律性显著，具底砾岩，上部有时夹石膏层。含微古植物 *Asperatopsophosphaera* aff. *partialis* 和 *Pseudozonosphaera* 等。厚 669～850 米。与下伏高于庄组为假整合接触。

【雾迷山组】 Wumishan Fm 曾称**雾迷山灰岩**。位于蓟县系中下部，分布于冀北一带。为一套富镁的巨厚碳酸盐建造，韵律明显，以含有各种燧石结核和条带状白云质灰岩为主，夹纯灰岩、白云岩、绿色砂页岩等。含叠层石 *Pseudogymnosolen mopanyuensis*，*Scyphus parvus*，*Conophyton lituum*；微古植物化石有 *Asperatopsophosphaera umishanensis*，*A. umishanensis* var. *minor* 等。厚 3340 米。与下伏杨庄组为连续沉积。底部在河北西北部有铁矿层。雾迷山组沉积期古地磁极性为负极性，古磁极位置 -18.2°N，49.2°。

【洪水庄组】 Hongshuizhuang Fm 曾称**洪水庄页岩**。位于蓟县系中上部，分布于冀北一带。为浅海相泥质沉积，以黑色页岩为主，夹黑绿色砂质伊利石页岩，风化后呈纸片状。含形态奇

特、结构复杂的微古植物 *Nucellosphaeridium zonale*, *Pterospermopsis oculatus* 等。底部时有砂岩,其中含有无烟煤。厚 131 米。与下伏雾迷山组之间有一沉积间断面。其沉积期古地磁极性为正极性,古磁极位置为 45.6°N,89.2°。

【铁岭组】 Tieling Fm 曾称**铁岭灰岩**。位于蓟县系上部,分布于冀北一带。为浅海相沉积,以浅灰色中厚层质纯灰岩为主,夹含锰页岩和含锰白云岩,并有锰矿层(瓦房子式锰矿),底部有钙质石英砂岩及页岩。灰岩中富含叠层石 *Baicalia baicalica*, *Anabaria chihsienensis* 等,微古植物以含厚带藻(*Taeniatum crassum*)为特点。厚 300 ~ 330 米。与下伏洪水庄组之间有沉积间断面。海绿石同位素年龄为 10.5 亿年;其沉积期古地磁极性为混合型,古磁极位置为 24°N,207.5°。

【科克苏群】 Keksu Gr 时代属蓟县纪。分布于新疆特克斯县南科克苏河谷东岸。为一套富含硅镁质碳酸盐岩建造,以白云岩、结晶灰岩和灰岩为主,夹石英岩,局部含磷、底部有砾岩。富含叠层石,局部呈似层状礁体。与下伏特克斯群呈不整合接触。该群岩性稳定,厚度变化大,天山东部达 5000 米以上,西部仅 487 米。

【卡瓦布拉克群】 Kawabulak Gr 时代属蓟县纪。分布于新疆鄯善县南卡瓦布拉克一带。为一套浅变质碳酸盐岩夹少量变质碎屑岩。下部以白云岩、硅质白云质大理岩为主,夹灰绿色石英片岩;中部为硅质大理岩及灰白色石英片岩和石英岩互层,夹变质砾岩及变质石英砂岩;上部为深色大理岩与绿泥石英片岩,夹钙质砂砾岩,石英砂岩及石英岩。总厚度达 2000 米以上。含叠层石 *Collenia* f., *Conophyton cylindricum*, 等。与上覆寒武系不整合接触与下伏星星峡群整合接触。

【巴音西别群】 Bayinxibie Gr 时代属蓟县纪。分布于内蒙古阿拉善左旗等地,为浅变质岩系。下组主要为泥灰岩及板岩、薄层石英岩,上部夹中基性火山岩,厚 1160 米;上组为青灰色白云岩夹少量泥质板岩及泥质灰岩,厚 700 米。富含叠层石 *Colonella bayanxibieensis*, *Tielingella* cf. *tielingensis*, 等。

【爱尔基干群】 Aierjigan Gr 时代属蓟县纪。分布于新疆库鲁克塔格地区,为一套富含硅镁质的浅海相碳酸盐岩建造。为白云岩、白云质大理岩夹少量紫红色厚层状石英岩。叠层石、核形石发育。与下伏扬吉布拉克群、波瓦姆群不整合接触。厚 900 ~ 2600 米。含叠层石 *Tungussia* f., *Kussiella kussiensis* 等。其变质火山岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(10.1 ± 3.5)亿年。

【塔昔达坂群】 Taxidaban Gr 时代属蓟县纪。分布于青海、新疆交界的阿尔金山北坡,为浅变质岩系。下部木孜萨依组以碎屑岩为主,上部金雁山组以碳酸盐岩为主。与下伏巴什库尔干群和上覆索尔库里群均为不整合接触。

【花石山群】 Huashishan Gr 时代属蓟县纪。分布于青海刚察县化久山和马老得山、煌中县花石山、大通县老爷山和互助县南门峡、松多山等地,向东延至甘肃永登地区,为一套以碳酸盐岩为主的地层。主要为白云岩、硅质条带白云岩夹少量板岩及灰岩。含叠层石及微古植物,厚度大于 3500 米。与下伏长城系湟中群呈不整合接触。

【冰沟群】 Binggou Gr 时代属蓟县纪。分布于青海柴达木盆地南缘,为一套灰岩夹粉砂岩、板岩、局部夹中基性火山岩。厚约 6000 米。含叠层石及微古植物化石。与下伏长城系小庙群呈不整合接触。

【什那干群】 Shinagan Gr 曾称**什那干灰岩**。时代属蓟县纪。分布于内蒙古五原、固阳、武川、察哈尔右翼后旗,以及河北省等地,为一套碳酸盐岩。主要为硅质灰岩、白云质灰岩、砂岩等,厚约 1000 米。含叠层石 *Baicalia*, *Scopulimorpha*, *Conophyton cylindricum* 等。与下伏新太古界乌拉山群呈不整合接触。

【树芽屯群】 Shuyatun Gr 时代属蓟县纪。分布于辽宁泛河地区,为浅变质岩系。自下而上分为佟家街组、虎头岭组、二道沟组、石门组、宋家沟组和杨十屯组。主要由碎屑岩与碳酸盐岩互层组成,夹火山岩。为砂岩、白云质灰岩、细碧岩及含叠层石石灰岩等。厚 4645 米。与下伏长城系三岔子群呈整合接触,与下伏鞍山群呈不整合接触。

【汝阳群】 Ruyang Gr 时代属蓟县纪至青白口纪。分布于河南熊耳山以东和山西南部等地,为一套轻微变质的碳酸盐岩、碎屑岩系。自下而上分为兵马沟组、云梦山组、白草坪组、北大尖组、崔庄组、三教堂组和洛峪口组。洛峪口组为一套碳酸盐岩夹碎屑岩组合,厚 146 米;三教堂组为一套石英砂岩,顶部为海绿石石英砂岩,厚 231 米;崔庄组主要由杂色页岩及少量石英砂岩组成,底部及中部分别夹有鲕状赤铁矿和菱铁矿,厚 213 米;北大尖组主要为石英砂岩、长石石英砂岩、夹海绿石石英砂岩,顶部为白云岩,上部夹贫铁矿层,厚 198 米;白草坪组主要为红色砂质页岩夹薄层石英砂岩局部夹砾岩、白云岩,厚 200 米;云梦山组主要为紫红色不等粒石英砂岩夹页岩,底部为砾岩夹铁矿层,厚 276 米;兵马沟组主要由紫红色砾岩、砂砾岩、砂岩和粉砂质页岩组成,砂岩中含海绿石及铁质结核,厚达 880 米。与下伏登封群或熊耳群呈不整合接触,顶部与上覆罗圈组、辛集组等呈不整合接触。总厚 13070 米。云梦山组、白草坪组、北大尖组均含微古植物;北大尖组顶部白云岩中含叠层石。云梦山组火山岩夹层全岩 Rb-Sr 等时线年龄 12.7 亿年,北大尖组海绿石常规 K-Ar 法年龄平均值(11.8 ± 0.7)亿年,三教堂组(10.8 ± 0.5)亿年。

【官道口群】 Guandaokou Gr 时代属蓟县纪。分布于河南卢氏、灵宝、栾川等县和陕西洛南地区,为一套浅海相碎屑岩-碳酸盐岩建造。自下而上分为高山河组、龙家园组、巡检司组、杜关组和冯家湾组。富含叠层石和微古植物,厚 1950 ~ 5440 米。与下伏熊耳群不整合接触。

【登相营群】 Dengxiangying Gr 时代属蓟县纪。分布于四川喜德、冕宁两县交界处,为变质岩系。以变质沉积碎屑岩为主,夹变质碳酸盐岩和变质中性火山岩。未见底。

【陈蔡群】 Chencai Gr 时代属蓟县纪。分布于浙江西部,为一套变质岩系。主要为变质中基性火山-沉积岩。自下而上分为捣臼湾组、下河图组、下吴宅组和徐岸组。总厚度达 1680 ~ 2800 米以上。

【龙泉群】 Longquan Gr 时代属蓟县纪。主要分布于浙江龙泉、庆元及福建北部,为一套高绿片岩相变质岩系。自下而上分为万山组、青坑组和南弄组。主要由云母变粒岩、云英片岩、绿帘斜长角闪岩、黑云阳起片岩、含磁铁石英岩及大理岩组成。厚 2000 米。上部为中生界覆盖,下部与八都群呈断层接触。南弄组 Sm-Nd 绿帘斜长角闪岩全岩等时线年龄(13.8 ± 0.8)亿年和(13.9 ± 0.5)亿年,斜长角闪岩全岩等时线年龄 9.9 亿 ~ 9.5 亿年。同物异名有麻源群、建瓯群、尤溪片岩及马面山群。

【班格马尔群】 Bangemall Gr 为澳大利亚中元古代代表性地层,分布在西澳大利亚的班格马尔盆地内。以角度不整合覆盖在哈默斯利盆地和纳贝鲁盆地之上。本群在西部发育最好,厚度最大,可划分为六组:①伊利古利组,底部为砾岩、角砾岩,有时含卵石和漂砾,向上为砂岩、页岩和白云岩,厚度大于 2000 米;②基伊溪组,为石英砂岩、页岩,顶部有少量白云岩,厚 1800 米;③吉拉瓦拉组,为粉砂质页岩、白云岩及少量燧石层,厚 1400 米;④底斯科夫组,为黑色薄层燧石岩,厚 350 米;⑤德维尔溪

组，主要为白云岩夹页岩及少量燧石层和泥岩，白云岩含叠层石 *Baicalia* 和 *Conophyton*，向东变为含锰白云岩和海绿石砂岩，厚0～800米；⑥乌拉瓦拉组，由页岩、粉砂岩、细砂岩和少量白云岩组成，在盆地东部扁豆体白云岩中产叠层石 *Baicalia* 和 *Acaciella*，厚度大于4000米。本群底部的酸性熔岩获 Rb-Sr 年龄 10.9 亿年，东部地区的顶部黑色页岩年龄为 10.8 亿年。

【卡兰纳群】 Callanna Gr　曾称**卡兰纳层**(Callanna Bed)。主要出露于澳大利亚南部弗林德斯岭北部。属于阿德雷德超群最底部层位，为一套浅海相的碎屑岩夹少量蒸发岩和火山岩，主要为深灰色至粉红色粉砂岩、页岩和石英细砂岩、薄层砂质白云岩，含石膏层和石盐假晶，砂岩斜交层理和波痕、泥裂发育；下部夹紫红色，灰绿色杏仁状粗面岩(乌尔坦纳火山岩)。钻孔中火山岩样的 Rb-Sr 全岩年龄为 10.76 亿年，本群厚度 100～300 米。以区域不整合盖于结晶基底或卡彭塔纳群之上。

【贝拉群】 Burra Gr　又译**巴拉群**。在阿德雷德北杰门港一带出露最好。厚度巨大(>10000 米)，以区域不整合盖在卡兰纳群之上。以长石石英砂岩和粉砂岩为主，夹页岩，中上部夹白云岩。划分为 9 个岩组，底部砂岩中含特征的磁铁矿颗粒，局部形成可采矿床；中部斯凯洛加白云岩组含叠层石 *Baicalia* 和 *Tungussia*。

【乌楚尔群】 Uchur Gr　代表俄罗斯西伯利亚地区里菲纪沉积，主要分布在乌丘尔盆地和尤多姆-马亚坳陷内。分为下部戈纳姆组，以石英长石砂岩、石英砂岩为主，底部有底砾岩，上部夹一些砂质白云岩，含叠层石 *Kussiella*，*Omachtenia*；上部奥玛赫廷组，以白云岩为主夹少量砂岩，含叠层石 *Omachtenia*，*Kussiella*，*Conophyton* 等。戈纳姆组砂岩海绿石 K-Ar 年龄 15.0 亿～15.7 亿年。底界以区域不整合覆盖在年龄为 16.5 亿年的火山杂岩之上。

【阿依姆昌群】 Aimchan Gr　分布于俄罗斯西伯利亚乌丘尔-马亚地区。下部塔伦组，为陆源碎屑岩，主要由暗色砂岩、粉砂岩和细砂岩组成；上部斯维特林组，为碎屑岩-碳酸盐岩，由浅色白云岩与板岩和细砂岩呈不等厚互层组成。白云岩富含叠层石 *Svetliella*，*Baicalia* 和 *Colonella* 等。厚 310～1500 米。与下伏地层呈不整合接触。

【凯尔培利群】 Kenpy Gr　又译**凯彼尔群**。主要分布于俄罗斯西伯利亚尤多姆-马亚坳陷内，为一套具海进—海退特征的沉积岩系。自下而上分为托亭组，为单一的杂色粉砂岩和泥页岩；马尔根组，为灰岩夹少量白云岩和沥青质灰岩；齐潘金组为白云岩。碳酸盐岩中均产叠层石 *Malginella*，*Inzeria*，*Baicalia* 和 *Conophyton*。

【帕托姆群】 Patom Gr　时代属中元古代，分布于俄罗斯西伯利亚贝加尔褶皱带内的勒拿河一带。下部巴拉甘纳亚群，底部为砾岩、砾状砂岩，粒度由下向上渐变细，顶部为马林斯克组碳酸盐岩；上部卡达利坎亚群，下部为砾状砂岩和砾岩，中部为碳酸盐岩，上部为千枚岩、板岩和泥质白云岩夹石英砂岩，总厚可达 10000 米。

【尤尔玛金群】 Yurmatin Gr　时代属中元古代。自下而上分为吉加利金岩组，底部为砾岩，向上渐变成石英岩，砂岩和粉砂岩，少量片岩；则格-卡玛洛夫岩组，为炭质、绿泥石-绢云母片岩、石英岩、粉-细砂岩；阿富江岩组，为白云岩，灰岩、泥质粉砂岩、片岩，含丰富的叠层石 *Conophyton*，*Baicalia*，*Jacutophyton* 等。上部海绿石 K-Ar 年龄为 12.6 亿年。厚度大于 3000 米。

【卡拉套群】 Karatau Gr　时代属新元古代。自下而上分为①吉麦尔达克组，为长石砂岩、石英-长石砂岩、粉砂岩及细砾岩夹板岩和碳酸盐岩，含微古植物化石；②卡塔夫组，以灰岩为主，夹少量粉砂岩，富含叠层石及微古植物化石，含叠层石有 *Inzeria*，*Jurussania*，*Gymnosolen*，*Katavia* 等；③因泽尔组，为板岩、粉砂岩、灰岩和海绿石砂岩，含叠层石 *Inseria* 等，海绿石 K-Ar 年龄 8.0～9.2 亿年；④民尼亚尔组，以白云岩、灰岩为主，夹少量石英砂岩，含大量叠层石和微古植物化石，叠层石有 *Minaria* 等。总厚达 2100 米，与下伏尤尔玛金群呈不整合接触。

【库达什群】 Kudsh Gr　时代属新元古代。为里菲超群最上部一个地层单元，主要分布于俄罗斯地台萨拉托-巴什基尔一带。以剥蚀不整合盖在卡拉套群上。下部乌克组，为杂色砂岩、粉砂岩和泥质板岩，含海绿石，K-Ar 年龄为 7.65～6.5 亿年，向上有少量灰岩和白云岩，含丰富的微古植物化石；上部克里瓦亚卢卡组，由砂岩、粉砂岩和石英岩状砂岩组成，一些地区有辉绿岩切割。

【格林维尔超群】 Grenville Supergroup　又译**格伦维尔超群**。时代属新元古代。属北美前寒武纪"Y"层，为一套厚约 4500 米变质沉积岩系，同位素年龄在 10 亿～12 亿年间。分布于加拿大渥太华河流域，主要为石英岩、泥灰岩和矽线石石榴子石片岩。

【温德亚群】 Windhyan Gr　时代属新元古代，主要分布于印度温德亚山脉和昌巴尔河两侧地区。分为下温德亚亚群(称西姆里组)，主要为碳酸盐沉积，厚 305～915 米；上温德亚亚群，自下而上分为凯穆尔组、雷瓦组和班得尔组，主要由砂页岩互层及少量灰岩组成，厚 762～1066 米。在凯穆尔组与雷瓦组之间以及雷瓦组与班得尔组之间各有一层含金刚石的砾岩层。下温德亚亚群变形微弱或没有变形，变质作用微弱。底界年龄值为 14 亿年。

【碧口群】 Bikou Gr　时代属蓟县纪至青白口纪。分布于甘南、川西北地区，为一套浅变质岩系。自上而下分为秧田坝组(阴平组)，为浅绿灰色变粉砂岩、粉砂质板岩、变中细粒岩屑砂岩夹透镜状变质砾岩，底部含微古植物，厚 2177 米，属青白口纪；白杨组，为浅绿灰色及浅绿色变质砂岩、含砂砾质千枚岩、绢云千枚岩等互层，有变质砾岩和变质玄武岩不稳定夹层，厚度大于 7151 米；阳坝组(桂花桥沟组)，上部为绿片岩，变酸性凝灰岩夹变安山岩、玄武岩、砂岩、含铁石英岩、大理岩及碧玉岩条带，下部为千枚岩、变粉砂岩夹黑硬绿石变砂岩，厚度大于 8000 米。在平武桂花桥沟组获锆石 U-Pb 年龄 18.7 亿年及 Rb-Sr 年龄 9.7±0.1 亿年，其时代属蓟县纪。与上覆泥盆系呈不整合接触。

【聂拉木群】 Nyalam Gr　时代属中元古代至新元古代。分布于西藏喜马拉雅地区及印度、尼泊尔、不丹等国，为中深变质岩系。下部曲乡组，为各种片麻岩(多为硬砂岩、泥岩变质)，未见底；上部江东组，为云母片岩，变粒岩及混合岩和大理岩，并含一些时代不同的构造岩块。曾获得不同年龄数据：U-Pb 法 12.5 亿年和 Sm-Nd 法 18±1 亿年。在尼泊尔称**杜普片麻岩**(Thampu Gneiss)；印度称**瓦伊克里塔岩系**(Vaikrita Series)，印度锡金邦称**大吉岭片麻岩**；不丹称**廷布岩系**(Thimbu Series)，厚 6000～10000 米以上。在国内文献中同物异名有：**南迦巴瓦群**(Namjagbarwa Gr)、**赛拉群**(Sêrla Gr)、**纳木那尼群**(Naimona'nyi Gr)、**希夏邦马群**(Xixabangma Gr)。

【会理群】 Huili Gr　时代属中元古代—新元古代。分布于四川会理通安地区，为一套浅变质岩系。自下而上分为长城系河口组、通安组，蓟县系淌塘组、力马河组、凤山营组、天宝山组。天宝山组为一套变质碎屑岩及碳酸盐岩夹火山岩，总厚 15840～16780 米；凤山营组为一套薄至中厚层砂质白云岩及灰岩、条带状灰岩，偶见叠层石灰岩，底部有钙质碎屑岩，厚 1720～3262

米;力马河组为石英岩、变质石英砂岩,夹绢云千枚岩、片岩、炭质千枚岩、硅质千枚岩及少量火山碎屑岩,厚 2600 ~ 4290 米;淌塘组为千枚岩,含炭质绢云千枚岩、绿泥千枚岩等,夹中基性火山岩及火山碎屑岩和白云岩透镜体,含微古植物,厚 3000 米以上;通安组为一套沉积变质岩夹少量变质火山岩,含叠层石 *Conophyton* f., *Kussiella* f.等,微古植物 *Pseudozonosphaera*, *Stenomarginata* 等,厚 3000 米以上;河口组为一套浅变质沉积-火山岩系,厚 6329 米,自下而上分三个旋回。底部与康定杂岩关系不清,顶部被陡山沱组或灯影组不整合覆盖。本群与昆阳群上部相当,河口组相当昆阳群下部黄草岭组、黑山头组、大龙口组及美党组之和,通安组相当昆阳群因民组、落雪组、鹅头厂组、绿汁江组之和。

【高黎贡山群】 Gaoligongshan Gr 曾称**太平系**、**高黎贡山杂岩**。分布于云南省高黎贡山,为变质岩系。为片岩和大理岩,总厚 1000 米。其时代尚存争议。在周围浅变质岩中有三叶虫化石 *Proceratopyge* sp., *Hedonaspis* sp.等,时代暂定中元古代—新元古代。

【苍山群】 Cangshan Gr 时代属中元古代—新元古代。曾称**苍山杂岩**、**大理系**、**苍山片麻岩**。分布于云南大理-下关地区点苍山—罗坪山一带,为变质岩系。为片岩、片麻岩、变粒岩和少量大理岩,厚大于 2000 米。原岩为碎屑岩-碳酸盐岩-基性火山岩组合。

【青白口系】 Qingbaikouan System 曾称**青白口群**。属新元古界下部。分布于冀北一带,为浅海相碳酸盐岩、碎屑岩地层。由砂岩、页岩、石灰岩组成。其中含以个体较大(50 ~ 100 余微米)、表面粗糙为特点的微古植物组合。自下而上分为下马岭组和景儿峪组。延续时限约为 10 亿 ~ 8 亿年。

【下马岭组】 Xiamaling Fm 曾称**下马岭页岩**。位于青白口系下部,分布于冀北一带。由黑、灰、黄、绿、紫色页岩与砂岩透镜体互层组成,具底砾岩,局部地区底部有规模不等的赤铁矿透镜体。微古植物组合中,第一次出现个体较大(50 ~ 100 微米以上)、表面粗糙的类型 *Trachysphaeridium* 的许多种和少数具半同心圆状结构的 *Microconcentrica*;此外,*Laminarites antiquissimus* 的大量出现,也是本组合的一个显著特点,厚 150 ~ 200 米。与下伏铁岭组之间有一沉积间断,超覆在铁岭组的不同层位之上。

【骆驼岭组】 Luotuoling Fm 时代属青白口纪。分布于燕山地区。为含砾长石砂岩、石英砂岩、海绿石砂岩及杂色页岩,厚 118 米。页岩中含 *Chuaria* 和微古植物:*Orygmatosphaeridium* sp.等。砂岩由粗变细,韵律发育,具有大型双向交错层理、水平波状层理。海绿石 K-Ar 年龄 8.6 亿、8.7 亿、8.9 亿年。与下伏下马岭组和上覆景儿峪组均为假整合接触。

【景儿峪组】 Jingeryu Fm 曾称**景儿峪灰岩**。位于青白口系上部。分布于冀北一带。为一套红色、灰绿色、蛋青色、灰褐色薄层含泥白云质泥晶灰岩,底部有一层含海绿石的长石砂岩或细砾岩。厚度变化大,一般 59 ~ 202 米。海绿石 K-Ar 年龄 8.5 亿 ~ 8.6 亿年。与下伏骆驼岭组为整合接触,与上覆下寒武统府君山组呈微角度不整合接触。

【板溪群】 Banxi Gr 曾称**板溪系**。时代属青白口纪。主要分布在湖南、贵州、广西三省交界地区,为浅变质岩系。北区北部临湘-石门一带为紫红色砂砾岩及粉砂质板岩为主,代表了滨岸带河流-三角洲相沉积,厚 300 ~ 900 米;北区南部岳阳怀化地区由灰绿色、紫红色浅变质砾岩、砂岩、板岩、层凝灰岩、碳酸盐岩及炭质板岩等组成两个旋回,分别称马底驿组和五强溪组,厚 572 ~ 3803 米;中区由灰绿色,灰-深灰色、紫色浅变质砂岩、层凝灰岩、板岩组成,下部夹炭质板岩,局部见有海底中性火山喷发岩,厚 3290 ~ 4750 米。含少量微古植物化石且具有明显的区域特征。各地板溪群与下伏中元古界冷家溪群均呈不整合接触。

【库西姆契克群】 Koxemqek Gr 又称**库松木切克群**。属中元古代至新元古代。分布于新疆精河县至赛里木湖以南库西姆契克山(库松木切克山)地区,为一套碳酸盐岩地层。自下而上分为:塔木契组,为单一的薄、中、厚层灰岩,厚 410 米;三个泉组,为含叠层石白云岩、大理岩,厚 310 米;四台组,为灰岩、炭质灰岩、白云质灰岩和角砾灰岩,厚 800 米;松树头组,为灰岩、薄层状白云岩,厚 195 ~ 395 米。含大量叠层石:*Kussiella* f., *Jacutophyton* f., *Conophyton* f,.等;微古植物 *Asperatopsophosphaera* sp., *Pseudozonosphaera* sp.等。上部被震旦系冰碛层不整合覆盖,未见底。松树头组时代相当青白口纪;下部三组属中元古代。

【郧西群】 Yunxi Gr 时代属蓟县纪—青白口纪。分布于湖北郧县,陕西商南、安康、平利及河南西峡、内乡、淅川等地,为一套浅变质海相酸性火山岩、火山碎屑岩和少量正常沉积岩。岩性、岩相厚度、变质程度变化大。在商南变质程度深,上部有白云质灰岩,厚 1696 米;在河南以变质长石石英砂岩及绢云千枚岩为主,上部石英角斑岩及角斑岩,火山角砾岩及集块岩,厚 2000 米;在湖北为变晶凝灰岩、云英片岩及流纹岩、霏细岩、酸性凝灰岩,厚 5000 米;平利一带为长石石英片岩,厚 2500 米。与下伏陡岭群和上覆耀岭河组均呈不整合接触。

【苏雄组】 Suxiong Fm 时代属青白口纪。分布于四川大相岭、小相岭及甘洛、峨边等地,为一套陆相基性—酸性火山岩及火山碎屑岩组合。下部为绿色凝灰岩,夹少量玄武岩及安山岩;中部以中酸性至酸性熔岩为主;上部为凝灰质砂岩、层凝灰岩和玄武岩,并以一层致密块状玄武岩与上覆开建桥组假整合接触。与下伏峨边群不整合接触。厚度变化大,10 ~ 6000 米。英安斑岩全岩 Rb-Sr 年龄 8.1 亿年。

【云开群】 Yunkai Gr 时代属新元古代。分布于广东中、南部,为一套深变质的为巨厚浅海相类复理石碎屑建造。主要以石英片岩及变粒岩为主,含磷和铁矿床。划分为下亚群,为石英片岩、变粒岩夹石英云母片岩、云母片岩等;中亚群,为变质岩夹火山岩及碳酸盐岩,含铁、磷;上亚群,以变质浅,夹条带状石英岩为特征,总厚 6000 米。与上覆变质的寒武系呈不整合接触。

【圆藻山群】 Yuanzaoshan Gr 时代属新元古代。出露于甘肃北山地区,为一套浅变质岩系。自下而上分为蓟县纪平头山组,青白口纪野马街组、大豁落山组和通畅口组,厚达 12666 米。主要为一套富含叠层石的碳酸盐岩,以白云岩、白云大理岩为主,夹泥灰岩、碎屑岩。叠层石在下部以 *Conophyton* 占优势(平头山组),上部以 *Gymnosolen*, *Inzeria* 等居多。与下伏长城纪古硐井群呈假整合关系,与上覆震旦系洗肠井组呈不整合接触。

【马槽园组】 Macaoyuan Fm 时代属青白口纪。分布于湖北神农架林区与兴山县交界的马槽园一带,为一套磨拉石建造。以白云质砾岩为主,含火山碎屑,在顶部灰黄色、灰白色块状白云岩中,含叠层石夹泥质砂岩透镜体,厚 2153 米。含微古植物 *Trematosphaeridium minutum*, *T. holtedahlii* 等。与下伏神农架群和上覆蓬沱组均呈不整合接触。该组为晋宁运动之后,扬子地台发展初期的产物。

【澜沧群】 Lancang Gr 时代尚存争议,暂定新元古代。分布于云南昌宁、凤庆、双江、上允、勐海曼来、西定等地,为一套深变质岩系。主要为片岩、千枚岩夹炭质、硅质岩、角闪片岩、石英角斑岩。含微古植物:*Lophominuscula* sp., *Margominuscula verrucosa* 等,总厚度大于 1500 米。属中基性—中酸性火山碎屑岩,变质

程度达高绿片岩相。不整合其下的大勐龙群 Sm-Nd 全岩等时线年龄(14.4±0.2)亿年。

【帕可组】 Pake Fm 时代属新元古代。分布于云南省西盟县,为一套变质岩系。下部为黑云大理岩、透闪大理岩及云英片岩、变粒岩,上部为黑云石英片岩、角闪片岩及二云钠长石英片岩,厚 600 米,未见底。被 6.9 亿年的老街花岗岩侵入。

【珠穆朗玛群】 Qomolangma Gr 曾称**色容寺变质岩系** (Sêbrongsi matemorphic series)。时代属新元古代。沿喜马拉雅山主峰出露,为变质岩系。自下而上分为友谊桥组、丁仁布桥组、康山桥组及加曲桥组,主要为片岩、片麻岩夹大理岩,厚约 1700 米。五个变质岩全岩年龄为 6.6 亿年。

【落可崇群】 Luokedong Gr 时代属青白口纪。出露于江西武宁县盘溪落可崇地区,为一套浅变质火山岩-碎屑岩系。以火山碎屑岩为主,近底部夹中酸性火山熔岩,厚 218 米。与上覆震旦系碉门组及下伏上双娇山群均为不整合接触。

【修水群】 Siushui Gr 时代属青白口纪,分布于赣西北地区,为一套浅变质岩系。自下而上分为观音阁组、程山亭组和东流坑组。主要为凝灰砂岩、粉砂岩和板岩。含微古植物 *Leiominuscula orientalis*, *Synsphaeridium conglutinatum*。

【下江群】 Xiajiang Gr 时代属青白口纪。分布于黔桂交界处,为变质岩系。自下而上分为甲路组、乌叶组、番召组、张家坝组、清水江组、平略组、隆里组。主要为变质砂页岩、凝灰砂岩、凝灰岩及少量碳酸盐岩,属浅海陆棚-陆坡相沉积,厚 4500~10 000 米。在黔东普遍发育,并含微古植物化石 *Leiopsophosphaera*, *Kildinella*, *Trachysphaeridium* 等。与下伏梵净山群、四堡群呈不整合接触。

【丹洲群】 Danzhou Gr 时代属青白口纪。曾称**丹洲片岩**。分布于桂北九万大山至越城岭一带,为浅变质岩系。主要由变质的砂泥质岩石夹少量碳酸盐岩组成,龙胜三门一带夹有多层细碧岩、火山碎屑岩,并有大量透镜状、似层状基性、超基性岩顺层侵入,总厚 968~4780 米。与下伏四堡群和上覆震旦系长安组均为不整合接触。与板溪群相当。

【上墅组】 Shangshu Fm 时代属青白口纪。分布于浙西地区,为一套变质火山岩系。该组下部为安玄玢岩、凝灰岩;中部为安山岩与流纹岩互层;上部为流纹斑岩,厚 400~1400 米。与下伏中元古界双溪坞群和上覆震旦系志棠组均呈不整合接触。上部岩石 Rb-Sr 等时线年龄(8.2±0.4)亿年。

【虹赤村组】 Hongchicun Fm 时代属青白口纪。分布于浙江富阳虹赤村一带,为浅变质岩系。为块状含砾长石岩屑砂岩或杂砂岩夹少量中基性火山岩,厚 230 米。含少量微古植物化石。

【骆家门组】 Luojiamen Fm 时代属青白口纪。分布于浙江富阳骆家门村一带,为浅变质岩系。下部为块状砾岩、砂砾岩,含砾粗砂岩及中细粒砂岩夹酸性火山岩;中部为粉砂质泥岩、泥岩及硅质泥岩,组成复理石韵律层,夹层凝灰岩;上部为细砂岩与泥岩组成复理石韵律层。在浦江附近有基性火山碎屑岩、细碧岩等夹层。总厚 920 米,含微古植物 *Pseudozonosphaeridium* sp., *Granomarginata prima* 等。

【石碌群】 Shilu Gr 分布于海南昌江、东方石碌铁矿,为赋矿变质岩系。自下而上分七层,第六层为赋矿层位。第六层中含 *Chuaria-Tawuia* 生物群及 Sm-Nd 全岩等时线年龄(8.4±0.2)亿年,将石碌群时代定为新元古代。第七层为震旦系,自下而上分为六层:①石英片岩及石英岩为主,顶部石英绢云片岩,厚度大于 215 米;②透辉石透闪石岩,厚 50~100 米;③绢云母石英片岩和石英绢云片岩,厚 306 米;④中厚层石英岩夹石英绢云片岩,厚 103 米;⑤绢云片岩夹石英绢云片岩,厚 450 米;⑥白云质结晶灰岩、白云岩,炭质板岩夹透辉石透闪石岩,含丰富宏观藻类化石 *Chuaria circularis*, *Shouhsienia shouhsienensis*,等,厚度大于 250 米。

【库什台群】 Kushitai Gr 时代属青白口纪。分布于新疆科克苏河上游库什台地区,为一套浅变质岩系。主要由浅变质的碎屑岩及含叠层石白云岩、灰岩组成,底部常有底砾岩及粗碎屑岩;中上部含叠层石礁体或不稳定的灰岩、泥质灰岩,常具竹叶状或瘤状构造。含叠层石 *Gymnosolen romsayi*, *Tungussia* f. 等。厚 611~952 米。与上覆震旦系水泉组呈不整合接触,与下伏蓟县系科克苏群呈假整合接触。

【帕尔岗塔格群】 Pargangtag Gr 时代属青白口纪。分布于新疆库鲁克塔格、兴地塔格、雅乌当山等地,为一套浅变质岩系。自下而上分为塞纳尔塔格组,为变质粉砂岩、砂质页岩及石英岩互层;北塞纳尔塔格组,为富含叠层石礁的厚层白云质灰岩,结晶灰岩及少量白云岩,含叠层石 *Inzeria* f., *Gymnosolen* f., *Katavia* f.及大量核形石 *Osagia*. 厚 754~2000 米。侵入的花岗岩全岩 Rb-Sr 年龄(9.2±0.9)亿年,其下伏爱尔基干群年龄 10 亿年,上覆火山岩年龄 8.1 亿年。

【巧恩布拉克群】 Qiaoenbulak Gr 时代属青白口纪。分布于新疆乌什地区,为一套深海绿色碎屑岩系。主要为灰绿色长石砂岩、长石岩屑砂岩、粉砂岩及砾岩、砂砾岩,厚 2000 米。其成熟性低,分选性差,岩性稳定单一,粒级层发育,属海下扇不同部位重力流沉积。钙质砂岩 U-Pb 年龄(7.7±0.3)亿年。

【洛峪口组】 Luoyukou Fm 时代属青白口纪,分布于河南汝阳、确山一带。自上而下分为①洛峪口组,为一套紫红色、灰绿色页岩、白云岩和叠层石白云岩,厚 7~282 米,含叠层石 *Jacutophyton* f., *Luoyukouella luoyukouensis*,藻类 *Multisiphonia hemicirculis*, *Praesolenopora liaoningensis*,微古植物 *Trachysphaeridium cultum*, *T. planum* 等;②三教堂组,以中粒石英砂岩为主,顶部有海绿石砂岩,厚 400~1400 米,含微古植物 *Trematosphaeridium minutum*, *Polyporata obsoleta* 等,海绿石 K-Ar 年龄 10.7、10.9 亿年;③崔庄组,为杂色页岩及少量石英砂岩,厚 159~260 米,含微古植物 *Trachysphaeridium cultum*、*Leiominuscula* aff. *minuta* 等,海绿石 K-Ar 法年龄 11.6、11.4 亿年,Rb-Sr 法年龄 11.3 亿年。

【大柳沟群】 Daliugou Gr 时代属青白口纪。分布于北祁连山一带。为一套碳酸盐岩和细碎屑岩互层,厚 4384~5046 米,含微古植物 *Leiominuscula* sp.、*Protosphaeridium* sp. 和叠层石 *Linella* 等。与下伏蓟县系镜铁山群和上覆震旦系白杨沟组均为不整合接触。

【龚岔群】 Gongcha Gr 为中祁连地区青白口系的地方名称,主要分布于甘肃肃北县至青海祁连县等地区。为一套富含叠层石及微古植物的细碎屑岩与碳酸盐岩建造,分四个组,包括两个碎屑-碳酸盐岩旋回,厚 3022~4200 米。在西部碳酸盐岩中有 1~3 层石膏层,含有瘤状灰岩、角砾状灰岩、白云岩等。含丰富的叠层石 *Gymnosolen*、*Katavia*、*Jurusania*、*Linella* 和微古植物 *Trachysphaeridium* sp.、*Asperatopsophosphaera* sp.等,Rb-Sr 等时线年龄 10.4 亿年。在北祁连,与上覆震旦系白杨沟组呈不整合接触,在中祁连与上覆震旦系多若诺尔群呈假整合接触。

【丘吉东沟群】 Qiujidonggou Gr 时代属青白口纪。分布于青海都兰一带。为细碎屑岩夹细石英砂岩及硅质白云岩,厚 1500 米。含叠层石 *Conophyton qiujidonggouense*,微古植物 *Trematosphaeridium* sp., *Laminarites* sp.等。砂质板岩 Rb-Sr 等时线年龄 6.76±0.65 亿年。

【索尔库里群】 Suorkuli Gr 为阿尔金山北坡的青白口系地方名称。为结晶片岩和大理岩,厚 1850 米,含叠层石 *Conophyton* 等。

【苏库洛克群】 Sukuluok Gr 为西昆仑山北坡的青白口系地方名称,分布于新疆英吉沙、叶城等县以南西昆仑山北坡。为细碎屑岩及碳酸盐岩,含叠层石 *Baicalia* f., *Jacutophyton* f., *Gymnosolen* f., *Linella* f.等。

【刘老碑组】 Liulaobei Fm 曾称**杏山页岩**(xingshan shale)、**刘老碑系**(Liulaobei series)。时代属青白口纪—震旦纪,分布于安徽凤阳、淮南、霍邱四十里长山等地。为一套页岩夹薄层泥灰岩和砂岩。含丰富的微古植物 *Trachysphaeridium rugosum*, *Pseudozonosphaera nucleolata* 等,宏观藻类 *Chuaria circularis*, *Shouhsienia shouhsienensis* 等。厚 685 ~ 837 米,局部可达 1000 米以上。黄绿色页岩 Rb-Sr 等时线年龄(8.4 ± 0.7)亿年。

【八公山组】 Bagongshan Fm 时代属青白口纪。分布于淮南、鲁南地区。为一套石英岩,普遍含海绿石,岩性单一,但厚度变化大,淮南 11 ~ 192 米,鲁南、徐州地区,由北向南为 78 ~ 536 米。与下伏地层呈不整合接触。

【永宁群】 Yongning Gr 曾称**永宁砂岩**。时代属青白口纪。分布于辽宁永宁盆地,为一套金色碎屑岩地层。自下而上分为松树组、朵子山组和庙山组。①庙山组为一套长石杂砂岩,近顶部为暗紫色含细砾粗砂岩,厚 2645 米;②朵子山组为紫色厚层中砾岩与紫褐色粗粒长石石英杂砂岩或多个韵律层,厚 1514 米;③松树组为一套以石英砂岩为特征的碎屑岩,与下伏鞍山群为不整合接触。

【蓬莱群】 Penglai Gr 时代属青白口纪—震旦纪。分布于山东栖霞、蓬莱等地,为一套浅变质碳酸盐岩、板岩、石英岩系。自上而下分为震旦系香夼组、马山组、辅子夼组和青白口系豹山口组,各组之间均为整合接触。①香夼组,为一套含泥质碳酸盐岩,厚 1020 米,含微古植物;②马山组,由各种板岩和大理岩组成,厚 1130 ~ 1600 米,含微古植物 *Trachysphaeridium simplex*, *T. incrassatum* 等;③辅子夼组,主要为白色中厚层及厚层石英岩,夹杂色板岩和薄层石英岩,厚 580 ~ 830 米,含微古植物化石 *Leiopsophosphaera aperta*、*L. densa* 等;④豹山口组,主要由灰、灰黑、青灰色板岩及杂色大理岩组成,厚 800 ~ 1200 米,含磷及锰等矿产,含微古植物化石 *Leiopsophosphaera densa*, *L. aperta* 等。

【陶湾组】 Taowan Fm 时代属青白口纪至震旦纪。分布于陕西洛南、蓝田经河南卢氏,东至栾川庙子镇一带,为变质地层。主要为大理岩与片岩,厚 930 ~ 2000 米,含微古植物 *Lignum nematoideum*, *Triangumorpha* sp.等。与下伏宽坪群和上覆三岔口组均呈不整合接触。

【细河群】 Xihe Gr 时代属青白口纪—南华纪。分布于辽宁太子河流域。自上而下分为南华纪桥头组、青白口纪南芬组和钓鱼台组。①桥头组,为灰白、灰色中厚层细粒石英岩,含海绿石石英砂岩与黑、黄绿色页岩、砂质页岩互层,含丰富的微古植物化石 *Margominuscula* sp.、*Pseudozonosphaera sinica* 等,海绿石 K-Ar 年龄 6.3 亿年,6.6 亿年,在浑江地区厚 248 ~ 234 米,太子河流域 35 米 ~ 172 米,旅(顺)大(连)地区 177 ~ 1115 米,与下伏南芬组呈假整合接触;②南芬组,主要为杂色页岩,厚 300 ~ 1040 米,含丰富的微古植物 *Leiopsophosphaera minor*, *L. infriata*, *L.* aff. *effusa* 等和宏观藻类化石 *Chuaria circularis* 等,伊利石 Ar-Ar 年龄(7.8 ± 0.1)亿年;③钓鱼台组,主要为灰白、浅褐色中厚层至厚层石英砂岩,厚度变化大,57 ~ 656 米,含丰富的微古植物化石 *Leiopsophosphaera minor*, *L. densa*, *L.* aff. *effusa* 等和宏观藻类 *Chuaria circularis*, *Shouhsienia shouhsienensis* 等。在本溪地区该组超覆在太古宙混合花岗岩或元古界不同层位上,在瓦房店市复州城地区该假整合覆于永宁群之上。海绿石 K-Ar 年龄 8.2 亿年、(7.5 ± 0.1)亿年。

【西乡群】 Xixiang Gr 时代属青白口纪。主要分布于陕西汉中西乡县附近,为变质火山岩系。下部为英安质凝灰岩夹安山质和流纹质凝灰岩和少量安山岩,厚 1000 ~ 1500 米;上部以玄武岩、安山岩、流纹岩及粗安岩和粗面岩等火山熔岩为主夹火山凝灰岩及角砾岩,厚度大于 800 米。与上覆震旦系为不整合接触。下部变质流纹岩全岩 Rb-Sr 年龄 7.8 亿年,斜长花岗岩侵入体 Rb-Sr 等时线年龄 8 亿年。

【五佛山群】 Wufoshan Gr 时代属青白口纪。主要分布于河南嵩山东西两侧,为浅变质岩系,呈东西向分布。自下而上分为马鞍山组、普峪组、骆驼畔组和何窑组,主要为石英砂岩、板状页岩及泥灰岩。东部厚 479 米,西部 796 米。与上覆寒武系和下伏嵩山群均呈不整合接触。

【鹰阳关群】 Yingyangguan Gr 时代属青白口纪至震旦纪。分布于广西贺县鹰阳关一带,为浅变质岩系。自下向上分四段:①细碧角斑岩、角斑岩夹灰岩、白云岩、片岩和硅质岩;②钙质千枚岩、泥质灰岩夹千枚岩、火山碎屑岩;③绢云千枚岩,底部含磷石英岩;④千枚岩、板岩及少量白云岩,底部有 20 米的磁铁-赤铁矿层。本群以泥质岩为主,含磷及多层铁矿。总厚 2090 米。

【加丹加超群】 Katanga Supergroup 是非洲中部的重要地层单位,以含有丰富的铜矿而著称,主要分布在扎伊尔、赞比亚和安哥拉东南部,延伸到博茨瓦纳的西北部;在纳米比亚称**达马拉群**。加丹加超群,一般分为上加丹加群(即孔迪隆古群)和下加丹加(即罗昂或矿山群)群,之间被一层大砾岩(冰碛岩)分开。底部是下碎屑岩部分,为砂质岩和砾岩,有的地方为泥质岩;中部是碳酸盐岩,一般为白云岩,伴生有泥质(炭质)岩和冰川建造;上部碎屑岩为砂质岩和泥质岩,火山岩和侵入岩很少。加丹加沉积作用是在约 10 亿年前开始的,沉积作用至少延续到 6.4 亿年前加丹加大造山运动才结束。在刚果克拉通南部,大砾岩的年龄约为 9.5 亿年左右,上孔迪隆古群下部的同位素年龄为 7.9 亿年。

【拉汗金群】 Lakhamdo Gr 又译**拉汗达群**。时代属中元古代。分布于俄罗斯西伯利亚乌丘尔-马亚地区。下部湟留因组,由粉砂岩、细砂岩和上部灰岩及白云岩组成;上部伊格尼坎组,由粉红色、灰色灰岩和白云岩组成。碳酸盐岩均含叠层石 *Inzeria*, *Baicalia*, *Tungussia* 和 *Jacutophyton* 等,还含丰富的核形石。厚约 300 米。海绿石 K-Ar 年龄 8.7 亿年,白云岩的 Pb-Pb 和 U-Pb 年龄为 8.2 亿 ~ 8.4 亿年。

【南华系】 Nanhuan System 时代属新元古代。位于新元古界中部,下与青白口系相接,上为震旦系所覆。2000 年第三届全国地层会议决定新建立的一个系级地层单位。其范畴基本上为原震旦系的下统。系名取意于"南华大冰期",代号"Nh"。其层型区位于华南地层区,分下、上两统。下界年龄推定为 8 亿年,上界年龄推定为 6.8 亿年。在层型区,下统自下而上包括澍水河组、莲沱组(及其同时代地层)、古城组及大塘坡组,主要由陆源碎屑岩、火山碎屑岩、火山熔岩、冰碛岩和含锰岩系组成;上统为南沱组,以碎屑岩为主。在华北一些地区,南华系或缺失,或为正常沉积。南华纪生物群由宏观藻类及微观藻类(微古植物)组成,迄今未发现可信的后生动物化石;微古植物以球藻群(Sphaeromorphida)为主,宏观藻类为原叶体不分枝的各种多细胞藻类,该生物群与震旦纪生物群截然不同。

【莲沱组】 Liantuo Fm 属南华系下统。分布于滇东、桂北、

黔、湘、赣、川西、鄂、皖南及浙西等地。为陆相红色建造，由紫红色凝灰岩、凝灰质砂岩及紫红色砂岩与页岩互层组成，底部具微紫红色砾岩，下部砂岩中具交错层、波痕等。厚 50～260 米。与下伏三斗坪群(蛤岭群)呈不整合接触。与滇东的澄江组和牛头山组相当。在川西、浙西、皖南、赣东北相应层位发现一套中酸性为主的火山岩系。本组中上部层凝灰岩锆石年龄 7.5±0.1 亿年。

【富禄组】 Fulu Fm 曾称**富禄砂岩**。位于南华系中下部，分布于湘、黔、桂毗邻地带及赣西等地，为一套杂色碎屑岩。主要为海相碎屑岩夹白云岩，局部夹有含浮冰砾石、砂页岩。厚数百米，为莲沱组的同时异相沉积。底部与下伏长安组为假整合接触。

【长安组】 Changan Fm 位于南华系下部，分布于湘、黔、桂毗邻地带及赣西等地，为冰川-海洋沉积。由正常海相沉积岩及含浮冰砾石砂页岩组成，厚 125～2168 米，与下伏上丹洲群呈不整合或假整合接触。

【南沱组】 Nantuo Fm 曾称**南沱冰碛层**(Nantuo Till Sheet)。位于南华系上部。分布于滇东、桂北、黔、湘、赣、川西、鄂、皖南及浙西等地，为冰川泥砾堆积。由灰绿色、紫红色泥砂胶结的稍经磨蚀的砾石组成，不显层理，厚 60～110 米。含微古植物 *Leiopsophosphaera densa*，*L. leguminiformis* 等。与本组相当的地层，在桂北及黔东南-湘西南区发现两个冰期沉积层和一个间冰期沉积层，主要为浮冰砾石夹页岩及白云岩，厚达 2000～3000 米。

【耀岭河组】 Yaolinghe Fm 时代属南华纪。分布于陕西商南、安康，河南淅川、西峡，湖北郧县武当山地区及四川东北部，为一套变质喷发岩-绿片岩系。主要为海相变火山岩与沉积碎屑岩的不稳定互层，火山岩为细碧岩夹细碧角斑岩、熔凝灰岩及绢云片岩，夹碎屑岩及少量大理岩及灰岩。厚度变化大，一般为 500 米，商南、赵川一带 1828 米；河南西峡 1500～2600 米等。锆石 U-Pb 年龄 7.3，6.9 亿年，细碧岩全岩年龄 7.6 亿年，下限大致为 10 亿年，上限 7 亿年。

【关家沟组】 Guanjiagou Fm 时代属南华纪。分布于甘肃文县及甘、陕交界一带，为冰碛岩。主要为两套冰碛岩夹一套板岩。在胶结物中含大量微古植物 *Laminarites antiquissimus*，*Trachysphaeridium cultum* 等。与上覆临江组呈整合接触，与下伏秧田坝组呈不整合接触。

【澄江组】 Chengjiang Fm 曾称**澄江砂岩系**，位于南华系底部。分布于云南建水、玉溪、昆明、东川至四川会理一带，为紫色陆相碎屑岩地层。厚 200～2000 米。与下伏昆阳群和上覆南沱组均呈不整合接触。

【开建桥组】 Kaijianqiao Fm 康滇地轴上的南华系自下而上分为开建桥组和列古六组。①开建桥组，为一套以酸性火山碎屑岩为主的地层，厚度变化大，500～3000 米，属河流冲积扇相，含微古植物 *Leiopsophosphaera minor*、*Trematosphaeridium minutum* 等，与下伏苏雄组呈假整合接触；②**列古六组**(Lieguliu Fm)，以凝灰岩为主，下部为含砾凝灰岩，上部为砂质凝灰岩、粉砂岩、泥岩及凝灰质页岩，厚 100～400 米，含微古植物 *Trematosphaeridium minutum*、*Laminarites antiquissimus* 等，属浅水湖泊相沉积。

【苏家湾组】 Sujiawan Fm 皖东新元古界南华系自上而下分为苏家湾组和周岗组。①苏家湾组为一套变质的冰碛岩系，含凝灰物质，下部含砾砂质千枚岩，中部变质石英砂岩及砂质千枚岩，上部为含砾砂质千枚岩，顶部局部夹安山岩，厚 765 米，与下伏周岗组和上覆陡山陀组均为假整合接触；②**周岗组**为一套变质陆棚相砂页岩系，主要为砂质千枚岩、千枚状长石石英砂岩、砂岩，底部有一层含砾砂岩，厚 1265 米，与下伏张八岭组呈不整合接触。

【硐门组】 Dongmen Fm 位于南华系底部。分布于赣西北地区，为粗碎屑岩地层。在武宁横路硐门，为石英砂砾岩及含砾石英砂岩；在修水任家铺，为粗粒长石石英砂岩夹细砂岩、粉砂岩及少量泥岩，局部夹硅质岩，厚 450～500 米。与下伏上双桥(娇)山群或落可崇群呈不整合接触。

【休宁组】 Xiuning Fm 曾称**休宁砂岩**。位于南华系底部。分布于皖南地区，为粗碎屑岩地层。下部为中厚层细砂岩、粉砂岩，底部为砾岩和含砾长石石英砂岩、泥质粉砂岩；上部为细砂岩、粉砂岩与粉砂质泥岩组成韵律层，含海绿石及黄铁矿，总厚 1398 米，含微古植物 *Trematosphaeridium minor*，*T. holtedahlii*. 等。与下伏上溪群呈不整合接触，与上覆冰碛层呈假整合接触。

【雷公坞组】 Leigongwu Fm 时代属南华纪。分布于浙江常山、龙游地区。自上而下分为雷公坞组和志棠组。①雷公坞组，下部为冰碛含砾砂岩、含砾泥砂岩、含砾泥岩夹少量砂岩，中部为黑色页岩、含锰砂岩、页岩、白云岩、硅质岩等，上部为含砾冰碛砂岩夹少量泥岩、粉砂质泥岩，含微古植物化石 *Asperatopsophosphaera* sp.等；②志棠组，底部为紫色砾岩、砂砾岩，中、下部为凝灰质粉砂岩、细砂岩夹层凝灰岩，上部以粉砂岩为主夹砂质页岩，含微古植物 *Pulvinomorpha* sp.，*Leiopsophosphaera* sp.等。

【上施组】 Shangshi Fm 时代属南华纪。分布于江西武功山、井冈山地区，为变质岩系。自下而上分为上施组和下坊组。①上施组，岩性变化大，以千枚岩为主夹变余砂岩及砂质或粉砂质千枚岩，偶夹含炭绢云千枚岩，向南凝灰质成分增多，相变为厚层变余细砂、粉砂质灰岩，偶夹凝灰质砂岩，厚 1560 米，与下伏神山群呈不整合接触；②下坊组，主要为绢云千枚岩、粉砂质千枚岩及炭质绢云千枚岩，夹 1～2 层条带状磁铁石英岩，厚 330 米，矿层之下见有变玄武岩，矿层顶部板岩中含微古植物 *Laminarites* 等。

【建瓯群】 Jianou Gr 时代属新元古代。分布于福建建瓯地区，为变质岩系。自下而上分为迪口组和龙北溪组。①迪口组，时代属南华纪，主要由黑云斜长变粒岩，二云斜长变粒岩组成，上部多夹黑云(二云)片岩及薄层石英岩，下部变粒岩多有混合岩化，厚 5879 米；②龙北溪组，时代属震旦纪，下部为石英岩夹大理岩、白云岩、黑云母石英片岩及绿帘变粒岩，偶夹薄层磷块岩，中部为白云石英片岩、二云石英片岩，上部为绿色片岩夹石英岩、大理岩及磷块岩，厚度大于 2230 米，含微古植物 *Polyderosphaeridium* sp.，*Taeniatum* sp.。

【桂平组】 Guiping Fm 时代属南华纪。分布于黔东北。自上而下分为桂平组、大塘坡组、古城组和两界河组。①桂平组，为冰碛岩，主要为碎屑砂岩夹块状砾岩，厚 300 米；②大塘坡组，为间冰期沉积，是含锰岩系，主要为黑色、灰黑色薄层状粉砂岩及粉砂质页岩夹含锰页岩和含锰灰岩，厚数米至 200 米，含微古植物 *Trachysphaeridium rude*，藻类 *Eosynechococcus datangpoensis* 和菌类 *Eoastrion* sp.等，Rb-Sr 全岩等时线年龄 7.39 亿年、7.28±0.27 亿年；③古城组，为灰绿色冰碛砂砾岩或含砾冰碛泥岩，厚数米至十几米，含微古植物 *Trachysphaeridium laminaritum*，*Stictosphaeridium implexium* 等，分布于湘、鄂、川、黔等地，同物异名有鄂西神农架地区的坪阡组、黔东北的铁丝坳组、湘西的东山峰组；④两界河组，岩性与莲沱组、澄江组均有很大差异，为一套杂砂岩、长石岩屑砂岩及砾岩，底部为含砾粉砂质砾岩、白云质砾岩，有时为白云岩，厚度变化大，从数米至 390 米，与下伏板溪群呈不整合接触。

【丁屋岭组】 Dingwuling Fm 时代属南华纪，分布于闽南地

区，为浅变质岩系。为变质石英细砂岩、粉砂岩夹千枚岩及硅质岩，底部为砾岩及含砾砂岩，中下部偶见磷质条带，厚 1531 米。含丰富的微古植物 *Trachysphaeridium* sp.，*Microconcentrica* sp. 等。与下伏楼子坝群呈假整合接触，与上覆震旦系呈整合接触。

【董家组】 Dongjia Fm 时代属南华纪，分布于秦岭北坡。自上而下分为董家组和黄连垛组。①董家组，主要由砂砾岩、碎屑岩和泥质碳酸盐岩组成，厚 100～260 米，含微古植物 *Trematosphaeridium* sp.，*Polyporata* sp.，海绿石 K-Ar 年龄 6.65、6.69 亿年；②黄连垛组，主要由淡灰、灰白色硅质条带白云岩和硅质岩组成，厚 133～334 米，下部有一层砂砾岩和石英岩，含叠层石 *Straticonophyton* sp.。与下伏蓟县系洛峪口组呈假整合接触。

【翁贝拉塔纳群】 Umberatana Gr 又译**安贝拉塔群**。以区域不整合盖在贝拉群的不同层位上，底部广泛分布冰碛层，为著名的斯图特冰期产物。冰碛岩成分复杂，有直径达 3 米的巨大漂砾；在冰碛岩底部有时有薄层磁铁矿粉砂岩，局部可形成铁矿层，冰碛层最大厚度可达 850 余米。冰碛层之上由页岩、粉砂岩和灰岩、白云岩组成多个韵律层。本群可划分为七个岩组，中部布赖斯顿灰岩组富含叠层石 *Accacialla*，*Katavia*，*Inzeria* 等；顶部为佩普阿塔冰碛岩，砾径较小（3～10 厘米），成分复杂，厚仅数十米，属马临诺冰期。下冰碛层年龄为（7.5±0.5）亿年，上冰碛层为 6.8 亿年。

【威尔彭纳群】 Wilpena Gr 又译**威尔皮纳群**。自下而上分为 6 个岩组。底部岩组厚仅 10～20 米，为粉红色泥质白云岩，为马临诺冰期的海侵沉积物，在南澳分布广泛；往上渐变为粉砂岩、细砂岩夹一些泥灰岩和白云岩，当中含有一些浊流沉积的流动构造特征；顶部为厚达 900 余米的庞德石英岩，其下部为红色长石石英砂岩、粉—细砂岩夹少量页岩，在伊迪卡拉一带的薄层灰色细砂岩底层面上保存后生动物印痕化石 *Dickinsonia*，*Arborea*，*Cyclomedusa* 等，为著名的伊迪卡拉动物群。在砂岩剥蚀面上被含直立管状痕迹化石的下寒武统豪克威尔群覆盖。

【西刚果群】 West Congo Gr 分布于刚果、扎伊尔和安哥拉、加蓬，为晚前寒武系沉积层。以西刚果带为代表，含两个冰碛层，底部组为灰岩、白云岩、石英岩，上覆下冰碛层，含熔岩，厚 400 米；上部组为灰岩、砂岩、页岩和砾岩层，顶部有石灰岩和石灰角砾岩，上冰碛层，厚 150 米。

【达马拉系】 Damaran Series 非洲新元古代达马拉造山带是泛非造山带体系的一部分，它包含了 9 亿～6.5 亿年前沉积的一套陆间裂谷型沉积。早期主要为河流相、湖泊相碎屑岩和裂谷火山岩，中、晚期为海相碎屑岩、碳酸盐岩沉积。与刚果超群、加丹加超群为同一时代的产物。在纳米比亚达马拉系发育最好，下部哈里斯群，由大理岩、白云岩及大理岩、石英岩组成；中部科马斯群以片岩、大理岩为主；上部木耳登群为砾岩和石英岩。

【布科班超群】 Bukoban Supergroup 又译**布科巴超群**。分布于坦桑尼亚西部，与纳米比亚达马拉系为同一时代产物。下部组以石英岩、长石砂岩、页岩、片岩为主；中部为布科多组，为砂岩、页岩、石英岩，不整合覆于下部组之上；上部组为伊拉加拉白云岩、塔贝玄武岩、马霍比红色石英岩；顶部为布科班砂岩、石英岩。

【文德系】 Vendian Series 又称**文德杂岩**（Vendian Complex）。1952 年 B.C.Соколов 提出，1957 年在巴黎国际会议上他又将其作为全大陆震旦系（即后称为里菲）的最晚期沉积地层的命名。1967 年（全苏乌法会议）正式决定作为前寒武系最新的一个地层单位，时代为 6.8 亿～5.7 亿年。分为三个（统）群：①维尔昌群，下部为红色砂岩夹冰碛岩，粉砂岩和纹泥层，上部为冰碛岩，厚 550 米；②瓦累群，下部为砂岩和板岩，上部由玄武岩和凝灰岩组成，厚约 500 米；③瓦尔代群，（有时称狭义的文德系）由粉砂岩、板岩和砾岩组成，厚达 1500 米。含大量的疑源类、皱节虫和遗迹化石，在白海地区含软躯体后生动物的印痕化石，包括水母类。它直接伏于寒武系之下，与下伏里菲地层或更老基底岩层为不整合关系。在西伯利亚的相当地层称尤多姆群。

【乌依群】 Uya Gr 时代属新元古代。主要分布于俄罗斯尤多姆-玛亚拗陷内，但出露较差，为一套陆源碎屑沉积。下部坎得克组，由石英砂岩、长石石英砂岩和泥质粉砂岩组成，厚200～800 米；上部乌斯奇基尔宾组，为杂色细砂岩和粉砂岩组合，厚约 350 米。与下伏拉汗达群呈假整合接触。切割本群的超基性岩和碱性岩 K-Ar 年龄为 6.1 亿～6.8 亿年。

【尤多姆群】 Yudoma Gr 又译**尤多马群**。时代属新元古代。为俄罗斯乌丘尔-马亚地区上元古界最上部一个地层单元。分布广泛，有时可超覆在阿尔丹地盾上。下部为长石石英砂砾岩、石英砂岩、粉砂岩和泥质白云岩、灰岩，白云岩含叠层石 *Boxonia*，*Jurussania*，*Colleniella*，*Linella*，*Gongelina* 等，并含丰富的核形石，海绿石 K-Ar 年龄 5.8 亿～6.5 亿年，厚 20～400 米；上部主要为暗色糖粒状白云岩及少量灰岩，厚 120～200 米，上覆地层为含托莫特阶化石的下寒武统白云岩。

【马考巴斯群】 Macaubas Gr 又译**马卡乌巴斯群**。属中新元古代。位于圣弗朗西斯科（São Francisco Supergroup）超群的下部，由杂砾岩、千枚岩、变长石砂岩、石英砂岩和砾岩组成，产有金刚石。顶部保存有大陆型冰碛地层。

【温德米尔超群】 Windermere Supergroup 时代属新元古代。分布于美国落基山脉中段温德米尔湖区。底部为托比砾岩（相当拉皮丹群下冰碛层）。本超群划分为中、下部拉皮丹群，下部为灰绿色冰碛砾岩，紫红色含砾（可能为落石）页岩夹少量泥质灰岩，中部为暗色页岩、粉砂岩和紫色粉砂岩、砂岩含少量同生角砾岩，上部为灰色灰岩，厚 1600～3700 米；上部瑟普层组，由灰岩、白云岩及砾岩组成，厚 10～1000 米。与下伏普塞尔（贝尔特）超群呈不整合接触，上覆寒武系巴克邦组砂岩。

【白杨沟组】 Baiyanggou Fm 时代属南华纪至震旦纪，分布于甘肃南部，为一套冰碛岩地层。下部为灰紫色冰碛-巨砾砾岩、杂色片状、钙泥质胶结的冰碛砾岩和角砾岩；上部为灰紫、灰绿色砂质板岩与角砾状灰岩互层，厚 936～1270 米。与下伏青白口系大柳沟群呈不整合接触。

【韩母山群】 Hanmushan Gr 时代属南华纪至震旦纪，分布于甘肃龙首山地区，为浅变质岩系。由下而上分为烧火筒沟组，主要为泥灰岩、灰岩、千枚岩和石英砂岩，底部含角砾状灰岩，含砾千枚岩，厚 995～1079 米；草大坂组，为灰色、淡红色灰岩夹泥质条带、似竹叶状、假鲕状灰岩，厚 191～805 米。属冰川、滨海-浅海相沉积。

【多若诺尔群】 Duoruonuor Gr 时代属南华纪至震旦纪，分布于中祁连山地区，为浅变质岩系。下部为火山岩、硅质岩、硅质板岩及粉砂质板岩、绿泥石英片岩夹砂岩；中部为白云质碎屑岩及凝灰砂岩；上部为含硅质灰岩、大理岩夹千枚岩等，厚 2052～2700 米，含丰富的微古植物。

【恰克马克立克群】 Qiakmakelik Gr 时代属南华纪。分布于西昆仑北坡。由两套冰成岩和一套间冰期沉积组成。主要由纹层状泥岩、硅质泥岩和杂砾岩、块状冰碛岩、杂砂岩等组成，厚 1702 米。

【正目观组】 Zhengmuguan Fm 时代属震旦纪。分布于宁夏贺兰山中段，为浅变质岩系。下段为冰碛岩段，主要为灰色硅质

条带白云岩及深灰色白云岩及少量板岩、石英砂岩，砾石分选极差，砾径一般为 10～20 厘米，大者可达 1 米以上，以泥钙质胶结为主，少量砂质胶结；上段为板岩。两者之间呈过渡关系，总厚 31～252 米。板岩中含微古植物 *Symplassosphaeridium* sp.，*Gloeocapsomorpha* sp.等。与上覆寒武系呈假整合接触，与下伏王全口群呈不整合接触。

【全吉群】 Quanji Gr　时代属南华纪-震旦纪。主要分布于柴达木北缘，为一套粗碎屑岩地层。由下而上分为①麻黄沟组，为砾岩、含砾砂岩；②枯柏木组，为砂岩；③石英梁组，为页岩、石英岩、玄武岩；④红藻山组，为含叠层石古藻碳酸盐岩，产 *Collenia*。总厚 779～2830 米。与下伏达肯大坂组呈不整合接触，与上覆下寒武统呈整合接触。

【断头崖组】 Duantouya Fm　时代属南华纪。分布于秦岭、勉县、略阳、宁强地区。以粗碎屑岩为主，上部为镁质碳酸盐岩夹板岩和含磷碎屑及含锰灰岩。含微古植物 *Trematosphaeridium minutum*，*T. holtedahlii* 等。与下伏碧口群呈不整合接触。

【震旦系沿革】 Sinian course of change and development　震旦系在中国最先命名，1882 年李希霍芬建立震旦层系；1922 年葛利普(Grabau. A. W)称震旦系，并认为它是代表寒武系之下、五台群或泰山群变质地层之上的一个沉积单元，岩石轻微变质或不变质，与其上覆寒武系呈连续或不整合接触，是古生界的第一个系，其分布具有世界意义；1924 年李四光建立了三峡震旦系；1934 年高振西等对蓟县震旦纪地层进行了详细研究并划分为 3 群 10 个岩组，成为多年来中国震旦系研究对比的依据；1939 年李四光称蓟县剖面为震旦系标准剖面，长期以来人们将蓟县剖面与三峡剖面相对比。随着工作深入，逐步澄清两个剖面的地层并非同时形成，实为上下关系。1960 年在编制全国 1∶300 万地质图时，决定“北方震旦系”用 Z_1、Z_2、Z_3 表示，代表上、中、下三统，而“南方震旦系”用 Z_a、Z_b 以示区别。习惯称南方型和北方型。1975 年为出版 1∶400 万中华人民共和国地质图，全国地层委员会召开了中国震旦系讨论会，进一步明确南北两者为上下关系，并建议将三峡的“震旦系”自上而下称震旦系上统和下统，将蓟县的“震旦系”自上而下划分为青白口系、蓟县系和长城系，上述四个系合称为震旦亚界，属中、上元古界。由于这一划分方案在实践中存在许多问题，1982 年 7 月第二届全国地层委员会召开晚前寒武纪地层分类命名会议，决定废除“震旦亚界”一名，将“震旦系”一名专用于以湖北三峡剖面为代表的晚前寒武纪地层，并明确其为晚前寒武系最上部的一个系级年代地层单位，代号为“Z”，其底界暂定为三峡剖面的莲沱组底界，顶界为寒武系底界，内部分上、下两统，自下而上分四个组：莲沱组(即南沱粗砂岩)、南沱组(南沱冰积层)、陡山沱组(陡山沱砂岩)、灯影组(灯影灰岩)，与下伏地层为不整合接触(晋宁运动)。为与国际接轨，适应国际上在新元古界最顶部要建“末元古系”(Ⅲ系)的趋势，2000 年第三届全国地层会议决定，将“震旦系”解体，原下统(包括莲沱组和南沱组)另建一新系，称南华系，底界年龄暂定为 800 百万年；原上统(包括陡山沱组和灯影组)称震旦系，以陡山沱组的底界作为与南华系的分界，其底界年龄暂定为 680 百万年。

震旦系划分沿革表

南方震旦系 李四光等(1924)		北方震旦系 高振西等(1934)		全国地层委员会 1975				1982		1999	Ma
上统	灯影灰岩			震旦亚界	震旦系	上统	灯影组	新元古界	震旦系	震旦系	
	陡山沱统						陡山沱组				
下统	南沱粗砂岩及冰碛层					下统	南沱组			南华系	680
							莲沱组				
		青白口统	景儿峪灰岩		青白口系		景儿峪组		青白口系	青白口系	800
			下马岭页岩				下马岭组				
		蓟县统	铁岭灰岩		蓟县系		铁岭组	中元古界	蓟县系	蓟县系	1000
			洪水庄页岩				洪水庄组				
			雾迷山灰岩				雾迷山组				
			杨庄红页岩				杨庄组				
		长城统	高于庄灰岩		长城系		高于庄组		长城系	长城系	1400
			大红峪石英岩夹安山岩				大红峪组				
							团山子组				
			串岭沟页岩				串岭沟组				
			常州沟石英岩				常州沟组				1800

注：据最新研究成果，震旦系底界年龄定为 630Ma。

【震旦系】 Sinian System　时代属新元古代震旦纪。其下与南华系相接，其上被寒武系所覆。层型剖面位于长江三峡地区。分上下两统，下统陡山沱阶，上统灯影峡阶。底界定在南华系南沱组顶，地质年龄约为 6.3 亿年，顶界为寒武系梅树村组底面，时限约为 5.4 亿年。震旦纪生物群由蓝藻类、刺球藻类和凝源类组成。

【伊迪卡拉系】 Ediacaran　以南澳大利亚伊迪卡拉山(Ediacara Hills)命名，此处是伊迪卡拉动物群的原产地和命名地点。2003 年国际地层委员会末元古系分会完成建系研究报告并呈报国际地层委员会审定，建议用“伊迪卡拉系(Ediacaran)”正式命名新元古界最上部的系级年代地层单位。2004 年国际地质科学联合会(IUGS)批准将其列入国际地层表并置于元古宇顶部。该系的标准剖面和标准点(GSSP)选在南澳大利亚弗林德斯山(Flinders Ranges)的伊诺雷玛溪(Enorama Creek)剖面，其底界即为纽卡林纳组(Nuccaleena Fm.)盖帽碳酸盐岩(cap carbonate)底界，并直接伏于其下的伊拉廷纳冰碛砾岩(Elatina diwnictite，相当于瓦兰吉尔冰期(Varanger)或马里诺安(Marinoan)冰期之上。该系的下界年龄采用 630 百万年，上界年龄即为寒武系底界年龄，采用 542 百万年。伊迪卡拉纪(系)是软躯体后生动物出现并辐射的时期。

【伊迪卡拉纪】 Edicaran　新元古代最后一个纪。国际地质科学联合会(IUGS)2004 年批准，以南澳大利亚伊迪卡拉山含伊迪卡拉动物群的一套地层作为新元古界最上部系级年代地层单位，其时限为 630～542 百万年。震旦纪与之相当。

【陡山沱阶】 Doushantuoan Stage　是中国震旦系下统的一个阶，层型剖面位于湖北宜昌三斗坪田家园子村南的山坡处。陡山沱阶位于南华系之上，震旦系上统灯影峡阶之下。阶内下部以含蓝藻化石 *Siphonophycus*，*Myxococcoides*，*Osicillatoriopsis* 等和疑源类 *Leiosphaeridia*，*Micrhystridium* 等为特征；上部以含丰富的以刺球藻类为主的疑源类化石 *Ericiaspharea*，*Echinosphaeridium*，*Tianzhushania*，*Megahystrichospaeridium*，*Goniosphaeridium*，*Asterocapsoides* 和 *Papillomembrana* 等为特征。

【灯影峡阶】 Dengyingxian Stage　是中国震旦系上统的一个阶，层型剖面位于湖北省宜昌市境内的长江灯影峡南沱—石牌沿江南岸一带。灯影峡阶位于震旦系下统陡山沱阶之上，下寒武统梅树村阶之下。阶内以含丰富的球形疑源类为特征，有 *Lophosphaeridium*，*Pseudozonosphaera*，*Hubeisphaera*，*Monotrematosphaeridium* 等 20 余属 50 余种。本阶中期有较丰富的带状宏观藻类化石 *Vendotaenia*，*Tyrasotaenia* 等，以及遗迹化石 *Planolites*，*Cochlichnus*，*Neonereites* 等。

【陡山沱组】 Doushantuo Fm　分布于滇东、桂北、黔东、川西、湘北、鄂西及大巴山等地区，为黑色细碎屑岩地层。为富含炭质的页岩或石煤层、碳酸盐岩、泥质-硅质岩为主的韵律性互层的沉积，为浅海潟湖相。以黑色页岩、泥岩、泥灰岩、砂页岩等为

主，页岩富含炭质，普遍含磷，个别地区顶部有磷块岩；部分地区底部以碳酸盐岩为主(如湖南张家界天门山)，为浅肉红色白云岩，在黔、湘、鄂西一带也可见到；在川东北城口一带，为暗灰色薄层灰岩，普遍含磷质。在石门地区，陡山沱组上部产叠层石 *Boxonia*。本组厚约 200～250 米。与下伏南华系南沱组为假整合接触。

【灯影组】 Dengying(Tongying)Fm 曾称**灯影灰岩**(Tongying Limeston)。属震旦系上部。分布于滇东、川、黔、湘、鄂西及大巴山等地区，为厚层浅海相硅质碳酸盐岩沉积。在三峡区，下部为蓝灰色、灰白色块状白云岩，部分地区(川南)夹石膏层；中部为灰黑色中、薄层灰岩，含燧石结核及条带，含藻类及孢子化石；上部为灰色块状白云岩，偶含燧石结核或条带，含藻类及微植物化石。厚度变化大，在三峡区秭归庙河一带厚 260 米，宜昌石牌一带厚度大于 500 米，在其他地区最厚可达千米，在湘、黔、桂边境为灰黑色硅质岩，厚 100～200 米。与下伏陡山沱组为连续沉积。本组富含动物和植物化石，微古植物有 *Micrhystridium*, *Lophosphaeridium*, *Pseudozonosphaera*, *Hubeisphaera* 等 20 余属 50 余种；宏观藻类 *Vendotaenia*, *Tawuia* 等和蠕形动物化石 *Micronemaites*, *Sinotubulites* 等和海绵骨针及海鳃类动物 *Paracharnia* 等。

【西峰寺组】 Xifengsi Fm 为浙江常山、龙游等地区的震旦系地层。下部为含锰白云岩或白云质灰岩，向上为粉砂岩及含炭硅质页岩；中上部为灰、黑色白云岩；上部岩性变化大，为硅质岩、石英砂岩、泥质白云岩夹硅质岩，含微古植物 *Cymatiosphaera* sp.和叠层石 *Boxonia* f.。分布于浙江常山、江山、诸暨、昌化、安吉、开化、临安等地区。

【白兆山组】 Baizhaoshan Fm 时代属震旦纪。主要分布在湖北随州、京山、安陆等地，为碳酸盐岩地层。岩石特征与扬子区有差异，主要为灰岩及白云岩和具硅质条带或结核的白云质灰岩夹硅质岩薄层，向上硅质成分增加为中厚层硅质岩。总厚 419 米。与下伏岔河组呈整合接触，上覆地层为含化石的寒武系余家冲组。

【岔河组】 Chahe Fm 时代属震旦纪。分布于湖北随州、京山、安陆、枣阳以及应山等地，为细碎屑岩地层。上部为中厚层粉砂岩、板岩、钙质板岩及厚层条纹状泥质灰岩夹细晶灰岩；中部为泥板岩、变质粉砂岩及微晶白云岩透镜体；下部为硅质泥质板岩夹白云岩。厚度变化大，64～1006 米。与下伏耀岭河组呈不整合接触，与上覆白兆山组呈整合接触。

【临江组】 Linjiang Fm 为分布于甘肃文县和康县一带的震旦系地方名称。下部为砂质板岩夹砂岩、硅质岩、灰岩，上部为白云岩、硅质岩及白云质灰岩。含叠层石 *Conophyton* f.及核形石，微古植物 *Asperatopsophosphaera umishanensis* 等。全岩 Rb-Sr 年龄(5.6±0.2)亿年。

【观音崖组】 Guanyinya Fm 为分布于康滇地轴上的震旦系地方名称。主要为紫红色砂岩、页岩夹灰岩、白云岩，底部有含砾石英砂岩。厚度变化大，从 20 米至 600 米。产微古植物化石 *Leiopsophosphaera pelucida*, *L. densa* 等。为南沱冰期之后海侵形成的沉积物。与下伏列古六组呈假整合接触，或超覆于开建桥组、苏雄组或更老层位上。

【留茶坡组】 Liuchapo Fm 为分布于湘黔交界地区的震旦系地方名称，相当于震旦系上统上部。下部为厚层硅质岩，上部为薄、中层硅质岩，顶部夹少量灰质板岩、页岩，局部地区还夹少量灰岩、白云岩透镜体。厚 2～200 米。顶部含蠕形动物化石。与下伏南沱组和上覆寒武系小烟溪组均呈整合接触。

【皮园村组】 Piyuangcun Fm 时代属震旦纪。为一套浅变质岩系，自上而下分为①皮园村组，为黑白相间的硅质岩，夹炭质硅质页岩及硅质页岩，顶部有数米厚的钙质白云质石英砂岩，或钙硅质泥岩，局部为砂质白云岩，厚 37～214 米，含微古植物 *Trachysphaeridium rude*, *Asperatopsophosphaera umishanensis*；②兰田组，主要为页岩及白云岩，顶部夹含钾页岩及石煤，下部页岩中含微古植物 *Trachysphaeridium* cf. *rude*, *Taeniatum crassum*，藻类 *Bija* sp.，等，蠕形动物 *Paleolina* sp.和宏观藻类化石。在皖南，与下伏中元古界上溪群呈不整合接触，与上覆寒武系呈整合接触。

【老虎塘组】 Laohutang Fm 时代属震旦纪。分布于江西峡江一带，为浅变质岩系。主要为中厚层变余凝灰砂岩、变余凝灰质长石石英砂岩夹绢云千枚岩、凝灰质千枚岩、含炭千枚岩，顶部常有含钙千枚岩、硅质岩及灰岩。厚 430 米。

【黄连组】 Huanglian Fm 在闽南地区出露一套浅变质岩系，不整合在蓟县系麻源群之上，又被泥盆系不整合覆盖。其上部划分为黄连组、南岩组，时代为震旦纪。①黄连组，为灰白色硅质岩及灰绿色带状硅质岩及千枚岩、板岩和变质薄层细砂岩，厚 260～360 米；②南岩组，下部为千枚岩、变质粉砂岩、细砂岩夹薄层硅质岩及含长石石英砂岩；上部为中薄层变质细砂岩夹千枚岩及薄层硅质岩，底部常见磷块岩条带，厚 1082 米。含微古植物 *Leiominuscula minuta*, *Margominuscula antiqua* 等。

【乐昌峡群】 Lechangxia Gr 时代属震旦纪。分布于粤北地区，为浅变质岩系。主要为浅海复理石建造，包括中下部绢云石英砂岩、绢云长石石英砂岩夹粉砂质板岩；上部含多层泥质砂岩、硅质岩，厚 2750 米。含微古植物 *Protoleiosphaeridium* sp., *Leiopsophosphaera pelucidum* 等。与上覆寒武系呈不整合接触。

【长岭子组】 Changlingzi Fm 时代属南华纪。主要分布于旅顺—大连—复州城地区。自下而上分为①桥头组，为灰白色厚层石英岩，含海绿石砂岩与黑色、黄绿色页岩、砂质页岩互层，含丰富微古植物化石，海绿石 K-Ar 年龄为 6.29 亿年、6.56 亿年；②长岭子组，主要为砂岩、粉砂岩、砂质页岩及页岩，含丰富的微古植物、蠕形动物和宏观藻类化石，本组下部以水平层理为主，上部波状层理、交错层理发育，属浅海相沉积，页岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄(6.5±0.2)亿年和 7.2 亿年，伊利石 Ar-Ar 全熔融年龄(7.8±0.1)亿年。

【南关岭组】 Nanguanling Fm 属辽南震旦系下统的下部。分布于辽宁旅顺—大连—复州城一带。主要为灰岩及泥质灰岩，交错层理及单向斜层理发育，偶见波状层理、冲刷面、干裂、鸟眼构造及缝合线构造，属滨海—浅海斜坡相过渡类型沉积。厚度在复州地区 145～192 米；旅大地区 217～797 米。含蠕形动物 *Pararenicola huaiyuanensis*, *Protorenicola baiguashanensis*，及宏观藻类和叠层石，以及有争议的水母等化石。与下伏长岭子组呈整合接触。

【甘井子组】 Ganjingzi Fm 属辽南震旦系下统下部。分布于辽宁旅顺—大连—复州城地区。下部为深灰色中厚层泥质灰岩及浅灰、浅肉红色中厚层叠层石白云岩；中部为深灰色泥砂质白云岩，局部夹硅质层及石英砂岩透镜体；上部为浅灰、灰白色白云岩及叠层石白云岩。含丰富叠层石和微古植物化石。厚度在复州地区为 409 米，旅大地区 614～906 米。本组岩性稳定，具交错层理、波状层理、单斜层理、冲刷面及鸟眼构造。

【营城子组】 Yingchengzi Fm 属辽南震旦系下统中部。主要分布于旅顺—大连—复州城地区。下部为深灰色中厚层泥晶灰岩及叠层石灰岩，上部为深红色中厚层粉晶灰岩夹薄层粉晶灰岩，厚117～894 米。波状层理发育，偶见斜波状层理、水平层理和不对称波痕，具冲刷面、鸟眼构造和干裂等沉积特征，产叠层

石及微古植物化石。

【十三里台组】 Shisanlitai Fm 属辽南震旦系下统上部。主要分布在辽宁大连地区。为含叠层石的碳酸盐岩,夹黄绿色页岩,局部鲕状灰岩,厚 57 ~ 278 米。岩性稳定,以紫红色叠层石灰岩(俗称东北红大理石)为其特征,含丰富的叠层石 *Baicalia* cf. *baicalica*, *Colonnella laminata* 等。

【马家屯组】 Majiatun Fm 属辽南震旦系上统下部。主要分布于辽宁大连地区,瓦房店市复州城地区少有出露。下部为灰、黄色薄层泥晶灰岩及叠层石灰岩,上部为灰、灰绿色钙质页岩夹薄层泥晶灰岩,底部为黄灰色叠层石灰岩,厚 113 ~ 179 米。局部见冲刷面及干裂,波状层理发育,属台地斜坡相沉积。产叠层石及微古植物化石。与下伏十三里台组呈整合接触。

【兴民村组】 Xingmincun Fm 属辽南震旦系上统上部。主要分布于辽宁金州地区。下部为薄层至中厚层海绿石石英砂岩夹粉砂质页岩,中部为黄绿色、紫色页岩、粉砂岩夹泥灰岩,上部为灰岩夹页岩。厚 127 ~ 341 米。含丰富的微古植物、叠层石和水母化石 *Cyclomedusa*, *Paracyclomedusa*, *Discifera* 等,Rb-Sr 全岩年龄 6.5 亿年,K-Ar 年龄 5.8 亿年。

【凯拉克提群】 Kalkti Gr 时代属南华纪至震旦纪。分布于新疆霍城县博罗霍洛山果子沟地区,为一套近东西向展布的碎屑岩及冰成岩。厚 288 ~ 1091 米。含丰富的微古植物化石 *Leiopsophosphaera* sp., *L. solida* 等。上部锆石 U-Pb 等时线年龄(6.4 ±0.3)亿年。与上覆下寒武统磷矿沟组呈假整合接触。

【水泉组】 Shuiquan Fm 时代属南华纪至震旦纪。分布于新疆天山南坡库尔勒、兴地塔格,向东到鄯善一带地区,为碳酸盐岩和碎屑岩,夹少量火山岩。岩性稳定,厚度自西向东逐渐减薄,一般 100 ~ 300 米,在兴地塔格北坡 465 米,到东部玉勒衮地区仅十余米,直至尖灭。本群上部含蠕虫(*worn*)和文德带藻(*Vendotaenia* sp.);下部含叠层石 *Jurusania* f. 等和丰富的微古植物 *Pseudozonosphaera asperella*, *P. rugosa*, *Taeniatum* sp. 等。顶部页岩 Rb-Sr 年龄 6.7 亿年。

【库鲁克塔格群】 Kuruktag Gr 时代属南华纪至震旦纪。分布于新疆库鲁克塔格地区喀拉铁肯乌拉山南侧,为一套轻微变质的沉积岩系。该群包括三套冰川沉积和两套间冰期碎屑沉积,后者为深海浊流沉积,在库鲁塔格西部、中部东部均可见到,以中库鲁克塔格地区发育最厚 6293 米;西段 5296 米;东段 3565 米。本群的下限为 8 亿 ~ 8.5 亿年(塔里木运动),上覆地层为含小壳化石及三叶虫化石的早寒武世沉积。

【红山口组】 Hongshankou Fm 时代属震旦纪或早寒武世。分布于甘肃北山地区。自下而上分为①红山口组,为杂色砂质板岩、砂质灰岩、结晶灰岩(大理岩)与白云岩,厚 48 ~ 183 米,局部地区底部为含砾白云质灰岩或炭质页岩夹含锰页岩及锰矿层,含微古植物 *Protoleiosphaeridium* sp. 等和海绵骨针化石,与下伏洗肠井组呈整合接触,与上覆寒武系双鹰山组呈假整合接触;②洗肠井组,由杂色冰碛砾岩、冰碛泥砾岩、纹泥板岩组成,夹含砾钙质泥岩,含砾白云岩、硬砂岩等,厚 106 ~ 376 米,板岩全岩 Rb-Sr 年龄 5.4 亿年。

【乌什南山群】 Wushinanshan Gr 时代属南华纪—震旦纪。分布于新疆乌什地区。岩性稳定,下部尤而美那克组,为一套陆相冰川沉积,与扬子区南沱组相当,与下伏巧恩布拉克群呈不整合接触;中部苏盖特布拉克组,为一套紫红、红色砂岩;上部奇格布拉克组,为碳酸盐岩沉积夹碎屑岩,与上覆下寒武统玉尔吐斯组呈假整合接触。

【东坡组】 Dongpo Fm 东秦岭北坡震旦系分为:上部东坡组,底部为钙质石英砂岩和含砾页岩及砂砾岩互层,中上部为页岩,厚 94 米;下部**罗圈组**,由一套碎屑岩和泥岩组成,主要是冰河相冰碛岩,厚 180 米,冰碛胶结物中有微古植物 *Leiopsophosphaera infriata*, *L. pellucida* 等。

【万隆组】 Wanlong Fm 出露于吉林南部浑江,鸭绿江和三统河流域的"震旦系",自下而上分为①桥头组,为灰白、灰色中厚层—厚层状细粒石英砂岩、含海绿石石英砂岩与黑色、黄绿色页岩、砂质页岩互层,岩层波状层理、缓斜交错层理及透镜状层理发育,层面具波痕及干裂,含丰富微古植物。厚度变化大,34 ~ 1115 米,海绿石 K-Ar 年龄 6.29 亿年、6.56 亿年;②万隆组,为一套深色碳酸盐岩、碎屑碳酸盐岩及藻礁灰岩,中间夹页岩,含微古植物 *Trachysphaeridium* sp., *Leiopsophosphaera* sp. 等,厚 546 ~ 711 米;③八道江组,主要由一套浅色碎屑灰岩、叠层石灰岩组成,厚 289 ~ 586 米,叠层石有 *Badaojiangella badaojiangensis*, *Baicalia aimica* 等和微古植物 *Trachysphaeridium* sp. 等;④青沟子组,由碳酸盐岩及黑色页岩组成,厚 58 ~ 80 米,含微古植物,还发现几丁虫和蠕虫管化石及叠层石。前两组时代属南华纪,后两组时代属震旦纪。

【金山寨组】 Jinshanzhai Fm 时代属震旦纪。分布于苏皖北部,为假整合在下寒武统沟后组之下,不整合在深变质地层之上的一套以碳酸盐岩为主的地层。从上到下划分为:震旦系的金山寨组、望山组、史家组、魏集组、张渠组;南华系的九顶山组、倪园组、赵圩组、贾园组、四十里长山组和南华系-青白口系的刘老碑组、青白口系的八公山组。除金山寨组与望山组之间为假整合接触外,其他各组间均呈整合接触。①金山寨组,底部为砾岩下部为灰色页岩夹薄层细砂岩,上部为灰黄、紫色厚层含海绿石灰岩夹叠层石灰岩透镜体,顶部为青灰色薄层灰岩,厚 20 米,含叠层石、宏观藻类和微古植物化石等,其海绿石 K-Ar 年龄 6.5 亿年,伊利石 Rb-Sr 等时线年龄 6.5 亿年;②望山组,下部为薄层白云质灰岩与钙质页岩互层,风化后呈肋骨状,中部为中厚层白云质灰岩夹泥质条带灰岩,上部为中厚层灰岩,含燧石结核及条带和叠层石礁,厚 473 ~ 566 米,含微古植物和叠层石;③史家组,下部主要为中厚层白云质灰岩、薄层泥灰岩夹钙质页岩及灰岩透镜体,上部为黄绿、紫色页岩夹海绿石石英砂岩、粉砂岩及泥灰岩,厚 402 米,含叠层石、微古植物、宏观藻类等;④魏集组,为中厚层白云岩及白云质灰岩、灰岩互层夹黄绿、青灰色页岩及叠层石灰岩透镜体,上部为灰紫色叠层石灰岩,厚 211 ~ 319 米,含叠层石、微古植物、宏观藻类等;⑤张渠组,下部为中厚层灰岩夹钙质页岩及泥灰岩,上部为中厚层结晶白云岩夹泥质灰岩、钙质页岩及鲕状灰岩,厚 294 ~ 362 米,含叠层石、微古植物及三射钙质海绵骨针;⑥九顶山组,以白云岩为主夹较多灰岩,厚1250 ~ 1550 米,富含叠层石及微古植物;⑦赵圩组,为一套灰岩夹叠层石灰岩透镜体,含叠层石、微古植物;⑧贾园组,为薄至中厚层砂质灰岩,含云母砂质泥灰岩夹钙质石英细砂岩、粉砂岩、页岩,顶部夹叠层石灰岩透镜体,含叠层石、微古植物等,厚 32 ~ 690 米;⑨四十里长山组,为厚层含钙质石英砂岩及长石石英砂岩,岩性稳定,厚度一般为 35 ~ 90 米,普遍含海绿石及微古植物。海绿石 K-Ar 年龄 7.5 亿年。

【四顶山组】 Sidingshan Fm 时代属震旦纪。分布于淮南地区,为一套碳酸盐岩地层。上部白云岩或硅质灰岩段称四顶山组,厚 274 ~ 321 米,含叠层石 *Inzeria shouxianensis*, *Boxonia* cf. *melrosa* 等和微古植物 *Laminarites antiquissimus* 等;下部石灰岩段称九里桥组,厚 26 ~ 110 米,化石丰富,有蠕形动物化石 *Paleolina* sp., *Sabellidites* sp., 等;宏观藻类 *Tawia* cf. *dalensis*, *Chuaria ircularis*

等;叠层石 *Jurusania* cf. *Cyclindrica*, *Baicalia dentata* 等。与下伏九里桥组呈整合接触,与上覆下寒武统猴家山组呈假整合接触。

【鱼库组】 Yuku Fm 时代属震旦纪。出露于豫西北秦岭地区,不整合在青白口系陶湾组或滦川群煤窑沟组变质岩之上的一套浅变质岩,自上而下分为鱼库组,为厚层白云大理岩夹石英岩和黑云绢云石英片岩,底部有砾岩,厚 569 米;三岔口组,为一套炭质绢云片岩、钙质砾岩,厚 230 米,分布于河南滦川、卢氏等地。时代属南华纪至震旦纪早期。

【望天坪组】 Wangtianping Fm 秦岭勉宁、略阳、宁强地区的震旦系自下而上分为九道拐组和望天坪组,与扬子区的分层可以对比。望天坪组,下部为炭质、硅质白云岩及钙质片岩、千枚岩、薄层灰岩,上部为硅质白云岩、白云质灰岩夹硅质条带,厚 300~390 米。九道拐组,下部为炭质泥板岩、泥灰岩及硅质泥质岩、千枚岩和微晶白云岩,中部为豹皮状泥灰岩夹条带状泥板岩,上部为厚层硅质白云岩,含叠层石 *Collonnella* f., *Conophyton garganicum* 等及微古植物 *Polyporata microporosa* 等。

【水晶组】 Shuijing Fm 时代属震旦纪。分布于川西北平武一带、位于下寒武统铁笼堡组之下、碧口群阴平组之上的一套浅变质地层,自上而下划分为震旦纪的水晶组、蜈蚣口组,南华纪的木座组。①水晶组,为结晶白云岩、硅质白云岩、白云岩及含硅质白云大理岩,含微古植物及叠层石,相当扬子区的灯影组;②蜈蚣口组,以绢云母石英千枚岩为主,夹少量薄层变砂岩及结晶灰岩透镜体,相当扬子区的陡山沱组,与下伏木座组呈假整合接触;③木座组,主要由厚层块状含砾砂岩组成,沿走向可变为含砾千枚岩或含砾杂砂岩及白云岩透镜体,部分地区火山碎屑增多,含微古植物,相当于扬子区的南沱组。

【班布依群】 Bambui Gr 曾译**班布伊群**。主要分布在巴西地盾区的圣弗朗西斯科盆地内,由长石砂岩、粉砂岩、板岩、页岩和灰岩及白云岩组成,未经受褶皱和明显的变质作用。**属圣弗朗西斯科超群**(São Francisco Supergroup)的上部。在本群顶部的碳酸盐岩中含叠层石 *Collenia* 和 *Conophyton*。K-Ar 和 Rb-Sr 年龄约 6 亿年。本群的上界不清楚。在较高层位曾有过类似最早期棘皮动物化石产出的报道,因此有人认为可能属志留纪。

古 生 界

【显生宇】 Phanerozoic Eonothem 又称**显动宇**,是显生宙时期形成的地层。显生宇的主要特点是所含动物化石极为丰富,从此生物地层学方法成了划分和对比地层的主要手段,分界、分系、分统、分阶有了古生物学的根据,统以上单位的划分也才具有国际意义。

【古生界】 Palaeozoic Erathem 指古生代时期形成的地层。一般为二分:下古生界(包括寒武系、奥陶系和志留系),以海相沉积为其特征;上古生界(包括泥盆系、石炭系和二叠系),以陆相沉积大量发育,含煤沉积广泛分布以及大陆冰川沉积遍及冈瓦纳古陆为其特征。在中国华北及东北南部,下古生界由浅海相石灰岩为主的寒武系和中、下奥陶统组成,缺失上奥陶统、志留系、泥盆系及下石炭统;上石炭统为海陆交互相的含煤沉积、二叠系则以内陆盆地沉积为主;中奥陶统至下石炭统之间为一广泛分布的区域性沉积间断。在中国南方,古生界是一套巨厚的浅海相石灰岩;上二叠统底部夹有重要的海陆交互相煤系;志留系至二叠系之间在西南部分地区存在着区域性沉积间断。在东北北部,古生界为巨厚的海相沉积和海陆交互相沉积,以夹有中酸性火山岩和凝灰岩为其特征。在西北地区古生界以巨厚的海相沉积为主,并以含有大量火山岩和火山沉积岩为其主要特征。包括喜马拉雅山区在内的西藏、青海和云南西部地区,出露岩石以浅海碳酸盐岩为主的奥陶系—二叠系。台湾省海相石炭系、二叠系均已变质。中国古生界产有丰富的沉积矿产,如华南、华中寒武系底部的磷,泥盆系的铁、锰,华北上石炭统底部的铁和铝土矿,华北上石炭统及二叠系的煤,华南上二叠统的煤等等。

【始寒武】 Eocambrian 长期以来,人们把寒武纪作为显生宙的起点。后来发现在寒武系底部的化石带之下,还有一套相当厚的地层,与寒武系之间多为整合接触,而与下伏地层之间则为不整合关系。布罗格尔(Broegger,1990)把这一层位称为始寒武(Eocambrian),门希考夫(Menchikoff,1949)称这一层位为**底寒武**(Infracambrian),还有**亚寒武**(Subcambrian)等名称。近年来,在始寒武纪地层中发现了后生动物群。在这个动物群之下即为广泛分布于世界各地的冰碛层,在冰碛层之下普遍为一不整合面。中国南方的震旦系、澳大利亚的伊迪卡拉动物群、俄罗斯的文德杂岩等均与始寒武纪大致相当。目前国际上的趋向是,主张把这套地层划分出来作为一个独立的新系(纪),并作为显生宇的起点,不赞成再使用"始寒武"或"底寒武"等名称。

【第一系】 Primary System 即**原始系**。18 世纪中期阿杜纳(Arduina,1759)创用"原始系"一名,泛指现在所称的前寒武纪岩系和时代。久已废弃不用。目前在少数欧洲出版的著作中,继续使用"原始系"一名,但用来代表古生界,而不是前寒武系,并称之为原始界。

寒 武 系

【寒武系】 Cambrian System 寒武纪时期形成的地层,分为下、中、上三个统(目前,国际上有分四统的趋势)。中国的寒武系目前共分十个阶,分属三个统:下寒武统包括梅树村阶、筇竹寺阶、沧浪铺阶和龙王庙阶;中寒武统包括毛庄阶、徐庄阶和张夏阶;上寒武统包括崮山阶、长山阶和凤山阶。中国寒武系全为海相,分布几乎遍及全国各地。在华北及东北南部地区,下寒武统以紫红色页岩为主夹少量灰岩,中寒武统以厚层状灰岩为主,上寒武统主要由不纯薄层灰岩及竹叶状灰岩组成。在华中-西南地区,下寒武统发育最全,寒武系以巨厚的白云质灰岩、白云岩和厚层灰岩为其特征。在黔北和川南地区,白云岩中夹有石膏。东南地区的下寒武统以黑色砂页岩为主,中上寒武统则以黑色薄层灰岩含大量球接子类三叶虫为其特征,少数地区并有火山岩流出现。在西北地区所含三叶虫类与东南区相似,并以火山喷发岩和海相沉积相间成层为其特征。寒武系底部含磷矿层,广泛分布于滇东、黔、川、鄂、湘、皖南、豫西及陕南、新疆等地;并在浙、湘、鄂、陕南等地发现主要由藻类形成的"石煤",有的地方已开采,供地方使用。

【芙蓉统】 Furongian Series 《国际地层表》(2004 年版)内上寒武统的专名,是国际地层委员于 2002 年批准的以中国统名作为全球标准的一个统级年代地层单位,也是国际寒武系迄今第一个被批准命名的统级单位。统名源自中国湖南省的别名"芙蓉"。

【馒头统】 Mantouan Series 是中国华北地区过去使用的下寒武统的专名,以含有东方动物群的三叶虫 *Redlichia* 为其特征,馒头统一名源自山东长清县张夏镇附近的馒头山。现已废弃不用。

【张夏统】 Zhangxian Series 是中国华北地区过去使用的中寒武统的专名,以含有东方动物群华北型三叶虫 *Proasaphiscus*, *Poriagraulos*, *Amphoton*, *Damesella* 等为其特征。张夏统一名源自山东长清县张夏镇。过去东北南部的中寒武统曾称为**复州统**(包括崮山阶)。现均已废弃不用。

【炒米店统】 Chaomidianian Series 是中国华北地区过去使用的上寒武统的专名,以含有东方动物群华北型三叶虫 *Blackwelderia*, *Chuangia*, *Tsinania*, *Quadraticephalus* 等为其特征。炒米店统一名源自山东长清县的炒米店。现已废弃不用。

【瓦可布统】 Waucobuan Series 北美中西部下寒武统的专名。位于前寒武纪地层之上,阿伯特统之下,本统尚未进一步分阶,以含有西方动物群北美型三叶虫为特征。自下而上分为三个生物带:① *Fallotaspis* 带,② *Nevadella* 带,③ *Bonnia-Olenellus* 带。瓦可布统一名源自美国加利福尼亚州伊尼奥(Inyo Mts)山区的瓦可布(Waucobu)泉,由于伊尼奥(Inyo)山脉下寒武统发育较好而得名。

【阿伯特统】 Albertian Series 北美中西部中寒武统的专名,位于瓦可布统之上,克罗依克斯统之下。本统尚未进一步分阶,以含有西方动物群北美型三叶虫为特征,自下而上分为五个生物带:① *Plagiura-Poliella* 带,② *Albertella* 带,③ *Glossopleura* 带,④ *Bathyuriseus-Ilrathina* 带,⑤ *Bolaspidella* 带。阿伯特统一名源于加拿大的阿伯特(Alberta)省,由于在阿伯特省西部落基山脉中寒武统发育较好而得名。

【克罗依克斯统】 Croixian Series 北美中西部上寒武统的专名,位于阿伯特统之上,奥陶系加拿大统之下。本统分为三个阶自下而上为:Dresbachian, Franconian 和 Trempealeauan。本统以含有西方动物群北美型三叶虫为特征。克罗依克斯统一名源于美国密西西比河上游一支流克罗依克斯河。

【德里斯巴赫阶】 Dresbachian Stage 北美上寒武克罗依克斯统下部的一个阶,位于中寒武阿伯特统之上,弗兰康阶之下,自下而上含有六个三叶虫带:① *Cedaria* 带,② *Crepicephalus* 带,③ *Aphelaspis* 带,④ *Dicanthopyge* 带,⑤ *Prehousia* 带,⑥ *Dunderbergia* 带。

【弗兰康阶】 Franconian Stage 北美上寒武克罗依克斯统中部的一个阶,位于德里斯巴赫阶之上,特仑姆佩劳阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Elvinia* 带,② *Taenicephalus* 带,③ *Saratogia* 带。

【特仑姆佩劳阶】 Trempealeauan Stage 北美上寒武克罗依克斯统上部的一个阶,位于弗兰康阶之上,下奥陶加拿大统之下,含有一个三叶虫 *Saukia* 带,再分四个亚带,自下而上为:① *Rasettia magna* 亚带,② *Saukiella junia* 亚带,③ *Saukiella serotina* 亚带,④ *Corbinia apopsis* 亚带。

【席德廷阶】 Shidertinian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚上寒武统顶部的一个阶,位于托尔阶之上,下奥陶统特里马道克阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Irvingella* 带,② *Lotagnostus trisectus-Pelture* 带,③ *Acerocare-Lotagnostus asiaticus* 带。

【托尔阶】 Tuorian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚上寒武统的一个阶,位于玛依阶之上,席德廷阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Agnostus pisiformis* 带,② *Glyptagnostus stolidotus* 带,③ *Glyptagnostus reticulatus* 带。

【玛依阶】 Mayanian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚中寒武统的一个阶,位于阿姆格阶之上,托尔阶之下,自下而上含有四个三叶虫带:① *Anopolenus henrici* 带,② *Centropleura oriens* 带,③ *Anomocaroides limbataeformis* 带,④ *Lejopyge laevigata* 带。

【阿姆格阶】 Amganian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚中寒武统的一个阶,位于勒拿阶或艾兰克阶之上,玛依阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Oryctocephalops trischenfeldti* 带,② *Ptychagnostus gibbus* 带,③ *Paradoxides hicksii-Tomagnostus fissus* 带。

【艾兰克阶】 Elankian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚下寒武统的一个阶,位于波托姆阶之上,阿姆格阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Lermontovia grandis* 带,② *Anabaraspis splendens* 带,③ *Schistocephalus antiquus* 带。

【勒拿阶】 Lenan Stage 俄罗斯西伯利亚下寒武统的一个阶,位于阿尔丹(Aldanian)阶之上,阿姆格阶之下。本阶为浅海相沉积,含三叶虫 *Proerbia prisca* 等。模式地点在西伯利亚勒拿河下游谷地,因而得名。

【波托姆阶】 Botomian Stage 俄罗斯西伯利亚和哈萨克斯坦下寒武统的一个阶,位于阿特达班阶之上,艾兰克阶之下,自下而上含有四个三叶虫带:① *Bergeroniellus micmacciformis-Erbiella* 带,② *Bergeroniellus gurarii* 带,③ *Bergeroniellus asiaticus* 带,④ *Bergeroniaspis ornata* 带。除三叶虫外,尚有古杯类、腕足类、软舌螺等。波托姆阶一名源自西伯利亚的波托姆河。

【图央阶】 Toyonian Stage 俄罗斯西伯利亚和哈萨克斯坦下寒武统上部的一个阶,位于波托姆阶之上,中寒武统阿姆加阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Bergeroniellus ketemensis* 带,② *Lermontovia gerandis* 带,③ *Anabaraspis splendens* 带。除三叶虫外,尚有古杯类、腕足类等。图央阶一名源自西伯利亚 *Elankoye* 村附近的图央岛。模式地点在勒拿河中游左岸 *Tit-Ary* 和 *Elankoye* 村之间。最近有人主张图央阶应为中寒武统。本阶等于勒拿阶,或艾兰克阶。

【阿姆加阶】 Amganian Stage 俄罗斯西利伯亚和哈萨克斯坦中寒武统的一个阶,位于图央阶(勒拿阶或艾兰克阶)之上,玛雅阶之下,自下而上含有四个三叶虫带:① *Oryctocara* 带,② *Kounamkites* 带或 *Peronopsis ultimus* 带,③ *Ptychagnostus intermedius* 带,④ *Ptychagnostus atavus* 带。阿姆加阶一名源自俄罗斯西伯利亚阿姆加河。

【玛雅阶】 Mayanian Stage 俄罗斯西伯利亚和哈萨克斯坦中寒武统的一个阶,位于阿姆加阶之上,上寒武统阿育索克康阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Ptychagnostus punctuosus* 带,② *Goniagnostus nathorsti* 带,③ *Lejopyge armata* 带。玛雅阶一名源自西伯利亚的玛雅河。

【阿育索克康阶】 Ayusockanian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚上寒武统下部的一个阶,位于中寒武统玛雅阶之上,上寒武统萨克阶之下,自下而上含有三个三叶虫带:① *Lejopyge laevigata* 带,② *Kormagnostus simplex* 带,③ *Glyptagnostus stolidosus* 带。

【萨克阶】 Sackian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚上寒武统的一个阶,位于阿育索克康阶之上,阿克萨阶之下,自下而上含有五个三叶虫带:① *Glyptagnostus reticulatus-Euganocare* 带,② *Innitagnostus inexpectans-Prochuangia* 带,③ *Acutatagnostus acutatus-Erixanium* 带,④ *Pseudagnostus curtare-Irvingella tropic* 带,⑤ *Ivshinagnostus ivshini-Irvingella major* 带。

【阿克萨阶】 Aksan Stage 哈萨克斯坦上寒武统的一个阶,位于萨克阶之上,哈萨克斯坦阶之下,自下而上含五个三叶虫带:① *Pseudagnostus pseudangustilobus-Acrocephalaspina* 带,② *Eurudagnostus kazachstanicus-Parabolina monstruosa* 带,③ *Eurudagnostus ovaliformis-Pareuloma* 带,④ *Neoagnostus quadratiformis-Taenicephalops kyrshabactensis* 带,⑤ *Agnostus scrobicularis-Jegorovaia* 带。

【哈萨克斯坦阶】 Kazakhstanian Stage 哈萨克斯坦上寒武统

顶部的一个阶，位于阿克萨阶之上，奥陶系特里马道克阶之下，自下而上含三个三叶虫带：① *Trisulagnostus trisulcus-Saukiella* 带，② *Micragnostus mutabilis-Lophosaukia* 带，③ *Lotagnostus hedini-Diceratopyge mobergi* 带。本阶由于广泛出露于哈萨克基坦而得名，与北美的特仑姆佩劳阶相当。

【阿特达班阶】 Atdabanian Stage 哈萨克斯坦和俄罗斯西伯利亚下寒武统的一个阶，位于托姆特阶之上，波托姆阶之下，自下而上含有三个三叶虫带：① *Profallotaspis* 带，② *Pagetiellus anabarus* 带，③ *Judomia* 带。

【托莫特阶】 Tommotian Stage 俄罗斯西伯利亚和哈萨克斯坦下寒武统底部的一个阶，位于前寒武系之上，阿特达班阶之下，自下而上含有三个古杯类化石带：① *Nochoroicyathus* (= *Aldanocyathus*) *sunnaginicus* 带，② *Dokidocyathus regularis* 带，③ *Dokikocyathus lenaicus-Tumuliolyathus primigenicus* 带。尚有软舌螺，海绵骨针、软体动物、腕足类和一些疑难化石。托莫特阶一名源自西伯利亚勒拿河流域一地名托莫特。

【奥德阶】 Ordian Stage 澳大利亚下寒武统上部的一个阶，位于先奥德(Pre-Ordian)阶之上，中寒武统坦波莱顿阶之下，自下而上含有四个三叶虫带：① *Redlichia amadeana* 带，② *R. foersti* 带，③ *R. mayalis* 带，④ *R. chinensis* 带。

【坦波莱顿阶】 Templetonian Stage 澳大利亚中寒武统下部的一个阶，位于下寒武统奥德阶之上，中寒武统佛罗尔阶之下，含有两个三叶虫带，下部 *Peronopsis longinqua* 带，上部 *Ptychagnostus gibbus* 带。

【佛罗尔阶】 Florian Stage 澳大利亚中寒武统的一个阶，位于坦波莱顿阶之上，翁迪尔阶之下，含有两个三叶虫带，下部 *Ptychagnostus ataxus* 带，上部 *Peronopsis opimus* 带。

【翁迪尔阶】 Undillian Stage 澳大利亚中寒武统的一个阶，位于佛罗尔阶之上，布迈朗格阶之下，含有二个三叶虫带，下部 *Ptychagnostus punctuosus* 带，上部 *Goniagnostus nathorsti* 带。

【布迈朗格阶】 Boomerangian Stage 澳大利亚中寒武统上部的一个阶，位于翁迪尔阶之上，上寒武统民迪亚尔阶之下。本阶含有一个三叶虫 *Lejopyge laevigata* 带。

【民迪亚尔阶】 Mindyallian Stage 澳大利亚上寒武统下部的一个阶，位于布迈朗格阶之上，艾达姆阶之下。自下而上含有四个三叶虫带：① *Damesella torosa-Ascionepia janitrix* 带，② *Erediaspis* 带，③ *Acmarhachis quasiverspa* 带，④ *Glyptagnostus stolidotus* 带。

【艾达姆阶】 Idamean Stage 澳大利亚上寒武统的一个阶，位于民迪亚尔阶之上，后艾达姆阶或先佩恩顿阶之下，自下而上含有四个三叶虫带：① *Glyptagnostus reticulatus* 带，② *Procertopyge crytica* 带，③ *Erixaniu sentum* 带，④ *Stigmatoa diloma* 带。

【后艾达姆阶】 Post-Idamean Stage 澳大利亚上寒武统上部的一个阶，迄今未有专名，位于艾达姆阶之上，佩恩顿阶之下，自下而上含有九个三叶虫带：① *Irvingella tropica* 带，② *Wentsuia iota*/*Rhaptagnostus apsis* 带，③ *Peichiashania secunda*/*P. glabella* 带，④ *P. tertia*/*P. quarta* 带，⑤ *Hapsidocare lilyensis* 带，⑥ *Rhagnostus clarki protatus*/*Caznaia sectatrix* 带，⑦ *Rhaptagnostus vifax*/*Neoagnostus denticulatus* 带，⑧ *R. clarki maximus*/*R. papilio* 带，⑨ *Sinosaukia impages* 带。又称**先佩恩顿阶**(Pre-Payntonian Stage)

【佩恩顿阶】 Payntonian Stage 澳大利亚上寒武统顶部的一个阶，位于后艾达姆阶或先佩恩顿阶之上，下奥陶统达特阶(Datsonian)之下，含有二个三叶虫带，下部 *Neoagnostus quasibilobus*/*Tsinania nomas* 带，上部 *Mictosaukia perplexa* 带。

【小油栉虫统】 Olenellidian Series 为西欧、西北欧、南北美下寒武统的专名。以含有西方动物群大西洋型和北美型三叶虫小油栉虫动物群(如 *Holmia*、*Callavia* 等)为特征。

【奇异虫统】 Paradoxidian Series 为西欧、西北欧、北美东部中寒武统的专名。以含有西方动物群大西洋型三叶虫奇异虫动物群(如 *Paradoxides* 等)为特征。

【油栉虫统】 Olenidian Series 为西欧、西北欧、北美东部上寒武统的专名。以含有西方动物群大西洋型三叶虫油栉虫动物群(如 *Olenus*, *Parabolina*, *Leptoplastus* 等)为特征。

【梅树村阶】 Meishucunian Stage 中国下寒武统最底部的一个阶，位于震旦系灯影峡阶之上，下寒武统筇竹寺阶之下，以云南晋宁以北 7 千米的梅树村剖面为层型剖面。其中产有特殊的多门类带壳古无脊椎动物化石，以 *Anabarites trisulcatus-Protohertzina anabacica* 组合的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上包括：① *Anabarites-Protohertzina* 组合带，② *Siphogonuchites-Paragloborilus* 组合带，③ *Heraultipegma yunnanensis* 组合带，④ *Sinosachites-Tannuolina* 组合带。

【筇竹寺阶】 Qiongzhusian(Chiungchussuan)Stage 中国下寒武统的第二个阶，位于梅树村阶之上，沧浪铺阶之下，原以云南昆明筇竹寺剖面为层型剖面，因该剖面所含化石带不全，现以云南晋宁梅树村以北 1.6 千米处的八道湾剖面为层型剖面。以中国目前最古老的三叶虫 *Parabadiella* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上包括两个三叶虫带：① *Parabadiella* 带，② *Eoredlichia* 带。

【沧浪铺阶】 Canglangpuan(Tsanglangpuan)Stage 中国下寒武统的第三个阶，位于筇竹寺阶之上，龙王庙阶之下，以云南马龙沧浪铺剖面为层型剖面。以三叶虫 *Yiliangella* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上包括四个三叶虫带：① *Yiliangella-Yunnanaspis* 带，② *Drepanuroides* 带，③ *Palaeolenus* 带，④ *Megapalaeolenus* 带。

【龙王庙阶】 Longwangmiaoan(Lungwangmiaoan)Stage 中国下寒武统最顶部一个阶，位于沧浪铺阶之上，中寒武统毛庄阶之下，以云南昆明西山龙王庙剖面作为层型剖面。以三叶虫 *Hoffetella* 和 *Redlichia murakamii* 的首次出现作为本阶的底界；本阶仅有一个三叶虫带 *Hoffetella-Redlichia murakamii* 带。

【毛庄阶】 Maozhuangian(Maochuangian)Stage 中国中寒武统的第一个阶，位于下寒武统龙王庙阶之上，中寒武统徐庄阶之下，以山东长清县张夏镇南 2500 米处的馒头山剖面为层型剖面。以三叶虫 *Yaojiayuella* 和 *Shantungaspis* 的首次出现作为本阶的底界；本阶只有一个三叶虫带 *Yaojiayuella-Shantungaspis* 带。

【徐庄阶】 Xuzhuangian(Hsuchuangian)Stage 中国中寒武统的第二个阶，位于毛庄阶之上，张夏阶之下，以毛庄阶层型剖面延伸的同一剖面为层型剖面。以三叶虫 *Hsuzhungia hsuzhuangensis* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上包括四个三叶虫带：① *Hsuzhungia* 带，② *Sunaspis* 带，③ *Poriagraulos* 带，④ *Bailiella* 带。

【张夏阶】 Zhangxian(Changhsian)Stage 中国中寒武统最上部一个阶，位于徐庄阶之上，上寒武统崮山阶之下，以山东长清县张夏镇崮山虎头崖至黄草顶剖面为层型剖面。以 *Inouyella peiensis* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上有四个三叶虫带：① *Inouyella* 带，② *Crepicephalina* 带，③ *Amphoton-Taitzuia* 带，④ *Damesella-Yabeia* 带。在第三带的上部可分出两个牙形石带：① *Laiwugnathus laiwuensis* 带，② *Shandongodus priscus* 带。

【崮山阶】 Gushanian(Kushanian)Stage 中国上寒武统的第一个阶，位于中寒武统张夏阶之上，上寒武统长山阶之下，以山东长清县崮山村唐王寨剖面为层型剖面。以牙形石 *Westergaardo-*

dina moessebergensis 或三叶虫 *Blackwelderia sinensis* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上含有两个三叶虫带：① *Blackwelderia* 带，② *Drepanura* 带；或两个牙形石带，① *Westergaardodina moessebergensis* 带，② *W. matsushitai* 带。

【长山阶】 Changshanian Stage 中国上寒武统的第二个阶，位于崮山阶之上，凤山阶之下，原以河北唐山古冶赵各庄北长山沟剖面为层型剖面，因其顶、底出露不全，后改以河北唐山双桥南1千米的巍山剖面作为本阶的层型剖面。以三叶虫 *Chuangia* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上含有三个三叶虫带：① *Chuangia* 带，② *Changshania* 带，③ *Kaolishania* 带；和两个牙形石带：① *Muellerodus*? *erectus* 带，② *Westergaardodina* aff. *fossa* 带。

【凤山阶】 Fengshanian Stage 中国上寒武统最顶部一个阶，位于长山阶之上，下奥陶统新厂阶之下，本阶命名于河北唐山马家沟凤山，现层型剖面位于长山阶层型剖面的延伸剖面处。以三叶虫 Saukiidae 科和 Ptychaspididae 科大量出现为其特征，以三叶虫 *Ptychaspis*，*Tsinania* 的首次出现作为本阶的底界；内部自下而上含有三个三叶虫带：① *Ptychaspis-Tsinania* 带，② *Changia* 带，③ *Mictosaukia* 带；和两个牙形石带：① *Proconodontus* 带，② *Cordylodus proavus* 带。

【排碧阶】 Paibian Stage 《国际地层表》(2004版)内上寒武统(芙蓉统)的一个阶，也是中国上寒武统的一个阶(斜坡相)，相当于中国地台相地区崮山阶上部至长山阶中下部。层型剖面位于中国湖南省花垣县排碧乡四新村附近。其底界位于岩石地层单位花桥组内，以球接子类三叶虫 *Glyptagnostus reticulatus* 的首现点为标志，距花桥组底界 369.06 米处。排碧阶的底界界线层型(亦即芙蓉统的底界界线层型)作为全球层型剖面和点(GSSP，即金钉子)已于2003年被国际地质科学联合会批准确立在中国湖南省花垣排碧剖面处。

【梅树村组】 Meishucun Fm 时代属早寒武世早期。是寒武系底部的一段含软舌螺、磷块岩等，而不含三叶虫的地层。广泛分布于中国西南地区滇、黔、川等省，最初命名地点在云南昆阳梅树村。自下而上分三层：①蓝灰色磷块岩，产软舌螺等小壳化石，厚12米；②黑色泥质粉砂岩，产软舌螺(*Hyolithes*)，厚32米；③灰绿色(风化后呈黄色)细砂岩与钙质页岩，厚33米。本组与下伏震旦系为整合或假整合接触，与上覆筇竹寺组为整合接触。昆阳的梅树村组相当于澄江渔户村组的上部磷块岩段和含磷粉砂岩段，还相当于四川的麦地坪组。本组原属灯影组上部地层，后因发现寒武纪早期古生物而将其划出另建"组"。此组实为生物地层单位，而非岩石地层单位。因而，目前多已停止使用。

【渔户村组】 Yuhucun Fm 时代属早寒武世早期。仅分布于云南澄江、玉溪等地，最初命名地点在云南澄江渔户村。自下而上分为四段：①紫色页岩段，②硅质白云岩段，③磷块岩段，④含磷粉砂岩段，共厚327米，与下伏灯影组为假整合接触。本组与梅树村组相当，且情况类似，目前已停止使用。

【筇竹寺组】 Qiongzhusi(Chiungchussi)Fm 时代属早寒武世早期。分布于滇东一带。命名地在云南昆明以西7千米的关山北坡的筇竹寺。本组为海相泥沙质沉积，以绿色、灰色、黄色及黑色页岩为主夹薄层砂岩，含三叶虫 *Eoredlichia* 等。总厚 70～200 米。与下伏灯影组呈假整合接触。

【沧浪铺组】 Canglangpu (Tsanglangpu)Fm 时代属早寒武世中期。分布于滇东一带。命名地在云南马龙县西南5千米的沧浪铺。为海相泥砂质沉积，由石英质砂岩、黄色砂质页岩、绿灰色泥质砂岩及薄层石灰岩组成，含三叶虫 *Malungia*，*Drepanuroides*，*Palaeolenus*，*Megapalaeolenus* 等，厚139米。与下伏筇竹寺组呈整合接触。

【龙王庙组】 Longwangmiao(Lungwangmiao) Fm 时代属早寒武世晚期。分布于滇东一带。命名地在云南昆明附近西山脚下的龙王庙。为浅海相泥沙质及碳酸盐沉积、由砂岩、页岩及厚层灰岩组成，含三叶虫 *Redlichia murakamii*，*Hoffetella*，*Redlichia guizhouensis* 等，在命名地厚183米。与下伏沧浪铺组呈整合接触。华北馒头组和毛庄组与之相当。

【陡坡寺组】 Douposi Fm 时代属中寒武世早期。分布于滇东一带。命名地在云南宜良陡坡寺。为浅海相泥质、碳酸盐沉积，由黄色钙质页岩夹薄层泥质灰岩，黄棕色云母砂质页岩及灰岩，浅灰色钙质页岩组成，共厚150米。自下而上含两个三叶虫带：① *Kunmingaspis-Chittidilla* 带，② *Kaotaina-Kutsingocephalus* 带。与下伏龙王庙组呈整合接触。贵州的高台组与之相当。

【双龙潭组】 Shuanglongtan Fm 时代属中寒武世晚期，分布于滇东一带。命名地在云南曲靖城南西6千米的龙王庙(双龙潭)。为浅海相碳酸盐沉积，由深灰色薄层泥质灰岩夹黄绿色砂岩、页岩组成，含 *Protohedinia*，*Manchuriella*，*Szeaspis*，*Solenoparia* 等三叶虫，厚170米。与上覆奥陶系或志留系呈假整合接触，与下伏陡坡寺组呈整合接触。华北张夏组与之相当。

【猴家山组】 Houjiashan Fm 时代属早寒武世沧浪铺期晚期，分布于安徽淮南一带。命名地在安徽凤台猴家山。为浅海相碳酸盐沉积，以粉灰色、砖红色、灰色硅质灰岩为主夹紫色砂质页岩，顶部灰岩中产三叶虫 *Megapalaeolenus* 等，厚约 80～140 米。与下伏震旦系呈假整合接触。东北南部太子河流域碱厂组与之相当。

【碱厂组】 Jianchang Fm 时代属早寒武世沧浪铺期晚期。分布于辽宁太子河流域。命名地在辽宁本溪县碱厂堡附近。为浅海相泥质、灰质沉积，下部以灰黑色或深灰色薄层沥青质灰岩为主，含三叶虫 *Megapalaeolenus fengyangensis* 等；上部以褐色钙质页岩为主夹薄层灰岩，含三叶虫 *Redlichia*，共厚20～45米。底部有底砾岩与下伏震旦系桥头组呈假整合接触。

【馒头组】 Mantou Fm 曾称**馒头页岩**。时代属早寒武世龙王庙期早期。分布于华北及东北南部。命名地在山东济南市长清区张夏镇南2.5千米的馒头山。为浅海相泥质沉积，以紫红色页岩为主夹薄层灰岩，含三叶虫 *Redlichia chinensis* 等，厚约55米。与下伏碱厂组呈整合接触或不整合超覆于前震旦纪变质岩系之上。

【毛庄组】 Maozhuang Fm 时代属中寒武世早期。分布于华北及东北南部。命名地在山东济南市长清区张夏镇与馒头山之间的毛庄。为浅海相泥质沉积，以暗紫或灰紫色云母页岩为主，顶部夹鲕状灰岩，含三叶虫 *Shantungaspis* 等，厚32米。本组整合于馒头组之上或假整合超覆于震旦系之上，或不整合超覆于前震旦纪地层之上。辽宁太子河地区的石桥组与本组相当。在山东命名地点以及辽西和太子河流域的毛庄组中均发现三叶虫 *Redlichia* 与 *Probowmania* 共生。有人根据褶颊虫类的研究，认为本组与贵州的高台组大致相当，应属中寒武统。

【徐庄组】 Xuzhuang Fm 时代属中寒武世中期。分布于华北及东北南部。命名地在山东济南市长清区张夏镇南馒头山北麓的徐庄。为浅海相泥质、碳酸盐沉积，以紫、灰、绿等色页岩与鲕状灰岩互层为主，自下而上含三叶虫 *Kochaspis hstichuangensis*，*Sunaspis*，*Poriagraulos abrota*，*Bailiella* 等，厚50～100米。与下伏毛庄组呈整合接触。

【张夏组】 Zhangxia Fm 曾称**张夏石灰岩**。时代属中寒武世晚期。分布于华北及东北南部。命名地在山东济南市长清区张

夏镇。为浅海相碳酸盐沉积,以灰色厚层鲕状灰岩为主,含三叶虫 *Liaoyangaspis*, *Crepicephalina*, *Amphoton*, *Taitzuia*, *Damesella* 等,厚 170 米。与下伏徐庄组呈整合接触。

【崮山组】 Gushan (Kushan) Fm 曾称**崮山页岩**。时代属晚寒武世早期。分布于华北及东北南部。命名地点在山东济南市长清区崮山。为浅海相碳酸盐沉积,以紫红色竹叶状灰岩、紫色和黄色页岩为主,含三叶虫 *Blackwelderia*, *Drepanura* 等,厚 25 ~ 50 米。与下伏张夏组呈假整合接触。

【长山组】 Changshan Fm 曾称**长山沟建造**、**长山层**。时代属晚寒武世中期。分布于华北及东北南部。命名地点在河北唐山赵各庄北的长山沟。为浅海相沉积,以紫色灰岩夹竹叶状灰岩为主,上部多灰白色厚层及薄层灰岩,含三叶虫 *Chuangia*, *Changshania*, *Kaolishania* 等,厚约 40 米。与下伏崮山组呈整合接触。在东北南部,本组可分为白山段和台山段。

【凤山组】 Fengshan Fm 曾称**凤山层**。时代属晚寒武世晚期。分布于华北及东北南部。命名地点在河北开平盆地冶里附近马家沟的凤山。为浅海相沉积,以蓝灰色薄层石灰岩夹黄绿色页岩及竹叶状灰岩为主,含三叶虫 *Ptychaspis*, *Tsinania*, *Quadraticephalus*, *Dictyella* 等,厚 114 米。与下伏长山组及上覆下奥陶统均呈整合接触,只有少数地点与下奥陶统呈假整合接触。在东北南部本组自下而上分为燕州段、湾湾沟段、楸树沟段。《地层典寒武系》将崮山组、长山组、凤山组合并统称炒米店组,三组已停止使用。

【炒米店组】 Chaomidian Fm 以灰色中厚层微晶灰岩、生物碎屑藻球粒灰岩、中薄层竹叶状灰岩为主,夹有云斑藻礁灰岩,鲕状灰岩。与下伏崮山组和上覆冶里组均呈整合接触,厚 169 米。命名剖面自下而上含五个三叶虫带:① *Changshania* 带,② *Kaolishania* 带,③ *Ptychaspis-Tsinania* 带,④ *Changia* 带,⑤ *Mictosaukia* 带,底界位于 *Changshania* 带之内部。本组为开阔台地相至台地边缘礁-滩过渡相沉积,广泛分布于华北地台。在吉林浑江流域由薄层、中厚层灰岩夹页岩组成,厚 47 ~ 358 米,包括③④⑤三个化石带;在辽宁含极丰富的三叶虫 *Mictosaukia*, *Kingstonia* 等,头足类 *Ellesmeroceras*, *Ectenoceras*, *Wanwanoceras*, *Sinoeremoceras* 等及腹足类、腕足类等化石,厚度 80 ~ 400m,东厚西薄;河北该组以泥质条带灰岩为主,夹少量砾屑灰岩、泥质粉砂岩,厚度约 100 ~ 140 米;山东地区除结晶灰岩、竹叶状灰岩外,多藻礁灰岩为其特征,西厚东薄,厚 50 ~ 220 米;山西岩性相似,但厚度仅 30 米左右;苏皖地区为灰、灰黄色鲕状白云质灰岩、泥质条带灰岩、竹叶状灰岩,厚 142 ~ 250 米,在萧县凤凰山和黑石头可见有涡卷石灰岩。本组最完整的化石带自下而上为:① *Chuangia* 带,② *Changshania* 带 (= *Dictyonema-Callograptus-Dendrograptus* 层),③ *Kaolishania* 带,④ *Ptychaspis-Tsinania* 带,⑤ *Changia* 带,⑥头足类 *Acaroceras-Eburoceras* 带和⑦ *Mictosaukia-Coreanocephalus* 带。炒米店组具有穿时性,以上寒武统为主体,在山东以长山阶和凤山阶为主,山西中部、南部以凤山阶为主,而至山西北部恒山地区部分炒米店组或许已进入下奥陶统范围。

【水井沱组】 Shuijingtuo Fm 曾称**水井沱页岩**。时代属早寒武世筇竹寺期。分布于湖北峡东地区。命名地点在湖北宜昌水井沱。为浅海相沉积,以黑色页岩、黄绿色砂质页岩为主,顶部有薄层砂岩及铁质鲕状灰岩,含 *Bergeroniellus* 以及盘虫类和原油栉虫类等三叶虫,含磷矿层,总厚 120 米。与下伏震旦系灯影组呈假整合接触。本组大致与滇东的筇竹寺组和沧浪铺组下部相当。

【石牌组】 Shipai Fm 曾称**石牌页岩**。时代属早寒武世沧浪铺早、中期。分布于湖北峡东地区。命名地点在湖北宜昌县西偏北约 15 千米的石牌溪。为浅海相沉积,以灰绿色云母质及砂质页岩为主,夹薄层鲕状灰岩,含 *Palaeolenus* aff. *lantenoisi* 及 *Kootenia* 等三叶虫,厚 53 米。与下伏水井沱组呈整合接触。

【天河板组】 Tianheban Fm 曾称**天河板石灰岩**。时代属早寒武世沧浪铺晚期。分布于湖北峡东地区。命名地点在湖北宜昌天河板。为浅海相沉积,以灰褐色泥质石灰岩为主,富含古杯类 *Cambrocyathus* 等及三叶虫 *Megapalaeolenus deprati*, *Yuehsienszella* 等,厚 75 米。与下伏石牌组呈整合接触。

【石龙洞组】 Shilongdong Fm 曾称**石龙洞石灰岩**。时代属早寒武世龙王庙期。分布于湖北峡东地区。命名地点在湖北宜昌石龙洞附近。为浅海相碳酸盐沉积,由厚层深灰色石灰岩及灰白色白云质灰岩组成,下部含三叶虫 *Redlichia*,厚约 100 米。与下伏天河板组呈整合接触。

【覃家庙组】 Qinjiamiao Fm 曾称**覃家庙石灰岩**。时代属中寒武世早、中期。分布于鄂西三峡地区。命名地点在湖北宜昌覃家庙村西打磨山。为海相滨海平原浅水沉积,以薄层和厚层泥质灰岩为主,夹页岩,具波纹及干裂等构造,含三叶虫 *Yabeia*, *Anomocarella*, *Amphoton* 等,厚 293 米。与下伏石龙洞组呈整合接触。但有人认为是假整合接触。

【三游洞组】 Sanyoudong Fm 曾称**三游洞石灰岩**。时代属晚寒武世。分布于鄂西峡东地区。命名地点在宜昌三游洞。为海相深水碳酸盐沉积,以厚层块状石灰岩为主,质纯,不含泥质,顶部夹有黑色燧石结核和条带,未发现化石,厚 290 米。由于本组位于覃家庙组之上和下奥陶统南津关组之下,因此一般都将其归入上寒武统。本组与下伏覃家庙组呈整合接触。但有人认为属假整合关系。20 世纪 70 年代,先后在本组顶部和下部分别发现早奥陶世的头足类、牙形石和中寒武世的三叶虫化石,因此三游洞组的时代应属中寒武世晚期至早奥陶世早期。

【荷塘组】 Hetang Fm 曾称**荷塘硅质页岩及石煤层**。时代属早寒武世。分布于浙西一带。命名地点在浙江江山大陈北 7.5 千米的荷塘村。为海相泥质沉积,以紫色、灰色、黑色薄层硅质灰岩为主,有时硅化程度较深成为黑色燧石,底部为黑色炭质页岩,有时含炭质颇富(石煤),可作烧石灰的燃料,底部有时含有黄铁矿或磷矿结核。含三叶虫 *Redlichia chinensis*, *Hunanocephalus* 及海绵骨针 *Protospongia* 等,厚十余米至数十米。与下伏震旦系西峰寺组呈假整合接触。

【杨柳岗组】 Yangliugang Fm 曾称**杨柳岗石灰岩**。时代属中寒武世。分布于浙江西部一带。命名地点在浙西江山杨柳岗。为海相碳酸盐沉积,以深灰色薄层白云质灰岩为主,间夹少量钙质页岩,含球接子类三叶虫 *Lejopyge* 等为主,其他后颊类三叶虫有 *Damesella*, *Fuchouia* 等,共厚 127 米。与下伏荷塘组呈整合接触。

【华严寺组】 Huayansi Fm 曾称**华严寺石灰岩**。时代属晚寒武世早、中期。分布于浙西一带。命名地点在浙江常山西南天马山华严寺。为海相碳酸盐沉积,以深灰色薄层灰岩为主,夹中厚或厚层灰岩,富含球接子类三叶虫 *Pseudagnostus*, *Glyptagnostus* 等,以及后颊类三叶虫 *Proceratopyge*,厚 134 米。与下伏杨柳岗组呈整合接触。

【西阳山组】 Xiyangshan Fm 曾称**西阳山页岩**。时代属晚寒武世中、晚期。分布于浙西一带。命名地点在浙江常山城西 1.5 千米的西阳山。本组为海相泥质沉积,以灰色或灰黑色钙质页岩为主,夹褐灰色薄层灰岩,页岩风化后呈土黄色、棕色或白色,富含球接子类三叶虫 *Lotagnostus* 等及后颊类三叶虫 *Char-*

chaqia, *Olenus* 等,厚约 90 米。与下伏华严寺组及上覆下奥陶统印渚埠组均呈整合接触。

【西大山组】 Xidashan Fm 时代属早寒武世早、中期,分布于天山东部。命名地点在新疆天山东部库鲁克塔格西大山。为海相沉积并有火山喷发岩,由薄层硅质岩、泥质灰岩、安山岩、燧石层夹砂质灰岩组成,并含磷块岩,上部鲕状灰岩中含三叶虫古油栉虫、莱德利基虫、古杯类等,厚 125 米以下。与下伏震旦系冰碛层呈不整合接触。

【莫合尔山群】 Mohe'ershan Gr 时代属早寒武世沧浪铺期早期至晚寒武世长山期中期。分布于天山东部。命名地点在新疆库鲁克塔格莫合尔山。为海相碳酸盐沉积,以灰色薄层灰岩夹中层灰岩、棕灰色钙质页岩为主,富含球接子类三叶虫 *Ptychagnostus*, *Hypagnostus*, *Peronopsis* 等及后颊类三叶虫 *Amphoton*, *Fuchouia* 和 *Dorypyge* 等,厚约 165 米。与下伏西大山组呈整合接触。

【高台组】 Gaotai Fm 曾称**高台灰岩**。命名剖面位于贵州湄潭高台附近。为正常浅海沉积,由一套灰色薄至中层砂质白云岩夹薄层条带状白云岩、泥质白云岩及细粒白云岩等组成,风化后呈灰黄色页岩状。与下伏清虚洞组和上覆石冷水组均呈整合接触,厚 43 米。含有二个三叶虫带:*Kaotaia-Kutsingocephalus* 带和 *Sinoptychoparia* 带。在扬子区中区和东区(西半部)的贵州、四川和云南部分地区,为 *Kaotaia-Kutsingocephalus* 带;在该线以西至南川(四川)—习水(贵州)—镇雄(云南)一带,除含上列高台型动物群外,其底部尚含陡坡寺组下部化石带的 *Chittidilla-Kunmingaspis* 带;再往西,为陡坡寺组常见的 *Chittidilla*, *Paragraulos*, *Kunmingaspis* 及其以上的 *Kutsingocephalus*, *Shanghuangshania* 等;贵州金沙县岩孔剖面高台组的下部是 *Chittidilla-Kunmingaspis* 带;上部是 *Kaotaia-Kutsingocephalus* 带。东部的命名剖面高台组的底界略高于西部,有穿时现象。

【果子沟组】 Guozigou Fm 时代属晚寒武世中晚期。分布于新疆霍城果子沟、科古琴和萌吉库尔河一带。为深灰色、灰黑色薄层石灰岩夹硅质泥质条带灰岩,厚 28 米。底部与下伏肯萨伊组和上覆新二台组均呈整合接触。自下而上含三个化石带:① *Agnostotes tianshanicus* 带,② *Lotagnostus punctatus* 带和③ *Bulbolenus* 带。岩相变化不大,厚度稍有变化。

【后坝组】 Houba Fm 时代属晚寒武世崮山期。命名地点在贵州沿河县甘溪后坝。四川西阳和川东南地区的类似地层称为**耿家店组**。主要由浅灰、灰或深灰色厚层至块状白云岩组成,常夹薄层或透镜状燧石白云岩,底部为浅灰—灰色厚层状细粒白云岩,具角砾状或鲕状白云岩,厚 307 米。含三叶虫 *Fengduia*, *Distazeris*, *Paracoosia*, *Blackwelderia*, *Ariaspis* 等,属咸化浅海蒸发盆地相沉积。与下伏平井组和上覆毛田组均呈整合接触。本组底部鲕状白云岩由酉阳(1 米厚)往南增厚,至印江可达 30 米左右,是良好的标志层。

【霍城组】 Huocheng Fm 时代属早寒武世。分布于新疆霍城果子沟和精河县科古琴一带。为浅灰色厚层介屑微晶灰岩,底部为厚 0.1 米含黑色磷块岩砾石的介屑微晶灰岩,具有一凹凸不平、微有起伏的侵蚀面。总厚仅 2 米。含三叶虫 *Calodiscus tianshanensis*, *C. xinjiangensis*, *Tannudiscus* sp., *Pagetides* sp., *Kootenia calvata* 等,可称为 *Calodiscus-Kootenia* 组合带。与下伏磷矿沟组含磷粉砂岩及上覆肯萨依组粉砂质页岩均呈假整合接触。厚度虽薄(为 0.8~2 米)但岩性稳定,化石丰富,特征明显,并位于两个间断面之间,极易识别。

【肯萨依组】 Kensayi Fm 时代属中—晚寒武世。分布于新疆霍城县果子沟、阿合恰特和科古琴一带。下部为含磷泥质硅质岩、岩屑砂岩夹粉砂质石灰岩;中部为深灰色、灰黑色薄层条带状钙质粉砂质泥岩,含碎屑石灰岩薄条带,夹两层富含化石的泥晶微晶石灰岩;上部为薄层粉砂岩、泥质硅质岩和石灰岩互层,灰岩内含丰富的三叶虫化石,底部为厚约 2 米的褐铁矿风化壳,与下伏霍城组为假整合接触;与上覆果子沟组呈整合接触,厚 38 米。下部含有 *Ptychagnostus* sp., *Goniagnostus* sp. 等;上部可明显分为(从下而上)① *Glyptagnostus stolidotus* 带和② *G. reticulatus* 带。底部含磷层,一般厚 1~10 米。本组总厚 21~68 米,化石带自下而上包括① *Xystridura* 带,② *Goniagnostus nathorsti-Ptychagnostus* 带(科古琴区缺失),③ *Lejopyge laerigata-Centropleura* 带,④ *Agnostoscus orientalis* 带,⑤ *Glyptagnostus stolidotus* 带和⑥ *G. reticulatus* 带。

【磷矿沟组】 Linkuanggou Fm 时代属早寒武世。分布于新疆霍城县果子沟和精河县科古琴一带。以黑色含磷硅质粉砂岩为主夹团块状灰岩,含有上下两个磷矿层,其底部为厚 0.5 米的黑色、深灰色砾岩。与下伏震旦系塔里萨依组冰碛岩和上覆霍城组均呈假整合接触,厚 40 米。在粉砂质硅质泥质岩中曾发现有 Redlichiids 类三叶虫,属浅海沉积环境。

【明心寺组】 Mingxinsi Fm 曾称**明心寺层**。时代属早寒武世沧浪铺期早期。下部还包括部分筇竹寺期晚期的沉积。主要分布于贵州境内,岩性一般较稳定。下段为粉砂质泥岩、钙质页岩、粉砂质页岩和泥质粉砂岩夹泥质灰岩团块和条带,厚 134 米,含三叶虫 *Zhenbaspis*, *Qingkouia* 和金臂虫 *Tsunyiella*;中段为泥质条带灰岩、粉砂质泥灰岩夹页岩,厚 42 米,含丰富的直板型古杯类 *Ajacicyathus*, *Coscinocyathus*, *Rotundocyathus* 等和三叶虫 *Kueichowia*, *Pseudoredlichia*, *Hupeidiscus* 和 *Shizhudiscus*(即 *Tsunyidiscus*)等;上段为泥岩、粉砂质泥岩夹泥质、石英质粉砂岩,见砂质蠕虫状构造,厚 75 米,含三叶虫 *Drepanuroides*, *Szechuanaspis* 及软舌螺。与下伏牛蹄塘组、上覆金顶山组均呈整合接触。为远岸浅水陆棚沉积环境。三叶虫可建:① *Zhenbaspis-Hupeidiscus* 组合带,② *Kueichowia-Pseudoredlichia* 组合带,③ *Drepanuroides-Yinites tipicalis* 组合带和④ *Metaredlichioides-Chengkouia* 组合带(黔中地区)。

【牛蹄塘组】 Niutitang Fm 曾称**牛蹄塘页岩**。时代主要属早寒武世筇竹寺期。各地顶界层位不一,具有穿时性。命名地点在贵州遵义市牛蹄塘村,广泛分布于贵州、扬子区中、东区和湘黔交界地区。下部为黑色炭质页岩,中上部为黑色炭质页岩夹灰绿色砂质页岩,底部为黑色硅质页岩、硅质岩夹黑色磷块岩。与下伏灯影组和上覆明心寺组均呈整合接触,厚 218 米。含 *Tsunyidiscus niutitangensis* 带。它代表水体较深的缺氧沉积,显示海平面上升的海侵层。

【欧龙布鲁克群】 Olongbluk Gr 时代属中寒武世晚期至晚寒武世。下部以紫红色页岩为主,夹有灰色薄层灰岩和泥质灰岩,中部为厚层灰岩及鲕状灰岩,上部为薄层泥质灰岩和白云质灰岩。与下伏小高炉组呈假整合接触,与上覆奥陶系多泉山组呈整合接触。厚 865 米。中部含三叶虫 *Taitzuia olongblukensis*,上部含 *Liostracina kransei*, *Blackwelderia* sp., *Chuangia* sp. 等。在青海柴达木盆地欧龙布鲁克和石灰沟地区出露较全,在石灰沟一带,灰岩更为发育,含张夏期三叶虫 *Taitzuia* sp., *Parakotuia truncata* 和长山期三叶虫 *Eochuangia* sp., *Chuangia* sp., *Maladioides* sp., *Changshania* sp., *Kaolishania* sp.,厚约 400 米。

【清虚洞组】 Qingxudong Fm 时代属早寒武世龙王庙期至中寒武世早期。命名地点在贵州湄潭县城东南清虚洞。分布于扬子区中区、东区至湘西凤凰一带。下段为灰、深灰色厚层块状灰

岩，含丰富的三叶虫 *Redlichia murakamii* 及 *Hoffetella* sp. 等，厚 38 米；中段为灰色厚层豹皮状条带白云质灰岩、钙质白云岩夹条带状灰岩，含 *R. murakamii*，厚 112 米；上段为灰色薄至厚层白云岩、泥质白云岩夹叶片状白云岩及钙质、泥质含云母粉砂岩，含 *Redlichia guizhouensis* 及大量的小型 Ptychopariids 类三叶虫，厚 58 米。与下伏金顶山组或杷榔组和上覆高台组均为整合接触。属浅海沉积。可建两个三叶虫带：下为 *Redlichia murakamii-Hoffetella* 带；上为 *Redlichia guizhouensis-R. nobilis* 带。

【石冷水组】 Shilengshui Fm 时代属中寒武世。分布于扬子区中区、东区。由白云岩组成，是黔北地区含石膏及膏盐矿物假晶的主要层位。下段为灰至浅灰色中厚至厚层微至细粒白云岩，具豹皮状和条带状构造，厚 40 米；中段为灰、浅灰色薄层叶片状、蛋壳状白云岩，夹中厚至厚层细粒白云岩、角砾状白云岩，底部砂泥质白云岩夹层中含三叶虫 *Shilengshuia*，*Jiubaspis*，*Manchuriella*，*Proasaphiscus*，顶部砂泥质白云岩夹层中含三叶虫 *Manchuriella guizhouensis*，厚 136 米；上段为灰、浅灰色薄层夹页片状白云岩及中至厚层角砾状白云岩，厚 65 米。与下伏高台组和上覆娄山关群均为整合接触。化石带自下而上为① *Shilengshuia-Jiubaspis* 组合带和② *Manchuriella guizhouensis* 带。属半局限海台地相沉积。

【突尔沙克塔格群】 Tursaktag Gr 时代属晚寒武世至早奥陶世。分布于天山东部。命名地点新疆尉犁县兴地村以北约 25 千米处莫钦库都克附近的突尔沙克塔格。本组为海相碳酸盐沉积，以深灰色薄层灰岩及厚层灰岩为主，夹泥灰岩、砾状和竹叶状灰岩，富含三叶虫 *Glyptagnostus*，*Pseudagnostus*，*Liostracina*，*Prochuangia*，*Proceratopyge* 等。厚约 302 米，与下伏莫合尔山群呈整合接触。

奥 陶 系

【奥陶系】 Ordovician System 奥陶纪时期形成的地层。分为下、中、上三个统。2001 年全国地层委员将中国的奥陶系划为六个阶分属三个统：下统新厂阶，道保湾阶；中统大湾阶、达瑞威尔阶和上统艾家山阶、钱塘江阶。由于各国奥陶系的分统界线多不一致，国际上近来趋向是不分统只分阶，或把阶改为统一级。例如英国的奥陶系共分 15 个笔石带，曾分属 6 个阶或统，自下而上为：特里马道克、阿雷尼格、兰维恩、兰代洛、卡拉多克、阿什极尔阶或统。美国过去把奥陶系分为三个统，自下而上为：加拿大统、占勃兰统和辛辛那提统。2000 年国际地质科学联合会国际地层委员会将奥陶系三分，下统含已确定的底部特里马道克阶，中统含已确定的上部达瑞威尔阶和上统（其余层位尚未正式建阶）。古地理方面，在中国，奥陶纪海侵范围与寒武纪大致相似，但出现了岩相和生物群的分异现象，中期海侵范围最广，晚期在华北及东北南部发生了普遍海退现象。当时，华北及东北南部，地形低平，浅海广布，岩性稳定，奥陶系以灰岩及白云岩沉积为主，并含火山岩系；动物群除早期有笔石外，以鹦鹉螺类最重要，如 *Manchuroceras*，*Coreanoceras*，*Armenoceras*；华南区地形比较复杂，岩相分异明显，出现笔石页岩相和壳灰岩相，以含 *Sinoceras* 为其特征；西北区岩相变异更为显著，以火山岩发育，大部分岩层变质、厚度巨大为特征，动物群在祁连山和天山地区以东南型为主，混生少数北方型，在鄂尔多斯台缘及天山以北地区以北方型为主；东北北部，仅大小兴安岭出露奥陶系，以碎屑沉积为主，夹有火山岩系，厚度巨大，岩层变质，动物群为东南型；西藏珠穆朗玛峰地区奥陶系以灰岩为主，早期动物群为北方型，中期为南方型。沉积矿产有华北亮甲山组及马家沟组的石灰岩，山西马家沟组上部的石膏，西北、华北及华南奥陶系中的铁矿，贵州及河北奥陶系中发现油苗等等。国际地质科学联合会国际地层委员会将全球奥陶系的统、阶、关键性动物群标志与部分区域性地层单位的对比关系列表如下：

全球奥陶系划分对比表（国际地科联地层委员会，2000）

系	统	阶 国际标准	关键的笔石/牙形石生物带
奥陶系	上统		←*P. accuminatus*（GSSP - Dob's Lin）
			←*D. complanatus* 或
		?	←*A. ordovicicus*（c）
	中统	达瑞威尔阶	←*N. gracilis*
			←*U. austrodentatus*（GSSP - 黄泥塘）
	下统		←*T. laevis*（c）
			←*T. approximatus*
		特里马道克阶	←*I. fluctivagus*（c）（GSSP - Green Point）

奥陶系传统区域性划分方案
（部分单元将有可能用来作为国际阶名）

英国	波罗的-斯堪的纳维亚	北美	澳大利亚	中国	
阿什极尔阶	Harjuan	辛辛那提 Cincinnatian	Bolindian	钱塘江阶	443 Ma
卡拉多克阶			Eastonian		
达瑞威尔阶	Viruan	莫蒙克 Mohawkian	Gisbornian	艾家山阶	
阿雷尼格阶	Kundan	Whiterockian	Darriwilian Yapeenian Gastlemainian	浙江阶	
	Volkhovian			玉山阶	
	Latorpian	Ibexian	Chewtonian Bendigonian		
特里马道克阶	Tremadocian		Lancefieldian	宜昌阶	495 Ma

【宜昌统】 Yichangian Series 曾是中国南方下奥陶统的专名，包括现在的新厂阶和宁国阶。原（1962）包括三峡区的南津关组、分乡组、红花园组和大湾组，后又把牯牛潭组归入宜昌统。现已停止使用。

【扬子统】 Yangzian Series 曾是中国南方下奥陶统专名。底界与下宁国阶一致，与道保湾阶底界大致吻合。层位与英国阿雷尼格阶—兰维恩阶相当。现已停止使用。

【艾家山统】 Aijiashanian Series 曾是中国南方中奥陶统的专名，包括现在的胡乐阶和涝江阶。原（1962）包括三峡区牯牛潭组、庙坡组和宝塔石灰岩。现已停止使用。

【钱塘江统】 Qiantangjiangian Series 曾是中国南方上奥陶统的专名。包括现在的石口阶和五峰阶。原（1962）包括浙江的黄泥岗组和于潜组；湖北的临湘组和五峰组；在中国西南一些地区奥陶系顶部还包括观音桥层。已停止使用。

【新厂阶】 Xinchangian Stage 是中国笔石相地区下奥陶统下部的一个阶，大致与欧洲的特里马道克阶相当。在命名地自下而上包含三个笔石带：① *Staurograptus-Anisograptus* 带，② *Aletogra-*

ptus-Triograptus 带，③ *Adelograptus-Clonograptus* 带；在华北及东北南部与第一笔石带相当的为 *Dictyonema flabelliforme* 带，与第二笔石带相当的为 *Callograptus* 带；在三峡区与第三笔石带相当的为 *Acanthograptus sinensis* 带；在秦岭也发现相当此阶的 *Clonograptus-Niobella* 动物群；在西祁连山该阶地层为壳相 *Ceratopyge-Apatokephalus* 三叶虫动物群所代替。新厂阶一名源自广东台山新厂。由于广东台山县新厂剖面的顶，底部均有一段层位缺少化石证据，使新厂阶的定义不够完善。为此，全国地层委员会(2002 年)在公布《中国区域年代地层(地质年代)表》说明书时，将该阶的层型剖面另选至化石带序列更为齐全的吉林省浑江大阳岔处。暂定，新厂阶的底界以牙形石 *Cordylodus lindstromi* 的首现为标志；阶内自下而上包含七个笔石带：① *Rhabdinopora taojiangensis*(= *R. praeparabola*)带，② *R.*? *parabola* 带，③ *Anisograptus matanensis* 带，④ *R. flabelliformis anglica* 带，⑤ *Psigraptus* 带，⑥ *Kiaerograptus*/*Adelograptus* 带，⑦ *Hunnerograptus copiosus*/*Clonograptus* s.s. 带。

【宁国阶】 Ningguoan Stage 位于新厂阶之上，胡乐阶之下，是中国下奥陶统上部的一个阶，大致与欧洲的阿雷尼格阶及兰维恩阶相当。自下而上包含九个笔石带：① *Tetragraptus* (*Etagraptus*) *approximatus* 带，② *Tetragraptus fruticosus* 带，③ *Didymograptus* "*protobifidus*" 带，④ *Didymograptus abnormis* 带，⑤ *Oncograptus* 带，⑥ *Cardiograptus amplus* 带，⑦ *Glyptograptus austrodentatus* 带，⑧ *Amplexograptus confertus* 带和⑨ *Pterograptus elegans* 带。宁国阶主要发育于皖南、浙西、赣东北等地；在秦岭和西天山也发现本阶下部的几个笔石带；在西南地区其中某些笔石带又为另外一些笔石带所代替；在三峡区、西北、华北及东北南部相变为以鹦鹉螺类为主的壳灰岩相。宁国阶一名源自皖南宁国县。现已停止使用。

【两河口阶】 Lianghekouan Stage 曾用于华中、西南区地台型或准地台型混合相下奥陶统的第一个阶，位于寒武系之上，下奥陶统红花园阶之下，包括三游洞群顶部，南津关组和分乡组。本阶含有牙形石、笔石、头足类等，自下而上包含七个生物带：① *Drepanodus simplex* 带，② *Dictyonema flabelliforme yichangense* 带，③ *Asaphellus inflatus* 带，④ *Dactylocephallus dactyloides* 带，⑤ *Asaphopsis immanis* 带，⑥ *Acanthograptus sinensis-Tungtzuella* 带，⑦ *Adelograptus* 带。两河口阶一名源自湖北宜昌黄花场两河口，本阶与冒地槽型笔石相新厂阶大致相当。现已停止作用。

【红花园阶】 Hunghuayuanian Stage 曾用于华中西南区地台型混合相下奥陶统的第二个阶，位于两河口阶之上，大湾阶之下。本阶以含有头足类 *Manchuroceras-Coreanoceras* 组合为特征，包含两个牙形石带，上部 *Serratognathus diversus* 带，下部 *Oepikodus evae-Bergstroemognathus extensus* 带。本阶大致与冒地槽型笔石相宁国阶下部的 3 个笔石带(1～3)相当。红花园阶一名源自贵州桐梓红花园。现已停止使用。

【道保湾阶】 Daobaowanian Stage 位于新厂阶之上，中奥陶统大湾阶之下，是中国下奥陶统上部的一个阶，层型剖面位于湖北省宜昌市黄花场公路旁的道保湾处。道保湾阶的底界以牙形石 *Oepikodus communis* 的首现为标志，并伴生有几丁虫 *Eremochitina baculata* 带的分子。在层型剖面处，本阶内自下而上包括两个牙形石带：*Oepikodus communis* 带和 *O. evae* 带，并含笔石带 *Didymograptus deflexus*/*D. protobifidus* 带的下部；在笔石相地区，相当于本阶内自下而上包括了三个笔石带：*Tetragraptus*(*Etagraptus*) *approximatus* 带，*Pendeograptus fruticosus* 带和 *Didymograptus deflexus* 带的一部分。

【胡乐阶】 Hulean Stage 曾用于位于宁国阶之上，赫江阶之下的一个阶，大致与欧洲的兰代洛阶和卡拉多克阶底部相当。自下而上包含三个笔石带：① *Glossograptus hincksii* 带，② *Nemagraptus gracilis* 带和③ *Dicranograptus sinensis* 带。在西南地区与第一带相当的为 *Gymnograptus linnarsoni* 带。除在华北及东北南部为壳相外，笔石相或混合相广泛分布于南方、西北等地。胡乐阶一名源自皖南宁国县胡乐司。现已停止使用。

【赫江阶】 Hanjiangian Stage 曾用于位于胡乐阶之上，石口阶以下的一个阶，大致与欧洲的卡拉多克阶中部相当。赫江阶含有两个笔石带，下部 *Climacograptus* var. *diplacanthus* 带，上部 *Dicellograptus angulatus-Climacograptus spiniferus* 带。在湘中磨刀溪和陕西陇县龙门洞地区相当本阶的笔石带也很发育。在华北、鄂西、皖南、浙西等地多相变为以鹦鹉螺为主的壳灰岩相。赫江阶一名源自江西永新县赫江。现已停止使用。

【石口阶】 Shikouan Stage 曾用于位于赫江阶之上，五峰阶之下，是中国上奥陶统的一个阶，大致与欧洲的卡拉多克阶上部相当。石口阶含有一个笔石带，即 *Orthograptus quadrimucronatus* 带。在祁连山和新疆柯坪地区也有此带，但为 *Climacograptus papilia* 带所代替。石口阶一名源自江西永新石口。现已停止使用。

【大湾阶】 Dawanian Stage 位于下奥陶统道保湾阶之上，中奥陶统上部达瑞威尔阶之下，层型剖面位于湖北省宜昌市黄花场。大湾阶的底界以牙形石 *Baltoniodus triangularis* 的首现为标志。阶内自下而上包括四个牙形石带：*Baltoniodus triangularis* 带，*B. navis* 带，*Paroistodus originalis* 带和 *Microzarkodina parva* 带。在笔石相地区，相当于本阶内自下而上包括三个笔石带：*Didymograptus abnormis* 带，*Oncograptus* 带和 *Cardiograptus amplus* 带。

【达瑞威尔阶】 Darriwilian Stage 位于大湾阶之上，上奥陶统艾家山阶之下。达瑞威尔阶原为澳大利亚中奥陶统上部的一个阶，2000 年国际地层委员会已将该阶名用于《国际地层表》中，并经国际地层委员会和国际地质科学联合会批准，将该阶底界线层型剖面和点(GSSP)确立在中国的浙江长山附近的黄泥塘处，因此中国现在也沿用该阶名。达瑞威尔阶的底界以笔石 *Undulograptus austrodendatus* 的首现为标志。阶内自下而上包括四个生物带：① *Undulograptus austrodendatus* 生物带(又分下部 *Arienigraptus zhejiangensis* 亚带和上部 *Undulograptus sinicus* 亚带)，② *Acrograptus ellesae* 生物带，③ *Nicholsonograptus fasciculatus* 生物带，④ *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* 生物带(又分下部 *Pterograptus elegans* 亚带和上部 *Didymograptus* (*D.*) *jiangxiensis* 亚带)。

【牯牛潭阶】 Guniutanian Stage 曾用于华中、西南地区地台型混合相下奥陶统的一个阶，位于大湾阶之上、庙坡阶之下。本阶富含头足类，包含二个组合，下部 *Meitanoceras-Dideroceras wahlenbergi* 组合，上部 *Sinoceras yichangense* 组合。本阶与冒地槽型笔石相宁国阶上部的两个笔石带(8～9)大致相当。牯牛潭阶一名源自宜昌分乡牯牛潭。现已停止使用。

【艾家山阶】 Aijiashanian Stage 位于中奥陶统上部达瑞威尔阶之上，上奥陶统顶部的钱塘江阶之下。层型剖面选在四川省城口县东南 40 余千米处的新开公路旁(距廖子口镇约 2 千米)。艾家山阶的底界以笔石 *Nemagraptus gracilis* 的首现为标志。阶内自下而上包括四个笔石带：① *Nemagraptus gracilis* 带，② *Climacograptus* (*Cl.*) *wilsoni-Cl.* (*Cl.*) *hicornis* 带，③ *Dicranograptus clingani* 带，④ *Climacograptus* (*Diplacanthograptus*) *spiniferus* 带。

【庙坡阶】 Miaopoan Stage 曾用于华中、西南区地台型混合相中奥陶统的一个阶，位于牯牛潭阶之上，宝塔阶之下。本阶含

有笔石、三叶虫、头足类、海林檎、珊瑚等动物群，自下而上包含三个笔石带：① *Glyptograptus teretiusculus* 带，② *Nemagraptus gracilis* 带，③ *Corynoides calicalaris* 带。本阶大致相当于英国的兰代洛阶和卡拉多克阶底部，与胡乐阶可以对比。庙坡阶一名源自宜昌分乡庙坡。现已停止使用。

【宝塔阶】 Baotan(Pagodian) Stage 曾用于华中西南区地台型壳相上奥陶统的一个阶，位于庙坡阶之上，临湘阶之下。本阶为壳相，含有头足类、三叶虫、珊瑚、牙形石、笔石等，以含头足类 *Sinoceras chinense-Michelinoceras elongatum* 组合为特征。本阶大体上与冒地槽型漪江阶可对比。宝塔阶一名源自该地层中所含中国震旦角石貌似宝塔而得名。现已停止使用。

【钱塘江阶】 Qiantangjiangian Stage 为中国奥陶系顶部的一个阶，位于艾家山阶之上，下志留统龙马溪阶之下。层型剖面选在湖北省远安县荀家垭。钱塘江阶的底界以三叶虫 *Nankinolithus* 的首现为标志。阶内自下而上包括五个笔石带：① *Dicellograptus complanatus*（= 三叶虫 *Nankinolithus* 层位）带，② *Dicellograptus complexus* 带，③ *Paraorthograptus pacificus* 带（包括 *Pararetiolithus sinensis* 亚带，*Tangyagraptus typicus* 亚带和 *Diceratograptus mirus* 亚带），④ *Normalograptus bohemicus-N. extraordinarius* 带，⑤ *Glyptograptus persculptus* 带。

【临湘阶】 Linxiangian Stage 曾用于华中西南区地台型壳相上奥陶统的一个阶，位于宝塔阶之上，五峰阶之下。本阶含三叶虫，腕足类等，以含 *Nankinolithus nankinensis* 为特征。本阶可与笔石相的石口阶对比。临湘阶一名源自湖南临湘。现已停止使用。

【五峰阶】 Wufengian Stage 位于石口阶之上，曾用于中国上奥陶统顶部的一个阶，大致与欧洲的阿什极尔阶相当。五峰阶自下而上含有六个笔石带：① *Pleurograptus lui* 带、② *Dicellograptus szechuanensis* 带；③ *Tangyagraptus typicus* 带；④ *Diceratograptus mirus* 带；⑤ *Paraorthograptus typicus* 带和⑥ *Diplograptus bohemicus* 带。后人厘定为五个化石带，自下而上为：① *Dicellograptus complexus* 带，② *Tangyagraptus typicus* 带，③ *Paraorthograptus-Diceratograptus mirus* 带，④ *Diplograptus bohemicus* 带，⑤ *Hirnantia-Kinnella* 带。笔石相广泛分布于南方、西北等地区。五峰阶一名源自湖北五峰渔洋关。现已停止使用。

【特里马道克阶】 Tremadocian Stage 是欧洲奥陶系最底部的一个阶。特里马道克阶含有两个笔石带，以 *Dictyonema flabelliforme* 为其底界。然而，在英国则把特里马道克阶归入寒武系顶部。阶名源自英国威尔士的特里马道克(Tremadoc)。现为国际通用下奥陶统下部的一个阶。

【阿雷尼格阶】 Arenigian Stage 是欧洲奥陶系特里马道克阶之上，兰维恩阶之下的一个阶。含四个笔石带，以产两枝平伸的 *Didymograptus* 为其特征。阿雷尼格阶一名源自英国威尔士的阿雷尼格(Arenig)。

【兰维恩阶】 Llanvirnian Stage 是欧洲奥陶系阿雷尼格阶之上，兰代洛阶以下的一个阶。兰维恩阶含有两个下垂对笔石带，下带为 *Didymograptus bifidus* 带，上带为 *Didymograptus murchisoni* 带。兰维恩阶一名源自英国圣德维兹附近的兰维恩(Llanvirn)。

【兰代洛阶】 Llandeilian Stage 是欧洲奥陶系兰维恩阶之上，卡拉多克阶以下的一个阶。兰代洛阶含有一个笔石带 *Glyptograptus teretiusculus* 带。兰代洛阶一名源自英国威尔士的兰代洛(Llandeilo)。

【卡拉多克阶】 Caradocian Stage 是欧洲奥陶系兰代洛阶之上，阿什极尔阶以下的一个阶。卡拉多克阶含有五个笔石带，以产 *Nemagraptus*，*Dicranograptus* 等为其特征。卡拉多克阶一名源自英国希罗普郡的卡拉多克(Caradoc)。

【阿什极尔阶】 Ashgillian Stage 是欧洲奥陶系最顶部的一个阶，位于卡拉多克阶之上。阿什极尔阶含有两个叉笔石带，下部为 *Dicellograptus complanatus* 带，上部为 *Dicellograptus anceps* 带。阿什极尔阶一名源自英国的阿什极尔(Ashgill)。

【加拿大统】 Canadian Series 是北美下奥陶统的专称。由于在加拿大东南部发育较好而得名。

【占勃兰统】 Champlainian Series 是北美中奥陶统的专称，包括下部瑟西阶和上部莫豪克阶。占勃兰统一名源自美国纽约州的占勃兰湖区(Lake Champlain)。

【瑟西阶】 Chazyan Stage 是北美奥陶系占勃兰统下部的一个阶。瑟西阶一名源自美国纽约州东北角占勃兰湖西边的瑟西区(Chazy)。

【莫豪克阶】 Mohawkian Stage 为北美奥陶系占勃兰统上部的一个阶，包括下部**黑河亚阶**(Blackriverian Substage)和上部**特仑登亚阶**(Trentonian Substage)。莫豪克阶一名源自美国阿德朗达克山脉西南的莫豪克河谷(Mohawk River Valley)。

【辛辛那提统】 Cincinnatian Series 辛辛那提统一名源自美国的辛辛那提(Cincinati)，是北美上奥陶统的专称。自下而上包括艾登阶(Edenian)、马斯威尔阶(Maysvillian)、瑞奇芒德阶(Richmondian)和戈马奇阶(Gamachian)。

【冶里组】 Yeli Fm 曾称**冶里石灰岩**。时代属早奥陶世新厂期。分布于华北及东北南部。命名地点在河北唐山赵各庄冶里。为浅海相碳酸盐沉积，由灰绿色薄层灰岩夹黄绿色、灰黑色页岩组成，底部为黑色厚层灰岩，其中含黄铁矿结核，厚 118 米，自下而上含三个笔石带：① *Dictyonema-Asaphellus* 带，② *Callograptus* 带，③ *Dichograptus* 带。与下伏上寒武统凤山组呈整合接触。

【亮甲山组】 Liangjiashan Fm 曾称**亮甲山层**。时代属早奥陶世新厂期晚期至道保湾期早期。相当于欧洲阿雷尼格期中期，分布于华北及东北南部。命名地点在河北秦皇岛北石门寨北 1 千米的亮甲山。为浅海相碳酸盐沉积，由下部黄色白云质石灰岩和上部厚层含燧石结核石灰岩组成，含角石 *Manchuroceras*，*Coreanoceras*；蛇卷螺(*Ophileta*)；似古杯(*Archaeoscyphia*)；四笔石(*Tetragraptus*)等。共厚 132 米。与下伏冶里组呈整合接触。

【马家沟组】 Majiagou(Machiakou) Fm 曾称**马家沟石灰岩**。时代属中奥陶世大湾期晚期至达瑞威尔期。相当于欧洲的阿雷尼格晚期至兰代洛期，分布于华北及东北南部。命地点在河北开平盆地冶里附近的马家沟。由块状灰岩组成，自下而上含四个化石带：*Eoisotelus orientalis* 带，*Stereoplasmoceras pseudoseptum* 带，*Discoactinoceras-Lophospira yentaiensis* 带，*Tofangoceras pauciannulatum* 带。厚约 150 米。与下伏北庵庄组呈整合接触。

【南津关组】 Nanjinguan Fm 曾称**南津关石灰岩**。时代属早奥陶世新厂期早中期。分布于鄂西一带。命名地点在湖北宜昌南津关。为浅海相碳酸盐沉积，以灰色厚层石灰岩及厚层含鲕粒砂屑灰岩及生物碎屑灰岩为主，底部夹少许钙质页岩或黄绿色页岩。含两个化石带，上为 *Asaphopsis immanis* 带，下为 *Dactylocephalus dactyloides* 带。厚 50 米。与下伏三游洞组呈整合接触。

【分乡组】 Fenxiang Fm 曾称**分乡页岩**。时代属早奥陶世新厂期晚期。相当于 *Dichograptus* 带，分布于鄂西一带。命名地点在湖北宜昌分乡场。为浅海相碳酸盐及泥质沉积，以灰色薄层石灰岩为主夹黄绿色页岩。含一个化石带，即 *Acanthograptus-Tungtzuella* 带。厚 53 米。与下伏南津关组呈整合接触。

【红花园组】 Honghuayuan Fm 曾称**红花园石灰岩**。时代属早奥陶世新厂期晚期至道保湾期早期。相当于欧洲阿雷尼格期早期 *Didymograptus deflexus* 带,分布于鄂西及贵州一带。命名地点在贵州桐梓县以南的红花园附近。为浅海相碳酸盐沉积,为深灰色至黑色厚层灰岩。含角石 *Coreanoceras*, *Manchuroceras*,海绵 *Calathius*,蛇卷螺 *Ophileta* 等。厚 20 ~ 30 米。与下伏分乡组呈整合接触。本组与华北的亮甲山组大致相当。

【大湾组】 Dawan Fm 时代属中奥陶世大湾期。相当于欧洲阿雷尼格期中晚期,分布于鄂西一带。命名地点在湖北宜昌分乡场大湾附近。为浅海相碳酸盐及泥质沉积,上部为灰绿色页岩夹瘤状灰岩;中部为红色薄层石灰岩,富含头足类化石;下部为青灰色瘤状石灰岩夹少许黄绿色页岩,含 *Yangtzeella*,故又称**扬子贝层**。本组自下而上包含三个化石带:①*Azygograptus suecicus* 带;② *Protocycloceras* 带;③ *Glyptograptus sinodentatus minor* 带。总厚 55 米。与下伏红花园组呈整合接触。

【牯牛潭组】 Guniutan Fm 曾称**牯牛潭石灰岩**。时代属中奥陶世达瑞威尔期,相当于欧洲兰维恩期。分布于鄂南一带。命名地点在湖北宜昌分乡场牯牛潭。为浅海相碳酸盐沉积,以灰色、红色瘤状灰岩为主,含头足类 *Sinoceras rudum*, *Kideroceras wahlenbergi*,腕足类 *Phraemorthis*, *Tetradontella* 等。厚 20 ~ 48 米。与下伏大湾组呈假整合接触。

【庙坡组】 Miaopo Fm 曾称**庙坡页岩**。时代属中奥陶世达瑞威尔期晚期至晚奥陶世艾家山期早期,相当于欧洲兰代洛期 *Glyptograptus teretiusculus* 带和卡拉多克期的 *Nemagraptus gracilis* 带。分布于鄂西一带。命名地点在宜昌分乡场庙坡。为浅海相泥质沉积,以黑色页岩为主,偶夹薄层灰岩及黄绿色页岩。含两个笔石带:上为 *Nemagraptus gracilis* 带,下为 *Glyptograptus teretiusculus* 带。厚 5 米。与下伏牯牛潭组呈整合接触。

【宝塔组】 Baota(Pagoda) Fm 曾称**宝塔石灰岩**。因含巨大直壳的鹦鹉螺类震旦角石等形似宝塔而得名。时代属晚奥陶世艾家山期。分布于鄂西、陕南及四川一带。命名地点在鄂西新滩龙马溪艾家山。为浅海相碳酸盐沉积,以厚层灰白及灰褐色干裂纹石灰岩为主,夹薄层泥质灰岩,含角石 *Sinoceras chinense* 等。厚 17 米。与下伏庙坡组呈整合接触。

【梅江组】 Meijiang Fm 时代属晚奥陶世艾家山期晚期。分布于鄂西及四川一带。命名地点在四川秀山大田坝。为浅海相碳酸盐沉积,以瘤状灰岩为主,含角石 *Richarsonoceras*,和少量 *Sinoceras*。厚约 13 米。与下伏宝塔组呈整合接触。贵州的马蹄石灰岩大致相当于宝塔组与梅江组之和。

【临湘组】 Linxiang Fm 曾称**临湘石灰岩**。时代属晚奥陶世钱塘江期早期,分布于鄂西及湘北一带。命名地点在湖南北部临湘五里牌附近。为浅海相碳酸盐沉积,以灰绿色瘤状灰岩为主。含三叶虫 *Nankinolithus* 等。厚 20 米。与下伏梅江组呈整合接触。

【五峰组】 Wufeng Fm 曾称**五峰页岩**。时代属晚奥陶世钱塘江期,相当于欧洲的阿什极尔期。分布于长江流域。命名地点在湖北五峰县东约 60 千米的渔洋关。为海相泥质沉积,以黑色页岩为主。富含笔石 *Pleurograptus lui*, *Dicellograptus szechuanensis*, *Tangyagraptus typicus*, *Diplograptus bohemicus* 等。厚仅数米。与下伏临湘组呈整合接触,与上覆志留系龙马溪组呈整合接触。

【印渚埠组】 Yinzhubu Fm 曾称**印渚埠页岩**。时代属早奥陶世新厂期至道保湾期早期。分布于皖南、浙西一带。命名地点在浙江于潜与分水间的印渚埠。为浅海相泥质沉积,以黄绿色页岩为主,间夹紫色及绿色页岩,底部有薄层瘤状灰岩数层,自下而上包含三个化石带:① *Dictyonema-Hysterolenus* 带,② *Clonograptus tenellus* 带,③ *Asaphopsis-Birmanites* 带。厚 150 米。与下伏上寒武统西阳山组呈整合接触。

【宁国组】 Ningguo (Ningkuo) Fm 曾称**宁国页岩**。时代属早奥陶世道保湾期晚期至中奥陶世达瑞威尔期早期,相当于欧洲的阿雷尼格期至兰维恩期。分布于浙西、皖南及赣东北一带。命名地点在安徽宁国胡乐司附近。为浅海相泥、硅质沉积,下部为灰绿色页岩,上部为黑色硅质页岩及硅质层。厚 140 ~ 150 米。自下而上包含九个笔石带:① *Tetragraptus approximatus* 带,② *T. fruticosus* 带,③ *Didymograptus deflexus* 带,④ *Azygograptus suecicus* 带,⑤ *Isograptus victoriae* 带,⑥ *Oncograptus magnus* 带,⑦ *Cardiograptus* 带,⑧ *Undulograptus austrodentatus* 带,⑨ *Paraglossograptus tentaculatus* 带(部分)。与下伏印渚埠组呈整合接触。

【胡乐组】 Hule Fm 曾称**胡乐页岩**。时代属中奥陶世达瑞威尔期晚期至晚奥陶世艾家山期早期。分布于浙西、皖南一带。命名地点在安徽宁国县城南 60 千米的胡乐司。为海相硅质、泥质沉积,以黑色硅质页岩为主间夹硅质层,顶部为棕色泥质页岩。自下而上包含三个笔石带:下带 *Dicranograptus* 带,中带 *Glossograptus hincksii-Trigonograptus lineatus* 带,上带 *Dicellograptus sextans-Climacograptus latus* 带;上带相当于英国的 *Nemagraptus gracilis* 带,中带相当于英国的 *Glyptograptus teretiusculus* 带。在浙西,胡乐组为黑色燧石夹炭质页岩,产 *Nemagraptus gracilis*,厚36 ~ 40 米,与下伏宁国组呈整合接触;有的只分两个带:下带 *Glyptograptns teretiusculus* 带;上带 *Dicranograptus nicholsoni diapason* 带;在浙西,胡乐组中盛产笔石 *Nemagraptus* 及 *Abrograptus*,自下而上包含三个笔石带:下带为 *Glyptograptus teretiusculus* 带;中带为 *Nemagraptus gracilis* 带;上带为 *Dicranograptus sinensis* 带。

【砚瓦山组】 Yanwashan (Yenwashan) Fm 曾称**砚瓦山石灰岩**。时代属晚奥陶世艾家山期中期。分布于浙西、皖南一带。命名地点在浙江西南的江山县与常山县交界的砚瓦山。为浅海相碳酸盐沉积,以浅灰绿色及紫黄色瘤状灰岩为主,下部含牙形石 *P. anserinus* 带和 *P. lingulatas* 带,另外普遍含鹦鹉螺 *Sinoceras chinense yanwashanense*, *Michelinoceras huangnigangense*,三叶虫 *Oualocephalus tetrasulcatus*, *Xiushuilithus xiushuiensis* 及介形虫等。厚 54 米。与下伏胡乐组呈整合接触。本组与华中的宝塔组大体相当。

【黄泥岗组】 Huangnigang Fm 曾称**黄泥岗页岩**。时代属晚奥陶世艾家山期晚期至钱塘江期早期。分布于浙西一带。命名地点在浙江江山县城北 3 千米的黄泥岗村西。为浅海相泥质沉积,以紫红色钙质页岩为主,偶夹黄色页岩。含一个三叶虫带,即 *Nankinolithus nankinensis* 带及介形虫。约与欧洲的卡拉多克期晚期的 *Pleurograptus linearis* 带相当。厚 45 米。与下伏砚瓦山组呈整合接触。

【于潜组】 Yuqian(Yuchien) Fm 曾称**于潜层**。时代属晚奥陶世钱塘江期中、晚期,相当于欧洲的阿什极尔期。分布于浙江北部。命名地点在浙江于潜县以南的塔山附近。为浅海相泥沙质沉积,以黄绿色页岩及砂岩为主,含 *Dicellograptus complanatus* var. *ornatus* 等笔石化石,厚 150 米。与下伏黄泥岗组及上覆志留系均为整合接触。在浙江西南部江山、常山的长坞页岩(长坞组)中含有 *Dicellograptus* cf. *complanatus*,出露不全,仅相当于潜组的下部。于潜组与华中、西南区的五峰组相当。

【三道坎组】 Sandaokan Fm 时代属早奥陶世,约相当于欧洲阿雷尼格期。分布于内蒙古桌子山地区。命名地点在内蒙古桌子山地区岗德尔山西坡三道坎一带。为浅海相砂质及碳酸盐沉

积,为浅灰色厚层石英砂岩与灰白色白云质灰岩和灰岩互层。含一个角石带 *Wutinoceras* 带,共生化石有 *Polydesmia*。厚约 50~60 米。与下伏上寒武统崮山组呈假整合接触。

【三衢山组】 Sanqushan Fm 曾称*三衢山石灰岩*。时代属晚奥陶世钱塘江期中期。命名剖面位于浙西常山西南的灰埠—宋畈。为一套碳酸盐沉积。最大厚度可达 1534 米。顶部为棕黄色钙质砂岩夹灰岩;上部为灰黑色薄层灰岩,含丰富的珊瑚 *Agetolites*, *Palaeofavosites*, *Plasmoporella*, *Catenipora* 等;中部为灰白色厚层灰岩,产珊瑚 *Sibiriolites* 等;下部为灰黑色灰岩,化石稀少。整合于黄泥岗组之上。

【桌子山组】 Zhuozishan Fm 时代属中奥陶世大湾期,相当于欧洲阿雷尼格期晚期。分布于内蒙古桌子山一带。为浅海相碳酸盐沉积,上部为灰色灰岩夹不纯灰岩,下部为厚层蓝灰色灰岩。含一个角石带 *Polydesmia-Ordosoceras* 带。多泡角石出现层位较低,向上鄂尔多斯角石显著增加,至中部全为 *Ordosoceras*、*Armenoceras* 及 *Michelinoceras* 等,厚 80~100 米。与下伏三道坎组呈整合接触。

【克里摩里组】 Kelimoli Fm 时代属中奥陶世晚期,约相当于欧洲的兰维恩期。分布于内蒙古桌子山地区。命名地点在内蒙古桌子山区拉什仲庙南的克里摩里一带。为浅海相沉积,以浅灰色、黑色薄层泥质灰岩为主,上部夹两层页岩。在顶部黑色页岩中含笔石 *Pterograptus elegans* 等;下部含笔石 *Amplexograptus confertus*,三叶虫 *Birmanites* 等。厚 60 米。与下伏桌子山组呈整合接触。

【乌拉力克组】 Wulalik Fm 曾称*乌拉力克层*。时代属中奥陶世最晚期,约相当于欧洲的兰代洛期。分布于内蒙古桌子山区。命名地点在内蒙古桌子山区岗德尔山南部乌拉力克沟。为浅海相泥沙质沉积,以深灰色砂质页岩为主。厚约 30 米。含一个笔石带 *Glyptograptus teretiusculus* 带,其中有 *Glossograptus hincksii* 等。本组与下伏克里摩里组呈整合接触。

【拉什仲组】 Lashizhong Fm 时代属晚奥陶世艾家山期,相当于欧洲卡拉多克期的 *Nemagraptus gracilis* 带。分布于内蒙古桌子山区。命名地点在内蒙古桌子山区拉什仲。为浅海相泥沙质沉积,以绿色砂岩及页岩为主,夹薄层透镜状灰岩,底部砂页岩互层中夹有砾岩层。页岩中含笔石、三叶虫及海林檎等化石,其中笔石有 *Nemagraptus*? sp., *Climacograptus bicornis* 等。厚 50~55 米。与下伏乌拉力克组呈整合接触,与上覆石炭系呈假整合接触。

【平凉组】 Pingliang Fm 时代属晚奥陶世艾家山期。分布于宁夏贺兰山、固原,甘肃平凉,陕西陇县、麟游一带。命名地点在平凉官庄。为浅海相钙质页岩及砂质页岩沉积,所含笔石相当于 *Glyptograptus teretiusculus* 带至 *Nemagraptus gracilis* 带。在陕西陇县龙门洞发现平凉组下部除了上述笔石带外,还包含 *Climacograptus peltifer* 带,上部含 *Dicranograptus* sp.。共厚 152 米。整合在相当宁国期晚期的薄层灰岩之上,与上覆背锅山组呈假整合接触。

【甲村群】 Jiacun(Chiatsun) Gr 时代属早奥陶世晚期至晚奥陶世早期,相当于欧洲的阿雷尼格期、兰维恩期、兰代洛期、卡拉多克期。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区。命名地点在西藏聂拉木的甲村一带。为浅海相碳酸盐沉积,根据岩性和化石可分为上下两个组:①下组为灰色灰岩,厚 788 米;下部含角石 *Ordosoceras*, *Manchuroceras* 和 *Wutinoceras* 等鹦鹉螺化石以及三叶虫 *Eucalymene* 和腹足类 *Maclurites*;上部产角石 *Dideroceras* 等。②上组为浅红色灰岩,厚 97 米;富含鹦鹉螺类 *Sinoceras chinense*, *Michelinoceras yui*, *Dideroceras*, *Parormoceras*, *Beloitoceras*, *Curtoceras* 等,本组大致相当于南方上奥陶统的庙坡组至梅江组。甲村群与下伏寒武系—奥陶系肉切村群呈整合接触。

【背锅山组】 Beiguoshan Fm 代表鄂尔多斯台缘含丰富珊瑚、腕足类、头足类、腹足类的晚奥陶世浅海灰岩相沉积,上部可局部夹碎屑岩。分布于宁夏固原,陕西陇县、千阳、礼泉、泾阳、耀县一带。命名地点在陕西陇县背锅山、曾以珊瑚 *Agetolites*, *Agetolitella* 和 *Sarcinula* 建带,厚 150~325 米。与下伏平凉组或灰岩(在礼泉至耀县一带)呈假整合接触。

【红山头组】 Hongshantou Fm 时代可能属晚奥陶世。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区。命名地在聂拉木以北的红山头一带。为浅海相泥质沉积,以棕色页岩为主。厚 70 米。仅含少量鹦鹉螺化石 *Michelinoceras*。与下伏甲村群呈整合接触。

【新厂组】 Xinchang Fm 时代属早奥陶世新厂期,大致与欧洲的特里马道克期相当。分布于广东台山一带。命名地点在广东台山西南部新厂村。为海相泥质沉积,主要为紫红色页岩,含笔石 *Staurograptus dichotomus*, *Anisograptus matanensis*, *Adelograptus* sp. 等。厚 45 米。与下伏寒武系八村群和上覆黄坑组均呈整合接触。

【七溪岭组】 Qixiling Fm 时代属早奥陶世道保湾期至中奥陶世,大致相当于欧洲阿雷尼格期晚期至兰维恩期。分布于江西西南部宁冈一带。命名地点在江西宁冈新城七溪岭附近。为海相硅质、砂质沉积,主要为灰黑色中薄层硅质板岩夹炭质板岩,含丰富的笔石,自下而上包含十个笔石带:① *Tetragratus approximatus* 带,② *Pendeograptus fruticosus* 带,③ *Didymograptus "protobifidus"* 带,④ *Didymograptus abnormis* 带,⑤ *Oncograptus magnus* 带,⑥ *Cardiograptus cor* 带,⑦ *Undulograptus austrodentatus* 带,⑧ *Paraglossograptus tantaculatus* 带,⑨ *Nicholsonograptus fasciculatus* 带,⑩ *Pterograptus elegans* 带。共厚 359 米。与下伏爵山沟组呈整合接触。

【陇溪组】 Longxi Fm 时代属晚奥陶世艾家山期早期,大致相当于欧洲的卡拉道克期的 *Nemagraptus gracilis* 带或稍高。分布于江西西南部。命名地点在江西永新西南的陇溪。为海相硅质泥砂沉积,主要由黑色硅质板岩及含硅质、炭质板岩组成。富含笔石 *Dicranograptus nicholsoni diapason*, *D. ziczac*, *D. yangtzensis*, *Cryptograptus tricornis* 等,厚 165 米。与下伏七溪岭组呈整合接触。大致与胡乐组或庙坡组相当。

【滮江组】 Hanjiang Fm 时代属晚奥陶世艾家山期晚期,约相当于欧洲的卡拉多克期中期。分布于江西西南部。命名地点在江西永新的滮江附近。为海相泥砂质沉积,主要由灰绿色细砂岩和板岩组成,厚达 1058 米。含两个笔石组合,下笔石组合以 *Climacograptus diplacanthus* 和 *Dicellograptus divaricatus* 为代表,上笔石组合以 *Climacograptus spiniferus* 和 *Dicellograptus angulatus* 为代表。与下伏陇溪组呈整合接触。大致与砚瓦山组或宝塔组全部或大部相当。

【石口组】 Shikou Fm 时代属晚奥陶世钱塘江期早期,大致相当于欧洲的卡拉多克期晚期。分布于江西西南部。命名地点在江西永新石口附近。为海相碎屑沉积,主要为灰绿色细砂岩夹青灰色板岩。含笔石 *Orthograptus quadrimucronatus*, *Climacograptus cuadatus* 等。厚 3126 米。与下伏滮江组呈整合接触。

【纳赤台群】 Naijtal Gr 为青海东昆仑布尔汗达山一带出露的一套变质绿片岩夹碳酸盐岩地层。自下而上分为哈拉巴依沟组,水泥厂组、石灰厂组。哈拉巴依沟组,为砂板岩互层,顶部为板岩、薄层灰岩、泥质灰岩和片状、角砾状大理岩互层,顶部灰岩中含三叶虫 *Annamitella* sp.。水泥厂组,主要为石英绿泥片岩、

杂砂岩、板岩，下部夹层纹状及鲕状大理岩和结晶灰岩，上部夹滑塌浊积岩，下部灰岩中含 *Foerstephyllum golmudense-Rhabdotetradium qinghaiense-Neoplesmoporella golmudensia* 组合的珊瑚。石灰厂组主要为大理岩、结晶灰岩，含 *Agetolites-Wormsipora-Plasmoporella* 组合的珊瑚，下部夹页岩、砂岩。总厚大于 4520 米。

【芭蕉口组】 Bajiaokou Fm　时代为晚奥陶世晚期。该组分布局限。命名剖面位于陕西紫阳芭蕉口村附近。为黑色含炭板岩、含硅质板岩、凝灰质板岩互层。与上覆志留系麻柳湾组硅质板岩和下伏任河组凝灰质板岩均呈整合接触。自下而上包含五个笔石带：*Amplexograptus disjunctus yangtzensis* 带，*Dicellograptus szechuanensis*（= *D. complexus*）带，*Diceratograptus mirus* 带，*Paraorthograptus pacificus* 带和 *Climacograptus extraodinarius* 带。厚 11.1～30.9 米。

【北庵庄组】 Bei'anzhuang Fm　时代属早奥陶世道保湾晚期至中奥陶世大湾期。分布于华北地区。命名剖面位于山东新泰汶南北庵庄。由白云岩和灰岩组成，下段以薄—中厚层白云岩为主，夹白云质或泥质灰岩，常含角砾，底部有时可见石英砂岩、砾岩或页片状—薄层白云岩、白云质或泥质灰岩；上段主要由中厚层灰岩组成，夹白云岩。与下伏地层及上覆马家沟组均呈假整合接触。富含头足类，自下而上为 *Polydesmia zuezshanensis* 带，*Ordosoceras quasilineatum* 带；河北唐山地区包含牙形石 *Aurilobodus leptosomatus-Loxodus dissectus* 带和 *Tangshanodus tangshanensis* 带；三叶虫 *Eoisotelus orientalis* 带及头足类 *Polydesmia* 带，层位与 *Didymograptus deflexus* 带至 *D. hirundo* 带大致相当。厚 263 米。

【峰峰组】 Fengfeng Fm　时代属晚奥陶世早期。分布于华北地台中部。为潮上至陆棚浅海沉积，下段为角砾状灰岩、泥灰岩、白云质灰岩、含石膏假晶白云质灰岩；上段以厚层灰岩为主，下部夹白云质灰岩，上部夹角砾状灰岩。底部以角砾状灰岩与下伏马家沟组呈假整合接触，与上覆石炭系呈假整合接触。在邯郸地区自下而上包含两个牙形石带 *Scandodus handanensis* 带，*Tasmanognathus sishuiensis* 带；两个头足类组合带 *Fengfengoceras-Streospyroceras* 组合带，*Strophomena-Rafinesquina* 组合带。层位与 *Husterograptus teretiusculus* 带至 *Climacograptus wilsoni* 带下部大致相当。厚 192 米。岩性稳定，但厚度变化大，薄者仅有几米，厚者可达 222 米。

【爵山沟组】 Jueshangou Fm　时代属早奥陶世早期。分布于江西永新、宁冈、崇义等地区。为绿黄色娟云绿泥石砂岩夹灰绿色板岩。厚度大于 559 米。与上覆七溪岭组和下伏八村群均呈整合接触。可与浙西的印渚埠组对比。厚 375～665 米。

【桥镇组】 Qiaozhen Fm　时代属早奥陶世，分布于陕西镇巴、紫阳、岚皋、镇坪一带。下部为条带状板岩、钙质板岩，含炭粉砂质板岩及泥质灰岩，上部夹砂质大理岩；上部为粉砂质板岩、条带状板岩，夹凝灰质或炭质板岩。底部以泥质灰岩的出现与下伏上寒武统顶部角砾状灰岩区分，顶部以上覆权河口组底部厚层砂岩的出现为分界标志。上、下均呈整合接触。化石稀少，上部含笔石 *Tetragraptus quadribrachiatus*，三叶虫 *Niobella* sp.，腹足类 *Obolus* sp.；高滩任河西岸本组下部含三叶虫 *Niobella* sp.，*Hysterolenus* sp. 等；岚皋花里溪大毛沟含笔石 *Dictyonema murragi*，*Clonograptus* sp.，三叶虫 *Niobella ziyangensis*，*Geragnostus* sp. 及腕足类，海百合茎。厚 1027m。厚 500～1478 米。

【权河口组】 Quanhekou Fm　时代属早奥陶世新厂期至中奥陶世大湾期。分布于陕西紫阳一带。下段主要为炭质板岩，底部具 1 米厚的厚层砂岩；上段为粉砂质板岩、砂质板岩、含炭粉砂岩。与下伏桥镇呈组整合接触，与上覆任河组呈假整合接触。下段化石丰富，含笔石、三叶虫、腕足类和甲壳化石，其中笔石自下而上包含 *Tetragraptus approximatus* 带，*Didymograptus filiformis* 带，*D.*（*Expanosograptus*）*abnormis* 带；上段有 *D.*（*E.*）cf. *hirundo* 发现。总厚 237 米。岩性稳定。

【新岭组】 Xinling Fm　时代属晚奥陶世钱塘江期中晚期。分布于浙西、皖南一带。为灰黄、灰绿色页岩、砂质页岩、粉砂岩和细粒砂岩。与下伏黄泥岗组及上覆下志留统霞乡组均呈整合接触。厚 344 米。自下而上包括三个笔石带，即 *Didymograptus complexus* 带，*A. leptothecalis-A. venustus* 带和 *Didymograptus mirus* 带。本组顶部的砂岩中不含化石，也有可能代表 *D. mirus* 带之上的层位。

志　留　系

【志留系】 Silurian System　志留纪时期形成的地层。志留系在波罗的海的哥特兰岛发育较好，故曾称**哥特兰系**（Gotlandian System）。志留系现分为下、中、上、顶四个统。在西欧（英国），下、中、上三个统分别称为兰多弗里统、文洛克统和拉德洛统。后来把英国志留系与泥盆系之间的过渡层——含鱼化石的当顿统置于志留系。在捷克斯洛伐克波希米亚地区，于拉德洛统之上还建立了普里多利统。中国志留系以华中、西南区发育较好。笔石相及介壳相均发育。长江下游宁镇山脉地区，志留系下部为笔石页岩，中部为壳相砂页岩，上部为砂岩，可能属介壳相。湘、粤、桂区，志留系发育不全，均为笔石页岩。西北区志留系以祁连山区发育较好，一系三分明显，下部为笔石页岩，中部为珊瑚灰岩与页岩互层，上部为红色砂岩。东北、内蒙古区志留系以吉林中部和小兴安岭发育较好，为碎屑岩夹珊瑚礁灰岩。西藏区志留系发育较全，为笔石页岩和珊瑚灰岩。火山岩相以滇西保山地区为代表。沉积矿产有川北、皖南、滇东、甘肃南部志留系中的煤、苏南中志留统的磷，滇东上志留统的铝土矿等。2001 年全国地层委员会将中国志留系四分，下统自下而上建有龙马溪阶、大中坝阶和紫阳阶，中统下部建有安康阶，上部尚未建阶，上统尚未建阶，顶统尚未建阶。

【兰多弗里统】 Llandoverian Series　位于奥陶系阿什极尔阶之上，中志留统文洛克统以下，现为国际下志留统的专名。兰多弗里统一名源自英国南威尔士的兰多弗里。又称**瓦伦统**（Valentian Series），瓦伦统一名源自苏格兰南部——古代省名瓦伦。自下而上包括鲁丹阶、埃朗阶和特里奇阶。

【鲁丹阶】 Rhuddanian Stage　是国际地层表中下志留统最底部一个阶，位于奥陶系顶部之上，下志留统埃朗阶之下。其底界即为志留系的底界，也是奥陶系与志留系的分界，以笔石 *Parakidograptus acuminatus* 和 *Akidograptus ascensus* 的首现为标志。目前，本阶的全球层型剖面和点（GSSP）定在英国苏格兰莫发地区 Dobb's Linn 剖面的 Birkhill 页岩组的底界之上 1.6 米处。

【埃朗阶】 Aeronian Stage　是国际地层表中下志留统中部的一个阶，位于鲁丹阶之上，特里奇阶之下。其底界以笔石 *Monograptus austerus sequens* 的首现为标志（也即笔石 *Monograptus triangulatus* 带的底）。本阶 GSSP 位于英国威尔士中南部兰多弗里地区 Cwm-coed-Aeron 农场以北的 Trefawr 林间小路上探槽 h 的 72 号化石点之底处。

【特里奇阶】 Telychian Stage　是国际地层表中下志留统上部的一个阶，位于埃朗阶之上，中志留统申伍德阶之下。其底界位于腕足类 *Eocoelia intermedia* 灭绝层位之上，*Eocoelia curtisi* 的首现层位之下，接近笔石 *Monograptus turriculatus* 带的底界处。本

阶 GSSP 位于英国威尔士中南部兰多弗里地区 Cefn Cerig 公路旁探槽 d 的 162 号化石点处。

【文洛克统】 Wenlockian Series 位于兰多弗里统之上，拉德洛统以下，现为国际中志留统的专名。文洛克统一名源自英国希洛普郡的文洛克。自下而上包括申伍德阶和侯默阶。

【申伍德阶】 Sheinwoodian Stage 是国际地层表中中志留统下部的一个阶，位于下志留统特里奇阶之上，中志留统上部侯默阶之下。其底界位置目前尚不很精确，大致位于疑源类第 5 生物带之底与牙形石 *Pterospathodus amorphognathoides* 的灭绝层位之间，可能接近笔石 *Cyrtograptus centrifugus* 带的底界处。本阶 GSSP 位于英国英格兰西南部施罗普郡 Apedale 附近 Hughley 小溪的岩石单位 G 的底部处。

【侯默阶】 Homerian Stage 是国际地层表中中志留统上部的一个阶，位于申伍德阶之上，上志留统下部戈斯特阶之下。其底界以笔石 *Cyrtograptus lundgreni* 的首现为标志（亦即位于 *C. Lundgreni* 笔石带的底界处）。本阶 GSSP 位于英国英格兰西南部施罗普郡侯默附近的 Whitwell Coppice 的小灌木林小溪剖面笔石生物带交叉点处。

【拉德洛统】 Ludlovian Series 位于文洛克统之上，普里多利统以下，现为国际上志留统的专名。拉德洛统一名源自英国希罗普郡的拉德洛。自下而上为戈斯特阶和卢德福德阶。

【戈斯特阶】 Gorstian Stage 是国际地层表中上志留统下部的一个阶，位于中志留统上部侯默阶之上，上志留统上部卢德福德阶之下。其底界目前尚不够精确，可能接近笔石 *Neodiversograptus nilssoni* 带的底界处。本阶 GSSP 位于英国英格兰西南部施罗普郡拉德洛的皮奇小灌木林（Pitch Coppice）采石场岩石单位 F 的底界处。

【卢德福德阶】 Ludfordian Stage 是国际地层表中上志留统上部的一个阶，位于戈斯特阶之上，普里多利统之下。其底界目前尚不够精确，可能接近笔石 *Saetograptus leintwardinensis* 带的底界处。本阶 GSSP 位于英国英格兰西南部施罗普郡拉德洛的太阳山（Sunnyhill）采石场岩石单位 C 的底界处。

【普里多利统】 Pridolian Series 位于拉德洛统之上，现为国际志留系顶志留统的专名。普里多利统一名源自波希米亚的普里多利，在英国叫当顿统。其底界位于笔石 *Monograptus parultimus* 的首现层位。统内目前尚未分阶。

【龙马溪统】 Longmaxian（Lungmuchi）Seies 曾是中国南方下志留统的专名，并与英国的兰多弗里统相比。龙马溪统包括龙马溪组、罗惹坪组和纱帽群的下部。目前本统名已停止使用。

【罗惹坪统】 Luorepingian（Lojopingian）Series 曾是中国南方中志留统的专名，并与英国的文洛克统相当。罗惹坪统一名源自三峡区的罗惹坪组。后经研究证明，罗惹坪组不属中志留统（文洛克统）而属下志留统（兰多弗里统），因此罗惹坪统一名已失去意义，现已废弃。

【纱帽统】 Shamaoan Series 曾是中国南方上志留统的专名，并与英国的拉德洛统相比。纱帽统一名源自三峡区的纱帽群。后经研究证明，纱帽群下部属下志留统（兰多弗里统），而其中上部则属中志留统（文洛克统），因此纱帽统一名已失去意义，现已废弃。

【龙马溪阶】 *Longmaxian Stage* 是中国志留系底部的一个阶，位于上奥陶统钱塘江阶之上，下志留统大中坝阶之下。层型剖面位于湖北宜昌北东约 42 千米的大中坝王家湾。龙马溪阶的底界在中国以笔石 *Akidograptus ascensus* 的首现为标志。阶内自下而上包括四个笔石带：① *Akidograptus ascensus* 带，② *Parakrdograptus acuminatus* 带，③ *Orthgraptus vesiculosus* 带，④ *Coronograptus cyphus* 带。

【大中坝阶】 Dazhongban Stage 是中国下志留统的第二个阶，位于龙马溪阶之上，紫阳阶之下，层型剖面位于湖北宜昌北东 40 余千米的大中坝王家湾公路旁。大中坝阶的底界以笔石 *Demirastrites triangulatus* 的首现为标志。阶内自下而上包括四个笔石带：① *Demirastrites triangulatus* 带，② *Pernerograptus argenteus* 带，③ *Demirastrites convolutus* 带，④ *Monograptus sedgwickii* 带。

【紫阳阶】 Ziyangian Stage 是中国下志留统上部的一个阶，位于大中坝阶之上，中志留统下部的安康阶之下，层型剖面位于陕西紫阳西南 10 千米芭蕉口的麻柳树湾至仙中沟口。紫阳阶的底界以笔石 *Spirograptus guerichi* 的首现为标志。阶内自下而上包括九个笔石带：① *Spirograptus guerichi* 带，② *Spirograptus turriculatus* 带，③ *Monograptus crispus* 带，④ *Streptograptus exiguus* 带，⑤ *Monoclimacis griestoniensis* 带，⑥ *Torguigraptus tullbergi* 带，⑦ *Oktavites spiralis* 带，⑧ *Cyrtograptus lapworthi* 带，⑨ *Cyrtograptus sakmaricus* 带。

【安康阶】 Ankangian Stage 是中国中志留统下部的一个阶，位于下志留统上部紫阳阶之上，层型剖面位于陕西安康地区紫阳西南 10 千米芭蕉口仙中沟口处。安康阶的底界以笔石 *Cyrtograptus insectus* 的首现为标志。阶内自下而上包括三个笔石带：*Cyrtograptus insectus* 带，*Cyrtograptus centrifugus* 带和 *Cyrtograptus murchisoni* 带。

【观音桥组】 Guanyinqiao Fm 原归属下志留统底部。分布于西南地区，如川、鄂、黔等省。命名地点在四川綦江观音桥。为浅海相介壳相灰岩、泥灰岩，含腕足 *Hirnantia* 动物群。厚度由不到一米至数米不等。与下伏上奥陶统五峰组呈整合接触。由于赫南特贝动物群过去发现于欧洲地区，均置于阿什极尔阶（Ashgillian）上部，属晚奥陶世晚期。因而观音桥组应属上奥陶统。目前有一种意见，将观音桥组归并于五峰组内，称观音桥段。

【龙马溪组】 Longmaxi（Langmachi）Fm 曾称**龙马溪页岩**、**龙马溪群**。属下志留统下部。分布于华中、西南地区和四川、湖北、贵州、湖南等省。命名地点在湖北秭归新滩龙马溪。为海相含粉砂泥质沉积。下部为黑色笔石页岩，上部为蓝灰色、黄绿色泥质或粉砂质页岩，含少量笔石。在宜昌大中坝剖面中，本组含笔石 *Glyptograptus persculptus* 带至 *Monograptus sedgwickii* 带，厚 488 米。与下伏上奥陶统观音桥组呈整合接触。

【罗惹坪组】 Luoreping Fm 时代属早志留世中期。分布于湖北宜昌一带。命名地点在宜昌罗惹坪（现名大中坝）。为浅海相泥质灰质沉积，下部为黄绿色泥岩夹灰质泥质粉砂岩，含笔石 *Monoclimacis*，*Glyptograptus*，*Pseudoclimacograptus*；腕足类 *Stricklandia*；珊瑚 *Densiphylloides*；三叶虫 *Ptililaenus* 等化石，厚 161 米；上部为黄绿色灰质泥岩、泥灰岩夹薄层灰岩，含珊瑚 *Palaeophyllum*，*Onychophyllum*，*Halysites*，*Catenipora*；腕足类“*Pentamerus*”；海百合 *Petalocrinus*；笔石 *Monoclimacis* 等化石，厚 137 米。与下伏龙马溪组呈整合接触。旧称之罗惹坪群仅相当于本组的上部。本组下部即为过去的龙马溪群的上部混合相地层。

【纱帽组】 Shamao Fm 时代属早志留世晚期。分布于鄂西峡区。命名地点在湖北宜昌罗惹坪以北的纱帽山。为浅海相泥砂质沉积，下部以黄绿色页岩为主夹泥质粉砂岩和砂岩，含笔石 *Petalolithus*，*Demirastrites*；三叶虫 *Latiproetus*，*Encrinuroides* 及腕足类等化石，厚 94 米，与下伏罗惹坪组呈整合接触；中部以黄绿色泥岩、页岩及灰绿色粉砂岩为主，底部为 1.8 米的紫红色泥岩，

含笔石 *Retioclimacis*；三叶虫 *Gaotania*；腕足类 *Nucleospira* 等化石，厚 356 米；上部以灰绿色砂岩为主，交错层理发育，厚 193 米，与上覆中泥盆统云台观组呈假整合接触。本组的顶界较贵州东北、四川东南的秀山组和贵州北部的韩家店群的顶界要低。

【香树园组】 Xiangshuyuan Fm　时代属早志留世中期。分布于贵州北部和东北部。命名地点在贵州石阡西北 5 千米的香树园附近。为海相泥质、灰质沉积，以黄褐、蓝灰色瘤状泥灰岩、生物灰岩为主，含腕足类 *Beitaia*，*Zygospiraella*，*Paraconchidium*；珊瑚 *Densiphylloides*，*Ceriaster* 以及海百合茎等化石，厚 76 米。与下伏龙马溪组呈整合接触。

【雷家屯组】 Leijiatun Fm　时代属早志留世晚期。分布于贵州北部和东北部、湖南石门、湖北宣恩等地。命名地点在贵州石阡西北 6 千米的雷家屯附近。为浅海相泥质灰质沉积，以黄绿色页岩夹生物灰岩为主，含珊瑚 *Codonophyllum*，*Stauria*，*Brachyelasma*；腕足类 *Stricklandia*，*Nucleospira*；花瓣海百合等化石，页岩中还含少量早志留世笔石。厚约 80 米。与下伏香树园组呈整合接触。

【溶溪组】 Rongxi Fm　时代属早志留世晚期。分布于贵州东北、四川东南、湖北西南、湖南西北等地。命名地点在四川秀山溶溪东南约 6 千米的溶溪-秀山公路旁。为浅海相泥沙质沉积，以紫红、灰绿等杂色页岩、泥岩夹粉砂岩为主，含海百合 *Pisocrinus*；笔石 *Hunanodendrum*；腕足类 *Nalivkinia* 等化石，厚 267 米，与下伏小河坝组呈整合接触。本组曾称**白沙组**。

【秀山组】 Xiushan Fm　时代属早志留世晚期。分布于贵州东北、湖南西北、四川东南、湖北西南等地。命名地点在四川秀山回星哨西北约 4 千米附近的公路旁。为浅海相泥砂质、灰质沉积，以黄绿、灰绿色页岩为主，夹砂岩、瘤状泥灰岩。在上部的瘤状泥灰岩、钙质页岩中含笔石 *Stomatograptus*，*Monograptus*；角石 *Sichuanoceras*；三叶虫 *Coronocephalus*；核螺贝、海百合等化石。厚 617 米。与下伏溶溪组呈整合接触。

【回星哨组】 Huixingshao Fm　时代属中志留世，分布于贵州石阡、印江，四川秀山等地。命名地点在四川秀山回星哨附近。为浅海相泥砂质沉积，以紫红、黄绿色泥质粉砂岩为主，含大甲类翼肢蛩（*Pterygorus*）及腹足类等化石。厚 118 米。与下伏秀山组呈整合接触，与上覆泥盆系（?）黄绿色粉砂岩、石英砂岩呈假整合接触。

【石器坡群】 Shiqipo Gr　时代属早志留世至中志留世早期。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区聂拉木甲村一带。命名地点在聂拉木甲村石器坡。为浅海相沉积，下组底部为砂岩，中部为黑色笔石页岩，富含笔石 *Climacograptus normalis*，*Monograptus priodon* 等，上部夹有珊瑚灰岩，含头足类角石 *Geisonoceras robustum*，*Columenoceras*，*Michelinoceras*（*Kopaninoceras*）*capax* 及珊瑚 *Favosites* 等，厚 90 米；上组为深灰色砂质灰岩夹深灰色页岩，含笔石 *Monoclimacis vomerina subgracilis*，*Pristiograptus dubius* 和头足类角石 *Michelinoceras*（*Kopeninoceras*）*jucundum* 等。由于上部为断层所截，仅存厚度 46 米。与下伏上奥陶统红山头组呈整合接触，与上覆下泥盆统凉泉组呈断层接触。

【连滩组】 Liantan Fm　曾称**连滩页岩**。时代属早志留世。分布于广东郁南连滩圩的文头山。为海相泥质沉积，下部为黄绿色板状页岩，中部为灰色至深灰色页岩，上部为黑色页岩，富含笔石，自下而上包含八个笔石带：① *Glyptograptus* aff. *persculptus* 带，② *Pristiograptus cyphus* 带，③ *Demirastrites triangulatus* 带，④ *Demirastrites convolutus* 带，⑤ *Monograptus sedgwickii* 带，⑥ *Streptograptus runcinatus-Rastrites maximus* 带，⑦ *Streptograptus crispus* 带，⑧ *Monoclimacis* cf. *griestoniensis* 带。本组共厚 200 米，与下伏奥陶系望江楼组呈整合接触。

【文头山组】 Wentoushan Fm　曾称**文头山页岩**。时代属早志留世晚期。分布于广东西部。命名地点在广东郁南连滩圩附近的文头山。文头山组系从原来的连滩页岩中分出来的。为海相泥质沉积，由浅灰及深灰色较厚层的页岩组成，富含笔石，共含两个笔石带：上部 *Monograptus riccartonensis* 带，下部 *Cyrtograptus murchisoni* 带，共厚 10～20 米。与下伏连滩组呈整合接触，上部为断层所切。

【高家边组】 Gaojiabian（Kaochiapien）Fm　曾称**高家边页岩**。时代属早志留世。分布于宁镇山脉一带。命名地点在江苏句容县仑山附近的高家边村。为海相笔石页岩沉积，由黄、绿色页岩及砂质页岩组成。富产笔石化石，综合各地含笔石情况，自下而上包含四个笔石带：① *Akidograptus ascensus* 带，② *Cystograptus vesiculosus* 带，③ *Pristiograptus cyphus* 带，④ *Pristiograptus leei* 带。总厚 131 米。与下伏上奥陶统五峰组可能为假整合（?）接触。在皖南，于 *A. ascensus* 带之下尚有 *Glyptograptus persculptus* 带。

【坟头组】 Fentou Fm　时代属早志留世晚期。分布于江苏宁镇山脉。命名地点在南京汤山附近的坟头村旁。为海相泥沙质沉积，为黄绿色砂岩及砂质泥岩夹含锰磷块岩，含三叶虫 *Coronocephalus*、腕足类 *Eospirifer tingi* 及双壳类 *Orthonota perlata* 等。出露厚度约 120 米。与下伏高家边组呈整合接触。

【肮脏沟组】 Angzanggou Fm　曾称**肮脏沟统**。时代属早志留世晚期。分布于祁连山北麓。命名地点在甘肃玉门西部肮脏沟一带。为海相笔石页岩沉积，由黑色页岩与灰色粉砂岩互层组成，底部未出露，富含笔石化石，自下而上包含三个笔石带：① *Spirograptus turriculatus* 带，② *Streptograptus crispus* 带，③ *Monoclimacis griestoniensis* 带。在西哈子沟还含 *Cyrtograptus* sp. 及 *Monoclimacis vomerina*。出露厚度 220 米。底部未出露，与下伏地层关系不明。

【泉脑沟山群】 Quannaogoushan Gr　时代属中志留世。分布于祁连山北麓。命名地点在甘肃玉门泉脑沟山。为海相碳酸盐及泥砂质沉积，由灰绿色、紫色粉砂岩及砂质页岩与泥灰岩互层组成，富含珊瑚 *Paleofavosites*、*Mesofavosites* 及 *Favosites forbesi* 等。厚 1098 米，与下伏肮脏沟组呈整合接触。

【旱峡群】 Hanxia Gr　曾称**旱峡统**。时代属晚志留世至末志留世。分布于祁连山北麓。命名地点在甘肃玉门旱峡。为海相砂质沉积，由紫红色粉砂岩及细砂岩组成，含珊瑚 *Palaeofavosites hanhsiaensis* 及三叶虫 *Scutellum*（*Thysanopeltella*）等。共厚 2885 米。顶部被断层所截，与下伏泉脑沟山群呈整合接触。

【黄花沟组】 Huanghuagou Fm　时代属早志留世。分布于黑龙江小兴安岭西北部。命名地点在小兴安岭西北部的黄花沟附近。为浅海相碎屑沉积，由页岩、泥质粉砂岩夹砂岩组成，含腕足类 *Chonetoidea* sp.，*Lissatrypa* sp. 等。厚约 500 米。与下伏上奥陶统裸河组和上覆中志留统八十里小河组均呈整合接触。

【八十里小河组】 Bashilixiaohe Fm　时代属中志留世。分布于黑龙江小兴安岭西北部。命名地点在小兴安岭西北部的八十里小河一带。为浅海相碎屑沉积，由硬砂岩、凝灰质砂岩、砂岩夹石英砂岩组成，含腕足类 *Nalivkinia* sp.，*Coelospira* sp. 及 *Tuvaella rackovskii*，厚约 600 米。与下伏黄花沟组和上覆上志留统卧都河组均呈整合接触。

【张家屯组】 Zhangjiatun Fm　时代为末志留世早期。分布于吉林中部。命名地点在吉林永吉张家屯附近。为浅海相碎屑沉积，由粉砂质泥岩、粗砂岩夹凝灰岩组成，含腕足类 *Striispirifer*

acuminipilcatus, *Aegiria grayi*, *Leptostrophia guizouensis* 等，厚约 700 米。不整合于加里东期花岗岩之上，上限未见接触关系。

【小缓河组】 Xiaosuihe Fm 时代属末志留世晚期。分布于吉林中部及辽宁西北部。原系"二道沟群"中、上部。命名地点在吉林中部永吉小缓河东山。为浅海相碎屑及碳酸盐沉积，下部由粉砂岩夹灰岩透镜体组成，含珊瑚 *Spongophyllum sugiyamai*, *Mucophyllum infundibula*, *Rhizophyllum applanatum*, *Squameofavosites jilinensis* 及三叶虫 *Calymene* cf. *blumenbachi* 等；上部由钙质、硅质粉砂岩、页岩夹灰岩透镜体组成，含腕足类 *Idioglyptus stigmatus* 及三叶虫 *Encrinurus sinicus*, *Otarion diffractum conveximargnatum*；珊瑚 *Parathamnopora yongjiensis* 等。共厚千余米。与下伏下石炭统北通气沟组呈断层接触。

【博罗霍洛山组】 Borohoroshan (Boluohuoluoshan) Fm 时代属末志留世。分布于中天山西段，新疆精河县城以南尼勒克达坂附近和霍城果子沟地区。为紫红色夹灰绿色块状砂岩和粉砂岩，具明显的韵律构造。与下伏库茹尔组呈整合接触。化石稀少，在上部砂质灰岩透镜体中含珊瑚 *Favosites*。未见顶。岩性稳定，厚度不等，一般为 1000～1500 米。

【布龙组】 Bulong Fm 时代属早志留世。为黄绿色凝灰质粉砂岩、粉砂质页岩夹少量钙质凝灰质粉砂岩及硅质粉砂岩，底部为灰黑色条带状硅质岩、硅质粉砂岩。与下伏晚奥陶世布龙果尔组呈整合接触，被上石炭统哈尔加乌组不整合覆盖。富含笔石 *Streptograptus* cf. *becki*, *S.* cf. *runcinatus*, *Monograptus sedgwickii*, *M.* ex gr. *acus*, *Pristiograptus* ex gr. *concinnus* 等。厚 190 米。仅分布于新疆和布克赛尔县一带。

【车家坝组】 Chejiaba Fm 时代属晚至末志留世。本组只见于川北地区。以灰绿色夹紫红色粉砂质泥岩、薄层粉砂岩为主，顶底为黄褐色泥岩、粉砂质泥岩夹粉砂岩，在局部地区下部有些层段相变为蓝灰色泥岩夹薄至中厚层生物介壳泥晶灰岩，在泥岩或粉砂质泥岩中，常见虫迹与波痕。与下伏金台观组及上覆中泥盆统均为假整合接触，厚度约 240 米。所含化石有牙形石 *Ozarkodina crispa*, *Ligonodina elegans*, *Lonchodina walliseri* 等；腕足类 *Retziella uniplicata*, *R. minor*, *Spirinella*, *Eoschizophoria*, *Conchidium*, *Atrypoidea*, *Striispirifer*, *Howellella*, *Protathyris* 等。

【古兰河组】 Gulanhe Fm 时代属末志留世。仅分布于黑龙江小兴安岭西北部的嫩江和爱辉地区。主要由灰绿色和墨绿色板岩、粉砂岩组成，局部见含砾硬砂岩，夹少量安山岩，富含凝灰质。顶部以一层灰黑色略带紫色的粉砂质板岩与下泥盆统西古兰河组呈整合接触，与下伏卧都河组呈整合接触。厚度为 53 米。仅含腕足类 *Lingula*，代表一种潮间带沉积。岩性比较稳定。

【关底组】 Guandi (Kuanti) Fm 时代属晚志留世。命名剖面位于滇东马龙县易隆一关底间和沧浪铺—黑牛山一带。下段（岳家山段）为黄绿、灰绿色页岩、泥质粉砂岩，常夹泥灰岩及砂岩薄层，偶见紫红色泥岩，厚约 220 米；上段（关底段）为紫红、黄、黄绿色粉砂岩、页岩、泥岩，厚约 560 米。与上覆妙高组呈整合接触，与下伏中寒武统双龙潭组呈假整合接触。化石主要见于岳家山段，少量来自关底段。盛产腕足类 *Striispirifer yunnanensis*, *Atrypoidea faxi*, *Retziella uniplicata*, *Nikiforovaena sinensis*, *Morinorhynchus*；三叶虫 *Acanthopyge*；珊瑚 *Squameofavosites*, *Favosites*, *Parastriatopora*, *Ketophyllum*, *Zelophyllum*, *Cystiphyllum*, *Mucophyllum*, *Holmophyllum*；鹦鹉螺 *Heyuncunoceras*, *Platydiscoceras*；双壳类 *Grammysioides*, *Leiopteris*；牙形石 *Ozarkodina crispa*（产自关底段）及腹足类等化石。本组厚度变化较大，曲靖地区最厚达 500～800 米；向北至沾益地区，厚 240 米左右；往西南至宜良一带，厚仅 230 米，且发育白云质灰岩、白云岩，可能为潟湖相沉积；再往南到弥勒一带，本组地层缺失。

【韩家店组】 Hanjiadian (Hanchiatien) Fm 曾称**韩家店页岩**。时代属早志留世紫阳期早、中期。主要分布于黔北、川南地区。主要为灰绿、黄灰、蓝灰色泥岩、粉砂质泥岩。下部为黄绿色、蓝灰色泥岩，厚约 80 米，化石稀少；中上部为灰绿、蓝灰、黄绿色泥岩、粉砂岩，厚 237 米。与下伏石牛栏组呈整合接触，与上覆二叠系梁山组呈假整合接触。含化石层位不多，有腕足类 *Spirigerina*, *Isorthis*, *Striispirifer*, *Nalivkinia*, *Nucleospira* 等，还有三叶虫 *Encrinuroides*, *Latiproetus*，几丁虫 *Ancyrochitina brevicollis* 等。

【侯家塘组】 Houjiatang Fm 时代属早志留世。仅分布于苏南、皖东地区。为黄绿色页岩、粉砂质页岩夹少量薄层细砂岩，下部夹 1～2 层紫红色页岩。与上覆坟头组和下伏高家边组均呈整合接触。总厚约 122 米。本组化石贫乏，仅在紫红色页岩之下的黄绿色页岩中发现笔石 *Hunanodendrum typicum* 和腕足类 *Lingula*? sp.。

【柯坪塔格组】 Kalpintag (Kalpintake) Fm 曾称**柯坪塔格群**。时代属早志留世早期。主要为黄绿色、灰绿色、紫褐色细砂岩、石英粉砂岩、泥质粉砂岩、泥岩、粉砂质泥岩互层，泥质粉砂岩有时含泥砾或微型交错层理，底部为黄灰色砾岩。化石丰富，上部产笔石 *Glyptograptus tangshanensis*, *G. tamariscus linearis*, *G.* cf. *tamariscus*, *Climacograptus nanjiangensis*, *C. angustus*, *C. minutus*, *Petalolithus ataum*；双壳类 *Nuculites kalpinensis*, *Praectenodonta kalpiensis*, *Palaeoneilo* sp.；腹足类 *Bucanopsis* sp., *Planitrochus* sp., *Eatomaria* sp.；三叶虫 *Leonaspis* sp., *Encrinuroides* sp.；几丁虫 *Conochitina* sp. 等，与下伏晚奥陶世印干组呈假整合接触，与上覆塔塔埃尔塔格组呈整合接触。厚 353 米。分布于新疆柯坪地区和罗布泊以北哈尔恰克山—阿尔特梅会布拉克等地。

【克克雄库都克组】 Kekexiongkuduk Fm 时代属末志留世。为一套灰绿、紫红色凝灰质砂岩和凝灰质粉砂岩互层，夹少量灰岩。含丰富的珊瑚 *Encrinurus*, *Mesofavosites*, *Stelliporella abnormis*, *Chlamydophyllum*；腕足类 *Leptostrophia*, *Ferganella* 等及三叶虫、双壳类。以明显的韵律构造和微层理以及紫红、灰绿色与下伏深灰色无韵律构造的沙尔布尔提山组相区别并整合接触，与上覆乌吐布拉克组亦为整合接触。厚度 744～1537 米。分布于新疆西准噶尔和布克赛尔县沙尔布尔提山和塔城以北地区。

【茅山组】 Maoshan Fm 时代属早志留世。广泛分布于江苏南部地区。下部为灰白色细粒石英砂岩夹薄层紫红色粉砂岩（具交错层理）；中部为紫红色中—细粒石英砂岩夹粉砂岩和砂质页岩；上部为灰、灰黄、灰白等浅色中—细粒石英砂岩。总厚 115 米。化石稀少，仅发育少量盔甲鱼类 *Sinogaleaspis*、双壳类及单细胞藻类 *Leiopsophosphaera*, *Trachysphaeridium*, *Lophosphaeridium* 等。与下伏坟头组呈整合接触，与上覆上泥盆统五通组呈假整合接触。

【马脚冲组】 Majiaochong Fm 时代属早志留世。分布于黔、鄂、湘边界一带。为黄绿、灰绿色页岩，厚 48 米；与下伏雷家屯组及上覆溶溪组均呈整合接触。化石贫乏，主要有腕足类 *Nalivkinia*, *Nucleospira*；三叶虫 *Encrinuroides*, *Latiproetus* 和笔石 *Pristiograptus xiushanensis*, *Hunanodendrum typicum*；几丁虫 *Conochitina* cf. *iklaensis*, *C. leijiatunensis* 和 *Ancyrochitina shiqianensis*。

【妙高组】 Miaogao (Miaokao) Fm 时代属晚志留世晚期至末志留世。分布于滇东曲靖至元江一带。命名剖面位于滇东曲靖城西南 15 千米的寥角山（即妙高山）。以薄层深灰至灰黑色瘤状灰岩为主，间夹黄绿色泥岩、泥质粉砂岩，厚 335 米，与下伏关

底组和上覆玉龙寺组均呈整合接触。化石主要为腕足类 *Howellella tingi*, *Retziella minor*, *R. uniplicata*, *Protathyris* cf. *praecursor*, *Areostrophia delicata*, *Eoschizophoria hesta* 等；双壳类 *Actinopteria*, *Pracecardium* 等；鹦鹉螺 *Enthyocycloceras*, *Xiaoxinagoceras* 等；三叶虫 *Proetus*, *Warburgella*；珊瑚 *Kyphophyllum*, *Squameofavosites* 及牙形石 *Ozarkodina crispa*, *Hindeodella pricilla*, *Frichonechella*。

【宁强组】 Ningqiang Fm 以紫红色、蓝灰色泥质灰岩、蓝灰色页岩夹薄层瘤状灰岩、生物碎屑灰岩和生物礁灰岩为特征，厚148米。与下伏王家湾组呈整合接触，与上覆二叠系梁山组(深灰色灰岩)呈假整合接触。下部杨坡湾段主要为绿灰、黄灰色页岩、粉砂质页岩、泥岩夹薄层瘤状灰岩、生物灰岩或灰岩透镜体，厚约1200米，化石包括笔石 *Monograptus spiralis excentricus*；腕足类 *Nalivkinia* cf. *magna*, *Salopinella minuta*, *Spinochonetes notata*, *Mesopholidostrophia minor*, *Atrypoidea lentiformis*, *Atrypopsis rongxiensis*；三叶虫 *Kosovopeltis*, *Coronaspis*, *Encrinuroides*, *Kailia*, *Astroproetus*；双壳类 *Nuculites*, *Deceptrix*, *Palaeoneilo*；珊瑚 *favosites*, *Donacophyllum*, *Tabularia*；头足类 *Eridites*, *Sichuanoceras*, *Kionoceras* 等，牙形石 *Ambalodus galerus*, *Pterospathodus celloni*, *P. pennatus*, *Apsidognathus tuberculatus* 及几丁虫 *Angochitina longicollis*, *Ancyrochitina brevicollis*, *Conochitina* sp. 等，时代属早志留世紫阳期中期，相当于 *griestoniensis* 带的上部。上部神宣驿段，在川北广元中子到傅家湾山坡上发育最好，为黄绿色间夹紫红色页岩、泥岩夹数层深灰色灰岩为特征，底部常发育紫红色生物礁灰岩，所含化石以介壳为主，包括腕足类 *Salopinella minuta*, *Atrypoidea lentiformis*, *Atrypopsis rongxiensis*, *Gotatrypa lauta*, *Quangyuania ovalis*, *Pentlandina sinensis*, *Epitomyonia* sp., *Striispirifer hsiehi*, *Nikiforovaena flabillum*, *Howellella* sp. 等；三叶虫 *Coronaspis*, *Coronocephalus*, *Encrinuroides*, *Kailia*, *Rongxiella*, *Astroproetus* 等；介形虫 *Eurychitina*, *Bairdiocypris*；头足类 *Sichuanoceras*, *Protobactrites*, *Actinodochmioceras*, *Protokionoceras*, *Parahelenites* 等；双壳类 *Deceptrix*, *Modiomorpha*, *Leptodesma*；腹足类、苔藓虫、几丁虫 *Angochitina longicollis*；牙形石 *Ambalodus galerus*, *Ozarkodina uliutricis*, *Pterospathodus celloni*, *Apsidognathus tuberculatus* 等；笔石 *Stomatograptus grandis*, *S. sinensis* 等。后几类化石的出现指示了神宣驿段与川东南、黔东北秀山组上段的对比关系。由于未发现确属于中志留世的笔石、牙形石等标准化石，本段宜归早志留世紫阳期末期。分布于川北、陕南地区。

【沙尔布尔组】 Sharbur (Shaerbuer) Fm 时代属中志留世。分布于新疆和布克赛尔以东，额毓及塔城以北地区。灰色、暗褐色、灰绿色、暗紫色安山质岩屑晶屑凝灰岩、安山玢岩、安山质熔岩角砾岩、杏仁安山玢岩夹少量灰岩透镜体。含丰富的珊瑚 *Squameofavosites immensus*, *Favosites gothlandicus*, *F. squamatus*, *Subalveolites porosus*, *Palaeofavosites fobesiformis septata*；腕足类 *Eospirifer tuvaensis* 等。厚506米。与上覆沙尔布尔提山组呈整合接触，下未见底。

【沙尔布尔提山组】 Sharburtishan Fm 时代属晚志留世。分布于新疆沙尔布尔提山一带。为灰色、灰绿色、褐色厚层—块状中粗粒凝灰质砾岩、含砾粗砂岩夹凝灰质细砂岩。含珊瑚 *Favosites*。与上覆克克雄库都克组和下伏沙尔布尔组均呈整合接触。厚150～362米。

【石牛栏组】 Shiniulan (Shihniulan) Fm 曾称**石牛栏灰岩**。时代属早志留世中期。分布于黔北、川南地区。下部(桥沟段)为黑色钙质页岩与薄层瘤状灰岩、灰岩互层，厚约130米；上部(石牛栏段)为灰色瘤状泥灰岩、泥质灰岩，偶夹黄绿色泥岩，厚近100米。主要化石有腕足类 *Beitaia modica*, *Eospirifer songkanensis*, *Zygospiraella* cf. *duboisi*, *Isorthis*, "*Pentamerus*" *muchuanensis* 等；三叶虫 *Latiproetus*, *Encrinuroides*, *Songkanis* 等；珊瑚 *Zelophyllum*, *Amplexoides*, *Pycnactis*, *Ceriaster*, *Stauria*, *Codonophyllum*, *Tryplasma*, *Cystiphyllum* 等；头足类 *Songkanoceras*，几丁虫 *Ancyrochitina brevicollis*，牙形石 *Kockella ranuliformis* 和 *Pterospathodus posteritenuis* 等。与上覆韩家店组和下伏龙马溪组均呈整合接触。

【塔塔埃尔塔格组】 Tataertag Fm 时代属早志留世晚期至末志留世。分布于新疆阿合奇，柯坪至巴楚一带。主要由紫红色条纹状泥质粉砂岩，或与灰绿色泥质粉砂岩互层组成。底部为紫红色砂岩与灰绿色粉砂质页岩互层。与上覆早泥盆世依木干塔乌组和下伏柯坪塔格组均为整合接触。上部产腹足类 *Horotogtum* sp.，几丁虫 *Cingulochitina wronai* 等。厚度156～279米。本组为一套地台型滨海相以红色为主夹灰绿色的碎屑岩沉积，岩性较稳定。

【土什布拉克组】 Tuxbulak (Tushibulage) Fm 时代属早志留世。为灰绿色、黄绿色中—粗粒长石砂岩、细砂岩及黄绿色泥质粉砂岩，下部含钙质砂岩夹灰岩。上部含腕足类 *Spiroraphe* cf. *bohemica*, *Pleurorima* sp., *Coelzone* sp.。厚2217米。与下伏中奥陶统却尔却克组(或上奥陶统乌里格孜塔格组)和上覆中泥盆统树沟子组均为假整合接触。在库尔勒地区被下、中侏罗统克拉苏群不整合覆盖。主要出露在塔里木盆地东部及东北部的库鲁克塔格、若羌及库尔勒等地区。

【王家湾组】 Wangjiawan Fm 时代为早志留世。在川陕边界地区分布广泛。为黄绿、紫红色泥岩、粉砂质泥岩和砂岩，以灰岩层的开始和海相红层的消失作为其底、顶界，与下伏崔家沟组和上覆宁强组杨坡湾段均呈整合接触。厚257米。本组化石分异度较低，有腕足类 *Nucleospira*, *Nalivkinia*, *Striispirifer*, *Eospirifer*；三叶虫以及笔石 *M. drepanoformis*；牙形石 *Spathognathodus parahassi*, *S. guizhouensis* 等。

【小石户沟组】 Xiaoshihugou Fm 时代属早志留世早期。主要由绿灰色、深灰色砂质页岩、粉砂岩、砂砾岩夹凝灰岩等组成。与上覆肮脏沟组呈整合接触，与下伏奥陶系呈超覆不整合接触。包含三个笔石带：*Glyptograptus kaochiapienensis* 带，*Demirastrites triangulatus* 带，*Monograptus sedgwickii* 带。厚1726米，向西至玉门白杨河一带为1625米；向东至山丹小石碑沟上游地区岩性变细，底部出现712米厚的砂砾岩层，厚度大于2291米，再东至青海省境内变薄。

【玉龙寺组】 Yulongsi (Yulungssu) Fm 时代属末志留世中晚期。主要分布于滇东地区。为灰绿色、深灰色、蓝灰色泥灰岩、白云质灰岩、泥岩和粉砂岩，向上砂质增多，顶、底均以厚薄不一的黑色页岩为标志。厚约340～380米。与上覆下泥盆统翠峰山群可能呈整合接触，与下伏妙高组呈整合接触。化石多见于本组下部，包括腕足类 *Retziella*, *Tadschikia*, *Protathyris*, *Howellella*；双壳类 *Actinopteria*；头足类 *Yunnanoceras*；三叶虫 *Warburgella rugulosa sinensis*；珊瑚 *Squameofavosites*；苔藓虫 *Helopora*, *Eridotrypa*；牙形石 *Ozarkodinacrispa*；介形虫 *Comonotentomozoe* 及几丁虫 *Ancyrochitina fragilis* 等。

泥 盆 系

【泥盆系】 Devonian System 泥盆纪时期形成的地层称为泥盆系。分为下、中、上三个统。2001年全国地层委员会将中国泥盆系建有十个阶自下而上：下泥盆统包括底部的待建阶、那高岭阶、郁江阶和四排阶；中泥盆统包括应堂阶和东岗岭阶；上泥盆

统包括佘田桥阶、锡矿山阶、待建阶和邵东阶。泥盆系的模式地区虽在英国泥盆郡，但那里的海相泥盆系很难详细分层；在法国、比利时两国接壤地区和德国莱茵地区发育最全，研究较详，是欧洲海相泥盆系分层对比的典型地区，在这些地区泥盆系共分六个阶，分属三个统，但对下、中泥盆统的界线仍有争议。国际地层委员会2000年最新编制的"国际地层表"将泥盆系划分为下泥盆统的洛赫科夫阶、布拉格阶和埃姆斯阶，中泥盆统的艾费尔阶和吉维阶，上泥盆统的弗拉斯阶和法门阶。西欧泥盆系有海相和陆相(老红砂岩)之分。中国南方泥盆系一般分为陆相-滨海相和浅海-半深海相两种类型：陆相-滨海相沉积主要由碎屑岩类构成，其中含有鱼类和植物化石，如中国南方泥盆纪早期陆相-滨海沉积(莲花山组、翠峰山组等)和中、晚泥盆世滨海相沉积以及中国东南地区晚泥盆世陆相沉积；浅海-半深海相又分为象州型和南丹型，西藏珠穆朗玛峰地区的单笔石、竹节石动物群也属南丹型。西北地区既有海相砂泥质沉积夹酸性火山岩系，也有陆相石英砂岩和砾岩。东北北部出露海相泥盆系，岩性为硬砂岩、砂岩、页岩夹火山岩系。华北及东北南部仍高出海面为一古陆，未接受沉积。沉积矿产有铁、锰、石油、石灰岩、白云岩、耐火粘土、玻璃原料等。

【云南统】 Yunnanian Series　曾是中国南方陆相下泥盆统的专名。云南统以含有多鳃鱼-云南鱼(*Polybranchiaspis-Yunnanolepis*)化石群及云南工蕨-镰蕨(*Zosterophyllum yunnanicum-Drepanophycus spinaeformis*)植物组合为其特征。此名现已废弃不用。

【广西统】 Guangxian Series　曾是中国南方中泥盆统的专名。因广西的中泥盆统较为发育而得名。广西统以含有腕足类 *Zdimir*、*Stringocephalus* 等为其特征。此名现已废弃不用。

【湖南统】 Hunanian Series　曾是中国南方上泥盆统的专名。因湖南的上泥盆统较为发育而得名。湖南统以含有菊石 *Manticoceras*；腕足类 *Yunnanellina* 等为其特征。此名现已废弃不用。

【中国泥盆系沉积类型】 sedimentary types of the Devonian system of China　根据岩性、岩相和生物群特点，中国的泥盆系可分为3类6型：①地槽区海相沉积包括兴安型和宝兴型；②地台区海相沉积包括象州型和南丹型；③地台区陆相滨海相沉积包括祁连山型和曲靖型。

【兴安型】 Xingan type　中国西北地槽区海相泥盆系的一种类型，分布于准噶尔、兴安地区。以含火山熔岩及其凝灰岩的海相碎屑沉积为主，中、上统间夹陆相地层，厚度巨大。生物群以固着底栖为主，具有大量地方性属种，兼有西欧和北美分子。显示浅水、沉降幅度大的动荡环境。

【宝兴型】 Baoxing type　中国西部地槽区海相泥盆系的一种类型，分布于南天山、川南、滇西的丽江、墨江等地。以碳酸盐沉积为主，间夹碎屑岩和火山岩，厚度巨大，生物群以珊瑚为主，并含笔石、竹节石等漂浮生物。显示远岸较深水动荡环境。

【象州型】 Xiangzhou type　是中国南方海相泥盆系的一种近岸、富氧环境下的浅海沉积类型，分布于地台区，以广西中部象州、二塘及横县六景、郁江沿岸的中泥盆统和湖南中部的上泥盆统为代表。以泥岩、泥灰岩、灰岩、白云岩及砂质泥岩为主，并夹砂岩。化石丰富，多为底栖固着类型，如层孔虫、珊瑚、腕足动物、苔藓虫及海百合等，并伴生双壳类、鹦鹉螺、腹足类、介形虫、竹节石等。

【南丹型】 Nandan(Nantan) type　是中国南方海相泥盆系的一种远岸、缺氧、水体平静的海盆地沉积类型，发育于地台区。以广西南丹、罗富的中、上泥盆统为代表。以黑色，深灰色泥岩，粘土岩及黑灰色硅质粘土岩、泥岩和泥质条带状灰岩为其特点。化石组合以漂浮和游泳的笔石、竹节石、菊石为主，并伴有三叶虫、介形虫及少数腕足类等。

【祁连山型】 Qilianshan type　是中国稳定型陆相滨海相泥盆系类型，分布于宁夏中宁石峡沟地区。以红色粗碎屑岩为主，具类磨拉石沉积，局部夹火山岩，为大陆环境堆积。生物群以陆生植物和古脊椎动物 Placodermi 为主，多世界性属种。

【曲靖型】 Qujing type　是中国陆相滨海相泥盆系的一种类型，发育于云南曲清西山村、西屯、桂家屯、徐家冲一带。以红色陆相滨海相沉积为主，夹泥灰岩、浅色砂岩，厚度较大。下泥盆统富含古脊椎动物化石 Galeaspida, Polybranchiaspida, Antiarchi 等，中上统含沟鳞鱼 *Bothriolepis*。

【莲花山阶】 Lianhuashanian Stage　曾用于中国下泥盆统最底部的一个阶。以含鱼类 *Asiacanthus*, *Yunnanolepis* 等为其特征。由于建阶层型为山麓-滨海沉积，且底界不清，本阶现已不再使用，待另行建阶。

【那高岭阶】 Nagaolingian Stage　是中国下泥盆统的第二个阶，位于原莲花山阶之上，郁江阶以下。层型剖面位于广西横县六景。以牙形石 *Eognathodus sulcatus juliae* 的首现为其底界的标志，并以含有腕足类 *Orientospirifer*, *Kwangsirhynchus* 等为其特征。

【郁江阶】 Yujiangian Stage　是中国下泥盆统的第三个阶。位于那高岭阶之上，四排阶以下，与国际上的下埃姆斯阶相当。层型剖面位于广西横县六景车站北。以牙形石 *Polygnathus dehiscens* 的首现为其底界的标志，阶内包括两个四射珊瑚组合和一个腕足类组合，以含有腕足类 *Dicaelostrophia*；珊瑚 *Xystriphylloides* 等为其特征。

【四排阶】 Sipaian Stage　是中国下泥盆统顶部一个阶，位于郁江阶之上，中泥盆统应堂阶以下，与国际上的上埃姆斯阶大致相当。层型剖面位于广西象州大乐石朋村。自下而上包含四个生物组合带：① *Howellella luomaiensis-Lyielasma guangxiensis* 组合带，② *Trigonospirifer trigonata-Paramoelleritia xiangzhouensis magna* 组合带，③ *Otospirifer daleensis-Trypezophyllum cystosum* 组合带，④ *Euryspirifer paradoxus shujiapingensis-Psydracophyllum cystosum* 组合带。

【应堂阶】 Yingtangian Stage　是中国中泥盆统下部一个阶，位于四排阶之上，东岗岭阶以下，与国际上的艾费尔阶大致相当。层型剖面位于广西象州大乐应堂村。自下而上包含二个腕足类组合带：*Xenospirfer fungi-Eospiriferina lachrymose* 组合带，*Acrospirifer houershanensis-Utaratuia sinensis* 组合带。

【东岗岭阶】 Donggangling ian Stage　是中国中泥盆统上部的一个阶，位于应堂阶之上，上泥盆统佘田桥阶以下，与国际上的吉维阶相当。层型剖面位于广西象州斗蓬岭。以腕足类 *Stringocephalus* 的首现为其底界标志。阶内自下而上包含五个牙形石带：① *Polygnathus hemiansatus* 带，② *Pol. varcus* 带，③ *Schmidtognathus hemiansatus* 带，④ *Klapperina* 带，⑤早 *Mesotaxis falsiovalis* 带。

【佘田桥阶】 Shetianqiaoan Stage　是中国上泥盆统的第一个阶，位于东岗岭阶之上，锡矿山阶以下，与国际上的弗拉斯阶大致相当。层型剖面位于湖南邵东佘田桥。大致以腕足类 *Cyrtospirifer* 的首现为其底界的标志，并以含有菊石 *Manticoceras*，腕足类 *Cyrtospirifer* 等为其特征。

【锡矿山阶】 Xikuangshanian Stage　是中国南方上泥盆统的第二个阶，位于佘田桥阶之上，与国际上的下、中法门阶大致相当。层型剖面位于湖南新化锡矿山。以牙形石 *Palmatolepis triangu-laris* 的首现为其底界的标志，阶内自下而上包含牙形石 *Palmatolepis triangularis* 带至 *Pal. manginifera* 带，并以上部含腕足类

Yunnanella、下部含腕足类 *Yunnanellina* 等为其特征。

【邵东阶】 Shaodongian Stage　是上泥盆统最顶部的一个阶，位于下石炭统最底部岩关阶之下，与国际上的上法门阶相当。层型剖面位于湖南新化锡矿山欧家冲。自下而上包括两个腕足类带：*Trifidorostellum longhuiense* 顶峰带和 *Ptychomaletoechia kinlinensis-Spinocrinifera dushanensis* 组合带；三个四射珊瑚带：*Ceriphyllum elegantum* 带，*Eocaninophyllum yizhangense* 带，*Cystophrentis* 带和四个有孔虫带等。

【老红砂岩】 Old Red Sandstone　老红砂岩指欧洲的泥盆纪陆相红层，典型地区在苏格兰，广泛分布于西北欧的爱尔兰、苏格兰、英格兰、斯堪的纳维亚和波罗的海沿岸地区。以红色砂岩、砾岩和页岩为主，富产鱼类化石等。

【洛赫科夫阶】 Lochkovian Stage　现为国际地层表中下泥盆统最底部的一个阶，自下而上包含三个笔石带① *Monograptus uniformis* 带，② *Monograptus praehercynicus* 带，③ *Monograptus hercynicus* 带，并含竹节石 *Paranowakia* 等为其特征。洛赫科夫阶一名源自捷克斯洛伐克的洛赫科夫。

【布拉格阶】 Pragian Stage　现为国际地层表中下泥盆统中部的一个阶，位于洛赫科夫阶之上，埃姆斯阶以下，以产笔石 *Neomonograptus* 为其特征。布拉格阶一名源自捷克斯洛伐克的布拉格。

【埃姆斯阶】 Emsian Stage　现为国际地层表中下泥盆统顶部的一个阶，位于布拉格阶之上，艾费尔阶以下，以产腕足类 *Euryspirifer arduenensis* 为其特征。埃姆斯阶一名源自德国的埃姆斯（*Ems*）。

【艾费尔阶】 Eifelian Stage　现为国际地层表中中泥盆统下部的一个阶，位于埃姆斯阶之上，吉维阶以下，以富产珊瑚 *Calceola* 为其特征。艾费尔阶一名源自德国莱茵地区的艾费尔。在比利时与艾费尔阶大致相当地层称为考文阶。

【吉维阶】 Givetian Stage　现为国际地层表中中泥盆统上部的一个阶，位于艾费尔阶之上，弗拉斯阶以下，以产腕足类 *Stringocephalus* 为其特征。吉维阶一名源自德国阿登莱茵地区的吉维（Givet）。

【弗拉斯阶】 Frasnian Stage　现为国际地层表中上泥盆统下部的一个阶，位于吉维阶之上，法门阶以下，以产菊石 *Manticoceras* 为其特征。弗拉斯阶一名源自比利时的弗拉斯（Frasne）。

【法门阶】 Famennian Stage　现为国际地层表中上泥盆统顶部的一个阶，位于弗拉斯阶之上，石炭系斯特隆阶以下，以产菊石 *Cheiloceras*，*Clymenia*，*Wocklumeria* 等为其特征。法门阶一名源自比利时的法门（Famenne）。

【钦州组】 Qinzhou Fm　时代属早泥盆世。大致相当于早泥盆地早期至那高岭期。分布于广西钦州地区。命名地点在广西钦州。为笔石相沉积，下部产 *Monograptus uniformis*，上部产 *Monograptus yukonensis*。与下伏上志留统防城群和上覆小董组均呈整合接触。

【益兰组】 Yilan Fm　时代属早泥盆世中期。分布于广西南丹地区。命名地点在广西南丹县城以西 20 余千米的益兰附近。为浅海相沉积，以灰黑色炭质泥岩为主夹粉砂岩，厚 84 米，含腕足类 *Euryspirifer tonkinensis*，*Dicoelostrophia annamitica*，*Cymostrophia*，珊瑚 *Calceola* 等。与上覆塘丁组和下伏那高岭组均呈整合接触。此名已废弃不用。

【塘丁组】 Tangding Fm　时代属早泥盆世晚期至中泥盆世早期，分布于广西南丹地区。命名地点在广西南丹县城以西 20 余千米的塘丁附近。为浅海相沉积，以灰黑、浅灰、紫灰色泥岩为主，厚 311 米，含菊石 *Anetoceras reticostatum*，*Erbenoceras solitarium*，*Nowakia* cf. *zlichovensis* 等。与上覆罗富组和下伏郁江组均呈整合接触。

【纳标组】 Nabiao Fm　时代属中泥盆世早期。分布于广西南丹地区。命名地点在广西南丹县城以西 20 余千米的纳标附近。为浅海相沉积，以灰色炭质泥岩为主夹白色泥岩，含三叶虫 *Plagiolaria nandanensis*；菊石 *Anarcoestes*（*Latanarcestes*）*naggerati*，*Pinacites jugleri*；竹节石 *Nowakia richteri*，*Nowakia cancellata* 等，厚 141 米。与上覆罗富组和下伏塘丁组均呈整合接触。本组已归入塘丁组上部。

【罗富组】 Luofu Fm　时代属中泥盆世晚期。分布于广西南丹地区。命名地点在广西南丹县城以西 20 余千米的罗富附近。为浅海沉积，以黑色泥岩与泥灰岩互层为主夹硅质岩，厚 308 米，含竹节石 *Nowakia otomari* 等。与上覆响水洞组和下伏塘丁组均呈整合接触。

【五指山组】 Wuzhishan Fm　时代属晚泥盆世晚期。分布于贵州南部的长顺、惠水、紫云和广西南丹、上林地区等地。命名地点在广西南丹大厂以东五指山。为远岸浅海或半深海弱还原沉积，以扁豆状灰岩、碎屑灰岩、泥质条带状灰岩为主，厚 152 米。上部富含以海神石为主的菊石动物群，有 *Wocklumeria sphaeroides*，*Glatziella*（*Glutziella*）*helenae*，*Kosmoclymenia undulata*，*Sporadoceras* 及三叶虫 *Dianops* 等；下部含腕足类 *Dzieduszyckia baschkirica*。与上覆下石炭统呈假整合接触，与下伏榴江组呈整合接触。**代化组**与本组为同物异名，已废弃不用。

【凉泉组】 Liangquan Fm　时代属早泥盆世那高岭期。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区的聂拉木、定日、定结一带。命名地点在聂拉木县甲村北 2 千米的凉泉附近。为海相泥质、灰质沉积，下部为灰色笔石页岩，含 *Monograptus thomasi*，*Monograptus* cf. *yukonensis*，*Neomonograptus himalayensis* 等；上部为灰色页岩与薄层灰岩互层，灰岩中含竹节石 *Nowakia acuaria*，*Guerichina xizangensis*，*Metastyliolina*，*Styliolina*，*Viriatellina* 等。共厚 40 米，与下伏石器坡群上组呈断层接触。

【波曲群】 Boqu Gr　时代属中、晚泥盆世。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区的聂拉木、定日、定结一带。命名地点在聂拉木县甲村北部波曲河中游附近。本群可能为滨海碎屑沉积，以灰色中厚层石英砂岩为主。仅顶部见有植物化石碎片，共厚 256 米。与下伏凉泉组和上覆下石炭统亚里组均呈整合接触。

【莲花山组】 Lianhuashan Fm　曾称**莲花山砂岩**。时代属早泥盆世早期。分布于广西境内。命名地点在广西贵县北龙山圩以东的莲花山。为陆相碎屑沉积，以紫红色砂岩为主，上部夹少量紫色泥岩，含鱼化石 *Yunnanolepis chii*，*Asiacanthus kaoi* 等。厚约 300 米，与下伏前泥盆纪地层（龙山群）呈不整合接触。

【那高岭组】 Nagaoling Fm　曾称**那高岭页岩**。时代属早泥盆世那高岭期。分布于广西境内。命名地点在广西横县六景圩北。为浅海相泥砂质、钙质沉积，以灰绿色泥岩为主，下部夹灰岩，顶部砂质增多，含腕足类 *Orientospirifer nakaolingensis*，*Aseptalium guangxiense* 及珊瑚、竹节石等，共厚 140～150 米。与下伏莲花山组呈整合接触。

【郁江组】 Yujiang（Yukiang）Fm　曾称**郁江建造**。时代属早泥盆世郁江期。分布于广西境内。命名地点在广西南宁市至横县六景圩的六景车站。为浅海相泥沙质沉积，自下而上分三段：①石洲段，为灰绿色钙质泥岩与泥灰岩互层，常横向变化为厚层灰岩透镜体，含珊瑚 *Calceola sandalina acuminata*，*Xystriphylloides*，*Favosites goldfussi*，腕足类 *Dicoelostrophia* 等，厚60～75 米；②大联

村段,为深灰色至黑灰色中至厚层灰岩夹泥灰岩,含珊瑚化石 *Lithophyllum submirabile*,腕足类 *Acrospirifer* 等,厚9~20米;③六景段,为灰绿色薄层砂质页岩夹泥灰岩,顶部泥岩富含铁质,含珊瑚 *Calceola sandalina rectangulata* 等,厚 30~60 米。在广西南丹、罗富、益兰一带,位于郁江组含腕足类 *Acrospirifer tonkinensis*, *Dicoelostrophia* 层之上,含欧洲早泥盆世的标准菊石分子 *Anetoceras*, *Erbenoceras* 以及捷克波希米亚下泥盆统上部兹利科夫层(Zlichov)的竹节石,表明郁江组相当下泥盆统下埃姆斯阶层位。

【北流组】 Beiliu Fm 时代属中泥盆世应堂期。分布于广西中南部。命名地点在广西南部北流县城北 2 千米的大风门至暗螺岭一带。为浅海相沉积,自下而上分三组:①黄京山段,为深灰色厚层白云岩,厚 329 米,含珊瑚 *Thamnopora* sp.;②贵塘段,为泥质灰岩及含燧石灰岩,厚 368 米,以含腕足类 *Zdimir* 为特征,其他尚有珊瑚 *Acanthophyllum gueitangense*, *Trapezophyllum cystosum*, *Pachyfavosites ertangensis* 等;③鸭壤段,由薄层至中层灰岩及泥灰岩组成,底部为一层厚 9 米的砂岩,共厚 107 米,含腕足类 *Acrospirifer fongi*, *Eospiriferina lachrymosa*,珊瑚 *Utaratuia* 等。与下伏郁江组关系不明,与上覆东岗岭组呈整合接触。黄京山段、贵塘段和鸭壤段已独立建组,北流组废弃不用。

【东岗岭组】 Donggangling Fm 曾称**东岗岭建造、东岗岭灰岩**。时代属中泥盆世东岗岭期,分布于粤北及广西境内。命名地点在广西象州县以东约 2 千米的东岗岭(又名斗篷岭)。为浅海相灰岩沉积,上部福隆段,以泥灰岩为主,夹泥岩,顶部多为厚层灰岩,底部常有一层钙质砂岩,含珊瑚 *Endophyllum* 及腕足类 *Stringocephalus* 等,厚180~270米;下部六卓段,顶部为泥灰岩及泥岩,中部有石灰岩多层,底部以泥岩为主,厚约 195 米,含腕足类 *Bornhardtina*。与下伏郁江组、长村组、应堂组一般呈整合接触。

【桂林组】 Guilin Fm 曾称**桂林灰岩**。时代属晚泥盆世早期。分布于广西境内。命名地点在广西桂林城西老人山一带。为浅海相碳酸盐沉积,以深灰色厚层灰岩及薄层灰岩为主,含腕足类 *Cyrtospirifer* 等,厚约 370~500 米。与榴江组为相变关系。与下伏东岗岭组和上覆融县组均呈整合接触。

【榴江组】 Liujiang Fm 时代属晚泥盆世。分布于广西境内。命名地点在广西鹿寨县寨沙镇附近。为浅海相沉积,以硅质岩和硅质页岩为主,夹扁豆状灰岩及灰岩。产菊石 *Manticoceras kweipingense*,竹节石 *Tentaculites* 及三叶虫 *Typhloproetus sinensis* 等,厚约 530 米。与下伏东岗岭组呈整合接触。响水洞组与本组为同物异名,已废弃不用。

【融县组】 Rongxian Fm 曾称**融县灰岩**。时代属晚泥盆世。分布于广西境内。命名地点在广西旧融县(现大苗山苗族自治县)的县城附近。为浅海相碳酸盐沉积,以灰白色、浅灰色厚层灰岩为主,具鲕状结构,夹白云质灰岩,厚约 200 米,含腕足类 *Yunnanella synplicata*, *Cyrtospirifer spiriferoides* 等。与下伏桂林组和上覆天河组均呈整合接触。

【四排组】 Sipai Fm 时代属早泥盆世郁江期至四排期。分布于广西境内。命名地点在广西修仁县四排圩南 1.2 千米的鹿马圩及七建圩附近。为浅海相泥质灰岩沉积,上部四排段(四排页岩),以灰绿色、黄绿色钙质泥岩及砂质泥岩为主,夹薄层泥质砂岩,顶部有薄层灰岩透镜体,出露厚度 149 米,含腕足类 *Kwangsia yohi*, *Acrospirifer fongi*, *Athyrisina bifurcata* 及珊瑚 *Calceola sandalina* 等;下部鹿马段,以深灰色灰岩或泥灰岩为主,厚 300 米,含珊瑚 *Favosites lumaensis*, *Trapezophyllum cystocum* 及腕足类 *Euryspirifer qijianensis* 等。与下伏那高岭组呈整合接触。鹿马段现已提升为组。

【应堂组】 Yingtang Fm 时代属中泥盆世。分布于广西象州一带。命名地点在广西象州县大乐乡的应堂村。下部为青灰色、黄色泥岩、页岩夹黄色泥灰岩,厚 58~102 米,富含腕足类 *Xenospirifer fongi*, *Athyrisina yohi*, *Eospiriferina lachrymosa* 及珊瑚 *Pseudomicroplasma* 等,在象州热水村西公广岭一带在底部还含拖鞋珊瑚;中部为深灰色中层夹厚层含硅质结核生物碎屑灰岩,厚 37~56 米,富含珊瑚 *Grypophyllum*, *Utaratuia* 等及腕足类 *Athyrisina squamosaeformis*, *Indospirifer maoerchuanensis* 等;上部为深灰色、灰黑色中层生物碎屑灰岩夹粗晶生物碎屑灰岩,厚 31~38 米,富含腕足类 *Acrospirifer houershanensis*,庙儿川印度石燕等及珊瑚 *Utaratuia sinensis*, *Hexagonaria simplex*, *Wedekindophyllum* cf. *kwangsiensis* 等。与上覆东岗岭组和下伏四排组均呈整合接触。本组现已废弃不用。

【跳马涧组】 Tiaomajian Fm 时代属中泥盆世应堂期。分布于湖南及粤北一带。命名地点在湖南长沙东南的跳马涧。为海陆交互相沉积,上部为黄绿及蓝灰色页岩夹扁豆状泥质灰岩,或灰岩与页岩的互层,富含 *Leptostrophia macarthyi*, *Stringocephalus burtini* 等腕足类化石,厚 200~300 米;下部为灰黄色、紫红色页岩及砂质页岩,底部为白色石英砂岩及砾岩层,在灰黄色页岩内含植物化石 *Lepidodendropsis* 和 *Psilophytites*,在紫色砂质页岩内含沟鳞鱼 *Othriolepis sinensis*,厚 200~300 米。与下伏志留系呈不整合接触。底部为厚 100 米的石英砂岩与砾岩,其中未发现化石,暂归本组。部分意见将此底部砾岩与其上含化石的砂页岩层分为上下两组;目前有种意见把跳马涧组上部合并于棋梓桥组,而将下部称为跳马涧组(狭义)。

【棋梓桥组】 Qiziqiao Fm 曾称**棋子桥灰岩**。时代属中泥盆世晚期。分布于湖南境内。命名地点在湖南湘乡以西约 35 千米的棋梓桥。为浅海相沉积,为灰岩和泥质灰岩,含腕足类 *Stringocephalus burtini* 和 *Atrypa desquamata*,共厚约 300~400 米。与下伏易家湾组呈整合接触。

【易家湾组】 Yijiawan Fm 时代属中泥盆世晚期。分布于湖南境内。命名地点在湖南省湘潭市易家湾。以页岩、泥灰岩为主,夹生物碎屑灰岩和少量粉砂岩,厚度变化大,几十米至数百米。含丰富的腕足类 *Chonetes supragibbosa*, *Stringocephalus* 等,珊瑚 *Endophyllum*, *Stringophyllum* 等,与下伏跳马涧组呈整合接触。

【佘田桥组】 Shetianqiao Fm 时代属晚泥盆世佘田桥期。分布于湖南境内。命名地点在湖南邵阳佘田桥。为浅海相沉积,下部龙口冲段,为云母质石英砂岩,相变显著,有时为砂岩、页岩互层夹灰岩,或全为灰岩,含腕足类 *Cyrtospirifer sinensis* 及 *Atrypa douvillii* var. *lungkouchungensis* 等,厚约 150~200 米;上部佘田桥段,为厚层灰岩及薄层灰岩与页岩互层,含腕足类 *Hypothyridina hunanensis*, *Cyrtospirifer sinensis* 等;珊瑚 *Pseudozaphrentis*, *Hexagonaria*。厚约 100~200 米。与下伏中泥盆统棋梓桥组在湘中一带呈整合接触,在湘东呈假整合接触。在桃江淇水乡毛里坪—人民坳公路一带相当佘田桥组的陆缘滨海相沉积中,曾发现沟鳞鱼(*Bothriolepis* sp.)。下部龙口冲段已提升为组。

【锡矿山组】 Xikuangshan Fm 时代属晚泥盆世锡矿山期。分布于湖南境内,在湘中、湘南发育最全。命名地点在湘中新华县锡矿山。为海相沉积,自下而上为①兔子塘段,为泥质灰岩、纯灰岩、结核状灰岩,顶部有页岩,共厚 20 米,富含腕足类化石 *Yunnanellina* 等;②泥塘里含铁段,为黄绿色页岩、绿泥石页岩夹泥灰岩,普遍含1~2层紫红色鲕状赤铁矿,一般厚 5~40 米,含湖南石燕-云南贝组合、海百合、苔藓虫、鱼骨片等;③玛牯脑段,为厚层灰色页岩,相变显著,厚约 200 米,富含腕足类 *Yunnanel-*

la, *Hunanospirifer* 等。与下伏长龙界组呈整合接触。在湖南浏阳高坪与锡矿山组相当的陆相砂岩中曾发现沟鳞鱼。

【岳麓山组】 Yuelushan Fm　曾称**岳麓山砂岩**。时代属晚泥盆世,分布于湖南长沙一带。命名地点在湖南长沙岳麓山。为陆相碎屑沉积,以灰白色石英砂岩为主,夹砂质页岩及砾岩,厚750米,顶界不明。含植物化石 *Platyphyllum*, *Sublepidodendron* 及 *Lepidodendropsis* 等,腕足类、鱼类化石碎片等。与下伏佘田桥组呈整合接触。

【孟公坳组】 Menggongao Fm　曾称**孟公坳石灰岩**。时代属晚泥盆世晚期至早石炭世岩关期。分布于湘中、湘南及粤北。命名地点在湖南邵东县的孟公坳。为浅海相沉积,自上而下分为刘家塘段、孟公坳段(狭义)及邵东段。邵东段中含泥盆纪腕足类 *Tenticospirifer vilis*, *Hunanospirifer wangi*, *Camerotoechia kinlingensis*, *Plicochonetes* cf. *ornatus* 及珊瑚 *Caninia* 等,邵东段与锡矿山组上部相当;孟公坳段含珊瑚 *Cystophrentis*,约与贵州的革老河组相当;刘家塘段中以含珊瑚 *Pseudouralinia* 为特征,约与汤耙沟组相当。共厚 180~250 米。孟公坳组与下伏泥盆系呈整合或假整合接触。现使用的孟公坳组仅为原孟公坳段,时代属晚泥盆世晚期。

【五通组】 Wutong Fm　曾称**五通石英岩**。时代属晚泥盆世。分布于长江下游苏南、浙北、皖南一带。命名地点在浙江长兴西北煤山北端的五通山。为陆相碎屑沉积,以灰白或淡黄色厚层石英岩与粗粒石英砂岩为主,中夹薄层石英砂岩及灰、紫、绿等色粘土页岩,顶部含赤铁矿、褐铁矿和锰矿瘤状体或呈薄层状,含鱼类化石 *Asterolepis sinensis*, *Sinolepis macrocephala* 等,及植物化石 *Leptophloeum rhombicum*,还有通常只见于早石炭世的 *Sublepidodendron mirabile*, *Lepidodendropsis hirmeri* 等。共厚约 50~800(?)米。与下伏中下泥盆统茅山组和上覆下石炭统金陵组均呈假整合接触。

【泥鳅河组】 Niqiuhe Fm　时代属早泥盆世那高岭期。分布于小兴安岭西北部。命名地点在黑龙江小兴安岭西北部泥鳅河流域。为浅海相碎屑沉积,由泥质粉砂岩夹少量灰岩组成,含腕足类 *Coelospirella pseudocamilla* 及珊瑚 *Syringaxon bohemicum* 等,厚约 420 米。不整合于上志留统卧都河组或下志留统黄花沟组之上。

【罕达气组】 Handaqi Fm　时代属早泥盆世。分布于黑龙江小兴安岭西北部。命名地点在黑龙江小兴安岭西北部罕达气。为中基性海底火山喷发沉积,由安山岩,细碧岩夹凝灰质砂岩及灰岩透镜体组成,含腕足类 *Aulacella* sp., *Cyrtina* sp. 及珊瑚 *Syringaxon curta* 等,厚 0~645 米。与下伏下泥盆统泥鳅河组呈整合接触。

【金水组】 Jinshui Fm　时代属早泥盆世。分布于黑龙江小兴安岭西北部。命名地点在黑龙江省小兴安岭西北部的金水。为浅海相碎屑沉积及中基性火山喷发沉积,由粉砂岩夹少量细碧岩和安山岩组成,含腕足类 *Leptaenopyxis bouei*, *Coelospirella orientalis*, *Rhytistrophia* sp. 及竹节石等,厚约 526 米。与下伏下泥盆统罕达气组呈整合接触。

【霍龙门组】 Huolongmen Fm　时代属早泥盆世晚期。分布于黑龙江小兴安岭西北部。命名地点在黑龙江小兴安岭西北部的霍龙门。为浅海相碎屑沉积,由泥质、钙质粉砂岩夹灰岩透镜体组成,含腕足类 *Acrospirifer macrothyris*, *Fallaxispirifer pseudofallax*, *Leptostrophia nonakai*, *Gladiostrophia kondei* 及珊瑚 *Pleurodictyum* sp. 等,厚约 230 米。与下伏下泥盆统金水组呈整合接触。

【乌奴耳组】 Wunur Fm　时代属早泥盆世中、晚期。分布于黑龙江大兴安岭中段。命名地点在黑龙江大兴安岭中段的乌奴耳。为浅海相碎屑及碳酸盐沉积,由灰岩、粉砂岩和砂岩组成,含珊瑚 *Tryplasma altaica*, *Grypophyllum tenue*, *Amplexiphyllum hamiltonae*, *Acanthophyllum filosa*, *Pachyfavosites polymorphus* var. *minor*, *Alveolites gracilis*;层孔虫 *Actinostroma mamontovi* 及苔藓虫 *Leioclema manchuriense*,厚约 380 米。与下伏骆驼山组呈整合接触,与上覆中泥盆统北矿组呈假整合接触。

【根里河组】 Genlihe Fm　时代属中泥盆世。分布于黑龙江小兴安岭西北部。命名地点在黑龙江小兴安岭根里河流域。为浅海相碎屑沉积,由粉砂岩,泥岩互层组成,中夹凝灰岩,含腕足类 *Mucrospirifer mucronatus*, *Euryspirifer* cf. *pseudoscheechiel* 及双壳类 *Auiulopecton* cf. *transverisus* 等,厚约 225 米。与上覆上泥盆统大河里组呈整合接触,与下伏地层关系不清。

【下大民山组】 Xiadaminshan Fm　时代属晚泥盆世早期。分布于黑龙江大兴安岭中段。命名地点在黑龙江大兴安岭中段的大民山。为浅海相火山碎屑沉积,由凝灰质砂岩夹碧玉岩和灰岩组成,含珊瑚 *Pexiphyllum* sp., *Hexagonaria zarubinskiensis*, *Barrandeophyllum* sp. 等,厚约 100 米。与下伏地层关系不清。

【上大民山组】 Shangdaminshan Fm　时代属晚泥盆世晚期。分布于黑龙江大兴安岭中段。命名地点在黑龙江大兴安岭中段的大民山。为中酸性海底火山喷发及泥质碳酸盐沉积,由流纹岩,安山岩夹页岩及泥质灰岩组成。在底部泥质灰岩中含丰富的菊石,包含法门期下部两个菊石带:*Cheiloceras subpartitum* 带及 *Platyclymenia walcotti* 带,总厚 1600 米。与下伏上泥盆统下大民山组呈整合接触。

【革老河组】 Gelaohe Fm　曾称**革老河灰岩**。时代属晚泥盆世。分布于贵州地区。为浅海相碳酸盐沉积,以黑灰色薄层泥质灰岩为主,夹黄褐色或深灰色页岩,含珊瑚 *Cystophrentis kalaohoensis* 等,厚 110 米。与下伏泥盆系一般呈假整合接触,在贵州独山一带呈整合接触,局部地区(如广西)呈不整合接触,称"柳江运动"。

【阿尔他西群】 A'ertaxi Gr　时代属中泥盆世东岗岭期。分布于新疆西昆仑山北麓。下部以浅灰、深灰色灰岩和泥质页岩为主,含珊瑚 *Endophyllum* sp., *Brariphyllum* sp., *Syringopora* sp., *Temnophyllum* sp. 等;上部为绿、黑色页岩与深灰色灰岩,顶部为砾状灰岩,总厚 870 米。在龙勒—阿加尔河谷与根里沙里河之间的高山区,本群为灰、浅绿灰色石英砂岩,厚 260~900 米。与上覆及下伏地层关系不清。

【阿拉塔格组】 Alatag Fm　时代属中泥盆世早期。在新疆托克逊县喀拉克孜勒山东侧剖面以灰、灰黑色生物灰岩、大理岩为主,夹绢云绿泥石英片岩、变质砂岩和砂砾岩,底部为灰色砾状灰岩、白色砾状大理岩,与下伏阿尔皮什麦布拉克组和上覆萨阿尔明组均呈整合接触,厚 6167 米,灰岩中含珊瑚 *Favosites*, *Pachyfavosites*, *Heliolites*, *Emmonsia*, *Xystriphyllum* 等。在克孜勒塔格以北山区,由结晶灰岩、砂岩、粉砂岩、绿泥绢云石英片岩组成,含珊瑚 *Thamnopora incerta*, *T.* ex gr. *tumefacta*, *Heliolites*, *Squameofavosites* 和 *Pseudamplexus*,厚 2100~4000 米。在喀拉塔格南坡由深灰色碎屑灰岩、鲕状灰岩、砂岩、硅质岩夹砾岩组成,含珊瑚 *Thamnopora* cf. *reticulata*, *Wedekindophyllum* cf. *corneolum* 等,出露厚度 181 米。在开都河以南,赛日木河以北,为硬砂岩夹粉砂岩、砾岩,上部为灰岩、白云岩夹钙质砂岩,含珊瑚 *Disphyllum*, *Cyathophyllum*, *Favosites* 及腕足类 *Camarotoechia*, *Atrypa* 等,厚 3217 米。在萨阿尔明山以南,柳树沟—伙浪窝特一带夹有基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩,总厚度达 5974.6 米。

【敖包亭浑迪组】 Aobaotinghundi Fm 时代属早泥盆世郁江期至四排期。主要分布于内蒙古东乌珠穆沁旗西山。岩性比较单一,以钙质、泥质粉砂岩为主,夹少量凝灰质粉砂岩,含丰富化石,厚约 500 米。与下伏巴润特花组呈整合接触,两者在岩性上同为粉砂岩,惟本组富泥、钙质,而巴润特花组多为凝灰质。重要化石有腕足类 *Coelospira* sp.,"*Paraspirifer*" *gigantea*, *Rhytistrophia beckii*, *Leptaenopyxis bouei*, *Ivanothyris* sp., *Discomyorthis* sp.;珊瑚 *Siphonophrentis yandelli*, *Metriophyllum* sp., *Keriophyllum* sp.;盘海绵 *Receptaculites* sp.;苔藓虫 *Fistulipora* sp., *Leioclema* sp. 等。

【巴润特花组】 Baruntehua Fm 时代属早泥盆世那高岭期(?)。分布于内蒙古东乌珠穆沁旗西山。下段为灰绿色凝灰质砂岩夹凝灰质板岩、泥岩、绿色凝灰岩、岩屑晶屑凝灰岩,含腕足类、苔藓虫及珊瑚化石,出露厚度大于 555 米;上段为灰绿、黄绿色凝灰质粉砂岩夹凝灰岩,出露厚度 564 米,富含腕足类 *Coelospira concava*, *Merista* sp., *Pacificoelia sinica*;珊瑚 *Cleistopora* sp., *Barrandeophyllum* sp., *Syringaxon bohemicum*;三叶虫 *Unguliproetus unguloides*, *Otarion* 等。本组下界不清,上部被第四系覆盖。

【白柳坪组】 Bailiuping Fm 时代属早泥盆世郁江期。分布于四川北川一带。主要为黄绿色粉砂岩、泥岩,顶部夹生物碎屑灰岩,其中富含小型腕足类 *Protochonetes bailiupingensis*, *Orientospispirifer nakaolingensis*, O. *wangi*;介形虫 *Sulcella sichuanensis*;三叶虫 *Caracricalynere ganxiensis*,牙形石 *Polygnathus dehiscens* 等。与下伏平驿铺群关山坡组呈整合接触。该组岩性在区域上比较稳定。

【洪格尔庙组】 Honggermiao Fm 时代属晚泥盆世锡矿山期至邵东期。分布于内蒙古阿巴嘎旗地区。为长石砂岩,钙质粉砂岩夹灰岩透镜体和灰绿、粉红色页岩,局部夹安山玢岩,底部具砾岩。与下伏温都尔庙群呈不整合接触,上部为断层切割。出露厚度约 210 米。含珊瑚、腕足类 *Nalivkinella profunda*, *Nickolsoniella* sp., *Cyrtospirifer* spp., *Centrorhynchia turanica*;植物 *Leptophloeum rhombicum* 等。类似沉积亦见于苏尼特左旗。

【洪古勒楞组】 Hongguleleng Fm 时代属晚泥盆世中期。分布于新疆西准噶尔和布克赛尔县沙尔布尔提山一带。下段为灰色薄层介壳灰岩、砂屑灰岩、夹薄层页岩,页岩向上逐渐增加,厚 108 米,下部含大型石燕类腕足类,上部富含腕足类 *Paleospirifer sinicus*, *Centrorhynchus turanica*, *Mesoplica semplicior*, "*Aposiella*" *quadratus*, *Cleiothyridina* sp., *Nalivkinella profunda*, *Nexon*;珊瑚 *Amplexocarinia tenuiseptata*, *Tabulophyllum postnormale*;海百合 *Eutaxocrinus* 等;中段为红、绿色页岩和泥岩、含放射虫(?)硅质岩的互层,夹灰岩团块和细砂岩,含三叶虫 *Phacops accipitrinus mobilis*,厚 110 米;上段为灰黄色薄层钙质粉砂岩,底部夹有厚约 2 米的海百合茎灰岩,沿走向呈层状或透镜状断续出露,厚仅 18 米。与下伏朱鲁木特组可能为整合接触。其上部与含腕足类 *Syringothyris* 的砂屑灰岩、粉砂岩整合接触。

【呼吉尔斯特组】 Hujierste Fm 时代属中泥盆世。分布于新疆沙尔布提山。下部为凝灰质砂砾岩、砂岩、砾岩,夹安山玢岩和灰岩透镜体;上部为灰绿、暗灰色粉砂岩,凝灰质砂岩,夹黑色炭质页岩,局部为煤线。出露厚度 438 米,含丰富的植物 *Protolepidodendron scharyanum*, *Lepidodendropsis theodori*, *Lepidosigillaria* sp.;炭质页岩中含叶肢介 *Asmussia* cf. *vugaris*, *Ulugkemis minussensis*, *Pseudoestheria simplex*。该组下部代表混杂堆积,上、下接触关系不清。

【曲靖组】 Qujing Fm 时代属中泥盆世东岗岭期。广泛分布于滇东、滇东北、滇东南地区。为一套巨厚的碳酸盐岩地层,主要由灰色中—厚层灰岩、泥灰岩、白云岩、白云质灰岩及生物灰岩组成。层位介于一打得组黑色页岩与海口组砂岩之间,与下伏海口组呈整合接触。厚 1312 米。富含底栖腕足类 *Stringocephalus*,珊瑚 *Temnophyllum*,层孔虫、介形虫等化石。

【依克乌苏组】 Yikewusu Fm 时代属中泥盆世应堂期。分布于内蒙古西部巴丹吉林沙漠以北珠斯楞海尔罕以西。下部为褐黄色页片状钙质页岩与黄褐色薄层细粒钙质砂岩互层,厚度约为 219 米;上部为灰褐色薄层细粒钙质砂岩夹砂质灰岩,顶部夹硅质岩、硅质灰岩,厚 567 米。含腕足类 *Uncinulus* spp., *Skenidium polonicum*, *Undispirifer* sp.;三叶虫 *Coniproetus* sp.;珊瑚 *Cyathophyllum* sp., *Tabulophyllum* sp., *Endophyllum* sp. 等化石。与下伏珠斯楞组和上覆卧驼山组均呈整合接触。

【朱鲁木特组】 Zhulumute Fm 时代可能为中泥盆世晚期至晚泥盆世早期。分布于新疆西准噶尔和布克赛尔布龙果河、和布克河、朱鲁木特等地。主要为灰绿色钙质粗砂岩、细砾岩,厚度达 1330 米。含丰富的植物化石 *Lepidodendropsis theodorii*, *Cyclostigma hiltorkense*, *Sublepidodendropsis* sp., *Leptophloeum rhombicum* 等。在布龙果尔见有杏仁状安山岩夹凝灰岩,和布克河一带见流纹斑岩、石英斑岩、安山玢岩、玄武玢岩等。与上覆洪古勒楞组似为整合接触;与下伏呼吉尔斯特组多为断层接触。

【珠斯楞组】 Zhusileng Fm 时代属早泥盆世郁江期至四排期。主要分布在内蒙古西部额济纳旗和阿拉善右旗之间,巴丹吉林沙漠以北中蒙边境附近零星出露。下部为灰色中、薄层绢云母钙质砂岩夹薄层细砾岩;上部为灰、灰褐色薄层中、细粒钙质砂岩夹砂质灰岩;底部具一层 3 米厚的砾岩,砾石成分为灰岩、石英岩、砂岩等,大小不等,磨圆度较好,为砂质和钙质胶结。厚 406 米。与下伏志留系呈假整合接触,与上覆依克乌苏组呈整合接触。产菊石 *Anarcestes plebeius*。

【卓木巴斯套组】 Zhuomubasite Fm 时代属早泥盆世郁江期至四排期。分布于新疆东准噶尔地区。为灰黄、灰色中—厚层砂质灰岩与钙质砂岩互层,厚 78 米。含丰富的腕足类"*Paraspirifer*" spp., *Rhytistrophia beckii*, *Leptaenopyxis bouei*, *Megakozlowskiella* sp.;珊瑚 *Thamnopora* sp., *Syringaxon* sp. 等,局部富集呈介壳层。在乌鲁苏巴斯套南,底部为厚约 1m 的底砾岩,砾石成分复杂,有英安斑岩、石英斑岩、杏仁状安山岩等,大小不等,磨圆度中等,钙质及砂质胶结。与下伏塔黑尔巴斯套组呈不整合接触。

石 炭 系

【石炭系】 Carboniferous System 石炭纪时期沉积的地层称为石炭系。在西欧多为二分。在中国及俄罗斯曾为三分,分为下、中、上三个统,当前随国际上统一二分。在中国,全国地层委员会 2001 年将下石炭统(曾称丰宁统)自下而上分为岩关阶,大塘阶和德坞阶;上石炭统(曾称壶天统)自下而上分为罗苏阶、滑石板阶、达拉阶和逍遥阶。2000 年国际地科联国际地层委员会将其划分为二个亚系:下部密西西比亚系(含三个阶)和上部宾夕法尼亚亚系(含四个阶)(详见下表)。石炭纪早期,中国南方由于海水时进时退,形成海陆交替相,沉积了 1000 米左右的碎屑岩、不纯灰岩和煤层;至晚石炭世,海水比较稳定,沉积以浅海相灰岩为主。自奥陶纪后,海水退出整个华北及东北南部地区,长期遭受风化剥蚀,直到晚石炭世时,海水才又重新侵漫到这一地区,形成一般不超过 500 米的海陆交替相的含煤沉积,所含动物群与华南相似。东北北部区下石炭统以海相碎屑岩为主夹灰岩,时夹陆相碎屑沉

积,厚度较大;上石炭统以海相灰岩为主,所含动物群与华南相似。西北区的石炭系比较复杂,厚度大,所含动物群与华南相似。青藏区的石炭系沉积厚度较大,也含有火山岩系,所含动物群与华南相似。石炭纪在全世界是最早的重要成煤时期。在中国华南有测水段,寺门段及万寿山段;在华北有本溪组和太原组,太原组是中国北部石炭系中最重要的煤系地层,广泛分布于华北、东北南部及西北等地区。其他沉积矿产有铁、锰、黄铁矿、铝土矿及石膏。2000年国际地科联国际地层委员会将国际石炭系区域年代地层划分与对比列表如下:

系	亚系	阶 STAGES			
GSSP①		国际标准	北　美	俄罗斯	西　欧
石炭系	宾夕法尼亚亚系	格舍尔阶	弗吉尔阶 Virgilian	格舍尔阶 Gzhelian	斯蒂芬阶 Stephanian
		卡西莫夫阶	密苏里阶 Missourian	卡西莫夫阶 Kasimovian	
		莫斯科阶	得梅因阶 Desmoinesian	莫斯科阶 Moscovian	威斯特法阶 Westphalian
			阿托克阶 Atokan		
	GSSP②	巴什基尔阶	莫罗阶 Morrowan	巴什基尔阶 Baskhurian	纳缪尔阶 Namurian
		谢尔普霍夫阶	切斯特阶 Chesterian	谢尔普霍夫阶 Serpukhovian	
	密西西比亚系	维宪阶	梅拉梅西阶 Meramecian	维宪阶 Visean	维宪阶 Visean
			奥萨格阶 Osagean		
		杜内阶	金德胡克阶 Kinderhookian	杜内阶 Tournaisian	杜内阶 Tournaisian
GSSP③					

J. 瑞曼等:国际地层表说明;①(哈萨克斯坦 Aidaralash Creek);②(美国内华达州 Now Canyon);③(法国 La Serre, Montagne Noire)。

【丰宁统】 Fengningian Series　曾是中国南方下石炭统的专名,与国际密西西比亚系(Mississippian)大致相当。丰宁统包括三个阶:下为岩关阶,中为大塘阶,上为德坞阶。丰宁统一名源自贵州独山的古称"丰宁"。目前,国际、国内对"统"级单位均不予命名,故现已停止使用。

【岩关阶】 Yanguanian Stage　是中国下石炭统下部的一个阶,与国际的杜内阶大致相当。层型剖面位于贵州省独山县城以南14千米的岩关处。岩关阶的底界以牙形石 *Siphonodella sulcata* 带之底为界。在浅水相区,本阶包含二个珊瑚带,下部为 *Pseudouralinia* 带(自下而上分三个亚带:*Pseudouralinia tangbakouensis* 亚带,*Koninckophyllum-Pseudouralinia tangbakouensis* 亚带,*Pseudouralinia gigantea* 亚带),上部为 *Keyserlingophyllum* 带;二个腕足类带:下部为 *Matiniella-Eochoristites* 带,上部为 *Finospirifer shaoyangensis* 带;同时自下而上还包含四个有孔虫组合:*Earlandia-Septatournayella-Latiendothyra* 组合,*Latiendothyranopsis-Granulifera* 组合,*Spinoendothyra-Paraendothyra* 组合,及 *Dinella-Eoparastaffella* Morphotype Ⅰ组合。在深水相区,本阶自下而上包含自 *Siphonodella sulcata* 带至 *Scaliognathus anchoralis* 带的八个牙形石带序列,在 *S. sulcata* 带中,含菊石 *Gattendorfia* spp., *Initoceras folliforme*, *I. simile* 等。

【大塘阶】 Datangian Stage　是中国下石炭统中部的一个阶,位于岩关阶之上,德坞阶之下,与国际的维宪阶大致相当。层型剖面位于贵州省惠水县摆金村附近。其底界尚待深入研究后定义。本阶在浅水相区,自下而上包含二个珊瑚带:*Thysanophylloides* 带和 *Yuanophyllum* 带,后者下部以 *Palaeosmilia* 和 *Kueichouphyllum heisihkuanense* 为特征,中部以 *Aulina carinata* 为主,上部以 *Palastraea* 为特征,同时阶内还以含丰富的大长身贝类 *Gigantoproductus*, *Delepina*, *Vitiliproductus*, *Kansuella* 等腕足类为特征;在深水相区,本阶自下而上包含四个牙形石带:*Gnathodus taxanus-G. homopunctatus* 带,*Paragnathodus commutatus* 带,*G. bilineatus bilineatus* 带和 *Paragnathodus nodusus* 带。

【德坞阶】 Dewuan Stage　中国下石炭统上部的一个阶,位于大塘阶之上,上石炭统罗苏阶之下,与国际的谢尔普霍夫阶大致相当。层型剖面位于贵州省贵定县城以南43千米处的摆佐村。其底界尚待深入研究后定义。本阶内包含二个腕足类组合带:下部 *Striatifera striata-Gigantoproductus edelburgensis* 组合带,上部 *Gondolina weiningensis-Striatifera augusta* 组合带;另还包含一个牙形石组合带 *Gnathodus bilineatus bollandensis-Adetognathus unicornis* 组合带;同时,本阶下部含菊石 *Dombarites*,上部含 *Homoceras*。

【威宁统】 Weiningian Series　曾是中国南方中石炭统的专名,与国际上的宾夕法尼亚亚系大致相当。威宁统自下而上含四个簇带:*Eostaffella* 带,*Pseudostaffella* 带,*Profusulinella* 带和 *Fusulina-Fusulinella* 带;另外还含有西欧纳缪尔阶的几个菊石带化石。威宁统一名源自贵州威宁。目前,国际、国内对"统"级单位均不予命名,故现已停止使用。

【壶天统】 Hutianian Series　中国上石炭统的曾用专名,与国际宾夕法尼亚亚系大致相当。包括罗苏阶、滑石板阶,达拉阶和逍遥阶。壶天统一名源自湖南湘乡壶天。由于"壶天灰岩"代表上石炭统地层而得名。此统名现已停止使用。

【罗苏阶】 Luosuan Stage　中国上石炭统最底部一个阶,位于下石炭统德坞阶之上,上石炭统滑石板阶之下,与国际的巴什基尔阶大致相当。层型剖面位于贵州罗甸罗苏村西南约7千米处公路旁。本阶底界以牙形石 *Declinognathodus noduliferus noduliferus* 和簇 *Millerella marblensis* 的首次出现为标志;自下而上包含四个牙形石带:*Declinognathodus noduliferus* 带,*Idiognathodus sulcatus-I. sinuatus* 带,*Neognathodus symmetricus* 带和 *I. primulus* 带;同时含一个簇带 *Millerella manblensis-Eostaffella postmosquensis* 带。

【滑石板阶】 Huashibanian Stage　中国上石炭统第二个阶,位于罗苏阶之上,达拉阶之下,与国际上的莫斯科阶大致相当。层型剖面位于贵州盘县城东约30千米处的滑石板寨西侧。滑石板阶的底界以牙形石 *Idiognathodus sculcatus parvus* 带和簇类 *Pseudostaffella* 带的底为界。阶内含一个簇类 *Pseudostaffella* 带和两个菊石带,下部为 *Reticuloceras-Retites* 带,上部为 *Gastrioceras-Branneroceras* 带。

【达拉阶】 Dalan Stage　中国上石炭统第三个阶,位于滑石板阶之上,上石炭统顶部逍遥阶之下,与国际上的卡西莫夫阶大致相当。层型剖面位于贵州盘县县城以东约30千米处的达拉寨西侧。其底界尚待深入研究。阶内包含二个簇带:下部为 *Profusulinella* 带,上部为 *Fusulina-Fusulinella* 带(可再分为上部的 *Fusulina cylindrica-F. guasicylindrica* 亚带,下部的 *Fusulina schellwieni-Fusulinella praebocki* 亚带)。在贵州罗甸纳水剖面,本阶自下而上包含四个牙形石带:*Idiognathoides corrugatus* 带,*Gondolella qiannanensis* 带,*Streptognathodus oppletus* 带和 *Idiognathodus delicatus*

带,前两带相当于下鐽带,后两带相当于上鐽带。

【逍遥阶】 Xiaoyiaoan Stage 是中国石炭系顶部的一个阶,位于达拉阶之上,下二叠统紫松阶之下,与国际上的格舍尔阶相当。层型剖面位于陕西镇安西口区石门垭。逍遥阶的底界以鐽类 *Triticites obsoletes*, *T. montiparus*, *Pseudotriticites*, 以及牙形石 *Streptognathodus elegantulus* 的首现为标志。阶内自下而上包含二个鐽带:*Triticites* 带(可分三个亚带:下部 *T. obsoletes-T. montiparus* 亚带、中部 *T. acutus* 亚带、上部 *T. mogutovensis* 亚带),以及 *Pseudofusulina foecunda* 带。逍遥阶曾经被称为"马平阶"、"小独山阶"等。

【本溪统】 Benxiian Series 曾是中国北方上石炭统的专名。本溪统为海陆交互相沉积,含二个鐽化石带,下为 *Eostaffella subsolana* 带,上为 *Fusulina-Fusulinella* 带,并含有植物 *Neuropteris gigantea-Linopteris neuropteroides* 组合。现已不用此统名。

【马平统】 Mapingian Series 曾是中国南方上石炭统的专名,马平统含鐽 *Triticites* 带。统名源自广西的柳州(旧称马平县)。现已停止使用此统名。

【太原统】 Taiyuanian Series 曾是中国北方上石炭统的专名。太原统为海陆交互相沉积,含鐽 *Triticites* 带,并含一个植物组合 *Neuropteris pseudovata-Lepidodendron posthumi* 组合。现本统名已停止使用。

【狄南统】 Dinantian Series 狄南统一名源自比利时的狄南(Dinant)。在比利时,石炭系二分,下石炭统称为狄南统,相当于英国的阿翁统。狄南统自下而上又分为杜内阶和维宪阶。

【阿翁统】 Avonian Series 英国下石炭统的专名,相当于欧洲大陆的狄南统。本统为浅海碳酸盐沉积,含五个化石带,分为杜内阶和维宪阶。阿翁统一名源自英国阿翁(Avon)峡谷,由于该地下石炭统发育而得名。

【艾特隆阶】 Etroeungtian Stage 是欧洲石炭系下部狄南统底部的一个阶,是从泥盆系过渡到石炭系的中间过渡层,约相当于英国的珊瑚 K 带(*Kleistopora* Zone)。艾特隆阶一名源自法国的艾特隆(Etroeungt)。有些国家把艾特隆阶归入泥盆系顶部。

【密西西比亚系】 Mississippian Subseries 原北美古生界的一个系,位于泥盆系之上,宾夕法尼亚亚系之下,延续时间为距今 345~320 百万年,大致相当于欧洲的下石炭统。当前国际上将其作为石炭系下亚系的专名。1869 年根据密西西比河谷盆地出露好而命名。

【杜内阶】 Tournaisian Stage 位于法门阶之上,维宪阶以下,是欧洲下石炭统下部的一个阶。杜内阶多以珊瑚、腕足类和头足类作为分带化石。杜内阶一名源自比利时的杜内(Tournai)。广义的杜内阶包括艾特隆阶。现为国际通用的一个阶。

【维宪阶】 Visean Stage 位于杜内阶之上,纳缪尔(谢尔普霍夫阶)阶以下,是欧洲下石炭统中部的一个阶。维宪阶多以珊瑚和腕足类为分带化石。维宪阶一名源自比利时的维宪(Visé)。现为国际通用的一个阶。

【谢尔普霍夫阶】 Serpukhovian Stage 俄罗斯下石炭统顶部的一个阶,位于维宪阶之上,巴什基尔阶之下。其中含 *Gigantoproductus latisimus*, *Spirifer pseudotrigonalis*, *Striatifera striata*, *Eostaffella antiquata* 等。谢尔普霍夫阶一名源自俄罗斯莫斯科以南的谢尔普霍夫城。现为国际通用的一个阶。

【纳缪尔阶】 Namurian Stage 位于维宪阶之上,威斯特法阶以下,是西欧跨石炭系上、下统的一个阶。海相纳缪尔阶自下而上包括三个菊石带:① *Eumorphoceras*(*E* 带),② *Homoceras* 带(*H* 带),③ *Reticuloceras* 带(*R* 带)。但是也有人主张把 *R* 带之上的威斯特法阶的 *Gastrioceras* 带(*G* 带),作为纳缪尔阶的顶界。纳缪尔阶一名源自比利时的纳缪尔(Namur)。

【威斯特法阶】 Westfalian Stage 位于纳缪尔阶之上,斯蒂芬阶以下,是中欧上石炭统中部一个阶。威斯特法阶含有 *Neuropteris-Linopteris* 植物群。威斯特法阶一名源自德国的威斯特法(Westfalen)的鲁尔盆地。

【斯蒂芬阶】 Stephanian Stage 位于威斯特法阶之上,二叠系以下,是中欧上石炭统顶部的一个阶。植物群以含 Pecopterids 和 Subsigillariads 为其特征。斯蒂芬阶一名源自西欧中央地块的圣艾蒂恩(Saint-Etienne)盆地。

【宾夕法尼亚亚系】 Pennsylvanian Subseries 原北美古生界的一个系,位于密西西比亚系之上,二叠系之下,延续时间为距今 320~280 百万年,大体上相当于欧洲的上石炭统。当前国际上将其作为石炭系上亚系的专名。1891 年根据宾夕法尼亚州的该地层出露好且含煤而命名。

【巴什基尔阶】 Bashkirian Stage 位于谢尔普霍夫阶之上,莫科阶之下,为俄罗斯上石炭统第一个阶。巴什基尔阶含有鐽类 *Pseudostaffella*, *Profusulinella* 及腕足类 *Linoproductus*, *Choristites* 等化石。现为国际通用的一个阶。

【莫斯科阶】 Moscovian Stage 位于巴什基尔阶之上,卡西莫夫阶以下,是俄罗斯上石炭统第二个阶。所含化石有鐽类 *Fusulinella*, *Fusulina* 及腕足类 *Choristites*, *Spirifer*, *Productus* 等。莫斯科阶一名源自俄罗斯的莫斯科盆地。现为国际通用的一个阶。

【卡西莫夫阶】 Kasimovian Stage 位于莫斯科阶之上,格舍尔阶之下,为俄罗斯上石炭统第三个阶。含鐽 *Protriticites*, *Triticites* 以及腕足类化石等。现为国际通用的一个阶。

【格舍尔阶】 Gzhelian Stage 位于卡西莫夫阶之上,是俄罗斯上石炭统顶部的一个阶。其中含鐽 *Quasifusulina*, *Triticites* 及腕足类化石等。格舍尔阶一名源自俄罗斯莫斯科河的一支流名。现为国际通用的一个阶。

【乌拉尔阶】 Uralian Stage 乌拉尔阶一名来源于俄罗斯乌拉尔山西坡,它包括俄罗斯的石炭系最上部和二叠系最下部,含鐽类 *Triticites*, *Pseudoschwagerina* 等化石。

【西里西亚统】 Silesian Series 欧洲上石炭统的专名,位于狄南统之上,二叠系之下,包括纳缪尔阶,威斯特法阶和斯蒂芬阶。西里西亚统一名源自东欧波兰的西南部和捷克北部的西里西亚(Silesia)。

【岩关组】 Yanguan Fm 时代属早石炭世早期,分布于华南、西北及东北北部。命名地点在贵州独山县的岩关村。为滨海及浅海相沉积,分为下部革老河段和上部汤耙沟段。本组与广西的十字墟组,湖南的孟公坳组(包括刘家塘段、孟公坳段和邵东段)相当。本组现已废弃不用,所分两段已分别提升为组。

【汤耙沟组】 Tangbagou Fm 曾称*汤耙沟砂岩*。时代属早石炭世岩关期早期。分布于贵州境内。命名地点在贵州独山以南十余千米的甲捞河与汤耙沟之间。为浅海相碎屑沉积,以黄白色石英砂岩和黄褐色、黑色页岩为主,夹泥灰岩,含珊瑚 *Pseudouralinia tangpakouensis* 等,厚 170 米,与下伏上泥盆统革老河组呈整合接触。

【旧司组】 Jiusi Fm 曾称*旧司砂岩*。时代属早石炭世大塘期。分布于贵州境内。命名地点在贵州旧大塘城东南四千米的旧司村,现划归平塘县。为滨海相沉积,以黄灰、灰黑等色页岩为主,夹黄、棕色石英砂岩及黑色泥灰岩,含珊瑚 *Thysanophyllum*, *Kwangsiphyllum*,上部还含腕足类 *Gigantoproductus*。有些地区

底部常夹薄煤层及耐火粘土。厚 934 米。与下伏汤耙沟组呈整合接触。

【上司组】 Shangsi Fm 曾称**上司灰岩**。时代属早石炭世大塘期晚期。分布于贵州境内。命名地点在贵州独山以南约 25 千米上司村与黑石关之间。为浅海相沉积,由灰黑、灰绿、灰白色灰岩组成,富含燧石结核及燧石条带,含珊瑚 *Yuanophyllum*, *Kueichouphyllum* 及腕足类 *Gigantoproductus* 等。厚 276 米。与下伏旧司组呈整合接触。

【摆佐组】 Baizuo Fm 时代属早石炭世中、晚期。分布于贵州境内,命名地点在贵州贵定摆佐。为海相碳酸盐沉积,中上部为灰白色厚层块状白云岩、灰岩,间夹燧石结核或条带,产珊瑚 *Palaeosmiliaregia*, *Koninckophyllum*;腕足类 *Striatifera angusta*, *Gondolina*, *Gigantoproductus edelburgensis*;筵 *Eostaffella*, *Millerella*, *Pseudoendothyra* 等。在水城德坞,富产菊石 *Homoceras* 等。下部为灰色中厚层至块状灰岩及白云岩,夹少量页岩及泥岩,含轮状轴管珊瑚、高贵古剑珊瑚,舟形贝、细线贝、爱德堡大长身贝及始史塔夫筵。总厚 4 ~ 582 米,与下伏上司组和上覆上石炭统黄龙组均呈整合接触。

【滑石板组】 Huashiban Fm 时代属晚石炭世早期。分布于贵州境内。命名地点在贵州盘县城东约 30 千米的滑石板。为海相碳酸盐沉积,以灰色、灰白色中厚层块状灰岩及白云岩为主,局部地段含燧石结核或夹薄层硅质岩,厚 7 ~ 545 米。富含腕足类 *Choristites* 及珊瑚 *Kionophyllum*。在滑石板剖面上,其中上部富含菊石 *Reticuloceras*,顶部产菊石 *Gastrioceras* 等。与下伏下石炭统摆佐组呈整合接触。本组现已归入黄龙组。

【达拉组】 Dala Fm 时代属晚石炭世中晚期。分布于贵州境内,命名地点在盘县城东约 31 千米的达拉(村)。为海相碳酸盐沉积,上部以灰白色厚层块状灰岩为主,富含筵类 *Fusulina*, *Fusulinella*, *Pseudostaffella paradoxa*;腕足类 *Choristites*, *Muirwoordia* 及珊瑚 *Kionophyllum*;下部为浅灰色、灰白色中厚层至厚层块状灰岩、白云岩及白云质灰岩,富含筵类 *Profussulinella*, *Taitzehoella*, *Pseudowedkindellina*;腕足类 *Choristites* 及珊瑚 *Kionophyllum* 等。总厚 5 ~ 383 米,与下伏地层呈整合接触。本组已废弃不用,地层已归入黄龙组。

【马平组】 Maping Fm 曾称**马平石灰岩**。时代属晚石炭世晚期至早二叠世早期。分布于广西、贵州及云南一带。命名地点在广西柳州(旧马平县)西南 45 千米的百子溢及东北约 6 千米的楼梯山。为浅海相碳酸盐沉积,以灰白色、灰色中层和厚层及块状灰岩为主,局部含燧石结核或夹白云岩,富含筵类化石,下部以 *Triticites* 为代表,中上部以 *Pseudoschwagerina* 为代表。总厚 100 ~ 400 米。与下伏黄龙组一般为整合接触。

【金陵组】 Jinling Fm 曾称**金陵石灰岩**。时代属早石炭世岩关期。分布于长江下游宁镇山脉、安徽和县、巢县、马鞍山等地。命名地点在南京附近龙潭镇以东的观山。为浅海相碳酸盐沉积,以暗灰色结晶灰岩为主,底部为 0.5 ~ 2.5 米的黄褐色含钙、铁石英砂岩、铁质粉砂岩及页岩。含珊瑚 *Pseudouralinia nankingensis* 及腕足类 *Eochoristites neipentaiensis* 等。厚约 6 ~ 25 米。与下伏上泥盆统五通组呈整合(?)接触。与贵州地区的汤耙沟组相当。

【高骊山组】 Gaolishan Fm 曾称**高骊山系**。时代属早石炭世大塘期。分布于宁镇山脉、安徽和县、巢县、马鞍山等地。命名地点在江苏句容北东 20 千米的高骊山。为滨海或潟湖相碎屑沉积,以黄绿色砂岩,页岩为主,夹泥质灰岩透镜体,含植物化石 *Sublepidodendron mirabile* 等及腕足类 *Lingula*。厚 15 ~ 20 米。与下伏金陵组呈假整合接触。

【和州组】 Hezhou Fm 曾称**和州灰岩**。时代属早石炭世大塘期晚期至德坞期早期。分布于宁镇山脉、安徽和县、巢县、马鞍山等地。命名地点在安徽和县地区。为浅海相碳酸盐、泥质沉积,以黄灰色薄层泥质灰岩为主,含珊瑚 *Yuanophyllum kansuense* 及腕足类 *Gigantoproductus giganteus* 等。厚约 10 米。与下伏高骊山组呈整合接触。在和县及南京天宝山含筵 *Eostaffella* 及 *Endothyra ishimica*。

【黄龙组】 Huanglong Fm 曾称**黄龙石灰岩**,时代属晚石炭世早、中期。广泛分布于宁镇山脉及南方各省。命名地点在江苏镇江石马庙西南 3 千米的船山西端。因这组石灰岩构成江苏龙潭镇以西黄龙山的主体,故名。为浅海相碳酸盐沉积,岩性稳定,下部为灰白色、浅红灰色厚层白云岩,含燧石结核;上部为灰白色、微显红色厚层纯灰岩。组内富含筵类 *Profusulinella*, *Fusulinella* 及珊瑚 *Multithecopora huanglungensis*;腕足类 *Choristites mosquensis* 等。厚约 20 ~ 110 米。与下伏下石炭统在桂、黔、滇东地区呈整合接触,在苏南、皖南呈假整合接触,在桂中为角度不整合或假整合接触。

【船山组】 Chuanshan Fm 曾称**船山石灰岩**。时代属晚石炭世晚期至早二叠世早期。广泛分布于长江下游、东南沿海诸省。命名地点在江苏句容东昌街北东 5 千米的船山。为浅海相碳酸盐沉积,下部为灰白色灰岩,质细脆,与黄龙灰岩相似;上部为浅灰色至蓝灰色灰岩。全部灰岩中均含扁豆状及球状结核,其成分与灰岩相同,散布层中,排列无序。富含筵类化石,下部以 *Triticites*,上部以 *Pseudoschwagerina* 为主,但在安徽贵池大岭牌,假希瓦格筵见于船山组底部。厚数十米。与下伏黄龙组在南京龙潭、船山等地呈假整合接触,在江西、湖南呈整合接触。

【石磴子组】 Shidengzi Fm 曾称**石磴子石灰岩**。时代属早石炭世大塘期中期。分布于湘中、湘南及粤北。命名地点在湖南湘乡以东约 37 千米石磴子村。为浅海相碳酸盐沉积,以黑色厚层灰岩为主,夹页岩,含珊瑚 *Thysanophyllum circulocysticum* 及腕足类 *Gigantoproductus* 等,厚约 160 米。与下伏陡岭坳组呈整合或假整合接触。

【测水组】 Ceshui Fm 曾称**测水煤系**。时代属早石炭世大塘期晚期至德坞期早期。分布于湘中、湘南及粤北。命名地点在湖南双峰(原属湘乡县)梓门桥煤田测水西岸。为海陆交互相含煤沉积,上部为砂质及炭质页岩,含无烟煤数层,并含褐铁矿及黄铁矿,含植物化石 *Lepidodendropsis*;下部为石英岩或石英砂岩,含腕足类 *Gigantoproductus*。厚 80 ~ 100 米。与下伏石磴子组呈假整合接触。

【梓门桥组】 Zimenqiao Fm 曾称**梓门桥石灰岩**。时代属早石炭世德坞期晚期至晚石炭世罗苏期早期。分布于湘中、湘南及粤北。命名地点在湖南双峰梓门桥煤田湾头公路东侧。为浅海相碳酸盐沉积,由深灰色泥质灰岩及页岩组成,顶部为块状灰岩,沿层面含燧石结核,含腕足类 *Gigantoproductus* 及珊瑚 *Kueichouphyllum*, *Yuanophyllum* 等。厚约 114 米。与下伏测水组多呈整合接触。

【本溪组】 Benxi Fm 曾称**本溪系**。时代属晚石炭世达拉期。分布于华北及东北南部。命名地点在辽宁本溪以西 6 千米新洞沟与蚂蚁村沟之间的牛毛岭。为海陆交互相含煤沉积,下部为紫色页岩夹铝土矿(即 G 层铝土页岩),厚约 15 米;中部为黄色砂岩、砂质页岩夹页岩、薄煤层及灰岩透镜体,厚约 75 米;上部为黄色页岩、细砂岩夹四层灰岩及铝土页岩,厚约 55 米。在太子河流域本溪地区,包含二个筵带:上为 *Fusulina-Fusulinella*

带，下为 *Eostaffella subsolana* 带；含腕足类 *Choristites* 等；珊瑚 *Multithecopora* 及一些小型单体珊瑚；植物化石以开平煤田的唐山层内最丰富，重要属种有 *Neuropteris gigantea*，*Linopteris neuropteroides* 等。本组底部多由铁质层（山西式铁矿）和其中的铝土层（即 *G* 层铝土）组成，与下伏奥陶系呈假整合接触。

【太原组】 Taiyuan Fm　曾称**太原系**。时代属晚石炭世逍遥期至早二叠世早期。分布于华北及东北南部等地区。命名地点在山西太原西山月门沟。为海陆交互相含煤沉积，由灰色、黑色砂岩、页岩、炭质页岩夹煤层及灰岩组成，是中国北方重要含煤地层，厚度变化大，约 50～250 米，化石丰富，页岩中含植物 *Neuropteris pseudovata-Lepidodendron posthumii* 植物群；灰岩中含筵 *Triticites* 和 *Pseudoschwagerian* 等；腕足类也很多，如 *Dictyoclostus taiyuanfuensis* 等；此外还有头足类、双壳类和海百合等。与下伏本溪组呈假整合接触。

【亚里组】 Yali Fm　时代属早石炭世早中期。分布于藏南珠穆朗玛峰地区聂拉木、定日一带。命名地点在藏南聂拉木亚里附近。为浅海相泥灰质沉积，以灰黑色页岩为主，上部夹泥质灰岩，厚 126 米。上部泥质灰岩中含菊石 *Imitoceras* cf. *compressum*，*Imitoceras xizangense*；腕足类 *Tylothyris* sp. 等。与下伏泥盆系波曲群呈整合接触。

【纳兴组】 Naxing Fm　时代属早石炭世中晚期。分布于藏南珠穆朗玛峰地区聂拉木、定日一带。命名地点在藏南聂拉木纳兴附近。为海相沉积，以灰黑色页岩为主，夹较多砾岩、砂岩和少量泥灰岩，厚 1888 米。下部含腕足类 *Schuchertella*，*Fusella*，*Eochoristites*，*Composita* 及锥石 *Conularia*；中部含腕足类 *Syringothyris* 等早石炭世晚期化石；上部含双壳类 *Pernopecten*，*Sanguinolites*，*Clinopistha*，*Streblopteria* 等。与下伏亚里组呈整合接触。

【臭牛沟组】 Chouniugou Fm　时代属早石炭世大塘期早期。分布于甘肃武威、靖远、景泰黑山一带。命名地点在甘肃武威臭牛沟附近。为滨海—浅海相沉积，主要由砂岩、页岩、灰岩组成，厚 135 米，在靖远一带厚达 500 米。上部灰岩夹页岩中富含珊瑚 *Lithostrotion irregulare*，*Aulina rotiformis*，*Dibunophyllum tingi*，*Yuanophyllum kansuense* 等及腕足类 *Gigantoproductus giganteus* 等。与下伏上泥盆统老君山群呈假整合接触。

【靖远组】 Jingyuan Fm　时代属早石炭世大塘期晚期至德坞期。分布于甘肃靖远、武威一带。命名地点在甘肃靖远磁窑附近。为浅海及滨海相含煤沉积。下段为灰白至灰黑色砂质页岩，下部夹薄层灰岩和薄层石膏，厚 30～70 米，含菊石 *Eumorphoceras bisulcatum* aff. *varicatum* 及植物化石 *Cardiopteridium* cf. *spetsbergense*，*Eleutherophyllum mirabile* 等；中段为灰黑至黑色砂质页岩，顶部夹煤线，厚 30 米，含植物化石 *Lepidodendron aolungbulukense*，*Bothrodendron* cf. *circular*，*Neuroptreis* cf. *gigantea*，*Sphenopteris*? sp. 等；上段为灰黑至黑色砂质页岩夹薄层灰岩和钙质页岩，含可采煤层，厚 70 米，含腕足类 *Choristites yanghukouensis*，*Martinia remota*，*Linoproductus sinensis* 及菊石类 *Gastrioceras* cf. *listeri*。在靖远东北不远的宁夏同心一带已发现菊石 *Homoceras*。与下伏臭牛沟组可能呈假整合接触。

【羊虎沟组】 Yanghugou Fm　曾称**羊虎沟群**。时代属晚石炭世中期。经厘定，限用于相当西欧威斯特法阶的地层，并改称羊虎沟组，与华北本溪组大致相当。分布于甘肃靖远、景泰、武威一带。命名地点在甘肃永昌羊虎沟附近。现根据靖远磁窑榆树梁-红土洼剖面，本组为滨海相或海陆交互相含煤沉积，下段主要为土黄色薄层细砂岩和砂质页岩夹煤层，最上部为灰岩和泥灰岩，含腕足类 *Choristites crassicostatus*，*Plicatifera chaoi*，底部砂岩中含植物 *Lepidodendron aolungbulukense*；上段，下部为土灰色钙质粉砂岩和砂质页岩夹薄煤层，含植物 *Neuropteris* sp.，*Linopteris* sp.，上部为黑色钙质砂页岩与暗色灰岩、泥灰岩互层，顶部夹煤线，含腕足类 *Dictyoclostus houyuensis* 和 *Choristites sowerbyi* 等。与上覆上石炭统太原组和下伏靖远组均呈整合接触。

【北通气沟组】 Beitongqigou Fm　时代属早石炭世岩关期。分布于吉林中部、黑龙江西部及辽宁西北部。命名地点在吉林永吉北通气沟附近。为浅海相碎屑沉积，由细砂岩和粉砂岩组成，含腕足类 *Syringothyris halli*，*Spirifer attenuatus*，*Fusella biplicatus*，*Brachythyris peculiaris* 等，厚约 212 米。与下伏上志留统二道沟组呈不整合接触，与上覆下石炭统鹿圈屯组呈整合接触。

【鹿圈屯组】 Lujuantun Fm　时代属早石炭世岩关期晚期至德坞期。分布于吉林中部及辽宁西北部。命名地点在吉林盘石县鹿圈屯。为浅海相碎屑及碳酸盐沉积，由灰岩、凝灰质砂岩、粉砂岩、页岩夹灰岩透镜体组成，在灰岩中含珊瑚 *Yuanophyllum* sp.，*Kueichouphyllum sinense*，*Gangamophyllum latum*，*Aulina senex*，*Arachnolasma sinense* 及腕足类 *Gigantoproductus edelburgensis* 等，厚约 1230 米。与下伏下石炭统北通气沟组呈整合接触。

【磨盘山组】 Mopanshan Fm　时代属晚石炭世罗苏期至达拉期，分布于吉林中部及辽宁西北部。命名地点在吉林中部盘石县的磨盘山。为浅海相碳酸盐沉积，由中厚层灰岩组成，含丰富筵类，自下而上包含① *Eostaffella-Pseudostaffella* 组合，② *Profusulinella-Eofusulina* 组合，③ *Fusulina-Fusulinella* 组合。厚约 390 米。与下伏下石炭统鹿圈屯组呈整合接触。

【长阳组】 Changyang Fm　时代属早石炭世早期。分布于鄂西江陵以西和湘西北地区，为滨海海湾相沉积。主要为灰黑色页片状泥岩、粉砂岩和灰白、灰褐色石英砂岩，时夹煤线和灰岩小透镜体，含黄铁矿、菱铁矿结核，厚度为 7～12 米。与上覆资丘组和下伏写经寺组均呈整合接触。上部泥岩、粉砂岩中富含腕足类、介形虫和孢子化石，分别为 *Schuchertella gelaohoensis-Leptagonia analoga* 组合，*Bairdia casta-B. Profusa* 组合和 *Spelaetriletes pertiosus-Cingulizonates capistratus* 带；下部泥岩粉砂岩中含孢子化石 *Vallattisporites verrucosus-Retusotriletes incohatus* 带，所夹灰岩透镜体中有牙形石 *Siphonodella levis-Polygnathus inrnatus* 带及珊瑚 *Syringopora ramulosa*；腕足类 *Chonetes* cf. *ornatus*，*Plicattifera* sp. 等。

【城墙沟组】 Chengqianggou Fm　时代属早石炭世岩关期至大塘期。分布于青海德令哈以西怀头他拉欧龙布鲁克山、阿木尼克山。为灰岩、砂质灰岩、泥灰岩，厚 193 米。与下伏、上覆地层均呈整合接触。含珊瑚 *Siphonophyllum oppressa-Rylstonia oulongbulukensis* 组合和腕足类 *Echinoconchus elegans-Grandispirifer mylkensis* 组合。

【穿山沟组】 Chuanshangou Fm　时代属早石炭世岩关期。分布于青海阿木尼克山。为一套浅海相碳酸盐岩和碎屑岩沉积，下段为深灰色灰岩夹灰—灰绿、紫色薄层钙质、砂质页岩，含珊瑚 *Kassinella amunikeensis-Lophophyllum densum* 组合和腕足类 *Rhytiophora arcuata-Syringothyris halli* 组合，厚 175 米，时代为岩关期早期；中段为灰色生物碎屑灰岩夹紫色厚层灰岩、假鲕状灰岩，含珊瑚 *Enygmophyllum dubium-Kakwiphyllum qinghaiense* 组合及腕足类 *Syringothyris* cf. *texta-Rhipidomella altaica*，厚 82 米，时代为岩关期中晚期；上段为灰、灰黑色灰岩夹生物灰岩、钙质页岩，含珊瑚 *Siphonophyllia spinosa-Lophophyllum tertousum* 组合，厚 195 米，时代属早石炭世岩关期晚期。与下伏阿木尼克组及上覆城墙沟组均整合接触。

【根那仁组】 Gennaren Fm　时代属早石炭世早期。主要分布

于新疆东、西准噶尔地区。为河口三角洲相和火山喷发相沉积，下部为一套正常陆源碎屑岩，上部多有中酸性、中基性火山碎屑岩和火山岩。新疆布尔津县南那林卡他乌地区为暗色细碎屑岩、火山碎屑岩，上部多有中酸性、中基性火山岩，厚 4064 米，顶底未见，含植物 *Cardiopteridium karagandaense*, *Lepidodendron* sp.，及海百合茎。吉木乃黑山头地区称**黑山头组**，上部为黄褐色、灰绿色石英斑岩、安山玢岩、英安斑岩质细火山角砾岩、火山灰凝灰岩；下部为灰、灰绿色泥质粉砂岩、硅质粉砂岩、钙质砂岩，夹凝灰质、硅质砂岩，含腕足、苔藓虫、植物等，与下伏上泥盆统塔尔巴哈台组呈整合接触，上被次火山岩侵入，厚 917 米。在三塘湖及卡拉麦里地区，以正常陆源碎屑岩为主，夹凝灰岩、未见顶底，出露厚度仅 233～731 米，含腕足类 *Syringothyris* sp. 等。

【红山嘴组】 Hongshanzui Fm 时代属早石炭世。分布于新疆阿勒泰地区。由上部杂色海相碎屑岩和下部中—酸性火山岩、火山碎屑岩组成。在红山嘴地区，上部为杂色、灰色砂岩、板岩夹泥灰岩；中部为灰绿色泥灰岩，夹安山玢岩、石英钠长斑岩；下部为中—酸性火山岩、生物灰岩，含腕足类 *Gigantoproductus* sp.，苔藓虫 *Rhombopora* sp.，厚 500～700 米。在哈巴河西北地区，为绿灰色页岩、砂岩、砾岩，厚 2600 米。在富蕴正格河中游，为深灰、灰黑色炭质、泥质粉砂岩到炭质泥质板岩、中粒岩屑的石英砂岩、细砂岩，夹钙质粉砂岩和灰黑色灰岩，含珊瑚 *Zaphrentoides* sp.，腕足类 *Striatifera* sp. 等，厚 1270.3 米。在喀拉都尔根一带变质较深，出现片岩、千枚岩化泥质粉砂岩、结晶灰岩，多被后期构造破坏，地层顶底不全。

【红土洼组】 Hongtuwa Fm 时代属晚石炭世早期。分布于北祁连山东段，即甘肃永昌以东及宁夏中宁、中卫等地。由一套杂色页岩夹灰岩组成，下部以黑、灰黑色页岩、钙质页岩为主，夹薄层灰岩及煤线；上部为浅灰色、土黄色粉砂质页岩，夹黑色泥质灰岩及页岩。底部含牙形石 *Declinognathodus noduliferous* 带，中、上部含菊石 *Bilinguites superbilingue*, *B. metabilinguis*, *Cancelloceras asianum* 等，在相当 *Goniatites* 的 R2—G1 带，内含牙形石 *Idiognathodus sinuatus*, *I. corrugatus* 及 *I. sulcatus*。与下伏靖远组和上覆羊虎沟组均呈整合接触，厚 75 米。宁夏中卫称靖远组上段（相当于红土洼组），包含 2 个菊石带 *Reticuloceras* 带和 *Gastrioceras* 带和孢子 *Reticulatisporites reticulatus-Densosporites triangularis* 带。

【怀头他拉组】 Huaitoutala Fm 时代属早石炭世。分布于青海柴达木盆地北缘。由碎屑岩夹灰岩组成，下段下部以灰、灰绿、灰紫色砂岩为主，夹粉砂岩、页岩及灰岩，大致相当于原怀头他拉组含锰段，厚 193 米，含腕足类 *Antiquatonia insculpta-Gigantoproductus moderatiformis* 组合；上部主要为灰、灰黑色生物灰岩、砂岩夹页岩及煤线，厚 104.4 米，含珊瑚 *Thysanophyllum-Dorlodotia mui* 组合，时代为早石炭世大塘期中期。中段下部为含燧石灰岩、碎屑灰岩夹砂质页岩，厚 65.1 米，含 *Gangamophyllum spiroidea-Orionastraea phillipsi* 珊瑚组合和 *Gigantoproductus latissimus-Kansuella kansuensis* 腕足类组合；上部为灰色薄层灰岩、生物灰岩夹砂岩、页岩，厚 217 米，含 *Lithostrotion qinghaiense-Cithostrotion irregulare* var. *asiaticum* 珊瑚组合和 *Gigantoproductus geniculatus-Echinoconchus punctatus* 腕足类组合，层位相当于华南上司组 *Yuanophyllum* 带。上段为灰—灰黑色含泥质生物灰岩、含生物泥质灰岩夹泥质燧石条带灰岩、粉砂岩、页岩等，厚 124 米，含 *Aulina rotiformis-Lithostrotion irregulare* 珊瑚组合和 *Gigantoproductus edelburgensis-Semiplanue semiplanus* 腕足组合，时代为早石炭世德坞期。与下伏城墙沟组呈整合接触，与上覆克鲁克组呈假整合接触，总厚达 1367m。

【吉木乃组】 Jimunai Fm 时代属晚石炭世早期。分布于新疆萨吾尔山北坡及那林卡拉他乌一带。为一套陆相火山碎屑岩、碎屑岩和中酸性火山熔岩，夹可采煤层。新疆吉木乃哈尔加乌西南萨尔布拉克沟地区为霏细斑岩、辉绿玢岩、安山玢岩、酸性火山角砾岩、砾状砂岩、细砂岩、硅质粉砂岩，含植物 *Angaropteridium cardiopteroides*, *Calamites cistipormis*。出露厚度 592 米，与上覆恰其海组和下伏下石炭统那林卡拉组均呈整合接触。

【姜巴斯套组】 Jiangbasitao Fm 时代属早石炭世。主要分布于新疆巴里坤纸房北，姜巴斯套以东地区。为灰绿、灰黄绿色陆源碎屑岩、火山碎屑岩，其中硬砂岩、长石质硬砂岩较多，一般中下部为浅海相，上部多为滨海相，且粒度较粗。含丰富的腕足类 *Linoproductus kokdscharensis*, *Fluctuaria camriniformis*, *Syringothyris altaica*, *Pustula* sp.；珊瑚 *Michelinia* sp.；植物 *Calamites* sp., *Lepidodendropsis* sp. 及腹足类、双壳类等。与上覆那林卡拉组呈假整合接触，与下伏根那仁组呈整合接触，厚 769 米。

【晋祠组】 Jinci Fm 曾称**晋祠砂岩**。时代属晚石炭世。为海陆交互相沉积。山西太原晋祠镇附近为灰白、灰褐色细粒至中粒石英杂砂岩夹浅灰色沉凝灰岩、海相黑色泥岩、薄煤层、透镜状生物碎屑灰岩及菱铁矿结核。局部地区中、上部夹有铝土岩 1～2 层。泥岩内含植物 *Neuropteris pseudovata*, *Pecopteris cyathea* 等；灰岩内含筵 *Triticites* sp.；珊瑚 *Lophocarinophyllum* cf. *acanthiseptum*, *Lophophyllidium* cf. *penulum*；腕足类 *Avonia* cf. *echidniformis*, *Martinia semiglobosa*, *Chonetes* aff. *jungchangensis* 等。厚度变化大，19～68 米。与下伏半沟灰岩假整合接触，与上覆太原组呈整合接触。

【克鲁克组】 Hurleg Fm 时代属晚石炭世早期。分布于青海柴达木盆地北缘。为海陆交互相沉积。下亚组下段为灰、灰黑色粉砂岩、粉砂质页岩、炭质页岩、泥灰岩、生物灰岩，夹叠锥灰岩及薄煤层，底部为含砾粗砂岩、石英砂岩，厚 79 米，生物群以植物为主，有 *Rhodea chinghaiense* 等及 *Rhodeopteridium chinghaiense-Lepidodendron aolungpylukense* 植物组合，腕足类 *Choristites* 等；下亚组上段为灰色中厚—厚层含泥质生物灰岩、粉砂质页岩，夹生物灰岩、生物碎屑灰岩、炭质页岩及细砂岩，局部夹菱铁矿结核层、薄煤层或煤线，厚 185～394 米，自上而下包含二个筵带：*Pseudostaffella sphaeroides* 带，*Pseudowedekindellina prolixa* 带，腕足类特别发育，几乎含有甘肃靖远羊虎沟组的全部属种。上亚组以灰白、灰色石英砂岩、页岩、灰岩的韵律层发育为特征，厚296～515 米，生物群以筵类为主，腕足类、珊瑚次之，头足类及苔藓虫少量，筵类自上而下包含 *Fusulina-Fusulinella* 组合带和 *Profusulinella-Pseudostaffella qinghaiensis* 组合带。与上覆扎布萨尕秀组可能为整合接触，与下伏怀头他拉组呈假整合接触。在东部的扎布萨尕秀一带，本组为灰黄、灰白、灰绿等色砂岩、灰色页岩、炭质页岩夹煤线或煤层及灰岩，厚度大于 212～295m。

【老虎洞组】 Laohudong Fm 曾称**老虎洞白云岩**。时代属早石炭世大塘期晚期至晚石炭世早期。分布于长江下游地区，为浅海-潮汐相沉积。本组系指黄龙灰岩底部的白云质灰岩和白云岩层，其与上覆黄龙灰岩的粗结晶灰岩之间有一层砾岩，二者呈假整合接触。本组为肉红、浅灰色块状粉细晶白云岩，中部含燧石结核，白云岩中偶含石英砂粒，下部以后期成岩白云岩居多，上部同生白云岩较发育。与上覆黄龙组呈整合接触；与下伏和州组灰黄色泥质灰岩或泥质白云岩相区分，也可超覆于高骊山组、五通组顶部砂页岩之上，其间普遍有一层不厚的石英砂岩或石英细砾岩，呈明显的假整合接触。在南京东郊及安徽巢县

地区含籚类 *Eostaffella* 带，珊瑚以 *Lithostrotion* 富集为特征；下部含早石炭世晚期的牙形石 *Gnathodus bilineatus*，上部含 *Idiognathoides sinuatus-Idiognathodus delicatus* 带；在苏浙皖交界及贵池地区含籚类 *Pseudostaffella antiqua*，*Profusulinella* cf. *brevissima*。本组岩性稳定，厚度 10 米左右。

【恰其海组】 Qiaqihai Fm 时代属晚石炭世。分布于新疆布尔津南林卡拉他乌南坡。为浅海相正常陆源碎屑沉积，为以灰、灰绿色为主夹灰褐、黄褐色的硬砂质中粒砂岩、岩屑砂岩、夹细砂质碎屑灰岩、砂质泥岩、粉砂质泥岩。含双壳类 *Phestia*，*Sanguinolites* sp. 等，厚 1110 米，未见顶，与下伏吉木乃组呈整合接触。在乌尊布拉克泉东南，本组为灰绿色中厚层硬砂岩、岩屑粗砂岩、中粒砂岩夹硅质粉砂岩，含腕足类 *Choristites* sp.，*Dictyoclostus americanua* 等，厚 695 米。

【前黑山组】 Qianheishan Fm 时代属早石炭世早期。分布于北祁连东段，即甘肃永昌、武威、景泰、靖远到宁夏中宁、中卫一带。由碎屑岩和灰岩组成。在内蒙古阿拉善左旗黑山地区，下段为杂色砂岩夹砾岩、含砾砂岩透镜体，厚 23 米；中段以灰岩为主，夹薄层钙质粉砂岩、白云质灰岩，含腕足类等，厚 25 米；上段为灰色、褐黄色钙质石英细砂岩夹粉砂质页岩及灰岩，砂岩中交错层发育，含牙形石、腹足类、鱼类及植物化石，厚 51 米。与下伏沙流水组呈假整合或不整合接触，与上覆臭牛沟组呈假整合接触。在甘肃景泰福禄村等地，其岩性及所含石膏夹层较稳定，底部有灰质团块砾岩。在中卫甘塘一带白云质岩增多。本组厚度为 44 ~ 200 米。本组中段含腕足类 *Eochorisitella gansuensis*，*Schuchertella* cf. *gelaohoensis*，*Cleiothyridina* sp.，*Composita* sp. 等，苔藓虫 *Stenodiscus* sp.，*Fenestella* sp. 等；上段含植物 *Sublepidodendron* sp.，*Lepidostrobophyllum xiphidium* 等，孢子 *Auroraspora-Lophozonotriletes* 组合，其下含哈萨克斯坦 *Gattendorfia* 菊石带的分子 *Kazakhstanis* sp.。

【石嘴子组】 Shizuizi Fm 时代属晚石炭世逍遥期至早二叠世早期。分布于吉林中部及东部、辽宁西北部。为浅海相碳酸盐沉积，由石灰岩夹少量碎屑岩组成，富含籚 *Triticites* 及 *Pseudoschwagerina* 等。厚约 1000 米。与下伏上石炭统船山组呈整合接触。

二 叠 系

【二叠系】 Permian System 二叠纪时期形成的地层称为二叠系。现国际上和国内均分为上、中、下三个统。2000 年国际地科联国际地层委员会划分为下统乌拉尔统，中统瓜德鲁普统，和上统乐平统。德国的二叠系下部为红色砂岩，称为赤底统，包括奥图阶和萨克森阶，上部为镁质灰岩，称为镁灰岩统，包括提林根阶；俄罗斯的下二叠统包括萨克马尔阶、亚丁斯克阶和空谷阶，上二叠统包括卡赞阶和鞑靼阶。2001 年中国全国地层委员会将中国二叠系三分，下统包括紫松阶、隆林阶，中统包括栖霞阶、祥播阶、茅口阶、冷坞阶，上统包括吴家坪阶和长兴阶。中国二叠系有两种类型，一种是以海相为主，如华南、青藏和台湾；另一种是以陆相为主，如华北；其他如西北、内蒙古及东北北部，既有海相沉积，也有陆相沉积。在中国南部，二叠系以浅海相灰岩为主，底部常有煤系；中二叠世末至晚二叠世早期，在西南地区有大规模玄武岩喷发，称峨眉山玄武岩（东吴运动）；晚二叠世早期为海陆交替相含煤沉积（龙潭煤系），是中国南方的重要含煤地层；晚二叠世晚期又形成海相沉积。华北及东北南部，在若干盆地内形成了陆相含煤堆积，二叠纪末期，气候由温湿转为干燥，形成了红色砂岩（孙家沟）。东北北部的二叠系，以含有火山岩系及火山沉积岩为其特征，下二叠统为海相沉积，上二叠统为陆相沉积（开山屯组）。新疆的二叠系，陆相沉积较多，海相地层只零星出露。青藏地区，在早二叠世晚期与华南相似，发生大规模火山活动，形成千余米的玄武岩，晚二叠世早期，局部地区也沉积了与龙潭煤系类似的含煤地层；在台湾地区也发现了二叠纪海相灰岩沉积。沉积矿产有煤、铁、锰、铜、磷、石油、耐火材料、矾石、石膏等。

【船山统】 Chuanshanian Series 曾是中国下二叠统的专名。船山统一名源自江苏省句容县船山，自下而上包括紫松阶、隆林阶。船山统一名已停止使用。

【紫松阶】 Zisongian Stage 中国下二叠统底部的一个阶，位于上石炭统逍遥阶之上，下二叠统隆林阶之下。层型剖面位于贵州紫云羊场。紫松阶的底界以籚带 *Pseudoschwagerina uddeni-P. texana* 延限带的底为界，阶内自下而上分别包括一个籚带和三个牙形石带，分别为：*Pseudoschwagerina uddeni-P. texana* 带或 *Sphaeroschwagerina* 延限带；① *Streptognathodus wabaunsensis* 带，②*S. barskovi* 带，③ *Mesogondolella bisselli* 带。与本阶相当的层位，还曾被称为范家河阶、下杨家河阶、上杨家河阶、山西阶、晋城阶等。

【隆林阶】 Longlinian Stage 中国下二叠统上部的一个阶，位于紫松阶之上，中二叠统栖霞阶之下。层型剖面位于贵州紫云羊场。本阶底界以籚类 *Pseudoschwagerina* 属的消失和 *Pamirina darasica* 的初现为标志；本阶以含籚类化石为主，在内陆棚浅水沉积区主要为 *Nankinella*，*Staffella* 和 *Pamirina*；在外陆棚沉积区以 *Pamirina* 和 *Chalaroschwagerina* 为主。隆林阶相当于牙形石 *Sweetognathus whitei* 带；包含菊石 *Propinacocera simile* 带下部和上部 *Popanoceras kueichowense-Propinacoceras nandanense* 组合带。与本阶同层位的曾称湘中阶、常么阶、猴场阶、羊场阶、垭口阶等。

【阳新统】 Yangxinian Series 曾是中国中二叠统的专名。阳新统一名源自湖北阳新，自下而上包括栖霞阶、祥播阶、茅口阶和冷坞阶。阳新统一名已停止使用。

【栖霞阶】 Qixian(Chihsian) Stage 中国中二叠统底部的一个阶，位于下二叠统隆林阶之上，中二叠统祥播阶之下。命名剖面在江苏南京栖霞山，现层型剖面选在贵州罗甸纳水。栖霞阶的底界以籚类 *Brevaxina* 的首现为标志。阶内自下而上包含三个籚带：*Brevaxina dyhrenfurthi* 带，*Misellinatermieri* 带和 *Misellina paramegalocula* 带；三个牙形石带：*Neostreptognathodus athodus-N. pequopensis* 带，*Mesogondolella gujioensis-M. intermedia* 带和部分 *Mesogondolella idahoensis* 带。与本阶同层位的曾称罗甸阶。

【祥播阶】 Xiangboan Stage 中国中二叠统第二个阶，位于栖霞阶之上，茅口阶之下。层型剖面在贵州紫云县城以南 44 千米处的猴场附近。祥播阶的底界以籚类 *Cancellina* 原始分子的首现为标志。阶内自下而上包含三个籚带：*Cancellina elliptica* 带，*Cancellina liuzhiensis* 带和 *Neoschwagerina simplex* 带；同时还包含二个牙形石带：*Mesogondolella idahoensis* 带和 *Neostreptognathodus prayi-Sweetognathus iranicus* 带。在局限陆棚区，本阶所含籚类以 *Parafusulina multiseptata* 为主。

【茅口阶】 Maokouan Stage 中国中二叠统第三个阶，位于祥播阶之上，冷坞阶之下。层型剖面位于贵州紫云县城南约 44 千米的猴场。茅口阶的底界以牙形石 *Jinogondolella nankingensis* 的首现为标志。茅口阶自下而上仅包括二个籚带：*Neoschwagerina craticulifera* 带和 *N. magaritae* 带；一个牙形石带 *Jinogondolella nankingensis* 带；二个菊石带：*Waagenoceras* 带和 *Altudoceras-*

Paraceltites 带(或 *Kufengoceras* 带)。与本阶层位相当的曾被称为孤峰阶。

【冷坞阶】 Lengwuan Stage 中国中二叠统顶部的一个阶,位于茅口阶之上,上二叠统吴家坪阶之下。阶名源自浙江桐庐冷坞村,层型剖面位于广西来宾蓬莱滩。本阶的底界以牙形石 *Jinogondolella postserrata* 的首现为标志。本阶自下而上包括二个簇带:*Yabeina gubleri* 带和 *Metadoliolina multivoluta* 带;五个牙形石带:*Jinogondolella postserrata* 带,*J. altudaensis* 带,*J. prexunhanensis* 带,*J. xuanhanensis* 带和 *J. granti* 带。

【乐平统】 Lepingian (Lopingian) Series 曾是中国上二叠统的专名,也是目前国际地层表中二叠系上统的专名(Lopingian)。乐平统一名源自江西乐平。它包括下部吴家坪阶和上部长兴阶。

【吴家坪阶】 Wuchiapingian Stage 中国上二叠统下部的一个阶,位于中二叠统顶部冷坞阶之上,上二叠统长兴阶之下,阶名源自陕西汉中南郑县城西吴家坪村,层型剖面现为广西来宾蓬莱滩剖面。吴家坪阶的底界以牙形石 *Clarkina postbitteri postbitteri* 的首现为标志。本阶可进一步分为下部的**来宾亚阶**(Laibinian Substage)和上部的**老山亚阶**(Laoshanian Substage),自下而上分别各包括三个牙形石带:*Clarkina postbitteri* 带;*C. dukouensis* 带和 *C. asymmetrica* 带;*C. leveni* 带;*C. guangyuanensis* 带和 *C. orientalis* 带。在来宾亚阶中包括一个菊石带 *Roadoceras-Doulingoceras* 带;在老山亚阶中包括三个菊石带:*Anderssonoceras-Protoceras* 带;*Araxoceras-Konglingites* 带和 *Sanyangites* 带。与本阶基本同义的名称,曾有"龙潭阶"、"老山阶"、"三阳阶"等。本阶 2000 年已被列进《国际地层表》中,作为国际通用的一个阶。

【长兴阶】 Changhsingian Stage 中国上二叠统最顶部的一个阶,位于吴家坪阶之上,下三叠统殷坑阶之下。本阶名源自浙江长兴,层型剖面位于长兴煤山 D 剖面。本阶底界位于 D 剖面第 2 层之底,相当于牙形石 *Clarkina subcarinata* 带之底为界,同时以 *Palaeofusulina* 的高级分子和大巴山菊石科及假提罗菊石科的首现为标志。本阶自下而上包含四个牙形石带:*Clarkina subcarinata* 带,*C. changxingensis* 带,*C. postwangi* 带和 *C. yini* 带;三个菊石带:*Iranites-Phisonites* 带,*Paratirolites-Shevyrevites* 带和 *Pseudostephanites-Tapashanites* 带;一个簇带 *Palaeofusulina sinensis* 带。2000 年国际地层委员会将长兴阶列入国际地层表中,作为国际通用的一个阶。

【乌拉尔统】 Cisuralian Series 国际地层表中二叠系下统的专名,自下而上包括阿瑟尔阶(Asselian)、萨克马尔阶、亚丁斯克阶、空谷阶。

【阿瑟尔阶】 Asselian Stage 位于上石炭统格舍尔阶之上,下二叠统萨克马尔阶之下。其底界以牙形石 *Streptognathodus isolatus* 的首现为标志。含簇类 *Sphaeroschwagerina* 等。层型剖面位于哈萨克斯坦北部南乌拉尔山区 Aktöbe 的艾达拉什河处。现为国际通用的下二叠统底部一个阶。

【萨克马尔阶】 Sakmarian Stage 位于下二叠统阿瑟尔阶之上,下二叠统亚丁斯克阶以下。其底界以牙形石 *streptognathodus postusus* 的首现为标志。阶内含簇 *Pseudoschwagerina* 和 *Parafusulina*,还产有菊石 *Popanoceras* 等。萨克马尔阶一名源自俄罗斯乌拉尔山西坡的萨克马尔。现为国际通用下二叠统的第二个阶。

【亚丁斯克阶】 Artinskian Stage 位于萨克马尔阶之上,空谷阶以下,是俄罗斯下二叠统中部的一个阶。其底界以牙形石 *Sweetognathodus whitei-Mesogondolella bisselli* 的首现为标志。含有簇 *Pseudofusulina*, *Parafusulina* 等。亚丁斯克阶一名源自俄罗斯乌拉尔山西坡彼尔姆城东南的亚丁斯克。现为国际通用的下二叠统的第三个阶。

【空谷阶】 Kungurian Stage 位于亚丁斯克阶之上,卡赞阶以下,是俄罗斯下二叠统上部的一个阶。底界以牙形石 *Neostreptognathus pnevi-N. exculptus* 的首现为标志。空谷阶含有腕足类 *Productus* 及双壳类 *Schizodus* 等,并与冈瓦纳植物群中某些标准分子共生。空谷阶一名源自俄罗斯彼尔姆城东南的空谷城。现为国际通用的下二叠统顶部的一个阶。

【瓜德鲁普统】 Guadalupian Series 国际地层表中二叠系中统的专名。自下而上包括罗德阶(Roadian)、沃德阶(Wordian)、卡匹敦阶(Capitanian)。

【罗德阶】 Roadian Stage 位于下二叠统空谷阶之上,中二叠统沃德阶之下,是国际地层表中中二叠统下部的一个阶。其底界以牙形石 *Jinogondolella nankingensis* 的首现为标志。层型剖面位于美国得克萨斯州瓜德鲁普山区南部"层型"峡谷处。

【沃德阶】 Wordian Stage 位于罗德阶之上,卡匹敦阶之下,是国际地层表中中二叠统中部的一个阶。其底界以牙形石 *Jinogondolella aserrata* 的首现为标志。层型剖面位于美国得克萨斯州低德鲁普山区东南部瓜德鲁普关口处。

【卡匹敦阶】 Capitanian Stage 位于沃德阶之上,上二叠统吴家坪阶之下,是国际地层表中中二叠统上部的一个阶。底界以牙形石 *Jinogondolella postserrata* 的首现为标志。层型剖面位于美国得克萨斯州瓜德鲁普山脉东南的涅普尔山处。

【卡赞阶】 Kazanian Stage 位于空谷阶之上,鞑靼阶以下,是俄罗斯上二叠统下部的一个阶。卡赞阶有陆相和海相之分。在东部为红色或杂色陆相沉积,其中含有安哥拉植物群;在西部为海相沉积,其中产有腕足类和双壳类。卡赞阶一名源自俄罗斯乌拉尔山西坡的卡赞。

【鞑靼阶】 Tatarian Stage 位于卡赞阶之上,是俄罗斯二叠系顶部的一个阶。鞑靼阶一名源自俄罗斯乌拉尔山卡赞地区的鞑靼。

【赤底统】 Rotliegendian Series 是西欧陆相下二叠统的专名。赤底统为古代开采含铜页岩的矿工所命名。由于红层构成矿层的底板而得名。分为下部奥图阶和上部萨克森阶。

【奥图阶】 Autunian Stage 是西欧陆相二叠系赤底统下部的一个阶。奥图阶含植物化石 *Walchia*,古脊椎动物化石 *Archaeogosaurus*,鱼类化石 *Palaeohatteria* 等。奥图阶一名源自法国的奥图(Autun)盆地。

【萨克森阶】 Saxonian Stage 位于奥图阶之上,提林根阶以下,是西欧陆相二叠系赤底统上部的一个阶。萨克森阶一名源自德国的萨克森。

【镁灰岩统】 Zechsteinian Series 是西欧上二叠统的专名。镁灰岩统一名为古代开采含金页岩的矿工所命名。由于镁灰岩是坚硬岩石而得名。按"Zechstein"一词源自德文,意译应为"硬石统"。

【提林根阶】 Thuringian Stage 位于萨克森阶之上,三叠系以下,是西欧上二叠统的一个阶。含鱼化石 *Palaeoniscus*,腕足类 *Productus* 和双壳类 *Schizodus* 等。提林根阶一名源自德国的提林根。

【新红砂岩】 New Red Sandstone 泛指西欧二叠纪至三叠纪时期形成的红色地层。在英国为了与泥盆纪老红砂岩相区别,取名为新红砂岩。新红砂岩由红色、绿色和紫色的砂岩、长石砂岩、砂岩和页岩组成,标志着一种干燥的气候条件下的荒漠沉积,并时有海相夹层。广泛分布于中欧华力西褶皱带地区,如德

国的二叠系赤底统。英国的三叠系下部杂砂岩(Bubter)也与二叠系共同构成新红砂岩。

【梁山组】 Liangshan Fm 又称**栖霞底部含煤组**。时代属中二叠世栖霞期。分布于陕南、西南地区。命名地点在陕西南郑梁山。为滨海相含煤沉积,由黑色、灰色页岩及灰白色粘土组成,含可采薄煤层,共厚约 10 米。除在灰白色粘土中采得植物根部化石外,在黑色页岩中采得海生动物化石,有腕足类 *Dictyoclostus* 等,双壳类 *Limipecten* 等,介形虫 *Hollinella*, *Amphissites* 等。在梁山地区与下伏志留系呈假整合接触,在西南地区与下伏船山组呈假整合接触。鄂西的马鞍山煤组、湘西的黔阳煤组、皖南的牌楼煤组、赣北的王家铺煤组及贵州的外套山煤组和铜矿溪组等均与梁山组相当。

【栖霞组】 Qixia (Chihsia) Fm 曾称**栖霞石灰岩**。时代属中二叠世早期。分布于华南、西南地区。命名地点在南京东郊约 20 千米的栖霞山。为浅海相硅质碳酸盐岩沉积,以暗蓝灰色层状灰岩为主,含不规则的燧石结核,厚110~250米。在南京地区自下而上大致分为四层:①臭灰岩层,为黑色沥青质泥质灰岩,无燧石结核,含筵 *Misellina claudiae* 及 *Schwagerina tschernyschewi* 等;②下硅质层,为黑色不纯灰岩及硅质页岩,含燧石结核,含珊瑚 *Wentzellophyllum volzi*,厚 2~18 米;③为黑或深灰色厚层灰岩,含燧石结核,上部含珊瑚 *Polythecalis yangtzeensis*, *Hayasakaia elegantula* 及筵 *Nankinela orbicularia* 等,下部含珊瑚 *Wentzellophyllum volzi* 等,厚 100 米;④上硅质层,为黑色硅质页岩及不纯灰岩,含燧石结核,含筵 *Parafusulina multiseptata*,珊瑚 *Polythecalis multicystosis* 等,厚约 20 米。在宁镇山脉及桂西宜山等地,本组与下伏船山组呈假整合接触。在皖南贵池、巢县、和县等地,栖霞组底部有一含煤组,即"牌楼煤系",栖霞组的筵 *Misellina claudiae* 带直接与底部煤组相接触,筵 *Schwagerina tschernygshewi* 带可能为底部含煤组所代替。在贵州郎岱茅口河以东,拉当附近的栖霞组上部页岩中含菊石 *Propopanoceras*,说明栖霞组下部可与俄罗斯的萨克马尔组(狭义)对比。本组与下伏底部含煤组(梁山组)呈整合接触。

【茅口组】 Maokou Fm 曾称**茅口灰岩**。时代属中二叠世中晚期。分布于华南、西南一带。命名地点在贵州郎岱西南 20 余千米的茅口河两岸。为浅海相碳酸盐沉积,主要为浅灰色及灰白色块状纯灰岩,含燧石结核很少,厚 40~450 米,含筵 *Verbeckina*、*Neoschwagerina* 及 *Yabeina* 等。在四川,茅口组自下而上分为四个岩段:①具眼球状构造的页岩和泥质灰岩,富含腕足类 *Cryptospirifer*;②浅灰色至灰色块状灰岩,上部夹硅质层和黑色页岩,含珊瑚 *Tachylasma*, *Paracaninia*, *Ipciphyllum*,筵 *Yabeina*, *Chusenella* 和 *Sumatrina*;③浅灰色块状质纯灰岩,含筵 *Neoschwagerina*, *Yabeina*, *Sumatrina* 和 *Chusenella*;④浅灰至灰色灰岩与燧石层互层,含筵 *Chusenella*, *Yabeina* 和 *Neoschwagerina*。此外,在第四层中还发现珊瑚 *Huangophyllum*,在第二层中见有腕足类 *Urushtenia*, *Neoplicatifera* 等。本组与下伏栖霞组呈整合接触。

【孤峰组】 Gufeng Fm 曾称**孤峰页岩**。时代属中二叠世中晚期。分布于宁镇山脉、皖南一带。命名地点在安徽泾县孤峰镇附近胡家村。为浅海盆地或海湾硅质沉积,下部以黄色页岩为主,夹灰色硅质页岩及黑色燧石层,底部含锰质,稍上含磷泥质结核;上部以黑色硅质页岩为主,夹燧石层及炭质页岩。主要含菊石 *Paragastrioceras*, *Altudoceras* 及双壳类 *Nucula*, *Euchondria* 等。总厚约 30 米。与下伏栖霞组多呈假整合接触。浙西的丁家山组、福建的文笔山组、江西的鸣山组、湖南的当冲组,与孤峰组相当。

【峨眉山玄武岩】 Emeishan (Omeishan) Basalt 时代属中二叠世晚期至晚二叠世早期。分布于西南各省,如川西、滇、黔西及昌都地区等。命名地点在四川峨眉山。主要为陆相裂隙式或裂隙—中心式溢出的基性岩流,以玄武岩为主,局部地区有粗面岩、安山岩、流纹岩及松脂岩等。常具拉斑玄武岩结构、气孔及杏仁状结构。在云南、四川会理及金沙江流域,厚达 1000~2000 米。与下伏茅口组呈假整合或不整合接触,与上覆宣威组呈整合或假整合接触。在昆阳石龙坝附近玄武岩组底部发现有孔虫、腕足类及珊瑚等海相化石。在贵州威宁玄武岩下部夹凸镜状灰岩层。

【龙潭组】 Longtan (Lungtan) Fm 曾称**龙潭煤系**。时代属晚二叠世早期。分布于江苏宁镇山脉。命名地点在江苏江宁(即南京附近)龙潭镇一带。为海陆交替相含煤沉积,是中国南方的重要含煤地层。上部为灰黑色页岩及砂质灰岩,含菊石 *Anderssonoceras*, *Pseudogastrioceras* 及筵 *Codonofusiella* 等;中部为灰黄色砂岩夹煤层,含植物化石 *Gigantopteris nicotianaefolia*, *Lobatannularia multifolia* 等;下部为黄及灰黄色粉砂岩和长石砂岩。共厚 44~122 米。与下伏堰桥组或茅口组呈假整合接触(?)。江西的**乐平煤系**,浙江的礼贤煤系,安徽的宣陉煤系,湖南的斗岭煤系、云南的宣威煤系等,均产大羽羊齿植物群,应与龙潭组相当。在南京天宝山龙潭组上部砂质灰岩中含喇叭筵,证明吴家坪组与龙潭组相当。长江下游的江西、安徽及江苏南部的龙潭组中含安德生菊石、前耳菊石等,证明与俄罗斯外高加索地区的朱法尔层相当。

【吴家坪组】 Wujiaping Fm 曾称**吴家坪灰岩**。原代表上二叠统中上部,后经厘定,将其范围加以限制,专用以代表上二叠统下部。分布于陕西汉中、广西宜山、贵州望谟及四川西北部等地区。命名地点在陕西南郑县城西偏北 12 千米的吴家坪。为浅海相碳酸盐沉积,下部为灰岩,含极丰富的燧石结核,有时互联成层,而灰岩成薄层状夹于燧石之中;中部为厚层和块状灰岩及薄层灰岩;上部为暗灰色厚层状及块状灰岩。富含筵类 *Codonofusiella*, *Reichelina* 及珊瑚 *Liangshanophyllum* 等,共厚约 400 米。与下伏茅口组呈假整合接触,与上覆长兴组呈整合接触。与龙潭组为同时异相。

【长兴组】 Changxing (Changhsing) Fm 曾称**长兴石灰岩**。时代属晚二叠世晚期。分布于华南各地,如浙江、江西、四川、云南、江苏、安徽、广东等省。命名地点在浙江西北长兴大煤山。为浅海相碳酸盐沉积,以深灰色厚层灰岩为主,有沥青味,夹燧石层及燧石结核,厚约 34 米。含筵 *Palaeofusulina reichelina* 及腕足类 *Oldhamina* 和菊石等。与下伏龙潭组或吴家坪组呈整合或假整合接触,与上覆三叠系呈整合或假整合接触。

【大隆组】 Dalong Fm 曾称**大隆层**。时代属晚二叠世晚期。分布于广西、贵州、江苏、安徽、四川及陕西汉中等地区。命名地点在广西来宾大隆煤田矿场附近。为海陆交替相泥砂质沉积,上部为灰色、灰黄色、灰绿色硅质岩及砂岩等,厚 15 米;下部为黑色砂质页岩夹灰白色、灰绿色页岩及砂岩,厚 20 米。富含以 *Pseudotirolites* 和 *Pleuronodoceras* 为代表的菊石群,还有腕足类 *Oldhamina* 及植物化石 *Ullmania* 等。与下伏地层(相当于龙潭组或吴家坪组)和上覆三叠系均呈整合接触。关于大隆组的层位问题,尚有不同意见,一种认为大隆组与长兴组是上下关系,位于长兴组之上;另一种意见认为大隆组与长兴组是同时异相。

【山西组】 Shanxi Fm 时代属早二叠世至中二叠世早期。分布于山西、河北以及河南、山东的一些地区。命名地点在山西太原一带。为陆相含煤沉积,为灰色、黑色砂岩、页岩夹煤层,并常

含菱铁矿结核，含植物化石 *Emplectopteris triangularis-Emplectopteridium* 等中期华夏植物群，其中重要分子有 *Lobatannularia sinensis*, *Sphenophyllum thonii*, *Emplectopteridium alatum*, *Taeniopteris mucronatus* 等。本组是中国重要含煤地层之一，煤层多(常发育6～10层)、储量大、质量好、层位比较稳定，经济价值很大。本组与下伏上石炭统太原组呈整合接触。

【石盒子组】 Shihezi Fm 曾称**石盒子系**。分上、下石盒子组，下石盒子组属中二叠世中晚期，上石盒子组属中二叠世晚期至晚二叠世早期。分布于山西、河北、河南、安徽及鄂尔多斯盆地。命名地点在山西太原东5千米的石盒子沟。本组下部是一套陆相灰、黄、绿杂色页岩、泥岩及砂质页岩，底部夹薄煤层，含铁锰质结核，厚达200米，含以 *Emplectopteris triangularis* 及 *Cathaysiopteris whitei* 为代表的中期华夏植物群。本组上部是一套陆相黄色砂岩、黄绿色粘土质页岩与黑紫色泥岩相间成层，中夹紫红、棕红色砂质页岩和粘土页岩等，厚约200～370米，含以 *Gigantonoclea halli* 及 *Lobatannularia heianensis* 为代表的晚期华夏植物群。本组底部的骆驼脖子砂岩很不稳定，与下伏山西组之间的关系不易确定，可能呈整合接触，也可能呈假整合或不整合接触。

【石千峰群】 Shiqianfeng (Shihchienfeng) Gr 曾称**石千峰系**。时代属晚二叠世晚期至早三叠世。广泛分布于华北各地，鄂尔多斯盆地，甘肃河西走廊及新疆北部等地。命名地点在山西太原以西25千米的石千峰。本群为在比较干燥气候条件下形成的陆相红色为主的杂色岩沉积，以紫红色交错层砂岩和具波痕的粘土页岩为主，夹有泥灰岩和石膏薄层，厚约700米。在山西宁武地区，自下而上分为：①孙家沟段，②刘家沟段，③和尚沟段。太原西山模式剖面上的石千峰群仅存孙家沟段和刘家沟段。在山西保德，孙家沟段中产脊椎动物化石 *Shihtienfenia permica*，时代属二叠纪无疑。经后人研究，现已将原石千峰群的三个段均提升为组。根据在刘家沟组和和尚沟组中所发现的古脊椎动物，叶肢介、介形虫、古植物和孢粉组合等化石，分别将其划归早三叠世早期和晚期；仅孙家沟组仍归晚二叠世晚期。

【色龙群】 Selong Gr 时代属中二叠世至晚二叠世。分布于西藏珠峰地区的聂拉木、定日、吉隆和定结等县。命名地点在聂拉木希夏邦马峰以北的色龙村附近。为海相沉积，以泥灰岩为主，夹多层砂岩和页岩，厚281米。本组富含腕足类 *Spiriferella*, *Costiferina*, *Wydhamia*, *Neospirifer*；珊瑚 *Wannerophyllum*, *Tachylasma*, *Lytvolasma*, *Plerophyllum*；苔藓虫 *Stenopora*, *Fistulotrypa*；菊石 *Altudoceras* 等。与下伏基龙组呈整合接触，与上覆三叠系呈假整合接触。本群已被后人自下而上分解为曲布组、曲布日嘎组和扒嘎组。

【寿山沟组】 Shoushangou Fm 时代属中二叠世栖霞期。分布于吉林中部和西部及黑龙江西部。命名地点在吉林桦甸寿山沟。为浅海相碎屑及碳酸盐沉积，由凝灰质砂岩、粉砂岩、凝灰岩及灰岩组成，在下部灰岩中含筵类 *Parafusulina gruperensis*, *Schwagerina linearis*, *Pseudofusulina kraffti* 及珊瑚 *Chusenophyllum asteroidea* 等，厚约343米。与下伏石嘴子组可能呈假整合接触。

【大河深组】 Daheshen Fm 时代属中二叠世祥播期。分布于吉林中部和西部及黑龙江西部。命名地点在吉林桦甸县大河深。为浅海相沉积及酸性海底火山喷发沉积，由凝灰岩、酸性熔岩、凝灰质砂岩、板岩夹灰岩透镜体组成，富含筵类 *Monodiexodina sutschanica*, *Parafusulina* sp., *Schwagerina* sp. 及珊瑚 *Szechuanophyllum szechuanense*，陆相夹层中含大量植物化石 *Cardioneura* 等。厚约1128米。与下伏中二叠统寿山沟组呈不整合接触。

【范家屯组】 Fanjiatun Fm 时代属中二叠世茅口期。分布于吉林中部和西部及黑龙江西部。命名地点在吉林永吉范家屯。为浅海相沉积，由砂岩、粉砂岩、凝灰质砂岩、凝灰质砾岩及灰岩组成，含筵类 *Neoschwagerina craticulifera*, *Verbeekina verbeeki*, *Chusenella conicocylindrica* 及腕足类 *Leptodus tenuis* 等。厚约1387米。与下伏中二叠统大河深组呈不整合接触。

【一拉溪组】 Yilaxi Fm 时代属中二叠世冷坞期。分布于吉林中部、西部及东部。命名地点在吉林永吉一拉溪。为一套中、酸性火山岩系，以绿色、紫色凝灰质板岩为主，并有凝灰岩夹少量酸性熔岩，下部往往有安山岩及其凝灰岩、凝灰砾岩，厚约500～1157米。未发现化石。与下伏中二叠统范家屯组上覆杨家沟组均呈假整合接触。

【杨家沟组】 Yangjiagou Fm 时代属晚二叠世吴家坪期。分布于吉林中部。命名地点在吉林九台波泥河杨家沟。为海陆交互相沉积，由板岩、粉砂岩、砂岩互层组成，底部常有砾岩，含淡水双壳类 *Palaeonodenta*, *Paleomutela* 及海生双壳类 *Orthomyalina*, *Liebea* 等。厚500～1200米。与下伏中二叠统一拉溪组呈假整合接触。

【开山屯组】 Kaishantun Fm 时代属晚二叠世，分布于吉林东部。命名地点在吉林延吉开山屯。为一套陆相沉积，岩性以灰绿色凝灰质砾岩及深灰色粉砂岩为主，含植物化石 *Lobatannularia heianensis*, *Sphenophyllum sino-coreanum*, *Callipteris zeilleri* 等。厚约350米。与下伏中二叠统柯岛组呈假整合接触。

【翠屏山组】 Cuipingshan Fm 曾称**翠屏山砂页岩系**。时代为晚二叠世吴家坪期。分布于闽西南及粤东北地区。为海陆交互相碎屑岩沉积，主要为细砂岩、粉砂岩、泥岩夹煤(层)线，局部夹粘土岩。底部为含砾砂岩，砾石主要为燧石，少量为砂岩及灰岩。灰岩砾石含筵 *Schwagerina* sp., *Nankinella* sp. 等；上部常含菱铁质鲕粒。与下伏童子岩组呈假整合接触，与上覆大隆组呈整合接触，并以浅紫红色薄层细砂岩出现作为分界标志。厚495米. 含植物 *Gigantopteris-Lobatannularia* 组合，上部含腕足类 *Oldhamina squamosa*, *Spinomarginifera kueichowensis*, *Waagenites barusiensis*, *Orthothetina ruber* 等；菊石 *Pseudogastrioceras* sp.；双壳类 *Phestia* sp., *Nuculana* sp., *Wilkingia* sp. 等。广州地区称**沙湖组**。

【锅底坑组】 Guodikeng Fm 时代属晚二叠世晚期。分布于新疆乌鲁木齐附近，往东到吉木萨尔，向东南至吐鲁番盆地。为河湖相沉积，下部为黄绿、灰褐、灰黑色粉砂岩，粉砂质泥岩，夹褐色泥质粉砂岩、钙质泥岩、钙质团块及紫色条带粉砂岩、岩屑砂岩和泥质灰岩团块；上部为紫红色粉砂质泥岩。与下伏梧桐沟组和上覆下三叠统韭菜园组均呈整合接触。厚140米。中下部含介形虫 *Darwinula-Panxiania-Suchonella-Darwinuloides* 组合；叶肢介 *Falsisca-Cornia-Cloiunguzites* 组合；脊椎动物化石 *Jimusaria sinkianensis*, *Striodon magnus*, *Dicynodon tienshanensis*；古植物 *Zamiopteris-Viatscheslavia* 组合；孢粉 *Limatulasporites-Alisporites-Lueckisporites* 组合；大孢子 *Triangulatisporites* cf. *triangulatus-Narkisporites brevispinosus* 组合。上部含脊椎动物化石 *Lystrosaurus* sp.；孢粉 *Limatulasporites-Lundbladispora-Taeniaesporites* 组合；大孢子 *Triangulatisporites* cf. *triangulatus-Trilites vulgaris* 组合；叶肢介 *Falsisca* sp., *Cyclotunguzites* sp. 等化石。

【红雁池组】 Hongyanchi Fm 时代属中二叠世晚期。主要分布于新疆准噶尔南缘。为湖相沉积，主要为灰绿色细砂岩、中细粒钙质砂岩、块状砂岩、砾状砂岩、泥岩，并夹有灰黑、黑色薄层泥页岩，泥灰岩及薄灰岩。与下伏芦草沟组呈整合接触。厚733米。富含双壳类 *Anthraconauta ampla*, *A. iljinskiensis*, *Palaeon-*

odonta pseudolongissima, *Microdonta subovata*, *M. plotnikovskensis* 等；介形虫 *Darwinula monitoria*, *Tomiella incondita*, *Permiana tuberculinata*, *Fornicaticatilla antorcana*, *Sinkingenlla jomoeschensis*, *Klamaeria sinensis*, *Boabaschamion aplata* 等；孢粉 *Cordaitina-Hamiapollenites-Vittatina* 组合及植物化石。

【井井子沟组】 Jingjingzigou Fm 时代属中二叠世早期。分布于新疆博格达山北坡、乌鲁木齐东山、井井子沟、石人沟，向东至三工河、甘河子、大龙口等地区。为近岸滨海相-三角洲相沉积，中、下部为蓝灰、灰绿色凝灰质砂岩、厚层致密凝灰岩与黄灰、青灰色泥岩不均匀互层；上部为深灰色泥岩、砂页岩、粉砂岩、细砂岩。与下伏乌拉泊组及上覆芦草沟组均呈整合接触。厚 1500 米。含孢粉 *Hamiopollenites-Striatobatieites-Striatoparvisaccites* 组合；植物 *Calamites* sp.，*Cordaites* sp.；介形虫 *Darwinula monitoria* 等。凝灰岩的发育程度各处不同。厚度在甘河子以东减至 300 米左右。

【芦草沟组】 Lucaogou Fm 时代属中二叠世晚期。分布于乌鲁木齐南郊，东延至吉木萨尔东南。为近海湖泊相沉积。新疆乌鲁木齐以西雅玛里克山(妖魔山)仓房沟剖面，下段为灰黑色、黑褐、黑色中细粒砂岩，砂质页岩、泥页岩互层，夹白云质灰岩、白云岩，厚 416 米；上段为灰黑、褐灰、黑色油页岩与页岩互层，夹灰黑色薄层沥青质页岩、白云质灰岩，厚 244 米。本组以油页岩为标志，与下伏井井子沟组以及上覆红雁池组均呈整合接触。含双壳类 *Anthraconauta pseudophillipsis*, *A. iljinskiensis*, *Palaeonodonta glossitiformis*, *Mrassiella magniformis*, *Prokopievskia* sp.；介形虫 *Tomiella-Permiana* 组合；脊椎动物化石 *Turfania taoshuyuanensis*, *Tienshaniscus longipterus*, *Sinoniscus macrolepis*, *Urumqia luidawaaensis*；孢粉 *Cordaitina-Hamiapollenites-Vittatina* 组合，植物 *Calamites* sp., *Cordaites borassifolia* 等。

【泉子街组】 Quanzijie Fm 本组时代属晚二叠世早期。分布于乌鲁木齐附近，东延至吉木萨尔，向东南至吐鲁番盆地。新疆吉木萨尔泉子街剖面，中下部为深灰、黄灰、褐紫色砾岩、砂岩夹泥岩，上部为深灰色泥岩、细砂岩夹薄层泥灰岩。与下伏红雁池组及上覆梧桐沟组均呈整合接触。厚 240 米。下部为山前、山麓地带洪积物；上部为河床、河漫滩及沼泽相堆积。含植物 *Callipteris-Comia-Iniopteris* 组合；大孢子 *Triangulatisporites junggaensis-Erlansonisporites licheniformis* 组合；孢粉 *Alisporites-Sculcatisporites-Protohaploxypinus* 组合；双壳类 *Palaeanodonta* cf. *longissima*, *P. solonensis*, *Anthraconauta*；介形虫 *Vymella xinjiangensis*, *Bisulcocypris permiana* 及脊椎动物 *Kunpania scopullusa* 等。

【圣堂组】 Shengtang Fm 时代属晚二叠世晚期。分布于广东广花至阳春一带。为河流、湖泊相沉积。在广东恩平城北东圣堂剖面，为紫红色含豆状铁质结核砂岩、泥质细砂岩，常与土黄、灰绿色长石石英砂岩、细砂岩、粉砂岩互层，偶夹黑色页岩及炭质页岩。底部以含结核砂岩与下伏翠屏山组(沙湖组)铝土质岩呈整合接触，或假整合超覆于童子岩组之上，与上覆大冶群呈整合或假整合接触。厚 140 米。含植物 *Gigantonoclea* sp., *Lobatannularia ensifolia* 等，及少量双壳类碎片。

【石人子沟组】 Shirenzhigou Fm 时代属早二叠世。分布于乌鲁木齐以东博格达山南北两侧。下部为粉砂岩、砂岩和角砾岩的韵律层以及火山角砾岩、凝灰岩和霏细岩组成，局部含块状角砾岩，直径达 1 米的灰岩砾石，杂于细粒基质中，厚约 30 米；中、上部为中薄层状粉砂岩、细砂岩及厚层砂岩，细砂岩夹有硅质条带，微层理较发育，厚约 120 米。在井井子沟采到植物化石 *Paracalamites* sp., *Ullmannia* sp., *Walchia piniformis* 等。与下伏石炭系奥尔吐组呈不整合接触。

【孙家沟组】 Sunjiagou Fm 时代属晚二叠世晚期。命名剖面位于山西宁武孙家沟。本组的主要同物异名有河北开平盆地的**洼里组**，北京西山的**双泉组**上部，山东的**凤凰山组**等。在华北地块东南部，自下而上可划分为三段：平顶山砂岩段、泥灰岩段及石膏钙核段。在山西太原一带为紫红色、灰紫色的泥岩，夹两层中细粒肉红色、紫红色长石砂岩，下部泥岩中夹几条蓝灰色泥灰岩条带，上、中部泥岩中含钙质结核，厚 81.5 米，与上覆刘家沟组及下伏上石盒子组均呈整合接触，局部地区超覆于上石盒子组不同层位上。孙家沟组含植物化石 *Rhipidopsis lobata-Ullmannia* aff. *bronnii* 组合；在山西柳林、临县，河南宜阳、济源等地发现植物化石 30 属 44 种，称 *Ullmannia bronnii-Yuania magnifolia* 组合。孢粉化石以裸子植物(包括种子蕨)花粉为主，其中具肋双囊粉占优势，包括 *Cordaitina*, *Alisporites*, *Vitreisporites*, *Illinites*, *Protohaploxypinus*, *Taeniaesporites*, *Lueckisporites virkkiae* 和 *Jugasporites* 等；在平顶山一带，与孢粉化石一起出现的还有疑源类 *Baltisphaeridum* 等分子；在河南宜阳和永城，含海相双壳类 *Anthraconaia* sp., *Abiella* sp., *Pisidiidae*，腹足类 *Planorbis* sp. 等；在河北峰峰，河南永城等地，含介形虫 *Panxiania*, *Darwinula* 等；脊椎动物化石产于山西保德孙家沟组顶部，有 *Shihtienfenia permica*，山西柳林孙家沟组下部有 *Shansisaurus xuecunensis*, *Sanchuansaurus elaphrosis*, *Huanghesaurus liulinensis* 等，山西离石孙家沟组有 *Pareiasauridae* cf. *sutosaurus*, *shihtienfenia permica* 等；在平顶山等地，本组第二段及第一段内均产腕足动物化石 *Lingula* sp.。

【塔什库拉组】 Tashikula Fm 时代属早二叠世。分布于新疆博格达山西北坡和南坡的芨芨槽子—白杨沟口一带。为灰黑色、灰黄色中薄层粉砂岩、细砂岩和泥岩不均匀互层，夹薄层砂质灰岩、泥晶灰岩和鲕状灰岩。底部为黑色页岩夹硅质岩，硅质岩和灰岩，微层理显著，多卷曲构造和泥砾状构造；下部以粉砂岩、细砂岩和泥岩为主，植物化石丰富；中部为微层理很发育的砂岩、细砂岩，夹大量叠层石(Cryptozon forma U)灰岩层，鲕状灰岩层；上部以中—粗粒砂岩为主，偶夹砂质灰岩和钙质砂岩，波痕较多。厚度达 1500 米。与下伏石人子沟组和上覆乌拉泊组均呈整合接触。中、下部的孢粉以裸子植物花粉占绝对优势，并以具肋双囊粉 *Protohaploxypinus* 含量最高，其次为 *Striatoabietites*，而 *Hamiapollenites* 等很少，单囊粉和无肋双囊粉的含量也少，未见单沟粉，组合特征与乌拉尔西坡萨克马尔阶—空谷阶的孢粉化石组合接近；下部含植物化石 *Cordaianthus volkmannii*, *C. curtus*, *Walchia piniformis* 等。

【童子岩组】 Tongziyan (Tungtseyan) Fm 曾称**童子岩煤系**。时代属中二叠世晚期。分布于闽西南和广东地区。为三角洲相含煤沉积。下段为泥岩、粉砂岩夹细砂岩、炭质泥岩及煤层，含菊石、腕足类、筵类及植物等，厚 188 米；中段以泥岩为主，有粉砂岩夹灰岩及细砂岩，含黄铁矿及钙质结核，含筵类、菊石、腕足类较多，厚 114 米；上段为砂岩、泥岩夹煤层，自下而上含腕足类、双壳类渐少，植物增多，厚 243 米。与下伏文笔组山呈整合接触，与上覆翠屏山组或沙湖组呈假整合接触。下段含筵类 *Eopolydiexodina-Metadoliolina* 带；中段含菊石 *Shouchangoceras-Altudoceras* 组合，上段和下段分别含腕足类化石 *Neoplicatifera huangi-Uncilirata* 组合及 *Pygmochonetes jingxianensis-Tenuichonetes tenuilirata* 组合；上段还含植物化石 *Gigantonoclea fukienensis-Asterophyllites* 组合。

【文笔山组】 Wenbishan Fm 曾称**文笔山页岩**。时代属中二叠世第四期。分布于福建省和广东省。为一套灰色泥岩、粉砂

岩,局部夹细砂岩,常含磷铁质结核。下部为深灰色薄层粉砂质页岩,含菊石、双壳类;中部为紫红色粉砂岩夹细砂岩,含植物;上部为紫红色薄层泥质粉砂岩,含双壳类、腕足类及菊石。上、下部均含磷铁质结核。与下伏栖霞组和上覆童子岩组均呈整合接触。厚 71 ~ 347 米。含有菊石化石 *Altudoceras*, *Shouchangoceras*, *Paraceltites*, *Waagenoceras*, *Mexigoceras*, *Kufengoceras*, *Paragastrioceras* 等;腕足类化石 *Haydenella chinensis-Dictyoclostoidea kiangsiensis* 组合。

【乌拉泊组】 Wulabo Fm　时代属中二叠世早期。分布于新疆乌鲁木齐至吉木萨尔一带。下部为灰绿色、灰色厚层状中粒长石砂岩与中层状泥岩互层,夹有多层硅质岩和灰岩,含植物化石茎干,厚约 750 米;上部为黄绿色、灰绿色中薄层状砂岩、粉砂岩和泥岩互层,具交错层理、波痕和泥裂,厚约 500 米。与上覆井井子沟组和下伏塔什库拉组均为整合接触。厚 1000 ~ 1400 米。岩性较稳定,孢粉化石以具肋双囊粉占绝对优势,属于 *Hamiapollenites-Striatoabietites-Striatoparvisaccites* 组合,还产双壳类 *Palaeanodonta pseudolaongissima* 等和叶肢介化石。

【梧桐沟组】 Wutonggou Fm　时代属晚二叠世中期。分布于新疆乌鲁木齐到吉木萨尔一线,向西至玛纳斯及沙湾以南均有出露;吐鲁番盆地也有小面积分布。为灰绿色厚层块状细砾岩,棕红色、灰绿色中厚层状细粒砂岩、泥岩夹黑色炭质泥岩、团块状泥灰岩。与下伏泉子街组和上覆锅底坑组均呈整合接触。厚 220 米。含植物化石 *Prynadaeopteris anthriscifolia*, *Callipteris zeilleri*, *Comia dentata*, *Iniopteris sibirica* 等;大孢子 *Triangulatisporites tuberospinosus-Verrutriletesk ornatus* 组合;本组与泉子街组的孢粉统称 *Kraeuselisporites-Potonieisporites-Sulcatisporites* 组合;双壳类化石有 *Palaeommutela keyserlingi*, *Palaeanodonta* cf. *longissima*;介形虫 *Dawinula elongata parallela*, *Panxiania ovata*;脊椎动物 *Dicynodonitia* 等。

【宣威组】 Xuanwei (Hsuanwei) Fm　曾称**宣威煤系**。时代属晚二叠世。自下而上分四段:第一段为黄绿色、浅黄、浅灰色粉砂岩夹粘土岩、粉砂质泥岩及炭质泥岩,含植物化石并夹煤 8 层,厚 53 米;第二段为深灰色粉砂岩、泥岩夹细砂岩,发育大型交错层理,含大量植物化石并夹煤 17 层,厚 95 米;第三段为深灰色粘土岩、泥岩及粉砂岩,含煤 5 层,厚 25 米;第四段为黄灰、黄绿色粉砂岩、粉砂质泥岩夹细砂岩、粘土岩,仅见煤线或薄煤层,厚 67 米。常见自下而上由砾岩→砂岩→粉砂岩→粘土岩→炭质页岩或煤层构成的韵律,底部往往有冲刷面。与下伏峨眉山玄武岩呈假整合或整合接触,与上覆飞仙关组或凉风坡组等整合接触。总厚 241.7 米。在宣威地区,第一、二和三段含植物化石 *Gigantopteris nicotianaefolia-Lobatannularia multifolia* 组合,第四段为 *Gigantonoclea guizhouensis-Ullmannia* cf. *bronnii* 组合。为河流冲积相和滨海沼泽相沉积。分布于云南盐津—昭通、鲁甸—会泽、宣威—富源、师宗—弥勒一带,贵州赫章妈姑—盘县土城一线以西地区,呈南北向展布。南北变化不大,东西变化明显,厚 72 ~ 385 米。

【垭子组】 Yazi Fm　时代属早二叠世隆林期至中二叠世栖霞期。分布于陕西镇安、湖北郧西等地。为浅海碳酸盐台地沉积。主要为灰黑、灰色灰岩,与下伏石门垭组和上覆五里坡组均呈整合接触。厚 172 米。在陕西镇安城南东西口地区,含二个簇带:下部为 *Pamirina* 带,重要分子有 *Pamirina pulchra*, *P. chinlingensis*, *Biwaella provecta*, *Toriyamaia provecta*;上部为 *Misellina* 带,重要分子有 *Misellina claudiae*, *M. ovalis*;珊瑚 *Wentzellophyllum* cf. *kueichowense*, *Hayasakaia* sp.。

中　生　界

【中生界】 Mesozoic Erathem　中生代时期形成的地层称为中生界。中生界包括三叠系、侏罗系和白垩系。中国中生界以陆相为主。三叠系分南方和北方两种类型,南方为海相,北方为陆相。侏罗系、白垩系仅在中国边缘地带有海相沉积,其余广大地区全为陆相沉积,已无南北之分,而为东西两区所代替。东部盆地群内早侏罗世至中侏罗世早期沉积了含煤地层,中侏罗世中晚期至白垩纪主要为红色碎屑岩或杂色岩系,并夹有火山岩系。西部内陆盆地群早侏罗世为含煤沉积,中侏罗世至白垩纪以红层及不含火山岩系为特征。沉积矿产有煤、石油、油页岩、岩盐、石膏及沉积铁矿和铜矿等。

【第二系】 Secondary System　18 世纪中期,阿杜纳(Arduina, 1759)创用"第二系"一名,代表现在所称的中生界。久已废弃不用。但目前在少数欧洲出版的著作中,继续使用"第二系"一名。

三　叠　系

【三叠系】 Triassic System　三叠纪时期形成的地层称三叠系,分为下、中、上三个统。欧洲的三叠系研究较详,一般分为三种类型:①在英国纯属陆相,以新红砂岩为代表;②在德国为海陆交互相,上下两统均为陆相,下统称斑砂岩统,上统称杂色岩统,中统为海相,称壳灰岩统;③在阿尔卑斯地区全属海相,共分七个阶,下三叠统包括印度阶和奥伦尼克阶,中三叠统包括安尼阶和拉丁阶,上三叠统包括卡尼阶、诺利阶和瑞替阶。以上各个阶的模式地点均在阿尔卑斯。中国三叠系分为南、北两种类型。2001 年全国地层委员会在中国南部海相沉积区建了六个阶,下统包括殷坑阶、巢湖阶,中统包括青岩阶和一个待建阶,上统包括亚智梁阶、土隆阶;在陆相沉积区建了七个阶,下统包括大龙口阶、和尚沟阶,中统包括二马营阶、铜川阶,上统包括胡家村阶、永坪阶、瓦窑堡阶。中国北部及西北部除黑龙江沿乌苏里江西岸那丹哈达岭一带及甘肃秦安地区有海相沉积外,其余地区全为陆相。沉积矿产有石油、天然气、岩盐、石膏、煤、含铜砂页岩、油页岩及赤铁矿等。

【殷坑阶】 Yinkengian Stage　中国海相三叠系最底部的一个阶,位于上二叠统长兴阶之上,下三叠统巢湖阶之下。层型剖面原选在安徽省贵池县殷坑西牛角岭北之和龙山处,2001 年经国际地层委员会和国际地质科学联合会批准,将国际标准的二叠系/三叠系界线(即相当于殷坑阶的底界)层型立在中国浙江长兴煤山 D 剖面,因而本阶的层型剖面亦移至该处。殷坑阶的底界是全球二叠系/三叠系的界线,以牙形石 *Hindeodus parvus* 的首现为标志。阶内自下而上包含五个牙形石带:*Hindeodus parvus* 带, *Isarcicella isarcica* 带, *Clarkina carinata* 带, *Neospathodus dieneri* 带和 *Neospathodus cristagalli* 带;二个菊石带:下部 *Ophiceras-Lytophiceras* 带,上部 *Gyronites-Prionolobus* 带;还包含四个双壳类组合,自下而上为:*Claraia wangi* 组合, *Claraia stachei* 组合, *Claraia aurita* 组合和 *Eumorphotis multiformis* 组合。

【巢湖阶】 Caohuan Stage　位于殷坑阶之上,中三叠统青岩阶之下的海相下三叠统上部的一个阶。层型剖面位于安徽省巢湖马家山北侧公路边。巢湖阶的底界以牙形石 *Neospathodus waageni* 的首现为标志,或以 *Flemingites* 菊石带之底为界。阶内自下而上包含四个牙形石带: *Neospathodus waageni* 带, *Platyvillosus*

costatus 带(或 *Icriospathodus collinsoni* 带), *Neospathodus triangularis-N. homeri* 带和 *Neogondolella jubata* 带;另含四个菊石带: *Flemingites* 带, *Anasibirites-Owenites* 带, *Tirolites-Columbites* 带和 *Subcolumbites* 带。

【青岩阶】 Qingyanian Stage 是中国海相中三叠统下部的一个阶,位于下三叠统巢湖阶之上。层型剖面位于贵州省贵阳青岩镇。青岩阶的底界一般以菊石 *Japonites*, *Paradanubites*, *Paracrochordiceras* 和牙形石 *Chiosella timorensis* 的首现为标志。阶内自下而上包含四个菊石带: *Paracrochordiceras-Japonites-Lenotropites* 带, *Nicomedites yohi* 带, *Paraceratites binodosus* 带和 *Paraceratites trinodosus* 带;还包含四个牙形石带: *Chiosella timorensis* 带, *Neogondolella regale* 带, *Neogondolella bifurcata-N. kockeli* 带和 *Neogondolella constricta* 带。

【亚智梁阶】 Yazhiliangian Stage 是中国海相上三叠统下部的一个阶。层型剖面位于西藏聂拉木土隆村西南侧山坡上。亚智梁阶的底界以牙形石 *Paragondolella polygnathiformis* 的首现为标志(比传统以菊石 *Trachyceras aon* 定义的底界要稍低)。阶内含一个牙形石带 *Paragondolella polygnathiformis* 带,该带的顶、底(首现和消失)分别标志本阶的顶、底界;本阶内自下而上包含四个菊石带: *Trachyceras-Disctopites* 带, *Indonesites dieneri* 带, *Hoplotropites* 带和 *Parahauerites acutus* 带。

【土隆阶】 Tulongian Stage 是中国海相三叠系顶部的一个阶,位于亚智梁阶之上。层型剖面位于西藏聂拉木土隆村附近的山坡上。土隆阶的底界以菊石 *Nodotibetites nodosus* 带的底为界,并以菊石 Tropitidae 科的消失和 Tibetitidae 科及 Juvavitidae 科的出现为标志。在西藏地区,阶内自下而上包含五个菊石带: *Nodotibetites nodosus* 带, *Criesbachites-Gonionotites* 带, *Indojuvavites angulatus* 带, *Cyrtopleurites socius* 带和 *Himavatites columbianus* 带;在黑龙江那丹哈达岭地区,本阶内自下而上包含五个牙形石带: *Epigondolella abneptis* 带, *E. multidentata* 带, *E. bidentata* 带, *Parvigondolella andrusovi* 带和 *Misikella posthernsteini* 带。

【大龙口阶】 Dalongkouan Stage 是中国陆相三叠系底部的一个阶。层型剖面位于新疆吉木萨尔三台镇大龙口。大龙口阶的底界大致以古脊椎动物 *Lystrosaurus* 和孢粉 *Lundbladispora* 的首现为标志。阶内含有较丰富的古脊椎动物 *Lystrosaurus hedini*, *L. weidereichi*, *Chasmatosaurus yuani*, *Santaisaurus yuani* 等;古植物(山西宁武地区) *Pleuromeia jiaochengensis*, *Crematopteris circinalis*, *Willsistrobus hongyantouensis* 等;孢粉(新疆地区)为 *Limatulasporites-Lundbladispora-Equisetosporites* 组合,或(鄂尔多斯地区)为 *Lundbladispora-Taeniaesporites-Cycadopites* 组合;介形虫有 *Darwinula elongata*, *D. adducta*, *D. rotundata*, *D. triassiana* 等,叶肢介为 *Falsisca-Cyclorunguzites* 组合。

【和尚沟阶】 Heshanggouan Stage 是中国陆相下三叠统上部的一个阶,位于大龙口阶之上,中三叠统二马营阶之下。阶名源自岩石地层单位"和尚沟组",层型剖面选自陕西省府谷县高石崖(或山西省榆社县红崖头)。和尚沟阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。阶内含有以下各门类较特征的古生物化石:古脊椎动物 *Fugusuchus hejiapanensis*, *Ceratodus heshangouensis*, *Labyrithodontia* 等;古植物 *Pleuromeia sternbergi*, *P. rossica*, *P. epicharis*, *Crematopteris circinalis* 等;孢粉 *Lundbladispora-Verrucosisporites-Taeniaesporites* 组合;介形虫 *Darwinula triassiana*, *D. parva*, *D. ingrata* 等;叶肢介 *Glyptoamussia quadrata*, *Polygrapta subelliptica*, *Palaeolimnadia ovata*, *Liolimnadia jiamijiawanensis*, *Carnia guchengensis*, *Gabonestheria clinotuberica*, *Aquilonoglypta clinoquadrata*, *Dictyostriaca subcyclata*, *Diaplexa varidicta* 等。

【二马营阶】 Ermayingian Stage 是中国陆相中三叠统下部的一个阶,位于和尚沟阶之上,中三叠统上部铜川阶之下。阶名源自岩石地层单位"二马营组",层型剖面位于陕西吴堡张家焉。二马营阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。本阶以含较丰富的中国肯氏兽动物群为特征,包含二个组合:下部为 *Shaanbeikannemeyeria-Ordosiodon* 组合,上部为 *Sinokannemeyeria-Shansisuchus* 组合;古植物为 *Voltzia-Aipteris wuziwanensis* 组合,主要分子有 *Pleuromeia wuziwanensis*, *Todites shensiensis*, *Bernoullia zeilleri*, *Aipteris wuziwanensis*, *Nilssonia grandifolia*, *Ginkgoites*, *Voltzia* cf. *walchiaeformis* 等;孢粉 *Punctatisporites-Chordasporites-Plicatipollenites* 组合;介形虫 *Shensinella-Lutkevichinella* 组合,叶肢介有二个组合,上部为 *Brachyestheria-Pseudoestheria* 组合,下部为 *Xiangxiella-Protomonocarina* 组合。

【铜川阶】 Tongchuanian Stage 是中国陆相中三叠统上部的一个阶,位于二马营阶之上,上三叠统下部胡家村阶之下。阶名源自岩石地层单位"铜川组",层型剖面位于陕西铜川金锁关。铜川阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。阶内含丰富的各门类化石,古植物主要有: *Equisetites brevidentatus*, *E. sthenodon*, *Neocalamites carcinoides*, *Danaeopsis magnifolia*, *D. plana*, *Pleuromeia labiata*, *P. tongchuanensis*, *Tongchuanophyllum concinnum*, *T. trigonum*, *T. shensiense*, *Glossopteris chinensis* 等;介形虫主要有: *Tungchuania houae*, *Darwinula accuminata*, *D. schneideri* 等;双壳类主要有: *Shaanxiconcha longa*, *S. elongata*, *S. fragilis*, *S. subovata*, *Unio huangbogouensis* 等;叶肢介有: *Euestheria tongchuanensis*, *E. gibba*, *E. celeta*, *E. jinsouguanensis* 等;孢粉为 *Punctatisporites-Granulatisporites-Chordasporites* 组合;还有昆虫类: *Triassoblata phyllopteris*, *Minonymthites orthophlebes*, *Rhpidoblata lonchopteris* 等。

【胡家村阶】 Hujiacunian Stage 是中国陆相上三叠统下部的一个阶,位于铜川阶之上,上三叠统中部永坪阶之下。阶名源自岩石地层单位"胡家村组",层型剖面选在陕西铜川金锁关柳林川内。胡家村阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。阶内含 *Danaeopsis-Bernoullia* 古植物组合,但属、种群较为单调;另含 *Darwinula-Tungchuania* 介形虫组合和双壳类 *Shaanxiconcha-Unio* 组合。

【永坪阶】 Yongpingian Stage 是中国陆相上三叠统中部的一个阶,位于胡家村阶之上,上三叠统顶部瓦窑堡阶之下。阶名源自岩石地层单位"永坪组",层型剖面选在陕西铜川金锁关柳林川内与胡家村阶延续的剖面上。永坪阶的底界生物识别标志有待深入研究后定义。阶内含古植物 *Danaeopsis-Bernoullia* 组合,种群已较胡家村阶丰富,主要有: *Neocalamites cancinoides*, *N. carrerei*, *Danaeopsis fecunda*, *Bernoullia zeilleri*, *Todites shensiensis*, *Cladophlebis gracilis*, *Cl. raciborskii* 等;介形虫 *Darwinula-Lutkevichinella-Tungchuania* 组合,主要有: *Darwinula liulingchuanensis*, *D. gerdae*, *D. scheideri*, *D. alta*, *Lutkevichinella costata*, *L. ornatusa*, *Tungchuania agrestata*, *T. aurita*, *T. houae* 等;双壳类: *Shaanxiconcha triangulata*, *S. longa*, *S. dilatata* 等。

【瓦窑堡阶】 Wayaopuan Stage 是中国陆相三叠系顶部的一个阶,位于永坪阶之下,下侏罗统八道湾阶之下。阶名源自岩石地层单位"瓦窑堡组",层型剖面选在陕西铜川金锁关柳林川沟头。瓦窑堡阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。阶内含有极丰富的古植物 *Danaopsis-Bernoullia* 组合,其种群面貌比永坪阶和胡家村阶的大为丰富,主要分子有: *Equisetites acanthodon*, *Neocalamites carrerei*, *Danaeopsis fecunda*, *Bernoullia zeilleri*, *Asterothe-*

ca szeiana, *Todites shensiensis*, *Cladophlebis gracilis*, *Cl. raciborskii*, *Thinnfeldia nordenskioldi*, *T. rhomboidalis*, *Glossophyllum? shensiense*, *Protoblechnum hughesi*, *Pterophyllum crassinervum*, *Nilssonia orientalis*, *Ginkgoites digitata*, *G. magnifolia*, *Podozamites lanceolatus* 等；介形虫仍为 *Darwinula-Lutkevichinella-Tungchuania* 组合，但与永坪阶相比，本阶内出现一些新型分子，如 *Darwinula opinabilis*, *Tungchuania perelegana* 等；双壳类为 *Shaanxiconcha-Unio* 组合，主要分子有：*S. triangulata*, *S. dilatata*, *S. mianchiensis*, *Unio xuefengchuanensis* 等；另外还含有叶肢介、古脊椎动物(以古鳕类为主)。

【斑砂岩统】 Buntsandsteinian Series 是德国陆相下三叠统的专名。斑砂岩统是以岩性取名。它为大陆或潟湖相沉积，岩性主要为红色或淡紫色砾岩、砂岩或页岩。上部出现海相沉积，含有双壳类 *Myophoria* 等。

【壳灰岩统】 Muschelkalkian Series 是德国海相中三叠统的专名。壳灰岩统以岩性取名，为海相沉积。自下而上分为三部分：①波状石灰岩，其层面呈波状；②硬石膏层，含石膏、硬石膏或岩盐；③介壳石灰岩，含 *Ceratites*。

【杂色岩统】 Keuperian Series 是德国陆相上三叠统的专名。杂色岩统是以岩性取名。Keuper 一名源自杂色泥灰岩的方言“Keuper”。杂色岩统为陆相、潟湖相沉积，并含有海相夹层。主要为杂色钙质泥岩、砂岩、泥灰岩，绿色或红色白云岩，并含石膏或硬石膏夹层。

【德国相】 Germanic facies 欧洲海陆交互相三叠系类型的通称。自下而上称为斑砂岩统，壳灰岩统，杂色岩统。上统及下统为陆相和潟湖相沉积，中统为海相沉积。主要分布于德国、法国、西班牙、波兰及北非的部分地区。以德国研究最详最早，故名。

【英国相】 Britainic facies 欧洲陆相三叠系类型的通称。下部为砾质岩，与二叠系上部的红色砂岩共同组成新红砂岩；上部以红色泥灰岩为主，相当于德国相的杂色岩统。因主要发育在英伦三岛，故名。

【阿尔卑斯相】 Alpine facies 欧洲海相三叠系类型的通称。下统为赛特统，自下而上包括印度阶、奥伦尼克阶；中统包括安尼阶、拉丁阶；上统包括卡尼阶、诺利阶、瑞替阶。主要分布于奥地利、瑞士、意大利、巴尔干半岛。以东阿尔卑斯为其模式地区，故名。

【赛特统】 Scythian Series 又称**始三叠系**(Eotrias)，是阿尔卑斯相下三叠统的专名。本统分为下部印度阶和上部奥伦尼克阶；或自下而上四分为格里斯巴赫阶(Griesbachian)、迪纳尔阶(Dienerian)、司密斯阶(Smithian)和司帕斯阶(Spathian)。赛特统一名源自俄罗斯南部一山区的古代民族名。

【印度阶】 Induan Stage 位于奥伦尼克阶之下，是海相下三叠统下部的一个阶。印度阶一名源自盐岭的印度河。现为国际通用的一个阶。其底界以牙形石 *Hindeodus parvus* 的首现为标志。

【奥伦尼克阶】 Olenekian Stage 位于印度阶之上，是海相下三叠统上部的一个阶。奥伦尼克阶源自西伯利亚北部奥伦尼克河口一带的奥伦尼克层。现为国际通用的一个阶。其底界以牙形石 *Neospathodus waageni* 和菊石 *Hedenstroemia* 的首现为标志。

【安尼阶】 Anisian Stage 位于奥伦尼克阶之上，拉丁阶以下，是阿尔卑斯海相中三叠统下部的一个阶。安尼阶一名源自奥地利恩斯河(Enns)的拉丁名“Anisus”。现为国际通用的一个阶。其底界以牙形石 *Chiosella timorensis* 和菊石 *Japonites*, *Paradanubites* 和 *Paracrochordiceras* 的首现为标志。

【拉丁阶】 Ladinian Stage 位于安尼阶之上，卡尼阶以下，是阿尔卑斯海相中三叠统上部的一个阶。拉丁阶一名源自南阿尔卑斯的一个古代民族名拉丁尼(Ladiner)。现为国际通用的一个阶。其底界以牙形石 *Budurovignathus* 的首现为标志。

【卡尼阶】 Carnian Stage 位于拉丁阶之上，诺利阶以下，是阿尔卑斯海相上三叠统下部的一个阶。卡尼阶一名源自阿尔卑斯东南部罗马时代的古地名卡尼(Carnia)。现为国际通用的一个阶。其底界以牙形石 *Metapolygnathus polygnathiformis* 和菊石 *Daxatina* 或 *Trachyceras* 的首现为标志。

【诺利阶】 Norian Stage 位于卡尼阶之上，瑞替阶以下，是阿尔卑斯海相上三叠统中部的一个阶。诺利阶一名源自东阿尔卑斯奥地利境内罗马时代的一个古地名。现为国际通用的一个阶。其底界位于牙形石 *Metapolygnathus communisti* 或 *M. primitius* 带和菊石 *Klamathites macrolobatus* 或 *Stikinoceras kerri* 带的底界。

【瑞替阶】 Rhaetian Stage 位于诺利阶之上，侏罗系赫塘阶以下，是阿尔卑斯海相上三叠统顶部的一个阶。法国则多把瑞替阶归于侏罗系底部，称为**底里阿斯**(Infralias)又称为里阿斯(Lias)。瑞替阶一名源自东阿尔卑斯(东瑞士)在罗马时代的一个古地名(Rhatikon)。现为国际通用的一个阶。其底界以牙形石 *Misikella*, *Epigondolella mosheri*, 菊石 *Cochloceras* 和放射虫 *Proparvicingula moniliformis* 的首现为标志。

【罗楼组】 Luolou Fm 时代属早三叠世。分布于广西西部。命名地点在广西凌乐东部罗楼圩东北二里的那利岭东坡。为浅海碳酸盐沉积，主要为浅灰色与灰色薄层灰岩夹扁豆状灰岩，厚 20～100 米。在若干地区的不纯灰岩中，富含菊石，自下而上可划分为四个菊石段，包括八个菊石带：*Gyronites* 段：① *Vishnuites marginalis* 带；*Flemingites* 段：② *Proptychites kwangsiensis* 带，③ *Koninckites lingyunensis* 带；*Owenites* 段：④ *Owenites costatus* 带，⑤ *Pseudowenites oxynostus* 带；*Columbites* 段：⑥ *Tirolites darwini* 带，⑦ *Columbites costatus* 带，⑧ *Procarnites-Leiophyllites* 带。在 *Gyronites* 段之下发现一层生物碎屑灰岩(厚 6 米左右)，含丰富的双壳类化石，*Pteria* cf. *murchisoni*, *Oxytoma scythicum*, *Claraia* cf. *griesbochi*, *Eumorphotis* sp. 等。在本组页岩中发现鱼类化石 *Sinocoelacanthus fengshanensis*。与下伏上二叠统大隆组和上覆中三叠统百逢组均呈整合接触。

【永宁镇组】 Yongningzhen Fm 时代属早三叠世巢湖期(奥伦尼克期)。分布于黔西南及滇东南。命名地点在贵州关岭永宁镇七星洞附近。为浅海相泥质、灰质沉积，以灰色泥质灰岩及灰岩为主，顶部多为黄色、灰色、红色砂质页岩，共厚 208 米。含双壳类 *Pteria* cf. *murchisoni*, *Bakevellia costata* 及菊石 *Tirolites spinosus* 等。在普安县晴隆镇地区下部含双壳类 *Eumorphotis hinnitidea* 等。与下伏飞仙关组呈整合接触。

【铜街子组】 Tongjiezi Fm 时代属早三叠世。分布于四川西南部。命名地点在大渡河下游的乐山铜街子附近。为浅海相泥沙质、灰质沉积。下部为紫色页岩及砂岩互层，夹灰岩数层，厚 100 米，含双壳类 *Eumorphotis inaequicostata*, *Morphoria laevigata* 等；上部为紫色及灰绿色页岩夹薄层灰岩，厚 50 米，含双壳类 *Pteria* cf. *murchisoni*, *Leptochondria albertii*。在川西南地区上部发现菊石 *Tirolites*。本组与黔西南永宁镇组相当，与下伏飞仙关组呈整合接触。

【飞仙关组】 Feixianguan (Feisienkuan) Fm **曾称飞仙关页岩**。时代属早三叠世殷坑期(印度期)。分布于川西、川西北、滇东及黔西一带。命名地点在四川广元以北 15 千米的飞仙关。为滨海相或浅海相泥砂质沉积，以暗紫色、绿色页岩及砂岩为主，厚

230～500米。上部以含双壳类 *Eumorphotis* 为最多，称 *Eumorphotis multiformis* 带；下部含 *Claraia* 为最多，称 *Claraia wangi* 带。与下伏上二叠统大隆组呈整合接触。

【大冶群】 Daye (Tayeh) Gr 曾称**大冶灰岩**，时代属早三叠世。分布于鄂、川东、湘中、粤及黔中等地。命名地点在湖北大冶大冶铁矿附近。为浅海相碳酸盐沉积，上部为青灰色、灰白色厚层灰岩，间夹砾状白云质灰岩；中部为浅灰、青灰色薄层灰岩夹页岩；下部为黄、灰黄、黄绿色页岩及钙质岩夹薄层泥灰岩。厚300～500米。下部富含菊石 *Kashmirites*、*Meekoceras*、*Ophiceras* 及双壳类(*Claraia*)等。本群与飞仙关组为相变关系，与下伏上二叠统大隆组或长兴组呈整合接触。

【关岭组】 Guanling Fm 曾称**关岭层**。时代属中三叠世青岩期(安尼期)。分布于贵州西南部。命名地点在贵州关岭到永宁镇西营盘山。为浅海相钙质泥质沉积，以深灰色灰岩、泥质灰岩为主，夹黄绿、绿及紫色页岩，厚776米。页岩中含双壳类 *Myophoria*(*Costatoria*) *goldfussi mansuyi* 及 *Entolium liscaviensis* 等。本组与贵阳附近的青岩组相当，后者中含腕足类"*Maxillirhynchia*" *sinensis* 及 *Retzia schuageri*, *Rhaetina angustaeformis* 等。与下伏下三叠统永宁镇组呈整合接触。

【嘉陵江组】 Jialingjiang Fm 曾称**嘉陵江灰岩**。时代属早三叠世巢湖期(奥伦尼奥克期)。分布于四川、湖北、云南等地。命名地点在四川广元嘉陵江沿岸。为浅海相碳酸盐沉积，主要以灰色、灰黄色、灰绿色薄层致密灰岩为主，间夹钙质页岩，底部有一层砾状灰岩。灰岩中富含有孔虫 *Ammodiscs incertus* 和 *Glomospirella* 等；在广元至上寺、江油香水一带，含双壳类 *Hoernosia*, *Gervillia*, *Entolium* 组合；在川南、川东嘉陵江组第二段发现菊石 *Tirolites*。厚350米。与下伏下三叠统铜街子组或飞仙关组呈整合接触。

【刘家沟组】 Liujiagou Fm 时代属早三叠世早期。分布于华北地区。命名地点在山西宁武孙家沟一带的刘家沟。为一套陆相紫红色，灰紫色长石砂岩和长石石英砂岩，夹砂质泥岩及粉砂岩。含植物、叶肢介和古脊椎动物等化石，植物化石有 *Pleuromeia jiaochengensis* 等，厚350～633米。与下伏上二叠统石千峰群的孙家沟组呈整合接触。

【和尚沟组】 Heshanggou Fm 时代属早三叠世晚期。主要分布于鄂尔多斯盆地及其周边地区。命名地点在山西宁武孙家沟一带的和尚沟。为陆相砖红色泥岩和砂质泥岩、夹紫红色、灰绿色长石砂岩薄层，厚103～280米，含植物化石 *Pleuromeia sternbergi*，脊椎动物化石 *Fugusuchus hejiapanensis* 等。与下伏刘家沟组呈整合接触。

【法郎组】 Falang Fm 时代属中三叠世拉丁期。分布于黔西。命名地点在贵州关岭南5千米的法郎村。为浅海相沉积，由灰色至深灰色不纯薄层灰岩及黑色微带红色页岩组成，厚约160米，下部含双壳类 *Halobia kui*, *Halobia comatoedes*, *Posidonia wengensis* 及菊石 *Protrachyceras deprati* 等。与下伏杨柳井组呈整合接触。

【雷口坡组】 Leikoupo Fm 时代属中三叠世青岩期。分布于四川南部及贵州北部。命名地点在四川威远新场附近的雷口坡。为潟湖相沉积，以浅灰色至深灰色白云岩及灰岩为主，夹页岩和石膏层，厚约220米。下部白云质灰岩夹少许页岩，含双壳类 *Eumorphotis illyrica* 等；上部泥质白云岩、薄层灰岩及泥灰岩，含菊石 *Progonoceratites pulcher*。与下伏嘉陵江组呈整合接触。

【把南组】 Banan (Panan) Fm 时代属晚三叠世亚智梁期(卡尼期)，分布于贵州南部、西部地区。命名地点在黔南贞丰挽澜(旧称把南)附近。为浅海相泥砂质沉积，由灰绿色砂质页岩及青灰色细砂岩组成，厚约300米，含双壳类化石 *Myophoria kueichowensis*, *Nucula strigillata*, *Myophoriopsis rosthorni* 等。与下伏法郎组呈整合接触。

【鸟格组】 Niaoge Fm 曾称**鸟格页岩**。时代属晚三叠世亚智梁期(卡尼期)。分布于云南东部。命名地点在云南开远以东15千米的鸟格煤田附近。为滨海相沉积，由灰色石英砂岩、灰黑色、灰绿色钙质页岩及砂质页岩组成，厚354米，含 *Halobia superba* 等双壳类化石。与下伏拖味组呈整合接触。本组与把南组为同物异名。

【火把冲组】 Huobachong Fm 曾称**火把冲煤系**。时代属晚三叠世中、晚期。分布于云南东南部及贵州南部及西部地区。命名地点在云南个旧西南25千米的火把冲。为海陆交互相含煤沉积，为灰色、灰绿色细砂岩、石英砂岩及泥岩夹薄层煤，含植物化石。在煤层附近的泥灰岩及黄色页岩中含 *Burmesia lirata*, *Cassianella gryphaeata*, *Myophoria napengensis*, *Hoernesia filosa* 等双壳类化石。厚250～700米。与下伏鸟格组呈整合接触。在命名地点上部为断层割切。

【一平浪组】 Yipinglang Fm 曾称**一平浪煤系**。时代属晚三叠世。分布于云南中、北部。命名地点在云南中部广通一平浪附近。为陆相含煤沉积，有海相夹层，为灰白色长石砂岩、粗砂岩及黄灰绿杂色页岩，夹煤和耐火粘土，厚40～850米，含丰富植物化石 *Clathropteris meniscioides* 及 *Dictyophyllum nathorsti* 等。与下伏震旦系呈不整合接触，在命名地点与上覆禄丰群呈整合接触。一平浪组(煤系)一名早已废弃不用，该煤系地层已自下而上分解为**普家村组**、**干海子组**和**舍资组**。

【须家河组】 Xujiahe Fm 曾称**广元煤系**、**须家河系**。时代属晚三叠世中、晚期。分布于川西北一带。命名地点在四川广元须家河煤矿。为海陆交互相含煤沉积，以灰色石英砂岩、长石石英砂岩、厚层砂岩、薄层砂岩及粉砂岩为主，夹泥岩、煤层、及透镜状菱铁矿层，共厚约600米。上部含植物化石 *Clathropteris meniscioides*, *Cladophlebis raciborskii*, *Dictyophyllum nathorsti*, *Goeppertella kwangyuangensis*, *Anomozamites loczyi*, *Anthrophyopsis leeiana*, *Neocalamites carreri* 等，均系晚三叠世诺利期至瑞替期植物群的重要分子；下部含诺利期双壳类化石 *Nuculana yunnanensis*, *Myophoriopsis* cf. *latedorsata*, *Pteria krumbecki*, *Yunnanophorus baulei*, *Modiolus furgi* 及 *Myophoria subvesita seporata*, *Burmesia lirata* 等。与下伏上三叠统小塘子组呈假整合接触。

【安源组】 Anyuan Fm 曾称**安源煤系**。时代属晚三叠世中晚期。分布于江西、湖南境内。命名地点在江西萍乡以南的安源。为海陆交互相或滨海相含煤沉积，自下而上分为：①紫家冲段，为主要含煤段，以黑、灰黑色砂质泥岩、泥岩和炭质泥岩为主夹煤层，富含植物化石 *Ptilozamites chinensis*, *Pterophyllum ptilum*, *Anthrophyopsis crassinervis*, *Drepanozamites*, *Sinoctenis* 等；②三家冲段，以常呈球状风化的灰黑色泥岩为主，下部有时为砂岩、砂质页岩等，在灰黑色泥岩中富含双壳类化石 *Bakeoelloides hekiensis*, *B. liuyangensis*, *Jiangxiella subovata* 等；③爱坡里段，以砂砾岩为主，局部含可采煤层，含植物化石 *Pterophyllum ptilum*, *P. subaequble*, *Taeniopteris*, *Nilssonia* 等；④三丘田段，以浅色粉砂质岩石为主，富含双壳类化石：*Myophoriopsis* cf. *perlonga*, *Trigonodus liuyangensis* 等。本组与下伏二叠系长兴组或茅口组或下三叠统大冶组呈不整合接触。

【青龙群】 Qinglong Gr 曾称**青龙灰岩**。时代属早三叠世至中三叠世。分布于苏南、浙北及皖南一带。命名地点在南京以

东25千米龙潭镇南的青龙山。为浅海相沉积，主要为灰色薄层灰岩夹页岩，厚438米。下部为灰色薄层灰岩、黄绿色钙质页岩及泥质灰岩，厚94米，含菊石 *Flemingites*，*Ophiceras* 及双壳类 *Claraia* 等，时代属早三叠世，称为下青龙群；上部为灰色薄层灰岩，常夹红色钙质岩或瘤状泥灰岩，厚344米，含菊石 *Danubites* 等，时代属中三叠世安尼期，称上青龙群。本群与下伏上二叠统大隆组或长兴组呈整合接触。在安徽怀宁月山、集贤关一带于青龙群中发现丰富菊石化石，自下而上分为：① *Lytophiceras* 带，② *Gyronites* 带，③ *Flemingites* 带，④ *Anasibirites* 带及 *Danubites-Hollandites* 组合。本群现已自下而上划分为殷坑组、和龙山组、南陵湖组、东马鞍山组。

【黄马青群】 Huangmaqing Gr 曾称**黄马青页岩**。时代属中三叠世晚期至晚三叠世。分布于苏南、浙北、皖南一带。命名地点在南京紫金山麓黄马青村。为陆相泥沙质沉积或海陆交互相沉积(?)，下部为紫色、暗灰及灰黄色砂岩，局部夹薄煤层及黑色页岩，具底砾岩，厚20～100米，在黑色页岩中含 *Todites shensiensis*，*Podozamites lanceolatus* 等植物化石；中部为紫色砂质页岩，夹较厚层状紫色砂岩，厚600余米；上部为暗灰色泥质砂岩，夹灰黄色页岩，厚约200余米。在安徽怀宁月山、集贤关、江苏南京一带，于黄马青群底部发现拉丁期的双壳类化石 *Eumorphotis* (*Awoella*) *subillyrica* 及 *Myophoria* (*Costatoria*) *goldfussi*。与下伏青龙群呈整合接触。本群现已将中下部独立称**黄马青组**，时代属中三叠世晚期至晚三叠世早期；上部称**范家塘组**，时代属晚三叠世中、晚期。

【二马营组】 Ermaying Fm 时代属中三叠世早期。分布于山西宁武、沁水盆地及鄂尔多斯盆地及其周边地区。命名地点在山西宁武二马营附近。为内陆盆地沉积，下部为肉红色杂有绿色石英长石砂岩，灰白色杂有绿色、红色砂岩及泥岩，厚376米；上部为紫红、黄绿色长石砂岩夹暗紫色、绿色泥岩，泥岩含钙质结核及石膏质结核，厚220米，含丰富的中国肯氏兽动物群化石 *Ordosia*，*Sinokannemeyeria*，*Parakannemeyeria*，*Shansiodon*，*Shansisuchus* 等；植物化石有 *Todites*，*Neocalamites*，*Voltzia*，*Pleuromeia*，*Nilssonia*，*Aipteris*，*Ginkgoites* 等。与下伏下三叠统和尚沟组呈整合或假整合接触。

【延长群】 Yanchang Gr 曾称**延长层**。时代属中三叠世晚期至晚三叠世。分布于陕西、甘肃、华北、豫西一带。命名地点在陕西延长。为内陆盆地含油、煤沉积，由黄绿、灰绿、肉红等色长石砂岩、细粒砂岩及砂质页岩组成，下部含油页岩，底部常为粉红色长石砂岩。局部地区本群顶部含煤层，即一般所称的瓦窑堡煤系。共厚1000米左右。含丰富植物、双壳类、介形虫、叶肢介等化石。与下伏二马营组呈整合接触。经后人研究，现已将原延长群下部两段独立建组，称铜川组，根据其中所含植物化石等，时代属中三叠世晚期；上部三段自下而上分别称胡家村组、永坪组、瓦窑堡组，时代属晚三叠世。

【乌灶组】 Wuzao Fm 曾称**乌灶煤系**。时代属晚三叠世。分布于浙江境内，命名地在浙江义乌乌灶煤田。为陆相含煤沉积，由浅黄色细砂岩、砂质泥岩及灰色、黑色页岩组成，夹耐火粘土及煤层，底部为石英砾岩，总厚达50～400米左右。下部含植物 *Sinoctenis calophylla*，*Pterophyllum ptilum*，*Dictyophyllum exilis*，*Cycadocarpidium erdmanni*，叶肢介 *Euestheria minuta* 及双壳类等。在建德寿昌李家源口南山坪及诸暨三都丰穆村，与下伏二叠系呈不整合接触。

【香溪群】 Xiangxi Gr 曾称**香溪煤系**。时代属晚三叠世至早侏罗世。分布于鄂西地区。命名地点在湖北西部秭归附近的香溪。在鄂西兴山、巴东、秭归，本群下部的**沙镇溪组**或**九里岗组**，为灰色砂岩及黑色页岩，绿色砂岩、页岩夹煤层，厚140米；上部的**香溪组**或**桐竹园组**，为绿色砂岩、砂页岩夹煤层，厚170米左右。在沙镇溪组中含植物化石 *Sinoctenis*，*Cladophlebis raciborskii*，*Thaumatopteris remouyi*，*Cycadocarpidium* 等，时代属晚二叠世。在南漳、当阳，同层还发现 *Bernoullia*，*Lepidopteris*；在沙镇溪发现有半咸水双壳类化石 *Modiolus* 及晚三叠世叶肢介、孢粉。沙镇溪组与下伏三叠系呈假整合接触。

【土隆群】 Tulong Gr 曾称**土隆层**。时代属早三叠世至晚三叠世诺利期早期。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区。命名地点在西藏南部珠峰地区聂拉木土隆附近。为浅海相沉积，由灰岩、生物碎屑灰岩与砂质页岩互层组成，底部为一层白云岩，共厚640米。本群自下而上包括11个菊石带，自下而上属下三叠统有：① *Otoceras* (*Metotoceras*) *latilobatum* 带，② *Ophiceras* (*Lytophiceras*) *sakuntalum* 带，③ *Gyronites psilogyrus* 带，④ *Owenites* 带，⑤ *Procarnites xizangensis* 带；中三叠统有：⑥ *Hollandites-Peyrichites* 带，⑦ *Protrachyceras ladinum* 带；上三叠统卡尼阶至诺利阶下部有：⑧ *Hoplotropites* 带，⑨ *Parahaurites acutus* 带，⑩ *Nodotibetites nodosus* 带，⑪ *Griesbachites-Gonionotites* 带。另外还有两个化石带，属中三叠统拉丁阶的是 *Daonella indica* 带；属上三叠统卡尼阶下部的是 *Lilangina nobilis* 带。与下伏二叠系色龙群可能呈假整合接触。本群现已不常用，已另建若干组。

【曲龙共巴组】 Qulonggongba Fm 时代属晚三叠世诺利期中、晚期。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区。命名地点在定日曲龙共巴附近。为浅海相泥砂质、灰质沉积，以粉砂岩与砂质页岩互层为主，夹薄层生物碎屑灰岩，厚465米。自下而上包含三个菊石带：① *Indojuvavites angulatus* 带，② *Cyrtopleurites socius* 带，③ *Pinacoceras mitternichi* 带；同时还含一个鱼龙化石带 *Himalayasaurus tibetensis* 带；一个双壳类化石带 *Indopecten-Burmesia* 带；此外，还含箭石。本组与下伏达沙隆组呈整合接触。

【德日荣组】 Derirong Fm 时代属晚三叠世诺利期至瑞替期。分布于藏南珠穆朗玛峰地区。命名地点在聂拉木土隆村东的德日荣桥西。为浅海碎屑沉积，以石英砂岩为主，中下部夹砂质灰岩，上部夹含炭细砂岩，厚591米。砂质灰岩中含双壳类化石 *Palaeocardita mansuyi* 等。与下伏曲龙共巴组和上覆下侏罗统普色拉组均呈整合接触。

【韭菜园组】 Jiucaiyuan Fm 时代属早三叠世早期。分布于乌鲁木齐附近。属湖泊沼泽相沉积。为紫红色泥岩、灰绿色岩屑砂岩、粉砂岩呈不等厚互层。下部以灰绿色砂岩、粉砂岩为主夹粉砂质泥岩；中、上部以紫红色泥岩和粉砂质泥岩为主夹灰绿色细砂岩。与下伏锅底坑组呈整合接触，与上覆烧房沟组呈假整合接触、在大龙口地区韭菜园组顶部有较明显的冲刷现象。在大龙口剖面最厚为221米。含丰富的脊椎动物化石 *Lystrosaurus hedini*，*L. weidereichsi*，*Chasmatosaurus yuani*，*Procacertoides jimusarensis*，*Santaisaurus yuani*；介形虫 *Darwinula rotundata*，*D. triassiana*，*D.* spp.；植物 *Pecopteris* sp.；小孢子 *Limatulasporites-Lundbladispora-Taeniaesporites-Tsugaepollenites* 组合；大孢子 *Pusulosporites inflatus-Trileites* 组合；叶肢介 *Falsisca-Cyclotunguzites* 组合。往东到吉木萨尔，东南到吐鲁番盆地，厚度变化在118～355米之间。

【烧房沟组】 Shaofanggou Fm 曾称**烧房沟层**。时代属早三叠世晚期。主要分布于新疆吉木萨尔至乌鲁木齐一带。为以河流相为主的河湖相沉积，为紫红、灰紫夹灰绿色砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩夹少量砂砾岩，含大量大小不一的"砂岩球"，为该组的突出标志之一。下部以灰、紫灰色砂岩、砾岩为主，上部递变为紫

灰、紫红色粉砂岩、泥岩为主。与下伏韭菜园组和上覆克拉玛依组均呈整合接触。含小孢子 *Limatulasporites-Lundbladispora-Dictyotriletes-Taeniaesporites* 组合；大孢子 *Aneuletes acrochordonodes-Pusulosporites inflatus* 组合；脊椎动物 *Labyrinthodontia* 和? *Lystrosaurus* sp.；介形虫 *Darwinula brevа*。厚度 83～299 米。

【铜川组】 Tongchuan Fm 时代属中三叠世晚期。广泛分布于鄂尔多斯盆地内及周缘地区。为温暖潮湿气候下内陆河湖相沉积。命名地点在陕西铜川金锁关。下段岩性较粗，以灰绿、黄绿、肉红色块状砂岩为主，其上部夹有灰绿色、灰黑色页岩及粉砂质泥岩；上段岩性较细，主要为一套灰绿、灰黑、肉红色中—薄层细砂岩、泥质粉砂岩与灰绿、灰黑色页岩互层，上部至顶部夹有多层油页岩，成为该组重要标志。与下伏二马营组及上覆胡家村组均呈整合接触。厚 596 米。化石极丰，植物化石有 *Pleuromeia*, *Danaeopsis*, *Bernoullia*, *Cladophlebis*, *Todites*, *Glossopteris*, *Tongchuanophyllum* 等属的 30 余种；孢粉：*Punctatisporites*, *Calamospora*, *Podocarpidites*, *Protopicea*, *Piceaepollenites* 等；尚有较丰富的介形虫、叶肢介、双壳类化石。

【胡家村组】 Hujiacun Fm 时代属晚三叠世卡尼期。广泛分布于鄂尔多斯盆地内。下部为灰黄、黄绿色中—厚层细砂岩与灰绿色、黄绿色泥岩、粉砂质泥岩不等厚互层；中部为黄绿色粉砂质泥岩、泥岩及页岩；上部为黄绿色泥质粉砂岩与粉砂岩互层，至顶部常为浅灰黄色至深灰色页岩。总厚 300 余米。与下伏铜川组和上覆永坪组均呈整合接触。含古植物 *Danaeopsis-Bernoullia* 组合，同时含有 *Darwinula-Tungchuania* 介形虫组合，以及双壳类 *Shaanxiconcha* 和 *Unio* 等。

【瓦窑堡组】 Wayaopu Fm 曾称**瓦窑堡煤系**。时代属晚三叠瑞替期。主要分布于陕西宜君、神木、子长、永坪、富县、铜川等地。为沼泽-湖泊相沉积，为黄绿、灰黑、灰黄色泥岩与砂岩、粉砂岩互层，夹多层煤层、煤线或黑色页岩。与下伏永坪组呈整合接触，与上覆侏罗系富县组呈假整合接触。厚 224 米。含丰富的动、植物化石，植物化石为 *Danaeopsis-Bernoullia* 组合，其中有 *Danaeopsis fecunda*, *Bernoullia zeilleri*, *Cladophlebis gigantea*, *Cl. raciborskii*, *Todites shensiensis*, *Nilssonia pterophylloides*, *Thinnfeldia nordenskioldi* 等；介形虫 *Darwinula*, *Tungchuania* 等；双壳类 *Shaanxiconcha* 等。因各地遭受剥蚀程度不等，造成厚度变化较大。

【夜郎组】 Yelang (Yehlang) Fm 曾称**夜郎系**。时代属早三叠世印度期。分布于黔北及川东地区。为浅海碳酸盐岩和碎屑岩混合型沉积，下段(沙堡湾段)为黄绿、黄灰、褐灰色页岩夹薄层泥质灰岩，底部时夹黄绿色蒙脱石粘土或凝灰岩薄层，厚 5～205 米；中段(玉龙山段或黄村坝段)以浅灰、灰色薄至中厚层微晶灰岩为主，时夹白云质灰岩、泥灰岩、页岩等，灰岩有时具斜层理，顶部常稳定地夹一层亮晶鲕粒灰岩(厚约 20 厘米)，是很好的标志层，厚 78～667 米；上段(九级滩段)为暗紫、紫红、灰绿、暗灰色含钙质泥页岩，夹灰岩或粉砂岩，下部含砂质较重，厚 20～513m。与下伏上二叠统长兴组(或大隆组)及上覆中三叠统茅草铺组均呈整合接触。沙堡湾段含双壳类 *Pseudoclaraia wangi*, *Claraia griesbachi*, *Towapteria scythica*；菊石 *Ophiceras sinense*, *O. demissum*；介形虫 *Hollinella tingi*；玉龙山段富含双壳类，重要的有 *Claraia stachei*, *C. aurita*, *C. guizhouensis* 等；九级滩段富含以 *Eumorphotis multiformis* 为代表的双壳类动物群。

【永坪组】 Yongping Fm 时代属晚三叠世永坪期(诺利期)。分布于陕西铜川、延长、佳县、神木等地区。为一套灰白、灰绿、黄绿色厚层中—细砂岩、粉砂岩与灰黑、蓝灰色泥岩互层。为重要含油层位，砂岩中含黄铁矿结核。与下伏胡家村组及上覆瓦窑堡组均呈整合接触。厚 99 米。含植物化石 *Danaeopsis fecunda*, *Neocalamites carcinoides*, *Cladophlebis yichüinensis*, *Otozamites*, *Podozamites* 等；双壳类 *Shaanxiconcha* 等及介形虫、叶肢介、孢粉等化石。

侏 罗 系

【侏罗系】 Jurassic System 侏罗纪时期形成的地层称为侏罗系，分为下、中、上三个统。海相侏罗系以西欧发育最好，在德国南部，一系三分极为明显，下统多为黑色页岩，称里阿斯统，中统多为棕色含铁砂岩，称道格统，上统多为白色泥灰岩，称麻姆统。国际三叠系划分为下统包括赫塘阶、西涅缪尔阶、普林斯巴赫阶、图阿尔阶，中统包括阿伦阶、巴柔阶、巴通阶、卡洛维阶，上统包括牛津阶、基默里奇阶、提塘(或称波特兰)阶。三叠纪末，由于印支运动的影响，中国大部分隆起为陆，仅在中国边缘地带，如西藏、青海南部、滇西、两广沿海、喀喇昆仑山及黑龙江挠力河一带有海相沉积，其余地区均为陆相沉积。中国陆相侏罗系普遍含有煤层，一般分为两种类型：一种是东部火山活动带，由红色岩系、火山岩系和杂色岩系等组成，以含有火山岩为其特征；另一种是西部内陆盆地区，多为紫红色河湖相沉积，以红层和不含火山岩为其特征。2001 年全国地层委员会对中国陆相侏罗系建立了下统八道湾阶和三工河阶，中统西山窑阶和头屯河阶，上统土城子阶、待建阶和大北沟阶。沉积矿产有煤、油页岩、石油、石膏及沉积铁、铜矿产。同时在火山岩系本身及与有关侵入岩的接触带中，产有铁、铜、铅、锌、明矾石、叶蜡石、斑脱石、瓷土以及铝土矿等。

【八道湾阶】 Badaowanian Stage 是中国陆相侏罗系最底部的一个阶。阶名源自岩石地层单位“八道湾组”，层型剖面位于新疆乌鲁木齐以北的八道湾处。八道湾阶的底界生物识别标志有待深入研究后定义。阶内含有丰富的古植物和双壳类化石，常见的植物化石有：*Coniopteris hymenophylloides*, *Cladophlebis gigantea*, *Phoenicopsis speciosa*, *Podozamites lanceolatus* 等；双壳类化石有：*Ferganoconcha subcentralis*, *F. tomiensis*, *Sibireconcha jenicejensis*, *Cuneopsis johannisboehmi*, *Unio khomentowski*, *U. shuixigouensis* 等。

【三工河阶】 Sangonghean Stage 是中国陆相下侏罗统上部的一个阶，位于八道湾阶之上，中侏罗统西山窑阶之下。阶名源自岩石地层单位“三工河组”，层型剖面位于新疆阜康城以南的三工河。三工河阶的底界生物识别标志有待深入研究后定义。阶内富含古植物、孢粉、藻类、双壳类、介形虫、叶肢介、昆虫和鱼类等化石。古植物主要有：*Neocalamites carrerei*, *Cladophlebis gigantea*, *Todites denticulata*, *T. williamsoni*, *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis speciosa*, *Phlebopteris brauni*, *Elatocladus*, *Ginkgoites hermelini*, *Sphenobaiera longifolia*, *Equisetites multidentatus*, *Podozamites lanceolatus* 等；双壳类：*Ferganoconcha tomiensis*, *F. subcentralis*, *Sibireconcha anodontoides*, *S. jenisejensis*, *Tutuella* cf. *chachlovi*, *Unio* sp., *Cuneopsis* cff. *johannisboehmi*, *Magaritifera* sp. 等。

【西山窑阶】 Xishanyaoan Stage 是中国陆相中侏罗统下部的一个阶，位于三工河阶之上，头屯河阶之下。阶名源自岩石地层单位“西山窑组”，层型剖面位于新疆乌鲁木齐以西的西山窑。西山窑阶的底界生物识别标志有待深入研究后定义。阶内含丰富的古植物、孢粉、双壳类、介形虫等化石。古植物主要有：*Coniopteris hymenophylloides*, *C. tatungensis*, *Equisetites ferganensis*, *Podozamites lanceolatus*, *Phoenicopsis angustifolia*, *Czekanowskia rigida*

等;双壳类: *Pseudocardinia tuvaensis*, *P. turfanensis*, *Ferganoconcha subcentralis*, *F. sibirica*, *Sibireconcha* sp.等。

【头屯河阶】 Toutunhean Stage 是中国陆相中侏罗统上部的一个阶,位于西山窑阶之上,上侏罗统下部的土城子阶之下。阶名源自岩石地层单位"头屯河组",层型剖面位于新疆乌鲁木齐以西的头屯河一带。头屯河阶的底界生物识别标志有待深入研究后定义。阶内含有双壳类化石: *Ferganoconcha minor*, *Pseudocardinia gansuensis*, *P. yumenensis*, *Margaritifera isfarensis*, *Psilunio ovalis*, *P. jingyuanensis*, *P. manasensis*, *P. globitriangularis* 等;介形虫: *Darwinula impudica*, *D. sarytirmenensis* 等,以及古植物 *Coniopteris-Phoenicopsis* 组合中的一些分子。

【土城子阶】 Tuchengzian Stage 是中国陆相上侏罗统下部的一个阶,位于头屯河阶之上。阶名源自岩石地层单位"土城子组",层型剖面位于辽宁省北票土城子蓝旗东沟至下油房沟一带。土城子阶的底界识别标志有待深入研究后定义。阶内含有以下各类化石:介形虫 *Wolburgia bella*, *W. polyphema*, *Steneatremia subcentralis*, *Mantelliana jingguensis*, *Djungarica yanshulingensis*, *Damonella ovata*, *Darwinula yanshulingensis*, *Eoparacypris pingquanensis* 等;叶肢介: *Pseudorapta orbita*, *Nestoria reticulata*, *Mesolimnadia jinlingsiensis*, *M. recta*, *Yanshanoleptestheria minor* 等;古脊椎动物: *Chaoyangosaurus liaosiensis*, *Jeholosauripus satoi* 等。

【大北沟阶】 Dabeigouan Stage 是中国陆相侏罗系最顶部的一个阶,位于下白垩统底部义县阶之下。阶名源自岩石地层单位"大北沟组",层型剖面位于河北省滦平县井上至大店子东沟。大北沟阶的底界大致以叶肢介 *Nestoria pissovi* 或 *Keratestheria gigantea* 的首现为标志。阶内包含一个叶肢介 *Nestoria-Keratestheria* 组合,主要有 *Nestoria pissovi*, *N. xishunjingensis*, *N.* (*Magumbonia*) *fengwuoliangensis*, *Keratestheria gigantea*, *K. longa*, *Sentestheria banjietaensis*, *Abrestheria rotunda*, *Jibeilimnadia ovata* 等;另含一个介形虫 *Eoparacypris-Luanpingella-Pseudoparacypridopsis* 组合;本阶上部还含一些"热河动物群"的先驱分子,如昆虫 *Ephemeropsis trisetalis* 和鱼类 *Peipiaosteus pani* 等。

【里阿斯统】 Lias Series 是欧洲下侏罗统的专名,与德国的黑侏罗统相当。里阿斯统自下而上包括赫塘阶、西涅缪尔阶、普林斯巴赫阶、图阿尔阶。里阿斯统一名源自英国石匠工人的老术语。这个术语来自赫里克(Gaelic)语"Leai",表示板石的意思,是一种蓝色或白色坚硬的泥质石灰岩,相当于法文"Liais"。

【黑侏罗统】 Black Jura, Schwarzer Jura 指德国相当于里阿斯统的下侏罗统。主要为泥质灰岩,泥灰岩,上部为黑色沥青质灰岩。由于岩石多为黑色而得名。

【赫塘阶】 Hettangian Stage 位于三叠系瑞替阶之上,西涅缪尔阶以下,是欧洲侏罗系最底部的一个阶。赫塘阶一名源自法国巴黎盆地东部边缘的一地名赫塘(Hettange)。现为国际通用的一个阶。其底界以菊石 *Psiloceras planorbis* 的首现为标志。

【西涅缪尔阶】 Sinemurian Stage 位于赫塘阶之上,普林斯巴赫阶以下,是欧洲下侏罗统的第二个阶。西涅缪尔阶一名源自法国巴黎盆地东南边缘一地名(Semur,拉丁名 Sinemurium)。现为国际通用的一个阶。其底界以菊石 *Vermiceras* 和 *Metophioceras* 二属的首现为标志。

【普林斯巴赫阶】 Pliensbachian Stage 位于西涅缪尔阶之上,图阿尔阶以下,是欧洲下侏罗统的第三个阶。普林斯巴赫阶一名源自德国一地名普林斯巴赫(Pliensbach)。其底界以菊石 *Bifericeras donovani*, *Apoderoceras* 和 Gleviceras 的首现为标志。

【图阿尔阶】 Toarcian Stage 位于普林斯巴赫阶之上,中侏罗统阿伦阶以下,是欧洲下侏罗统最上部的一个阶。图阿尔阶一名源自法国巴黎盆地西南边缘的一地名图阿尔(Thours 拉丁名 Toarcium)。现为国际通用的一个阶。其底界以 *Eodactylites* 菊石动物群的首现为标志。

【阿伦阶】 Aalenian Stage 位于图阿尔阶之上,巴柔阶以下,是欧洲原下侏罗统顶部的一个阶。阿伦阶一名源自德国一地名阿伦(Aalen)。2000 年国际地层表划归中侏罗统底部的一个阶。其底界以菊石 *Leioceras* 的首现为标志。

【道格统】 Dogger Series 是欧洲中侏罗统的专名,与德国的褐侏罗统相当。道格统自下而上包括阿伦阶、巴柔阶、巴通阶和卡洛维阶。道格统一名源自英国一术语道格(Dogger)。这个术语系指含铁岩石中一些大而不规则的结核,由于中侏罗统中常含此种结核,因而得名。

【褐侏罗统】 Brown Jura, Brauner Jura Series 指德国相当于道格统的中侏罗世地层。主要为褐色泥灰岩及非生物成因的泥质灰岩,并夹铁质状岩层,因而得名。

【巴柔阶】 Bajocian Stage 位于阿伦阶之上,巴通阶以下,是欧洲原中侏罗统底部的一个阶。巴柔阶一名源自法国巴黎盆地西北边缘一地名巴柔(Bayeux,拉丁名 Bajoce)。现为国际通用的一个阶。其底界以菊石 *Hyperlioceras* 的首现为标志。

【巴通阶】 Bathonian Stage 位于巴柔阶之上,卡洛维阶以下,是欧洲原中侏罗统中部的一个阶。巴通阶一名源自英国南部的一地名巴斯(Bath)。现为国际通用的一个阶。以菊石 *Parkinsonia* (*G.*) *convergens* 的最低层位作为本阶的底界。

【卡洛维阶】 Callovian Stage 位于巴通阶之上,牛津阶以下,是欧洲中侏罗统顶部的一个阶。卡洛维阶一名源自英国一地名卡洛维(Kelloways,拉丁名 Callovium)。现为国际通用的一个阶。以菊石 *Kepplerites* 的最低层位作为本阶的底界。

【麻姆统】 Malm Series 是欧洲上侏罗统的专名,与德国的白侏罗统相当。麻姆统自下而上包括牛津阶、基默里奇阶和提塘阶。麻姆统一名系因上侏罗统中含有一些灰白色岩石叫做麻姆(Malm)而得名。

【白侏罗统】 White Jura, Weisser Jura Series 指德国相当于麻姆统的晚侏罗世地层。主要为灰白色灰岩及泥灰岩,因而得名,其中包括著名的索仑霍芬石印石灰石,始祖鸟化石及其他许多珍贵化石即产于此层。

【牛津阶】 Oxfordian Stage 位于卡洛维阶之上,基默里奇阶以下,是欧洲上侏罗统底部的一个阶。牛津阶一名源自英国的牛津(Oxford)。现为国际通用的一个阶。其底界位于菊石 *Cardioceras scarburgense* 亚带(*Quenstedtoceras mariae* 带)底部的 *Brightia thuouxensis* 层。

【基默里奇阶】 Kimmeridgian Stage 位于牛津阶之上,提塘阶以下,是欧洲上侏罗统中部的一个阶,基默里奇阶一名源自英国的基默里奇(Kimmeridge)。现为国际通用的一个阶。以菊石 *Pictonia baylei* 带之底作为本阶的底界。

【提塘阶】 Tithonian Stage 位于基默里奇阶之上,白垩系底部贝里阿斯阶以下,是欧洲上侏罗统顶部的一个阶,或称**波特兰阶**(Portlandian stage)。波特兰阶包括两个亚阶:下部博奴亚阶(Bononian Substage)和上部波倍克亚阶(Purbeckian Substage)。狭义的波特兰阶等于博奴亚阶。波特兰阶一名源自英国南海岸的波特兰(Portland)半岛。提塘阶现为国际通用的一个阶。其底界以菊石 *Gravesia* 的首现为标志,或位于菊石 *Hybonoticeras hybonotum* 带之底。

【梨山群】 Lishan Gr 曾称**梨山煤系**。时代属晚三叠世至早

侏罗世。分布于福建、浙江地区。命名地点在福建建瓯梨山。为陆相含煤沉积，下部为大坑组，为深灰色页岩与细砂岩互层，夹煤层及炭质页岩，具底砾岩，厚 800～1000 米，上段含植物化石 *Ptilozamites chinensis*，*Lepidopteris otornis*. *Glossophyllum*? *shensiensis* 等，应属上三叠统；中部为文宾山组，为灰色砂页岩，厚100～300 米，含植物化石 *Danaeopsis fecunda*，*Drepanozamites nilssoni* 等，属晚三叠世；上部为梨山组，为浅灰色细砂岩、灰白色砂岩夹页岩和砾状粗砂岩，厚 260～300 米，含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*，*Czekanowskia*，属下侏罗统。

【门头沟群】 Mentougou Gr　曾称**门头沟煤系**。时代属早侏罗世晚期至中侏罗世。分布于河北境内。命名地点在北京西山门头沟。本组为陆相含煤沉积，以灰黑、灰色页岩、砂岩为主夹煤层，底部有厚 150～500 米的玄武岩。页岩中含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*，*Phoenicopsis* cf. *speciosa*，*Todites williamsoni* 等。本组与下伏老地层一般为不整合接触。山东的坊子组、山西的大同组可与本群相比。本群现仅包括窑坡组和龙门组。

【北票组】 Beipiao Fm　曾称**北票煤系**。时代属早侏罗世。分布于辽宁西部。命名地点在辽西北票，为陆相含煤沉积，下部为火山岩系，主要由安山岩质凝灰岩及凝灰砾岩等组成，底部具砾岩，厚约 360～500 米；上部为含煤岩系，以砂岩、页岩为主夹煤层，厚约1000～1500米，含植物化石 *Phoenicopsis speciosa*，*Todites williamsoni* 等。与下伏下侏罗统兴隆沟组呈假整合接触。

【坊子组】 Fangzi Fm　曾称**坊子煤系**。时代属中侏罗世早期。分布于山东淄博及潍坊等地。命名点在山东潍坊坊子。为陆相含煤沉积，主要为绿色砂岩、白色砂岩夹黑色页岩及煤层，厚 60～160 米，含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*，*Cladophlebis fangtzuensis*，*Clathropteris meniscioides* 等。与下伏老地层呈不整合接触，与上覆三台组呈假整合或不整合接触。

【莱阳组】 Laiyang Fm　曾称**莱阳群**。时代属晚侏罗世晚期。分布于山东莱阳、即墨、胶县、诸城，莒县、郯城一带。命名地点在山东莱阳。为淡水湖相沉积，由钙质页岩，灰绿色页岩夹黄色砂岩组成，底部时有砾岩，中部有油页岩和纸状页岩，纸状页岩含鱼类化石 *Lycoptera sinensis*，*Sinamia zdanskyi*，植物化石 *Brachyphyllum obesum* 及昆虫等化石，总厚 1200 米。与上覆青山组呈假整合接触，与下伏前寒武纪变质岩系呈不整合接触。本组时代归属尚有争议，另一种意见认为应属早白垩世早期。

【大同组】 Datong Fm　曾称**大同煤系**。时代属中侏罗世。分布于山西境内。命名地点在山西大同。为陆相含煤沉积，下部为白色砂岩；上部为砂质页岩，灰黑色页岩夹煤层，含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*，*Coniopteris tatungensis*，*Todites williamsoni* 等。厚 210～230 米。与下伏下侏罗统永定庄组呈整合接触。

【石拐群】 Shiguai Gr　旧称**石拐煤系**。时代属早侏罗世至中侏罗世。分布于内蒙古阴山地区。命名地点在内蒙古大青山石拐煤田。为陆相含煤沉积，主要为长石砂岩、泥质砂岩、砂质页岩及炭质页岩，夹煤层及油页岩，含 *Marattiopsis muensteri*，*Coniopteris hymenophylloides*，*Todites williamsoni* 等植物化石。厚约 1500 米。本群在石拐地区不整合覆于前震旦纪乌拉山群之上。本群现已划分下部**五当沟组**，时代属早侏罗世；上部**召沟组**，时代属中侏罗世早期。

【髫髻山组】 Tiaojishan Fm　曾称**髫髻山层**。时代属中侏罗世。分布于北京西山等地。命名地点在北京西山的髫髻山。为陆相中性火山岩系，以安山岩为主，下部为火山沉积岩，向上为安山集块岩、安山岩，含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*，*Todites denticulata* 等，以及昆虫和叶肢介化石。厚度不一，最厚可达 1600 米。

【张家口组】 Zhangjiakou Fm　曾称**张家口斑岩**。时代属晚侏罗世。分布于河北张家口一带。命名地点在河北张家口。为酸性火山岩系，主要为斑岩及酸性熔岩，间夹有砾岩及凝灰岩。斑岩有玻璃斑岩、变质流纹岩、石英斑岩、粗面岩及火山碎屑岩等；熔岩常有气孔和杏仁构造，为石英、沸石、玉髓或玛瑙所充填。在凝灰岩中含狼鳍鱼。底部有砾岩一层。厚 700～2000 米。与下伏土城子组呈假整合接触。

【白田坝组】 Baitianba Fm　时代属早侏罗世。分布于川西北一带。命名地点在四川广元宝轮院西南 15 千米的白田坝附近。为陆相碎屑沉积，主要为白色、灰色石英砂岩，深灰色钙质粉砂岩、夹页岩及煤层，共厚约 220 米。含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*，*Brachyphyllum* cf. *expansum* 及 *Pagiophyllum* 等，另含湖北香溪群上部的植物化石 *Hsiangchiphyllum trinerve*，*Ptilophyllum pecten*。对其时代归属尚有不同意见，认为应属中侏罗世或早、中侏罗世。与下伏上三叠统须家河组呈假整合接触。

【千佛崖组】 Qianfoya Fm　曾称**千佛崖层**。时代属中侏罗世。分布于四川西北部。命名地点在四川广元千佛崖。为内陆河湖相沉积，由黄色砂岩，黄绿色、灰褐色砂质页岩及红色泥岩和砂岩组成，夹少许淡水砂岩扁豆体，含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*；淡水双壳类 *Pseudocardinia*，*Tutuella* 等。厚 125 米至 364 米，在龙门山区厚 710 米。与下伏白田坝组呈假整合接触。

【广元群】 Guangyuan Gr　曾称**广元层**。时代属晚侏罗世。分布于川西北地区。命名地点在四川广元附近。为内陆河湖相沉积，由暗紫红色砂岩、页岩及泥岩组成，厚度最大可达 2000 米以上，含 *Coniopteris hymenophylloides* 等植物化石及双壳类 *Psilunio suni* 和介形虫 *Darwinula sarytirmenensis* 等。与下伏白田坝组呈假整合接触。在四川中南部及黔北，与本群大致相当的地层，称**重庆群**。重庆群自下而上分为沙溪庙组、遂宁组、蓬莱镇组。本群名已废弃不用，其地层相当于现在的千佛崖组、沙溪庙组、遂宁组的范围。

【下禄丰组】 Xialufeng Fm　时代属早侏罗世。分布于云南境内。命名地点在云南禄丰县城东北沙湾、张家坳一带。为一套陆相红色碎屑沉积，以暗紫色、紫红色砂质泥岩和灰绿色砂岩为主，含爬行类 *Lufengosaurus huenei*，*Bienotherium yunnanense* 等及双壳类 *Unio ningxiaensis*，*Sibiriconcha shensiensis*，叶肢介 *Gomphocythere* cf. *recticulata*，*Darwinula bella* 等。在其下部常夹有绿色页岩，含 *Podozamites lanceolatus*，*Neocalamites* 等植物化石。厚 1500 米。与下伏一平浪组呈假整合接触。

【上禄丰组】 Shanglufeng Fm　时代属中、晚侏罗世。分布于云南境内。命名地点在云南禄丰县城东北沙湾、张家坳一带。为一套陆相红色碎屑沉积，下部张河段：下部以灰绿色厚层石英砂岩为主，向上渐变红色，厚 700 米；中部为紫红色砂质泥岩夹多层薄泥灰岩透镜体，富含化石，厚 12～50 米；上部为紫红色砂质泥岩和钙质粉砂岩，厚 100 米，含双壳类 *Lamprotula-Psilunio-Cuneopsis* 组合，*Tutuella*，介形虫 *Darwinula*，叶肢介 *Euestheria* cf. *complanata* 及轮藻 *Euachistochara yunnanensis* 等。上部双柏段：下部以紫红、紫灰色厚层砂岩为主，上部为紫红色泥岩夹灰绿色、灰色泥灰岩条带，含介形虫 *Darwinula suboblonga*，叶肢介 *Eosestheria dianzhongensis* 等，厚 2173 米。与下伏下侏罗统下禄丰组呈假整合接触。

【聂聂雄拉群】 Nieniexiongla Gr　时代属早侏罗世至中侏罗世。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区的吉隆、定日、岗巴一带。命名地点在藏南珠穆朗玛峰地区南部聂聂雄拉附近。为海相沉

积,主要为石灰岩、石英砂岩夹页岩,厚 2420 米。下部含菊石 *Schlothemia*, *Sulciferites*, *Gleviceras*,有孔虫 *Orbitopsella*, *Rhapidionina* 等,属下侏罗统;中部含双壳类 *Camptonectes lens*, *Goniomya* cf. *trapezocostata* 等,在较高层位中含菊石 *Dorsetensia*, *Witchellia* 等属,为中侏罗统下部;上部仅在较高层位中发现菊石科 Macrocephalitidae,属中侏罗统上部卡洛维阶。本群与下伏三叠系呈整合接触。后人将中、上部分出建立聂聂雄拉组,将下部建立普普嘎组。

【门卡墩组】 Menkadun Fm 时代属晚侏罗世。分布于西藏南部珠穆朗玛峰地区的吉隆、定日、岗巴一带。命名地点在西藏南部珠穆朗玛峰地区的门卡墩。为海相泥、沙质沉积,为粉砂质页岩、粉砂岩夹薄层石英砂岩,含粘土结核,厚 360 米以上。富含菊石 *Haplophylloceras strigile*, *Pterolytoceras exoticum*, *Virgatosphinctes denseplicatus*,双壳及箭石(*Belemnopsis uhligi*)等。在岗巴一带,本组页岩以菊石 *Himalayites* sp. 和双壳类 *Astarte spitiensis* 的层位为界,向上过渡到岩性与之相似的白垩系岗巴群。与下伏聂聂雄拉群呈整合接触。

【鸡西群】 Jixi Gr 时代属晚侏罗世—早白垩世(?)。分布于黑龙江鸡西、穆棱、双鸭山、鹤岗一带。命名地点在黑龙江鸡西一带。本群为一套陆源碎屑沉积岩系夹火山碎屑岩及煤层,自下而上分为:①滴道组,以凝灰质砂页岩为主,夹薄煤层,含植物化石 *Onychiopsis elongata*, *Acanthopteris gothani* 等,部分地区夹安山岩、安山集块岩,厚约 400 米;②城子河组(鸡西组),以灰白色粗长石砂岩为主夹煤层,含双壳类 *Ferganoconcha* 及植物化石高腾刺蕨、布列亚锥叶蕨、坚硬似里白,厚 400 ~ 900 米;③穆棱组,以凝灰质砂质岩、安山质集块岩为主夹煤层,并含膨润土层,含植物化石 *Coniopteris burejensis*, *Dryopteris sinensis*, *Ruffordia goepperti*, *Gleichenites takeyamai* 等,厚 300 ~ 850 米。与下伏花岗片麻岩、花岗岩为不整合接触。各组之间为整合或假整合接触。最近有人根据古植物、孢粉等统计分析,把鸡西群的穆棱组作为早白垩世的沉积。本群名现已不用。

【龙爪沟群】 Longzhaogou Gr 时代属中侏罗世至早白垩世。分布于黑龙江东部的虎林、饶河、宝清、密山等地区,命名地点在虎林杨岗北的龙爪沟。本组为海陆交互相沉积,总厚 1000 米以上,含菊石 *Arctocephalites*, *Subkossmatia* 和双壳类等海生动物化石,以及丰富的植物化石,并含有煤层。关于本群与鸡西群的关系,根据龙爪沟群中所含植物化石 *Coniopteris burejensis*, *Acanthopteris gothani*, *Nilssonia sinensis*, *Equisetites* sp., *Ginkgoites* sp., *Elatocladus manchurica*, *Podozamites lanceolatus* 等,常见于鸡西群中,但未发现穆棱组中所含的 *Ruffordia goepperti*, *Nilssonia pecten*, *Klukia browniana* 等重要化石,因而认为龙爪沟群与鸡西群之间应无上下关系,而是反映当时沉积环境不同的结果,二者应为同期异相。本群现已自下而上划分为裴德组、七虎林河组、红星组、朝阳组、曙光组。本群名现已不用。

【马涧组】 Majian Fm 时代属早侏罗世晚期。分布于浙西兰溪、建德、衢州及金华一带,命名地点在兰溪马涧一带。为还原环境下形成的内陆河湖-湖沼相沉积,岩性为灰黄色、灰色、黄绿色砾岩,砂岩,页岩,泥岩,含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*, *Clathropteris meniscioides*, *Cladophlebis raciborskii*, *Todites denticulata* 及双壳类 *Sphaerium* sp. 等,厚 200 ~ 240 米。与下伏石炭系呈不整合接触,或与下伏下侏罗统赤山坞组呈整合接触。

【砚岭组】 Yanling Fm 时代属晚侏罗世。分布于浙西一带。最初命名地点在浙江寿昌城西的砚岭一带,现在浙西地区晚侏罗世地层自下而上已划分为劳村组、黄尖组和寿昌组。本组为陆相火山碎屑沉积,主要为紫红色砂岩、页岩平灰色、灰绿及黄绿色砂岩、矾岩及凝灰岩、熔凝灰岩薄层,底部有带棱角砾石的砾岩层,总厚 20 ~ 400 米。不整合于震旦系砂岩或泥盆系砂岩之上。在寿昌劳村附近,下部含植物化石 *Cladophlebis* cf. *browniana*;叶肢介 *Bairdestheria middendorfi* 及三尾拟蜉蝣 *Ephemeropsis* aff. *trisetalis* 等。本组与上覆磨石山组或乌龙山火山岩多呈整合接触,有时为假整合接触。本组名现已废弃不用。

【劳村组】 Laocun Fm 时代属晚侏罗世。分布在浙西兰溪、道德。衢州及金华一带。命名剖面位于浙江建德县大同镇劳村之南,是一套紫红色碎屑岩及火山岩、火山碎屑岩互层地层。本组底部常见砾岩,砾石成分因地而异。向上为紫红色含砾粗砂岩、凝灰质砂岩、泥岩夹流纹质火山碎屑岩,局部含钙质或钙质结核,夹少许石灰岩透镜体,厚度大于 1236 米。与下伏渔山尖组不整合接触,有时超覆于更老地层之上。含双壳类 *Nakamuranaia chingshanensis*,腹足类 *Probaicalia gerassimovi*、*Amplovalvata* aff. *suturilis*、*Lioplacodes shouchangensis*,叶肢介 *Yanjiestheria sinensis*,介形虫 *Cypidea* (*C*)-*Monosulcocypris-Rhinocypris* 组合,昆虫 *Mesopanorpa yaojiashanensis*、*Humiryssus leucus*、*Lycoriomima mictis*,植物 *Equisetum* sp. *Coniopteris* sp. *Sphenopteris* sp. *Otozamites linguifolius* 等。本组为河湖相伴有火山喷发沉积。其分布以建德梅城至兰溪寿峰山一线为界,以西在建德梅城、更楼、寿昌、大同至衢县石梁一带,以紫红色沉积岩为主,夹火山岩,厚达 1949 米;以东以火山岩及其碎屑岩为主,沉积岩多以夹层出现。

【黄尖组】 Huangjian Fm 时代属晚侏罗世。分布于浙江常山、衢州、浦江、金华一带。命名地点在浙江建德寿昌黄尖山附近。主要为酸性火山岩,如流纹岩、凝灰岩及凝灰砾岩,下部夹粉砂岩。泥岩中含叶肢介 *Eosestheria middendorfii*,鱼类 *Mesoclupea* 及植物化石 *Cladophlebis* cf. *browniana*, *Sphenopteris* sp., *Ruffordia* sp., *Desmiophyllum* sp. 等,厚600 ~ 700米。与下伏劳村组呈整合接触。20 世纪 70 年代后,许多人已将本组时代归于早白垩世。

【寿昌组】 Shouchang Fm 时代属晚侏罗世(另一种意见属早白垩世)。主要分布于浙江建德寿昌、兰溪墩头盆地、浦江杭口坪、诸暨五泄一带、淳安甘乌及临安平山盆地等处。为火山活动后形成的火山洼地湖相沉积兼喷发相沉积,下段为青灰、黄绿色粉砂岩夹细、中粒砂岩,灰黑色页岩,硅、泥质粉砂岩,底部夹凝灰质砂岩或沉凝灰岩,厚约 347 米;中段为灰、黄褐色块状流纹质凝灰岩及熔结凝灰岩,厚为 91 米;上段为黄绿、灰黄色偶为紫红、灰黑色粉砂岩、钙质泥岩、泥灰岩或页岩,夹少许石英砂岩。底部为凝灰质粗砂岩及含砾砂岩,与下伏黄尖组为整合或假整合接触。厚约 777 米。所含化石称为**寿昌生物群**,由 *Mesoclupea shouchangensis*, *Probaicalia*, *Ferganoconcha*, *Menyinaia*, *Yanjiestheria*, *Eosestheria*, *Ephemeropsis trisetalis* 等组成。各地岩性、厚度变化较大。在诸暨盆地称**诸暨组**。

【渔山尖组】 Yushanjian Fm 时代属中侏罗世。分布于浙西浦江、兰溪一带。命名地点在浙江兰溪渔山尖。为内陆河湖相沉积,岩性为暗紫色,黄绿色细砂岩、粉砂岩、泥岩,顶部为块状砾岩,含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*, *Cladophlebis denticulata*, *Baiera gracilis*, *Pagiophyllum* sp. 及双壳类 *Tutuella* sp., *Pseudocardinia* sp.,厚 3020 米。与下伏下侏罗统马涧组呈整合接触。

【磨石山组】 Moshishan Fm 时代属晚侏罗世。分布于浙江永康、镇海、宁波、奉化、新昌、缙云、丽水、武义、义乌等县。命名地点在永康、缙云间磨石山。为一套以酸性为主的陆相火山岩系,根据岩性分为①以英安质角砾熔凝灰岩、英安玢岩、流纹质角砾凝灰岩、流纹质熔凝灰岩为主;②流纹质晶屑凝灰岩夹粗面质岩屑凝灰角砾岩及安山岩;③以酸性火山碎屑岩为主夹河湖

相沉积，岩性为紫色，淡绿色英安质凝灰熔岩、凝灰岩、角砾熔凝砂岩等，含叶肢介 *Yanjiestheria* ex gr. *sinensis*；④以酸性火山熔岩为主夹少量河湖相沉积，岩性主要为流纹斑岩、流纹岩、霏细岩夹少量层凝灰岩、凝灰质砂岩。总厚数千米。与下伏竹客组呈整合接触。

【雁石坪群】 Yanshiping Gr 时代属中、晚侏罗世。分布于唐古拉山地区。为以碎屑岩、碳酸盐岩为主夹少量火山岩和石膏层的一套沉积，自下而上分为下砂岩段，以紫色砂岩为主间夹杂色及少量灰色灰岩，厚 154 米；下灰岩段，为黑灰色灰岩、泥灰岩夹生物介壳灰岩，偶夹砂岩，厚 713 米；上砂岩段，为紫红、青灰色砂岩、粉砂岩互层，夹黑灰色泥灰岩、灰岩及石膏，厚 616 米；上灰岩段，为紫红色与青灰色砂岩互层夹泥灰岩，厚度大于 500 米。本群未见底，与上覆古近系红层及火山岩呈不整合接触。各段均含丰富动物群，在雁石坪地区含双壳类 *Eomiodon namynauensis*, *Protocardia* cf. *consobrina*, *P. lamellosa*, *Corbula kidugalloensis*, *Lopha* cf. *costata*, *Tancredia* cf. *marmorea*, *Undulatula* aff. *sichuanensis*, *Chlamys*(*Radulopecten*) cf. *vagan*, *Isognomon* cf. *subplana*, *Camptonectes* sp. 等；其他地区含菊石 *Cyclioceras* sp., *Reineckia*(*Kellawaysites*) sp., *Dolikephallites* sp. 等；腕足类 *Burmirhynchia shanensis*, *B. namtuensis*, *B. longa*, *Holcothyris pinguis* 等；双壳类 *Astarte nerman*, *Liostra tangulaensis*, *Pseudotrapezium* cf. *cardiformis*, *Myopholas acuticostata*, *Eomiodon namtuensis*, *E. namynauensis*, *Camptonectes lens*, *Opis* cf. *virdunensis*, *Inoperna perplicata* 等。岩性比较稳定，厚度东薄西厚，约 5400 ~ 6900 米。与下伏三叠系结扎群或二叠系呈不整合接触。

【八道湾组】 Badaowan Fm 时代为早侏罗世早期。命名剖面位于乌鲁木齐以北八道湾，参考剖面为玛纳斯河剖面。分布于新疆准噶尔盆地、吐鲁番-哈密盆地、三塘湖盆地等处。该组为河流、沼泽相沉积，由灰绿、深灰色砂岩、砂质泥岩和页岩的互层组成，下部为灰绿、深灰色砂岩、砂质泥岩和页岩互层夹薄层褐铁矿，含煤三层；中部为灰绿色砂岩、砂质页岩和页岩，含煤三层；上部为灰绿、深灰色厚层砂岩、页岩，含煤三层，未见顶底，厚 663 米。在参考剖面上底部与下伏小泉沟群(T_{2-3})呈假整合接触，顶部与上覆三工河组呈整合接触，厚 622 米。含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*, *Cladophlebis gigantea*, *Phoenicopsis speciosa*, *Podozamites lanceolatus* 等；双壳类 *Ferganoconcha subcentralis*, *F. tomiensis*, *Sibireconcha jenicejensis*, *Cuneopsis johannisboehmi*, *Unio khomentouski*, *U. shuixigouensis* 等。

【三工河组】 Sangonghe Fm 时代属早侏罗世晚期。分布于准噶尔盆地和东、西准噶尔山区及吐鲁番-哈密盆地等。命名剖面位于新疆阜康县南的三工河。由灰绿色砂岩、粉砂岩、泥岩不均匀互层组成，局部地区(三塘湖和三道岭)见砾岩、煤线及菱铁矿薄层。与下伏八道湾组和上覆西山窑组均呈整合接触。组内含 *Coniopteris-Phoenicopsis* 植物群以及 *Unio-Tutuella-Sibireconcha-Ferganoconcha* 双壳类化石组合，其中重要分子有 *Ferganoconcha tomiensis*, *F. subcentralis*, *Sibireconcha anodontoides*, *S. jenisejensis*, *Tutuella* cf. *chachlovi*, *T.* cf. *trapezoidalis*, *Unio* sp., *Cuneopsis* aff. *johannisboehmi*, *Magaritifera* sp.；植物有 *Neocalamites carrerei*, *Cladophlebis gigantea*, *Todites denticulata*, *T. williamsoni*, *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis speciosa*, *Phlebopteris brauni*, *Elatocladus* sp., *Podozamites lanceolatus*, *Equisetites multidentatus*, *Ginkgoites hermelini*, *Sphenobaiera longifolia* 等；此外还有介形虫、叶肢介、昆虫、鱼类、孢粉、藻类化石。

【西山窑组】 Xishanyao Fm 时代属中侏罗世早期。为灰、灰绿、灰黄、紫红色砂岩，炭质泥岩夹煤层及菱铁矿薄层，是重要的含煤地层。与上覆头屯河组及下伏三工河组均呈整合接触。一般厚 600 ~ 1000 米。含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*, *C. tatungensis*, *Equisetites ferganensis*, *Podozamites lanceolatus*, *Phoenicopsis angustifolia*, *Czekanowskia rigida* 及双壳类 *Pseudocardinia tuxaensis*, *P. turfanensis*, *P.* aff. *ovalis*, *Ferganoconcha subcentralis*, *F. sibirica*, *Sibireconcha* sp.。时代属中侏罗世早期，分布于新疆准噶尔盆地及其周围山区、吐鲁番-哈密盆地，伊犁盆地的南、北缘、觉洛塔格山北麓也有零星露头。

【大北沟组】 Dabeigou Fm 时代属晚侏罗世晚期。主要分布于河北滦平、围场、丰宁森吉图和赤城样田等地。命名剖面在河北滦平拉海沟大北沟村北。为黄绿、灰白色粗、细粒砂岩、页岩及凝灰质砂岩夹钙质页岩，底部为砾岩。以假整合或整合伏于张家口组之上，与上覆大店子组呈整合接触。厚 150 米左右。含叶肢介 *Nestoria-Keratestheria* 组合，主要分子有 *Nestoria pissovi*, *N. xishunjingensis*, *N.*(*Magumbonia*) *fengwuoliangensis*, *Keratestheria gigantea*, *K. longa*, *Sentestheria banjietaensis*, *Abrestheria rotunda*, *Jibeilimnadia ovata*；介形虫 *Eoparacypris-Luanpingella-Pseudoparacypridopsis* 组合；昆虫 *Ephemeropsis trisetalis*；鱼类有 *Peipiaosteus pani* 等。岩性变化较大，在围场清泉盆地，下部以砾岩、砂砾岩为主，上部为粗、细砂岩夹砂质页岩；围场半截塔盆地则以大套安山岩为主夹粉砂岩、泥岩和页岩，厚 1000 ~ 2500 米；在森吉图盆地由火山碎屑沉积岩、沉积岩组成，厚 285.4 米。

【安定组】 Anding Fm 曾称**安定石灰岩**。时代属中侏罗世。分布于鄂尔多斯盆地东部的葫芦河、洛河、西杏子河、清漳河、大理河、无定河等河谷中。命名地点在陕西子长县安定镇。中下部主要是灰黄、紫红色砂岩、泥岩夹泥灰岩及灰黑色页岩，上部为灰、紫红、灰黄色薄板状泥灰岩夹钙质泥岩。厚 84 米。与下伏直罗组呈整合接触，上被洛河组的红色、斜层理粗砂岩假整合所覆，在千阳草碧河一带与上覆芬芳河组呈整合接触。含介形虫 *Darwinula* cf. *sarytirmenensis*, *D. shensiensis*；鱼类 *Baleiichthys antingensis*；植物 *Coniopteris* sp. 及孢粉等化石。各地岩性大同小异，厚度变化在 40 ~ 128 米之间。

【九龙山组】 Jiulongshan Fm 曾称**九龙山系**。时代属中侏罗世。分布于北京西山、冀北等地。命名地点在北京门头沟区九龙山，主要为陆相碎屑岩夹火山碎屑岩。底部以砾岩为主；下部以灰白、灰绿、黑灰色凝灰质砂岩为主，夹粉砂岩及砾岩；中部以紫红、灰绿色凝灰质细砂岩、粉砂岩为主，夹多层砾岩、含砾粗砂岩及页岩；上部为紫红色凝灰质砂岩及粉砂岩，夹含砾火山岩屑砂岩。总厚 300 ~ 1520 米。与下伏龙门组呈整合接触，与上覆髫髻山组呈不整合或假整合接触。在滦平盆地周营子、王营子以及承德六沟乡小范杖子等地，含昆虫 *Mesobaetis sibirica*, *Mesoneta antiqua*, *Samarura gigantea*, *Yenliaocorixa chinensis*；双壳类 *Ferganoconcha sibirica*, *F. curta*, *F. subcentralis*；植物 *Coniopteris hymenophylloides*, *Sphenobaiera angustifolia*, *Podozamites lanceolatus*；介形虫 *Darwinula sarytirmenensis*, *D. impudica*, *Timiriasevia catenularia*, *T. armeniacuniformis*；叶肢介 *Triglypta pingquanensis* 等。各地岩性、厚度均有变化。

【龙门组】 Longmen Fm 时代属中侏罗世。分布于北京西山地区。命名剖面位于北京西山门头沟龙门村北山坡。为灰黑、黑色粉砂岩、炭质粉砂岩与灰、绿灰色砂岩、含砾粗砂岩互层，夹灰色砾岩及煤线，底砾岩普遍发育(2 ~ 10 米)，且较稳定，与下伏窑坡组和上覆九龙山组均呈假整合接触。厚 160 ~ 395.5 米。含植物化石 *Todites denticulata*, *T. williamsoni*, *Clathropteris pekin-*

gensis, *Cladophlebis* aff. *scariosa*, *Pterophyllum* sp., *Anomozamites* sp., *Nilssoniopteris vittata*, *Elatocladus manchurica*, *Podozamites* sp. 等。

【南大岭组】 Nandaling Fm 时代属早侏罗世。分布于京西、冀北等地。命名地点在北京门头沟南大岭。为深绿、灰绿、黑灰色致密块状玄武岩、安山岩、气孔状和杏仁状玄武岩、安山岩及安山集块岩、安山角砾岩、安山质岩屑凝灰岩，夹黄绿和黄褐色砂岩、砾岩、暗绿色粉砂质泥岩和黑灰色页岩，厚 15 ~ 767 米。与下伏杏石口组和上覆窑坡组均呈假整合接触。各地厚度和岩性均有变化，厚度自东向西变薄。

【头屯河组】 Toutunhe Fm 曾称**头屯河层**。时代属中侏罗世晚期。分布于新疆准噶尔盆地及东、西准噶尔山区、吐鲁番-哈密盆地等地区。命名地点位于新疆乌鲁木齐以西的头屯河。由黄绿、灰绿、紫色泥岩，灰绿色砂岩夹凝灰岩、炭质页岩组成。与下伏西山窑组及上覆齐古组均呈整合接触。厚 400 ~ 500 米。含 *Coniopteris-Phoenicopsis* 植物群；双壳类化石有 *Ferganoconcha minor*, *Pseudocardinia gansuensis*, *P. yumenensis*, *Margaritifera isfarensis*, *Psilunio ovalis*, *P. jingyuanensis*, *P. manasensis*, *P. globitriangularis*；介形虫有 *Darwinula impudica*, *D. sarytirmenensis* 等。各地岩性稳定，但厚度变化大。

【土城子组】 Tuchengzi Fm 曾称**土城子砾岩层**。时代属中侏罗世晚期至晚侏罗世早期。主要分布于辽宁西部诸盆地。命名剖面位于辽宁北票土城子。属河湖相沉积，下段为紫红色凝灰质页岩夹少许灰绿色粉砂岩及粉砂质泥岩，含叶肢介及孢粉化石；中段为灰紫色泥砂质胶结砾岩夹砂岩；上段为紫红、灰绿色凝灰质砂岩，偶夹砾岩及页岩，具大型交错层理或板状层理。厚度大于 844 米。与下伏髫髻山组(蓝旗组)呈假整合接触。含叶肢介 *Pseudograpta* aff. *murchisoniae*, *P. orbita*, *Nestoria reticulata*, *Mesolimnadia jinlingsiensis*, *M. recta*；恐龙足印 *Jeholosauripus ssatoi*；古脊椎动物 *Chaoyoungosaurus liaosiensis* 及孢粉组合。在凌源郭家店-牛营子盆地称**邓杖子组**，主要为一套石灰岩质砾岩夹少许砂页岩。在冀北诸盆地，为以紫红色为主的杂色砂砾岩、砂岩、粉砂岩、页岩，偶夹凝灰质粉砂岩、流纹岩、安山岩及煤线，交错层理发育，厚度变化于 160 ~ 4425 米之间。在平泉杨树岭含叶肢介 *Pseudograpta* cf. *murchisoniae*, *Yanshanoleptestheria yangshulingensis*, *Y. minor*, *Nestoria* sp.；介形虫 *Wolburgia polyphema*, *W. bella*, *Steneatroemia subcentralis*, *Mantelliana jinggguensis*, *Djungarica yangshulingensis*, *Damonella ovata*, *Eoparacypris pingquanensis*, *Darwinula yangshulingensis* 等。

【兴隆沟组】 Xinglonggou Fm 曾称**兴隆沟层**。时代属早侏罗世。主要分布于辽宁朝阳朱杖子，北票盆地兴隆沟至三宝煤矿之间。命名剖面位于辽宁北票兴隆沟村。主要由安山岩、玄武岩、火山碎屑岩、砾岩及凝灰质沉积岩夹层组成，厚约 403 米。与下伏长城系或蓟县系，或下三叠统均呈不整合接触。用 K-Ar 法测定其同位素年龄值约为 191 百万年。

【杏石口组】 Xingshikou Fm 曾称**杏石口亚统**。时代属早侏罗世。主要分布于北京西部的八大处、门头沟、谭柘寺、千年台、大安山及河北的滦平、平泉、承德下板城和下花园等地区。命名地点在北京西山八大处杏石口村。为黑、土黄色页岩、粉砂质页岩(有的为褐黄色板岩)与灰色和灰黑色粉砂岩、砂岩互层，有时夹砾岩和煤线，底部为砾岩(一般厚几十厘米至数米)。与下伏双泉组、上覆南大岭组均呈假整合接触。厚 31 ~ 610 米。含植物化石 *Todites denticulata*, *Ctenis chinensis*, *Cladophlebis* spp., *Czekanowskia rigida*, *Podozamites lanceolatus*, *Phoenicopsis* sp. 等；鱼类 *Xingshikous xishanensis*；叶肢介 *Euestheria*? sp.。

【延安组】 Yan'an Fm 时代属中侏罗世。分布于鄂尔多斯盆地内。命名剖面位于陕西延安西杏子河。下为宝塔山砂岩段，主要由灰白、肉红色块状斜层理粗砂岩、细砂岩组成，底部为含细砾的粗砂岩，上部以细砂岩为主夹灰黑色泥质粉砂岩及页岩；上为枣园段，主要为灰、灰绿色砂岩与灰黑、深灰色页岩、泥岩互层。底部以粗砂岩(七里镇砂岩)为分界标志，与下伏富县组呈整合接触。含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides*, *C. tatungensis*, *Baiera furcata*, *Phoenicopsis angustifolia* 等；双壳类 *Ferganoconcha sibirica*, *Tutuella crassa*, *Sibireconcha anodontoides* 等及孢粉化石。含丰富的煤层。厚 100 ~ 300 米，最厚可达 600 米。

【窑坡组】 Yaopo Fm 时代属早侏罗世。分布于北京门头沟岳家坡、大台、斋堂、大安以及房山史家营等地。命名剖面位于北京门头沟岳家坡村北。为滨湖相至湖泊相沉积为主夹沼泽相。下段为灰黄、灰绿色中至厚层细砂岩与灰白、黄绿、灰黑色薄层至中厚层粉砂岩互层，夹中、粗粒砂岩、页岩及煤层，最厚 460 米，一般厚 300 ~ 360 米，本段煤层多；上段为灰黑、黄褐、灰色粉砂岩、细砂岩、粗砂岩、含砾粗砂岩及煤层，普遍含菱铁矿结核，厚 140 ~ 195 米。底部以一层厚 2 ~ 10m 的褐黄色中、粗粒长石砂岩或含砾粗砂岩、粗砂岩为标志与下段分界。在门头沟与下伏南大岭组呈不整合接触，与上覆龙门组呈假整合接触；在房山马蹄沟，与上覆龙门组及下伏南大岭组均呈整合接触。本组为北京西部重要含煤地层。含植物化石 *Equisetum laterale*, *E. giganteus*, *Neocalamites hoerensis*, *Annulariopsis simpsoni*, *Todites denticulata*, *Coniopteris hymenophylloides*, *C. tatungensis*, *Cladophlebis asiatica*, *Raphaelia* aff. *neuropteroides*, *Pterophyllum propinquum*, *Anomozamites thomasi*, *Nilssonia linearis*, *Tyrmia nathorsti*, *Ctenis kanehara*i, *Ginkgoites lepidus*, *Baiera gracilis*, *Czekanowskia rigida*, *Elatocladus manchurica*, *Podozamites lanceolatus* 等；双壳类有 *Naiadites*? cf. *krasnojarskiensis*, *N.*? *mentougouensis*, *Sibireconcha jenisejensis*, *Shaanxiconcha* cf. *clinovata*, *S.* cf. *obrutschevi*, *Pseudocardinia*? *carinata*, *Ferganoconcha sibirica*, *F. elongata* 等。

【云岗组】 Yungang Fm 曾称**云岗统**。时代属中侏罗世。分布于大同云岗盆地，宁武静乐盆地，沁水盆地北部等地区。命名地点在山西大同市云岗镇。本组下段(青磁窑段)为灰白、灰黄色砂岩夹少量紫红色泥岩，厚 60 ~ 250 米；上段(石窑段)由黄绿、暗紫红、灰绿色砂岩、泥岩组成，厚 100 ~ 212 米。与下伏大同组呈假整合接触，与上覆天池河组呈整合接触。含 *Coniopteris-Phoenicopsis* 植物群，双壳类 *Ferganoconcha curta*, *F. subcentralis*, *F. heifengensis*, *Margaritifera isfarensis* 及叶肢介 *Euestheria datongensis* 等。

【直罗组】 Zhiluo Fm 时代属中侏罗世。广泛分布于鄂尔多斯盆地内。命名剖面位于陕西富县直罗镇附近；延安西杏子河剖面可作为参考剖面。本组下部为黄绿、灰绿色细砂岩、粉砂岩、泥岩、底部以一层厚 34 米之黄绿色中粒砂岩、砾岩与下伏延安组呈整合接触；上部以紫红、褐、灰绿色泥岩、粉砂岩为主。总厚度为 135 米。含双壳类 *Ferganoconcha* sp. 等。各地岩性、厚度变化较大，总的趋势，在盆地中部以细碎屑岩、泥质岩为主，盆地边缘有较多的粗碎屑岩。在延安西杏子河含植物化石 *Coniopteris hymenophylloides* 等，双壳类 *Sibireconcha anodontoides* 等及孢粉化石。

白垩系

【白垩系】 Cretaceous System 白垩纪时期形成的地层称为白

垩系。白垩系一般二分为上下两个统，但也有三分为下、中、上三个统。在西欧海相白垩系发育较好，研究较详，根据菊石类和双壳类中的叠瓦蛤（*Inoceramus*）等，分为 12 个阶，自下而上：下白垩统包括贝里阿斯阶、凡兰吟阶、欧特里沃阶、巴列姆阶、阿普特阶、阿尔必阶；上白垩统包括塞诺曼阶、土伦阶、科尼亚克阶、桑顿阶、坎潘阶、马斯特里赫特阶。中国白垩系，除西藏、新疆、台湾等地有海相和滇南可能有半咸水相沉积外，其余地区均为陆相沉积。在西藏江孜一带发现早白垩世早期的菊石和箭石，如菊石 *Calliptychoceras welkeri*，箭石 *Belemnopsis*，*Hibolithes* 等。陆相白垩系的范围和性质与侏罗系大致相似，根据沉积环境的不同，大致可分为两种类型：①东部火山活动带，以含有大量火山岩和杂色岩系为特征；②西部内陆区，以鲜红色粗砂砾沉积（红层）和不含火山岩为特征。沉积矿产有石油、油页岩、石膏等。在火山岩系中含重要金属和非金属矿产。2001 年全国地层委员会将中国陆相白垩系自下而上建立了 12 个阶，其中下统包括义县阶、九佛堂阶、沙海阶、阜新阶、孙家湾阶和泉头阶；上统包括青山口阶、姚家阶、嫩江阶、四方台阶、明水阶和富饶阶。

【义县阶】 Yixianian Stage　是中国陆相白垩系最底部的一个阶，位于上侏罗统顶部大北沟阶之上，下白垩统九佛堂阶之下。阶名源自岩石地层单位义县组，层型剖面暂选在辽宁义县马神庙—宋八户之间。义县阶以东方叶肢介（*Eosestheria*）和狼鳍鱼（*Lycoptera*）的首现并迅速大量发育为标志。义县阶时期，是中国北方一次生物群大爆发时期，阶内富含古植物、孢粉、轮藻，双壳类、腹足类、叶肢介、介形虫、昆虫、蜘蛛、鱼、虾、鳖类、两栖类、恐龙、翼龙、蜥蜴、原始鸟类和原始哺乳类等化石，构成极为壮观的“热河生物群”，或称 *Eosestheria-Lycoptera-Ephemeropsis trisetalis* 生物组合。阶内自下而上包括三个叶肢介化石带：*Eosestheria ovata* 带，*Diestheria yixianensis* 带，*Eosestheria middendorfii* 带，同时包含二个介形虫组合：下部 *Cypridea*（*C.*）*liaoningensis-C.*（*Ulwellia*）*muriculata-Djungarica camarata* 组合，上部 *C.*（*C.*）*veridicaarquata-C.*（*C.*）*jingangshanensis-C.*（*C.*）*zaocishanensis* 组合。

【九佛堂阶】 Jiufotangian Stage　是中国陆相下白垩统的第二个阶，位于义县阶之上，沙海阶之下。阶名源自岩石地层单位九佛堂组，层型剖面位于辽宁喀左九佛堂以北的小弧山向东至旧烧锅。九佛堂阶大致以大个体的 *Yanjiestheria* 的首现为标志。本阶下部含叶肢介 *Yanjiestheria jiufotangensis* 带和介形虫 *Cypridea*（*C.*）*veridica veridica-C.*（*C.*）*trispinosa-C.*（*ynmenia*）*acutiuscula* 组合；上部含叶肢介 *Eosetheria fuxinensis* 带和介形虫 *Cypridea*（*Ulwellia*）*koskulensis-C.*（*C.*）*costa-Limnocypridea abscondida-Djungarica* 组合。本阶含一孢粉 *Piceaepollenites-Cicatricosisporites-Concavissimisporites* 组合；同时，本阶内仍含丰富的 *Ephemeropsis trisetalis* 和 *Lycoptera*。

【沙海阶】 Shahaian Stage　是中国陆相下白垩统的第三个阶，位于九佛堂阶之上，阜新阶之下。阶名源自岩石地层单位沙海组，层型剖面选在辽宁阜新西北郊的宫官营子附近。沙海阶以手取蜈 *Tetoria* 的出现为标志，主要有 *T. yixianensis* 和 *T.* cf *yokayamai*，另富含其他双壳类 *Nippononaia sinensis*，*Mesocorbicula tetoriensis*，*M. liaomingensis*，*Unio grabaui*，*Nakamuranaia chingshanensis*，*Sphaerium jeholense*，*Arguniella lingyuanensis* 等；腹足类有 *Bellamya clavilithiformis*，*Bithynia menyinensis*，*Campeloma tani*，*C. liaoningensis*，*Lioplacodes yixianensis*，*Viviparus onogoensis*，*Amnicola gilloides*，*Probaicalia vitimensis* 等。本阶所含叶肢介与下伏九佛堂阶相比，主要是一些小个体的延吉叶肢介，并开始出现 *Orthestheria* 和 *Pesudestheria*；本阶内含一个介形虫 *Cypridea*（*Ulwellia*）*ihsenensis-Limnocypridea qinghemenesis-Protocypretta subglobosa* 组合。本阶时期，由于已由义县期和九佛堂期的干旱温带气候演变为潮湿的亚热带气候，因此植物繁茂，含较丰富的蕨类、苏铁类、松柏类和银杏类等化石，属 *Acanthopteris-Nilssonia sinensis* 组合，并含孢粉 *Liaoxisporites-Pilosisporites-Classopollis* 组合。

【阜新阶】 Fuxinian Stage　是中国陆相下白垩统的第四个阶，位于沙海阶之上，孙家湾阶之下。阶名源自岩石地层单位阜新组，层型剖面选在辽宁阜新露天煤矿处。阜新阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。阶内富含古植物 *Acanthopteris-Nilssonia sinensis* 组合，主要分子有：*Acanthopteris gothani*，*Nilssonia sinensis*，*Coniopteris burejensis*，*Onychiopsis elongata*，*Cladophlebis argutula*，*Pterophyllum* cf. *propinquum*，*Equisetites* cf. *burchardi*，*Elatocladus manchuricus*，*Ginkgoites sibiricus*，*Sphenobaiera longifolia* 等，阶内包含二个孢粉组合：下部为 *Pilosisporites-Appendicisporites-Triporoletes* 组合，上部为 *Deltoidospora-Cicatricosisporites-Appendisisporites* 组合；同时含一个介形虫 *Cypridea*（*C.*）*tumidiuscula-Pinnocypridea dictyodroma-Mantelliana papulosa* 组合，此外还含一些双壳类，腹足类及小个体的叶肢介化石等。

【孙家湾阶】 Sunjiawanian Stage　是中国陆相下白垩统第五个阶，位于阜新阶之上，泉头阶之下。阶名源自岩石地层单位孙家湾组，层型剖面尚有待进一步研究后选定。孙家湾阶以双壳类 *Nipponoraia yanjiensis*，或腹足类 *Tolotomoides talaziensis* 的出现为标志；其他重要分子还有：*Sphaerium yanbianense*，*Viviparus onogoensis*，*Lioplacodes cholnokyi*，*Valvata*（*Cincinna*）*fuxinensis*，*Physa obtusiconica*，*Auristoma fuxinensis* 等，阶内含一个介形虫 *Cypridea*（*Pseudocypridina*）*limpida-C.*（*Bisulcocypridea*）*spinellosa-Triangulicypris* 组合，以及一个孢粉 *Cicatricosisporites-Schizaeoisporites-Ephedripites* 组合，此外阶内还含较丰富的叶肢介化石，以 *Orthestheria pecten* 和 *Orthestheriopsis tongfosiensis* 大量发育为特征。

【泉头阶】 Quantouan Stage　是中国陆相下白垩统顶部的一个阶，位于孙家湾阶之上，上白垩统底部青山口阶之下。阶名源自岩石地层单位泉头组，层型剖面选在辽宁昌图泉头火车站往北进入松辽盆地内的一钻孔剖面。泉头阶的底界以被子植物花粉的首现为标志。本阶包含二个孢粉组合：下部为 *Trilobosporites-Cyathidites-Tricolporopollenites* 组合，其中含 4 属被子植物花粉 *Polysporites*，*Tricolporopollenites*，*Tricolpites*，*Gothanipollis*；上部为 *Schizaeoisporites-Quantonenpollenites-Tricolporopollenites* 组合，本组合中被子植物花粉除下组合的 4 属外，新出现了 *Magnolipollis*，*Palmaepollenites*，*Cupuliferoidaepollenites*，*Querceidites*，*Salixipollenites*，*Tetracolpites*，*Fraxinoipollenites*，*Triporopollenites*，*Zhaodongpollis* 和 *Quantonenpollenites* 等。本阶上部含有较丰富的被子植物化石，主要有：*Platenus septentrionalis*，*Viburniphyllum serrulatum*，*Viburnum* cf. *marginlum*，*Tilia* cf. *jacksoniana*，*Protophyllum undulatum*，*Quercus* sp. 等；另有一轮藻 *Amblyochara quantouensis* 带和介形虫、叶肢介等化石。

【青山口阶】 Qingshankouan Stage　是中国陆相上白垩统底部的一个阶，位于下白垩统顶部泉头阶之上，姚家阶之下。阶名源自岩石地层单位青山口组，层型剖面选自吉林大安西北小地窝棚大 4 井钻孔剖面。青山口阶的底界以介形虫 *Triangulicypris torsuosus* 的首现为标志，向上阶内包含三个介形虫组合带，自下而上为：*Cypridea*（*Morinia*）*dekhoinensis-C.*（*M.*）*adumbrata* 组合带，*Limnocypridea inflata-Sunliavia tumida* 组合带和 *C.*（*C.*）*panda-Triangulicypris symmetrica* 组合带；阶内还含一个叶肢介 *Nemestheria qingshankouensis* 带和一个轮藻 *Maedlerisphaera binxianensis* 带；下

部含孢粉 *Pinuspollenites* 组合，上部含孢粉 *Nevesisporites-Balmeisporites* 组合；同时阶内还含被子植物化石 *Dryophyllum subfacatum*，*Celastrophyllum*，*Saliciphyllum*，*Diospyros rotundifolia*，*Schisadra durbudensis* 等。

【姚家阶】 Yaojian Stage 是中国陆相上白垩统的第二个阶，位于青山口阶之上，嫩江阶之下。阶名源自岩石地层单位姚家组，层型剖面选自吉林扶余大三井子的 12 号钻孔剖面。姚家阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。本阶下部含孢粉 *Tricolpites-Cyathidites* 组合，中上部含孢粉 *Taurocasporites-Gothanipollis* 组合；中上部还含特征的介形虫 *Cypridea*（*C.*）*dorsoangula*，*C.*（*C.*）*exornata*，以及叶肢介 *Liolimnadia hongangziensis* 和 *Dictyestheria elongata* 等。

【嫩江阶】 Nenjiangian Stage 是中国陆相上白垩统第三个阶，位于姚家阶之上，四方台阶之下。阶名源自岩石地层单位嫩江组，层型剖面选自黑龙江肇州光荣郑德福以北的 25 号钻孔剖面。嫩江阶的底界以叶肢介 *Halysestheria qinggangensis* 的首现为标志。阶内包含四个叶肢介带和五个介形虫组合，下部为叶肢介 *Halysestheria qinggangensis* 带和介形虫 *Cypridea*（*C.*）*anonyma-C.*（*C.*）*squalid* 组合及 *C.*（*C.*）*gunsulinensis* 组合；下中部为叶肢介 *Euestherites bifurcatus* 带、*Calestherites sertus* 带和介形虫 *Ilyocyprimorpha netzhaevae* 组合；中上部为介形虫 *Ilyocyprimorpha inandita* 组合；上部为叶肢介 *Mesolimnadiopsis anguanensis* 带和介形虫 *Harbinia hapta-Talicypridea augusta* 组合。阶内还含二个孢粉组合，下部为 *Proteacidites-Schizaeoisporites* 组合，上部为 *Loranthacites-Elytranthe* 组合。同时阶内还含一轮藻组合 *Songliaochara heilongjiangensis-Charites cretacea* 组合。

【四方台阶】 Sifangtaian Stage 是中国陆相上白垩统的第四个阶，位于嫩江阶之上，明水阶之下。阶名源自岩石地层单位四方台组，层型剖面选在黑龙江杜尔伯特库 3 井钻孔剖面。四方台阶以介形虫 *Talicypridea amoena* 的大量出现为标志。阶内含孢粉 *Rotundtricolporpollenites* 组合，以该属（含量最高）与 *Paraviprojectus* 和 *Betpakdalina* 共生为特征。阶内还含一轮藻 *Hornichara anguangensis* 带，其中有 *Latochara*，*Nemegtichara*，*Grambastichara*，*Sinochara* 和 *Gobichara* 等。

【明水阶】 Mingshuian Stage 是中国陆相上白垩统的第五个阶，位于四方台阶之上，富饶阶之下。阶名源自岩石地层单位明水组，层型剖面选在与四方台阶同一地点的钻孔剖面上。明水阶以孢粉 *Aquilapollenites* 的大量出现为标志。阶内下部含孢粉 *Aquilapollenites-Mencicorpus* 组合和轮藻 *Latochara longiformis* 带；上部含以 *Ulmoideipites* 为主的被子植物花粉组合和轮藻 *Hornichara prolixa* 带，在下部还含一叶肢介 *Daxingestheria distincta* 带。阶内还含一介形虫 *Cypridea*（*C.*）*myriotuberculata* 组合。

【富饶阶】 Furaoan Stage 是中国陆相白垩系最顶部的一个阶，位于明水阶之上，古近系底部上湖阶之下。阶名源自岩石地层单位富饶组，层型剖面暂选在黑龙江嘉荫乌云（原富饶乡）附近小河沿南山剖面处。富饶阶以含孢粉 *Aquilapollenites spinulosus-Betulaepollenites* 组合为特征。

【韦尔登阶】 Wealdian Stage 是英国南部下白垩统的一个阶，与欧洲大陆的尼可木阶大致相当。韦尔登阶一名源自英国伦敦南的韦尔德（Weald）。含禽龙、鱼类、昆虫、植物等化石。

【尼欧可木阶】 Neocomian Stage 曾是欧洲下白垩统的一个阶。位于侏罗系波物兰阶之上，白垩系阿普特阶以下，与英国的韦尔登阶（Wealden）大致相当。尼欧可木阶的范围包括贝里阿斯阶、凡兰吟阶、欧特里沃阶和巴列姆阶，这些阶曾被称为亚阶。有一种意见主张尼欧可木阶不包括巴列姆阶。尼可木阶一名源自瑞士的瑙夏太尔（Neuchatel）的拉丁名尼欧可木（Neocomum）。

【贝里阿斯阶】 Berriasian Stage 是欧洲下白垩统底部的一个阶。位于侏罗系顶部波特兰阶或提塘阶之上，白垩系凡兰吟阶以下，过去曾被认为是尼欧可木阶的一个亚阶，也有人认为是广义的凡兰吟阶的一部分，因而称为底凡兰吟阶（Infra-Valanginian）。贝里阿斯阶一名源自法国的贝里阿斯（Berrias）。现为国际通用的一个阶。其底界接近菊石 *Berriasella jacobi* 的首现层位。

【凡兰吟阶】 Valanginian Stage 位于贝里阿斯阶之上，欧特里沃阶以下，是欧洲下白垩统的一个阶。过去曾被认为是尼可木阶的一个亚阶。凡兰吟阶一名源自瑞士的凡兰吟（Valangin）。现为国际通用的一个阶。其底界位于兜甲纤毛虫 *Calpionellites darderi* 的最低层位处。

【欧特里沃阶】 Hauterivian Stage 位于凡兰吟阶之上，巴列姆阶以下，是欧洲下白垩统的一个阶。过去曾作为尼欧可木阶的一个亚阶。欧特里沃阶一名源自瑞士欧特里沃（Hauterive）。现为国际通用的一个阶。其底界位于菊石 *Acanthodiscus* 属出现的最低层位处。

【巴列姆阶】 Barremian Stage 位于欧特里沃阶之上，阿普特阶以下，是欧洲下白垩统的一个阶。巴列姆阶一名源自法国的巴列姆（Barreme）。现为国际通用的一个阶。其底界位于菊石 *Spitidiscus hugii-Spitidiscus vandeckii* 组合出现的最低层位处。

【阿普特阶】 Aptian Stage 是欧洲下白垩统的一个阶。位于巴列姆阶之上，阿尔必阶以下，阿普特阶一名源自法国的阿普特（Apt）。现为国际通用的一个阶。其底界位于地磁极性年代带 MOr 之底。

【阿尔必阶】 Albian Stage 是欧洲下白垩统顶部的一个阶。位于阿普特阶之上，塞诺曼阶以下，阿尔必阶一名源自法国一河流名阿布（Aube，拉丁名 Alba）。现为国际通用的一个阶。底界定义尚未确定。

【塞诺曼阶】 Cenomanian Stage 是欧洲上白垩统底部的一个阶。位于阿尔必阶之上，土伦阶以下，塞诺曼阶一名源自法国的拉孟（Le Mans）的拉丁名塞诺曼（Cenomanum）。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Rotalipora globotruncanoides* 的最低层位。

【土伦阶】 Turonian Stage 是欧洲上白垩统的一个阶。位于塞诺曼阶之上，科尼亚克阶以下，土伦阶一名源自法国的土伦（Touraine）的拉丁名土伦（Touronia）。现为国际通用的一个阶。其底界位于菊石 *Watinoceras devonense* 的最低层位。

【塞农阶】 Senonian Stage 是欧洲上白垩统的一个阶。位于土伦阶之上，第三纪丹尼阶以下，塞农阶自下而上后被划分包括科尼亚克阶、桑顿阶、坎潘阶和马斯特里赫特阶。塞农阶一名源自法国巴黎东南的塞（Sens）的拉丁名塞农（Senones）。它以含有白垩（white Chalk）为其特征。

【科尼亚克阶】 Coniacian Stage 是欧洲上白垩统的一个阶。位于土伦阶之上，桑顿阶以下，过去曾作为塞农阶的一个亚阶，科尼亚克阶一名源自法国的科纳克（Cognac）。现为国际通用的一个阶。其底界以双壳类 *Cremnoceramus rotundatus* 的首现为标志。

【桑顿阶】 Santonian Stage 是欧洲上白垩统的一个阶。位于科尼亚克阶之上，坎潘阶以下，过去曾作为塞农阶的一个亚阶。桑顿阶一名源自法国的桑顿（La Saintonge）。现为国际通用的一个阶。其底界位于双壳类 *Cladoceramus undulatoplicatus* 的最低层

位处。

【坎潘阶】 Campanian Stage 是欧洲上白垩统的一个阶。位于桑顿阶之上,马斯特里赫特阶以下,过去曾作为塞农阶的一个亚阶。坎潘阶一名源自法国夏佩那(La Champagne)。现为国际通用的一个阶。其底界定义尚未确定。

【马斯特里赫特阶】 Maastrichtian Stage 是欧洲上白垩统顶部的一个阶。位于坎潘阶之上,古近系丹尼阶以下,过去曾作为塞农阶的一个亚阶。马斯特里赫特阶一名源自荷兰的马斯特里赫特(Maastricht)。现为国际通用的一个阶。其底界位于箭石 *Belemnella lanceolata* 的最低层位,或紧邻菊石 *Pachydiscus neubergicus* 的最低层位。

【岗巴群】 Gamba Gr 指"吉里灰岩"、"岗巴页岩"和"半星海胆页岩"的总称,时代属早白垩世至晚白垩世。分布于西藏珠穆朗玛峰地区的岗巴、定日等地。命名地在岗巴附近。为浅海相泥沙质、灰质沉积,主要为灰黑色页岩夹泥灰岩和砂岩,厚 1187 米。底部含白垩纪最早期的菊石 *Neonoproceras* sp. 等,上部含菊石 *Cavycoceras newboldi*,海胆 *Hemiaster frontacutus*,双壳类 *Pycnodonte* 等晚白垩世初期化石,中部含早白垩世的菊石 *Mortoniceras* sp. 等,与下伏地层关系不清。本群已自下而上进一步划分为:岗巴东山组、察且拉组、冷青热组、夏吾除波组、旧堡组。

【宗山组】 Zangsain Fm 包括"峭壁灰岩"和"堆拉灰岩",时代属晚白垩世。分布于西藏珠穆朗玛峰地区岗巴和定日县等地。命名地点在西藏珠峰地区岗巴附近的宗山。为浅海相钙质沉积,以灰色石灰岩夹钙质页岩为主,厚 278 米,含有孔虫 *Orbitoides media*,双壳类 *Bournonia tibetica* 等。与下伏旧堡组呈整合接触。

【松花江群】 Songhuajiang Gr 时代属早白垩世晚期至晚白垩世。广泛分布于松辽平原地区。为淡水湖相沉积,自下而上分为登楼库组,泉头组,青山口组,姚家组,伏龙泉组(嫩江组),四方台组和明水组。本群根据介形虫化石和区域性不整合分为下上两部,从登楼库组到泉头组为下部,属下白垩统;从青山口组到明水组为上部,属上白垩统。①登楼库组,为紫黑色砂岩,仅见于钻井中;②泉头组(纪家岭组),为紫灰色、灰白色、灰绿色砂岩与暗紫红色、紫褐色及棕红色泥岩互层,厚 700 ~ 1500 米,含介形虫 *Cypridea*, *Lycopterocypris*, *Mongolianella*, *Darwinula* 等,及轮藻 *Chara* sp. 和被子植物 *Trapa microphylla* 等;③青山口组,以黑色泥岩为主,厚 300 ~ 500 米,富含介形虫、叶肢介、鱼、双壳类化石,有时成为厚达 2 米以上的介形虫层,介形虫分为下带以三角星介属为主,有 *Triangulicypris torsuosus* 等,中带以女星介属为主,有 *Cypridea adumbrata*, *Cypridea deoheinensis*,上带有 *Sunliaoia tumida*, *Limnocypridea inflata* 等,叶肢介 *Nemestheria qingshankouensis* 带;④姚家组,以黑色泥岩为主,下部具绿色泥岩夹粉砂岩,厚 70 ~ 170 米,含介形虫 *Cypridea*, *Ziziphacypris* 等,叶肢介为 *Dictyestheria elongata* 带;⑤伏龙泉组(嫩江组),为灰黑色泥岩、页岩,劣质油页岩及灰绿色泥岩,上部具红色泥岩,共厚 500 ~ 1000 米,富含介形虫,以女星介属为主,叶肢介分为下带 *Estherites mitsuishii* 带,上带 *Palaeolimnadiopsis anguangensis* 带;⑥四方台组,下部为杂色砂、泥岩互层夹有紫色砂岩和砂砾岩,上部为棕红色块状泥岩、砂岩、泥岩夹薄层砂岩,厚 200 米,最厚达 410 米,含介形虫 *Cypridea amoena*, *Cypridea cavernosa*, *Lycopterocypris cuneata* 及叶肢介 *Bairdestheria distincta* 带;本组与下伏伏龙泉组呈不整合接触;⑦明水组,以棕红色为主的杂色砂岩、泥岩,厚 200 ~ 340 米,含大型软蚌化石及介形虫 *Cypridea altilis* 等。

【永康群】 Yongkang Gr 时代属早白垩世晚期至晚白垩世早、中期。分布于浙江、福建境内。命名地点在浙江永康盆地。本群为陆相碎屑沉积及火山碎屑沉积。下部为灰、黑、绿及紫红、紫灰色细砂岩、泥岩、钙质页岩,夹凝灰岩,含淡水双壳类 *Trigonioides kodairai*, *Plicatounio multiplicatus*,淡水鱼类 *Paralycoptera-Huashiai* 群;上部为紫红色砂岩、页岩,夹浅绿色凝灰岩薄层,含淡水腹足类 *Lioplacodes*, *Viviparus*。总厚最大达 1000 米。与下伏磨石山组呈不整合接触。本群自下而上已划分为:**馆头组、朝川组、方岩组和壳山组**。群名已停止使用。

【横山组】 Hengshan Fm 时代属早白垩世。分布于浙江建德、兰溪一带。命名地点在建德横山。为一套陆相碎屑沉积,以紫红色、暗紫色砂质泥岩、泥质粉砂岩为主,中下部夹凝灰岩及流纹岩,含双壳类 *Nakamuranaia chingshanensis* 及植物化石 *Cladophlebis* sp. 和 *Otozamites* sp. 等。厚 248 米。与下伏寿昌组呈整合接触。

【衢江群】 Qujiang Gr **曾称衢江红砂岩**。时代属晚白垩世。分布于浙江金华、兰溪、义乌、衢州、浦江一带。命名地点在浙江金华-衢州盆地。为炎热氧化环境下的内陆湖相碎屑沉积,岩性为棕红色、棕褐色砾岩、砂岩、泥质粉砂岩,中部夹绿色层,含介形虫 *Cypridea* (*Pseudocypridina*) sp. 和叶肢介 *Yanjiestheria chekiangensis*, *Yanjiestheria kyongsangensis* 等。厚 2500 ~ 4620 米。与下伏永康群壳山组呈不整合接触。本群自下而上已划分为中戴组、金华组和衢县组。群名已停止使用。

【城墙岩群】 Chengqiang Gr. **曾称城墙砾岩**。时代属晚侏罗世晚期至早白垩世。分布于四川西北地区。命名地点在四川广元城墙崖,模式剖面自沙溪坝经莲花口、剑门关、汉阳铺,而止于剑阁城南的山顶上。本群为陆相山麓红色砂砾堆积,由砖红、紫红色砂岩、砾岩夹泥页岩组成,顶界不清楚,总厚达 3500 米以上。自下而上分为莲花口组(J_3)、剑门关组(K_1)、汉阳铺组(K_1)、剑阁组(K_1)。汉阳铺组顶部夹有少许紫红色泥岩,其中含介形虫 *Pinnocypridea sichuanensis*, *Limnocypridea pulchra*, *Avenocypris brevialis*, *Darwinula contracta* 等。其他各组均未发现化石。剑门关组与上覆汉阳铺组呈整合接触,与下伏莲花口组呈假整合接触。

【嘉定群】 Jiading Gr **曾称嘉定层**。时代属晚白垩世至古近纪早期。分布于川南、黔东一带。命名地点在四川嘉定。本群为陆相红色堆积,主要为砖红色粗砂岩,常具交错层,夹粘土状岩,在彭山及眉山县境,岩层内常夹石膏及岩盐。厚约 600 ~ 800 米。与下伏上侏罗统呈假整合接触。本群自下而上已被划分为窝头山组(K_{1-2})、三合组(K_2)、柳嘉组(E_{1-2})。

【南天门组】 Nantianman Fm **曾称南天门层**。时代属早白垩世。分布于河北张家口附近南天门。本组为燕山运动后盆地周围上升剥蚀阶段形成的磨拉石堆积。主要为棕灰色厚层疏松粗砾岩与灰色、红色、白色交错层长石砂岩互层,砾石圆滑,直径多为 5 厘米,大部为张家口斑岩,底部有灰色炭质页岩及薄煤层。含植物化石 *Onychiopsis psilotoides*, *Ruffordia goepperti*, *Podozamites* 及 *Pityophyllum* 等,前两种植物都是欧、美早白垩世威尔登期(Wealden)的常见分子。与下伏上侏罗统张家口组呈不整合接触。辽宁阜新的**孙家湾砾岩**、冀北承德附近的**承德砾岩**、北京西部的**沱里砾岩**均可与本组相对比。

【青山组】 Qingshan Fm **曾称青山层**。时代属早白垩世。分布于鲁东地区的莱阳、即墨、胶县、安丘、莒县、潍县等地。命名地点在山东莱阳青山。为淡水湖相沉积,为棕色凝灰砾岩,绿、紫、浅红色凝灰岩与中性火山岩及红色泥岩层,厚达 1200 米,含淡水双壳类 *Nakamuranaia chingshanensis* 及中国鹦鹉嘴龙(*Psitta-*

cosaurus sinensis)等。与下伏早白垩世莱阳群呈整合接触,或不整合于更老岩层之上。

【王氏组】 Wangshi Fm 时代属晚白垩世。分布于鲁东地区。命名地点在山东莱阳王氏村。为淡水湖相沉积,为红色砂砾岩夹粘土及绿色砂页岩,厚 200 米左右,含淡水双壳类 *Sphaerium tani* 等及爬行类 *Tanius* 和 *Tsintaosaurus*。与下伏地层为断层接触。

【南雄群】 Nanxiong Gr 曾称**南雄层**。时代属晚白垩世。分布于广东南雄、始兴,江西池江等地区。命名剖面在南雄城至大凤。为一套砂砾岩与砂质泥岩、泥质砂岩的沉积。总厚达 2900 多米。含轮藻 *Charites tenuis*, *Latochara curtula*, *Latochara cylindrica*, *Porochara anluensis*,恐龙蛋化石 *Oolithes spheroides*, *Oolithes elongatus*。上述化石是中国华南晚白垩世地层中常见的属种。本群不整合于中生代花岗岩之上,与上覆上湖组呈整合接触。本群自下而上划分为:大凤组、主田组和演水组。群名已停止使用。

【富饶组】 Furao Fm 时代属晚白垩世晚期。分布于黑龙江富饶乌云镇小河沿一带,呈北西向沿黑龙江岸边分布。为浅湖—沼泽相沉积。以灰黑褐色炭质泥岩、粉砂质泥岩和粉砂岩为主,夹细砂岩、层凝灰岩及薄煤层,局部夹含砾砂岩和薄层砾岩,下界不清,上界以黄灰色粉砂岩与上覆乌云组底部灰色砾岩分开,两者呈假整合接触。厚 299.2 米。黑龙江嘉荫富饶西北白头山附近含植物 *Sequoia* sp., *Metasequoia distincta*, *Taxodium* sp., *Trachodendroides arctica*, *Ceroiphyllum* sp., *Aralia* sp., *Plantanus raynoidsii*, *Tiliaephyllum* sp., *Populus* sp.;富饶乡钻孔含丰富的孢粉,其中被子植物花粉占 17.5% ~ 86.9%,鹰型粉占组合的 10% ~ 30%,有 *Aquilapollenites spinulosus*, *A. quadrilobus*, *A. atelckii*, *A. insignis*, *Mancicorpus mingshuinensis*, *Orbiculapollis* sp., *Integricorpus* sp., *Wodehousea* sp. 等。

【阜新组】 Fuxin Fm 曾称**阜新煤系**。时代属早白垩世中期。分布于冀北、辽西地区。为湖沼相沉积,是主要含煤地层。自下而上分三个岩性段:一段以砂岩、页岩为主,夹砾岩,含下部煤层群;二段以砂岩、砂砾岩为主,含四个煤层群;三段为砂砾岩,夹砂岩和薄煤层,含大量植物及孢粉化石。与下伏九佛堂组呈整合接触,与上覆孙家湾组呈假整合接触。厚 487.6 米,含丰富的植物与孢粉及少量双壳类和介形虫化石,植物有 *Ginkgo sibirica*, *Podozamites lanceolatus*, *Acanthopteris gothani*, *Coniopteris silapensis*, *C. burejensis*, *Ruffordia goeperti*;双壳类 *Ferganoconcha sibirica*, *Sphaerium shantungense*;在海州露天矿太平层—中间层含介形虫 *Cypridea yabulaiensis*, *Ziziphocypris simakovi*, *Candona glaber*,孢粉 *Cicatricosisporites-Appendicisporites-Clavatipollenites* 组合。

【明水组】 Mingshui Fm 时代属晚白垩世晚期。分布于黑龙江绥化四方台附近的克音河两岸,以杜尔伯特和古龙地区发育最好。为浅滨湖相沉积,为一套砂、泥岩沉积,自下而上分成两段:一段由灰绿或灰棕色砂岩、砂质泥岩及黑色泥岩组成两个正旋回,每一旋回之上部黑色泥岩均为盆地区域对比标志层;二段下部为灰白色粉细砂岩、棕红或灰绿色泥岩,上部由棕红色泥岩、灰或灰白色含砾砂岩、细砂岩、泥质粉砂岩组成;底部以灰绿色砂岩与下伏四方台组杂色砂泥岩分开,两者整合接触,与上覆古近系依安组呈不整合接触,厚 100 ~ 350 米,最厚 496 米。含介形虫 *Talicypridea amoena*, *Cypridea apiculata*, *C. tera*;双壳类 *Pseudohyria* aff. *gobiensis*, *Protelliptio* (*Plestelliptio*) *sungarianus*;齐 6 井产叶肢介化石 *Daxingestheria distincta*;乾 2 井、乾 3 井产以 *Laevigatosporites-Aquilapollenites-Wodehouseria* 为代表的孢粉组合。

【青山口组】 Qingshankou Fm 时代属晚白垩世早期。在松辽盆地内广泛分布,地表露头见于第二松花江北岸榆树五棵树、农安青山口、前郭登娄库、九台二道沟、怀德山根底等地区。为滨湖相、浅湖相、较深湖相沉积,自下而上分成三段:一段为灰黑色泥岩、粉砂质泥岩、油页岩,二和三段由灰或灰黑色泥岩、钙质粉砂岩及介形虫层组成,偶夹生物灰岩。底部以厚约 20 米的灰黑色泥岩夹黑褐色油页岩为标志层与下伏泉头组灰绿色泥岩分界,顶部以灰色泥岩与上覆姚家组灰色钙质粉细砂岩区别,上下均为整合接触。厚 183 米。是本区主要生油层。含介形虫 *Triangulicypris torsuosus*, *Cypridea* (*Morinina*) *dekhoiensis*, *C.* (*M.*) *adumbrata*, *Ziziphocypris simakovi*;叶肢介化石 *Ellipsograpta elliptica*, *Nemestheria qingshankouensis*;杜 405 井含植物 *Celastrophyllum* sp., *Saliciphyllum* sp.;双壳类 *Martinsonella paucisulcata*;吉 15 井孢粉化石为 *Cyathidites-Pinuspollenites-Tricolporopollenites* 组合。

【泉头组】 Quantou Fm 曾称**泉头层**。时代属早白垩世末期。分布于松辽盆地内。属浅湖、浅滩、湖滨相沉积,为红色泥质岩与灰白色或灰色砂质岩互层,底部为砾岩,自下而上分成四段:一段由紫红色砾岩、灰色砂岩、杂色泥岩组成;二段为紫红色泥岩与灰或灰白色砂岩互层;三段为灰白色砂岩、紫红色泥质粉砂岩、泥岩夹灰绿色泥岩和砂砾岩;四段由灰色粉细砂岩、灰绿色粉砂质泥岩及紫红色泥岩组成。与下伏侏罗系为超覆不整合接触,与上覆青山口组呈整合接触,厚 615.5 米。杜 402 井含介形虫 *Cypridea* (*Morinina*) *gibbosa*, *C.* (*M.*) *adumbrata*;登 24 井含 *Ziphocypris simakovi*;南 40 井含双壳类 *Plicatounio* (*P.*) *latiplicatus*, *Sphaerium cheintaoense*, *Nippononaia jiliensis*;绥 17 孔含植物 *Trapa*? *microphylla*;莫 7 井含植物 *Platanus nobilis*;扶 12_2 井含孢粉 *Cicatricosisporites-Tricolpopollenites-Quantonenpollenites* 组合。

【四方台组】 Sifangtai Fm 曾称**四方台层**。时代属晚白垩世中期,主要分布于松辽盆地中部和西部,东部大多数被剥蚀或无沉积。命名地点在黑龙江绥化四方台,为一套浅湖、滨湖相杂色砂泥岩组合,下部以褐红色块状砂岩、棕红或灰绿色块状泥岩为主,夹粉砂岩及泥砾;上部为褐红或灰绿色块状砂质泥岩,含钙质结核;底部以杂色块状泥岩为标志与下伏嫩江组棕红色泥岩分开,顶部以褐红色砂质泥岩为界与上覆明水组灰绿色粉砂岩区别,上、下均呈整合接触,厚 160 米。含介形虫 *Talicypridea amoena*, *Cypridea cavernosa*, *C. apiculata*, *Candoniella suzini*;古龙、长岭地区含双壳类 *Protelliptio* (*Plesielliptio*) *sungarianus*;南 47 孔含双壳类 *Pseudohyria arilica*, *P.* aff. *gobiensis*;乾 3 孔含 *Schizaeoisporites-Callistopollenites-Tricolporopollenites* 孢粉组合。

【孙家湾组】 Sunjiawan Fm 曾称**孙家湾统**。时代属早白垩世晚期。主要分布于冀北、辽西地区,以阜新孙家湾地区最发育。下部为灰绿、灰白色砾岩夹深灰色砂泥岩及炭质泥岩;上部为紫红色砂岩、砾岩互层。底部以灰绿色砾岩夹薄层砂泥岩的出现与阜新组灰黄色砂岩夹薄层煤相区分,二者呈假整合接触,顶部被断层切割。厚 662 米。含植物 *Acanthopteris onychioides*, *Ginkgoites* sp., *Elatocladus* cf. *manchurica*;在东梁一带含介形虫 *Cypridea* (*Bisulcocypridea*) *spinellosa*, *Triangulicypris longissima*, *Cyclocypris invada*,和孢粉 *Deltoidospora-Classopollis-Tricolpites* 组合。岩性变化不大。在铁法地区及西丰地区称玉新组及泉头组,辽东地区称大峪组,冀北地区称洗马林组及土井子组。

【姚家组】 Yaojia Fm 时代属晚白垩世早期。分布于吉林全省及黑龙江除嫩江至德都一线以北地区外的大部分地区。为一套灰、灰绿、灰黑色砂泥岩,自下而上分成三段:一段为灰或灰绿色泥岩、粉砂质泥岩夹粉细砂岩,上部出现灰黑色泥岩;二、三段以灰黑色泥岩为主,夹页岩及介形虫化石层。底部以灰色泥岩、

粉细砂岩与下伏青山口组黑色泥岩分界，顶部以嫩江组灰黑色泥岩夹劣质油页岩出现为分界标志，上、下均呈整合接触。厚174米。为本区主要生油层。含介形虫 *Cypridea exornata*, *Lycopterocypris* sp., *Ziziphocypris rugosa*；萨195井含介形虫 *Cypridea tera*, *C. songhuajiangensis*, *C. infidelis*，以及叶肢介 *Palaeolimnadiopsis andaensis*；杜402井含双壳类 *Plicatounio* (*P.*) *latiplicata*, *P.* (*Kwanmonia*) *helongjiangensis*。本组在盆地中心为深、较深湖相，向东和向南变为浅湖、浅滩相，向北、向西为浅湖-三角洲相。

【九佛堂组】 Jiufotang Fm 最初称九佛堂统。时代属早白垩世，分布于辽宁省西部。命名地点在辽宁省西部喀喇沁左翼蒙古族自治县平房子乡九佛堂村。底部为一层灰黄色厚层安山质砾岩夹砂岩、页岩，下部为灰白、浅灰色薄层凝灰质粉砂岩、纸片状页岩、凝灰质页岩，中、上部为黄灰、黄绿色砂岩、粉砂岩与灰、灰绿色页岩、粉砂质页岩、泥岩不等厚互层。总厚2000米以上，与下伏义县组呈假整合或整合接触。组内含有丰富、多样性的以 *Cathayornis-Psittacosaurus mongoliensis-Yanjiestheria-Limnocypridea grammi* 为代表的生物群，迄今已发现包括鸟类、恐龙、翼龙、龟类、蜥蜴类、鱼类、叶肢介、介形虫、昆虫、双壳类、腹足类、古植物、孢粉、轮藻等化石。总体面貌显示出热河生物群的继承性。其中有恐龙 *Psittacosaurus mongoliensis-Microraptor zhaoianus* 组合，鸟类 *Cathayornis-Chaoyangia* 组合(主要产于本组中上部)，鱼类 *Jinanichthys-Longdeichthys-Lycoptera* 组合，叶肢介下部含 *Yanjiestheria jiufotangensis* 带，上部含 *Eosestheria fusinensis* 带，介形虫 *Cypridea* (*Cypridea veridica-C.* (*C.*) *trispinosa-Yumenia acutiuscula grammi* 组合带(产自本组下部)以及 *C.* (*Ulwellia*) *koskulensis-Scabriculocypris casta-Limnocypridea* 组合带(产自本组上部)，双壳类 *Mengyinaia-Nakamuranaia-Sphaerium* 组合，腹足类 *Viviparus matumotoi-Amnicola chaoyangensis* 组合，孢粉 *Cicatricosisporites-Concavissimisporites-Piceaepollenites* 组合等，同时本组仍含有丰富的三尾拟蜉蝣 *Ephemeropsis trisetalis* 等昆虫化石。

【义县组】 Yixian Fm 最初称义县火山岩类。主要分布于辽宁省西部，典型剖面位于辽宁省义县头道河子马神庙至前杨宋八户。义县组是一套厚度巨大的陆相火山岩及火山碎屑沉积岩系。其整个火山活动阶段自始至终构成一个从基性—中基性—中性—中酸性的完整喷发旋回。其下部以玄武岩、玄武安山岩为主，向上依次渐变为溢流相玄武安山岩和安山岩，安山玢岩和玄武玢岩等，至上部主要为凝灰角砾岩、流纹岩及流纹质凝灰熔岩等。在整个火山活动阶段，大致存在3~5次较明显的喷发间隙期，在一些山间存在面积大小、时间间隔不等的水域，形成4~6层河湖相泥页岩及砂、砾岩沉积岩夹层。沉积岩夹层一般厚数米至百余米，本组总厚可达600米至3000余米。在辽西地区本组与下伏前侏罗系的不同层位呈不整合接触，在冀北滦平地区，与下伏上侏罗统大北沟组呈整合接触，与上覆九佛堂组一般呈假整合接触，局部呈整合接触。本组沉积时期是中国北方一次生物群的大爆发时期，含有著名的以 *Eosestheria-Lycoptera-Ephemeropsis*trisetalis 为代表的热河生物群。由于一批珍稀原始鸟类、古脊椎动物、被子植物等的新发现，极大地丰富了热河生物群的内容，现已包括鸟类、恐龙、蜥臀类、鸟臀类、蜥蜴、离龙、翼龙、龟鳖类、蠎鳚 类，原始哺乳类、鱼类、叶肢介、介形虫、昆虫、虾类、鲎虫类、双壳类、腹足类、蜘蛛、两栖类、古植物、孢粉、轮藻等20余类。组内自下而上含3个叶肢介化石带 *Eosestheria ovata* 带，*Diestheria yixianensis* 带，*Eosestheria middendorfii* 等；同时含2个介形虫组合 *Cypridea* (*C.*) *Liaoningensis-C.* (*Ulwellia*) *Muriculata-Djungarica camarata* 组合和 *C.* (*C.*) *veridica arquata-C.* (*C.*) *Jingangshanensis-C.* (*C.*) *zaocishanensis* 组合。在叶肢介下带和介形虫下组合层位内，除含带(组合)的冠名种外，主要分子还有叶肢介 *E. Lingyuanensis*, *D. jeholensis*, *Eosestheriopsis gujialingensis* 等；介形虫 *C.* (*C.*) *sihetunensis*. *C.* (*U.*) *beipiaoensis*, *Mongolianella* cf. *palmosa*, *Djungarica procurva*, *Lycopterocypris infantilis*, *Damonella formosa*, *Darwinula leguminella* 等；双壳类 *Arguniella lingyuanensis*, *Sphaerium jeholense* 等；腹足类 *Probaicalia vitimensis*, *Ptychostytus harpaeformis*；虾类 *Liaoningogriphus quadripartitus*；昆虫 *Ephemeropsis trisetalis*, *Aeschnidium heishankowense*, *Nippanoblatta acerba*, *Mesascalaphus yangi*；鱼类 *Lycoptera sinensis*, *Peipiaosteus panii*；鱼鳖类 *Manchurochelys liaoxiensis*；两栖类 *Callobatrachus sanyanensis*, *Liaobatrachus grabaui*；蜥蜴类 *Yabeinosaurus tenuis*, *Manchurosuchus splendens*；恐龙 *Sinosauropteryx prima*, *Protachaeopteryx robusta*, *Caudipteryx zoui*, *C. dongi*, *Beipiaosaurus inexpectus*, *Sinornithosaurus milleni* 等；翼龙 *Dalinghosaurus longidigitus*, *Dendrorhynchoides curvidentatus*, *Eosipterus yangi*；鸟类 *Confuciusornis sanctus*, *Changchengornis hengdaoziensis*, *Liaoningornis longidùtris*, *Eoenantiornis buhleri*；哺乳类 *Zhangheotherium quinquecuspidens*, *Jeholodens jenkinsi*；古植物 *Liaoxia cheni*, *Archaefructus liaoningensis*, *Botrychites reheensis*, *Tyrmia acrodonta*, *Baiera gracilis*, *Brachyphyllum rhombicum*, *Schizolepis jeholensis*；以及孢粉 *Densoisporites-Cicatricosisporites-Aequitriradites* 组合。在叶肢介中带中，除含带化石外，以 *Diestheria longiqua* 等叶肢介为主，其他特征分子有：洞穴虾 *Liaoningogriphus quadripartitus* 和水生蜥蜴 *Sinohydrosaurus*。在叶肢介上带和介形虫上组合的层位内，除含带(组合)的冠名种外，其他重要属种有 *Lycoptera muroii*, *Ephemeropsis trisetalis*, *Yabeinosaurus tenuis*, *Manchurochelyx manchouensis*, *Eosestheria jingangshanensis* 等，以及爬行类 *Jinzhousaurus-Yixianosaurus-Hyphalosaurus* 组合和孢粉 *Cicatricosisporites-Foraminisporites* 组合。本组的时代归属仍存争议，部分人认为应属晚侏罗世晚期，多数人倾向于将其归属早白垩世早期。

新 生 界

【新生界】 Cenozoic Erathem 新生代时期形成的地层称为新生界。新生界包括古近系、新近系和第四系。在地质学发展的初期，人们把岩层自老而新划分为三个单元：第一系(原始系)、第二系和第三系，后来又创立了第四系。第一系和第二系早已不用，而第三系和第四系保留下来。2000年国际地层委员会将新生界划为古近系与新近系。2005年国际地层委员会又将第四系置予新近系上部。除古地中海区海相新生界比较发育外，其余地区多以陆相为主。中国新生界，除边缘地带如西藏、新疆、东南沿海和台湾等地有海相沉积外，其余均为陆相沉积。新生界中含有丰富的矿产，如煤、石油、油页岩、岩盐、石膏等。

古 近 系

【第三系】 Tertiary System 第三纪时期形成的地层称为第三系。第三系分为老第三系，包括古新统、始新统、渐新统；新第三系，包括中新统和上新统。莱依尔(Charles Lyell, 1797~1875)在研究巴黎盆地等的第三纪海生软体动物化石时，发现由老而新各层内所含现生种的数目明显地逐渐增多，故根据所含现生种的百分率，把第三系分为始新统、中新统和上新统，后来有人又把始新统的最上部和中新统的底部合并起来称为渐新统。至于

古新统，有的国家把它包括在始新统内，而大多数国家把它划分出来作为第三系最早的一个统。第三纪海侵范围大大缩小，大陆沉积广泛分布。中国第三系以陆相为主，仅在中国边缘地带新疆、西藏、台湾、海南岛北部、旅顺等地有海相沉积。近来在江汉平原、苏北、山东等地，陆续发现含有孔虫化石的第三系海相沉积。第三系中富含石油、天然气、油页岩、煤、硅藻、石膏、岩盐、残积锰矿、含铜砂岩以及建筑材料等。目前，国际和国内均已不再用"第三系"名称，分别将原"老(下)第三系"和"新(上)第三系"称为古近系和新近系。

【古近系】 Paleogene System 曾用名**老第三系**(Eogene System)。古近纪时期形成的地层称为古近系。古近系自下而上包括古新统、始新统和渐新统。中国古近系以陆相为主，仅在中国边缘地带如台湾、西藏等地有海相沉积。在湖南、广东、新疆、安徽等省古近系与下伏上白垩统多为逐渐过渡的关系。根据当时沉积环境不同，陆相古近系可以分为以下几种类型：①干燥气候条件下山间盆地的红色碎屑堆积，以红色砂、砾岩为主，常夹岩盐和石膏，分布遍及全国各地，如湖南的东塘组、霞流市组、江西的新余组，以及内蒙古境内的脑木阿头组、伊尔丁曼哈组等；②湿润气候条件下凹陷盆地的含油、煤堆积，是中国较重要的含油、煤地层，如辽宁的抚顺组、黑龙江的三姓组、广东茂名的油柑窝组，在山东的昌乐也发现这一类型沉积；③断块盆地的湖泊沉积，以厚度大，夹有一些淡水灰岩或泥灰岩为其特征，如山东的官庄组、山西的垣曲组、湖北的东湖组等；④山麓堆积，以厚度巨大(超过 1000 米)为其特征，在中国西北地区特别发育，例如天山南、北麓，南山北麓，厚度达 1000 米以上。另外，古近纪时还有火山岩(华南、东北等地的玄武岩)喷溢。

【古新统】 Paleocene Series 古新世时期沉积的地层称为古新统。欧洲法国巴黎盆地、英国伦敦盆地和比利时盆地的海相古新统研究较早，分层较细，自下而上包括丹尼阶、塞兰特阶和塔内特阶。有些地区将古新统包括在始新统内而未分出。在世界各地，古新统发现不多，海相沉积很少，以陆相沉积为主。在中国以陆相沉积为主，如广东南雄盆地，湖南茶陵盆地、安徽潜山、宣城以及江西、内蒙古、陕西、新疆等地的红层。中国陆相古新统划分为下部上湖阶和上部池江阶。古新统与上白垩统多为逐渐过渡关系。

【上湖阶】 Shanghuan Stage 是中国陆相古近系古新统底部的一个阶，位于上白垩统顶部富饶阶之上，古新统上部池江阶之下。阶名源自岩石地层单位"上湖组"，层型剖面位于广东南雄北东约 12 千米的湖口上河洞五头江附近。上湖阶以含下列在本阶首次出现并特有的哺乳类动物化石为特征，主要有：*Carnilestes*，*Prosarcodon*，*Anchilestes*，*Linnania*，*Stenanagale*，*Wanogale*，*Chianshania*，*Anaptogale*，*Astigale*，*Zhujegale*，*Lofochaicus*，*Meiostylodon*，*Dysnoetodon*，*Dissacusium*，*Hukoutherium*，*Yudon*，*Palasiodon*，*Bemalambda*，*Hypsilolambda* 等。

【池江阶】 Chijiangian Stage 是中国陆相古新统上部的一个阶，位于上湖阶之上，始新统底部岭茶阶之下。阶名源自岩石地层单位"池江组"，层型剖面位于江西大余北东 20 千米的池江新村里、滥沉坑、王屋一带。池江阶内自下而上可能包含四个哺乳动物组合带：*Asiostylops-Hsiuannania* 组合带，*Sinostylops-Heomys* 组合带，*Palaeostylops-Prodinoceras* 组合带和 *Tribosphenomys-Pyrsdon* 组合带。本阶以含下列在本阶内首次出现并特有的哺乳动类物化石为特征，主要有：*Prionessus*，*Sphenopsalis*，*Ernanodon*，*Sarcodon*，*Hsiuannania*，*Hartictops*，*Allictops*，*Heomys*，*Eomylus*，*Asiostylops*，*Bothriostylops*，*Sinostylops*，*Altilambda*，*Nanlingilambda*，*Minchenella*，*Tienshanilophus*，*Prodinoceras*，*Radinskya*，*Tribosphenomys* 等。

【丹尼阶】 Danian Stage 曾译**丹麦阶**。国际海相古近系古新统底部的一个阶，位于白垩系马斯特里赫特阶之上，塞兰特阶之下。根据丹麦标准地点丹尼阶所含的浮游有孔虫，将其划入古近系底部。现为国际通用的一个阶。其底界以地球化学铱异常，并共生有生物集群灭绝事件为标志。

【蒙蒂阶】 Montian Stage 欧洲海相古近系古新统的一个阶，位于丹尼阶之上，兰顿阶或塔内特阶之下。本阶为浅海石灰岩，富含有孔虫。蒙蒂阶一名源自比利时的"Mons"。

【塞兰特阶】 Selandian Stage 是国际上通用的古新统中部的一个阶，位于丹尼阶之上，塔内特阶之下。其底界定义目前尚未确定。阶名源自丹麦哥本哈根的 Sealand Province。

【塔内特阶】 Thanetian Stage 国际海相古近系古新统上部的一个阶，位于塞兰特阶之上，始新统伊普尔(Ypresian)阶之下。本阶主要为海相暗灰色海绿石砂岩，在英国称撒奈特砂层(Thanet sands)，含双壳类化石，相当于比利时的兰顿(Landenian)阶的下部。塔内特阶一名源自英国的塔内特(Thanet)半岛。现为国际通用的一个阶。其底界定义目前尚未确定。

【兰顿阶】 Landenian Stage 欧洲海相古近系古新统上部的一个阶，位于蒙蒂阶之上，伊普尔阶之下。本阶富含双壳类和有孔虫。相当于英国的**塔内特**(Thanetian)阶，上部相当于巴黎盆地的斯巴纳阶，兰顿阶一名源自比利时的兰顿(Landen)。

【斯巴纳阶】 Sparnacian Stage 欧洲古近系古新统顶部的一个阶，位于塔内特阶之上，始新统伊普尔阶之下，或部分相当于伊普尔阶下部。命名地点在巴黎东北的 Epernay。

【始新统】 Eocene Series 始新世时期沉积的地层称为始新统。法国巴黎盆地的海相始新统研究较早，世界各地多与之对比。目前国际上自下而上包括伊普尔阶、路特阶、巴顿阶和普利亚本阶。中国台湾、西藏等地有海相始新统。中国陆相始新统分布相当广泛，始新统与渐新统之间有间断现象，但有时也形成连续沉积，划分较困难。陆相始新统主要分为四种类型：①山间盆地内形成的红层，常含有石膏及盐类，如湖南的霞流市组、江西的新余组、内蒙古的阿力乌苏组；②凹陷盆地的含油、煤堆积，如东北的抚顺组；③山麓堆积，如西北祁连山山麓砾石层；④断块盆地堆积，如分布于山东蒙阴、莱芜、新泰等地的官庄组。中国陆相始新统自下而上划分为岭茶阶、卢氏阶、垣曲阶和蔡家冲阶。

【岭茶阶】 Lingchan Stage 是中国陆相始新统底部的一个阶，位于池江阶之上，卢氏阶之下。阶名源自湖南衡阳盆地内一重要早始新世哺乳动物群产地湖南衡东岭茶。层型剖面位于湖南衡东甫魁堂—岭茶剖面。岭茶阶自下而上包括三个哺乳动物组合带：*Matutinia-Cocomys-Orientolophus* 组合带，*Bandaomys-Ampholophus* 组合带和 *Rhombomys-Hohomys-Heptodon* 组合带。岭茶阶以含下列在本阶内首次出现并特有的哺乳类动物化石为特征，主要有：*Changlelestes*，*Hsiangolestes*，*Chronolestes*，*Matutinia*，*Rhombomys*，*Cocomys*，*Taishanomys*，*Bandaomys*，*Orientolophus*，*Ampholophus*，*Hohomys* 等。

【卢氏阶】 Lushian Stage 是中国陆相始新统的第二个阶，位于岭茶阶之上，垣曲阶之下。阶名源自岩石地层单位卢氏组，层型剖面选在湖北与河南两省交界处李官桥盆地的大岭头—七里营西—小仓房—石庙剖面。卢氏阶以含下列在本阶首现并特有的哺乳类动物为标志，主要有：*Sinosinopa*，*Eodendrogale*，*Lushius*，*Strenulagus*，*Tamquammys*，*Tsinlingomys*，*Saykanomys*，*Mesonyx*，*Sarkastodon*，*Kuanchuanius*，*Chungchienia*，*Pantolambdodon*，*Metaco-*

phodon, *Gobiatherium*, *Helaletes*, *Hyrachyus*, *Schlosseria*, *Lophialetes*, *Telmatherium*, *Metatelmatherium*, *Microtitan*, *Dolichorhinoides*, *Teilhardia* 等。

【垣曲阶】 Yuanquan Stage 是中国陆相始新统的第三个阶，位于卢氏阶之上，蔡家冲阶之下。阶名源自层型剖面所在地山西垣曲，层型剖面选在垣曲河西村—寨里剖面。垣曲阶以含下列在本阶内首现并特有的哺乳类动物为标志，主要有 *Ictopidium*, *Rencunius*, *Hoanghonius*, *Eosimias*, *Gobiolagus*, *Protatamys*, *Xueshimys*, *Pappocricetodon*, *Banyuesminthus*, *Adapidium*, *Diplolophodon*, *Rhinotitan*, *Sianodon*, *Sharamynodon*, *Eomoropus*, *Eoentelodon*, *Heothem*, *Siamochoerus*, *Archaeomeryx* 等。

【蔡家冲阶】 Caijiachongian Stage 是中国陆相始新统顶部的一个阶，位于垣曲阶之上，渐新统乌兰布拉格阶之下。阶名源自岩石地层单位蔡家冲组，层型剖面位于云南曲靖东南约 20 千米处的蔡家冲。蔡家冲阶以含下列在本阶内首现并特有的哺乳动物化石为标志，主要有 *Anagalopsis*, *Anagale*, *Dianomys*, *Youngomys*, *Sinominthus*, *Allosminthus*, *Metatitan*, *Parabrontops*, *Embolotherium*, *Pygmaetitan*, *Gigantamynodon*, *Indricotherium*, *Urtinotherium* 等。

【伊普尔阶】 Ypresian Stage 国际海相古近系始新统底部的一个阶，位于塔内特阶之上，路特阶之下。模式地点在比利时的伊普尔(Ypres)山区。伊普尔阶一名源自比利时的伊普里斯(Ypres)。现为国际通用的一个阶。其底界位于碳同位素负漂移的底。

【居依西阶】 Cuisian Stage 欧洲海相始新统下部的一个阶，位于伊普尔阶之上，路特之下。模式地点为法国的居依西(Cuise)。

【路特阶】 Lutetian Stage 国际海相始新统中部的一个阶，位于伊普尔阶之上，巴顿阶之下，本阶含货币虫 *Nummulites*，双壳类等。路特阶一名源自法国巴黎的拉丁名 Lutetia。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Hantkenina* 出现的最低层位。

【布鲁克赛尔阶】 Bruxellian Stage 欧洲海相中始新统下部的一个阶，位于伊普尔阶之上，乌倍尔阶之下，包括居依西阶和路特阶。

【乌倍尔阶】 Auversian Stage 欧洲海相始新统上部的一个阶，位于路特阶之上，巴顿阶之下。本阶含货币虫 *Nummulites variolarius*。乌倍尔阶一名源自巴黎北的一地名乌倍尔(Auvers)。

【巴顿阶】 Bartonian Stage 国际海相始新统上部的一个阶，位于普利亚本阶之下，路特阶之上，本阶富含 *Nummulites prestivichianus* 等小型货币虫。巴顿阶一名源自英国一地名巴顿(Barton)。现为国际通用的一个阶。其底界位于钙质超微化石 *Reticulofenestra reticulata* 的灭绝面附近。

【普利亚本阶】 Priabonian Stage 国际始新统顶部的一个阶，位于巴顿阶之上，渐新统吕珀尔阶之下，与法国巴黎盆地的乌培尔阶相当。本阶含小型货币虫 *Nummulites striatus* 等。普利亚本阶一名源自意大利的模式地点普利亚本(*Priabona*)。现为国际通用的一个阶。其底界位于钙质超微化石 *Chiasmolithus oamaruensis* 出现的最低层位处。

【留迪阶】 Ludian Stage 欧洲古近系始新统顶部的一个阶，位于巴顿阶之上，渐新统通格尔阶之下。本阶的模式地点在法国巴黎盆地的留迪(Ludes)，因而得名。本阶含 *Pholadomya ludensis* 等化石。

【渐新统】 Oligocene Series 渐新世时期沉积的地层称为渐新统。欧洲德国汉诺威盆地的海相渐新统研究较早，世界各地多与之对比。国际上自下而上包括吕珀尔阶和夏特阶。中国台湾、西藏等地有海相渐新统。在中国内蒙古、西北、华北、东北及华南等地，陆相渐新统和始新统多为连续沉积。渐新统在欧洲发育最好，在世界其他地区，多与始新统或中新统之间为连续关系，不易划分。在世界各地的渐新统中含有石膏、盐类和褐煤矿产。中国陆相渐新统划分为下部乌兰布拉格阶和上部塔本布鲁克阶。

【乌兰布拉格阶】 Wulanbulagean Stage 是中国陆相古近系渐新统下部的一个阶，位于始新统顶部蔡家冲阶之上，塔本布鲁克阶之下。阶名源自岩石地层单位乌兰布拉格组，层型剖面位于内蒙古伊克昭盟(今鄂尔多斯市)千里山地区的呼吉尔图沟—伊克布拉格沟一带。乌兰布拉格阶以含下列在本阶内首现并特有的哺乳动物化石为标志 *Ordolagus*, *Cyclomylus lohensis*, *C. minutus*, *Anomoemys*, *Prosciurus*, *Haplomys*, *Pseudocylindrodon*, *Cricetops dormitor*, *Selenomys*, *Eomys orientalis*, *Eomyodon Eurydontomys*, *Bounomys*, *Karakoromys desessus*, *Gobiosminthus*, *Shamosminthus*, *Hanhaiceras*, *Palaeohypsodontus* 等。

【塔本布鲁克阶】 Tabenbulukian Stage 是中国陆相古近系渐新统上部的一个阶，位于乌兰布拉格阶之上，新近系中新统底部谢家阶之下。阶名源自中国渐新世晚期一个重要地方性哺乳动物群的产地——甘肃肃北和阿克塞以西雁丹图河谷的塔本布鲁克(现称五个泉子)，层型剖面位于动物群产地的铁匠沟内(属"白杨河组"上部剖面)。塔本布鲁克阶以含下列在本阶内首现并特有的哺乳类动物化石为特征，主要有：*Parvericius*, *Pseudotheridomys*, *Promeniscomys*, *Yindirtemys grangeri*, *Tachyoryctoides obrutschewi*, *Litodonomys*, *Dzungariotherium turfanensis* 等。

【通格尔阶】 Tongrian Stage 欧洲古近系渐新统下部的一个阶，位于始新统留迪阶之上，吕珀尔阶之下。

【沙诺阶】 Sannoisian Stage 欧洲古近系渐新统下部的一个阶，位于留迪阶之上，斯坦普阶之下。模式地点在巴黎西北的沙诺(Sannois)山，故名。

【斯坦普阶】 Stampia Stage 欧洲海相古近系渐新统下部的一个阶，位于沙诺阶之上，阿基坦阶之下。本阶含双壳类化石 *Ostrea cyathula longirostris*。德国的吕珀尔阶与狭义的斯坦普阶可以对比。斯坦普阶一名源自巴黎以南的一地名 Stampes。

【吕珀尔阶】 Rupelian Stage 国际海相古近系渐新统下部的一个阶。位于普利亚本阶之上，夏特阶之下。其底界位于浮游有孔虫 *Hantkenina* 的灭绝层位处。阶名源自比利时的 argile de Rupelmonde。现为国际通用的一个阶。

【拉托尔弗阶】 Lattorfian Stage 欧洲古近系渐新统下部的一个阶，位于普利亚本(Priabonina)阶之上，吕珀尔阶之下。本阶为德国北部海相沉积层。有一种意见认为应置于始新统上部。拉托尔弗阶一名源自德国的"Lattorfian Beds"。

【夏特阶】 Chattian Stage 欧洲海相古近系渐新统上部的一个阶，位于吕珀尔阶之上，中新统阿基坦阶之下。本阶富含双壳类化石 *Triton flandricus*, *Cardium cingulatum*。夏特阶一名源自模式地点德国的卡赛尔(Cassel)湾原住民族的拉丁名 Chatti，与卡赛尔(Casselian)阶为同义。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Chiloguembelina* 的灭绝(P21b 带的底)处。

【上湖组】 Shanghu Fm 时代属古新世早期至中期。分布于广东南雄盆地，典型剖面位于南雄湖口上河洞—五头江一带。为陆相沉积，以褐红色和紫红色泥岩为主，中夹砂质泥岩，灰绿色泥岩块及钙质结核，厚 460 米。含哺乳类化石 *Bemalambda nanhsiungensis*, *Linnania lofoensis*, *Yantanglestes feiganensis* 等，介形虫

Cypridea-Parailyocypris-Porpocypris 组合，以及轮藻，腹足类化石等。与下伏晚白垩世南雄组呈假整合接触。

【浓山组】 Nongshan Fm 时代属古新世晚期。分布于广东南雄盆地，典型剖面位于南雄大塘圩西的坪岭至古城一带。为陆相沉积，以灰绿色、紫红色砂质泥岩和泥质砂岩互层为主，含哺乳类化石 *Ernanodon antelios*, *Haltictops mirabilis*, *Yantanglestes datangensis* 等以及爬行类、介形虫、腹足类、轮藻等，厚 460 米。与下伏上湖组呈整合或假整合接触。

【罗佛寨组】 Luofozhai Fm 时代属古新世。现已划分为下部上湖组和上部浓山组。本组主要分布于广东南雄湖口上河洞、五头江、老圩、修仁等地。命名地点在广东南雄湖口地区罗佛寨附近。本组为湿润温暖气候条件下的一种湖泊沉积，下段(现称上湖组)以紫红色泥岩为主，夹砂砾岩，底部有一层厚 2～5 米的灰白色、灰红色砂砾岩，出露厚度达 600 米以上，含大量哺乳动物化石，如 *Bemalambda nanshiungensis*, *Linnania lofoensis*, *Lofochaius brachyodus*, *Dissacus feiganensis*, *Hukoutherium ambigum*, *Yuodon protoselenoides*, *Palasiodon* 等以及轮藻和介形虫，时代为古新世早、中期；上段(现称浓山组)由灰绿色、浅紫色、紫色泥岩、砂岩及细砾岩组成，厚 200 米，含爬行类 *Mongolemys australis*, *Hukouchelys chenshuensis* 等以及介形虫，时代为中、晚古新世。罗佛寨组与下伏南雄组呈假整合或整合接触。

【东塘组】 Dongtang Fm 时代属古新世。主要分布于湖南衡阳盆地东北部霞流市村中部观音桥、茅洞桥一带。命名地点在霞流市村东北的东塘村。为山麓洪积——滨湖沉积，下部为棕红色砾岩夹 7～8 层黄绿、灰绿色泥岩，上部为灰白色长石石英砂岩、粉砂岩夹泥岩，厚 245 米。未获古脊椎动物化石，含介形虫 *Cypridea nanxiongensis* 等，与南雄盆地罗佛寨组下部介形虫组合基本一致。本组与下伏戴家坪组一般呈整合关系。本组名已废弃不用，以**车江组**代替。

【池江组】 Chijiang Fm 时代属古新世晚期。主要分布于江西大余青龙和池江的田心里、老岭背、新村里、滥泥坑、池江、竹林山、小溪岭和新城等地。下段(滥泥坑段)为紫红色泥岩、泥质砂岩夹灰绿色砾岩；上段(王屋段)为紫红色泥岩夹灰红、砖红、灰绿色砂岩、泥岩。厚约 350～500 米；与下伏早、中古新世狮子口组呈整合或假整合接触。化石较丰富，哺乳动物在下段至少有 12 种，主要有 *Archaeoryctes notialis*, *Hsiuannania minor*, *Archaeolambda* cf. *planicana*, *Harpyodusdecorus*, *Asiostylops spanios* 等；上段的哺乳动物有 *Jiangxia chaotoensis*, *Archaeolambda* sp., *Allostylops periconotus*, *Bothriostylops notios* 等；介形虫以 *Sinocypris excelsa* 等为主，常见的有 *Eucypris*, *Cypris*, *Parailyocypris* 和 *Cyprois* 等属，腹足类有 *Nanxiongospira nobilis* 等；轮藻以 *Peckichara longa* 为主，常见的有 *Stephanochara*, *Obtusochara*, *Neochara*, *Gyrogona* 等种类；孢粉以凤尾蕨-榆粉组合为代表，一般下段被子植物花粉约占 65.6%，裸子植物含量低；而上段裸子植物花粉明显增加，达 30.2%，其中尤以麻黄粉的含量较突出。

【基堵拉组】 Jidula Fm 时代属古新世。分布于西藏岗巴、定日及亚东一带。命名剖面位于西藏岗巴西侧宗山的基堵拉。为一套石英砂岩，即所谓"铁质砂岩"，下部夹薄层浅灰色砂质灰岩和钙质砂岩。在灰岩夹层中含腹足类 *Trachactaeon* 和介形虫 *Uroleberis* 等。与下伏宗山组呈整合接触。

【宗浦组】 Zongpu Fm 曾称**宗浦群**。时代属古新世中、晚期，分布于西藏岗巴、定日、定结和亚东等地区。命名剖面位于西藏岗巴县城东北宗浦(河)两岸。属近岸浅滩至开阔台地碳酸盐岩沉积，下段为灰色致密块状石灰岩，厚 78 米；上段为灰色致密块状和瘤状石灰岩夹薄层泥灰岩，厚 158 米。本组与下伏基堵拉组和上覆遮普惹组均为整合接触。化石丰富，含有孔虫、介形虫、腹足类、双壳类、腕足类、海胆、珊瑚及藻类等。下段含有孔虫 *Rotalia-Lockhartia* 组合，代表分子为 *Rotalia hensoni*, *Lockhartia conditi*, *Keramosphaera tergestina*；腹足类有 *Confusiscala indica*, *Campanile brevius* 等；上段含有孔虫 *Miscellanea-Daviesina-Operculina* 组合，代表分子是 *Miscellanea micella*, *Daviesina khatiyahi*, *Operculina canalifera* 等。

【抚顺群】 Fushun Gr 曾称**抚顺煤系**。时代属古新世至始新世。分布于辽宁中部。命名地点在辽宁抚顺。为湿润气候条件下的凹陷盆地含煤、油页岩沉积，下段为凝灰岩、砾岩层、含煤层 2～3 米，夹玄武岩数层；上段为灰绿色页岩，夹煤层及油页岩。总厚达 1000 米左右。含植物化石 *Sequoia chinensis*, *Lygodium kaulfussii*, *Metasequoia disticha*, *Gindgo adiantoides* 等和保存完好的昆虫化石。本组不整合于古老片麻状花岗岩或白垩系之上。本群现已自下而上划分为老虎台组、栗子沟组、古城子组、计军屯组、西露天组和耿家街组。

【卢氏组】 Lushi Fm 时代属始新世中期。主要分布于河南省卢氏盆地内。命名剖面位于河南卢氏孟家坡；参考剖面位于卢氏张麻后沟。下部为褐红色含砾砂质泥岩和砾岩互层；中部为浅棕色泥岩夹砾岩或互层；上部为深红色泥岩夹灰绿色砂质泥岩。总厚 400 米以上。与下伏老地层呈不整合接触，与上覆始新统锄钩峪组呈整合接触。组内含两个脊椎动物化石层位：上部(在孟家坡附近的王家坡)含 30 多种哺乳类化石，重要的有 *Lushilagus lohoensis*, *Tsinlingomys youngi*, *Lushius qinlinensis*, *Miacis lushiensis*, *Lohoodon lushiensis*, *Lunania youngi*, *Breviodon minutus*, *Lushiamynodon menchiapuensis*, *Sianodon honanensis* 和 *Gobiohyus orientalis* 等，这些化石，几乎都是内蒙古二连地区**伊尔丁曼哈动物群**中的属和种，时代为中始新世晚期；下部(在谢家沟和张家村一带)含 *Lophialetes* sp., *Eudinoceras*? sp., Mesonychidae 和 Uintatheriidae 等哺乳类化石，这些化石中有的与北美中始新统和山东中始新统官庄组的种类有一定的相似性，因此卢氏组下部的时代有可能稍早，或许为中中始新世。

【平湖组】 Pinghu Fm 时代属中晚始新世。命名剖面为东海陆架盆地浙东坳陷平湖一井。岩性为深灰色泥岩夹砂岩及沥青质煤层，是平湖地区主要生油层。岩性分为三段：下段为深灰色泥岩与浅灰色粉细砂岩互层，夹煤层；中段以深灰色灰质、含灰质泥岩为主，夹浅灰色粉细砂岩和沥青质煤层；上段为深灰色泥岩与浅灰色粉细砂岩互层。属海陆过渡半封闭海湾相沉积，厚 204～1550 米。本组化石较丰富。有孔虫分两个化石带，即中段的 Haplophragmoides 组合，主要分子有 *H.* cf. *carimatum*, *H. amakusaensis* 和下段的 *Cibicidoides hilgardi-Elphidium eocenicum* 组合，常见分子有 *Nonion rotulum*、*Nonionella hankeni sipossa*、*Elphidium cynicalis*、*Anomalina pinghuensis*、*Cibicides* sp. 等，还有沟鞭藻、浮游类、介形虫、钙质超微化石、孢粉等。本组广泛分布于西湖坳陷。

【沙河街组】 Shahejie Fm 时代属始新世。命名地点位于山东商河县沙河街镇华七井。由一套灰色、深灰色泥岩为主的暗色砂泥岩组成，厚度大于 2000 米，是主要生油岩系。自下而上分四段：四段下部为红色泥岩，中部为蓝灰色泥岩夹石膏盐岩，上部为灰色泥岩夹生物灰岩、白云岩、油页岩。含介形类 *Austrocypris-Cyprinotus* 组合、腹足类 *Sinoplanorbis-Lymnaea* 组合、轮藻 *Gyrogona-Obtusochara* 组合、孢粉 *Ephedripites-Ulmoideipites-pinaceae* 组合。三段为深灰、灰色泥岩夹砂岩，底部为含油页岩。含介形

类 *Huabeinia chinensis* 组合、腹足类 *Liratina tuozhuangensis* 组合、轮藻 *Shandongochara decorosa* 组合、孢粉 *Quercoidites-Ulmipollenites* 组合。三段和四段还含鱼类，*Diplomystus shengliensis*、*Knightia bohaienisis*、*Tungtingichthys eocanus* 和 Clupeidae 等，其生态环境可能与海水密切相关。二段为杂色砂泥岩。含介形类 *Camarocypris elliptica* 组合、腹足类 *Tulotomoides-Truncatus* 组合、轮藻 *Charites producta* 组合、孢粉 *Ephedripites-Rutaceoipollis*。一段为灰色泥岩夹油页岩、生物灰岩、白云岩。含介形类 *Phacocypris huiminensis* 组合、腹足类 *Bohaispira-Gangetia* 组合、鱼类 *wangia yihezhuangensis*、Serranidae 等、孢粉 *Quercoidites-Liquidambarpollenites* 组合。是一套河湖相和海陆交互相沉积。本组与下伏孔店组为整合或假整合接触，与上覆东营组为连续沉积。

【阿山头组】 Ashantou Fm　曾称**阿山头层**。时代属始新世中期。分布于内蒙古四子王旗一带。命名剖面位于四子王旗的巴彦乌兰。为陆相棕红色和灰绿色泥岩和粉砂岩，厚 38 米。富含哺乳类化石 *Schlosseria magister*, *Lophialetes expeditus*, *Rhodopagus pygmaeus*, *Gobiatherium mirificum*, *Sinopa sinensis*, *Asiomys medius*, *Urtinotherium minor* 等，与下伏巴彦乌兰组及上覆伊尔丁曼哈组均呈假整合接触。

【伊尔丁曼哈组】 Yierdingmanha (Irdin Manha) Fm　时代属始新世中期。分布于内蒙古四子王旗一带。命名地点位于二连东南部伊尔丁曼哈峭壁，典型剖面位于四子王旗脑木根的那日敖包。为陆相棕红色泥岩，灰白色，灰绿色砂岩及杂色粉砂质泥岩，厚 40 米。含哺乳类化石 *Miacis invictus*, *Propterodon irdinensis*, *Eudinoceras mongoliensis*, *Harpagolestes orientalis*, *Gobiohyus pressidens*, *Metatelmatherium cristatum* 等。与下伏脑木根组和上覆萨拉木伦组均呈假整合接触。

【巴彦乌兰组】 Bayanwulan Fm　时代属始新世。分布于内蒙古四子王旗一带。命名剖面位于四子王旗脑木根的巴彦乌兰。为陆相棕红色泥炭夹灰绿色泥岩，厚 6.5 米。含哺乳类化石 *Prionessus lucifer*?, *Lambdotherium* sp., *Mongolotherium efremori*, *Mimotona borealis* 等。与下伏古新统脑木根组及上覆中始新统阿山头组均呈假整合接触。有人认为，本组与脑木根组在岩性上无明显区别，应为同物异名。

【萨拉木伦组】 Shalamulun (Shara Murun) Fm　时代属始新世晚期。分布于内蒙古四子王旗一带。命名地点位于萨拉木伦河地区，典型剖面位于四子王旗脑木根额尔登敖包。为陆相灰绿色泥岩及杂色泥岩夹砂岩透镜体，厚 8 米。富含哺乳类化石 *Shamolagus medius*, *Titanodectes minor*, *Deperetella cristata*, *Amynodon ulausuensis* 等。与下伏伊尔丁曼哈组和上覆额尔登敖包组均呈假整合接触。

【苏澳组】 Suao Fm　曾称**苏澳群**。时代属始新世。分布于中国台湾南部。命名地点在台湾宜兰苏澳。为海相泥沙质沉积，以黑色板岩、黝黑色石英质砂岩为主，夹硅质灰岩及含抱球虫(*Globigerina*)的泥灰岩，厚 6500 米。与下伏前古近系为不整合(?)接触。

【乌来组】 Wulai Fm　曾称**乌来群**。时代属始新世。分布于中国台湾北部。命名地点在台湾台北乌来。为海相泥沙质沉积，以黑色板岩为主，夹砂岩、页岩、凝灰岩及集块岩，含有孔虫(*Nummulites*)等，厚 3000 米以上。

【红河组】 Houghe Fm　时代属始新世。分布于陕西蓝田地区。命名地点在陕西蓝田支家沟上游的常家村。为一套陆相紫红色泥岩、砂质泥岩及细砂岩互层的沉积，厚 160 余米。含哺乳类动物化石 *Arctotitan honghoensis*, Cf. *Deperetella* sp. 和 *Breviodon* sp. 等。底部砾岩直接超覆在前震旦纪石英岩之上，顶部与上覆白鹿塬组之间有一剥蚀面，呈假整合接触。

【官庄组】 Guanzhuang Fm　曾称**官庄系**。时代属始新世。分布于山东蒙阴、莱芜、新泰一带。命名地点在山东新泰官庄。为断陷盆地湖泊沉积，下部为砾岩与红色粘土互层；中部为红色砂岩、黄绿色砂岩及浅绿色泥灰岩；上部为红色砾岩、角砾岩夹砂岩。总厚达 1700 米。含 *Propalaeotherium* 等。有时夹石膏或薄煤层。与下伏岩系呈不整合接触。

【油柑窝组】 Youganwo Fm　时代属始新世。分布于广东、广西及海南岛地区。命名地点在广东茂名油柑窝。为湿润气候条件下山间盆地含油沉积，以黄褐色泥岩、灰绿色粘土与砂岩为主，中夹油页岩。厚 465 ~ 530 米。含植物化石及茂名无盾龟(*Anosteira maomingensis*)、石油马来鳄(*Tomistoma petrolica*)等。与下伏岩系呈不整合接触。

【遮普惹组】 Zhepure Fm　时代属始新世。分布于西藏南部岗巴、定日一带。命名地点在定日北新浪遮普惹山。为海相沉积，自下而上分为五层：①下部碎屑岩，厚 180 米；②巨厚层灰岩，厚 300 米；③下货币虫灰岩，厚 360 米；④绿色和紫红色页岩，厚 300 米；⑤上货币虫灰岩，厚 400 米，含有孔虫 *Nummulites* 等。与下伏岗巴群呈整合或假整合接触。

【霞流市组】 Xialiushi Fm　时代属始新世—渐新世。分布于湖南衡阳盆地霞流市，茶山坳一带。命名地点在衡阳盆地霞流市附近。为湖泊-咸湖相沉积，自下而上分为茶山坳段，下部为棕红、青灰、黄绿色泥岩、粉砂岩夹泥灰岩，钻井中见岩盐、石膏数十层，厚 680 米，富含化石，有衡阳原古马(*Propalaeotherium hengyangensis*)、衡阳两湖鳄(*Lianghusuchus hengyangensis*)、湘江田氏鳄(*Tienosuchus hsiangjiangensis*)等，介形虫以阜宁中华金星介(*Sinocypris funingensis*)等为主；高岭段，为棕红色粉砂岩、青灰色泥岩，往东至霞流市地区则为灰白、灰红色长石石英砂岩、细砂岩夹黄绿色泥岩，厚 220 米，含短真星介(*Eucypris decurta*)、中国假真星介(*Pseudoeucypris chinensis*)等较新种类，其时代可能属渐新世中晚期，其余门类化石认为属古近纪，高岭段与茶山坳段间呈整合接触。

【垣曲群】 Yuanqu Gr　曾称**垣曲系**。时代属始新世晚期至渐新世早期。分布于黄河中下游山西、陕西、豫西地区。命名地点在山西垣曲县城附近。为断块盆地沉积，下部为厚层砾岩夹紫色页岩；中部为灰黄色砂岩与绿、紫色页岩的互层，夹泥灰岩，底部有一层厚约 40 米的砾岩；上部为杂色页岩及泥岩，顶部为灰白色泥灰岩和杂色砂页岩，局部有煤层。下部及中部含哺乳动物化石 *Amynodon*, *Gobiohyus* 等，顶部含 *Brachyodus hui*。总厚约 1000 米。与下伏古生代地层呈不整合接触。

【蔡家冲组】 Caijiachong Fm　时代属渐新世早期。云南曲靖蔡家冲剖面，自下而上分为 5 层：①灰绿色泥岩；②浅灰色泥灰岩夹灰绿、灰黄、黄红色杂色泥岩、钙质泥岩、含泥质砂岩、粉砂岩；③浅灰绿茶色厚层粉砂岩与灰绿色、灰黄色泥岩、钙质泥岩互层；④绿色厚层泥灰岩、钙质泥岩夹灰绿色泥岩和浅灰色粉砂岩、细砂岩，风化后呈疙瘩状；⑤浅灰色硅质粉砂岩、泥岩，质轻，风化面为灰褐色，俗称“羊毛石”。总厚度超过 200 米。顶部被第四系覆盖；与下伏始新统格浪河组呈不整合接触。化石主要产自第 2 和第 4 层，包括轮藻 *Amblyochara subeiensis*, *Maedlerisphaera chinensis*, *Harrisichara vesiformis*, *Sphaerochara inconpicua* 等；腹足类 *Bithynia largicirca*, *Assiminea pressoopercura* 等；脊椎动物除鲤科等鱼类以及鳄类、龟鳖类等爬行动物化石外，哺乳动物主要有 *Cadurcodon ardynensis*, *Gigantamynodon giganteus*, *Indricotherium qu-*

jingensis, *Bothriodon chowi*, *Eucricetodon meridionalis*, *Sinosminthus inapetus* 和 *Lophiomeryx* sp. 等。

【乌兰布拉格组】 Wulanbulag Fm 时代属渐新世早期。分布范围东起内蒙古伊克昭盟(今鄂尔多斯市)千里山北段西麓,西止黄河东岸,北始奇盖沟,南至浩尧尔乌苏沟,呈北北东—南南西的带状展布。下段为暗红—紫红色中厚层泥岩、泥质砂岩、砂质泥岩夹橘黄色中粗粒—中细粒砂岩;上段为灰白—浅橘黄色中粗砂岩,局部为细砂岩。总厚度超过 200 米。与下伏下渐新统为不整合接触,与上覆中、上渐新统伊肯布拉格组为整合接触。含丰富的哺乳动物化石,主要有 *Desmatolagus gobiensis*, *Parasminthus tangingoli*, *Cyclomylus lohensis*, *Karakoromys decessus*, *Tataromys sigmodon*, *Cricetops dormitor*, *Cadurcodon ardynense* 和 *Lophiomeryx gobiae* 等约 30 个种。其中高达 10 种,如戈壁链兔、退隐卡拉鼠等都曾在蒙古三达河组或中国乌兰塔塔尔组中发现过;另还含阿尔丁卡地犀和戈壁脊齿鼯鹿,这两种化石过去从未在早渐新世以后地层中出现过。

【额尔登敖包组】 Eerdengaobao (Urtyn Obo)Fm 时代属渐新世早期。分布于内蒙古四子王旗一带。命名剖面在四子王旗的额尔登敖包。为陆相沉积,下部为灰白色砂岩夹砖红色砂质泥岩,上部为棕色或砖红色泥岩,厚 38 米。含哺乳类化石 *Embolotherium grangeri*, *Amynodon alxaensis*, *Cadurcodon ardynense*, *Matatitan* sp. 等。与下伏上始新统沙拉木伦组呈假整合接触。

【巴伦索组】 Balunsuo Fm 时代属渐新世早期。分布于内蒙古四子王旗一带。命名剖面位于额尔登敖包附近。为陆相沉积,下部为灰白色长石石英砂岩或细砂岩,上部为棕红色泥岩,厚 34 米。含哺乳类化石 *Embolotherium andrewsi*, *Gigantamynodon* sp., *Urtinotherium* sp. 等。与下伏额尔登敖包组呈整合接触。

【呼尔井组】 Huerjing(Houldjin) Fm 时代属渐新世中晚期。分布于内蒙古四子王旗一带,命名剖面位于额尔登敖包附近。为陆相黄色或白色砂砾岩夹黑色泥岩,厚 11.10 米。含哺乳类化石 *Indricotherium grangeri*, *Schizotherium* sp., *Entelodon* sp. 等。与下伏巴伦索组呈假整合接触。

【红头屿组】 Hongtouyu Fm 时代属渐新世。仅见于中国台湾红头屿。为海底火山喷发沉积,以安山岩、集块岩为主,夹凝灰岩与石灰岩,含海生化石 *Spiroclypous leupdldi* 等。与下伏乌来组为不整合(?)接触。

【白鹿塬组】 Bailuyuan Fm 时代属渐新世早期。分布于陕西蓝田地区的支家沟及以东地区。命名地点在陕西蓝田地区的白鹿塬一带。为陆相河流、湖泊沉积,岩性为灰白色厚层砂岩夹紫红色泥岩,总厚约 400 米左右。上部含灞河中国两栖犀(*Sinoamynodon bahoensis*)、一种偶蹄类、一种兔形类和一种名为宽叶帕尼宾尼亚(*Palibinia latifolia*)的植物化石。与下伏红河组呈假整合接触。

【花港组】 Huagang Fm 时代属渐新世。命名剖面位于东海陆架盆地龙井构造龙二井,参考剖面位于天外天一井。岩性为粗碎屑岩夹泥岩和煤,为河流—三角洲相沉积,厚 1191 米。与下伏平湖组整合接触。本组含丰富的孢粉化石,为 *Quercoidites-Trilobapollis-Pimuspollenites / Abiefineaepollanites Magnastriatites* 组合。花港组广泛分布于西湖坳陷,其厚变和岩性横向变化较大。

【东营组】 Dongying Fm 时代属渐新世。命名地点在山东垦利县华 8 井。以砂泥岩为主的湖相沉积。分三段:下段以灰色泥岩为主,夹灰色页岩和砂岩;中段灰绿色泥岩夹砂岩;上段棕红色、灰绿色泥岩夹砂岩或互层,顶部时有火山岩。与下伏始新统沙河街组为连续沉积,上被中新统馆陶组不整合覆盖。本组化石丰富,富含介形类、腹足类、轮藻、孢粉等。尤其以华花介为代表的淡水至半咸水生物群具有特性。本组广泛分布于渤海海域、华北平原及下辽河平原。

新 近 系

【新近系】 Neogene System 曾称**新第三系、上第三系**。新近纪时期形成的地层称为新近系。新近系自下而上包括中新统和上新统。中国新近系仍以陆相为主,仅在大陆边缘,如台湾、西藏等地有海相沉积。陆相新近系与下伏岩层一般呈假整合或不整合接触,但在少数地区如新疆吐鲁番盆地新近系中新统与古近系渐新统为连续沉积。陆相新近系根据当时沉积环境的不同有以下几种类型:①内陆盆地湖泊沉积,以杂色粘土页岩富含哺乳动物和昆虫化石为其特征,如山东的山旺组、内蒙古的通古尔组等;②土状堆积,如华北的三趾马红土。另外,在华北、华南及东北地区等都发生过玄武岩喷发。

【中新统】 Miocene Series 中新世时期沉积的地层称为中新统。欧洲法国西南部的阿基坦盆地和意大利的波河谷的海相中新统发育较好,研究较详,世界各地多与之对比。目前国际上自下而上包括阿基坦阶、布尔迪加尔阶、兰海阶、塞拉瓦勒阶、托尔托纳阶和墨西拿阶(Messinian)。有人把陆相的"蓬蒂阶"作为中新统的上界。有一种意见认为中新统的底界应从布尔迪加尔阶开始。但根据大型有孔虫演化和新型哺乳类的出现,近来的趋向是把阿基坦阶作为中新统的下界。中国除台湾等地有海相中新统外,其余均为陆相沉积。华北典型的中新统为山旺组,内蒙古的通古尔组,陕西蓝田也有中新统;西北和北京地区中新统与渐新统多为连续沉积;在华南有南京方山附近的洞玄观组。中国陆相中新统自下而上包括谢家阶、山旺阶、通古尔阶和保德阶。

【谢家阶】 Xiejian Stage 是中国陆相新近系中新统底部的一个阶,位于古近系渐新统上部塔本布鲁克阶之上,中新统山旺阶之下。阶名源自岩石地层单位谢家组,层型剖面位于青海湟中田家寨谢家村北 1 千米处。谢家阶以含丰富的小型哺乳类动物化石为特征,其中大部分为具明显进步特征的晚渐新世延续来的种类,主要有:*Sinolagomys pachygnathus*, *Atlantoxerus*, *Eucricetodon youngi*, *Parasminthus xiningensis*, *Tataromys suni*, *Tachyoryctoides kokonorensis* 等。阶内还含二个孢粉组合,下部为 *Piceaepollenites-Ulmipollenites* 组合,上部为 *Potamogeton-Quercoidites* 组合。

【山旺阶】 Shanwangian Stage 是中国陆相中新统的第二个阶,位于谢家阶之上,通古尔阶之下。阶名源自岩石地层单位山旺组,层型剖面位于山东临朐尧山解家河村西南 1 千米处。山旺阶以开始出现一些现生哺乳类动物的科(或亚科),如熊科(Ursidae)、长颈鹿科(Giraffidae)、睡鼠科(Gliridae)及鼯鼠亚科(Petauristinae)等为特征。此时期出现大量的新属,如 *Megacricetodon*, *Democricetodon*, *Alloptox*, *Hemicyon*, *Pleisiaceratherium*, *Anchitherium*, *Hyotherium* 等;而且啮齿目开始了以松鼠形类占统治地位的时期。

【通古尔阶】 Tonggurian Stage 是中国陆相中新统的第三个阶,位于山旺阶之上,保德阶之下。阶名源自岩石地层单位通古尔组,层型剖面位于内蒙古苏尼特左旗赛汗高毕苏木东南约 15 千米处的台地。通古尔阶以大量发育哺乳动物中新出现的跳鼠科和獾狗科的新生分子为特征,属本阶特有的属有 *Heterosminthus*, *Plesiodipus*, *Bellatona*, *Platybelodon*, *Kubanochoerus* 等。

【保德阶】 Baodean Stage 是中国陆相中新统顶部的一个阶,

位于通古尔阶之上，上新统高庄阶之下。层型剖面选在山西保德腰庄冀家沟"保德三趾马红土"。保德阶以产三趾马动物群为特征，其中以奇蹄目的三趾马属和大唇犀属，啮齿目的鼠形类占优势，本阶出现较丰富的新属类，主要有 *Sinocastor*, *Kowalskia*, *Sinocricetus*, *Eozapus*, *Lophocricetus*, *Apodemus*, *Alilepus*, *Ochotona*, *Mustela*, *Machairodus*, *Tetralophodon*, *Stegodon*, *Hipparion*, *Chleuastocherus*, *Cervavitus*, *Honanotherium*, *Gazella* 等。

【阿基坦阶】 Aquitanian Stage 国际海相新近系中新统底部的一个阶，位于渐新统夏特阶之上，布尔迪加尔阶之下。过去曾被某些学者置于渐新统顶部，本阶含双壳类化石，模式地点在法国的阿基坦(Aquitaine)盆地，故名。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Paragloborotalia kugleri* 的最低层位，或钙质超微化石 *Reticulofenestra bisecta* 的灭绝面(NNI 带的底)附近。

【布尔迪加尔阶】 Burdigalian Stage 国际海相新近系中新统的一个阶，位于阿基坦阶之上，兰海阶之下。本阶含双壳类化石 *Pecten burdigalensis* 等。布尔迪加尔阶一名源自法国阿启坦盆地一谷地名的拉丁名 Burdigala。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Globigerinoides altiaperturus* 的最低层位附近。

【兰海阶】 Langhian Stage 国际海相新近系中新统中部的一个阶，位于布尔迪加尔阶之上，塞拉瓦勒阶之下。本阶含翼足类化石。兰海阶一名源自意大利一山丘名 Langhe。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Praeorbulina sicana* 的最低层位附近。

【塞拉瓦勒阶】 Serravallian Stage 国际海相新近系中新统的一个阶，位于兰海阶之上，托尔托纳阶之下。本阶含 *Terebratula vitrea*, *Echinus cidaretes* 等。塞拉瓦勒阶一名源自意大利北部一地名 Seravalle Scrivia。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Globorotalia peripheroacuta* 的最低层位(NIO 带的底)附近。

【托尔托纳阶】 Tortonian Stage 国际海相新近系中新统的一个阶，位于塞拉瓦勒阶之上，墨西拿阶之下。本阶含双壳类化石 *Pleurotoma* 等。托尔托纳阶一名源自意大利北部的模式地名 Tortona。现为国际通用的一个阶。其底界位于 C5n 地磁极性年代带的底附近。

【墨西拿阶】 Messinian Stage 国际新近系中新统顶部的一个阶，位于托尔托纳阶之上，上新统赞克尔阶之下，墨西拿阶一名源自意大利西西里岛的墨西拿(Messina)。现为国际通用的一个阶。其底界位于浮游有孔虫 *Globorotalia conomiozea* 类群的最低出现面。

【赫尔弗特阶】 Helvetian Stage 欧洲新近系中新统的一个阶，位于塞拉瓦勒阶之上，托尔托纳阶之下。本阶含双壳类化石 *Ostrea crassissima*, *Pecten subbenedictus*, *Cardium commune* 等。赫尔弗特阶一名源自瑞士的拉丁名 Helvetia。赫尔弗特阶由于缺少典型的层型剖面很少被引用。

【文多邦阶】 Vindobonian Stage 欧洲新近系中新统的一个阶，位于布尔迪加尔阶之上，萨尔马特阶之下。本阶为维也纳盆地中新世海相阶，下部为赫尔弗特阶，上部为托尔托纳阶。文多邦阶一名源自维也纳的古名 Vindobona。

【萨尔马特阶】 Sarmatian Stage 东欧新近系中新统中上部的一个阶，位于巴德姆(Bademian)阶之上，潘诺阶之下。过去一般把萨尔马特阶置于托尔托纳阶之上。现在研究表明，维也纳盆地狭义的萨尔马特阶应在托尔托纳之下，而在黑海盆地广义的萨尔马特阶的中、上部应与托尔托纳阶相当。萨尔马特阶一名源自多瑙河的拉丁名 Sarmatia。

【潘诺阶】 Pannonian Stage 东欧新近系中新统上部的一个阶，位于萨尔马特阶之上，蓬蒂阶之下。过去曾认为潘诺阶与蓬蒂阶下部相当，有人把潘诺阶置于上新统下部。潘诺阶一名源自东欧潘诺尼(Pannonian)盆地。

【蓬蒂阶】 Pontian Stage 东欧新近系中新统顶部的一个阶，位于潘诺阶之上，基米里(Kimmerian)阶之下。蓬蒂阶的海相沉积中含 *Dosinia exoleta* 等。陆相沉积中含三趾马(*Hipparion*)动物群，蓬蒂阶一名源自黑海的别名 Pontus Euxinus。

【上新统】 Pliocene Series 上新世时期沉积的地层称为上新统。欧洲意大利波河谷的海相上新统研究较详，世界各地多与之对比。陆相以俄罗斯南部较发育。国际上将上新统自下而上划分为赞克尔阶、皮亚琴察阶和格拉斯阶。中国上新统除台湾等地为海相沉积外，其余广大地区均为陆相沉积。北方有土状堆积，以山西保德和陕西蓝田研究较详，一般统称为三趾马红土。在三趾马红土之上，第四系三门组之下，还有深红色土组成的静乐组。南方长江中下游地区及两广、云南诸省普遍有河湖相沉积。东部地区于上新世晚期普遍有玄武岩喷出。中国陆相上新统包括下部高庄阶和上部麻则沟阶。

【高庄阶】 Gaozhuangian Stage 是中国陆相新近系上新统下部的一个阶，位于中新统顶部保德阶之上，麻则沟阶之下。阶名源自岩石地层单位高庄组，层型剖面位于山西榆社西南约 10 千米的高庄至赵庄一带。高庄阶以含下列在本阶首现的哺乳类动物的新生分子为特征，主要有 *Nyctereutes*, *Paracamelus*, *Stegodon zdanskyi*, *Pliohyaena pyrenaica orientalis*, *Chasmaporthetes*, *Hipparion pater*, *Hipparion houfenense* 等；另还含一些小型哺乳动物：*Yanshuella primaera*, *Prosipheus eriksoni*, *Micromys chalceus* 等。

【麻则沟阶】 Mazegouan Stage 是中国陆相上新统顶部的一个阶，位于高庄阶之上，第四系底部泥河湾阶之下。阶名源自岩石地层单位麻则沟组，层型剖面位于山西榆社以西约 12 千米的白海村与赵庄之间的一东西向沟中。麻则沟阶以含如下哺乳类动物化石为特征：*Anancus sinensis*, *ANtilospira licenti*, *Ochotonoides*, *Mimomys orientalis*, *Prosiphneus paratingi*, *Chardinomys louisi* 等，晚期还出现 *Archidiskodon*。

【赞克尔阶】 Zanclean Stage 国际新近系上新统下部的一个阶，位于墨西拿阶之上，普列桑(Plaisancian)阶之下。其底界位于钙质超微化石 *Triquetrorhabdulus rugosus* 的灭绝面及 *Ceratolithus acutus* 的最低层位附近。阶名源自意大利墨西哥的罗马旧称 Zancla。

【皮亚琴察阶】 Piacenzian Stage 又称**普列桑阶**(Plaisancian stage)。国际新近系上新统中部的一个阶，位于赞克尔阶之上，格拉斯阶之下。本阶为意大利北部波河谷的上新世海相阶，含双壳类和有孔虫。阶名源自意大利北部地名皮亚琴察的拉丁名 Piacenca。其底界位于浮游有孔虫 *Globorotalia margaritae* 和 *Pulleniatina Primalis* 的灭绝面处。

【格拉斯阶】 Gelasian Stage 国际新近系上新统上部的一个阶，位于皮亚琴察阶之上。其底界位于紧接钙质超微化石 *Discoaster pentaradiatus* 和 *D. sulculus* 的灭绝面之下；C2r(松山，Matuyama)地磁极性年代带的底处，同位素 103 期(2.588Ma)。阶名源自意大利地名 Gela。

【阿斯特阶】 Astian Stage 欧洲新近系上新统上部的一个阶，位于皮亚琴察阶之上，更新统卡拉布里亚阶之下。多认为阿斯特阶与皮亚琴察阶为同期层位。

【莱顿阶】 Redonian Stage 欧洲新近系上新统上部的一个阶，位于皮亚琴察阶之上，第四系更新统卡拉布里亚阶之下，与

阿斯特(Astian)阶相当。

【谢家组】 Xiejia Fm　时代属中新世早期,分布于青海民和盆地。典型剖面位于青海湟中田家寨谢家村北。为陆相红色泥岩夹灰绿色泥岩,下段厚 301 米含渐新世孢粉化石;上段厚 52 米,含哺乳类化石 *Atlantoxerus* sp., *Eucricetodon* sp., *Tataromys* sp., *Oiioceros* sp., *Sinolagomys* sp., *Brachypotherium* sp. 等。与下伏马哈拉沟组和上覆车头沟组均呈整合接触。

【冷水沟组】 Lengshuigou Fm　时代属中新世中期。分布于陕西骊山西麓和南麓。命名地点在陕西骊山西麓临潼的冷水沟。为陆相紫红色泥岩及砂岩互层,夹红色粘土条带及钙质小结核,富含哺乳类化石 *Platybelodon* sp., *Listriodon* sp. 等和原始板齿犀类等。厚约 60 米。与下伏红河组之间有一剥蚀面,呈假整合接触。

【寇家村组】 Koujiacun Fm　时代属中新世晚期。分布于陕西蓝田地区灞河两岸。命名地在灞河左岸十里河的高坡村附近。为陆相泥砂质沉积,一般可分上下两部分,中间有明显的剥蚀面。上部为淡棕红色砂质泥岩及泥岩互层,在高家坡剖面含哺乳类 *Lagomeryx complicidens*,在天河沟剖面含嵌齿象 *Gomphotherium* sp.;下部为砂岩、砂砾岩互层和橘黄色砂质泥岩,与下伏白鹿塬组呈不整合接触。总厚从 30 米至 100 米以上。

【灞河组】 Bahe Fm　时代属中新世晚期。主要分布于陕西蓝田地区的灞河两岸,多在蓝田以东出露。命名地在陕西蓝田地区泄湖以南灞河左岸的武家坡到水家嘴之间。为陆相橘黄色砾岩、砂岩与棕黄色砂质泥岩、棕红色泥岩互层。厚 120 米以上。含三趾马动物群化石,如 *Hipparion richthofeni* 等。与下伏寇家村组和上覆中新世末期九老坡组均呈不整合接触。

【九老坡组】 Jiulaopo Fm　曾称**蓝田组**(Lantian Fm)。时代属中新世末期。主要分布于陕西蓝田地区的灞河两岸,多位于离灞河较远,位置较高,大约在海拔 700 ~ 750 米左右的地带。命名地点在蓝田泄湖镇附近。为陆相泥沙质沉积,由深红色、深棕红色粘土及棕红、灰白色砂砾岩组成。粘土中含有极丰富的钙质结核,风化后多呈灰黄色或灰白色外壳。厚 10 ~ 40 米不等,最厚可达 60 余米。含三趾马等哺乳动物化石。与下伏灞河组及上覆第四系三门组(Q_1)或红色土(Q_2)均呈不整合接触。

【海山组】 Haishan Fm　曾称**海山岩**。时代属中新世。分布于中国台湾。命名地点在台湾台北以南海山。为海陆交互相含煤沉积,以灰色砂岩、页岩为主,夹火山岩(东部)及煤层(西北部),富含中新世双壳类海扇(*Pecten*)及有孔虫等。厚约3600 ~ 3800 米,与下伏地层的接触关系不明。

【洞玄观组】 Dongxuanguan Fm　曾称**洞玄观层**。时代属中新世早期。分布于南京一带。命名地点在南京方山附近的洞玄观。为陆相泥砂、砾石堆积,具明显的六次沉积旋回,每组旋回的上部及中部为棕黄色或灰色砂及粘土,其中夹钙质结核及砾石;下部为砾石层,砾石中有赤山组或浦口组的砂岩。厚约 36 米,其中含哺乳类 *Anchitherium aurelianense* 及原始鹿类化石。与下伏古近系红层呈不整合接触。

【黄岗组】 Huanggang Fm　曾称**方山玄武岩**(Fangshan Basalt)。时代属中新世晚期。分布于南京一带。下部为灰青、灰绿色泥岩、泥质白云岩、砂砾岩及橄榄玄武岩夹层;上部由含砂砾岩、砂岩、粉砂岩及暗红色凝灰质砂砾岩夹薄层玄武岩组成。厚 15 ~ 70 米。与下伏中新世六合组和上覆尖山玄武岩组均呈假整合接触。砂砾岩中含哺乳类化石 *Hipparion* cf. *platyodus*, *Diceratherium* cf. *minus*, *Pliomastodon* Cf. *mathewi* 等;植物化石有单粗豆和中新藤(?)等。经古地磁测定,玄武岩呈正极性,年龄值为 10 ~ 12 百万年。

【保德组】 Baode Fm　又称**三趾马红土**。时代属中新世晚期。分布于山西西北部。命名地点在山西保德附近。保德组是一种陆相钙质岩石,在石灰岩区是一种湿热气候条件下的风化产物,上部为深红色、淡红色粘土,含很多白色钙质结核,厚 10 ~ 60 米;下部为厚度不等的砾石层,厚 2 ~ 10 米。含哺乳类 *Hipparion richthofeni*, *Chilotherium* 以及长颈鹿和羚羊类等接近热带的动物化石。与下伏地层呈不整合接触,与上覆静乐组呈假整合接触。

【山旺组】 Shanwang Fm　曾称**山旺系**。时代属中新世中期。仅见于山东临朐东部。命名地点在山东临朐县东部山旺村及解家河村之间。为火山口湖沉积,上部为黄色粗砂岩夹砾岩;下部为黑色、白色、棕色纸状页岩夹硅藻土,含昆虫、植物化石、含玄武蛙(*Rana basaltica*)、中新蝾螈(*Procynops miocenicus*)、山旺犀(*Plesiaceratherium shanwangense*)、皇冠鹿(*Stephanocemas*)及龟化石。总厚 400 米。与下伏牛山组呈不整合接触,上部被上新统玄武岩不整合覆盖。

【通古尔组】 Tongguer Fm　曾称**通古尔层**。时代属中新世中期,分布于内蒙古境内。命名地点在内蒙古二连东南通古尔盆地。为内陆盆地湖相沉积,主要为杂色粘土、粗砂及泥岩等,厚 40 米左右,含丰富的哺乳动物化石 *Anchitherium*, *Stephamocemas*, *Platybelodon* 等,以及淡水双壳类 *Lamprotula*, *Cuneopsis* 等。与下伏大庙组呈假整合接触,或与下伏古近系或白垩系呈不整合接触。

【高庄组】 Gaozhuang Fm　时代属上新世早期。分布于山西榆社—武乡地区,以漳河西岸和云簇地区的桃沟至赵庄一带发育最佳。下部桃杨段,为巨厚层金黄、锈黄色含大型交错层理的中、细粒砂与以紫红色为主的薄层状粘土互层;中部南庄沟段,为锈黄色砂和紫红色粘土,具三层灰绿色泥灰岩;上部醋柳沟段,由紫色和褐红色含砾粗砂岩组成。与下伏中新统马会组及上覆上新统麻则沟组均呈不整合接触,厚约 450 米。富含鱼类、龟鳖类、哺乳类、昆虫类、腹足类、介形虫、轮藻、植物和孢粉等化石。已记述的哺乳动物约有 37 属 70 余种,其中新出现的类型有 *Nyctereutes* sp., *Pliohyaena pyrenaica orientalis*, *Chasmaporthetes* sp., *Stegodon zdanskyi*, *Hipparion pater*, *H. houfenense*, *Paracamelus* sp. 以及小哺乳动物 *Alilepus* sp., *Yanshuella primaera*, *Prosiphneus eriksoni*, *P. Praetingi* 和 *Micromys chalceus* 等,而三趾马动物群中的有些类型(如 *Adcrocuta*, *Ictitherium*, *Chleuastochoerus*,以及小哺乳动物 *Pseudomeriones abbreviatus*, *Lophocricetus* sp. 等)不再出现;在哺乳动物群的面貌上,与中国北方典型的三趾马动物群明显不同;鱼类化石有 *Sinipercawusiangensis*, *Cyprinus carpio*, *Xenocypris yushensis*, *Pseudorasbora changtsunense*, *Leuciscus tchangi* 和 *Parasilurus astus* 等;介形虫有土星介、小玻璃介、玻璃介和美星介等;孢粉以木本植物花粉占优势,其中又以针叶植物松、云杉为主;草本植物主要为藜科;蕨类植物仅见有水龙骨和凤尾蕨等,构成以针叶林为主的针阔叶混交林。古地磁测定高庄组在吉尔伯特负向期内,年龄值为距今 5.2 ~ 3.4 百万年。

【静乐组】 Jingle Fm　曾称**红色土 A 带**。时代属上新世。分布于山西西北部。命名地点在山西静乐附近。本组是在三趾马红土之上,第四系更新统三门组之下一种深红色土,厚十余米。含三趾马 *Hipparion houfenense*,步氏羚羊 *Gazella blacki* 等化石。与下伏保德组呈假整合接触。

【麻则沟组】 Mazegou Fm　时代属上新世晚期。主要分布于山西榆社盆地云簇小区赵庄至大、小马岚一带,以及张村小区楼则峪,在泥河盆地中也有出露。为一套黄色砂岩与紫红色粘土

互层,向上逐渐过渡到以紫红色粘土为主的沉积。与下伏上新世高庄组和上覆海眼组均呈不整合接触。厚约 180 ~ 200 米;属一套河湖相沉积。含丰富的哺乳类化石,多达 60 余种,其中多为**高庄动物群**的延续,如 *Hipparion pater*, *H. houfenense*, *Agriotherium* sp., *Pliohyaena pyrenaica*, *Nyctereutes sinensis*, *Zygolophodon* sp., *Stegodon zdanskyi*, *Sinomastodon intermedium* 等;又有新分子出现 *Anancus sinensis*, *Antilospira licenti*, *Mimomys orientalis*, *Prosiphneus paratingi* 等。在麻则沟组顶部发现有 *Archidishodon* sp.,但无真马出现。在张材小区,还发现有介形虫、腹足类、双壳类和轮藻等化石。古地磁资料表明,它位于高斯正向期内,时限为 3.4 ~ 2.5 百万年。

【苗栗组】 Miaoli Fm 曾称**苗栗层群**。时代属上新世。分布于中国台湾南部、东部沿海地区及北部。命名地点在台湾苗栗。为海相碎屑沉积,以青灰色砂岩、页岩为主;南部夹珊瑚灰岩;东部沿海地区多为软质页岩;北部以页岩、泥岩、砂岩为主,富含上新世有孔虫 *Robulus*, *Pholas*, *Textularia* 及双壳类 *Venericardia*, *Arca* 等。在台湾西北部,厚约 1900 米。与下伏海山组呈整合接触。

典型地层剖面

【蓟县前寒武系剖面】 Precambrian Section in Jixian 为中新元古界剖面,位于天津市蓟县一带。展示中国典型的古老地层之一,反映了中元古代和新元古代 18 亿年至 8 亿年的很长地质历史。可看到连续 10 亿年的沉积物,其间未受干扰,基本无变质,出露完整,厚达 9200 米,由沉积岩和火成岩组成,为世界所罕见。近年来,在剖面上发现了距今约 17 亿年的宏观藻类化石,是元古宇研究的重大突破。又在蓟县铁岭组发现具有重要科学价值的喷气孔、喷气锥,还在蓟县雾迷山组发现了沉积海泡石矿,是中国长城系、蓟县系和青白口系的标准剖面。

【三峡震旦系剖面】 Sinian Section in Three Gorges area 是中国发育最好的重要地质剖面之一。位于湖北省三峡地区的震旦系剖面,自下而上原分为四个地层单位:莲沱组(即南沱砂岩)、南沱冰碛层、陡山沱组和灯影组。在 1999 年由第二届全国地层委员会召开的断代组工作会议上,对此含义进行了重新厘定,新厘定的震旦系仅限于原震旦系的上统,只包括陡山沱组和灯影组及其在此基础上所建立的陡山沱阶和灯影峡阶。陡山沱阶的底界即为其底界,年龄暂定为 680 百万年。代表了全球构造、环境和生物发生重大变化的历史阶段。在生物演化史上,最显著的特征是多细胞生物(包括后生动物和红藻、绿藻及褐藻等高级藻类)的早期演化,国际上的伊迪卡拉生物群和中国近十几年来所发现的庙河生物群、瓮安生物群、蓝田生物群、西陵峡生物群、高家山生物群等集中代表了这一时期的生物圈特征。陡山沱阶和灯影峡阶之间的界限年龄为 630 百万年。

【晋宁梅树村震旦系—寒武系界线剖面】 Sinian/Cambrian Section in Meishucun, Jinning 是中国发育最好的重要地质剖面之一。位于云南省晋宁县昆阳镇梅树村,是中国下寒武统梅树村阶的层型剖面和震旦系—寒武系界线层型剖面。1984 ~ 1991 年,此剖面曾是全球前寒武系—寒武系界线层型剖面的最佳候选者。包括下寒武统底部梅树村阶和筇竹寺阶。梅树村阶层型剖面的岩性主要由含磷白云岩或夹磷块岩的碳酸盐岩组成。底界以著名的小壳化石出现为标志,年龄为 540 百万年。其上的筇竹寺阶层型剖面的岩性分为上下两段,下部为黑色炭质粉砂岩和炭质页岩,上部为灰色、灰绿色页岩夹薄层粉砂岩,底界以中国最古老的三叶虫 *Parabadiella* 的首现为标志,包含两个三叶虫化石带。

【长清寒武系剖面】 Cambrian Section in Changqing 是中国重要的地质剖面之一。位于山东省长清县境内。包括中国中寒武统三个阶和上寒武统一个建阶层型剖面。自下而上为:中寒武统毛庄阶、徐庄阶、张夏阶和上寒武统底部崮山阶。其中毛庄阶和徐庄阶在一条连续剖面上。毛庄阶层型剖面的岩性主要为紫色页岩及暗紫色云母质砂质页岩,夹少量灰岩(或灰岩透镜体),底部为一层灰色鲕状灰岩,以三叶虫 *Yaojiayuella* 和 *Shantungaspis* 等的首现为标志。徐庄阶层型剖面主要为紫灰色、灰绿色白云母质砂质页岩,夹浅灰色灰岩,底部为一层含少量细砾石的鲕状灰岩,以三叶虫 *Hsuchuangia hsuzhuangensis* 的首现为标志,包含 4 个三叶虫化石带。张夏阶层型剖面几乎全由灰色、深灰色鲕状灰岩组成,底部常夹含灰岩结核的黄色钙质页岩。以三叶虫 *Inouyella peiensis* 的首现为标志,包括 4 个三叶虫生物带。上寒武统底部崮山阶层型剖面主要为绿色、灰黄色页岩及蓝灰色灰岩,夹 1 ~ 2 层竹叶状灰岩,其底界尚未最后确定,暂以三叶虫 *Blackwelderia sinensis* 的首现为标志,包含两个三叶虫化石带。

【花垣排碧寒武系剖面】 Cambrian Section in Paibi, Huayuan 该剖面为全球寒武系排碧阶及芙蓉统(上寒武统)的层型剖面,是全球寒武系内部的首个全球标准层型剖面和点位(GSSP)。2003 年由国际地质科学联合会批准确认。剖面位于湖南花垣县城以南 30 千米排碧乡四新村附近,地理坐标北纬 20°23′37″,东经 109°31′54″(网纹雕球接子 *Glyptagnostus reticulatus* 首现点,GPS 定位)。该剖面在花桥组内,岩性为深灰色薄层泥晶灰岩、灰色薄层细晶灰岩夹细砾屑灰岩扁豆体。排碧阶底界以网纹雕球接子的首现点为标志,位于 37d 层内,距花桥组底 369.06 米处。

【宜昌奥陶系剖面】 Ordovician Section in Yichang 是中国重要地质剖面之一。位于湖北省宜昌市黄花场一带。包括下奥陶统道保湾阶和中奥陶统大湾阶两个建阶层型剖面及其上下地层。下奥陶统上部道保湾阶层型剖面由一套灰色薄层生物灰岩夹黄绿色页岩组成,在较深水硅质岩相区,主要由一套黑色硅质笔石页岩组成,以牙形石 *Oepikodus communis* 的首现为标志,伴生有几丁虫,包含两个牙形石带。中奥陶统下部大湾阶层型剖面下部为紫红色中层泥质灰岩,上部主要为黄绿色、杂色页岩夹薄层灰岩,以牙形石 *Baltoniodus triangularis* 的首现为标志,包含 4 个牙形石带。

【常山黄泥塘中奥陶统剖面】 Ordovician Section in Huangnitang, Changshan 是中奥陶统达瑞威尔阶的全球层型剖面和点位(GSSP),也是中国建立的第一个 GSSP。1997 年由国际地质科学联合会批准确认。剖面位于浙江省常山县黄泥塘附近,距常山县城 3.5 千米。主要是由宁国组组成,岩性为页岩、硅质页岩、硅质岩夹灰岩。达瑞威尔阶底界以笔石 *Undulograptus austrodentatus* 首现点为准,位于 AEP184 层黑色页岩内,在宁国组顶界之下 22 米。上奥陶统最底部 *Nemagraptus gracilis* 带,早期笔石动物群的出现限定了黄泥塘剖面达瑞威尔阶的顶界。达瑞威尔阶在本剖面自下而上分为 5 个笔石带:*Undulograptus austrodentatus* 带、*Acrograptus ellesae* 带、*Nicholsonograptus fasciculatus* 带和 *Hustedograptus teretiusculus* 带。

【三峡志留系剖面】 Silurian Section in Three Gorges Area 是中国重要地质剖面之一。位于湖北省宜昌市大中坝一带。包括下志留统底部的龙马溪阶和大中坝阶。两个建阶层型剖面。龙马溪阶层型剖面主要由一套黑色笔石页岩组成,含丰富的笔石化

石，以笔石 *Akidograptus ascensus* 的首现为标志，含 4 个笔石带，相当于国际地层表中的鲁丹阶。大中坝阶层型剖面下部由黑色笔石页岩组成，上部渐变为黄绿色泥页岩夹薄层细砂岩和粉砂岩，以笔石 *Demirastrites trangulatus* 的首现为标志，含 4 个笔石带，相当于国际地层表中的埃隆阶。

【象州大乐泥盆系剖面】 Devonian Section in Dale, Xiangzhou 是中国发育最好的重要地质剖面之一。位于广西壮族自治区象州县大乐一带。包括下泥盆统顶部的四排阶、中泥盆统的应堂阶和东岗岭阶三个建阶层型剖面及相关地层。下泥盆统四排阶层型剖面岩性主要为生物灰岩、白云岩和泥岩。其底界尚未确定，含 4 个腕足类-珊瑚组合带，大致相当于国际地层表中的上埃姆斯阶。中泥盆统应堂阶层型剖面岩性下部为泥岩夹泥灰岩，上部为灰岩、泥灰岩夹泥岩。其底界尚未确定，含两个腕足动物组合带，大致相当于国际地层表中的艾费尔阶。东岗岭阶层型剖面岩性下部为碎屑岩夹灰岩，上部为灰岩和泥灰岩。其底界以腕足动物 *Stringocephalus* 首现为标志，含 5 个牙形石带，相当于国际地层表中的吉维特阶。

【贵州石炭系—二叠系剖面】 Carboniferous-Permian Section in Guizhou 是中国重要地质剖面之一。贵州省石炭纪和二叠纪地层非常发育。剖面位于贵阳、独山、惠水、盘县、紫云一带，包括石炭系全部 7 个阶的建阶层型剖面和二叠系中下部的 5 个建阶层型剖面。自下而上为：下石炭统岩关阶、大塘阶、德坞阶；上石炭统罗苏阶、滑石板阶、达拉阶和逍遥阶；下二叠统紫松阶、隆林阶；中二叠统栖霞阶、祥播阶和茅口阶。下石炭统：①岩关阶，大致相当于国际地层表中的杜内阶；②大塘阶，大致相当于国际地层表中的维宪阶；③德坞阶大致相当于国际地层表中的谢尔普霍夫阶。上石炭统：④罗苏阶大致相当于国际地层表中的巴什基尔阶；⑤滑石板阶大致相当于国际地层表中的莫斯科阶；⑥达拉阶与国际地层表中的卡西莫夫阶大致相当；⑦逍遥阶相当于国际地层表中的格舍尔阶。下二叠统：⑧紫松阶大致相当于国际地层表中的阿瑟尔阶至萨克马尔阶；⑨隆林阶大致相当于国际地层表中的亚丁斯克阶。中二叠统：⑩栖霞阶大致相当于国际地层表中的空谷阶下部；⑪祥播阶大致相当于国际地层表中的空谷阶上部至罗德阶；⑫茅口阶大致相当于国际地层表中的部分罗德阶至沃德阶。

【长兴二叠系—三叠系界线剖面】 Permian-Triassic Boundary Section in Changxing 是中国被确定为国际标准的界线层型剖面。位于浙江省长兴县煤山。二叠系顶部的长兴阶层型剖面下部为深灰色中—厚层灰岩为主，含燧石条带和碳酸盐化凝灰岩薄层；上部为灰色中—厚层微晶灰岩，具硅质条带，顶部泥质增高，夹多层粘土层。长兴阶以牙形石 *Clarkia subcarinata* 带的出现为底界，同时以含有筵 *Palaeofusulina* 的分子和大巴山菊石科及假提罗菊石科的首现为标志。牙形石带发育，可分为 4 个牙形石带。三叠系底部的殷坑阶（相当于国际地层表的印度阶）层型剖面的岩性，下部以泥质岩为主，上部以灰岩为主，本阶的底界部二叠系与三叠系间的界线，以牙形石 *Hindeodus parvus* 的首现为标志。阶内包含 5 个牙形石带、2 个菊石带和 4 个双壳类组合。该剖面已被国际地层委员会和国际地质科学联合会批准为国际二叠系—三叠系界线划分对比的标准（GSSP）。是中国第二颗“金钉子”。

【大龙口二叠系—三叠系界线剖面】 Permian-Triassic Section in Dalongkou, Xinjiang 是中国北方发育最好的重要界线层型剖面之一。位于新疆维吾尔自治区吉木萨尔县三台镇大龙口，下三叠统下部为大龙口阶，其层型剖面的岩性下部为紫红色粉砂质泥岩夹粉砂岩和少量细砂岩（锅底坑组上部），中上部为紫红色泥岩和粉砂岩不等厚互层，夹灰绿色岩屑砂岩和粉砂岩（韭菜园组）。大龙口阶底界即二叠系与三叠系的界线，大致以爬行类 *Lystrosaurus* 和孢粉 *Lundbladispora* 的首现为标志。阶内含有较丰富的古脊椎动物、古植物、孢粉、介形虫和叶肢介化石，可分为不同的组合。大龙口阶与中国海相三叠系殷坑阶大致同期，与国际地层表中的印度阶大致相当。

【辽西侏罗系—白垩系剖面】 Jurassic-Cretaceous Section in West Liaoning 辽宁省西部是中国陆相侏罗系—白垩系非常发育的典型地区，近年来以中华龙鸟的发现为起点，揭开了对“热河生物群”研究的新阶段。根据研究成果，辽西地区的陆相侏罗系—白垩系中所产出的各类古生物化石，涉及到包括鸟类、哺乳类和被子植物的起源问题，受到国内外学术界的广泛关注。尤其是侏罗系—白垩系界线附近的地层更是研究的重点。包括上侏罗统下部土城子组，上侏罗统上部大北沟组，下白垩统下部为义县组，中部为九佛堂组等。

【泥河湾第四系剖面】 Nihewan Quaternary Section in Zhangjiakou 张家口泥河湾盆地是中国北方著名的第四系分布区。其地层包括从上新世晚期的三趾马红土至第四纪更新世及全新世各期的沉积，尤其是更新世早期的泥河湾组是中国华北地区的标准地层，其层型剖面位于河北省阳原县化稍营镇郝家台、下沙沟处。其层型剖面的岩性下部（绿泥河湾层）的底为黄色含砾中细砂和红褐色粘土层，中为灰绿色粘土夹粉细砂层及 10 余层钙质薄层，上为灰黄色、灰褐色、灰绿色粉砂质粘土、粘土质粉砂层夹钙质薄层，具纹层理；上部（黄泥河湾层）的底为粗砂细砾层、黄色粉细砂层和黑色、灰绿色粉砂质粘土层，中为红褐色、紫红色粉砂质粘土夹黄色粉砂质粘土层，上为灰黄色、灰白色、灰绿色、浅红色粉砂质粘土层夹石膏薄层，顶部为红色古土壤层。总厚 120 米左右。主要含长鼻三趾马-真马动物群，其代表属种有：*Postschizotherium chardini*, *Megantereon nihowanensis*, *Hipparion* sp., *Proboscidipparion sinense*, *Palaeoloxodon namadicus*, *Elasmotherium* sp., *Equus sanmeniensis*, *Gazella sinensis*, *Bison palaeosinensis*, *Coelodonta antiquitatis*, *Nyctereute sinensis*, *Hyaena licenti* 等；另含一些小型哺乳动物：*Minomys youheicus*, *Allophaionys* cf. *pliocaenicus*, *Ochotona nihewanica*, *Myospalax tingi*, *Lasiopodomys probradti* 等；还含丰富的介形虫和有孔虫化石。

第四纪地质学

总　论

【第四纪地质学】 Quaternary geology　见 85 页“第四纪地质学”。

【第四纪】 Quaternary Period　新生代的第三个纪。它包括更新世和全新世。第四纪是地质历史上最新的一个纪，它是地质历史上发生过大规模冰川活动的少数几个纪之一，又是哺乳动物和被子植物高度发展的时代，人类的出现是这个时代的最突出的事件。因此也有人称第四纪为人类纪或灵生纪。第四纪经历的时间较短，过去一般认为它延续约 100 万年。近年来由于古人类学的一些新发现和年代测定技术的新发展，目前普遍认为远远超过 100 万年，大约 180 万年、或 200 万年、或 300 万年。第四纪一词是法国学者德斯诺伊尔斯(J. Desnoyers)在 1829 年创立的。他在研究巴黎盆地的地层时，将新近系上的松散沉积物划分出来，命名为第四系，这样地质年代便由当时的三个纪增加为四个纪，即第一纪(原始纪)、第二纪、第三纪和第四纪。以后由于地质年代学的不断发展，第一纪和第二纪已废弃不用，它们原来所代表的地质时代已划分为许多个纪，而第三纪一直延用到 20 世纪末，1993 年全国自然科学名词审定委员会公布的地质学名词中，将第三纪划分为古近纪(原老第三纪)和新近纪(原新第三纪)。2004 年国际地层委员会新编的国际地层表中将第四纪划入新近纪。关于第四纪归属问题正在讨论中，2005 年国际地层委员会向国际地科联申报的新的国际地层表中，又将第四纪从新近纪中分出，将格拉斯期以上划归第四纪，与新近纪并列(见表)。

宇(宙)	界(代)	系(纪)		统(世)	阶(期)	年龄(Ma)
显生宇(宙)	新生界(代)	新近系(纪)	第四系(纪)	全新统(世)		0.0115
				更新统(世)	上	0.126
					中	0.781
					下	1.806
				上新统(世)	格拉斯阶(期)	2.588
					皮亚琴察阶(期)	3.600
					赞克尔阶(期)	5.332
				中新统(世)	墨西拿阶(期)	7.246
					托尔托纳阶(期)	11.608
					塞拉瓦勒阶(期)	13.65
					兰海阶(期)	15.97
					布尔迪加尔阶(期)	20.43
					阿基坦阶(期)	23.03

【人类纪】 Anthropogene Period, Age of Man　第四纪的别称，人类的发生和发展是第四纪划时代的重大事件，所以也有人称第四纪为人类纪。

【灵生纪】 Psychozoic Period　第四纪的别称，由于这个时代人类出现，故也称灵生纪。此词现已少用。

【第四系】 Quaternary System　第四纪时期所形成的地层。1932 年国际第四纪会议上确定的第四纪地层划分方案，把第四系划分为下更新统、中更新统、上更新统和全新统。这个方案是最初的第四纪地层划分方案之一，已被许多国家普遍采用。1959 年中国全国地层会议上，也采用这一四分法的第四系划分原则。根据最新版《国际地层指南》(1994)和 2000 年中国第三届全国地层会议通过的《中国地层指南》(2001，修订版)中关于年代地层单位等级划分原则进行分析，过去长期使用的第四系“四分方案”，实际上混淆了不同级别的年代地层单位。第四系应当是二分，即更新统和全新统。根据划分原则，统的再分应是“阶”级单位，过去所使用的下更新统、中更新统、上更新统不再是“统”级单位，而应是“阶”级单位。

【第四系下界】 bottom demarcation of Quaternary　即上新统与更新统界线。1948 年第 18 届国际地质大会确定以真马、真牛、真象的出现为标志，划分上新统与更新统的界线。陆相地层以欧洲维拉弗朗层，海相以卡拉布里层的底界作为第四系的下界。当时中国学者将泥河湾层与维拉弗朗层对比，认为其底部为第四系下界。1959 年，利基(L. S. B. Leakey)等人根据东非人(鲍氏南猿)地层的同位素年龄测定结果，认为第四纪下限应为距今 175 万年。此后不同学者根据自己的研究结果，提出了一些新的划分方案，有的甚至提出超过 300 万年的数据。1982 年第 11 届国际第四纪研究联合会大会建议以意大利弗利卡剖面开始出现寒冷种爬行翼花介(*Cytheropteron testudo*)的层位作为更新统与上新统的分界，其地质年龄为距今约 170 万年。以后，对中国黄土的研究表明，距今 260 万年左右，全球气候发生明显变化，黄土堆积加速，国内外许多学者主张以此作为第四纪的下限，但尚未经国际第四纪联合会大会的确认。中国多以距今 260 万年作为更新世的下限。

【第四纪分期】 substage of Quaternary　第四纪分为更新世和全新世两个世。更新世开始于距今 260 万年前，结束于距今约 1 万年前；更新世结束到现在为全新世。根据《中国地层指南》规定，第四系划分为更新统(Qp)和全新统(Qh)。更新统河湖相地层划分为泥河湾阶、周口店阶和萨拉乌苏阶，黄土地层划分为相应的午城阶、离石阶和马兰阶。从地质时代上，更新世一般进一步划分为更新世早期、更新世中期和更新世晚期三个阶段。国际上把末次间冰期开始时西南极冰盖灾难性崩解(大约距今 12.5 万年)作为更新世中期与晚期的分界。更新世早期与中期的分界尚无一致划分方案。中国一般把古地磁松山负极性时与布容正极性时的界限(大约距今 73 万年)作为更新世早期与中期的界限。马兰黄土开始堆积(距今大约 7.2 万年)作为更新世中期与晚期的分界。全新世开始以末次冰期结束，气候转为间冰期为标志，一般以距今 1.05 万年为界线。欧洲学者将全新世划分为前北方期、北方期、大西洋期、亚北方期、亚大西洋期五个阶段。其中大西洋期与亚北方期气候最为温暖，称为高温期、气候最宜期或大暖期等，起止时间为 0.9 万和 0.53 万年。中国学者根据华北地区研究结果将全新世划分为全新世早期、全新世中期和全新世晚期三个阶段，全新世中期相当于大暖期，起止时间为距今 0.85 万年至距今 0.3 万年。

【更新世】 Pleistocene Epoch　第四纪(Q)分为更新世(Qp)和全新世(Qh)两个阶段。更新世是第四纪最初的一个阶段。更

新世又进一步划分为更新世早期(Q_p^1)、更新世中期(Q_p^2)和更新世晚期(Q_p^3)。

【更新统】 Pleistocene Series 更新世所形成的地层。更新统可分为下、中、上三部分。在中国,更新统内自下而上建立了三个阶:泥河湾阶、周口店阶和萨拉乌苏阶(黄土地层区相应的阶为午城阶、离石阶和马兰阶)。

【全新世】 Holocene Epoch 第四纪分为更新世和全新世两个阶段。从更新世结束,即大致从距今 10 000 年左右至现在的时间范围为全新世,它是更新世最后一次冰期(维尔姆冰期)消融后的时期,所以又称冰后期。全新世自然地理状况与更新世比较更接近于现在,生物几乎都是现代种。全新世延续的时间虽短,但自然地理状况仍然有一定程度的变化,如气候冷暖干湿的波动,在有些地区还是相当明显的。最近国内外对全新世的下限有往下延的趋势,其延续年代大致在 12 000 ~ 14 000 年之间。

【全新统】 Holocene Series 全新世时期所形成的地层。

【第四纪地质图】 Quaternary geological map 表达第四纪地质现象的各种图件的统称。用不同的颜色、花纹和符号,将一定地区第四纪沉积物的成因类型、第四纪地层与第四纪火山岩的岩性和时代,以及第四纪地质构造等现象,填绘在一定比例尺的地形图上,称普通第四纪地质图或区域第四纪地质图。依生产和科研的不同需要可编绘专门的第四纪地质图,如第四纪某一时期古地理图、第四纪沉积物等厚线图等。除平面图外,还可编绘各种第四纪地质剖面图。

【第四纪古地理】 Quaternary paleogeography 一般是指有文字记载的人类历史时期以前的第四纪古地理状况。地质发展历史进入第四纪时,自然地理状况已经和现代基本上一致。但是第四纪初期和现代以及第四纪各阶段之间,自然地理状况仍然有明显的变化。如气候干湿冷暖的波动、气候带的移动;冰川的消长;某些生物种属的兴衰;动物群、植被类型、土壤类型的演替;海岸的进退、海面的升降;湖泊、沼泽、沙漠和冻土范围的伸缩;构造运动与火山活动的强弱等。第四纪冰川活动是第四纪古地理中的一个重大事件。人类的发生与发展则更具有划时代的意义。

【第四纪年代学】 Quaternary geochronology 研究第四纪时期物质的实际年龄测定方法、测定实际年龄,并研究第四纪延续年代,进行年代划分,从而制定第四纪地质年代表的学科。它是地质年代学,也是第四纪地质学的一个分支,包括建立第四纪地质年代系统的相对地质年代学和应用同位素方法等测定实际年龄的地质年代学。建立第四纪地质年代系统的方法主要有:古生物学的方法,包括陆上哺乳动物的研究、古植物与孢粉组合的研究、海洋微体古生物的研究等;古气候学的方法,包括第四纪冰期与间冰期、雨期与间雨期的研究等;矿物学、岩石学与地球化学的方法;古人类学与考古学的方法;古土壤学的方法;地貌学的方法以及地球物理学的方法等。20 世纪 60 年代以来,古地磁学的方法应用到第四纪地质学中,为全球性的第四纪地层的划分与对比开辟了新的重要途径。上述各种方法的综合应用,获得了较好的效果。第四纪实际年龄的测定方法,在 20 世纪 60 年代初期以前,主要是放射性碳(^{14}C)的方法。20 世纪 60 年代中期以来,钾氩法($^{40}K/^{40}Ar$)、铀系法($^{231}Pa/^{230}Th$, $^{230}Th/^{232}Th$, $^{223}Ra/^{230}Th$, ^{234}U 等)已广泛应用;沉降核类法(^{32}Si, ^{210}Pb, ^{137}Cs, ^{55}Fe)也开始应用于近代沉积的年代测定。新技术还有热发光法、裂变径迹法等。目前已应用的和正在探索的年代测定方法达 20 余种,能够测定的时间范围包括整个第四纪。

【古生物地层法】 method of palaeontological stratigraphy 依据古生物化石对第四纪地层进行划分与对比的一种最基本方法。对陆相第四纪地层具有重要意义的是哺乳动物化石。利用哺乳动物化石群划分和对比地层,除了根据其种属演化的历史(旧的种属的衰亡、新的种属的迅速发展和广泛分布)以及一些标准化石外,更重要的是根据动物群演化的历史和哺乳动物的共生组合,包括共生组合的种属组成(上新世残余种类、更新世各个时期的特有种类及现生种类及其数量比例)和生态类型(喜冷的与喜暖的类型)。对海相第四纪地层具有重要意义的是有孔虫、介形虫等微体古生物化石。1969 年布洛(W. H. Blow)提出了自始新世到现代的浮游生物有孔虫的生物地层表,为微体古生物的地层学研究提供了较好的依据。另外对一些内陆海和陆间海的海相地层及一些大湖的湖相地层来说,软体动物化石也具有重要的意义。

【岩石地层法】 method of lithological stratigraphy 划分和对比第四纪地层的一种基本方法。在一个沉积盆地中同时期形成的沉积物,若其物质来源和沉积环境基本一致,则岩性也会大致相同;不同地质时期,随沉积条件的改变,岩性也会发生变化。岩性包括岩石类型、成分、结构、构造、颜色等方面。依据它们的一些宏观特征及其在垂向上的变化,可以划分和对比地层。另外,地层剖面上具有特殊性质而分布较广的某些夹层,是地层划分,特别是地层对比的重要标志。如稳定的陆相地层中所夹的海侵层位,稳定的碎屑沉积物中的一些化学沉积物夹层等。在第四纪火山活动地区,地层剖面中的火山灰层,也是良好的标志层。对不同时期的火山灰进行岩石性质和化学成分的测定,同时应用^{14}C 法、裂变径迹法测定其年龄,建立区域第四纪火山灰年代表,对划分和对比地层具有重要意义。在运用岩性的宏观特征划分、对比地层时,同时要系统地研究岩石(或沉积物)的矿物组成,包括碎屑矿物和粘土矿物。对碎屑矿物,既要鉴定其种类,还要研究其标型特征;既要研究重矿物,也要研究轻矿物;既要研究矿物组合,也要研究特征矿物;要研究矿物组合和特征矿物在垂向上的变化,包括各种不同类型矿物数量比值的变化,如稳定矿物与不稳定矿物含量比值的变化,石英与长石含量比值的变化等。在这些系统研究的基础上,划分矿物层、绘制矿物柱状剖面图,对划分和对比地层具有重要的意义。

【古人类与考古法】 method of palaeoanthropology and archaeology 人类的出现和发展是第四纪的具有划时代意义的事件。利用古人类化石、石器及文化遗存来划分和对比地层,是第四纪地层学的一种特有方法。中国是文化发展很早的一个国家,具有丰富的人类文化遗存,为中国第四纪地层的划分和对比,提供了非常有利的条件。

【地貌法】 geomorphological method 划分和对比第四纪地层的一种方法,也是进行第四纪构造运动研究的基本方法之一。任何一种成因类型的第四纪沉积物,都是相应地貌类型的组成物质。所以,地貌形成的相对年龄,是划分第四纪地层不同层位、确定第四纪地层形成的先后顺序并进行水平方向追索和对比的宏观依据。同时,各种不同成因类型的地貌均有它各自独具的形态特征和空间分布规律。因而,可以根据地貌面(如夷平面、山麓剥蚀面等)、地貌线(如不同时期河流纵断线——阶地位相)的变形或变位,以及地貌点(如洪积扇顶点)位置随时间的迁移,分析并确定第四纪构造运动的类型、方向与幅度,和构造运动发生的相对年龄等。

【古土壤法】 palaeosol method 划分和对比第四纪地层的一种方法。地层剖面中的古土壤,代表地质历史时期的沉积事件,反映地质历史时期古地理状况的变化,因此古土壤可以作为地层划分的一种标志。在同一地质历史时期,相同的自然地理条

件下，古土壤的类型及其基本性状是相同的，因此古土壤又可作为地层对比的一种依据。在第四纪冰川发育地区，冰川外围地区以及中、低纬度的干旱、半干旱地区，古土壤可作为冰期或雨期划分与地层对比的基础。古土壤法对于黄土地层的划分与对比更有重要的意义。近年来，古土壤的生物、物理和化学的研究不断深入，同时与古地磁地层法、同位素年代测定法相结合，可以取得较好的效果。

【古地磁地层法】 method of paleomagnetic stratigraphy 第四纪地质年代学研究的一种重要方法。20 世纪 60 年代以来，地质历史上地磁场倒转的现象引起了广泛的重视。1969 年考克斯(A.Cox)等根据多方面的资料制定了近 450 万年以来的地磁年表，或称地磁极性时期表。它表明了近 450 万年以来各个时期地磁场的极性，在每一个大的正向或反向时期中还有一些持续时间较短的极性倒转事件，同时附上了各极性世和极性事件的同位素年龄。现在对南北半球的火山岩与火山碎屑岩，海洋、湖泊、河流沉积物，黄土及其中古土壤的古地磁研究，证实了近 450 万年以来地磁极性变化的历史在全球范围内的一致性。这样地磁年表便成为新近纪—第四纪地层划分和对比的一个重要标尺，并为全球性的新近纪—第四纪地层对比开辟了新的途径。古地磁地层法研究的最好材料是地层中没有经过重大次生变化的含有铁磁性矿物的沉积岩与火山岩、基性熔岩。通过野外古地磁岩石标本的采集和室内基本古地磁数据的测定，就可以编制研究地区古地磁极性序列，并和标准的地磁年表进行对比，以此来确定地层的层位和年龄。用古地磁法与古生物法、同位素年代测定法等相结合，划分和对比第四纪地层均取得了良好的效果。

【氨基酸外消旋定年法】 method of amino-acid racemization dating 利用死亡动物氨基酸的化学变化速度推算地质年代的定年方法，测年范围由数千年至数十万年。原理是：生物死亡被沉积埋藏，在自然条件下有机体被水解为氨基酸并保存于化石中。但氨基酸的左旋体结构在一定温度以一定“半衰期”向右旋体结构转化，最后达到平衡，以致旋光作用消失，这个过程称作外消旋反应。氨基酸外消旋反应的速度主要取决于环境温度，且各种氨基酸外消旋反应速度也各不相同。例如，异亮氨基酸在环境温度为 20℃时，“半衰期”为 11 万年，15℃时“半衰期”是 29 万年。所以采集氨基酸外消旋测年样品过程中，必须考虑古温度的确定和古温度波动幅度问题。

【沉降核素法】 method of isotope settlement 第四纪沉积物年代测定的一种方法。它利用由大气中沉降到水圈和沉积物中的天然核反应和人工热核试验产生的各种半衰期较短的放射性同位素来测定沉积物年龄。通常利用的放射性同位素有 ^{210}Pb、^{137}Cs、^{55}Fe、^{32}Si 等。这一方法适用于近代(2000 至 3000 年以来)海洋与湖泊沉积物年龄的测定，如大气中沉降的 ^{55}Fe 和 ^{137}Cs 可用来确定十年来的沉积层序，大气中沉降的 ^{210}Pb 用来测定一万年以来沉积物的年龄，^{32}Si 可用来测定两千年来的沉积物年龄，相应地也可求得沉积物的平均沉积速度，如有人测得日内瓦湖现代沉积速率为 1.2 毫米/年。沉降核类法对于军事和环境科学也有重要的意义。随着放射性同位素测试技术的发展，这一方法将得到日益广泛的应用。

【热发光年龄测定】 thermoluminescent dating 第四纪地质与考古学中测定年代的一种方法。热发光就是晶体材料被加热到红热温度(一般为 400～500℃)以前的发光现象，简写成 TL。它是贮存于物体晶陷中的电离辐射能被释放的结果，产生热发光的物体称辉光体。一般矿物、岩石形成后，由于它本身及周围介质中可能含有微量的 U，Pb，^{40}K 等放射性物质，不可避免地受到 α，β 及 γ 射线的辐射，从而逐渐累积辐射能。矿物岩石的热发光强度与其所接受的辐射剂量之间有线性或近于线性的关系，因此通过测量矿物岩石的热发光和矿物岩石在单位时间内所接受的辐射剂量，就可按公式计算其年龄：$t = N/ds$。式中：t 为测量样品的年龄；N 为测量样品的天然热发光强度(相对单位)；d 为测量样品所接受的平均年剂量率(拉德/年)；s 为测量样品的热发光感量，即单位剂量所产生的热发光强度(相对单位为拉德)。在 20 世纪 60 年代，已利用黄土与黄土状土的天然热发光性质和强度进行地层对比，以后逐步用于古陶瓷和第四纪火山岩与沉积物的年代测量。

【含氟量测定】 fluorite content measurement 测定骨化石中的氟的含量来比较骨化石相对年代的工作。实验证明：人类和动物骨化石中氟的含量及氟磷比值(F/P_2O_5)比现代骨骼要高。骨化石的地质年代愈老，其氟的含量愈高。因此，可用不同地层中骨化石的含氟量或氟、磷的量及二者的比值，来比较骨化石的相对年代。目前这种方法只能应用于古近纪渐新世以来骨化石年龄的对比，在火山喷出物与地下水沉积物发育地区应用这种方法效果不好。

【树木年轮年代学】 dendrochronology science 20 世纪初由 A.E. 道格拉斯创立的，利用树木年轮的形成规律进行断代的科学。断代精度为年。这种方法所根据的原理是：树木春长秋止，每年一轮，使树干横截面呈现木质疏密相间的圆圈状轮纹，就是常说的年轮。年轮就是树木的树龄。年轮的宽窄受光照方向、气候和地理、地貌位置影响。同一气候区相似地貌部位上的同种树木的不同树株，在同一时期内的年轮宽窄谱是相似的。如果，一株活树内层的年轮谱与同种不同株的死树外层年轮谱一致，就证明该株活树与这株同种死树有过共同生长期，它们的年轮就可以衔接起来。这样便建立起这个地区的主年轮序列，相当于建立了一部本地区的气候变化编年史。目前世界上年代最长的主年轮序列，是美国依据加利福尼亚白山上的刺果松年轮建立起来的，反映距今 1 万年前后以来的年轮谱系。^{14}C 年代只有经过树木年轮校正后，才比较可靠。

冰期与古气候

【第四纪大冰期】 Quaternary glacial period 又称**第四纪冰期**。新近纪末，第四纪初，气候开始转冷，寒冷气候带向南迁移，使高纬度和高山地区广泛发育着冰盖或冰川。第四纪冰盖的规模很大，在欧洲，冰盖南缘可达北纬 50°附近，在北美，冰盖前缘一直伸到北纬 40°以南，南极洲的冰盖也远比现在大得多，包括赤道附近地区的山岳冰川和山麓冰川，都曾下降到较低的位置。在中国，第四纪冰川作用的范围，不仅包括东北、西北、西藏和西南等地的山地和高原，而且也波及到东部山区和山麓平原。这次大冰期，至少可分四次冰期和三次间冰期。在最大的一次冰期中，世界大陆有 32% 的面积为冰川覆盖，大量的水分停滞于大陆上，致使海面下降约 130 米。在第四纪冰期中，气温平均比现在低3～7℃，降水量也比较大。不但高纬度地区为冰川覆盖，中低纬度地区也出现寒冷气候，并在山区发育山岳冰川。但是，并不像灾变论者所说的那样，生物会全部消灭。相反，从人类发展历史来看，原始人类就是在第四纪冰期和间冰期的气候变化中，同自然界严寒条件的激烈斗争，发展成为现代人的。

【中国第四纪冰期】 Quaternary glacial epoch of China 李四光

根据江西庐山地区的冰碛物、冰蚀地貌及各种冰溜遗痕，划分出鄱阳、大姑、庐山三次冰期和两次间冰期。中国滇西点苍山海拔3800米左右保留较完好的冰川遗迹，它是较庐山冰期更新的一次冰期，即大理冰期。后在秦岭太白山建立的太白冰期与大理冰期相当。中国的四次冰期和三次间冰期，可与欧洲阿尔卑斯山的冰期作对比，见表。1949年以来，全国各地作了大量的野外地质、地理考察工作，在更广泛的区域发现了第四纪冰川遗迹的存在。各地所划分的冰期、间冰期，尤其是西部高原和高山地区的第四纪冰期，大致也能和上述分期进行对比。虽然，有些学者对中国东部第四纪冰川遗迹持有不同看法，提出泥石流成因假说。尽管意见不同，然而对秦岭太白山、长白山天池和台湾中央山脉的末次冰期冰川的存在没有异议，对中国东部地区第四纪气候的冷暖波动也有相同结论。

中　　国	欧洲阿尔卑斯地区
大理冰期	维尔姆(Würm)冰期
庐山-大理间冰期	里斯-维尔姆间冰期
庐山冰期	里斯(Riss)冰期
大姑-庐山间冰期	民德-里斯间冰期
大姑冰期	民德(Mindel)冰期
鄱阳-大姑间冰期	恭兹－民德间冰期
鄱阳冰期	恭兹-(Günz)冰期

【冰盖堆积带】 accumulating zone of ice sheet　雪线附近年降雪量等于年消融量，雪线以上全年冰雪的补给量大于消融量，成为冰盖堆积带。

【冰盖消融带】 melting zone of ice sheet　雪线附近年降雪量等于年消融量，雪线以下全年冰雪的补给量小于消融量，成为冰盖消融带。

【冰期-间冰期旋回】 glacial-interglacial cycle　地质历史时期，地球上曾发生过多次气候冷暖变化。气候变冷以至于使陆地表面出现大规模冰盖和山地冰川，这种发生强烈冰川作用的时期称之为冰期。在距今约6亿多年前以来，地球上共发生三次大冰期，它们分别发生在南华纪、石炭-二叠纪和第四纪。相邻两次大冰期之间，是气候温暖的大间冰期。在大冰期中又可划分出若干次时间尺度为10万年以上的亚冰期和亚间冰期。亚冰期期间气温比现代的平均气温低8～12℃；而亚间冰期期间的气温则比现代的气温要高一些。亚冰期还可进一步分出几次时间长达万年左右的副冰期与副间冰期。气候的大幅度冷暖交替变化以及因此而造成的冰川大规模扩展和退缩的循环变化，就是冰期—间冰期旋回。

【冰消作用】 deglaciation　由于冰的融化和蒸发而引起冰的消耗，从而使冰川体逐渐变薄、变狭并缩短，称为冰消作用。冰消作用分为冰下消融、冰内消融和冰面消融三种。

【冰期最盛期】 glaciation maximum　特指第四纪末次冰期最盛期。末次冰期中气候最冷、冰川规模最大的时段，出现距今18 000年前后。全球性气温降低到最低，年均气温比现今低6℃左右，高山及高纬度地区的冰川推进到最大范围，北美大陆的覆冰面积高达60%，冰盖厚可达3千米，一些地区冰盖扩延至北纬40°以南；欧洲和西伯利亚也有巨大的冰盖。中国的喜马拉雅山、昆仑山、唐古拉山等地也发育了山岳冰川。大陆上草原、沙漠有所扩展，海冰、冰盖、草原和沙漠的扩展又导致地球表面反射率显著增加，当时海平面至少下降了85米，世界性海面达到最低位置，全球水分循环及地表水分的交换明显减弱。

【均衡反弹】 equilibrium rebound　冰期时在大陆上形成平均厚度2～3千米的大冰流，它使占地球表面面积71%的海洋失去约厚100米的水层。大陆冰流的重量使其下部地壳负荷加大，引起地壳沉陷，如南极洲及格陵兰因厚层冰流的重压，两大陆块的中部地壳均被压沉至海面以下。冰期结束后，冰盖消融，地壳负荷减轻，又导致地壳迅速回升，被称为均衡反弹。末次冰期以来，冰盖的消融所引起的强烈地壳均衡反弹，陆地升高，海面相对下降，使许多地方留下了末次冰期的古海岸遗迹。

【北欧冰后期古气候分期】 palaeoclimatic division of post glacial time for North Europe　北欧斯堪的纳维亚半岛自维尔姆冰期(曾译玉木冰期、武木冰期)以来气候变迁史的分期。更新世最后一次大冰期以后，气候显著变暖，但在这短暂的地质历史时期内，气候仍有多次干、湿、冷、暖的波动，不过变化的幅度比更新世冰期与间冰期的幅度要小得多。1876年布利特(Blytt)根据对挪威冰后期沼泽沉积中植物残体的研究，提出了北欧冰后期古气候的分期(见表)。以后被谢尔南德尔(Sernander)在瑞典证实。所以这个分期被称为**布利特-谢尔南德尔古气候分期**(Blytt-Sernander palaeoclimatic division)。以后，波斯特(Von Post，1928)、尼尔逊(Nilsson，1935)等分析了上述沼泽沉积中的孢粉，进一步加深了对北欧冰后期植被和气候变迁史的了解。关于古气候分期的年代问题，还有不同的计算方法(如德-格尔的纹泥法、古文物法与^{14}C法等)，有不同的划分方案，其结果略有出入。

北欧冰后期古气候分期表

地质年代	斯堪的纳维亚气候期(距今)年	气候状况	波罗的海气候期(距今年)		考古期
全新世(冰后期)	亚大西洋期(300～今)或(2000～今)	干凉湿凉	现代波罗的海期	海螺期(1500～今)	现　代 铁器时代 铜器时代 新石器时代
	亚北方期(3300～300)或(4500～2000)	干温		滨螺海末期(4000～1500)	中石器时代
	大西洋期(7700～6200)或(8500～4500)	温暖	滨螺海期(7500～4000)		
	北方期(7700～6200)或(10 000～8500)	干温	楯螺湖期(8500～7500)		
	前北方期(8300～7700)或(11 000～10 000)	冷	刀蚌海期(10 000～8500)		
更新世	维尔姆冰期	寒冷	冰盖及局部冰湖期		

【前北方期】 Pre-Boreal，Preboreal　北欧冰后期古气候分期的第一阶段。它延续的时间，一般采用以下两种方案，即为距今11 000～10 000年，或为距今8300～7700年，是维尔姆冰期冰川急速退缩的时期。气候以温凉为特征，较冰期时显著转暖。这个时期相当于波罗的海的刀蚌海时期，海水中生活着比较喜寒的刀蚌动物群，附近陆地上木本植物以桦树为主，其次是松树、柳树、云杉。出现个别的阔叶树花粉粒。

【北方期】 Boreal　北欧冰后期古气候分期的第二阶段，它延续的时间，一般采用以下两种方案，即为距今10 000～8500年，或距今7700～6200年。这一时期相当于波罗的海的楯螺湖期，气候干燥温和，陆地上木本植物以松树占优势，并逐渐被榛属、栎属、椴属和榆属所代替。

【大西洋期】 Atlantic　北欧冰后期古气候分期的第三阶段，它

延续的时间,目前一般采用以下两种方案,或为距今8500～4500年,或为距今7700～6200年。这一时期相当于波罗的海的滨螺海的早期。陆地上木本植物以喜暖的椴、榆、栎、槲等阔叶树为主,还生长着大量的常春藤。气候温暖湿润,平均气温估计比现在高2～3℃,这一时期的气候最为适宜,故称为气候最宜期(climate optimum)。

【亚北方期】 Sub-Boreal, Subboreal 北欧冰后期古气候分期的第四个阶段,它延续的时间,目前一般采用以下两种方案,即为距今4500～2000年,或为距今3300～300年。这一时期相当于波罗的海的滨螺海的末期。陆地上生长的木本植物以榆、椴、栎树等为主,常春藤普遍减少。亚北方期的气候比大西洋期更具有大陆性的特征,表现为冬季较冷、夏季温暖干燥,晚期比较湿润。

【亚大西洋期】 Sub-Atlantic, Subatlantic 北欧冰后期古气候分期的第五个阶段,它延续的时间,目前一般采用以下两种方案,即为距今2000年至今,或为距今300年至今。它与亚北方期比较年平均温度降低,但湿度较高,泥炭沼泽发育,陆地上木本植物中以山毛榉为主,栎树减少。

【波罗的海冰后期地质历史分期】 division of postglacial time of the Baltic Sea Area 指波罗的海自维尔姆冰期以来地质发展历史的分期。即波罗的海冰湖期、刀蚌海期、楯螺湖期、滨螺海期与现代波罗的海期,代表现今波罗的海地区冰川后退以后近一万多年以来的五个发展阶段。

【波罗的海冰湖期】 Baltic glacial lake 波罗的海维尔姆冰期后地质历史分期的第一阶段。时代相当于晚更新世末期并向全新世过渡的时期,距今1.5万～1万年。当时覆盖北欧的大冰川后退到瑞典南部一带。现今波罗的海是一个冰川前缘的淡水湖。冰川湖的范围,随着冰川的后退而扩大,当冰川后退到芬兰南部一带的时候,冰川湖的东界达到拉脱维亚、爱沙尼亚及圣彼得堡地区。

【刀蚌海期】 Yoldia séa time 波罗的海维尔姆冰期后地质历史分期的第二阶段。此时已进入全新世,距今约10 000～8500年前。此时海水经由瑞典南部进入冰川湖,使冰川湖变成北海向东伸展的一个大海湾。淡水湖咸化,并有喜冷的海生贝类迁入。重要代表有刀蚌(*Yoldia arctica*)及寒水蛤(*Arca borealis*)、海螂(*Mya truncata*)等,这个内海就称为刀蚌海。这次海进称为刀蚌海进,这个阶段称为刀蚌海期。刀蚌海的范围占据现今波罗的海的大部(惟北部的波的尼亚湾还被冰川覆盖),向东并与陆地上的拉多加湖相通。这个阶段的海水沉积物保留在现代波罗的海与拉多加湖沿岸的高阶地上。

【楯螺湖期】 Ancylus lake time 波罗的海维尔姆冰期后地质发展历史的第三阶段。距今8500～7500年。由于瑞典南部的隆起,刀蚌海与北海的联系中断,原来的大海湾变成一封闭的湖泊。由于冰川融化和大气降水的补给,水位上升,水体淡化,水温开始较低,以后逐渐增高。此时生活着淡水螺的代表为楯螺(*Ancylus fluriatilis*)

【滨螺海期】 Littorina sea time 波罗的海维尔姆冰期后地质发展历史的第四阶段,距今7500～4000年。由于瑞典与丹麦之间的卡特加特海峡形成,楯螺湖与北海沟通,海水东进,楯螺湖又变成一大海湾,海水盐度增高。这时代表性的贝类为滨螺(*Littorina littorea*)及鸟蛤(*Cardium edula*)、贻贝(*Mytilus edulus*)、*Tapes olecussatas* 等,这个海就称为滨螺海,这次海进称为滨螺海进,这一时期称为滨螺海期。当时滨螺海范围与现代基本相似,但略大一些。

【现代波罗的海期】 Present Baltic sea time 波罗的海维尔姆冰期后地质发展历史的第五阶段,即最近阶段。由4000年前至今。由于斯堪的纳维亚半岛稍稍上升,滨螺海范围也稍稍缩小,逐渐形成现代海陆轮廓。这一阶段大致可分为前后两个亚期,前期距今4000年至1500年,滨螺海由于海退,海水由咸变淡,贝类以椎实螺(*Limnea ovata*)为代表,这一时期称为**滨螺海末期**(Limnea sea time)。后期自1500年前至今,海水盐度较前期增高,标型贝类为海螂(*Mya*),这一时期称为**海螂期**(Mya sea time)。

【雨期】 pluvial period, rainy period 又称**多雨期**。指北半球部分地区更新世期间气候相对湿润的时期。雨期和冰期是相对应的。在更新世冰期时,北半球高纬度和部分中纬度地区冰盖面积扩大,副极地反气旋增强,副极地高压带向中纬度地区南移,并迫使西风带和副热带高压带也相应向赤道方向移动,这样北半球副热带干旱地区的北缘就落入西风带内,降水量增加,变得比以前湿润。这时河、湖水位高涨,水域面积扩大。这种多雨的湿润期称为"雨期"。也有人称其为第四纪洪积期或第四纪湿润期。有人认为雨期应与间冰期相对应。

【洪积期】 diluvial period 属雨期,指北半球部分地区更新世期间气候相对湿润的时期。

【间雨期】 interpluvial period 指北半球部分地区更新世期间气候相对干旱的时期。在第四纪间冰期时,气温升高、冰川消融,北半球副极地高压带向极地方向回移,西风带与副热带高压带也相应地向北回移。北半球干旱地区降水量减少,气候又变干燥,这种少雨的干旱时期称为"间雨期"。类似现象有些地区又称为间洪积期或干燥期。更新世期间,雨期与间雨期多次交替出现,这在非洲北部和北美洲西南部等地表现得最为显著,这种交替变化是与高纬度地区冰期与间冰期的变化相呼应的。有人认为间雨期与冰期相对应。

【间洪积期】 inter-diluvial period 属间雨期。指北半球部分地区更新世期间气候相对干燥的时期。

【雨期-间雨期】 pluvial and interpluvial 冰期时,由于极地反气旋加强,极地高压向中低纬度移动迫使西风带南移,原来被副热带高压控制的干旱带北部,此时被西风气旋占据,出现雨量充沛的温凉潮湿气候,称为雨期。反之,在间冰期,极地高压收缩,西风带向高纬度方向移动,副热带高压返回原来的位置,出现干燥炎热气候,称为间雨期。第四纪大冰期中,冰期—间冰期的交替导致了雨期—间雨期的循环及冷湿气候与干热气候的交替。第四纪期间,在中低纬度地区,如北非撒哈拉沙漠、西南亚沙漠以及北美西南部,曾出现过雨期—间雨期的多次交替。

【巴拿马地峡关闭】 Panama isthmian closing 巴拿马地峡位于墨西哥高原的东南,狭窄的陆地呈西北—东南走向,连接着北美与南美大陆,两侧分别濒临太平洋和大西洋的墨西哥湾、加勒比海。巴拿马地峡原是一条狭长的谷地,阻碍了南、北美大陆之间动植物群的相互交流。后来,随着板块运动的影响,南极孤立,洋流的改变,古地中海消失,阻碍了海洋的径向交换。当北极接近海面冰流及格陵兰冰流形成后,巴拿马地峡闭合,南北美大陆连成一片,由此造成两洲之间动物的交流,同时也阻止了大西洋与太平洋的沟通。巴拿马地峡关闭对生物演变产生了巨大影响,具有重大的古生物学意义。

【丹斯伽阿德-厄施格尔旋回】 Dansgaard-Oeschger cycle(D/O)是指冰期内部的千年、百年尺度的旋回性事件。丹斯伽阿德等和厄施格尔指出了冰心中 $\delta^{18}O$ 与降尘含量的变化及其与欧洲湖泊记录的对应性。这类变化被布罗克称为丹斯伽阿德-厄施

格尔事件，简称D/O 事件。近年来格陵兰的新冰心研究发现：110 000～15 000 年至今有 23 次 D/O 事件，对应着冰心中 $\delta^{18}O$ 曲线的峰值，指示突然增暖，相当于 6～7℃的升温，同时降尘可减少 4 倍。这类延续上千年或较长的事件，在冰期中以二三千年的准周期或假周期出现，这种增温阶段称为冰期内的间冰段。D/O 事件发现于冰盖，同时也记录于海洋，这种二三千年周期的冰筏事件在北大西洋广泛发现。在海洋记录里，D/O 事件与哈因里奇事件的关系十分明显：每隔几次 D/O 事件出现一次哈因里奇事件，然后又有较暖的 D/O 事件发生，如此周而复始，每一组逐渐变冷的 D/O 事件被称为 Bond 周期，即丹斯伽阿德-厄施格尔旋回，简称D/O 旋回。

【冰川型海平面变化】 glacio-eustasy, glacio-eustatism, glacial eustasy, glacial eustatic change 在第四纪冰期时期，气候干寒，海水因部分转化为陆地上的冰川冰而减少，海平面随之出现下降。在间冰期时期，由于气候转暖，冰川消融，融水由河流输送到海洋，使海水总量增加，海平面随之上升。这种因大陆冰川发展或消退，使水从大洋转移到陆地，或由陆地重返海洋，引起海水总量变化而出现的全球性海平面变化，称为冰川型海平面变化。

【冰心中粉尘浓度】 dust concentration in ice cores 冰心中单位时间、单位面积的粉尘堆积量。在冰川冰层里储存的粉尘物质主要有气溶胶微粒、火山尘埃、宇宙尘及各种自然和人为的颗粒性物质。所有这些物质或成分起初都作为雪的晶核存在并降落到冰川，然后经降雪和变质作用过程以及冰川的发育过程进入冰川内部的。冰心的粉尘记录主要用电导测量(ECM)和 Ca^{+} 浓度来体现。研究冰心中粉尘的成分、含量及与冰川形成和发育过程中有关的各种物理特征等，可用以揭示过去几十万年以来的气候与环境的特征和演化。

【地面反射率】 surface albedo 地面反射辐射量(R)与射入辐射量(Q)的比值，即 $\alpha = R/Q$。

【古气候转型】 palaeoclimatic transition 指古气候演化型式的转换，约发生在距今 250 万年前，是具有全球性和突变性的气候事件。距今 250 万年前的高斯期，气候演化以持续的温暖为主要特征，距今 250 万年前以后，气候开始出现频繁的大幅度振荡，并且这种振荡持续至今。普遍认为：第四纪时期气候周期性振荡的主要原因是地球轨道参数的周期性变化所引起的地表能量系统的周期性涨落。但是，根据伯杰(Berger)的计算，大约在过去的 500 万年间，地球轨道参数的周期性变化规律是一致的。因此，推测该气候转型事件可能是由其他原因造成的。从理论上讲，青藏高原的大幅度隆升是引起 250 万年前全球气候转型事件的一个重要原因。由于青藏高原隆起，改变了地球表面的结构及大气环流的模式，从而产生某种反馈效应，放大了地表气候系统冷暖振荡的幅度。

【古温度曲线】 paleotemperature curve 用深海沉积物岩心有孔虫甲壳同位素建立的古温度变化曲线。对研究古气候变化具有重要意义，依据它对第四纪冰期作出了新的划分。近几十万年来的古温度变化曲线是不对称型的锯齿状曲线，反映更新世晚期气候波动具有高振幅、低频率的特点，和更新世早期具低振幅、高频率的特点。曲线显示气候逐渐变冷，达到冰期的盛期之后，紧接着出现气候快速变暖，构成一个大的气候旋回，或称冰川旋回。快速变暖从氧同位素比值变化最大处开始，称为终止期。每一个冰期旋回位于曲线上两个相邻的终止期之间。在布容极性时的 70 万年里，有 9 个终止期、8 个完整的冰期旋回；哈拉米洛事件以来，有 11 个终止期、10 个完整的冰期旋回，反映出大约每隔 10 万年出现一次冰期，同时还有许多次一级的气候波动叠加在 10 万年的周期变化上。

【哈因里奇事件】 Heinrich event 在研究东北大西洋末次冰期一间冰期旋回三个钻孔的沉积物时(位于北纬 47°和西经 19°附近)，哈因里奇(Heinrich)最早发现在这些岩心中大于 15 微米粗粒含量有突然增多的现象，在粗粒含量增加的同时，冷性有孔虫比例相对增多。因为在三个钻孔中的沉积序列非常一致，哈因里奇认为这在北大西洋是个普遍现象，并利用氧同位素阶段对这些事件进行了初步定年，发现每个粗颗粒层变化周期约为 11 000年，他把这种现象解释为由于岁差变化引起太阳辐射量的变化所触发的北大西洋冰盖不断向南扩张。为了证实这些事件，布罗克(Broecker)等利用北纬 50°西经 24°的 609 号钻孔资料对末次冰期的沉积物岩心进行了间隔 1 厘米取样的详细研究，发现了哈因里奇所认为的北大西洋浮冰南伸事件的年代分别为距今 15 000 年、20 000 年、27 000 年、40 000 年和 50 000 年。初步解释这是劳伦(Laurentide)冰盖扩张引起北大西洋浮冰南伸的结果，并把这些事件称为哈因里奇事件。哈因里奇层的两个显著特征是：①每层中含有快速堆积的丰富的碳酸盐碎屑物质；②6 个哈因里奇层记录着当时海面海冰温度较低、盐度降低以及浮游有孔虫迅速减少的现象。

【湖泊水平衡】 lacustrine water balance 主要是湖泊水量平衡。任意时段湖泊水量平衡遵循方程：

$$P + Q_c = E + Q_o + q \pm \triangle V$$

式中：P 为湖面降水量；Q_c 为入湖径流量；Q_o 为出湖径流量；E 为湖面蒸发量；q 为工农业从湖泊中的取水量；$\triangle V$ 为湖盆渗流量。当 $Q_c > Q_o$ 时，湖泊水量是正平衡，湖水位上升，湖面扩展。如果 $Q_c < Q_o$，湖泊水量为负平衡，湖泊水位下降，湖面萎缩。可见，湖泊水位、湖面的变化与湖泊水量平衡有密切关系。湖泊水量平衡因季节和年际之间变化而变化。对多数外流湖泊的水量平衡特点是：补给中以入湖径流量为主，消耗中以出湖流量为主。而湖面降水量、蒸发量、湖盆渗流量三项所占比重很小，可以忽略不计。内陆湖泊水量平衡式中，$Q_o = 0$，湖泊所消耗的水量以蒸发为主。

【全新世大暖期】 Megathermal 大暖期一词系哈夫斯坦(U. Hafasten)于 1976 年提出的，是指间冰期中最暖阶段。这个时段时限较宽，包括了一些冷波动和在水分热量搭配上的气候不良波动。用大暖期替代以前应用较广但含义较窄的高温期与气候最宜期。哈夫斯坦建议的全新世大暖期起于北欧的孢粉气候分期系列的北方期与大西洋期过渡阶段，约在距今 8200 年前，终于亚北方期的后段，约距今 3300 年。中国研究者提出大暖期或高温期始于距今 10 000～7500 年，止于距今 5000 到 2000 年。大暖期延续约 5500 年，包含了相当多的气候与环境波动。

【替代性指标】 substitutive indicator 恢复古气候与古环境的代用信息指标。有关古气候与古环境的信息常被保存在沉积体中，用这些沉积的物质记录可了解较长时间的环境变化。沉积体包括深海沉积、湖泊沉积、风尘堆积及冰心等，将这些沉积物中具有的一些特性通过替代性指标转化为古环境信息便可进行全球环境对比与演化研究。作为环境变化的替代性指标，应选择那些对环境变化响应明显，响应机理较清楚和有明确古环境意义的一些指标。例如古土壤中的替代性指标有粒度、磁化率、孢粉、古生物反映的生态、地球化学、稳定同位素等。

【地文期】 physiographic stages 新生代以来区域地形发展历史的分期。中国最早研究地文期是在华北地区，见表。地文期学说认为：华北地区的山地和高原，在燕山运动以后未经历大的造山运动，基本上为同期性地上升。区域地形发展的历史基本

上表现为剥蚀期(侵蚀期)与堆积期的交替出现。在剥蚀期,构造运动常表现为显著的上升,山地河流强烈下切;在堆积期,构造运动常由显著的上升状态转化为相对稳定状态,山地河流展宽并发生不同规模的沉积。剥蚀期与堆积期同期性地演替,形成了华北山地非常醒目的多层地形(多级山地剥蚀类平面与多级河流阶地)。一个剥蚀期与其相随而来的堆积期组成一个地形发展旋回(地文周期)。每一个地形发展旋回持续的时间长短不一,剥蚀作用的强度与沉积作用的规模不同,它所塑造的地形形态也就不同。因此地形发展旋回不是地形发展的简单重复而是螺旋式地前进运动。

地文周期	侵蚀期	堆积期	地质时代	
Ⅵ	板桥期	皋兰期	全新世	
Ⅴ	清水期	马兰期	晚	更新世
Ⅳ	湟水期	周口店期	中	
Ⅲ	汾河期	泥河湾期(三门期、上榆社期)	早	
Ⅱ	X期(未名期)	静乐期(中榆社期)	上新世晚期	
Ⅰ	唐县期	保德期(下榆社期)	上新世早期—中新世	

【唐县期】 Tangxian stage 华北山区地文期中的一个侵蚀期。时代大致自中新世至上新世早期,延续时间较其他侵蚀期要长。华北山区喜马拉雅运动形成的构造地形经过唐县期较长时期的剥蚀,逐步形成以宽谷缓丘为特征的剥蚀地形。这种剥蚀地形称为唐县剥蚀面。

【唐县剥蚀面】 Tangxian plan of denudation 简称**唐县面**。华北山区唐县期中经过较强烈剥蚀作用而形成的起伏较小的宽谷浅丘地形。它在华北山区分布较广,在太行山东麓表现得最清晰,它的标准地点在河北唐县。

【保德期】 Baode stage 华北山区地文期中的一个堆积期,时代为上新世早期。这个时期堆积的地层称保德组,常见的为残积、坡积的红色粘土,其次也有冲积、湖积的砂砾层与粘土层。

【静乐期】 Jingle stage 华北山区地文期中的一个堆积期。时代为上新世晚期。这个时期堆积的地层称静乐组,它的分布不如保德组广泛。

【汾河期】 Fenhe stage 华北山区地文期中的一个侵蚀期,时代为早更新世初期。此时河流普遍下切形成峡谷,静乐组及其以前地层受到强烈剥蚀。

【泥河湾期】 Nihewan stage 华北山区地文期中的一个堆积期。时代属更新世早期。此时在华北山区一些山间盆地中,普遍堆积一套河流、湖泊沉积物,称泥河湾组或三门组、任家堌组。

【三门期】 Sanmen stage 华北山区地文期中的一个堆积期,时代为更新世早期,与泥河湾期相当。因最早在黄河三门峡地区研究而得名。三门期形成的地层称三门组。

【湟水期】 Huangshui stage 华北山区地文期中的一个侵蚀期。时代为更新世早期偏晚时期与更新世中期偏早时期。此时期河流从泥河湾期的沉积物下切形成峡谷。因最先在湟水谷地研究而得名。

【周口店期】 Zhoukoudian stage 华北山区地文期中的一个堆积期,时代为更新世中期。周口店期堆积的地层称周口店组。

【清水期】 Qingshui stage 华北山区地文期的一个侵蚀期,时代相当于更新世中期偏晚时期至更新世晚期之初,因最早在张家口地区清水河谷地研究而得名。张家口市大境门外高出河面25~35米的阶地,即为清水期河流下切造成的。

【马兰期】 Malan stage 华北山区地文期的一个堆积期,时代相当于更新世晚期。马兰期的地层称马兰组,由于当时气候寒冷干燥,堆积物以风积为主,坡积、洪积、冲积和湖泊沉积次之。风成沉积主要为典型的黄土,坡积、洪积和冲积主要为黄土状土和砾石层堆积,多分布在山坡、山前和山间沟谷中。马兰期风成黄土层中化石极少,常见的仅有蜗牛和鸵鸟蛋化石;而在河湖相地层中化石却异常丰富。如在河北迁安爪村河湖相地层中发现的主要动物化石有披毛犀、野猪、赤鹿、转角羚羊、原始牛和纳玛象等,是典型的北方动物群。

【板桥期】 Banqiao stage 华北山区地文期中的一个侵蚀期,其时代相当于全新世。因最早在北京西山板桥研究而得名。这一时期,由于气候变潮湿,河流侵蚀作用加强,切入马兰期的堆积面,造成深沟和高出河床15~20米的阶地。

【皋兰期】 Gaolan stage 华北山区地文期中近代的一个堆积期,代表近代河谷的堆积时期,因最早在甘肃皋兰研究而得名。

第四纪动物群

【维拉弗朗动物群】 Villafranchian fauna 指意大利北部新近纪晚期—第四纪早期的一个陆上动物群。化石产于维拉弗朗阶中,标准地点在意大利北部皮埃蒙特区阿斯蒂附近。这个动物群中包含一些新近纪残存的种属,如三趾马(*Hipparion*)、貘(*Tapirus arvernensis*)、乳齿象中的鞍齿象(*Zygolophodon borsoni*)等;也有一些历史上第一次出现的种属,如丽牛(*Leptobas stenometopon*, *L. etruscus*)、真马(*Equus caballus*, *E. stenonis*),真象类以平额象(*Archidiskodon planifrons*)为代表,以及额鼻角犀(*Dicerorhinus etruscus*)等;其他化石有大型的剑齿虎(*Machairodus*)、小型的短剑虎(*Megantereon*)、斑鬣狗(*Crocuta perrieri*)、熊(*Ursus etruscus*)、狼(*Canis arvernensis*)、狸(*Nyctereutes megmastoides*)、猞猁(*Lynx issiodorensis*)、五棱齿象(*Anancus arvernensis*)、骆驼(*Camelus bessarabiensis*)、猪(*Sus arvernensis*, *S. strozzii*)、鹿(*Cervus cusanus*, *C. philisi*)、羚羊(*Ovicaprine*)、一种大型的大角鹿(*Eucladoceras dicranius*)、印度豹(*Acinonyx*)、水獭(*Lutra*)、一种猕猴类(*Macaca dolichopithecus*)等。维拉弗朗动物群延续的时间较长,维热特(Viret,1954年)根据动物群种属的变化,将维拉弗朗阶划分为四段,第一段以含有鞍齿象、貘等为特征;第二段以五棱齿象、平额象的出现为特征;第三段以平额象为代表,乳齿象在欧洲绝灭;第四段以额鼻角犀出现为特征。第一段属上新世晚期,为喜暖动物群。第二段—第四段属更新世,其中第二段、第四段为喜冷动物群,第三段为喜暖动物群。也有的文献称第一段动物群为早期(下部)维拉弗朗动物群,第二段—第四段为晚期(上部)维拉弗朗动物群。维拉弗朗动物群的化石还发现于德国、匈牙利、罗马尼亚、前苏联西南部等地。

【泥河湾动物群】 Nihewan fauna 又称**长鼻三趾马-真马动物群**(*Proboscidiparion-Equus* Fauna),是华北地区更新世早期的一个哺乳动物群。它以河北阳原泥河湾更新统下部所发现的化石群为代表,在山西榆社、河南三门峡等地也有类似发现,重要化石代表除中国长鼻三趾马(*Proboscidiparion sinense*)、三门马(*Equus sanmeniensis*)外,还有古板齿犀(*Elasmotherium inexpectatum*)、裴氏板齿犀(*Elasmotherium peii*)、梅氏犀(*Rhinoceros mercki*)、泥河湾剑齿虎(*Machairodus nihowanensis*)、后期剑齿虎(*Cynailurus pleistocaenicus*)、桑氏鬣狗(*Hyaena licenti*)、德氏后裂蹄兔(*Postschizotherium*

chardini)、步氏大角鹿(*Eucladoceros boulei*)、中国古野牛(*Palaeobison sinensis*)、李氏野猪(*Sus lydekkeri*)、直隶狼(*Canis chihliensis*)、狐(*Vulpes*)、纳玛古象(*Palaeoloxodon namadicus*)、平额原齿象(*Archidiskodon planifrons*)等。本动物群的各个属,有一部分是新近纪残留的,一部分是第四纪新生的。目前它们中有些已经绝灭。前者如后裂蹄兔属、三趾马属、剑齿虎属;后者如长鼻三趾马属、真板齿犀属、古菱齿象(*Palaeoloxodon*)属。新近纪出现的现生属有犬属、猪属、狐属等及仅在局部地区残留的鬣狗属、角鹿(*Muntiacus*)属、轴鹿(*Axis*)等。第四纪初期出现的现生属有额鼻角犀(*Dicerorhinus*)属、犀属、象属、马属和羊(*Ovis*)属等。本动物群中的各个种,除个别是新近纪残留种外,几乎全部是第四纪初期出现的新种,目前它们绝大多数已经绝灭。从动物的生态类型来看,本动物群是一种温带森林草原型动物群。

【元谋动物群】 Yuanmou fauna 曾称**马街动物群**(Majie fauna)(元谋又名马街),为华南地区更新世早期的一个哺乳动物群。化石产于云南元谋盆地元谋组中,它是与元谋猿人伴生的一个动物群。据古地磁法测定,元谋猿人生存年代为170万年。因此元谋动物群是目前中国华南地区第四纪下限的代表动物群。元谋动物群中有一些新近纪残存种,其中有:泥河湾短剑虎(*Megantereon nihowanensis*)、爪蹄兽(*Nestoritherium* sp.)、龙川始柱角鹿(*Eostyloceros lungchunensis*)、细鹿(*Metacervulus attennatus*)、湖麂(*Muntiacus lacustris*)、最后柱角鹿(*Cervoceros ultimus*)、纤细原始麂(*Procapreolus stenosis*)、矮小麂(*Muntiacus nanus*);元谋动物群中,还有典型的代表更新世早期的种类,元谋狼(*Canis yuanmoensis*)、鸡骨山狐(*Vulpes* cf. *chikushanensis*)、化石小灵猫(*Viverxicula malaccensis fossils*)、桑氏鬣狗(*Hyaena licenti*)、昭通剑齿象(*Stegodon zhaotongense*)、元谋剑齿象(*Stegodon yuanmoense*)、类象剑齿象(*Stegodon elephantoides*)、云南马(*Equus yunnanensis*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*)、复齿短耳兔(*Ochotonoides complicidens*)、山西轴鹿(*Axis shansius*)、粗面轴鹿(*Axis* cf. *rugosus*)、斯氏鹿(*Rusa stehlimi*)。元谋动物群中除个别现生种外,其余均为绝灭种。元谋动物群同华南各地的大熊猫-剑齿象动物群有一定的联系,如中国犀、化石小灵猫在两个动物群中均存在,但大熊猫-剑齿象动物群中的一些典型种类,如大熊猫、獏、中国熊、猩猩及猕猴等,在元谋动物群中却没有发现。元谋动物群与华北三趾马动物群及泥河湾动物群有较密切的联系。如桑氏鬣狗、泥河湾剑齿虎、爪兽、复齿短耳兔、山西轴鹿、粗面轴鹿等同样存在于泥河湾动物群中。云南东北部昭通地区发现的**昭通动物群**(Zhaotong fauna),时代为更新世,相当于元谋动物群。

【巨猿动物群】 *Gigantopithecus* fauna 中国南方地区含巨猿化石的哺乳动物群。时代一般认为属于更新世早期。是从大熊猫-剑齿象动物群中划分出来的一个动物群。它是以广西柳城社冲村南楞寨山硝岩洞,即巨猿洞洞穴堆积中的化石群为代表,所以也有人称它为**柳城动物群**(Liucheng fauna)。其他重要化石地点有湖北建始高坪、广西武鸣、广西大新黑洞、广西巴马等。重要化石有步氏巨猿(*Gigantopithecus blacki*)、先东方剑齿象(*Stegodon praeorientalis*)、大熊猫(*Ailuropoda*)、云南马(*Equus yunnanensis*)、桑氏鬣狗(*Hyaena licenti*)、乳齿象(*Mastodon*)、猕猴(*Macaea*)、次脊豪猪(*Hystrix* cf. *subcristata*)、竹鼠(*Rhizomys*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*)、中国獏(*Tapirus sinensis*)、假面果子狸(*Paguma larvata*)、巨獏(*Megatapirus augustus*)、柯氏西藏熊(*Ursus thibetanus kokeni*)、野猪(*Sus scrofa*)、猩猩(*Pongo*)、长臂猿(*Hylobates*)、金丝猴(*Rhinopithecus*)等。上述各地化石群虽然基本相似,但仍有一定的差异。最近有人认为含巨猿的动物群可分为三个层位,代表三个不同时代的动物群,即以柳城巨猿洞为代表的动物群,时代可能属更新世早期的中期(Qp_1^2),其中含有较多古老性质的种类,如似锯齿嵌齿象(*Gomphotherium serredentoidem*)、先东方剑齿象(*Stegodon praeorientalum*)、大熊猫小种(*Ailuropoda microta*)、柳城丘齿鼷鹿(*Dorabune liuchengensis*)等。以湖北建始高坪为代表的含巨猿动物群时代可能属更新世早期的晚期(Qp_1^3),有桑氏鬣狗(*Hyaena licenti*)、嵌齿象类(Gomphotheriidae)、云南马(*Equus yunnanensis*)等更新世早期代表,而大熊猫、中国獏(*Tapirus sinensis*)等的个体大于柳城巨猿动物群中同类化石。广西巴马的含巨猿动物群中有猩猩(*Pongo*)、长臂猿(*Hylobates*)、猕猴(*Macaca*)、华南箭猪(*Hystrix subcristata*)、大熊猫巴氏亚种(*Ailuropoda melanoleuca baconi*)、爪哇豺(*Cuon jawanicus*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*)、獏、剑齿象、野猪等,时代较晚,可能属于更新世中期的早期(Qp_2^1)。另外贵州黔西观音洞旧石器时代遗址动物群可能与之相当。

【大熊猫-剑齿象动物群】 *Ailuropoda-Stegodon* fauna 又称**猩猩-大熊猫-剑齿象动物群**(*Pongo-Ailuropoda-Stegodon* fauna)、**猩猩-大熊猫动物群**(*Pongo-Ailuropoda* fauna)。这是在中国南方地区首先建立的一个第四纪哺乳动物群。这个动物群的分布范围相当广,东起江苏、浙江,西到四川、云南,北自湖北,南达广东,台湾省也可能包括在内。这个动物群延续的时间也比较长,从更新世早期至更新世晚期。重要化石地点有广西柳城巨猿洞、重庆万州盐井沟、湖北长阳下钟家湾、广东曲江马坝狮子岩,广西柳江通天岩等。这是广义的大熊猫-剑齿象动物群。随着研究程度的提高,现在已把含巨猿的动物群从其中划分出去,同时又有人建议把长阳、马坝、柳江等与人属化石伴生的动物群也从其中划分出去,这样狭义的或典型的大熊猫-剑齿象动物群便是以盐井沟动物群为代表的一个更新世中期动物群。其他化石地点有云南富民县河上洞、广西兴安县、浙江杭州市留下及江苏丹阳等地。以猩猩(*Pongo*)、大熊猫(*Ailuropoda*)、东方剑齿象(*Stegodon orientalis*)、巨獏(*Megatapirus*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*)等为代表,其他重要化石有洞穴竹鼠(*Rhizomys sinensis troglodytes*)、中国竹鼠(*Rhizomys sinensis*)、柯氏西藏熊(*Ursus thibetanus kokeni*)、最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、次脊豪猪(*Hystrix* cf. *subcristata*)、角鹿(*Muntiacus*)、水鹿(*Rusa*)等。本动物群与华北的周口店动物群代表中国更新世中期南北两个主要动物群,它们都有各自的特有的动物,如华北的梅氏犀(*Rhinoceros mercki*)、大河狸(*Trogontherium*)、转角羚羊(*Spirocerus*)、褐熊(*Ursus arctos*)等;华南的大熊猫(*Ailuropoda*)、剑齿象(*Stegodon*)、猩猩(*Pongo*)、巨獏(*Megatapirus*)等。有的动物,两区同属而不同种,或同科而不同属,如华北为貉(*Nyctereutes*)、华南为沙獾(*Arctonyx*);华北为肿骨鹿(*Megaloceros pachyosteus*)、华南为水鹿(*Rusa*);华北为梅氏犀(*Rhinoceros mercki*),华南则为中国犀(*Rhinoceros sinensis*)。从动物群的组成看,本动物群南北方的差异较大,有人认为应划分为南北两个亚区,四川、重庆、湖北等属于北部亚区,很少发现猩猩化石;广东、广西等地属于南部亚区,其特征是含猩猩等化石。

【阳郭动物群】 Yangguo fauna 更新世早期偏中晚期的一个哺乳动物群。计有20余种。主要化石产地以陕西渭南阳郭地区的化石为代表。山西午城、陕西洛川黄土剖面下部及辽宁沁旗乃林乡西北黄土剖面中的化石亦可归入此类。阳郭动物群中约有1/2的种与泥河湾动物群的相同。主要化石有:变异仓鼠(*Cricetulus varians*)、纹背仓鼠(*Cricetulus* cf. *friseus*)、赵氏鼢鼠(*Myospalax chaoyatseni*)、丁氏鼢鼠(*Myospalax tingi*)、鼢鼠(*Myospalax arvicolinus*)、豪猪(*Hystrix subcristata*)、桑氏鬣狗(*Hyaena* cf.

licenti)、山西猞猁(*Lynx shansius*)、古中国豹(*Felis* cf. *palaeosinensis*, *F. pardus*?)、柯氏小熊(*Ursus kokeni*)、长鼻三趾马(*Proboscidipparion sinense*)、三门马(*Equus sanmeniensis*)、中国羚羊(*Gazella sinensis*)、晋南四不象鹿(*Elaphurus chinanensis*)、秀丽黑鹿(*Rusa elegans*)、粗面轴鹿(*Axis* cf. *rugosus*)、山西轴鹿(*Axis* cf. *shansius*)、短角丽牛(*Leptobos brevicornis*)、涝池河丽牛(*Leptobos laochihensis*)、宽额丽牛(*Leptobos amplifrontalis*)、野牛(*Bison* sp.)。阳郭动物群的特征是长鼻三趾马与真马(三门马)共生,三趾马类为上新世残存类型,而早更新世中晚期的典型属种如三门马、秀丽黑鹿相当繁盛。

【公王岭动物群】 Gongwangling fauna 又称**蓝田猿人动物群**。更新世早期最晚期的一个哺乳动物群,计有 37 个种。主要化石地点在陕西蓝田公王岭,产于黄土层底部。公王岭化石年代据古地磁测定为 75 万 ~ 80 万年(近年来测得资料为 115 万年)。是一个含有真人(*Homo*)化石的动物群。其中主要化石有:麝鼹(*Scaptochirus moschatus*)、蓝田伟猴(*Megamacaca lantianensis*)、蓝田人(*Homo erectus lantianensis*)、鼹鼠(*Arvicola terrae-rubae*)、简田鼠(*Microtus epiratticeps*)、变异仓鼠(*Cricetulus varians*)、高冠澜河鼠(*Babomys hypsodonta*)、丁氏鼢鼠(*Myospalax tingi*)、方氏鼢鼠(*M. fontaneri*)、半脊豪猪(*Hystrix subcristata*)、复齿拟鼠兔(*Ochotonoides complicidens*)、西藏鼠兔(*Ochotona* cf. *thibetana*)、变异狼(*Canis variabilis*)、熊(*Ursus* cf. *etruscus*)、大熊猫(*Ailuropoda melanoleuca fovealis*)、真獾(*Meles* cf. *leucurus*)、虎(*Pathera* cf. *tigris*)、豹(*P. pardus*)、更新猎豹(*Sivapanthera pleistocaenicus*)、中国鬣狗(*Hyaena sinensis*)、蓝田剑齿虎(*Megantereon lantianensis*)、东方剑齿象(*Stegodon orientalis*)、三门马(*Equus sanmeniensis*)、梅氏犀(*Dicerorhinus* cf. *mercki*)、蓝田犀(*D. lantianensis*)、巨貘(*Megatapirus augustus*)、中国貘(*Tapirus sinensis*)、中国爪蹄兽(*Nestoritherium sinensis*)、李氏野猪(*Sus lydekkeri*)、毛冠鹿(*Elaphodus cephalaphus*)、葛氏斑鹿(*Pseudaxis grayi*)、公王岭大角鹿(*Sinomegaceros konwanlinensis*)、短角丽牛(*Leptobus brevicornis*)、苏门羚秦岭亚种(*Capricornis sumatraensis qinlingensis*)。公王岭动物群的特点为带有强烈的南方色彩,如出现大熊猫、猎豹、剑齿象、貘、爪兽、毛冠鹿等,以及有少数上新世残留种,如剑齿虎和更新世早期典型的种:丽牛。

【陈家窝子动物群】 Chenjiawozi fauna 更新世中期偏早时期的一个哺乳动物群。主要化石地点在陕西蓝田陈家窝子。产于中更新世黄土层下部。古地磁测得年代约为 60 万年左右。也是一个含有古人类化石的动物群。陕西洛川黄土剖面中部及山西离石黄土下部地层中采得的化石亦可归入此类。主要化石有:蓝田人(*Sinanthropus lantianensis*)、甘肃假鼠(*Mimomys gansunicus*)、合水假鼠(*M. heshuinicus*)、假田鼠(*Sminthoides fraudator*)、鼢鼠(*Myospalax arvicolinus*)、赵氏鼢鼠(*M. chaoyatseni*)、许家坪鼢鼠(*M. hsuchiapinensis*)、丁氏鼢鼠(*M. tingi*)、鼢鼠(*M. fontanieri*)、似中华鼢鼠(*M.* cf. *fontanieri*)、高冠坝河鼠(*Bahomys hypsodonta*)、小林姬鼠(*Apodemus* cf. *sylvaticus*)、短脚野兔(*Hypolagus brachypus*)、复齿拟鼠兔(*Ochotonoides complicidens*)、拟西藏短耳兔(*Ochotona* cf. *thibetana*)、翁氏兔(*Lepus wongi*)、东方剑齿象(*Stegodon orientalis*)、狼(*Canis lupus*)、獾(*Meles* cf. *leucurus*)、中国貉(*Nyctereutes sinensis*)、北豺(*Cuon alpinus*)、虎(*Panthera tigris*)、三门马(*Equus sanmeniensis*)、巨貘(*Megatapirus augustus*)、梅氏犀(*Dicerorhinus kirchbergensis*)、似李氏野猪(*Sus* cf. *lydekkeri*)、葛氏斑鹿(*Pseudaxis grayi*)、大角鹿(*Sinomegaceros* sp.)、裴氏转角羚羊(*Spirocerus peii*)、肿骨大角鹿(*Megaloceros pachyosteus*)。陈家窝子动物群未见新近纪残留属种;在更新世早期特有动物中,只有复齿拟鼠兔、丁氏鼢鼠延续下来,出现许多更新世中期特有种类,如葛氏斑鹿、肿骨大角鹿等。

【周口店动物群】 Zhoukoudian fauna 华北地区更新世中期的一个哺乳动物群,它以北京周口店第一地点洞穴堆积中的化石群为代表,是与北京猿人同时期的一个动物群。化石种类相当丰富,仅周口店第一地点发现的哺乳类就有 94 种。其中有些是更新世早期动物群的残留种或其变种,如三门马(*Equus sanmeniensis*)、梅氏犀(*Rhinoceros mercki*)、纳玛象(*Palaeoloxodon namadicus*)、中国鬣狗(*Hyaena sinensis*)等。有些是更新世中、晚期所特有的新种,如肿骨鹿(*Sinomegaceros pachyosteus*)、葛氏斑鹿(*Pseudaxis grayi*)、洞熊(*Ursus spelaeus*)、最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、最后剑齿虎(*Machairodus inexpectatus*)、杨氏虎(*Panthera youngi*)、德氏水牛(*Bubalus teilhardi*)等,是本动物群中最富有代表性的动物。还有些现生种如大熊猫(*Ailuropoda*)以及安氏鸵鸟(*Struthio anderssoni*)等化石。本动物群中包括比较喜湿与比较耐旱的、比较喜暖的与比较耐寒的多种生态类型的动物,反映了当时周口店一带自然环境是复杂的,同时也表示第一地点的地层,可能是先后不同阶段的产物。此外,在河北井陉青石岭洞穴堆积,山西、陕西、甘肃东部、河南北部等地更新世中期地层中,也发现有类似的动物群化石。

【万县动物群】 Wanxian fauna 又称**四川动物群**(Sichuan fauna)。指在重庆万州盐井沟附近发现的一个哺乳动物群。时代属更新世中期(即周口店期),化石代表有东方剑齿象(*Stegodon oreintalum*)、长臂猿(*Hylobates sericus*)、金丝猴(*Rhinopithecus nexellanae tingianus*)、大熊猫(*Ailuropoda melanoteuca*)、巨貘(*Megatapirus augustus*)、中国犀(*Rhinoceros sinensis*),竹鼠(*Rhizomys sinensis*)、箭猪(*Hystrix*)、鬣狗(*Hyaena*)、虎(*Panthera tigris*)、鼬鼠(*Arctonyx colloris vostratus*)、豺(*Cuon javanicus antiquus*)、黑熊(*Euarctos kokeni*)、纳玛象(*Paleoloxodon namadicum*)、野猪(*Sus scrofa*)、水鹿(*Rusa unicolor*)、麝鹿(*Moschus moschiferus plicodon*)、麂(*Muntiacus muntiak margel*)、水牛(*Bubalus bubalus*)、野牛(*Bibos ganrus grangeri*)、羚羊(*Gazella*)等。其中包含少数绝灭属,如剑齿象、巨貘等,大部分为现生种的化石亚种,约占 54%,现生种约占 23%。**盐井沟动物群**是狭义的大熊猫-剑齿象动物群的典型代表。

【大荔动物群】 Dali fauna 更新世中期偏晚时期的一个哺乳动物群。主要化石地点在陕西大荔甜水沟。所采标本种类较少,但其特点为含人类化石(大荔人),动物成分多为更新世中期常见者。大荔人头骨化石产于洛河三级阶地底部冲积砾石层(夹粗砂透镜体)中。古地磁测定化石不超过 60 万年。主要化石有:大荔人(*Daliman*)、诺氏古菱齿象(*Paleoloxodon naumanni*)、马(*Equus* sp.)、肿骨大角鹿(*Megaloceros pachyosteus*)、葛氏斑鹿(*Pseudaxis* cf. *grayi*)、水牛(*Bubalus* sp.)。

【丁村动物群】 Dingcun fauna 更新世晚期偏早时期的一个哺乳动物群。以山西襄汾丁村的化石为代表。化石产在汾河二级阶地的冲积砂砾石层中。化石层上往往覆有浅灰黄色黄土(Q_{P_3})。丁村动物群的主要特征为伴有尼安得特人类型的古人类化石;含有相当数量更新世中期特有的属种,如披毛犀、肿骨鹿、葛氏斑鹿等;一些更新世晚期特有的动物,如野马、野驴、野猪、原始牛开始出现。主要动物化石有:丁村人(*Homo sapiens*)、小耳鼠(*Microtus brandtoides*)、变种仓鼠(*Cricetulus varians*)、仓鼠(*C.* cf. *griseus*)、斯氏高山鼠(*Alticola* cf. *stracheyi*)、方氏鼢鼠(*Myospalax fontanieri*)、貉(*Nyctereutes* cf. *procyonoides*)、狗獾(*Meles leucurus*)、鬣狗(*Crocuta* cf. *ultima*)、虎(*Panthera tigris*)、纳玛古象(*Palaeoloxodon namadicus*)、德永象(*P.* cf. *tokunagai*)、印度象

(*Elephas* cf. *indicus*)、野驴(*Equus hemionus*)、野马(*E. przewalskyi*)、披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)、梅氏犀(*Rhinoceros mercki*)、葛氏斑鹿(*Cervus* (*Pseudaxis*) cf. *grayi*)、北京斑鹿(*Cervus* (*P.*) *hortulorum* Swinhoe)、加拿大马鹿(*Cervus* (*Elaphus*) *canadensis*)、河套大角鹿(*Megaloceros* cf. *ordosianus*)、东北狍子(*Capreolus manchuricus*)、诺氏驼(*Camelus knoblochi*)、普氏羚羊(*Gazella przewalskyi*)、鹅喉羚羊(*G. subgutturosa*)、恰克图转角羊(*Spirocerus* cf. *kiakhtensis*)、原始牛(*Bos primigenius*)、王氏水牛(*Bubalus* cf. *wansijocki*)、水牛(*Bubalus* sp.)。

【萨拉乌苏动物群】 Salawusu fauna 更新世晚期偏早时期的一个哺乳动物群。主要化石地点在内蒙古自治区河套地区和陕西省榆林市北部萨拉乌苏河(即红柳河)流域,萨拉乌苏组的河、湖相沉积物中。甘肃环县、庆阳,陕西涝池河,山西峙峪等亦采到同样或相近的动物群标本。主要化石有:纳玛象(*Palaeoloxodon namadicus*)、最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)、双峰骆驼(*Camelus knoblochi*)、赤鹿(Cervas elephus)、河套大角鹿(*Sinomegaceros ordosianus*)、北方狼(*Canis vulpes*)、虎(*panthera tigris*)、貉(*Nyctereutes procyonoides*)、布氏田鼠(*Microtus brandetoides*)、恰克图转角羚羊(*Spirocerus kiakhtensis*)、王氏水牛(*Bubalus wansjock*)、普氏野马(*Equus* cf. *przewalskyi*)、斑鹿(*Pseudaxis* sp.)、六盘山猛犸象(*Mammuthus primigenius liupanshanensis*)、原始牛(*Bos primigenius*)等。还有鸵鸟(*Struthio*)、兀鹰(*Buteo*)、山鹑(*Coturnix*)、沙鸡(*Syrrhaptes*)、野鸭(*Anas*)等化石。哺乳动物中有些现代已经绝灭了,还有相当一部分现生种。萨拉乌苏动物群的年代可能在3.5万~5万年左右。

【大河狸-四不象鹿动物群】 *Trogontherium-Elaphurus* fauna 又称**淮河动物群**(Huaihe fauna)。原指中国淮河流域更新世中期的一个哺乳动物群,是当时根据在江苏泗洪下草湾组中部发现有中国大河狸(*Trogontherium sinense*)、犀牛、鹿、象等化石;在安徽五河戚嘴组中发现有四不象鹿(*Elaphurus davidianus*)、象等化石;在江苏沭阳嶂山相当于戚嘴组地层中发现有纳玛象、虎、野猪等化石,此外在河南新蔡练村新蔡组中发现有梅氏四不象鹿(*Elaphurus menzienianus*)、河套大角鹿(*Sinomegaceros ordosianus*)、古印度象(*Elephas hysudricus*)、獐(*Hydropetes*)、斑鹿(*Pseudaxis hortulonum*)、野驴(*Equus hemionus*)、普氏野马(*Equus przewalskyi*)、野猪(*Sus*)以及水鹿、披毛犀、纳玛象、水牛、棕熊、獾等化石而确立的一个动物群。由于它缺少同时期华北动物群中的重要代表肿骨鹿,也缺少同时期南方动物群中的重要代表大熊猫。而其中大河狸、四不象鹿、河套大角鹿等是当时华北常见的种类,水鹿则是华南典型的种类,所以淮河动物群被认为是更新世中期华北动物群与华南动物群之间的一个过渡类型动物群。但这个"动物群"实际上是包括了不同时代与层位的化石,其概念不明确,而且近年来的发现表明,下草湾组的时代应为中新世,其代表性的化石有杨氏河狸(*Youngofiber sinensis*,即中国大河狸)、山旺近无角犀(*Plesiaceratherium shanwangense*)、皇冠鹿(*Stephanocemas* sp.)、淮河脊棱象(*Stegolophodon huaiheense*)等,因此这个名称及有关的一些概念都需要修改。

【山顶洞动物群】 Shandingdong fauna 指中国华北地区更新世晚期偏晚时期的一个哺乳动物群,它以北京市周口店山顶洞洞穴堆积中的化石群为代表,是与山顶洞人同时期的一个动物群。包括洞熊(*Ursus spelaeus*)、最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、虎(*Panthera tigris*)、豹(*Panthera pardus*)、猎豹(*Cynailurus*)、狼(*Canis lupus*)、狐(*Vulpes*)、豺(*Cuonalpinus*)、獾(*Meles*)、野驴(*Equus hemionus*)、斑鹿(*Pseudaxis*)、赤鹿(*Cervus canadensis*)、野猪(*Sus* sp.)、象(*Elephas*)、牛(*Bos*)、羊(*Ovis*)等哺乳动物,以及鸵鸟(*Struthio*)和青鱼(*Ctenopharyngodon*)等。哺乳动物中除相当一部分现生种外,也有几种现代已绝灭的,如洞熊、最后斑鬣狗。

【猛犸象-披毛犀动物群】 *Mammathas-Coelodonta* fauna 更新世晚期分布在中国东北地区的一个哺乳动物群。重要化石地点有黑龙江呼伦贝尔盟扎赉诺尔、哈尔滨顾乡屯、吉林榆树周家油坊和五棵树等地。本动物群最富有代表性的种类有普通猛犸象(*Mammuthus primigenius*)、松花江猛犸象[*Mammuthus* (*Parelephas*) *sungari*]、披毛犀(*Coelodonta antquatatis*)、北方狐(*Vulpes rulpes* cf. *chihliensis*)、四不象鹿(*Elaphurus menjiesianus*)、麋(*Alces alces*)、满洲麅(*Capreolus manchuricus*)等。其他种类有最后斑鬣狗(*Crocuta ultima*)、河套大角鹿(*Sinome gaceros ordosianus*)、斑鹿(*Pseudaxis*)、马鹿(*Elaphus canadensis*)、原始牛(*Bos primigenius*)、普氏野马(*Equus przewalskyi*)、野驴(*E. hemionus*)、旱獭(*Marmota*)等。大部分是现生种,大约有30%的种已经绝灭。当时自然条件与目前东北地区情况基本一致。本动物群与同时期华北地区动物群有明显差异,代表当时中国最北部的一个动物地理区。

第四纪地层

【维拉弗朗阶】 Villafranchian Stage 意大利北部的新生代的陆相年代地层单位,是帕里托(L. Pareto)在1865年创立的。标准地点在意大利北部皮埃蒙特区都灵城东南阿斯蒂附近。它的代表岩性是一套河流与湖泊沉积物,延续的时间较长,它的界线还不十分肯定。维热特(Viret)1954年根据动物群将维拉弗朗阶划分为四段,卢提格(Lüttig)1959年也根据动物群将阿尔诺河流域的维拉弗朗阶划分为四个单位。其中最下部的一段认为与海相的阿斯提安层(Astian)相当,属晚上新世(有人认为属中上新世—晚上新世早期)。第二段至第四段分别与海相的卡拉布里亚层(Calabrian)、埃米尔层(Emilian)和西西里层(Sicilian)相当,属更新世早期。这样,也就可将维拉弗朗阶划分为上下两部,下部属新近纪上新世,上部属第四纪更新世。维拉弗朗阶在第四纪地层的对比上具有重要的意义。中国华北地区的泥河湾组或三门组可与维拉弗朗阶的中、上部对比。

【卡拉布里亚阶】 Calabrian Stage 意大利更新世早期的海相地层单位。1948年第18届国际地质大会确定以卡拉布里亚层底界作为第四系下界。起始于约1.8百万年前,持续约1.3百万年。以哺乳动物的演变序列清楚而著称。

【中国第四纪地层表】 Quaternary Chart of China 中国全国地层委员会于2000年5月召开的第三届全国地层会议上,建立了中国区域年代地层表,其中将第四系划分为:

统(世)	阶(期)	代号	Ma
全新统(世)Qh	未　建		0.01
更新统(世)Qp	萨拉乌苏阶(期)[马兰阶(期)]	Q_p^3	0.14
	周口店阶(期)[离石阶(期)]	Q_p^2	0.73
	泥河湾阶(期)[午城阶(期)]	Q_p^1	2.60

【泥河湾阶】 Nihewanian Stage 由全国地层委员会第四系工作组于1999年命名,阶名源自岩石地层单位"泥河湾组",层型剖面选在河北省阳原县化稍营镇郝家台和下沙沟。泥河湾阶的底界生物识别标志尚待深入研究后定义。本阶内以含长鼻三趾马-真马动物群为特征,代表属种有:*Postschizotherium chardini*,

Megantereon nihowanense, *Proboscidipparion sinense*, *Palaeoloxodo namadicus*, *Elasmotherium*, *Equus sanmeniensis*, *Gazella sinensis*, *Coelodonta antiquitatis*, *Nyctereutes sinensis*, *Hyaena licenti* 等。另含一些小型哺乳类动物。属更新世早期。

【周口店阶】 Zhoukoudianian Stage 由裴文中、周明镇、郑家坚1963年命名,命名地点位于北京市房山县周口店,命名剖面位于周口店第1地点的龙骨山奥陶纪灰岩洞穴中。周口店阶以含更新世中期的北京猿人(*Homo erectus pekinensis*)和肿骨鹿(*Mega-loceros pachyosteus*)为主要识别标志。同时伴生有丰富的哺乳类动物化石,主要有:*Macacus robustus*, *Trogontherium cuvieri*, *Hyaena sinensis*, *Equus sanmeniensis*, *Ursus spelaeus*, *Machairodus inexpectatus* 等90余种。本阶内自下而上包括5个孢粉组合:① *Juglanspollenites mandshurica-Ulmuspollenites-Quercoidites-Artemisia* 组合;② *Selaginella sinensis-S. delicatula-Betulaepollenites-Ulmuspollenites* 组合;③Rosaceae-*Humulus*-Gramineae 组合;④ *Selaginella sinensis-S. unicinata-Riccia* 组合;⑤ Chenopodiaceae-*Artemisia-Polygonum-Selaginella sinensis-Pinuspollenites* 组合。属更新世中期。

【萨拉乌苏阶】 Salawusuan Stage 由全国地层委员会第四系工作组于1999年命名,阶名源自岩石地层单位"萨拉乌苏组",命名剖面位于内蒙古伊克昭盟(今鄂尔多斯市)红柳河,层型剖面暂选在内蒙古乌审旗滴哨沟及大沟湾。萨拉乌苏阶以含纳玛象及最后斑鬣狗动物群为特征。主要有:*Crocuta ultima*, *Palaeoloxodon naumanni*, *Camelus knoblochi*, *Megaloceros ordosianus*, *Equus hemionus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Cervus elaphus*, *Homo sapiens* 等。属更新世晚期。

【泥河湾组】 Nihewan Fm 属更新世早期。以湖泊沉积物为主,河流沉积物次之。广泛分布于山西北部与河北西北部各山间盆地中,如怀来、宣化、阳原、大同、忻县、寿阳、太谷等地。命名剖面在河北省阳原县泥河湾村附近。河流相沉积物主要分布在现代山地河流的高阶地上。湖岸相沉积物分布在现代盆地边缘,如古湖岸阶地上,以砾石、砂砾石为主。湖心相沉积物分布在现代盆地中,以粘土、粉砂质粘土为主,有时夹砂砾石层,局部地区顶部夹数层薄层石膏,颗粒分选性与砂砾的磨圆度均较好。湖心相沉积物中常见清晰、规则而稳定的水平层理,有时可见微薄的深、浅色相间的季节层理。湖岸相与河流相沉积物可见斜层理,在粒度与颜色方面,具有明显的韵律构造。在山西大同县、阳高县一带,本组顶部夹数层薄层玄武岩与数层火山碎屑岩,是湖滨和湖心火山喷发的产物。本组含有丰富的哺乳类动物化石,是泥河湾动物群的标准地点。还有相当丰富的软体动物化石,以及鱼类、介形虫、有孔虫、植物化石。本组一般呈松散状态,也有少数钙质胶结的砂砾岩。厚度在盆地中心一般为200~300米,局部地区可达600余米。它伏于上新统或是其他较老的地层上,呈假整合或不整合接触,其上被厚度不等的后期沉积物覆盖或直接出露地表。受构造运动的影响,本组已发生不同程度的变形,有的地区已发生明显的弯曲与断裂变形。根据近年来在本组上部和下部所发现的哺乳类、鱼类和介形虫化石来看,泥河湾组上部和下部的时代和成因类型问题尚待进一步研究。泥河湾组可与维拉弗朗阶中、上部对比。

【西域组】 Xiyu Fm 又称**西域山麓砾石层**(Xiyu piedmont gravels)。属更新世早期。命名剖面位于新疆天山北坡独山子和天山南坡库车。以灰黑色巨厚砾岩、砂砾岩层为主,夹淡黄色砂、泥岩,砾石成分比较复杂,有石英岩、花岗岩、片岩、板岩和火山岩等,砾石呈次圆—次棱角状,钙质胶结或半胶结。与下伏上新统一般为整合接触,局部地区(昆仑山前)为不整合接触,常与下伏地层一起遭受褶皱和错断;与上覆乌苏群亦为不整合接触。厚数十米至3020米。典型剖面在天山北麓独山子和安集海。独山子剖面自上而下划分为5段,总厚276米:⑤灰黄—灰黑色厚层砾岩层,夹砂岩透镜体,厚75.5米;④灰黄色砂质泥岩层与灰色砂岩层互层,以泥岩为主,厚44米;③灰黄色砂质泥岩与灰色砾岩层互层,底部出现厚层褐黄色泥岩层,厚57.5米;②以褐黄色泥岩为主,夹薄层黑色砂、砾岩,厚48米;①以红黄色泥岩为主,厚51米,与下伏上新统独山子组呈连续过渡关系。安集海剖面自上而下划分为5段,总厚220米:⑤灰黑色巨厚砾岩层和砂、砾岩层,厚38米;④黄色砂质泥岩与灰黑色砂、砾层互层,厚45.5米;③棕黄色砂质泥岩与灰黑色砂、砾层互层,厚17.5米;②棕黄色泥岩夹薄层状或透镜状砂、砾岩,厚95米;①以红黄色泥岩为主,厚25米,与下伏新近系呈过渡关系。上述两个剖面孢粉均以草本植物Chenopodiaceae孢粉 *Artemisia* 为主,反映气候干、冷,但4、3段之间出现木本植物孢粉 *Quercoidites* 等,反映此时期气候略温凉。经古地磁测定下限为高斯极性时中的凯纳极性亚时,约为288万年。广泛分布于天山山前地带和山间盆地中,主要为山麓磨拉石堆积。在塔里木盆地南缘厚度变化较大,如:莎车地区厚100~3022米;若羌地区厚230~1450米。于田南克里雅河畔西域组上部砾石层中所夹的康苏拉克玄武岩年龄为121万~143万年(K-Ar法)。

【玉门组】 Yumen Fm 曾称**玉门砾石层**(Yumen gravels)、**玉门砾岩**(Yumen conglomerate)。属更新世早期偏早时期。分布于甘肃省祁连山北麓河西走廊。由冲积、洪积、冰水沉积物组成,岩性以厚层灰色、灰褐色砾岩为主,夹砾状砂岩、砂岩与泥岩凸镜体,钙质或泥质胶结,局部为半胶结,较坚硬。砾石成分因地而异,多为南山系变质岩及花岗岩,平均砾径随远离山地而变小。玉门组与下伏上新统疏勒河组为不整合接触,与上覆酒泉组为整合或不整合接触。本组构造变形强烈,它在山麓构成低缓丘陵,遭受剥蚀,在前山带则深埋地下,厚度变化大,一般为200~600米,老君庙青草湾间最大厚度达850米。

【安宁砂层】 Anning sandstone 其时代可能属更新世早期。分布于甘肃兰州至靖远一带黄河两岸及大通河以东地区的第四纪砂层。较好的剖面见于兰州市安宁堡附近大沙沟(黄河北岸一支沟),1937年杨钟健等首先研究并命名为安宁系。安宁砂层呈浅橘红色,以石英砂粒为主,砂粒球度高,磨圆度差,多棱角,表面有麻炕,砂层疏松,厚约40~50米。它可能是附近红层中的砂粒经风力搬运再堆积而成。安宁砂层下伏地层为新近系甘肃群红层,上覆马兰黄土。

【五泉山砾岩】 Wuquanshan conglomerate 属更新世早期。零星出露在甘肃省陇中盆地的山前地带,命名剖面在兰州市五泉山公园东龙口。岩性为浅红色的砾石层,其中含多层粘土质粉砂凸镜体。砾石层为粘土质粉砂胶结,比较坚实。砾石砾径一般为1~4厘米,最大砾径达40~50厘米。砾石成分以杂色片岩和混合岩为主,全是来自南部的马啣山和兴隆山的近源物质;砾石磨圆度差,以次棱角的砾石为主;砾石大小混杂,排列无一定方向;厚度约30米,可能为冰水沉积。其基本性状与玉门砾岩相似,似属更新世早期偏早时期。五泉山砾岩与其下伏的甘肃群红层受构造运动影响,已明显变形,地层倾角达20°。

【巴隆马海组】 Barun-Mahai Fm 属更新世早期(相当泥河湾期)。分布在柴达木盆地中部。岩性为灰绿色、灰褐色的砂质泥岩、粉砂岩、砂岩夹石膏、岩盐层。以湖泊沉积为主,厚约45米。含剑齿虎、转角羚羊、轮藻等化石。

【贵德组】 Guide Fm 属更新世早期。分布在青海省天峻、

共和、贵德一带。岩性为浅色砂砾、砾石与杂色粘土，常呈互层关系，并夹泥灰岩与石膏层，为湖泊与河流沉积物，厚约 500 米，含阿氏鼢鼠（*Myospalax arvicolinus*）、狼、狐、犀牛等化石。

【三门组】 Sanmen Fm 属更新世早期。命名剖面在河南三门峡。其分布范围东起三门峡，西止于西安以西，南界秦岭，北界陕西龙门山。成因类型为河流、湖泊沉积物；岩性为砾石、砂、粘土，夹薄层泥灰岩，一般自盆地边缘向盆地中心变细，具明显的韵律结构、水平层理或交错层理。主要哺乳动物化石有原鼢鼠（*Prosiphneus*）、裴氏板齿犀（*Elasmotherium peii*）、步氏鹿（*Euctenoceros boulei*）、东方剑齿象（*Stegodon orientalis*）、三门马（*Equus sanmeniensis*）等，与泥河湾动物群基本相同，软体动物化石以厚壳的丽蚌（*Lamprotula*）为主，地层厚度一般为 200～400 米，盆地边缘薄，中心厚。

【五里店组】 Wulidian Fm 属更新世早期（即泥河湾期）。分布在河南东南部，零星出露于信阳五里店、长台关、息县、罗山、固始、淮滨等地。属湖泊沉积。上部为棕黄色砂质粘土、粘土夹砂层；下部为灰绿色含砂粘土及砂砾层。层理明显，砾石成分以石英岩、石英片岩、长石片岩、云母片岩为主，砾径一般小于 5 厘米。在新蔡县练村发现有德永氏原齿象（*Archidiscodon tokunggai*）、披毛犀（*Coelodonta antiquitatis*）、棕熊（*Ursus arctos*）、水鹿（*Rusa unicolor*）、水牛（*Bubalus*）以及鱼、丽蚌（*Lamprotula*）化石。本组厚度在信阳五里店为 16～18 米，息县、淮滨一带达 160 米。

【汨罗组】 Miluo Fm 属更新世早期（即泥河湾期）。出露于湖南北部白水江、澧水、沅江、汨罗江等下游 60～80 米阶地上，部分埋藏于常德、汉寿、湘阴等滨洞庭湖地区的平原面之下。为河流与湖泊沉积的砾岩、砂岩、细砂岩、砂质粘土与砂土组成，总厚度为 33～144 米。湘阴县古培塘钻孔中所揭露的泥炭层中含大量孢粉，裸子植物花粉以松、油杉、铁杉为主，被子植物花粉以枫杨、栎、栗、忍冬等为主，其他还有柳、杨、胡桃、杨梅、鹅耳枥、桤木、苗榆、山毛榉、漆树、槭树、朴树、榆、紫树、椴、山茶、木兰、鹅掌楸、樟、桃金娘等，草本植物有蓼、草莓、禾本科、百合科等，蕨类植物孢子以铁角蕨为最多。

【元谋组】 Yuanmou Fm 曾称**元谋层**（Yuanmou bed）。属更新世早期。1965 年在元谋发现两颗人牙化石，经鉴定为 *Homoerectus yuanmouensis*（据古地磁极性亚时推断年龄为 168 万～187 万年），并将元谋组划分为四段 28 层。大坡箐沟剖面，岩性分为上、下两段：下段由棕色厚层状砂层与粉砂质粘土互层组成，夹灰绿色薄层粘土，与下伏上新统沙沟组呈假整合接触，厚 278.2 米，含元谋动物群化石及软体动物化石 *Semisulcospira elegans*，*Unio* sp.，*Gyraulus* sp.，*Corbicula* sp. 等；介形虫化石 *Candoniella albicans*，*C. mirabilis*，*Ilyocypris cornae*，*I. bradyi* 等；孢粉 *Larixpollenites* sp.，*Cedrus* sp.，*Abiespollenites* sp.，*Tsugaepollenites* sp. 等，据古地磁测定，其底界位于高斯正向极性时与松山反向极性时之间，约 250 万年。上段由棕黄色砂、砾层和粉砂质粘土互层组成，上覆更新统中部的红色铁质风化壳，厚 122.2 米，化石极丰富，含元谋动物群化石及软体动物化石 *Radix* sp.，*Gyraulus* sp.，*Corbicula* sp. 等；孢粉 *Pinuspollenites*，Gramineae，Chenopodiaceae，*Alnuspollenites*，*Ulmuspollenites* 等。据古地磁测定，上、下段之间界线相当于松山反向极性时中的奥尔杜威极性亚时，约 187 万年。上述哺乳动物化石，统称元谋动物群。根据元谋动物化石群、孢粉组合和古地磁测定，元谋组时代定为更新世早期。生物化石反映元谋组沉积时是以草原为主的疏林-草原生态环境。元谋组被视为中国南方第四纪早期具代表性的地层。元谋组沉积之后，在元谋盆地等地普遍遭受一次强烈构造运动，有人称为**元谋运动**。

【湛江组】 Zhanjiang Fm 时代属更新世早期。命名剖面位于广东雷州半岛的湛江一带。为浅黄或灰白或紫红色等杂色砂砾石层、砂层、亚粘土及粘土，厚 2～250 米，向南逐渐变薄，与下伏上新统的望楼港组呈假整合接触。该组由以滨海相为主的复杂沉积物组成，各地岩相、厚度均有较大差异。雷州半岛北部含淡水硅藻，以河流相为主，厚 105～250 米；雷州半岛中部和琼北含淡水硅藻、半咸水硅藻，为河口相沉积环境；雷州半岛南部及琼北以滨海相为主，沉积物多变，以潟湖、沼泽相的淤泥、粘土为主，厚 1～29 米；海南岛北部以滨海—浅海相砂质沉积为主，澄迈、定安等地以砾砂沉积为主，厚 2～10 米，含植物 *Bauhinia* sp.，*Diospyros* sp. 等，并于迈陈含哺乳动物 *Megaloceros pachyosteus* 牙齿。在广西上洋含褐煤层中见孢粉 *Betulaepollenites*，*Castaneapollenites*，Polypodiaceae 等，属凉爽气候。在粤东覆盖在本组砂砾层之上的玄武岩同位素年龄为 205 万年，古地磁测试结果该组地层在松山极性时段内。主要分布于湛江一带、合浦地区、雷州半岛及海南岛北部，形成 60～80 米的高台地。

【永兴组】 Yongxing Fm 属更新世早期。命名剖面在南海西沙群岛西永 2 井，孔深 600.02 米，106～256 米深度为该组地层。为白或灰白色粒泥灰岩、泥灰岩、藻屑灰岩、核形灰岩，偶见格架灰岩，可过渡为松散沉积层夹白云岩化、泥粒灰岩等，沉积环境为环礁潟湖环境、礁坪潟湖环境。西琛 1 井则从礁坪潟湖的粒泥灰岩、藻屑灰岩过渡到环礁潟湖相，夹有较多的斑点礁灰岩，下段富含蓝绿藻屑，有时出现核形石，并具有白云岩化，色调淡，尤以藻泥屑灰岩最为洁白、细腻；上段富含红藻藻屑、藻席层，红藻石常见，岩石色调暗，下部含有孔虫 13～28 种，壳体大部分保存完好，有底栖有孔虫、浮游有孔虫等，反映潟湖沉积；上部含浮游有孔虫 1～18 种，壳体保存不完整，具明显的礁坪相特征。本组厚约 152 米。与下伏上新统永乐组呈不整合接触。下限年龄 247 万年，上限年龄 70 万年。铀系测年结果其上限大于 60 万年。永兴组、琛航组、石岛组、西沙洲组统称为西沙群。

【赣县组】 Ganxian Fm 江西中、南部地区以河流砾石层为主的更新世早期地层。在赣江上游章水、贡水河谷中比较发育，构成最高的河流阶地基座上的沉积物。在赣州市东七里镇，它分布于贡水第Ⅳ级阶地上，阶地相对高度为 30～40 米，上游一些地区可高达 100 余米。阶地基座大部由白垩系红色岩层形成。本组岩性为浅黄色砾石层、夹红色砂质粘土及粗砂层，砾石成分以石英岩、石英为主，其次为砂岩、花岗岩、千枚岩等。沉积物分选程度、砾石磨圆程度均较好，未胶结，一般厚 10 余米。产砂金、砂钨和砂锡。在抚河下游地区，平原下部也有厚 10 余米的赣县砾石层。

【雨花台组】 Yuhuatai Fm 又称**雨花台砾石层**（Yuhuatai gravels）。指南京一带更新统下部的河流沉积物。在南京雨花台、西善桥等地，它分布在 50～60 米高的第二级河流阶地上或丘岗上，已知下伏最新地层为新近系浦镇组，二者呈不整合接触。有的地点，它位于地面以下，为后期地层所覆，一般呈假整合接触。本组上部为一微红色粘土层，中部为砂层，下部为砾石层。砾石成分以石英岩为主，其次是石英、燧石、石英砂岩、硅质灰岩以及火山岩、变质岩等；砾径一般为数厘米，少量在 10 厘米以上，个别大于 50 厘米，分选性中等，砾石磨圆度较好，定向排列。砂层具清晰、大型的斜层理。除上述长江南岸的露头以外，在长江北岸的南京大厂镇九龙凹及六合县的八百里桥、马鞍山等地也可见到。它们是南京附近古长江及其支流与古秦淮河、古滁河的沉积物。其中有些砾石是浦口组或洞玄观组等砾岩中的砾石再

搬运沉积的产物。雨花台组一般厚约 50 米，个别地点可达 100 余米。

【大邑组】 Dayi Fm 曾称**大邑砾岩**(Dayi conglomerate)。属上新世—更新世泥河湾期的早期。命名剖面位于四川大邑城西。由黄灰色中、粗砾岩和中、细砾岩互层组成，夹砂岩透镜体。砾石以石英岩、砂岩为主，次为花岗岩、灰岩及变质岩类。砂岩主要成分为岩屑、长石、石英，呈胶结—半胶结状，从下往上由粗到细可划出十多个沉积韵律。地层发生褶皱倾斜，与下伏下白垩统灌口组或古近系名山群呈不整合或假整合接触，厚 153 米。在大邑以西大同、水口场一带，灰岩砾石增多，占主要地位，含孢粉 Polypodiaceae, *Magnolia* sp., *Tsugaepollenites* sp. 等。在大邑以南，砾石成分以花岗岩为主。大邑组在龙门山山前坳陷中厚度最大，可达 500 米。

【滇池组】 Dianchi Fm 属更新世早期。命名剖面位于云南昆明滇池东北岸海埂村滇科 1 孔。下部为灰绿色泥岩夹粉砂、细砂，含炭质泥岩和褐煤，与下伏上新统洪家村组呈整合接触；中部为褐灰色泥岩夹螺壳和介形虫聚集层，含鱼骨碎屑和炭化植物碎屑；上部为褐灰色粉砂、细砂层，砂岩具波状层理、小交错层理和水平层理，厚 222.64 米。含介形虫化石：*Candona perisena*, *Ilyocypris radiata*, *Limnocythere dorsosicula*, *Fuxianhucythere inflata*, *Neocypridopsis simplex*, *Physocypria compressa* 等；腹足类化石 *Paraprososthenia costata*, *Kwangsispira* cf. *accelerata*, *Idiopoma tingi* 等。孢粉 *Abiespollenites-Piceapollenites-Pinuspollenites* 带和 *Pinuspollenites-Quercoidites* 带交替出现。孢粉反映冷暖波动的气候。属湖相沉积。古地磁测定属整个松山反向极性时，相当于248 万 ~ 73 万年。

【高坪龙骨洞洞穴堆积】 Gaoping Longgudong cave deposits 洞穴在湖北建始县高坪区全塘村东南龙骨山山坡上。洞底海拔 740 米。洞内西北壁堆积物下段为微棕红色粉砂和钙质胶结的角砾岩，厚约 0.28 米；中段主要为钙质胶结的黄色砂层(第三化石层)，含有哺乳动物 *Ailuropoda* cf. *melanoleuca fovealis*, *Stegodon* sp., *Equus yunnanensis* 等；棕红色砂性土(第二化石层)含磨圆度较差的砾石，主要含哺乳动物 *Gigantopithecus* sp., *Ursus* sp., *Hyaena* sp. 等，向上为钙质胶结，黄色堆积与棕黄色砂性土互层，到上部为棕黄色砂性土(第一化石层)，含哺乳动物 *Gigantopithecus blacki*, *Cuon javanicus antiquus*, *Ailuropoda* cf. *melanoleuca fovealis* 等，厚约 3.0 米；上段为紫红色粘性土、钙质胶结层和棕黄色亚粘土，厚约 1.35 米。分布于鄂西建始—五峰一带。早于盐井沟动物群，晚于柳城动物群，时代为更新世泥河湾期的晚期。

【贡巴组】 Gongba Fm 曾称**贡巴砂砾岩**(Gongba conglomerate)。属更新世早期。命名剖面位于西藏定日盆地中部贡巴寺孤丘。由砂、砾岩组成。下部以砾岩为主，砾石成分以花岗片麻岩和砂岩为主，少量石灰岩和石英岩等；砾石多扁平，磨圆度和分选性较佳，砾径以 3 ~ 5 厘米为多，个别大于 30 厘米；砾石排列方向清楚，风化较深，个别已彻底风化；砾石层中夹砂和细砾透镜体，砂以石英、长石和白云母为主；砾石由石英砂胶结，质地坚硬，大多呈半胶结或接近胶结状，出露厚度 70 米。上部以砂岩为主，层理十分清晰，厚 50 米，与下部砾岩为渐变过渡关系。地貌上贡巴寺孤丘高出盆地 120 米。在定日盆地南贡达甫岛，海拔 4580 米，相对高差为 170 米，全部由贡巴砾岩组成，水平层理发育，厚 170 米。在贡巴甫村西侧的砂岩中含有少量孢粉：*Pinuspollenites*, *Tsugaepollenites*, *Alnuspollenites*, *Betulaepollenites*, Chenopodiaceae, *Artemisia* 等；在个别层位中含介形虫：*Ilyocypris* sp., *Leucocythere* sp., *Gomphocythere* sp.，总厚 210 米。在吉隆盆地，与贡巴组相同层位的顶盖砾岩之下的湖相层中找到上新世三趾马动物化石，故贡巴组时代定为更新世早期(即泥河湾期)。在亚汝雄拉南坡，贡巴组与下伏上新统达涕组呈不整合接触，经古地磁测定，贡巴组底界介于高斯正向极性时与松山反向极性时之间，年龄相当于 240 万年。贡巴砾岩在珠穆朗玛峰北东等地均有分布。

【共和组】 Gonghe Fm 在青海共和县塔买—阿乙亥附近，为一套河、湖相沉积，共厚 249 米。下部由黄褐色或蓝灰或绿色亚粘土和砂、砾组成，构成两个旋回，含哺乳类化石 Proboscidea, *Bison* sp. 等，厚 19 米，与下伏上新统曲沟组呈整合接触；中部由黄绿色或灰色砂、砂砾层组成，构成六个旋回，含介形虫 *Ilyocypris echinata*, *Limnocythere* sp. 等，厚 127 米；上部由黄灰色粉细砂组成，含丰富的介形虫 *Ilyocypris echinata*, *Limnocythere* sp. *Cypridopsis vidua*, *Candoniella albicans*, *Qinghaicypris crassa* 等，哺乳类化石 *Equus sanmeniensis*, *Ochotona daurica*, *Myospalax fontanieri* 等，厚 103 米。本组孢粉组合，下部以木本植物针叶树花粉为主，反映森林草原植被环境；中部以木本植物花粉为主，反映森林植被环境；上部孢粉贫乏，反映草原植被环境。在塔买—阿乙亥附近还采集到猿人等脊椎动物化石，所采化石可与华北泥河湾动物群和周口店动物群对比。达连海—克才村一线，剖面厚 313 米。孢粉分析表明，176 米以下，孢粉较丰富，喜温喜湿植物种类较多，除阔叶树外，还有少量新近纪孑遗成分；176 米以上孢粉贫乏，植物种类较少，其中木本花粉更少，均以干旱草本为主。哺乳动物化石有 *Leptobos vallisarni*, *Gazella* cf. *sinensis*, *Sinomegaceros* sp., *Equus sanmeniensis*, *Hyaena* cf. *sinensis*, *Microtus brandtioides* 等。经古地磁测定，在 172 米以上为布容正向时，以下为松山反向时，据沉积速率推测，共和组地质年龄为 224 万 ~ 10 万年，即属更新世早期(泥河湾期)至更新世中期(周口店期)，与哺乳动物化石和孢粉组合分析结果相吻合。

【固安组】 Gu'an Fm 命名剖面位于河北固安城西门外固 2 孔，孔深 344.4 ~ 400 米。系一套以巨厚强烈风化的肉红色砂砾、卵石、粗砂层和似鸡粪土状粘土、亚粘土互层为特色的冰水堆积和河湖相沉积。下段底部为肉红色泥质胶结的砂砾、卵石层，风化强烈，湿时呈似脉状体，干时分解成糠皮砂；顶部为棕红或灰绿或锈黄色斑状粘土、亚粘土夹肉红色粗砂层，其中土层中含较多钙、铁、锰结核；含化石甚少，孢粉为以 *Pinuspollenites*、*Ulmuspollenites*、Gramineae 等为主的针阔叶混交林草原植被组合，介形虫主要含 *Candoniella albicans*、*Candona sinuosa*、*Ilyocypris gibba* 等；为陆相堆积，厚 75 ~ 110 米，与下伏明化镇组呈假整合接触。上段西部山前主要为厚层肉红色含砾中粗砂与棕红色或灰绿或锈黄色斑状粘土、亚粘土互层，风化仍较重；向东至中部平原和滨海平原随坳陷砂层减薄变细，土层增厚，随隆起砂层加厚变粗，土层相对减薄，其他特征与西部山前基本一致，东部滨海和南部山前地带均见有凝灰岩及烘烤粘土。在京山路以北，总体显灰色，化石含量稍有增多，孢粉组合反映为针阔叶混交林草原植被景观。本组在中、东部大多为河湖相，只有顺义盆地见有丰富的深海底栖和浮游类的有孔虫 *Hyalinea balthica* 组合，滨海地区局部见有零星海相介形虫。本组底界年龄为 248 万年左右，为古地磁的 M/G 界线，属更新世早期。广泛分布于河北平原。

【海门组】 Haimen Fm 命名剖面位于江苏海门四甲 D7 孔，孔深 340.22 米，286.50 ~ 185.47 米为本组地层。是长江三角洲地区典型剖面。分三段：下段为灰黄或青灰色亚粘土、灰或灰黄色粉砂、细砂、含砾中粗砂，埋深 161 ~ 312 米，属漫滩相沉积；中段为灰或灰黄或灰白色粉细砂与灰或灰黄色亚粘土、粉细砂、含砾中粗砂，为如皋海侵层，属海口—河床相沉积；上段为棕黄或黄绿或灰绿色亚粘土、粘土夹灰或青灰色条带，含钙质斑块，下部为

细砂、含砾粗砂，为河床相沉积。本组总厚 44～151 米，与下伏新近系盐城组为假整合接触。孢粉组合：下段为针叶林—草原植被，属第一寒冷期；中段为落叶阔叶、针叶混交林植被，属第一温暖期；上段含有孔虫化石 *Ammonia beccarii*, *A. convexidorsa*, *Globigerina* spp., *Bulimina marginata* 组合。重矿物组合：下段为非稳定矿物－稳定矿物组合；中段为稳定矿物组合，上段以非稳定矿物组合为主。古地磁测试结果，下段下限位于松山极性时底界，时代约 248 万年，上段为布容极性时的底界，约为 73 万年，属更新世早期。本组地层在长江三角洲地区分布广，在太湖地区，除丹阳等山前地带缺失外也均有分布。

【柳城组】 Liucheng Fm 又称**柳城巨猿洞穴堆积**(Liucheng Gigantopithecus cave deposit)。属更新世早期。命名剖面位于广西柳城社冲村之南的楞寨山，洞口高出附近地表约 90 米。为一套粘土角砾岩堆积，由上而下分为 5 层，第 5 层红色粘土层和第 4 层紫红色亚粘土以及上部第 1 层钟乳石很少或不含化石，巨猿化石或其他化石均出自第 2、3 层黄色土状夹有碎石块的洞穴堆积物中。巨猿动物群与元谋动物群有一定相似性，因为都有更新世早期的 *Equus yunnanensis*，现生种比元谋动物群多，因而稍晚于元谋动物群。

【楼则峪组】 Louzeyu Fm 山西武乡楼则峪更新统下部地层称河湖相岩系Ⅲ带，时代为更新世早期。其岩性中下段为黄、锈黄、浅紫色砂层，夹紫色粘土、亚粘土，底部为灰黄、灰白色细砂层，含小砾石，具交错层理，常夹盘状、板状钙质砂岩和砂砾石透镜体；中段黄色砂层夹灰绿或黄绿色粘土、亚粘土、薄层泥灰岩；上段为灰黑、浅紫色砂层与紫色粘土及亚粘土互层，一般厚 1～134 米，与下伏张村组呈连续沉积。含丰富的脊椎动物化石，称**榆社Ⅲ带动物群**(Yushe Ⅲ fauna)，*Proboscidipparion sinensis*, *Equus huanghoensis*, *Palaeoloxodon namadiscus*, *P. tokunagai*, *Myospalax trassaerti* 等，含腹足类、介形虫、孢粉等化石。为一套河流相堆积。分布于漳河盆地。

【羌塘组】 Qiangtang Fm 属更新世早期。命名剖面位于青海昆仑山垭口。自上而下分为六段，总厚 536 米：⑥为棕红色砂、砾层，向上过渡为棕黄色亚粘土层，孢粉以 Chenopodiaceae, *Ephedripites* 为主，与上覆望昆期冰碛层呈明显不整合接触，厚 31 米；⑤以黄色砂、砾和棕褐色岩屑为主，夹砂层和亚粘土层，交错层理颇发育，见融冻褶曲，未见孢粉，厚 175 米；④为灰黑色砂质粘土和灰色砂层互层，向上渐变为黄色碎屑层夹砂层或亚粘土层，相变大，底部见融冻褶曲，孢粉以 Compositae 为主，厚 50 米；③为灰色砂质粘土层和灰黄色砂层，夹含砾砂层，见薄层韵律沉积，相变较大，孢粉以 *Quercoidites*, *Coryluspollenites* 占优势，厚 30 米；②为黄或灰黄色砂、砾层与灰褐或青灰色粘土、亚粘土层互层，相变较大，含螺化石，孢粉为以 Cupressaceae 为主的组合，厚 160 米；①以灰、灰白、灰黑和淡棕红色粘土和亚粘土为主，夹砂层和碎屑层，含螺化石，孢粉为以含 Chenopodiaceae 占优势的组合，与下伏惊仙期冰水沉积层为连续沉积，厚 90 米。本组地层普遍受构造变动而发生倾斜。沉积物化学成分以 SiO_2、Al_2O_3 为主，主要微量元素有 Ba、Be、Pb、Ga、Zn、Cu 等，pH 值在 7.5～12.5 之间。经古地磁测定，第一段与第二段的界线为松山极性时与高斯极性时界限；第二段与第三段之间的界线为松山极性时中留尼旺极性亚时Ⅰ与Ⅱ的界限；第三段与第四段的界线为留尼旺极性亚时顶界；第四段与第五段之间的界线在松山极性时中奥尔都维极性亚时内。该剖面若以沉积速率 25.4 厘米/千年推算，则第一段底界为 261 万～273 万年，第六段顶界为 140 万年。分布范围北至昆仑山主脊南坡坡麓，西到南口河河源，南达安格尔扎西曲，向东延伸很远。在整个羌塘高原上普遍存在。

【三余组】 Sanyu Fm 属更新世早期。命名剖面位于江苏南通三余镇钻孔，孔深 460.15 米，其中第四系埋深 357.38 米，下段为灰黄或褐黄或黄绿色砂砾层、中细砂与褐黄或蛋青色粉砂质粘土，构成多个自下而上的粗、细正序韵律层，层间冲刷面较为发育，具斜交层理、水平层理，系河流相沉积；上段为灰黄色中砂、细砂，局部层段中见泥炭与薄层泥灰岩，铁质结核发育，钙质结核呈串珠状分布，沉积连续，顶底界线清晰，厚度约 96.26 米，与下伏上新统紫红色粘土层呈不整合接触。上段底部含有孔虫 *Ammonia beccarii*, *Elphidium advenum* 等，代表滨海环境，属黄海第Ⅷ海侵层，可见厚度 1.88 米。中部不含化石，为河流相沉积。顶部含有孔虫 *Ammonia beccarii* 及 *Buccella frigida-Protelphidium tuberculatum* 组合；介形虫仅见 *Echinocythereis bradyi*, *Sinocytheridea impressa* 等，代表滨岸—滨海环境，属黄海第Ⅶ海侵层，厚 11.51 米，本段为海陆交互相沉积。上段孢粉为 *Quercoidites*, *Pinuspollenites*, *Ulmuspollenites* 等木本植物分子，显示暖热气候条件，相当于第Ⅰ暖期，下段相当于第Ⅰ冷期。本组的上、下界线与古地磁 B/M 界线，和 M/G 的界线相对应，年龄范围为 248 万～73 万年。除分布于如东三余一带外，南黄海旧黄河故道—长江三角洲东侧，南黄海旧黄河故道—淮河三角洲东侧连云港码头一带，江苏响水陈家港一带钻孔中均可见到。

【蛇山组】 Sheshan Fm 属更新世早期。命名剖面位于云南丽江盆地南部蛇山，岩性由粉砂、细砂、粗砂层组成，中夹少量白色粘土层及黑色炭质粉砂层，胶结好，具中—薄水平层理，局部见交错层，厚 70 米左右。含有淡水双壳类、腹足类化石，以及脊椎动物化石 *Rhinoceros sinensis* 等。分布于丽江盆地南部蛇山，海拔 2200～2500 米，地貌上构成台地。在蛇山和大修厂(离蛇山很近)经钻孔揭露，本组岩性由灰色粘土岩、粉砂质粘土岩、粉砂岩和砂砾岩组成，成岩度低，下粗上细，共组成三个沉积旋回，与下伏地层呈不整合接触，厚 181 米。化石丰富，含植物化石 *Populus* sp. *Quercoidites* sp.；轮藻 *Charites molassica*, *Lychnothamnites* sp.；孢粉 *Pinuspollenites* sp., Polypodiaceae 等；介形虫化石 *Limnocythere* sp. *Ilyocypris bradyi* 等；软体动物化石 *Bellamya* sp., *Corbicula leana*, *Gyraulus* sp. 等，属潮湿的河湖相沉积。可与北方泥河湾组对比。广泛分布于云南西部鹤庆盆地、剑川盆地和永胜盆地等地。

【太平山组】 Taipingshan Fm 属更新世早期。命名剖面在北京房山周口店太平山北坡东，剖面厚 15.3 米，共分 13 层，其中第 4～13 层为本组地层。下段(第 13～9 层)：自下至上为棕红色粘土→灰黑色粉砂与黑色粘土互层，含灰岩巨砾→灰黄色亚粘土→巧克力色粘土→黄土状亚粘土，未见底，厚 7.57 米；含 *Pinuspollenites-Quercoidites-Artemisia*、*Pinuspollenites-Quercoidites-Betulaepollenites* 和 *Celtis-Ephedripites-Artemisia* 孢粉组合带，上部含哺乳动物化石 *Allocricetulus* sp., *Cervus* sp. 等。中段(第 8～5 层)，自下至上为红色含砾砂及粘土韵律层→棕红色与灰棕色薄层粘土→红色土→红黄色亚粘土，与下段呈侵蚀接触关系，厚 2.6 米，含 Chenopodiaceae-*Artemisia*、*Quercoidites-Artemisia* 孢粉组合带，下部含大量动物化石，如 *Apodemus* sp., *Meles* sp., *Allocricetulus ehiki*, *Microtus* sp., *Crocidura wongi*, *Cricetulus* cf. *varians*, *Cricetulus barabensis griseus*, *Lepus wongi*，中部见有古冰楔遗迹。上段(第 4 层)，为红棕色亚粘土及层状钙质结核层，与中段呈侵蚀接触关系，厚 1 米，含 *Quercoidites-Artemisia* 孢粉组合带及少量啮齿类动物化石。经古地磁测试，上段顶部与布容/松山极性时界限吻合，下段下部出现松山反向极性时中的贾拉米洛极性亚时，故本

组地质年龄为 73～90 万年，属更新世早期偏晚时期。从孢粉、生物及冰楔遗迹等分析，下段气候较为温湿，下段上部开始转为干冷，至中段中部为冰缘期气候。本组沉积物保存在太平山北坡唐县期残余侵蚀面上的奥陶系马家沟组灰岩溶洞或洼地内，海拔高度约 150 米，属洞穴-洼地堆积体。

【巫山洞穴堆积】 Wushan cave deposits 属更新世早期。洞穴位于重庆巫山县庙宇镇(大庙)龙坪村的西南坡上。堆积分为两段，下段下部为灰色、灰黄色粘土，夹薄层粉砂条带，具微层理，局部含少量碎石和化石，层中有两次泥滑痕迹，可见厚度 7 米，属高斯正向极性时；下段中部为砾石层夹砂砾透镜体，砾石成分主要为石灰岩，其次为泥岩，砾石呈次棱角状，大小不均，砾径大者 10～20 厘米，一般为 2～5 厘米，呈半胶结状，厚 10 米。层中局部夹钙板，含极丰富的哺乳动物化石及文化遗物，主要有 *Homo erectus wushanensis*, *Mimomys peii*, *Hystrix magna*, *Gigantopithecus blacki*, *Ailuropoda microta*, *Homotherium palanderi*, *Sinomastodon yangziensis*, *Equus* aff. *yunnanensis*, *Tapirus sanyuanensis*, *Nestoritherium* cf. *sinensis*, *Pteromys huananensis*, *Belomys parapearsoni*, *Cervavitus ultimus* 等。下段中、下部界线正好为高斯正极性时与松山反极性时之间的界线，为 248 万年。中部含直立人化石处为松山极性时中留尼汪亚时，为 201 万～204 万年。下段上部为浅棕色砂质粘土，厚 0.5～1 米，含哺乳动物化石 *Rhizomys troglodytes*, *Hapalomys gracilis* 等。上段为角砾、含粉砂质土，角砾成分为石灰岩，角砾大小不等，大的 50～80 厘米，一般为 5～10 厘米。靠底部有砂质粘土和碎石条带，含少量化石，厚数米。上段底界为松山反向极性时中奥尔杜威亚时，约 175 万年。洞穴主要分布在巫山西南，长江南岸，海拔 830 米的三叠系嘉陵江灰岩中上部。孢粉组合反映从上新世晚期到更新世早期，经暖湿—冷干—暖湿—冷干的两个变化旋回，暖期时为常绿落叶阔叶混交林，干冷期时为稀疏的针阔混交林，巫山猿人生活在第一个暖湿时期中。目前古人类学界对巫山人的鉴定尚存在否定意见。

【西侯度组】 Xihoudu Fm 属更新世早期偏早时期。命名剖面位于山西芮城西侯度村。为含砾石的交错砂层，灰白色、锈黄色砂夹砾石层，厚 2.1 米，所有的化石和石器均产自靠上部的堆积物中。砾石成分复杂，主要是花岗片麻岩，其次为石英岩、脉石英、辉绿岩、砂岩和灰岩等。所含脊椎动物化石 25 种，绝灭属占 47%，绝灭种占 100%，和泥河湾动物群相比，如按绝灭属种统计，西侯度组比泥河湾组还要老一些，含哺乳动物有 *Equus sanmeniensis*, *Leptobos crassus*, *Bison palaeosinensis*, 以及 *Archidiskodon planifrons*, Elephantidae, 又有 *Proboscihipparion sinense* 和 *Elasmotherium inexpectatum*, *Axis shansius* 等。***西侯度动物群***(Xihoudu fauna)和泥河湾动物群保持着一定的一致性，证明两地的时代基本可以对比，又含有丰富的旧石器遗物，还发现烧过的碎骨、鹿角等，这可把用火的历史又提前了 100 多万年，这些都被认为是中国目前已经发现最古老的人类遗物，化石层上界年龄不晚于 180 万年。主要分布于山西风陵渡、芮城等地。

【昔格达组】 Xigeda Fm 属上新世—更新世早期。命名剖面位于四川会理昔格达村。在四川省汉源县富林剖面，岩性自上而下分为三段：①以厚—巨厚层状黄色细砂岩为主，夹杂色条带状粘土岩，含钙质结核和硅藻等，厚 137.6 米；②灰色、杂色条带状粘土岩与黄色细砂岩互层，顶部为厚层状紫红色钙质粘土岩，含 *Pinuspollenites*、*Quercoidites* 等孢粉、硅藻和少量介形虫化石，厚 75.2 米；③以砾岩为主，泥、钙质胶结，砾石成分复杂，常见石英岩、花岗岩等砾石，厚 9.7 米。本组下界属高斯正向极性时中马莫斯和凯纳反向亚时，年龄约为 329 万年；上界年龄为 178 万年。昔格达组广泛分布于安宁河谷、金沙江、雅砻江和大渡河等河谷中，不整合伏于前新生界之上，其上被更新统中部的红土砾石层和网纹红土所覆盖，呈不整合接触，厚度最大可达 215 米。

【阳郭组】 Yangguo Fm 属更新世早期。命名剖面位于陕西渭南阳郭镇。岩性为棕红或橘红色石质黄土和黄土状砂质土、黄土状粘土夹浅褐色古土壤层及灰白色钙板层。在浅红色亚粘土中含哺乳动物化石，命名为阳郭动物群。一般厚 4～25 米，最厚 86 米，与下伏三门组呈整合或假整合接触。在局部(秦岭山前地带)为冰碛泥砾石层及冰川漂砾堆积。

【周口店组】 Zhoukoudian Fm 属更新世中期。分布在北京及其邻近地区，命名剖面在北京周口店第一地点。1929 年 12 月 2 日裴文中发现第一个完整的猿人头盖骨化石，为产北京猿人化石的一套洞穴堆积。它由新(上)到老(下)可划分为下列 13 层：①黄色角砾岩层，厚 3 米，23 万～25 万年；②灰色砂土与钟乳石混合层，厚约 1 米；③粗角砾岩层，下部有巨大石灰岩块，厚约 3 米；④灰烬层，称为上文化层，厚约 6 米，29 万～31 万年；⑤黑青色硬灰层(岩性与第 2 层相似)厚约 1.5 米；⑥角砾岩层，胶结坚硬，有大石灰岩块，厚约 5 米；⑦灰色含云母碎屑的细砂层，厚约 2 米，早于 35 万年；⑧～⑨角砾岩层，夹有厚度不等的灰烬层，称为下文化层，厚约 6 米；⑩上部红色土层，下部灰烬层，厚约 2 米，52 万～61 万年，46 万年；⑪角砾岩层，厚约 2 米；⑫红色粗砂层，含小砾石和化石碎块，厚约 2 米；⑬成层的红色泥砂层，中夹红色或灰色砂凸镜体，底部有巨大石灰岩块，厚约 2 米，底部为砾石层，砾石砾径一般在 5 厘米以下，磨圆度好，未见底。全部沉积物中富含以北京人、肿骨鹿等 94 种哺乳动物化石组成的周口店动物群，并有大量石器及猿人用火痕迹。周口店组第一地点洞穴主要堆积物的古地磁学研究结果是：它具有正向极性，相当于古地磁极性时间表上的布容正向期。“北京直立人”化石是中国最早发现的直立人化石，故称第一地点为“北京人遗址”。震惊世界的第一个北京人头盖骨发现于本组内。



周口店洞穴堆积物剖面图

【酒泉组】 Jiuquan Fm 曾称***酒泉砾石层***(Jiuquan gravels)。属更新世中期。分布在甘肃祁连山北麓河西走廊。山麓地带由冲积、洪积、冰水沉积物等组成，山前平原由冲积、湖积物等组成。山麓沉积物岩性以砾石(砾岩)为主，夹砂或粘土凸镜体；砾石由南向北逐渐变小，最大达 1 米，磨圆度较好；砾石成分在民乐县以西以南山系变质岩为主，民乐县以东以石炭系老君庙砾岩为主，砾石排列微具定向性；砾石层部分已胶结，厚度变化较大，最厚在酒泉盆地西南部可达 800 余米，在垂直剖面上呈明显的韵律构造。它广泛出露于走廊地带，或裸露地表形成戈壁滩，或被新沉积物掩埋，构造变动也很强烈，它部分出露于新断块隆起的顶部，部分被逆掩于南山系或古(新)近系之下。酒泉组湖泊沉积物出露于龙首山北草大坂区，底部为灰黑色含细砾泥灰岩，含植物碎片；中部为灰绿色、黄色粉砂质粘土，含土蜗螺(*Galba*)、琥珀螺(*Succinea*)等化石；上部为含砾泥灰岩，含平卷螺(*Planorbis*)、肋齿螺(*Ganesella*)、马(*Equus*)等化石，总厚大于 200 米。

【洩湖组】 Xiehu Fm 属更新世中期(相当周口店期)。分布

在陕西省渭河盆地的南部。命名剖面在陕西蓝田洩湖一带。沉积物的性质,最主要的是河流沉积的砂砾层与黄土状沉积物。前者主要分布在灞河第Ⅲ,Ⅳ级阶地上,最厚达40余米;后者分布在上述砂砾层之上和邻近的黄土塬上,最厚处达百余米。根据脊椎动物化石、古土壤与剥蚀面,可以分为相当于周口店阶的下部和上部两部分:周口店阶下部(Qp^{2-1})在灞河第Ⅳ级阶地上为砾石、砂质土与浅红色粉砂质粘土,黄土塬上为黄褐色黄土状砂质土,含大块钙质结核,古土壤A、B层颜色不很明显;在蓝田县公王岭剖面淡黄色黄土状粉砂质粘土的底部钙质结核中发现蓝田猿人头盖骨、上颌骨和牙齿化石,同层发现大量哺乳类动物化石。古地磁测年结果,公王岭蓝田猿人化石层位约110万~115万年;周口店阶上部(Qp^{2-2})在灞河第Ⅲ级阶地为砂砾层,在砂砾层上和黄土塬上为棕红色或红褐色黄土状砂质土,其中的钙质结核常聚集成网状,有时也连成条带,下部多成板状,古土壤A,B层在上部颜色较深,下部颜色较浅,古土壤层比较密集。在蓝田洩湖乡陈家窝村剖面中发现有蓝田猿人下颌骨化石命名为公主岭动物群。

【大湖湾组】 Dahuwan Fm 属更新世中期(相当于周口店期)。分布在河南东南部。在淮河平原为冲积、湖积物,在淮河南岸山前丘陵地区以坡积物为主。常见的为棕黄色粘土与红褐色砂质粘土,夹形态不一、大小不等的铁锰结核;其次为黄色砂质砂土和灰色蠕虫状砂质粘土,具钙质结核,厚20~40米。在新蔡县练村发现有古菱齿象(*Palaeoloxodon*)。

【白沙井组】 Baishajing Fm 属更新世中期(即周口店期)。广泛分布于湖南与湖北东南部。命名剖面在湖南长沙市白沙井。以冲积物为主,其次有坡积物、洪积物与湖泊沉积物等。冲积物广泛分布于湘江及其支流浏阳河、渌水、洣水;汨罗江、沅水、资水、澧水及其支流的河谷中,常构成20~40米的阶地,有些地点阶地高达50~60米。一般分上下两层,下层为砾石层,灰白色或灰黄色,砾石成分以石英、燧石、石英砂岩为主,磨圆度和分选性较好,砾径一般由数厘米至数十厘米;砾石层中混杂一些砂土,有的地点含砂金和砂锡矿,厚度一般由数米至30余米。上层为网纹红土,又称蠕虫状红土,由粉砂质粘土组成,具铁锰质胶膜或结核,底部有时具淋滤型褐铁矿,红土中偶夹砂和细砾凸镜体,厚度一般为数米至20余米。白沙井组湖泊沉积物分布于洞庭湖滨平原之下,岩性与上述相似,厚度较大,在汉寿县厚达126余米。

【北海组】 Beihai Fm 属更新世中期(即周口店期)。分布在广东雷州半岛北部的北海、合浦、廉江、吴川、湛江、遂溪等地和海南岛北部。本组以冲积物为主,下部为棕黄色、灰黄色、灰白色砾石、砂砾和砂,砾石多呈次棱角—半浑圆状,砾径自北向南逐渐变小,砾石以脉石英为主,砂砾石已轻度胶结,胶结物为砂质、泥质和铁质,局部地区本组底部有一铁质岩层,厚数厘米至数十厘米;上部为黄褐色、棕黄色粉砂及粘土质砂,含极少量砾石。本组厚度一般为数米至十余米,局部地区可达数十米,在雷州半岛一般自东向西变薄。在个别地区,如遂溪县在本组顶部覆盖一层橄榄玄武岩,厚约50厘米。与下伏湛江组呈假整合接触。在海南岛临高一带,覆盖在石峁岭火山岩之上。含较多孢粉,木本花粉有Sapindaceae, Moraceae, Proteaceae等,草本花粉以Gramineae和*Artemisia*为主。在合浦地区,孢粉下段组合以木本花粉为主,反映为热带森林植被景观,而上段以草本花粉为主,为稀疏草原植被景观,气候干热。雷琼地区本组含较多的玻璃陨石(雷公墨),裂变径迹测年为70~60万年,陨石表面有特殊的结构、构造,宇宙玻璃陨石记录了北海组形成的年代。古地磁测定位于松山极性时和布容极性时的界线上,与陨石测得的70~60万年时代相吻合。

【琛航组】 Chenhang Fm 属更新世中期。命名于海南西沙群岛永乐环礁的东南隅西琛1井。为白或灰白色粒泥灰岩、泥灰岩、藻屑灰岩夹骨架灰岩和粘结灰岩,偶见砾屑灰岩,可过渡为松散生物骨屑砂砾层。西永2井为礁坪湖相粒泥灰岩、泥屑灰岩及生物骨屑砂和砾组成的松散沉积层,仅在顶部见少量礁格架灰岩。西琛1井由礁坪潟湖相藻屑灰岩、粘泥灰岩、斑点礁灰岩组成。浮游有孔虫很少,其他常见的底栖有孔虫也大部分受磨损,似为礁坪沉积,厚约74米。本组与下伏永兴组呈假整合接触。据铀系测年法、氧同位素曲线法及生物地层内插编年法测定,本组底界年龄约为70万年,与磁性地层的B/M分界线一致。

【之江组】 Zhijiang Fm 曾称**之江砾石层**(Zhijiang gravels)。为浙江杭州附近更新世中期以河流砾石层为主的一套地层。它主要分布在钱塘江下游第一级阶地和第二级阶地(相对高度分别为20~25米及45~50米)、钱塘江北岸九溪十八涧等支流阶地及山麓冲积扇上。砾石层中夹砂、粘土凸镜体,或呈砾石与粘土互层。砾石成分以白色石英砂岩、紫色砂岩、灰绿色砂岩等为主,大多来自志留系与泥盆系。磨圆度中等,近钱塘江边磨圆度增高,砾石定向排列。砾石层下伏地层一般为志留系、或泥盆系、或侏罗系火山岩,为不整合接触关系。砾石层遭受不同程度的风化。关于砾石层的成因,除认为是山地河流沉积物外,也有人认为是冰川沉积物。

【巴马洞穴堆积】 Bama ave deposit 其时代为更新世周口店期早期。1973年在广西巴马那合村洞穴中发现巴马巨猿,完善了大熊猫-剑齿象动物群。洞穴高程为海拔600米,高出当地谷底80米。化石产自胶结坚实的黄色粘土、亚粘土夹有岩屑和钙质的结核中,厚约2米。洞口为红色土堆积,含粗砂粒,胶结坚实,可见厚度6米。巴马巨猿动物群的成员有:*Pongo* sp., *Macaca* sp., *Hystrix subcristata*, *Ailuropoda melanoleuca fovealis*, *Cuon javanicus*, *Rhinoceros sinensis*, *Tapirus* sp., *Stegodon* sp., *Sus scrofa*等。**巴马巨猿动物群**(Bama *Gigantopithecus* fauna)是典型的更新世周口店期大熊猫-剑齿象动物群。该动物群是由柳城动物群向万县动物群过渡的动物群。

【笔架山洞穴堆积】 Bijiashan cave deposits 时代应为更新世中期。洞穴位于广西柳州北笔架山半山腰,高出柳江水面60米,海拔140米。是裂隙再扩大而形成的洞穴,堆积物为黄色亚粘土,厚15~24米。含哺乳动物,有上新世及更新世早期的残余种*Gomphotherium serridentoides*;更新世早期属种有*Hyaena licenti*, *Stegodon* cf. *praeorientalis*, *Sus xiaozhu*;更新世早期到晚期过渡型分子有*Tapirus sinensis*, *Ailuropoda melanoleuca fovealis*, *Sus bijiashanensis*;更新世晚期和现生种有*Stegodon orientalis*, *Ursus thibetanus*等;此外还有*Macaca* sp., *Arctonyx collaris*, *Felis* sp., *F. teithardi*, *Rhinoceros sinensis*, *Muntiacus* sp., *Rhinolophus* sp.和*Testudo* sp.等20多种。

【泊岗组】 Bogang Fm 曾称**泊岗层**(Bogang bed)。属更新世中期。命名剖面位于江苏泊岗。下段为灰绿与棕红色相杂的亚粘土,局部含较多的石英岩砾石,砾石较大,砂层层次较多;上段为棕色、杂灰绿色网纹亚粘土,铁锰浸染较显,局部夹海相沉积层。厚约10米,与下伏豆冲组呈假整合接触。孢粉木本占40%左右,主要为*Pinuspollenites-Quercoidites-Rhuspollenites*组合,自下而上木本植物*Carpinus*, *Quercoidites*及Compositae, *Typha*增多,反映以阔叶林为主,气候由寒冷潮湿变为比较湿热。在西部本组受海水的影响,含介形虫*Condona sinuosa*, *Ilyocypris bradyi*等,海

侵层含介形虫 *Sinocytheridea latiovata*，*Leptocythere* sp. 等，此外还含少量有孔虫 *Protelphidium glabrum*，哺乳动物化石有 *Stegodon orientalis*，*Megaloceros pachyosteus*，*Sus lydekkeri*。重矿物由非稳定矿物组合向上变为稳定矿物组合。年代为 73 万年。西部分布大致以丰县为界；东部分布在六塘河与废黄河河道之间。

【大荔组】 Dali Fm 属更新世中期。命名剖面位于陕西大荔段家乡解放村甜水沟。底部为砾石层（即含大荔人头骨化石的层位）；下段为蓝灰、黄褐色亚粘土含砾中粗砂，具水平层理和交错层理，含蜗牛化石；上段为灰绿色粉砂夹褐色粘土、浅灰黄色黄土状粉砂，具水平层理，含钙核。本组厚 28.32 米，与下伏更新世早期的地层呈不整合接触。与大荔人头骨化石共生的哺乳动物化石有 Castoridae gen.et sp.indet.，*Palaeoloxodon* sp.，*Equus* sp.，*Pseudaxis* cf. *grayi*，*Bubalus* sp.，*Megaloceros pachyosteus*，*M.* sp. 等，其中 6 种为周口店动物群常见分子，因此大荔组与周口店组接近，但稍晚。有人估计其时代与陈家窝剖面的 S_2 层位相当，时限为 18 万～23.6 万年。有人用 ^{230}Th 测得大荔人年龄为 (20.9±2.3)万～19 万年。大荔组形成时间约 20 万～30 万年，根据孢粉资料及生物分析，大荔人生活在森林草原环境中，气候温和半湿润。本组广泛分布于陕西渭河南北塬区及部分河流阶地上和沟谷中。

【大新黑洞洞穴堆积】 Daxin Heidong cave deposits 时代为更新世周口店期的早期。命名剖面位于广西大新正隆乡那隆屯北的睡牛山。底层堆积物为紫色亚粘土，厚约 1.4 米，未胶结，含巨猿和 *Pongo* sp. 牙齿化石共三枚；上层堆积物为胶结坚硬的黄色砂土，含哺乳动物化石 *Ailuropoda melanoleuca*，*Stegodon orientalis* 和 *Megatapirus augustus* 等化石。黄色砂土堆积层之上为一层较薄的钟乳石“盖板”。洞口高出地表约 90 米，洞室较大。哺乳动物化石是典型的大熊猫-剑齿象动物群中常见的成员。

【歌乐山洞穴堆积】 Geleshan cave deposits 属更新世周口店期。命名剖面位于重庆歌乐山新开寺附近的洞穴。由黄灰、红黄、橙黄色粘土及砾石组成，含剑齿象-大熊猫动物群化石：*Ailuropoda melanoleuca fovealis*，*Panthera tigris*，*Ursus kokeni*，*Stegodon preorientalis*，*Macaca robustus*，*Szechuanopithecus yangtzensis*，*Hystrix subcristata*，*Rhizomys provestitus* 等。洞穴海拔高度 500 米，高出嘉陵江水面 300 米，与Ⅳ级阶地相当。

【鸽子洞洞穴堆积】 Gezidong cave deposits 属更新世周口店期晚期。命名剖面位于辽宁锦州西北喀佐县水泉乡鸽子洞村。底部为碎石层，砾径一般 20～30 厘米，最大可达 80 厘米，成分为寒武纪的灰岩被黄红色土充填，厚 1.2 米；砾层之上为棕黑色粘土层，厚 1.5 米；再上为灰色、灰棕、棕红色土层；第四层为灰烬层（文化层），含烧骨、木炭等，还有少量石器和哺乳动物化石，厚 0.5 米；第五层为半胶结石灰岩碎石层，含大量哺乳动物化石、石核、石片刮削器等；第六层为黄土，未见化石和石器。在洞穴堆积中发现了 66 件旧石器、22 种哺乳动物化石及用火遗迹等。为东北地区旧石器遗址和重要的哺乳动物化石产地之一，也是关于**华北动物群**（North China fauna）向东北地区扩散的较完整的资料，据哺乳动物和旧石器分析应属旧石器时代早期向中期的过渡时期，大体与周口店第 15 地点相当，从制作技术上看大体与周口店第 1 地点相当。哺乳动物化石有 *Ochotona dauurica*，*Lepus* sp.，*Marmota robustus*，*Microtus epiratticeps*，*Myospalax* sp.，*Rattus rattus*，*Cricetulus* sp.，*Canis* cf. *chihliensis*，*Vulpes* cf. *corsac*，*Felis* sp.，*F.* cf. *microtis*，*Crocuta ultima*，*Equus* sp.，*Bos* sp.，*Gazella* sp.，*Cervus* sp.，*Pseudaxis* cf. *nayur* 和 *Coelodonta antiquitatis* 等，反映较寒冷气候。

【观音洞洞穴堆积】 Guanyindong cave deposits 属更新世中期。命名剖面位于贵州黔西沙窝区沙井镇井山村，为中国南方旧石器时代早期有代表性的重要文化层。由下至上分为三组：C 组为粗砂、砂砾与粘土互层，未见化石和石器，厚度大于 4.5 米（未见底）；B 组为黄色或褐黄色或棕黄色或杂色粗砂、砂质土夹灰岩角砾，有 6 层分别含石器和化石，厚约 1.8～3.1 米；A 组为红色层，上深下浅，含石器和化石，厚约 0.4～2.4 米。总厚度大于 8 米。该洞处于一个南北约 700 米、东西宽约 500 米的封闭洼地边缘，洞口高出洼地底部约 15 米，为一沿东西向裂隙形成的窄长的洞，洞口海拔高程为 1450 米，以西洞口内外的剖面为代表。在 B 组发现的动物群中最多的是牛类，其次为獏犀、剑齿象牙齿，为华南更新世中期大熊猫-剑齿象动物群的典型代表，主要为森林中生活的种属，如 *Macaca* sp.，*Felis* cf. *tigris*，Gomphotheriidae 和大部分偶蹄类，大多在山地中生活；在竹林中生活的种类少，如 *Rhizomys* cf. *sinensis*，*Ailuropoda melanoleuca fovealis*；喜水或常在沼泽附近生活的动物有 *Bubalus* sp.，*Rhinoceros sinensis* 等。根据生物群推测，该洞附近在更新世中期时有较为茂密的草木和竹林，在山间盆地或洼地有较多的沼泽和湖泊。铀系测年结果为5.7 万～11.5 万年。

【河上洞组】 Heshang dong Fm 曾称**河上洞洞穴堆积**（Heshang dong cave deposit）。时代属更新世中期。命名剖面位于云南富民河上洞。底部为黄色砂土，中部为灰岩角砾层夹棕色泥岩，顶部为钙华层，共厚 2 米。含哺乳动物化石：*Ursus angustidens*，*Ailuropoda forealis*，*A. fulgens*，*Hyaena ultima*，*Tapirus* cf. *augustus*，*Elephas* cf. *namadicus*，*Stegodon* sp.，*Simia* cf. *satyrus*，*Hystrix* sp. 等。另有鱼化石 Cyprinidae。

【贺兰组】 Helan Fm 属更新世周口店期。在河谷盆地主要由土黄或棕褐色亚砂土、亚粘土与灰白或灰色中细砂、砂砾石等互层组成，为一套河湖相沉积。在银川盆地南部大坝一带的黄河高阶地上为灰色砂砾石层。贺兰县园艺场区测队院内在孔深 158 米处见哺乳类化石 *Megaloceros*（*Sinomegaloceros*）*pachyosteus*，是更新世中期的典型化石。在清水河盆地固原县城钻孔岩心中的孢粉有 *Piceapollenites*，*Alnuspollenites*，*Juglanspollenites*，*Ulmuspollenites*，*Celtis* 等，为华北周口店期的常见分子。磁性地层测试，布容极性时下部对应一套河湖相沉积。在银吴盆地厚约 250 米，盆地边缘变薄；清水河盆地厚约 100～200 米；苦水河盆地厚约 20～50 米。与下伏银川组呈假整合接触。主要分布于银吴盆地、卫宁盆地、清水河与苦水河谷地的地表和井下。

【金牛山洞穴堆积】 Jinniushan cave deposits 辽宁营口金牛山系一孤立山丘，由白云质大理岩组成，裂隙、溶洞发育，海拔 70 余米，有大量石器和哺乳动物化石。下段属更新世中期，大致可分三层，其岩性为棕黄色亚粘土含碎石、灰绿色粗砂层、棕红色角砾层，厚 5～8.5 米，含哺乳动物 *Hystrix lagrelii*，*Lepus wongi*，*Trogontherium* sp.，*Canis lupus mercki*，*Megaloceros pachyosteus*，*Macaca robustus*，*Felis tigris*，*Nyctereutes sinensis*，*Accipiter* sp. 等化石，1984 年从一个洞穴堆积中发现了颇为完整的人类头骨及体骨；上段属更新世晚期，由黄褐、淡橘黄色亚粘土及碎石层组成，含 *Accipiter* sp.，*Moschus moschiferus*，*Crocidura lasiura*，*Myospalax psilurus*，*Cricetulus varians*，*Coelodonta antiquitatis*，*Scaptachirus moschatus*，*Moschus moschiferus* var. *pekinensis*，*Mustela sibirica*，*Tuidus namimanni* 等哺乳动物化石，厚 1.9～6.5 米。此外还含有大量石器及数件骨器。动物群的种属与周口店第 1 地点相当。第 6 层的人类化石铀系测年为 28 万年，5～6 层之间的钙板为 27 万年，比周口店第 1 地点稍晚，与陕西大荔的早期智人头骨更为接近。

【匼河组】 Kehe Fm 命名剖面位于山西芮城西侯度村西南的匼河。由下而上岩性为橘黄色砾石层,含石器和动物化石,厚约1米;其上为浅褐色交错砂层,厚约4米;再上为灰黄色细砂层,厚约1米;再上为夹古土壤和凸镜状砾石层的含粉砂的红色土,厚约21米;顶部为砾石、灰黄色粉砂及砂质黄土,厚约2米,总厚约30米。与下伏上新世的泥灰岩呈不整合接触。在下部砾石层中含软体动物化石 *Lamprotula antiqua*,哺乳动物化石 *Megaloceros flabellatus*, *M. pachyoseus*, *Stegodon zdanskyi*, *S.* cf. *orientalis*, *Palaeoloxodon* cf. *namadicus* 和 *Hipparion* sp. 等,并含有原始性的石器,因此认为这套砾石应划归更新世周口店期初期,比北京人时代为早。该组为河流相沉积,主要分布于匼河一带。

【米咨组】 Milun Fm 曾称**米咨砾岩层**、**米咨砂岩**、**米咨鼻砾岩**。主要由层理不显的块状砾岩组成,夹粗粒至细粒砂岩和砂质页岩,含有半炭化的漂木,砾岩中砾石成分以石英岩、绿泥片岩、石墨片岩和大理岩为主,厚度大于350米,砂质页岩中含丰富的钙质超微化石,以 *Gephyrocapsa* spp. 和 *G. oceanica* 为主,相当于马丁尼(1971)的NN20化石带,时代可能为更新世周口店期晚期。主要分布在台湾省东部花莲一带。

【陶店组】 Taodian Fm 命名剖面位于安徽和县汪家山龙潭洞,为更新世中期一套洞穴堆积。灰黄或棕红色亚砂土、亚粘土,厚5米。含猿人(直立人)*Homo erectus* 化石,哺乳类动物为 *Macaca robustus*, *Blarinella quadraticauda*, *Chodsigoa youngi*, *Hyaena sinensis* 等,爬行类动物有 *Alligator* cf. *sinensis* 和鸟类 *Crossoptilon* sp.等,为华北周口店期分子,还有华南大熊猫-剑齿象动物群中的成分,直立人的性质与北京猿人相似,因此将陶店组时代划归更新世周口店期,人类化石年龄为23万~46万年。

【乌苏群】 Usu Gr 时代为更新世中期。分布于新疆独山子乌苏地区,由四个不同高度阶地的堆积物组成。下部为灰色砾石层,较为稳定,受到不同程度的褶皱变形和错断,与下伏西域组或前第四系地层呈不整合接触。上部为黄土状土,不稳定,具有下粗上细的二元结构特征,总厚数米至200米。在乌苏地区,由新到老分为四个组:④采油场组位于独山子构造东部的油田生产区内,具下粗上细二元结构;③鲤鱼山组位于乌鲁木齐附近鲤鱼山,下部由砾石层组成,被泥、砂和钙质胶结,上部为黄土层,含哺乳动物 *Palaeoloxodon*;②奎屯河组位于奎屯河东岸山梁上,下部由灰色砾石组成,与下伏新近系独山子组呈不整合接触,上部由黄土组成,总厚20~30米;①买川塔吾组位于独山子背斜南翼的单面山山顶上,下部由灰色砾石层组成,与下伏西域组不整合接触,上部由土黄色黄土状土组成,厚20米。在奇台为灰色砾岩层或砂、砾岩层,与下伏古(新)近系或中生界呈不整合接触,厚1~10米,含孢粉 *Quercoidites* sp., Polypodiaceae, *Magnolia* sp., Chenopodiaceae, *Piceapollenites* sp., *Ephedripites* sp.等。本群广泛分布于盆地四周、山区、大河两岸及山麓地带,大部分属冲、洪积成因,组成高出戈壁平原或相当的河谷高阶地,一般高出河床数十米,部分地区可达200米。

【雅安组】 Ya'an Fm 曾称**雅安砾石层**(Ya'an gravels)。命名剖面位于四川雅安龙观山。曾用过高台地砾石层、眉山层、老砾石层等名称。分为上、下两部分:下部以砂、砾岩为主,不具层理,砾石成分有石英岩、花岗岩、玄武岩和辉长岩等,砾石大小不一,一般砾径2~8厘米,大者可达20~40厘米,胶结物为橙黄、黄色之粘土;上部以黄色粘土为主,略具层理。总厚数米至40米,含有 *Stegodon orientalis*, *S. parahypsilophus* 等哺乳类化石和少量松、栎及蒿属孢粉。组成四川西部Ⅳ或Ⅴ级高阶地,一般高出河面:平原山前地带为90~100米,丘陵区为70~120米,南部边缘为125~130米。根据哺乳动物化石和本组出露的地貌位置,定为更新世中期。重庆砾石层可与本组对比。

【盐井沟洞穴堆积】 Yanjing gou cave deposits 命名剖面位于重庆万州西南30公里处的盐井沟平坝,为下三叠统嘉陵江组灰岩洞穴内堆积。由红或黄色亚粘土、粉砂和灰岩角砾组成,底部常残留铁、锰结核,厚10~20米。在亚粘土中含有大量哺乳动物化石,命名为盐井沟动物群,又称万县动物群、四川动物群,属华南"剑齿象-大熊猫动物群"。分布在海拔600~800米的由下三叠统嘉陵江组石灰岩组成的洞穴内。广西武鸣、云南富民、江苏丹阳和江西乐平之洞穴堆积中的化石可与盐井沟动物群对比,属更新世周口店期。

【杨柳青组】 Yangliuqing Fm 属更新世中期。命名剖面位于天津西郊杨柳青镇东津西$_1$孔,孔深180~311.2米。下段为黄棕或棕黄或灰绿色斑粘土、亚粘土与厚层细砂、中细砂互层,普遍含铁、锰、钙结核,在砂层顶部、底部常见钙质胶结,土层含砂较多呈混粒结构。孢粉主要有 *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Abiespollenites*, Gramineae,为针叶林植被;介形虫有 *Candoniella albicans*, *Ilyocypris biplicata*, *Cyprinotus* sp. 等,属陆相环境,厚40~90米,与下伏固安组呈假整合接触。上段为棕黄或灰绿或锈黄色斑粘土、亚粘土与细砂互层,局部为中细砂层,土层多含鲕状铁、锰核和钙核,钙核大如鸡蛋,有锰染现象,含砂较多呈混粒结构,砂层顶底也呈钙质胶结,化石比下段显著增多,孢粉有 *Pinuspollenites*, *Corylluspollenites*, *Artemisia*, Cyperaceae 等,反映为针阔叶混交林植被,介形虫有 *Candoniella albicans*, *Ilyocypris bradyi*, *Cytherideis* sp. 等为陆相环境,局部含有孔虫 *Ammonia annectens*,属海相环境,说明曾有1~2次海侵,厚为47~80米。本组西部为冲积洪积相,中部为河湖相,东部滨海地区为河湖相夹海相,表明为间冰期气候条件下的沉积物,本组在河北平原广泛分布。在北京地区称**翟里组**(Zhaili Fm),在顺1孔中发现下部有4层含显微熔融石,直径小于1毫米的玻璃质物体赋存在一定层位的黄灰、黄绿色亚粘土中,可作为划分、对比地层的标志。显微熔融石用热释光、铀系测年为(0.54±0.08)万年,该组下限年龄暂定为70万年。

【卓兰组】 Cholan Fm 又称**古亭坑组**(Kutingkeng Fm)。命名剖面位于台南旗山剖面。下部属于更新世早期,上部属于更新世中期。岩性为块状泥岩夹少量薄层砂质泥岩,含浮游有孔虫及钙质超微化石,上部含有孔虫 *Globorotalia inflata* 带,以 *G. inflata* 首次出现为标志;下部为 *Globorotalia triangula* 带,以 *Globorotalia tosaensis* 在其底部首次出现为标志,相当于深海浮游有孔虫带N21/N20之间的界面所在。旗山剖面古地磁测定结果下部与松山极性时的哈拉米洛亚时及奥尔都维亚时界限相当,上部层位与布容极性期与松山极性期的界限相当。由下至上分为6个孢粉带;①Taxodiaceae-Fagaceae 带,位于奥尔都维亚时之下;②Pinaceae Ⅱ带,位于奥尔都维亚时之后,晚于186万~130万年;③Taxodiaceae 带,持续到哈拉米洛亚时之后,相当于130万~89万年;④ *Pinuspollenites*-taxodiaceae-*Castanopsispollenites* 带,地层从哈拉米洛亚时延续到布容极性时,相当于89万~63万年;⑤Pinaceae Ⅰ带,时代为63万~56万年;⑥ *Castanopsispollenites* 带,年龄约为41.6万年。在旗山剖面本组厚590米,属于中等深度的开放性海洋环境沉积。大坑剖面,由浅青色或浅灰色细粒砂岩及粉砂岩、青灰色或暗灰色泥岩与页岩互层组成,由北向南砂分递减,粒度变细,夹零星灰岩透镜体。据所含微体古生物化石由下而上,分为5层:第1层为海相化石层,厚450米;第2层为牡蛎层,厚350米;第3层为海相化石层,厚700米;第4层为植物化石层,厚80米;第5层为海相化石层,厚200米,总厚

800～2700米。为浅水海洋沉积环境，孢粉可与旗山剖面孢粉带对比。与下伏上新统锦水页岩呈整合接触。分布在台湾省西部、南部及东部，台南至高雄地区。

【庙后山洞穴堆积】 Miaohou shan cave deposits 位于辽宁本溪山城子村庙后山南坡的洞穴堆积，自下而上分8层，洞内发现的人类化石和旧石器，是东北地区时代最早的一个含有直立人化石的动物群。其中1～3层属更新世早期，4～6层属更新世中期，7～8层属更新世晚期。第5～6层堆积为褐黄色亚粘土，其中含石灰角砾，下部胶结坚硬，局部呈钙板状，上部角砾少，较松散。**庙后山哺乳动物群**（Miaohou shan mammal fauna）有 *Equus sanmeniensis*，*Dicerorhinus mercki*，*Macaca robusta*，*Megaloceros pachyosteus*，*Sinocastor anderssoni* 等，基本上与周口店第1地点相同；第4层哺乳动物化石有代表温暖气候的 *Dicerohinus merchki*，从各层动物化石种类来看，**庙后山人**（Miaohoushan Man）生活时期，经历了由湿凉—温暖—温凉干燥的气候变化。孢粉组合反映为茂密的 *Pinuspollenites* 和 *Quercoidites* 为主的落叶阔叶林，反映的气候条件及其变化也基本上与哺乳动物群相一致。据古地磁测试4～8层为布容时，年代新于73万年，第4层中间出现的可能是琵琶湖亚时E亚时，年代为40万年；铀系测年4层顶至6层上部分别为33万年、30万年、23万年和14万年。与周口店第1地点比较，表明它开始和结束的时间都相当晚。

【萨拉乌苏组】 Salawusu Fm 曾称**萨拉乌苏建造**（Salawusu formation）、**萨拉乌苏河组**（Sala'us gol Fm）。属更新世萨拉乌苏期。内蒙古河套地区萨拉乌苏组主要分布于内蒙古乌审旗萨拉乌苏河、纳林川、悖牛川乌兰木伦河等地，常构成Ⅱ、Ⅲ级阶地。下段主要为灰绿或灰白色粘土质粉砂与粘土互层，夹黄色细砂、灰黄色粉砂层，底部含钙质结核，砂层具水平微细层理和交错层，厚约44米；上段主要为灰黄或棕黄色细、粉砂，及1～2层灰黑或灰绿色粘土薄层，厚20～30米。在伊克昭盟（今鄂尔多斯市）境内红柳河岸堆积阶地中，发现晚期智人化石和哺乳动物群化石，自下而上为湖相堆积、河流相堆积、湖相堆积，总厚大于70米，不整合于古（新）近纪或白垩纪地层之上。人化石和大批哺乳动物化石发现于距现代河面约10米的砂和粉砂层中，即1～5层的湖相堆积中，共含有35种哺乳动物，含河套人和典型的更新世晚期萨拉乌苏动物群。啮齿类和有蹄类占其组成的80%以上，大都为寒冷、干旱或半干旱地区的类型，孢粉数量多，种类复杂，木本植物中以 *Pinuspollenites* 为主，次为 *Betual*，草本植物为 Chenopodiaceae 和 *Artemisia* 最多，从动植物所反映的情况说明，"河套人"生活在与今相当（或稍偏凉）的气候条件下并兼有森林和草原的环境中。本组所含石器为旧石器时代晚期产物。根据几个地点含人化石和旧石器层位的样品铀系测年，其时代为5万～3.7万年，范家沟湾^{14}C测年结果为3.5万年，与洛川黄土剖面对比，可能相当于L_1中的中间细粒层；与深海氧同位素曲线对比，可能相当于第3阶段。从动物组合看，其时代为更新世晚期。萨拉乌苏动物群化石，还有鸵鸟（*Struthio*）、兀鹰（*Buteo*）、山鹑（*Coturnix*）、沙鸡（*Syrrhqptes*）、和野鸭（*Anas*）等化石。哺乳动物中有些现代已经绝灭了，还有相当一部分现生种。

【戈壁组】 Gebi Fm 属更新世晚期。为灰黑色砾石层，砾石成分复杂，磨圆度和分选性因地而异。塔里木盆地东南部若羌河钻孔揭露岩性以灰黄色砂砾层为主，夹亚砂土、亚粘土，厚度达74米。塔里木盆地南部和田地区，厚度可达200米。在河西走廊南侧以砾石为主，北侧以碎石为主，均呈灰黑色，砾石和碎石成分因地而异，砾径一般10～30厘米，近山前可达1米，厚度由山前向走廊中心逐渐加大，厚数米至数十米不等，^{14}C年龄（12900±100）～（34700±1100）年。广布于塔里木盆地和准噶尔盆地边缘和河西走廊两侧，地貌上构成山麓带新洪积扇群。

【乾县组】 Qianxian Fm 时代属更新世萨拉乌苏期。分布在陕西渭河盆地及其邻近地区。有土状堆积和河流沉积两大类，多分布在灞河及其支流的第Ⅱ级阶地上及邻近的黄土塬上。根据岩性、化石、考古材料等，可以分为相当于萨拉乌苏阶的下部（Qp^{3-1}）和上部（Qp^{3-2}）：萨拉乌苏阶下部（Qp^{3-1}）在灞河第Ⅱ级阶地上为黄土状砂质土，夹有两层明显的棕红色古土壤，在灞河各支流沟谷中为灰黄色砂质土含砂砾凸镜体，砾石成分以钙质结核为主，在蓝田县贾家村涝池河右岸剖面中发现旧石器及如下的化石，狼（*Canis lupus*）、狐（*Vulpes* sp.）、鬣狗（*Hyaena* sp.）、虎（*Felis tigris*）、普氏野马（*Equus przewalskyi*）、野驴（*Equus hemionus*）、披毛犀（*Coelodonta antiquitatis*）、斑鹿（*Psudaxis hortularum*）、麅子（*Capreolus manchuricus*）等；萨拉乌苏阶上部（Qp^{3-2}）为灰黄色砂土，具垂直节理，性质与马兰黄土相似，局部地方有砂砾凸镜体，主要分布于灞河支流沟谷两侧。乾县组总厚度一般为10～30米。曾发现过新人化石（*Homo sapiens*）。在乾县大沙沟中，离石黄土的侵蚀凹地上，充填了河流－湖泊沉积，含纳玛象（*Palaeoloxodon namadicus*）及淡水螺化石。

【新蔡组】 Xincai Fm 时代属更新世萨拉乌苏期。分布于河南东南部新蔡、汝南、正阳、息县、淮滨等地，沿洪河、汝河两岸大面积出露。属湖泊沉积与河流沉积，为灰黑色砂质粘土与灰黄色砂质粘土互层，常夹粘土及砂的透镜体；或为灰黄色、褐黄色砂质粘土，夹黑色粘土。在新蔡县练村发现有河套大角鹿、梅氏四不象鹿等淮河动物群化石。本组厚度一般均小于30米，汝南一带厚达130米。

【田洋组】 Tianyang Fm 属更新世晚期。分布于广东雷州半岛徐闻县田洋、青铜等地，主要为火山口湖的湖沼沉积。上部为灰蓝色粘土、砂质粘土夹泥炭层，下部为灰黑色、灰蓝色含油腐泥岩，总厚约数米至二百余米。

【石岛组】 Shidao Fm 属更新世萨拉乌苏期末期。分布于中国西沙群岛中的石岛和东岛。岩性为珊瑚贝壳碎屑灰岩，岩石的碎屑成分主要是珊瑚、红藻碎屑和有孔虫、腹足类、双壳类等碎屑。胶结物为沉积型结晶方解石。岩层疏松，孔隙较发育，上部为薄层状粗砂岩，粒径为0.5～1.0毫米，单层厚1～3厘米；下部为中薄层状中砂岩，粒径为0.2～0.5毫米，单层厚1～2米。本组交错层理十分发育。岩石风化后呈浅灰色、具凹凸不平的风化面。含有丰富的生物化石，底栖有孔虫中有大量浅水滨海相的马达加斯加双盖虫（*Amphistegina madagascariensis*）、刺状马刺虫（*Calcarina calcar*）等，浮游有孔虫中以敏纳圆幅虫（*Globorotalia menardii*）、截锥圆幅虫（*Globorotalia truncatulinodes*）为主。本组经放射性碳测定为距今（14130±450）年。

【咸嘴组】 Qizui Fm 属更新世晚期。主要分布在淮河中下游地区，命名剖面在安徽五河咸嘴。岩性为浅黄色粉砂层，间夹棕褐色粉砂质粘土层，底部夹细砂层。具水平层理或斜层理，底部有成层钙质结核，为河流与湖泊沉积物。含鹿、牛和多种淡水蚌化石。厚度一般小于10米。在江苏北部的丘陵地区与平原地区均有分布。磁性地层位于布容极性时上段，布莱克亚时之下，年代约为13万年。

【山顶洞洞穴堆积】 Shandingdong cave deposits 又称**山顶洞组**（Shandingdong Fm）。属更新世萨拉乌苏期。命名剖面位于周口店龙骨山的南坡，距离北京猿人洞第一地点约70米，位于第12地点与第15地点之间，堆积物为比较厚的灰岩角砾夹5个文化层，角砾间充填灰黄色粉砂土，未胶结，全部堆积厚度达10米

以上，含晚期智人（山顶洞人）化石及含大量哺乳动物化石等48种，绝灭种有 *Ursus spelaeus*，*Crocuta ultima* 等，现生种占87.9%，应属更新世萨拉乌苏期末，比萨拉乌苏、水洞沟、峙峪等遗址都晚，并发现其石器、骨器加工均较细致，应属中国旧石器末期文化，相当于欧洲的**马格达林文化期**（Magdalenian Culture）。^{14}C测年结果：上部为（10 470 ± 360）年，下部为（18 340 ± 410）年。从沉积物、年代及生物等说明，山顶洞沉积经过末次冰期气候变冷的时代，所含哺乳动物化石有华南的 *Paguma larvata* 和 *Cynailurus* cf. *jubatus*，因此北、南方沟通可能已受中国大理冰期中的暖温间冰期（或亚间冰期），或更晚时期气候变暖的影响。

【顾乡屯组】 Guxiangtun Fm 属更新世晚期。命名剖面位于黑龙江哈尔滨西南顾乡屯。下段为粘土质粉、细砂夹薄层粘土；上段为灰黑色亚粘土、淡黄色黄土状土，夹两层古土壤。厚度一般为20～50米，与下伏地层呈不整合接触。盛产披毛犀-猛犸象动物群化石，中外驰名。1975年在顾乡屯阶地上11米深的探坑中挖出 *Mammuthus primigenius*，*Coelodonta antiquitatis*，*Bos primigenius*，*Equus hemionus* 等化石。1973年在黑龙江肇庆县三站地表深处有完整的 *Mammuthus sungari* 化石，^{14}C年龄为（21 200 ± 600）年，后又在扎赉诺尔发现一巨大的猛犸象骨架，^{14}C年龄为（33 450 ± 200）年。猛犸象-披毛犀化石，仅在黑龙江、吉林就发现300多处，50多种，称为**顾乡屯动物群**（Guxiangtun fauna），其种类大多与西伯利亚南部更新世晚期的动物群非常接近。荒山顾乡屯组下部的淤泥中发现有 *Piceapollenites* 和 *Betulaepollenites* 的树干，^{14}C年龄为（30 000 ± 700）年，在同层中还发现植物化石 *Piceapollenites* cf. *nephrolepis*，*Larixpollenites dahurica*，*Betulaepollenites* sp. 等，说明当时哈尔滨一带为以云杉为主的暗针叶林植被，相当于末次冰期气候。黑龙江省博物馆确定荒山顶上存在两个新石器时代的细石器遗址，**南城遗址**（Nancheng microlithic site）和**北城遗址**（Beicheng microlithic site），这些遗址在松嫩平原分布较广。该组主要分布在松嫩平原西部的低平原及松花江、嫩江等主要河流Ⅰ级阶地，在东部高原的局部低洼地也有本组堆积，以哈尔滨顾乡屯、齐齐哈尔西部的富拉尔基等地出露最好。

【海拉尔组】 Hailaer Fm 属更新世晚期的末期。分布在内蒙古呼伦贝尔盟海拉尔河流域，由冲积、冰水沉积的砂砾石、砂、粉砂等组成，厚度一般由数米至数十米。在扎赉诺尔煤矿东南的沙子山，为冰水沉积的粉砂、砂层，分选性与磨圆度均较好。厚约15米。含化石野马（*Equus caballus*）、野驴（*Equus hemionus*）、野牛（*Bison* sp.）、真鹿（*Cervus* sp.）、羚羊（*Gazella* sp.）、猛犸象（*Mammuthus* sp.）、东北野牛（*Bison exiguus*）等。

【成都粘土】 Chengdu clay 属更新世萨拉乌苏期。命名剖面位于四川成都市东郊。为灰黄、棕色的粘土，具胶黏性或有塑性，质地均匀，无层理。含有钙质结核，结核直径一般3～6厘米，最大达20厘米以上。粘土层下部常含黑褐色豆粒状锰质结核和斑块。矿物成分以石英为主，其次有褐铁矿、钛铁矿、白钛石和长石等。从盆地西北向东南，粒度有变细的趋势。厚数米。覆盖在成都附近Ⅱ级以上的各级阶地上或丘陵内部一些封闭、半封闭的洼地中。^{14}C年龄为（16 960 ± 210）年和（23 500 ± 410）年。在广汉、德阳、绵阳和梓桐等地均有分布。

【丁村组】 Dingcun Fm 年代约在7.5万～13万年，属更新世萨拉乌苏期早期。命名剖面位于山西襄汾南汾河左岸的丁村附近。发掘工作从第100地点发现三枚人牙化石及石器和动物化石。岩性以第100地点为代表，有不很明显的分层，下部为绿色细砂，砂砾层向上渐变为微红色，上部为微黄色细砂，厚5米。石器、脊椎动物化石大部分发现在以上层位。哺乳动物有 *Nyctereutes* cf. *procyonoides*，*Siphneus fontanieri*，*Coelodonta antiquitatis*，*Equus hemionus*，*E. przewalskyi*，*Pseudaxis* cf. *grayi*，*Sinomegaceros* cf. *ordosianus*，*Elephas* cf. *namadicus* 等及丁村人化石，还发现有不少软体动物和鱼化石。人类化石属于智人类型。当时汾河一带气候比现在要温暖，丁村人生活时期的植被以 Graminease 为主，另有 Chenopodiaceae，*Artemisia*，Compositae 等，显示出一种禾本草原环境。为一套河流、湖泊相沉积。4个电子自旋共振（ESR）年龄为75 000年、92 000年、95 000年和104 000年，相当于氧同位素的第5段或末次间冰期之间。主要分布于山西临汾盆地和大同盆地。

【哈尔滨组】 Harbin Fm 属更新世萨拉乌苏期早期。命名剖面位于黑龙江哈尔滨荒山。下段以黄褐色黄土状亚粘土为主，多孔隙，局部有垂直节理，含两层古土壤，铁染深；上段为淡黄色黄土及黄土状粉砂，具垂直柱状节理，无层理，结构均一，其中含黑色条带及古土壤，有钙质菌体，厚10～25米。与下伏上荒山组呈假整合接触。重矿物以非稳定矿物为主，孢粉贫乏，以旱生和半旱生植物花粉为主，反映干冷气候。据热释光和古地磁测试结果年龄为8万～20万年，上段^{14}C年龄为20 000～30 000年。分布于松嫩平原东部高平原西缘，大体沿安达、哈尔滨、双城一带。

【神仙洞洞穴堆积】 Lishui Shenxiandong cave deposits 时代为更新世萨拉乌苏期晚期。命名剖面位于江苏溧水东南回峰西北城神仙洞。下部为棕红色粘土、亚粘土和灰棕色粉砂及砂砾层，夹10厘米的钟乳石层，厚5米，有明显的层理，未见化石。中部为红褐色砂质土，未胶结，无层理，含石灰岩角砾、石英岩砾石及钟乳石块、动物化石和零星木炭屑，厚1.5～2.5米，此堆积的底部为10厘米左右的钟乳石盖板，与下部沉积隔开，局部在盖板上有厚约20厘米的粘土。上部为棕色亚粘土夹三层钙板层（3米），含哺乳动物化石17种，仅有一个绝灭种（占全种属的5.59%），其余皆为现生种，*Ursus arctos*，*Scaptochirus moschatus*，*Cricetulus* sp.，*Crocuta ultima*，*Paguma larvata*，*Macaca* sp.，*Hystrix*，*Nyctereutes procyonoides*，Canidae，*Mustela* sp. 等，前三种是生活在中国北方或黄河以北地区的，表明当时气候凉爽。上部堆积物中骨化石测得^{14}C年龄为（11 200 ± 1000）年。孢粉组合，下部草本占51.9%，向上减少为32%～10.2%，并逐渐增加喜暖湿的成分，可能处于冰期向冰后期过渡时期。

【龙潭山洞穴堆积】 Longtanshan cave deposit 属更新世晚期。命名地点位于云南昆明呈贡县大渔村龙潭山洞穴。堆积物中、下部为黄灰或黄绿色含砾钙华层，砾石成分有石英砂岩、玄武岩、石灰岩和钟乳石碎块，下伏二叠系倒石头组灰岩。上部为褐红色含砾石钙质泥。总厚3～6米。含哺乳动物化石 *Homo sapiens sapiens*，*Bubalus* sp.，*Sus scrofa*，*Megatapirus augustus*，*Pseudaxis* sp.，*Muntiacus* sp.，*Equus* sp.，*Crocuta ultima*，*Nyctereutes procynoides* 等。

【峙峪组】 Shiyu Fm 属更新世萨拉乌苏期。命名剖面位于山西大同盆地朔州城西北峙峪村，属河流Ⅱ级阶地堆积物。由下而上：①灰色或棕褐色砂砾石层，夹砂、砂类土透镜体，厚1.5米；②灰或棕黄或棕褐色亚砂土和砂类土，夹灰黑色富炭质薄层砂类土（灰烬层）、砂砾石层、“文化层”，厚2米；③灰或灰白色砂层，夹砂砾石透镜体、薄层亚砂土、砂类土，厚9米；④灰黄或棕黄色亚砂土及砂类土，夹浅棕红色亚粘土、薄层砂、砾岩，厚10米；⑤灰黄色砂质土（次生黄土），厚8米。总厚50.5米。下伏为二叠系砂页岩。文化层含人类遗骨、石器，及鸟类和脊椎动物化石，主要有：*Struthio* sp.，*Crocuta* sp.，*Panthera tigris*，*Myospalax*

sp., *Cervus elaphus*, *Megaloceros ordosianus*, *Gazella przewalskyi*, *G. subgutturosa*, *Bubalus* cf. *wansjoki*, *Bos* sp., *Coelodonta antiguitatis* 等，与萨拉乌苏动物群相当。属河流Ⅱ级阶地堆积，上部夹牛轭湖相堆积。该遗址^{14}C 年龄为(28 135 ± 1330)年。与洛川剖面对比，可能相当于 L_4 的上部粗粒层，与深海氧同位素曲线对比可能相当于第 2 阶段。主要分布于各河流Ⅱ级阶地，在其他盆地边缘地带分布也很普遍。

【水洞沟组】 Shuidonggou Fm 属更新世晚期。水洞沟遗址，位于宁夏灵武，发掘了许多旧石器和哺乳动物化石，被称为河套文化。遗址堆积，底部为灰色砂砾石层(未见底)，下段为黄褐色中、细砂层和灰黑色淤泥质亚粘土，呈透镜状；中段为黄绿、蓝灰色亚砂土，有融冻褶曲；上段为灰黄色粉砂层(10 ~ 20 米)，质地较均一，有明显的水平层理，为一套河湖相沉积，厚 20 米，与下伏中渐新统清水营组呈不整合接触。含旧石器和脊椎动物化石有 *Equus hemionus*, *E.* sp., *Crocuta ultima*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison* sp., *Gazella* sp. 等，这些都是中国华北地区更新世晚期的常见分子。孢粉组合特征以小灌木及草本植物花粉中 *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Ephedripites* 和木本植物花粉中的 *Piceapollenites*, *Pinuspollenites* 等为主，反映荒漠草原环境，只在融冻褶曲层位有 *Abiespollenites*，说明更新世晚期曾有过寒冷气候期，与华北平原类似。属于旧石器时代晚期文化。旧石器层位骨化石^{14}C 年龄为(17 250 ± 250)年，钙质结核^{14}C 年龄为(26 230 ± 800)年，比萨拉乌苏动物群层位要高。主要分布于银吴盆地、卫宁盆地、清水河谷地、苦水沟谷地及较大的支流河谷中。

【西畴洞穴堆积】 Xichou cave deposits 又称**西畴人类化石层** (Xichou man horizon)。时代为更新世晚期。位于云南西畴东南一孤峰脚下。由黄或黄褐色砂质粘土、粘土层组成，顶部为灰黄色石灰华层，厚约 2 米，含人类化石和大熊猫-剑齿象动物群，*Megatapirus augustus*, *Stegodon orientalis*, *Ursus thibetanus*, *Rhinoceros sinensis*, *Ailurus fulgens*, *Pongo* sp., *Hystrix subcristata*、*Capricornis sumatraensis* 等。人类化石属晚期智人。

【新洞洞穴堆积】 Xindong cave deposits 时代属更新世萨拉乌苏期。新洞即周口店第 4 点几个被堆积封住的石缝，其基岩为奥陶纪灰岩。洞内堆积物为黄色亚粘土和角砾，其中夹 3 ~ 4 层石灰华。底部有条带状灰烬，含少量哺乳动物化石，堆积物倾向北西，倾角均大于 10°。新洞人齿冠特征，基本上介于北京猿人和山顶洞人之间。**新洞人**(Xindong Man)的发现给北京猿人到山顶洞人间增添了一个极其重要的中间环节。所含哺乳动物化石比较丰富，主要有 *Macaca robusta*, *Coelodonta* sp., *Myospalax wongi*, *Sus* cf. *lydekkeri*, *Megaloceros pachyosteus*, *Lepus* cf. *wongi* 等，代表新洞堆积出现的属种有 *Sciurotamias davidianus*, *Cervus elaphus* 等，这些化石是更新世晚期的代表。还有一些是从第四纪早期到晚期的种属。孢粉组合中适应于温暖气候的阔叶林有 *Fagus*, Moraceae，适应广泛气候条件的阔叶林有 Cupressaceae，草本植物有 Leguminosae, Gramineae 等，说明当时新洞人生活在温和偏暖多树的灌丛草原环境中。洞穴灰烬层的^{14}C 测年结果大于 4000 年，用铀系法对 3 ~ 7 层骨化石测定年龄为 13.5 万 ~ 17.5 万年。

【新兴组】 Xinxing Fm 属更新世晚期。命名剖面位于广西柳江新兴农场通天岩。1958 年在洞穴中发现古人类化石——柳江人。堆积物为石钟乳和灰黄、红黄色砂质粘土，在下部红黄色砂质粘土中含柳江人等哺乳动物化石，厚 1.5 米，未见底。该组分布极为广泛，洞穴海拔高度约 100 ~ 166 米，高出当地河水面 16 ~ 30 米，含大量哺乳动物化石，有大熊猫、剑齿象、中国熊等，与湖北长阳含真人化石的动物群、广东曲江马坝人的时代相当。

【许家窑组】 Xujiayao Fm 属更新世晚期。命名剖面位于山西阳高县古城镇许家窑村东南梨益沟西岸断崖上。为黄绿或灰绿色粘土、亚砂土，黄褐或淡红色粉砂，文化遗物和动物化石大部分发现于离地表 8 ~ 12 米处的湖相地层中，上覆约 4 米厚的砂层，其下为砂层和粉砂质粘土，其间夹 5 厘米厚的胶结砂层。剖面厚 20 米左右，与下伏更新统中部的小渡口组呈不整合接触。含软体动物化石 *Opeas pyrgula*, *Bradybaena similaris*, *Pyramidula potanini* 等，与许家窑人共生的古脊椎动物相当丰富，有 *Struthio* sp., *Ochotona* sp., *Myospalax fontanieri*, *Microtus brandtioides*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus przewalskyi*, *Gazella subgutturosa*, *Ovis* sp. 等，生物多为北方寒冷期和末次冰期常见的动物群，为干旱草原环境。植被以草本植物占优势，而木本植物中以 *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* 为主，另含 *Ephedripites*, *Artemisia*，为干旱、半干旱气候常见种类。文化遗物相当丰富，共 589 件，有石核、石片、刮削器、雕刻器、骨器等，在细石器技术传统上属北京人文化与峙峪文化之间的过渡类型，故把许家窑文化称谓许家窑文化期。采用地表下 8 米处的犀牛牙铀系测年，为 12.5 万 ~ 1.0 万年，与洛川黄土剖面对比，相当于 L_4 下面的粗砂层，与深海氧同位素曲线对比可能相当于第 4 阶段。时代为维尔姆冰期的早期阶段，绝对年龄约为 6 万 ~ 3 万年。

【资阳组】 Ziyang Fm 时代为全新世—更新世萨拉乌苏期。剖面位于四川资阳城西约半里处的黄鳝溪河南岸。分为上、下两部分：下部为砂、砾层；上部为红黄色、灰色砂质粘土和粘土质砂土。厚 7 ~ 12 米，含犀牛-水鹿-东方剑齿象动物群中的 *Stegodon orientalis*, *Rhinoceros* cf. *sinensis*, *Cervus* (*Rusa*) *unicolor* 以及人-麂-猛犸象动物群中的 *Homo sapiens*, *Moschus* sp., *Mammonteus primigenius* 等，此外，还含乌木和石器。广泛分布于四川盆地河流两岸，组成Ⅰ级阶地和河漫滩，阶地高出河面的高度，在成都平原为 2 ~ 7 米；丘陵区 10 ~ 18 米；盆地东南 17 ~ 30 米。上部乌木^{14}C 年龄为(7500 ± 130)年 ~ (7310 ± 150)年和(6740 ± 120)年 ~ (6550 ± 120)年，绵竹阶地底部乌木^{14}C 年龄为(415 000 ± 6250)年，泥炭^{14}C 年龄为(33 200 ± 1500)年。

【西沙洲组】 Xishazhou Fm 位于南海永兴岛西北端西沙洲，面积 0.3 平方公里，高程 2 米。沉积物为白或灰白色生物骨屑砂、砾层及大量礁格架灰岩、粘结灰岩，沉积环境为礁后岛屿环境，礁前贴边礁格架，沉积速度大于 4 厘米/千年，厚约 10 米，不整合于石岛组之上，底界年龄为 1 万年，属全新世。

【烟墩组】 Yandun Fm 属全新世晚期。命名剖面位于海南岛文昌县烟墩的烟墩桥；在地貌上构成沿海沙堤、沙堤封闭的潟湖以及新海滩岩。沙堤沙为黄色中砂或细砂，分选好；潟湖堆积为灰或灰黑色亚砂土、粘土质粉砂，含炭化木较多，水平层理发育，局部钙质胶结，厚 7.7 米，不整合于玄武岩、花岗岩或中生代地层之上。海滨潟湖中的腐木^{14}C 年龄为(2054 ± 100)年、(2214 ± 150)年、(1800 ± 90)年。本组亦称**新海滩岩**(New Beach rock)，深圳沿海高程 1.5 米海滩岩^{14}C 年龄为(2170 ± 85)年；崖县沙滩上的海滩岩^{14}C 年龄为(1190 ± 70)年；东方八所沙滩上的海滩岩^{14}C 年龄为(1020 ± 90)年；西沙广金岛沙滩上的海滩岩^{14}C 年龄为 237 年。本组沉积环境为滨海沉积和潟湖沉积，广泛分布于沿海地带。

【东岛组】 Dongdao Fm 时代初步定为全新世早期。出露于中国西沙群岛中的东岛和石岛。岩性为珊瑚贝壳砾岩，呈粗砾状结构，砾石全由珊瑚碎屑，贝壳组成，良好滚圆或半滚圆状。中薄层状，单层厚 1 ~ 2 米，化石有蝾螺(*Turbo*)、砗磲(*Tridacna*)、砗磲(*Hippopus*)，它们均生活在潮间带浅水区。东岛组伏于石岛

组之上，上覆岛粪层或现代珊瑚贝壳沙。分布高程 5～6 米。

【大孤山组】 Dagushan Fm 属全新世。分布在辽宁南部地区，命名剖面在辽宁省东港市大孤山黄土坎。下部为坡积、洪积的砂砾层，砾石多为棱角状与次棱角状，厚度 0.7～2.0 米；中部为沼泽沉积的淤泥草炭层，含大量植物遗体，草炭质轻可燃，厚度0.5～1.3 米，泥炭的 ^{14}C 年龄分别为(6660±100)年与(7390±190)年，孢粉组合反映当时植被为桤木阔叶林。气候较暖较湿，相当于大西洋期。年龄距今为 5000～7500 年。属全新世中期偏早期。

【李家沟组】 Lijiagou Fm 属全新世。分布在辽宁南部地区，命名剖面在辽宁省庄河市李家沟与前洼屯。下部为淤泥层，^{14}C 年龄为(3730±120)年；上部为泥炭层，^{14}C 年龄为(2750±100)年。孢粉组合表现为桤木阔叶林，以桤属和栎属为主，同时含有较多的松属成分，反映较暖较干的气候条件，可能相当于亚北方期。其年龄距今为 2500～5000 年，属全新世中期偏后期。

【前洼屯组】 Qianwatun Fm 属全新世晚期。分布在辽宁南部地区，命名剖面在辽宁省庄河市前洼屯，下部为泥炭层，孢粉组合表现为针阔叶混交林，即松属、栎属与桤属混交林。^{14}C 年龄为(2435±100)年与(2050±95)年。金县普兰店古莲子层可能与此层大致相当，古莲子 ^{14}C 年龄为(1040±210)年和 2000 年左右。上部为黄色粉砂质粘土层。本组相当于亚大西洋期。

【半坡组】 Banpo Fm 属全新世。半坡新石器遗址位于陕西西安东郊灞河东岸的Ⅰ级阶地上。在半坡遗址大围沟剖面共分七层，夹三个文化层，由下而上：第三文化层为褐灰色亚粘土，厚 0.62 米，含陶片、骨片、炭屑；第二文化层为褐红色黄土状土，厚 0.7 米，含炭屑、骨片、陶片及砾石，^{14}C 年龄为(5600±105)～(6640±105)年；第一文化层为黄褐色黄土状土，含木炭屑、陶片、骨片，厚 0.2 米。产**半坡动物群**(Banpo Fauna)，包括现代人 *Homo sapiens*，哺乳动物 *Sus domeslica*，*Canis familiaris*，*Ovis* sp.，Bovidae，*Equus* sp.，*Gazella* sp.，*Meles leucurus*，*Vulpes* sp.，*Equus hemionus* 等，禽类 *Aquila* sp. 等；孢粉组合特征表明，在距今 8500～5000 年间，气候和环境曾有五次变化，早期气候变暖→气温下降→温暖湿润→较冷→温暖湿润。**半坡人**(Banpo man)生活最活跃的时期约距今 6000～5000 年，距今 5000 年以后，植被为疏林草原，气候温暖干旱，后期植被为疏林草原或干旱草原，气候趋于干凉。关中地区大量半坡文化遗址测年结果证明，半坡早期文化在距今 7500～5000 年之间，晚期文化上限达距今 4000 年，估计大围沟剖面地层时限约在距今 8500～3000 年之间，为驰名中外的新石器时代的文化遗迹。

【达布逊组】 Dabsan Fm 属全新世。命名剖面在内蒙古新巴尔虎左旗的达布逊湖。岩性为浅黄色细砂，含淤泥、盐、芒硝、天然碱等，厚4～13 米，属盐湖化学堆积。与本组同期异相的冲积层，见于呼伦湖北缘及海拉尔河高漫滩中，岩性为黄色细砂、亚粘土、亚砂土，含哺乳动物化石。在扎赉诺尔露天矿，该组中产有扎赉诺尔人头骨化石及大量旧石器。^{14}C 年龄为(11 460±230)年和(11 660±130)年。广泛分布于内蒙古巴杨查岗湖、沙里博克湖、达布逊湖等盐湖地区。

【灯笼沙组】 Dengiongsha Fm 属全新世晚期。命名剖面在广东珠江三角洲斗门灯笼沙 D6 孔。钻孔深度为 63.6 米，19.9 米以上为本组层。下部为深灰色粉砂质淤泥及粉砂质粘土、黄色粉细砂；上部为淡灰或灰黄色粘土、亚粘土。中、南部地区平均厚 7～8 米，北部地区厚 3～4 米。本组地层假整合于万顷沙组之上。含双壳类 *Arca granosa*，*A. subcrenata* 及 *Dentalium* sp.；腹足类 *Ringicula* sp. 等；还含较多 Chenopodiaceae 花粉；咸水、半咸水硅藻种属也较丰富，如 *Coscinodiscus divisus*，*C. oculus-iridis*，*Diploneis smithii*，*Synedra ulna* 等。本组底部常有脊椎动物化石，如 *Elephas maximus*，*Amyda sinensis*，*Mylopharyngodon piceus* 等。孢粉所反映的植被为中亚热带南部常绿阔叶林向现代的南亚热带季风常绿阔叶林过渡类型。本组地层为冲积、海积混合相沉积，属亚大西洋期的海侵期。据 ^{14}C 年龄测定为(2350～1260)±100 年。考查资料证实，本组是 1883 年之后才露出水面成陆的，在广州地区广泛分布，与深圳沙井地区的沙井组相当。

【高湾组】 Gaowan Fm 属全新世中期。命名剖面位于河北海兴高湾村 7-17-13 号井，井深 10～20 米。从西向东，主要为褐黄或灰黄或黑灰色亚粘土、亚砂土和淤泥质亚砂土夹中粗砂、中细砂和粉砂，局部含海相层和泥炭层、植物根、虫孔发育。南北差异不大，惟北部色偏暗多亚粘土，南部偏黄多黄土状土。埋藏有文化层和丰富的古脊椎动物化石等，孢粉有 *Pinuspollenites*，*Quercoidites*，*Ulmuspollenites*，Gramineae，*Typha*，*Potamogeton* 等，为以阔叶林为主的针阔叶混交林草原植被，反映暖湿气候；陆相介形虫有 *Ilyocypris bradyi*，*Cyprinotus* 等，海相介形虫有 *Neomonoceratina*，*Loxoconcha*，*Sinocytheridea* 等；有孔虫 *Ammonia tepida*，*Elphidium magellanicum*，*Nonion akitaense*，*Rosalina praegeri* 等含量较多，并含双壳类 *Aloidis laevis*，*Brachydontes* sp. 等，腹足类 *Cerithium* sp.，均为海相化石。厚 5～15 米，与下伏杨家寺组呈假整合接触。西部为冲、洪积间夹湖沼沉积，中部为河湖相，东部为河湖、海交错沉积。^{14}C 年龄为 2500～7500 年。本组在河北平原广泛分布。

【高旺组】 Gaowang Fm 属全新世后期。命名剖面位于贵州惠水南 3 公里处的大坡寨Ⅰ级阶地，阶地面标高 960 米。由下而上分为三个岩性段：滥泥寨段，为灰色砾石层，胶结疏松，系河床相砂砾层，厚 0.5 米，其中有树干横卧于灰色粘土层内，^{14}C 年龄为(8010±250)年；大坡寨段，由一系列泥炭透镜体组成，夹灰色粉砂质粘土，厚 0.6 米，其中炭化木 ^{14}C 年龄(2500±150)年，为河漫滩沼泽相泥炭层；涟江段，为棕黄色粉砂及灰白色粉砂质粘土层，为漫滩相，厚 3.5 米。其孢粉组合，下段 *Pinuspollenites* 占优势，为温凉偏干气候，相当北方期，为早全新世沉积；中段阔叶树花粉占优势，与大西洋期相当，属全新世中期偏早期沉积；中上段阔叶树花粉增长带，以 *Pinuspollenites* 为主，反映当时气候温暖稍干，相当于亚北方期，为全新世中期偏晚期沉积；上段 *Pinuspollenites*，*Betulaepollenites* 属占优势，气候开始变凉，相当于亚大西洋期，为全新世初期沉积；上段的上部 *Pinuspollenites* 占优势，气候转为较温暖干燥，相当于大西洋期。分布于现代河流两侧Ⅰ级阶地和河漫滩。

【海埂组】 Haigeng Fm 属全新世。命名剖面位于云南昆明滇池东北岸海埂村滇科 1 孔。为灰、灰绿、褐黄色细—中砂层，夹薄泥炭层，偶含砾石。底部为炭质泥岩。与下伏更新统上部官渡组呈整合接触，厚 9.6 米。含腹足类化石 *Margarya melanioides*，*Semisulcospira dulcis*，*Paraprosothenia costata*；双壳类化石 *Corbicula yunnanensis*；介形虫化石 *Candoniella albicans*，*Candonopsis excelsa*，*Ilyocypris tumida*，*Metacypris lijiangensis*，*Neocypridopsis lambdoides* 等。孢粉为 *Pinuspollenites* 等，反映温暖微干的气候，属湖相沉积。孔深 0.8～1.0 米处，螺壳 ^{14}C 年龄为(1089±85)年。

【连云港组】 Lianyungang Fm 属全新世。命名剖面位于江苏连云港南锦屏山酒店采石场边坡上，系人工揭露剖面。为苏北全新统的典型剖面。下段以灰黄色亚砂土或亚粘土夹砂层为主；中段以灰黑色淤泥质亚粘土夹粉砂为主；上段为土黄、灰黄色亚砂土夹亚粘土或中、细砂层，微层理较为发育。地层一般厚 7～15 米，海滨河口一带可达 40 余米。与下伏戚嘴组呈假整合

接触。下段产孢粉 *Artemisia-Quercoidites-* Chenopodiacea-*Pinuspollenites* 组合，重矿物组合非稳定矿物占优势，反映当时气候温凉略干；中段为 *Quercoidites-Artemisia-* Chenopodiaceae-*Pinuspollenites* 组合，重矿物组合稳定矿物增加，反映当时为湿热气候；上段为 *Artemisia-Quercoidites-* Chenopodiaceae 组合，重矿物组合中褐铁矿含量较高，反映当时为温暖略湿的气候。含哺乳动物亚洲象(未定种)，中段见有海相生物或湖沼相螺壳以及哺乳类动物化石 *Bubalus* sp.。下段多为冲积湖积相或过渡相；中段系湖沼相或滨海相；上段为冲积、海积过渡相。下段地层古地磁测年位于哥德堡亚时，年代约为 11000 年；中段(2860 ± 80)年。该组地层分布广、相变大、沉积薄，明显受到地形起伏的影响。在河槽、漫滩、湖盆、海滨以及三角洲河口等处有广泛分布，在隆起区沉积层变薄，以至缺失。

【灵武组】 Lingwu Fm 属全新世早期。命名剖面位于宁夏灵武县水洞沟，在本组地层中发现用燧石制造的石器碎片及磨光石斧。本组地层下段为灰色粗砂及砾石层，具交错层理，厚 1～2 米；中段为黄绿或蓝灰及黑色细砂、粉砂、亚粘土、淤泥及炭质条带，厚 2～3 米，含炭质条带的层位具有波浪状层理(融冻褶曲)；上段为灰黄或灰褐色细砂、粉砂及亚砂土，具明显的水平层理，厚3～4 米。与下伏水洞沟组呈不整合接触。含哺乳动物化石 *Equus heminus*，*E.* sp.，*Gazella przewalskyi*，*Bos* sp.，Cervidae，*Capreolus* sp.，*Cervus* sp. 等，可与蓝田半坡组全新世早期地层对比。孢粉组合有 Salviniaceae，*Ephedripites*，Chenopodiaceae，*Artemisia*，Compositae，Gramineae 等，以小灌木及草本花粉占优势。为河湖相沉积。上段 ^{14}C 年龄为(8770 ± 150)年和(5940 ± 100)年，可与滴哨沟剖面上部的全新世早期地层相对比。分布于银吴盆地、卫宁盆地、清水河、苦水河谷地及其较大的支流。

【龙山文化层】 *Longshan* cultural bed 属全新世晚期。命名剖面位于山东章丘龙山镇的城子崖。下部为约 1 米厚的黑色埋藏土，中部叠置 3 米厚的文化层，上部为 2 米厚的黄土堆积。经 ^{14}C 年龄测试，河南地区为 2800～2300 年，山东龙山镇为 3000～2000 年，是中国新石器时代晚期的一种文化，较仰韶文化发达，从村舍遗址和埋藏研究可认定，当时人类社会已进入父系社会。龙山文化为殷代后期的文化。主要分布于陕西、山西、河南、河北、山东、苏北、皖北、鄂西等地，北至蒙古，东北达辽东半岛，比仰韶文化扩大了很多，在遗址的分布上也较仰韶文化遗址稠密，1959 年在山东宁阳县发现的**大汶口文化**(Dawenkou Cultural)是龙山文化的前身。

【娄塘组】 Loutang Fm 属全新世早期。命名剖面位于上海嘉定娄塘 P5 钻孔，埋深 41～23 米为本组地层。下段为浅灰、黄灰色粉细砂夹亚粘土或亚砂土，构成区内微承压含水层；上段为褐灰或灰黑色淤泥质粘土、亚粘土，含钙质结核，下有泥炭。厚一般 5～24 米。与下伏更新统上部南汇组呈假整合接触。下段含广盐性有孔虫 *Ammonia beccarii*、*Elphidium magellanicum*、*Pseudononionella*，广盐性介形虫 *Sinocytheridea latiovata*；上段含广盐性有孔虫 *Ammonia beccarii*，*Nonion usbekistanensis*，*Pseudoeponides* sp.，介形虫 *Sinocytheridea latiovata*、*Spinileberis* sp.，上、下段均含软体动物化石。下段孢粉组合为 *Artemisia-* Gramineae-*Pinuspollenites-Quercoidites aliena*；上段孢粉组合为 Gramineae-Chenopodiaceae-*Pinuspollenites-Quercoidites acutissima*。均为河口滨海沉积相。下段古气候湿凉略干，为前北方期；上段古气候温暖湿润，为北方期。底界位于布容极性时的哥德堡亚时上限，接近于底界处的 ^{14}C 年龄为(10 200 ± 150)年，该组上限年龄据 ^{14}C 为(7330 ± 280)年，下限年龄为 10 500 年。本组在上海分布广泛，以西部、西南部地区较为发育，厚度变化较大。

【鹿回头组】 Luhuitou Fm 属全新世。命名剖面在海南三亚西部海岸边鹿回头。是一套珊瑚碎屑岩，为灰白色珊瑚砾岩、珊瑚砂砾和珊瑚砂，下层的珊瑚砂砾呈松散状；中层的珊瑚碎块呈胶结状；上层表层的珊瑚碎块呈松散状，标高 1～4 米，为次生珊瑚礁，与下伏的灯楼角原生珊瑚礁呈假整合接触。下层 ^{14}C 年龄为(4345 ± 210)年，中层为(3750 ± 190)年，上层 ^{14}C 年龄为(3620 ± 190)年。在东岛 3～4 米阶地上的珊瑚砂砾 ^{14}C 年龄为(3250 ± 120)年，高 4 米的胶结珊瑚碎屑为(3630 ± 150)年；西沙甘泉岛高程 1.6 米处的珊瑚砂岩为(4040 ± 150)年，广东崖县天涯海角高程 0.6 米处海滩岩为(4170 ± 140)年。分布于海南岛鹿回头及西沙群岛的东岛和石岛。

【泡子组】 Paozi Fm 曾称**大孤山泥炭层**(Dagushan peat bed)。其时代定为全新世。辽东沿海广泛分布的泥炭层。根据 ^{14}C 年龄将其划分为三个组，即庄河组为全新统上部；大孤山组为全新统中部；普兰店组为全新统下部。1989 年辽宁区域地层表将普兰店组改为泡子组，命名地点位于辽宁新金县普兰店泡子乡。由泥炭层及底部的灰白色细粉砂组成，孢粉组合为 *Betulaepollenites* 优势带。泥炭层顶部 ^{14}C 年龄为(8070 + 100)年；底部为(9950 + 300)年，本组年龄为 10 300～8000 年，相当于欧洲气候期的前北方期和北方期，已进入冰后期，气候转暖，冰川退缩。

【裴李岗文化层】 Peiligang cultural bed 属全新世早期。1977 年在河南新郑裴李岗发现的文化层堆积物厚达 1 米以上。经出土的木炭 ^{14}C 测年为 8000 年，为新石器时代早期文化。根据文化遗迹分析，氏族已过着定居生活，文化主人的代表为**神农氏**(Holy Farmer)时代的农业部族。除裴李岗遗址外，在郑州、许昌、项城及山东滕县等近 20 个县均有分布。

【砂锅屯洞穴堆积】 Shaguotun cave deposits 属全新世中后期。命名地点在辽宁锦西南票砂锅屯。洞穴堆积是发育在震旦系硅质灰岩溶洞内的砂及碎石堆积物，洞内主要为硅质灰岩的碎石层，共发现有六层文化层，在底部第二层发现人化石**砂锅屯人**(*Homo sapiens*)及大量新石器、骨器、陶片等，人骨有 45 具。厚度小于 6 米，据此推测洞穴可能为一个墓葬地。属于全新世中后期堆积，相当于辽东泡子组的时代。

【台南组】 Tainan Fm 属全新世早中期。林朝棨 1958 年命名，命名剖面位于台湾台南阶地。以砂层为主，含粘土，产丰富的贝类和有孔虫，厚 12～13 米。地层由下而上，底部为砂层夹粘土层，含海相贝类化石，未见底；其上为含海相贝类的砂层，厚 1.5 米；再上为具交错层理的砂层，化石少，厚 1.8 米；顶部为黄色垆姆层，厚 2.5 米，形成台南阶地的地面，与下伏地层呈假整合接触。台南组包括全新世早期的北势层及全新世中期的龙港层、阿公店层和台南层。北势层的命名剖面在苗栗县西北滨海的北势，形成 20～40 米高的海成阶地。岩性为厚数米的基底砾岩，胶结坚硬，不整合于卓兰组之上，以含有孔虫 *Rotalia trispinosa* 化石的海侵层作为全新统的底界。龙港层的命名剖面在苗栗县西北滨海的后龙港，为海拔 10～15 米的海成阶地，岩性下部为青色淤泥，上部夹厚约 2 米的褐色粗砂透镜体，含海相贝类化石和炭化木，为潟湖相，总厚 6 米，不整合覆盖在实料山组通宵段之上，^{14}C 测年显示底部海拔 2.5 米处的贝壳年龄为(8420 ± 430)年，海拔 4.1 米处的贝壳年龄为(6822 ± 308)年，海拔 0.5 米年的漂木年龄为 7500 年。阿公店层命名剖面在台南市南 40 公里处滨海的阿公店溪北岸，该处有上升的“阿公店珊瑚礁”，部分含珊瑚角砾岩及钙质泥岩，与下伏地层呈不整合接触，出露厚度 3～5 米，厚度各地不等，含珊瑚 *Turbinaria* sp.，*Merulina ampli-*

ata, *Galaxea musicalis* 等,软体动物化石有 *Monilea callifera*, *Turritella terebra* 等,该层的珊瑚测年结果,高程 10.8 米处为(5735 ± 130)年,高程 12.0 米处为(6000 ± 130)年,高程 15.0 米处为(7290 ± 145)年。台南层底部有一牡蛎层,年龄为(6100 ± 400)年,台南层可分为 4 段,由下而上,第 1 段黄或蓝色粉砂及砂互层,下部含小软体动物化石 *Cerithidea*(*Cerithideopsilla*) *cingulata* 等,上部含海相腹足类化石 *Turritella terebra* 等,厚数米;第 2 段由细砂、中砂组成,黄棕色,有交错层理,厚 2 ~ 3 米;第 3 段由黄棕色粗砂组成,厚 2 ~ 3 米;第 4 段为黄色泥砾粉砂,厚 1 ~ 3 米。与下伏地层呈不整合接触,该层广泛出露地表。

【坦途组】 Tantu Fm 全新世中期。命名剖面位于黑龙江镇赉坦途遗址。主要为黑色亚粘土、亚砂土,有极丰富的新石器,为细石器文化,有**新石器黑土**(neolithic black earth)之称,厚 1 ~ 3 米,与下伏温泉河组呈假整合接触。孢粉组合反映温和湿润气候,为冲积相河流高漫滩沉积。据^{14}C 测年结果:黑土及贝壳为(3740 ± 90)年和(4064 ± 110)年;在荒山北城遗址同一层位的木炭为(2780 ± 130)年或(2730 ± 110)年;在布特哈旗下界测为(7540 ± 170)年,故本组年龄为 7500 ~ 2500 年之间。

【仰韶文化层】 Yangshao cultural bed 属全新世中期。命名剖面位于河南渑池仰韶村南,安特生 1923 年报道。为绿色、灰黄色土或黄土构成,^{14}C 测年早期为 7000 年,晚期大于 5000 年,为新石器时代中期文化。早期文化主人代表为炎帝;中晚期为黄帝。根据遗址和埋葬制度的研究,当时为母系社会阶段,与半坡遗址情况相似。仰韶文化因不同时代或不同地域或不同部族而形成不同类型的文化。有人认为已进入了父系氏族社会,属黄河流域最强大的文化,是中国远古文化史上极为重要的一个阶段。**仰韶人**(Yangshao Man)与**沙锡屯人**(Shaxitun Man)骨骼皆具相同性质,代表现今的华北人。该文化遗址分布甚广,以河南、陕西、晋南为中心,西到甘肃河西走廊,东至鲁西,北到河北中部和内蒙古河套一带,南至湖北及汉水流域,分布范围之广,延续时间之长,在世界上新石器时代文化中是罕见的。仰韶文化层之上常覆以龙山文化层。

【扎赉诺尔组】 Jalai Nur Fm 属全新世。斐文中 1955 年命名,命名剖面位于内蒙古扎赉诺尔。为一套含哺乳动物和人化石的松散层,称**扎赉诺尔文化层**(Jalai Nur cultural bed)。下段为暗灰白色亚粘土、褐黄色砂砾石层,含软体动物和哺乳动物化石,厚 4.15 米,^{14}C 测年为(11 460 ± 230)年;中段为灰白、棕黄色细砂,偶夹黑灰色粘土条带,底部含人头盖骨化石,厚 6.5 米;上段为灰色砂土、褐色亚粘土,含有机质,厚 2.25 米,含哺乳动物化石 *Bos* sp., *Bison* sp., *Equus* sp., *Cervus* sp., *Mammuthus* sp. 等和软体动物、鸟类、鱼类等化石。其中哺乳动物化石群常称为扎赉诺尔动物群(Jalai Nur fauna)。

【大姑冰碛层】 Dagu till 属更新世周口店期早期。1937 年李四光创名,命名剖面在江西九江庐山东北的白石嘴。可与欧洲阿尔卑斯山的民德冰期对比。为中国更新世中期有代表性的冰碛层。冰碛物露头以棕红色、棕黄色粘土砾石层为主,该冰碛层常具有不同程度的白色网纹结构,砾石无层理、无分选。在地表以下为灰白色夹棕黄色粘土砾石层。大姑冰碛划分为前后两段,前段称为谷山冰碛,为四道互相平行的前碛堤;后段为截断各前碛堤的再一次冰进,称为高垄冰泛。冰水沉积物层理发育,冰碛垄前缘与冰碛物过渡,呈犬牙交错相变接触关系,为明显的接冰地带,厚达 8 米;冰蚀地形保存也较好,如庐林冰窖和王家坡 U 谷、裁缝岭中碛垄等。在冰川磨光面上还见有平行的冰川擦痕。孢粉为以 *Pinuspollenites* 为主的针阔叶林或孢粉贫乏带。推算温度平均值为 7.549℃,$\delta^{18}O$ 平均值为 + 18.48‰。大姑冰碛层位于松山极性带的奥尔都维亚时,年代约在 90 ~ 110 万年之间。分布于庐山山体东侧星子县的大排岭、金锭山、高垄、白石嘴等地的山丘及鄱阳湖畔,以及庐山西北和西部地区九江十里铺、妙智铺、新桥、羊角岭等地的山前丘陵地带;西部湖滨地带也有冰水沉积物分布。

【大理冰碛层】 Dali till 时代属更新世晚期。命名剖面位于云南大理点苍山。由白色细砂、粉砂和玄武岩块、灰岩角砾组成,不具层理,砾石大小混杂,角砾砾径大者可达 10 厘米,小者仅 0.5 厘米,上覆冲、洪积物或冰水堆积物。分布在海拔 3200 米左右的山坡上,属末次冰期。在玉龙雪山东坡干海子一带,本冰碛层由灰白色巨砾、砂砾和岩屑组成,疏松,未经湿热化,厚 0 ~ 100 米,分布高度为海拔 3000 ~ 3500 米。

【庐山冰碛层】 Lushan till 时代属更新世中期(即周口店期)。命名剖面位于江西九江庐山王家坡。为中国更新世萨拉乌苏期代表性冰碛层。为棕黄色、浅棕黄色的粘土砾石层,大小砾石混杂堆积、无层理、无定向排列,较分散,砾径一般为 3.5 ~ 20 厘米,最大砾径可达 2 米以上。砾石稍有磨圆,多呈次圆状及棱角状,其外形有熨斗状、炮弹状。砾石成分多为长石石英砂岩、石英岩及千枚岩、板岩等,直接覆盖于南华系南沱组之上,厚度约 4 米。地球化学特征为镍稳定带,钡、铝富集带,铍、钴、铬、铜分散带。重矿物特征为绿帘石-磁铁矿-锆石带。主要粘土矿物为高岭石 - 伊利石,X 射线衍射分析显示粘土矿物组合为高岭石-伊利石-开放伊利石。孢粉为以 *Pinuspollenites* 为主的针阔叶-草原景观。推算温度平均值为 7.846℃,$\delta^{18}O$ 平均值为 + 16.89‰。古地磁测试位于布容极性带内。主要分布于庐山大校场、东谷、西谷、芦林、植物园等地。

【鄱阳冰碛层】 Poyang till 为更新世早期。命名剖面在江西九江庐山姑塘镇鄱阳湖畔。典型剖面为金锭山剖面,位于大排岭东南约 3 ~ 4 公里,海拔 193 米。为一套深红、紫红色疏松泥砾夹有较硬而湿热化很深的绛色泥砾巨块。砾石杂乱无章,无分选,无定向排列;砾径大小相差悬殊。金锭山剖面经槽探揭露发现有约 15 米厚的冰碛层,覆盖在古老的半风化的片岩之上。孢粉为以 *Pinuspollenites* 为主的针阔叶混交林,古气温推算平均值为 13.35℃;地球化学上为锶、钴稳定带,钡、铬、钒、锆分散带;主要粘土矿物组合为高岭石-伊利石-水云母;$\delta^{18}O$ 测定值为 + 19.57‰;磁性地层起始为松山极性时的奥尔都维亚时,延续至松山极性带中,推算年龄为 150 ~ 180 万年。冰碛物出露于山麓东西两侧的一些高部位,如金锭山、长头岭、花山等地;冰水堆积物,在九江南湖一带及锁江楼及星子县钻孔中均有分布。

【洛南冰碛层】 Luonan till 属更新世早期。命名剖面位于陕西洛南眉底村黑十沟。洛南冰碛层,由底部紫红色粘土,中部紫红色泥砾及上部浅棕色砾石组成。为泥包砾、砾夹泥的混合堆积,砾石、漂砾以石英岩为主,砾径一般为 15 ~ 40 厘米,大者 60 ~ 100 厘米,砾石扁平者居多,并具两个磨光面,熨斗石、凹面石、压坑石较多见,偶见条痕石,呈半棱角—半圆状。总厚 958 米,伏于寒武纪、奥陶纪、二叠纪及古(新)近纪地层之上。孢粉以草本为主,有 Chenopodiaceae, Gramineae, *Artemisia*,尚有 Polypodiaceae, Schizaeaceae,木本极少。为冰川成因,冰碛物主要物源区是盆地北缘及盆地南侧。洛南冰期的冰川作用仅限于秦岭山区,而未到达山下。冰期年代经确定始于 240 万年。属更新世早期。

【太白冰碛层】 Taibai till 属更新世晚期。命名剖面位于陕西东秦岭太白山,以太白山主峰八仙台的末次冰川槽谷中冰碛

物最为典型，八仙台海拔 3767 米，冰川遗迹保存得最为完整。分为两次副冰期：三清池副冰期冰碛，组成大爷海槽谷的终碛及二爷海—三清池终碛与侧碛，为棱角状花岗岩碎石及块砾，巨砾砾径一般为 20～100 厘米，大者 2～4 米，含孢粉极少，有 *Pinus-pollenites*，*Tsugaepollenites*，*Ephedripites* 等；二爷海副冰期的冰碛组成了二爷海—三清池槽谷中的块砾碛，主要为底碛，散布于谷底，系全棱角状的花岗岩块砾、巨砾、碎石和细砾，砾径粗大，多为 0.5～3 米，厚约 30 米。八仙台顶部表土含少量孢粉 *Ephedripites*，*Rhododendron* 等。

【聂聂雄拉冰碛层】 Nyenyexonglha till 时代为更新世中期。命名地点位于西藏希夏邦马峰北东东方向，聂拉木以北约 45 公里处聂聂雄拉平台及南坡。由砾石组成，砾径一般 10～20 厘米，大者达 1～2 米，砾石成分复杂，有片麻岩、石英岩、石英砂岩等，磨圆差。重矿物以褐铁矿、黑云母、榍石、绿帘石和蓝绿闪石为主。与下伏帕里组呈不整合接触。冰碛层在平台南部厚 100 米，北部仅厚 10～20 米。冰碛层组成东西长约 40 千米，南北宽 7～20 千米的冰碛平台，成为北部朋曲水系与南部波曲河水系的分水岭。位于卓奥友峰北坡定日南热久藏布河两岸海拔 5400 米和 5600 米的冰碛层，以及珠穆朗玛峰北坡绒布寺西海拔5200～5400 米的冰碛层以及藏南噶尔县阿依松日居东坡凯弄形嘎沟上源挪捉普沟海拔 5600～5700 米高台地上的阿伊拉冰碛层，均可与本冰碛层对比。

【希夏邦马冰碛层】 Xixiabangma till 属更新世早期。命名地点在西藏希夏邦马峰北坡那克多拉河流域。主要由砾石组成，呈半固结状。砾石一般为棱角状，少数磨圆较好，砾径一般10～20 厘米，大者可达 1～2 米，砾石成分有花岗岩、花岗片麻岩、角闪片岩和少量石英砂岩、灰岩等，砾石均遭受湿热风化。重矿物以黑云母、绿帘石、榍石、矽线石、透辉石为主，下伏古(新)近系野博康加勒层。厚 1000 余米。分布在希夏邦马峰和康彭钦峰之间的北坡，海拔 5700～6190 米，高出那克多拉河床 600～800 米。地貌上构成冰碛丘陵和平台。在藏南噶尔县阿依松日居东坡凯弄形嘎沟上源挪捉普沟两侧海拔 5800 米夷平面上的**涝玛切冰碛层**(Lhomaqe till)，厚度大于 50 米，可与本冰碛层对比。

【大同火山岩】 Datong volcanic rock 属更新世。分布于山西北部大同盆地东部。由熔岩和火山碎屑物组成。熔岩为橄榄玄武岩、橄榄玻璃玄武岩、玻璃玄武岩、橄榄中粒玄武岩、橄榄粗粒玄武岩、橄榄斜长石玄武岩等，一般呈黑色。熔岩流一般每层厚约 2～5 米，少数可达 10 余米，中部致密，顶、底面呈熔渣状，多气孔。火山喷出物 SiO_2 含量一般为 45%～49%，TiO_2 含量较高，一般为 2.5%～3.0%。火山喷出物常见夹于更新世古大同湖的湖积物，古桑干河的冲积物以及风积、坡积、洪积的黄土层中。火山喷发时代大致是更新世中期—更新世晚期，可见多次喷发和喷发旋回现象。

【大屯火山岩】 Datun volcanic rock 属上新世晚期—更新世。分布于台湾省最北端，由大屯山(海拔 1081 米)等 16 个火山锥组成，岩性以角闪石安山岩、辉石安山岩为主，伴有少量玄武岩。火山分布的地区内多温泉，并有天然蒸气喷出，产硫磺，是中国最大的一个自然硫矿床产地。

【五大连池旧期玄武岩】 Wudalianchi old basalt 属更新世晚期偏早期。分布在黑龙江德都(今五大连池市)五大连池火山区及绥棱、克东县等地。岩性为玻基辉橄岩、歪长辉橄玄武岩、白榴玄武岩、玄武集块岩及火山碎屑物等。总厚10～72米。

【五大连池新期玄武岩】 Wudalianchi younger basalt 又称**老黑山玄武岩组**(Laoheishan basalt Fm)。属全新世。分布在黑龙江省德都(今五大连池市)五大连池火山群中的老黑山与火烧山，是公元 1719 年与 1720～1712 年二次喷发形成的。第一层为辉橄歪长玄武岩、白榴歪长玄武岩与玻基辉橄岩；第二层为玄武集块岩、浮岩、火山砾、火山弹；第三层为气孔状辉橄歪长玄武岩、白榴歪长玄武岩与玻基辉橄岩；第四层玄武质浮岩、火山弹、玄武集块岩及少量火山砾。总厚 20～350 米。可作水泥、石棉与建筑材料。

【腾冲火山岩】 Tengchong volcanic rock 属新生代。分布于云南腾冲附近。在腾冲周围 30 公里内自上新世以来，经五期火山活动的喷出物冷凝而成。少数为新近纪安山岩，大部为第四纪玄武岩质火山喷出物。火山结构完整，熔岩流表面可见流动构造，基本上无风化层，其中打鹰山(为层状火山锥)在 17 世纪初可能有过喷发。火山锥中以打鹰山最高，喷出物厚度最大比高 1000 米，最低比高仅 60 米。火山群附近多温泉、喷气孔活动及火山性地震。

【卡尔达西火山岩】 Kardax volcanic rock 分布在新疆于田南部昆仑山中一大型山间盆地中的现代火山群。卡尔达西是维吾尔语，意思是着了火的石头。熔岩为辉石安山岩、橄榄玻基安山玄武岩、碱性玄武岩，次火山岩为流纹岩。

【太安组】 Tai'an Fm 属更新世早期。由火山喷出岩组成。分布于河南汝阳北部与伊川县南部的太安、蔡店、沙园、马坡、上店、大王庙一带，沿东西向的九皋山-温泉街南正断层的北侧大片出露。岩石类型有橄榄玄武岩、辉石橄榄玄武岩、橄榄玻璃玄武岩、辉石橄榄玻璃玄武岩等。一般厚数米至 20 多米，最厚可达 118 米。河南汤阴县黑山、浮山一带橄榄玄武岩也是同期产物，厚 6～40 余米。

【雷琼火山岩】 Leiqiong volcanic rock 属上新世—全新世。分布于广东雷州半岛和海南岛北部。是中国新生代火山岩重要分布地区之一，岩石主要为基性岩。按其喷发时代，可分为以下 5 组。上新统下洋组，上段在雷州半岛为多层角闪石化橄榄粗玄武岩、蛇纹石-角闪石化橄榄玄武岩、玻基橄榄玄武岩、层状火山角砾岩、辉绿结构的蛇纹石化粗玄武岩。在海南岛为细粒状玄武玻屑凝灰岩、橄榄玄武岩、玻基辉橄岩。更新统下部在雷州半岛为致密状火山角砾岩及四层蛇纹石－角闪石化橄榄玄武岩、橄榄粗玄武岩、玄武岩；在海南岛为伊丁石化斜长玄武岩。更新统中部在雷州半岛为伊丁石化橄榄粗玄岩、伊丁石化、蛇纹石化橄榄玄武岩、粗玄武岩、凝灰岩、层状角砾岩，夹五层风化残积的红土；在海南岛为斜长玄武岩、橄榄玄武岩。更新统上部在雷州半岛上部为伊丁石化橄榄玄武岩、玄武岩，下部为凝灰岩、层状火山角砾岩；在海南岛为岩屑凝灰岩、层凝灰岩、橄榄玄武岩、含沸石和铬尖晶石的玻基辉橄岩。全新统在雷州半岛下部为玄武岩，上部为火山灰、火山弹、火山角砾岩；在海南岛为斜长辉石橄榄玄武岩、气孔状橄榄玄武岩、熔渣状玻璃玄武岩、玄武质凝灰岩等。上述火山岩累积最大厚度在 500 米以上。

【高尖石组】 Gaojianshi Fm 属更新世晚期偏早期。见于中国西沙群岛中惟一的火山岛高尖石。主要由火山角砾岩组成，具角砾状构造，火山碎屑结构。角砾成分以玻基辉橄岩为主，有少数珊瑚礁灰岩角砾，角砾含量约占 40%，多为棱角、次棱角状，粒径一般为 1～5 厘米，最大的为 15 厘米，胶结物约占 60%，主要是小于 2 毫米的玻基辉橄岩岩屑，其次为火山玻璃橄榄石及辉石晶屑，少量珊瑚、贝壳碎屑。同时还有次生沸石、方解石充填在裂隙和孔隙中。火山角砾岩化学成分与海南岛、雷州半岛更新世晚期火山岩的化学成分基本一致。火山角砾岩中珊瑚礁角砾呈白色，由原生钙质珊瑚体、有孔虫及贝壳碎屑组成，有

孔虫为双盖虫(*Amphistegina*)、五块虫(*Quinqueloculina*)等。

【澎湖玄武岩】 Penghu basalt 属更新世早期。分布在台湾省澎湖列岛。岩性为玄武岩、凝灰岩夹松散砂层。含魁蛤(*Arca*)、蜾螺(*Turbo*)等化石。

【镜泊玄武岩】 Jingbo basalt 黑龙江牡丹江上游和镜泊湖周围地区第四纪玄武岩。熔岩流将牡丹江上游阻塞而形成镜泊湖——中国一个重要的火山堰塞湖。镜泊玄武岩可分三期,镜泊早期玄武岩为灰色气孔状橄榄粗玄岩与深灰色致密块状橄榄粗玄岩的互层,厚约 25~30 米,形成于中更新世早期;镜泊中期玄武岩为深灰色微气孔状橄榄钛辉石拉斑玄武岩与灰黑色气孔状橄榄钛辉石拉斑玄武岩,厚约 10 米,形成于更新世晚期偏早期。镜泊晚期玄武岩为灰黑色、黑色玻基橄榄玄武岩、橄榄钛辉石拉斑玄武岩,可见完整的火山锥,形成于全新世初期。

【军舰山玄武岩】 Junjianshan basalt 属更新世早期。广泛分布在长白山脉白头山周围的高原上,位于海拔1400~1900 米之间地带。玄武岩流还伸入图们江上游河谷中,在广坪、东京坪、大洞屯;玄武岩顶面分别高出河面 30、100、150、180 米,即愈向河流下游,其相对高度愈大。岩性主要为粗面玄武岩、安山玄武岩和橄榄玄武岩、拉斑玄武岩等。多为致密块状、顶面多气孔,气孔有拉长现象。发育有柱状节理、板状节理。可见 4 个喷发旋回。玄武岩层中可见风化壳。在四等房以东最大厚度大于 330 米。

【南坪玄武岩】 Nanping basalt 属晚更新世。分布在吉林图们江上游。松花江上游地区及白头山周围地区。图们江上游出露在南坪、芦果等地的二级阶地上,由黑色巨斑玄武岩组成,斜长石板状晶体大者达 2.8 厘米×1.6 厘米。玄武岩底面高出江面2~10 米,顶面高出江面10~50米。伏于河流沉积的砂砾层上或花岗岩上,厚 10~40 米。在松花江上游抚松一带主要为灰色致密状及气孔状玄武岩,具拉长石斑晶,覆于二级阶地上。在白头山周围一些火山锥如赤峰、双目峰、老房子小山等的玄武岩也属于本期产物。

【白头山组】 Baitoushan Fm 属更新世中期偏中期。构成长白山脉白头山火山锥的主体,分布在海拔 1800 米以上。主要由粗面岩类组成,包括粗面岩、玻基粗面岩、凝灰质玻基粗面岩、霓辉粗面岩、气孔状含角砾钠闪粗面岩,流纹状粗面质凝灰熔岩、粗面角砾岩、粗面集块岩、流纹状粗面黑曜岩、黑曜岩等,可见 4 个喷发旋回。上覆冰场组熔岩和火山灰,下界在天池水面以下。厚度大于 644 米,粗面岩中普遍含有铌、铈、钇等稀有、稀土元素。白头山组一般定为更新统中部,现有一组钾氩法同位素年龄:长白瀑布剖面下部 66.1 万年,中部 21 万年,白头山天文峰剖面中部 28.1 万年,因此该组也可能属更新统下部。

【冰场组】 Bingchang Fm 属全新世。盖于白头山火山锥上,为白头山最新的火山喷发物。分上、下两段。下段为灰白色、黄色粗面质浮岩、厚约 40 米,可做接触、过滤、保温等材料;上段为黑色粗面质凝灰角砾熔岩、粗面质凝灰熔岩及火山灰,厚 23~61.5 米。在天池林场及桦中一带,白色浮岩中夹有近代植物的炭化木化石:长白落叶松炭化变种(*Larixpollenites olgensis* var. *carbon*)、朝鲜云杉炭化变种(*Piceapollenites koraiensis* var. *carbon*)、西伯利亚桧柏炭化异型(*Juniperus sibirica* cf. *carbon*)、虾夷云杉炭化异型(*Piceapollenites jezoensis* cf. *carbon*),炭化木的^{14}C 年龄为(1120±90)年。白头山在 1597 年、1668 年及 1702 年曾三次喷发,因此本组上部可能包括历史时期的产物。

【达赉诺尔玄武岩】 Dalai Nur basalt 属更新世晚期。分布于内蒙古昭乌达盟(今赤峰)克什克腾旗与锡林郭勒盟阿巴嘎旗之间的达赉诺尔附近,岩性为气孔状玄武岩,致密块状玄武岩,橄榄玄武岩与熔渣层等,厚度 10~13 米。为附近的杜西山、阿奇山、嘎嘎杜山、五指山等火山喷出物。

【石峁岭组】 Shimaoling Fm 以伊丁石化橄榄玄武岩、橄榄玻质玄武岩、玻质辉橄玄武岩、斜长橄榄玄武岩、辉斑玄武岩及紫红色火山角砾岩为主,其中夹多层火山风化红土,为火山间歇喷发的产物。据火山岩红色风化壳,可划分为 6 个喷发旋回,厚5~200 米,不整合覆于湛江组之上,介于湛江组与田洋组之间的层位上富含介形虫 *Sinocytheridea* 和 *Sinocythere* 等。火口堆积物在石峁岭、多文、龙发地区形成大型岩被,为雷州半岛最大的火山岩体,火山口呈东西排列,岩体海拔 272 米,面积 1660 平方公里,以石峁岭为中心,喷发期与北海组下部地层沉积期相当。根据火山岩 9 个样品测年为 73 万~31.2 万年,据 K-Ar 测年为 47 万年,其年代和西太平洋沿岸第四纪基性火山岩喷发时代相一致,属更新世中期偏早期。分布于湛江西的螺岗至高阳一带及湛江赤泥岭、硇洲岛等地。与北海组下部为同期异相产物。

第四纪沉积物

【旋回地层学】 cyclostratigraphy 自从郝顿(James Hutton,1726~1797)提出"旋回"概念以来,虽然"旋回"被地质学家一直使用,但是作为旋回地层学——地层学的一个分支学科提出来,却是 20 世纪 80 年代末的事情。费希尔(Fischer)和其他一些地层学家,根据米洛柯维奇理论提出了旋回地层学。目前,它依然是一个在不断发展、完善中的概念,对旋回地层学的定义本身仍然存在很大分歧和争议。有些学者认为,轨道驱动力与沉积旋回之间的成因联系是旋回地层学的主要研究对象。一般认为,旋回地层学主要是研究由于行星轨道参数变化所造成的地层韵律性变化,已经涉及到几乎所有天文因素。

【第四纪沉积物】 Quaternary sediment 第四纪时期由各种地质作用所沉积的物质,如河流沉积物、湖泊沉积物及海洋沉积物等。它们断续地覆盖在陆地表面和海洋底部,一般仍呈松散状态,保持原有堆积形态和原始产状。在第四纪构造运动强烈的地区,第四纪沉积物也发生相当程度的变形。第四纪沉积物厚度各地差异较大,在第四纪连续下沉地区,它的最大厚度可达到 1000 米左右。第四纪沉积物中最常见的化石是哺乳动物、软体动物、有孔虫、介形虫和植物及其孢子与花粉。人类化石及文化遗存则是第四纪沉积中所特有的。

【沉积物成因类型】 genetic-type of sediments, origin type of sediment 根据沉积物的成因而划分的类型。一般划分为残积物、重力堆积物、坡积物、洪积物、冲积物、湖泊沉积物、沼泽沉积物、海洋沉积物、地下水沉积物、冰川沉积物、风成沉积物、生物沉积物、人工堆积物等成因类型,火山碎屑沉积物是一种特殊的成因类型。每一种成因类型可根据不同情况划分为不同亚类,如湖泊沉积物根据湖水的矿化度可划分为淡水湖沉积物与咸水湖沉积物。不同的成因类型间还有一些中间类型或过渡类型,如三角洲沉积物是一种冲积-湖泊沉积物或冲积-海洋沉积物,冰水沉积物是一种冰川-河流沉积物等。

【第四纪沉积物分析】 analysis of quaternary sediment 对第四纪沉积物基本性状的分析研究工作。如沉积物机械组成的分析(粒度分析)、矿物组成的分析、碎屑颗粒的形态分析(圆度、球度等)、表面特征的分析与组构分析等,也包括对第四纪沉积物的各项物理力学性质的测定。第四纪沉积物分析是第四纪地质研究工作中的一项重要的基本的工作。

【残积物】 eluvium, residue, residual (residuary) material 地表岩石风化后残留在原地的堆积物。根据风化作用方式和风化作用强度的不同,残积物可分为机械风化残积物和化学风化残积物两类。前者主要由母岩机械破碎的岩屑或矿物碎屑组成;后者主要由化学风化形成。后者除了母岩机械破碎的岩屑或矿物碎屑外;主要为母岩化学分解后形成的一些新生矿物,如各种粘土矿物(水云母、胶岭石、高岭石等)及硅、铝、铁、锰等的含水氧化物矿物(如蛋白石、水铝石、褐铁矿、水锰矿等)。残积物一般保存在不易受到外力剥蚀的比较平坦的地形部位,而且常常被后期的其他成因类型的沉积物所覆盖。残积物的堆积形态、厚度、规模变化较大。残积物不具层理,碎屑颗粒为棱角状(砾岩风化残积物除外),无分选性。残积物的发育具有明显的地带性,如在高纬度地区、中纬度荒漠与半荒漠地区和高山地区,一般以机械风化残积物为主;而化学风化残积物则主要形成于热带和亚热带湿润地区。在湿热气候条件下,一个发育完全并保存完整的残积物剖面,其底部为与母岩逐渐过渡的以机械风化为主的残积物,向上渐变为化学风化残积物,如铝土矿等,厚度可达数十米以至二百余米。残积物中常会有丰富矿产,如贵金属、稀有与稀土元素的残积矿床。有的残积物本身就是一种矿石堆积体,如铝土矿、锰土矿等。残积物对分析一个地区古气候、古地形的变迁也具有重要的意义。

【重力堆积物】 gravitite, gravitative deposit 又称**坠积物**(colluvium)。在陡坡下方或洞穴底部由于重力作用而堆积的物质。它包括崩坍堆积物、滑坡堆积物等多种类型。重力堆积物可由基岩的新鲜角砾碎屑组成,也可由各种第四纪沉积物再堆积而成。一般无分选性,但有的重力堆积物如岩屑堆,其上部物质较细,下部较粗。重力堆积物中碎屑多呈棱角状。它没有层理,厚度和规模不一。大型滑坡堆积物中,有时还保持原来地层的层理、结构和构造,容易被误认为是原始地层的露头。处于相对稳定状态的重力堆积物,一旦平衡条件被破坏,还会重新移动。

【流水沉积物】 running water sediment 狭义的流水沉积物指地表各种性质流水的沉积物,其中包括坡积物、洪积物、冲积物及泥石流沉积物等。它是陆地上分布最广也是最重要的一类沉积物。广义的流水沉积物除上述类型外,还包括地下河流沉积物等。

【坡水沉积物】 downslope current sediment 简称**坡积物**(talus, slope wash),又称**坡面流水沉积物**。坡面流水是由一束束细小的股流组成的面状暂时性流水,它冲刷坡面,携带一些细小的泥砂砾石,然后沉积在斜坡下部及坡麓。坡积物岩性受斜坡岩石性质的直接影响,可由基岩碎屑组成,也可由第四纪沉积物就地改造而成。坡积物的分选性、砂砾的磨圆度一般较差,具有与坡面大致平行的不很清晰的层理,有时夹有埋藏土。坡积物厚度不大且不稳定,常迅速过渡为残积物、重力堆积物、洪积物或风积物等。

【冲积物】 alluvium 又称**河流沉积物**(fluvial deposit),曾称**淤积物**。是第四纪陆相沉积物中最常见、最重要的一种类型。它包括河槽沉积物、河漫滩沉积物两种基本亚类和其他一些亚类(或过渡类型)。**河槽沉积物**(channel deposit)是流速、水深较大的河槽水流沉积物,一般以粗粒碎屑物为主,在山区常为砾石和粗砂,平原区也常为细砂级以上粒级的碎屑。**河漫滩沉积物**(flood plain deposit)是河流洪水漫溢河槽后,堆积于河漫滩或泛滥平原上的沉积物,由于流速和水深较小,以细粒碎屑物为主,经常为细砂级以下粒级的碎屑。曲流发育的河流,在现今河床两侧常出现牛轭湖沉积物,它的下部为原来河槽沉积物,上部为湖泊沉积以至沼泽沉积的淤泥、泥炭等。河流在入湖、入海处的沉积物称三角洲沉积物。干旱与半干旱地区山地河流出山后,在山麓形成的沉积物,称**冲积扇沉积物**(alluvial fan deposit)。大平原区的多沙性河流,河床淤积加高,洪水经常漫溢河床,并在河床两侧形成自然堤。自然堤沉积物比河槽沉积物略细,比河漫滩沉积物较粗,一般为粉土质砂或砂质粉土。洪水在某一处冲破自然堤后,如果流行不远即散失,则在其尾闾形成扇形堆积体,称为决口扇。决口扇沉积物的粒度组成更接近河槽沉积物。平原区多沙性加积很快的河流,不但它的自然堤堤顶,就是它的河槽也可能高于河外的平原地面,成为"地上河"。这类河流之间的低洼地面,不但易受洪水泛滥影响,而且常积水成为湖沼。所以这种平原上的冲积物常与湖泊沉积物、沼泽沉积物在垂向或横向上紧密交织。冲积物自河流上游向下游,其平均粒径和不稳定矿物的含量逐渐减小,而颗粒的分选性和砂砾的磨圆度则逐渐增高。如果河流流量比较稳定,则冲积物具有明显的层理,除水平层理外,还常见由河底沙波或沙丘形成的斜层理。斜层理的倾斜方向指示水流方向,冲积物中的扁平砾石的扁平面多数倾向上流,相互成叠瓦状排列。长条形砾石长轴多垂直水流方向。冲积层的剖面上常见粒度韵律现象及沉积旋回现象。在逐渐下沉的平原区,冲积层常具有多旋回性并可累积到数百米以及近千米的厚度。冲积物中常蕴藏着丰富的砂矿及泥炭、天然气等,并常构成良好的含水层。

【牛轭湖沉积物】 oxbow-lake deposit, mortlake deposit 指河流裁弯取直后废弃的一段河道中的沉积物。一般下部为原来河槽沉积物,上部为湖泊以至沼泽沉积的淤泥、泥炭等。它是河流沉积物与湖泊、沼泽沉积物之间的一种复合类型。一般规模和厚度较小,在地层剖面中常呈小型凸镜体夹于河流沉积物中。

【自然堤沉积物】 natural levee deposit, levee deposit 冲积物的一种类型。大平原区的多沙性河流,由于河床淤积加高,洪水经常漫溢河床,并在河床两侧断续形成与河床平行的高地,又称天然堤,它的沉积物比河槽沉积物略细,比河漫滩沉积物较粗,一般为粉土质砂,或砂质粉土。

【决口扇沉积物】 crevasse splay deposit 冲积物的一种类型,指河流中的洪水集中一点冲破自然堤后,流行不远即行散失,在其尾闾部分形成的扇状堆积体,称决口扇。形成决口扇的沉积物称决口扇沉积物,它的粒度、组成与河槽沉积物极为接近。详见"冲积物"。

【洪积物】 proluvium, diluvium 干旱、半干旱山区暂时性河流在山麓地带形成的沉积物。洪积物在山前呈扇状分布,称洪积扇。其粒度从山谷口到山前平原方向,由粗变细,碎屑分选性和砾石磨圆度增高。洪积物和冲积物相比,一般颗粒较粗大,厚度变化也大。其分选性与砾石磨圆度都比冲积物差。

【泥石流沉积物】 debris flow deposit 山区一种特殊的洪流——泥石流的沉积物。它是流水沉积物中的一种特殊类型,主要分布在半干旱的温带山区。泥石流沉积物主要由粗粒的泥沙组成,有的由泥沙和大小石块组成,大石块的直径常达数米。它的特征是分选性差,层次不明显,整个剖面仍保持泥石流流动时的结构,大石块主要停积在堆积体的前缘或两侧。在不少大石块上可见擦痕,擦痕形体粗大毛糙,多呈斑状或纺锤状,排列方向也不一致,这是与冰川擦痕不同的特征。在沉积物中还可见泥包砾或泥球现象。泥石流沉积物常形成扇形堆积体,或形成平行于流动方向的舌状、堤状、岛状泥砾堆,加上泥石流强烈的下切侵蚀作用,使得整个堆积区崎岖不平,这与由一般洪水或冰水作用形成的山麓堆积扇有显著不同。

【湖积物】 lacustrine deposit **湖泊沉积物**的简称。一般在湖滨浅水地带以颗粒较粗的砂砾沉积为主,常见斜层理和波痕,厚

度较小;在湖心深水地带以细粒的粉砂、粘土沉积为主,具水平层理,厚度较大,一般达数十米至数百米。湖积物和其他陆相沉积物比较,一般颗粒较细,颗粒的分选性、砂砾的磨圆度,砾石的扁平度较好。可出现石灰岩、泥灰岩、硅藻土、沼铁矿、有机质腐泥、石膏、岩盐等化学和生物化学沉积。以水平层理为主,层理比较清晰、规则、稳定,有时可见微薄水平层理,具对称型波痕,有的具韵律构造,厚度比较稳定,原始产状自湖岸向湖心微微倾斜。含湖泊水生生物化石,有时也含陆生动物与植物化石。按水体性质又分为淡水湖沉积物、咸水湖沉积物,湖积物中常含有各种沉积矿床。

【三角洲沉积物】 delta deposit, deltaic deposit　指河流在入湖、入海处的沉积物。其中分布较广、规模较大的是河流入海处的三角洲沉积物。它形成于海陆交接地带,受河流、波浪、潮汐、海流等多种作用的影响,沉积物的性质、结构比较复杂,从平面上或垂向剖面上看,它分为三个部分:①顶组沉积,又称顶积层,为三角洲的陆上沉积部分,由河流沉积(包括河口岔道的河槽、自然堤、决口扇沉积)的砂和粉土及沼泽、牛轭湖沉积的淤泥、泥炭等组成;②前组沉积,又称前积层,是三角洲向前推进过程中在三角洲前缘斜坡上的沉积物,平面上它呈环带状分布于顶组沉积的外缘,它包括河口砂坝沉积物、河流延续在三角洲前坡上形成的沟槽中的沉积物及前缘席状砂质沉积物等,它形成于海岸带,由于河流带来的沉积物经海水的作用,故分选比较好;③底组沉积,又称底积层,三角洲前缘斜坡的坡脚及其前方的海底沉积物,是由河流搬运来的粘土悬浮物、胶体溶液在海底沉积而成,以富含有机质的含海相化石的泥质沉积物为主。大河河口的三角洲沉积物,平面分布可达数十至百多公里,厚度可达数十至数百米,富含有机质的泥岩与渗透性良好的砂岩是油气生成和聚集的极有利地带,世界上许多大油田都产于古三角洲。

【顶积层】 top set, topset bed　又称**顶组沉积**(topset deposit)。为三角洲顶部的陆上沉积物,主要由河流的砂质沉积物及泥炭沼泽沉积组成,常可见层理。详见"三角洲沉积"。

【前积层】 foreset, foreset bed　又称**前组沉积**(foreset deposit)。为三角洲前缘斜坡上的沉积物,主要由海岸带的砂质沉积物组成,可见层理。

【底积层】 bottomset, bottomset bed　又称**底组沉积**(bottomset deposit)。为河流入海三角洲前缘斜坡的坡脚沉积物,主要由海底沉积的粘土组成,可见层理。

【沼泽沉积物】 bog deposit　指沼泽中形成的沉积物。它以泥炭、腐殖泥为主,有时也有少量泥沙沉积。它常与湖泊沉积、河流沉积和海洋沉积共生,沼泽沉积物主要分布在河流泛滥平原、河流三角洲、湖滨平原和海滨平原及某些平坦的高原上。

【地下水沉积物】 ground water deposit　指地下水所形成的沉积物。地下水可按不同标志分成许多类型,但能形成一定规模沉积物的仅有少数几种。重力水中的泉水沉积物是地下水沉积物中最主要的一种。其次是岩溶水的沉积物及包气带水中的毛细水的沉积物等。地下水沉积物以化学沉积物为主。地下水的化学沉积物与淀积物的含义大致相当。

【淀积物】 illuvium　一般指经化学沉淀作用形成的地下水沉积物。

【岩溶水沉积物】 karst deposit　简称**岩溶沉积物**。指石灰岩裂隙溶洞中地下水的化学沉积物。它具有不同规模、不同形态,如石灰华、石钟乳、石笋、石柱等。岩溶水沉积物形成的化学反应式为:$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CO_2 \uparrow + H_2O + CaCO_3 \downarrow$

【泉水沉积物】 bateque　地下水的天然露头——泉水(包括各种不同温度和矿化度的泉水)所形成的沉积物。它以化学沉积物为主,最常见的是碳酸钙沉积,其次是二氧化硅沉积、天然硫沉积、硼酸盐沉积及其他盐类沉积。它们常依附泉水中的水草等沉淀聚集成石花状。这种形式的沉积物称为泉华。它们有成粉末状、被膜状,也有的碳酸钙沉积呈厚层块状堆积在泉口附近地面,厚度可达数十米。中国西藏北部那曲地区、四川康定、云南中甸等地均有相当规模的泉水沉积物,主要是碳酸钙沉积,构成十分奇特的自然景观。泉水的化学沉积物中有时也混杂一些碎屑沉积物。有的情况下甚至以机械沉积为主,如喷泉口与地震时喷沙冒水口的泥沙堆积。现代温泉中的泥含有生物活性离子,可用作泥疗的称为**医疗泥**(sanatory silt medicinal silt)。

【泉华】 sinter　狭义的泉华是泉水化学沉积物的一种。指矿物集合体具有水草状、小型树枝状、葡萄状等形状的泉水化学沉积物。最常见的泉华为钙华,其次有硅华,广义的泉华泛指各种形态的泉水化学沉积物。

【钙华】 travertine, calc-sinter, calcareous sinter　又称**石灰华**、**灰华**。指地下水或地表水经蒸发沉淀而成的碳酸钙沉积。最常见的是泉水形成的钙华,其次是岩溶水形成的钙华。钙华的矿物成分大部分是方解石,其次是文石,可能有少量的其他矿物如褐铁矿等,也可能混入一些碎屑物质,如石英、长石、黑云母等。方解石、文石一般为结晶体,矿物集合体形态或呈水草状、树枝状、葡萄状或厚层块状。后者常具水平层理,偶见波痕与斜层理,有时具韵律构造。钙华常见于泉口附近及石灰岩溶洞中。厚度与规模不等。

【硅华】 silica-sinter　地下水或地表水经化学作用而形成的二氧化硅沉积物。它主要出现在富含硅酸的温泉口(包括喷泉口),有时也见于某些洞穴裂隙中,主要矿物成分为各种蛋白石和玉髓,有时可见细小的石英晶粒,有时混入微细的氢氧化铁,偶含氧化镁、氧化钙、氧化铝、硫等杂质,因而使蛋白石形成各种变体及各种颜色。硅华外形可呈水草状、瘤状、钟乳状及致密块状。它们是富含硅酸的胶体溶液与真溶液的化学沉积物。在干旱地区碱性土的表面上有时也可见到非晶质的二氧化硅的粉末状沉淀物。

【盐华】 salt-sinter　由泉水或地表毛细水经蒸发沉淀而成的盐类沉积物。盐华的主要矿物成分为各种易溶的盐类矿物,如各种芒硝、天然碱、石盐等,有时也可见一些不易溶的盐类矿物,它们常以白色粉末、霜华、被膜沉积于泉口附近及盐碱土的表面,一般规模和厚度不大。

【风积物】 aeolian deposit, eolian deposit　即**风力沉积物**、**风成沉积物**的简称。指经风力搬运后沉积下来的物质。主要是砂粒和更细的粉砂。风成沙的分选性较好,沙粒均匀,圆度和球度较高,表面常有一些相互撞击而形成的麻坑,常堆积成沙丘和沙垅等地形,沙层常形成高角度的斜交层理,厚度从数米到近百米。风积物是干旱与半干旱地区分布最广、最具有代表性的一种沉积物。不少人认为黄土属风积物。在湿润地区的海岸、湖岸地带,有时也可见到风成沙丘,有的还形成风成砂矿。

【生物沉积】 biogenic deposit　由生物活动结果形成的沉积物。它包括由生物遗体或遗物(如粪便)直接形成的沉积物,如硅藻土、贝壳层、鸟粪层、泥炭、煤等;也包括与生物生命活动有密切关系的各种沉积物,如磷块岩,某些石灰岩、石油等。生物沉积物多形成于海洋中,部分形成于湖沼中。

【人工堆积物】 man made accumulation　由人工堆积的各种沙土、岩屑、矿渣等。如修渠打井时堆积在地面的沙土;修路、平整土地时填入洼地的沙土,开采煤矿时堆积的矸石;烧制石灰时堆

积的灰渣等。有时把已毁坏废弃的土堤、土墙、土烽火台等构筑物，也看成是一种人工堆积物。在野外工作时，注意不要把一些人工堆积物误认为天然的第四纪沉积物。

【沉积物共生组合】 association of deposit 指在一定的地质和自然地理条件下形成的一定成因类型沉积物的综合体。如温湿气候、平原地形条件下沉积物的共生组合，其主要成分是河流沉积物，其次可能有淡水湖沉积物与沼泽沉积物，河口与滨海地区则有三角洲沉积物，还可能有潟湖沉积物与浅海沉积物。不同的地质和自然地理条件，有不同的共生组合，研究地层剖面中沉积物共生组合，可以了解沉积物形成时的地质和自然地理环境。

【坡地沉积物】 hill slope debris, hillside debris 斜坡上各种沉积物的统称。主要是坡水沉积物。缓坡上还可能有残积物、风积物，陡坡下则可能有重力堆积物。在坡地上常出现它们之间的复合类型。

【山麓沉积物】 piedmont deposit 又称**山麓堆积物**(talus, talus accumulation)。山麓地带各种沉积物的统称。以冲积物、洪积物为主，并有坡积物、重力堆积物或泥石流沉积物等多种成因类型。在高寒山区的山麓堆积物中还有冰碛物和冰水沉积物。山麓堆积物特征是以粗碎屑沉积为主，碎屑的分选性和磨圆度较差，相变快，厚度大。有些强烈上升的山地的山麓地带或强烈拗陷的山麓地带，第四纪沉积物的厚度可达一千米。祁连山北麓的玉门砾石层与酒泉砾石层，喜马拉雅山南麓的上西瓦里克砾石层都是典型的山麓堆积物。

【洞穴沉积物】 cave deposit 又称**洞穴堆积物**(cave accumulation)。通常是指石灰岩洞穴中的沉积物。它是由洞穴中重力堆积的角砾、地下水机械沉积的泥沙和化学沉积的石钟乳、石灰华等组成，有时还有地下河沉积的砂砾和地下湖沉积的粘土。有的洞穴保存有人类和动物化石、石器和文化层。洞穴沉积物的规模和厚度不等，大者厚度可达五六十米，能划分出不规则的层次。中国重要的洞穴沉积物地点有北京周口店、重庆万州盐井沟、湖北长阳龙洞、广西柳城巨猿洞、柳江通天岩、广东曲江马坝，云南富民河上洞、浙江杭州留下洞等。在海岸、湖岸洞穴中，有时也充填有砂砾石，与此处所称的洞穴沉积物不同。

【裂隙充填物】 filling in fissure 指充填于基岩裂隙中的各种物质，如由构造作用或风化作用、地下水作用形成的角砾、砂土和石灰华等。裂隙充填物形态不规则，规模很小。大型的裂隙充填物有时就称为**洞穴-裂隙堆积物**。

【埋藏土】 buried soil 狭义的埋藏土，指被后期的覆盖层掩埋的古土壤；广义的埋藏土还包括被新的覆盖层迅速掩埋的现代土壤，如被火山灰掩埋的现代土壤。

【化石土】 fossil soil 古土壤的一种。指被后期的覆盖层掩埋的古土壤，如同生物化石一样保存在地层中。

第四纪矿床

【第四纪矿床】 Quaternary ore deposit 第四纪形成的矿床。内生矿床目前仅见少数的火山矿床。主要为外生矿床，包括各种风化矿床和沉积矿床。第四纪矿床大多位于地表或接近地表，矿石疏松，具良好的开采条件。它提供相当多种类的金属与非金属矿产资源如金、金刚石、石膏等。中国第四纪矿产资源非常丰富。

【第四纪外生矿床】 Quaternary exogenetic ore deposit 第四纪期间，由外生成矿作用形成的各种矿床，包括风化矿床与沉积矿床两大类，每一大类中都包括机械作用形成的矿床及化学的与生物化学作用形成的矿床。

【第四纪火山矿床】 Quaternary volcanic ore deposit 指第四纪火山活动形成的矿床。包括火山成矿作用不同阶段、不同方式形成的多种类型，比较重要的有以下几种：火山喷发-岩浆矿床，如金伯利岩中的金刚石矿床、玄武岩中的沸石-自然铜矿床、英安质凝灰岩中的铁矿床等，智利北部的拉科铁矿便是产于第四纪英安质凝灰岩中的；火山喷气-升华矿床，如一些硼矿床和自然硫矿床，中国台湾省大屯自然硫矿床便是第四纪火山活动的产物；火山热液矿床，如与细碧角斑岩有关的黄铁矿型铜矿。此外，有的火山岩本身可作工业用石料、建筑石料、水泥和混凝土原料等。虽然中国第四纪火山活动不多，但是研究火山矿床，特别是现代火山矿床，有重大的理论和实际意义。目前，世界上硼矿床主要分布于太平洋内带和地中海带，与现代火山分布范围是一致的，说明硼矿床与火山活动有密切的关系。1960 年在坦桑尼亚一活火山的喷发物中发现有碳酸盐熔浆，这就证实了至少有一部分含稀有金属的碳酸盐矿床是火山成因的。不久前才发现的，在红海海底正在形成中的富含硅、铁、锌、铜的火山热液矿床，为探讨火山热液成矿规律提供了一个极好的例证。

【第四纪沉积矿床】 Quaternary sedimentary ore deposit 指第四纪由沉积作用而形成的各种矿床。包括：①机械沉积矿床，由于机械作用所形成的具有工业价值的矿石、矿物堆积，如某些海成沙和风成沙便是良好的玻璃用砂和造型用砂矿床；②化学沉积矿床，由于化学作用而使含矿的天然水溶液(真溶液或胶体溶液)产生沉积而形成的矿床，如海洋、湖泊中的蒸发沉积盐类矿床和胶体溶液沉积的金属矿床；③生物化学沉积矿床，是由生物遗体形成的一种外生矿床。

【第四纪蒸发沉积矿床】 Quaternary evaporation-sedimentary ore deposit 又称**真溶液化学沉积矿床**(chemical sedimentary deposit by true solution)。指经由天然蒸发作用而形成的第四纪化学沉积矿床。包括海水蒸发沉积和湖水蒸发沉积的两种基本类型。大部分盐类矿床属于蒸发沉积矿床。有时矿化度较高的地下水也能形成小型的蒸发沉积矿床，如盐碱土中毛细管水上升到地表后，可形成小型盐、碱、硝矿床。这种矿床称表土型盐类矿床或盐渍土型盐类矿床。

【第四纪盐类矿床】 Quaternary saline deposit 指在第四纪由含易溶于水的盐类矿物的天然水溶液，经化学沉积作用而成的矿床。主要盐类矿物有钾、钠、钙、镁的氯化物，硫酸盐，碳酸盐以及硝酸盐和硼酸盐，如岩盐、钾盐、光卤石、石膏、芒硝、杂卤石、苏打、天然碱、硼砂等。按其成因，大部分属于蒸发沉积矿床，如海盐和湖盐及表土型盐类矿床。极少部分属于残积、淋积矿床，如在原生盐类矿床顶部可形成残积的石膏帽，在岩层裂隙中由硫酸水溶液淋积或交代而形成的次生石膏脉等。还有由含少量硼酸盐类矿物的原生钾盐矿床形成的淋积硼矿床，它是由次生硼矿物如钠硼解石、硬硼钙石、白硼钙石、硼镁石等在岩层的孔穴裂隙里沉淀而成的。

【盐渍土型盐类矿床】 salinized soil type saline deposit 又称**表土型盐类矿床**(soil-cap saline deposit)。指矿化度较高的地下水形成的小型蒸发沉积矿床，如盐碱土中毛细管水上升到地表后，形成小型盐、碱、硝矿床。

【现代盐湖矿床】 present saline lake deposit 指第四纪在盐湖中形成的矿床，包括固相盐类矿床和液相卤水矿两方面。固相盐类矿床有第四纪早期形成的，也有现代形成的；液相卤水盐湖矿床见于现代盐湖中。盐湖矿床主要分布于干旱与半干旱地

区,中国西部地区现代盐湖矿产资源非常丰富。

【现代卤水矿床】 present bitter deposit 指可供开采的含高浓度盐分的现代天然水溶液。它主要是现代盐湖卤水矿,其次是地下卤水矿。天然卤水矿不仅可以制造食盐等,而且可以提取其中含有的锂、铷、铯、钡、锶、溴、碘、硼、金、银等多种元素。

【第四纪胶体溶液化学沉积矿床】 Quaternary chemical sedimentery deposit in colloidal solution 又称**胶体溶液沉积矿床**(sedimentary deposit by colloidal solution)。指在第四纪由天然胶体溶液经胶体凝聚、沉积而成的一种矿床。主要成因类型是海洋沉积与湖泊沉积;主要矿种是铁、锰、铝。目前具有重大意义的是现代深海沉积的锰结核矿床。锰结核又称锰团块、锰矿瘤。含有20多种元素,最主要是锰,其次是镍、铜、钴。它的储量很大,目前还在继续成长中。

【第四纪生物与生物化学沉积矿床】 Quaternary biogenic and biochemical sedimentary deposit 又称**第四纪有机化学沉积矿床**(Quaternary organochemical sedimentary deposit)。指在第四纪由生物遗体形成的一种外生矿床。矿种有泥炭、天然气、沥青、硅藻土、鸟粪磷矿等。第四纪能否形成石油,目前尚未定论。

【鸟粪磷矿】 guano-phosphatic deposit 又称**鸟生磷灰岩**(guanophosphorite),俗称**鸟粪层**(guano bed)。指分布于热带的一些海洋小岛上及大陆沿岸的一些洞穴中现代生物沉积。群居的食鱼海鸟的粪便含有磷酸盐、硝酸盐、铵盐及有机质,鸟粪长期堆积形成鸟粪层。鸟粪层分解时,有机质发生氧化,易溶的盐类被淋洗,而磷酸盐部分残留在原地成鸟粪磷矿层,它含 P_2O_5 10% ~ 30%,最多达40%,还有少量的氮和钾,是很好的综合肥料。中国南海诸岛,特别是西沙群岛盛产鸟粪磷矿。亦有与鸟粪磷矿类似的矿产,如中国南方一些山洞中,蝙蝠尸骨、粪便也可堆积形成含磷、氮、钾的肥料。

【第四纪风化矿床】 Quaternary weathering mineral deposit 指第四纪期间形成的风化矿床。风化矿床产于风化壳中是与残积物同时形成的矿床,所以第四纪地质学中风化矿床也称风化壳矿床或残积矿床。风化矿床类型很多,根据矿石矿物的成因,大致可分为两种基本类型:碎屑残积矿床与化学残积矿床。前者的矿石矿物主要是岩石风化过程中残留的原生矿物,后者的矿石矿物主要是岩石化学风化过程中形成的各种次生矿物。除了这两种基本类型以外,有一种混合类型,即碎屑残积-化学残积矿床,还有一种过渡类型,即淋积矿床,或称淋滤矿床,它是风化矿床向沉积矿床过渡的一种类型。

【化学残积矿床】 chemical eluvial mineral deposit 由岩石风化过程中形成的次生矿物组成的风化矿床。这些次生矿物主要是铝硅酸盐矿物经水解等作用后形成的,它们基本上是以矿物集合体形式存在。根据次生矿物的不同,化学残积矿床可以分为两个基本类型:高岭土型,主要矿石矿物是高岭石及其他高岭石类矿物,即铝和铁的含羟硅酸盐类矿物,主要矿床类型是高岭土矿床,如中国著名的优质瓷土便属于这一类型;砖红土型,或称红土型、铝土型,主要矿石矿物是铝和铁的含水氧化物或氢氧化物、镍的含水硅酸盐等,主要矿床类型有铝土矿、铁矿、硅酸镍矿等,矿石中有时还含有金、钴、铬、锰等,是优质的天然合金原料。化学残积矿床中有时还有大型的离子吸附型稀土元素矿床。除上述形成于岩石风化壳中的化学残积矿床外,在一些原生矿床的露头,即原生矿床的氧化带,经化学改造后形成的次生矿床,也是一种化学残积矿床。这些原生矿床主要是铁、铜、铅、锌、镍等金属硫化物矿床,化学改造的主要途径是氧化作用,形成铁帽、铜帽等矿床。其次在锰的碳酸盐矿床、硅酸盐矿床上可形成锰帽矿床,在自然硫矿床上可形成矾帽,即次生明矾矿床。

【碎屑残积矿床】 clastic eluvial mineral deposit 指岩石风化过程中残留的原生矿物堆积形成的一种风化矿床。在岩石风化过程中最常见的物理、化学性质比较稳定的矿物有金、铂、锡石、黑钨矿、白钨矿、铬铁矿、钛铁矿、金红石、铌钽铁矿、独居石、锆英石、磷钇矿、金刚石、刚玉、水晶、重晶石等,它们常常形成有价值的碎屑残积矿床。这一类碎屑残积矿床又称残积砂矿,如橄榄岩上的残积铂砂矿、金伯利岩上的残积金刚石砂矿等。矿石矿物在矿体中基本上以单体矿物形式存在,其数量远比脉石矿物为少。在一些易溶岩石上形成的碎屑残积矿床,规模虽小,但有时品位较高,如含有少量磷灰石的石灰岩上可形成磷灰石碎屑残积矿床。有的残积物本身便是可以开采的对象,如在纯石英岩上形成的碎屑残积矿床,基本上就是石英这一矿石矿物的堆积体。

【第四纪淋积矿床】 Quaternary infiltration deposit 又称**淋滤矿床**(illuvia deposit)。它是风化作用形成的含矿溶液,自地表向下运移过程中,其中有用组分在岩石裂隙中沉积充填或与围岩交代而形成的一种矿床,是风化矿床向沉积矿床过渡的一种类型。主要形成于硫化矿床氧化带下的次生硫化物富集带。其带中矿物有斑铜矿、铜蓝、辉铜矿等,可使金属品位大为提高。淋积矿床中主要的矿种除铜矿外,还有铁矿、锰矿、铀矿、磷矿和硼矿等。

【第四纪砂矿床】 Quaternary placer deposit 指第四纪形成的各种砂矿床,包括第四纪残积砂矿与第四纪沉积砂矿。前者是由于风化作用形成的残积砂矿,后者是由于各种不同外动力条件形成的坠积砂矿、坡积砂矿、洪积砂矿、冲积砂矿、湖泊砂矿、海滨砂矿、冰碛砂矿、风积砂矿等。除了这些单一成因类型外,自然界还有一些复合类型砂矿,如残积-坡积砂矿,以及过渡类型砂矿,如三角洲砂矿。上述各种成因类型中最重要的是冲积砂矿与海成砂矿。有些成因类型虽不常见,有时也能形成工业矿床。目前有些矿种如金刚石、锡石大部分采自砂矿;金、铂、金红石(钛)、水晶等有相当一部分采自砂矿;独居石几乎全部采自砂矿,它是目前工业上提取铈族稀土元素及放射性元素钍的主要来源。在这些开采的砂矿中,大部分为第四纪砂矿。

【残积砂矿床】 elluvium placer deposit 指第四纪期间,由于风化作用而形成的砂矿床。它是一种碎屑残积矿床。有的第四纪残积物本身便是可供开采的矿石堆积体。

【沉积砂矿床】 sedimentary placer deposit 指第四世纪期间由于沉积作用而形成的各种砂矿床。它主要是由各种不同外动力条件作用的结果。主要有坡积砂矿、洪积砂矿、冲积砂矿、坠积砂床、湖泊砂矿、滨海砂矿、风积砂矿、冰积砂矿等。

【复式砂矿床】 complex placer deposit 指在地层剖面中的不同层位,或在河谷、湖岸、海岸带同一横剖面的不同高程处,出现有两个或两个以上独立的含矿层的砂矿。它是地质历史时期中不同阶段的产物。如中国中南地区砂锡矿,有些就是复式砂矿。往往在矿区同一河流横剖面中,现代河床沉积物与古代阶地沉积物中均有含矿层。

【埋藏砂矿床】 buried placer deposit 又称**掩埋砂矿**。指砂矿形成后被后期各种成因类型的沉积物或火山喷出物所掩埋的砂矿。含矿层如果仅被同一时期同一成因的不含矿的沉积层覆盖,则不能称为埋藏砂矿,而称为表部砂矿。复式砂矿中的下部含矿层以至上部含矿层都可能成为埋藏砂矿。埋藏砂矿受到剥蚀可形成地表露头,甚至大片出露。

古地理学

【古地理学】 paleogeography 见 85 页“古地理学”。

【古气候学】 paleoclimatology 广义的古地理学的一个重要分支;研究过去地质时代地球上的气候条件和变化,及其在某个地区或世界范围的变化原因。古气候学以研究古代的气候变化为目的,时间尺度范围一般在万年、十万、百万、千万到亿年之间。古气候学近年由于与“全球变化”研究目标关系密切而成为地球科学的热门课题之一。无论是哪一种古气候研究,由于无法直接观察当时的大气圈运动过程,研究对象只能是与古气候变化有关的多种物质记录(包括天然地质记录、考古发掘中获得的实物材料和历史文献记载)。很明显,遥远过去的古气候早已不复存在,现在保存下来的仅是它的物质记录,而且还是一个不完整的记录。我们只能根据这些有机界、无机界的物质记录,按一定的理论方法去恢复古气候。显然,这是一个极为困难和复杂的任务。为完成这个任务必须利用多种学科的知识,因此古气候学也是一个边缘学科。

【古地理】 paleogeography 过去地质时代(包含人类历史时期)地球表面的自然地理。

【古地理事件】 paleogeographic event 地史上相对稳定的、短暂的、突然出现的自然地理事件。例如某一短暂的、特殊沉积环境的稳定存在,某个突然呈现并且相对稳定的古地理形态和现象,以及存在于两个古地理阶段之间的急剧变迁等。

【古地理阶段】 paleogeographic stage 指古地理环境或状态,如关于海面、地表地形、相对海岸距离及气候条件等的一个相对稳定,或逐渐发展变化(量变)的时间阶段。

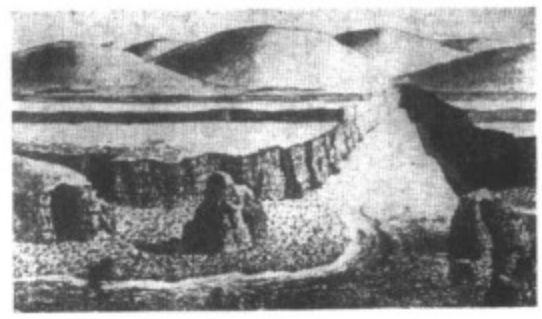
【古地理单元】 paleogeographic unit 古地理特征具有相对一致性而区别于周边地区的一个具体空间区域,具体有古地形单元、古生物地理单元和古气候单元等。

【古地理区】 paleogeographic province 根据某个地质时期的古地理特征而区分的区域叫古地理区。

【古地理图】 paleogeographic map 表示某个特定地质历史时期自然地理环境面貌的图件。编制任何古地理图,都有其特定的时间间隔(千万年、百万年、十万年或千百年级)和空间范围(地方性、区域性或全球范围)。古地理图能有效地反映古地理学研究的结果,如海陆分布、陆地形态、海洋深度、水流和气流方向、生物分布、沉积分布和气候带分布等等。根据研究目的和实际资料的详细程度,按一定的比例尺和图例编制成图。一般将编制 1:200 万 ~ 1:1200 万古地理图的工作作为地质学的许多部门中具有最大综合性的工作。它几乎涉及一个广大区域中每一部分、每一时期、每一方面有关地质历史的发展。利用古地理图可以形象便捷地了解地球表面的古地理环境及其变化过程,并用于对某些沉积、层控矿产资源的探测。早期古地理图一般采用古海陆分布图形式,20 世纪 60 年代起,随着古地理研究的逐渐深化出现了岩相古地理图、生物古地理图(古生物地理图)、构造古地理图、古气候带分布图以及古地形图、古等深线图等多种类型;表示内容上也由早期的单学科内容、定性示意图、手工绘图向更精确的多学科结合、定量化、电脑可视化成图等方向发展。

【古地形学】 paleogeomorphology 也叫古地貌学,是古地理学的一个组成部分。它以过去地质作用形成的古侵蚀面地形(地表遗留的、地下潜伏的或被剥蚀了的),或地形遗物为对象,研究其形态特征、形成原因、发展过程和规律,以及其在实际应用上的价值。

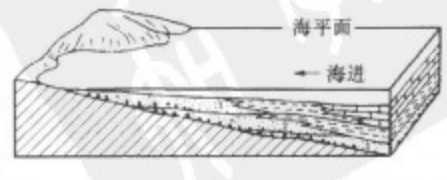
【古地形】 paleotopography 在地质时期中,某特定时代某个地区的地形和地势,或指某古地理区一个被后期地层叠覆的潜伏不整合面的地形轮廓。以英国威尔士地区奥陶纪火山岩系一次喷发间断中呈现的古地形再造为例(见图)。早期喷发的成层细碧熔岩之上为角斑岩喷发,然后的喷发间断期(相当一个笔石带的时限)该区处于滨海位置,呈现出圆形山丘(角斑岩)、海蚀崖和海蚀柱(细碧岩)以及砂砾滩地貌。上述假想复原图面向西方,由阳光造成的阴影来自北侧,反映当时英伦三岛位于南半球。



威尔士早奥陶世古地形复原图
(据 D.V.Ager,1981)

【古气候】 paleoclimate 与日常生活中短暂的天气(几小时到几天、十几天尺度)概念相比,古气候是指一个地区在较长的时期(几十年到几千、上万年尺度)内各种气象要素(如降水量、气温、风力和风向等)的综合表现。当代地球科学研究中所指的“古气候”包括两种范畴:①地质历史中的古气候,包括地球早期自从有内外力地质作用并保存物质记录以来的整个地史时期的古气候变化史;②人类历史中的古气候,一般指第四纪或人类出现以来的气候变化历史。古气候研究,主要依据沉积岩中所存在的某些具有特征的岩石和标志,及其所含化石来进行;同时也采用古地磁学和同位素地质学方法。通过这些资料的研究分析和方法的应用,估量出某些古气候因素,如风向,大气圈和海洋的温度及其变化结果;其中最明显的是严寒冰期和炎热、干燥阶段的辨认和确定。古气候研究,对于地层划分对比,地壳演化史的探讨以及矿产资源的成因与探测,都具有指导意义。地质时代的古气候研究,与同样以历史资料和考古资料以及树木年轮为主要依据的历史时期的古气候研究有所不同。

【古海侵】 marine transgression 又称**古海进**。在地史的某个地质时期内,由于海平面上升或陆地相对下降而导致的海水对大陆区的侵入作用。地史中海侵过程发生的时间可快可慢,有时呈现速度较慢的渐进方式,在沉积记录上表现为自下向上海水逐渐由浅变深的岩相更替;有时可出现相对快速的海侵,较深水环境的沉积物可以直接覆盖在一个时代更老、或多或少准平原化的陆地剥

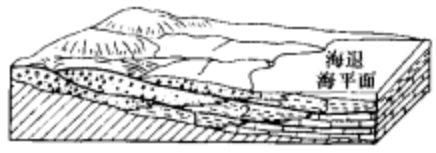


海水向陆地侵进与地层超覆
1,2,3 表示地层形成的先后次序,注意自左至右的空间相变
(据王鸿祯、刘本培,1980 补充)

蚀面上。在宏观地层记录方面，随着海侵范围不断向陆地扩展，表现为由老到新的连续沉积系列依次向陆地方向逐步扩大范围。因此，一个海侵序列组成的地层与下伏地层的接触面必然是一个不整合面，两者间地层缺失的时间间隔也是向陆地方向增大。在这个面上所沉积的海侵地层序列，在空间展布格局上称为地层超覆(见图)。

【古海泛】 ingression　它与地史中常见的大规模海侵存在重要区别。大体存在以下两种情况：①某些特定地史阶段在近海河湖盆地中出现短暂的海水注入现象，如中国松辽盆地的晚白垩世嫩江组是在典型的陆相河湖地层中出现半咸水—微咸水沉积夹层，其中出现与海洋环境有亲缘关系的标志性生物(双壳类短齿蛤、壳菜蛤、线纹蚶、类傅螄等，微体古生物沟鞭藻类，鱼类松花鱼、吉林鱼、哈玛鱼等)，以及碳酸盐岩中的锶同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr=0.7091$)与海洋沉积物中所产者几乎完全一致，也证明存在海水混入事件[应当指出，远离海洋的干旱气候带内陆盆地(例如新生代的柴达木盆地等)中也曾发现一些属种单调的半咸水—微咸水介形虫等生物化石和一些可疑的岩矿、地球化学组分，但实际上与真正的海洋环境并不存在直接联系]；②局部性海水进侵的现象，又称为**古海入**，例如，亚洲西北部鄂毕河口地区因新生代发生地壳下陷而形成港湾。

【古海退】 marine regression　地史上的一个相对短的时间段落，由于海面下降或陆地实际上升而引起的海水从大陆向海洋的退缩作用。海退的结果，标示在沉积作用上最常见的例证是三角洲沉积范围的扩大(如加里东运动后表现在中国东南部三角洲沉积区的发展)。在宏观地层记录时空分布格局方面，地层剖面纵向上一般表现为岩性向上变粗、水体向上变浅、由海相变为陆相；在横向上表现为自早到晚地层分布范围逐渐变小，因此称为**地层退覆**(stratigraphic offlap)(见图)。



海水自陆地后退与地层退覆
1,2,3代表地层形成先后次序
(据王鸿祯、刘本培，1980补充)

【古海侵方向】 transgressive direction　海水侵进某个地区的方向或来源。海侵方向可以借助于不同地区之间古生物群的亲缘关系，即古生物化石的属种组分相似程度来确定，也可以根据相邻地区之间同一海侵序列的地层超覆关系作出判断。

【全球性海平面升降】 eustatic movement, eustatism, enstacy　引起各大陆大体同时发生海进或海退变动的那种全球性的海平面升降运动。造成全球性海平面升降运动的原因曾有不同的解释，例如徐士(E. Suess)曾提出：海底受大量的沉积物充填，造成海水外溢，可以使全盘海面升高；地壳的大规模沉降，可以使海面下降，等等。目前一般认为存在两种主要的成因，第一种是由于全球性冰期、间冰期交替导致极地冰盖消长，引发的地球表层液态水圈体积变化。已经在石炭纪、二叠纪和第四纪等地史中获得证实，可称为冰川型海平面升降运动。另一种原因是全球规模的壳-幔构造运动引起的全球性构造型海平面升降运动，可以白垩纪中期(距今 125～80 百万年前)的“全球整体事件”为代表。当时全球三大洋中普遍出现大规模的海底火山喷发，洋壳增生速度比平时加快一倍。仅以西太平洋翁通-爪哇海底高原为例，两次阵发性(121.7～118.2 百万年前和 121.0～124.0 百万年前)的玄武岩喷发面积就达到 500 万平方千米，被称为**大火成岩省事件**(great igneous province event)。洋底的洋脊、洋岛体积扩大导致全球海平面上升和大规模海侵，在海洋盆地中广泛出现以黑色页岩为代表的缺氧事件。伴随火山活动有大量二氧化碳逸入大气圈，导致温室效应使气候变暖。上述环境有利于石油、天然气资源的形成，成为地史中著名的生油时代。

【冰川型海面升降】 glacio-eustatism　由于大规模古气候变化引发的极地冰盖扩展或消退，并导致地球表面液态海水总含量变化而产生的全球性海面升降运动。如果现代南、北极地的冰盖全部溶化，不同学者估算全球海平面的上升幅度将达到 60～150 米范围。由于冰期和间冰期的交替可以在较短时期内完成，因此冰川型海平面升降具有良好的全球等时性。

【构造型海面升降】 diastrophic eustatism　由于全球性、区域性或局地性地壳构造变动，引起地壳升降和海洋面积变化，从而导致海平面产生相对升降变动。对这种类型海平面升降运动的时空分布特征需要进行具体分析，多数情况仅具有区域性或局地性意义。

【古陆】 oldland　泛指地史时期中各种形式的古老剥蚀陆地，未严格区分其规模大小、海拔高度、地貌形态和延续时间。在古生代及其前的古地理图编制中，经常用来作为未遭受海侵地区古地理特征的描述性术语，如康滇古陆、华夏古陆、塔里木古陆等。在中、新生代古地理研究中，由于大量陆相沉积资料能提供更多的相邻剥蚀区地貌特征，因此有条件使用低地、丘陵、高地、山地和高原等更明确的地貌单位术语，如古西藏高原、东南低山丘陵、古天山等。至于地史时期中的陆上沉积区，一般称为盆地或凹陷，如鄂尔多斯(陕甘宁)盆地、松辽盆地、库车盆地等。应当指出，某个地质时期某个古陆的确定取决于地层、古生物和沉积相的研究水平，例如，在新中国建国以来的数十年内中国地质科学的研究水平已经有了很大的提高，以往文献中经常出现的早古生代“胶辽古陆”、“雪峰-江南古陆”等，现在认为并不存在；前者早已经被海水侵没，后者实际上是水体较深的陆坡环境。

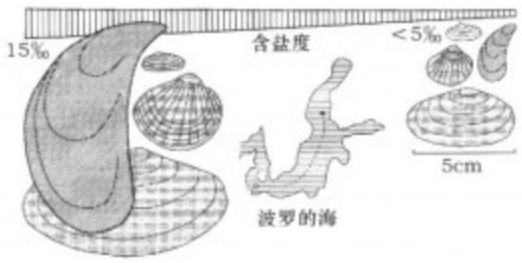
【古海盆】 old sea basin　地史中规模不等、不具备线状形态的古海洋盆地，一般用来表示相对稳定的构造环境，例如华北海、上扬子海等。

【古海槽】 old trough　在古地理研究中是对某些大规模、长条状、不同水深环境古海洋的总称，例如秦岭海槽、乌拉尔海槽等。在传统槽台学说中，海槽被解释为地槽-造山带演化早期的古地理表现形式；在空间位置相对固定的前提下，强调其演化过程中出现海水深浅和盆山更替的古地理旋回性变化。板块学说则将海槽解释为**古洋盆遗迹**(old oceanic trough)，强调通过多学科研究查明不同类型板块之间的俯冲、碰撞过程；从全球构造活动论的学术视野，再造古大陆和古海洋的时空演变历史。由于古代海槽沉积环境多变、后期又遭受强烈构造变动，往往成为古地理研究中的疑难问题和薄弱环节。

【古盐度】 paleosalinity　某个地质时代一个水体的含盐度。地史时期的海水含盐度，可以根据某些沉积或沉积建造水的化学分析，某些矿物、岩石的成分和生物化石的性质来确定。当海水在含盐度正常或减低的情况下，沉淀出方解石，从而形成石灰岩。在含盐度较大时，沉淀出石膏和硬石膏；而在盐度更浓集的海中，则沉淀出石盐和钾镁盐。在不同水体相(陆相、潟湖相、海相等)沉积的粘土岩中，其水的化学成分(如氯)，有着不同的含量。白云岩，特别是杂有天青石、重晶石或萤石的白云岩，通常是较高盐度的标志。海栖生物的发生发展，海水盐度是一个重要条件。生物群在不同盐度条件下，有着不同的类型；淡化或咸化作用的变化，影响着生物界类型、外貌以及繁衍或灭亡的变化。

【淡化海】 freshening sea　位处潮湿气候带并被内陆包围的含盐度小的海盆，由于淡水补给量(大气降水、河流注入)大于蒸

发量，囿于地理条件又不能与外海正常盐度海水顺畅交流，导致海水含盐度小于3.5%的淡化海。淡化海可以出现于不同的构造部位，例如波罗的海、渤海属于稳定板块内部的陆表海，黑海则代表阿尔卑斯造山带北侧的前渊凹陷。淡化海海水的含盐度，也存在半咸水、微咸水不同情况。淡化海内的沉积物一般伴随出现不同粒径的泥质-陆源碎屑，并缺乏石膏、岩盐类特殊沉积。淡化海内的生物对环境变化反应较为灵敏，海水含盐度降低往往导致某些广盐性生物（双壳类、腹足类等）个体的同步变小，在现今北欧的内陆型波罗的海中有典型实例（见图），中国滇东上志留统玉龙寺组中由下往上的腕足类化石也有类似的变化趋势。



海水含盐度与生物个体大小关系
（据 Brandt，1897）

【咸化海】 supersaline sea　位处干旱气候带并被内陆包围的含盐度大的海盆，由于淡水补给量小于蒸发量，囿于地理条件又不能与外海正常盐度海水顺畅交流，导致海水含盐度大于3.5%的咸化海形成。咸化海一般出现于裂谷构造早期或造山运动晚期的不同构造部位，前者如现代中东地区的死海、红海，后者可以德国北部晚二叠世的镁灰岩（zechstein）盆地、中国上扬子地区早—中三叠世盆地为例。咸化海的沉积特征，以出现大量白云岩、石膏、岩盐和/或钾盐为典型代表。随着海水含盐度增加，窄盐性生物（珊瑚、腕足类、筵类等）迅速消失，以广盐性的双壳类、腹足类等大量繁盛为特征。

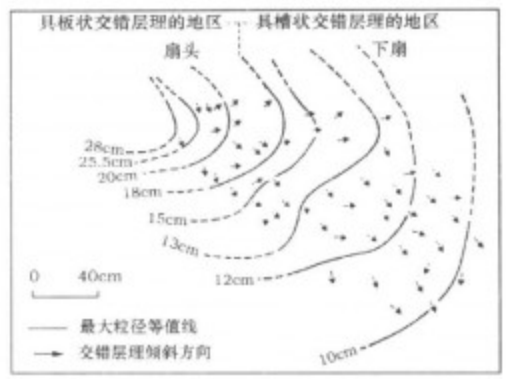
【古温度】 poleotemperature　地史时期中某一特定时间间隔或空间范围内的地表（大气、水体）平均温度。地史时期的古气温或水温状态，主要是依据有关标志性沉积特征（如冰川落石、鲕粒构造）、矿物（岩盐、石膏、天青石）、古生物（暖水或冷水生物群）、古生态（生物礁）以及碳酸盐矿物（来自化石骨骼或岩石）或极地冰心包含空气中的氧同位素分析等方法来说明。既可以了解地史过程中的宏观（亿年、千万年、百万年）古气候演变趋势，也能够查明精细的高分辨率（十万年、万年或更少）古温度波动历史。古温度研究不仅与验证地史中的大陆漂移和板块构造学说有密切关系，而且对于预测今后的全球环境变化趋势也具有重要意义。

【古温度测定】 paleothermometry　对地史时期的古温度进行的定性估计或更精确的定量测量。最常见的是对某一个地质时期的水体（海水或淡水）或大气平均温度的研究。例如现代珊瑚礁主要分布在热带、亚热带海域，地史中不同时代地层内的生物礁体也能反映类似的古温度条件。在古水体温度测定方面，一般根据水生古生物原生碳酸盐壳体（或内骨骼）中的氧同位素^{18}O和^{16}O丰度的质谱测定。水生古生物的碳酸盐外壳或骨骼是在与其生活海水中氧的同位素达到平衡的条件下形成的，因此化石壳体、骨骼的氧同位素比（$^{18}O/^{16}O$）测定，能够得出生物生活水体温度的定量数据。现代陆生植物在地球表面的分布受到气候分带的严格控制，无论在植物群属种组分、叶相类型、角质层厚度和气孔大小等方面都有明显反映。近年根据中国山东山旺地区中新世含硅藻土地层中的现生共存属（杜仲）化石比较研究，推断1500万年前当地的古气候春季温度范围在13～20℃，明显高出现今的12.9℃，为地史中古温度的定量测定提供了新的方法。

【古流】 paleocurrent　地史时期中的地表流体。它包括陆地上和海洋中的常规液态水流（河流、洋流、潮汐流等），非常规的泥石流、浊流和固态冰川流动等，往往能在沉积物中保存下清晰的沉积地质记录。沉积岩的一系列特殊结构和构造，例如交错层、波痕及岩层的各种底模标志等特征，都能指示古流的存在及其运动方向。例如，河流环境沉积物中经常保存良好的单向板状斜层理，通常可采用玫瑰花作图形式予以反映（图a）。而滨海带往复运动的潮汐作用则保存了典型的反向（鱼骨状）斜层理。泥石流和浊流的运动方向，与沉积盆地的构造-地形格局密切有关。因此，古流方向研究在查明古地理环境、确定碎屑物来源方向和沉积盆地构造格局再造等方面都具有重要意义，已经成为古地理研究中需要注意的问题之一。当然在收集野外原始资料时需要有大量的统计学依据并与沉积相研究配合（图b），才能得出可信的结论。

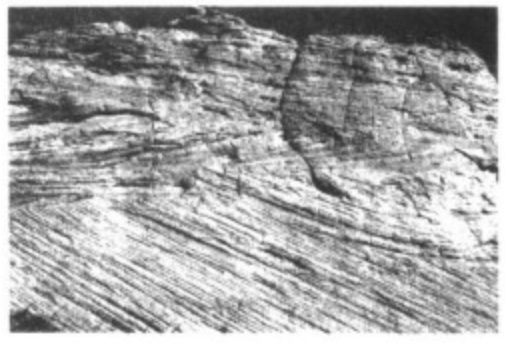


（a）新疆中天山侏罗纪古流向玫瑰花图
（据李维锋、卢华复、王鑫峰，2002）



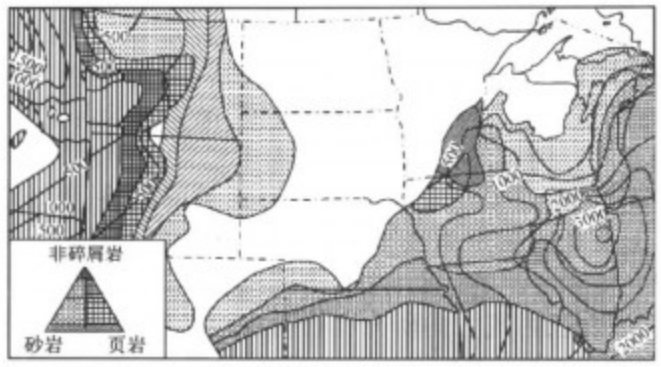
（b）小型冲积扇内斜层理类型、粒径大小和古水流方向关系

【古风】 paleowind　过去地质时代发生的、古老的大气流动。根据沉积地层中保存的古火山灰降落空间分布特征、古生物礁体的迎风面状况以及沙丘和风成砂岩斜层理的方位等标志，可以判断出某个时期中古风的主要方向。如火山喷发时的落灰，在风吹向的那一边厚度要大。珊瑚环礁在面对流行风向的那边，由于风浪作用的影响而使其生长率受到限制。古沙丘在地层中是以风成砂岩保存下来的；这种砂岩的特征是：石英的含量高，石英的分选好、磨圆度高和较大的斜层理倾角等（见图）。中国北方广袤分布的沙漠、沙区由于冬季盛行西北风和北风，在风成斜层理的倾斜方向上有明显的显示，可以反映出东亚冬季大气圈流动的总体格局。在中国新疆北部吐哈盆地的晚侏罗世、鄂尔多斯盆地的早白垩世、四川盆地晚白垩世及美国西部侏罗纪古沙漠沉积中，都发现了可以反映古风向的沙丘斜层理构造，可以用来研究当时大气圈的运动方向。


北美犹他州辛恩国家公园的风成沙丘斜层理
（据 G.R.Thompson & J.Turk，1995）

【古岩性图】 paleolithologic map　通过标示地史某个特定时期沉积物主要岩石类型的组合特征及其空间变化规律，来反映古地理特征的图件，经常附有该期沉积物厚度的等值线。后者也可单独成图，称为**古等厚图**（paleoisopach map）。由于编制过程中一般采用比率法或岩石百分率法，能较好地反映沉积物岩性的定量统计特性，成为与沉积矿产寻找和勘探有关古地理研究中的

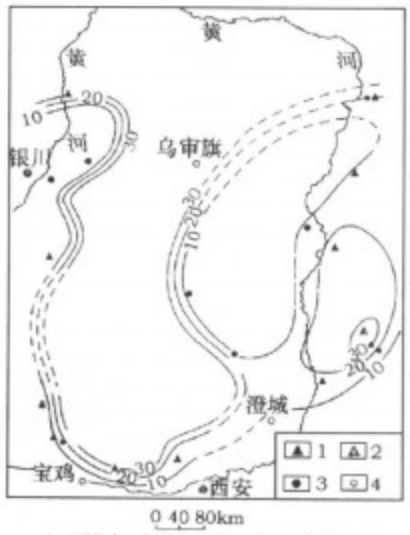
重要基础图件，受到生产部门的普遍重视和广泛采用(见图)。



美国西北部晚寒武世克罗伊克斯统的岩性图
花纹表示岩性组合百分比，等值线表示厚度分布
(据 Krumbein and Sloss，1955)

【岩相古地理图】 lithofacies paleogeographic map　一种表明某个古地理阶段(或相应年代地层单位)岩相类型空间变化规律的古地理图。岩相类型通常以时间地层单位内占统治的、平均的或特殊的内容来表示。如果采用时限很短的**特有标志层**(index bed)或**特有标志面**(index horizon)作为编图单位，则可以精确地表示编图单位的全部内容，称为"瞬时"岩相古地理图。岩相古地理图的优点在于不仅能反映当时的古地理环境(海陆分布、海水深浅、地形高低等)，还能具体地反映沉积记录的物质内容(岩石-岩相类型、矿产资源特征等)。对于地质理论研究，特别是油气资源和沉积-层控矿床的寻找、勘探具有良好的指导意义。

【定量岩相古地理】 quantitative lithofacies paleogeography　一种采用在具有定量意义的单因素分析基础上，再进行多因素综合分析方法编制的岩相古地理图。单因素是指能独立地反映某地区、某地质时期、某沉积层段沉积环境某些特征的因素，例如水体深浅、沉积厚度、碎屑颗粒大小、斜层理方向、化学成分百分比、化石生态类型组合特征等，都可以采用定量数值的方式在古地理图上予以表示。研究过程大致可分三个步骤：①对各个野外基干剖面进行认真的地层学和沉积学研究，获取各种第一手的定性和定量资料，了解各剖面各沉积层段的沉积环境特征。②在上述资料基础上，按照编图单位的要求，选择出那些能独立地反映其沉积环境特征的各种单因素，分别统计出它们在各个剖面中的百分含量，作出各种相应的等值线形式单因素图(图 a)。③把这些定量的单因素图叠加起来，结合该区有关层段沉积地质学的综合研究成果，去粗取精、去伪存真、全面分析、综合判断，最后编制出定量岩相古地理图(图 b)。这种岩相古地理图研究方法由于体现了定性与定量相结合的更加严格的内涵，对于油气资源等矿产的预测、勘探和开采过程中的工业制图需求具有重要意义。

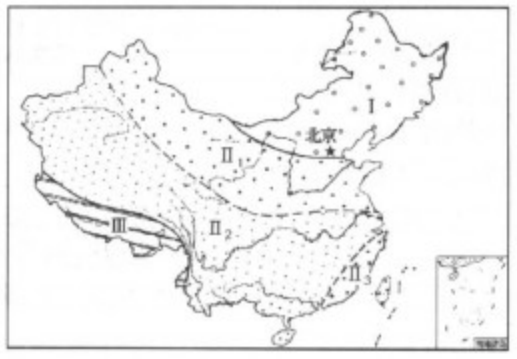


(a)鄂尔多斯地区下奥陶统马家沟一组陆源物质含量(%)单因素等值线图
1. 一级露头剖面；2. 二级露头剖面；3. 一级钻井剖面；4. 二级钻井剖面
(据冯增昭等，2004，经简化)



(b)鄂尔多斯地区早奥陶世马家沟一期岩相古地理图
(据冯增昭等，2004，经简化)

【古气候图】 paleoclimatologic map　标示、描绘古气候空间分布特征的古地理图。目前常见的古气候图有全球性和区域性不同类型，内容上除表示恢复后的古气候古带分布状况外，也可以具体展示古气候资料点的标志性沉积特征。前者可以中国早白垩世古气候图(见图)为例，分出了自东北往南的不同古气候分带。还可以将全球某个时期古气候带以及煤炭、膏盐和冰川沉积资料点综合表示在一张古大陆图上，更有利于进行与古洋流、古大气环流的综合分析研究。



中国早白垩世古气候分带图
Ⅰ.东北暖温带潮湿区；Ⅱ1.西北、华北干湿过渡区；Ⅱ2.华南亚热带干旱区；Ⅱ3.东南沿海干湿过渡区；Ⅲ.藏南热带潮湿区
(据王鸿祯等，1985)

【古极】 paleopole　地史时期中地理的，或者地磁的地球极位。由于近代地球的地磁极位距地理极位很近，而且前者经常发生围绕后者的轻微移动。因此，古地磁和地质学研究中一般采用古磁极位来代表当时的地理极位。

【古纬度】 paleolatitude　地史时期中地球上一定地区的当时纬度，或专指从古赤道距离衡量的度数。

【古赤道】 paleoequator　地史时期一定阶段的地球赤道。古地球赤道的位置，是根据古地磁、氧同位素比、古动植物群和珊瑚礁分布，煤矿床、冰碛层，以及其他地质证据来确定的。古赤道过去曾经是和旋转轴垂直的一个大圆，由于经过大陆位移，某个大陆的古赤道方向可以与现代赤道迥异(见图)。

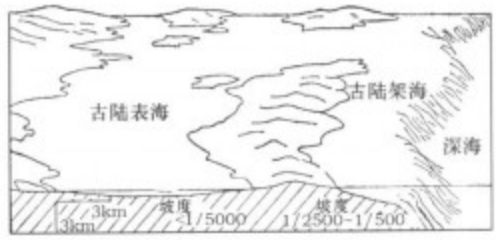


北美大陆晚寒武世古赤道方向
(据 Dott and Batten，1971)

【古内陆海】 fossil continental sea　地史上伸入大陆内部的海域的统称，实际上包括了不同的类型。内陆海和陆缘海有时并无严格界线，也曾统称为古陆缘海或古大陆海。

【古陆缘海】 fossil marginal sea　地史上位于古大陆边缘的海域的总称，既包括陆壳基底的浅水陆棚(架)海，也包括洋壳至过渡壳基底的深水海盆，如东亚大陆东部边缘的日本海、南中国海等。

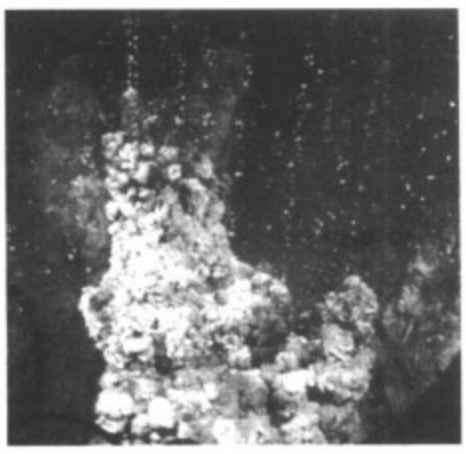
【古陆架海】 fossil shelf sea 又称古陆棚海。地史上位于古大陆陆壳向海延伸的部位上，理论上的水深小于 200 米，实际上一般小于 150 米，海底坡度大体平缓(1/2500 ~ 1/500)，外侧通过大陆斜坡与大洋直接沟通，称为陆棚海或陆架海(见图)。现代东亚的黄海、东海、鄂霍次克海和西北欧的北海、巴伦支海都是典型的代表。陆棚海一般具有通畅的海流、含氧的海底环境和丰富的底栖至游泳生物群，是油气资源和含氧矿物矿床的形成场所。



古陆表海与古陆架海(陆棚海)
(据 Heckel, 1972)

【古陆表海】 fossil epicontinental sea 大陆陆壳基底上被陆地包围的浅水海域，一般水深在 30 ~ 50 米左右，海底坡度十分平缓(< 1/5000)，与外海之间的海水交流不流畅。经常因所处不同气候带位置，导致海水含盐度出现异常。参见“淡化海和咸化海”。应当说明，现代地表浅水海域中陆表海并不多见，西北欧的波罗的海和东亚的渤海可作为代表。但是，在地质历史中，陆表海是陆壳板块内部最常见的古地理环境，它具有重要的理论和实际意义。

【古地中海】 fossil mediterranean sea, fossil etesian 被陆地包围的深水海域，一般具有洋壳至过渡壳基底，水深可达 2000 ~ 4000 米，代表板块碰撞过程中残余洋盆阶段的古地理面貌，称为地中海。现代欧洲与非洲之间的地中海、欧洲与亚洲之间的黑海都是典型代表。欧、非大陆之间的地中海仅有狭窄的直布罗陀海峡与外洋相通，中新世末曾因突发的构造运动导致海峡封闭，仅在几万年至几十万年间就出现了地中海的整体干涸和石膏、岩盐的生成。现代的黑海由于出现上层淡化海水和下部咸水分层现象，隔绝了海水垂直对流，导致深部海域存在还原环境，正常海域中的底栖、游泳生物无法生活。德国潜水艇“亚戈”号(2004)在黑海 230 米海底发现了厌氧单细胞生物组成的石笋状柱状体，正在释放大量甲烷气泡(见图)。

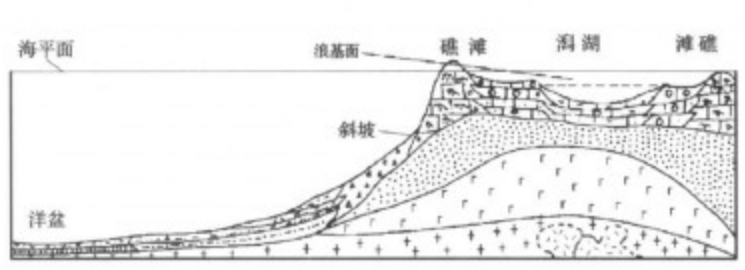

黑海底部厌氧单细胞生物
释放大量甲烷气泡
(据美国《发现》3 月号，2004)

【岛弧海】 island arc sea 板块俯冲带附近经常与火山岛链形影相随、结构复杂海域的总称。从洋陆位置格局角度看，可区分为活动大陆边陆缘岛弧海和洋内岛弧海两种类型；从有无火山活动角度看，也存在火山岛弧海(多数)和非火山岛弧海(少见)的差异。前者可以东亚花彩列岛型岛弧海为例，自大陆向大洋方向依次出现弧后盆地、成熟岛弧和弧前盆地不同类型(见图)。后者可以西太平洋和菲律宾海之间的马里亚纳群岛附近海域为代表，仅出现弧前盆地和不成熟岛弧组合。岛弧海的火山-沉积记录以出现大量钙碱性火山岩、火山碎屑岩和正常沉积岩紧密共生为特征。火山碎屑岩中的石英颗粒在阴极发光下呈鲜艳的蓝色，容易与被动大陆边缘的沉积类型区分。现代印度尼西亚大巽他群岛一带，第四纪珊瑚礁有的已沉入深水海域，有的则抬升到高山位置，反映了岛弧海域强烈的构造作用。地史中的岛弧海也有岩相、厚度显著变化和复杂古地理环境变迁的记录。

大陆边缘型岛弧海
(据 Boulir, 1977)

【弧间海】 interarc sea 处于多列岛弧带之间的活动型沉积盆地，是岛弧海的一种特殊类型。

【海山碳酸盐台地】 carbonate of seamount 现代三大洋内除巨大的洋中脊系统外，还存在许多零星-线状分布的洋岛-海山序列，太平洋西北部的夏威夷岛链——天皇海岭即为典型代表。洋岛、海山都是上覆不断移动的洋壳板块对于下伏位置相对固定的热地幔柱岩浆活动的响应。当洋壳板块某个位置正处于热地幔柱之上时，就形成夏威夷式洋岛；当该位置移离热地幔柱后，由于深部温度冷却、体积缩小而沉降，在海浪侵蚀下就形成平顶的海山(盖约特)，上面往往发育有环礁式碳酸盐台地，因而形成下部洋岛火山岩和上部海山碳酸盐台地的二元结构(见图)。中国滇西古特提斯造山带等地均已发现大量石炭—二叠纪海山碳酸盐台地。在滨太平洋的外来地体增生带(日本内带、俄罗斯堪察加半岛、加拿大西部不列颠哥伦比亚省、南美洲安底斯山脉等)也有大量类似的地质记录。

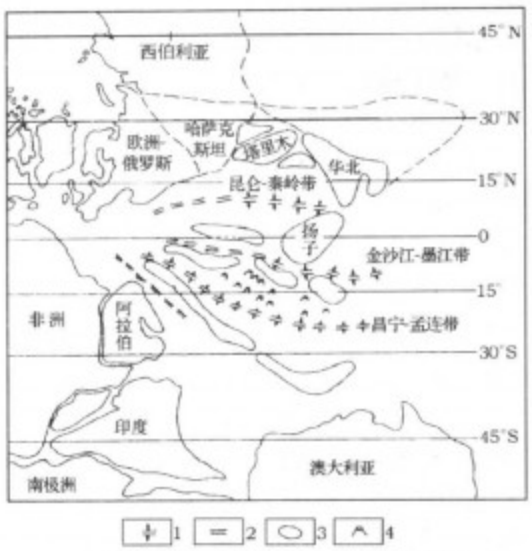


洋岛碳酸盐台地沉积模式示意图
(据何馥香，1998)

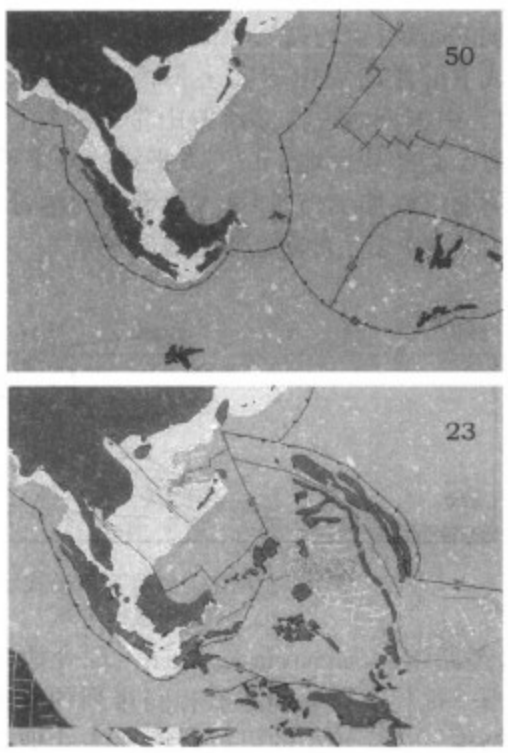
【多岛洋】 archipelagic ocean 现今地球表层的海洋景观中，相当一批具有岛屿和洋盆相间排列的复杂面貌，呈现典型的多岛结构。规模较小的可以东南亚大巽他群岛及其相邻海域(爪哇海、苏拉威西海、苏禄海等)为代表，其中的洋壳盆地宽度只有 10^2 千米级(一般 $\leqslant$ 500 千米)，延伸长度限于 2000 千米之内，内部构造-地貌单元组分相对比较简单，可称之为**多岛海**(archipelagic sea)。规模较大的可以西南太平洋至东亚和澳大利亚地区为例，无论自马里亚纳海沟至北部湾或从马绍尔群岛至澳大利亚之间宽度都达到 4000 千米左右，纵向延伸的长度也达到 10^4 千米级的星球规模。内部构造 - 地貌单元组分十分复杂，既存在洋壳亲缘的洋盆、洋脊、洋岛-海山、海沟和不成熟岛弧，也出现陆壳亲缘的微地块、海底高原和成熟岛弧，从宏观角度可称为多岛洋。

【古大陆图】 paleomap 能真实反映地史不同时期海陆分布格局的新一代古大陆-古海洋图，20 世纪后期起随着板块构造研究中多学科方法的相互渗透，人们已经能够较真实地再造地史不同时期各个古大陆、古海洋的空间分布格局(含古纬度位置)和发展演变过程。因此，古地理研究中传统上采用以现代地表海陆分布位置作为地理底图(有人称为“当今界线的古地理图”)的方法已经不能满足科学发展的要求了。随着古地磁研究的进展和计算机成图技术在古地理研究中的应用，使新一代古大陆

图编制出来。由于这种类型图件具有先进的多学科结合渗透内容和生动活泼的可视性表达方式，受到广泛欢迎，有人称为“非当今界线古地理图”。古大陆图一般以全球为研究对象，时间间隔以纪为单元(精度为几十百万年)，总体上属于概略图件的形式。在某些研究较详细的地区，已经出现以阶为单元(精度为几个百万年)的更详细图件，例如西欧阿尔卑斯造山带的中—新生代阶段、东亚古特提斯造山带的二叠—三叠纪等，除了表示各个古大陆自身的古地理特征外，对于已经消失的古海洋内部古地理特征(如洋脊、洋岛、海沟俯冲带位置和古洋流方向等)也有所再造(见图 a)。20 世纪末期随着对南中国海新生代(50 百万年以来)扩张史及其和邻区板块构造动力学关系研究的深化，已经出现以每百万年为单元的连续动画型古大陆演变系列图件(见图 b)。上述不同类型的古大陆图，总体上都能更科学地、形象地反映地表古地理环境的演变过程，这对基础理论研究、指导油气勘探工作和加强科普力度等方面都发挥了重要作用。

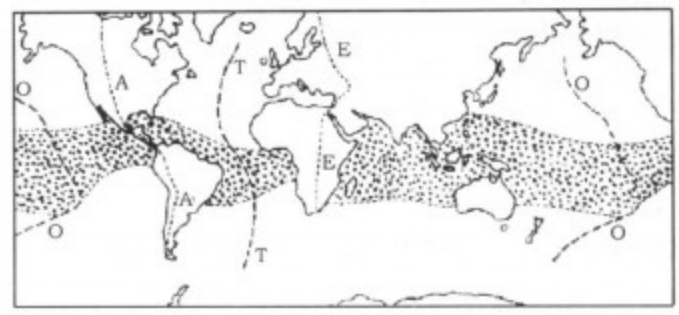


(a)古特提斯多岛洋的古地理再造
(据钟大赉等，1998，经补充)
1. 扩张洋脊；2. 初始洋盆或裂谷盆地；3. 陆壳地块；4. 洋岛海山



(b)50 及 23 百万年前的南海及其邻区古大陆-古海洋图
(选自 R. Hall, 1995)

【生物区系】 biogeography and biofacies　生物区系包括生物相分异与生物地理分区两个相互联系的概念。生物地理分区(简称生物分区)主要是指由各种阻绝因素长期形成的生物分类和演化体系上的差异。对海生生物来说，阻绝因素一是大陆和地峡，飘浮生物同样受到影响；二是深海洋盆，对底栖生物有明显的阻绝作用；三是纬度因素引起的温度差异，对生物丰度和一些狭温生物有重要影响(见图)。生物分区一般可以分为两级，生物大区指长期隔绝形成的系统分异，表现为平行演化和某些受环境条件控制的趋同现象。生物区的划分或者由基本环境条件形成的生态类型特征(如中国早古生代的底栖型壳相和浮游型笔石相)；或者由于某种地理阻绝，形成一定演化系统上的差异，如中、晚古生代的古地中海南缘和北缘。由于地质历史中地表高差和洋盆深浅的改变和赤道两侧温暖气候带宽狭的变化，以及大陆边缘的破碎和地块移离等海陆分布格局的变迁，生物区系的分异有时明显，有时模糊，特别是温暖气候带广布时，生物的混生现象就会出现。我们主要是利用相对明显的分异时期，推断整个阶段海陆展布的基本轮廓。



地理和温度隔离对生物分区的控制
陆地隔离：A. 美洲，E. 欧洲、非洲；深海隔离：O. 东太平洋，T. 大西洋；图中热带、亚热带生物区用小圈表示
(据 G. de Lattin, 1967)

【生物古地理学】 palaobiogeography　又称**古生物地理学**。是古地理学的一个分支。它研究过去地质时期古生物的种群组合、生态类型、地理分布及其迁移变化历史。

【生物古地理分区】 palaeobiogeographic division　也称生物古地理区或古生物地理区。指以构造古地理为背景，以古生态、古气候为依据，包括生物类别和生态体系地理分布的综合划分。生物地理区的研究兴盛于 20 世纪 70 年代，哈勒姆(A. Hallam, 1973)编有专集。生物古地理有三个流派：生态的(ecological)、分类的(taxonomic)和谱系的(phylogenetic)。王鸿祯(1981)提出生物古地理的主控因素是大陆与深海洋盆的阻绝，其次是纬度控制的气候带和生物的生态分异，主张生物地理分异的隔绝离散模式，分为生物大区、生物区、生物亚区和地方中心。

【生物古地理大区】 palaeogeographic realm　划分的主要标准是海陆长期阻绝和纬度气候带的双重影响，生物地理分区一般采用了三级分区，即大区、区和亚区，在条件允许时，对有些亚区也可作进一步的划分。在地史上以晚古生代和中生代为准，可分为四个生物古地理大区：①北方大区、②特提斯大区、③澳大利亚-太平洋大区、④冈瓦纳大区。随着板块运动和海陆易位，各大区的范围位置可以发生变化。

【冈瓦纳生物古地理大区】 gondwanan palaeobiogeographic realm　又称**马尔文凯夫里克大区**(Malvinokafric realm)。指以冈瓦纳超级大陆为主体及其北缘裂离地块为范围的生物地理大区。有时



冈瓦纳生物古地理分区

澳大利亚与东南亚组成澳大利亚－太平洋大区，与冈瓦纳大区关系密切。晚石炭世至二叠纪泛大陆形成，气候分异明显，形成陆上四大植物地理区，冈瓦纳植物区是其中之一。另三个是安加拉植物区、欧美植物区和华夏植物区（见图）。

【特提斯生物古地理大区】 tethyan palaeobiogeographic realm 指从泥盆纪开始，明显的以赤道南北中低纬度为主的生物大区。在早古生代全球大陆相对分散时期赤道带南北的中、低纬度区——特提斯大区的轮廓尚不明显，故称原特提斯大区，一般将泥盆纪至三叠纪称古特提斯大区，又可分为东、西两个亚一级生物大区。东古特提斯区还可分为南北两个生物区。印支造山期后是狭义的特提斯大区，也可分为东、西两个生物区。

【北方生物古地理大区】 boreal palaeobiogeographic realm 指从泥盆纪开始明显的北纬高纬度区生物大区，包括西伯利亚、西北美洲、蒙古－兴安和哈萨克斯坦等生物区。

【古生物地理区】 paleobiogeographic province 简称古生物区。具有相似类型特征的古生物群栖息的区域，古生物由于来源地和生态的不同，以及受各种自然条件的长期影响，表现出不同的区域特征。古生物地理区又可分为古动物地理区（或简称古动物区）和古植物地理区（或简称古植物区）。例如，早寒武世的三叶虫动物群表明有区域属性，可分出两个较明显的生物地理区：一个是印度-太平洋区，或称为莱得利基虫区，以含莱得利基虫为代表的东方动物群为特征，范围包括东亚和自地中海向东的南亚，以及大洋洲和南极洲；另一个是大西洋区，或称为小油栉虫区，以含有小油栉虫而不含莱得利基虫的西方动物群为其特征，范围包括欧洲西部、西北部和南、北美洲。此外，还有一个在上述两区之间由东方动物群和西方动物群相混生的，包括欧洲西南部和相毗连的非洲北部，以及俄罗斯的亚洲部分直到北美的阿拉斯加中东部为混合生物群区（见图）。



早寒武世生物分区图
（据 O.F. Geyer, 1977）

【古植物地理区】 paleobotanic province 因全球古气候带分异而导致世界范围的植物群隔离分化的地理分区。地史不同时期中随着植物群的进化程度和古气候带的分异强度，植物分区现象有时十分明显，有时则比较隐蔽。以石炭纪晚期至二叠纪为例，随着冈瓦纳古大陆冰川作用的出现和发展，在全球范围内逐渐形成四个植物地理区（图示欧美区、华夏区、安加拉区和冈瓦纳区的分布范围），以二叠纪时分异最为明显，三叠纪以后这四个植物地理区的界线逐渐消失。



石炭、二叠纪世界古植物分区图
（据 E.P. Plumstead, 1973）

【古生物相】 paleobiofaces 又称**古生物境**（paleobiotope）。属于广义生物区系概念的一个组成部分，专门指因生活环境条件差异而形成的不同生态类型古生物组合。由于海洋和陆地的各类生物群各具不同的生态习性，它们在空间分布上容易受到自然地理环境的严格控制。例如，海生藻类只能生存于阳光能透射的清澈极浅水带，底栖生物群的繁盛需要有氧和食物供应的流动海水条件，滞流水体的缺氧环境中仅能保存上层有氧海水中营游泳习性生物的尸体群，海洋深处的高温水热喷口附近只能生存厌氧异养型细菌，陆地上的动植物群也受到温度、湿度和地理景观的明显控制。因此，根据对地层中保存化石的古生态功能分析可以有效地再造当时的古地理环境，称为古生物相分析。

【冈瓦纳植物群】 Gondwana flora 冈瓦纳术语来源于印度中部的一个小村名称，该地因发育特殊类型的石炭—二叠纪冰川沉积和舌羊齿植物群而得名。地质学上著名的冈瓦纳岩系、冈瓦纳大陆和冈瓦纳植物群均由此得名。冈瓦纳植物群按其化石内容也称为**舌羊齿植物群**（Glossopterisian floa）。该植物群是温凉气候条件下的灌木-低矮乔木型植被类型，以种子蕨类的舌羊齿（*Glossopteris*）和圆舌羊齿（*Gangamopteris*）为首要代表。此外，种子蕨类植物如美瑞昂羊齿（*Merionopteris*）、箭羊齿（*Belemnopteris*）、冈瓦纳羊齿（*Gonduanidium*），木贼类植物如杯叶（*Phyllotheca*）、裂脉叶（*Schizoneura*）以及和科达（*Cordaites*）相近似的拟诺格拉齐羊齿（*Noeggerathiopsis*）和银杏植物相近似的似扇叶（*Rhipidopsis*），还有美丽楔叶（*Sphenopbyllum speciosum*）等，也都是这个植物群中的特征植物。

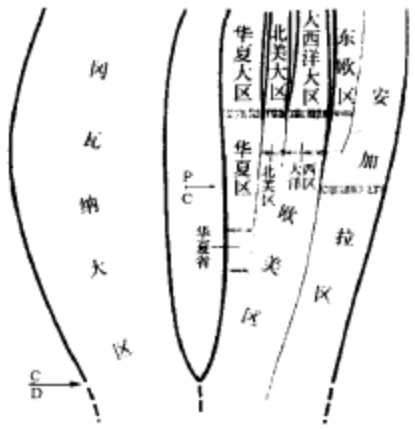
【冈瓦纳植物区】 Gondwana flora province 冈瓦纳植物群分布的地区。其范围包括非洲中南部、马达加斯加、印度半岛、澳大利亚、南美洲、南极洲和中国西藏雅鲁藏布江以南地区，即相当于冈瓦纳大陆的范围。在冈瓦纳植物区的周边地带（如中国西藏雅鲁藏布江北侧冈底斯、土耳其中部安那托利亚等地区），已经发现有冈瓦纳植物群和华夏植物群分子的混生现象，代表了冈瓦纳大陆北缘裂离微板块（地体）以及古气候带处于过渡性部位。

【华夏植物群】 Cathaysian flora 也称**大羽羊齿植物群**（Gigantopterisian flora）。石炭纪晚期起，中国地区的植物群除有许多和欧美区相共有的成分外，也出现了一定数量的土著分子，如石松类的猫眼鳞木（*Lepidodendron oculusfelis*）和分类不明的丁氏羊齿（*Tingia*）、贝叶（*Conchopbyllum*）等，导致植物群面貌呈现出区域性特征，开始形成独立的早期华夏植物群。二叠纪时虽然仍保留有与欧美区相同的共有分子，但地方性成分的显著增加已经形成了成熟的晚期华夏植物群。华夏植物群最为特别的属种是大羽羊齿（*Gigantopteris*）、华夏羊齿（*Cathaysiopteris*）、丁氏羊齿（*Tingia*）、原始鸟毛羊齿（*Protoblechnum*）、织羊齿（*Emplectopteris*）、瓣轮叶（*Lobatannularia*）以及猫眼鳞木（*Lepidodendron oculus－felis*）等。

【华夏植物区】 Cathaysian flora province 晚古生代全球重要古植物地理区之一，早石炭世时仍和欧美植物区同属热带植物区系，石炭纪中期开始出现早期分异现象，二叠纪起形成独立的植物区系。分布范围包括中国大部、朝鲜半岛、中南半岛、印尼等地。美国西南部的得克萨斯州以往曾有发现“美洲大羽羊齿（*Gigantopleris americana*）”和一些近似“丁氏羊齿”、“原始鸟毛羊齿”和“织羊齿”的报道，引起过是否属于华夏植物区的争论，近年新的研究成果，已经改正了上述不确切的鉴定名单。

【欧美植物区】 Euramerican flora province 晚古生代全球重要古植物地理区之一，以产出热带丛林特有的植被类型为特征。常见有石松、楔叶、种子蕨等高大、无年轮的乔木植物。分布范

围在石炭纪早期包括欧亚、北美、北非广袤地域，石炭纪中期起缩小至欧美、北非、中亚和塔里木地区，二叠纪后欧美地区进一步分化为北美区和大西洋区（见图）。美国西南部得克萨斯州以往曾经发现有类似于“华夏植物区”化石的报道。现已查明实际上仅是古环境-生态条件相似情况下的平行演化产物，仍属于欧美植物区。



石炭—二叠纪植物区系发展示意图
（据 E. J. Chaloner & S. V. Meyen, 1973，经简化）

【安加拉植物群】 Angara flora　又称**库兹涅茨克植物群**（Kuznetsk flora）或**通古斯植物群**（Tungus flora），其标准发育地在库兹涅茨克和通古斯盆地。一般贫于石松类，而以具有许多明显的土著蕨类、种子蕨类和大叶的似科达植物为特征，代表北温带的植被类型。晚石炭世时，安加拉植物群有蕨类或种子蕨类的准安加拉羊齿（*Angaropteridium*）、安加拉叶（*Angaridium*），石松类的安加拉木（*Angarodendron*），近似科达（*Cardaites*）的卢夫洛柯达（*Rufloiria*）以及似芦木（*Paracalamites*）等特有属群。二叠纪则有属于蕨类或种子蕨类的普利纳德羊齿（*Prynadaeopteris*）、科姆斯羊齿（*Comsopteris*）、戈姆羊齿（*Comia*）、塔塔林羊齿（*Tatarina*）以及从石炭纪延存下来的准安加拉羊齿（*Angaropteridium*）、安加拉叶（*Angaridium*），楔叶类的契尔诺娃楔叶（*Tschernovia*），银杏类的似扇叶（招 *li2idops*），似属裸子植物的匙羊齿（*Zamiopteris*），苔藓植物的原泥炭藓（*Protosphagnum*）以及大叶的 *Rufloria* 等特殊的属群。

【安加拉植物区】 Angara flora province　晚古生代全球重要古植物地理区之一，以产出库兹涅茨克植物群为其特征，其分布范围遍及亚洲北部广袤范围，西自乌拉尔西北的伯朝拉盆地，东到远东滨海地区，南达中国新疆、内蒙古和东北北部。二叠纪起随着全球气候分异的加剧，安加拉植物区内部也出现多个次级植物亚区的分异。另一方面，随着古亚洲大陆雏形的形成和先前存在的分割性海域消失，安加拉植物群中出现不少欧美区的植物和若干冈瓦纳区的植物混生，但很少有华夏区植物相混生的现象。

【生物阻障】 biotic barrier　阻碍不同地区之间生物（群体或者单个）自由迁移和混合的分割性自然地理环境实体。例如中国的秦岭-淮河线是南北生物群的分野，显然与高峻山脉（西段）以及气候差异（东段）有关。现代中美地区东西两侧海洋的海生动物群的不同，与巴拿马地峡的存在阻碍了太平洋和加勒比海之间的生物群交流有关。著名的澳大利亚特殊有袋类世界，显然与新生代以来澳大利亚板块独立向北漂移并被海洋包围的地理条件有关。太平洋东、西两岸海生底栖海生生物群的明显差异，则是东太平洋辽阔的深海平原阻碍底栖动物传布的结果。因此，无论是高山、地峡、海洋或气候分带都可以造成生物阻障，需要根据实际情况具体分析。由陆地因素形成的生物阻障，可称为**地障**或**陆障**（land barrier）。曾有人根据华北和华南地区寒武-奥陶纪沉积类型和海生动物群的差异，提出当时存在“秦岭-汉城线”陆障的假设。后来的研究结果认为当时并不存在连续的秦岭-汉城古陆，实际上是由秦岭洋等古海洋隔离因素所导致。

【巴拿马地峡】 Panama isthmus　地史时期连接南北美洲的地峡。中生代，大西洋与太平洋之间有一个开阔海域相连，到晚白垩世，北、南美大陆间形成短暂连接，从而造成加利福尼亚植物群与南美植物群的相似性。一些早期哺乳动物也通过该地峡南迁。新生代早期，该地峡一度中断，到上新世又再次形成，使得许多科的哺乳动物能够通过该地峡由北向南迁移。

【陆桥】 land bridge　大陆或陆块之间的海体，由于地壳上升运动或海平面下降而转变为陆地，使被隔离的大陆连接起来，导致两地原来相互隔离的陆生动植物能够迁移交流，这种陆地连接部分叫做陆桥。地史期间存在过陆桥，是由某些研究者，根据两个具有相似环境而中间相连的地区应该都含有相似的（不一定是同种的，但能自由往来移动）动物类型这个普遍原理推论出来的。在普遍接受大陆漂移说之前，人们常用陆桥的存在来解释现已远离的大陆之间动植物群的相似性。例如，北美新生代某些层位中忽然出现一些在欧亚大陆有过长期发育历史的古象，以及东亚和北美出现相似的钱耐属植物化石（见图），就推沦曾经存在连接西伯利亚到阿拉斯加的白令陆桥。中国台湾岛现在与大陆隔海想望，但第四纪地层中找到的大熊猫-剑齿象动物群与大陆地区所产者相同，证明第四纪冰期海平面下降时台湾海峡露出水面成为陆生哺乳动物的迁移通道。

【白令陆桥】 Bering land bridge　包括白令海峡及其毗邻的西伯利亚东部和阿拉斯加西部，中生代晚期—新生代期间，白令海峡曾是干旱的陆地，是一条植物和动物在古北极区与新北极生物地理区之间迁移的重要路径。新生代期间，西伯利亚与阿拉斯加之间有断断续续的陆地相连，为哺乳动物从欧洲进入北美提供了唯一路径（见图）。



白令陆桥存在的证据
（据王宇飞等，2003）

【莱得利基虫区】 Redlichian province　早寒武世全球二个古动物地理区之一，以含莱得利基虫（*Redlichia*）为代表的东方动物群为其特征，范围包括东亚和自地中海向东的南亚以及大洋洲和南极洲，亦称为印度—太平洋区。同时代的另一动物区称**小油栉虫区**（*Olenellus* province）或称大西洋区。其范围包括欧洲西部、西北部和南极洲、北极洲，以含小油栉虫为代表的西方动物群特征。

【特提斯动物群】 Tethys fauna　又称**古地中海动物群**。一般泛指晚古生代至古近纪广泛分布于欧亚大陆阿尔卑斯-喜马拉雅山脉以及相邻地域的暖水-温水类型动物群。其中尤以二叠纪、侏罗-白垩纪和古近纪的特提斯动物群发育最为特征，研究程度也较高。以二叠纪特提斯动物群为例，典型的特提斯北缘，也称为华夏特提斯暖水类型动物群，包括筵类的 *Neoschwagerina*、*Yabeina*，群体珊瑚的 *Wagenopbyllum*、*Wentzelella* 以及腕足类的 *Lytonia*、*Richthofenia* 等。它们的代表分子目前已可追踪到北美西部科迪勒拉山脉和东北亚堪察加半岛等地，对外来地体学说提供了有力的支持。特提斯南缘，也称冈瓦纳特提斯温-凉水类型动物群，则出现特殊的厚壳宽铰蛤（*Eurydesma*）、单体珊瑚（*Lytvolasma*）和单通道筵（*Monodiexodina*）等。它们的分布限于冈瓦纳大陆北缘及其相邻裂离地块，但二叠纪中期后由于冈瓦纳冰期消失和微地块北移，南北缘之间的差异已不明显。白垩纪的特提斯动物群可以有孔虫类的小圆片虫（*Orbitolina*）等为代表，著名的货币虫（*Nummulites*）动物群则是古近纪特提斯动物群的标志，都属于低纬度的暖水类型。

【古生物地理图】 paleobiogeographic map 表示各门类古生物群的地理分布的古地理图。近年来，由于大陆漂移学说重新兴起和板块构造概念的出现，引起人们注意古生物随大陆块迁移而发生的变化，同时，生态学研究的进展与对控制现在生物分布因素的认识，在一定程度上可用以探讨古生物化石地理分布的规律。因此，古生物地理的基础资料和图件，有助于探索地壳演化过程和分析与古生物地理分布有关的地质假说的真实性等问题。

【生物相古地理图】 biofacies - paleogeographic map 一种附有表明某个古地理阶段(或地层单位)的岩相，或岩性特征的区域变化的古地理图。岩相通常以时间地层单位内占统治的、平均的，或其特种的岩性形态的某个方面来表示。

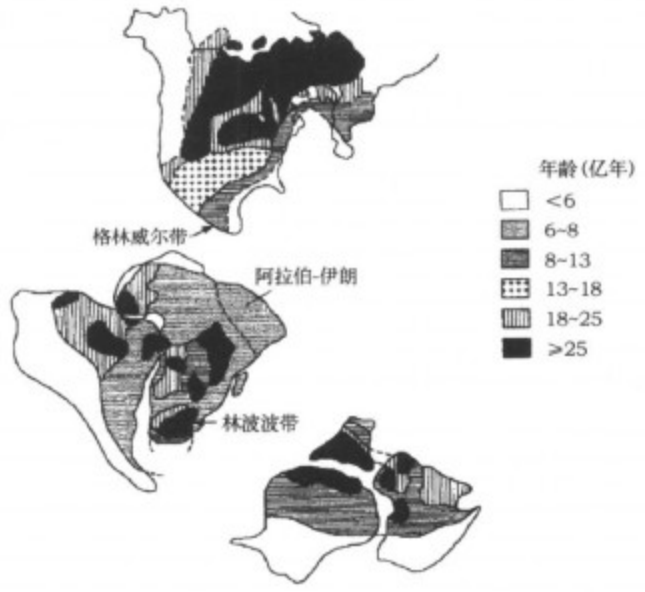
【古构造图】 paleotectonic map 用一定体系的图例，表示地壳或其一部分在某发展阶段的全部构造状态的总和，或仅反映某一历史阶段结束时期的构造状态，例如隆起带和坳陷带、稳定带和活动带的分布等的图件。古构造图近似于构造古地理图，但更着重在描绘大地构造特点，而非反映海陆分布和地形特征。古构造图和古地理图一样，往往编成一系列图幅，以说明区域古构造特征在各地质时代的连续变化。

【构造古地理图】 tectono-paeogeographic map 古构造和古地理合并描绘在一个图幅上，就成了构造古地理图。

【构造域】 tectonic domain 岩石圈构造划分中的最大一级构造分区。例如，中、新生代时期地球表面的活动构造带可以划分为环太平洋和特提斯(古地中海)两大构造域。古生代至三叠纪时期由于古亚洲大陆尚未形成，当时一系列独立的大、中型地块(如西伯利亚、印度、中朝、扬子等)都具有复杂的大陆边缘带和多岛洋(多岛海)古地理格局。当这些地块先后拼合和多个洋盆相继消失后，往往存在多条蛇绿岩带(地缝合带)和夹持其间的众多地块。在研究海西-印支期古构造格局时，可以某一个大陆及其周围的陆缘带(亲缘地块群)作为一个整体来划分，这就是构造域。在中国范围内共有五个构造域：属于大陆区的有三个区，即中国北部大陆区、中国南部大陆区和南方(冈瓦纳)大陆区的北缘。它们及其相邻的陆缘区共同构成三个构造域。在中国境内自北而南，有三条地壳对接消减带，它们是：①介于中国北部大陆区及其北侧陆缘区与西伯利亚-蒙古大陆南侧陆缘区之间的地壳对接带，西段称艾比湖-居延海对接带，大致沿北天山北麓至北山一线，东段称索伦-西拉木伦对接带，自内蒙古南带向东，经镜泊湖，在东宁之南越出国境；②介于中国北部大陆区与中国南部大陆区之间的地壳对接带，大致沿昆仑、秦岭一线展布，西段称修沟-玛沁对接带，向西延伸，在吉利雅山口附近为阿尔金平移断裂所截切，沿喀喇昆仑山北坡在明铁盖达坂越出国境，东段称山阳-桐城对接带，向东为郯庐平移断裂所截切，在连云港附近入海；③关于中国南部大陆区与南方(冈瓦纳)大陆区之间的地壳对接带如何确定，意见还不一致。根据近年研究进展，很可能龙木错(冈玛错)-双湖-澜沧江(昌宁-孟连)地壳消减带代表古特提斯阶段的重要界线，但由于后期多旋回构造运动的叠加改造，不少地段呈现出“隐蔽缝合带”特征，尚需进一步深化研究予以证实。此外，在中国东部沿海还有一个断续分布的濒太平洋陆缘区构造域，其主体是华南褶皱区，经朝鲜南部与东北的那丹哈达褶带相连。从震旦纪以来，它与南部大陆区的界线基本上是扬子地台区的南界，但从晚古生代起，随着稳定区的扩展，这个界线有所变化，特别是印支期后，中国东部受到大陆边缘活动的强烈影响，这个界线更内移到大兴安岭—太行山—武陵山一线。所以中国的一级构造分区包括了五个构造域。自北而南为：①北方(西伯利亚—蒙古)大陆南侧陆缘构造域，②中国北部大陆及陆缘构造域，③中国南部大陆及陆缘构造域，④南方(冈瓦纳)大陆及陆缘构造域，它们之间分别为三条地壳对接消减带所分隔，⑤中国东部(环太平洋)陆缘构造域，其后期发展与前三个构造域表现为部分叠加关系。

【大陆漂移】 continental drift 又称**大陆位移**、**大陆迁移**。它是就一种假说(魏格纳假说)，即地史时期大陆块(大陆地壳)由于在其下的大洋地壳的相对软弱，而在地球表面进行漂移的概念来说的。关于这一概念，魏格纳(1912)原先说的是硅铝质的大陆块横过下伏的硅镁层而位移；大陆漂移这个词首见于埃文斯(Evans，1923)评论魏格纳学说的文章而得到广泛散播，并一直传播到现在。其实魏格纳原来使用的“位移”(德文 verschiebung)能够表达他提出的假说的多方面，是一个较好的词。可是，漂移一词沿用了很久，如果将其改回到“位移”，反而要感到不顺当了。

【早期超大陆】 early supercontinent 20 世纪 70～80 年代提出可能存在于晚前寒武纪的一个超大陆。当时的古地磁资料表明，于距今前 8 亿～7 亿年，三个元古宙巨型大陆(图 a)碰撞，形成超大陆(图 b)。新元古代大陆重建，虽然拟合得不够完善，但是相互之间的空间关系却很清楚，类似泛大陆(即联合古陆)。而中国大陆和西伯利亚定位于澳大利亚之西是推测的。如图 b 所示，超大陆的大部分出现在低纬度，这同古气候和古生物(埃迪卡拉动物群 Ediacaran fauna 资料所确定的空间分布是一致的)。近年的研究已经正式命名为罗迪尼亚超大陆。



(a)依据古地磁重建的三个元古宙巨型大陆
(相互空间关系是任意的，年龄区代表主要的造山运动)
(据 Condie，1989)



(b)依据古地磁重建的新元古代(8 亿～6 亿年)超大陆
(据 Morel and Irving，1978)

【劳亚古陆】 Laurasia 与冈瓦纳大陆相对应的、曾出现在北半球的古大陆。它的组成包括今天的北美洲、欧洲和亚洲的大部分。它与冈瓦纳大陆之间以特提斯洋相隔。北大西洋两岸构造单位是可以彼此延连的，以及北美与欧洲晚古生代生物-地理

区的相似性,证明它们在晚古生代是相连的。但就现在所知,劳亚大陆的地质情况要比原来理解的复杂得多。例如在乌拉尔造山带二叠纪形成以前,西伯利亚与东欧并非为同一陆块;占据亚洲很大部分的中朝地台以及俄罗斯远东部分的情况也是如此。

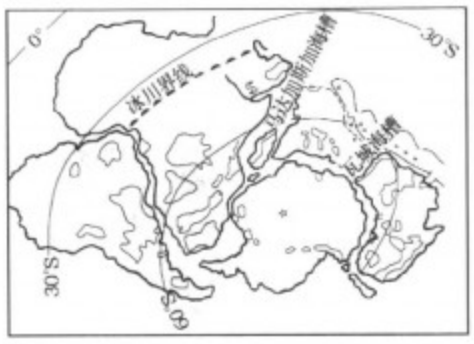
【劳伦古陆】 Laurentia 整个古生代及其后一段时间分布于北美洲东北部的一个大陆块。包括加拿大的大部分和格陵兰。其名称来源于加拿大的圣劳伦斯河。它的核心是由前寒武纪古老岩石组成的加拿大地盾。劳伦古陆被认为是连接北美-格陵兰与欧亚陆块在一起的假想古大陆——劳亚古(大)陆的西面部分。

【冈瓦纳古陆】 Gondwana, Gondwanaland 地史时期南半球各陆块组成的超大陆。徐士(Eduard Suess)1885 年根据舌羊齿植物群和冰川沉积的分布提出。按它们的亲缘关系和演化历史通常把分成两个部分:东冈瓦纳大陆由印度、南极洲和澳大利亚组成;西冈瓦纳大陆包括南美洲和非洲(见图)。生物-地理区系和古地磁资料表明,青藏高原及其以东的滇缅泰马和中南半岛等地都是泥盆纪以后分批从冈瓦纳大陆裂离、向北运移并陆续和欧亚大陆拼接的。其依据是在印度半岛,从石炭纪到侏罗纪包括其下部的特征冰碛层到较上部的含煤地层,南半球各大陆都发现有这一时代的相似岩系和化石,根据这种相似性和其他证据,便给这个推论为统一的古大陆命名为冈瓦纳古陆。它存在的时代,有人认为是古生代初或更早至部分中生代,另一些人则认为主要是晚古生代。它是一个有特殊动植物发育的大陆块,包括非洲,马达加斯加、印巴次大陆、澳大利亚、南美和南极大陆。冈瓦纳古陆的分裂形成许多大陆块,一般认为是古生代以后才开始的;有些早期的地质学家曾设想那是由于印度洋和南大西洋等地区的此大陆的连接部分的陆沉所造成,从而又出现了冈瓦纳陆桥的假说;而最近一些年来板块构造学说认为它们是由于海底扩张推动大陆漂移而致分离成现在位置的。在北方,相对于冈瓦纳古陆的假想大陆是劳亚古陆。



1.35亿年前

古陆



冈瓦纳古陆的再造位置

【潘基亚】 Pangea 又称**联合古陆、泛大陆、超级大陆**。根据大量地质学、古生物学、古气候学等资料,魏格纳(A. Wegener)首先指出在晚石炭世时期,当时地球上所有的大陆相互连接形成一个统一的巨型大陆。其顶峰时期是在二叠—三叠纪,从侏罗纪起这个联合古陆开始分裂并相互漂移开来的,至白垩纪进入大规模漂移的高潮期。在新生代中逐渐形成全球目前的海陆分布格局。

【潘基亚 A】 Pangea A 随着古地磁资料的积累,对潘基亚的再造出现了几种讨论模式,对劳亚大陆和冈瓦纳大陆的极移曲线拟合表明,在 180~200 百万年时期的古地磁数据能够很好的支持潘基亚 A,一般认为它可以代表大西洋即将裂开之前的一种泛大陆模式。还有学者在潘基亚 A1 的基础上对冈瓦纳大陆做大约 20°的顺时针旋转,使南美大陆西北部紧靠北美西部加利福尼亚湾附近,既改善了极移曲线总体拟合程度,又和环中大西洋地区古大陆再造的地质证据比较符合,是地质学和古地磁学两方面都比较能接受的一种模式。

【潘基亚 B】 Pangea B 莫瑞尔和欧文(Morel and Irving, 1981)针对早二叠世的古地磁数据与潘基亚 A 模式存在很大矛盾而提出的一种泛大陆的新模式。在潘基亚 B 中,南美大陆西北部紧靠北美大陆的东南海岸,非洲大陆的西北部靠近欧洲和亚洲的西南部。相对于潘基亚 A1、A2 而言,它使冈瓦纳大陆在潘基亚中的位置更靠北和靠东。为使潘基亚 B 模式和中大西洋裂解时期的地质证据相符,需要在特提斯造山带地区引入达数千千米的右行走滑系统,以调整南、北两个超级大陆在二叠纪至中大西洋裂解之前存在的位置差异,但目前还不能确认该右行走滑系统的存在。

【泛大陆周期】 pangea cycles 泛大陆又称联合古陆。指地球史上各大陆集中、联为一体的单一大陆。20 世纪 60 年代以来,苏顿(G. H. Sutton)提出了地壳构造演化史的固化(chelogenic)长周期,认为大陆聚散可能与地幔对流有关。其固化周期即是古大陆聚散的周期,南北两半球两个大陆集群即为超级大陆。20 世纪 90 年代初,设想元古宙以来曾出现 5 次泛大陆。王鸿祯于 1997 年提出可能自太古宙末至今曾出现 5 次泛大陆,周期约为 5 亿~6 亿年。二叠—三叠纪泛大陆(250 百万年)之前有 800 百万年的新元古泛大陆。更早的泛大陆尚属推测。

【罗迪尼亚超大陆】 Rodinia 一个 13 亿~10 亿年通过格林威尔造山运动生成、800~600 百万年裂解的新元古代超大陆,麦克梅纳明(McMenamin, 1990)提出,原意为俄文中的祖国。按哈夫曼(Hoffman, 1991)和戴尔齐尔(Dalziel, 1992)20 世纪 90 年代早期的再造(图 a),它以劳伦大陆为中心,东冈瓦纳大陆位于一侧,西伯利亚、波罗的地盾、巴西地盾和西非克拉通位于另一侧。卡拉哈里和刚果克拉通则分散在当时的莫桑比克洋中。90 年代中叶有人根据中国扬子、塔里木地台、澳大利亚以及加拿大西部元古宙裂谷系地层的对比,提出扬子地台当时位于劳伦大陆西侧澳大利亚与西伯利亚陆块之间。21 世纪有人根据新的古地磁资料将澳大利亚大陆移至低纬度(图 b)。



(a)罗迪尼亚超大陆
(据 Hoffman, 1991, 经简化)



(b)罗迪尼亚超大陆的 AOSMEX 连接
La. 劳伦; Au. 澳大利亚; Ba. 波罗的; Si. 西伯利亚; Sc. 扬子; T. 塔里木; Am. 亚马孙; Ka. 喀拉哈里; In. 印度等
(据 Pisarevsry 等, 2003)

【联合古洋】 Panthalassa 又称**泛大洋**。联合古陆形成期间地球上的大陆相互聚集在一起,围绕这个联合古陆的浩瀚原始海洋,叫做联合古洋。

【古大西洋】 Iapetus Ocean 又称**亚皮特斯海**(Iapetus)、**原始大西洋**(proto-Atlantic),位于波里的大陆与劳伦古陆之间的晚前

寒武纪—早古生代海洋。这个大洋在志留纪晚期—早泥盆世(大约距今400百万年)以前完全消失,其洋壳与上地幔物质在早古生代已被消减。这个大缝合带被认为是从苏格兰的索尔韦湾向北东东向延伸穿越苏格兰。加里东造山带破坏了古大西洋所有遗迹。

【冈瓦纳陆桥】 Gondwana land bridges 假定在地史上存在过的具有冈瓦纳岩系的不同大陆之间的陆地连接物。有些地质学者反对有一整块的巨大冈瓦纳古陆存在的概念,觉得沉浸如此巨大的大陆连接物造成南方这些大陆——非洲、印度半岛、澳大利亚、南美洲等的分离,是很困难的。但他们仍以为浸沉一些较小陆块比浸沉更大得多的陆块较容易,而主张那些发育有冈瓦纳岩系的不同大陆之间,当有一种较狭窄的连接地带,即所谓陆桥存在。自从大陆漂移说再兴起,冈瓦纳古陆的分解为许多个大陆是由于印度洋和南大西洋等地区的陆沉所造成的,所谓"冈瓦纳陆桥"存在的说法,就显得说服力不足了。

【特提斯洋】 Tethys ocean, Tethys sea Tethys是古希腊神话中海神之母,也是大洋神之女的名字。徐士(E. Suess, 1893)首先根据喜马拉雅地区发现和阿尔卑斯山脉相同的侏罗纪菊石化石,敏感地觉察到两地之间必然存在深水海洋联系,就将这个中生代时期存在的古海洋称为特提斯洋(海)。徐士据此还提出了冈瓦纳大陆和劳亚大陆等古地理术语,在建立全球构造古地理概念方面起了重要作用。欧洲阿尔卑斯地区存在晚古生代(海西期)变质基底,二叠、三叠纪发育裂谷型红层-火山岩和浅水碳酸盐台地沉积,侏罗纪至早白垩世依次出现深水红色菊石瘤状灰岩、菊石口盖灰岩、放射虫硅质岩和泥灰岩,代表陆壳拉张和洋盆形成的发育过程。晚白垩世开始发生板块碰撞和复理石出现,开始进入了洋盆收缩期。因此,阿尔卑斯经典地区的特提斯洋盆发育高峰时期仅在晚侏罗-早白垩世(延续数十百万年),其空间尺度也是宽度仅达到数百千米级的小洋盆。

【新特提斯】 Neo-Tethys, Neotethys 古特提斯消减后,在冈瓦纳大陆北侧与欧亚大陆南缘之间发育的洋盆。新特提斯洋盆的开裂主要从侏罗纪开始,并在侏罗纪晚期至白垩纪早期达到鼎盛时期。在中国境内,该主洋盆残迹见于雅鲁藏布缝合带。新生代时期的新特提斯的消亡,形成了另一条全球规模的阿尔卑斯-喜马拉雅造山带。在亚洲,新特提斯洋直至始新世才完全闭合,导致喜马拉雅造山带拼合到亚洲大陆南缘,后经强烈抬升形成现今宏伟的青藏高原。近年来有的学者认为印度大陆与欧亚大陆之间不存在广阔的新特提斯大洋。

【古特提斯】 Paleo-Tethys, Paleotethys 晚古生代到早中生代欧亚大陆和冈瓦纳大陆之间的古洋盆,位于新特提斯洋遗址以北,两者大致平行,20世纪中期以后青藏高原及其毗邻地带的地质调查,发现了冈瓦纳大陆和古亚洲大陆之间存在的二叠纪和更早时期的洋盆沉积记录,突破了特提斯洋限于侏罗纪开始的认识。因此把晚古生代(泥盆纪开始)—三叠纪阶段的古海洋称为古特提斯洋。古特提斯洋的发育时限较长,在滇西三江带等地已发现内部存在洋脊-洋岛型火山岩、洋盆-陆坡型放射虫硅质岩、洋盆-陆缘海山型碳酸盐岩、岛弧海型火山-沉积组合、被动陆缘碎屑岩和微地块稳定沉积类型,证明存在内部结构复杂的多岛洋古地理面貌。根据古特提斯南北缘生物古地理、古气候和古地磁研究成果,主支洋盆(昌宁-孟连带)的延续时间超过100百万年,宽度达到>1000千米级别。整个古特提斯洋的总体宽度达到30°~40°(古纬度距,应属近纬向分布、行星级的大中型多岛洋盆。

【原特提斯】 Proto-Tethys, Prototethys 新元古代至早古生代阶段存在的特提斯洋。在中国西昆仑的库地地区,近年来发现了洋壳残片,它所代表的洋盆大致是在震旦纪裂开的,奥陶纪时洋盆因消减而逐渐消亡。原特提斯在中国境内的东延情况,尚待进一步查明。

【类特提斯】 Paratethys 又称**中欧洲海**(Central European Sea)。在古地中海边缘区呈大型弧形海道。从阿尔卑斯山脉以北向东到咸海东,东西最大扩展距离达4500千米,展布有断断续续的水域。在渐新世末期,由于乌拉尔、波兰和阿尔萨斯海峡的封闭,该水域与北海隔开。到中新世末,本海道多具潟湖环境。到上新世仅残留一系列湖泊:匈牙利的巴拉顿湖、黑海、里海和咸海。

【大陆增长】 continental accretion 地史时期大陆(大陆地壳)范围的逐渐增生而长大。这种理论是在19世纪提出的,认为大陆在大洋盆地的发展中,围绕一个原始核心的新的大陆物质的逐渐增加而增长壮大的过程。沿着大陆核边缘的地槽带沉积物,在因造山作用而褶皱硬化时,与陆核结合,并因新的地槽带外移,而在继续发生的造山旋回中迭次成为大陆块的一部分。不少地质学家举出了这种大陆增长的例子。如认为:北美大陆西缘,在显生宙时期不断有大量新的大陆壳加进大陆里来,而使之增长扩大,西伯利亚地台大陆块,在加里东旋回后,由于萨彦和外贝加尔地槽受褶皱硬化而生长扩大,而在早期海西(华力西)旋回中.当阿尔泰和蒙古地槽大部受褶皱硬化,再进一步生长扩大。

【陆核】 continental nucleus 见858页的"陆核"。

【陆块】 landmass 泛指整个地史时期中某个由已固结陆壳组成的相对稳定地区,陆块范围一般较大,古地理面貌经常发生海陆变迁,可以是隆起剥蚀区也可以是沉积盆地。在多种大地构造学派大地构造单元术语(古地台、新地台、褶皱带、陆壳板块、断块、地洼等)各不相同形式下,是一个比较中性的构造古地理术语,在古地理研究中容易得到广泛的使用。因此,不同地质时代各个陆块、地块的古地理内涵需要具体分析。对于面积较小或很小的陆壳地块,一般称为**地块**(massif)或**微地块**(microcontinent),它们的大地构造属性可以是某个临近大陆板块边缘裂解的产物,也可能是来自其他构造域的外来地体。

【华北古陆】 North China oldland, North China land 包括华北地区大部、内蒙古南部、东北南部以及整个朝鲜半岛范围,在大地构造单元上都属于中朝地台范围,地质历史中也具有大体相似的古地理面貌。华北地台则是该大地构造单位在中国境内的部分,与西侧阿拉善地块是否长期相连,仍待进一步研究。当华北地台在地史某个时期中呈剥蚀陆地状态时,称为华北古陆。应当指出,以往大量文献都根据朝鲜半岛南部沃川带出现早古生代华南型生物相的事实,以临津江构造带为界将朝鲜半岛南部划归扬子地台。近年的研究肯定了朝鲜半岛南部京畿地块的石炭-二叠系(平安煤系)属于华北型海陆交互相沉积,斗围峰华南型生物相仅反映处于地块边缘的局部现象,与陕北环县出现华南型奥陶纪生物相(直角石、笔石等)的意义相同。

【内蒙古陆】 Inner Mongolian oldland, Inner Mongolian land 分布于西起阴山山脉(包括内蒙古狼山、乌拉山、大青山)向东经晋北、冀北、辽西等地,延续出露东西向的前震旦纪基底变质岩系分布地区。在大地构造单位上黄汲清(1945)曾称为内蒙地轴,代表华北地块北缘的长期隆起地带,在古地理图中一般也称为内蒙古陆或阴山古陆。后来的研究发现,晚古生代石炭-二叠纪时,沿此古陆南侧经常发育滨岸粗碎屑岩相带,古陆的地形性质比较肯定,曾称为华北北缘高地。但早古生代和中、新元古代由

于并未发现明确的滨岸相带，一般推测仅有少量孤立的岛状隆起，也可能处于大陆边缘的开放海域状态，尚待继续研究。

【胶辽古陆】 East Shandong-South Liaoning land 指分布于辽东南部岫岩、凤城一带，山东东部和江苏北部。基底由前震旦纪变质岩系组成的地区。以往认为自震旦纪起主要部分长期以上升为主，成为一个长期遭受侵蚀的“胶辽古陆”。后来根据该古陆西侧的震旦纪沉积属于较深水类型，寒武—奥陶纪的碳酸盐沉积也未反映边缘相特征，很可能地表基底岩系的出现是后期构造作用的结果，并不是长期处于隆升的古陆状态。

【秦岭古陆】 Qinling oldland, Qinlling land 以往根据西起甘肃陇东、陕南宝鸡、东至南襄盆地出露一条带状前震旦纪变质岩系，加上华南与华北早古生代沉积物特征和生物群具有明显差别，秦岭地区以往被认为存在一个长条状、长期隆升的构造单元。在古地理图中，也相应表示为长期存在的长条状古陆，仅在南襄盆地等第四纪覆盖区假设存在海水通道。由于朝鲜半岛南北部之间也存在早古生代沉积、古生物群的类似差别，有人据此提出了存在分隔古生物区系的“秦岭-汉城线”假说。但近年来经过对南北寒武、奥陶纪动物群的研究，证明早古生代南北动物群可以互相沟通，主要存在生物相意义上的差别。秦岭造山带地质研究的新成果，在原来归属“太古宙”的基底变质岩中发现了海百合茎化石，还发现在早古生代和晚古生代秦岭地区都有海洋存在。因此，秦岭古陆及“秦岭-汉城线”的假说已被否定。

【淮阳古陆】 Huaiyang oldland, Huaiyang land 古陆范围西自河南的南阳夹道，向东经桐柏山，再向东南延伸至大别山黄梅附近，然后转向东北，至合肥以东、滁县以北后，止于洪泽湖旁的郯庐断裂带。在古生代，本区常常高出海面为一古陆。本区基底主要由前震旦纪变质岩系组成，近年已在古老基底变质岩系中发现了加里东期和印支期的高压-超高压变质带，证明本区位处华北和扬子地块的碰撞带。郯庐平移断裂带以东的苏鲁高压-超高压变质带应是淮阳古陆的东延部分，但由于缺乏沉积记录其古地理面貌所知无几。

【塔里木古陆】 Tarim oldland 大部分被塔克拉玛干沙漠掩盖的新疆塔里木盆地的基底，长期以来被推论是一个由前寒武纪结晶岩组成的古老地块——塔里木地块。从新元古代以来它在古地理上曾经历多次沧桑变化，其中震旦纪、志留-泥盆纪和二叠纪总体呈古陆状态，是塔里木古陆发展的鼎盛时期。石炭纪时西部发生海侵，使古陆范围缩小。中生代起逐渐出现范围多变的内陆盆地，白垩纪时西南缘曾有海水入侵。新生代起随着周缘山脉的隆升，才出现现代范围的塔里木盆地。

【康滇古陆】 West Sichuan-Central Yunnan oldland 呈南北方向分布于中国川西至滇中一带范围，地表出现大量元古宙变质岩系，黄汲清(1945)曾称为康滇地轴。古地理面貌上自震旦纪以来经常呈窄长的陆地或岛链状态，成为扬子海西侧(现今方向)与古特提斯海洋之间的正性隆起单元。康滇古陆起先是由大约 10 亿年前发生的一次强烈造山运动(晋宁运动)所形成的一个褶皱山系。它的范围在古生代以至三叠纪期间屡有增减，有时扩大到和东南面的黔桂古陆或东面的黔中古陆，有时则被较大海侵阶段的海水所覆盖而大部沉没，但仍呈现相对的水下隆起状态。

【黔桂古陆】 Guizhou-Guangxi oldland 假定从南华纪到泥盆纪前，存在于贵州南部和广西西部地区的一个小型古陆。在这期间，其范围时有增减；当其扩展时，经常和西北方面的康滇古陆相连接。

【黔中古陆】 Central Guizhou oldland 个在贵州中部成东西向分布的、可能从奥陶纪中期的塔康(造陆)运动所产生的窄长古陆。加里东运动后，它合并为上扬子古陆的一部分。

【上扬子古陆】 Upper Yangtze oldland, Upper Yangtze land 以上扬子地台为核心，由晋宁运动奠定基础的一个大体呈斜长圆形的古陆。虽然它在早南华世初次出现，但接着被早古生代的扬子海侵所淹没；直到加里东运动后的泥盆-石炭纪时才再次明显而较稳定地显现出来，但在二叠纪—三叠纪期间再次为海水所淹没。因此，上扬子地区在古生代至三叠纪期间更多时间属于上扬子海盆性质，呈上扬子古陆面貌的时间相对较短。

【华夏古陆】 Cathaysia 葛利普(A.W.Grabau, 1924)将中国东南沿海(浙闽地区)的前寒武纪变质基底分布范围称为华夏古陆。近年研究其范围也包括赣南、粤北、桂东南和海南岛等地(大体以武夷-云开断裂一线为其西界)，已发现古元古代变质基底及其上覆的中、新元古代似盖层沉积，显然已形成一个规模相当大的华夏古大陆，应当是元古宙晚期罗迪尼亚联合大陆的有机组成部分。新元古代晋宁运动时华夏古大陆和扬子地台对接碰撞，开始形成古地理上的**原始华夏古陆**(Proto-Cathaysia)。古生代至三叠纪阶段，由于本区位处古中国大陆和古太平洋的交接部位，具有活动陆缘岛弧带的复杂演化历史。闽北政和地区已发现含几丁虫等微体化石的奥陶纪浊积岩，反映华夏古大陆已解体为复杂的岛弧海古地理面貌，并不存在大型古陆。加里东运动后本区岛弧面积增长，华夏古陆的性质比较明确，可见到石炭-二叠纪海侵由西向东的超覆过程。但闽北福鼎地区出现泥盆-石炭纪炭质千枚岩、粉砂岩夹结晶灰岩凸镜体，可能代表来自太平洋方向的裂陷沉积类型。闽南地区三叠纪早期硅质、泥质浊积岩的发现，也启示当时存在一定规模的裂陷作用。闽粤地区已发现泥盆纪-石炭纪-二叠纪零星分布的岛弧型火山岩，可能仍代表活动陆缘弧的特征。

【江南古陆】 Jiangnan oldland, Chiangnania 扬子江以南的一个古陆块，是加里东运动形成的一个褶皱山系，是扬子地台东南侧的前寒武纪变质基底分布区，包括桂西北、黔东、湘西、赣北、皖南、浙西、苏南和上海一带。本区位置相当于唐朝“江南道”的南侧。中国 20 世纪 80 年代以前的震旦纪—三叠纪古地理图中，一般表示为江南古陆。后来的研究发现该区的震旦-寒武-奥陶纪沉积应属大陆斜坡较深水类型，真正的古陆或水下隆起面貌仅见于南华纪(以往称为早震旦世)和晚古生代—三叠纪阶段。

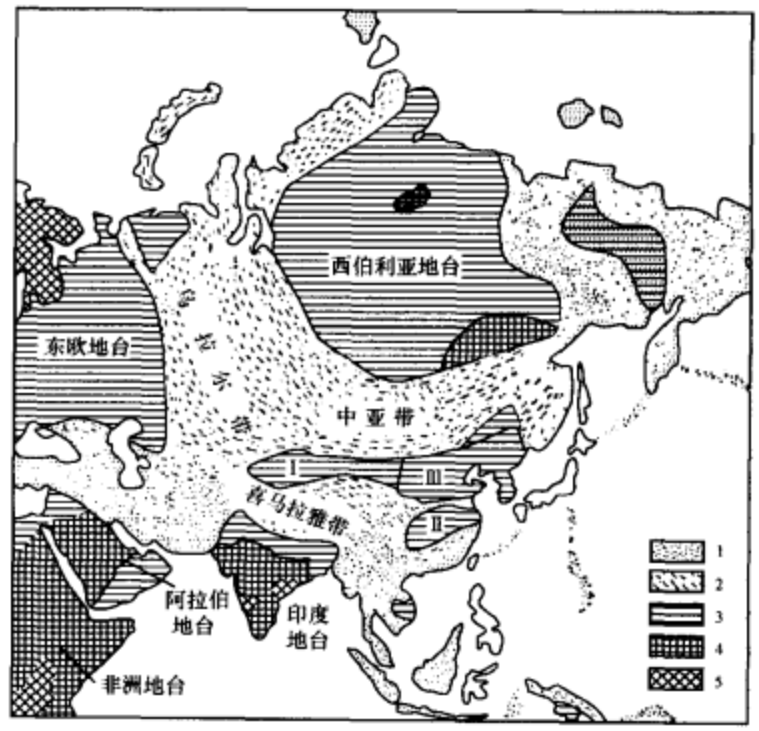
【安加拉古陆】 Angara, Angaraland 在中—晚古生代时期存在于东北亚地区的一个大型古陆。安加拉古陆的轮廓和范围是以安纳边系地盾为核心的西伯利亚地台，在发展历史上有过多次变化，但总的趋势是由小逐渐变大。到二叠纪后，随着相邻的乌拉尔和蒙古-兴安海槽的消逝，它一方面和南面的中朝地块及其西南面的一些地块(包括塔里木地块)结合形成了古亚洲大陆，并且也因与俄罗斯地块相连接而组成规模宏大的古欧亚大陆的一部分。

【狐猴洲】 Lemuria ❶过去为了解释生物迁移途径而臆想的曾存在于印度和马达加斯加岛之间的一个陆桥。其根据是：狐猴类现今只分布于印度、斯里兰卡和马达加斯加岛及非洲的某些地方，如果不存在这一陆桥是无法想像的。❷科学幻想家依据玻利尼西亚群岛的民族和文化的分布特点，推想在人类历史时期以前，存在于太平洋中部的一个大陆，并认为现存的玻利尼西亚群岛只是这个大陆沉没后的残余部分。随着地质科学的发展，大量事实说明，上述两种涵义的“狐猴洲”都缺乏科学依据。

区域地质学

洲际地质

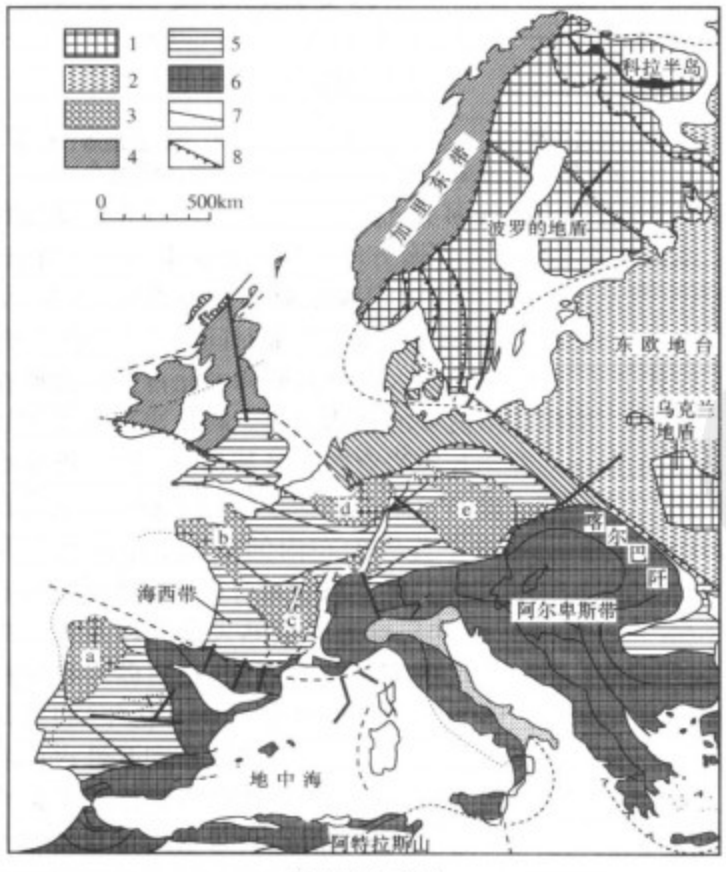
【亚洲地质】 geology of Asia 亚洲是世界第一大洲，在地质上是一个年轻的拼合大陆，由欧亚古陆与多个源自南地球冈瓦纳大陆的陆块拼合而成。总的可分成六个地台和四条挟持其间的巨型造山带(见图)。地台自北向南分别为：①西伯利亚地台，一个基底由太古宇组成、古元古代出现最早地台盖层的前寒武纪克拉通。中石炭世以后以陆相沉积为主，二叠纪—三叠纪有大规模的暗色岩喷发。②中朝地台，基底由太古宇—古元古界组成，古元古代吕梁运动后形成克拉通，中、新元古界发育坳拉谷，普遍缺失晚奥陶世-早石炭世沉积。中生代以来受环太平洋构造带的影响而大规模活化。③塔里木地台，为以塔里木盆地为中心、原来规模更大前寒武纪克拉通的残留部分，晋宁运动后固结，构造演化历史与扬子地台关系较为密切。④扬子地台，是晋宁运动后形成的地台，晚二叠世有大面积溢流玄武岩喷发。⑤阿拉伯地台，位于非洲大陆的东北边缘，新元古代通过一系列的岛弧向东侧向增生而生成。⑥印度地台，是东冈瓦纳大陆的一部分，南部地盾区出露太古宙深变质杂岩，其中印度半岛东侧东高止造山带中的孔兹岩系——被认为代表当时的古风化壳——的命名地点。古、中元古界为浅变质沉积岩或火山-沉积岩系，新元古界已属盖层沉积。地台西北部覆盖着大面积的地幔柱成因的德干暗色岩，时代为晚白垩世—古近纪。亚洲围限地台的造山带自北向南分别有：①北极造山带，位于西伯利亚地台北侧，从泰梅尔半岛向东延伸到楚科奇半岛，是晚中生代才最终拼接的欧亚大陆与美洲大陆之间的碰撞造山带。②乌拉尔-中亚造山带，挟持在东欧地台、西伯利亚地台与塔里木、中朝地台之间，呈弧形分布的宽阔、由不同时代消减-增生杂岩和相应的深成岩带组成，中间挟持规模不等的陆块，如图瓦-蒙古地块、额尔古纳地块、布列亚-佳木斯地块和兴凯地块等，记录了古亚洲洋的演化历史。消减-增生杂岩的时代大致对称分布，从造山带两侧向中间变新。洋盆在早二叠世最终闭合，主缝合带沿额尔齐斯到贺根山一线分布。③阿尔卑斯-喜马拉雅造山带，从高加索经科佩特山脉、兴都库什延伸到青藏高原南侧，包含古特提斯和新特提斯两个世代洋盆的演化。中国境内塔里木地台、中朝地台和扬子地台之间的昆仑-祁连-秦岭造山带，是晚古生代古特提斯洋的一个分支。喜马拉雅造山带是欧亚大陆和印度地台和阿拉伯地台之间新生代初碰撞的产物，现在还在强烈活动。④环太平洋构造活动带，是晚中生代以来因库拉板块等古大洋板块向欧亚大陆东缘之下消减而发展起来的现代沟-弧-盆系，呈北东向从科里亚克山脉向南经锡霍特山脉、朝鲜半岛东南、中国浙闽沿海到越南南部，与大陆边缘平行而斜截下伏不同时代的老构造单元。从大陆内侧向外分别发育晚中生代安第斯型陆缘火山弧、从鄂霍次克海到南海的现代弧后盆地、千岛群岛至菲律宾的岛弧系和更东侧的海沟系。亚洲大陆蕴藏着丰富的矿产资源，以阿拉伯半岛为中心的中东地区是全世界最主要的油气产区。它的外围从西西伯利亚、南里海到塔里木盆地也有大量油气田分布。中国的稀有金属和钨、锑，从云南到马来西亚的锡矿带以及哈萨克斯坦穆龙套的金等，也居世界首位或前列。西伯利亚雅库特是世界少数几处产金刚石的前寒武纪克拉通之一。中国辽东半岛和山东也有金刚石产出。



亚洲构造略图
(据都城秋穗，1982)
1. 中-新生代造山带；2. 古生宙造山带；3. 地台；4. 元古宙地盾；5. 太古宙地盾；Ⅰ. 塔里木地台；Ⅱ. 扬子地台；Ⅲ. 中朝地台

【欧洲地质】 Geology of Europe 以波罗的地盾和东欧地台为核心，欧洲大陆总体上向西南方向增生。依次形成元古宙、古生代和新生代造山带，一直到地中海欧亚和非洲板块之间的活动过渡带(见图)。覆盖了陆壳发展的全部时间范围，包括：①东欧地台，时代老于25亿年的太古宙萨姆群和古元古代白海群花岗片麻岩和低压麻粒岩沿波罗的地盾出露。科拉半岛至奥涅加湖地区最老的卵圆形花岗片麻岩穹窿年龄超过36亿年，被形态不规则的绿岩带隔开。世界上第一口深度超过12000米的科拉超深钻揭露了包括康拉德不连续面在内的陆壳下部的组分和结构。在19亿～18亿年期间，整个东欧地台第一次遭受钾质花岗岩侵位活动，它们的广泛产出标志着成熟大陆壳以及统一克拉通基底的形成。古元古代的耶杜里系砾岩、长石砂岩和镁铁质熔岩以及中、新元古代的瑞芬群(18.7亿～16.4亿年)和哥特群(11亿～9亿年)石英岩、叠层石灰岩、层状铁矿和基性火山岩是最早的似地台盖层。在16.5亿～15.5亿年的更长环斑花岗岩侵位幕以后，15亿～14亿年未变质的地台盖层约特尼砂岩不整合在不同时代基底之上。苏格兰西北的赫布里底群岛出露的古老结晶基底属加拿大地盾的一部分，大西洋中生代裂陷使其与北美大陆分离。②加里东造山带，自挪威经不列颠岛折向德国北部、波兰，到黑海西海岸，从西面环绕东欧地台展布。这里的

下古生界已普遍变形和变质，其中苏格兰的达拉德群硬砂岩、细碧岩和泥质岩系，随着变质温度升高而依次出现的绿泥石、黑云母、矽线石变质带等，是巴罗式递进变质带的命名地区。未变质的泥盆纪陆相红层到处不整合在下伏变质基底之上，组成了著名的老红砂岩大陆。③乌拉尔造山带，从东侧围限东欧地台，其位置与欧洲、亚洲界山乌拉尔山脉一致，近南北向延伸约 2500 千米，总的可分西乌拉尔外带、主乌拉尔断裂带和东乌拉尔内带。西乌拉尔带代表东欧地台古生代的被动大陆边缘，东乌拉尔带主要是古乌拉尔洋中的岛弧和增生杂岩。主乌拉尔断裂带代表东欧地台和西伯利亚地台的碰撞缝合带。造山带的历史始于早奥陶世的裂陷，在志留纪出现洋盆，经一系列的消减和弧-陆碰撞，两侧大陆在古生代末最终拼接。④海西造山带，在加里东造山带以南从英国最南部和西班牙伊比利亚地块向东横贯整个中欧。泥盆纪、早石炭统是岛弧火山岩、深水复理石等，已遭受强烈变形和变质，晚石炭世和早二叠世出现海陆交互相沉积，上二叠统转为陆相磨拉石。从三叠系起的中、新生代蒸发岩、浅海碎屑岩、沼泽相褐煤以及特征的白垩层等已属新生的地台盖层沉积。它和以北的加里东造山带以指向北的逆冲前锋为界，在康沃尔-莱茵地块北部，缓倾的薄皮叠瓦岩片向北可推掩到晚石炭世磨拉石盆地上面。⑤阿尔卑斯造山带，在欧洲南部，从西班牙南部和非洲西北缘的阿特拉斯山向东经西西里岛—亚平宁半岛至瑞士—奥地利和匈牙利—罗马尼亚，再折向巴尔干半岛到高加索，平面上以高度弧形转折为特征。造山带的历史始于晚三叠世的裂陷，劳亚大陆和冈瓦纳大陆分离，侏罗纪时出现皮蒙特洋，可以看到侏罗系深海红色瘤状灰岩和放射虫硅质岩直接盖在浅水灰岩之上。白垩纪开始的消减作用导致始新世的碰撞，其中北侧的欧洲大陆为仰冲盘，南侧的陆块是从非洲板块分离的亚德里亚楔状地块。阿尔卑斯造山带平面上的弧形转折和剖面上的双倒向的向外逆冲推覆就是此楔状体在中地壳层次强力楔入的结果。地中海是今天欧洲板块和非洲板块相互作用的场所，东地中海沿希腊半岛、克里特岛和塞浦路斯岛南侧分布的消减带提示着非洲板块向北下潜。相反，西地中海却是一个裂陷、地壳减薄和大洋化地区，科西嘉岛以北的利古里亚海到利翁湾之间已出现洋壳，多数意见认为已进入造山带坍塌、岩石圈拆沉阶段。欧洲大陆矿产资源丰富，乌克兰古元古代的克里沃罗格铁矿是世界最大的铁矿床之一。从南威尔士向东经法国萨尔、德国鲁尔到波兰西里西亚的晚石炭世煤带分布于海西造山带北侧前陆盆地中；顿巴斯海陆交互相煤田也属同一层位。北海和里海南部是欧洲主要的油气产地，成矿时代从二叠纪到新生代，以侏罗纪最为重要。巴尔干半岛的铬矿和塞浦路斯的铜矿则和阿尔卑斯造山带中的蛇绿岩系共生。



欧洲构造略图

（据 Mueller et al.，1989）

1. 地盾；2. 地台；3. 中间地块；4. 加里东造山带；5. 海西造山带；6. 阿尔卑斯造山带；7. 断层；8. 俯冲带。a. 伊比利亚地块；b. 阿莫利地块；c. 法国中央地块；d. 阿登地块；e. 波希米亚地块

【非洲地质】 geology of Africa　非洲大陆除西北缘摩洛哥到突尼斯的阿特拉斯山脉为阿尔卑斯造山带和大陆最南端开普造山带以外，包括马达加斯加岛在内的主体部分都属非洲地台，晚前寒武纪泛非运动后生成。地台有太古宙陆核组成的四个克拉通：卡拉哈里克拉通、刚果克拉通、西非克拉通和非洲北部的西尼罗克拉通（见图）。以南部非洲的早前寒武纪地质记录保存最为完整，研究程度也最高。卡拉哈里克拉通由卡普瓦尔和津巴布韦两个陆核组成，中间被林波波古元古代造山带隔开。卡普瓦尔的巴伯顿绿岩带是全球典型绿岩带的发育区，称斯威士兰超群，它和津巴布韦的塞巴奎超群都是全非出露最老的地层，下部是一套以超镁铁质岩为主的火山岩，著名的科马提岩即产于其中；它的 Sm-Nd 年龄达 35.4 亿年，但变质程度只达绿片岩相，总的成陡倾的向形，与高级变质杂岩共生，被认为代表地球原始的基性地壳。不整合在斯威士兰超群上面的新太古代—古元古代地层（30 亿～17.5 亿年）变质和变形轻微。其中新太古代多米尼群和维特沃特斯兰德超群都发育含金、铀砾岩。不整合于其上的古元古代德兰士瓦群是最主要的铁矿层位，条带状含铁建造在层系中部和白云岩共生。中元古代瓦特堡群不整合在德兰士瓦群和毗邻的布什维尔德火成杂岩上面，是一套夹火山岩的陆相碎屑岩。非洲中部的基巴拉群和布隆迪群也属盖层沉积。因此，非洲地台的克拉通化过程到 16.5 亿年已先后完成。新元古界主要分布在中非和西非，为陆相和陆表海沉积，夹三期冰碛岩。6 亿～5.5 亿年的泛非运动使非洲大陆最终一体化，它也是非洲大陆影响范围最广的一次构造运动。显生宙阶段非洲地台很少再受造山运动影响。古生代以来的盖层分散在各个盆地中。其中西非乍得盆地的上寒武统—奥陶系为含三叶虫和笔石的砂岩、页岩夹灰岩；海相志留系以笔石页岩为主；泥盆系、石炭系为浅海相碎屑岩和含珊瑚和腕足类化石灰岩。二叠系以陆相为主。南非晚石炭世到早侏罗世的卡鲁群全部是陆相地层，总厚达 6000 米，直接



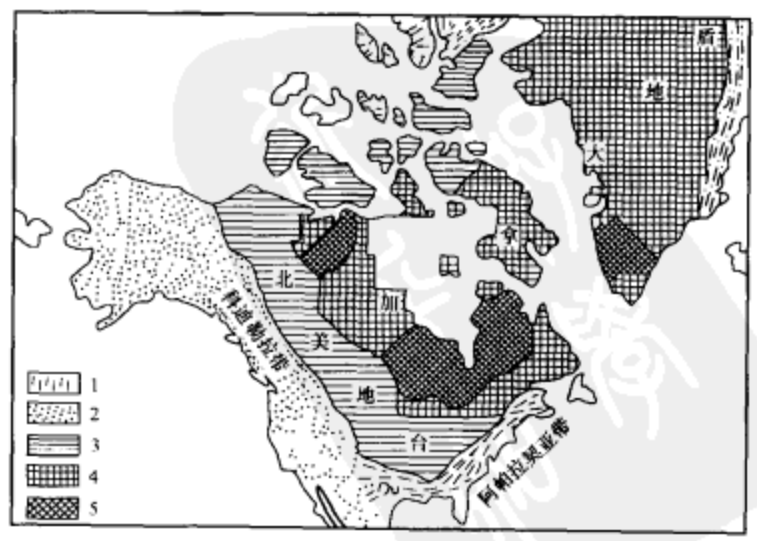
非洲构造略图

（据 Dallmeyer et al.，1990）

1. 赞比西造山带；2. 达马拉造山带；3. 阿特拉斯造山带；4. 开普造山带

不整合在前寒武系基底之上。其中上石炭统底部含冰碛岩,下二叠统碎屑岩所夹煤系中产舌羊齿植物群。上二叠统至下三叠统有丰富的爬行类和两栖类动物化石,如水龙兽。上三叠统—下侏罗统下部为砂岩、页岩夹煤系,上部德拉肯斯山组为产状近水平的高原玄武岩。盖在卡鲁群上面的始新统—第四系为河、湖相碎屑沉积。非洲还是探索人类起源的最佳地点,肯尼亚和南非奥兰治洞穴堆积中已发现众多古灵长类的化石。非洲大陆的岩浆活动主要在前寒武纪和新生代。著名的津巴布韦大岩墙是古元古代的产物,长 480 千米,宽 8 ~ 10 千米,由蛇纹石化辉石岩、橄榄岩、方辉橄榄岩和苏长岩等组成,含铬铁矿层。东非大裂谷位于非洲大陆东部高原,北从红海沿阿尔法洼地经埃塞俄比亚裂谷向南沿坦噶尼喀湖、马拉维湖到莫桑比克赞比西河,新生代的火山作用主要沿裂谷分布,活动一直持续到今天。非洲矿产资源丰富,其中金刚石、金和铝土矿占世界首位,锰、铀、镍、钒、钴、铂、锑和石棉也位居前列。非洲的金刚石产量占全球的 95%,主要集中在南部。南非的金刚石产自金伯利岩岩筒,外围是后者风化形成的砂矿。南非的金储量大约占世界总储量的一半,主要产在古太古代维特沃特斯兰德超群的含金铀砾岩中,是全球规模最大、产量最高的矿床。津巴布韦是非洲第二大产金国。几内亚的铝土矿属世界第一,属风化红壤型铝土矿。南非比勒陀利亚的层状褐铁矿和鲕状铁矿是全球最大的铁矿床之一。德兰士瓦杂岩中含世界最大的层状铬铁矿。赞比亚和扎伊尔是世界四大产铜区之一,属含铜砂岩型。磷矿主要产在西北非的摩洛哥至突尼斯和西撒哈拉地区,为古近纪早期的沉积磷矿。

【北美洲地质】 geology of North America 北美地台位于北美洲中心,造山带环绕地台周边分布。地史演化总的表现为同心式向外生长的单式大陆(见图)。北美地台的北部前寒武纪基底大面积暴露,称加拿大地盾。向南逐渐为显生宙的地台盖层覆盖,称北美地台。两者共同构成全球最大的前寒武纪克拉通。北美地台东侧由内向外分别是新元古代的格林维尔造山带和古生代的阿巴拉契亚造山带。北侧是北极古生代造山带。西侧是科迪勒拉中、新生代造山带。老于 25 亿年的太古宇占克拉通面积的将近一半。它们大致成两个北东向条带,分别沿加拿大西北的塞隆河-大奴湖至美国的怀俄明州,以及格陵兰南端—加拿大东北纳因地区—美国苏必利尔湖分布,由花岗岩-绿岩带及其高级变质产物组成。其中沿格陵兰海岸带出露的伊苏阿表壳岩系时代超过 37.6 亿年,被认为是全球最古老的岩石露头之一;那里副片麻岩中磷灰石的痕量有机碳比值提示 35 亿年以前地球上就有生命存在。霍夫曼(P. Hoffmann, 1988)提出北美大陆共有六个太古宙陆核,中间被长条状的古元古代造山带隔开。20 亿 ~ 18 亿年的沃普迈、潘诺克等构造事件代表它们之间的增生和拼接。到 16 亿年前统一的劳伦大陆,即北美大陆生成。新元古代的格林维尔造山带和更晚的阿巴拉契亚造山带和科迪勒拉造山带都沿此大陆边缘发育。寒武系和下奥陶统是地台最早的未变质沉积盖层,从四周向大陆中心缓慢超覆。东侧阿巴拉契亚造山带内中奥陶世的塔康运动代表一次弧-陆拼接,新生成的山系在北美的东海岸升起。志留纪时仍保持向西倾斜的古地理格局,从北阿巴拉契亚向西由含铁碎屑岩、礁灰岩和膏盐沉积变为密西西比河以西广布的浅海碳酸盐岩。早石炭世的阿卡迪亚运动使北美和欧洲碰撞、阿帕塔斯洋北段闭合,新生成的山系从北阿巴拉契亚经格陵兰东部折向北极加拿大的艾尔斯米尔山脉。下泥盆统大多缺失,中泥盆统为巨厚的红色磨拉石和洪泛平原沉积在这些山脉两侧,并广泛超覆不整合在不同时代基底之上。大陆东南的石炭系为碎屑沉积和巨大的成煤沼泽。石炭纪末的阿勒格尼运动使阿巴拉契亚造山带最终生成。北美大陆西部在泥盆纪后期转化成活动大陆边缘,石炭纪时从爱达荷至内华达州一线出现火山弧和构造高地,海域逐渐演化成以得克萨斯州为中心的内陆海。中、新生代阶段北美大陆东、西部分构造性质明显不同:东部大陆边缘因潘基亚泛大陆在三叠纪裂解,大西洋在其中生成而拉张成为被动陆缘,墨西哥湾和佛罗里达半岛就是这一伸展过程沉陷填充的产物。而北美大陆西缘中生代到古近纪是活跃的洋壳消减和弧-陆碰撞时期,著名的弗朗西斯科蛇绿混杂堆积和大谷群被认为是典型的弧前盆地组合,代表当时洋、陆板块汇聚边界,科迪勒拉造山带内发生一系列的叠瓦冲断作用和大规模的岩浆活动;这一时期还是地体叠接的高峰,普遍认为北美大陆西缘从海岸向内 500 千米范围内多由各种外来地体拼接组成。古近纪末北美西部转化成拉张应力场,科罗拉多高原、哥伦比亚溢流玄武岩和盆-岭构造、变质核杂岩等都是在这一阶段生成。北美大陆岩浆活动的时、空分布和不同部分的构造演化密切相关。前寒武纪岩浆活动主要在加拿大地盾,包括 30 亿年前格陵兰的同造山花岗岩幕、25 亿年前的后造山钾质花岗岩活动、20 亿 ~ 18 亿年前以萨德伯里岩盆为代表的辉长质层状侵入幕和 16 亿 ~ 12 亿年前的斜长岩侵位(如阿迪朗达克)。古生代的岩浆活动主要沿大陆东缘的阿巴拉契亚带分布,有两期侵入幕:其中 440 ~ 415 百万年的与塔康造山运动有关,伴随着大规模向西的构造推覆;360 ~ 330 百万年的深成岩浆岩和当地的区域变质作用同时,都是阿卡迪亚造山运动的产物。中生代的强烈深成岩浆活动在大陆西部的科迪勒拉造山带中形成长达数千千米的巨大岩基群,它们的方向和大陆边缘平行,单个岩体面积可达上千平方千米,侵位时期主要在晚白垩世。1980 年圣海伦斯火山爆发和阿留申弧的火山活动,表明活跃的板块汇聚仍在持续进行中。北美大陆矿产资源丰富,石油、煤、铀、铁、镍和贵金属储量均居世界前列。其中铁和金、铀主要产在加拿大地盾的结晶基底中,金和绿岩带中的变质火山岩有关。镍产自萨德伯里镁铁质杂岩岩盆。阿巴拉契亚造山带和密西西比河之间的宾夕法尼亚煤系是北美东部的主要产煤层位。从得克萨斯到墨西哥湾周缘是北美大陆的主要油气产区,落基山东麓的前陆盆地是另一油气富集带。有色金属和银则和科迪勒拉晚中生代的岩浆活动有关。



北美大陆构造略图
(据都城秋穗,1982)
1. 中、新生代造山带; 2. 阿巴拉契亚造山带; 3. 地台; 4. 元古宙地盾; 5. 太古宙陆核

【南美洲地质】 geology of South America　南美大陆的主体是南美地台及其以南的巴塔哥尼亚地块，西部是纵贯整个大陆的安第斯造山带，它向南通过斯科舍弧和西南极造山带相连。中生代以前南美和非洲大陆共同组成西冈瓦纳大陆，地层、构造带甚至金属成矿带都可相互衔接。南美地台是由元古宙至早古生代不同时代活动带焊接起来的复合克拉通，有三个前寒武纪地盾：圭亚那地盾、中巴西地盾和圣弗朗西斯科地盾又称（巴西滨海地盾）。统一的地台在9亿～7亿年前的巴西运动（相当于泛非运动）后生成。其中石炭系、二叠系具有典型的冈瓦纳型特征。巴拉那盆地中生代有大规模的高原玄武岩喷发。南美大陆南部的巴塔哥尼亚地块连同以东的马尔维纳斯群岛是古生代拼接到冈瓦纳边缘的克拉通地体，原来不属于南美地台。安第斯是一复杂的中、新生代造山带，内部也含前寒武纪地块碎片，如阿雷基帕地块，基底的同位素年龄达19亿年。晚前寒武系—古生界组成盖层，进入中生代后随着大西洋扩张、美洲西移，其以西的纳斯卡大洋板块向东消减，大陆边缘转化成沟弧系。侏罗纪至早白垩世出现蛇绿岩系、混杂堆积、蓝片岩以及规模巨大的海岸岩基带。新生代安第斯山急剧抬升，现在的面貌到晚中新世以后才出现。南美最老的前寒武系称伊马塔卡杂岩，出露在委内瑞拉境内的圭亚那地盾，为片麻岩、麻粒岩和紫苏花岗岩组成的高级变质岩系，同位素年龄34亿～31亿年，被16.5亿～16亿年的罗莱马组含铁交错层砂岩、长石砂岩、砾岩和页岩不整合覆盖。中巴西地盾的基底称戈亚斯杂岩，下部为具鬣刺结构的超镁铁质岩和枕状玄武岩，上部为夹流纹岩和碳酸盐岩的碎屑岩系，经受了29亿～26亿年两次构造热事件；古元古界米纳斯超群为含铁岩系，夹基性火山岩，中元古界碎屑岩和中酸性火山岩不整合于其上，是最早的地台盖层。圣弗朗西斯科地盾（又称巴西滨海地盾）的基底是太古宙的麻粒岩、超镁铁质杂岩和绿岩带；新元古界含冰碛岩和冰海沉积，然后是含叠层石的碳酸盐岩和泥质岩；古生代初安第斯山东部遭受海侵，早－中寒武世灰岩含化石，早奥陶世后期局部有山岳冰川，中奥陶世早期海侵达最大。以东地台区的古生界从志留系开始，石炭系、二叠系为含冈瓦纳植物群的陆相地层和含澳大利亚宽绞蛤的海相夹层。早二叠世末的海西运动使海水退出南美大陆，晚二叠世已是广泛的陆相红层。南美大陆大部分缺失下、中三叠统；侏罗、白垩纪和古新世时东部以碳酸盐岩和碎屑岩为主，西部出现深海浊积岩和基性火山岩。强烈的造山运动发生在晚白垩世早期。南美大陆的岩浆活动以前寒武纪和中、新生代为主，前者见于各地盾的基底，后者则集中在安第斯带中，占地表面积15%的是100～15百万年期间侵位的深成岩，从早白垩世晚期到新近纪岩浆活动几乎是连续的。南美大陆矿产资源丰富，全球两个最大的铜矿床就位于安第斯带西部智利境内总长达3000千米的多金属-斑岩型铜矿带中。东科迪勒拉从秘鲁到阿根廷还有一个钨锡矿带，玻利维亚的钨、锡、锑储量居世界前列。巴西铁矿储量居世界第二，主要产在古元古代的米纳斯超群或与之相当的含铁层系中。巴西还是锰矿主要生产国，占世界第三位。委内瑞拉是重要的石油生产国。



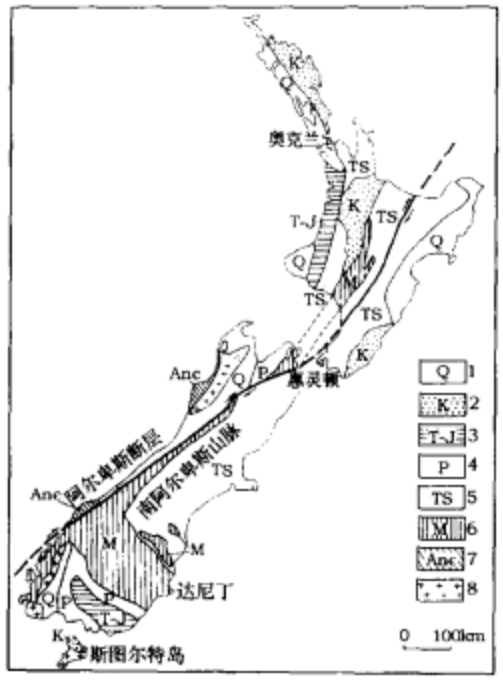
南美洲大地构造略图
（据马丽芳，1993）
1. 圭亚那地盾；2. 中巴西地盾；3. 巴西滨海地盾；4. 拉普拉塔地块；5. 潘帕斯地块；6. 亚马孙盆地；7. 巴纳伊巴盆地；8. 巴拉那盆地；9. 巴塔哥尼亚地块；10. 德塞阿多地块

【大洋洲地质】 geology of Oceania　大洋洲的主体澳大利亚位于印度-澳大利亚板块东端，它北部的新几内亚和东部的新西兰分别与欧亚板块及太平洋板块交界。澳大利亚和新西兰白垩纪时才从南极洲分离，两者间现以麦夸里脊隔开。白垩纪以前它们和印度共同组成了东冈瓦纳大陆。大洋洲陆块的北部陆缘在巴布亚新几内亚岛北部，它和以北的美拉尼西亚、密克罗尼西亚以及波利尼西亚岛群是太平洋板块向南消减产生的新生代岛弧和现代岛弧。澳大利亚的西部和中部是前寒武纪克拉通，其中的皮尔巴拉地块和伊尔冈地块是典型的太古宙花岗-绿岩带。向东元古宙地层大量出露（图a）。大洋洲的构造轮廓大致以澳大利亚克拉通为中心向外变新，自西向东依次为阿德莱德造山带（500百万年）、拉克伦造山带（430～370百万年）、塔斯曼造山带、新英格兰造山带（300～250百万年）和新西兰中生代造山带，总的反映了东冈瓦纳大陆古生代以来的向外生长。新西兰是侏罗纪出现的中生代造山带，以纵贯南、北岛的阿尔卑斯断裂带为界，以东属太平洋板块，以西属印度-澳大利亚板块。新西兰以北太平洋板块正沿汤加-克马德克海沟向西消减；而南印度洋则沿麦夸里海沟向东消减；阿尔卑斯断裂就是调节两者的转换断层（图b）。新几内亚岛的主体连同以南的阿拉弗拉海是大洋洲陆块的一部分，其主脊毛克山脉及其以北是弧-陆拼接形成的渐新世造山带。目前加罗林洋盆正沿其北部的新几内亚海沟向南



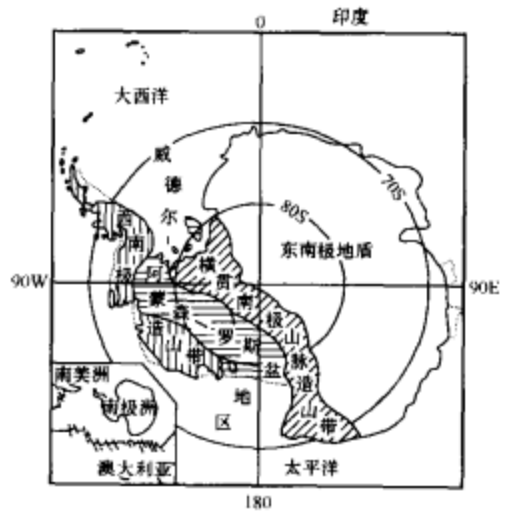
(a)澳大利亚构造略图
（改自郑剑东，1993）

消减。皮尔巴拉地块和伊尔冈地块最老的瓦拉沃纳群是变质基性火山岩组成的绿岩带,时代超过 34.5 亿年。古元古代的哈默斯利群富铁岩系已属盖层沉积。中元古代出现镁碳酸盐岩。新元古代沉积转移到东部的阿德莱德造山带中,为砂、泥质岩、碳酸盐岩、蒸发岩和冰川漂砾;它在塔斯马尼亚岛和金伯莱盆地中的时代为 725 ~ 670 百万年。澳大利亚的显生宇主要分布在东部造山带中。其中阿马杜斯盆地中的新元古界寒武系和中奥陶统为连续沉积,系含盐层系,现仍保持近水平产状;它向东相变成复理石和火山岩。上奥陶统至石炭系主要在拉克伦造山带发育,为复理石、硬砂岩和硅质岩系,向西变为碳酸盐岩。二叠系、三叠系为含舌羊齿的含煤层系,底部有冰碛层,可和印度同时代的地层对比。侏罗纪至早白垩世是澳大利亚的主要成煤期。晚白垩世起除西部陆缘外都是陆相沉积。新西兰的地层以古生界和中生界为主。前寒武系查尔斯顿群片岩仅在南岛阿尔卑斯断裂西侧零星出露,原岩为碎屑沉积,可和阿德莱德造山带的晚前寒武系对比。古生代奥塔戈片岩夹灰岩在南岛阿尔卑斯断裂以东大片出露,属硬砂岩建造,厚达 5000 米。向上的石炭 - 二叠系托勒斯超群为碎屑复理石。三叠系 - 侏罗系马里希库超群沿北岛西缘和南岛的向斜核部产出,为快速堆积的粗碎屑岩夹酸性火山岩。白垩系为滨海相碎屑岩和泥灰岩。新生界以火山岩为主,从钙碱性安山岩发展成玄武岩系列。火山活动延续至今,并伴生大规模的地热田,也是强烈地震活动带,1840 年以来超过七级的地震就达 22 次。澳大利亚矿产资源丰富,其中铁、金和铝居世界前列。哈默斯利赤铁矿的品位可高达 68%,储量 250 亿吨。奥林匹克坝的铜、金、铀矿和布罗肯希尔的铅、锌和铂也属超大型矿床。新西兰与火山活动有关的地热资源十分丰富,是世界少数几处成功开发和利用地热的国家之一。



(b)新西兰地质略图
(据郑剑东,1992)
1. 第四系; 2. 白垩系(曼加哈希亚群); 3. 三叠系-侏罗系(马里希库超群); 4. 二叠系复理石建造; 5. 托勒斯超群; 6. 哈斯特和奥塔戈片岩; 7. 前寒武系查尔斯顿片岩; 8. 花岗岩

【南极洲地质】 geology of Antarctica 南极洲位于地球最南端,面积约 1 400 万平方千米,其中基岩出露面积仅占 2%,主要分布在横贯南极山脉、南极半岛和大陆周边。南极洲的地质研究程度在全球各大陆中相对较低,但它在冈瓦纳古陆的复原中却处于核心位置。南极大陆由东南极地盾、横贯南极山脉造山带和西南极造山带三个构造单元组成。东南极地盾主要出露太古宙和元古宙的结晶岩系,东部查尔斯王子山发育有限的显生宙地层。横贯南极山脉造山带早古生代罗斯运动后生成,泥盆纪到侏罗纪盖层近水平地不整合在不同时代褶皱基底之上。其中石炭纪到二叠纪初为冰成沉积,多为陆相。西南极造山带是南美安第斯带的向南延伸(见图)。东南极地盾的太古宙纳皮尔杂岩为麻粒岩相紫苏花岗闪长岩、紫苏花岗岩和辉石斜长片麻岩系,锆全岩等时线年龄 39.5 亿年。向东恩德比地的元古宙雷内尔杂岩是一套正片麻岩系,年龄 15 亿 ~ 10 亿年。在查尔斯王子山南坡和沙克尔顿山,元古宇以绿片岩和片状碳酸盐岩为主,同位素年龄约 10 亿年。横贯南极山脉及其西北彭萨科拉山的元古宇是厚达万米的绿片岩、板岩和硬砂岩系,夹多层火山岩。古生界主要分布在横贯南极山脉和埃尔斯沃斯山,南极半岛中也有零星出露。下古生界为陆源粗碎屑岩、碳酸盐岩和酸性火成岩。砂岩中含早寒武世至晚奥陶世的腕足类化石。碳酸盐岩中含早-中寒武世古杯类、海绵、三叶虫和藻类。上古生界至三叠系称比肯超群,其中泥盆系以砂岩为主,夹少量砾岩,含海相动物、淡水鱼类、孢粉和植物化石,不整合在下伏地层之上。石炭系、二叠系底部有冰碛岩。二叠系、三叠系为含煤层系,分别含舌羊齿和二叉羊齿植物群。南极半岛晚元古代至早古生代的变质基底上面是晚古生代到三叠纪的板岩、硅质岩、火成碎屑岩系。上侏罗统和白垩系为浅海相和湖相砾岩、砂岩和中酸性火山岩,含大量海相动物和植物化石。东南极地盾太古宇中的紫苏花岗岩代表最老的岩浆活动。新太古代因塞尔杂岩的强烈混合岩化和花岗岩化作用发生在约 31 亿年前。元古宙毛德皇后地西部有约 17 亿年的暗色岩发育。东南极地盾中部有新元古代的花岗岩和花岗片麻岩。彭萨科拉山有 13 亿 ~ 5 亿年的玄武岩、辉绿岩和酸性火山岩,古生代的岩浆活动主要分布在横贯南极山脉,以中、酸性为主,活动时代分别为 520 ~ 480 百万年和 360 百万年。中生代的岩浆活动以南极半岛最为强烈,时代从侏罗纪到早白垩世,以中酸性岩为主。彭萨科拉山北坡的杜费克层状辉长岩面积达 34 000 平方千米,厚 6000 ~ 9000 米,是仅次于南非布什维尔德的全球第二大基性层状杂岩。南极半岛新生代的岩浆活动包括古近纪的橄榄玄武岩、安山玄武岩和凝灰岩,最大厚度达 1000 ~ 1200 米。罗斯海东岸现在还有活火山。南极大陆的矿产以煤、铁最重要。煤主要分布在横贯南极山脉和查尔斯王子山的比弗湖地区,时代属二叠纪—三叠纪,煤系厚度超过 500 米,有 40 多层煤。铁以查尔斯王子山最好,属前寒武纪条带状含铁建造。杜费克层状岩体中有钒钛磁铁矿。南极半岛的铜与钼、铅、锌、银共生,与晚白垩世至古近纪中酸性岩浆活动有关。此外,南极洲的石油和天然气也很有远景。



南极大陆构造略图
(据陈廷愚)

【环太平洋地质】 geology of Circum-Pacific Belt 指太平洋海域各大洋板块与周边大陆板块中生代以来相互作用影响的地区,范围除太平洋及其边缘海域外,还包括与之毗邻的欧亚、美洲和印度-澳大利亚大陆。东界落基山—安第斯山脉,西界从上扬斯克经大兴安岭、太行山—雪峰山至红河断裂,南界从巴布亚新几内亚经西南太平洋诸群岛至新西兰,北部包括整个阿拉斯加和楚科奇半岛。上述广大地区内构造线方向总体和洋、陆板块边界一致,明显截切下伏不同时代的老构造单元。如亚洲东部由晚中生代到新近纪火山-深成岩带表现出来的大陆边缘弧,

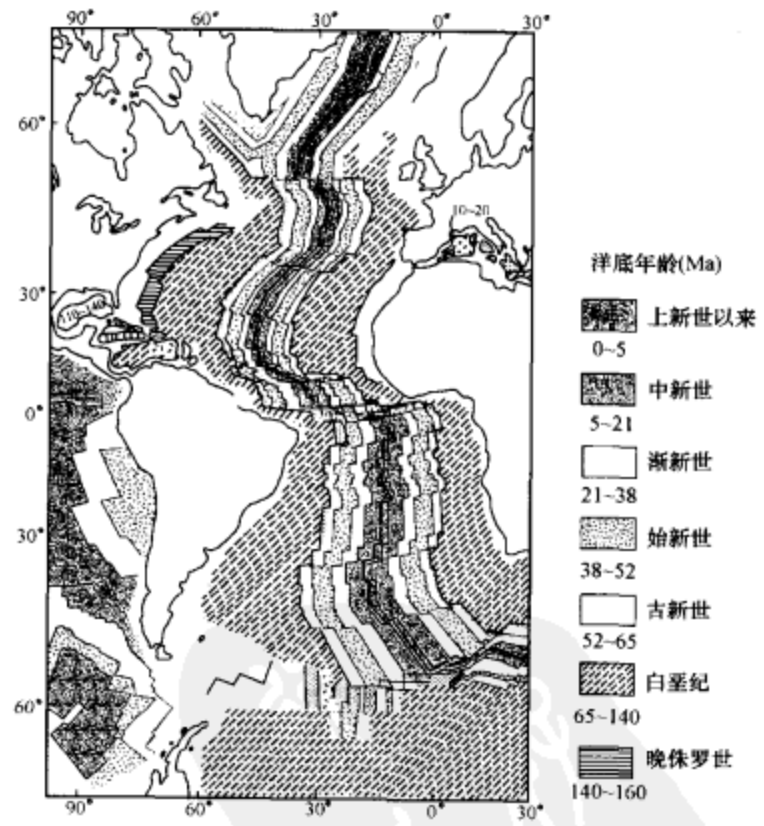
自北向南分别叠置在近东西向的西伯利亚地台、中朝地台、地台褶皱带和华南地台上面，充分显示了它的新生性质。环太平洋带也是全球洋、陆汇聚正在进行、岩浆和构造变形最为活跃的地区，它和地中海-喜马拉雅构造带集中了全球85%以上的活火山和强烈地震。洋壳年龄和洋底磁异常条带的分布图式揭示古大洋板块的历史可追溯到侏罗纪。日本岛弧最南端四万十带的地层柱和古地磁测定显示的纬度变化，清楚反映了白垩纪以来板块的向北运移。从千岛群岛经日本、琉球到菲律宾的岛弧系是新生代以来太平洋板块向西北俯冲消减的产物。岛弧西侧从鄂霍斯克海、日本海、东海到南海是弧后部位通过裂陷形成的边缘海(如图)。日本飞弹变质带、菲律宾西部的巴拉望地块和西加里曼丹地块等是从亚洲大陆裂离出来的。松辽盆地和华北平原是同一过程在陆上的表现。从楚科奇半岛向南经锡霍特山脉和朝鲜半岛东南，到中国浙闽沿海的侏罗纪、白垩纪火山-深成岩带则是稍早的安第斯型陆缘岩浆弧。同一时段环太平洋带东部以美洲大陆向西掩覆到大洋板块上为特点。北美西缘先是大量来自赤道方向的外来地体向大陆拼贴增生，继之以盆岭区为代表的大规模伸展构造。南美西缘则形成安第斯陆缘弧。环太平洋西南段是太平洋板块和印度-澳大利亚板块的斜向汇聚区。东南亚多列岛弧、陆壳碎片和小洋盆的复杂排列就是洋、陆相互作用的结果。环太平洋带的大陆边缘海域是石油天然气富集带。与岛弧岩浆活动有关的矿产品种多、规模大，如智利和秘鲁的斑岩铜矿、北美西部的钼、云南至马来半岛的锡矿、华南和玻利维亚的钨矿以及日本的多金属黑矿等。



西太平洋现代沟弧盆系
(据 Jurdy, 1979)
1.活动边缘盆地(弧间盆地)；2.具高热流的不活动边缘盆地；3.具正常热流的不活动边缘盆地；4.海沟；5.磁异常显示的张开方向

【大洋底地质】 geology of ocean floor　海洋占全球地表面积的71%，其中水深超过2000米的洋盆约占其中60%，包括太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋及其边缘海域。有关大洋底组成和性质的现代认识，来自20世纪后半叶的系统海底测深、地球物理调查和深海钻探工程。主要的结论有：①所有水深超过约4400米的洋底全部属于大洋型地壳。它厚度小、结构也比大陆型地壳简单，大体可分三层，自上向下分别是：未固结的深海沉积，如红色软泥，平均厚300米；枕状或席状玄武岩，平均厚约2000米；辉长岩和蛇纹石化超镁铁质岩，平均厚约4800米。②对全球洋底玄武岩的同位素年龄测定和覆盖这些玄武岩的最底部沉积物中化石时代的研究，表明全球洋壳没有老于侏罗纪的。③沿洋中脊出露的洋壳最年轻，向两侧时代对称地变老。与此同时上覆沉积物也从无到有，厚度渐增。④现有的大洋底是地质历史中非常晚期的产物，中生代以来才出现，而充填洋盆的水体却很古老。⑤一个大洋从产生到消失大约经历两亿年左右。中生代以来的大洋演化可以较好地恢复，已消失的更老洋盆以蛇绿混杂岩带的形式散布在全球不同时代的造山带中，是划分古板块边界和古构造再造的关键地质遗迹。

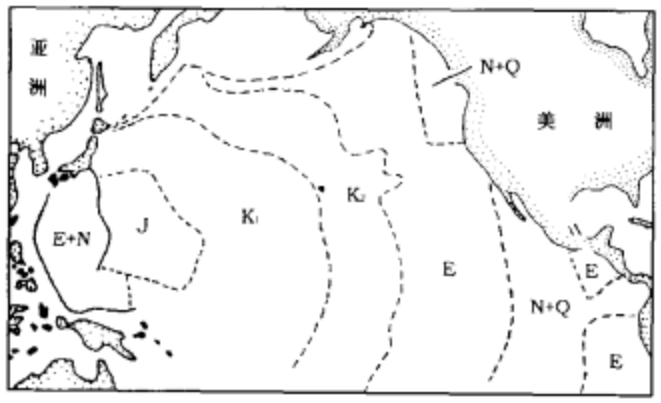
【大西洋底地质】 geology of Atlantic ocean floor　大西洋面积8240万平方千米，洋壳年龄以中大西洋海岭的洋中脊为轴对称分布，由中心向两侧持续变老。最老的洋壳位于北美东南部的大陆边缘外侧，时代属晚侏罗世(见图)。大西洋中脊在冰岛以北的北段称南森海岭，冰岛以南称雷克雅未克海岭，平行大西洋的走向向南延伸，在大西洋南端与西南印度洋海岭相接。洋中脊最高点到洋盆最深处高差达3000米。洋中脊轴部为地堑状的中央裂谷。冰岛是大西洋中脊在地表的出露，那里活跃的火山活动、正断作用和高地热显示，表明大西洋现仍在扩展中。洋中脊位于洋盆中轴并和两侧大陆边缘平行，两侧还未出现消减作用，也表明大西洋正处在威尔逊旋回演化的成年期阶段。现在的大西洋是晚三叠世潘基亚超大陆裂解而生成。洋盆演化初始阶段的裂谷型玄武岩和蒸发岩还可在美国东南部和非洲西北部见到。它和上一阶段古大西洋——艾帕塔斯洋的位置大体一致，但是具体边界有变化：今天属于欧洲的苏格兰西北和北爱尔兰，古生代时位于美洲。相反，现在属于美洲的阿巴拉契亚造山带兰岭以东部分和纽芬兰东部的阿瓦隆地块，当时却位于非洲一侧。



大西洋底地质图
(据 Press, 1982)

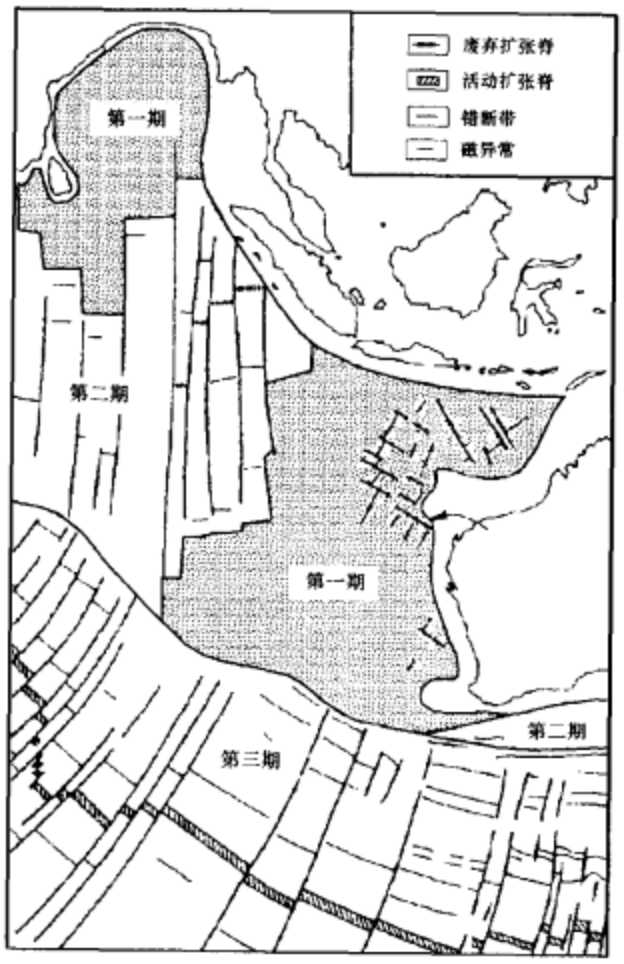
【太平洋底地质】 geology of Pacific ocean floor　太平洋是全球最大和最深的洋盆，面积达1.65亿平方千米。地质上是指小笠原-马里亚纳海沟以东的部分，其组成如图所示。不同地质时代的洋壳磁异常条带成环形分布，总的由东向西加大，残留下来的最老洋壳属侏罗纪，位于马里亚纳弧东侧。再往西的菲律宾海是新生代才出现的新生洋盆。太平洋的中脊现在偏居大洋东侧，所以以它为轴、向两侧对称变老的格局只在西翼被保存下来。沿东太平洋中脊分布的新生代洋壳磁异常条带在旧金山与加利福尼亚湾之间被北美大陆遮断，显示了后者向西仰冲。日

本以东，洋底的时代从南向北持续变新。美洲大陆以西近南北向的洋中脊系向北几乎成直角被阿拉斯加半岛截切，提示太平洋正沿阿留申-阿拉斯加弧向北消减。现在的太平洋是在约180百万年前的侏罗纪早期在当时的澳大利亚北部生成。中生代的库拉板块和法拉隆板块已分别消减到亚洲和北美大陆下面。日本西南的四万十群、北海道的日高群等就是当时洋、陆汇聚的产物。太平洋在早中生代以前的历史还存在较多争议。与大西洋及印度洋相比，太平洋已越过其演化的壮年阶段。洋中脊偏于一侧，洋壳沿环太平洋边缘普遍向周围大陆下消减，表明洋盆正趋于缩减。在威尔逊旋回演化中，太平洋是衰退期阶段的代表。



太平洋底地质图
J、K_1、K_2、E、N、Q为地质时代代号
（据马文璞，1993）

【印度洋底地质】 *geology of Indian ocean floor* 印度洋面积7360万平方千米。现代印度洋是晚中生代通过冈瓦纳大陆裂解生成。从澳大利亚以南向西北延伸的印度洋海岭代表洋中脊



印度洋底磁异常条带显示的三期扩张
（据 Gordon Packham，1996）
第一期，晚侏罗世—中白垩世；第二期，中白垩世—中渐新世；
第三期，中渐新世—今

系，新生洋壳沿此带产生并向外扩展，洋壳年龄因此向两侧对称地变老。向西海岭分成两支：向北的卡尔斯伯格脊和向南的西南印度洋脊。这个横躺着的Y形中脊系分别构成非洲板块、印度-澳大利亚板块和南极洲板块的分界线。印度尼西亚以南印度洋东北部的洋底还残存两套和现代洋底磁条带明显交切的磁异常条带（如图）；印度洋最老的洋壳就出露在这里。印度洋从晚侏罗世以来经历了三阶段的演化。其中第二阶段的东西向磁条带把印度板块和澳大利亚板块分开，提示它们当时还是独立的板块；进入新生代以后随着现在扩张体系出现，它停止活动，两者共同北移，印度洋逐渐演变成今天的格局。

【东经九十度海岭】 Ninety-east ridge 印度洋中沿东经90°线分布的一条南北向无震海岭，和夏威夷群岛一样被认为是热点火山轨迹。康迪（Condie，2001）提出东经九十度海岭源于布罗肯脊，它是凯尔盖朗地幔柱被印度洋中脊隔开的部分，白垩纪以后印度板块的快速北移在其上生成了这条海岭，印度洋中脊以北海岭火山活动年龄自北向南持续变新证明了这一点。

【北冰洋地质】 geology of Arctic ocean floor 北冰洋面积1310万平方千米。从新西伯利亚群岛以西纵贯北冰洋的罗蒙诺索夫海岭把洋盆分成两个部分，海岭通往大西洋中脊，向东南进入欧亚大陆内部，由俄罗斯东北部的地震活动带表现出来。加拿大以北的洋底磁条带分布图式，表明现代北冰洋的历史始于早白垩世的大陆裂解。由于地处偏远和自然条件恶劣，研究程度较低，很多细节现在还不清楚。

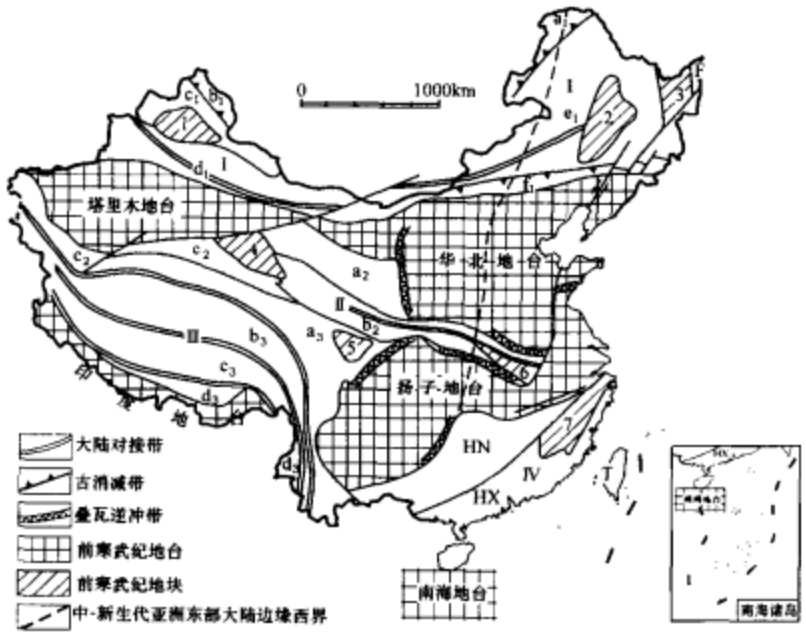


北冰洋地区的构造略图
（据 Zonenshain et al.，1990）
1. 地盾区；2. 地台区；3. 褶皱带；4. 现代洋盆沉积；5. 洋脊；6. 俯冲带

中国地质

【中国地质】 geology of China 中国大陆的主体部分属欧亚板块，青藏高原南部属印度板块，台湾海岸山脉属菲律宾海板块，是全球构造最复杂地区之一。中国有三个前寒武纪克拉通和五个围绕它们的造山带。华北地台是中国最古老、也是规模最大的地台，有36亿年以前的始太古界出露。吕梁运动后基底

固结，中、新元古代的长城系、蓟县系和青白口系陆源碎屑岩和碳酸盐岩成为最早的未变质沉积盖层。显生宙期间的演化以普遍缺失晚奥陶世—早石炭世沉积为特色。中生代以来受环太平洋构造带的影响而大规模活化。扬子地台和塔里木地台都是晋宁运动后形成，南华纪有冰碛层，晚二叠世都有玄武岩喷发。塔里木内陆盆地晚到新近纪才出现。天山-兴安岭造山带位于华北地台、塔里木地台和西伯利亚地台之间，是巨大的中亚弧形造山带的南部。中国境内的演化始于中元古代的裂陷作用(白云鄂博群和渣尔泰群)。前寒武纪末洋盆在蒙古西部湖区出现。内蒙古海拉尔的奥陶纪火山弧，提示那时古亚洲洋的消减已经开始，这个洋盆在中石炭世到二叠纪分段闭合，主缝合带沿斋桑—额尔齐斯和索伦—贺根山分布。志留纪图瓦贝冷水动物群和晚古生代安加拉植物群都限于此线以北。祁连山-昆仑山造山带和秦岭-大别造山带位于塔里木地台、华北地台和扬子地台之间，是横贯东西、分隔南、北地台的重要地质分界线。其中祁连山为早古生代造山带，洋盆在志留纪末关闭，晚泥盆世出现磨拉石。柴达木是夹持在祁连山和昆仑山之间的前寒武纪地块，新生代被巨厚沉积覆盖而成为内陆盆地。昆仑山是古特提斯洋北侧的大陆边缘，古生代以来经历过多期构造变动，它以南的龙木错-澜沧江缝合带是古特提斯洋闭合、欧亚大陆和冈瓦纳大陆拼接的地方。秦岭-大别造山带是秦-祁-昆造山带沿走向的东延，演化始于古元古代，通过两个阶段洋盆的发育，最终在晚三叠世闭合，华北地台和扬子地台拼接。青藏-滇西造山带覆盖整个青藏高原和喜马拉雅山脉，是欧亚陆块与印度陆块之间的巨型中、新生代复合造山带。自北向南、自东向西由思茅、羌塘-保山和拉萨-腾冲等地块以及围绕它们的碰撞缝合带组成，缝合时代总的由北向南变新。喜马拉雅造山带是新生代初欧亚大陆和印度地台最终拼接的地方。整个造山带从西部的近东西向，向东到围绕印度地台的东北角(山结)向东急转成近南北向，显示了印度地台向北楔入的效应。华南造山带是扬子地台和华夏陆块之间的早古生代造山带，统一的华南地台在广西运动以后生成。环太平洋造山带是中生代以来库拉板块等古大洋板块向亚洲消减的产物，中国境内包括佳木斯地块和兴凯地块东侧的那丹哈达岭和东南沿海、台湾地区。其中浙闽沿海大片晚中生代火山-深成岩代表安第斯型大陆边缘弧。台湾纵谷为新生代欧亚大陆和吕宋弧的弧-陆碰撞缝合带。中国东部的黄海、东海和南海是新生代早期才产生的边缘海；位于琉球和菲律宾岛弧的弧后部位，南海中心已有洋壳出现。东经105°大致沿贺兰山、龙门山至横断山脉一线为一巨大重力梯度带和地壳厚度陡变带，也是现代地震活动带。这个带以东地壳厚度较小，山川走向、区域地球物理场和地壳厚度等值线的方向都成北东向，和大陆边缘及环太平洋带一致。以西呈近东西向，地壳厚度从塔里木盆地的近50千米增加到青藏高原70千米，区域重、磁场变化剧烈，地壳均衡程度低。1998～2000年全球定位系统观测数据表明，青藏高原目前在印度大陆的推挤下正向北偏东方向顺时针方向移动。



中国陆地部分大地构造分区略图

Ⅰ.天山-兴蒙褶皱系：a_1.额尔古纳褶皱带；b_1.阿尔泰褶皱带；c_1.斋桑-额尔齐斯褶皱带；d_1.天山褶皱带；e_1.兴安岭褶皱带；f_1.内蒙古褶皱带；Ⅱ.秦祁-昆仑褶皱系：a_2.祁连山褶皱带；b_2.秦岭-大别褶皱带；c_2.昆仑褶皱带；Ⅲ.滇藏褶皱系：a_3.巴颜喀拉褶皱带；b_3.羌塘-保山陆块；c_3.拉萨-腾冲陆块；d_3.印度地台北部陆缘；Ⅳ.华南褶皱系：HN.华南造山带；HX.华夏造山带；T.台湾造山带；F.乌苏里造山带；1.准噶尔地块；2.松辽地块；3.布列亚-佳木斯地块；4.柴达木地块；5.松潘地块；6.大别地块；7.华夏地块

【华北地台地质】 geology of North China Platform 华北地台又称中朝地台，是中国最古老、规模最大的前寒武纪克拉通。其范围包括华北和东北南部、朝鲜半岛大部以及渤海和北黄海。南、北分别为秦岭-大别造山带和中亚造山带围限。地台的太古宙结晶基底主要沿北部从内蒙古到冀东的近东西向条带出露，其中迁安曹庄表壳岩系锆云母石英岩碎屑锆石的U-Pb年龄达37.2亿～36.5亿年，属古太古宇。鞍山岩群中38.4亿年的花岗质古陆壳残余更是全球最古老的岩石露头之一。华北地台由冀北、辽东、渤海、山西、河淮及蒙陕等六个古陆核拼接而成。它们之间为含洋壳碎片和岛弧火山组合的绿岩带环绕，譬如五台山就是这样一个古元古代的碰撞造山带。统一的华北地台约在18亿年前的吕梁运动后形成。中元古代出现最早的未变质沉积盖层。中、新元古代是华北地台早期裂陷阶段，发育三个向地台外开口、朝地台内部尖灭的横向坳拉谷。北东向的燕辽坳拉谷位于地台东北部，著名的蓟县剖面就位于其中。元古宇总厚近10千米，始于长城系底部的河流和滨岸沉积，向上的大红峪组有碱性火山活动。它们分布局限，沿垂直海槽方向向外迅速尖灭。到蓟县纪时海槽扩大，巨厚的燧石条带灰岩向两侧广泛超覆到不同时代变质基底之上。近南北向的豫陕和贺兰坳拉谷位于地台西部，都向南开口。从寒武纪起，地台南缘遭受漫长的海侵超覆。早、中奥陶世浅海灰岩在地台内部的广泛分布，提示当时地形已高度夷平。晚奥陶世地台抬升及由此造成的到早石炭世长达1亿多年的沉积间断是华北地台演化历史所特有的。晚古生代前期是地台的成煤时期，从大同、开滦到平顶山、淮南的大型煤田都产于这一阶段。晚古生代末随着中亚造山带生成，地台自北向南抬升。早、中三叠世地台内部发育大型东西向的湖盆。华北地台现在的构造格局和山川形势是晚中生代以来构造活化的结果。

【扬子地台地质】 geology of Yangtze Platform 是和华北地台相对应的中国南方前寒武纪克拉通。范围从滇东经川、黔、鄂到江、浙沿海，南部包括红河断裂带以北的越南北部，因长江干流纵贯全区而得名。地台的西部和北部分别为川滇西部造山带和秦岭-大别造山带，东南沿绍兴-萍乡-钦防一线与华南造山带邻接。在三峡黄陵背斜和川西康定岩群中出露的地台结晶基底，其下限的同位素年龄分别为28.9亿和29.7亿年，属中太古界。两者之间的四川盆地中，深钻孔也揭示震旦系灯影组白云岩直接超覆在下伏前中元古代的变质基底之上，从而证实以四川盆地为中心的早前寒武纪陆核的存在。中、新元古界的分布和岩

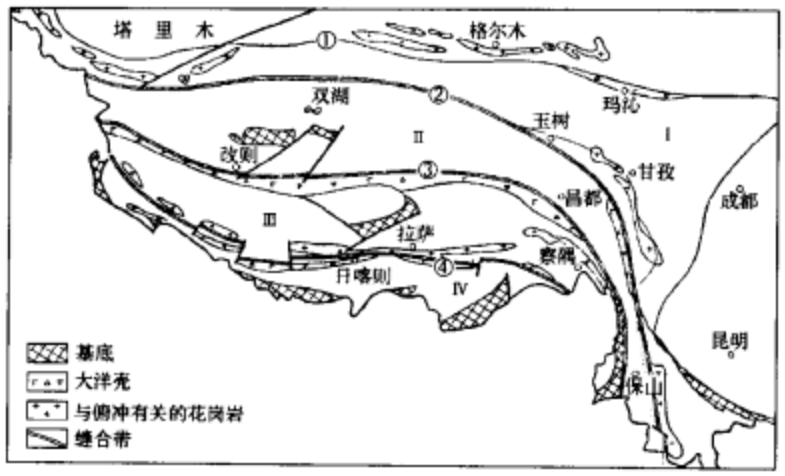
相勾画出当时地台的轮廓，其中云南中部的昆阳群、川西南的会理群和鄂西的神农架群代表地台内部沉积，湘西冷家溪群、桂北四堡群和赣北的双桥山群等代表地台外缘沉积。元古宙末的晋宁运动使地台克拉通化。南华纪出现最早的盖层沉积，代表地台早期裂陷阶段；在川西、滇东近南北向的坳拉谷中堆积了以苏雄组为代表的陆相红层和中酸性火山岩。在三峡和湘西、桂北发育长安组、古城组和南沱组三期冰碛岩。地台东南侧由中、新元古代浅变质岩组成的长条状"江南古陆"实际上是早古生代时地台东南的被动大陆边缘，南华纪到奥陶纪地层的沉积深度向东南持续加大。中志留世晚期地台主体抬升成陆，皖南宁国、苏南茅山等地的上志留统转为陆相红层，反映了源自南方的造山运动。志留纪末的广西运动使扬子地台与以东的华夏复合造山带拼接，形成统一的华南地台。晚古生代是这个新地台的早期裂陷阶段，松潘-甘孜和昌都-思茅地块等都是这时从扬子地台裂解出去的。印支运动后扬子地台和华北地台拼接，中国大陆主体生成。

【祁连山地质】 geology of Qilian Shan　祁连山是甘肃、青海两省的界山，由走廊南山、托赖山、拉脊山等一系列平行排列的山脉及其间的谷地组成，西北被阿尔金断裂带截断，东南和北秦岭带相连，长达 1200 千米，构成青藏高原的东北边界。这里矿产资源丰富，包括金川镍矿、镜铁山铁矿和白银厂大型块状硫化物铜和多金属矿等。玉门还是中国最早发现的油田产地。祁连山是华北地台和柴达木地块之间的早古生代造山带，自北向南包括：①河西走廊坳陷，其基底是华北地台西南缘的大陆斜坡，志留纪末造山带抬升以后的前陆盆地所在地。②北祁连带，发育多列消减-增生杂岩、岛弧、蛇绿岩套和少量陆块碎片，是早古生代洋盆的所在地。③中祁连带，元古宙变质基底大面积出露区，少量下古生界盖层属浅海碳酸盐岩和碎屑沉积。④南祁连带，其主体为奥陶纪的浅变质碎屑岩系，东部拉脊山也有蛇绿岩带，代表早古生代后期的古消减带。祁连山造山带的历史始于元古宙以陇东为中心的三叉裂谷作用，其中祁连山和秦岭代表扩张的主干，贺兰山代表夭折支。寒武纪时洋盆在北祁连带出现，在大岔大坂等地完整沟弧盆系的发育意味着洋盆的消减在奥陶纪时已在进行。海盆在志留纪末关闭，晚泥盆世磨拉石盆地生成。祁连山的石炭系、二叠系和以北的华北地台一样都是海陆交互到陆相沉积，表明到那时它已成为华北地台扩大了的西南边缘。但是也有学者对祁连山早古生代是否存在洋盆还有疑问。对祁连山在阿尔金断裂以西的延伸也有不同的看法。

【秦岭-大别山地质】 geology of Qinling-Dabie Mountain　秦岭-大别山是华北地台和扬子地台之间的碰撞造山带，从青海省东部经甘、陕、豫、皖，在合肥以东被郯庐断裂带向北错移，到鲁南后继续东延入黄海，长度超过 1500 千米，包括秦岭、大巴山、武当山、桐柏-大别山脉和胶南山地。造山带总体由南、北秦岭和其间的两个世代洋盆组成。其中北秦岭带广泛出露的秦岭群为古元古代、中元古代弧增生杂岩。商州—丹凤至桐柏一线的蛇绿混杂岩带代表新元古代至早古生代的商丹洋。其南的南秦岭带属扬子地台北部被动陆缘，含新太古代的陆壳基底（鱼洞子群），因晚古生代—早中生代勉县-略阳洋盆生成，使其与扬子地台分开。造山带的历史始于古元古代的裂陷作用。商丹洋在新元古代出现，早古生代初它的向北消减，使华北南缘转为活动大陆边缘；在经历了一系列的弧-陆拼接事件以后，商丹洋盆在早泥盆世关闭。豫、皖交界的商城—固始石炭系和陕西北秦岭带的石炭系、二叠系（草凉驿组、二峪河组等）都是前陆盆地堆积。与此大致同时南秦岭的裂陷作用导致了新的勉（县）略（阳）洋在石炭纪产生，这个洋的消减始于早三叠世，到中三叠世拉丁期闭合。大别山在洋壳消失以后，陆壳继续俯冲到约 90 千米以下的地幔深度，形成规模宏大的超高压变质带。中国第一口大陆科学钻就设置在江苏东海县这个超高压变质带上面。

【青藏高原地质】 geology of Qinghai-Tibet Plateau　青藏高原夹持在塔里木地台和印度地台之间，平均海拔 4500 米，是世界上海拔最高、面积最大、最年轻并且还在继续抬升的高原，号称世界屋脊。这里也是全球陆壳最厚的地方，最大厚度超过 70 千米。青藏高原是新生代初印度和欧亚大陆碰撞的产物，含有冈瓦纳大陆晚古生代在南半球裂解、裂解地块向北漂移，欧亚大陆向南增生，以及它们之间古特提斯洋和新特提斯洋开启和闭合的全部地质记录。青藏高原自北向南由祁连山造山带、昆仑山造山带和喜马拉雅造山带，以及位于其间的柴达木地块、羌塘地块和拉萨地块等构造单位组成（见图）。其中祁连山造山带是早古生代造山带。柴达木地块是一前寒武纪地块残余，其地层系统显示了与扬子地台的亲缘关系，现在的内陆盆地外貌到中生代末才出现。被阿尔金断裂系左行错开的东、西昆仑山脉是华力西和印支造山带；其中西昆仑南部石炭纪到晚三叠世的麻扎增生杂岩记录了古特提斯洋向北消减、欧亚大陆边缘向南生长的历史，东昆仑造山带沿花石峡、玛沁—玛曲一线蛇绿岩和构造混杂体共生，大量二叠纪灰岩和含煤碎屑岩等外来岩块产在早三叠世复理石的基质中。南面的龙木错-澜沧江带是南、北大陆三叠纪沿之拼接的地方，代表古特提斯洋盆所在地。缝合带以南的羌塘地块已属冈瓦纳大陆组成部分，那里的古生界是稳定类型的滨海、浅海沉积，晚石炭世—早二叠世的雀尔巴错群含砾板岩冰海沉积含典型的冈瓦纳型双壳类 Eurydesma。而唐古拉山以北的同时代地层却是含热带大羽羊齿植物群的煤系地层。羌塘和拉萨地块之间的班公湖-怒江带为晚三叠世经陆内裂陷作用产生的新特提斯分支洋盆，向南掩覆的中生代蛇绿岩、复理石和混杂堆积被含有孔虫和植物化石的晚侏罗世到早白垩世浅海碎屑岩不整合覆盖。拉萨地块以南的雅鲁藏布江缝合带是晚中生代新特提斯洋的所在地，也是欧亚大陆和印度地台始新世沿之对接的地方。江北的拉达克-冈底斯岩浆岩带东西绵延千余千米，是新特提斯洋向北消减形成的陆缘弧。古特提斯洋和新特提斯洋之间的陆域称**基墨利大陆**（Cimmerian continent），其名称来自黑海西北岸早期居民基墨利族。雅鲁藏布江以南属印度板块，其中藏南低分水岭以北是印度地台北部大陆边缘陆坡以下的深水沉积，主要是三叠纪、侏罗纪的浊积岩、火山岩和混杂堆积。其南的喜马拉雅山北坡古生界属陆表海沉积，层序齐全，岩相稳定，化石丰富。高喜马拉雅带是由角闪岩相片麻岩系组成的中央结晶岩带，同位素年龄 12.5 亿年。珠穆朗玛峰 8200 米以上的金字塔形峰顶为构造叠置的中奥陶世含海百合茎碎片的结晶灰岩。尼泊尔境内的低喜马拉雅带由元古宙片麻岩、古生界和少量中生界的逆冲岩片构成，其中可以见到蛇绿混杂体甚至地幔橄榄岩组成的飞来峰，被认为是从印度河-雅鲁藏布江缝合带向南推掩过来。喜马拉雅山南麓的新生代锡瓦利克系已属前陆盆地堆积。由于印度板块在新特提斯洋闭合，始新世和欧亚大陆拼接后仍以 5 毫米/年的速度继续向北推挤，从雅鲁藏布江缝合带向南生成了一系列的冲断层，如主中央冲断层（MCT）、主边界冲断层（MBT）和主前锋冲断层（MFT）等；它们向南依次变新，各构造岩片沿相应断层向南推掩，反映了下伏印度陆壳的大规模向北俯冲。20 世纪 90 年代以来的深反射地震剖面清楚显示出印度大陆岩石圈已下潜到班公湖一线下面。雅鲁藏布江缝合带已被一北倾的强反射带截过，它可能代表印度板

块上、下陆壳之间的拆离带。



青藏高原构造略图

（据黄汲清等，1987）

①.东昆仑缝合带；②.龙木错-澜沧江缝合带；③.班公湖-怒江缝合带；④.印度河-雅鲁藏布缝合带；Ⅰ.巴颜喀拉造山带；Ⅱ.羌塘-保山陆块；Ⅲ.拉萨-腾冲陆块；Ⅳ.印度地台北部陆缘

【南岭地质】 geology of Nan Ling　南岭大致沿桂、湘、赣、粤边界分布，西起广西东北的越城岭、都庞岭、萌渚岭，向东经湖南骑田岭、诸广山、粤北瑶山到赣南的大庾岭，构成长江和珠江两大水系的分水岭，是中国三个巨型纬向构造带中最南面的一条，由多个近东西向分布的华力西期到燕山期花岗岩类深成岩表现出来。南岭带是中国重要的钨、锡、铀及稀土等矿产的富集地区。南岭的主体位于华南加里东造山带范围内，但两者走向明显不同。华南造山带是扬子地台和华夏陆块汇聚和拼接的产物，新元古代至早古生代保持深水相碎屑岩、复理石和火山沉积，已变质并不同程度变形。统一的未变质地台盖层始于泥盆纪。南岭带斜向叠置在华南造山带之上，对它的成因和构造背景还没有统一的认识。但是南岭带以南钦州-防城海槽晚古生代广海型放射虫硅质岩的广泛发育、粤西桂东古特提斯造山带的厘定，以及粤北的早二叠世放射虫硅质岩等都提示可能存在古特提斯大陆边缘，它和南岭带的大体平行将意味着两者可能有成因联系。

【北京地质】 Geology of Beijing　北京市位于燕山山脉和太行山交汇处。面积16800平方千米。北京西山是中国最早培养地质人才和开展地质研究的地方，有“中国地质摇篮”之称。燕山也是中、新生代构造活化或陆内造山作用的典型发育地区之一。北京位于华北地台中部，北部山区出露的结晶基底，由中、新太古界组成。中元古界长城系为滨、浅海相未变质盖层不整合覆于其上，中元古代是华北地台的早期裂陷阶段，北京位于燕山裂陷槽的中心，堆积了近万米的中、新元古界沉积，并有以大红峪组为代表的富钾火山和深成岩浆活动。早古生代到石炭纪为稳定的浅海相沉积，晚石炭世—早二叠世为煤系建造，中二叠世起转入陆相环境。和华北地台的其他部分一样，北京地区也缺失南华纪、震旦纪和晚奥陶世至早石炭世的沉积。中生代起本区结束了自元古宙以来的稳定发展，燕山期进入板内造山阶段，发生多幕伸展拆离、褶皱和断裂活动，区域构造走向也从近东西向逐步逆时针转为北北东向。燕山期也是北京最强烈的岩浆活动时期，总体上构成一个完整的由中基性向酸性演化的岩浆活动旋回。喜马拉雅期中国东部转入伸展构造体制，华北平原出现。第四纪期间本区差异性地壳活动频繁，山区总上升量达450米以上。北京是早期人类活动遗址之一，北京人和山顶洞人的发掘对全球人类演化历史有重要意义。

【天津地质】 geology of Tianjin　天津市位于华北地台北部，除北部蓟县山区有基岩出露外，其他地方都为新生界覆盖。地台基底由中、新太古界密云群和四合堂群片麻岩系夹磁铁石英岩组成。蓟县的中、新元古界层序连续、完整，顶、底界线清楚，也是燕山裂陷槽的标准剖面。和华北地台其他部分一样，天津自中元古代至石炭纪为稳定型浅海相地台沉积，二叠纪转为陆相环境，缺失南华纪、震旦纪、晚奥陶世—早石炭世沉积记录。中生代进入地台活化期，有花岗岩、霞石正长岩和霏细岩侵位。新生代初转入伸展构造体制，北北东向的阶梯状铲状正断层系形成一系列的断陷和断垒。在天津市及其周边地区自西向东有冀中断陷、沧县断隆和黄骅断陷，填充其中的新生界最大厚度可达9500米。大港、渤海等油气田都产于其中。天津市区以东还残存有三条大致与现代渤海岸线平行的贝壳堤，其时代分别为3800～3000年、2000～900年和500～400年前，是渤海变迁的可贵历史记录。

【河北地质】 geology of Hebei　河北省的主体位于华北地台区，北部康保-围场断裂以北属天山-兴安岭造山带，早古生代是华北北部大陆边缘的一部分。基岩主要沿北部燕山山脉和西部太行山脉出露，东南部的华北平原广泛为新生界覆盖。冀东迁安的曹庄群和迁西群是中国最古老的岩系之一，前者的锆石U-Pb年龄达37.2亿～36.5亿年，属始太古代，是一套由英云闪长质、花岗闪长质、奥长花岗质和较少镁铁质杂岩组成，夹变质火山岩、条带状含铁建造和其他变质沉积岩，为经历了麻粒岩相变质作用的TTG岩系。中、新元古界的长城系、蓟县系和青白口系稳定型浅海沉积不整合覆于其上，代表华北地台的第一套盖层沉积。寒武系、奥陶系浅海碳酸盐岩呈席状分布，岩相和厚度都十分稳定。其中冀东是华北上寒武统各组的典型剖面所在地。晚奥陶世至早石炭世地台抬升，缺失沉积。石炭-二叠系为含煤层系。中生代地台活化，产生强烈的岩浆活动和构造变形，燕山山脉既是中生代板内造山的产物，也是燕山运动的命名地。晚侏罗世开始的火山活动向北可影响到内蒙古南部造山带范围内。新生代的汉诺坝玄武岩中含大量幔源捕虏体，为岩石圈的组成和演化提供了宝贵的信息。斜贯全省的太行山断裂带与中国东部的重力异常梯度带及地壳厚度陡变带一致，从东向西莫霍面陡降了3～5千米。太行山急剧抬升，以东剧烈沉陷，新生代形成了广袤的华北平原。省内近代地震活动频繁，1966～1976年期间在邢台（M 7.2）、唐山（M 7.8）等地发生的强烈地震造成了严重的伤亡和破坏。

【山西地质】 geology of Shanxi　山西省位于华北地台内部，是中国前寒武系发育、研究程度较高的一个地区。著名的五台群（新太古界）和滹沱群（古元古界）均命名于此。山西是产煤大省，有煤乡的美称。本省出露的最老基底为中太古界的集宁群，沿北部的天镇-阳高一带分布，以各种麻粒岩为主，上部含孔兹岩系。新太古界的吕梁群、阜平群和五台群等，下部为浅粒岩、斜长片麻岩、斜长角闪岩和大理岩组合，上部以海相双峰式火山岩为主，夹条带状磁铁石英岩，在恒山—五台山、云中山—关帝山和中条山等地较广泛地出露。古元古代的滹沱群和中条群出现变质砾岩、石英岩、板岩、叠层石白云岩和红层等分异良好的变质沉积岩，反映了陆块刚性程度增大以及富氧大气圈出现。本区的盖层沉积始于中元古代，但在相当于河北长城系底部砂岩下面还有较厚的安山岩喷发（如西阳河群）；新元古界极不发育，仅见于中条山地区。和华北地台其他部分一样，本区古生代至三叠纪也是稳定地台发展阶段，主要经历了大型陆表海至滨海平原和陆相盆地的演化。其中下古生界以浅海碳酸盐为主，缺失上奥陶统至下石炭统。上石炭统—下二叠统为近海平原海陆交互相沉积，底部富铁、铝，内部含多层煤。早中生代形成大

型内陆湖盆。侏罗纪、白垩纪转为小型山间盆地(大同云岗、宁武—静乐盆地等),其中中侏罗统大同组也是含煤岩系。东北部的燕山分区晚侏罗世有偏碱性火山岩喷发。中生代末本区转为伸展构造体制,汾渭裂谷系自南向北发展,呈雁行状斜贯全省;大同、繁峙有碱性橄榄玄武岩喷发;近代地震活动也沿此带分布。

【内蒙古地质】 geology of Inner Mongolia 内蒙古自治区位于中国北部边陲,与蒙古、俄罗斯接壤,面积 118.3 万平方千米,平均海拔超过 1000 米。以索伦山-贺根山蛇绿岩带为界,以南为华北地台及其北部大陆边缘,以北为中亚造山带的天山-兴安岭造山带。本区最老的基底沿南部呼和浩特—赤峰一线出露,是一套以片麻岩为主的深变质杂岩,同位素年龄32.18 亿 ~ 23.45 亿年,时代属太古宙到古元古代早期,实际上和山西北部的集宁群成一个条带分布,都代表华北地台的古老结晶基底。元古宇出露在上述太古宇条带以北,其中古元古界的色尔腾山群等为片岩夹大理岩、磁铁石英岩和底部砾岩。中元古界的浅变质碎屑岩、碳酸盐岩夹中基性熔岩,属裂陷槽沉积。其中北部的白云鄂博群中含滑塌堆积和浊流堆积,接近大陆边缘。南部的渣尔泰群近大陆内侧,发育时间相对较短。它们近东西向分布,长度超过 500 千米,厚度近 10 千米,而宽度仅 20 ~ 30 千米,标志着兴蒙造山带演化的开始。自古生代开始本区不同部分地层的构造性质明显分异,其中西部阴山和鄂尔多斯北部的寒武系、奥陶系为陆表海沉积,志留系至下石炭统缺失,上石炭统和二叠系为浅海、滨岸相含煤沉积。阿拉善地区除早二叠世有火山喷发外,古生界和三叠系全部缺失。在白云鄂博以北的天山-兴安岭造山带范围内,白乃庙至达茂旗西北的早、中奥陶世包尔汗图群是绿片岩相碎屑岩、中基性火山岩夹碳酸盐岩,代表当时的火山岛弧。以北苏尼特右旗东南的早寒武世温都尔庙群硅质岩、灰岩和镁铁质熔岩为蛇绿混杂堆积,代表当时的洋壳残余。它们以南沿达茂旗至翁牛特旗出露的中、上志留统西别河组为复理石。三者共同组成华北地台北部早古生代面向北的沟弧盆系。晚古生代时的大洋沉积由更往北的早泥盆世贺根山组蛇绿岩和大兴安岭乌奴尔组等为代表。石炭纪至早二叠世转为陆源细碎屑岩和灰岩组成的浅海沉积,局部夹中酸性火山岩,如锡林浩特的阿木山组。上二叠统陆相碎屑岩和火山岩已属造山后的前陆盆地沉积。进入中生代在欧亚大陆和古太平洋板块相互作用下,区域构造方向转为北东向,东部大兴安岭三叠纪时整体隆起,往西鄂尔多斯成为大型盆地。早、中侏罗世为陆相含煤沉积,晚侏罗世大兴安岭有大规模的火山喷发,白垩系含煤碎屑岩盆地叠置其上,二连盆地等生成。新生代初环绕鄂尔多斯的裂陷系逐渐发展起来,阴山以南的河套断陷是它的北部成员。内蒙古高原崛起。锡林浩特等地有幔源型高原玄武岩产出。

【黑龙江地质】 geology of Heilongjiang 黑龙江省位于中国东北边陲,地质构造复杂,岩浆活动频繁,矿产资源丰富,但因森林覆盖和位置偏远,研究程度相对较低。全区大致以嘉荫-佳木斯和方正-长汀断裂为界,以西属天山-兴安岭造山带,以东为布列亚-佳木斯地块和兴凯地块。最东部的那丹哈达岭为中生代大陆边缘造山带。全省最老的地层为出露在牡丹江地区佳木斯地块中的麻山群麻粒岩相和高角闪岩相变质岩和紫苏花岗岩,同位素年龄 25.39 亿年,属太古宙。上覆古元古界的兴东群石墨大理岩、混合岩及伴生的混合花岗岩,是地块边缘增生作用产物。近年来在依兰中元古代黑龙江群强烈变形的片岩中发现了含放射虫硅质岩,提示其中可能含有大洋沉积。呼玛以西出露的变质基底称兴华渡口群,时代为古元古代,属天山-兴安岭造山带中的额尔古纳地块。那里中元古界缺失,新元古界落马湖群和倭勒根群片岩、变粒岩和变质火山岩,代表当时的安第斯型大陆边缘。早寒武世兴隆群含磷层系和炭质板岩不整合覆于其上,代表盖层沉积。黑河以西向海拉尔方向延伸的奥陶纪多宝山钙碱性陆缘火山弧提示以南古洋壳的向北消减。奥陶纪以后额尔古纳地块抬升,志留纪、泥盆纪沉积东移到小兴安岭地区,为一套连续沉积、向上变粗的海相碎屑岩夹细碧岩和石英角斑岩系。晚泥盆世内部的角度不整合标示额尔古纳地块和佳木斯地块拼合,伊春-延寿褶皱带生成,时代为 456 百万年的同碰撞花岗岩随之侵位。小兴安岭和佳木斯地区的石炭系、二叠系都是含植物化石的浅海相碎屑岩夹中酸性火山岩。晚二叠世海水从全区退出。黑龙江省东部乌苏里江左岸的那丹哈达岭优地槽型海相中生界,是由镁铁质堆晶杂岩、枕状熔岩、含锰质结核的放射虫硅质岩和碎屑岩组成的大洋沉积,时代从中三叠世到侏罗纪。原来认为含筵和珊瑚化石的石炭纪、二叠纪浅海灰岩地层实际上是包含在上述蛇绿混杂体中的外来岩块。它和以东俄罗斯的锡霍特阿林共同组成向东变新的中、新生代环太平洋大陆边缘造山带。在这个大陆边缘造山带以西,黑龙江省内部的中、新生界是以湖、河相为主的成煤、成油盆地沉积。从新近纪开始沿敦化-密山断裂有大规模玄武岩喷发。第四纪的火山活动形成了著名的五大连池和镜泊湖等火山群。更新世有猛犸象和披毛犀产出。

【吉林地质】 geology of Jilin 吉林省位于东北地区中部,华北地台的北界大致从怀德经永吉、敦化至图们,然后转成北北西向进入朝鲜咸镜北道。此线以北,吉林东部的延边地区属兴凯地块,以西为天山-兴安岭造山带,松辽平原是白垩纪早期裂陷形成的大型含油气盆地。吉林省范围内华北地台的基底广泛出露在桦甸以南地区,称龙岗群,是一套由英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩组成的 TTG 岩系,含大小不一的表壳岩包体,同位素年龄 29.7 亿年,属中太古代。新太古界夹皮沟群为一发育完整的拉斑玄武岩-钙碱性火山岩-沉积岩系,下部含夹皮沟式金矿,上部为条带状含铁建造层位。古元古界下部集安群为含硼基性火山岩、镁质大理岩、变粒岩;古元古界上部老岭群变质碎屑岩及叠层石大理岩和新元古界色洛河群中基性火山岩属裂谷型沉积。它们所代表的裂陷槽空间上成两支:南支近东西向从通化至长白,北支成北西向从安图两江通过,两者向东在朝鲜境内汇合。未变质的地台盖层始于新元古代的青白口群。以后的地质演化同华北地台的其他部分一致:早古生代为以碳酸盐岩为主的陆表海沉积环境,上奥陶统—下石炭统缺失,上石炭统和二叠系为海陆交互相及陆相含煤沉积。天山-兴安岭造山带最老的变质基底沿北部省界附近零星出露,为含变质中酸性火山岩的斑点板岩或片岩系,属新元古代。古生代地层总体保持完整,志留纪中期和泥盆纪晚期的两次构造变动使中志留统和上泥盆统缺失。兴凯地块部分缺失中志留统到下石炭统。它们与以南的华北地台界线由永吉头道沟志留纪的蛇绿岩系标示出来。印支运动后区域构造转为北东向,侏罗纪在长白山与大兴安岭之间形成一系列钙碱性岩浆活动带和陆相火山-含煤沉积断陷盆地相间排列。白垩纪初进入拉张构造体制,全区出现一系列受同沉积正断裂控制的大、小断陷盆地。松辽盆地和延吉盆地等就是在侏罗纪断陷盆地的基础上,在新的伸展环境中发展起来的。伊通-舒兰断裂和敦化-密山断裂在此拉张裂解过程中成为郯庐断裂向北拓展的分支。古近纪以来在这些断陷盆地中聚积了褐煤、油页岩、硅藻土和砂金等矿产。裂隙-中心式碱性玄武岩、粗面质、流纹质火山喷发形成了著名的白头山等火山

群。吉林东部的珲春地区为中国最深的震源区之一,震源深度达430~590千米,6级以上的地震在20世纪发生过12次。

【辽宁地质】 geology of Liaoning 辽宁省位于华北地台的东北端,北侧沿赤峰-开原断裂带与以北的天山-兴安岭造山带接壤,向东这一界线被郯庐断裂左行错移到吉林省境内。辽宁矿产资源丰富,铁、煤,硼等在全国占有重要位置。鞍山群中超过38亿年的变石英闪长质和奥长花岗质岩不仅是中国已知最古老的岩石,也是世界最古老的露头之一。境内华北地台的结晶基底出露在抚顺、建平等地,分别称鞍山群和建平群,时代属太古宙,为麻粒岩相的海底喷发镁铁、超镁铁质岩、酸性火山岩和沉积岩夹磁铁石英岩,具有绿岩带的特征。其中的磁铁石英岩构成著名的鞍山式铁矿。太古宙末的鞍山运动使基底变质和强烈变形,伴有大面积的片麻状花岗岩侵入。古元古界辽河群片岩、含硼变粒岩和叠层石大理岩沿营口—宽甸出露,代表当时一近东西向的大陆裂谷,变形强度由南向北减弱。吕梁运动以后辽宁东部抬升成陆,西部拉张成为燕山裂陷槽,从常州沟组开始的中、新元古代形成厚达7000米的滨海、浅海碎屑岩和碳酸盐岩盖层沉积。寒武纪、奥陶纪为以灰岩为主的陆表海沉积,中奥陶世后抬升,石炭纪到三叠纪为从海陆交互相到陆相的含煤岩系沉积。南部复县地区奥陶纪末有金伯利岩筒侵位,金云母的Rb-Sr年龄为462百万年,产金刚石。华北地台北部大陆边缘出露在辽宁北部的法库、开原一带。和内蒙古中部一样,地层总的向北变新,下古生界含中酸性火山岩,已变质成绿片岩相。泥盆系缺失,石炭系层位齐全,是地台北部惟一发育下石炭统的地方。二叠系至中三叠统为陆相粗碎屑岩,标志兴蒙造山带的出现。中三叠世末的印支运动除褶皱和逆冲-推覆外还伴有强烈的岩浆活动,其中凌源、凤城赛马等碱性杂岩是省内的独特产物,其黑云母K-Ar年龄为220百万年。辽东半岛东部还出现绿片岩相变质作用。侏罗纪至早白垩世形成一系列北东向的断陷盆地,呈隆起和盆地雁行式斜列的构造格局。燕山期也是岩浆活动最强烈的时期,I型花岗岩类占全省侵入岩面积的40%,裂隙式喷发在早白垩世达到高潮。下辽河裂谷在白垩纪生成,古近纪时其中沉积了千余米的粘土岩、细碎屑岩和深水浊积岩,并有拉斑玄武岩喷溢。新近纪开始,下辽河地区整体下沉成为补偿性盆地,蕴藏有丰富的油气资源。

【山东地质】 geology of Shandong 山东省主体属华北地台,它与扬子地台的界线沿山东半岛东南的五莲-荣成断裂带分布。郯庐断裂带又把省内的华北地台部分分成地质发展明显不同的胶东和鲁西两个部分。鲁西隆起的基底为中太古界沂水群(Sm-Nd等时线年龄29.9亿年)和新太古界泰山群(27.88亿~27.4亿年)绿岩带。太古宙的英云闪长岩类在鲁西隆起大面积出露。古元古界缺失。中元古界济宁群为硅铁质板岩、千枚岩夹赤铁矿和变质火山岩,Rb-Sr年龄17.53亿年。自新元古代起为未变质的盖层沉积,其中中、上寒武统是华北地台的命名地和层型剖面所在。上奥陶统至下石炭统缺失。加里东期有金伯利岩生成。上石炭统、二叠系为海陆交互相—河湖相含煤沉积。中生代起转为陆相。白垩纪青山组和新近纪的山旺组、尧山组等沿郯庐断裂分布并有大量安山岩、玄武岩和碱性橄榄玄武岩喷发。鲁西北华北平原新生代初裂陷,古近系为重要的含油层位。胶东地块的基底胶东群出露在栖霞地区,是一套偏基性的变粒岩、片麻岩系,U-Pb年龄28.58亿~26.25亿年,主要属新太古代。古元古代荆山群下部的矽线(蓝晶)石榴黑云母片岩组合似孔兹岩系。上覆元古宙粉子山群为碎屑岩和碳酸盐岩的韵律沉积。青白口纪—震旦纪的蓬莱群为稳定型海相沉积。古生界至三叠系全部缺失。中生界为河湖相,其中白垩纪形成较大面积的火山-河湖相盆地。山东境内的扬子地台基底称胶南群,下部以花岗片麻岩为主,上部为泥砂质及碳酸盐的韵律沉积,U-Pb年龄24.30亿~8.97亿年,时限跨度很大。基底大面积暴露,只有西、北边缘有零星的晚侏罗世—早白垩世粗碎屑岩覆盖。

【上海地质】 geology of Shanghai 上海市位于扬子地台的东北部,陆域面积6340平方千米,除西部一些残丘出露上侏罗统外,地表全部被第四系覆盖。地质情况来自历年钻井和地球物理资料的综合分析。上海市区以南和西部的吕巷地区有前寒武系分布,下部称金山群,为一套绿片岩相变质基性-中酸性火山岩和碎屑-碳酸盐岩组合,变质年龄11.23亿年。上部称惠南板岩,为一套低绿片岩相的变质砂泥质碎屑岩,含长城纪晚期至蓟县纪早期的微古植物化石。假整合于其上的上震旦统灯影组白云岩属盖层沉积,它和下古生界都是稳定型浅海相泥质-碳酸盐岩组合,可和以西苏南、浙西的同时代地层对比。下、中泥盆统缺失,区域不连续面上面是上泥盆统五通组含砾石英砂岩。占基岩分布面积70%的晚侏罗世中酸性火山岩和火山碎屑岩,不整合覆盖在上述岛状古生界和前古生界上面,可分出三个喷发旋回。上白垩统—古新统为断陷盆地红色沉积,层序清楚,化石丰富,厚度最大可达3000米,松江-北桥盆地中的上白垩统中夹薄层石膏。中新统以橄榄玄武岩为主,上新统为湖积粘土层和冲、洪积泥质砂砾石层交互。上更新统顶部的硬粘土层因含水量低、压缩系数小,是上海市大、中型建筑物良好的桩基持力层。本市岩浆活动以晚侏罗世陆相钙碱性火山作用最强烈。早白垩世有30多个闪长岩、花岗岩体,其分布受北东向断裂控制,同位素年龄120~107百万年。古新世有玄武岩喷发。东南沿海新近纪有碱性橄榄玄武岩,厚度超过250米,同位素年龄26.7百万年。新生代晚期以来,区内以掀斜式缓慢沉降为特征,接受了200~300米不等的松散沉积物,其沉积厚度从杭州湾北岸向长江口方向逐渐增厚。5000年前的海岸线在太仓—奉贤一线,以东大片滨海平原及崇明岛等是后来岸线东撤淤积形成的。北西向断层对古岸线变迁、基岩地形乃至现代地貌和地震活动都有明显的控制作用。研究地面沉降规律及治理是上海地质工作者的重要课题。

【江苏地质】 geology of Jiangsu 郯庐断裂带(沿新沂-泗洪分布)将江苏省分成两个部分,以西属华北地台,以东属扬子地台。华北地台出露的最老基底为新元古界青白口群,与上覆南华系、震旦系、寒武系、奥陶系都是以台地碳酸盐岩为主的稳定型盖层沉积。上奥陶统至下石炭统缺失。晚石炭纪至二叠纪为重要的成煤时期,并有铝质粘土沉积。三叠系和下、中侏罗统缺失,上侏罗统蒙阴组及白垩系陆相碎屑岩和基性火山岩直接不整合在古生界之上。新生界为河湖相内陆断陷盆地及滨海平原沉积,东部平原地区第四系的沉积厚度由西向东增加。扬子地台的基底广泛出露在东海、赣榆地区,称东海群,是一套斜长片麻岩、混合岩及变粒岩等组成的深变质杂岩,同位素年龄22.1亿年,属古元古代。不整合上覆的中、新元古代海州群和新元古代张八岭群分别发育含磷大理岩和细碧-石英角斑岩系。从南华纪开始的盖层沉积层序齐全,除志留纪、泥盆纪之间记录缺失外,古生代、中生代和新生代的各时代地层都保存完好。其中南华纪有冰海沉积。古生界以浅海碳酸盐岩为主,下二叠统有深水硅质岩。印支运动后自晚三叠世起变成陆相环境,早、中侏罗世为含煤沉积,晚侏罗世转为山麓磨拉石,伴有火山活动并持续到白垩纪。苏北平原的古近纪为内陆断陷盆地的河湖相沉积,新近纪有玄武岩喷发,产凹凸棒石粘土矿。全省岩浆活动以燕

山期最强烈，晚侏罗世至早白垩世宁芜、溧阳、苏州等地有大规模火山喷发，伴随深成岩侵位，成分属碱钙性岩系，也是铁、铜和多金属成矿时期。

【浙江地质】 geology of Zhejiang 浙江省位于中国东南沿海，是中、新生代环太平洋岩浆活动带的重要组成部分。以江山-绍兴断裂为界，以西属扬子地台，东南属华夏地块。两者的地层、岩浆活动、变质作用和地质历史迥然不同，统一的演化中生代以后才出现。华夏地块的变质基底出露在诸暨、遂昌、龙泉等地，包括古元古界八都群(锆石 U-Pb 年龄 18.31 亿年)和中、新元古界陈蔡群/龙泉群(13.76 亿～9.01 亿年)黑云斜长片麻岩、片岩、变粒岩和大理岩系，已广泛经受混合岩化作用，原岩为中基性火山岩-浊积岩和陆源砂泥质组合。全区缺失南华系、震旦系和下古生界，上古生界鹤溪群含煤碎屑岩和镁质碳酸盐岩也变质成低绿片岩相的片岩、千枚岩和大理岩。陆相中生界不整合覆于其上。扬子地台的基底沿西北部浙、皖边境和诸暨以北出露。前者称上溪群，时代为中元古代；后者称双溪坞群，是一套岛弧型浅变质火山岩系，时代也属中元古代。不整合上覆的新元古代河上镇群为砂砾岩夹陆相火山岩。浙西地层齐全，南华系至下古生界为碎屑-碳酸盐岩组合，其中上奥陶统于潜组为厚度超过 2000 米的复理石，标示扬子地台东南的大陆边缘。下、中泥盆统缺失。上泥盆统至下三叠统为陆架碳酸盐台地-滨岸含煤碎屑岩组合。中三叠统缺失，上三叠统—中侏罗统转为河湖相碎屑含煤沉积。晚侏罗世—白垩纪中、酸性火山岩大规模喷发，形成宽达 360 千米的火山岩带。岩石化学属高钾钙碱性岩系，有相应的花岗闪长岩、花岗岩和石英正长岩等深成侵位并伴生铁、钼、钨、铍及叶蜡石等矿产；代表当时的安第斯型大陆边缘弧。晚白垩世后全区转入伸展构造体制，火山岩向碱性系列转化，伴生晶洞钾长花岗岩，有关的矿产有铅锌、银和萤石。新生代有超镁铁质角砾岩、玻基辉橄岩及超碱性霓霞岩等侵入。

【安徽地质】 geology of Anhui 郯庐断裂(沿嘉山-庐江分布)把安徽省分成两部分，以东属扬子地台，以西属华北地台。后者南部金寨-舒城北西西向侏罗纪前陆盆地群以南的大别山区属秦岭-大别造山带。华北地台的基底出露在蚌埠、霍邱等地，包括新太古界五河群、霍邱群片麻岩、浅粒岩、大理岩系和古元古界凤阳群千枚岩和白云质大理岩系。盖层沉积始于新元古代，从长城系到中奥陶统以浅海碳酸盐岩占优势，化石丰富。上奥陶统至下石炭统缺失。晚石炭世到早三叠世为海陆交互相含煤沉积和陆相碎屑岩。侏罗纪起转为陆相堆积。扬子地台的基底沿南部皖、浙、赣省界广泛出露，称上溪群，时代中元古代，为一套低绿片岩相的千枚岩、板岩和变质砂岩系。上覆新元古代历口群含中、酸性火山岩。南华系、震旦系和下古生界层序完整而连续，南部以产笔石动物群闻名。上泥盆统和下石炭统局部缺失。晚古生代至早三叠世总的仍保持浅海沉积。印支运动以后转为陆相。晚侏罗世有火山活动。安徽境内的秦岭—大别造山带侏罗纪以前的地层已全部变质，其中分布最广的大别山群麻粒岩和高角闪岩相深变质杂岩按同位素年龄及与上覆宿松群的接触关系，其时代从新太古代到古元古代。所含柯石英和微粒金刚石提示大陆岩石圈可俯冲到地幔深度，大别地块也成为全球出露范围最大的超高压变质带。元古宙宿松群含磷岩系和以变质火山岩为主的庐镇关群分布在大别山群南、北两侧。向上的绿片岩相佛子岭群时代可能从新元古代到古生代。中、上侏罗统分布于与向上变粗层序的长条状陆相红色盆地相平行的造山带北侧山麓，代表同造山磨拉石。金寨地区可以看到佛子岭群组成的飞来峰构造叠置其上。全省岩浆活动以燕山期最强烈，晚侏罗世—早白垩世的火山活动以安山岩、粗面岩为主，伴有相应成分的复式岩株侵入，反映了环太平洋构造带的影响；长江中、下游的铁、铜、硫等内生矿产与此有关。

【江西地质】 geology of Jiangxi 江西省是中国钨、铜和稀有、稀土金属的主要产地。以萍乡-广丰断裂带为界，以北属扬子地台，区域构造线近东西向；以南属华南加里东造山带，区域构造线北东向，早古生代期间属于华夏地块的西部大陆边缘。扬子地台的基底广泛出露在北部九岭及其以东地区，称双桥山群，是一套低绿片岩相千枚岩、板岩和变质砂岩系，间夹变细碧-石英角斑岩，时代为中元古代(Sm-Nd 年龄 15.15 亿～11.12 亿年)。在地台内部，新元古代落可崇群砂砾岩和变酸性火山岩角度不整合覆于其上。向东南怀玉山地区朝向地台边缘的新元古代登山群为海相火山岩系，含大量超镁铁质科马提岩及地幔岩岩块，被认为代表当时的蛇绿混杂带。南华纪至早古生代地层层序完整且连续，属陆表海和滨岸碎屑-碳酸盐岩组合。华南加里东造山带的变质基底出露在武功山和赣中崇仁、乐安一带，称神山群，是一套经受动力变质的低绿片岩相绢云千枚岩、阳起石片岩、变余凝灰岩夹细碧岩和石英角斑岩，时代属新元古代，和上覆南华系至奥陶系为连续沉积，主要是由含笔石或海绵骨针的暗色碳硅质板岩和变余砂岩等组成的深水相复理石。志留系和下泥盆统缺失，未变质的中泥盆统跳马涧组红层角度不整合覆于其上，显示本区加里东运动的造山性质。晚古生代起全省统一演化，上古生界和下、中三叠统都是浅海和滨岸碎屑-碳酸盐岩和含煤组合。印支运动以后，自晚三叠世起转为陆相堆积。古近系－新近系为断陷盆地沉积，第四系主要发育在鄱阳湖区和赣江及其支流的河谷地带。赣北庐山有第四纪冰期堆积。岩浆活动以燕山期最强烈，主要分布在赣中、南地区，是整个东南沿海中生代大陆边缘火山-深成岩带的一部分。

【福建地质】 geology of Fujian 福建省与台湾省隔海相望，是华夏地块的一部分，中生代成为环太平洋活动大陆边缘。华夏地块的变质基底在闽北广泛出露，称麻源群，是一套二云石英片岩、变粒岩夹变质火山碎屑岩、大理岩和石墨片岩系，时代为中、新元古代。南华系至奥陶系不整合覆于其上，属构造活动型的较深水碎屑沉积夹火山岩，也普遍变质。志留系和下、中泥盆统缺失，地台型盖层沉积始于晚泥盆世，上泥盆统和下石炭统为浅海和滨岸相碎屑岩，上石炭统和二叠系碳酸盐岩和含煤层系主要发育在闽西南的永梅坳陷中。三叠系是一向上变粗的层系，上统变成陆相磨拉石夹中酸性火山岩，以角度不整合与下伏地层接触，显示了印支运动的造山性质。晚侏罗世—白垩纪中酸性火山岩大规模喷发，与相应的深成侵入岩几乎覆盖全省。岩浆活动可分两个阶段：前期属拉斑玄武岩和钙碱性系列，是地壳挤压构造环境产物。晚白垩世转为双峰式岩系，提示向伸展构造体制转化。古近系缺失，南部沿海有新近纪玄武岩喷发。第四系为河流和滨海沉积。在东部的福鼎南溪，20 世纪 80 年代发现有石炭纪的深水复理石沉积。全省区域变质作用时代向东持续变新，其中闽中戴云山地区的石炭系变质成片岩系，沿海的平潭-东山变质带晚白垩世火山岩以前的地层都已变质；加上福建中生代薄皮叠瓦推覆和拆离构造的普遍发育等事实，不少学者提出华夏古陆实际上可能是一复合造山带。

【台湾地质】 geology of Taiwan 台湾省位于中国东南部，与福建省隔海相望，是中国第一大岛，包括台湾、澎湖、钓鱼岛等 86 个大小岛屿，是西太平洋现代岛弧系的一部分。以台东纵谷带为界，以西属欧亚板块，以东属菲律宾海板块，是一正在进行中的弧-陆碰撞造山带。纵谷带以西的台湾主体部分地层呈北

北东向分布，总体从东向西变新。变质基底沿中央山脉东翼出露，称大南澳群，是一套绿片岩、石墨片岩、硅质片岩和大理岩系，上部结晶灰岩中的变形籁碎片表明其时代包括早二叠世。江博明(1986)根据系统的同位素年龄测定，提出大南澳群的时限从晚古生代到中生代。大南澳群中叠加了一对双变质带：西面的高温-低压变质带称太鲁阁带；东面的高压-低温变质带含大量镁铁质到超镁铁质岩块，称玉里带。两者的变质作用都发生在87百万年，代表晚白垩世东侧洋壳消减产生的双变质带。中央山脉主脊和西翼是一套单调的海相泥质碎屑岩，称板岩系，其时代从始新世到中中新世早期，不整合在上述基底之上。岩相变化提示沉积物来自以西的大陆。板岩系的变形和变质程度向东增强，最东面可达低绿片岩相。新近纪的浅海碎屑岩分布在更靠西的台湾西部丘陵区，为互层状砂岩、粉砂岩和页岩，局部夹灰岩。北部大屯、基隆地区更新世火山活动强烈，是琉球火山弧的西延。西部澎湖列岛上的新生代玄武岩是拉张构造产物。纵谷带以东台湾海岸山脉的最老地层是中新世都峦山组安山岩、集块岩和火山沉积岩，它和共生的闪长质岩体组成岛弧杂岩，是菲律宾吕宋火山弧经兰屿、绿岛的向北延伸。向上是上新统大港口组浊积岩和著名的利吉混杂岩，晚上新世山麓砾岩不整合覆盖其上。台湾东部的弧-陆碰撞发生在上新世，1999年9月21日发生的7.6级地震表明挤压汇聚作用现仍在活跃地进行着。近400万年来地壳水平方向已缩短了150～200千米，地壳正以5毫米/年的平均速率快速抬升，温泉发育、地震活动频繁。和西藏高原一样，堪称是中国地壳活动最为活跃的地区。

【河南地质】 geology of Henan　河南省位于中国中部。以内乡-桐柏-商城断裂带为界，以北属华北地台，以南属秦岭造山带。华北地台的基底出露在灵宝—熊耳山—鲁山和登封地区，分别称太华群(锆石U-Pb年龄26.20亿年)和登封群(Sm-Nd全岩年龄25.29亿年)，都是以角闪岩相为主的片麻岩和变粒岩系，太华群中夹大理岩，时代都属新太古代。古元古界嵩山群石英岩不整合覆于其上。地台盖层始于中元古界熊耳群火山岩，它的空间分布及其与红色扇砾岩(兵马沟组)共生，提示为和燕山裂陷槽同时存在的地台南部另一近南北向、向南开口的裂陷槽。从新元古界到中奥陶统地层齐全，以浅海碳酸盐岩为主。震旦系上部的罗圈组含冰碛砾岩。上奥陶统至下石炭统缺失。上石炭统和二叠系为海陆交互相煤系。中生代起转为陆相，早白垩世有火山活动。南部秦岭造山带的基底为古元古代的秦岭群(北秦岭带)和陡岭群(南秦岭带)，都是经受了角闪岩相变质的片麻岩、斜长角闪岩和大理岩系，代表当时的岛弧和消减-增生杂岩。克诺纳等(Kroner，1993)根据新的同位素年龄测定，提出向东延伸到桐柏以北的秦岭群，在奥陶纪时成为一新岛弧的基底，大河蛇绿岩带出露在它的南侧，二郎坪群变质火山岩所代表的弧后盆地位于它的北面，表明早古生代时古秦岭洋向北消减，华北大陆南缘转化成活动大陆边缘的板块构造格局。造山带的最新变质地层为泥盆纪的南湾组，在豫、皖交界的商城、固始地区，石炭纪杨山煤系是最老的未变质盖层，显示北秦岭带晚泥盆世发生过造山运动。豫西晚三叠世为陆相断陷盆地沉积。从光山向东造山带北侧出现一系列向上变粗层序的中、晚侏罗世的红色磨拉石盆地，伴生向北的逆冲推覆活动，商城西北坐落在石炭系上面的歪庙组和石门冲组含砾大理岩和含磷岩系就是一个从西南推掩数十千米来的飞来峰。

【湖北地质】 geology of Hubei　湖北省位于中国中部。以房县-襄樊-广济断裂为界分成两部分：以南为扬子地台及其北部陆缘，以北属秦岭-大别造山带。扬子地台新太古代到古元古代基底出露在黄陵穹窿的核部，称崆岭群，是一套从高绿片岩相到角闪麻粒岩相的递进变质变粒岩、片麻岩、含石墨片岩和大理岩系，富铝，同位素年龄28.72亿～19.90亿年。中元古界出露在鄂西神农架(神农架群)和随州以南的大洪山地区(打鼓石群)，都是一套浅变质的砂泥质板岩和碳酸盐岩。新元古界马槽园群磨拉石不整合覆于其上，显示四堡运动的造山性质。从南华纪进入地台盖层阶段。三峡地区是扬子地台南华系和震旦系层型剖面所在地，前者含三个冰期，后者灯影组白云岩中含小壳动物化石，预示寒武纪生命大爆发。本区古生界到中三叠统地层连续，为稳定的陆表海碎屑-碳酸盐岩组合。上三叠统、侏罗系为陆相含煤层系。晚侏罗世到古近纪有火山活动，前期中、酸性，后期转为玄武岩。湖北省北部的秦岭造山带部分构造上属南秦岭带，是元古宙以来扬子地台北部大陆边缘演化的产物。最老的变质基底出露在桐柏－大别山(大别山群和桐柏山群，属新太古代—古元古代)，是一套TTG岩系。中、新元古界武当山地区的武当群及以北的耀岭河群、大洪山地区的随县群和大别山南部的红安群等下部片岩、大理岩中含磷、锰，上部出现双峰式海相火山岩系，反映了沿扬子地台北缘的大规模裂陷作用。鄂西北和陕南下古生界古城畈群、洞河群等碳硅质板岩是非补偿性的深水盆地沉积。竹山一带有加里东期钙霞正长岩等碱性岩体及火成碳酸岩发育。上志留统至下泥盆统下部缺失；泥盆系至二叠系为浅海碎屑岩；中生代起转为陆相沉积。

【湖南地质】 geology of Hunan　湖南省位于长江中游南侧，矿产资源丰富，是有色金属之乡。大致沿雪峰山东麓—安化—湘潭一线为界，西北为扬子地台东南大陆边缘，东南属华南加里东造山带。区内扬子地台出露的最老基底为中元古界冷家溪群，是一套浅变质的深水细碎屑岩和浊流沉积。向上自新元古代的板溪群到整个早古生代，地层的岩性、沉积型相、厚度和所含生物自西向东都有规律地变化，显示出当时扬子地台向东倾斜的被动大陆边缘。例如，沅陵等湘西北地区的板溪群为红色浅水相砂砾岩和板岩，向东南变为暗色由变质砂岩、炭质板岩等组成的高洞洞群。桂北三江、龙胜一带的丹洲群中更出现枕状熔岩。南华系为含砾泥岩、板岩和长石砂岩，含铁锰矿。震旦系由西部灯影组、陡山沱组的白云岩相变为东部留茶坡组硅质岩夹炭质板岩。寒武系、奥陶系由西部以各种碳酸盐岩为主的浅海沉积向东变为富钒的黑色页岩和硅泥质岩组合，所含化石也由底栖类型变为浮游型。志留系顶部和下、中泥盆统的缺失显示了加里东运动导致的上升和夷平。上古生界至中三叠统以浅海台地相碳酸盐岩为主。上三叠统至中侏罗统为海陆交互相碎屑沉积夹煤层。白垩纪起才转为陆相沉积。湘东南的华南造山带部分，南华系、震旦系和下志留统层位齐全连续，保持暗色板岩、硅质岩和变质细砂岩等深水沉积，已普遍浅变质。中、上志留统缺失，中泥盆统跳马涧组陆相砂砾岩不整合覆于其上，显示了加里东运动的造山性质，统一的华南地台形成。晚古生代起其地质演化和扬子地台总的一致，泥盆系至中三叠统为浅海相沉积，上三叠统至下侏罗统下部的安源群为海陆交互相含煤沉积，中侏罗统起转为陆相，古新统含膏盐。湖南的岩浆活动以深成岩为主，火山岩很少。加里东期、印支期和燕山早期的花岗岩类都很发育。宁远有早燕山期的岩筒状玻基辉橄岩和玄武岩。

【广东与港澳地质】 geology of Guangdong，Hongkong and Macau　广东省和香港、澳门特别行政区位于中国大陆最南部。其主体部分属华夏地块，粤西北过渡为华南加里东造山带。华夏地块的变质基底在粤西云开大山广泛出露，称云开群，是一套浅变质的长石石英砂岩、千枚岩、大理岩夹火山岩，时代为新元古代—

震旦纪。下古生界变质砂岩和笔石页岩组成的深水浊积岩保持构造活动型沉积,以发育局部角度不整合以及和此不整合相关的地层缺失和粗碎屑沉积为特征,包括寒武系和奥陶系之间(郁南运动)以及上奥陶统与下伏地层之间(崇义运动),显示华南造山带的构造变形是向北发展的。加里东运动后华夏地块和扬子地台拼合,未变质的盖层沉积从泥盆纪开始。本区晚古生代至中三叠世为浅海碎屑-碳酸盐岩组合,中三叠世有滨岸煤系地层发育。上三叠统转为海陆交互相。粤东惠来、海丰沿海侏罗系为深水复理石,厚度超过 5000 米,向北可深入福建。中、晚侏罗世到早白垩世粤东有大规模火山喷发,是东南沿海陆缘火山弧的一部分。新生界为伸展构造体制下的陆相断陷盆地沉积,茂名盆地有油页岩和褐煤生成,三水盆地出现双峰式火山岩,雷州半岛有玄武岩喷发。20 世纪 90 年代在沿钦防海槽走向向东延伸的信宜、广宁一带发现泥盆纪 - 石炭纪的细碧角斑岩和混杂堆积,被命名为粤西桂东古特提斯造山带,它是云开地块的北界,也是扬子和华夏两大构造域的界线。香港地区出露最老的地层是泥盆纪碎屑岩,产香港菊石。侏罗系和下白垩统为火山岩。晚白垩世起转为陆相沉积。区域构造走向北东东,青山-元朗韧性剪切带的宽度达几公里。香港岛和九龙半岛隆起和两侧大鹏湾、珠江口的下陷是北北西向断裂活动的结果。澳门地区基底为燕山期花岗岩,广泛为第四系所覆盖。

【广西地质】 geology of Guangxi 广西壮族自治区位于中国大陆南部,与越南接壤。以喀斯特地貌发育为特色,"桂林山水甲天下"是极好的写照。地质上横跨三个构造单位:钦防粤西-桂东造山带把以东华夏地块与以西的华南加里东造山带隔开;天峨-那坡以西的桂西部分属扬子地台,因为那里的寒武系是稳定类型的碳酸盐岩和细碎屑岩,产状平缓;而南宁以北大明山、大瑶山地区的寒武系为地槽型复理石。区内出露最老的地层是古、中元古界四堡群变质杂砂岩、千枚岩夹凝灰岩,为裂陷环境产物。下部有包含科马提岩在内的超镁铁质到流纹质火山岩。科马提岩的 Sm-Nd 同位素年龄 22.19 亿年。新元古界丹洲群底部为变质砾岩,角度不整合在四堡群之上,显示了四堡造山运动。南华系有冰碛砾岩,震旦系以硅质岩为主。寒武系至下志留统保持地槽型笔石页岩相的碎屑岩夹白云岩。中、上志留统缺失。泥盆纪开始的地台盖层沉积是在加里东运动后侵蚀夷平基础上向北海侵、超覆的结果。晚古生代至中三叠世保持海相沉积,印支运动后全区抬升成陆。晚中生代和新生代为陆相断陷盆地沉积,北部湾新生代有滨海、浅海相含油碎屑岩。东部的钦防海槽是中国东部唯一和滇西等古特提斯洋盆一样,志留纪到二叠纪保持连续深水沉积的地方。沿海槽分布的晚古生代放射虫硅质岩系和锰、镍、钴质沉积共生,而不见陆源碎屑岩。整个剖面 11 个放射虫组合的时代跨度从晚泥盆世到晚二叠世,与滇西和日本等地的同期地层能很好地对比。因此,它们应代表远离陆地的广海沉积,而不是传统认为的围限碳酸盐岩台地的裂陷槽。桂西南的石炭系、二叠系也是含锰硅质岩等深水沉积,与之共生的玄武岩有可能属洋盆中的海山;许靖华等(1990)把它称之为南盘江洋。钦防海槽晚二叠世闭合,夹煤系和酸性火山岩的磨拉石型砂砾岩明显角度不整合在下伏海相地层之上,表明本区东吴运动的造山性质。与钦防海槽平行分布的台马等三条花岗岩岩基带时限为 283 ~ 260 百万年和 250 ~ 225 百万年,分别显示碰撞前的洋壳消减和同造山岩浆活动。

【海南岛地质】 geology of Hainan Island 海南岛位于大陆南端,是中国第二大岛。由于中、新生代大规模的岩浆活动,地层多呈天窗式出露,仅占全岛面积的 18%。最老的地层为中元古界抱板群,出露在西部昌江和东方县,为深水碎屑浊积岩夹镁铁质火山岩,经角闪岩相区域变质作用形成的混合片麻岩、混合岩化片岩夹斜长角闪岩系,组成海南岛的结晶基底,锆石 U-Pb 同位素年龄 17.51 亿年和 14.63 亿年。新元古界石碌群含铁岩系不整覆于其上。石碌铁矿是著名的富铁矿产地,和澳大利亚哈默斯利碧玉赤铁矿建造类型相似。上覆南华系石灰顶组含冰碛砾岩。南部三亚地区的寒武系、奥陶系碎屑岩、碳酸盐岩属稳定型台缘盆地沉积,中寒武统大茅组夹含磷层系,所含化石可与澳大利亚昆士兰地区的科伦特组对比。下奥陶统的牙形刺为较低纬度浅海陆架环境产物,与三亚早奥陶世南纬 9°的古纬度相符。五指山南部的志留系为碎屑岩、灰岩夹板岩,产珊瑚、腕足类和三叶虫,其中 *Eospirifer*, *Coronocephalus* 是扬子地台的常见分子。其他地区的志留系主要是深水浊积岩。泥盆系缺失。上古生界只见于五指山地区,为砂泥岩、灰岩、硅质岩夹阳起石岩(火山岩),产华南常见的腕足类、双壳类和植物化石。下三叠统为陆相磨拉石。中、上三叠统和侏罗系缺失。下白垩统仍保持红色陆相粗碎屑岩夹火山岩。新生界在断陷盆地区厚度超过3000 米。第四纪岛北部夹多层玄武岩。海南岛岩浆岩分布广泛,占全岛面积的 53%,以侵入体为主,海西和印支期形成完整的侵入序列,从镁铁质岩演化到中酸性和酸性岩类,属壳源、S 型。燕山期岩浆活动受东西向和南北向断裂控制,具钙碱性系列演化趋势。岩浆源相对较深。从上述地质演化和空间位置看,海南岛可能属于华夏构造域。根据沿昌江-琼海东西向断裂带北侧分布的前晚二叠世大量变基性岩块的岩石化学和在稀土元素球粒陨石标准化图上的投影,它们与南秦岭勉略、滇西双沟、八布等蛇绿岩相似,可能代表把以北华夏地块和以南块体隔开的古特提斯残余洋壳。根据上述石碌群和大茅组等的资料,这个块体有可能属于澳大利亚大陆亲缘的地块。

【南海地质】 geology of South China Sea 南海位于中国最南部,是西太平洋边缘海之一,面积约 360 万平方千米,平均水深超过 1000 米,中心已出现洋壳,是一个中生代末通过裂陷作用发展起来的弧后盆地。西沙群岛和南沙群岛等群岛为残留的陆壳碎片,西沙永兴岛上的钻孔揭示出 1100 米厚的新生代珊瑚礁灰岩直接不整合盖在 Rb-Sr 同位素年龄为 14.65 亿年和 6.27 亿年的片麻岩、片岩和片麻状花岗岩系之上。中央海盆的洋壳可识别出两套磁异常条带:其中近东西向、编号为 11 ~ 5 天的条带时代为 32 ~ 17 百万年,代表从中、晚渐新世到早中新世阶段的扩张;北纬 14°30′ ~ 15°30′分布的近东西向海山链代表当时的扩张中心。南海西南部还残留一套北东向、编号为 27 ~ 32 的磁异常条带,它的时限为 70 ~ 63 百万年,相当于白垩纪末至古新世早期。南海北部珠江口等盆地中,其盆地的最下部地层为上白垩统—始新统山麓-河湖相沉积,向上的流沙港组为深湖相暗色泥岩,厚度超过 5000 米。渐新世起出现海陆交互相,新近系广泛不整合超覆在老地层之上,标示统一南海海盆生成。南海现正沿马尼拉海槽向东消减,表明这个洋盆已越过发展的全盛阶段。

【四川与重庆地质】 geology of Sichuan and Chongqing 四川省和重庆市位于中国西南部。大致以北川—康定—木里为界,以东属扬子地台,区域构造北东向;以西属青藏-滇西造山系东端的松潘-甘孜造山带,区域构造北西向,两者沿龙门山前及其南延的大相岭、小相岭明显交截。北部沿大巴山前,南江 - 城口一线以北属秦岭造山带,区域构造近东西向。区内扬子地台的基底沿西缘泸定、宝兴、汶川等地出露,称康定群(新太古代-古元古代)和会理群(中元古代)等,为一套高绿片岩至角闪岩相的片

麻岩、变粒岩和片岩系，已混合岩化。川东南川、湘边界有零星的新元古界板溪群浅变质岩出露。南华系苏雄组和开建桥组为裂谷型陆相火山岩和粗碎屑岩，近南北向分布，其上列谷六组含冰碛岩，代表地台形成早期的裂陷阶段。震旦系和下古生界层序齐全，以浅海碎屑岩和碳酸盐岩为主。上志留统缺失。泥盆系、石炭系也只在地台西缘发育，其他部分缺失很多。二叠纪开始新一轮海侵旋回，二叠纪中期的峨眉山玄武岩范围遍及四川西部和滇、黔两省直至越南北部，根据岩石学、岩石化学研究及与其他大火成岩省的对比，确认它是上涌地幔柱的产物。早、中三叠世为海退层序，晚三叠世起本区转为陆相红层沉积。松潘-甘孜造山带的基底出露在稻城以南的川滇省界附近，称哲斯群，是一套原岩以基性火山岩为主，夹碎屑岩和少量大理岩的绿泥钠长片岩、浅粒岩系，角闪石的 K-Ar 年龄 19.30 亿～18.39 亿年，属古元古界，南华系-震旦系浅变质岩系及含藻白云岩不整合覆盖其上，南华系有冰碛砾岩。古生界层序完整，为活动型的碎屑岩夹碳酸盐岩和火山岩，多遭受浅变质作用。三叠系为海相浊流沉积，厚度巨大。下侏罗统局部发育，为夹火山岩的含煤层系。中、上侏罗统和白垩系缺失。古近-新近系为红色陆相沉积，局部夹火山岩。第四系有冰川堆积。岩浆岩主要分布在西部松潘-甘孜造山带范围内，时代从前寒武纪到喜马拉雅期。攀枝花的富钒钛磁铁矿成因与华力西期的裂谷型层状辉长岩有关。印支期沙鲁里花岗岩-二长花岗岩带长近 500 千米，年龄 215～195 百万年，是当时古特提斯洋中的一个岛弧带。新生代初印度大陆和欧亚大陆拼合后青藏地区抬升成高原，著名的龙门山构造带代表高原东侧向东逆冲加载的前陆褶冲带，以东的成都平原是由此生成的前陆盆地。

【贵州地质】 geology of Guizhou　贵州省位于云贵高原东部，全省地势由西向东降低。在地质上属扬子地台及其东南大陆边缘，以碳酸盐岩广布、喀斯特景观普遍发育为特征。地台基底中最老的中元古界四堡群只出露在东南黔、桂两省交界处；黔东北的梵净山群是一套裂谷型沉积，浅变质碎屑岩中夹有不止一个层位的枕状基性熔岩和幔源变镁铁-超镁铁质岩。新元古界下部有两处：黔东南广泛出露的下江群是一套变余砂岩、炭质板岩夹凝灰岩系；黔东北的板溪群是红色板岩夹灰岩凸镜体，分别代表被动大陆边缘和陆缘内侧沉积。从南华系到下志留统层位齐全，以浅海碳酸盐岩为主，从地台内部向东和向南可以看到沉积深度加大、构造活动性增强的变化趋势。地台内部中志留统至石炭系缺失，上石炭统至中三叠统保持碳酸盐为主的浅海相沉积，二叠纪中期的峨眉山玄武岩喷发也波及本省。罗甸以南的中三叠统有较厚的碎屑浊积岩。上三叠统缺失，以后转为陆相沉积。贵州的岩浆活动相对不发育，火成岩出露面积不大，分布零星。除元古宙梵净山群与裂陷有关的拉斑玄武岩、二叠纪峨眉山玄武岩外，黔东加里东期还有钾镁煌斑岩和金伯利岩等偏碱性超镁铁质岩产出。全省地层组成完美的北东向弧形箱状褶皱束，和以西四川盆地东部的梳状褶皱束一起代表指向西北的侏罗山式表层滑脱变形。20 世纪 80 年代许靖华把它和北美阿巴拉契亚造山带中的谷岭区对比。

【云南地质】 geology of Yunnan　云南省位于中国西南边陲，与缅甸、老挝、越南接壤。大致以澜沧江一线为界，以东属扬子地台；以西属滇西造山带，是古特提斯洋及其以西冈瓦纳亲缘陆块与欧亚大陆拼接的产物。自东向西可分为思茅地块、保山地块和腾冲地块，它们彼此之间都以蛇绿岩或蛇绿混杂带代表的洋壳隔开。思茅地块是印支地块向北的延伸，普遍为中生代红层所覆盖，出露最老的地层为志留系笔石相砂岩、板岩和硅质岩。石炭系、二叠系浅海碳酸盐岩伴有高成熟度的陆源碎屑。东界哀牢山双沟蛇绿混杂岩带是它和扬子地台的缝合带，辉长岩角闪石的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄 339 百万年。向南进入越南即黑水河缝合带。地块的上古生界可和扬子地台对比，其所含化石为典型的华夏植物群和暖水动物群，表明两者之间的亲缘关系。保山地块位于澜沧江和怒江之间，是缅甸掸邦地块的向北延伸。中元古界大勐龙群变粒岩、片麻岩夹大理岩系（Sm-Nd 等时线年龄 14.36 亿年）和新元古界澜沧群片岩夹变基性火山岩，变质基底成长条状沿地块东部出露。含化石的最老地层为寒武系公养河群浅变质复理石。古生界为碳酸盐岩和碎屑沉积，水深向东加大。上石炭统丁家寨组的含砾板岩含冷水动物群，属冈瓦纳相。它和以东思茅陆块之间的昌宁—孟连地区从早泥盆世到中三叠世都是放射虫硅质岩，与枕状熔岩共生。二叠纪的浅水碳酸盐台地直接盖在玄武岩上面，表明为洋盆中的海山。由玄武岩、二辉橄榄岩和绿片岩组成的蛇绿混杂体与之密切共生，因此是把欧亚和冈瓦纳构造域分开的古特提斯洋主干通过处。平行造山带、南北长达 350 千米的临沧花岗岩带，是洋壳向东消减形成的岩浆弧。最西面的腾冲地块，中、新元古界变质基底沿高黎贡山及盈江、瑞丽地区广泛出露。混合岩化黑云母片麻岩的变质年龄为 806 百万年。勐洪群杂砾岩和粉砂岩中，含石炭纪、二叠纪的冷水动物群。中生界缺失。上新世以来有大规模碱性橄榄玄武岩和英安岩喷发，形成著名的腾冲火山群和伴生的热泉。云南东部扬子地台的基底中元古界昆阳群出露在昆明以西的安宁、玉溪一带，为浅变质的板岩、富藻白云岩夹火山岩系。沿哀牢山东部出露的古元古界大红山群深变质杂岩是遭受强烈剪切变形的活化基底。晋宁运动后南华纪开始沉积，澄江海口虫等原始生物的发现使这里成为研究全球早期生命演化的理想地点。下古生界至三叠系总的保持陆表海沉积环境。上古生界以碳酸盐台地组合为主，二叠纪中期有峨眉山玄武岩喷发。上二叠统上部出现海陆交互相含煤沉积。侏罗纪起全区进入陆相环境，下侏罗统产著名的禄丰动物群。古近系为磨拉石，新近系为河湖相碎屑含煤建造。下更新统产出元谋猿人。扬子地台的南部大陆边缘位于滇东南地区，那里的南华系、震旦系、中泥盆统、上泥盆统、三叠系都是陆坡相深水沉积，建水附近有大塘期的枕状玄武岩。三叠系含浮游生物的陆坡深水浊积岩从广西西延到滇东的广南、丘北地区。

【西藏地质】 geology of Tibet　西藏自治区位于中国西南边陲，南与印度、尼泊尔、不丹接壤。它既是全球海拔最高的高原，也是全球地壳最厚的地方。由欧亚大陆和印度大陆拼接生成的喜马拉雅造山带，新生代以来的陆内俯冲、挤压缩短和侧向滑脱等变形作用一直在活跃地进行着，而成为全球大陆动力学研究的一个热点地区。以龙木错－澜沧江（亦称空喀拉—澜沧江）带为界，以北属欧亚板块，以南来自冈瓦纳大陆。这里也是古特提斯洋盆的所在地。雅鲁藏布江缝合带是新特提斯洋沿之闭合的地方。以南为印度地台北部大陆边缘，所以沉积物形成深度总的自北向南变浅。西藏最老的地层沿南部国境线的高喜马拉雅和纳木错以南念青唐古拉山的主脊出露，分别称聂拉木群（Rb-Sr 年龄为 19.21 亿年，U-Pb 年龄为 12.5 亿年）和念青唐古拉群，都是一套角闪岩相的片麻岩、片岩夹透辉石大理岩系。南部喜马拉雅地区古生界层序完整，地层连续，化石丰富，为稳定型浅海碎屑岩和碳酸盐岩组合。雅鲁藏布江以南的石炭系、二叠系含冰水杂砾岩和舌羊齿植物群，属冈瓦纳区系。龙木错—澜沧江一线以北则属华夏区系，含大羽羊齿和暖水动物群。两者之间为南、北大陆混生生物区。西藏普遍缺失晚二叠世早期沉积。

三叠纪起构造明显分异，南部喜马拉雅地区三叠系为稳定连续的浅海碳酸盐岩-碎屑岩沉积，一直持续到始新世中期。低分水岭的拉轨岗日地区变成半深海浊流沉积，含少量火山岩和辉绿岩墙群。雅鲁藏布江地区以上三叠统为主，为深海泥、硅质浊积岩。海相沉积一直持续到始新世以后转为陆相，标志着喜马拉雅造山的启动。西藏岩浆岩分布广泛，类型齐全，从北向南时代总的变新。蛇绿岩带数量居全国之首。华力西期、印支期、燕山期和喜马拉雅期火山-深成岩多成规模巨大的岩带平行造山带分布，代表相应时代的岛弧和陆缘弧，如印支期他念他翁岩带、晚燕山期冈底斯岩带等。

【陕西地质】 geology of Shanxi 陕西省位于中国中部，大致以宝鸡—洛南一线为界，以北属华北地台，以南属秦岭造山带。华北地台的太古宇基底出露在东部华阴和蓝田地区，称太华群，是一套经历角闪岩相变质的片麻岩、混合岩、石墨片岩、大理岩夹磁铁石英岩系，Rb-Sr 年龄 25.49 亿年，属新太古代，古元古界铁铜沟组石英岩不整合覆于其上。中元古界起为未变质的盖层沉积，始于熊耳群火山岩。它和上覆中、新元古界高山河群等共同组成地台南部的豫陕裂陷槽。罗圈组含冰碛岩，Rb-Sr 年龄 722 百万年。寒武系、奥陶系为陆架碳酸盐岩和泥质碎屑岩。陇县、耀县等地上奥陶统中的浊积岩显示已进入大陆边缘的陆坡部位。志留系、泥盆系和下石炭统缺失。上石炭统和下二叠统为滨岸含煤层系，向上逐渐转为内陆盆地含油气沉积。陕北鄂尔多斯盆地由陆相中生界组成，现仍保持近水平产状，是全国构造最稳定地区之一。新生代时渭河以新近纪的红色碎屑岩为主；陕北则形成著名的黄土高原。秦岭造山带以商州-丹凤缝合带为界，以北为北秦岭带，出露最老的古元古界秦岭群深变质碎屑-火山岩组合，代表岛弧和消减-增生杂岩；中、新元古界宽坪群为裂谷火山-沉积组合。南华系-震旦系陶湾群为浅海碎屑-含镁碳酸盐岩沉积。早古生代时北秦岭带转化成为华北地台南部活动大陆边缘。泥盆纪后期造山，上石炭统为前陆盆地含煤层系。商州-丹凤缝合带以南的南秦岭带为扬子地台北部裂陷大陆边缘。从中、新元古代(郧西群、耀岭河群)起就是发育双峰式火山岩、沉积深度向北持续加大的裂陷过程。下古生界为碳硅质深水沉积。加里东运动后晚古生代至中三叠世转为浅海碎屑岩和碳酸盐岩。上三叠统起转为陆相。以松树沟蛇绿岩为代表的元古宙残余洋壳和早古生代蛇绿混杂岩带，沿商州、丹凤及以东的豫西地区断续出露，代表分隔两者的古秦岭洋盆。南方型震旦纪的硅质岩和碳酸盐岩从不越过此线。本省西南部宽川铺-钟宝断裂带以南的汉南地块属扬子地台，那里以晋宁期英云闪长岩、花岗闪长岩等深成杂岩广泛出露为特点。

【宁夏地质】 geology of Ningxia 宁夏回族自治区位于中国中北部，海拔高度超过 1000 米。西部贺兰山、香山、西华山、南华山和六盘山自北向南依次成向西凸出的弧形排列，中部为河谷平原，东南部属黄土高原。地质上以海原-和尚铺断裂带为界，东北属华北地台，西南属祁连造山带。华北地台结晶基底出露在贺兰山北部，为贺兰山群(新太古代)片麻岩、变粒岩和混合岩以及赵池沟群(古元古代)石英岩、片岩和变粒岩系。中元古界黄旗口群起为未变质的盖层沉积，其上为巨厚的中元古界白云质灰岩王全口群。南华系有冰碛砾岩，寒武系、奥陶系稳定型浅海碳酸盐岩和碎屑岩沉积是地台西部层序发育最全的地方。志留系至下石炭统缺失。上石炭统为海陆交互相含煤层系。二叠纪起转为内陆河、湖相碎屑岩。其中下二叠统山西组和中侏罗统延安组是区内主要含煤地层。由此往南，宁夏中部中宁、香山、牛首山等地，寒武系香山群相变成以深海碎屑浊积岩为主，已浅变质。奥陶系为厚层灰岩、板岩夹笔石页岩。志留系也未缺失。不整合覆于其上的泥盆系为红色陆相碎屑沉积，含较丰富的鱼类化石。因此，早古生代时华北地台与贺兰山所在的阿拉善地块之间是以裂陷槽相隔。中宁石峡沟是中国北方陆相泥盆系的层型剖面所在地。石炭系为海陆交互相至陆相含煤层系，二叠系有火山碎屑岩。海原以南出露的中、新元古界南华山群、园河群和西华山群片岩和白云母大理岩系为祁连造山带的变质基底，上志留统旱峡群砂砾岩不整合覆盖其上，它和上覆中泥盆统雪山群都属磨拉石。再往上的石炭系、二叠系和中生界已和华北地台一致。区内岩浆活动总的不发育。贺兰山北段上三叠统延长群顶部有玄武岩，属拉斑系列，被中侏罗统延安组不整合覆盖。银川坳陷是新生代环鄂尔多斯裂谷系的一部分。宁夏是中国主要地震区之一，近 1100 年来共发生 6～7.4 级地震 11 次，7.5～8.3 级地震 3 次。1920 年 12 月 16 日的海原 8 $\frac{1}{2}$ 级强震死亡人数多达 20 余万，发震构造就是海原-和尚铺断裂。

【甘肃地质】 geology of Gansu 甘肃省位于中国中西部，呈哑铃状，形态相对不规则。地质上分属四个构造单位：红石山断裂带以北的部分属天山-兴蒙造山带；河西走廊至景泰一线以北和最东部的庆阳地区属华北地台；以南为祁连造山带；泽库-武山断裂以南为秦岭造山带。华北地台的结晶基底沿北部省界出露，称龙首山群和北大山群，Rb-Sr 年龄 19.49 亿年，属古元古代。中、新元古界陆源碎屑岩和碳酸盐岩属盖层沉积。南华系韩母山群下部有冰碛砾岩。下古生界在西北的北山地区为地台型浅海相灰岩和碎屑岩，向南武威地区变为笔石相碎屑沉积，上部出现火山岩，已浅变质。鄂尔多斯陇东地区缺失志留系、泥盆系和下石炭统，上石炭统和下二叠统为含煤层系。中生界为陆相沉积。祁连造山带的古、中元古界变质基底在肃北以东的中祁连带广泛出露，分别称野马南山群、党河群和托来南山群。前者为高绿片岩相片麻岩、片岩、大理岩和变质砾岩；后者为板岩和含叠层石白云岩系。北祁连带从元古宇到下古生界层位齐全，深水浊积岩和碎屑沉积中含多层次火山岩，中寒武统黑刺沟群、下奥陶统阴沟群实际上是构造侵位的蛇绿岩套，它们分别代表当时的岛弧、消减杂岩和洋壳残片。下泥盆统缺失，中、上泥盆统雪山群和沙流水群磨拉石不整合覆于其上。晚古生代和以后的演化和华北地台一致。秦岭造山带出露最老的地层为南秦岭带中、新元古代的碧口群变质砂岩、千枚岩和火山岩系，为扬子地台的北部大陆边缘。南华系中含冰碛砾岩。下古生界为笔石页岩相，含火山岩，已浅变质。地台型盖层沉积始于晚古生代，其中晚古生代至中三叠世为海相沉积，以后转为陆相。

【青海地质】 geology of Qinghai 青海省位于青藏高原北部，平均海拔超过 3000 米。以昆仑山前－温泉－泽库一线为界，以北自北向南分别为祁连造山带、秦岭造山带和柴达木地块，区域构造北西向，地貌上属内流水域。以南属特提斯构造域，自北向南分别是东昆仑造山带和羌塘-昌都陆块，区域构造呈向东北凸出的弧形，地貌上为外流水域，黄河、长江和澜沧江都发源于此。全省三叠系及其以前地层都已不同程度变质。祁连造山带包括中祁连带和南祁连带。出露最老的变质基底分布在西宁一带，称湟源群，是一套角闪岩相、局部麻粒岩相的片麻岩、片岩和大理岩系，属古元古代。中、新元古界为绿片岩相石英砂岩、板岩和叠层石白云岩系。下古生界海相变质火山岩和碎屑岩总体属弧后盆地沉积。加里东运动后转为地台型浅海和海陆交互相碎屑岩、灰岩和含煤层系。侏罗纪起全部成陆相。秦岭造山带出露最老的地层为下、中泥盆统鱼北沟群碎屑岩和大理岩。石炭

系、二叠系为浅变质碎屑岩和含燧灰岩,含大量火山岩。下三叠统隆务河群为深水浊积岩。晚三叠世起转为陆相沉积。柴达木盆地为一前南华纪陆块,主体部分被近 10 千米厚的中、新生界覆盖。德令哈、茶卡一带沿盆地北缘出露的达肯大坂群和香日德以南沿盆地南缘出露的金水口群都是深变质片麻岩、混合岩、片岩和大理岩系,时代属古元古代。中、新元古界和下古生界层位较齐全,自南华纪起为未变质的地台型盖层沉积。志留系和下、中泥盆统缺失。不整合覆盖其上的上泥盆统在地块东北部有大量钾质粗玄岩和橄榄粗安岩等碱性火山岩产出。石炭系和下二叠统为浅海相灰岩和含煤沉积。上二叠统至中三叠统缺失,向上转为陆相地层。东昆仑造山带以昆仑中央断裂为界,以北的祁曼塔格和阿尔格山是由元古宇和华力西期深成岩组成的岩浆岩带,代表当时的安第斯型大陆边缘。出露最老的地层为中、新元古界万宝沟群片麻岩、大理岩和变玄武岩系,上部玄武岩的 K-Ar 同位素年龄为 10.57 亿年。南华系至中奥陶统缺失。上古生界至中三叠统为海相沉积。侏罗纪起转为陆相。最南部的唐古拉山地区海相地层持续到中、晚侏罗世,白垩纪起转为海陆交互相和陆相沉积。全省岩浆活动时代总的向南变新。南、北大陆拼接的龙木错-澜沧江缝合带在本省南部穿过。

【新疆地质】 geology of Xinjiang 新疆维吾尔自治区位于中国西北边疆,与蒙古、俄罗斯、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦、阿富汗等国接壤,是中国最大的省区。地质上横跨五个构造单元,自北向南依次为:阿尔泰造山带、准噶尔地块、天山造山带、塔里木地台和昆仑造山带。其中前三个单元共同组成天山-兴蒙造山带的西段。阿尔金断裂带把昆仑造山带左行错移而分成东、西昆仑两个部分。新疆最老的地层是出露在塔里木地台周边的太古宇和古元古界结晶基底,原岩为一套中基性、酸性火山岩和陆源碎屑岩的混合岩、斜长角闪岩、片麻岩和片岩系。在库鲁克塔格地区托格拉克布拉克杂岩中角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄达 32.63 亿年。中、新元古界为含藻类和叠层石的白云质大理岩和石英岩。南华纪有三个冰期和两个间冰期,是全国层序最全的剖面之一。寒武系—下奥陶统为浅海碳酸盐岩和泥岩,底部普遍有硅质含磷碎屑沉积,局部夹火山岩。中奥陶统至下志留统以碎屑岩为主。中、上志留统大多缺失。上古生界开始新一轮的海侵,石炭系为浅海碳酸盐岩。巴楚地区晚二叠世有大规模的基性火山喷发。中生代起进入内陆盆地发展阶段。准噶尔盆地周边出露的最老地层为奥陶系变质火山岩和碎屑岩。志留系、泥盆系以碎屑岩夹灰岩为主,也有火山活动,北准噶尔晚泥盆世出现陆相粗碎屑岩。石炭系、二叠系广泛发育火山岩,上部转为陆相。天山造山带最老的变质基底出露在西部伊犁地区,属古元古代,是一套片麻岩夹片岩和大理岩系。向上的中、新元古界和古生界层序基本齐全,为海相碎屑岩和碳酸盐岩,含多层火山碎屑岩,其中上奥陶统含放射虫硅质岩。晚二叠世后转为海陆交互相和陆相沉积。准噶尔盆地以北的阿尔泰造山带是俄罗斯西萨彦造山带在中国境内的延续,除富蕴地区有少量中元古界片岩和叠层石大理岩变质基底外,造山带内主要是南华系到下、中奥陶统的半深海碎屑岩和复理石。下志留统缺失,中、上志留统和泥盆系、石炭系仍保持活动型海相碎屑和火山沉积。二叠纪起转为陆相,伴随酸性火山碎屑岩和苦橄岩喷发。昆仑造山带研究程度相对较低,大致划分三带:北带是以曼于特蛇绿混杂岩带为核心的早古生代碰撞造山带,中奥陶世晚期拼接,晚泥盆世奇斯拉夫组为后造山磨拉石;中带是以苏巴什蛇绿混杂岩带为核心的晚古生代碰撞造山带,中二叠世末拼接,三叠系阿他木帕下组代表后造山磨拉石;南带是由巴颜喀拉群构成的三叠系褶冲带,侏罗纪的前陆冲断带位于南部甜水海地块内部。

极地地学

【南极洲】 Antarctica 南极洲位于地球最南端,离南非约 3600千米,离澳大利亚和新西兰约2200千米,离南美最近,约1000千米。关于南极洲的地理北界目前尚无定论,通常把南纬 60 度(60°S)作为其北界。南极洲的面积包括冰架在内大约为 1400 万平方千米。无冰区约 30 万平方千米,仅占总面积的 2% 左右。南极洲是地球上最高的一个大陆,平均海拔高度为 2050 米。造成南极洲这一特点的主要原因是在南极大陆上覆有一层厚厚的冰雪,其厚度平均为 2450 米,最厚处达 4750 米。南极洲的山脉以横贯整个南极大陆的横贯南极山脉为代表。该山脉呈南北向自 160°E 左右向 45°W 方向蜿蜒延伸,其高度可达 4000 ~ 5000 米。它把南极洲分成东南极与西南极两个部分。东南极是南极大陆的主体,形状近似椭圆形。西南极包括斯科舍弧、南极半岛、埃尔斯沃思地、埃尔斯沃思山和马丽·伯德地等。

【东南极】 East Antarctica 南极洲两大主要区域之一,位于横贯南极山脉东侧,由科茨地、毛德王后地、恩德比地、麦克·罗伯逊地、威尔克斯地和维多利亚地组成。除一小部分外,其余均处在东半球,故此得名。该名称的广泛使用是在国际地球物理年(1957 ~ 1958 年)之后,1962 年美国南极名称咨询委员会接受了该名词。

【横贯南极山脉】 Trans-Antarctic mountains 在南极洲阿代尔角和科茨地之间延伸的山脉,其中有几处间断。该山脉系东南极和西南极的分界线。包括罗斯海西侧和南侧的山群,以及霍利克山、蒂尔山、彭萨科拉山脉、沙克尔顿岭和西伦山。1962 年美国南极名称咨询委员会推荐这一名称,得到国际承认。

【西南极】 West Antarctica 南极洲两个主要区域之一,位于横贯南极山脉以西的太平洋一侧,包括玛丽·伯德地、埃尔斯沃思地和南极半岛。西南极全部位于西半球。该名称至少存在了 75 年,但在国际地球物理年(1957 ~ 1958 年)之后才广泛使用。1962 年美国南极名称咨询委员会接受了该名称。

【南极半岛】 Antarctic Peninsula 形状近似"S"形。它是南极洲的主要半岛,从北面的普赖姆岬一直延伸至亚当斯角和埃克隆德群岛以南的大陆之间。南极半岛首次发现于 19 世纪 20 年代。1964 年由美国南极名称咨询委员会和英国南极地名委员会把该地区进一步划分命名为帕默地和格雷厄姆地(格雷厄姆地限于杰里米角和阿格西角之间连线以北的南极半岛地区,帕默地指该线以南的地区)。

【南极洲极点】 Antarctic pole 南极洲有四个不同的极点。通常所说的南极是指**地理南极**(south pole),即地球自转轴的出露点,亦即 90°S 点。所有的经线均在此会聚。**磁南极**(magnetic south pole),是地球磁场中磁力线会聚的地方。由于地球的磁场不是固定不变的,因此这个点也不是固定不变的。1990 年地球磁南极的坐标是 64.8°S,138.6°E。其年平均移动距离约在 10 ~ 20 千米之间。**地磁南极**(geomagnetic south pole)是把地球作为一个均匀的磁性体来看的磁极位置。它是一个用于分析地球磁场变化的理论值,其坐标为 78°05′S,111°E。除此以外,南极洲还有一个**相对不可接近极**(pole of relative inaccessibility),是南极洲最靠内即离海岸最远的一个点,其坐标为 82°06′S,54°58′E,高度为海拔 3720 米。

【亚南极地区】 Subantarctic area 在南极辐合带外围地区分

布着许多小岛或群岛。虽然它们与南极环境有着密切关系,但本身又具有独特的气候、生物和海洋特征,形成一个独立的生态系统,这些地区被称作亚南极地区。其中最重要的在大西洋一侧有南乔治亚岛、南桑威奇群岛、特里斯坦-达库尼亚群岛及布韦岛;在印度洋一侧有爱德华王子群岛、克罗泽群岛、凯尔盖朗群岛、阿姆斯特丹岛、圣保罗岛、麦克唐纳群岛及赫德群岛;在太平洋一侧有麦夸里岛、奥克兰群岛、坎贝尔岛、安蒂波迪斯群岛和邦蒂群岛。

【埃尔斯沃思地】 Ellsworth Land 南极大陆的一部分,西临玛丽·伯德地,北面是别林斯高晋海,东北面是南极半岛的基部,东面是龙尼冰架的西缘。主要为冰原,但包括有雄伟的埃尔斯沃思山脉和一些散布的山群,如哈得孙山、琼斯山、贝伦特山、梅里克山、斯威尼山和斯凯夫山等。该地位于美国探险家林肯·埃尔斯沃思 1935 年 11 ~ 12 月乘飞机横穿区域的中心。由美国南极名称咨询委员会以埃尔斯沃思的姓氏命名,以纪念他从邓迪岛到罗斯冰架的具有历史意义的横穿大陆飞行。

【埃尔斯沃思山】 Ellsworth mountains 位于南极洲埃尔斯沃思地的一条大山脉,长约 200 海里,宽 30 海里。呈北北西-南南东走向,矗立在东邻龙尼冰架的雪原上,被明尼苏达冰川分成北森蒂纳尔岭和南赫里蒂奇岭。前者高得多并有壮观的文森峰(海拔 5140 米),是南极大陆的最高点。该山脉由林肯·埃尔斯沃思在 1935 年 11 月 23 日从邓迪岛到罗斯冰架做横穿南极大陆飞行途中发现,并命名为森蒂纳尔岭,后由美国地质调查局根据测量和美国海军的航空照片(1958 ~ 1966 年)详细绘图,当发现该山脉显然包括了两个不同的山岭后,美国南极名称咨询委员会给较高的北部定名为森蒂纳尔岭,南部为赫里蒂奇岭,并以发现者的姓氏埃尔斯沃思为整个山脉命名。

【查尔斯王子山脉】 Prince Charles mountains 位于东南极麦克·罗伯逊地,包括阿托斯岭、波尔朵斯岭和阿拉米斯岭。这些山连同其他散布的山脉一起形成了长约 260 海里的弧,从北面的斯塔莱特山附近一直延伸至南部的古德斯皮德冰原岛峰群。1946 ~ 1947 年由美国海军"跳高行动"队飞行人员从远距离进行过首次观测和摄影,1954 ~ 1961 年有几支澳大利亚南极考察探险队在此作过考察,1956 年由澳大利亚南极名称委员会以对英国王位有确定继承权的查尔斯王子命名。

【罗斯海】 Ross sea 南极洲在太平洋一侧的一个大海湾,西起阿代尔角,东至科尔贝克角,深入南极大陆。以 1841 年发现该海区的詹姆斯·克拉克·罗斯的姓氏命名。罗斯海是南极陆架研究最好的地区。在冈瓦纳古陆解体之前,罗斯海和玛丽·伯德地与新西兰连在一起。随着冈瓦纳古陆的裂解,该区在白垩纪时产生了一系列裂谷盆地。盆地中发育了陆相及浅海相沉积,与火山岩共生。在罗斯海中有 4 个沉积盆地:东盆地、中央槽地、维多利亚盆地和伯德盆地。这四个盆地均呈长条状,走向北北东-南南西。东盆地位于罗斯海外海陆架上,沉积物厚 6 ~ 7 千米,下部为河流三角洲相,上部为冰海相,时代为晚渐新世。中央槽地中沉积厚 6 ~ 7 千米,地层与东盆地中的相似。在该槽地中,晚渐新世冰海相沉积以明显的不整合覆于白垩纪—古新世的陆相及浅海相沉积之上。维多利亚盆地是一个构造盆地,盆地中沉积物厚 2 ~ 5 千米。伯德盆地位于罗斯冰架之下,盆地中沉积物厚 2 千米。罗斯海中最有潜力的生油层是白垩系—古新统,在麦克默多湾施工的钻孔中于 632 米深处见到了沥青层,在该钻孔中还见到天然气。

【斯科舍海】 Scotia Sea 以沙格群岩、南乔治亚岛、南桑威奇群岛、南奥克尼群岛和南设得兰群岛为界的海,大约在 55°W 汇入德雷克海峡。以 1902 年 W.S.布鲁斯率领的苏格兰国家南极探险队(1902 ~ 1904 年)在这一海域使用的探险船的船名命名。

【威德尔海】 Weddell Sea 位于东南极毛德王后地挪威角和南极半岛之间的大陆外,是一个由冰组成的大海区。1823 年由詹姆斯·威德尔(James Weddell)发现,并命名为"乔治四世海"。1900 年卡尔·弗里克博士提议用现在的名称来纪念该海区的发现者。这个名称已被人们普遍接受。威德尔海东南陆架的沉积厚度为 2.0 ~ 2.5 千米,但在 73°S ~ 75°S 之间有一狭窄的深海盆地称布伦特巨槽,沉积厚度可达 10 千米。威德尔海东南部陆架地区第四纪冰川及冰海相沉积中被改造了的孢粉主要为白垩系陆相组合,而威德尔海东北部陆架的孢粉则主要为海相组合。布伦特巨槽及其西的克拉里海槽西边的陆架,两地的钻孔中见到的白垩系炭质泥岩均是有潜力的生油岩;该区发育的三角洲及冲积扇可能构成良好的储油层和盖层,其油气具有潜力。

【布兰斯菲尔德海峡】 Bransfield strait 位于南设德兰群岛和南极半岛之间,呈北东-南西向延伸,长约 200 海里,宽 60 海里。是一个张性盆地。重力、磁力及地震等地球物理调查表明盆地中的沉积物厚 2.5 ~ 3.0 千米。下伏为洋壳。

【内皮尔杂岩】 Napier complex 系出露在东南极恩德比地地区的一套深变质岩系,由各种片岩、片麻岩及绿片岩组成,普遍含层状、似层状、透镜状磁铁石英岩,以纽曼冰原岛峰群中的铁矿最大,铁矿形成时代主要有 31 亿年、29 亿年、24 亿年三期。在松斯山出露的英云闪长片麻岩中,用离子探针质谱法测定其锆石 U-Pb 年龄为(39.3 ± 0.1)亿年。是南极洲最古老的岩石,也是全球已发现四个最古老的岩石之一。

【雷纳杂岩】 Rayner complex 分布于东南极恩德比地。时代主要为中元古代。在奈山出露的英云闪长质片麻岩中的锆石用离子探针质谱法测定其 U-Pb 年龄为(1465^{+25}_{-20})百万年。

【阿尔曼山脊群】 Ahlmann Ridge Gr 时代属古、中元古代。分布于西毛德王后地,为绿片岩相变质硬砂岩、粉砂岩、页岩、泥岩和砾岩组成,顶部有火山岩出露。厚度不详,未见顶、底。侵入其中的粒玄岩的年龄为 16.72 亿年。

【威尔逊群】 Wilson Gr 分布于北维多利亚地威尔逊地体。威尔逊地体宽 50 ~ 100 千米,长 300 ~ 600 千米。威尔逊群可能不整合伏于鲍尔斯超群之下,主要由新元古代—早寒武世泥质岩、泥质片岩、千枚岩、长英质副片麻岩和石英岩组成。有时见有角闪岩、角闪片岩及黑云母片麻岩和角砾状混合岩,还有花岗岩和伟晶岩脉等。变质岩中有含尖晶石、石榴子石和橄榄石的超镁铁质岩。同构造期花岗岩中锆石的 U-Pb 年龄为 645 百万年。在威尔逊地体东边的兰特曼岭,片麻岩 Rb-Sr 年龄为(610 ± 26)百万年。另在罗伯逊湾地体进行的 Nd 同位素测定表明,当 Rb-Sr 系统在 600 百万年平衡时,Nd 的模式年龄约为 1800 百万年。由此可见,该区的地层可能是前寒武纪地层经改造而来。岩石遭受了角闪岩相变质。东部显示高压变质,具蓝晶石-矽线石、十字石等矿物;西部为红柱石-矽线石,以及堇青石-白云母-石英组合。变质峰期的温度为 650 ~ 700℃,压力为(7 ~ 10) × 10^8 帕;变质作用发生在(544 ± 4)百万年。

【伯德群】 Byrd Gr 分布于南维多利亚地伯德冰川区,属下寒武纪地层。格雷舍尔及尼姆洛德冰川地区发育最好。是南极最早发现古杯灰岩的地方,厚度达 8000 米。有 4 个地层单元:斯塔绍特组、迪克组、沙克莱顿灰岩及道格拉斯砾岩。斯塔绍特组未与其他任何地层接触,层位关系不明。迪克组厚度小,只在局部地区出露,为泥质岩层,在斯塔绍特冰川北坡被道格拉斯砾岩覆盖。在斯塔绍特冰川南侧的霍利克岭,伯德群由沙克莱顿

灰岩及上覆的道格拉斯砾岩组成。沙克莱顿灰岩不整合覆盖于前寒武系戈尔迪组之上。斯塔绍特组下部的沙克莱顿灰岩厚约5400米，常见瘤状、透镜状、泥粒状灰岩、粒状碳酸盐岩及生物扰动灰岩，另有鸟眼状构造的蒸发垮塌角砾岩；还见有古杯藻礁，反映系温暖的浅海环境。含古杯类、藻类、软体、腕足、三叶虫及遗迹化石。三叶虫有 *Wutingaspis*，*Pensacola*，*Yunnanocephalus*，与中国下寒武统筇竹寺阶的中上部相当(阿特达班期)。但古杯化石的时代稍晚，相当于博托米阶(下中寒武统)。道格拉斯砾岩与沙克莱斯顿灰岩之间有一明显的侵蚀面。砾石成分复杂，含古杯灰岩砾石，为一套洪积扇相堆积。由于缺乏化石证据，时代尚难确定。按层位关系曾推测属于下、中寒武世或晚寒武世。伯德群上部被比肯超群覆盖。

【比德莫尔群】 Beardmore Gr　分布于横贯南极山脉北端维多利亚地区尼姆罗德冰川区，为含古杯海绵化石的寒武纪灰岩。估计岩层厚3000米以上。岩层不整合覆于晚前寒武纪硬砂岩和泥质岩之上，遭受了紧密褶皱，并被比肯超群不整合覆盖。该群系首次发现于褶皱基底中的寒武纪地层。

【尼姆罗德群】 Nimrod Gr.　时代为寒武纪。分布于横贯南极山脉地区，主要出露于米勒岭和尼姆洛德冰川上游，为角闪岩相变质岩。岩性包括长英质片麻岩、眼球状片麻岩、混合岩、石英岩、泥质片岩、角闪岩、钙硅酸盐片岩和由浅海相砂岩、灰岩和白云岩变质而成的大理岩等，具基性火山岩夹层，被寒武纪花岗岩侵入。可能是比德莫尔群经高级变质和构造变动后形成的产物。

【鲍尔斯超群】 Bowers Supergroup　分布于北维多利亚地鲍尔斯地体中，时代为中、晚寒武世—早奥陶世。自下而上由斯莱奇群，马里纳群及利普耶尔群三套岩层组成，彼此间均是角度不整合。斯莱奇群广泛分布于鲍尔斯地体，底部未出露，由互相交错的两组岩层(格拉斯哥组及莫拉组)组成。格拉斯哥组为斑状、球泡状玄武质及安山质岩流、火山角砾岩及沉积岩，在层型地点(格拉斯哥山)厚度至少2500米。其中的镁铁质岩石被解释是原始岛弧型拉斑玄武岩。莫拉组主要由黑色泥岩组成，含砂粒磨圆性好、具波纹、交错层理和平行层理的细砂岩，厚度超过1350米，在砾岩中的灰岩碎屑里发现一个三叶虫头冠，推测为中寒武世。马里纳群是一套海进与海退层序，为浅水、边缘海相沉积。与下伏地层接触处被掩盖，厚约2500米。产中、晚寒武世三叶虫化石。利普耶尔群为晚寒武世—早奥陶世。

【罗伯逊湾群】 Robertson bay Gr　分布于北维多利亚地罗伯逊湾地体中，为中等变形的含化石沉积岩及火山岩。过去一直被划为前寒武纪。在其典型地区汉德勒山脊的灰岩碎屑中找到三叶虫、牙形石和腕足动物化石，时代为晚寒武世—中奥陶世。K-Ar年龄505～455百万年。

【道格拉斯砾岩】 Douglas conglomerate　分布于横贯南极山脉尼姆罗德冰川和伯德冰川之间，厚400～1000米。不整合伏于泥盆纪比肯超群之下，时代可能属早奥陶世—早泥盆世，也有人认为属中寒武世。

【比肯超群】 Beacon Supergroup　分布于横贯南极山脉。时代为泥盆纪到侏罗纪。由于这里上覆的是一套侏罗纪玄武岩，因此也有人把比肯超群的时代仅划为泥盆纪到三叠纪。该超群自下而上由泥盆纪泰勒群、上石炭统维多利亚群、二叠系比肯砂岩、三叠系弗里姆组和下、中侏罗统费拉尔群以及科克帕特里克玄武岩组成。

【埃默里群】 Amery Gr　时代属二叠纪—三叠纪。出露于查尔斯王子山脉，厚约2000米。主要由砂岩、页岩和煤组成，底部有可能为冰川成因的砾岩。岩石中富含舌羊齿(*Glossopteris*)及晚二叠世孢粉。最近在上部弗拉格斯通岩滩组薄层砂岩中发现了 *Dicroidium*，其时代为三叠纪瑞替期。

【比肯砂岩】 Beacon sandstone　分布于横贯南极山脉比肯超群中，1901～1904年由英国人发现，1907年法勒(H. T. Ferrar)正式命名，下部为砂岩，上部为煤系地层。煤层一般厚2米左右，最厚者达10.7米，多呈似层状、透镜状，沿走向延伸1～3千米，资源量1530亿吨。1914年西沃德(A. C. Seward)首次发现舌羊齿(*Glossopteris*)，确定其时代为二叠纪。经与邻近大陆的类似地层进行对比，发现 *Glossopteris* 在印度、南非、澳大利亚普遍存在，其分布范围与北美、欧洲和北非等地的石松植物群、亚洲的华夏植物群不重叠，是晚古生代仅在南半球发现的一个独特的植物群，从而建立了南极大陆与冈瓦纳古陆的关系，确定南极大陆是冈瓦纳古陆的组成部分。

【弗里姆组】 Fremouw Fm　分布于横贯南极山脉比德莫尔冰川区的三叠纪地层，这套地层主要为火山成因的砂岩，厚300米，含硅化木。在含植物碎片的粉砂岩中有 *Dicroidium*(二叉羊齿)，在上段产 *Lystrosaurus*(水龙兽)，这是冈瓦纳古陆特有的动植物。南极发现的 *Lystrosaurus* 与印度、南非及南半球其他大陆所见相同。由于水龙兽不会游水，是一种大型陆生动物，因而人们认为它们当时应该生活在同一陆地上，即当时冈瓦纳古陆还未分离，是连接在一起的统一大陆。

【维斯特费拉熔岩】 Viestfjella lava　分布于毛德王后地的三叠纪火山岩。出露厚5～50米，未见顶、底。估计最厚可达550米，累计厚2 000米。

【费拉尔群】 Ferrar Gr　分布于横贯南极山脉比肯超群顶部，主要由粒玄岩组成。时代属中、晚侏罗世。

【科克帕特里克玄武岩】 Kirkpatrick Basalt　时代属早、中侏罗世。分布于比德莫尔冰川附近的亚里山德拉王后岭中段及南段，覆于比肯超群上部早侏罗世普雷布尔组长英质火山岩之上。主要由玄武岩熔岩组成，其中仅夹不到1%的长英质凝灰岩和湖相沉积。最厚520米，岩流厚0.5～220米。沉积岩中含 *Conchostracans*、鱼类和植物化石。

【港湾花岗侵入杂岩】 Harbour granite intrusive complex　发育于横贯南极山脉，是罗斯运动的产物，由广泛分布的岩基、岩株、岩瘤和岩席组成。有关的变质及侵入作用的时限较长，发生在5.20亿～4.50亿年间，主要为晚寒武世—早奥陶世。

【阿德密拉尔蒂侵入体】 Admiralty intrusive　分布于北维多利亚地的泥盆纪—早石炭世花岗岩。花岗岩侵入罗伯逊湾群和鲍尔斯超群地层中。

【杜费克杂岩】 Dufek complex　杜费克杂岩位于彭萨科拉山北段，是一个层状杂岩体，面积约50 000平方千米，厚达8000～9000米，是仅次于南非布什维尔德杂岩的世界第二大基性岩体。岩体侵入时代约在1.70亿年的中侏罗世。杂岩体具层状构造，形成一个开阔的盆地，以5°～10°倾角略向东南方向倾斜。杂岩体下部主要为辉长岩；杂岩体上部主要为铁质辉长苏长岩至闪长岩。岩体剖面大体上可与布什维尔德杂岩体上部的两个带即主带和上带对比。杜费克杂岩体无论是铁、钛还是铬及铂族金属、铜、镍等矿化均是有找矿潜力的。但目前研究尚不够。

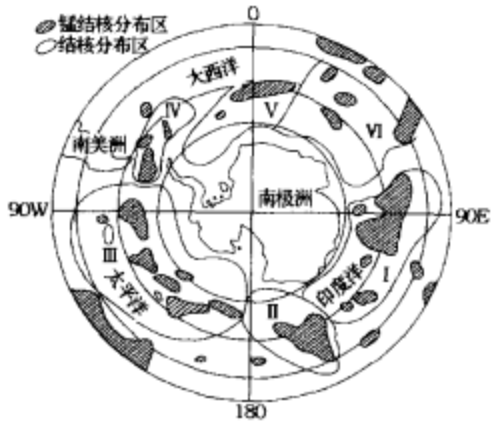
【比德莫尔运动】 Beardmore orogeny　又称**尼姆罗德运动**(Nimrod orogeny)。主要发育于横贯南极山脉，时代为新元古代，表现为元古宙末至寒武纪地层与下伏新元古代地层不整合接触，可能还伴随有变质作用。

【罗斯运动】 Ross orogeny　主要发育于横贯南极山脉，时代

为晚寒武世或早奥陶世,表现为比肯超群与下伏地层不整合接触以及相关的变形、变质作用。

【南极地壳结构】 Antarctic crustal structure 根据重力和磁力地球物理调查,南极洲分为两大部分:东南极和西南极。两者之间以横贯南极山脉为界。西南极地壳的平均厚度约 30 千米,东南极大于 40 千米,部分地区甚至大于 50 千米。两者之间为突变接触。根据地震反射测量,在西南极波速为 5.7 ~ 6.4 千米/秒的基底杂岩界面至少位于海平面下 2 千米,而在伯德冰下盆地则至少在海平面以下 4 千米。在东南极,这一界面接近海平面。深地震反射剖面测量表明,在东南极的毛德王后地海岸,莫霍面在内地深 38 ~ 40 千米,向海岸减少至约 30 千米。该区在 18 千米深处见有明显的壳内康拉德不连续面,其上的岩层波速为 6.0 ~ 6.2 千米/秒,其下的岩层波速为 6.7 ~ 6.9 千米/秒。西南极威德尔海的菲尔希纳冰架莫霍面深 33 ~ 36 千米,然后向海岸方向迅速下降到 40 千米。下地壳厚约 10 千米。麦克默多湾的地震反射资料与重力资料结合,表明东南极的壳-幔界面在海平面下 25 千米处,向东迅速下降至 35 千米深,而向西至罗斯岛逐渐降至 28 千米深。南极半岛西北结晶基底深 1 千米,莫霍面深 35 ~ 45 千米。重力异常也显示出东南极与西南极的地壳结构。

【南大洋海底锰-多金属结核】 manganese-polymetallic nodule in southern oceans 在南极洲周围的南大洋海底,锰-多金属结核分布带宽达 400 千米,覆盖面积约占南大洋海底面积的 68%。每平方米含金属量超过 2 千克,其成分以锰为主,目前所知镍、铜、钴含量较低。南大洋锰-多金属结核的分布情况可分为六个区。每个区的范围大体上相当于一个洋盆,南面为南极洲,北面为隆起构造。Ⅰ区:位于南印度洋的深海部分,锰-多金属结核主要集中在盆地西部,产于水深大于 2300 米的地方。据 31 个样品的分析结果,金属的含量都很低,Ni + Cu + Co 平均为0.88%。然而在不和谐带地区 Ni + Cu + Co 可达 2.08%。最重要的金属是 Co,在凯尔盖朗高原附近 Co 含量可达 0.31%。锰-多金属结核在海底的覆盖率可达 30%。Ⅱ区:铁锰结核分布很广,分布深度可达 2000 米。据 16 个样品的分析结果表明结核中含 Co 较高,达 0.73%,而含 Ni、Cu 低。本区面积不大,但洋底结核密度大,因此储量可能不小。Ⅲ区:这是南大洋中面积最大的锰-多金属结核分布区,位于东南太平洋盆地的最南部。结核主要分布在别林斯高晋海盆及阿蒙森埃尔坦尼海盆的最深部位,并一直延伸到切割东太平洋隆起的断裂带上,在 140°W 及 160°W 之间的断裂带及埃尔坦尼断裂地区结核特别丰富。而在海水深3000 ~ 6000 米以上地区尤为富集。这里结核的成因可能是海底火山活动与强烈的底流共同作用的结果。该区面积很大,平均宽 400 千米,长 300 千米以上,结核覆盖面积可达 75%以上。根据 168 个样品分析结果,结核中平均含 Ni 0.45%、Cu 0.21%、Co 0.24%。总的来说盆地东部的 Ni、Cu 较低,向西略有增高。有 2 个样品 Ni + Cu + Co 的含量分别达到 2.57%和 2.48%。结核中的 Ni、Cu、Co 含量还很低,尚不具经济价值。Ⅳ区:是Ⅲ区的东延部分。它穿过德雷克(Drake)海峡和斯科舍海进入西南大西洋。洋底结核覆盖率达 75%。结核中金属含量与Ⅲ区相似。在福克兰德海脊 Ni 含量略高,约 0.80%。总的来说结核中的金属包括 Co 在内含量低。Ⅴ区:区内资料很少,该区深海盆即威德海盆地面积大。结核主要分布在北部邻近非洲大陆边缘的地区。从其他处于南半球高纬度地区的深海盆的情况看来,推测该区存在丰富的结核。但含 Ni、Cu、Co 低。Ⅵ区:范围大体上与非洲-南极洲海盆一致,海盆大部分地区水深超过 5000 米。据 32 个结核分析结果看,Ni、Cu、Co 含量低;结核在洋底的覆盖率达 30%。目前尚难对其资源潜力做出评价。



南大洋洋底锰-多金属结核分布区

【南极洲气候】 Antarctic climate 南极洲是地球上最冷的大陆。南极夏季(一月份)平均气温在滨海区为零下几摄氏度,内陆区为 -30℃;南极冬季(七月份)平均气温在滨海区为 -20℃,内陆区为 -65℃。1983 年 7 月,苏联东方站曾记录下 -89.2℃的南极洲最低气温。这也是地球上的最低气温记录。南极洲亦以风暴频繁而强烈著称。由南极中央高原向大陆沿岸方向流动的下降风常在沿岸形成强烈的暴风雪。暴风雪来时,能见度急剧下降,甚至下降到零。暴风雪的持续时间由几小时至几天。风速可达 85 米/秒以上。南极洲是地球上最干燥的大陆,有"白色沙漠"之称,年平均降雪量为 12 厘米。在大陆内部的中央高原,年平均降雪量只有 5 厘米,仅比撒哈拉大沙漠稍多一点;在沿海地带宽 200 ~ 300 千米的范围内,年平均降雪量可达 20 ~ 50 厘米。

【南极洲土壤】 soils on the Antarctic continent 发育于南极洲上的土壤。国际上对南极洲土壤研究始于 20 世纪 60 年代末期,至今已取得不少资料,中国也做了努力。南极洲丰富的动植物化石佐证了南极大陆原与澳大利亚、印度、南美洲同为古冈瓦纳大陆,其相互分离始于侏罗纪,完成于古近纪,从沉积岩中发育良好的交错层理,说明南极洲在分离过程中,环境由暖湿森林过渡到后来的干寒荒漠。目前南极洲土壤虽具有典型的极地特征,诸如永冻层浅(多在 30 厘米以内)、腐殖质含量极低(有机碳平均 < 1 克/千克)、土层薄(< 20 ~ 30 厘米)、砾石含量高(60% ~ 70%)、土壤中矿物风化度低等。但也有盐化、钙化与脱钙、漂洗等成土过程。最值得注意的:南极土壤中有红化作用,在 67°S 的恩德比地的红色土中,B 层结构体上还有富铁胶膜;64°S 的南设德兰群岛的土壤可呈强氧化色,有的土壤中可含有 2% ~ 12%的游离铁。更令人费解的:南极半岛还发现了微弱发育的沙漠漆皮。唯一的解释是:这些可能是过去潮湿或炎热气候条件下的产物。

【南极辐合带】 Antarctic convergence 南界为南极洲的海岸线,北界则是一条变动于南纬 50°和南纬 60°之间的假想线之间的地带。在南极辐合带中,来自南极大陆的几乎不含盐的冷水向来自温暖地区含盐较高的温水之下流动。这样,南极辐合带不仅是一条海洋地理界线,同时也是一条海洋生物学界线。在辐合带以南,所有的生物都生活在一种非常特殊的环境中,形成独特的海洋生态系统。因此,南极辐合带是一条环绕南极大陆的海流、水温、盐度及生物的跃变带。以南极辐合带(南纬 50° ~ 60°之间)为界。往南与太平洋、大西洋和印度洋的南端部分构成南大洋。总面积约 3800 万平方千米。

【极地西风带】 Polar westerly 南极地区对流层下部,经常为极地冷高压所盘踞。南半球中纬度则为副热带高压。南极地区外围为一气旋活动带。南纬 65°以北盛行西风,形成极地西风带,其中南纬 40° ~ 50°之间为所谓的咆哮西风带,该地区多风暴,风力特别强,对船舶航行极为不利。南纬 65°以南则为**极地东风带**(Polar easterly)。

【极地气旋】 Polar cyclone 南极大陆高压的周围,常年存在

着许多极地气旋,这些极地气旋有规律地自西向东移动,是影响南极地区的主要天气系统之一。罗斯海、威德尔海、别林斯高晋海和普里兹湾等海区,均为气旋生成和消失的高频区。按气旋移动和影响天气的特点,可将其路径分为正面影响南极半岛的北端路径、偏南路径和偏北路径三类。气旋活动有明显的季节性变化。夏季气旋活跃、气旋数偏多;冬季偏少;过渡季节接近平均数。南极冬季来临时,总有几次强冷空气的爆发,偏北路径气旋数增多。极地气旋的平均移速约为每小时 29.9 千米,平均每天移 14.4 个经度,在过渡季节移速明显加快。在气旋移至南极半岛西侧时,移速有所减慢。在别林斯高晋海和威德尔海常出现回旋或停滞,而穿过南极半岛时移速加快,常出现跳跃现象,穿过德雷克海峡时移速更快。在利用卫星云图对气旋活动特征的分析中发现,南极地区气旋在云图上反映出螺旋结构和锋面云系的基本特点,与北半球基本相似。在天气资料十分稀少的南大洋,有些气旋在天气图上并不清楚,但在卫星云图上,螺旋云系的特征却十分清晰。

【南极海冰】 Antarctic sea floe 分布于南极大陆周围的海冰。南极冬季海冰面积可达 2000 万平方千米,完全封住整个南极大陆并向外延伸 300 ~ 400 千米,个别地区达南纬 55°。夏季海冰面积缩小到 400 万 ~ 500 万平方千米。

【罗斯冰架】 Ross ice shelf 分布于罗斯海湾南部,几乎全部浮在冰上。向海一侧以长约 400 海里的悬崖冰峰为边缘,高 15 ~ 50 米。是罗斯(James Ross)于 1841 年 1 月 28 日发现。罗斯曾绘制了向东至 160°W 的冰峰图。

【南极高空大气物理】 Antarctic high altitude atmospheric physics 高空大气物理学的研究对象,是从 30 千米高空一直到行星际空间所发生的地球物理现象和物理过程。它是联系着天体物理和地球物理的一门边缘科学,研究内容包括大气结构、电离层和日地空间物理三大部分。在高空大气物理学研究过程中,极区观测研究占有极重要的地位。作为控制日地空间系统的太阳能输入,主要由电磁辐射和粒子辐射两部分构成。前者直接射向地球,后者在向地球的传输中受太阳风和电磁场共同作用的影响。地球南、北极区是地磁场近于垂直进出地面的区域,从而成为空间带电能量粒子易于进入的区域,它能使带电能量粒子近于垂直地向磁层、电离层以至中低层大气输出,使各层区产生重要的能量、动量和质量耦合区域,并形成一系列重要物理现象,如极光、粒子沉降、极区风暴、哨声与地磁脉动以及中层大气加热和光电离等。

【南极电离层】 Antarctic ionized layer 电离层为自由离子足够多并影响到无线电波传播的那一部分大气层,其高度范围大约为 60 ~ 1 000 千米,从低到高分为:D 层、E 层(含 Es 层)、F1 和 F2 层以及上电离层。探测与研究电离层的目的,是了解电离层内发生的各种化学、物理和动力学过程,如大气成分的变化、中性风运动、等离子体波动、能量传输等,以便为通信、导航和雷达定位服务。与其他地区相比,高纬和极区电离层中,在太阳和地磁扰动条件下各种过程尤为复杂,变化更为剧烈。因此,极区电离层的研究是高空大气物理研究的一个重要组成部分。

【极光】 aurora 出现在高纬度地区高空的辉煌瑰丽的彩色光像,呈带状、弧状、幕状或放射状。亮度一般像满月,常带红、绿等色彩。极光现象主要发生在 E 层电离层内。由太阳发出的高速带电粒子因地球磁场作用而折向南北两极附近,是高层分子或原子激发而发生。1984 年,中国在戴维斯站越冬的科学家,在脉动极光的观测研究上取得了喜人的成果,在国际上第一次观测到脉动极光出现率日变化的双峰现象,首次于南半球磁纬(不变磁纬 75°)这样高的戴维斯站,在午后扇面内观测到脉动极光,并做出了合理的物理解释。

【哨声】 whistle 电离层和磁层中因磁场排列的电离不均匀性所形成的哨声。极地哨声和地磁脉动关系密切,很早以来,人们就注意到哨声发生率与地磁活动的关系。在极区,哨声活动与地磁活动呈负相关,而在其余纬度上,哨声活动随地磁指数的升高而增加。南极长城站夏季哨声活动与地磁指数也有密切关系,一般在磁扰后 1 ~ 3 天哨声发生率达到极大值,而此时的色散值则似有下降趋势。

【南极地磁】 Antarctic telluric magnetic force 由于地球磁场的偶极子结构,使极区磁场与地面近乎垂直,成为空间高能带电粒子易进入的窗口。所以,磁层、电离层、高层大气能量和质量及动量耦合主要发生在极区,形成了一系列重要的日地物理过程,如极光、粒子沉降、极区风暴、西向浪涌、极盖吸收、中层大气加热等。上述这些过程对全球无线电通信、飞船、卫星的正常飞行都有重大影响。此外,磁南极的长期移动也是十分突出的研究课题。从 1841 年罗斯首次测定南磁极位置至今,磁南极位置大约移动了 1000 千米。磁南极的移动,与地磁偶极矩的减小、非偶极子场的西向漂移、南极大陆磁异常等都有密切联系。

【南极洲发现考察史】 History of discovery and expedition of Antarctica "Antarctica"一词源出希腊字 Anti 和 Arktos。Anti 即相反之意,Arktos 即熊之意,系指小熊星座。当时的古希腊人根据对称理论猜想在与他们自己所在的陆地对称的地方有一个未知的陆地存在。这一设想经历了数千年,在无数探险家和科学家为之付出了艰苦的劳动甚至牺牲后最终变成了现实。关于南极的发现和考察史,曾经有人将其分为发现时代(1772 ~ 1900 年)、英雄时代(1901 ~ 1927 年)、航空时代(1928 ~ 1956 年)和科学时代(1957 年以后)四个时代。而从科学考察的角度来看,则可分为下述四个阶段:①探险阶段(1520 ~ 1824 年)。人们对南大陆的寻找最早可追溯到 1520 年(?)麦哲伦(Magellan)的探险。自那以后还先后有不少探险者进行过这种探索,但均未成功。1772 ~ 1775 年,英国航海家詹姆斯·库克(James Cook)在环球航行中三次穿越南极圈,1818 年,英国商人威廉·史密斯(William Smith)第一次见到一块陆地,即现在的南设得兰群岛的利文斯顿岛,在岛上见有南美海豹猎人的活动遗迹。同年,纳撒尼尔·帕尔默(Nathaniel Palmer)到达欺骗岛,见岛上亦有海豹猎人活动过。其后,他又与鲍威尔(Powell)一道驱船向东行驶,到达现在的南奥克尼群岛。1819 ~ 1921 年,俄国人 T. 别林斯高晋(Thaddeus Bellingshausen)率船越过南极圈,到达现在的别林斯高晋海,见到了现在的亚历山大岛,并到达过南设得兰群岛。之后,威德尔(James Weddell)于 1820 ~ 1824 年到达过威德尔海。②初期科学航海阶段(1833 ~ 1843 年)。1833 年,高斯(K. F. Gauss)关于地球磁场的研究成果发表后,一些国家开始组织寻找磁南极。1837 ~ 1840 年,迪蒙·迪尔维尔(Dumont d'Urville)受法国科学院派遣前往南极地区进行地球物理观察。他不仅到过南极半岛,而且到达了他命名的阿黛利地。1838 ~ 1841 年,威尔克斯(J. C. Lieutenant Charles Wilkes)沿现今的威尔克斯地海岸进行了航行。1839 ~ 1843 年,罗斯(James Ross)受英国海军派遣前往南极进行地理、海洋和天文考察,并同时进行了一些地磁、地质、植物及动物观察,在 78°04′S,他发现了现在以他的名字命名的罗斯冰架。此后,由于当时不少国家内战迭起,致使 19 世纪中叶的南极探险与考察很少有人问津。③早期科学调查阶段(1882 ~ 1912 年)。19 世纪末期蒸汽机的发明给早期的南极科学考察创造了条件。1882 ~ 1883 年的**第一个国际极地年**(*1st International Polar*

Year)标志着这一阶段的开始。1895 年在伦敦召开了第六届国际地理大会。嗣后,提出了第一个具有科学意义的联合计划,并建议各科学协会敦促各国政府推进南极考察,担负起科学考察的使命。1899 年在柏林召开了第七届国际地理大会。南极问题仍然是会议的主要议题。与会者着重指出,在南极开展各自孤立的考察是不合适的。他们敦促对南极研究有兴趣的国家开展合作考察。其结果,德国、瑞典、英国和法国在 1901 ~ 1905 年间成功地组织了国际考察。1901 ~ 1904 年,英国探险家罗伯特·斯科特(Robert Scott)率"发现号"船驶入罗斯海地区,对麦克默多海峡地区进行了详细勘测。1902 ~ 1903 年,苏格兰人威廉·布鲁斯(William Bruce)在南奥克尼群岛的劳里岛上建立了第一个小型气象和地磁观测站,称奥斯蒙德站。这是南极洲的第一个常年观测站。该站于 1903 年由阿根廷政府接管,一直运转至今。此外,1903 ~ 1905 年和 1908 ~ 1910 年间,法国人查尔科特(Charcot)率"法兰西号"在南极半岛地区进行过海洋、地理和环境方面的考察。从 1907 ~ 1909 年,欧内斯特·沙克尔顿(Ernest Shackleton)率"Nimrod"号的探险可能是第一次企图到达南极点的尝试。他曾于 1909 年 1 月 4 日到达 88°23′S。1909 年,他们成功地到达磁南极。该极点当时的坐标是 72°25′S,155°16′E。1911 年 12 月 14 日,阿蒙森(Roald Amundsen)第一次到达南极极点。稍晚,1912 年 1 月 17 日,斯科特(Robert Falcon Scott)也到达南极极点。④科学考察阶段(1928 年至今)。飞机应用于南极考察标志着这一阶段的开始。1928 年英国人休伯特·威尔金斯(Hubert Wilkins)从欺骗岛起飞,在南极半岛上空进行了长距离的观测和航空摄影。1929 年,美国人伯德(Richard E. Byrd)首次完成飞越南极极点的航行及空中摄影。1933 ~ 1935 年,他再度通过航测证明罗斯海与威德尔海不相连,即南极大陆是一个整体。此外,美国人林肯·埃尔斯沃思(Lincoln Ellsworth)于 1935 年对南极半岛及西南极以及德国人里奇尔(Alfred Ritcher)于 1938 年对毛德王后地进行了航空摄影及考察。1946 ~ 1949 年,美国派出大规模的考察队对南极大陆沿岸进行了面积达 390 万平方千米的航测,拍摄了航空照片 1 万 5 千张,侦察照片 7 万张。通过航测确定了 18 条山脉的地理位置,并把新发现的山脉、半岛、海岛及海等填入地图。1957 ~ 1958 年的国际地球物理年把南极科学考察推向高潮。在这一年中,67 个国家的科学家在南极洲密切合作进行科学考察,建立了大约 50 个考察站,并建立了**南极研究科学委员会**(Scientific Committee on Antarctic Research, SCAR)。1959 年,参加国际地球物理年的 12 个国家在华盛顿签订了《**南极条约**》(《Antarctic Treaty》)。截至 1990 年,加入这个条约的国家已达 39 个,其中协商国 27 个。中国于 1983 年 6 月 8 日加入《南极条约》,1985 年 10 月 7 日成为南极条约协商国。

【南极考察站】 research stations in Antarctica 南极的科学考察站包括常年站和夏季站两种。迄今南极主要的考察站见表:

国别	南极考察站	地理坐标
阿根廷	贝尔格拉诺Ⅱ站(Belgrano Ⅱ)	77°52′S,34°37′W
	奥卡达斯站(Orcadas)	60°44′S,44°44′W
	埃斯佩兰扎站(Esperanza)	63°24′S,57°00′W
	马兰比奥站(Marambio)	64°14′S,56°37′W
	圣马丁站(San Martin)	68°08′S,67°06′W
	龙巴尼站(Jubany)	62°14′S,58°40′W
澳大利亚	马阙里岛站(Macquarie Island)	54°30′S,158°57′E
	莫森站(Mawson)	67°36′S,62°52′E
	戴维斯站(Davis)	68°36′S,77°58′E
	凯西站(Casey)	66°18′S,110°32′E
巴西	费拉兹中校站(Commandter Ferraz)	62°05′S,58°24′W
智利	普拉特上校站(Captain Arturo Prat)	62°30′S,59°41′W
	奥希金斯将军站(General Bernardo O'Higgins)	63°19′S,57°54′W
	马尔什中尉站(Teniente Rodolfo Marsh)	62°12′S,58°54′W
德国	冯诺迈伊尔站(Georg Von Neumayer)	70°37′S,8°22′W
	福斯特站(Georg Foster)	70°47′S,11°51′E
法国	迪蒙·迪尔维尔站(Dumont d'Urville)	66°40′S,140°01′E
	阿尔弗雷德-富尔站(Alfred-Faure)	46°26′S,51°52′E
	马丁·德维维斯站(Martin-de-Vivies)	37°50′S,77°34′E
	弗朗塞港站(Port-aux-Francais)	49°21′S,70°12′E
印度	达克欣·甘戈特里站(D. Gangotri)	70°05′S,12°00′E
日本	昭和站(Syowa)	69°00′S,39°35′E
	飞鸟站(Asuka)	71°32′S,24°08′E
新西兰	斯科特站(Scott)	77°51′S,166°45′E
	坎贝尔岛站(Campbell Island)	52°33′S,169°09′E
中国	长城站(Great Wall)	62°13′S,58°58′W
	中山站(Zhongshan)	69°22′S,76°23′E
波兰	阿克托夫斯基站(Arctowski)	62°09′S,58°28′W
韩国	世宗王站(King Sejong)	62°13′S,58°45′W
南非	萨纳埃站(Sanae)	70°18′S,02°25′W
	马里恩岛站(Marion Island)	46°52′S,37°51′E
	高夫岛站(Gough Island)	40°21′s,09°52′W
英国	鸟岛站(Bird Island)	54°00′S,38°03′W
	法拉第站(Faraday)	65°15′S,64°16′W
	哈利Ⅳ世站(HalleyⅣ)	75°36′S,26°46′W
	哈利Ⅴ世站(HalleyⅤ)	75°35′S,26°15′W
	罗瑟拉站(Rothera)	67°34′S,68°07′W
	西格尼站(Signy)	60°43′S,45°36′W
美国	阿蒙森-斯科特站(Amundsen-Scott)	90°S
	麦克默多站(McMurdo)	77°51′S,166°40′E
	帕尔默站(Palmer)	64°46′S,64°03′W
俄罗斯	和平站(Mirny)	66°33′S,93°01′E
	新拉扎列夫站(Novolazarevskaya)	70°46′S,11°50′E
	青年站(Molodezhnaya)	67°40′S,45°51′E
	东方站(Vostok)	78°28′S,106°49′E
	别林斯高晋站(Bellingshausen)	62°12′S,58°58′W
	列宁格勒站(Leningradskaya)	69°30′S,159°24′E
乌拉圭	阿蒂加斯站(Artigas)	62°11′S,58°51′W

续表

(截至 1990 年止)

【中国南极科学考察】 Chinese scientific research in Antarctica 中国的南极科学考察可分为四阶段:①20 世纪 20 年代至新中国成立:知识准备阶段。1927 年,上海商务印书馆出版了刘虎如译的《两极探险记》。1936 年,又出版了世界名著《南极区域志》。②1949 ~ 1980 年:科学考察准备阶段。新中国成立后,自 1951 年北京人民出版社出版燕生编译的《南极洲——世界第六大洲》开始,中国又相继出版了一系列有关著作。1957 年竺可桢建议要研究极地,中国派出了第一个学习极地冰川专业的留学生赴莫斯科大学学习。国家海洋局向国务院提交了《关于开展南极考察工作的报告》,多批中国专家加入其他国家的南极考察队,赴南极进行多学科考察。③1981 ~ 1990 年:以建立南极科学考察站为主的阶段。国家南极考察委员会成立。中国于 1983 年 6 月 8 日加入《南极条约》。1985 年 2 月 14 日,中国在南极半岛北端的南设得兰群岛中的乔治王岛建立了中国第一个南极考察站——长城站,开始了中国每年一次的南极科学考察研究。1985 年 10 月 7 日中国成为南极条约协商国。1989 年 2 月 26 日,中国又在东南极伊丽莎白公主地的拉斯曼丘陵建立了第二个南极考察站——中山站,把中国的南极科学考察研究推向难度更高的南极洲腹地。这一时期中国的地质学家也在南极开展了大量的地质科学考察。④1991 年至今:以科学考察为主的阶段。从 1991 年开始,中国的南极考察从以建站为主转为以科学考察为主。

【极地冰层钻探】 ice cover(band laver)drilling 又称**冰心钻探**。在巨厚的冰盖或冰帽中钻孔取心的过程。在北极海的格陵兰和南极洲有几千米厚的冰盖层。密闭的冰盖层中蕴藏着大量

的微生物、微体动植物肢体、火山喷发的微粒、核爆炸的核微尘及大气中裹胁而来的各种微尘。冰层钻探始于20世纪30年代。1990年开始执行"格陵兰冰心钻探研究计划"(GRIP)。由法、德、英、比、意、冰岛、丹麦和瑞士等国40多位科学家参加,钻孔孔位选择在冰层最厚的制高点,1992年7月12日钻孔深度达3 029米处钻穿了20万年的冰盖达到了基岩,取得了3000多米冰盖的完整冰心样品。冰心自上而下的化学分析结果表明:冰层里有明显的季节气温变化痕迹。冰心里发现了1986年前苏联切尔诺贝利核电站爆炸的核微尘、1952年美国第一次氢弹爆炸试验的放射性粒子尘、1815年印度尼西亚坦博拉火山大爆发的火山灰、公元79年意大利维苏威火山喷发造成的酸雨痕迹和成分等,冰心化学分析还为大气循环、火山活动与大气化学结构构成的变化提供了最新信息。1994年开始,日本在南极标高3 810米的穹丘富士观测站,用耐 -60℃和300个大气压的钻机,钻取冰心的深度达2500米。冰心总长超过2000米,冰层年代可上溯到35万年前。截止2200米深的冰心分析结果表明,厚达1~22毫米的火山灰共25层。1997年1月18日~2月1日中国科学院兰州冰川冻土研究所首次进入南极内陆冰盖进行考察,深入到海拔2300米、距中山站330千米处冰盖,沿途采集500多个雪坑样品,钻探取得50米长冰心2支,以研究中山站所处的伊丽莎白公主地区冰盖的冰川学特征,拟重建该地区2000年来的气候环境变化。

【北极地区】 Arctic regions　又称北方地区,指北极圈(66°33′N)以北的地区。包括北冰洋的绝大部分面积、海冰区、岛屿与欧洲、亚洲、北美洲及格陵兰岛在北极圈以内的陆地,总面积约2100万平方千米。其中陆地面积约800万平方千米,北冰洋面积为1310万平方千米。"Arctic"一词源于希腊语"熊",意指正对大熊星座的海洋。1650年,北极探险家巴伦支首先把它划作为独立的海洋,称之为"极北的海洋"或"寒冷的海洋"。1845年,伦敦地理学会正式命名为北冰洋。在气候上,也有以最热月份10℃的等温线(海洋为5℃等温线)作为北极地区的南界,如这样界定,北极地区的总面积约2700万平方千米,其中陆地面积约1200万平方千米。还有把全年北极气团占优势的地区作为划分北极地区南界的依据。总之,北极地区是一个在地理上难于确定其确切边界的地区。

【北极陆地区】 lands of Arctic　北极陆地区包括加拿大、美国、俄罗斯、芬兰、挪威和瑞典等国在北极圈内的陆地,以及格陵兰岛的大部分地域。一般认为总面积约800万平方千米。

【北极苔原】 Arctic tundra　北极地区北冰洋与泰加林带之间的永久冻土地和沼泽地带,是北极地区典型的陆地。其显著特点是,有广阔的永久冻土地、众多的湖泊和沼泽地,也是地球上一处既荒凉又富饶、气候和生态环境十分特别的地带。总面积约1300万平方千米,大部分在北极圈内。从北极苔原南界的林带开始,向南延伸1000多千米宽的北方针叶林带称为泰加林带,是世界最大、而且是独具北极寒区生态环境的森林类型。

【郎伊尔】 Longyearbyen　世界上最北端的城市。郎伊尔译意为长年城,该城位于78°14′N。距北极点1300千米。为人类建在地球最北端的城市,是挪威所属的斯瓦尔巴群岛的首府,常年过冬的人口为1500人左右。这里常年有116天的极夜和116天的极昼。每年6~8月为夏季,平均气温可达4℃。最冷月份为1~2月,平均气温为 -13℃,年平均气温为 -7℃。与同纬度的南极地区相比,气温约高出20℃。斯瓦尔巴群岛的矿产资源很丰富,主要有煤、铁、大理石、磷灰石、云母、石膏、石油和天然气等。在该群岛上,挪威、日本建有数个北极观测站,开展了气象、冰雪环境、高空大气物理和北极光等学科的考察研究工作。

【国际北极科学委员会】 The International Arctic Science Committee (IASC)　8个环北极国家(加拿大、丹麦、芬兰、冰岛、挪威、瑞典、俄罗斯和美国)于1990年8月28日,在加拿大的瑞萨鲁特湾市成立的一个非官方性的北极科学协调组织。其宗旨是制定北极科学考察研究、环境保护的规划和计划,协调、组织和促进北极地区国家间的科学研究、环境保护及学术交流与合作。从1991年以来,已先后接纳非环北极国家法国、德国、意大利、日本、荷兰、波兰、瑞士、英国、中国等国家加入,现有成员国为17个国家,委员会的常设办事机构在挪威的首都奥斯陆。

【北极理事会】 Arctic Council (AC)　由8个环北极国家于1996年9月19日,在挪威首都奥斯陆成立的一个政府性质的官方组织。主要宗旨是:通过定期召开AC成员国部长级会议来决策、协商、讨论与协调有关北极地区的重大事务,并制定出相关政策与条约来实施与推进。

【北极地区社团组织】 Indigenous Communities　由环北极地区土著居民自发组织起来的民间社团组织,具有鲜明的地区性和民族色彩。其主要宗旨是:维持北极地区和土著民族的利益与风俗习惯,保护北极环境、文化遗产与自然景观。

【北极地区居民】 people of Arctic regions　北极地区现有人口约900万,主要分布在8个环北极国家的北纬60°以北地区。其中土著居民200多万人,主要居住在北美洲的阿拉斯加、加拿大北部的北冰洋沿岸和格陵兰岛的北部。由20多个民族组成,最大的民族30多万人,最小的200多人。具代表性的土著民族有爱斯基摩人(*Eskimo*)(亦称因纽特人)、阿留申人(*Aleut*)、科米人(*Komi*)、曼西人(*Mansi*)、可汗人(*Khant*)、塞库普人(*Selkup*)、恩特西人(*Entsy*)、恩加纳桑人(*Nganasan*)、多尔干人(*Dolgan*)、侗人(*Tungus*)、拉穆特人(*Lamut*)、育卡格赫人(*Yukaghir*)、南特西人(*Nantsy*)、雅库特人(*Yakut*)、库雅特人(*Koryat*)、堪察加人(*Kanchadal*)、鄂温克人(*Howek*)、萨米人(*Sami*)、拉普人(*Lapp*)、楚科奇人(*Chukchi*)、凯特人(*Ket*)等。在格陵兰岛西北部北纬79°以北的爱斯基摩人,称为极地爱斯基摩人。这些土著民族世代生活在气候环境恶劣的北极地区,靠渔猎(主要是海豹、鲸、海象和鱼类)为生,居住极其简陋。至今,他们驯养驯鹿,也开始享受着现代科技与物质文明生活,又保留着北极地区土著民族的渔猎和生吃鱼肉的风俗习惯。

【北冰洋海底地形】 sea bottom topography of Arctic Ocean　北冰洋略呈椭圆形,沿短轴方向相间排列着三条主要海脊和两大海盆。三条海脊是:北冰洋中脊、罗蒙诺索夫海岭和门捷列夫海岭。两大海盆是:欧亚海盆和加拿大海盆。北冰洋洋底地形复杂而特殊,其最突出的特点是:大陆架非常广阔,面积约400万平方千米,占整个北冰洋面积的三分之一。在亚洲大陆以北,其大陆架从海岸一直向北延伸1 000~2 000千米;在北美洲大陆以北,其大陆架比较狭窄,只有20~30千米。

【北冰洋中脊】 Arctic mid-oceanic ridge　又称**南森海岭**(Nansen ridge)。东起亚洲大陆的勒拿河口,向西北方向延伸穿过欧亚海盆中部直到格陵兰岛北侧,与穿过冰岛而来的北大西洋海岭相连。全长约2200千米,宽约200千米。具典型的大洋中脊特征,裂谷发育、有平行洋中脊延伸的磁条带异常和垂直于洋中脊的转换断层。

【罗蒙诺索夫海岭】 Lomonosov ridge　新西伯利亚群岛向西北方向延伸穿过北极点位置,一直到格陵兰岛北岸。长约1800千米,宽约80~100千米。岭脊距海面水深1000~1200米。据研究,该海岭不具洋中脊特征,而具有大陆地壳结构,推测是

5300 万年前从欧亚大陆边缘分裂出来的一条古海岭。

【门捷列夫海岭】 Mendeleyev ridge 也称**阿尔法海岭**。东起欧亚大陆北侧的弗兰格尔岛，向西北方向延伸到格陵兰岛西北侧的埃尔斯米尔岛附近与罗蒙诺索夫海岭相会。该海岭性质类同于罗蒙诺索夫海岭，只是其形成年代更老，约 8000 万年前。

【欧亚深海平原】 Eu-Asian abyssal plain 位于北冰洋的欧亚大陆一侧，深度一般为 4000 米，最深处达 5527 米，也是北冰洋的最深点。

【加拿大深海平原】 Canada abyssal plain 位于北冰洋的北美洲大陆一侧，深度一般为 3000 米，最大深度为 4000 米。

【白令海峡】 Bering strait 位于亚洲大陆与北美洲大陆的交汇处，是北冰洋与北太平洋的唯一海上通道，于 1741 年由俄罗斯探险家白令(Bering)首先发现并以他的名字命名的海岭，其最狭窄处宽度为 82 千米。

【格陵兰岛】 Greenland 是地球上最大的岛屿，面积达 220 万平方千米。90% 的面积(约 180 万平方千米)常年被冰雪覆盖，形成了格陵兰冰盖，该冰盖的平均厚度达 2300 米，与南极冰盖的平均厚度 2400 米相似。格陵兰岛上的冰雪总量约为 300 万立方千米，约占全球总冰量的 5.4%，冻结的水量约等于世界冰盖冻结总水量的 10%。如果这些冰全部溶化，全球海平面将上升 7.5 米。

【北极陆基观测站】 observation bases of Arctic 建在北冰洋沿岸地区和亚北极地区的科学考察站。8 个环北极国家和部分国际北极科学委员会的成员国在环北极地区建有 100 多个陆基观测站。其观测和研究项目主要有：北极的自然环境、气象学、地貌学、地质与地球物理学、生物与生态学、微生物生态学、海洋学、海冰与冰川学、北极沿岸的土壤与植被研究等。

【北冰洋浮冰漂流考察站】 drafting sea ice observation stations of Arctic 建在坚实的、其面积达数十或数百平方千米的并多年漂浮在海冰上的考察站。建立一个北冰洋浮冰漂流考察站一般可工作 2～3 年，个别冰基厚度特别坚实的考察站，可连续工作 5～6 年或更长。自 20 世纪初至今，主要是俄罗斯和美国在北冰洋建有数十个浮冰站，对北极的科学考察起到了不可替代的重要作用。

【环北极生物观测站】 biology observation bases of Arctic 为某些学科的特殊研究需要，又选在特殊地理和环境位置而建立的陆基观测站，如生物学、气象学和冰川学等，环北极生物观测站就是最具代表性的一种。仅加拿大就在其北极和亚北极地区建有近 40 个环北极生物观测站，这些观测站都处于植被边缘、河流和海岸的迅速过渡及变化地带。因此，这种观测站对北极地区的生物、生态环境变化的研究具有特殊的意义和作用。

【北极矿物资源】 mineral resources of Arctic 北极的矿物资源十分丰富，其中石油、天然气、煤炭和金属矿物资源的蕴藏量达到世界总蕴藏量的三分之一，尤以石油、天然气蕴藏量最丰富和最重要。主要的油气富集区有北美洲阿拉斯加北岸海域、巴伦支海、挪威海、喀拉海和加拿大北极群岛沿岸的陆架区。北极的油气资源已为环北极国家开发利用。

【北极海洋生物资源】 marine biology resources of Arctic 北极的海洋生物资源主要为鱼类、鲸、北极熊和海豹资源。其中鲸、北极熊和海豹由于长期的过量捕杀，资源量急剧减少。近些年来，在世界捕鲸委员会重视北极生态环境保护下已有所恢复。鱼类资源目前仍较丰富，主要鱼种为北极鲑(*Salvelinus Alpinus*)和北极鳕(Boreogadus)。巴伦支海、挪威海和格陵兰海是世界著名的渔场之一，近年的捕鱼量约占世界的 8%～10%。

【东北航线的发现】 discovery the North-East Sea Passage 从欧洲绕过西伯利亚北部的北冰洋到达太平洋的航线。从 15 世纪 50 年代起，先后有英国、荷兰和俄国的极地探险家为寻找这一航线前仆后继、英勇献身。其中杰出的探险家是荷兰人巴伦支和俄国人白令。直到 1879 年 7 月 20 日，由芬兰籍的瑞典北极探险家诺尔登肖尔德率领的，由瑞典、俄国、丹麦、意大利和挪威等国组成的联合探险队，历经艰辛终于绕过亚洲大陆的东北角，进入了白令海岭，成为世界上第一支征服东北航线的探险队。

【西北航线发现】 discovery of North-West Sea Passage 从大西洋绕过北美洲大陆北部的北冰洋进入太平洋的航线。从 15 世纪末开始，先后有英国、丹麦、挪威和美国等国的极地探险家相继为寻找西北航线进行探险活动。其代表人物有：英国人富兰克林、美国人霍尔、挪威人南森和斯沃德鲁普，著名的挪威探险家罗尔德·阿蒙森(Roald Amundsen)率领的探险船队，在 1906 年 8 月 30 日进入了白令海峡，成为世界上第一支通过西北航线的探险队。

【征服北极点第一人】 the first man of conquered Arctic Pole 人类征服北极点的梦想由来已久，从 16 世纪初到 19 世纪末的 300 多年中，先后有美国、英国、荷兰、挪威等国的探险家试图征服北极点，但都功亏一篑，以失败而告终。直到 20 世纪初，美国探险家罗伯特·E·皮尔里(Robert. E. Peary)在总结了前人和自己前两次征服北极点未果的基础上，于 1908 年 7 月，发起了第三次向北极点的冲击。终于在 1909 年 4 月 6 日和他的队友马特、亨森及 4 个爱斯基摩人胜利地站在北极点上。美国人罗伯特·E·皮尔里成为世界上第一位征服北极点的人。

【磁北极】 magnetic north pole 中国人在 2000 多年前，就已认识到地球不仅具有随地点而变化的磁场强度，而且还具有随地点而明显变化的方向特性，并发明了指南针加以利用。1831 年 5 月，英国极地探险家詹姆斯·克拉克·罗斯爵士(James Clark Ross)是世界上第一个确定磁北极的人，他当年测定的磁北极位置是在 70.1°N，96.8°W(1831 年)。经精确测定和计算，地球的磁极以每年不平均的速度和不同方向在运动。磁南极是向北向西方向移动，磁北极也是向北向西方向移动的。1980 年地球的磁北极位置是 78°12′ N，102°54′ W，1996 年磁北极位置是 79.0°N，105.1°W，距地理北极约 1 300 千米。

【地磁北极】 geomagnetic north pole 地球是一个具有磁场强度不均匀变化的球体，19 世纪 20 年代，德国著名数学家高斯(K. F. Gauss)发表了关于地球磁场的理论，将地球视为一个具有均匀磁场强度的球体而用数学推导出的磁极，称为地球的地磁南北极，是一个用于理论分析地球及其磁场随时空变化的理论值，它与地球南北极并不一致，其间存在 11°30′的夹角。北半球的地磁极称为地磁北极(南半球的地磁称为地磁南极)，1996 年地磁北极的坐标为 79.3°N，71.5°W。

【北极地磁】 Arctic telluric magnetic force 由于地球的磁场强度和方向随时间和地点而变化，因此地球磁极的位置就随着时间而移动，这叫磁极漂移。在不同的时期中，磁极漂移的速度和方向不同。漂移的速度时快时慢，为每年几千米到十几千米，极不均匀，平均速度为 8.6 千米/年。经精确测定和计算，磁北极是向北西方向移动。从 1904～1975 年，它以 9 千米/年的速度向北西移动；1980 年，它又以 17.9 千米/年的速度向北移动，以 4.6 千米/年的速度向西移动。磁极不仅随时间发生漂移，甚至于发生磁极倒转，即南北磁极倒转、对调。倒转的时间间隔似乎也不规则，间隔通常为数十万年。地球磁极为什么会发生漂移、倒转的原因、机制和规律，目前还不十分清楚，对地球上的生物有什么影响？也还不十分了解。这些重大科学问题，都有待科学家

进一步去探索和研究。虽然目前对地球南北磁极倒转的理论科学依据还不十分清楚，但认为磁极倒转能使地球表面接受大量高能辐射，破坏生命，甚至产生大范围的植物和动物灭绝。现在已有大量而充分的科学依据证明，磁极倒转的确在地球的岩石中留下了痕迹，而磁极倒转的时间序列可以根据地质年代学技术来进行推算。有时还可利用磁极倒转的时间序列在世界范围留下的这种痕迹，为确定地球上其他重大地史事件，例如海底扩张、地壳运动和地史冰期等提供科学依据。

【北极光】 aurora borealis　发生在地球北极上空特有的一种高空物理现象，也是一种宇宙的放电现象。来自于太阳的高速带电粒子流（亦称太阳风）到达地球的磁层空间时，受到地球南北强磁场的吸引而进入地球空间。高速带电粒子与地球上空的高层大气发生一种复杂的相互作用和放电现象，产生出能量极强、范围极大、五彩斑斓、绚丽多姿的彩色光带，这就是极光。在南极见到的极光称为**南极光**（aurora australis），在北极见到的极光称为北极光。极光经常出现在地球的南北极上空，有时也扩展到地球的中纬度地区。据科学家研究，极光的发生除了与地球磁场的变化有关外，还与太阳的活动，特别是每隔 11 年周期性发生的太阳黑子活动——太阳表面的耀斑活动关系密切。为此，对极光的研究，不仅在日地关系、太阳活动的研究与对空间环境的监测都有其重大科学意义，对于人类的生存与经济的发展也有着重要实用价值。例如，无线电通讯、雷达监测、航海、飞机和人造卫星导航系统的正常使用，都与极光的发生有着直接的关系。甚至伴随极光活动的强电磁扰动对地面的高压输电设备也有影响。

【北极考察】 research in Arctic　人类对北极的探险与考察大致可以分为三个时期：第一个时期，从 16 世纪末至 20 世纪初为探险时期。荷兰、俄罗斯、英国、美国和挪威等国的探险家先后进行了北极的探险与考察活动。开辟了北极通往亚洲的东北和西北海上通道，征服了北极点、初步揭示了北冰洋的秘密。第二时期从 20 世纪 20 年代至 80 年代，为科学考察时代。各国对北极开展了空前大规模的科学考察活动，取得了 7000 多个测点的综合性海洋学和海洋地质学资料。从 20 世纪 50～70 年代，特别是国际地球物理年间，美国、苏联、英国和加拿大等国在北冰洋及其沿岸，建立了 100 多个陆基考察站和数十个浮冰漂流考察站。同时，还用飞机、潜艇和遥感卫星对北极开展了海陆空大规模的立体式综合性学科考察。对全面了解北极的海洋、海冰、气象、生物、地理、大气化学与物理、地质与地球物理、人文自然环境及对北极的矿产资源、尤其是油气资源的前期调查、勘探与开发等方面都起到了非常重要的作用。第三时期从 20 世纪 90 年代至今，为国际合作考察时代。1990 年 8 月 28 日，8 个环北极国家为加强北极的科学考察，发起成立了国际北极科学委员会（IASC），统一规划、制订、协调和组织北极的国际合作科学考察。例如：1970～1976 年美国和加拿大联合进行的北极冰动力学联合实验，1979～1980 年开始的国际气候研究计划中的极地试验，1988～1989 年美国、加拿大、挪威和英国联合组织实施的北极东部协调试验计划等。现今，北极与全球变化相互关系研究的重大课题主要集中在如下科学领域：①全球变化对北极的影响；②与地球系统有关的北极过程；③北极地区的自然过程；④北极地区的持续发展。

【中国北极考察】 China's research to Arctic　中国地处北半球，北极的地理环境、人文与气候对中国的影响较南极更直接、更明显。中国的气候、自然环境和地质构造又是全球环境变化、世界气候变异和全球大地构造格局的重要组成部分。因此，早在 19 世纪中叶，欧美诸国的探险家就沟通了北极通往亚洲和中国的海上通道，使中国与北极的联系和往来更为直接和密切。新中国成立之初，以著名科学家竺可桢院士为代表的一批老科学家就提出，中国应开展极地科学考察，特别是开展北极科学考察，不仅有其重大的科学意义，对中国的气候、经济、科学与文化，特别是农、林、牧、副、渔业的可持续发展也有其重要的现实意义。1925 年，中国政府签署了由海牙国际法院主持的**斯瓦尔巴条约**（Svalbard Treaty），依据该条约，中国人至今有权自由出入位于北极圈内、由挪威政府行使主权管理的斯瓦尔巴群岛，并可在那儿进行正常的科学考察和生产活动。1948 年，在加拿大留学的高时浏教授参加了加拿大北极考察队，在北极开展了大地观测和磁北极点的精确测量工作，他是中国人进入北极圈开展科学考察的第一人。此后，先后又有多起民间组织的北极考察，其中影响较大的是 1995 年 3～5 月，中国远征北极点科学考察，对北极的自然环境、地球气候、冰雪资源和人文经济等方面开展了综合性的考察，于 5 月 6 日沿西经 70°线到达北极点。1999 年 7 月 1 日～9 月 9 日，由中国政府组织的、以中国科学院为主体的国际北极科学考察，参加人数 124 人，来自全国 40 多个单位和香港、台湾地区的科学家，还有来自俄罗斯、日本和韩国的科学家。考察历时 71 天，7 月 1 日从上海出发，乘雪龙号破冰船经东海、黄海，穿过朝鲜海峡、日本海、宗古海峡、鄂霍次克海、白令海、经白令海峡进入北冰洋海区。考察研究海区为：北太平洋（白令海）、北冰洋区的楚科奇海、东西伯利亚海、波弗特海、加拿大海盆、北极冰缘区、浮冰区和多年海冰区。先后四次穿越北极圈，直升机冰上作业最北到达北纬 77°18′、西经 160°49′，雪龙船冰区作业最北到达北纬 75°30′、西经 162°26′之处，总航程达 14 200海里（约 26 310 千米），总航时为 1238 小时。考察研究学科包括：海洋学、气象学、生物学、海冰学、大气化学、高空物理学、地理学、地质与地球物理学、测绘学、环境与人文科学、渔业资源调查。考察取样深度从洋底 3900 米的深海底质，物理海洋学、底栖生物学取样到大气 30 千米上空的平流层的数据采集，形成了海-冰-气-生物相互作用与影响的立体式、多学科与交叉学科的综合性科学考察。此次考察的科学目标十分明确，即：①北极在全球变化中的作用和对中国气候的影响；②北洋冰与北太平洋水团交换对北太平洋环流变异的影响；③了解北冰洋邻近海域生态系统与生物资源对中国渔业发展的影响。

【中国北极黄河站】 Yellow River Station of China　中国在北极建立的第一个科学考察站。为深入、系统地开展北极环境与气候变化的科学研究，探索和了解北极地区自然因素的快速变化及其对中国气候、环境和重大自然灾害产生的影响，中国于 2004 年 7 月 28 日在北极建立了第一个常年科学考察站。黄河站位于挪威北部海域斯匹次卑尔根岛的新奥勒松镇（78°55′N，11°56′E），常年保持 4～6 名工作人员，最多可供 20～25 人工作和居住。该站建成后，中国派出了气象学、高空大气物理学、生物与生态学和环境科学的科研人员 12 人，在站上进行了第一年的科学考察活动。中国北极黄河站将重点支持围绕全球变化及其区域响应、极区空间环境与空间气候、极地环境中的生命特征与过程三大科学领域开展研究。特别是该地区的地磁场空间环境与中国在东南极的中国南极中山站构成了地磁共轭关系，为开展南、北极地磁空间物理现象的共轭对比研究提供了得天独厚的优越条件。同时在该站还将开展地质学、冰川学和生物多样性的调查与环境监测工作。

构造地质学

总　论

【构造地质学】 structural geology　见85页"构造地质学"。

【构造几何学】 structural geometry　研究各类各级构造的形状、产状、方位、大小，构造内部各要素之间和相关构造之间的几何特征和空间关系，是构造地质学的重要分支学科之一。通过对它的研究可建立一个完整的、具有几何规律的构造系统或构造型式。构造几何分析的依据是野外和室内对不同尺度构造的识别和观测；几何学分析得到的资料和数据是运动学和动力学分析的基础。

【构造运动学】 structural kinematics　根据构造几何学分析资料，解释或反演地质体在构造变形、变位时所发生的运动状态和运动过程，是构造地质学的重要分支学科之一。变形地质体的运动状态可以分解为外部运动（相对于外部坐标参考系的刚体直移和旋转）和内部运动（相对于内部坐标参考系发生质点相对位移而引起的形变和体变）两大部分。岩石变形的具体几何特征往往取决于变形时发生的直移、旋转、体变和形变等运动要素的组合情况。运动学的分析应当是多尺度的系统分析，因为在某一尺度上观察到的刚体平移和旋转，可以是其所在更大一级尺度地质体的体变或形变的一部分。在近代构造分析中，应变分析是一种重要的手段，它可以对地质标志体或地质体的原始大小和形状在变形后发生的改变进行定量评价。

【构造动力学】 structural dynamics　研究引起构造位移和变形的应力的相对大小、方位及其演变过程，重塑一个地区的构造应力场；进而推断产生构造的动力来源及动力学演变过程，是构造地质学的重要分支学科之一。由于我们面对的构造是构造变动的终极结果，因而反演、推断的动力学过程带有极大的推测性，这里涉及到变形时材料的强度和物理状态、变形速率及其边界条件，尤其是变形持续时间更是不容忽视的因素。在动力学分析中，进行动力学模拟实验是用来解释构造成因的动力学模式常用的重要手段。但对一个构造系统的解释应该选择哪一种模式，取决于人们对这种构造的理解程度，并且往往涉及研究者所持的理论观点。

【解析构造学】 analytical tectonics　马杏垣(1983)提出。用构造解析方法对地质构造进行多尺度、多层次、多体制、多因素、多世代、全方位动态综合分析的构造地质学分支学科。是在高度活动的动力地球构造观指导下，用新的构造方法学进行地质构造分析的一项系统工程。构造解析的八个基本方面：①构造变形场；②构造层次；③构造尺度；④构造的叠加、置换、序列、世代；⑤构造转化与再造；⑥岩性介质；⑦物质的得失、增减、改组与分异；⑧构造组合。对这些方面提出了若干重要的新概念；体现了构造现象内在联系和相互制约规律性的矛盾对立统一思想和具体问题具体分析的辩证方法。

【构造地层学】 tectostratigraphy　构造地质学与地层学之间的交叉学科。原生成层有序的地层系统（包括沉积岩系、喷出岩系）在经受变形、变质作用后，其物态、形态和位态都会发生不同程度的改造和变化，特别是其原生成层特性或层序会遭受不同程度的破坏或置换，使原生地层系统变为构造地层系统，这就决定了对它们的研究已经不能机械地套用常规的地层工作方法和原则。构造地层学的任务就是运用"以恢复原岩为基础、以构造解析为主导"的构造地层学准则，综合分析构造-热事件对原生地层改造和重建后的特征，在查明变质地质体空间叠覆关系的基础上，划分构造地层单位，进而探明其与原生地层系统的联系。

【构造】 structure　❶又称构造形迹，是地质体或岩石形成过程中产生的，或形成之后发生变形、变位所显现的中小型形迹，如褶皱、断层、劈理、线理、节理和层理、波痕等。❷泛指从全球构造到超显微领域的不同尺度地质体的结构特征及其内部组分或单元的相互配置关系和形貌特征。❸石油地质工作者常用以泛指石油和天然气的地下储集部位，包括构造变动成因和非构造变动成因的，如背斜、断盘、埋丘等。

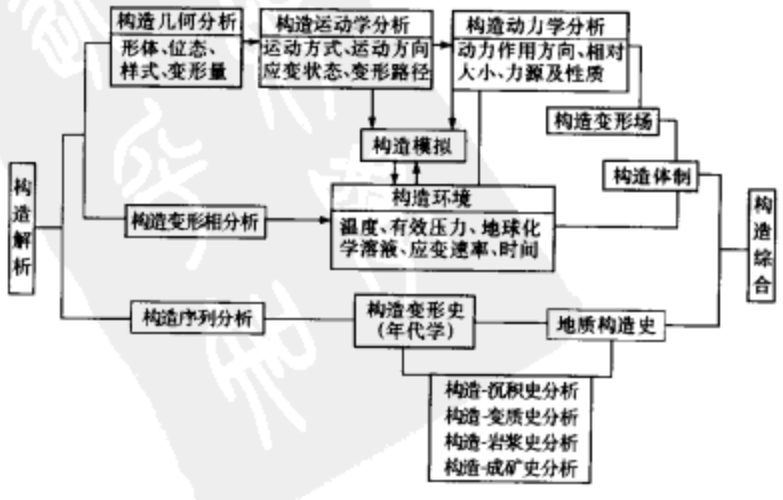
【原生构造】 primary structure　岩石在成岩过程中发育的构造。如原生岩浆构造（流线、流面等）和原生沉积构造（层理、波痕等）。

【次生构造】 secondary structure　岩石在成岩以后，由于构造变动和非构造变动形成的各种变形、变位现象。构造变动形成的次生构造如褶皱、断层、节理、劈理、构造岩以及隆起、坳陷等等；非构造变动形成的次生构造，如滑塌构造和冰川擦痕等。

【构造变动】 diastrophism　又称**地壳变动**。具有成因含义的一个通用术语，泛指导致地质体或岩石变形和变位的地壳构造运动。

【非构造变动】 nondiastrophism　又称**非地壳变动**。导致岩石变形和变位的与构造运动无直接关系的作用。常见的非构造变动主要与地表重力作用、成岩作用、压实作用、冰川作用、吸水作用、化学作用和生物作用等有关，其基本形式是弯褶和破裂。非构造变动大都规模不大，且常局限于地表一定地段之内，无变质作用和热液活动伴生，故又称**表生构造**。有些非构造变动和内力地质作用有一定联系，但在空间组合关系上常与区域构造变动不相协调，并常使真正构造受到歪曲和掩盖。因此正确分辨非构造变动与构造变动，在地质工作中有很大实际意义。

【构造解析】 tectonic analysis　又称**构造分析**。是一种分析和



构造解析流程图
（据傅昭仁等，1996）

解释构造要素的空间关系和形成规律的方法学。内容包括对构造的几何学、运动学和动力学的分析。这一概念首先由桑德尔(Sander,1911,1930)提出,后不断发展;在中国马杏垣(1983)提出解析构造学,把它作为一项分析构造的系统工程,强调了多尺度、多层次、多体制、多因素、多世代构造的全方位动态综合分析的原则。据此构造解析的具体内容和程序可见图。通过解析最终达到构造综合,以全面了解地质构造的演化过程和形成方式、发生条件和形成机制。

【构造尺度】 tectonic scale 根据观察对象、研究任务和研究方法的不同而对构造级别和演化序列所进行的划分。地质构造有空间尺度和时间尺度,是观察、识别、分析和处理地质构造现象的时空标准;每一尺度都强调某些不同的方面,有不同的研究任务和不同的解析方法。在构造的空间尺度上可划分为巨型、大型、中型、小型、微型和超微型6个等级,也可分为全球、区域、大型、小型、显微和超显微6个级别,反映当代地质构造研究已扩展到$10^{8}\sim10^{-8}$厘米的广阔范围。不同空间尺度的构造多级组合相互依存,在地壳不同的构造区域内构成一定格式的构造系统。在时间尺度上,可根据地壳变形的量变和质变关系划分出长短不一的构造旋回、构造幕、世代和生成的先后顺序,反映了构造过程的阶段性和展开的顺序性,以及不同阶段构造作用过程的持续时间和速率。不同时间尺度的构造之间动静递进演化,构成一个递进变形和变形分阶段发展相结合的构造序列。

【构造样式】 tectonic style 一群有特定风格的构造组合。犹如一座建筑或一件艺术品可以由于自身特点或风格,使它得以与其他时期的或传统的建筑或艺术品相区分开来一样。根据构造样式,可对不同地区、不同体制和不同时代的构造群进行区分和比较。构造样式多用于概括褶皱构造,故又为**褶皱样式**,但也涉及其他相关构造,如面理等。

【构造格架】 tectonic framework ❶控制一个地区各种地质体空间布局的构造骨架,它往往构成一定的构造型式。在发生多期构造变形的地区,构成其基本构造格架的一般是主期构造。❷在区域构造尺度上,或在某一区域构造演化阶段,不同构造单元或构造带的空间排布格式。

【构造体制】 tectonic regime 控制构造发育的岩石圈或地壳的运动方式或动力状态。例如与岩石圈板块间的相对运动状态(会聚、离散、走向滑动)相对应,可分出三种基本构造体制:压缩构造体制、伸展构造体制和走滑构造体制。

【构造变形场】 tectonic deformation field 一种主导构造应力作用的空间分布范围及其形成的变形构造。不同构造变形场各有其代表性的构造或构造组合,它们在不同尺度上都有一定的排布规律,反映出应变状态在岩石或地质体内的有序变化。不同学者对构造变形场做过不同的类型划分;马杏垣(1983)曾将地壳的构造变形场概括为8种,即伸、缩、升、降、旋、滑、剪、斜。

【构造变形机制】 tectono-deformation mechanism 又称构造形成机制、构造形成机理。构造形成时的变形作用方式和作用过程。不同尺度、不同类型的构造要素,各有其相应的变形机制。例如褶皱的形成机制有纵弯褶皱作用和横弯褶皱作用;褶皱过程中岩层的物质运动方式可分为流动和滑动两种机制;褶皱的轴面劈理的形成机制则有压溶作用、剪切-压溶分异作用等;更微观的变形机制,如糜棱岩的丝带构造、核幔构造等均与矿物的晶质塑性和动态重结晶作用有关。

【构造均匀性】 structural homogeneity 地质体中均匀的构造变形。实际上,自然界中的构造变形大多数都是不均匀的,即构造不均一性。由于对非均匀变形进行分析的数学理论非常复杂,因此在构造研究中需要有条件地把局部构造变形看作是连续介质的均匀变形,以便应用均匀变形理论来解决实际地质问题。但是,物质世界中不存在严格的均匀性,所谓"均匀性"只能是在特定规模上统计意义上的均匀。例如某一地质体的构造总体上是不均匀的,但可以把它统计性地划分为一些相对均匀的区段,即可以把总体的非均匀变形看成是相邻小区段均匀变形的结果。

【构造层次】 tectonic level 构造变形过程中,由于地壳或岩石圈不同深度空间的物理化学条件变化所导致的构造垂向分带。魏格曼(Wegman,1935)首先把同一构造旋回的构造层次分为表壳构造和内壳构造。马托埃(Mattauer,1980)将构造层次重新定义为地壳内主导变形机制不同的区段,并相应划分为上、中、下(即浅、中、深)三个构造层次。各构造层次间的界面,因受深度以外的其他因素的影响,往往不是水平面。例如在造山带,因受核部高热梯度的控制而成为背斜形态,从而表现出构造层次的水平分带现象。

【表壳构造】 suprastructure 又称**浅层次构造**、**浅部构造**。是造山带的上构造层,其变形习性以脆性为主导,变形相对不强,不变质或轻微变质。"表壳构造"是相对"内壳构造"而言的。

【内壳构造】 infrastructure 又称**深层次构造**、**深部构造**。是在地壳深处高温高压环境中形成的构造层。以塑性流变褶皱作用以及混合岩化和岩浆侵位为特征,多出露在造山带的中心部分。内壳构造这一术语只在与表壳构造相对比的场合才使用。

【流壳层】 fluid crustal layer 有人称为**韧性流层**。固态的上地壳和下地壳之间存在的一个柔软的圈层。流壳层内的顺层固态流动对上地壳的厚度变化起着重要的调节作用;上地壳强烈的局部加厚,可以通过这个流壳层的强烈变薄来补偿;而上地壳的伸展变薄可伴随着流壳层的总体加厚,而不是通过莫霍面的起伏来调节。

【构造序列】 tectonic sequence 按各次构造事件发生的时间或相对的先后关系排列而成的构造演化顺序。它反映了一定地区构造变形的发展过程。一个地区的构造序列中可包含几个前后相继的构造旋回,每个旋回中又可分为几个构造世代或变形幕(见图)。同一地质体演化的构造序列中,不同世代的构造可以发生不同尺度的构造叠加和干扰,但其中有一期构造在本区构造格局的建立上起着主导和定型的作用,并控制着后继构造的变形行为,称为主期构造。对一个地区的各种地质事件,如构造变形、岩浆活动、变质作用、沉积作用和成矿作用等进行综合解析所建



俄罗斯阿尔丹地盾的构造序列
(据 добржинецкая,1978)
D为变形幕次;F为褶皱幕次;S为面理构造

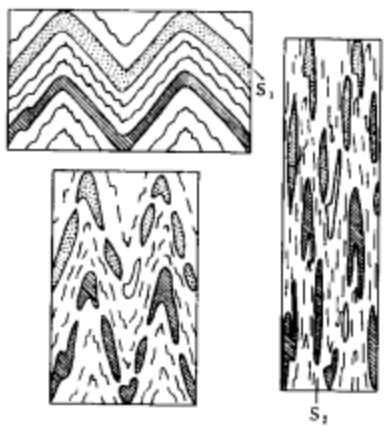
立的地质事件演化表,称为综合构造序列。

【构造世代】 tectonic generation 在一个构造变形旋回中前后相继的变形幕。一个世代的构造一般都是同一变形幕的产物,具有相同的年代。不同变形世代构造之间的关系是辈分关系,因而它们之间具有质的差别。不同世代的构造常具有不同的构造样式,反映不同的变形方式和运动过程,体现不同的构造变形相。在同一世代的构造中,递进变形过程也会产生构造现象的叠加复合关系,但它们是在变形环境和方式没有质变的持续运动条件下发生的,这种构造的先后顺序只反映了一种递进演变的继承和发展上的"兄弟"关系,而不是辈分关系,不能分为不同构造世代。

【构造叠加】 tectonic superposition 晚期构造叠加在早期构造之上的现象。通常指同一岩层的重褶皱变形(叠加褶皱)和同一断裂面上不同方向、不同性质运动的复合等。作为一种几何现象,构造叠加是多期变形的结果,也可以由不同类型的变形过程所引起。构造叠加不单纯指不同构造几何特征的叠加干扰型式,也包括前后相继的不同构造变形相的叠加关系。

【构造置换】 transposition of structures 在递进或相继的变形过程中岩石中的一种构造被另一种不同性质的构造所代替的现象。最常见的和最重要的是面状构造的置换。构造置换作用不仅可以使原来成层岩石中的面状构造置换为与褶皱轴面或韧性剪切带平行的新面理,而且可以将原来块状岩体变形分解为具有新生平行面状构造的层状岩石。各种地质体被置换的结果,都是岩石矿物的成分、组构发生改组,新生构造要素不断取代旧的要素,直到取得支配地位、产生全新的面貌为止。构造置换过程也是岩石变质重建的过程,即构造物理-化学作用对岩石-构造的改造和重建过程,体现了构造变形分解作用与岩石变质分异作用的综合。因此,构造的置换总是同岩石的劈理、片理或线理的形成和演化联系在一起。中国学者根据不同置换方式将构造置换分为纵向构造置换和横向构造置换两类。

【纵向构造置换】 longitudinal structural transposition 在地壳收缩构造体制下发生的构造置换,是传统意义上的构造置换。是传统意义上的构造置换。其机制一般与纵弯褶皱作用和压扁作用下轴面劈理的发育过程相联系。其置换过程如图所示。区域性的大规模纵向构造置换作用,经常与造山带的主期面理褶皱相联系,形成大规模的陡倾片理带,产生巨型假单斜构造。强烈的纵向构造置换作用将导致原生地层层序的严重破坏。



纵向构造置换过程

【横向构造置换】 transversal structural transposition 中国学者提出的在地壳伸展构造体制下发生的构造置换,其主导机制一般与水平分层剪切、固态流变作用下的顺层掩卧褶皱和顺层韧性剪切带的发育过程密切相关。横向构造置换作用是产生区域性缓倾片理或大规模顺层面理的主要机制。

【构造反转】 structural inversion 构造发育过程中,变形方式或运动方向发生反向变化的构造作用。如早期的构造沉降后期转为上隆,早期的正断层后期转化为逆断层活动等。构造反转一般是由构造演化过程中构造体制的变化引起的,如造山期的收缩断层向造山期后的伸展断层反转。构造反转作用造成的构造即反转构造,可视为一种特殊类型的叠加构造。

【反转构造】 inverted structure 由区域构造应力场改变而使先期构造力学性质(如正断层与逆断层)或构造类型(如隆起和拗陷)向相反方向转化的现象;是一种特殊类型的叠加构造。首先在研究含油气盆地时发现,起初被认为是板内盆地变形的机制。随着反转构造在造山带和大陆边缘的大量发现,学者们越来越多地把它们和板块之间的碰撞和裂解联系起来。有人把反转构造分为两类:区域应力场从伸展转变为同方向挤压体制下所产生的构造,称为**正反转构造**;反之则是**负反转构造**。对于走滑断层、热作用和均衡作用所引起的转变,是否属于"反转构造"尚有不同意见。与反转构造相关的沉积建造可分为"前伸展层序"、"同伸展层序"和"后伸展层序";层序和构造特征都是鉴别反转构造的可靠依据。Copper 和 Williams(1989)提出衡量挤压运动和伸展运动相对强度的定量方法,其公式为

$$R_i = d_e / d_h$$

式中:d_h 是同伸展层序平行断层面的长度;d_e 是同伸展层序在零点(null point)之上的长度;R_i 即挤压运动或伸展运动的相对强度。或采用

$$R_i = 1 - d_e / d_h$$

式中:d_e 是同伸展层序于零点之下、平行断面的长度。从二式中可以看出,如果零点位于同伸展层序的顶面时

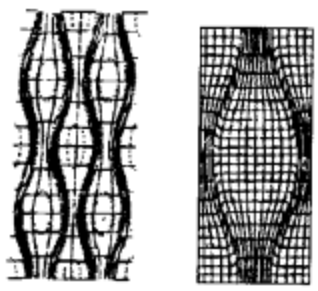
$$R_i = 0 (d_e = 0 \text{ 和 } d_e = d_h)$$

即没有挤压和反转事件。如果零点位于同伸展层序的底面时,则

$$R_i = 1 (d_e = d_h \text{ 和 } d_e = 0)$$

即表明同伸展层序发生了完全反转,并已重新达到了变形前的区域高程。在此之前,中国许多学者在研究中国区域构造时早就发现"拉、张、开、合"和"拉压转换"规律的普遍性,并公认中国东部中生代以来经历了由挤压到拉伸的多次转变;反转构造的涵义与此实质上是相通的。

【变形分解作用】 deformation partitioning 毕尔(T. H. Bell, 1981)提出。是指地壳岩石在递进变形过程中,由于地质体结构的不均一性导致岩石的变形被分解为递进剪切变形和递进伸缩变形两种区段,从而使岩石呈现强应变带与弱应变域相间排列的构造格局(见图)。构造变形分解作用是岩石发生构造置换的主导机制之一;在变形分解作用机制下,常常伴随变质分异作用,从而使原来同类的岩石分解为不同的构造岩性带,发生所谓"同岩异化"现象。


变形分解作用
(据 T. H. Bell, 1986)

【变形融合作用】 deformation blending 毕尔(T. H. Bell, 1981)提出。①在较深构造层次的变形环境中,由于物理-化学活动性高度增强,岩石变形时流变性加大,各类岩石的韧性差逐渐减小,使整个地质体的变形习性趋于一致,这样,各类原来具不同组分和组构的岩石将为一种具新生组分和组构的统一表象的岩石所代替。这就是所谓"异岩趋同"现象。②是构造置换作用的高级表现,各种不同的变质地质体经历长期、多次变形-变质作用的反复改造,原有复杂的组构和组分经过迭次的变形分解、置换和变质分异,最终反而成为组构和组分比较单一的新生岩类,例如绿泥片岩、绢云片岩,或角闪斜长片麻岩等。这就是构造均一化现象。

【分异层理】 differential layering 在高级变质岩石中最常见的透入性平行面状构造。一般由片状或柱状矿物的深色条带与粒状矿物的浅色条带相间定向排列而成,貌似沉积层理,如磁铁

石英岩的面理、强直片麻岩的成层面理等。它们基本上是在中高级变质条件下岩石发生固态流变的基础上形成的。其具体形成机制比较复杂,可能的机制有:韧性剪切过程中的变形分解和变质分异作用;在高温条件下韧性剪切流变过程中,岩石某些组分粒间熔融,从而使岩石组分改组,最终形成深(老组构残余)浅(新生熔出长英成分)组分的相间排列,并在递进剪切中扁平化。区分沉积层理与分异层理在实际工作中有重要意义。

【构造变形相】 tectonic deformation facies 岩石在地壳运动过程中一定变形环境的构造表现。是由在一定物理化学条件范围内,各种岩层或岩体形成的、以某一变形机制为主导的变形构造的共生组合所体现出来的。一个变形相可以包含多个不同成分、不同产状和不同样式的变形地质体的构造组合,但这些不同构造及其组合之间却有着固定的、可以预测的对应关系,共同组成一个能反映其构造生态环境的构造群落。

【构造相】 tectonic facies 在其应用沿革上曾有多种涵义,一般常用作构造变形相的同义词。但鉴于它最早用于沉积岩的构造环境控制,因此相对于变形相而言,它应该是特定构造环境中全部地质的和变形的构造表现;构造相的划分应包括建造和改造两个方面。

【构造群落】 tectonic community 中国学者(1983,1991)提出。是同一变形条件下所产生的那些具有成生联系,属于同一构造变形相,并组合成一个统一整体的各种构造形迹的总合。用以从构造共生的角度来阐明同一变形环境中产生的不同构造形迹之间的相互关系。

【构造组合】 tectonic association 由具有密切成生联系的许多构造要素所组成的有机整体。每个构造组合的内部,各种构造要素具有一定的分布规律和秩序,反映了统一的、有规律的运动过程。构造组合除包括各种构造要素外,还包括构造-沉积、构造-岩浆和变质的组合,岩浆和变质作用是更为深刻的构造活动过程。构造组合是在一定的构造环境中、在一定性质的构造-热事件中产生的,因而它可以在条件类似的不同地区或岩石中重复出现。

【构造模拟】 tectonic simulation 应用现代数学、物理学等基础学科的理论和方法技术,反演或再现天然地质构造的形成和发育过程,包括几何学、运动学和动力学的模拟和反演,变形环境及各种控制因素或边界条件的定性、定量或半定量估计,以及其他相关规律性的研究。构造模拟的方法主要有数学模拟和物理模拟两类。因电子计算机技术的飞速发展,数学模拟已得到广泛应用,并能结合固体力学、流体力学和流变学的理论方法,对构造的各种物理量和几何量的分布规律及相互关系进行定量的数学表达。物理模拟通常分为两类:一为利用天然岩石试件,通过常温常压或高温高压装置进行岩石力学或流变学实验;另一为利用模拟材料(如泥巴、塑胶等),根据相似理论调整试件的力学性况和边界条件,构成比例模型对构造现象进行模拟。构造模拟不仅可以对构造变形过程的认识进行可能性检验;并且可从实验中得到启发,提出一些新见解,进一步到野外实践中加以验证。

【天然构造模型】 natural tectonic model 根据天然典型地质构造现象所建立起来的构造模型。这些小尺度或显微尺度的构造与大型构造或区域构造具有密切的成生联系;因而对它们进行详细的构造解析,可以获得认识和解释大型构造的许多有益信息,甚至可以直接进行类比。经验证明,在复杂变形、变质构造区,发现和确立天然模型,对于认识区域构造的几何学、运动学和动力学特征,建立区域构造模式,往往会收到意想不到的效果;有时在一块或一组精心选择的标本上就有可能见到一个地区变形史的各种细节。

【层状地质体】 stratified geologic body 界面相互平行或大致平行、成层产出的地质体,变形时具有各向异性的特征。层状地质体包括原生层状地质体(沉积岩、火山岩及部分顺层侵入岩)以及由它们经变形-变质作用改造后仍具有各向异性成层性的变质地质体。

【假层状地质体】 pseudostratified geologic body 由原生块状地质体(如花岗岩)在变形-变质作用下改造而成的具面状组构的变质地质体(如 TTG 岩系)。它以其面状构造作为变形面显示类似层状地质体的构造特征,因而常被误认为"地层",实际工作中需注意鉴别,认真加以区分。

【块状地质体】 massive geologic body 岩石本身成分与结构相对均一、没有面状构造分划,而呈现各向同性的地质体。可分为原生块状地质体与次生块状地质体两类:①原生块状地质体,主要指岩浆侵入体,内部质地与结构比较均匀的各向同性体;②次生块状地质体,主要是块状变质杂岩,由原生地质体(包括岩浆岩、沉积岩或先成变质岩)经受超变质作用或重熔以及构造均一化作用改造而成的,客观上已不具备明显的面状组构或成层构造,大体上各向同性的变质地质体。

【构造地层单位】 tectono-stratigraphic unit 原生地层系统经历构造变形、变质作用改造重建后新生成的地层单位;一般是在一定构造区内由不同岩性组合构成的地层单位。构造地层单位的空间叠覆关系与原生地层系统层序的关系,取决于构造置换的方式和程度。因此构造地层单位的时序关系可出现:有序、总体有序局部无序、总体无序局部有序、无序等多种情况。在无序的情况下,在露头上看到的一套依次排列的岩性层已经不再代表原始的层序,已经失去了它的地层学含义。

【褶叠层】 folding layers 中国学者(1981,1984)提出。在地壳较深构造层次中,在伸展构造体制的水平分层剪切流变机制下,原生成层岩系发生变形-变质作用而形成的一套基本上能按时代新老划分大套层序,但在本质上,它又是经过构造重建的、发育有以顺层韧性剪切带和顺层掩卧褶皱为主体的固态流变构造群落,并经历强烈递进变形,由新生的平行面状构造横向置换原生层理(或先期面理)而形成的崭新的构造地层单元。因此,褶叠层是包容全部顺"层"固态流变构造群落的构造-岩层综合实体,其原始地层的本质和面貌已经在不同程度上发生了改变,构成了不同形式的构造地层单元。

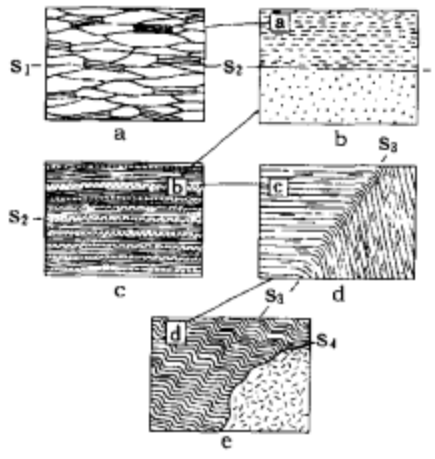
【堆垛层】 stacking layers 在地壳较深构造层次中,在收缩挤压体制下,先存的成层岩系在韧性流层内发生近水平剪切流变和韧性推覆,并在递进变形过程中,经强烈纵向构造置换而形成的一套杂序的变质构造地层单元。这种变质岩层的构造实质,既不是简单深埋变质,也不是变形后的构造堆叠增厚,而是贯穿整个热动力变质过程重建的、发育有以等斜平卧褶皱和韧性冲断构造为主体的流变构造群落的构造滑断堆垛,最终形成造山带巨厚的成层变质岩系或构造增生楔。

【结构要素】 textural element 组成和表征各种地质体的各种构造特征及内部组分排列规律的、物理的或几何的基本单元。它们的成因和具体特征各有不同,但总的可以归结为面状结构要素和线状结构要素两类。物理要素是地质体中具体存在的面状和线状构造,如层理面、片理面、断层面、线理等等,它们具有可直接测量的几何形态和方位;几何要素是虚拟的面和线,但可以根据具体构造的几何关系界定,因而也有可供测量的几何形态和方位,如轴面、包络面、对称面等。结构要素根据地质成因可分为

原生的和次生的两类;根据发育程度可分为透入性结构要素和非透入性结构要素;根据构造演化关系可分为残余结构要素和新生结构要素。

【非透入性结构要素】 nonpenetrative textural element 按一定尺度把一个地区的岩层、岩体划分为不同区段或单元的分划性结构面。通常在中、小尺度上把岩层分界面、不整合面、断层面、岩体接触面等地质界面当作分划性的非透入性结构要素,它们的地表出露线(或在地质图上的投影线)泛称为地质界线。所谓"分划性"或"非透入性"与观察尺度密切相关,如露头尺度所见断层,是公认的分划性的非透入性构造,但是在更大尺度(如在卫星图像上)上看如果它们构成了均匀分布的断裂网络,显然就是一种透入性构造。

【透入性结构要素】 penetrative textural element 在一定尺度范围内均匀而又连续分布于地质体中的结构要素。各种面状构造或线状构造按一定方式有序地排列,充满于地质体整体,例如在露头和标本尺度所见的各种劈理、线理等。透入性概念是相对于观察尺度而言的,在某一尺度观察的透入性构造,但在更小的尺度观察则为非透入性结构要素,即分划性结构要素。图示面状构造在同一岩体不同尺度中的表现,表示透入性与尺度的关系。其中:可见图 c 中的分异层理 S_2 和图 e 中的膝折带 S_3 在各自所在的观察尺度上均为透入性结构要素;但在更小一级观察尺度上如图 b 和图 d 中,S_2 和 S_3 又可分别看成是非透入性的。



透入性与尺度的关系
(据 F. J. Turner and L. E. Weiss)

【残余结构要素】 relict textural element 又称**残余构造**。原生的或前期的结构要素,虽经变形、变质作用的改造,但仍能识别其原本构造特征的结构要素。例如层理是浅变质岩区最常见和最重要的残余原生结构要素。在多期变形的地质体中,在后期变形地质体中仍然显见的前期结构要素,相对于后期新生结构要素而言概称残余结构要素。

【新生结构要素】 neogenic textural element 又称**新生构造**。地质体在变形、变质作用中因内部组构和组分的变化而产生的结构要素,它们往往不同程度地破坏或置换了原生的或前期的构造。在同一地质体中,新生结构要素决定岩石的外貌和结构,并截切或包容残余结构要素。

【组合结构要素】 multiple textural elements 或称**复合结构要素**。由残余结构要素和新生结构要素组合而成的构造形迹,例如层理(S_0)和劈理(S_1)的交面线理。

【构造变形面】 deformation surface 形成某期构造,特别是褶皱构造基本形态特征的面状构造。在沉积岩层发育区通常以岩层界面或层理(S_0)为变形面;但在经历不同期次变形的变质岩区,构造变形面多为构造置换作用产生的新生面理(S_1、S_2……)。因此,变质岩区填图的首要任务之一,就是要在构造序列分析的基础上查明和确定其主期构造的变形面,它可能就是构造地层单位的界面。

【构造面向】 structure facing 在垂直褶皱轴的剖面上观察,岩层沿轴面所示由老到新的方向。在构造研究中,可以利用各种原生的或次生的示顶构造标志确定地层层序由老到新的方向,即岩层顶面的法线指向。

【示顶构造】 geopetal structure, top indicator 显示成层岩石的顶、底或面向的各种标志,包括原生沉积构造标志(层理、层面痕迹、生物遗迹、叠层石等)和其他构造标志(劈理降向、从属褶皱倒向等)。

【劈理降向】 vergence of cleavage 在垂直褶皱轴方向的剖面上观察,轴面劈理与褶皱面相交的上方锐角夹角中,轴面劈理趋向褶皱面的偏转方向。在一组褶皱中,背斜两翼的劈理降向相向;向斜中的则相背。

【构造线】 structural line, tectonic line ❶区域性构造在地面上的延伸线,如褶皱轴迹、大的断层线、区域性片理或劈理的走向线等。❷平行造山带或横切造山带走向的巨大而延伸很远的断层线或断裂带。

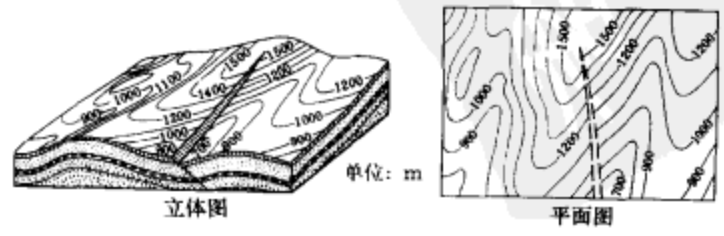
【岩块】 rock mass 中、小型的岩石块体。一个岩块可由同一种岩石或不同岩石组成;不同物质组成的岩块其岩石力学性质往往有很大差异,有的容易褶皱,有的易于断裂。

【构造纲要图】 structure outline map 用规定的线条、符号、颜色等表示一个地区主要构造特征的图件。构造纲要图是在地质图的基础上编制的,可以概略而鲜明地表示一个区域的基本构造格架、构造类型、形成时代,以及各种大、中型构造的时空关系,因此多为小比例尺图件。

【古构造】 paleotectonics ❶相对于"新构造"而言,泛指新近纪以前(有人认为是第四纪以前)地质时期的地质构造;❷某地区在某一特定地质历史时期存在的地质构造。用某一地质历史时期的沉积盖层的等厚线表示某一地质历史时期地壳的隆起和拗陷状况的地质构造图件称为古构造图。它类似于古地理图,但主要表现某时期构造特征的分布,而不仅限于海陆分布。包括一切表示某一特定地质历史时期地质构造特征的图件,如寒武纪古构造图。

【构造图】 structure map, tectonic map ❶构造等高线图的同义词,即用某一标志层面的构造等高线反映其构造形态的图件。❷较大比例尺区域构造的重要图件,它与构造纲要图的区别在于,除表示区域构造格架、构造类型、形成时期和构造时空关系外,还要大量表示各种小型构造、甚至显微构造要素,如各种面理和线理等。因此,编制构造图需要在野外进行大面积的详细构造要素测量,对测得的数据进行统计分析,将代表性的数据用规定的符号表示在图上。❸表示地台、地槽、板块等大型或巨型构造单元的类型、基本特征、形成时期等的图件,称为大地构造图或板块构造图等。

【构造等高线图】 structural contours map 用某一构造面上的等高线表示其地下构造形态的图件。这种图件类似于表示地面起伏的地形图,故其编制原理也类似于地形图(见图)。不过构造等高线图具有一些独特的性质:①构造等高线实质上代表构造面的走向线,因而可在图上求出任一点的构造面的产状要素;②构造等高线在图上可以重叠,反映同一构造面因倒转褶皱或



构造等高线图

断层作用所导致的空间叠置;③构造等高线可被断层错开而不连续。构造等高线图能定量地、醒目地反映地下构造特征,故广泛用于油气田、煤田和层状矿体的勘探和开发。

【构造-岩性图】 tectono-lithologic map 表示不同构造单元和与之相伴的不同岩性或岩性组合的时空分布及其内部构造要素特征的图件。多用于暂时无法搞清变质岩层层序关系的复杂变质杂岩区的初期构造研究。

【构造-岩相图】 tectono-lithofacies map 表示不同构造单元和与之相伴的不同岩相或岩相组合的时空分布及其内部构造要素特征的图件。由于岩相比岩性能更好地反映沉积成因和形成的地质环境,故编制构造-岩相图更有助于区域构造演化或大地构造特征的分析研究。

【构造形面图】 form surface map 反映构造变形面几何特征的一种图件,通常是在构造-岩性图的基础上编制的,用于复杂变质岩区的构造和构造地层学研究。其制图原理是用特定的线条、符号在图上表示某种透入性面理的迹线,即其走向趋势线,用以把某一变质地质体的构造形象反映出来。

【联合构造剖面】 multiple structural sections 又称**系列剖面图**,沿构造线方向按一定间隔测制(或编制)的一组相互平行并依次排列的横剖面图,用来表示一个构造带或断裂带的三维特征。

【综合构造剖面图】 composite tectono-section 将剖面线两侧一定距离内的资料投影在一个剖面图上,或将若干剖面图的资料综合分析后编成一幅剖面图,用来表示区域构造的基本特征和各种构造要素的相互关系。综合构造剖面图通常代表区域构造的基本样式;在很大程度上反映着编制者的研究水平和认识程度。

【构造演化剖面图】 profiles of tectonic evolution 以时间为主线编制的不同地质时期的系列构造剖面图,用以表示构造发展历史中各个阶段的构造特征。其作法是在现今综合构造剖面图的基础上,依次消除其后期变形、变位的影响,从新到老依次复原,按先后顺序排列成图。

【正交剖面】 profile 垂直褶皱轴的横切剖面。此法适用于工作区内褶皱轴的延伸方向和倾伏角稳定或其变化可忽略不计的圆柱状褶皱,相当于"沿倾伏下视"褶皱的真实形态。

【平衡剖面】 balanced cross section 又称**可复原剖面**,剖面上的构造变形、变位通过几何准则可以复原的剖面。它遵循在封闭体系中体积守恒、面积守恒和线长守恒三项基本原则。在资料足够充分时,这种平衡剖面所复原的构造符合实际,可信度高。广泛用于检验构造推断的合理性、估算造山带的缩短量、伸展构造区的伸长量,以及推覆构造的研究等。平衡剖面法是由Dahlstrom(1969)首次引入地质文献。J. R. Hossack(1983)把构造剖面分为不平衡剖面、不能复原剖面、可复原或可承认剖面和有价值平衡剖面四类。他强调只有掌握剖面相当丰富的地表和地下资料数据,正确选择剖面方向、位置和剖面中的标志层(不易塑性变形且厚度稳定的岩层),并对构造运动方式和构造规律有极为充分的了解(诸如地壳缩短或伸展方式、方向及变形顺序等),才能得到只有唯一解的、有价值的平衡剖面。它是一种计算地壳伸缩量的重要技术方法,又是一种先进的构造地质思维方法,无论对于地质剖面的正确合理性的检验,还是对构造变形机制的理解,都具有重要的价值。

【构造解析图】 structural analysis map 反映一个地区不同尺度、不同层次、不同成因主要构造样式及其主要构造特征的构造解析综合性图件,包括褶皱、断层及其他主要面状构造和线状构造的几何特征及其相互关系。

应力和应变

【外力】 external force 使静止物体运动或使运动物体改变运动方向和速度的物理量,叫做力。可用矢量表示力的大小和方向。由外部施加于物体上的作用力,称为外力。外力分两种:一种叫面力,是通过接触面传递的力;另一种叫体力,是物体内每个质点都感受到的外部作用力,如重力、磁力、惯性力等等。

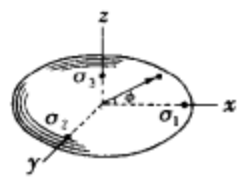
【内力】 internal force 物体内任意相邻两部分之间的相互作用力。如物体内部各质点之间的结合力,包括吸引力和排斥力。物体不受外力作用时,其内部各质点之间的结合力处于相对的平衡状态,使质点保持一定相对位置,这是物体的固有内力。当物体受外力作用时,内部质点之间的结合力发生改变,使相邻两质点间的距离增大(拉伸)或缩小(压缩),这种内力的变化量称附加内力。宏观力学中把物体不受外力时的平衡内力看作零,把施加外力后引起的内力变化量直接叫内力。内力和外力是一个相对概念,视研究对象范围而定。

【应力】 stress 作用于物体内一点的任一无限小截面上单位面积上的力。应力是衡量此截面上一点的内力分布强度的尺度,可以分解为垂直和平行截面作用的两个分量,分别称为正应力和剪应力。在力学上,任一点上的应力可由直角坐标系中立方体单元表面上的三个正应力分量和六个剪应力分量来确定。

【应力椭球】 stress ellipsoid 物体内一点的应力状态的几何形象。在三轴(三维、空间)应力状态中,受力物体内任意方向截面上的应力 σ 矢量端点,在以主应力方向为坐标轴方向的正交坐标系中的坐标值 x、y、z,符合方程:

$$\frac{x^2}{\sigma_1^2}+\frac{y^2}{\sigma_2^2}+\frac{z^2}{\sigma_3^2}=1$$

表明这些应力矢量端点的几何轨迹是半轴分别相当于主应力 σ_1、σ_2 和 σ_3 的绝对值的一个椭球面,称为应力椭球(见图)。与三个主平面都不平行的任一截面上,除正应力外均存在有剪应力。平分最大与最小主应力轴夹角,并包含中间主应力轴的斜截面上的剪应力值,称为**最大剪应力**(maximum shear stress),其值为



应力椭球

$$\tau_{max}=\frac{1}{2}(\sigma_1-\sigma_3)$$

【正应力】 normal stress 又称**直应力**、**法线应力**。系应力在截面法线方向上的分量,以符号 σ 表示。根据正应力作用方向与截面的外法线指向的关系,正应力可以分为:**张应力**(tensile stress),其作用方向与截面的外法线指向相同,有使物质质点间的距离增大的趋势;**压应力**(compressive stress),其作用方向与截面的外法线指向相反,有使质点间距离缩短的趋势。地质学中习惯以压应力为正值、张应力为负值的规则,与工程力学采用的符号恰恰相反。

【剪应力】 shear stress 又称**切应力**。应力在截面切线方向上的分量,以符号 τ 表示。剪应力本身又可以分解为平行于两个坐标方向的两个分量。剪应力的剪切方向,如为右行或顺时针剪切则规定符号为正,反之则为负。

【主应力】 principal stress 物体受力作用时,在物体内任一点上都可取得三个互相垂直的截面,其上只作用有正应力,而剪应力等于零。这三个互相垂直的截面叫做主平面,作用于主平

面上的正应力就叫主应力。根据大小分别称为最大主应力、中间主应力和最小主应力，分别用符号 σ_1、σ_2 和 σ_3 表示。

【主应力轴】 principal stress axes 根据受力物体内任意一点的应力状态，都可取一个直角坐标系（x、y、z），使三个坐标轴分别与互相垂直的三个主应力方向重合，这三个轴就叫作主应力轴。又按主应力的大小，即 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ 的顺序，分别称之为最大主应力轴、中间主应力轴和最小主应力轴。

【应力张量】 stress tensor 应力状态的数学表示。数学上应力为二阶张量，三维空间中需九个分量（三个正应力分量和六个剪应力分量）来确定，表示如下：

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

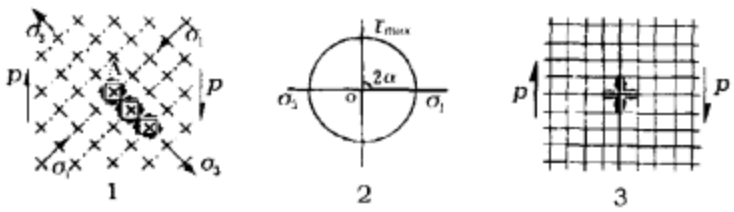
【应力状态】 stress state 物体受力作用时，其内部应力的大小和方向不仅随截面的方位而变化，而且在同一截面上的各点处也不一定相同。通过物体内一点可以作出无数个不同取向的截面，其中一定可以选出三个互相垂直的截面，在它上面只有正应力作用，剪应力等于零，用这三个截面表达的某点上的应力，即称为此点的应力状态。三个主应力不等且都不等于零的应力状态称为三轴（三维、空间）应力状态；如有一个主应力等于零，则称为双轴（二维、平面）应力状态；如有两个主应力等于零则称为单轴（或单向）应力状态。

【差异应力】 differential stress 通常指最大主应力和最小主应力之差（$\sigma_1 - \sigma_3$），简称差应力。

【应力轨迹】 stress trajectory 物体内相邻各点间主应力方向的连线。在二维中，应力轨迹以代表最大及最小主应力方向的两套正交线来表示，反映物体各点间主应力方向的连续变化。

【偏应力】 deviatoric stress 偏离静水应力并引起形变的应力。

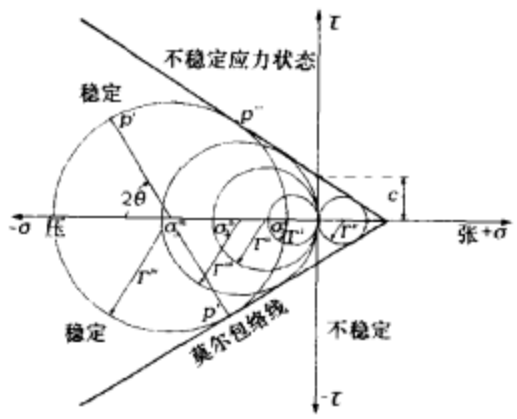
【应力网络图】 stress grid diagram 又称**应力轨迹图**。这种图是分别用主应力或最大剪应力的迹线来反映构造应力场中应力的分布规律（见图）。



1　2　3

应力网络图
1.主压应力（σ_1）和主张应力（σ_3）网络；2.单元体 A 的莫尔圆；3.最大剪应力网络

【应力莫尔圆】 Mohr circle of stress 莫尔（Mohr，1914）提出。表示点的应力状态的以正应力（σ）和剪应力（τ）为直角坐标系的圆。其圆心为 $[(\sigma_1 + \sigma_3)/2, 0]$，半径为 $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$，与 σ 轴交于两点，即 σ_1 和 σ_3。不同的应力状态可用一系列的

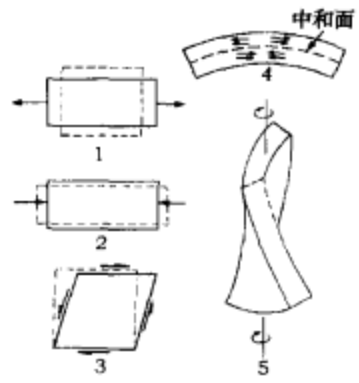


造成脆性破坏的应力莫尔圆和莫尔包络线
p 为所受外力；σ 为主应力；τ 为剪应力

圆来表示（见图）。

【莫尔包络面】 Mohr failure envelope 引起破坏的应力坐标点的轨迹。在莫尔圆坐标系中，表现为给定材料的一系列临界莫尔圆的共切面，为稳定和不稳定区间的界线（参见应力莫尔圆附图）。

【变形】 deformation ❶广义：物体因受力使内部质点间相对位置发生改变所导致的方位和形态的变化，霍布斯等（B. E. Hobbs et al.，1976）和思潘斯（E. W. Spencer，1977）认为，变形包括平移、转动、体变和形变。❷狭义：仅包括形变和体变。狭义的变形与包括平移和转动的变位相对应。岩石变形的基本方式有压缩、拉伸、剪切、弯曲和扭转五种（见图）。力学中不把破裂归入变形的范畴，但在构造地质学中，一般把断裂和褶皱等构造形迹都泛称为变形或形变。



岩石变形的五种方式
1.拉伸；2.压缩；3.剪切；4.弯曲；5.扭转

【变位】 displacement 物体受力后发生位置或方位的改变，包括平移和转动。

【体变】 dilation，dilatation 物体受力后发生体积的改变。

【形变】 distortion 物体受力后发生的形态改变。

【应变】 strain ❶受力物体内部质点相对位置的变化，使物体发生形变或体变。包括线应变和剪应变两类。❷是受力物体变形程度的量度。在物体上一点的领域内，微小线段的长度改变量（$\Delta\delta$）与线段原长（Δl）之比 $\varepsilon = \lim_{\Delta l \to 0} \Delta\delta/\Delta l$ 称线应变；物体上原互相垂直的两微小线段所夹直角的改变量（$\Delta\gamma$）称剪应变（或切应变）。

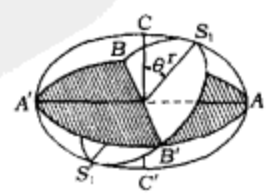
【应变场】 strain field 应变状态的空间函数，也即应变状态随空间点的变化。物体受外力或其他因素影响时，它内部的应变呈现某种分布状况。为了表明物体的这种情况，将物体连同它内部的应变分布状况称为应变场。通常用主应变轨迹线来表示。

【应变张量】 strain tensor 应变状态的数学表示。数学上应变为二阶张量，二维平面中需四个分量，三维空间中则需九个分量（三个线应变分量和六个剪应变分量）予以确定。

【构造应变场】 tectonic strain field 研究区内某构造事件所产生的各点应变状态的总和。

【应变椭球体】 strain ellipsoid 又称应变椭球。设想的一个原始半径为单位长度的圆球体，在三向不等应力的作用下发生均匀连续应变后变成的椭球体。椭球体的三个互相垂直的轴统称主应变轴；长轴称最大主应变轴，与最大拉伸或最小缩短方向一致；短轴称最小主应变轴，与最大缩短或最小拉伸方向一致；中等轴则称中间主应变轴。在构造研究中，常用应变椭球体表示变形地质体内一点的应变状态（参见“弗林图解”和“应变椭球椭圆锥面”诸条）。它可以通过各种应变标志物的应变测量得出（参见“应变标志物”和“有限应变测量”诸条）。

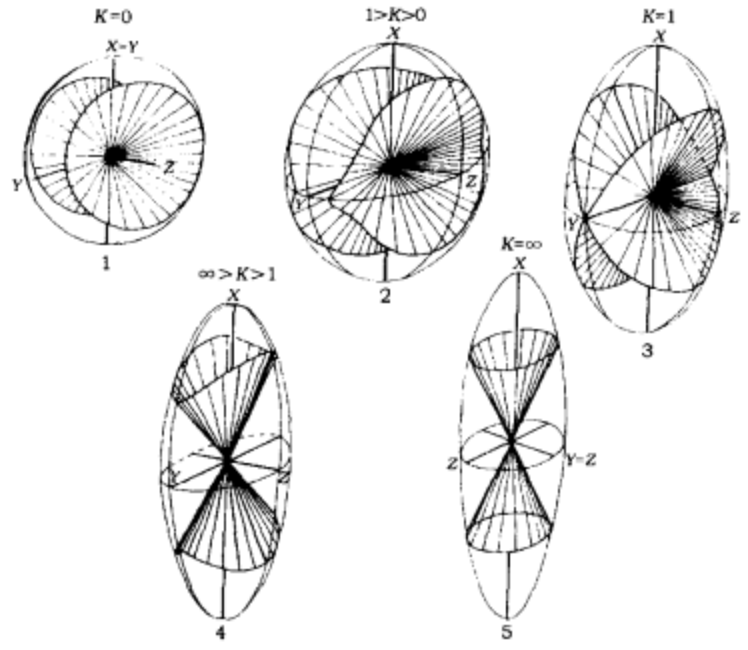
【应变椭球圆截面】 circular section of strain ellipsoid 又称等伸缩面、均匀变歪面。应变椭球体中以中间主应变轴为交线的共轭圆截面（S_1），其上各方向的线应变相等（见图）。如果中间主应变轴方向无线应变，即保持变形前圆球的半径时，则这一对共轭圆截面称为无伸缩



应变椭球圆截面

面或不变歪面。在地质文献中，有时把圆截面、无伸缩面和最大剪应变面相混淆，但一般这三者并不相同。

【应变椭球椭圆锥面】 ellipticone of strain ellipsoid　在应变椭球体中，通过椭球中心，可以设想有无数不同方向的直线，它们的长度代表了不同方向的线应变。其中有一系列长度与变形前单位圆球直径相等的线，称为**无伸缩线**。一系列无伸缩线即组成一个应变椭球椭圆锥面，其形态决定于应变椭球体的类型(见图)。当中间主应变轴无线应变时，其无伸缩线则都位于应变椭球圆截面上(见图之 3)。



应变椭球椭圆锥面类型图

(据 J.G.Ramsay, 1967)

1. 单轴应变扁椭球的圆锥面；2. 三轴应变扁椭球的椭圆锥面；3. 平面应变椭球的圆截面；4. 三轴应变长椭球的椭圆锥面；5. 单轴应变长椭球的圆锥面(K 为弗林指数)

【主应变】 principal strain　应变椭球体主轴方向的应变。

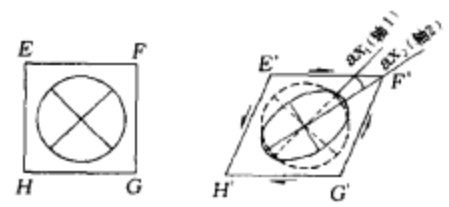
【主应变轴】 principal strain axes　应变椭球体的主轴，习惯上用符号 X、Y 和 Z(或 A、B、C)分别代表长轴、中间轴和短轴，并分别称为最大应变轴、中间应变轴和最小应变轴。它们是变形前后都保持相互垂直的一组直线。

【轴伸长】 axial elongation, axially symmetric extension　单轴伸长产生的变形，其应变椭球体呈雪茄状。

【轴压扁】 axial flattening, axially symmetric shortening　单轴缩短产生的变形，其应变椭球体呈烙饼状。

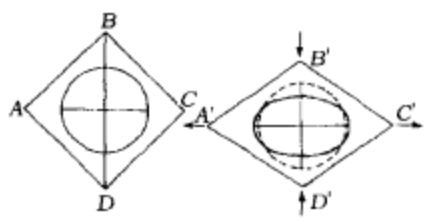
【应变轴比】 strain ratio　应变椭球体主应变轴间的长度比，其数值反映应变椭球体的形状。

【旋转应变】 rotational strain　物体变形时应变主轴方位发生变化的应变状态。左图为未变形前应变轴的方位，右图为受力后应变轴方位的变化情况。



未应变状态　　旋转应变

【非旋转应变】 irrotational strain　又称纯应变。物体变形时应变主轴方位保持不变的应变状态。左图为变形前应变轴的方位，右图为变形后应变轴的方位。



未应变状态　　非旋转应变

【应变分析】 strain analysis　根据变形地质体内应变标志的测量数据，对研究区内的应变状态或应变型式及其空间变化状况进行的定量分析研究。全面的应变分析包括全量应变分析、增量应变分析和应变分解。主要是定量求取各点岩石的全量应变椭球主轴方位、轴比、应变类型和应变强度，确立研究区的应变型式。可能条件下对递进变形过程进行增量应变分析和应变分解，求取变形各阶段的增量应变椭球的主轴方位和轴比，探讨不同变形机制下应变的特征及其时空的变化，以期对变形环境和过程作出深入的分析。

【纯拉伸】 pure extension　受力物体所有各点都顺一个坐标轴伸展变位的现象。

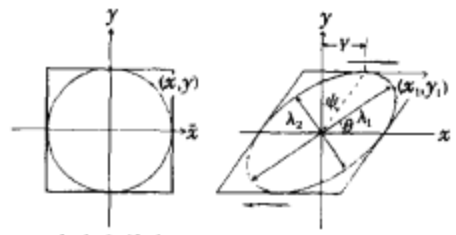
【纯压缩】 pure compression　受力物体所有各点都顺一个坐标轴缩短变位的现象。

【线应变】 longitudinal strain　又称长度应变。变形体内线单位长度的改变量。用伸长度(e)或平方长度比(λ)来度量。设线的原始单元长度为 l_0，变形后的长度为 l_1，则此线方向上的线应变为

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\delta l}{l_0} \text{ 或 } \lambda = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^2 = (1 + e)^2$$

【剪应变】 shear strain　又称**切应变**。变形物体内两原始直交的线段变形后发生的偏斜量(φ)称为**角剪应变**(angular shear strain)；以角剪应变的正切来度量变形体内直角的改变量则称剪应变：$\gamma = \tan\varphi$。

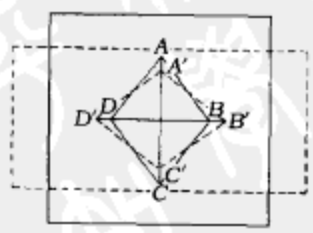
【单剪】 simple shear　即简单剪切。均匀的平面旋转变形。指所有各点顺同一坐标轴变位而发生的剪切，在几何中可以用无限密集的平行平面的滑动来解释此类变形，相当于一叠卡片平行于卡片平面的剪切，每个面相对于相邻面都有相等的位移量和相同的位移方向。剪切面内唯一特征方向(或非旋转方向)与位移矢量、剪切带边界平行，运动学涡度等于 1。在这种应变中，最大应变轴和最小应变轴随着变形的进行而发生旋转，故称旋转应变。附图说明了单剪和应变椭圆的关系。图中 λ_1 和 λ_2 为最大和最小主应变；θ 为最大主应变轴和剪切面(平行 x 坐标轴)间的夹角；γ 为剪应变，ψ 为角剪应变。



未应变状态　　单剪应变

单位圆的单剪变形

【纯剪】 pure shear　非旋转应变的特例。如图所示，物体发生均匀变形，在变形期间其主应变轴方位保持不变，而只改变其长度。这种应变是非旋转的，又称为**纯应变**(pure strain)。若主应变是沿着一个主轴伸长，而沿另一主轴缩短，但是两者的应变量的绝对值相同，则一个内接的菱形($ABCD$)在变形后变成一个钝角和锐角互换位置的菱形($A'B'C'D'$)。此时，其面积、体积和应变轴的方位都不发生变化，在与主应变轴呈 45°的截面上，只有剪应力作用而没有正应力，这种应变状态，即称为纯剪。在运动学上，剪切面内两特征方向(或非旋转方向)相互垂直，运动学涡度等于 0。



纯剪(非旋转应变)

【张剪】 transtension　又称**张扭**。剪切带增厚的次简单剪切，为简单剪切与垂直剪切带方向的拉张的组合。是相邻地块或岩

块斜向离散运动的产物。

【压剪】 transpression 又称**压扭**。剪切带减薄的次简单剪切,为简单剪切与垂直剪切带方向的挤压的组合。是相邻地块或岩块斜向汇聚运动的产物。

【共轭角】 conjugate angle 共轭剪切带或共轭断裂间最大主应力一方的夹角。

【剪切角】 shear angle 最大主应力方向与剪切面之间的夹角。

【破裂强度】 rupture strength 又称**极限强度**。物体受力作用,在破裂前所能承受的最大应力。破裂强度与岩石性质有关,不同岩石的破裂强度不同。破裂强度也与力的作用方式有关,同一种岩石在不同性质的应力作用下破裂强度也不相同。一般测定岩石的破裂强度是在常温、常压、缓慢加载的条件下进行的。当物理和化学条件发生变化(如温度、围压、溶液和受力时间等条件的变化)时,破裂强度也有明显的变化。

【抗压强度】 compressive strength 在常温常压下物体断裂前能承受的最大压应力。

【抗张强度】 tensile strength 在常温常压下物体断裂前能抵抗的最大张应力。

【抗剪强度】 shearing strength 常温常压下物体断裂前能承受施加其上的最大剪应力。

【岩石破坏准则】 failure criterion of rocks 又称**岩石破坏判据**。给定岩石破坏时,其应力状态需要满足的条件。它是以实验资料为基础,根据一定的理论假设及在限定的某些条件或控制因素下,提出的关于岩石破坏时应力张量所应满足条件及其数学表达式。①1900 年莫尔提出**莫尔破坏准则**(Mohr criterion of failure),认为由应力莫尔圆所代表的任何应力状态在莫尔包络线以下时,岩石不会破裂;当应力莫尔圆与莫尔包络线相切时,岩石会在与最大主应力成 θ 夹角的面上发生破坏(参见"应力莫尔圆"和"莫尔包络面"条)。②**库仑破坏准则**给出的条件为

$$\tau = c + \mu\sigma$$

式中:τ 和 σ 分别代表作用在即将出现的断裂面上的临界剪应力和正应力,c 是材料的粘结强度或正应力为零时的抗剪强度;μ 为材料的内摩擦系数。③**平面格里菲斯破坏准则**给出的条件:当 $\sigma_1 > -3\sigma_3$ 时

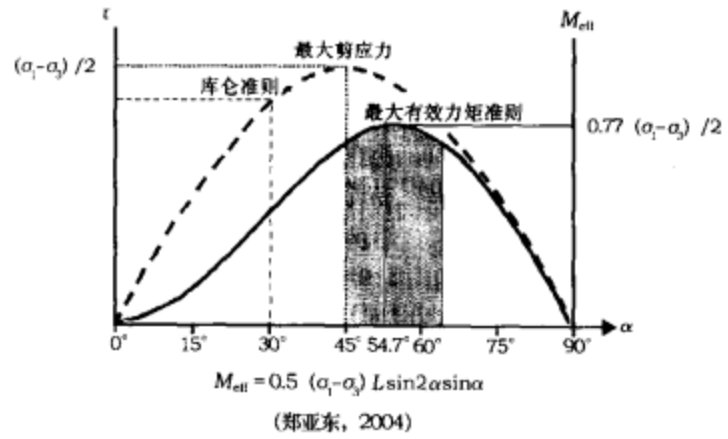
$$\tau^2 = |4\sigma_t(\sigma_t + \sigma)|$$

式中:σ_t 为材料的抗张强度(为负值);τ 和 σ 分别为断面上的剪应力和正应力。

【最大有效力矩准则】 maximum effective moment criterion 在应力场中存在一对与最大主压应力轴成 ±54.7°的最大力矩方向,控制各向异性或塑性介质中变形带形成的准则。其数学表达式为

$$M_{\text{eff}} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)L\sin2\alpha\sin\alpha$$

式中:M_{eff} 为有效力矩;σ_1、σ_3 分别为最大和最小主压应力,其间之差为材料的屈服强度;L 为 σ_1 方向上的单位长度或最大力臂长度;α 为褶劈理与 σ_1 轴间的夹角。其图形表明最大有效力矩在主压应力轴 ±54.7°方向,54.7° ± 10°区间无显著力矩降,构成韧性变形带形成的有利区间。该区间囊括了迄今全部天然和实验数据(图中阴影区),并符合数学的黄金分割理论,因而有力地证明了最大有效力矩准则的存在。其构造意义可概括为:①可解释膝褶带与褶劈理的形成;②通过应变集中和软化,可解释大型低角正断层和高角逆冲断层的形成;③为地震反射剖面中的鳄鱼嘴构造提供一新的解释;④可解释变质结晶基底的基本构造型式-菱网状韧性剪切带;⑤可解释前陆盆地中拆离褶皱的形成并预测拆离层的深度;⑥可籍以确定运动学涡度、古主应力方向和古差应力的大小。



(郑亚东, 2004)

【弹性极限】 elastic limit 与应力-应变图上直线关系开始偏离时的应力。超过弹性极限,虎克定律就不再适用。

【弹性模量】 elastic modulus 即杨氏模量。也有泛称应力与对应应变之比的,包括切变模量和体积模量。

【体积模量】 bulk modulus 是静压力的增量(p)与体积变量(V)的对应分数之比,以 B 表示。其式为

$$B = p/\frac{-\Delta V}{V_0}$$

【切变模量】 shear modulus 又称**剪切模量**。切应力与对应切应变之比。同义词有刚性模量、扭转模量。

【泊松比】 Poisson's ratio 一长杆均匀横截面上每单位面积的横向压缩量与单位长度的伸长量之比。在张应力作用时:

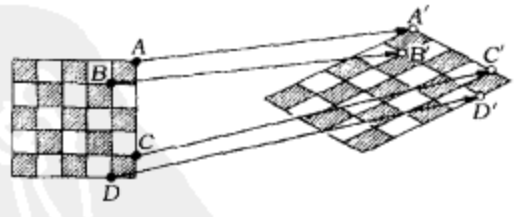
$$\sigma = \frac{\Delta W}{W_0}/\frac{\Delta L}{L_0}$$

式中:σ 为泊松比;W 为横截面大小;L 为长度。泊松比值小于 0.5。

【杨氏模量】 Young's modulus 正应力与对应线应变之比。设张应力 F 作用于横断面 A 上,长度变化为 ΔL,杆的原始长度为 L,则杨氏模量为

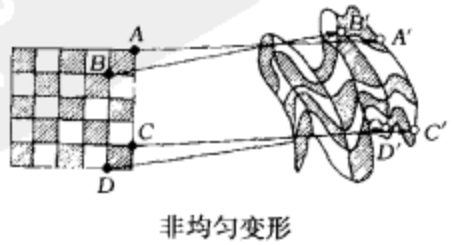
$$Y = \frac{F}{A}/\frac{\Delta L}{L}$$

【均匀变形】 homogeneous deformation 又称**仿射变形**。变形体内各点的应变相等,即变形后物体内所有同方向线段的 e(伸长度)、λ(平方长度比)、ψ(角剪应变)和 γ(剪应变)值都是常数。标志为变形前的任一组平行直线变形后仍为平行直线。图示均匀变形的位移矢量,在处于未变形状态时 AB 和 CD 彼此相等并平行,这种情况对于处于变形状态中的 $A'B'$ 和 $C'D'$ 来说也完全一样。



均匀变形

【非均匀变形】 heterogeneous deformation 变形体内各点的应变不等,即变形后物体内任一方向上的 e(伸长度)、λ(平方长度比)、ψ(角剪应变)和 γ(剪应变)值是有变化的。标志为变形前的任一组平行直线变形后不再是平行直线。图示非均匀变形的矢量,在处于未变



非均匀变形

形状态时 AB 和 CD 彼此相等并平行，但这种情况对处于变形状态中的 $A'B'$ 和 $C'D'$ 说来，既不相等、又不平行。

【递进变形】 progressive deformation　在同一动力作用下，变形物体从其初始状态变化到最终状态所经历的连续变形过程。在应变分析上，递进变形可看作是无限小应变不断积累的过程，在变形历史的任一瞬间都可把当时应变性质分解为两部分：一部分为已经发生的有限应变；另一部分为正在发生的无限小应变（或增量应变）。递进变形分析可将过程划分为若干时间段，根据各时间段的增量应变特征来描述整个递进变形过程。在地质上，构造现象大都可认为是构造递进变形过程的最终应变状态。

【共轴递进变形】 coaxial progressive deformation　递进变形过程中，增量应变椭球的主应变轴方向与有限应变椭球的主应变轴方向一致。如递进纯剪切变形。部分同义词：**非旋转变形**。

【非共轴递进变形】 noncoaxial progressive deformation　递进变形过程中，增量应变椭球的主应变轴方向与有限应变椭球的主应变轴方向不平行。如递进简单剪切变形。部分同义词：**旋转变形**。

【有限应变】 finite strain　与无限小应变对应的相关术语，指变形体在递进变形过程的某阶段或终结时达到的应变状态，它是许多小增量应变或无限小应变累积的结果。有限应变状态即通常所谓的大变形，需用大变形的理论和方法进行分析。

【无限小应变】 infinitesimal strain　地质学中将小于 1% 左右的应变视为无限小应变，用工程力学中的小变形理论和方法进行分析。

【全量应变】 total strain, bulk strain　变形作用终止时或在变形过程的某时刻达到的有限应变状态，代表变形历史某一瞬间已经发生的应变总和，也称**总应变**。

【增量应变】 incremental strain　递进变形过程各个小阶段在已发生的有限应变基础上新增的应变。亦即在变形历史的某一瞬间正在发生的应变，又称**瞬时应变**。

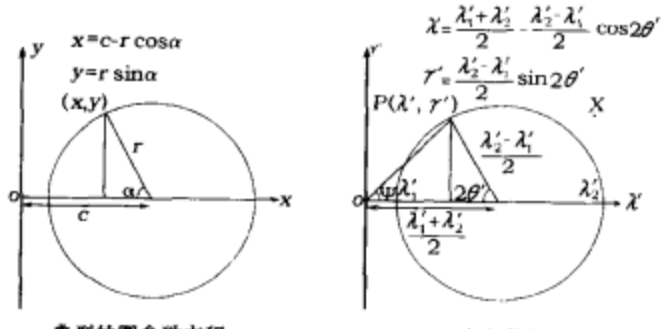
【增量应变椭圆】 incremental strain ellipse　物体连续变形过程中可划分为若干时间段；设某时间段的始点变形体内有一单位圆，至此时间段的终点变成一椭圆，即是此时间段的增量应变椭圆。

【应变莫尔圆】 Mohr strain circle　确定一点应变状态的二维应变图解方法。根据对变形后与应变主轴成 θ' 方向线上的有限线应变和剪应变的数学分析，它们的关系式可表达为

$$\lambda' = \frac{\lambda'_1 + \lambda'_2}{2} - \frac{\lambda'_2 - \lambda'_1}{2}\cos 2\theta'$$

$$\gamma' = \frac{\lambda'_2 - \lambda'_1}{2}\sin 2\theta'$$

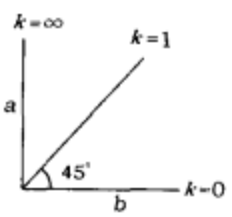
这是一组典型圆的参数方程，（式中 λ'、λ'_1 及 λ'_2 分别为线应变平方长度比的倒数，称为逆平方长度比，$\gamma' = \gamma/\lambda$）。它们构成了一个以应变参数（γ'）和平方长度比的倒数（λ'）为坐标的直角坐标系中的一个圆。这种图解即是**有限应变莫尔圆**（见图），根据变形岩石中度量的应变椭圆的应变状态，不考虑其面积是否变化，任一方向线上的应变都可用莫尔圆上的一点来表达。



应变莫尔圆

【无限小应变莫尔圆】 infinitesimal strain Mohr circle　用来求解无限小应变状态的，以剪应变和伸长度为坐标的直角坐标系的应变莫尔圆图解。

【弗林图解】 Flinn diagram　由晋格（Zingg, 1935）提出，弗林（Flinn, 1962）引入地质学。即用应变椭球的主轴比 $a = (1 + e_1)/(1 + e_2)$ 和 $b = (1 + e_2)/(1 + e_3)$ 为轴构成的直角坐标系来表示不同的均匀应变状态。图中，k（弗林指数）$= (a - 1)/(b - 1)$。体积不变的条件下，$k = 1$ 时为平面变形；$k = 0$ 时为单轴缩短变形；$k = \infty$ 时为单轴伸长变形。根据变形体某点的应变椭球体数据可在弗林图上投影为一点，即可判断其应变状态类型。投影点距坐标原点的距离代表应变强度。



弗林图解

【单轴应变】 uniaxial strain　变形前后，应变椭球体中间主应变轴和最小主应变轴长度不变的应变状态。

【平面应变】 plane strain　变形前后，应变椭球体中间主应变轴长度不变的应变状态。

【三轴应变】 triaxial strain　变形前后，应变椭球体中三个主应变轴长度都改变的应变状态。

【有限应变测量】 finite strain measurement　根据变形岩石中各种应变标志物变形状态的多种测量数据与其原始未变形状态比较，定量给出构造变形区各点岩石的应变状态，求取各点应变椭球体的主轴方位、轴比、弗林指数（k）和应变强度（d）等；进而可建立区域应变场、推算剪切带的剪切位移量和造山带的地壳缩短量等。常用的应变测量方法有长短轴法、R_f/ϕ 法、Fry 法和摩尔圆法等。

【应变标志物】 strain indicator　简称**应变标志**（strain marker）。指变形岩石内反映各种变形信息的变形体，如变形还原斑、变形鲕粒、变形砾石、变形化石、纤维状石英或方解石脉、香肠构造、压力影、变形捕虏体、石英集合体、石英、蓝石英、方解石颗粒、劈理、片理、褶皱，以及某些反映构造变位的标志等。

【应变速率】 strain rate　单位时间内发生的线应变或剪应变，分别记作 $\dot{\varepsilon}$ 和 $\dot{\gamma}$。构造运动的应变速率变化范围很宽，从地震发震 $\dot{\varepsilon} = 10^{-4}$/秒到地壳缓慢运动 $\dot{\varepsilon} = 10^{-14} \sim 10^{-15}$/秒。实验室内构造模拟变形的应变速率可达 $\dot{\varepsilon} = 10^{-5} \sim 10^{-8}$/秒。

【应变硬化】 strain hardening　材料试件经 1 次或多次加载和卸载后弹性极限和强度极限有所提高，即应变后材料变硬的现象。它是由于应变过程中位错的形成与不断增殖，高密度的位错间的相互作用使变形材料内部形成一个很强的内应力场，致使材料强度增加而产生的。在材料应变硬化阶段，要产生进一步的变形，所需的应力要逐渐增加。这种附加增量应变需要附加增量差异应力的材料行为，即称为应变硬化。

【应变软化】 strain softening　材料试件经 1 次或多次加载和卸载后，进一步变形所需的应力比原来的要小，即应变后材料变软的现象。应变软化过程中，随着应力的加大，应变增长的速率加快。动态恢复、动态重结晶作用以及流体的加入等都有利于应变软化。这种材料行为，即称为应变软化。

【韧性变形】 ductile deformation　物体经明显的应变（大于 5% ~ 10%）才发生破裂的变形。在构造地质学中也用韧性变形表述岩石的流动变形现象，其具体变形机制包括碎裂流动、塑性流动和滑移流动等。

【脆性变形】 brittle deformation 物体未经明显的应变(小于5%)便发生破裂的变形。

【光弹性】 photoelasticity 某些均质透明固体在应力作用下发生双折射的性质。利用这种物理性质可以在偏振光镜下通过观测等色线和等倾线,定量研究应力的分布形式。

【声发射】 acoustic emission 物体受力发生变形和裂纹时,以弹性波形式释放出应变能的现象。岩石内的声发射是由突然发生并引起脉冲的局部应变造成的;微裂纹数量及扩展长度急剧增加,声发射也急剧增加。

【滑动】 slip 宏观上的不连续流动,为岩石中无数近平行面的位移(Donath,1963)。部分同义词"滑移"。

【流动】 flow 某种不能立即复原,又不永久丧失内聚力的变形。

【流变】 flow 在长时间微小应力作用下,物体出现的缓慢持续塑性变形。同义词:流动。

【流动律】 flow law 在稳态流动条件下,取得的应变速率 ϵ 和应力 δ、温度 t 的关系的经验公式,称为流动律公式:

$$\epsilon = f(\delta, t) = Af'(\delta)\exp(-q/RT)$$

式中:ϵ 为轴向应变速率;f 为常数;δ 为差异应力;t 为时间;A 为材料常数;f' 为常数;q 为蠕变激活能;R 为体常数;T 为绝对温度。

【塑性流动】 plastic flow 以结晶塑性变形机制为主的物质流动。

【超塑性流动】 superplastic flow 物体均匀变形达100%而不发生破坏的作用。在超塑性流动中,金属或岩石的变形很显著,但其组成晶体本身却变形很小,不具明显的优选方位,且晶内位错密度较低。超塑性流动主要由颗粒边界滑动实现的,它要求有较高的温度($\geqslant 0.5Tm$,Tm 为熔点温度)、很细的颗粒度($\leqslant 10$ 微米)以及金属或岩石最好由双相组成。

【稳态流动】 steady state flow 岩石蠕变中当应力保持不变,而应变速率保持恒定的状态,即岩石变形进入稳态蠕变的状态。一般在较高温度和较慢应变速率下才能实现稳态流动。稳态流动中位错产生的速度与位错消失的速度达到动态平衡,亦即应变硬化与应变软化处于动态平衡。

【碎裂流动】 cataclastic flow 以显微破裂和粒间摩擦滑动为主导机制产生的物质的流动。

【滑移流动】 gliding flow 由平滑移和双晶滑移共同引起的固体流动。

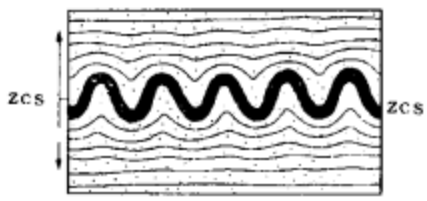
【固流体】 rheid 固态物质在低于其熔点温度下承受不大的应力,其总应变包括弹性应变、塑性应变、瞬态蠕变和黏性应变四个分量,随着应力作用时间的延长,其他应变分量可变得不重要,只有黏性应变仍呈稳态发展,当受力持续时间长到使黏性应变部分至少比弹性应变大三个数量级时,物体基本呈黏性流体流动,称为固流体。可类比在漫长的构造作用下的某些地质体的变形。

【固流限】 rheidity 又称**流变限**。物体的黏性应变部分变大到其弹性应变部分的一千倍时所需要的时间。等于 $\eta/\mu \times 1000$(η 为黏性系数,μ 为弹性模量,η/μ 是麦克斯韦体的松弛时间),即材料的松弛时间乘以1000。

【能干岩层】 competent layer 又称**强硬层**。黏性或刚性和屈服强度高于相邻层的岩层。

【非能干岩层】 incompetent layer 又称**软弱层**。黏性或刚性和屈服强度低于相邻层的岩层。

【接触变形带】 contact deformation zone 又称**接触应变带**(zone of contact strain)。弯曲的能干岩层附近造成的非能干岩层的不协调应变区域;是一个既有褶皱作用又有非均匀应变的带。在一强硬岩层发生纵弯褶皱时,其上、下的软弱岩层受其影响而发育不同形态的褶皱,称为接触变形。图中黑色强硬岩层,发生纵弯褶皱形成 I_B 型褶皱(平行褶皱),在其上下的接触应变带(ZCS)内,位于强硬层背形外弧之上及向形外弧之下的软弱岩层,均发生与强硬层弯曲外弧的局部拉伸变形相应的厚度减薄现象,形成 I_A 型褶皱(顶薄褶皱);位于强硬岩层背形内弧之下和向形内弧之上的软弱岩层,则表现为与这两个部位的强硬岩层局部挤压变形相应的厚度增大,形成Ⅲ型褶皱(顶厚褶皱)。接触变形带的宽度约相当于强硬岩层褶皱的一个波长(见图)。



强岩层上下弱岩层中的接触变形带
(据 Ramsay,1987)
黑色层为强硬岩层,其他各层均为软弱岩层

【围压】 confining pressure 各向等压的应力状态,即作用在任一点上的三个主应力相等,$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$。又称静水压力或流体静压力;在地壳中称静岩压力或静地压力。

【静地压力】 geostatic pressure 岩石圈中某点上的垂向压力。等于上覆岩柱重量产生的压力。

【孔隙压力】 pore pressure 岩石和矿物孔隙中的流体压力。

【有效围压】 effective confining pressure 岩石中流体压力(p_f)的存在将部分抵消围压(p)的作用,剩余的围压称为有效围压(p_e)。$p_e = p - p_f$。

【温度因素】 temperature factor 多数岩石和矿物在常温常压下是脆性的。随着温度升高,岩石的强度降低,弹性减弱,韧性明显增强,从而有利于发生变形,易于塑性变形。温度对岩石力学性质影响是由于温度升高时,岩石质点(分子)的热运动增强,从而减弱了它们联系的能力,使物质质点容易位移。因此,当温度升高到一定程度时,在较低的应力作用下也能使岩石发生较大的塑性变形。模拟实验也证实,随温度增加物体的屈服应力迅速下降,破坏应力则增大,其黏性区扩大、弹性区和破坏区缩小。可见,温度是岩石变形的一个重要因素。

【位移】 displacement 运动的物体内一点自前一时刻所占的位置到后一时刻所占的位置的直线距离和方向。但位移不一定就是这个点在这两个时刻之间运动所循的路线。地质体的位移分为连续性位移和不连续位移两类;前者如褶皱构造,后者如断裂构造。

【位移场】 displacement field 物体三维空间内的位移矢量的空间分布状况。

【边界条件】 boundary condition 通常把研究对象以外的其他物体称为**外界**(surroundings);而把属于研究对象本身且与外界直接接触的那些接触面称为**边界**(boundary)。边界条件是指边界的形状、边界所受的外力,以及外界给予它的位移限制。边界条件的性质与外界及研究对象本身的性质和运动都有关系。地壳运动中,边界条件是控制地块或岩块内的应力作用方式的因素之一。因此,边界条件发生变化,地块或岩块内各点的应力作用方式必然跟着变化,地块本身的运动也导致边界条件发生变化;伴随这些变化,地块产生新的形变或新的构造。根据现在存留的各种构造体系和构造型式,推断它们展布地区在其形成和演变时的边界条件,从而确定那个地区的构造运动方式。

【协调条件】 compatibility condition 又称**变形协调条件**、**变形连续条件**。保证连续固体变形后仍为连续体的条件。这些条件

可用固体内各点的六个应变分量(即在笛卡儿直角坐标系中的三个伸缩应变 ϵ_x, ϵ_y, ϵ_z 和三个剪切应变 γ_{xy}, γ_{yz}, γ_{zx})所满足的六个二阶偏微分方程

$$\frac{\partial^2 \epsilon_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \epsilon_y}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \gamma_{xy}}{\partial x \partial y}$$

$$\frac{\partial^2 \epsilon_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \epsilon_z}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 \gamma_{yz}}{\partial y \partial z}$$

$$\frac{\partial^2 \epsilon_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \epsilon_x}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \gamma_{zx}}{\partial z \partial x}$$

$$2\frac{\partial^2 \epsilon_x}{\partial y \partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(-\frac{\partial \gamma_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial y} + \frac{\partial \gamma_{xy}}{\partial z}\right),$$

$$2\frac{\partial^2 \epsilon_y}{\partial z \partial x} = \frac{\partial}{\partial y}\left(-\frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial y} + \frac{\partial \gamma_{xy}}{\partial z} + \frac{\partial \gamma_{yz}}{\partial x}\right),$$

$$2\frac{\partial^2 \epsilon_z}{\partial x \partial y} = \frac{\partial}{\partial z}\left(-\frac{\partial \gamma_{xy}}{\partial z} + \frac{\partial \gamma_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial y}\right)$$

表达出来。协调条件可以用来检验岩石变形时何处有破裂或嵌入现象。地质力学把协调条件作为控制地块或岩块中应力作用方式的因素之一,在研究各种构造体系产生过程中的应力活动方式、推断构造体系展布地区的边界条件时,需要考虑协调条件这个因素。

【相似条件】 conditions of similarity 模型实验中,模型与实物间必须保持某种关系,即需要满足若干基本条件,才能保证模型与实物的相似,这些基本条件或相互关系称为"相似条件"。相似条件是模型实验的基础。一个物理过程,总有很多的物理量参与变化,如果物理过程不是随机现象,这些量之间就必然存在着相互制约的关系,这种关系可以用数学基本方程组表达出来。如果两个现象参与的物理量一一对应并且性质相同,又同时满足同一方程组,它们的两个对应点在对应时间和对应空间位置上,其对应的物理量成比例,在对模型和实物的两个方程做相似变换时(即所有变数都用和它成比例的量代替),每一个方程的各项都可以得到一组相似常数集团和物理量集团。前者称为"相似指标";后者叫做"相似判据"、"相似不变量"或"相似准则"。若两个现象相似,必须满足一定条件,这些条件称为**相似定律**(law of similarity)或**相似原理**:①若两个现象相似,其相似指标等于1,或对应时间、对应空间及对应物理量组成的相似判据相等,称为**相似第一定律**。②若两个现象相似,量纲为一的相似判据方程相等,称为**相似第二定律**。③模型与实物相似的充分条件是单值量构成的量纲为一的判据相等。

褶皱构造

【褶皱】 fold 面状构造呈现一个或一系列弯曲的地质体变形。在地壳中最常见的是层状地质体的褶皱。形成区域褶皱构造的变形作用是**褶皱作用**(folding)。

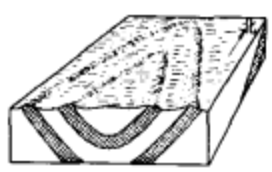
【褶曲】 fold 指褶皱中的单个弯曲。

【背斜】 anticline 褶皱面弯曲凸向地层由老变新方向,即核老翼新的褶皱。包括背形背斜(见图)和向形背斜(参见"背形"和"向形"条)。



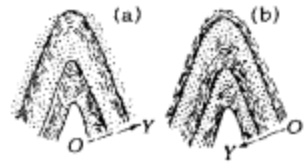
背斜构造

【向斜】 syncline 褶皱面弯曲凸向地层由新变老方向,即核新翼老的褶皱。包括向形向斜(见图)和背形向斜(参见"向形"和"背形"条)。



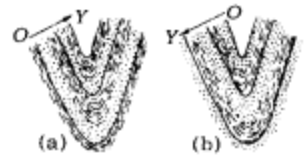
向斜构造

【背形】 antiform 泛指任何形态向上弯曲(而不论地层新老)的褶皱。多用于层序新老不明的岩层褶皱或其他面状构造(如片理、劈理、节理充填脉等)形成的褶皱。若以形态和地层变新方向为依据进行褶皱命名时,图(a)为背形背斜;图(b)为背形向斜。



背形构造
O→Y 表示岩层由老到新

【向形】 synform 泛指任何形态向下弯曲(而不论地层新老)的褶皱。多用于层序新老不明的岩层褶皱或其他面状构造(如片理、劈理、节理充填脉等)形成的褶皱。若以形态和地层变新方向为依据进行褶皱命名时,图(a)为向形向斜;图(b)为向形背斜。



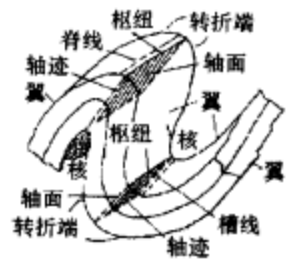
向形构造
O→Y 表示岩层由老到新

【均斜】 homocline 倾斜相同的岩层。可以是单斜、等斜、同斜、抬斜断块或褶皱的一翼等。

【凹陷】 trough 规模较小的构造盆地。与"凸起"一词相对应。

【凸起】 salient 规模较小的构造隆起。与"凹陷"一词相对应。

【褶皱要素】 elements of fold 褶皱的基本组成部分,即褶皱面在空间中某些特定位置的几何要素,并给予特定的描述术语。如褶皱的核、翼、顶、槽、脊、枢纽、轴面、轴、转折端等等。



褶皱要素

【褶皱核】 core of fold 褶皱的内部或中心部分,通常指经剥蚀出露地面的褶皱中心部分;是相对翼部而言的术语。

【褶皱翼】 limb of fold ❶泛指褶皱核两侧的岩层,翼与核是相对而言的,无明确划分界线。❷在同一褶皱面上两个相邻转折端之间的比较平直部分。翼的倾角称为翼角。如两翼不等长,分别称短翼和长翼。

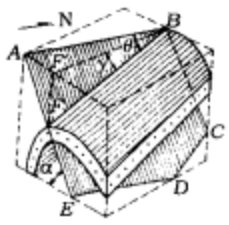
【褶皱翼间角】 interlimb angle of fold 在褶皱正交剖面上的两翼切线(通过拐点)间的夹角,它可以根据两翼产状数据算出。Fleuty(1964)根据翼间角的大小可对褶皱紧闭程度作出定量描述:平缓褶皱,180°~120°;开阔褶皱,120°~70°;中常褶皱,70°~30°;紧闭褶皱,30°~0°;等斜褶皱,0°。

【拐点】 inflection point 褶皱面的相邻背形和向形的共用翼在横剖面上曲线由上凸变为下凹的连接点(即周期性波形曲线弯曲方向改变、曲率为零的点);或平直翼上的中点。拐点是相邻背形和向形的分界。同一褶皱面的一翼上许多拐点的连线称为**拐线**(inflection line)。连接多层相邻褶皱面拐线的面称为**拐面**(inflection surface);当褶皱面呈规则的正弦曲线波形时,依次连接各翼拐线的拐面称**中面**。

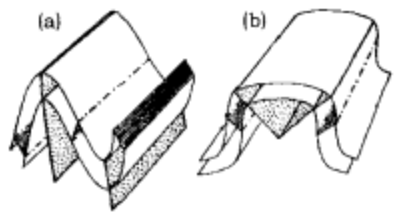
【褶皱轴面】 axial surface of fold 又称**枢纽面**。由一组相邻褶皱面的枢纽连成的面。对称褶皱或两翼岩层厚度基本相同的褶皱中,轴面是翼间角的平分面,或是大致平分褶皱两翼的对称面。轴面可以是平面或曲面,如为平面亦称为**轴平面**(axial plane)。

【褶皱枢纽】 hinge of fold 同一褶皱面上最大弯曲点的连线,即褶皱面与轴面的交线。褶皱枢纽可以是水平的或倾斜的直线,但多数是波状起伏的曲线。褶皱枢纽的产状是描述褶皱位态的重要数据,如水平褶皱(枢纽倾伏角0°~10°)、倾伏褶皱(10°~80°)、倾竖褶皱(80°~90°)等。由于褶皱形态的不同,又有单枢纽

褶皱和双枢纽褶皱之分(见图)。



褶皱枢纽
ABCDE. 轴面；*BF*. 枢纽；α. 轴面倾角；γ. 枢纽倾伏角



单枢纽褶皱(a)和双枢纽褶皱(b)中的轴面(点饰)和拐面(线饰)
(据 Ramsay,1987)

【褶皱顶】 apex of fold　又称**褶皱顶点**,褶皱面在横剖面上的最大弯曲点。

【褶皱脊】 crest of fold　简称**脊**(crest)。在背形横剖面中褶皱面的最高点。除轴面直立的背形外,其他背形中的脊和枢纽均不重合。

【褶皱脊线】 crest line of fold　简称**脊线**(crest line)。同一背形褶皱面上最高点的连线。

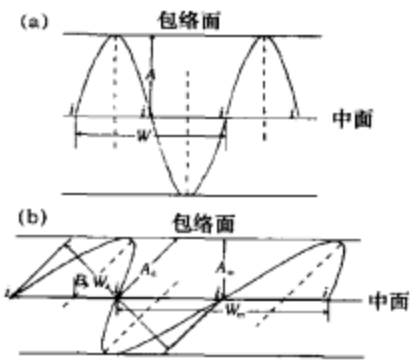
【褶皱脊面】 crest plane of fold, crest surface of fold　简称**脊面**(crest plane)。连接同一背形各岩层脊线的面。除直立背形外,其他类型的背形脊面和轴面都不重合。确定脊面对石油和天然气的找矿勘探有重要意义。

【褶皱槽】 trough of fold　简称**槽**(trough)。在向形横剖面中褶皱面的最低点。除轴面直立的向形外,其他向形中的槽与枢纽均不重合。

【褶皱槽线】 trough line of fold　简称**槽线**(trough line)。同一向形褶皱面的最低点的连线。

【褶皱槽面】 trough plane of fold, trough surface of fold　简称**槽面**(though plane)。包含同一向形各褶皱面槽线的面,除轴面直立的向形外,其他各类向形的槽面和轴面都不重合。

【褶皱波长】 wavelength of fold　量度褶皱水平弯曲大小的要素之一。波长指同一褶皱面构成一个周期波的长度,即两个相邻背斜或两个相邻向斜褶皱轴面之间的垂直距离。对称褶皱和不对称褶皱中,测定其波长有不同方法:①对称褶皱横剖面中的波长(*W*)为同一褶皱面两个相邻同相位拐点之间的距离;也可测量该褶皱(背形或向形)两边枢纽间的距离作为波长。②不对称褶皱横剖面中的波长也可用上述方法测定,表示为 W_m;或者在垂直轴面方向测量其波长(W_a)。这两种方法测得的波长数据关系是 $W_m = W_a \cdot \sec\theta$,(见图)。



褶皱波长和波幅
(a)为对称褶皱波长(*W*)和波幅(*A*);
(b)不对称褶皱波长(W_m、W_a)和波幅(A_m、A_a);*i* 为拐点

【褶皱波幅】 amplitude of fold　量度褶皱垂直起伏大小的要素之一。①对称褶皱横剖面中的波幅(*A*)为褶皱上、下两包络面之间垂直距离的一半,或者为枢纽至两翼拐点间连线的垂直距离。②不对称褶皱横剖面中的波幅(A_m)测定方法同上;还可平行轴面方向上测量波幅(A_a)。二者关系为 $A_m = A_a \cdot \cos\theta$(参见"褶皱波长"图)。

【褶皱主波长】 dominant wavelength of fold　毕奥(M. A. Biol, 1957)和兰姆伯瑞(H. Rambery, 1963)根据野外褶皱观测资料以及模拟实验、数理分析得出,岩层在受侧向压力时,因材料失稳导致了各种波长褶皱的生成,这些不同波长褶皱的生长速率是不一致的,其中某一初始波长发育最好、波幅增长最快,最终控制着褶皱的成长和发育的称主波长。设一单层高黏度的强硬层夹于低黏度的软弱层介质中,受到顺层且速率固定的压缩作用时,其主波长(W_d)公式为

$$W_d = 2\pi t \sqrt[3]{\eta_1 / 6\eta_2}$$

式中:*t* 为强硬岩层厚度;η_1 为强硬层黏度;η_2 为软弱层黏度。

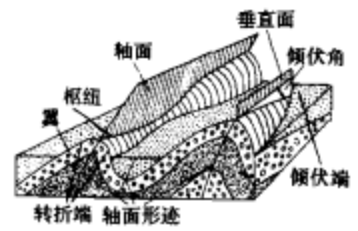
【褶皱轴】 fold axis　❶轴面与水平面的交线,即褶皱在水平面上的轴迹,代表褶皱的延伸方向,常用于地质构造图。❷轴面与任何岩层面或 S 面的交线,即用作枢纽的同义词。❸圆柱状褶皱的母线,是一条平行褶皱枢纽的直线,其平行自身移动的轨迹与褶皱面的几何形态完全一致。但自然界中,许多褶皱并非圆柱状,因此褶皱轴的这个概念只在把褶皱划分成许多近似圆柱状的区段,进行统计学研究时应用。

【轴迹】 axial trace　褶皱轴面与地面或任何给定平面的交线。

【倾伏端】 plunging crown　倾伏背斜的转折端在平面上(或地表)的表现,即褶皱两翼在平面上过渡闭合处。褶皱面环绕倾伏端向外倾斜,故又称**外倾转折**,(参见"转折端"附图)。

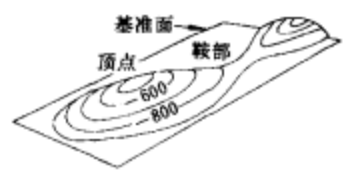
【仰起端】 *rising end of syncline*　又称**扬起端**。倾伏向斜的转折端在平面上(或地表)的表现,即向斜两翼在平面上过渡闭合处。褶皱面环绕仰起端向内倾斜,故又称**内倾转折**。

【转折端】 hinge zone　褶皱面从一翼过渡到另一翼的弯曲部位。在圆弧形褶皱的横截面上一般为一段曲线;但尖棱褶皱的转折端在横剖面上为一个点,其两翼的转折部位即是**枢纽**。



转折端及其褶皱要素

【闭合度】 closure　背斜、穹隆或其他构造圈闭中,某一层面的最高点与此面圈闭的最低构造等高线之间的高差。多用于计算石油或天然气储量。

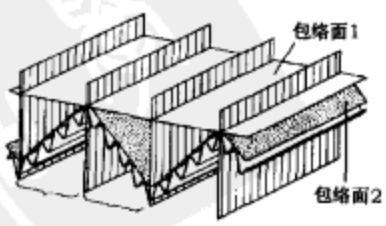


穹隆构造图,示闭合度

【鞍部】 saddle　❶同一背斜中两个高点之间相对低凹的部位;或是两个斜列短轴背斜相邻过渡的低凹部位;❷沿背斜脊线的低点,下凹部位。参见"闭合度"附图。

【高点】 culmination　又称**轴隆**。背斜脊线上的最高部位。一个背斜可以有一个或几个高点,构造等高线图上表现为最高等高线的圈闭处。

【褶皱包络面】 enveloping surface of fold　一群褶皱或某一褶皱系中,某一褶皱面的同级褶皱枢纽的切线面。包络面能表示褶皱的总形态和总方位。如复式褶皱中,次级褶皱的包络面反映了其高一级褶皱的形态。图中包络面 1 为某一褶皱面形成的第一级褶皱枢纽的切线面;包络面 2 为第一级褶皱上的次级褶皱枢纽的切线面。包络面可以是平面,也可以是曲面。

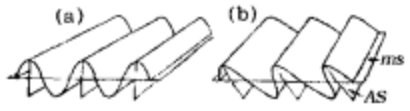


褶皱包络面

【褶皱等倾斜线】 dip isogon of fold　指褶皱层的上、下褶皱面倾角相等的切点的连线,即在褶皱正交剖面中,相邻褶皱面上的同斜率点的连线。等倾斜线的型式反映褶皱层内、外弧曲率的差异,

是褶皱几何分类的重要依据(参见"兰姆赛褶皱几何分类"条)。

【对称褶皱】 symmetrical fold　两翼等长褶皱的中面与轴面互相垂直,并以轴面为对称面将褶皱分成呈镜像对称的褶皱(见图)。对于一系列对称的从属褶皱,可描述为 M 型褶皱。



对称的(a)和不对称的(b)褶皱
(据 Ramsay,1987)
ms 为褶皱列的中间面;*AS* 为轴面

【不对称褶皱】 asymmetrical fold　两翼不等长褶皱的中面与轴面互相不垂直,以轴面为标志面褶皱两翼不呈镜像对称的褶皱(参见"对称褶皱"附图)。对于一系列连续发育的不对称褶皱,如果顺褶皱枢纽的倾伏方向观察,可将其褶皱面形态从长翼到短翼的变化描述为 S 型或 Z 型,它们反映了褶皱的倒向:S 型为左行或逆时针倒向;Z 型为右行或顺时针倒向。

【褶皱面向】 facing of fold　褶皱岩层由老变新的方向,一般与褶皱转折端外地层的面向一致。如正常褶皱面向上;向形背斜或背形向斜则面向下。

【褶皱倒向】 vergence of fold　不对称褶皱的轴面倒向短翼的方向。

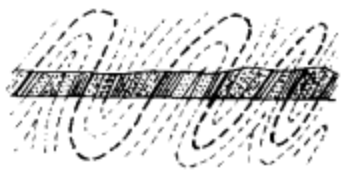
【平缓褶皱】 gentle fold　翼间角小于 180°、大于 120°的褶皱。又称**宽缓褶皱**。

【开阔褶皱】 open fold　翼间角为120°~70°的褶皱。

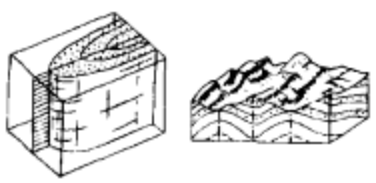
【闭合褶皱】 closed fold　又称**中常褶皱**。指翼间角小于 70°、大于 30°的褶皱。

【紧闭褶皱】 *tight fold*　又称**紧密褶皱**。翼间角为30°~0°的褶皱。

【等斜褶皱】 isoclinal fold　又称**同斜褶皱**。翼间角为 0°,即两翼具有相同倾斜的褶皱。多出现在岩性均匀的岩层中,是强烈变形的产物,常发育有与两翼岩层产状一致的轴面劈理(见图)。


等斜褶皱

【直立褶皱】 upright fold　轴面陡倾至铅直(倾角 80°~90°)的褶皱(见图)。


直立褶皱

【斜歪褶皱】 inclined fold　轴面倾斜,两翼倾向相反、倾角不等的褶皱。轴面倾斜平缓(10°~30°)的称平缓斜歪褶皱;30°~60°的称中等斜歪褶皱;60°~80°的为陡斜歪褶皱(见图)。


斜歪褶皱

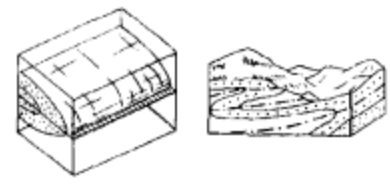
【翻卷褶皱】 convolute fold　轴面卷曲的平卧褶皱。如平卧背斜由于轴面弯曲使转折端翻卷向下而成为向形背斜。翻卷褶皱有的是由平卧褶皱再经叠加褶皱作用而形成的。

【倒转褶皱】 overturned fold　轴面倾斜,两翼倾向相同的褶皱(见图)。对两翼岩层而言,一翼产状正常,地层顶面向上,称**正常翼**;另一翼产状倒转,地层顶面向下,称为**倒转翼**。


倒转褶皱

【中性褶皱】 neutral fold　既不上凸、又不下凹,而是凸向旁侧的褶皱面弯曲。中性褶皱包括倾竖褶皱、平卧褶皱和斜卧褶皱等。

【平卧褶皱】 recumbent fold　又称**横卧褶皱**。轴面和枢纽都近于水平(倾角和倾伏角均为 0°~10°)的倒转褶皱(见图)。


平卧褶皱

【尖棱褶皱】 chevron fold　又称**之字形褶皱**、**锯齿状褶皱**(zigzag fold)。两翼较平直,转折端急剧转折、甚至成尖顶的褶皱(见图)。


尖棱褶皱

【箱状褶皱】 box fold　两翼产状较陡,转折端较平坦而宽阔,形似箱子的褶皱。箱状褶皱具有两个枢纽和一对共轭轴面(见图)。箱状褶皱又有箱状背斜与箱状向斜之分;箱状向斜又称屋状向斜。

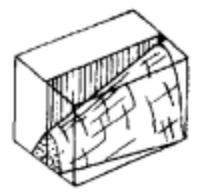

箱状褶皱

【扇状褶皱】 fan fold　褶皱面呈扇形弯曲、两翼都倒转的褶皱(见图)。

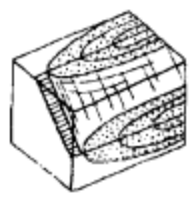

扇状褶皱

【倾竖褶皱】 plunging vertical fold　枢纽近于直立的褶皱(枢纽倾伏角80°~90°)。参见"直立褶皱"附图中的左图。

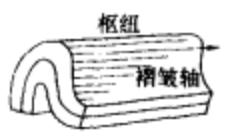
【倾伏褶皱】 plunging fold　枢纽倾伏的褶皱(见图)。根据其倾伏角的大小又可分为缓倾伏褶皱(10°~30°)、中等倾伏褶皱(30°~60°)和陡倾伏褶皱(60°~80°)。倾伏褶皱的两翼走向不平行。


倾伏褶皱

【斜卧褶皱】 reclined fold　轴面和枢纽的倾向基本一致、倾角大致相等(即枢纽在轴面上的侧伏角为80°~90°,轴面走向与枢纽近于直交)的褶皱。在横剖面上看似平卧褶皱(见图)。


斜卧褶皱

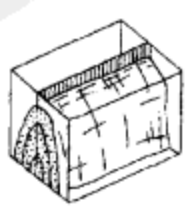
【圆柱状褶皱】 cylindrical fold　地层面弯曲形成像圆柱体的表面那样的褶曲。它是最理想的褶皱几何模式。当一条直线平行自身在空间运动时,它的运动轨迹所形成的完整的褶皱面几何形态,称为圆柱状褶皱(见图)。这条直线就是褶皱轴,与褶皱枢纽平行。圆柱状褶皱的面在几何特征上可以是一个单一圆柱面的一部分,但更多情况下是许多不同直径圆柱面共轴排列所形成的切面。在赤平投影图上,同一褶皱面不同部位的法线投影点(极点)沿着赤平投影网上某一大圆(π圆)分布。即π极点的 90%位于平均π圆左右10°~20°的环带内的褶皱。



圆柱状褶皱

【非圆柱状褶皱】 noncylindrical fold　π极点的 90%位于平均π圆左右 20°环带以外的褶皱。如圆锥状褶皱、穹隆、构造盆地等。

【圆锥状褶皱】 conical fold　地层面弯曲形成像圆锥体表面那样的褶皱。它是一种理想的褶皱几何模式;其褶皱面形态可设想为一端固定的直线在空间旋转移动所形成的轨迹。圆锥状褶皱的褶皱轴可以用锥轴来表示。在赤平投影网上,同一褶皱面不同部位的极点呈小圆分布。


水平褶皱

【水平褶皱】 horizontal fold　枢纽近于水平(倾伏角0°~10°)的褶皱(见图)。

【平行褶皱】 parallel fold　一种典型的

褶皱几何模式。组成褶皱的各褶皱面作平行弯曲，同一褶皱层的厚度保持不变，所以也称为**等厚褶皱**(isopach fold)；弯曲的各层具有同一曲率中心，所以又称**同心褶皱**(concentric fold)。由中心向外褶皱面的曲率半径逐渐增大、曲率变小，岩层越来越平缓；向着核部方向，曲率逐渐变大；由于要保持褶皱层的平行性及厚度不变，因而褶皱形态必须随深度而调整。如背斜顺其轴面向下，褶皱面弯曲越来越紧闭，甚至成尖顶背斜；或为了调整褶皱层的向心挤压，在核部出现复杂的小褶皱和冲断层；再向下褶皱消失，与下伏岩层间出现一滑脱面。平行褶皱一般发育在不变质的沉积地层中，出现于构造变形不太强烈的地区(见图)。


平行褶皱

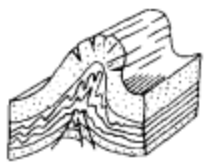
【相似褶皱】 similar fold　一种典型的褶皱几何模式。组成褶皱的各褶皱面作相似的弯曲(见图)。各面的曲率相同，但没有共同的曲率中心，褶皱的形态随深度没有变化。在理想的相似褶皱中，褶皱岩层中平行轴面测量的视厚度在各部位保持一致，而其真厚度则表现为两翼变薄而转折端加厚，为**顶厚褶皱**。这类褶皱一般发生于较深构造层次中、浅变质岩区或软弱岩层中。


相似褶皱

【不规则褶皱】 irregular fold　以轴面的不规则和褶皱岩层或条带厚度的急速变化为特征的多斜褶皱。

【多斜褶皱】 polyclinal fold　❶“不规则褶皱”的同义词；❷含两个以上轴面的褶皱。

【纵弯褶皱作用】 buckling　岩层受纵向压缩作用因力学失稳而弯曲的褶皱作用。一般假定岩层褶皱前处于初始水平状态，所以纵弯褶皱作用多是岩层受水平挤压的结果，所形成的褶皱构造称为**纵弯褶皱**或简称**弯褶皱**(见图)。纵弯褶皱作用引起岩层的弯曲方式可简化为两种模式：一种是由岩层的切向长度变化而成的单层弯曲，类似于一平板梁于两端加压而成的弯曲，层的外凸侧受到顺层拉伸而内凹侧受到顺层压缩，两者之间有一个无应变的中和面，所以称**中和面褶皱作用**；另一种是由平行层面的剪切作用来调节层的弯曲，如果剪切应变集中于层面之间，表现为层间滑动，则称为弯滑褶皱作用，所形成的褶皱称弯滑褶皱；如果剪切应变透入性地散布于整个层内，剪切作用发生于晶粒或晶格尺度上，宏观上没有明显的滑动面，则称为**弯流褶皱作用**，所形成的褶皱称为**弯流褶皱**(flexural-flow fold)。


纵弯褶皱及次级构造

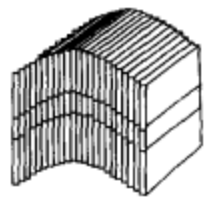
【弯滑褶皱】 flexural-slip fold　纵弯褶皱的一种；层间低黏结强度的岩层沿层面或面理面滑动形成的平行褶皱，各层厚度不变。

【褶皱中和面】 neutral surface of fold　褶皱岩层弯曲时，强硬岩层的外弧受到切向拉伸线应变，内弧受到切向压缩线应变，而在内、外弧之间必定有一个没有有限应变的面，称为有限中性面或褶皱中和面。

【横弯褶皱作用】 bending fold　受到与层面垂直的作用力而使岩层发生弯曲的作用。一般认为岩层初始产状呈水平状态，因而横弯褶皱作用的外力是垂向的，如基底的差异性升降、底辟作用等都可导致盖层发生横弯褶皱。因褶皱岩层整体处于拉伸状态，各层都没有中和面。由于褶皱顶部受侧向拉伸最强，如岩层韧性较强将形成**顶薄褶皱**(supratenuous fold)，又称**上薄褶皱**。如岩性偏脆性则可能于背斜顶部形成地堑，或者于穹状隆起顶部产生放射状或环状正断层等，以总体达到岩层伸展的效果。同义词：**拱曲褶皱**(bending fold)和**隆曲褶皱**。

【准弯曲褶皱作用】 quasi-flexural folding　由丹纳斯和帕克(F. A. Donath and R. B. Parker, 1964)提出的一种褶皱作用的过渡类型，是具中高韧性的岩石特有的褶皱作用。从整个褶皱岩系来看层理不起运动面的作用而有被动褶皱变形特征，但其中个别低韧性夹层则表现为弯褶皱变形(主动褶皱)特点，即层面起着运动面的作用。因此，在褶皱的几何形态和外部特征上是弯褶皱(主动褶皱)，从其物质运动特点上又是被动褶皱。

【剪切褶皱】 shear fold　又称**滑褶皱**(slip fold)。是岩石层理或片理沿一组密集剪裂面发生有规律差异滑动形成的褶皱。褶皱作用过程中层面不起运动面的作用，只作为反映差异滑动的一个标志面，所以又属被动褶皱。剪切褶皱作用是相似褶皱的主要形成方式。剪切褶皱多出现在劈理发育的强烈褶皱地区。


剪切褶皱

【固流褶皱作用】 rheid folding　一种流褶皱作用；岩层受力持续时间远远长于材料的固流限时，发生固态流变而形成的褶皱。

【流褶皱】 rheomorphic fold, flow fold　又称**流状褶皱**。塑性很高的岩石(如岩盐、石膏等)或在高温高压下塑性增大的岩石，受力时呈类似黏稠流体或固流体发生流变而形成的不规则复杂褶皱。如在盐丘构造中膏盐层所形成的紊乱肠状褶皱，以及某些高级变质岩中的褶皱等。流褶皱以其转折端过分增厚、翼部急剧变薄、形态复杂多变为特征。



固流褶皱的形成

【肠状褶皱】 ptygmatic folds　在区域变质岩地区，特别是混合岩化作用较强的地区发育的呈肠状弯曲的小型流褶皱。多为花岗伟晶质、长英质等脉体构成，属不协调褶皱。它们或是早期侵位的岩脉在围岩发生变形、变质过程中发生流变而成；或在围岩强烈变形时，围岩中熔融分异物质贯入和塑性流动，并与围岩一起变形而形成(见图)。


长英质脉体的肠状褶皱

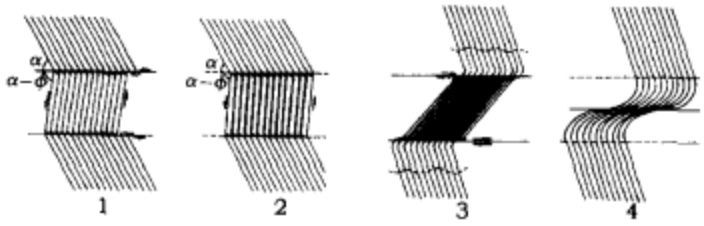
【主动褶皱】 active folding　岩层褶皱变形时，层面和层理起着运动面的作用，即岩层受顺层压缩时因力学失稳而产生一定波长的弯曲而发育的褶皱。

【被动褶皱】 passive folding　岩层褶皱变形时，内部组分流动或滑动穿过层面，层理不起运动面的作用，而只作标志面来显示一部对另一部分相对错移，从而产生外貌上弯曲的现象。其典型实例如剪切褶皱。

【膝折带】 kink band　又称**扭折带**。叶理或片理发生尖棱状转折的平板状条带，此带即称为膝折带。由一系列互相平行的膝折带组成的尖棱褶皱，称为**膝折褶皱**(kink fold)。膝折带的规模可大可小，大者可以形成中、小型褶皱，如尖棱褶皱、箱状褶皱；小者可到手标本的规模，相当褶劈理及其形成的小皱纹；显微尺度则如云母的晶内扭折(参见“晶内扭折”条)。在野外常见两组倾斜不同的膝折带以固定角度相交，称为**共轭膝折**(conjugate kink)或**共轭褶皱**(conjugate fold)。在某种意义上可以把膝折带看作具一定宽度的剪切带。膝折带有四种主要类型。

【膝折带类型】 type of kink band　膝折带分4种类型(见图)：节

理-牵引膝折带(joint-drag kink band),是一种以破裂面为膝折面的膝折带。沿膝折面发生外旋,沿面理发生内旋,这可能是一种脆性材料的快速变形。**分凝膝折带**(segregation kink band),这种膝折带与节理-牵引膝折带相似,不同的只是膝折面是拉开的并被石英或方解石充填。空隙的存在说明变形深度很浅。**泥质应变带**(pelitic strain band),其特征是膝折带因石英析出而成为泥质的,翼是半泥质的,膝折面含有绢云母和白云母。**剪切膝折带**(shear kink band),是一种面理在连续剪切下方位发生急剧变化而形成的膝折带;其特征为没有膝折面。膝折一般是一种晚期变形,上述前两种更应列入此一范畴。膝折带形成的机制主要是面理之间的滑动。



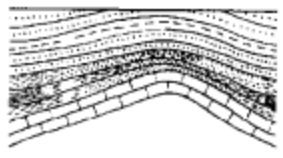
4种膝折带的理想几何形态
(据 J.E.Dewey,1965)
1. 节理-牵引膝折带; 2. 分凝膝折带; 3. 泥质应变带;4. 剪切膝折带

【压扁作用】 flattening 地质体在压缩作用下发生塑性变形,在平行主压应力方向缩短、垂直方向伸长的过程。岩层受到挤压,在褶皱前和褶皱过程中都可能有压扁作用。当岩层韧性较大或在温度较高和压力较大环境下受挤压时,在垂直最大主压应力方向上岩层均匀增厚。韧性较低的强硬岩层在纵弯褶皱作用中形成平行褶皱后,因压扁作用使褶皱不断紧闭,翼部厚度减薄,轴部加厚。褶皱发育晚期,翼部韧性较小的薄层岩石拉伸成长轴垂直主压应力方向的石香肠或构造透镜体,转折端形成无根钩状褶皱。在强烈压扁作用下,褶皱中将产生轴面劈理及面状构造的置换。图示一个倒转背斜中鲕粒的变形特征,它清楚地反映出这个背斜所受到的压扁作用的方向和压扁的程度。



压扁作用

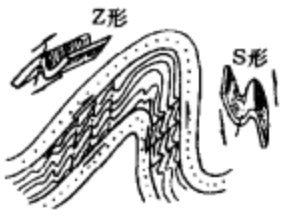
【同沉积褶皱】 syndepositional fold 又称**同生褶皱**。在沉积作用过程中形成的褶皱。由于沉积时背斜顶部相对上升,因此岩层厚度和岩相有变化:背斜顶部厚度变小,颗粒较粗,甚至有沉积间断。组成褶皱的各个层的弯曲程度自上而下逐渐加大,形成顶薄褶皱(见图)。



同沉积褶皱

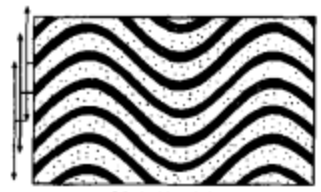
【压实褶皱】 compaction fold 在比较坚硬的岩石或地下构造(如古潜山或褶皱)之上的沉积物中,由于差异压实作用而产生的褶皱。是顶薄褶皱的一种类型。

【从属褶皱】 subordinate fold 又称**寄生褶皱**(parasitic fold)。发育于大褶皱内部、与大褶皱有成因联系的次一级小褶皱,并和大褶皱有一定的几何关系。位于大褶皱翼部的从属褶皱常为不对称褶皱,在两翼分别呈"S"形和"Z"形镜像对称;在枢纽部位则成"M"形对称褶皱(见图)。从属褶皱的枢纽与大褶皱枢纽平行,反映出隶属于同一应变场。两翼的"S"形和"Z"形从属褶皱,可用层间滑动阐明其成因,并可作为确定岩层面向的示顶标志。



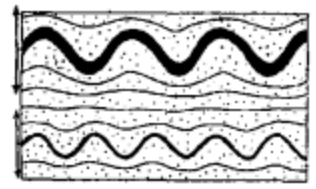
从属褶皱

【协调褶皱】 harmonic folds 又称**谐和褶皱**。所有岩层的几何形态(波长和对称性)大体保持一致或有共同规律的褶皱,如平行褶皱或相似褶皱。组成褶皱的岩层中,在强硬层层间距离近,其层厚大体一致,间距规则和相似的强弱反差情况下常形成这种褶皱(见图)。



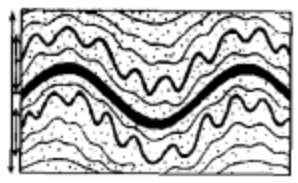
协调褶皱
(据 Ramsay,1987)

【不协调褶皱】 disharmonic folds 又称**不谐和褶皱**。当褶皱岩层中几种岩石的力学性质差别较大,特别是相邻强硬层相距较远时,在统一褶皱作用中各岩层将独立变形,各有其自身的特征波长,从而表现出褶皱的各岩层的几何特征不相一致,这种褶皱就是不协调褶皱(见图)。



不协调褶皱
(据 Ramsay,1987)

【复协调褶皱】 polyharmonic folds 又称**多级协调褶皱**。具两级以上波长和波幅的褶皱系列。当厚度不同的强硬岩层和强弱互层的岩系发生褶皱时,较厚的强硬岩层将发育较大波长的褶皱,并以其特征波长影响总的褶皱型式;而较薄的强硬层则形成较小波长的褶皱,并在褶皱的进一步发育过程中受厚层大波长褶皱的控制,逐渐变成大波长褶皱的从属褶皱,有规律地寄生在大褶皱上:在两翼呈 S 和 Z 形对应分布,在转折端则呈 M 形(见图)。



复协调褶皱
(据 Ramsay,1987)

【复背斜】 anticlinorium 由若干次级褶皱组合而成的大型背斜构造,它规模大,需经过较大范围的地质制图才能了解其全貌。复背斜中由于次级褶皱发育,新老岩层重复出露,但从总体看,仍有核部岩层时代老、翼部岩层时代新的特征。横剖面上其次级褶皱的轴面往往是呈扇形或倒扇形展布(见图)。复背斜多见于褶皱造山带并与复向斜伴生。部分同义词:**复式背斜**。



复背斜

【复向斜】 synclinorium 由若干次级褶皱组合而成的大型向斜构造,它规模大,需经较大范围的地质制图才能揭示其全貌。复向斜中次级褶皱发育,因而新老岩层重复出露,但从总体上看,仍有核部岩层时代新,翼部岩层时代老的特征。横剖面上次级褶皱的轴面常常呈扇形或倒扇形排布。复向斜常见于褶皱造山带中并与复背斜相伴生。部分同义词:**复式向斜**。



复向斜

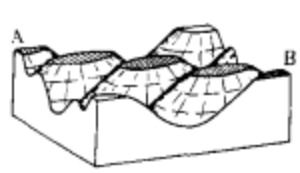
【全形褶皱】 holomorphic fold 相当于欧洲地质学者提出的**阿尔卑斯式褶皱**(Alpinotype fold),又称**地槽型褶皱**(geosynclinal type fold)、**线性褶皱**。造山带内常见的呈带状展布的区域性线状褶皱组合型式,带内所有褶皱的走向基本上与带的延伸方向一致,并随带的方向变化;整个带内褶皱发育不间断,背斜和向斜呈连续波状同等发育,布满全区,不同级别的褶皱组合成巨大的复背斜和复向斜,并伴有纵向逆冲断层。是活动地槽区典型的褶皱形式之一。

【线状褶皱】 linear fold, unidimensional fold ❶在水平方向上延伸较远的狭长形褶皱。褶皱枢纽有起伏,延伸长度大大超过

褶皱宽度(长宽比大于 10:1)。❷泛指呈带状延伸的褶皱群,带内具体褶皱可以呈平行或斜列式排布。是全形褶皱的同义词。

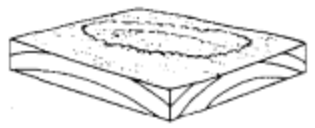
【断续褶皱】 interrupted folds 相当于西欧学者的**日耳曼式褶皱**(Germanotype folds),又称**自形褶皱**(idiomorphic folds)或**地台型褶皱**(platform type folds)。多呈穹隆、长垣和短轴背斜等大型开阔褶皱型式,孤立分布于产状平缓的岩层中,背斜和向斜发育程度不等,向斜多为一种附属性构造,其形状完全取决于相邻背斜的形状和分布状况。断续褶皱一般无明显的方向性,但有时可见一群短轴背斜呈雁列式排布。是稳定地台区典型的褶皱形式之一。

【短轴褶皱】 brachyfold 褶皱枢纽向两端倾伏,在平面上呈长圆形的褶皱,其长宽比约 3:1。



短轴褶皱

【穹隆】 dome 平面上呈卵圆形或不规则的等轴状圈闭的背斜型构造,其直径长可达数千米至数十千米,但也见有规模较小的穹隆。除构造变形成因外,穹隆尚有多种成因,如同沉积埋丘构造、盐丘、岩浆底辟和火山穹隆等。


穹隆

【长垣】 placanticline 大陆地台区的一种平缓的背斜状隆起,翼角从不到 1 度到几度,延长达几十到几百千米,长度远大于宽度。长垣常由若干个平缓穹隆组成,形态不对称且无典型轮廓,没有相应的向斜构造。此词前苏联文献主要用于伏尔加、乌拉尔地区。西方文献的相应术语是**平原型褶皱**(plains-type fold)。长垣是一种重要的储油(气)构造。

【构造盆地】 structural basin ❶平面上近于圆形或椭圆形的向斜构造。❷大地构造学和沉积学的通用术语,指发生沉陷并为沉积物充填的地区,如坳陷盆地、断陷盆地等。

【过渡型褶皱】 transition type folds 介于全形褶皱和断续褶皱之间的褶皱类型,平面上为一系列平行线状褶皱,但背斜和向斜发育程度不等,剖面呈隔档式褶皱或隔槽式褶皱。过渡型褶皱主要见于造山带前陆;西欧学者称为侏罗山式褶皱。

【滑脱褶皱】 décollement fold ❶又称**浮褶**、**侏罗山式褶皱**(Jura-type fold)。一套地层沿基底滑脱面滑动,并单独形成褶皱而基底岩石不卷入褶皱中(见图)。


侏罗山式滑脱褶皱

❷在平行褶皱中,层面形状随深度而持续变化,使褶皱作用在某一深度消失,与下伏岩层间形成滑脱面。紧靠滑脱面的岩层通常移离而挤入背斜中。许多造山带的前陆褶皱带中都有这类滑脱构造,滑脱多发生在盐岩、页岩、泥灰岩、石膏或其他柔性岩层中。

【隔档式褶皱】 wide-spaced anticlines 又称**梳状褶皱**(comb fold)。由一系列平行线状延伸的紧闭背斜和开阔平缓向斜相间排列组合而成的一组褶皱。是过渡型活动区的一种典型褶皱类型。中国标准发育地区为四川盆地东部。

【隔槽式褶皱】 wide-spaced synclines 由一系列平行线状延伸的紧闭向斜和开阔平缓背斜相间排列而成的一组褶皱。其背斜形状似箱子,又称箱状褶皱。是过渡型活动区的一种典型的褶皱类型。中国标准实例见于黔北、湘西一带。

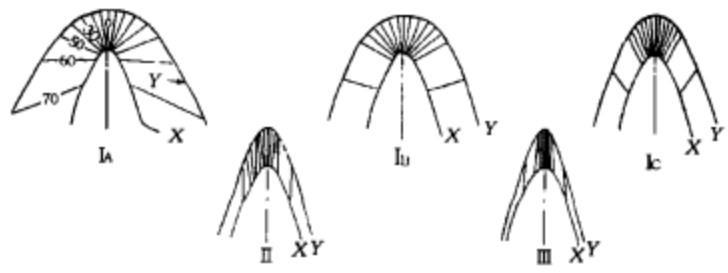
【挠曲】 flexure 水平或缓倾斜岩层中,一段岩层突然变陡而成的膝状弯曲;或陡倾斜岩层中,一段岩层突然变缓而成的肘状弯曲(见图)。


挠曲

【构造阶地】 structural terrace ❶由构造作用形成的陡倾斜或均匀倾斜岩层局部变平缓的阶状地段;有时是由一个向斜弯曲紧接下面的一个背斜弯曲组成阶状地段。❷由下伏岩层的构造所控制的阶状地形,如水平岩层中,由于坚硬岩层之上的软弱层被侵蚀掉后产生的平台地形。

【构造鼻】 structural nose 又称**褶皱鼻**、**背斜鼻**。在大、中型背斜或缓倾斜的单斜构造上出现的一端倾伏而另一端不闭合、呈鼻状的次级短轴背斜。

【兰姆赛褶皱几何分类】 Ramsay's geometric classification of folds 兰姆赛(J.G.Ramsay,1967)依据褶皱横截面(即正交剖面)上褶皱层的等倾斜线型式以及褶皱层的正交厚度(t)和平行轴面的厚度(T)变化参数所反映的相邻褶皱面的曲率关系,将褶皱分为三类五型(见图)。Ⅰ类:这类褶皱的等倾斜线向内弧呈收敛状,内弧曲率比外弧大,内弧倾斜度也比外弧大。根据等倾斜线向内弧收敛程度,又可分为三亚型:I_A 型,等倾斜线向内弧呈强烈收敛,线的长度从转折端至翼部渐次增长,内弧曲率远比外弧大,为典型的顶薄褶皱。I_B 型,等倾斜线向内弧呈中等程度收敛,且与褶皱面垂直,各线长度相等,褶皱层真厚度(即正交厚度 t)在褶皱各部位相等,而平行轴面的厚度(T)在枢纽处(T_o)小于翼部(T_x),内弧曲率仍比外弧大,为典型的平行褶皱(又称同心褶皱或等厚褶皱)。I_C 型,等倾斜线向内弧轻微收敛,转折端等倾斜线比翼部略长,反映两翼厚度(t_x)比枢纽处(t_o)有变薄趋势($t_o > t_x$),内弧曲率大于外弧,这是压扁型平行褶皱。Ⅱ类:这类褶皱的等倾斜线互相平行且等长,褶皱层的内外弧的曲率相等,即相邻褶皱面倾角的变化是一致的,故称为相似褶皱。其层厚的特征是 $t_o > t_x$,$T_o = T_x$。Ⅲ类:等倾斜线向内弧撒开,其特点是外弧曲率大于内弧曲率,外弧面倾角也大内弧面倾角,$t_o > t_x$、$T_o > T_x$,这是典型的顶厚褶皱。参看"褶皱等倾斜线"词条。



兰姆赛的褶皱几何分类
(据 J.G.Ramsay,1967)
下褶皱面(X)和上褶皱面(Y)间的等倾斜间隔为 10°;下褶皱面(X)假定曲率在各类型褶皱中是一致的

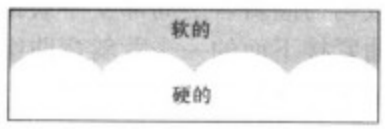
【A 型褶皱】 type A fold 又称**a 型褶皱**。褶皱轴(枢纽)与拉伸线理(a 线理)平行的褶皱。常发育于强烈韧性剪切带中。褶皱轴与 a 线理具有等同的运动学意义,即指示物质运动方向。

【B 型褶皱】 type B fold 又称**b 型褶皱**。褶皱轴(枢纽)与拉伸线理直交的褶皱,即褶皱轴垂直于主压应力或剪切运动方向。

【鞘褶皱】 sheath fold 岩石在塑性状态下经剪切作用形成的褶皱,是韧性剪切带的标志性构造之一,其典型的几何形态类似刀鞘,一般呈圆饼状、舌状或锥管状。在不同断面上形态各异:在垂直长轴的横断面(YZ 面)上,呈眼球状、封闭或半封闭的椭圆形;在平行长轴的纵切面(ZX 面)上呈不对称褶皱或平卧褶皱特征。鞘褶皱多为中、小型构造,但有时也见较大规模者。褶皱层内发育有拉伸线理并平行于鞘褶皱轴,反映了剪切带的运动方向。鞘褶皱为一种典型的 A 型褶皱。

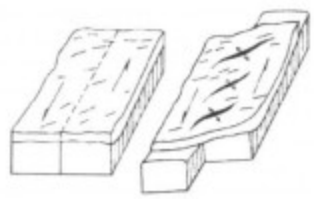
【尖圆褶皱】 cuspate-lobate fold 又称**尖舌褶皱**(apex-lobate fold)。横剖面上相邻背形、向形的形态为圆顶(舌状)和尖顶相

间排列的褶皱。此类褶皱的形成是当韧性差 μ_1/μ_2 较小的软硬岩层界面在平行缩短方向受压时，沿此界面纵弯作用的不稳定性使强硬物质向软弱物质偏移，造成具较大波长的圆滑褶皱；而由软弱物质向强硬物质偏移形成较小波长的尖顶褶皱，楔入强硬岩石中。典型实例是在砂岩和板岩界面上发育的由尖、圆褶皱构成的窗棂构造（见图）。它是地壳上最主要的褶皱类型之一。



尖圆褶皱

【雁列褶皱】 en echelon folds　又称**边幕式褶皱**。在平面上呈平行斜列如雁行状的一系列短轴背斜或向斜。图示由基底平移断层两盘水平错动所导致的盖层雁列褶皱。

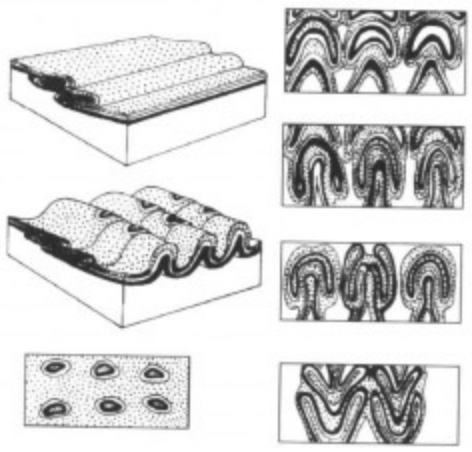

雁列褶皱

【帚状褶皱】 broom-like folds, superimposed folds　一系列褶皱呈弧形排列，一端收敛，另一端撒开，形如扫帚的褶皱群。

【鞍状构造】 saddle structure　又称**虚脱现象**。弯滑褶皱中，转折端处的岩层因两翼层间滑动而导致的顶部脱空所形成的形似马鞍的构造。如被矿液充填则形成鞍状矿脉。


虚脱现象及其形成机制

【叠加褶皱】 superposed folds, superimposed folds　又称**重褶皱**（refolded folds）。层状地质体经受两次以上的褶皱作用时，后期褶皱重叠于先存褶皱之上的形象。叠加褶皱的发育可以是在两个或两个以上独立的褶皱事件中形成的；也可能是一次主要构造事件中前后相继的两个变形阶段的产物；甚至可以是一次褶皱作用中连续递进变形的结果。叠加褶皱的几何学特征是多次褶皱的几何效应互相复合或干扰的结果，通常称为干扰格式，它取决于：先存褶皱格架对后期褶皱的控制和后期褶皱对早期褶皱的改造或破坏这两方面因素的消长关系，其中何者占主导地位又取决于各次褶皱作用的方位、方式、规模和强度，以及褶皱地质体的力学性质等。根据两期褶皱的方位关系，可把叠加褶皱分为共轴、横跨或斜跨等叠加形式。应当指出，重褶皱的结果不仅使岩层各向异性逐步消失，并导致应变硬化，再褶皱将愈发困难，因此，同一地质体的叠加褶皱的期次是有一定的限度的。


叠加褶皱及其侵蚀面逐步加深的图像模式

【共轴褶皱】 coaxial folds　两期褶皱轴向一致或近于一致的叠加。典型的共轴叠加褶皱是早期为等斜或平卧褶皱、晚期为直立褶皱，早期的轴面和两翼共同卷入后期褶皱，但枢纽不受干扰；其干扰型式在平面图上呈现双重转折、钩状闭合，在横面图上看干扰型式更为鲜明。

【顺层掩卧褶皱】 bedding recumbent folds　褶叠层内广泛发育的由一系列不同尺度的顺层韧性剪切带所限定的层内或建造内的多级组合褶皱群，它们的原始产状大多数为轴面缓倾或近水平的平卧褶皱，但往往由于后期构造运动的影响改变其位态而不再保持近水平，成为现今所见的产状各异、但其轴面与所赋存的层型界面基本平行的紧闭同斜褶皱。

【片内褶皱】 intrafolial folds　强烈褶皱层内其两翼平行于主要面理的小型紧闭或同斜褶皱。片内褶皱的形成与区域构造置换的发展过程有关。由于强烈压扁作用，片内褶皱的翼部极度拉薄，使褶皱转折端脱离，从而成为**片内无根褶皱**（rootless intrafolial folds）。

【崩滑褶皱】 slump folds　较陡地形边坡松软沉积物（层）中产生的层内重力滑动褶皱。

【镶边褶皱】 cascade folds　塌陷构造的一种，沿着大背斜翼部由于重力滑塌而形成的一系列小褶皱。这些小褶皱发育于较大背斜两翼底部，类似花边，故名。

【敷挂褶皱】 sedentary folds　一种重力构造类型，指平敷于较老褶皱岩层之上的较新岩层因重力作用下滑而形成的褶皱。

【钩状褶皱】 hook fold　构造置换强烈阶段能干岩层构成的褶皱，它们的转折端与两翼脱离，剖面上形似钩状而得名。因钩状褶皱孤立分布于基质非能干岩层中，又称**无根褶皱**（rootless fold）。

【花岗片麻岩穹窿】 granite-gneiss dome　以花岗片麻岩为核心的穹窿构造。花岗片麻岩穹窿是太古宙基本构造样式之一，主要发育在混合岩、花岗-片麻岩地区，大小及形态各异，内部流变构造发育。是重熔岩浆底辟上升引起垂向拱曲和侧向流变的结果；或认为是叠加褶皱的一种类型。

【限制褶皱】 non-sequent fold　岩层受到周围地块限制而形成的褶皱。例如，陷落于两个正断层间的岩层，由于下部宽度变狭而受到两边地块的侧向挤压，在两个正断层近旁发生的褶皱，在远离断层的中央地段即行消失。四周受围岩限制的地块在受到单向挤压时，除发生垂直挤压方向的褶皱外，由于在它向外延展的方向上受到围岩限制，遂在受限制的两端又产生平行挤压方向的、规模较小的褶皱，远离两端，也趋于消失。

【震旦式褶皱】 Sinotype folds　庞培来（Pumpelly）用“震旦上升系统”一词指中国东部及俄罗斯西伯利亚走向北东-南西方向的褶皱构造。后来李四光将这一方向的构造称为华夏系、中华夏系和新华夏系等。

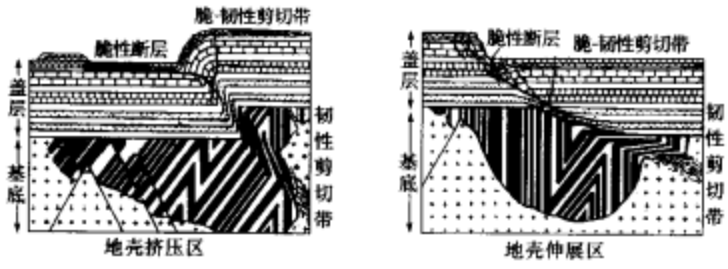
断裂构造

【断裂】 fracture, rupture　又称破裂。物体受力变形，当应力达到破裂强度时，物体就会发生断开，使物体的连续性和完整性遭到破坏，称为断裂或破裂。岩石中的断裂包括裂隙、节理和断层等；不论断裂两侧岩层或岩体是否沿断裂面发生过相对位移，根据其力学性质，可分为张裂和剪裂两大基本类型。

【断裂带】 fault zone　又称**断层带**。地壳或岩石圈中的断裂大多数不只表现为单一断裂面，而是往往由多个断裂面构成一定宽度的断裂带。这个呈带状延伸的区域内，或者由被断裂作用产生的构造岩所占据；或者由许多近于平行的或互相交织的断裂及其分隔的岩块所组成。断裂带有时可由两侧或一侧发育的主干断层构成明显的边界；有时则没有明显边界。断裂带宽几米至数百米，大型断裂带宽可达数十千米；断裂带长度，短者以米计，长者以千米计，最长可达数千千米。断裂带两侧的岩层或岩体，一般都发生显著或巨大的相对位移，位移量有大有小，小者仅几至几十厘米；大者可达数十千米，甚至累计以百千米计。

【断裂系统】 fracture system 在一定区域构造应力场中形成的各种不同性质的断裂(断层)组合,它们的空间排布、相互交切关系,以及断层的力学机制和位移特征等具有密切的成因联系,反映统一的运动学和动力学规律,构成统一的应变图像。

【断层双层结构模式】 two-layer texture model of fault 反映断层随深度变化的一般模式:一条大的断层,从地表到深部,即不同构造层次,其形态、性质、结构及变形机制都有所变化。在浅表层次,断层以脆性破坏为主导,呈快速地震式断层活动,弹性摩擦活动明显,产生无定向组构的碎裂岩系列;深部层次断层则以韧性剪切为主导,呈缓慢无震式塑性蠕变,构造岩以晶体塑性变形为主,形成糜棱岩系列。两者之间则为脆-韧性过渡带。对于长英质岩体中的逆断层,从脆性到韧性转变的深度一般在10~15千米;过渡区的温度为250~350℃。这种浅表层次脆性与深部层次韧性的断层结构就是断层双层结构模式(见图)。



大型断层带的双层结构模式
(据 J.G.Ramsay,1980)

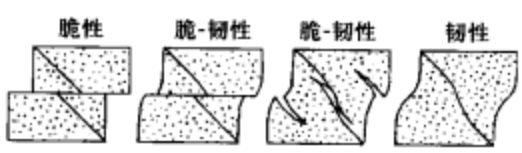
【碎裂带】 shatter zone; shatter belt ❶被纵横交错的裂隙或断裂破坏的岩石带。❷大致相当于断裂带。

【剪裂】 shear fracture 剪应力引起的断裂。剪裂面平行于最大剪应力方向;其趋向是把岩石剪裂,致使一部分相对于另一部分发生位移。

【张裂】 extension fracture 张应力引起的断裂。垂直于最大应力方向并平行于压缩方向;使岩石沿破裂或断裂裂开。

【追踪断层】 trailing of faults 又称**迁就断裂**。一部分较早出现的两组扭裂隙,一段一段地被较晚出现的张断裂所利用,而形成的一种锯齿状断裂。追踪断层属归并复合关系的一种类型;是同一方式的构造运动过程中,同一序次构造成分间的归并。

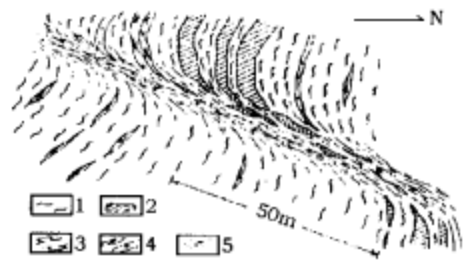
【剪切带】 shear zone 相对位移的两盘岩块之间的剪切变形带。根据两盘岩块之间变形状态的连续变化情况可分为:脆性剪切带、韧性剪切带,以及两者之间的过渡类型,即韧-脆性剪切带。上述不同类型实质上是剪切带在不同深度层次的构造表现(见图)。长英质岩石中过渡型剪切带的深度范围大约在10~15千米。



不同类型的剪切带
(据 J. G. Ramsay,1987)

【脆性剪切带】 brittle shear zone 又称**脆性变形带**。是在地壳浅表构造层次形成的剪切断层带。带的边界及内部发育有明显的不连续面(断层),两盘发生显著相对位移。脆性剪切带内的应变是不连续的,以脆性破裂和摩擦滑动为主要变形机制,形成各种碎裂岩系列的构造岩。脆性剪切带规模不一,小者为显微级,大者宽几十千米、长达近千千米。

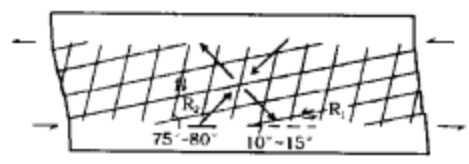
【韧性剪切带】 ductile shear zone 又称**韧性变形带**。它是地壳中、深构造层次的剪切、应变带,也就是岩石在塑性状态下发生连续变形的狭长高应变带。剪切带内变形状态从一壁穿过剪切带到另一壁基本上是连续的,不存在明显的不连续面,带内的变形和两盘的位移,主要是由岩石的塑性流动或晶内变形完成的。带内岩石变成具明显定向组构的糜棱岩系列的构造岩(见图)。韧性剪切带的规模差别悬殊,小者见于显微尺度;大者可见宽数十千米、长达上千千米的区域尺度的巨型剪切带(参见"剪切带"附图)。



山东沂水韧性剪切带
(据张家声,1983)
1. 花岗片麻岩;2. 角闪石岩;3. 混合岩脉;4. 残留体;5. 劈理发育带

【脆-韧性剪切带】 brittle-ductile shear zone 是脆性剪切带和韧性剪切带之间的过渡类型,其最大特征是脆性变形和韧性变形两种机制并存,主要有两种表现型式:一为似牵引现象的韧-脆性剪切带,发育有明显不连续的脆性断层面,但在两侧一定范围内的岩石发生一定程度的塑性变形;另一种是雁列脉型式的脆-韧性剪切带,没有明显的不连续面,在剪切带内发育有由剪切派生的张应力形成的雁列张裂隙(雁列脉)反映岩石的脆性破裂,但带内岩石发生一定程度的塑性变形,反映出它是脆-韧性过渡带形成的剪切带。

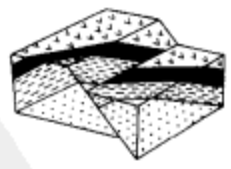
【吕德尔剪切】 Lüder shear 剪切带中伴生的两组次级共轭脆性剪切构造。一组为与剪切带边界以10°~15°角相交的雁列剪切断裂(R_1);另一组为与剪切带边界以75°~80°角相交的雁列剪切断裂(R_2,见图)。两组次级断裂的剪切指向相反,如当主剪切带为左行剪切时,则 R_1 的剪切指向为左行、R_2 为右行。R_1 与 R_2 所夹的锐角和钝角的平分线分别平行于最大和最小增量缩短方向。



左行剪切带中的吕德尔剪切 R_1 和 R_2,粗箭头表示带内简单剪切造成的主增量应变轴
(据 J.G.Ramsay,1987)

【共轭剪切带】 conjugated shear zone 又称**共轭断层**(conjugated faults)。在统一构造应力场作用下形成的两组方向不同、剪切方向相反、大体同时发育的交叉剪切带。平分线平行最大主应力轴(σ_1)的两组断层的夹角称共轭角;脆性共轭剪切带共轭角一般为锐角,韧性共轭剪切带常为钝角,其两组断面的交线则平行于中间主应力轴(σ_2)。构造模拟实验表明,共轭的两组剪切带可以有先有后,发育的程度也可以不等。

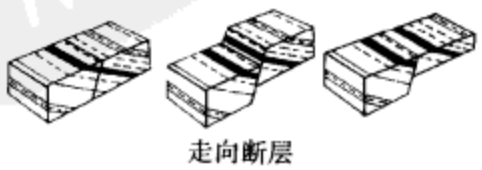
【断层】 fault 岩石在力作用下发生破裂,并在被破裂的两个岩块之间发生相对位移的不连续面,位移方向平行于不连续面(见图)。



断层

【断层段】 fault segment 同一断层或断裂带中存在的在几何结构、构造特征、滑移行为和破裂状况等方面具有独立特征的区段。不同构造特征和活动方式的断层段,其发震效应完全不同。断层的分段、分布型式和出现概率,可用分形理论和方法来表述和研究。

【走向断层】 strike fault ❶断层走向与褶断岩层走向基本平行的断层(见图);❷又称**纵**



走向断层

断层(longitudinal fault)。与褶皱轴向或区域构造线走向平行的断层。

【倾向断层】dip fault　断层走向与被断岩层走向基本直交的断层(见图)。



倾向断层

【横断层】 cross fault ❶与褶皱轴向或区域构造线走向直交的断层;❷横切主断层的次级断层。

【斜断层】 diagonal fault, oblique fault ❶与褶皱轴向或区域构造线走向斜交的断层(见图)。❷斜切主断层的次级断层。

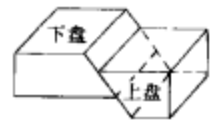


斜断层

【顺层断层】 bedding fault　断层面平行于岩层层理的断层。它的特点是没有地层被错开的断层效应,因而无视位移,需根据多种标志才能判断其存在及其具体位移方向。

【顺层滑移】 bedding glide　沿层面顺层的剪切滑动。

【断盘】 fault wall　断层面或断层带两侧发生相对位移的地质体。断盘的描述术语有:根据与断层面的空间关系,倾斜断层面上方的为上盘,下方的为下盘;直立断层面两侧的断盘以地理方位来描述,如东盘、西北盘等;根据两盘相对运动的关系描述为上升盘、下降盘、主动盘等(见图)。



断盘

【上盘】 hanging wall　又称**顶盘**。❶位于倾斜断层面上方的断盘。❷矿业上也指岩脉、矿脉或矿层的上覆侧。

【下盘】 footwall　又称**底盘**。❶倾斜断层面下方的断盘。❷矿业上也指岩脉、矿脉或矿层的下伏侧。

【上升盘】 upthrown side, upside　沿断层面相对向上滑动的断盘。

【下降盘】 downthrown side　沿断层面相对向下滑动的断盘。

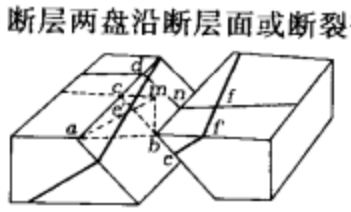
【主动盘】 active side　断层活动时起主动作用的断盘,不过在多数情况下不易确定。

【断片】 fault horse　曾称马石。断层带中所夹的已经位移的大、小岩块,其边部均以断层面为界,多数呈透镜状,长轴延伸可达几米、百十米,甚至数千米,断片岩石来自两盘,多为断层带中的分支断层交切、错位而成;或者由雁列式断裂带中的断层桥因分支断层的连接错断而成。

【马石】 horse　矿工用语,指矿脉中所含的无矿夹石,夹石成分与围岩相同。

【块断作用】 block faulting　将地壳切割为不同高程、不同方位大小块体的断层作用。一般认为典型的块断作用发生在地壳浅表构造层次的伸展构造环境中,如由共轭正断层系活动所造成的地垒和地堑及其有关的盆岭式构造地貌景观,参见"地堑"条。但有些学者认为块断作用在不同构造层次和各种构造环境中都存在。

【断层位移】 fault displacement　断层两盘沿断层面或断裂带的相对运动;可分为直移和旋转两种基本方式:①直移,两盘相对平直滑动、呈直线运动,各处滑动量和滑动方向一致;②旋转,又有两种情况,一为旋轴平行断层走向,可以简单看成是沿一个曲面发生的相对直移运动;另一是旋轴垂直断层面,因而各处的滑动量和滑动方向由旋轴向外逐渐变化。后者又称为枢纽断层。断盘相对位移的方向和大小,是描述断层的重要参数,根据参考系不同可以测得滑距(真位移)和离距(视位移)。断层的真位移矢量可以分解为走向滑距和倾向滑距两个分量,前者简称走滑,后者简称倾滑。大多数断层兼有走滑和倾滑组分,即斜向滑动(见图)。



断层位移立体图

ab. 总滑距;*ac*. 走向滑距;∠*cab* 总滑距的侧伏角;*cb*. 倾斜滑距;*am*. 水平滑距;*nf*. 水平离距

【断层滑动速率】 slip rate of fault　断层两侧的滑动位移量除以发生该位移所经历的时间,单位为毫米/年或厘米/年。断层位移速率是衡量断层活动强度的重要参数,是断层在一定时段内的平均活动水平。利用断层的位移速率和断层最近一次位移事件距今的时间(离逝时间),可以评价未来时间段内发生不同震级地震的危险度。

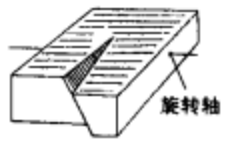
【断层滑动矢量】 slip vector of fault　断层两盘块体相对错动方向和数值大小。

【剩余滑动矢量】 slipvector residual　断层两盘的实际滑动矢量与根据板块构造理论预测的滑动矢量之间的偏差。

【直移断层】 translation fault　断层两盘相对平直滑动;呈直线运动,各处滑动量和滑动方向一致。

【旋转断层】 rotational fault　断盘发生旋转运动的断层;其旋转方式有两种情况:①旋转轴平行断层面走向并位于一侧断盘中,如铲形断层的上盘,其旋转方式可以简单地看成是断块沿一个曲面发生的相对直移运动;②旋转轴垂直断层面,各处的位移矢量从旋轴向外逐渐变化。

【枢纽断层】 hinge fault　以垂直断层面的轴为枢纽,断层两盘发生旋转位移的断层。其旋转轴可以位于断层端点或中间任意点(见图),位移量随离开枢纽的距离而增大,各点的位移方向也随之变化。以中点为枢纽的断层,其断层效应表现为一端为正断层、另一端为逆断层。是旋转断层的一种类型。

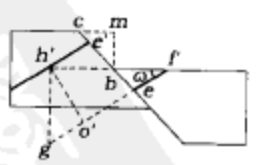


枢纽断层

【滑距】 slip　断层两盘实际位移的距离,即断层两盘上原来相合的对应点(*a*、*b*)之间的真实距离(参见"断层位移"附图),称为**总滑距**(net slip)。总滑距是三维的;在断层面走向线上的分量称为**走向滑距**;走向滑距与总滑距方向间的锐夹角为总滑距或擦痕的侧伏角;总滑距在断层面倾斜线上的分量称为**倾斜滑距**;总滑距在水平面上的投影长度称为**水平滑距**。

【截层线】 cut-off line　又称**截断线**。被错断标志面(层)在断层面上出露的迹线。断层两盘同一标志面截层线的空间关系是估算断层相对位移(离距)的依据。

【离距】 separation ❶又称断距,是根据被断层错动的标志面所确定的断层的视位移。离距是二维的;离距的数值取决于断错标志面的产状、断层滑距的大小以及选测剖面的方向。通常测量断层离距的剖面方向有垂直断层走向和垂直标志面走向两种情况,其中最常用的离距有水平离距、铅直离距和地层离距(图示垂直断层面走向的离距)。❷断层两盘同一岩层的截断线上两点间的距离,其数值随测量方向不同而变化。如在水平面上测得的称水平离距(注意,水平离距没有"走滑"的含义)。



离距

ω. 标志层视倾角;*h'f'*. 水平离距;*ee'*. 倾向离距;*h'g*. 铅直离距;*h'o'* 地层离距

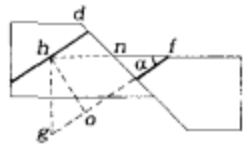
【断距】 separation ❶参见"离距";❷描述断层位移量的通用术语,包括滑距、离距,以及它们的各种分量,如地层断距、铅直地层断距等。

【铅直离距】 vertical separation　沿铅垂线量得的断错标志面

之间的距离(在几何意义上,两盘的同一标志面相当于空间上两个互相平行的面)。同义词:**铅直地层断距**或**铅直错开**。

【**水平离距**】 horizontal separation 在任意水平方向上量得的被错断标志面之间的距离,其中最有意义的是在垂直标志面走向的剖面测量的水平离距,称为**正交水平离距**或**水平错开**(offset)。

【**地层离距**】 stratigraphic separation 又称**地层断距**。是在垂直断错标志面走向的剖面上量得的两盘标志面间的垂直距离。当断层两盘的岩层产状近于一致时,在垂直岩层走向的横剖面上所测量的同一地层间的垂直距离就是地层离距。地层离距的大小基本上就是由断层造成的岩层重复或缺失的厚度,所以野外工作中可根据岩层重复或缺失的厚度估算地层离距(见图)。

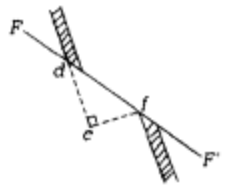


地层离距
ho. 地层离距;*hg*. 铅直地层离距;α. 地层真倾角

【**走向离距**】 strike separation 平行断层面走向量度的两盘标志面截断线(岩层、岩墙、矿脉等)之间的距离。

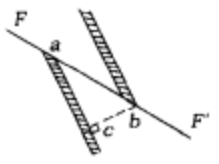
【**倾向离距**】 dip separation 在断层面上平行倾斜线量得的两盘标志面截断线之间的距离。倾向离距的水平分量和铅直分量分别称为**平错**(heave)和**落差**(throw),这是采矿工作中的矿工用语,在构造地质学中不通用。

【**间隔**】 gap 受断层作用地层错开时,沿断层走向测量的对应层间的走向水平断距(*df*)在平行地层走向方向上的分量(*ed*)称间隔(见图)。



间隔

【**叠覆**】 overlap 受断层作用,地层重复出现时,沿断层走向测得的对应地层间的水平断距(*ab*)在平行地层走向方向上的分量(*ac*)称**叠覆**(见图)。

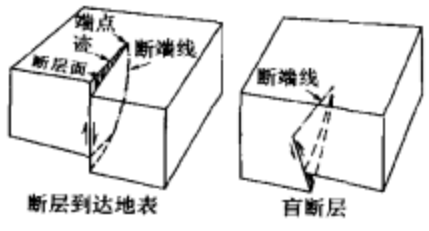


叠覆

【**断层面**】 *fault surface* 两部分地质体间相对位移的不连续面。断层面可为平面状或曲面状。曲面状的断层面按其形态可描述为铲状或勺状。根据断裂准则,断层面切过不同岩性层时都会改变其产状,因而剖面上常表现为台阶状。有些断层的位移是沿着许多密集破裂面发生的,这时两盘间不是单一断层面,而是复杂的错动带。断层面在空间的展布有一定的范围(见图),其边界称为断端线,在此处断层位移消失为零。


断层面剖面

【**断端线**】 fault tipline 断层末端两盘实际位移消失的界线。实际上是断层面所占有限空间范围的边界,此处断层位移消失为零(见图)。需要强调,断端线是断层面扩展的锋缘(即尖灭线),其上部会被剥蚀去,因此它不是断层的出露线。



断端线
(据 Ramsay, 1987)

【**断叉线**】 branch line 又称分支线或分叉线。指任意两个断层面的交线。不过更通用的涵义是指主干断层与分支断层的交线。在逆冲构造中,断叉线可视为分支断层自主干逆冲断层上分出的起始点。

【**盲断层**】 blind fault 地下深处未切穿至地表的断层。其断端线未达到地表(参见"断端线"附图)。

【**隐伏断层**】 hidden fault 在地表无出露,潜伏地表以下的断层。隐伏的原因可能是:切穿基岩的断层被新沉积物覆盖;断层被侵位岩体占据;形成于地下深处,断层面没有切穿至地表的盲断层。

【**断层线**】 fault line 又称**断层迹线**(fault trace)。通常指断层面与地面的交线,亦即断层在地表的出露线。有时断层线也指断层面与任何参考面的交线。断层线的终止点为断层端点,即断端线与地面的交点(参见"断端线"附图左图)。

【**断层崖**】 fault scarp 由断层面裸露而形成的峭壁。多数断层崖在形成后均受到侵蚀作用的改造。

【**断层线崖**】 fault line scarp, erosion fault scarp 由于断层线两侧的差异侵蚀作用而形成的陡坎或悬崖,崖壁不代表原来的断层面。习惯上把断层线崖也泛称为断层崖,但不能据以判断断层面的产状。

【**断层三角面**】 triangular facet of fault; spur-end facet 断层崖被冲沟或溪谷切割而成的三角形陡崖,顺断层延伸方向排成一线。这是一种典型的断层地貌。三角面也可成因于海浪或河流对山岭端部的侵蚀或冰川对悬崖的切削。应注意它们与断层三角面的区别。

【**断层隘口**】 fault gap 横断层使山脊水平错开处产生的隘口,可作为断层通过处的地貌标志。

【**断层摩擦滑动**】 fault friction-slip 地壳浅层次的脆性断层沿破裂面的滑动位移方式(摩擦滑动位移)。在低围压下,沿断层面的摩擦滑动有两种不同方式:稳滑(即蠕滑)和黏滑。稳滑表现为断层不间断地稳定滑动,所需差应力在滑动过程中保持不变,应变能得以连续释放而不积累;黏滑表现为断层在滑动过程中出现几乎无运动的"黏着"间隔,之后发生急速运动。在"黏着"阶段剪应力增大,伴随突然运动则出现应力降,应变能在长期积累之后突然释放,伴随的弹性回跳可激发地震。断层摩擦滑动往往伴随有岩石的碎裂作用,形成碎裂岩系列;在急速地震滑动之处可能发生摩擦熔融形成玻化岩(即假玄武玻璃或假熔岩)。

【**断层摩擦定律**】 *friction criterion of fault* 又称**摩擦判据**。为描述断层滑动发生的条件和在不同滑移速度条件下发生的滑移弱化和强化类型,提出的有关摩擦的本构定律。如**阿蒙顿摩擦定律**(Amonton friction criterion):在低围压下,为使滑移开始所必需的平行于断层面的切向力与正交于断层面的法向力成正比,其比例常数($\bar{\mu}$)为滑动摩擦系数。其表达式为

$$|\tau| = \bar{\mu}\sigma_n$$

式中:τ 为临界剪应力;σ_n 为正应力。在形式上此式类似于岩石破坏的库仑判据,滑动摩擦系数($\bar{\mu}$)通常大于内摩擦系数。

【**稳滑**】 stable-slip 又称**蠕滑**。沿剪切面不间断地相对缓慢地稳定滑动,在位移滑动过程中差应力保持不变,应变能得以连续释放而不积累。

【**黏滑**】 stick-slip 沿剪切面突然或间断地不稳定的位移运动。断层的黏滑运动常引发地震。

【**滑移线**】 glide line ❶显微构造学术语。晶内滑移出现的微细破裂构造,其中可能被某种溶液充填过而残留呈线状排列的斑点状残余物。晶内滑移线常呈共轭产出,亦称**吕德尔线**(Lüder's line)或吕德尔条带。❷构造地质学术语,断层面上反映断盘位移矢量方向的标志线,如擦痕、擦沟、纤维晶体等。❸大地构造学术语,全球或大陆剪切网络被称为滑移线场,滑移线场中的大型剪切带即滑移线。

【**断层镜面**】 polished surface of fault 又称**摩擦镜面**。断盘沿

断层面滑动摩擦所产生的磨光面或有光滑沟痕的面。有时磨光面上覆有一层铁质、硅质、炭质或碳酸盐质的动力薄膜，使断层面光滑如镜。断层镜面多是较晚期断层活动的痕迹。

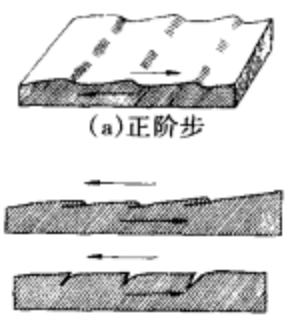
【断层擦痕】 fault striae, fault scratch 断层两盘相对错动摩擦时，由断裂带中的岩石碎块在断层面上移动留下的平行线状沟槽刻痕(见图)。擦痕在断层面上常表现为一端尖而浅、一端宽而深，由宽深到尖浅的方向一般指示着另一断盘的相对位移方向。但在含砾石的断面滑动时，也会出现方向相反的沟槽刻痕，即由尖浅到宽深的方向指向另一断盘相对位移的方向，而沟槽最宽深的终端正是经滑移后砾石停留的处所。有时在同一断层面上可以看到几个不同滑动方向的擦痕，反映断层先后多次相对位移的方向。需要指出，岩石中的擦痕也可由其他成因产生，如冰川活动、层间滑动、滑坡等，因此，擦痕并不一定是断层的必然标志。此外，擦痕是断层瞬间摩擦滑动的痕迹，其方向并不一定与断层的总体位移矢量相符。



断层擦痕及滑抹晶体

【滑抹晶体】 smeared out crystals 在断层面或其他滑动面上由压溶作用产生的同构造生长的纤维状矿物结晶。乍看起来很像断层擦痕，其垂直断口酷似正阶步。滑抹晶体的成分随断盘岩性而定，如砂岩断面上为纤维状石英、灰岩断面上为纤维状方解石。由于受断层活动的控制，这种由压溶作用形成的同构造分泌物质平行于断层运动方向呈纤维状生长。在断面暴露的情况下，纤维状晶体会被拉断而成小阶梯状断口，顺下阶梯方向即指示对盘相对运动的方向。沿断层面的纤维脉能提供位移矢量方向和在整个断层活动历史中运动矢量变化的有用信息。由于它们常沿断面形成不厚的薄膜，中国学者早年将其称为“动力薄膜”。

【阶步】 step 又称**擦阶**。是在断层面上与擦痕直交的细小陡坎。由于成因不同可分为正阶步和反阶步两种，两者具有完全相反的运动学意义。正阶步是因顺擦痕方向局部阻力的差异或断层间断性运动的顿挫而形成的；断层面上滑抹晶体的断口陡坎也构成正阶步。正阶步的下阶方向指示对盘的相对运动方向(图 a)。**反阶步**(antistep)是另一类陡坎，是由与主断面低角度相交的羽状剪切面之间的小斜列岩片的断口构成。反阶步的上阶方向指示对盘的相对运动方向(图 b)。


(a)正阶步

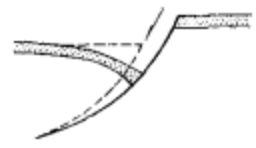
(b)反阶步

【牵引】 drag 邻近断裂弧形的弯曲现象。过去认为，牵引是断盘相对错动时产生的摩擦力拖曳两盘岩层形成的。弧形凸出的方向指示本盘的相对位移方向(见图)。实际上所谓牵引现象，多是在断层脆性破裂面扩展前缘的韧性剪切位移(韧性变形缘)基础上发展起来的(即先弯后断)。在较大的断裂带中，断盘错动的剪切作用也可以使断层带内或邻断层岩层发生揉皱，形成一系列不对称的中、小型拖曳褶皱。牵引现象(包括拖曳褶皱)可以用来判断断层的相对运动方向。


牵引构造

【牵引褶皱】 drag fold ❶断层的剪切错动作用导致邻近断层岩层的弯曲或褶皱。❷又称**拖曳褶皱**，在褶皱构造描述中，原意是指在弯滑褶皱作用中，由于褶皱岩层的层间滑动，致使夹在强硬岩层中的软弱岩层形成不对称小褶皱，在大褶皱两翼分别呈 S 形和 Z 形，指示岩层的层间相对滑动方向。但牵引机制不能解释转折端的 M 形对称小褶皱的成因，因为那里的层间相对运动为零；用主波长理论可较好地解释此类褶皱的形成机制(参见“从属褶皱”)。

【反牵引】 reverse drag, turnover 又称**逆牵引**、**滚动背斜**。在平缓地层的铲形正断层上盘沿断面作旋转式下滑时，上盘岩层因受重力作用在断层两盘间出现的空隙部位下陷所形成的向上凸出的背形弯曲(见图)。反牵引(或滚动背斜)是在伸展作用下形成的；它可以调节两盘张开而出现的空间(参见“铲形断层”附图)。因背形的凸出方向指向对盘的相对位移方向，与正常牵引指示的相对位移向相反，故称反牵引。


反牵引构造

【碎裂作用】 cataclasis 岩石发生脆性破坏，使矿物颗粒或集合体破裂、旋转，并机械混合，但没有化学组分的再造作用。

【构造细粒化】 tectonic grain refinement 在构造作用下变形岩石中矿物颗粒变细的现象。细粒化的发生基本上有两种不同的机制：一是与地壳浅表层次的断层活动有关，主导变形机制为脆性破裂和摩擦滑动；另一与中、深构造层次的韧性剪切带塑性流变有关，主导变形机制为晶内位错滑移和位错蠕变、动态恢复和动态重结晶作用。构造细粒化的概念着重于后者，特别是指动态重结晶作用，通过亚颗粒的旋转、颗粒边界迁移和新颗粒生成，最终使构造岩中矿物的粒度明显减小。这是糜棱岩的主要形成机制。

【构造岩】 tectonic rock, tectonite ❶狭义同义词为**断层岩**(fault rock)。断层作用将断层带或剪切带内的岩石改造而成的新生岩类。根据其形成机制可分为碎裂岩和糜棱岩两大系列，前者以脆性破裂为主导机制，后者以晶体塑性流变(韧性变形)为主，分别代表了地壳浅部断层带和深部韧性剪切带的产物。❷在构造作用下岩石内部组构因变形、变质作用发生调整，从而表现出新生组构特征的岩石。如 S 构造岩、B 构造岩(或 L 构造岩)和 SL 构造岩等。❸泛指具有一定规律性组构的岩石。它不仅包括在构造作用下具有规律性组构特征的次生构造岩，还囊括具原生流动构造的岩浆岩和外力作用下形成的、具定向排列的沉积岩等原生构造岩。

【碎裂岩系列】 cataclasite series 在浅表构造层次的断裂带中，由岩石脆性破裂发育而形成的断层岩系列。其显著特点是无定向或弱定向。其发育过程是：岩石中裂隙发育，将岩石切割为大小不一的碎块并发生错动；随着应变加大，碎块间位移加大，粒度变细，碎块间碎基增多，碎块细粒化加剧，逐渐被碎粒和碎粉所包围成为残留碎斑，最后岩石可全部变为碎粒和碎粉。碎裂岩系列按碎块的大小及碎基含量划分为碎裂岩化岩、初碎裂岩、碎裂岩和超碎裂岩。断层泥是一种未固结的超碎裂岩。

【断层角砾岩】 fault breccia 又称**构造角砾岩**(tectonic breccia)，由脆性破裂形成的、角砾状的初碎裂岩(见图)。角砾为棱角状、次棱角状、次圆状；角砾成分来自两盘岩石。角砾为碎基和次生充填物所包围共同组成角砾结构。随着两盘相对错动作用的加大，断层角砾的棱角磨损程度也随之加强，使角砾呈扁豆状或透镜状，


断层角砾岩

并常呈叠瓦状排列，据此可判断两盘相对运动方向。

【断层泥】 fault gouge 一种未固结的超碎裂岩，呈粉末状或膏泥状的松软粘土物质，内含少量微细的矿物和岩石碎屑。断层泥颗粒细小，其成分肉眼不能辨认，具有滑润感。在断层或断层带中的断层岩有时全部或部分为断层泥；断层面上常有由断层泥滑抹而成的薄膜并发育擦痕。断层泥的成分与原岩成分不尽相同，这是由于断层泥形成过程中伴有压溶作用或水解作用，使断层泥中难溶组分增多，因而泥质、炭质及粘土矿物等成为主要成分。利用断层泥中的粘土矿物（如伊利石、蒙脱石和高岭石）的同位素测年，可以测定断层活动期的绝对年龄。

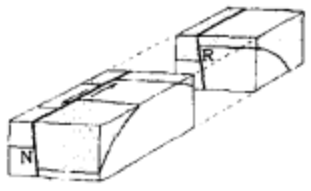
【糜棱岩系列】 mylonite series 在中、深构造层次的韧性剪切带中，岩石因塑性变形机制发生细粒化及增强的定向组构而形成的构造岩系列。糜棱岩一词是由莱普沃尔茨（C. Lapworth，1885）描述苏格兰高地莫因断层构造岩时首次提出，他当时定义为当两个相邻的岩石块体沿错动面相互移动时，岩石被磨碎后成为具有流动构造的微角砾岩。词源来自希腊语 mylon，词义为磨坊，寓意糜棱岩为高度碾磨作用的产物。近代对糜棱岩的显微和超显微研究表明，莱普沃尔茨的定义是不正确的；其成因机制实与岩石的韧性剪切变形有关，岩石的细粒化是塑性变形过程中同构造重结晶作用的结果。根据其细粒化程度由低到高可划分为糜棱岩化岩石、初糜棱岩、糜棱岩、超糜棱岩、千糜岩和变晶糜棱岩等。

【强直片麻岩】 straight gneiss 高级变质区发育的一种细密条带状或条纹状构造片麻岩。岩石中矿物分带性明显，或由浅色矿物和暗色矿物相间排列组成间隔较密而平直的条带或条纹。有时可见拉伸线理，形成 SL 组构。强直片麻岩是在中、深变质环境强应变带（韧性剪切流变带）中形成的，有明显的剪切流变特征。其空间分布常呈一定宽度的带状。

【硅化构造岩】 silicified tectonite 又称**硅化断裂带**（silicified fracture zones）或**构造硅化带**（structural silicified zone）。在强烈构造运动过程中，沿构造断裂带部分或全部硅化所形成的岩性和石英岩相近的构造岩。它是构造带强烈活动的产物，其形成与动力作用（压力）、温度、围岩成分有密切关系；而在一个地区普遍出现，又与其地球化学环境相关。

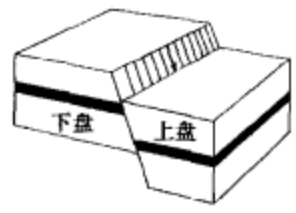
【流状构造】 fluxion structure 糜棱岩中发育的似流纹状的显著面理构造，反映其发生过强烈塑性流变。通常由被拉长的石英或石英集合体，或者由不同颜色和成分的分异条带等表现出来。流动纹层呈较平直的条纹状或条带状，宽度在 0.1～1 毫米左右。在其面理面上常发育有由拉长的矿物集合体、压力影等显示的拉伸线理。流状构造是野外鉴别糜棱岩的重要标志之一。

【断层效应】 fault effect 由被断错地层的空间分布特征所反映的断层位移的视觉形象。它是由断层产状、真位移、地层产状以及观察剖面的位置等因素的组合情况所决定的。如同一条断层，当其切过不同产状的地层、或在不同方位的剖面上观察时，可以发现以断层两侧地层错开关系为依据而测算的位移方向和视断距各不相同。这种现象就是断层效应。如图所示，一横切背斜的左行平移断层，从两翼的纵剖面上观察，分别显示似正断层和逆断层的地层错断效应。



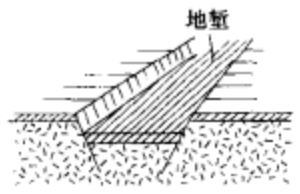
断层效应
左行平移横断层在背斜两翼的纵剖面上分别显示正断层（N）和逆断层（R）假象
（据 Gill，1935）

【正断层】 normal fault 断层上盘沿倾斜断层面相对下降的倾向滑动断层。断层面产状一般陡倾，倾角以 60°左右者多见（见图）；但也有低角度正断层的发育；有些大型正断层的断层面倾角上陡下缓，总体呈铲状。正断层常以共轭断层系的组合型式出现，相向或相背的两条断层的共轭运动，将造成线状断块的升降，分别形成地堑或地垒。正断层主要是地壳伸展构造体制的产物，重力作用也可形成中、小型正断层。



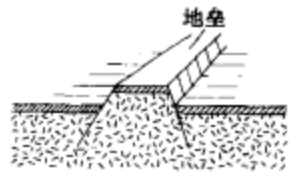
正断层

【地堑】 graben 由两条走向大致平行的、相向倾斜的正断层组成的伸展构造组合；两条正断层之间有一个共同的下降盘（图示地堑构造的几何特征）。构成大、中型地堑边界的正断层常常不是单一的，而是由数条产状相近的正断层构成一个同向的阶梯式断层系列，但在地堑两侧不一定同等发育。地堑是一种构造几何形象；年轻的大、中型地堑常形成断陷盆地或裂谷式的构造地貌。如欧洲的莱茵地堑和中国的汾渭地堑，它们在地形上常呈狭长的谷地或一连串长条形盆地或湖泊。



地堑

【地垒】 horst 由两条走向大致平行、相背倾斜的正断层组成的伸展构造组合；两条正断层之间有一个共同的上升盘（图示地垒构造的几何特征）。组成地垒的正断层可以呈单条产出，也可以是数条产状相近的正断层构成的依次断落的阶梯式断层系。地垒是一种构造几何形象；年轻的大、中型地堑常形成断块山地的构造地貌。



【盆岭型构造】 basin-and-range type structure 由正断层作用（块断作用）造就的一种独特的构造地貌景观，即以断层为边界的盆地（山谷）和山脉相间排列而成的构造地貌；是一种典型的伸展构造类型。从构造上看，山脉是由地垒发育的断块山地，山谷为由地堑发育的断陷盆地。有时构成盆岭构造的正断层伴有走滑分量；或是叠加在前期的其他构造之上。盆岭构造地貌景观的保存，表明块断作用发生的地质年代较年轻，如美国西部和墨西哥北部的典型盆岭区，正断层作用发生在大约 0.2 亿～0.05 亿年之间。

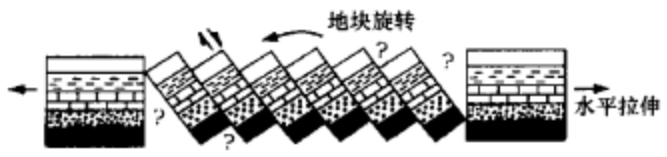
【阶梯式断层】 step faults，multiple fault，distributive fault 一组产状大致相近的正断层，各自的上盘依次下降，剖面上呈阶梯状的断层组合。当阶梯式断层的断层面呈铲形时，则上盘断块下滑时将发生旋转，从而形成上盘边缘翘起的抬斜断块。阶梯式断层又可根据断盘中岩层的倾向与断层面倾向的关系分为同向断层和反向断层，后者断盘中的岩层呈现上翘效应，也有人称为抬斜断块（见图）。



阶梯式断层

【书斜式断层】 bookshelf faults 又称**多米诺式断层**（Domino faults）。一系列被陡倾断层切割的断块或断片，像书架上的书向侧面倒伏一样，每个断块都发生刚体旋转作用，从而导致各断块沿正断层发生相对剪切运动（见图）。这是为解释阶梯式断层、特别是抬斜断块的成因而提出的模式。如图所示，模式中存在空间相容性问题，对此的解释是：上部的三角形空间被伴随断层活动逐渐发育箕状盆地沉积物所充填；底部空间则可由下伏物

质的韧性流动进入空间来调节。

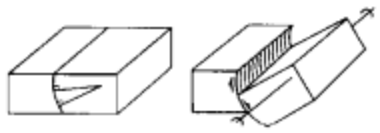


书斜式模式标出空间相容性问题
(据 J.G.Ramsay,1987)

【同向断层】 synthetic faults ❶与大型断层伴生的次级断层,其倾向与主断层相同;❷断层面倾向与岩层倾向相同的断层组。

【反向断层】 antithetic faults ❶又称**对偶断层**。为大型铲形正断层或上冲断层的次级伴生断层,其断面倾斜与主断层相反。反向断层的作用是为了消除沿弯曲断层面位移所产生的潜在间隙,即调节空间相容性问题,起着与反牵引同样的作用。❷断层面倾向与断盘岩层倾向相反的断层组。

【抬斜断块】 tilted fault block ❶又称**掀斜断块**、掀斜构造。断块在断层活动中,因刚体旋转而使一边翘起、另一边下斜而成的构造。其可能的成因解释:①断块沿上陡下缓的铲形断层面下滑(见图);②断块呈书斜式倾斜(参见"书斜式断层"条)。抬斜断块在地表可发育成半地堑或箕状构造。❷在阶梯式断层中,如果断块中的岩层倾向与断层面的倾向相反,则上盘的岩层倾斜表现出上翘的效应,故称之为抬斜断块。反向倾斜的岩层和断层面构成良好的圈闭、储油(气)条件,油田工作者称为"屋脊断块"。



抬斜断块边缘翘起的
可能原因之一
(据 Mattauer,1980)

【半地堑】 half graben,semigraben 由一侧主干正断层控制的不对称地堑。基本同义词为箕状构造。

【箕状构造】 half graben 由抬斜断块或半地堑发育起来的箕状断陷盆地构造。在箕状构造发育过程中,主控断层的活动基本上与盆地的充填沉积作用是同步的,因而称为生长断层或同沉积断层。箕状构造可呈单个产出,也可由几个箕状构造构成更大一级的凹陷盆地。

【生长断层】 growth fault 又称**同沉积断层**(synsedimentary fault)或**同生断层**(contemporaneous fault)。断层作用与沉积作用同时并持续进行的断层;往往是控制断陷盆地发育的边界断层,一般为正断层。生长断层的标志有:断层两盘的沉积厚度极不一致,下降盘沉积厚度大、层序全;边界断层的上升盘遭侵蚀破坏,成为沉积物补给区,因而在盆地边缘堆积物粗大,甚至有沿断层堆积的角砾岩和磨拉石建造分布。

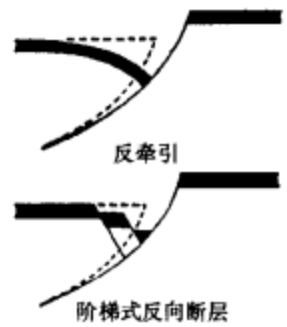
【长寿断层】 long-lived fault 长期活动的区域性大断裂,其活动期经历一个以上的构造旋回的断层。一个构造旋回中,它不仅在构造激化时期活动,在相对宁静期也在活动;也可以在活动一定时期后静止,以后又再活动;深部层次的基底韧性剪切带重新活动延伸到浅表层次后,形成新的脆性剪切带。大、中型长期活动断层的构造标志,除同沉积断层控制地层的岩相和厚度变化外,往往成为多期活动的构造岩浆带和复杂的多金属成矿带。

【环状断层】 ring faults 在平面上呈同心环状分布的一系列弧形断层,断层面陡峻,形如竖瓦,多为正断层或高角度逆断层;有时伴生辐射状断层。环状断层发育与拱隆作用、底辟作用有关,分布于穹隆、盐丘、岩株或火山口边缘。有些环状断层是陨石冲击形成的;另一些环状断层则由旋卷构造所产生;更有许多大小不等的环状断层的出现与热点或高热异常点有密切关系。



环状断层

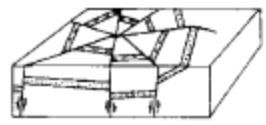
【铲形断层】 listric fault 又称**犁式断层**。断层面呈弧形、上陡下缓、凹面朝上的断层,一般为正断层。由于上盘下滑时的旋转,整个断层存在空间相容性问题(见图)。一般认为潜在的空隙主要由滚动背斜(即反牵引)或反向断层的产生而得到调节。



铲形断层的空间调节机制
(据 Hamblin,1965)

【勺形断层】 spoon-like fault 特殊的铲形断层,弧形断层面由陡倾向下变缓后,又继续反向上翘,总体成为凹面朝上的勺形;当上盘断块向下滑动时,后缘表现为正断层,但前缘则转变为逆断层形式。勺形断层多见于浅表构造层次的重力滑动构造。

【辐射状断层】 radial faults 又称**放射状断层**。一系列在平面上从一个中心向外呈辐射状排列的断层。发育条件及相关构造与环状断层相同,两者可共生但也可单独产出(参见"环状断层"条)。



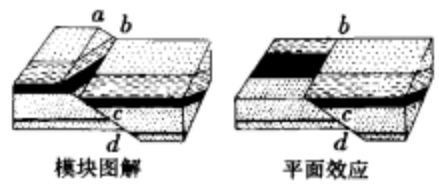
辐射状断层系

【边缘断层】 peripheral fault 在构造隆起区或沉降区周围发育的正断层,以及岩浆侵入体边缘接触带常发育的边缘逆断层。这些断层有时呈弧形平行边界。部分同义词:边界断层。

【边界断层】 border fault,boundary fault ❶即边缘断层。❷煤田地质用语,指将含煤地层错开位移较大的断层。由它限制了煤田的边界故名。

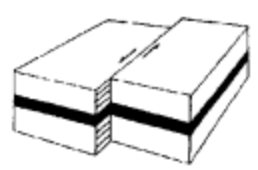
【斜向滑动断层】 oblique-slip fault,diagonal slip fault 两盘相对位移方向介于断层面走向线与倾斜线之间的断层。断层位移兼有走向滑动分量和倾向滑动分量。

【倾向滑动断层】 dip-slip fault 两盘沿断层面的倾斜线相对位移的断层。根据上盘的动向又可分为正倾向滑动断层(见图)和逆倾向滑动断层。



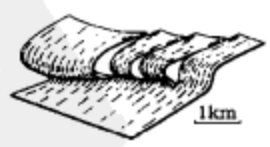
正倾向滑动断层

【走向滑动断层】 strike-slip fault 简称**走滑断层**。相对位移方向与断层走向平行的断层。根据观察者面向的对盘错移方向可描述为左行走向滑动断层(见图)和右行走向滑动断层。过去的地质文献中曾出现许多同义异名词,如**平移断层**(transcurrent fault)、**平推断层**、**横推断层**(transverse fault)、**挫断层**(wrench fault)、**平挫断层**等;它们各自的涵义有的相同,大多又略有区别或大同小异,各用于特定的场合和不同的地质条件。



左行走向滑动断层

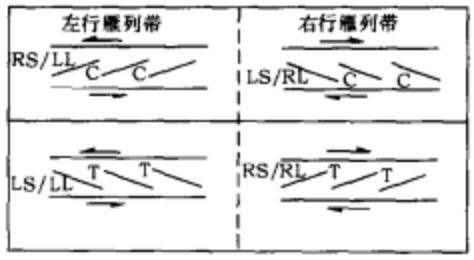
【撕裂断层】 tear fault 又称**撕断层**。推覆体或逆冲岩席在逆冲滑动过程中,因调节前进位移差距而产生的一种陡倾的平移断层;断层走向平行推覆体位移方向。图示褶皱推覆产生的撕裂断层。



撕裂断层

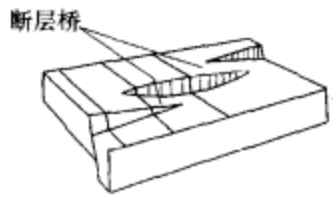
【雁列式断裂】 en echelon fractures 又称**雁行式断裂**、**边幕式断裂**。指一组平行错列或斜列的产状及性质相同的断裂。各单条断裂长度相近且皆较短,相邻断裂端部尖灭侧现依次排列。这一组断裂总体上呈带状展布,称为**雁列带**(en echelon zone)。雁列带的边界相当于各条断裂端点的包络面,它所限制的区间

实际上为一剪切带。依雁列式断裂不同的力学性质，可以判断剪切带两盘相对位移的方向。根据其两盘的相对运动方向可分为左行(旋)雁列(剪切)带和右行(旋)雁列(剪切)带。雁列式断裂(或雁列带)在平面上的展布型式：当顺一断裂线向前追索时，断裂尖灭后，另一断裂在其右侧再现时称右列(步)，左侧再现时称左列(步)(见图)。两列展布型式相反，并呈一定角度相交的雁列带称**共轭雁列带**。雁列带中两相邻断裂端部之间的未断岩块称为构造桥。



雁列式断裂和构造桥
C-压性桥；T-张性桥；RS/LL-右列左行，LS/LL-左列左行，LS/RL-左列右行，RS/RL-右列右行
(据庄培仁，1996)

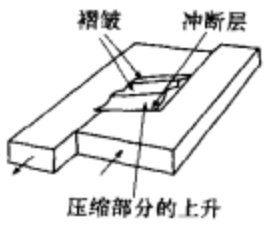
【构造桥】 structural bridge 又称**桥构造**、**断层桥**(fault bridge)。雁列带中相邻断裂端部之间的未断岩块(见图)。构造桥常常汇集了两个相邻雁列断层上的旋转量，根据雁列带的应力状态、运动方向及雁列断裂的展布型式之间的关系，构造桥可分为张性桥和压性桥(参见"雁列式断裂"图)。



构造桥

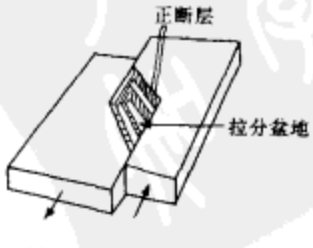
【雁列走滑断层】 en echelon strike-slip faults 雁列式组合的走滑断层，是走滑断层的重要展布型式，根据相邻断层的错列情况可将它们分为右列或左列雁行型式(参见"雁列式断裂"条及其附图)。在走滑断层组合成雁列式或走滑断层面沿走向发生拐弯等情况下，沿主断面发生相对走滑运动时将出现特殊相容性效应；由于主要滑动方向为水平的，因而几何调节产生的次级构造将通过垂直位移而发展；其调节方式主要有转换压缩和转换拉张两种。

【转换压缩】 transpression 又称为**走滑挤压作用**。走滑断层的剪切方向与雁列方式或断层面拐弯方向相反，如左行右步雁列走滑断层，在此情况下雁列走滑断层的走向滑动使相邻断层之间的连接地段(断层桥)遭受与主断层系斜交的挤压。这种挤压作用即称为转换压缩，一般是通过产生压缩构造及地段的垂向抬升来释放，形成的构造类型有：小型挤压脊、逆冲断层和褶皱(见图)、菱形地垒或区域规模的上升地体等。在某些大型走滑断层带中，强烈的转换压缩作用致使断层带中的岩石物质侧向挤出，形成花状构造。



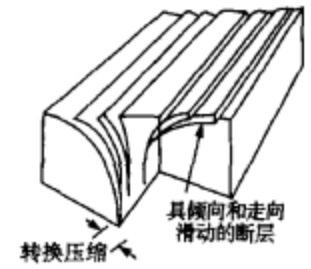
转换压缩的上升区
(据 J.G.Ramsay,1987)

【转换拉张】 transtension 又称**走滑拉张作用**。走滑断层的剪切方向与雁列方式或断层面拐弯方向一致，如左行左步雁列走滑断层，在此情况下雁列断层的走向滑动将使相邻断层之间的连接地段(断层桥)遭受与主断层系斜交的拉张作用，致使此地段的岩层变薄、并产生与主断层走向斜交的正断层系等，这种拉张作用称转换拉张(见图)。主要构造型式有小型凹陷、断陷湖；大型走滑断层系则形成拉分盆地、菱形地堑，盆地中可能伴有岩浆喷出。



转换拉张的拉分盆地或菱形地堑
(据 J.G.Ramsay.1987)

【花状构造】 flower structure 系转换挤压作用的产物，在陡立的主走滑断层上由一系列兼具走滑性质的分支逆冲断层呈背冲式向两侧撒开；各分支断层面及其断片凸面朝上，在横剖面上形似花状，故名。与负花状构造一词相对应，又称**正花状构造**、**棕榈树构造**(palmtree structure)。图示沿左行转换挤压走滑断层发育的花状构造。

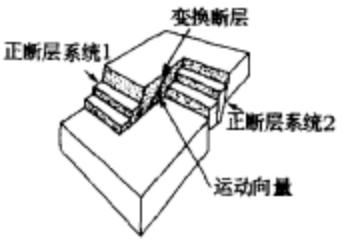


花状构造
(据 J. G. Ramsay,1987)

【负花状构造】 minus flower structure 在具转换拉张作用的走滑断层上产生的、一套凹面朝上的分支正断层系构成的地堑式构造，剖面上也呈花状组合特征，与正花状构造相对应，故名。

【挤压脊】 pressure ridge 大型走滑断层的转换挤压带的上升区。在近代活动的走滑断层的上升区可保存较高的地形，成为旁侧沉积盆地的物质来源区。参见"转换压缩"。

【变换断层】 transfer fault 连接两个断层或断层系统，以调节它们不同方向位移所造成的空间相容性的断层。它起的作用类似于转换断层，但它不限于板块边界，可以发育在任何构造区域，并且规模可大可小(见图)。



相接两个正断层带的变换断层
(据 J.G.Gibbs,1984)

【拉分盆地】 pull-apart basin 走滑断层系中转换拉张作用形成的断陷盆地。因形似菱形曾称**菱形地堑**(rhombograben)、**菱形断陷盆地**(参见"转换拉张"附图)。拉分盆地规模大者长逾百千米、宽数十千米。小者长数百米、宽仅数十米，长宽比约为 3:1。一个大型拉分盆地内部的次级走滑断层还可形成次级拉分盆地，从而呈现"盆中盆"或"堑中堑"以及"堑中垒"构造。拉分盆地发育快、沉降快，沉积厚度巨大、相变迅速，有时有火山活动；又是石油天然气或盐类矿床的良好远景区。

【交迹滑动断层】 trace-slip fault 沿断层面上标志面的截断线滑动的断层。这类断层没有标志面错开的效应。

【顺层滑动断层】 bedding-slip fault 以岩层面为断层面的断层，简称顺层断层。此类断层无岩层被错开的断层效应，即无视位移，如无明确标志很难判断其存在及其位移方向。

【正-平移断层】 normal-strike-slip fault 走滑位移分量大于正向倾滑分量的斜向滑动断层。滑移线的侧伏角在 10° ~ 45°之间，位移矢量向下。

【平移-正断层】 strike-slip-normal fault 走滑位移分量小于正向倾滑分量的斜向滑动断层。滑移线的侧伏角在 45° ~ 80°之间，位移矢量向下。

【逆-平移断层】 reverse-strike-slip fault 走滑位移分量大于逆向倾滑分量的斜向滑动断层。滑移线侧伏角在 10° ~ 45°之间，位移矢量向上。

【平移-逆断层】 strike-slip-reverse fault 走滑位移分量小于逆向倾滑分量的斜向滑动断层。滑移线侧伏角在 45° ~ 80°之间，位移矢量向上。

【薄皮构造】 thin-skinned tectonics 瑞克(J. L. Rick, 1934)提出。前陆沉积盖层在基底上滑脱变形，基底没有被卷入，盖层变形的褶皱-逆冲带向下终止于巨大的底板滑脱面上，因而盖层与

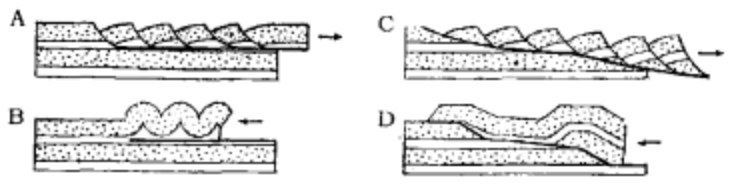
基底构成显著的构造不协调现象。薄皮构造的典型构造样式是侏罗山式褶皱。与此对应，如基底连同盖层一起卷入变形，两者的构造呈协调关系，且基底与盖层间不存在滑脱拆离面，则称**厚皮构造**(thick-skinned tectonics)。

【滑动面】 slide surface 又称**滑脱面**、**滑脱构造**、**滑脱断层**等。泛指岩席在其上滑动的低角度(极为接近水平)滑移面；这个滑动面可以迁就或借助于不整合面、软弱层界面、地壳深层某一岩性、物性界面等发生。在构造运动过程中，沿这种界面发生滑脱，因而使界面上、下两盘的岩石各自独立变形；或只上盘变形而不影响界面以下的岩石。较大规模的滑脱构造，可以微小夹角斜切不同岩层界面，因而沿着滑动面，较老的岩石可能覆盖在较年轻的岩石上面；或者较年轻的岩石覆盖在较老的岩石上面，并造成地层缺失。

【底板断层】 sole fault 一般指逆冲断层系的底部滑脱面、剥离断层面以及大型重力滑脱构造的滑脱面等。

【剥离断层】 denudational fault, low-angle normal detachment fault 大规模的低角度正断层，是伸展构造在基岩中的主要表现形式。顺滑脱面的正向剪切运动把上盘岩石拉开，使下盘岩石连同其顶部的韧性剪切带从深部逐渐拖向地表，从而使浅表层次的新岩石直接盖在深部层次的老岩石上。由于剥离断层沿滑脱面的滑动导致明显的构造剥蚀作用，不但使剖面减薄、而且使老岩层接近地表，近似地面的剥蚀作用使地下岩石裸露地表那样。需要指出，早期形成的剥离断层，受后期变形的改造，常改变其初始的低角度位态，甚至被卷入褶皱，但从断层面和岩层间的夹角之小或近于平行，反映出其初始低角度特征。

【拆离断层】 detachment fault 又称**拆离构造**(defachment structure)、**滑离断层**。在英语地质文献中，detachment 一词既用于伸展构造体制，也用于压缩构造体制下的低角度滑脱面。而剥离断层则专指伸展体制下的大规模低角度正断层。有人将滑离断层一词专指断层面沿某一软弱层发育的构造；而拆离断层面是可以切层的(见图)。



A.伸展性滑离断层；B.挤压性滑离断层；C.伸展性拆离断层；D.挤压性拆离断层(逆冲断层)
(据 Ramsay, 1987)

【伸展构造】 extensional tectonics 在水平伸展构造体制下形成的构造系统。大洋中脊(即板块离散边界)是最引人注目的现代伸展构造；而大陆地壳的水平伸展，首先表现为地壳厚度的变薄，由于均衡代偿作用，变薄的地壳发生地面断陷沉降，形成了一套以正断层为主体的脆性伸展构造系统；在深处，伴随地幔物质的上隆，导致地热梯度升高，促使中间韧性流层的活动，产生一套以近水平韧性剪切带为主体的韧性伸展构造系统；至于更深层次，伸展构造的主要表现形式为基性岩墙群的侵位(见图)。



伸展构造的地壳结构模式
1. 上地壳盖层；2. 中间韧性流层；3. 下地壳基底
(G.P.Eaton, 1980；马杏垣修改，1982)

【压缩构造】 compressional tectonics 在水平压缩构造体制下形成的构造系统。以海沟和岛弧为代表的大洋板块俯冲带(即板块汇聚边界)是最引人注目的现代压缩构造带。大陆地壳的压缩构造表现为地壳的缩短、增厚及造山带的发育，其典型的构造型式为纵弯褶皱和逆冲推覆构造系统。

【脆性伸展构造系统】 brittle-extensional tectonic system 在地壳浅表构造层次的脆性变形域中，地壳水平伸展体制下形成的一系列的脆性破裂构造。其最基本的构造要素是以正断层为主体的构造组合：地堑、半地堑、抬斜断块、盆岭构造、大型沉陷盆地及大型裂谷等；在近代构造上，常表现为山区和平原的边界断层及盆缘正断层等。

【韧性伸展构造系统】 ductile-extensional tectonic system 在地壳中、深构造层次的韧性变形域中，地壳水平伸展体制下形成的一系列韧性变形构造，其主要表现为壳内韧性流层的水平分层剪切流变产生的各种构造形迹。韧性伸展构造有的可能形成于早期地壳的伸展，受控于板块的离解和拉张，有的则受控于造山期后的隆升作用。在地质历史时期形成的伸展构造形迹，由于后期的造山作用或地壳上升伴随的构造剥蚀而得以出露地表。在山区基岩中出露的伸展构造形迹主要有：剥离断层、多层滑脱剥离系、褶叠层构造、变质核杂岩以及与其相关的各种近水平韧性剪切构造等。

【变质核杂岩】 metamorphic core complexes 深部地壳岩石被正断层伸展作用拖至地表形成的构造-杂岩系统，它是大陆伸展构造的基本构造型式之一。其基本构造特征表现为空间上具穹状或长垣状大型背斜的面貌，剖面表现出多层结构(见图)：①核部由中、下地壳的变质杂岩组成，其中常有同构造或后构造期的侵入体；②杂岩核的顶部发育有具缓倾面理及拉伸线理的 SL 构造岩带(即糜棱岩带)，反映其曾在深部韧性域的剪切带中受到过强烈的非共轴流动变形；③糜棱岩带的顶部被大型剥离断层切削，并使早期形成的糜棱岩发生脆性变形，形成赤铁矿、绿帘石和绿泥石微角砾岩，反映了糜棱岩带被从深部拖上来到达脆韧性过渡带界线后的叠加变形；④杂岩核上覆盖层。剥离断层在地面表现为环绕变质核出露，断面产状与糜棱岩带的缓倾面理大体平行；它分隔了核部杂岩与上覆的盖层，两者在变形相上具有显著差异；上地壳岩组成的上盘发育有高角度正断层组合的抬斜断块或阶梯式铲形断层。

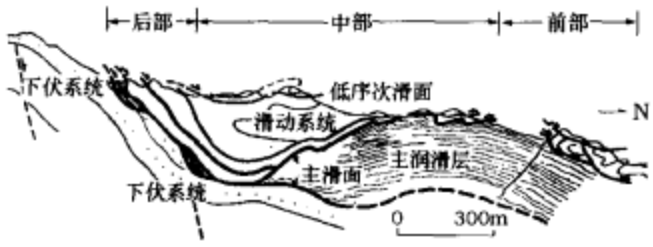


变质核杂岩模式图
(据 Lister and Davis, 1989)

【重力构造】 gravity tectonics 地质体在重力影响和控制下发生的变形过程及其结果。重力构造现象在岩石圈的不同层次和不同尺度上都有表现。重力构造的具体形成机制有两类：一类为重力滑动，是岩体在重力作用下沿着明显的滑动面或润滑层下滑；另一类为重力扩展，是岩体在重力作用下发生屈服和侧向扩展，扩展作用部分通过内部组分运动来完成，部分通过有限分割面上的侧向运动来完成，重力扩展的运动是侧向的，甚至可以向上坡方向运动。实际上，重力扩展作用和重力滑动作用可能密切相关。此外，地壳物质因密度倒置引发的底辟构造，也属于重力构造的范畴。

【重力扩展构造】 gravity propagational tectonics 由重力扩展作用发生的变形过程和结果。其发生的前提条件是需要有一套厚度很大易于屈服的软弱层或塑性层，或者其产出部位具有使岩层软化的条件。因此重力扩展构造常常与内壳构造热隆上拱引发的岩石侧向扩展密切相关。

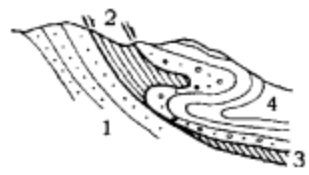
【重力滑动构造】 gravity gliding tectonics 又称**滑动构造**(sliding structure)、**重力滑覆**。属浅表构造层次的构造。滑动构造发生的前提条件是必须先存有能引起重力滑动的斜面;重力滑动起因于地形上出现的巨大高差的重力势。重力滑动构造的几何结构要素主要包括:下伏系统(原地系统)、润滑层、滑动面、滑动系统(即滑覆体)以及后缘拉伸带和前锋推挤带(见图)。重力滑动的滑面多呈铲状或勺状;滑覆体规模大小不一,最大滑覆体的运移可达数十千米,其前锋构造表现如逆冲推覆,因此在几何学上两者不易区分。滑动系统顺斜面向下滑动并向前推移时,滑动岩席常常是不连续的,因此,不同部分的岩块的运动可以是彼此无关的,这可能使滑体或滑片的堆叠变得杂乱无序,无几何关系可循。滑动岩席的尾端经常发生被拉开现象。上述特征反映了重力滑动构造与逆冲断层的区别。



重力滑动构造的结构要素
(据马杏垣等,1981)

【滑动构造结构】 configuration of the sliding structure 不同序次和不同级别的滑动面以及由它们分割而形成的滑动岩体、滑动岩块、滑动岩片(分别简称滑体、滑块、滑片)等组成的滑动系统的空间位置、组成地层、组合特点以及和下伏系统的结合关系的总和。

【润滑层】 lubricating layer 在滑脱构造中起着润滑剂作用的软弱岩层,如膏盐层、粘土岩和煤层等都是良好的润滑层(见图)。在重力滑动构造或逆冲推覆构造中,夹于强硬岩层间的软弱岩层往往即为滑动面发育的基础。



滑动构造的润滑层
1. 下伏系统;2. 润滑层;
3. 滑动面;4. 滑动系统

【滑覆构造】 gliding nappe ❶在伸展构造体制下,板状岩席沿低缓的滑脱面远距离运移(以千米计)而成的构造系统。❷重力滑动构造的同义词(参见"重力滑动构造")。

【滑动系统】 sliding system 指包括不同序次和不同级别的滑体、滑块和滑片的构造统一体。滑动系统除作为整体统一在滑面上滑动外,内部各单元又可作分散的、无序的、不均一的滑动。

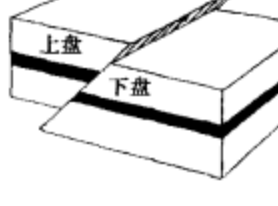
【崩滑断层】 slump fault 重力作用形成的正断层。

【塌陷构造】 collapse structure 由于移去支撑而在重力作用下发生塌滑或塌陷形成的构造。如盐溶塌陷、落水洞塌陷等。但最重要的塌陷构造见于大型褶皱经剥蚀后出露于地表的背斜顶部或两翼,地层因重力作用沿软弱层或滑面向下滑动,在向斜部分形成横卧褶曲和滑动断层等。



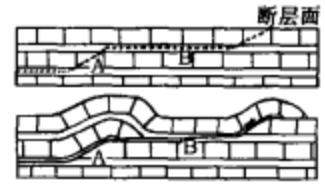
重力塌陷构造
(据 Harrison 等)

【逆断层】 reverse fault, thrust fault 上盘沿断层面相对向上滑动的断层(见图)。可以进一步划分为**高角度逆断层**(high-angle reverse fault)以及**低角度逆断层**(low-angle reverse fault)两类,在历来的教科书和文献中多以断层面倾角 45°为界划分;中国有的学者认为,将高角度和低角度的分界定为 30°,更符合断裂力学准则和地质实际。过去文献中曾将低角度逆断层定名为**逆掩断层**(overthrust)。沿巨大波状低角度滑脱面远程推移(数千米至数十千米)时,则称为**辗掩断层**。



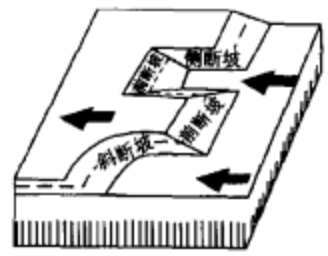
逆断层

【逆冲断层】 thrust fault 位移距离大的低角度逆断层,常作为推覆构造的底面。逆冲断层的断层面一般非平面状,常成铲状,但最典型的为台阶式,由长而平的断坪与联结其间的短而陡的断坡交替构成(见图)。逆冲断层作用中可形成断弯褶皱、断展褶皱和断滑褶皱(参见"断弯褶皱"、"断展褶皱"和"断滑褶皱"诸条)。thrust 一词过去中国地质界曾译为**冲断层**,并作为高角度逆断层,现在此含义已被废弃。断层上盘为主动单位的逆冲断层称为仰冲断层;如果下盘为主动单位的逆冲断层,则叫俯冲断层。不过通常无法确定哪一盘是主动的。



逆冲断层的台阶状结构
A. 断坡; B. 断坪

【断坡】 ramp 台阶式逆冲断层中,逆冲断层面以大角度斜切岩层的段落,构成断层的斜坡,故名。常见于强硬岩层中。根据断坡走向与逆冲位移方向的关系又可以分为:**前断坡**(frontal ramp),走向与逆冲方向直交,表现为逆倾向滑动,前断坡可出现在逆冲席体的任何部位,不限于最前端(见图);**侧断坡**(lateral ramp),走向与逆冲方向平行,表现为走滑;**斜断坡**(oblique ramp),走向与逆冲方向斜交,兼具走滑和逆倾向滑动分量。



逆冲断层下盘的形态结构

【断坪】 flat 台阶式逆冲断层中,逆冲断层面近于平行岩层面(多为软弱岩层)的段落,它是断层顺层滑移的部位(参见"逆冲断层"图)。

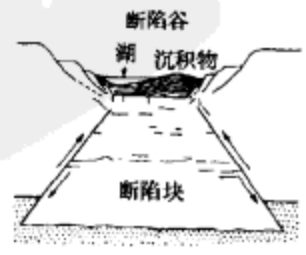
【仰冲断层】 upthrust ❶上盘为主动盘的逆冲断层;❷倾角下陡上缓,凸面朝上的逆断层,又称**上冲断层**(upthrust)。上冲断层的前锋是低角度逆冲断层,但向下到深部变陡。上冲断层经常与块状隆起伴生,构成断块的边界。

【俯冲断层】 underthrust 下盘为主动盘的逆冲断层。作为俯冲断层,随着运动的进行,需要负起的上盘断块的重量会愈来愈大,因此,大多数俯冲断层不会延伸很远,位移量也不会太大。

【扇状地垒】 fan-shaped horst 两组倾向相向的高角度逆断层由地垒中部分别向外上冲的现象,是高角度逆断层的一种组合型式。常见于结晶基底或造山带核部结晶杂岩中。部分同义词:背冲断层。

【对冲断层】 ❶ramp faults; ramp reverse faults 一种逆断层的组合型式;两组呈共轭的逆断层相背倾斜、相对上冲,中间有一个共同的下降盘。❷对冲式逆冲断层(facing thrusts)。两套叠瓦式逆冲断层,对着一个中心相对逆冲。对冲式逆冲断层常与盆地伴生,自盆地两缘向盆地中心逆冲。

【对冲断层谷】 ramp fault valley 又称**对冲断陷谷**、**对冲断槽**。即高角度逆断层对冲而成的断陷盆地。根据东非阿伯特湖断陷的重力异常,推断那里存在有过量的轻岩石,认为可能是硅铝质楔形体在两断层之间的挤压下,受迫

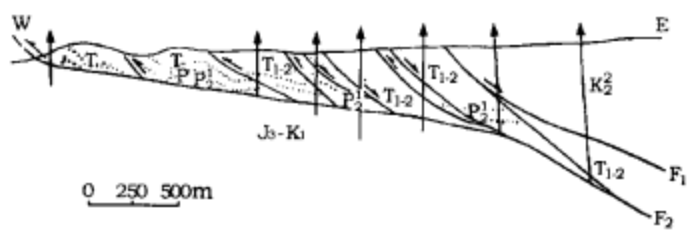


对冲断层谷

下降形成对冲断层谷所致(见图)。

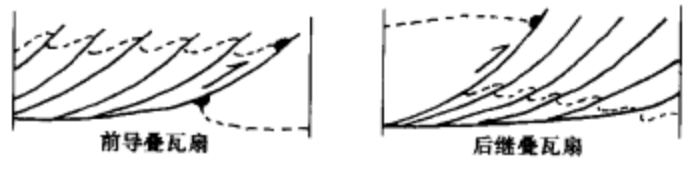
【背冲断层】 back thrusts, back faults ❶扇状地垒的同义词,即两组相向倾斜的逆断层,由地垒中部分别向外上冲。参见"扇状地垒";❷"反冲断层"的同义词,即逆冲断层系中出现的与总体逆冲方向相反的次级逆冲断层。参见"反冲断层";❸背冲型逆冲构造:自一个构造单元的两侧分别向外缘逆冲的两套叠瓦式逆冲断层。这类断层常与造山带复背斜共同产出,例如天山复背斜南北两翼各产出一套逆冲断层系,分别向塔里木盆地和准噶尔盆地逆冲。

【楔冲断层】 wedging thrust　产状相近的一条(套)逆冲断层与一条正断层共同构成上宽下窄的楔状冲断体。这种构造一般产于盆地内部或两盆之间。**楔状冲断体**(thrust wedge)本身由盆地基底较老地层组成;楔体的逆冲断面下盘以及楔体上覆正断层之上盘均由盆地内较新地层组成。其形成机制与盆地基底的断层活动有关:当盆地受侧向挤压时,基底断层复活并迫使基底断块上冲;随着上冲围限压力降低,上冲断块于逆冲同时向侧向扩张、顶部产生正断层,形成由逆冲断层和正断层挟持的楔状体。中国东部中、新生代红色盆地中比较发育(见图)。



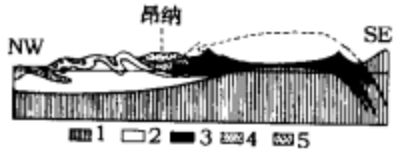
江苏茅山南段花山一带的楔冲断层
(据江苏煤田地质勘探公司)

【叠瓦状断层】 imbricate faults　又称**叠瓦构造**(imbricate tectonics)。一系列产状相近的逆断层的组合型式;各断层的上盘依次相对上冲,呈屋顶盖瓦式或鳞片状依次叠覆,故名。许多叠瓦状断层常常表现为有一条主干逆冲断层作为"底板"滑断面,在其上的逆冲岩席中发育有一系列铲状的分支逆断层,其间的弧形断片依次上冲叠置而构成**叠瓦扇**(imbricate fan)。根据叠瓦状断片的滑动特点可对叠瓦扇进一步分类:最大滑动量的主干逆冲断层出现在前缘的称为"前导叠瓦扇"或"锋缘逆冲断层系";出现在后缘的则称为"后继叠瓦扇"或"尾缘逆冲断层系"(见图)。



(据 Boyer 等,1982)

【推覆构造】 nappe tectonics　板状岩席沿低缓的逆冲断层面远距离运移(一般在5千米以上)而成的构造系统。逆冲断层面以上的板状岩席称**外来系统**(allochthone)或异地岩体,下盘称为**原地系统**(autochthone)或原地岩体。原地系统是逆冲断层面以下的停留在生成地的岩体。外来岩体又称**推覆体**(nappe)或**逆冲岩席**(thrust sheet)。



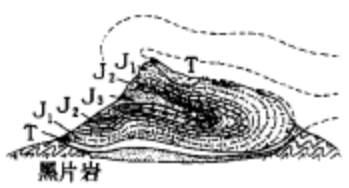
推覆构造
1. 海西地块;2. 原地岩体(原地沉积物);3. 莫尔克勒推覆体;4. 古近-新近系;5. 昂纳推覆体外露部分

在过去地质文献中有人将 nappe 音译为**纳布**或谐音为拉铺,含有"铺盖"的寓意(nappe 为法文,原意为"盖席"或"桌布",1893 年开始用于阿尔卑斯山的此类构造)。根据推覆体的构造特点可分为褶皱推覆体和冲断推覆体。推覆体多用于规模大、运移距离远的外来岩体,而逆冲岩席的规模可大可小,并多呈薄板状(见图)。

【褶皱推覆体】 fold-nappe　与大型平卧褶皱发育有关的推覆体。大型平卧褶皱的下翼被剪开并发育成逆冲断层,是褶皱推覆体的形成机制,它以具有大范围的倒转地层为特征(见图)。褶皱推覆体最著名的实例见于欧洲阿尔卑斯山。



阿尔卑斯山脉外来岩体
(Fo 为欧洲前陆)



平卧褶皱构成的推覆体

【冲断推覆体】 thrust-nappe　未发生强烈褶皱作用的逆冲岩席,主要沿逆冲断层面发生位移。参见"推覆构造"。

【推覆体根带】 nappe root-zone　原意指逆冲作用发育的起始部位,即推覆体的特定岩石的来源地,但实际工作中很难确定"源头"的具体位置。根带一般在推覆体或逆冲岩席后部潜入地下的区域或地带,其构造特征多表现为强烈挤压,面理、小褶皱轴面和小断层等构造要素产状陡峻、甚至直立;在变形性状上塑性增高,有时出现韧性剪切带。

【推覆体锋带】 nappe front　推覆体或逆冲岩席的前缘部位,即逆冲推覆构造运移的终止带。一般表现为构造变形作用增强,并具有多种型式。不同型式的前锋既表现在其几何结构上,也反映在其变形机制上。根据推覆构造的主干逆冲断层的出露情况可分为:显露类前锋,即主干逆冲断层及其分支断层全部露出地表的前锋,其构造型式为叠瓦扇、逆冲岩席褶皱等;隐伏类前锋,主干逆冲断层未出露地表,或只有分支断层显露,其构造型式表现为逆冲岩席在趋向锋缘地带形成隔档式褶皱、顶板反冲或双冲构造、单斜挠曲或褶皱对等。在变形性状上塑性增高,常出现韧性变形缘。

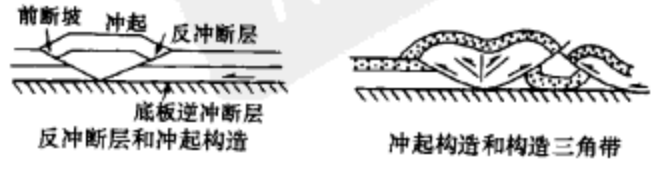
【构造窗】 window, fenster　推覆体或逆冲岩席被侵蚀切穿后露出断层面下伏原地岩体的部位。通常表现为被外来岩体包围,四周为断层线圈闭的下盘岩体露头(参见"飞来峰"附图)。有时断层线部分圈闭盖层被蚀去而与外部原地岩体沟通,则称为半构造窗。

【飞来峰】 klippe　推覆体或逆冲岩席被侵蚀切割后形成的,位于原地岩体之上外来岩体的孤立残山(峰)。通常表现为周围被断层线圈闭的较老岩块上叠在下盘较新岩块之上(见图)。



飞来峰与构造窗形成示意图
(据 M. Mattauer, 1980)

【反冲断层】 backthrust　逆冲断层系中出现的与总体逆冲方向相反的次级逆冲断层。它是逆冲岩席在前进滑动中因调节在断坡或锋缘前侧所受的阻抗而形成的。有时在应变较弱的断坪



反冲断层和冲起构造　　冲起构造和构造三角带

上也可能发育。反冲作用可形成冲起构造和构造三角带(见图)。部分同义译名"背冲断层"。

【冲起构造】 pop up 逆冲断层与反冲断层构成背冲式构造,两条反向断层会合部位的岩层因强烈挤压而上冲隆起,常表现为被断层切割的岩层的背形(参见"反冲断层"附图)。

【构造三角带】 tectonic triangle zone 在反冲断层与其后侧逆冲断层会聚部位形成的,以反冲断层、分支逆冲断层和底板逆冲断层三者限定的三角地带(参见"反冲断层"附图)。

【滞后断层】 lag fault 逆冲岩席滑移前进时,由于运动差异使岩席剖面上部部分岩块落后于整体而形成的局部性低角度正断层(见图)。



滞后断层

【冲断褶隆】 thrust-culmination 简称**冲隆**,又称**断坡背斜**(ramp anticline)。逆冲岩席从一断坪经断坡爬升至更高层位断坪时,在断坡之上形成的顶部宽平的箱状背斜或穹状褶皱。褶皱向下止于滑脱面上,因而是无根的。断坡背斜的前侧,有时可伴生向斜及为适应变形而形成的基本顺层并向前切穿向斜的次级逆冲断层。

【双重逆冲构造】 duplex thrust 简称**双冲构造**、**双重构造**(duplex)。由顶板逆冲断层与底板逆冲断层及夹于其间的次级叠瓦式逆冲断层和断片组合而成的逆冲断层系统。顶板逆冲断层和底板逆冲断层在前锋和后缘汇合,构成一个封闭体系;如果各叠瓦状次级断层在上部没有联成顶板逆冲断层,则构成叠瓦扇。双冲构造的叠瓦断片形态可以呈膝折式挠曲,也可形成拉长的背斜-向斜对(见图)。根据断片产状、次级逆冲断层倾向及其排列关系,将双冲构造分为:倾向腹陆式(后倾式)、倾向前陆式(前倾式)和背形叠置式(叠瓦堆垛)三种型式(见图)。三种类型中以倾向腹陆式最常见。



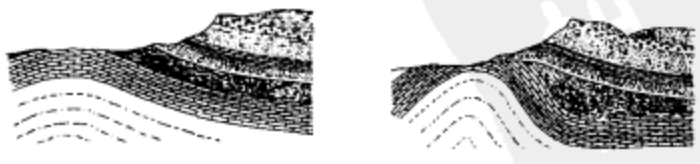
双重逆冲构造的三种型式



双重逆冲构造

【顶板逆冲断层】 roof thrust; topthrust 双重逆冲构造中各次级叠瓦状逆冲断层向上相互趋近和连结而成,构成叠瓦构造带的顶部界面的逆冲断层(参见"双重逆冲构造"附图)。

【底板逆冲断层】 floor thrust, sole thrust 双重逆冲构造中各次级叠瓦状逆冲断层向下相互趋近和连结而成,构成叠瓦构造带的底部界面的逆冲断层(参见"双重逆冲构造"附图)。底板逆冲断层往往受特别软弱的岩层控制,是双冲构造的主干滑脱拆离面(见图)。部分同义词:底板断层。


重力滑动形成的侵蚀冲断层

【侵蚀冲断层】 erosion thrust ❶即地表冲断层(参见"地表冲断层"条)。❷一种重力滑动断层,变形、变位的岩层(如背斜脊部)被侵蚀后,出露的倾斜岩层在上覆岩石的重量推动下,会以软弱岩层为滑动面发生滑移并沿地表面向前推进。图示由一个大背斜的破坏而形成的侵蚀冲断层。

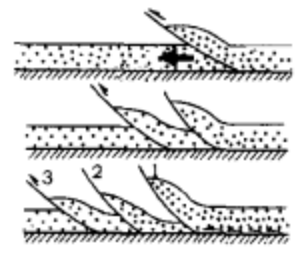
【地表冲断层】 surface thrust 逆冲岩席推进到地表后继续沿地表侵蚀面推进而成。部分同义词:侵蚀冲断层。

【倾向腹陆式双冲构造】 hinterland-dipping duplex 又称**后倾式双冲构造**。各次级叠瓦断层及其断片内岩层的总体倾向朝向造山带腹陆,与逆冲岩席的运动方向相反(参见"双重逆冲构造"附图)。是双冲构造发育过程中逆冲断片的位移量小于其长度时形成的。

【倾向前陆式双冲构造】 foreland-dipping duplex 又称**前倾式双冲构造**。各次级叠瓦断层及其断片内岩层的总体倾向朝向造山带前陆,与逆冲岩席的运动方向一致(参见"双重逆冲构造"附图)。是双冲构造发育过程中逆冲断片的位移量大于其长度时形成的。

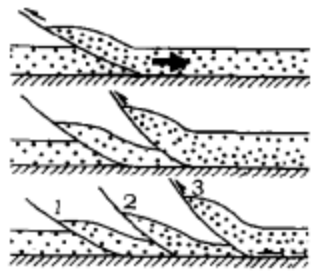
【背形叠置式双冲构造】 antiformal stack duplex 又称**背形叠瓦堆垛**。各次级叠瓦断层及其断片一片堆叠在另一片之上,总体构成背形构造(参见"双重逆冲构造"附图)。此背形构造是冲断褶隆的一种。是双冲构造发育过程中逆冲断片的位移量大致等于其长度时形成的。

【背驮式扩展】 piggyback propagation 又称**前展式扩展**(forward propagation)。为逆冲推覆构造中叠瓦式逆冲断层的发育顺序和扩展方式之一;叠瓦构造的各分支断层和断片是有序地发生和发展而成的,如每一新的逆冲断层发育在先存逆冲断层下盘,各逆冲岩席(断片)依次向逆冲方向或前陆扩展,即为前展式;因新生逆冲断片好似背负老断片前进,故又形象地称为"背驮式"。背驮式中位置最高的逆冲断层及其断片发生最早(见图)。



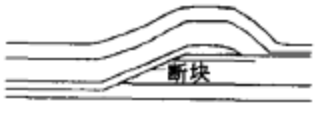
背驮式扩展

【上叠式扩展】 overstep propagation 又称为**后展式扩展**(backward propagation)。为逆冲推覆构造中叠瓦式逆冲断层的发育顺序和扩展方式之一;叠瓦构造的各分支断层和断片是有序地发生和发展的,如每一新的逆冲断层发生在先存逆冲断层上盘,各逆冲岩席(断片)依次向逆冲来源方向或腹陆扩展,就称后展式;因新生断片依次叠置在老断片之上,故又称上叠式。上叠式中位置最高的逆冲断层及其断片发生最晚(见图)。



上叠式扩展

【断弯褶皱】 fault-bend fold 逆冲岩席在爬升断坡时形成的褶皱(见图)。褶皱形态为两翼呈膝折形式的箱状背斜或宽缓的背斜,轴面在褶皱发展过程有迁移。



断弯褶皱作用
(据 Jamison, 1987)

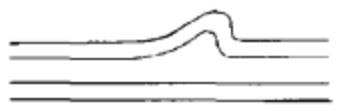
【断展褶皱】 fault-propagation fold 与下伏的断坡有关、形成于逆冲断层前锋韧性缘内的褶皱;与逆冲断层面的扩展方向、滑移方向,以及扩展速率和逆冲岩席的滑移速率相关(参见"断层位错模式"条)。当断面扩展速率比滑移速率较慢时,逆冲岩席运动较快、并积聚较大的内部应变能,因而在断层



断展褶皱作用
(据 Jamison, 1987)

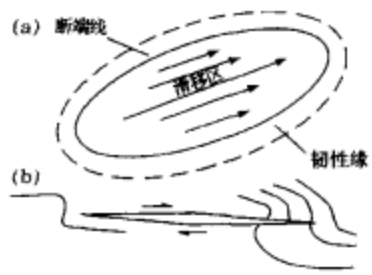
扩展前锋韧性缘内形成褶皱加以调节。随着断层的扩展，一方面断层面切穿褶皱倒转翼，另一方面在前缘褶皱继续发育，如此发展最终形成较大规模的断展褶皱(见图)。

【断滑褶皱】 detachment fold　又称滑脱褶皱。逆冲断层面顺层(顺断坪)扩展，逆冲岩席前锋在断端线的韧性缘形成的褶皱(参见"断层位错模式"条)，其形成机制类似断展褶皱，但与下伏断坡无关(见图)。



断滑褶皱作用
(据 Jamison, 1987)

【断层位错模式】 fault dislocation model　埃利奥特(D. Elliott, 1976)提出的断层形成模式认为，断层面是从一个初始破裂点(裂源区)呈现辐射状逐渐向外扩展的，类似晶格滑移区，分隔滑移区和未滑移区的边界即是位错环，相当于断层面的断端线。断层面就是断端线沿垂直于它的各个方向上不断向外扩展迁移而扩大的。在断层的滑移区与未滑移区之间，即在断层面的扩展前锋，发育有因调节两盘位移的韧性变形集聚地带，称为韧性变形缘，简称韧性缘。韧性缘随着断层面的不断扩展而被切穿，同时在断层前锋又不断产生新的韧性缘。韧性变形缘的几何特征，取决于断面扩展方向与滑移方向之间的关系，以及扩展速率与断盘滑移速率之间的关系(见图)。



断面扩展的位错模式
(a)由断端线(位错环)围限的滑移区和韧性缘；(b)在断面扩展前端的韧性缘内发育的褶皱

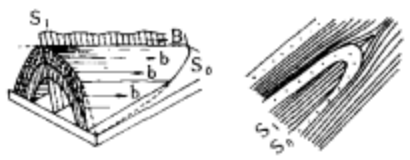
其他面状、线状构造

【面状构造】 planar structure　泛指地质体中所有平面的构造，是一个无成因含义的描述性术语。面状构造包括原生的和次生的两类：原生的如层面、不整合面、侵入接触面、流面等；次生的包括断层、节理、劈理、片理、片麻理等。

【面理】 foliation　❶泛指地质体中平行出现的一切面状构造，是"面状构造"的部分同义词。❷专指由变质、变形作用形成的透入性面状构造，如劈理、片理、片麻理等。面理可由岩石中矿物组分的分层、颗粒的大小变化、近平行的微细不连续面、片状矿物或不等轴矿物的定向排列等显微组构的优选定向显示出来。同义词有**叶理**。

【层间面理】 interformational foliation　在部分浅变质岩中发育的一种与层理斜交的面理。因受不同岩性及层间界面的控制，在不同岩性层内的面理间隔及角度各不相同。

【轴面面理】 axial-plane foliation　与褶皱轴面平行或大致平行的面理(见图)。它可以是连续劈理、不连续劈理或片理等。有的轴面面理在褶皱中以轴面为对称面而呈扇形排布。



轴面面理
S_0 层理；S_1 轴面面理；b. 面理与层理的交线；B. 褶皱枢纽

【顺层面理】 bedding foliation　与原生层理或岩性层面平行的面理。顺层面理的发育机制有：①深埋负荷变质作用；②纵向构造置换作用，见于紧闭等斜褶皱的翼部；③横向构造置换，为区域性缓倾顺层面理的主导形成机制。

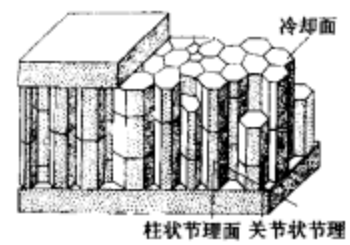
【节理】 joint　❶岩石中未发生明显位移的或潜在的破裂面。根据成因可分为构造节理和非构造节理；根据与成岩过程的关系可分为原生节理和次生节理；根据破裂机制可分为张节理和剪节理；根据节理和所在岩层产状的关系又可分为走向节理、倾向节理、斜节理和顺层节理等(见图)。❷把岩石分割成具有一定几何形状的岩块的裂隙系统。根据岩块的形状命名为柱状节理、板状节理、菱形节理等等。



节理与岩层产状及褶皱构造关系的分类示意图
①②走向节理或纵节理；③倾向节理或横节理；④⑤斜节理；⑥顺层节理

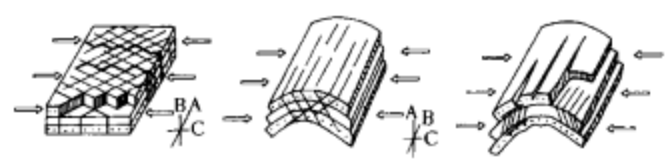
【原生节理】 primary joint　岩石成岩过程中产生的节理，一般与构造运动作用无关，如玄武岩的柱状节理(见图)。

【次生节理】 secondary joint　岩石成岩以后产生的节理。包括构造节理和非构造节理。



玄武岩中的柱状节理

【构造节理】 tectonic joint　岩石在构造变动中受力而产生的破裂，其形成力学性质、分布范围、组合关系等都与其所依附的大型构造(如褶皱、断层等)有着密切的联系。构造节理按其产状与大型构造走向的关系可分为纵节理、横节理和斜节理。图示岩层在水平挤压下可能发育的节理类型。



构造节理主要类型

【非构造节理】 nontectonic joint　岩石在外动力地质作用下，如风化、山崩、地滑、岩溶陷落、冰川活动以及人工爆破等产生的破裂。在花岗岩类出露地区，侵蚀卸荷下形成的释重节理(又称席理)，通常平行地表延伸和起伏，是一种重要的非构造节理。也有人把原生节理归入非构造节理范畴。

【剪节理】 shear joint　岩石受剪应力而产生的破裂面。剪节理面比较平直、光滑，常切过岩石中的砾石、砂粒、结核、化石或其他包裹体。剪节理常共轭产出，构成共轭节理或"X"节理，把岩层切割成菱形块体。

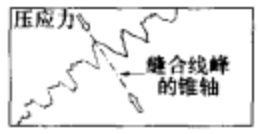
【张节理】 tension joint　岩石在垂直于张应力方向上发生张裂而形成的节理。张节理面粗糙不平，两壁张开，常为脉石矿物充填，形成楔形、S形、扁豆状、透镜状或其他不规则形状的脉体。张节理切穿能力弱，因而砂粒、砾石等常凸出在张节理面上。在剪节理发育的岩石中，张节理常追踪两组共轭剪切面形成锯齿状追踪节理。在剪切带中，特别是脆-韧性剪切带，常发育有被岩矿脉充填的雁列式张节理。

【追踪节理】 tracing joint　追踪(或迁就)先存的或潜在的两组共轭剪切面而成的锯齿状张节理。

【压节理】 compression joint　方位垂直于压应力的节理。实际上常见的压节理是一种缝合线节理；不过它不是脆性破裂面，而是由压溶作用产生的面状构造。

【缝合线节理】 stylolitic joint　岩石中由压溶作用产生的一种特殊的面状构造。在压力作用下岩石的可溶物质随流体迁移，不溶解残余物质沿着压溶面沉淀。由于压溶面呈明显的凹凸不平状态，因而从侧面观察形似头颅的缝合线，故名(见图)。又称**缝合线**(stylolite)。缝合面上的锥状或柱状细齿一般高 3～10 毫

米，细齿方向与最大主应力方向平行，据此可以判断主压应力的方向。容易产生缝合线构造的岩石以碳酸盐岩类为主。无疑，沿着缝合线节理岩石发生了体积损失，有时可根据压溶后化石的残余部分来估算损失的体积(厚度)。



缝合线节理

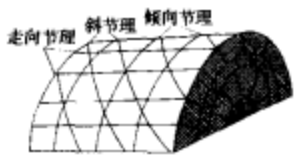
【席理构造】 sheeting structure 又称**膨胀节理**、**释重节理**(release joint, unloading joint)。岩石从深处上升到表层时，由于围压的递减及上覆载荷的逐渐消除，使岩石中储存的应变能得以释放从而发生弹性回跳而扩张产生的裂隙。这类裂隙以平行或近平行地表者最为发育，常呈大片层层剥落，故称席理。

【页状剥落节理】 exfoliation joint 使岩石形成页片状、席状或鳞片状等从岩石表面相继裂开、松动、剥落到散裂的节理，这些裂片的形成或者由于物理风化作用(如气温的变化)使岩石表面与内部产生膨胀差应力引起(如花岗岩的球状剥落节理)；或者由于释重作用引起。

【共轭节理】 conjugated joint 又称**X节理**。是岩石在同一应力作用下沿着两组共轭剪切面产生的交叉剪节理。两组剪节理的交线平行于中间主应力轴(σ_2)；在垂直其交线的断面上，节理面相交的锐角等分线一般与主压应力轴(σ_1)相一致。但当塑性变形显著时，常可出现共轭剪节理的钝角等分线与主压力轴一致的情形。

【帚状节理】 brush joint 如扫帚状一端收敛，另一端散开的一组节理。

【纵节理】 longitudinal joint 又称**走向节理**(strike joint)。❶走向与褶皱轴或区域构造线走向大致平行的节理(见图)。❷岩浆岩中的**S节理**(S-joint)，岩浆岩中平行于流线、垂直于流面的原生节理。



节理的几何关系

【横节理】 cross joint 又称**倾向节理**(dipjoint)。❶走向与褶皱轴或区域构造线走向大致垂直的节理(参见"纵节理"附图)。❷岩浆岩中的**Q节理**(Q-joint)，岩浆岩中垂直于流面和流线的原生节理。

【斜节理】 diagonal joint ❶与岩石走向或褶皱轴向斜交的节理(参见"纵节理"附图)。❷岩浆岩中的**D节理**(D-joint)，岩浆岩中与流线、流面均斜交的原生节理。

【层节理】 lagerkluft 又称**L节理**(L-joint)。岩浆岩中与流面平行的一组原生节理。

【顺层节理】 bedding joint, bed joint 又称**层面节理**。在沉积岩中平行于层面发育的节理。

【层间节理】 interlayer joint 受不同岩性及层间界面所控制而局限于某个岩层内的节理。

【节理组】 joint set 在一次构造作用的统一应力场中形成的、产状基本一致、力学性质相同的一群节理。

【节理系】 joint system 由两个或两个以上具有成因联系，并按一定几何关系排布的节理组的总合。上述节理系在区域上呈有规律的分布者，即在节理产状、方位、间距、组合和排列等方面具有一定规律性的节理系，又称为**系统节理**(systematic joints)；与其相对，在区域上节理的产状、组合及排列无规律或局部性分布的节理则称为**非系统节理**(nonsystematic joints)。

【主节理】 main joint, master joint 一种区域性、贯穿性的大规模节理。节理规模大、延伸长，可长达数十米、数百米乃至数千米，但两壁相对位移很小，甚至几乎没有错位；它大规模稳定地贯穿不同地质体，无论是上覆未变质的沉积盖层，还是古老变质杂岩基底，都受到同一组节理的穿切，并切穿局部构造。主节理面产状一般很陡。区域性的岩墙群，大部分是充填于主节理中。主节理在航空照片或卫星照片图上，常显示为清晰的线性构造影像。

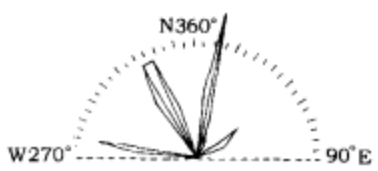
【羽状张节理】 feather tensional joints 由断层运动而在断层面两侧形成的一组张节理，它们与断层面斜交而呈羽状排列。张节理与断层面所夹锐角指向本盘相对运动方向。

【雁列节理】 en echelon joints 呈雁行斜列的一组节理；常被岩脉充填而成雁列脉。雁列节理带实际是一条剪切带；根据雁列节理不同的力学性质，可以判断剪切带相对位移的方向。参见"雁列式断裂"条。

【节理频度】 frequency of joints 又称**节理密度**。用以表示节理发育程度的一个物理量。通常用节理法线方向上单位长度内的节理条数来计量。此外还可根据研究目的采用其他方法来计量，如单位面积上节理条数；单位面积内节理的累计长度；一定半径的圆面积内节理的累计长度等。

【节理图解】 joint diagram 又称**节理统计图解**(joint statistic diagram)。定量表示节理空间方位的图件。例如节理玫瑰花图、节理极点图、节理等密图、节理频度图、节理直方图等，各图件皆有特定的研究目的或实际用途。

【节理玫瑰花图】 rose diagram of joints 一种用以表示节理空间方位及其发育程度的图解。其作法是：首先对一定地区范围内的节理进行系统测量，将测得的节理产状及密度数据按空间方位间隔分组(如5°或10°为一组)，求出每组的节理数量和平均走向(或倾向)。然后在标明地理方位的圆内，以半径方向表示节理方位，以半径上的长度单位表示该组节理的数量，将各组节理投入图上，连接相邻各投影点(如某一方位无节理，则连至圆心)，即得到节理玫瑰花图。表示节理走向的图叫走向玫瑰花图，只作上半圆(见图)；表示节理倾向的图叫节理倾向玫瑰花图，为全圆形；表示节理倾角的图叫节理倾角玫瑰花图。



节理走向玫瑰花图

【节理分期】 stage division of joints, joint substage 将不同时期形成的节理加以区别，划分出其形成的先后关系。节理的分期主要是根据节理的交切关系，如后期节理对前期节理切断错开，锯齿状张节理追踪早期剪节理系；以及晚期节理对早期节理改造等，都可以判断其相对先后。又如两组节理互相切错，则可能是同期形成的(或是共轭关系)。此外，还可依据它们和不同时期岩脉、岩墙的侵入和交切关系来区分节理形成的先后顺序。

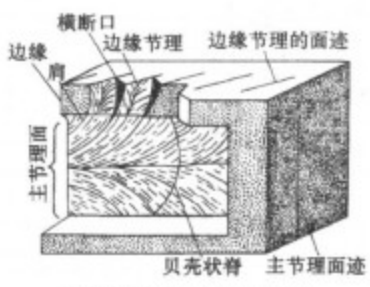
【节理配套】 system division of joints 将一个地区在一定构造期的统一应力场中形成的各组节理组合成一个系列。节理配套主要是在各个方向的剪节理组中确定同期形成的、具有共轭关系的成对剪节理。由于同期应力场中形成的共轭剪节理具有其特定的剪切滑动关系，因此可以利用剪节理面上的擦痕、节理的羽列和派生的张节理所显示的剪切滑动方向，来确定其共轭关系；也可利用剪节理的尾端反映共轭关系的折尾和菱形结环，两组节理相互切错、对应关系，以及锯齿状张节理或两组雁列张节理，作为剪节理配套的主要依据。

【地裂缝】 surface crack 地面裂缝的泛称。主要是发生在土层中的裂隙或断层。构造成因的地裂缝在地表常呈多级雁列式的组合型式，有的可连结成巨大的裂缝。这类地裂缝一部分与地震活动相关；由强震产生的地裂缝称为地震裂缝。另一类局

部地域发育的地裂缝可与构造作用无关，如超量开采地下水引起地面沉降产生的地裂缝；矿山采空区落顶或岩溶塌陷等也会在地表产生地裂缝等；第三类如西安地裂缝，虽基本受控于构造断裂而与地震无关，但又明显因超量开采地下水而加剧发展的地裂缝，共有 11 条北东东向近等距、平行展布的地裂缝斜贯市区，不仅发育于黄土层，而且切断混凝土建筑、沥青路基和古代城墙。

【同构造脉】 syntectonic vein 在节理裂隙发育的递进变形过程中，由压溶作用从两侧围岩中析出的物质充填于裂隙中而形成的脉。脉的充填是同构造的，因而脉体矿物呈纤维状生长。脉体物质来自围岩，因而碳酸盐岩类的脉体为方解石脉；石英岩或砂岩等的脉体则为石英脉等。

【羽饰构造】 plumose structure 又称**羽纹构造**。是发生在比较均匀细粒脆性的岩层中节理面上的纹饰，其结构如图所示：主节理面上发育的羽状或人字形花纹，指示节理面的破裂扩展方向，人字纹尖端指向裂纹源。有时主节理面上还出现贝壳状肋痕，称为**蚌纹构造**，显示裂纹扩展时的前缘。边缘带的边缘节理在层面上显示雁列式排列，与主节理面一般呈 5°～20°相交。边缘节理面上发育次级羽饰构造。边缘节理与连接其间的坎面（横断口）代表主节理面的扩展裂纹接近层面（自由面）时发生的迅速破断（剪切唇）。两侧岩块节理面上的花纹互相嵌合，标志着节理生成后未发生相对位移。



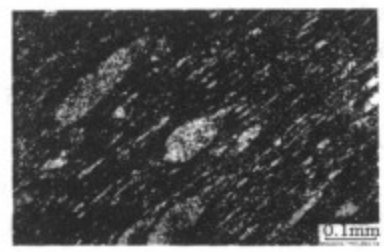
羽饰构造的结构要素
（据 Hodgson 修编，1961）

【裂开-愈合作用】 crack-sealing mechanism；同构造分泌脉沿开裂的微破裂充填和随即固结弥合的相继发展的作用。反映节理脉的充填常常是一个持续反复增生的过程。先形成一个窄的裂缝，然后张开，其空间被结晶物质充填愈合；然后再裂开、再充填愈合，如此反复而使脉体增生。充填物质来源于脉壁，是压溶作用的产物，因而其成分决定于围岩，所以称为同构造分泌脉。充填脉中的矿物结晶常呈纤维状，其延长方向一般平行拉伸方向，根据纤维生长方向与脉壁的关系，可分为背向生长脉、对向生长脉、复合生长脉。纤维脉是进行增量应变测量的应变标志之一。

【劈理】 cleavage 变形岩石中能沿平行排列的次生密集的潜在破裂面将岩石劈开成无数薄板或薄片的面状构造。它由相间平行排列的劈理域和微劈石组成。劈理域是由层状硅酸盐或不溶残余物富集而成的平行或交织状的薄条带或薄膜，也称薄膜域，其中矿物和矿物集合体的形态或晶格具有显著的优选方位，因而使岩石具有潜在可劈性。微劈石是夹于劈理域间的窄的平板状或透镜状岩片，也称透镜域。劈理一般垂直于最大压缩方向，即平行于应变椭球体的 XY（或 AB）主应变面或压扁面。根据劈理的连续性（肉眼是否易于区分劈理域和微劈石）可分为连续劈理（包括板劈理、千枚理、片理）和不连续劈理（包括褶劈理和间隔劈理）。按照劈理的方位或形态又可分为顺层劈理、轴面劈理和劈理扇等。

【流劈理】 flow cleavage 变形、变质岩石内部组分发生压扁、拉长、旋转和重结晶作用，使岩石分裂成无数薄片，从而形成平行的次生透入性面状构造。流劈理一词是雷思（C. K. Leith，1905）和克尼尔（J. L. Knill，1960）提出的劈理成因分类中的一种，因其分类基础不妥，现在已用“连续劈理”或“板劈理”等描述性术语所取代。

【板劈理】 slaty cleavage 丹尼斯（L. G. Dennis，1964）定义为板岩所特有的连续劈理。它发育在细粒的低级变质岩中，肉眼极难区别出劈理域或微劈石；在显微尺度上，劈理域由平行面状或交织状排列的云母或绿泥石等层状硅酸盐矿物富集成薄膜或薄层，宽约 0.005 毫米；微劈石由石英、长石等浅色矿物的集合组成，呈薄板状或透镜状，宽约 1～0.01 毫米或以下。板劈理使板岩具有良好的可劈性，将岩石劈成十分平整的薄板（见图）。

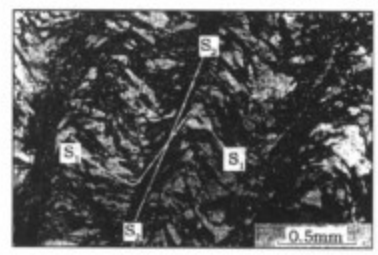


板劈理

【破劈理】 fracture cleavage 雷思（C. K. Leith，1905）和克尼尔（J. L. Knill，1960）曾列为劈理成因分类中的一种，是指岩石中一组与矿物的排列方向无关的、密集的平行破裂面，一般为剪裂面。破劈理以其密集性和透入性与节理相区别。但经显微构造研究却表明，所谓破劈理的成因实际上与破裂作用无关，建议用“间隔劈理”来代替这个有争议的“破劈理”。

【闭节劈理】 close-joint cleavage 索比（Sorby）于 1857 提出。原意指岩石中发育的一组密集的剪节理面，将岩石切成不规则的薄扁豆体或板片。限于当时的认识水平，其描述的对象包括了后人命名的不同含义的“破劈理”和“褶劈理”等。

【褶劈理】 crenulation cleavage 又称**折劈理**、**褶劈**。是切过先存连续劈理的一种不连续劈理。由先存连续劈理形成紧密间隔、平行排列的微褶皱发展而成。在压溶作用下微褶皱翼部的长英质含量减少，而层状硅酸盐或石墨等矿物富集，并使翼部变细，形成大致平行于微褶皱轴面的劈理域；微褶皱的转折端石英、长石相对集中，形成微劈石，其中保存先存连续劈理的特征。据微劈石与劈理域之间的矿物组构连续性的关系等，又分为带状褶劈理和分隔褶劈理和伸展褶劈理。同义词：应变滑劈理、滑劈理。图示板岩中的褶劈理。在劈理面（劈理域）之间的微劈石中可以见到早期的流劈理被劈切成 S 形弯曲，而在劈理面附近（劈理域）片状矿物顺劈理面富集并使矿物拉成与褶劈理面近于平行的位置。



褶劈理

【轴面劈理】 axial-plane cleavage 产状平行或大致平行于褶皱轴面的劈理。轴面劈理与褶皱同期发育。韧性差异较大的强、弱岩层组成的褶皱，轴面劈理会发生散开或聚敛现象，形成劈理扇（见图）。轴面劈理的性质取决于褶皱面的性质，在以层理为变形面时，多为连续劈理（如板劈理）或间隔劈理（不连续劈理）；如以连续劈理为变形面，则轴面劈理将主要为褶劈理（不连续劈理）。


西藏日喀则地区褶皱的轴面劈理

【滑劈理】 slip cleavage 又称**应变滑劈理**（strain-slip cleavage）。发育于具有先存鳞片变晶结构的板岩、千枚岩及云母片岩之中，

曾认为是一组切过先存连续劈理的差异性平行滑动面或滑动带。在滑动带中,云母类矿物富集,并具新的定向排列。滑劈理的微劈石中的先存面理一般均发生弯曲和形成各种式样的小揉皱。由于过去把滑劈理面视为一组剪切面,故克尼尔(J. L. Knill,1960)曾把它作为其成因分类之一种。但近代研究认为它不是滑动面,而是平行于挤压面,因而改称褶劈理。

【顺层劈理】 bedding cleavage 又称**层面劈理**。宏观上与岩性层界面近平行的区域性劈理。参见"顺层面理"条。

【连续劈理】 continuous cleavage 岩石中由板状矿物的连续平行排列所造成的劈理。连续劈理的最大特征是用肉眼不易区别劈理域和微劈石。它包括板劈理、千枚理、片理等。

【不连续劈理】 discontinuous cleavage 用肉眼能鉴别劈理域和微劈石的劈理,称为不连续劈理。它包括褶劈理和间隔劈理。

【带状褶劈理】 zonal crenulation cleavage 褶劈理的一种,在劈理域中富集的层状硅酸盐或石墨在其边界逐渐减少,并与微劈石内的微褶皱之翼相连,使劈理域与微劈石之间成渐变关系,似成带状。同义词**渐变褶劈理**(gradational crenulation cleavage)。

【分隔褶劈理】 discrete crenulation cleavage 褶劈理的一种,劈理域十分窄,并切截了微劈石中的连续劈理,使相邻的微劈石截然分开。

【伸展褶劈理】 extensional crenulation cleavage (ECC) 褶劈理的一种,韧性剪切带内发育的晚期褶劈理,与糜棱面理成小角度(约 35°)相交,其运动方向反映沿糜棱面理的伸展方向,所以叫伸展褶劈理。常见于千糜岩及长英质糜棱岩中。偶见一组共轭的褶劈理,与糜棱面理均成 35°左右的交角。但一般只发育一组同向的褶劈理,其与糜棱面理夹的锐角指示对盘的剪切方向。

【间隔劈理】 spaced cleavage 劈理域按有限间距隔开的劈理面,是不连续劈理的一种,由压溶作用的不溶残余物如粘土质等形成的劈理域及夹于其间的微劈石组成。劈理域一般较窄,间隔常以毫米计,呈一系列平行排列或缝合线状、交织状的劈理,微劈石域中仍保持原岩的面貌。部分同义词"破劈理"。

【断离劈理】 disjunctive cleavage 与任何早先存在的矿物方位无关的间隔劈理。例如许多板岩、砂屑岩和灰岩中的劈理。根据劈理域的形态划分为:缝合线状断离劈理、交织状断离劈理、粗糙状断离劈理和光滑状断离劈理。

【缝合线状劈理】 stylolitic cleavage 劈理域呈细锯齿状的间隔劈理。

【交织劈理】 anastomosing cleavage 劈理域和微劈石的排列呈交织网状的劈理。

【压溶劈理】 pressure solution of cleavage 又称**溶解劈理**。由压溶作用引起变质分凝作用产生的劈理。最普遍形式是由浅色和暗色条带交替组成的。暗色条带是方解石或石英溶解析出所致。

【劈理扇】 cleavage fan, fanning cleavage 在褶皱转折端呈扇形排列的劈理。依据劈理与褶皱岩层的曲率关系可区分为:正劈理扇,劈理面从褶皱层的外弧向内弧收敛;反劈理扇,劈理面从褶皱层外弧向内弧发散。在韧性差明显的强、弱岩石的互层褶皱中因劈理折射而形成十分复杂的扇形和反扇形的劈理组合(见图)。



硬砂岩(细点部分)和页岩互层的褶皱中的劈理扇及劈理折射
(据 B.E. Hobbs,1976)

【劈理折射】 refraction of cleavage 当劈理切过不同岩性的岩层时,劈理面方位发生改变的现象。在强硬层中劈理与层理的交角较大;在弱层岩层中两者交角较小。这种现象反映了不同岩性的岩层中应变状态的变化(参见"劈理扇"附图)。

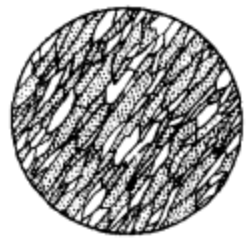
【劈理域】 cleavage domain 又称**薄膜域**。由平行面状或交织状排列的云母或绿泥石等层状硅酸盐矿物或不溶残余物富集而成的薄膜或薄层,因富含云母又称**富云母域**、**M 域**,其内的原岩组构强烈地被改造或部分消失。劈理域形态可分为缝合线状、平行面状、交织网状等。

【微劈石】 microlithon 又称**透镜域**。夹于劈理域间的窄的平板状或透镜状岩片。其中原岩的矿物和组构仍基本保留,微劈石与劈理域之间的边界可以是截然的,也可以是渐变的,在一般砂泥质的变形、变质岩石中,微劈石域常由富石英、长石等浅色矿物的集合体组成,故又称**富石英域**、**Q 域**或**富石英长石域**、**QF 域**。

【劈理域组构】 domain fabric of cleavage 即指劈理的域组构。劈理化岩石中矿物及组构的系统变化呈现出的一种构造纹理。它由一系列平行间列的劈理域和微劈石域组成,后者又简称微劈石。有些劈理域组构在露头上或薄片中明显看出,但在许多情况下需借助显微镜才能见到。

【千枚理】 phyllitic foliation 连续劈理的一种,主要发育在富泥质的千枚岩中,劈理面因层状硅酸盐矿物(如绢云母)的富集而显丝绢光泽。

【片理】 schistosity 发育在中、高级变质片岩中的一种面状构造,其中肉眼可以辨认出片状、板状或柱状结晶矿物呈定向排列。片理使岩石裂开程度较差。常劈成透镜状或粗糙的板状。有人认为片理是重结晶度很高的流劈理。



大理岩中的片理

【顺层片理】 bedding schistosity 宏观上与岩性层界面平行或近平行的区域性片理。

【轴面片理】 axial-plane schistosity 中、高级变质岩区强烈褶皱岩层中发育的与褶皱轴面平行或大致平行的片理。

【复合片理】 composite schistosity 倒转褶皱或等斜褶皱两翼轴面片理与顺层片理完全平行或重合的片理。

【微片石】 microschist 片理之间所夹的岩片。片岩和片麻岩中轴面片理的微片石内存在七种结构样式:平行型、斜列型、S 型或反 S 型、钩型、单式褶皱型、复式褶皱型和透镜体型。微片石的结构样式在褶皱内分布是有一定的规律性,据此可以进行褶皱形态的恢复。应用轴面片理的微片石内多种结构样式,确定变质岩区褶皱构造形态、位态和规模的方法称为**微片石法**(microschist method)。

【片麻理】 gneissosity 发育在中、高级变质片麻岩中的一种面状构造。在主要由粒状矿物(长英质)组成的岩石中,由于含有部分呈断续定向分布的暗色片状或柱状矿物(黑云母、角闪石),使岩石显示出明显的面状定向组构,即片麻状构造。如果片状、柱状矿物较多,并且集中而连续分布,则使岩石中呈现暗色条带或条痕。在片麻岩广泛发育地区,片麻理和条带构造常伴生或交替发育,构成片麻岩区具有特色的面理类型。

【线状构造】 linear structure 泛指地质体中所有呈线条状的构造要素,是一个不具成因含义的描述性术语。包括①原生的,如沉积岩的线形沟槽、岩浆岩的流线等;②次生的:构造变动形成的线理、杆状构造、窗棂构造、断层迹线、褶皱枢纽和各种构造面的交线等;③地壳中延长很远的直线或舒缓曲线形构造或地貌,如呈线状排列的洼地或湖泊,线状排列的火山口等;④在遥感影像中一切呈现为线性的影像,而不论是由地质、地貌或其他

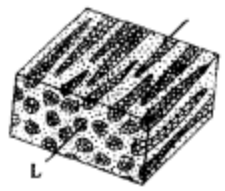
原因所引起的。

【线理】 lineation　泛指岩石中的小尺度透入性线状构造。据其成因，线理可分为：①成岩过程中形成的原生线理，如岩浆岩的流线；②构造变形形成的次生线理，如拉伸线理、矿物生长线理、皱纹线理和交面线理等。窗棂构造、杆状构造等属于构造成因的大型线理。据其在变形过程中物质的运动方向及与应变轴的关系又可分为①a线理或A型线理；②b线理或B型线理。

【a线理】 a-axial lineation　与物质运动方向平行的线理。运动学的对称轴是采用桑德尔所规定的正交运动学坐标系 a、b、c 来表示。ab 面为运动面，a 轴与运动方向一致，b 轴垂直于 a 轴，c 轴垂直于运动面（ab 面）。在挤压、拉伸等变形中，运动学坐标系 a、b、c 轴的方位与应变椭球体的主应变轴 X、Y、Z（或 A、B、C 轴）的方位互为一致。在简单剪切变形中，两者不完全一致，仅 b 轴与 Y 轴的方位相同。若 a 线理与最大主应变轴（A 轴）一致，称为**A型线理**。如拉伸线理、矿物生长线理等。

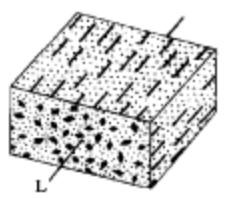
【b线理】 b-axial lineation　与物质运动方向垂直的线理。一般平行于应变椭球的中间应变轴（B轴），又称**B型线理**。如皱纹线理和多数的交面线理。

【拉伸线理】 stretching lineation　由拉长的岩石碎屑、砾石、鲕粒、矿物颗粒或集合体、气泡等呈平行排列显示出的线状构造（见图）。它们是岩石组分在变形时发生塑性拉长而形成的。属a线理。



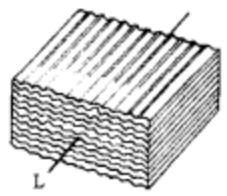
拉伸线理

【矿物生长线理】 mineral lineation　由针状、柱状或板状矿物顺其长轴定向排列而成的构造（见图）。它是岩石在变形、变质作用过程中，矿物在引张方向上重结晶生长定向排列的结果。属a线理。



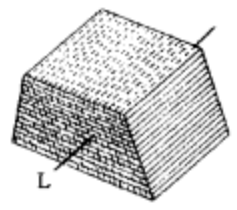
矿物生长线理

【皱纹线理】 crenulation lineation　由先存面理上微型褶皱的枢纽平行排列而成的构造（见图）。它的形成与褶劈理相关。微细褶皱的波长与波幅在数厘米以下，或以毫米计。皱纹线理的方向与所属的同期褶皱枢纽方向一致。为b线理。



皱纹线理

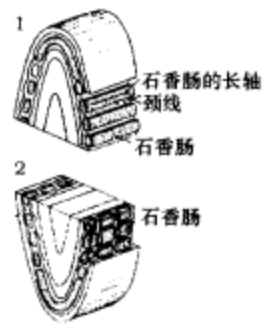
【交面线理】 intersection lineation　由两组面理相交或面理与层理相交形成的线理。如轴面劈理与褶皱岩层面相交的交面线理（见图）。常为b线理。



交面线理

【构造透镜体】 structural lenticle　能干岩层或岩体在构造变形过程中被断开而呈透镜状或扁豆状的不连续块体。透镜体或扁豆体大小不一，各块体之间的间隔也极不相同。它的形成方式较多：①变质岩区发生强烈构造置换的紧闭褶皱中，两翼强硬岩层的石香肠化，或残留转折端形成的无根钩状褶皱等形成的构造透镜体；②断层带内的透镜状断片；③韧性差异的强硬岩层与软弱岩层互层的岩石受拉伸时，强硬岩层细颈化后被拉断，形成的透镜状石香肠等。据其形成和展布特征，可分为串珠状、斜列型、平行式等不同类型。

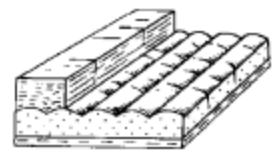
【石香肠构造】 boudinage　又音译为**布丁**。是不同力学性质的互层岩层受到垂直或近垂直岩层挤压或顺层拉伸时，软弱岩层发生塑性流动，夹在其中的强硬岩层被拉断或发生细颈化，构成形态上各异、平面上呈平行排列的长条状块段（见图），即石香肠；在石香肠的间隙中，或由软弱层呈褶皱楔入，或由变形过程中分泌出的物质所充填。石香肠构造应是各种断块、裂隙与楔入褶皱或充填分泌物的构造组合。据石香肠在横断面上形态可将其划分为矩形、菱形、梯形、藕节形和不规则状等；依石香肠的连续性又可分为肿缩型和断裂型等类型。当强硬层受到双向顺层拉伸时形成的石香肠称为**巧克力块构造**（chocolate tablet structure）。



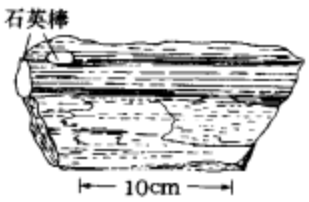
石香肠构造
1.正常石香肠构造；
2.巧克力块状石香肠构造

【肿缩构造】 pinch and swell structure　是石香肠构造中的一种类型。当韧性差异较小的岩层形成石香肠构造时，相对强硬层可能只发生局部收缩而不断离，形成细颈相连的藕节状石香肠，即为肿缩构造。

【窗棂构造】 mullion structure　由强硬岩层组成的形似半圆形棂柱或呈波状起伏的浑圆棂柱的大型线状构造。它常沿着强、弱岩层相邻的强硬岩层的界面出现。强硬岩层面呈圆拱状的背形突向软弱层，而软弱层总是以尖而窄的向形嵌入强硬岩层，从而呈现出一排半圆棂柱状、形似歌德式教堂窗棂的面貌（见图）。一般认为，窗棂构造是岩层受顺层缩短引起的纵弯失稳形成的，代表b线理。但近代构造研究发现，在韧性剪切带中的a型褶皱或鞘褶皱等也可构成典型的窗棂构造，并且与拉伸线理方向平行一致。按不同构造形态、成因又可分褶皱式、肿缩式、节理式和劈理式等四种类型。


窗棂构造

【杆状构造】 rodding structure　由石英等单矿物组成的规模较小的平行排列的棒状体，其长度可达数厘米至十几厘米。它的形成原因：①在变质、变形过程中，同构造的分泌物质在褶皱转折端低压带呈脉状产出；②岩层中所夹的硅质等坚硬薄层或透镜体等，随着围岩的褶皱、辗滚而形成杆状构造（见图）；③断层带中，由于断层活动造成的低压空间有利于石英等分泌物沉淀，并辗滚成石英棒或方解石棒。



杆状构造

【铅笔构造】 pencil structure　在泥质或粉砂质岩石中，岩石劈裂成铅笔状长条形细棒的构造。它的成因：①成岩压实与顺层挤压变形共同作用的结果，是长椭球形的应变状态，所形成的铅笔构造其内部缺少面状构造要素，横断面常是不规则的多边形或弧形；②由劈理与层面，或两组劈理面相交而成，其特点是常具有规则的断面形状，是交面线理的一种表现形式。

【李开原理】 Riecke's principle　岩石或矿物在应力作用下，在压缩方向的高应力部位溶解，在拉伸方向的低应力部位结晶、沉淀的现象。这种作用叫做压溶作用（pressure solution），中国学者曾称为“动力析出作用”。由此而形成的地质构造就是压溶构造。

【压溶构造】 pressure solution structure　由压溶作用形成的小型构造和显微构造，包括压力影、压溶面理（如压溶劈理）及缝合线节理等。

【压溶面理】 pressure solution foliation　在挤压作用下，由不同矿物差异溶解所形成的一种特殊的面理构造，是压溶构造的一种类型。溶解度不同的几种矿物组成的岩石在压溶过程中，相对易溶矿物，如方解石等逐渐被溶解、扩散，而相对难溶矿物，如层状硅酸盐矿物及粘土、铁质、炭质难溶残余则相对集中成带，从而构成了压溶面理；这可能是形成劈理的一种方式。

岩组学与显微构造

【构造岩石学】 structural petrology 研究岩石内部构造与微观岩石组构的地质学分支学科，是构造地质学和岩石学的边缘学科。

【显微构造学】 microstructures 研究变形、变质岩石的显微构造特征及其变形机制的学科。通过研究岩石中的显微构造及组构特征，探讨其规律，揭示其成因，进而解决某些地质构造的形成和演化问题。显微构造分析包括几何学、运动学及动力学三方面内容。显微构造是变形、变质作用在显微域中的表现，故显微构造学是介于构造地质学和岩石学之间的边缘学科。显微变形机制与宏观变形机制有着内在联系。因此，对显微构造的研究有助于认识不同尺度、不同层次的各种地质构造的形成机制和演化史。部分同义词：岩组学。

【超微构造】 ultramicrostructure 在透射电子显微镜(MET)的尺度下才能观测到的超显微变形及其形成的构造，如位错线、位错壁、堆垛层错、亚颗粒、显微双晶、变形带、液态包裹体和新颗粒等。近年来由于物理冶金学原理和材料科学的位错理论等的引入，使岩石矿物变形、岩石的固态流变和位错机制、地球动力学等方面研究，取得许多新成就。超微构造研究已成为构造地质学的重要方面之一。

【岩组学】 petrofabrics 研究岩石中矿物颗粒(或矿物集合体)和矿物内部结构排列规律、特点和成因机制的一门学科。其主要任务是通过分析岩石形成时或固结后，在动力环境中所产生的矿物结晶要素和矿物颗粒(或矿物集合体)形态、排列的特征，为阐明岩石形成和形变的条件、机制及演化历史提供有意义的信息。部分同义词：显微构造学。

【原生构造岩】 primary tectonite 具有沉积组构或岩浆组构的构造岩。它是由空气、水或者熔融岩浆等流体介质的流动引起的。不过，大多数构造岩都是次生构造岩。

【次生构造岩】 secondary tectonite 具有变形组构的构造岩。它是岩石经脆性变形或韧性变形所形成的，包括所有变形的岩石。大多数的构造岩都属于这种类型。

【优选方位】 preferred orientation 岩石组构要素空间排列的主体方位。它具有定向性和定位性两个基本特征。

【定向标本】 oriented specimen 标明野外产状要素的岩石标本。在室内将标本复位，可以进一步观察和测量有时在野外条件下难以获得的构造要素，如线理、劈理、擦痕等；并能准确确定切制薄片的位置和测量薄片本身的产状等，从而进行岩组分析；以便获得有关构造几何学、运动学、动力学和古地磁学等多方面的定量地质信息。野外定向面一般选择面理、断层面等与矿物定向排列直接有关的结构面，不得已时才选节理面等进行定向。在野外标定标本的方法很多，如将产状符号(见图)标定在定向面上，其中箭头表示测量走向时罗盘"N"针在刻度盘上所指的方向，短垂线及其数字表示倾向和倾角；醒目标示出顶面或底面方向。同时详细做好产状记录，全面记下走向、倾向和倾角的读数。



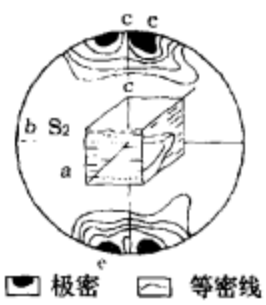
定向标本

【定向薄片】 oriented thin section 经过切片、磨制且标有产状方位的岩石薄片；可用来进行岩石学、显微构造学和岩组分析等。选择薄片方向原则上是根据所研究问题的需要。岩组分析所切制的定向薄片，一般要求垂直于岩组轴的 b 轴、平行线理或垂直于片理的走向，或垂直于断层面的走向。岩组学常采用以下方法：量出所切下的薄片的产状，并在其上标好产状符号。箭头表示量走向时罗盘"N"针在刻度盘上所指的方位，短垂线为倾向和倾角，然后磨片；为同时满足光学鉴定需要，薄片有严格的厚度要求。在制作薄片上也要做出→符号，并说明那一面粘在底玻璃上。在岩组图中央则可用符号(如$\frac{\text{NW } 320°}{\text{NE } 60°}$)表示之；定向薄片也可以用另一种方法标记：平行于原定向面的切片的产状用⊣→符号表示，符号中箭头代表真正的走向(左图)。垂直于原定向面的切片产状可以用⋯→符号表示，箭头代表原定向面的倾斜方向(右图)。



定向薄片

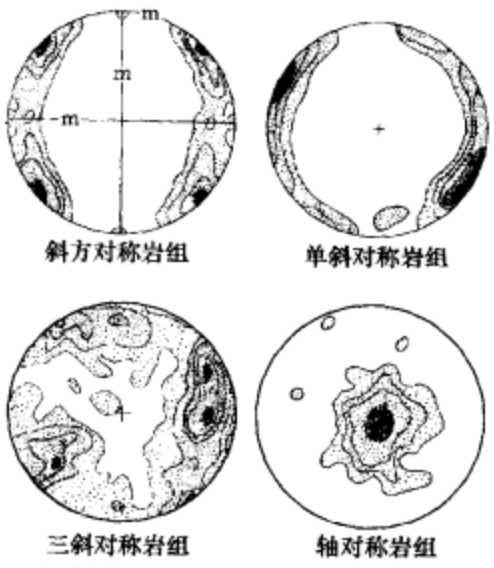
【岩组轴】 petrofabric axis 又称**组构轴**、**岩组坐标**。岩组方位的坐标用互相垂直的三个轴(a、b 和 c)表示；ab 面代表岩石中的运动面，其中 a 轴代表物质运移方向，或最大伸长方向，b 轴常为旋转轴。根据岩组图可以确定岩组轴的对称性。



岩组轴 a、b、c 与对称的关系

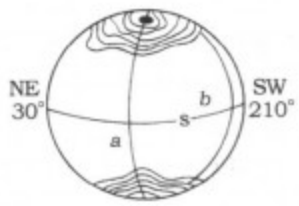
【岩组图】 petrofabric diagram 应用统计学原理，将组成岩石的某种矿物的面状构造和线状构造的方位做定量测量，并以等密线法等多种方法作出的图解来阐明岩石中这种矿物空间排列的规律性特点。在个别情况下，被统计的可以不是某种矿物，如在冰川砾石岩组图中所测量的乃是砾石的长轴。构造岩的岩组图通常包括下列内容：①等密线；②极密(即密度最大的一条等密线圈定的部分)；③岩组轴 a、b 和 c；④面状构造(S)和线状构造(L)；⑤如果定向薄片的产状需要表示出来，一般在图的中央标上产状符号。

【岩组对称性】 petrofabric symmetry 岩组图上等密线的疏、密分布所反映的岩组的对称性。但这种对称性不是每个细节都需完全的几何对称，而是统计性质的对称。常见的构造岩岩组对称性一般分为五种(见图)。①**斜方对称岩组**(orthorhombic symmetry fabric)，具三轴椭球体所具有的对称特征的岩组，具三个互相垂直的对称面(即 ab、ac 和 bc 面)。②**单斜对称岩组**(monoclinic symmetry fabric)，只具有一个对称面(ac 面)和一个垂直对称面的二次对称轴(b 轴)。③**三斜对称岩组**(triclinic symmetry fabric)，没有对称面，也没有对称轴的岩组。④**轴对称岩组**(axial symmetry fabric)，具有一个唯一的对称轴的岩组，这个对称轴是无穷多个对称面的交线，并垂直于另一个对称面。类似圆柱体的对称性。⑤**球对称岩组**(spherical symmetry fabric)，具球体所具有的对称特征的岩组。



【S构造岩】 S-tectonite 沿一组平面的单剪滑动或纯剪压扁

产生的构造岩，具有以面状特征为主的组构。在宏观上具一组平面状面理，缺乏由转动引起的线理。S构造岩的岩组图特点是没有环带，明显地与一组面(S面)有关，常形成明显的点极密(见图)，如某些糜棱岩、构造片岩、片岩、板岩等。



S构造岩

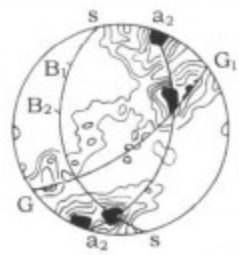
【B构造岩】 B-tectonite 现代构造地质学中称为L构造岩。变形时矿物绕 *b* 轴旋转，或几组构造面的交线方向与 *b* 轴一致的构造岩；在岩组图上的特点是具有以 *b* 轴为轴的环带(称 *b* 环带或 *ac* 环带)。以线状组构要素为特征(见图)，岩石在宏观发育b线理，且通常是由定向排列的小揉皱体现出来。



B构造岩

【R构造岩】 R-tectonite 岩石变形时矿物明显绕 *b* 轴旋转所造成的构造岩。有人把B构造岩中不能确定环带岩组是否为 *b* 环带时称之为R构造岩。

【B∧B′构造岩】 B∧B′tectonite 岩组图上出现两个环带，双环带的轴相交成某个角度，这时称B∧B′构造岩。在特殊情况下，双环带的轴相交成90°，则称**B⊥B′构造岩**。环带轴可以与某个岩组轴重合，也可以不重合。B∧B′构造岩多是具斜方对称的构造变形的产物，也可以是岩石遭受过前后两次构造变形的简单复合产物。在后一种情况，已知有 B = *b* 轴，B′ = *b*′轴，即两个环带轴分别与前后两次变形的 *b* 轴重合(见图)。在这种类型的构造岩中，通常石英的岩组图比云母或方解石的岩组图反映得更好些。



B∧B′构造岩岩组图

【L构造岩】 L-tectonite 即桑德尔所称的B构造岩。以发育一组明显拉伸线理为标志的构造岩。其中面理发育不明显。

【SL构造岩】 SL-tectonite 透入性面理和透入性拉伸线理同时发育的构造岩。

【组构】 fabric ❶岩体或地质体内部组成部分和它们之间的边界在空间上相互排列的方式，也就是它们内部结构要素的规律性。❷岩石中所有构造和结构的总和。

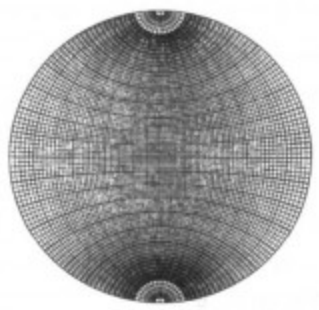
【组构要素】 fabric element ❶形成岩石组构的每一种构造单元，不论它们的规模大小都叫做组构要素。❷岩石组构中，属于构造不连续的面或线，它可以是由于结晶造成的平面，如晶格面，或非结晶造成的平面，如叶理；也可以是矿物定向排列显示的线状构造等。特定组构要素的特殊排列则称为**亚组构**。

【赤平投影】 stereographic projection 把面和线投影在投影球的赤道平面上，在构造地质学中用以解决地质构造的角度和方位问题。其基本原理就是把面和线放在一个投影球的中心，通过球心的面和线延伸后与球面相交，分别形成弧线和点。把球面上弧线和点与投影球的顶点(上半球或下半的极点)相连，投影到赤道平面上，即为**极射赤平投影**(polar stereographic projection)。通过球心的面在赤平面上的投影称为大圆，未通过球心的面在赤平面上的投影称为小圆。由于构造特点各不相同，为了清楚反映构造起见，采用两种不同的投影方法：一是面的极点图解，即π图解，就是用面的法线作为点来投影，如圆柱状褶皱的褶皱面的极点成一个大圆环带；通过极点画出最合适的大圆，称为π圆，π圆的极点就是π轴。另一种是面的大圆图解，即β图解，把所测量的每个面作为大圆来投影；如果将圆柱状褶皱的褶皱面投影，所有大圆轨迹相交于一点，称β轴，代表褶皱轴的产状。

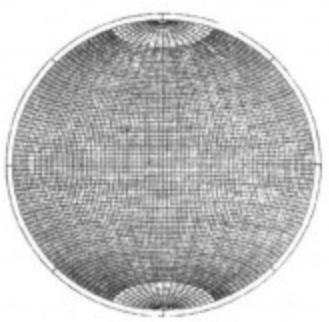
【极点】 point 赤平投影网上，平面法线的产状投影是一点，该点称为极点。因平面及其法线二者互相垂直，夹角相差90°，所以，往往用法线投影代表与其相对应的面理投影，此种方法比较简单、实用。

【赖特网】 Wright net 一种等面积赤平极射投影网，投影面与赤道面平行，其放射状直线代表直立大圆的投影。

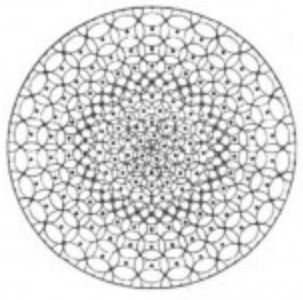
【乌尔夫网】 Wulff net 又称**吴氏网、极射赤平投影网**(polar stereographic projection net)。由乌尔夫设计。它是由基圆和经纬网格所组成。基圆就是投影球的赤平大圆周，经纬网格是由一系列经向大圆弧和一系列纬向小圆弧交织而成(见图)。标准的乌尔夫网直径20厘米，网格纵、横间隔均为2°。它能正确反映点、线、面的角距关系，但是投影面积则被歪曲。


乌尔夫网

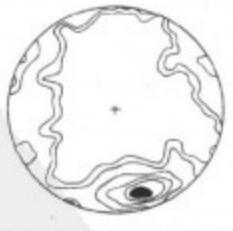
【施密特网】 Schmidt net 又称**等面积投影网**(equal-area net)。由施密特设计。将参考球面上的相等面积投影到赤平面上时只大体保持相等，并非绝对等面积(见图)，不能如实反映点、线面的角距关系。施密特网常常用于投影极点图、编制等密图等方面，在岩组分析中尤为常用。


施密特网

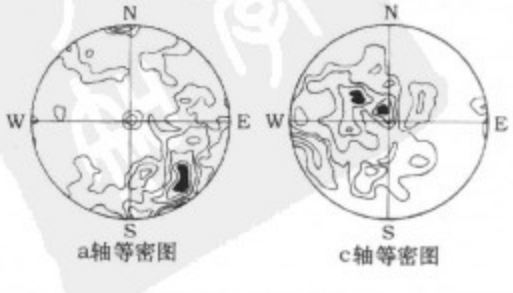
【普洛宁网】 Pronin net 又称**波娄尼网**。普洛宁设计的一种投影网，它是由一系列小圆组成的，小圆与乌尔夫网上的角距相对应，由中心到圆周小圆半径逐渐加大，但所代表的面积相等。普洛宁网保持了等面积，又保持了角距间的正确的位置(见图)。


普洛宁网

【等密图】 contour diagram 在极点图的基础上，用等值线来表示图内极点密度分布的特征和规律的岩石组构图。极点密度集中的区域称极密或最密区，反映所研究构造发育的优选方位。在岩组分析中，常用等密图来分析某种组构的方位；在节理统计中用节理等密图反映节理发育的程度及组合特征(见图)。


玄武岩墙节理极点等密图

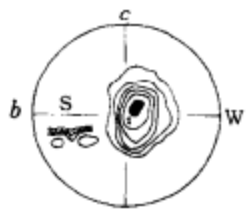
【方位图】 preferred orientations diagram 根据极点的分布来表达面状构造或线状构造的优选方位的性质和程度的图解。它用等面积投影网投绘所测量的大量线状构造或面状构造(用其极点)的代表性方位数据作图(见图)。



杭州之江砾石方位图

【极点图】 point diagram 一种将某类面状构造(如片理、节理、轴面、双晶面等)的法线或某类线状构造(如线理、晶体光轴或结晶轴等)的产状测量数据,以极点投影在乌尔夫网或施密特网上的岩石组构图。如节理极点图、褶皱轴面极点图、结晶光轴极点图等。极点的疏密分布,反映某一方向构造的优选程度及发育程度。是岩组图的一种(参见"大圆环带"、"小圆环带"附图)。

【点极密】 single-point maximum 方位要素之投影点较集中,在极点图中形成一个单独的极密部的一种优选方位型式(见图)。

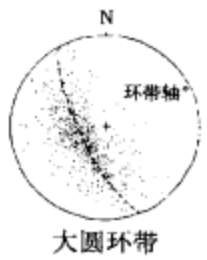


石英光轴点极密

【极密】 maximum 又称**最密区**。是等面积投影方位图上极点的高度集中区,一般都具有明确的中心。极密所在位置表示线状要素或面状要素的优选方位。有些方位图可显示有几个极密区,有些方位图却显示极点没有集中的趋势。后者表示的是构造方位的随机分布型式。

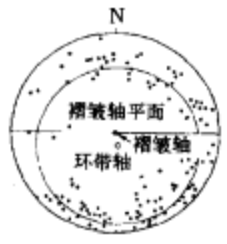
【环带】 girdle 等面积投影的方位图上,一种与网的大圆(或小圆)近似拟合的最密带。对应大圆的极点是稀疏区的中心,叫**环带轴**(girdle axis)。大多数环带包含一个或几个清楚的最密带。对于面状要素来说,环带表示线状的优选方位(即表示面状要素是统计共带的,以环带轴作为带轴);对于线状要素来说,则表示面状的优选方位(即所有的线是统计共面的)。

【大圆环带】 great circle girdle 方位要素的投影点在极点图上成环带状分布,且与投影网的大圆拟合的一种优选方位型式。大圆环带多为 *ac*(或 *xz*)环带,环带轴为岩组 *b* 轴(或应变 *Y* 轴),一般认为该环带是绕 *b* 轴的旋转运动而形成的(见图)。



大圆环带

【小圆环带】 small circle girdle 方位要素的投影点在极点图上呈环带状分布,且与投影网上的小圆拟合的一种优选方位型式(见图)。



小圆环带

【交叉环带】 cross girdle 由两个环带交叉而成的优选方位型式。按其形态的不同还可分为Ⅰ型交叉环带和Ⅱ型交叉环带(见图)。前者是指由环绕 *c* 轴的小圆环带与过 *b* 轴的大圆环带相连而成的交叉环带,后者则是由两个在 *b* 轴或 *b* 轴附近交叉的大圆环带组成。交叉环带多在平面应变的条件下发育。


Ⅰ型交叉环带　　Ⅱ型交叉环带

【极图】 pole figure 以样品坐标为参考系来描述矿物结晶要素优选方位的一种表示形式。它是晶体结晶要素三维分布的平面投影。其参考坐标系一般选择样品上有一定的意义的面和线,如以 S 面为参考面,以线理 L 为参考轴。结晶要素通常以晶轴或晶面的极点为代表。极图中的极点密度以等密线方式表示。

【反极图】 inverse pole figure 以晶体坐标为参考系(如以晶轴或晶面的垂线为坐标轴)表示样品中具有特定意义的组构方向,如岩石的面理、线理方位及最大主应力方位等的一种优选方位表示形式。

【取向分布函数】 orientation distribution function(ODF) 表示晶体(或样品)要素三维空间分布的一种优选方位表示形式。其中晶体或样品要素通常以三个参数表示。以晶体要素为例,以极角 φ_1 及极距 φ 参数表示晶轴或晶面极点的取向,以 φ_2 表示晶体绕晶体轴的旋转角度。φ_1、φ_2 均取欧拉角形式,表示晶体坐标系与样品坐标系间相应坐标轴有次序的旋转关系。取向分布函数虽不能直接测量,它可以通过测量同一种晶体几个不同要素的极图进行球谐函数计算而得。计算过程一般由计算机完成。

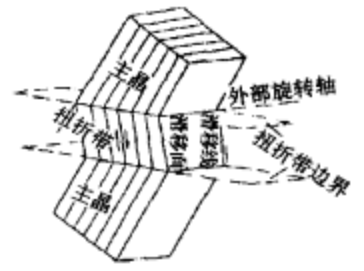
【π 图解】 π diagram 即面的极点图解。在赤平投影网上以面的法线产状作为点来投影。如圆柱状褶皱的褶皱面各处的法线在赤平投影网上的极点分布构成一大圆环带,称为 π 圆,π 圆的极点就是 π 轴,代表褶皱轴的产状。

【π 圆】 π circle 赤平面上通过极点画出的大圆。π 圆的极点就是 π 轴。π 圆法线产状代表褶皱枢纽 β 的产状。各法线投影的极点实际不一定严格位于大圆弧上,根据总的延伸趋势或统计计算勾绘大圆环带,称为**最佳拟合圆**(optimum circle)。

【β 图解】 β diagram 为平面的大圆图解,是将测量的每个平面产状在赤平投影网上以大圆来投影。如果是圆柱状褶皱面投影,所有大圆的轨迹相交于一点,称为 β 轴,它代表褶皱轴的产状。

【显微裂隙】 microfracture 由破裂作用产生的在光学显微镜下可见的微裂隙。它们或限于晶内,或穿过晶体界面,且一般不破坏矿物和岩石的完整性。按其力学性质可分为显微剪裂隙和显微张裂隙,前者较平直、紧密,较少充填物;后者则多呈锯齿状,较开放,常具充填物。

【晶内扭折】 intragranular kink 矿物中的标志线(如双晶和解理或矿物晶格)急剧发生转折,而彼此间又未失去内聚力的现象叫扭折;因它往往成带出现,所以称为扭折带。在解理或双晶发育的矿物中,其扭折多表现为解理及双晶的弯曲或转折(见图);在解理或双晶不发育的矿物中则多表现为界面平直、清晰及消光影截然过渡的带状消光带。在黑云母中的扭折带内常有新矿物生成,表明它是应力集中带。



晶内扭折示意图

【变形纹】 deformation lamella 矿物晶体内呈平直或长透镜状间隔紧密的薄纹层;它们一般不切穿矿物晶粒,其折射率、双折率及消光位均与主晶略有差异,多呈平行状或近平行状产出,正交偏光镜下似聚片双晶。变形纹是晶内滑移产生的,形成于其高剪应力的面理面上;它也可以是应变恢复阶段出现的亚颗粒壁;矿物晶粒受到冲击也会形成变形纹。变形纹多见于石英中(见图),在斜长石、橄榄石及辉石中也可见及。



石英变形纹示意图
C_1、C_2 分别代表变形纹疏、密部分之光轴方位

【毕姆纹】 Böehm lamellae 又称**波目纹**、**博姆纹**。是充填有大量微细包裹体(包括气、液包裹体或其他包裹体)的变形纹。是毕姆(Böehm,1883)首次发现并加以描述的。

【波状消光】 undulatory extinction 正交偏光显微镜下矿物中

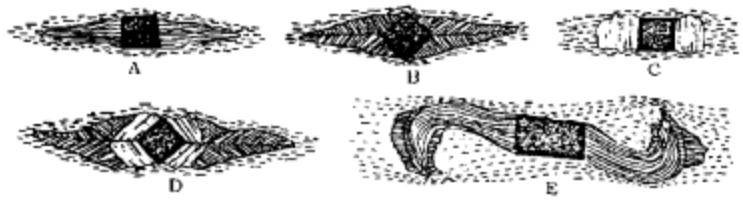
显示的一种不均匀消光现象。转动载物台时，消光影呈扇状或不规则状连续地扫过矿物颗粒，消光界面不显著，消光影的连续变化表明，矿物内不同部位的消光方位略有规律偏差。波状消光是晶内应变的效应，是由于过量的位错引起晶格扇状或不规则状畸变的结果。

【带状消光】 banded extinction　在正交偏光显微镜下矿物中显示的一种不均匀消光现象；其主要特征是消光影呈带状，界面较清晰。转动载物台时，消光影由此带到彼带呈跳跃式过渡。也有人称之为"变形带"。是由于过量的位错引起晶格带状畸变的结果。

【镶嵌构造】 mosaic structure　❶在动态恢复作用下由矿物晶粒中形成的亚颗粒或新晶粒镶嵌而成的一种显微构造。❷泛指一切大致相等的棱角状颗粒、碎块或块体随机排列、互相拼合在一起的构造，而不论其规模大小。❸中国大地构造的一种学说——波浪镶嵌构造说。

【核幔构造】 core and mantle structure　应变矿物颗粒及环绕其外缘的、由其细粒化而形成的细小亚颗粒和(或)重结晶颗粒组合而形成的显微构造。

【压力影】 pressure shadow　岩石发生压扁作用时，因其中所含的强硬矿物、结核、碎屑或化石碎片等与岩石基质能干性存在明显差异，致使在顺其伸展方向两侧形成低应力区间，由同构造分泌的结晶纤维充填而形成"阴影"。阴影的结晶纤维成分多为石英、方解石、绿泥石等；强硬颗粒为压力影的"母晶"，以黄铁矿最为常见，也有由其他矿物或颗粒等组成的。压力影的形成如图所示。压力影的对称性(如斜方对称或单斜对称)和形态，可以作为变形岩石的运动学标志和有限应变测量标志体。



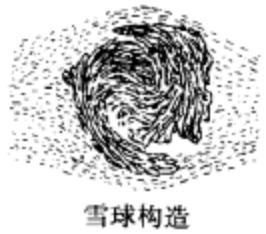
压力影的各种结晶纤维特征

【晶质塑性】 crystal plasticity　单个晶体内部由于位错滑移或攀移而发生的变形作用，它使晶体形状发生变化，并且往往导致结晶方位的改变。

【沙钟构造】 hourglass structure　矿物中由于成分或光性的变化而形成的形如古代西方计时沙钟样式的一种显微构造。沙钟构造有生长成因的，也有变形成因的。**生长沙钟构造**是由包裹物或吸附杂质的不同所显示；**变形沙钟构造**则是近矩形矿物受力后，沿对角线或其他方向产生一组 X 型剪切裂隙，并伴有一定的旋转或物质成分的迁移和变化而形成。

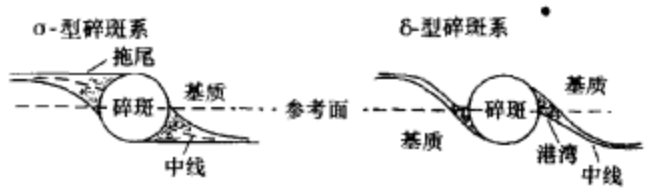
【旋转晶粒】 rotational grain　岩石在剪应力作用下，当应力超过晶粒间的结合力时，晶粒与晶粒间会发生相互错动而旋转。如石英晶粒旋转时，其边棱时常碎裂并与主体分离，最终石英晶粒可变成球体，在正交偏光下呈现出特征的偏心环状消光。

【雪球构造】 snowball structure　在剪应力下，岩石组分发生差异性塑性流动，同构造生长的石榴子石等变斑晶发生滚转而成的形似雪球的构造。其中包裹体呈 S 形螺旋状排列。它的形成机制类似滚雪球，故名。图示千枚岩中的雪球石榴子石。



雪球构造

【碎斑系】 porphyroclast system　由矿物碎斑和结晶拖尾共同形成的碎斑系统。韧性变形岩石中，能干性较强的矿物碎斑两侧可由动态重结晶细小晶粒组成结晶拖尾。碎斑系是变形岩石中的一种运动学标志。按其形态可分为 σ 型碎斑系和 δ 型碎斑系。



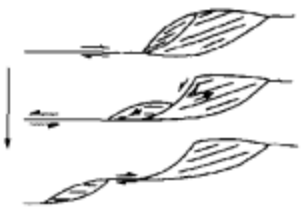
σ 型及 δ 型碎斑系示意图

【σ 型碎斑系】 σ-type porphyroclast system　矿物碎斑两侧的结晶拖尾呈楔形，分别位于通过碎斑中心平行面理面的参考面两侧并互相平行或近平行的碎斑系。σ 型碎斑系可作为运动学标志，其结晶尾指向代表运动方向。在递进剪切变形中，σ 型碎斑系可向 δ 型碎斑系逐渐过渡。

【δ 型碎斑系】 δ-type porphyroclast system　矿物碎斑两侧的结晶拖尾较长，并分别从参考面的一侧转向另一侧，结晶尾根部弯曲，在与碎斑连接部位呈港湾状的碎斑系。δ 型碎斑系是剪切变形的产物，在糜棱岩中多见，可作为运动学标志，碎斑的旋转方向与剪切指向一致。

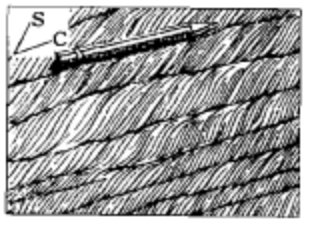
【丝带构造】 ribbon structure　矿物塑性变形，拉长成丝带状的构造。在糜棱岩的矿物中常见。单偏光显微镜下常貌似一个拉长的单一晶粒，但在正交偏光下则可分辨出是由许多亚颗粒和(或)重结晶新颗粒所组成。

【云母鱼】 mica fish　变形时岩石中的云母经石香肠化或微破裂作用而形成的显微构造。其中云母外形像鱼，其间为由层状硅酸盐矿物、不透明矿物或其他重结晶矿物组成的结晶拖尾所连接。云母鱼是一种特殊的 S-C 构造，可作运动学标志(见图)。



云母鱼及其形成
(据 Lister, 1984)

【S-C 构造】 S-C structure　又称 **S-C 面理**。糜棱岩中发育的一种反映不均匀、非共轴流变的特征性构造。岩石中发育有两组面理(见图)：一组为透入性 S 面理，由矿物的形态优选方位所显示，大致平行局部有限应变椭球的 *xy* 面；另一组称 C 面，是具有一定间隔的强应变带或位移不连续面，一般平行于剪切面。S-C 构造可指示剪切运动的方向。



S-C 构造
(据 Lister, 1984)

【多米诺碎斑构造】 domina porphyroclastic structure　变形矿物中沿解理或剪切裂隙错开呈阶梯状排列，形成类似一叠多米诺骨牌样式的显微构造；其错列阶梯面下降方向与总体剪切指向相反(见图)。



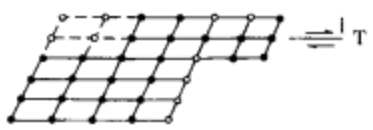
多米诺碎斑构造模型　　长石中的多米诺碎斑构造

【亚颗粒】 subgrain　又称**亚晶粒**。是矿物中被亚晶界面分隔开的微区域。亚颗粒之间的界面为小角度边界(< 10°)，亚颗粒在偏光显微镜下不显示明显的颗粒边界，仅消光方位略有不

同,在透射电镜或光学显微镜暗场域中则可显示清晰的轮廓。亚颗粒是恢复作用的产物,实际上可以说是以位错壁为边界的结晶颗粒。

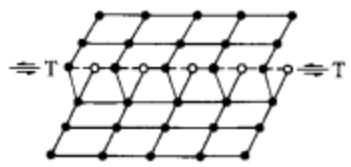
【晶内滑移】 intracrystalline slip 又称**晶内滑动**、**粒内滑动**。变形时矿物晶体内部的滑动现象,也就是晶体内沿某一滑移面上的一定方向所发生的位移现象。晶内滑移包括平滑移和双晶滑移;是晶体塑性变形的主要机制之一。

【平滑移】 translation gliding 又称**平移滑动**、**直移滑动**。晶体内两部分发生错位但不引起方位变化的一种移动方式;亦即被滑移的矿物晶格沿一定滑动面产生平面位移。平滑移在滑动面上的滑移距离是晶格质点间距的整倍数,滑动后晶格的大小和形状依然不变(见图)。



平滑移示意图

【双晶滑移】 twinning gliding 矿物晶格沿一定的滑移面滑动,所滑动的距离为晶格中质点间距的分数倍,致使晶体内部相对移动的两部分发生方位的转变,而形成机械双晶的晶内滑移;是晶内滑移的一种方式。双晶滑移中,其滑移的剪切角是恒定的,滑移量受特定双晶律的控制。



双晶滑移
T = 双晶面
(据 H.W.Fairbairn)

【晶间滑移】 intergranular slip 沿不同矿物晶体界面滑动,称为晶间滑移。包括平移、旋转和重新排列的现象。

【滑移系】 slip system 由一个滑移面和一个位于其内的滑动方向所组成的滑移系统。滑移面通常是晶体中面网密度最大的面;滑移方向则往往是晶体构造中密度最大的行列方向。滑移面以晶面或晶形符号表示;滑移方向以晶棱或晶带轴表示。一种矿物可以有一个或几个滑移系。

【动态恢复】 dynamic recovery 热加工(高温变形,温度之高以致不能产生应变硬化)和蠕变条件下变形和恢复达到动态平衡的作用过程。一方面是畸变晶胞的产生,另一方面是畸变晶胞的恢复,两者处于动态平衡。

【重结晶作用】 recrystallization 见 391 页"重结晶作用"。

【动态重结晶】 dynamic recrystallization 和变形作用同时进行的重结晶作用。矿物在高于 0.5Tm(Tm 为熔点温度)下变形,或在达到一定临界应力和较慢应变速率的蠕变中,都有可能产生动态重结晶。其主要方式有以下两种:①由亚颗粒的旋转,形成大角度边界;②由颗粒边界的迁移,形成新颗粒。

【晶格缺陷】 crystal lattice defect 见 401 页"晶格缺陷"。

【点缺陷】 point defect 又称**零维缺陷**。晶格缺陷在各方向的延伸都很小,约占一个或几个原子间距。点缺陷包括:①**空位缺陷**(vacancy defect):一个同类,原子的丢失或空缺;②**自间隙缺陷**(self-interstitial defect):一个同类原子插入规则晶格位置之间;③**替换缺陷**(replacement defect):异类原子位于规则的晶格位置上代替原晶体的原子;④**杂质缺陷**(admixture defect):异类原子存在晶格之中,其排列周期性遭到破坏。

【线缺陷】 linear defect 又称**一维缺陷**。晶体格架内质点排列的周期性被破坏成一条线,也就是缺陷在一个方向延伸的状况。

【面缺陷】 planar defect 又称**二维缺陷**。晶体格架中质点排列周期性被破坏成一个面,也就是晶格缺陷在两个方向上延伸的状况。晶粒间界、双晶面、相界面及堆垛层错等都是面缺陷。

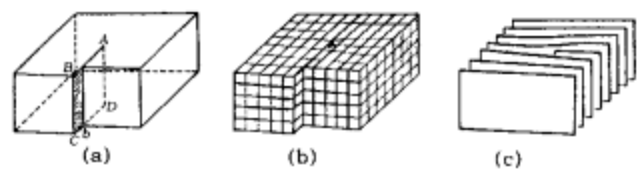
【位错】 dislocation 见 401 页"位错"。

【位错滑移】 dislocation glide 位错在晶体内沿滑移面的运动。在剪应力作用下,原子发生位错是在包含其伯格斯矢量的平面上运动,称为位错滑移。其运动方式类似蠕虫爬行,是沿着滑移面逐步传播、移动的。

【位错攀移】 dislocation climb 刃型位错在晶体内沿着垂直于滑移面方向上的运动。位错攀移是一种扩散过程,借助于空位或质点的扩散与运动,刃型位错向上、向下攀移一定的原子间距。

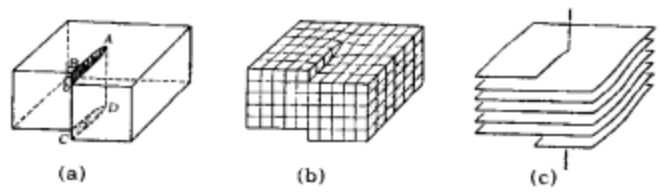
【堆垛层错】 stacking fault 见 402 页"堆垛层错"。

【刃位错】 edge dislocation 又称行列位错、棱位错。位错线与伯格斯矢量相垂直的位错。图(a)的示意图中 ABCD 为滑移面,***b*** 为伯格斯矢量,AD 为位错线。滑移面以右部分的晶格在按矢量 ***b*** 滑移了一个原子间距后,它的 n 个原子面被挤压到与左侧($n-1$)个原子面所占间距相当的空间内(图 b)。此时从整个晶格来看,等同于晶格的右半部多了半个插入的原子面,后者在位错线处终止(图 c)。



行列位错

【螺旋位错】 screw dislocation 位错线与伯格斯矢量相平行的位错。(图 a)的示意图中 ABCD 为滑移面,***b*** 为伯格斯矢量,AD 为位错线。由于滑移面两侧晶格间的相对滑移,结果便形成了一个台阶,但它到位错线处即归于消失(图 b)。此时从晶格整体来看,其原子面并未完全错断,而是成为一个连续盘旋的螺旋面(图 c)。



螺位错

【自由位错】 free dislocation 晶体中成单个离散而没有被编织到任何位错组织(如位错壁)中去的位错。

【位错线】 dislocationalline 晶体或晶格内滑移面上已滑动区的边界线称位错线或位错环。位错线的形成和发展可用 Frank-Read 源的原理解释:当应力超过临界剪应力时,位错线扩张,形成内外两部分,外部位错逐渐扩大,内部位错线恢复原状,在外力作用下,不断产生新位错环,因而得到很大的滑移量。

【位错壁】 dislocation wall 又称**位错墙**。是由位错平行排列而成的位错列,称**位错阵列**(dislocation array)。位错壁是由刃型位错的攀移或螺型位错的平滑移而形成的,常构成亚晶粒的边界。

【额外半原子面】 extra half-plane of atoms 又称**附加半原子面**。理想的完好晶体中,插入外加部分原子平面使晶体发生刃型位错,该原子平面称额外半原子面。

【伯格斯矢量】 Burgers vector 又称布格向量。由于晶体内产生位错,在晶体的额外半原子面物质消失区,出现闭合路线,线路中存在的闭合差称为伯格斯矢量(参见"额外半原子面"条)。矢量的方向表示了位错的性质和位错线的取向;其"模"则反映了晶体点阵畸变的强度。来自同一位错源的位错,具有相同的伯格斯矢量。

【位错塞积】 dislocation block　晶体塑性变形时往往在一滑移面上许多位错被迫堆积在某种障碍物前，形成位错群的堆聚。这些位错来自同一位错源，因此具相同的伯格斯矢量。

【位错密度】 dislocation density　位错密度(ρ)是指电镜图像中单位面积(S)内位错线的数目(n)，单位为条数/厘米^2。即

$$\rho = \frac{n}{S}$$

【位错源】 dislocational source　晶体中位错开始发生的部位。位错可在晶体生成过程中产生，也可在晶体形成后于应力集中处开始发生。

【位错反映】 dislocational reaction　位错之间相互转化。最简单的情况是一个位错分解为两个位错，或者两个位错合成一个位错。

【割阶】 jog　晶体内位错发育时，与滑移面倾斜的额外线段称割阶。因线段不在滑移面内，位错额外线段很难发生移动。

【位错交割】 dislocational intersect　位错互相切割的过程称位错交割。穿过滑移面的位错称为林位错，它会阻碍在滑移面上位错的运动；若是应力足够大，滑动的位错将切过林位错继续前进，形成位错交割。

【显微古应力计】 micro-paleopiezometer　利用稳态流动过程中变形显微构造特征与外施差异应力之间的函数关系，来估算塑性流动和断裂活动古应力大小的方法。可用的变形显微构造特征包括自由位错密度、亚颗粒大小、动态重结晶颗粒大小及机械双晶发育程度等。所用的经验公式由人工变形实验所测定。

盐　构　造

【盐构造】 salt structure　地下深埋的盐类沉积受上覆巨厚盖层的负荷引起密度倒置而使盐类流动并上浮，在有些地段迫使盐层向上挤入上覆沉积物中，从而使盐层及围岩发生构造变形，如盐丘(盐底辟)及盐层柔流褶皱等就是盐构造。这类盐运动及其所形成的盐构造起因于重力失稳，一般认为与区域构造活动无必然的联系。此外，硬石膏层的水化作用使其塑性增高、体积膨胀，除产生层内变形外，也可在一定地区内引起崩滑构造、复杂褶皱和小型冲断层。



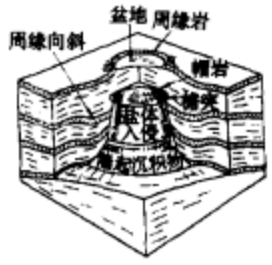
盐构造

【盐丘】 salt dome　又称**盐底辟**(salt diapirism)。由盐类沉积物形成的底辟构造，是盐构造的基本型式。盐底辟中向上隆起或贯入的岩盐体称为盐底辟核。根据盐底辟核的运动状态可分为两类：①深埋盐丘，盐底辟核不刺穿上覆沉积层，仅使其呈一般穹窿构造样式，顶部发育有正断层；②刺穿盐丘，盐向上强力推开上覆沉积物并侵入其中，形成穿刺底辟核，根据底辟核的形状可描述为盐隆、盐枕、盐栓、盐株、盐墙等。因底辟核为高塑性盐类组成，当其向上挤入流动时可产生复杂的柔流褶皱(参见"盐构造"图)。

【盐隆】 salt swell　盐类上拱形成的穹窿状背斜。在墨西哥湾沿岸盐隆沿正断层带呈线状排列，是岩盐沿着断层上升盘形成的闭合构造。

【盐枕】 salt pillow　从地下深处盐源层中上隆而形成的萌芽状态的枕状盐丘。盐枕有时与盐隆类似也呈线状排列，但它们是与断层无关的枕状体。

【盐栓】 salt plug　又称**盐株**(salt stock)。盐丘构造中呈直立圆柱状向上强烈刺穿的底辟核。直径一般为1～2千米或更大，是由地下深约5～10千米的盐源层上拱刺穿上覆围岩而形成的。许多盐栓都具有帽岩，由原来同盐伴生的不易溶解的蒸发岩矿物富集而成。大多数盐栓具有直立的壁，有些顶部具檐突(见图)。盐栓内部由于盐体上升流动，形成形态极为复杂的柔流褶皱。图示带有穹窿和周缘拖曳向斜的盐栓。

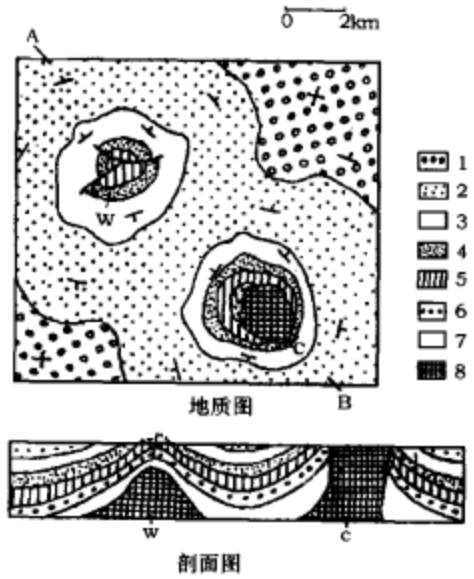


盐栓立体图

【盐冰川】 salt glacier　又称**盐川**。盐栓上升刺穿地表后，沿盐丘斜坡向下流动的盐类的重力流。类似舌状冰川或熔岩流的流动，故名。

【底辟作用】 diapirism　在构造力的作用下，或者由于岩石物质间密度倒置所引起的浮力作用，地下高塑性岩体，如盐、石膏、粘土、页岩及煤层等向上流动并向上推挤或刺穿挤入上覆岩层，从而形成上隆构造的作用。盐丘是最重要的底辟构造；岩浆侵位时也可产生岩浆底辟作用。

【底辟构造】 diapiric structure　由底辟作用造成的构造。最常见的是盐底辟，即盐丘。底辟中向上隆起或贯入的岩体称为底辟核，常呈穹丘状、圆柱状、蘑菇状等；由于底辟作用致使上部围岩发生拱曲隆起而形成穹窿构造。盐底辟的底辟核直径可达数千米，盐柱从盐源层上升的高度可达数百到数千米。泥底辟则数量较少、规模很小。有些底辟构造的底辟核只造成穹状隆起，未刺穿围岩，称为**未刺穿底辟**；大多数底辟构造刺穿围岩，则具有典型的侵入岩体的构造效应，称为**刺穿底辟**(见图)。底辟构造顶部可发育放射状或环状断裂系统。



底辟构造

1～7.上覆不同时代盖层；8.盐底辟；W.未刺穿底辟；C.刺穿底辟

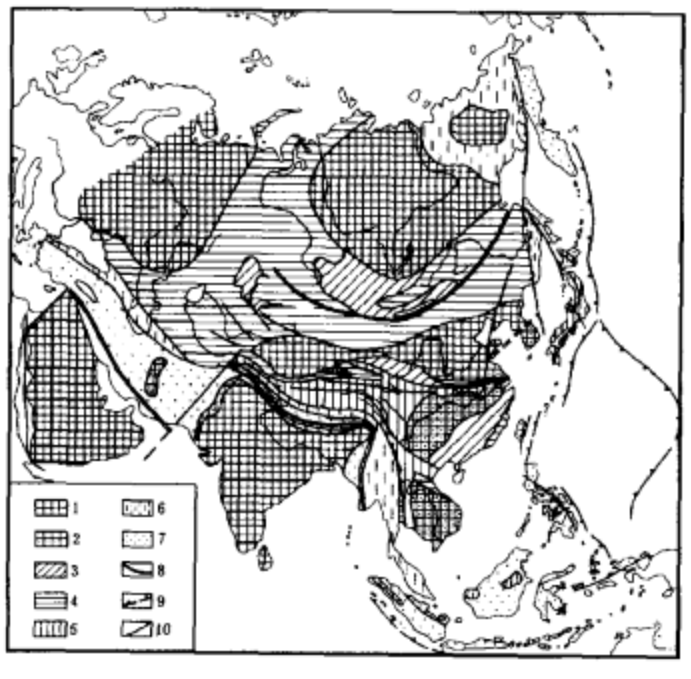
大地构造学

总　论

【大地构造学】 geotectonics　见 85 页"大地构造学"。

【构造物理学】 tectonophysics　地质学的一门分支学科，是构造地质学与地球物理学、物理学、岩石力学和流变学等相结合的边缘学科。主要研究地壳和岩石圈不同尺度、不同层次、不同类型构造变形的物理本质及其动力学，即伴随构造变形的力、热、电磁等过程的学科。李四光在 20 世纪 20 年代创立的地质力学就是构造物理学一个方面的早期开拓性工作。岩石圈是各向异性的地质体，其变形行为严格依赖于所处环境的温度、压力组合；另一方面，构造变形在时间和空间尺度上相差极大，如从几秒钟的地震到上亿年的造山带演化等，所以对构造变形本质的了解是困难的。构造物理学以地壳或岩石圈的构造变形的观测研究为基础，应用实验岩石学、材料科学和岩石力学等领域的成果，通过对自然界构造变形现象的观察、高温和高压实验、利用相似材料进行物理模拟和数值模拟等手段进行的研究，以期了解从矿物晶格到大陆、大洋岩石圈的岩石变形的真实过程，并揭示在不同介质、温度、压力条件下，岩石变形的差异及变形规律等。

【大地构造图】 tectonic map　表示一个大区域乃至一个或几个大陆、大洋主要构造特征的地质图件，如亚洲大地构造图。图件主要标示不同性质构造单元和各种类型的构造，以及分隔它们的构造界线，如缝合带，主干断裂带，岩浆活动带等。为了显示整个地区的构造演化历史，常常用不同的颜色和花纹分别表示形成于不同时代和不同成因的构造单元、构造类型和构造边界。如果图件所表示的地区范围较小，则称为区域构造图。



亚洲大地构造简图

1. 前寒武纪地台；2. 前寒武纪准地台或中间地块；3. 加里东褶皱带；4. 华力西褶皱带；5. 印支褶皱带；6. 燕山褶皱带；7. 新生代褶皱带；8. 板块碰撞缝合线；9. 板块俯冲带；10. 断裂

【古大地构造图】 paleotectonic map　表示一个地区在地质历史特定时代的构造单元、类型及其分布状况的图件。由于地质历史上的古构造单元及其边界通常已被后期的构造运动强烈改造和破坏，给此类图件的编制带来许多困难。为了能比较准确的重塑当时的古构造轮廓和特征，正确鉴别古构造的时代和消除后期叠加的构造效应很自然成了编图的首要步骤。在这种前提下，编制一定地区不同地质时期的系列古构造图，才能比较真实地展示它的大地构造发展经历。

【前寒武纪构造】 Precambrian tectonics　显生宙以前的构造及其演化。地球在 46 亿年前生成，有硬体保存下来的化石到近 6 亿年前的显生宙才出现，因此它代表地球 85% 的历史。整个前寒武纪大致可分成三个阶段：①从 46 亿年前到全世界已知最古老的 38 亿年英云闪长质岩石露头之间，地球形成的最初 8 亿年没有地质记录存留下来，被称为地质历史的黑暗时期，一般认为当时有强烈而密集的陨石撞击有关。这一时段的历史可从月球浅色高地上 44 亿～40 亿年的斜长岩及其他火成岩中间接推断。②38 亿～25 亿年太古宙阶段的情况表现在全球各主要克拉通的早前寒武纪基底杂岩中，科马提岩等独特岩类在其中产出、普遍的深变质作用、岩浆活动以及构造变形图式等都提示当时有一个更热和更薄的岩石圈，地表的物理环境和后来有很大不同。南非克拉通的记录表明陆壳最早的克拉通化在 30 亿年前出现（见非洲地质条目）。③元古宙（25 亿～5.43 亿年）属晚前寒武纪，是从早前寒武纪向显生宙的过渡阶段，条带状含铁建造（BIF）消失，标志含氧大气圈形成的叠层石碳酸盐、冰碛岩和红层的出现，以及预示生命大爆发的伊迪卡拉后生动物群等都发生在这一阶段。第三阶段又可以 18 亿年为界分为早、晚两个时期，晚期的晚前寒武纪世界陆域已广泛发育有未变质的沉积岩系，它们广泛地不整合在早期的晚前寒武纪变质结晶基底之上；这一阶段的研究理论和方法已和显生宙基本相似。早前寒武纪构造，因结晶基底由以深变质英云闪长岩类为主的花岗片麻岩和不同变质深度的花岗岩-绿岩带二者组成，需要以构造热事件标志演化史序列，对构造样式、岩石组合及同位素年龄为基础进行综合分析，探索其地质构造演化特征。应该指出，早前寒武纪（太古宙）已有 30 亿年龄值的由陆壳形成的古老克拉通，故有的学者认为自新太古代起已具板块构造基本演化模式，并使克拉通区残块留存至今，但这种看法还未得到公认。戈德温（Godwin，1981）用丰富的资料令人信服地论证了地壳不可逆的前进演化。

【构造圈】 tectonosphere　20 世纪中叶提出的一种概念，指均衡补偿面以上、发生地壳运动的地球外壳部分。岩石圈概念提出以后，由于后者更加确切和定量化，这一术语已很少使用。

【大洋型地壳】 oceanic crust　简称**洋壳**。一般分布在水深超过 3000 米的洋盆下面，厚度 6000 米。地震测深和深海钻探成果表明，洋壳由上部枕状熔岩、变质枕状熔岩和岩墙群，以及下部辉长岩和蛇纹岩化的超镁铁质岩组成。远洋沉积直接覆盖在枕状熔岩上面。全球洋壳年龄没有老于早侏罗世的。因此它是最

近两亿年以来通过海底扩张作用产生的。更老的洋壳已被构造运动破坏,作为蛇绿岩系出露在大陆不同时代的造山带中。

【大陆型地壳】 continental crust 简称**陆壳**。分布在大陆和被海水覆盖的陆架和陆坡下面,平均厚度35千米。陆壳的组成和结构比洋壳复杂得多,并保存了地球演化历史90%以上的记录。早期理论认为陆壳是由上部硅铝层或花岗岩和下部硅镁层或玄武岩组成,薄沉积盖层镶板状覆于其上。20世纪70年代以后实施的深地震探测和大陆科学钻探否定了这个简单的层状模型,证实陆壳的组成和结构与所在地区的构造性质及演化历史有关,造山带中由于从早期伸展到后期逆冲推覆等复杂的构造混杂作用,往往形成三明治式、彼此以断坡相互交切的结构,沉积层和变质沉积层可以被掩埋在结晶基底组成的推覆席体下面。奥利弗(Oliver,1983)提出,深部地壳的高导层可能和被封闭到深处的高含水地质体有关。

【低速层】 low-velocity zone 又称**低速带**。地震P波和S波的传播速度比其上覆和下伏层都低的深部地球物理层。早些时候,低速层专指**古登堡低速带**(Gutenberg Low-Velocity Zone),这是上地幔中的一个圈层,又称软流圈。古登堡低速带的厚度不均匀,顶面深度从60~150千米,底面深度200~400千米,其上、下界面都不是截然的。研究还发现,有些大陆直到400千米深度也没有发现这一低速层,从而提出了大陆根的概念。自20世纪80年代以来,大量的地震研究证实,在岩石圈内部也存在有低速层。低速层出现的原因至今还未完全查明,一般将它与顺层构造滑动导致物质破碎和有大量流体存在,或因层内温度较高而塑性增大,甚至有局部熔融的岩浆体相联系。古登堡低速带的存在及其与以上岩石圈的显著差别,在许多地质作用中起着重要的作用。

【大洋化作用】 oceanization 又称**基性岩化作用**(basification)。部分陆壳转化成洋壳的过程。这是垂直构造说或地幔底辟说的共同观点。最先由前苏联B.B.别洛乌索夫(1977)提出。他的基本观点是,当沉降的地块被玄武岩熔岩吞没,即基性岩化时,大陆地壳便被熔解而成为洋壳。后来对大洋化作用形成机理出现了不同的观点和解释。

【构造-热事件】 tectono-thermal events 强烈的构造运动通常都伴有岩浆侵入和喷发,以及岩石的变质作用。无论是岩浆活动还是变质作用,都表明构造运动发生时伴有热力作用参与。尽管至今尚不清楚构造事件与热事件之间确切的因果关系,但根据它们经常密切伴生,地质学家们常把它们联系在一起,并称之为构造-热事件,因此查明各次事件的特征和重塑它的构造-热演化经历,就成为构造地质学家的重要任务之一。

【构造运动】 tectonism, tectonization 由地球内部能量引起的、导致地壳或岩石圈的物质发生变形和变位的机械运动。构造运动的结果主要表现为隆起和坳陷、褶皱和断裂,因此在确定构造运动的性质、强度和运动方式时,需要从地表出露的褶皱和断裂等地质构造形迹的具体特征分析着手。在经历过多次构造运动的地带,如造山带,查明构造运动的期次和构造特点,它们所波及范围的差别,以及它们之间的继承与改造关系等问题,就成了构造地质学家研究工作的重点。

【水平运动】 horizontal movement 沿着地球球面切线方向发生的地壳运动。水平运动的大尺度地质表现是:地质体发生大规模水平位移,地壳物质遭受强烈的挤压作用,广泛发育线性褶皱和逆冲断裂的造山带;或者是因伸展作用使岩石圈发生水平拉张而形成的地堑或裂谷系;或者因扭动作用而形成区域性剪切构造网络等。大陆漂移学说和板块构造学说都强调,在地球演化史中水平运动起着主导作用,而一切垂直运动都是由它导生的;全球尺度的板块相互碰撞和板块的裂解都是水平运动的产物。

【垂直运动】 vertical movement 大体沿地球半径方向发生的地壳运动。它的大尺度地质表现是地质体发生大规模的垂向升降。一个大地区如华北地台晚奥陶世至早石炭世整体上升,以后又总体下降接受沉积,上、下两套地层之间表现为假整合或平行不整合,即为垂直运动在地层记录中的表现。20世纪80年代之前,前苏联的多数地质学家基于对地台的研究,将垂直运动夸大为在全球地壳运动中起着主导作用,即认为诸如造山带内发生的强烈收缩和挤压作用也都起源于垂直运动。

【造陆运动】 epeirogenic movement, epeirogenetic movement 又称**造陆作用**(epeirogeny, epeirogenesis)。吉尔伯特(G.K.Gilbert,1890)提出的一个概念,指地质历史上造成大陆和大型海盆的地壳运动。当地壳上升时发生海退,下降时又出现海侵。因此,就它的涵义而言,与垂直运动是同义的。

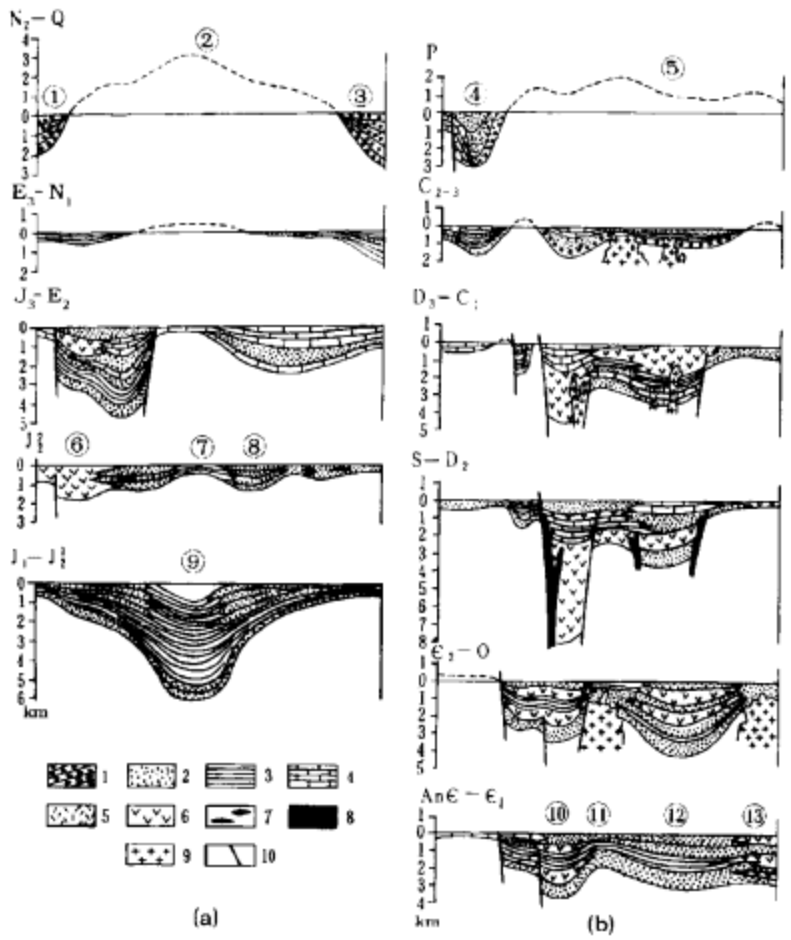
【造山运动】 orogeny, orogenic movement, mountain building 又称造山作用。吉尔伯特(Gilbert, 1890)定义为产生山脉的地壳运动。但是理解并不一致,有的学者强调其地貌含意,即山脉的生成;有的学者则强调其构造含意,即地壳的变形。后来较为广泛被接受的是施蒂勒(Stille,1919)的定义:造山运动是改变岩石组构的幕式过程。这一过程包括褶皱和逆冲等挤压变形、钙碱性岩浆活动和区域变质作用。按照这个定义,像火山喷发那样"真正的造山"不属于造山运动。早期一般认为线状山脉是地壳受侧向挤压的产物,它们以岩石强烈褶皱和薄皮冲断作用为特征,所以造山带都是挤压成因。但是后来发现地壳伸展和走滑剪切也能形成山地,如东非裂谷和新西兰的南阿尔卑斯断裂等。(Wernicke,1981)和(Sengör,1999)分别提出了伸展造山带和厚皮剪切变形带等概念。

【振荡运动】 oscillatory movement 同一地区隆起作用和拗陷作用交替进行的地壳运动。捷恰耶夫(M.M.Тетяев,1934)提出的一个概念,以后别洛乌索夫(B.B.Белоусов,1954)又较详细地加以阐述,这种在地质历史上地壳的垂向运动方向交替变化,类似于物理学中的振荡运动,故名。

【褶皱运动】 folding, folding movement 使岩层和面理发生反复褶皱的构造运动。在地壳强烈活动的地槽区,水平挤压产生的褶皱运动,导致线性褶皱带形成;在地壳相对稳定的地台区,褶皱运动常形成穹隆、长垣和排列不规则的开阔褶皱。

【构造回返】 tectonic inversion 又称**褶皱回返**(folding inversion)。别洛乌索夫(B.B.Белоусов)阐述地槽发展过程中所用的一个术语,指地槽演化过程中由早期下沉构造体制转变成晚期褶皱隆升体制的转换过程。他将回返分成两种类型:全面回返和局部回返。赋予全面回返一词以两重密切相关的含义:其一是,由地槽早期沉降占优势阶段,转变为后期上升占优势阶段的构造变化;其二是地槽内部的原坳陷(地向斜)因回返作用而变成隆起,而原隆起(地背斜)则相应地转变成坳陷(山间坳陷),这种隆起和坳陷构造在空间上的易位,导致地槽演变为褶皱带的构造格局。至于局部回返,指地向斜转变为构造隆起的转折过程,这种回返仅限于局部地区,与地槽的总体上隆趋势(全面回返)的出现无关。别洛乌索夫以阿尔卑斯期的高加索地槽为例,坚持地槽经历回返发展的途径;与此相反,沙茨基(H.C.Шатский)以乌拉尔古生代地槽系为例,认为地槽经历了继承发展的途径(见图)。哈因(B.E.Хаин)则认为地槽系在同一构造旋回中的发展,存在着回返型和继承型两种不同发展形式。事

实上，不同地槽在不同时空条件下的演化过程是复杂多样的。20世纪50年代以来，中国地质文献中颇广泛地引用了“构造回返”、“地槽回返”这类术语，但其含义并未涉及地槽内部正、负构造单元转化或易位的发展关系，其意仅指地槽由沉降转变为隆升的过程。



大高加索与乌拉尔地槽系的发展

(a)大高加索地槽系东段阿尔卑斯旋回发展简图；(b)乌拉尔地槽系晚前寒武纪(里菲期)与古生代发展简图 1. 砾岩；2. 砂岩；3. 泥质岩；4. 灰岩；5. 含盐沉积；6. 火山岩；7. 煤的透镜体与薄层；8. 超镁铁岩与镁铁岩；9. 花岗岩类；10. 最主要的深断裂。①库林山间坳陷；②大高加索褶皱带；③捷尔斯克—里海边缘坳陷；④前乌拉尔边缘坳陷；⑤乌拉尔褶皱带；⑥南高加索地向斜；⑦中高加索地背斜；⑧北高加索地向斜；⑨大高加索地向斜；⑩马格尼托哥尔斯克地向斜；⑪东乌拉尔地背斜；⑫图尔干地向斜；⑬科克切塔夫地背斜

【阿尔卑斯型造山作用】 Alpinotype Orogeny 又称**阿尔卑斯型构造作用**。由施蒂勒(H. Stille)创名，原意是指地槽区的一种造山作用，特点是在强烈的侧向挤压条件下，形成一系列的平卧—正常褶皱、叠瓦状的逆冲系统和伴生的推覆构造。

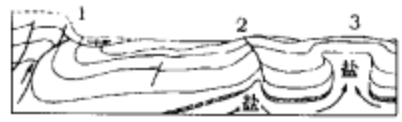
【阿尔卑斯型构造】 Alpinotype Tectonics 施蒂勒(H. Stille)提出，指在强烈侧向挤压条件下地槽区产生的一系列从直立到平卧褶皱、叠瓦逆冲席以及伴生的推覆构造。以阿尔卑斯造山带为典型。其内侧为深层次紧密线状排列的平卧和倒转褶皱，平面上呈带状复式褶皱束，伴有深成岩浆侵入体。外侧则是紧密的等厚褶皱和一系列逆掩断层，出现飞来峰群。褶皱倒向和逆冲方向一致指向前陆方向(见图)。



阿尔卑斯型构造

【日耳曼型造山作用】 Germanotype Orogeny 又称**日尔曼型构造作用**。施蒂勒(H. Stille)用以描述导致开阔褶皱和少量断裂形成的构造作用，在这种较弱的造山作用过程中没有明显的酸性岩浆侵入。

【日耳曼型构造】 Germanotype Tectonics 施蒂勒(H. Stille)提出，指克拉通或稳定构造单元内盖层中的不连续变形，以平缓的长垣、短轴背斜和穹隆等为特点，褶皱的定向性不明显(如图)。这类构造主要受控于大范围的垂直升降运动和块断运动。

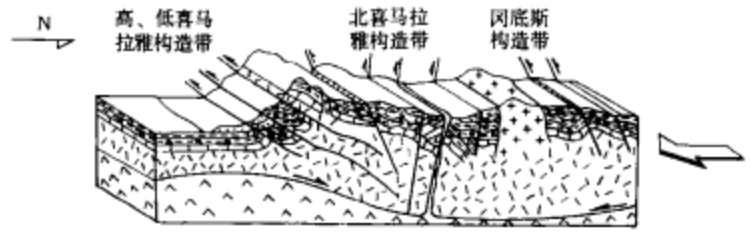


日耳曼型构造

1. 逆断层和小推覆体；2. 背斜及断层；3. 盐穹

【阿尔泰型造山带】 Altaides 又称**突厥型造山带**(orogenic belt of Turkic type)。辛格(A. M. C. Sengör, 1992)提出的全球两类造山带之一。这一类造山带由宽阔的消减-增生杂岩组成，周期性向洋跃迁的岩浆弧把这些增生楔连同洋壳碎片焊接起来，因此代表大陆演化期间有大量新生地壳物质添加的造山带。中亚是阿尔泰型造山带的典型地区。哈萨克斯坦-天山、阿尔泰-萨彦和蒙古-鄂霍斯克褶皱带中的众多陆块，实际上也是同一造山作用早期构造幕的产物。日本和阿拉斯加等地体拼合带也属于阿尔泰型造山带。

【特提斯型造山带】 Tethysides 全球的两类造山带之一。辛格(A. M. C. Sengör, 1992)提出的，此类造山带位于两个先存大陆之间，它所代表的缝合带窄。阿尔卑斯和喜马拉雅这两个经典造山带都属于特提斯型。其中阿尔卑斯带以一侧大陆远距离(超过100千米)、浅构造层次(小于15千米)仰冲到另一侧大陆上为特点，所以构造带在平面上是高度弯曲的。喜马拉雅带的构造一般陡立，平面上的形迹也比较平直。造成两者不同的原因归于造山期间被消减大洋的规模：阿尔卑斯型造山带中被消减洋盆的宽度小于1000千米；喜马拉雅型造山带则与更大洋盆的消减有关，所以能够有长时期、发育良好的岩浆弧(如图)。



喜马拉雅造山带

【构造继承性】 tectonic inheritance 指新演化阶段出现的构造格局，如洋、陆分布、盆地和火山带的方向、构造变形作用的指向等总体上仍继承先期构造，由此形成的不同期次构造主要成上叠或叠置关系。

【构造新生性】 new character of tectonics 指新演化阶段出现的构造，如隆起和坳陷的分布、方位以及应力场性质与先期构造图式发生了明显的改变，表现在不同期次构造形迹的彼此成交截关系。反映导致新构造体系生成的动力学体制和作用方向已发生质的变化。构造新生性和继承性是对照性的概念，在多数情况下，总体上的新生性构造不排斥局部的继承性构造，反之亦然。

【大地构造相】 tectonic facies 许靖华提出的碰撞造山带的大地构造单元概念。指造山带因形成于相似的构造环境，经历了相似的变形与就位作用，故具有类似的岩石-构造组合；即一个造山带必定由代表不同大地构造相的构造单元所组成。各类大地构造相的厘定主要是依据地层、沉积特点、岩浆活动、古地理古构造格局、变形样式和变质程度等。它有三种大地构造相：

①**阿勒曼相**(Alemanide facies)——滑脱沉积盖层的褶皱冲断带,即典型的前陆地区薄皮构造带;②**凯尔特相**(Celtide facies)——以各种变质作用条件下形成的韧性变形为特征,如彭尼内阿尔卑斯的闪光片岩、蛇绿混杂岩和活化基底推覆体;③**雷特相**(Rhaetide facies)——是大陆碰撞过程中的仰冲板块,由刚性基底组成的推覆体为特征。大地构造相的分析不仅可以解释碰撞造山带中所展示的地质现象,而且能够为已经失去或未能见到地质记录提供补充。

【陆核】 continental nucleus 是大陆地壳形成过程中最早阶段形成的硅铝质大陆块体,随后的大陆围绕其生成,因而它构成大陆的核心。地球在原始熔融状态因重力分异而使较轻的硅铝物质与较重的镁铁物质分离,几经反复熔融、上浮冷却而成的块体,并由分散状态逐渐聚合而具一定规模的硅铝质原始大陆地壳物质。它们在长期演化历史中形成早期稳定陆壳区块,即大陆地壳最早阶段的陆核。迄今发现的达 38 亿年的西格陵兰阿密索克英云闪长质片麻岩是地壳最古老年龄之一。其$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值低(0.701)。其他著名的陆核还有年龄值达 30 亿年的非洲卡普瓦尔克拉通和年龄值为 27 亿年的北美苏必利尔区。中国鞍山、冀东地区等地前寒武系的年龄也超过 35 亿年。

【滑移线场】 slip-line field 当方形压头加载于均质、各向同性的塑性材料(土壤)时,最大剪应力轨迹在材料中的空间分布称为滑移线场。滑移线场实际上就是一个剪切构造网络。达包尼埃(P. Tapponnier, 1975)和莫纳(P. Molnar, 1976)用 Prandtl 模型中的滑移线场说明中亚大型走滑断层系的形成和分布。

【山根】 mountain root 地球物理资料显示,山区的地壳结构具有镜像反映特征,即山脉的隆起与深部莫霍面的下凹呈对称状。莫霍面的下凹部分类似于山脉的根部,故形象地称之为山根。

【地槽封闭】 geosyncline closing 地槽因造山作用而导致强烈的构造变形、变质和岩浆侵入而成为山系,使海水撤出全区,地槽的发展阶段到此终止,这种作用称为地槽封闭。

【褶皱幕迁移】 migration of folding phase 吉卢利(J. Gilluly, 1949)把因造山作用而引起的褶皱隆起沿垂直地槽方向往外侧推移,使卷入褶皱的地层越来越新的现象称为褶皱幕迁移。即褶皱作用是从地槽内向外逐渐发展的,表明褶皱作用具有穿时性质。

【地槽迁移】 migration of geosynclines 丹纳(J. Dana, 1873)提出的一个概念。原有的地槽因褶皱成山而并入稳定地壳单元,使后者范围扩大,新的地槽又在它的边缘形成;这个新形成的地槽以后又褶皱成山,在它的边缘又有新的地槽出现。这种在平面上表现出来的地槽迁徙现象被称为地槽迁移。关于地槽迁移的原因,板块构造说认为是板块消减和伴生的大陆增生向大洋一侧迁移的结果。

【构造迁移】 tectonic migration 地质构造的迁移现象。岩石圈或地壳在一定区域和一定演化阶段,构造运动及其相关的各种地质、地球物理、地球化学作用,沿一定方向依次有规律的位移现象。构造迁移包括地槽迁移、褶皱幕迁移、沉积中心迁移、地震迁移等。如一条长长的造山带、板块缝合带、蛇绿混杂带、韧性剪切带、断裂带、变质带、花岗岩带、成矿带等,都是多次构造运动形成的,这些运动的先后又是定向有序的。沿带状构造(如造山带、断裂带等)或地质体(如岩浆岩带、成矿带等)走向的构造迁移,称为**走向迁移**(*striking migration*),即从前所称的纵向迁移。大体垂直于带状构造或地质体方向的构造迁移,称为**侧向迁移**(lateral migration),即从前所称的**横向迁移**。姜春发指出构造迁移有如下规律:①迁移起点点源性:构造迁移都有一个开始起步的地点,即构造迁移是由一点或两点开始起步的。如三叉裂谷的三联点,它既是开裂的发源地,也是开裂成洋的迁移起点;②走向迁移定向性:带状构造或地质体多具有走向迁移,而走向迁移则具有一定方向性;③侧向迁移向洋性(或偏对称性):洋盆与大陆接触时,因俯冲等原因所产生的向着海洋方向的侧向迁移;④离隆向坳迁移性:不论走向迁移或侧向迁移,不论板内或板缘,也不论地槽或地台的各种迁移,其迁移方向都与隆升紧密相关。构造迁移总是背离隆起朝坳陷方向迁移。⑤迁移终点运动强度减弱性:一各阶段的构造迁移将近结束时,构造迁移终止的地段,构造运动的强度大大减弱,逐步趋于平息而少产生或不产生变形及变质等。

【开合构造旋回】 opening-closing tectonic cycle 中国地质学家提出的关于地壳运动相互转换的一种论点。将陆壳裂解成洋壳再拼合成陆壳的过程,或者说是由地台裂陷成裂谷或地槽再转化为褶皱带或地台的过程,所构成的一个构造旋回,称为开合构造。开合构造分两期,陆壳裂解过程为扩张期,洋壳向陆壳转化为压缩期。开合构造旋回与威尔逊旋回的区别在于陆壳裂解不一定都能成为大洋盆,有时裂解为小洋盆,甚至仅出现冒地槽或裂谷。同时指出开合运动在时间上具有旋回性,构成构造旋回;平面上具有互补性,一个地区开裂,相邻地区必然聚合;垂向上具有层次性;规模上具有级别性等。扩张序列表现为沉积由陆相依次变为浅海相、深海相,进而出现洋壳;岩浆活动由碱性到钙碱性,进而出现拉斑系;从地台型到冒地槽型再到优地槽型等。压缩序列与之相反。

【构造旋回】 tectonic cycle 又称**造山旋回**(orogenic cycle)、**褶皱旋回**(folding cycle)、**大地构造旋回**(geotectonic cycle)等。法国地质学家贝特朗(M. Bertrand, 1886 ~ 1887)用分析角度不整合的方法确立了地槽区内的褶皱运动具有周期性。通过对西欧和北美各个褶皱区进行比较,他将地壳的演化阶段划分为:休伦、加里东、海西及阿尔卑斯等四个褶皱旋回。每一旋回都无例外地经历了强烈拗陷、褶皱回返和山脉的最终形成等发展过程。而这种旋回性的特征,事实上在稳定的地台上也有反映,只是它们的强度远不如地槽区而已。因之,多数地质学家认为:构造旋回是整个地壳发展具有阶段性特征的表现,显生宙的加里东、海西旋回各自经历了 2.0 亿 ~ 1.5 亿年左右,而阿尔卑斯旋回的时间跨度约为 2.5 亿年。在中国,加里东、海西(华力西)、阿尔卑斯等旋回的名称已被广泛应用。中国学者根据中国的地质实际,又将阿尔卑斯旋回进一步分为印支、燕山和喜马拉雅三个亚旋回。

【巨旋回】 megacycle 施蒂勒(H. stille)提出的一个概念,指地球历史上包含有几个构造旋回在内、持续时间很长的地壳发展阶段。他把地壳的整个发展过程划分为三个巨旋回:元地旋回(始太古代至古太古代)、次地旋回(新太古代至古元古代)和新地旋回(新元古代至新生代)。此后,一些中外地质学家还提出了一些与此略有不同的巨旋回划分方案。

【造山期】 orogenic period 又称**褶皱期**(folding period)。指一个造山旋回中地壳活动性和造山作用的高潮时期。如造成阿尔卑斯型构造的时期等。造山期通常比前造山期和后造山期的时限短,也可以比地质学中的一个"纪"短,有时还可以划分为构造脉动的几个幕。

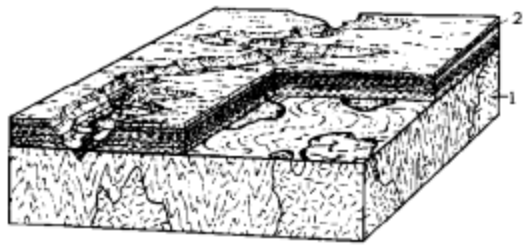
【造山幕】 orogenic phase 又称**褶皱幕**(folding phase)、**构造幕**(tectonic phase)。指褶皱旋回中的每一次褶皱运动。换言之,褶皱旋回是由若干个褶皱幕组成的。褶皱幕是根据地层间的角度

不整合确定的。德国地质学家施蒂勒(H.Stille)的褶皱幕概念是:地槽转变为褶皱带的过程都经历了一系列短时间的褶皱幕;褶皱幕之间,为比较长的、相对静止的阶段所隔开;每一个褶皱幕在整个地槽区,乃至全球所有的地槽区都是近于同时发生的。这个概念后来遭到许多学者的反对,认为褶皱幕并非都具有全球意义,有的仅发生在局部地域;而在不同地槽区,同一褶皱幕的发生时间也各有先有后,绝非严格同时的。因此,认为将世界上各地区的褶皱幕无条件地对比,进而用同一名称称谓的做法是不恰当的。

地壳构造单元

【大地构造单元】 geotectonic element 又称**构造单元**(tectonic element)。一个区域尺度的地域,其中的地壳物质组成、构造组合,以及地球物理和地球化学场明显不同于相邻地域,表明它具有自己的地壳演化历史而有别于周缘地区,这样的一个地域就是一个大地构造单元。地槽学说基于地壳活动和稳定性的差别,将地壳的一级构造单元划分为地槽(褶皱系)和地台;而板块构造则将六大板块作为全球的一级构造单元,并将分隔它们的边界也作为构造带看待。事实上,上述的每一种一级单元内部还可以进一步划分出次一级,乃至更小的构造单元。

【克拉通】 craton, kraton, kratogen 地壳形成之后(至少自显生宙以来)保持稳定状态、极少经受强烈构造变形的构造单元。这个词汇的原意包括大陆和大洋。但以后积累的地质和地球物理资料证实,大洋盆地中不可能存在克拉通构造,因之现今的克拉通一词实指大陆克拉通。施蒂勒(H.Stille, 1936)将这种构造单元定义为前寒武纪以来的构造稳定地区。

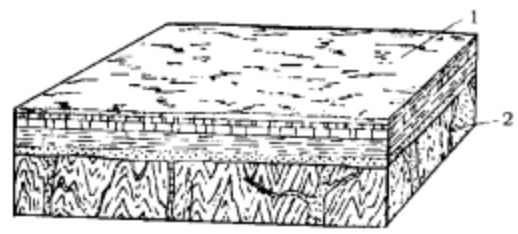


克拉通
1. 基底; 2. 盖层

【克拉通化】 cratonization 大陆地壳的地质构造由强烈活动转化为稳定区过程的地质作用,由此形成大尺度的长期稳定的地壳构造单元。它由构造复杂、侵入和变质作用强烈的基底,以及广泛不整合覆盖其上的沉积岩系组成的盖层组成,具此二元结构就成为克拉通化的标志性特征。经克拉通化形成的克拉通,若只有大面积早前寒武纪变质基底杂岩出露的地区称为地盾,如波罗的地盾,苏必利尔地盾等;而有很厚沉积盖层覆盖的就称为地台,如东欧地台。

【地盾】 shield 克拉通中前寒武纪结晶基底大面积出露,周缘被有盖层的地台所环绕,平面形态呈盾状的地区。世界上著名的地盾有加拿大地盾、波罗的地盾等。由于地盾上出露的岩层都属太古宙和元古宙,对它的研究可以发掘出地球演化早期历史的宝贵信息。地盾是地台中的相对隆起单元,原先可能沉积有盖层,只是厚度明显小于相邻部分,在地盾上看不到盖层的原因与后期剥蚀作用有关。所以就构造性质而言,它与地台并无本质差别。

【地台】 platform 又称**陆台**(platform)。奥地利地质学家修斯(E.Suess 1885)提出。指地壳上稳定的、形成后未再遭受褶皱变形的地区。地台以具有双层结构为特征,即:上部为未经变形、大体保持水平产状的浅海相或陆相沉积盖层;下部则是已经强烈变形和变质的前寒武纪结晶基底。地台的双层结构本身反映了它经历了两个不同的发展阶段;前寒武纪是强烈活动的地槽阶段,而盖层所代表的阶段则是另一个构造性质稳定的发展过程。因而槽台学说一直认为,稳定的地台是由活动的地槽褶皱带转化而来的;一旦地台形成,以后的演化就保持稳定状态。基底与盖层之间的分界,无例外地是一个清晰可见的角度不整合界面,它标志着地台生成的时间。地台的形态呈等轴状,面积超过数十万平方千米,地貌反差小;盖层沉积物多为高成熟度的浅海相或陆相地层,厚度不大但分布广泛;盖层发育阶段的岩浆活动微弱,并未经受区域变质作用,也缺乏代表强变形的线状褶皱。地台可进一步划分出诸如台背斜、台向斜、台褶带等二级构造单元。



地台
1. 盖层; 2. 基底

【正地台】 orthoplatform 即典型的地台。其特点是规模大,基底硬化程度很高,盖层厚度较薄,构造稳定。在其发展过程中很少有显著而广泛的褶皱、断裂运动,也无重要的中酸性岩浆活动。如俄罗斯地台、北美地台等。

【准地台】 paraplatform 黄汲清(1956)命名。指相对于正地台而言的活动性较大的小克拉通。活动性不仅显示在准地台发展晚期,而且表现在其发展的全过程;不仅表现在晚期的造山运动,尤其表现在从早期到晚期的一系列巨大的差异性振荡运动上。其特点是规模较小,基底硬化程度一般较低,盖层厚度大,有显著而广泛的褶皱、断裂运动以及规模较大的中酸性岩浆活动。准地台有古老的,即前南华纪的,如扬子准地台;也有古生代和中生代的,如南华准地台(华南褶皱系),为后加里东期的准地台。

【古地台】 paleoplatform 国内外学者通常将古地台简称为地台。一般指褶皱基底由前寒武纪岩系组成,这就表明构造活动阶段结束于前寒武纪。而它的沉积盖层则由显生宙的海相(有时含陆相)沉积地层组成。后者的构造变动大都比较微弱,代表了地壳处于稳定发展阶段。在中国,华北地台和扬子地台的基底分别形成于18亿年和10亿年前,盖层发育分别起始于中元古代和晚元古代,它们都属于古地台范畴。

【年轻地台】 younger platform 褶皱基底形成于显生宙,其上又被具有地台型沉积特征和变形强度中等的盖层所覆盖的地台。此类地台以具有较大的活动性而有别于基底形成于前寒武纪的古地台。如中国的华南褶皱系,褶皱基底形成于早古生代末,晚古生代为地台型盖层沉积阶段,因而将其称之为年轻地台。

【萌地台】 embryonic platform 又称**萌地块**。马杏垣等(1961)指在太古宙(约25亿年前)已有一些稳定地块形成,尽管它们的面积很小,且被萌地槽所包围,但已构成了地台基底的萌芽,故名。

【雏地台】 rudimentary platform 马杏垣等(1963)指萌地槽褶皱封闭而使原有的萌地台面积扩大所形成的更大的稳定地块;这种出现于早元古代(20亿~25亿年前)的稳定地块已具有地台基底的雏形,故称雏地台。

【原地台】 protoplatform 马杏垣等(1961)指早元古代末因雏地槽褶皱封闭,并与雏地台焊接后形成的稳定地块。这种出现于晚元古代的稳定地块不仅面积扩大了,且已具有地台基底的

原始形态，故称原地台。

【台褶带】 plaform fold belt 地台区的二级构造单元，指地台内部长条形、活动性相对较大的地带。台褶带在其发展历史中，早期以强烈拗陷，接受巨厚沉积为特征，有的还伴有火山喷发。后期发生过比较强烈的构造变形，形成过渡型的褶皱，有时并伴有中、酸性岩浆侵入。如华北地台的燕山台褶带和扬子地台的鄂黔台褶带。有一些学者认为，某些台褶带是在坳拉槽的基础上发育起来的。

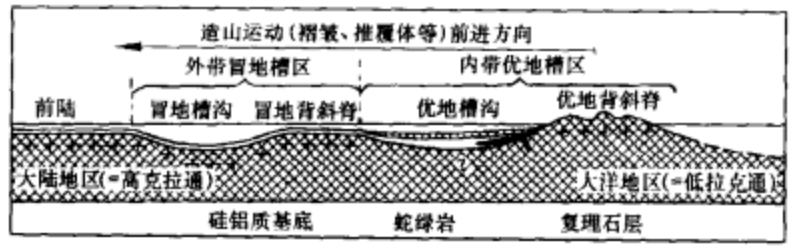
【沉降带】 subsiding belt 相对于隆起带的地球表面的负向构造带。它的特征是相对于邻区地壳发生沉降，大量接受了来自两侧隆起区的巨厚堆积物，有的还伴生有大规模的岩浆活动。例如大陆内部的裂谷和裂陷槽等，还有山前和山间接受沉积的拗陷地带等。

【坳拉谷】 aulacogen 又称**坳拉槽**、裂陷槽。❶为沙茨基(H. C. Шатский, 1945)20 世纪 40 年代提出的一个概念，指以正断层为边界、发育于克拉通内的槽地或地堑。霍夫曼(Hoffman, 1974)归纳坳拉谷有以下特征：出现在大陆边缘的凹入部位，与陆缘近于垂交；近陆缘处活动性大，越向大陆内部下陷幅度越小，直至最后消失。其生成时期与大陆破裂同时，初期为一狭窄的地堑(系)，后期转化为宽阔的坳陷，最终因受侧向挤压而变形。如有岩浆活动，主要是碱性的。❷板块构造学说认为坳拉谷是大陆裂谷向大洋演化过程中出现的三叉裂谷中的一支。这一支因后来停止活动成为夭折谷，另两支继续扩张而成为大洋。坳拉谷常与大陆边缘以高角度相交，往克拉通内部逐渐消失。在向洋的一端常形成大型三角洲，如西非几内亚湾与贝努地堑汇合处的尼日尔三角洲。坳拉谷的演化常以碱性玄武岩充填起始，随后为粗碎屑砂砾岩及泥质岩覆盖，有时发育碳酸盐岩夹膏盐沉积，其特征与大陆边缘相的沉积十分相似。泥盆纪的第聂伯-顿涅茨坳拉谷是一个典型的实例，它与俄罗斯地台边缘呈高角度相交，其沉积厚度在地台上 1000 ~ 2000 米，而在坳拉谷中则厚达 8000 米。

【台向斜】 syneclise, platform syneclise 又称**陆向斜**(syneclise)。地台上次级负向构造单元。直径由数千米至数千千米。台向斜是地台上的相对坳陷区，沉积盖层厚度大，但褶皱宽缓，总体构成一个巨型向斜。岩浆活动及变质作用都很微弱。如里海台向斜。

【台背斜】 anteclise, anticlise, platform anteclise 又称**陆背斜**(anteclise)。地台上的二级正向构造单元。由于长期隆起，在台背斜的顶部各时代的沉积地层厚度往往变薄，且沉积间断较多。和相邻台向斜中同时代完整的岩系和沉积建造相比，这里的地层常常有所缺失。台背斜总体上呈宽阔而平缓的隆起构造，平面上通常呈不规则的圆形或椭圆形。它所占据的面积一般稍小于台向斜。台背斜内部构造常由一些大型宽缓复式背斜和向斜组成。例如伏尔加、乌拉尔和白俄罗斯台背斜。

【地槽】 geosyncline 又称地向斜。长期持续沉降并接受巨厚沉积的带状地壳活动构造单元。美国地质学者霍尔(J. Hall 1859)提出。他在研究阿巴拉契亚山脉时，发现这里已经强烈褶皱的古生代地层总厚度接近一万米，比邻密西西比平原同时代的地层几乎厚十倍。因此认为这个褶皱山脉的前身是一个不断拗陷和接受沉积的地壳大幅度沉降带。丹纳(J. D. Dana, 1893)把上述坳陷称为地槽。后来经过欧美和前苏联地质学家的不断发展、完善，地槽被认为是位于洋、陆之间的带状地壳构造活动带。按照一般理解，地槽的完整涵义应包括以下几点：①它是地壳上构造性质最活动的狭长地带，在其发展过程中往往不是单一的坳陷，而是由内部隆起(地背斜)和坳陷(地向斜)组合而成；②这里所接受的沉积物不但厚度巨大，而且有着特殊的岩石建造类型，例如细碧-角斑岩建造、复理石建造，还有标志发展末期的磨拉石建造等；③地槽由早期的总体沉降，至中期开始转化为隆起作用占主导，这种上升态势一直持续到地槽阶段的结束，并形成山脉为止；④在造山过程中，地槽沉积物遭受强烈构造变形，并伴有普遍的区域变质作用，因此形成了以线性褶皱和逆冲-推覆构造为组合特征的褶皱带；⑤造山期期间有大量酸性或中-酸性岩浆侵入，构成了大型花岗岩类岩基组成的岩浆岩带(见图)。地槽的各级单元见附表。



地槽

不同作者对地槽二级单元的划分

施蒂勒(1935 ~ 1940)	凯伊(1951)	克隆贝恩和斯洛斯(1963)，杰利(1965)	西尼村和裴伟(1950)	奥布安(1965)
正地槽 优地槽 冒地槽	正地槽 优地槽 冒地槽	正地槽 冒地槽 过渡带	原生地槽	地槽 优地槽沟 冒地槽沟 优地槽脊 冒地槽脊
准地槽	次生优地槽	后造山盆地	次生地槽	后渊 内渊
	克拉通内地槽 外枝准地槽 联合地槽 平原地槽	克拉通内盆地 边缘盆地 共轭盆地 内陆盆地	残余地槽	前渊 克拉通内沟地盆地
	断裂地槽 滨海地槽	裂陷谷 海岸地槽		洋沟
高克拉通 低克拉通	克拉通	克拉通 稳定大陆架 不稳定大陆架	地台	

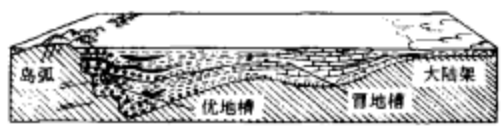
【地斜】 geocline 迪茨(R. S. Dietze)和霍尔登(J. C. Holden)认为地槽就是大陆边缘沉积带。地槽的形态并不像原来想像的那样是一个下凹的槽形地带；而是位于从大陆架向外，经陆坡到陆基这样一个斜坡上，它的沉积物因向洋加厚而呈楔状体，因此可称之为地斜。

【正地槽】 orthogeosyncline 又称**原生地槽**。施蒂勒(H. Stille 1935)提出的大地构造单元之一，它是展布于大陆克拉通和大洋之间的地槽，包括人们所熟知的优地槽和冒地槽，两者之间又被一个长条状的隆起带分隔。最典型的实例是北美东部地区的阿巴拉契亚地槽，它由 10 亿年前形成的变质岩系所组成的兰岭隆起带(地背斜)出现在该地槽的中带，其东为优地槽，其西为冒地槽。

【准地槽】 parageosyncline 舒彻特(Schuchert, 1923)提出的术语。指克拉通边缘或内部的凹陷地带，它的沉积物厚度大于克拉通内部的同时代盖层岩系。曾有部分学者称之为内地槽。施蒂勒(Stille 1935)解释为：克拉通或稳定地区内部的地槽，它是由造陆运动形成的盆地而不是造山带。黄汲清认为：准地槽是地台内部呈条带状延伸的、强烈拗陷的活动带，其褶皱变形、岩浆活动、区域变质作用等方面的强度都远不如正地槽，因之它不是真正意义的地槽。

【优地槽】 eugeosyncline 施蒂勒(H. Stille, 1940)划分的一种

地槽类型。它以在拗陷过程中伴有强烈的海底岩浆喷溢，形成了细碧角斑岩建造，或后来称之为蛇绿岩套为特征。它的沉积物巨厚，且多深水相的浊流沉积。这些沉积岩系遭受了晚期的强烈构造变动，并叠加有广泛的区域变质作用。中国北祁连山和北秦岭造山带的早古生代阶段都属优地槽的发展时期。当优地槽与冒地槽共生时，优地槽总是位于远离大陆的一侧。



优地槽和冒地槽

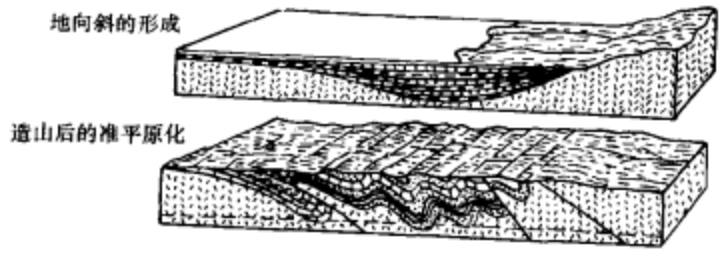
【冒地槽】 miogeosyncline　施蒂勒(H. Stille, 1941)指位于近克拉通一侧的正地槽组成部分，它以无火山岩建造为特点。凯伊(Kay 1951)将冒地槽定义为：位于优地槽和克拉通之间、以浅海成因碳酸盐沉积占优势，一般缺乏由喷溢的火山岩构成的巨厚岩系为特征；而且在造山过程中，缺少大规模的中-酸性岩浆侵入活动，变质作用也不十分明显。见"优地槽"图。

【萌地槽】 embryonic geosyncline　马杏垣等(1961)指太古宙阶段的地槽。他们认为这一时期发育的地槽与以后阶段的地槽相比，在特性上有很大的不同，因而可以将它视为地壳演化初始阶段处于萌芽状态的地槽。

【雏地槽】 rudimentary geosyncline　马杏垣等(1963)指早元古代早期发育的地槽，已具有后来地槽的雏形。在华北地区，五台群绿岩系就是雏地槽的典型代表。

【原地槽】 protogeosyncline　马杏垣等(1960)指早元古代晚期发育的地槽。如晋东北的滹沱原地槽。

【地向斜】 geosyncline　地背斜的对应词。地槽中次一级的负向(坳陷)构造单元。这种强烈下沉的构造部位在地槽发展的早期表现得尤为明显。根据它在沉降过程中是否伴生有厚度巨大的火山岩建造和硅质岩建造，又可分优地向斜和冒地向斜两种类型。图示阿巴拉契亚地向斜(地槽)的形成模式。



阿巴拉契亚地向斜

【地背斜】 geoanticline　地向斜的对应词。地槽内的次一级正向(隆起)构造单元，与地向斜相间排列，共同组成一个完整的地槽。在地槽早期的强烈下沉阶段，它保持了相对隆起状态，成为两侧地向斜内海相沉积物的物源供应地。因此，它自身很少接受同时代的海相沉积，而现今则往往表现为大面积的前寒武纪岩系出露区。中国的中祁连山和中天山构造带都属于古生代地槽中的地背斜。

【地槽区】 geosynclinal domain　由几个地槽系及其间中间地块共同组成的构造单元，其分布范围辽阔，发展历史长。在中国，众多学者将地槽区一词作为更大范围的、一般性的描述性名词使用，而不当作构造单元名词，也不用以代表某一级的构造单元。

【地槽系】 geosynclinal system　是地壳上特别强烈的活动部分，它包括了成因上有密切联系的、大致同一时期连续发展的所有地槽和其间的中间地块。例如，中国西北地区的昆仑、天山、阿尔泰和祁连等山脉，以及夹持于其间的塔里木、准噶尔、柴达木地块等，在构造上就属于同一个地槽系。

【前陆】 foreland　又称**前地**。是修斯(E. Suess, 1883)提出的一个概念，泛指叠瓦状逆冲造山带的外侧部位，它们多位于造山带与克拉通的交界部位，通常发育有磨拉石盆地。所以，它们在空间上常标志着造山带的前缘所在地。而在时间上，它又标志着造山作用发生的阶段。

【腹陆】 hinterland　又称**腹地**、**后地**(backland)。修斯(E. Suess 1883)提出的一个术语。指造山带逆冲系统的根带所在地域。由于这里是造山期间遭受侧向挤压最强烈的部分，构造变形极其复杂，而且还有大面积的前寒武纪岩系被挤出和大规模的花岗岩类岩体侵位。

【边缘坳陷】 marginal deep　又称**前渊**(forodeep)。伴随地槽褶皱隆起，在它与地台交界地带形成的大型坳陷。其内部结构通常是不对称的，并为独特的沉积建造(近海含煤建造、磨拉石建造、含盐建造)所充填。岩浆活动不明显。在发展过程中其坳陷中心逐渐向地台方向迁移。在时、空两个方面都具有过渡性质的构造单元。中国祁连山地槽北缘的走廊边缘坳陷就是一个典型的实例。

【山前坳陷】 piedmont deep　地槽褶皱隆起以后，形成于造山带前缘的坳陷。它与边缘坳陷的主要区别在于：它不是地槽褶皱隆起后立即产生的，而是间隔了一段相当长的时间后才形成的大型带状坳陷；山前坳陷中堆积了大量的粗碎屑岩，构成类磨拉石建造；它的空间展布也往往是在中间地块边缘，靠近地槽褶皱带的部位。

【山间坳陷】 bolson, intermontane depression, intermountian depression　地槽发展后期的山脉形成阶段，在褶皱山系内部形成的坳陷盆地。它们大多数是因断裂陷落而成，因而其长轴方向与褶皱带的构造走向平行。坳陷内填充有从相邻的褶皱隆起处搬运来的大量碎屑物，形成磨拉石建造、红色建造和含煤建造等。反映造山带晚期的构造演化历史。

【轴缘坳陷】 axial peripheral depression　黄汲清等(1959)提出。指在地轴朝向地台的一侧往往发育有以深断裂为边界、并与地轴有成因联系的、带状延伸的大型坳陷。其中的沉积物以海相为主，而且其厚度比地台上的其他单元要大。例如，燕山沉降带就是这样一种坳陷。

【上叠盆地】 superimposed basin　地槽褶皱隆起以后，经过一段相当长的地质时期后形成的断陷盆地或坳陷盆地，经常叠置在早期地槽和晚期褶皱带内部的不同次一级构造单元之上。上叠盆地的发育与早期构造单元的关系不大，因此它不是继承性盆地，而是具有新生性质，它的出现代表该地区的地质演化进入了一个新阶段。

【中间地块】 intermediate massif　地槽系中面积较大的稳定块体，它四周被地槽所包围。与周围地槽相比，当地槽强烈拗陷接受巨厚沉积时，它表现为相对隆起，仅接受了较薄的沉积；当地槽褶皱隆起遭受剥蚀时，它又表现为总体下陷，有较厚的沉积岩系形成。中间地块大体分为两种类型：①以前南华纪变质岩系为基底，被厚度不大的显生宙沉积地层所覆盖，其地质特点与古地台类似；②基底形成于显生宙，在周缘地槽发育时期它的基底固化作用已经完成，上覆有晚显生宙以来的沉积盖层，此种中间地块因基底年轻因而活动性较大，其地质特点类似于年轻地台。

【褶皱带】 fold belt　通常指一个地槽在经历造山作用后，由线型褶皱组合形成的强烈构造变形地带。在该地带内常伴有同造山期的大规模酸性岩浆侵入和广布的区域变质作用。为了标

明褶皱带的形成时代，习惯上在其前冠以构造旋回的名称，如北祁连加里东褶皱带。但近年来的研究表明，一个特定地区的褶皱带的范围并非一定限于原先的地槽边界之内。相反，相邻的地台或中间地块边缘的盖层也常卷入褶皱带之中。因而褶皱带和地槽的边界可以是不一致的。另外现已查明：褶皱带也可以出现在已稳定地台内部，那里的盖层也可因强烈的造山作用而形成褶皱带，如中国的燕山褶皱带。

【褶皱系】 fold system 由若干个褶皱带和夹持其间的中间地块所组成的一个大尺度的、地壳上的一级构造单元。其规模和范围大体与一个地槽系相当。组成一个褶皱系内部的各褶皱带，必须具有相同或相似的地槽演化经历和造山作用时期。而在空间上它们又是相互关联的。如中国的秦岭-祁连-昆仑褶皱系。

【复合造山带】 composite orogen 又称**复合山链**(composite mountian chain)。经历了几个构造旋回而形成的造山带。此类造山带在平面上表现为不同时代褶皱带的组合排列呈有序的或定向的分布。

【活动带】 mobile belt 泛指地壳上构造活动性远较相邻地区大的地带。活动带一词的含义比较广泛，一般作为大尺度的描述性名词使用，不能列入构造单元的名词。事实上诸如地槽、褶皱带、造山带、断裂带等等都可称之为活动带。

【地台基底】 basement of platform 地台具有双层结构：上层为盖层，下层为基底，其间被区域性的角度不整合隔开，代表明显不同的两个构造演化阶段。基底往往是由区域变质显著、构造变动剧烈、遭受过广泛岩浆侵入的结晶岩系所组成。因此，又称为**褶皱基底**(fold basement)或**结晶基底**(crystalline basement)。当地台基底形成于前寒武纪时，它就是一个古地台；若是由显生宙的岩系组成，它就是一个年轻地台。在地台的隆起地区基底大面积裸露；在相对拗陷地区，则因有盖层广泛覆盖，基底被深埋于地下，如四川盆地。

【地台盖层】 cover of platform 又称**沉积盖层**(sedimentary cover)，简称**盖层**。以明显的角度不整合覆盖于地台基底之上的沉积岩层之统称。因为盖层形成于稳定的构造发展阶段，以浅海相沉积为主，沉积厚度相对较小，而且在空间上分布广泛，岩相变化很不明显。通常盖层的变形微弱，岩石一般未变质，少见有岩浆活动。

【正向构造】 positive tectonics 又称**正性构造**。泛指地壳上相对隆起的构造单元，其规模、形状、内部结构和成因都没有严格的限定。

【负向构造】 negative tectonics 又称**负性构造**。泛指地壳内相对坳陷的构造单元，其规模、形状、内部结构和成因都没有严格的限定。

【隆起】 uplift 泛指地壳上不同成因的上升构造。这一术语无尺度大小和形态的限制，例如穹隆、拱曲和变质核杂岩构造等。而这种上升可以直接起因于垂向地壳运动，也可以由侧向挤压或伸展所导生。

【坳陷】 depression 泛指地壳上不同成因的下降构造。这一术语无尺度大小和形态的限制，如盆地、坳槽、地堑、裂谷等。而这种下降可以直接起因于垂向地壳运动，也可以由侧向挤压或伸展所导生。

【片麻岩穹隆构造】 gneiss dome 艾斯科拉(P.E.Eskola，1949)提出的名称，魏格曼(S.E.Wegmann，1930)曾称为花岗岩底辟。它们常是混合岩化及花岗岩化的中心，一般常以花岗岩居中，其外围绕着混合岩、片麻岩，更外可过渡为结晶片岩。但有时地表不见花岗岩及混合岩而全由片麻岩构成。穹隆具圆形、椭圆形或不规则的形状，长度较大的则过渡为长垣构造。有的穹隆顶部岩层近于水平或呈平缓的波状起伏。在较大的穹隆中常有次一级小穹隆与构造盆地交错共生。更多的片麻岩穹隆构造中发育着许多非常复杂的次一级褶皱，有时穹隆构造与褶皱带间列。从它们的变形性质来看，这类构造是地壳深层次变动的产物，它的出露往往反映了所在地区地壳的大幅度抬升。片麻岩穹隆在早前寒武纪变质岩中有广泛发育。

【块断区】 block faulted region 狄塞特尔(L.U.De Sitter，1956)把地壳构造区分为三种基本类型：块断区、准构造区和正构造区。陈国达等建议将块断运动发育的地区叫做块断区，以便同地槽区和地台区相区别，并认为自中生代以来，中国部分地区的块断作用强烈，表明地壳已发展到了一个新的构造演化阶段。块断区有以下几个特点：在沉积方面，表现为以陆相的红色粗碎屑为主，厚度大且横向变化大，其原始沉积盆地规模都不大；以箱状、梳状褶皱为主，断裂众多；有大量酸性、中性和基性喷出岩以及颇多的酸性、中性侵入体形成；伴有沉积矿产，也有岩浆活动产生的金属矿产。

【线性构造】 lineament 霍布斯(W.H.Hobbs，1944)提出，泛指航空照片和卫星照片上呈现的线形影像。但长期以来，地质学家们对这种影像特征的地质含义理解并不相同。部分线性影像是诸如断层、火山链、岩墙群和区域裂隙带等构造形迹的直接反映；但有些线性影像并不具有地质含义，它们可能是地貌、植物分布或地下水位变化在图像上的直观表现。

【环形构造】 circular structure 又称**圆形构造**。是地球和其他星球表面普遍存在的一种构造形式。在地壳中它以近圆形的构造环带为特征，通常在卫星像片上有明显表现。环形构造的成因具有多样性，它可能是地壳深部强烈的热动力冲压、旋扭作用的产物(具有明显的圆形、环形、弧形边界)；也可能是地质历史早期陨石撞击的遗迹；有的可能是侵入岩体的露头或隐伏边界；有的又可以是大型盆地的边界。而在平原地区出现的圆形构造也可以起因于地下水位的急剧变化。

【深断裂】 deep fracture 又称**深大断裂**。裴伟(1945)提出。指一种规模大、切割深、活动时间长的断裂带。它一般延伸长达几百千米到上千千米；宽几千米到几十千米，因而常常构成一个断裂带。它可切穿整个地壳乃至岩石圈。其主要标志有：①沿深断裂形成大规模的挤压破碎带或糜棱岩带；②深断裂两侧的地层发育、岩相-厚度和沉积建造类型等有显著区别；③沿深断裂带常有基性、超基性岩岩体分布和强烈的动力变质作用；④断裂谷、断层崖等沿该带十分发育，因此在航片、卫片上呈现明显的线性特征；⑤表现为区域性的地球物理异常带，如航磁异常带、重力梯度带等。20世纪70年代中国地质学家按切割深度将深断裂分为：基底断裂，壳断裂、岩石圈断裂和超岩石圈断裂等。有的古板块界线就是以深断裂的形式出现的。板块构造问世以后，裴伟已声明“深断裂”这一术语不当之处颇多，并提出今后不用或少用该术语的建议。

【构造层】 synthem，structural layer，structural level 20世纪40年代前苏联地质学家提出。中国学者一直广泛加以引用。西方，尤其是美国地质学家则用“地层组合”一词来表示类似的概念。在对某一个地区做区域构造分析时，构造层的正确划分是重塑该地区构造演化经历的一条重要途径。构造层的原意是指地壳发展过程中，一个构造区内的一定构造发展阶段所形成的特定岩层组合并伴有相应的构造-热事件的产物。这一特定岩层组合因沉积建造、变形变质和岩浆活动等方面的特点明显有

别于上覆、下伏构造层，可以独立地区分出来。两个构造层之间通常由一个明显的角度不整合分隔。因而在区域构造分析时，准确判定某一角度不整合存在的构造含意尤为重要。构造层可以分为不同级别，大的如地槽构造层、地台构造层，而在它们内部又可以根据沉积间断、变形变质和岩浆侵位特征不同而分出次一级的构造层——亚构造层。同样，一个造山带也可以根据综合的地质特征，划分出几个构造层，而每一个构造层内部又可分出若干个亚构造层。一个构造层在时间上代表某一地区地壳发展历史的一个特定构造阶段；在空间上它表明某一期构造运动所涉及的范围；而其沉积建造和构造-热事件的组合特征则反映构造区某一发展阶段的大地构造性质和环境。中国地质界常用构造旋回的称谓来命名不同的构造层，如加里东期、海西期、印支期、燕山期和喜马拉雅期构造层等等。



构造层
1. 地台构造层；2. 地槽构造层

【构造岩相带】 tectofacies zone, structural lithofacies zone　造山带内各个部分因构造背景的差异，所形成的沉积环境和沉积建造也各不相同，可根据沉积建造的分带性，将一个造山带进一步划分成若干个不同的构造岩相带。需要指出的是：一个特定构造岩相带的构造变形、岩浆活动、变质程度和成矿作用等方面都具有大致相同的特点。因此，通常可以根据综合的地质特点来划分一个造山带内部的不同构造岩相带。

地质建造

【地质建造】 geological formation　泛指在地壳发展的某一阶段，在特定的大地构造条件下所形成的具有成因联系的一套岩石共生组合。地质建造的区分和识别，为确定某一地区地壳演化和发展过程提供重要依据。按岩石成因类型地质建造可分为：沉积建造、岩浆建造和变质建造等三大类；每一大类又可以做进一步划分，如沉积建造可分为碳酸盐岩建造、含煤建造、复理石建造、磨拉石建造等等。按大地构造类型则可区分为：地槽型建造、地台型建造等。由于地质建造反映特定的地质环境，有很重要的实用意义。

【沉积建造】 sedimentary formation　泛指在一定构造背景条件下，当地壳发展到某一构造阶段时所形成的一套具有特定岩相组合的沉积岩系，如碳酸盐岩建造，含煤建造、红色建造、潟湖建造、复理石建造、磨拉石建造等。

【沉积类型】 tectonic sedimentary type　指概略古地理图中较大区域和较长时限的地层沉积总貌，王鸿祯(1981)以地壳构造活动程度为主要控制因素，将沉积分为稳定类型、活动类型和过渡类型，又按大的沉积环境分为海相、陆相和海陆过渡相等六种沉积类型。其基本控制因素是由地壳运动性质所决定的沉积环境、沉积组分和结构及所形成的沉积模式和沉积格局。

【沉积组合】 tectonic stratigraphical association　指在地史上不同构造格局和不同构造部位形成的特有岩相和组分的组合。地表的地势分异形成几个不同高度的基准面，划分出高原山区、山麓盆地、丘陵平原以及海平面下的大陆架、大陆斜坡及深海盆地。这些不同的地势构造部位都形成特有的沉积组合，如山麓磨拉石组合、大陆斜坡浊积组合等。

【岩浆建造】 magmatic formation　泛指在地壳发展的某一构造阶段，它是指在一定的大地构造环境中所形成的岩浆岩的共生组合。

【岩浆旋回】 magmatic cycle　马杏垣等(1961)提出。是指在一个构造旋回中，呈有规律演化的系列岩浆活动。

【构造岩浆区】 tectonomagmatic province　马杏垣等(1961)提出。是指在一定构造环境中发育有一定类型的岩浆岩建造并具有相应内生矿产的地区。构造岩浆区通常可分为三种类型，即地槽型构造岩浆区、地台型构造岩浆区和西太平洋型构造岩浆区。

【地槽型构造岩浆区】 tectonomagmatic province of geosynclinal type　一个地槽发展的全过程中，有一套特定的岩浆岩组合。它们包括早期海底喷溢成因的细碧角斑岩、安山岩，以及与之相伴生的超基性岩；晚期(造山期)大规模的花岗闪长岩和中深成花岗岩岩基的侵位。造山期后又出现溢流型玄武岩浆的喷发。此类构造岩浆区的另一特点是无论喷发或侵入，活动规模都十分巨大。

【地台型构造岩浆区】 tectonomagmatic province of platformal type　地台演化阶段所形成的岩浆岩组合。它主要包括：安山玄武岩、暗色岩、基性侵入岩、闪长岩、碱性岩等。在活动方式上，地台的喷出岩多属于陆相喷发成因，中酸性侵入体的规模较小，成分上多偏中性，且愈到晚期偏碱性岩体的比例愈高。

【变质建造】 metamorphic formation　在一定构造环境下所形成的变质岩石有规律的自然组合。它是在原岩建造的基础上，经历不同程度变质作用的综合产物。相同的变质建造在不同地区具有一定的普遍性，在岩石类型、矿物组合、结构构造及产状上具有某些共同的特点，彼此之间可以进行对比。不同地质时代有其特殊的变质建造，也有相似但不完全相同的变质建造。研究变质建造可以更好地说明一个变质地区的原岩建造和变质作用的特点及它们之间的相互联系，了解此地区当时的地质环境和地壳变化的某些规律，并用以解决变质矿床的某些找矿勘探问题。

【地槽型建造】 geosynclinal formation　地槽发展过程中形成的特有建造组合。地槽型建造基本上由海相地层组成，常伴有大规模的中基性火山岩和硅质岩建造。此类建造以厚度巨大，岩性和厚度在空间上变化迅速为特点。典型的地槽型建造有细碧角斑岩建造、硅质岩建造和复理石建造等。

【地台型建造】 platformal formation　地台环境中形成的各种沉积建造。通常情况下，它们厚度相对较薄，且横向变化不大。碎屑岩的分选性良好。大范围内岩石组合和岩相都可以对比，表明各地的沉积环境平稳地逐渐变化。例如华北地台的寒武系和奥陶系，以及华南地区的石炭—二叠系的碳酸盐岩建造都是典型的地台型建造。

【过渡型建造】 transitional formation　兼具地槽型和地台型建造特点的某些沉积建造。其特点是：碎屑沉积占优势，其中尤以潟湖相沉积或陆相沉积为主。此种建造中很少有火山岩，但厚度巨大。它们总是堆积在因造山作用而导生的大型隆起旁侧的快速拗陷区。例如磨拉石建造、某些含煤建造和红色建造等都属于过渡型建造。

【细碧角斑岩建造】 spilitic-keratophyre formation　是一种标志优地槽的典型建造。它是在地槽强烈拗陷时期所形成的一套海底火山喷溢的火山岩组合。它的代表性岩石为钠质火山岩，如细碧岩、角斑岩、玄武岩、安山岩及其凝灰岩等，而且伴生有硅质岩。有时又称*硅质火山岩建造*(siliceous volcanic rock formation)。中国祁连山地槽的北带就有这种建造。在这种建造的硅质岩层中，多见富铁、锰、磷等矿床，而在火山岩中又常含铜、铅、锌、黄

铁矿和稀有元素等矿床。近年来的研究表明，相当一部分细碧角斑岩建造还与辉长岩等基性岩伴生。因此板块构造学者认为：这种岩石组合代表了古洋壳的残迹。因而查明它们的时、空分布有利于重塑古板块构造格局。

【红色建造】 redbeds formation　一套主要由泥质岩、粉砂岩和砂砾岩组成的以红色为标志的陆相沉积。它有时还夹有薄层白云岩、石灰岩和石膏等。红色建造总体是在氧化环境下形成的河流、三角洲、湖泊以及近海相沉积。它产出在造山带的前缘坳陷或山间坳陷内。红色建造以粗碎屑岩为主，且厚度巨大。在空间上，岩相和厚度变化迅速。这类构造区出现的红色建造往往就是磨拉石建造的另一种称谓。这种建造也可见于地台的一些中、新生代盆地之中，在这种情况下，它们的绝对厚度较小，且岩相和厚度的空间变化也要小得多。如云南中部三叠纪末至侏罗纪的禄丰群。

【潟湖建造】 lagoonal formation　在岩石组合中出现大量岩盐、石膏和白云岩的沉积建造。所有这些化学沉积成因的岩石都是在局限海环境或海水蒸发量大于补给量的干旱气候条件下沉淀的。潟湖建造多数情况下形成于造山期后，在地壳隆升，海水撤出的古地理背景下。

【含煤建造】 coal-bearing formation　一套由砂岩、页岩为主夹有多层煤或煤线的岩系。无论是否具有可采煤层，都可称为含煤建造。该类建造主要形成于古陆边缘的滨岸地带或陆内的陆相盆地中。在构造环境上，它是后地槽阶段的产物，也可理解为是地台发展阶段的一种沉积建造。含煤建造是湿润气候条件下的产物，与潟湖建造所代表的气候条件截然不同。

【石英砂岩建造】 quartz sandstone formation　指由石英砂岩组成的岩层。其特点是矿物成分非常单纯，几乎全由石英颗粒组成，砂粒粗细均匀，磨圆度高，建造厚度通常为几十米，是一种形成于稳定构造环境的沉积建造。它主要分布在地台缓慢上隆的准平原化古陆边缘。

【复理石建造】 flysch formation　复理石是浊流沉积的海相地层。其特征是厚度大，通常很少含化石，具有薄层的递变层理。它主要由泥灰岩、砂质、钙质页岩、泥岩，与砾岩、砂岩和硬砂岩等组成具有明显韵律层的岩石组合，它形成于海洋浊流环境。构造地质界将复理石视为一个广泛发育的前造山阶段沉积组合，它形成于一个地槽演化的晚期阶段，造山作用主幕发生之前，由毗邻隆升山区快速侵蚀提供物源，而在槽地内沉积的具有明显韵律层的沉积岩系。例如中国秦岭造山带的三叠系留凤关群。有人根据它与地槽演化过程的关系，将其进一步分为下复理石和上复理石，前者形成于地槽沉降阶段，后者形成于地槽回返阶段。

【野复理石】 wild flysch　由考夫曼(Kaufman，1886)在阿尔卑斯工作时提出的一个术语，指含有较大岩块和大砾石的复理石沉积。其规模可以在地质图上反映出来。重力作用导致的崩陷和滑动，使野复理石层理混乱不清，扭曲、弯转等层理变形现象甚为发育。与典型复理石的差别主要为无复理石的韵律层理和碎屑物粒度比较粗。

【粘土页岩建造】 clay-shale formation　是一种地槽型建造，以粘土质岩石占优势为特点。这种粘土质岩系往往含有包括硬砂岩在内的各种碎屑岩和少量灰岩夹层。粘土页岩通常因富含有机质而呈黑色和暗灰色，但也经常见有富含凝灰质的浅绿灰色粘土页岩。这种建造是在地槽下拗的初始阶段形成的。绝大多数粘土页岩建造通常都形成在海相深水沉积环境中。

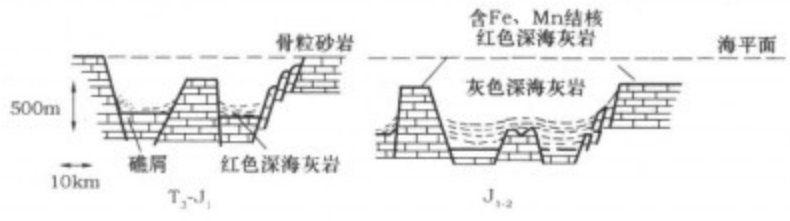
【磨拉石建造】 molasse formation　同造山作用形成的分选性差、磨圆度低的快速粗大碎屑沉积，形成于近海(部分为海相，部分为陆相或三角洲相)的和陆相环境中。其特征是厚度巨大，无递变层理，具有交错层，由砾岩、砂岩、页岩和泥灰岩等构成，有时还含有煤层和碳酸盐类沉积物。在地层剖面上往往是下部颗粒细，一般为海相，向上颗粒变粗，并由陆相构成。根据这些特征可以与山间盆地沉积相区分。这一组合的形成起因于造山作用主幕期间或紧接其后的山脉抬升剥蚀时期，堆积在较早形成的复理石的前锋部位。例如，瑞士平原和德国南部阿尔卑斯前陆在阿尔卑斯山隆升之后沉积的以中新世为主、包括部分渐新世的粗碎屑岩地层。

【菊石口盖灰岩】 aptychus limestone　欧洲阿尔卑斯山区侏罗纪中期出现的特殊沉积类型，岩性为硅质灰岩，仅见菊石口盖化石(见图)。显示海水继续加深，菊石的钙质壳体已经全部溶解，只有厚度较大的口盖部分得以保存。在地层序列上，正好处于上覆红色菊石瘤状灰岩和下伏放射虫硅质岩之间的过渡位置。



口盖硅灰岩
(刘本培摄)

【红色菊石瘤状灰岩】 ammonitico rosso　欧洲阿尔卑斯山区侏罗纪常见的一种薄层状瘤状灰岩，呈鲜艳的红色和特殊的瘤状结构，成为著名的装饰石材。所含化石主要是善游泳的菊石类，而且壳体常有局部溶蚀现象，显示海水深度在碳酸盐补偿深度(CCD，现代海洋中水深大体在 1000～4000 米范围，中生代时水深更浅)以下的较深水沉积环境。代表阿尔卑斯地区晚三叠世浅水碳酸盐台地开始裂解沉陷，侏罗纪起出现了较深水环境(见图)。

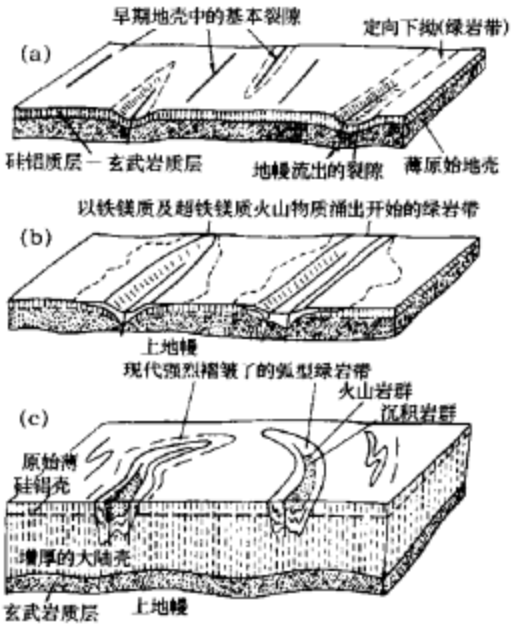


红色瘤状灰岩形成的沉积构造环境
(据 Bernoulli and Jenkyns，1974，经简化)

【灰岩建造】 limestone formation　又称**碳酸盐岩建造**(carbonate formation)。这种建造可见于地槽或地台中。灰岩建造的形成时期代表最广泛的海侵时期。在地槽中，灰岩建造多形成于构造回返之前，因之人们往往把它的顶界看作是地槽开始总体上隆的标志。地槽中的灰岩建造以含泥质多，且有时含沥青质的暗色不纯灰岩为特征，另外还夹有较多的粘土岩、细碎屑岩和硅质岩。地台型的灰岩建造主要由纯灰岩或白云质灰岩组成，其中仅夹少量粘土岩。且它的横向厚度和岩石组合变化都不大，是在比较稳定的构造条件下形成的。

【绿岩带】 greenstone belt　全球范围内早前寒武纪的一种特有岩石组合类型，主要由镁铁质火山岩和轻微变质的火山-沉积岩组成。它通常呈线形条带出露于大面积的花岗质岩石中，长可达数百千米。由于经历了中低级的变质作用，产生了大量角闪石、绿帘石、绿泥石等绿色矿物，故称绿岩。完整的绿岩带剖面由下部超镁铁质岩，中部钙碱性火山岩和上部沉积岩等三部

分组成，普遍表现出旋回性。特征的科马提岩即出现在下部。上部沉积物一般又可两分：下层为较深水相的砂页岩，有时显示浊流性质；上层为浅水相的砾岩、石英岩和灰岩。条带状含铁建造往往产出于一个旋回的顶部。多数人认为绿岩带不代表原始地壳，它下面还应有更古老的陆壳。加拿大、西澳大利亚、印度、芬兰等早前寒武纪克拉通基底的花岗质片麻杂岩内普遍发育一套绿岩带，其时代从35亿年到23亿年前，代表地球生成早期最老的沉积和火山活动记录；以南非巴伯顿地区研究程度最高，是全球绿岩带的典型。它们成极不规则的线状陡倾向形条带位于古优势的片麻状花岗质岩石中，长可达数百千米，宽达25千米。绿岩带和周围片麻岩系的片麻理多成协调一致的关系，所以两者原来的关系不易确定。最近国外一部分学者把绿岩带当作蛇绿岩套。由于古老克拉通的多数金属、非金属矿产的形成和空间展布与绿岩带的发育密切相关，故对绿岩带的研究有很大的理论和实际意义。中国辽宁清源和山西五台山都有绿岩带发育。



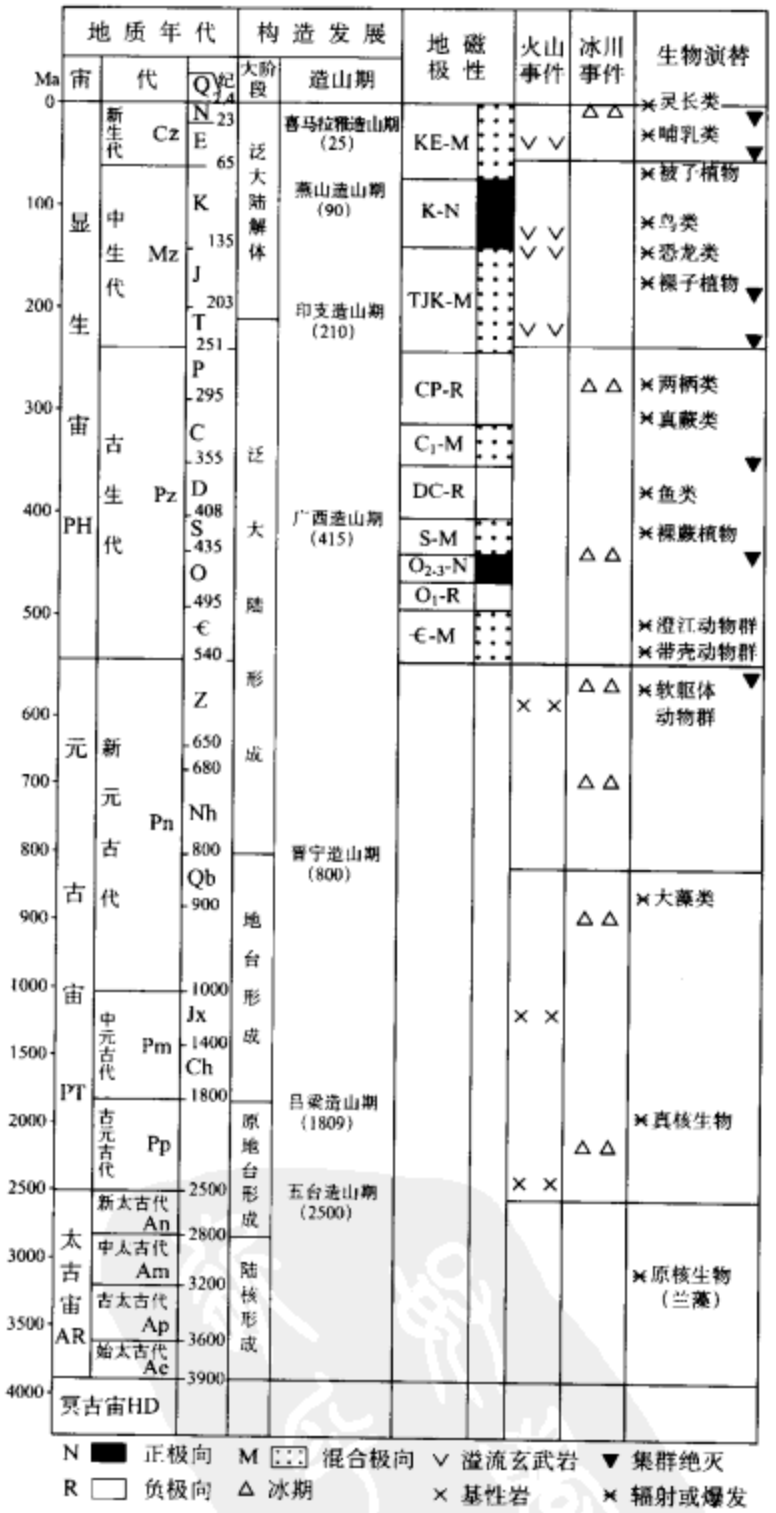
绿岩带形成机制

【建造系列】 formational series　又称**建造序列**。在特定的构造环境下，形成某种有一定规律的建造组合。例如，通常一个地槽的建造系列，由下而上为细碧角斑岩建造、页岩—硬砂岩建造、灰岩建造、复理石建造、磨拉石建造的组合。

历史大地构造

【历史大地构造学】 Historical Geotectonics　前苏联自20世纪30年代以来使用历史大地构造学一词，是指使用历史分析的研究方法，从发展的角度研究地球的构造演化过程。代表人物有沙茨基(N.S.Shatsky)和哈因(V.E.Khain)。西方学者在这方面的代表有施蒂勒(W.H.Stille)。黄汲清的多旋回构造说重在造山带发展史，也与历史大地构造学有密切关系。现代历史大地构造学的时空观，从时间说是历史发展的阶段论，从空间说是全球构造的活动论。阶段划分的事实根据是地球历史中全球分布在时代上相对集中发生的节律现象。理论依据是事物发展中量变、质变的规律。各种地质作用都以缓慢的量变期和急剧的质变期以一定的间隔交互出现，前进发展，构成不同的阶段。阶段论的特征：①**阵发性**(episodicity)，如生物集群绝灭、大规模火山喷溢、弧陆碰撞、地震等都具有阵发性。②**周期性**(periodicity)，地质事件的发生具有在时间上相对集中的特点，这些集中往往又按一定时间间隔再现，具有周期性。③**不可逆性或前进性**(progressiveness, irrevarsibility)，也可称为点断前进说。活动论的事实根据是地表单元和性质的不断易位和转变，理论依据是事物的非均一和非平衡性质。历史大地构造学主要研究地史中的生物史、沉积史、岩浆史和构造史，根据其空间分异分出构造单元。表中表达了构造阶段、泛大陆周期，岩浆活动和地磁极性，造山期以晋宁期和印支期在地质史上最为重要。在地质史上地表大陆可能有5次聚合形成泛大陆，聚散周期约为500～600百万年(见表)。在世纪之交的新形势下，历史大地构造学应发展其阶段论和突变论的观念，发挥学科交叉优势，结合深部地球物理及地球化学，重视灾变事件引起的超常变革，重视地球早期史，以求试行提出统一的地球动力演化模型。

地质年代、构造演化与全球事件



【点断前进说】 punctuated progression　王鸿祯(1982, 1997)认为它是地球构造发展过程的一般规律。发展的全过程从时间上说不是等速进行的，而是以漫长的平静演化期与短促的急剧变革期相互交替的方式进行的。稳定地块的形成，褶皱带的抬升和转化，生物门类的兴起和绝灭以及大规模的岩浆喷溢和侵入等都是在长期演化基础上，通过相对短暂的变革实现的。地壳以及地球整体的构造演变是一个向前的、由简单到复杂的有节奏、分阶段的过程，平静演化期与急剧变革期的相互交替和前进

发展就是划分地球史发展阶段的客观依据。

【构造大阶段】 tectonic megastage 王鸿祯(1979)将亚洲构造发展分为4个大构造阶段。每一大阶段都以相对集中发生的主要地质事件分界。其主要事件是指地壳深部的物质分异、地表大陆的相对位移、基本环境条件的变更以及地磁场的扰动、岩浆活动的强化与生物的集群绝灭等。基本环境条件是指介质条件,如水圈、气圈的组成成分的变化,大陆地块广度、厚度和物质组分的变化以及大陆高差和海洋深度的变化等。根据大陆地壳的主要演化发展可分为四大自然阶段(1982):①陆核形成阶段;②地台形成阶段;③联合古陆形成阶段;④联合古陆解体阶段。时间间隔约为6亿~10亿年。

【构造阶段】 tectonic stage 在地壳构造发展中,可按造山运动的时期划分构造阶段,是传统的认识。王鸿祯(1979,1981)提出亚洲和中国可分为4大构造阶段,1986年提出大阶段、阶段和造山期(运动)的三级划分。作为严格的级别名词,构造阶段指施蒂勒(H.Stille)在20世纪20年代以来建立的阿森特期、加里东期、华力西期和阿尔卑斯期等阶段。中国的晋宁期、印支期、广西期、燕山期和喜马拉雅期等构造阶段属于同级。

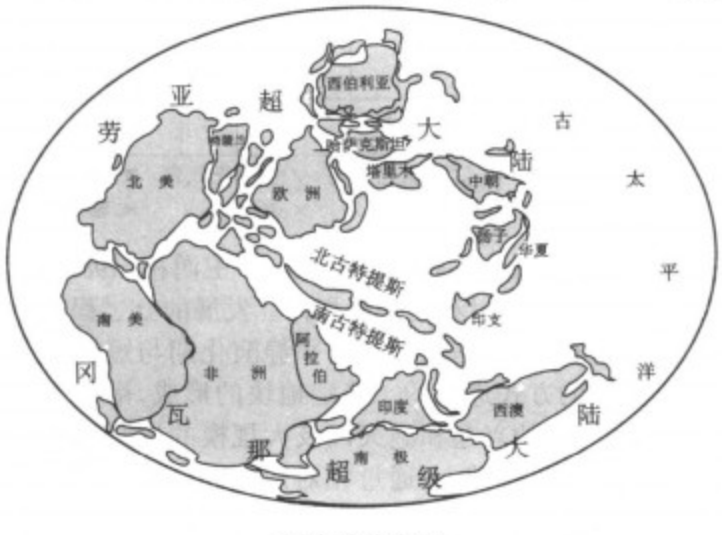
【构造期】 tectonic epoch 又称造山期、造山运动。指构造阶段后期较集中发生的剧烈的构造岩浆活动以及变质作用期。时限可能在5~10百万年左右。

【陆核形成大阶段】 megastage of continental nucleus formation 陆核指地台区内早期固结的有一定规模的核部,约在28亿年以前形成,称陆核形成阶段。王鸿祯于1955年使用鄂尔多斯陆核等名称,并认为陆核可能是由小型硅铝块体不断形成和集结而成,陆核之间也会发生碰撞俯冲,但在规模和性质上与现代有很大差别。

【原地台形成大阶段】 megastage of protoplatform formation 指在18亿年前后完成的较普遍的大陆地壳增生和强化过程。原地台一词由马杏垣于1963年提出。王鸿祯曾称原地台形成为亚洲一级大构造阶段。因其时限长达10亿年,1994年改称大阶段,变原有的4大阶段为5大阶段。28亿~18亿年时期,主要的陆核为古褶带连结,并固化为相对稳定的原地台整体,但仍保留一定的活动性,其上发育中、新元古界似盖层沉积。

【地台形成大阶段】 megastage of platform formation 地台区全部固化,形成相对稳定整体的阶段,约在新元古代晚期(8亿年)完成。王鸿祯等于1985年提出地台形成于震旦纪之前。在18亿年之前,已形成大规模初步固结的原地台,其上沉积似盖层,地台之上则形成真正的稳定沉积盖层。

【泛大陆形成大阶段】 megastage of pangea formation 指地表大陆相向集中,最后于250百万年形成一个整体大陆的阶段。地表大陆的集中,构成海平面剧降、气候异常、生物大量灭绝的特殊时期。当时的泛大陆分为北半球的劳亚超级大陆和南半球的冈瓦纳超级大陆,大致沿南北方向展布,中隔特提斯海域及洋区,四周为大洋所包围,称古太平洋,也可称泛大洋(见图)。



泛大陆分布图

【泛大陆解体大阶段】 megastage of pangea disintegration 指泛大陆形成后至距今约250百万年的解体阶段。泛大陆裂解约始自180~170百万年,明显解体在140百万年之后。总的特征是大西洋洋底扩张,两岸都形成被动边缘;太平洋周边形成俯冲边缘。西太平洋包括西部亚洲大陆边缘的边缘海盆与岛弧间列区和东部的海台(海山)发育的复杂区。海台、海山可能是地幔热点与地幔热柱活动的反映。冈瓦纳古大陆北缘的解体与形成地块的迅速北移表现为特提斯海与印度洋的消长变化。

【构造域划分】 division of tectonic domain 是指较大陆地台区和褶皱区更高一级的大地构造单元。构造域可分为大陆型亚构造域,包含一个大陆地台及其周围的陆缘区和陆缘型亚构造域,包含一组小型前寒武纪地块及其间的褶皱带。陆缘型亚构造域有类于现代的西太平洋陆缘区,是构造上不均一,但在发展史中又具有一定稳定程度的整体。黄汲清(1979)将中国大地构造划分为古亚洲构造域、特提斯构造域和环太平洋构造域等三大构造域。王鸿祯(1981)将全球构造划分为五大构造域:劳俄构造域、北亚构造域、大华夏构造域、西冈瓦纳构造域、东冈瓦纳构造域。

【劳俄构造域】 laurussia domain 在新元古代形成的包括北美、格陵兰和东欧地台(俄罗斯地台)区在内的一级大地构造单元。王鸿祯(1997)认为这一构造域于新元古代末解体,形成现位于北大西洋两岸的北美、北欧、及其陆缘岛区。

【北亚构造域】 north asia domain 又称**中国-安格拉构造域**(sino-angaran domain)。由西伯利亚、蒙古-兴安、布列亚-松辽、中朝、塔里木和哈萨克斯坦等亚构造域组成。在三叠纪末印支造山期后拼合为一整体。西伯利亚、哈萨克斯坦、中朝和塔里木也称构造域。

【大华夏超级大陆】 cathaysiana supercontinent 指晋宁造山期由中朝地台、塔里木地台、扬子地台三个地台区与华夏地区共同形成的一个超级大陆。可能是当时泛大陆的一个组成部分。中国东部大别苏鲁碰撞带和浙西碰撞带说明当时中朝、扬子和华夏三区已相互邻接,中国西部北山和柴达木北缘碰撞带也说明中朝地台西部与塔里木地台东部有相接的迹象,是当时超级大陆以及泛大陆形成的证据。

【亚洲中轴构造域】 axial Asian domain 又称**中朝-塔里木构造域**(Sinarimian domain)。包括中朝地台和塔里木地台区及其周缘造山带形成的两个亚构造域。再西可能包括卡拉库姆地台区。

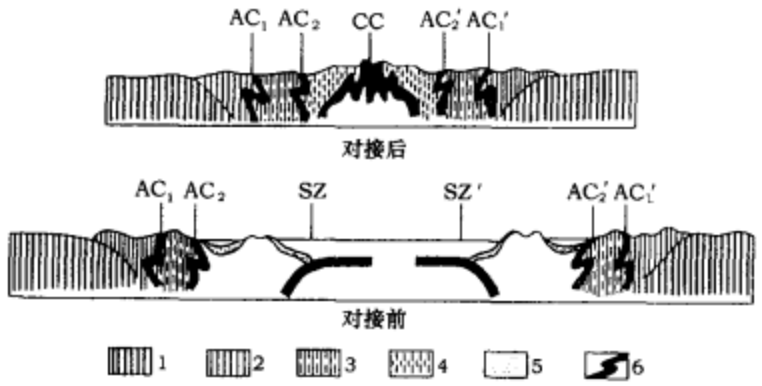
【冈瓦纳构造域】 Gondwana domain 包括东冈瓦纳亚构造域,由印度地台、澳大利亚西部地台和南极洲东南极地台区,于新元古代拼合组成;西冈瓦纳亚构造域,由非洲、南美洲两个地台区于寒武纪末拼合组成。

【大陆地台区】 continental platform 是传统上的一级大地构造单元,地台的标准结构包括古老的变质基底及其上的沉积盖层。多数变质基底形成于古元古代末,有的形成于新元古代,形成后长期处于构造稳定状态。地台区内长期相对上升,未接受盖层沉积的部分称为地盾。相对下降受陆表海、陆架海侵漫,接受沉积的部分称陆架或狭义的台地。在地台区形成前已固结的元古宙活动带称古褶带。

【大陆边缘区】 continental margin tract 指大陆外侧具有边缘海盆和岛弧带的、宽展的复杂构造区。以西太平洋和东南亚最为典型。早古生代的哈萨克斯坦,晚古生代的东北亚都可能与现在的东南亚相比,构成一个构造域或亚构造域。两个陆缘区互相连接,共同形成陆间区,有类于传统所称的对称发展的欧洲式地槽区,单一的陆缘区有类于传统所称的边缘式地槽区。

【古褶带】 Palaeofold belt 又称**古造山带**(Palaeoorogen)。指地台区形成之前,在地台范围内的活动带形成的、位于陆核或狭义地台之间及其周缘地带的褶皱带。在地台形成时,即固结并成为其组成部分。

【地壳(岩石圈)对接消减带】 convergent crustal(lithospheric) consumption zone 指两个相对的古大陆边缘区相互接近,并从边缘海和岛弧的弧弧碰撞、弧陆碰撞到最后拼接,使其间的大洋地壳及过渡地壳陆续形成褶皱带,最后完全拼接时的接合带。由于大陆及其边缘区规模近于对称,故称为对接消减带。图示理想的两大陆的边缘区构造发展至最后对接。



1.地台基底;2~4.不同阶段的褶皱带;5.边缘海及岛弧沉积;6.洋壳;CC.对接消减带;AC_1,AC_2,AC_1',AC_2'叠接消减带;SZ,SZ'俯冲带

【地壳(岩石圈)叠接消减带】 accretional crustal(lithospheric) consumption zone 古大陆被动边缘经过拉伸,张裂,地块移离,形成具有岛弧及边缘海的主动边缘,并向大陆俯冲消减。弧盆体系的不断外移和褶皱带的陆续增生,构成不同阶段的褶皱带,其间是洋壳不断消减拼接的界线,称为叠接消减带。

【裂陷槽】 aulacogen 指大陆地台内部与地台边缘高角度相交的切穿地壳的裂谷或槽地,由沙茨基(N.S.Shatsky,1945)创名。板块学说出现后,裂陷槽被看作三叉裂谷的陆内一支。常见于中元古代之初(18亿),具有幔源岩浆活动,是基底固结达到一定程度的产物,结束时无构造变形及岩浆活动和变质作用。裂陷槽不限于地台内部,也可在地台边缘或在半固结的基底上发育,又称**边缘裂陷槽**(marginal aulacogen)或**短轴裂陷槽**(brachyaulacogen)。俄罗斯米洛诺维斯基(E.E.Milonovsty,1983)提出以强烈挤压结束的可称裂陷地槽,时代多为古元古代。裂陷地槽可与短轴裂陷槽相比。

【微型裂陷槽】 microaulacogen 指在地台基底上形成的小型裂陷槽。特点是未切穿地壳,与碳酸盐台地间列出现。常见于扬子地台黔桂地区的泥盆纪—石炭纪时期。

【陆核集结作用】 continental nuclei aggregation 陆核是指新太古代前(28亿年)形成的陆壳地块相互集结的过程。王鸿祯(1986)提出陆核是地幔早期分异的产物。通过原地集结,达到一定规模,就构成原地台的核心部分。

【似盖层】 paracover 指地台形成后(18亿年)在未全固结的基底上沉积的次稳定盖层沉积。特点是裂陷槽和火山岩发育,形成的碳酸盐岩台地规模较小。如中朝地台上的中元古界长城系和熊耳群。

主要构造单元

【华北地台】 North China Platform 挟持于阴山-燕山与秦岭-大别两条造山带之间,范围包括华北、东北南部、渤海湾等地。因它包括朝鲜半岛,黄汲清(1945)又称为中朝地台;鉴于它的面积较世界上其他地台小得多,且活动性较大,又以中朝准地台称之。有些学者则叫做**中朝克拉通**(Sino-Korea Craton)。华北地台是中国最古老的地台,冀东迁西群和辽宁鞍山群有38.4亿年的同位素年龄数据。约25亿年前的阜平运动,23亿年前的五台运动和18亿年前的中条(吕梁)运动分别形成了该地台基底的三个组成部分。中条运动形成了统一的华北地台基底。其上的中元古代以来的沉积盖层都未经变质。它的地台阶段历史可分为三个阶段:①中—新元古代是地台早期裂陷阶段,沿蓟县—左权、豫陕边界和银川—磴口有三个伸向地台内部的坳拉谷;②古生代是地台最稳定的时期,寒武纪—中奥陶世主要为从南向北超复的浅海相碳酸盐岩沉积,晚奥陶世—早石炭世地台整体抬升、沉积缺失,中石炭世—中三叠世为一套从滨海沼泽相和陆相煤系沉积到红层的碎屑岩系;③晚三叠世开始华北地台解体,大致以太行山为界,其东成为亚洲东部活动大陆边缘的一部分,晚中生代时有强烈的火山喷发-深成岩浆活动,地层发生褶皱并伴有逆冲-推覆构造;而其西部的鄂尔多斯地区则仍保持稳定状态,中生代的湖相地层至今仍保持近水平产状。中生代末地台东部转化为伸展拉张环境,渤海、华北平原等盆地就是这时形成的。华北地台矿产资源丰富,是中国煤炭主要生产基地,前南华纪的鞍山式铁矿、山东的黄金和金刚石都是全国规模最大的;辽河、胜利、任丘、中原等油田的产量在中国油、气资源生产中也占据重要位置。

【扬子地台】 Yantze Platform 其范围包括川、黔、滇、鄂、湘等省的大部分地区,陕南和桂北地区,以及长江下游的皖,苏两省部分地区。地台的边缘有一些山脉环绕,如北侧的米仓山和大巴山,东侧的武陵山,西北缘的龙门山等。出露地表的地台基底岩系多为元古宙的变质岩,变质年龄17亿~23亿年。继承锆石年龄和地球物理资料提示下伏有更老岩系。约8亿年前后发生的晋宁运动形成了扬子地台的统--基底。新元古代为地台早期裂陷阶段,南华纪起出现广布全地台的海相沉积盖层,并且含冰碛层。这里的海相沉积总体上一直延续到中三叠世。在二叠纪中期,地台西部有大规模的玄武岩喷溢。三叠世印支运动使海水撤出地台。长江下游部分与华北地台东部一起转变成亚洲东部活动大陆边缘的一部分。西部的四川盆地保持稳定状态。扬子地台是全国最主要的磷矿分布区,四川西昌地区的钒钛磁铁矿和云南、长江中下游的铜、锡、铁等金属矿床在全国具有重要地位。

【华夏地块】 Cathaysia Massif 浙东南和闽西北的大面积中生代火山岩覆盖区内出露有零星的深变质杂岩,泥盆—石炭系未变质的砂砾岩不整合覆于其上,葛利普(A.W.Grabau,1924)称之为华夏古陆。20世纪80年代以来建立的陈蔡群和建瓯群,获得了18亿~14亿年的年龄数据,它们不整合下伏于浅变质的南华系之下。对闽西南下古生界变质碎屑岩的岩相分析表明蚀源区位于东侧,从而证实华夏地块是一个独立于扬子地台的前寒武纪地块,其范围从浙、闽经粤东可一直延到粤、桂交界的云开地区。但是对于华夏地块的范围、构造性质、演化历史,以及与更南印支—南海地台的关系还有诸多不同的认识。

【塔里木地块】 tarim massif 又称塔里木地台。它是介于天山和昆仑两个造山带之间的一个前寒武纪地台,其主体从中生代起转化成上叠盆地。出露于北部的库鲁克塔克地区的片麻岩和结晶片岩,最近已获得33亿年的同位素年龄值。相当于长城纪、蓟县纪和青白口纪的变质碎屑岩和含叠层石结晶灰岩不整合覆于其上,它们共同构成了地台的沉积盖层,南华系有三期冰碛岩产出,同时伴生火山岩。震旦纪—早古生代为浅海相碳酸盐岩和泥岩沉积,全区缺失中、上志留统。泥盆纪开始了新一轮的海侵,仍保持地台型滨-浅海沉积,其中早二叠世时中、西部有大面积的玄武岩喷发。上二叠统岩相变为北粗南细,表明新生的天山山脉此时已在北侧出现。中生代起,地台进入内陆盆地发展阶段,其中三叠系、侏罗系限于山前地带,白垩纪起沉积范围逐步扩大,上白垩统和古近系并含有海相夹层。现今的盆地面貌形成于新近纪。塔里木地台经历了古生代地台和中、新生代内陆盆地两个阶段的沉陷,地层厚度巨大,有多套生储盖岩系组合,地温梯度偏低,所以是极有潜力的油、气远景区,十多年的勘探成果已证实了这一点。

【柴达木地块】 Qaidam massif 夹于祁连造山带与昆仑造山带之间的一个菱形地块,其范围大体与柴达木山间盆地相当,面积约12万平方千米。地块大部分为新生界所覆盖,盆地基底主要出露在北部的欧龙布鲁克,为元古宇达肯大坂群片岩。南华-震旦系全吉群含冰碛层,已属未变质的盖层。下古生界在欧龙布鲁克为地台型碳酸盐岩,厚度小,岩相稳定;向南变为地槽型中基性火山岩夹硅质岩、结晶灰岩和碎屑岩。上泥盆统红色磨拉石不整合于各地的下古生界之上,厚度自南向北变薄。石炭—二叠系主要是海陆交互相沉积。印支运动以后全区抬升,开始了中、新生代内陆盆地演化阶段,统一的柴达木盆地从渐新世才出现。盆地中的上新统已卷入褶皱。盆地南、北的边界断层都为指向地块中心的逆冲构造,显示新生代以来它是一个对冲式的前陆盆地。柴达木地块有大型铅锌矿及油气田,更是全国最大的钾盐产地,一向被誉为中国的聚宝盆。

【松辽地块】 Songliao massif 其范围大致与松辽平原相当,面积约26万平方千米,总体呈一北北东向的不规则长方形。区内被广布的第四系覆盖,只在边缘有较老地层出露。因此松辽地块的早期发展历史尚不很清楚。根据盆地周缘从大兴安岭、小兴安岭到张广才岭构造走向有围绕盆地转折的趋势,多数人认为它具有前寒武系的基底。已有的钻孔资料也表明下伏基底主要是前寒武系浅变质岩和燕山期花岗岩。只是在南部有二叠纪地层组成的海西褶皱基底。侏罗纪时,地块沉陷成为一大型上叠盆地,中、新生界沉积总厚超过7000米。中国石油产量最大的大庆油田即位于其中。

【准噶尔地块】 Junggar massif 位于阿尔泰与天山造山带之间,与准噶尔盆地范围相当的一个地块。地块几乎全为新生界所覆盖,古生界及中生界只在地块边缘出露。根据周边褶皱带的构造线方向围绕地块变化,而且变形强度随着靠近地块降低,故一般认为地块基底由前寒武系组成。但是考虑到西准噶尔界山的构造活动性由西往东递增,及其东侧的泥盆—石炭系有蛇绿混杂堆积和深水沉积,因此有人提出它的基底由前寒武系和古生代岩系联合组成。二叠纪以后地块转化为内陆盆地,堆积了厚逾10000米的中、新生代陆相地层。盆地边缘指向地块中心的逆冲构造表明,新生代阶段的准噶尔盆地仍属挤压体制下的前陆盆地。它是中国西部仍具很大潜力的含油气盆地之一,克拉玛依油田即位于其西部。

【鄂尔多斯地台】 Ordos platform 被秦岭和大青山挟持,西临贺兰山-六盘山,东以南北向延展的黄河为界的一个构造单元。其南部为陕北黄土高原,在河沟中可见到产状平缓的古生代和中生代地层。北部则是毛乌素沙漠,出露有古老的变质岩系。这是一个由前寒武纪结晶岩系构成基底的稳定地块,显生宙期间一直以小幅度的整体升降为特征,因此盖层构造变形极其微弱,具备典型地台的特点。因其是华北地台内的一个二级构造单位,中生代时期又是一个大型沉积盆地,中国多数学者都称为鄂尔多斯台向斜。

【内蒙地轴】 Inner Mongolian axis 黄汲清(1945)命名,是华北地台北缘的一个长条形隆起构造单元。它西起阿拉善三角地,往东经大青山到燕山山脉北部,全长约2000千米,南北宽达300千米。前寒武系结晶基底广泛出露,缺少古生代盖层,其上直接被中、新生代盆地覆盖。它曾长期被视为古生代时期分隔华北地台和其北兴蒙地槽海域的古隆起。后来的研究表明,该地区的前寒武系广布很可能起因于中生代的逆冲作用,而不是一个古生代的古隆起。

【秦岭地轴】 Qinling axis 黄汲清(1945)提出的华北地台南缘的一个次级构造单元。它呈近东西向大体沿秦岭山脉主脊延展,往东过南阳盆地后可与淮阳地盾相连接。这个地轴一向被认为是一个由古老变质岩系组成的长期隆起带,但是后来获得的资料表明,原先定为太古宙或古元古代的秦岭群、宽坪群、陶湾群,其主体部分却属于中、新元古代和古生代地层;所谓秦岭地轴事实上是以逆冲系统为特征的整个秦岭造山带的根带。从而这一术语现今已很少使用。

【康滇地轴】 Xikang-Yunnan axis 黄汲清(1945)命名。指康定至云南红河之间近南北向前寒武纪变质杂岩出露地区,曾长期认为是显生宙以来长期隆起的正向构造带。在构造上,它构成了扬子地台西缘的一个二级构造单元。随着研究工作的深入,发现该地区的地质实际上与康滇地轴原义存在相当大的差异,故这一名词现已很少使用。

【淮阳地盾】 Huaiyang shield 黄汲清1945年命名。长江下游自武汉至南京之间以大别山为主体的前寒武纪结晶岩系广布地区、外形类似盾牌的隆起构造单元。淮阳地盾在构造位置上处于华北地台南缘,东侧被郯庐断裂截切。20世纪60年代在地盾北侧的北淮阳地区发现了地槽型古生界以及不同于华北地区广布的石炭纪地层,表明它们是北秦岭造山带的东延地段。以后,由于在大别山地区发现了逆冲系统,淮阳地盾也变成秦岭造山带的一个组成部分,但它究竟是来自华北地台基底,抑或扬子地台基底尚有争议。近些年来由于在其中发现了含柯石英榴辉岩等超高压变质岩,引起了全世界地质界的关注。大多数地质学家认为,这种超高压—高压带岩石标志着大别山的地壳可能曾俯冲到地幔深度。

【布列亚-佳木斯地块】 Bureya-Jiamusi massif 黑龙江省东部至俄罗斯远东布列亚河地区跨越中、俄边界、近南北向的由前南华系构成基底的地块。在构造部位上构成了天山-兴蒙褶皱系的东界。地块基底由麻山群深变质杂岩和黑龙江群绿片岩系组成,前者中有2539百万年的同位素年龄数据。古生代地层总体围绕地块周边分布,时代向外变新。前人所划的吉黑地槽就位于地块西侧。布列亚-佳木斯地块是更大规模的陆块经裂解后的残留部分。近年来在地块的寒武系中发现的三叶虫化石属种,可以与西伯利亚的三叶虫对比,说明它可能裂解于西伯利亚地台。

【兴凯地块】 Xingkai massif 位于敦化-密山断裂、吉林-图们海西造山带和锡霍特-阿林燕山造山带之间的近三角形地区。

以前被认为具有统一的前南华纪结晶基底，与布列亚-佳木斯地块一样，构成吉黑地槽褶皱系中的中间地块。近年获得的资料表明，敦化-密山断裂是中生代晚期形成的走滑断裂，其两侧的地质体可以对比；即使是原来所说的兴凯地块的范围内，也可以划分成被早古生代造山带镶嵌的三个更小的地块；它们在早古生代晚期，与布列亚-佳木斯复合地块一起，构成了晚古生代期间被古洋盆环绕的以陆地为主的板块，即布列亚-佳木斯古板块。

【拉萨地块】 Lhasa block 位于班公湖-丁青缝合带和雅鲁藏布缝合带之间的一个陆块。在羊八井以北的念青唐古拉山和狮泉河北岸等地都有变质基底出露，它们在波密地区被含化石的早奥陶世地层覆盖。申扎地区见有中奥陶世以来的古生界浅海相地层完整剖面，化石丰富，大多连续沉积；其中上石炭统到下二叠统下部为冰水型含砾板岩，属冈瓦纳型地层沉积。中生界主要沿陆块南北边缘分布，晚中生代至古近纪的巨厚火山-碎屑岩不整合于其上。地块南侧为冈底斯深成岩浆岩带，表明当时处于安第斯型活动大陆边缘的构造环境。拉萨地块和羌塘地块的地质记录表明它们都源于冈瓦纳古陆，晚古生代后顺序和欧亚大陆拼接的。古特提斯与新特提斯分别在两者之间及拉萨地块以南生成，辛格称它为基墨里陆块，黄汲清称为互换构造域。

【羌塘地块】 Qiangtang massif 位于滇藏褶皱系北部，改则-色哇以北的藏北高原。双湖以南有基底出露，为云母-石英片岩、角闪片岩和变安山岩等，被含化石的未变质泥盆系所不整合覆盖，根据区域地层对比，上述基底时期应早于奥陶纪。奥陶纪以后的古生界都属稳定的滨、浅海沉积。日土一带的上石炭—下二叠统为冈瓦纳型冰水沉积，含砾板岩层系中含 *Eurydesma* 等化石，而下二叠统上部有特提斯型暖水动物群。三叠—侏罗系仍为浅海碎屑岩和灰岩，为白垩纪陆相红层所不整合覆盖。第四纪有广泛的碱性中、基性火山活动。羌塘地块内的古生界和中生界岩层褶皱宽缓、开阔，多数学者认为它是保存在古特提斯洋中，裂解自冈瓦纳古陆的一个小陆块。

【兴蒙造山带】 Xing'an-Mongolian orogenic belt 中亚造山带在中国境内的部分，是松辽盆地以西和以北的兴安岭及内蒙古东部古生代造山带的总称，包括加里东和海西等不同时期形成的造山带，向西与蒙古东部的造山带可以一一对应。所以确切地说应该称之为兴蒙造山区。该区是古亚洲构造域的重要组成部分，北与蒙古-鄂霍茨克造山带相邻，南接中朝地台，其前身是分隔西伯利亚与中朝两个古陆的古生代大洋。

【祁连造山带】 Qilianshan orogenic belt 夹持于华北地台与柴达木地块之间的造山带，范围包括祁连山脉、河西走廊及陇东地区，自北向南分为三个构造带。变质基底集中发育在中祁连隆起，被长城纪、蓟县纪和青白口纪的碎屑岩、叠层石灰岩和板岩不整合覆盖。北祁连带南华纪至早古生代前期为深水洋盆，有震旦纪、中、晚寒武世和奥陶纪等三期蛇绿岩和四条钙碱性火山岩带；向北海水变浅，张掖、武威一带为当时华北地台南侧的大陆斜坡。南祁连带从中-晚寒武世开始发育，主体为奥陶系碎屑岩夹火山岩，代表弧后盆地沉积环境。而下古生界在中祁连隆起大多缺失。志留纪起全区转为碎屑复理石沉积，上统变为红色建造。加里东运动使全区褶皱隆起，中泥盆统磨拉石沿北祁连带与华北地台之间的边缘坳陷分布。随着地形被夷平，自石炭纪至早、中三叠世是一个从南向北超覆的海侵层系，代表祁连山褶皱带与华北地台拼接以后新地台西南缘的滨浅海沉积。印支运动使全区再次发生较强烈的变形；燕山运动的影响还有待证实。中、新生界陆相碎屑物堆积在酒泉、民乐等山间盆地中；新生代期间，随着青藏高原的推挤和抬升，祁连造山带再次受到侧向挤压，形成了向柴达木盆地和走廊坳陷的逆冲构造带。

【昆仑造山带】 Kunlun orogenic belt 展布于塔里木地台和柴达木地块的南侧，以阿尔金断裂带为界分成东、西昆仑两段。东昆仑褶皱带近东西向，从北向南可分三个构造-岩相带：祁曼塔格构造带的中、上奥陶统为绿色片岩、大理岩夹基性熔岩，其上为泥盆系砂砾岩和中、酸性火山岩不整合覆盖，上古生界与以北的柴达木地块中的沉积特征一致，都属地台型浅海相沉积。中央地背斜以中、新元古界和海西期花岗岩的广泛发育为特征，上古生界仅有零星出露。布尔汉布达构造带由上古生界和中生界构成，属于印支褶皱带。西昆仑褶皱带呈北西向沿塔里木地台西南缘分布，西昆仑北缘断裂和中央断裂（康西瓦断裂）将它分成三个构造带：北带为塔里木地台南侧大陆边缘；中带内前寒武系基底大面积出露，地槽型古生界覆于其上；南带的古生代沉积特征类似于北带，但这里的泥盆系和二叠系所含的动物群化石明显具有南方型色彩而有别于北带。整个西昆仑造山带形成于早二叠世末期，还伴有大量酸性岩浆侵入。但加里东运动对本区的构造变形也十分重要，同时还有基性和超基性岩浆侵入。就总体而言，昆仑造山带因地理位置偏远，自然环境严酷，研究程度较低，许多地质问题还有待进一步揭示。

【天山造山带】 Tianshan orogenic belt 横贯于新疆中部呈东西向延伸的造山带，构造上夹于准噶尔地块与塔里木地台之间。其范围与天山山脉大体相当，往东可延至甘肃北山地区。造山带内部可划分为三个次一级构造单元，由北往南为：北天山地向斜，中天山地背斜和南天山地向斜。中天山发育大量前寒武纪变质岩系，而被认为是一个在地质历史上长期隆起的构造单元。在整个天山造山带内，寒武-奥陶纪的沉积特征与塔里木地台相似，即类似地台盖层性质。但自志留纪起，南、北天山地向斜强烈沉降，导致了巨厚的地槽型沉积建造的形成。火山岩和硅质岩建造构成了北天山地向斜的主要组成物质，属于优地槽性质。而南天山同时代的沉积不仅厚度较小，火山活动较弱，且以碳酸盐岩和复理石建造为主，具有冒地槽型的沉积特征。自二叠纪起海水撤出，出现了陆相磨拉石建造。古生代晚期的造山作用还伴生大量酸性岩浆侵入。新生代以来，天山造山带强烈活化，南侧库车坳陷和北天山吐-哈盆地的中、新生代地层都卷入天山逆冲系统，说明这一造山带在后期还经历了强烈的侧向挤压。

【阿尔泰造山带】 Altay orogenic belt 位于新疆最北部，南以额尔齐斯断裂与斋桑-额尔齐斯褶皱带为界。其前身是一个早古生代的地槽，它沿北西走向展布，西段在俄罗斯境内，称山区阿尔泰（北）和矿区阿尔泰（南）；东段在蒙古境内，称蒙古阿尔泰。该造山带在中国境内长约 450 千米。新疆地区阿尔泰造山带的主体由寒武纪至中奥陶世的半深海相复理石组成；上奥陶统至志留系分布零星，为浅变质的绿色陆源碎屑岩。志留纪以后抬升，中泥盆统至石炭系是陆相磨拉石建造，与额尔齐斯断裂以南的同时代海相地槽型沉积形成鲜明对照。

【喀喇昆仑造山带】 Karakorum orogenic belt 是一条走向近北西的燕山期造山带。在构造部位上，它属于帕米尔构造结的一个组成部分，往东与唐古拉褶皱带相连。在造山带内，侏罗系为复理石建造，早白垩世末发生强烈褶皱，使之褶皱成山，并伴有广泛的中酸性岩浆侵入。由于这里山势陡峻，交通不便，研究程度极低，故不少重大地质问题还有待解决。

【秦岭-大别造山带】 Qinling-Dabie orogenic belt 又称**中央造山带**（Central Orogenic Belt of China）。包括秦岭、大巴山、米仓山、大别山和积石山以北的广大地区。大致以徽成盆地和南阳-襄

樊盆地为界可把造山带沿走向分为三段,分别称为西秦岭、东秦岭和桐柏-大别山造山带。秦岭—大别山是一个大陆碰撞型造山带,由华北地台南部大陆边缘(北秦岭带)、扬子地台北部大陆边缘(南秦岭带)和位于其间的包含古洋壳残余的对接带组成。华北地台南缘的演化始自中元古代的裂陷作用,熊耳群火山岩自北向南由陆相变为海相,指示当时的被动陆缘是向南倾斜的;早古生代时出现蛇绿岩系和火山弧系,显示洋壳已在消减。扬子地台北侧被动大陆边缘的历史持续到早、中三叠世,其地层类型与扬子地台相同,如南华纪的冰碛层、下寒武系中的石煤层等,沉积深度从南向北增大。南北大陆边缘之间的对接带沿天水、商县、桐柏、金寨一线分布,出露了蛇绿岩系和混杂堆积带。泥盆系复理石位于其南侧的前陆盆地中。洋壳的闭合是一个穿时过程,在东秦岭至大别山段,南、北大陆在泥盆纪对接,石炭纪海陆交互相煤系为最老的未变质盖层。西秦岭下,中三叠统仍为巨厚的海相复理石,上三叠统才是陆相磨拉石。石炭纪以后秦岭造山带东段仍持续板内汇聚作用,使地壳缩短、增厚,中生代出现陆相磨拉石,并广泛发育指向两侧克拉通方向的薄皮逆冲-推覆构造系统。

【喜马拉雅造山带】 Himalaya orogenic belt 又称**喜马拉雅褶皱带**(Himalayan fold belt)。指雅鲁藏布江以南至印度恒河平原北侧西瓦利克山之间的地带,它是世界上最高和最年轻的山系。可分为两个构造单元,即北喜马拉雅和南喜马拉雅造山带。南带构造上属于印度地台的北部大陆边缘,前寒武纪变质基底沿中、尼国境线分布,同位素年龄1250百万年;从寒武系到始新统是一套未变质的浅海相地台型沉积,层序完整且很少间断,上古生界含有冰水成因的含砾板岩和冷水生物群。北带藏南低分水岭及其以北地区,中生代属陆坡至洋盆地带,以沉积巨厚的浊积岩、火山—硅质岩为特色;而上古生界往往以外来岩块的形式产出于中生代混杂堆积中;该带从南向北,依次由混杂堆积、蛇绿岩和日喀则弧前盆地三个带组成,其中蛇绿岩带内存在有标志高压变质作用的蓝片岩,它与以北的冈底斯高温变质带组成一个双变质带,指示晚中生代以来新特提斯洋向北的消减作用。甘塞尔(Gansser,1964)认为自雅鲁藏布缝合带向南可划分为:特提斯喜马拉雅(北带)、高喜马拉雅(中带)、小喜马拉雅(南带)以及西瓦利克带(南缘前陆)等几个带;它们分别以藏南拆离系、喜马拉雅主中央断裂、喜马拉雅主边界断裂为界,依次向南掩覆,组成了一个巨大的逆冲-拆离推覆构造系统。日喀则前陆盆地内最新海相地层为始新世,这表明全区自渐新世起开始抬升。根据三趾马、高山栎等生物化石以及古喀斯特等遗迹分布高度对比,第四纪初期的喜马拉雅山脉海拔高程大约仅1000米;西瓦利克前陆盆地的磨拉石剖面详细记录了其后山体加速上升过程的历史。喜马拉雅造山带的表层为一向南逆掩的叠瓦推覆构造系统;而在深部,地震资料证实印度次大陆业已俯冲于其下。喜马拉雅造山带的强烈缩短、抬升和地壳增厚,显然起因于印度板块与欧亚板块的碰撞;先后已提出双壳俯冲模型、挤压缩短模型和挤出构造模型等多种不同模型来解释其形成机制。

【台湾造山带】 Taiwan orogenic belt 台湾本岛及其附近岛屿组成的新生代的弧-陆碰撞造山带。区域构造呈北北东走向,与岛的长轴方向一致。从主分水岭中央山脉向西地层时代依次变新,相当于欧亚板块前沿的大陆边缘楔体和前陆盆地;台东海岸山脉则是吕宋火山弧的北延,它是菲律宾海板块的一个组成部分。两者沿台东纵谷左行走滑断层相拼接,蛇绿岩和混杂堆积沿这条缝合带出露。台湾最老的地层称大南澳群,沿中央山脉东坡分布,为一套绿片岩、火山岩和角闪岩,上部含石炭纪、早二叠世筵化石大理岩,构成造山带的基底杂岩。其上叠加了晚中生代的双变质带,其中高压低温带(玉里带)在东,高温低压带(太鲁阁带)在西,反映了晚白垩世时古洋壳的向西消减。中央山脉主脊和西坡为古近纪的板岩系。新近系分布在更西面的台湾西部丘陵区,为海相到海陆交互相碎屑岩,下伏有海相白垩系。台东海岸山脉由新近纪的安山岩、浊积岩和利吉混杂堆积等杂岩体组成。台湾全岛的构造总体由向西北凸出的弧形叠瓦逆冲带组成。现今的台湾岛处于琉球弧与菲律宾弧的交接部位。

【阴山-燕山造山带】 Yinshan-Yanshan orogenic belt 横亘于华北北部至新疆北部的东西向造山带,大体相当于燕山山脉至阴山山脉分布范围的造山带。东端被下辽河盆地截断;过下辽河盆地后,在辽东地区北部可见其东延的形迹。在构造上,该造山带实际包括原来划分的内蒙地轴和燕辽沉降带两个构造单元。它北以内蒙地轴北缘深断裂为界,南侧则被华北盆地所覆盖。在造山带范围内,太古宙和早元古代的岩石都已普遍变质,尤以前者变质深和发育广泛。冀东地区出露最古老的深变质岩系,同位素年龄值大于36亿年。自中元古代起进入地台发展阶段。发生在中三叠世末的印支运动使这里的沉积地层褶皱,形成了总体呈东西向延展的构造带。燕山运动早期,即侏罗纪的强烈造山运动,改造和破坏了早期形成的构造格架,使之面目全非。辽西地区的研究表明:造山性质的构造挤压作用发端于早侏罗世末,并持续至晚侏罗世末,它导致北东走向的逆冲推覆格局形成,并伴有大量酸性岩浆侵入。早白垩世起燕山地区进入后造山阶段,先后形成了北北东向的伸展构造和走滑构造,其中,早白垩世发育有大量中-酸性火山岩。基于燕山期造山作用发生之前,这里已经历了长达15亿年的稳定发展阶段,因此有不少学者认为这是一条典型的板内或陆内造山带,尽管导致造山作用的动力来源问题仍有待进一步解决。

【斋桑-额尔齐斯造山带】 Zaysan-Irtysh(Ertix) orogenic belt 出露于阿尔泰造山带西南,是一条从北面围限准噶尔地块的海西造山带。全区地层总体从南向北变新,最老的奥陶系在一些地区为蛇绿岩套,并被志留纪的海相碎屑岩和火山岩覆盖。上古生界是褶皱带内分布最广泛的地层,由南往北从滨浅海相冒地槽型沉积变为优地槽型深水沉积。在准噶尔地块以西地区还有寒武纪、中-晚志留世和中泥盆世的蛇绿岩出露。在准噶尔地块东北侧,蛇绿岩带的时代为晚泥盆世和早石炭世。中石炭世后全区抬升,下二叠统下部出现了陆相磨拉石。

【中国大十字构造格架】 cross-shaped tectonic framework of China 横亘于中国中部近东西向的昆仑-秦岭-大别巨型造山带(即中央造山带)与纵贯中国中腹南北向的贺兰山-六盘山-龙门山及康滇地轴巨型构造带(通称南北构造带),在陕甘川三省接壤地区近直角相交会构成十字形构造带。前者是中国南方与北方地质、地理、资源和生态环境的天然分界线。后者则是分隔中国东部和西部地质、地理、资源和生态环境的天然界线。该构造格架将中国地质、地理、资源和生态环境划分为四个象限,每个象限区域都有其独自的壳幔结构、造山带特征和盆地类型。大十字构造格架在中国地质演化上起着重要作用,是中国地质构造的纽带,是探讨中国大地构造演化的关键地区,也是中国的重要成矿带和中国地质灾害多发地区。

【龙门山叠瓦逆冲带】 Longmenshan imbricated thrust belt 延展于四川盆地西侧的一条长约500千米的中生代叠瓦逆冲断裂带。它以发育一系列倾向西北的铲状逆冲断层为特征。平衡剖面研究表明,沿龙门山带地层缩短量已达数百千米。总的说来,西北侧出露强烈变形和变质的深层次构造,东南侧为未变质、以

脆性变形为主的浅层次构造;表明西北侧断裂埋深大,后期抬升较高。逆冲运动指向东南。其运动时间从印支期持续到燕山晚期;四川盆地西部的前陆盆地即是其伴生产物。新生代以来,它与鄂尔多斯盆地西缘的叠瓦逆冲带一起组成近南北向的构造活动带,构成了中国东、西部地壳厚度突变的分界线。

【渤海-华北盆地】 Bohai-North China basin 位于太行山和胶东、辽东半岛之间的一个长轴呈北北东向的盆地,面积约 20 万平方千米。盆地发育始于始新世,古近纪处于裂谷发育阶段,冀中、黄骅、渤中等断陷中沉积了巨厚的陆相碎屑岩,夹有玄武岩。中新世起转化为一个统一的拗陷盆地。海陆格局是第四纪最后一次冰期结束后海侵的结果。中国东部的胜利、任丘、大港和中原油田都分布在这一盆地中。

【南黄海-苏北盆地】 Southern Yellow Sea-North Jiangsu basin 位于山东半岛以南和福建-岭南水下隆起以北的地域,是一个新生代盆地,面积约 18 万平方千米。该盆地的演化历史与渤海-华北盆地相似,始于始新世,新近纪构成统一的沉积盆地。苏北盆地在剖面上总体呈南断北超的构造特征。江苏油田即位于苏北盆地南部的高邮凹陷中。

【东海盆地】 East China Sea basin 位于福建-岭南水下隆起与琉球群岛之间的浅海盆地,是欧亚大陆东部正在发展中的一个边缘海,面积约 46 万平方千米。福建-岭南隆起是闽浙沿海中生代火山-深成岩带在水下的延伸部分,其东的东海盆地占据东海大陆架的主体部分,宽度约 250 千米,盆地中最老的地层为古新统,古近系总体由海陆交互相和浅海相砂、泥岩组成,其中还夹有灰岩。上中新统不整合在老地层之上,标志着统一的东海盆地形成。其中蕴藏有丰富的油气资源等。

【南海盆地】 South China Sea basin 位于中国广东省和海南岛以南,南界加里曼丹岛,东邻菲律宾群岛,西界中南半岛的浅海盆地,是东南亚最大的边缘海。已经探明该盆地的中心部位存在大片洋壳。对珠江口等地的调查表明,填充盆地的最老地层为上白垩统一始新统的山麓、河湖相沉积,标志裂陷作用的开始时期。新近系超覆在较老地层之上。进入第四纪后才形成统一的盆地。南海盆地中的洋壳年龄 70 ~ 63 百万年和 32 ~ 17 百万年,说明它形成于白垩纪末—古新世早期和晚渐新世—早中新世。多数地质学家认为,菲律宾的北巴拉望岛以及加里曼丹岛的一部分都是由于这一拉张作用而从华南大陆裂解出去的。盆地内蕴藏着丰富的油气资源和天然气水合物。

【鄂尔多斯盆地】 Ordos basin 又称**陕甘宁盆地**。鄂尔多斯盆地地处中国北方的东西部交接部位。它位于吕梁山以西,桌子山、贺兰山、六盘山以东,大青山以南,秦岭以北,占据陕西、甘肃、宁夏、山西和内蒙古等五省(区)各一部分。这一中生代地层(特别是上三叠统和侏罗系)连片分布的广阔区域,是一个发育于晚三叠世—早白垩世阶段的大型内陆盆地。印支-燕山构造旋回期间,在特提斯和太平洋两大构造体制联合向古亚洲大陆挤压作用的背景下,使华北地台东部强烈抬升以及盆地周缘山系进一步隆起,进而形成了具有现今轮廓的、岩层总体向西缓倾的大型陆内坳陷盆地。是中国唯一有石炭纪—二叠纪、晚三叠世和早侏罗世三套含煤岩系,并赋存丰富的石油、天然气资源的大型盆地。

【四川盆地】 Sichuan basin 四川盆地是中国西南部的大型含石油、天然气盆地。它地处中国南方的中西部结合部位,占据四川省东部和重庆市大部分地区,现今的四川盆地是指龙门山以东、七曜山以西、大巴山以南和大娄山以北中、新生代红层分布的地区,是一个印支期形成雏形、喜马拉雅期定型的构造盆地。作为陆相盆地,四川盆地的发育始于晚三叠世,主要形成于侏罗纪,当时的范围包括湘西、鄂西、黔北、西昌和凉山地区,并可能与楚雄盆地相连。它是晚三叠世印支期造山运动以来,在特提斯和太平洋两大构造体制联合作用背景下,于龙门山之东、雪峰-武陵山以西的扬子地台西部形成的大型内陆坳陷盆地。晚燕山、喜马拉雅期造山作用使盆缘部分褶皱隆起和逆冲断隆,原始盆地被肢解,最终于古近纪—第四纪形成现今的盆地构造面貌。盆地内蕴藏有丰富的天然气和盐类矿产等。

【汾渭地堑系】 Fen-Wei graben system 又称**汾渭裂谷系**。展布于阴山及秦岭两个东西向构造带之间,西起宝鸡,向东沿渭河、汾河延伸,于侯马、运城向北转为北北东向,至大同、延庆段转变为北东向。该地堑系由大小不一的十个地堑型盆地组成,总体呈雁行排列的"S"形展布,长逾 1200 千米,宽度一般在 10 ~ 50 千米之间。地堑系的形成始于始新世,当时的断陷沉积仅限于渭河盆地,中新世的地堑型沉积扩大到运城盆地,地堑系总体格局大体形成于上新世。第四纪以来继续沉陷,渭河盆地第四系底界的埋深普遍大于 2000 米。北段的大同、延庆盆地则主要形成于第四纪。因此,具有南部发育早,断陷幅度大,北部发育晚,断陷幅度小的总趋势。有人认为这个地堑系是以前期隆起构造为背景的,以后因伸展-剪切作用而形成了一系列雁列的张性断陷盆地;也有人对此提出质疑。在忻县、大同盆地有新近纪和第四纪的碱性橄榄岩分布。沿该地堑系出现许多温泉,表明这是一个高热流值的地带,还是一条地震活动带。所有这一切都说明,它是华北地区的现今构造活动的裂谷带。

【塔里木盆地】 Tarim basin 位于帕米尔西昆仑山脉、天山山脉和阿尔金山之间的大型盆地。作为统一的现今规模的内陆盆地,始于昆仑山隆起以后的侏罗纪。但是在此之前,该盆地范围内还发育厚度巨大的中、晚新元古代和古生代地层,并且可以分成南华系至奥陶系和志留系至三叠系两套岩系。有些学者认为它们都是塔里木盆地堆积物,据此认为该盆地为一大型叠合复合盆地;但是实际上它们是形成于不同时代的大陆边缘或陆内断陷盆地。它蕴藏有丰富的石油及天然气资源。

【柴达木盆地】 Qaidam basin 位于阿尔金山、昆仑山和祁连山之间的一个中、新生代内陆断坳复合盆地。盆地基底存在着明显的三分性:中部和东部为古元古代结晶岩系;北缘为中酸性-中基性侵入岩和中、新元古代变质碎屑岩,以及古生代沉积岩。该盆地的演化和堆积物的充填都是不均一的,北缘为中生代断陷区,西部为古近纪—新近纪坳陷区,东部为第四纪坳陷区。作为现今规模的统一内陆盆地,它形成于新生代。蕴藏有丰富的盐类和石油矿产。

【吐哈盆地】 Turpan-Hami basin 全称为吐鲁番-哈密盆地。位于博格达山与觉罗塔格山之间,为天山山脉中的一个山间盆地,大致形成于二叠纪末。盆地基底为石炭系至下二叠统的褶皱岩系,其下有可能还存在前南华纪结晶基底。该盆地的堆积物自上二叠统至第四系累计厚度近万米,在下、中三叠统之间、侏罗系与下白垩统之间、白垩系与古近系之间,以及新近系与第四系之间存在多个不整合界面。由石炭系、二叠系组成的博格达山实际上是一个往南逆冲的推覆体,掩覆到南侧的侏罗纪含油地层之上。纵贯盆地的火焰山则是该逆冲系的前缘构造。近年来随着吐哈油田的开发,这一盆地已经成为中国西部一个重要的石油和天然气产地。

【准噶尔盆地】 Junggar basin 挟持在阿尔泰山、东西准噶尔界山和天山山脉之间,为一大致呈三角形的内陆盆地。该盆地的基底性质一直存在争议,先后有:前寒武纪结晶岩系及其古生

代盖层、古生代造山带和残余洋壳等截然不同的认识。但是实际上该盆地的基底可能具有复合性质，北部为古生代造山带，南部为古陆及其盖层或残余洋壳。作为完整的盆地而言，其形成是在博格达山隆起以后。从这个意义上说，盆地堆积物应该始于古生代末，包括二叠纪末至三叠纪的杂色磨拉石、三叠纪至侏罗纪含煤建造、白垩纪泥质红层和新生代磨拉石等，其中蕴藏有比较丰富的油气资源。

【中蒙边界断裂】 Sino-Mongolian boundary fault　主要分布于内蒙古中西部、蒙古南戈壁区和甘肃北山地区。断裂西起新疆东部，东至河套西段以北的中蒙边界，延伸 1200 千米以上。中元古界白云质灰岩冲断推覆在古生界、上三叠统磨拉石和中、下侏罗统煤系地层之上。以北北东向弱水断裂带为界分为东西两段：西段为北山冲断层，由南向北推覆，推覆距离约 120 千米；东段为中蒙边界逆冲断层，自北向南推覆，推覆距离 180 千米以上。断层面经褶皱呈波状起伏，遭强烈侵蚀，上盘有大小数以百计的飞来峰残留于断层的向形构造部位。

【红河断裂带】 Red River fault zone　又称哀牢山－红河构造带。为扬子地台与印支地块间的边界构造带。古近纪至新近纪初、中期印度次大陆与欧亚大陆的碰撞汇聚导致印支地块向东南挤出，其东北部边界形成规模巨大的哀牢山－红河左行韧性走滑带。新近纪晚期运动方式转为右行正断层，形成哀牢山东侧的脆性断层，即狭义的红河断裂。

【阿尔金断裂带】 Altun Tagh fault zone　地处西藏、新疆、青海、甘肃交界的阿尔金山脉地区，是中国西部一条著名的北东东向左行走滑断裂带。它西起新疆与西藏交界的拉竹龙，向北东东方向斜切昆仑山及祁连山，东端隐没于巴丹吉林沙漠之下，全长达 1600 千米以上。它由多条长达数百千米的断裂组合而成，总体呈 NE70°方向直线状延伸，断层面倾角 70°以上。卫星影像图上主干断裂具有舒缓波状的线性特征，地面上以狭窄断层谷、断层崖断续分布为特点。对该断裂带的走滑规模，不同学者的结论相差很大，少则 250 千米左右，多则达 1200 千米，一般认为其位移量约 400 千米左右。中生代以前阿尔金地区经历了复杂的构造演化历史，而现今阿尔金断裂带的形成和印度次大陆与欧亚大陆的碰撞和持续推挤以及青藏高原的隆升有关，是青藏高原西北边界断裂带之一。

【郯庐断裂带】 Tancheng-Lujiang fault zone　全称郯城-庐江断裂带，山东段叫沂沭断裂。断裂呈北北东走向，主要由四条断裂组成地垒和地堑，主断裂出现在断裂带的东缘。南端转为近北东向沿大别山东南端终止于长江北岸。往北延伸仍有不同意见，多数学者认为越渤海后分为两支，分别与依兰-伊通断裂和敦化-密山断裂相连，并转为北东向持续延出国境。整体呈缓 S 形展布，并大致与西太平洋边缘相平行。它是一条中生代左行平移的巨型断裂。也有一些学者认为是一条转换断层，巨大的平移被大别山南麓的断裂系统所吸收。有的专家指出它是一个典型的裂谷带；更多的地质学家则相信它不同地质历史阶段具有不同性质。新生代以来它已转变为一条右行剪切断裂带，至今仍是一条活动性断裂带。对郯庐断裂的形成时期、平移距离等至今仍众说纷纭，多数学者相信它形成于中生代，但仍有人认为它是长期继承性活动的古老断裂。关于平移距离更为分歧，最大者达 700 千米，中等者 350～400 千米，多数学者相信平移更小，甚至部分地质学家坚持从未发生过大平移。尽管认识上尚存在多大分歧，但对它在中国东部中生代以来构造演变中的重要作用则是公认的。

【台湾纵谷断裂带】 longitudinal valley fault zone in Taiwan　位于台湾省东部纵谷，以北北东走向延展，长约 150 千米。这是一个宽约 5～7 千米的地堑，两侧边界均为平直的断层，因而是一个断裂带。断裂带具有明显的左行走滑特性，其东侧的海岸山脉至少相对北移了 170 千米，东盘同时还向西逆冲。该断裂也是一条地震活动带。断裂带东西两侧的地质组成和地球物理场差异显著，表明它们的地壳性质截然不同，分属于陆壳（以西）和洋壳（以东）。沿断裂还发育有标志高压变形环境的蓝闪石片岩，故学者们一致认为这是一条构造缝合带，并进而断定它是欧亚板块与菲律宾海板块的分界所在。

【利吉混杂堆积】 Lichi（Liji）mélange　发育于中国台湾东部海岸山脉南段，靠近纵谷断裂部位的一套混杂堆积。这是一套泥质复理石，时代从中中新世到上新世。其中混杂岩为直径从几百米至几千米的岩块；成分复杂，包括砂岩、灰岩、放射虫硅质岩、辉长岩、蛇纹岩、橄榄岩和火山岩等，是板块缝合带的组成部分。

【西太平洋型构造岩浆区】 tectonomagmatic province of Western Pacific Type　中国东部的滨太平洋地带，自中生代早期以来岩浆活动强烈，它的延展范围不受早期形成的大地构造单位分界线限制，而且这一地区的岩浆组合还有许多独特处。在岩浆活动顺序上，早期以酸性火山喷发活动为主，继之为各种类型的小型侵入体侵位，以后又有大型的中深成花岗岩基形成。在岩浆活动方式上，喷出岩多为陆相，且有两种类型：①裂隙-中心式，成层清楚，常与沉积岩互层，还夹有火山碎屑岩，大兴安岭为其典型代表；②面状喷溢，以酸性熔岩为主，其成因与花岗岩密切相关。有人认为滨太平洋中、新生代的岩浆活动与相邻古太平洋板块向大陆方向的俯冲消减作用有关。

【喜马拉雅主中央断层】 main central thrust in Himalaya（MCT）　喜马拉雅造山带一条主要的北倾低角度韧性逆冲断层。沿此断层，中高级变质岩系所组成的高喜马拉雅构造带逆冲于中低级变质的小喜马拉雅构造带之上，活动时代为 24～15 百万年。

【喜马拉雅主边界断层】 main boundary thrust in Himalaya（MBT）　喜马拉雅造山带南部主中央断层以南的一条主要北倾逆冲断层。它是一条由一系列低角度的叠瓦状断层所组成的断层带。由中低级变质岩系组成的小喜马拉雅推覆体，沿此断层逆冲于未变质的新近纪西瓦利克沉积岩系之上，活动时代大约在 10 百万年左右。

【主喜马拉雅断裂】 Main Himalayan Thrust（MHT）　这是一条向北缓倾的拆离构造。实际上构成了喜马拉雅逆冲系统的底板断层，而其上的主边界逆冲断层（MBT）和主中央逆冲断层（MCT）都是它的分支断层。这一条隐伏断层往南可见于西瓦利克凹陷之下，往北则延续至雅鲁藏布江南侧。印度地壳沿该断层俯冲到藏南地壳之下。该断层是欧亚大陆与印度次大陆的构造界面，它的形成起始于两者的碰撞，且持续活动至今。现代的活动性可由地震资料得以证明。

【特提斯喜马拉雅】 tethys Himalaya　喜马拉雅造山带最北部的构造单元。其南以藏南拆离系为底界，覆盖于高喜马拉雅造山带之上。北以雅鲁藏布缝合带为边界。该带由寒武纪至始新世的特提斯海相沉积组成，可分为南、北两带：南带由浅变质的印度大陆边缘沉积组成；北带则由含蛇绿岩碎片的复理石等深水沉积组成。

【高喜马拉雅】 high Himalaya　属于喜马拉雅造山带的中带，为一巨大的推覆体，由中、高级变质岩和新生代浅色花岗岩组成。北以藏南拆离系为顶界，被特提斯喜马拉雅构造带覆盖。南沿喜马拉雅主中央断裂逆冲到小喜马拉雅造山带之上。

【小喜马拉雅】 lesser Himalaya　又称**低喜马拉雅**。是喜马拉

雅造山带南部的正向构造单元。该带是一个由古生代沉积岩和少量岩浆岩组成的逆冲岩席，北以喜马拉雅主中央断裂为界，被高喜马拉雅逆冲岩席上覆。南沿喜马拉雅主边界断裂逆冲于西瓦利克带之上。

【西瓦利克带】 Silwalik belt 喜马拉雅造山带最南缘的一个负向构造单元。它由中—上新世的喜马拉雅造山带前陆磨拉石盆地沉积组成。其北界为喜马拉雅主边界断裂，被小喜马拉雅构造带掩覆。

【芬诺萨尔马提亚】 Fennosarmatia 波罗的地盾、乌克兰地盾、俄罗斯地台前寒武纪克拉通的总称。区内古生代以来的地层呈水平产状。它西邻斯堪的纳维亚的加里东造山带，南接海西及阿尔卑斯造山带，东界乌拉尔海西造山带。

【乌克兰地盾】 Ukranian shield 俄罗斯地台的一个次一级构造单元。位于乌克兰南部低丘陵地带，东西延续达 800 千米的盾状地区，面积 25 万平方千米，中部被古生代德聂伯尔-顿涅茨及近里海凹陷分开。最老的地层是太古宙坎斯克-维尔霍夫群。在别洛泽尔斯克区坎斯克群由下往上分为 3 个组：①变质的细碧岩、辉绿岩、含铁质石英岩夹层的角斑岩，厚 300～400 米；②变质砂岩，石英-绢云母-黑云母片岩，上部变成石英绿泥石片岩及铁质石英岩，厚 3000～4000 米；③辉绿岩、闪长斑岩及凝灰岩，厚 350 米，年龄 35 亿年。下元古界德聂伯尔的克里沃洛格群以铁建造为主的石英砂岩、变细砾岩及各种杂岩、片岩。厚 4000 米。中元古界为地台沉积，有变质砂岩、石英岩、变粉砂岩，千枚状及绿泥石片岩及近亚速海花岗正长杂岩（19.5 亿～14.5 亿年），上元古界奥夫鲁奇群地台型大陆沉积，仅在地台西北部有保存。

【波罗的地盾】 Baltic shield 也可视为俄罗斯地台的一个次一级构造单元，是欧洲大陆最大的地盾区，包括北欧诸国和俄罗斯的科拉半岛至卡累利一带，面积约 110 万平方千米，最老部分构成东部广阔的基底。贝洛莫里片麻岩带和拉普兰花岗岩穹窿代表基底杂岩的高级变质部分。在斯维科卡累利造山运动期间，基底杂岩经受了强烈改造和重结晶。在多数地区基底片麻岩时代为 26 亿～28 亿年，但在科拉半岛发现有 30 亿～35 亿年的基底片麻岩。在地盾的主要地区及中部地区属斯维科卡累利褶皱区，受变质的贾图尔层沿古老克拉通西缘或分布在古老基底上形成的许多孤立盆地中，同构造深成侵入岩主要是石英闪长岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩以及少量镁铁岩。斯维科卡累利造山运动出现在 19 亿～18 亿年前。大约在 13 亿～14 亿年前约特尼红色沉积物构成了波罗的地盾最老的未变质沉积盖层。9 亿～10 亿年前达尔斯兰构造运动后，形成典型的地台沉积物——达尔斯兰沉积。波罗的地盾正在持续隆起，公元前 6800 年以来，地盾中部的隆起量约为 260 米，近代隆起的速度为 100 厘米/年。本地区最后冰期覆盖的厚达 2000～3000 米冰层的消失导致了这一抬升运动，即是地壳均衡补偿的良好实例。地壳对加载和卸载的上述反映也证明了下伏地幔的流变性状。

【俄罗斯地台】 Russian platform 又称**东欧地台**（Eastern European Platform）。其范围东邻乌拉尔山脉，西至欧洲中部，南达高加索和克里米亚，北至巴伦支海。地台基底的绝大部分形成于前里菲纪末，由前里菲纪结晶岩系组成，其埋藏深度各处不同。有些地方出露地表或接近地表，形成地盾和台背斜。有些地方深埋达 2000～4000 米或更深，形成台向斜。地台西半部有波罗的地盾、乌克兰地盾和沃罗涅茨台背斜。东半部有莫斯科台向斜和里海台向斜等。地台盖层由里菲系直至现代沉积组成，倾角平缓，表明平稳的发展过程。仅在东南部的顿巴斯地区，石炭纪重新活动，形成第涅伯-顿巴斯地堑。参见“加里东造山带”附图。

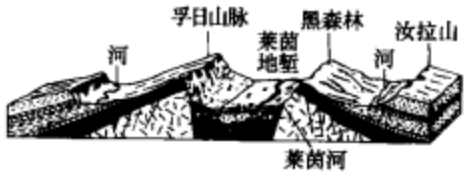
【乌拉尔造山带】 Uralian orogenic belt 地理上是亚洲和欧洲的界山。乌拉尔山脉从新地岛到咸海以北，南北延伸约 3000 千米，是古生代分隔西伯利亚地台与东欧地台的洋盆所在地。以主乌拉尔构造线为界，西乌拉尔是在东欧地台被动大陆边缘上发育起来的冒地槽，新元古代至早古生代为碎屑岩和碳酸盐岩沉积。东乌拉尔为同时代的优地槽，火山弧和洋壳残余都出现于其中。石炭纪末，东西两陆块对接。二叠纪在西带出现前陆盆地，并发育一系列从东向西推覆的叠瓦逆冲系。参见“加里东造山带”附图。

【苏格兰地盾】 Scotland shield 位于苏格兰西海岸地区，包括外赫布里底和内赫布里底群岛滨岸及其邻近的海底。它的东界以莫因逆断层与以南的加里东造山带相邻。地盾的变质基底结晶岩系称为刘易斯杂岩，其上覆盖着中、新元古代和早古生代沉积盖层，并有较薄的中生界和古近纪—新近纪火山岩。刘易斯杂岩在中元古代最终固结和构造稳定化，其中包含被改造的新太古代片麻岩（28 亿～26 亿年），在 27 亿年经历麻粒岩相变质作用，并被 24 亿年的基性岩墙群侵位。19 亿～17 亿年的造山事件对该杂岩产生强烈的再造作用。

【莫因冲断带】 Moin thrust belt 位于苏格兰的西北部，是英国加里东造山带西北的前陆冲断带。从苏格兰西北角的艾里博尔湾到斯凯岛延伸达 190 千米以上，最宽处达 11 千米。带内有数个以冲断层为边界的堆叠推覆体，使元古宇的莫因片岩系向北北西推覆到加里东带前陆的元古宇和古生界之上。这里也是糜棱岩的命名地。冲断带的最小位移距离估计在 40 千米以上。其活动时代在 430 百万年。

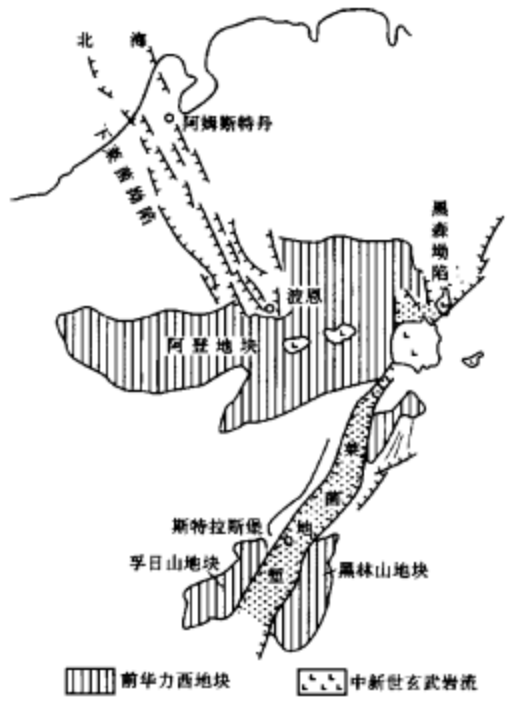
【格罗平造山带】 Grampian orogenic belt 位于爱尔兰和苏格兰南部，是一条北东向延伸的加里东褶皱带。它沿走向分别与挪威西部加里东褶皱带和北美东部阿巴拉契亚褶皱带相连，共同反映了早古生代时古大西洋的位置和范围。褶皱带是在晚前寒武纪基底上发育起来的。寒武纪为裂陷阶段。奥陶纪有海底火山喷发，标志着地槽发育到强烈沉降时期。志留纪发育复理石建造，末期地槽褶皱成为加里东山系。在其边缘坳陷中堆积了泥盆纪早期的磨拉石建造；随后这个边缘坳陷也褶皱升起。这里志留纪末到泥盆纪初的褶皱运动被称为狭义的加里东运动。

【莱茵地堑系】 Rhine graben system 位于法国孚日山地块与德国黑林山地块之间，大致呈南北走向、边界分明的狭长坳陷地带，切穿先期形成的所有地质构造，接受新生代沉积（见图）。其两侧被一系列向下收敛的正断层围限，有的地段可见古老地块边缘的断层阶地。地堑南北长约 300 千米，宽约 36 千米，两侧主断层相互平行，甚至两侧地貌也对称一致。地堑中央还发育有众多小型正断层，形成一些由侏罗系组成的小型地垒。在莱茵地块南端分为两支，即**下莱茵地堑**（lower Rhine Graben）和**黑森林地堑**（Black Forest graben），构成了典型的三向连接构造。莱茵地堑形成于始新世，接受了巨厚堆积。渐新世海侵可能来自南方，晚渐新世海水自北方入侵。晚始新世-渐新世是成盐期，地堑内堆积了巨厚的盐类矿产，含两个重要的钾盐层。中新世时，断层活动增强，伴有火山活动，有大量玄武



莱茵地堑断面图

岩流溢于莱茵河谷，福格尔斯山玄武岩流是其代表。玄武岩喷溢向北进入黑森坳陷，向西北穿过阿登地块，进入下莱茵坳陷。上新世为河流相和粗三角洲相沉积物。第四纪以来，边界地块上升。同时断裂活动不断，直至今日仍有微弱地震活动。一般认为是阿尔卑斯造山运动引发的变形产物，同时还伴随岩浆活动和热穹窿的抬升。变形作用强度随着远离碰撞前缘而降低。



莱茵地堑地质略图

【加里东造山带】 Caledonides ❶欧洲的早古生代造山带。它从爱尔兰、苏格兰西北延伸到斯堪的纳维亚半岛。因为它起因于早古生代的加里东造山运动，故名。在斯堪的纳维亚，加里东造山带的东南前沿保存得相当完好，从造山带向东推掩到波罗的地盾上的逆掩岩席的位移量达100千米以上。带内岩石变形和花岗岩化非常强烈，其构造关系很难弄清。造山带的西北前沿已被大西洋所截，只在英国西北部尚有保存，其逆冲断层指向西北方。在英国，东南加里东造山带前沿出露不好，大部分已被后期沉积掩盖，出露的古生代地层褶皱也比较宽缓。❷任何一个形成于早古生代的造山带。



欧洲主要造山带
1. 阿尔卑斯造山带；2. 海西造山带；3. 加里东造山带；4. 地台；5. 地盾；6. 非洲地台、阿拉伯地台

【海西造山带】 Hercynides ❶在欧洲发生于晚古生代海西(或华力西)运动的一个造山带，从南爱尔兰和威尔士延伸到法国北部、比利时和德国北部，向南到西班牙、葡萄牙几乎涵盖了伊比利亚半岛全部。其中从英国向东延伸到德国，东西向宽阔的海西造山带已经被肢解成一系列的孤立地块和岩块，如爱尔兰、南威尔士、康沃尔，法国的阿莫利卡、孚日山和中央高原，比利时—德国的阿登山、黑林山、哈尔茨山，捷克的波希米亚地块、波兰地块，西班牙-葡萄牙的伊比利亚地块等。

【基墨利造山带】 Cimmerides 位于阿尔卑斯-喜马拉雅早新生代造山带以北，总体上与之平行分布并部分重叠的晚中生代造山带。它们两者分别代表新特提斯和古特提斯洋。基墨利造山带的范围西起巴尔干半岛，向东经高加索、里海南部、伊朗、西藏、一直到滇、缅、泰、马和苏门答腊。它是晚三叠世到中侏罗世期间欧亚与冈瓦纳亲缘陆块碰撞的产物。

【阿尔卑斯造山带】 Alpides 位于特提斯构造域的西段。中生代时是特提斯洋所在地。为非洲与欧亚板块之间的大陆碰撞造山带，其范围包括整个阿尔卑斯山系。造山带分为南北两支：南支包括北非的阿特拉斯山脉、南欧的亚平宁山脉和狄那里克山脉；北支有比利牛斯山脉、阿尔卑斯山脉和喀尔巴阡山脉。造山带的强烈裂陷始于晚三叠世—早侏罗世，晚中生代出现洋壳，始新世大陆碰撞转变为褶皱山系。山系北支的构造格局以巨大的向北倒转褶皱及逆冲推覆构造组合为特征；南支则由向东南倒转的褶皱组成。挟持在两者之间的中间地块构造变形要微弱得多。瑞士阿尔卑斯是世界上造山形变研究最详细地区之一，有关推覆构造的理论和侏罗山式褶皱，复理石、磨拉石等术语都源出于此。参见“加里东造山带”附图。

【彭尼内推覆体带】 Pennine nappes 又称**平宁推覆体**。属阿尔卑斯造山带的内带，成弧形从地中海一直延伸到瑞士东部，向北逆冲于海尔维第推覆体之上，在东部又被奥地利阿尔卑斯推覆体所覆盖，曾作为褶皱推覆体的典型。彭尼内推覆体由内核和披盖层组成：内核为由花岗岩和片麻岩组成的海西结晶基底；盖层是一套变质程度不等的片岩和沉积岩，称闪长片岩系，其时代从三叠纪直到始新世，原来是大陆斜坡深处的硅泥质沉积和火山岩，含镁铁岩和超镁铁岩。基底和盖层都卷入强烈的韧性变形和褶皱作用，经受了多期变形，发育不同规模的平卧褶皱、韧性剪切带及叠加褶皱。

【陶恩构造窗】 Tauern window 位于中奥地利，在奥地利阿尔卑斯推覆体之下出露了彭尼内推覆体内核带的岩石。

【波希米亚地块】 Bohemian Massif 位于捷克西部，是中欧海西褶皱带中规模最大、研究程度最高的一个地块。新太古代和古元古代变质基底广泛出露，上覆晚前寒武纪的细碧岩和黑色泥岩，早寒武世出现磨拉石，不整合于元古宇之上。早奥陶世起重新出现地槽型沉积，一直持续到早石炭世。海西运动使古生界变形并伴生花岗岩侵位，使波希米亚成为刚性地块。地史上最后一次海侵发生在晚白垩世，影响到地块北部。新近纪时有火山活动。

【侏罗山构造】 structure of Jura Mountain 位于瑞士西北部与德、法交界处，构造上属阿尔卑斯造山带的前陆。与其东南高度变形的阿尔卑斯山之间横亘着渐新世到上新世磨拉石盆地。侏罗山区随着阿尔卑斯弧的弯曲而成向西北突出的新月形，中部宽(约70千米)，两端窄。其西北的外带是一个由近水平地层组成的高原，也称桌状侏罗山；内带以发育表层滑脱褶皱作用和冲断作用为特征，中生代地层在海西基底上滑脱，三叠系中的膏盐层作为滑脱层出露于背斜核部。带内约有160个背斜，背斜呈箱状或扇形，而其间的向斜不明显，形成著名的侏罗山式褶皱。褶皱的一翼常被冲断层所破坏，所有的构造共同反映了表层向北西的运动。变形的时代为中上新世以后。

【阿勒地块】 Arae massif 位于瑞士中部海尔维第构造带的南缘，是被中生代推覆体群覆盖的、呈穹丘状的基岩地块。地块主体由阿勒花岗岩组成。后者侵入晚石炭世地层之中，又被三叠纪地层覆盖。这里阿尔卑斯造山运动形迹十分明显。

【海尔维第构造带】 Helvetian structure zone 海尔维第是瑞士

的历史地名。海尔维第构造带指瑞士阿尔卑斯山脉主体的北段，宽约 50 千米的地带，主要岩层为未受变质作用的上石炭统、二叠系，中生界至古近系的陆相、浅海相地层，富含石灰岩。横卧背斜群向北倾斜，北缘部分有来自彭尼内推覆体带的飞来峰零散分布，南缘部分为三叠纪前的花岗岩、片麻岩、结晶片岩构成的阿勒地块，呈椭圆形的穹隆构造。

【因苏布鲁克线】 Insubric line 位于瑞士南部与意大利边界，为一近东西向的大型近直立的断裂带。其北部为彭尼内推覆体的根带，南部为南阿尔卑斯带的结晶岩。带内岩石强烈变形和剪切，形成糜棱岩带。断层面上具水平擦痕，说明至少在晚期发生过走向滑动，有人认为这是一条大型走滑断层。向东被北东向的居迪萨里亚断层切错，左行平移 80 千米后称为**普斯特里亚线**(Pusteria line)。

【伊夫雷亚带】 Ivrea zone 位于瑞士、意大利和法国交界处，呈北东向延伸。此带大部分由超镁铁岩和镁铁岩组成，曾是深达地下 50 千米左右地幔的一部分，以后上冲到地壳岩石之上而出露地表，是一条超高压变质带。

【塔拉斯-费尔干纳断裂】 Talas-Fergana fault 是中亚地区重要断裂构造之一，走向北西-南东。它由北西段的塔拉斯断裂(在大、小卡拉套山之间通过)和费尔干纳断裂(通过费尔干纳山脊的东北缘)两段组成，向南东方向延入中国的塔里木盆地西部，总长度远超过 1000 千米。塔拉斯-费尔干纳断裂将中亚地区的中、南天山错开成东、西两段。位于费尔干纳和纳伦两盆地之间的著名“费尔干希格马”(希腊字母 Σ)是塔拉斯-费尔干纳断裂在错断中、南天山的过程中先左行(石炭纪末?)后右行(早、晚二叠世之间)运动的结果。断裂的右行走滑量达到 180 ~ 200 千米，总走滑量的约十分之一是在新生代完成的。

【科克切塔夫地块】 Kokchetav massif 位于哈萨克斯坦低高原的西北隅，面积约 200 平方千米 × 230 平方千米。它北西邻接中、新生代盖层区，东缘和南缘与早古生代造山带毗邻。地块由太古宙和古元古代角闪岩相(退变质)的火山-沉积岩系组成，其上被只有轻微变质的火山碎屑-陆源碎屑岩系以角度不整合覆盖。盖层底界的时代为 10.5 亿 ~ 11 亿年，有同时代的花岗岩和钾质花岗岩侵位，被认为反映了哈萨克斯坦-北天山的一次重要成陆事件。在科克切塔夫镇南西约 30 千米处有具工业价值的金刚石矿。

【西伯利亚地台】 Siberian platform 位于乌拉尔褶皱带以东、维尔霍扬斯克和贝加尔褶皱带以西广大地区的地台。基底大部分被巨厚的碳酸盐-陆源建造和火山岩建造所覆盖。包括阿尔丹地盾和阿拉巴尔地盾以及一些地向斜类的坳陷，如尤多姆-马亚、雅库特等坳陷。褶皱基底的结构情况主要依据航磁和重力等现代地球物理资料获得，下构造层为太古宙变质杂岩。由各类片麻岩、结晶片岩、角闪岩和石英岩等组成。最老达 33 亿年；中构造层由 16.0 亿 ~ 6.5 亿年的里菲沉积构成；再上为文德和下寒武统构造层以及显生宙沉积盖层。南面为贝加尔褶皱带(裂陷槽)。在维柳伊台向斜中发育有中生代沉积。地台西部为通古斯卡台向斜，其特征是晚古生代含煤地层和暗色岩分布广泛。

【西伯利亚暗色岩台地】 Siberian traps platform 面积约 400 万平方千米，范围大体与西伯利亚地台的通古斯台向斜相当，因新生代晚期的抬升作用形成现今的高原和台地面貌而得名。暗色岩由早三叠世火山岩和浅成岩组成，最大厚度达 2000 ~ 2500 米。下部是凝灰岩-沉积岩组合，上部是陆相火山熔岩，局部有枕状构造，并伴有火山碎屑岩。暗色岩系以近水平产状产出，内部发育有多组断裂。

【贝加尔造山带】 Baikal fold system 位于西伯利亚地台东南缘的滨贝加尔区和其西南缘的东萨彦岭、叶尼塞山脊地区，它呈弧形围限西伯利亚地台南侧。该褶皱系的中元古界属于未变质的盖层，下部只出现在裂陷槽中。中元古界有两种建造类型：北部近地台侧为冒地槽型碎屑岩和碳酸盐岩；向南为优地槽型沉积，有大量火山岩。新元古代出现磨拉石堆积，所以褶皱系的变形年龄大致与中国的晋宁运动相当。哈茵(B.E.Хаин)指出，贝加尔褶皱系的形成始于距今 10 亿年，结束于距今 5 亿年，处于格林维尔和加里东两个构造阶段之间。其间还有 8.5 亿年(叶尼塞期)、6.5 亿年两个高峰期。他还特别强调距今 5 亿年(萨拉伊尔期)构造事件的重要意义，认为它在世界许多地区造成构造格局的改变。由此可见，贝加尔褶皱系实际是一个复合的造山系。

【贝加尔裂谷】 Baikal rift 位于西伯利亚高原南部，从蒙古西北角的库苏古尔湖区以西，经贝加尔湖向东延伸到维季姆河以东的一个活动裂谷带，长约 1600 千米，宽 60 ~ 70 千米到 200 ~ 250 千米，成北东向绕西伯利亚地台南缘分布。位于裂谷带中的贝加尔湖是全球最深的淡水湖泊，长 636 千米，平均水深 730 米，中部最深处达 1642 米。剖面形态明显不对称，西北坡比东南坡要陡得多。裂谷带是在白垩纪准平原化的基础上发展起来的。围限裂谷的所有边界断层都是正断层。根据古夷平面高差得出的垂向断距有 1000 ~ 3000 米。填充裂谷的沉积厚 6000 米，下部为渐新世到早中新世粘土和砂、泥炭、淡水灰岩以及硅藻土，向上变为中上新世山麓相砾、砂质堆积，提示断陷先于隆起。和裂陷有关的火山岩为碱性玄武岩，主要分布在贝加尔湖以西的东萨彦岭地区。贝加尔裂谷是追踪西伯利亚地台东南边界的构造薄弱带发展起来的。沿贝加尔-斯塔诺夫岭分布的现代地震活动带是从鄂霍次克海延伸到帕米尔的亚洲内部地震活动带的一部分。

【维柳伊坳拉槽】 Vilyuy aulacogen 位于西伯利亚地台东部，向西南突出的弧形褶皱带的弧顶处，表现为一向西南方向深入到克拉通内部的裂陷槽构造带，长达 600 千米。它与贝加尔弧形褶皱带弧顶的另一个坳拉槽相连，合起来称巴托姆斯克-维柳伊构造带，具贯通性坳拉槽性质。维柳伊坳拉槽被侏罗纪、白垩纪沉积层掩盖，侏罗系、白垩系之下依次是：不厚的石炭纪、二叠纪沉积层，中、上泥盆世含盐沉积和火山岩组合，厚达 3000 ~ 5000 米，不整合盖在新元古代、早古生代构造层之上。其下为太古宙基底。在该坳拉槽的东北端基底埋深最大，达 14 千米，向西南方向基底埋深逐渐变浅，最浅处约 5 千米。侏罗纪、白垩纪沉积层厚 2000 ~ 4000 米，产状非常平缓，称之为维柳伊台向斜，其轴带的方向和位置继承自其下的同名坳拉槽。地震和钻探资料证明，维柳伊坳拉槽由两槽夹一中间隆起组成。坳拉槽的主要发育时期为泥盆纪，其中仅晚泥盆世-早石炭世沉积物厚度即可达到 7000 ~ 8000 米，主要由蒸发岩构成，并有时代为 350 ~ 380 百万年的大陆裂谷火山岩。坳拉槽的两个边缘由阶梯状正断层系构成，单个断层的断距 100 ~ 1000 米，最大达 3000 米。

【阿尔丹地盾】 Aldan shield 西伯利亚地台东南部的一个基底凸起区，位于勒拿河上游的一个地盾。主要由太古宙麻粒岩相的辉石角闪岩、花岗片麻岩和元古宙绿岩带及花岗质岩类侵入体组成。其同位素年龄一般为 25 亿年(新太古代末)，也有 33 ± 2 亿年(古太古代)的年龄值。地盾内的前寒武纪地层总体向北倾斜，似乎构成了单斜岩系，但实际的构造状况要复杂得多。

【阿纳巴尔地盾】 Anabar shield 位于西伯利亚地台东北部阿纳巴尔河上游的地盾。主要由太古宙片麻岩、结晶片岩及花

岗质岩类侵入体、混合岩等组成变质基底，上覆产状近乎水平的里菲纪碳酸盐岩，后者又为寒武系所覆盖。区域构造走向北西-南东向。

【锡霍特-阿林造山带】 Sikhote-Alin orogenic belt 位于俄罗斯远东滨海地区，近南北向延伸的造山带。主要由中生代地体构成，是亚洲大陆东缘白垩纪中期形成的增生碰撞造山带的一部分。

【维尔霍扬斯克褶皱带】 Verkhoyansk fold belt 以"S"形镶嵌于西伯利亚克拉通东缘的褶皱带，延伸长度超过 3000 千米。它由同名的复式褶皱带和前陆坳陷两部分组成。由于维尔霍扬斯克褶皱带具有与西伯利亚克拉通相似的前寒武纪和早、中古生代构造演化历史，属西伯利亚克拉通的一部分。从石炭-二叠纪起，进入古太平洋构造演化阶段。石炭纪至二叠纪，该带接受了巨厚的类复理石沉积，其中夹有滑塌岩层，甚至还有冰成岩层，开始了与西伯利亚克拉通不同的发展经历。三叠纪时沉降速度减缓。侏罗纪发生碰撞造山作用，并于侏罗纪末-早白垩世形成了维尔霍扬茨克复式背斜带。复背斜带的隆起、剥蚀和向西伯利亚陆块方向的逆冲作用，导致前陆坳陷出现，并在其中发育磨拉石含煤岩系。

【科累马构造环】 Kolyma tectonic ring 位于俄罗斯东北部维尔霍扬斯克弧形褶皱带以东，科累马河中、上游。它形状上呈不规则的环状，环的中间为中、新生代盖层发育区，周围被不同时代的褶皱带环绕。环东西长 1300 千米，南北宽变化在 800～300 千米之间。长期以来，认为科累马中、新生代覆盖层之下具有和西伯利亚克拉通同样的基底和盖层，因而称它为地块。近些年的研究成果认为，该地区的构造远非那样简单，它是由已辨认出的 24 个地体拼合而成。地体的类型包括：元古宙地块、不同时代的岛弧地体等。地体拼合于科累马构造环的时代主要在中生代的不同时期。因科累马构造环邻近古太平洋，查明组成它的各地体的性质、拼贴历史对研究古太平洋的演化有重要意义。

【尼古拉耶夫线】 Nicolaev Line 俄罗斯地质学家尼古拉耶夫(В.А.Николаев)于 20 世纪 30 年代初将分隔中、北天山的界线称为天山主要构造线，以强调它在构造分区中的重要性。后人为纪念他对天山构造研究所作出的贡献，将该构造线改称为尼古拉耶夫线。它实际上是一条规模巨大的断裂带。尼古拉耶夫线延入中国境内应通过伊犁盆地南缘。近年来，在构造线的沿线陆续发现新元古代晚期至寒武纪的蛇绿岩，以及在其北侧确认有早古生代的陆缘弧，众多学者认为这里曾经出现过古大洋。

【裴伟线】 Peive line 位于哈萨克斯坦境内，北起科克切塔夫地块以东，向南和南东延伸，通过巴尔喀什湖中、西段，然后从准噶尔阿拉套地块北缘折向东，延入中国境内的一条重要构造线。总体呈向南西方向突出的弧形。裴伟线以南和以西发育众多的前寒武纪地块，早古生代期间，这些前寒武纪地块经历了相对短暂的裂解和再拼合过程。而以北和以东则以发育古生代的洋盆和古陆缘为特征，连续的成熟陆壳形成于古生代晚期。这条线在大地构造分区中的重要意义是裴伟(А.В.Лейве)在 1980 年编制欧亚北部大地构造图及其说明书时所强调的。中国有学者认为，该构造线延入中国境内可与西天山主干断裂相连，为强调它的构造分区意义和纪念它的创始者，建议称为裴伟线。

【杭爱肯特带】 Khangai-Kentai belt 位于蒙古国中北部的构造带，在构造上属于蒙古-鄂霍茨克构造带的西段。该带在新元古代—早寒武世先后发育了裂谷和洋盆。经碰撞造山作用，于晚寒武世—奥陶纪形成内海，沉积了厚度达 6000 米的砂页岩，这套沉积物于早古生代晚期发生褶皱。自泥盆纪到早石炭世该带及其向北东延伸的地区发育一系列伴有火山活动的深水盆地。多数学者认为，深水盆地可能自三叠纪起自西向东逐渐闭合。

【哈萨克斯坦-天山造山系】 Kazakhstan-Tienshan orogenic system 西段位于哈萨克斯坦境内，往东延入中国的造山带。可分为北、中、南三个造山带，即哈萨克斯坦-北天山早古生代造山带、中天山造山带和南天山造山带。北带以含有众多小型前寒武纪地块为特征，在早古生代晚期(有的学者认为尚有晚古生代)，造山作用使它们成为褶皱带的组成部分，故又被称为哈萨克斯坦-北天山中间地块。中带西宽东窄，呈现为一个锐角指向东的三角形，延至中国境内仅宽 20 千米。该带也具有广泛的前寒武纪基底，但在晚古生代期间，因受南天山洋张开和闭合的影响，发育了大规模的上叠火山岩带、火山-沉积盆地和花岗岩类岩浆岩，因而不少学者认为它是晚古生代造山带。至于南天山造山带，一般认为这里的古大洋张开的时间为奥陶纪，闭合的时间为早石炭世。

【阿尔泰-萨彦造山系】 Altay-Sayan orogenic system 位于西-中西伯利亚以南的山区，包括北东东走向的西萨彦岭、北西西走向的东萨彦岭(部分)、库兹涅茨阿拉套、萨拉伊尔、山区阿尔泰、矿区阿尔泰等及镶嵌于其间的南、北米努辛斯克盆地和著名的库兹巴斯煤盆地等。构造上阿尔泰-萨彦造山系的东北缘以北西走向的东萨彦右行走滑断裂与西伯利亚克拉通分界；西北缘被西西伯利亚低地的中、新生代沉积所覆盖；西南以斋桑-额尔齐斯晚古生代缝合带为界。这样，阿尔泰-萨彦造山系不仅包括俄罗斯境内的同名山系，而且南延至中国的阿尔泰山系和蒙古国的中北部。

【蒙古-鄂霍茨克褶皱带】 Mongolia-Okhotsk fold belt 沿西伯利亚地台的东南缘延展，是一条形成于三叠纪和侏罗纪的褶皱带。与该带相联系的构造是蒙古-鄂霍茨克缝合带，它标志着古生代晚期西伯利亚古陆与属于黑龙江古陆的一系列微陆块或地体碰撞而形成的缝合带。沿碰撞带发育有自东而西时代变新的钙碱系列大型花岗岩岩基，还有超镁铁岩、蛇绿岩和可与岛弧岩浆相对比的辉长岩、英云闪长岩、斜长花岗岩组合。据此一些学者主张：当时在西伯利亚古陆及其以南的众多微陆块之间存在一个蒙古-鄂霍茨克海，它形成于二叠纪早期，延续至前白垩纪，后因碰撞作用而消失。

【南蒙古褶皱带】 South Mongolia fold belt 蒙古国南部的复合褶皱带，其北界为延展于北纬 46°～48°，长达 2000 千米向南突出的中蒙构造线。褶皱带自北而南可分为三个带：南蒙古海西褶皱带、南蒙古微地块带和南蒙古印支褶皱带。南蒙古海西褶皱带南北宽约 230 千米。20 世纪 70 年代初，这里发现了时代为志留纪—早泥盆世的蛇绿岩带以及相伴生的岛弧火山、沉积岩系等，确认了洋壳俯冲、陆-陆碰撞的板块构造演化，并认为南蒙古海西古洋在晚志留-早泥盆世张开，至晚泥盆世开始萎缩，早石炭世晚期闭合。南蒙古微地块发育有前寒武纪基底岩系，其延伸方向呈东西向。在中蒙边界的中段(索伦山—二连浩特一带)，是中生代早期的南蒙印支褶皱带，但因该褶皱带跨越中、蒙两国，尚无系统的对比研究。

【阿拉伯-努比亚地盾】 Arabia-Nubian shield 是亚洲所有前寒武纪地台中最年轻的。其范围除阿拉伯半岛外，还包括红海西岸埃及和苏丹东部，因红海新生洋盆在其间生成，而从非洲大陆裂离。除也门有少量可能属早前寒武系的露头外，整个地台的基底都是泛非运动，即新元古代至显生宙初通过一系列岩浆弧和微陆的侧向增生形成。它们之间的缝合带由线状延伸的蛇

绿岩带标示出来,其中最长的纳比塔缝合带蛇绿混杂岩在其中断续延伸达1200千米,把以西北东-南西向的阿西尔弧地体与以东的阿非夫地块分开。弧火山岩和蛇绿岩缝合带的时代向东变新以及构造指向都指示大陆是向东生长的。地台的历史始于新元古代的裂陷作用,由埃及和苏丹东部8.7亿~8.4亿年双模式玄武岩和流纹英安岩系表现出来。新元古代的岩浆活动清楚显示出从早期海台大洋玄武岩经岛弧钙碱性火山岩到约5.4亿年的后造山碱性花岗岩和粗玄岩的演化趋势。这些岛弧火山岩的低锶初始比(0.703)和 $\varepsilon_{Nd}(t)+3\sim+8$,表明从埃及向东到沙特阿拉伯东部、从以色列和约旦向南到苏丹的地台基底是新元古代期间作为新生的陆壳生成的。Stein等(1996)根据它们的地球化学以及岩浆活动在约1.5亿年内快速生成推断,认为其成因可能和地幔柱活动有关。提出大陆岩石圈的生成不能仅用弧的侧向增生解释,与地幔柱底辟上涌有关的柱头岩浆活动也起着重要作用。

【印度地台】 Indian platform 印度半岛是一个巨型的前寒武纪地盾。一条巨型的区域断裂带,即北东东—南西西的讷尔默达河-宋河大断裂带把印度地盾分成南、北两个不同的地区。讷尔默达河-宋河构造线以北地区称为北印度地盾或温德亚地台,是一个具有新元古代盖层的地台。讷尔默达河-宋河构造线以南地区,主要由太古宙和古元古代、中元古代的结晶岩组成。并在一些分隔的盆地中沉积了很少变形或没有变形的新元古代盖层。这个南部地盾区又被戈达瓦里、默哈讷迪、达莫达尔等三个区域性的地堑或半地堑分成三个地质单元,即南印度地盾(戈达瓦里地堑以南)中印度地盾(介于戈达瓦里地堑和哈讷迪地堑之间)和东印度地盾(介于默哈讷迪地堑和孟加拉盆地之间)。前寒武系是印度地盾上分布最广泛的地层。半岛片麻岩分布于印度南端。主要由含互层状麻粒岩相岩石的片麻杂岩组成。麻粒岩相岩石包括紫苏花岗岩和孔兹岩。片麻岩地体以迈索尔附近的萨古尔片麻岩带为代表,其表壳岩石残留体含有石英岩、云母片岩、碳酸盐岩、钙硅酸盐岩和斜长岩。半岛片麻岩Rb-Sr等时线年龄为33.6亿年,巴巴布丹和奇特拉杜尔加型绿岩带是在20亿年花岗岩侵入前形成的。26亿年前,围绕这些陆核形成了面积更大的克拉通。15亿年前,这些克拉通之间的造山带形成,使它们连为一体,形成统一的地台基底。中、新元古代期间发育了许多大型沉积盆地,而这些沉积岩系基本上没有变质变形。早古生代的沉积盖层仅出现在地台的北缘。晚古生代和中生代的冈瓦纳型沉积限于地台中、东部的裂谷和北部边缘。白垩纪末开始形成大面积的德干暗色岩系。新生代时形成西北部的沙漠和恒河平原。印度地台是冈瓦纳大陆的一部分,中生代晚期从大陆裂离并向北漂移,在古近纪时沿印度河-雅鲁藏布江缝合带与欧亚大陆碰撞。

【德干熔岩台地】 Deccan Lava plateau 印度半岛中西部地区由玄武岩形成的台地,是世界上最大的玄武岩台地。台地东西长1500千米,南北达1400千米,面积约200万平方千米。在西缘孟买附近,玄武岩厚约3000米,向东南方向逐渐变薄。玄武岩覆盖在晚白垩世地层之上,并被始新世地层覆盖。玄武岩以裂隙型火山喷出的熔岩为主,夹有少量凝灰岩及淡水沉积岩。熔岩大多为拉斑玄武岩,有的地区为碱性橄榄玄武岩。其中尚有辉长岩、玻基辉橄岩、安山岩等成分较复杂的熔岩及侵入岩产出。德干玄武岩是少数已证实为热点火山,即地幔柱成因火山之一。如此大规模的岩浆活动是在中、新生代不到100万年内形成的。

【达尔瓦克拉通】 Dharwar craton 是印度次大陆南部的古老克拉通,面积近8万平方千米。其基底以TTG类的半岛片麻岩为主,年龄值为33亿~30亿年,占出露面积80%;其余为北北西走向的由戈拉尔片岩组成的绿岩带(也称老绿岩),它与围岩呈侵入或构造接触关系,年龄约30亿年。在此半岛片麻岩基底杂岩之上,以明显的角度不整合覆盖有达尔瓦超群,由于构造变形而使原为陆架浅水相沉积的卵形盆地成为长条至宽展片岩带,其底部岩系当具裂谷成因,年龄值约为30.2亿年。

【达尔瓦绿岩带】 Dharwar greenstone belt 位于印度地台南部,走向南北,是世界上典型太古宙绿岩带之一,其同位素年龄为30亿~25亿年,它不整合在更老的半岛片麻岩之上。达尔瓦超群依内部不整合可分为两部分:下部巴巴布丹群为镁铁质到长英质火山岩、超镁铁质岩、浅水石英岩、片岩和含铁建造;上部吉特拉杜加群为复成分砾岩、石英岩、灰岩和钙碱性火山岩。有少数人把达尔瓦带作为印度南部所有变质岩的总称。

【恰曼断裂带】 Chaman fault zone 印度次大陆板块的西界,西与阿富汗新生代构造带相邻,属左行剪切的转换断层带。它北与帕米尔山结北侧的北倾冲断带西端连接,经喀布尔城西侧,向南过莫克兰山脉东端,入阿拉伯海而接该海域北侧的莫克兰俯冲带。在阿拉伯海则与印度洋卡尔斯伯格中央海岭的欧文转换断层交接。

【孟加拉海底扇】 Bangal Submarine fan 世界上最大的海底沉积扇,从孟加拉湾的布拉马普特拉河和恒河入海口向南延伸到赤道以南,南北总长超过3000千米。沉积物主要来源于喜马拉雅造山带,反映了后者快速隆升、剥蚀的历史。沉积扇的主要沉积期开始于18百万年左右,说明喜马拉雅造山带的主隆升期始于中新世。

【印支地块】 Indosinia block 又称**昆嵩地块**(Kontum massif)。位于中南半岛上的一个前寒武纪地块。东起越南南部大陆架,西至呵叻盆地西缘,北缘与长山褶皱带接壤,南达湄公河三角洲,大致呈菱形。前寒武纪基底主要出露于东部,其余大部分被呵叻盆地和湄公河三角洲覆盖。昆嵩地块上出露变形和变质程度不同的三套岩系,分别属于太古宙、古元古代和新元古代。整个印支地块基本缺失早古生代盖层,仅在个别地区见有可疑的早古生代露头。在老挝南部见有少量泥盆纪沉积。而由石炭纪—二叠纪灰岩组成的大规模盖层主要出露于地块北缘。中、新生代的陆相沉积组成了西部呵叻盆地和南部湄公河三角洲。早古生代时该地块可能是冈瓦纳大陆的一部分。早古生代末与扬子板块碰撞连接。从冈瓦纳大陆分离出来的掸邦地块在三叠纪末与其碰撞。侏罗纪以来,东部边缘有强烈的岩浆活动。

【拜林地块】 Pailin massif 曾称**菩萨地块**(Pursat Massif)。柬埔寨西部的一个微小陆块,是印支地块的一部分。基底露头仅见于柬埔寨西端的拜林,由花岗质、闪长质片麻岩、角闪岩和基性片岩组成。其中的花岗片麻岩年龄为22.8亿年。覆盖这套结晶岩系的石英砂岩,其时代被定为寒武-志留纪。

【掸邦地块】 Shan state massif 又称**掸泰地块**(Shan-Thai block)、**滇缅马苏地块**(Sibumasu massif)、**滇缅马来亚地块**(Sino-burmalaya massif)。主体位于缅甸东部的一个近南北向的长条形陆壳地块,从中国云南的保山向南经过缅甸、泰国、马来半岛一直延伸到苏门答腊岛。在中国境内称为保山地块。西侧以实皆断裂与缅甸中央盆地相邻,东侧以一个较宽的印支期造山带与印支地块和东马来地块分开。地块基底仅出露于滇西和缅甸,在滇西称为公养河群,在缅甸称为昌马支超群,为一套砂泥质变质岩系。公养河群被含化石的上寒武统整合覆盖,而昌马支超群则与上寒武统不整合覆盖。盖层从上寒武统一直延续到三叠

系，基本上是连续沉积，其上有少量侏罗、白垩纪红层。盖层的石炭、二叠纪沉积中含有冰水沉积和冷水动物群化石，说明本地块原本是冈瓦纳大陆的一部分。晚古生代末从中分离出来，向北漂移，三叠纪末与印支地块碰撞，成为欧亚板块的一部分。

【实皆-南云断裂】 Sagaing-Namyin fault 又称**实皆边界断裂**(Sagaing Boundary Fault)、**掸邦边界断裂**(Shan state Boundary Fault)。缅甸中部近南北向高角度右旋走滑断裂。南部称实皆断裂，北部称南云断裂。向南与西安达曼断裂相连。断裂东侧为掸邦地块，西侧为缅甸中央盆地。在曼德勒以北，沿断裂带出现蛇纹岩和前古新世的玄武岩，可能说明中生代时是一个板块边界，后来发生过向东的俯冲作用。晚新生代时发生走向滑动，右行滑移距离达 450 千米。

【长山褶皱带】 Trungson fold belt 位于越南中北部印支地块东北缘的加里东期造山带。南侧为印支地块，北界为黑水河断裂，向东没于北部湾和南中国海中，向西北与中国滇东南的墨江带相连。长山褶皱带实为印支地块与扬子地块之间的碰撞造山带。褶皱带内有一个晚泛非期的复活微陆块，两侧为一套早古生代至中泥盆世含火山岩的复理石建造，后期经历了绿片岩相变质并遭晚志留世—中泥盆世的花岗质岩石侵入，被晚泥盆世—二叠纪的稳定沉积不整合覆盖。盖层沉积主要为灰岩，下部含有碎屑岩和含煤层。三叠纪时叠加了含火山岩的断陷盆地沉积。

【菲律宾断裂】 Philippines fault 南起棉兰老岛东部，往北经莱特岛和马斯巴特岛，入吕宋岛后经碧瑶市南侧入海的断裂。总体呈北西-南东向延展，全长约 1200 千米。这是一条断面近乎直立的左行平移断裂，它的相对走滑方向可直接根据断裂以西地区的构造线在接近该断裂时趋向于与之平行而作出判断。学者们对这一断裂的走滑量认识尚有分歧。据分布于附近的新近系褶皱轴向被它所改造，以及近代地震活动与之密切相关等事实，可以断定这是一条新生代晚期以来一直保持强烈活动的断裂。

【索龙断裂】 Sorong fault 新几内亚岛西段北侧“鸟头”部分的一近东西走向左行走滑断裂，往西延入马鲁古海海域。因延经印度尼西亚西伊里安省的索龙市而得名。它南面南班达海弧和其北哈马黑拉岛弧形构造的形成无疑与该断裂的左行走滑作用密切相关。断裂两盘的萨拉瓦蒂盆地和托莫瑞盆地原为同一盆地，后被断裂错开，根据它们的位置，得出索朗断裂左行滑移了 900 千米。平移作用主要发生于新生代。

【日本中央构造线】 median tectonic line of Japan 又称**中央变位线**(Median Dislocation Line)。从白垩纪和泉层群沉积以前至第四纪断续活动的构造线。它自日本赤石山地西缘南下，经纪伊半岛北部、四国北部至中九州，把西南日本划分为内带与外带。中央构造线向西延入九州后被近期形成的火山岩所阻；向东延伸，则被日本大地沟带西缘的断层所切。晚白垩世以来沿中央构造线发生了约 400 千米的左行平移。

【飞弹带】 Hida belt 位于西南日本中央构造线北侧，是组成西南日本内带的构造带之一，以发育花岗质深成岩和高温低压变质岩为特征，其形成时代不确定。曾把飞弹带与三郡带作为一对比领家-三波川双变质带更古老的双变质带，认为它们最后形成于早白垩纪。

【黑濑川带】 Kurosegawa belt 该带位于西南日本中央构造线南侧，是组成西南日本外带的构造带之一。由古生代蛇绿混杂带(南)和晚古生代—中生代增生杂岩(北)两部分组成，被认为源自低纬度冈瓦纳大陆北缘，晚古生代时增生到西南日本外带的陆块残余。包括由来自西南日本内带的大江山带、莲花带、秋吉带、三郡带、舞鹤带、超丹波带和美浓-丹波带等地质体构成的一系列飞来峰。

【系鱼川-静冈构造线】 Itoigawa-Shizuoka tectonic line 纵贯日本中部、略呈南北向的大断层。它是大地沟带的西缘边界，形成时期约为中新世初期。断层自系鱼川沿姬川经诹访湖，再自韭崎沿富士川西部至静冈。断层线的西侧为中、古生界分布地带。东侧则是厚层的新近纪火山碎屑岩。构造线两侧的地貌也有明显的差别。

【非洲地台】 African platform 非洲大陆前寒武系广泛分布的地台，其面积约占整个非洲大陆的 57%。过去把非洲大陆前寒武纪地区都称为稳定地块，后来的研究表明仅有西非、刚果和卡拉哈里等三个地区属于稳定地块。地台基底是在前南华纪末期的泛非运动时形成。林波波带中部桑德河片麻岩的变质年龄为(37.86±0.3)百万年。地台盖层由南华纪直到新生代的沉积组成，其中上古生界和中生界为冈瓦纳型沉积。地台区在中生代(侏罗纪—白垩纪)发生了强烈的火山喷发，形成了巨大规模(分布广泛和厚度巨大)的火山岩系。在非洲东部于新生代初期，发生重要的裂谷作用，形成了著名的东非裂谷带，与裂谷作用活动同时还有大量基性岩浆喷发。裂谷作用一直持续到今天。

【卡普瓦尔克拉通】 Kaapvaal craton 位于南非东经 22°～32°，南纬 22°22′～30°36′，面积约 60 万平方千米。是保存最好的太古宙克拉通盆地，其中的岩石只受到轻微变形和程度很低的变质作用，原始的结构和构造被很好的保存在沉积岩中。卡普瓦尔克拉通代表最早的地壳形成物，有著名的巴伯顿绿岩带，包含有 38 亿年前的混合片麻岩杂岩体和 34 亿～31 亿年前火山沉积成因的绿片岩层。本克拉通大约在 30 亿年前稳定下来，达到完全硬结，并维持和保存了含有缓倾斜，大部分为未变质沉积物的陆缘盆地，边界不清，而北边和林波波活动带为渐变或断层接触关系。约于距今 29 亿～26 亿年，有广泛的花岗岩侵位。在距今 30 亿～18 亿年，接受了以潘高拉沉积为代表的盖层沉积，是世界上最早的沉积盖层，最大厚度 18 千米。

【津巴布韦克拉通】 Zimbabwe craton 又称**罗得西亚克拉通**。位于津巴布韦东部，东经 27°06′～33°06′，南纬 16°20′～21°40′，面积约 30 万平方千米，为一卵形花岗-绿岩区。北、东、南三面为前寒武纪活动带所围限，部分活动带为克拉通的再造岩；西北为元古宙以来的盖层所覆盖，使克拉通的边界不清。克拉通内约 83%的岩石为片麻岩和各种花岗质岩石，绿岩带呈残留体保留其中，绿岩带包括两个时代，大于 35 亿年的塞巴奎群和 26 亿～27 亿年的布拉瓦约群构造复杂，反映了多期变形的特点和底辟深成作用。经历了葡萄石-绿纤石相到角闪岩相的区域变质作用，于 24.6 亿年侵位的北北东向大岩墙横切克拉通，表明太古宙克拉通化远在岩墙侵位之前即已完成。在片麻岩中并有少量麻粒岩相岩石残体。克拉通内年龄最老的岩石为石英闪长质-奥长花岗质片麻岩，年龄约为 35 亿年，被 34.5 亿年的莫沙利克花岗岩所割切；又有 33.5 亿年的蒙特奥尔花岗岩侵位于赛鲁克瓦绿岩带中；这一绿岩带的砾岩含有花岗岩砾石，表明这一地区在 35 亿年以前已存在硅铝壳。

【红海-亚丁湾裂谷】 Red Sea-Aden gulf rift 长约 4000 千米的东非裂谷带在吉布提以北分为两支：西支为红海裂谷，向北与死海裂谷相接；东支亚丁湾，向东南延伸通过卡尔斯伯格海岭与印度洋中脊相连。红海和亚丁湾中的玄武岩为典型的洋壳拉斑玄武岩，而其南的吉布提凹陷中的玄武岩为过渡型拉斑-碱性玄武岩。自北向南的这一化学组成变化与火山岩的体积、裂谷断距、地壳伸展量以及岩石圈的减薄量变化一致，它说明其间具有

密切的成因联系。红海和亚丁湾已发展到洋脊裂谷阶段，而东非裂谷系可能仍处于陆间裂谷阶段，代表了大陆的开始裂解。

【东非裂谷系】 East Africa rift system 世界上最大的大陆裂谷带，1896 年格里戈里提出。从非洲东北角红海和亚丁湾交界处西南的阿法尔洼地向南，斜穿埃塞俄比亚高原，然后分成两支：东支沿肯尼亚的图尔卡纳湖和维多利亚湖以东一系列的湖沼和谷地南行；西支沿维多利亚湖以西的艾伯特湖、爱德华湖、基伍湖和坦噶尼喀湖南下。向南两支汇合，沿马拉维湖和希雷谷地直到莫桑比克的赞比西河河口，长达 6400 千米。它向北实际上还沿红海北上，经约旦和死海一直到叙利亚北部(见图)。裂谷带宽 45～65 千米，最宽处超过 200 千米，两侧以正断层为边界，如格里戈里裂谷，其断崖高差 1500 米，峭壁陡立，推测总断距最大可达 4000 米。一系列长条形湖泊和洼地沿裂谷分布，有些湖底低于海平面，它们也多为断陷成因。其中坦噶尼喀湖深 1470 米，马拉维湖深 706 米，分别是世界第二和第四深湖。东非裂谷是新生代的大陆裂陷产物，埃塞俄比亚晚始新世的碱性玄武质喷发岩厚度从数百米到两千米，形成巨大的熔岩高原。以后在早中新世和上新世又有火山活动。但只是到早更新世才在其轴带出现明显的地堑。沿裂谷喷发的火山岩包括特征的碱性超铁镁岩甚至火成碳酸岩。非洲最高峰乞力马扎罗山(5895 米)也是一座火山。



东非裂谷系
(据马丽芳，1993)

【澳大利亚地台】 Australian platform 它的范围包括澳大利亚中、西部广大地区，由西部克拉通(包括皮尔巴拉和伊尔冈地块)、北部克拉通和南部克拉通组成。地台基底包括太古宇和元古宇，后者中的哈默斯利群是世界上著名的大型富铁矿。盖层由古生代到新生代沉积组成。曾是冈瓦纳古陆的一部分。

【皮尔巴拉地块】 Pilbara Block 位于西澳大利亚哈默斯利盆地北面，呈拉长的三角形，面积约 5.6 万平方公里，是地球上出露太古宙最古老岩层的地区之一。本地块主要为太古宙花岗岩-绿岩组成，其中花岗岩占 60%，多形成 100 千米宽的卵形岩基，可分为三种类型：①混合岩、片麻岩、石英二长岩、花岗闪长岩和钠质花岗岩。同位素年龄为 34.5 亿～29.0 亿年；②以 30.0 亿年为主的斑状石英二长岩和花岗闪长岩；③为 27.0 亿～26.0 亿年构造期后的花岗岩和含锡石英二长岩，绿岩至少有两期，下部为沃拉伍纳群，主要由铁镁质到超铁镁质火山岩及沉积岩组成，上部为戈尔格溪群，主要由碎屑沉积燧石和含硅建造组成，同位素年龄 26 亿～29 亿年。花岗岩与绿岩构造关系密切。西部花岗绿岩系主要构造均为东到北东向，而东部花岗绿岩系主要构造走向为南北向。主要断裂构造大多数平行于最重要的构造走向或与花岗绿岩接触带重合。

【哈默斯利盆地】 Hamersley basin 位于西澳大利亚皮尔巴拉和伊尔岗两个古老地块之间，呈近东西向分布。中央为主盆地，四边分布有 4 个较小的盆地。盆地内主要为碎屑沉积物堆积，其次有化学沉积岩和火山岩；出露面积约 10 万平方千米，统称布鲁斯山超群，属古元古代，包括福特斯库群、哈默斯利群、图里溪群和威鲁群。盆地内产出著名的条带状硅铁建造。世界富铁矿的重要产地。

【伊尔加恩地块】 Yilgarn block 位于澳大利亚西南部的古老地块，与皮尔巴拉地块一起形成西澳大利亚太古宙克拉通的主体。由花岗绿岩地体，33 亿～26 亿年的高级片麻岩地体(西南)和老于 33 亿年的纳瑞尔片麻杂岩联合构成。绿岩带由中性、基性和超基性熔岩以及沉积岩组成，形成年龄约为 27 亿年，并经历了 26.6 亿年前的变质变形作用。其范围内约占总面积 60% 的花岗岩为同变形、变质期花岗岩。该地块于 26 亿～24 亿年前固结后一直保持稳定状态。它是世界上著名的绿岩型金矿产地。

【阿德莱德造山带】 Adelaide orogenic belt 位于澳大利亚东南部，澳大利亚南部克拉通与塔斯曼褶皱系之间。是一个前寒武纪后期至寒武纪初期在裂陷槽基础上发育起来的地槽，它的构造走向南北。因发育阿德莱德岩系而得名。其中沉积了巨厚的浅海碎屑岩和碳酸盐岩组成的岩系，时限 14 亿～6 亿年，夹有两个冰碛层、少量的中-酸性火山岩和产伊迪卡拉动物群。寒武系不整合于其上。

【塔斯曼造山带】 Tasman orogenic belt 澳大利亚东部巨大的古生代造山带，总体呈南北向，内部又可分汤姆森、新英格兰、拉克伦、阿德莱德及塔斯曼等褶皱带。它属于冈瓦纳大陆东部大陆边缘。寒武—奥陶系为硬砂岩和蛇绿岩系，主要发育在南部。晚泥盆统—石炭纪，可以见到地台型陆相沉积往东相变为海相地槽型沉积。二叠系—三叠系为含舌羊齿植物群的煤系及冰碛岩。

【新西兰造山带】 New Zealand orogenic belt 澳大利亚地台东侧的中生代褶皱带，该带为澳大利亚板块和太平洋板块的分界。沿新西兰以北的汤加-克马德克弧一线，太平洋板块往西俯冲到澳大利亚板块之下；新西兰以南的澳大利亚板块却沿麦夸里群岛向东俯冲。纵贯新西兰南、北两岛的阿尔卑斯断层就是调节这两个反向俯冲的转换断层。新西兰的最老地层出露在南岛阿尔卑斯断层西侧，可与阿德莱德褶皱带的晚前寒武系对比。古生界为硬砂岩夹深海泥岩、火山岩，广泛出露在南岛阿尔卑斯断层东侧，上覆地层为二叠系。侏罗纪的兰伊塔运动结束地槽阶段的演化，中生界为浅海沉积，在北岛广泛出露。新生代起，以岛弧火山作用发育为特征，它是世界上主要地热田区之一。

【加拿大地盾】 Canadian shield 北美大陆北部和格陵兰早前寒武纪结晶基底广泛出露地区。是世界前寒武纪地质研究程度很高的地区之一。总的可分为苏必利尔和北大西洋(格陵兰和加拿大东北部的纳因)两个老于 25 亿年的陆核和位于两者之间的丘吉尔-拉布拉多 18 亿～25 亿年形成的褶皱带。其中格陵兰伊苏阿表壳岩的年龄达(37.6 ± 0.7)亿年。明尼苏达河基瓦丁群绿岩的年龄也超过 35 亿年。地盾内部经 25 亿年和 18 亿～16 亿年前两次主要的造山运动形成，东侧为格林威尔(10 亿年)褶皱带，西侧为科迪勒拉褶皱带中的贝尔特-普塞尔超群冒地槽楔体(14 亿～10 亿年)围绕。

【北美地台】 North American platform 包括北美洲的中部及北部以及格陵兰绝大部分地区。东、西两侧分别与阿巴拉契亚造山带和科迪勒拉造山带接壤。10 亿年前的格林威尔运动形成了统一的地台基底。在加拿大境内，地表广泛出露由前拉伸

纪(相当于青白口纪)结晶岩系组成的基底,因此这个地区被称为加拿大地盾。而在南部的美国,发育有拉伸纪(相当于南华纪)以来的沉积盖层,但盖层的发育并非到处均一,而是显示有次一级的古隆起和古坳陷存在。

【阿巴拉契亚造山带】 Appalachian orogenic belt 位于北美地台东缘,呈北东方向伸延。霍尔(1859)的地槽概念最早就是在这里提出来的。按照现在的认识,它是北美与非洲板块之间的碰撞造山带。以兰岭带为界,以西为北美地台东侧的被动大陆边缘,纽芬兰有代表古大西洋壳的蛇绿岩系出露,再往东的阿瓦隆地块、卡罗来纳板岩带等已属古大西洋东缘产物。阿巴拉契亚褶皱带的演化始于晚前寒武纪的大陆裂陷,中、晚奥陶世在北段有一次弧-陆碰撞,这次事件称塔康运动。泥盆纪的阿卡德运动标志着阿瓦隆等地块的拼接,在纽约州形成大规模的磨拉石堆积。石炭、二叠纪的阿勒格尼运动发生在褶皱带南段,导致古大西洋完全封闭。晚三叠世在阿巴拉契亚褶皱带中形成了长达1800千米的大地堑,堆积了巨厚的碎屑岩,并伴有玄武岩浆喷溢,指示了新一轮即现代大西洋的开始。

【科迪勒拉造山带】 Cordilleran orogenic belt 北起阿拉斯加,南至墨西哥,延伸近4000千米,宽约500千米。它记录了北美克拉通与其西侧大洋岩石圈在地质历史上的复杂相互作用。演化经历总体可分为三个阶段:中元古代到早古生代前期为被动大陆边缘,沉积楔体从落基山向西水深及厚度都依次加大;早古生代后期转化为活动大陆边缘;泥盆纪—早石炭世西海岸以东有大型构造高地出现。中生代主要是外来地体拼接的时期,在它们就位以后又有强烈的火山-深成活动。北美板块的西界在旧金山以北为一消减边界,以南为一转换边界(圣安德烈斯断层)。

【圣安德烈斯断裂带】 San Andreas fault zone 圣安德烈斯断裂位于美国西部,呈北西向从旧金山向南伸入加利福尼亚湾,在陆地上的长度超过1200千米,是全球研究程度最高的走向滑动断层。如图所示旧金山以北戈尔达洋中脊以东的北美板块正向东南移动,而加利福尼亚湾北西向中脊以西的太平洋板块则在向西北扩张。从而决定了沿圣安德烈斯断裂的持续右行走滑。断层本身也构成北美和太平洋板块在本段的边界。1906年4月18日旧金山大地震就是沿此断裂带发生,位移方向右行,和历史记录一致,最大水平错距达6米。根据断裂带两侧不同地质时代标志性界面(如山脊、特定岩脉、褶皱轴和岩相界面等)的对比和测量,圣安德烈斯断裂从晚侏罗世(140百万年)生成以来累计已右行位移了560千米,平均运动速度为4厘米/年。



圣安德烈斯断裂
(据 Holmes, 1978)

【墨西哥湾盆地】 Gulf of Mexico Basin 现代墨西哥湾是晚中生代以来发育的盆地。其早期历史与现代大西洋的发育同步。侏罗纪时接受了裂陷早期的盐类堆积,白垩纪-古近纪-新近纪时与佛罗里达半岛、美国东南海域一起堆积了巨厚的陆源碎屑和台地型碳酸盐岩。在后来的变形中,盐层底辟上升而形成了众多的储油构造。墨西哥湾盆地现在仍在持续沉降,并以海岸线附近沉降幅度最大。

【圭亚那地盾】 Guiana shield 位于南美大陆北部,北界奥里诺科河,南至亚马逊河,西界安第斯山脉,东至大西洋沿岸。最老的伊塔卡杂岩出露在西部委内瑞拉境内,同位素年龄34亿~30亿年,14亿年后出现盖层。

【南美地台】 South American platform 它的范围包括安第斯山脉以外的南美大陆部分。地台的基底基本形成于元古宙末期。盖层由古生代到新生代沉积组成。其中古生界始自志留系,石炭—二叠系为冈瓦纳型陆相地层。中生代是裂陷作用和岩浆活动期,地台南缘的巴拉那盆地内侏罗纪有裂隙喷发,形成大量暗色火山岩系。

【巴西地盾】 Brazilian shield 位于南美亚马逊河以南,拉普拉塔平原以东至大西洋,里约热内卢、圣弗朗西斯科和中巴西平原内,包括圣弗朗西斯科、亚马逊和里奥德拉普拉塔等克拉通。巴西地盾地壳的生长期主要在太古宙(32亿~26亿年),和早元古代(25亿~16亿年),于外亚马逊构造岩浆旋回期间有阿拉瓜亚活动带和戈亚斯等活动带。它的基底由太古宙-下元古代条带状片麻岩、花岗岩、花岗闪长岩和混合岩、英云闪长岩组成;元古宙由变火山岩、各类片岩、千枚岩、石英岩和变镁铁质岩组成。在巴西利亚造山旋回上升剥蚀后,被晚元古代—早古生代同沉积覆盖。圣弗朗西斯科克拉通上的基底杂岩锆石U-Pb年龄为34.06亿年。元古时期的地质演化主要有三期构造-热事件和造山-岩浆旋回:它们是外亚马逊旋回,乌拉索(Uruagsuano)旋回和巴西旋回。

【安第斯造山带】 Andean orogenic belt 即安第斯褶皱带。南美洲西部的中、新生代造山带,延伸长度近9000千米。它发育于南美地台以西古生代的活动大陆边缘之上,由东部冒地槽和西部海相安山质火山岩优地槽组成。中白垩世至渐新世的钙碱性火山-深成活动呈平行的线状条带叠加在西部地槽之上,中生代末起火山岩转为陆相。安第斯带的火山活动一直持续到现代,并构成环太平洋火山-地震带的一部分。这里岩浆活动的酸度随时间变化,体积减小,以及火山活动和深成活动中心平均以每百万年1千米的速度东移等情况,都说明由于岩浆弧的持续添加,在最近两亿年内大陆边缘已增宽约200千米。

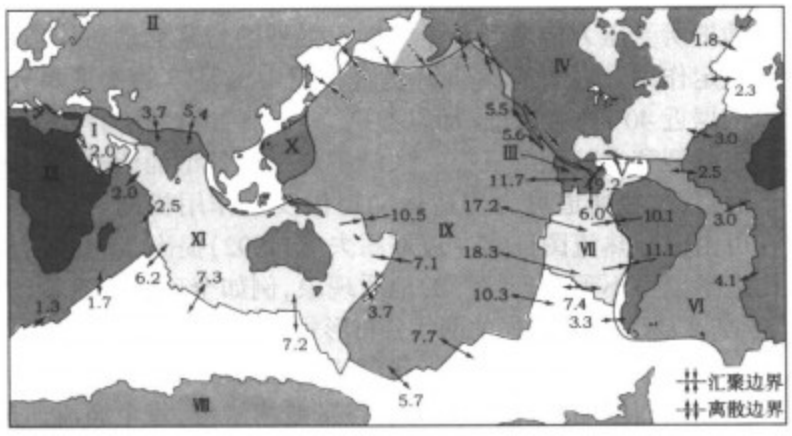
【南极洲地盾】 Antarctic shield 又称**东南极地盾**。由恩德比地、南查尔斯王子山、西福尔丘陵太古宙古陆块和周围的中、新元古代岩系组成。该地盾上的岩石基本都经受了麻粒岩相变质作用。南极地盾曾是冈瓦纳古陆的中心地块,恩德比地最早的陆壳年龄达39亿年,它的最终固结时代是寒武纪。

【横贯南极造山带】 Transantarctica orogenic belt 又称**罗斯造山带**(Ross Orogenic Belt)。横贯南极的山脉强烈的造山变形发生在奥陶纪至志留纪。基底由元古宙至寒武纪的中、浅变质岩系石组成。盖层为泥盆系至三叠系的比肯超群,是一套典型的冈瓦纳相沉积岩石组合。

板块构造学说

总　论

【全球板块构造】 global plate tectonics　现代板块边界主要是根据全球地震活动带和各种地质、地球物理资料划分的，因为构造地震意味着两侧地质体发生相互错移。沿全球洋中脊分布的张性浅源地震带反映了两侧板块在背向运动；沿大陆边缘分布的倾斜地震带（贝尼奥夫带）代表两侧板块相向汇聚。由此得出全球板块分布（如图）。新洋壳现在正沿大西洋等大洋中脊产生。红海就是印度洋中脊伸入非洲板块、使后者裂离而出现的新生洋盆。阿尔卑斯-喜马拉雅山系是欧亚板块和非洲、印澳板块碰撞汇聚的地方。可以看出多数情况下洋、陆边缘与板块界线并不一致。



全球板块构造

（据 D.P.McKenzie and F.Richter, 1976）

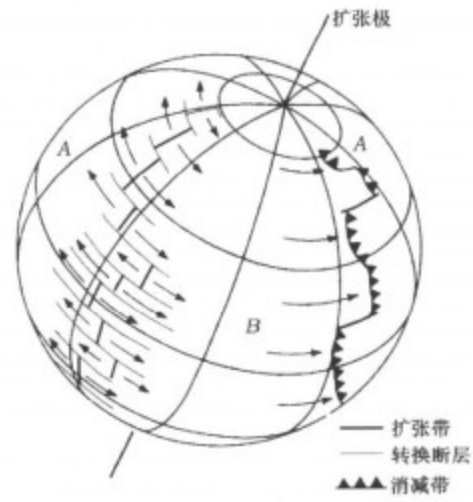
箭头和数字示相邻板块运动的方向和速度，单位 cm/a

Ⅰ.阿拉伯板块；Ⅱ.欧亚板块；Ⅲ.可可斯板块；Ⅳ.北美板块；Ⅴ.加勒比板块；Ⅵ.南美板块；Ⅶ.纳兹卡板块；Ⅷ.南极洲板块；Ⅸ.太平洋板块；Ⅹ.菲律宾海板块；Ⅺ.澳大利亚-印度板块；Ⅻ.非洲板块

【岩石圈板块】 lithosphere plate　地球岩石圈被一些构造活动带（如洋中脊、岛弧海沟系、转换断层）分割成若干个不连续的板状块体。每个板块的厚度 50～150 千米不等，面积大小也各不相同，故可按其直径大小划分为大、中、小板块。也有人以巨板块、板块、亚板块和微板块等区分之。最初由勒皮雄（Le Pichon, 1968）将全球岩石圈划分出欧亚板块、太平洋板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块和南极洲板块等六个大板块。以后，这些全球性的板块又被进一步划分出许多次一级板块。例如美洲板块又被划分成南、北美洲两个板块等。从垂向剖面上看，岩石圈板块具有双层结构，下部由上地幔上部物质组成，其成分相当于橄榄岩；上部即为莫霍面以上的地壳。在空间上，板块的成分和厚度变化都很大。板块的形状与全球海陆分布的地理面貌之间通常并不一致，只有少数例外，如太平洋板块主要全由洋壳组成，没有陆壳分布。

【新全球构造】 new global tectonics　以前人们把大陆漂移说称为全球构造学说，因为它的研究对象涉及整个地球。后来出现的板块构造学说，其研究领域也遍及全球，但它的研究深度大大超过了前者，为了有所区别，人们将后者命名为新全球构造。

【板块运动】 plate movement　地壳沿大洋中脊产生，向海沟方向消减，它的运动可按**欧拉定理**（Euler's theorem）：任一块体沿球面的运动可用绕一通过球心的轴的旋转来描绘。图中板块 B 正相对板块 A 向东移动，由箭头矢量指示的板块运动方向和错移洋中脊的转换断层方向一致，并代表旋转纬线。垂直这些纬线的法线的交点就是转动极的位置。从而一个板块的运动可以根据绕特定极的转动（角速度）确定。板块运动的线速度在转动极为零，90°处达最大值。按照 20 世纪 70 年代后期的测定，全球板块运动速度从 2.0 厘米/年（红海）到 18.3 厘米/年（南太平洋）不等。

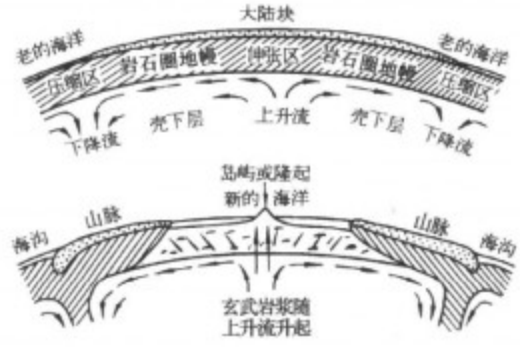


板块沿地球表面的运动

（据 Press, 1982）

【板块构造学说】 plate tectonics hypothesis　见 94 页“板块构造学说”。

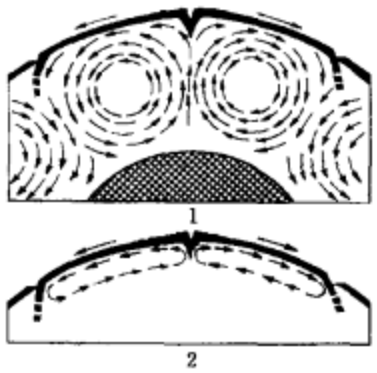
【地幔对流说】 mantle convection hypothesis　即对流说，指地球内部物质循环运动的一种方式，是板块运动动力机制的一种假说。由霍姆斯（A.Holmes, 1928）和格里格斯（D.Griggs, 1939）提出。现认为它是导致板块运移的主要机制。岩石的不良热传导性和放射热积累使地幔物质升温、变轻，形成上升流，到软流圈顶部转为平流。这种平流的前缘与另一相向平流相会，形成下降流；到深部下降流又转变成相背的平流，其前锋又回到了上升流底部，并对其进行补充，于是地幔内部就出现了对流环，这种现象称为地幔对流。在地幔上升流的上方形成洋中脊的扩张，下降流发生处则导致板块俯冲，而在平流区地幔流拖拽板块，并使之水平运移。



地幔对流说

【地幔对流】 mantle convection　深部地幔物质由于热量增加、密度减少而形成热流上升，达到岩石圈之下再转为横向流动，随着温度下降，又转向地球内部的运动过程。这一词汇在 19 世纪已有人提出，英国著名地质学家霍姆斯（A.Holmes, 1928）和格里格斯（D.Griggs, 1939）试图用地幔对流作为大陆漂移的驱动力。20 世纪 60 年代这一观点被地质学家广泛接受，并成为海底

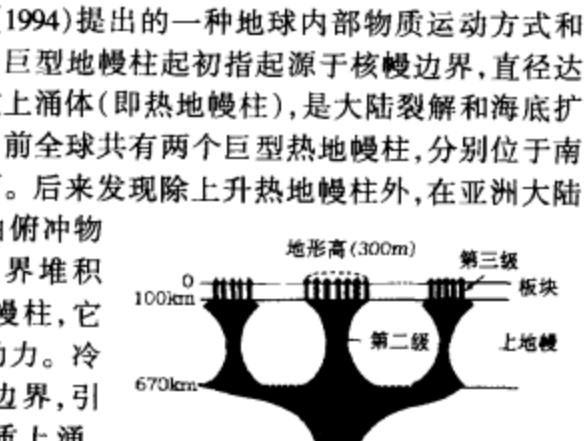
扩张、板块移动以及地幔柱形成的重要机制。地幔是由高温的热物质组成的。由于地幔内部存在密度和温度的差异，导致固态物质也可以发生流动。地幔对流是一个复杂的系统，它既是一种热传导方式，又是一种物质流的运动。地幔对流的过程是缓慢的；地幔对流的流动形态可以不同（如图所示）。热的地幔物质上升减压常常伴随有部分熔融作用发生。地幔对流可以是从核幔边界上升至岩石圈底部，形成全地幔对流环；也可以是分层对流，即上、下地幔分别形成对流环。近些年来地震层析和地球化学研究成果已证实地幔的流变。



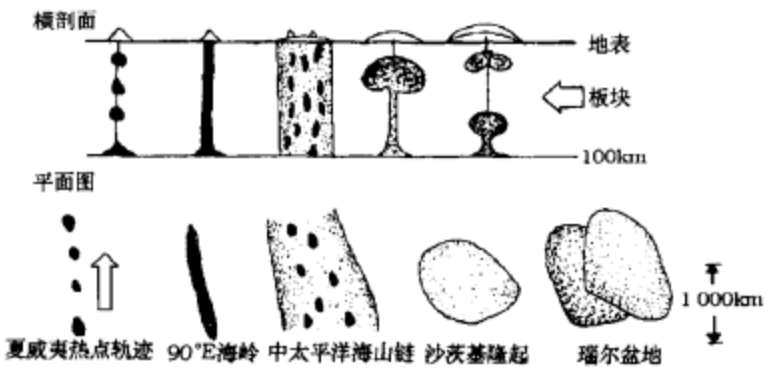
地幔对流的假设

【地幔柱说】 mantle plume theory, plume tectonics hypothesis　一种板块运动机制的学说，由摩根（W.J.Morgan, 1971）提出。地幔柱指地幔深部物质的柱状上涌体，直径可达 150 千米，由放射热积累导致地幔深部或核幔边界的物质升温上涌形成。地幔柱上升到岩石圈底部后向四周扩散，从而推动板块运动。在地质历史上，地幔柱的位置相对固定而长期活动，其顶部引发的火山活动常形成火山链。这种火山链由新到老位置的迁移指示板块运动的轨迹，即可把它当作板块运动的一个参照系。目前已确证的地幔柱约有 20 个。到了 20 世纪 90 年代，这一名词被赋予新的涵义，有些学者认为地幔柱可分为两类，即在地幔范围内存在因板块俯冲消减和重力陷落而成的**冷地幔柱**（cold plume）和核幔边界物质上涌而成的**热地幔柱**（hot plume）。冷、热地幔柱的运动是地幔中物质运动的主要形式，它控制或驱动了板块运动，导致岩浆活动、地震发生和磁极倒转，影响着全球性大地基准面变化、全球气候变化以及生物灭绝与繁衍。热地幔柱上升可以导致大陆破裂、大洋开启；冷地幔柱的回流则引起洋壳俯冲和板块碰撞。还有些学者预言：地幔柱构造正在发展成为一种超越板块构造的地球动力学新模式和大地构造新理论。然而由于存在众多难以用地幔柱构造加以解释的地质现象，这一新理论还有待进一步验证。

【超级地幔柱】 super mantle plume　又称**巨型地幔柱**。由 Fukao 和 Maruyama（1994）提出的一种地球内部物质运动方式和全球动力学假说。巨型地幔柱起初指起源于核幔边界，直径达数千千米的热物质上涌体（即热地幔柱），是大陆裂解和海底扩张的基本动力。目前全球共有两个巨型热地幔柱，分别位于南太平洋和非洲下面。后来发现除上升热地幔柱外，在亚洲大陆之下还存在一个由俯冲物质在上、下地幔边界堆积形成的巨型冷地幔柱，它是大陆聚合的驱动力。冷地幔柱到达核幔边界，引起热扰动和热物质上涌。巨型热地幔柱和冷地幔柱相辅相伴出现，构成了现代地球物质热对流的主要方式。超级地幔柱的形态及上涌过程复杂，丸山茂德将其简化为图所示：地幔柱从 D″层上升并颈缩变细，到达地幔中部后向 670 千米深度逐渐扩展；在 670 千米深度附近巨型地幔柱分为若干较小的二级地幔柱向上喷涌；在升至板块底部后再次横向扩展，并沿板块的断裂或薄弱地带上升，而形成更小的三级地幔柱。现在地球上的大约 50 个热点，可用这些三级地幔柱来解释。不过，目前这些二、三级分支地幔柱的存在及形态还带有很大的推测成分。



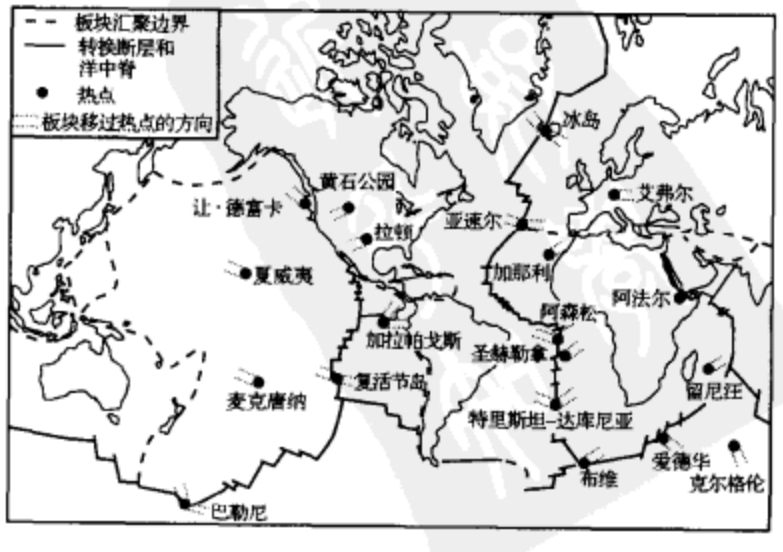
超级地幔柱的颈缩-膨胀构造



超级热地幔柱的形状及其地表显示
（据 Maruyama, 1994）

【涌流构造说】 surge tectonic hypothesis　曾译**颤动构造**。迈耶霍夫等（Meyerhoff et al., 1977）提出的一个新全球构造和地球动力学假说，即软流圈涌动的驱动机制。由于地球收缩引起冷凝的岩石圈地块塌陷到软流圈中时，部分岩浆依重力法则上涌，直至达到岩浆密度与周围岩石密度相平衡的位置上才会停止下来。这一过程正像一个巨型液压机，遵循帕斯卡定律，通过岩浆的涌动把所受压力传递到各个方向。强烈的岩浆涌动对构造运动起决定作用。岩浆涌流通道是岩石圈中最基本的构造单元，可以依据近 40 种物性标志加以鉴别。涌流通道被分为洋盆型、大陆边缘型和大陆型等三类。大洋中脊是洋盆型涌流通道中的主干通道，这些通道可为构造运动提供浅层作用机制。它们的存在可由全球热流图证实。迈耶霍夫等（1992）提出了一些用板块构造学说得不到合理解释的地质现象，例如全球高热流带（大于 55 毫瓦/米^2）相互连通的网状分布形式，用涌流构造说可得到圆满地说明：网状高热流带是由下伏涌流通道网络形成的。如果涌流通道被强烈压缩，它们可变为裂谷带或褶皱带，每个涌流通道的变形形式是它上面岩石圈厚度的函数；又如声谱仪显示洋中脊被众多纵向裂隙切割，提示洋中脊下面软流圈的流动方向并非与洋中脊相垂直，而是和洋中脊平行；迈耶霍夫等（1992）以此作为批判海底扩张和证实涌流通道存在的证据。涌流构造假说指出了板块构造假说之不足，提出了一个将岩浆活动和构造作用诸方面相统一的机制，但至今这一假说还不是很完善的。

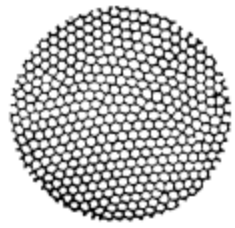
【热点】 hot spot　形成与板块边界无关的、来自上地幔中相



全球主要热点分布图
（据 Condie, 2001）

对固定的火山的岩浆源。威尔逊(J. T. Wilson 1963)提出,指通常伴有大规模火山活动的地表高热流区。全球火山大部分沿板块边界,特别是洋中脊分布。可是板块内部有些地方也有强烈的火山活动,而且它们下面并没有海底扩张作用发生。太平洋中部的夏威夷群岛及其西延的天皇海岭,呈线形延伸,长度超过6000千米,由最东端的冒纳罗亚活火山(时代为零),向西依次变老,到最西北毗邻千岛海沟的底特律海山(约80百万年)。相应地貌上也由活火山岛变为休眠火山岛,高度降低、破坏程度加大,最后成为海下截顶山。这一现象被解释为太平洋板块向西北运移过程中通过下伏固定热点留下的迹线。图为印度洋和大西洋中的主要热点。摩根(W. J. Morgan,1971)明确提出这些热点是下地幔对流的表现,即热点是地幔柱的地表表现。洋底高原即海台多由热点火山产生,如世界上规模最大的翁通爪哇海台。有些热点也出现在大陆内部,如美国黄石公园。中国的峨眉山玄武岩也是热点火山的产物。

【贝纳尔-瑞利对流模型】 B'enard-Rayleigh convective model 由贝纳尔和瑞利分别通过实验研究提出的有关热对流作用形成机理及其影响因素的、从定性到定量的实验。1906年法国学者贝纳尔进行的较详细的基础实验证明,只有当温度增加到一定程度时,受热部分才会从各处上升,而它们的周围则会下降。继之,就会出现如图所示那样无数规则的正六角形,温度增高的部分会在六角形中心上升,而冷却部分沿六角形边缘下降。这就是所谓的**贝纳尔蜂巢**或**贝纳尔涡**"(B'enard cells)。进而还表明贝纳尔蜂巢是稳定的;流质层的厚度和正六角形的边长之比恒近于1。后来,1916年瑞利发表了新的研究成果表明:只有下部加热速度大到不能被热传导向外充分排出时,才能形成对流。产生对流的条件为


贝纳尔涡

$$Ra = \frac{\alpha\beta g h^4}{kV}$$

式中:Ra 为瑞利数;h 为流质层厚度;α 是膨胀系数,β 为地温梯度,g 是重力加速度;k 为热扩散率;V 为黏性系数。当 Ra 达到一定值(约为1000)时即可产生热对流。

【海底扩张说】 seafloor spreading hypothesis 地幔物质沿洋中脊或裂谷系上升,充填裂谷,产生新的海底,并逐渐向洋中脊或裂谷两侧扩张的过程。由赫斯(H.H.Hess)和迪茨(R.S.Dietz)于20世纪60年代提出的一种关于大洋岩石圈生长和运动方式的学说,是对大陆漂移学说的重要发展,也是板块构造学说最主要的理论基础。该学说认为:大洋岩石圈由对流上升岩浆形成于扩张的洋中脊,并以每年1~10厘米的速度垂直于洋中脊向两侧扩张运动,然后在俯冲带又沉入地幔,从而导致大洋岩石圈一面生长、一面消亡、不断更新;因而洋底基本没有比侏罗纪更老的洋壳岩石。海底扩张现象还有许多观测资料证明,但其中最重要的证据还是海底洋壳存在平行排列的对称磁异常条带和数十万年为周期的地磁场倒转,洋底年龄自洋中脊向两侧逐渐变老,横向上正、负磁异常随时间的更替与地球磁极倒转一致。近年来还证明,海底扩张作用不仅存在于大洋中脊,同样也发生于边缘海盆地中。

【等态论】 isostateism 美国学者乌尔夫提出的一个新的地球构造演化假说。它用热量得失的差异所引起的上地幔体积和物态变化,以及由岩石圈表面沉积和侵蚀所造成的压力变化,来解释地球表层的构造演化。他假定上地幔由榴辉岩和上覆玄武岩组成,放射性衰变引起的增温可造成地壳垂直上升,上升的幅度可达地壳厚度的20%。这一假说认为,西藏高原的上升所需的能量,用等态论解释,仅需所谓印度板块俯冲所导致的上升所需能量的一小部分。另外一些用板块构造难以解释的现象,也可以用等态论加以解释。如太平洋边缘地质的独特性、地震带的带状分布或穹窿状分布、海洋盆地的起源、火山作用以及变质作用等。

【大陆增生】 continental accretion 由丹纳(J.D.Dana)于19世纪提出的一种有关地壳演化的理论。认为大陆是通过新生大陆物质向原始陆核周缘添加而逐渐增长的。新生大陆物质积聚于陆核边缘的地槽内,后经造山运动而固化,成为大陆的一部分;发育于其外侧的更新地槽的固结,使大陆面积进一步扩大,即形成所谓的"地槽迁移"。这个假说当时没有被地质学界普遍接受,但在20世纪60年代板块学说兴起之后,仍被应用于解释大陆的增生。不同的是,板块构造说认为在主动大陆边缘,由岩浆活动引起酸性物质的不断增加,以及地体或岛弧与大陆、大陆与大陆的碰撞拼合作用等导致的陆壳不断增长扩大的现象,叫大陆增生。增长到相当大的大陆地块又可以由于地幔对流作用,在岩石圈发生离散的地方被裂解,而当破裂了的陆块漂移离开时,便产生新的洋盆,于是每一个大陆碎块都将成为进一步增生的独立陆核。新的研究认为,大陆增生可以有多种机制和方式,有侧向和垂向的加积增生,并认为大规模的大陆增生主要发生于太古宙和古元古代。

【大陆动力学】 continental dynamics 1989年在美国地质文献中出现的新名词,是在当代板块构造说新的发展基础上提出的重要科学问题和研究领域。它从大陆尺度研究大陆形成演化和动力学机制等基本问题,其核心是把大陆作为一个独立的动力学系统来研究,它通过研究大陆形成过程和演化历史等各种基本问题,来阐明大陆与整个地球系统是如何相互作用的。这一概念的提出,是基于已经获得的资料表明大陆与大洋岩石圈乃至上地幔的结构不同。大陆岩石圈的生成、保存和消失过程要比板块构造学说所阐明的大洋岩石圈生长和消亡过程复杂得多。因此有必要针对大陆的独特情况和亟待解决的大陆基本科学问题开展研究,建立大陆动力学理论。美国国家大陆动力学研究的科学目标有:大陆的成因与演化、大陆地幔、地震和板块边界的相互作用、岩浆和火山系统、大陆岩石圈的变形和活动性、气候和全球变化的地球系统的历史、沉积盆地、地壳与水圈的相互作用等。一般认为,大陆动力学研究有两个支柱,即野外实验室和大地测量与地球物理观测台网。大陆动力学是地球动力学的构成部分,地球动力学是地球构造过程的动力学机制的统称。文献中经常出现的一个名词,常常与某些代表特定地质过程的名词连用,例如,化学地球动力学、成矿作用地球动力学等等,但是迄今为止对地球动力学这一概念尚无一个明确而统一的定义。根据不同学者引用这一名词的背景,似乎可以把地球动力学理解为地球上地质过程的动力学机制的统称。当今研究领域包括大陆动力学、地幔动力学和盆地动力学等。

【地幔动力学】 mantle dynamics 发生在地幔内部的地质、地球物理和地球化学作用的动力学过程与机制。地幔动力学通过物理和数值模拟来了解地幔对流的基本特征,特别是通过地幔密度分布的不均一来建立地幔内部物质运动的动力学模型。由于地幔深埋于地下,人类只能通过地球物理探测技术和岩石探针技术对地幔进行研究,所以目前对地幔动力学问题还知之甚少。

【盆地动力学】 basin geodynamics 从全球构造和地球动力学角度来研究沉积盆地的成因和演化。许多沉积盆地形成于多重

动力机制，如既有伸展又有走滑；在盆地演化的不同阶段，动力机制又可以发生巨大的改变，如前期伸展、后期在挤压背景下拗陷等。因之，强调沉积盆地的研究必须对它做深入的动力过程分析。此外，尚需研究盆地形成和发展过程与地幔动力学之间的相互关系。上述内容表明，除了研究地层格架、沉积相和沉积体系、层序地层学、构造样式等静态的盆地构成要素外，盆地动力学强调要更多地揭示动态的参数和过程，其中最重要的是盆地的流体系统及其动力学过程的研究，这对揭示油气的成藏、矿床的成矿和水资源的分布规律都具有重大意义。

板块构造

【板块】 plate 地球岩石圈被洋中脊、岛弧海沟系、转换断层等三大构造活动带分割形成的大小不一的不连续的岩石圈块体。

【大板块】 megaplate 又称**巨板块**。专指全球性的、最初由勒皮雄(Le Pichon, 1968)将全球划分的六个大板块，即欧亚板块、太平洋板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块和南极洲板块。除了太平洋板块基本上由洋壳组成以外，其他各大板块都含有陆壳和洋壳。这些大板块朝一定方向的运动要持续几千万年，甚至上亿年，这就导致了板块边界长时期的定向构造作用。

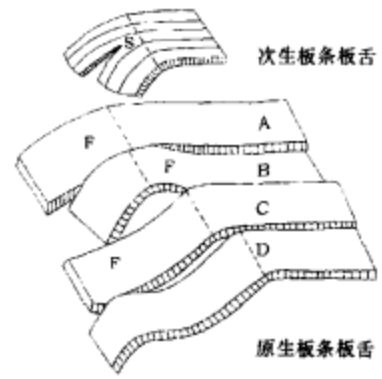
【中板块】 mesoplate 大板块内的次一级块体。它既可以是六大板块裂解的产物，也可以指虽然已与其他板块拼合在一起，但在地质历史上确曾独立存在过的板块。前者如地质文献中经常提及的菲律宾海板块和加勒比板块；后者如中朝板块。中板块的位移和转动取决于大板块的运动方式与方向。

【小板块】 small plate 面积大体在 10 万平方千米以内的板块。这种板块通常出现在两个大陆板块之间，或大陆和岛弧的碰撞带中。如介于欧亚和非洲大陆间的土耳其-爱琴海板块，介于澳大利亚板块与太平洋板块间的新赫布里底板块和汤加板块等。此类板块具有较快的运动速率和较复杂的运动方式，但归根结底还是受控于大板块的运动。

【微板块】 microplate 迄今为止板块构造学说所认可的最小一级板块，是研究板内构造时提出的。主要借助于卫星照片、古地磁数据、同位素年龄、地热流变化和岩石成分等。研究微板块的存在和发展历史，如对墨西哥微板块聚合问题的研究，已取得较好的成果。

【板条】 plate lath 板块内具有相对独立运动和变形表现的构造单元，形态上为长度远大于宽度的条状体，马宗晋等(2003)提出。板块运动并不完全是整个板块整齐划一的运动，板块内部也可划分次级单元和发生板内变形。如太平洋板块东侧垂直洋中脊走向的一系列长数千千米、近东西向的转换断层，如门多西诺断裂带等把板块切割成一系列近等间距、宽达上百千米的条状体。这些条状体都有拗曲，而且不同条状体拗曲的顶点明显错位；相邻条状体的磁异常条带宽度差别往往也很大，说明它们的开裂速度不完全相同。此外在大洋板块俯冲下插过程中，板块插入部分反复挠曲，其前端很易被撕裂，也会形成一系列的条状体。太平洋板块各俯冲带，甚至同一俯冲带的不同地段显示出俯冲运动的差异就是很好的证明。所以可将这些条状体称为板条构造，简称板条。大陆板块内部也可划分出板条，如中国大陆被几条明显的纬向构造分出的一些条带。深入研究板条构造不仅有助于探讨板块的运动学和动力学问题，对地质灾害和矿产的分布、成因研究也有一定意义。

【板舌】 plate tongue 又称**板片**(slab)。马宗晋等(2003)提出，指板块俯冲下插的部分，环太平洋带是洋、陆汇聚，出现深俯冲的典型地区。俯冲下插部分的角度和形态差别很大，但总的形态很像舌头。为了对板块的俯冲下插部分作较细致的描述并进一步划分构造要素，可把板舌的不同部位分别称为舌基、舌根、舌端和舌侧壁；覆盖在板舌上方的上覆板块部分称为舌盖(如图)。南美洲西海岸板舌的差异变形最为明显，上拗型下插和下拗型下插相间出现，控制了火山活动的有无和金属成矿带的分段。



板舌的两种成因和形态示意
(据马宗晋等，2003)
S. 撕裂点；F. 剪接摩擦点；A. 平缓下拗型；B. 陡峭下拗型；C. 平缓上拗型；D. 双拗型

【板块构造】 plate tectonic 由于洋底分裂、扩张、板块间的运动和相互作用形成的全球性板状地质构造。

【古板块构造】 palaeo-plate(fossil plate) tectonics 指前新生代的板块构造。地质学家们试图运用板块构造学说来解释地质历史悠久的大陆构造演化进程，因此古板块构造的重建就成为当今大陆动力学研究的主要内容之一。它的研究内容包括：厘定古板块的存在及其边界，恢复古板块构造格局，探讨古板块间的相互作用，以及由此而引起的大陆变形过程。世界上许多造山带都被认为是古板块的边界，由不同板块的大陆碰撞形成，如乌拉尔、阿巴拉契亚造山带等。板块有三类边界，离散边界(洋中脊)和转换边界(转换断层)难于长期保存，汇聚边界(地缝合线)就成为寻觅古板块遗迹的重要线索，以及划分古板块边界的主要依据。

【板内块体】 intraplate bmocks 现代地震活动带的分布以及通过空间定位系统和卫星激光测距建立的 GPS 网、SLR 网等的观测结果，表明大陆在周围板块作用下，内部存在复杂的差异运动。马杏垣等(1989)根据现代地壳运动的速度场，将板内构造进行分区，板内地块称之为板内块体。可以看出在印度板块的推挤下，中国大陆西部存在明显的向北运动，运动速率从南向北逐渐减小。过银川-昆明南北纬向线以后运动方向转为向东，速度也显著降低。

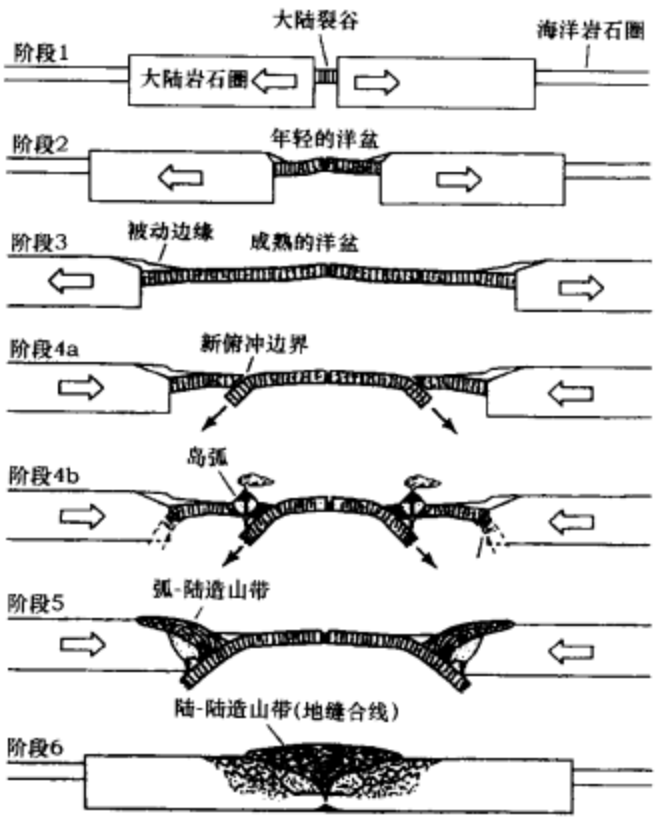
【大陆根】 continental root 稳定克拉通的大陆性状可深深插入地幔之中，可深达 400 千米，被形象地称为大陆根。20 世纪 70 年代中期发现大陆下方的地震波走时要快于大洋下面，把这种不同归结于向下至少 200 千米深度范围内岩石类型不同。结合其他支持这些深位差异的岩石学、地球化学和地球物理资料，人们提出大陆是带着几百千米化学成分上不同的地幔岩石漂移的。80 年代发表了全球地震层析图像，根据地震波走时异常明确提出稳定克拉通的大陆性状可深达约 400 千米，即古老陆核的根部比最厚的大洋岩石圈还要厚得多。根据反射地震也发现加拿大地盾下面有深达 400 千米的高速根，它正好位于北美中心和地质上最老的部分：苏必利尔克拉通下面。支持厚大陆根的直观证据来自含金刚石的金伯利岩岩筒。南非金刚石包裹体中的细小矿物晶体和金刚石所在地幔岩的测定，显示它们是在 900～1200℃、150～200 千米深度范围内生成的。

【壳幔循环】 crust-mantle cycle 沿贝尼奥夫带的地震活动最大深度超过 600 千米，提示洋壳可俯冲到上地幔的底部，然后通过释压重熔又以火山弧岩浆活动的形式部分返回地壳。另一方面大量地球化学资料早已证实幔源岩浆岩在地表的广泛存

在。全球地幔可分四种类型,其中富集地幔Ⅱ型(EMⅡ)普遍认为源自消减和再旋回的大陆物质。这不仅因为它的锶、锇和铅同位素与陆源沉积物相似,而且岛弧火山岩和具有 EMⅡ印记的大洋玄武岩有明确的亲缘关系。所有这些都提示壳、幔密切的物质和能量交换。地表热点火山和大火成岩省等现象以及地幔柱理论的提出更把壳幔循环概念扩大到地球各层圈的相互作用,包括对地磁场反转、温室气体排放、碳循环、厄尔尼诺现象的影响等。壳幔相互作用概念已构成现今全球和大陆动力学理论框架的核心。

【板内变形作用】 intra-plate deformation 又称**陆内变形作用**(intracontinental deformation)。经典的板块构造理论认为岩石圈板块是刚性的,地壳变形只沿板块边界发生。但是后来的研究发现,大陆内部广泛存在弥散性的变形,在远离板块边界的地方也会出现线状构造变形带,而且其成因不能和已知的板缘活动联系起来。中国中生代的燕山造山带和新生代的天山造山带都是这方面的典型实例。它们都以克拉通盖层为基底,造山带没有明确的边界,内部单元分布和造山带走向不平行、区域变质作用微弱、岩浆活动未显示极性、变形样式既有薄皮构造也有厚皮构造等。板内造山是大陆活化的一种重要表现。

【威尔逊旋回】 Wilson cycle 板块构造学说中的重要理论,威尔逊(J.T.Wilson,1968)在研究了大陆裂解到大洋开闭的过程后,将大洋盆地的形成及其构造演化归纳为六个阶段(附图及附表),人们称之为威尔逊旋回。这六个阶段是:①胚胎期:地壳上拱、岩石圈破裂,形成大陆裂谷,如东非裂谷;②幼年期:地幔物质上涌、溢出,岩石圈进一步破裂,开始出现洋壳,红海、亚丁湾为其代表;③成年期:洋盆扩大,洋中脊形成,出现成熟的大洋盆地,大西洋为其典型代表;④衰退期:随着海底扩张,洋盆一侧或两侧出现海沟,俯冲消减作用开始进行,洋盆缩小,边缘发育沟-弧体系,太平洋为其实例;⑤终了期:随着俯冲消减作用的进行,两侧大陆靠近,发生碰撞,边缘发育年轻的造山带,其间残留狭窄的海盆,地中海即处于此阶段;⑥遗痕期,两侧大陆直接碰撞拼合,海域完全消失,形成年轻造山带,阿尔卑斯-喜马拉雅山脉即其代表。威尔逊认为一个大洋的演化周期可以在2~3亿年内完成。这一旋回主宰了地球表层构造活动和演化的全局;在某种程度上可以说它是板块构造学说的一个总纲,体现了板块构造学说的精髓。



威尔逊旋回的六个阶段
(Strahler,1997)

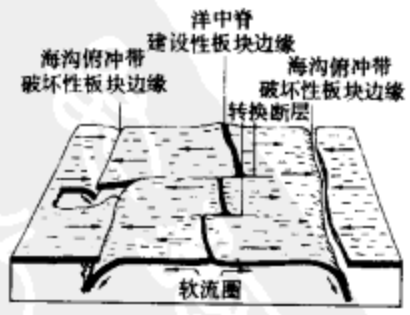
威尔逊旋回各个阶段的特征

阶 段	实例	主导作用	特征形态	典型火成岩	典型沉积	变质作用
Ⅰ 胚胎期	东非裂谷	抬升	裂谷	拉斑玄武岩溢流,碱性玄武岩中心	少量沉积作用	可忽略
Ⅱ 幼年期	红海,亚丁湾	扩张	狭长海盆(有平行的海岸及中央凹陷)	拉斑玄武岩溢流,碱性玄武岩中心	陆架与海盆沉积,可能有蒸发岩	可忽略
Ⅲ 成年期	大西洋	扩张	有活动中脊的洋盆	拉斑玄武岩溢流,碱性玄武岩中心,但活动集中于大洋中央	丰富的陆架沉积	少量
Ⅳ 衰退期	太平洋	收缩	边缘环绕岛弧及毗邻海沟	边缘的安山岩及花岗岩闪长岩	大量源于岛弧的沉积物(优地槽)	局部广泛
Ⅴ 终了期	地中海	收缩并抬升	残余海盆	边缘的火成岩及花岗岩闪长岩	大量源于岛弧的沉积物(优地槽),可能有蒸发岩	局部广泛
Ⅵ 遗痕期	喜马拉雅山	收缩并抬升	年轻山系	少量	红层	广泛

【非威尔逊旋回】 non-Wilson cycle 未经历完整的从大洋开启、闭合到造山带形成六个阶段威尔逊旋回的大洋演化-造山的作用过程。如以弧后盆地坍塌为特征的多岛海型造山带(华南),以弧前增生为特征的阿尔泰型造山带(中亚),多块体拼贴的北美西海岸造山带,以及未经历大洋阶段的板内(陆内)造山带等。与典型的威尔逊旋回的周期(2亿~3亿年)不同,有的海陆动态演化时限可长达5亿~6亿年,但很可能只经历了威尔逊旋回的部分阶段就形成大陆山脉。

【板块汇聚】 plate convergence 又称**板块聚敛、板块敛合**。相邻板块作相向运动,使其间的水平距离不断缩短的作用。在两侧分别为大陆板块和大洋板块的情况下,两者间运动的界面即贝尼奥夫带,海沟是它在地表出露的形迹。洋壳俯冲到一定深度以后,由于温度—压力的升高而发生局部熔融,熔体上升到地表可形成岛弧或陆缘弧。因此岛弧和海沟的空间配置反映了板块俯冲的极性。在两侧都是大陆板块汇聚的情况下则发生碰撞,形成像青藏高原和喜马拉雅山脉那样的碰撞高原。

【板块边界】 plate boundary 不同板块之间的结合部位,表现为持续活动的火山带和地震带,是全球地质作用最为活跃的地区。可分为三种类型:洋中脊代表的离散边界、俯冲带代表的汇聚边界和转换断层代表的转换边界。一般认为缝合带代表古板块的汇聚和碰撞边界。



板块边缘类型

【板块离散】 plate divergence 相邻板块作背向运动,使其间的水平距离不断增大,结果出现新的洋壳的作用。现代全球大洋中脊就是典型代表。发生在陆地内部的离散作用会使大陆裂解,如阿拉伯半岛正因红海的发育而离开非洲大陆。目前散布在大洋中的一些陆壳碎片,如印度洋中的塞舌尔群岛、大西洋中的罗卡尔海台等都是通过离散作用从大陆裂解出来的。它们就是潜在的地体。

【离散边界】 divergent boundary 又称**建设性板块边缘**(con-

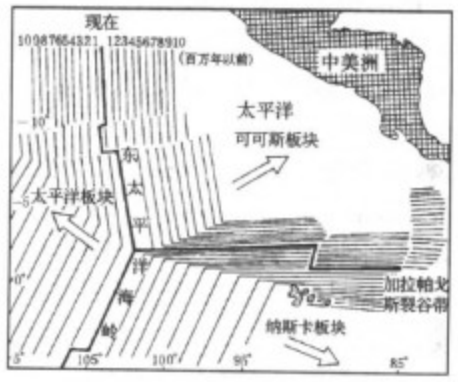
structive margin)。两个背向运动板块之间的边界,大洋中脊或洋隆是典型实例。地幔对流使两个板块作垂直于洋中脊的相背运动,导致海底扩张作用;而上涌的地幔物质沿洋中脊的中央裂谷部位侵位,冷却后构成新的大洋岩石圈,即形成新的洋壳。

【汇聚边界】 convergent boundary　又称**汇聚边缘**(convergent margin)、**聚合边界**、**破坏性板块边缘**(destructive margin)。两个相互汇聚和消亡板块间的边界,俯冲带和海沟是它最典型的代表。一个大洋板块因俯冲到另一大洋或大陆板块之下而消亡。大洋板块的消减作用导致以沟—弧(—盆)体系为代表的俯冲带形成。随着大洋板块消失殆尽,其两侧的大陆发生碰撞,并形成造山带。活动造山带即沿活动板块汇聚边界发育。

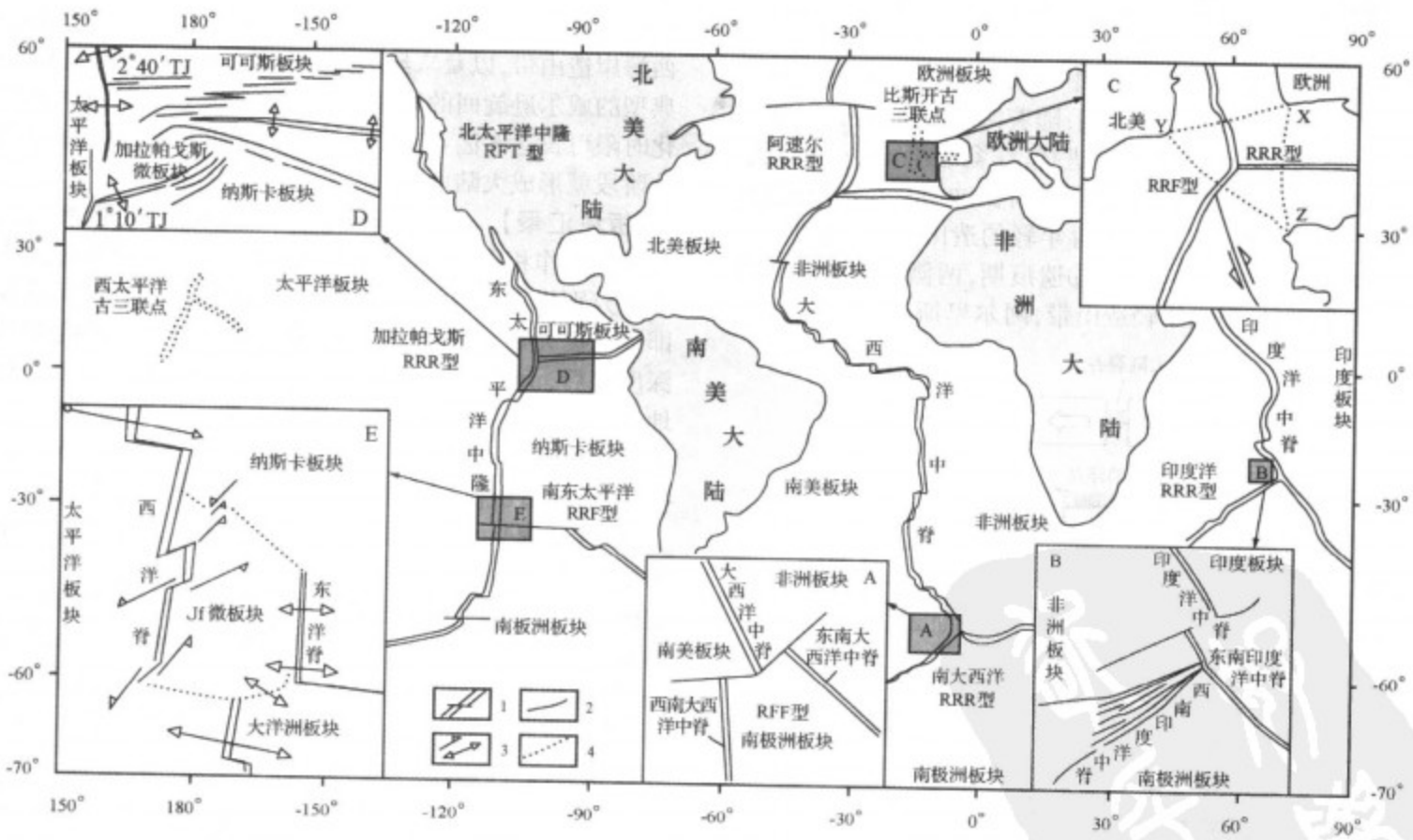
【转换边界】 transform boundary　又称**守恒性板块边缘**。相邻板块作相对平移运动的边界。这种边界通常由转换断层组成,以浅震源为标志。以转换断层为界的板块边界两侧,板块既不消减也不增生,而是相互侧向滑移。美国西南的圣安德烈斯断裂就是北美与太平洋板块出露在陆域的一段转换边界。圣安德烈斯断层侏罗纪以来累计达 560 千米的持续右行走滑,是对温哥华以西让德富卡板块向东南扩张和加利福尼亚湾太平洋中脊向西北扩张运动的调节。

【板块三联点】 triple junction of plates　又称**三向连接构造**。三个板块相交时,分割三个板块的边界交会于一点,此时所呈现的构造图像被称为板块三联点。板块边界包括洋中脊、海沟和转换断层三种类型,而三联点可由任意类型的三个边界组合而成;因此,理论上板块三联点的组合形式可有 10 种之多。板块三联点的稳定性差异甚大,它们取决于三个板块边界的类型及其球面运动状态。

【三联点类型】 type of triple junction　按三个板块边界的构造性质所做的分类。三联点可由生长型边界(洋中脊 R)、消亡型边界(海沟岛弧 T)和转换型边界(转换断层 F)等三种边界任意组合而成,从理论上推算共有 10 种基本类型。它们是 RRR、RRF、RRT、RFF、RFT、RTT 等六种含洋中脊的三联点,以及 FFF、FFT、FTT、TTT 等四种无洋中脊的三联点。不同基本类型的三联点其运动方式不同,稳定性也各异。按其构造稳定程度,可分成稳定型(仅 RRR 一种)、相对稳定型,(TTT、TTF、FFR、FFT、RTF、RRT 等六种)和不稳定型(FFF、RRF、TTR 等三种)三类。一般说来,稳定型和相对稳定型的三联点比较常见。按三联点终结交汇边界端的构造性质可分为洋中脊生长边界端、海沟岛弧消亡边界端和转换断层守恒边界端三种。图示全球洋脊三联点情况。



太平洋板块,可可斯板块和纳斯卡板块三联点



全球洋脊主要三联点展布图

(据吴树仁等,1999)

1. 洋中脊和转换断层;2. 分段伸展断裂;3. 洋脊伸展方向和相对速率大小;4. 性质不明板块边界

A. 南大西洋 RRR 型三联点结构图;B. 印度洋 RRR 型三联点结构图;C. 北大西洋古三联点结构图(X、Y、Z 为原三个结点);D. 东太平洋中隆 RRR 三联点结构图;E. 东南太平洋中隆 RRF 型三联点结构图

【移动板块】 active plate　又称**活动板块**。无论是目前正在运动的,或过去曾经发生过运移的板块,都可称之为移动板块。

【静止板块】 inactive plate　又称**不活动板块**。在当前或地质历史上没有发生过显著位移的板块。要准确判定某一板块是静止不动的实非易事。这里所指的"静止"实际只具有相对性,即对某一个参照系而言该板块可能是静止的,而相对另一个参照点,它又可能是活动的。

【俯冲板块】 subducting plate, descending plate, underthrusting

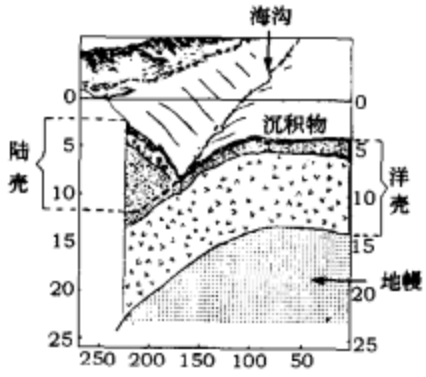
plate 两个板块相遇时，一个板块下插到另一相对被动的板块之下，这个下插板块就是俯冲板块。在通常情况下，俯冲板块是指由洋壳组成的大洋板块。因为洋壳由硅镁质物质构成，密度较大，相对于陆壳而言更易下沉。

【仰冲板块】 obducting plate, ascending plate 又称**上冲板块**(overriding plate)。洋壳板块上冲于大陆壳或过渡型地壳之上的过程称为仰冲作用，其中仰冲的洋壳板块为仰冲板块。它是缝合带蛇绿岩构造侵位的一种方式。这说明密度大的洋壳并不限于发生俯冲，还可能出现仰冲。洋壳的仰冲板块一般是中、小型板块。

【板块碰撞】 plates collision 两板块相向运动发生俯冲消减，当其间的洋壳全部损耗以后，陆壳因浮力不能下潜而导致碰撞。根据两侧陆壳的性质可分为弧-弧碰撞，弧-陆碰撞和陆-陆碰撞。千岛和日本岛弧正沿北海道南部碰撞；台湾东海岸山脉是吕宋弧与欧亚大陆之间弧-陆碰撞的产物；中国的秦岭-大别山、昆仑山、喜马拉雅山等山脉都是不同地质时期陆-陆碰撞的产物。

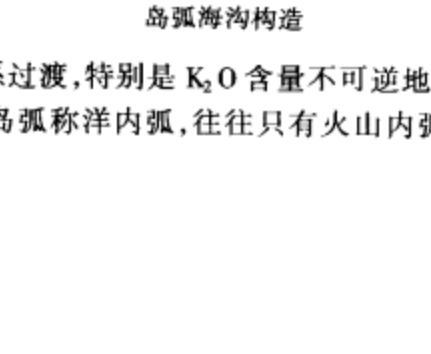
【碰撞带】 collision zone 由大陆与大陆、岛弧与岛弧，或大陆与岛弧间发生板块碰撞所形成的带状构造带。其中包括由洋盆残余物质(蛇绿岩)形成的、代表已消亡古大洋的缝合带，以及因强烈挤压和收缩作用而形成的造山带。如喜马拉雅碰撞造山带和新几内亚碰撞造山带。

【海沟结构】 trench structure, deep-sea trench structure 海沟是平行岛弧分布并位于洋侧的线形深海槽，其长度超过上千千米，水深大多超过 6000 米。世界最大海深 11033 米位于马里亚纳海沟中。它在西太平洋马里亚纳群岛东侧，是太平洋板块与菲律宾海板块的汇聚俯冲边界。太平洋板块沿海沟向西俯冲，形成双列的马利亚纳火山岛弧并伴生弧后扩张作用，形成典型的沟弧盆系。海沟宽度小，两壁陡立，海沟内无增生杂岩。是上田诚也提出的低应力型消减带的典型代表。海沟是洋壳开始俯冲的地方，地震活动频繁，由海沟向陆侧震源深度持续加大的倾斜地震带(贝尼奥夫带)标示洋壳下插的轨迹。海沟在横断面上一般成不对称的 V 字形，向陆的内侧为混杂堆积和由深海沉积、洋壳碎片等组成的增生楔体，它在重力场上表现为强烈负异常。折射地震表明向洋的外侧为下插的洋壳(见图)。海沟地区的大地热流值低，反映了冷洋壳的俯冲使等温面下降。



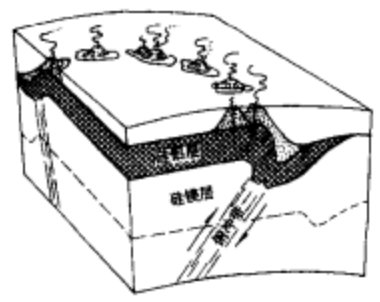
海沟结构

【岛弧结构】 island arc structure 大洋中呈线状分布的弧形列岛，如千岛群岛、巽他群岛等。它们大多位于洋、陆交界部位，弧的凸面一般朝向大洋，与海沟一起共同组成了沟-弧系。岛弧火山是洋壳从海沟下潜到一定深度后因温度升高部分熔融，熔体上升到地表的产物。从海沟向大陆方向火山岩的岩石组合和地球化学性质呈现有规律的变化，由拉斑系向钙碱性岩系及碱性岩系过渡，特别是 K_2O 含量不可逆地递增。直接建造在洋壳上的岛弧称洋内弧，往往只有火山内弧。建立在过渡型地壳上的成熟岛弧还发育与之平行分布、由弧前增生楔组成的非火山外弧，如苏门答腊外侧的明打威群岛。岛弧内部各成员及火山岩组合的空间配置反映了汇聚板块的构造极性。它的识别对于重建古板块构造有很大的意义。



岛弧海沟构造

【火山弧】 volcanic arc 在汇聚板块边缘，大洋边缘部分形成的火山岛弧。如西太平洋有阿留申弧、千岛弧、日本弧、马里亚纳弧、汤加弧。大西洋西缘有安的列斯弧、南桑德威奇弧，还有印度洋的巽他弧等。岛弧火山以安山岩喷发为主，但在靠近海沟一侧有拉斑玄武岩，在弧后边缘海一侧出现碱性岩。岛弧火山是大洋板块向大陆板块消减过程中，下潜板块上部局部熔融形成岩浆，向上侵位并喷发到地表形成的。



火山弧

【初始岛弧火山作用】 incipient arc volcanism 板块构造理论认为，当大洋板块俯冲，部分物质潜入海沟下面贝尼奥夫带深部时，其中部分物质被熔融后上升，在海沟靠陆一侧出现火山活动，产生未成熟岛弧。这些岛弧通常由小岛组成，缺失或极少大陆型岩石基底。火山岩以拉斑玄武岩为主，显示高铝、富铁、碱质、大离子亲石元素浓度低、稀土元素分配呈平坦型特征等；钡的含量较高，而铬、镍、钛的含量较低，氧化钾、二氧化硅含量通常亦较低；可能发育少量的钙碱性系列岩石。

【弧后盆地】 back-arc basin 又称**边缘海盆地**(marginal basin)。板块消减俯冲带的火山弧后方(陆侧)与大陆之间的深海盆地，一般是由弧后扩张形成的。在西太平洋展布的边缘海自北向南有鄂霍次克海、日本海、东海、南海等。这些海盆大部分中心发育洋壳。南海东侧已出现消减带，正沿马尼拉海槽向东俯冲。

【弧前盆地】 fore-arc basin 海沟与火山岛弧之间的深海盆地。一般宽 50～250 千米，一侧毗邻火山弧，另一侧为从俯冲洋壳刮削下来的增生杂岩围限。是洋、陆汇聚作用的产物，代表掩冲板块的第一个岩石-构造单元。

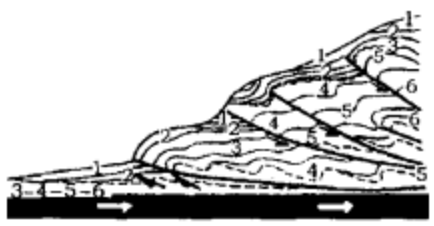
【弧间盆地】 inter-arc basin 位于火山弧之间的盆地。俯冲带深处上升的岩浆及其伴生的高热流使火山弧成为构造应力场中的薄弱区。在近地壳表层拉张的情况下，火山弧本身会发生裂离，导致弧间盆地生成，菲律宾海就是典型实例。它自西向东包括西菲律宾、帕里西维拉和马里亚纳三个海盆，中间被九州-帛琉和西马里亚纳海岭两个残余火山弧隔开，反映了海盆自西向东的演化进程。帕里西维拉盆地和马里亚纳海盆即是相继形成的弧间盆地。

【沟弧盆系】 trench-arc-basin system 板块构造中海沟-岛弧-弧后盆地体系的简称。由大洋板块向大陆板块俯冲形成的海沟、岛弧和弧后盆地等具有生成联系的构造-地貌体系。在中国文献中常用来表征板块汇聚的构造环境。

【弧沟间隙】 arc-trench gap 海沟与火山弧之间的地区，包括非火山外弧和弧前盆地两个单元。弧沟间隙的宽度取决于俯冲带的倾角，俯冲带愈陡，弧沟间隙就愈窄。一般情况下其宽度 100～200 千米。

【增生楔】 accretionary wedge 又称**增生柱**(accretion prism)、**增生杂岩**(accretion complex)。为俯冲的大洋板块从海沟下潜时被上盘板块刮削下来的沉积盖层和洋壳碎片，连同原地深海沉积物堆积到海沟的向陆侧而成。由于增生体是从下方添加的，随着消减过程的持续，增生楔也以一系列倾向大陆的叠瓦状逆

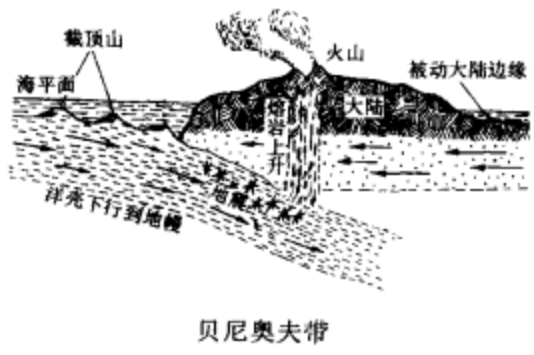
冲岩片依次堆垛加宽(见图),最新的沉积位于最底部,随着持续汇聚而楔入老沉积断片之下,并推挤后者使之向上拱起。反射地震剖面清楚地显示了这种形态。按照这一模式,叠瓦体每一断片内的层序是正常的,但总的层序却是倒转的。



海沟内壁增生楔状体形成模式
数字顺序表示从新地层到老地层

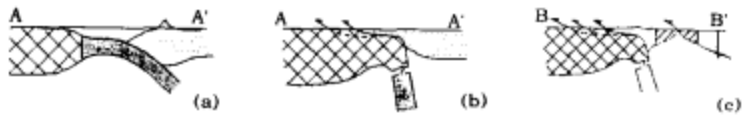
【俯冲带】 subduction zone　俯冲板块的俯冲部分。发生俯冲作用的板块边缘部位,包括洋-陆俯冲或洋-洋俯冲的B型俯冲带和陆-陆俯冲的A型俯冲带两种类型。**B型俯冲带**出现巨大的贝尼奥夫带,并以发育沟、弧及强烈的地震、火山活动为显著特征。一般由以下部分组成:俯冲板片向下弯曲形成的海沟;因板块俯冲而刮削下来的弧前增生楔;上驮板块前缘的富集地幔楔;板片俯冲到一定深度因部分熔融而形成的火山弧,以及与火山弧伴生的成对双变质带等。因为大洋岩石圈在俯冲带进入地幔,到一定深度被地幔熔融同化而消亡,故又称**消减带**(consuming boundary zone)。B型俯冲带还可进一步划分为智利型俯冲带(高应力、弧后挤压的缓倾俯冲带)和马里亚纳型俯冲带(低应力、弧后扩张的陡倾俯冲带)。**A型俯冲带**是大陆岩石圈相互俯冲的产物。

【贝尼奥夫带】 Benioff zone　又译为**毕乌夫带**。由岛弧外侧的海沟向下往大陆方向倾斜、下延的现代活动地震震源带。由和达清夫(K. Wadati, 1935)发现,经贝尼奥夫(H. Benioff, 1954)研究证实,故又称**和达清夫-贝尼奥夫地震带**(Wadati-Banioff seismic zone)。贝尼奥夫(1955)提出倾斜地震带可分两段和三段图式:两段式由从地表到60千米的浅震和延伸到大约300千米深度的中深地震组成,平均倾角33°;三段式深达约650千米,平均倾角60°。最大震源深度可达650~710千米,再往下消失。贝尼奥夫认为100千米以上的地震由板块俯冲作用引发,深源地震源于板块内部变形。地震间断则指示俯冲板块的断离。



贝尼奥夫带

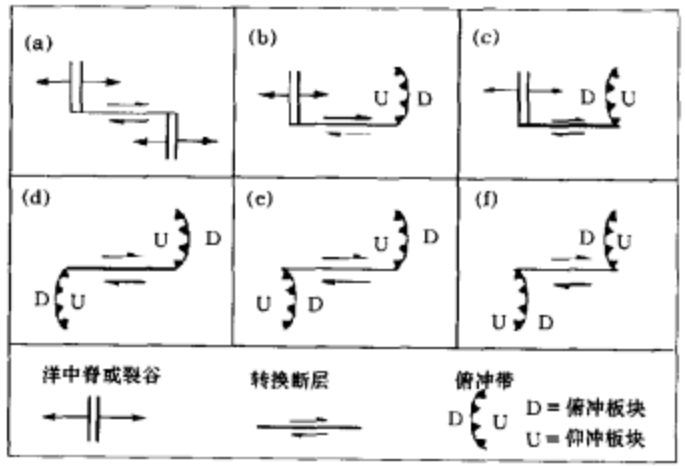
【仰冲带】 obduction zone　仰冲板块的仰冲部分。上冲的洋壳岩片与下伏过渡型地壳或陆壳之间的构造分界带,是由密度较大的洋壳仰冲到密度较小的陆壳之上的现象。这一术语由科尔曼(R. Coleman)提出,以解释大陆边缘地区为何会出现代表上地幔组分的橄榄岩,他认为这种橄榄岩是以构造侵位的方式就位的。仰冲洋壳的置位模式见图。



仰冲洋壳的置位模式
(据 Windley, 1995)

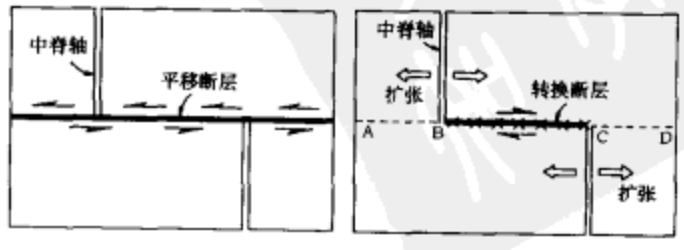
【板块缝合线】 suture, suture zone　又称**板块缝合带**。两个大陆板块相向碰撞的结合带。它代表古板块的汇聚边界,因此是重建古板块的重要依据。板块构造学说认为:大洋板块消减使原先位于大洋两侧的大陆碰撞、拼合而产生的强烈变形带内常保留有洋壳残余物质(蛇绿岩套),它和造山带相伴生;这样的碰撞结合带即为地缝合线所在部位。一般认为,印度板块在新生代早期向北漂移过程中与古欧亚大陆碰撞,而使新特提斯洋关闭,沿印度河和雅鲁藏布江形成地缝合线;在这个带内就有代表洋壳残片的蛇绿岩套,以及俯冲增生楔、混杂堆积等标志性岩类;在巴基斯坦的拉达克等地,更有晚白垩世的蓝片岩。

【转换断层类型】 type of transform fault　威尔逊按转换断层两端构造带的性质,从理论上推断转换断层可能存在六种类型,即洋脊-洋脊型(a)、洋脊-凹弧型(b)、洋脊-凸弧型(c)、凹弧-凹弧型(d)、凹弧-凸弧型(e)、凸弧-凸弧型(f)(见图);由于又有右旋和左旋之分,共有十二种基本类型。



右旋转换断层的六种类型
(据 Davidson et. al., 1997)

【转换断层】 transform fault　一种横切大洋中脊的剪切断层。它不同于常见的平移断层。由于断层活动与大洋中脊扩张同时进行,结果使水平错动仅发生在两段洋中脊的顶部之间,且水平位移的方向与两段洋中脊错动方向正好相反。大洋中脊被一系列几乎垂直于洋中脊的横向断裂带切割,这些断裂很像在后期把洋中脊错开的平移断层,然而威尔逊(1965)发现这些横断洋中脊的断裂带不是后期错开洋中脊的平移断层,而是调节两侧洋中脊轴部向两侧海底扩张所形成的一种特殊断层。它是板块主要作相对滑移(左旋或右旋)的断裂带,也是岩石圈表面既没有消亡也没有增生的板块边界。与一般平移断层的不同主要在于:转换断层的走滑位移量在断层两端被与之斜交或垂直的伸展构造或挤压构造带所调节。这种调节或吸收也即是"转换"一词的实质所在。这种断层的性质有两个特点:一是水平错动仅发生在两段洋中脊之间。在其外侧,断裂带则为较早期断层的不活动残余部分。从地震的震中仅发生在两段洋中脊顶部之间,在其外侧则没有,也可说明这一点。另一个特点是转换断层的水平位移方向,与两段洋中脊的水平错开的方向正好相反。近代由震源机制所测定的错动方向与转换断层的性质符合。霍布斯(B.E. Hobbs)等人于20世纪70年代末对转换断层的涵义做了发展和补充,他们认为:具有转换性质的平移断层的规模可大可小,大者延伸长度可达数千千米,而小者则仅有数十千米,



平移断层(左)与转换断层(右)(叉号代表地震频繁的转换断层活动段落)的区别

甚至在岩石手标本上都能见到;此外,这种断层并非是大洋地壳或岩石圈的特有产物,事实上在大陆也有广泛分布并且构造更为复杂,如北美西部的圣安德列斯断层。一些地质学家认为中国的郯庐断裂也是一条转换断层,因为它的左行平移量被大别造山带的强烈挤压变形所调节或吸收,它突然终止于长江北岸而未继续往南延伸的原因也盖出于此。

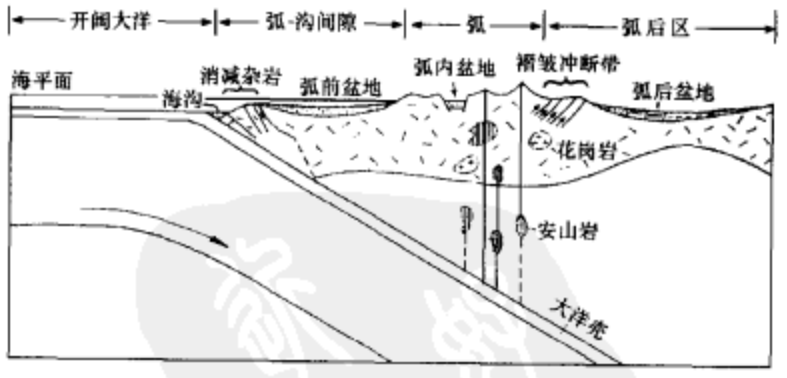
【大陆边缘】 continental margin 大陆与洋盆的过渡带,是濒临洋、陆边界的陆壳地带,大陆壳与大洋壳在这里直接毗邻,是研究洋陆相互作用、大陆裂解和增生的关键场所。大陆边缘在地貌上包括大陆架、大陆坡、大陆基、边缘海盆、岛弧和海沟等单元的范围。这里也是地球表面最主要的沉积物聚集地,未来的造山带就是从这里开始它的演化历史的。按洋、陆相互作用方式或构造作用强弱程度,大陆边缘有两种基本类型:被动大陆边缘和活动大陆边缘。

【被动大陆边缘】 passive continental margin 又称**大西洋型大陆边缘**(Atlantic-type continental margin)。即通常所说的稳定大陆边缘,构造上长期处于相对稳定状态的大陆边缘。其地壳是洋壳到陆壳的过渡,大陆和海洋位于同一刚性岩石圈板块内的过渡带。它没有海沟俯冲带,早期裂开阶段位于板块内部,随后被动地随着裂开的板块而移动,故无强烈地震、火山和造山运动;它以生成巨厚的浅海相沉积、岩浆活动微弱和地层基本上未遭变形而与活动大陆边缘形成鲜明对照。被动大陆边缘由宽阔的大陆架、较缓的大陆坡以及缓坦的大陆陆基组成。通常年轻的稳定大陆边缘陆架较窄;发育成熟的稳定大陆边缘具有广阔的陆架区。陆架下界(陆架坡折)的平均深度约 130 米。陆坡的坡度相对陆架显著增加,世界大陆坡的平均坡度为 4°17′,比陆架的坡度大 20 倍左右。陆坡地形十分崎岖,常被海底峡谷切割。陆基是大陆坡与深海平原之间的过渡区,坡度十分平缓,由巨厚的浊流、等深流和滑塌沉积物组成,可形成许多海底复合扇。是伸展作用体制下大陆岩石圈减薄和大幅度沉陷形成的活动微弱的大陆边缘。属于被动大陆边缘的有非洲边缘(北部除外)、澳大利亚西部和印度半岛的南部边缘等。北美东侧的大西洋沿岸是现代正在发育的被动大陆边缘,它开始形成于美洲与非洲分开后的晚三叠世。空间上呈一系列与大陆边缘相平行的长条形盆地,由两部分地层组成:下部地堑型盆地充填了晚三叠世陆相粗碎屑堆积和火山岩,分布于靠内陆一侧;上部为拗陷成因的厚 7~12 千米、大致呈水平产状的侏罗纪到新近纪的海相沉积。它们形成向海加厚的楔体叠置在下伏厚度减薄的过渡型地壳之上。被动陆缘的生成源于岩石圈拉伸所导致的上地幔物质上涌,减薄了的地壳通过铲状正断作用在地表形成复杂的地堑系;来自上地幔的熔岩沿裂隙上升,铺满新出现的海底,最终建造起正常厚度的大洋壳。破裂不整合标志着陆壳断开的时间。随着洋盆扩大,它外侧的陆壳逐渐远离以中脊为代表的热流中心;它的冷却沉陷造就了其上巨厚的被动陆缘沉积岩系。

【火山型被动大陆边缘】 volcanic passive continental margin 又称**火山型张裂边缘**(volcanic rifted margin, VRM)。大陆破裂阶段伴有强烈火山活动的被动边缘。20 世纪 80 年代,在北大西洋等被动大陆边缘发现了一套厚达数千米、向海倾斜的反射层系(SDRS),推测其为火山成因。后经大洋钻探证实,SDRS 主要由陆上或浅水环境喷出的玄武质熔岩组成。地震探测发现,SDRS 下伏厚约 20 千米、具有高波速(7.1~7.5 千米/秒)的下部地壳层,可能是底侵的火成岩物质。火山型被动边缘的发现导致将被动边缘划分为火山型和非火山型两类。在火山型边缘,地壳拉伸变薄所起的作用有限,强烈的岩浆活动可能在大陆破裂中起决定作用。反射层系和下伏底侵物质组成巨厚的火成岩地壳,后者可构成边缘高地,位于陆壳和正常洋壳之间。陆壳裂开和早期海底扩张应发生在海水较浅的环境,而不是非火山型被动边缘高度变薄陆壳所对应的 2.5~3 千米的深水环境。火山型被动边缘巨厚火成岩的形成要求有异常高的地幔温度,其成因可能与地幔柱和巨型火成岩区的发育有关。

【非火山型被动大陆边缘】 non-volcanic passive continental margin 大陆破裂阶段不伴有强烈火山活动的被动边缘。在这种边缘的形成演化过程中,岩石圈拉伸减薄占主导地位。通常在一个宽阔地带出现脆性断裂和块断作用,以及下地壳-上地幔的塑性拉伸变形,岩浆活动一般仅限于岩石圈的深部,在地壳上部仅是少量火山岩。对于大陆岩石圈的拉伸,曾提出对称的纯剪模式和不对称的单剪模式;后者表现为沿斜切整个岩石圈的低角度拆离断层带错移,导致大洋两侧一对共轭被动边缘表现出截然不同的构造格局。伊比利亚-东加拿大纽芬兰共轭边缘为非火山型边缘的典型实例。

【活动大陆边缘】 active continental margin 又称**主动大陆边缘**、**太平洋型大陆边缘**(Pacific-type continental margin)。洋陆汇聚、大洋板块向毗邻大陆板块之下俯冲消减形成的强烈活动的大陆边缘。这种大陆边缘有强烈的地震和火山活动。属于活动大陆边缘的有安第斯、苏门答腊、亚平宁半岛、前南斯拉夫亚德里亚海岸、克里特岛、爱琴海诸岛等。从洋到陆,活动陆缘包括海沟、弧沟间隙(非火山外弧和弧前盆地)、火山弧和弧后盆地等构造单元。其中海沟是俯冲洋壳开始下插的地方;从它上面刮削下来的深海沉积和洋壳碎片组成混杂堆积,聚集在上盘板块并形成外弧;下插洋壳随着深度增加发生部分熔融形成岩浆,并上升到浅部而成为火山弧。如果火山弧是叠加在大陆边缘之上,像南美洲安第斯山的情况,则称为陆缘弧;若位于大洋内,则成为岛弧,如琉球弧、菲律宾弧等。岛弧与陆缘弧的区别在于它与大陆之间还隔着弧后盆地,如日本海、南海等。在地质体中准确识别古俯冲带、混杂体和岩浆弧的展布、配置、时代和演化等,对重建地质时期板块构造格局有重要的意义。



岛弧型活动大陆边缘图解
(据 Condie, 1982)

【安第斯型大陆边缘】 continental margin of Anden type 濒临俯冲海沟、构造活动强烈的大陆边缘,南美大陆西岸就属于这类大陆边缘。在这里,东太平洋的大洋型纳斯卡板块沿秘鲁-智利海沟俯冲到南美板块之下,俯冲带的倾角较小,板块间挤压强烈,火山弧直接在大陆边缘(安第斯山)形成,后方未出现拉张型弧后盆地,而是褶皱变形带。这是安第斯型大陆边缘有别于发育弧后边缘海扩张带的亚洲大陆东缘的重要标志之一。研究表明,这里的俯冲作用可以较好地解释安第斯山脉地区近 2 亿年的地质演化经历。这两个板块之间的相向运动使陆缘遭受强烈构造变形,形成了褶皱山系(即现在的安第斯造山带的东带)。

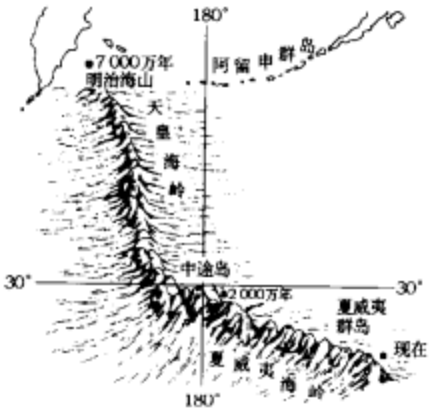
俯冲作用还在其西侧形成了大安第斯火山链，导致南美大陆向西增生。

【深海大洋盆地】 abyssal oceanic basin 位于大洋中脊与大陆边缘之间，水深 2000～3000 米到 5000～6000 米的洋底地域。其洋壳厚度为 7～10 千米，又是硅质、钙质软泥、深海粘土等远洋沉积物的堆积区。一般情况下，这种上覆的沉积物在接近大陆边缘处厚度增大，在海沟附近其厚度可达 1000 米。深海大洋盆地中还形成深海所特有的铁-锰质结核。

【陆缘弧】 continental marginal arc 直接建造在大陆边缘上的火山弧。是边缘海扩张导致陆缘分裂和漂移而生成的，使裂离的大陆碎片离开大陆主体成为岛弧的一部分，因此与边缘海有密切的联系。如琉球岛弧与西侧的冲绳海槽相对应，其基底为过渡壳或陆壳性质。陆缘弧或是展布于大陆侧缘，或是从大陆侧缘分离出来，随着边缘海弧后盆地的张开漂离大陆，陆缘弧演化成边缘弧。若弧后盆地在俯冲作用下关闭，边缘弧重新与大陆汇合，又可转变为陆缘弧。边缘弧在西太平洋最为发育，从最北面的千岛-堪察加弧，到日本弧、琉球岛弧，向南通过台湾岛等。西太平洋大陆边缘展布的弧形花彩列岛，及其伴生的海沟和弧后边缘海是西太平洋陆缘独具特色的构造格局。

【构造极性】 tectonic polarity 区域构造演化的方向规律性。两板块相互作用导致的沉积、岩浆和构造活动在时间和空间上都是规律出现的。在洋、陆汇聚的情况下，随着洋壳向下消减，部分熔融产生的岛弧火山作用是向陆侧发展的，成分也从拉斑玄武岩向钙碱性岩系和橄榄安粗岩系演化。陆、陆碰撞时一般是含有较老前寒武纪岩石圈一侧的大陆成为俯冲盘，如印度-欧亚大陆碰撞中的印度克拉通。仰冲盘板块前沿出现指向外的前陆冲断带。在较小尺度上前陆盆地也是从造山带一侧向毗邻克拉通方向发展。因此由逆掩断层的推覆方向、推覆体内褶皱轴面的倒向等构造形迹反映出来的构造指向以及岩浆活动和区域变质作用格局，都是恢复古板块运动的重要手段。

【海山地质】 seamount geology 大洋盆地中高出周围深海底 1000 米以上的水下山地，通常由地幔成因的大洋玄武岩构成，属洋岛型玄武岩。太平洋中的一些海山呈北西向线状排列，如**夏威夷海岭-天皇海岭**，组成海山链的时代向东南持续变新（如图）。一般认为它是深部热点火山作用在上覆移动板块上留下的烙印。海山链是**大火成岩省**（Large igneous province，LIP）的表现形式之一；其成因和演化与地幔动力学直接相关。大体积的岩浆通常是在短期内上涌的；它们的出现会改变洋流通道，从而影响全球的环境变化。



夏威夷海岭、天皇海岭的分布

【海台地质】 oceanic plateau geology 洋底中除活动的洋中脊、火山弧，以及现代大陆直接延续部分以外的较高地形单元。它们与周围洋底的高差达数千米，地壳厚度超过正常洋壳，如翁通爪哇海台、凯尔盖朗海台等。海台多由泛流玄武岩残留的陆壳组成。其上部常发育有碳酸盐岩沉积。

【岛弧成分极性】 geopolarity of island arc 反映组成岛弧的岩石组合化学成分的空间变化规律。如横越岛弧或活动大陆边缘，随着俯冲带深度加大，拉斑玄武岩系列、钙碱系列和碱性系列火山岩由大洋向大陆方向依次排列；同时，火山岩系列中的化学组成也发生相应的有规律的变化。因此，岛弧成分极性是判断古岛弧、海沟及贝尼奥夫带等空间配置关系的重要标志之一。

【俯冲作用】 subduction 一个岩石圈板块的一部分或全部向下插入相邻的另一岩石圈板块之下的构造过程。

【A 型俯冲作用】 A-type subduction 一个大陆岩石圈对另一个大陆岩石圈的俯冲作用。当两个大陆型岩石圈地块之间汇聚时，在陆缘新形成的热而较轻的火山弧有可能逆冲于冷而较重的稳定大陆岩石圈地块之上；或者伴随继续的挤压过程，随后发生一个大陆岩石圈地块俯冲于另一个大陆岩石圈地块之下。A 型俯冲这一术语是为了纪念一位奥地利的阿尔卑斯山地质学家安普费勒（O. Ampferer）而命名的。A 型俯冲作用往往发生于伴生的 B 型俯冲作用之后或同时。A 型俯冲作用会导致陆缘山系后方挤压和地壳缩短，沿俯冲带出现叠瓦状逆冲带和复杂的推覆体，并伴随着前陆盆地生成。例如四川龙门山构造带。一些地质学者认为，A 型俯冲作用也可发生在大陆岩石圈内部，在地幔物质大规模剥离和下沉的情况下，可以导致大陆岩石圈发生 A 型俯冲，并用这种机制解释大陆裂谷基础上产生的陆内造山带。

【B 型俯冲作用】 B-type subduction 大洋岩石圈板块俯冲于大陆岩石圈或另一大洋岩石圈板块之下的俯冲消减作用。和达清夫（K. Wadati，1935）首先发现环太平洋地震带的震源深度通常是靠洋侧较浅、靠陆侧较深，构成一个倾斜的地震带。B 型俯冲是以贝尼奥夫（H. Benioff）名字命名的。

【智利型俯冲带】 Chilean-type subduction zone 具有高应力、弧后区呈挤压状态的俯冲带。日本学者上田诚也（Uyeda，1979）按上下盘板块耦合程度提出俯冲带有两个类型，智利型和马里亚纳型，其间还存在中间类型。智利型俯冲带通常海沟较浅，贝尼奥夫带平缓；陆源物质大量供应，增生楔发育良好；俯冲板块与上覆板块紧密地耦合，加之俯冲带平缓，二板块之间接触面积大，出现大于 8 级的逆断层型地震；陆缘弧受挤强烈上升，形成高耸的山系和巨厚的大陆型地壳；弧后有逆断层活动；火山活动主要为安山岩-英安岩-流纹岩类型，岩浆黏度高，常呈爆发型；深成侵入作用比火山活动占优势。智利型俯冲带的形成可能与上覆板块向海沟方向主动推掩有关，如向西漂移的南美板块掩覆于太平洋洋底之上；也可能与俯冲板块的年龄较新（如年轻的纳斯卡板块俯冲于南美板块之下）有关，年轻、较热的板块浮力较大，致使下插板片倾角较小，俯冲板块与上覆板块之间的水平挤压力较强。

【马里亚纳型俯冲带】 Mariana-type subduction zone 具有低应力、弧后区活跃扩张的俯冲带。上田诚也（Uyeda，1979）按上下盘耦合关系将俯冲带分为马里亚纳型和智利型。马里亚纳型俯冲带通常海沟较深，贝尼奥夫带陡倾；海沟洋侧斜坡上张性断层和地堑发育，海沟内沉积层薄，海沟陆侧斜坡上增生楔不发育，弧前区出现塌陷构造侵蚀；地震震级较低，反映俯冲板块与上覆板块之间耦合不紧，其间存在着低应力状态，加之俯冲带较陡，二板块之间接触面积较小；洋内弧常有拉张活动，地形低矮，地壳较薄；弧后扩张作用显著；有广泛的火山活动，以玄武岩为主，安山岩数量不多，常见海底火山，为宁静式喷发。马里亚纳型俯冲带的形成可能与上覆板块退离海沟有关，如在马里亚纳弧后，菲律宾海板块向西推移，为弧后盆地的扩张提供了空间。这类俯冲带的形成还可能与俯冲板块年龄较老有关，如俯冲于马里亚纳弧下的太平洋西部洋底的年龄为侏罗纪。较老的大洋板块经长期冷却逐渐变重，致使下插板片陡倾，其重力下拉作用更加

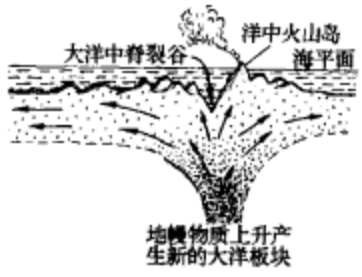
强烈。

【扩展极】 spreading pole 又称**转动极**(pole of rotation)、**欧拉极**(Euler pole)。1776年瑞士数学家欧勒(L.Euler)指出,一个刚体沿球面运动应是环绕通过球心的轴的旋转运动。板块在地球表面的运动遵循欧勒定律,是环绕某根通过地心的轴的旋转运动,板块的旋转轴(或称扩张轴)与地面的交点即称扩张极。

【扩展速率】 spreading rate 又称**扩张速率**。在威尔逊旋回之初,岩石圈板块由生长(离散)边界形成新生洋壳,并向两侧扩张,新生洋壳的生长速率即是扩张速率。新生洋壳在地球偶极子磁场中由高温状态下渐次降温冷却而获得剩余磁性,从而记录下了新生洋壳形成时的磁极性。随扩张作用持续进行,新生洋壳从生长边界中心向两侧不断对称扩展,致使生成的洋壳时代越早,离扩张中心就越远。扩张速率从两侧测算得的两个速率之和,而一侧测算出的数据则是其全速率之半,故又称它为**半扩张速率**。例如,大西洋中脊的最大半扩张速率在该中脊的南纬20°以南地区,为2.2厘米/年。

【大洋中脊】 midocean ridge, mid-oceanic ridge 见175页"大洋中脊"。

【中央裂谷】 mid-oceanic rift 洋中脊轴部的巨大地堑型裂谷,宽约30多千米,平均深度达两千米以上。新鲜的席状和枕状熔岩沿散布其中的裂隙喷溢。以黑烟囱著称的高温热液喷口及其伴生的不依靠光合作用生存的深海生物群落即沿轴部裂谷产出。喷出的热液最高温度可达350℃,并伴生铜、铁、锌等多种矿产。东太平洋中隆北纬21°处一个这样的典型小丘含31%的锌、14%的铁、1%的铜、5盎司/吨的银和痕量金。金属总量达几千吨。

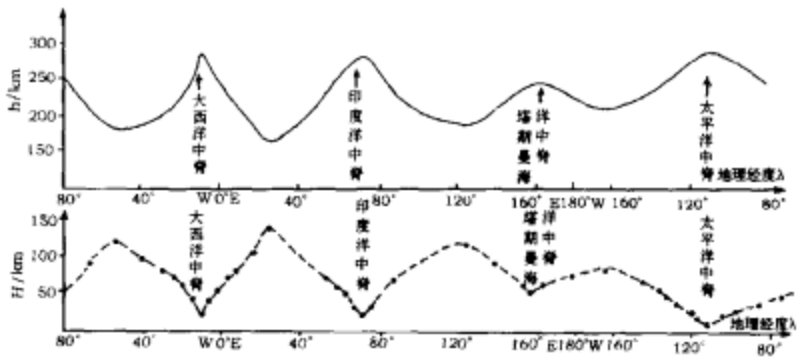


中央裂谷

【重叠扩张中心】 overlapping spreading centers 又称**超覆扩张中心**。将大洋中脊脊轴错列的一种不连续构造。1982年,精密的海底地形测量在东太平洋海隆北纬8°~18°处发现有数处两段中脊脊轴端部被相互错列,其间却没有转换断层相连接,两脊轴自由端彼此相向微弯,并列在一起,就像两个人伸出手臂准备握手一样,称之为重叠扩张中心。后来的研究证实,类似现象也见于其他一些大洋中脊。通常两段中脊轴错列的距离为1~15千米,两脊轴自由端并列重叠的长度约为两脊轴间距的三倍,约2~50千米。可能是由于重叠扩张中心处二脊轴错列的幅度小,这里的岩石圈较薄较弱,故不能维持典型刚性板块的扩张中心-转换断层的连接形式。扩张脊重叠段落之间的地区是兼具剪切和旋转变形的复杂地带。就错列幅度而言,重叠扩张中心与转换断层相比,属于大洋中脊的次级不连续构造,它们把大洋中脊分成一系列分段。

【化石洋脊】 fossil mid-oceanic ridge 已固化的古洋脊,可以根据它的地质形迹辨识古洋脊的存在。

【洋脊基本特性】 general characteristic of mid-oceanic ridge 指太平洋洋脊、大西洋洋脊、印度洋洋脊和已停止活动的塔斯曼海洋脊所具有的定向性、等距性、波动性和分段性等特征。在定向性方面总体上均呈南北向展布。环南极洲洋脊总体上沿东西向延伸,但在总体定向的同时有的具有分叉现象(如印度洋洋脊南段),以及洋脊在低纬度逐渐弯转相连。而且4条洋脊彼此间存在相距约90°经度的等距性。在横剖面上岩石圈厚度与软流圈厚度显示出有规律的波动性,两者呈负相关。



沿南纬25°线软流圈厚度(h)与岩石圈厚度(H)剖面图
(据吴珍汉等,1995)

【大洋中脊分段性】 segmentation of the mid-ocean ridge 精确的海底测绘揭示,大洋中脊不是一条连续伸展的直线,而是被转换断层等间断面分割成不同规模的脊段落,这就是大洋中脊的分段性。各分段长约10~100千米,分段中心部位脊顶水深较浅,火山活动和热液活动比较强烈;向两端随着接近被错列部位,脊顶水深逐渐变深,火山活动和热液活动逐渐减弱乃至消失。中脊各分段地形呈现中心浅两端深的穹丘状。这意味着来自地幔的岩浆供应向分段两端逐渐减少,并导致构造不连续。研究了快速扩张洋中脊(东太平洋)和慢速扩张洋中脊(大西洋)分段现象后发现,脊段越长,其存活寿命也越久。如长达1000千米的脊段,存活期可达10^7年,长度10千米左右的脊段,仅存活10^2~10^4年。不同长度级别的脊段往往对应着不同规模的间断面;这些不同长度级别的脊段和间断面,又有着诸多不同的地质、地球物理与地球化学特征。在研究了洋中脊1、2级脊段及其间断之后指出:沿间断面走向两列洋脊的内侧是构造、岩浆活动强烈、地震集中的区段,地壳较薄,以下地壳和地幔质深成岩为主;两错列洋脊的外侧则是活动相对微弱的区段,以较浅源玄武岩为主。事实还表明,这种构造和岩浆活动的分段特征在慢速扩张脊,如大西洋中脊表现特别明显。因而一些学者认为,在慢速扩张脊下,岩浆沿各分段独立地上涌,各分段中心对应着岩浆上涌的中心,从而岩浆供应和伴随的洋壳形成作用随着接近分段端部而逐渐减弱。

【洋脊分段形成机制】 origin mechamism of segmentation of the mid-oceanic ridge 不同学者对洋脊分段的动力来源和形成机理提出了不同假说:①**重力失稳说**(gravity destabilization hypothesis),怀特黑德(J.A.Whitehead,1984)采用物理模拟方法,将水与甘油混合液快速注入装满纯甘油的容器底部的缝隙中,模拟岩浆上升过程,发现岩浆上升过程中,浮力不均衡失稳而导致洋脊分段。Schouten等(1985)在大西洋中脊和东太平洋中隆研究了洋脊分段现象和岩浆增生过程,证实了重力失稳说,得出这种不稳定性的波长控制地幔熔岩以规则的间隔聚集和底辟上升导致洋脊分段。②**裂纹扩展说**(crack propagation hypothesis),菲里普·摩根等(J.Phipps Morgan et al.1985)将洋脊视为一个岩石圈裂缝,断裂力学研究表明,脊轴裂纹尖端后面的多余地形产生的重力扩张使裂纹扩展,而进入裂缝的黏性熔体流动造成的压力降会阻止裂纹扩展。他们计算了这两种力作用下轴向拉应力与岩石圈拉张强度的关系,这两种力的交互作用使洋脊沿轴向分段,而一个脊段是否扩展生长,主要取决于裂纹后面的洋脊地形。但这种研究只能解释为什么洋脊沿轴向分裂,而不能解释洋脊轴的分段错列。③**地幔岩浆洋脊分段周期性脉动上涌说**(pulsation upwelling hypothesis):麦克唐纳(K.C.Macdonald,1991)提出洋脊下面的上地幔岩浆库,顶面上涌高度和分熔速度有差异,上升途中分化为不同等级的熔岩流中心,不同规模的熔岩流中心形成不

同的洋脊分段。④洋中脊脊长增长的**裂隙增生说**(fracture accretion hypothesis):为了解释长脊段不断增长、短脊段逐渐消减的现象,麦克唐纳(K. C. Macdonald,1991)依断裂力学提出:一条孤立的裂隙端点的增生力随裂隙长度的增加而增加。由于大洋板块被拉裂,远场应力是张力。作用于洋脊的远场应力可使长脊段的两端不断增生,短脊段的端点则可能消减。

【洋中脊系变格跳位】 pattern change and location jump of ridges 洋底磁条带的分布图式表明,不同地质时代的磁条带格局有明显改变,反映了海底扩张作用方向和位置的演化。戈登·帕克哈姆(Gordon Packham,1996)据此把东印度洋中生代的海底扩张历史分成三个幕。类似的现象也在其他大洋存在,如智利南端与南极大陆之间等地。马宗晋等(2003)把洋脊伸展方向或构造型式在演化进程中的这种明显改变称为**洋脊变格**(Pattern change of ridges),把洋脊位置的突然改变称之为**洋脊跳位**(location jump of ridges)。他根据坎迪(S. C. Cande,1989)编制的第三代全球洋底磁条带图对三大洋现存的磁条带形迹作了系统研究,提出这三个大洋的洋底都是从距今 160 百万年左右的中侏罗世开始增生的,共可划分成 160 ~ 137 百万年,137 ~ 97 百万年,97 ~ 58 百万年,58 ~ 36 百万年,36 ~ 10 百万年和 10 百万年以来等六个幕。其中二、三、四幕为全球同步的大规模增生期。其余各幕规模较小,同步性也稍差。根据增生历史的差异和结构的不连续性,提出可以把全球三大洋底划分为 49 个相对独立的增生作用区。因此威尔逊履带式的洋底板块运动模式应当改变,由地幔不同深度层的构造-热过程导致的上涌热物质的侧向对流运动模式取代。

【裂谷】 rift valley 两侧以高角度正断层为边界的窄长线状凹地。裂谷是伸展构造作用的产物,它使岩石圈减薄和破裂,一旦地壳被完全断离,新生的洋壳就会在其间产生。因此反映了大陆裂解、洋盆生成的过程。裂谷处于威尔逊旋回的初始阶段。有两种成因类型:**主动型裂谷**(active rift valley),源于热地幔上升流对岩石圈底部的长期作用,使岩石圈上拱、减薄和破裂,如东非裂谷。**被动型裂谷**(passive rift valley),地壳本身伸展或剪切,导致岩石圈减薄和破裂,引发了软流圈物质被动上涌,如莱茵裂谷。在它们的演化历史中,主动型裂谷的上拱和火山活动要早于拗陷作用。由此形成的裂谷往往与全球中脊系相连。而被动型裂谷的演化顺序正好相反。裂谷以其线状形态,特别是碱性双模式火山杂岩的发育为特点。在地质时期的古裂谷系中还出露下伏的环状碱性杂岩群,如瑞典奥斯陆杂岩。它们都是鉴别裂谷系的重要标志。

【裂谷系】 rift system 扩张作用使岩石圈破裂而形成的一系列狭长的断陷带。在某一大区域大致同一时期内,在相同构造环境下形成的裂谷群组合的总称。它以延伸长度大为特征。例如大西洋中脊就是一个大洋裂谷系;著名的东非裂谷系是一个大陆裂谷系。在中国,由 10 个地堑组成的汾渭裂谷系又称晋陕裂谷系可作为典型代表。在实际应用中,有时将裂谷系和裂谷带混用。

【大陆裂谷系】 continental rift system 又称**大陆裂谷带**(continental rift zone)。其特点是:展布于大陆内部,裂谷本身和两侧地域的基底都是大陆地壳,但裂谷处的基底厚度较两侧薄。这里的基底减薄起因于伸展作用,而后者又与软流圈物质挤入岩石圈下部有关。其实例有东非裂谷、莱茵裂谷和贝加尔裂谷等。需要指出的是:板块学说把大陆裂谷的发育视为大洋形成的初始阶段,即威尔逊旋回的胚胎期。

【陆间裂谷系】 intercontinental continental rift system 两侧地域的基底是陆壳的裂谷系,但裂谷本身的基底则由过渡型地壳或大洋地壳所组成。例如红海、亚丁湾等就属于此类裂谷。板块学说认为,陆间裂谷系是大陆裂谷发展的继续,再进一步发展就形成大洋。

【大洋裂谷系】 oceanic rift system 出现在开阔的大洋中,基底全由洋壳组成的裂谷系。洋中脊就是大洋裂谷系的所在地,如大西洋中脊、印度洋中脊等。它们以规模巨大著称。洋中脊两侧为大洋盆地。

【三叉裂谷系】 three-armed rift system 在巨大岩石圈穹隆上沿大致成 120°交角的三支辐射状破裂发育形成的裂谷系。它们由地幔底辟上拱产生,属主动型裂谷。其中两支进一步发展成为大洋,第三支夭折成为坳拉谷(图)。现今的红海、亚丁湾和东非裂谷是三叉裂谷系的典型实例。



三叉裂谷系的演化
(据 Dewey and Burke 1973)

【造山带】 orogenic belt, orogen 曾称褶皱带。由造山运动产生的地壳强烈构造变动带。在槽-台学说中褶皱带是地槽褶皱回返的产物,它与克拉通并列,分别代表地壳活动和稳定两类构造单元。按板块构造学说,造山带是岩石圈板块俯冲消减并最终碰撞的产物,按演化顺序可分汇聚和碰撞两种类型。洋、陆板块相向运动导致大洋板块沿消减带下潜,形成庞大的沟-弧-盆系,如今天西太平洋的多岛洋。日本列岛主体就是通过这种方式生成的。居间洋盆消失以后两侧大陆最终碰撞而生成碰撞型造山带。全球最高大和最年轻的喜马拉雅造山带就是新生代初特提斯洋消失后,欧亚大陆和印度次大陆碰撞的产物。经典板块构造理论认为造山带是板块相互作用的产物,因此只出现在板块边界,但是后来发现板块内部也有造山带存在。中国的燕山造山带和天山造山带都是典型实例。燕山造山带位于华北地台内部,古生代在经历了漫长的稳定克拉通历史以后,中生代开始活化,出现一些造山带性质的岩浆活动和构造变形;天山造山带古生代末结束其构造演化,又在新生代复活。板内或陆内造山带在揭示大陆后期演化以及地壳构造活化原因方面的含意,正成为目前地球科学界关注的一个前沿课题。

【板缘造山带】 orogen in plate margin 又称**陆缘造山带**(orogen in continental margin)。经典板块构造理论认为,所有的造山带都形成于板块边缘,造山运动起因于两个板块间的俯冲或碰撞作用。陆缘造山带可划分出四种类型:岛弧型、科迪勒拉型(安第斯型)、新几内亚型(弧-陆碰撞型)和喜马拉雅型(陆-陆碰撞型)。但后来人们发现板块内部也可以形成造山带。

【板内造山带】 intra-plate orogenic belt 又称**陆内造山带**。发育在大陆内部、远离同时代板块边界的构造活动带。它发育在前期已稳定的克拉通盖层基础之上,有明显的构造变形和强烈的岩浆活动,但是缺乏蛇绿岩套及其他指示洋盆存在的深水沉积,区域变质作用微弱。中国中生代的燕山造山带和新生代的天山造山带都是陆内造山的典型实例。

【拆沉作用】 delamination 伯德(P. Bird,1979)提出,其原意指岩石圈地幔因软流圈侵入而与上覆地壳剥离的过程。经后来的研究,目前一般理解为在板块汇聚地区岩石圈因挤压而缩短、增

厚,使等温面下移。深部岩石圈根因变冷而重于周围地幔,导致在重力上失稳、拆离并沉陷到下伏热地幔中并被后者置换。因此它发生在后造山阶段,有拆离和沉陷的双重含意。岩石圈地幔被热软流圈所取代将引发快速的均衡回跳,并使地表的构造体制从挤压状态变为伸展状态,导致造山带坍塌和造山侵蚀作用的发生。

【底侵作用】 underplating 曾称**板底垫托作用**。是大陆垂向生长的一种重要方式,特别是在太古宙时期。源于上地幔的部分熔融作用或软流圈上涌减压熔融作用所产生的玄武质岩浆从下面添加到陆壳底部的过程。玄武质岩浆的底侵导致区域热流值升高,进而使地壳岩石部分熔融,侵入上覆中、上地壳。大洋岩石圈沿消减带俯冲也是从下方添加到增生楔的底部,使后者加厚并趋于抬升,如加勒比海东部巴巴多斯增生楔的情况。地幔物质通过底侵作用进入地壳,岩石圈根通过拆沉作用而进入地幔,壳幔正是通过这两种过程相互作用并彼此循环而演化。

【造山带塌陷】 orogen collapse 造山带是板块汇聚和碰撞的产物,地壳因挤压而缩短、增厚,地势因均衡补偿而抬升成为山脉,如今天的喜马拉雅山脉、阿尔卑斯山脉。地壳增厚将使等温面下降,深部的巨大压力可能导致出现榴辉岩相变质作用,这些因素都使造山带岩石圈下部变冷而致密,在重力上失稳。它一旦拆离、沉陷入下伏软流圈地幔并为后者取代,造山带将丢失山根;浅部应力场也由挤压转为拉张,造山带沉陷。杜威(Dewey,1998)把这一过程称为造山带的塌陷,是造山带向克拉通转化过程的浅部响应。

【造山侵蚀作用】 orogenic erosion processes 拆沉作用是一种重要的后造山作用,它所带来的直接后果是上覆地壳快速抬升和伸展,以及下地壳的升温。由于抬升速度快,抬升幅度可达数千米或更多,因而导致强烈侵蚀作用发生,其结果使深部的变质岩系被剥露地表。这种作用被称之为造山侵蚀作用。

【后造山作用】 post orogenesis 后造山作用实际是指造山期后破坏或改造了造山期所形成的构造格局的重要构造作用。经典板块构造学说认为,板块碰撞导致造山带形成,其后基本再没有强烈的构造作用。但 20 世纪 80 年代中期以来的研究表明,许多造山带形成后构造作用仍然十分活跃;拆沉作用、造山带塌陷、造山侵蚀作用等都是不同性质的后造山作用。全球许多造山带形成后都有过强烈的伸展;其中有的甚至因此而将高压、超高压变质岩石抬升,经剥露而呈现于地表。此外,后造山作用还包括走滑断层的形成和发展,这些断层的走向可以与造山带延伸方向近乎一致,也可能与其垂直或斜交。

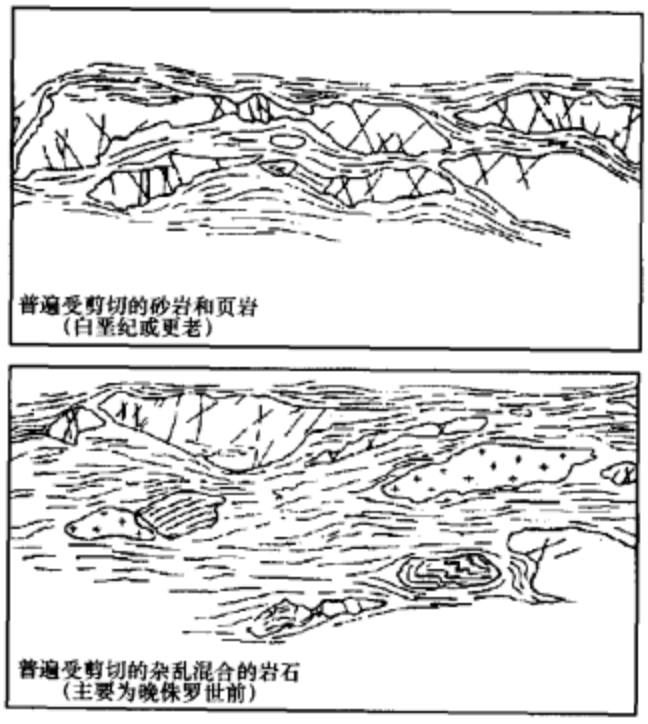
【拼贴作用】 amalgamation 地体间或大陆与地体间的碰撞拼合。大陆碎块、岛弧等在板块的汇聚作用下,或者相互碰撞拼合形成较大的地体,或者与大陆碰撞镶嵌于大陆边缘,使大陆增生。

【微型陆块】 micro-continental massif 又称**微陆块**。为洋壳所包围、相对较小的陆壳区域,如印度洋的塞舌尔群岛。有的微陆块位于海平面之下,如海底高原,其陆壳常有所减薄。微陆块通常起源于某一大陆,是大陆裂解、漂移过程中遗留下来的大陆碎块,在随后的板块运移、汇聚作用下,可再拼贴增生于陆缘成为地体或较小的陆块,构成大陆的一部分。

【盆岭构造】 Basin and Range tectonics 以美国盆岭区为原型命名的大型伸展构造。反映了上地壳相对于中、下地壳的大规模拆离。美国西部从盐湖城向西延展 750 千米范围内的盆岭区,地形上表现为不对称的狭长山岭和盆地相间排列,山岭西坡缓倾、东坡陡峭。反射地震剖面证实下面存在一向西倾的低角度拆离断层,向下至少深入 12~15 千米。沿断层的运动使上盘产生一系列由倾向相反的高角度断层组成的掀斜断块,盆岭区的地形就是这些断块转动的结果。因此反映了大规模的伸展活动。对总伸展幅度的估算认为,其面积已达原来面积的大约一倍。

【谷岭构造】 Valley and Ridge tectonics 以美国阿巴拉契亚造山带内的一个二级构造单元命名,那里地貌上表现为一系列狭长的山岭和纵向河谷相间。在美国田纳西州阿巴拉契亚造山带西部,由寒武纪、奥陶纪碳酸盐岩组成的北美地台东部被动大陆边缘,由于褶皱和冲断层组合出露,易受侵蚀的页岩切削成为谷地,抗侵蚀的岩层留为山岭,是冒地槽褶皱样式的典型,也是研究逆冲构造几何学和运动学的极好地区,向东它被兰岭带等前寒武系变质岩、蛇绿混杂体和变质深水沉积岩片构造掩覆。

【混杂堆积】 mélange 又称**混杂岩**。构造成因、砾状外貌的堆积物;其基本特征是外来岩块出现在普遍遭受剪切变形的基质之中;外来岩块和基质的时代、岩性均不相同,使之不能用沉积成因来解释。此外,岩块的形状和大小也相差悬殊,可以从厘米级到整个山体;基质多为碎屑沉积物,也可以是火山岩、碳酸盐岩或者是蒸发岩,并已广泛破碎、揉皱。大量研究表明,混杂岩主要是在板块消减和碰撞过程中生成的,大多出现在显生宙的造山带中。所以它是鉴别古俯冲带或地缝合带的重要标志。



美国西部佛朗西斯科混杂体的露头图式
(据许靖华,1966)

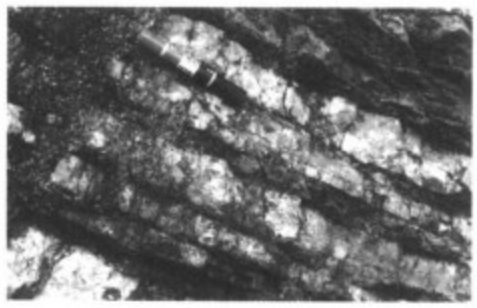
【双变质带】 paired metamorphic belts 又称**成对变质带**(paired metamorphic zones)。在板块消减的情况下,洋壳插入的俯冲侧会产生高压、低温变质作用,形成蓝片岩类的高压变质岩带;而在火山弧生成的仰冲部位会产生高温、低压变质作用,导致红柱石等低压变质矿物组合产出。因此根据变质时代相同或相近、而又大致平行分布的成对变质带,可以确定汇聚板块边界及其消减作用的极性。西南日本外带的领家-三波川双变质带曾作为典型实例。

【蛇绿岩建造】 ophiolite formation 又称**蛇绿岩套**(ophiolite suit)、**奥菲奥岩建造**。1972 年彭罗斯会议把蛇绿岩定义为一套从超镁铁质到镁铁质岩的特殊集合体,并指出它不应作为一种岩石名称或填图时的一个岩石单位来使用。一个发育完整的蛇绿岩套从下到上包括下述岩石序列:①超镁铁质杂岩,由不同比例、具变质组构并多少蛇纹石化的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄岩等地幔岩组成;②通常具堆晶结构的层状和块状辉长岩杂岩,包括橄榄岩和辉石岩;③镁铁质席状岩墙杂岩;④镁铁质火

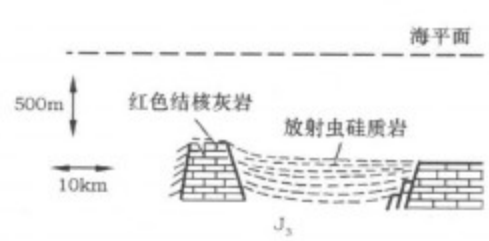
山岩，通常具枕状构造。与蛇绿岩共生的岩层有条带状放射虫硅质岩、薄层页岩夹层和少量深海碳酸盐岩、豆荚状铬铁矿以及富钠长英质火山岩和深成岩等。由于上述层序与深海钻探所揭示的洋壳地震剖面相似，以及两者地震波传播速度一致，所以普遍认为蛇绿岩套代表洋壳和大洋地幔岩组合。因而在大陆内部出露的蛇绿岩标志着已消失的古洋壳残余，对它们的分布、时代、性质的追索和研究就成为重建地质时期古洋盆和大陆构造演化的重要依据。

【蛇绿混杂堆积】 ophiolitic melange　又称**蛇绿混杂岩**。混杂堆积组分中含有蛇绿岩套成员的岩石。它们既可以在外来岩块中出现，也可以成为混杂堆积的基质。由于蛇绿岩套代表古洋壳的残余，它在混杂体中出现，意味着古俯冲带或地缝合带的存在。

【放射虫硅质岩】 radiolarian bedded chert　最常见的远洋深水沉积类型，野外呈规则的薄层状露头，可见少量泥质、锰质或磷质夹层或结核（见图a）。所含生物化石以具硅质骨骼的浮游型放射虫为主，有时也可见牙形石、海绵骨针等共生，一般代表海洋深部碳酸盐溶解面（CCD面）以下的深水环境（见图b）。在欧洲阿尔卑斯山区，放射虫硅质岩出现于晚侏罗世，代表陆壳开裂至洋盆出现阶段的特点。从全球造山带地质特征看，放射虫硅质岩常与蛇绿岩套有关的洋脊、洋岛火山岩共生，代表已消失古海洋的重要地质记录。在中国不少造山带发现放射虫硅质岩，20世纪90年代在江西省弋阳县樟树墩至德兴市一带的原定为中元古代双桥山群与南华纪志棠组中，发现4处晚古生代放射虫硅质岩，有其特殊构造意义。应当指出，放射虫硅质岩可以出现在大洋盆地、洋岛海山、弧后盆地甚至靠近大陆边缘的海域，可以通过硅质岩的地层组合序列（长期洋盆组合或短暂深水层位）、岩性组合（有无陆源碎屑混入）、化石群生态组合（不同放射虫类群和海绵骨针含量）和稀土元素特征（是否存在铈负异常）等方面予以鉴别。

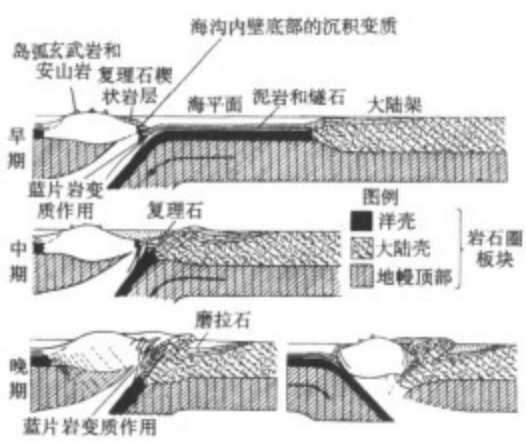


(a)滇西孟连地区的早石炭世放射虫硅质岩（刘本培摄）



(b)深水碳酸盐溶解面沉积构造环境

【蓝片岩带】 blue schist zone　又称**蓝闪石片岩带**（glaucophane schist zone）。由含蓝闪石、硬柱石、硬玉、硬绿泥石等矿物组成的片岩的区域变质岩带，在造山带中呈带状出露，是高压-低温变质作用的产物，位于双变质带中近消减带的一侧。所以它的空间分布和地质时代成为鉴别古消减带的重要标志。蓝片岩带和蛇绿岩系、混杂堆积等的空间配置和具体组合对于恢复板块运动过程和构造极性、圈定缝合带等都具有重要意义。



蓝片岩带在板块构造中的形成机理

【大洋拉斑玄武岩】 oceanic tholeiite　又称**深海拉斑玄武岩**。产生在海岭、海山等处的富含铝、钠，而贫钛、钾的拉斑玄武岩。它同洋岛中产出的拉斑玄武岩比较，Al_2O_3（CaO）、Na_2O、Na_2O+K_2O含量较高；TiO_2、FeO、$FeO+Fe_2O_3$、MgO、P_2O_5含量较低，而且化学成分比较均匀。有人认为大洋拉斑玄武岩与洋岛拉斑玄武岩成因不同，前者可能是未经分异作用的原生岩浆固结的产物。太平洋、大西洋和印度洋中脊一般都由大洋拉斑玄武岩构成，故又称洋脊型拉斑玄武岩。

【地体】 terrane　欧文（W. Irwin，1960）提出。以断层为边界的、区域规模的外来地质块体，它以自己独特的历史与毗邻地体相区别。两个并列的地体如有同时代的地层，它们在成因上也是无关的。20世纪70年代初在北美西海岸的一些地层中相继发现了属于特提斯域的筵类化石，它可与万里以外日本、东南亚等地的属种对比，而不同于附近落基山脉和北美中部的土著属种；古地磁等地球物理资料也支持这些地质体的异地成因。移置地体、外来地体和构造地层地体等都是不同作者对地体的命名，因为所判定的众多地体的异地起源往往带有推测性质，它们的原始产地还有待确证，因此也有人称为**可疑地体**（suspect terrane）或存疑地体。地体可以分为四种类型：①地层地体，由连续的地层序列组成，依所反映的地质环境有大陆碎块、大洋盆地碎块和火山弧碎块等；②变质地体，整个地体都具有区域规模的透入性变质组构，原岩特点和地层关系已模糊不清，与相邻地体在原始成岩特征上明显不同；③复合地体，两个或更多的独立地体，在它们增生到大陆之前就拼合为一个整体，并经过一段共同的地质历史；④混杂地体，以时代不同和岩性各异的岩石块体含于遭受剪切应变的硬砂岩、板岩或蛇纹岩基质之中。也有分成原地地体、准原地地体和异地地体的。地体构造的提出丰富了大陆增生理论，证明除岛弧和增生楔外，还可以有包括微陆在内的外来地体直接拼接到大陆上。关于地体的划分仍存在较多分歧。

【安山岩线】 andesite line　又称**马绍尔线**（Marshall line）。马绍尔（P. Marshall，1935）提出，指以太平洋盆内部橄榄玄武岩、粗面岩为代表的碱性岩系和环太平洋带岛弧及活动大陆边缘钙碱性岩系的地理-岩石分界线。此线从阿拉斯加沿西太平洋岛弧带、美拉尼西亚群岛、汤加-克马德克到新西兰以东的查塔姆岛，以安山岩出现为标志。此线以东，代表太平洋板块内部，以橄榄玄武岩和粗面岩为主；以西代表环太平洋岛弧和活动大陆边缘，以安山岩、英安岩、流纹岩和玄武岩为主。从板块构造观点看，它代表洋、陆板块之间的界线和俯冲、消减作用的开始。

【磁极移轨迹】 wandering path of geomaguctic pole　在一个板块上，不同地质时代的岩石剩余磁性所指示的地磁极位置不同，表明这个板块在地质历史时期曾发生过显著地漂移。将不同时代的地磁极连接起来的曲线称为**磁极游移曲线**（polar wandering curve）。附图为欧亚板块和北美板块的磁极移轨迹，它可以通过上述两大陆相对旋转、平移而重合，所以根据磁极移

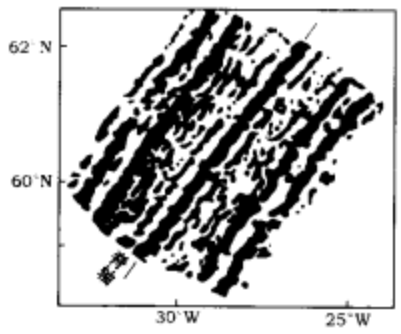


欧亚板块与北美板块的极移轨迹

轨迹的逐段分析，可以得出具体的板块相对运动历史。

【地磁倒转】 magnetic reversals 又称**地磁反向**，地磁场的磁场方向发生反转的现象。地质历史中地球磁场曾多次发生倒转，其频率从几百万年到几十万年不等，造成古地磁正常与倒转极性反复交替。根据大西洋、太平洋和印度洋洋底岩石的古地磁测量结果，大约 8000 万年以来地磁倒转已达 170 多次。我们现在所处的正磁性期布伦期是从 72 万年前开始的。进一步研究还发现不同大洋、不同地区的古地磁极性倒转可以一一对比，从而建立了古地磁年表；因此，可以通过对一个地区古地磁极性的系统测量而编制出古地磁剖面，再将它与古地磁年表对比就可以确定其地质年代。

【洋底磁异常条带】 striped magnetic anomalies in sea floor 玄武质洋壳在洋中脊产生并随着扩展作用持续从脊轴向两侧推移。当它冷却通过居里温度时，岩石中的铁磁性矿物按当时的地球磁场方位和强度被磁化。图为现代大西洋中脊的洋底条带状磁异常，几十千米宽的正、负磁异常条带相间排列，记录了周期性发生的磁场反转。它们总的和洋中脊平行，并以洋中脊为轴对称分布，同位素测年表明，临近洋中脊的磁异常条带的岩石较远离洋中脊磁异常条带的岩石为新。磁异常条带的宽度与海底扩张速度成正比，把每一异常条带离脊轴的距离按顺序标绘在磁性年表上，所得直线的斜率即为海底扩张速度。



大西洋中脊的条带状磁异常
（据 Heirtzler et al.，1966）

【洋底磁条带图】 striped magnetic anomalies map of sea floor 皮特曼等（W. C. Pitman et al.，1974）和拉尔森等（R. L. Larson et al.，1982）先后编制了第 1 代和第 2 代洋底磁条带图，制订了相应的古地磁极性年表。第 2 代图清楚显示了从洋脊到大陆边缘大体上连续增生的过程。坎迪（S. C. Cande，1989）等合编了第 3 代全球洋底磁条带图，在填补了许多空白的基础上，还有三个明显特点：①该图提出的“化石洋脊”或古洋脊在多处出现；②成序的磁条带之间及成组的转换断层之间普遍存在走向不连续；③新洋脊与古洋脊之间，以及不同走向的新洋脊之间存在穿插或楔入等多种接触关系。同时还清楚显示了洋底增生构造在空间结构上的非均一性和在时间演化上的不连续性。洋底磁条带图为研究洋底结构和演化历史提供了重要依据。

【瓦因-马修斯假说】 Vine-Matthews hypothesis 瓦因和马修斯（F. J. Vine and D. H. Matthews，1963）提出的一个用海底扩张作用和地磁场倒转来解释大洋洋底对称磁条带成因的假说。这个假说已得到全世界地球科学家的普遍赞同。他们认为：海洋地壳是由深部软流层上升物质由海岭上涌，又向两边扩张所造成的。洋壳岩石在冷凝过程中获得热剩磁，其方向与当时的地磁场方向一致。由于在地质历史时期地磁场曾频繁倒转而海底岩石固结后的磁性又是相对稳定的，所以在扩张的海底形成正、负相间的磁条带。可见，海底其实就是一个巨大的磁带，上面详细记录着地磁场变化和海底扩张的信息。

【钢丝录音机模型】 wire videocorder type 1966 年瓦因（F. J. Vine）和威尔逊（J. T. Wilson）根据瓦因-马修斯假说对海底扩张作用与洋底正、负对称磁条带形成机理的定量实验模型。他们首先假定海底扩张速度在时间上基本不变，因而传送带可以一定的速度位移，每条磁异常带的宽度就恰好表示地磁正、反向变化的历史。他们利用当时刚问世不久的钾氩法所获得的正、反磁性岩石的绝对年龄测定结果，与太平洋海岭、雷克雅奈斯海岭、印度洋海岭、南极海海岭进行钢丝录音机模型定量实验结果做精确对比，得到了惊人一致的结果。

【洋底增生区】 ocean floor accretionary area 增生序列和增生结构相同，而又连续的、增生速率相同（或渐变）的、增生过程相同的区域。根据洋底增生构造空间结构上的非均一性，可以划分洋底增生区。共划分出 49 个增生区，其中太平洋 21 个，大西洋 16 个，印度洋 12 个。分别以字码形式命名，如 $P_1(2\sim3)$ 即太平洋 1 号区，其增生年代为第 2 至第 3 期。综观分区结果，可将增生区划分为主干活动洋脊增生区、楔入活动洋脊增生区、古洋脊增生区和无洋脊增生区四种类型。

【洋底增生期】 ocean floor accretionary stage 根据洋底磁条带年表所揭示的各增生单元的同时性或准同时性所划分的地质时段。1989 年坎迪（S. C. Cande）等人合编的第三代全球洋底磁条带图。根据洋底增生构造时间演化上的不连续性可以划分出 6 个洋底增生期。各大洋底增生区增生过程的起始和结束有明显的同时性和交替性；期与期之间共有 5 个交替时段，连同增生初始阶段共有 6 个海底增生构造变动幕，它们距今的年代分别为 156.6 百万年、137 百万年、97 百万年、58 百万年、36 百万年和 10 百万年。

【俯冲增生作用】 subducting accretion 当洋壳往岛弧下俯冲时，洋壳上的沉积物被刮落并堆积在海沟靠大陆一侧，形成一个尖端指向大洋的增生楔，而增生楔内则以发育一系列指向大洋的逆冲断层为特征。随着俯冲作用继续，沉积物不断被刮落，增生楔也因此不断扩大，其直接效应是使上覆板块面积不断增长，并导致弧前区抬升，这就是俯冲增生作用的实际含义。

【俯冲侵蚀作用】 subducting erosion 又称构造侵蚀，在板块俯冲作用下，海沟陆坡一侧或上覆板块前部物质遭受破坏并随俯冲作用潜入地下，结果在活动边缘弧前区缺失增生楔的现象。俯冲侵蚀包括前缘侵蚀和底面侵蚀。**前缘侵蚀**（frontal erosion），指海沟陆坡一侧的重力破坏和坍塌，也称塌陷构造侵蚀；**底面侵蚀**（subface erosion），指上覆板块底板发生的磨蚀作用，其结果导致上覆板块变薄并沉降。俯冲侵蚀导致海沟陆坡侧地质单元消失，这时陆壳不仅没有增长，反而受到破坏，以致原火山弧的火山岩或深成岩裸露在火山前缘外侧的弧前区，如南美西缘安第斯山脉 30°～34°S 附近地段，侏罗纪火山-深成岩带距离海沟不过 15 千米，而现代正常火山弧距海沟为 50～250 千米，与俯冲增生导致弧前区抬升相反，俯冲侵蚀伴随着弧前区沉降。

【陆-陆碰撞】 continent-continent collision 又称**喜马拉雅型造山作用**。两个大陆直接碰撞而引起的造山作用称为陆-陆碰撞造山作用。在通常情况下，一个大陆的大陆边缘移动到俯冲带时，陆-陆碰撞作用就开始了。这种碰撞作用导致在两个大陆之间形成一个代表陆-陆碰撞型造山带的逆冲系统。在这一系统中，洋壳碎片（蛇绿岩）、复理石建造等被挤压、冲断，而在其核心部分甚至还有陆壳基底岩系卷入。

【弧-陆碰撞】 arc-continent collision 岛弧与大陆拼接是边缘海或弧后盆地因反向消减而封闭的结果。西太平洋地区弧-陆碰撞正在多处发生，如班达海弧与澳大利亚大陆沿帝汶岛碰撞，美拉尼西亚弧与澳大利亚沿新几内亚岛北部碰撞等。由于南海洋盆沿吕宋弧向东消减，欧亚大陆前缘目前正沿台湾纵谷与菲律宾弧碰撞，台湾海岸山脉带由此生成，使这里成为研究正在进行的弧-陆碰撞的典型地区。1999 年台湾 7.6 级的集集地震表明这一碰撞拼接仍在活跃地进行中。

【弧-弧碰撞】 arc-arc collision 两列岛弧的汇聚和拼接。如苏禄弧与菲律宾弧沿棉兰老岛碰撞,小笠原弧与日本弧沿伊豆半岛碰撞等。东南亚的哈马黑拉岛就是以东菲律宾弧和以西桑义赫弧相向俯冲、交汇碰撞的产物,形成了马鲁古海碰撞带。同样由于太平洋板块沿千岛海沟向西俯冲,拖拽弧前板片,造成弧前板片与日本弧首尾相撞,在北海道日高山南部产生强烈变形并使千岛弧的下地壳出露地表。一般情况下弧-弧碰撞多发生在板块汇聚的早期阶段,后继的弧-陆和陆-陆碰撞作用往往把它破坏或掩盖掉,因此从地质记录中识别出这些早期事件对于完整认识造山带的构造演化是重要的。

【构造侵位】 tectonic emplacement 又称**冷侵位**、**非岩浆侵位**。一般指构造作用下蛇绿岩在地缝合带中的就位。构造侵位有两种方式:①**俯冲侵位**,指俯冲过程中被上驮板块剥落的洋壳残片添加于增生杂岩中;②**仰冲侵位**,指巨大的洋壳岩片逆冲于大陆边缘或岛弧之上。

【紧固作用】 tightening 新地体的拼贴对已叠置地体焊接成整体的构造效应。一些地质学家认为北美西部拉拉米造山运动就反映了地体的这种紧固化过程,它还可能导致了科迪勒拉前陆的变形。

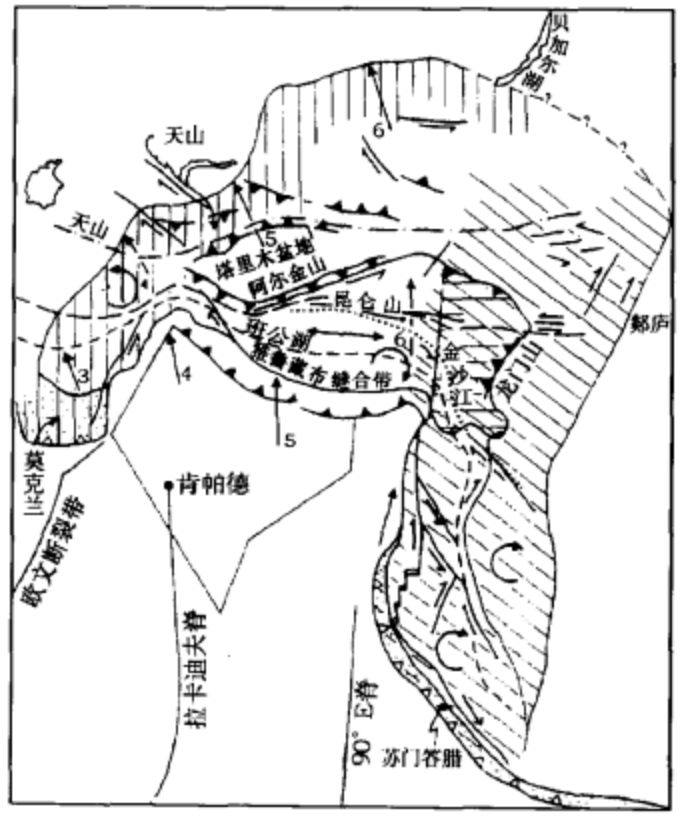
【揭顶作用】 unroofing 由风化剥蚀或拆离断层等构造剥蚀作用引起的地质体顶部物质被剥离的过程。一般指侵入岩体或高级变质岩上部盖层的剥离,以及由此引起的侵入岩体或高级变质地质体抬升和出露到地表的过程。

【折返机制】 exhumation mechanism 又称**剥露机制**。使超高压变质岩从岩石圈下部返回到地表地质过程的机理。关于超高压变质岩的折返机制有多种假说,如拆沉作用说、剥蚀说、地壳拉张减薄说、楔状挤出说和浮力说等。中国地质学家通过对大别山超高压变质带的研究,认为超高压变质岩的折返过程具有阶段性,不同折返阶段由一种或多种机制起主导作用。

【变格运动】 tectonization of change structural framework 朱夏(1965)通过对中国区域构造(特别是盆地构造)的研究,认为中、新生代以来是在板块构造体制下发展和演化的,板块构造和板块运动起着决定性的控制作用;中生代以前则是在槽台构造体制下形成和演化的,槽台构造和槽台转化起着主导性作用。这种构造格局的改变被称之为变格运动。它反映了构造体制的重大变革。因此,中国众多中、新生代含油气盆地都是在板块构造体制下形成的;而盆地基底及其中的含油气构造(如古潜山)则是槽台构造体制下的产物。盆地及其基底的双层结构分别受两种不同构造体制和不同构造规律所制约。

【双壳俯冲模型】 double crust underthrusting model 阿尔冈(E. Argand,1924)提出的青藏高原隆升的动力学模型。他认为印度板块地壳沿青藏地壳底部长距离、低角度插入,使青藏高原形成双层地壳,并导致后期青藏高原长期隆升。它不仅明确解释了厚达大陆平均厚度(35 千米)两倍的青藏地区巨大的地壳厚度,说明了只有俯冲地壳的巨大体积才能克服地壳强度使高原整体隆升,尤其是"早碰撞、迟隆升"的原因;而且阐明了正是双层地壳剪切热造成地壳的高热状态,以及较冷的地幔结构。这个模式遇到的主要困难是难以解释它的形成机制;不断发表的本区地壳结构剖面也未给双层地壳结构以支持;而古纬度变化表明印度板块在向北漂移 2000 ~ 2500 千米位移中,只有很少部分由印度板块向北俯冲插入,插入距离不过200 ~ 300 千米。

【挤压缩短模型】 compression and shorten model Dewey 和 Bird (1970)提出的青藏高原隆升的动力学模型,他们认为青藏高原是在印度板块向亚洲大陆强烈推挤下,产生水平方向缩短和垂直方向增厚的作用下隆升的;青藏高原是阿尔卑斯-喜马拉雅大陆碰撞系统中的一个广阔的后陆变形区,印度板块向北运动只有一部分消耗在它与欧亚板块的边界上,大部分则转化为青藏高原内部块体间的相对运动。缩短模型得到众多学者的支持,它至今已不仅是定性的假说,而且有了不少数学物理的定量模拟,以 England 和 McKenzie(1982)的三维牛顿黏弹性模型及 Villotte 等(1982)的二维应力模型为其代表,两者的变形图像颇相类似。这些数理模拟证实了印度板块的推挤会产生缩短而导致青藏高原隆升,但高原形态与隆起幅度等诸多方面与实际仍有较大差距,尤其是无法解释"早碰撞、迟隆升"这一重要事实。



印度-欧亚板块汇聚边界的挤压和缩短变形
(据 Dewey et al. 1989)
直线区指左行挤压带,直线加点部分为 45 百万年后的俯冲增生区,斜线区为右行剪切带,水平线区为印度楔入造成的西藏最大挤出部分。箭头及数字指印度现在相对亚洲的运动(单元 cm/a)

【挤出构造模型】 extrusion tectonic model 又称**逃逸构造模型** (escape tectonic model)。莫纳和达包尼埃(P. Molnar and D. Tapponnier,1975)提出的青藏高原及其以北广阔亚洲东部复杂的活动断裂系形成机制的动力学模型。他们根据塑性力学平面应变滑移场理论(prandtl 模型),认为亚洲复杂断裂系是印度板块强烈挤入亚洲板块形成的,相当于一个刚性模块的方形"压头",压入一个半无限空间或附有简单边界约束的塑性介质产生的两组滑移线,一组对应着阿尔金山、祁连山、昆仑山、鲜水河到横断山一系列大型左旋走滑断层;另一组则对应着哈萨克斯坦、红河等右旋走滑断层;同时还解释了喜马拉雅山区等大型逆冲断层,以及贝加尔裂谷系、汾渭地堑系和南中国海等的成因。由于模型过于简化,达包尼埃等(1982,1986)根据一组刚性模块挤入多层粘土材料的模拟实验,进而提出了亚洲东部古近纪—新近纪的多期挤出模型,把挤出构造的演化分为三个阶段:印度板块的压入、印支半岛的挤出和中国东部的挤出。里洛甫(Leloup,1995)等认为:早新生代(35 ~ 17 百万年)印支半岛东北以哀牢山大型左行韧性剪切带为界向东南挤出;晚新生代(4.5 ~ 0)百万年期间,藏东和华南一起以红河右行脆性剪切带为界向东挤出。哈奇逊等(Harrison et. al., 1993、1996)和里洛甫(Leloup, 1993、1995)

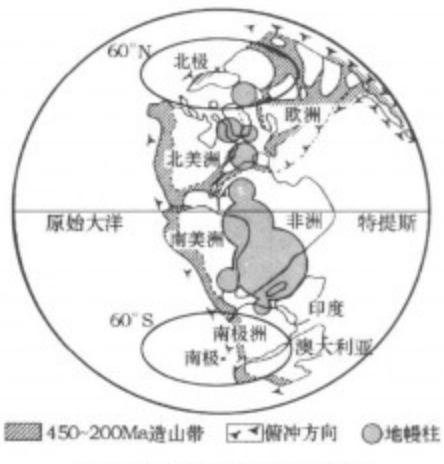
论证了早中新世哀牢山韧性剪切带为左行剪切，4.5 百万年沿红河断层为右行剪切，其位移转向发生在 17～4.5 百万年之间。挤出模型已广泛被采用；但不少人仍怀疑是否有那么大的挤出量，其最大弱点还在于它未能说明高原隆升和缩短的机制。达包尼埃则认为缩短只是印度板块影响的一小部分，大部分陆内变形被走滑断层所调节；而且缩短增厚为主的时期和以走滑挤出为主的时期是交替或依次进行的。这种机制转换的观点得到缩短说首倡人戴维的认同，但他估计向东挤出的量级要小得多。

【南太平洋超级地幔柱】 South Pacific superplume　位于北美、西伯利亚和澳大利亚之间、源于下地幔 D″层的热地幔柱，丸山茂德(1994)提出。它在 2000 千米深度呈圆柱状，最小直径约 1500 千米。到 670 千米深度变为南北向延伸的伞面状，并在上地幔中分成几个小幔柱，其中的一个和夏威夷热点相连；向南的分支通过路易斯维尔海岭与南极洲埃里伯斯海山的热点火山相连。太平洋是冈瓦纳大陆在 700～600 百万年前裂解，由北美、西伯利亚和澳大利亚之间通过 RRR 型三联点的扩张生成的。一般认为太平洋的形成与南太平洋超级地幔柱的活动有直接关系。



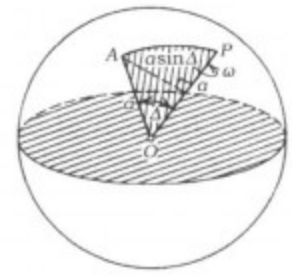
太平洋形成位置及其周围 450Ma 后造山带的发育
(据 Maruyama, 1994)

【非洲超级地幔柱】 African superplume　导致非洲 200 百万年前从冈瓦纳大陆裂解出来的超级热地幔柱。和其他几个也源于核-幔边界的地幔柱共同组成**中央泛大陆超级地幔柱链**(见图)。大西洋的出现和这个超级地幔柱链有关，大西洋中脊系可能由其中的某个地幔柱产生。



中央泛大陆超级地幔柱链
(据 Maruyama, 1994)

【板块相对运动测量】 determination of the relative plate velocity　相邻两板块之间的相对运动的测量。按欧勒定律，可根据转动极的经、纬度和旋转角速度得出。由于所有的洋中脊都沿从转动极辐射出的经线排列，而转换断层位于以转动极为中心的小圆上；洋底磁异常条带平行洋中脊并以其为轴对称分布。因此转动极的位置可根据磁条带和转换断层的分布图式确定。海底扩张作用速度与磁异常条带的宽度成正比，旋转角速度(ω)可根据后者确定。由此得出的全球十大板块相互运动的旋转极位置和转动角速度(见表)。两板块间沿任一边界上的相对运动速度 $u = \omega a \sin\Delta$，式中 a 为地球半径；Δ 是地球中心对着旋转极 P 到板块边界上 A 点弧线的角；ω 是单位时间的弧度(如图)。点 A 与 P 之间的地表距离 $s = a\Delta$(Δ 以弧度计)。求取板块间相对运动线速度的方法有：①地形法，根据海底扩张说，洋底的水深是随离开洋中脊的距离或洋壳年龄的增加而加大的，洋底水深与洋底年龄的平方根成正比。洋底海水深度还与海底扩张速度有关，扩张速度越快，洋壳冷却沉陷慢，水深则较浅，洋中脊两侧坡度也越缓；反则反之。依据实际测量数据建立洋底水深与洋壳年龄或洋底坡度的关系式，根据某一地域洋底的水深或坡度就可得出洋壳年龄，进而求得此洋壳形成时的海底扩张速度和板块间相对运动的线速度。此法精度较低，但可弥补缺失磁异常条带地区之不足。②布龙法，假定沿断层的所有运动都表现为相继发生地震的黏滑断错，而不是蠕滑，将板块边界某地段在一定时期内所有地震引起的滑动量加起来，就可以算出这一定时期内板块的相对运动速度。由于地震时的滑动量与地震矩和断层面积有关，而后二者又只能近似地确定，故布龙法的精度也不高；但它可以测定其他方法不能测得的俯冲边界上的板块汇聚速度。③贝尼奥夫带长度法，奥尼奥夫带长度与板块俯冲速度成正比关系，垂直于岛弧的贝尼奥夫带的长度大致代表了 1000 万年来的俯冲量，据此可求得板块的俯冲速度。此法仅供参考。④转换断层法，测定板块相对运动方向的方法。由于转换断层的时间跨度很大，它所标示的板块运动方向可能是几千万年内的平均结果。⑤震源机制解法，所得结果是几十至几百年内板块运动的平均方向。



根据绕极 P 的旋转角速度 ω 测定两板块边界上 A 点的相对运动速度
(据 Turcotte et al., 2002)

两毗邻板块间相对运动的旋转极经、纬度和角速度

板块名称	纬度	经度	角速度
EU-NA	62.4	135.8	0.21
AF-NA	78.8	38.3	0.24
AF-EU	21.0	-20.6	0.12
NA-SA	16.3	-58.1	0.15
AF-SA	62.5	-39.4	0.31
AN-SA	86.4	-40.7	0.26
NA-CA	-74.3	-26.1	0.10
CA-SA	50.0	-65.3	0.18
NA-PA	48.7	-78.2	0.75
CO-PA	36.8	-108.6	2.00
CO-NA	27.9	-120.7	1.36
CO-NZ	4.8	-124.3	0.91
NZ-PA	55.6	-90.1	1.36
NZ-AN	40.5	-95.9	0.52
NZ-SA	56.0	-94.0	0.72
AN-PA	64.3	-84.0	0.87
PA-AU	-60.1	-178.3	1.07
EU-PA	61.1	-85.8	0.86
CO-CA	24.1	-119.4	1.31
NZ-CA	56.2	-104.6	0.55
AU-AN	13.2	38.2	0.65
AF-AN	5.6	-39.2	0.13
AU-AF	12.4	49.8	0.63
AU-IN	-5.6	77.1	0.30
IN-AF	23.6	28.5	0.41
AR-AF	24.1	24.0	0.40
IN-EU	24.4	17.7	0.51
AR-EU	24.6	13.7	0.50
AU-EU	15.1	40.5	0.69
IN-AR	3.0	91.5	0.03

注：前一板块相对后一板块作逆时针转动。板块名称缩写：PA－太平洋，NA－北美，SA－南美，AF－非洲，CO－可可斯，NZ－纳兹卡，EU－欧亚，AN－南极洲，AR－阿拉伯，IN－印度，AU－澳大利亚，CA－加勒比。

【板块绝对运动测量】 determination of the absolute plate velocity　以地球的惯性系为参考系的板块运动是板块的绝对运动。由于地幔是承受地球惯性的主体，通常把板块相对于软流圈以下地幔或中圈的运动视为板块的绝对运动。也往往将板块相对于地

球自转轴的运动作为板块的绝对运动。板块运动的研究从来都以两个基本假设为前提:①岩石圈板块是刚体;②地球的大小(表面积和地球半径)和形状不变,即洋中脊板块增生的面积和俯冲带消减的面积相等。推断板块绝对运动的常用方法是①热点法,以热点为坐标测量板块相对于热点的运动方向和移动速度。其他方法有,②古地磁及古气候资料推断古纬度变化法,这两种方法只能反映板块绝对运动的径向分量(即古纬度变化)。③无整体旋转的岩石圈法,无整体旋转的岩石圈就是相对于地幔不动的参考系;相对于它的运动即板块的绝对运动。已知全球各主要板块的相对运动速度和板块边界,就可求出各板块相对于该参考系的绝对运动。④海岭-海沟法,海岭与海沟是岩石圈与地幔内部的联络通道,因而它们的运动速率与板块本身相比是相当缓慢的。因此可以海岭和/或海沟为参考系,确定板块的绝对运动。

【板块间相对运动模型】 the relative plate velocity model 全球各大板块相对运动的定量描述。第一个全球板块运动模型LP68是1968年由勒皮雄(Le Pichon)提出的第一代模型,采用了6大板块划分方案,给出了6大板块定量的相对运动。蔡斯(Chase,1972)的CH72和明斯特(Minster,1974)的PM1是第二代模型。1978年又由蔡斯(Chase)和明斯特(Minster)等分别提出了P071和RM2第三代模型。它们无论在数据的数量和质量上,还是在模型的解释性预测性方面都有了很大改进,多年来得到广泛应用。直到1990年和1994年才由德迈兹(DeMets)先后提出NUVEL-1和NUVEL-1A两个第四代模型。这些模型反映的是数百万年来的平均值(附表)。

全球板块相对运动模型简表

	模型名称	采用的数据组				板块划分方案		古地磁年表	磁异常年龄	对应板块绝对运动模型
		R	S	T	总数	板块名称	总数			
第一代	LP68	31		65	96	EU, AN, PA, AF, AM, IN	6	Heirtzler等(1968)	≤10Ma	
第二代	CH72	59	176		235	EU, AN, PA, AF, AM, IN, NZ, CO	8	Heirtzler等(1968)	≤10Ma	
	RM1	68	106	62	236	EU, AN, PA, AF, NA, SA, IN, NZ, CO, AR, BE	11	Talwani等(1971)	< 10Ma	AM-1
第三代	P071	90	69	101	260	EU, AN, PA, AF, NA, SA, IN, NZ, CO, AR, PH, SO	12	Talwani等(1971)	< 5Ma	P073
	RM2	110	142	78	330	EU, AN, PA, AF, NA, SA, IN, NZ, CO, CA, AR	11	Talwani等(1971)	≤3Ma	AM1-2 AM0-2
第四代	NUVEL-1	277	724	121	1122	EU, AN, PA, AF, NA, SA, IN, AU, NZ, CO, CA, AR	12	Harland等(1982)	< 3Ma	HS2-NUVEL1 NNR-NUVEL1
	NUVEL-1A	277	724	121	1122	同上	12	Hilgen (1991)	< 3Ma	HS2-NUVEL1A NNR-NUVEL1A

注:板块名称缩写:AF-非洲,AM-美洲,AN-南极,AR-阿拉伯,AU-澳大利亚,BE-白令海,CA-加勒比,CO-可可斯,EU-欧亚,IN-印度,NA-北美,NZ-纳兹卡,PA-太平洋,PH-菲律宾海,SA-南美,SO-索马里。

【板块绝对运动模型】 the absolute plate velocity model 全球大板块绝对运动的定量表述。明斯特(Minster,1974)在推断了全球20个热点轨迹的基础上,按RM1板块相对运动模型计算出各板块相对于热点的运动,建立了第一个板块绝对运动模型AM-1。随后,蔡斯(Chase,1978)也根据热点数据按P071相对运动模型,导出了绝对运动模型P073。与此同时,明斯特(Minster)和乔丹(Jordan)于1978年不仅根据更精确的热点数据,按RM-2相对运动模型导出了AM1-2绝对运动模型;还据岩石无整体旋转约束按RM-2导出了AMO-2绝对运动模型。20世纪90年代初格里普(Gripp)和戈登(Gordon)在1990年用导出AM1-2的热点数据按NUVEL-1导出了HS2-NOVEL1;阿奎斯(Arqus)和戈登(Gordon)在1991年则根据岩石圈无整体旋转约束按NUVEL-1导出了NNR-NUVEL1等新一代板块绝对运动模型(附表)。自20世纪80年代以来,AMO-2曾被国际地球自转服务(IERS)规范推荐用于维持一个高精度地球参考系;AM1-2也曾被用于卫星激光测距数据分析。新一代的NNR-NUVEL1提出以来已被新的IERS规范推荐采用。

两个板块绝对运动模型

模型名称	板块名称	欧拉极 纬度(N)/(°)	欧拉极 经度(E)/(°)	角速度 [(°)/Ma]
HS2-NUVEL1	AF	-5.5	3.6	0.15
	AN	-14.8	65.9	0.11
	AR	16.8	18.4	0.54
	AU	9.6	41.8	0.76
	CA	-62.4	-5.7	0.17
	CO	18.4	-115.9	1.29
	EU	-44.8	58.1	0.09
	IN	16.6	21.9	0.55
	JF	-34.8	60.0	0.95
	NA	-67.2	-11.1	0.28
	NZ	45.7	-90.2	0.46
	PA	-60.2	90.0	0.98
	PH	-70.3	74.7	0.32
	SA	-70.3	74.7	0.32
NNR-NUVEL1	AF	50.6	-74.0	0.304
	AN	63.0	-115.9	0.249
	AR	45.2	-4.4	0.570
	AU	33.8	33.2	0.676
	CA	25.0	-93.1	0.224
	CO	24.5	-115.8	1.579
	EU	50.6	-112.4	0.244
	IN	45.5	0.4	0.570
	JF	-27.4	58.1	0.638
	NA	-2.5	-86.0	0.216
	NZ	47.8	-100.2	0.777
	PA	-63.0	107.4	0.670
	PH	-39.0	-36.7	0.949
	SA	-25.4	-124.6	0.122

注:板块名称缩写同"板块间相对运动模型"。

板块构造单元

【欧亚板块】 Eurasian plate 全球六大板块之一。其范围介于西太平洋海沟系以西、喜马拉雅-阿尔卑斯山脉以北、大西洋中脊以东和北冰洋中脊以南的广大地区。新生代早期该板块与印度板块和非洲板块沿雅鲁藏布江-阿尔卑斯带碰撞,白垩纪晚期与北美洲板块分离,与太平洋板块发生汇聚的时代不晚于侏罗纪。

【阿拉伯板块】 Arabia plate 以阿拉伯半岛为主体的小板块。

原为非洲板块东北部新元古代增生陆缘的一部分，新生代初因红海和亚丁湾裂谷型洋盆在其间生成而从非洲板块裂离。西以红海裂谷为界与非洲板块接壤；南界为亚丁湾扩张中心和欧文断裂带。阿拉伯板块的东界沿扎格罗斯山脉，这里是世界上最年轻的碰撞活动带，海水到中新世晚期才退出，激烈的构造变形目前正沿阿拉伯和伊朗块体的边界进行着。

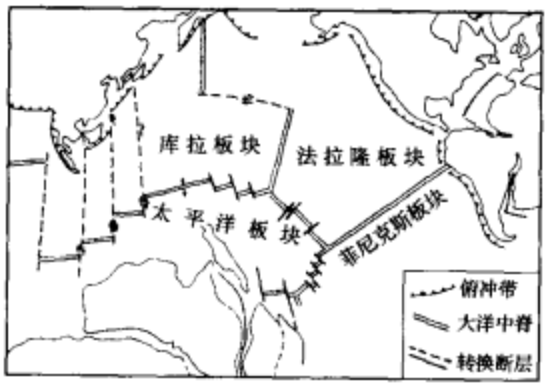
【土耳其-爱琴海板块】 Turkish-Aegean Sea Plate 包括土耳其和爱琴海地域在内的板块。为介于欧亚和非洲大陆之间的小板块；其北界为向北突出的弧形断裂——安纳托里亚断层，南界为向南突出的弧形海伦尼克俯冲带。安纳托里亚断层的右行特征指示该板块的往西运动；而海伦尼克俯冲带的往北倾斜则表明该板块是一个往南仰冲的板块。

【菲律宾海板块】 Philippines sea-plate 又称**菲律宾板块**。日本海沟往南延伸分为东西两支：东支为马里亚纳深海沟，西支是菲律宾海沟。这两个海沟之间的菲律宾海即是本板块的主体所在。该板块的现今地貌为深海平原，其中分布有大量海山，中间有一条近南北走向的帕里西维拉海岭属残余弧性质。整个板块由洋壳和过渡型地壳组成。

【非洲板块】 African plate 全球六大板块之一。其范围包括大西洋中脊南段以东，印度洋中脊以西，印度洋中脊西南支以北和阿尔卑斯山以南地区。该板块在早白垩世同南美板块分离。在大西洋中脊扩张的推动下，非洲板块向北漂移，与欧亚板块碰撞，形成了欧洲南部的阿尔卑斯造山带。目前地震和大地测量等资料表明，非洲板块仍然在向欧亚板块之下俯冲。

【印度洋板块】 Indian Ocean plate 又称**印度-澳大利亚板块**(Indian-Australian plate)。全球六大板块之一。包括大洋洲、印度次大陆及印度洋的北部和东部。该板块南以东南印度洋海岭与南极洲板块接壤；东侧和北侧的东段以海沟与太平洋板块分界；北界西段则沿爪哇海沟和喜马拉雅造山带与欧亚板块为邻；西侧以中印度洋海岭与非洲板块相接。

【太平洋板块】 Pacific plate 全球六大板块之一。它东以圣安德烈斯转换断层和东太平洋中脊为界，分别与北美板块和纳斯卡板块相接；北、西、西南都为深海沟，分别与欧亚板块、菲律宾海板块及印度-澳大利亚板块毗邻；南部以太平洋-南极洲海岭与南极洲板块分开。这是一个主要由大洋岩石圈构成的板块。



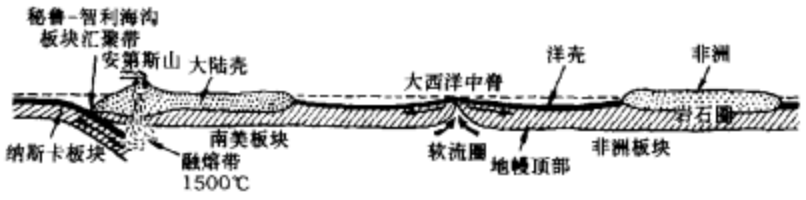
太平洋地区早白垩世的板块构造

【南极洲板块】 Antarctic plate 全球六大板块之一，以南极大陆为中心，包括四周海盆的大型板块。由于南极洲板块与相邻板块之间几乎全以洋中脊离散型边缘分界，同时南极洲板块又位于地球旋转轴上，相对固定，因此常被当作参照系，以计算其他板块运动的速度矢量。

【美洲板块】 American plate 全球六大板块之一。它的西部边界为圣安德烈斯转换断层、中美海沟、秘鲁-智利海沟等；东部边界为大西洋中脊。后来它又被进一步分为南美板块和北美板块(参见"岩石圈板块"附图)。

【北美板块】 North American plate 指北美洲和北大西洋西部。其东界为大西洋中脊北段，西界则是东太平洋海隆(它的一部分已被北美板块超覆)，南部以开曼左行转换断层与加勒比板块分界。该板块因大西洋中脊的扩张而往西运移，致使它与太平洋板块沿圣安德烈斯断层接触。北美板块与欧亚板块的分离时间晚于南美与非洲板块的分离时间，大致发生于距今 1 亿年前。北美洲西部的山脉在更新世初形成，而落基山脉则形成于上新世。

【南美板块】 South American plate 包括南美洲和南大西洋的西部。其东以大西洋中脊的南段与非洲板块相邻；西界则是南美滨太平洋的智利(或阿塔卡玛)深海沟；北与加勒比板块相接；以南则沿转换断层与南极洲板块毗邻。该板块向西运动，在南美洲西部形成了高耸的安第斯造山带。



南美洲板块—非洲板块剖面图

【加勒比板块】 Caribbean plate 以加勒比海为主体的一个东西向小板块。北界是开曼左行转换断层，南界是伸入委内瑞拉北部的法尔康右行转换断层。东界沿小安的列斯弧以东的波多黎各海沟。这一部分的大西洋洋壳现在正向西俯冲。高质量的折射地震表明加勒比板块为一海台，地壳厚度可达 16 千米，比正常洋壳厚两倍以上。它最西部的尼加拉瓜隆起实际上是中美洲陆壳的一部分。加勒比海台向南仰冲的断片还可以在哥伦比亚见到，剖面以层状辉长岩为主，向下出现苦橄岩和镁铁质堆晶岩。一般认为加勒比海是中生代大西洋张开过程中继白垩纪墨西哥湾裂陷以后出现的。现在的构造格局是新生代以来南、北美洲与大西洋三者之间汇聚和走滑作用的产物。

【库拉板块】 Kula plate 晚中生代位于太平洋西北部的一个古大洋板块。早侏罗世(约 185 百万年)在库拉、法拉隆和菲尼克斯板块的三联点生成。随着现代太平洋板块生成和增大，库拉板块向北运动，最终消减到亚洲大陆下面。一些学者认为白令海和鄂霍次克海的部分洋壳是新岛弧生成以后被捕获残余的古库拉洋板块。

【法拉隆板块】 Farallon plate 晚中生代时位于太平洋东北部分的古大洋板块。现代太平洋早侏罗世(约 185 百万年前)在库拉、法拉隆和菲尼克斯板块三联点生成以后，法拉隆板块向东北移动并向北美大陆下俯冲。北美西海岸附近的让德富卡、戈尔达和可可斯板块等据信就是法拉隆板块的残余。

【让德富卡板块】 Juan de Fuca plate 北美西海岸外的一个残余小板块。美国地质学家认为这个小板块是法拉隆板块被北美大陆超覆后的剩余部分。其西以洋中脊与现代太平洋板块为界，向北延入加拿大南部的外海，南以转换断层和戈尔达板块为界。1980 年圣海伦斯火山爆发据认为和让德富卡板块的向东消减有关。

【戈尔达板块】 Gorda plate 让德富卡板块以南的另一残留板块，南以门多西诺断裂与圣安德烈斯断裂交接，西以洋中脊与太平洋板块为界。一般认为也是法拉隆板块的残留部分。

【里维拉板块】 Rivera plate 加利福尼亚湾以南墨西哥西海岸外的一个小残留板块。西北以洋中脊和太平洋板块为界，西南边界是一转换断层，以东为中美洲海沟。一般认为它和让德富卡、戈尔达及可可斯等沿北美西岸分布的板块一样，都是法拉

隆板块的残余。

【可可斯板块】 Cocos plate　位于里维拉板块以南的中美洲西海岸外，是残留法拉隆板块中面积最大的部分。它西界东太平洋中脊，南以加拉帕戈斯洋脊与纳斯卡板块交界。可可斯板块与太平洋板块、纳斯卡板块的交结是典型的 RRR 型三联点。

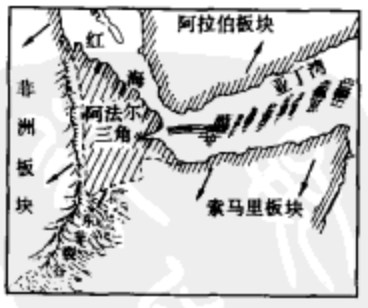
【纳斯卡板块】 Nazca plate　东太平洋中隆与南美大陆之间的一中型大洋板块。北以加拉帕戈斯洋脊与可可斯板块接壤，南以北西向的智利海岭洋脊系与南极洲板块分界。它向东面南美大陆下的消减俯冲，导致了安第斯山的众多火山活动。其中厄瓜多尔境内的科托帕希活火山海拔 5896 米，是全球最高的活火山，1742 年的一次喷发把当时的基多城毁掉，最近一次喷发发生在 1975 年。

【斯科舍板块】 Scotia plate　南美大陆南端与南极半岛之间的一个东西向小型大洋板块。南、北分别以两条大致平行的转换断层：北面的马尔维纳斯左行走滑断层和南面的南斯科舍脊右行走滑断层与南美板块及南极洲板块分开。东界为向东突出的南桑德维奇岛弧，西界为北西向的转换断层带。斯科舍板块的形态和生成方式都和南美大陆北端的加勒比板块相似，是由于南美板块与南极洲板块作反方向运动时拖曳而成的，安第斯-科迪勒拉正是通过斯科舍板块的转换在南极半岛上再现的。

【科迪勒拉变质核杂岩】 Cordilleran metamorphic core complexes　从加拿大西南部到墨西哥西北地区，沿北美西部科迪勒拉山脉分布的大大小小 30 个孤立的变质杂岩体。这是一群由深位变形的变质岩和侵入岩组成的穹状或拱形的孤立隆起，其上为构造滑脱和伸展的未变质盖层。它们形成时代为古近纪晚期-新近纪早期(55～15 百万年)。

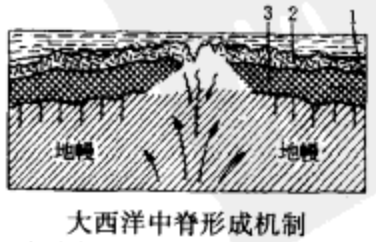
【科迪勒拉前陆冲断-褶皱带】 Cordilleran foreland thrust and fold belt　位于北美西海岸科迪勒拉山系与北美克拉通之间，宽约 300 千米的一条表壳岩层向东推掩的冲断和滑脱带；它从加拿大北部经美国西部直达墨西哥的东马德雷山，最后进入危地马拉和洪都拉斯，长达 6500 千米，是一个典型的薄皮构造带和 A 型消减带。冲断作用的发展以西部源区的隆起和火成活动为先导，自造山带向前陆方向发展，从晚侏罗世到古新世延续时间达 1 亿年，整个冲断层带总体缩短 200 千米以上，平均应变速率达 10^{-11}。

【阿法尔三角】 Afar triangle　位于非洲东部，亚丁湾裂谷、红海裂谷和东非裂谷的交汇处。如果东非裂谷代表威尔逊旋回中大陆裂解的第一阶段，这里将见证洋盆出现的初始朕兆；如果东非裂谷代表三叉裂谷的夭折支，这里将是坳拉谷的出口。因此这一地区的岩石圈结构和地质演化对于认识大陆裂解和洋、陆转换过程具有重要意义。



阿法尔三角地区

【大西洋中脊】 Mid-Atlantic ridge　位于大西洋中部，总体呈近南北走向。它北起北冰洋，称南森海岭；沿着格陵兰以东，南延经过冰岛，在冰岛以南称雷克雅未克海岭；然后平行大西洋的走向向南伸展，直达大西洋南端转向，与西南印度洋海岭相接。大西洋中脊被许多与其走向垂直的转换断层所截割。大西洋中脊宽 2000 千米以上，约占大西洋宽度的三分之一。其最高处与洋盆最低处的高差达 3000 米。在冰岛中部出露的大西洋中脊是地球上唯一出露在海平面以上的洋脊露头。沿着大西洋中脊的轴部有一条中央裂谷，即大洋中谷，上口宽 2500～5000 千米，谷底宽不到 3000 米，平均深度为 2 千米。



大西洋中脊形成机制
1. 沉积物或沉积岩；2. 火山岩和火山碎屑岩；3. 辉长岩

【印度洋中脊】 Central Indian Ocean ridge　印度洋中脊呈近似平躺的巨大“Y”字型，由在靠近印度洋中部交汇在一起的三支洋脊构成。其西南分支向西绕过非洲大陆与大西洋中脊相接；东南分支向东南进入太平洋，在新西兰与南极洲之间与东太平洋中隆相连；向北延伸的印度洋中脊一直进入亚丁湾，与红海断裂和东非大裂谷相连。

【太平洋中隆】 Mid-Pacific rise　从马里亚纳经太平洋中部向东延伸到智利的隆起地带。它由一条很长的、宽度不大的、地震不活跃的海岭所组成，海岭内发育许多海底平顶山(盖约特)。海底平顶山的顶部一般位于海平面以下 800～1600 米。该区目前已经接近均衡状态。有人认为它是一条已停止活动的化石洋中脊。

【东太平洋中隆】 East Pacific rise　太平洋洋中脊系。在中美洲以西地貌上表现为宽 2000～5000 米，高 50～300 米的深海丘陵，走向大致与扩张方向垂直，剖面形态不对称，陡坡朝向轴部。深潜器的窄束回声探测显示它们是正断作用的产物，代表快速扩张的洋脊类型，那里的扩张速度高达 109 毫米/年。向北因北美大陆的向西推掩而进入加利福尼亚湾，然后经圣安德烈斯转换断层，在俄勒冈州以西重新作为戈尔达海岭和让德富卡海岭出现。

【马里亚纳海沟】 Mariana trench　全球最深的海沟(11033 米)，位于西太平洋马里亚纳群岛东侧。它是太平洋板块与菲律宾海板块间的俯冲汇聚边界，太平洋板块沿海沟向西俯冲到菲律宾海板块之下，导生了弧后主动扩张作用和双峰式的马里亚纳火山岛弧，形成典型的沟-弧-盆体系。海沟宽度小，两壁陡立的形态系因沿高角度俯冲带的快速俯冲所致。海沟内无增生杂岩，说明沉积物可能与洋壳一起俯冲到了菲律宾海板块之下。

【领家-三波川双变质带】 Ryoke-Sanbagawa paired metamorphic belt　双变质带概念的典型地区。西南日本外带分布着一条走向和日本岛弧一致、长约 800 千米的变质带。变质带以中央构造线为界，其南北两侧的组成显著不同：南侧称三波川带，宽 40 千米，是以含蓝闪石为特征的高压低温相变质带，变质程度从南向北递增；北侧称领家带，从北向南由绿泥石-黑云母带、黑云母-红柱石带，递增到矽线石带，代表高温、低压变质作用，并伴有晚白垩世的花岗岩。两个带的变质时间大致相同，都发生在早白垩世。因此它们都和以南洋壳的向北消减有关。近海沟侧为高压-低温变质带，向大陆内侧出现平行分布的高温-低压变质带(见图)。

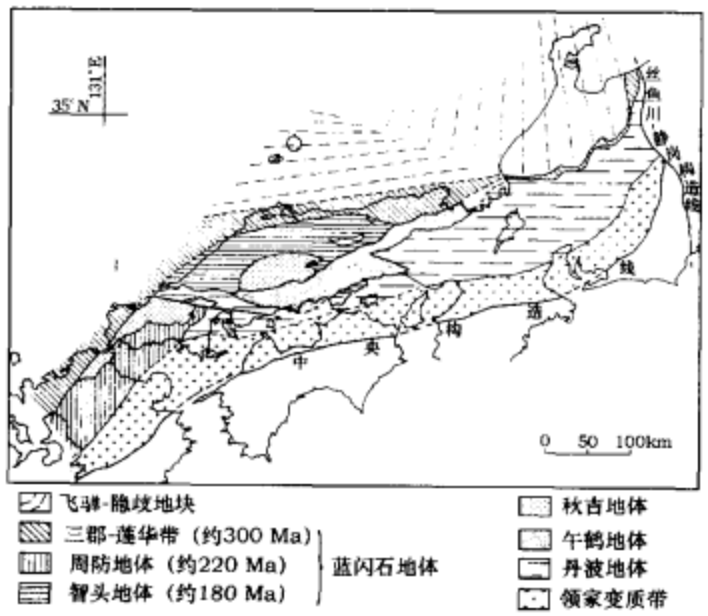


日本列岛的双变质带

【美浓-丹波带】 Mino-Tamba belt　该带位于西南日本中央构造线北侧领家带与飞騨带之间，由石炭纪至侏罗纪的洋壳残片构成，它们多呈岩块状被包裹在含放射虫的侏罗纪碎屑基质中，

已强烈变形，被认为是西南日本的侏罗纪增生体。它所经历的变质作用属于低压型的。

【飞騨-三郡双变质带】 Hida-Sangun paired metamorphic belt 位于西南日本中央构造线北侧，是组成日本内带的重要构造带之一。东北部的飞騨带以发育花岗质深成岩和高温低压变质岩为特征，西南侧的三郡带则是低温高压变质的产物。一般把它们视为一对比领家-三波川更古老的双变质带。但后来的研究表明三郡带的变质作用时代沿走向有很大变化(附图)，因此它们可能不是双变质带。



西南日本内带的构造分带
(据 Nishimura, 1990)

【塞迈尔蛇绿岩】 Semail ophiolite 沿阿拉伯半岛东端阿曼海岸的哈杰尔山脉分布，北西向，长 800 千米，宽 75 千米，成一向东倾的异地体构造掩覆在阿拉伯半岛从晚前寒武系到白垩系的原地沉积之上，出露面积达两万平方千米，是全球规模最大和变形相对最小的古洋壳剖面。底部地幔岩是塞迈尔蛇绿岩系最主要的成员，由方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄岩组成，60% ~ 85%已蛇纹岩化。橄榄岩的亚固态重结晶组构提示它们经历了韧性变形。向上的橄榄二辉质堆积岩和层状辉长岩成韵律状产出，反映了富镁岩浆房周期性的充填和分异、堆积。再往上的席状岩墙群厚 1 ~ 2 千米，由近 100%直立状基性岩墙组成。最上部的枕状玄武岩厚约 2000 米，其中包含安山质和流纹质的火山岩，如松脂岩等，在剖面上与深水沉积交互并最终被深水沉积所覆盖。局部伴生塞浦路斯型块状硫化物矿床。塞迈尔蛇绿岩到处都以冲断层与下伏原地岩系接触，底部强烈剪切和糜棱岩化的橄榄岩厚度可达 500 米，下伏石榴闪石岩和绿片岩相变质带是倒转的，变质程度向下变轻，反映它是作为热的蛇绿岩侵位的。同位素测年表明蛇绿岩系在 95 百万年生成，90 ~ 75 百万年期间置位。

【程逸蛇绿岩】 Uttaradit ophiolite 出露在泰国北部程逸东北诗丽洁水库附近，宽 6000 米，主要由辉长岩、橄榄岩、纯橄岩、蛇纹岩、基性岩墙群和枕状熔岩组成的蛇绿岩。与志留-泥盆纪绿片岩相变质的 Pha Som 群呈断层接触，与中石炭统浊积岩共生。

【文冬-劳勿缝合带】 Bentong-Raub suture zone 马来半岛中央北北西向的中生代缝合带。向北与难府-程逸缝合带相连。缝合带内有蛇绿岩和晚古生代及三叠纪的放射虫硅质岩。缝合带杂岩被晚三叠世-早侏罗世的花岗岩基侵入。它代表三叠纪瑞替期闭合的古特提斯洋，其西侧为亲冈瓦纳的掸邦地块，东侧为亲华夏的东马来地块。

【西太平洋活动大陆边缘】 Western Pacific active continental margin 太平洋西缘由板块汇聚带(贝尼奥夫带)及其伴生的强烈火山带、地震带等共同组成的巨大活动大陆边缘带。从晚中生代开始，中国东部从吉黑山地到闽粤沿海有了统一的构造进程，区域构造线、盆地和火山带的方向总体都呈北北东向，与大陆边缘一致，上叠在下伏近东西向不同性质的构造单元(如中朝地台、秦岭造山带等)之上，充分显示了构造的新生性质，指示亚洲大陆东侧中生代以来的洋-陆汇聚作用。按这一种认识，其演化历史可分中生代安第斯型大陆边缘和新生代沟-弧-盆型大陆边缘两个阶段。至今可看出从东向西是由岛弧(堪察加弧到新西兰弧)、弧后盆地(鄂霍次克海到南海等)、乌苏里褶皱带和亚洲大陆边缘火山-深成岩带等单位组成。其中强烈的中生代岩浆和构造活动向大陆内部可影响到大兴安岭—太行山—雪峰山一线。

【雅鲁藏布江蛇绿岩带】 Yarlung Zangbo ophiolite zone 沿印度河-雅鲁藏布江断续出露，长达 1700 千米，南北宽 10 ~ 50 千米，多处可以看到完整的洋壳序列。包括地幔超镁铁岩、堆晶辉长岩、辉长岩、枕状拉斑玄武岩、辉绿岩席状岩墙(床)群，上覆灰绿色、紫红色放射虫硅质岩。由于板块俯冲，与蛇绿岩相伴发育了泥砾混杂岩和蛇绿混杂岩。泥砾混杂岩常在蛇绿岩带南侧，从三叠纪末到白垩纪，形成许多构造混杂岩块。晚白垩世泥砾混杂岩的基质为杂色硅泥质类复理石，含二叠纪石灰岩、玄武岩，三叠纪砂板岩、侏罗纪砂岩、灰岩和早白垩世硅质岩岩块。蛇绿混杂岩往往在蛇绿岩带北侧，在蛇纹岩基质中混入三叠纪砂岩、白垩纪放射虫硅质岩、辉长岩、火山岩岩块。日喀则蛇绿岩底盘动力变质的角闪石石榴子石片岩，其同位素年龄为 0.81 亿年，由蛇绿岩仰冲侵位形成。

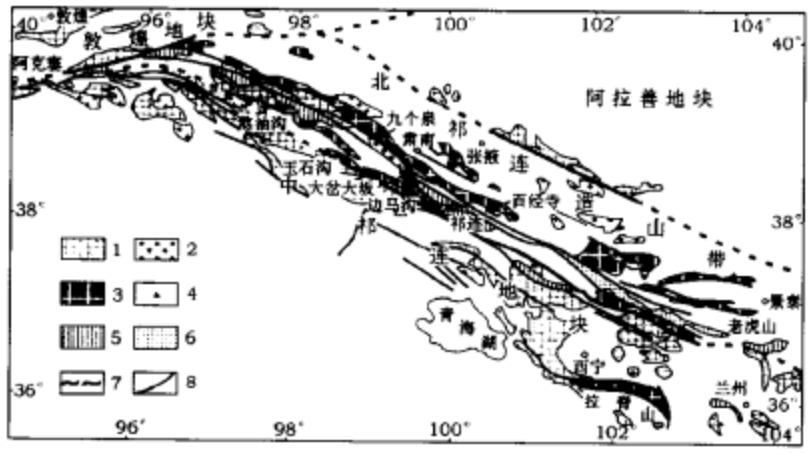
【雅鲁藏布缝合带】 Yarlung-Zangbo suture zone 大体沿雅鲁藏布江河谷分布的经过强烈变形、变质的新特提斯主洋盆遗迹。是印度次大陆与欧亚大陆新生代早期碰撞，使新特提斯洋沿之闭合的部位。雅鲁藏布江缝合带内保存有洋壳蛇绿岩和深水复理石沉积、大洋消亡过程中形成的混杂体，以及蓝片岩等高压变质岩，还有大陆碰撞产生的复杂逆冲—拆离断裂系。

【班公湖-怒江缝合带】 Bangong-Nujiang Suture Zone 位于西藏中部，自西向东沿班公湖、改则、东巧、丁青和类乌齐一线分布，长约 1500 千米，是分隔以北羌塘陆块(欧亚大陆)和以南拉萨陆块(印度大陆)的特提斯洋盆，晚侏罗世闭合后两陆块拼接的产物。代表残余洋壳的蛇绿岩系向南可追索到高黎贡山地区，上侏罗-下白垩统浅海碎屑岩不整合覆于其上。改则以北、丁青东北与他念他翁山主脊平行分布的花岗岩带为当时的火山弧系，提示洋壳向北消减。缝合带中蛇绿岩系总体成向北倾的叠瓦逆冲体，向南可见推掩到中、上侏罗统之上。一般认为它沿走向向西可和阿富汗和伊朗境内的 Waras-Roshan-Farah 缝合带对比。

【龙木错-金沙江缝合带】 Lungmu Co-Jinshajiang suture zone 总体呈北北西向展布，东段向南偏转，近期主要表现为右行走滑断裂，有地震活动。在其西段西金乌兰湖、大鹏湖、玛尔盖茶卡一带发育一套混杂堆积，在三叠纪砂板岩中夹有大量二叠纪灰岩块和镁铁、超镁铁岩块；中段胜利湖、若拉岗、狮头山一带，构造混杂堆积和蛇绿混杂堆积十分发育；东段金沙江混杂堆积带宽 40 千米，南北向展布，分东、西两个带。西带为蛇绿混杂岩，在蛇纹岩基质中包卷了大量二叠纪放射虫硅质岩、石灰岩、细碧角斑岩岩块。东带为野复理石，中三叠统砂板岩中含有大量泥盆纪、石炭纪和二叠纪灰岩岩块。金沙江缝合带闭合于印支运

动。它代表古特提斯南支大洋消亡后残留的洋壳遗迹。这条重要构造界线往东延伸到四川西部、云南西部后，呈现为雁行状排列的多条分支构造带，如甘孜-理塘带、金沙江-哀牢山带和昌宁-孟连带等。

【北祁连蛇绿岩带】 North Qilian ophiolite zone　位于祁连中央隆起带北侧，沿玉门、肃南、祁连、门源一带出露的一套蛇绿岩，包括蛇纹石化橄榄岩、辉橄岩和纯橄岩；辉长岩、辉长辉绿岩；中基性海底喷发岩，主要为细碧岩、角斑岩，具枕状构造；放射虫硅质岩夹复理石砂板岩。呈北西-北西西向延伸 600 ~ 700 千米。带内发育有蓝闪石片岩，常出现在超镁铁岩上、下盘，主要有绿帘石蓝闪片岩、石榴子石蓝闪片岩和石英白云母蓝闪片岩 3 种组合类型，蓝闪石结晶粗大。大量生物化石证明，本带包括震旦纪晚期、寒武纪和奥陶纪早期 3 期古蛇绿岩，它们的岩石组合大体相似。蛇绿岩的地球化学特征和放射虫硅质岩的存在说明古北祁连洋盆处于洋中脊环境。



北祁连带蛇绿岩分布图
（据张旗等，2001）
1.前南华纪基底；2.花岗岩；3.蛇绿混杂岩及俯冲增生杂岩；4.蛇绿岩；5.双峰式火山岩；6.岛弧火山岩组合（部分含蛇绿岩）；7.蓝片岩；8.断层

【昌宁-孟连缝合带】 Changning-Menglian suture zone　标志滇西古特提斯主洋盆残迹，分割了以西亲冈瓦纳地块群和以东亲扬子地块群的一条重要的缝合带。带内保存泥盆纪—早、中三叠世的深海和近洋脊热水硅泥质沉积、蛇绿岩片、洋岛火山岩及其上覆海相碳酸盐岩。蛇绿岩多以构造混杂体形式产出；变玄武岩具正常洋中脊玄武岩特征，同位素化学资料指示这套岩石组合具有类似于现代印度洋大洋岩石圈地幔的特征。这个古代主洋盆的东、西两侧曾经分别发育活动大陆边缘和被动大陆边缘，并于晚三叠世前闭合。

【商丹缝合带】 Shangzhou-Danfeng suture zone　秦岭造山带中华北和扬子板块碰撞的主缝合带，在陕西沿凤县-商州、丹凤一线分布。中国南方型南华系冰碛层、震旦系白云岩、硅质岩和早寒武世含磷层系等只限于缝合带以南。新元古代松树沟蛇绿岩以及早古生代丹凤群火山岩和变质弧前增生楔等沿缝合带出露。缝合带以南的泥盆纪刘岭群沉积深度也由南向北加大。演化历史表明秦岭造山带的演化始于古元古代的裂陷作用，洋盆在新元古代出现，早泥盆世因弧-陆碰撞而关闭。

【东南沿海火山岩-深成岩带】 Southeastern Coast volcanic-plutonic belt　中国浙、闽、台三省和粤东、香港等地的中生代火山岩-深成岩带。一些学者认为本带是亚洲东缘晚中生代陆缘弧的一部分。它往北经朝鲜半岛的庆尚南道延至俄罗斯远东地区乃至楚科奇半岛；而菲律宾班乃岛则属于它的南延部分。它是地球上最为壮观的地质景观之一。在中国境内，该带总体沿北东向延伸，长 12 000 千米，宽 50 ~ 200 千米，是一条晚中生代火山-深成岩带。它以安山岩-英安岩-流纹岩组合为特征；高碱、高硅的岩石化学特性表明属于高钾钙碱性岩系。该组合地球化学的构造图解显示它形成于活动陆缘构造环境，代表当时是一条安第斯型陆缘弧，暗示了其东南侧有大洋板块往西北方向消减。台湾的大南澳群中含有晚中生代的消减杂岩并叠加有双变质带，而在菲律宾班乃岛有晚侏罗世的蛇绿混杂堆积出露，可能分别代表与上述陆缘弧配套的弧前增生楔和残余洋壳。

【台湾中生代沟弧系统】 Mesozoic arc-trench system of Taiwan　台湾中央山脉东翼的一个古沟弧系统。根据中央山脉东翼玉里带和太鲁阁带双变质带的研究，已确认沟弧体系发生在中生代晚期。西部太鲁阁带由各类片岩、片麻岩、大理岩、角闪岩和少量基性火成岩块组成，并有酸性侵入岩；东部玉里带为岩性单一的泥质片岩系，夹有无数洋壳亲缘的基性或超基性火成岩块，但缺少大理岩及酸性火成岩。按板块构造概念，西侧太鲁阁带代表陆缘火山岩浆弧，东侧玉里带代表俯冲带混杂岩，俯冲方向由东向西。

【台湾新生代沟弧系】 Cenozoic arc-trench system of Taiwan　位于东北部琉球沟弧系和南部吕宋沟弧系之间的新生代沟弧系统。在台湾东北，菲律宾海板块沿琉球海沟向北俯冲于欧亚大陆板块之下，形成伴有冲绳海槽（弧后盆地）的琉球沟弧系；台湾北部的大屯、基隆火山群和东缘近海的火山岛是琉球弧的西延部分。在台湾岛以南，南海洋壳正沿马尼拉海沟向东俯冲于菲律宾海板块之下，形成吕宋沟弧系；海岸山脉中的奇美火成杂岩和近海的绿岛及兰屿是吕宋火山弧的北延部分。台湾岛主体所代表的欧亚大陆前沿的碰撞自上新世以来一直在进行着。

【台湾双变质带】 paired metamorphic belts of Taiwan　纵贯台湾中央山脉东翼，由高压低温型的东部玉里带和低压高温型的西部太鲁阁带组成的双变质带。作为台湾前古近纪基底岩石的重要组成部分，此双变质带代表台湾发生过一次重要的古俯冲作用。玉里带是晚白垩世欧亚大陆边缘沟弧系统中的俯冲带，俯冲杂岩由经历蓝闪片岩相高压变质的蛇绿岩类岩石以及富含火山物质的海沟泥质沉积物组成；太鲁阁带是大陆一侧岩浆弧的产物，由陆坡、陆基沉积和与俯冲有关的钙碱性深成岩组成。有学者认为该双变质带，构造演化史复杂，还可能包含有不同时代的俯冲、增生、碰撞杂岩。

【中国最老板块构造遗迹】 oldest plate tectonict races of China　迄今所发现并公认的最古老洋壳残片是加拿大的年龄为 1998 百万年的普尔吐尼克（purtuniq）蛇绿岩。在中国，冀西北最早发现太古宙高压麻粒岩，处在太古宙地热条件下，它相当于显生宙发现榴辉岩的地质意义。这里绿岩带、高压带和灰色片麻岩带在空间上的依次排列，暗示在新太古代地球上已开始出现了类似于现代板块俯冲消减带及其熔化过程的迹象，测得该高压带的 Sm-Nd 等时年龄 2402 百万年，模式年龄 t_{DM} 为（2631 ± 33）百万年，是迄今中国最古老板块的缝合带。

多旋回构造说

【多旋回说】 Theory of polycycle 全称**多旋回构造说、多旋回造山运动说**(theory of orogenic polycycle)。黄汲清(1945)提出,一个褶皱带(造山带)的形成往往经历了多旋回造山运动,即多旋回的发展。后来发现这是地槽,特别是优地槽带发展的一般规律。在地槽发展的全部过程中,不仅构造运动是多旋回的,而且岩浆活动、沉积建造、变质作用和成矿作用也是多旋回的,此即地槽发展的多旋回观点。一般说来,每一旋回先出现基性超基性岩,之后地槽部分褶皱并有花岗岩侵入,随后碱性或偏碱性岩浆出现,形成一个构造岩浆旋回。这样的旋回可出现若干次,然后地槽系才全部褶皱封闭。世界上许多地槽系都是多旋回发展的,典型实例有中国的秦岭地槽系和天山地槽系,澳大利亚的塔斯曼地槽系等。之后,黄汲清于 1979 年结合板块构造学说,通过对北美科迪勒拉地槽、西南日本地槽、南美安底斯地槽的研究,提出了地槽发展的多旋回板块构造模式,认为板块构造运动是长期的、多阶段发展的,也就是多旋回发展的。它包括多旋回板块碰撞、多旋回板块俯冲、多旋回板块消失带、多旋回深海沟和多旋回优地槽向洋迁移、多旋回大陆向洋增长。正是板块构造的多旋回运动导致了地槽的多旋回发展。板块说和多旋回说不但不互相排斥,而且可互相补充。

【主旋回】 principal cycle 结束地槽发展阶段的质变旋回。研究和确定地槽发展的主旋回是划分一级大地构造单元的基础。

【次旋回】 secondary cycle 地槽发展过程中只是部分质变的其他的各个构造旋回。

【前期旋回】 preceding cycle 地槽转化为地台的主旋回之前,地槽阶段的其他各个构造旋回。

【后期旋回】 succeeding cycle 地槽转化为地台之后的各个构造旋回。

【阜平旋回】 Fupingian cycle 中国太古宙末的一个构造旋回。以五台群与阜平群之间的角度不整合所代表的阜平运动为其主褶皱幕,同位素年龄为 26 亿 ~ 25 亿年,标准地点在山西五台山。它是中国陆壳一个重要的形成时期,也是最重要的铁矿成矿期,鞍山式铁矿即产于这一构造阶段。

【五台旋回】 Wutaian cycle 我国元古代的第一个构造旋回。以山西五台山区五台群与滹沱群之间的不整合所代表的五台运动为其主褶皱幕,同位素年龄为 24 亿年左右,标准地点在山西五台山。它是形成中国大陆地壳的一个十分重要的阶段,中朝准地台大部分地区经此旋回后而固结。

【中条旋回】 Zhongtiaoan cycle 又称为**吕梁旋回**。中国元古代的第二个构造旋回。以晋南中条山地区中条群(相当于滹沱群)与西阳河群之间的不整合所代表的中条运动为其主褶皱幕,同位素年龄为 19 ~ 18 亿年。经过中条旋回,中朝准地台最终形成。

【扬子旋回】 Yangtzeian cycle 元古宙晚期的一个造山旋回,标准地点在云南东部。包括两次重要的造山运动,即晋宁运动和澄江运动,前者指昆阳群与澄江砂岩之间的角度不整合所代表的构造运动,同位素年龄约为 8.5 亿年;后者指澄江砂岩与南沱冰碛层之间的不整合所代表的构造运动,同位素年龄为 7 亿年左右。晋宁运动使扬子地台大部固结,澄江运动使扬子地台最终形成。后查明澄江运动可能并非造山运动,而是一次伸展运动,因此有人将扬子旋回的上限划为 8.5 亿年左右的晋宁运动,故又称**晋宁旋回**。塔里木地台也是经扬子旋回才最终形成的。扬子旋回所形成的造山带在中国广泛分布,它已被证明是中国大地构造发展史上一次有划时代意义的构造旋回。

【兴凯旋回】 Xingkaian cycle 时限为震旦纪至中寒武世初,主褶皱幕发生在早、中寒武世之间,以兴凯湖东南为典型地区。那里的震旦纪—早寒武世陆源—碳酸盐岩冒地槽型沉积被中寒武统的砂砾岩不整合。这次运动在萨彦岭称萨拉伊尔运动。考虑到扬子旋回后,无论中国还是世界其他地区(主要是北半球),地壳构造进入一个新的发展阶段,震旦系实已为显生宙的第一个系;故将其作为古生代的第一个造山旋回。它是中亚—蒙古地槽中一次十分重要的构造旋回,佳木斯隆起和额尔古纳褶皱系都是这一构造旋回的产物。

【加里东旋回】 Caledonian cycle 以英国苏格兰的加里东山命名的早古生代造山旋回。在中国及邻区主要有两期:早加里东运动,发生在中、晚奥陶世之间;晚加里东运动,发生在志留纪末,形成华南和祁连等加里东造山带。

【华力西旋回】 Variscan cycle 又称**海西旋回**(Hercynian cycle)。指晚古生代的造山运动,时限为泥盆纪至二叠纪。此旋回分为三期:早华力西运动,指晚泥盆世至早石炭世早期发生的运动;中华力西运动,指早石炭世晚期至晚石炭世发生的运动;晚华力西运动,指晚石炭世至中二叠世末发生的运动。在此旋回中,阿巴拉契亚-古亚洲洋封闭,冈瓦纳大陆板块与北美板块、俄罗斯板块、西伯利亚大陆板块碰撞,潘吉亚超大陆形成。它是地质历史上又一次具有划时代意义的造山旋回。

【印支旋回】 Indosinian cycle 从二叠纪晚期到三叠纪末期的地壳构造发展阶段,分两期:早期时限为晚二叠世至中三叠世末;晚期时限为中三叠世末至晚三叠世末。印支运动不仅在东南亚,而且在东北亚地区以至环太平洋地区和特提斯构造域都很重要。

【燕山旋回】 Yanshanian cycle 侏罗纪-白垩纪期间广泛发育于东亚地区的重要构造运动。主要造山运动发生在中、晚侏罗世-早白垩世。此旋回分为早、中、晚三期。早期分两幕:第一幕发生在中侏罗世九龙山组(或磨磐山组)沉积之前,约 1.65 亿年左右;第二幕发生在中、晚侏罗世后城组(或土城子组)堆积期间,时限为 1.55 亿 ~ 1.40 亿年之前,它们和古亚洲与北美的碰撞有关。中期也分两幕,第一幕发生在中-晚侏罗世后城组(或土城子组)沉积之后,早白垩世张家口组(或东岭台组)火山岩系之前,时限为距今 1.40 亿 ~ 1.35 亿年,是中国东部构造由近东西走向彻底转变为东北—北北东走向的转折期;第二幕发生在含热河动物群的火山-沉积岩系之后,松辽、衡阳等裂陷盆地形成之前,距今 1.10 亿年左右,是中国东部动力状况由挤压剪切为主转换为拉张或拉张剪切为主的转折期。这两幕是西太平洋古陆与亚洲大陆碰撞的结果。晚期发生在晚白垩世,距今约 8 千万年。燕山旋回为我国东部构造动力体制大转换、构造格局

大改变的时期，也是东部内生金属矿床形成的时期。

【喜马拉雅旋回】 Himalayan cycle　地质发展史上最新的一个造山旋回，因喜马拉雅山脉而得名。它有三次重要的造山作用：早喜马拉雅运动发生在始新世（约 40 百万年），特提斯海消失，印度板块与欧亚板块碰撞，冈底斯磨拉石形成；中喜马拉雅运动发生于中新世（20～14 百万年），是最重要的一幕，有强烈褶皱、断裂、岩浆侵入、变质作用等，形成大规模逆冲断裂和推覆构造，喜马拉雅主中央断裂（MCT）、主边界断裂（MBT）均在这一时期形成；晚喜马拉雅运动从上新世晚期（3～4 百万年）延续至今，青藏高原形成。经此旋回最终形成中国现今构造地貌态势，对我国现代气候环境影响最大。

【超岩石圈断裂】 translithospheric fault　切穿岩石圈，并进入地幔深处的断裂。它是地球构造圈中规模最大的第一级断裂，一般构成大陆与大洋之间的分界。这类深断裂带通常都具有发育良好的蛇绿岩套，有的还伴有高压、低温和高温、低压成对出现的变质带以及混杂岩带等，例如雅鲁藏布江深断裂带。现今正在活动的这类深断裂，一般都伴随有深源地震，例如西太平洋贝尼奥夫带。

【岩石圈断裂】 lithospheric fault　切穿岩石圈，但并不明显地进入软流圈的断裂。其规模也相当大，一般都有超镁铁岩等深部物质沿断裂呈线状分布，但缺乏大规模的蛇绿岩套，如炉霍-康定深断裂。

【壳断裂】 crustal fault　切割地壳但未明显进入上地幔的断裂。可进一步分为硅铝层断裂及硅镁层断裂。

【硅镁层断裂】 simasphere fault　切穿整个地壳，但并未明显地进入上地幔的深断裂，往往伴随有玄武岩流的喷溢，例如沧州深断裂。

【硅铝层断裂】 sialsphere fault　切穿硅铝层，但并未明显进入硅镁层的断裂。一般无基性、超基性岩活动，但中、酸性岩浆活动往往是一个重要的特点，如我国东南沿海的丽水—海丰深断裂。

【张性深断裂】 tension deep fault　力学性质为张性的深断裂，例如大陆裂谷深断裂带和大洋中脊深断裂带。

【压性深断裂】 compression deep fault　力学性质为压性的深断裂。例如西太平洋中的岛弧深断裂、大多属于压性为主的深断裂。

【剪性深断裂】 shear deep fault　力学性质为剪切性的深断裂，例如阿尔金深断裂、北美的圣安德烈斯深断裂以及大洋中脊附近的转换断层。

【古亚洲断裂体系】 Palao-Asian fault system　古亚洲洋动力演化过程中，在古亚洲构造域形成的一系列缝合带和断裂带。它包括西伯利亚地台之南、昆仑-秦岭造山带及其以北的所有古生代断裂系统，为一中、新元古代—古生代的断裂体系，控制古亚洲构造域大地构造发展。其中以额尔齐斯-黑河缝合带、乌拉尔-南天山缝合带、昆仑-秦岭缝合带最为重要。

【特提斯断裂体系】 Tethyan fault system　是特提斯海封闭和劳亚大陆与冈瓦纳大陆会聚过程中，在特提斯构造域形成的一系列缝合带和断裂带，其中以印度河-雅鲁藏布江缝合带、班公-怒江缝合带、金沙江断裂带、阿尔金转换断层以及龙门山断裂带等最为重要。这是一个中、新生代的断裂体系，控制特提斯构造域的演化历史。

【阿尔金转换断层带】 Altun transform fault zone　沿阿尔金山南缘展布，是我国西部最重要的一条转换断裂。它将祁连与阿尔金造山带，东昆仑与西昆仑造山带转换连接。在地质图、构造图、航磁图以及卫星照片上均十分清楚，全长 1500 千米，构成世界屋脊青藏高原的西北边缘。

【龙门山断裂带】 Longmenshan fault zone　位于扬子地台之西北边缘，西南起自泸定附近，向北东经汶川、灌县、北川、阳平关、勉县，进入秦岭，长 600 千米以上。长期构成中国东西两部分的重要地质分界线，重力上也显示出一个极为清楚的梯级带。中生代以来，各期构造运动显示较强烈，并造成一个宽度在 30 千米左右的鳞片状逆掩断裂带，形成今日雄伟的青藏高原的东南边界。

【滨太平洋断裂系】 Marginal Pacific fault system　是古太平洋封闭和今太平洋形成过程中，在滨太平洋构造域形成的断裂系统，包括从昆明—银川一线向东到西太平洋岛弧之间广大地域内的一系列缝合带和断裂系。它是一个中、新生代的断裂体系，叠加在古亚洲断裂系和特提斯断裂系之上，控制中国东部环（滨）太平洋构造域的发展，其中以西太平洋贝尼奥夫带和郯庐断裂带最为重要。

【郯城-庐江断裂带】 Tancheng-Lujiang fault zone　见 872 页“郯庐断裂带”。

【台湾大纵谷深断裂带】 Great longitudinal valley of Taiwan　见 872 页“台湾纵谷断裂带”。

【沧州断裂带】 Cangzhou fault zone　隐伏于华北平原第四系之下一条张性大断裂带，南起大名，向北经临清、德州、沧州到天津附近，构成沧县隆起与黄骅坳陷分界线。沿断裂分布大量新生代玄武岩。断裂本身为一阶梯式向东倾斜之正断层，垂直落差近 6000 米。断裂东侧古近纪沉积巨厚，西侧缺失古近系，新近系直接覆于古生代地层之上。地震测深证明它已切穿莫霍面。

【吴川-四会断裂带】 Wuchuan-Sihui fault zone　位于广东省西部从吴川到四会的一条硅铝层断裂带，长约 320 千米。主要特点是：沿断裂出现一条动力变质带和挤压带，使附近地层，无论是古生界还是侏罗系，都遭受不同程度的变质作用；但无明显的岩浆岩带状分布，缺乏超基性岩，推测断裂带切穿深度可能不太大，或只切穿到硅铝层。我国东南沿海一带的大断裂多属此类。

【槽台转化】 geosyncline and platform transformation　地槽与地台的相互转化。地槽或活动带经剧烈构造运动以及伴随的岩浆活动、变质作用和成矿作用之后而形成地台或稳定区，称为僵化。而地台或稳定区经构造运动亦可部分或大部分转化为地槽或活动地带，称再生。地槽僵化为地台，地台再生为地槽，两者不断相互转化，地壳或岩石圈则不断演化。

【洋陆转化】 continent and ocean transformation　大陆与大洋的相互转化。如古生代的古亚洲洋，经不同时期的俯冲碰撞转化成不同时期的造山带，最终造就了古亚洲大陆。如南中国海、日本海和红海-亚丁湾等，则是由大陆壳裂解转化成洋盆的典型实例。

【突变式转化】 sudden transformation　地槽或活动带经强烈构造变动，而未经历过渡状态直接转化为地台或稳定区的转化。地槽或活动带转化为地台或稳定区一般为突变式。表现在地槽型沉积与地台型沉积之间存在区域性不整合，两者不仅沉积型相差异明显，而且表现在强烈褶皱和大量岩浆活动，以及不同程度的区域变质等的差异。如祁连造山带，早古生代地槽型沉积强烈褶皱和变质，并伴有大规模岩浆活动，而不整合盖于其上的泥盆系—石炭系，则为未变质的沉积盖层，两者界线明显，特性迥然不同，突变式转化极为清楚。

【渐变式转化】 gradual transformation　地槽或活动带未经强烈构造变动而逐渐过渡为地台或稳定区的转化。少数地槽或活动带未经强烈褶皱和变质，不伴随大量岩浆活动，而是缓慢上

升，地槽型沉积逐步向地台型沉积转化，直至完全变成地台型沉积。如天山地槽一般为突变式转化，但在博格达山却表现为渐变式转化：下二叠统下芨芨槽群为硬砂岩、粉砂岩和火山岩，属地槽型沉积，上二叠统上芨芨槽群为含油页岩的陆相碎屑岩、凝灰砂岩、泥灰岩，属槽台转化的过渡层，整合其上的上二叠统上部和三叠系为陆相红色碎屑岩，已属地台型沉积。由下二叠统至三叠系，显示由地槽型沉积向地台型沉积的过渡，槽台两个阶段之间无明显界线。

【手风琴式运动】 accordion movement 黄汲清(1983)命名。指地壳或岩石圈时开时合、此开彼合的构造运动。其运动形式与演奏手风琴时的一张一合的形式相似，故名。但这并不是在原地开开合合，而是开裂与拼合都有时、空的变化。

【硬碰撞】 hard collision 巨型大陆间所发生的强烈碰撞。依据：

$$E=\frac{1}{2}m\cdot v^2$$

式中：m，质量；v，速度；E，动能。由于大陆块的运动速度(v)一般只有几厘米/年，动能(E)就主要取决于陆块质量(m)的大小，陆块大动能亦大。当巨型大陆发生碰撞时，由于动能巨大，碰撞造山作用亦十分强烈，影响地球圈层的深度大、范围广。如古大西洋消失后，北美与俄罗斯两个巨型大陆之间的碰撞。

【软碰撞】 soft collision 微陆块之间的弱碰撞。微陆块碰撞时，陆块小动能也小，微陆块之间的碰撞强度比巨型大陆间的碰撞强度弱得多。东亚大陆是由众多微陆块和造山带组合而成的复合大陆。从全球范围看，组成东亚大陆的微陆块是冈瓦纳大陆与西伯利亚大陆之间的转换构造域。古生代阶段，这些微陆块大部分位于古亚洲洋之南，属冈瓦纳大陆结构复杂的北部边缘；古亚洲洋消失后，中国及邻区的华力西碰撞造山作用，即是冈瓦纳与西伯利亚两个大陆的复杂大陆边缘间的软碰撞造山。中生代阶段，它们已大多位于特提斯洋之北，属西伯利亚大陆结构复杂的南部边缘。

【单旋回缝合】 monocyclic suturing 两个巨型大陆之间往往只经历一次强碰撞作用、一个主要造山旋回即焊合为一体的缝合作用。由于块体动能巨大，碰撞造山作用十分剧烈，影响地球圈层的深度大、范围广。碰撞之后，两巨型陆块即焊合为一个整体，大区域甚至全球性的动力学体系发生重大改组或重建。早古生代末，北美与俄罗斯两个大陆之间的碰撞和焊合即属之。碰撞之后，古大西洋动力学体系即消亡，两陆块焊合为一体，形成劳俄古陆。

【多旋回缝合】 polycyclic suturing 微陆块间经历多旋回碰撞-叠覆造山作用的焊合过程。复杂大陆边缘微陆块间发生软碰撞时，由于动能不大，碰撞强度弱，影响地球圈层的深度和范围都较小。这时，大区域或全球性动力学体系并不发生重大变化，大陆壳虽已彼此连接，但二者并未合而为一，还处于“联而不合”状态。在以后的地质历史中，微陆块间再经多旋回的叠覆造山(大陆壳消减造山)和走滑-挤压造山之后，大区域的或全球性的动力学体系发生重大变化后，才能最终焊合为一体。中国东部及邻区诸微陆块的碰撞、焊合过程属之。多旋回缝合作用导致多旋回造山作用，此即多旋回造山运动之所以控制中国大地构造的根本原因。

单旋回缝合与多旋回缝合对比简表

单旋回缝合	多旋回缝合
巨型陆块间之碰撞	复杂大陆边缘微陆块之间的碰撞
动能巨大，造山作用十分剧烈	动能小，造山作用不剧烈
影响地球圈层深度大，范围广	影响地球圈层深度小，范围不大
区域性甚至全球性动力学体系和构造格局发生重大改组或重建	区域性和全球性动力学体系和构造格局不发生重大改变或重建
有大规模逆掩断层、推覆构造以及大规模壳源岩浆活动	碰撞时并不立即出现，而是在最终焊合阶段才出现大规模的逆掩断层、推覆构造和壳源岩浆活动
造山带各单元间形成复杂的交错关系，相互位置发生重大改变	造山带各单元的相互位置无重大改变
海水退出，山脉大幅度隆升，形成巨厚磨拉石沉积和前陆盆地	海水不一定退出，山脉无大幅度隆起，缺乏重要磨拉石沉积和前陆盆地
碰撞后，两陆块在动力学上即焊合为一个整体	碰撞后，微陆块长期处于联而不合状态，只有经多旋回叠覆造山之后，才能最终焊合为一体

【叠覆造山作用】 superimposed orogeny 陆-陆碰撞后处于“联而不合”状态的微陆块间或古造山带间，在新的地球动力学体系作用下，再一次的挤压造山和地壳缩短作用。这时处于低位的陆块(如三叠纪时期的扬子陆块，被海水淹没)可再次下插或俯冲到处于高位的另一陆块(如三叠纪时期的中朝陆块)之下，发生大陆壳的俯冲造山作用，导致一个大陆的边缘叠覆在另一个大陆的边缘之上，称为陆-陆叠覆造山作用。叠复造山作用是不同构造旋回、不同动力学体系作用的结果。在叠覆造山中，同样可产生大陆地壳的多层次拆离，形成强烈褶皱、大规模逆掩断层和推覆构造，发生大规模岩浆作用(特别是花岗岩类侵入)、重要区域动-热变质作用、高压-超高压变质作用，山体大幅度隆升，形成磨拉石沉积。如秦岭-大别造山带的印支造山作用和燕山造山作用即属典型的叠覆造山作用。

碰撞造山、陆内造山和叠覆造山对比简表

碰撞造山	陆内造山	叠覆造山
被洋盆分隔的两陆块在洋盆消失后，陆-陆碰撞时发生的造山作用	碰撞后，陆-陆碰撞动力继续作用而产生的造山作用	虽碰撞，但尚未焊合为一体的两陆块间再一次的造山作用
紧接洋盆消失的俯冲造山作用之后，二者是同一动力作用过程中前后相继的两个阶段	紧接碰撞造山之后发生，实际上是碰撞造山之继续，属同一动力学过程	与碰撞造山不属同一构造旋回(或阶段)，也不属同一动力作用过程，而是在新的构造阶段，新的动力学条件下，两陆块间再一次的挤压而产生的大陆壳消减造山作用

【多旋回复合造山带】 polycyclic composite orogenic belt 多旋回、多种造山机制复合的造山带。中国乃至亚洲的大多数造山带并不是某一造山旋回的碰撞造山带，而是多旋回复合造山带。秦岭-大别造山带即为典型实例。早古生代末秦岭-大别山地区随着祁连-北秦岭早古生代洋盆的封闭，志留纪晚期至泥盆纪初，中朝与扬子两个微陆块碰撞，形成北秦岭加里东碰撞造山带；之后再次裂陷，出现泥盆纪海盆。晚泥盆世—早石炭世，随天山—兴安一带古亚洲洋的闭合，西伯利亚与冈瓦纳两个大陆的复杂大陆边缘碰撞，使秦岭-大别地区发生叠覆和走滑-挤压造山，形成中秦岭华力西造山带；再后又是新的裂陷，形成石炭—二叠纪海盆。二叠纪中期随着古亚洲洋最终封闭和古亚洲构造域的形成，秦岭再次发生叠覆和走滑挤压造山作用。从晚二叠世开始，由于特提斯洋的打开，秦岭-大别地区从古亚洲洋动力体系转入特提斯动力学体系的控制，沉积巨厚的晚二叠世—三叠纪沉积。晚三叠世—侏罗纪，随着特提斯向北俯冲和北美与亚洲剧烈碰撞，中朝与扬子两个陆块间经受强烈陆-陆叠覆造山作用，即印支和燕山造山作用，才使中朝与扬子两个陆块最终焊合为一个整体，具有统一动力学系统。

【多旋回叠合盆地】 polycyclic superimposed basin 不同构造旋回、不同构造类型的盆地先后叠合在一起的沉积盆地。与多旋回复合造山带相对应，中国及邻区的沉积盆地大多也是经多旋回演化而形成，如准噶尔盆地、塔里木盆地、吐鲁番-哈密盆地

等是华力西旋回以来的多旋回叠合盆地，其中塔里木盆地的后华力西沉积，又叠合在震旦纪—古生代沉积盖层之上。它们一般都经历了印支、燕山和喜马拉雅三个旋回，喜马拉雅造山作用造就了最新的构造面貌。

【古中国地台】 Chinese protoplatform 前寒武晚期在中国形成的一个古大陆块。从20世纪30年代开始，地质学家就认识到东亚曾有过一个前寒武纪克拉通，包括中朝、扬子、塔里木等陆块，当时都是连成一体的，称为中国地盾（谢音曼，1936）或中国地台（张文佑，1959；谢家荣，1962）。在20世纪60年代及其以前，一般都认为它是经中条（吕梁）运动形成的。到20世纪70年代初，黄汲清等（1974）发现在东亚元古代晚期还有一次重要的造山过程，即扬子造山旋回。只有经过扬子旋回，中朝地块、扬子地块、塔里木地块才连为一体，称为古中国地台，它可能为格林威尔造山后形成的罗迪尼亚超级大陆的一部分。

【滨大陆边缘活化带】 continental peripheral reactivated zone 活动大陆边缘内侧原已稳定的大陆壳重新活化而产生的新活动带。中国东部滨太平洋陆缘活化带是在印支和燕山造山旋回，古太平洋消失过程中，西太平洋古陆与亚洲大陆汇聚时，靠近古太平洋陆缘的稳定地区产生构造-岩浆活化的地带；中国西部滨特提斯陆缘活化带是在喜马拉雅造山旋回印度板块与亚洲板块碰撞过程中，滨特提斯陆缘原已准平原化的古生代造山带又回春复活，再次产生逆掩叠覆构造，使地壳大规模缩短，山脉隆升。中国西部现今的昆仑山、祁连山、天山以及秦岭等山脉均在此时形成。

【中国三大构造域】 three tectonic domains of China 即古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域。黄汲清（1945）将中国大地构造划分为三个主要构造型式，即古亚洲式、太平洋式和特提斯-喜马拉雅式。指出西伯利亚地台及其古冠（前寒武纪）向南推进，于华力西时期在蒙古地槽内产生大蒙古弧；与此同时，由于塔里木地块和中朝地块之相互作用及这两个地块与中亚地槽之相互作用，而产生中亚褶皱带，并出现古亚洲大陆。在中生代，当古亚洲大陆向太平洋推进时，太平洋以强大的推力“回击”，因而产生太平洋褶皱；同一向南推进的古亚洲大陆遭遇向北移动的冈瓦纳大陆的巨大抵抗，由此而产生的强大水平压力，使深厚的特提斯沉积变成特提斯-喜马拉雅式褶皱，构成世界最大最高的褶皱山脉。1973年以来，黄汲清、任纪舜结合板块构造学说，在1945年论述的基础上从全球动力学角度把古生代以来的中国大地构造划分为古亚洲、特提斯、滨太平洋三个构造域。指出正是此三大构造域的发生、发展、叠加、复合控制了古生代以来中国大地构造的发展。中国古生代构造主要受古亚洲构造域的控制，中、新生代构造主要受滨（环）太平洋和特提斯构造域的控制。

【古亚洲构造域】 Palao-Asian tectonic domain 在古亚洲洋动力体系作用下形成的构造域。它是一个古生代构造域，控制中国古生代的大地构造发展和矿产分布规律。包括萨彦-额尔古纳造山系、天山-兴安造山系、乌拉尔-南天山造山系、昆仑-祁连-秦岭造山系以及挟持于其间的塔里木准地台和中朝准地台等。其动力学特征是以近南北向（按现位）的伸展和挤压作用为主，经历兴凯、加里东和华力西三个旋回的演化。早寒武世末兴凯造山旋回，萨彦-额尔古纳洋封闭，西伯利亚活动大陆边缘增生，而冈瓦纳被动陆缘一侧的古中国地台则裂解，使古亚洲洋向南扩展，形成斋桑-南蒙古-兴安、乌拉尔-南天山以及天山-北山、昆仑-祁连-秦岭等洋盆。经加里东旋回到华力西旋回之演化，石炭纪—二叠纪时古亚洲洋封闭，西伯利亚与冈瓦纳两个巨型大陆的复杂大陆边缘碰撞形成古亚洲大陆，古亚洲构造域演化历史结束。

【特提斯构造域】 Tethyan tectonic domain 又称**特提斯-喜马拉雅构造域**（Tethys-Himalaya tectonic domain）。在特提斯洋和印度洋两个前后相继的动力体系作用下形成的一个中新生代构造域。以雅鲁藏布江缝合带为界分为两部分：南部，喜马拉雅山为新生代构造带；北部，包括滇藏、松潘甘孜和昆仑-秦岭地区，为中生代构造带。向西包括巴基斯坦、阿富汗、伊朗、土耳其和欧洲南部及北非的阿尔卑斯造山带，向南则为马来西亚、印度尼西亚构造带。除北支伸入秦岭外，构造线主要为弧形，包括兴都库什-喀喇昆仑弧、喜马拉雅弧和三江弧等。特提斯构造域经历了印支、燕山和喜马拉雅三个旋回的发展。印支旋回形成世界上最大的北特提斯印支造山系——松潘-甘孜、秦岭、三江以及中南半岛上的印支造山系；燕山旋回形成改则-那曲燕山造山带；喜马拉雅旋回是其最新发展时期，由于印度板块与欧亚板块的强烈碰撞挤压，不仅使喜马拉雅地槽褶皱隆起，而且使滇藏和昆仑、秦岭的造山系再次遭受强烈构造变动，大面积整体隆起形成今日的青藏高原，并给古亚洲构造域以强烈影响，使天山、昆仑山、祁连山等老造山带再次遭受挤压、褶皱、逆掩，山脉快速隆升，形成被巨厚磨拉石充填的山前坳陷带。

【环太平洋构造域】 Circum-Pacific tectonic domain 又称滨太平洋构造域，在古太平洋和今太平洋两个前后相继的动力体系作用下形成的一个中新生代构造域，包括环太平洋中新生代巨型造山带、沟-弧-盆体系及滨太平洋陆缘活化带。在亚洲东部，古太平洋封闭过程中形成东北亚造山系和亚洲东缘造山系以及中国东部滨太平洋陆缘活化带，在新太平洋发展阶段则形成中国东部裂陷盆地系统和西太平洋沟-弧-盆体系。它们控制了中生代以来中国东部的大地构造发展和矿产分布。

【立交桥式结构】 overpass-type structure 地壳表层、地壳和上地幔三者之间结构上的非耦合关系，三者在三维空间上上下交错叠置呈现出立体交叉，犹如立交桥状态的结构。根据中国东部地壳块体的地震波速度结构，可以秦岭-大别山、天山-阴山两条深层构造带为界，分为华南、华北和内蒙古三大块，与该区古生代-侏罗纪构造格局基本吻合；而中国东部的现代地貌、表层构造和地幔结构则以大兴安岭-太行山-武陵山重力梯级带为界，分为松辽平原-华北平原-江汉平原和黄土高原-云贵高原两个带，与白垩纪-新近纪以来的构造格局一致。地壳表层、地壳和上地幔的结构在三维空间上呈现立体交叉态势，即立交桥式结构。这种壳-幔不同层次在结构上的非耦合关系，正是古亚洲和特提斯动力体系（主压应力轴为近南北向）向古太平洋和今太平洋动力体系（主压应力轴为南东—北西方向）转变的体现。

【转换构造域】 interchange domain 黄汲清将位于特提斯北主缝合带（金沙江缝合带）与南主缝合带（雅鲁藏布江缝合带）之间的拉萨和羌塘等地区称为转换构造域。北主缝合带形成（晚二叠世）之前，该域属冈瓦纳大陆的北部边缘；在北主缝合带形成之后、南主缝合带形成之前（侏罗纪—白垩纪），该域则作为欧亚大陆的南部边缘。任纪舜认为包括中朝、扬子、塔里木等地块在内的中国大陆主体为位于南（冈瓦纳）、北（西伯利亚及后来的劳亚）两个巨型大陆的交接、过渡地带，是二者之间的转换构造域。古生代，中国大陆主体位于古亚洲洋之南，属冈瓦纳大陆结构复杂的北部边缘；古亚洲洋消失之后，特提斯洋打开，中国大陆主体位于特提斯洋之北，属劳亚大陆结构复杂的南部边缘。

【中国复合大陆】 composite continental China 中国（或东亚）大陆是由几个小克拉通（准地台）、众多微陆块和不同时期造山带组合而成的复合大陆。按构造属性，这些微陆块可分为亲西伯利

亚、亲冈瓦纳和古中华三个陆块群，造山带分属于古亚洲、特提斯和环(滨)太平洋三个造山区。与世界其他大陆相比，中国乃至亚洲大陆是在显生宙才最终形成一个大陆，而世界其他大陆的主体在前寒武纪就已基本形成。在中国大陆形成过程中，依次受古亚洲洋(晚前寒武纪—早、中二叠世)、特提斯-古太平洋(晚二叠世—侏罗纪)和印度洋-太平洋(白垩纪至今)三大动力体系控制，而且正是三大动力体系的发生、发展、交切、复合，造成中国大陆极为复杂的构造面貌，使其地壳-上地幔呈现复杂的镶嵌式和立交桥式结构；使中国大陆具有清晰的多旋回、分阶段演化过程，并形成古亚洲、特提斯和环太平洋三大构造域。

【亲西伯利亚陆块群】 Siberia-affiliated blocks 与西伯利亚大陆具有亲缘关系的陆块群。位于古亚洲洋的萨彦-额尔古纳洋盆之北，属西伯利亚结构复杂的南部边缘，包括巴尔古津地块、图瓦-蒙古地块、中蒙古-额尔古纳地块、雅布洛诺夫地块等。它们具太古宙-古元古代结晶基底，新元古代褶皱基底和文德(震旦纪)—早寒武世沉积盖层；古亚洲洋闭合期间均已强烈卷入萨拉伊尔(兴凯)造山作用、加里东造山作用、华力西造山作用，成为环绕西伯利亚克拉通南侧的萨彦-额尔古纳造山系的组成部分。

【古中华陆块群】 Paleo-Chinese blocks 位于冈瓦纳大陆与西伯利亚大陆之间。它包括古中国地台解体后残留的约 40 多个大小不等的陆块。除中朝地台、扬子地台、塔里木地台等几个小克拉通外，其余微陆块均已卷入显生宙造山带。古中华陆块群属于冈瓦纳与西伯利亚两个大陆之间的转换构造域。古生代阶段，其主体位于古亚洲洋之南，属冈瓦纳结构复杂的北部边缘；中生代阶段，位于特提斯洋之北，属西伯利亚大陆结构复杂的南部边缘。若从全球范围来看，中朝地台、扬子地台、塔里木地台等小克拉通，也可视为全球性巨型造山区内的几个较大的中间地块。

【亲冈瓦纳陆块群】 Gondwana-affiliated blocks 与冈瓦纳大陆有亲缘关系的陆块群，包括羌塘地块、拉萨地块、掸泰地块等。它们原是冈瓦纳大陆的一部分，已发现其古元古代甚至太古宙结晶基底和广泛存在的 500 百万年左右的泛非构造-热事件。特提斯洋打开后，中、新生代阶段从冈瓦纳大陆裂解的陆块群，被印支、燕山和喜马拉雅造山作用卷入，并成为特提斯造山区的一部分。

【中国大地构造单元】 tectonic units of China 1980 年在1:400 万中国大地构造图划分的中国(及部分邻区)大地构造单元为：

Ⅰ级	Ⅱ级
中朝准地台	
扬子准地台	
塔里木地台	
南海地台	
萨彦-额尔古纳地槽褶皱区	额尔古纳褶皱系
天山兴安地槽褶皱区	阿尔泰褶皱系；准噶尔褶皱系；天山褶皱系；内蒙古-大兴安岭褶皱系；吉黑褶皱系
昆仑-秦岭地槽褶皱区	昆仑褶皱系；祁连褶皱系；秦岭褶皱系
滇藏地槽褶皱区	松潘-甘孜褶皱系；三江褶皱系；喀喇昆仑-唐古拉褶皱系；冈底斯-念青唐古拉褶皱系
喜马拉雅地槽褶皱区	喜马拉雅褶皱系
滨太平洋地槽褶皱区	华南褶皱系；东南沿海褶皱系；延边褶皱系；锡霍特阿林褶皱系(含那丹哈达优地槽褶皱带)；蒙古-鄂霍次克褶皱系(含上黑龙江冒地槽褶皱带)
西太平洋岛弧褶皱区	台湾褶皱系

【中朝准地台】 Sino-Korean paraplatform 总体呈三角形，并以深断裂与相邻单元分界，包括华北、东北南部、渤海以及朝鲜北部等地的准地台。它是中国境内时代最老的地台，主体形成于距今 18 亿年以前，阿拉善等边部地区则于元古代末的扬子旋回固结。基底有三个重要的不整合面，太古宇阜平群与下元古界五台群之间(阜平运动 26 亿～25 亿年)、五台群与滹沱群之间(五台运动 24 亿年左右)、滹沱群及其相当地层与中元古界长城系之间(中条运动 19 亿～18 亿年左右)的不整合面，它们代表基底形成、发展的三个阶段，其沉积盖层包括中元古代、晚元古代和寒武纪、奥陶纪的浅海相沉积，石炭纪、二叠纪的滨海相和海陆交互相沉积以及中、新生代的陆相沉积。大部分地区缺失志留系、泥盆系及下石炭统。中生代在燕山、辽宁、山东等地有大规模陆相火山喷发及花岗岩侵入，新生代玄武岩在其东部分布广泛。盖层构造变动以燕山旋回为主，但内蒙地轴等地加里东、华力西和印支运动亦甚重要。

【扬子准地台】 Yangtze paraplatform 包括从云南东部至江苏的几乎整个长江流域和南黄海在内的准地台。为晚元古代末由扬子旋回形成的地台。基底由昆阳群(川西、滇东)、板溪群(湘西、黔东)、神农架群(鄂西)、九岭群(赣北)等中、晚元古界组成；南华系至三叠系海相沉积盖层发育良好且分布广泛，但在川中和黔北地区缺失泥盆系、石炭系，是一个重要特点。侏罗系及其以后的陆相沉积主要分布于四川、滇中、江汉、苏北等地。盖层的构造变动以燕山运动为主，形成良好的地台盖层褶皱带。在康滇地轴、下扬子等地为多旋回构造岩浆活动带。康滇地轴者系以华力西和印支旋回为主的多旋回构造岩浆活动带，下扬子主要是燕山及印支旋回的构造岩浆活动带。二叠纪峨眉山玄武岩广泛分布于西部也是它的一个重要特点。

【塔里木地台】 Tarim platform 北邻天山，南接昆仑山的塔里木盆地是一个前寒武纪地台。它大部分被新生代沉积覆盖，基底和古生代盖层主要出露于北部边缘的柯坪、库鲁克塔格等地。在库鲁克塔格基底中有三个重要的不整合面，即下元古界兴地塔格群与太古宇托格拉格布拉克群之间、上元古界杨吉布拉克群与下元古界兴地塔格群之间，以及库鲁克塔格冰碛层与上元古界爱尔基干群之间的不整合面。此冰碛层与南沱冰碛层相当，在爱尔基干群中有新元古代叠层石，故它也是在扬子旋回最终形成的。其盖层曾经历多次构造变动，其中最重要的构造变动有两次：华力西运动形成古生界盖层褶皱，喜马拉雅运动使中、新生代地层褶皱。

【南海地台】 South China Sea platform 海南岛南端和包括大部分南海在内的广大地区组成的地台。由于大部分已沉入南海海底并部分已转化为洋壳，长期以来未引起中、外地质学家的注意。但从崖县等地发现的寒武、奥陶纪地层同华南地槽的同期沉积迥然不同，西沙群岛变质基底同位素年龄为距今 6.27 亿年和 14.45 亿年，磁场性质与华南的显著差异以及中南半岛上印支地块(其上最老之盖层沉积为中寒武统)可肯定东延进入南海等事实，说明南海地台在地史发展过程中曾确实存在过。中生代以来，由于滨太平洋和特提斯构造域活动的强烈改造才使其面目全非，最后形成今日之南海海盆。

【额尔古纳褶皱系】 Ergun fold system 位于黑龙江省北部，南以德尔布干深断裂与大兴安岭优地槽褶皱带分开，向西南延入蒙古，向东北进入俄罗斯并与布列亚地块相接。这是一个早寒武世末封闭的兴凯旋回褶皱系。由于华力西旋回的强烈改造，大量地层被花岗岩侵吞，破坏了兴凯运动形成的构造形态。燕山运动使之再次受到强烈改造，北北东向的断裂和火山岩带

是其醒目的构造景观。

【天山-兴安地槽褶皱区】 Tianshan-Hinggan geosynclinal fold region 是西伯利亚地台与中朝地台、塔里木地台之间规模宏大的中亚蒙古弧形褶皱区的一部分，主要为华力西褶皱系，包括阿尔泰(加里东及华力西)、准噶尔(华力西)、天山(华力西)、内蒙古-大兴安岭(华力西)、吉林-黑龙江(华力西)等几个地槽褶皱系。其特点是除南天山外，大多为优地槽。加里东旋回火山岩主要发育于奥陶系—志留系，在西准噶尔发育有蛇绿岩套。华力西旋回火山岩主要形成于泥盆系和石炭系，以中性火山岩(安山岩类)为主，在内蒙古发育有蛇绿岩套，是地槽发育的主旋回；从石炭纪至二叠纪地槽强烈褶皱，有大规模的花岗岩类岩浆侵入。该区中生代以来大部经受燕山和喜马拉雅运动的强烈改造，燕山运动的总趋势是东强西弱，特别是在吉黑、大兴安岭地区有大规模的断裂运动和岩浆活动；喜马拉雅运动的总趋势则是东弱西强、天山地区升降运动异常强烈，形成高耸的山脉与深陷的盆地，以天山南北的山前坳陷和吐鲁番-哈密山间凹陷为代表。

【阿尔泰褶皱系】 Altay fold system 为一早华力西褶皱系。位于新疆北部阿尔泰山地区，南以额尔齐斯深断裂与准噶尔褶皱系分开，向西北延入俄罗斯，向东南进入蒙古境内。我国境内主要为下古生界和泥盆系，加里东运动可能较为重要，但大片花岗岩多属华力西旋回。

【准噶尔褶皱系】 Junggar fold system 为一华力西褶皱系。西南以比艾比湖深断裂与天山褶皱系相邻。奥陶系、志留系有较典型的蛇绿岩套，泥盆系和石炭系则为以安山岩为主的火山岩及火山碎屑岩建造。中、晚石炭世地槽自北而南逐渐封闭，早二叠统为磨拉石，晚二叠世陆相碎屑岩系构成后华力西地台盖层。对准噶尔盆地基底性质的认识意见尚不一致，有人认为基底属前古生代，构成准噶尔地块；有人则认为基底大部仍为华力西褶皱。

【天山褶皱系】 Tianshan fold system 为华力西褶皱系。位于塔里木和准噶尔盆地之间，向西延入哈萨克斯坦，向东与内蒙古-大兴安岭褶皱系相连。其主要特点是北天山为优地槽褶皱带，泥盆系、石炭系发育以中性(安山岩)为主的巨厚火山岩及火山碎屑岩建造；南天山大部则为缺乏火山岩的冒地槽带，二者之间以天山中间隆起带相隔。新生代以来，喜马拉雅运动使之发生大规模的纵向隆起和凹陷，形成巍峨的天山山系以及天山南北的山前凹陷和吐鲁番-哈密山间凹陷，堆积巨厚的磨拉石和红色岩系。

【内蒙古-大兴安岭褶皱系】 Inner Mongolian-Great Hinggan fold system 为一华力西褶皱系，包括居延海以东的内蒙古、大兴安岭广大地区。研究程度较低，暂分为内蒙古和大兴安岭两个地槽褶皱带。内蒙古地槽褶皱带主体为华力西优地槽褶皱带，但其南部边缘白云鄂博以北的上志留统不整合于包括中、下志留统在内的下古生界之上，应属加里东褶皱(前期旋回)，向东延伸可能与温都尔庙群一起构成内蒙地轴北侧的加里东褶皱带；大兴安岭地槽褶皱带大部被中生代火山岩掩盖，古生界出露零星，是一被燕山运动强烈改造的华力西优地槽褶皱带。

【吉黑褶皱系】 Jilin-Heilongjiang fold system 为一华力西地槽褶皱系。位于内蒙古-大兴安岭褶皱系以东，中朝准地台之北。地槽沉积以石炭、二叠系为主，北部尚未发现奥陶系、志留系，泥盆系或石炭-二叠系往往直接不整合于黑龙江群或麻山群之上；南部有奥陶系、志留系，其中呼兰群可能为晚加里东(或早华力西)褶皱的产物，似为内蒙古地槽南部加里东褶皱带的东延部分；华力西晚期有大规模酸性岩浆侵入，形成巨大的花岗岩岩基。中生代以来，经强烈改造并伴随岩浆活动，新生代则有玄武岩流喷溢。

【昆仑-秦岭地槽褶皱区】 Kunlun-Qinling geosynclinal fold region 由昆仑、祁连、秦岭等褶皱系组成。它与北邻的塔里木地台和中朝准地台，东南的扬子准地台以及西南的滇藏地槽褶皱区均以深断裂为界。地槽发育大约始于中寒武世，经加里东、华力西旋回的发展，逐步转化为褶皱区，此进程结束于早二叠世末，故为古生代地槽褶皱区。但秦岭地槽系进入印支旋回阶段仍继续发育地槽，三叠纪中、晚期才转化为褶皱带；而昆仑-秦岭褶皱区之现代构造地貌，即昆仑山脉、祁连山脉、秦岭山脉则是喜马拉雅运动的结果。

【昆仑褶皱系】 Kunlun fold system 为一华力西褶皱系。其范围大致与昆仑山脉一致。以阿尔金断裂为界分为两部分：东昆仑褶皱系，包括柴达木北缘优地槽褶皱带、祁曼塔格优地槽褶皱带、布尔汗布达优地槽褶皱带及柴达木盆地等构造单元。柴达木北缘为早华力西褶皱带，地槽封闭于晚泥盆世以前；祁曼塔格和布尔汗布达均为晚华力西褶皱带，地槽于早二叠世末褶皱；柴达木是一个中新生代坳陷，基底由华力西褶皱和扬子褶皱构成。西昆仑褶皱系，以一个巨型反 S 型褶皱山系屹立于塔里木地台之西南，向西延入塔吉克斯坦，为晚华力西地槽，早二叠世末褶皱，中新生代以来经受强烈改造，喜马拉雅运动造成今日的昆仑山系。

【祁连褶皱系】 Qilian fold system 为一加里东地槽褶皱系。寒武、奥陶系有发育良好的蛇绿岩套，志留系为复理石，志留纪末结束地槽型海相沉积并经受强烈褶皱，晚古生代和三叠纪在南祁连有发育良好的沉积盖层。中、新生代以来，经受印支、燕山运动特别是喜马拉雅运动的强烈改造。在青海拉脊山见寒武系火山岩逆掩于新近系红层之上，在河西走廊玉门红柳峡见侏罗系逆掩于第四纪砾石层之上，说明直至最新地质时期，本区还曾经受强大的水平挤压。

【秦岭褶皱系】 Qinling fold system 为印支期形成的地槽褶皱系。位于中朝准地台与扬子准地台之间，向西与祁连、昆仑褶皱系相接，向东被郯庐深断裂截切。它是从寒武纪初至三叠纪长期发育的以冒地槽为主的多旋回地槽褶皱系，经历加里东、华力西、印支三个发展阶段。加里东、华力西褶皱带分布于北秦岭地区，印支旋回结束地槽发展。后期又经受燕山和喜马拉雅运动的强烈改造，前者并伴有相当规模的、以中酸性为主的岩浆活动。

【滇藏地槽褶皱区】 Yunnan-Tibet geosynclinal fold region 是欧亚大陆南缘规模巨大的北特提斯中生代地槽带的重要组成部分。它占据青藏高原的主体，包括东昆仑深断裂之南、雅鲁藏布江深断裂以北、龙门山深断裂之西的广大地域，并以金沙江-红河深断裂和班公湖-怒江深断裂为界分成三部分，即松潘-甘孜褶皱系、三江褶皱系和冈底斯-念青唐古拉褶皱系。滇藏地槽褶皱区主要特点是：优地槽带与冒地槽带相间排列，沿深断裂带为优地槽带，其间则为冒地槽带；在若尔盖、羌塘、保山、兰坪—思茅以及昌都等地，于中生代沉积之下(保山为古生代沉积之下)有几个时代不同的小型隐伏中间地块；地槽由北向南迁移，北为早中生代印支褶皱系，南为晚中生代燕山褶皱系。

【松潘-甘孜褶皱系】 Songpan-Garzê fold system 印支期形成的地槽褶皱系。呈三角形，三边均以深断裂与相邻构造单元为界：西南为金沙江-红河深断裂北段，东南为龙门山深断裂，北为东昆仑深断裂和玛沁-略阳深断裂。它以炉霍-康定深断裂和甘孜-理塘深断裂为界分为三部分：炉霍-康定深断裂之北为巴颜喀拉地槽褶皱带，三叠纪复理石建造发育良好，厚度巨大，分布广泛；甘孜-理塘深断裂之东为雅江地槽褶皱带，在三叠系砂泥质为主的复理石建造中夹有中基性火山岩和大理岩；甘孜-理塘

深断裂之西为优地槽褶皱带，三叠系除复理石及碳酸盐岩沉积外，还有大量中基性火山岩。

【三江褶皱系】 Sanjiang fold system 为印支期形成的地槽褶皱系。包括滇西和西藏昌都地区。金沙江、澜沧江、怒江自西藏东部急流南下形成三江峡谷，故名。主要特点是：地槽明显受断裂带控制，其中最重要的是金沙江-红河深断裂、澜沧江深断裂、怒江深断裂，优地槽均沿深断裂分布。沿深断裂带多旋回构造运动和多旋回岩浆活动十分强烈，不仅古生界，而且中生界，有些地方古近系、新近系都已遭受不同程度的构造变动和变质作用，并由此形成一些构造岩浆变质杂岩带。如哀牢山变质带和澜沧江变质带。

【喜马拉雅地槽褶皱区】 Himalayan geosynclinal fold region 位于雅鲁藏布江深断裂之南，为新生代褶皱区。属巨大的南特提斯新生代地槽带的一部分，包括苏莱曼(主体位于巴基斯坦)、喜马拉雅和阿拉干(主体位于缅甸)等三个新生代弧形褶皱系。

【华南褶皱系】 South China fold system 又称**华南准地台**。为加里东期形成的地槽褶皱系。位于扬子准地台之南，为一早古生代冒地槽，主要由下古生界组成，以包括类复理石在内的海相碎屑岩为主，志留纪末褶皱转化为地台，并与扬子地台合并。泥盆纪至三叠纪海相沉积盖层发育良好，中生代主要为陆相盆地沉积。印支、燕山旋回均甚重要，前者表现为强烈的地台盖层褶皱及花岗岩浆侵入，后者则为强烈的断裂运动，并有大规模的中酸性岩浆侵入和喷出。喜马拉雅旋回断裂活动亦甚重要，一些地带还伴有玄武岩浆喷溢。

【那丹哈达优地槽褶皱带】 Nadanhada eugeosynclinal fold belt 位于我国东北部，属于锡霍特褶皱系。为一华力西褶皱基底之上的燕山优地槽褶皱带。中生代地槽型火山-沉积岩沉积从晚三叠世开始，到中侏罗世晚期结束。地槽期后的沉积盖层称龙爪沟群，为海陆交互相沉积。

【上黑龙江冒地槽褶皱带】 Upper Heilongjiang miogeosynclinal fold belt 位于黑龙江省最北部，为兴凯褶皱基底之上的燕山冒地槽褶皱带。地槽沉积主要由中侏罗统砂页岩组成，厚近 10000 米。我国境内主要为陆相沉积，进入俄罗斯后即以海相沉积为主，属蒙古-鄂霍次克褶皱系的一部分。

【台湾褶皱系】 Taiwan fold system 属西太平洋岛弧地槽区的一部分。该褶皱系前古近纪的发育历史尚不清楚，但大南澳变质岩中石炭、二叠纪化石的发现表明，那时地槽可能已开始发展。大南澳变质岩系中 86 百万年的同位素年龄数据说明燕山运动影响。喜马拉雅旋回以来，地槽分为东部海岸山脉优地槽褶皱带(沿大纵谷深断裂带发育蛇绿岩和混杂堆积等)、大南澳变质带、玉山优地槽褶皱带、西部冒地槽褶皱带、台澎坳陷等五个单元。上新世—更新世地槽褶皱，于西部山前台澎坳陷东部形成磨拉石沉积。

【东亚主要构造单元】 tectonic units of Eastern Asia 指 1999 年出版的 1:500 万《中国及邻区大地构造图》划分的东亚构造单元。现列表如下。

东亚主要构造单位

Ⅰ级	Ⅱ级
1. 西伯利亚克拉通	西伯利亚地台；阿尔丹地盾；斯塔诺夫地块(中生代活化带)
2. 印度克拉通	印度地盾；西隆凸起；西瓦利克前陆盆地；孟加拉湾盆地
3. 中朝克拉通(中朝准地台)	
4. 扬子克拉通(扬子准地台)	
5. 塔里木克拉通(塔里木准地台)	
6. 印支-南海克拉通(印支－南海准地台)(大部已消失)	
7. 萨彦-额尔古纳造山系	图瓦-蒙古地块；北蒙古-维季姆造山带；雅布洛诺夫地块；西萨彦-湖区造山带；中蒙古-额尔古纳造山带；萨拉伊尔造山带；阿尔泰造山带
8. 天山-兴安造山系	斋桑-准噶尔造山带；南蒙古-兴安造山带；成吉思造山带；巴尔喀什-伊犁地块；纳曼-贾拉依尔造山带；科克切塔夫地块；伊塞克地块；卡拉套-中天山造山带；北天山造山带；温都尔庙造山带；吉黑镶嵌地块；北山-内蒙古-吉林造山带
9. 乌拉尔-南天山造山系	乌拉尔造山带；阿赖造山带；南天山造山带；卡拉库姆地块
10. 昆仑-祁连-秦岭造山系	西昆仑造山带；东昆仑造山带；阿尔金造山带；祁连造山带；秦岭-大别造山带；苏胶-临津造山带
11. 西藏-马来造山系(滇藏造山系)	松潘-甘孜造山带；喀喇昆仑-三江造山带；改则-密支那造山带
12. 滇越-华南造山系	华南造山带；钦州造山带；右江造山带；长山造山带
13. 喜马拉雅造山系	喜马拉雅造山带；若开造山带
14. 东北亚造山系	蒙古-鄂霍次克造山带；北山-内蒙古-吉林造山带
15. 亚洲东缘造山系	锡霍特造山带；佐川造山带；萨哈林-北海道造山带；长乐-南澳剪切带
16. 西太平洋岛弧系	日本-琉球岛弧；台湾-菲律宾岛弧
17. 西西伯利亚盆地	

注：以上 7、8、9、10 四个造山系属古亚洲造山区；10、11、12、13 四个造山系属特提斯造山区，其中 10 昆仑-祁连-秦岭印支-燕山造山系与古亚洲造山区的昆仑-祁连-秦岭加里东-华力西造山系复合；14、15、16 属环太平洋造山区，其中 14 和 15 中的锡霍特造山带、佐川造山带叠加在古亚洲造山区之上；17 属后华力西盆地。东北亚造山系还包括上扬斯克-科雷马等造山带，未列入本表之内。

【古亚洲造山区】 Paleo-Asian orogenic region 是古亚洲洋封闭过程中，在冈瓦纳大陆与西伯利亚大陆之间形成的一个造山区，这也是世界上规模最大、结构最复杂的一个古生代造山区。其特征是组成物质大部分为各类海底喷发的火山岩系，既有板块离散、拉张环境下形成的火山岩，也有板块会聚、挤压条件下的弧火山岩。按发育历史和构造位置，分为萨彦-额尔古纳造山系、天山-兴安造山系、乌拉尔-南天山造山系和昆仑-祁连-秦岭造山系。

【萨彦-额尔古纳造山系】 Sayan-Ergun orogenic system 经早、中寒武世萨拉伊尔运动形成的造山系。西起萨彦岭经蒙古北部延伸到额尔古纳河流域，呈弧形环绕在西伯利亚克拉通南侧。它的形成标志着古亚洲洋演化第一阶段(第一代古亚洲洋，即萨彦-额尔古纳元古亚洲洋)的结束和劳亚大陆显生宙演化的开始。包括图瓦-蒙古地块、北蒙古-维季姆造山带、雅布洛诺夫地块、西萨彦-湖区造山带、中蒙古-额尔古纳造山带、萨拉伊尔造山带和阿尔泰造山带等 7 个次一级构造单元。

【天山-兴安造山系】 Tianshan-Hinggan orogenic system 一个华力西造山系，主体位于中国及蒙古国境内，由斋桑-南蒙古-兴安洋封闭而形成的造山系。主要为华力西造山系，但包含一部分由加里东运动形成的造山带。分为斋桑-准噶尔造山带、南蒙古-兴安造山带、成吉思造山带、巴尔喀什-伊犁地块、纳曼-贾拉依尔造山带、科克切塔夫地块、伊塞克地块、卡拉套-中天山造山带、北天山造山带、温都尔庙造山带、吉黑镶嵌地块、北山-内蒙

古-吉林造山带等12个次一级构造单元。吉黑镶嵌地块由松花江地块、布列亚-佳木斯地块、张广才岭造山带和兴凯地块组成。

【乌拉尔-南天山造山系】 Ural-South Tianshan orogenic system 由乌拉尔-南天山洋封闭后形成的华力西造山系，位于科克切塔夫-伊塞克地块与俄罗斯、塔里木克拉通之间，其主体部分——乌拉尔造山带，构成欧亚两大洲界线。分为乌拉尔造山带、阿赖造山带、南天山造山带和卡拉库姆地块等4个次一级构造单元组成。

【昆仑-祁连-秦岭造山系】 Kunlun-Qilian-Qinling orogenic system 位于昆仑山、祁连山和秦岭山区，是经古亚洲洋和特提斯两大动力体系叠加复合而形成的、结构十分复杂的、呈近东西向展布的造山系。向西经帕米尔、科佩特、高加索与欧洲华力西造山系相连，向东经大别山，跨郯庐断裂带，再经苏北-胶南地区，最东到达朝鲜临津江流域。它由西昆仑、东昆仑、阿尔金、祁连、秦岭-大别和苏胶-临津等6个造山带组成。其构造复杂，既包含有加里东造山带(祁连造山带、东昆仑造山带北带、秦岭-大别造山带北带)，又包含有华力西造山带(西昆仑造山带北带、东昆仑造山带和秦岭-大别造山带中带)以及印支造山带(西昆仑造山带南带、东昆仑造山带南带、秦岭-大别造山带南带)。大别山与苏北-胶南地区的高压、超高压变质岩已闻名于世，柴达木北缘又相继发现高压榴辉岩带。高压与超高压变质带的存在为其最大特征。

【特提斯造山区】 Tethyan orogenic region 特提斯洋封闭过程中，在冈瓦纳与劳亚两大陆之间形成的中、新生代造山区。其特征是，显生宙的大陆壳主要由更古老的大陆壳经外生地质作用再循环的沉积岩系组成。中国及邻区的特提斯造山区以印度河-雅鲁藏布江缝合带为界，分为两个造山系：北特提斯中生代造山系(西藏-马来-华南造山系)和南特提斯新生代造山系(喜马拉雅造山系)。

【北特提斯造山系】 North Tethyan orogenic system 又称**西藏-马来-华南造山系**。一个中生代造山系，位于印度河-雅鲁藏布江缝合带之北，昆仑-祁连-秦岭造山系之南，由劳亚大陆南部边缘演化而来。主造山作用发生在印支造山旋回，部分为燕山旋回。分为西藏-马来(中国部分曾称为滇藏造山系)和滇越-华南两个亚系。西藏-马来造山亚系包括松潘-甘孜造山带、喀喇昆仑-三江造山带和改则-密支那3个造山带；滇越-华南造山亚系包括华南、钦州、右江和长山等造山带。

【南特提斯造山系】 South Tethyan orogenic system 又称**喜马拉雅造山系**(Himalayan orogenic system)。位于印度河-雅鲁藏布江缝合带之南，由冈瓦纳大陆北部边缘演化而来。主造山作用发生在喜马拉雅造山旋回的造山系。以前寒武纪大陆壳强烈卷入造山作用和大规模推覆构造为其主要特征。喜马拉雅造山系可划分为苏来曼造山带、喜马拉雅造山带和若开造山带。主体位于中国境内的喜马拉雅造山带又分为喜马拉雅纳布带(推覆带)和雅鲁藏布江缝合带。

【环太平洋造山区】 Circum-Pacific orogenic region 古太平洋封闭和新太平洋形成过程中形成的一个环绕太平洋的巨型造山带。东亚环太平洋造山区包括古太平洋演化过程中形成的东北亚造山系和亚洲东缘造山系，以及现今太平洋与亚洲大陆之间的西太平洋沟-弧-盆体系。具有宽阔的滨太平洋陆缘活化带，是这一造山区的突出特征。

【东北亚造山系】 Northeast Asian orogenic system 北美大陆与古亚洲大陆碰撞而形成的中生代造山系。包括上扬斯克-楚科奇造山带、蒙古-鄂霍次克造山带和北山-内蒙古-吉林造山带。经历了印支和燕山两个旋回的演化，主造山作用发生在中-晚侏罗世，属早燕山造山系。北山-内蒙古-吉林造山带，由同名的拗拉槽发展而成，叠加在同名的晚华力西造山带、温都尔庙加里东造山带和中朝克拉通北缘之上，主造山作用发生在印支造山旋回，但紧接其后的中、晚侏罗世仍有大规模的地壳缩短，形成总体向南的逆掩推覆构造。大青山—燕山—辽西一带近东西走向的逆掩断层系统构成其南部边缘。

【亚洲东缘造山系】 East Asian margin orogenic system 亚洲大陆与西太平洋古陆碰撞而形成的造山系。其中绝大部分位于中国国境之外，主造山作用发生在侏罗纪末—白垩纪初(日本佐川造山带)或晚白垩世(锡霍特造山带)，属中、晚燕山期造山系，包括锡霍特造山带、佐川造山带、萨哈林-北海道造山带和长乐-南澳剪切带等。

【中国主要地质构造单位】 On Major Tectonic Forms of China 黄汲清著。1945年首版为英文版，发表于中央地质调查所地质专报甲种第20号(附中文节要)。1952年俄文版出版；1954年中文版出版；1994年地质出版社将中英文合编出版第2版。本书共11章，约14万字，附中国地质构造图(1:1600万)1幅，各构造旋回构造古地理图5幅，中国主要构造单位图1幅，太平洋区火成岩分布及南方金属矿产区域图1幅等共8幅图件。全书分三大部分：第一部分包括第1、2章，简要叙述基本学术思想和中国造山旋回的划分，分出陆缘地槽和陆间地槽、盖层褶皱和基底褶皱；第二部分，第3～8章，系统叙述中国的基本构造单位和各造山旋回的中国大地构造的特色；第三部分，9～11章，论述纵贯各地质时期的大地构造、中国大地构造格架和大地构造与岩浆活动及中国南部的金属矿产区域，提出了太平洋成矿带的概念。该书所建立的中国大地构造理论体系长期对中国地球科学研究和矿产普查勘探起到重要的指导作用。

【中国大地构造及其演化】 Geotectonic Evolution of China 任纪舜等著，1980年科学出版社出版中文版，1986年日本築地书馆出版日文版，1987年科学出版社和Springer-Verlag联合出版英文版。该书是1979年出版的1:400万中国大地构造图(地图出版社)的简要说明，其主要创新点是：将黄汲清的多旋回构造运动观点与板块构造学说结合，首次在中国大地构造图上详细标绘了中国境内主要的板块缝合带；从全球动力学角度，将东亚划分为古亚洲、特提斯-喜马拉雅和滨(环)太平洋三大构造域。将中国的主要断裂带划分为古亚洲、特提斯和滨(环)太平洋三大断裂体系；重新系统划分了中国的造山旋回，建立了构造年表；重新划分了中国的主要构造单元，建立了中国大地构造演化模式：早元古代，中条旋回之后，中朝准地台形成；晚元古代扬子旋回之后，古中国地台形成；古生代初兴凯旋回之后，古中国地台解体，中国古生代构造格局逐步建立；晚古生代，华力西旋回之后，古亚洲大陆(古亚洲构造域)形成；中新生代，印支旋回以来，滨(环)太平洋和特提斯-喜马拉雅构造域逐步形成。

地洼构造说

总　论

【地洼构造说】 diwa(geodepression)theory　又称**活化区学说**或**活化构造学说**。陈国达(1956)提出。一种大地构造及成矿学理论。它主要是在研究中国地壳结构和发展史特点的基础上,批判地继承和发展 J. 霍尔(1859)、J.D. 丹纳(1873)和 E. 徐士(1875)的地槽学说以及 B.B. 别洛乌索夫(1954)的"地台活化"概念而逐步形成的。其主要内容包括:①阐明一种新的大地构造单元(第三构造类型,活化区即地洼区)。地洼构造说认为,地槽说把地壳构造划分为地槽区(活动区)和地台区(稳定区),后者由前者转化而来的看法符合中国东部中生代以前的地质实际,但从印支或燕山运动开始"中国地台"已大部分先后衰亡,地台经活化转化为新型活动区即后地台阶段的新构造单元,而不再是地台区,也不是"准地槽",故名活化区(1956)或地洼区(1959);②提出地壳动"定"转化递进说,认为中国东部中生代自印支运动或燕山运动以来已进入新的阶段即地洼阶段,地壳是通过活动区与"稳定"区互相转化螺旋式发展的,叫地壳动定转化递进律;③提出地洼递进成矿理论,认为不同大地构造单元各有成矿专属性,地洼阶段是一重要成矿阶段,有色金属、稀散、放射性元素及其他金属等矿床特多;后成构造单元可继承先成构造单元的矿产,形成成矿叠加。地洼区是出现最晚的构造单元,故矿种、矿床类型丰富多彩;先成矿床可受后阶段成矿作用的叠加、改造或再造,导致富化或富集,形成以五多(多成矿大地构造演化阶段、多物质来源、多成矿作用、多矿床类型、多控矿因素)为特色的多因复成矿床,在地洼区尤为多见,为寻找大型富矿的有利地区;④提出地幔蠕动热能聚散交替假说,试图用以解释地壳发展过程中的动"定"转化更替、递迭上升前进,以及岩石圈块体在空间上的迁移和构造定向性的根本原因和力学形成机制。

【地壳动定转化递进说】 theory of progression (with transformation between mobile and stable regions)　简称**动定递进说**。陈国达(1959)提出的关于地壳发展一般性规律的大地构造理论,是地洼学说的四个组成部分之一。其主要论点为:①地洼区作为一个新型活动区的出现,不是已有地槽阶段的历史重演,而是地壳发展史进入一个新的阶段的标志;地壳发展是多阶段的(前地槽、地槽、地台、地洼、后地洼等阶段),又是不平衡的(同一地质时期在不同地区存在不同性质和不同类型的构造区),认为中国东部中生代自印支运动或燕山运动以来已进入新的阶段即地洼阶段;②地壳演化过程是活动区和"稳定"区互相转化、交替更迭的过程,叫动"定"转化;且这种转化和更替并非构造单元的简单重复及循环,而是组成物质由简单结构到复杂结构、由低级阶段到高级阶段,循着螺旋式方向向上向前发展的,叫"递进";总称为动"定"转化递进律(见图);③地壳演化通过动定转化、递进发展的根本原因,即动力来源是在于地幔软流层物质因所含放射性元素发生变化,引起温度、密度的不均一而发生蠕动,导致岩石圈中热能聚集与消散交替的结果。

活动区	"稳定"区	实例			
		华北	东南诸省	四川盆地	台湾岛
Ⅲ	J-Q	T_3^3-Q			
Ⅱ	Pt_2-T	D-T_3^2	N_h-Q		
Ⅰ	Pt_1	Pt-S	Pt	Mz-Q	
X	A				Pz

地壳发展过程示意图

【地幔蠕动说】 hypothesis of mantle creep　全称地幔蠕动热能聚散交替假说,是地洼学说四个组成部分之一。为探索地壳演化通过活动区与"稳定"区互相转化、递进发展,及其空间位置变化的根本原因与动力来源的一种假说,由陈国达于 1977 年开始提出、逐步形成。其主要论点是:地幔软流层物质因放射性生热元素的含量发生变化,引起温度、密度的差异,发生移动。原在较深层者,当温度增高、体积增大、密度减小时便向上移,并在岩石圈底面转变为横向地幔流。在软流圈中,复杂的地幔流形成复杂的地幔动力场,并拖引上覆岩石圈发生相应的水平移动。当一个地区地壳演化,处于此活跃时期,其岩石圈由于地幔流带来的热能聚积而致使热流增高及体积膨胀、内部挤压强烈,加之地幔流拖引而导致的水平运动增强,从而引起强烈地壳运动且水平运动占优势,发生强烈褶皱及断裂、岩浆喷出或侵入、岩石变质、地震频繁,形成活动区。当地幔蠕动转入滞缓时期岩石圈便因热能消散、补给减少而热流降低,从而导致地壳运动转弱且水平运动退居次要,垂直运动显出优势,褶皱、断裂、岩浆活动及地震均相对减弱,转化为"稳定"区。同一时代中,由于不同地区地幔蠕动程度相异,则地壳运动的强烈程度也不相同,遂形成大地构造性质在空间上的分异,以及地壳发展的多样性和不平衡性。地壳的动定转化递进发展、块体移动,以及构造定向性等,可能正是由于这种地球内部原因所推动的。如中国东部中生代中期以来,由于进入地幔蠕动活跃期,便由地台区转化为地洼区;当初动-激烈期,岩石圈热流增高,再加地幔应力场为左旋剪切,产生北西-南东向次生压力,遂形成雁行式北东向压性构造(褶皱、逆掩);到余动期时,地幔应力场转为右旋剪切,产生北西-南东向次生张力,遂形成雁列式北东向张性断裂及张性盆地。

【构造反差强度】 tectonic contrast　地洼学说综合分析法划分构造区的主要标准之一。构造反差强度(用 C 表示)包括两个空间因素和一个时间因素。空间因素即构造起伏密度(d,水平空间因素)和构造起伏幅度(h,垂直空间因素),时间因素是构造起伏速度(v)。可用关系式:$C=f(d,h,v)$表示。一个地区某一时期,凡构造起伏密度及幅度较大、进行也较快的叫构造反差强度较大;反之,构造起伏密度及幅度较小、进行也较慢的,即反差强度较小。不论任何地区在任何时期它必定反映在沉积建造特点和构造型相特点(即建造和改造)两个方面,在一定程度上它也反映在古地貌反差强度上。对于现阶段的大地构造来说,构造型相和古地貌就要以新构造特点和现代地貌反差强度来替代。构造反差强度较大是强烈活动区(如地槽区、地洼区)的特点之一,反之,则是相对稳定区(如地台区)的一种标志。这一特

征，无论在活动区还是"稳定"区，均以它发展阶段的中期最为明显。不同构造区的反差强度差异不仅反映在地壳浅处，还见于深部。

【地洼构造层结构】 structure of diwa(geodepressional) tectonic layer 地洼学说鉴别大地构造单元和划分构造区的标准之一。是指在一个构造区内，其地壳结构是由多少个以及什么性质和类型的构造层所组成。如不计前地槽诸构造层时，地槽区为只有地槽构造层的单层结构；地台区为地槽构造层加地台构造层的双层结构；地洼区在两构造层之上又有地洼构造层，构成三层结构。但有时可缺失某些构造层，如在原由台隆转化而成的地洼区，其上发生的地洼构造层，即可直接盖在地槽构造层或前地槽构造层之上，而常缺失地台构造层。

【代表构造层】 representative tectonic layer 代表某类大地构造单元属性的构造层。它是此构造单元在某处地壳演化某一发展阶段内曾出现相应大地构造体制的物质记录。当其发展时期，是此处地壳结构中的最新构造层，也是正常叠置于最上的构造层，被它所盖覆的其他构造层均为继承构造层。它是判别一个地区某一时期大地构造性质的唯一依据；而继承构造层只能反映以前的地质历史过程。

【继承构造层】 inherited tectonic layer 某一构造单元诞生之前，所在地区曾经存在的较老构造单元所遗留的构造层，并由后继构造单元继承。与代表构造层相对应，它是地壳演化史中较早发展阶段内曾经出现的大地构造体制的物质记录，通常位于后继构造单元的代表构造层之下，反映其发育基础和地质历史背景，以及地壳的发展历程。

【地洼构造层】 diwa (geodepressional)tectonic layer 由地洼型建造组成的地洼区的代表构造层。是曾遭受地洼型构造型相改造的构造层。通常以地台构造层及(或)地槽构造层或前地槽构造层作为基础发育而成。

【构造层叠置定律】 law of tectonic layer superposition 在地壳发展过程中，较晚发展阶段的后成构造层，必然叠加在较早发展阶段的先成构造层之上的排序方式。如地台构造层一般叠加在地槽构造层及(或)前地槽构造层之上，如此类推。发展较先的构造层叠覆在较后的构造层之上的现象，称**构造层异常叠置**。构造层发育不全，造成某一或某些构造层缺失的现象，称**构造层越序叠置**。

【构造型相】 structural style 地洼学说把地质构造的形式(如褶皱、拱曲、断裂等)、类型(如褶皱的断续、紧闭、宽展等)、规模大小以及构造活动强度等，统称构造型相，作为划分大地构造单元的标准之一。如地洼区的构造型相一般以短线状、宽展型的连续褶皱为主，块状断裂十分发育，逆掩及推覆构造多见(尤以激烈期为甚)为其特色。

【初动期】 initial-mobility period 活动区发展过程的早期。以地洼区为例，此时水平地壳运动开始增强，造山作用渐显，以前地台阶段的垂直地壳运动退居次要地位，由于拱曲、褶皱、断裂(尤以块状断裂)十分发育，作为地洼区发育基础的各种先成构造层遭受强烈差异升降运动，区内构造反差强度逐渐加大导致的构造起伏及地貌起伏，常形成以高原或高原型山脉为代表的地穹隆起(正单位)，以及介于其间的以盆地或谷地为代表的地洼陷落(或断陷、半断陷等负单位)。地洼内开始逐步堆积从地穹或邻侧隆起地区剥蚀的以陆相碎屑为主、偶为海相，并以分选性差、稳定性小为特色的地洼沉积。在中国东部此时常形成含煤建造(萍乡式建造)。由于构造变动强烈，地层之间多不整合间断。岩浆活动开始增强，常以酸性和/或中酸性为主。典型实例如东南地洼区的晚三叠世—早侏罗世和华北地洼区的早侏罗世。地洼发展初动期的矿产，中国东部沉积矿床主要为煤(如东南的安源煤组，华北的大同煤组等)；内生矿床主要为钨、锡等。

【激烈期】 maximum-mobility period 也称剧烈期。活动区发展过程的中期。以地洼区为例，此时地壳水平运动特别显著，造山作用最强，褶皱、断裂(包括逆掩及块状断层)亦最为强烈的时期，在此时期及以前形成的各个构造层均一同受到影响。到这一时期的后半期，便构成在构造上及地貌上反差更大的、以高原或高山为代表的地穹隆起，也可称断褶带或块断带；介于其间的是新生成的以盆地或谷地为代表的地洼陷落，也可称山间洼地；如东南、华北两地洼区的中侏罗世到白垩纪。在东南诸省，其中开始形成以红色岩层为主的后期地洼沉积(南雄式建造)，此时一般有大量的酸性岩浆侵入，部分地区还有火山喷溢，形成建德式建造。此时期为地洼阶段内生矿床最重要的成矿期，中国东部主要有各种铀、有色、稀有金属及铁矿(部分地区且多火山岩型矿床)，以及随红色沉积岩系产出的砂岩铜矿、铅锌矿及铀矿等。

【余动期】 residual-mobility period 活动区发展过程的晚期。以地洼区为例，这时地壳水平运动开始衰减，造山作用相对转弱，而垂直运动则相对较强。褶皱作用虽已转缓，但块状断裂作用仍很活跃；岩浆活动逐渐减弱，构造反差强度及地貌反差强度逐渐减弱，断褶带(或块断带)逐渐削低，山间洼地中继续堆积后期地洼沉积(在东南诸省其下部是以红色岩系为主的丹霞式建造)。此时岩浆活动多为基性溢出，如东南、华北两地洼区的新生代。此时期的矿产，中国东部主要有石油(是已知地洼型油田的主要成矿期)、油页岩、褐煤、膏盐、铝土矿等外生矿床，如大港、胜利等油田，抚顺及茂名的油页岩，广西的贵县式三水铝土矿等。

【初定期】 initial-stability period 相对稳定区发展过程的早期。以地台区为例，因其刚从强烈活动的地槽区转化而来，继承自前身的强烈活动性质仍然显著。虽垂直运动已在总的过程中逐渐增强并趋于主导地位，但水平运动有时还较明显。呈波浪式时强时弱、总趋势逐渐减弱的地壳运动中，褶皱、断裂活动和差异升降还相当活跃，构造反差及地貌反差仍相当明显，可在某些地方出现相对下降幅度很大的断陷或坳陷(断拉谷或沉降带型台陷)。有时还有较显著的岩浆活动和变质作用。沉积物在物质组分、颗粒分选性和磨圆度等虽一般较好，但有时某些地区还可较差；岩性、岩相、厚度等方面的变化性虽一般较小，但有时某些地区还可较大。地层间偶有较小的角度不整合。华北中、晚元古代是地台发展初"定"期的一个例子，它是在中元古代初由一个吕梁期地槽区转化而成的地台区，在燕辽地区曾出现大幅度的台陷(燕辽沉降带)，其中沉积了厚达9000多米的海相地层。有些地区中、上元古界夹有中基性火山岩。东南诸省的下或中泥盆统底砾岩，以及其上的一些碎屑岩和部分碳酸盐类岩层，也是地台发展初"定"期的沉积建造。这是由加里东期地槽区刚转化而成地台区的时期。此时期的矿产，在中国东部主要是沉积铁矿，如华北长城系中的宣龙式铁矿、东南诸省泥盆系中的宁乡式铁矿。

【和缓期】 maximum-stability period 相对稳定区发展过程的中期。以地台区为例，经初定期后，由于波浪式时强时弱的地壳运动，其强度总趋势已逐渐减弱，是整个地台发展过程中活动表现相对最为和缓的时期，地壳垂直运动占主导地位，而水平运动则已极其次要。褶皱作用及差异升降十分微弱，构造反差及地貌反差强度极小；岩浆活动及变质作用很少发生；沉积物在物质组分、颗粒分选性及磨圆度一般良好，岩性、岩相、厚度变化都较

小。地层间绝少出现角度不整合。地壳运动和缓程度在不同地台区或同一地台区的不同部分可以不同:华北寒武纪至早石炭世是地台发展和缓期,面状分布的碳酸盐类广泛发育,中奥陶统与中石炭统之间,由于长期、大面积平稳上升而出现很大的沉积间断,但上下岩层之间仍保持平行不整合关系,是垂直运动占主导的证明;东南诸省石炭纪至早二叠世,也是和缓期,也有面状分布的碳酸盐类及碎屑岩类广泛发育,遍及东南几个省(尤以黄龙、船山、栖霞、茅口组等灰岩为著名),惟沉积物的分选性不及华北同期沉积物好,稳定性也不及华北。此时期矿产,在中国东部主要有铝土矿、煤等沉积矿床,如华北本溪统底部的G层铝土矿,太原统中的煤;华南中石炭统底部的修文式铝土矿,测水组中的煤矿。

【余定期】 residual-stability period 相对稳定区发展过程的晚期。以地台区为例,由于波浪式时强时弱的地壳运动,经和缓期后总趋势又再度逐渐增强,直到最后活动性更加强烈,地台区衰亡转化为新的强烈活动区(地洼区)。这一时期虽垂直运动总的说来仍占优势,但水平运动已在局部地区开始显露,褶皱、断裂开始活跃,升降差异再度加大,构造反差及地貌反差再度显著,有时并有较明显的岩浆活动及变质作用。沉积物在物质组分、颗粒分选性、磨圆度几方面虽较好,但有时在某些地区仍较差;岩性、岩相、厚度变化等几方面虽一般较小,但有时也可较大。地层有时出现不整合。华北中石炭世至三叠纪是地台发展余"定"期,由海陆交互相沉积逐渐转为陆相碎屑沉积建造,随后结束了地台阶段,转变为地洼区。东南诸省晚二叠世至中三叠世也是余"定"期,海陆交互相地层广布,后期先有大规模海侵,然后以大部分地区隆起和海退,以及活跃的拱曲、褶皱、断裂作用为标志,终结地台阶段而转入地洼阶段。此期矿产,在中国东部主要为铝土矿、煤、油页岩等,如华北山西统中的煤,以及华南乐平统等的煤等。

【地洼期】 period of diwa (geodepression) 是地洼区发展过程的前期。按盆-山构造发育特征地洼区的发展过程分为前后两期。前期以出现地洼盆地,并与地穹山脉相间为特色,大致相当于初动期至激烈期早期。

【断褶带期】 period of fault-folding zone 简称断褶期。是地洼区发展过程的后期。按盆-山构造发育特征地洼区的发展过程分为前后两期。后期以出现"断褶带"的山脉为特色,新生的地洼盆地继续沉积。大致相当于激烈期晚期及余动期。

【地洼阶段】 stage of diwa (geodepression) 大地构造体制发展阶段之一。有两种含义:❶指一个地区地壳演化史中处于地洼体制的发展阶段,以地洼构造层(地洼型盆地沉积)为代表。例如,中国东部、俄罗斯西伯利亚南部南美巴西等地的地洼阶段都在中生代。后来研究表明,澳大利亚中部地洼阶段激烈期在前寒武纪,乌克兰顿涅茨和美国威奇托(wichita)的地洼阶段激烈期在晚古生代。❷全球地壳演化,自中生代中期以来,地洼区面积迅速扩展,遍及各大洲的时期。

【中国地洼构造演化系统】 evolutional system of diwa(geodepressio) of China 地洼学说将中国大地构造分为地槽-地台演化系统和地洼演化系统。前者主要发生于中生代中期以前,可分为中国北部、东部及西部三大演化系统,其地槽区分别属于古亚洲海、古太平洋及古地中海地槽演化系统。后者发生于中生代中期以后,中国大部分地壳发展进入地洼阶段,分为东、西两大地洼演化系统:东部称东亚(华夏)系统,西部称中亚系统。中生代中期以前,由于存在北部、东部及西部三大地槽-地台演化系统,便形成三个相应的壳块,即北部、东部和西部壳块。它们之间以纬向的天山南麓-白云鄂博-开原深大断裂带,以及经向的银川-昆明深大断裂带,作为过渡地带。至中生代中期以后,两大地洼演化系统出现,使三大壳块转变为中国全境东、西部分异的构造格局。

【地洼型造山运动】 orogenic movement of diwa type 又称**活化型造山运动**、活化造山作用、二次造山作用。地洼说认为是造山型地壳运动的新类型。是促使地台区或地槽褶皱完成区发生活化,形成活化区型山系(即地穹与地洼相间、出现盆岭构造地貌),并形成地洼区的一种造山作用。它与地槽型造山运动的不同点在于:①不是直接继在地槽发育之后,而是在地台或地槽褶皱完成之后出现;②缺乏地槽区发展前期的地壳拉张沉降形成海盆的预备阶段,而是在地壳挤压地面隆升的背景上发生的;③从地洼阶段一开始就有造山作用,而不是只出现于地槽区发展阶段的后期;④在地洼活动过程中虽也以造山脉为特色,但主要为块断、褶皱、拱曲,也有逆掩及推覆构造造山的构造作用,所形成山系多以区域性负重力场占优势,山脉愈高负值愈大,且多呈短带状;⑤在地貌上常为短线状山脉,多受断块构造控制,并使高原型山地与断陷盆地相间出现,构成盆地-山脉地貌区,以中国东部中、新生代山脉以及台湾岛西部的新生代山脉最为典型;⑥其伴生岩浆活动主要为酸性至中性的侵入和陆相喷发,岩石化学特征一般为高硅、高碱(通常 $K_2O > Na_2O$)而贫铁镁,多碱性岩,岩浆活动顺序大体上为酸、中性至基性,变质作用主要为接触变质及断裂变质,而以后者最具特色;⑦往往具有重要的成矿作用,除地洼盆地中形成的油、煤等沉积矿产外,还有以各种有色金属为主的内生矿产。地洼型造山作用发生在地槽阶段造山之后,是第二次造山运动(非地槽造山运动),因此所成的山脉是第二代山脉。如天山、昆仑等地区的海西造山运动为地槽型的,白垩纪以后的造山运动则为地洼型的。

【拱裂作用】 arcogenesis-faulting 为宽广的拱状隆起并伴有断裂的作用,故合称拱裂作用或拱断作用,是兼有褶皱(塑性变形)与断裂(脆性变形)的一种变形组合。由于地台区的基底(地槽及前地槽构造层)于活化时期的地热升高、强度降低而整体隆升所致,为地洼活动的典型构造型相之一。在其发展过程中常发生反差大的造山运动,造成地穹山脉和地洼盆地相间出现,并常伴有岩浆活动。

【自治活化】 autonomous activation 谢格洛夫(А. Д. Шеглов, 1968)认为,没有外来动力的情况下,在稳定区(地台区)自行发生的活化现象。与**主动活化**通用。

【反射活化】 reflected activation 谢格洛夫(А. Д. Шеглов, 1968)认为,因受邻侧的活化区(地槽区)的影响而出现的活化现象。稳定区(地台区)由于外部原因,即邻侧壳块的强烈活动引起的活化现象。与**被动活化**通用。

【碰撞活化】 collisional activation 吉雄(1989)认为,发生在岩石圈块体(包括陆块与陆块、陆块与地体等)之间与会聚碰撞有关的一种活化。属于挤压或压剪型活化。

【地台活化】 activation of platform, activization of platform 俄罗斯大地构造学家别洛乌索夫(В. В. Белоусов, 1954)提出。用以概括并说明如中国东部等地中生代燕山运动时期出现的强烈构造-岩浆活动现象。对燕山运动地区的地台活化现象有三种不同认识:①是地台的活动部分(别洛乌索夫,1954);②为地台转化为地槽的过程(谢音曼,1937;别洛乌索夫,1959);③属于一个新型活动区(米尔琴克,1940;陈国达,1956、1959)。陈国达(1960)把它系统化,成为地台活化说,是地洼学说的雏形。随后又将地台活化一词的用法分为:狭义的专指地台向活动区转化,

即转化为地洼区过程;广义的则连地台发展期内出现的较强活动也包括在内。因此,按其活化强度而分为强地台活化和弱地台活化两级,也可据其彻底性分为完全性地台活化和不完全性(插曲性)地台活化。强的、完全性的地台活化相当于狭义地台活化,即活化结果产生地洼区;弱的、不完全性的地台活化则包括在广义地台活化中,即活化结果仅使地台受到某种程度的改造,其本质仍属于地台范畴。

【地洼说成矿论】 theory metallogenesis of diwa theory 又称**递进成矿论**。地洼学说的第三个组成部分。地洼学说关于大地构造控矿作用的理论。其论点为:①构造作用可驱动化学元素的迁移、富集和再分配,对矿产形成有重要意义。地壳构造的发展规律决定成矿作用的发展规律,两者的发展是同步的,从而形成成矿作用及所成矿产的多样性、多阶段性和递进性;②各种大地构造单元均有其成矿专属性,成矿作用及所成矿产可分为多种大地构造类型,有前地槽型、地槽型、地台型及地洼型,其矿种组合及主要矿床类型各有特色,地洼阶段是重要成矿时期;③后成构造单元可继承先成构造单元的矿产,即不同发展阶段所成矿床可叠加在一起,形成"多代同堂"的矿床叠加现象;出现次序愈后的构造单元,继承的矿产愈多,遂形成成矿递进性;④先成构造单元的各种建造及构造,可为后成构造单元的成矿提供物质来源、物理化学环境和条件,以及成矿场所,并影响和制约它们;⑤先成矿床或矿源层中的成矿物质常受后生构造单元成矿作用叠加、改造或再造,使之富化或富集,往往形成新的更富、更大的多因复成矿床。

【地洼型内生矿床】 endogenic ore deposits of diwa type 与地洼型岩浆活动有关的各种矿床。主要有斑岩型、接触交代型、陆相火山岩型、次火山岩型、爆破岩筒型、热液充填型、热水型、构造破碎带型等。如江西德兴、西藏玉龙等斑岩铜矿、安徽铜官山的接触交代型铜矿、宁芜地区的陆相火山岩及次火山岩型铁矿、山东金伯利岩筒型金刚石矿、南岭地区脉型钨锡矿、山东焦家式金矿及广东河台金矿等。地洼型内生矿床中,有不少复式成矿作用形成的多因复成矿床,即由地洼成矿作用叠加、改造或再造先成矿床或矿源层(岩)(大多为继承自前地洼阶段先成构造单元的)而成的多因复成矿床。

【地洼型外生矿床】 exogenic ore deposits of diwa type 大多为形成于地洼盆地中的油气、油页岩、膏盐、铀、铜、铁、煤等沉积矿床,也有形成于地穹隆起上的风化淋滤型矿床、岩溶充填型矿床等。油气主要有块断型、断褶型、潜山型;还有煤田及油页岩等矿床。地洼区的风化淋滤型矿床往往沿断裂带风化淋滤,表现为线型的矿床。较早形成的地洼型外生矿床,若受后来的地洼成矿作用叠加、改造,可变为复式成矿作用形成的多因复成矿床。

【地洼型油气田】 diwa-type oil and gas field 在地洼区环境中形成的油气田。与地台型及地槽型者均不相同。其主要特征是生油盆地均为地洼型盆地,多呈短轴状的槽形,构造成因多为断陷(地堑)、断坳(半地堑),偶有坳陷(向斜构造)者。含油沉积建造主要为陆相,偶有海陆过渡相,厚度大、常以千米计;多碎屑岩,包括山麓相、洪积扇相、山间河流相、湖相,有时有火山岩层。沉积物大都分选性差、稳定性小。具陆相复理式韵律,形成无数生储盖组合,重复累叠,故可在较小地洼盆地中形成储量大的油田,如大港、胜利、南阳、中原、江汉等油田,欧洲的莱茵地堑中的油田也属此型。油田内块状断裂发育,油藏多受断裂构造加岩性的控制,构造型相特征多属块断型,有时为断褶型油田,此外还有潜山型油田。

【多因复成矿床】 polygenetic compound ore deposit 简称**复成矿床**。1975年开始提出,成为地洼成矿理论的核心。指经受不止一次成矿作用、同时具有明显的多种成因特征的矿床。其成因类型往往引起长期争论,它的主要特点为"五多"(多成矿大地构造阶段、多物质来源、多成矿作用、多成因类型、多控矿因素);其成矿物质及成矿作用可来自不同地壳发展阶段,在地洼区中最为发育。其主要模式及形成方式有:①叠加富化,如海南岛石碌式铁矿、内蒙古白云鄂博铁-铌稀土矿床;②改造富化,如湖北大冶式铁矿、黄梅式菱铁矿;③再造富集,如湘桂黔等铀铅锌锑汞等矿,系由地下热水把各时代的矿源层中分散的成矿元素富集而成。多因复成矿床成矿及控矿的大地构造条件多种多样、方式不一。

地洼类型

【地洼型建造】 diwa-type formation 全称地洼型沉积建造。地洼区在地洼阶段所产生的沉积建造。它基本上由陆相地层所组成,偶为海相或夹海相层。碎屑岩为主,常含粗屑岩(砾岩,角砾岩,尤以角砾岩多见为特色);有时夹少量至大量火山岩或含火山碎屑物质。厚度一般较大,但变化急剧,岩性和岩相也很不稳定,常具间断型韵律,形成陆相(偶为海相)复理式建造。如中国东部大部分地区的中生代中期以来的沉积建造属之。在中国东部的华夏型地洼区内,典型的有萍乡式亚建造(含煤建造发生在初动期)、兰塘式亚建造(海相为主,主要见于初动期)、建德式亚建造(火山建造,发生在激烈期)、南雄式亚建造(红色建造,发生在激烈期)、丹霞式亚建造(红色建造,粗屑特别发育,发生在余动期);以上建造统称为华夏系建造。

【华夏式建造】 cathysian-type formation 为地洼型沉积的主要建造类型,主要为陆相,有时为海相或夹海相层。它与属于地槽型建造的磨拉石建造类似,故曾长期相混淆,应叫类磨拉石建造,实为**假磨拉石建造**(pseudomolasse formation)。主要区别在于:①历史背景,在全无"地槽准备"(强烈下拗等)时开始发育,即是在隆起的背景上发生的;②出现时间:与地槽区的发展无直接关系,不随地槽褶皱出现,而是地槽褶皱完成以后的另一发展阶段(大多相隔一个地台阶段)的产物;③出现空间,分布不受地槽褶皱带及其构造线的直接控制,而是大多散布在从前的地台区(或地槽褶皱完成区)的范围之内,受地洼盆地形状和分布的控制,与严格受控于地槽褶皱带的磨拉石建造(沿山前坳陷、山间坳陷分布)显然有别;④岩性序列,底部大都具有底砾岩,即从粗屑开始,是在以前发展阶段的构造层的侵蚀面之上沉积的结果,而与磨拉石建造特征(常发育底砾岩,并从细屑开始)不同;⑤岩相特点,绝大多数为陆相,仅在部分地区初动期或(及)余动期有海相沉积,反映在总的隆起的环境下,相对下陷的地洼盆地内沉积而成的,与磨拉石建造下部往往过渡为地槽海相沉积者有别;⑥与下伏地层接触关系,是地槽阶段完全结束,在大多数地区经历地台阶段之后,才发生的另一种活动区型建造,同下伏的地槽沉积之间,从未见有互相过渡的关系,而是往往出现明显的不整合面或假整合面;⑦伴生岩浆建造:伴随地洼区发展激烈期常见的强烈的岩浆活动;除造成侵入体外,在部分地区夹有大量火山产物,与地槽区余动期的磨拉石建造只伴生很少火山物质不同。

【陆相复理石建造】 terrestrial flyses formation 为地洼型沉积中常见的一种建造类型。其特征是间断型韵律十分发育,与地槽沉积的复理石韵律相似,但有如下几点区别:①组成韵律的岩石粗屑发育,砾岩、粗砂岩多见;②韵律厚度较大,常以米、十米计;

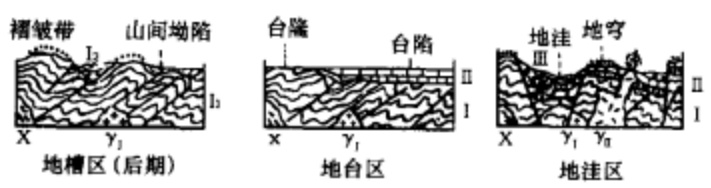
③陆相为主，山麓相、山麓洪积相、山间河流相、湖相多见，有时（主要在地洼区发展的初动期或余动期）夹海相或海陆过渡相层。

【地洼型造山带（区）】 orogenic belt（region）of diwa type 又称第二次造山区、非地槽型造山带、活化造山带、后地台造山带。以形成地穹（断褶带）及介于其间的地洼（山间洼地）为特色，构造-地貌反差强烈，高山（多属高原型）与深盆广布的造山带（区）。早中期者幼年地貌明显，晚期转为中低山及宽浅盆地的老年地貌。盆地中沉积有华夏式假磨拉石建造。中国东部及北美西部的山脉-盆地区，以及中亚的天山山脉-盆地区均属之。

【活化地台】 activated platform ❶由中国陈国达和苏联尼古拉耶夫（Н.Н.Николаев）于1956年分别提出。专指由于地台发生强活化转变而成的新构造单元，即第三构造单元、后地台阶段的新型活动区。相当于“地台活化区”。因易误以为它们仍属地台范畴，1959年后陈国达已不再使用，改称为“地洼区”或“活化区”。❷泛指发生过从弱地台活化至强地台活化的地区。其中强活化者相当于地洼区或“自治活化区”。❸陈国达（1989）限指发生过弱活化或短暂性（插曲性）活化的地台，其活动尚未使地台质变成为地洼区。

【活化带】 activated belt ❶由多个活化区（地洼区）组成的构造地域或地带；❷活化区（地洼区）的同义语。

【地洼区】 diwa（geodepression）region 又称活化区（activated（activization，mobilized）region）。指地台活化并经受强烈构造岩浆活动的地区。是与地台区性质对立、与地槽区有别的一种新型的活动区，为与二者并列的一级构造单元，通称第三构造类型。它为地洼学说建立了基础，并为其核心组成部分。它的特征是在形成过程中，主要在激烈期，地壳水平运动占主导地位，由于拱曲、褶皱、断裂作用强烈而出现反差强度大的构造起伏，形成波距小、差异升降速度及幅度大的短带状隆起，名地穹；其间介以相对下陷的短带状盆地，名地洼。其最明显的识别标志是强烈造山作用而形成盆-山相间的构造、地貌，其中充填有地洼沉积（见图），由地洼沉积层组成的代表构造层，叫地洼构造层。其他识别标志为：①若构造层发育齐全，可有三层结构，地洼构造层一般在地台及（或）地槽构造层（褶皱基底）之上，但有时直接在前地槽构造层（结晶基底）之上；②沉积建造特点为岩性、岩相、厚度变化大，物质粒度分选性差、圆球度低，山麓相、山间河流相、湖相等陆相为主（偶夹海相层），间断性韵律强，具假磨拉石建造；③大多岩浆活动强，在华夏型地洼区以中酸性占优势，活动总顺序一般地由中酸性到基性；④具有局部接触变质及动力变质（尤其断裂变质）作用；⑤断裂发育，褶皱主要为宽展型、短线状，早、中期多压性断裂及其断陷盆地，晚期多转变为张性；⑥地貌反差大，有高原（山）深盆（谷），新构造运动强，可发生强震，偶有近期火山活动。可从不同角度将地洼区划分为多种类型。



Ⅰ.地槽构造层；$Ⅰ_1$.前期亚构造层；$Ⅰ_2$.后期亚构造层；Ⅱ.地台构造层；Ⅲ.地洼构造层；X.前地槽构造层；$γ_Ⅰ$.地槽岩浆岩一部分；$γ_Ⅱ$.地洼岩浆岩一部分。虚线代表前一阶段构造层被剥蚀部分

【构造-岩浆活化区】 region of tectono-magmatic activation 活化区、地洼区的同义词。源自“构造-岩浆活化”说，为地洼学说的一个分支，因其首倡人前苏联的谢格洛夫的研究偏重构造和岩浆故名。但此区所强调的主要是叠加的构造现象和岩浆现象，而强烈的岩浆活动（特别是火山活动）主要见于优地洼区，故通常不包括渺地洼区。谢格洛夫则把广义的活化区分为自治活化区与反射活化区，前者相当于地洼区，后者强烈的构造-岩浆活动则是受邻侧的活动区（如地槽区）影响所致。

【顿涅茨期地洼区】 diwa region of Donetzian age 活化激烈期在晚古生代的地洼区。如乌克兰的顿涅茨地洼区，美国的威奇托地洼区和蒙古地洼区等。

【华夏期地洼区】 diwa region of Cathaysian age 活化激烈期发生在中生代的地洼区。根据最先命名的标准地的原则，又称**燕山期地洼区**。如中国的东北、华北、华中及东南等地洼区，以及俄罗斯西伯利亚南部、蒙古、朝鲜、越南北部，北美落基山、南美巴西等地洼区等。

【中亚期地洼区】 diwa region of central-Asian age 活化作用激烈期发展在新生代的地洼区。因新生代造山运动在亚洲最先命名为喜马拉雅运动，而南喜马拉雅山脉已被证明实系地洼区而非地槽区，故又称**南喜马拉雅期地洼区**。如中国的准噶尔、天山、南疆、青甘、巴颜喀拉、藏北、滇西等地洼区，以及中亚地区、日本西部、西欧等处的地洼区。

【优地洼区】 eu-diwa region，eugeodepression region 按岩浆活动性强弱划分地洼区类型之一。其岩浆活动特别强烈，多火山活动。如中国东部沿海的地洼区。

【渺地洼区】 mio-diwa region，miogeodepression region 依岩浆活动性强弱来划分的地洼区类型之一。大都岩浆活动较弱或很少，罕见火山活动。如中国东部的云贵地洼区。

【拱裂型地洼区】 diwa region of arcogenesis-faulting type 按构造特点和地洼成因划分的类型之一，以拱曲及断裂作用为主。依其形成的地洼及地穹的不同特点，又可分为华夏亚型区和顿涅茨亚型区：前者多为较小型地洼盆地，岩浆活动大多强烈，如中国东部诸地洼区；后者多为大型地洼盆地，岩浆活动较弱，如乌克兰的顿涅茨地洼区。

【闽浙式地洼区】 diwa region of Fujian-Zhejiang style 为华夏型地洼区中的第一种，其模式为岩浆活动显著，多花岗岩浆侵入，并有大量火山喷出。活动性属于优地洼区类型，如中国东南沿海诸省的地洼区。

【湖北式地洼区】 diwa region of Hubei style 为华夏型地洼区中的第二种，其模式为岩浆活动强度中等，侵入体较少，火山活动不显著。活动性介于优地洼区与渺地洼区之间的过渡型，如湖北、湘中、雪峰等处。

【黔桂式地洼区】 diwa region of Guizhou-Guangxi 为华夏型地洼区中的第三种，其模式为岩浆活动不显著，一般缺乏火山活动，较大的侵入体也少见。活动性属于渺地洼区类型。

【块断型地洼区】 diwa region of block-faulting type 按构造特点及地洼成因划分的类型之一，其主要特征为块状断裂发育，并以此形成地洼及地穹。又可划分为中亚亚型块断型地洼区和东非亚型块断型地洼区。前者的地洼多为大型盆地（其中还有较低级的隆陷分异），一般岩浆活动较弱，如中国西部的地洼区；后者的地洼多为较小型盆地，岩浆活动大多数强烈，如非洲东部裂谷地带。

【地洼带岛弧】 island arcs of diwa zone 属地洼区性质的岛弧。如西太平洋的花彩列岛，大部分属于地洼区。

【新生式地洼区】 diwa region of newborn style 按历史发展特点分类的一种类型。地洼产生在以前大地构造发展阶段的正单位（如台隆、台凸、地背斜、褶皱带等）之上者。如洞庭地洼、沅麻

地洼。

【继承式地洼区】 diwa region of inheritance style 按历史发展特点分类的一种类型。其地洼是产生在以前大地构造发展阶段负单位(如台陷、台凹或地槽、山间坳陷等)之上者。如宁武地洼、大同地洼。

【地洼断褶区】 diwa fault-folding region 简称断褶区。指进入断褶带期以后的地洼区。

【地洼系】 diwa system 为地洼区中的二级负向构造单位。其中的地洼构造层占相对较大面积或厚度较大(与邻侧同级正单位比较),如华北地洼区中的河淮地洼系。

【地穹系】 geodome system 为地洼区中的二级正向构造单位。其中地洼构造层占相对较小面积或厚度较小(与邻侧同级负单位比较),有时也可完全缺失,如华北地洼区中的辽鲁地穹系。

【地洼列】 diwa series 为地洼区中的三级负向构造单位。其中地洼构造层占相对较大面积或厚度较大(与邻侧比较),如华北地洼区中的河北地洼列。

【地穹列】 geodome series 为地洼区中的三级正向构造单位。与邻侧比较,其上的地洼构造层占相对较小面积或厚度较小,有时也可完全缺失,如华北地洼区中的燕山地穹列。

【地洼】 diwa, geodepression 地洼区中的四级负向构造单位。其中全部或大部为地洼构造层所占据,通常是由坳陷、断陷或半断陷形成的沉积盆地。它往往介于两侧地穹隆起之间,如华北地洼区的汾渭地洼。

【地穹】 geodome 地洼区中的四级正向构造单位。其上缺失或很少地洼构造层,通常是由拱曲、断裂或拱裂所成的隆起。它往往介于两侧的地洼之间。

【复式地洼(盆地)】 composite diwa (basin) 由多个更次级隆陷(洼隆、洼陷、洼凸、洼凹)所组成的地洼盆地。面积较大的地洼多具此特征,如珠江口复式地洼盆地。

【断拉谷继承式地洼】 diwa of aulacogen-inheriting style 以继承地台阶段的断拉谷型盆地为基础,进一步发展而成的地洼盆地。

【裂谷型地洼】 rift-type diwa 在地洼区内,由切过地壳、深达地幔的断裂而形成的断陷型地洼盆地。往往由多个连成一串,成为地洼系。如华北地洼区的汾渭裂谷型地洼系、美(国)西(部)地洼区的里奥格兰德裂谷型地洼系、俄罗斯贝加尔裂谷型地洼系等。

【地洼型裂谷系】 diwa-type rift system 发育于地洼区体制下,其盆地的大地构造属性为地洼型的裂谷系。裂谷可发生于陆壳、洋壳或陆洋过渡壳的任何大地构造发展阶段。其沉积物常具有地洼型沉积建造的特征。相当于世界裂谷系分类中的后地台裂谷系。

【地堑式地洼】 graben-type diwa 由于两侧断裂活动使中部相对陷落而形成的地洼盆地。为地洼的构造成因类型之一。如西欧地洼区的莱茵地堑。地堑可发生于陆壳、洋壳或陆洋过渡壳的任何地壳演化阶段,为发生于地洼体制下的地堑。其沉积物通常具有地洼型沉积建造特征。

【地盆区】 geobasin region 前地槽阶段的一种古老活动区。其代表构造层位于地槽褶皱构造层之下,遭受深变质、岩浆岩十分发育的结晶基底中的褶皱强烈部分。

【地原区】 geoplain region 前地槽阶段的一种古老稳定区。其代表构造层为位于地槽褶皱构造层之下,受深变质的结晶基底中的褶皱和缓部分,后又往往受到部分改造。

【地洼型新构造】 neotectonics of diwa type 发生于活动型地洼区新近纪和第四纪的构造。其特征是大地热流值高、构造-岩浆活动强度高、褶皱断裂发育、构造反差强度和地貌反差强度大、分异急骤、在不同地段差别很大。主要表现为特有的拱曲,常见块状断裂,也多推覆构造,褶皱多为宽展型的短线状连续型,升降幅度大,地震频度大、强度高(可达 $M \geqslant 8$),火山活动较多,尤以现在处于激烈期的地洼区者为最典型。如东南地洼区、天山地洼区等处的新构造,青甘地洼区的第四纪拱曲等。与稳定型地台区新构造相比较,其活动强度和反差强度大得多,表现形式也很不相同;同是活动型的地槽区和地洼区,新构造特征也各具特色。即使在同一类型的地洼型构造区目前处于不同发展期者,新构造强度及主要表现方式也有差异,如中国西部现处于初动期-激烈期的地洼区,新构造强度很大;而东部的地洼区已发展到余动期其新构造活动也相对较弱。

【地洼型地貌】 landscape of diwa type 受地洼型构造控制的、起伏幅度大、反差强烈的高原型山脉与构造盆地相间、成列出现,山脉多为短线状的断块山的地貌。如中国东南诸省的地貌。但受所继承的古地槽褶皱带影响较大时,也可呈长线状,如昆仑山、天山、祁连山等的地貌。地洼区发展的早、中期(初动期-激烈期)幼年期地貌特征最为明显,晚期(余动期)变为中低山,老年期地貌特征逐渐明显。与起伏反差微弱、表现为老年特征的辽阔准平原(和平原)的稳定型地台区相比,在地貌反差强度、形态特征、所受控制的新构造特点等方面均有很大差别;同属活动区的地槽区与地洼区,地貌特征亦各具特色。即使在同一类型的构造区,处于不同的发展期地貌特征也不相同,如中国西部的地洼区正处于初动期-激烈期,地貌反差很大;而东部的地洼区现已进入余动期,地貌反差已相对较小。

【地洼型岸线】 coast-line of diwa type 在地洼区内主要由块断或拱裂等新构造控制的海岸线。其特征是在不同地段分异显著,岸线类型变化急骤,升降不一,发展史悬殊,多为复式岸线,如中国东部海岸线。与地台型岸线相对立,与地槽型岸线也不相同。

【地洼型盆地】 basin of diwa type, diwa basin 简称地洼盆地。与地台型盆地、地槽型盆地相对应,它是产生于地洼区内的反差强烈的构造-地貌环境中、介于地穹山脉之间的构造盆地。也包括余动期中出现的山间洼地,均为地洼区中的负向构造单位。通常为短轴状深盆,充填有分选性差、稳定性小、以华夏式建造(假磨拉式建造)为代表的地洼沉积,可为识别和划分的标志。有时,在大面积长期隆起的地区,盆地中无沉积形成或保存,则可根据构造-地貌的起伏差异识别和划分。

地洼区划

【东北地洼区】 Northeast China diwa region 属于华夏期地洼区。包括东北诸省(松辽平原除外)及内蒙古北部,南以白云鄂博-赤峰-井原深大断裂与华北地洼区分界。古生代时原为一个地槽区,在海西期地槽封闭形成褶带(包括那丹哈达岭)。经历中生代短暂的地台阶段(以地槽褶皱带广泛遭受剥蚀达到普遍准平原化为标志)后至侏罗纪(主要为中侏罗世;那丹哈达岭开始较早,在晚三叠世)转入地洼阶段。地洼沉积除那丹哈达岭有上三叠统—中侏罗统海相杂屑岩建造(厚 12000 米)外,其余为陆相。地槽褶皱带主要属北疆-兴安弧形构造系的东翼,后期受东北构造系的叠加和改造,形成地洼断褶带。花岗岩类、超镁铁岩类等侵入岩多见,并有火山岩类以及有关矿产,除属于海西期地槽阶段者外,还有中、新生代地洼阶段者广泛分布。地洼岩浆

岩(包括那丹哈达岭者)一般偏碱性,在全区范围内具有从酸性到基性的大体相似的演化顺序。

【华北地洼区】 North China diwa region 属于华夏期地洼区。包括华北诸省,发育基础为后吕梁期地台区。其地槽阶段为早元古代;地台阶段自中元古代至三叠纪;地洼阶段主要开始于早侏罗世,构造线主要属北东构造系(吕梁期主要为北北东构造)。地洼岩浆岩以闪长岩类为主并形成邯郸式铁矿,北缘为花岗闪长岩及有关铜铁矿床分布地带,并有著名的地洼型油田(如大港、胜利等)和重要的地台型铁、铝、煤等矿产。

【华中地洼区】 Central China diwa region 属华夏期地洼区。位于东南地洼区和华北地洼区之间,包括长江中下游、东秦岭及大别山,呈向南凸出的弧形,受秦淮弧形构造系控制。其地槽阶段先后结束于志留纪末期;地台阶段开始于泥盆纪,至晚三叠世晚期或末期结束;地洼阶段开始于晚三叠世末或侏罗纪。地洼岩浆岩以花岗闪长岩类为主,形成以沉积加热液改造型铁(大冶式)、铜等矿产为特色的含矿区(铁多见于地洼陷落带,铜多见于地穹隆起带);地洼型油田也较重要。

【云贵地洼区】 Yunnan-Guizhou diwa region 属华夏期地洼区。位于东南地洼区之西,主要包括云南、贵州二省,是在后晋宁期地台之上发展而成。其地槽阶段自元古宙至南华纪;地台阶段开始于南华纪,结束于三叠纪;地洼阶段开始于侏罗纪。地洼岩浆活动不显著,主要以锑、汞等矿产为特色。

【东南地洼区】 Southeast China diwa region 属华夏期地洼区。位于中国东南部,包括浙江、福建、广东、广西、湖南、江西诸省(区)。其地槽阶段开始于元古宙,结束于志留纪。地台阶段自泥盆纪至中三叠世;地洼阶段开始于晚三叠世,其构造线主要属北东(北东东—北北东)构造系。地洼区岩浆活动强烈,以花岗岩类为主,形成以钨、锡、铅、锌等有色金属为特色的含矿区,且东部多火山岩及有关矿产,还有地洼型油田、煤及油页岩等。

【南北地洼区】 south-north diwa region 属华夏期至中亚期地洼区。北起贺兰山,向南经龙门山延至康滇地区,作长带状,为银川-昆明南北向深大断裂带的所在。北段原为后吕梁期地台区,中段主要部分原为后加里东期地台区,南段原为后晋宁期地台区,地洼阶段开始于三叠纪末。依激烈期出现时间则大部分原属华夏期地洼区,但至新生代时活动还十分强烈至少有大部分延至中亚期,尤表现在近期断裂作用方面,地震频度和强度均很高,具有介于中国东部华夏期地洼区和西部中亚期地洼区之间的过渡带性质。其构造线方向主要属南北构造系,但在全区内还可见中国东部和西部发育的北东及北西两组构造线,有时两组同时发育、互相交织,有时则只一组发育或特别发育,致使构造线方向发生偏转(如中段由于北东构造系占据优势,而偏向北东),或两组构造线汇合形成向南凸出的小型弧状构造(如中段南端的金汤弧)。

【阿尔泰地洼区】 Altay diwa region 属中亚期地洼区。位于新疆北部的东段,东西两端伸入蒙古及前苏联,古生代为地槽阶段,早古生代形成万米以上的海相碎屑沉积,岩性厚度很不稳定。加里东期局部回返,泥盆纪、石炭纪少部分地区沉积有6000米以上的火山岩及火山碎屑岩,岩相厚度变化也很大。海西运动发生北西西向强烈褶皱和断裂并升为山脉,成为亚洲蒙古弧形构造带的西翼。二叠纪至三叠纪为剥蚀夷平时期,早、中三叠世处于地台阶段。晚三叠世至侏罗纪进入地洼阶段,表现为强烈块断运动,断裂变质作用明显;形成金、稀有、稀土元素矿床。新生代以来块断作用仍很明显,形成隆起山脉及多级阶地。地洼阶段的构造线仍继承古地槽褶皱带方向。

【准噶尔地洼区】 Junggar diwa region 属中亚期地洼区。位于北疆中部。依物探所知,中部有一三角形晚前寒武纪古老结晶基底,代表前地槽构造层。古生代进入地槽阶段,奥陶纪—二叠纪地槽型沉积及火山岩建造形成优地槽构造层。海西运动使地槽封闭,形成褶皱带;随后夷平为地台。三叠纪(?)—新近纪为地台阶段;早更新世末进入地洼阶段,有块断差异升降运动发生,但不太强烈;现今尚在地洼初动期。

【天山地洼区】 Tianshan diwa region 属中亚期地洼区。由太古宇各种片岩、片麻岩等构成结晶基底,代表前地槽构造层。古生代处于地槽体制,代表构造层主要由前三叠纪具复理石特征的巨厚变质系组成。石炭纪发生强烈褶皱,伴有巨大花岗岩(天山花岗岩)侵入。二叠纪形成古天山褶皱带。二叠纪—三叠纪沿褶皱带南北两侧有山前坳陷沉积,含油页岩(大隆口统)。随后褶皱带被剥蚀夷平达准平原化,从而转入地台阶段。天山顶上的多级夷平面,皆系地台地貌经受后来地洼阶段块断作用破坏后的残留部分。晚侏罗世—白垩纪以来,块断运动强烈、差异升降显著,遂形成今日海拔4000~7000米的高峻的块断型地穹山脉与深陷的地洼盆地(如低于海平面154米的吐鲁番盆地)相间出现,以及残留于山顶的各级夷平面。地洼型沉积发育,更新世的西域砾石层即其代表,是第二代天山山脉形成时强烈差异升降运动所产生的假磨拉石建造。

【南疆地洼区】 Southern Xinjiang diwa region 属中亚期地洼区。位于新疆南部,包括塔里木盆地及阿尔金山。主体原为后晋宁期地台区,阿尔金山为后海西期地台区。侏罗纪进入地洼阶段至今。构造线方向北西西和北东东均有。

【昆仑地洼区】 Kunlun diwa region 属中亚期地洼区。位于中国西部,包括昆仑山脉及其南缘的新生代盆地带,大体自北西西向南东东延伸,呈向西南凸出的弧形。原为前中生代地槽,封闭于海西运动末期。其褶皱带山脉于中生代初被剥蚀夷平,转入地台阶段,成为中国西北部后海西期地台的一部分。白垩纪进入地洼阶段后,块断运动强烈,再度隆起成为断褶带山脉,即今日的第二代昆仑山脉,山顶上有多级夷平面,为古地台残留部分。目前处于地洼发展的初动期-激烈期,1959年尚有火山喷发。

【青甘地洼区】 Qinghai-Gansu diwa region 属中亚期地洼区。位于青海及甘肃南部,包括河西走廊、祁连山及柴达木盆地。原为一后加里东期地台区,于侏罗纪进入地洼阶段至今。构造线属北西构造系。沿深大断裂带发育超镁铁质岩。此外,有地洼型油田分布。

【藏北地洼区】 Northern Tibet diwa region 属中亚期地洼区。位于昆仑及巴颜喀拉两地区和冈底斯地槽区之间。原为后海西期地台区,地洼阶段开始于白垩纪延续至今。

【滇西地洼区】 Western Yunnan diwa region 属中亚期地洼区。位于南北地洼区的西南面,二者以红河深大断裂为界。其地槽封闭于晋宁运动期,地台阶段自南华纪至三叠纪晚期,地洼阶段开始于侏罗纪至今。构造线主要属西北构造系。

【巴颜喀拉地洼区】 Bayankela diwa region 属中亚期地洼区,包括巴颜喀拉山脉、西秦岭及松潘地区。呈向东北凸出的弧状,并与昆仑地洼区联成一个S形构造。原为前侏罗纪地槽,封闭于印支运动期。侏罗纪进入地台阶段,以较短的剥蚀夷平期为代表。白垩纪经强烈构造运动而转化为地洼区(断裂发育)后再度上升为断褶带山脉,山顶上有准平原,为后印支期古地台遗迹,如松潘草地。

【南喜马拉雅地洼区】 South Himalayan diwa region 属中亚期地洼区。位于中国西南缘与邻国接壤带上,包括高喜马拉雅山

脉、低喜马拉雅山脉及西瓦利克断陷带。其北以札达—仲巴之南—康马—达旺一线与雅鲁藏布江—喜马拉雅地槽区分界；东达滇西腾冲地区，西端伸入邻国。原为印度前寒武纪古地台北缘，地槽（包括前地槽）阶段由珠穆朗玛群片岩、片麻岩等组成的构造层为代表。此群厚逾二万米，上部属南华系，可与尼泊尔年龄为7.8亿年的中区变质岩相对比。地台阶段开始于寒武纪，其时系在剥蚀夷平期，无沉积记录。地台构造层由奥陶系至白垩系组成，主要为灰岩、时夹石英砂岩、页岩、砂岩或砂质灰岩、偶有砾岩，上部有白云岩，均未变质；偶见假整合。大规模海退发生于白垩纪，古近纪后地台阶段结束，新近纪随印度古地台活化进入地洼阶段以来，构造活动及岩浆活动强烈，构造—地貌反差很大，形成带状地穹隆起和地洼陷落，加之印度与欧亚两大壳体相向聚汇及碰撞，使之遭受挤压特强、破碎极甚，形成多层逆掩-推覆构造，致使一些小壳块隆起高度特大。珠穆朗玛峰原为印度古地台北缘的小碎块，在此过程垒升，成为世界第一高峰，长期以来把它视为地槽褶皱带，根据其地壳演化史已被定为地洼皱褶带山脉。

【台西地洼区】 West Taiwan diwa region　属中亚期地洼区。位于台湾省西部（占全岛面积3/4），为一显著的短带状重力负异常区。地槽构造层由古生代大南澳杂岩（片岩、结晶灰岩等，并伴有众多火成岩）组成。中生代初进入地台阶段，主要为剥蚀夷平期，偶有海侵，形成含菊石细粒炭质砂岩。地洼阶段开始于晚白垩世，以底部砾岩（M砾岩）为开端的碧候群（K_2）为标志；从始新世起进入激烈期，形成以苏澳组底部砾岩（E砾岩）为开端的新生代诸层群，这些地层大部分为陆相或海陆交互相，其沉积物分选性差、变化大，时见砾岩、角砾岩，尤以崁斗山组（N－Q）为突出，常见火山凝灰岩、集块岩及玄武岩层等，或富含火山物质，并有煤层（如中新统）。岩浆活动顺序大体从酸性到基性。新构造运动强烈，地貌上以反差强烈的块断山地（地穹隆起）与陷落盆地（地洼陷落）相间出现，以及海成堆积的隆起海岸（由于断褶型新构造运动而发生）丘陵化为特征。

【南海地洼区】 South Chian Sea diwa region　属华夏期地洼区。位于亚洲陆缘的过渡壳上，包括中国南海西沙、东沙、中沙及南沙四大群岛及其附近广大海域。据钻探资料，西沙群岛的永兴岛的珊瑚礁时代属中新世-上新世和第四纪，为地洼沉积，其下为新元古代（6.27亿年）的深变质花岗片麻岩等构成基底（地槽或前地槽构造层）。在西沙群岛西侧，基底之上有水平产状的中寒武统石英岩，代表地台构造层。晚三叠世进入地洼阶段，激烈期在晚白垩世。余动期中由于中国东南部上地幔向东南蠕动，大陆边缘被拖引扩张，岩石圈变薄，本区大部被海水淹没；中部有洋壳露出并有镁铁质岩浆溢出，高尖石岛即由玄武岩组成，可能为一火山颈，其余各群岛主要由珊瑚礁构成。根据物探解释主要为北东向的短带状隆起和坳陷相间的结构特征，钻探所获资料以及新构造特征表明其大地构造性质属地洼区，其北西与东南地洼区相接，东与台西湾地洼区的南延部分相连。

【蒙古地洼区】 Mongolian diwa region　原为后加里东及海西地台区。地洼阶段始于晚二叠世，以块断运动占优势，出现为陆源沉积（有时含煤）充填的地洼盆地（如乌兰巴托地洼），并有晚二叠世及中生代的裂隙型花岗岩浆侵入和火山熔岩喷出。矿产以铜、钨、钼、锡诸元素矿床为代表，如亚洲最大的额尔登纳德铜矿，稀有金属矿床也多见，此外还有白垩纪的萤石矿床。

【西伯利亚南部地洼区】 south Siberian diwa region　包括内贝加尔、外贝加尔诸山脉及长形盆地。原为古西伯利亚地台的南部，地槽构造层形成的基底为下古生界至上古生界，地台体制延至中生代初。于中生代中期进入地洼阶段，拱曲、断裂作用产生地穹山脉和地洼盆地。世界第一深湖著称的贝加尔湖（1741米），即位于一裂谷型地洼中。其他地洼还有伊尔库次克（早侏罗世）、堪斯克、雷宾斯克等。岩浆活动强烈，中、新生代褶皱断裂发育，有些中、新生代地洼沉积被前寒武纪结晶岩所逆掩，在内贝加尔山脉及萨彦岭之间花岗岩广布，并有大量火山岩。本区还可细分为多个次级地洼区。认识其大地构造性质系属于地洼区后，找到了钨、锡、稀有、萤石等矿床。

【西伯利亚东部地洼区】 eastern Siberian diwa region　包括阿尔丹高原、斯塔诺夫山脉等，还可分为多个次级地洼区。原为前寒武纪地台，于中、新生代时出现地洼活动，褶皱断裂作用强烈，伴有大量花岗岩体及火山岩层形成。在阿尔丹高原（1300米）上，由准平原代表的古地台残留部分尚清楚可见。

【中亚地洼区】 Central Asian diwa region　属中亚期地洼区。位于亚洲中部广大地区，东部中国部分可细分为数小区，分别命名为天山、南疆、准噶尔等地洼区，向南达帕米尔高原。其地槽阶段最晚在古生代末期已经结束，形成褶皱带；中生代褶皱带山脉已经渐被夷平，转化为地台体制；新生代转化为地洼区以来它的不同部分先后出现以块断为主，并有拱曲、逆掩的强烈构造活动；区内宽广型的地洼盆地广布（如塔里木、准噶尔、乌兹别克、塔什干等），沉积厚度5000～10000米以上，与以高原型山脉为特色的地穹隆起相间出现，构成反差强烈、起伏高低可达万米以上的构造地貌。至今仍在初动期至激烈期。可细分为多个次级地洼区。

【西太平洋地洼区】 West Pacific diwa region　林朝启（1967）指出。日本的北海道西部，本洲内带及九州的一部分，包括绿色凝灰岩分布的地区，均属于地洼区的性质，属于“环太平洋型地洼区”的一部分。称为绿色凝灰岩地域的地洼区。古近、新近纪出现激烈活动，其西南端与台西地洼区相连，并继续向南延伸，可能通向鲁逊岛西缘，与敏多露岛西部相接，形成串珠式的地洼带。

【日西地洼区】 West Japan diwa region　属中亚期地洼区。位于日本的西南部，包括本州的内带（中央构造线的西北）、四国、九州一带（依藤田至则认为，包括北海道的西部，1983）。二叠纪前为地槽发展阶段，由三波川群变质岩等组成地槽构造层。二叠纪晚期地槽封闭，形成褶皱带，其后进入了后海西期地台阶段，中生代早、中期为剥蚀夷平期，在飞驒山脉顶上海拔3000米的准平原，即为古地台平坦地面的残留部分。白垩纪以“广岛变动”（相当于中国的燕山运动B幕或北美的内华达运动）为开端，进入地洼阶段的初动期，断裂褶皱作用强烈，充填以分选差、变化大、粗屑特别发育为特色的地洼沉积，并有“广岛花岗岩”侵入；其属于地洼型花岗岩的岩石化学特征十分显著，与华北地洼区的燕山花岗岩相似。中新世时“绿色凝灰岩变动”发生，以广泛喷发陆相凝灰岩为标志，地洼及其中沉积继续发育，是地洼发展的激烈期。自上新世至第四纪为“岛弧变动”时期，以块断作用占据优势为标志；日本学者称为断块化活动。断裂深者切穿地壳达莫霍面，大量玄武岩喷发。由于断块的隆陷升降，形成日本列岛西部今日的高原山块与地洼盆地（部分为海侵，如日本海）相间的地貌。新构造运动以深源地震带及火山岩带呈链状分布为特色。

断块构造说

总　论

【断块构造说】 theory of fault-block tectonics　一种阐述地球岩石圈块断结构及其运动规律的假说。是中国主要大地构造学说之一，由张文佑于20世纪50年代提出。应用地质力学分析和地质历史分析相结合的方法，研究形成与形变、建造与改造以及断裂的力学机制及其与褶皱的伴生关系等，并侧重研究地球上部岩石圈的块断结构。1984年出版的《断块构造导论》，系统阐述了断块学说的基本理论、学术观点及对中国及邻区大地构造的认识。它认为岩石圈被断裂分割成大小不等、深浅不一、厚薄不同和发展历史各异的断块。由此构成岩石圈的多层、多级和多期发展的断块构造格局。断块分为岩石圈断块、地壳断块、基底断块和盖层断块四个等级；边界断裂按其深度、规模和地球物理特征，也可分为相应的四个等级：岩石圈断裂、地壳断裂、基底断裂和盖层断裂。还有一种层间滑动断裂。断裂的形成和发展过程，由剪切开始、拉张完成，即首先形成共轭剪切断裂网络，继而形成锯齿状张断裂。按其力学性质分为七种活动方式；按组合形式分为I型、X型、V型、Z型和Y型五种断裂体系。断块不仅沿断裂面滑动，而且也沿着软流圈、莫霍面、康拉德面、变质基底与盖层界面滑动。沿断块边界断裂面产生错动和沿断块的顶底而产生层间滑动，是岩石圈层状块体相对运动的两种基本方式。浅层构造受深部断块运动所控制，深层构造又受浅层构造的影响；基底断裂常可控制盖层褶皱，盖层褶皱也可影响基底断裂。大陆型地壳在拉开作用下可形成地堑，产生小海洋到大洋，而大洋型地壳在挤压作用下，也可挤压成岛屿或陆缘山脉，变成大陆。大陆和海洋是可以互相转化的。构造应力场产生的基本原因是地球内部的热力和重力所引起的胀缩交替作用，加上外部天体的影响、地球自转角速度变化和地球自转轴摆动的不均一性对地球的影响等，是大地构造形成、发展的主导原因。

【块断构造作用】 fault-block tectonism　产生断块的作用过程称块断作用，所形成的构造块体称断块。断层(裂)将岩石圈切割成各种规模、各种深度、不同时期断块，这些断块的水平和垂直运动可影响以后地壳的沉积建造、岩浆活动、构造形变。由于岩石圈构造介质是很不均一的，在地壳运动过程中，构造作用力的不均一性岩石圈所受作用力大小、快慢和方向上有差异，导致块断构造作用的结果所产生的形变图像复杂多样。

【断块构造层】 tectonic layer of fault-block　代表地壳发展历史中一个特定的阶段，它的分布代表此阶段断块构造运动影响范围的岩石组合或岩石建造。各构造层之间常以区域不整合或假整合所分划，不同构造层往往具有完全不同的构造格局和形变特征。主要依据沉积建造、岩浆活动、变形-变质程度和应力系统等四个方面的差异来划分。断块构造说(1959)划分了三大构造层，即前寒武纪基本构造层、古生代海相沉积盖层构造层和中、新生代"活化"构造层。每一构造层又可进一步划分出若干"亚构造层"。

【断块构造分析】 geotectonic mechanics analysis of fault-block　是着重分析构造形变在空间上的配置格式。作为分析构造的基本原则，断块构造学说主张力学分析与历史分析相结合。因建造或形成属于物质范畴，而改造或形变则属运动范畴，要使建造与改造的空间配置与时间演化得到统一；并特别注意构造介质的不均一性和构造作用力的不均一性。它包括：①形成与形变分析相结合，形成是形变的基础；②建造与改造分析相结合，建造是改造的基础；③历史演化与现存状态研究相结合，历史演化是现存状态的基础；④空间分布与时间发展研究相结合，空间分布是时间发展的基础；⑤小型构造与大型构造分析相结合，小型构造是大型构造的基础；⑥深层构造与表层构造研究相结合，深层构造是表层构造的基础。

【隆起区受力模式】 mechanical model of upwarping region　由水平挤压形成的隆起区，相当于背形的应力状态，完全可以比拟为材料力学中的横梁弯曲，其梁内的应力分布是不均一的。在背形顶部平行于弯曲横梁的方向遭受拉张而伸长；在背形内侧则受到平行于弯曲横梁方向的挤压而缩短。在拉张区和挤压区之间，有一个既不受拉也不受压、横梁弯曲后其长度不产生变化的面，即中和面。因此，反映在菱形剪切网络的锐角指向上则表现为：背形的中和面以上其钝角对着区域水平挤压方向；中和面以下其锐角则对着区域水平挤压方向(见图)。



背形和向形的断裂系统
1. 中和面；2. X形剪切网格

【凹陷区受力模式】 mechanical model of sag region　由水平挤压形成的凹陷区，相当于向形的应力状态，完全可以比拟为材料力学中的横梁弯曲，其梁内的应力分布是不均一的。在向形内侧平行于弯曲横梁的方向遭受挤压而缩短；在向形底部则受到平行于弯曲横梁方向的拉张而伸长。在挤压区和拉张区之间，有一个既不受压也不受拉、横梁弯曲后其长度不发生变化的面，即中和面。因此，反映在菱形剪切网络的指向上则表现为：向形的中和面以上其锐角对着区域水平挤压方向；中和面以下其钝角则对着区域水平挤压方向(参见"隆起区受力模式"附图)。

【断块构造驱动力】 drive dynamics of fault-block tectonics　断块构造说认为地球内部的热力作用所引起的膨胀(并使比岩石圈物质重的地幔物质向外运移)和重力作用引起的收缩(并使重的物质向内聚集)是地球演化过程中的一对基本矛盾。在地球演化的各个地史阶段中，有时热力作用成为矛盾的主要方面，有时重力作用成为矛盾的主要方面。当热力作用起主导作用时，一般是内热外冷，因此外层块体收缩，内层块体相对膨胀，在内层与外层块体界面上产生层间滑动。反则反之。总之，由于地球内部热力作用和重力作用，引起地幔和地壳物质的交换和混合、地球自转速度的变化以及岩石圈各层之间相对的层间滑动。在这种质量再分配的过程中(兼之外部天体的影响)，地球自转轴可能发生一定程度的偏转；地球自转速度与自转轴的摆动又

将导致离极力、科里奥利力、旋转速度不均一效应，以及地球内部各圈层相对扁平的变化。岩石圈各断块间的相互错动、碰撞与拉开，即在此过程的相互交替与联合作用下发生。据现有天文、地质、地球物理和地球化学资料分析，可初步认为地球的膨胀与收缩在地球演化过程中是交替出现的，总的发展趋向是以收缩为主。但迄今科学所积累的事实还不足以彻底解释断块构造运动的驱动力源，这些认识难免还带有很大的推测性质。

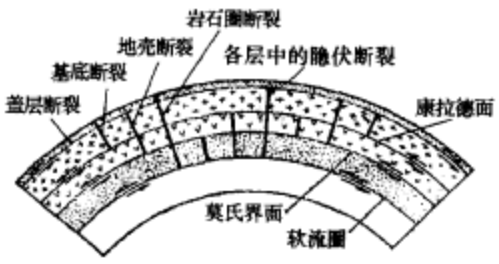
【断裂构造控矿】 ore-contral by fracture 断裂构造对内生矿产、外生矿产的控制作用。一是断裂对内生矿产的直接控制：岩浆作用提供成矿物质来源形成的矿床，空间分布明显受断裂控制；断裂活动不仅为含矿岩浆侵入开辟了上升通道，而且为侵入岩浆及其伴生矿产创造了冷凝分异和停集赋存场所，导致含矿岩浆岩带、地球化学异常带乃至地球物理异常带的空间分布与断裂构造带相一致。不同方向的构造-岩浆带的交会点常是成矿有利部位，穿层断裂的控矿意义已获公认，顺层滑动断裂对矿产的控制作用也不可忽视；褶皱(背斜和向斜)的控矿作用已有较清楚的认识，但层间滑动正是形成褶皱的决定因素。不同切割深度的隐伏断裂对内生矿床的控制也日益引起国内外关注，裂谷对内生矿产的控制更为显著，由于裂谷轴部裂开最深，常出现与镁铁质、超镁铁质岩有关的钒、钛、铁、铂、镍、铜乃至金刚石和铬等矿藏。因断裂的空间分布常具规律性，故受其控制的含矿岩浆分布也常在下列部位较为发育：①锯齿状断裂的齿尖或拐折部位；②羽状分支断裂与主干断裂交接部位；③不同方向断裂带的交会部位；④断裂与成矿有利岩层的交接部位；⑤背斜中和面以上的转折端和向斜中和面以下的转折端；⑥不同构造单元过渡的地段；⑦断裂与褶曲的交会部位等。二是断裂对外生矿产的间接控制：含油气、含煤盆地常沿一定方向呈线性展布，反映隐伏深断裂对盆地形成和发育的控制作用。由于深部地壳和上地幔物质常沿断裂上涌造成地壳厚度减薄，使盆地的展布也常与上地幔隆起带一致。断块的断隆和抬斜运动对古潜山油气藏的形成具有重要意义：不同断裂的交叉部位最易形成古潜山；古潜山带的走向严格受区域大断裂控制；古潜山的雁行状排列是基底中雁行状剪切断裂的反映；同生断裂的持续活动过程，既是古潜山幅度增长、面积扩大的过程，也是古潜山油气运移聚集成藏或使之遭到破坏的重要过程。此外，成矿后断裂对内生矿产和外生矿产都有破坏作用，也影响矿产的赋存和分布。

【断裂构造控震】 earthquake-control by fracture 断裂对地震的控制作用。一是断裂构造孕育地震的发生：地震是断裂活动的一种方式，因而地震的孕育与断裂的形成之间有紧密内在联系，除极端脆性岩石材料外，岩石破裂和地震发生常经历三个阶段：①岩石松弛或扩展阶段，与之相应的是孕震阶段；②岩石硬化阶段与之相应的是临震阶段；③岩石裂开阶段，相应的是发震阶段。从发震角度可将断层滑动分为稳定滑动(蠕滑)和黏滑两类，前者表现为断层蠕动，后者则往往伴生地震，两种滑动形式交替贯穿于断裂运动的全过程，形成明显的阶段性。断裂活动与地震活动的阶段性和周期性是两个共同的重要特征，断裂活动的阶段性、周期性与地震孕育、发生之间的对应关系，不但揭示了断裂与地震间的内在联系，而且可据此作出正确的地震预报。二是断裂带控制地震带的展布：据控制发震的断裂带活动方式，可分为：①由锯齿状剪切-挤压(或锯齿状挤压)断裂控制的地震带，即环太平洋地震带和地中海-喜马拉雅地震带；②由锯齿状剪切-拉张(或锯齿状拉张)断裂控制的地震带，典型实例为洋中脊地震带、陆间裂谷和陆内裂谷地震带；③X 型剪切断裂网格控制的地震带，所控制的地震为走滑机制，常有强震发生，且挤压应力区与引张应力区内的扩容现象有所不同。三类不同断裂控制形成的地震带，在空间上互相穿插、共同组成区域地震网络系统。三是断裂带决定地震区的划分：从贺兰山、六盘山、龙门山、川滇断裂带至横断山南北构造带将中国分为东、西两区，此带是中国大陆上浅源地震最密集的地带，即南北地震带，其东以北北东或近北东向地震带为主，地震相对较少；其西则以北西西或近北西地震带为主，地震甚为密集。有人曾指出北半球还有北美大陆、地中海、伊阿巴等三个类似的地震分区，反映北半球断裂分布的空间规律。四是地壳破裂网格系统决定地震网格系统，后者则反映前者，中国大陆的活动地壳破裂网格系统的特征为：①既受不同时期老断裂的控制，又有其新生特点；②表现为北东向和北西向的近代破裂网格，但在南北构造带两侧破裂网格的两组剪切破裂发育程度及其所夹锐角指向不同；③不仅欧亚大陆上的地震活动反映有北东向、北西向的近代破裂网格，非洲、北美洲也都存在，说明是在全球规模的统一应力场作用形成的行星际剪切断裂网格。

【构造模型试验】 experiment of tectonic simulation 采用模拟方法进行的构造试验。断块构造学说继承和发展了地质力学的思想，根据地质构造力学分析与历史分析相结合的原则，把野外观察、室内模拟试验和理论探讨三者紧密结合起来，根据野外地质现象进行了 X 型剪切断裂模拟试验、锯齿状断裂模拟实验、弧形构造模拟试验、深层构造控制浅层构造模拟试验、仰冲与俯冲构造模拟试验等大量模拟试验；还不断将弹性力学、断裂力学的研究成果引入，在定量化和古构造应力场方面已获得重要新成果，为完善和发展断块构造学说理论起到重要作用。

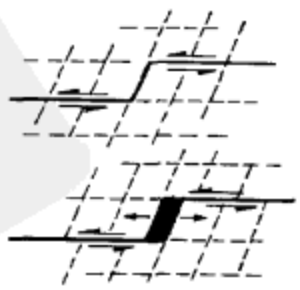
断裂与断块类型

【断裂深度分类】 classification of faults on depth 根据断裂深度与侵位岩浆物质来源和成分的关系，以及地球物理场特征和地震活动等划分的断裂类型。1974 年按切割地球各层圈的深度把断裂由浅到深分为：岩石圈断裂、地壳断裂、基底断裂和盖层断裂(见图)。断裂深度分类是断块大地构造学说的核心和纲要，此四种断裂形成于各构造阶段(期)，最新时期的断裂可切过以前形成的地层，早期形成的断裂若有继承性活动可切至以后的地层，若无继承性活动则仅限于同构造期岩层，不直通地面。



四类断裂示意图

【锯齿状断裂】 zigzag fault 迁就较早形成的两组 X 型剪切断裂而形成的、参差不齐的张性断裂，形如锯齿，故名。其形成是从剪切开始、拉张完成，故常为剪切-拉张性质。现代大洋中脊断裂、大陆裂谷，如东非裂谷、莱茵地堑、中国的汾河地堑、渭河地堑、冀中地堑等，均由锯齿状断裂构成(见图)。


锯齿状断裂图

【曳裂型断裂】 fault of shear-tensile type 具有剪切-拉开(部

分剪切,部分拉开,交替出现)性质的断裂。断裂两侧块体作相背(相反方向)运动,多形成锯齿状断口,故称曳裂(见图)。第一级曳裂型断裂,相当于现代大洋中脊裂谷带、现代大陆裂谷带(地堑)等。



曳裂型断裂简图

【曳压型断裂】 fault of shear-compressive type 具剪切—挤压(部分掩冲,部分剪切,交替出现)性质的断裂。当发生仰冲、俯冲时,断裂两侧块体相向运动,故称曳压(见图)。最大一级曳压型断裂,相当于现代海洋与大陆板块之间的俯冲断裂带或消减带。



曳压型断裂简图

【岩石圈断裂】 lithospheric fault 切割整个岩石圈到达软流圈的穿层断裂,(相当于板块边缘断裂)它是已知切割最深的断裂,现代大洋中脊断裂、沿海沟的断裂带、巨大的转换断层皆属之。大陆地壳各地质时期者可按以下地质地球物理特征判定:①超镁铁质带,分布有橄榄岩、榴辉岩、金伯利岩等;②低温高压变质相带,有指示矿物蓝闪石出现和混杂岩堆积等,是挤压性断裂标志,相当于板块消减带;③高温、高压变质相带,如麻粒岩相带,为岩石圈张裂带,相当于板块的生长带;④沿断裂带出现重力、地磁的高梯度带。中生代以来的,尤以近代活动者常表现为强地震活动带、高地热带。优地槽发育初期的断槽(谷)即为将大陆地壳拉开,或发育在大洋的岩石圈断裂。中国的北祁连山、西昆仑山、后龙门山、北喜马拉雅和台湾海岸山脉,在未褶皱隆起前属岩石圈断裂带。它对金属成矿带往往有重要控制作用。

【地壳断裂】 crustal fault 切穿地壳达到莫霍面的穿层断裂。现代大洋地壳内的火山岩带,多为地壳断裂作用形成。地质历史时期的地壳断裂标志:①镁铁质岩(辉长岩、玄武岩)带或镁铁质岩体分布线;②古、中、新生代盆地、地堑的排列线,且盆地、地堑中有玄武岩或其他镁铁质岩与沉积地层同期生成,如东非裂谷、汾河地堑、冀中地堑、长江地堑、燕辽断陷、淮河断陷等;③沿断裂带常表现出重力、地热和地磁异常,沿活动的断裂带有浅源地震。对区内金属矿带有控制作用。

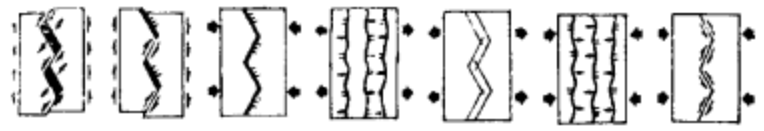
【基底断裂】 foundational fault, basement fault 切穿花岗质岩层基底,到达玄武岩层顶面的穿层断裂。地质历史上的基底断裂主要特征:①酸性岩浆岩(花岗岩、花岗闪长岩、流纹岩)呈带状或串珠状分布,有少量的中性和基性岩浆岩;②出现线状或串珠状沉积盆地,其中有少量中、酸性岩浆岩与沉积岩同期生成;③温泉、湖泊呈线状分布等;④出现局部的重力、地磁和地热异常;⑤沿断裂有浅源地震活动。基底断裂对金属成矿和石油天然气分布有控制作用。

【盖层断裂】 superficial fault, sedimentary cover fault 地壳表面出露的、切穿沉积盖层的断裂。其标志是:沉积岩层和岩浆岩体等有错开、位移等现象;泉水的带状分布、河流的袭夺现象等可能标志新生代以来产生的盖层断裂。

【层间滑动断裂】 interlayer-gliding fault 沿地球各层圈之间的界面(如康拉德面、莫霍面、古登堡面以及结晶基底与盖层之间的高速层与低速层、高导层与低导层的界面等)产生滑动的断裂。可分为岩石圈层间滑动断裂、地壳层间滑动断裂、基底层间滑动断裂和盖层层间滑动断裂。是一种重要的断裂构造类型。

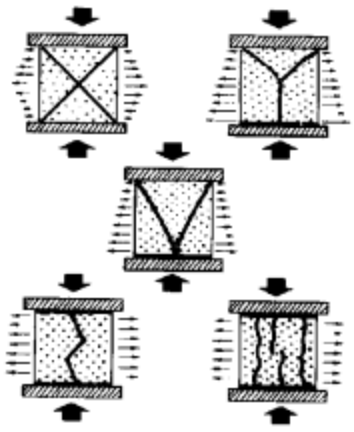
【断块缝合线】 suture line of fault blocks 岩石圈断块边界的一种岩石圈断裂,为古大陆型地壳和古大洋地壳的接合断裂;是古大陆地壳向古大洋型地壳仰冲或后者向前者俯冲的场所。可切割岩石圈而到达软流圈或上地幔,其成因与特征可能与现代太平洋西缘的板块消减带相似,可称为消减型断裂。

【断裂活动方式分类】 classification of faults based on displacements 断裂是在长期的地史中各阶段形成的。先前形成的断裂,在晚期构造阶段中产生再活动。在两组断裂走向夹角不大于30°的情况下,在新的构造阶段统一应力场内,同一条断裂可具有不同的活动方式。根据模拟实验和野外观察,有五种活动方式(见图):①纯挤压;②纯拉张;③纯剪切(分左旋和右旋两种);④剪切-挤压;⑤剪切-拉张。地球表面巨型和大型断裂带,常为剪切-拉张和剪切-挤压型。还有两种剖面上断裂的活动方式。



断裂的活动方式

【断裂组合型式】 type of fracture group 又称**断裂体系**(fracture system)。在区域统一应力场内,断裂在平面上所表现的组合形态和交接型式。在断块大地构造学中,把长期活动的基底断裂、地壳断裂和岩石圈断裂划分为X、Y、V、Z和I五种组合型式(见图)。其中,X剪切组合型式、Y型剪切-拉张组合型式和I型张性组合型式三种,为最基本的组合型式。



五种断裂组合型式

【I型断裂体系】 I-shaped fracture system 在平面上组成I型的断裂体系型式。多为张性的锯齿状断裂。地质历史上的大洋地壳的地槽断谷或现代大陆的中、新生代裂谷(地堑)多属之。是受平行于断裂方向的挤压与垂直方向的拉张联合作用的结果。它是由于在断块两端存在与之近正交的平错断裂,易产生侧向滑动而形成的。相当于岩块在实验中受压而两端易自由滑动的情况。冀中地堑即典型者,其北为阴山断裂,南为黄河断裂。

【X型断裂体系】 X-shaped fracture system 两组走向在平面上呈X型相交的断裂体系。两组断裂多为剪切性质,地壳自形成以来即存在X型剪切断裂,大都形成于45亿~35亿年。霍布斯(Hobbs, 1911)提出地壳上存在X断裂。詹德尔(Sander, 1938)将地壳上存在X型断裂划分为三套六组,即北北西与北北东,北东与北西,北东东与北西西。中国西部地区(六盘—贺兰山至龙门山、横断山以西)主要发育北西西与北东东一对X型断裂,东部地区主要发育北北西与北北东一对X型断裂。X型断裂是由于断块两端受压后不易滑动而形成的。

【Y型断裂体系】 Y-shaped fracture system 平面上呈Y型的三组断裂所组成的断裂体系(如图)。上部两组断裂多具剪切性质,下部一组断裂多具拉张性质,共同构成剪切-拉张的断裂组合。其形成条件是一端不易滑动,即上部边界条件不如下部自由。中国横断山区的龙门山断裂(北东向)、甘孜-康定断裂(北西向)和西昌断裂(南北向)组成Y型断裂体系的典型Y型断裂体系。V型断裂体系也是这种条件下形成的。



Y型断裂体系

【Z型断裂体系】 Z-shaped fracture system 平面上两组平行断裂之间夹有一组斜向断裂组成的断裂体系。上、下两组断裂可同受挤压应力或拉张应力作用,分别产生平移断层、逆断层或

正断层，而中间则产生一组剪切拉张或剪切挤压的断层。挤压应力下产生的Z型(或反Z型)断裂组合的形体较长，拉张应力下产生的形体较短。在侧向挤压和拉张应力下，也可产生成因相同的**N型断裂体系**、**反N型断裂体系**。Z型多发生在纬向隆起带和凹陷带，N型多发生在经向隆起带和凹陷带。

【断块】 fault block ❶岩石圈内被断裂构造所围限的构造块体。张文佑1958年提出。1974年把断块与断坳、断褶并列为大地构造的基本单元。其后，按其规模和边界断裂的深度、分为岩石圈断块、地壳断块、基底断块、盖层断块等四大类。按其形成与形变特征又曾分为台块、槽块和坳块三类，现已基本不用。❷形成于南华纪之前、具有地台型形成和形变特征的台块，并与断褶相对应。

【菱形断块】 lozenge-shaped block ❶在地表平面上，由X型交叉剪切断裂切割、围限呈菱形的块体。由于岩石受力破裂首先形成X型剪切断裂网格，它是地球、乃至不同星球普遍存在的构造类型。在水平挤压形成的隆起区(相当背斜区)与凹陷区(相当向斜区)两组剪切断裂的锐角方向互相垂直，所以它的长轴方向也彼此垂直；无论隆起区或凹陷区，中和面上、下菱形断块的长轴方向也相垂直。这正是中国西部(隆起区)和东部(凹陷区)出现的构造景观。❷由于差异升降运动，断块内的次级断块在剖面上形成边界大致互相平行的菱形块体，上升的称为菱形断隆，下降的叫菱形断陷。若次级块体呈楔形，即楔形断块；上升的是楔形断隆，下降的为楔形断陷。

【断块深度分类】 classification of fault block on depth 根据切割和围限断块的断裂深度类型所做的断块深度分类。它们可分为：①被岩石圈断裂所切割和围限的岩石圈断块；②被地壳断裂所切割和围限的地壳断块；③被基底断裂所切割和围限的基底断块；④被盖层断裂所切割的盖层断块。它们分属于四个不同的构造级别，在岩石圈发展、演化中有着各不相同的构造意义。

【岩石圈断块】 lithospheric fault block 地球表部(地壳和上地幔顶部，软流圈以上)被岩石圈断裂切割和围限的最大一级的断块。可沿软流圈滑动，相当于板块学说的岩石圈板块。如现代的太平洋、非洲、美洲、欧亚、印度、南极洲六大板块即与之相当。现代大陆区和大洋区可划分出许多各地质历史时期的岩石圈断块。如大陆上的古槽块(地槽断块)，相似于现代大洋断块；古台块(地台断块)相当于现代的大陆断块。

【地壳断块】 crustal fault block 地球表层的第二级断块，也是岩石圈断块内部的次一级断块，比岩石圈断块薄。它被地壳断裂切割和围限，可沿莫霍面滑动。现代大洋被火山岩带断裂所分割的断块，现代大陆被地壳断裂所切割的台隆和台陷，以及槽块内的槽隆和槽陷均属之。现代槽块、台块内中、新生代含玄武岩及其他镁铁质岩的沉积盆地，也多属之。

【基底断块】 foundational fault block 地壳断块内部更次一级的、被基底断裂切割和围限的断块。它可沿康拉德面滑动，均分布在现在大陆区。大陆台块内的台凸和台凹，槽块内的槽凸和槽凹多属之。大陆及大陆边缘的中、新生代不含基性火山岩的红层盆地也属之。如华北台块上规模较小的中、新生代盆地、槽块上的红层盆地等。

【盖层断块】 superficial fault block 被盖层断裂所切割和围限的断块。它存在于现代大陆及大陆边缘，是沉积盖层发育的构造单位。

【台块】 platform block 曾作地台断块的简称。大陆区的第一级断块单位。相当于岩石圈断块。具有地台型的形成(建造)和形变(改造)，由基底和沉积盖层组成。此词现已基本不用。

【槽块】 geosynclinal block 曾称**断褶带**(fault-fold zone)。曾作为大陆和大洋构造区的第一级断块。属岩石圈断块，分为优槽块和冒槽块两种，相当于优地槽和冒地槽。大陆上有古生代、中生代、新生代时期形成的槽块。其形成初期是剪切－拉张或拉张型的岩石圈断裂带，类似现在的大洋中脊裂谷，在它发展的晚期阶段两侧大陆断块相向运动，向大洋地壳仰冲，同时海底扩张使海洋地壳俯冲于大陆之下，在其间形成剪切-挤压型断裂带。可与现代的岛弧-海沟比拟，具有优地槽性质。此词已基本不用。

【坳块】 fault-warp 过渡性构造区的第一级断块，形成于南华纪以后，较稳定，具有冒地槽型的形成和形变特性。相当于冒槽块。此词已不再使用。

【活化台块】 activization platform block 中生代以后，上地幔活动加剧引起台块产生较强烈的构造变动、岩浆活动、老断块复活和上地幔隆起等形成的一系列大陆裂谷、地堑、中新生代断陷盆地和强地震活动带等台块地区。华北台块是强活化台块，扬子台块边缘也有活化现象。

【断块的地壳性质类型】 crustal-type of fault block 按断块的地壳性质可分为大陆型地壳的断块(大陆型地壳构造域)、大洋型地壳断块(大洋型地壳构造域)和过渡型地壳断块(过渡型地壳构造域)三类。它们属于地球的一级大地构造单元，彼此在物质组成、地壳厚度和性质、构造稳定性和构造变形特征、岩浆活动、变质作用以及地球物理场等都具有显著差别。还可根据地壳性质和形成、形变特征，可进一步划分出二级和三级构造单元(见表)。

各级构造单元命名系统(1986)

一级构造单元	二级构造单元	三级构造单元
大陆型地壳断块构造域	断块区 如中朝断块区	断块 如冀鲁断块
	断褶系 如昆祁秦断褶系	断褶带 如祁连山断褶带
	块褶区 如西藏-印支块褶区	断块 如羌塘-唐古拉断块
		断褶带 如班公湖-奇林湖断褶带
		块褶带 如三江-印支块褶带
过渡型地壳断块构造域	边缘海断块区 如西北太平洋边缘海断块区	断块 如南海断块
	海沟-岛弧断褶系 如西北太平洋海沟-岛弧断褶系	断褶带 如菲律宾断褶带
大洋型地壳断块构造域	成熟洋壳断块区 如西太平洋成熟洋壳断块区	稳定性断块 如西北太平洋稳定性断块
		活动性断块 如西南太平洋活动性断块
	新生洋壳断块区 如东太平洋新生洋壳断块区	

【大陆型地壳构造域】 continent crustal structure domain 岩石圈断块的一级构造单元。它包括现代的大陆和大陆架。地壳厚度为30～70千米，由玄武质、花岗质和沉积岩壳层组成，相对稳定、构造活动微弱。但由于不同性质岩石圈断块之间的挤压和拉张，地壳或褶皱增厚、或拉开减薄，并伴有强烈的浅-深源地震和火山活动。如青藏高原和中国东部沿海，布格重力一般偏低，部分地区为负值区，高山区更低，甚至低于－500毫伽。还可进

一步划分为断块区、断褶系和块褶区。

【大洋型地壳构造域】 oceanic crustal structuare domain 岩石圈断块的一级构造单元。包括洋盆、火山链、海底隆起、海底平顶山和洋脊等地貌单元。主要由玄武质壳层和很薄的深海沉积层(几百米)组成,地壳厚度为6~11千米,构造变形轻微,但在海沟附近洋壳挤压上拱,形成外隆。洋底以洋脊为中轴向两侧有大规模水平移动,在某些地质时期有大范围的垂直升降活动。热流值洋脊最高、洋盆次之、拗陷区最低;磁条带以洋脊为轴呈对称带状分布;布格重力为大片正值区,基本反映玄武岩层的起伏状况。亦可进一步划分为成熟洋壳断块区和新生洋壳断块区。

【过渡型地壳构造域】 transitional crustal structure domain 岩石圈断块的一级构造单元。它包括现今的海沟、岛弧、边缘海和大陆斜坡。地壳厚度为6~30千米,由玄武质、花岗质和沉积岩壳层组成,其中花岗质壳层厚度比大陆型地壳构造域减薄很多,而且不连续。沿岛弧外缘有强烈挤压变形,内缘火山活动频繁。边缘海内部拉开较深,出现洋壳物质。它实质上是陆壳、洋壳的混生区,二者相互穿插、交替出现。布格重力为正值区,在海沟有小幅度的下降;边缘海磁条带以扩张轴为中心呈不明显的对称分布;地震活动剧烈,浅震多发生在海沟附近,震源深度向大陆方向逐渐增大;热流值海沟最低,一般小于41.7毫瓦/米^2(1HUF),岛弧中等,边缘海最高。还可进一步划分为边缘海断块区和海沟-岛弧断褶系。

【断块区】 fault block area 大陆型地壳断块的二级稳定型构造单元,属古陆壳。其主要特征是:①具有前南华纪变质基底和不整合于其上的沉积盖层,即双层结构(二元结构),隆起区基底直接出露地表;②基底为相当洋壳的岩石建造,盖层属陆壳沉积建造,空间展布较稳定,厚度较小;③区内岩浆活动微弱,仅沿深断裂有岩浆侵入和喷发;④内部地壳相对稳定,主要产生大型隆起和凹陷,边缘构造活动增强,可出现线型褶皱和逆冲断裂;⑤内部发育各种沉积矿产,边缘则发育与小型侵入体和陆相火山岩有关的内生金属矿床;⑥布格重力异常多为变化平缓的正异常(或在正异常上有小负值区),磁场也是平缓的正异常区,地块越老磁性越高,形成古磁核;⑦属岩石圈断块,如中朝断块区。

【断褶系】 fault-fold system 大陆型地壳断块的二级活动型构造单元,属古洋壳。其主要特征为:①一般呈狭长的带状,围绕断块区分布;②地表主要出露南华纪以来沿岩石圈断裂发生拉开而形成的洋壳和过渡壳类型的沉积,前者为优地槽建造,后者与冒地槽建造相当;③岩浆活动频繁而强烈,拉张阶段出现喷发、侵入和深海沉积共同构成的蛇绿岩套,挤压褶皱阶段先后出现一系列中酸性喷发、侵入活动;④断褶系内部常有古陆壳残块;⑤构造形变强烈复杂,多呈规模宏伟的线型复式褶曲和逆冲断裂,有时形成扇形构造或迭瓦状构造和推覆构造;⑥洋壳经多次挤压和褶皱后转化为陆壳,致使基底构造层均有不同程度的变质,并出现双变质带;⑦以内生金属矿产为主;⑧布格重力异常梯度变化剧烈,常呈宽数十千米、长几百千米甚至达千千米以上的梯度带;磁场为正负交替的异常带。如昆祁秦断褶系。

【块褶区】 bruchfault area 大陆型地壳断块的二级构造单元,属过渡壳。是位于断块区与断褶系之间的过渡型构造带,包括被一系列近平行而又长期活动的岩石圈断裂或地壳断裂分割所形成的断块与断褶带相间排列的地区,建造类型和构造变形都具有过渡型的特点,即靠近断裂带为洋壳建造,远离断裂为陆壳建造,两者之间则为过渡型建造;断裂带附近地层褶皱强烈,地层不整合接触较多,远离断裂带则多为整合接触,产状近水平。如西藏-印支块褶区。

【成熟洋壳断块区】 mature oceanic crustal fault-block area 大洋型地壳断块的二级构造单元。其特点是远离大洋中脊,地形较复杂,既有规模宏大的洋盆,又有高耸的海底高原;洋壳年龄较老(主要形成于侏罗纪—白垩纪时期),地壳厚度较大(6~11千米),构造形变较明显(断裂及褶皱常见),玄武岩层之上常有200~600米厚的沉积物,热流值接近全球平均值62.52毫瓦/米^2(1.5HFU)。可以西太平洋成熟断块区为代表。它三级构造单元为稳定性断块(如西北太平洋稳定性断块)和活动性断块(如西南太平洋活动性断块)。

【新生洋壳断块区】 young oceanic crustal fault-block area 大洋地壳断块的二级构造单元。包括洋脊及其附近的洋底,地形较简单,洋壳形成时期较新,至今仍有海底喷发和炽热熔岩涌出,玄武岩层之上几乎无海底沉积物覆盖;地质和地球物理调查表明,洋脊下有一条串珠状的岩浆囊存在,热流值一般较高。可以东太平洋新生洋壳断块区为代表。

【边缘海断块区】 marginal sea block area 过渡型地壳断块的二级构造单元。包括边缘海和大陆斜坡,主要特点为有新生洋壳形成,或正处于向洋壳转化过程中。以西太平洋边缘海断块区为典型代表。

【海沟-岛弧断褶系】 trench-island arc bruchfault system 过渡型地壳断块的二级构造单元。包括海沟、岛弧和弧间盆地,主要特点为有新生陆壳形成,或正处于向陆壳转化过程中。西北太平洋海沟-岛弧断褶系可作为典型代表。

【断块地质特征分类】 classification of fault blocks by geological property ①按断块形成(建造)和形变(改造)特性,分为台块、槽块和坳块,是第一级断块单位,与岩石圈断块相对应;台隆和台陷、槽隆和槽陷、坳隆和坳陷为第二级断块单位,与地壳断块相对应;台凸和台凹、槽凸和槽凹是第三级断块单位,与基底断块相对应。②按断块的活动强度,并吸收地台地槽说优点,分为断块、断坳和断褶,分别相当于地台、冒地槽和优地槽,代表大陆型地壳、过渡型地壳和海洋型地壳的阶段转化。因此断块、断坳和断褶之首均应分别冠以年代或构造运动期,如太古宙、元古宙、古生代、中生代和新生代的断块、断坳、断褶等或吕梁、晋宁、贝加尔、加里东、海西、印支、燕山、喜马拉雅的断块、断坳、断褶等,以表示其发展演化过程。此两种分类现已不用。

断裂与断块作用

【断块活动方式】 active type of fault block 断块作为一个块体发生的运动及其与相邻断块的相互运动和相互影响。是断块的运动学问题,主要有三种活动方式:①拉张与挤压——分裂与拼合,大多表现为剪切—拉张和剪切—挤压。某一区域或某一地史发展过程中的具体活动方式复杂多变,拉张使原存的断块发生破碎、分裂,各新生断块间发生相背运动并经历不同地质发展历程;而挤压却使断块间互相靠拢、汇聚,若干具不同发展历程的断块拼合成新断块并开始统一的地质发展阶段;②断隆与断陷,抬斜与掀斜,即断块内的次级断块相对抬升和沉降,往往形成次级断块隆起和断块凹陷,并产生抬斜和掀斜,为常见活动方式;③层间滑动—水平错动,顺层滑动断裂不仅把岩石圈切割成不同厚度的块层,而且使厚薄不等的块层间作层间剪切滑动,可沿不同深度的各种界面(如沉积盖层和结晶基底间、康拉德面、莫霍面、软流圈顶面等)上发生,也可在各层圈内发生,可形成不同规模的推覆体和远程运移,据滑动过程中构成的撕脱岩

片的岩石性质和组合，可判断断滑动深度。它具有圈层构造的独立性，多层构造间的不和谐性等基本特征，并导致地震震中的层状分布。

【断裂转化】 faulting inversion　断块学说把断裂转化与褶皱回返作用相比拟，认为地槽由断裂转化同样可进入地台的发育阶段。以岛弧造山带和安第斯造山带的回返运动为例，地槽沉积与上覆地层常呈平行不整合或轻微角度不整合，几乎不发生褶皱运动，地槽的回返是通过断裂所控制的强烈逆冲隆升达到新的重力均衡而完成的；沿断裂有大规模花岗岩类岩体侵入。这种断裂回返与褶皱回返在本质上并无区别，尽管基底刚化程度可能较低，但二者地球动力学环境相同，即由于遭受拉张沿先存断裂而解体的陆壳，块体间的相背运动导致其间出现开阔的新生洋壳和过渡壳（地槽）；随应力场由拉张转变为挤压，地槽两侧的刚性陆壳块体转变为相向运动，从而使地槽闭合，进而转化为地台并隆起成山。此作用反映了地壳发育由能量积累阶段转变为能量释放阶段，由下陷接受沉积转变为上升隆起遭受剥蚀，由拉张状态转变为挤压状态。

【断裂造山】 fracture orogeny　断块学说认为，断裂作用足以使地槽或裂谷等回返并造成山脉。褶皱造山的基本特征是褶皱控制断裂，整个造山带为一巨大的褶皱带。而断裂造山形成的造山带是一条巨大的断裂带，由一系列近平行的逆冲断层组成，地层主要不是水平方向上的缩短，而是被断裂切割成大小不等的块体并发生不同程度的隆升；地层的褶皱是受断裂活动所控制的。造山带中的花岗岩带、变质岩带、糜棱岩带、混合岩带等的发育都受断裂控制。断块学说认为，不仅有褶皱造山形成的磨拉石建造，还有断裂造山的磨拉石存在。二者特征不同：前者形成于与山脉平行的、相对狭窄的山前坳陷中，属典型的挤压型盆地，是大山块体强烈水平侧压力的产物；后者则多形成于以正断层为边界的张性断陷盆地中。

【断裂变质】 fracture metamorphism　断裂活动产生的变质作用。通常区域变质作用被看作是褶皱造山和岩浆侵入事件在时间上、空间上的一个共生组成，因而它同褶皱造山带走向相平行。断块学说认为，可把区域变质作用区分为两种基本类型：由褶皱造山运动引起的褶皱变质和由断裂造山运动引起的断裂变质，无论变质程度还是变质带的规模二者均可比拟，甚至可以出现更复杂的地质景象。其时间序列是片理化绿片岩相变质作用、角闪岩相变质作用、混合岩化作用、再生花岗岩浆侵入作用。断裂区域变质带的空间组合是区域变质岩类、混合岩类和花岗岩类的三位一体。断裂变质概念强调了形变期间的应力与温度和压力条件对物质组分之间相互作用的影响、机械活动性可引起化学活动性、基底岩系和沉积盖层在形变期间都参与物质交换。

【洋壳陆壳转化】 oceanic crustal and continent crustal transformation　断块学说关于洋陆互相转化，可表述为：大陆型地壳区在剪切—拉张作用下，可通过**裂堑**（aulacogen）及其进一步发育而转变为大洋型地壳区；大洋型地壳区则在剪切-挤压作用下通过造山带或岛弧（山弧）和海沟的形成而发展成大陆型地壳区。其地壳演化发展的剪切-拉张造洋、剪切-挤压造陆的过程，组成一个完整的构造旋回。一个完整的构造旋回常包括两个构造运动幕：初幕为（剪切-）拉张幕、即**造洋幕**（thalassogenesis phase）；终幕为（剪切-）挤压幕，即**造陆幕**（epeirogenic phose）。前者又称前期造洋作用，后者即后期造陆作用。

【剪切-拉张造洋】 shear-extension thalassogenesis　大陆型地壳区在剪切-拉张作用下陆壳可通过裂堑-裂谷的发育，使大陆型地壳减薄、解体，转化为洋壳的过程。裂开总是沿先存的构造薄弱带（全球性锯齿状断裂网格的一部分）发生，由大陆型地壳向大洋型地壳转化的一般过程是：裂堑-地堑-地槽（由冒地槽到优地槽）或裂堑-地堑-大陆裂谷-陆间裂谷-大洋裂谷。断块构造说认为：陆壳通过裂堑转化为洋壳，不是（热点活动或地幔穹）隆→拉（张）→断（裂）→裂（谷发生）继而大洋化的过程，而是断（裂）→拉（张）→地幔穹（隆）→裂（谷发生）继而大洋化的过程。

【剪切-挤压造陆】 shear-compressional epeirogeny　大洋型地壳在剪切-挤压作用下，洋壳转化为陆壳的作用过程，既沿消减带的消减而使洋盆逐步变小直至闭合，又因消减等地区强烈的中酸性岩浆活动和大量原洋盆中的沉积物增生而形成新的大陆型地壳，从而完成由大洋型地壳向大陆型地壳的转化。消减带常表现为大陆边缘弧，可分为西太平洋岛弧和安第斯山弧（前者以发育相对开阔的弧后盆地为特征）两种基本类型，皆为全球性锯齿状断裂网格控制下发育的，岛弧和山弧只是断裂带的浅构造位的构造形态。

【断块仰冲作用】 fault block overthrust　大陆壳断块大洋壳断块上逆冲的现象。仰冲与俯冲是冲断层两盘的相对位移运动，是剪切作用的构造表现，均发生在陆壳断块与洋壳断块的碰撞中，与板块说不同的是断块说强调仰冲是主要的，而俯冲作用是次要的。断块说认为在洋壳断块与陆壳断块相碰撞时，由于断裂常向大陆一侧倾斜，位于断层上盘的密度较小、强度较小、地形较高的陆壳断块，容易仰冲于位于断层下盘的密度较大、强度较大、地形较低的洋壳断块之上，因此，仰冲是比俯冲作用更普遍、更重要的构造现象。断层面（两个断块的接触面）倾角的变化对仰冲或俯冲亦起重要作用。板块构造说强调俯冲或消减带，而忽视仰冲叠加带，所基于的事实是：海洋地壳较冷、Q值较高、刚度较大、密度也较大；贝尼奥夫带向大陆倾斜；双变质带的高压低温带在海洋一侧，而低压高温带在大陆一侧；岩浆的分带由大洋向大陆酸碱性增大，向大洋则基性成分增高等。大陆向大洋仰冲模式不但能更圆满地解释碰撞带及其附近的上述各种地质现象，还可成功地说明远离大洋上千千米之遥的大陆边缘构造盆地的成因和机制。自始新世以来发育的东距太平洋上千千米的华北陆缘盆地为一剪切-拉张大陆边缘构造盆地（北东向以剪切为主，近东西向以拉张为主）的形成机制是，在太平洋型大陆边缘，洋壳断块与陆壳断块发生碰撞，大陆向大洋仰冲，因而在大陆边缘部位产生垂直于陆洋边界的拉张应力，沿袭原断裂（构造薄弱带）即可发生拉张而形成盆地、裂谷等构造，并伴随上地幔上隆和地壳的减薄。向大陆倾斜的断裂面倾角越小，大陆向大洋仰冲的规模越大，影响形成大陆边缘盆地或裂谷构造的范围也就越大。由断裂带的仰冲和俯冲而决定的褶皱作用具有不同的表现形式：一般以仰冲为主时，断裂面上盘的褶皱自大陆向大洋由新变老，岩浆活动等也自大陆向大洋由新变老；而以俯冲为主时则相反。

【陆缘型大陆增生】 pericontinental type continental accretion　发生在过渡壳断块与陆壳断块的挤压碰撞中，由原沟弧盆区转化的陆壳拼贴到先存大陆边缘的现象。其根本原因在于建造的不均一性所控制的构造不均一性，以及强烈的挤压碰撞。当岛弧向大陆拼合时在其外侧发生拉张，形成新的大西洋型大陆边缘，一旦再转化为太平洋型形成岛弧后，又可再次发生过渡壳断块与陆壳断块的碰撞，使大陆得以再次向外侧扩大，如此多次拉张—挤压过程，大陆型地壳就会依次连续向外扩大，这是传统意义上的大陆增生。断块说认为增生物质来自两部分：①原沟弧盆区的火山-沉积岩；②原洋盆中的沉积物（包括洋岛、陆隆、海山、海台等的沉积物）在洋壳消减时被刮削下来而拼贴到大陆边

缘上形成沉积增生楔，因而大陆外侧还有洋壳发育，一旦消减时又有沟弧盆系形成，故增生现象可以多次发生。在中国东南部，自西北向东南依次排列着江南断块（晋宁期）、武夷云开断褶带（加里东期）、东南沿海断褶带（海西期）台湾断褶带（喜马拉雅期），勾绘出中国大陆自西北向东南增生的清楚轮廓。

【陆间型大陆增生】 intercratonic-type continental accretion　陆壳断块间挤压碰撞，通过“对冲”和“互冲”作用而使两个陆壳断块拼合为一体并开始相同的地质发展历程，使大陆壳的面积得以增大的现象。在陆壳断块-过渡壳断块碰撞与陆壳断块-陆壳断块碰撞之间可能存在一种过渡情况，即原洋盆内的若干大陆地壳的残块在洋壳消减时被刮削下来与洋岛等的沉积一起拼贴到大陆边缘上，因其规模较小，不足以引起陆-陆碰撞现象，这可称为“大陆增大”（enlargement）。

【断块对冲】 block ramp, rampthrust　当两个陆壳断块发生相向运动并发生挤压碰撞时，若两个断块刚性程度较高且断裂带倾角陡立，则断裂两侧的断块将会发生强烈的顶撞隆升现象。中秦岭断褶带印支运动的对冲即为典型实例：秦岭断褶系南、北分别以断裂带与扬子断块区和华北断块区为邻，本身又被断裂带分划为北、中和南秦岭断褶三个次级构造单元。早古生代南、北秦岭均经历了拉张—强烈拗陷（地槽化），以及先后闭合回返而陆壳化的过程；泥盆纪—石炭纪中秦岭发生拉张形成地槽，海西运动表现以上升为主的褶皱断裂运动和岩浆侵入；三叠纪时全区隆起剥蚀，在三叠纪末的印支运动华北与扬子两断块区沿中秦岭带对冲，使其遭受强烈南北向挤压，南、北两侧断裂强烈逆冲，并形成低温高压变质带和三叠纪混杂岩，以及酸性岩基侵位，导致华北断块区与扬子断块区又拼成统一陆块并使陆壳面积扩大。

【断块互冲】 fault block interdigitation, fault block interthrust　当两个陆壳断块发生挤压碰撞时，若边缘的冲断层倾角较缓，会使块体的水平运动距离加大，兼之两侧的块体厚度较薄、脆性较高而易破碎，造成破碎小块体互相穿插、彼此犬牙交错，使块体间的缝合线呈弧形并形成参差不齐的锯齿状，而且由于后期的侵蚀或破坏作用，在缝合线两侧可出现类似推覆体、飞来峰或构造窗的现象。在南乌拉尔地区晚加里东期是这种陆陆拼合方式的很好实例；滇西南三江地区也发生了印支期典型的互冲。其主要控制因素是不同构造水平上的层间滑动，同时拉张阶段层间滑动面逐渐由浅变深，在挤压阶段层间滑动面又由深变浅的现象。

【沉陷俯冲】 sag-subduction　一种以垂直运动为主的碰撞方式。现今仍可见洋壳垂直消减的实例，相邻的大陆边缘地区并无沟弧盆系发育。早前寒武纪可能即以垂直运动为主，故尽管未见大陆边缘弧的记录，大陆增生的速度却很快。

【斜交汇聚】 heterostrophism convergence　碰撞带为一条剪切带或具斜冲分量的剪切带的汇聚方式。不像典型的消减-碰撞具双变质带、蛇绿岩套和混杂岩等。北美西部一系列原位于南半球或赤道附近的地体在向北运移时逐步聚合并泊位式地拼贴到北美克拉通上，可视为最好实例。

中国断块分区

【全球性断裂网格】 global faulted network　由线性断裂构造组成的全球性网格系统。有五个基本特征：①方向性。地球表面的断裂系统有四个主要方向，即在南北向挤压作用下产生的北北东、北北西向的 X 型共轭剪切断裂系、迁就二者而成经向锯齿状断裂系；在东西向挤压作用下产生北东东、北西西向的 X 型共轭剪切断裂系、迁就两者而成近纬向锯齿状断裂系；迁就北北东、北东东向剪切面而成北东向的锯齿状断裂；迁就北北西、北西西向剪切面发育而成北西向的锯齿状断裂；②全球性。上述不同方向的 X 型共轭剪切断裂系和锯齿状断裂互相交织构成的断裂网格，具有全球性，还具有行星际意义。在具有刚性壳圈的月球和火星、金星表面 X 型断裂网格和锯齿状断裂也屡见不鲜；③直线性。断块说强调直线构造的主导性，虽太平洋型活动大陆边缘有大量弧形构造，但其深构造位形态仍为直线状。新生代褶皱带中的大量弧形构造都是盖层滑动的产物，受控于基底 X 型剪切断裂系；当浅部地质构造遭受剥蚀后，留下的依然是直线构造；④长期性。地表显现的全球网格无疑是中—新生以来形成的，控制现今地震带分布的则是活动性断裂网格。由于侵入岩带的展布受断裂带控制，据呈条带分布的绿岩带的物质组成、分布特征、构造形态和同位素年龄值等，可分为：早期者形成于 30 亿年以前，多由镁铁质-超镁铁质岩（一般呈整合的层状，大致沿南北向延伸，主要见于南、北回归线之间）及少量中基性火山-沉积岩组成；晚期者主要形成于 27 亿 ~ 26 亿年，多由基性-酸性火山岩或钙碱性火山岩及火山-沉积岩组成（大致沿东西向分布在北回归线与北极之间的中纬度地区）。两期绿岩带可能代表最古老的地球行星断裂网格，那时地壳厚度小、刚度小，处于高热和可塑性强，最早期可能为塑性或韧性断裂，随后逐渐转变为以脆-韧性断裂为主和以脆性为主。月球、火星和金星上者开始形成的时期更为古老，可能在 45 亿 ~ 35 亿年前；⑤统一性。网格的全球性、方向性，以及不同方向断裂力学性质的有机组合表明，它们是全球统一应力场作用的产物。

【中国断块构造分区】 tectonic division of fault blocks in China　根据现存构造的不同地质构造特征所作的断块区划。断块的分区应以同一地质时期为标准。张文佑等（1974）编制中国块断构造分区图时，曾将中国新生代以来的断块构造区分为：①**青藏断块区**（Qinghai-Xizang（Tibet）fault-block region），大致为叶城—且末—西宁一线以南，西宁—丽江一线以西地区；②**西域断块区**（Xiyui fault-block region）；③**中部断块区**（fault-block region of center of China），即青藏、西域两断块以东，阿里河（黑龙江省）经峰峰、宜昌、百色以西地区；④**华夏断块区**（Cathaysian fault-block region），即中原断块区以东地区，各断块区特征见表。

断块 \ 特征	地幔活动	地壳厚度（km）	近代地壳升降	地震活动
青　藏	地幔沉降	50 ~ 70	强烈上升	边界地震活跃
西　域	地幔上升微弱	55 ~ 60	强烈上升	边界地震活动
中　原	地幔上升中等	40 ~ 55	中等上升	地震比较活跃
华　夏	地幔上升剧烈	30 ~ 40	沉　降	华北活跃、东北稳定、沿海活动

【中国断块构造格局】 tectonic framework of fault blocks within China　中国及其邻区断块构造的空间配置和排列规律。中国断块自东而西依次属大洋型地壳构造域（洋壳断块）、过渡型地壳构造域（过渡型断块）和大陆型地壳构造域（陆壳断块）。①南北构造带。在大陆型地壳构造域的中部，沿贝加尔—蒙古中部、贺兰山—六盘山、龙门山、康滇—横断山、红河—南海西缘，为一条规模宏伟的南北向锯齿状断裂带，把亚洲大陆分割为东西两部，并对区域地质发展演化起长期的控制作用，成为亚洲大陆最主要的南北向构造之一；②南北构造带以西，古生代和中—新生代以地槽发育为主，自北向南有时代变新的趋势，各地槽间夹有古老陆壳的残块，发育北西西、北东东向断裂，而以前者为主，构

成长轴近东西向的菱形断块;③南北构造带以东古生代以地台发育为主,但在华北和扬子两断块区之间还夹有古生代秦岭地槽,经加里东和海西旋回在扬子断块区东南侧又先后拼合武夷云开断褶和东南沿海断褶。中—新生代以地台的活化为特征,表现为断裂控制的强烈火山活动,充填巨厚沉积的裂谷和断陷盆地发育,大陆地壳被拉薄以及向大洋地壳转化的趋势,反映处于强烈拉张状态,区内发育北北东、北北西向断裂,且以前者为主,构成长轴近南北的菱形断块;④亚洲大陆东部边缘以凸面朝向大洋的沟弧盆系,属过渡型地壳构造域,是中生代晚期以来构造活动最活跃的地区。地震、火山活动频繁,具明显分带性。⑤南北构造带以西的广大地区在新生代处于南北向挤压隆起状态,可与背形区相类比;以东广大地区(包括大陆边缘过渡型地壳构造域)则相当于东西向拉张坳陷的应力状态,可与向形区相当。中国及其邻区的断块构造格局受行星际断裂网格系统所控制。

【断块构造应力场】 tectonic stress field of fault block 模拟实验和野外观测的结果表明,在南北向挤压应力作用下,先产生北北东和北北西 X 型剪切断裂系统。随后进一步迁就原有的 X 型剪切断裂而发展为近南北向(经向)锯齿状断裂。在亚洲大陆向东仰冲和太平洋向西俯冲的东西向压力作用下,则产生北东东和北西西向 X 型剪切断裂,迁就它们而产生近东西向(纬向)锯齿状断裂,近南北的张性断裂转变为挤压性断裂,即经向构造带。中国中、新生代地壳(地应力状态和构造形变特性)分为东、西两个区,两区的分界是横断山至六盘山—贺兰山。西部相当于挤压隆起区(复背斜),表现为北东东—北西西断裂带所切成的长轴近东西向的近似菱形断块;东部相当于拉张凹陷区(复向斜),表现出北北东—北北西断裂带所切成的长轴近南北的近似菱形断块,两者分界的近南北向构造带可视为剪切-挤压和剪切-拉张带。在这种应力条件下,导致西部地区构造运动(印支—燕山—喜马拉雅期)由北向南逐渐变新,引起古地中海部分在西藏南部与印度断块发生拼合,这与较刚硬的塔里木和印度断块相向运动有关,在西藏地区挤压最强,表现为**扇状山体**(fan-shaped orogen)的块状隆起。在西部地区,古生代及其以前的断裂活动仍在继续并表现为断块的升降运动,形成次一级的断裂和褶皱带,主要断裂系统是北西西与北东东的 X 型断裂,及近东西向构造带。在东部地区,构造运动以及岩浆活动大致有从西向东逐渐变新的特征,以西太平洋和印尼岛弧的外海作为自由边界。中国大陆有向太平洋作不均一的蠕散的趋势。同时也相应的形成了北北东(至北东)及北北西(至北西)的 X 型剪切断裂系统和近南北向的张性大陆裂谷、边缘海盆地和岛弧。这一应力场可能是地球形成以来,由于热力和引力作用引起的地球自转和公转速率的变化所产生的,根据模拟实验和野外观测,地表断裂常与地下断裂活动不一致,在层间滑动面(中和面)以上和以下的应力场是不同的。中国东部大致相当于向斜,西部相当于背斜。前者地表断裂为北北东—北北西向,后者则为北东东—北西西向,而中和面以下则恰好相反。东部地震活动多沿北东东—北西西向,西部地震活动多沿北北东—北北西向可能就是这个道理。

【复岛弧】 islands arc 张文佑(1984)按应力状态划分的两类岛弧之一。是指洋壳断块与陆壳断块碰撞时形成的双层岛弧。其形成机理是:大陆向大洋的仰冲导致大陆边缘破碎残块漂离大陆,沿底部层间滑动断裂向大洋方向漂移遇阻,在其前缘形成前锋弧,同时滞留在前锋弧后的大陆残块构成另一个与其相平行的弧。复岛弧的应力分布是弧前挤压、弧后拉张。近代的亚洲大陆边缘岛弧为其典型代表,在它们的弧后形成一系列拉张海盆。和复岛弧相对应的另一类岛弧为单岛弧,它处于弧前拉张、弧后挤压的应力状态。

【基底断裂构造系】 basement fault tectonic system 发育于基底变质岩系内、具有成生联系的断裂构造系。如纬向构造系、经向构造系、华夏系、西域系等。

【盖层滑动构造系】 superficial gliding tectonic system, sedimentary covering sliding tectonic system 指发育在沉积盖层内、由于盖层脱开基底沿基底滑动并受基底断裂控制、在沉积盖层中产生的构造体系。例如山字型构造系、旋卷构造系和边缘弧构造系等。

【鄂尔多斯断块】 Ordos fault block 1974 年提出,是张家口、大同、河津以西至贺兰山—六盘山的断块。基底主要在太古宙桑干期形成,绝对年龄大于 25 亿年。

【太行断块】 Taihang fault block 1974 年提出,鄂尔多斯断块以东至太行山边缘一带的断块。基底为古元古代太行期形成,绝对年龄为 18 亿 ~ 25 亿年。

【冀鲁断块】 Hebei-Shandong fault block 1974 年提出,太行山以东至郯庐断裂的断块。基底为太古宙桑干期形成,绝对年龄大于 25 亿年。

【胶辽断块】 Jiao-Liao fault block 1974 年提出,郯庐断裂以东至渤海、黄海边缘的断块。基底为古元古代太行期形成,绝对年龄大约为 18 亿 ~ 25 亿年。

【扬子断块】 Yangtze fault block 位于合肥、武汉、成都一线以南,杭州、长沙以北长江流域地区的断块。在新元古代晋宁期(8 亿 ~ 10 亿年)的构造运动形成其基底,上部主要有南华系、震旦系、古生代、中生代的地台型沉积。

【塔里木断块】 Tarim fault block 1974 年提出,位于新疆塔里木盆地的断块。其基底形成于新元古代晋宁期(8 亿 ~ 10 亿年)的构造运动,其上分布有南华纪、震旦纪、古生代、中生代、新生代地地台型沉积。

【西昆仑断褶】 Western Kunlun fault-fold 位于西昆仑山,呈北西西方向延伸的断褶。它由早古生代的轻变质的砾岩、砂岩、千枚岩和火山岩组成,并存在"蛇绿岩套"和硬玉矿床,为优地槽褶皱系。1959 年张文佑等将其定名为西昆仑正地槽,1974 年改名为西昆仑断褶。它主要为早古生代的大洋型地壳,相当于槽块。

【北祁连断褶】 North Qilian fault-fold 位于祁连山的断褶。由寒武系—奥陶系的复理石、硅质岩、中性和基性火山岩、碧玉岩等组成。这个断褶构造形变剧烈,岩层变质轻微,为加里东期褶皱隆起的地槽。据最近资料分析,它们是由蛇绿岩套、混杂岩堆积组成的大洋型地壳,为历史上的优蒂槽。1959 年张文佑等将其命名为祁连山正地槽系,1974 年改名为北祁连断褶。

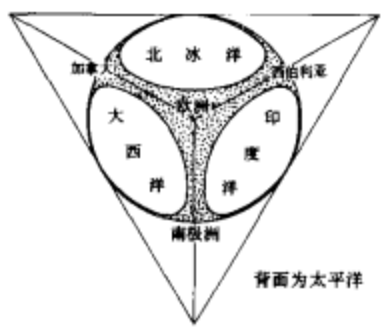
【台湾断褶】 Taiwan fault-fold 中国台湾省地区的构造单位。它是新生代褶皱回返的褶皱带。岛上出露古生代变质岩系以及白垩系至渐新统的岩层。渐新世为地槽型沉积,并在渐新世末褶皱。东部海岸山脉有硬玉、蛇绿岩套分布,是消减型岩石圈断裂带。1959 年张文佑等曾命名为台湾正地槽,1974 年改名台湾断褶。

波浪状镶嵌构造说

总　论

【波浪状镶嵌构造说】 wavy mosaic tectonics hypothesis 一种阐明地壳统一构造格局及地壳运动规律的假说。张伯声 1962 年提出“镶嵌的地壳”的观点，1964 年建立地壳波浪运动的概念。1959 年通过分析中国华北和华南地质发展之异同，发现相邻地壳块体在各地质时期均以它们之间的活动带为构造支点带作天平式摆动，而构造支点带亦作激烈波状运动且具普遍性的认识基础上发展而成。他认为，地壳由不同级别（大到环球构造，小到显微构造）的构造带或结构面分割为一级套一级的地壳块体，块体又被夹在其间的构造带或结构面镶嵌起来。在同一地应力场作用下形成的构造带或结构面呈有规律的定向排列，构造带和地块的相间分布，在构造地貌上显示波状起伏，形成地壳波浪。全球地壳有四大波浪系统，即北冰洋-南极洲波系、太平洋-非洲波系、印度洋-北美波系及南大西洋-西伯利亚波系。同一个地壳波浪系统的同级相邻构造带（或结构面）之间具有近等间距性。不同方向的地壳波浪交织成网，决定镶嵌在网目中的地块的形状及排列方式，这种构造格局称**波浪状镶嵌构造**。如地壳上最大的环太平洋构造带和地中海构造带把整个地壳分为太平洋、劳亚、冈瓦纳三大壳块。两大构造带和三大壳块又被次一级、更次一级的构造带或结构面分割为次一级、更次一级的地壳块体，直至显微构造。波浪状镶嵌构造有普遍性、多级性、近等距性和交织性（网络性）等基本特征。造成镶嵌构造的运动形式是地壳波浪运动，是由地球发展中膨胀与收缩的脉动（以收缩为主）和由此而导致的地球自转速度规律性变化引起的。

【地球四面体】 Earth tetrahedron ❶即地球梨状体。❷地球收缩说的一种，是根据物质的收缩理论推演出来的：在三维空间里表面积相等的物体，以圆球形的体积最大，而四面体的体积最小。四面体即用四个等边三角形所组成的物体（以一个三角形为底，三个三角形围成锥体）。这个假说认为地球收缩到最小体积应是四面体。于是设想北冰洋、太平洋、印度洋、南大西洋为四个收缩面，而所有的大陆位置都在四面体的边棱和尖角上。但是像地球这个巨大的球体收缩是不会变成四面体的，因为巨大的边棱和尖角会因为地壳均衡调整和重力作用而改变为球形体，因而四面体假说已被大多数学者放弃，仅波浪状镶嵌构造说仍应用了四面体假说的某些观点。



地球四面体

【地壳波浪运动】 crustal wave movement 造成地壳镶嵌构造的地壳运动。根据地壳运动的发展历史和构造地貌形态可看出，镶嵌构造是由规律性的差异运动形成。如一构造带或结构面两侧的地块可发生上下摆动、左右扭动或前后推挤，依据构造带和两侧地块的运动状态，相应分为蚕行式、蛇行式、蠕行式三种基本运动形式。不同形式的运动，造成各种类型的地壳波浪。如夹在镶嵌地块之间的构造带，在运动中（包括横波和纵波）是应力集中的敏感支点带，往往形成上升的波峰带，而其两侧的镶嵌地块则成为相对下降的波谷带；但在断层两侧的地块，可一侧上升为波峰，而另一侧相对下降形成波谷，造成地垒-地堑构造；又或因地块本身的翘倾运动，使之一边或一端翘起形成波峰，另一边或另一端下倾形成波谷，构成半地垒-半地堑构造。其基本形式说明：①地壳的波浪运动呈有垂直的和水平的两种形式，但实质都是沿水平方向传递的，表明地壳水平运动的主导性；②至少自元古宙以来地壳的基本构造格架和主要的构造方向无太大改变，地球上的地壳块体“漂而不远，移而不乱”。

【波峰构造带】 wave crest tectonic belts 又叫构造波峰带，简称波峰带。构成镶嵌地壳的正性构造带。多为地应力集中的褶皱造山带，也是地质构造的敏感支点带。中国境内属于环太平洋及外太平洋构造带的一级波峰带，自东而西有：台湾波峰带、东南沿海波峰带、长白山-雪峰山波峰带、大兴安岭-龙门山波峰带、贺兰山-珠穆朗玛波峰带、阿尔金山-西昆仑山波峰带、阔克沙勒岭-博格达山波峰带、准噶尔界山波峰带。它们在东北方向收敛，向西南撒开。属地中海及古地中海构造带的一级波峰带自南而北有：喜马拉雅波峰带、哀牢山-海南岛波峰带、昆仑山-巴颜喀拉山-南岭波峰带、天山-祁连山-秦岭-大别山波峰带、阿尔泰山-阴山-泰山波峰带、辽河-辽东波峰带、小兴安岭波峰带。它们在西北高收敛，向东南方向撒开。属于纬向构造带的主要波峰带有：天山-阴山波峰带、昆仑山-秦岭波峰带、喜马拉雅-南岭波峰带。经向的波峰带不甚明显，最主要的即纵贯中国中部的东亚镜向反映中轴带。

【波谷构造带】 wavy trough tectonic belts 又称**地块波谷带**，简称波谷带。夹在波峰带之间的沉陷带。中国夹在环太平洋及外太平洋波峰带之间的地块波谷带自东而西有：东海-南海波谷带、黄海-湘桂波谷带、松辽-四川波谷带、鄂尔多斯-川西波谷带、柴达木-西藏波谷带、哈密-塔里木波谷带、准噶尔-伊犁河波谷带。夹在地中海及古地中海波峰带中的地块波谷带自南而北有：永平-思茅波谷带、藏北-广西波谷带、塔里木-四川波谷带、准噶尔-河淮波谷带、查干诺尔-渤海波谷带、海拉尔-松花江波谷带。每个波谷带都被与其相交的不同方向的波峰带截为若干段而成为一个个地块。

【镶嵌构造格局】 mosaic tectonics framework 地壳镶嵌构造在空间上的组合特点和排列规律。在镶嵌地壳中，存在几组地壳波系形成的不同方向的构造线，可归纳为经向、纬向和斜向的三种，互相干扰和迁就，使构造线成为锯齿状或舒缓波状；几个方向的构造线互相穿插、交织成网。在网目中镶嵌不同级别的地块，纵、横或斜向成排成列，表现为小构造与大构造镶嵌的统一性，说明地壳中应力、应变的统一性和它们形成过程的统一性。

【镶嵌构造机制】 formation mechanism of mosaic tectonics 波浪状镶嵌构造的形成过程和原因。地球自转速度的快慢变化造成地球在经向和纬向上的挤压和张弛，形成斜向的两大地壳波浪

系统，又在其上附加东西和南北的正向波浪系统。地球脉动的总趋势是收缩，球形物体收缩时最节约能量的方式是向四面体发展，故形成北冰洋、太平洋中部、印度洋和南大西洋四大收缩中心，造成四个洼陷区；并在各自对极位置分别形成四个相应的隆起区，即南极洲地台、非洲地台、加拿大地台和西伯利亚地台。在一对洼陷与隆起之间，形成许多近平行的构造活动带，组成一组地壳波浪系统，从而形成北冰洋-南极洲波系、太平洋-非洲波系、印度洋-北美波系、南大西洋-西伯利亚波系四组大的地壳波浪系统。前两组由于地球自转速度变化形成的水平分力的联合作用而得到加强，并在接近大圆的位置形成宏伟的地中海构造带和环太平洋构造带。以这两组地壳波浪为主导的四组地壳波浪互相交织，造成地壳的复杂镶嵌构造格局。四大波系的大构造带位置，从元古宙以来变化不大。

【地壳波浪系统】 crustal wave system　地壳中由于构造极地不同，形成不同方向的地壳波浪，同一方向的地壳波浪可归并为一个波浪系统。全球可分四个对极与四个大圆构造带形成的波浪系统：①以地理两极为对极、以地中海构造带为大圆的北冰洋-南极洲波浪系统；②以太平洋和非洲的一定地点为对极、以环太平洋构造带为大圆的太平洋和非洲之间的波浪系统；③以印度洋和加拿大某地为对极的波浪系统；④以南大西洋和西伯利亚某地为对极的波浪系统。

【构造极地】 tectonic polar　地球在体积收缩时有四个收缩中心（北冰洋、太平洋中部、南印度洋和南大西洋），在地貌上表现为四个最明显的洼陷；它们的对极是四个最明显的隆起（南极洲地台、非洲地台、加拿大地台和西伯利亚地台）。在每一对隆起与洼陷之间，形成一系列近平行的构造活动带，组成一个地壳波浪系统，每一对洼陷与隆起正好处在这一地壳波浪系统的两极，故称为构造极地。

【大圆构造带】 great-circle tectonic belts　处在一对构造极地中间，接近地球大圆位置的构造活动带，是同一地壳波浪系统中最大的构造活动带，也是应力最集中、构造运动最激烈的地带。如环太平洋带和地中海带分别为太平洋-非洲波系和北冰洋-南极洲波系的两个大圆构造带，均系差异运动最大的断裂带，又是最活跃的火山带和频率最高、震级最强的地震带。

【小圆构造带】 small-circle tectonic belts　在大圆构造带和构造极地之间，与大圆构造带似平行的其余构造活动带。如环绕南极洲的南部大洋中间海岭是北冰洋-南极洲波系的一个小圆构造带。

【构造编织镶嵌作用】mosaic action of tectonic weave　两个（或两个以上）不同方向的构造带彼此交叉，将地壳分划出的各级山块，互相编织和彼此镶嵌在一起的作用。经构造编织镶嵌地壳形成网络式的构造格局，且排列有序、此起彼伏，构成复杂而有规律的图案。随构造运动的发展，构造图案也发生有规律的变化。它有两个特点：一是导致地质构造叠加；二是造成地块的天平式摆动、隆洼迁移以及沉积中心变迁等。

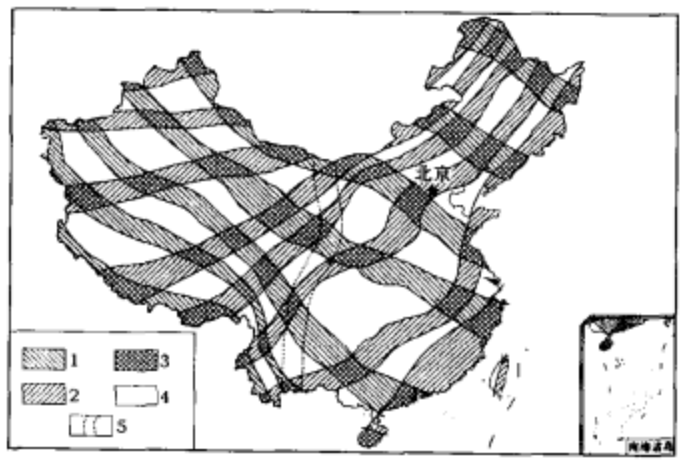
【构造经线】 tectonic longitude line　经构造编织镶嵌作用形成的网络式构造中，两组呈大角度相交的构造线分别称构造经线和**构造纬线**（tectonic latitude parallel）。它们可为正向的（近东西和近南北），但更多是斜向的，形成斜方网状构造格局。如东塔里木盆地周缘，北西西向天山-祁连山波峰带和北东东向阿尔金波峰带交织形成的网络中，前为构造纬线，后即构造经线。

【多级波浪状镶嵌构造】 multi-order wavy mosaic tectonic　在大的地壳波浪状镶嵌构造格架中，包容次一级、更次一级的波浪状镶嵌构造，形成一级套一级的现象。波浪状镶嵌构造的多级性反映地壳波浪运动的多级性，以及地壳波浪运动的本质。

【等距波浪状镶嵌构造】 equi-distant wavy mosaic teconics　具有近等间距分布特征的波浪状镶嵌构造。主要表现为：①同级别的造山带、沉积洼陷带，乃至岩浆岩带等的分布，都具有近等间距性；②不同级别的构造带等，也存在多级近等间距特征；③不同系统地壳波浪的构造叠加，可产生不同方向、不同间距的复杂等间距构造图案。

【交织波浪状镶嵌构造】 compounding of wavy mosaic tectonics　又称网络波浪状镶嵌构造。不同系统的地壳波浪彼此交叉形成的、以网状构造为特征的波浪状镶嵌构造，是地壳波浪相互干涉的现象。不同系统地壳波浪的交织导致波浪状构造叠加，显示不同地质特征：①两个系统的波谷带相叠加，形成深洼陷；②两个系统的波峰带相叠加，形成高隆起；③波峰带与波谷带相叠加，隆洼形式因地而异，多形成以波峰方向为主导的构造带。

【波浪状镶嵌构造网】 wavy mosaic tectonic network　由不同系统的地壳波浪彼此交叉和相互编织形成的网状构造格局。两个不同方向的地壳波浪系统交织形成的网状构造，主要由**构造网眼**（tectonic meshworm）（波谷带相叠加）、**构造网结**（tectonic knot）（波峰带相叠加，形成镶嵌地块）和**构造网线**（tectonic mesh line）（波峰带与波谷带叠加，形成**镶嵌山块**）三种类型构造组成。它具多级性特征，即在大的网状构造格架中，还有次一级、更次一级的构造网络；可形成正方网状，更普遍的则是斜方网状。四个巨型地球波浪系统各自不停地传播和相互交织，形成复杂的构造网。在中国由环太平洋和外太平洋以及地中海和古地中海两大地壳波浪系统相互交织，形成以多级斜方网状为主、排列有序的构造格局。



中国波浪状镶嵌构造网示意图

1. 古地中海构造波系诸波峰带（未被环太平洋波峰带交织部分为构造段）；2. 环太平洋构造波系诸波峰带（未被古地中海波峰带交织部分为构造段）；3. 两个系统的波峰带交织后所形成的构造结；4. 构造网眼中的地块；5. 东亚镜像反映中轴带大致范围

【壳块】 crust cupola　曾称巨大地块。被一级构造带镶嵌而成的巨大地壳块体。整个地壳可划分为以太平洋为主的太平洋壳块，以大陆为主的劳亚壳块和大陆海洋间杂的冈瓦纳壳块。

【镶嵌地块】 mosaic block　两个地壳波浪系统的波谷带叠加部位，即构造网眼部位的地壳块体。其特点是：构造相对稳定，往往形成较深的洼陷，成为构造盆地，在地质构造演化上具有两个系统的二重性，有利于油气、煤等沉积矿产的形成。在中国由北东和北西两组斜向波谷带相交汇而形成的主要地块自南而北、自东而西有：景谷地块、广西地块、楚雄地块、稻城地块、藏北地块、台西地块、湘赣地块、四川地块、若尔盖地块、柴达木地块、塔里木地块、昭苏地块、苏北地块、河淮地块、鄂尔多斯地块、巴丹吉林地块、哈密地块、准噶尔地块、渤海地块、查干诺尔地块、松花江地块、海拉尔地块。它们镶嵌在由两组斜向波峰带交织

成的构造网的网目中，多呈斜方形或类菱形，并沿北东和北西方向斜列成排。由于正向构造的穿插切割，使其形态多样化和复杂化。

【波浪状镶嵌构造控矿】 wavy mosaic tectonic control of ore deposition 波浪状镶嵌构造不同部位和不同特性控制矿产类型和分布规律的作用。较常见的控矿作用有：①地壳波浪镶嵌构造的多级控矿；②地壳波浪镶嵌构造的近等间距性控矿；③地壳波浪镶嵌构造的交织性控矿，如由不同方向地壳波浪的交叉、编制作用所形成的三种不同类型的构造区（构造网眼、网结、网线），分别控制不同类型矿产的分布。

【波浪状镶嵌构造控震】 wavy mosaic tectonic control of earthquakes 波浪状镶嵌构造控制地震震中分布及其周期性跳动迁移的作用。中国历史强震震中，往往在一段时期沿北东向活动为主；另一时期则以北西向为主。构造交叉部位一般是地震活跃部位，但也有某些构造交叉部位表现为特长的地震活动周期。

【地壳波浪侧向传递】 wavy movement lateral transitive 地壳波浪水平方向的传播。由地壳波浪运动的三种基本形式，反映出地壳波浪运动侧向传递的根本特性；横波性质的蚕行式和蛇行式波浪运动，以及纵波性质的蠕行式波浪运动，从表面运动形式看，虽表现为垂直运动和水平运动两种方式，但其实质却一致反映运动是侧向传递的，即地壳运动以水平运动为主导。

【地壳波浪横向迁移】 crustal wave lateral migration 在地质历史演化过程中，各级波峰带和波谷带沿横向作有规律地定向移动的现象。大量事实表明，不同级别的波峰带和波谷带并非始终固定在同一位置，而是沿一定水平方向迁移。普遍出现的构造带横向迁移则更为直观，还会导致地层超覆的发生等。这种现象反映地壳运动的波动性和迁移性，可进而说明地壳水平运动的主导性；反过来又可对此现象给予合理解释。隆起和坳陷的波浪式侧向迁移是聚煤盆地发育过程中常见的现象，而聚煤盆地内部的沉降中心也往往横向迁移，从而使聚煤地带在不同的地质时期发生空间上的横向变化。通常聚煤盆地两翼含煤岩系发育完整程度有很大差异，是由地壳波浪横向迁移导致盆地一翼地层超覆的结果。据此规律可指导找煤。

【蚕行式地壳波浪】 silkworm-motion crustal ware 构造带或结构面两侧的地块类似蚕行式的上下起伏的运动形式。此种形式具普遍性，反映地壳运动的波动性，属横波性质的一种运动。

【蛇行式地壳波浪】 snake-motion crustal wave 构造带或相邻地块间类似蛇行式的蜿蜒运动，即左右摆动为基本特征的一种运动形式。有一定普遍性，反映了地壳运动的波动性，属横波式运动的一种。

【蠕行式地壳波浪】 wriggle-motion crustal wave 构造带或两侧地块间类似蚯蚓爬行时的蠕行式运动，即以前后相对胀缩为基本特征的一种运动形式。具有普遍意义，反映地壳运动的波动性，属纵波式的运动。

【驻波运动】 standing wave movement 四大地壳波浪系统，波浪由洼陷极传播到隆起极之后便作反向传播而出现反向同频波浪的干涉现象。似固定在一个地方不再前进，只是波腹部位上下运动，而波节部位受到的应力十分集中（在很窄的带状地带剧烈波动）。这正是地块和造山带的位置，从元古宙以来无太大变化的原因之一。

【地壳波密带】 crustal wave dense belts 蠕行式地壳波浪运动在相邻地块间相对挤压过程中，发生明显物质密集作用的地块之间的构造带。

【地壳波疏带】 crustal wave sparse belts 蠕行式地壳波浪运动在相邻地块间相对挤压过程中，与地块之间的构造带比较很少发生物质密集作用的地块带。

【地块天平式摆动】 block balancing oscillation 由于地壳的波浪状运动，相邻两个地块在其地质发展演化进程中以其间的活动带为**构造支点带**（tectonic fulcrum belt），作往复相对升降运动。它有三个基本特征：①普遍性，是相邻地块运动的普遍形式之一；②多级性，一个地区往往出现不同级别的相邻地块的摆动，造成地壳运动的复杂性；③波动性，是由地壳波浪运动引起，它反映着地壳运动的波动性特征。

构造单元

【环太平洋大圆构造带】 Circum-Pacific great circle tectonic belts 是太平洋-非洲地壳波浪系统的大圆构造带。由环太平洋的岛弧海沟带及类岛弧海沟带构成。

【外太平洋构造带】 Exo-Pacific tectonic belts 在环太平洋大圆构造带以外并与之近平行的诸构造带。

【地中海大圆构造带】 Mediterranean great circle tectonic belts 北冰洋-南极洲地壳波浪系统的大圆构造带。其主体为欧亚大陆南侧的阿尔卑斯-喜马拉雅造山带，向西隔大西洋遥接西印度群岛，向东南经印度尼西亚、所罗门等群岛，隔太平洋遥接西印度群岛。它通过大洋的地段不很明显。

【古地中海构造带】 Tethys tectonic belts 又称特提斯构造带。处于地中海大圆构造带以北并与之近平行的一系列构造带。

【太平洋壳块】 Pacific crust cupola 镶嵌在环太平洋大圆构造带之内的太平洋地壳。其特点是主要由洋壳组成。

【劳亚壳块】 Laurasia crust cupola 在环太平洋大圆构造带之外、地中海大圆构造带以北的地壳。包括北大陆及北大西洋和北冰洋的地壳，以大陆为主，即主要由陆壳组成。

【冈瓦纳壳块】 Gondwana crust cupola 环太平洋大圆构造带之外，地中海大圆构造带以南的地壳。包括南大陆及南大洋，由陆壳和洋壳共同组成。

【东亚镜像反映中轴带】 East Asian reflective axis 北起贝加尔湖地区，经蒙古中部，到中国的贺兰山、龙门山及“康滇地轴”，向南经缅甸、泰国到马来半岛的一个南北向构造带。中国境内，为贺兰山-康滇地轴南北构造带，其东部为一系列北东和北北东向斜列构造组成的华夏构造带，其西部为一系列北西和北北西向构造组成的华西构造带。二者在中轴两侧似成镜像对称。它实际是由北东向和北西向构造带反复作麦穗状交接所形成的锯齿状经向构造带；是由于西伯利亚地台向南、向印度地台和太平洋壳块之间楔入所形成的东亚套山字型构造的共同脊柱。

【华夏构造带】 Cathaysian tectonic belts 在东亚镜像反映中轴带以东，包括中国东部地区，北至西伯利亚东部，南达印度尼西亚，由西伯利亚地台相对向南运动、与太平洋壳块作反时针相对扭动形成的一系列呈北东和北北东向的斜列褶皱构造组成的广阔剪切带。在此类褶皱带上发育许多北西和北西西向的较大断裂，褶皱带之间夹着一些“S”型类菱形地块。

【华西构造带】 West China tectonic belts 曾称华西剪切带。由于西伯利亚地台相对向南、与印度地台作顺时针相对扭动，在东亚镜像反映中轴带以西的中国西部，北到蒙古及西伯利亚西部，南达马来半岛以西的地带，形成的一系列呈北西和北北西方向斜列的褶皱构造剪切带。褶皱带上又有许多北东和北东东向的较大断裂，褶皱带之间夹着一些反“S”型类菱形地块。

【东亚套山字型构造体系】 East Asian composite ε-formed tectonic system 由西伯利亚地台相对向太平洋壳块和印度地台之间楔入所形成的巨型复杂构造体系。东亚镜像反映中轴带为其共同的脊柱,华夏构造带和华西构造带构成其东、西两翼。其北部是以阿纳巴尔地盾向南接贝加尔构造带为脊柱,以萨彦岭、阿尔泰山等为西翼,以大兴安岭为东翼,被蒙古中部南北向锯齿状构造带穿透弧顶,经前寒武纪、加里东、华力西、印支以及燕山等不同构造旋回形成的复杂山字型构造。向南是以贺兰山及其西侧为脊柱,以祁连山为西翼、吕梁山为东翼、秦岭为前弧,经前寒武纪、加里东、华力西、燕山等不同构造旋回形成的巨大而复杂的山字型构造。再南以龙门山及其西侧和"康滇地轴"为脊柱,以川西印支褶皱带为西翼、"江南地轴"为东翼、哀牢山部分为前弧的复杂山字型构造。再向南到东南亚,则是以马来半岛为脊柱,以爪哇岛为前弧、菲律宾群岛为东翼、安达曼列岛为西翼的很不对称的山字型构造。它们组合起来形成一个东亚套山字型构造体系。与简单的山字型不同的是,除最南面的前弧外,套山字型的每个前弧都被脊柱穿过。

【中国镶嵌构造网】 China's mosaic tectonic network 中国波浪状镶嵌构造的网状格局。由于中国处于环太平洋构造带与地中海构造带"丁"字接头部位,位于劳亚壳块的东南角,因而北西及北西西向类平行的地中海及古地中海构造带与北东及北北东向类平行的环太平洋及外太平洋构造带交织成网,在网眼中镶嵌着在两个方向上斜列成排的地块。在上述斜向的网格上,还附加有由南北向和东西向构造带交织成的正向网络,在网目中也镶嵌着纵横成排的地块,使此网呈现出更为复杂的构造格局。正向构造带一般迁就斜向构造带辗转曲折呈锯齿状或舒缓波状,且不如斜向构造带明显。斜向和正向的构造带多为自元古宙至今不同时期的地槽褶皱造山带,它们在中国地区交织成网,因此也可称为中国地槽网。

【台湾波峰带】 Taiwan wave crest belt 环太平洋大圆构造带上的一小段。包括我国台湾省中东部,向东北接琉球群岛,向南过巴士海峡连接菲律宾群岛。是在古生界结晶片岩的基础上发展的白垩纪-古近纪、新近纪地槽褶皱带,其地层分布东老西新。

【东南沿海波峰带】 Southeast China coast wave crest belt 外太平洋构造带的一个分带。包括浙江、福建、广东东部沿海山地。向西南在万山群岛没入南海,接海南岛;向东北由舟山群岛没入东海与黄海之间,遥接朝鲜半岛南部。浙、闽、粤沿海山地是在古老基底上发展的南华纪至早古生代地槽褶皱带,上覆以泥盆纪至三叠纪的缓褶地层;到侏罗纪和白垩纪形成块断山和断陷盆地,并有强烈岩浆活动;到古近纪、新近纪和第四纪沿海地带进一步掀起,向西缓倾,构成一系列半地垒-半地堑波浪构造。海南岛以寒武系-奥陶系为主,有大片中生代花岗岩侵入,在北部有新生代玄武岩喷出。

【长白山-雪峰山波峰带】 Changbaishan-Xuefengshan wave crest belt 外太平洋构造带的一个主要分带。由长白山向东北到西伯利亚锡霍特山,向西南过辽东半岛,越渤海,接鲁东山地(其西界是北北东方向的郯城-庐江大断裂),再往西南绕过大别山东麓,转向南西西,斜贯湖北中南部,到湖南再转为南西,跨雪峰山和武陵山,更向西南斜贯贵州东部和广西、云南之间入越南。它被辽河、泰山、大别山等北西向的古地中海构造带不明显地分为长白山、辽东和山东半岛、苏西和皖南、"江南地轴"和桂西北-滇东南等波峰构造段。长白波峰段以前寒武结晶杂岩为基底,其上有晚古生代华力西地槽构造层零星分布,到中、新生代因东翘西倾形成半地垒-半地堑地块波浪构造,华力西花岗岩和中、新生代火山岩广布。辽东和山东半岛波峰段以太古宙杂岩和古元古代变质岩为基础,只在辽东半岛的复州湾和金州湾周围有零星寒武系和奥陶系分布,整段有广泛的侏罗系、白垩系及新生代断陷盆地。苏西和皖南段在苏北大都为第四系所覆,其下可能为华北型古生界,在安徽沿江一带为华南型古生界,其中有志留系及海相石炭二叠系。"江南地轴"主要以元古宙地槽褶皱为基底,在两侧覆盖有南华系、古生界缓褶地层,并在中、新生代形成半地垒-半地堑断陷盆地。滇东南屏边地区出露的变质岩可与湘、黔、川之间武陵山出露的新元古界遥相接连。

【大兴安岭-龙门山波峰带】 Great Hinggan-Longmenshan wave crest belt 斜贯我国中部的外太平洋构造带的一个主要分带。在东北走向为北北东,向西南转为北东。大兴安岭向东北穿过黑龙江,遥接西伯利亚东部的朱格朱尔山脉;向南南西穿过阴山接太行山和吕梁山,过渭河断陷、斜穿秦岭,到四川西部崛起为龙门山,穿过邛崃山和大雪山入云南,经腾冲、龙陵一带的北东向山地入缅甸。整带被阴山、秦岭等分成大兴安岭、山西、龙门山、云南保山-潞西等波峰构造段。大兴安岭波峰段是在加里东和华力西不同时期的地槽褶皱带的基础上形成的中、新生代半地垒-半地堑地块波浪构造,华力西花岗岩和中、新生代火山岩广布;山西段是以太古宙杂岩为基础的古元古代地槽褶皱带,其上盖有缓和褶皱的寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系和三叠系,华力西晚期的印支运动及中、新生代的燕山运动和喜马拉雅运动使其分裂为地垒-地堑式地块波浪构造,其东部翘起为太行山,中带断陷为桑干河和汾河的谷地,西部翘起为吕梁山;龙门山波峰段在寒武系、奥陶系和志留系加里东褶皱带上又发生泥盆纪到三叠纪的华力西晚期的印支褶皱,到中、新生代形成块断式波浪构造,把川西地块和四川地块分开,由四川石棉到云南洱海是以前寒武纪变质岩为基底、古生界到三叠系为盖层的缓褶带,局部有古近纪、新近纪断陷盆地;云南的保山-潞西波峰段以早古生代褶皱为基底、缓褶的下古生界到三叠系为盖层,其上局部发育有古近纪、新近纪断陷。

【贺兰山-珠穆朗玛峰波峰带】 Helanshan-Qomolangma wave crest belt 外太平洋构造带走向北东的一个分带。由贺兰山向东北经内蒙古狼山至满洲里一带,向西南穿越祁连山、积石山、巴颜喀拉山以及唐古拉山至喜马拉雅山脉东部。北段的构造发展与大兴安岭波峰带相似;狼山、贺兰山段以元古宙变质岩为基础,其上有古生界,特别是以石炭系、二叠系和中生代三叠系为主的华力西-印支褶皱,并有大量花岗岩侵入。侏罗纪以后,尤其是白垩纪至新近纪,形成许多北东向的地垒山块和地堑盆地。自宁夏向西南,由于华西构造带影响表现模糊,但仍可从一系列的河道弯曲、斜列的花岗岩体和断陷盆地辨识出来。

【阿尔金山-西昆仑波峰带】 Altun-West Kunlun wave crest belt 外太平洋构造带的一个分带。由于西藏地块的影响,走向变为北东东。从阿尔金山向东北过玉门及敦煌盆地,遥接甘肃北山;由西昆仑山向西南穿过北西向的喀喇昆仑山向西南延出国境。它是在前寒武纪杂岩的基础上发生的加里东和华力西两期构造旋回的褶皱造山带。在不同时期、不同地带有波浪状构造迁移。中、新生代主要为块断运动,形成半地垒-半地堑或地垒-地堑式的波浪构造地貌。

【阔克沙勒岭-博格达山波峰带】 Kuokeshaleling-Bogedaoshan wave crest belt 环太平洋构造带的一个分带。天山是由北东东向和北西西向两个褶皱山带作 X 交叉组成的一条总体近东西向的山脉,这里是指北东东向的天山构造带。其西南段在哈尔克山等地是以前寒武纪地层为基底的加里东褶皱带和华力西褶

皱带;其东北段的博格达山主要是包括三叠系的华力西晚期的印支褶皱带。到侏罗纪及其以后的构造变动,使此带成为地垒-地堑式或半地垒-半地堑式波浪构造。

【准噶尔界山波峰带】 Junggar boundary mountain wave crest belt 在我国西北外太平洋构造带的一个北东向分带。纵向上其东北端出露奥陶系和志留系,中部有泥盆系和石炭系,西部才有二叠系;在横向上有更清楚的波浪变化,一般是从西北翘起向东南倾伏,西北带上多为泥盆系,东南带上多为石炭系。在准噶尔界山的东南部还发育有中、新生代断陷盆地,古生界推覆其上。

【喜马拉雅山波峰带】 Himalaya wave crest belt 地中海构造带的一段。绵亘于西藏南部边界,主要延伸在北纬 28° ~ 32°之间。其轴部以前寒武纪地槽褶皱带的结晶杂岩为基础,上覆古生界盖层,其北侧依次为三叠纪和白垩纪等中生代地槽褶皱带,南侧为新生代地槽褶皱带。在地史上,其南北两侧进行着以结晶轴部为支点的天平式摆动,又随时间发展向两侧迁移,表现出明显的波浪运动形式。

【哀牢山-海南岛波峰带】 Ailaoshan-Hainan island wave crest belt 喜马拉雅波峰带的一个分支。喜马拉雅山抵触横断山脉向南转折时,出现一条向东南方向斜切横断山脉及"康滇地轴"的断裂带,延至哀牢山,再往东南斜贯云南,过越南北部入南海,遥接海南岛及西沙群岛、中沙群岛,直达菲律宾中南部。哀牢山构造发展复杂,大致可分出前寒武纪、早古生代及晚古生代的褶皱带,以及中生代的盆地,以华力西晚期的印支运动最明显。海南岛在寒武系-奥陶系的基础上,有大片燕山期花岗岩出露,北部边缘有新生代玄武岩,因属东南沿海波峰带的北东向构造发育,使北西向构造不如前者明显。西沙群岛、中沙群岛则呈北西西向分列在我国南海之中。

【昆仑山-巴颜喀拉山-南岭波峰带】 Kunlunshan-Bayankelashan-Nanling wave crest belt 古地中海构造带的一个分带。由西昆仑向东南辗转接连可可西里山、巴颜喀拉山、大雪山,越过龙门山、大凉山和乌蒙山,遥接西江上游北盘江与红水河流经的山地,走向北西-南东,过南岭走向转为南东东,入南海后崛起为东沙群岛。基本是以前寒武系为基底的加里东构造带或以加里东褶皱构造为基底的华力西(包括印支)构造带。叶尔羌河上游与克里雅河上游之间的北西西向昆仑山地带,以前寒武系或元古宇为基底的加里东与华力西(包括印支)构造带相间的山地。昆仑山中段分为三支,以华力西(包括印支)褶皱带为基底的中、新生代断陷构造带,北有白垩纪断陷,中有侏罗纪断陷,南为古近纪、新近纪断陷。再由巴颜喀拉山横越大凉山,斜穿乌蒙山接南岭的北段,地质构造发展随地而异,虽较复杂但基本是以元古宙褶皱为基底、以古生代-中生代褶皱(或缓褶)为盖层的构造带。南岭构造是在下古生界褶皱变质的基础上覆以泥盆纪和石炭纪、二叠纪盖层,其中分散有侏罗纪、白垩纪断陷盆地。

【天山-祁连山-秦岭-大别山波峰带】 Tianshan-Qilianshan-Qinling-Dabieshan wave crest belt 呈北西西—南东东向斜贯我国中部的古地中海构造带的一个主要分带。从新疆的科古琴山、库鲁克塔格向东南穿过北山接祁连山,在陇西地块两侧分为南、北两带,北带过六盘山落入渭河断陷,南带经青海湖南侧到甘肃东南接西秦岭,两个带在陕南汇合构成秦岭主干,再向东南遥接大别山,最后经皖、浙入东海,接钓鱼岛和赤尾屿。可分为天山、祁连山、秦岭、大别山及皖浙五段。北西向的天山波峰段,以前寒武系为基底,寒武系-奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系在纵向和横向上均随机分布。祁连山段,在托来南山、疏勒山和大通河一带出露前寒武纪地层,曾被称为"祁连地轴",其两侧地层显著不同:东北侧寒武系、奥陶系、志留系由西南向东北依次变新;西南侧则有三叠系、二叠系、石炭系、奥陶系、寒武系由东北向西南依次变老,因此两侧均为南翘北倾的山岭-盆地或半地垒-半地堑构造。秦岭地带构造与祁连山略同,但东秦岭山块一般北翘南倾;"秦岭地轴"长城纪到寒武系-奥陶系有向两侧变新的趋势,也与北祁连不同。大别山南侧有加里东坳陷褶皱带,其上有三叠系—侏罗系褶皱与之不整合;北侧晚古生代坳陷褶皱带上及其以北有侏罗系—白垩系断陷褶皱。从天山到大别山在纵向和横向上都表现出坳陷褶皱带随时随地的迁移。此处由拗陷而形成的地槽型波谷,彼处拗陷而沉积的地层则褶皱隆起变为波峰,依次迁移,表现为波浪状构造运动。

【阿尔泰山-阴山-泰山波峰带】 Altayshan-yinshan-Taishan wave crest belt 古地中海构造带走向北西的一个分带。由阿尔泰山向东南入蒙古,由河套北侧再入中国接阴山,隔桑干盆地接五台山,过河北平原遥接山东泰山。阿尔泰山是以前寒武系为基底的、奥陶纪沉积为主的加里东褶皱带,其西南出现泥盆系、石炭系的华力西褶皱。阴山和五台山分别为古生代、元古宙和太古宙地层,明显发育的北西向断裂和片理显示这一构造带的存在;隐伏的沧州隆起可看作是连接五台山和泰山的链条。泰山是由更古老的太古宇加地台型古生界构成的一束北西向块断山。整个波峰构造带东南段最早稳定、西北则较晚,到中、新生代整带发生块断运动,至今仍在发展。

【辽河-辽东波峰带】 Liaohe-East Liaoning wave crest belt 古地中海构造带的一个分带。向东南经辽河流域,过辽东到朝鲜半岛,向西北通过内蒙古东北部入蒙古,再往西北遥接贝加尔湖西南的萨彦岭。由于区内北东向构造带特别发育且紧密,使其不那么明显,但斜穿外太平洋构造带的许多较密集的北西向断裂及玄武质喷出岩的北西向分布显示其存在。与它遥接的朝鲜太白山和西伯利亚萨彦岭都走向北西,亦可作为佐证。

【小兴安岭波峰带】 Small Hinggan wave crest belt 黑龙江西南岸的古地中海构造带的一个分带。小兴安岭走向北西,相当大的北西向断裂和广泛分布的玄武质喷出岩显示其的存在。向东南过兴凯湖、经锡霍特山南端入日本海,遥接日本的若峡湾-伊斯湾地带;向西北穿过大兴安岭入西伯利亚,与安加纳地盾西南侧的构造带遥遥相接。

【景谷地块】 Jinggu block 云南永平-思茅波谷带与松辽-四川波谷带交汇部位的地块。活动性相当强烈的滇藏加里东-华力西(包括印支)地槽群中的一个相对稳定的地带。华力西晚期(印支)发生轻微褶皱,并接受来自两侧褶皱山地的侏罗系-白垩系磨拉石及红色沉积。

【广西地块】 Guangxi block 藏北-广西波谷带与黄海-湘桂波谷带交汇部位的地块。因受北东向的外太(平洋)构造带斜交的影响,在东部分割出一个较小的粤西地块,以早古生界加里东强烈褶皱的浅变质岩为基础,其上零星分布缓褶的晚古生代盖层,并在其中形成中、新生代断陷盆地。基底构造复杂,西部以元古宙地槽澄江褶皱为基底,东部以早古生代加里东褶皱为基底。不同基底之上有晚古生代到三叠纪的盖层,且曾在华力西晚幕的印支期发生宽缓褶皱。三叠系厚达数千米,其上还有古近、新近纪断陷盆地零星分布。

【楚雄地块】 Chuxiong block 藏北-广西波谷带与松辽-四川波谷带交汇部位的地块。近南北向的"康滇地轴"切去它东部一半以上,在"康滇地轴"及其旁侧地层发育较全,褶皱变质的昆阳群之上有峡东群及全部古生界,并有大片二叠纪玄武岩分布。华力西晚幕的印支褶皱以后,其上发生强烈的侏罗纪、白垩纪内

陆坳陷，沉积厚达 17000 米，在燕山运动晚期褶皱。新生代与青藏地区一起强烈抬起。

【稻城地块】 Daocheng block 藏北-广西波谷带与鄂尔多斯-川西波谷带交汇部位的地块(参见"若尔盖地块"条)。

【藏北地块】 North Xizang(Tibet) block 藏北-广西波谷带与柴达木-西藏波谷带交汇部位的地块。以缓和褶皱的上古生界到三叠系为基底的、侏罗系-白垩系和古近系为主的地块。地块南部翘起，向北俯倾。

【台西地块】 West Taiwan block 塔里木-四川波谷带与东海-南海波谷带交汇处的地块。包括台湾西部平原、台湾海峡以及东沙群岛东北方广大滨海地区。推测其基底为上古生代结晶片岩，上覆白垩纪—古近纪、新近纪褶皱地层，最上为第四系。新生代沿断裂有基性喷发岩形成。地块东部翘起，向西俯倾。

【湘赣地块】 Hunan-Jiangxi block 塔里木-四川波谷带与黄海-湘桂波谷带交汇部位的地块，其西北是雪峰山所在的"江南地轴"构造带。东南邻接东南沿海波峰带，南侧以南岭为屏障。地块断裂发育。以南华系、震旦系和下古生界变质岩为基底，其上覆盖有宽缓褶皱的泥盆系、石炭系、二叠系和三叠系。在侏罗纪及其以后，经受剧烈的次一级断块式波浪运动。

【四川地块】 Sichuan block 处于塔里木-四川波谷带与松辽-四川波谷带交汇部位的地块。其东南接"江南地轴"的武陵山褶皱带，西邻龙门山波峰带，北以秦岭波峰带为屏，南以贵州高原为界，为一大型波谷地块。基底全为元古宙褶皱变质岩，其上覆盖南华系、震旦系和缓和褶皱的古生界(缺少泥盆系-石炭系)到三叠系，以及侏罗系-白垩系；并有从东向西由老变新的趋势。成都平原为第四纪断陷盆地。

【若尔盖地块】 Ruoergai block 处于塔里木-四川波谷带与鄂尔多斯-川西波谷带交汇部位的地块。北以昆仑-秦岭波峰带的积石山为界，东南以龙门山为屏。基底是加里东期褶皱变质的下古生界，上覆华力西晚期的印支运动缓褶浅变质的石炭系、二叠系和三叠系，以及白垩系、古近系和新近系。有些地方发生过零星小断陷盆地。它和西南部的稻城地块原本同为巨大三角形的川西三叠纪盆地的一部分，由于昆仑-南岭构造带的巴颜喀拉山在华力西晚期的印支运动中崛起和新生代的进一步抬高，才将其分隔开来，因而它们早期的地质构造发展基本相同；由于经向、纬向及华西构造带的切割，使之进一步分裂和复杂化。

【柴达木地块】 Qaidam block 处于塔里木-四川波谷带与柴达木-西藏波谷带交汇部位的地块。是夹在东昆仑山、阿尔金山和祁连山之间的三角形盆地，以下古生界及前古生界的加里东褶皱变质岩系为基底、上古生界到三叠系经华力西晚期的印支褶皱的地层为盖层，其上广布新生界，尤其是上新统和第四系。

【塔里木地块】 Tarim block 处于塔里木-四川波谷带与哈密-塔里木波谷带交汇部位的地块。其西北和东北以天山为界，西南以西昆仑山为屏，东南为阿尔金山，是中国最大的地块盆地。基底构造相当复杂，南部边缘出露元古宙结晶片岩，北部边缘有太古宙和古、中元古代的结晶杂岩，其上为褶皱变质的南华系、震旦系和古生界浅变质盖层。盆地西南有晚古生代地槽褶皱，整个断陷盆地在中、新生代形成。中、新生界厚数千米，在四周山麓形成很深的槽形盆地，中部形成一个潜伏的拱起。

【昭苏地块】 Zhaosu block 塔里木-四川波谷带与准噶尔-伊犁河波谷带交汇部位的地块。是在哈尔克山前寒武褶皱带以北的华力西优地向斜褶皱带的基础上发展而成的山间小盆地，始于燕山早期，主要沉陷于中新世。

【苏北地块】 North Jiangsu block 准噶尔-河淮波谷带与黄海-湘桂波谷带交汇部位的地块。其构造发展在古生代与华南广大地区基本一致，华力西晚期的印支运动中整体抬升结束海相沉积，南部抬升较高，北部成为大型中、新生代内陆盆地。燕山运动使中生代沉积层褶皱，燕山期岩浆岩在南部发育。燕山褶皱之上广布新生代盖层，以上新统和第四系为主，西薄东厚；东部还有新生代滨海相沉积。

【河淮地块】 He-Huai block 准噶尔-河淮波谷带与松辽-四川波谷带交汇部位的地块。包括冀南、鲁西、豫东、皖北的广大地区。其基底为太古宙-古元古代的结晶杂岩，其上以南华系、震旦系、寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系和三叠系等为盖层。燕山运动和喜马拉雅运动使地块进一步分裂，形成次一级中、新生代半地垒-半地堑断块盆地。盆地基底一般东翘西倾，邻近太行山的断陷最深。

【鄂尔多斯地块】 Ordos block 准噶尔-河淮波谷带与鄂尔多斯-川西波谷带交汇部位的地块。其基底为太古宙变质杂岩，上覆构造层是和缓褶皱的长城系、蓟县系、青白口系、南华系、震旦系、寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系及中、新生代地层。总体东翘西倾，邻近贺兰山构造带的断陷最深。到古近系—新近系有向东南反倾的趋势。

【巴丹吉林地块】 Badain-Jilin block 准噶尔-河淮波谷带与柴达木-西藏波谷带交汇处的地块。基底为元古宇和古生界(主要是上古生界)的华力西褶皱层，其上覆盖的主要是古近系、新近系和第四系，也有零星侏罗系和白垩系断陷沉积。

【哈密地块】 Hami block 准噶尔-河淮波谷带与哈密-塔里木波谷带交汇部位的地块。其底部是以前泥盆系(主要为元古宇)变质岩为基础，并有泥盆系、石炭系和二叠系的地槽褶皱带；其上为中、新生代断陷盆地沉积。

【准噶尔地块】 Junggar block 准噶尔-河淮波谷带与准噶尔-伊犁河波谷带交汇部位的地块。西北有准噶尔界山，东北有阿尔泰山，南有天山等波峰构造带，呈三角形。是在华力西褶皱基础上形成的二叠纪以后的断陷盆地，广泛分布有中、新生代地层。三叠纪以后逐渐东翘西倾，周围同时拗陷，中间相对拱起。

【渤海地块】 Bohai block 查干诺尔-渤海波谷带与松辽-四川波谷带交汇处的地块。包括渤海湾和华北平原北部地区，以太古宙杂岩和古元古代变质岩为基底，上覆中元古界—新元古界、古生界(缺志留系和泥盆系)和三叠系褶皱盖层以及古近纪-新近纪及第四纪沉积。为含油气地块。

【查干诺尔地块】 Qagan-Nur block 查干诺尔-渤海波谷带与鄂尔多斯-川西波谷带交汇处的地块。其东南部基底主要为志留系-泥盆系褶皱地层，并有部分石炭系—二叠系褶皱；西北部则是泥盆系、石炭系、二叠系的褶皱地带。上覆地层主要是古近系、新近系及第四系，以及新生代玄武岩。

【松花江地块】 SonghuaJiang block 海拉尔-松花江波谷带与松辽-四川波谷带交汇处的地块。它在大兴安岭、小兴安岭、张广才岭和辽河平原北侧的隆起之间，基底主要由志留系、泥盆系、石炭系、二叠系的华力西地槽褶皱变质岩组成。到侏罗纪，尤其白垩纪至新近纪形成东南翘起、向西北倾伏的断陷盆地。

【海拉尔地块】 Hailar block 海拉尔-松花江波谷带与鄂尔多斯-川西波谷带交汇处的地块。是以古生代特别是上古生代褶皱地层为基础的中、新生代断陷盆地，侏罗系是一套火山岩和煤系地层，白垩纪、古近纪、新近纪为红色沉积，第四系包括风积、冲积等多种沉积类型。

地质力学

总　论

【地质力学】 geomechanics　李四光创立，是地质学的一门分支学科。地质力学最早把力学系统地引入地质学，是地质学与力学相结合的边缘科学，是用力学原理研究岩石圈变形和水圈运动的过程和方式，进而探讨地壳构造和地壳运动规律及其起因的科学。1926年和1928年李四光先后发表《地球表面形象变迁之主因》及《晚古生代以后海水进退规程》等，从理论上探讨自水圈运动到岩石圈形变、自构造形迹到大陆构造运动等问题。1929年提出构造体系这一重要概念，建立了一系列构造体系类型。1941年他在演讲"南岭地质构造的地质力学分析"时正式提出"地质力学"一词。1945年发表《地质力学之基础与方法》，1962年《地质力学概念》出版，对其理论和方法作了系统概括。它从观察地质构造的现象（构造形迹）出发，分析地应力分布状况和岩石力学性质，追索力的作用，从力的作用方式进而追索地壳运动程式，并结合海水进退规程，探索地壳运动的规律和起源。它研究地壳运动产生的各种形变的规律及其引起的物质变化规律，以及二者间的相互关系。地质力学强调：①任何一种地壳构造运动的正确假说，都必须能够完满地说明客观地质现象，必须接受客观地质构造实际（和水圈变化）的严格检验，地质构造就成为探索地壳构造运动的主题；②各种地质构造大都是力作用的直接结果，它们都有一定的力学属性和力学本质，查明地质构造的力学性质就成为首要的基础性工作；③任何地质构造现象都不是孤立存在的，在它的发生和发展过程中，必有其不可分割的伴侣，成群成带相伴出现的地质构造现象的总体构成统一的构造体系。每一类型的构造体系，均可当作一幅形变图像来看待，它反映一定方式的地壳运动。上述论点是地质力学的三个主要立论依据及其三个基本特征，它们分别反映了地质力学实践的观点、本质的观点和联系的观点。现已认识的构造体系，可划分为三大主要类型，即纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系。这些构造体系主要是地壳的水平运动（经向的和纬向的）造成的，而地球自转速率的变化是发动地壳水平运动的主因。李四光把地球自动调节自转速度变化的作用称为"大陆车阀作用"，因而把这一假说称"大陆车阀说"。地质力学研究地壳运动一般遵循七个步骤：①鉴定结构要素的力学性质；②辨别构造形迹的序次和不同序次结构面力学性质的转变；③确定构造体系的存在和范围；④划分巨型构造带，鉴定构造型式；⑤分析联合和复合的构造体系；⑥探讨岩石力学性质和各类构造体系反映的应力活动方式；⑦构造模拟实验。以上方法步骤并不是严格划分的，在实际工作中总是穿插进行。七个研究步骤包含和表明了地质力学的主要研究内容和它的八个基本概念：前五个步骤是构造地质学方面的，反映了构造要素、构造地块和构造体系等地质构造三重基本概念，以及构造级别、构造序次和构造复合等地质构造之间相互关系的三个概念；后两个步骤则是力学方面的，反映岩石力学性质和构造应力场两个重要概念。在中国，地质力学已应用于：①探索矿床和矿田的分布规律，预测隐伏矿产；②推断石油和煤等能源矿产的远景和有利地段；③解决巷道变形的施工设计问题和分析工程建设地区的地基稳定性；④探索地震预报的途径与方法；⑤研究地下水和地下热水的贮集和运动的地质构造条件等；这些研究都已取得显著成就。它的一些分支学科，如矿田地质力学、工程地质力学、地震地质力学等已逐渐形成。

【地质构造三重基本概念】 three-fold basic concept of geological structures　指结构要素（构造要素）、地块形态（构造地块）和构造体系。概括出构造三重基本概念是地质力学对地质构造研究的重要贡献，对于探讨地质构造和地壳运动规律具有重要意义。它们不是地质构造现象的三种类型，而是并行不悖的三重地质构造概念；从这三重不同含义的概念角度观察地质构造，某些地质构造现象（如东西复杂构造带）既可看作巨型的结构要素，又可视为活动的构造地块（褶皱地带），同时它也自成一个构造体系。

【构造形迹】 structural features　❶地壳运动使岩层、岩体产生的各种永久形变和岩块、地块相对位移的踪迹。即指各种次生结构要素（如各种不同成因的褶皱和不同性质的断裂、节理、劈理和片理，以及各种隐裂隙、岩石和矿物的次生定向排列，乃至晶格位错等）。❷自然条件下地壳岩石形成的各种地质构造形体和岩块、地块相对位移的踪迹，包括各种次生结构要素（如各种褶皱、断裂、节理、劈理和片理）和原生结构要素（如沉积岩的层理、岩浆岩的流线和流面等）。❸泛指所有构造形迹，包括构造要素、构造地块和构造体系。通过构造形迹来研究岩石圈构造运动的过程和方式，是地质力学的基本工作内容，也是解决地壳运动问题的重要途径。鉴别不同类型的构造形迹，有重要理论研究意义和生产实践意义。

【构造模拟实验】 experiment of tectonic simulation　研究自然界地质构造形成机理和演化过程的模拟实验。力学工作者把实验中所采用的物质性质与实物不同，且模型所进行的运动性质也与实物不同，两者之间又不严格符合相似律，但诸变量的数学方程相同时的实验，称构造模拟实验；而把实验中所采用的物质性质与实物相同，且模型所进行的运动性质也与实物相同，两者之间又符合相似律时的实验，叫构造模型实验。在中国，李四光于20世纪20年代将模拟实验引入地质构造研究，并作为厘定构造体系标准型式的三大步骤之一。由于地质体的性质和地质构造现象十分复杂，运动过程的变化因素很多，理想的相似律模型尚难建立。但通过构造模拟发现，实验中做出的构造型式与地壳中存在的构造型式可以达到总体上高度相似，故可采用模拟实验探讨地壳构造和地壳运动规律。模拟实验的决定因素是：①物体的力学性质；②应力大小和作用时间长短；③边界条件。实验方法分为物理模拟和数学模拟两大类：前者是根据相似理论，采用泥巴、塑料等材料和近似自然条件的实验手段，模拟天然构造形迹、构造型式及其形成过程，包括形变模拟（泥巴实验等）、光弹性模拟、脆漆法、形变网格法、云纹法及气泡法等；后者是在野外考察和岩石力学性质研究的基础上，用数学力学

理论进行构造形迹、构造应力场及形变场的模拟，进而又分为解析法（分析简单的构造应力场和应变场）和数值法（多用于较复杂的构造应力场研究）。地质力学以往的构造模拟实验，在揭示构造特点和运动规律方面起了相当重要的启发作用；运用数学模拟建立了若干构造型式的数学力学模型，为构造应力场定量分析和现今构造应力场研究奠定了基础。

构造要素与地块

【构造要素】 structural elements　也称结构要素。作为地质构造三重基本概念之一，为存在于各种地质体中的基本构造形迹，主要有构造面理（结构面）和构造线条两类，是标志地质构造存在或划分构造地块的基本单位。可分为原生结构要素和次生结构要素：前者指成岩过程中形成的结构面和构造线条，如层理和流层、流线等；后者指岩石在机械运动中发生形变产生的结构面和构造线条，如褶皱轴面、各种破裂面、一部分节理、片理等。不同结构要素往往具有不同力学属性，可分为压性、张性、扭性、压扭性和张扭性等。

【构造条理】 structural grain　条为线、理为面，即各种构造线条和构造面理（结构面）的总称。往往又被视为结构要素（或构造要素）的同义词。它既包括原生构造和次生构造、分划性构造和标志性构造，也囊括构造运动与非构造运动产生的各种形迹。

【构造线条】 structural lineation　岩石中朝一定方向伸延的线状构造形象和痕迹。包括**原生线条**（primary lineation），如岩浆岩中的流线和**次生线条**（secondary lineation），如砾石被压扁所形成的定向构造。其形成原因有：①岩石或矿物颗粒的定向排列或拉伸线理；②两种结构面的互相交切；③不同类型的结构面与地表的交线，又称构造线。有多少种结构面，就有多少种构造线。

【结构面】 structural plane　又称**构造面**。用于表示岩石结构形态的面状构造。有的接近平面，或呈曲面或不规则形态。有原生结构面和次生结构面之分。按存在形式分为分划性结构面和标志性结构面。按力学性质则分为压性结构面、张性结构面、扭性结构面、压性兼扭性结构面和张性兼扭性结构面等。鉴别结构面的力学性质，可推断其形成的地应力状态和形成机理。

【分划性结构面】 divisional (splitting) structural plane　又称**破裂性结构面**（fracture structural plane）、**连接面**（conjunction plane）。由岩石遭受破坏所形成的不连续界面。如断裂、劈理、节理等。还包括由于物质组成不连续产生的岩石界面，如不整合面等。

【标志性结构面】 indicative structural plane　又称**几何性结构面**（geometrical structural plane）、**定位面**（orientation plane）。由岩石连续形变产生的、只具有几何意义和定位意义的结构面。有两种类型：①简单型，由岩层、岩体连续性形变产生的定位面，如各种褶皱轴面（左图为由单一褶皱轴面组成的标志性结构面）；②复杂型，由一系列斜列的构造组成扭裂带时所显现的定位面（右图为由一系列斜列的破裂组成的标志性扭裂带）。前者又可称为褶皱式标志面，过去多指这类结构面；后者常见的是破裂式标志面。



简单型标志性结构面



复杂型标志性结构面

【压性结构面】 compressive structural plane　简称**挤压面**。走向垂直主压应力方向，具有明显挤压特征的结构面。如单式或复式褶皱轴面、冲断层或逆掩断层面、区域片理面和一部分劈理面等。褶皱轴面是岩石连续形变产生的，具有几何的和定位的意义。破裂的压性结构面，往往呈舒缓波状，附近常出现强烈的褶皱、地层倒转、构造挤压带和片理带等挤压特征。其实，外力作用下并不产生挤压性破裂面，一般所称的压性破裂面也不与主压应力方向相垂直，习惯上只是将走向垂直主压应力方向，即平行区域轴向构造的冲断层等作为压性结构面看待，用以研究地表平面受力状态。

【张性结构面】 tensile structural plane　简称**张裂面**。垂直于主张应力方向、具有明显引张特征的破裂面。如一部分正断层、一部分节理和一部分裂缝等。裂面较粗糙，不整齐；单个常伸展不远，大致平行的裂面共同组成张裂带；张裂带中常有构造角砾岩，并以大小混杂、棱角显著、方向性差和成分单一为特征。

【扭性结构面】 shear structural plane　简称**扭裂面**。与主应力斜交而大致平行于最大剪应力方向、具有明显扭动特征的结构面。可分为脆性扭裂面（或带）和韧性扭动面（或带）：前者如平错断层、一部分正断层、一部分节理和一部分劈理等，它们往往成对或单组出现，扭裂面平直光滑，有时出现“镜面”，时有扭性构造破碎岩伴生，常见大量近水平擦痕，显示两盘岩石曾发生过不同程度的水平扭动，旁侧常有由扭动所派生的人字型、帚状和旋扭构造；后者常出现扭折带和糜棱岩带等。

【张性兼扭性结构面】 tension-shear structural plane, structural plane of tension-shearing origin　简称张扭性结构面、张扭面。❶既有张性特征又具扭性特征的结构面。包括同时兼具这两种力学性质和先后出现这两种力学性质者。前者又有以张为主兼有扭性和以扭为主兼有张性两种；后者又分“先张后扭”和“先扭后张”两类。❷同时或先后形成的以张为主兼具扭性的结构面。以扭为主兼具张性的结构面，则称**扭张性结构面**（shearing tensile plane）。❸同时兼有张性和扭性的结构面，即不包括“先张后扭”和“先扭后张”产生的。❹由张性破裂面转化而来的兼具扭性的张裂面。由扭性破裂面转化而来兼具张性的扭裂面，则称扭张性结构面。张扭性结构面都是破裂面。

【压性兼扭性结构面】 compressoshear structural plane, structural plane of compresso-shearing origin　简称压扭性结构面、压扭面。❶既有压性特征又具扭性特征的结构面。包括同时兼具这两种力学性质和先后出现这两种力学性质者。前者又有以压为主兼有扭性和以扭为主兼有压性两种；后者又分“先压后扭”和“先扭后压”两类。❷同时或先后形成的以压为主兼具扭性的结构面。以扭性为主兼具压性的，则称**扭压性结构面**（shearing compressive plane）。❸同时兼有压性和扭性的结构面。即不包括“先压后扭”和“先扭后压”形成的。❹由压性破裂面转化而来的兼具扭性的挤压面。由扭性破裂面转化而来的兼具压性的扭裂面，则称扭压性结构面。此类结构面通常指破裂面，也有压扭性褶皱。

【挤压构造带】 compressed structural zone　简称**挤压带**。主要由许多压性构造形迹组成的窄长带状构造。带内岩石部分或全部呈现被搅乱的状态，挤压破碎带、**陡立地层带**（steeply dipping zone）、**直立地层带**（vertical zone）、紧密褶皱带、地层倒转带和反复冲断带等往往相伴或单独出现，常有片理带、劈理带和构造透镜体等挤压性构造发育。在分析区域构造和划分构造体系时，它与褶皱轴面等压性结构面具有同等力学意义。

【张性角砾岩】 tensile breccia 由张性破裂作用产生的角砾岩。显著特征是:①角砾大小悬殊混杂,分选性差;②棱角显著,圆球度低;③排列紊乱,无定向性;④近源物质,成分简单。此外,它常以角砾岩带形式出现,带内变动程度往往不同,变动剧烈的岩石十分紊乱,变动轻微的甚至保存着岩石层理等原生构造(见图)。此乃张性构造的定性标志。


张性角砾岩

【扭性构造岩】 shear breccia 由剪切破裂作用产生的构造岩。常形成构造岩带。又分为两类:脆性的扭性构造岩显著特征是大小不甚悬殊、磨蚀程度较高、砾石常具定向、成分相对复杂并可有较远处的岩质混入;韧性构造岩,主要以糜棱岩(带)形式出现。这是扭性构造的定性标志。

【动力薄膜】 dynamic encrustation 又称**构造薄膜**(structural encrustation)、动力薄壳和构造薄壳。指构造破裂面附近由动力作用产生的各种薄壳状物质。除花岗岩、变质岩及暗色岩石中经常沿裂面出现隐晶质的绿泥石、绿帘石等应力矿物外,其他各类岩石也有相应的薄膜物质产生,如钙质薄膜、硅质薄膜、粘土薄膜、铁质薄膜等。有不同色彩,称构造色。具岩石专属性,表明是由围岩物质在动力作用下多经显微重结晶作用而形成的,是剪切作用的产物,在未遭受破坏的表面往往有光滑的镜面和清晰的擦痕,可作为扭性断裂面可靠的定性标志。20 世纪 50 年代命名。后来国外学者提出的滑沫晶体的概念与此相当。

【动力析出】 dynamic drop out 在动力作用下岩石液化而析出的现象。动力析出现象有多种不同构造表现,最常见的是大量窄"冷脉"在岩石中广泛出现,其主要特征是:被压溶而液化的物质往往经过显微重结晶作用,不经远距运移,因而具有岩石专属性,严格与围岩成分相一致。20 世纪 50 年代提出。后来外国学者提出的"压溶"的概念与此相当,"动力"即"压",因"溶"而"析出"。

【尖灭侧现】 lateral en echelon arrangement(of structures) 扭裂带及压扭性或张扭性断裂带中的低级序破裂面及产于其中的矿脉或岩脉,首尾错开、呈雁行排列的现象。沿走向和倾向都极为普遍,单个脉体延伸方向与整个断裂带有一定交角。据此规律可推知断裂两侧运动方向和预测矿脉分布部位。

【尖灭再现】 end to end alignment(of structures) 压性断裂带和张性断裂带中产出的矿脉或岩脉,多呈透镜状沿走向断续相循、并无斜列的现象。

【地块】 land mass 地质构造三重基本概念之一,是具有一定综合结构形态、属于一定构造体系的地质块体。它的存在常由地壳物质组成或地壳结构构造的均一性,以及具有明确的界线反映出来。其规模大小、影响深度、结构形态、活动强度都有差别:较活动的狭长带状地块,称褶皱地带;相对稳定的不规则地块,称为块垒地。在长期复杂的地壳运动中,褶皱地带和块垒地可相互转化。任何地块的发生和发展都受构造体系、运动性质和岩石性质所制约;反之,不同形态和不同类型地块的存在,构成一定的边界条件,也影响构造体系的形成和特征,决定地块边缘及其内部的形变特点。

【块垒地】 block 简称块地。是不规则板状、相对稳定的地块。所有块地都是构造体系的组成部分。它的特点是:①形状不规则,长度与宽度相差不太大;②岩层形变微弱、褶皱轻微,沉积盖层常平坦地或舒缓起伏地上覆;③有时出现规模不等的断裂,把它们分割成更小的地质块体;④作为相对稳定的地块,属一定类型构造体系的组成部分。块垒地又可分为盾地和台地。

【褶皱地带】 fold belt, fold zones 简称褶带。是狭长带状、经历强烈地壳运动形成的构造地块。所有褶皱带都属于一定构造体系。它的特点是:①宽度不大,一般伸展很远;②带内岩石遭受强烈挤压,形成线状褶皱束,有时还出现倒转褶皱和反复冲断等现象;③带内岩石往往经历多次强烈构造运动;④它的展布具有规律,属于一个构造体系的组成部分。褶皱地带按其构造形态划分为:**陆梁**(anteklise)指大型背斜;**陆槽**(syneklise)指大型向斜;**陆台**(meseta)指大型单斜。

【台地】 platform 形变微弱、长宽相差不大、属于块垒地类型的一种相对稳定地块。它的主要特点有:①规模有的很大,有的很小;②所有台地都是一定类型构造体系的组成部分,它的位置、形态和规模服从于所属构造体系的展布规律,和同一构造体系的其他成分有着成生联系。如祁吕贺兰山字型构造体系脊柱西侧的阿宁台地。台地的这些特点同较晚出现的"地台"一词有别。因此,尽管相当规模的"台地"和"地台",其轮廓或形态有时相似,二者的涵义和划分却不相同。现已很少使用。

【盾地】 betwixtland 形变十分轻微,属于块垒地类型的一种相当稳定的地块;常无规则形态,一般长度和宽度不很悬殊。盾地的基本特点是:①规模可大可小,甚至很小;②一切盾地都是一定类型构造体系的组成部分,它的位置、形态和大小受所属构造体系展布规律所制约,并与同一构造体系其他构造成分有成生联系。例如山字型构造体系脊柱两侧的马蹄形稳定地块,无论规模大小,都称为马蹄形"盾地"。盾地正是以这些特点和"地盾"一词相区别。因此,即使规模相当的"盾地"和"地盾",其轮廓和形态偶尔相像,在多数情况下仍是不相同的;它们的涵义也不一样。

【槽地】 trough 一种中、小型的狭长沉降带,以槽状为其形态特征。常与规模相当的隆起带相伴出现。已很少使用。

【安全岛】 safety island 即**相对稳定地块**(relatively stable landmass)。构造活动区内或活动性构造带之间存在的相对稳定地块,并将其作为选择工程建设基地的主要对象。其稳定程度决定于地块所处构造部位、形状、介质性质、结构特征、发育历史(尤挽近地质时期演化史)和现今构造应力场等。相对稳定的标志为:①构造类型属于块地,或已僵化的褶带;②介质结构属相对均匀连续体,岩石呈整体结构或块状、厚层状结构,软弱夹层和软弱结构面不发育;③不是强烈构造活动带,并无大型活动性断裂通过;现今构造应力场中属较低应力值地区;④无发震断裂出现,距历史强震区有足够距离,微震活动少,地震效应不显著,属低烈度区;⑤无现代火山活动,水热活动也不强烈;⑥滑坡、崩坍、泥石流等不强烈,或仅限于某些局部地段;⑦无破坏性的人为工程地质作用,如大量抽汲或开发气体、液体和固体矿产所引起的地面沉降和塌陷,深层注水或水库蓄水引起诱发地震等。安全岛的定量评价必须进行活动构造、地震地质和地震烈度评定等基础工作,并切实开展现代地应力、大地形变等各种地块稳定性指标的测定。按安全岛所处构造部位,可分为带中地块、带间地块及带缘地块;按成因则分为基底地块、盖层地块、岩浆岩地块和变质岩地块等。这一概念在工程建设中具指导意义。

【活动构造带】 active structural zones 即**活动断裂带**(active fault zone)。挽近地质时期乃至近代尚在持续或断续活动的构造带。其活动性可通过地质构造、地震活动、火山活动、构造地貌和第四纪地质、考古等调查,以及地形变、地应力和各种地球物理场观测等加以鉴别;影响最新地层是其最确切的标志。它是活动构造体系中变形显著、活动较强的地带,展布规律和活动强度均受所属构造体系及其构造应力场制约。多属地震、火山、

温泉和地下热水活动的地带，如环太平洋带和地中海带即为公认的超巨型活动性构造带。亚洲大陆东缘的岛弧带、郯城-庐江断裂带等的构造活动性和地震活动性都很显著；中国西部青藏高原及其外围广大地域有许多巨大的活动性构造带。对其研究，有助于阐明挽近地质时期以来的地壳运动规律，为解决工程地质、地震地质、地热地质、地质环境和地质灾害等生产实践问题提供依据。

构造体系

【构造体系】 structrual system 曾称构造系统，又称大地构造体系(tectonic system)。地质构造三重基本概念之一，是地质力学的核心概念。指具有成生联系的各项不同形态、不同等级、不同性质和不同序次的结构要素所组成的构造带，以及它们之间所夹地块或岩块组合而成的总体。构造成分之间是否具有成生联系，是确立构造体系存在的关键。每一类型构造体系都可当作一幅应变图像来看待，它是一定方式区域性构造运动的结果。主要是一次运动形成的，但也可断断续续地分为前后几次；并可涉及大小、深浅不同的范围，小型的仅波及地壳表层，而巨型的影响深度可达地壳下部乃至上地幔。它具有三个显著特征：定型性，即常组成一定的标准型式；定位性，所属构造带常在一定部位出现，其配置符合一定规律；定向性，各类型构造体系多沿一定方向展布。构造体系的概念说明每一构造形迹都不是孤立存在的，在其形成过程中必定有不可分割的伴侣成群出现。此概念不仅在理论上有助于阐明地壳构造和地壳运动规律，而且在指导矿产勘查、工程及水文地质、地震地质、环境灾害研究等方面都有重要指导意义。

【主导构造体系】 leading (dominant)tectonic system 对一个地区的区域地质构造特征(包括地质构造及其相关的沉积建造、岩浆活动、变质作用和成矿作用等的形成和发展)起决定性作用的构造体系。如中国东部地质构造、各种地质作用(包括许多矿产的形成)，以及地热和地震等地质现象，都受新华夏系制约，新华夏系即为这一地区的主导构造体系。

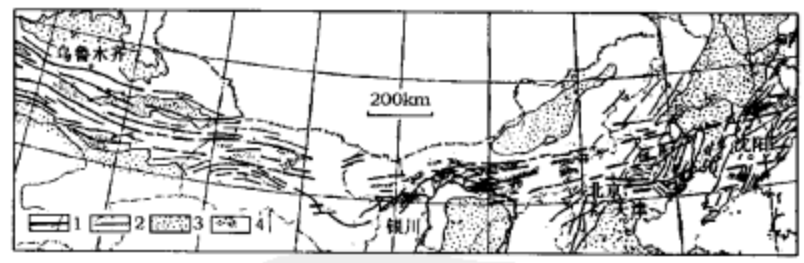
【成生联系】 genetic relation 同一方式地壳运动所产生的地质构造在空间展布、发生发展和力学机制等方面的内在联系。具有成生联系的构造形迹是统一地应力场的产物，反映一定方式的地应力作用。“成生”既表示形成，也包含发展的过程，而与“形成”、“生成”等词的含义有所不同。判明成生联系是确定构造体系的关键，必要条件是：①一定类型的地质构造形象，在不同地区迭次出现；②由同一场构造运动或同一方式多次构造运动所形成，具有相似的发生、发展历史或呈现一定的演化规律；③一定类型的地质构造形体，可用力学原理进行合理解释；④根据力学原理，通过模拟实验能再现类似的构造形象。

【构造型式】 structural type 具有共同组合形态特征、构成一定标准型式的构造体系。标准构造型式的建立，首先要查明各组成部分之间的成生联系，即它们必须具有重现性、同时性、统一性和再现性。每一构造型式反映特定的外力作用方式和地应力场特征，依据动力作用方式和构造形态组合特征，已发现者可分为三大类，即纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系；扭动构造体系又可分为多字型构造、山字型构造、棋盘格式构造、入字型构造及旋扭构造等。

【元素性构造型式】 elemental structural type 组成各种复杂构造体系的基本构造型式。主要有多字型构造和棋盘格式构造，入字型构造也具有元素性。各种扭动构造体系往往由多字型构造组成，有的本身就是多字型构造的变种。它们不仅出现于扭动构造体系中，其他构造体系类型亦有其踪迹。

【纬向构造体系】 latitudinal structural system 又称**纬向构造带**，曾称**东西构造带**、**东西复杂构造带**。❶出现在一定纬度上规模宏伟的东西复杂构造带。每个带都自成体系，主体由剧烈挤压形成的东西向复式褶皱带和压性断裂带(有扭性断裂与它斜交、张性断裂与之垂直)、岩浆岩带及构造动力变质带(低温高压变质带、韧性剪切带)等组成，反映它们的根基很深。因其具有定向性和定位性，故沿一定纬度作环球展布，以一定间距持续或断续出现，不仅在大陆上存在，大洋底也有其踪迹，惟表现形式有所不同。中国境内发育良好的有阴山-天山构造带、秦岭-昆仑构造带、南岭构造带及西沙群岛构造带，唐努-肯特构造带则从中国黑龙江省北部通过。各带大致保持 7°～8°纬度间隔，对此可用某种带调和函数表述。❷泛指东西向压性构造带，包括东西复杂构造带、东西构造亚带及区域性东西构造带等。❸一系列东西复杂隆起带及其间坳陷带的总称，在亚洲东部有自北而南由老变新的趋势。

【阴山-天山纬向构造体系】 Yinshan-Tianshan latitudinal structural system 沿阴山—天山展布的纬向构造带。其主体大致位于北纬 40°～43°，由古老变质岩系、古生代及中生代岩层构成的东西向紧密褶皱、冲断层及逆冲-推覆构造、平移断裂及韧性剪切带，以及不同时期的岩浆岩带和构造动力变质带等组成(见图)。它至少从古生代以来反复经历多次构造运动和强烈的南北向水平挤压，带内既有多期强烈变形、变质作用的叠加，又有超镁铁岩、蛇绿岩及混杂岩带呈东西向展布，以及莫霍面等深线反映的东西向地幔隆起，表明此带影响深度可达地壳下部至上地幔。在其南缘部分段落，断裂南盘有向西横移之痕迹。受其控制的有铬、金、铜、铅锌等，晚古生代及中生代煤田，鞍山式铁矿，白云鄂博铁矿和超大型稀土矿床。有资料显示，此带在全球同纬度的其他地区也断续展布。



阴山-天山纬向构造体系图

1. 纬向构造体系；2. 其他构造体系；3. 中、新生代盆地；4. 中酸性岩体

【秦岭-昆仑纬向构造体系】 Qinling-Kunlun latitudinal structural system 沿秦岭—昆仑山脉展布的纬向构造带。主体大致在北纬 33°～36°，秦岭居于其中段；东段受其他体系严重干扰，从豫西开始分为南、北两支；昆仑褶带为其西段，因受青藏歹字型构造干扰而往北挪动。它由古老变质岩系、古生代及中生代岩层构成的东西向隆起褶带和拗陷褶带、冲断带，以及从酸性到镁铁质-超镁铁质岩体组成，岩层、岩体变形变质强烈，东西向逆冲-推覆构造发育，构造动力变质带规模巨大，且西昆仑以断裂深切、蛇绿岩及蛇绿混杂岩沿断裂分布为特色。具悠久发育历史，为东亚地区长期活动的构造带之一，至少部分经历了海西期、印支期及燕山期等南北向挤压的强烈构造运动，挽近仍有部分活动；边缘断裂显著横移并发生力学性质的张性改变。它成为黄河、长江两大水系的分水岭，南、北气候及地貌景观差异均以此为界。带内产出铁、铜、铅锌等，以及大型钼钨矿床和大型-特大型金矿床。此带在全

球相应纬度的其他地区亦断续出露。

【南岭纬向构造体系】 Nanling latitudinal structural system 横亘于中国南岭地区的纬向构造带。主体大致位于北纬 23°30′ ~ 25°30′,由东西向复式褶皱、冲断带、花岗岩带、动力变质带及火山岩盆地组成,航磁异常、地震震中带、温泉带以及部分山脉和水系亦呈东西向展布;中段虽有广西山字型构造发育,但东西向压性构造形迹仍甚显著,且连续性好,从而构成此带之主体;西段则因其他构造体系严重干扰,使其构造成分呈分散的片段断续出现,但有重力异常显示,莫霍面梯度带于此地壳变厚,表明深部有东西向构造存在。它至少在早古生代就已形成并控制古生界的分布,印支运动及燕山运动再度整体遭受南北向挤压,挽近以来仍有活动,至今仍是长江和珠江两大水系的分水岭。带内钨锡、有色金属、稀土和稀有元素矿产星罗棋布。在全球其他地区也有部分东西向构造与此带大致相当。

【西沙群岛纬向构造体系】 Xisha-Islands latitudinal structural system 大体展布于南海北纬 16° ~ 18°之间的纬向构造带。大多被掩覆于海底,主要由海域物探资料所证实;主体是一条东西向隆起构造带,并伴生有大型断裂构造。它形成的地质年代较晚,可能是在中生代以来形成。

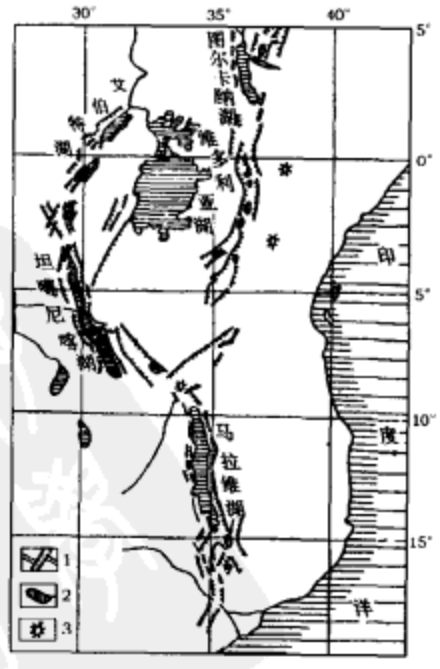
【东西构造亚带】 latitudinal tectonic subzone 比全球性东西复杂构造带级别小的东西带。常以**半隐伏构造带**形式出现,但对区域构造格架的形成和区域地质的发展有显著影响。有三个亚带较清楚:①阴山-秦岭间东西构造亚带,约在北纬 37° ~ 38°附近,构成一条半隐伏断裂隆起带,在它延经的各个沉降带中,断裂隆起带以北相对抬升,一般出露地层较老,时而出现沙漠,甚至隆起成为山岳,带南多显著沉降,较新地层堆积较厚,形成内陆水系发育地区。它明显控制柴达木、陕北和华北含油气盆地的油气分区;②秦岭-南岭间东西构造亚带,是北纬 27° ~ 28°附近的一条半隐伏东西向隆起带,白马山隆起和武功山隆起是它的主体,并限制了四川盆地和江汉平原的南缘,表明这个带以南地区强烈抬升;③南岭—西沙群岛间东西构造亚带,即海南岛东西构造带;它正位于南岭带和西沙群岛带两个东西复杂构造带之间。它规模较小,发育的历史较短,对新华夏系的影响不如东西复杂构造带那么明显,在东西构造亚带附近不出现弧形;每个亚带约只占一个纬度,比东西复杂构造带要窄一倍左右。它们至少在印支运动时期已经形成,中、新生代以来仍持续活动。

【阴山-秦岭间东西构造亚带】 E-W structural subzone between the Yinshan and Qinling mountains 在中国北纬 37° ~ 38°附近的半隐伏东西向断裂隆起带,主要由大型断裂带和褶皱带组成,也有区域性片理等多种构造形迹出现。它的西段,在柴达木盆地中大致从甘森到小柴旦出现三湖断裂带及其伴生的大型膝状褶曲。这个带以北广泛出露古近系—新近系,带南则大片为第四系所掩伏。断裂带两侧同一层位地层的标高有时相差三、四百米,说明南盘相对下陷剧烈。更向西,这个构造带并入了昆仑山。向东进入宽阔的祁连山后,为中吾农山断裂带、将斯东山褶皱带和门源断裂带,它们将三叠系及更老的地层剧烈褶皱,也有继承活动的表征。东到阿宁盾地后,古浪至中宁一线有一个大型隆起带,并伴生一系列大断裂。此带三叠纪以前的较老地层大致呈东西向广泛出露,将腾格里沙漠和兰州盆地明显地一分为二;而陇西褶皱带之所以成为弧形,也是受它的限制所致。在广阔的陕北盆地,构造形迹已被掩覆。但相当的纬度上,出现一个狭窄的东西向分水岭,分水岭以南的水系,大都向东南径流;以北的河流流向先向北再剧烈转向东—东南后才注入黄河。更向东,这个构造带经离石隆起,向东横跨太行山,达赞皇隆起附近潜入华北平原。由于这个大型半隐伏构造带对新生界(特别是第四系)发育和近代地貌有显著影响,因此第四系和地貌特征也证实它的存在。它途经的沉降区,一般带南水系发育,带北则常出现沙漠甚至隆起成为山峦,带北第四系一般埋藏较浅,带南则相对地较深。这些现象都显示,在大型沉降区内带南比带北沉降更为剧烈。这一亚带显著控制着中国大陆区域地质特征和含油气盆地演化,成为分划柴达木盆地、陕北盆地和华北平原内部含油气区的重要界线,三湖断裂带将柴达木油气区一分为二,陕北盆地以此亚带为界"北气南油"的现象早已引起我们的关注。

【秦岭-南岭间东西构造亚带】 E-W structural subzone between the Qinling and Nanling mountains 中国北纬 27° ~ 28°附近的半隐伏东西隆起带,湖南著名的白马山隆起和武功山隆起,为其主要组成部分。此带向东持续伸展,向西越梵净山区经四川盆地南缘。在那里新华夏系出现东西方向的左型雁列构造,即沿这个东西亚带发生的。更向西大致在螺髻山区通过川滇南北带后继续西延。这个隆起带限制了四川盆地和江汉平原的南界,同类型的大型盆地在带南不复出现,表明这个构造亚带以北比以南下陷程度要深。

【南岭-西沙群岛间东西构造亚带】 E-W structural subzone between the Nanling and the Xisha Islands 中国海南岛附近东西向延伸的半隐伏东西构造带,大致在北纬 20°附近地带,主要由大型断裂岩浆岩带所组成,它的主要组成部分大多被海水所掩覆。过去曾把它看做与阴山-天山、秦岭-昆仑和南岭纬向构造体系相当的构造带,称为海南岛纬向构造体系。后来有人认为它属于东西构造亚带,根据是否控制花彩列岛的形成可以判断它们属于哪种类型的东西向构造带;海南岛东西向构造不是花彩列岛的"结",又不符合"等间距"规律,看来它应属于东西构造亚带,其南通过西沙群岛的东西向构造才是真正的纬向构造体系的主带。

【经向构造体系】 meridional structural system 又称**南北向构造带**。与地球经度一致、具有相当规模的挤压带或张裂带,有扭裂带与它斜交、横断裂与之直交,是由东西向挤压或引张作用所形成的。地球表层的巨型经向构造体系相当宏伟,具有大陆级规模:压性的如乌拉尔带、安第斯带;张性的有东非裂谷带(见图)和太平洋海岭、大西洋沟岭、印度洋海岭等。在东亚大陆多为挤压性经向带,自西而东有:川滇带、贺兰-川黔带、山西陆台西缘-湘桂带、山西陆台东缘-湘粤带、牡丹江-朝鲜半岛带和库页岛带等;它们具大致等距性分布,其形成时期有自西向东变新的总趋势。经向构造体系的形成可用纵调和函数论证。



东非经向构造体系
1. 追踪两组扭性断裂形成的南北向裂谷带;2. 湖泊;3. 火山口

【川滇经向构造体系】 Sichuan-Yunnan meridional structural system 又称**川滇南北构造带**。从中国川西经滇中向南延展的强

大南北向构造带，以大雪山、贡嘎山、大小凉山等褶皱山系和大型冲断带为主体。主要由走向南北的古老基岩隆起褶带、冲断带、挤压带、韧性剪切带和构造动力变质带，以及不同时期的复杂侵入岩带组成，反映东西向强烈挤压，超镁铁岩带和物探成果等揭示其影响深度巨大。它往北过康定后，于青海湖以东至西倾山之间穿切秦岭-昆仑纬向带，再北延至腾格里-巴丹吉林沙漠东界。它具悠久发育历史，从晋宁运动、澄江运动开始，早古生代初局部强烈拗褶和隆起已达一定规模，经印支、燕山等强烈构造运动，挽近至今地震活动仍甚剧烈。川滇南北构造带内有众多黑色金属矿床、有色金属矿床、重稀土矿床，尤以攀枝花大型钒钛磁铁矿床最为著名。

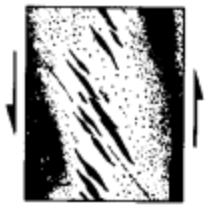
【乌拉尔经向构造体系】 Ural meridional structural system 位于欧亚交界处的乌拉尔山脉，北端始于新地岛以南，往南可至阿克纠宾斯克附近。这个巨大而又强烈的褶断带由一系列的褶皱和断裂所组成，并有断断续续的火成岩侵入。它的总体走向南北，局部地段却时常出现扭曲，甚至形成大型弧形，这种现象在乌拉尔山脉北端十分引人注目。它至少从古生代开始已成为强烈的褶带，中生代末期还保持一定活动性，甚至在新近纪以后，这种活动性在乌拉尔褶带的南部，仍然相当显著。

【扭动构造体系】 shear structural system 又称**扭动构造型式**。地壳某一部分对其邻近部分，产生相对扭动而形成的构造体系。中、小型的居多，但有的可达大型或巨型规模。它们主要发生在地壳表层，有时也涉及地球较大深度，是区域构造运动的产物。此类构造体系较复杂，又可分为**直线扭动构造体系**(structures resultion from linear shearing)和旋转扭动构造体系两类：前者由剪切作用(或力偶作用)形成，有多字型构造、入字型构造、山字型构造及棋盘格式构造等；后者由旋转扭动作用形成，包括帚状构造、S型(反S型)构造和旋涡状或涡轮状构造等。

【多字型构造】 xi-type structural system 曾称“ξ”**型构造**(ξ-type structure)。由两边毗邻地块相对扭动形成的、大致平行斜列的压扭性构造(包括褶皱、断裂及各种挤压带等)和与其直交的张扭性断裂组成的、形似“多”字(或希腊文“ξ”)的扭动构造体系。特殊情况下只有一组构造发育(见图)。曾有表示类似形态构造的名词，如**雁行式构造**(en echelon structure)、羽毛状裂隙和边幕状构造等，多指中小型构造。而此概念的提出则确立了一个构造体系新类型，并用于大型构造。野外经常发现**多级多字型构造**(multi-order xi-type structures)，即在高一级多字型-雁行式构造中一再出现更低一级多字型-雁列式构造，其单个构造方向，与包括它们的高一级构造方向间有一个夹角。这种角度的变化有一定规律，反映多级多字型构造之间具有成生联系，表明是在统一外力作用下形成的。中型和小型者可在平面上和剖面上见到，有些叠瓦状构造就是剖面上的多字型构造。巨型者往往出现在平面上，有的延展几百千米，华夏系和新华夏系都是规模宏伟的多字型构造，表明大规模扭动作用主要在平面上发生。据此可判断其两侧的扭动方向。不少岩浆矿床中，矿体或矿脉的分布受此类构造控制。



褶皱型雁行式多字型构造


断裂型雁行式多字型构造

【古华夏构造体系】 Palaeocathaysian structural system 简称**古华夏系**、**华夏式褶皱**。指亚洲东部古生代形成的巨型多字型构造。主体为走向北东的隆起带和沉降带、压性及压扭性断裂，以及巨大岩浆岩带、构造动力变质带和韧性剪切带等组成，有与其直交的张断裂和斜交的扭断裂相伴而生；带内中生代推覆构造规模巨大且保存完好。它反映中国大陆相对于太平洋地块曾发生向南的水平扭动。华夏(Cathaysian)一词葛利普最早用于走向北东的东亚古大陆及其邻区的华夏地槽。

【中华夏构造体系】 Mesocathaysian structural system 简称**中华夏系**，曾称中华夏式。原指中国东部中生代形成的一套走向北30°~34°东的多字型构造。主要由一系列平行斜列的褶皱断裂带，以及各种伴生构造组成，曾作为华夏系和新华夏系之间的构造体系类型。由于它们常与新华夏系构造之间互相过渡，是否构成独立构造体系类型一直未得到肯定。此词已不再使用。

【新华夏构造体系】 Neocathaysian structural system 简称**新华夏系**，曾称新华夏式。是亚洲东部濒太平洋地区中生代形成并持续活动的巨型多字型构造体系。它由一系列走向北北东的几条大型隆起带和沉降带构成，并有斜交的扭断裂和直交的张断裂相伴生；带内韧性与脆性变形均甚发育，西侧并表现为明显的重力梯度异常带，反映深部地壳与浅层构造之间具有成生联系。自东而西(见图)为：第一隆起带由千岛群岛、日本群岛、琉球群岛、穿过台湾、吕宋、巴拉望和加里曼丹岛的诸山脉所组成；第一沉降带被鄂霍次克海、日本海、东海和南海所淹没；第二隆起带出现在俄罗斯的朱格朱尔山脉和锡霍特山脉及斜贯朝鲜半岛的褶皱山脉，中国张广才岭、老爷岭、长白山、狼林山和胶辽山地，以及东南沿海丘陵山地；第二沉降带起于松辽平原，经渤海、华北平原、江汉平原、湘赣众多中小型盆地，越过南岭直至北部湾；第三隆起带北起大兴安岭、太行山，南达贵州高原东部的褶皱地带；第三沉降带由呼伦贝尔-巴音和硕盆地、陕北盆地和四川盆地所构成。它们分别形成于印支、燕山和喜马拉雅运动，自西向东，愈接近太平洋，其形成时代愈新、构造活动愈强、岩浆活动和地震活动也趋于频繁。所有隆起带和沉降带都被阴山、秦岭两条纬向构造带分隔为若干段落，并在其旁侧弯转，形成一系列岛弧和内陆弧。所谓太平洋金属成矿的一部分可能与新华夏系成矿带相当，而大型沉降带中的石油及煤等矿产丰富，并对地震和地热分布有明显控制作用。



新华夏系隆起带与沉降带展布示意图
1. 纬向构造体系；2. 新华夏系隆起带；3. 新华夏系沉降带；4. 其他压性或压扭性构造

【更新华夏构造体系】 Late Neocathaysian system 又称**郯庐断裂体系**。主要为一系列北偏东方向断裂组成的巨型多字型构造，属华夏类型构造体系一个类型。属于这个体系的大型断裂带主要有：东海-台湾-菲律宾(西缘)断隆带；依兰-伊通、郯城-庐江、赣江-北江、恩平-开平断陷带；大兴安-太行-雪峰断隆带和银川-成都断陷带等。其特征为：①各带均以宽阔的断裂带形式出现，时达近百千米，并大致等距分布；②大都以东侧主干断裂规模最大、连续性好、分划性强，地质差异也最显著；③具不同程度的平移，伴随升降运动，形成的“断隆”或“断陷”相间出现；④形成时代较新，为中生代晚期的产物；⑤控岩、控矿和控震作用显著。它与早期新华夏系相同的是：都出现在中国东部同一地域，均形成于中生代，同在北东-南西象限，轴向构造和相当构造成

分的力学性质相同，构造型式和伴生构造类同；不同之点为：早期构造是“褶皱-断裂型”，晚期以“断裂型为主”，早期构造比晚期构造的轴向北偏东的角度相对较大，早期构造遇巨型纬向构造带明显弯转为S形或岛弧形，晚期构造则准直线切越呈现积分符号“∫”形，早期构造遍布全区，晚期构造集中成带。对于它们的转变和形成机制，已给出合理解释。

【台湾断隆带】 Taiwan upfaulted zone　占据整个台湾岛的北北东向巨型断裂带。宽度近百千米，向南延至菲律宾的西缘继续伸展，往北潜入东海海底达济州岛以南。台湾岛即由其断隆作用形成。它并不向东南突出，也不与岛弧系的轴向构造相连，而是拦腰将琉球岛弧和菲律宾岛弧截断。台湾的强震大都与它有直接关系。

【依兰-沂沭-赣江-恩平断陷带】 Yilan-Yishu-Ganjiang-Enping downfaulted　又称郯城-庐江断陷带。北起黑龙江东部、南抵广东中部的北北东向巨型断陷带。下辽河河谷、辽东湾和莱州湾都为此断陷造成。沿断陷带脆性地块（如准阳地块和相当的张八岭地块被一一切错），塑性的褶皱带形成大型牵引（燕辽弧形褶带和宁镇弧形褶带就是两个大型牵引弧）；正显示出不同力学性质岩石对构造形变的显著影响。大型牵引弧的发现，表明断陷带以隐伏形式持续南延。它形成的地质时代较新，断陷带控制了白垩纪以来的断陷沉积。中生代时期它属左型平移性质，不同地段断距显著不同而呈有规律地变化；有的地段中生代以来最大平移达350千米。新生代中、晚期以来至今已转变为右型平移。

【大兴安岭-太行-雪峰断隆带】 Daxing'anling-Taihang-Xuefeng upfaulted zone　自大兴安岭东麓延抵雪峰地块东缘的北北东向巨型断裂隆起带。在太行山区由具有一定宽度的紫荆关断裂带和太行山东麓的山前断裂等所组成。它向北插入阴山持续北延至大兴安岭东缘，向南直切秦岭后继续延至雪峰山一带。沿线重力异常表现清楚，并有弱震发生。19世纪中叶德人李希霍芬即已对此注意，在其著作中名曰**兴安线**（Xing'an line），即沿大兴安岭东麓南下太行山东麓抵湖北宜昌一线。

【银川-成都断陷带】 Yinchuan-Chengdu downfaulted zone　北起银川南抵成都的北稍偏东的巨型断裂带，主要由一系列大型断裂和断陷盆地所形成。银川盆地和成都平原就是断裂带内部的两个大型断陷盆地。这个断陷带也相当宽阔，时达80～100千米。它本身同时就是一条强震带。成都平原东缘的龙泉山断裂，向南插入川滇南北带断续延抵云南易门附近，就是这个断裂带的一个重要组成部分。正是由于龙泉山断裂和较老的龙门山褶断带相交接，才使成都平原形成窄长的三角形，并引人注目地不再沿龙门山前北延。断裂带两侧显著的地质差异，反映着它的存在和巨大的规模，诸如地质特点不同的秦岭带和昆仑带恰在这里相接；跨越断裂带的陇西褶带，两侧分别由古生界和白垩系组成主体；这种地层转变的海原附近又发生过八级强震等。关于它的构造体系归属，有人划为南北向构造，根据它和郯城、庐江断陷带有许多共同的特征，应把它看作更新华夏系（或晚期新华夏系）的组成部分。

【华夏类型构造特征】 feature of Quasi-Cathaysian structural　东亚濒太平洋地区不同地质时期形成的走向北东—北北东的一系列多字型构造体系的总称。不同学者认识有所不同：❶由古华夏系（华夏系）、中华夏系、新华夏系和华夏式构造所组成，在古生代已经形成和中生代以来继续发育，有一系列扭动构造的共同特征。❷由北东—北北东向的三套中生代构造和一套新生代构造组成的复杂构造体系。中生代三套构造彼此之间存在若干明显地质差异（见表）；又有一系列扭动构造共性，表明它们是亚洲大陆相对太平洋向南扭动的结果；新生代以来发生明显反转，由中生代的挤压体制转变为伸展体制，表明亚洲大陆相对太平洋向北扭动。

华夏类型构造体系特征

构造体系	华夏系	新华夏系	更新华夏系	挽近华夏系
形成时期	三叠纪	侏罗纪	白垩纪	新生代
定型时期	T_3/T_2	J_3/J_2	K_2/K_1	N/E
构造方向	NE	NNE	NNNE	继承
构造类型	隆起-坳陷型	褶皱-断裂型	断裂型为主	断裂型
与巨型纬向带复合		弧形弯转明显	准直线切过纬向带	继承
总体形态		S形（内陆）或弧形（岛弧）	∫形（积分符号型）	
构造体制	挤压体制			伸展体制
形成方式	亚洲大陆相对太平洋向南扭动			构造反转

（据邓乃恭，1984）

【新华夏海】 Neocathaysian sea　新华夏系所属浅海海域的总称。包括渤海、黄海、东海、南海、北部湾和鄂霍次克海等，其形成常受新华夏系沉降带所制约。如南海、东海和日本海，即属新华夏系第一沉降带。查明其起源对认识东亚大陆构造演化历史和太平洋发育过程，了解挽近地质年代海水进退规程，大陆、海底和海面的升降以及海陆间的相对运动等都有重要意义，有助于探讨东亚沿岸和近海海域的近代地壳运动特征和构造演化。

【西域构造体系】 Xiyu tectonic system　简称**西域系**。出现在中国西部及中亚地区之规模宏伟的多字型构造。西北起于哈萨克斯坦一带，向东南延入中国新疆、青海、甘肃及四川西部。其主体由一系列走向北西—北西西的隆起带和坳陷带构成，并有与之垂直的张性断裂和斜交的扭性断裂伴生。中国境内自北而南，主要有卡拉麦里隆起带、准噶尔坳陷带、婆罗科努-祁连山隆起带、塔里木东北-柴达木坳陷带、塔里木中央隐伏隆起、祁漫塔格及巴颜喀拉隆起带等。它是中国西部较为古老的构造格架之主要组成部分，至少早古生代已经形成，中生代继续发育，近代仍有部分活动。它与其后形成的河西系均为左行雁列，适与东部右行雁列的华夏系和新华夏系呈镜像对称，反映中国大陆中部相对于西部和东部向南扭动。西部油气盆地及金属矿产的分布多受其重要影响。

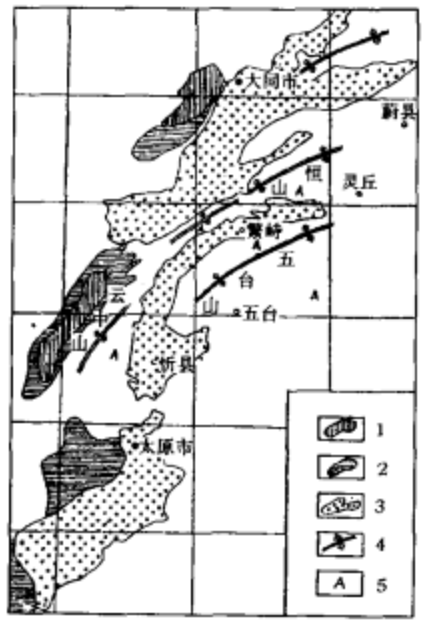
【河西构造体系】 Hexi structural system　简称**河西系**。展布于中国西北地区中生代以来形成的多字型构造。它由走向北北西的褶皱、冲断面、片理带、韧性剪切带、动力变质带和构造岩浆带等组成，亦有张性和扭性断裂伴随。有四条较显著的构造带呈雁行排列，自西而东是温泉-瓦洪山构造带、贵南-民乐构造带、拉脊山-临夏构造带、武威-兰州构造带。它对中生代或其中后期的沉积和岩浆活动均有控制作用，白垩纪至古近-新近纪为其主要活动时期，延续至今仍有明显活动；与纬向带、西域系和青藏歹字型构造的复合部位，常有矿产密集分布。

【中国西部北东向构造】 NE-trending structures in Western China　泛指中国西部北东方向的压性构造。近年在中国西部地区陆续发现不少这类构造形迹，包括大型断裂、褶皱带和隆起带等。它们的发育历史和构造体系归属尚无定论；有人认为，中国东部的华夏类型构造已越过贺兰-川滇南北构造带一线西延，即有一部分可能是华夏系或新夏系的构造成分。

【中国东部北西向构造】 NW-trending structures in Eastern China　指中国东部一系列北北西至北西西向的压性构造形迹。最突出的有两类。其一，走向北西西，在古生代已普遍形成，在中、新生代继续发育过程中既有继承性，又有新生性特征。它们往往具

有相当规模，最重要的一条是**天山-祁连-大别-鲁东南构造带**(Tianshan-Qilian-Dabie-SE Shandong structural zone)，它先后被阿尔金断裂和郯庐断裂切错；对比表明伊宁盆地与吐鲁番盆地相当，显示右行扭动已达纬度一度以上；沿它出现大型海西期超镁铁质岩带和加里东花岗岩带，证实此带在早古生代已经存在；大致沿此带的北缘，是中国南相和北相地层的真正分界线。这类构造虽具一定规模、展布较广，但因后期构造强烈干扰和较新沉积掩覆，常呈片段断续出现。其二是走向北北西，大都将中、新生代地层卷入，说明其形成年代甚晚，规模一般不大，零星散布，迄今亦未进行体系归属。多认为应作为一个独立构造体系，也有人认为至少有一部分可视为是西域系和河西系构造成分的东延。

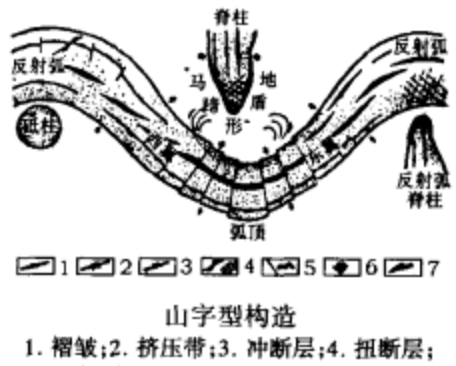
【山西多字型构造体系】 Shanxi xi structural system 展布于山西省中部的两个大型多字型构造。一是新生代多字型槽地，由彼此斜列的大同槽地、繁峙-忻县槽地、太原槽地和汾渭槽地等组成，其边缘往往有大型的同沉积断裂，常停积巨厚的新生代沉积，表明新生代以来强烈沉降。作为近代活动性显著的构造类型，每一个槽地内都曾发生破坏性地震。另一个是中生代多字型褶皱，由石炭系—二叠系及侏罗系组成，包括大同西山含煤盆地、宁武-静乐含煤盆地和太原西山含煤盆地等，控制煤田的分布。



山西多字型构造
1. 石炭—二叠系；2. 侏罗系；3. 新生界；4. 复式背斜轴；5. 前长城系

【阿尔金-阴山北缘断裂带】 Altun-boreal margin of Yinshan mountain fracture zone 一条北东东向半隐伏构造带，是中国两条巨型平移断裂之一。其主要特征为：①有巨大延伸，横贯中国全境，当其将祁连山带截切后，并在大兴安岭弧南端打开一个缺口；②宽达 120 千米，由南部阿尔金山断隆带和北部阿尔金山前断陷带组成；③形成时代很新，阿尔金山上至今仍有古近系残存，而塔里木盆地和柴达木盆地的古近系完全可以对比，当时是相连的同一大型盆地，表明阿尔金山当时还没有隆起；④带缘和带内断隆带和断陷带之间均有大型断裂存在，证实阿尔金山实际是一个新断块山；⑤具显著平移性质，在其南缘出现九个大型牵引孤，确切说明其左行走滑性质，最大平移可达 300～400 千米；⑥它是一条重要的断裂带，对区域构造有显著改造作用，但对它的构造体系归属尚有不同意见。

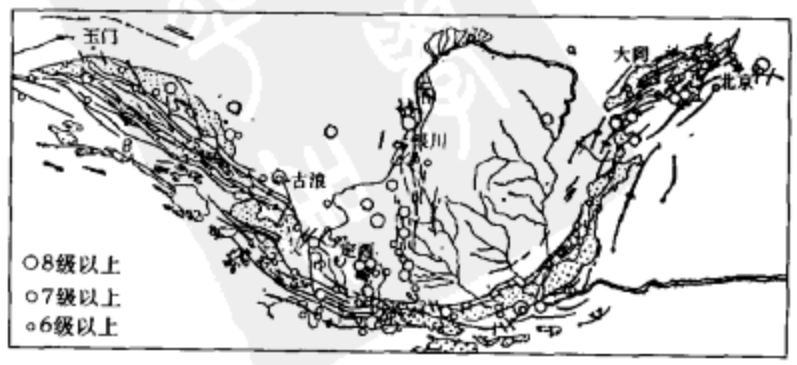
【山字型构造体系】 epsilon-type structural system 又称“∈”构造体系(∈-type structural system)，简称山字型构造。由具有成生联系的弧形褶带及其凹侧中间部位的直线状隆起挤压带，以及它们所夹的地块共同组成形似“山”字的构造体系。主要组成部分(见图)为：①**前弧**(正面弧，frontal arc)，以若干相互平行的褶皱和冲断层等压性构造形迹为主构成的弧形构造，中部弯曲度最大部分称弧顶，两端继续往后伸展的部分称两翼；②**反射弧**(reflex arc)，在前弧两翼开始呈现反向凸出的弧形；③**脊柱**(backbone)，在前弧所半包围的中间地带呈直线状的隆起挤压带，大致与前弧的两翼的对称轴一致，并大都正对弧顶且逐渐消失(有的也有**反射弧脊柱**(backbone of reflex arc))；④**马蹄形盾地**(horseshoe-shaped betwixt land)，脊柱与前弧之间形变轻微的地块；⑤砥柱两个反射弧凹侧的先存稳定地块称之，砥柱是形成山字型构造的重要边界条件，而脊柱的形成还要有北缘(弧顶向南者)不连续边界这一必要条件。鉴定山字型构造，首要的是确定前弧和脊柱的存在。它所属构造带及所夹地块具有独特展布规律，据此可预测某些未知构造现象。山字型构造是扭动构造体系的一种类型，反映它所在的地块向弧顶方向的不均衡挤压导致的相对水平扭动；它形成的力学机制，可以用横梁弯曲理论加以阐明。大多数山字型构造前弧向赤道(或偶尔向西)凸出，表明地壳表层曾发生向赤道方向(或有时向西)的不均衡挤压。从这个意义上，又可以把它看做是东西向构造带(或南北向构造带)的变种。山字型构造体系在世界各地多有发现，巨型的有地跨欧亚两洲的欧亚山字型，大型的中国的祁吕贺兰山字型和淮阳山字型等。中国大陆中部还集中地出现一系列山字型和弧形构造，它们有自北而南、由老而新的趋势。我国已确立的山字型构造体系，大部分是中生代以来发育成型的，有些至今仍有不同程度活动的迹象，如祁吕贺兰山字型和云南山字型等，往往还控制地震的发生。



山字型构造
1. 褶皱；2. 挤压带；3. 冲断层；4. 扭断层；5. 张断裂；6. 主压应力方向；7. 旋扭方向

【淮阳山字型构造体系】 Huaiyang epsilon structural system 展布于长江中下游地区，前弧弧顶位于湖北东南的广济、黄梅附近；东翼伸展于安庆、铜陵、无为及和县等地。宁镇山脉为其东翼反射弧，茅山山脉是东翼反射弧的脊柱；西翼在大冶、武汉、大洪山一带，襄樊以西至房县构成西翼反射弧，黄陵背斜是东翼反射弧的砥柱；山字型构造的脊柱，伸展于前弧北面的豫鄂皖边境大别山及其以北沉降地区。

【祁吕贺兰山字型构造体系】 Qilian shan-Lüliangshan-Helanshan epsilon structural system 横亘于阴山-天山和秦岭-昆仑两个纬向构造带之间，前弧弧顶位置在六盘山南端的宝鸡以西的一个规模巨大的山字型构造。东翼循汾渭谷地往北东方向发展，以吕梁山-恒山褶带为主体，出现一系列平的褶皱束，在华北平原北面的燕山地区形成反射弧。西翼从同仁、循化等地区往西北，在祁连山地区由一系列平行的褶带组成。山字型两翼对应发育着斜列方向相反的中、新生代多字型槽地，与其相间的褶带相辅出现，形成以贺兰山、六盘山为脊柱，东西两翼互为犄角的态势。贺兰复式褶带是山字型构造脊柱的主要成分。这一庞大的



祁吕贺兰山字型构造体系与地震震中分布图

山字构造在中国大地构造体系的轮廓中占有重要地位;作为中国中部一个大型活动构造体系,控制着它所波及的广大地区的地震活动。

【武都山字型构造体系】 Wudu epsilon structural system 原称**陇南山字型**。甘肃南部武都地区形状似"山"字的构造体系。它的前弧弧顶位于武都一带,宽约30余千米,前弧主要由若干条较大的弧形冲断层与其他压性结构面,以及与之横切的呈放射状展布的张断裂等所组成,脊柱位于礼县、武山及通渭、华家岭一带。主要特征是:①位处中国心腹地区,是不同构造体系的复合地带。②横向来看,属于秦岭-昆仑纬向构造带内一系列山字型或弧形构造的一个;纵向来说,又是中国中部一系列山字型或弧形构造的组成部分。③前弧两翼曲度不同,东翼较陡,西翼较缓。④前弧相当宽阔,发育良好,但相对于脊柱要微弱得多;这正是此类依附于纬向构造带(或经向构造带)而形成的山字型亚型的共同特征。它反映了中国中部曾经发生过自北而南的推挤作用。

【欧亚山字型构造体系】 Eurasian epsilon structural system 展布于欧亚大陆的巨大山字型构造,其弧顶位于喀拉库姆南面;构成西翼的复杂褶皱带越过里海直到黑海以北;它的东翼受到干扰,向东断续延到中国准噶尔西北边缘的界岭直抵阿尔泰诸山脉,形成东翼反射弧;北面正对着弧顶的南北向乌拉尔山脉,是这个山字型构造的脊柱。脊柱东西两侧,分别出现巨大的西伯利亚地块和俄罗斯地块,成为这个构造体系中相对稳定的马蹄形盾地。这个横跨欧亚两洲的山字型构造在晚古生代末期已经形成,迄今仍继续活动,并控制区内地震发生。

【弧形构造】 arc structure 呈弧形展布的构造形迹或构造带之统称。为一广泛出现的构造类型,包括联合弧、限制弧、牵引弧,以及边缘弧、叠弧(套弧)、山字型构造的前弧与反射弧等。它们有不同成因,属于不同构造体系或自成体系。

【联合弧】 conjunct arc 同一地区,由形成两个构造体系的不同构造应力场叠加而产生的弧形构造。如亚洲大陆东部边缘的一系列岛弧,以及蒙古高原东南缘、山西陆台东南缘、贵州高原东南缘的弧形构造等,至少其中一部分是由形成新华夏系和纬向构造带的两种构造应力场联合作用所致。

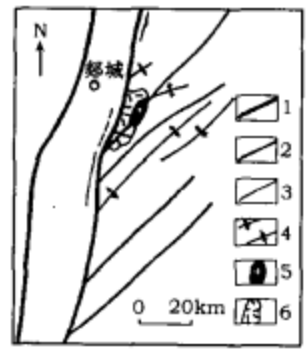
【限制弧】 restriction (constraint) arc 又称**牵制弧**。由于边界条件限制,致使在边界附近产生的弧形构造。中国东部一系列新华夏系隆起带在巨型纬向带附近弯曲成弧的现象,有人认为就可能是受后者限制而产生的。

【牵引弧】 drag arc 由断裂牵引作用而形成的弧形构造。以往多注意中小型者,随着对巨大平移断裂系研究日益深入,大型者也有发现。如阿尔金平移断裂系南缘,就有一系列颇具规模的弧形构造。有人认为燕辽弧和宁镇弧即郯城-庐江断裂带平移牵引所致。在许多地区都可见沿断裂带由一系列此类弧形构成构造线和地质体的线性扭曲带,实际即为巨大平移断裂系的一种定性标志。

【边缘弧】 marginal arc 大陆边缘的弧形构造带。在亚洲大陆相当发育,主要有两种类型:①向东南突出的边缘弧,常见于大型地块边缘,如蒙古高原东南边缘弧、山西陆台东南边缘弧、贵州高原东南边缘弧和一系列岛弧等,它们总体呈北北东—北东向延展。对其成因虽有不同认识,但一致认为是新华夏系受纬向构造带强烈干扰的结果,因纬向带具等距性,故它们被等距地分割成若干段落,各自形成一个完整的弧形构造,反映中国大陆向太平洋方向强烈推挤的趋势;②向西南突出的边缘弧,在青藏高原南缘和中南半岛西部相当发育,反映亚洲大陆东南部向西的推挤作用。

【叠弧】 superimposed arc 又称**套弧**。一层层相互叠加、重重相套的弧形构造。沿弧顶连线形呈对称形式者叫**正叠弧**,如贝加尔弧、蒙古弧和中蒙边境弧;弧顶依次斜列者则称**斜叠弧**,如武都弧、文县弧、平武弧和康定弧等,它们倚龙门山构造带斜列。

【入字型构造】 lambda-type structure 又称"**λ"型构造**(λ-type structure)。由扭性(或压扭性、张扭性)主干断裂和分支构造组成形似"入"字的构造型式。为常见的扭动构造体系类型。其规模大小悬殊,在平面和剖面上都经常出现。主干断裂早于分支构造形成,其分支构造是主干断裂两侧相对扭动产生的,以不穿越主干断裂为其重要特征。据此构造可判明主干断裂的扭动方向。按分支构造的性质可分为两类:①张扭性分支断裂,与主干断裂之间所夹锐角尖端指向分支断裂所在一侧的相对错动方向;②拖曳褶皱或其他挤压带,属压性或压扭性分支构造,与主干断裂之间所夹的锐角尖端指向分支构造所在另一侧的相对错动方向。大型的如美国的圣安德烈斯入字型,中国的**郯城-庐江入字型**(见图)和**小江入字型**等。还有一种类似的构造类型,其主干构造是由雁列张裂或褶皱发展而来,故主干断裂晚于两侧一一对应的"分支构造"。这两类构造的演化过程不同。



入字型构造
1. 主干断裂;2. 分支构造

【主干断裂】 major fault ❶泛指某一区域断裂系统或某一断裂带中,决定区域构造格架面貌或居于主导地位的断裂。它一般规模相当大,不仅延伸较远,而且影响较深,常为岩浆和矿液的通道;附近常有一系列伴生构造和派生构造,形成一个断裂系统。❷专指入字型构造中规模较大的扭性断裂。附近产生的一系列分支构造,反映它两盘的相对扭动。

【分支构造】 splay structure, branch structure ❶构造地质学中泛指一条规模较大的主干断裂附近出现的一系列低级构造成分,而不限于派生分支断裂。❷地质力学则专指入字型构造中低级序的派生构造成分。派生的分支构造是再次构造,有褶皱型和断裂型之分,又有压扭性和张扭性两种类型;导致它们形成的主干断裂则属初次构造成分。分支褶皱和断裂均与主干断裂呈一定交角,其交角所指示的扭动方向相反(参见"入字型构造")。

【圣安德烈斯入字型构造】 San Andreas λ-type structure 由北美洲西部北北西—北西向的圣安德烈斯平移断层为主干断裂同它东边一系列北西—北西西向分支褶皱所组成的入字型构造。它们所夹的锐角尖指向北,表明主干断裂发生过东侧相对向南的水平扭动。圣安德烈斯断裂属于阿拉斯加—科迪勒拉歹字型构造的成分,它的扭动在侏罗纪后期已经开始,到现在还在断续活动,1906年旧金山的大地震,就是由于它的活动产生的。

【棋盘格式构造】 chess-board structure 曾称**井字型构造**(criss-cross structure),又称**网状构造**(network structure)、**X型构造**(x-type structure)。由两组互相交叉的扭裂面或扭裂带所组成的一种构造型式。两组断裂面之间的夹角,一般为直角或者近于直角,有的则呈锐角或钝角;往往将岩块(或地块)切割成整齐的方形或菱


(a)简单型棋盘格式构造
(据马杏垣)

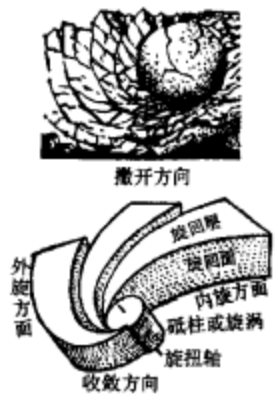
形。根据两组扭裂面的扭动方向并参照其夹角，可判断主应力的方向，起初最大主应力一般指向其锐角平分线方向。它可由两组扭裂面组成，形态较简单（见(a)图）；也可由两组扭裂带形成，往往相当复杂（见(b)图）。这类构造不论规模大小都极为普遍。小型的如网状节理、X节理和菱形节理；大型或中型的如纵横交错的断层网；巨型的常出现在巨大的稳定地块上，有时决定大陆的轮廓。按其力学成因和构造特征，又分为：由挤压或引张作用形成的和由扭动作用产生的两类。中国东部大义山式断裂与其伴生的泰山式断裂两组共轭扭裂，形成扭动型棋盘格式构造。



(b)复杂型棋盘格式构造
（据邓乃恭）

【大义山式断裂】 faults of Dayishan trend　为广泛发育于中国东部的走向北北西，力学性质开始为扭性且常转化为兼具张性（扭张性）的断裂。因湖南大义山而得名，那里沿此方向断裂有花岗岩体分布。与之相伴而生的为北东东走向的**泰山式断裂**（faults of Taishan trend），两组新华夏系的共轭扭裂面组成棋盘格式构造。

【旋转扭动构造体系】 structures resultion from rotation and shearing　简称**旋扭构造**，曾称旋卷构造。指由旋转扭动作用形成的构造体系。与直线扭动者相对应，是扭动构造体系的类型之一，为地壳局部构造中最普遍的一种型式。它有两个主要组成部分：一是旋扭的核心，为圆筒状的岩块（或地块）称砥柱（或旋涡），为**旋扭轴**（axis of rotation），有时水平、有时斜立，但规模较大者大都是垂直或近于垂直的；二是围绕核心的各种弧形褶皱和断裂，称**旋回面**（vortical surface）（或由多个旋回面构成旋回带），旋回面可由压扭性或张扭性构造组成，向远离砥柱（或旋涡）一方**撒开**（divergence），向靠近砥柱一方**收敛**（convergence）（见图），旋回面两旁往往有相对扭动的踪迹。根据不同力学性质结构面的收敛、撒开方向，可以判断旋扭运动的方向。按发育程度，可分为三种型式：发育较差的是帚状构造；发育中等的统称旋卷构造（包括S型、反S型及歹字型构造等）；发育最好的称旋涡状构造（或涡轮状构造）。它分布广泛，多属中型或小型，仅少数达到大型或巨型规模，如歹字型构造体系。



旋扭构造体系

【砥柱】 nuclear column　❶扭动构造形成过程中，作为边界条件先期存在的圆形或椭圆形穹隆（不论其卷入新的构造体系中上升或下降）。❷与扭动构造同时形成的上升地块：①旋扭构造体系核心部分的圆筒状上升地块；②山字型两翼反射弧凹侧的浑圆状上升地块。其面积有大有小，边界有的清楚，有的模糊。

【旋涡】 nuclear pool　旋扭构造形成过程中，作为边界条件先期存在的，或与旋扭构造同时形成的近圆形下降地块。

【内旋】 inner side of a vortical surface　对旋回面或整个旋扭构造而言，凹的方面称内旋方面，简称内旋；凸的方面称外旋方面，简称**外旋**（outer side of a vortical surface）。二者是相对的。

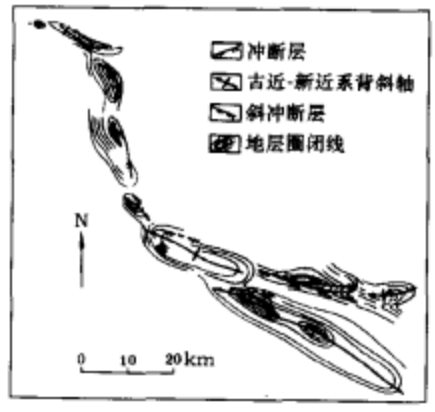
【左旋】 sinistral rotation　反时针方向的旋扭，即**反时针扭动**（clockwise shearing）。顺时针方向的旋扭为**右旋**（dextral rotation），又称**顺时针扭动**（counterclockwise shearing）。此词用于描述旋扭构造的扭动方向。

【帚状构造】 brush structure　曾称“ν”型构造（ν-type structure）。由旋扭作用形成的一群向一端收敛、向另一端撒开，形如扫帚的弧形构造。是常见的发育程度较差的一种旋扭构造型式，经常环绕着一个圆筒状岩块（砥柱）发生；砥柱一般位于帚状构造的内旋方面。它的旋回面，有的由褶皱或压扭性断裂构成，有的是张扭性破裂面。根据不同力学性质结构面的收敛、撒开方向，可判断帚状构造的扭动方向：张扭性帚状构造的内旋方面，向撒开方向相对扭动；压扭性帚状构造的相对扭动方向，恰好相反。中型和小型者很多，平面和剖面上（尤小型）皆有发育，大型的较少见。迄今已知最大的是大洋洲帚状构造；中国陇西帚状构造和鲁西帚状构造，也具相当规模，它们的旋扭轴都是近于直立的。

【大洋洲帚状构造】 Oceania brush structure　曾称**澳洲帚状构造**。是地球上最大的帚状构造，以澳大利亚为巨大砥柱，由围绕着它的弧形列岛所构成。这些弧形列岛包括西南太平洋的伊里安岛、美拉尼西亚岛弧和密克罗尼西亚岛弧、汤加海堤以及新西兰南、北两岛等。这些沿压扭性构造形成的岛弧体系表明，西太平洋相对大洋洲大陆曾发生过大规模的反时针旋扭运动。

【旋卷构造】 vortex structure　❶泛指旋转扭动作用产生的构造体系，后来已被旋扭构造体系一词所取代。❷专指旋扭构造体系中发育程度中等的一类。如S状构造和歹字型构造等。

【水鸭子墩反S型构造】 Shuiyazidun reversed S-shaped structure　柴达木盆地北部的一个反S型构造。整体呈北西方向，延伸达百余千米，由11个背斜组成。这些背斜呈雁行状排列，中段背斜彼此错开的步调和端部错开的步调相反。这个雁行状背斜群的轴向辗转弯曲，构成了一个形象完美的反S形，显示这个地区曾发生过旋扭运动。所属背斜从西北到东南有由小至大、由老而新的变化趋势。它们都由新生代地层形成，古近系、新近系和下更新统都被卷入，上下构造的位置和形象虽大体相似，但三者之间存在着地层角度不整合和构造不整合，显示这个地区的旋扭运动具有继承性和阶段性的特征。

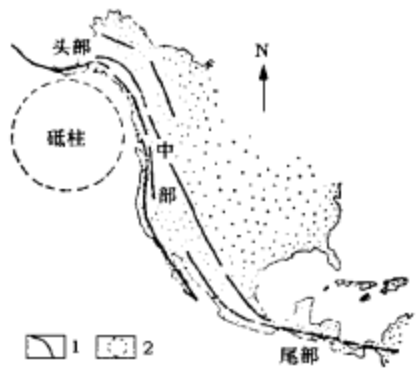


水鸭子墩反S型构造

【正弦状构造】 sinusoidal structure　由S型构造和反S型构造组成的、略成正弦曲线状的构造型式。它起源于扭动作用，是扭动构造体系的一种类型。但有的形象更为复杂，如由一列山字型前弧构造组成的南岭正弦状构造，它由褶皱、冲断或挤压带等压扭性构造组成。这类构造大都是中、小型的，大型的较少见。

【歹字型构造】 eta-type structure　又称“η”型构造（η-type structure）、**南北向之字型构造**（N-S reversed S-shaped structure）。由一系列辗转弯曲的弧形褶皱带或压扭性断裂带及其间所夹地块构成的形似“歹”字的扭动构造型式。是旋扭构造的一种重要类型。它的显著特点是：①一般规模宏伟，属巨型或大型，总体大都近南北（或北北西）向延展；②发育历史较长，有的相当悠久；③构造成分复杂，除弧形构造带及其所夹地块等组成部分外，还有弧形褶皱带所环绕的不规则稳定地块（砥柱），以及众多不同力学性质的伴生构造和各种类型的旋扭构造；④按构造形态，弧

形构造可分为头部、中部和尾部，头部曲度大，环绕着一个刚性地块展布，旋扭和挤压作用强烈。最为宏伟的是青藏滇缅印尼歹字型构造和阿拉斯加-科迪勒拉歹字型构造，其共同特征为：均出现于大陆西缘；头部开始于不同纬度，尾部却皆终止于赤道附近；中部和尾部分别与经向和纬向构造带复合；尾部都出现发育极为完美的大型旋涡状构造。形成它们的强烈旋扭运动，是经向和纬向水平挤压在特殊边界条件下联合作用的结果；这正说明中、小型歹字型不发育的原因，及其与一般反 S 型构造的根本差异。



歹字型构造示意图
1. 区域构造走向；2. 砥柱

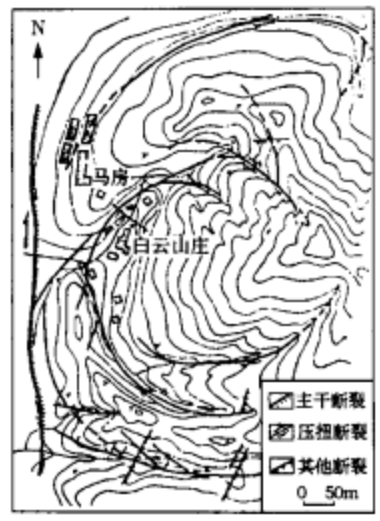
【青藏滇缅印尼歹字型构造】 Qinghai-Xizang (Tibet)-Yunnan-Burma-Indonesia eta-type structure 简称**青藏歹字型构造**、曾称**康藏歹字型构造**。展布于中国西南部和东南亚地区的歹字型构造。它的头部及外围褶带散布于甘、青、藏及川西北地区，中部经藏东、川滇西部以及缅甸、泰国和越南，尾部在东南亚至印尼等地（见图）。头部，主体呈强烈压扭状态之巨大弯曲褶带，断裂发育且多自北向南逆冲推覆；中部，伴随南北向剧烈褶皱带和巨大冲断带，以低温高压构造动力变质带、构造岩浆变质带或高压动力变质带及蛇绿岩带为特征；尾部，终止于赤道附近，并有形态完美的班达海旋涡状构造伴随。它从晚古生代后期开始发育，三叠纪末印支运动基本成型，燕山运动及喜马拉雅运动为其活动的最高峰时期，导致青藏高原整体隆起，挽近至今仍强烈活动，是中国主要活动构造体系之一。除控制不同内生金属矿产和油气田外，对地下热能和一系列强震的发生亦具明显控制作用。



青藏滇缅印尼歹字型构造
（据孙宝珊简化）
1. 压扭性断裂；2. 张扭性断裂；3. 背斜轴；4. 向斜轴；5. 纬向构造；6. 穹隆；7. 火成岩分布地区

【阿拉斯加-科迪勒拉歹字型构造】 Alaskan-Cordilleran eta-type structure 主要展布于北美洲西部的巨型歹字型构造。它的头部由阿拉斯加褶皱带及其北面的褶皱山系构成；中部以科迪勒拉褶皱带为主体，分为两支，西支为海岸山脉，东支以落基山为代表；尾部经墨西哥、危地马拉和洪都拉斯等地后，进入加勒比海。其特点为：①规模巨大，构造成分复杂；②构造演化复杂，白垩纪末期经强烈构造运动，至今仍保持活动性，近代强烈地震常沿此带发生；③轴向构造为压扭性构造带，走向断层曾发生巨大平移；④位于北美大陆西缘，环绕太平洋刚性地块展布；⑤中部走向北北西，尾部近东西并终止于赤道附近，也有形态完美的加勒比海旋涡状构造出现。

【莲花状构造】 lotus-form structure 又称**环状构造**（ring-shaped structure）。为旋扭构造的一种型式。大都由直立或近于直立的几套弧形冲断面组成，旋扭面一圈一圈参差不齐地围绕一个呈圆形或椭圆形的核心地块（砥柱，多半不在正中心），大致成同心状将其卷入的地区切成环形或新月形，而在某一半径方向出现一道未被旋扭面切断的埂子横贯各环直达砥柱。如辽宁省大连白云山庄莲花状构造（见图），在围绕山庄东南山地直径约 1 千米的中新元古界石英岩中，有几条环形横冲断层造成的深沟将山地切成重重叠叠的环形山岭，环形断裂与分支断裂构成的入字型构造和沟旁的帚状构造及拖曳现象，其外旋与西侧主干断裂扭动一致的顺时针旋扭方向。



莲花状构造

【涡轮状构造】 turbinelike structure 又称**旋涡状构造**（whirl structure）、**辐射状构造**（radial structure）。由一系列弧形褶皱或断裂组成，以砥柱为核心，向四周撒开大致呈放射状或涡轮状的构造。是旋扭构造中发育最好的一种型式。巨型的如班达海旋涡状构造和加勒比海旋涡状构造，小型的如那林沟涡轮状构造。

【班达海旋涡状构造】 Banda sea whirl structure 分布于印度尼西亚。围绕着班达海出现几串弧形列岛、弧形山脉和弧形深海槽；构成了一个颇为完整、极为壮观的旋涡状构造。班达海作为旋扭运动中心的旋涡凹陷很深，达 7000 米以上。这个旋涡状构造自古近纪以来形成，反映了东南亚南部相对澳洲大陆发生过一场强烈的反时针水平扭动；它出现在青藏滇缅印尼歹字型构造的尾端，其形成和青藏滇缅印尼歹字型的存在密切相关。

【加勒比海旋涡状构造】 Caribbean sea whirl structure 南北美大陆之间，由一大群弧形列岛组成的一个大型旋涡状构造。这些弧形列岛包括巴哈马群岛、大小安德烈斯群岛和南美北岸附近的许多岛屿。东加勒比海做为旋涡，形成了一个内陆深海槽。这个旋涡状构造反映了外旋反时针扭动，它出现在阿拉斯加-科迪勒拉歹字型构造的尾端，其形成和阿拉斯加-科迪勒拉歹字型密切有关。

【连环式旋扭构造】 vortex structure chain 受力岩体发生转动时其毗邻岩体被牵动而发生转动所形成的一连串旋扭构造。内蒙古黑泥河连环式旋扭构造，即为多个直立的压扭性旋回面及基性岩墙构成东西并列的两个莲花状构造和一个帚状构造，自东而西从右旋→左旋→帚状构造右旋，反映环环相扣的统一旋扭方式和方向。有学者将连环式旋扭构造分为并列式、共轴式和半轮式等。

【构造体系演化】 evolution of tectonic systems 从时间的角度探讨构造体系的成生发展过程和变化规律。有两种分析方法：①分析同一构造体系，如豫西地区的新华夏系可分三个发展阶段：早期新华夏系改造东西带阶段、中期新华夏系联合东西带阶段和晚期新华夏系联合东西带阶段。有人把山字型构造分为萌芽期、发展期、成型期和复杂化期（毁形期）等发展演化过程。又如新华夏系沉降带西老东新，有自西向东发展的趋势；中国大陆中部的一系列弧形和山字型构造、东西构造带、南北构造带和青藏歹字型构造，其强烈活动带也都有自大陆中部向外迁移的现象等。②分析一系列相关构造体系的演化，如东部华夏系向新华夏系的转变；西部西域系向河西系的转变等。研究时必须把

建造和改造、将各种地质现象和地质作用结合起来进行。

【构造体系图】 structural system map 又称**构造型式图**。用于表示不同时期、不同类型构造体系展布规律和基本特征的综合性图件。用图件形式表示客观地质构造现象的基本规律和内在联系,反映编图者对某一区域地质构造的研究程度和认识。按不同需要,此图的内容也不尽相同:①表示不同性质构造要素、不同活动程度构造地块和各种类型构造体系,即反映地质构造三重基本概念有关的内容;②除此还反映各种地质作用(如沉积建造、岩浆活动、变质作用及成矿作用的产物)和各种地质现象(如火山、温泉和地震等);③表现不同时期的构造特征可编制古构造体系图或活动构造体系图等;④为反映构造体系成生发展过程和阶段,可据区域构造不整合等标志,把不同地区的地层合并用几种协调的色调表示;⑤还可根据不同目的编制各种图件(如构造体系与矿产分布规律图、构造体系与含油气盆地分布规律图、活动构造体系与震中分布规律图、构造体系与地热关系图等)。编图时必须以区域地质研究为基础,以区域地质调查成果作为基本参考资料;系统编制各种资料卡片,并进行室内和野外研究,突出反映全局性和规律性的内容。

【古构造体系】 palaeo-structural system ❶通常指燕山运动以前成生的构造体系。❷是一个相对的概念;对于盖层中的构造体系,即指只影响基底的是古构造体系;而对不整合面以上的构造体系,则不整合面以下的便是古构造体系。古构造体系很复杂,目前在鉴定方法上还存在许多问题,一般是由新及老,根据地层和构造不整合、岩体或岩脉的穿插、构造体系复合、同位素年龄测定等,确切判断其形成时期、查明其构造特征。

【活动构造体系】 active structural system 挽近地质时期以来乃至近代,部分或整体仍处于活动状态的构造体系。它由规律展布的活动性构造带及其间所夹地块共同组成。其活动性,可通过地质构造、地震活动、火山作用、地貌和第四纪地质、地热和考古等调查,以及地形变、地应力、断层微量位移、海平面和各种地球物理场等观测加以鉴别,而影响最新地层是其最重要的标志。此类构造地球表面很多,有的规模十分宏伟,如中国东部的新华夏系、西北的河西系、西南的青藏滇缅印尼歹字型构造,以及中部的祁吕贺兰山字型构造和川滇南北构造带等,中国境内的纬向构造体系,也具一定活动性。它们反映挽近以来的地应力场特征和地壳运动方式,说明中国大陆中部整体与太平洋壳和印度次大陆间迄今仍在发生相对扭动。对其研究可阐明挽近以来地壳构造和地壳运动规律,查明发震地质背景,有助于与地壳稳定性密切相关的工程地质、水文地质和地热地质以及地质环境与灾害的研究。

【控震构造体系】 tectonic systems controlling earthquakes 控制地震发生或决定地震分区和影响地震展布的构造体系。构造体系控震规律相当复杂,主要有:活动构造控震、复合构造控震、构造活动性与地震活动性辩证关系控震、构造活动强度与岩石破碎程度联合控震、活动构造带与安全岛控震,以及地应力集中区(如断层拐点、端点与交点等)控震等诸多规律。控震构造体系可分为两种类型:①由活动性构造带和发震构造带组成的发震构造体系,如中国东部新华夏系、西北的河西系、西南的青藏歹字型构造和中国中部的经向带、山字型构造等;②由已僵化或活动性不显著的构造构成,尽管它们不是发震构造体系,却起到分划地震区和影响地震分布的构造体系。如阴山和秦岭两条巨型纬向带,把中国东部分隔为三个地震区,其地震特点和地震类型迥然不同:华南地震较多,小而分散,成带性差,除主震型外,常有震群型地震;华北地震较少而强,集中成带,以主震型地震为主;东北地震很少而小,以单发型地震为特征。此三区的差异,可用构造活动强度和岩石破碎程度两个因素的消长加以解释。阴山带作为一条横亘东西的构造带,在其南缘地应力高度集中,形成燕山地震带。因此一般来说,纬向构造带虽然控震作用十分显著,但它们不是发震构造体系。

【发震构造体系】 earthquake-triggering(generating) tectonic systems 又称**孕震构造体系**(earthquake-pregnant tectonic systems)。孕育并产生地震的活动性断裂系统。构造地震是现今地壳构造运动的表现,往往沿活动性断裂成带分布,故活动性构造带本身是孕育地震的温床。断裂带的活动性越强产生强震的几率也就越高,但活动性极强乃至往复运动的断裂带,不能积聚大的能量,反而不易发生强震。活动性构造带呈现一定展布规律和组合特征,构成各种类型的活动构造体系,所有发震者均属之。中国境内最重要的发震构造体系有:①东部的新华夏系,近年一系列强震大都沿其所属的活动性断裂带发生;②西北的河西系;③西南地区的青藏歹字型构造;④中国中部的经向构造体系(贺兰带和川滇带);⑤中部的山字型(祁吕贺兰山字型和云南山字型)构造等,它们都是本区主导性发震构造体系。对它们进行研究,有助于了解地震发生的地质背景、地震分布及其迁移规律。

【强震预报】 prediction of macroseism 主要根据活动构造体系及其复合控震规律和地应力场变化趋势对强烈地震进行预报,圈定强震危险区。根据构造体系活动性"一脉相承"的规律,1966 年 3 月邢台地震之后,李四光指出地震向北的发展趋势,并预测河间、滦县、唐山等地为地震危险区;一年后的河间地震以及 1976 年 7 月 28 日的唐山 7.8 级强震,证实了他的科学预见。1969 年通过编图及综合分析,根据郯庐发震断裂带遇阴山纬向带阻抗而在其前缘应力集中易于发生强震的特点,圈定出历史上从未发生过地震的海城为"20 年内将发生强震的地点",6 年后又得到证实。诸多事例表明,活动构造体系和活动断裂带是孕育地震的温床,地震(尤以强震)的发生是有规律可循的;而活动构造体系调查是实现强震预报的基础,开展以地应力为中心的综合观测和综合分析,则是实现强震预报的有效途径。

【构造体系控岩控矿】 structural system control of rocks and ore deposition 构造体系对与矿产相关的岩层、岩体及其所含矿产的控制作用。矿产受成矿条件和分布规律的双重控制;成矿条件主要决定于岩石性质和岩体、岩层形成时的地质环境及其相互关系,矿产分布规律则部分地与成生条件有关,但主要是受构造体系的控制,而且构造体系有时也影响成生条件。如内生矿床与岩浆岩类别及围岩、含矿流体、成矿元素的性质和结合能力,以及构造条件密切相关;外生矿床则受控于地层层位和岩相建造,而建造又受地壳运动幅度、频度和构造条件制约;变质等成因类型矿床也既与成矿物质来源有关,又无不与成矿构造条件关系密切。为指导找矿应侧重掌握矿产分布规律,而这种分布规律除与矿产形成的各种条件有关外,主要受构造体系的控制。可将其概括为结构面力学性质控矿、构造体系多级控矿、构造复合控矿扭动(旋扭)构造控制矿液移聚,以及构造控矿的等距性、方向性及对称性等。运用这些规律,指导金属与非金属矿产勘查、隐伏矿床预测及地下水寻找方面均取得显著成效。

【构造动力成岩成矿】 tectonic dynamic diagenesis and mineralization 由构造动力作用引发的地壳物质调整而成岩和成矿的作用。杨开庆认为它包括矿物和岩石的结构调整和组成调整两大方面。根据其不同形成方式,可分为:①改造型:以构造应力为主要动力,使原有岩石及其矿物成分重新组合、重新建造引发的成岩成矿;②建造型:在岩石及其矿物最初形成过程中构造动

力控制下的成岩成矿，即在应力梯度控制下按一定规律形成的岩石矿物组合、岩相和建造。后来国外关于“构造重建”、“岩性透入性重铸”，以及“变形分解作用”、“变形融合作用”的研究，与此有相通之处。这一理论的形成和发展过程，表明地质力学已从矿产分布规律深入到成矿规律的研究阶段。20 世纪 80 年代，据海南石碌铁矿田构造特征而设计的一套高温—中温高压实验，模拟矿区形变-相变过程，从而成功解释铁矿的富集作用及其基本规律并有效指导找矿。它已在海南、广东、山东等金矿的成矿预测中广为应用，取得了理想效果。

【结构面力学性质控矿】 mechanical character of structural plane control of ore deposits　不同力学性质结构面具有不同的控矿作用。包括单一力学性质结构面控矿和力学性质转化而控矿（尤以遭受“张性改造”者控矿最为常见）。在矿田内，规模较大的压性及压扭性断裂多为导矿构造，且因其处于挤压状态易于愈合又常起遮挡作用而成矿；张性及张扭性破裂面是内生矿产重要的容矿构造，因其出现瞬时真空状态易使应力驱动下运移的矿液在此停积，并有利于岩浆矿床的分异。在断裂转折部位的张扭面中常形成较大矿体；低级序裂隙中易形成雁列矿脉；两组扭裂交叉处最利成矿且呈等距分布等。

【构造体系多级控矿】 control of ore deposits by multi-order tectonic system　不同级别构造体系对矿产分布的逐级控制作用。区域构造体系中不同规模构造对矿产分布的控制作用。在一个区域内，构造体系所属的第一级构造，往往控制成矿区或成矿带的展布，第二级构造常决定着矿区或矿田，第三级构造则制约着矿床和矿体。不同等级的构造体系（或构造形迹）之间彼此具有成生联系和挨次控制关系，因此它们对矿产的分布就起到了多级控制的作用。在矿产普查勘探以及水文地质、地热地质工作中，运用第一级构造控制的规律，是属于战略性的；运用第二、三级构造控制的规律，是属于战术性的。根据这种理论指导找矿，特别是预测隐伏矿体，一再获得成功。

【构造体系复合控矿】 control of ore deposits by compounding of tectonic systems　构造体系复合对矿产分布的控制作用。构造体系复合控矿极为普遍，而交接复合几乎对所有矿产都有重要控制作用，断裂交接处应力集中造成岩石破碎，有利矿液进入而成矿；褶皱交接形成叠加褶皱可导致矿层加厚或矿质再富集而成富矿。大型拗褶带复合则成为含油气区及聚煤盆地有利部位。断裂归并则因先存破裂易释放应力，裂隙反复启闭利于导入矿液。包容复合应侧重研究被包容之较老构造的控矿特征，并沿其展布方向追索。重叠复合以坳陷重叠部位对煤等沉积矿产形成有利。无论何种方式复合控矿，均需确定成矿构造体系，据此方能判断矿床、矿体的展布趋势，而另一构造体系则提供矿质聚集的特殊条件。这是运用构造复合控矿规律找矿的关键，已为众多矿产的成功预测所检验。

【构造体系控油】 oil control by structural systems　构造体系对油气分布的控制作用。包括多级构造体系控油、扭动（旋扭）构造控油、构造复合控油及不同力学性质结构面控油等。如中国东部新华夏系和西部的西域系与纬向构造带复合控制含油气区；青藏地区的含油气盆地则受控于歹字型构造。二、三级扭动构造及低级序旋扭构造控制着油气区和油气田。由于巨型构造体系均有漫长的成生发展过程，以致在其不同部位、不同发展阶段有不同的生、储油能力。根据构造体系发展演化历史及对古地理环境的控制，结合岩相和生油物质丰度的研究以及构造空间展布的组合规律，可预测含油气区内主要油气聚集类型和分布。这一认识已被中国油气勘探实践和一系列油气田的发现所证实。

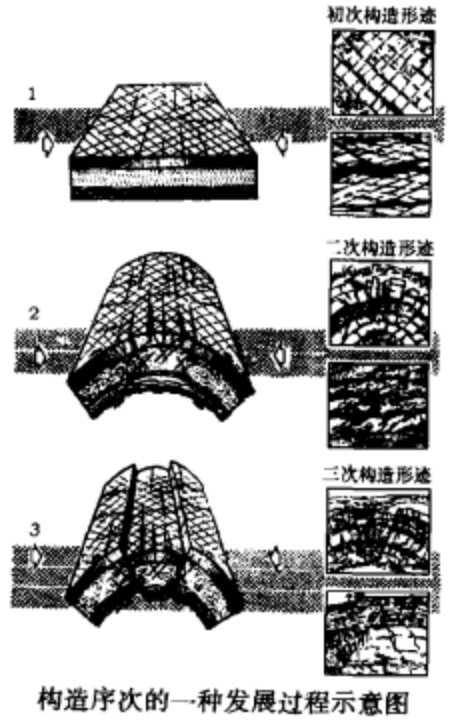
【地下水网络】 ground water network　胡海涛（1980）提出。地下水在岩层、岩体中循一定空间分布的导水结构面赋存运移所形成的带状、网状或层状含水结构体的总和。这种含水网络多发育于脆性及可溶性的岩层或岩体之中：带状水流的水动力学特征表现为非均一的各向异性，但具一定连续性；网状水流可视为不同方位、不同富水程度的水带交织构成的导水和蓄（储）水网络；网层则指裂隙及含水岩层。在地下水补给充足的地区，一定型式的导水网络与阻水网络（压性、压扭性断裂及隔水层）的组合配置便形成一定型式的蓄水构造。玄武岩地区的柱状节理往往组成蓄水网络，成为主要开采水源；而在基岩山区的断（坳）陷盆地第四系中的层状裂隙水与基岩裂隙水连通构成区域地下水网络，成为盆状蓄水构造。其基本平面模式取决于一定的构造型式，可分为米字型、多字型、山字型、人字型、棋盘格式构造及旋扭构造等；在构造体系复合地区，则为两种以上构造型式的复合叠加。这一认识已在水文地质勘查中经受检验，无论青藏高原冻土区，还是南方岩溶地区或红色盆地碎屑岩中的裂隙水，以及基岩水等，无不循此规律运移、蓄集，据此找水的成功经验已广为推广。

构造级序与复合

【构造等级】 tectonic order, structural order　又称**构造级别**，简称等级或级别。地质构造规模的相对大小。是表示构造相互关系的三个概念之一。结构要素、构造地块和构造体系都有等级之分，可划分为一级、二级、三级等，或划分为巨型、大型、中型和小型等。通常在一个地区占主导地位的构造列为一级构造，规模稍小的作为二级构造，依此类推。它与构造序次的概念不同，一般不能与构造序次同等的次数依次对比。

【高级构造】 higher order structure　按地质构造相对规模划分构造等级时，一般将一级构造，有时连同二级构造，一并称为高级构造。规模小于二级的构造成分统称**低级构造**（lower order structure）。

【构造序次】 tectonic generation, structural generation　简称序次，曾称为构造世代或**构造世序**。是反映地质构造内在联系的一个重要概念。表示在一场地壳运动中，同一动力作用方式持续作用下，构造形迹形成的世代（辈分）关系。是由于边界条件的局部改变，各项构造形迹依挨次控制关系而出现。地壳岩石中每一点的应力状态与它的边界条件密切相关，当形变过程中局部边界条件发生变化时，各点的应力作用方式也必然随之变更。在同一方式动力作用下所产生的各种构造形迹是一连串现象，局部应力状态变化前产生第一世代的构造称为**初次构造**（primary structural eleme-



构造序次的一种发展过程示意图

nts),它一般是区内的主导性构造,往往由其构成区内构造骨架;由它派生的构造,称二次构造,依此类推。如一个地区在持续单向挤压作用下,褶皱前产生的两组扭裂面和褶皱轴面本身均属初次构造;继之,随着背斜的拱曲,在其顶部出现的纵张断裂属于二次构造;若进一步发展,轴部地块因重力作用沿纵张裂面陷落并在近旁产生褶曲或分支断裂,都是三次构造(见图)。每一序次都代表一定方式的局部应力状态。构造要素、构造地块和构造体系都有序次之分。序次与"顺序"、"次序"等含义不同,它不是构造形成时间先后的概念;同一序次的构造不一定同时形成,再次构造也不一定晚于其他初次构造发生。一级构造虽然大都属于初次构造,但不限于初次构造;反过来说,再次构造大都是低级构造,但也不限于低级构造。

【再次构造】 secondary structural elements 在同一动力方式作用下产生的第二序次以上的构造成分。它是由初次构造派生的,也叫派生构造,并可分为新生的和转化的两类。如单向挤压持续作用下,水平岩层开始产生背形挠曲,背斜轴面及其伴生的走向冲断层、横向张断层和两组扭断层(初次构造),与背斜轴向相平行的纵张断裂(二次构造),纵张裂面附近产生局部的挤压面(三次构造),此种二次构造和三次构造都是新生的再次构造。而由区域扭动作用形成的棋盘格式构造的两组扭裂面属于初次构造;当扭动作用持续进行时,其中与扭动方向角距较小的一组,逐渐转化为兼具张性;而与扭动方向角距较大的一组则逐渐转化为兼具压性,这两组均系由旧的结构面经力学性质转化而成的再次构造。

【伴生构造】 associated structures 同一地质时期、同一动力方式作用下,不同形态、不同性质、不同规模和不同序次相伴而生的各种构造形迹。

【构造序幕】 tectonic episode 简称**序幕**。同一场构造运动中有不同的发展阶段,构造形变等各种地质现象和各种地质作用也一幕接一幕地发生,每一阶段称为一个构造序幕。构造序幕与构造序次的含义不同;构造序幕的幕数与构造序次的次数,通常并不相当。构造序幕是个时间概念;构造序次则反映同一外力作用方式下,随地应力状态逐步变化所产生的不同地质构造的世代关系,不具有绝对的时间涵义。一般说来,同一序次构造大多为同一构造序幕的产物;但是同一构造序幕却可以形成众多的不同序次的构造。后已基本不同。

【结构面力学性质转变】 change of mechanical properties of a structural plane 同一结构面力学性质先后发生变化的现象。一个构造体系在它形成过程中和形成以后,都经历了复杂的演化,致使结构面力学性质常常发生变化。结构面力学性质变化有两种情形:①同一方式外力作用下,同一构造体系不同序次中,结构面力学性质发生变化。这种现象很常见。例如,在区域扭动作用下形成的两组共轭断裂都是扭性结构面,当扭动作用持续进行时,和扭动方向夹角较小的一组,逐渐变为扭性兼张性结构面,另一组逐渐变为扭性兼压性结构面。有人将这种现象称为结构面力学性质转化。②不同地质时期、不同方式外力作用下,结构面力学性质发生变化的现象。例如,中国豫西地区的东西向断裂,燕山运动以前主要表现为压性,是纬向构造带的成分;自燕山运动以来,一些东西向断裂明显变为张性,归并入新华夏系构造。这种现象可称结构面力学性质改变。这两个概念彼此是有区别的。

【构造复合】 compounding of structures 全称**构造体系复合**(compounding of structure systems)。是地质力学的重要概念之一。同一地域不同构造体系的各种构造成分依各种方式互相干扰和联合的现象,以及同一构造体系中两种极其接近的成分彼此复合、结合、联合的关系(泛指构造体系的"系间复合"及联合和同一体系构造成分之间的"系内复合"),相互复合的构造体系可以是同时或部分同时,亦可为不同时期形成,涉及地区大多不一致、规模也大都不等。狭义的构造复合主要包括归并、交接、包容及重叠四种现象。广义的构造复合则包括构造要素、构造地块和构造体系的各种交接关系。有的学者把构造复合系统分析归纳为:构造复合形态分析、构造复合力学分析、构造复合量级分析、构造复合主次分析、构造复合时序分析和构造复合带块分析等六个方面。对构造复合进行系统分析,有助于探讨构造体系的成生发展过程及其时空关系、进行构造体系划分,也是分析构造控矿和区域稳定性的基础性工作。

【归并】 incorporation 一个构造体系的某些成分或某一部分的所有成分,其正常形态和方位没有或经轻微改变而卷入另一体系并构成其组成部分,或成为同一体系不同序幕之构造成分被利用的复合现象。通常被归并的为较老的体系,或同一体系中较早出现的成分。后者如利用已存在的两组扭裂形成的**追踪断裂**(trailing of faults),即典型的"系内复合"之归并现象。

【交接】 conjoin 在同一地区,不同时期两个构造体系的压性构造成分(褶皱、冲断层及挤压带等)互相穿插、互相结合的复合现象。进而按两个方向的压性(或压扭性)构造相交的角度和方式分为四类:①**重接**(superimposition),指二者走向完全一致,即一种小规模的归并,并不发生改变走向的影响;②**斜接**(juxtaposition),二者走向稍有不同,需经实地较长距离地追索才能将它们区分;③**反接**(transposition),二者走向显著交叉,一组断裂切断另一组,或形成横跨褶皱和叠加褶皱;④**截接**(in terposition),为两个方向者互相切错、互相干扰,每一被切的段落都多少改变其正常形态和方位。

【包容】 containment 一个构造体系吞并其他构造体系或其片段的复合现象。被包容者(成生较早者)形态与吞并它的体系迥然不同,又未经彻底改造达到与后者协调一致的程度;而被包容者成生较晚者可有明显界线将被吞并的其他体系之一部分分割出来,在构造上与吞并它们的体系格格不入。总之,系指两个并无成生联系的构造体系间一种独特的复合形式。

【重叠】 overlaying 在大规模上升或下降地区,一个较老的构造体系之上叠置另一较新构造体系的全部或部分的复合现象。前者隆起的部分显得被加强,但实际并未得到加强;而沉降的部分显得被削弱,实际也未削弱。必须把后来由于上升或下降重叠在原有构造体系之上的影响消除,才能见其原貌。

【限制】 restraint, restriction 构造体系复合的一种。两个不同时期的构造成分,走向彼此显著不同,较晚构造终止于较早构造的复合现象。这种现象因系受较早构造界面的限制所致,故名。较晚构造称为被限制构造,较早构造叫做限制构造。限制构造可以是次生构造或原生构造,被限制构造大都是次生构造。这种复合现象也见于脉状矿床中。根据限制关系可以判断复合构造成分的相对时期。

【构造联合】 conjunction of structures 同一地区,两种(或两种以上)不同方式构造叠加形成折中构造形迹的现象。包括构造要素联合和构造体系联合。如中国东部的若干联合弧,就是新华夏系与纬向构造带的两种运动方式联合而形成的**联合构造体系**(conjunct tectonic systems)。它们既或多或少显示原构造体系的固有特征,又有若干明显差异,而以具有折衷构造形象为其突出特色,所属结构要素既可为直线,也可为弧形,甚至是不规则或扭曲的。其产生原因有两种:①两种不同方式的动力作用于

相邻地区，其毗邻地段却同时受到两种方式动力作用的影响；②两种方式动力分别作用于范围不等的同一地区，即一种方式的作用范围仅限于另一方式所作用的局部地区，使此处同时受两种方式动力的作用。但无论如何，在其出现的周缘地区，都必定存在与联合构造密切相关的正常构造形迹。

【构造脱顶】 décollement，decoupling　后期构造运动而形成的上下褶皱形变不一致，或上下构造高点错位的现象。这种现象相当普遍，一般上层较下层褶皱变形剧烈，表明只能由水平应力作用所形成，是地壳水平运动主导性的证据之一。究其实质为构造脱底。许多含油气盆地中的储油储气构造多与之有关。

岩石性质与应力场

【岩石力学性质】 mechanical properties of rocks　岩石在应力作用下表现的弹性、塑性、弹塑性、流变性、脆性、韧性等力学性质。不同性质岩石的应力应变关系、变形条件或破裂条件等都不同。由于各种岩石的组分和结构各异，形成的年代不同，其中还有许多裂隙，致使其力学性质相差很大，小块岩石与大块岩石，以及岩块和地块的各点之间，差别也很大，此种性质还受时间、温度、湿度、围压、加力的方式和快慢、变形的历史，以及岩石所处的周围介质等因素的影响。地块的变形与之密切相关，力学性质不同的岩石，即使在相同的外力作用下变形也不相同；反之，变形相同的岩石，若力学性质不同，它们所受的力也一定不相同。因此在地质学中，无论从已知外力和边界条件去推测地块变形，或从地块的变形去反推地块所受的边界条件和外力，都需了解当时当地的岩石力学性质。

【各向同性】 isotropy　又称**异向同性**。即某一物理性质在物体内某点的各个方向上都相同。物体的物理性质涉及力学、热学、电学和磁学等诸多方面；而地质学中所说的各向同性则通常是指地质体或岩体的力学性质在各个方向上相同，并常把“各向同性体”称为“均质体”，这与连续介质力学中的“均匀”概念不同。在各向同性体内的主应力方向与主应变方向是重合的，因此各向同性体力学问题的研究处理要比各向异性体简便。

【各向异性】 anisotropy　又称**异向异性**。即某一物理性质在物体内某点的各个方向上互不相同。物体的物理性质很多，包括力学、热学、电学和磁学性质等；但地质学中所说的各向异性通常是指地质体或岩体的力学性质在各个方向上不同。如具有面状构造的各种层状地质体即为力学上各向异性的地质体。在各向异性体内，主应力方向与主应变方向不重合，因此把应变椭球体三个主轴方向当作主应力方向的看法，只对各向同性体来说是正确的，而对各向异性体则是不正确的。

【理想刚体】 ideally rigid body　受外力作用，在任何机械运动过程中，点与点之间的距离在任何时刻都保持不变，因而其形状、大小都不变的固体。理想刚体内各处的应变等于零，但应力不一定等于零。实际上并不存在理想刚体。为了处理某些实际问题的方便，在固体的变形对这些问题的结论无关紧要时，不妨把有关固体当作理想刚体来看待。但在研究地壳变形时，不能把地壳中的岩块和岩体当作理想刚体看待。

【弹性】 elasticity　指物体在外力作用下变形，当外力除去后，能够完全恢复原状（形状和大小）的性质。具有弹性的物体是弹性体，它的变形称为弹性变形。弹性分理想弹性和非理想弹性。理想弹性是指在外力作用的同时，物体立即产生相应的全部变形；在外力解除的同时，相应的全部变形立即消失；当外力保持常量时，变形也保持常量。理想弹性变形是可逆过程，在它的应力和应变之间有一个确定的单值关系。根据这个关系的线性和非线性，理想弹性又分为线性弹性和非线性弹性。线性弹性的应力应变关系又称虎克定律。各向同性的弹性材料内主应力方向与主应变方向重合，而且当这种材料服从虎克定律时，它只有两个独立的弹性常数 E 和 ν，其中 E 称为杨氏模量；ν 称为泊松比。实验表明，性质与流体越近似的物质，其泊松比 ν 的数值越接近 1/2。另一个弹性常数 G 称为剪切弹性模量或刚性模量，它与 E，ν 的关系是

$$G=\frac{E}{2(1+\nu)}$$

非理想弹性是指这种弹性：物体受外力后并不立即产生全部弹性变形，而是随时间的延长逐渐增大弹性变形到应有的值；当外力除去后，它也并不立即恢复原状，而是随时间的延长逐渐恢复原状。这种现象也称为**弹性后效**（elastic aftereffect）。

【塑性】 plasticity　物体受力超过屈服极限而变形，在材料尚未破坏时而解除外力，这时物体不能恢复原来的形状和大小，而使一部分变形保留下来，且永远不会自行恢复的性能。具有塑性的物体称塑性体（plastic body），它的变形称为**塑性变形**。地质学把一切永久变形视为塑性变形；把能够产生永久变形的物体都叫做塑性体。常温常压下比较坚硬的岩石，在地壳深部高温压下也往往成为塑性体。如图所示：坚硬的薄层石英岩发生显著的塑性形变。



薄层石英岩的塑性形变

【弹塑性】 elasticoplasticity　物体在外力施加的同时立即产生全部变形，而在外力解除的同时，只有一部分变形立即消失，其余部分变形在外力解除后却永远不会自行消失的性能。具有弹塑性的物体是弹塑性体。在弹塑性体的变形中，有一部分是弹性变形，其余部分是塑性变形。在短期承受逐渐增加的外力时，有些固体的变形分两个阶段，在屈服点以前是弹性变形阶段，在屈服点后是塑性变形阶段。地质力学根据在自然界和实验室中的观测，认为岩石在长期力作用下可以是弹塑性体，其弹性变形和塑性变形可以不分阶段同时出现。

【半黏性流动】 quasi-viscous flow　黏性流动的一种。粘滞性流体流动时，流体内任一截面上，除了有压应力之外，还出现剪应力。剪应力与速度梯度（即速度随距离的变化率）不成正比的流动，称为半黏性流动。半黏性流动的物体为**半黏性流体**（quasi-viscous fluid）。地质力学认为，在长期力作用下，岩块或地块的变形过程是一种半黏性流动，例如旋卷构造中的旋涡和山岳斜坡上软弱岩层的叠褶等。

【蠕变现象】 creep　物体在大小和方向都保持不变的小的外力长期作用下，其变形随时间增长而不断缓慢增加的现象。固体材料在不变化的外力作用下都会发生蠕变现象，其差别只是在于有的固体材料蠕变很慢，有的蠕变较快。温度对蠕变的快慢影响颇大，温度越高，蠕变越快。例如，将一直杆的上端固定，在其下端挂一重物，此杆除了在挂重物时立即发生弹性伸长外，还随着时间的增长而继续伸长，并且温度越高伸长得越快。岩石的蠕变现象可以从保留至今的古代建筑物中石件的永久变形看出，如石柱和石梁的弯曲；并可用实验证实。岩块和地块也有蠕变，但其具体规律必须从有关问题的现场试验得出。蠕变是由结晶物质内部质点的运动或空位的扩散而引起的变形作用；它可以沿晶粒边缘发生，也可在晶粒间进行，是塑性流动的机制

之一。蠕变过程可划分为初始蠕变、稳态蠕变和加速蠕变三个阶段。蠕变的宏观规律，有人利用数学中的积分方程来描写；也有人按照弹簧、阻尼器等元件所组成的模型列出微分方程来描写。至于蠕变现象的微观机理，迄今还没有完善的能作出定量的解释。

【松弛现象】 relaxation　又称**弛豫**。物体在变形保持一定时，其内部应力随时间增长而减小的现象。温度对松弛有影响，温度越高松弛越快。例如，一直杆的长度比两刚壁之间的固定距离 L 稍长；将直杆强制地装入两刚壁之间，在开始时，直杆与刚壁的接触面之间有相互作用的压力 P，在直杆内任一截面上也有内压力 P；以后，随着时间的增长，这些压力的数值渐渐减小，而且温度越高时减小得越快。岩石和其他材料一样也会发生松弛现象。实际上，所有固体材料都会发生松弛现象，差别只在于有的松弛极慢，有的松弛较快。松弛的宏观规律可以用积分方程来描写，也可以按照弹簧、阻尼器等元件所组合的模型列出微分方程来描写。迄今对松弛的微观机理尚缺少完善的、能作出定量解释的理论。

【松弛时间】 relaxation time　物体受力变形，外力解除后材料恢复正常状态所需的时间。直杆在应变保持常值 ε_0（或 γ_0）的松弛过程中，其应力由初值 σ_0 或（τ_0）逐渐减少到 $0.3679\sigma_0$（或 $0.3679\tau_0$）所需要的时间；精确地说，是逐渐减少到 $\frac{\sigma_0}{e}$（或 $\frac{\tau_0}{e}$）所需要的时间，其中 e 是自然对数的底，$e=2.71828\cdots$ 松弛时间与温度及直杆的材料有关。松弛时间通常是表示材料松弛性能的一个特征量。

【流变性】 rheological behaviour　物体在长期载荷下，应变和流动随时间而连续、缓慢变化的性质。这里所说的应变是指物体在受力作用的瞬间所发生的大小和形状的改变；这里所说的流动是指物体的变形程度随着时间的增长而发生的变化。流变性是物体最一般的力学性能，它把弹性、塑性、黏性流动等都作为特例包括在内。具有流变性的物体是**流变体**（rheological body），弹性体、塑性体、黏性流体等都是流变体的特例。实验指出，固体在力的长期作用下不但有变形而且在流动，固体和流体两概念之间没有绝对的界限。物体的流变性研究十分必要，在理论和实用方面都有重要意义。

【岩石弹性表象】 elastic behaviour of rocks　岩石在自然条件下具有弹性的种种表现和现象。主要有：①煤矿坑道中的岩爆现象，固然一部分与岩层厚度所产生的静压力有关，但主要不在于岩层的静压力，而是强大的近水平应力积累所致，只有当岩石具有高度弹性时，才有可能积累强大的应力致使岩层发生爆裂；②大陆上不少地区存在相当显著的布格重力负异常，表明所在地区还远未达到重力均衡，即保持有一定的弹性作用；③地壳岩石常传播地震横波，尤其高频横波，其传播范围有时达 3000 千米的深度，而只有弹性物质才能传播横波。

【岩石塑性表象】 plastic behaviour of rocks　岩石在自然条件下具有塑性的种种表现和现象。主要有：①地震发生时，除产生各种高频率弹性波外，还有一种所谓的塑性波，其频率较低、传播速度较慢、振幅较大、破坏性较强，反映即使在极短的时间承受负荷时，岩石除具弹性表象外，也同时具有塑性表象；②从全球整体看，大陆和海洋地区有相当高的均衡补偿作用；③自然界岩石发生显著的塑性变形，可表现为剧烈的倒伏褶皱、盘桓褶皱和各种复杂的扭曲等；④自然界中各种形态奇特的镶嵌砾石和变形砾石。

【固态位移】 solid displacement（migration）　地壳中的固态岩体或矿体，形成以后又发生不同程度移位的现象。发生这种现象的必要条件是：①受到较强烈的不均衡挤压；②固态岩体、矿体的塑性相当强，或围岩的流变性十分显著。前者如柔软的煤层，受挤压后常沿裂隙形成宽度变化很大的“煤翅”；后者像坚硬的铬铁矿常离开含矿超镁铁质母岩而孤立出现，形成各种形态奇特的无根岩体或岩块。

【工作硬化作用】 work hardening　物体受力作用后内部发生变化而引起的脆化或老化的现象。地壳岩石在强大的动力作用下也会发生这种现象，使岩石的力学性质显著硬化，从而影响到岩石的变形特征。如中生代形成的几套华夏类型构造，自老而新有依次表现为隆起-坳陷型、褶皱-断裂型和断裂型总趋势，显示这个地质阶段中历经多次构造运动，致使岩石由塑性向脆性转化。在一定条件下，岩石受力也会发生**工作软化作用**（work softening），使岩石进一步变形，可形成柔流褶皱和肠状褶曲等。

【岩内流体】 intrarock fluids　岩石内部所包含的各种流态物质。包括地下冷水和热水、石油和天然气、岩浆和矿液，以及岩浆汽化物质和自然条件下产生的异化物质等，在地壳（或岩石圈）演化中具有重要作用和影响：①直接影响岩石力学性质、岩石变形方式及断裂过程，含水软弱层常是岩石滑动（推覆、滑覆、滑脱乃至滑坡）的必要条件；②含流体与否对断裂的滑动方式（蠕滑或黏滑）及是否发震有重要影响，在已经地震波初步证实的膨胀破裂机制中，湿模式与干模式又有重要差异；③岩内流体常是热传导和热对流的介质；④若将软流圈也纳入广义的“流体”，则它对地球结构和岩石圈运动有更为重要的意义；⑤岩内流体种类较多，其自身往往就是一种“矿产”，大都有较大的经济价值。它们的生成环境和运动规律较复杂，深入研究岩内流体运动规律及其影响因素，有重要理论和实践意义。

【岩内流体运动】 fluid flow in rocks　岩石内部各种流态物质的运动。岩内流体的形成环境和运动规律相当复杂，影响它运动的因素较多。如地下热水大多是深循环的产物，一般以深断裂为其通道；石油与天然气也有近距和远程二次运移等问题；在强烈地震中，地下水常沿地震裂隙上涌甚至喷出地表，显示地应力的作用；岩浆和矿液的运移、富集也很复杂。岩内流体运动与地质构造和地应力的作用密切相关，是地质力学的研究领域。对其运动规律和机理的研究，有助于了解地下水运移条件、油气聚散规律、某些重要矿产的富集特点以及地热分布等。

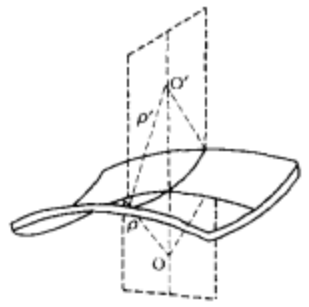
【应力驱动作用】 stress-driving effect　又称**动力驱动机制**（dynamic driving mechanism）。岩内流体在地应力作用下从高应力值区向应力低值区流动运移的作用。地下水、石油和天然气、岩浆和矿液等在地壳内部运移过程中，除受重力作用发生流动外，还受地应力驱动而运移，在强烈地壳运动中尤为突出。这一作用已被众多金属矿产、地下水和油气资源的成功预测所检验和证实。

【镶嵌砾石】 inlaid pebble　变形砾石之一。由两颗大小不等的砾石彼此互相顶进（或一颗砾石压入另一颗砾石），而在砾石表面形成凹槽或压坑，并彼此结合在一起形成的砾石组合。两颗砾石成分既可相似，又可完全不同。这在冰川沉积物和剧烈构造变动地带都可找到，表明被嵌入的砾石具有高度塑性。

【变形砾石】 deformed pebble　在外力作用下产生高度塑性变形的砾石。主要有两种类型：①表面呈曲面的砾石，如马鞍石（见图）、**灯盏石**（lamp-dish pebble）、**猴面石**（monkey face concave pebble）等，较普遍地出现在冰川沉积物中，是冰川作用下形成的；②镶嵌砾石，富含经历剧烈构造变动的砾石层，是构造动力作用的产物。李四


马鞍石

光首先注意阐明研究变形砾石的意义，并强调指出：在冰川作用下形成者，当时的温度很低，从冰川的厚度估算出砾石所承受的压力也不大，每平方厘米一般还不到 200 牛，说明低温低压状态下岩石所具的流变性，即只要作用的时间足够长，岩石也会发生显著的永久形变；进而对是否存在**岩石基本强度**(basic strength of rock)，提出了质疑。这对揭示自然条件下岩石的力学性质具有重要意义。



平板弹性弯曲呈现的马鞍形曲面。ρ，破碎性曲面的曲率半径；ρ'，反破碎性曲面的曲率半径；一般 $\rho<\rho'$

【形变图像】 deormation pattern　又称**应变图像**(strain pattern)。指造成地块变形的那一部分位移的分布状况。设在某一时刻，由于构造运动，地块内每一质点都离开了原来的位置，于是每一点都有一个位移量，其大小和方向不一定相同，呈现某种分布状况。此位移分布状况包含两种位移：一是造成地块整体的移动和转动；另一种则造成地块形状和大小的改变，这种改变就形成地块上各种构造型式的形变图像。

【地应力】 ground-stress, crustal stress　❶狭义指出现在地壳中的应力。❷广义指地球体内的应力。地应力中一般包含地热、重力、构造运动及其他因素产生的应力。构造地质工作者常把“地应力”作为“构造应力”的同义词。地质力学认为，地壳内的应力活动是以往和今天使地壳克服阻力、不断运动发展的原因；地壳各处发生的一切形变，包括破裂在内，都是地应力作用的反映，因此地壳上任何一种构造形迹都反映出地应力的作用。地应力活动会产生或影响地质构造。剧烈的地应力活动也会引起地震。地应力活动还可影响地壳内岩石矿物的物理性质和化学性质，因此有可能利用这种物理和化学性质的变化来分析地应力的活动情况。

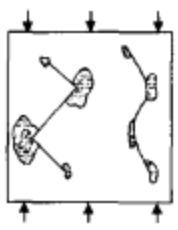
【地应力场】 stress field in the Earth's crust　狭义指地壳中的应力场。广义指地球体内的应力场。也有人用作“构造应力场”的同义词。地应力场一般随时间变化，但在一定地质阶段相对比较稳定。在地质力学中，地应力场分为古地应力场和现今地应力场。地应力场对地质构造研究，对震源、矿藏和地下水分布的研究，以及对工程开挖和地下建筑等均有重要意义。

【构造应力场】 tectonic stress field　与地质构造运动有关的地应力场。通常指导致构造运动的地应力场，或者由于构造运动而产生的地应力场。在构造地质学中，构造应力场是指造成构造组合形态的地应力场；而在地质力学中，是指形成构造体系和构造型式的地应力场，包括构造体系和构造型式所展布的地区，连同它内部在形成这些构造体系和构造型式时的应力分布状况。地质力学把构造应力场的数学力学分析列为鉴定某种构造体系或构造型式的必要步骤之一，并且将构造应力场区分为古构造应力场和现今构造应力场等。

【古构造应力场】 paleotectonic stress field　地质力学泛指燕山运动以前的构造应力场。有时也特指某一地质时期以前的构造应力场。古构造应力场可以通过当时形成的各项结构要素的力学性质鉴定和构造体系的综合分析反映出来。

【现今构造应力场】 present tectonic stress field　目前存在的或正在活动的构造应力场。现今构造应力场虽然不一定使地壳立即留下构造形迹，但是它对水文地质、工程地质、地震地质和地热地质等的影响却是十分重要的。在现今构造应力场作用下，岩石的物理性质会继续发生一定的变化，因此人们应该可以通过精密的仪器装置，用各种物理方法把这种应力场探测出来并记录下来。

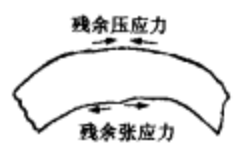
【应力集中】 stress concentration　物体内某一点的应力比相邻部分的应力大得很多的现象。它常出现在受力物体的尺寸形状或力学性质有突然改变的地方。物体在应力集中处容易破坏，因此在工程设计中人们很重视应力集中问题。在地震地质的实践中发现活动断裂带的两端(端点)和曲折最突出的部位(拐点)，以及一条活动断裂带与另一条断裂带交接的地方(交点)，地应力容易集中，地块或岩块容易破裂，往往是地震频繁、强烈的地方。


应力集中与断裂拐点的关系

【应力释放】 stress relief　物体内某一点的应力由于释放能量而降低的现象；确切地说是能量释放。应力释放一般有两种情况：其一，在应力集中的部位，如断裂端点和交叉部位等处发生形变或破坏，导致应力释放。其二，并非应力集中的地区岩质相变、岩石力学性质变化或其他原因，致使强度降低，也会发生形变或破坏，造成应力释放。上述两种情况也是岩体失稳的两个主要条件。进行构造稳定性分析，必须注意应力集中区及岩石软弱结构等部位。在地壳中应力释放的方式一般表现为断层突然活动并伴生强烈地震；断层长期缓慢蠕动；受力地块局部地区剧烈变动；不同规模和不同幅度的大地形变等。上述不同情况的出现，主要是由当地的地质条件决定的。在进行地震预报和工程构造稳定性评价时，要分析哪些地区将要发生应力释放以及释放的方式、速度和可能造成的后果。

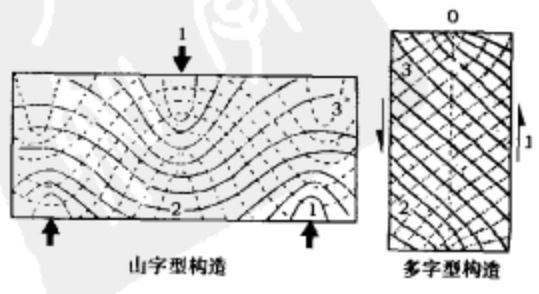
【地热应力】 geothermal stress　地球温度所引起的地壳或地球内的应力。地球各处的温度不同，其表面与深部的温差较大，在热异常地区温度的差别更大，各种岩石受热后力学性质将伴随发生变化。它们的膨胀程度也不尽相同，而且每因周围条件的限制，有些岩石不能自由膨胀。这些原因都使地球或地壳产生热应力。地热应力对地壳构造运动有一定影响，对其进行研究，对工程地质、水文地质和地震地质等都很重要，但尚未广泛开展。

【岩石残余应力】 residual stress in rocks　岩石在无外载荷和温度梯度时所存在的应力。它可用 X 射线法和应力解除法求得。在岩层钻进中所发现的超过正常弹性的变形，也是岩石中存在残余应力的表现。残余应力是由于材料均匀、应力作用不均匀，或应力作用均匀、材料不均匀，或这两种情况同时存在，使岩石局部屈服产生塑性变形，当卸去外载荷后产生的。如当板弯曲时，如果上下表面附近达到了屈服点而产生塑性变形，在外力去掉后，板中间的弹性部分力图恢复到变形前的状态，而塑性变形部分限制其恢复，就出现了残余应力。它会影响岩石的强度和变形特性，应对其进行研究。



板内弯曲产生的残余应力

【主应力轨迹线】 trajectories of principal stresses　若平面内有一条曲线，除各向同性点和奇异点之外，其上任何一点的切线方向恒为此点的一个主应力方向，则此曲线称主应力轨迹线。当其切线方向代表 σ_1 方向时，称为最大主应力轨迹线，用符号 S_1 表示；当其代表 σ_2 方向时，称最小主应



主应力轨迹线
1.外力；2.最大主应力轨迹线；3.最小主应力轨迹线

力轨迹线，用符号 S_2 表示。S_1 和 S_2 形成正交曲线簇（见图）。不同类型的构造体系，主应力轨迹线的展布特点不同，在分析构造应力场时，常用主应力轨迹线标示地应力状态。

【构造附加静压力】 additional tectonic hydrostatic pressure　固体力学研究表明，受力物体中一点的应力张量是由各向等应力状态和差应力状态两部分组成的。重力和构造力对地壳岩石的作用可以认为是两种应力状态的叠加。地壳中一点总静压力（P）是由两部分叠加而成的，即重力应力场的球性应力部分（P_g）和构造力引起的应力状态的球性应力张量（P_S）组成。用主应力表示该点静水压力张量的组成则为：

$$P = \begin{bmatrix} P_g & 0 & 0 \\ 0 & P_g & 0 \\ 0 & 0 & P_g \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} P_S & 0 & 0 \\ 0 & P_S & 0 \\ 0 & 0 & P_S \end{bmatrix}$$

式中：P_S 称之为构造附加的各向等正应力，又称为构造附加静压力；P_g 称之为重力附加的各向等正应力，或重力附加静压力：

$$P_g = \frac{1}{3} \cdot \frac{1+\nu}{1-\nu}\sigma_z^g$$

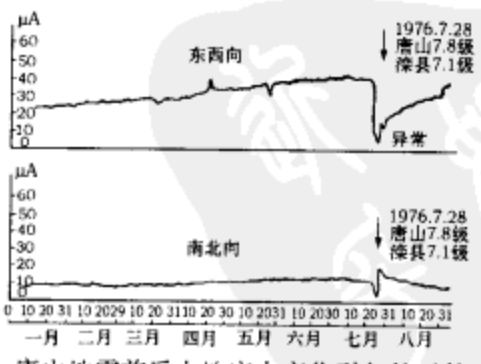
式中：σ_z^g 为垂直方向上的重力产生的正应力。且：

$$P_S = \frac{1}{3}(\sigma_x^S + \sigma_y^S + \sigma_z^S)$$

式中：σ_x^S、σ_y^S、σ_z^S、分别为经向、纬向和垂向的三个主应力。用解析简图表示，可以形象地展示出重力和构造力各自对地壳一点应力状态的作用。如果从成岩成矿总静压力中减去构造附加静压力之后，再测算上覆岩层厚度则可获得成岩成矿的实际深度，其结果和现行方法有较大差别。此法在金矿成矿深度和超高压变质岩成岩深度测算方面已取得新成果。

【地应力测量】 measurement of ground- stresses　探明地壳中各点应力状态的测量方法。其原理为：有的利用岩石的应力、应变关系，如应力恢复法、应力解除法和钻孔加深法等；有的利用岩石受应力作用时的物理效应，如声波法和地电阻率法等。根据测量的结果，又可分为绝对和相对两种地应力测量。用现有测量方法测出的地应力中，不仅包含构造应力，还包含其他因素，如重力、地热等引起的非构造应力。地应力测量对地质构造研究、地震预报和矿山、水利、国防等工程中有关问题的解决具有理论和实际意义。它是地质力学研究的重要内容之一，通过测量发现，最大主应力的方向几乎都是接近水平的。

【相对地应力测量】 relative groundstress measurement　测量某地点先后某两个时刻的地应力状态的变化量（俗称相对地应力）的测量方法。此法多用于对地应力活动的长期监测，为预报地震或矿井岩爆等提供依据。通过测量所获地应力变化曲线，常与强震有各种对应关系（见图）。



唐山地震前后由地应力变化引起的元件电感变化曲线与地震的一种对应关系

【绝对地应力测量】 absolute groundstress measurement　通过测量某地点某一时刻的地应力大小和方向以确定此地此时的地应力状态的测量方法。地应力恢复法、地应力解除法、钻孔加深法、水力压裂法和声发射法均属这种测量方法。

【地应力恢复法】 ground -stress restoration method　测量岩石绝对应力的一种方法。先在岩块表面上安装不同方向的三个应变计，记录它们的初读数；接着在岩块上掏槽，使槽长远大于槽宽，并使槽壁与岩块表面直交，再记录应变计的读数；最后，把扁千斤顶固装在槽内，并逐渐增加千斤顶内的油压，使之逐渐施压于槽壁，直至三个应变计恢复到未掏槽时的初读数为止，此时千斤顶施加于槽壁的压强即等于槽壁平面原有的法向应力。因扁千斤不能对槽壁施加张力和剪力，故此法只适用于测量主平面上的主应力。

【地应力解除法】 ground -stress relief method　又称**地应变解除法**（strain-relief method）。目前常用的一种绝对地应力测量方法。它用的测量元件有许多类型，如电阻片型、钢弦型和压磁电感型等，而以压磁电感型元件用得较多。使用这种元件测量地应力时，先在被测地点钻一小孔，把三个元件放进孔内，使之分别与小孔的三个不同方向的直径取向一致；然后在每个元件上预加一定的压力，同时记录三个元件的电感值；接着用套钻在小孔四周掏挖环形圆槽，使被测点的岩石与其周围岩体分离，此时再记录三个元件的电感值。根据两次电感值的差异，按一定公式，算出垂直于孔轴的两个主应力的大小和方向。

【钻孔加深法】 bore hole deepening method for stress measurement　绝对地应力测量的一种方法。在地块测点处钻孔，并逐渐加深此孔，此时钻孔各段的直径将随钻孔加深而变化。据钻孔各段孔径的变化量和地块的弹性常数，算出地应力的大小和方向。

【水力压裂法】 hydrofracturing method　又称**水压致裂法**。一种绝对地应力测量方法。测量时首先取一段基岩裸露的钻孔，用封隔器将上下两端密封起来；然后注入液体，加压直到孔壁破裂，并记录压力随时间的变化，并用印模器或井下电视观测破裂方位。根据记录的破裂压力、关泵压力和破裂方位，利用相应的公式算出原地主应力的大小和方向。由图可得关泵压力（p_s）、裂缝扩展压力（p_r）和破裂压力（p_f），并按下式计算主应力：

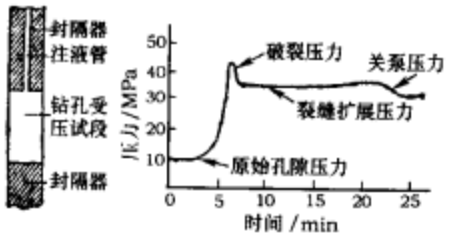
$$\text{最小水平应力 } \sigma_h = p_s$$

$$\text{最大水平应力 } \sigma_H = 3p_s - p_r - p_o$$

式中：p_o 为孔隙压力。而铅直应力 σ_v 可根据上覆岩层的重量计算：

$$\sigma_v = \rho g H$$

式中：ρ 为岩石密度；g 为重力加速度；H 为测量深度；主应力方位由印模器确定。此法于 20 世纪 50 年代由哈伯特（Hubbert）、威利斯（Willis）在理论上进行论证，60 年代由夏德格（Scheidegger）、凯利（Keighley）、费尔赫斯特（Fairhurst）等加以完善，海姆森（Haimson）等分析了压裂液渗入的影响，并作大量野外和室内实验工作。由于操作简便，且无须知道岩石的弹性参量而得到广泛应用。美国已进行很多水力压裂法地应力测量，德国、日本和中国等也已相继开展此项工作。目前，此法已能在 5000 米深处进行测量。



水力压裂法

【声发射地应力测量】 grornd stress measurement using the method of acoustic emission　利用岩石声发射的凯塞效应和抹录不净现象测量地应力的方法。在由地下钻孔中取出的大岩心上，从 6 个（或 6 个以上）定向方向采取小试样，每个方向所取试样不少于 10 个；对各试样做单轴加载，以凯塞效应求得每个试样取样方向上的正应力；统计出 6 个方向各自的正应力，进而可计算出测量的三维应力状态。应用声发射不仅可以测量古应力，还可测量现代应力状态。

【凯塞效应】 kaiser effect 物体在加载、卸载后再次加载时，载荷在未超过前次加载的最大载荷时，声发射(acoustic emission 简称 A.E.)很少发生的现象。由德国凯塞(J. Kaiser, 1953)所发现。坎奈加瓦(Kanagawa, 1976)认为岩石声发射的凯塞效应具有方向性。米奇希罗(Michihiro, 1985)则指出凯塞效应只对应引起岩石饱和残余应变(指每次加载至某一外加压应力卸载后的残斜应变量不再改变)的应力，而非历史最高应力，随后被中国学者所证实。20 世纪 90 年代以来的研究结果都证实凯塞效应无明显方向性。

【抹录不净现象】 incomplete erasion phenomenon 在第一次对试样加载时出现凯塞效应的外加力值处，卸载后在特定技术条件下再第二次(甚至多次)加载时，还会在该应力值处出现明显可辨的声发射信号的现象。是中国学者于 20 世纪 80 年代发现的。这种信号以相对孤立的短小信号群或相对孤立的单个信号出现。如果岩石曾经历过多次加载，每次曾出现凯塞效应的外加应力值处都会出现可辨的声发射信号。

【应力计】 stress gauge 测量地应力的仪器。根据地应力测量中使用的传感器的刚度不同，可将传感器分为两种：若刚度比所测地点岩石的刚度大时，称为应力计；若小于被测地区岩石的刚度，则称变形计或**应变计**。因应力计刚度大，有很大能力反抗岩石变形，而本身所承受的压力主要取决于岩石中的应力，与岩石的弹性常数关系不大，刚度愈大这种效应愈明显，因此用它进行测量时不需精确测定岩石的弹性常数。应变计则相反，其变形程度除与岩石中的应力有关外，还与岩石弹性常数有关，测地应力时必须精确测定岩石的弹性模量。有压磁电感应力计、振弦应力计、钢环应力计、电容应力计和光弹应力计等多种。1962 年地质力学研究所等研制的压磁电感应力计，经多次改进，精度较高，目前中国使用较广。

【传感器率定】 transducer calibration 在地应力测量中，需将传感器读数换算成折算位移，再利用相应的公式计算主应力的大小和方向。建立仪器读数与岩石折算位移之间关系的过程，叫“率定”。通常把传感器安装在岩石试件中，对其施加压力，即可得传感器读数与折算位移的关系曲线，即率定曲线，据此可将地应力测量中所得读数换算出岩石应力值。

【围压率定机】 calibrator for transducer-calibrating confining pressure 通过施加均匀围压于空心岩心上而对安装于岩心内孔的地应力测量传感器进行现场和室内率定的设备。其基本原理是将地应力测量过程中所测得的传感器电信号转换为相应的外加均匀围压，将其代入特定关系式即可求得地应力值。它通常分为围压器、支架和油泵三个主要部分。使用此机在现场或室内率定传感器时，只需将安装好传感器的岩心置入围压器中，启动油泵使围压器在所取各压力值时，同时记录相应被率定的传感器各电信号值。用此设备按特定程序对地应力测量传感器进行率定，不仅方法简便迅速，而且在提高测量精度和经济方面都有显著效果。

【主应力交汇法】 method of intersection of principal directions of incremental states of stress 又称主应力速率交汇法，全称为附加地应力场的主应力交汇法。是应用地应力测量成果预报未来地震震中位置的一种方法。由原地震地质大队和地质力学研究所(1962)提出和证明。它根据三个以上台站观测的地应力变化计算出的附加主应力方向，自各个台站沿附加主应力方向进行交汇，按交汇出的三角形地区推测未来地震的震中区。曾用这种方法成功预报了一些强震。但不能用此法无限制地延伸交汇预报震中。

【断层微量位移测量】 micrometric determination (measurement) of fault displacement 测量断层两盘现代微小相对水平位移和垂直升降的方法。测量的方法有铟钢尺基线测量、精密水准测量、高精度三角测量、激光测距、电阻丝钢弦测距，连通管测量、石英伸缩仪和地倾斜测量等。野外分为固定观测(站)和流动观测(点)两种。测量前需审慎选择测点，一般在活动性断层的关键部位进行，横跨断裂两盘埋设永久性固定标石。测量结果需计算误差值，并结合地质构造进行分析，注意排除各种非构造因素的影响。1963 年地质力学研究所用电阻应变原理和水管连通器研制出断层微量位移测量装置。并且首先在广东省新丰江水库震区进行实地观测。尔后，逐渐得到普遍应用。它不仅可探索构造体系活动规律，还可用于监视发震断层活动和工程基地选择。

【断层上盘运动矢量图】 hodograph for the motion of the hanging wall of fault 表示断层微量位移观测结果，定量反映断层两盘现今三维空间相对运动状况的图件。通常假设断层下盘不动，则上盘断层面上运动的轨迹即为其运动矢量图。一般规定垂直坐标往上为上升、往下为下降，水平坐标往右为顺扭、往左为反扭。据断层上盘相对运动趋势曲线，表示不同时间间隔的周期性运动规律和趋势运动方向、活动量。断层两盘相对运动的规律，多数具有年周期变化。按运动轨迹分为四种：①椭圆形运动；②平行波状运动；③“8”字形运动；④直线形运动。年周期变化之间的趋势活动主要反映构造活动，但不能完全排除非构造因素的影响。在认识断层的正常运动规律基础上，可判别其异常活动，对地震预报有一定意义。

【形变模拟实验】 experiment of deformation simulation 采用各种适当材料进行的变形(包括破裂)模拟实验。以泥质试料为主的构造模拟实验，可称**泥巴实验**(experiment with clay model)。在所有试料中以泥质试料优点最多、应用最广。在中国，最早由李四光、陈庆宣等进行了压缩、拉伸和剪切扭裂缝泥巴实验，所得主要认识有：①一对互补扭裂缝间的初始夹角，不取决于泥的塑性或流动性，而夹角的大小在一定程度上随泥的不同类型和实验的不同方法而变化；②若扭裂发生以后无显著歪扭，则一对扭裂缝所夹的锐角等分线位于主压力方向；③在外力持续作用下，第一阶段产生的一对扭裂面，位于主压应力方向的夹角，逐渐由锐角变为钝角；④发展到一定阶段，泥巴可能由于工作硬化作用而显著硬化，又形成第二阶段锐角对主压应力方向的一对扭裂面等。早年曾将试料敷在空心球体的内壁，模拟山字型构造获得成功。后来改用滑石粉与聚酯酸乙烯混合作为旋转球体模拟实验的基本试料，比平面模拟更为逼真地用来模拟质点运动、块体运动和纬向构造体系、弧形、山字型构造、各种扭动构造体系的形成，说明地球自转速率变化可能是发动地壳运动的主要原因。

【光弹性模拟实验】 experiment by photoelastic method 简称**光弹性实验**，全称光测弹性力学模拟实验。采用具有特殊性质(暂时双折射现象)的透明材料制成研究对象的模型，用仪器测出模型在相似载荷作用下光学性质的变化，以达到分析模型中的应力分布之实验方法。其测量仪器简称光弹仪，据研究对象所受的应力状态又可分为平面(二维)光弹和立体光弹实验。一般的光弹法称普通光弹法，可求出两组图像：一组条纹称等差线或等色线(isochromatic lines)；另一组称等倾线(isocline lines)，此即实验所能直接取得的资料。根据等差线和等倾线，可用差分法求得各点的应力。而以激光为光源，将全息照相技术与光弹法结合，可直接求得主应力值，此方法称为**激光全信息光弹法**。用瞬时摄像技术定时记录模型在加载过程中的图像变化，从而给出应力场的动态

演变的方法,称为**火花动态光弹法**。地质力学中常用光弹法模拟构造型式应力场和构造体系复合地区的现今构造应力场,为地震和其他地质环境灾害的预测预报提供依据。

【脆性漆法】 brittle lacquer method 一种模拟断裂系统和应力状态的实验方法。由于物体表面脆性涂层受力,裂纹首先出现于高应力部位,而后向低应力部位扩展,可直接模拟断裂系统的形成过程,并根据裂纹的分布判断主应力的方向和相对大小。此方法不仅直观、易于拍照研究,而且设备简单、经济、易行。主要缺点是影响因素多、精度不高,但一般可满足构造模拟需要。

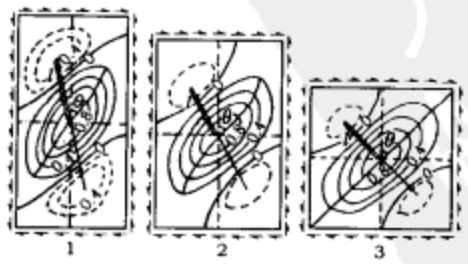
【变形网格法】 strain net method 一种从应变量换算应力分布的构造模拟方法。先在模型表面印划出形态规则的小网格(格子可为方形、矩形或三角形),用比长仪或读数显微镜精确量度网格坐标的零载荷尺寸。然后对模型施加载荷,再对网格的坐标进行量度,用两次量度之差求出线应变或角应变,并根据相应的应力、应变关系,结合杨氏模量和泊松比求出应力分布。如用弹性的明胶模型等作变形网格实验,可采用三向虎克定律计算各点的应力状态。

【云纹法】 moire method 又称**莫尔纹法**。变形分析的一种模拟方法。由光的干涉而产生。此法即利用光的机械干涉形成的云纹图进行分析。分为面内和影像(面外)云纹法两类:根据前者的平行云纹图和转动云纹图可求得应变场;后者已成功地用于褶皱形式和断裂变形场的分析。其最大优点在于实用范围广,适于弹性、塑性、蠕变,静载、动载,常温、高温等,较简便、易行。

【气泡法】 bubble method 用气泡作为变形标志体,人为加入模型材料内部,以有限应变分析为基础的一种定量构造模拟方法(曾佐勋等,1990)。将由明胶、甘油和水按比例配制的明胶液倒入按模型几何形状、尺寸设计的加载装置中,并搅动使之形成气泡;当处于黏弹性状态、气泡已不能流动后加载;然后放大拍照、测量与计算,可得出整个模型的有限应变状态。因便于观测整个模型内部变形,标志体反应灵敏,能够达到较精确要求,故具有广泛应用前景。

【横梁弯曲】 bending of beams under transverse loads 又称梁的横弯曲。指梁在垂直于其轴向的载荷作用下产生的弯曲,是材料力学和弹塑性力学的研究课题之一。地质力学用两端简支的平板梁(形状为长方形平板)的横弯曲模拟和解释地壳上出现的山字型构造的应力场特征和力学成因:简支平板梁横弯曲中,出现挤压区、引张区及中和带三个区,分别形成山字型构造的"脊柱"、"前弧"、"马蹄形盾地"。但山字型构造前弧的弧度并不与平板梁的弯曲幅度一致,前弧弧顶更不是从脊柱部位经长距离推移到所在的位置。

【多字型褶皱数学模拟】 xi-type folding mathematical model 用数学模拟方法进行的剪切作用下形成多字型褶皱的构造模拟实验。多字型褶皱轴向出现的方位取决于形变物体的长度与宽度之比,说明地块长度与宽度尺寸之间的比例关系所表征的边界几何形状,是控制变形状态和应力分布的重要因素之一。如在同一剪切外力作用下,其变形状态不同(见图):长宽比为 1 的地块,其变形参数 $\theta = 45°$, $l = 0.37 \times$ 宽度;长宽比为 1.5 的地块,其变形参数 $\theta = 34°$, $l = 0.46 \times$ 宽度;长宽比为 2 的地块,其变形参数 $\theta = 31°$, $l = 0.73 \times$ 宽度。可见,边界形状发生改变,地块或岩块内的形变分布也必然变化;长宽比值越大,其 θ 角越小。据此可推断多字型构造形成时的几何边界形状和外力扭动方式,探讨其形成机制。



带状薄板的多字型褶皱
(据黄庆华)

【岩石力学实验】 experiment of rock mechanics 直接采用天然岩石进行的实验。实验方法有常温常压实验、常温高压实验、高温高压实验、长期蠕变实验等。此实验更接近野外地质实际,可广泛用于研究:①岩石、矿物形成条件、过程和机理,以及人工合成矿物(如合成金刚石);②岩石、矿物形变和相变,包括重结晶、应力矿物与反应力矿物的形成,乃至晶格位错机制等;③动力成岩成矿过程和机理,包括花岗岩化、混合岩化乃至变形分解作用和变形融合作用等;④岩石褶皱和岩石破裂过程和机制;⑤岩石力学性质及其在不同地质条件下的表现,如小应力作用下的长期蠕变实验等。

【反序法】 antithetic indicated 又称**反演法**。从已知结果探求未知条件的工作程序。地质力学研究地壳运动的程序,是从构造形变和破裂结果(各种不同力学性质的构造形迹)入手,通过组合分析推断形成它们的外力作用方式、边界条件和岩石力学性质等。一切反序法都具有不确定性,即"反序工作的多解性"。因同一结果可由不同原因和在不同条件下形成,故运用此法须谨慎从事。

地壳运动

【建造】 formation 地壳建造与地壳组成或地壳形成的含义相近,与地壳改造一词对应。通常指具有一定组成的建筑地壳的材料,包括各种沉积岩层和岩浆岩体及其发生、发展过程。因此它不仅是"组成"、"形成",而是具有"建造作用过程"的含意。它又有新老之分,老的经毁坏后一部分又转入新的建造,整合或不整合在老的之上,反映地壳发展过程中它与改造相互影响、相互依存的两个作用过程。一般所称的"岩相建造"或"建造类型",与地质力学的建造概念有别。探讨地壳建造,将从一个侧面揭示地壳构造运动的过程和方式。它的类型很多,划分原则也不尽一致。不同类型者往往与不同矿种密切伴生。

【改造】 deformation 地壳改造和地壳结构、地壳形变的涵义相近,而与地壳建造一词相对应。常指地壳岩石经地壳运动而改变其原有形态的作用和过程,多由各种类型的褶皱和不同性质、不同规模的断裂,以及动力变质作用、矿物相变乃至晶格位错现象等反映出来。基底的改造可能提供它表层建造的条件,表层的建造亦可影响基底的改造,但表层的形变不一定和基底的改造一致。

【地壳运动程式】 process and manner of crustal movement 地壳运动过程和运动方式。运动过程主要从时间方面探讨构造运动的发生和发展,运动方式则从空间角度讨论地壳运动的动力作用方式及其构造应力场特征。地质力学运用反序法,根据大量实际资料所总结的地质构造规律,从理论上推断和阐明地壳运动的过程和方式,进而探讨地壳运动的起源。

【地壳运动过程】 process of crustal movement 地壳运动的发生和发展的历程。地质力学认为,它具有如下基本特征:①构造运动定时性(timing of tectonic movement),大量事实证明,至少自早古生代以来发生的几场大的构造运动,都具有全球性、周期性,但世界各地的构造运动并非绝对同时,因此定时性的规律并不十分严格,只能在广泛的意义上加以接受;②构造运动继承性(succession of tectonic movement),较新地壳运动承袭较老构造运

动的基本特征，不仅表现为同一构造体系（及其所属构造带）的继承性活动，而且反映为一个地区构造运动方式的继承；③构造运动新生性（recurrence of tectonic movement），较新构造运动以其新的特点区别于较老构造运动的现象，随着地壳运动的发展，既有新构造体系产生，又有老构造性质的转化，即使是继承性活动的构造体系，新、老构造特征也存在显著差异。中国境内的巨型纬向和经向构造体系，以及各种扭动构造体系总体显示：愈老的形式愈趋简单，愈新的愈趋复杂，反映的地壳构造运动方式也由低级向高级发展；不同类型构造体系的相继出现还表明，地壳物质可能经历由均一向不均一的发展过程，岩石力学性质也由塑性向脆性相应转变。

【地壳运动时期】 period of crustal movement　地壳激烈运动的时期。它通过强烈的构造形变（包括褶皱、断裂的升降及平移）、岩浆活动、变质作用等表现出来。确定它的方法主要有：①应用某种构造应力矿物的同位素年龄确定；②用不整合面上、下地层的年代和同一不整合所影响的范围确定；③用同一构造体系的各个组成部分大都是一次构造运动产物的原则，依据构造体系展布规律，以其中某些已知年代的构造形迹，推断另一部分的年代；④其他如岩相古地理分析法、岩浆岩接触关系法、构造复合法、构造岩叠加法以及磁性地层学方法等。研究中应重视每次运动形成的不同构造型式，这是地质力学工作的重要环节。

【地壳运动方式】 manner of crustal movement　由地壳组成和结构所反映的运动形式。如升降运动、水平运动，包括挤压、引张、扭动等。地质力学认为地壳运动方式和地壳运动方向紧密联系。研究此问题，可从两方面考虑：①地壳组成，主要从各种建造，特别是从沉积建造研究海陆相对运动（隆起和沉降）、基底和盖层等的运动方式；②地壳结构，侧重岩石圈形变，即从改造追索地壳运动方式和方向。地壳运动具有水平运动主导性、构造运动定向性、构造运动统一性等基本特征。构造体系展布规律尽管表现不同的运动方式，但地壳区域性运动方向和地壳整体运动的大方向是一致的，即不是经向水平错动，就是纬向水平错动。

【水平运动主导性】 predominance of horizontal movement　又称**水平应力主导性**（predominance of horizontal stresses）。李四光（1926）提出。指地壳运动过程中，水平应力作用居于主导地位的特性。据岩石圈形变揭示：①沉积岩层中，往往出现上下构造不一致的现象，即"构造脱顶"现象；②褶皱一般是地壳上层的现象，到一定深度便逐渐趋于消失；③褶皱剧烈地带往往发生巨型逆掩断层，造成远程构造位移现象；④大型扭裂带往往显示巨大的水平错动踪迹，其错距常以百千米计，甚至更长，远大于大型断裂带的垂直错距，且扭裂面无论规模大小和倾角陡缓，均常出现大批水平或近水平擦痕；⑤近代强烈地震产生的裂隙两旁往往显示相对错动迹象，其水平错距多大于垂直错距，现今活动性断层在强烈地震中也常发生显著水平错动，地震机制方向又大都接近水平；⑥各种构造型式，特别是旋轴垂直的巨型旋扭构造的普遍存在。同时，再从水圈运动，主要是纬度性海水进退规程提供的水平运动主导性证据；通过实验和理论计算证实，在一系列简化条件下求解壳体平衡方程，得出水平应力值远远超过垂直应力值的结果；由地球自转角速度变更所引起的惯性力场，其水平分量与地壳的水平运动符合；国内外地应力解除实验初步结果不仅直接证实地应力的存在和变化，而且证明最大主应力方向几乎皆接近水平。以上事实，足以表明地壳运动中水平应力作用的主导性。

【地壳运动定向性】 orientation of crustal movement　地壳运动方向的规律性。巨型纬向和经向构造体系规模相当宏伟，前者具全球性，后者也有大陆级规模。全球巨型纬向构造带均为挤压性或压扭性，巨型经向构造则有张有压，说明前者是由南北方向挤压形成的，后者则系东西方向的压缩或拉伸所致。它们反映地壳运动有两个基本动向：陆壳对洋壳的相对运动，在经向方向上有自高纬向低纬运动的趋势，纬向方向上显示出李四光所称的"亚洲前进了，美洲落后了，非洲分裂了！"。加之各种类型的构造体系多具定型性、定位性和定向性特征。综此，表明地壳运动具有定向性规律，反映它与地球自转轴有一定空间关系，其发生当与地球自转运动有关。

【地壳运动统一性】 unity of crustal movement　大致在同一地质时期的地壳区域性构造运动彼此协调的规律性。地壳各大型地块（包括大陆块）所属类型不同、时间相近的构造体系，所反映的构造运动方式虽各不相同，但往往又是统一的。如中生代以来中国大陆中部有相对向南推移、南部又有相对向西推挤的统一运动趋势。

【地壳运动周期性】 periodicity of crustal movement　全球总体显示大致按一定周期发生一次强烈构造运动的规律性。至少自早古生代以来，强烈构造运动大都是全球范围周期性发生的。但这种**构造运动全球性**（global scale of tectonic movements）和周期性现象并不十分严格。

【挽近】 neoid　一般指第四纪以来（有时新近纪以来）地壳运动的时期。与通常所称"新构造运动"的时间含义相近。此词在论及活动构造体系时普遍使用。在地层记录不全、确定地壳运动有困难的地区，在同一地壳运动阶段中世界各地的运动时期又不完全一致时，有必要采用这一表示相对地质时期的概括性名词。与之同时，李四光还提出**近古**（eoid）——泛指古近纪-新近纪地壳运动时期、**中古**（*mesoid*）——泛指中生代—古近纪地壳运动时期、**上古**（palaeoid）——泛指古生代晚期地壳运动时期及**太古**（archaeoid）——泛指古生代早期及更古老地壳运动时期等，则已很少使用。

【海水进退规程】 canon of transgressions and regressions, law regarding transgressions and regressions　海水进退的运动规律、过程和方式。在地质历史时期海洋面积时大时小，海侵海退现象频繁发生，地球表面历经"沧海桑田"的变迁。①**全球性海水进退**（global transgressions and regressions），即海面在全球扩大或缩小，陆地相对缩小或扩大，如冰期发生海退，间冰期发生海进。②**纬度性海水进退**（latitudinal transgressions and regressions），根据大陆海相地层分布的范围自古生代以来每次大的构造运动之前出现低纬度方面海侵、高纬度方面海退，运动后期则相反，此与地球自转速率变化密切相关。因地球自转速率变快而发动地壳运动时，水圈比岩石圈更为灵敏，地球扁度逐渐增加，全球的海面相应变得更扁，此时两极海面下降产生海退，赤道一带出现海侵。地壳运动后期海水即由赤道向极地退却，出现高纬度地带海侵、低纬度地带海退。由此导致地质力学理论的形成与发展。③**区域性海水进退**（*regional transgressions and regressions*）。

【纬度性古生物迁移】 latitudinal migration of biota　某些种属的古生物有沿南北方向定向或反复迁移的现象。近年有人认为随着地质历史时期地球自转速率的变更，某些古生物种属有时从北向南，有时由南而北迁移，其迁移的步调与纬度性海水进退规程大体一致。

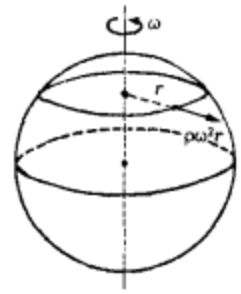
【地球自转速率变化】 change of speed of Earth's rotation　地球自转角速率的不定常现象。近代天文观测表明地球自转角速率时快时慢（包括长期变化、季节性变化和不规则变化）；从古代日

食观测资料也可推算出角速率是变化的;在漫长的地质时期,从珊瑚化石的生长线数目所显示的一年内的天数(比现今珊瑚每年显示的天数多),反映出中泥盆世、晚石炭世到现代角速率有逐渐变慢的趋势;海水进退规程同样反映角速率时快时慢,因其变化时惯性力亦发生变化,表现为高纬度和低纬度地区海平面的上升或下降;此外还有地球自转角速率的季节性变化与14个月和19年章动有关的微小变化及不规则变化。地质力学认为,地球自转遵守角动量守恒定律,在重力控制下的地球自转的离心力时而增大、时而减小的作用,是发生地壳运动的主要原因。

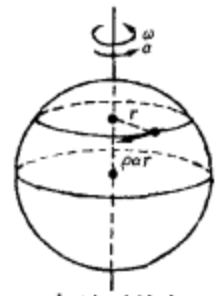
【大陆车阀说】 the continental brake hypothesis 又称**大陆车阀理论、自动刹车机制**(automatic braking of the Earth's rotation)。使加速旋转的地球逐渐变慢的控制作用。地质力学关于地壳运动机制的假说,认为旋转的地球遵守角动量守恒定律,即 $\omega I = C$。式中:ω 为角速度;C 为常数;转动惯量 I 是与固体内质量分布有关的物理量。当固体的质量远离转轴时,I 变大;反之,I 变小。据此,用地球内部物质的运移解释自转角速度的变化,提出地壳运动中地球自转存在自动车阀作用的论点。地球自转加速会导致大规模地壳构造运动的发生,使埋藏在地下较深、密度较大的物质沿裂隙向地球表面侵入或喷出,或地球整体膨胀,都使其转动惯量增大、自转角速度变小;当地球自转加快时,表层会由两极向赤道推挤,以适应自转加快要求的扁度;若某些大陆部分与地球深部黏着不太牢固,就会落后于自转速度增加的要求,而向西滑动,并产生纬向和经向水平扭动,以及与地球深层间的摩擦,使自转速度变慢起到自动刹车作用。反之,由于重力分异作用,当较重物质向地球深部集中、较轻物质向上部扩散时,转动惯量变小,自转角速度就相应地加快,若地球不能变成扁球体以适应自转加快的要求,从改变地壳中物质的分布进行调整,便引起大规模的地壳运动。

【地壳运动起源】 origin of crustal movement 发生地壳运动的原因及其动力来源。此系近代地球科学论战的核心问题。李四光(1926)在《地球表面形象变迁之主因》一文中,首开将力学原理引入地壳运动问题研究之先河,并为创立地质力学奠定了基础。研究地壳运动的方式和方向应是追索地壳运动起源的可靠途径,而构造体系的成生发展过程及空间展布规律则是探讨这一问题的主要依据。各类构造体系尤以巨型者反映地壳运动具有水平运动主导性、定向性、统一性和定时性、继承性、新生性,而构造体系的定向性和定位性规律,以及海水进退规程等,一致表明与地球旋转轴和自转角速率变化具有内在联系的统一性:自转加快即发生地壳运动,表现为经向(从两极向赤道)挤压和纬向(主要向西)拉、压两个基本运动方向;"大陆车阀作用"又使自转逐渐减慢。通过均衡代偿论证,重力均衡作用并非引起地壳运动的根本原因,因地壳仍存在重力不均衡现象,且大规模地壳运动不断发生。故可归结为,发生以水平运动为主导的地壳运动之主因,是在重力控制下的地球自转离心力时而增大和减小的作用;而地球自转和自转角速率变化引起的离心惯性力的水平分量和纬向惯性力,则为其主要动力来源。但也不能忽视地热场和放射场等其他场能量互相转化及其对地壳运动发动过程的作用和影响。

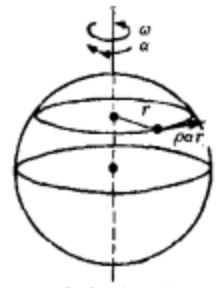
【惯性力】 inertia force 假想的在每个点的分布强度等于物体在此点的质量密度乘以加速度大小的体力。地球自转时,地块有三种主要的惯性力:①**离心惯性力**(centrifugal inertia force),简称离心力(见图)。地球自转时,它每个点都在作圆周运动,圆心在地轴上,圆面与地轴直交,因而每个点都具有指向圆心的加速度 $\omega^2 r$(ω 是地球自转角速率,r 是点到地轴的垂直距离)。设地球内各点的质量密度为 ρ。假想地球内有这样一种分布的体力,其分布强度为 $\rho\omega^2 r$,其方向与地轴垂直且背离地轴。这种假想的体力称为地球自转时的离心惯性力。不论地球自转角速率 ω 如何变化,离心力的大小必然随着变化,但离心力的方向总是背离地轴,因而它的水平分量总是指向赤道的。②**纬向惯性力**(latitudinal inertia force),地球变速自转时,它的每个点都沿纬度圈作变速圆周运动,因而每个点都具有切向加速度 $r\alpha$,其中 α 是地球的角加速度。r 是点到地轴的垂直距离。设地球内各点的质量密度为 ρ。假想地球内有这样一种分布的体力,其分布强度为 $\rho r\alpha$。其方向与纬度圈相切且指向加速度的相反方向,这种假想的体力称为地球变速自转时的纬向惯性力。地球加速自转时的纬向惯性力朝西,减速自转时的纬向惯性力朝东(见图);③**科氏惯性力**(coriolis inertia force),简称科氏力,即科利奥里力。地块相对于地球运动时的一种惯性力。此时地块内每个点都具有这样一种加速度:它的大小是 $2\omega v\sin\theta$,其中 ω 是地球自转角速度的大小,v 是地块上的点相对于地球的速度的大小,θ 是 ω 与 v 之间小于180°的夹角;它的方向与 v 和 ω 的方向都垂直,而且从 ω 方向经过 θ 角转到 v 方向,若按右手螺旋的转动方向,则螺旋前进的方向就是这加速度的指向。设地块内各点的质量密度为 ρ。假想地块内有这样一种分布的体力:它的分布强度为 $2\rho\omega v\sin\theta$,它的方向与上述加速度的方向相反。这种假想的体力称为地块相对运动时的科氏惯性力。地块相对于地球静止时($v=0$),或者 v 与 ω 平行时($\theta = 0°$或180°),科氏惯性力为零。地质力学认为地壳构造运动的主要动力是:地球自转角速率变更时,地壳内在重力作用控制下的离心惯性力改变量的水平分量和纬向惯性力。



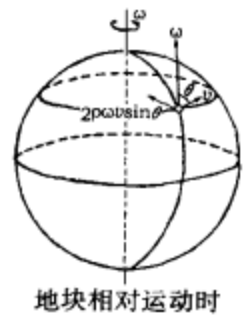
地球自转的离心惯性力



加速时纬向惯性力



减速时纬向惯性力



地块相对运动时的科氏惯性力

【调和函数】 harmonic function 又称**协和函数**。满足拉普拉斯方程 $\nabla^2\Phi = 0$ 的函数。其中 x, y, z 是笛卡儿直角坐标变量,∇^2 是偏微分运算子,即

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

它包括球体调和函数、球面调和函数(又含带球函数和扇球函数)。可用来论证纬向和经向构造带的存在。

【球体调和函数】 spheroidal harmonic function 调和函数的一种,即以变数 x, y, z 的齐次多项式表示的调和函数。以 n 次齐次多项式表示的调和函数称为 n 级球体调和函数;当 $n=2$ 时,称二级球体调和函数。

【球面调和函数】 spherical harmonic function 又称**球函数**。调和函数的一种。当 n 级球体调和函数用球极坐标:γ(矢径的大小),θ(余纬度),ψ(经度)表示为 $\phi(\gamma, \theta, \psi) = \gamma^n V(\theta, \psi)$时,其中函数 $V(\theta, \psi)$称 n 级球面调和函数或简称 n 级球函数;当 n

=2时,称二级球面调和函数或二级球函数。

【带球函数】 zonal harmonic function 又称**带调和函数**。球函数的一种。若它是 n 级的,则它在球面上 n 个不同纬度处的值等于零;在球面其余区域,它或取正值或取负值,而且正负相间。因 n 个不同纬度把球面分成 $n+1$ 个环带,故称。

【扇球函数】 sectorial harmonic function 又称**纵协和函数**。球函数的一种。若它是 n 级的,则它在球面上的 $2n$ 条经线处(包括两极)的值等于零;在球面其余区域,它或取正值或取负值,而且正负相间。因 $2n$ 条经线把球面分成 $2n+1$ 个瓜条形区域,故称。

【调和山脉】 harmonic mountains 原指大致互相平行走向东西的山脉,后又包括走向南北的山脉。前者如中国境内的阴山、天山、秦岭、昆仑和南岭等山脉,后者如贺兰、山西、滇西、川滇、川黔、湘桂的褶皱山脉。这两类山脉的成生,前者可以用某种带调和函数说明,后者可以用某种纵调和函数来论证,因此称为调和山脉。早先,以研究潮汐著名的力学家达尔文曾从理论方面论及地壳表面的调和山脉,但当时并未指出协调山脉的实际存在;直到20世纪20年代末期,中国学者李四光对具有全球性的强大东西山脉(东西构造带)的分布提出看法;到50年代末又指出中国及世界各地南北山脉(南北构造带)的存在。国外斯托代斯、卡特尔菲尔特、沃洛诺夫、埃根松等学者主要根据地球自转的影响,以二级调和函数为基础,各自提出了新的论证。地质力学指出,既然东西构造带的产生可以用高级带调和函数来论证,那么就可用纵调和函数来论证南北向构造带的存在。调和山脉的存在,表明它们的形成与地球自转有内在联系。

【造山成盆形成机制】 mountain and basia building unifation mechanism 强调造山和成盆作用同步形成于统一的动力学过程中的模式。根据秦岭造山带和青藏高原等典型地区研究,揭示其共同特征是:①中生代经历多次南北向强烈挤压,并未上升成为高山或高原;②隆升始于新生代早期,升降幅度已近万米,并与相邻沉降盆地同步形成;③山前和高原周边都发育一系列新生代巨型、高角度正断层,表明隆升与沉降是在拉张作用下,以断块形式同步完成;④两个隆升区中生代挤压构造上,普遍叠加新生代张性构造;⑤断层擦痕反演主应力测量表明,在秦岭上升同步的渭河下陷过程中,经历了两次(北北东向和北北西向)拉张事件,并与盆地方向由近东西向转为北东东向相一致。与此相似,青藏高原抬升过程中也处于拉张状态,不同的是:秦岭带张性构造与挤压构造近平行,而青藏高原张性构造与挤压构造近直交。这些特征可用挤压后效、拉张、断块、均衡造山、成盆统一机制予以解释。其形成机制为:①中生代强烈南北向挤压,波及地下深部,形成巨型"幔隆"和"幔坳";②挤压作用减弱,重力均衡作用将导致幔坳区隆升和幔隆区沉降,致使幔坳区(秦岭带)成山,相邻的幔隆区(渭河盆地)成盆;③新生代造山作用和成盆作用,往往以断块形式表现出来。它把多元造山-成盆作用因素(挤压作用、松弛-拉张作用及重力均衡作用等)归纳为造山-成盆作用统一模式;用诸多因素主导作用有序转化,来解释造山-成盆的演化历史及其形成机制,对解释造山、造(高)原与成盆作用具有普遍意义。

【《中国地质学》】 The Geology of China 李四光著。1939年由英国伦敦杜马·摩尔第出版公司出版。是第一部用英文系统论述中国区域地质巨著,长达600余页,共10章,可概括为五个部分。第一部分,中国的自然区,将中国大陆按地理环境、构造地貌等划分为18个自然区。第二部分,按地质历史时代,论述中国区域岩石和生物地层、古生物特征与演化,海水进退规程与构造运动,建立了中国大陆地壳演化的标尺;论述中国前寒武纪特点及吕梁运动;论述从寒武纪到二叠纪末的10次海侵和9次海退的方向、范围以及9次构造运动的表现;论述中生代地层及燕山运动,指出燕山运动在其地壳变迁中起了重要作用。第三部分,用地质力学观点论述中生代以来中国主要构造体系的成生、演化及展布规律。确立了成生于震旦纪、结束于早二叠世时期的古华夏大向斜及古华夏大陆;成生于早二叠世末的中华夏大向斜及中华夏大陆;成生于三叠纪末以来的新华夏大向斜及新华夏大背斜;横亘中国大陆的三条巨大的东西向褶皱带:阴山东西褶皱带、秦岭东西褶皱带和南岭东西褶皱带;展布在局部地区的"多字型"、"歹字型"、"山字型"及"弧形"等扭动型式的构造体系。进而讨论了构造型式和地壳运动的关系;探讨了地壳运动与海水进退的原因,认为是地球自转离心力的水平分力,首先推动无强度的海水,作南北方向的海侵或海退,进而推动固体地壳,作南北方向或东西方向的水平运动,造成巨大东西向褶皱带等各类型构造体系。第四部分,通过对中国第四纪冰川痕迹研究建立了中国冰期和间冰期,指出在第四纪时期中国的气候曾发生过多次冷暖相间的变化。第五部分,全面论述中国区域地层。将全国划分出40个地层区,分别建立了区域地层表。本书是作者据1934~1935年应邀在英国牛津大学、伯明翰大学等八所大学讲座"中国地质"的讲稿整理而成。20世纪50年代《中国地质学》由张文佑做了节译;90年代孙殿卿主持对其进行了扩编并于1999年以《中国地质学(扩编版)》出版。

【《地质力学概论》】 Introduction to Geomechanics 李四光著。成书于1960年代初,1962年内部出版,1973年科学出版社出版。全书共分四章,约20万字,简洁系统地论述了地质力学的研究内容、任务、学术思路、理论体系、方法步骤、存在问题、发展方向、地壳运动问题起源,以及在地质勘查工作的应用。第一章,有关地质构造的若干传统概念述要。第二章,提出研究地壳构造七个方法步骤:第一步,鉴定每一种构造形迹或构造单元的力学性质;第二步,辨别构造形迹的序次,按照序次查明同一断裂面力学性质可能转变的过程;第三步,确定构造体系的存在和它们的范围;第四步,划分巨型构造带,鉴定构造型式;第五步,分析构造体系的联合和复合;第六步,探讨岩石力学性质和各种类型的构造体系中应力活动方式,进行构造应力场分析;第七步,构造模拟实验。第三章,当前地质力学中存在的问题。重要的有构造运动时期的鉴定,古构造型式的鉴定,各级构造型式对大矿化带和矿田的控制作用,构造型式所涉及的地壳深度、各种结构面或构造显示力学含义的特点,各种褶皱形式的决定因素,岩石的弹、塑性能的统一性与松弛现象,在岩层中不显示构造迹象的应力作用和现时尚在活动的应力分配情况的探测等。第四章,地壳构造运动起源问题。指出地壳运动都具有全球性、周期性和定时性。确定地壳运动方式,特别是运动方向,是追索地壳运动起源的先行步骤,论证了地壳运动起源于地球自转速度的变化等。

活动构造与新构造学

总　论

【活动构造学】 active tectonics　见 86 页“活动构造学”。

【新构造学】 neotectonics　见 86 页“新构造学”。

【新构造】 neotectonics　由挽近时期地壳构造运动产生的地质构造。“新构造“一词由前苏联地质学家奥布鲁切夫(B. A. Обручев)在 1948 年首先提出,指自新近纪到第四纪初期的地质构造。有些学者曾指出:在此之前已有人,如里克特(M. Richarter,1932)、克兰斯(E. Krans,1933)等,已分别通过阿尔卑斯山北部和波罗的海东部的研究工作,提出过新构造运动一词。但较系统和在学术界影响最大的仍是奥布鲁切夫。新构造最主要的特点是:不仅造成岩石(层)的变动,而且直接表现于地貌形态上。不同学者对新构造使用过的各种术语有:新构造的构造、形状构造、形状构造单元、地貌构造、形态构造、地形大形态。新构造有多种表现形态:如新褶皱构造、活动断裂和活动断裂带、新造山带、现代裂谷、现代地裂、活动断块、构造地貌和地貌变形、近代火山活动、近代地震活动、地震断层、地震地表破裂和地震错位等。

【新构造运动】 neotectonic movement　挽近地质时期的地壳构造运动。舒尔茨(C. C. Шульц)指造成现代地势基本特点的构造作用。尼古拉耶夫(Н. И. Николаев)把新近纪到现代的构造运动统归为新构造运动。并认为新构造运动的特点具普遍性和节奏性,它最普通的表现形式是振荡运动。长期以来,新构造学者曾一致认为“差异性断块升降”是新构造运动最主要的特征。最新研究结果却揭示,水平运动是新构造运动中不可忽视的重要运动方式。不同学者对新构造运动的时限有不同的见解。新构造运动有多种形式,如地壳水平运动与地壳垂直运动,内生运动与外生运动,区域性运动与局部性运动,造山运动与非造山运动,断层蠕滑运动与断层黏滑运动,海平面升降运动,动压负荷运动与静压负荷运动,流体地质动力运动,以及拱曲运动、掀斜运动、地穹运动、地裂运动、块状运动和旋扭运动等。

【挽近地壳运动】 neoid crust movement　1955 年李四光提出的名词,认为在地质记录不完全的地区,要确定构造运动发生的时期及其持续的时间,往往有很大的困难,任意作主观的断定难免铸成错误、引起混乱。因此,概括地标示时期的名词,是有一定效用的。挽近一词和前苏联学者所倡导的新构造运动,在时间的含义上,大致近似,但并不完全一样。因为“挽近”是相对概念,在地质研究程度较高的、地层鉴定清楚的地区,则可使用更确切的名词。

【新构造运动普遍性】 neotectonic generality　新构造期中,不管在地球上的那一部分,无论是活动地带,还是相对稳定地区,都发生着类型不同、强度不等的地壳运动;即使在所谓稳定的地台区,新构造运动也是相当明显的。例如在东欧和北欧,据测定其垂直运动速率为每年 ±0.2 厘米。这就是新构造运动的普遍性。

【新构造运动继承性】 neotectonic inheritance　新构造运动往往与老构造运动具有一定的相似性,老构造对新构造起着显著控制作用。例如,中国西部在新构造期中,地槽系之间的塔里木地块表现为差异运动微弱的地块隆起,而各地槽部分则形成受深大断裂控制的大幅度的强烈差异性断块构造,就继承了老构造运动的基本特点。

【新构造运动间歇性】 neotectonic intermittence　又称**新构造运动波动性**(neotectonic fluctuation)、**新构造运动振荡性**(neotectonic oscillation)。新构造运动的活动不是连续不断的或直线式的,一个地区运动的强度有强有弱,运动的速度时快时慢,或者时而活动时而停滞,这种性质称为间歇性。由于间歇性垂直升降运动的影响,在地貌上往往形成各种类型的多层地貌,同时还使相关沉积物的岩相发生韵律式演变。地理、地质工作者常常利用新构造垂直运动的间歇性,作为划分和对比第四纪地层、判断地貌相对时代的一种重要依据;中国地文期的划分和对比,就是以此为理论基础的。新构造时期的水平运动,同样具有明显的间歇性。

【新构造运动差异性】 differentia of neotectonics, neotectonic diversity　新构造运动在运动的速度、幅度、动态、运动类型及其结果等方面的差异。新构造运动的差异性在不同的新构造单元中表现是不同的。由于新构造运动与老构造运动,在多数情况下表现为构造的继承性,新构造的性质受大地构造单元的控制;因此,新构造运动的差异性,首先表现在不同大地构造单元之间。例如,在地槽区和地台区,新构造无论是运动的速度、幅度、类型等,都有显著的差异。另一方面新构造运动具有新生性,而新生的构造常可以划分为独立的新构造单元,其运动速度、幅度、类型及其结果都有独特的表现,也显示出新构造运动的差异性。

【对照性地形】 contrast relief　能够反映新构造运动和新构造特征的地貌,称为对照性地形。如新构造强烈上升区表现为切割强烈、地形陡峻的高山;新构造相对稳定区表现为准平原或剥蚀平原等。这一术语多见于俄文(контрастный рельеф)及翻译文献。由于缺乏确切性和具体性,至今未被中国地质、地貌学界广泛采用。

【新构造期】 neotectonic period　新构造运动出现的地质时期。关于新构造期的起始时间,不同学者的见解有分歧。这些分歧意见归纳起来有四种:①新近纪—第四纪初;②第四纪时期;③新近纪—现在;④认为是造成现代地形基本轮廓的构造作用时期,这个意见实质上对新构造期未予具体时间限制。其实,全球不同地区的新构造运动出现的时期,可能是略有先后的。20 世纪 80 年代以前,中国学者多支持“新近纪至现代”的认识,其依据是:中国地形基本轮廓的形成,强烈构造运动的重新出现,下降地区转变为隆起,新断陷盆地的形成,以及中国东部大量基性熔岩的喷发(中新世和第四纪)等。丁国瑜等 1991 年建议把新构造运动定义为“自上新世晚期(东部相当喜马拉雅运动第二幕,西部相当喜马拉雅运动第三幕)以来发生的构造运动。它对塑造中国现代地形轮廓起重要作用。上新世晚期可看作是

新构造期的开始，距今约 340 万年。”理由是：青藏高原和甘肃、新疆地区巨大山系的主要隆起时期发生在上新世晚期至第四纪早期，这期运动奠定了中国西部的现代地貌轮廓，并使自然地理环境进入一个新的发展阶段；这期运动也使中国东部的地貌形态基本定型并形成了现代河流系统。在沉积区也有上新世晚期构造运动的反映，例如，阳原、蔚县泥河湾组与下伏三趾马红土的不整合，以及三门峡和渭河地堑的下三门组与下伏地层间的不整合等。新构造期中地壳运动也有活跃和宁静时期的变化。中国广大地区可将新构造期分为如下几个阶段：①上新世晚期—更新世初，新构造运动强烈阶段；②更新世—全新世，间歇性运动阶段；③数百年前—现在，现代地壳运动阶段。

【现代地质时期】 recent geological period ❶决定现代山地高度及现代盆地深度的剧烈地壳垂直运动出现的时期。起初有人认为这一时期是冰期的一部分；实际上，决定现代地形起伏的时期可推至冰期之前，并非全属冰期以来。❷后来，更多学者把它看作几百年、几十年前到现在所处的地质时期。

【地壳稳定性】 crust stability 在工程地质学中，通常把地壳稳定性区分为区域地壳稳定性、场地稳定性和岩体稳定性。区域地壳稳定性与区域的新构造运动背景有关，并且以地震烈度的区域分布特征为主要指标之一。在工程地质学中地壳稳定性研究是工程安全性评价的重要内容。从大地构造角度研究地壳稳定性结果表明，在相对稳定的地区内，有较为活动的地段；反之，在地壳活动性强的地区，也存在着相对稳定的地段，即“安全岛”。这对指导重大工程地壳稳定性选区和评价，具有重要意义。

【构造活动性】 tectonic activity 某一地区或某一地带在挽近地质时期内构造活动的程度。地震与构造活动性有密切关系，一般构造变动发生的时期越新，构造活动性越强，则发生地震的可能性就越大。构造活动性研究是工程地质学和地震地质学的基础性工作，对于工程地基稳定性评价和地震区划等具有重要意义。

【活动构造单元】 active tectonic element ❶第四纪以来（或晚第四纪以来）活动或断续活动的构造带或构造区。❷现今正在活动或断续活动的构造带或构造区。如活动断裂带、活动地块，以至活动板块。

【相对升降波】 relative elevator-subsidence wave 相邻地壳相对上升、下降有如波状运动的现象。为舍里亚科夫（Ю. А. Шелеяков）、马格尼茨基（В. А. Магницкий）等所发现。波长与地壳大构造单元的规模相仿，也可与相应区域的形态构造规模相比拟。在地台区（如北美地台）波长为 600～800 千米、460 千米、150～160 千米；在活动区（日本列岛）波长为 180～250 千米或更短。他们认为这种现象是地球内部构造原因造成的。

【约翰逊海岸成因分类】 Johnson's coast genetic classification 美国地貌学家戴维斯（W. Davis，1909）曾试图依据成因原则对现代海岸进行分类；这项工作后来由他的学生约翰逊（D. Johnson）完成。约翰逊把海岸运动的方向作为分类的主要标志，区分出：①下沉岸，②上升岸，③中性岸，④复式岸；并拟定了上升岸和下沉岸的发育图式。海岸的发育，除与地壳变动、海面升降因素有关，还受地质构造、岩石性质、海岸原始地貌以及入海河流、波浪、潮汐、海流、生物作用等多种因素的影响。海岸类型不可能依据单一的标志进行划分，至于海岸运动的方向，也不能单纯看作是现代地壳运动的产物，因为现代运动是在冰后期海面长期上升的背景之上进行的。约翰逊的海岸分类虽然有各种不足之处，有的地方甚至是错误的；但仍不失其实用意义，因此长期以来还不断被地貌学家和新构造学家引用。

【现代地壳破裂网络】 recent fracturing network of the crust 现代地壳破裂所显示的一种网状组合型式。根据地质构造、地震活动和地貌研究，以及卫星像片解释提供的资料，发现在中国广大范围内，普遍存在着一种规则的、正在活动的网络状破裂系统。这个破裂网络既受较老地质时期断裂构造控制，又有其新生的特点；它对地震活动、现代构造运动和地貌发育等，起着重要的控制作用。因此，对于探讨新构造、现代构造应力场及地震预报工作都有一定意义。国外地质文献曾提及世界其他地区也普遍存在着类似的地壳破裂网状组合型式。

【现代世界最高隆起区】 recent highest elevation in the world 中国的青藏高原是现代世界最高隆起区。高原面平均海拔 4500 米，最高峰珠穆朗玛海拔 8844.43 米。据最新研究资料，高原的隆升主要是自上新世末—更新世初发生的喜马拉雅运动以来形成的，它是一个最新的隆起区。

【现代世界最深坳陷带】 recent deepest depression in the world 位于太平洋板块和菲律宾海板块汇聚带的马里亚纳海沟，由于受板块俯冲作用的牵引，最深达 11034 米，是现代海洋中坳陷最深的海沟。

【新构造运动速率】 rate of neotectonic movement 新构造运动的总位移量除以所经历的时间，即新构造运动的平均速率。如：隆升速率、沉降速率、断层水平或垂直滑动速率等，其量纲常用厘米/年或毫米/年表示。通常所考虑的时间段越长，得到的运动速率越小。这是因为新构造运动具有间歇性和振荡性所致。

【新构造运动强度】 neotectonic movement strength，neotectonic motion strength 新构造运动的强烈程度。评价区域新构造运动强度，首先从区域地貌及其相关沉积的特征、挽近构造、岩浆活动、火山作用以及地震活动等方面作出定性的估计，其次进一步对运动的幅度、速度和梯度作出定量的评价。评价活动断裂带的运动强度，则主要根据被错断的地层（或地质体），乃至断裂地貌或河流扭曲等加以推算；活动断裂或地震断裂的现代活动，还可以用各种先进仪器手段，加以精密定量观测。

【新构造运动强度图】 map of neotectonic movement strength，map of neotectonic motion strength 表示区域新构造运动强度的图件。一般依据显示构造强度的各项定性、定量标志，划分出若干运动性质不同、强度不等的新构造区，如强度上升区，中度上升区，轻度上升区等，并采用一定的图例符号，把它们如实地填绘在图上。同时还把运动的升降幅度用等值线加以表示。对于活动断裂带，除表示它们的力学性质和运动方向外，还可以把它们的水平和垂直运动速率标注出来。

【新构造类型】 neotectonic type 依据一定标志对新构造进行的分类。它可以依据诸多不同原则和标准，进行新构造类型划分。国外一般是按新构造的规模大小、形态特征、演化历史和形成时代进行分类。中国地质-地貌学界则针对中国新构造的实际情况，曾提出以新构造运动特征及运动所产生的新构造形态的差异性，作为划分新构造类型的标志，将中国新构造划分为大面积拱形构造、差异性断块构造、挤压褶皱构造及断褶构造等基本类型和若干次一级类型。还可以按其他原则进行新构造类型划分。

【新构造类型图】 map of neotectonic types 反映新构造类型的图件。通常选用一定的图例符号，将区内出现的各种类型的新构造，按照它们的实际位置，准确地标注在图上。这种图不仅能全面反映区内新构造类型及其分布状况，而且还反映了它们彼此间的内在联系。在小比例尺的区域性或全国性图件上，常

采用分区办法来表示新构造基本类型，如中国新构造类型分区图。

【新构造区划】 neotectonic zonation 根据新构造运动的性质、幅度、发展变化历程和新构造进行的区域划分(分区)。每一个新构造区都有与其他区域不同的新构造特征，而且在区域构造和地貌方面，也有一定的差异性。新构造区可以直接用新构造特征命名，如第四纪及现代强烈隆起区，现代穹状隆起区等；也可冠以地理名称，如中国西部大幅度差异性活动区，青藏现代强烈隆起区，云梦现代沉降区等。新构造区划是新构造运动研究的重要成果之一。在地震预测、预报，大型水利建设，交通选线、大型城市选址等国民经济建设中，新构造区划有一定的参考价值。

【新构造区划图】 map of neotectonic zonation 表现新构造区划结果的图件；即将根据新构造运动特点所作出的构造区划分，按一定图例层次清楚地反映的图件。

【第四系厚度等值线图】 isopach map of Quaternary sediments 用等值线法反映区域第四系厚度变化的图件。编图目的主要在于根据第四系厚度变化，分析新构造运动的性质和强度。第四系厚度等值线图适用于新构造沉降—堆积区，据此可推算第四纪沉降的速率。根据目的和要求，可以编制整个第四系的等值线图，也可以按地层单位分别编制。在第四系厚度等值线图上，数值最大的闭合线表示埋藏古地形的洼地，可能为新构造的沉降中心；等值线密集的地带，埋藏地形为陡坎，可能是新构造期活动的隐伏断裂所在。图件编制的基础，是获取当地若干地点的第四系厚度资料，重要的是确定第四系底界及对比依据。工作中，一般可利用前人钻探资料，或布置专门的填图钻探工程；有条件时可采用垂直电测深法、微地震法、折射波对比法等物探手段；在第四系厚度不大的地区，可以广泛利用修建民井、开挖地基等工程揭露的资料。等值线图编制方法与地形图、构造等值线图等相同，其比例尺及等值线间距随工作要求及研究程度而定。

【新构造图】 neotectonic map 又称**新构造运动图**(map of neotectonic movement)。反映新构造运动及其结果的图件。表示新构造运动和新构造区之间差异性的图件。因为垂直升降的造陆运动曾是新构造运动研究的重点，所以过去新构造图多着重表示大区域的地壳隆起和凹陷，图上一般标出新构造运动的强度、幅度、方向、构造类型、特征，以及各新构造单元的空间分布及其相互关系；同时还应表示与新构造运动有关的其他地质现象，如地震、火山、温泉以及有典型意义的地球物理场的资料。随着新构造运动定量研究的日益深入和水平运动资料的增加，现代新构造图越来越注意反映"定量"和"水平运动"的内容。根据新构造的研究程度和编图的目的、要求，新构造图可采用不同比例尺。目前多采用小比例尺编制洲际的、全国的或大区域的图件。中国在1959年编制的"中国新构造图"时，是把中国的新构造运动划分为四种新构造类型：即断褶构造区、大幅度差异性断块构造区、拱形断块构造区和破裂构造区等；图中还表示了中国新构造运动的强度、幅度、构造单元以及现今活动的主要深大断裂、隆起、坳陷、火山活动、地震、温泉等。为满足工程建设、地质环境和地质灾害研究的需要，在地质调查中常编制小区域、大比例尺的新构造图。此外，新构造图还可按其内容分为分析图、综合图等。

【新构造分析图】 neotectonic analysis map 一种新构造研究的原始图件，用于记录在工作中搜集的实际材料，一般以符号法或分区法标绘区内的各种新构造要素及其他地质要素间的相互关系，以及经过综合整理的有关新构造运动的分析材料，如运动的速度、地面累积变形、与地质构造的关系、新构造发育史等。表示方法可视具体情况分别采用或同时采用分区法、等值线法和综合法等。

【新构造综合图】 neotectonic synthesis map 新构造研究的成果图件，在分析图的基础上，把有关新构造运动的片段资料经过综合、整理和选择，标注在图件上，而图件内容的重点，是在大量原始资料基础上得出的新构造运动特性和发育历史的结论，以及和地震地质、构造地质等关系的规律性认识。由于各种先进观测手段的日益普及，定量研究已成为新的发展趋势和研究日益深入的标志，因此定量数据已成为新构造综合图必不可少的重要内容。

【现代地壳垂直运动图】 recent crustal vertical movement map 一种表示区域性现代地壳垂直运动的图件。最近数十年来，由于测量学、海洋学、地质地貌学等各种方法的改进和运用，有可能使现代运动从点、线的研究，转向区域性的研究。这种反映垂直运动的图件主要内容有：①运动速度等值线；②上升区分最强、强、中、弱等数级；③下降区分强、中、弱等级；④地质界线及各种地质构造的符号。速度等值线间隔依区域地壳运动速率、图件比例尺与研究详细程度而定，一般为2毫米/年(如北欧，东欧现代垂直运动图)。1973年国家地震局采用等值线法编制的"中国地壳垂直形变图"，就属于现代垂直运动图。图件作法与一般地质图件类似。

【现代地壳等升降线图】 recent crustal isobase map 用等值线法表现地区现代地壳相对升降幅度的图件。从18世纪中叶开始，对芬兰斯堪的纳维亚地区现代地壳运动进行了比较详细的定性、定量研究，在此基础上，德盖尔首先采用等值线法编制了该区冰后期上升状况的图件。随后，用等值线图表示现代地壳垂直运动状况的方法，曾为各地区(如俄罗斯、欧洲、北美及中国)的研究者广泛采用。

【新构造运动研究法】 neotectonic research method 新构造运动的研究方法是多种多样的。根据观察、搜集资料的对象和手段以及整理资料方法的差异，可将新构造运动的研究方法分为：地质法、地貌法、天文法、大地测量法、地球物理法、水文法、水文地质法、历史考古法等。这些方法，按其特点又可归纳为定性法和定量法两大类。

【新构造运动定性研究法】 qualitative method of neotectonic research 定性研究一个区域新构造运动的方法。研究新构造运动的各种方法均有助于新构造运动性质的研究，但使用最广泛、效果最显著的方法是地质法和地貌法。

【新构造运动定量研究法】 quantitative method of neotectonic research 定量研究新构造运动幅度、速度和速度梯度的方法。地质法、地貌法、水文法、测量法、历史考古法等手段，都能对新构造进行定量研究，但其中最可靠的方法是应用精密仪器，在固定线路或地区进行重复测量的大地测量法和地球物理法，以及先进的激光地球卫星的电磁测距(LBA，LBI，VLBI)、空间定位系统(GPS)和合成孔径雷达测量(SAR)等高精度测量方法；比较不同时期的地理图件等资料，亦可推算出单位时间内地壳运动的变化幅度。至今，定量法主要用于现代地壳运动的研究。

【第四系厚度分析法】 thickness-line mothod of Quaternary sediment(in neotectonic research) 新构造运动地质研究法的一个主要方法。是通过第四纪堆积物的厚度变化，间接反映最新地质时期地壳垂直运动幅度的方法；因为第四系厚度很小、甚至缺失堆积物形成剥蚀区，表示新构造期地壳上升；而新构造沉降区，

则有厚度较大的第四纪堆积物。如果能确定地层的绝对年龄和堆积史，就可计算出新构造运动平均沉降率。第四系厚度变化，虽然能够反映各种类型的新构造运动状况，但行之有效的是确定新构造沉降区(大面积沉降、坳陷或断陷区)。不过，第四系厚度反映的新构造运动幅度或速率，只是近似值。一般情况下，第四系厚度小于地区新构造沉降值；而在一些特殊条件下，要大于沉降值。第四系厚度分析，可以采用不同地点地层剖面的准确对比或在区域研究基础上进行，才能编制出可靠的等厚图。

【新构造运动地貌研究法】 geomorphologic method of neotectonic research 通过各种构造地貌研究新构造运动，是研究新构造运动主要方法之一。新构造运动及其结果，在地貌上往往有明显反映；所以，几乎任何地方都可以应用地貌法研究新构造运动。由于新构造运动在地貌上的反映是异常多样的，因此可从多方面，如海底地貌、海岸地貌、河谷纵横剖面、水系发育、多层地貌，以及古雪线、古冰川分布变化等来研究、分析新构造运动问题。地貌研究可以通过野外实地调查、精密测量和卫星照片解译等多种方法进行。

【新构造运动天文学研究法】 astronomic method of neotectonic research 利用天文观测手段(如重复经度、纬度测定)对区域新构造运动进行的定性、定量研究。天文学方法可以测定地壳的大幅度水平位移和垂直位移。现在先进的天文观测已达到很高的精度。

【新构造运动水文学研究法】 hydrologic method of neotectonic research 通过对海岸带或湖岸带不同地点、多年的海面或湖面的平均水位测定，来研究现代构造运动的垂直升降运动的一种方法。

【新构造运动大地测量法】 geodetic surveying method of neotectonic research 利用重复大地测量方法，如重复三角测量和导线测量、重复水准测量等，可以获得新构造运动的垂直位移和水平位移的定量数据。大地测量法对现代地壳运动的研究成效显著，北欧、前苏联、北美、日本等地应用大地测量法研究现代地壳运动，已有相当悠久的历史。

【重复精密控制测量】 rerunning geodetic accurate control-surveying, rerunning geodetic precision control-surveying 大地测量法的一种手段。主要应用于单位时间内地壳水平位移和变形的定量研究。在研究区域内布置(或利用已有的)精密导线、三角锁、三角网，定期的反复测定导线或三角网基线的方位、长度和测点的标高。先后两次测定的结果，摒除系统误差和偶然误差，即可确定控制区内各点水平位移的数量和方向，以获得可靠的定量测量结果。

【重复水准测量】 rerunning geodetic levelling 大地测量的一种手段。间隔一定时间、对同一路线进行重复水准测量。可以查明间隔时间内，测量线及其经过地区的地壳表面垂直变形趋势和平均速率，从而获得测量地区现代运动的定量结果。在1867年，欧洲测量协会首先指出重复水准测量可以查明现代地壳垂直运动。随后世界各国纷纷采用这一方法，已建立了相当庞大的重复水准测量网(当然，线路长度和密度，在不同国家尚有较大的差异)，并获得了大量的现代地壳垂直运动的定量数据。有些国家的Ⅰ级基线水准测量和多边形水准测量的精度已经很高，其偶然误差不过 ±(0.24～0.27)毫米/千米；系统误差更低达 ±(0.04～0.05)毫米/千米，足以查明现代运动在时间进程中的变化规律。采用重复水准测量方法，应当加强沿测线的地质、地貌调查工作。只有在详细研究沿线地质、地貌条件的基础上，才能在测量资料的分析解译中，确定所发现的地壳表面变形的地质构造本质，确定现代运动与晚冰期、冰后期地壳运动之间的相关性以及现代运动的可能发展趋势。

【新构造运动历史考古法】 historical-and-archaeological method of neotectonic research 利用历史-考古资料和手段解决新构造运动问题的方法。由于在新构造期有了人类出现，人类活动的遗迹，尤其是历史文献记录，使人们可以利用历史-考古的资料和手段进行新构造运动的研究。历史考古法对现代地壳运动的研究效果显著。历史时期一切区域地质-地理问题的文字记载和图件以及考古发现，均可作为这个时期当地地壳运动分析的参考材料，有一些历史文献还直接记录了当时的地壳运动(如地震等)资料。应当注意搜集这些文献资料，并调查研究有关地区的古建筑及其附属物，如碑碣、题记及古城遗迹等。中国有极其悠久的文化历史，有丰富的历史文献资料，尤其是历史时期撰写的“地方志”等宝贵的资料，这是采用历史考古法研究新构造运动的极为有利条件。当然，在利用这些历史—考古资料时，应当注意去伪存真、实事求是地进行科学分析。

【现代地壳运动委员会】 Commission on Recent Crustal Movements(CRCM) 研究现代地壳运动的国际性学术团体。1954年，在国际大地测量和地球物理联合会下，曾设立现代地壳运动问题的专门研究组。1960年在赫尔辛基作出决定，建立研究现代构造运动的常务委员会，并选举舍里亚科夫(Ю. А. Шеляков)为委员会主席，宫村摄三(日)为委员会秘书，仍隶属于国际大地测量学和地球物理学联合会。这个委员会成立以来，先后倡议召开过多次关于现代地壳运动问题的国际座谈、讨论会(其中1968年和1971年的讨论会在苏联举行)。1970年在新西兰惠灵顿举行的第四次会议，共有21个国家115位分别从事大地测量学、地质学、地貌学、地震学、构造物理学工作的科学家与会讨论，1971年新西兰皇家学会为这次会议出版了“现代地壳运动”专辑。

活动构造现象

【第四纪褶皱】 Quaternary fold 又称**新构造褶皱**(neotectonic fold)。由第四纪构造运动形成的褶皱构造。发育于第四纪地层，由水平挤压或下伏断块升降，使第四纪地层或其他岩层形成或缓或陡的背斜、向斜、复背斜、复向斜。第四纪褶皱构造多出现在山前、山麓地带和山间盆地内。中国西北地区(如甘肃酒泉盆地等)、日本、印度尼西亚(西伊里安)等处第四纪褶皱比较发育。

【压缩褶皱】 compression fold 由断裂错动派生的次一级褶皱构造，是新构造的一种类型，产生于大幅度差异性断块构造的山间盆地边缘的年轻沉积层中。由于断块升降、山间盆地两侧断块上升、逆冲断层活动，使年轻地层遭受两侧山体侧压力的挤压，形成一系列平行排列的长垣、短轴背斜及挠曲，统称为压缩褶皱。

【活动褶皱】 active fold 又称活动褶曲。第四纪(或晚第四纪)时期形成的褶皱或现今正进行着的岩石弯曲变形，反映出岩石的流变学特性和地壳缩短现象。按几何结构可将活动褶皱分为弯滑褶皱和被动流动褶皱两大类型。有5种不同类型的褶皱常常与盲逆断层作用相伴生，包括牵引褶皱、断层弯曲、断层扩展褶皱、基底压缩褶皱和滑脱褶皱；它们多配套出现，其深部存在的盲逆断层系由滑脱面和断坡组成，正是滑脱盲逆断层的活动导致表层活动褶皱和次生断层的形成。尽管褶皱作用本身不

诱发大地震，但有许多地震发生在活动褶皱区，它们是位于活动褶皱之下深达数千米的盲逆断层突发性错动的产物，在地表常常出现同震褶皱隆起，这类地震称为“褶皱地震”或“盲断层型地震”。活动褶皱不仅在阿尔卑斯、喜马拉雅以及日本等中、新生代褶皱带中继承性地表现出来，而且在相对稳定的地块内部，伴随着现代地震的断裂活动及大面积升降运动，也形成活动褶皱。在中国活动褶皱有广泛分布，中国西部广大地区尤为常见。

【活动盆地】 active basin 第四纪（或晚第四纪）开始形成的，或者是在第四纪（或晚第四纪）以前形成，但第四纪（或晚第四纪）以来仍继续发育的沉积盆地。

【近代横向地壳弯曲】 recent transcurrent buckling 由差异性垂直运动形成的、走向与区域基底构造线方向近于直交的近代隆起带。通过多种方法研究，在中国台湾的台东裂谷及其以东地区，发现了6个横穿区域古老褶皱和断裂构造走向的东西隆起带。据海底等深线图判断，这些隆起带在远离海岸的海域内仍有显示。李四光认为这是中国大陆上南岭东西复杂构造带向东的延伸。

【地表线性构造】 surface lineament structure 地球和其他星球的表面，常常有规模巨大、明显和走向稳定的线性构造。它们可能是区域性的地形、地质构造或岩石类型的分界线，并可作为活动构造带或活动断裂的线索。美国加利福尼亚州的圣安德烈斯活动断裂系，即属巨型剪切构造，而且还具有明显的活动性，其地表线性构造十分显著，卫星影像中反映异常清晰。

【活动构造】 active tectonics, active structures 挽近地质时期有过活动、今后可能继续再活动的构造，它包括活动断层、活动褶皱、活动盆地和活动隆起等构造。对于活动构造的活动时限，国内外不同学者的认识并不完全一致，大致可以分为：①第四纪以来，②晚第四纪以来（约50万年以来），③晚更新世或晚更新世晚期（一般用10万年或3万年）以来，④全新世（1万年）以来，美国原子能委员会，将其定为1万年以来。中国学者倾向于晚第四纪以来发生的构造作用为活动构造，并且着重详细研究晚更新世—全新世期间的活动特征。活动构造的研究，对地震预报、工程稳定性等实际问题及地球动力学等一系列地学理论问题有着重要意义，因此成为备受广泛重视的课题。近年来由于地壳活动观测技术方法和研究领域的扩展，对活动构造的研究有了很大的进展。活动构造主要通过对地质、地貌现象、大地形变测量（包括垂直的与水平的）、定点地壳形变动态观测、地震活动性监测、地壳应力状况，以及各种地球物理场变化等方面探讨其活动状况和形成机制。由于板块构造、地壳动力学研究计划的开展，已把活动构造的研究推向了更深、更广的领域。高精度的激光测距仪、倾斜仪、断层蠕变仪以及卫星测距、月球测距、射电干涉测量等长距离精密测量技术的应用，使得对现代地壳构造活动状况及动态的定量研究日趋精确。在活动构造的研究中，板块边缘地带、裂谷带是研究者最感兴趣的地区；对板块内部的现代活动及应力场状况的研究，是引人注目的新方向；在对各类型活动构造的研究中，地震构造和活动断裂的研究是最活跃的课题。事实上，地质构造的活动不一定都引起地震，但构造地震之所以发生，都是由于断裂带的局部或全部活动达到相当激烈程度而引起的。

【活动断裂】 active fault 又称**活断层**。❶第四纪以来（或晚第四纪以来）活动、至今仍在活动的断层。❷距今10万年以来（或3万年以来）有充分位移证据证明曾活动过，或现今正在活动，并在未来一定时期内仍有可能活动的断层。❸在石油和天然气输送管道、工程、核电站选址等重大工程场地地震安全性评价或岩土工程勘察中则指“距今1万年以来有过较强烈的地震活动或近期正在活动（每年达0.1毫米蠕变量），在将来（100年）可能继续活动的断层”。中国新构造和地震地质学者则多侧重晚第四纪以来有过活动、今后并可能继续活动的断裂。活动断裂在全球广泛分布，其规模有长有短，长的可达数百至数千千米，中国昆仑山（北坡）-阿尔金山巨型活动断裂，其规模可与世界上著名的活动断裂，如圣安德烈斯断层、安纳托利断层、阿尔卑斯断层、塔拉斯-费尔干纳断层、菲律宾断层、日本中央构造线等相比拟。活动断裂在全球的广泛存在，反映了人类生存的地球仍是一个活动的星球。中国主要的活动断裂带可划分为以下几种类型：①板块边界断裂，如外喜马拉雅断裂和台湾的大纵谷断裂；②众多的板内块体边界断裂；③活动块体内部的活动断裂。按照断层的活动性质又可分为逆断层、正断层、走滑断层以及压-扭或张-扭混合类型。中国活动断裂的格局基本上控制了中国强震的分布，研究活动断裂的特征及其与地震的关系具有重要的理论和实际意义。活动断裂研究的主要内容通常包括活动断裂的几何学、运动学、动力学，活断裂分段，古地震等。活动断裂研究的方法通常有地质-地貌法、卫星影像和航空摄影解译、考古学方法、新年代学测定以及沿断裂带部署的地震学、大地测量学和各种地球物理观测等。

【潜伏活动断裂】 potential active fault 在地表不见明显断裂形迹的活动断裂。它们不如活动断裂那样证据肯定，但是根据已有的资料分析极可能是具有活动性的隐伏断裂。它们同样可以产生强震并对重大的工程，如核电站、高坝、长隧道和地下大跨度厂房具有不能忽视的潜在危害性。对这类断层应当做一定时期的系统地质构造研究、地球物理观测和地应力测量等工作，加以论证和评价。

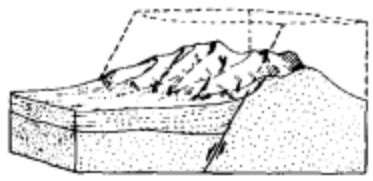
【能动断层】 capable fault ❶在距今1万年到3.5万年以来有过错动，仪器记录到有小震活动和多次历史地震事件，或发生过蠕动，而在不久的将来仍有可能出现地表错动的断层。❷中国有关核电站规范指在距离厂址半径5000米的范围内的晚更新世（或10万年左右）以来活动过的断层。这一概念是为核动力厂址地壳稳定性评价工作而提出的，与活动断层的区别在于强调地表或近地表可能引起的错动。

【活动断裂分段性】 segmentation of active fault 表示活动断裂呈现活动强度、活动方式（如黏滑和蠕滑）和发震几率等显著差异的不同段落。活断层的分段性是20世纪80年代以来，国际上在活动断裂研究上取得的重要成果之一。许多活动断裂带上的历史地震和古地震的最新研究表明，单个段落的长度一般为数十至数百千米，每一段落具有自己独特的活动历史和相对独立的、稳定的活动习性，发震段落可作为发生地震破裂的一个独立的震源区。一些学者认为活动断裂之所以分段，是由于特殊的地质构造在断面上形成障碍所致，这些障碍能够经受多次地震和构造变动；但也有学者认为活动断裂分段的原因，不是特殊地质构造在断层面上形成障碍，而是活动断层被其他方向断裂切截所致。如果我们能够识别和确定灾害性断层的段落，就可以确定在单个地震中将发生破裂的断层区域、长度和位置。断裂分段性研究的重要意义主要表现在：①有助于认识地震破裂的起始和终止过程，以及岩石圈的破裂强度和习性；②已成为预测地震危险性和地震工程稳定性评价中最基本的地震地质手段之一。

【活动断层段落边界】 segment boundary of active fault 活动断层上相邻两个具有相对独立破裂习性的段落之间的边界。段落边界类型主要包括千米量级的断层斜列阶区或空缺、断层陡坎

形态的持久性变化的转折部位、断层上凸出体和横向基岩脊等类型。

【活动断块】 active fault-block 正在活动着的地壳块体。镶嵌的地块沿交界线相对运动,交界带表现为活动的地震带,并反映出现地震在地壳块体周围连续活动和迁移;由于块体运动的统一制约关系,块体周围的大地震也存在着某种呼应关系。这在青藏高原北部地块、阿拉善地块、鄂尔多斯地块等地都表现得很清楚。地块的现代活动和相对运动状况,可以根据地震断层的延伸方向、等震线长轴方向以及震源机制资料结合地质资料作出判断。地块的受力和活动状态,还可以从块体中的地震活动情况间接反映出来。地质、地震与大地测量的资料证明,活动断块不仅普遍存在着定向水平运动和垂直运动,有的还具有旋转扭动的性质。



活动断块

【活动断裂系】 active fault system 多条活动断裂构造在空间上更高一级的组合。地壳上各个活动断裂构造不是孤立的,它们在广大范围内,甚至在全球规模上是互相联系和制约的。区域性的活动断裂系,常由方向近似的多条近于平行的活动断裂带组成,在很大范围和距离内可追索延伸达数百千米至上千千米,沿活动断裂系断续分布的地震,不仅在空间上,而且在时间上都具有一定的联系。区域性活动断裂系互相交叉,构成全球性的**活动断裂网络**(active fault network)。根据地震活动、震源机制以及各种活动构造资料,可以重建现代活动断裂系及破裂网络的轮廓,并了解地壳上不同方向的活动断裂系和破裂网络的活动性。现在地壳上的活动断裂系及破裂网络系统是叠加在不同时期的老构造背景上的,既有继承性又有新生性的特点,它们可以穿越不同时期的老构造带而发展。

【现代裂谷】 recent rift 引张构造环境下发育的一种至今仍在活动的裂陷构造。如在大陆上规模最大的现代裂谷——东非大裂谷。它伴有火山活动和地震活动,据研究近期仍以每年几毫米至几十毫米的速度扩张。新生代以来,在中国大陆东部的东北、华北、东南沿海和南海北缘也曾发育裂谷,但第四纪以来大多数裂谷作用已趋减弱。在大洋,洋中脊则是规模最大的现代裂谷。

【地裂现象】 fracture phenomenon, ground fracture phenomenon ❶由构造与非构造运动等多种原因产生的中、小型地表裂缝。其中最引人瞩目的是由构造活动产生的地裂缝,这是一种发育于地表的、活动的破裂构造形式。在强烈地震区,常常出现地裂现象(表现为地裂缝、地面鼓包等),其排列具一定的规律,如呈雁行式、直线状、锯齿状、弧形及其他几何形态,或由一系列地裂缝组成地裂带。地裂缝绝大多数发生在第四纪松散沉积层中,在基岩裸露区较少见。一般长十余米至数百米,宽数毫米至数十厘米,深达数米。一般为张性裂缝,少数可看到裂缝两侧有位移量不大的位错,但强烈地震形成的地表裂缝则往往出现显著的水平位移和垂直位移。构造活动产生的地裂带的展布方向,常受活动断裂的控制而与其走向一致,不受土质、地貌、水文、气候条件的限制,并具有同一方向的地裂在大范围内形态相似和不同方向的地裂可组合配套等特点,反映了它们是在一定的区域应力场作用下的产物。例如,中国大别山北麓有 3 个大体呈东西向的地裂缝密集带,每带宽 15 ~ 20 千米;淮河流域地裂方向以北东向为主;山东则以北西向、北北东向者为多。在强震发生时,地裂现象最清楚,随后地裂缝的宽度和深度都逐渐缩小,以至消失。一些特殊的地区(如中亚)也可保存数百年之久。有些人试图根据保存下来的地裂现象研究历史时期的地震情况。非构造因素形成的地裂缝则往往受土质、地形、水文和气候等条件的影响,有的则沿河道沉积分布。❷形成巨型大陆裂谷或/和大型地堑的现象。板块学说认为巨型、大型地裂现象出现在大陆板块裂解的部位。

【西安现代地裂现象】 Xi'an modern fracture phenomena 西安市城区和近郊区分布有十条北东东走向、近于平行、等间距分布的地裂缝带,地表明显出露的地裂缝总长度超过 40 千米,分布区域面积达 150 平方千米。20 世纪以来,它们的出现和发展具有以下特征:①地裂缝活动具有迁移性,如南郊的地裂缝先开始活动,然后依次向北发展;②活动时间具有周期性,20 年代至 30 年代为第一活动高潮期,50 年代末至 60 年代初期为第二活动高潮期,70 年代中期为第三活动高潮期,1985 年以来,北郊和东北郊的地裂缝又出现较强活动;③活动性质为张裂并伴有垂直断落和水平扭动,在高潮期中,垂直滑动速率可达几毫米至 20 毫米/年,左旋走滑速率较垂直滑动速率小一个数量级;④它们的活动对地面各类构筑物都有极大的破坏性。因此,早就引起有关部门和广大群众的严重关注。长期以来,地质、地震等部门和大专院校做过专题调研,陕西省地质矿产局水文地质大队等单位率先设立长期观测站,为深入研究取得了有价值的定量观测资料。研究认为,它们的活动和发展在构造上受深部断裂控制,又与地下水过量开采密切相关。类似的地裂缝现象在渭河盆地、山西断陷带、银川盆地西侧和河套盆地大青山前也有广泛分布,其规模、分布规律和形成机制也不尽相同。

【长城错断现象】 Great Wall dislocation phenomenon 1739 年平罗-银川 8 级大地震是沿贺兰山东麓的活动断层发生的。这次强烈的地震断层在两处错断了红果子沟明代长城,断层两侧长城最大垂直断距 1.5 米,右旋水平位移 1.45 米。1965 年中国科学院西北地震考察队首次发现并研究了这个历史地震遗迹,并命名为"红果子沟明代长城错动"。20 世纪 80 年代中国地震地质工作者进一步深入研究了这条活动断层,查明它是贺兰山东麓活动断裂带的分支,贺兰山东麓活动断裂带也是银川地堑的西侧边界断裂。沿此断裂带发现了历史地震和古地震的多种遗迹,引起中外学者的广泛关注。

【岩爆现象】 rock burst, rockburst phenomenon 岩层或岩体中蕴藏的应变能,由于失稳而猛烈释放所引起的岩石爆炸,通常并伴有崩落岩片的散射现象。岩爆的触发往往与地震活动、断层滑动或地下开采的布局和进程有联系,同时也与岩性、构造和地应力状态等因素有密切关系。岩爆现象常见于世界许多地区的矿山、隧道和地下硐室中,研究较多的如南非金矿、瑞典中南部的浅层隧道、加拿大安大略省矿井、法国洛林煤矿等。岩爆的成因、机制、预测和预防,是岩石力学界和工程学界长期深入研究的课题,目前还存在一些不同的认识。由岩石力学家库克(Cook,1966)给出的岩爆定义,已得到众多专家的认同。

【层状地貌】 stratified relief 新构造运动间歇性上升过程,由外营力形成的呈层状分布的地貌单元,一般具多级性,如多级阶地、多级夷平面和多级洪积扇等等。层状地貌是新构造的表现形式之一。层状地貌的调查,有助于新构造运动发展历史和区域地貌隆升史的研究。

新构造类型

【全新世地壳运动】 Holocene crust movement 最近 1 万年左

右发生的地壳运动。把这段时间的地壳运动从新构造期中单独列出来，是因为它有如下特点：①这段时间的地壳构造运动，是在冰川消融、海面回升以及冰盖"卸载"导致陆地均衡上升这样错综复杂的背景下进行的；②这段时间的地壳运动，与威胁人类生活的地震活动关系非常密切，对它的研究有助于认识地震活动的规律性。

【现代地壳运动】 modern crust movement　最近几百年和目前正在发生的地壳运动。这个阶段的地壳运动与人类经济活动的关系极为密切，现代地壳运动表现之一就是构造地震。即使缓慢的现代地壳运动，对大型水利工程、厂矿、交通建设等，都有巨大的威胁性和破坏性。另一方面，人类经济技术活动又可能激发或抑制现代地壳运动的进程。从运动的方向而言，现代地壳运动可分为现代垂直运动和现代水平运动；而据运动的速度，又可分为现代地壳快速运动和现代地壳缓慢运动；按运动影响范围，还可分为现代区域性运动或局部性运动等。现代地壳运动的特性与地质构造有关，表现在：①在构造活动区和相对稳定区，现代地壳运动的强度有差异，甚至运动方向相反；②许多地区现代运动的分布与地球物理场（重力场、应力场等）的状态和特性有某种对应性；③许多情况下，现代地壳运动与地震、火山活动存在紧密的时间和空间联系。研究方法方面，目前正发生的地壳运动（无论缓慢的或快速的运动，垂直的或水平的运动）均可用精密仪器准确测定，并用文字或其他现代手段详细记录，因而能够定性、定量地研究地壳运动的一切特征。在现代地壳运动研究中，地质-地貌法也有一定的适用性。对于现代地壳运动的时限，存在着不同的看法，有些学者把全新世以来的地壳运动视为现代地壳运动。

【定向垂直地壳运动】 direction-sense vertical crust movement　在一定地区新构造运动长期表现为正向或负向垂直运动的趋向。这是新构造运动的运动形式之一。

【现代垂直地壳运动】 recent vertical crust movement　垂直运动是现代地壳运动的表现形式之一。由于垂直运动易被人们察觉和用仪器测定，对它的研究比较详细。有一部分学者曾认为垂直运动是现代地壳的主要运动方式；但自从板块学说被广泛接受以来，人们深刻认识到水平运动在现代地壳运动中具有更为重要的意义。把现代运动划分为垂直运动和水平运动，并不意味运动完全是沿垂直或水平方向进行。在自然界，这两种运动往往相伴出现。现代垂直运动和地质构造单元之间有相当明显的相关性。可将现代垂直运动分为快速运动和缓慢运动。缓慢的现代垂直运动，上升或下降的速率一般为几毫米/年，最大达几厘米/年，甚至 20～30 厘米/年。现代快速垂直运动，往往沿断层进行。活动断层的一次垂直位移量，可达数百厘米，如 1957 年蒙古博格多断层活动，其垂直位移达到 300 厘米；新西兰怀拉拉帕断层，1955 年一次垂直位移也达 275 厘米。活动断层的垂直位移，往往伴随水平位移出现，垂直位移数值也逊色于水平位移量。根据目前所得到的资料，在水平运动的断层中，不论是一次运动或是长期连续运动，其水平运动幅度一般都要比垂直运动幅度大 2～10 倍。现代垂直运动最有效的研究方法是重复水准测量、海面水位测量和合成孔径雷达测量（SAR）等。这些方法可以获取单位时间内海与陆或陆与陆之间的相对垂直运动，求得的数据在测量准确的前提下是相当可靠的。但是，其中包含了各种非构造因素导致的相对垂直运动，要摒除这些因素的影响，计算单位时间内单纯的现代地壳垂直运动，则是十分困难的。

【现代水平地壳运动】 recent horizontal crust movement　根据海洋地质、古地磁、地球物理方法和近代精密大地测量提供的资料充分证明，和其他地质时期一样，水平运动是现代地壳运动的主要形式。据研究，海洋板块和大陆板块之间都在进行着长距离的水平位移，水平运动的速度可达到若干厘米/年的量级，但运动速率因时间、地点而异。日本各岛目前正以每年 18 厘米的速度向亚洲靠近；圣安德烈斯断层自古近纪以来一直进行右旋水平位移，目前每年移动几毫米至几厘米。快速运动的数值则大得多，如 1976 年 7 月 28 日唐山地震，其水平位移达 1 米多；同年 2 月 4 日危地马拉地震，也使这个国家的北部向西推移 1 米以上（最大移动量达 3.25 米）；在蒙古博格多断层 1957 年一次活动，其左旋水平位移量达到 885 厘米；新西兰怀拉拉帕断层 1955 年活动的右旋水平位移量，更高达 1220 厘米；中国台湾省大壁断层，1906 年一次活动水平位移量也达 240 厘米。现代地壳水平运动只能用精密仪器方法才能测定。测定现代地壳水平运动的方法在近几十年来发展很快，除了传统的天文学和大地测量学方法外，特别是 20 世纪 70～80 年代以来，国际地球动力学计划倡导的多种空间测量技术得到应用和发展，如激光地球动力学卫星的电磁测距（LBA，LBI，VLBI）和空间定位系统（GPS）等方法的运用，为研究现代地壳水平运动提供了大范围、精确、高效的手段；通过广泛的国际合作，人们可望在不久的将来对现代地壳运动的图像有一个更清晰的了解。

【现代内生构造运动】 recent endogenic tectonic movement　相对于现代外生构造运动，由于地球内动力作用形成的现代地壳运动。但是，有时内生和外生的划分具有相对性，因为地壳运动并非完全由内生成因所造成。例如冰川覆盖和消融可以引起在整个地壳厚度内发生运动。

【现代外生构造运动】 recent exogenetic tectonic movement　相对于现代内生构造运动，由于地表外动力原因形成的现代地壳运动，又称现代地表构造运动。如现代冰川负载与卸载造成的地壳均衡补偿运动；水库及大型水盆的负载所激发的现代地壳构造运动；地下水、油、气开采及回灌以及矿山采空和地下核爆炸激发的现代地壳运动都是现代外生运动。区别运动的内生成因和外生成因是个复杂问题。如盐丘构造，一般认为与重力挤压有关，但在褶皱造山运动活跃的地区，盐丘的形成可被地球内动力（如侧压力、断层和裂隙、构造运动的活化等）所激发或加强，这样它就具有了内、外因素相结合的特征。

【现代区域性构造运动】 recent regional tectonic movement　根据运动所涉及的范围的大小，现代地壳运动可分为全球性、区域性、地带性和局部性的几类。现代区域性运动的特征是：①区域的范围可达几百到几千千米；②可包括地块或地盾，台向斜和台背斜，活动带的大复背斜和大复向斜等广大的地域。

【现代局部性构造运动】 recent local tectonic movement　发生在宽度小于 100 千米的地区内的现代运动。它们与深部的或盖层内部的褶皱和断裂带有关。假如这种地带延伸很长就属于现代地带性运动。

【第四纪海面升降运动】 Quaternary eustatic movement　引起海面变动的因素很多，如：①由于构造运动引起海盆容量的变化；②由于陆源堆积物的泄入，引起海盆容量变化；③海水温度的变化引致海面升降（据推算，海水温度如变化 1℃，将引起海面变化 1～2 米）；④海水负荷变化引起海盆地壳补偿性升降；⑤地球自转轴的变化引起海面变化；⑥大陆冰盖、冰川（包括山谷冰川）的停积、消融，引起海面变化。第四纪海面升降运动的主导因素是冰川发育和地壳构造运动。地壳变动导致的海面相对升降，称为**地动型海面变化**，地动型变化往往具有区域性。由于

第四纪冰期与间冰期的出现，使地壳水圈的分配发生变化，冰期时海面下降，间冰期时海面抬升，这种海面变化往往具有全球的规模，一般称为**水动型海面变化**。C.马克拉雷在1842年首先认识到冰川进退影响海面高度的问题。据他估计，更新世冰期中，海面高度变化达107～203米。后来泰勒(A. Taylor, 1972年)估计这个数值为180米。中国地质、地貌及古生物工作者，近年来详细研究了中国东部更新世以来的海面变化，认为在华北平原更新世以来共有7～8次海进。冰后期海面变化与人类经济活动关系最密切，资料的可靠性也比较高。总的说来，冰后期海面有逐渐升高的趋势，但其变化历程，不同作者发表的数值略有出入(见表)。海面升降运动目前仍在继续进行。但这种变化在短期内很难直接由人们察觉，只能依据长期的水位观测、历史地理资料的分析以及地貌观测等方法才能确定。更新世时期及早、中全新世海面变化，则只能依靠地质、地貌方法识别。在大陆架、内海和大陆滨岸地带海相地层及其所含的生物化石，以及地貌方面，往往留下标志海面升降的痕迹。

最近1万年间海面变化表(以现代海面为0)

海面升降值/m 距今/a 资料来源	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000
费尔布里奇(1961)	+1	-1	-3	+2	+3	0	-6	-16	-14	-32
吉尔吉斯玛(1961)	-1	-2	-3	-4	-5	-7	-10	-19	-35	
夏伯尔德(1963)	-0.5	-1	-2	-3	-4	-7	-10	-16	-22	-31
斯乔费尔德(1964)	+1	+2	+3	+5	-2	-0.5	-4	-19	-33	-36
土莱(1974)	+1	+0.5	0	-1.5	-1	-3	-5	-14	-21	

【黑海-北极式海侵颤动】 Black Sea-Arctic transgressive oscillation 海侵、海退交替的现象，称为海侵颤动，是通过对研究黑海沿岸及北极地区海面升降而得名。是新构造运动震荡性的表现。

【大陆冰川均衡运动】 continental glacier isostatic process 冰川负载与卸载导致地壳的均衡补偿过程，早在1882年詹姆孙(T. F. Jameson)就提出：由于成片的厚冰停积、消融，地壳产生均衡变形。冰川发育时，厚冰覆盖区，地壳因负载而下沉；冰川退缩，地壳卸载而隆起。斯堪的纳维亚、北美和大不列颠群岛等地，都经历着大陆冰川均衡过程。其中斯堪的纳维亚地区最显著。据报道，波希米亚的基尔伏北部，由这个过程引起的上升量高达每年9毫米；斯德哥尔摩每年也达4毫米；而哥本哈根则较稳定。由于陆地均衡隆起，每百年大约有1000平方千米的"新生"领土并入芬兰国境。大陆冰川均衡过程是第四纪冰川覆盖区地壳运动的影响因素之一。

【现代构造运动】 modern tectonic movement ❶哈因(B. E. Хаин, 1954)首先提出的一个概念。指人类历史时期所发生的或正在发生的地壳运动。它对人类经济活动有较大的影响。除用地貌研究法等以外，通过人类文化遗迹的研究，以及对历史上地震等记载的研究，往往能得出几千年、几百年构造运动的认识。此外，还可以用各种方法和仪器进行观测，得出现代构造运动的速度和方向。❷后来，更多学者把它看作"现代地壳运动"的同义词，指几百年、几十年和目前正在发生的地壳运动。

【现代非构造运动】 recent nontectonic movement 由水热作用、水文气象作用、水文地质(流体动力)作用、成岩作用等引起的现代表生地质作用，其影响范围为沉积圈或仅仅涉及其上部。上述这些因素有的是短期的或季节性的，如土层的冻融、飓风的通过、雨水的降落、泥石流活动等；也可以是多年的和长期的，如永冻土的发育、冰盖-冰川的发育、大气水热平衡、成岩过程、滑坡作用、泥流作用等。因此，有些现代非构造运动也具有季节性或周期性特征。

【现代地表构造运动】 recent Earth's surface tectonic movement 地球表生地质作用引起的现代构造运动。研究现代运动，必须把地表运动和地壳运动区分开来。这是查明构造运动，或者确定其性质和分类的一个重要问题和先行步骤。现代地表运动，可以用仪器方法加以测定。仪器测定只能在地表进行，在矿山工程中进行的某些测量，虽已不在地表，但所及深度(几百米—千余米)非常之浅，与地壳厚度(30～70千米)相比，仍然未脱离地表的范畴。矿山工程中仪器测量的详细程度，至今还很不够；没有可靠的地质-地貌标志、地球物理标志以及用来确定地史上地壳运动和现代地壳运动的其他种种标志相互配合。因此，单纯依据地表仪器测定的数据不一定能反映地表运动的真正数值。

【现代地壳运动速度反常】 paradox of rate of recent crust movement 现代地壳运动速度和速度梯度数值的数量级与地质时代中的同类数值不相适应的现象。格佐夫斯基(M. B. Гзовский)和舍里亚科夫(Ю. А. Шелеяков)曾总结出下述规则：速度和梯度平均值与计算此平均值的时间长度相关。当计算平均值的时间范围增长10倍时，平均值将缩小到二分之一。所研究的运动愈是古老和用来计算平均值的时间愈长，则反常程度就愈大。产生这种现象的原因由施蒂勒(1957)所指出，他认为构造运动强化期的存在，是产生这种现象的原因。另外有些地质学家认为是由于运动有振荡性的交替特点，不同的周期和不同的振幅等原因。尼科诺夫(А. А. Никонов)则认为反常是由于最近几百万年内存在非构造性质的高频振动和时间相当短(约几十万年)的构造活跃期。新生代晚期(30～15百万年来)平均速度与其先前时代的平均速度相比明显有剧烈增长，就是反映了最新活跃时期实际构造活动的加强。总之，速度反常可简要解释为长周期的数字反映了相反方向运动的总效果。

【人为激发运动】 technologic movement, anthropogenic crust movement 人类地壳活动激发引起的地表及沉积圈的运动。人类技术活动对地面、沉积圈和某些地质作用的影响越来越大，甚至在一定程度上可能改变现代地壳运动的自然进程。人为激发运动的形成因素有下列几种：①流体(水、油、气)的提取和灌入引起深处水文动力条件和水文静力条件的变化；②各种地下大量岩石的采掘和挖空；③地表静压负荷的重新分配；④动压负荷的产生和变化。人为激发运动一般表现为缓慢运动，也可表现为快速运动，例如人为激发地震。人类活动引起的现代运动，其水平范围可达几千米到几十千米，某些情况下可达百余千米，完全可与局部性构造运动相比拟。其振幅、速度和速度梯度等数值大部分超过现代地壳运动的自然数值。激发运动和应力的影响深度可达几千米到几十千米。在人为作用下，地表和土石发生几米到20～30米深的移动，不属此类。

【动压负荷运动】 dynamicload-caused movement 一种由人为动压力引起的地表及沉积圈的运动。从运动的特征及规模而言，特别应当注意的是地下核爆炸所引起的运动。美国内华达试验场，有8次相当于震级5～6级的核爆炸，都导致当地原有断裂活化(重新活动)。激发的断裂位移，在垂直方向可达数十厘米，沿断层走向有数厘米。1968年年底，在1400米深处上新世凝灰岩中，进行过一次1.1兆吨级的核爆炸。爆炸结果除在半径为450米的范围内造成大量小裂隙外，沿已知垂直断层还"感应"产生了许多断裂，断裂的延伸可远达5～6千米。有一些

断层近700万年来没有移动过，而被这次爆炸活化了。此次爆炸激发的地震共几万次，(震级1.3～4.2)持续了好几个月，它们限于几个已知的平行断裂带内，距爆炸地点13千米，深度达6千米。核爆炸激发的断层位移，往往发生于爆炸后几秒至几分钟或几小时内。人为的爆炸释放了爆炸前积累的自然构造应力，也就是说爆炸起了触发作用。

【静压负荷运动】 staticload caused movement　一种在地表形成的，与采掘岩石(造成巨大采石场和基坑)及建造大型工程、城市建设、水库充水等所造成负荷有关的地表及沉积圈的运动。许多历史悠久的城市，其地面沉降现象可部分地解释为地下水位的降低和在建筑物重压下疏松岩石的压固作用所致，其深度可达30～50米；但在建设实践中发现，补加的地表重荷对下伏岩石甚至地壳上部的运动和应力都有影响。下面举两个例子。在莫斯科郊区的水准测量发现在下陷洼地周围有一个相对隆起的环形带，宽10～40千米，再往外又逐渐下降。地下水水位降落漏斗在已知抽水区内与下陷等值线相交，而在隆起圈部分，则虽有巨大地下引水地段而无地表下陷标志。并且，下陷洼地的范围随建筑区扩大而扩大。可见围绕莫斯科的相对隆起环是补偿性隆起。在非洲前寒武纪地盾范围内建了世界最大的卡利巴水库(深120米，范围250千米×30千米，蓄水量1500亿吨)。水库充水前后的水准测量结果，表明水库岸相对于60千米以外的地点下降了12.7厘米。水体重荷也会引起地震活动，所有强的(7次地震，震级5～5.8)和许多弱的地震，(在1959～1968年间有1400多次)大多发生在最大的下降区，小部分发生在距水库较远的断裂区边缘。根据统计材料，最大下陷区总体上与水库最深区一致。这个事实反映了大水库的重荷，正是地表和地壳局部性拗陷的原因。

【流体地质动力运动】 fluidal geodynamic movement　沉积圈中与流体地质动力作用有关的非构造运动。沉积圈不是单纯的固体，而是一个复杂的固相和流体(水、气、油)的结合体。流体贯穿整个沉积圈，而且是其最活动的组成部分。地下水(特别是承压的渗透水)的动态和压力对沉积圈的现代运动有影响。根据地下水弹性动态理论，作用于含水层顶板的地质静压力，由作用于岩石骨架的压力和层内小孔的压力(水静压力)所组成。在层压力减小的情况下，作用于骨架的压力增大，孔洞体积随之缩小，因而，含水层上部之沉积圈和地表发生下沉；当层压力提高时，产生相反的现象，地表拱起或抬升。这类性质的现象特别常见于反常高层压地段和水动力异常区。这种地区主要与年轻的、填满泥质地层的坳陷和具有强烈新构造运动的地区有关，如前高加索坳陷、意大利波河(R.Po)河谷坳陷、前喜马拉雅坳陷、加利福尼亚海岸山脉和大河谷等。地下水动态存在周期性，地下水、油和气有垂直的集聚性和分散性迁移现象。流体压力和水位的变化都与沉积圈现代运动相关联。有关地下水(流体)水位(层压力)变化的人工实验证实了这种关系。实验的资料表明，在加利福尼亚地下水水位下降0.6米可导致地表下沉3厘米；在莫斯科地下水水位下降3米可使地表下沉3毫米。可见地下水位和层压力的变化引起现代地表垂直运动。地下流体的弹性动态可以直接影响沿断层发生的位移。尽管层间承压水的分布和动态取决于构造特点和构造发展，但这一运动类型不属于构造运动。

【地壳微脉动】 crust's micropulsation　符号相反的、小幅度的反复地壳运动。可以利用短周期重复水准测量和水位测量得到。B.B.拉马金认为：地壳微脉动大约经过8～9年发生一次运动符号的变换，脉幅不过3～4厘米。关于地壳微脉动的成因，他的解释是：固体地球受月亮-太阳涨潮作用的影响所致。在每年都进行重复水准测量的库达林测线上的测量结果表明，一些水准基点每年都改变符号，另一些则隔几年，再一些则具有稳定的变化趋势。看来这种复杂情形是多种因素综合和叠加影响的结果。值得注意的是，强烈地震与地壳运动符号或强度之间，即与地壳微脉动之间可能有一定联系。

【大面积升降运动】 extensive vertical displacement　新构造运动的一种基本类型；一般是没有差异性或差异性很小的地壳隆起或下降运动，其影响范围，常达几十至几百平方千米。根据作用力的差异及运动产生的地壳形态特征，又可分为对称型(大规模拱形隆起)及非对称型掀斜、挠曲等次级类型。经受大面积升降运动的地区，在地貌上分别表现为高原、平原和盆地。如中国的陕北、陇西及南岭地区，在新构造期中都属于大面积上升区；华北平原、江汉平原等则属大面积沉降区。

【拱曲运动】 arcogeny, arcogenesis　又译为**拱曲作用**、**地穹运动**。巴甫洛夫斯基(E.B. Павловский)1948年创名。指地台区在地貌上有明显表现的长期褶曲过程。其特点是缓慢的圆形上升运动，形成直径达数百千米的大面积的隆起或背斜；在背斜之间往往有长条形的凹陷；背斜轴部及边缘往往伴有断裂及火山活动。巴甫洛夫斯基所指的拱曲运动典型地区是外贝加尔。他认为拱曲运动与地裂运动结合，是从地台到褶皱带的过渡地区的标准运动。1956年黄汲清引用"拱曲运动"这一术语，描述范围较小的，直径为数十千米的拱形隆起，并认为拱曲运动在准噶尔界山最为典型，克拉玛依、和什托洛盖、布伦托海一带也有由拱曲运动造成的隆起及凹陷，"东满地块"上的拱曲运动还伴随有岩浆活动。他又称拱曲运动为半硬化地带的褶皱运动，是基底褶皱的一个重要类型。

【现代旋扭运动】 modern wrench movement　李四光首先对旋转扭动的构造运动做出系统论述，这类构造型式在现代活动构造中也明显表现。如帕沃尼(N. Pavoni)根据活动断层、活动褶皱轴及形变资料等，确定阿尔卑斯、喜马拉雅、环太平洋新褶皱带的主要水平压力的方向线后发现，它们不仅是挤压带，而且是大的剪切带；可以看出围绕太平洋及非洲两个巨大板块的中心，显示出右旋转动。日本相模湾也是现代旋扭运动的实例(见图)。在大陆内部，有一些小规模的构造显示出有现代的旋扭运动。有的地区地震活动集中，在一定阶段表现出呈漩涡状或圆



日本相模湾现代旋扭运动

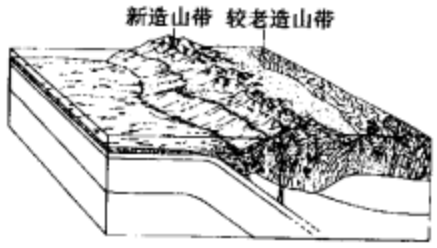
周状依次迁移发生，如江苏南部1974年溧阳地震前后的小震活动就曾出现过类似情况。

【地裂运动】 taphrogeny, taphrogenesis 克陵凯尔研究东非大裂谷时创名，指形成地壳最新的巨大裂谷的构造运动。巴甫洛夫斯基(E. B. Павловский)1948年把贝加尔型盆地(大地堑)的形成也称为地裂运动。按照板块学说，地裂运动产生的大裂谷是大陆板块的裂解部位。

【块状运动】 massive movement 前苏联学者奥布鲁切夫(B. A. Обручев, 1938)提出，指被周围断裂切割的构造块体沿断裂的垂直运动。这种运动促使各个地块彼此相对位移到不同的高度，形成起伏的山岭。块状运动可以沿着不同地质时期的断裂活动，这些古断裂在新构造期复活，成为继承性的活动断裂。另外，还形成了新的断裂，沿新断裂会出现不平衡的阶梯状隆起。然而在许多情况下，出现了穹状隆起与断裂活动两种类型构造并存的很复杂的关系。

【活动块体】 active block 新构造时期至今仍在活动着的大陆内部的构造单元。中国主要的活动断裂带多数是继承性地分布于一些刚性或准刚性块体和巨型褶皱带的边缘，构成主要的活动边界；但是，构造变形不仅限于边界，块体内部也经历着构造活动过程。划分活动块体的主要原则和依据是：①能够反映深部过程的活动构造带，包括深的活动断裂带、活动地堑系和裂谷系；②地震活动带；③地球物理场的变异带；④亚板块和块体内部构造活动的统一性。

【新造山带】 neoorogenic zone 在新构造学的研究中，“造山带”具有新的含义。前苏联学者舒尔茨(C. C. Шульц)首先在新构造学中应用“造山带”这一术语，他认为欧亚造山带是地壳上新出现的新大地构造单位，取名新造山带用以取代旧的地槽、地台概念。造山带由下列类型山区组成：①年轻山区，即阿尔卑斯、喀尔巴阡、高加索等形成于阿尔卑斯地槽基础上的山区；②再生型山区，即天山、阿尔泰、萨彦岭、外贝加尔等，形成于从前寒武纪起不同时代地台构造上的新山区；③环太平洋带山区，即环太平洋大陆边缘最新形成的山区，如中国台湾等。



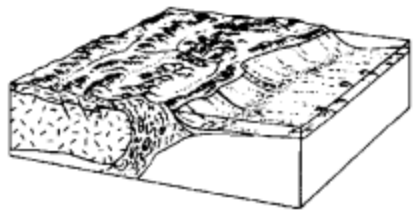
新造山带

【山岳穹状隆起】 quaquaversal upwarping of mountain 对于山岳受新构造运动的影响而产生隆起变形，形成高耸的山系，存在着两种不同的观点：一种观点强调山岳的隆起是以褶皱变形为主，称为山岳的穹状隆起；另一种观点强调断裂变形在山岳隆起中的控制作用，称为块状运动。穹状隆起观点认为，山岳的隆起是地壳褶皱及震荡运动造成的，山系可视为新构造期形成的巨型分支的褶皱。穹状隆起的陡峭山脉相当于背斜部分；山间盆地相当于向斜部分。如外贝加尔山地及天山山脉都是穹状隆起形成的。这一观点受到后来学者的批评，认为天山的形成应视为块状运动的产物。

【穹状-断块山系】 quaquaversal-block mountain system 又称**东非型山区**(East-Africa-type mountain land)、**贝加尔型山区**(Baykal-type mountain land)。由拱曲运动及地裂运动形成的山系。以巨大的地块隆起与巨大的深陷的断裂盆地(地堑)相伴生为其显著特色。

【再生型山区】 regenerated mountain land 又称**天山型山区**(Tianshan-type mountain land)。在不同时代地台构造的基础上，由于新构造期出现了构造运动复活，出现了巨大的穹窿及拗陷体系，形成了新的山区。在构造上，又常常继承着古老的构造。在地貌形态上，形成线状延伸的山脉、山间凹地及山前平原。在分水岭地区，常保存了广泛发育的准平原面的残迹，这是新近纪以前地壳运动长期处于稳定状况时形成的。假如新构造运动不是以穹状隆起及拗陷活动为主，而是以年轻的断块运动为主，则称为再生型断块状山区，天山及阿尔泰山是典型的再生型断块状山区。

【年轻山区】 youthful mountain land 又称**高加索型山区**(Kavkaz-type mountain land)。由于在新近纪以来强烈上升，在阿尔卑斯地槽区的复背斜构造带上形成的山脉及山系。世界最高的山系，如喜马拉雅、喀喇昆仑、帕米尔、安第斯、厄尔布鲁士、阿尔卑斯等山系或山区均属于此类。新构造运动的形变，表现在地形上为一系列与背斜平行的山脉、纵谷、山间凹地。古夷平面不发育，仅见零星的山麓平原或河谷谷底形成的小片剥蚀面，并遭受倾斜或阶梯状抬升。山区的边缘常为新近纪—第四纪的巨大坳陷。它们构成山前海盆或山前洼地或倾斜山前平原。

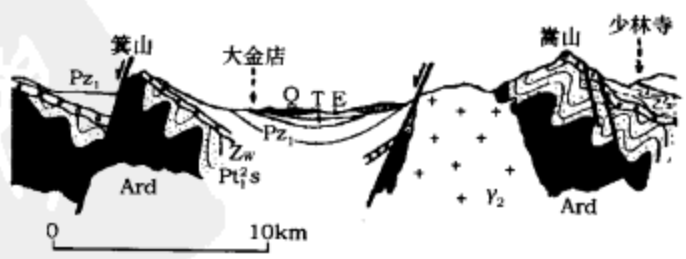

年轻山区

【回春性山地】 rejuvenated mountainous area 活动性地台区新构造运动形成，最新隆起比沉降占优势，上升幅度从数百米至二三千米的地形。与再生型山区比较，其新构造运动的强度及幅度小得多。回春性山地可进一步划分为回春性背斜高地、回春性穹状山带、回春性断块山及回春性断块状地块等。

【大面积拱形构造】 extensive arched structure 由运动梯度很小的垂直运动形成的、范围广袤的隆起和坳陷。其面积常达数千—数万平方千米，运动幅度通常核部较大，向四周逐渐减小；有时也可能是不均一的，以致呈波状起伏的形态。在多数情况下，这种构造的边缘常伴生断裂构造。

【差异性断块构造】 differential block structure 一种广大范围内为众多断裂分割的构造块体。各断块间产生错动的新断裂绝大部分继承了古老的断裂，特别是长期发育的深断裂。如中国的阿尔泰山、天山、祁连山、昆仑山、横断山等上升单元和准噶尔、吐鲁番、河西走廊、柴达木等下降单元均属之。

【单斜断块隆起】 uniclinal block upwarping 又称**翘起构造、掀斜构造**(tilted structure)。是大面积拱形构造的一种特殊类型。系两侧上升幅度不等，一侧伴有断裂的拱形构造。这种构造在邻近断裂一侧上升幅度较大，致使隆起发生倾斜。如嵩箕地区(见图)、中秦岭、贺兰山、大青山等皆属此类构造。

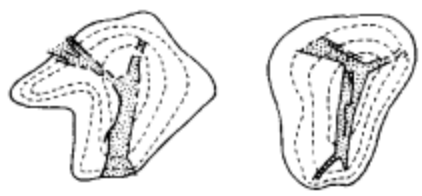


嵩山-箕山构造剖面

【地块隆起】 block upwarping 古老地块在周围山岳地区剧烈隆起的同时发生的、内部差异性很小的大面积块状隆起，是大面积拱形构造的一种特殊类型。例如中国西部的塔里木和阿拉善—马鬃山。在中国西部地区，地块隆起的上升幅度，一般约

1000 米，但也有高达 4000～5000 米的（四川羌塘），后者可称为**活动地块隆起**（active block upwarping）。

【补偿性地堑】 well-fed graben 发生在拱形隆起核部或翼部的地堑构造。它是由地壳隆起所派生的水平引张应力形成的。有人曾认为，中国著名的汾渭地堑、河套地堑、银川地堑，都是属于补偿性地堑。



补偿性地堑

【地肿】 geotumor 又称**地凸**。由地壳的垂直运动形成的褶皱—穹隆。为区别于地壳水平运动形成的褶皱，故称为地肿。与之相对应的坳陷则称为**地凹**（geodepression）。

新构造活动区、带

【环太平洋活动构造系】 circum-Pacific active tectonic system 沿太平洋边缘分布的强烈活动的构造系统，是全球三个超巨型活动构造系之一。它与最新的造山带、强震带和近代火山带、地热和地球物理异常带、温泉带相一致。该活动构造系从大洋至大陆，主要由环太平洋深海沟带、岛弧带、弧后盆地等组成。其分布地区从印度尼西亚，经菲律宾群岛、东亚岛弧、阿留申群岛、北美和南美西海岸，直至南极洲的北岸地带。

【地中海活动构造系】 Mediterramean active tective system 它是全球三个超巨型活动构造系之一，主要由阿尔卑斯活动构造带和喜马拉雅活动构造带组成，向东延至印度尼西亚与环太平洋活动构造系相交接。它们分别沿欧亚板块与非洲板块、欧亚板块与印度板块之间的缝合带分布。它们是最新造山带、强震带、地热和地球物理异常带分布带。

【洋中脊活动构造系】 mid-oceanic ridge active tective system 沿大洋中脊轴部分布的活动构造系，构成全球三个超巨型活动构造系之一，主要包括东太平洋中隆、大西洋中脊和印度洋中脊等，它们彼此变转相连，它们是大洋裂谷带、现代大洋火山带、地热和地球物理异常带、地震带的分布区，但其震级很少超过 6 级。

【中国西部大幅度差异性活动区】 differential active area in western China 包括贺兰山、六盘山、邛崃山以西，除喜马拉雅地区以外的整个中国西部。在新构造期，区内各地槽部分形成受深大断裂控制的断块构造，断块间发生了十分强烈的差异性升降运动，升降总幅度可能在 12000 米以上。这里包括两种新构造类型：一种是大幅度差异性断块构造；另一种是地块隆起。属于前一种构造的隆起构造单元有阿尔泰山、天山、祁连山、昆仑山、横断山等，以及下降构造单元准噶尔、吐鲁番、焉耆、库车、萨车、河西走廊、柴达木等。属于后一种的有阿拉善-马鬃山地块隆起和羌塘活动地块隆起等。

【青藏近代强烈隆起区】 Qinghai-Tibet recen uplifted area 包括昆仑山、喀喇昆仑山及喜马拉雅山在内的青藏高原地区。本区自古近纪以来一直强烈上升，近期仍然继续不断上升。它是世界上最高、最宏伟、也是最年轻的隆起带。据中国地学工作者研究，青藏地区是在始新世晚期经历喜马拉雅运动第一幕以后才全部脱离海侵成陆的。在上新世时期，区内地形曾一度夷平，形成湖盆宽谷与低缓岗垄相间分布的地貌景观，这时地面高程海拔约 1000 米。上新世末，该区发生了强烈的整体隆起。据推算，从上新世末至今，其平均上升幅度约 3500～4000 米，其中在早、中更新世分别上升约 1000 米，在晚更新世（约十余万年）抬升 1500～2000 米。因而，其隆升速度有逐渐加快的趋势。板块学说认为，喜马拉雅山和青藏高原的强烈上升是印度洋板块向欧亚板块俯冲碰撞的结果。

【华北近代沉降区】 North China recent depressed area 北起燕山山麓，南至大别山麓，西起太行山，东止海滨及鲁中南山地的华北平原。在大地构造上属于中朝地台的河淮台向斜。燕山运动开始，形成北北东方向的隆起及坳陷（断陷）。新近纪才大幅度整体下沉，第四纪继续大规模下降。下降区接受新近纪和第四纪补偿性堆积，形成规模巨大的堆积平原。华北平原第四系厚度，从山麓到平原中部有逐渐增大的趋势。在山麓地带不超过 300 米，在坳陷区（冀中坳陷、黄骅坳陷）可达 600 米以上，在隆起区（沧县隆起、埕宁隆起）为 300～400 米。由此可见，第四系厚度变化，是受基底构造及新构造活动的控制。有的学者认为，华北平原的沉降过程补偿作用大致平衡，同时据此推算出平原的沉降速度。在临清地区（沉降值最大处）平均沉降的速度为 1.3 毫米/年。

【云梦近代沉降区】 Yunmeng recent depressed area 西起贵州枝江、松滋，东至湖北鄂城、黄岗，北起山西云梦、应城，南至湖南湘阴、益阳，约 5.3 万平方千米的范围，为古云梦泽故地。在地质构造上，南部属江南古陆背斜陷落带，北部属扬子地台凹陷带。新构造期中本区经受间歇性沉降运动和上升运动，而在近代云梦地区普遍下沉，接受近代冲积层堆积。在地貌上，云梦地区为海拔高度不及 200 米的冲积-湖积平原。平原上河渠纵横，湖泊星罗棋布。河床纵比降小，水流慢，流路曲折，河面宽，多沙洲，湖泊边界不规则。由于云梦沉降区的特殊地貌位置，近期冲积物的堆积速度超过地壳沉降的速度，以致平原上的湖泊日益解体缩小，河道的自由河曲十分发育，尤以长江的荆江河段最为典型。

【云贵近代掀斜隆起区】 Yunnan-Guizhou recent tilted upwarping region 云南东部及贵州高原地区。除山间盆地外，大部分地区山岭起伏，峰峦重叠，河流深切，谷坡陡直，但其分水岭等山顶则因残留剥蚀面，而比较平坦。本区的存在有五级夷平面，其中最高的一级夷平面，明显表现出西—西北部高，南—东南部低的变化趋势；西部高达 2300～2400 米，往东降至 1500～2000 米，最东部降至 1000 米左右。具有这样的地貌特点，是新构造期中云贵高原经西高东低掀斜隆起的结果。在隆起的同时，边沿有断裂发育。

【台东活动裂谷】 East Taiwan active rift 位置在中央山脉东面，由两条走向近于南北的冲断层（西面是中央山脉断层，东面是海岸山脉断层）构成的对冲断层谷。这条裂谷形成于早更新世造山运动结束以后，现今仍有活动。在 1951 年 10 月 22 日和 11 月 25 日地震时，沿海岸山脉断层产生了新断裂，由 10 月地震形成的、位于裂谷北端的断裂延伸约 10 余千米；另一条位于裂谷中段，延伸 40 千米。这两条地震地表断裂都是向东倾斜的高角度斜冲断层，其水平位移大于垂直位移，最大倾向滑动 1.3 米，左旋水平滑动 2 米，新断裂西盘下降。

【鄂尔多斯周缘活动断裂系】 peripheral active fault system around the Ordos 地质上的鄂尔多斯块体东起吕梁山脉，西抵桌子山、云雾山，南起渭北山地，北达黄河之滨，是中朝准地台上一个稳定而完整的次级构造单元。喜马拉雅运动以来，块体内部具有相当的稳定性，而它的周缘却环绕着一系列强烈活动的断陷带和断裂束，包括：河套断陷带、山西断陷带、渭河断陷带、银川-吉兰泰断陷带，以及鄂尔多斯西南缘的弧形断裂束。每一个断陷带都包括若干条活动断裂，而鄂尔多斯西南缘的弧形断裂束则

由牛首山活动断裂带、天景山活动断裂带和海原活动断裂带等共同组成。它们被统称为鄂尔多斯周缘活动断裂系，鄂尔多斯块体东西两侧呈北北东向展布的山西断陷带和银川-吉兰泰断陷带表现为右旋剪切拉张带，而南北两侧呈东西向展布的渭河断陷带和河套断陷带则表现为左旋剪切拉张带。它们共同组成了一对共轭剪切破裂带，反映了块体总体上受到南西-北东方向的主压应力作用；而鄂尔多斯西南缘呈北西向展布的弧形断裂束则表现为左旋剪切、逆冲或逆掩活动。所有这些都暗示着鄂尔多斯周缘活动断裂系的形成与印度板块的楔入和青藏高原的隆升及其向北东的推挤有关。自公元前 780 年以来，在鄂尔多斯周缘活动断裂系内共记录到 6 级以上的浅源强烈地震 51 次，其中 8～8½级地震 5 次，震级 $7 \leqslant M < 8$ 级地震 10 次，其余则为 $6 \leqslant M < 7$ 级的地震。

【山西活动断陷带】 Shanxi active fault-subsidence zone 又称为**山西活动地堑系**(Shanxi active graben system)、**汾河活动地堑系**(Fenhe active graben system)。于上新世开始形成，是鄂尔多斯周缘活动断裂系中形成较晚的一支断陷带。山西断陷系主要由 5 个较大的断陷盆地组成，自北而南为：延庆-怀来盆地、大同-阳原盆地、忻县-定襄盆地、太原盆地和临汾盆地。此外，这些盆地的东端多有小型断陷盆地排列，例如，大同盆地以东的蔚县盆地，定襄凹陷东面的两个小盆地(代县凹陷东侧的灵丘盆地)，以及太原盆地东北的寿阳盆地等等。各大盆地之间有隆起相隔。它们总体走向北北东，平面上呈斜列的“多”字型或“S”型，是断陷带整体作右旋剪切拉张的结果。这种构造轮廓在上新世已基本奠定。上新世大规模的湖盆在早—中更新世继续扩展，中更新世末湖泊开始消亡，晚更新世和全新世盆地中以河流堆积为主。各盆地中第四系最大厚度为 600～900 米。山西断陷带也是中国东部著名的地震构造带。

【银川-吉兰泰活动断陷带】 Yinchuan-Jartai active fault-subsidence zone 由银川地堑、贺兰山地垒和吉兰泰地堑组成，三者近于平行斜列，总体走向北北东，构成鄂尔多斯周缘活动断裂系的西支，东西宽 70～120 千米，南北长逾 3400 千米。虽然古近纪时断陷带已开始发育，但直到新近纪末才基本造就了现今的构造格局。银川地堑北起石嘴山，南至青铜峡，长约 160 千米；除两侧的边界正断裂外，地堑内还发育 5～6 条规模较大的正断层，使古近纪—第四纪地层逐级向中心断落，形成复式地堑剖面结构。第四系最大厚度达 1.6 千米，并有三个沉降中心。地堑内还有横向的隆起和断裂构造。银川断陷西侧的边界断裂称为贺兰山东麓断裂带，第四纪期间总体上以垂直正断为主，兼具右旋走滑。1739 年银川-平罗 8 级大地震即发生在这条断裂带上，造成了著名的红果子沟明代长城错断。贺兰山断隆东陡西缓。吉兰泰地堑的基底主要由古老变质岩构成，盆地内新生界厚度达 2～3 千米，其中第四系最大厚度约 400 米左右。

【渭河活动断陷带】 Weihe active fault-subsidence zone 位于鄂尔多斯块体南缘，秦岭以北；主要由渭河断陷、运城断陷和灵宝断陷组成，总体走向近东西，长约 400 千米，南北宽约 60 千米。断陷带的发育始于始新世，奠定于上新世。断陷带内的始新-渐新统以泥质-细砂质堆积为主，总厚度约 3000 米；渐新世晚期至中新世早期断陷带由沉降转为隆起；自中新世中期开始，断陷带进一步扩展并继续接受沉积；中-上中新统(高陵群)由一套浅棕红色砂岩、褐色泥岩夹灰白色细砂岩及粗砂岩组成，最大厚度约 1500～2000 米；上新世断陷作用加剧，盆地向外扩展，广泛接受了一套由棕红色泥质砂岩与灰白色细砂岩互层组成的河湖相堆积，最大厚度为 2000 余米；第四纪早期广阔的“三门湖”留下了数百米三门组湖相堆积，在盆地边缘地带开始出现风成黄土；中更新世时湖泊消亡，黄土堆积更为广泛；晚更新世-全新世以来，断陷带继续沉降，接受冲积物和黄土堆积。渭河断陷带总体上南深北浅，内部发育多组东西向、北东向和北西向活动断裂，将它切割为许多个次级凸起和凹陷。断陷带的南界为秦岭北麓断裂和华山山前断裂，新生代以来断裂带南北两盘的垂直差异运动幅度近十千米，并兼有巨大的左旋走滑，其构造地貌宏伟；而断陷带的北界并不十分清楚，自始新世至第四纪盆地沉积的北界不断向北扩展，目前一般认为岐山-富平断裂和双泉-临猗断裂可以作为断陷带的北界。著名的 1556 年陕西华县 8 级大地震，其极震区长轴方向近东西，与华山山前断裂走向基本一致，该次地震导致 80 多万人丧生，是世界上伤亡人数最多的一次大地震。

【河套活动断陷带】 Hetao active fault-subsidence zone 位于鄂尔多斯块体北缘和内蒙地轴南侧。其北界为阴山(色尔腾山、乌拉山和大青山)山前断裂，南界为鄂尔多斯北缘断裂；西界为狼山山前断裂，东界为和林格尔断裂。河套断陷盆地东西长约 440 千米，南北宽 40～80 千米。它的形成和发展经历了三个阶段：渐新世、新近纪和第四纪。渐新世阶段河套断陷带开始形成，沉积中心位于西部(临河凹陷)，沉积厚度达到 2600 米，往东厚度减小，在白彦花凹陷和呼和浩特凹陷约为 1000 米；渐新世末出现短的沉积间断。新近纪中新世时，临河凹陷沉积厚度约 3800 米，呼和浩特凹陷约 2300 米，东端有多次基性岩浆喷发；至上新世断陷作用更为强烈，沉积盆地向东、向南扩展，临河凹陷沉积厚度达到 6000 米，整个断陷带仍呈现北断南超的箕状断陷特点；上地壳伸展作用加强，导致盆地南界的鄂尔多斯北缘断裂形成。第四纪阶段断陷带继续活动，而且北部山前断裂带的活动有向盆地中心迁移的趋势，导致有些地方的新近纪地层变为北部上升山区的一部分，断层北侧上更新统河湖相地层也被抬升到相当高的台地上。河套断陷带的边界断裂的新活动对地震活动具有重要的控制作用。

【海原活动断裂带】 Haiyuan active fault belt 青藏高原东北边缘有一系列向北东突出的弧形断裂带及受其控制的弧形山系和压陷盆地带。自高原内侧向外侧，它们依次为：①海原活动断裂带，②香山-天景山活动断裂带，③烟筒山活动断裂带，以及④牛首山-罗山活动断裂带。断裂束自北西向南东逐渐收敛。新构造时期以左旋走滑为主，并兼有逆冲活动。海原活动断裂带是这个断裂束中最重要、最引人注目的一条，据 1:50000 活动断裂填图成果，它东起宁夏硝口以南，西至甘肃兴泉堡，由 11 条次级左旋走滑断层呈羽列形式排列组成，总长度约 240 千米，总体走向北西西(西段 280°～290°，至东端偏转为 320°)。次级左旋走滑断层大多数呈左旋左阶反错列，在构造桥区发育第四纪拉分盆地；而在两个右阶错列区则形成推隆构造(push-up structures)。沿海原活动断裂带所发现的第四纪最大左旋位移量达 12～14.5 千米。估计中更新世以来海原活动断裂带的平均走滑速率的最大值为 11.7～19.2 毫米/年。1920 年 12 月 16 日在宁夏南部发生的海原 8.6 级大地震，震中位于海原县城西。它波及范围和破坏程度很大，是 20 世纪少见的特大地震之一。伴随这次地震，沿海原活动断裂带形成了一条长达 237 千米的地震地表破裂带，在历时 80 载后的今天，许多形变现象仍然保存较好，清晰可辨。

【阿尔金活动断裂带】 Altun active fault belt 作为高耸的青藏高原西北边缘的一条自然边界，阿尔金活动断裂带自高原西北部斜切西昆仑山，经苦牙克、安迪尔河、车尔臣河、切入阿尔金山

地,沿索尔库里谷地继续往东,经党河、疏勒河延至甘肃玉门镇一带,主体部分长达 1600 千米。在几何结构上,阿尔金活动断裂带可进一步划分为两条大的一级断裂,即:阿尔金南缘活动断裂(长 1600 千米)和阿尔金北缘活动断裂(长 600 千米)。它们控制了整个断裂带的边界和延展范围。这两条一级断裂均可进一步划分为若干二级分断裂,其长度一般为 100 ~ 200 千米;第一条二级分断裂又由若干三级分断裂组成,单条三级分断裂的长度一般不超过 100 千米,其断面基本上是连续的,可认为是断裂带内部的基本单元。在一部分挽近活动明显的三级分断裂中,存在许多新的剪切破裂面,长度可达几十至上百米,构成古地震地表破裂形变带。对阿尔金活动断裂带的第四纪运动学特征进行了大量的定量研究和统计分析。结果表明,第四纪断裂活动具有左旋逆走滑性质。阿尔金活动断裂带自上新世晚期以来的垂直差异运动(夷平面变形)幅度约为 600 ~ 1200 米,西部略大于东部。左旋走滑位移总幅度估计为 50 ~ 75 千米,但不同学者存在不同看法。晚第四纪以来的古地震研究表明,阿尔金活动断裂带上的古地震是频繁而强烈的,沿阿尔金活动断裂带保存较完整的古地震地表破裂形变带至少有十多条,每一条都发生过多次强烈地震。对它们的详细研究(包括组合槽探)已揭示破坏性古地震事件达 30 多次,估计其中有十余次的震级为 8 级以上。根据这些古地震事件的年代测定结果分析,阿尔金活动断裂带的 7 级以上地震的平均复发间隔约为 800 ~ 1000 年,而 8 级以上地震的平均复发间隔约为 2500 年以上。

【祁连山-河西走廊活动断裂系】 Qilian mountain-Hexi corridor active fault system 在青藏高原北缘的第一列强烈活动的巨大弧形断裂系:阿尔金-昌马-海原活动断裂系中,它的中段除昌马-俄博-毛毛山断裂带外,自南而北还有大致平行排列的几条北西西向断裂带,包括祁连山北缘活动断裂带、河西走廊盆地带、龙首山南缘断裂带和龙首山北缘断裂带,它们被合称为祁连山-河西走廊活动断裂系;其西端被阿尔金活动断裂带所截切,东端至甘肃兴泉堡,与海原活动断裂带相接。它原是一条古板块俯冲带,晚第四纪演化为逆冲兼左旋走滑断裂系,总体走向北西西。此断裂系的平面展布呈波状平行排列,显示了挤压性断裂所特有的"花边状结构"特征。昌马-俄博-毛毛山活动断裂带由 7 条大断裂连接而成,平面几何形态上略呈波状,它的走滑速率占有较大比例,逆冲分量较小,晚第四纪以来,其西段的水平走滑速率为 2 ~ 4 毫米/年,东段最大可达 4 ~ 7 毫米/年,相应的垂直滑动速率变化在 0.6 ~ 1.2 毫米/年之间。1932 年 12 月 25 日昌马 7.6 级大地震时,沿断裂带形成了规模巨大的地震地表破裂变形带,至今仍保存完好、清晰可辨。沿这条地表破裂变形带的最大水平位错达 5.5 米,最大垂直位错 3 米。破裂变形带的总体走向北西西,与震源机制解的结果基本一致。在河西走廊前陆盆地带中,接受了渐新统-中新统、上新统、更新统和全新统碎屑堆积,其总厚度可达 2500 米以上;其中,早更新统"玉门组"山麓磨拉石不整合在已褶皱的古近系、新近系之上,而盆地南侧的中更新-全新统也因遭受边缘断裂带向北逆冲而发生了多期次变形。河西走廊盆地带西端被阿尔金断裂带所截切,东端隐伏于武威以东的腾格里沙漠之下。自西向东可依次划分为 7 个次级菱形构造单元,即:酒西盆地、文殊山隆起、酒东盆地、榆木山隆起、民乐盆地、大黄山隆起以及武威盆地,其间发育多条北北西向的挤压逆冲兼右旋走滑断裂,它们在第四纪期间仍有活动。从横断面上看,河西走廊前陆盆地带自南而北又可划分为:南部褶断带,中央凹陷带和北部单斜带。在宽达 300 多千米的祁连山加里东褶皱系中,广泛发育了大规模的逆冲断裂带,其中一些在喜马拉雅运动中被活化和改造,形成了北祁连山和南祁连山古近纪-第四纪的挤压对冲山岭和盆地。据最新的研究,国内外专家估计晚第四纪期间北祁连山的上升速率为 0.9 ~ 3.1 毫米/年,若第四纪早期也保持这样的速率的话,那么现代的祁连山脉大部分应是在第四纪期间隆起的。

【东昆仑活动断裂带】 East Kunlun active fault belt 位于青藏高原北部三列弧形左旋走滑断裂系的第二列,全长 1000 余千米,西起新疆与青海交界的鲸鱼湖以西,向东经库赛湖、西大滩、东大滩、秀沟、阿拉克湖、托索湖及玛沁等地,至甘肃省玛曲以东。断裂带由 7 条一级分段组成,各段长度由 50 ~ 270 千米不等。一级分段可进一步划分为更多的二级和三级分段,其间被拉分构造或推隆构造分隔。据最近十几年来中外学者的多次考察,断裂带各段全新世平均左旋走滑速率约在 7 ~ 15 毫米/年之间,中部各段走滑速率较高,向两端逐渐衰减。由于所处地区偏僻,沿断裂带的历史地震记载比较缺乏,仅有 1937 年花石峡 7.5 级大地震等少数几次破坏性地震记录。但是,遭受过多次古地震事件遗留的地表破裂变形带,沿本断裂带各段普遍存在,保存比较完好。仅在西大滩、东大滩、花石峡和玛沁段,已考察认证了近 5000 年来至少 12 次 7 级以上古地震事件,其中个别强震的震级估计可达 8 级。

【鲜水河活动断裂带】 Xianshuihe active fault belt 位于青藏高原东北缘的四川西部地区,是一条北西走向的弧形左旋走滑断裂带。在几何结构上,它可以划分为三大段:北西段由炉霍断裂、道孚断裂和乾宁断裂连接而成,各断裂之间在走向上有 10° ~ 15°的偏折,形成向北东突出的弧形;南东段进一步向南偏转,由康定断裂和磨西断裂连接而成。北西段和南东段之间有约 20°的偏转角,是一个新破裂的连接区,由大致平行的折多塘断裂和色拉哈断裂等组成,可称为中段。鲜水河活动断裂带北西段的西端与北西西走向的甘孜-玉树活动走滑断裂带相连,其间有一个拉分区;鲜水河活动断裂带南东段的南端与南北走向的安宁河活动断裂带相接。近 20 多年来,国内外学者曾经对鲜水河活动断裂带进行多次考察研究,对它的几何学、晚第四纪运动学和动力学,断裂分段性,以及古地震地表破裂带特征等取得了丰富而翔实的资料,求得断裂带北西段、中段和南东段的晚第四纪平均走滑速率分别为 12 ~ 14 毫米/年、2 ~ 5 毫米/年和 8 毫米/年。鲜水河活动断裂带的历史地震记载比较短,自公元 1747 年以来共发生破坏性地震 10 余次。其中较著名的有 1786 年四川西部康定 7¾ 级地震、1816 年炉霍 7½ 级和 1973 年炉霍 7.6 级大地震等。沿鲜水河活动断裂带各段都保存有清晰而完好的地震产生的地表破裂变形带。

【小江活动断裂带】 Xiaojiang active fault belt 近南北向(350° ~ 10°)的小江活动断裂带位于滇东,按其几何结构可大致分为三段:北段起于巧家以北,向南延伸至蒙姑东南,总体走向 355°,长约 50 千米;中段分东西两支:中段东支自蒙姑西向南东延伸,经东川、功山、寻甸、小新街和宜良等地,直达徐家渡一带,其走向由 350°逐渐变为 10°左右,长约 200 千米;中段西支由达朵以北向南延伸,经乌龙、沧溪、甸沙、杨林和汤池等地,直达澄江,走向 0° ~ 5°,长约 180 千米;小江活动断裂带南段自徐家渡和宜良盆地南端继续向南延伸,经华宁、盘溪和建水等地,止于建水东南的山花一带,走向 0° ~ 5°,长约 150 千米。小江活动断裂带的构造发展和演化经历了漫长的地质历史时期;但是,现今所见的小江活动走滑断裂带是在早更新世末—中更新世初才基本形成的。据最新的活动断裂填图所获资料,断裂带中段的东、西两支,自中更新世以来单条断裂带的左旋位移速度为 4.5 ~

8.6 毫米/年;晚更新世晚期以来东、西两支部分断裂的左旋位移速率大致为 4~13 毫米/年;全新世中晚期以来的左旋位移速率也大致相近。小江活动断裂带的垂直位移速率相对于水平位移速率要小得多,分布也不均匀。自公元 1500 年以来,已有的历史地震资料显示,小江活动断裂带是一条重要的发震断裂带。沿带共发生破坏性地震 50 多次,其中 7 级以上地震 3 次,6 级地震约 10 次。历史上最大的地震是 1833 年 9 月 6 日嵩明 8 级地震,它造成了巨大的地震地表破裂变形带。沿带地震活动的时间分布具有明显的丛集性,时疏时密。小江活动断裂带的北端与北北西向的则木河左旋走滑活动断裂带相接,而则木河断裂西北端在西昌附近与南北走向的安宁河活动断裂带相接,后者的北端又与鲜水河活动断裂带相接。这样就构成了鲜水河-安宁河-则木河-小江左旋走滑活动断裂系统;这个断裂系统乃是"康滇菱形块体"的东北部边界,而红河右旋走滑活动断裂带则是"康滇菱形块体"的西南边界。在印度板块向北楔入和青藏高原隆起的过程中,这种断裂边界条件使得"康滇菱形块体"得以向南东方向"挤出"(参看"红河活动断裂带"和"鲜水河活动断裂带"词条)。

【红河活动断裂带】 Honghe active fault belt 红河主干断裂北西端起自云南省南涧西部,向南东延伸经戛洒、元江、河口沿红河进入越南境内;它的东南端伸达海南岛西南的莺歌海盆地边缘。总体走向北西,是一条规模很大、构造演化复杂的新生代右旋走滑活动断裂带。在云南境内,红河主干断裂沿哀牢山东北坡延伸;主干断裂也控制了礼社江、元江和红河河谷的发育,并形成一系列串珠状古近纪-第四纪盆地。断裂带内发育了糜棱岩带、碎裂岩带和断层泥带,边缘有宽阔的哀牢山变质岩带。在卫星影像上,红河河道两侧的羽状支流呈同步的右旋扭动拐折;在红河县至元江县一带,一系列羽状山脊也被断裂带右旋扭错,反映了断裂带的第四纪右旋走滑位移。中国地震局组织有关单位于 20 世纪 90 年代中期对云南境内的红河活动断裂带进行了 1:50000 大比例尺填图,结果表明断裂带第四纪右旋位错量达到若干千米和百米量级。已有的地震记录中沿红河活动断裂带最高只有 5~6 级地震,但是活断层填图揭示出的古地震迹象表明,晚第四纪古地震震级可能达到 7 级以上。

【圣安德烈斯活动断裂带】 San Andreas active fault belt 地震成因的"断层回跳理论"以及"活动断层(裂)"的概念和术语,因它而提出。因此,圣安德烈斯断裂及其活动性的研究,在地球科学许多分支中有相当大的影响。断裂长约 1300 千米,切割深度超过 18 千米,是太平洋板块和北美板块的重要界线,其主断裂是转换断层,但平均走向不平行于由板块运动的全球模型所给出的滑动矢量,具有明显的右旋走向滑动性质。已发生的大的右旋位移达 400 千米,运动速率为 6 厘米/年。断裂北端在阿雷纳角的北边伸入太平洋,南端延至加利福尼亚湾。整个断裂将胡安德富卡扩张中心与加利福尼亚扩张中心相连。断裂走向北北西,大致与美国西海岸平行,几乎纵贯加利福尼亚州西部,呈中部略向西突出的弧形。圣安德烈斯断裂伴有一系列平行的和分支状的断裂。根据断裂现今构造和地震活动性的不同,可以明显地分出蠕变段和闭锁段。蠕变段内历史上未发生过大于 8 级的地震,现在微小地震频繁发生(个别达 5~6 级),断裂两侧不断滑移。闭锁段内历史上曾发生过等于或大于 8 级的特大地震,在几百千米长的断裂上产生几米的滑动,现在微震也不多。闭锁期或稳定期为数十或数百年。明显的闭锁段为北段和中段南部。北段是 1906 年旧金山特大地震破裂段,1989 年 10 月 17 日的洛马普列塔地震发生在该段的南端。中段南部是 1857 年蒂洪堡特大地震破裂段。这两段之间的中段,从圣胡安巴蒂斯塔到乔拉姆一带,以断层蠕动为特征,历史上两次大震的破裂均未穿过这一地带。圣安德烈斯断裂的南段,从卡洪山口起到加利福尼亚湾,断裂出现平行排列的断裂群和局部网状构造,微震活跃,并有多次中强震,蠕动很小,但也可归入蠕变段。用空间大地测量对横跨圣安德烈斯断裂的基线所作的观测表明,正以 28 毫米/年的速率在缩短。

【瓦沙奇活动断裂带】 Wasarch active fault belt 从美国犹他州的甘尼森至爱德华州的马拉德城,近南北向延伸约 370 千米。沿断裂带显示出几乎连续的晚第四纪断层的地貌表现。虽然沿瓦沙奇断裂带微震活动不断发生,但自 1847 年该地区有人定居以来,还未发生过与地表断裂有关的地震。然而地质和地貌的证据清楚地表明,在整个晚更新世至全新世,沿这一断裂大地震重复发生。自 12000~13000 年前普若沃阶地形成以来,已发生 6 次或 7 次相当于 6.5~7.5 级地震的地震断裂事件,平均重复间隔为 1500~2000 年。整个断裂带分成 6~10 条活动断层段。其中,克什维尔段单个地震断裂的纯垂直构造位移估计为1.7~3.7 米,滑动速率为 1.8 毫米/年;霍布尔克瑞克段的平均垂直位置为 0.8~2.8 米,滑动速率为 1.3 毫米/年。

【圣哈辛托活动断裂带】 San Jacinto active fault belt 位于美国南加利福尼亚的乌勒塞托山地区,走向北西,长约 215 千米,为圣安德烈斯断裂的分支断裂,也是南加利福尼亚主要的活动板块边界。在过去 0.73 百万年范围内,圣哈辛托断裂带的右行滑动速率存在长期起伏变化,最大值在 8~12 毫米/年;在过去 400 年至今的时间内,平均滑动速率为 2.8~5.0 毫米/年。该带大约每 11 年就会发生一次 6 级地震。

【莫塔瓜断裂带】 Motagua fault belt 在中美洲,是加勒比板块与北美板块边界之一,是两个地壳小板块的缝合线;几乎横贯危地马拉,延伸至加勒比海滨,长至少有 300 千米。它的形成是板块的汇聚和晚白垩纪时期一个小洋盆闭合的结果。据 1976 年 2 月 4 日的 7.5 级地震破裂,确定出莫塔瓜断裂带的南界为一条左旋滑动的活动断裂。该断裂至少有 240 千米沿莫塔瓜河南岸延伸,并通过连续的年轻地貌显示出来,表现为陷落水塘、错列山脊、陡崖、泉水、河流和河流阶地的错断以及一个很明显的断层裂谷等。莫塔瓜断裂带的第四纪变形发生在 30 米宽的带中,由不同岩石类型的 3~5 米宽的断层泥组成。沿该断裂带至少已经查明 20 次第四纪古地震的左旋滑动和 17 条河流错断,在有些地点也能见到断层崖;河流左旋错断在 25~140 米,断层崖高度在一米到数米、长度几百米至 2 千米。莫塔瓜断裂带的滑动速度在 0.45~1.8 厘米/年,大地震重复间隔为 190~755 年。

【塔拉斯-费尔干纳活动断裂系】 Talass-Fergana active fault system 横贯吉尔吉斯斯坦共和国,东南延入中国境内,西北延入哈萨克斯坦共和国,长约 900 千米,是一条典型的走滑断裂系,具有类似圣安德烈斯断裂那样的数百千米的侧向位移。沿帕米尔和喀喇昆仑山东侧,有一条从卡纳套山脉到印度河谷南长达 2000 千米的巨型右旋走滑系,塔拉斯-费尔干纳断裂位于该体系的最北端。1946 年 11 月 3 日恰特卡尔 7.5 级地震期间,沿断裂系的中段发生运动。该震震中离断裂 20 千米,等震线环绕平行于该断裂的另一断裂。塔拉斯-费尔干纳断裂的地震活动以右旋滑动为主。该断裂是活动的,将来可能发生大地震。其水平运动是由于印度次大陆相对向北运动,使南亚板块各部分发生差异缩短和运动的结果。

【贝加尔活动裂谷带】 Baikal active rift belt 是大陆内部较深

的裂谷带，比世界其他任何地方的裂谷更远离扩张的洋脊。它西起蒙古北部的达尔哈特盆地，东至俄罗斯的托卡盆地，总长至少超过2000千米，宽约150～200千米。在库苏泊湖以西，裂谷走向为东西向，后弯曲为近南北向，在蒙达盆地一带，又转为东西向，在贝加尔南部，变成北东向，最后在恰拉盆地一带，又变为东西向。它位于不同时代贝加尔期和加里东期构造旋回的褶皱基底之上；并且还有复杂的结构，其中包括许多狭窄的内陆断陷和海拔超过3000米的大面积上新世-更新世地形隆起。根据最底部渐新世-中新世沉积物的存在，证明该裂谷带开始形成于晚渐新世-早中新世；上新世构造活动加剧，现今地堑继承了新近纪早期沉降构造的走向，但主要还是上新世和第四纪正断层激烈活动的结果。贝加尔主断裂带地震活动强烈，多数地震机制面解清楚地显示了正断层作用，T轴方位始终为北西-南东向。1862年的大地震，在色楞格三角洲内形成新的湖湾，使三角洲北部沉降7～8米。在裂谷带的上地幔中，存在具异常低的弹性波速值的异常体，特别是在其中央部分之下，异常地幔十分接近地表。可以推断，新生代发育的贝加尔裂谷，正是低密度上地幔内的对流作用使地壳受到张力形成的。

【中央构造线活动断裂系】 Median Tectonic Line active fault system　是日本最大的活动断裂系，从九州到关东延伸长达1000千米。在不同地质时代，或在同一时代不同的地区，其运动性质及特点均不相同，所以它是一条构造运动极为复杂的规模巨大的活动断裂系。沿中央构造线所能观测到的显著的活断层，分布在纪伊半岛中央部分以西至冲绳舟状海盆的北东端。该构造系在西南日本-琉球弧附近，中轴部分呈纵向延伸。在九州有一些较短的活断层，沿中央构造线呈雁行排列，形成了斜向切穿九州的活动断裂系。在四国北部，中央构造线形成了一条显著的地形边界线。日本中部地方的中央构造线，走向为北北东-南南西向，在地貌上形成了显著的直线状河谷。从整体看，该断裂系以右旋运动为主；但是位移量和垂直错动方向在不同的地方差异很大。从四国中部到东部地区运动速度最大，且越接近现代速度越大，最近几万年间的平均位移速度估计为每千年错动5～10米。这条右旋活断层的起源，可以追溯到更新世中期。从活断层的走向及错动形式，可以判断出西南日本的最大压缩轴为北西西-南东东向。这样的应力场可被认为是往西运动的太平洋板块和往北运动的菲律宾海板块与亚洲大陆发生碰撞，并俯冲到亚洲大陆之下造成的。日本内陆活断层的平均地震活动周期，短的约有1000年。中央构造线至少近1000年内没有发生过大地震，因此具有较高的发生大震的危险性。

【菲律宾活动断裂】 Philippine active fault　世界上主要的走滑断裂之一，是位于俯冲带后方的大型走滑断裂的典型实例。它从民都洛到北吕宋，长达1500千米以上，是欧亚板块与菲律宾海板块斜向汇聚的主要变形带之一，大致与位于菲律宾边缘的活动板块边界平行。在菲律宾南部和中部，左行走滑断裂沿简单的弧形轨迹延伸，在吕宋岛变成复杂的走滑断裂带，由西北-东南向朝北弯成南北向。该断裂表现为断层崖、河流左旋错开、与断裂平行的山脊和狭长的槽地等年轻地貌特征。在过去100年中，有10次以上的强震（$M>6.9$）与菲律宾断裂的活动有关。菲律宾断裂的年龄与菲律宾海沟的年龄似乎是相同的，不早于上新世。菲律宾断裂的滑动速率与菲律宾海沟和马尼拉海沟的滑动速率也没有很大的不同，估计为6～8厘米/年，与新西兰的阿尔派恩断裂（7.2厘米/年）和美国的圣安德烈斯断裂（6厘米/年）的滑动速率可以相比拟。

【阿尔派恩活动断裂带】 Alpine active fault belt　穿越新西兰南岛，总长逾600千米，走向北东，是东侧的太平洋板块与西侧的印度-澳大利亚板块在陆地上的分界线。由于南太平洋扩张脊的发育，使印度-澳大利亚板块向北和太平洋板块向北西方向运动，并产生方向相反的俯冲，即与该断裂带北端相连的海沟是向西俯冲，而与南端相连的海沟是向东俯冲，导致这两个板块的连接地带变得不稳定，是现在的阿尔派恩断裂带产生的机制。但它并不是严格意义上的走滑断裂带，还兼有压缩。现在看到的阿尔派恩断裂500千米的右旋水平错距，是白垩纪后长期活动的产物。第四纪以来阿尔派恩断裂继续活动，在地质、地貌上均有明显的表现，其中以它的北延部分，魏鲁断裂最为突出。魏鲁断裂在过去2万年来经历了16次错动，形成了一系列断错阶地，水平总错距为270米，垂直总错距为11.5米。阿尔派恩断裂带不同分段，地震活动的强度和频度有很大差别，但是从总体来看，至少从1840年以来，地震活动与该断裂带的关系已不明显了。

【北安纳托利亚活动断裂带】 North Anatolian active fault belt　从土耳其东部穿过土耳其北部和黑海南部，至希腊的一条东西走向的右旋断裂带，是阿拉伯板块与欧亚板块的边界之一，长约1500千米。它与圣安德烈斯断裂带类似，均为较大的大陆裂隙，主要呈走向滑动，是两板块互呈水平运动的强烈变形区。在20世纪总共有23次强震（$M>6.5$）沿该断裂带发生，造成这个区域内的地表断裂几乎是连续不断。1939～1967年间，发生了6次向西迁移的大震（$M>7$），造成一显著的900千米长的破裂带。断裂带各段具有各自固有的地震特性，有些地段缺少$M\geqslant5$的余震；大震似乎开始都发生在中等地震频繁的地段，地震震中趋向于沿断裂丛状分布。最近全球定位系统（GPS）测量结果显示，该断裂的滑动速率约为（15±4）毫米/年；长期和中期的滑动速率为6～11毫米/年。

【扎格罗斯褶皱带】 Zagros fold belt　是阿拉伯板块与欧亚板块的碰撞挤压带，也是地球上最年轻和活动的碰撞带，主体为扎格罗斯山脉。该山脉呈北西-南东方向延伸，长约1500千米。褶皱带的宽度在西北部约200千米，到东南部增加到400千米。褶皱带的西南侧较陡，变形也较强烈，伊朗高原内部褶皱则较为宽缓。该褶皱带位于阿拉伯板块陆壳东北缘的前寒武纪变质岩基底上面，沉积盖层总厚度约为5～15千米。带内有一条走向和长度都与褶皱带一致的扎格罗斯断层，为逆断层，是板块缝合线。主扎格罗斯逆断层自中新世以来，经受了一次重要的冲断和抬升。该褶皱带也是地震活动带，宽约200千米，地震主要分布在主扎格罗斯断层和扎格罗斯褶皱带边缘之间，代表正在碰撞的阿拉伯板块的板内变形。地震活动的北界，与地形上从比较低的地体向比较高的地体的变化线一致，这条变化线的位置大致以2千米高的等高线为代表，这可能是剪切应力在地形前缘增大的结果。褶皱带内有几条地震线，大多数中、大地震曾经沿此线发生过。这些线可能代表一些重要的隐伏断层，它们大致平行于扎格罗斯带的走向，并且位于碰撞的阿拉伯板块的基底内。

地震地质学

总　论

【地震】 earthquake, seism　俗称地动。地壳某个部分的岩石在内、外营力作用下突发剧烈运动而引起的一定范围内的地面震动现象。可分为天然地震和人工地震两大类。天然地震主要有：①构造地震，起因于岩石脆性破裂时积累应变的释放。破坏和影响范围很广。通常按震源深度可分为：深度小于 70 千米的浅源地震；深度在 70～300 千米的中源地震；深度大于 300 千米的深源地震。尚未发现在 720 千米以下的震源。②火山地震，由火山爆发引起，一般强度和波及面较小。③岩洞崩塌、大陨石撞击等也会产生地震，但很稀少。人工地震是人工方法产生的地震，包括：①用于工程、勘探、地壳结构探测的人工地震，一般震源能量较小，以达到勘探目的为限，不会造成灾害。②工业爆破、地下核爆炸等产生的地震。③水库等大型人工水体也会诱发地震，应加强监测，避免发生灾害。

【地震学】 seismology　研究地震及其有关现象的科学。掌握地震活动的规律，实现地震预报，进行抗震防震，以及探索地球内部的结构，是地震研究的主要目的。可以根据仪器所测得的资料进行研究，还可以进行野外实地调查，如地震宏观调查探讨。

【地震地质学】 geology of earthquake, seismo-geology　见 86 页“地震地质学”。

【地震构造学】 seismotectonics　着重利用地质和地球物理等资料（包括地震折射、地震反射、地球重力、地球磁力、大地热流密度等）分析历史记载和仪器记录到的地震活动性，研究孕育强震的构造环境、构造条件和地震的复发习性的学科。活动构造学是地震构造学研究的核心内容之一。

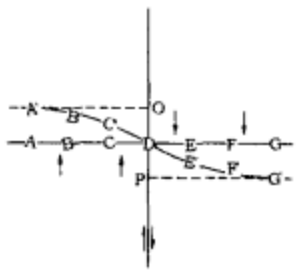
【古地震学】 paleoseismology　诞生于 20 世纪 70 年代末和 80 年代初。利用地貌学、构造地质学、地层学和新年代学等方法研究史前地震的识别、发生的期次和年代、震级、复发间隔和断层滑动习性等的分支学科，包括进行单个地表破裂型地震发生后数十年、数百年或数千年后的地质调查，以便获得有关地震的几何学和运动学等方面的定量参数，以及地震断层上地表破裂型地震的复发间隔和复发模型等。它的优势在于能很大程度上弥补仪器和历史地震记录的短暂性和局限性，使得能够在几个地震重复周期的时间段上认识断层的长期活动习性和估计未来地震发生的危险性，是防震减灾的系统科学不可缺少的重要分支。

【考古地震学】 paleoeoseismology　依据包括建筑物或纪念碑等人造物体受到的不同程度影响，研究没有地震文字记载的古地震的地震学分支学科。

【树轮地震学】 dendroseismology　依据树木年轮变异研究并确定古地震事件及其发生年代的地震学下属分支学科。

【新年代学】 neochronology　研究新生代以来，尤其是新近纪以来不同尺度、不同类型、不同强度地质事件发生、发展和消亡时间要素的学科。也称年轻地质体年代学。新年代学是新构造学，特别是活动构造学和古地震学不可缺少的技术支撑，包括碳十四法、加速器质谱碳十四法、钾-氩法、铀法、铀系不平衡法、热释光法、光释光法、裂变径迹法、电子自旋共振测年法和宇宙成因核素法等测年技术。

【弹性回跳说】 elastic rebound hypothesis　出现最早、应用最广的一种关于构造地震成因的假说。它是里德（H. F. Reid, 1911）在解释 1906 年美国加利福尼亚发生地震、圣安德烈斯断层产生水平移动时提出的假说。他认为地震的发生，是由于地壳中发生了断裂错动；因为组成地壳的岩石具有弹性，在断裂发生时，原来发生了弹性变形的岩石回跳到未变形前的状态，释放出大量的能，引发了地震。

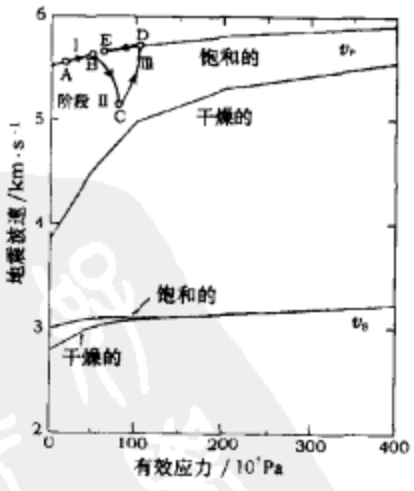


地壳岩石弹性回跳曲线

【岩浆冲击说】 magma impact hypothesis　关于地震成因的一种假说。认为由于岩浆向地壳中的薄弱部位冲击，使地壳破裂和发生运动，产生了地震。大多数学者认为，这只是一小部分地震的形成原因。

【相变说】 facies change hypothesis　关于地震成因的一种假说。认为由于岩石在一定的温度和压力下，发生了体积和密度的快速变化，对周围的岩石产生了快速的压力或张力，因而产生了地震。

【扩容说】 dilatancy hypothesis　又称微裂隙说、膨胀说。关于地震成因的一种假说。首先由努尔（1972）和阿加维尔等（1973）根据水饱和岩石的膨胀现象，提出的解释震前波速变化的理论。后又提出了湿模式和干模式两种模式。膨胀模式可表述为：地震发生前，岩石受力达到一定程度，就会出现许多大致平行于最大压缩方向的微破裂，致使岩石产生膨胀，即扩容。因为在含有大量缝隙的介质中，纵波（P 波）的传播速度要小于不含缝隙介质；但缝隙的存在对横波（S 波）的传播速度影响却相当小。因此就较圆满地解释了为什么当地壳应力增大到虽还不至于引起主破裂但却足以产生膨胀时，会出现 v_P/v_S（纵波速度与横波速度之比）的减小。肖尔茨等（1973）的工作表明了在湿的和干的岩石中，随着有效应力（总应力和孔隙压力之差）的增加，v_P 和 v_S 的变化趋势（见图）。在图内水饱和岩石的 v_P 曲线中，AB 的第Ⅰ阶段，由于地应力只有单纯的积累，故 v_P 稍有增加；在 BC 的第Ⅱ阶段，由于出现了微裂隙，岩石已不再饱和，致使 v_P 迅速变小；进入 CD 的第Ⅲ阶段，因为水从原有缝隙快速流入新出现的缝隙中，导致空隙压力的减



在湿的和干的韦斯特利花岗岩中，地震波速 v_P、v_S 随着有效围压的变化
（据力武常次，1976）

低，出现了所谓的“膨胀硬化”现象，有效阻止了微裂隙的进一步产生，致使 v_P 沿 CD 段又迅速增加；当达到 D 点时，岩石再次饱和，v_P 恢复到正常值后，又随地应力的单纯积累而缓缓增加，直至发生了主破裂——地震。这就是肖尔茨等(1973)著名的湿膨胀模式，已得到地震波速变化的初步证实。用干膨胀模式也可以解释各种地震前兆效应。

【地震序列】 earthquake sequence ❶某一时间段内连续发生在同一震源体内的一组按次序排列的地震。在一个地震序列中，如果有一次地震特别大，即称为主震。主震前发生的地震称前震，主震以后发生的地震称余震。❷在一个地震带或地震区内历史上和现今发生的地震的时间序列。地震活动序列图中可以显示不同时间尺度的地震强弱时段，即地震多而震级高的活跃时段和地震少而震级低的不活跃时段。据中国华北地区千年以上的历史地震记录，可以明确分出 200 年左右的地震活跃期和间隔近百年的平静期(很少发生达到 6 级的地震)；活跃期内又可分出 10～30 年的地震活跃幕和间隔 10～20 年的平静幕。地震活动序列分期性和分幕性的研究，既可用于地震长期、中期预报和地震区划，也可研究地质构造微变动的韵律性。

【前震】 fore shock　一个地震序列中，发生在主震之前的地震。

【主震】 main shock　一个地震序列中最大的地震。如果一个序列中有两个或多个震级相等或极相近的，也可称双主震和多主震序列。

【余震】 after shock　一个地震序列中，发生在主震以后的地震。从总体来看，表现出逐渐减弱的趋势。

【地震序列类型】 type of earthquake sequence　按照地震序列中地震能量的分布、大小地震的比例和地震的时间、空间活动特点等，将地震序列划分为若干类，称为地震序列类型。中国强震序列一般划分为三个基本类型：主震型、震群型和孤立型。

【余震序列】 aftershock sequence　主震后发生的一系列余震称余震序列。可以长达数年，总的趋势是地震活动性逐渐减弱，但其间也有加强甚至很强烈的时候。研究余震序列，对预防余震可能造成的危害，认识地震机制和了解地球内部状况都有重要意义。

【古登堡-里克特复发关系式】 Gutenberg-Richter recurrence relationship　一定区域足够长的时段内，不同震级大小的地震数遵循的观测关系式：$M = a - bN$，这里 M 表示震级，N 是单位时间单位面积上地震数，a 和 b 是关系常量，分别表示地震活动性的总体水平和小地震与大地震的比率。

【复发间隔】 recurrence interval　同一活断层段上相继发生的 2 次震级相近地震之间的时间间隔。不同震级地震的复发间隔时间不同，震级越高复发间隔就越长。

【地震复发时间可预测模型】 earthquake recurrence time-predicable model　两个连续发生的大地震间的时间间隔与地震位移量成正比的地震复发模型。

【地震频度】 seismic frequency　一定时间范围内，单位时间所发生的地震活动次数。地震活动性的标志之一。全球各级地震每年的频度通常是：震级每降一级，地震发生次数约增大 8 倍。

地震震级与频率关系表

地震震级(M)	地震频率(N)	地震震级(M)	地震频率(N)
>9	0	8.0～8.9	1
7.0～7.9	18	6.0～6.9	120
5.0～5.9	800	4.0～4.9	6200
3.0～3.9	49000	<3	4950000

【地震效率】 seismic efficiency　一次地震中地震波释放的能量在整个应变能中所占的比例。

【震源机制】 earthquake mechanism　震源区在地震发生时的力学过程。利用地震波纵波的初动方向的分布状况来推断震源机制，常把震源区划分为压缩区和膨胀区相间的四象限区。在许多情况下，它们之间可划分出两个正交的平面界面(称为节面)，其中之一为发震断层面。利用这种方法，对世界上不少大地震作出了比较合理的解释。采用断层错动的**点源双力偶发震构造模型**(如图)，工作时首先汇集各台站记录到的某个地震的资料，将初至波的质点振动方向和振幅等，分别标在震源参考球的乌尔夫网图上(对于区域台网的资料，可用平面图代替震源参考球)，求出两个节面的走向、倾向及倾角，以及震源附近主压应力、主张应力的方向等参数。再进一步利用其他模式(如一维破裂源、位错模型等)和资料，求得断层的破裂方向、破裂速度与应力降等参数。研究震源机制，对于由前震报主震，或由主震资料预报强余震的分布，以及由地震资料研究构造带的应力分布状况，都是很有意义的。



断层错动构造的点源双力偶模型

【地震周期】 earthquake cycle　特定活动断层(段落)或一个地区从弹性应变积累到释放(地震)所需的时间。

【地震周期性】 earthquake periodicity　一个地区经过地震活动频度相对较高、强度相对较大的时段以后，总是要经过地震活动频度相对较低、强度相对较弱的平静时期，才会再度活跃起来，这种地震活跃期和平静期交替出现的特点，被称为地震的周期性。一般认为是因为在地震活动强烈、释放出大量能量以后，需要时间重新积累足够的能量，才能再使岩石产生一系列破裂，地震再次活跃起来。一个地区如此，全球地震活动，也似有周期性。

【地震活动性】 seismicity, seismic activity　地震在某一特定地区内频发的可能性，一个区域或地带有历史记载以来地震活动的程度。常用发生地震的次数(即频度)和强度来表示。高地震活动区地震的发生是频繁的，例如日本列岛。

【地震活动图】 seismicity map　某一地区内在某一时期中不同强度地震活动的地理分布图。一般把震级、震源深度及震中表示于图上。用小区域中单位面积、单位时间释放能量的平方根值表示的地震活动图又称应变释放图。

【地震能】 seismic energy　地震发生时释放出来的能量。它们绝大部分以机械能(岩石破裂和位移)和转换为热能的形式存在于震源区，少部分以地震波的形式向四外传播。地震能目前还不能直接测量，所测到的只是地震波的能量。也有人不加区别地把地震波的能量称为“地震能”，并用以作为表示地震大小的标度，这显然是不确切的。一般说地震波的能量与地震的总能量的比例并不是一个常数。不同震级地震通过地震波释放出的能量大致如下表：

震级	能量/J	震级	能量/J
0	6.3×10^{4}	5	2×10^{12}
1	2×10^{6}	6	6.3×10^{13}
2	6.3×10^{7}	7	2×10^{15}
2.5	3.55×10^{8}	8	6.3×10^{16}
3	2×10^{9}	8.5	3.55×10^{17}
4	6.3×10^{10}	8.9	1.4×10^{18}

* 据《地震问答》第四版，地质出版社，1997

震级每差 0.1 级，能量的大小约差 1.414 倍；差 0.2 级，能量差 $(1.414)^2=2$ 倍；以此类推，震级差 1.0 级时，能量约差 $(1.414)^{10}$ 倍，即 31.62 倍。而震级相差 2.0 级时，能量正好相差 1000 倍。

【地震力】 earthquake force, seismic force 由地震波传播时引起地面振动所产生的力。地震力具有复杂的力学要素,如能量、振幅、频度、速度、加速度、持续时间等。地震力作用于建筑物,当超过建筑物所能承受的极限时,即造成破坏。地震力愈大,造成的破坏也愈大。地震力具有方向性,可分解为水平方向和垂直方向。远离震中,一般水平方向地震力的破坏作用更强。抗震的一个重要内容就是要针对可能发生的地震中地震力的大小,采取预防措施。

【蕴震构造】 seismic structure 泛指能够使岩石圈介质内应变能得以蓄积、发展,直至在其某一部位发生地震的构造。可以是一条蓄积应变能的断层,也可以是一个简单的或复杂的地震构造带。

【发震构造】 seismogenic structure 发生地震的地质构造,常指震源断层。可以是发生粘滑错动产生地震的先存活动断层,也可以是岩石承受的应力-应变超过其强度极限发生破裂产生地震的新生断层。按照发震构造的运动学特征或震源力学性质,可将发震构造或发震断层划分为走滑断层、正断层、逆断层和盲断层—褶皱等四大类型。

【地震断层】 earthquake fault 震源断层错动在地表形成的断层。它可以是再活动的已有断层,也可以是新形成的断层。在中文文献中有时也被称为发震断层,但有的学者对地震断层和发震断层是否同一概念提出质疑。7级以上的地震断层长度可达数十千米至一百千米以上,并可直达地表,穿山越岭,造成巨大的地质断层灾害。据大量统计,地震矩震级与地震断层长度的对数之间存在着正比关系(矩震级(M_W)标准偏差仅0.25~0.35震级单位),其经验公式为

$$M_W = 5.02 + 1.191 \lg\{L\}_{km}\text{(走滑断层)}$$

$$M_W = 4.96 + 1.25 \lg\{L\}_{km}\text{(逆断层)}$$

$$M_W = 5.09 + 1.151 \lg\{L\}_{km}\text{(正断层)}$$

$$M_W = 5.03 + 1.191 \lg\{L\}_{km}\text{(适用于各类型活动断层)}$$

式中:M_W 为矩震级;L 为地震断层长度的数值,以千米为单位。

【发震断层】 seismogenic fault 发生地震的断层。发震断层对某次特定地震的孕育(能量积累)和发生(能量释放)起控制作用,其震源错动或同震地表错动是沿某一先存活动断层的部分段落或全部段落发生的。

【新生断层】 new generation fault 地壳中新形成和正处于发展过程中的活动断层,包括强烈地震中形成的断层。新生断层最显著的构造特征是地表迹线明显地偏离、甚至切割先存断层迹线,对应于岩石学实验中完整岩石达到或超过破裂强度后产生的新破裂。地壳内部应力-应变环境的差异,可形成正断层、走滑断层和逆断层三种基本类型的新生断层。一般地说,伸展构造区(σ_1 垂直)的新生断层应为倾角 ±60°的高角度正断层,挤压构造区(σ_3 垂直)为倾角 ±30°的低角度逆断层,剪切构造区(σ_2 垂直)为走向与最大主应力轴 σ_1 成 ±30°的陡倾角走滑断层。新生断层的形成是岩石破裂和错动的结果,伴随着新生断层的形成而发生的地震属破裂型地震,具有大量的前震活动。典型例子包括1973年辽宁海城地震和1912年的南冰岛地震,前者形成了斜切北北东向主干活动断裂的北西向新生断层,长约5千米,最大左旋水平位移55厘米;后者在没有先存断层的现代玄武岩覆盖区形成了长不足1千米、近南北向展布的雁状排列的地裂缝带(新生断层)。

【先存活动断层】 pre-existed active fault 现今地壳中存在的、处于不同演化阶段的活动正断层、走滑断层和逆断层的总称。摩擦黏滑是先存活动断层重要的错动方式和发震机制,震级相近的强烈特征地震会以数百年到数千年的时间间隔规则或不规则地在先存活动断层上不断重复发生。随着区域构造应力场的转化或活动块体转动量的递增,先存活动断层与最大主压应力轴(σ_1)间夹角增大,作用在先存活动断层断面上的正应力(σ_n)相应增大,两盘块体错动逐渐受阻,先存活动断层活动性减弱,区域应力的积累最终产生斜切这些先存断层的新生断层。

【同震位移】 coseismic dislocation 又称**地震位错**。一次地震引起的地震断层两盘块体的相对错动量。当震级很大时,可以通过地质调查获得地表位移量,否则只能根据地震仪记录或者地壳变形测量数据求得震源位移量。通常地震震级越高,位移越大。例如,1906年美国旧金山8.3级大地震的断层水平位移640厘米,垂直位移90厘米;而1966年美国加利福尼亚州英比利尔3.6级地震的断层位移只有15厘米,其中还可能有一部分是震前或震后断层蠕动位移分量。通常断层位移的数值在断层中部最大,向两端逐渐衰减,一般所说的地震位移量多半是最大值,或者平均值。据统计,全球的地震位移大部分是以水平为主,即断层走向滑动占优势。

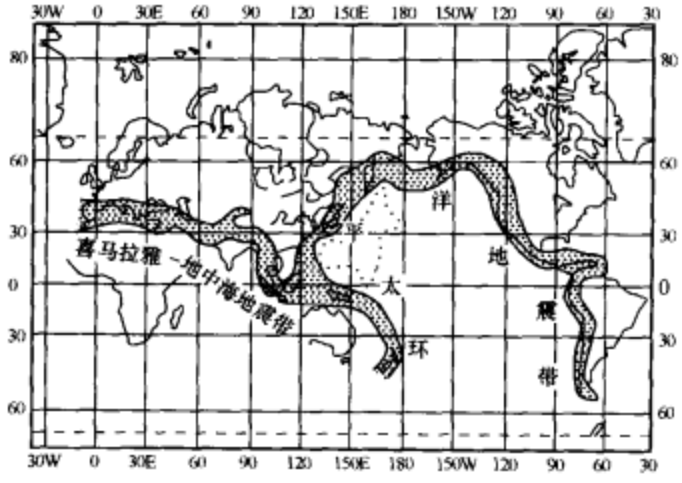
【地震构造区】 seismotectonic province 活动构造性质、地震构造类型和地震破裂机制相对一致的区域。

【断层蠕滑】 fault creep 又称**断层稳滑**(fault stable slip)。断层蠕滑是相对于急剧破裂位移活动的另一种相对缓慢运动的断层活动方式。对断层滑动的研究,已采用仪器观测,如设置蠕变仪网等,并取得了较深刻的认识。断层蠕滑可以反映断层构造活动的增强或减弱,它是抑制弹性应变积累的一个因素。岩石力学实验研究表明,在高压、低温、低孔隙度或含白云石、蛇纹石、方解石等软弱矿物的条件下,易于产生蠕滑。在高温和熔化条件下,也可发生蠕变。这种运动方式一般不产生地震,但可能造成地面和建筑物破坏。有人提出了断层的震前蠕变滑动对于研究地震前兆有重要意义,但有待进一步研究证实。

【断层黏滑】 fault stick slip 活动断层两盘闭锁、应力-应变积累到突然释放,产生相对位移错动的过程。20世纪60~70年代,大量的岩石力学摩擦滑动实验研究结果指出,岩石摩擦滑动有两类基本形式:稳定滑动(蠕滑)和黏滑。黏滑是一种不稳定滑动,它是对外加负荷产生的振荡位移响应。粘滑实验的应力-位移曲线表现为较缓慢的轴向位移伴随着剪应力持续增长,当剪应力达到破裂点时,断面突然加速滑动并伴有剪应力瞬时降低。许多学者认为断层的黏滑错动是导致强烈地震沿活动断层重复发生的主要原因,也是活动断层滑动的重要形式;对黏滑现象的深入了解有可能揭示出地震的机制。这个原本来自实验岩石力学的概念被引入活动断层的研究中,以艾伦(C. Allen)为代表的美国地质学家和地震学家提出,根据沿加利福尼亚州圣安德烈斯断层的大量观测事实,可以将圣安德烈斯断层划分为若干黏滑段和蠕滑段;指出黏滑断层段伴有频繁而强烈的地震活动,蠕滑断层段没有强震,小地震也很少。艾伦认为这种区分与各段断层的断层泥成分和性质不同有关。这样,在大量地震文献中就出现了"断层黏滑"一词,它相当于"伴有地震的断层滑动"。不过,中国和其他一些国家的研究结果却表明,纯粹的蠕滑断层段是非常罕见的,一般情况下,在同一条活动断层中,无震的蠕滑和伴有地震的断层黏滑现象都存在。中国20世纪70年代的多次7级以上地震后都观测到断层蠕滑,这种震后的滑动随时间衰减,可持续数年。

【地震区】 seismic area, seismic region 按地震活动性的不同而划分的地震分区。

【地震带】 seismic belt, seismic zone　地震震中集中分布的地带。一般是活动性很强的地质构造带。从世界范围看，环太平洋带和从印度尼西亚向西北经缅甸、喜马拉雅山、中亚细亚到地中海是两个最显著的地震带，分别称为环太平洋地震带和喜马拉雅-地中海地震带。大洋中的海岭也是经常发生地震的地带，不过海岭上的地震强度较前两个地震带弱。中国地处全球性的两个大地震带交会的部位，是一个多地震的国家。



世界地震带分布图

【地震线】 seismic characteristic line　王嘉荫首先(1963年)提出。地震线具有双层涵义：①若干地震震中沿一定方向依次发生，即震中迁移的路线；②一次地震中，人类感觉振动特别强烈的方向，实质上就是蒂震波能量衰减慢的方向。可见地震线是现代地壳运动状态的一种标志，往往是现代地壳活动断裂线的反映。这一概念已被地震地质学者广泛引用。马宗晋进一步提出了划分地震线的5条原则：①至少有3～4个震中排列在同一方向上，并有过一定重复的地震密集带，且往往在同一地区具有普遍性和稳定性；②这些地震的震源机制解、地震破裂和等震线长轴方向是相近的；③同一地震线上的地震多半是同一地震期内发生的，经常表现出有规律的震中迁移现象；④是小震面密度明显变化的分界线；⑤相当于地球物理场的特征线。

【地震空区】 seismic gap　地震孕育过程中，由小震所包围或部分包围的、处于断裂活动构造带上的无震区域。

【无震区】 aseismic region　相对于地震区来说，是地壳稳定、不易发生地震的地区。

【环太平洋地震带】 circum-Pacific seismic zone　沿太平洋边缘分布的强震带。它与最新的造山带一致，是世界上地震活动最频繁的地区之一。地理位置大致从印度尼西亚，经日本、阿留申群岛、北美和南美西岸，直至南极洲的北岸。

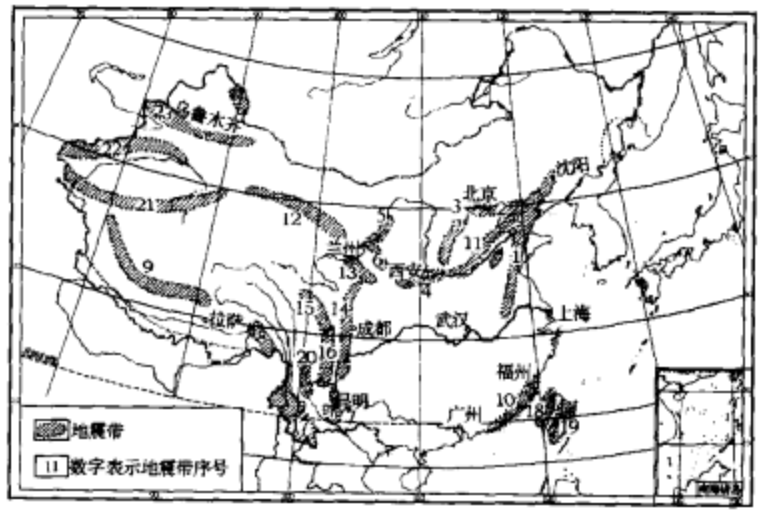
【地中海地震带】 Mediterranean seismic zone　地中海地震带通常是指沿地中海至喜马拉雅分布的地震带，有人也把它延伸到印度尼西亚列岛。

【北大陆中纬环球地震带】 north continent midlatitude seismic zone　大陆7级以上强震，明显地集中于北纬20°～50°的中纬环带，包括欧洲大陆、亚洲大陆和北美大陆；在这个中纬地带的大洋区，强震则很少。这个带就是北大陆中纬环球地震带。

【洋中脊地震带】 mid-oceanic ridge seismic zone　沿着洋中脊轴部分布的地震带。其宽度较窄而延伸很长，震源较浅，震级很少超过6级，具有火山地震性质。在大西洋中脊、印度洋中脊和东太平洋洋隆上都有浅源地震带分布。

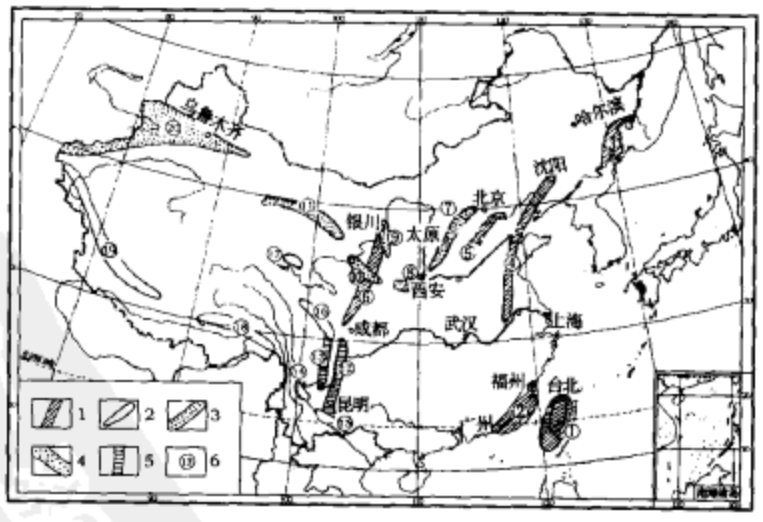
【地震中轴构造带】 seismic central-axis structure zone　分划欧亚大陆地震区的经向构造带。按地震分布、现今构造活动及地壳结构，将亚欧地震系分为三大地震区，即中蒙地震区，伊(朗)、阿(富汗)、巴(基斯坦)地震区和东地中海地震区。各区均以经向构造线为界，分为东、西两半区。西半区都是多震区，北西向地震构造活动为主，地壳一般较厚；东半区都是少震区，北东向地震构造活动为主，地壳较薄。东、西两半区呈反对称的活动特征。中蒙大陆的中轴构造带南起中国的昆明、经银川、蒙古的乌兰巴托，至前苏联贝加尔湖西端的伊尔库茨克。它又是东、西两个地震分区的构造干涉带，本身具有一定宽度，大体在东经98°～107°。它也是一个强震活动带、具有特殊意义的构造活动带和地质成矿带。

【中国地震分布图】 seismic map of China　由于不同学者对中国地质构造的认识不完全一致，对中国地震带的具体划分略有出入。中国科学院地球物理研究所划分为23个地震带，如图(一)。中国地质科学院地质力学研究所，运用地质力学观点，根据中国活动构造体系特征，划分出20个地震带，如图(二)。



中国地震分布图(一)

1.郯城-庐江带；2.燕山带；3.山西带；4.渭河平原带；5.银川带；6.六盘山带；7.滇东带；8.西藏察隅带；9.西藏中部带；10.东南沿海带；11.河北平原带；12.河西走廊带；13.天水-兰州带；14.武都-马边带；15.康定-甘孜带；16.安宁河谷带；17.腾冲-澜沧带；18.台湾西部带；19.台湾东部带；20.滇西带；21.塔里木南缘带；22.南天山带；23.北天山带

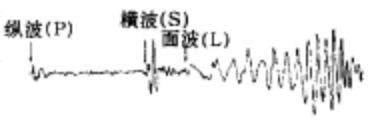


中国地震分布图(二)

1.新华夏构造体系；2.青藏滇缅印尼歹字型构造体系；3.祁吕贺山字型构造体系；4.天山带；5.经向构造体系的川滇南北构造带；6.为地震带编号。①台湾带；②闽粤沿海带；③东北深震带；④营口-郯城-庐江带；⑤河北平原带；⑥海原-松潘-雅安带；⑦山西带；⑧渭河平原带；⑨银川带；⑩兰州-天水带；⑪河西走廊带；⑫马边-巧家-通海带；⑬冕宁-西昌-鱼鲊带；⑭腾冲-澜沧带；⑮哀牢山带；⑯炉霍-乾宁带；⑰花石峡带；⑱拉萨-察隅带；⑲西藏西部带；⑳天山带

【地震图】 seismogram　地震仪记录的地面运动曲线图。又称**震波图**、**地震曲线图**、**地震谱**等。是地震发生时地震仪中的记录器用记录笔、照相或磁带等方式将地震波连续在记录纸上记

录下来的锯齿状曲线。利用地震图可以确定地震的基本参数，研究各类震相的特征，揭示地震活动和地球物理场的变化等。地震图的分析解释有下述多方面：基本震相辨认，地震基本参数的确定，地震活动的统计分析，震源力学情况的分析，震相运动学特征的以及新震相的研究等。



震波图

【中国地震烈度区划图】 earthquake intensity zoning map of China 地震烈度区划是根据国家抗震设防需要和当前的科学技术水平，按照长时期内各地可能遭受的地震危险程度对国土进行划分，以图件的形式展示地区间潜在地震危险性的差异。国际上大致有三类地震烈度区划图：①第一类，以前苏联戈尔什可夫编制的前苏联区划图为代表，它以宏观烈度为区划标志，根据历史地震和地震地质资料编制；②第二类，以日本河角广编制的日本地震烈度区划图为代表，它以历史地震资料为依据，考虑地震发生频率，用地面加速率峰值等值线勾绘；③第三类，用科内尔提出的地震危险性分析方法，以阿尔杰米森和珀金斯编制的美国地震区划图为代表。中国从20世纪30年代开始作地震区划工作。新中国建立以来，曾三次(1956，1977，1990)编制全国性的地震烈度区划图。现行的1:400万《中国地震烈度区划图》(1990)的编制采用当前国际上通用的地震危险性分析的综合概率法，并作了重要的改进。1992年5月经国务院批准由国家地震局和建设部联合颁布使用。图上所标示的地震烈度值系指在50年期限内、一般场地土条件下、可能遭遇的地震事件中超越概率为10%所对应的烈度值(50年期限内超越概率为10%的风险水平是国际上普遍采用的一般建筑物抗震设计标准)。因此，这张图可以作为中小工程(不包括大型工程)和民用建筑的抗震设防依据、国家经济建设和国土利用规划的基础资料，同时也是制定减轻和防御地震灾害对策的依据。

【应变分布图】 strain-release map 地震时每一小区域内单位面积、单位时间中释放能量的平方根值分布图。

【地震灾害】 earthquake hazard 简称震害。地震对人类造成的灾害。震害与烈度、震级有联系，但又有区别。主要着眼于地震对人民生命财产和工农业生产所造成的破坏。有人用建筑物的破坏程度作为"震害指数"来表示震害的程度。

【地震地质灾害】 seismo-geological damage 地震引起的地质体变形与岩体破坏、砂土液化、地基不均匀沉降和地震水患等四大类破坏现象的总称。

【古地震定年】 paleoseismic dating 在古地震研究中，最重要的是确定古地震发生的年代，它包括采样、测年和定年三个环节。由于现在没有直接测定古地震事件年龄的技术方法，而是要通过测定受地震作用变形的地层年代来推断古地震年代，因此在得知变形地层的年代后，还需要科学地确定古地震的年代。地层测年方法有放射性法、相对年代法和对比法三大类、20余种，相对成熟且适用于古地震测年的主要是碳十四法、热释光、土壤发育、植物生长率和文物考古法等。

地震要素

【震源】 seismic source，hypocentre 地球内部发生地震时振动的发源地。通常指地震发生时地下岩石最先开始破裂的部位。从微观来看，震源是首先发出地震波的地方；从宏观来看，震源是指地壳中大量释放地震能的部位。由于人为因素引起的**地震**源地，称为**人工震源**(artificial hypocentre，artificial seismic source)，如地下爆炸的场所，地震勘探的炮点。


震源、震中等地震要素图

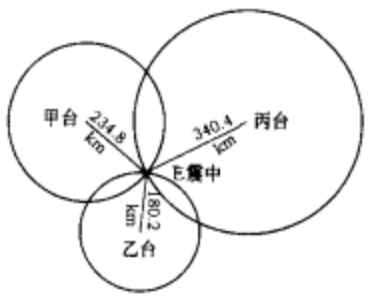
【震源区】 focal area，hypocentral region 同一地震序列的震源分布范围。它们的分布受地下发生地震的地质构造控制，如唐山大地震及其余震震源密集于一狭长地带，与地下的活动断裂带一致。

【震源距】 hypocentral distance，focal length 某一指定点至地震震源的距离。

【震源深度】 focal depth 震源到地面的垂直距离(h)。震源深度在60千米以内的浅源地震占全球地震的90%以上。迄今测到的最深震源深度为720千米。

【震源体积】 focal volume，hypocentral volume 地震时释放出地震能量的岩石总体积。地震能量的大小不仅取决于震源体积的大小，而且取决于震源体积内单位体积所积累的应变能。

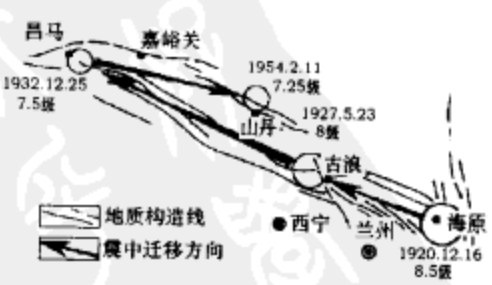
【震中】 epicentre 震源在地面上的投影。以地球的经度(λ)和纬度(φ)的数字表示，是重要的地震参数之一。有两种确定震中位置的方法：按地震破坏的程度确定震中位置，是把破坏最厉害的极震区定为震中，称**宏观震中**(macroscopic epicentre)；用仪器测定的震源在地面上的垂直投影称为**微观震中**(microscopic epicentre)，又称**仪器震中**(instrumental epicentre)。由于震源区的物理状态和地震区的地质条件等因素的影响，地面上破坏最大的地点不一定正好位于震源的正上方，因而宏观震中不一定与微观震中重合。



仪器震中示意图

【震中距】 epicentral distance 某一指定点至地震震中的地面距离(震中距以符号 Δ 表示)。有时以长度来表示(千米)；有时用它对应的地心张角(圆心角)的度数来表示，圆心角1度等于111千米。根据震中距离大小，可将地震分为地方震($\Delta \leqslant 100$ 千米)、近震(100千米$\leqslant\Delta\leqslant$1000千米)和远震($\Delta >$ 1000千米)。

【震中迁移】 migration of epicentre 又称**地震迁移**。在同一地震带内，一次强烈地震后，下次强烈地震的震中总是要移到别的位置，并常有一定的方向性和次序，这种现象称震中迁移。这种移动往往受地质构造的控制，因此它的迁移常与构造方向一致，是有规律可寻的，但也有一些地区的震中迁移现象并不明显。图中表示1920年甘肃省海原(现属宁夏)大地震以来震中迁移的情况。



甘肃省大地震震中迁移图

【震中对蹠点】 anticentre，anticentre of earthquake 在地球另一面与震中相对的一点。

【地震参数】 earthqurake parameter，seismic parameter 又称**震源参数**。根据地震资料分析对地震震源特征的定量表述。包括地震基本参数(如震中经纬度、震源深度、发震时刻、地震震级或地震能量)、地震机制解和震源动力学参数等。

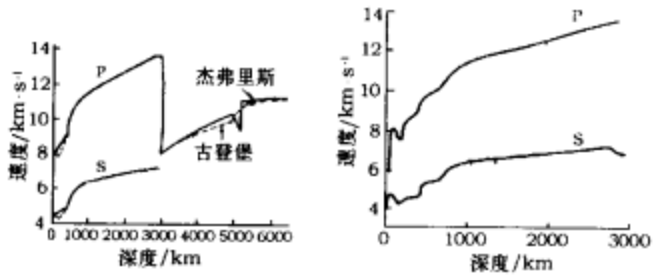
【天然地震波】 natural seismic wave 地震时从震源发出、向

四面八方传播的波。由于地球内部物质不均一，地震波的传播途径是一条很复杂的曲线，其传播速度与地球内部物质的密度和弹性有关，一般随深度的增加而加大。地震波常分为两大类：在地球内部传播的称为体波；沿地面（界面）传播的称为面波。体波按其介质质点的振动方向与波的传播方向关系又分为纵波（P波）和横波（S波）。面波又分为瑞雷波和勒夫波。

【走时】 travel time　地震波从震源传到观测点所经过的时间。地震纵波和横波传播的速度不同，所经之处的物质组成各异，地震波走时也会有所不同。准确地测出走时，对研究地震有重要意义。

【走时差】 travel-time difference　地震纵波和地震横波从震源传到观测点时间先后相差的数值（用分、秒计算）。观测点距离震源愈远，走时差愈大；在接近震源的地方相差很小直至难以分辨。走时差是测定震中位置等地震参数的重要资料。

【走时曲线】 travel-time curve　又称**时距曲线**。表示地震波传播的距离与传播所需要的时间之间的关系曲线。可以根据各个地震台的地震图资料，利用统计方法绘制出走时曲线。最早是由杰弗里斯（H. Jeffreys）和布伦（K. E. Bullen）作出了P波（纵波）、S波（横波）从表面震源到700千米深震源的各种走时曲线。称J-B走时表，目前仍在采用。



地球内部地震波速度分布（走时曲线）

【走时表】 travel-time table　用表格形式表现的地震波传播距离与所需时间的关系。表格中的参数一般用地震波的纵波（P波）与横波（S波）的走时差和震中距等数字来表示。

【地震波衰减】 attenuation of seismic wave　地震波在传播过程中随着距离和深度的增加，能量不断损耗的现象。体波的衰减速度大于面波。

【影区】 shadow zone　地震波在地球内部传播时，由于地核的存在，使地震波发生折射和反射，地面一部分地区，记录不到直接到达的地震纵波和横波，这种地区称为影区或称**阴影区**。

【地震强度】 earthquake strength　❶地震能量的大小，用震级来表示；❷地震影响的大小，用烈度来表示；地震烈度不但和地震能量有关，而且和震中距离、震源深度、地质条件等因素有关。

【震级】 magnitude of earthquake, earthquake magnitude　对地震大小的相对量度。震级的标度最初是美国地震学家里克特（C. F. Richter）于1935年研究加利福尼亚地方性地震时提出的，规定以震中距100千米处“标准地震仪”（或称“伍德-安德生（Wood-Anderson）地震仪”，周期0.8秒，放大倍数2800，阻尼系数0.8）所记录的水平向最大振幅（单振幅，以微米计）的常用对数为该地震的震级。例如，水平向最大振幅为10毫米即10000微米时，其常用对数为4，此地震的震级即为4级；如为1微米，则该地震为零级。后来发展为用远台及非标准地震仪记录经过换算也可确定震级。按照作为计算依据的地震记录的不同，又有面波震级（M_S）、体波震级（M_B）、近震震级（M_L）等不同类别。彼此之间也可以换算。由于地球的强度是有限的，所能积蓄的地震能量也是有限的，因此地震的震级也不会无限大，用里克特的测算办法计算，目前已知的最大地震还没有超过8.9级的；最小的地震则已可用高倍率的微震仪测到-3级，按震级的大小又可划分为极微震、微震、弱震（或称小震）、强震（或称中震）和大地震等。

【极微震】 ultra-microseism　震级小于1的地震。这一类地震人们不能感觉，只有用仪器才能测出。

【微震】 microseism, micro-earthquake　震级大于等于1，小于3的地震。这一类地震人们不能感觉，只有靠仪器才能测出。

【小震】 small seism, small earthquake　又称**弱震**。即震级大于等于3，小于5的地震。这类地震人们可以感觉，故也称有感地震，但一般不会造成破坏。

【中震】 medium seism, medium earthquake　又称**强震**。即震级大于等于5小于7的地震。这类地震可造成不同程度破坏。

【大地震】 large earthquake　一般指震级大于或等于7的地震。震级大于等于8的大地震，叫做**特大地震**（great earthquake）。

【面波震级】 surface wave magnitude　指根据面波计算出来的震级，以符号 M_S 表示，是通用的震级。中国规定以它为标准，国外报道的地震震级一般也为面波震级。计算公式为

$$M_S = \lg(\{A\}_{\mu m}/\{T\}_s)_{最大} + \sigma(\Delta) + C$$

式中：A 为面波水平方向最大地动位移的数值（以微米计）；T 为与 A 相应的周期（以秒计）；$\sigma(\Delta)$ 为面波震级量规函数；C 为观测台站的校正值

【体波震级】 body wave magnitude　根据体波计算出来的震级。由B. Gutenberg和C. F. Richter于1956年提出，是以地动时体波（P波、PP波、S波）波群的运动能量来表示地震规模大小的标准。常用 m 和 M_B 表示。计算公式为

$$M_B = \lg(\{A\}_{\mu m}/\{T\}_s)_{最大} + Q(\Delta, h) + S$$

式中：A 为地动波群的最大振幅的地动位移（单位微米）；T 为体波周期（以秒计）；$Q(\Delta, h)$ 为体波震级起算函数；S 为观测分站的校正值

【里氏震级】 Richter scale　现在人们所使用的震级概念和计算的原理，是地震学家里克特（C. F. Richter）首先提出来的，故国际上称为里氏震级。

【近震震级】 near-earthquake magnitude　震中距在100～1000千米范围内的地震叫近震，根据近震体波算出的震级称近震震级。常以 M_L 表示。计算公式为

$$M_L = \lg\{A\}_{\mu m} + R(\Delta)$$

式中：M_L 为用体波测定的近震震级；$\{A\}_{\mu m}$ 为水平方向的最大地动位移数值（以微米计）；$R(\Delta)$ 为震级量规函数。

【地震烈度】 intensity, earthquake intensity, seismic intensity　地面及房屋建筑遭受地震破坏的程度。一个地震发生后，不同地区受地震破坏的程度不同，划分受地震破坏程度不同的标度称地震烈度。受地震破坏越大的地区，地震烈度越高。判断烈度的大小，是根据人的感觉、家具及物品振动的程度、房屋及建筑物受破坏的程度，以及地面出现的破坏现象等。影响地震烈度大小的有下列因素：①地震级别，②震源深度，③震中距离，④岩土性质和地质条件，⑤震源机制，⑥地貌和地下水位等。在其他条件相同的情况下，震级越高，烈度也越大。多数浅源地震的震中烈度与震级的关系如下表。

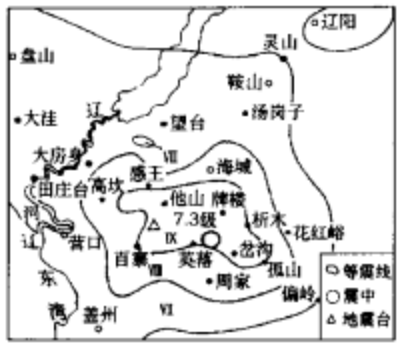
浅源地震震中烈度与震级关系表

震级/级	2	3	4	5	6	7	8	8～8.9
震中烈度/度	Ⅰ～Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ～Ⅴ	Ⅵ～Ⅶ	Ⅶ～Ⅷ	Ⅸ～Ⅹ	Ⅺ	Ⅻ

【同震线】 coseismal line　一次地震中，地震波同时到达各点

的连线。

【等震线】 isoseismal line 根据一次特定强震的烈度分布资料，在地图上把各等烈度区分开的曲线。由等震线组成的图件称**等震线图**（isoseismal line map）。等震线图在地震工作中用途很多：利用等震线图，可确定宏观震中和估计震源深度；了解一次地震中各地地面烈度的变化；根据震中区的形状可推断产生地震的断层走向等。



海城地区等震线图

【绝对烈度】 absolute intensity 用绝对数值的物理量来表示的地震烈度。主要是用地震时地面在水平方向的最大加速度来表示，但实际上地面受到地震影响的程度并不能简单地用水平加速度全部表示出来。因此，如何准确地测定地震的绝对烈度，尚在探讨中。

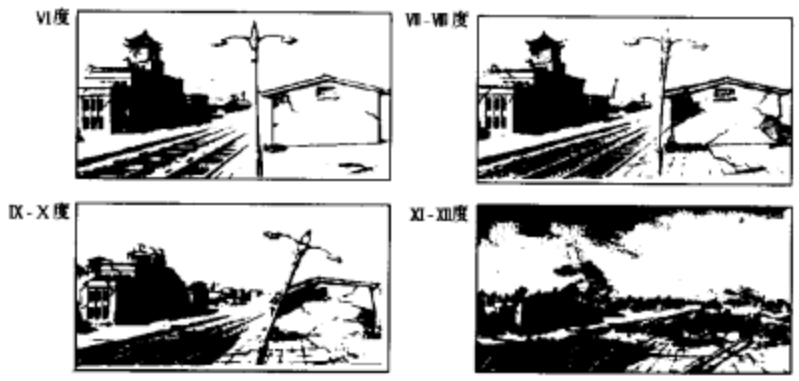
【地震加速度】 earthquake acceleration 地震时地面运动的加速度。可以作为确定烈度的依据：在日本地震烈度表中即包含有与每一烈度相当的地震加速度值。地震加速度值为 2.5～8 厘米/秒^{2}时，多数人可以感到；达到 25～80 厘米/秒^{2}时，房屋强烈摇动。

【地震矩】 seismic moment 是标志地震大小的物理量。数值相当于地震错距与断层面上错动面积和切变模量三者的连乘积。在近代地震波频谱分析中，它与频谱的低频极限成正比。目前由于用震级来量度地震大小时产生种种不便，因此逐渐用地震矩描写构造地震的大小。严格地说，地震矩也是对地震大小的一种近似的描写。现在有人采用张量方法来表示地震矩。

【地震矩释放率】 seismic moment release rate 地震矩的长期平均释放速率。

【震中烈度】 epicentral intensity 震中区的烈度，是一次地震中的最高烈度。根据震中烈度可将地震分为无感地震、有感地震和破坏性地震。

【地震烈度表】 earthquake intensity scale，seismic intensity scale 把人对地震的感觉、地面及地面上建筑物遭受地震影响和自然破坏的各种现象，按照不同程度划分等级，依次排列成表，称为地震烈度表。最早的烈度表是卡塔尔迪（J. Cataldi）在 1564 年编制的，已废弃。目前，世界上烈度表的种类很多，以十二度表较普遍，此外尚有八度表（日本）和十度表等。



地震烈度实例

【西伯格地震烈度表】 Sieberg seismic intensity scale 又称坎坎尼-西伯格烈度表。德国人西伯格（Sieberg，1912，1924）将罗-弗氏地震烈度表中的最高烈度又划分为 3 级，编成了十二度的烈度表，大大充实了每一烈度级别的多方面判据，并引入了坎坎尼（C. Cancani）绝对烈度表中表示地震作用力的加速度数据，成为当时最为完备的地震烈度表。由于此表每一烈度的判据充实，便于野外调查时判定烈度。表中又有加速度值，使抗震设计中

西伯格地震烈度表

烈度	地震现象	加速度 cm·s^{-2}
Ⅰ度	无感，只有地震仪器能记录	<0.25
Ⅱ度	很轻。在极安静环境中，极少数感觉敏锐的人有感觉，处在楼上更容易感觉到	0.25～0.5
Ⅲ度	轻。少数在室内的人感觉地动如汽车很快从旁驶过，事后回忆才知道是地震	0.5～1.0
Ⅳ度	中度。室内大多数人有感，室外感觉的人不多；家具轻轻摇动或颤动，靠着放的玻璃、陶瓷器物轻相碰击；震动如载重汽车在不平道路上驰过。门、窗、屋、梁、地板轧轧有声，盆中水轻轻荡漾。人们感到有如重物坠下，床、椅摇晃如在舟中。惊醒一些睡觉的人，除了曾被地震吓坏了的人，一般不至惊慌	1.0～2.5
Ⅴ度	颇强。室内的人普遍觉察，房屋全盘摇动，户外劳动中的人亦大多数有感。树梢与灌木如被风吹，摇晃可辨。悬挂物来回摆动。带摆锤的时钟停摆或增大摆幅，已停摆的也可以恢复摆动，报时发条振响。电线摇曳碰击，使电灯闪烁。壁上挂图和镜框与墙碰撞或发生歪斜，满盛水的器皿有些溢出。酒杯等高脚饮具可以倒翻，靠着墙安置的物件倒下。家具发出响声，轻的移了位置。门、窗自开自合，打破了玻璃。睡觉的人普遍惊醒，个别人惊逃户外	2.5～5.0
Ⅵ度	强。人人惊慌，很多人逃出户外，感到立脚不稳。盆中水剧烈振荡。书画等物从墙上或架上掉落，器皿打碎，家具移动位置或推翻。教堂小钟和钟楼时钟自鸣。少数建造较好的房屋壁上微有裂缝，灰泥从屋顶和墙上掉落。不良房屋损坏较大，但仍不严重，屋瓦和烟囱个别坠下	5～10
Ⅶ度	很强。室内大小陈设物品大批翻倒和打坏，损失很大。教堂大钟自鸣。河湖水面兴起波浪，底下污泥髓起使水浑浊。沙石成分多的堤岸有些崩滑。井、泉水量发生变化。多数结构坚实的房屋遭到一定程度的损坏；墙面发生小裂缝，灰泥及装饰品大部分溃裂，屋瓦普遍滑下，许多烟囱裂了缝、掀了顶，或掉下砖石，不结实的齐屋面断掉；高楼上附着不牢的装饰坠落。骨架建筑只是壁泥和嵌墙损坏；结构不良和老朽房屋有不少破坏	10～25
Ⅷ度	破坏。大树全身剧烈摇动甚至摧折。笨重家具推移很远或倒翻。石像、石碑以及立于教堂、坟地、广场等地的类似物，在座基上旋转或倒下，坚固的石围墙断裂倾斜。大约四分之一房屋遭受严重破坏，个别坍塌，很多不能居住。骨架建筑的嵌墙大部分倾毁，木结构房屋多扭歪或推倒，教堂塔尖及工厂烟囱严重损坏，且因其倒下伤害附近房屋，加重了破坏。陡坡和潮湿地上发生裂缝，常冒水并夹沙泥	25～50
Ⅸ度	大破坏。大约二分之一砖砌房屋遭受破坏，坍塌的相当多，一般不能再居住，骨架建筑脱离基础，互相扼扭，折断骨架栓柄，造成严重破坏	50～100
Ⅹ度	毁灭。大约四分之三的建筑物遭到严重破坏，大部分坍塌。很好的木结构房屋和桥梁严重破坏，个别被毁。堰堤、水坝等设施或多或少明显损坏。铁路轻轻弯曲，地下管道（水管、气管、下水道等）折断、开裂或挠曲。石铺或柏油路面发生裂缝，由于猛烈挤压出现宽大的波形皱褶。疏松，特别是潮湿土地上发生裂缝，宽可达数厘米，在近水边的土地上，出现与水道平行的大裂缝，宽可至 1 米左右。山坡上表面疏松土层崩滑，下面岩土亦溃裂成块，崩落于山谷之中。河、湖水边的陡岸完全崩坏，滩水泥沙大量推移，改变原来形貌。井水骤涨骤落，江、河、湖水拍溅上岸	100～250
Ⅺ度	灾变。砖砌建筑全部坍塌，坚固的木结构房屋以及用柔性材料做成的小屋也只有个别幸存。桥梁等巨型建筑，即使是坚固的结构，亦遭破坏；粗壮的石柱破裂，钢梁折断。堤防、水坝全被破坏，常常是断错距离很大。铁轨剧烈弯曲以至挠折。地下管道全部破坏，不能使用。地面变化错综复杂，范围广大，与当地土质条件有关，一般是地开裂，开缝很大，低湿含水多的地区尤为严重，溃裂形式不一，有水平的，有垂直的，并以不同方式冒沙水浊泥。山崩、石坠现象很普遍	250～500
Ⅻ度	大灾难。一切人工所兴，倒毁无遗。地表大规模变形，影响地面和地下水系，造成瀑布，江河壅塞，水流改道	500～1000

（据李善邦，1981）

计算地震破坏力有了物理基础。其后，有些国家便以此表为蓝本，编制适合于本国实际的地震烈度表。

【罗-弗氏地震烈度表】 R-F seismic intensity scale　由意大利的罗西(M.S. de Rossi)和瑞士的弗瑞尔(F.A.Forel)在1883年共同发表的、第一个得到广泛使用的烈度表。他们将非破坏地震分为7个级别，把破坏性地震分成3个级别，编制出十度烈度表，分别用罗马数字Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ、Ⅷ、Ⅸ、Ⅹ来表示。如表：

罗-弗氏地震烈度表

烈度	名称	地震现象
Ⅰ度	微　震	有经验的人感到地震，一般只有地震仪(还不是所有各种地震仪)才有记录
Ⅱ度	极弱震	各种地震仪都有记录，少数在休息中的人有感
Ⅲ度	颇弱震	一些休息中的人感觉地震，并能略辨其方向和持续时间
Ⅳ度	弱　震	在行动中的人有感；易动的物体及门、窗振动，天花板作响
Ⅴ度	中强震	差不多人人有感，家具、床等物体摇动，有些钟铃(一般是铜制品，内悬击子)自鸣
Ⅵ度	颇强震	睡者大多数惊醒；钟铃普遍地自鸣；吊灯摇晃，带摆的时钟停摆，树和灌木摇动可见；有些人骇怕，走出家门
Ⅶ度	强　震	推倒易动物件；灰泥掉落；钟楼大钟自鸣；普遍惊慌，但未损害房屋
Ⅷ度	很强震	烟囱倒下，墙开裂
Ⅸ度	极强震	一些建筑物全部或部分震毁
Ⅹ度	最大强度地震	建筑物毁灭，造成大灾；地面变动，产生裂缝，山石下滚

(据李善邦，1981)

【中国地震烈度表】 Chinese seismic intensity scale　中国现在通用的地震烈度表是1957年谢毓寿以西伯格烈度表为蓝本，结合中国建筑物特点，编成新的中国地震烈度表，分为十二级。

中国地震烈度表

烈度	地震现象
Ⅰ度	人无感觉，仪器能记录到
Ⅱ度	个别完全静止中的人感觉到
Ⅲ度	室内少数人在完全静止中能感觉到
Ⅳ度	室内大多数人感觉，室外少数人感觉；悬挂物振动，门窗有轻微响声
Ⅴ度	室内外多数人有感觉，梦中惊醒，家畜不宁，悬挂物明显摆动，少数液体从装满的器皿中溢出，门窗作响，尘土落下
Ⅵ度	很多人从室内跑出，行动不稳，器皿中液体剧烈动荡以至溅出，架上的书籍器皿翻倒坠落，房屋有轻微损坏以至部分损坏
Ⅶ度	人从室内匆忙跑出，许多房屋损坏以至少数破坏，表土中产生裂缝
Ⅷ度	人很难站住，房屋损坏或破坏，工厂烟囱损坏，地面裂缝，喷出夹泥沙的水，常有滑坡、山崩
Ⅸ度	许多房屋破坏，少数倾倒，工厂烟囱破坏，地裂缝多，绵延很长，很多滑坡、山崩，常有井泉干涸或新泉产生
Ⅹ度	许多房屋倾倒，工厂烟囱大都倒塌，地裂缝宽几十厘米，裂缝带可绵延数千米，个别情况下岩石中有裂缝，道路变形
Ⅺ度	房屋普遍破坏，路基大段破坏，大量铁轨弯曲，地下管道完全不能使用，地面除许多裂缝外，大规模滑坡、山崩，地表产生相当大的垂直和水平断裂
Ⅻ度	房屋及其他建筑物普遍破坏，山崩地裂，地形改观，由于滑坡山崩等影响，动植物遭受毁灭

(据谢毓寿，1957经修订)

【美国地震烈度表】 seismic intensity scale of USA　1931年伍德(H. Wood)和诺曼(F. Neumann)合编出订正的墨加利(M.M)烈度表，李希特于1956年对其节本做了增改，称为MM烈度表的李希特1956年写本(附表)。

美国地震烈度表

烈度	地震现象
Ⅰ度	无感。若在大地震波及的边缘，可以看到一些长周期波动产生的影响
Ⅱ度	在楼上或其他有利场所的处在静止状态中的人有感
Ⅲ度	室内有感。悬吊物摆动，像有轻货车驶过。持续时间可以估计。但不能就认为是地震
Ⅳ度	悬挂物摆动，像有重货车驶过，或如大球撞墙的感觉。停放着的汽车摇动。门、窗、碗、盘有声，玻璃和陶瓷器皿丁当作响。最甚，可使木板墙和框架发出轧轧声
Ⅴ度	室外有感。方向可估计。睡者惊醒。液体物质荡动，有些溢出。放得不稳的小物体移动位置或翻倒。门窗自开自合。窗帘、挂着的图画移动。摆钟停摆、再起动或改变钟率
Ⅵ度	人人有感。多数惊慌逃出户外。行走困难。窗户、杯盘碰破。书籍和零碎杂物从架上掉下，图画从墙上掉落。家具移动或翻倒。不好的墙壁粉泥和D类房屋裂缝。教堂和学校的小钟自鸣。树木，丛林有些摇摆或听到沙沙声
Ⅶ度	人难站立。车上司机感到地震。悬挂物抖动。家具破坏。D类建筑损伤，包括裂缝。脆弱的烟囱齐瓦面裂开。壁泥、松散的砖、石、瓦、飞檐以及没有支持的栏杆和建筑物装饰品都纷纷落下。C类建筑亦发生一些裂缝。池面起波；水搅浑有泥。沿沙石筑的堤岸有小滑坡和崩陷。大钟自鸣。水泥做的排水道损坏
Ⅷ度	汽车驾驶受到影响。C类建筑损坏，部分坍塌；B类建筑亦有些损坏；只A类还不受影响。灰泥掉落，土墙倒塌。门窗、工厂烟囱，纪念碑、塔、高水塔扭歪或倒下。木结构房屋没有下栓的从基础上移动。嵌墙不牢的被推出。朽柱折裂。树枝掉落。井、泉水温或流量发生变化。潮湿地和斜坡地发生裂缝
Ⅸ度	普遍恐怖。D类建筑被摧毁；C类重大破坏，有的完全坍塌；B类损坏亦严重，普遍连基础破坏。木结构房屋没有上螺栓的从基础被推出，扯断构架。蓄水池遭受严重破坏。地下管道破裂。地面裂缝显著。冲积土地上喷泥喷沙，形成地震泉和沙穴
Ⅹ度	大多数泥水建筑和木造房屋连根摧毁，一些建造很好的木结构和桥梁亦毁坏。水坝、沟渠、堤防等遭受严重破坏。大块土崩。河、湖、池水激荡冲岸。水边沙滩地上沙泥平移。铁轨轻轻弯曲
Ⅺ度	铁轨大弯曲。地下管道完全失去作用
Ⅻ度	破坏几乎是全面的。大石块移了位置。风景改观。物件抛掷空中

(据李善邦，1981)

【日本地震烈度表】 Japanese seismic intensity scale　日本根据本国情况制定的地震烈度表。在制订时除根据宏观地震现象外，还考虑了地震时地面的最大水平加速度。日本地震烈度表划分为从零度到七度的八个等级(如下表)，它和一般划分为12个等级的地震烈度表差别较大。

日本地震烈度表

烈度	名　称	说　明	加速度/cm·s^{-2}
0	无感觉	人无感觉，地震仪可以记录到	<0.3
Ⅰ	微　震	静止的人或对地震特别注意的人能感到有地震	0.8~2.5
Ⅱ	轻　震	多数人可感到，屏风仅有轻微的震动	2.5~8.0
Ⅲ	弱　震	房屋摇动，屏风咔咔响，电灯等垂吊物在摇动，容器内水面发生波动	8.0~25.0
Ⅳ	中　震	房屋强烈摇动，放置不稳的花瓶等倾倒，器内水外溢，行人有感，人逃屋外	25.0~80.0
Ⅴ	强　震	墙壁裂缝，墓碑、石灯笼倒塌，烟囱毁坏	80.0~250
Ⅵ	烈　震	房屋倒塌30%以下，山崩、地裂、多数人无法站立	250~400
Ⅶ	激　震	房屋倒塌30%以上，山崩、地裂、有断层发生	>400

【绝对烈度表】 absolute intensity scale　1888年霍尔登提出“地震力”这一新概念，认为地震烈度是地震力的作用所致，而地震力是可以用加速度来计量的。据此，坎坎尼(C. Cancani)于1904年提出绝对烈度表，共分为十二级，每级的加速度值用“厘米/秒^2”来表示，原表如下。

坎坎尼绝对烈度表 （加速度/cm·s^{-2}）

Ⅰ度	<0.5	Ⅶ度	10~25
Ⅱ度	0.25~0.5	Ⅷ度	25~50
Ⅲ度	0.5~1.0	Ⅸ度	50~100
Ⅳ度	1.0~2.5	Ⅹ度	100~250
Ⅴ度	2.5~5.0	Ⅺ度	250~500
Ⅵ度	5.0~10	Ⅻ度	500~1000

（据李善邦，1981）

【位移烈度表】 displacement intensity scale 按照1904年达顿(C. E. Dutton)提出的公式，地震烈度可以用地震中震动的位移来表示。前苏联的C. B.麦德维捷夫于1953年编就了位移烈度表，地震烈度在Ⅴ-Ⅹ度间为有效。

麦德维捷夫位移烈度表

烈度	Ⅴ	Ⅵ	Ⅶ	Ⅷ	Ⅸ	Ⅹ
位移/mm	0.5~1.0	1.1~2.0	2.1~4.0	4.1~8.0	8.1~16.0	16.1~32.0

（据李善邦，1981）

【地震烈度异常】 abnormal intensity 一般情况下，地震烈度应随震中距离的增加而渐减，但由于地质构造、土质、地形等因素的影响，或由于地震波的深部反射波的叠加作用，致使在低烈度区中出现高烈度点，或在高烈度区中出现低烈度点的异常现象，称为地震烈度异常。

【有感地震区】 area of perceptibility 在一次地震中，不用仪器观测，人们能感觉到地震的区域。

【极震区】 meizoseismal area 一次地震中破坏或影响最严重的地区。

地震类型

【天然地震】 natural earthquake 地球内部活动引发的地震，一般包括构造地震、火山地震及其他天然扰动（如洞穴塌陷、山崩、大型滑坡、大块陨石坠落等）所引起的地震。

【人工地震】 man-made earthquake, artificial earthquake 人类为了某种目的而制造的地震。如人工爆炸（开矿、开山、地下核爆炸、地震勘探等）引起的地震。一般说来爆炸的能量愈大，产生的震动愈大；但同时还受到地质条件，如岩石性质的影响，在坚硬的岩石中爆炸，比在松软的土石层中影响要大些。一次百万吨级的氢弹在花岗岩中爆炸，所产生的地震效应大约相当于一个6级地震。

【构造地震】 tectonic earthquake 又称**断裂地震**（fault earthquake）。地壳构造运动所引起的地震。一般是由地壳的岩石断裂或原有断裂发生错动所造成。这类地震为数最多，占全球天然地震的绝大部分，强度大，因而危害也最大。一般所说的地震大都为构造地震（见图）。



构造地震

【褶皱地震】 fold earthquake 与现今地壳褶皱变形作用相关的一类地震。这类地震多数是由年轻褶皱构造之下的滑脱断层或逆断层错动引起的，震源多发生于滑脱断层的断坡，其同震地表变形常表现为褶皱隆起和下陷。多数情况下地表并不存在活动断层或地表破裂带。已知属褶皱地震的有1980年阿尔及利亚阿斯南地震、1983年美国科林加地震、1985年美国凯特曼山地震、1987年美国怀特那露地震、1988年亚美尼亚地震、1906年北天山玛纳斯地震等。

【陷落地震】 collapse earthquake, earthquake due to collapse 由于地层塌陷引起的地震。一般发生在可溶性岩石分布地区，能量很小，数量相对也少。

【诱发地震】 induced earthquake ❶指人类活动引发的地震。现已发现由于水库蓄水、油井注水、地下核试验等影响，可以导致较小地震的连续发生。❷一个地震的发生引起余震区以外发生的另一个地震。

【水库诱发地震】 reservoir-induced seismicity 由于水库蓄水诱发的地震。水库蓄水引起地震的原因，可能是由于这些地区地质构造原来就有发生地震的潜在因素或地应力积蓄，蓄水后改变了地应力条件和介质性质，导致了地震的发生。中国广东省河源市新丰江水库1959年蓄水以后发生6.0级地震就是一例。水库地震一般不大，目前还没有超过6.5级的；但由于它有时可能破坏水库，造成危害，因此需要重视。

【矿山诱发地震】 mining-induced seismicity 矿山开采破坏原来应力-应变平衡而诱发的中、小地震。矿山诱发地震的震级一般小于4.5级。

【冲击地震】 impact earthquake 由于受到突然冲击而产生的地震。洞穴塌陷、山上的土石崩落、地层滑动或陷落、矿井的坍塌以及陨石坠地等的冲击，都可以引起地震。

【火山地震】 volcanic earthquake 火山活动引起的地震。可以是火山爆发产生的震动；也可能是火山活动引起构造变动而造成的地震；或者是构造变动引起火山喷发，同时发生地震。因此，火山地震有时与构造地震也有密切关系。这种地震为数不多，强度一般较小。

【A型火山地震】 volcanic earthquake of type A 火山及其附近所发生的震源深度为1~10千米的地震。它的发生与火山喷发活动的直接关系虽然尚不明确，但与地下岩浆、气体状态的变化所产生的地应力分布有密切关系。

【B型火山地震】 volcanic earthquake of type B 集中发生在活火山口附近狭小范围内，震源深度浅于1千米的浅源地震，称B型火山地震。由于震源较浅，面波极为明显，初动波及S波则不明显。

【潜火山地震】 cryptovolcanic earthquake 岩浆冲至接近地面的地带，但未能喷出时所产生的地震。

【触发地震】 triggered earthquake 一条活动断层上的地震破裂引发相邻活动断层上的地震。

【板间地震】 interplate earthquake 发生在现代岩石圈板块之间的构造地震。板间地震产生的机制是相邻板块的相对运动，可以分为碰撞型、俯冲型、洋脊型、转换断层型。板间地震的断层错动、震源深度与板块边界类型有关。在会聚型的板块边界（如海沟处的俯冲），断层错动为挤压型的逆断层型；在分离型的板块边界（如洋脊处），断层是拉张正断层；转换断层处发生的地震为走滑型。板间地震分布在各大板块的边缘，如环太平洋地震带。板间地震是确定现代岩石圈板块边界、类型，计算板块相对运动的趋势和速率以及研究构造应力场的最为重要的依据。

【板内地震】 intraplate earthquake 发生在现代岩石圈板块内部中的构造地震。板内地震绝大部分发生自第四纪以来岩石圈板块内部有强烈活动的活断层（带）上。多为浅源地震，少数为中、深源地震。和板间地震相比，板内地震发生的地点零散，频

度较低。因为板内地震发生在有人类居住的大陆板块内部，危险性更大。板内地震震源机制复杂，它的地震类型、断层错动形式和震源深度等与蕴震和发震部位、断层的活动特点以及介质性质等都有关系。

【主震型地震】 main shock type 主震震级突出又有很多余震的地震序列。是一种最常见的地震序列类型，主震释放出的能量占全系列总能量的绝大部分。有的主震前有明显的前震活动，地震活动区较集中。中国海城、通海等地震均属此类型。

【震群型地震】 earthquake swarm type 由多次震级相近的地震组成的地震序列，没有突出的主震。1966 年中国的邢台地震即属此类。

【孤立型地震】 isolated earthquake sequence 前震、余震都很稀少且与主震震级相差非常大的地震序列。整个序列的地震能量基本上通过主震一次释放出来。这类地震比较少见。

【震群】 earthquake swarm 一大串程度不等的小地震，其中没有特别大的，也无增强和减弱的趋势，称为地震群或震群。

【浅源地震】 shallow-focus earthquake 震源深度小于 60 千米的地震。它发震的频率最多，对人类的影响也最大，若以释放的能量多少来比较，85% 是浅源地震。在大陆上，浅源地震占 95% 以上，因此地震灾害主要由浅源地震造成。

【中源地震】 intermediate-focus earthquake, intermediate-focus shock 震源深度在 60～300 千米之间的地震。90% 以上的中源地震发生在环太平洋地震带上，一般不造成灾害。

【深源地震】 deep-focus earthquake 震源深度超过 300 千米的地震。大多分布在太平洋一带的深海沟附近，但又相隔有一段距离。1934 年 6 月 29 日发生于印度尼西亚苏拉威西岛东边的 6.9 级地震，震源深度达 720 千米，是已知震源最深的地震。深源地震即使震级很高，一般也不会造成灾害。

【海洋地震】 seaquake 震中位于海洋的地震。可造成海底断层，引起海啸，但很多时候并不产生海啸。由于海水不能传播横波，因此海震时在海面上感受到的震动仅是纵波的冲击，当冲击力量大到一定程度时，才能使船上的人有触礁的感觉。

【海底地震】 submarine earthquake 在海底发生的地震现象。大洋有沿洋中脊中央裂谷或垂直洋中脊的转换断层带分布的浅源地震带以及沿岛弧-海沟系分布的浅源地震和深源地震带。有人认为浅源地震多发生在张力作用带，深源地震常发生于挤压作用带，并以此作为海底扩张和板块构造说的论据。

【海岭型地震】 ocean ridge type earthquake 沿海岭发生的浅源地震。板块边界地震的一种，属正断层型。

【大陆地震】 continental earthquake 震中位于大陆的地震。因地震纵波与横波都传到地面，破坏性一般比同样大小的海震要强；加之多为浅源地震，陆地又为人类生活栖息的基地，因而震级不高也能造成灾害。

【地方震】 local earthquake 又称本地地震。观测点与震中之间的距离小于 100 千米的地震。

【近震】 near earthquake 观测点与震中之间的距离大于 100 千米小于 1000 千米的地震。

【远震】 distant earthquake, telescism 观测点与震中之间的距离超过 1000 千米 的地震。

【无感地震】 feltless earthquake 震中附近的人不能感觉到的地震，只能被地震仪器记录下来。

【有感地震】 felt earthquake 震中附近的人能够感觉到的地震。一般达到烈度Ⅳ度的地震能被室内的大多数人感觉到。

【破坏性地震】 destructive earthquake 造成人员伤亡和经济损失的地震。一般达到烈度Ⅶ度以上的地震就会造成房屋和地表破坏。

【近代地震活动】 recent seismicity 地震活动或地震活动性一词泛指地震的时间、空间和强度分布。近代地震活动包括有文字记载以来的历史地震活动和 19 世纪末以来有仪器记录的现代地震活动。中国具有悠久的文化历史，拥有 2780 年的历史地震记录，是世界上少有的宝贵文化遗产。近代地震活动与活动构造有密切的关系。中国近代地震活动强烈而频繁，是世界上地震灾害最严重的国家之一。仅近千年来，中国发生 8 级和 8 级以上特大地震 23 次，造成巨大的人员伤亡和经济损失。

【古地震】 paleoearthquake 保存在地质记录中的史前或历史没有明确文字记录的地震事件。是 20 世纪 80 年代以来国际上地震研究与活动断裂研究取得的重要新进展之一。其研究方法（如组合大探槽法等）和技术手段（如新测年技术等）方面有了新的突破。通过发掘新地层、地貌和新构造等的变形遗迹或考古学等多种方法，可以识别古地震的期次、强度，采集测年样品可以确定古地震发生的年代。中国发现的晚更新世—全新世的古地震已有上百次。古地震研究对于确定大地震的平均复发间隔有重要意义，而后者对于评定一个地区的危险性是很重要的。据中国学者的研究结果，中国东部地震强震的平均复发时间间隔较长，而中国西部则相对较短。对于同一个地区来说，地震震级越小，平均复发间隔也越短。

【古地震地貌标志】 paleoearthquake geomorphic indicator 记录地表破裂型地震事件的各种断错地貌现象，如地震陡坎、地震挠曲坎、挤压脊（地震鼓包）等。

【古地震地质标志】 paleoearthquake geologic indicator 记录地表破裂型地震事件的各种地质现象，如崩积楔、充填楔等。

【古地震事件层】 paleoearthquake event horizon 沉积地层序列中地震事件发生时，代表当时古地表的层面（层位）。古地震事件层可以保留古地震在地表产生的各种遗迹；正确识别和发现古地震事件层，可以发现更多的古地震事件。

【前期地震】 preshock 主震前数月或数年，或远离主震震中区发生的地震。

【特征地震】 characteristic earthquake 在同一活断层段上重复发生同震位移量或震级相近的地震。重复发生的震级相近的一组特征地震，较运用古登堡-里克特关系式外推获得的地震复发频度更高。特征地震是建立时间可预报模型和准周期重复模型等地震原地复发模型和实时概率预报模型的基础。

【地震丛集】 temporal clustering of earthquake 被地震应变释放水平相对较低的时期分隔、在较短时段内连续发生一组地震的现象。地震丛集是活动构造带发生构造地震的普遍现象。

地震效应

【地震效应】 earthquake effect 地震产生的影响。包括原生的影响，如岩石断裂位移、地面隆起及下陷等地震直接造成的影响，以及次生的影响，主要是地震波传播时地面振动所产生的影响，如房屋破坏倒塌、山崩、海啸等。地震效应进一步分为需用



宏观地震效应

仪器才能观测到的**微观地震效应**(microseismic effect)和不用仪器就能观察到的**宏观地震效应**(macroseismic effect)。图为唐山地震造成的房屋倒塌等情况。

【震后效应】 postseismic effect 主震发生以后,为调整地震所造成的新的不平衡而出现的各种现象。地震是地下的岩石破裂或沿原有断裂面发生位置错动。在一次大地震后,地下岩石的相对位置产状发生剧烈的变化,需要重新调整以达到新的平衡,这时还会继续产生一系列小的破裂和位移;地壳中的应力状态也继续在变化;如因而在大地震后发生一系列余震,地下水及地形变化和其他地球物理场不同于平常的变化等。这些变化有时和地震的前兆很相似,但反映的地震趋势却相反。

【地震地表破裂变形带】 earthquake surfae rupture deformation zone 震源断层错动在地表产生的破裂和形变的总称,有时就是地震断层在地表的露头。通常由雁行排列的张性或张扭性破裂组成,往往伴生挤压脊(地震鼓包)、地震沟槽、小地堑以及各类原生、次生、感应等形成的地表裂隙,包括由地形效应产生的张破裂。1906 年旧金山大地震的地表断裂长达 430 千米;1932 年甘肃昌马 7.5 级地震的地表地震断层长达 120 千米;1931 年新疆富蕴 8 级地震的地表断层长达 150 千米。大量资料表明,一般大于 6.5 级(或 7 级)的地震都有地表断层出现。

【地震破裂段】 earthquake segment 断层上单个地震产生破裂的部分。

【地震破裂起止点】 initiation point and termination point for earthquake rupturing 地震断层或发震地质体内最早发生破裂的点,称为地震破裂起始点。地震地表破裂向两端扩展的最终终止点,即为地震破裂终止点。

【断层传播】 fault propagation 又称**断层扩展**。地震时从震源开始破裂,并沿一定方向扩展到一定位置为止的过程。一般说来地震越大断层传播的距离越长,有的达到数百千米。在一些大地震中,断层传播速度达 3~4 千米/秒。

【地震裂缝】 earthquake fissure 地震在地面上所造成的没有明显位移的裂隙。地震裂缝是 6 级以上强震常见的一种破坏现象,大都发生在现代松散沉积物中,大小长短不一,常有规律地排列,有时密集成具有一定方向的裂隙带。在低洼地区沿这些裂隙带常有喷沙冒水的现象,持续相当长的时间,形成一连串小型沙丘或小型沙梁。这些裂隙的产生有的明显受地形控制,有的与构造活动有关。

【地震阶地】 coseismic terrace 地震期间局部隆升,河流快速下切形成的阶地。

【地震陡坎】 earthquake scarp 由于地震断层和地震地表破裂带两侧差异升降运动形成的、由一个倾向下降盘的自由面组成的线状陡坎或陡崖;发育在第四纪沉积物中的断层陡坎由上原始面、自由面(随陡坎演化而消失)、冲刷坡、碎屑坡、下原始面等基本微地貌单元组成,其剖面的演化特征可以指示断层重复错动的期次、位移量、相对年代等。

【地震褶皱】 earthquake fold 挤压构造作用区盲逆断层型地震引起地表附近各种弯曲构造变形,包括背斜和向斜两种基本类型。

【地震挠曲】 earthquake flexure 挤压构造作用区盲逆断层型地震引起地表附近各种膝状构造弯曲。

【地震地面凸凹】 ground salient and subsidence of earthquake 地震期间由震动压实效应、沙土液化或地震断层的倾向滑动等所引起的地面局部凸起与凹陷。

【地震隆起】 coseismic uplift 地震断层错动引起的地面局部隆升现象。常常发生在俯冲带、逆断层抬升盘或逆断层扩展背斜地段,河流的快速侵蚀下切可形成地震阶地。

【断错崩积楔】 colluvial wedge 断层陡坎的一种坎前堆积体,由其堆积的形态似楔状而得名。崩积楔的沉积相一般为二元结构,靠近断层的部分为分选差的团块或碎屑堆积,楔体上部和远离断层的部分堆积的物质颗粒相对细小,分选较好,有更好的层理。一般每一次断层陡坎可产生一个崩积楔,因此崩积楔的个数可作为断错事件次数的判据。

【地震穴陷】 earthquake-caused cave fall 由地震震动所引起的隐伏洞穴的塌陷,或沙土液化造成物质亏损而引起的地面穴状陷落。

【地震滑坡】 earthquake-caused landslide 地震震动引起岩体或土体沿一个缓倾面剪切滑移一定距离的现象。滑移的岩体或土体称滑坡体;剪切面叫滑移面。

【地震崩塌】 earthquake-caused collapse 地震震动引起岩体或土体离母体、在重力作用下极其快速地下滑、堆积的过程。

【地震滚石】 earthquake-caused rolling stone 因地震震动诱发而失稳、顺坡自由滚动的大、小巨砾或岩块。

【地震洪水】 earthquake-caused flood 由于地震而使堰塞湖内水位上涨或水库大坝毁坏,使其内积蓄水体最终冲开堵塞物一泻千里而爆发洪水的现象;属次生地震灾害。

【地震泥石流】 earthquake-caused debris flow 地震震动诱发的水、泥、石块混合物顺坡急速向下流动的混杂体。

【喷沙冒水】 water spraying and sand emitting 地震震动诱发地下含水沙土层液化并向上喷发的现象。中等强度以上地震震动就会引起地下沙体液化并似火山那样喷发到地表形成直径或长度几厘米到数米的沙堆积物,以及相关的裂隙、沙盖、沙柱和喷沙口等。喷沙现象又被称为沙涌(sand boil)。

【地震淤泥软化】 sludge softening of earthquake 在地震震动作用下,淤泥弹性模量变小、刚度降低、土质变软的现象。

【地震灾变事件地层】 catastrophic event stratigraphy of seism 保留有地质历史中突发的、瞬时的地震灾变事件遗迹的地层。地震灾变事件地层是地层学一个重要的分支学科。地层在软沉积物状态下,地震灾变事件记录表现为:地震液化泄水岩脉、水塑性褶皱、液化角砾岩、液化卷曲变形,粒序断层与地裂缝等,具有上述记录的岩层称之为**震积岩**(seismites)。

【地震液化作用】seismic liquefaction 由地震使饱和松散沙土或未固结岩层发生液化的作用。它可使地基软化,建筑物因而倒塌;大量饱和沙土还可从地下如泉水涌出,在地面堆积成丘;另一方面则使地下某些部位空虚,地面因而沉陷。这种现象多出现在河边、海滨含水的沙层中,内陆地下水丰富的砂岩层也可以出现。地震液化作用主要包括:液化泄水岩脉、水塑性褶皱、液化卷曲变形、液化角砾岩、粒序断层、V 型地裂缝等。根据历史地震记载、现代地震和模拟试验,造成沙土液化的震级大于里氏 5 级,液化过程一般发生于地下一定深度(20 米)内。

【液化泄水岩脉】 liquefied water escape veins 由于地震使饱和沙泥或岩层发生液化而形成的泄水脉。常见的是液化碳酸盐岩脉和液化砂泥质脉。二者均呈板状,脉的成分与围岩一致。液化泄水碳酸盐岩脉有净化和等粒化两个显著特点;一些国外学者称之为 molar tooth,认为只分布于中、新元古界,中国学者称之为蠕虫状构造、异常方解石脉等,在中国从中元古界至志留系、从板内至板块边缘与造山带中均有发现。液化泄水砂泥质脉常向上、向下穿刺岩层而使泥质脉两端弯曲形成背形(上端)和向形(下端),即**水塑性褶皱**(hydroplastic fold),其轴面与板状

泄水脉的平面一致，而在层面上泄水脉及水塑性褶皱交织呈多边形隆起，往往被误认为泥裂。

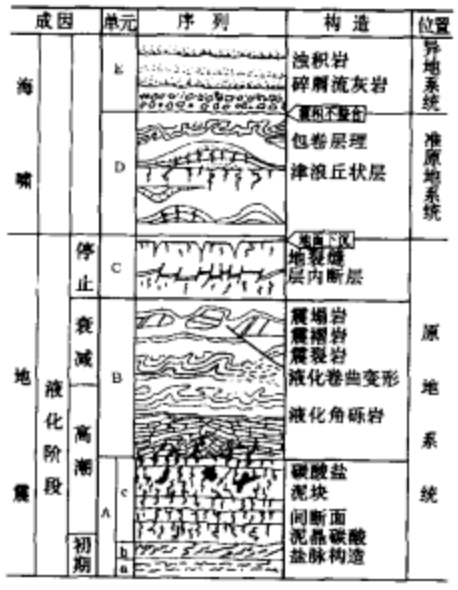
【液化卷曲变形】 liquefied crinkled deformation　又称**水塑性变形**(hydroplastic deformation)。由于地震饱和液化作用使岩层内部形成的不规则纹理(层理)弯曲，而上、下岩层均无变形；在纹层状碳酸盐岩及纹层状泥质岩中最为常见。

【液化角砾岩】 liquefied breccia　由于地震饱和液化形成的角砾岩。根据不同形成方式，又可分为两类：①地震液化作用高潮时，液化脉穿刺岩层使其碎裂而形成的角砾岩；②地震液化卷曲变形过程中，岩层被拉断、撕裂而形成的角砾岩。它们的共同特征是原地形成、棱角显著、分选性极差，并具有可拼合性。

【粒序断层】 fault graded　软沉积物在地震液化高潮时，因沉积物失水、体积压缩而形成的一系列小型密集正断层；一般断距很小，数毫米至数厘米。

【V型地裂缝】 V-type ground fissure　地震液化作用停止后，沉积物因失水体积收缩、沉积物表面下陷而形成的两个相向倾斜的正断层组成的V形断裂；其开口方向恒为原始沉积物的地表面。V型地裂缝是继粒序断层之后或准同时的断裂。V型地裂缝是沉积物近地面的断层；粒序断层则为层内断层。

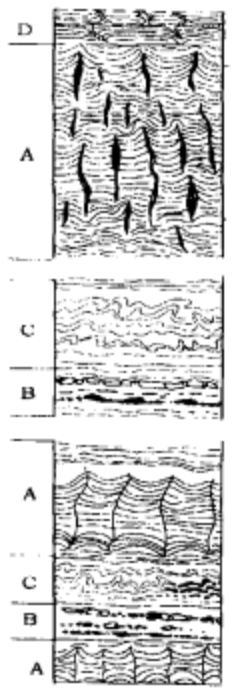
【碳酸盐岩地震振动液化序列】 vibrational liquefaction seismic sequence in carbonate rocks　经过对中朝地台中元古界-震旦系-奥陶系碳酸盐岩层中的地震事件遗迹总结出的地震地层序列(图)，是以野外宏观地质记录为基础，经模拟实验验证并经过大区域实践建立的。序列反映了地震事件过程，并从理论上统一解释了地震事件的客观记录。①序列分为原地系统与异地系统，原地系统是一个垂直液化作用过程；异地系统为地震引起海啸，海啸诱发海水回流在距原地系统一定距离的浅水中形成的沉积物。②发生于成岩作用之前或过程中，存在于海面之下极浅水沉积物中的一次强地震记录。地震震级大于里氏5级方能引起液化。③A单元之中出现的液化碳酸盐岩脉可与C、D单元共生，表明系反复地震液化的产物。④与沉积学中的任何序列一样，在剖面中可缺失某个或某几个单元，这是由于剖面位于事件发生的不同区域所致，但序列中A单元应是最重要、最基本的单元。



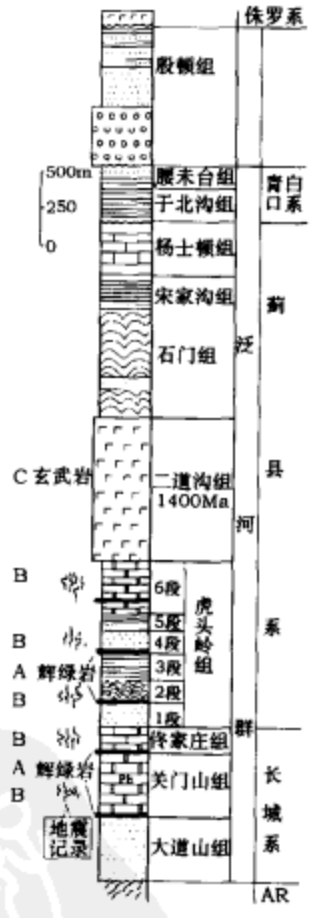
碳酸盐岩层中地震事件序列
(据乔秀夫 1994)

【塞卜哈泥质岩地震液化序列】 seismic-liquefied sequence in Sabkha argillaceous rocks　塞卜哈典型相标志包括蒸发岩、无化石带、泥裂、间断层理、干缩引起岩层变形和溶蚀等，它是滨海潮上带正常高潮位以上的沉积。在塞卜哈附近，强地震发生时引起塞卜哈软沉积物液化，形成泄水砂泥质脉及砂岩墙等。序列由4个单元组成：A单元为液化砂泥质脉、水塑性褶皱(位于脉的上、下两端)及水塑性微断层三者伴生；B单元为液化角砾石；C单元为液化卷曲变形(水塑性变形)及D单元砂岩墙。D单元砂岩墙可出现于泥质岩地震液化序列的任何部位，取决于泥质岩中所夹砂岩层的位置。①根据引起现代地震沙土液化的地震震级与历史地震记录，液化地震震级应大于里氏5级，液化作用是在成岩作用过程中发生。②4个单元砂泥质泄水岩脉应是鉴别泥质岩中的地震记录的主要标志。

【板内辉绿岩-震积岩-玄武岩序列】 intraplate diabase-seismites-basalt sequence　这一地震地层序列由三个单元组成：A单元为基性岩床或岩墙，以岩床为主。B单元为软沉积物中由地震诱发的液化作用记录，包括液化泄水碳酸盐岩脉、液化砂岩脉、液化角砾岩与液化卷曲变形。C单元为玄武岩。A、B单元互层交替出现，位于序列的下部；C单元位于序列顶部(图)。图剖面测于辽宁省沈阳之北泛河流域的泛河群，泛河群下部有5个强地震事件记录层位，分别是关门山组(层控铅锌矿层位)、佟家庄组、虎头岭组第2段(藻席白云岩)、第4段(石英砂岩)及第6段(白云岩)。与强地震记录伴生的为5次辉绿岩侵位(岩床形式)于当时的潮坪相软沉积物中。巨厚的玄武岩(二道沟组)位于虎头岭组之上，玄武岩以上的层位中未再发现地震记录。这个中元古代地震地层序列表明在玄武岩爆发之前曾发生(5次)地震及(5次)小规模的岩浆侵位，与现代火山爆发前频繁地震的模式是一致的。因此图序列表示了地震系火山成因。图泛河群地震剖面是在极浅水环境下，滨线砂岩及藻席中的地震记录，液化作用是在未固结沉积物中进行的。泛河群西延过辽河盆地与燕山中元古界相连接，在燕山地区的中元古界串岭沟组、大洪峪组、高于庄组及雾迷山组中均有强地震记录，共同组成中元古代燕山-泛河板内地震带。另一板内地震带大体沿现今郯庐断裂分布，即震旦纪古郯庐地震带。



塞卜哈(Sabkha)泥质岩层中地震液化序列
(据乔秀夫、李海兵 1997)



辉绿岩-震积岩-玄武岩序列
(辽宁省泛河流域中元古代泛河群)

【海啸丘状层】 tsunamic hummocky layer　丘状层是一种向上凸的圆丘状或向下凹的倒圆丘状层理(称为洼状层)。平面上是一系列孤立的圆丘或短轴隆起、短轴凹陷。剖面上层序特征为：①丘状层有一个低角度的、侵蚀的下底面；②层理相互平行，向丘的顶部可有序的增厚；③丘状层内部细层具粒序性；④层理倾角方向散乱，与牵引流形成的固定方向的斜层理不同。丘状层一般认为是风暴成因的，是由振荡旋涡流作用形成的，但中国地质学家的实践发现，丘状层可出现于不同的地质环境中。海啸丘状层是由于海底地震引起



丘状层的一般形态与内部构造

海啸，当海啸波接近大陆海岸时，沿岸水可高达 30 米，海水升高后开始振荡（一种目前尚不大了解的过程），这种振荡作用建筑了丘状层。产生海啸的震级为里氏 5 级或 6 级以上。海啸丘状层在地层剖面中一般与地震灾变事件的其他记录相伴生。

【地震湖】 seismic lake 因地震而形成的湖泊。有三种类型：①由于地震引起山崩堵塞河道成湖；②由于地震引起溶洞等暗藏洞穴塌陷，蓄水成湖；③由于地震时地面形变或断层两盘相对错动，局部地区地势下降较多，形成洼地蓄水成湖。图为 1933 年叠溪地震时发生山崩，崩落的山石堵塞了岷江而形成上下四个堰塞湖。



地震堰塞湖

【地震海啸】 tsunami 由于地震而产生的海啸。一般都发生于深海沟一带，但并不是深海沟发生的地震都出现海啸，还必须地震时海底地形要有较大的起落升降，海水向突然变得低洼的地方涌去再返回海面，于是形成一种波长特别长的波浪，其波长一般达到 100～1000 千米，振动周期也很长，约为 15 分钟到 1 小时，这样才会发生海啸。它是非常严重的自然灾害。其传播的关系式为：传播速度 = $\sqrt{\text{重力加速度} \times \text{海水深度}}$。



地震海啸将大船推向陆地

【地震前兆】 earthquake precursor 地震前出现的与地震孕育和发生过程相关联的现象。目前已经发现的地震前兆主要有：地应力与地形的异常变化；微小地震的频繁出现；地表发生大面积升降和水平移动；断层的相对位移；地下水的突然涨落及其物理性质和化学成分的变化；地磁、地电、地温、重力等出现异常；地声、地光的出现；生物表现反常；气象的异常变化等等。

【宏观地震前兆】 macroscopic earthquake precursor 地震前人的感觉器官能够直接察觉的一些震前征兆。例如井水变混浊、冒泡、翻花、升温、变色、变味、陡涨、陡落；泉水突然枯竭或涌出；动物表现异常；天气骤冷、骤热或大旱；地下发出奇异的响声；天空出现奇特的亮光或彩云等，统称为宏观地震前兆。

【微观地震前兆】 microscopic earthquake precursor 地震前人类不能感觉到的震前征兆。如地壳形变，地面倾斜，海平面的升降，地下水化学成分的变化，地震波传播速度的变化，地应力、地磁、地电、地温和重力等地球物理场的变化等等。需用仪器和长期监测才能察觉到的这些变化统称微观地震前兆。

【地震云】 seismic cloud 地震发生前出现的形象奇特的云彩。有人认为与地震有关，是地震的前兆。日本有较多的观测记录，是正在探索的一种自然现象。

【地光】 earthquake lighting, luminescence 由于地震活动而产生的发光现象，常在临近强烈地震发生时出现。有的为大面积笼罩地面，有的呈条带状的闪光，有的如火球成串升起。其颜色以白中发蓝似电焊火光者居多，红色、黄色及其他颜色的也有。



地光

【地声】 earthquake sound 临震前或地震时在地下发出的声响。常如闷雷声、载重车通过声、风声及金属碰撞声等等，自远而近，一般在震中区听到地声时，震动随之发生。

【地炮】 seismic bombing 地震区在强烈地震后出现的从地下喷出气体发出爆裂声的现象。它具有相当大的冲击力量。可以把地下的土块崩起，在夜晚出现时具有火光。1975 年 2 月 4 日中国辽南地震后的一段时期内在平原地区就出现了这种特殊现象。

地震调查与地震预报

【地震宏观调查】 macroseismic investigation 在地震现场对人所能直接感觉到的地震现象，包括地震所造成的破坏和影响所进行的实地调查。如调查建筑物与工程的损坏、地质构造活动、地貌地形的变化、井泉的变异、地裂、喷沙冒水、山崩和滑坡、湖潮与海啸、人的感觉与生物的反映等，均属地震宏观调查的范畴。根据地震宏观调查可以确定地震烈度、绘制等震线图、确定宏观震中位置等，对于了解地震的成因和各种建筑物的抗震性能具有重要意义。

【古地震组合探槽】 paleoearthquake trench 横跨活动断层的一组探槽，以揭露地表下 10 米以内近地表深度范围详细地层和构造信息，识别地表破裂型古地震事件为主要目的的浅部开挖工程。大型组合探槽系统工程，已证明是揭示古地震事件的有效手段之一。

【地震区划】 seismic zoning, seismological zoning 根据不同区域可能遭受地震破坏的危险程度所作出的区域划分。通常以地震烈度、地震震动参数为指标，通过地震地质的研究及历史上地震活动的科学分析，是目前进行地震区划的基本方法。通常用最近若干年内可能发生的最大地震的烈度表示，可以据此采取相应的防震抗震措施。

【地震台】 seismic station ❶利用各种地震仪器进行地震观测的观测点；❷开展地震观测和地震科学研究的基层机构。

【地动仪】 Chang's seismograph 公元 132 年中国科学家张衡发明的世界上最早的观测地震的仪器。形似酒坛，用精铜制成，仪器中心设有一个“都柱”（中枢机械），四周装有八个按杠杆原理构制的机关，其外表装饰为龙形，每条龙口内含有一铜球，下面各有一蛤蟆张口承接。当某一方有地震发生时，由于地震波的冲击，立杆失去平衡，侧向地震波传来的方向，触发这一方向的机关，使龙口张启，龙口内的铜球便落入蛤蟆口中，表明这一方向发生了地震。



地动仪

【验震器】 seismoscope 能够显示地震的发生但不能作出记录的仪器，中国汉代张衡所做的地动仪即属此类。

【地震计】 seismometer 又称**拾震器、摆**。是将地面运动转变为电信号的装置，为能够记录地震某一物理常数之地震仪的主要部件。

【地震仪】 seismograph 用来记录地震时地面质点的位移、速度和加速度的各种仪器。通常使用的是记录地面质点位移的地震仪，一般由拾震器（摆）、放大器、记录器 3 部分组成。拾震器有水平的、垂直的两种，分别接受地震时地面的水平振动和垂直振动。拾震器牢固地设置在稳固的地基上，地震时随地面一起震动，摆的重锤由于惯性产生相对于其他部位的差异运动，由此反映出地面的振动。放大器用机械的、光学的或电子的方法将这种相对运动加以放大，随之用记录器的记录笔、照相或磁带等

方式连续记录下来，在记录纸上留下一条锯齿状曲线，称为地震图或地震谱。记录器还附有时间讯号装置以确定地震波到达的时刻。地震仪类型繁多，灵敏度范围也很宽。现代地震仪可分3类：短周期地震仪、长周期地震仪和宽频带地震仪。按其放大倍数可分为万倍级、千倍级、十倍级和几倍级。现代化的精密地震仪可测到振幅仅百分之几微米的振动。

【加速度计】 accelerometer　其输出与加速度成正比的装置。在重力勘探中，加速度计常用于测量船、飞机的运动。加速度计可以是：①一种换能器，它的输出正比于加速度；②一种地震检波器，它的输出正比于地面振动加速度。例如，一种动圈式检波器，它的响应正比于频率，工作起来就像个加速度计。

【强震仪】 strong motion seismograph　记录强烈地震近地面运动的自动触发式地震仪。一般由拾震系统、记录系统、触发-起动系统、时标系统和电源系统五部分构成。拾震系统通常采用三个拾震器，一个测量竖向运动，另两个测量互相垂直的水平向运动；记录系统是把拾震器相对于仪器底座的运动信号固定下来，可分为直接记录和非直接记录两种；触发-起动系统是强震仪中控制仪器起动和停止的一套装置；时标系统是为精确反映测点运动与时间关系的记录时间坐标装置，由一套周期脉冲信号系统提供；电源系统是保证整套仪器正常运转的能源，一般由直流电源提供。强震仪种类很多，按记录物理量可分为强震位移仪、强震速度仪和强震加速度仪；按记录方式可分为直接记录式(机械记录式和光记录式)、电流记录式、磁带记录式(模拟磁带记录式和数字磁带记录式)；按记录线道数，可分为三分量强震仪和多道(中心记录)强震仪。

【海底地震仪】 submarine seismograph　为在海底观测地震及其他地壳构造事件引起的微振动而设计的地震仪。按用途和仪器装置不同可分为系留式、自浮式、电缆式和人造卫星式。通常都是在陆上地震仪的基础上增加一些特殊元件改制而成。与陆上地震仪相比，脉动的增强和衰减都比较快，其振幅比约有20倍以上的差距。脉动的来源为海洋，并和风、波浪成正比。这种地震仪结构复杂，体积大，造价高，布设和回收都比较麻烦。通过架设海底地震仪可观测到陆上不易观测到的前震和微震活动，便于弄清地球构造的区域性差异，是测定海沟、洋中脊附近地震动态和特征的最有力手段。

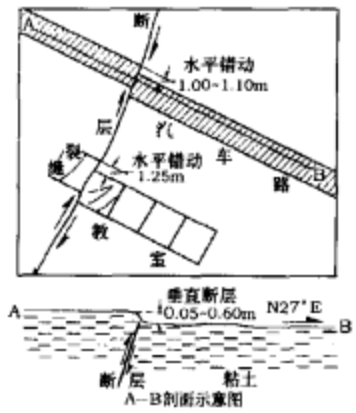
【应变地震仪】 strain seismograph　设计用来通过测量两点间的相对位移检测地表形变的地震仪。可以记录到超长周期面波和地球的自由振荡等。

【地球物理场观测】 geophysical observation; geophysical field observation　利用各种仪器对地球各种物理场所进行的相对观测。根据近代观测研究，发现地震前地球的许多物理场(如地磁、地电、重力等)常有异常变化。因此观测这些异常变化是探索地震预报的重要途径之一。目前经常应用的有地磁测量、地电测量、重力测量、地应力测量等。

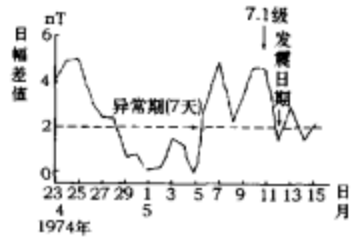
【微震观测】 microseismic observation　对微小地震所进行的观测。一部分大地震发生前先有一系列微小地震发生，利用各种手段观测这些微震的分布、频度和特征，分析其地震活动性与构造活动性，是地震预测的方法之一。

【无震地形变】 aseismic ground deformation　地面发生水平及垂直方向的位置移动，但与地震无关，这种形变被称为无震地形变；发生在断层两侧的被称为无震断层位移。

【地形变测量】 ground deformation measurement　对一个地区地面的相对变化进行的重复或连续观测。所采用的手段和仪器主要有：水准测量、三角测量、倾斜仪、伸缩仪、电阻丝应变仪、激光测距仪、测潮仪；近些年来还发展到应用一系列空间对地观测技术，如GPS(全球空间定位系统)等。这是对地震前兆监测的一种有效手段。图示唐山地震后的地形变情况。



地形变测量



磁力仪测量曲线

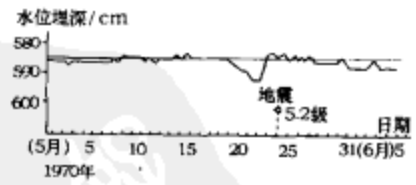
【地磁测量】 geomagnetic measurement　利用各种磁力仪对地磁场随时间变化进行的相对或绝对观测。地磁场变化的原因很复杂，地震发生前常有地磁异常出现，虽然相互间的关系还不十分清楚，但在实际应用中已可作为探索地震预报的方法之一，同时对发展地球科学也有积极的意义。图示1974年5月11日云南昭通地震前，从4月29日至5月5日地磁、日磁差值曲线图，据此所推算的发震日期与实际发震日期基本符合。

【地电测量】 geoelectrical survey　利用仪器对自然电位随时间变化所作的观测。地下存在天然的弱电流，地壳两点间有电位差，称为自然电位，在地震发生前常有自然电位差突然升降的异常现象，因此地电测量是地震预测的手段之一。但地电场变化的原因相当复杂，需要进行科学的综合分析。

【重力测量】 gravimetric survey　利用重力仪对地球重力场随时间的变化所进行的观测。地震发生前，地壳岩石的形状和密度会发生变化，从而引起重力异常。重力测量是预报地震的一种手段。

【断层位移测量】 fault displacement measurement　为确定一条断层现今是否仍有活动及其活动方式所进行的观测。通常是在断层两盘设置人工标志，使用测量学的方法或用电阻丝、连通管等各种机械的、电学的、光学的方法，长期连续地精密测量断层两侧的垂直位移和水平位移，来确定断层的活动情况。是监测地震前活动断层位移情况进行地震预报的一种手段。

【地下水观测】 underground water observation　对地下水的水位升降、物理性质和化学性质等所进行的长期连续的观测。地震发生前，由于地应力、地形变等的变化，往往引起地下水位及其物理、化学性质发生显著变化，如水位升降、水质混浊或井水冒泡、翻花、升温以至涌出等，因此地下水观测就成为群众性地震预报的一种有效手段。图中为1970年5月25日河北丰南县5.2级地震前后深井水位变化曲线。

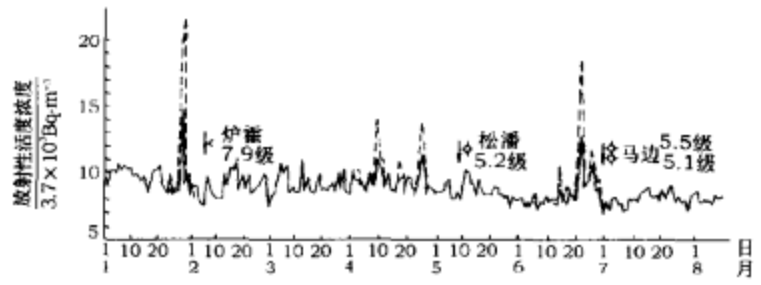


地下水观测曲线

【生物异常观测】 observation of biogenic anomaly　根据历史经验，地震前常有一些生物出现反常状态，引起生物反常的原因很多，但一部分反常现象确与地震即将发生有联系，对此进行观测分析，是预测地震的一种方法。这种方法称为生物异常观测。

【水氡异常】 water radon anomaly　地下水中氡气含量的突然大幅度增加或减少。在多次大地震前已观测到这种现象，其原因可能是地应力的变化，使岩石释放出一定量的氡气，而导致地下水中氡气含量的变化。水氡异常的观测是地震监测的一种手段。图中表示1973年2月6日四川炉霍7.9级大地震及松潘、

马边等地临震前出现的水氡含量变化的异常曲线。



水氡异常曲线

【地震预报】 earthquake prediction 向社会公告可能发生地震的时域、地域、震级范围等信息的行为。发生地震的地点、时间及震级，称为**地震预报三要素**(elements of earthquake prediction)。地震预报有不同阶段划分方法。长期和中期地震预报主要是根据历史地震的时空活动规律和地震复发模型作出的。短期和临震预报则是在长期和中期地震预报的基础上，主要根据地震前兆进行的。地震前兆的现象很多，但产生这些前兆现象的原因却很复杂，不能简单地把某种现象作为地震预报的根据，必须从地震、地质、地球物理、地球化学、天文气象等各方面进行精确的、深入的综合研究，揭示这些现象的本质和它们与地震的内在联系，从而寻找预报地震的可靠依据。目前作为地震预报手段的地震前兆观测有：地应力测量、地倾斜测量、地形变测量、断层位移测量、地下水观测、地球物理场观测，生物异常观测、微震观测、地声观测、地温观测以及地球自转速度不均匀性的地极移动、天文和气象异常等。地震也和其他自然现象一样，有其自身的规律性，是可以认识和掌握的。1975 年 2 月 4 日中国辽宁省南部海城、营口一带，发生 7.3 级强烈地震，中国地震工作者事先作出了预报，说明地震是有可能预测的。但目前国内外的地震预报水平还不高，中国地震预报的水平居于世界前列。

【渐进式地震预报】 progressive type earthquake prediction 国际上关于地震预报原则上分两类：一是远期预测，预计某一地区几十年可能遭受最高地震烈度，也称烈度区划，为工程建设的防震抗震服务；另一类是近期预测，预测何地、何时、可能遭受多大震级的地震，为及时作出防震准备和行动提供依据。20 世纪 60 年代后期，国内外在地震预报的科研和实践中，对地震孕育发生过程及相应预报阶段的划分开展了深入研究。中国大陆从 1966 年邢台 7.2 级强震至 1976 年松潘 7.2 级强震，前后共发生 9 次 7 级以上破坏性强震，由此推动了地震预报工作的全面发展，积累了宝贵的震例资料。1972 年中国地震学家提出长期(十年至几年)、中期(几年至几月)、短期(几月至几天)、临震(几天内)、震后(月内强余震预报)的渐进式预报方案，取得共识后指导全国强震形势预报至今，被日本地震学者称之为中国式地震预报。1986 年美国召开首次中期地震预报讨论会时，我们发表了国际上利用地形变、实验、理论、震例等不同资料划分地震预报阶段的对比表。根据渐进式预报方法，中国已先后对 1975 年海城 7.3 级等若干次强震作出不同程度的预报，取得了一些成功的经验。但 20 余年来总的预报水平，成功率还在 25% 左右徘徊。由于当前地震预报水平不高，中国则相对居于世界前列。

【地震长期预报】 long-term earthquake prediction 对未来 10 年内可能发生破坏性地震的地域的预报。主要是根据历史地震所总结出的时空活动规律和地震复发模型进行地震长期预报。

【地震中期预报】 medium-term earthquake prediction 对几年或几个月内某地将要发生破坏性地震作出的预报。主要根据历史地震分析所获得的时空活动规律和地震复发模型进行地震中期预报。

【地震短期预报】 short-term earthquake prediction, short-term forecast 对某地几个月至几天内将要发生破坏性地震作出的预报。是在长期和中期地震预报的基础上，主要根据地震前兆进行的。

【临震预报】 impending earthquake prediction 对某地在几天至几小时内将要发生破坏性地震作出的预报。临震预报以长期、中期和短期预报为基础，主要根据各种地震前兆现象预测。

【长期地震危险性评估】 long-term earthquake risk assessment 依据发震构造的几何学、运动学、动力学特征，以及最大地震烈度、活动断层的地震破裂分段习性和地表破裂型地震的复发模型等资料，评定发震构造不同段落的震级上限和发震的危险程度等，最终确定未来(数年至数十年)最有可能发生破坏性地震地点和强度的过程。

【地震工程】 earthquake engineering 为了防御地震的突然袭击所采取的有关工程措施的总称。包括地震烈度区划的鉴定与划分，抗震建筑规范的正确制订与合理运用，结构设计与最佳周期的研究，建筑材料的选择和地震灾害与次生灾害的预防等。

【最大地震】 maximum earthquake 适合于一个地区特定设计所能承受的震级上限。

【最大概率地震】 maximum probable earthquake 在概率基础上未来特定时段内，区域或断裂上可能产生的最大地震。

【设计地震】 design earthquake 实际结构设计中工程师使用的术语，相当于地质学家和地震学家建议的“最大地震”。

【安全关闭地震】 safe shutdown earthquake 美国核能控制协会专用术语，特指在不对公众造成危险的情况下能使核反应堆安全停止运转的最大地面震动(地震)。

【最大可信地震】 maximum credible earthquake 在给定区域或当前构造格架下断层所能产生的最大地震。

【地震灾害评估】 earthquake hazard assessment ❶在不考虑发震可能性的前提下，利用如最大地震震级或地面峰值加速度等单参数进行的灾害预测，被称为确定性震害评估。❷在一定时间段内发生特定地震灾害可能性的概率预测称为概率性震害评估。

【地震台阵】 seismologic array 根据研究目的，在一定研究区，按某一规则(十字形，圆形，方形等)布设的一组地震仪。按工作性质可分为固定地震台阵，流动地震台阵；按控制范围可分为大、中、小孔径地震台阵。

【地震台网】 seismologic network 由各级地震台、站所构成的观测网络。按其控制震级的大小分为微震台网和强震台网；按监视范围分为全球地震台网、国家地震台网和区域地震台网；按台站仪器设置分为长周期地震台网和短周期地震台网；按信息记录方式还可分为模拟地震台网和数字地震台网等。地震台网内观测数据由各台站定时发往地震数据处理及分析预报中心，中心负责数据的收集、整理、编辑和储存以及对数据的综合分析研究。为记录不同震级和距离的地震，一般要设置短、中长和长周期地震仪；相应的记录器也要有大、中、小的振幅类型，才能获得适合于分析用的真实的记录。

【地震速报台网】 quick report seismic network 承担有提供地震速报信息任务的地震台组成的台网。在大震发生后，各速报台需立即将地震的主要震相(如 P、S)到时和测定的地震震级传到大震速报中心，速报中心快速分析后确定地震的基本参数，并向有关部门报告。

【全球数字地震台网】 Global Digital Seismic Network (GDSN) 是美国国防部高级研究计划局(ARPA)支持下建立的。GDSN 包

括数字化世界标准地震台网(DWWSSN),地震观测台系统(SRO),简易地震观测台系统(ASRO)。数字化世界标准地震台网可参考词条"数字化世界标准地震台网"。地震观测台系统(SRO)始建于1974年,该系统最大特点是所使用的地震计都安装在井下约100米,以排除工作频带内的地表噪声。其地震计由井下地震计和一套先进的数字记录系统组成。简易地震观测台系统(ASRO)于1976年开始安装,1978年安装完毕。其与SRO的最大差别是ASRO系统使用常规短周期和长周期地震计,而不是井下地震计。目前已有11个台,是世界上最为先进的地震台网之一。

【数字化世界标准地震台网】 Digital World Wide Standard Seismic Network (DWWSSN) DWWSSN是通过在世界标准地震台网(WWSSN)中某些选中的台站上安装数字记录后成立的。DWWSSN的设备设计成与WWSSN台站使用的现有仪器相连接,在每个DWWSSN台站安装的两个主要的新单元是放大器部件和数字记录系统。放大器部件由得克萨斯州的Teledyn Geotech公司设计并制造,它由三个宽频带前置放大器、三个中长周期滤波器,三个长周期滤波器,一个短周期放大器/滤波器的组合部件以及一套稳压电源组成,全部安装在一绝缘、屏蔽的机壳内。数字记录系统由H.E.Clark设计,包括模数转换器单元(ADC),微处理机单元、磁带驱动单元、模拟记录单元和电源分系统。

【国际加速度计部署台网】 International Deployment Accelerometers(IDA) IDA台网建于1975年,是用于低频地震学研究的数字地震台网。使用Lacoste-Romberg重力仪作地震仪,现已有18个台站分布于全球,包括中国的北京台和昆明台。

【宽频带数字地震仪】 broad-band digital seismograph 主要由拾震系统、数据采集系统、记录系统、时间服务系统和电源系统组成。具传统的用于记录远震以进行全球地震学研究的中长周期地震仪和用于记录近震与地方震以进行区域性地震学研究的短周期地震仪的功能于一身,并具有动态范围大、记录易储存和易联机分析等优点,是新一代地震仪。

国内外大地震

【中国历史地震】 historical earthquakes of China 据中国历史记载,中国是一个多地震的国家。早在公元前780年(周幽王二年)就有了关于丰邑(今陕西户县)地震的记录。在此之前已有关于公元前23世纪(舜三十五年)蒲坂(今山西蒲州)地震、约公元前1831年(夏帝发七年)泰山地震、约公元前1767年(夏帝桀末年)夏都斟鄩(今河南偃师南)地震,约公元前1189年(商帝乙三年六月)周(今陕西岐山东北)地震,约公元前1177年(周文王八年六月)周都(今陕西户县东)地动的记录;但都出于后人的著作,如《墨子》、《竹书纪年》等书,是古代的传闻的追记,不是地震时的记录。所以,公元前780年的地震记录(见《国语·周语》),可信度更高。从公元前780年以来,近3000年中的地震记录,不绝于古籍,所载的地震近20 000次。其中破坏性地震有6000多次。自公元1303~2001年,中国有记载的8级地震有20次,自公元1303~1989年7级以上地震有147次,而从1966~1900年发生的大地震(震级由6.7级至8级)就有20多次。

【中国8级以上地震】 近千年以来中国的8级和8级以上地震,共有23次,现核定后共有21次(见表)。已经中国地震学界科学论证和确认最早的8级地震是公元1303年(元大德七年)的山西洪洞、赵城地震。

中国近千年以来发生的8级以上特大地震简表

编号	发震日期	震中位置	震级(*M*/级)	震中烈度(*I*/度)
1	1303.09.17	山西洪洞、赵城	8	Ⅺ
2	1411.09.29	西藏当雄、仁布一带	8	Ⅺ
3	1556.01.23	陕西华县	8	Ⅺ
4	1654.07.21	甘肃天水	8	Ⅺ
5	1668.07.25	山东莒县、郯城	8½	Ⅻ
6	1679.09.02	河北三河、北京平谷	8	Ⅺ
7	1739.01.03	宁夏平罗、银川	8	> Ⅹ
8	1806.06.11	西藏错那	8	Ⅺ
9	1812.03.08	新疆尼勒克一带	8	Ⅺ
10	1833.08.26	西藏聂拉木	8	Ⅺ
11	1833.09.06	云南嵩明、杨林	8	Ⅺ
12	1879.07.01	甘肃武都南	8	Ⅺ
13	1902.08.22	新疆阿图什附近	8½	≥ Ⅹ
14	1920.06.05	台湾花莲东南海中	8	
15	1920.12.16	宁夏海原	8½	Ⅻ
16	1927.05.23	甘肃古浪	8	Ⅺ
17	1931.08.11	新疆富蕴附近	8	Ⅺ
18	1950.08.15	西藏察隅-墨脱附近	8½	> Ⅹ
19	1951.11.18	西藏当雄附近	8	
20	1972.01.25	台湾台东东北海中	8	
21	2001.11	青海昆仑山口西	8.1	

注:历史地震震级是根据地震破坏程度的历史记载推测的,不同地震学家往往存在不同意见;此表为经核定后的8级和8级以上的地震。

【定襄-忻县地震】 Dingxiang-Xinxian earthquake 1038年1月9日发震,震中位于山西定襄、忻县,其坐标38.4°N,112.9°E,震级7.3,震中烈度Ⅹ度。灾情:极震区定襄、忻县,山崩、地裂、涌水,重灾区各州县城倒、屋塌。死亡32 300人,伤5600余人,牲畜死5万余头。仅定襄县居民死亡近60%~70%。地震波及本省代县、太原等10余县,余震持续近10年。

【洪洞-赵城地震】 Hongtong-Zhaocheng earthquake 1303年9月17日晚9时在山西洪洞、赵城发生地震,震中位置36.3°N,111.7°E,震级8,震中烈度Ⅺ。灾情:山崩、滑坡,地裂成渠,死人不可胜记。一说,死亡475 800人。地震发生在新生代汾渭地堑强震带临汾凹陷的边缘部位。Ⅶ至Ⅺ度区等震线长轴走向为北北东,等震线平面位置与地表断续出露的赤峪断裂相吻合。是北北东向赤峪断裂发生走向滑动,引起右旋剪切破裂的结果。

【当雄地震】 Damxung earthquake ①1411年9月29日发震,震中位置30.1°N,90.5°E,震级8,烈度Ⅹ~Ⅺ。灾情:有的村庄被埋入地下,人畜伤亡甚多,有山岩崩落、地裂大缝和湖崩等现象。震中位于西藏拉萨西北,当雄至仁布间。Ⅺ度等震线呈椭圆形,长轴约60千米,短轴约20千米,走向北东。②1951年11月18日17时35分50秒发震,震中位置31.1°N,91.4°E,震级8.0,裂度≥Ⅹ。灾情:震区人烟稀少,居民分散,交通和通信困难,灾情不详。极震区在蓬错、崩错、达孜一带,地表破坏严重,基岩出现裂缝,走向错距为3~5米;地裂缝带长度大于75千米,宽最大至20米。等震线呈北西向椭圆形。发震断裂是北西向崩错活动断裂,为右旋水平扭动的走滑型断裂。断层面解表明,本区的P轴方位为12°,仰角23°,T轴方位118°,仰角31°。

【华县地震】 Huaxian earthquake 又称关中地震。1556年1月23日午夜发震。震中位置34.5°N,109.7°E,震级8,震中烈度Ⅺ。灾情:山川改貌、山崩地陷,死亡83万人。重灾区30余县,轻灾区50余县,波及省外8省。地震发生在新生代汾渭地堑强震带渭河盆地南缘。据Ⅸ至Ⅺ度区等震线轮廓和余震密集区推测,发震断层在永济与临潼之间,走向北东70°左右。从构造背景上看,发震过程很可能是临潼—渭南—华县—永济断裂带的一次大规模右旋张扭活动的结果。

【泉州地震】 Quanzhou earthquake 1604年12月29日在福建省泉州市发生地震。震中位置24.7°N,119.0°E,震级原为8,后修定为7½,烈度Ⅸ。灾情:福建、江西、浙江3省有22个县(市)记载了不同程度的震害。闽南沿海大部分地区都有人畜伤亡,一些城墙及其突出部位遭到破坏。地震发生于毗邻台湾地震区的泉州-汕头地震带,该带位于长乐-诏安断裂带内。长乐-诏安断裂带主要由4条近于平行的北东-北北东向断裂组成,并受到北西向断裂的横切。该带是活动的巨型深断裂,处于北东向的闽东沿海重力梯级带东侧的正异常带上,也是地热异常带,其活动方式为右旋走滑。另一震源断裂为沙县-南日岛断裂,它是沿海北西向断裂中延伸较长、切割地壳较深、全新世以来活动性较强的断裂,活动方式为左旋引张。地震的主压应力轴方位角80°,仰角22°;主张应力轴方位角181°,仰角27°。

【天水地震】 Tianshui earthquake 1654年7月21日在甘肃省天水市发生地震。震中位置34.3°N,105.5°E,震级8,烈度Ⅸ。灾情:倾倒城垣、楼垛、堤坝、庐舍,压死兵民31 000余人。

【莒县-郯城地震】 Juxian-Tancheng earthquake 1668年7月25日晚8时山东省莒县-郯城发生地震。震中位置35.3°N,118.6°E。震级8.5级,震中烈度Ⅻ。灾情:重灾区20余县,轻灾区100余县。此震未见人员伤亡总体数字,但极震区三县重灾区:莒县死亡2万余人,郯城死亡8700余人,临沂死亡7000余人,3县共死亡3万余人。其他县区死伤不详。地震位于沂沭深大断裂带上,震中区是断裂带由北向南收敛并拢地段,有利于应力集中;大地震位于沂沭带内活动最强烈的地段,又有规模较大的北西向与近东西向构造带与之交会,是发震断层闭锁、应变能高度积累的构造部位。

【三河-平谷地震】 Sanhe-Pinggu earthquake 1679年9月2日巳时发震,震中位置40.0°N,117.0°E。震级8级,震中烈度Ⅺ。烈度Ⅴ度区包括北京、河北、山东、河南、山西等省全部;内蒙古、辽宁、江苏、安徽、陕西、甘肃、吉林等省部分地区。灾情:极震区面积达1800平方千米。其中三河县死亡3000人,平谷县死人60%~70%。重灾区10余县,北京也是重灾区,全城死亡480余人,房屋倒塌12 798间,损坏18 028间,轻灾区包括延庆、房山、新城、昌黎、定县、天津等20余县市。总共死亡人数不详。构造上位于东西向阴山-燕山隆起带与北北东向华北平原沉降带的结合部位,地震发生在大厂凹陷西部边缘,宏观震中位于北北东向具有长期剧烈活动性的夏垫断裂带上。强震是在地壳原有断面上的再破裂,可能为右旋走滑正断层;三河-平谷地震是在北东东向区域主压应力作用所形成的构造格局基础上,由于局部附加应力场的作用,导致在特定地区的应力释放而产生的。

【临汾地震】 Linfen earthquake 1695年5月18日晚8时在山西省临汾市发生地震。震中位置36.0°N,111.5°E,震级7¾,震中烈度Ⅹ度。灾情:极震区有今临汾、襄汾、洪洞、浮山4县,临汾县城民房倒塌70%~80%,压死数万人,襄汾县民房倒塌殆尽,死者不计其数。重灾区30余县,地震波及陕西、甘肃、河南、河北、江苏、山东等省全部或部分,总共死亡人数不详。地震发生在新生代汾渭地堑强震带临汾凹陷中。Ⅶ至Ⅹ度区等震线长轴走向为北北东向,据卫片和深部物探资料推断,这次地震可能是在北东东向主压应力作用下,以北西西向断裂左旋平推错动为主,以北北东向断裂右旋平推错动为辅的共轭剪切破裂。

【通渭地震】 Tongwei earthquake 1718年6月19日寅时在甘肃通渭发生地震。震中位置35.08°N,105.2°E,震级7.5,震中烈度Ⅹ度。灾情:极震区通渭、甘谷一带山崩地裂、房屋倒塌、通渭县城东北角,平地陷裂,冒黄沙、黑泥,城墙倒塌,城外毛架山崩陷。官署民居倒塌殆尽。甘谷县北山南移,毁民居数千户。城西北村庄民户,牲畜全被压死。重灾区包括静宁、庄浪、秦安等10余县市。地震波及山西、宁夏、河南等省。此次地震死亡4万余人,伤30 000余人。

【平罗-银川地震】 Pingluo-Yinchuan earthquake 1739年1月3日戌时在宁夏平罗-银川发生地震。震中位置38.8°N,106.5°E,震级8,震中烈度Ⅹ度强。灾情:银川城墙陷落1米多,极震区地裂缝宽数米,涌水冒沙,淹没村庄、房屋倒塌殆尽,并引发大火,银川城民居全毁。地震波及今武威、正宁、靖远等10余县,有感范围包括今陕西、山西、河南等省。死亡6.5万人。地震发生在银川新生代断陷盆地中,位于南北地震带北端,是现代构造强烈活动地区。发震断层为银川-平罗隐伏断层。

【康定地震】 Kangding earthquake 1786年6月1日发震,震中位置在四川省康定东南大渡河畔。震中位置为29.8°N,102.1°E,震级7.5,震中烈度Ⅺ度。在泸定县、康定县一带极震区,山崩、城塌、房屋全倒。清溪县(今汉源县附近)山崩、堵塞大渡河10日(一说山崩塞河在磨西面山嘴),水淹至泸定桥。至第10日,堰塞湖水溃决,大水涌出,势如山倒。沿河两岸村镇一扫俱尽。一日一夜,水头至嘉定府(今乐山),城墙倾倒约700米,观水落江者不计其数。涌水顺岷江而下,至宜昌一带水势暂平。据当时记载,地震死亡仅430余人,但因地震堰塞湖所淹没及坝倒大水冲刷使沿河两岸村镇因水灾死伤近10余万众。

【尼勒克地震】 Nilka earthquake 1812年3月8日新疆尼勒克发震,震中位置42.7°N,83.5°E,震级8,烈度Ⅺ。在兖造哈、胡吉尔台、齐木库尔图等地山裂四处,长10~30千米不等,宽约3千米不等,深30~70米,平地涌出高阜。房屋倒塌。压死58人,牲畜5300余匹。一说空格斯河(今巩乃斯河)北岸人死者无算。这次地震造成长逾100千米,宽约40千米的地震形变带。地震发生在北天山强震活动带西段。喀什河断裂自西而东穿过震区,它是一条控制伊犁盆地北界和喀什河河谷的活断裂,错断了喀什河阶地和尼勒克沟,有明显的现代活动性。这次地震是近南北向的挤压作用下喀什河断裂作右旋逆冲的结果。

【磁县地震】 Cixian earthquake 1830年6月12日戌时在河北省磁县发生地震。震中位置36.4°N,114.2°E,震级7.5,震中烈度Ⅹ度。极震区地裂涌水,出黑白沙、泥沙;漳河、釜阳河干涸见底;城墙、房屋、大桥坍塌。死亡近100人,牲畜不可胜计。

【聂拉木地震】 Nyalam earthquake 1833年8月26日西藏自治区聂拉木发生地震。震中位置28.3°N,85.5°E,震级8,烈度≥Ⅹ。灾情:聂拉木、定日、吉隆、定结等县,税卡、官邸和百姓住房大都倒塌、倾圮,人民伤亡惨重;尼泊尔王国总计房屋遭到破坏18 000所,加德满都河谷共死414人;印度一些地方亦有损坏。

【嵩明-杨林地震】 Songming-Yanglin earthquake 1833年9月6日云南省嵩明-杨林发生地震。震中位置25.0°N,103.0°E,震级8,烈度≥Ⅹ。灾情:倒塌房屋48888间,死亡6700人。清道光县志载:"震动之时,西山岩石崩倒,滇池洪水沸腾,地自裂,桥自开,旱地出水,水田变陆,平畴隔成坑,田野生黑烟,瓦能舞,砖能飞,石能跃,墙能弯"。极震区中心在嵩明、宜良、澄江等地。地震破裂带全长约90千米,总体走向NE10°。地震位于中国中部南北地震带南部、川滇菱形块体东界的小江断裂中段,发震断层为小江深断裂的西支断裂。是小江深断裂发生左旋错动的结果。震源的主压应力方向为北西西向。

【武都地震】 Wudu earthquake 1879年7月1日寅时在甘肃省武都发生地震。震中位置33.2°N,104.7°E,震级8,震中烈度Ⅺ。武都南山崩,冲毁城墙数十米,民房200余户,寺庙、官署民

房大都倾塌，城外 50 千米处河桥陷落。重灾区有今西固、礼县、天水、秦安等 10 余县。轻灾区亦 10 余县。地震波及今四川、陕西、河南、山西、湖北等 5 省。死亡人数 20000 余人。

【阿图什地震】 Artux earthquake　1902 年 8 月 22 日 11 时在新疆维吾尔自治区阿图什发震，震中位置 39.8°N，76.2°E，震级 8，烈度 > Ⅹ。灾情：房屋倒塌 3 万多间，死伤 1 万多人，损失牲畜 600 多头。震中托盖山山顶南侧喀拉翁库尔削掉半个山头，崩落巨石 20～30 万立方米，崩塌的最大岩块可达 1540 立方米。个别地震裂缝长达 500 米以上。有感范围呈东西向不规则的椭圆形，东西长近 1400 千米，南北宽 900 千米，平均半径为 540 千米，有感面积达 927×10^3 千米^2。Ⅹ度区位于南天山山前阿图什背斜新山南北，等震线呈椭圆形，长轴方向为北东东向。发震构造为托特拱拜断裂，该断裂东西向延伸长逾 200 千米，可能是第四纪有明显活动的、切割到上地幔的岩石圈断裂。震源应力状况为：主压应力轴方位角 167°，俯角 18°；主张应力轴方位角 347°，仰角 70°；中间应力轴方位角 176°，倾角 0°；是本区自南而北的挤压作用的结果。

【玛纳斯地震】 Manas earthquake　又称沙湾地震。1906 年 12 月 23 日 2 时 21 分在新疆维吾尔自治区玛纳斯发震，震中位置 45.3°N，85.0°E，震级原为 8，后修定为 7.7，烈度Ⅹ。灾情：在当时人烟稀少，村镇寥寥的天山北麓，伤亡 1400 余人，其中压毙 300 多人；共倒塌房屋 2000 多间。极震区面积约 630 平方千米，长轴呈北西西-南东东向，长约 40 千米，短轴长约 20 千米。地震发生在北天山强震带的中段，位于北西西走向的准噶尔南缘断裂带上。该断裂带是一条深大的基底断裂，整体为右旋扭动逆冲断层，新构造活动强烈。震源机制：主压应力平均方向 14°，仰角平均 16°，反映是近南北向水平压应力挤压作用的结果。

【花莲东南海地震】 Hualian earthquake　1920 年 6 月 5 日 12 时 21 分 28 秒在台湾省花莲市东南海区发生地震。震中位置 23.5°N，122.7°E，震级 8。灾情：花莲港、台中及石垣岛均受破坏；死 5 人，伤 20 人；住房全破坏的 273 户，半破坏的 277 户，破损的 988 户；台湾全岛轻微有感。发震构造处在琉球岛弧西端与纵谷断层带北端碰撞复合部位；发震断层是与北北东向纵谷断层相平等的沿侧翼左旋断层。

【海原地震】 Haiyuan earthquake　1920 年 12 月 16 日 20 时 05 分 53 秒在宁夏回族自治区海原发生地震。震中位置 36.5°N，105.7°E，震级 8.5 级，震中烈度Ⅻ度。极震区为海原、西吉。极震区地面破裂、错动严重，从甘肃景泰经海原李俊堡转向南东，止于固原县的硝口附近。在极震区中轴线形成了一条地震形变带，走向与极震区延展方向一致，（北偏西 50°～70°），长达 220 千米以上。它主要由一系列的地震裂缝和断层组成。沿此断裂带两侧地形变强烈并有水平和垂直位移。地面或成为高陵、或陷为深谷、山崩地裂、黑水横流。海原、固原、西吉等县城全毁。其东六盘山山区城镇被埋没，村乡窑洞塌毁，并有水平、垂直位移。附近县城，城墙倾倒，房屋倒塌，死亡 20 多万人。发震构造是一条规模巨大的以左旋走滑为主的断层带。它西起古浪，东经景泰、海原、直至固原西的六盘山，全长约 500 千米，总体走向北西 70°，至海原东转为北西 50°。1920 年海原地震发生在这一断层带东段。该断层第四纪以来，以水平左旋走滑为主，晚更新世以来的平均滑动速率每年约 5 毫米左右。海原大地震破裂带是由七条不连续断层组成的左旋破裂带。其最大断距为 14～17 米，平均为 7.07 米。本区的主压应力以北东东方向为主。

【古浪地震】 Gulang earthquake　1927 年 5 月 23 日 06 时 32 分 47 秒（北京时间）在甘肃省古浪发生地震。震中位置 37.5°N，102.7°E，震级 8，震中烈度Ⅺ。灾情：极震区窑洞全塌、房屋倒塌 90%多，城内建筑全毁，地面裂缝发育，最长达 14 千米，以北侧下降为主，有下降 3～5 米者，大滑坡长达 1500 米，覆压村庄。重灾区主要为河西走廊，共 20 余县，波及敦煌、天水、都兰、刚察、西安等县市。其中古浪死 4000 余人，武威死 3.5 万人，牛马 20 余万头。震中位于祁连山北西西向构造带北缘。等震线长轴北西西向。古浪地震的发生在北西西向的塔尔庄-皇城断裂带及武威-天祝断裂带的交汇处。是主要以倾滑为主的地震。

【富蕴地震】 Fuyun earthquake　1931 年 8 月 11 日 5 时 18 分 43 秒在新疆富蕴发生地震，震中位置 47.1°N，89.8°E，震级 8，烈度Ⅺ。灾情：阿尔泰地区数百千米范围内的城镇，均遭受不同程度破坏，死亡数百人。有感范围直径达 2500 千米。地震断裂切割卡拉先格尔山一段，山体强烈破坏，断裂纵横交错，并在主峰北侧形成一长达 1.5 千米，宽 350 米的塌陷区。发震构造为北北西向的可可托海-二台断裂。该断裂长仅 200 千米，但它是一条切割阿尔泰山南缘额尔齐斯断裂的横走滑断裂，第四纪以来非常活动，而额尔齐斯断裂是一条超壳深断裂。在两断裂交会部位的深处，具有未被断开的切割点，即具有突出的闭锁结构，且交会部位存在较大的构造透镜体，地震就发生在两断裂交会部位。震源应力状况是：主压应力轴方位角 213°，俯角 3°；主张应力轴方位角 122°，仰角 35°；中间应力轴方位角 307°，倾角 55°。

【叠溪地震】 Diexi earthquake　1933 年 8 月 25 日在四川省叠溪发生地震。震中位置 31.9°N，103.4°E，震级 7.5，震中烈度Ⅹ。极震区叠溪镇全城及附近 60 余城镇、村寨完全覆灭。岷江两岸高山陡坡坍塌入江，堵塞江水，形成上下 4 个地震湖。45 天后，湖水溃决，大水下冲过茂县、汶川、灌县入成都平原，沿江城镇村寨受毁于水灾。叠溪镇地震时，全镇覆灭，死亡 6800 多人。嗣后地震堰塞湖坝堤缺口，沿江水灾，死 2500 余人，伤者不计其数。重灾区有茂县、汶川、松潘、理县、黑水等 10 余县，波及彭县、新都、蒲江、梁平、北川、重庆及陕西南部等地。

【察隅-墨脱地震】 Zayü-Mêdog earthquake　1950 年 8 月 15 日 22 时 09 分 34 秒在西藏自治区察隅-墨脱发生地震，震中位置 28.6°N，96.5°E，震级 8.6，烈度 > Ⅹ。灾情：破坏范围长约 800 千米，宽约 500 千米。最远有感距离 1200～1300 千米。Ⅹ度极震区大致沿南伽巴瓦峰东南坡，雅鲁藏布江拐弯下游河谷，以墨脱至里嘎间为中心呈北东向椭圆形，长轴 240 千米，短轴 120 千米。极震区内，房屋全部倒塌，山崩地裂十分严重，雅鲁藏布江多处堵塞断流。地震造成西藏地区死亡 3300 多人；印度阿萨姆地区，死亡 1500 多人。震区地处喜马拉雅山脉东段，初步判断发震断裂为墨脱北东向左旋走滑型断裂，据不同作者得到的 P 波初动解结果，大震震源区受到近南北的主压应力作用；与整个喜马拉雅地区受到印度板块向北推挤而产生的区域现今应力作用方式相一致。

【台东东北海地震】 Taidong earthquake　1972 年 1 月 25 日 10 时 6 分 22 秒在台湾省台东东北海区发生地震。震中位置 22.6°N，122.3°E，震级 8。灾情：房屋全毁 2 栋，半毁 4 栋，死 1 人，伤 1 人；有山崩现象，公路遭到破坏；福建省沿海各地普遍有感。震中位于台湾东部地震带南区，以北西向的左旋走滑型断裂为其发震断层。从震源机制看，地震节面倾向菲律宾海。

【唐山地震】 Hebei Tangshan earthquake　1976 年 7 月 28 日 03 时在河北省唐山发生地震，震中位置 39.4°N，118.0°E°，震级 7.8，震中烈度Ⅺ。当日 18 时 45 分 34.5 秒，在邻近的滦县又发生 7.1 级地震。震后唐山市房屋倒塌、工厂烟囱或倒或折，有的扭折成数段而不倒。市内街道、胡同路面断裂并有横向或上下位移现

象,市区变为一片废墟。铁道钢轨变形,公路开裂错断,滦河铁路大桥桥面节节倾塌入水。公路桥梁或塌或拱,交通瘫痪。地裂缝遍地可见,并伴生喷水冒沙现象。地震死亡 242 769 人,重伤 164 851 人;倒塌房屋 250 万间,破坏房屋 250 万间,地震波及地区北至内蒙古满洲里,南至河南漯河,东到海岸线,西至宁夏石嘴山、吴忠市,共 14 省、市、自治区,约 300 万平方千米内的居民受到地震影响。地震破坏区约 210 万平方千米。包括北京、天津两市,北至内蒙古多伦、辽宁凌源,南至山东德州,西达山西繁峙县。发震构造是北北东向的陡河断裂、唐山断裂与北西西向昌平-丰南断裂组成的多组活动断裂的交会部位。震源机制解为:主压应力轴方位角 75°,倾角 0°;主张应力轴方位角 345°,倾角 0°;中间应力轴方位角 210°,倾角 90°;与华北地区近代主压应力为 NEE 向的区域应力场作用有直接关系。

【昆仑山口西地震】 West Kunlun Mountain earthquake 2001 年 11 月 14 日 17 时 26 分 9.8 秒在青海省昆仑山口西发生地震。震中位置 35.97°N,90.59°E,震级 8.1,烈度Ⅺ。灾情:震中区位于可可西里国家自然保护区内,平均海拔 4600 米以上。因震中区人口稀少,绝大部分地区为无人区,无人员死亡报道,仅有 2 人轻伤,直接经济损失约为 3369.96 万元。地震发生在新疆、青海交界的东昆仑断裂西段。东昆仑断裂是一条大型活动左旋剪切断裂,又是青藏高原北部一条强震密集带。这次地震震中在北西西向东昆仑断裂与北东东向次级断裂的交会部位,破裂表现为自西向东单向扩展的特点。规模巨大的地表破裂带总长度达 300~400 千米,总体走向北西 80°~85°,具有明显的左旋水平走滑运动性质,最大左错量为 6~7 米,垂直位错很小,一般不超过 1 米。主震的震源机制解为:节面Ⅰ:走向 21°,倾角 80°,滑动角 175°;节面Ⅱ:走向 290°,倾角 85°,滑动角 10°。

【谢马哈地震】 shemaha(Шемаха) earthquake 1667 年 1 月,日期不详,震中位置在阿塞拜疆谢马哈(40.6°N,48.6°E),在今巴库西北,高加索山脉东端南麓。震级 6.9,震中烈度Ⅹ,余震持续 3 月。极震区城堡、房屋破坏甚多。地裂缝发育,交通阻塞、商旅难行。波及面较大,死亡约 8 万人。

【里斯本地震】 Lisbon earthquake 1755 年 11 月 1 日发震,震中位置为葡萄牙首都里斯本西约 100 千米大西洋底(36.0°N,11.0°W),震级 8.7,震中烈度Ⅺ。地震有感半径达 200 千米,导致的海啸,浪高 30 米,英、德、法三国海岸带均受其害。巨大海浪甚至到达北美洲东岸。破坏里斯本房屋 1.5 万所,占全市房屋的 3/4。死亡人数 5 万以上,占全市人口的 1/4~1/5。此次地震为欧洲历史上最大地震;也是欧洲首次有科学记录和进行研究的地震。

【洛杉矶地震】 Los Angeles earthquake ①1857 年洛杉矶发生 8 级地震,发震时间(月日)及灾情等不详。②1971 年 2 月 9 日发生于美国洛杉矶市,震中位置 34.4°N,118.4°W,震中烈度不详。据仪器测量,震源深度 10 千米。有感范围 7.8 万平方千米,震坏房屋 1070 幢,毁损 4400 幢,死亡 65 人,伤 2000 人。严重破坏市内立交桥、高速公路、铁道、变电站和供水管道等设施。水库大坝裂缝,致使 8 万人迁移。经济损失很大。此震之前已经设置地震观测台网,装备高灵敏度地震仪 300 台,强震仪 200 多台,以及激光测距仪等观测仪器,但只测到此震的最大水平向重力加速度值为 1.25 厘米/秒^2,地震持续时间为 7 秒等数据,没有观测到发震时间的信息。此震对研究地震预报有一定影响。

【海沃德地震】 Hayward earthquake 1868 年 10 月 21 日发震。震中美国加利福尼亚州海沃德(37.5°N,122.0°W)。震级 7.0,震中烈度Ⅹ。海沃德断层开裂,建筑物被损毁。其西的圣莱安德罗和旧金山遭严重破坏,死亡 30 人。

【奇利克地震】 Chilik earthquake 1889 年 7 月 11 日发震。奇利克在哈萨克斯坦今阿拉木图东北。震中位置 43.2°N,78.7°E,震级 8.3,震中烈度Ⅹ。震源深度 60 千米。极震区在伊犁河与伊克河之间。地震崩塌严重,堵塞河流,使两条河流改变流向。地裂缝发育,有的地裂缝长达 1 千米,宽 4~5 米。地震使伊克塞湖涌起巨浪,淹没湖西大片土地。地震波及区远达 800 千米。破坏建筑物 3000 幢。伤亡不详。

【浓尾地震】 Nobi earthquake 1891 年 10 月 28 日 6 时 37 分在日本浓尾发生地震。震中位置 35.0N,136.6°E,震级 8.35,震中烈度Ⅹ度强,极震区地裂严重,喷沙、涌水,山崩,滑坡 1000 余处,平移断裂最大的水平位移 8 米,垂直移距 5.4 米,铁道、公路破坏严重、房屋破坏 94%。并引起火灾,共死亡 7200 余人,伤 17 000 余人,房屋坍塌夷平 142 177 间。

【红水地震】 Crasnovodsk earthquake 即克拉斯诺伏斯克地震。1895 年 7 月 8 日发震,震中位置 39.5°N,53.7°E,在土库曼斯坦克拉斯诺伏斯克以南。震级 8.2,震中烈度Ⅹ。震源深度 60 千米,由于震中在里海东岸,海上巨浪冲没房屋和码头。极震区发生宽达 2 米的地裂缝,涌水涌沙;有的平移达 1.5 米,破坏输油管道。铁道破坏严重,枕木钢轨断折。四周山体滑坡,大巴尔汗山崩滑最多,使山体轮廓改貌。地震波及面积甚广,在撒马尔干德、塔什干、布哈尔斯克城等都有强烈震感。余震延续数月。

【阿萨姆地震】 Assam earthquake 1897 年 6 月 12 日,印度阿萨姆省加尔各答以北发生 8.7 级地震。震中位置为 22.5°N,88.4°E,震级 8.7,烈度不详,为世界著名地震。此次地震破坏地面约 35 万平方千米,有感面积 40 万平方千米。极震区面积 25 万平方千米之内,震动引起的惯性力达到重力的 50%,振幅达 30 厘米。地表变形,河流改道,并形成瀑布。山体崩滑,余震 5000 余次,伤亡损失不详。

【旧金山地震】 San Francisco earthquake 1906 年 4 月 18 日 13 时 12 分(国际时间)在美国旧金山发生地震。震中位置 38.0°N,123.0°W,震级 8.3,震中烈度Ⅺ。沿圣安德烈斯断层破裂长达 400 千米,在旧金山北部马林县,地表水平位移 6 米。垂直位移近 1 米。有感范围南北长 1170 千米,约 100 万平方千米。震后引起大火,连续 3 天,烧毁街区 521,房屋 28 188 栋。火灾损失 10 倍大于震灾。死亡 315 人,失踪 700 余人。人们在研究此次地震时,第一次提出了"弹性回跳"的理论。

【杜尚别地震】 Dushanbe earthquake 1907 年 10 月 21 日发震。震中位置为塔吉克斯坦杜尚别(38.0°N,69.0°E),现为塔吉克斯坦首都。震级 8.0,烈度不详。极震区村庄房屋均被破坏,多处地裂,岩崩,黄土河岸坍塌。死亡 1.2 万人。

【阿拉木图地震】 Alma-Ata earthquake 1911 年 1 月 3 日 23 时 25 分(国际时间)发震,震中位置在哈萨克斯坦阿拉木图其坐标:43.5°N,77.5°E,震级 8,震中烈度Ⅹ-Ⅺ,震源深度 25 千米。极震区成一断裂带,长 200 千米,形成大规模地裂缝和山体崩塌。崩塌的岩土堆高达 640 米。在伊塞克湖岸出现断裂及逆掩断层。地裂缝长达 2~3 千米,垂直位移达 6.5~8.5 米。地震有感半径长达 1000 千米。死亡 450 人。建筑物、房屋破坏甚多。

【关东地震】 Kanto earthquake 1923 年 9 月 1 日在日本关东南部发震,震中位置为 35.2°N,139.5°E,震级 8.2,烈度不详,震中区包括东京、横滨。灾情:房屋倒塌,公路开裂,铁轨变形。关东西北部地面沉降,最大达 1.4 米。东南部沿海隆起 1.8 米。震后大火蔓延,东京房屋烧毁一半以上,横滨烧毁 80%。海啸浪高 8.1 米,横扫相模湾及其周围沿岸陆地。死亡 99 331 人,伤

103 733 人。失踪 4347 人，房屋倒塌 128 266 幢。破坏或半倒塌 126 233 幢，烧毁房屋 447 128 幢，总计损失 28 亿美元。

【印度-尼泊尔地震】 India-Nepal earthquake　1934 年 1 月 15 日发震，震中位置 26.5°N，86.5°E，震级 8.3。震中区山崩地裂，地裂缝发育，最长达 300 米，宽 100 米，深 5 米，房屋全被震毁，死 10 700 多人，伤者无算。

【埃尔津詹地震】 Erzincan earthquake　1939 年 12 月 26 日在土耳其埃尔津詹发生地震。震中位置为 39.5°N，38.5°E，震级 8 级，烈度不详。极震区呈椭圆形，东西长 1300 千米，南北宽 600 千米。山体沿滑落方向位移 3.7 米，垂直位移甚微。震区房屋毁损严重，死亡 3 万余人。

【东南海道近海地震】 Tonankaido earthquake　1944 年 12 月 7 日于日本东南海道近海海底发生地震。震中位置 33.75° N，130.0°E，震级 8，震中烈度不详。极震区陆地部分，沿河铁路下沉，土石外流，桥墩显纵横裂缝。震后海啸波浪高达 10 米，海浪冲走房屋 3000 户，船舶冲走甚多。倒塌房屋 5 万户，伤亡不详。

【南海道地震】 Nankaido earthquake　1946 年 12 月 20 日在日本南海道发生地震。震中位置 32.5°N，134.5°E，震级 8.2，震中烈度不详。地震引发海啸波高 6 米，房屋、船舶冲走无数。地壳变形规模较大，隆起最高达 1.2 米，沉降最深 20 厘米。地震灾害波及 23 县，死亡 1330 人，失踪 102 人。

【阿什哈巴德地震】 Ashkhabad earthquake　1948 年 10 月 5 日在土库曼斯坦阿什哈巴德发生地震。震中位置 37.5°N，58.0°E，震级 7.5，震中烈度Ⅹ。震源深度 8 千米。极震区有轻微地面变形，升降只几厘米。有的地方水井水位上升 2 米，涌水量增加 5 倍，并出现新泉 10 多处。分水岭及斜坡上部，断裂缝垂直位移达 90 厘米，水平位移 60 厘米。在谷地发生的地裂缝，有的长达数百米。震中区房屋基本夷平。地震灾害波及伊朗，使 30 多个村庄夷为废墟。死亡人畜甚多，受伤人数以万计。

【智利地震】 Chile earthquake　1960 年 5 月 21 日（国际时间）发震。震中 38.2°S，72.6°W，震级 8.5，（也有人定为 8.9 级或 8.75 级），震中烈度Ⅺ。此次地震从 5 月 21 日至 6 月 22 日，在南纬 36°～48°之间的 1400 千米的沿海狭长地带中，连续发生 225 次强烈地震。其中 8 级以上地震 3 次，7 级以上的地震 10 次。震中区房屋、工业建筑全部毁坏。约 13 万平方千米的地面沉降 2 米，强烈地震海啸浪高 6 米，使沿海岸地带受灾深重。城镇、港口、仓库、公私民用建筑等，或沉陷入海，或被海浪卷光。智利湖区发生的山崩、滑坡以千计。交通中断，河流阻塞。地震引起火山爆发，火山云升高 6000 米，遮天蔽日。此震死亡 5700 余人。海啸波浪横扫太平洋，向西先后侵袭新西兰、夏威夷、菲律宾和日本等地海岸。而以日本受灾最重。

【阿拉斯加地震】 Alaska earthquake　1964 年 3 月 28 日 03 时 36 分 13 秒发震。震中位置 61.1°N，147.6°W，在美国阿拉斯加州南部威廉王子海峡地区。震级 8.5，震中烈度Ⅹ-Ⅺ。灾情：极震区倒毁房屋约 600 户，造成雪（冰）崩、山崩、地裂、海啸、泥喷。在极震区 160 千米之内的铁道、公路、仓库、通信、供电、供水等设施全都瘫痪。海啸浪高 30 米，并波及美洲太平洋沿岸及海岛地区如夏威夷、日本等地，余波并达南极洲。有感区半径 1500 千米，破坏面积 130 万平方千米。死亡 131 人。伤亡不详。此次地震是北美洲有史以来最大地震。

【柯伊纳大坝地震】 Koyna dam earthquake　1967 年 12 月 10 日发震，震中位置 17.5°N，73.8°E。在印度孟买东南 200 千米的柯伊纳大坝附近。震级 6.7，震中烈度Ⅷ-Ⅸ。震源深度 27 千米。地震连续 45 秒，极震区内有 47300 幢房屋被破坏，大坝和水电站建筑损坏严重。死 110 人，伤 2300 人，26 万人流离失所。

【棉兰老岛地震】 Mindanao earthquake　1976 年 8 月 16 日 16 时 11 分 0.74 秒（国际时间）发震。震中位置 6.3°N，124.1°E，震级 8.0。因震中在菲律宾棉兰老岛南海中，烈度不详。灾情：地震引致剧烈山崩、海啸，使沿海地区损失巨大。受灾的有 10 多省。有 315 处建筑物和桥梁被破坏，海啸巨浪高 5 米以上，冲毁数百个家庭。道路被坏，交通受阻，通讯中断。死亡 8000 人，失踪 40 000 余人，无家可归 177 500 人。

【汤加群岛地震】 Tonga archipelago earthquake　1977 年 6 月 22 日发震。震中位置 22.95°S，175.8°W，震级 8.3，震中烈度不详，震源深度 4 千米。极震区为群岛的主岛汤加塔布及其东南 42.6 千米的埃瓦岛，地震波及整个群岛。灾情：码头区大楼坍塌，陷入海水水底，水泥仓库亦然。埃瓦岛的农学院 6 层建筑物坍塌，34 所房屋震坏。

【墨西哥近海地震】 Mexico offshore earthquake　1983 年 9 月 19 日发震，震中位置在墨西哥城西南约 400 千米太平洋中（18.1°N，102.3°W），震级 8.1，震源深度 33 千米。次日又发生 7.5 级地震。震中东移上陆，位于格雷罗和米却肯州交界的巴尔萨斯河入太平洋的河口处。灾情：受严重灾害的为墨西哥沿太平洋岸的 4 个州及首都墨西哥城，最严重的是墨西哥城的老城区与商业区。全城建筑物有 35% 破坏严重，摧毁全城电讯设施、地下铁道中断，环城高速公路有数段停运，煤气管道破裂，煤气溢出引起火灾数十处。火势凶猛难以控制。共死亡 4000 余人，受伤 1.4 万余人，城乡失踪者 2 万余人。7 万～8 万人无家可归。此震并波及美国的得克萨斯州。

【班达亚齐近海地震】 Band Aceh offshore earthquake　2004 年 12 月 26 日上午 8 时，在印度尼西亚苏门答腊岛北部班达亚齐市近海海域发生的里氏 8.5 级地震。震中位置北纬 3.9°，东经 95.9°印度洋海床下 40 千米处。地震将苏门答腊岛、马来半岛南部及附近岛屿夷为平地。地震引发的海啸，横穿孟加拉湾，海啸波高 39 米，横扫印尼苏门答腊岛及周围岛屿、泰国南部、斯里兰卡、印度东南部、马尔代夫，造成巨大人员伤亡和财产损失。海啸巨浪穿越印度洋，巨浪涌到非洲东海岸一些国家，给塞舌尔、索马里带来了灾难。这次地震引发的海啸造成 21 万人死亡，13 万人失踪，经济损失巨大。

【巴基斯坦地震】 pakistan earthquake　2005 年 10 月 8 日当地时间 8 时 50 分 36 秒（格林尼治时间 3 时 50 分 36 秒），在巴基斯坦首都伊斯兰堡东北约 100 千米处（北纬 34.4°，东经 73.6°），波及印度、阿富汗、印度尼西亚等国。由于震源深度很浅、地震威力很大（相当于 128 颗广岛原子弹），因地震发生前毫无征兆，给巴基斯坦造成重大经济损失和人员伤亡，截止到 10 月 19 日已有 39 000 名巴基斯坦人遇难（据非官方估计已超过 8 万人），65 038 人受伤，330 万人无家可归。据估计，灾区重建需要 50 亿美元，10 年时间。此外，地震中印度有 689 人丧生，900 多人受伤；阿富汗至少有 4 人死亡。同时，形成了长达 100 千米的地震破裂带。这次地震还引发了一定范围的社会混乱，余震谣言、聚众哄抢、持枪抢劫事件时有发生。主震后发生了 45 次余震，最大超过 6 级。这次地震被认为是每年往北移动 5 厘米的印度板块向欧亚板块挤压碰撞作用的结果。地震发生后，中国迅速向巴基斯坦提供了紧急救灾和经济援助，并应巴基斯坦政府请求，于次日最早派出 49 人组成的国际地震救援队。参加国际救援的还有世界卫生组织、联合国难民署等 20 个国家和单位。

火山地质学

总　论

【火山学】 volcanology, vulcanology　涉及火山现象各方面的学科。研究的内容包括：火山的形成、分布和分类；火山构造和各种喷出物；火山喷发和其他大规模地质作用，如造山作用、地震活动和板块构造的关系；地球上的火山与其他天体上的火山的对比等。火山学的实用价值是环境监测和寻找有工业价值的矿床和地热能源的开发。公元 79 年古罗马作家小普林尼(Pliny the Younger)对维苏威火山喷发作过详细的纪录和描述。19 世纪初期，火山学成为自然地质学的一个重要分支，1815 年布赫(L. von. Buch)提出火山隆起说，1825 年斯克罗普(G. P. Scrope)提出了对立的火山堆积学。至 20 世纪世界上建立了许多火山观察所，火山学逐步形成一门新科学。

【火山地质学】 volcanic geology　见 86 页“火山地质学”。

【火山灰年代学】 tephrochronology　为了建立地质和考古事件的次序，利用火山灰层进行纪年的学科。

【火山隆起说】 elevation theory of volcano　又称**隆起火口说**(hypothesis of upheaval crater)。布赫 1815 年提出的一种火山成因假说。他认为火山的凸起，是地球内部能量的作用，向上推挤地壳，使之隆起成为圆顶丘，当压力增大到使地下物质冲破圆丘顶端而出时，遂有火山口产生。这一论点虽然得到洪堡(A. von. Humboldt)的支持，但是由于与事实不符，受到斯克罗普(G. P. Scrope)及莱伊尔(C. Lyell)的反对，为火山堆积说所否定。

【火山堆积说】 accumulation theory of volcano　斯克罗普(G. P. Scroper)1825 年提出的一种火山成因说，是与火山隆起说对立的学说。他认为火山体是喷出地表的熔岩、火山碎屑物等在火口周缘堆积逐渐增高形成的。以后这一成因说又得到莱伊尔支持，目前有关火山的成因，大部分可以用这一学说解释。

【火山地质】 volcanic geology　与火山有关的地质现象(包括火山机构，火山地形地貌，火山堆积物)，以及火山的成因、起源、演化历史与空间分布规律等均是火山地质的重要内容。

【火山构造】 volcanic structure　火山作用不论是裂隙喷发，还是中心喷发，均与长期发育的区域断裂系统有关。中心式喷发往往发生在两组断裂相交的地方。火山岩区断裂构造可划分出三个主要发育阶段：一是火山作用以前的断裂和断块构造形成阶段，主要为岩浆向地表运动提供通道。二是火山杂岩形成期间发育的断裂构造。主要岩浆向上运动时，上冲压力形成隆起构造。三是继承早期断裂，叠加在火山堆积物上的断裂系统。

【火山活动】 volcanic activity　与火山喷发相关的岩浆活动。包括岩浆冲出地面、产生爆炸、流出熔岩、喷射气体和碎屑物质等活动，以及与此相伴随的岩浆从地下向地面运移、发散热量、析离出气体、水分等活动。

【近代火山活动】 recent volcanic movement　有历史记载以来的火山喷发或溢出活动，包括古人当时的记载和后人用科学方法确定其为有历史记载以来的火山活动。火山活动是构造活动的重要表现形式之一。晚新生代以来，中国的火山活动主要分布在东北－华北地区、昆仑山－阿尔格山南麓、东南沿海、海南岛和台湾省以及云南腾冲等地区，据统计共有 50 余个火山群。其中，目前已知的中国近代火山群只有 10 余个(见表)；但对于晚新生代以来火山活动地区未来发生火山灾害的危险性仍不可忽视。全球的近代火山活动主要集中在环太平洋带、太平洋东岸的美洲科迪勒拉山系和太平洋西缘的花彩状群岛是世界上火山活动最剧烈的地带，有活火山 370 多座。据统计全球有活火山 516 座，其中有 69 座位于水下。近 400 年来全球的火山活动已夺去近 27 万人的生命，造成巨大的经济损失。火山灾害在主要自然灾害中被列为第六位。

中国近代火山喷发统计表

火　山	地　点	纬度(北)	经度(东)	喷发时间(公元)	注　解
察哈颜	黑龙江省呼玛	51°35′	126°35′	1796、1820	据《黑龙江外纪》《龙沙纪略》
火烧山	五大连池	48°43′	126°07′	1719、1721	据《黑龙江外纪》《宁古塔纪略》
老黑山	五大连池	48°40′	126°15′	1719、1721	据《黑龙江外纪》《宁古塔纪略》
牡丹峰	镜泊湖西地下森林	44°00′	128°45′	距今 5140 年	盛中方等，1983
四　海	吉林省靖宇	42°40′	126°33′	距今 1580 年(^{14}C)	刘　祥，1989
白头山	吉林省安图	41°31′～42°28′	127°09～128°55′	1410、1193、1120、1050(^{14}C)	崔钟燮，1993
彭佳屿	台湾省北	25°38′	122°05′	1916、1922	张克昌，1986
龟山屿	台湾省北	24°51′	121°56′	1795	
花　莲	台湾省东海中	24°00′	121°50′	1853、1854	Tom Simkin 等，1981
打鹰山	云南省腾冲	25°07′	98°32′	1609(?)	《徐霞客游记》，《永昌府志》，《云南地震志》
阿　什	西昆仑山	35°42′	81°35′	1951/05/27	刘嘉麒，1990
可可西里	可可西里湖附近	35°51′	91°42′	1973/07/16	Tom Simkin 等，1981

(据刘嘉麒，1995)

【火山作用】 volcanism　地下岩浆通过导浆通道喷出地表的全过程。它既包括火山的喷发作用及与其有关的沉积作用，又包括与火山喷发有联系的侵入作用。一些与火山活动有关的成矿作用也是其全过程的一部分。常见的火山作用以喷发作用为主，其表现的形式基本上有三种：①爆发，喷出大量气体的猛烈喷发，形成大量火山碎屑物，堆积成火山碎屑锥；②喷溢，岩浆从火口比较宁静地溢出大量黏度较小的熔岩流，形成熔岩被和盾状火山；③侵出，上侵并溢出黏度较大的熔岩流，在一次气体大量释放后，涌出火口，堆积而成。后期形成岩钟、岩针等。

【潜火山作用】 subvolcanism　又称**隐火山作用**(subvolcanism)、**地下火山作用**(subterranean volcanism)。泛指火山喷发前岩浆在地下聚集所产生的影响，喷发后残留地下的岩浆，以及未能

到达地面但已接近地表的岩浆体产生的影响等。潜火山的作用能使地面形态、地温、围岩的物理性质和化学成分、地下水的成分和运动等发生变化，并能促使矿藏形成。

【火山现象】 volcanic phenomenon　泛指岩浆到达或接近地表时引起的各种地质现象。狭义的火山现象，如喷火活动、喷气活动以及火山构造的形成等；此外，如温泉活动、蚀变作用、矿化作用以及岩体的贯入等则属于广义的火山现象。

【火山温泉】 volcanic thermal spring　近期火山活动所伴生的温泉，是尚未冷却的岩浆室加热地下水的露头，岩浆水的组分一般不超过5%。其温度和矿化度一般相对较高。火山温泉溢出的热水主要为高矿化度的氯化钠型水，当受地下水稀释时，成氯-重碳酸钠型水；当稀释强烈时，则变为重碳酸-氯钠型水。如果在地表浅处，地下水受蒸汽加热时，则成为贫氯的硫酸型水。火山温泉可用于医疗和提取有用成分，也可利用其热能。中国台湾省大屯火山群、云南省腾冲火山群一带，都有许多温度很高的火山温泉。

【火山喷气孔】 fumarole　在火山区有热蒸气和不凝气体喷出的孔洞。在局部热流很大、地下水的流入量很小的地区，在多孔的浅层热储中，蒸气能从沸水分离，并达到地表而不被凝结。这样的条件比较稀有，正常情况下蒸气被浅的地下水凝结，在地表只能见到酸性热泉。由于地下水位随季节而涨落，热泉和喷气孔可以互换。喷气孔的温度接近或略高于水的沸点温度。根据喷气孔喷出的物质组分可分为硫质气孔、碳酸气孔和水蒸气孔等。喷气孔地区和喷口的周围常发生强烈的水热蚀变。

【水蒸气喷气孔】 steam fumarole　喷出的气体以水蒸气为主的喷气孔。水蒸气的含量可达99.75%，其余的不凝气体仅占0.25%。其中 CO_2 占不凝气体的75%，H_2S 占15%，还剩10%则为 H_2、N_2 和 CH_4。

【硫质喷气孔】 solfatara　喷气孔喷出的气体中，SO_2 和 H_2S 的含量较多。硫质喷气孔的温度接近和略高于水的沸点温度。硫质喷气孔的喷口周围常聚集许多硫磺晶粒。

【碳酸喷气孔】 mofette　当温度低于水的沸点时，气体喷口喷出的主要是 CO_2，而很少水蒸气，被称之为碳酸喷气孔。如果风向、地形等条件适宜，喷出的 CO_2 会在低凹处聚集，若动物误入其中，会窒息而死。这种聚集 CO_2 的低凹之处，中国腾冲称之为“扯雀塘”、“醉鸟井”。

【无根喷气孔】 secondary fumarole, rootless fumarole　正在冷却的熔岩流、熔结凝灰岩和高温泥流之上出现的喷气孔，当岩浆还处于白炽状态时，水蒸气全部来自被正在冷却的熔岩流加热的大气水。这种状况可以持续好几年。美国阿拉斯加万烟谷的喷气孔就是1912年喷出的浮石流的脱气作用和大气水渗入到热的沉积物之下和之中汽化而形成的。其喷气孔常形成硅华柱。

【火山喷发】 volcanic eruption　火山物质(熔岩、火山碎屑和火山气体)，喷出到地表面的现象(如图)。由于各处岩浆性质不同和地质条件的差异，喷发的方式和强烈程度也不一样。按现今火山喷发的方式，可分为中心式喷发和裂隙式喷发两种；按喷发的强烈程度则有强烈爆炸、宁静溢出两种极端方式及它们间的过渡类型。这主要取决于岩浆的组分和通道的特征。如高硅质的岩浆，黏度较大，火山通道易被堵塞，堵塞愈紧，爆发也愈猛烈。基性岩浆，黏度较小，如经裂隙溢出，喷发相对宁静。火山喷发不局限于陆上，可在海底，也可在冰盖下。



火山喷发(维苏威)

【火山韵律】 volcanic rhythm　火山活动由初喷期经历高峰期、衰退期到休眠期的整个过程称为一个喷发旋回。一个喷发旋回往往包括多次喷发活动，在两个旋回之间常常隔有一定的间断，表现为构造不整合、喷发不整合或具有一定厚度的沉积夹层。以上构成火山的韵律性喷发。

【初始喷发】 initial eruption　是在没有火山的地方首次出现的火山喷发。它可以持续多次活动造成突出地面的火山锥；也有尚未堆成火山锥就停止活动，仅在地面留下低平的火山口，甚至没有明显的痕迹留下。

【火山喷发前兆】 eruption symptom, forerunning phenomena　预示火山将要喷发的自然现象。重要的现象有：地温升高，喷气孔活动加强，气体温度升高，喷出的气体中硫质增多，火山脉动加强，地震频繁，火山及其附近地面出现微小的倾斜，地磁场发生特殊的变化等。这些现象都是火山喷发前高热的岩浆在地下大量聚集所引起。

【火山脉动】 volcanic tremor　由于火山作用所产生的地面微小的反复震动。它与火山地震不同，是一种长期持续、每次振幅大体一致的震动。多出现在岩浆为玄武岩质的火山地区。在火山爆发前，火山脉动的振幅常增大，它是火山爆发的前兆之一。

【火山鸣】 volcanic rumbling　火山喷发时或在喷发前后发出的声响，有的如雷鸣，有的如炮声。其发生原因不一，例如火山爆发时，从火口发出的声音在大气中经过复杂的折射后形成的声音，或是由于火山地震时生成的声音。

【火山海啸】 volcanic tsunami　又称**火山津浪**、**火山津波**，因火山爆发而引起的海水剧烈扰动。

【火山旋回】 volcanic cycle　火山活动强弱交替发展的变化过程。从全球的火山活动来看，确有这种规律，但其原因还不清楚。对一座火山而言，更是有其发生、发展和消亡的过程，而它的喷发活动也总是有从开始喷发到活动加强又逐渐减弱直至停息的规律。这些具有周期性的变化过程，都可纳入火山旋回的范畴，但还是一个尚在探讨的课题。

【自爆发活动】 auto-explosivity　火山喷出物在喷到地面后，内部残留气体继续释放、体积迅速膨胀所产生的爆炸活动。

【喷发强度】 eruption strength　火山喷发本身能量的大小。在给定的喷发过程中，在地面释放出的总能量由四部分构成：①含在固体和流体产物中的热能；②加热地下的岩石并使大气水蒸发所要求的热能和机械能；③岩浆和气体所消耗的机械能；④把火山岩从他们的发源地上升到喷口克服重力所做的功。上面四项中以第1项为主。下面列举一些重要火山在喷发时放出的能量，以焦为单位表示。

地点	能量/J	地点	能量/J
富士山(1707年)	7.1×10^{17}	驹岳(1929年)	5.6×10^{16}
浅间(1783年)	8.8×10^{17}	草津-白根(1932年)	1.6×10^{11}
坦博拉(1815年)	8.4×10^{19}	三宅岛(1940年)	4.8×10^{16}
喀拉喀托(1883年)	约 1×10^{18}	鸟岛(1939年)	9.7×10^{16}
磐梯山(1888年)	约 1×10^{16}	樱岛(1946年)	2.1×10^{17}
樱岛(1914年)	4.6×10^{18}	基拉维厄(1952年)	1.8×10^{17}
十胜岳(1926年)	2.8×10^{13}	三原(1954年)	1.3×10^{15}
卡拍林霍斯(1957年)	4×10^{17}		

【爆发指数】 explosive index　表示火山爆发强弱程度的指数。以前用火山喷发过程中，喷出的火山碎屑物质在喷出物总

体积中所占的百分比来表示。1981 年由辛金(T. Simkin)等提出的比较火山喷发程度的指数(见表)。

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
记述	非爆发	小爆发	中爆发	中-大爆发	大爆发	巨大爆发			
喷出物体积/m^3	$<10^4$	10^4~10^6	10^6~10^7	10^7~10^8	10^8~10^9	10^9~10^{10}	10^{10}~10^{11}	10^{11}~10^{12}	$>10^{12}$
喷出烟柱高度/km	<0.1	0.1~1	1~5	3~15	10~25	>25			
定性描述	平缓的	溢出的		爆发的	灾变的 猛烈的	阵发的 狂暴的		庞大的 可怖的	
喷发类型	夏威夷型 斯特朗博利型		武尔卡诺型			超普里尼型 普里尼型			
喷发次数	443	361	3108	720	131	35	16	1	0

1982 年由纽哈尔(C. G. Newhall)和塞尔夫(S. Self)提出了一个火山爆发指数表,以描述火山爆发的相对强度,它共分为九级。最低的只有 1~3,为太平洋中部的火山。最高的达 99,为拉丁美洲的火山。大西洋的亚速尔群岛的火山为 66。爆发指数的大小正比于熔岩黏度和 SiO_2 的含量。

【火山烈度】 volcanic intensity 火山活动的强烈程度。目前尚无成熟的火山烈度表。1955 年津屋弘达(H. Tsuya)根据喷出物的体积(不含火山气体),将火山活动的烈度分为 10 个等级。其烈度表列于下:

烈度	喷出物体积/km^3	烈度	喷出物体积/km^3
Ⅸ	>100	Ⅳ	0.001~0.01
Ⅷ	10~100	Ⅲ	0.0001~0.001
Ⅶ	1~10	Ⅱ	0.00001~0.0001
Ⅵ	0.1~1	Ⅰ	<0.00001
Ⅴ	0.01~0.1	0	仅有喷气孔活动

【火山枕状构造】 pillow structure 在某些喷出岩中见到的椭球体叠加在一起的构造。椭球体的直径几厘米到一米许,一般在 30~60 厘米之间。椭球体为浑圆的枕状,表层为玻璃质,内部具放射状构造。它是熔岩在水下凝结而成,因为熔岩在水中迅速冷却,所以表层成玻璃质,而在后到的熔岩流来时,先到的熔岩已凝结成球,于是一个包一个相叠在一起。枕间的距离很小,多被相同组分的熔岩,或被碎屑沉积物,或被火山渣状的物质所充填。岩枕的出现表示当初的喷发活动发生在水下,或是靠近水边的陆上喷发,熔岩极易从陆上流入水中。

【火山柱状节理】 columnar joint 玄武质熔岩、岩床和岩墙中呈柱状的节理。它是一种常见的构造,但是在其他成分的熔岩中也可发育。节理柱以五边形或六边形最典型,但是也有三边或四边的,有的可达七边。大多数边直且相互平行,但是有的弯曲,宽度也有变化。柱的直径为几厘米到大于 3 米,长可达 30 米。柱状节理是熔岩在冷却过程中热应力作用的产物。一旦收缩作用克服抗张强度,节理就形成,然后在垂直收缩的方向作为一个面而发展。

【熔岩空洞构造】 lava hole structure 熔岩构造之一。熔岩溢出地面后,在流动过程中,表壳凝固,下伏液态熔岩仍处于潜流状态,并逐渐聚集形成一些壳下熔岩暗流(暗道),当暗道中的熔岩流走之后,即成为空洞,统称为熔岩空洞构造,如熔岩暗道、表层流空洞等。在洞壁上常形成棘刺状熔岩,即熔岩钟乳等。

【熔岩隧道】 lava tunnel, lava tube 熔岩内部狭长的洞穴。当岩浆喷出地表后,熔岩流的表层冷凝固结,因固结的岩石导热性极差,熔岩内部仍然保持高温,呈熔融状态,形成潜流,并逐渐集中于壳下的通道之下,形成熔岩暗道,当暗道中的熔岩流空之后,又无新的熔岩来补充,便形成这种形似隧道的洞穴。熔岩隧道的规模变化很大,高可为几厘米到 30 米,长可有几米到几千米。熔岩隧道常出现于玄武质的结壳熔岩之中,在高硅质的熔岩中比较少见,在渣块熔岩中也稀少,在块状熔岩中完全缺失。

【熔岩棘】 lava spine 熔岩隧道内壁上的棘刺状突起。是熔岩隧道形成过程中,里面的液态熔岩流走时,牵引拖曳洞壁尚未完全硬结的熔岩加上重力作用造成。

【熔岩钟乳】 lava stalactite 许多熔岩暗道的棚顶及壁上悬挂着熔岩钟乳,其中一些是由仍然处于流动态的熔岩从棚顶下滴而增长,另外一些则是从底部的熔岩流上升来的燃烧着的气体使顶板重熔而形成。这种高温状态可以持续数周或数月。由顶板和洞壁重熔所形成的纤细的熔岩钟乳常是中空的,并可达一米多长。在熔岩洞穴中不是所有的钟乳均由熔岩构成,许多是由硫磺和蛋白石构成。

【熔岩石笋】 lava stalagmite 熔岩隧道底部的圆锥状凸起。是隧道顶部的液态熔岩下滴到洞底堆积而成。为黏性小的玄武岩质熔岩特有的产物。

【溢流拱起构造】 effusive dome structure 熔岩暗道的顶部熔岩因冷凝而产生大量裂隙,暗道中潜流的液态熔浆沿裂隙上冒而形成的一类构造,如溢流丘、胀裂丘及胀裂脊等。

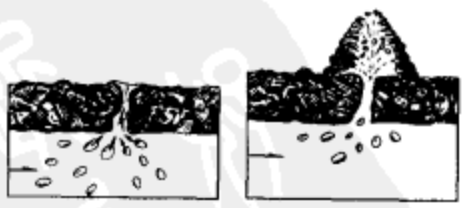
【溢流丘】 effusive dome 液态熔岩流过暗道,在某些地方穿破顶盖,形成局部的溢流中心,并向四面流散,形成低缓的盾形小丘,称为溢流丘。有时在溢出口附近形成小的锥体。

【张裂丘】 swelling dome 结壳熔岩表壳固结后,受下面液态状熔岩的推顶或气体膨胀等作用,局部向上隆起,同时产生张性裂隙,其隆起部分呈近圆形或椭圆形的称为张裂丘,又称**胀裂丘**;若延伸成为长梁状的则称为**胀裂脊**(swelling ridge),长度可达一二千米。裂隙中有时还有少量熔岩涌出。

【裂隙塌陷构造】 fissure-collapse structure 熔岩构造之一。当熔岩流表壳冷凝后,其下有空洞,顺冷却裂隙而发生的各种构造,如熔岩裂隙、熔岩塌陷坑或塌陷谷以及熔岩楔等。

【熔岩楔】 lava wedge 穿插在熔岩流壳层的裂隙中的熔岩。熔岩流的壳层固结后,内部处于液态的熔岩仍在运动。它使壳层开裂并楔入其中再凝结而成。

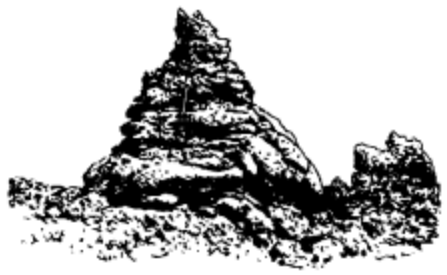
【喷气溢流构造】 fumarolic effusion structure 熔岩在所含气体的推动下,顺固结表壳的裂隙溢出地表堆积而成的构造。如喷气穴、喷气叠锥或岩饼塔等。这些构造的形成有一累进的过程,最初形成熔岩饼,它是少量熔岩在气体鼓动下沿裂隙溢出的带有一大喇叭口状的环形饼。这种熔岩饼可间歇性重复发生和重叠出现。如果只有少量几层形成就停止喷溢,累积高度很小,中间喇叭口很大,可称**喷气穴**。如果熔岩饼重叠达十几层或几十层,形成了数米高的中心空的塔、锥或冢状构造,可称作熔岩喷叠锥或岩饼塔(见图)。



五大连池熔岩喷叠锥形成过程示意图

【熔岩喷叠锥】 driblet cone 又称**熔岩喷气锥**(fumarolic cone-in-cone)。由熔岩饼围绕熔岩流上的无根喷气孔重叠堆积形成的锥体。一般高度只有 1~2 米,体积不大。是熔岩流的表层已有硬壳凝结,而壳下的熔岩还在流动时,如熔岩中所含气体较多,熔岩在壳下聚集到一定程度,就会产生足够的压力使壳下还

在流动的熔岩从壳层的裂口中喷出，如此多次活动到压力衰竭为止。这些喷出的熔岩，常和被熔结在一起的碎屑物质形成饼状、牛粪状的熔岩饼层层相叠，堆成烟囱似的锥。



熔岩喷叠锥(五大连池)

有时一个锥可有几十层熔岩饼组成。中国黑龙江五大连池，熔岩喷叠锥常成群成串出现，排列具一定方向性(见图)。

【火山链】 volcanic chain　许多火山呈线状排列形成火山链。可能是火山的喷发受同一断裂的控制；也可能是海底扩张、岩石圈掠过"热点"，喷出定向排列、时间递变的火山。

【火山带】 volcanic belt　火山活动比较强烈、活火山的分布相对集中的地带(如图)。多位于岩石圈板块的边缘。在离散板块的边缘有大西洋中脊、东太平洋中隆的洋底火山带。在汇聚板块的边缘有岛弧火山带和活动大陆边缘火山带，分布于太平洋周围的火山带，可合称为环太平洋火山带。另外从印度尼西亚岛弧到地中海也断断续续有活火山分布，它们也是汇聚板块边缘的火山带，称地中海火山带。



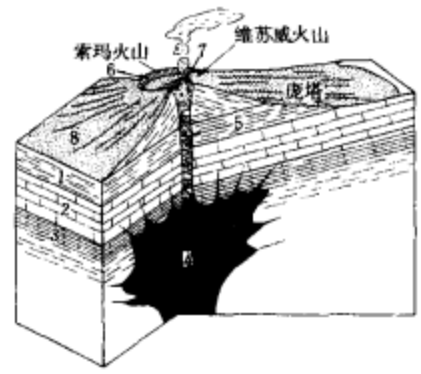
世界火山带分布图

【火山区】 volcanic region　火山带内火山活动比较集中和强烈的地区，它可以由数个火山群组成。如昆仑-可可西里火山区，含乌鲁克库勒等十余个火山群；兴蒙火山区，含阿尔新、沙秃、大同等火山群；长白火山区，含长白火山群、龙冈火山群，以及牡丹江-穆陵火山群等。至于长江以北的六合方山和江南的江宁方山，共有20余座火山，是否能属同一火山区或火山群尚无定论。

【火山群】 volcanic cluster, volcanic group　在一定的区域内，几个在构造、大小、岩性上相类似的独立火山岩体成群出现。如果火山群的面积更进一步扩大，可以形成火山区或火山带。

火山及喷发类型

【火山】 volcano　岩浆运移穿过地壳到达地面形成的具有特殊机构及形态的地质体(如图)。火山活动时常喷出大量高热的气体、固体碎屑物质和熔岩流。喷出物在喷口周围堆积成的山丘，称火山锥；有的也可因喷发活动很快停止，没有足够的喷出物堆积；或因喷发时爆炸猛烈，毁坏了原来的火山锥，不具有山的形态；还有些地方的岩浆是沿地壳裂隙大面积地涌出，也不形成突起的山丘；有的岩浆上升到接近地表，而未能冲出，但已使地面形态变异，可以认为存在着潜在的火山。在一般的概念中，火山常被理解为那种由来自地下的喷出物堆成的高地；不过在地质学中则不以这种山的形态为火山的本质特征，而是以下面有无通道与地壳中的岩浆库相通来判断。



火山示意图
1. 古近-新近系：粘土、泥灰岩、砂岩；2. 白垩系：石灰岩；3. 三叠系：白云岩、泥灰岩；4. 岩浆库；5. 火山颈；6. 破火山口；7. 火山口；8. 熔岩

【活火山】 active volcano　现在还具有喷发能力的火山。也有人认为在全新世喷发过的火山均属此类。据统计，20世纪以来喷发过的火山至少有380个。史载喷发过的火山534个，在全新世喷发过的火山约1500多个。这个数字还不包括数千个在海底的年轻火山。中国有历史记载的活火山有：1597年8月26日、1668年4月、1702年4月14日三度喷发的白头山；1719和1720年两度喷发的五大连池火烧山和老黑山；1916年4月18日和1927年6月1日曾两度喷发的台湾省北端彭家屿海中火山。有人认为昆仑山中阿什库勒和乌鲁克库勒间的火山于1951年5月27日喷发过，但有争议。

【休眠火山】 dormant volcano　现在没有喷发，但是可能在历史时期喷发过，并在将来有可能喷发的火山。因此，休眠火山和活火山之间没有严格的差别。

【死火山】 extinct volcano　现在没有喷发，将来也不可能再喷发的火山。

【近期火山】 recent volcano　全新世火山，即活火山。

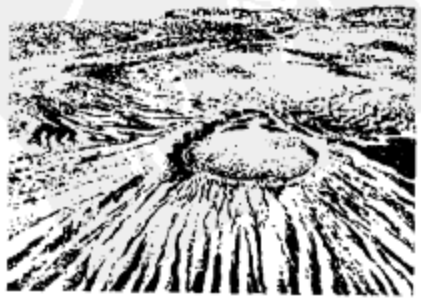
【热火山】 hot volcano　岩浆喷溢形成的火山。

【凉火山】 cold volcano　是喷溢气、泥、岩屑形成的火山，即泥火山。

【油气火山】 petroleum gas volcano　主要指喷出大量碳氢化合物(气、石油)、泥、岩屑的泥火山。喷发时，气体燃烧可见冲天火焰，详见"泥火山"。

【气体火山】 gaseous volcano　主要喷出大量碳氢气体、泥、岩屑的泥火山。

【泥火山】 mud volcano　一种锥形的、由泥和岩屑堆积成的小山和小丘。泥火山活动时常有大量气体、泥和岩石碎屑喷出，有的也有因气体燃烧而出现冲天火焰。其喷出物堆积形成各种大小不等的平顶锥形高地，高度一般不足10米，直径十余米至数十米。中国台湾省高雄泥火山，在长约20千米地带内有十余处，当其强烈喷发时，有时伴有地鸣或微弱地震，因有瓦斯泄出引起火焰喷射。世界上最大泥火山，是在阿塞拜疆里海巴库油田附近，锥体可高达数百米，喷口附近还形成小型泥火山(如图)。对泥火山的成因存在两种不同意见：一种认为，泥火山是火山活动近于停止或进入间歇及硫质喷气期，附近的温泉或浅海地区的淤泥受到火山气体浸染、蒸发而变为红色或黄色并随之喷出地表。喷出物除泥浆外，并夹带大量气体和岩石碎块，有的尚有硫质喷气；另一种意见认为，泥火山是由于地层剖面中有厚层塑性沉积物存在，其中含有大量埋藏水和聚集大量碳氢气体。当这些沉积物深埋并受到构造运动挤压，



泥火山(阿塞拜疆陶拉加伊)

在褶皱核部产生了断裂,受到强大压力的含水塑性沉积物就伴随气体岩石碎屑,沿断裂喷出地表,形成泥火山现象,曾被称为"泥泉"、"类火山"、"气体火山"或"油气火山"。为了有别于岩浆成因火山(热火山),有人称泥火山为"凉火山"。许多泥火山的喷发现象说明地下有碳氢气体的存在。过去有人认为泥火山作用是地下油气矿藏遭受破坏的结果。在高加索和东欧的某些泥火山发育地区,已开发出或探明地下有油气矿藏的存在。因此泥火山是帮助地质学家了解深部地质的信息,成为油气田的重要找矿标志。还有人认为,有的泥火山作用与某些硫、汞、砷成因有联系。

【泥泉】 mud spring 一般是指泥火山活动时,喷出物主要为粘泥,因而称泥泉。

【火山喷发类型】 eruption type 根据火山喷发特点进行的分类划分。对火山喷发进行严格分类是不可能的。在大多数火山喷发过程中,火山活动类型和喷出物的性质会逐步地或迅速地变化。喷发类型主要是根据火山通道的大小和形状划分为:①中心式喷发;②裂隙式喷发;③裂隙-中心式喷发;④区域喷溢。此外,还有水下喷发、冰下喷发等。

【中心式喷发】 central-vent eruption 岩浆物质经过地壳中一条管道冲出地表的活动。喷出物在喷口周围堆积成截头圆锥状火山锥,锥顶有主火山口。如喷出物尚未堆积成山就停止活动,或因爆炸猛烈,破坏了原来的火山锥,在地表就成为圆形火山口或破火山口。在火山锥顶端的火山口发生的喷发称作顶端喷发,但有时也可在火山锥的翼部和基部发生喷发,形成寄生火山锥。1979 年威廉姆斯(Williams)等将中心式喷发分为:夏威夷型、斯特朗博利型、武尔卡诺型、培雷型、普里尼(喀拉喀托)型、准岩浆型(包括萨特瑟扬型)和潜水蒸气爆炸型(超火山)。

【夏威夷型火山喷发】 Hawaiian type eruption 以极易流动的玄武岩流从山顶破火山口内的喷口流出,此后并从翼部张开的裂隙流出为特征的火山喷发类型。正常情况下,碎屑抛出物先于熔岩排放,包括火山毛、火山滴、熔渣、牛粪状火山弹,火山灰很少。碎屑抛出物着陆时,大多数碎屑物仍部分呈流动态。在喷发开始之前,充填岩浆室和裂隙的岩浆可以发生分异作用。由于橄榄石晶体下沉,气体向上扩散。当喷发开始,富含气体的岩浆呈喷泉状上喷,并出现熔渣,最后才流出熔岩,形成盾形火山。

【斯特朗博利型火山喷发】 Strombolian type eruption 指白炽的熔渣和火山弹中等程度的喷发。黏性熔岩流可以较长的间隔伴随着爆破活动(如在斯特朗博利火山),或是连续地溢出(如像墨西哥的帕里库丁火山)。喷发次序是以潜水水汽爆炸开始,紧随着为熔渣的喷出,最后是熔岩流出地面。在喷发过程中火山口内的喷口可发生巨大的变化。斯特朗博利火山的喷发最典型,故名。经常都是在火山顶部附近一个马靴型火山口之内发生。

【武尔卡诺型火山喷发】 Vulcanian type eruption 此类喷发从玄武质到流纹质的各种类型的岩浆(长英质组分最常见),一般以潜水水汽喷发开始,从火山通道的固态充填物中排出细石屑的火山喷发类型。在主喷发期,黏性的富含气体的岩浆喷出,形成混有火山砾和火山弹的玻璃质火山灰,火山弹着地后形成面包皮式火山弹。疏松火山碎屑成层好,散布面广。火山碎屑流极其发育。最后是喷出厚层黏性熔岩流。火山锥的典型结构是火山灰和岩块等碎屑物质所构成的碎屑锥。

【培雷型火山喷发】 Pelêan type eruption 常与黏性的流纹质、英安质或安山质岩浆有关,在喷发的开始阶段由新喷出的多气体岩浆产生火山发光云,随之为最猛烈又具破坏性的火山喷发。从空中降落的抛出物散布面积较小。黏性岩浆随之而来,并形成具有陡边的火山穹丘和火山柱,或形成短距离的厚的熔岩流。喷发旋回一般持续几年,但有的也可达 50 年。

【普里尼型火山喷发】 Plinian type eruption 又称**喀拉喀托型火山喷发**。普里尼一词原来是用于描述公元 79 年维苏威火山巨大的喷发活动,近来用于定义特别强烈的连续的气体爆炸性喷发的火山喷发类型。此类火山形成大量的浮石。一些普里尼型喷发初始是短期的富含气体的硅质岩浆喷发,随后是十分平静的玄武质熔岩流;另一些则是长期的、大量的浮石爆破,首先形成浮石雨,然后出现发光云(火山灰和浮石流)。从岩浆室喷出大量岩浆后,火山的顶部发生塌陷形成破火山口。在喷发初期,细粒浮石、火山灰雨可散播很广;喷发时间长时,火山碎屑变粗,在火山口周围分布,但不成层,离火山口愈远成层性愈好。

【准岩浆型火山喷发】 phreatic magma eruption 又称**萨特瑟扬型火山喷发**(Surtseyah type eruption)。当岩浆上升与海水或大量地下水接触、形成猛烈爆破性喷发的火山喷发类型。由上升的岩浆爆炸性破坏所建立的玄武质火山灰锥,通常见于许多大洋火山的岸边。这种火山最初由达尔文于 1835 年访问加拉帕戈斯岛时发现。由玄武岩流产生的大多数准岩浆型抛出物与斯特朗博利型的喷出物没多大差别,但准岩浆型的爆破是如此强有力,其喷出物更细、分布更广,有很好层理,甚至呈纹泥状。可能是玄武岩浆在水中骤冷时由于热震动而变细的。由于细粒火山灰丰富,增生的火山砾充裕,碰撞坑常见。圆形的火山弹和火山砾缺乏。

【超火山】 ultra-vulcanian 1907 年默卡里(Mercali)提出,用以描述没有岩浆喷出而只有岩石碎块与蒸气混合的喷发。根据蒸汽是由大气起源地下水产生的设想,这种喷发被称为**潜水蒸气喷发**(phreatic eruption)。鉴于这种假设难以证实,1949 年贾格尔(Jaggar)首次利用蒸气爆炸喷发这一术语,现已广为应用。它是地下水流入深处与热的岩石接触而发生的;或者当裂隙张开允许热的地下水沸腾或者过热水闪蒸成蒸气时也可发生;当然地下温度上升时也能得到同样的结果。总之,这种喷发不喷出熔岩和火山碎屑物。

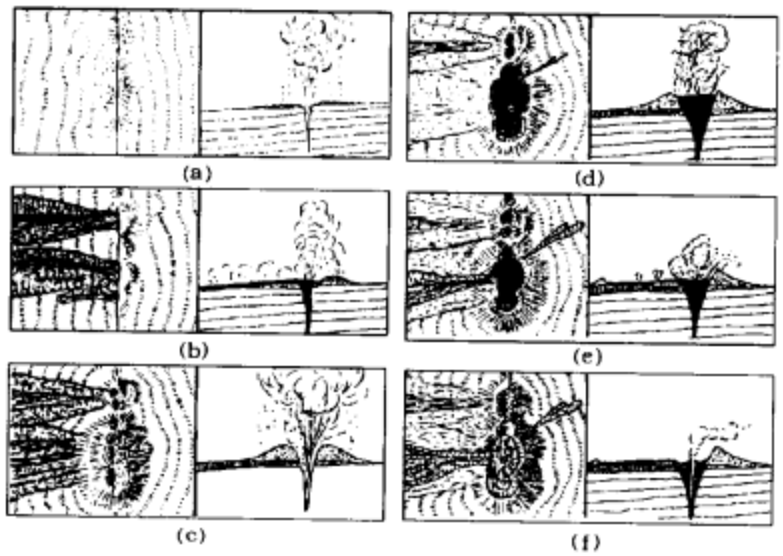
【裂隙式喷发】 fissure eruption 简称**裂隙喷发**。指岩浆物质通过地壳中的裂隙喷出地表的活动。地球上最大规模的喷发活动是从裂隙中喷出的,与火山锥和盾状火山无关。一方面产生大面积的硅质熔结凝灰岩被,另一方面形成大体积和延伸广的高原玄武岩或洋底玄武岩。熔结凝灰岩被的喷发非常强烈,而大陆高原玄武岩的喷溢则十分宁静;前者以美国内华达州早渐新世—晚上新世的爆炸性喷发为代表,后者称为冰岛型火山喷发。

【卡特迈型喷发】 Katmaian type eruption 喷出流纹岩质火山灰流并广布地面的特殊喷发活动。经过这种活动极黏稠的酸性熔岩物质以碎屑物组成的火山灰流在地面散布堆积熔结,使地面变得比较平坦,形成火山灰台地。现已很难见到这种类型的火山喷发。1912 年阿拉斯加的卡特迈火山,发生过具有近似这种特点的喷发,故名。按其喷发特征接近于熔结凝灰岩被的喷发,但它又有火山锥。1979 年的新分类中已废弃。

【熔结凝灰岩喷发】 ignimbrite eruption 熔结凝灰岩沿大断裂大规模地喷发。熔结凝灰岩无论在沉积模式上,还是在空间分布、类型和压实或焊结程度上均不同于一般的火山碎屑流。从裂隙喷出的熔结凝灰岩分布面很大。美国内华达州早渐新世—晚上新世的熔结凝灰岩覆盖面积 20 万平方千米,体积 5 万立方千米。新西兰陶波火山带达 2.5 万平方千米;黄石公园为 5000 平方千米。熔结凝灰岩比凝灰岩粗,斑晶含量可达 50%,但由于爆破碰撞,斑晶多破裂。喷发以巴耶斯型及圣·文森特型火山

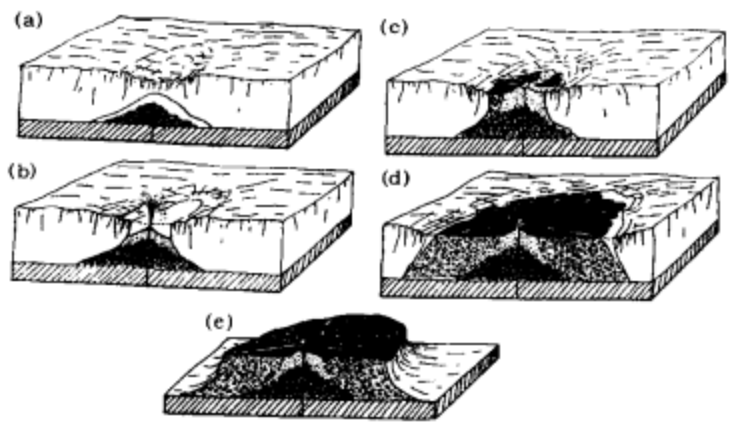
碎屑流开始，但只有极少喷出物高于喷口，而是多泡的岩浆像一块由白炽的凝块和气体组成的稠密的毯子倾泻到地面上。火山碎屑流的上部富气层呈涡流状，而下部呈层流状流动。其组分为流纹质到英安岩，不可能是由基性岩结晶分异的。

【冰岛型喷发】 Icelandic-type eruption　冰岛位于大西洋中脊上，是裂隙式喷发的典型地区，故名。里特曼(Rittman)于1962年研究了冰岛的斯伦斯拉博吉火山的火口列和相关的熔岩流。熔岩流从一组在2000年前形成的裂隙中喷出，每条裂隙长1～4千米，水平断距100～200米。熔岩喷出分六个阶段(图a～f)：第一阶段伴随地震裂隙张开，并被爆破作用而加宽；第二阶段大量富含气体的岩浆外流，倾泻于地表并固结为粗糙的玄武岩被；第三阶段喷出的熔渣和熔岩凝块，建造成一排火山锥；第四阶段在火山锥的火山口内形成熔岩湖；第五阶段大量不挥发的但很热的熔岩穿破火口壁，缓慢向外流出，并固结成块状和绳状熔岩；第六阶段岩浆后撤，喷发变为微弱的喷气孔活动。



冰岛型喷发的六个阶段

【冰下喷发】 subglacial eruption　在大陆冰盖之下发生的火山喷发。冰岛的"桌状山"就是在大陆冰盖之下的玄武质盾状火山。它的产生经历五个阶段(图a～e)：第一阶段是在冰川之下玄武质枕状熔岩开始喷发；第二阶段是上覆的冰受热熔化；第三阶段是火山喷口上升到雪水水位之上；第四阶段是在下伏碎屑岩之上形成一坚硬的玄武岩帽；第五阶段当冰完全溶化之后，平顶山残留下来。



冰下喷发与桌状山形成的五个阶段

【裂隙-中心式喷发】 crack central type eruption　中心式喷发和裂隙式喷发之间的过渡类型。差不多所有的火山锥和盾状火山最初都是沿着断裂喷发和分布的，后来才集中于一个或几个喷口。即使火山已达到很大之后，局部和区域的应力一般能产生放射状裂隙，并在火山的翼部和基部使喷口呈线状排列。在这样背景下喷出的岩浆从一个火山到一个火山，甚至沿着一个简单的裂隙也可以变化很大。一些火山在高层位喷出流纹岩，下部为玄武岩，根据火山的构造和地下水所起作用的不同，喷发的性质变化很大。

【区域喷溢】 areal eruption　岩浆不是从地壳中的个别通道和/或裂隙喷出，而是将上面的盖层熔透，广泛地大面积溢出地表的活动，又称为**蚀顶喷溢**(deroofing eruption)。这是戴利(Daly)对覆盖于北美黄石公园的大面积流纹岩的喷发机制提出的假说，但是现在探明黄石公园的流纹岩是从较小的喷口喷出的。

【海底喷发】 submarine eruption　在海底发生的火山喷发。第二次世界大战之后，随着海洋学的发展，在海底发现了大量火山。海底岩浆的喷发在许多方面与陆上火山不同。最明显的差别是那里高压和低温。上覆水柱的压力能限制从岩浆中排出气体的起泡，进而影响喷出熔岩的许多物理性质。水底喷出的熔岩大部分是拉斑玄武岩，熔岩的形态与水深无关；部分为枕状熔岩，也有块状熔岩，但很少渣块熔岩。不知在深洋底是否有海底火山碎屑流。但在海山和海岛的边坡聚集的碎石块的突然滑落可形成浊流沉积。海底火山数量成万，远多于陆上，但只有部分升出海面形成海山。海底火山大部分从大洋中脊溢出，也有部分从大洋板块内的热点溢出。

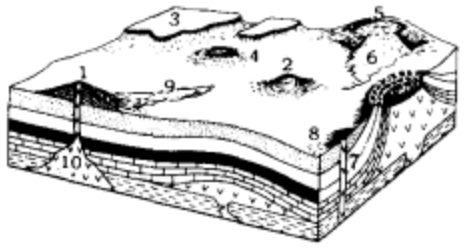
【高原玄武岩】 plateau basalt　英国盖基(Geikei)提出。认为它适用于苏格兰外赫布里底群岛广阔的玄武岩被，并且认为玄武岩浆是从密密麻麻的裂隙群喷出，而不是从盾状火山喷出的。1937年特勒尔将它称为**溢流玄武岩**(flood basalts)和**复合喷口玄武岩**(multiple-vent basalts)。这种熔岩多是低黏度的拉斑玄武岩，分布广，厚度大。如印度德干高原玄武岩，分布达50万平方千米，厚逾千米。

【扩张轴火山】 volcanoes at spreading axes　沿大洋底扩张轴形成的火山。散布于深大洋盆地的大型海山和火山岛是在扩张轴中心经长期活动而形成的。覆盖大洋底部并构成洋壳的主要物质是从沿中央扩张脊的断裂系统侵入并喷出的。大西洋中脊的火山活动集中于中心裂谷或地堑附近，裂谷两侧为对称性的阶梯断层包围。厚的枕状玄武岩流从雁列式裂隙中脉动地喷出，形成高约200米、宽约500～1000米的低脊。所计算的年平均喷发量是8700米^3/千米^2。玄武岩是从浅的岩浆库中流出，它的大部分未喷出地表就结晶。新鲜玄武岩之下为辉长岩、辉绿岩、蛇纹岩和橄榄岩。大量海山是从脊顶的中心喷口喷出的熔岩形成的。它们可以由于洋中脊的扩张而分成两半，分别位于大洋中脊的两边。东太平洋中隆的情况还知之甚少。

【大洋板块板内火山】 mid-plate volcanoes in oceanic plate　在大洋板块的内部有许多大型火山链，它们远离扩张脊，并且比它们所屹立的洋壳年轻。在太平洋，这些火山岛和海山的排列非常规律，彼此近于平行，并垂直于东太平洋脊的磁异常。研究最深入的为西北向的夏威夷海山链和北北西向的天皇海山链。从夏威夷岛往北西，火山的年龄愈来愈老，是因为夏威夷恰恰位于'热点'之上，当岩石圈从洋脊扩张并位于热点之上时就有火山喷发。在夏威夷岛链每1000千米有18座大火山。在天皇海山链只有13个，说明太平洋板块相对运动的速度与方向均发生改变。在天皇海山链形成的早期，可能板块运动的速度是相对较快的。

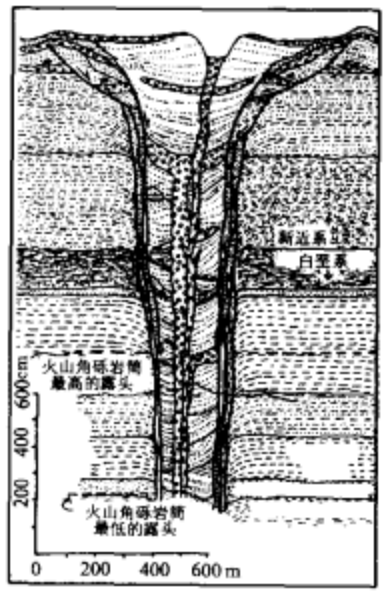
【火山机构】 volcanic edifice　又称**火山体**、**火山筑积物**。指火山喷发时在地表形成的各种火山地形(见图)，如火山锥、火山穹丘、火山口、破火山口、熔岩高原等等。有时还涉及火山颈、火山通道等地下结构。火山机构是建造和改造两种相反的力相互

作用的最终结果。建造作用产生明显的火山地形，建造的时间可以很短暂，只有几天或几星期，也可很久，达百万年。改造则趋于破坏已建成的火山构造，它分两种，一是侵蚀，当火山停止生长时就已开始，侵蚀速率取决于气候条件；另一种是新的爆破活动。



火山机构示意图
1.复合火山；2.火山渣锥；3.熔岩高原；4.具有火山穹丘的火山灰锥；5.底上有火山渣锥的破火山口；6.火山灰流；7.火山颈；8.马尔式火山；9.熔岩流；10.火山通道

【火山通道】 conduit　岩浆从岩浆库穿过地下岩层经火山口或溢出口流出地面的通道。火山通道的形状与火山喷发的类型有关。中心式喷发的常具有一个主要的通道，铅直方向，似圆筒状，一般称之为火山筒或火山管。裂隙式喷发型的通道常呈长条状或不规则状。火山喷出的大量物质就是经这些通道运移至火山口而溢出地面的。同时和这个主要通道相连的还有许多无固定形状的分支通向地面，或在地下尖灭而消失。火山通道中的残余岩浆，冷凝后成为岩石，凝结在火山筒中的称为**岩筒**(pipe)。在穿过固态岩石的垂直管道或火山颈中，充填有各种各样的角砾状岩石，称为**火山角砾岩筒**(diatreme)。它是温度较低、富含气体的侵入体穿透地壳而形成的。其深部可能是金伯利岩筒，顶部可能为马尔式火山口(如图)。



火山角砾筒的典型剖面
(以北美蒙塔那北中部的为例)

【火山筒】 volcanic pipe　又称**火山管**(volcanic chimney)。岩浆喷出地表时形成的圆形或近圆形的地下通路，常被熔岩、火山碎屑岩所充填。

【火山颈】 volcanic neck, volcanic plug　为火山碎屑物或熔岩充填的主要火山通道。它表现为近于垂直的圆柱状岩体，直径小于 500 米。

【火山颈残山】 volcanic butte　构成火山颈的岩石抵抗风化作用的能力强于周围的岩石时，经过长期侵蚀，剥露地面，成为孤立突兀的柱状山，称为火山颈残山。

【潜火山】 subvolcano　又称**次火山**。与喷出岩同源但为浅成侵入的岩体。岩性特征与喷出岩相似，一般晶体较大，形成深度一般比较小，小于 3 千米，通常为 0.5 ~ 1.5 千米。它常具熔岩的外貌，而又具侵入岩的产状，如岩墙、岩盖、岩床和岩株等。主要形成于火山作用晚期。

【雏火山】 embryonic volcano　又称**胎火山**。一种无地表显示、充填有角砾岩的火山管道，可能是由潜水水汽爆炸所产生。

【中心式火山】 central type volcano　中心式喷发而形成的火山。火山喷发活动是通过一个近于铅直方向的主要通道与地下的岩浆库相连而喷出地表，形成截头圆锥状火山锥。

【马尔式火山】 maar　具有低平火山口式的火山。是由火山活动胚胎期微弱的爆发活动而形成的低平小火山口。因为岩浆中的气体或地下水经加热后可产生潜水水汽爆炸，在地表可产生圆形的低平小火山口，而爆炸所产生的碎屑物虽然堆积在小火口的周围，但不能形成火口垣。小火口的底部常低于地下潜水位，从而聚水成为火山口湖。因它多见于德国埃菲尔地区，当地人称为马尔而得名。中国腾冲火山区北部，顺江一带的几个“龙潭”可能就是这种马尔式火山。

【穹状火山】 dome-shaped volcano　火山锥外形如穹窿状的火山。是火山喷出极黏稠的熔岩，堵塞在火山口内，并聚集膨胀，因而形成穹状外形，内部则常可见流动构造。

【盾形火山】 shield volcano　底部宽、坡度小(< 10°)、表面平坦、外形似盾牌的火山。它们主要为易流动的玄武岩浆迅速聚集所产生的火山。可以分为冰岛型、夏威夷型、加拉帕戈斯型三种类型。

【冰岛型盾形火山】 Icelandic shield　最简单和最对称的盾状火山，差不多完全由中心的喷火口喷出的物质构成。自第四纪大冰期后期以来，冰岛出现 20 个盾状火山。火山高为 50 ~ 1000 米，平均 350 米；坡角 1° ~ 5°，个别达 10°。冰岛盾状火山的绝对高度和相对高度朝岛的中心增大。这种变化可能反映在岩浆室之上地壳岩石和冰的压力的差异。冰岛盾状火山的火口一般呈环形，直径小于 1 千米，为平底锅状。冰岛火山开始从裂隙喷出，当喷发范围局部化之后就形成盾状火山。喷出物是单一的玄武岩。冰岛的一些“桌状山”是产生于冰盖之下的玄武岩盾状火山，它们由黑曜岩和枕状熔岩组成。冰岛盾状火山直径可达 10 千米，高 600 米，喷出的熔岩为 15 立方千米。

【夏威夷型盾形火山】 Hawaiian shield　夏威夷的盾状火山。海拔逾 2000 米，最高的达 4180 米，如果从海底的真正基底起算，则比珠穆朗玛峰还高。冒纳罗亚火山的熔岩总体积为 4 万立方千米，火山的坡度 45 ~ 65 米/千米，坡度角由 2° ~ 10°。典型的夏威夷火山由三部分组成：最下部也是最大的部分是从深水喷口喷出的枕状熔岩组成；上覆为浅水中喷出的黑曜岩和流入海中的陆上熔岩；可见的最顶部由薄的陆上岩流组成。夏威夷盾状火山初始阶段类似于冰岛型盾状山，是靠中心火山顶喷口反复喷出的熔岩流构成，继之在翼部的裂谷带喷出，数量日增，裂谷放射状排列汇聚于山顶破火山口，两主要的裂谷间交角 130° ~ 180°(见图)。夏威夷火山喷发频率约 3.6 年一次，每年增加的熔岩量约为 0.017 立方千米。



夏威夷岛诸盾形火山的放射状裂隙
1. 库哈拉火山；2. 昔赫拉利火山；3. 莫纳凯阿火山；4. 莫纳洛阿火山；5. 基拉韦厄火山

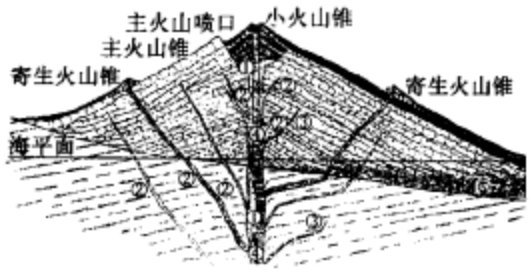
【加拉帕戈斯盾型火山】 Galapagos shield　在海面上可见部分的直径 15 ~ 30 千米，高度 1100 ~ 1700 米，坡度角 < 20°的火山。这种类型的盾形火山开始是冰岛型，为山顶火口的喷发，继之为山顶火口周围的环状裂隙喷发，只有部分的翼部辐射状裂隙喷发。这类火山以环状岩墙和岩床发育而有别于夏威夷型火山。

【成层火山】 stratovolcano　部分为熔岩流，部分为火山碎屑物相互成层、逐渐积累而成的截头圆锥状火山体。目前世界上主要的火山均属此类，因剖面上成层构造明显，故称成层火山。其实，这一称呼不当，因所有盾形火山和许多穹丘均是成层的，

故将其称为复合火山更适宜。构成成层火山的主要岩石为铁镁质乃至中性的火山岩，也伴有少量硅长质岩石。

【混合火山】 compound volcano　由不同组分的岩浆喷发和不同类型的喷发作用而建立的大型复合火山或盾状火山。它们均有独特的演化史。混合火山的锥体称混合火山锥。

【复合火山】composite volcano，compound volcano　由复合火山锥形成的火山。火山锥由火山碎屑层和熔岩层互层组成，成层构造明显，又叫层火山和成层火山(如图)。



复合火山结构

①火山通道；②岩墙；③岩墙；④后期的火山通道；⑤海相沉积

【裂隙式火山】 fissure volcano　岩浆沿地面的裂隙喷溢而形成的火山。裂隙长达数百米至数十千米，流出的熔岩常是流动性极强、黏度极小的玄武质熔浆，因此流布很广，常形成宽广火山平原或熔岩高原。最典型的为南冰岛的拉基火山，1783 年熔岩从 25 千米长的拉基裂隙中喷出，从 6 月到 11 月，喷出的熔岩量为 11 立方千米，覆盖的面积近 600 平方千米(见图)。



裂隙式火山(冰岛拉基火山)

【叠锥状火山】 cone-in-cone volcano　是外轮山和其中间的新火山锥的总称。在日本又称双重式火山。它们是成层火山的中央火山口经侵蚀稍微扩大后，或者在中央形成破火山口以后，在火山口内部一般往往会出现小火山锥。这种小火山锥多为熔岩穹丘，可称之为中央穹丘，或泛称为中央火山口锥。而围绕具中央火山口锥的火山口的边缘山陵又称外轮山。同样过程如果再重复一次，就可形成三重山。

火山喷发物

【火山喷出物】 volcanic products　火山活动时从地下喷出来的物质。可以是气态的火山气体，或是液态的熔岩，也可能是固态的岩石碎屑及其混合体。

【火山碎屑物】 pyroclast，tephra　是火山活动时在热而高压气体的侵蚀和爆破作用下所产生的碎屑物质。在给定的爆破过程中，他们由三种不同源的物质组成。①熔融的或半固结态的“活”的熔岩；②在火山通道附近的“死”的熔岩和火山碎屑物；③在火山锥之下的基岩物质。火山碎屑物被胶结成块体后称火山碎屑岩。根据火山抛出物的形态和构造可分成三类：①无一定形态和构造；②具有一定的形态；③具有一定的内部构造(见上表)。tephra 为希腊语，原意为火山灰、火山碎屑、爆发岩屑。1941 年被汤拉林松(Thorarinsson)用来描述所有空降的松散的和固结的火山碎屑物，并很快地从冰岛传播开，用以描述以同源抛出物为主的火山产物。火山碎屑物的主要成分为流纹-安山质。下列几个火山区的喷出量最大(见下表)。

地点	火山名称	喷发时间/年(公元)	喷出量/km^3
印度尼西亚松巴哇岛	坦博腊火山	1815	100
美国俄勒冈州	克雷火山	史前	40～50
美国阿拉斯加州	卡特迈火山	1912	20
印度尼西亚	喀拉喀托火山	1883	18
冰岛	厄赖法冰盖火山	1562	10
尼加拉瓜	科西圭纳火山		10
俄罗斯堪察加	别济米杨尼火山	1956	2.8

火山活动时产生的碎屑物质

抛出时的状态	固态或半固态	流动体	
形状构造 / 大小	没有一定形状和内部构造的	有一定形状的	有一定内部结构的(多孔质)
直径 > 32mm	火山岩块	火山弹	浮石
直径 4～32mm	火山砾	熔岩饼	火山渣
直径 < 4mm	火山灰	火山毛、火山滴	

(据久野久，1971)

【火山抛出物】 volcanic ejecta，ejectamenta　在火山活动过程中，自喷火口抛出的碎屑物，故又称火山碎屑物。

【同源抛出物】 essential ejecta，cognate ejecta　又称**同质抛出物**。在同次火山喷发过程中由“活”的岩浆固结而成的火山抛出物。

【类质抛出物】 accessory ejecta　由早期喷发的已固结的熔岩和火山碎屑物组成的火山抛出物。

【异源抛出物】 accidental ejecta　由火山锥的基底中被带出的地壳岩石组成的火山抛出物。异源抛出物与火山活动相关的岩浆无成因联系。

【火山碎屑流】 pyroclastic flow　一种富含火山碎屑物的炽热的高密度流体。按沉积环境可分陆上及水下两种类型。陆上火山碎屑流沉积，通常又称火山灰流、沙流沉积，是高黏度、富含挥发分的酸性、中酸性熔浆，上升到地表浅处，压力骤降，气体大大膨胀，产生泡沫，部分被抛入空中者，呈白热状态的火山灰砂悬浮于火山气体中，气体的主要成分是 CO_2 及 H_2O。由于 CO_2 气体的密度大于空气，与空气形成密度差。悬浮的火山灰、砂沿山坡移动，向四周扩散，构成白热状态的火山碎屑和气体所组成的特别岩流，称之为火山灰流、砂流。流动速度比玄武岩流快，最大时速可达 120～160 千米，温度可高达 550～959℃，流动距离从几十千米到近百千米。这种火山碎屑流依靠内部充有火山气体而流动；在高度充气处流动最快，可形成**蓇流**，当气体放出后可发育成层流。最后熔结成岩，形成熔结凝灰岩。水下火山碎屑流沉积是指水下富含火山碎屑物的高密度浊流，由于流速降低而形成的沉积物。它比陆上火山碎屑流沉积物的成层性好，粒序构造明显，分选性较好，但不具熔结结构。成岩后称为玻(质碎)屑岩，碎玻质熔岩或**玄武碎屑岩**(hyaloclastites)。1902 年在西印度群岛培雷火山所喷发的火山碎屑流被称为火山崩流和火山发光云。如果碎屑物以火山灰为主时，称火山灰流；也有人将火山灰流作为火山碎屑流的同义词。威廉姆斯(Williams，1979)将火山碎屑流分为三类七型：①与穹丘有关的火山碎屑流：分默拉皮型和培雷型；②来自山顶火山口的火山碎屑流：圣·文森特型、喀拉喀托型和浅间型；③从裂隙流出的火山碎屑流：分为万烟谷型和巴耶斯型。

【默拉皮型火山碎屑流】 Merapi type flow　不是火山爆发形成的，而是火山穹丘陡峻的翼部和不稳定的火山顶的重力崩塌造成的火山碎屑流。激发因素可以是地震、穹丘内部膨胀，或暴雨降落在破而热的穹丘壳上。这种类型的火山碎屑流以 1933～

1935年印度尼西亚爪哇岛上的默拉皮火山为典型。

【培雷型火山碎屑流】 Pelean type flow 在火山穹丘上升之前和上升过程中立即发生爆破而产生的火山碎石流。它们含火山气体的量可多可少,火山抛出物可以是整个石块,也可是浮石。典型的培雷型沉积是异质的、不成层的,大部分是未分选的。

【圣·文森特型火山碎屑流】 Saint. Vincent type flow 从垂直的喷发柱回落的火山抛出物所产生的火山碎屑流。这种火山碎屑流有极大的活动性,伴以火山发光云的发生。其形成机制可用高热气体和岩屑混合物的崩塌来解释。

【喀拉喀托型火山碎屑流】 Krakatoan type flow 从复合火山锥顶的喷口和环状断裂极大量喷出的浮石流。喷发的结果是使原来的火山锥受到破坏,形成破火山口。

【浅间型火山碎屑流】 Asama type flow 是培利型和圣·文森特与喀拉喀托型之间的过渡类型。这种类型最初喷发的是富含气体的浮石流,随后是从山顶火口喷出火山碎屑流,最后喷出贫气的岩浆,形成黏性的块状安山岩。

【万烟谷型火山碎屑流】 Valley of Ten Thousand Smokes type flow 喷发作用从一个或几个线状裂隙发生,裂隙的位置和走向与火山锥和火山口无关的火山碎屑统。见于美国阿拉斯加州万烟谷。

【巴耶斯型火山碎屑流】 Valles type flow 由正在上升的巨大岩浆体顶部的区域性上拱作用而形成的环状裂隙喷出的高硅质浮石流。火山抛出物的量通常很大,致使岩浆室的顶沿着环状裂隙塌陷产生破火山口。

【火山灰流】 ash flow 一种由火山灰与气体混合而成碎屑流。为夹有大量火山灰的高热气流。火山灰流固结后成为熔结凝灰岩。

【火山泥流】 lahars, volcani mudflow "lahans"一词是爪哇语,意指分选差、成层差的火山碎屑层。它可以在喷发时形成,也可在间歇期,甚至在火山熄灭后形成。在火山喷发期间,如有熔雪和熔冰能够产生极强烈的火山泥流。美国西部喀斯喀特岭南部的托斯康的火山泥流覆盖面积5000平方千米,体积1200立方千米。

【火山灰】 volcanic ash 细粒火山碎屑物质,粒径一般小于2或4毫米。也有人认为最大粒径小于12毫米的松散火山碎屑都称为火山灰,它可分为粗粒火山灰(0.7~2毫米)和细粒火山灰(小于0.7毫米)。按照火山灰的物质来源可以分成同源、早成同源和异源三种;按照火山灰的结构,玻璃质的称玻璃火山灰,以晶粒为主的称结晶火山灰,以岩石碎屑为主的称石质火山灰。除那些迅速堆积于火山喷口附近的外,玻璃火山灰具玻璃状构造,其质点既未变形也未熔结。火山灰固结后形成凝灰岩。在中国古代文献中称火山灰为雨粟或雨豆。因为火山灰颗粒小,重量轻,可以随风飘流到天涯海角。



火山灰掩盖房屋

【火山尘】 volcanic dust 最细微的火山碎屑物。颗粒直径小于0.01毫米以下。从成分上看,它是在高倍显微镜下也难以辨认的极细的玻屑与晶屑的混合物,但在电子显微镜下可见具碎屑状外形。常作为较粗的岩屑、玻屑、晶屑的胶结物,在成岩过程中极易脱玻成极细小石英、长石微粒集合体,或变成绢云母、绿泥石和高岭石等次生矿物。

【火山砂】 volcanic sand 粒径与沙粒(一般为0.062~2毫米)相近的火山碎屑物。肉眼可见,粒径为2~5毫米,有人将其归为火山砾。

【火山砾】 lapilli 该外文是意大利语,意指维苏威火山周围的砾石状火山渣碎屑。其粒径介于4~32毫米间,现在更趋于2~64毫米间。一些同源的火山砾由新鲜的岩浆喷出物组成,而另一些火山砾则由早期同源或异源的已经固结的岩石组成,还有一些则是在飞行中由玄武质火山灰逐步增大而成。形状有不规则的或近于圆形的火山砾,可分为:火山渣、浮石、外加火山砾或火山豆、结晶火山砾、火山毛和火山泪等等。

【火山渣】 cinder, scoria 火山喷出的炉渣状火山砾的统称。cinder是指多孔而且是玻璃质的同质火山砾。粒径一般4~32毫米。它是富含气体的熔浆碎片喷到空中冷凝,所含气体膨胀逃逸,留下气孔,形成渣状外貌,呈黑色、暗褐色,气孔常为不规则状、圆形和长圆形,大小由数毫米至10厘米不等,分布于火山口的周围。scoria是指安山岩和玄武岩表面的多气孔的渣状壳。有时cinder和scoria又被当作同义词。

【浮石】 pumice 一种比重小、多孔、玻璃质的淡色火山碎屑物。多为流纹岩质的硅质岩浆凝固而成。浮石中的气孔可占总体积的70%以上,如果浮石的孔洞极度增加,则气孔之间的玻璃质隔板细薄如丝,隔板一旦断裂,则多角形气泡收缩成三角形,一般称这种浮石为**网目状火山岩渣**(reticulite)或**纤维火山渣**(thread-lace scoria)。



浮岩

【火山豆】 volcanic pisolite 或称**外加火山砾**(accretionary lapilli)。火山喷发时,以落在烟尘中的雨滴为中心,或者在地表滚动时,以其他碎粒为核心,由微细的火山灰凝结而成的小圆球,它通常具有同心圆状结构。

【结晶火山砾】 crystal lapilli 从岩浆中分离出来的晶体(斑晶)在火山喷发时被抛出而形成的火山砾。日本伊豆的宇佐美火山喷出物中的钙长石晶体(长径最大达3厘米)则是最好的例子。

【火山泪】 Pele's tears 泪滴状的火山玻璃。也有拉长了的,但总有一端成圆珠形。是流动性很强的熔岩成喷泉状喷起时溅落的小滴冷凝而成,小滴的直径可有1~2厘米或更长,末端常牵出一条细线,冷却后就形成火山毛。

【火山毛】 Pele's hairs 细长如发的火山玻璃丝浆骨。它是富含气体的极易流动的玄武岩熔浆喷泉状喷发时,飘浮在空中冷凝而成。一般丝粗不过半毫米,长可愈2米,它随风飘流的距离可达15千米。"Pele"源于夏威夷语,是"火神"之意。

【玄武玻璃】 basalt glass, hyalomelane 具玻璃结构的不含水的玄武岩。如含大量水,则称**橙玄玻璃**(palagonite)。

【火山弹】 volcanic bomb 长度大于64毫米、喷出时局部或完全呈塑性的岩浆,因在空中飞行旋转冷凝而成的火山碎屑物。

一些火山弹大得惊人，如1935年日本浅间火山喷发时喷出的火山弹直径达5～6米，重200吨，喷到离喷口600米远。大多数火山弹的形状主要取决于岩浆的初始流动性，也取决于在空中飞行的距离和速度，气泡膨胀的速度以及与地面碰撞时的变形程度。具有高表面张力的极易流动的岩浆的凝块常形成椭球状火山弹；流动性小的凝块形成杏仁状或纺锤状火山弹；如果表面凹凸不平可形成牛粪状火山弹；黏性大的安山质和英安质岩浆块在空中骤冷先形成表皮，内部岩浆继之冷却并放出气体，由于膨胀，在表皮产生裂隙形成面包皮式火山弹。火山弹内部多孔，表皮为致密玻璃质。纺锤形火山弹上常有与外形平行的、容易剥离的几层皮壳。火山弹核中如果含有外来岩片则称为核心火山弹。火山弹常是火山口内熔岩的最表皮部分被抛出地表而形成的，从而说明其爆破力不能太强，否则岩浆将被切断成碎片而不形成火山弹。火山弹常局限分布于火山口附近。


大同火山群的火山弹

【火山块】 volcanic block　又称**火山集块**。同源的火山岩块是岩浆在火口内已经固结后又被后期的火山喷发所抛出的固态岩石碎块。它的外形略带圆形，但是没有火山弹那样的内部构造和外形的平行性。火山块的长轴大于64毫米。有时岩块巨大，如维苏威火山喷出的火山岩块重达2～3吨。1924年夏威夷基拉维厄火山的蒸气爆炸抛出的火山块重达14吨。在破火口形成的灾变性喷发过程中常喷出同源火山(或侵入)岩块，也可以有非火山岩块。

【熔岩饼】 driblet　液态的熔岩碎片或固态的火山碎屑物，聚集或熔结在一起形成的块体。外形多呈扁平，表面光滑或粗糙。为熔岩块体被抛起又坠落地面时，因未完全硬化，互相粘结并和地面碰撞而成。

【熔岩球】 lava ball, lava dumpling, pseudobomb　球状的熔岩块，由火山渣块的外面包裹上熔岩而成，故称为假火山弹，但其内部不具火山弹的结构。

【火山升华物】 volcanic sublimate　由火山气体凝结和沉淀形成的固体。常出现于喷气孔周围和地面上。最常见的矿物为硫磺和硼砂，它们富集时也可形成矿床。如据史料载，台湾大屯火山区在元朝时就采硫，从1897年到1944年间，年产量最高达3160吨，最低158吨；1954年探得天然硫土储量70万吨，含硫量为15%～30%。火山升华物是一种可再生的矿物资源。

【火山云】 volcanic cloud　又称**爆破云**(eruption cloud)、**火山灰云**(volcanic ash cloud)、**尘云**(dust cloud)。火山喷发时由火山灰和其他细碎屑物质所组成的烟云。火山云喷淋状降落即成火山灰。

【火山发光云】 nuée ardente, glowing avalanche　又称**热云**(glowing cloud)。从火山口喷出的夹有大量气体的高热岩浆细粉，呈旋涡状高速顺山坡下泻。溢流机制同于浮石流和火山渣流，但物质成分则比浮石和火山渣小，破坏性极大。

【培雷云】 Peléan cloud　即火山发光云、热云。1902年小安德列斯群岛的马提尼岛上，培雷火山喷发时出现过极典型的热云，故名培雷云。

【火山崩流】 volcanic avalanche　一种快速湍流的气态云。温度极高，破坏性极大。

【火山雷雨】 volcanic thunderstorm　火山喷发时所形成的雷雨。当喷出物含有大量水蒸气和火山灰时，带有正电荷的水蒸气冲到高空，温度下降，当它和已喷到高空中带有负电荷的火山灰微粒相遇，凝聚成暴雨下降，并伴生闪电雷鸣。

【火山泥石流】 volcanic mud flow, lahar　堆积在火山锥坡面上的火山灰和火山碎屑，当其被雨水、融雪水或火山水所浸泡并达到饱和时，便顺坡下流形成具有破坏性的火山泥石流。

【火山气体】 volcanic gases　火山喷发时所排出的挥发物质。火山气体曾溶于岩浆之中，随岩浆喷溢到地表，由于压力下降而释放。一般认为气体的组分与喷气孔的温度有关。据已有资料，火山气体中主要组分是水蒸气，其体积百分比可达45.9%～99.96%，其余体积为不凝气体。1966年岩崎岩次(I. Iwasaki)提出了不凝气体的分类，可分为四级五种，见下表：

分类	温度/℃	火山气体
Ⅰ	1200～800	$HCl, SO_2, CO_2, H_2 \geqslant H_2S, N_2$
Ⅱ	800～100(A)	$HCl, SO_2, H_2S, CO_2 > N_2, H_2$
	(B)	$SO_2, H_2S, CO_2 \geqslant N_2 \geqslant HCl, H_2$
Ⅲ	100～60	$H_2S, CO_2 > N_2 > SO_2 \geqslant H_2$
Ⅳ	<60	$CO_2 > N_2 > H_2S$

在火山的一次爆破喷发中，气体的膨胀性和发泡性起很大的作用。长期休眠后的喷发均由富气岩浆开始。但尚不能肯定气体组分的来源。

【火山水】 volcanic water　浅部的或喷出地表的岩浆水。岩浆水泛指存在于岩浆之中或者从其中分离出来的水。如果岩浆体存在的部位比较深，其中的水就叫深成水；如果存在的部位比较浅，甚至喷出地表，则其中的岩浆水就称火山水。严格定义下的岩浆水与水的终极来源无关，它可能是原生水，也可能是沉积岩重熔岩浆里的大气水或封存水。

【熔岩】 lava　岩浆从地下喷出后，所含挥发组分大量散失而留下的硅酸盐熔融体。但有人把火山喷出的液态物质称为熔浆，将固结的熔浆称为熔岩。熔岩的温度和黏度因岩性而不同：基性熔岩温度在950～1125℃之间，黏度低，在10^2～10^4帕·秒之间；中性熔岩温度在850～1000℃之间，黏度在10^4～10^6帕·秒之间；英安岩温度约1000℃，黏度为10^7～10^8帕·秒。由于熔岩性质的不同，以及地形和环境的差异，致使产状不一样，在地表可表现出各种形态。其中主要的有结壳熔岩、块状熔岩、渣块熔岩和枕状熔岩四类。一个火山在一次喷发期间喷出的熔岩量差别很大。最大一次是冰岛在史前喷出的熔岩，体积为43立方千米；次为冰岛的来克火山，1783年喷出熔岩为12立方千米；夏威夷的基拉韦厄火山在1840年喷出量为5.5立方千米。

【熔岩被】 lava sheet　又称**熔岩席**。从火山喷发出的大量岩浆沿地面向四方流动，当喷发量多时，岩浆可铺成一片覆盖了广大的地面后冷凝而成。形成熔岩被的熔岩一般是基性熔岩，因基性熔岩黏度小，流动速度快。

【熔岩流】 lava flow　从火口和裂隙喷出的沿地表呈液态流动的熔岩。其范围视坡度及岩浆的程度而异，有的呈狭长的带状，有的呈宽阔、平缓的舌状(见图)。新喷出的熔岩的温度很少超过熔点，按其组分和气体量，介于900～1200℃之间。当熔岩中的气体含量多时，冷却到700℃之前均可流动。基性熔岩黏性低，流动性大，流速取决于坡度，最高可达45～65千米/小时，一般为15千米/小时。酸性熔岩黏滞，流动


熔岩流

不远，甚至壅塞于火山口内。当熔岩冷却和凝结，或气体排尽和成泡沫状时，它的黏度增加，运动滞缓。凝固的熔岩在地表形成特殊的形态，最常见的是陆地上的绳状熔岩和块状熔岩，以及水中的枕状熔岩等。

【复合熔岩流】 composite lava flow 由两种硅酸盐熔融体组成的熔岩流。最常见的是玄武岩质的复合熔岩流，它由富含斑晶的玄武质熔浆和无斑晶或少斑晶的玄武质熔浆组成。复合熔岩流的形成机制可能是：从地下深处上升的岩浆到达地表之前，短暂停留于火山管道内并发生结晶分异作用，晶出的斑晶矿物因密度较大而下沉，上部的熔浆中则不含斑晶。当岩浆经火山管道流到地表，首先流出的是无斑晶熔浆，其后流出的是多斑晶熔液。无斑晶熔浆与地表接触，很快冷凝；而多斑晶的熔浆覆于无斑晶的岩石之上，其流速较大，流程也较远。

【熔岩构造】 structure of lava 岩浆自火山口或裂隙流出，沿地面流动，冷凝后，在熔岩流中形成的各种次一级形态构造。如熔岩表壳构造、熔岩空洞构造、溢流拱起构造、裂隙塌陷构造以及喷气溢流构造等。

【结壳熔岩】 pahoehoe lava 具有光滑的、波状的、绳状的或内脏状的淬火玻璃外壳的熔岩，它是熔岩流的表层没有破碎就冷凝而成的。结壳熔岩的熔岩层平均厚 0.3 米至数米，流速为 0～30 千米/小时以上，温度高，黏度低，熔岩流的长度与熔岩流的厚度比在 50～100 以上，多由玄武质熔浆构成。根据结壳熔岩的表面结构，可分为：大块结壳熔岩、鳞状结壳熔岩、贝壳状结壳熔岩、绳状结壳熔岩、板状结壳熔岩等。结壳熔岩也发育有许多表壳构造。pahoehoe 为夏威夷语，即‘光滑’之意。1882 年由达顿(Dutton)引入火山学术语中。

【熔岩表壳构造】 surface structure of lava 泛指结壳熔岩表壳产生塑性变形而形成的各种构造。如绳状构造、波状构造、块状构造、馒头状构造、平行褶皱构造等。这类构造主要是由玄武质熔浆的流动形成的。当岩浆溢出地面后，表面迅速冷却形成一层柔韧的玻璃质外壳(表壳)，其下面的液态熔岩仍继续流动，并逸出气体，表壳受到推挤、拖拉、扭动和膨胀，产生多种塑性变形，冷凝后所形成的各种特殊形态统称为表壳构造。

【绳状熔岩】 ropy lava, pahoehoe lava 一种表面常似波状起伏或似绳索盘绕铺地的结壳熔岩。其绳束直径可达 30～60 厘米，单绳直径常为 5～6 厘米(见图)。


绳状熔岩

【板状熔岩】 slab lava, slabby pahoehoe 表面有许多板状碎块的熔岩。是比较平滑的熔岩壳层碎裂的结果，属于结壳熔岩一类。壳层的碎裂，多由于壳层下面尚在流动的熔岩流速加快造成。这些壳层的碎裂，使壳下熔岩中的气体散失变得黏稠，逐渐变为具有渣块熔岩的特点，但这些表层的板状碎块，仍具有结壳熔岩的性质。

【块状熔岩】 block lava 表面为多角状碎块的熔岩，它类似于渣块熔岩，但碎块形状比较规则。这类熔岩的熔浆多种多样，但含硅量较高，黏度稍大。在流动时表皮先冷凝成半固结或固结的外壳，里面的熔浆仍保持液态继续流动。壳层受推挤拖曳而破碎，并被驮带、运移、翻滚、碰撞和挤压；下面的液态溶浆也可挤入块体间的缝隙，穿插粘结，在熔岩层的顶部形成厚达几米至几十米的碎石层，称块状熔岩。熔岩层平均厚度可达 10 米或数十米，流速迟缓，温度低，黏度高，熔岩流的长度与熔岩流的厚度比为 8～50。

【渣块熔岩】 aa lava “aa”为夏威夷语，多刺之意。故又译为**阿阿熔岩**。为表面粗糙、多刺，布满气孔，形似炉渣的熔岩。小而松散、半孤立的碎块称**阿阿碎石熔岩流**(aa rubble flow)；当碎块直径达几厘米时，可称为**阿阿渣块熔岩流**(aa clinker flow)；当熔岩表面具 aa 熔岩和结壳熔岩之间的过渡类型时，其绳束很粗和呈树枝状，可称为起皱纹的**阿阿熔岩流**(furrowed aa flow)。熔岩的组分为玄武岩质和安山岩质，流速为零至数千米/小时以下，温度和黏度均中等，熔岩流的长度与厚度比大于 50。一般情况下，在熔岩流中常可见到结壳熔岩转变为渣块熔岩，相反的转变则是例外。这种转变的最好解释是黏度和剪切速率之间的关系。如果熔岩的黏度相对低，剪切速度高，或具有高的黏度和低的剪切速率，都会造成同样的结果，使结壳熔岩变为渣块熔岩。

【翻花熔岩】 flower like lava 中国黑龙江省五大连池火山区以形态命名的熔岩，渣块熔岩的一种。因熔岩流在流动过程中，先固结的表层发生脆性或半塑性破碎成碎块，后因近火山口处的岩浆再次活动，碎块继续流动，再次破碎、翻滚、粘结并卷进一部分“外来”固体成分，形成翻花状(如图)。


翻花熔岩

【石龙熔岩】 stone dragon lava 中国黑龙江省五大连池火山区以形态命名的熔岩。熔岩流自北向南，蜿蜒分布，犹似长龙，当地称**石龙**，故名。熔岩为超碱性岩类型，产出形态多样，渣块熔岩和结壳熔岩并存，覆盖面积达 65 平方千米。

【熔岩鼓包】 lava tumulus 又称**熔岩冢**。它是结壳熔岩流表面的熔岩小山，常发育滞留于破火山口和火山口等凹地内的熔岩流之上，或发育于平坦及缓坡地面的熔岩流之上。大部分为圆形或椭圆形，当发育成长条状时就称为**压力脊**(pressure ridges)。高可达 6 米多，宽可达 10 米，长可愈 30 米。它的脊部常发育有纵向裂隙，并有许多不规则的或放射状的裂隙穿越，沿着裂隙有熔岩喷叠锥、熔岩舌溢出。大部分熔岩鼓包是在下伏的熔岩流因在下流堵塞，由于静水压力上升而形成的。

【枕状熔岩】 pillow lava 具有枕状构造并认为是在水下环境中形成的那些熔岩的总称。它由稍不规则的椭圆体或多数球体聚集而成，在每个椭圆体上发育有从中心向外放射的裂隙，看上去就像枕头似的(见图)。椭球体的中心由较粗粒的岩石组成，周围部分则为极细粒结构，有时为玻璃质。这种熔岩常是玄武岩质或安山岩质，多见于细碧岩中。


枕状熔岩

火山锥及火山口

【火山锥】 volcanic cone 火山喷出物在喷火口周围堆积形成的山丘。是中心式喷发的一种重要特征。由于喷出物的性质、数量不同及喷发方式的差异，火山锥具有多种形态和构造。以组成物质划分：有火山碎屑物构成的火山渣锥；熔岩构成的熔岩锥或称熔岩穹丘；碎屑物与熔岩混合构成的混合锥。以形态来

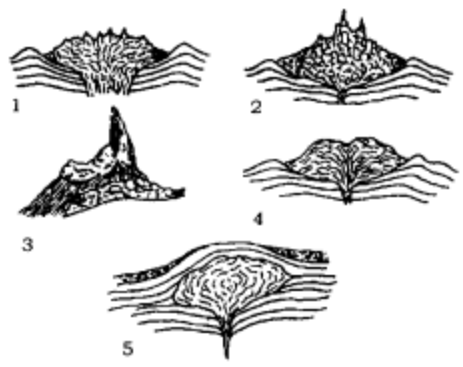
分，则有：盾形锥、穹状锥、钟状锥。截头圆锥状的火山锥被认为是标准的火山锥形象。火山锥可以因火山爆发猛烈及受到风化剥蚀而破坏直至消失。



火山锥
1.层状火山锥外观；2.层状火山锥剖面；3.盾状火山

【熔岩锥】 lava cone　火山锥的一种，或称熔岩丘，是由熔岩凝结成的火山锥，实际上为圆丘形，形态受熔岩性质的影响，基性易流动的熔岩是从火山口流出后在周围分布，形成坡度很缓的盾形火山，一般坡角为 2° ~ 10°左右，很少超过 15°；酸性的黏稠的熔岩则常在火山口上聚集成穹窿状的火山丘，或称穹状火山、火山穹丘。也有将熔岩流表面的鼓包称为熔岩丘的。

【火山穹丘】 volcanic dome　黏度较大的熔岩喷出地表后，难以向四处扩展而突出在火山口的上面形成的穹丘状山丘。根据其形态和结构可分为 5 种（见图）：火口塞（隆起塞）、培雷型穹丘、火山柱、外成穹丘和侵入穹丘。穹丘的出现是火山活动进入晚期阶段的标志。黏性岩浆是紧随富含气体的易流动岩浆喷发之后才喷出。许多主要由安山岩构成的复合火山锥上常有英安质和流纹质的顶部穹丘和翼部寄生穹丘。穹丘生长的速度很快，有的一天可上升 25 米。组成穹丘的熔岩多数为流纹岩、英安岩、安山岩和粗面岩，如果玄武岩浆的温度和含气量都足够低则也可以形成穹丘。穹丘的熔岩主要为玻璃质，在大穹丘的核部为隐晶质和（或）微晶质。



火山熔丘的类型
1.火口塞；2.培雷型；3.火山柱；4.外成穹丘；5.侵入穹丘

【熔岩丘】 lava dome　有三种地质体都可称为熔岩丘：①固结熔岩的穹状山，它是由高黏度的熔岩喷出形成的许多单个的熔岩流形成，如夏威夷的冒纳罗亚火山；②盾状火山；③在熔岩流的上面发展起来的冢状构造。

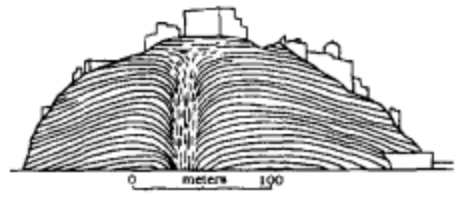
【火山塞】 volcanic plug，upheavedlid　充填在垂直的管状火山通道中呈圆柱形的熔岩或火山碎屑物。火山口中的熔岩凝结后，周围的岩石被侵蚀搬走，残留中央的圆柱状熔岩，也可称为火山塞。火山塞很少高过 500 米。最高的一个是美国加利福尼亚的拉森峰，它高于火口垣 800 米，底部直径为 2500 米。

【培雷型穹丘】 Peléan domes　火山直径远大于它的火山管道的穹丘。他们的顶部常具有块状的断裂，周围是大量的倒石锥。培雷型穹丘在形成过程中常伴有许多喷发活动。在穹丘顶部无数次小的喷发活动，许多多角形的岩石碎块与新鲜的岩浆被猛抛出来。这种穹丘在西印度群岛特别丰富，可以高出海面 800 米。

【火山柱】 volcanic spine　有时称火山塔、火山碑。从穹丘顶部冲出来的差不多呈固态的熔岩形成的细长的柱。1902 ~ 1903 年从培雷山的穹丘上生长出来的火山柱就是一个最好的例子（如图）。它高出穹顶 230 米。


培雷火山的火山柱

【外成穹丘】 exogenous domes　由黏性熔岩流从山顶的喷口排放而形成的火山穹丘。内部的流动构造明显。典型的例子是伊斯基亚城堡的粗面岩穹丘（如图），阿拉斯加特里登特山附近的英安岩穹丘，维苏威火山翼部的科利翁贝托和科利玛格丽塔玄武岩穹丘。



伊斯基亚城堡的外成穹丘剖面

【侵入穹丘】 intrusive domes　在地壳浅部由侵入活动形成的穹丘。例如莱茵河附近的德拉琴菲尔和加利福尼亚的瑟特孤山。

【集块火山锥】 pyroclastic cone　喷出物为火山碎屑物，按构成物质的种类可区分为：浮石火山锥、火山渣锥和喷渣火山锥、火山灰火山锥等。大多数集块火山锥基本是对称的，坡度平缓，一般为 25° ~ 40°，火山口为碟形、碗形或漏斗形。一般较浅的喷发作用能形成宽而浅的火山口。如果火山的喷发强度小，火山的坡面呈凹型；如果喷发强烈时则呈凸的坡。

【火山渣锥】 cinder cone　又称**碎屑锥**（fragment cone）。由火山碎屑物堆成的火山锥。这是温和性爆发所形成的小规模的堆积，成分为玄武质到玄武安山质。这些锥体的特点是具宽的火口。这是因为主锥的形成过程是较大碎屑围绕火口弹射坠落，而较小的颗粒则顺风向被搬走，并形成分布有限的火山渣坠落堆积。火山渣锥具陡的斜坡（近 30°）。火山渣向外侧崩落或落回火口内，是喷发期间锥体上的主要堆积作用。火山渣锥为典型的单成因的，是没有熔岩流的火山活动造成的。往往出现在较大的玄武岩区内。他们的高度可达 700 米，大多数在 30 ~ 300 米间。组成火山锥的物质具良好的成层构造，是由不同粒级的火山弹及火山灰组成，大部分碎屑为火山砾。各层粒级的变化反映出喷发强度的变化。

【浮石火山锥】 pumice cone　浮石火山锥在形态、内部构造和粒级大小均类似于火渣锥，由浅色的、多硅质的火山抛出物组成，成分为流纹岩、英安岩、粗面岩或响岩。

【火山灰火山锥】 ash-cone，tuff-cone　由细粒的火山抛出物组成的锥形高地。当玄武岩浆穿过浅海底、湖底或其他被水浸泡过的地面时形成。沿着大洋岛屿的边缘特别容易见到。它们主要由成层良好的暗灰色玄武质火山灰组成，玻璃质抛出物为黄色和褐色橙玄玻璃。海相页岩、珊瑚和海滨砾石等异源物质也相当丰富。

【泥火山锥】 muddy volcanic cone　泥火山喷出物堆积而形成的各种大小不等的平顶锥形高地。其堆积物主要是泥火山喷出的泥和岩屑。外貌类似火山锥，但它不是一般所指的由岩浆喷出形成的火山锥。

【复合锥】 mixed cone，composite cone　又称**混合锥**。部分为熔岩、部分为火山碎屑物成层状结构的火山锥（如图）。过去将这种火山称**层火山**（stratovolcano），实际很不确切，因为所有的盾状火山和火山穹丘都成层。大陆上的大型火山都是复合锥，但是与大洋盾状火山相比复合锥都小得多。复合火山锥的形态受喷出的熔岩成分和生长状态的影响，也受熔岩对火山碎屑物的比率、火山通道内爆炸源的深度，以及喷火口位置、大小、数目、形状或倾斜度的影响。在喷发早期，大部分喷发物是从中心通道喷出；后期，熔岩趋于从翼部的辐射状裂隙喷出，形成许多寄生


混合锥

火山锥。从中心喷口形成的复合锥，熔岩层和碎屑物均向外倾斜，但有众多喷口时可形成角度不整合。

【寄生火山锥】 parasitic cone, adventive cone 又称**侧火山锥**(lateral volcanic cone)。存在于复合火山锥之上，附着在大的火山锥上的小火山锥。寄生火山锥的物质组成类似于母火山锥。寄生火山锥可以沿着能反映火山基底构造走向的线或带排列。在一个大的复合锥之上寄生火山锥的数量可以很多。例如意大利的爱特纳火山上有200多个寄生火山锥主要沿辐射状裂隙排列。日本富士山有60个寄生火山锥，它们以主火山为中心，向四周呈放射状排列。它们可能是以中心火口为岩浆的通道向四周放射，以侵入岩脉群的形式升达地表，出露于地表上的地点即寄生火山锥的小火口。寄生火山锥多由熔岩穹丘或碎屑锥构成。

【混合火山锥】 compound cones 有一定的演化史，且具不同组分的岩浆喷出和不同类型的爆破作用而均匀叠加和拼接的大型**复合火山锥**(composite cones)以及盾状火山。这种复杂的火山锥可以称为混合火山锥，按其成因可以分成三种类型：正常型、回归型和颠倒型。

【正常型混合火山锥】 normal compound cones 是由主火山锥的玄武岩和安山岩组成，而在翼部的年轻的喷发产物则形成英安岩和流纹岩穹丘或形成玄武岩熔渣锥。不同期的火山喷发是受岩浆分异作用所控制。夏威夷的盾状火山和环太平洋带的许多大型复合火山锥都属于这一类型。

【回归型混合火山锥】 recurrent compound cones 喷发次序和岩浆类型重复出现的火山锥。索马型复合火山就属这一类型，它主要由安山岩构成，由于大量的多硅质岩浆的喷发，在它的顶部塌陷形成破火山口。在破火山口内又形成新的复合火山锥，随之又一新的类似的演化次序形成。

【颠倒型混合火山锥】 inverse compound cones 岩浆分异顺序颠倒的火山锥，即早期喷出形成的火山锥多硅质，而到晚期铁镁质反而增加。

【缺裂火山锥】 breached cone 具有缺裂火山口的火山锥。一般为火山渣锥，在火山渣大量喷出堆积形成火山锥后，又有熔岩从火山口流出，因而把火山锥冲开缺口，形成缺裂火山锥。

【熔壳火山锥】 armored cone 表面凝结有一层熔岩的火山锥。这是火山口中聚集的熔岩增多，升高到比周围的火山口壁还高，并从火口溢出，掩盖了整个火山锥的表面，火山活动减弱后，火山口中的熔岩下落，便形成了这种熔壳火山锥。

【火山口】 crater 通常指在火山锥顶部盆地状的环形构造，火山口的底部大体相当于喷口所在位置(见图)。形状可以有碟形、碗形或漏斗状。火口的形状取决于爆炸喷发的性质以及抛出物的力学性质。一般来说，浅处的爆炸形成宽阔而浅的火山口。正常情况下火山口的最初形态为漏斗状，但是通常由于火口壁的垮落，物质掉入喷口，或者熔岩从火口溢流都可改变火山口的形状。有人将火山口分为三类：①喷发火山口：即一般截头圆锥状火山锥顶部的火山口，火口直径一般200米，小于1千米；②爆炸火山口：即马尔式火山(小火口)，其底部可能为金伯利式岩筒；③沉降火山口：即破火山口，直径一般大于3千米。



火山口

【喷口】 vent, bocca 又称**喷火口**或**喷出口**。是火山活动时岩浆、碎屑物质或者气体喷出地表的地方。

【火山口壁】 crater wall 又称**火山口墙**。指火山口中的内壁；常为陡峻的石壁，石壁的垂直高度即为火山口的深度。

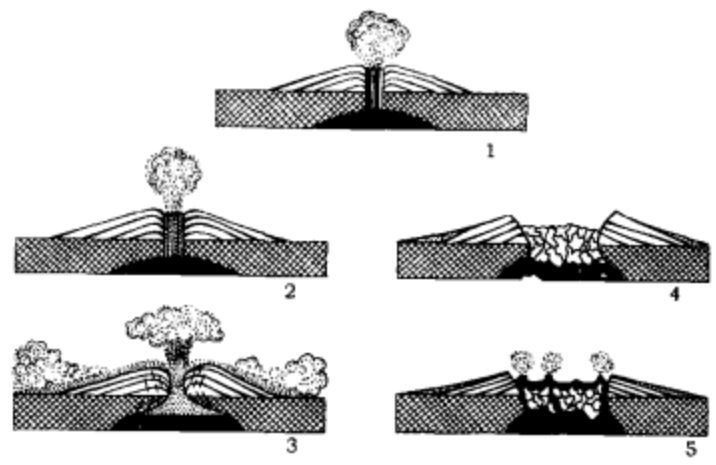
【火山口缘】 crater rim 也称**火口垣**。火山口顶端的环状山脊。

【火山口环】 crater ring 环绕小火口(马尔式火山)周围，由碎屑物质构成的高度不大的火山口缘。

【侧火山口】 lateral crater, adventive crater 位于火山锥侧方的火山口。即寄生火山锥的火山口。

【缺裂火山口】 breached crater 由于熔岩从火山口的一侧流出，火山口边缘部分缺失，这种不完整的火山口，称缺裂火山口。参见“缺裂火山锥”。

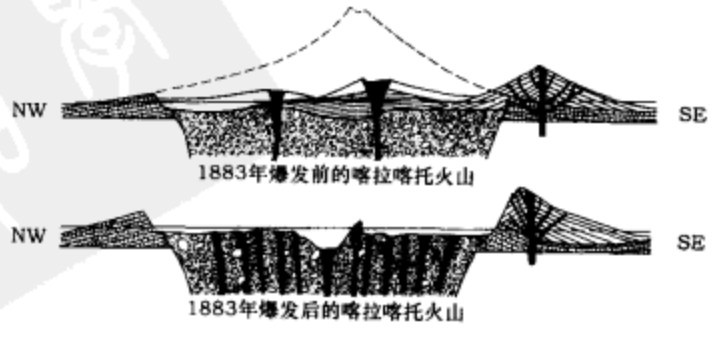
【破火山口】 caldera 简称**破火口**。大型的火山口塌陷构造。外形为环形或似环形，直径可达数百米到数十千米。破火口在形态上类似于火山口，但规模要大得多，成因上也不同，火山口是火山喷出物堆积而成的地形，而破火口则是破坏的产物，如地下岩浆室的岩浆喷空而塌陷成洼地等(见图)。1941年威廉姆斯(Williams)等将破火口分为塌陷破火口、侵蚀破火口和爆破破火口三种。1979年他又将破火口分为下列七种：喀拉喀托型、卡特迈型、巴耶斯型、夏威夷型、加拉帕戈斯型、玛萨亚型和阿蒂特兰型。破火口地区常蕴藏着大量的高焓地热资源。



破火山口的演化过程示意图(1～5)

【塌陷破火山口】 collapse caldera 由于火山体下面的岩浆大量喷出，火山口周围崩塌下陷而形成的火山口。根据成因不同可以分为：①喀拉喀托型破火山口；②基拉韦厄型破火山口；③卡特迈型破火山口；④潜火山型破火山口；⑤格林考型破火山口五个类型。这是1941年威廉姆斯(Williams)提出的。1979年由他新提出的火山分类中④和⑤两种已经废弃。

【喀拉喀托型破火山口】 caldera of Krakatau type 大型复合火山锥的顶部随着大量硅质浮石的爆破性喷出而沉陷所形成的破火口。喷口可以是一个或多个，有时可从翼部的弧形裂隙喷出。喷出物的总量近100立方千米。这种类型的破火口典型的例子是印度尼西亚的喀拉喀托火山和美国俄勒冈州的克雷特湖。喀拉喀托火山位于爪哇与苏门答腊间的巽他海峡，1883年的爆炸



喀拉喀托型破火山口

性喷发使原来的火山消失，并在原地形成一个直径 7000 米的环状洼地，喷出大量浮石及火山灰，火山灰飘浮于赤道南北纬度 40°之间(见图)。克雷特湖在 7000 年前是一个火山，叫玛扎玛火山，高 3500 米，喷出安山岩，以后有富含气体发光云喷发，形成直径 10 千米，深 1200 米的湖，喷出物总量达 50 立方千米。

【基拉韦厄型破火山口】 caldera of Kilauean type　即新分类中的夏威夷型破火山口。

【夏威夷型破火山口】 caldera of Hawaiian type　在火山发育的晚期阶段，由盾状火山的顶部塌陷而形成的破火口。因为来自火山顶区之下的基性岩浆，从地下排放入裂谷带，或从翼部排放熔岩，从而使盾状火山下的岩浆库中岩浆急剧减少而发生塌陷。以前以这种方式形成的破火口叫基拉韦厄型破火山口。

【卡特迈型破火山口】 caldera of Katmai type　中央岩浆室的岩浆排放掉后而使其上的火山锥造成的塌陷构造的火山口。所排放的岩浆是提供给在原来的火山锥之外的新火山或裂隙喷发。典型例子是美国阿拉斯加的卡特迈山，当从中心通道喷出的安山岩被从临近的裂隙系统喷出的流纹岩所替代和混合时，卡特迈山的火山顶就塌陷了。

【潜火山型破火山口】 cryptovolcanic caldera　塌陷破火山口的一个类型。是由于岩浆活动但未能冲出地表而产生的破火山口。现已废弃。

【格伦考型破火山口】 caldera of Glen Coe type　塌陷破火山口的一个类型。是火山体底部的岩浆库产生环状裂隙，造成圆筒状地块塌陷而形成的锅底状陷落的火山口。根据苏格兰格伦科岩体等实例而提出的一个类型。现已废弃。

【侵蚀破火山口】 erosion caldera　火山口受侵蚀作用而形成的破火山口。多形成近圆形的巨大凹陷地，现已废弃。

【巴耶斯型破火山口】 caldera of valles type　由于大量的硅质浮石(体积至少 100 立方千米)同时排出，沿着以前存在的火山有关的弧状裂隙发生沉陷的火山口。美国的黄石公园、新墨西哥的巴耶斯破火口、加利福尼亚的长谷破火口都属于这一类型。它们是世界上规模最大的破火口。巴耶斯破火口面积 20 千米 × 25 千米，40 万年前喷出碎屑物达 200 立方千米。长谷破火口形成于 70 万年前，它开始喷出 300 立方千米火山灰，随后喷出 500 立方千米火山碎屑流，其中有 350 立方千米聚集在正在下沉的破火口内，破火口沿环状断裂发生，下降 2～3 千米，总沉降量 800 立方千米。

【玛萨亚型破火山口】 caldera of Masaya type　在一个低而不显眼的盾状火山的中部之上所发生的宽而浅的火口沉陷。差不多所有的熔岩都控制在边缘的陡崖之内。如尼加拉瓜的玛萨亚破火口，面积 6 千米 × 11 千米，内壁高 110 米，外坡非常平缓。破火口的平坦洼地内有 12 个火山口和熔渣锥，所排放的大部分熔岩被圈在破火口内。

【阿蒂特兰型破火山口】 caldera of Atitlán type　由与早期的火山锥无关的火口沉降作用所形成的破火口，但是与火口缘附近的火山和附近的裂隙所发生的喷发作用有关。如在危地马拉火山山脉北翼发展起来的阿蒂特兰湖，过去并不是一个火山，但是由于它下面岩浆的迁移而补给到邻近的火山，使得这里发生间歇性塌陷而形成破火口。

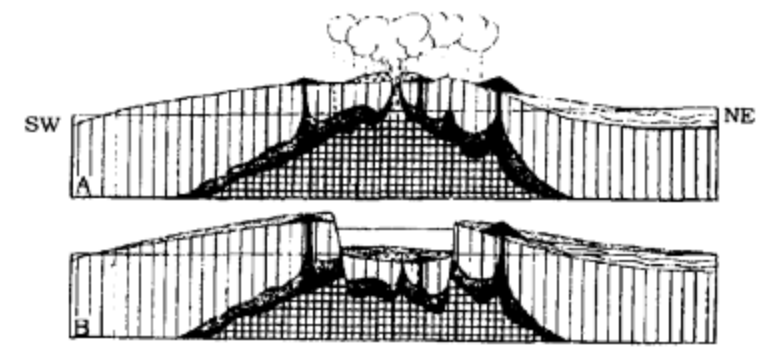
【加拉帕戈斯型破火山口】 caldera of Galápagos type　玄武岩质盾状火山发育的晚期阶段所形成塌陷构造的火山口，但是后期岩浆的喷发不是沿着翼部的辐射状裂隙，而是沿着火山顶部附近的环状裂隙。在加拉帕戈斯群岛上最大一个破火口叫谢拉内格拉，面积 7 千米 × 10 千米，深仅 110 米；另一个破火口叫费南迪纳，面积 4.6 千米 × 6.7 千米，深 770～845 米。

【火山洼地】 cauldron　由于被动的沉降入一个宽而浅的岩浆库而形成的破火山口。火山洼地的直径超过或接近于与它有关的火山锥的直径，很多火山洼地形成于没有大的火山发生的地区。破火山口和火山洼地之间没有严格的界线，但基本差别是破火山口与岩浆喷出所产生的塌陷有关，而火山洼地被认为是静止的或正在上升的岩浆体的顶部被动地下沉的结果。玛萨亚型和阿蒂特兰型破火口都可以认为是火山洼地。有人将其译成火山陷落区。

【火山构造地堑】 volcano-tectonic graben　与火山作用相关而产生的地堑，为火山锥上狭长笔直陡峭的壕堑形构造。当岩浆从地下大量喷出后，地下空虚，发生塌陷造成。其常有规律地排列，在熔岩锥上多出现按一定走向平行排列的火山地堑；而在复合锥上则多呈放射状。

【火山构造地垒】 volcano-tectonic horst　由于岩浆侵入而抬升，并伴有火山活动的地垒。

【火山构造凹地】 volcano-tectonic depression　两边被构造起源的断层所限定的火山凹地。类似于火山洼地，长度可达数十千米，甚至成百千米。其形成与极大量的硅质浮岩的喷发有关。火山构造凹地的典型例子是印度尼西亚苏门答腊的托巴洼地(如图)和新西兰的陶波火山带。



印度尼西亚托巴构造洼地发育史

1.古近-新近纪沉积；2.前古近纪地壳；3.基性和中性岩浆岩和火山岩；4.硅质熔岩；5.硅质凝灰岩；6.花岗岩基

【外轮山】 somma　当火山口或破火山口中产生新的火山喷发，并在其中造成新的火山锥后，原来的火山口边缘便成为环绕新火山锥的山脊，称外轮山。外轮山与中间的新火山锥合称为叠锥状火山。意大利的维苏威火山在公元 79 年爆发后，便在老火山口内产生了新火山锥，原有的火山口边缘部分成为外轮山，当地称为**索马山**(Mount Somma)，外轮山在外文中即以 somma 为通称。

【火口原】 atrio, crater floor　面积很大的火山口或破火山口内，被泥沙砾石充填所形成的小块平原。

【火山喀斯特】 volcano-karst　在新火山喷出物覆盖区发育的类似喀斯特的地形。如某些凝灰岩、集块岩等火山碎屑岩，由于含有不稳定矿物受流动水溶蚀逐渐形成的微地貌。

【熔岩平原】 lava plain　由流动性大的玄武岩质熔岩，大面积覆盖的低平地区。

【熔岩高原】 lava plateau　玄武岩浆沿裂隙活动溢出，向四周

广泛流动而由熔岩被形成的高原。面积可达几千至几万平方千米，厚达几百米至几千米。

世界上主要熔岩高原喷出的熔岩量

国家或地区	时 代	熔岩量/km³
印度德干高原	始新世	700000
美国哥伦比亚和蛇河平原	中新世以晚	300000
西伯利亚	早侏罗世	250000
巴马拿	早侏罗世	250000
北美下苏必利尔	前寒武纪	120000
冰岛	（海面以上）	55000
苏格兰克莱德高原	石炭纪	2500
澳大利亚安特里高原	古近纪—新近纪	800

【熔岩湖】 lava lake 火山活动时喷出的熔岩，长期保持液态而聚集于火山口或破火口中形成的湖。它下连火山通道，四周受凝固的火山岩包围，湖面常有凝固和半凝固的熔岩块漂浮。在火山活动强烈时，熔岩湖面升高，有时可充满整个火山口，并越过或冲破火口缘外溢；有时熔岩可向空中抛出形成火山弹。形成熔岩湖的岩浆多为流动性的基性或碱性岩浆，但能长期存在的不多。世人曾观察到有 21 座火山出现过熔岩湖，其中最著名的夏威夷基拉韦厄火山的哈列冒冒熔岩湖，它在 1823 年就被发现，几经起落，在 1924 年因一次地震而消失，后又多次短暂出现。1980 年，已知在火山口中存在熔岩湖的有南极埃里伯斯火山、埃塞俄比亚的埃尔塔阿勒火山和尼加拉瓜的马萨亚火山。

【火山碎屑高原】 pyroclastic plateau 大量浮石和火山灰喷出后，覆盖在广大的区域而形成的高原。喷出物一般不是从火山口而是从裂隙中喷出。世界上一些著名的火山碎屑高原中的松散火山碎屑和熔结凝灰岩量见下表。

火山碎屑高原中火山碎屑和熔岩凝灰岩量

地 区	时 代	熔岩量/km³
美国大平原	白垩纪—古近纪	15000
美洲帕塔戈里亚	古近纪—新近纪	10000
新西兰陶波-罗特鲁阿	上新世—更新世	8000
秘鲁安第斯山	更新世	4000
美国科罗拉多	中新世	4000
美国黄石公园	上新世以晚	2400
印度尼西亚苏门答腊多巴湖	托巴史前	2000

典型火山

【昆仑-可可西里火山区】 Kunlun-Kekexili volcanic area 新疆南部、西藏北部、青海西南部一带分布的新生代火山岩区。经 1976 年以来的青藏高原、可可西里等考察和区域地质测量，以及航空照片判读，共发现不下于 10 个火山群。其中重要的有：①泉水沟火山群，位于新疆阿克塞钦湖东北约 40 千米，临近昆仑山脉南麓，可能有 4 个火山锥和一片熔岩被；②乌鲁克库勒火山群；③普鲁火山群：出露于新疆于田县西南约 70 千米的普鲁村北 8～12 千米的克里雅河两岸，熔岩流可见两层，上层厚 15～20 米，下层厚 5～7 米，中央 2～4 米的古河床堆积；④黑石北湖火山群（详见另条）；⑤黄羊岭火山群，位于黑石北湖火山群东北，乌孜塔格山南麓，北纬 36°17′，东经 83°45′；从航空照片上可看出，火山体沿山麓一字排开，并见到明显的火山锥、火山口；⑥巴毛穷宗火山群，位于藏北高原腹地，北纬 34°50′，东经 87°5′；为一片面积 300 平方千米的熔岩被，由于受强烈剥蚀，形成熔岩桌状山；有两个火山锥，北者高 163 米，南者为 182 米；⑦喀拉木兰山口附近火山群：北纬 35°40′～36°10′，东经 86°20′～87°10′间；在山口西南有涌波错、振泉错、强巴欠日三处熔岩被，面积为 10～100 平方千米；在山口之北有木孜塔格、雄鹰台火山岩被，后者面积 114 平方千米，厚约 200 米；⑧玉液湖火山群，北纬 36°0′～36°30′与东经 88°30′～89°0′之间，为大片熔岩被；⑨冬布勒山火山群，1990 年 9 月中旬，斯文赫定在北纬 35°，东经 89°处发现大片火山岩，未见有火山锥；并于北纬 35°、东经 89°～90°之间南侧发现 4 片安山岩露头；⑩米提江占木错火山群，位于青海省西南角，在湖区北部为大片熔岩被，所占面积近 4000 平方千米，为含透长石的玄武岩、安山岩，厚 400 米。

【乌鲁克库勒火山群】 Wulukekuler volcanic cluster 位于新疆南部于田县昆仑山区的一个山间盆地内，火山岩分布在东西长 45～50 千米、南北宽 25～30 千米的乌鲁克库勒盆地南半部。熔岩被约 200 平方千米，共有 10 座可识别的火山锥。1 号火山即疑为 1951 年 5 月 27 日曾喷发的卡尔达西火山，截顶圆锥状，高 150 米，火山口呈圆筒状直径 120 米（如图）；2 号高 264 米，具复合叠锥构造；3 号相对高度 70～80 米；4 号高 70 米，外貌残缺；5 号为一破火山口，几个高 20～30 米的小丘呈环状排列；6 号高 150 米，平面呈环状，纵剖面为阶梯状；7 号不明显；8、9、10 三个为独立的火山颈穹窿，外表浑圆。其喷出时代为新近纪至更新世，以中-晚更新世更为强烈。



乌鲁克库勒火山群的 1 号火山锥体

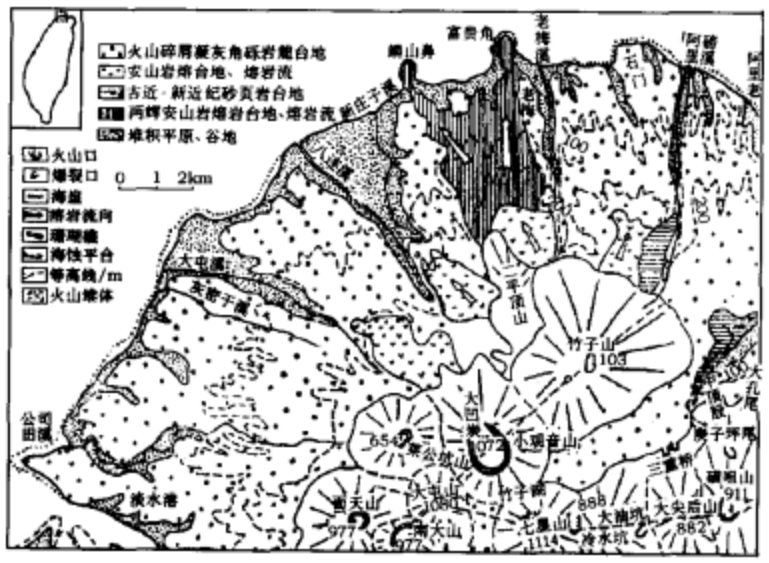
【黑石北湖火山群】 Heishibeihulake volcanic cluster 位于昆仑山脉南坡黑石北湖南岸，北纬 35°38′，东经 82°41，熔岩流分布面积 355 平方千米，由七个保存较好的火山口组成的火山群。它分为三次强烈喷发。早期喷出的岩石位于南部，已剥蚀成低缓小丘；第二次喷发的仍保留熔岩被状，但被分割成孤立的熔岩方山，相对高 80～100 米；最后一次喷出的熔岩分布面积最大，直接覆盖了近代的高原夷平面，火山构造和岩流表部特征保存完好。在黑石北湖南岸，岩流顺着古近纪—新近纪红层的谷地一直流到湖岸。第四纪晚期喷出，斜长石的热发光年龄为 6.7 万年左右。

【腾冲火山群】 Tengchong volcanic cluster 位于云南省腾冲县及其邻县，火山岩的分布面积约 1100 平方千米。自上新世以来火山活动可以分为四期。第一期为上新世（可能还有极少量中新世）的弱碱性的橄榄玄武岩和粗玄岩，主要分布于龙川江河谷，同位素年代为 2～5.1 百万年，流布面积 140 平方千米，体积约 9 立方千米；第二期为早更新世喷出的钙碱性安山岩和英安岩，同位素年龄为 1～2 百万年，流布面积最大，达 610 平方千米，喷出熔岩体积达 40 立方千米，形成大的穹丘；第三期中更新世为碱性玄武岩，早期形成盾状火山，晚期多玄武安山岩，形成众多的层状锥，分布面积为 217 平方千米，体积则只 10 立方千米；第四期晚更新世仅喷出三个著名的火山锥：打鹰山、黑空山和马鞍山，黑空山和马鞍山在全新世初可能零星喷发过。

【雷琼火山群】 Leizhou-Hainan volcanic cluster 在广东和海南两省间的琼州海峡两岸，有大片的玄武岩台地，形成七个巨大的岩被，总面积 7500 平方千米，其上分布着 80 座火山锥，相对高度仅 10 米，喷出的熔岩为玄武岩，喷出的时代从上新世持续到全新世。海南岛金牛岭玄武岩，年龄 382 万年，夹于海口组贝壳碎屑岩之中；早更新世时，在南海海域形成了广阔玄武岩被，厚10～150 米

不等，雷南出现23个火山口，西山高尖石，海南文昌湖、临高美夏的玄武岩均在此时喷出；中更新世形成儋县玄武岩和雷南一带的石峁岭岩被，面积达1400平方千米；到晚更新世，形成5个小岩被、33个火山锥，下部火山碎屑，上部为熔岩，著名的湖光岩可能这时形成。在全新世时，海南雷虎岭可能喷发过。

【大屯火山群】 Tatun Shan volcanic cluster　位于台湾省最北端，共有20座火山。火山岩主要由安山岩和凝灰角砾岩构成，多达15层。它可分为8亚群，以磺嘴山、冬瓜山、七星山和纱帽山最为年轻。其中七星山海拔约1120米，是大屯火山群的主峰，火山锥形态完整，但由于火山喷发过于猛烈，使火口缘破坏，形成七个圆顶小峰，故名七星山（如图）。本区地热活动强烈。火山分布的地区内多温泉，并有天然蒸汽喷出，产硫磺，是中国最大的一个自然硫矿床产地。

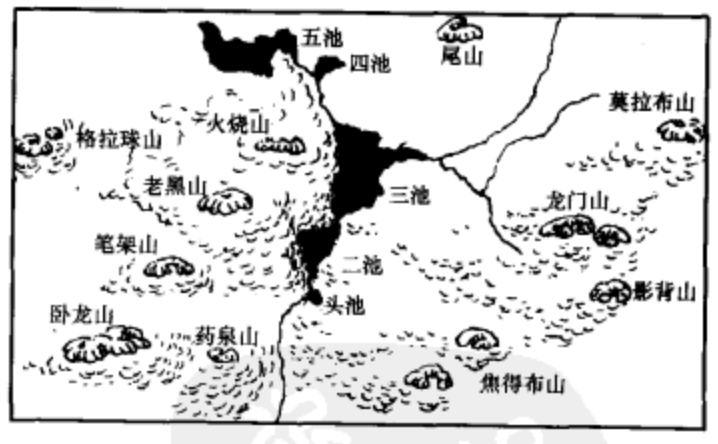


台湾大屯火山群

【长白火山群】 Changbai Shan volcanic cluster　该火山群面积达2274平方千米，分布着93个火山锥，其中最著名的长白山主峰——白头山。长白山火山的喷出有漫长的历史，最下部的年龄为60万～300万年前早更新世（含部分上新世）喷出的熔岩高原，称盖马高原，形成熔岩高原的玄武岩可分三期。形成高原的主体是第二期，它是由许多北东-南西向排列的盾形火山群组成，中心位置是白头山。白头山锥体大约是20万年前喷出的粗面岩类在高原玄武岩上堆积而成。最顶部为灰白色和黄色粗面质浮岩，其中所含炭化木，测得年龄为1153 ± 90年，即在中唐（朝）时期喷出。白头山顶高2500米，上有天池，面积21.41平方千米，湖面海拔2155米，最深达312.7米，天池不是一般火山口，而是岩浆喷空塌陷而成的破火口。据研究，天池火山最近一次大喷发为公元1215 ± 15年。而此前另一次大喷发在公元前2155年左右。公元1668～1702年曾发生多次中、小规模喷发。

【龙岗火山群】 Longgang volcanic cluster　位于吉林省靖宇县和辉南县境，北纬42°07′～42°34′，东经126°10′～127°间，东西长70千米、南北宽20千米，总面积约1400平方千米。火山锥共有160多个，一般海拔800米。自新生代以来，该火山群共有七次重要的喷发活动。最早一次为上新世，喷出船底山玄武岩，厚达600米；第二次为早更新世早期，喷出巴厘玄武岩，厚仅80米；第三次在早更新晚期，称小椅山玄武岩，组成龙岗火山群的玄武岩台地；第四次喷出大量熔渣锥；第五次喷发于晚更新世，为一厚度不超过2米的新开岭火山渣层；第六、第七两次发生于全新世，第六次为四海火山渣层，其碳化木不大于200年，即乾隆、嘉庆年间；最后一次喷的是钢灰色玄武岩，流布甚广。

【五大连池火山群】 Wudalianchi volcanic cluster　位于黑龙江省德都（今五大连池市）北部，是第四纪更新世以来多次火山喷发形成的火山群。火山群由大小14座火山锥组成，包括北格拉球火山、南格拉球火山、卧虎山、笔架山、老黑山、火烧山、尾山、药泉山、西焦得布山、东焦得布山、西龙门山、东龙门山、莫拉布山及影背山，大部分火山锥略呈北东和西北两组方向排列。其中老黑山、火烧山为近期（公元1719～1721年）喷发而形成的火山锥。这次火山喷发的部分熔岩流堵塞河流形成五个串珠状的堰塞湖，合称五大连池，火山群也因此而得名。火山喷发的熔岩有玻基辉橄岩、白榴石玄武岩、歪长橄榄岩等，此外还有浮石、火山弹、火山砾、火山灰等。老黑山、火烧山喷发形成的熔岩流及火山锥，因其喷发时间较晚，故其构成的火山形迹以及火山熔岩特有的各种形态及原生构造，广泛分布于火山地区内，并裸露地表，保留完整。本区的火山锥，都是由喷出的火山弹、熔岩饼、熔岩渣、浮石块及火山砾等各种熔岩碎屑形成的，应属熔渣锥。由于喷发周期较短，火山锥体的规模一般都较小，相对高度一般不超过300米，火山口直径与基底直径之比，一般在1:2～1:3之间。火山锥在平面上呈较规则的圆形，锥体坡度一般为30°左右，火山口略呈圆形，内壁陡峭。从本区火山喷发的物质成分、火山机构的特点及新期火山喷发过程看来，应属于喷发周期较短的斯特朗博利式喷发类型。本区火山熔岩流有结壳熔岩和翻花熔岩两种类型。熔岩流中发育的次一级构造有熔岩表壳构造（这是由于结壳熔岩塑性变形而成的各种构造，如波状构造、绳状构造、平行褶皱构造以及小股熔岩流形成的熔岩扇、象鼻状熔岩流、熔岩瀑布等）、熔岩空洞构造（如熔岩暗道、表层流空洞等）、溢流拱起构造（如溢流丘、胀裂丘等）、裂隙塌陷构造、喷气溢流构造（如熔岩喷叠锥、喷气穴）等。其中以熔岩流表面成群成列出现的熔岩喷叠锥、喷气穴等千姿百态最为壮观，实为国内外所罕见。因此五大连池火山群被列为中国的自然保护区之一。被批准为世界地质公园（见图）。



五大连池火山群分布略图

【伊通火山群】 Yitong volcanic cluster　位于吉林省长春市东南伊通县境内，为新近纪火山群。根据现有地质资料判断，大部是没有溢出地表的岩浆固结而成的火山锥，这些锥状孤峰呈双列排列在伊通平原之上，北列有莫里青山、马鞍山、横头山；南列有小孤山、大孤山、西尖山、东尖山，其中以西尖山最为雄伟，玄武岩柱状节理发育，呈伞状排列，是中国少见的典型火山地质、地貌，对科研及教学工作都具有重要的意义。

【兴蒙火山区】 Xingan-Mongolia volcanic area　位于内蒙古自治区东部呼伦贝尔市所在的大兴安岭区，向西南延伸，经锡林郭勒盟、乌兰察布市至山西省北部，并含蒙古人民共和国东部的新生代火山区。它包括有数个火山群。沙秃火山群：诺敏河中上游，有8个火山锥；阿尔山火山群：哈拉哈河上游，有42个火山锥；锡林浩特火山群：西部的阿巴嘎旗和南部的达来诺尔北岸，

近1万平方千米的玄武岩台地，共有270个火山锥，锥体高达百米；达里干戛火山群：大部分布于蒙古人民共和国东部，面积达1.7万平方千米，共有222个火山锥；此外河北围场棋盘山、张北地区，内蒙古集宁一带，山西省右玉、左云，以及著名的大同火山群均属于本火山区，其喷出物全为碱性玄武岩。

【大同火山群】 Datong volcanic cluster 位于山西省北部，大同盆地东部，距大同市约30千米，火山群面积约700平方千米，有22个火山锥，锥体大部是由熔岩和火山碎屑物组成的层状火山锥，熔岩主要为碱性橄榄玄武岩，测得的同位素年龄最老为98.5万年，一般为40万～54万年，最年轻的热发光年龄为9.8万年，故喷出活动自早更新世开始，以中更新世为主，并持续到晚更新世。火山喷出物常夹于更新世古大同湖的湖相沉积物中，也见于古桑干河的冲积物、风积物、坡积物以及黄土层中(见图)。



大同火山群示意图

【富士火山】 Fuji volcano 位于日本本州岛中南部，第四纪形成的复合火山，是日本最大的火山之一，海拔3776米，体积约870立方千米。最初爆发时期为第四纪后期，形成古富士火山(见图)。当时的喷出物广布于山麓地带，喷出物主要是玄武岩质火山渣及火山灰等。古富士火山喷发的后期有大量的熔岩流溢出，约在1万年前火山活动近于停止状态，进入休眠期。在5000～6000年前，火山再次活动，在古富士火山体上形成了圆锥形层状火山，称新富士山。最近一次喷发在1707年。现在火山体上部被覆的火山岩大部为新富士山的熔岩流及火山碎屑物。但在部分地区因断层的关系，使古富士火山体局部出露。在山腹及山麓地带，寄生火山锥发育，约有100个左右，主要集中于火山体北北西-南南东方向，据历史记载寄生火山口也经常喷发。古富士火山和新富士火山为高铝玄武岩构成，熔岩中二氧化硅含量为49%～51%，并含有橄榄石、普通辉石、紫苏辉石及奥长石的斑晶。



日本富士火山

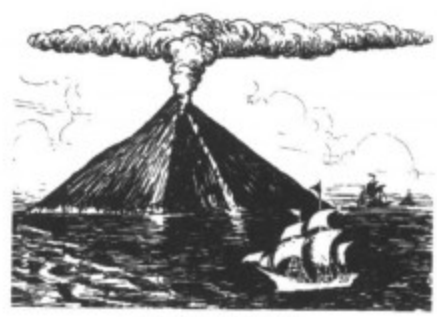
【阿苏火山】 Aso volcano 位于日本九州中部的活火山，海拔1592米。火山体的基盘为上新世—更新世的安山岩、流纹岩，破火山口位于火山碎屑岩构成的台地之间，形成的时间约在3.3万年以前。破火口直径达16～25千米，破火口在塌陷之前喷出辉石安山岩、角闪安山岩、英安岩等熔结凝灰岩(俗称"阿苏熔岩"或"灰石")，总体积达160立方千米。有的火山在熔结凝灰岩之前已形成辉石安山岩、角闪安山岩等火山，阿苏火山外轮山的外侧就可见到。破火口内侧的中部分布着火山锥群。破火山口内的西南部有含硅藻的泥岩及砂岩等火山口湖相沉积物分布，上面覆盖构成火山锥体的熔岩。中央火山锥群在破火山口有十数个喷火口，略成东西向排列，火山喷出物为熔岩流及火山渣锥等构成成层火山体。东部的根子岳为安山岩构成的成层火山，高岳、中岳为玄武岩和安山岩构成的成层火山。西北部的往生岳、杵岛岳、米冢等火山皆为玄武岩组成。西部的乌帽子岳、千里浜等为安山岩及流纹岩组成。其中中岳火山口是仅有的活动火山，自公元553年日本首次有火山纪录以来，至1984年共喷发过163次。自1984年10月以来阿苏火山的活动有所增加，在1985年6月阿苏气象站的火山灰降落量为1429克/米^2。到1985年7月活动减弱，在7月1日早晨，火山口喷口已被六月暴雨的降雨淹没，到7月中旬火口内的水温达60℃，沿水池边缘出现很多喷气孔。

【维苏威火山】 Vesuvius volcano 位于意大利那波利湾东岸，为第四纪形成的火山。海拔1281米。火山地区的基岩为侏罗系—白垩系的石灰岩及古近系沉积岩。火山活动始于更新世晚期，形成索马火山，呈对称的圆锥形层状的火山锥(见图)，主要为白榴石碱性玄武岩质熔岩流同火山碎屑物的互层构成。公元前8世纪左右发生大规模的普里尼式喷发，扩大了火山口。经过长期停止活动后，公元62年2月5日，拿波里地区发生强震，这是火山将喷发的前奏。公元79年8月24日开始大规模的喷发，持续达2～3日之久，喷出大量的白榴石响岩质的浮石和火山灰，埋没了庞贝城；火山泥流淹没了赫尔库拉纽姆城；最后索马火山顶部下陷。此后直到1631年间仅有小规模的火山活动。1631年12月火山再度喷发直至今日，维苏威火山有一不太规律的喷发旋回，间歇期为25～30年。主要喷出物为碱性玄武岩质白榴岩及火山碎屑物。



维苏威火山

【斯特朗博利火山】 Stromboli volcano 位于地中海西西里岛北部的利帕里群岛东北。第四纪形成的成层火山。由海底火山喷发逐渐形成火山岛屿。火山锥海拔926米，从海底至顶部总计2700米。为一圆锥形成层火山，岩石为辉石安山岩、粗面玄武岩。火山锥的北西斜面破坏后形成扇形塌陷地形，现在的火山口海拔700米，由几个小火山口组成。人们在公元前约450年已观察到它活动，2000多年来该火山一直在持续活动。它的小规模的"斯特朗博利式"爆炸，将白炽的熔渣猛掷于火口垣之上，每小时可发生数次，但是大的喷发不频繁。近期火山活动的熔岩以粗面玄武岩质为主。1930年斯特朗博利火山强烈喷发的情况(见图)。



斯特朗博利火山

【武尔卡诺火山】 Vulcano volcano 意大利西西里岛北部利帕里群岛南端的一个火山岛。整个岛屿为一个复合成层火山锥，岛的中部为塌陷破火口，以后被火山喷出物埋没。岛的西北部为一圆锥形火山锥，即武尔卡诺火山，基底直径为2000米，海拔500米，顶部火山口直径为500米。传说那里是火神武尔坎(Vulcan)的锻造所，所以对所有的火山都称之为Volcano。过去曾十分活跃，特别是公元前几个世纪。最近一次爆发始于1888，并持续到1890年。当时把五千米以外的海底电缆都破坏了。1985年4月24日该区发生频繁地震，震级小于2.5，震中则位于

火口中，震源深度小于 1 千米，地震能量以震群方式释放，波形特征说明地下有脱气和断裂位移发生。

【卡特迈火山】 Katmai volcano 位于阿拉斯加半岛和大陆相连部位的东侧，为安山岩质成层火山，海拔 2047 米，基盘为侏罗系沉积岩构成的北东向背斜。1912 年 6 月 6 日晨至 8 日午夜发生爆发，喷出 7 立方千米火山碎屑物，当万烟谷的爆炸活动结束时，卡特迈火山的顶部形成直径约 3 千米、深约 1200 米的破火山口。破火口的形成部分是由于爆破作用，主要是由于火山口底部的塌陷，因为来自隐伏通道的安山岩浆与万烟谷之下的流纹岩浆相混合。火山体西北方的谷地被火山碎屑物覆盖，形成许多二次喷气孔，谷顶部的侧火山也同时活动。火山爆发后在火山口内形成高达 60 米的圆顶丘，喷出物为流纹岩及安山岩的条带状浮石(见图)。



卡特迈火山

【培雷火山】 Peléa volcano 位于小安得列斯群岛的马提尼克岛。第四纪形成的复合火山。海拔 1397 米，火山锥的基岩为新近纪沉积岩和火山岩。火山锥为辉石安山岩质熔岩、火山碎屑物组成的成层火山，山顶的火山口已形成熔岩圆顶丘。1902 年 4 月至 1903 年末曾有强烈的活动。1902 年 5 月 8 日火山大爆发的同时，规模巨大的火山发光云，以每小时 200 千米的高速自山顶向下倾泻，发光云温度高达 1000℃，降到附近的圣·皮尔市的火山灰温度仍达 700℃，使该市遭受毁灭性的破坏，死亡达 2.8 万人，仅幸存二人。当富含气体的岩浆排尽之后，相对贫气的岩浆上升在喷口内形成具有陡边的熔岩穹丘，穹丘的增长速度很快，一日可达 20 米，到 1903 年 9 月已长到 900 米。这样规模的火山发光云其后又连续发生数次。1929～1932 年间小规模的火山发光云发生约 100 次以上，这种火山发光云以后即被命名为培雷云(见图)。



培雷火山喷发景观

【乞力马扎罗火山】 Kilimanjaro volcano 位于肯尼亚、坦桑尼亚国境附近的成层火山，海拔 5895 米。火山底面积 80 千米×50 千米。由东西并列的两个古火山体及其上部的吉博火山以及寄生火山群组成。火山顶部为直径 2 千米以上的塌陷火山口，其中有直径 900 米、深 46 米的火口；火口底部又有一个直径 340 米、深 130 米的小火口。熔岩为霞石玄武岩等碱性岩。火山体较新，但无喷发记载(见图)。



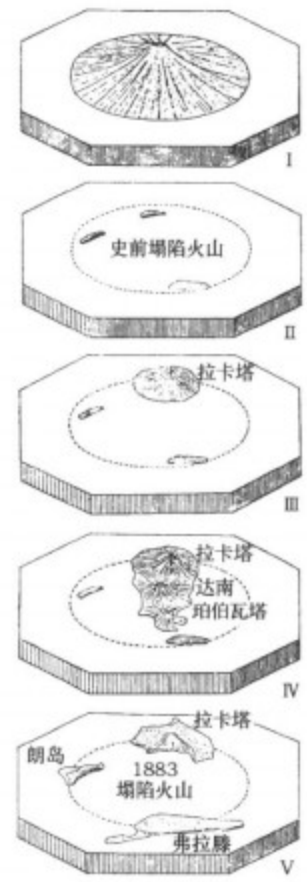
乞力马扎罗火山

【圣海伦斯火山】 Saint Helens volcano 位于美国华盛顿州的喀斯喀特山脉，海拔 2949.5 米，北纬 46°12′，西经 122°10′。喀斯喀特山脉火山成群，圣海伦斯是其中的一座火山。该区位于北美板块与太平洋板块相接之处，属于环太平洋火山一地震带东支的中段。在地质历史时期，火山活动频繁，以裂隙式喷发为主，基性玄武岩覆盖面积达 50 万平方千米。圣海伦斯火山自 1857 年爆发后休眠了 123 年，又于 1980 年 3 月 27 日再度爆发。喷发前，于 1980 年 3 月 20 日火山区发生 4 级地震，以后连续三天地震，出现山崩。3 月 27 日中午开始爆喷。5 月 18 日、25 日，6 月 12 日和 7 月 23 日，又几次剧烈地大爆发。喷出的火山烟云最高达到近 2 万米高空。山头被削去近 400 米，降落下的火山灰尘约 60 万吨，殃及美国六个州。融化的雪水与火山灰、沙石混在一起，汇成沸腾的泥浆，顺山谷而下，时速达每小时 80 千米，横扫一切房屋、桥梁和汽车。当时 5000 千米公路瘫痪，附近的机场、商店和学校被迫关闭。火山爆发的经济损失超过 16 亿美元，有 24 人死亡、46 人失踪，野生动物也惨遭一劫，2000 头黑尾鹿、300 只麋鹿、20 只黑熊、12 只山羊被灼死或窒息而死。这一次火山爆发与地质历史上的裂隙式喷发不同，喷出的熔岩是中酸性的，二氧化硅含量较多，黏性较大，喷发力极强，加之发生在人口稠密地区，损失就更大。1983 年又不时断续活动，2 月 2 日至 3 日爆发喷起的火山灰达到 6 千米高度(如图)。



圣海伦斯火山

【喀拉喀托火山】 Krakatau volcano 位于印度尼西亚巽他海峡拉亚角的北方海域，为第四纪喷发的火山。是由没于海中的破火山口及位于其中的火山锥群组成。最初形成的火山主体呈圆锥形，为安山岩质熔岩、浮石及火山碎屑物构成(图Ⅰ)。其后由于火山锥的塌陷，形成直径约 7 千米的破火山口。残留在海面以上的部分成为韦尔拉坦岛及长岛(图Ⅱ)。此后火山再度喷发，在老火山口内形成新的火山锥拉卡塔，海拔 813 米，为橄榄石玄武岩组成的成层火山(图Ⅲ)；以后又形成达南火山锥(海拔 450 米，由安山岩组成)和珀伯瓦塔火山锥(海拔 120 米)，并在破火山口内共同构成一个岛屿(图Ⅳ)。珀伯瓦塔火山在 1680 年曾有活动，此后的二百年火山处于静止状态。到 1883～1884 年火山再度大爆发时，又形成一个塌陷破火山口。这次喷发从 1883 年 5 月 20 日开始，8 月 26～27 日达到高潮，28 日喷发逐渐停止，喷出大量石英安山岩质浮石及火山灰，喷出火山灰云高达 70 千米，火山灰覆盖的面积达 82.7 万千米，很多轻细粒火山尘在大气层上部保持了好几年。大爆发时声音巨大，在澳大利亚亦可听到，同时引起海啸，海浪高达 20 米。1883 年火山活动以后，中央火口丘大部分塌陷，形成深达 279 米的塌陷洼地(图Ⅴ)。在残留的岛屿之上覆盖着大量的火山灰及浮石层，

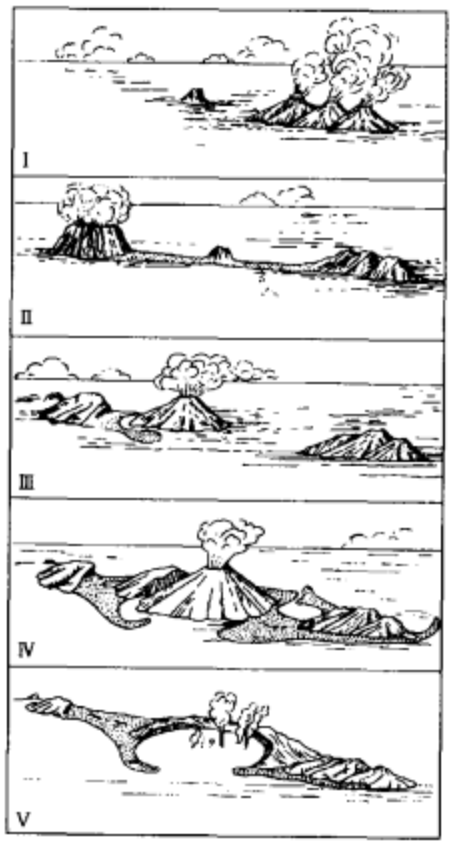


喀拉喀托火山喷发史

厚达 100 米。平静近半个世纪后，到 1927 年在破火山口的中央海底再度喷发，反复喷出大量橄榄玄武岩质火山灰及火山碎屑，形成了安纳-喀拉喀托火山碎屑锥。此后于 1935 年、1941 年又多次喷发，火山碎屑锥高度达到 100 米左右。20 世纪 60 年代比较平静，1972 年以来又多次爆发，并一直持续到 80 年代。

【埃尔奇琼火山】 El Chichon volcano 位于墨西哥东南端的恰帕斯州森林茂密的丛山中，西经 93°12′，北纬 17°19′处。海拔 1060米，22 万年前就已出现，几千年前还有过多次喷发活动，但后来沉寂了，甚至有人认为是一座死火山。1982 年 3 月 28 日 7 点 03 分，埃尔奇琼火山发生了一次爆发，随后几天连续有较小的活动，到 4 月 4 日凌晨 1 点，又出现了一次比 3 月 28 日更强烈的爆发。今天埃尔奇琼火山是在长宽达 1600 ~ 2000 米的老火山口中，后来喷出的安山岩质火山凝灰岩锥和熔岩丘的组合。经过这些活动，火山顶部被炸出一个 1000 米宽、300 米深的大坑，使火山的高度降为现在的 1060 米。众多的火山爆发事件不是很强烈，但喷出的火山灰渣按体积计算约有 5 亿立方米之多；特别是还释放出几百万吨二氧化硫到大气中，部分进入平流层，形成围绕地球飘移硫酸云，它能吸收太阳辐射来的热，对气候产生影响，这种现象持续到 1985 年才消失。1982 年也是出现厄尔尼诺现象的一年，有一种观点认为它与埃尔奇琼火山爆发有关。

【博戈斯洛夫火山岛】 Bogoslof volcanic island 位于阿留申群岛的乌姆纳克岛北约 40 千米的白令海中，是一个活火山岛，高于洋底约为 1600 米。自 1796 年以来海面上先后出现火山锥，其后由于火山喷发并受海蚀作用，6 个新火山岛曾多次在海面消失又再度出现，最后形成 1.8 千米 × 0.6 千米及直径为 0.1 千米的两个小岛。图中：Ⅰ为 1796 年第一次出现的火山岛（老博戈斯洛夫火山）；Ⅱ为 1883 年新博戈斯洛夫火山爆发；Ⅲ为 1906 年梅卡尔夫火山爆发；Ⅳ为 1907 年前，梅卡尔夫形成破火山口，再度喷发而形成麦库鲁奇峰；Ⅴ为 1907 年后麦库鲁奇峰塌陷没入海面以下，梅卡尔夫破火口中形成热潟湖。



1796 ~ 1907 年博戈斯洛夫火山岛变迁史（阿留申群岛）

【鲁伊斯峰火山】 Nevado de Ruiz volcano 位于南美洲哥伦比亚，西经 75°19′，北纬 4°53′处，火山顶端海拔 5 321 米，由安山岩和英安岩质的熔岩和安山岩质碎屑构成的层状火山。底部面积有 200 平方千米。更新世鲁伊斯火山即已出现，老的火山口已塌陷破坏，变得低平宽大。现在的火山锥是在这个破火山口中新产生的多个熔岩丘组合而成，顶端的火山口宽达 1000 米、深 240 米，平时为冰雪所掩盖。1585 年鲁伊斯火山爆发，这些冰雪迅速融化，夹带火山喷出的灰渣形成火山泥流造成灾害。1985 年 9 月悲剧重演，并伴生强烈地震，11 月 13 日 21 点 08 分时火山爆发，火山泥流随后奔腾而下，阿尔梅罗城被埋葬，死亡超过23 000人，死亡人数在全球因火山爆发而导致死亡的事件中排名第四。

【皮纳图博火山】 Pinatubo volcano 位于菲律宾的吕宋岛上，东经 120°21′、北纬 15°07′处。海拔：1991 年 6 月 15 日大爆发前为 1745 米；大爆发后火山巅峰消失，其破火山口的火山口缘最高点为 1486 米，中间的塌陷部位则仅比海平面高 820 ~ 840 米。为层状火山。1991 年前无喷发的历史纪录。1991 年 6 月 15 日大爆发，抛出了大量火山碎屑物，其总体积超过 5 立方千米。火山灰云升到了 3.5 万米高空，在平流层中悬浮飘移，其中约有 2000 万吨是二氧化硫，导致地球气温降低约 0.5℃达两年之久。爆发时还有火山碎屑流沿山坡滚滚而下，填满附近的深谷，最厚达 200 米。到 1996 年这些火山堆积物的温度还有 500℃。原来的火山锥因爆炸崩塌，形成宽达 2500 米的破火山口，高度降低约 300 米。火山学家把它评为 20 世纪地球上第二大火山喷发。

【尼拉贡戈火山】 Nyiragongo volcano 位于刚果（金）北基伍省省会戈马市以北 10 千米，南纬 1°31′，东经 29°15′，海拔 3469 米，是一座层状火山。火山口位于顶峰，直径约长 600 米，底低平，在 1894 年歌村（G.A. von Gotzen）首次记录了它在 6 月 11 日的喷发活动，在 1894 ~ 1977 年间，曾有熔岩湖长期存在，并多次喷发。1977 年 1 月 10 日熔岩从火山锥侧面的裂隙中大量喷出，以每小时 60 千米的速度倾泻，不到一小时熔岩湖便消失了。约 2000 人丧生。1982 年，火山口中又出现熔岩湖并有蒸气爆炸和熔岩喷起如泉。1994 年 6 月熔岩湖的面积扩大，熔岩充填了整个火山口，直径接近 40 米、深 150 米，喷出的熔岩在火山口周围的山坡上流溢，最远达 800 米内。1994 年 6 月火山再次喷发后，火山口中的熔岩湖持续存在很久，成为一个迷人的奇观。2002 年 1 月 17 日，火山再次活动，同时还有频繁的地震发生。熔岩从火山的东坡和南坡上的三个裂口中流出，以每小时1.2 ~ 1.8 千米的速度向有 40 万居民戈马市冲去，破坏了沿途所遇的村庄和田园，造成一万多人无家可归，百余人死亡。

【埃特纳火山】 Etna volcano 位于地中海中部的西西里岛上，东经 15°、北纬 37°43′处。海拔 3350 米，火山锥的体积至少有 350 立方千米，是欧洲最大最高的火山。公元前 1500 年起，就有埃特纳火山的活动记载，它是被记录得最早，也是地球上最活跃的火山之一，间隔 2 ~ 20 年就会喷发一回。最近一轮喷发活动始于 2002 年 10 月 26 ~ 27 日之间的午夜，从火山南坡上部喷出火山灰和熔岩，持续到 2003 年 1 月 28 日。埃特纳火山所在的位置，正好在欧亚板块和非洲板块碰撞的前沿地带，这里是地壳破碎薄弱部位，在它下面 20 ~ 25 千米有从地幔来的岩浆大量聚集，体积达到 1600 立方千米，为含铁和镁较多的硅酸盐熔浆，喷出地面时形成易流动的基性熔岩，间或也有因气体迅速膨胀爆炸而产生的碎屑物抛起。这些喷出物在喷口周围堆积起来，使火山锥越来越大和越高。那些在山坡上的火山喷口最后也会形成了一个个较小的新火山锥，与原来的火山锥叠合在一起。现在的埃特纳火山，是把这些小火山锥都包括在内的统称，都是由同一岩浆来源形成的一个火山机构的一部分，属于复合火山类型。

构造运动期(幕)

中国地壳运动

【迁西运动】 Qianxi movement 发生于中国北方中太古代末的一次构造运动及构造-热事件。因河北迁西得名。在冀东,表现为迁西群遭受强烈的变形、以角闪岩相—麻粒岩相为主的变质作用和以钠质花岗岩为主的岩浆事件。在华北及东北南部各太古宙麻粒岩-片麻岩区具有广泛性和一定代表性,应属一次主要的构造运动。铁架山运动、兴和运动与之相当,为迄今中国境内确定之最早的构造运动。

【铁架山运动】 Tiejiashan orogeny 辽宁东部鞍山地区中太古代末的一次构造运动。据东鞍山铁矿采场南部鞍山群上亚群的条带状含铁建造与下伏东鞍山花岗岩之间的沉积不整合而确定。不整合界面时限放在 28 亿年左右。

【兴和运动】 Xinghe orogeny 阴山地区新太古代末的构造运动。得名于内蒙古乌兰察布盟兴和县,是根据集宁群晚期的不整合及构造-热事件确定的。相当于五台运动。

【阜平运动】 Fuping movement 新太古代的一次褶皱运动。五台群与下伏的阜平群上亚群(龙泉关群)间确属角度不整合接触。五台群与阜平群无论在构造形态、构造方向、混合岩化作用、变质作用以及沉积建造上都有明显差异。因而主张将其放在阜平群与五台群之间,其时限置于 26 亿年。阜平运动在华北各太古宙变质岩区影响较广,它使阜平群及更老地层普遍发生变形和产生以角闪岩相为主的区域变质,并伴随大量花岗质岩浆侵位。所造成的角度不整合,除五台—太行山区外,还包括吕梁山区吕梁群与下伏界河口群之间、中条山区绛县群与下伏涑水杂岩之间的角度不整合等。阴山、燕山及辽东、吉南、山东、豫西以及小秦岭等地亦然。

【铁堡运动】 Tiebu orogeny 为太古宙后期的一次褶皱运动。据五台—太行山区新太古界阜平群上亚群(龙泉关群)与上覆五台群之间的角度不整合确定。在五台山东北边缘龙泉关以西约 5 千米的铁堡村南见有明显的低角度不整合接触关系,二者之间尚保存有厚约 1.5 米的古风化壳,因之命名。其时限距今约 26 亿年,相当于阜平运动。

【黑疙瘩岭运动】 Heigedaling movement 新太古代与古元古代间的地壳运动。原指吕梁山北端黑疙瘩岭地区新太古界上部的五台群石英岩与下部泰山群片麻岩间的不整合。后证实原定五台群的石英岩、角闪片岩、大理岩和白云母片岩这一套沉积变质岩系与滹沱群相当,原泰山群片麻岩和五台群相当,其不整合面就在滹沱群与五台群之间。现将古元古界与新太古界之间的地壳运动称为五台运动。此名应废弃。

【建屏运动】 Jianping movement 新太古代发生的造山运动。根据新太古界阜平群与上覆建屏群间的不整合或假整合接触关系确定。王曰伦等(1962)指出建屏群底砾岩不存在,它由原始的复理式砂岩经区域变质形成,不能用以划分阜平群和建屏群。此名已废弃。

【虎坪运动】 Huping orogeny 桑干杂岩、吕梁杂岩、涑水杂岩和登封杂岩都可能代表华北古太古界,而新太古界是五台群。在古新太古代间有广泛的地壳运动发生,形成不整合及沉积间断。河南嵩山、山西中条山和吕梁山均有表现。但有人认为依据不足,尚需进一步研究。

【嵩阳运动】 Songyang orogeny 新太古代后期的一次褶皱运动。系据河南登封县嵩山群底部石英岩与登封群变质杂岩间的角度不整合确定的,因在嵩山之阳而得名。其发生时间距今 25 亿年,大致相当于加拿大的基诺尔运动。

【五台运动】 Wutai orogeny 马杏垣等 1955 年创名。太古宙末的一次褶皱运动。是根据五台山区新太古界五台群与古元古界滹沱群之间的角度不整合确定的。广义的五台运动应包括甘泉不整合、探马石不整合及金洞梁不整合等 3 个褶皱幕。在华北除太行、吕梁及中条山等地发现不整合界面外,阴山、燕山、辽东、吉南及豫西等地皆已获得与之有关的构造-热事件的同位素年龄数据;在新疆塔里木库鲁克塔格地区,达格拉格布拉克群与上覆古元古界的不整合应与之相当。在扬子古大陆西缘康定群中达麻粒岩相层位取得 2451 百万年的锆石 U-Pb 年龄,可能亦属五台运动的构造-热事件之反映。

【胶东运动】 Jiaodong orogeny 太古宙末期的一次构造运动。系据烟台—乳山一带的新太古界胶东群与古—中元古界粉子山群间之角度不整合所确定。与五台运动相当。

【鞍山运动】 Anshan orogeny 新太古代末的一次褶皱运动。据古元古界辽河群与新太古界鞍山群之间的角度不整合确定。这一运动使鞍山群岩层褶皱,并伴随大规模花岗岩化或混合岩化以及区域变质作用。其发生时间距今 25 亿年。与五台运动相当。

【大别运动】 Dabie orogeny 新太古代—古元古代与中元古代之间的一次构造运动。据大别山地区中元古代佛子岭群与新太古界—古元古界大别山群间的不整合所确定。大别山杂岩普遍混合岩化至花岗岩化,构造方向近东西;佛子岭群仅受轻微区域变质,构造方位多作北西向。在湖北大悟、红安、麻城等地见红安群与大别群呈交角不整合接触。此运动发生于 18 亿年。

【吕梁运动】 Lüliang movement(revolution) 李四光 1933 年创名。又称**吕梁变革**(Lüliang transform)。古元古代滹沱群与中元古代长城群之间发生的强烈构造运动。在中条山区、辽东、山东及鄂尔多斯等地均有代表吕梁运动的不整合存在。此运动主要表现为褶皱断裂变动、岩浆活动、区域变质及混合岩化作用。其时限大致距今 18 亿年与 17 亿年左右,可分别视作第一幕(主幕)和第二幕(末幕),在燕山地区大致应与前常州沟组、前大红峪组界面相当。吕梁运动影响范围甚广:在山西则可能分别与五台山的郭家寨亚群及中条、吕梁、太行山区的担山石群、黑茶山群及东焦群的顶部界面相当。在豫西为古元古代嵩山群与上覆五佛山群之间的不整合;燕山、阴山地区分别为长城群与朱杖子群、渣尔泰山群与二道凹群之间的不整合;自胶辽 、吉南至贺兰山、阿拉善的广大地区亦受其影响;塔里木有相当于长城群的杨吉布拉克群与下伏古元古代兴地塔格群的角度不整合;滇东、

鄂西为昆阳群与大红山群、神农架群与水月寺群之间的不整合。浙西南古元古界八都群,与其上中、新元古界龙泉群在变质程度和形变特征上的差异,当属吕梁运动之反映。

【栾川运动】 Luanchuan orogeny 古、中元古界间的构造运动。在陕西省蓝田县坝源、洛源等地见中元古界熊耳群不整合在古元界铁铜沟组之上;在豫陕交界的熊耳山一带见熊耳群不整合于新太古界太华群之上,其间存在的构造运动。与吕梁运动相当。

【中条运动】 Zhongtiao orogeny 山西省中条山区古元古界担山石群与中元古界中条群之间发生的地壳运动。不整合面的上覆地层是安山岩层,下盘为石英岩(古元古代担山石群石英岩)。在铜矿峪的一个剖面上有显著的角度不整合存在。与吕梁运动相当。

【渣尔泰运动】 Jartai movement 发生于内蒙古渣尔泰山群与什那干群(介于长城系与蓟县系)之间的构造运动,其时限为 14 亿年左右。此乃根据渣尔泰山群下部阿古鲁沟组 Pb-Pb 年龄 1649 百万年,而不整合面以上的什那干群呈假整合伏于下、中寒武统之下;渣尔泰山群、什那干群中所含叠层石特点,分别与燕山地区的长城系、蓟县系相近;又据新资料,什那干群东延可与蓟县系相连,并发现渣尔泰山—大佘太一带有 1300 ~ 1500 百万年的钾长花岗岩侵入(如侵入新太古界乌拉山群者 U-Pb 年龄 1383 百万年),其上又被什那干群不整合覆盖。

【蚌埠运动】 Bengbu movement 发生于安徽省中元古代与古元古代间的地壳运动,据白云山组片理产状和蚌埠期混合钾长花岗岩的片麻理产状间出现交角而确定。在安徽凤阳地区,古元古界凤阳群下部的白云山组交角不整合于新太古界五河群顶部的殷家涧组之上。凤阳群属绿片岩相,五河群属角闪岩相,两者变质程度也有很大差异。此运动发生于距今 25 亿年左右。与五台运动相当。

【中岳运动】 Zhongyue orogeny 发生在嵩山地区古元古代嵩山期沉积之后,新元古代五佛山期沉积以前的一次强烈造山运动。五佛山群呈高角度不整合覆于嵩山群及登封群各组之上,可能发生于距今 14 亿年左右。中岳运动使整个嵩山群(罗汉涧组、五指岭组、庙坡山组、花峪组)协调一致地产生紧密的走向近南北、轴面向西倾斜、向东倒转的复式背斜和复式向斜。

【熊耳运动】 Xiong'er orogeny 北秦岭中元古代内的构造运动。中元古代蓟县系与熊耳群(相当于中元古代长城纪)间的不整合,在陕西小秦岭和豫西广大地区也普遍存在,与中元古界蓟县系相当的汝阳群底部有底砾岩不整合在熊耳群之上,发生于距今 14 亿年。

【易门运动】 Yimen epeirogeny 原指上昆阳群因民组与下昆阳群三尖山组之间的假整合所代表的构造运动,为较平缓的上升造陆运动。此运动一直有争议。经进一步研究,将原下昆阳群划为古元古界大红山群,上昆阳群因民组为中元古界昆阳群底部。因此,易门运动为发生在古、中元古代之间的运动,与吕梁运动相当,距今 18 亿年。

【黄陵运动】 Huangling movement 三峡地区发生在中元古代至南华纪之间的一次显著的造山运动,并伴随广泛的花岗岩浆侵入,形成黄陵花岗岩。运动面在新太古界崆玲片岩与南华系莲沱组之间,或在古元古代黄陵花岗岩和莲沱组之间,中间缺失中元古界和新元古界青白口系。黄陵运动的时限范围约在 18 亿 ~ 8 亿年之间,可能与晋宁运动相当。

【祁门运动】 Qimen orogeny 原指皖南、浙西前震旦纪上溪群上部未变质的沥口群与下部变质较深的溪口群之间的不整合,经此运动使本区古元古代优地槽局部回返。江南地轴开始形成。经过一步研究,将沥口群划为新元古界下部,溪口群更名为上溪群,划归古元古界。因此,祁门运动即发生在新、中元古代之间的运动,与四堡运动相当。

【四堡运动】 Sipu orogeny 指广西北罗城四堡的板溪群与下伏四堡群之间的构造运动。四堡群中、上部应与长城系及蓟县系大致相当,板溪群则可与青白口系对比,代表华南发生在蓟县系与青白口系之间的构造运动及其造成的不整合,发生时限距今约 10 亿年左右。此运动在扬子地块及其周缘影响广泛,鄂西神农架群与马槽园群之间的角度不整合,可能亦属四堡运动。

【龙川运动】 Longchuan orogeny 滇川一带中元古代与古元古代之间的一次构造运动。据云南省东川-四川省会理(天生坝、玉新村两地)河口组与因民组底砾岩之间的不整合确定。因民组的砾石成分较复杂、磨圆度好,具底砾岩性质。砾岩向上过渡为条带状砂板岩。此组超覆在河口组的浅粒岩、变粒岩、石榴云母片岩及大理岩等不同岩层之上。在玉新村地区因民组的构造窗之下,见河口组为具枕状构造的变质细碧岩,与因民组呈微角度不整合。因民组及其以上地层为浅变质岩系,其下为中深变质的结晶岩系,二者间岩性和生物特征是突变的,从大区域上看两个岩系截然不同。

【燕辽运动】 Yanliao orogeny 辽东、吉南等地发生在蓟县纪与青白口纪之间的造山运动。在辽东铁岭以东的泛河坳陷北侧,可见类似于辽南永宁群明显不整合于蓟县系之上。可与华南四堡运动大致对比。

【梵净运动】 Fanjing orogeny 黔中地区梵净山群与上覆板溪群之间的交角不整合所代表的一次强烈地壳运动,时限为 10 亿年左右。相当于四堡运动。

【武陵运动】 Wuling orogeny 新元古代早期的一次褶皱运动。系据湘西武陵山区板溪群下部官庄组与下伏冷家溪群(原下板溪群)之间的角度不整合而确定。其时限为 11 亿 ~ 9 亿年,与四堡运动可能相当。

【东安运动】 Dong'an orogeny 湘西东安溪地区东安群与下伏彭家群(原板溪群内部)的交角不整合所代表的构造运动。与四堡运动相当。

【兴城上升】 Xingcheng uplift 又称**兴城运动**(xingcheng epeirogeny)。辽西地区中元古界长城系大红峪组与串岭沟组间的构造运动。依据是兴城地区大红峪组微角度不整合覆于串岭沟组或常州沟组之上。这个不整合面还见于河北省迁安市北营子红石峪。在辽宁省凌源县小桦皮沟,大红峪组与团山子组(原串岭沟组上部白云岩)为平行不整合接触。距今约 16 亿年,属振荡运动。

【头泉运动】 Touquan orogeny 太行山区长城系高于庄组与下伏地层之间的角度不整合或平行不整合而确定的构造运动。高于庄组在太行山区超覆于团山子组、串岭沟组、常州沟组、东焦群、甘陶河群、五台群、阜平群等不同层位之上。此运动具有一定范围的稳定性。为中元古代早期的一次构造运动,距今 15 ~ 16 亿年。

【前富禄上升】 Pre-Fulu uplift 据桂北地区南华系富禄组与下伏长安组之间的平行不整合确定的构造运动。长安组为一套不显层理的灰绿色含砾泥质砂岩,富禄组为层状长石砂岩,底部多为砾岩或含铁板岩。此运动距今 7.5 亿年。

【松山运动】 Songshan orogeny 本运动指赣中的新元古界上部松山群与下部神山群之间的不整合。依据赣中地区青白口系神仙群与南华系上施组和下坊组之间的微弱的交角不整合或平

行不整合而确定此构造运动。

【满银沟运动】 Manyingou movement　四川省会东县满银沟地区中元古界蓟县系力马河组与下伏长城系通安组的不整合所代表的构造运动。会理县通安地区双水井组(相当于力马河组)成宽缓的背、向斜,下伏青龙山组(相当于通安组)多为紧密的倒转或同斜和扇形褶皱。在会东其他地区两者关系多为平行不整合。

【落可崇运动】 Luokedong orogeny　赣西北修水流域新元古界落可崇组与中元古界上双桥山群的不整合代表的构造运动。在修水流域发现落可崇砾岩,最大厚度 224 米,与双桥山群之间呈交角不整合接触。其不整合面凹凸不平,发育有古风化壳。在赣东北称九岭运动。此运动早于雪峰运动,距今约 10 亿年。

【双桥运动】 Shuangqiao orogeny　指赣西北南华系碉门组与中元古界上双桥山群或新元古界落可崇群间明显的交角不整合所代表的造山运动。与晋宁运动相当,距今约 8 亿年。

【滇东运动】 Yidong orogeny　滇东新元古代中期的一次构造运动。在滇中位于南华系澄江组之下的一套板岩、石英岩、砂岩及灰岩称为汤丹群,可与昆阳群对比,时代为中元古代—新元古代早期。汤丹群极度倾斜且剧烈变质,而澄江组却未受变质,层次分明地覆盖在汤丹群上,呈显著的交角不整合关系。与晋宁运动相当,距今约 8 亿年。

【皖南运动】 Wannan orogeny　皖南发生在新元古代中期的一次构造运动。是根据皖南南华系高亭组砂岩(后称休宁组砂岩)与下伏新元古界下部沥口群之间的角度不整合确定的。

【晋宁运动】 Jinning (Tsinning) movement　米士(P. Misch)1942 年创名。新元古代中期的一次构造运动。系据云南中、东部晋宁、玉溪等地南华系澄江砂岩与下伏中元古界—新元古界下部昆阳群之间的显著角度不整合确定。这次运动发生于距今 8 亿年左右。使昆阳群剧烈褶皱,而澄江组则为后造山磨拉石建造。此不整合在华南普遍存在。前澄江运动、皖南运动、休宁运动、雪峰运动等均与之相当。

【前澄江运动】 Pre-Chengjiang movement　指云南东川矿区南华系澄江组沉积前的地壳运动。下部浅变质岩群为中元古界—新元古界下部昆阳群曾遭受强烈褶皱和冲断,新元古界澄江组与之呈显著的交角不整合接触。与晋宁运动相当。

【休宁运动】 Xiuning orogeny　安徽省休宁地区南华系底部休宁(组)砂岩与下伏新元古界下部沥口群之间的不整合代表的构造运动。在江南地背斜轴部,二者不整合甚显著,向北侧和西北侧不整合程度减弱,向南侧和东南侧变为整合关系。与雪峰运动相当。此词已废弃。

【雪峰运动】 Xuefeng orogeny　新元古代中期南华纪与新元古代早期、青白口纪之间的一次褶皱运动,是根据湘西板溪群与南华系南沱冰碛层间的角度不整合确定的。发生于距今 8 亿年左右。与晋宁运动相当。

【昆阳运动】 Kunyang movement　代表南华纪澄江砂岩与中元古界—新元古界下部昆阳群间的不整合关系。与晋宁运动相当,距今 8 亿年。

【嵩山运动】 Songshan orogeny　代表嵩山地区的中元古代蓟县系汝阳群兵马沟组与古元古代嵩山群五指岭片岩(今称花峪组)之间的不整合。此不整合面到嵩山以东井湾地区已不显著,说明这一运动有很大的区域性限制。距今约 18 ~ 14 亿年。

【方岭运动】 Fangling orogeny　代表长江三峡区黄陵背斜结晶基底与沉积盖层之间的不整合。不整合面之下是新太古代—古元古代花岗岩、闪长岩、混合片麻岩及结晶片岩;上覆最古老的沉积岩为南华系底部之莲沱组。沉积盖层(从南华系至白垩系)组成的黄陵背斜,轴向北北东,而混合岩条带及结晶片岩的片理走向则近东西,两者近于直交,不整合现象明显。结晶片岩称方岭片岩属古元古代,早于板溪群(中元古代),因之方岭运动可能早于雪峰运动。结晶基底与南华系之间的不整合面不是代表一个短暂的时期。方岭运动之后本区即已上升为原始古陆,根据南华系南沱砂岩及莲沱冰碛层在黄陵背斜北部即已缺失,以及结晶岩系近东西走向等情况,这一古陆可能是近东西向的。在中元古代板溪群沉积时期本区为剥蚀区,并供给古陆以南的板溪群以沉积物质。

【黄梅运动】 Huangmei movement　长江中游地区南华纪地层与较古老的变质岩系之间的不整合代表的构造运动。现已少用。

【应山运动】 Yingshan orogeny　鄂北大洪山区中元古界应山群与新元古界花山群之间的显著不整合,又称之为震旦运动第一幕。应山群与神农架群及会理群、昆阳群相当,属中元古代;花山群为南华纪。

【澄江运动】 Chengjiang orogeny　南华纪内部的一次褶皱运动,是根据云南中东部澄江南华纪南沱冰碛层与下伏澄江砂岩之间的微弱角度不整合关系确定的。其发生于距今 7.5 亿年左右。此运动发生在晋宁运动的后造山磨拉石建造出现之后,属早兴凯(萨拉伊尔)期的地壳运动范畴。

【后澄江运动】 Post-Chengjiang movement　云南东川矿区澄江组沉积后发生的地壳运动。表现为震旦纪灯影组及其下的新村组页岩、砂质页岩与南华纪澄江组间的微交角不整合或平行不整合。在东川的汤丹、因民及落雪地区,往往缺失澄江组,灯影组直接与昆阳群呈交角不整合。因此,与晋宁运动不易区分。有人根据晋宁局部地区的冰碛层交角不整合在澄江组之上,灯影组白云岩超覆了冰碛层,直接覆于澄江组砂岩之上,认为灯影组与冰碛岩之间,局部地段也可能有交角不整合存在。相当于澄江运动。现少用。

【偃师运动】 Yanshi movement　马杏垣等(1959)创名。原指河南嵩山区偃师南部峡门村及渑池附近中元古代五佛山群内部的微弱交角不整合。相当于古元古界嵩山群与中元古界熊耳群之间的构造运动。不整合面的下盘地层是葡萄峪组,上盘为骆驼畔组(砂岩),比垣曲运动稍晚,也可能相当。创名人后来认为五佛山群内部的这种微弱交角不整合系重力滑动构造,使各组之间发生滑动所造成的不协调关系,建议废除此名。

【垣曲运动】 Yuanqu movement　河南济源、垣曲、卢氏、确山等地见长城系下统熊耳群马家河组与蓟县兵马沟组之间呈角度不整合,在洛宁、汝阳、泌阳、方城等地呈平行不整合,认为此运动存在。

【豫西运动】 Yuxi movement　河南西部南华纪上部临汝冰碛层(罗圈组)与下伏青白口系鞍山组石英砂岩间的平行不整合或交角不整合关系。此不整合从汝阳到古秦岭北麓都有分布,并覆于不同层位上。

【杨庄运动】 Yangzhuang movement　又称**滦县上升**(Luanxian uplift)。指蓟县系杨庄组与长城系高于庄组之间的侵蚀间断,距今 14 亿年。认为在燕山地区高于庄组与杨庄组间为连续沉积,仅在海盆边缘可见肯定的间断,河北地质局综合队在杨庄组底部见有半米厚的砾石层分布,且较稳定,其成分系白云岩和燧石,属底部高于庄组,砾石多具磨圆状,为搬运所致,非构造形成。从区域上看杨庄组厚度在各地变化较大,岩相不稳定甚至缺失,砾石层亦然,故杨庄组与高于庄组应为假整合接触。

【铁岭运动】 Tieling movement　为燕山地区青白口系与蓟县

系之间的沉积间断或微交角不整合确定的构造运动。距今 10 亿年。不整合面的上盘地层是下马岭组,底部有厚约 3 米左右的含铁砂岩和砾岩层,下盘为铁岭组,二者呈假整合,具区域性。两者在岩性上亦有较大差异,青白口系以碎屑沉积为主,蓟县系则以化学沉积为主。

【水峪运动】 Shuiyu movement 河北省开平地区的青白口系石门组与蓟县系雾迷山硅质灰岩间的微交角不整合或平行不整合。此运动具有升降运动性质。与铁岭运动相当,距今 10 亿年。

【蓟县运动】 Jixian movement 又称**蓟县上升**(Jixian uplift)。孙云铸 1957 年创名。晚前寒武纪的一次地壳上升运动。是根据下寒武统砾状灰岩(府君山组)与新元古界青白口系景儿峪组千枚岩之间的平行不整合确定的。仅局部有微角度不整合,此后在辽宁省朝阳、河南省嵩山(少林运动)、河北省承德、北京市延庆均发现与此相当的运动。

【少林运动】 Shaolin movement 发生在晚前寒武世的一次构造运动。在河南省嵩山地区寒武系下统辛集组底部砾岩呈角度不整合覆于新元古界五佛山群何家砦组和马鞍山组之上。典型剖面见于嵩山少林寺附近。其发生时间距今约 7 亿年左右。此运动仅在少林寺地区见角度不整合,其他地区均表现为平行不整合或逐渐过渡关系。

【铜湾运动】 Tongwan movement 刘国昌指湘西怀化铜湾、银藏湾的早寒武世五里牌组与南华系南沱冰碛层间的不整合。但铜湾"五里牌组"燧石层与银藏湾"五里牌组"燧石层归属尚有争议,九门溪、巨口铺一带环巨口铺穹窿自南华纪至下古生代各组地层出露齐全,整合接触,且湖南全省寒武系与南华系之间均为连续沉积,整合接触,其间并无不整合存在。建议废弃此名。

【兴凯运动】 Xingkai orogeny 指兴凯湖东南震旦系纪—早寒武世冒地槽型沉积被中寒武统磨拉石建造所不整合的构造运动。又称兴凯旋回(典型地区在俄罗斯境内)。中亚-蒙古地槽西段兴凯旋回的主褶皱幕发生在中、晚寒武世之间(萨拉伊尔运动),并将其作为古生代的第一个构造旋回,其下限自南华系南沱冰碛层开始。

【凤台运动】 Fengtai movement 为安徽中寒武系与震旦系间的不整合。不整合面的上盘地层是下寒武统猴家山组底部的凤台砾岩,下盘为震旦系四顶山组。后改用霍邱运动。此名应废弃。

【满家滩上升】 Manjiatan elevation 根据辽宁省金县满家滩寒武系底部大林子组与下伏震旦系兴民村组顶部石英砂岩之间的平行不整合而确定的构造运动。它对辽东半岛晚前寒武纪地层的划分有重要意义。

【霍邱运动】 Huoqiu movement 寒武纪与震旦纪间的构造运动。在安徽省霍邱、河南省固始,早寒武世猴家山组不整合覆盖在震旦系上统四顶山组上。四十里长山也发现不整合。霍邱运动代表区域性不整合,在嵩山、淮南表现为褶皱运动。

【陶来运动】 Taolai movement 为中祁连山震旦纪末的构造运动。此运动结束了震旦纪坳陷,是中祁连山最早一次全面海退,形成古陆,石炭系、石炭-二叠系、下三叠统、侏罗系和白垩系分别不整合在震旦系之上,缺失整个下古生界以至部分上古生界。这次地壳运动决定了祁连地区震旦纪以后的地质发展史。

【金州上升】 Jinzhou epeirogeny 辽东早寒武世内部的一次造陆运动。表现为寒武系下统上部碱厂组底部厚层燧石条带灰岩与下伏大林子组(原碱厂组底部之冰水沉积层)顶部灰黄色薄层灰质白云岩之间的平行不整合。

【新邵运动】 Xinshao movement 指雪峰山区上震旦统的留茶坡组与中、下寒武统小烟溪组之间的不整合关系。震旦系是以陆屑为主的冒地槽建造序列,不整合于下寒武统之下。但在新邵地区的震旦系留茶坡组与下寒武统为连续沉积,岩性逐渐过渡,无运动存在。故应予废弃。

【云贵上升】 Yungui epeirogeny 在康滇古陆范围内,下寒武统直接为下奥陶统所覆,孙云涛(1943)认为上升运动发生在早寒武世末。后来的地质调查工作在滇东南文山、马关、富宁、个旧、蒙自和贵州的大部分地区发现了中、上寒武统,因而认为这一运动使康滇古陆扩大,并向东南延展,形成康滇黔桂古陆。

【冶里上升】 Yeli epeirogeny 孙云铸(1943)认为早奥陶世冶里组底部有砾岩,并覆盖在晚寒武世凤山组上。冶里组出现全新的动物群,系由造陆运动引起。后人指出,冀北地区下奥陶统冶里组底部多为灰色到灰褐色厚层豹皮状或竹叶状灰岩,夹少量燧石结核;上寒武统凤山组顶部岩性多为灰色薄层泥质灰岩,夹中厚层竹叶状灰岩,两组之间多为连续沉积,虽二者在生物种属上有所变更,但上升运动并非开始于冶里组,还应更早。建议废除此词。

【怀远运动】 Huaiyuan movement 李四光(1939)命名。发生于早、中奥陶世之间的构造运动。中奥陶统所含化石:北方以珠角石为主,南方以直角石为主;他认为,可能由于早奥陶世末秦岭附近造成一断续的隆起所致,但未找到地层间的不整合。在怀远煤田,中奥陶统珠角石灰岩的底砾岩覆于一套灰岩、砂岩和夹灰岩的页岩上,灰岩中有球体,应为中寒武统。据安徽地质局区测资料,在淮北地区,下奥陶统新厂阶贾汪组与下奥陶统道保湾阶韩家组(有化石)之间为假整合接触;在萧县一带,下奥陶统与上寒武统凤山组为假整合,淮南亦然。安徽地质局认为应属区域性超覆关系。此术语多被误写为"淮远运动"。

【古浪运动】 Gulang orogeny 祁连山地区的中、晚奥陶世之间的构造运动。在北祁连山区中奥陶统中堡群(兰维恩—兰代洛期沉积)与上奥陶统妖魔山组或古浪组(卡拉道克期沉积)之间的角度不整合。有些地区两者之间为平行不整合。

【郁南运动】 Yunan orogeny 粤西桂东地区寒武纪和奥陶纪地层间的平行不整合所代表的上升运动。后人发现水平挤压证据,认为此运动形成云开地区由南向北的推覆构造,沿古断裂发生的混合岩化,其时限为 490 百万年左右(寒武纪末至奥陶纪初)。广东省德庆和郁南一带,寒武系与奥陶系之间有明显间断,奥陶系底部以砾岩为主(厚达 500 米)的罗洪组不整合于下伏地层之上。同位素年代学和构造形迹研究成果,亦认为云开地块在加里东早期以南北向水平挤压为主,与广西大明山-大瑶山东西向褶皱带吻合。因之郁南运动并不限于云开地区,所指实属广西运动,应以广西运动取代之。

【崇余运动】 Chongyu orogeny 赣南发生于晚奥陶世卡拉道克期的构造运动。在崇义县和大余县山区见上奥陶统沙村群底砾岩之下的不整合。在崇义县阳岭剖面(阳岭砾岩与下伏地层为明显角度不整合),阳岭砾岩上部地层平缓,与上覆泥盆系底部砂砾岩产状差别甚微,表明此次运动在早志留世后期可能即已弱化,并无志留纪后期与泥盆纪早期造山运动的证据。这一运动的主体是在湘、赣两省,仅涉及广西东北一隅。在云开地区的构造-变质-岩浆事件的同位素年龄值为 445 百万年左右(相当于晚奥陶世),表现为重熔花岗岩上侵的大规模隆起,因而此时形成的磨拉石建造多遭剥蚀而所剩无几,于是造成这一运动范围有限之假象。

【北流运动】 Beiliu movement 广西奥陶纪与志留纪间的长

期侵蚀和间断代表的构造运动。见于北流县民安水库地区,下志留统底部具砾岩和含砾异粒长石砂岩,砾岩中含花岗片麻岩砾石,这些砾石可能来自附近的混合岩。砾石成分复杂,砾石层与上、下的砂岩、粉砂岩呈过渡关系,地层间可能未遭侵蚀,仅存在地壳的上升运动。应予废除。

【宜昌上升】 Yichang elevation 原指宜昌地区上奥陶统艾家山阶与早志留世富池页岩(下部包括五峰页岩)的假整合,中间缺失卡拉道克阶。据后来的工作证实,宜昌地区奥陶系与志留系之间均呈整合接触,此上升运动实不存在,应予废弃。

【广西运动】 Guangxi movement 丁文江 1929 年创名。中国西南地区志留纪末和泥盆纪初的地壳运动,与欧洲加里东运动相当。广西早泥盆世洛霍考夫阶下部莲花山组与前泥盆系间有交角不整合,见于贵县、邕宁、武宣、蒙山、桂平、容县、修仁等地。莲花山组以及大致同时的磨拉石相地层,直接盖在龙山群今称防城群,时代为罗德洛世-普里道利世所的许多地层单位之上,各地下盘最新地层的时代差别很大;上盘最老地层呈现穿时现象,这都意味着广西运动所依据的是貌似单一的大角度不整合,并非一次褶皱运动所造成。

【湘桂运动】 Xianggui revolution 指代表中国西南地区发生于志留纪末与泥盆纪初之间的构造运动。这次强烈的运动,在广西是以直接位于下泥盆统莲花山砂岩之下广泛分布的强烈不整合所表示,最初被命名为广西运动。随后同一不整合关系在湖南南部及江西南部,于早泥盆世或中泥盆世早期的紫色石英砂岩与其下伏下古生界变质杂岩之间亦被发现。在巨厚变质岩系的中部,一些地方有含笔石的奥陶系存在,故应属加里东时期。

【祁连运动】 Qilian orogeny 祁连山区早古生代末期的一次褶皱运动,是根据北祁连山区晚泥盆世老君山砾岩(磨拉石建造)与早古生代浅变质岩系(旱峡群)之间的角度不整合确定的。柴达木盆地北缘及祁漫塔格等地,则为上泥盆统与下伏中、下志留统之间的不整合。在北祁连山区有一期 417~379 百万年(晚志留世—早、中泥盆世)的中酸性岩浆活动,应与祁连运动有关。

【江南运动】 Jiangnan movement 李四光(1931)创名。中国南方,据上泥盆统五通组与石炭系间的侵蚀不整合确定的构造运动。此运动发生在泥盆系最顶部或石炭系最底部,时限为 355 百万年。与欧洲布雷顿运动相当。

【伊凉运动】 Yiliang orogeny 命名地点在准噶尔界山西南部恰尔善河口,这一运动是根据上志留统与下泥盆统之间一层厚达 60 米的底砾岩而建立的。尹赞勋等(1978)认为依据不足,应予废弃。

【宁夏运动】 Ningxia orogeny 宁夏上泥盆统与中泥盆统之间的构造运动。系据鱼类化石将中宁牛首山的泥盆系(原老君山系)划分为泥盆系中统石峡沟组及上统中宁组,并将二者之间的角度不整合称为宁夏运动。此运动在甘肃境内也普遍存在,表现为上泥盆统沙流水群(相当于中宁组)与中泥盆统雪山群(相当于石峡沟组)之间的角度不整合。

【百越运动】 Baiyue movement 根据广西下泥盆统郁江组小山砂岩与下泥盆统四排组页岩间的不整合确定的构造运动。在榴江县桂岭屯及瑶山西侧,为平行不整合或地理不整合,在宜山治安乡是小山砂岩覆盖在南岭群上,时代相差甚远。大致相当于苏格兰的上老红砂岩与下老红砂岩间的不整合,北美奥里期凯纳砂岩与奥诺达格砂岩间的不整合苏帕运动。可作为华力西旋回第一幕。这一运动尚存争议,王钰研究了小江砂岩与四排页岩的腕足动物化石,认为四排页岩可能是小山砂岩相变产物,层位相当于中泥盆统底部。

【平阳运动】 Pingyang movement 广西中泥盆世内部的一次上升运动。表现为广西北部中泥盆统东岗岭组与小山砂岩间的平行不整合接触。在桂林、平乐、阳朔、荔浦、恭城和灌阳皆可见到。小山砂岩顶部的赤铁矿、紫色砂岩和砂质页岩及残留的赤铁矿是长期暴露的结果,表明有沉积间断,应为平行不整合。

【曲靖运动】 Qujing movement 代表昆明—宣威一带中泥盆统陆相地层海口组石英岩局部超覆在不同时代(下寒武统—中泥盆统)地层上的现象。在昆明筇竹寺海口组石英岩覆于褶皱剧烈的下寒武统灰岩和页岩之上;在昆明二村海口组石英岩覆盖在下奥陶统紫色页岩上;在曲靖西海口组石英岩覆盖在中志留统马龙组上;在曲靖城东青龙镇海口组石英岩覆于中泥盆统灰岩上;在宣威东山双龙桥海口组石英岩不整合于下寒武统页岩上。

【昆仑运动(一)】 Kunlun movement(1) 黄汲清(1945)创名。原指昆仑山地区中泥盆世之后,下石炭统提斯纳布组沉积以前发生的一次褶皱运动,并伴随大量花岗岩侵入,相当于欧洲布雷顿运动或黑森褶皱。黄汲清把昆仑山的提斯纳布组和齐尔古斯套组对比,时代为早石炭世。但 20 世纪 70 年代以来的资料证实齐尔古斯套组(现称前峡组)属晚石炭世早期。故此期运动应发生在中泥盆世末至晚石炭世之间,波及范围达到阿尔金山、喀喇昆仑山及塔里木等地。

【大明山运动】 Damingshan movement 广西上泥盆统榴江组与中泥盆统东岗岭组之间的地理不整合和沉积间断反映的构造运动。榴江组超覆在东岗岭组、郁江组乃至震旦系之上,江南古陆南缘及大明山一带有不整合、侵蚀面及地理不整合等现象。20 世纪 70 年代末对牙形石的研究查明广西境内晚、中泥盆世之间皆为连续沉积,而且岩性及化石带均有过渡层。这一运动命名应予废弃。

【邕宁运动】 Yongning movement 指上泥盆统榴江组与中泥盆统东岗岭组之间的假整合关系。在南丹、河池、天等、柳城及大苗山可见到。在桂北榴江组常超覆在震旦纪长安砂岩之上,底部出现砾岩及赤铁矿。据中南地区泥盆系断代资料认为泥盆纪海水自南向北逐渐扩展。在早泥盆世莲花山期、那高岭期沉积时,海侵范围限于南宁、武鸣、上林、大明山一带,晚期扩大到桂西那坡、靖西一带,东至全州、灌阳、苍梧,到中泥盆世才扩大到湘中、粤北。在总的海进中有小的退缩,因此泥盆系之间超覆关系是存在的,在古陆边缘反映更为明显。邕宁运动属海侵超覆性质。建议废弃此名。

【桂北运动】 Guibei movement 张文佑(1943)创名。指广西上泥盆统内部的微交角不整合。其间有时为交角不整合,有时为平行不整合,有些地方融县组底部有砾状灰岩,大多缺失砾状灰岩,东岗岭组直接为融县组覆盖。广西区测队(1980)认为原定名时地层划分有误,地质构造亦未查明,此运动实不存在,应予废弃。

【八桂运动】 Bagui movement 根据广西下石炭统上部上燕子组(属晚维宪期)与上泥盆统下部榴江组间的不整合所定的构造运动。在榴江(现鹿寨县寨沙镇)、柳州、桂林、中渡和洛埠等地有交角不整合,相当于欧洲布雷顿运动第三幕——塞肯幕。近年研究证实,广西广大地区上泥盆统与下石炭统为整合接触,仅在桂东北地区呈平行不整合关系,并有铁、锰质的古风化物及古侵蚀面存在,属海侵超覆性质。

【柳江运动】 Liujiang orogeny 根据广西下石炭统下燕子组(杜内阶)与上泥盆统间的不整合所确定的构造运动,与欧洲布雷顿运动中的麻西幕相当。在罗城、武宣、全州、兴安、灌阳、恭

城、平乐及阳朔等地见下燕子组与上泥盆统融县灰岩呈微交角不整合。下石炭统覆盖在所有晚泥盆世以前的地层上。此运动属振荡运动性质。

【江西运动】 Jiangxi movement 发生在江西前石炭纪的构造运动。有下列佐证:早石炭世晚期的梓山群有底砾岩,它覆于下古生界不同层位地层上,与中晚泥盆统峡山群为侵蚀接触。梓山群分为两个组:佛岭组的时代是早石炭世晚期,张公庙组为早石炭世中期;它们在赣中多不整合于板溪群上,在赣南则假整合于上泥盆统峡山群之上。

【南山运动】 Nanshan movement 在祁连山发生在泥盆纪末的构造运动,相当于布雷顿运动。在祁连山两侧,泥盆系强烈褶皱,下石炭统不整合在泥盆系及泥盆纪以前的地层上。

【梨园河运动】 Liyuanhe movement 发生在甘肃张掖梨园河早石炭世维宪期与早、中泥盆世之间的微交角不整合现象代表的构造运动。不整合上盘是石炭纪早期的臭牛沟组(属维宪期),下盘为早、中泥盆世之老君山群。相当于华力西早期的布雷顿运动。根据20世纪70年代末资料,乌鞘岭以西属早中泥盆世的老君山群直接被晚泥盆世沙流水群不整合覆盖,下石炭统又不整合覆盖在沙流水群之上。此期间包括几期运动:中下泥盆统与上泥盆纪沙流水群间的不整合;上泥盆统与上覆杜内阶前黑山组间的平行—微角度不整合;下石炭统内部前黑山组与上覆臭牛沟组之间的微角度不整合等。

【天山运动】 Tianshan orogeny 天山地区晚古生代的一次强烈造山运动。第一幕造成中石炭统下部奇尔古斯套组(前峡组)与下、中泥盆统精河组间的交角不整合关系;第二幕造成上石炭统莰莰槽子组与中石炭统奇尔古斯套组间的交角不整合;第三幕发生在二叠纪末。

【赣西运动】 Ganxi movement 指赣西石炭系上统壶天群(黄龙灰岩)与泥盆系之间,缺失下石炭统而形成的假整合所代表的构造运动。泥盆系无化石。在吉安等地与元古界为不整合接触。推测在壶天群沉积之前,至少经过长期侵蚀,或数经沧桑之变。

【建康运动】 Jiankang movement 宁镇山脉早石炭世中期(大塘期)高骊山组与早期(岩关期)金陵组之间的平行不整合。这个运动比布雷顿运动稍晚,可能是天山运动早期的一幕。在湘南、粤北、粤西、黔南的维宪阶都夹有陆相沉积,表明海水进退不止一次。

【东陂运动】 Dongbei movement 广东连州市东陂盆地发生于中泥盆世之后至早石炭世之前的构造运动。下石炭统上部东陂组自下而上分为东陂段、东冲段及水井段3段:东陂段不整合于下、中泥盆统盲仔峡群和中泥盆统黄花坪群上;东冲段不整合在早石炭世早期连县组的三排段上;水井段平行不整合于连县灰岩上部牛岭村段上。证实在维宪期与杜内期之间曾发生过大变动。

【伊犁运动】 Yili movement 为华力西早期的地壳运动。新疆伊犁盆地早石炭世构造运动有3幕:①杜内期与维宪期之间(大哈拉军山组与阿克沙克组之间),其性质属造陆运动,仅个别地区表现为角度不整合;②早—中维宪期之间(阿克沙克组下亚组与上亚组之间),表现为中维宪期底部常有粗大砾岩沉积,并常见此地层超覆于更老地层之上;③维宪晚期地层与纳缪尔早期地层(相当牙满苏组)之间局部存在侵蚀间断面,有一次造陆运动。其中,以杜内期与维宪期之间的运动最为普遍,故伊犁运动应限定于第一幕。

【萨乌尔运动】 Sawur movement 发生在哈萨克斯坦阿尔泰山地区上、下维宪阶间的构造运动。上维宪阶盖在下石炭统杜内阶及下维宪阶之上,有显著交角不整合现象,此不整合在斋桑复向斜内几乎随处可见。新疆准噶尔地区,早石炭世曾有3次运动:①杜内期(黑山头组)与维宪期(南明水群)之间,属造山运动,表现在整个准噶尔地区乃至天山西段北坡、甘肃北山北部,南明水群(或与其相当的地层)与下伏地层的不整合接触(有时为超覆不整合);②早—中维宪期(南明水群下部姜巴斯套组)与晚维宪期(南明水群上部那林卡拉组)之间的运动,属造山-造陆运动,表现为上述地层间的小角度不整合或平行不整合;③维宪期(南明水群)与纳缪尔早期(萨尔布拉克组或巴塔玛依内山组)之间的运动,这期运动在准噶尔南部及天山北麓为造山运动,表现为巴塔玛依内山组(或牙满苏组)与下伏地层的不整合或超覆不整合;而在准噶尔北部(包括萨乌尔山和斋桑盆地的东缘)却表现为由海变陆的"突然过渡"(整合)。萨乌尔运动应属第"2"次运动,但斋桑复向斜的隆起并非在这次运动之后,而是在维宪晚期之后,且在本区表现为由海至陆的过渡,并不存在由于构造运动而造成的沉积间断。

【周陂运动】 Zhoubei movement 原依据南岭下石炭统维宪阶周陂组与杜内阶龙田组之间的微角度不整合确定的构造运动。后证实地层划分有误,该运动应予废弃。

【淮南运动】 Huainan movement 李四光(1931)创名。指上石炭统黄龙群与下石炭统上部和州段间的侵蚀不整合表示的构造运动。贾汪盆地最清楚,黄龙群(应为本溪群)覆于下石炭统及奥陶系上。同时在长江下游及南岭两麓,晚石炭世莫斯科阶超覆在下石炭统上部(维宪阶)及较老地层之上,莫斯科阶底部常有砾岩或白云岩,且与下伏地层的接触面多高低不平。此运动相当于欧洲的苏台德运动。在广西也发现上石炭统黄龙群不整合于中泥盆统东岗岭组上,上石炭统大浦组与上泥盆统间、上石炭统大浦组与下石炭统上部上燕子组间也有不整合。

【昆明运动】 Kunming movement 李四光(1931)创名。指云南及邻区上石炭统黄龙群与上石炭统-下二叠统船山组间的不整合代表的构造运动。与欧洲的阿斯图里(Asturian)运动相当,在云南是造山突变。昆明运动在云南南部较为显著,抵达昆明东北,已成强弩之末,上石炭统-下二叠统乌拉阶与上石炭统威宁阶间有不整合,且威宁阶在威宁背斜南北两翼厚度相差500米,乌拉阶底部砂岩中夹有灰岩碎块,这些现象足以表明乌拉阶与上石炭统之间存在侵蚀面。

【鲁中运动】 Luzhong movement 山东中部莱芜、新泰等地上石炭统-下二叠统太原群与上石炭统本溪群间的不整合代表的构造运动。系鲁中地区轻微的褶皱和微弱的造山运动,相当于昆明运动。有人认为此乃经中奥陶世以后的造陆运动,使中石炭统本溪群沉积有多寡之分,造成太原群盖在本溪群的不同层位或直接覆于中奥陶统之上所致。

【云南运动(一)】 Yunnan movement (1) 云南北部华力西运动之一幕,即上二叠统栖霞组与上石炭统-下二叠统马平群(乌拉灰岩)间的地理不整合。栖霞组底部有砾岩,厚达200米,乌拉灰岩遭侵蚀,有时缺失,使栖霞组直接和上石炭统威宁群接触。属造陆运动。在盐津、昭通间,栖霞组超覆于以前各不同时代层位上,盐津之南柿子坝背斜两翼则有不整合现象,栖霞组交角不整合于中志留世大关组之上。

【黔桂运动】 Qiangui epeirogeny 为桂北上二叠统栖霞组与上石炭统-下二叠统马平群间的平行不整合所代表的振荡运动。大瑶山隆起北缘、南丹、河池一带,栖霞阶底部为厚数米至10余米的炭质页岩夹劣质煤层及铝土矿层,最底部往往有砾岩或粉砂岩,与下伏上石炭统或壶天群呈平行不整合接触。

【秦岭运动】 Qinling orogeny ❶翁文灏(1927)命名,指古生

代末期的地壳运动。在西秦岭,这次运动使古生代地层强烈褶皱,东秦岭地槽的褶皱延续至侏罗纪末期的燕山运动。葛利普(A.W.Grabau,1924)亦称秦岭地层的褶皱发生于古生代末期,使秦岭地槽发生迁移。❷维里斯(B.Willis,1907)认为秦岭运动发生在二叠—三叠纪的甘肃系与中、晚侏罗世的砂岩间。❸姜春发等(1962)在东秦岭发现中、下三叠统复理石建造,它与上覆的侏罗系含煤岩层呈不整合关系,认为东秦岭冒地槽结束于印支运动,故应代表秦岭地区的印支运动。❹谭锡畴(1925)据商城、固始、信阳等地的下侏罗统与"五台系",白垩系与"五台系"以及白垩系凝灰砾岩与下侏罗统间的不整合现象,指出秦岭褶皱形成于早、中侏罗世,或延续到早白垩世。❺据赵亚曾等(1931)研究,秦岭二叠系草凉驿群与震旦系或寒武奥陶系柞水群间有不整合存在;大巴山的巫山石灰岩与奥陶系以及志留系灰岩间有假整合;秦岭南部侏罗系勉县群(或滴水铺群)与石炭系略阳群间有假整合,认为调查区内有华力西运动存在。

【东吴运动】 Dongwu revolution 又称**东吴革命**。李四光(1931)创名。指华东地区发生于上、下二叠统之间的一次构造运动。是根据南京青龙山和镇江南山的地质图推导出的下二叠统栖霞组或孤峰组与上二叠统龙潭组间的角度不整合确定的。并认为是远东华力西运动中最激烈的一幕,相当欧洲萨阿尔运动,时限为(250±6)百万年。但迄今关于苏、浙、皖、赣、湘、鄂等省的上、下二叠统间的接触关系,还未见及明显的角度不整合,而是平行不整合,因之不是一次褶皱运动,而只是造陆运动。《中国地质学》(扩编版,1999)认为,东吴运动在中国若干活动带及克拉通的构造演化中仍占有颇为重要的位置,大量研究成果表明,早、晚二叠世之间以东吴运动为代表的构造运动(约250百万年)影响较大:在大兴安岭上二叠统孙家坟组不整合于下二叠统柳条沟组之上;在内蒙古苏尼特左旗一带则为下二叠统哲斯组与上二叠统(或上二叠统—下三叠统)林西组之间的不整合;在甘肃北山可见上二叠统方山口组类磨拉石建造不整合于下二叠统海相地层之上;在华南,钦州—云开地区及武夷山南段东吴运动属造山性质(称钦廉运动),在钦州地区造成上、下二叠统呈不整合接触。

【鸣山运动】 Mingshan movement 赣西上二叠统鸣山组与下二叠统的茅口组之间的不整合。相当于东吴运动。

【东南运动】 Dongnan epeirogeny 原指江西上二叠统长兴组与其下上二叠统乐平组间的假整合代表的上升(造陆)性质。许多地区缺失乐平组的上部两组地层,若干地区在长兴组与乐平组之间有褐铁矿层。王安德等(1965)指出,苏、浙、皖地区龙潭组(P_3)与长兴组(P_3)间并无明显构造运动迹象,龙潭组亦并非缺失其顶部地层。江西地质局研究所等单位(1977)在东南运动命名地点宜春飞剑潭水库发现:原称之上二叠统长兴统,实为龙潭组上部的七宝山段;而老三段与七宝山段为连续沉积,二者产状一致,既无不整合也不缺失地层;虽乐平煤系王潘里段顶部有一层含星点状黄铁矿或黄铁矿结核的细粉砂岩风化产物,但不能作为假整合标志。故此名应废弃。

【甘肃革命】 Gansu revolution 陇南下侏罗统勉县群与下二叠统十里墩组间的不整合所代表的构造运动。是陇南和西秦岭华力西晚期的主要造山运动。

【通化运动】 Tonghua movement 指吉林临江县北的湾沟及松树镇发生于三叠纪与二叠纪、石炭二叠纪之间构造运动,是华力西运动的一幕。

【苏皖运动】 Suwan movement 江南地区下、中三叠统青龙群与上二叠统龙潭组间的假整合代表的构造运动。属华力西运动的最后一幕,与欧洲的普法尔茨幕相当。一般认为这一运动较微弱。

【大青山运动】 Daqingshan movement 根据内蒙古石拐煤田下、中侏罗统石拐组与二叠、三叠系萨拉齐群之间的不整合确定的构造运动。上盘最老地层为石拐组下部的五当沟组(侏罗系底部);下盘最新地层为萨拉齐群上部的脑包沟组(今确定为上二叠统脑包沟群)。这一造山运动发生于晚二叠世及早侏罗世间,属印支旋回。后人认为此运动因上、下盘之间缺失三叠系,下盘时代难以确定,建议废弃此名。

【桂西运动】 Guixi movement 张文佑等1943年创名。指广西发生在早中三叠世的构造运动。在那贞、思乐、田东中三叠统平而关群与下三叠统灰岩之间的不整合;在田东之西侧,中三叠统不整合在马平群(C_2^2-P_1)和栖霞组(P_2^1)上;马龙圩附近,平而关群直接覆于马平群上;在罗楼附近,平而关群又与上二叠统及下三叠统呈不整合接触。据20世纪70年代资料,在武鸣灵马一带的中三叠世百逢组底部见有数十米至近百米的火山碎屑岩或砾岩,在崇左江洲一带中三叠统百逢组有厚达1600余米的海底酸性火山岩,底部为凝灰岩,表明中二叠世火山活动较强烈。而在广西其他地区见早、中三叠世地层均为整合接触,原创名人所述地点的不整合关系,实为断层接触。

【下扬子运动】 Lower Yangtze movement 张席禔(1958)命名。早三叠世末至中三叠世前的地壳运动,为印支运动第一幕,比淮阳运动略早,经过这次运动,下扬子地区海水退去。此运动在苏、浙、皖、闽、湘、鄂诸省都存在。但有人认为资料不足,不宜采用。

【印支运动】 Indosinian movement 法国地质学者弗罗马热(J.Fromaget)1934年始将印支半岛晚三叠世前诺利期与前瑞替期的两个造山幕,命名为印支褶皱(Indosinides)。黄汲清(1945)将中国的阿尔卑斯旋回划分为印支、燕山、喜马拉雅3个亚旋回,以印支造山旋回,称呼中国中生代初期的地壳运动,并将其划分为2~5个造山幕,主褶皱运动发生在晚三叠世晚期,介于瑞替期与诺利期之间。中国东部印支期的地壳运动较为明显,早已引起中国地质学家的重视并给予专名。如东京运动、南象运动、金子运动、艮口运动、安源运动、淮阳运动、桂西运动、龙华运动等。印支运动对西南及青藏地区也有重要影响。一般认为,印支运动应包括整个三叠纪期间到早侏罗世之前的地壳运动,其主要时限为250~205百万年。印支期不仅是中国重要的形变期及岩浆期,以及其中若干地段的变质期和成矿期,亦为中国构造格局发生明显转折的时期;在构造发展中起着承前启后的重要作用。

【金子运动】 Jinzi movement 宁镇山脉地区的印支运动。在宁镇山脉地区上三叠统黄马青组与下、中三叠统青龙群间的交角不整合接触关系。因在南京下蜀以南的金子山最为显著而得名。黄马青组为陆相红色砂页岩,底砾岩主要由青龙群是海相灰岩构成。青龙群构成紧闭褶皱(倾角50°~70°),黄马青组形成开阔褶皱(倾角20°~40°),二者呈交角不整合接触。从大范围看,青龙群及其以前地层与黄马青组间存在一个很大的角度差(20°~60°),其间肯定曾有一次褶皱运动发生。

【淮阳运动】 Huaiyang revolution 中三叠纪末期的褶皱运动,亚洲东部皆受其影响,越南一带更有剧烈的褶皱。与金子运动相当。

【艮口运动】 Genkou orogeny 在湖南,发生于中三叠世末至晚三叠世初期构造运动。湖南宜章艮口村,上三叠统艮口群与下二叠统栖霞组及其他老地层间的交角不整合。相当于安源运动。

【燕山运动】 Yanshanian movement 燕山运动为整个侏罗、白垩纪期间广泛发生于中国全境的重要构造运动，主要表现为褶皱断裂变动、岩浆喷发侵入活动及部分地带的变质作用。燕山运动在不同构造部位的强度和表现形式有明显差别，如中国东部和东亚濒太平洋地区，其构造变形和岩浆活动具有自西向东愈加强烈的演变规律，地壳运动与构造变动具有长期性与多幕性相统一、渐进与激化相交替的特点，岩浆喷发和侵入活动具有多期次性。翁文灏(1927)以燕山为标准地区创名，原意代表侏罗纪末期、白垩纪初期产生的不整合、火成岩活动和成矿作用。1929年翁文灏又将燕山运动划分为A、B两幕，分别代表前髫髻山组、前王氏组的不整合。谢家荣(1936,1937)分为5期，分别以前门头沟组、前九龙山组、前东岭台组、前坨里组、前长辛店组的不整合或假整合为代表。黄汲清(1945)认为谢家荣的第一幕应属印支旋回，并将北京西山地区分为前九龙山组与髫髻山组、前坨里组、前长辛店组3幕，后来(1960)黄汲清又将中国东部的燕山运动分为5期，并认为是中国东部、俄罗斯远东及西伯利亚的主要造山运动，甚至波及到中国西部。《中国地质学》(1999)把发生在侏罗—白垩纪阶段的燕山运动分为早、晚两期：中国东部，二者的划分系以辽西义县组、北京西山东岭台组以及时代与之相当的岩组之底界(为一较清晰广泛的构造运动界面)为界限，在各自的中期与末期又分别划分出2个区域性构造幕；中国西部，则划分为相当于侏罗纪阶段的与相当白垩纪阶段的早、晚两期，又进而划分出4个构造幕，与东部2期4幕的划分颇为近似。燕山期为中国重要的形变期与成岩、成矿期，也是中国基本构造格架的形成期与改造期。不仅是中国的重要地壳运动，而且对整个环太平洋带乃至部分特提斯带等都有重要影响，因而燕山运动应属洲际性的重要构造运动。

燕山运动划分沿革

时代			划分方案 翁文灏(1929)	谢家荣(1936,1997)	黄汲清(1945)	崔盛芹(2002) 北京西山	崔盛芹(2002) 辽西	造山阶段	构造幕	t/Ma
新生代	古近纪	E_3 E_2 E_1		长辛店组	长辛店组	长辛店组	东营组 沙河街组 房身泡组	喜马拉雅期		
中生代	白垩纪	K_2	王氏组	坨里组	坨里组	夏庄组	孙家湾组	燕山晚期	Ⅳ幕 Ⅲ幕	65
		K_1	髫髻山组	东岭台组	髫髻山组	坨里组 大灰厂组 东狼沟组	阜新组 九佛堂组			
	侏罗纪	J_3		九龙山组 门头沟群		东岭台组	义县组		Ⅱ幕	137
		J_2				后城组 髫髻山组	土城子组 蓝旗组	燕山早期	Ⅰ幕	
		J_1				九龙山组 门头沟群	海房沟组 北票组			
	三叠纪	T_3				南大岭组	兴隆沟组			
		T_2				查石口组	坤头波罗组	印支期		205

【平而关运动】 Ping'erguan movement 黔中和黔南中三叠统关岭组(安尼阶)与上部法郎组(拉丁阶)之间的构造运动，一般为整合，局部假整合，属印支运动第二幕。

【龙华运动】 Longhua movement 张文佑(1943)命名。发生在广西宾阳城东上三叠统卡尼克阶页岩不整合在中三叠统上的现象。广西地质局区调队(1980)认为上述地层划分有误，在命名地点及其周围并无上三叠统存在，仅分布下三叠统及中三叠统下部的百逢组，原作为命名依据的卡尼克页岩，实为下三叠统，且与二叠统为断层接触关系，建议废弃此名。

【安源运动】 Anyuan orogeny 发生在江西三叠纪中期的一次褶皱运动。是根据赣西萍乡煤田上三叠统诺利-瑞替阶安源组紫家冲段与二叠系茅口组间的明显角度不整合确定的。紫家冲段中有化石，证明为诺利-瑞替期，因之安源运动发生在晚三叠世诺利期以前。20世纪60年代初的区测资料证实，此运动发生在T_2—T_3^2之间。在赣西其他地方、赣东、赣南、湖南及粤北等地区也有与此相当的运动发生。

【一平浪运动】 Yipinglang movement 张席禔(1958)命名。中国南部晚三叠世诺利期以前，卡尼期以后的地壳运动。为印支运动第二幕，是上升运动。与淮阳运动、金子运动相当。云南一平浪组属于诺利期。此运动以假整合面为代表。

【南象运动】 Nanxiang movement 发生在晚三叠世之后，早侏罗世以前的构造运动。下中侏罗统象山群与上三叠统黄马青组间的不整合关系。以南京南象山和栖霞山最为显著，黄马青组及以前地层有时挤压极甚，发生局部倒转褶皱或逆掩断层，此运动形成宁镇山脉的雏形。命名的标准地点在南象山。李四光(1939)认为，宁镇山脉侏罗系常与黄马青组及较老地层不整合，南象山下侏罗统砾石砂岩不整合于黄马青组和栖霞组上；栖霞山侏罗系与二叠系石灰岩不整合，黄马青组的时代为晚三叠世。

【三湾运动】 Sanwan movement 见于赣西萍乡煤田，侏罗系三邱田段(或上煤系)与三家冲段间的交角不整合。它不如安源运动分布广泛，其强烈程度也不及安源运动，只有幅度不大的升降运动。不整合现象见于三湾和花坎南面，三邱田段覆盖在三家冲段、亭子山段及紫家冲段等侏罗系的不同层位上。三湾附近路旁有上煤系的底砾岩出露，由大小不等的次棱角状砾石组成，砾石大多来自下煤系中的砂岩，因三邱田段属于里阿斯晚期或中侏罗世，故三湾运动发生在侏罗纪初期。

【三都运动】 Sandu movement 刘元镇等(1951)命名。发现于湖南资兴三都下侏罗统唐垅组与其下伏上三叠统杨梅垅组之间的假整合面。三都运动一名就应代表晚三叠世与早侏罗世之间的沉积间断。

【萍乡运动(二)】 Pingxiang movement(2) 代表上三叠统安源组与其下不同时代地层之间的角度不整合。其下盘最新地层是下三叠统大冶群，最老地层为板溪群。这一运动无疑应属印支运动范畴。尹赞勋等(1978)认为，此名应予废除。

【东京运动】 Dongjing movement 丁文江(1929)创名。即燕山运动。他将燕山运动分为3幕，把东京运动列为第一幕，发生在早侏罗世与晚三叠世之间的运动；第二幕发生在晚侏罗世与早白垩世之间；第三幕则出现在早白垩世与晚白垩世之间。“东京运动”一词与弗罗马热(J. Fromaget)用于加里东褶皱的“东京褶皱”相重，故应废弃，仍用燕山运动。

【湘粤运动】 Xiangyue movement 指湘南、粤北红层与上三叠统艮口群间的不整合。不知确切时代，大致与燕山运动相当。在醴陵、辰溪也有这个不整合存在。由于红层的时代不确切，可能属侏罗纪和白垩纪。此词已无人使用，应废弃。

【朝阳变动】 Chaoyang dislocation 相当于燕山运动第一幕。属辽西地方性名词。辽西地区侏罗系中统海肩沟组砾岩与侏罗系下统北票组之间的不整合确定之构造变动。在北票等地接触关系最为清楚。经此次变动后，引起本区地势分化，形成新的盆地，并伴随岩浆活动。

【松岭变动】 Songling dislocation 辽西地区白垩系下统义县组火山岩与下伏侏罗系上统土城子组红层之间的不整合关系，系燕山运动主幕之遗迹。此运动促使建昌盆地、北票盆地、金岭寺-羊山盆地褶皱隆起，形成松岭、黑山、阜新-义县盆地。同时造成侏罗系上统土城子组和侏罗系中统兰旗组倒转的逆掩断层。热河生物群空前繁盛。

【萍乡运动(一)】 Pinxiang movement(1) 指赣西萍乡附近古近系红色岩系与下侏罗统间的不整合关系。通过本区红色岩系和江西其他地区的岩性对比，初步认为它与上煤系顶部的三邱田段呈不整合接触关系，属燕山运动在本区的表现。

【宁镇运动】 Ningzhen orogeny 早侏罗纪末的一次褶皱运动。系据宁镇山脉上侏罗统—白垩系建德群与下侏罗统—上三叠统之间的角度不整合而确定。这一运动使下侏罗统产生强烈褶皱和逆掩断层，相当于燕山运动 A 幕和新细末里运动。闽浙的建德群分为 3 组，时代为晚侏罗世到早白垩世，它与上三叠统上部至下侏罗统梨山(或乌灶)煤系呈交角不整合接触。

【震旦运动(一)】 Sinian movement(1) 章鸿钊(1936)将中国东部中生代晚期至始新世后，地壳运动可分 5 期(见表)，每期动向均与前期相反，且均与震旦方向(北东—南西方向)略近直角，其含义与翁文灏的燕山运动稍有不同，只限于燕山运动具震旦方向者。他用地壳波动说和地壳均衡说说明震旦运动的起源，并认为是因地下岩浆反复活动所致。这 5 期地壳运动和太平洋东岸可完全进行对比。现广泛使用燕山运动和喜马拉雅运动，已很少用震旦运动一词。

地质时期	动期	动向	有关系的火成岩
始新世后	第五期	从东南来	玄武岩流
始新世前 晚白垩世前	第四期	从西北	花岗岩类
早、晚白垩世间	第三期	从东南	流纹岩类
早白垩世中	第二期	从北	粗面岩或凝灰岩
晚侏罗世后以迄 早白垩世初	第一期	从东南	安山岩类

【兴安运动】 Xing'an movement 李四光(1939)命名。指发生在中国东部早白垩世后、晚白垩世前的地壳运动及火山活动。东南沿海各省的流纹岩、安山岩及凝灰岩等，为此运动的产物。张文佑等(1941)在广西也发现这一运动的迹象，晚白垩世伴有火山喷发。在广西表现较为明显，上白垩统层普遍角度不整合于下白垩统及更老的地层之上，并使下白垩统发生轻微褶皱。上白垩统火山岩发育。

【闽浙运动】 Minzhe orogeny 李四光(1939)创名，原指中生代末的一次褶皱运动。据闽浙地区古近系与白垩系间的角度不整合确定的。此运动形成中国东南及南部各省的花岗岩及碱性岩侵入体，东南沿海经此运动结束大活动期，基本趋于稳定。据 20 世纪 70 年代末资料，闽浙地区原白垩系建德群或武夷群已改为侏罗—白垩系，原古近纪衢江组改为下白垩统，江苏原古近纪浦口组已改为上白垩统，运动发生时期亦应改为中白垩世之前。相当于燕山运动尾幕和北美的拉勒米运动。

【四川运动】 Sichuan (Ssuchuan) movement 谭锡畴(1931)创名。发生在四川红层沉积之后的一次褶皱运动。红层为上侏罗统和下白垩统，与邻区对比，此运动发生在早白垩世与始新世之间，与拉拉米运动相当。白垩纪末经此运动四川盆地边缘产生剧烈褶皱及逆掩断层，盆地内部则产生复式背斜和向斜，如川东弧群、龙门山前凹陷、成都向斜、川北向斜、赤水凹陷及峨眉隆起等，古近纪和新近纪期间盆地内部多为山麓堆积及河流冲积的砂砾层，极少大面积沉积。黄汲清(1960)提出，这个运动究竟是指早、晚白垩世间的运动，还是白垩纪末的地壳运动尚待解决。20 世纪 70 年代工作证实，川西原白垩系石门组(灌口组)上部应为古近系；川东垫江原东湖群发现恐龙化石，应属上白垩统，川南原自流井组应为下、中侏罗统，故四川运动的时限应略早。

【太平洋运动】 Pacific movement ❶别洛乌索夫(B. B. Белоусов, 1939)创"太平洋褶皱"一名，指中生代时期形成的褶皱。朱森(1939)用以代表华东侏罗纪与白垩纪间的构造作用。❷王鸿祯(1956)用太平洋构造阶段一名，与欧洲的老阿尔卑斯阶段以及中国的燕山构造阶段同义。❸黄汲清(1956)认为，太平洋运动应包括印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动。指受太平洋底侧压作用，使大陆的硅铝层受到俯冲所形成的褶皱山脉及断层山脉的过程。其时代为早侏罗世至古近纪，约与燕山运动相当。

【南澳运动】 Nan'ao(Nanao) movement 颜沧波(1956)命名，原指台湾中央山脉东坡白垩系碧候群与大南澳群之间的不整合，由台湾东北海岸之南澳村而得名。碧候群底部有以大南澳群中的片岩、片麻岩砾石为主的砾岩层(M 砾岩层)。何春荪(1986)则认为中央山脉地区是否存在白垩系尚缺乏令人信服的证据，而将其暂归入始新统毕禄山组。吴钟璇等(1992)认为，南澳运动是台湾最重要的构造运动之一，主要表现在中央山脉地区，系指大南澳群与上覆古近纪间的不整合，两者之间存在的局部砾岩层即为确定这一运动的依据。惟沿接触面所发生的逆冲重叠作用，导致大部地区的不整合面因受断层切割而被掩盖。此次运动发生于中生代晚期，据大南澳群中所获同位素年龄数据，可将运动时限大致放在 86 百万年，与中国大陆的燕山运动相当。经此运动大南澳群岩层发生强烈变形、变质、褶皱隆起，并伴随钙碱性岩浆侵入。从台湾中国石油公司在西部北港地区钻遇下白垩统上部云林组和晚古新世王功组来看，它们可能不整合覆于大南澳群之上，表明此次运动已波及台湾西部地区，但据钻遇的岩层均未见明显变质，推知对西部影响较弱。

【合黎运动】 Heli movement 孙健初(1946)创名。发生在甘肃河西走廊古近系与白垩系间的不整合代表的地壳运动。在甘肃永登咸水河及皋兰河口一带，上新统—渐新统的甘肃组与白垩系河口组不整合；酒泉、玉门一带，白垩系惠回堡群沉积后，发生地壳运动，使这一地层缓缓倾斜，有正断层发生及火山活动。此运动在河口及下宣子也见到。

【喜马拉雅运动】 Himalayan orogeny 新生代以来的造山运动。黄汲清(1945)引用。因最先在喜马拉雅山区确定，故名。这一运动在亚洲大陆广泛发育，使中生代的特提斯海变成巨大山脉，更新统的湖泊、河流堆积物隆起高度达 4000 多米。一般认为包括 3 个主要造山幕：第一幕在始新世末期至渐新世初期，海水从青藏高原全部退出，并伴随强烈褶皱、断裂及中酸性岩浆侵入，同位素年龄值为 30 ~ 40 百万年；第二幕开始于中新世初

期,有强烈褶皱、断裂、岩浆侵入、变质作用等,形成大规模逆冲断裂和推覆构造,导致地壳大幅度隆起,其侵入岩同位素年龄为10~20百万年;第三幕从更新世至今,主要表现为高原急剧隆升、周围盆地大幅度沉降以及老断裂继续活动,部分地区有第四纪火山喷发活动。《中国地质学》(扩编版,1999)将其划分为早(古近纪阶段)、晚(新近纪—第四纪阶段)两期,并进而划分出3个区域性构造幕。中国东部不同规模的中新生代盆地中,古近纪之间和新近纪与第四纪之间多为不整合接触;台湾地区埔里运动和蓬莱运动,与上述第二、第三幕大致相当。喜马拉雅运动使中国现今构造地貌景观得以形成,且延续至今正在发生的地壳运动和地质作用,对自然环境演变、地质灾害发生及区域地壳稳定性均有重大影响。此运动也发生在地中海、高加索、缅甸西部、印尼、菲律宾、日本及堪察加等广大地域,并形成地壳上最新的褶皱山系。

【茅山运动】 Maoshan movement 李毓尧等(1935)创名,指宁镇山脉茅山一带浦口组沉积之后发生的地壳运动。A幕发生在赤山组(E_1—E_2)与浦口组(K_2—K_3)之间,形成褶皱和逆掩断层等;B幕发生在雨花台组(N_1)与赤山组(E_2)之间,仅形成平缓的褶皱。李四光(1939)在安徽、南京也发现这种现象。与阿尔卑斯运动、喜马拉雅运动相当。

【衡阳运动】 Hengyang movement 田奇瓏(1936)创名,为湖南始新统潭市组与衡阳组(E_1—E_2)间的不整合。潭市组所产的鱼化石和植物化石的确切时代应为古新世至早始新世,衡阳运动应指古近纪红层的扰动,发生在古近纪。

【南岭运动】 Nanling movement 翁文灏(1927)创名。南岭地区古近纪—新近纪中期的地壳运动,相当于喜马拉雅运动。徐克勤等(1943)在江西南部见渐新统(或中新统)于都红色砂砾岩与始新统"罗坳系"为一显著不整合,"罗坳系"倾斜常甚陡,"于都系"则较为平整,是为A幕,时代为古近纪后期。同时,"于都系"常有3°~4°的倾斜,与上覆的上新统(或下更新统)赣县砾石层为不整合;万安城南还见"于都系"的块状断层,是B幕,时代为新近纪。

【大容运动】 Darong movement 张文佑等(1942)创名。原指广西桂平上新统白石山组与古近系渐新统永福组间的不整合。由于此次运动在容县大容山出现大容花岗岩侵入于永福组中,赵金科等(1959)确定永福组为古近系下部,白石山组为古近系上部。广西区测队(1980)认为原命名地点全属下白垩统下部新隆组,以往所称的底砾岩实为层间砾岩;新隆组沉积不整合于此岩体之上,或为断层接触。实为燕山运动。

【星子运动】 Xingzi movement 莫柱荪等(1943)创名。粤北连县星子盆地北部,下三叠统连县组逆掩于古近系丹霞组上,其上无沉积,确切时代不详,大致相当于茅山运动。粤北各地此运动颇为显著,如坪石盆地四周,丹霞层也为较老地层逆掩,丹霞层本身亦发育无数大小断层及逆掩断层。

【江宁运动】 Jiangning movement 李毓尧等(1947)所指宁镇间上白垩统赤山组与中新统方山组之间的不整合,相当于茅山运动B幕。在皖南大通组(砂砾岩及砂岩)和赤山组相当,在大通及木竹盆地,赤山层均已发生倾斜,即为江宁运动所致。

【西山运动】 Xishan movement 杨杰(1950)命名。据始新统长辛店组与上覆的中新统保德组三趾马红土呈不整合接触确定的构造运动。在北京西山较普遍发现有北西向褶皱和断裂,以门头沟城子村、西郊八宝山、斋堂王城峪和房山大安山、良乡大灰厂五处尤为显著,白垩系上统的坨里组和始新统长辛店组一起褶皱。他认为燕山运动的主动期在白垩纪中期,亦即坨里组沉积以前,形成北东向构造;西山运动的主动期在古近纪中期(渐新世?),即长辛店组沉积之后,并改造了燕山运动形成的构造。西山的构造由这两次运动而形成,其现代地势则形成于西山运动。它与南岭运动相当。

【田阳运动】 Tianyang movement 张文佑等(1941)根据赵金科等的调查而创名,为广西田阳城南半里马平群逆掩于渐新统那坡组之上的构造运动。

【茅台运动】 Maotai movement 侯德封等(1945)创名。因贵州北部第四系不整合覆于渐新统茅台组砾岩上,茅台组构成小型向斜,是燕山运动第二期以后发生的地壳运动,贵州渐新统石脑组(黔北的茅台群),普遍具有褶皱和断裂,与上覆第四系呈不整合接触,故推断这次运动发生在古近纪晚期,与江宁运动相当。

【昆仑运动(二)】 Kunlun movement(2) 孙健初(1946)创名。甘肃酒泉上新统疏勒河组(甘肃群最上部)与下更新统玉门组砾石层间不整合所代表的构造运动。玉门砾石层为山麓堆积,是A期;此运动形成文殊山雏形,玉门组为疏勒河组覆掩,玉门砾石层掀动成山岭(文殊山),形成山巅土石层,为B期。永登咸水河及皋兰河口一带,中更新统安宁组(橘红色砂土)与渐新统甘肃群(湖相砂土)不整合。酒泉、玉门一带,甘肃组下部(中新统白杨河组)沉积后,祁连山上升、侵蚀以至夷山填谷,遂成甘肃群上部地层(牛胳组);祁连山继续上升,侵蚀加速,构成山麓堆积之玉门组(砾石层)。此后,又激烈隆起,为昆仑运动最显著阶段,地层断裂推掩。在民和一享堂间,新近系因受挤压而倾斜,此为陇山运动,亦相当于昆仑运动。

【埔里运动】 Puli orogeny 张丽旭(1954)创名,原指台湾中央山脉西翼古近纪浅变质岩系之间的构造运动及其相关的变质作用。S.C.Sun(1985)将埔里运动推广到台湾西部滨海平原及近海地区,据地震剖面和钻井资料确定始新统与渐新统上部层位间为一广泛发育的不整合面,而缺失渐新世早、中期沉积,认为这一运动主要发生于早渐新世,致使始新统及更老岩层褶皱隆起,并遭剥蚀。此次运动使西部盆地趋于稳定,形成北北东向的隆起和坳陷,对中新世及其以后的沉积起重要控制作用,造成台湾西部南、北盆地的明显差异。此运动相当于喜马拉雅运动之第二幕。

【蓬莱运动】 Penglai movement 又称**东宁运动**(Tungning movement)。张丽旭(1954)创名。为发生于上新世—更新世的构造运动。这一运动导致中—上更新统冲洪积层与下—中更新统头嵙山组巨厚砾岩层呈明显角度不整合接触,为台湾地层中所能见及之最清楚的不整合现象。蓬莱运动在台湾影响范围最广且最为重要,运动始于上新世中期,新生代地槽回返;至更新世早期地壳快速上升,形成大量粗碎屑物——头嵙山组中的巨厚砾岩层及卑南山组砾岩层之堆积;在更新世中期,此次运动达到高潮,地槽消亡,其沉积岩层发生褶皱、断裂,逐渐隆起成为山脉,并持续至今,形成台湾现今仍在不断增高之山系。与台湾运动相当,大致相当于喜马拉雅运动的第三幕。

【台湾运动】 Taiwan orogeny 小林贞一(1954)命名,并称台湾地槽的造山运动在更新世前达到剧烈阶段,台湾的构造格架由此而趋于完成。台湾山脉在中新世仍为地槽。至上新世,西台湾带中最大沉降部分向南迁移。上新世末的造山运动较强烈,地槽褶皱隆起并迅速发展,形成同造山期的头嵙山堆积物,其中,上部的触口山砾岩是典型的造山运动堆积。由于上新世至更新世的头嵙山组本身的褶曲和断层,小林贞一认为台湾运动继续延至此层堆积以后。相当于蓬莱运动。

中国构造运动一览表
table of tectonic movements in China

地质年代		(Ma)		主要构造运动 (Ma)	构造期	地方性构造运动
新生代 (Cz)	第四纪	2.5	Q		喜马拉雅期	蓬莱运动 茅台运动 台湾运动
	新近纪	23.5	N			
	古近纪	65	E	喜马拉雅运动 25		南岭运动 西山运动 埔里运动 大容运动
中生代 (Mz)	白垩纪	135	K	燕山运动 90	燕山期	衡阳运动 田阳运动 四川运动 合黎运动 茅山运动 晁子运动 闽浙运动 萍乡运动 兴安运动 南澳运动
	侏罗纪	203	J			朝阳变动 宁镇运动 三湾运动
	三叠纪	255	T	印支运动 210	印支期	南象运动 三都运动 平而关运动 桂西运动 下扬子运动 金子运动 淮阳运动 艮口运动 龙华运动 安源运动 一平浪运动
古生代 (Pz)	二叠纪	295	P		华力西期	秦岭运动 遵化运动 苏皖运动 黔桂运动 东吴运动 鸣山运动 东南运动
	石炭纪	355	C	天山运动 295 (华力西运动)		昆明运动 鲁中运动 建康运动 伊犁运动 萨乌尔运动 周跋运动 淮南运动 江南运动 八桂运动 柳江运动 江西运动 南山运动 东陵运动 宁夏运动 平阳运动 曲靖运动 大明山运动 梨园河运动 桂北运动
	泥盆纪	410	D			
	志留纪	435	S	广西运动 415 (加里东运动)	加里东期	湘桂运动 祁连运动
	奥陶纪	495	O			古浪运动 崇余运动 怀远运动 郁南运动 云贵上升
	寒武纪	540	€	兴凯运动 520	兴凯期	凤台运动 满家滩运动 陶来运动 霍邱运动 新邵运动
新元古代 (Pn)	震旦纪	680	Z		晋宁期	
	南华纪	800	Nh			澄江运动
	青白口纪	1000	Qb	晋宁运动 800		双桥运动 雪峰运动 施东运动 皖南运动 休宁运动 豫西运动 昆阳运动 松山运动
中元古代 (Pm)	蓟县纪	1400	Jx	四堡运动 1000		祁门运动 燕辽运动 梵净运动 武陵运动 东安运动 落可崇运动 铁岭运动 水峪运动 九岭运动
	长城纪	1800	Ch			渣尔泰运动 中岳运动 熊耳运动 满银沟运动 杨庄运动 兴城运动 头泉运动
古元古代		2500	Pp	吕梁运动 1800	吕梁期	栾川运动 大别运动 易门运动 龙川运动 中条运动
新太古代		2800	An	五台运动 2500 阜平运动 2600	五台期 阜平期	鞍山运动 蚌埠运动 嵩阳运动 胶东运动 兴和运动 铁堡运动
中太古代		3200	Am	迁西运动 2800	迁西期	铁架山运动
古太古代		3600	Ap			
始太古代		3900	Ae			
冥太古宙			HD			

国外地壳运动

【卢阿拉巴山旋回】 Upper Lualaba cycle 非洲大陆前寒武纪5个造山旋回中最早的一个旋回,为30亿年前的一次造山旋回。在刚果(布)为34.8亿年前,刚果(金)为32.7亿年前,赤道几内亚为31.5亿年前。非洲大陆经卢阿拉巴造山旋回及其以后的沙姆瓦造山旋回(27亿~23亿年前),林波波造山旋回(20.25亿~17亿年前)形成稳定地块。

【沙姆瓦旋回】 Shamvaian cycle 非洲大陆前寒武纪的第二个造山旋回,约在27亿~23亿年前。造山运动在赞比亚及津巴布韦最为显著。东非的卡维龙多系、尼安扎系、多多马系都是这一造山旋回中的产物。刚果克拉通紫苏花岗岩、云母片岩、片麻岩等以及津巴布韦的大岩墙形成于这一时期。

【林波波旋回】 Limpopo cycle 非洲大陆前寒武纪的第三个造山旋回,时限约为20.75亿~17亿年前。与非洲大陆前寒纪其他造山旋回相比,影响范围并不十分明确。林波波造山带中褶皱、变质作用剧烈地带自刚果(金)至乌干达的基巴利-布干达-托罗带,东非的乌宾迪-鲁西芝带,东津巴布韦的林波波带或迈西带,刚果西部的马永贝带,西南非洲的弗兰次方提因花岗岩、安哥拉东北部的卢科西带、卢伊扎带等。但在南非的德瓦士兰系、格里卡托乌系、布什韦尔得基性火成岩体中则未见到变质迹象。

【基巴拉-布干达-托罗运动】 Kibaran-Buganda-Toro orogeny 发生在20.75亿~17亿年前的一个造山运动。此造山运动影响的区域在现今的中非和东非,即从赞比亚的北部向北延伸到刚果(金)东部的加丹加省基巴拉,再向北偏东经布隆迪的布干达,到达乌干达西南部托罗。由于受北西向的冲断层影响,形成了一个现今呈南西—北东向的构造带,属于基巴拉褶皱带的北东段。

【墨西拿运动】 Messina orogeny 非洲大陆津巴布韦墨西拿带发育的造山运动。为前寒武纪的造山运动,与非洲广泛发育的褶皱运动林波波造山旋回相当。墨西拿造山带初期为基性-超镁铁岩体的侵入,其后受褶皱及区域变质作用,花岗岩侵入而形成大理石、硅质岩、绿泥石绢云母片岩。一般认为墨西拿带即德兰士瓦系的沉积受这一变质作用而形成。

【基巴拉旋回】 Kibaran cycle 非洲大陆前寒武纪第四个造山旋回,时限为12.9亿~8.5亿年前。基巴拉造山带中以刚果(金)加丹加省的基巴拉带、东非的布隆迪(Burundian)带、卡拉圭-安科莱(乌干达)带、乌金安(Ukingan)带、康斯(Konse)带、赞比亚的伊鲁米迪(Irumide)带、南非的纳马夸兰-那塔尔(Nama qualand-Nata)带等的褶皱及变质作用最为显著。基巴拉带中纳米比亚和南非的瓦特(Waterberg)系等则未受到明显褶皱作用的影响。

【比里姆运动】 Birrimian orogeny 导致现在非洲西部的元古宙绿岩带形成的一次造山运动。影响大致为现今西非地区。

【加丹加运动】 Katanga orogeny 在非洲刚果(金)加丹加省境内的昆代隆古山(Kundelungu Mts.)地区确定的新元古代褶皱运动。运动发生在昆代隆古统沉积之后,距今780~650百万年前。这一运动可能波及范围甚广,除非洲中部外,现今的澳大利亚、斯里兰卡、印度以及南美洲都有这一运动的迹象。中国的晋宁运动和俄罗斯西伯利亚的贝加尔运动时限可能与加丹加运动相当。

【凯诺拉运动】 Kenoran orogeny 又译**基诺尔运动**。史托克维尔(C.H.Stockwell,1964)创名。加拿大地盾前寒武纪早期的一次造山运动,是根据北美加拿大苏必利尔湖、大奴湖地区太古宇上部提米斯卡明群与古元古界下部布鲁斯群之间的角度不整合确定的。这次运动有深成岩的侵入、变质和变形作用。同位素年龄值为23.9亿~26亿年以前,原认为是地球最早的前寒武纪造山运动之一,也是划分太古宇和元古宇的依据。它与阿尔戈马运动、非洲南部的罗得西亚褶皱和欧亚大陆的贝罗摩尔褶皱的造山运动大致相当。相当于中国的五台运动(25亿年)和新太古代的阜平运动(26亿年)。

【阿尔戈马运动】 Algoman orogeny 曾译**阿尔冈曼运动**。发生于北美洲太古宇休伦系与元古宇阿尔冈曼系之间的造山运动。根据美国明尼苏达及其邻区安大略等地前寒武纪的褶皱运动确定的。伴随有花岗岩侵位,同位素年龄值为24亿年以前。与加拿大地盾新太古代末期的凯诺拉运动相当。

【瑞典-芬兰运动】 Svecofennian orogeny 大约发生于17亿年之前早-中元古代的造山运动,影响波罗的地盾,即现在的瑞典和芬兰南部地区。可能与加拿大哈得孙造山运动和英国拉克斯福德造山运动同期。

【瑞典-卡累利阿运动】 Svecokarelian orogeny 形成瑞(典)-芬(兰)建造和卡累利阿建造的元古宙造山运动。这些建造由遭受变质并发生褶皱的沉积岩和火山岩构成,覆盖了瑞典和芬兰的大部分地区。

【拉克斯福德运动】 Laxfordian orogeny 大约发生于18亿~16亿年前的造山运动,导致现在苏格兰最西北部的刘易斯片麻岩(Lewisian gneisses)形成北西向延展的褶皱。这一褶皱带是格陵兰岛凯蒂利德(Ketilidian)褶皱带和纳格苏托基德(Nagssugtoqidian)褶皱带的延伸。

【纳格苏托基德运动】 Nagssugtoqidian orogeny 晚太古代-元古宙造山运动,在现今的格陵兰岛西部形成了宽240~300千米的构造带。包括两个主幕。第一幕大约发生在距今26亿年前,第二幕发生在19亿~15亿年前。与哈得孙运动、拉克斯福德运动和瑞典-芬兰运动大体上是同期的。

【卡累利阿运动】 Karelian orogeny 欧洲波罗的地盾前寒武纪中期的一次造山运动。是根据古元古界卡累利阿杂岩与中新元古界下约特尼(Subjotnian)群之间的角度不整合确定的。其发生时限为距今20亿~19亿年。

【达尔斯兰运动】 Dalslandian orogeny 在欧洲波罗的地盾大约发生在10.5亿~11亿年前。影响范围为现在瑞典南部和挪威南部的元古宙格林维尔期造山运动的东延部分。其运动机理可能是由于艾普特斯洋(Iaptus Ocen),即原始大西洋(proto-Atlantic)沿西北缘的俯冲作用,或早期大洋的闭合,或海底显著扩张前结束的裂谷作用所引起。与它相当的运动有**哥特运动**(Gothian orogeny),**瑞典-挪威运动**(Sveconorwegian orogeny)。

【埃尔森运动】 Elsonian orogeny 发生在距今15亿~14亿年的元古宙造山运动,其影响范围为现今加拿大地盾中部及内因(Nain)西部地区。此次运动处于哈德逊造山运动与格伦威尔造山运动之间。

【基诺拉运动】 Kenoran orogeny 发生在加拿大太古宙的一次造山运动,影响范围波及加拿大苏必利尔湖地区。其后是哈德孙运动。此术语已不再使用。

【哈德孙运动】 Hudsonian orogeny 在加拿大地盾发生在古元古代末的一次构造运动。根据北美加拿大苏必利尔区古元古界上部阿尼米基群与新元古界下基维诺(Keweenaw)群之间的角度

不整合确定的，发生时限距今 17.5 亿～18 亿年左右。在基诺拉造山运动之后，格林威尔造山运动之前。大致相当于中国的吕梁运动。

【彭诺克运动】 Penokean orogeny　北美中元古代与古元古代之间的造山运动。是根据北美明尼苏达和密歇根州的阿尼米基群与基维诺群之间的角度不整合确定的。此运动使前寒武纪地层变形并伴随花岗岩侵入，运动发生时限约在 17 亿年。与加拿大地盾的哈德孙运动相当。与中国的吕梁运动第一幕或主幕（19 亿～18 亿年）相当。

【凯蒂利德运动】 Ketilidian orogeny　北美洲发生在 18 亿～16 亿年前太古宙的造山运动幕。此运动是在格陵兰岛确定的。

【劳伦运动】 Laurentian orogeny　又译**劳伦构造作用幕**。❶太古宙末的造山运动，系据加拿大地盾太古宙与元古宙地层之间的显著不整合而确定。这一运动使太古宇库契钦格组和基瓦丁统地层发生强烈褶皱和变质，并伴随劳伦花岗岩的侵入。❷纳利夫金（Наливкин，1932）认为是太古宙末的造山运动。它造成了太古宙与元古宙地层之间的显著不整合。劳伦一词使用较混乱，定义也不严格，既指加拿大地盾的前寒武纪花岗岩，又指那里的前寒武纪造山作用。得名的地点为加拿大东部劳伦斯河西北的劳伦高原，而 1863 年洛甘（Logan）在那里调查的劳伦花岗岩已确定其同位素年龄值仅为 1000 百万年，后来劳桑（Lawson，1885）又把接近美国和加拿大边界苏必利尔湖西北部的最古老花岗岩误称为劳伦花岗岩。舒克特（Schuchert）又据此得出他的劳伦运动或劳伦造山运动，认为这一运动结束了太古宙。20 世纪 70 年代证明劳桑的劳伦运动早于距今 2400 百万年的老阿尔冈曼造山运动或阿尔冈曼花岗岩。有人建议，为避免混乱，把劳伦一词恢复为洛甘原来的含义，即相当于格林威尔运动。

【卡拉圭-安科勒旋回】 Karagwec-Ankole cycle　中部非洲、赤道非洲地区前寒武纪后期的重要造山旋回。它与基巴拉（Kibaran）旋回（1290～850 百万年前）、乌隆迪（Urundi）旋回为同一时期的造山旋回。一般呈北东—南西走向。变质作用可以分两期：第一期为片理形成期，此期形成白云母，红柱石的白云母化，而以蓝晶石、十字石、硬绿泥石的形成为其特征；第二期为褶皱运动期，基岩受这一运动的作用变形而使片麻岩，形成穹窿构造。

【休伦运动】 Huronian orogeny　北美休伦纪（24 亿～21 亿年）地层沉积之后、元古宙发生的褶皱运动，是根据北美休伦族的名字命名。有人还认为此运动发生在太古宙末。前苏联称为休伦构造作用幕或休伦褶皱。

【格伦维尔运动】 Grenvillian orogeny　根据北美加拿大苏必利尔区新元古界中基维诺（M. Keweenaw）群与新元古界上基维诺（O. Keweenaw）群之间角度不整合确定的。发生在距今10 亿～8.8 年前的前寒武纪一次重要的深成侵入、变质、变形事件，波及加拿大地盾东南部边缘的广大地区。地球上已经确定在许多地区曾有与格伦维尔运动时限相近的构造运动，如在现今的哥伦比亚、墨西哥、北美东部、格陵兰岛东部以及斯堪的纳维亚半岛（这里把它称为达尔斯兰造山运动或哥特造山运动）。在加拿大地盾东南部沿一条从休伦湖北岸向东北延伸的直线露头清晰可见。这一造山运动是因大西洋发生板块运动使岩石向西北位移引起的。其时限与中国的四堡（燕辽）运动大致相当，略早于晋宁运动，属前震旦纪晚期构造运动。

【基拉尔尼运动】 Killarneyan orogeny　加拿大地盾南部元古宙后半期发生的造山运动。基拉尔尼花岗岩贯入休伦（Huronian）系中，且不整合覆于元古宙后期的基维诺（Keweenawan）系之上。

【斯图特运动】 Sturian orogeny　又称**阿得莱德运动**（Adelaidean orogeny）。发生于晚元古代末的造山运动，定名于澳大利亚南部阿得莱德地区。那里的阿得莱德系沉积岩受到强烈的逆冲和倒转褶皱。该运动先在南部上升，后来沿岩系的北缘上升。它是根据澳大利亚南部阿得雷德新元古界布拉（Burra）群与其上的翁贝拉塔纳（Umberatana）群之间的角度不整合确定。其发生时限为距今 750 百万年。

【加达裂谷作用】 Gardar rifting　在北美发生在即凯蒂利德造山运动之后，大约在 14 亿～10 亿年前，属裂谷作用的一个幕。

【约特尼运动】 Jotnian orogeny　发生在现今斯堪的纳维亚半岛将波罗的地盾元古宙沉积岩层卷入了的一幕造山运动。

【卡多米运动】 Cadomian orogeny　法国诺曼底半岛卡昂（Caen）地区前寒武纪千枚岩与覆于其上的寒武纪砾岩间的不整合。千枚岩的确切年代虽尚不明，但变质程度较浅，故认为是元古宙之产物。卡多米运动的时代可能为前寒武纪末期。

【阿辛特运动】 Assyntian orogeny　史蒂勒（H. Stille，1944）创名。在西欧使用广泛，系指发生于前寒武纪阿尔冈曼末期的造山运动，为前寒武纪最后一次褶皱运动。典型地区为苏格兰西北高地。其特征是托里登层 11 亿～6 亿年呈角度不整合被下寒武统所覆盖。与俄罗斯贝加尔构造作用幕近似。

【阿瓦朗运动】 Avalonian orogeny　发生于现今北美洲东部边缘约 650～500 百万年前（寒武纪到奥陶纪）的一个造山事件，与大西洋形成时的裂谷作用和火山活动有关。阿瓦朗造山事件的遗迹沿阿巴拉契亚造山带东南侧的山脊从加拿大的纽芬兰省到美国的佐治亚州断续出现，在大西洋沿岸平原沉积层之下的岩层中也有阿瓦朗造山事件遗迹发现。在阿瓦朗造山事件遗迹表现明显的典型地区，有年龄为 575 百万年的花岗岩，与其下有化石证据的下寒武统之间有前寒武纪晚期岩系存在。阿瓦朗一名源自加拿大的纽芬兰省阿瓦朗半岛（Avalon Peninsula）。

【贝加尔运动】 Baikalian orogeny　❶沙茨基（Н. С. Шатский）于 1935 年创名，用以说明俄罗斯境内现今西伯利亚地台南缘广泛发育的前寒武纪末（里菲纪晚期）－寒武纪的褶皱变动。哈因（В. Е. Хаин，1995）又将这一褶皱变动时限置于格伦威尔运动与加里东运动之间，认为格伦威尔期结束于 1000～900 百万年前，而贝加尔期则包括 1000～500 百万年这一构造阶段，其间有四个构造幕：①**叶尼塞构造幕**（距今 850 百万年前），相当于中国的晋宁运动；②前文德构造幕（距今 650 百万年前）；③**卡多姆构造幕**（Kadomian）（泛非运动），又包括几个幕，较早者约在 600 百万年前，可延至 500 百万年前；④**萨拉伊尔构造幕**（Salair），发生于中寒武世末－早奥陶世之前，属贝加尔期与加里东期之过渡阶段。❷发生在俄罗斯境内前寒武纪－寒武纪过渡时期，结束于中寒武世的造山运动。运动始于里菲早期，可分几个构造幕。

【泛非运动】 Pan-African orogeny　肯尼迪（W. Q. Kennedy，1964）创名。代表非洲大陆乃至整个冈瓦纳大陆前寒武纪晚期—寒武纪的构造运动。发生于 600 百万～500 百万年前或 950 百万～500 百万年前的构造-热事件为其主要表现形成的地壳运动。有人认为，此期造山带的形成导致原始冈瓦纳古陆聚合。南美的**巴西造山运动**与之发生时限及运动性质颇为相近，故又统称**巴西-泛非事件**。

【萨拉伊尔运动】 Salair orogeny　乌索夫（М. А. Усов，1936）创名。在俄罗斯指发生在寒武纪的地壳运动，因首先在西伯利亚萨拉伊尔低山区研究而得名。此构造旋回一般有早、晚两个构造作用幕，早期指早寒武世的地壳变动；晚期指中、晚寒武世发生的构造作用。在西伯利亚地槽表现明显，而在北美不显著。

湟霍罗舍夫(Нехороев,1958)认为它是加里东构造旋回初期的巨大构造作用幕。哈因将其并于贝加尔造山运动第四幕。

【撒丁运动】 Sardinian (Sardic)orogeny 史蒂勒(H.Stille,1924)创名。显生宙造山运动之一,发生于寒武纪末期,由意大利撒丁岛(Sardegna I.)古称(Sardinia I.)得名。

【加里东运动】 Caledonian orogeny ❶泛指早古生代志留纪与泥盆纪之间发生的地壳运动,属早古生代的主造山幕。欧洲普遍用于早古生代变形的名词。以英国苏格兰的加里东山而命名。那里志留系及更早地层被强烈褶皱,与上覆泥盆系呈明显的不整合接触。形成从爱尔兰、苏格兰延伸到斯堪的纳维亚半岛北东-南西向的加里东造山带。传统的加里东运动仅指早古生代发生的造山运动,而且典型的造山运动时代应接近志留纪末期;有人主张加里东运动既包括造山运动亦包括造陆运动。史蒂勒(1924)和许多人均将此词用于一个造山时期——包括从奥陶纪到志留纪甚至更晚时期的一系列脉动,并划分出3个构造作用幕,即**塔科尼幕**(Taconian,奥陶纪与志留纪之间),**阿登幕**(Ardenian,志留纪内部)和**伊利幕**(Erian,志留纪与泥盆纪之间)。❷由于劳伦古陆、冈瓦纳古陆和波罗的古大陆之间的艾佩塔斯洋(原始大西洋)闭合有关,而引起的早古生代造山运动。这个地壳遗迹在现今认为这次造山运动影响了格陵兰、爱尔兰、苏格兰和斯堪的纳维亚半岛均可见到。

【塔科尼运动】 Taconic(Taconian) orogeny 曾译**塔康运动**。发生在奥陶纪晚期的造山运动。"Taconic"一词源自纽约市哈得孙河东岸近南北向的塔科尼克岭(Taconic Range)。塔科尼克运动遗迹在阿巴拉契亚山脉北段许多地区保存得都很好,包括在加拿大东部和美国东北的部分,在不少地方都可以用含化石地层将运动时限严格限定为晚奥陶世,或者,把许多脉动期包括进去,将运动时限延伸至自奥陶纪早期到志留纪早期。在加拿大纽芬兰,此运动被称为**亨伯造山运动**(Humberian orogeny)。在阿巴拉契亚山脉南部,这一运动是由艾佩特斯洋(Iapetus Ocean)西缘俯冲引起的。它导致了艾佩特斯洋西部盆地闭合和皮德蒙特(Piedment)微陆块与北美洲碰撞以及更北部大陆架的沉陷。

【阿登运动】 Ardennian orogeny 曾译**阿当运动、亚登运动**。史蒂勒(H. Stille,1924)创名。在欧洲发生于志留纪晚期的构造运动。运动遗迹在拉德洛阶(Ludlovian)内部。运动遗迹见于丹麦的阿登(Arden)及挪威的特隆赫姆峡湾(Trondheim-sfjord)和斯瓦尔巴群岛(Svalbard)。

【伊利运动】 Erian orogeny 又称**海伯尼运动**(Hibernian orogeny)。史蒂勒(1924)创名。欧洲显生宙造山运动之一,时代为志留纪与泥盆纪之间,属加里东旋回最后一幕。

【海西运动】 Hercynian orogeny 又称**华力西运动**(Variscan orogeny)。泛指晚古生代发生于欧洲的造山运动,其时限自泥盆纪初期至二叠纪末。有人认为这一运动始于晚泥盆世,延续整个石炭纪。还有人认为这一晚古生代造山期包括整个石炭纪和二叠纪。德国地质学家史蒂勒(Wilhelm Hans Stille)1924年将此造山期划分为五个构造作用幕:**布雷顿幕**(Bretonian),晚泥盆世至泥盆纪末;**苏台德幕**(Sudetic),早、晚石炭世之间;**阿斯图里幕**(Asturian),石炭纪晚期,威斯特伐利亚期(Westphalian)和斯蒂芬期(Stephanian)之间;**萨尔幕**(Saalic)早、晚二叠世之间和**普法尔茨幕**(Pfalzian, Palatinian),二叠纪末。关于'Hercynian'和'Variscan'二术语的用法,在欧洲分为两派:德国地质学家用'Hercynian'描述欧洲北西走向褶皱带,而没有赋予'Hercynian'以时间概念,在讲时间时用'Variscan';法国和瑞士的地质学家则把'Hercynian'用于表示时间,因此说到阿尔卑斯山北部结晶岩块的时代时用'Hercynian',而不用'Variscan'。

【布雷顿运动】 Bretonian orogeny 曾译**布列唐运动、布列东运动**。史蒂勒(H. Stille),1924年创名。海西构造运动的第一幕,发生时限自晚泥盆世至泥盆纪末,包括几个构造亚幕。典型地点在德国莱茵片岩山北端、哈茨山、波兰与捷克边界苏台德山等地。李四光(1931)曾将其所命名的江南运动与布雷顿运动对比。

【苏台德运动】 Sudetic orogeny 史蒂勒(H. Stille)1924年创名。海西构造运动的第二幕,时代为早、晚石炭世之间。在下列地区都见到了苏台德运动的遗迹:波兰和捷克边界上的苏台德山、法国的孚日山脉(Vosges)、德国的黑森林山(Hessen Wald)、哈茨山(Hartz Mts.)、丹麦法罗群岛(Faroe)的萨克森(Saksun)、英国和乌克兰的库兹巴斯。北美洲东部也见到这一时期运动的遗迹。

【阿斯图里运动】 Asturian orogeny 史蒂勒(H. Stille)1924年创名。海西构造运动的第三幕,时代为石炭纪晚期,威斯特伐利亚期(Westphalian)和斯蒂芬期(Stephanian)之间。此运动遗迹在英国、波兰和捷克边界上的苏台德山、阿斯图里和阿尔卑斯山东端的卡尔尼克山(Kalnik,在克罗地亚境内)都可见到。李四光(1931)认为与中国的昆明运动相当。

【萨尔运动】 Saalic orogeny 曾译**萨阿尔运动**。史蒂勒(H. Stille)1924年创名。海西构造运动的第四幕,发生时代在二叠纪早期欧坦(Autunian)期和萨克森(Saxonian)期(现在欧洲的早二叠世欧坦期和中二叠世萨克森期)之间。运动遗迹见于下列地区:波兰和捷克边界上的苏台德山、西班牙与法国边界上的比利牛斯山、阿尔卑斯山东端的卡尔尼克山(Kalnik,在克罗地亚境内)。俄罗斯的乌拉尔山脉、北美洲东部和智利境内的西科迪勒拉山脉也有同期构造运动。

【普法尔茨运动】 Pfalzian orogeny 曾译**法尔拳运动、法尔兹运动**。史蒂勒(H. Stille)1924年创名。海西构造运动的第五幕,发生时代在二叠纪末。在德国萨尔州(Saarland)和莱茵兰德-普法尔茨(Rhinland-Pfalz)州(莱茵河通过本州的东部)黑森林山(Hessen Wald)地区,三叠系下统的斑砂岩统(Buntsandstein)不整合于二叠系赤底统(Rotliegende)之上。运动遗迹见于下列地区:法国的孚日山脉(Vosges)、西班牙与法国边界上的比利牛斯山、英国、阿尔卑斯山西段。在俄罗斯的乌拉尔山脉和阿根廷境内的科迪勒拉山也有同期构造运动。李四光(1931)认为与中国的苏皖运动相当。

【阿卡迪运动】 Acadian orogeny 曾译**阿卡迪亚运动、阿卡德运动**。北美洲阿巴拉契亚山地区第三期造山活动。是自美国的纽约州到加拿大芬迪湾的阿巴拉契亚山脉北段表现比较明显的古生代中期造山运动,在纽约市哈德孙河东岸近南北向的塔科尼克岭(Taconic Range)以东构造活动最剧烈,**阿瓦朗地体**(Avalon terrane)(在阿瓦朗运动遗迹的典型地区,花岗岩的同位素年龄为575百万年)往北西方向逆冲。在加拿大加斯佩(Gaspé,位于加拿大东南部圣劳伦斯河入海口处)及其邻近地区,根据地层确定的运动主期时限为晚泥盆世早期,但变形作用、深成岩体的侵入和变质事件持续了更长的时间,放射性年龄测定确定岩体的侵入和变质事件发生在360~330百万年以前。有人认为此运动相当于欧洲华力西造山运动的布雷顿幕和美国西部的安特勒(Antler)运动。Acadian一词源自于加拿大东南沿海过去法国殖民地时期的地名Acadie(英语用Acadia)。

【塔伯拉伯运动】 Tabberabberan orogeny 古生代时期在现今澳大利亚东部曾有近南北走向的塔斯曼(Tasman)地槽。奥陶纪

末至泥盆纪中期塔斯曼地槽区西部发生造山事件。这一运动使塔斯曼地槽西部褶皱、隆起,并有酸性及超镁铁岩体侵入,具有含植物化石陆相地层的上泥盆统至下石炭统沉积不整合于于前上泥盆统之上。

【卡宁伯拉运动】 Kaninbran orogeny 石炭纪期间发生于塔斯曼地槽区的造山事件。古生代时在现今澳大利亚东部曾有近南北走向的塔斯曼(Tasman)地槽存在。石炭纪期间的这次造山运动导致整个地槽区大部形成陆地。二叠纪含煤地层不整合覆盖于泥盆系及石炭系之上,泥盆系中有花岗岩侵入,石炭系地层褶皱发育,含有大量酸性火山岩。

【安特勒运动】 Antler orogeny 罗伯茨(R. J. Roberts, 1951)创名。发生于泥盆纪晚期至密西西比亚纪早期的造山运动,导致美国西部内华达州中北部大盆地(Great Basin)地区的古生代地层广泛变形,西部的优地槽岩层沿着现在作为外来推覆体的罗伯茨山脉(Roberts Mountains)逆冲于东部的冒地槽岩层之上。在主幕之后,还有较小的造山脉动,一直持续到二叠纪。此运动大致与北美洲东部的阿卡迪(Acadian)运动相当。'Antler'一词源自内华达州巴特尔芒廷(Battle Mountain)附近的安特勒四方形山峰(Antler Peak Quatrangle)。

【阿勒格尼运动】 Alleghany orogeny, Alleghanian orogeny ❶发生于美国阿巴拉契亚山脉南段和中段阿勒格尼山区(Alleghany Mountains,弗吉尼亚州 - 西弗吉尼亚州)及其附近阿勒格尼高原岩石变形的晚古生代造山运动。因为缺少可靠的能限定年代的上覆地层,所以运动的时限不能准确确定。宾夕法尼亚亚纪岩层在许多地方受到运动波及,而宾夕法尼亚亚系最上部-下二叠统的敦卡德岩系(Dunkardian series)只在几个地方发现受到影响。由伍德沃德(H. P. Woodward, 1957, 1958)创名。❷始于早石炭世,结束于二叠纪末的造山运动。由于北美洲和非洲发生碰撞,导致阿巴拉契亚山脉南段和中段(从美国亚拉巴马州到宾夕法尼亚州)西缘的下古生代基底和下二叠世岩层变形,构成大体上呈南西西-北东东向延伸的海西造山带的一部分。运动的影响向北远至加拿大的新不伦瑞克省和纽芬兰省。

【阿莫利卡运动】 Armorican orogeny 发生在法国布列塔尼(Bretagne,过去用 Brittany)地区的晚古生代造山运动。修斯(E. Suess)命名,原主要用于欧洲西部,现在已多用海西运动或华力西运动替代。'Armorican'一词源自'Armorica',是'Brittany'的另一称呼,那里有阿莫利卡丘陵(Massif Armoricain)。

【阿尔泰运动】 Altai orogeny, Altaian orogeny 修斯(Eduard Suess)命名,指晚古生代在亚洲中部形成的横跨欧亚大陆的造山带的造山运动。同期的造山带甚至包括了北美洲的阿巴拉契亚造山带和沃希托(Ouachita Mountains)造山带。亚洲中部的阿尔泰山地处偏僻,欧、美人对其生疏,现代的大地构造学者很少使用'Altaian orogenys'一词,而在多数文献中将其看成是欧洲华力西造山带的一部分。

【乌拉尔运动】 Uralian orogeny 发生于晚泥盆纪到早石炭纪的造山运动。是一个影响了俄罗斯南北向带构造的造山运动。与海西造山运动相当。

【阿巴拉契亚运动】 Appalachian revolution 此术语是用来表述结束古生代的重大地壳活动事件,导致了北美洲现今阿巴拉契亚山脉南段和中段的岩层发生变形。现在多用术语阿勒格尼造山运动来说明这一地质事件。

【阿尔卑斯运动】 Alpine orogeny 曾译为**亚平宁运动**。中、新生代发生在欧洲南部和亚洲的地壳运动。德国地质学家史蒂勒(Wilheim Hans Stille)于 1924 年将阿尔卑斯造山运动期的时限确定为自侏罗纪至新近纪末,并将这一时间段的造山运动划分成 11 个(运动)幕:**早基梅里幕**(early Cimmerian,三叠纪晚期诺利期和瑞替期之间)、**晚基梅里幕**(late Cimmerian,侏罗纪末)、**奥地利幕**(Austrian,早白垩世末)、**亚海西幕**(Subhercynian,晚白垩世土仑期(Turonian)和瑟农期(Senonian)之间)、**比利牛斯幕**(Pyrenean,始新世末巴顿期与路登期之间)、**萨瓦幕**(Savic,晚渐新世夏特期与中新统最下部的阿基坦期(Aquitanian)之间)、**施蒂里亚幕**(Styrian,中新世阿基坦期(Aquitanian)与布尔迪加尔期(Burdigalian)之间)、**海尔维第幕**(Helvetian,中新世兰哥期(Langhian)与托尔通期(Tortonian)之间)、**阿提克幕**(Attic,中新世萨尔马特期(Sarmatian)与蓬蒂期(Pontian)之间)、**罗纳幕**(Rhodanian,中新世末)和**瓦拉几亚幕**(Wallachian,上新世末)(参见各相关词目)。欧、美大部分地质学者把阿尔卑斯运动的时间限制在第三纪,结束于中新世或上新世。也有人认为阿尔卑斯造山运动起始于三叠纪,运动高峰在渐新世晚期和中新世。中国地质学家将中国境内发生于中生代的地壳运动称为印支运动和燕山运动,发生于新生代的运动称喜马拉雅运动。

【早基梅里运动】 Early Cimmerian orogeny, Early Kimmerian orogeny 又译**老细末里运动**(Old Cimmerian orogeny)、**老启莫里运动**、**老基米里运动**。史蒂勒(1924)创名。发生于三叠纪末瑞替阶与诺利阶之间的构造作用幕,属阿尔卑斯旋回第一幕。发现于阿尔卑斯山、比利牛斯山、狄拿里克山、高加索及其他地区。但也有人认为发生于三叠纪与侏罗纪之间。李四光(1939)曾将中国发生在三叠纪晚期至侏罗纪之间的淮阳运动及南象运动与老细末里运动对比。

【晚基梅里运动】 Late Cimmerian orogeny, Late Kimmerian orogeny 又译**新细末里运动**(Young Cimmerian orogeny)、**新基米里运动**。史蒂勒(1924) 创名。发生于侏罗纪与白垩纪之间的构造运动,属阿尔卑斯旋回第二幕。李四光(1939)提出,这一运动与中国的宁镇运动相当。

【奥地利运动】 Austrian orogeny 史蒂勒(1924)创名。发生于早白垩世末的构造运动,属阿尔卑斯旋回第三幕。发生于早、晚白垩世之间的构造作用幕,又分为两个亚幕。发现于阿尔卑斯山脉、比利牛斯山脉、喀尔巴阡山脉、狄那里克山脉、塔夫利山脉及美洲西部等地。

【亚海西运动】 Subhercynian orogeny 史蒂勒(1924)创名。发生于晚白垩世土仑期(Turonian)与赛诺曼期(Cenomanian,源于法国中央高原西端的 Cenon,应译作瑟农)之间,属阿尔卑斯旋回第四幕。

【拉勒米运动】 Laramide orogeny, Laramian orogeny 曾译**拉拉米运动**、又称**拉勒米革命**(Laramide Revolution)。史蒂勒(H. Stille)1924 年创名。发生于白垩纪末的构造运动。典型地区在美国落基山脉东部。术语'Laramide orogeny'源自美国怀俄明州和科罗拉多州这一时代的沉积称拉勒米建造(Laramie Formation)。不同的学者对拉勒米运动有不同的理解。在美国,认为这是从白垩纪晚期至古新世末发生在现今落基山脉东部有深成岩侵入并伴随有矿床生成的一次地壳变动,当地一般称这些侵入岩和矿床为'Laramide'。加拿大所称的拉勒米运动还包括了美国的塞维尔运动。还有人认为拉勒米运动时限从白垩纪晚期至始新世末或更晚,涉及现在北美洲的整个科迪勒拉造山带。李四光(1939)认为相当于中国的闽浙运动,李春昱(1943)等提及与四川运动相当。

【塞维尔运动】 Sevier orogeny 于晚白垩世早期发生在现今美国犹他州大盆地(Great Basin)东缘的一次造山运动。运动内

容包括岩层褶皱和向东逆冲。

【比利牛斯运动】 Pyrenean Orogeny 史蒂勒(1924)创名。发生于始新世末巴顿期(Bartonian)与路登期(Ludian)之间的构造运动。属阿尔卑斯旋回第五幕。见于阿尔卑斯山、比利牛斯山、利古里亚-亚平宁山、狄拿里克山、高加索、塔夫利达山、落基山及其他地区的不整合现象。前苏联文献认为发生在白垩纪与古新世之间。

【萨瓦运动】 Savic orogeny, Savian orogeny 曾译**萨夫运动**。史蒂勒(1924)创名。属阿尔卑斯造山旋回第六幕。发生于晚渐新世夏特期(Chattian)与中新世早期阿基坦期(Aquitanian)之间的构造运动。名称来源于多瑙河支流萨瓦河(R. Sava)。在阿尔卑斯山、比利牛斯山、喀尔巴阡山、利古里亚—亚平宁山、狄拿里克山、印度、塔夫利达山、美洲西部及其他地区都可见到。

【施蒂里亚运动】 Styrian orogeny, Styrian phase 曾译**斯提里运动**。史蒂勒(1924)创名。阿尔卑斯旋回第七幕,发生于中新世阿基坦期与布尔迪加尔期(Burdigalian)之间的构造运动。创名地点为奥地利中南部施蒂里亚(Styria)山、斯提里阿尔卑斯山区。出现在阿尔卑斯山、喀尔巴阡山、利古里亚—亚平宁山、塔夫利山、美洲西部及其他地区。前苏联文献认为发生于中新世中期,由两个亚幕组成:一在海尔微期的早期,一在托尔顿(Tortonian)期的早期。前苏联有在如高加索,这一构造作用幕发生在早中新世末期和中新世初期。

【海尔维第运动】 Helvetian orogeny 又译**海尔微运动**,史蒂勒(1924)创名。欧洲新生代中新世兰哥期(Langhian)与托尔通期(tortonian)之间的造山运动,是阿尔卑斯造山运动的第八幕。是瑞士阿尔卑斯运动的最重要一幕。

【阿提克运动】 Attian (Attic) orogeny 又译**亚蒂克运动**。史蒂勒(1924)创名。发生于中新世萨尔马特期(Sarmatian)与蓬蒂期(Pontian)之间的构造运动。属阿尔卑斯运动第九幕。发现于阿尔卑斯、喀尔巴阡、狄那里克、高加索、塔夫利达山及其他地区。前苏联文献认为发生于上中新世萨尔马特与默奥提克阶之间的幕。

【罗纳运动】 Rhodanian orogeny 又译**路登运动**。史蒂勒(1924)创名。属阿尔卑斯造山旋回第十幕。发生于中新世末的构造运动。因法国东南部的罗纳河(R. Rh ne,罗马文为 Rhodanus)而得名。

【瓦拉几亚运动】 Wallachian orogeny 又译**瓦拉赤运动**。史蒂勒(1924)创名。阿尔卑斯山旋回末期一幕,发生于上新世末的构造运动。此运动遗迹见于罗马尼亚境内南喀尔巴阡山和瓦拉几亚(Wallachia)地区。同期运动在阿尔卑斯山、喀尔巴阡山、利古里亚—亚平宁山、狄拿里克、高加索、印度及美洲西部地区都有发育。

【安第斯运动】 Andesian orogeny 中生代发生在南美洲安第斯山脉的构造运动。包括两个构造幕,第一幕发生在晚侏罗世牛津期—基末利期之间,是安第斯山脉是最强烈的褶皱运动。第二幕发生在基末里期末和提塘期之间。安第斯运动形成的褶皱称安第斯褶皱带。安第斯地槽中生代开始陆化,整个中生代期间继续上升。在阿根廷境内的安第斯山最大上升幅度为 2000 ~ 3000 米。前苏联文献中把安第斯运动称为安第斯构造作用幕。

【内华达运动】 Nevadan orogeny, Nevadian orogeny, Nevadic orogeny 侏罗纪和早白垩世发生在现今北美洲科迪勒拉山系西部的造山运动,表现为构造变形、岩石变质和深成岩浆入侵。典型地区在美国加利福尼亚州境内的内华达山脉,根据那里含化石地层判断,基底以上地层的变形可能结束于侏罗纪晚期(基末利阶(Kimmeridgian)与波特兰阶 Portlandian)之间),但在其他地方有比这里时间更早和更晚的内华达期构造变形。花岗岩的侵位和其他深成岩浆活动持续的时间比构造变形持续的时间要长,深成岩的同位素年龄值在 180 ~ 80 百万年,即从早侏罗世至白垩纪中晚期。地质学家们对'Nevadan orogeny'的理解、使用有些不同,有的对其在时间和空间方面加以严格限定,有的则将其用得更广泛,不怎么加以限制。最好还是按史蒂勒(Wilhelm Hans Stille, 1876 - 1976)原意将其作为一个造山时期对待。

【拉勒米-哥伦布运动】 Laramide-Columbian orogeny 发生于白垩纪晚期至始新世的造山运动。影响范围从美国西南部延伸到南美北部的地区,其成因可能是法拉隆(Farallón)板块向北美板块之下俯冲时伴生的逆冲断层活动所致。

【本州运动】 Honshu orogeny 牛来正夫(1955)命名。古生代末以至中生代初期日本本州地槽发生的造山运动,与华力西运动相当。在这一时期形成三郡变质带、领家-三波带深成变质带,同时形成黑赖川构造带及四万十地槽。

【安部族运动】 Abean orogenic movement 湊正雄氏(1960)以日本古东北地方居住的民族之名命名,属本州造山运动的一幕。为本州造山运动的前半期,以东北日本为中心发生的造山运动,而以北上山地的清水运动、世田米运动为代表。本州地槽自泥盆纪至石炭纪的前半期为优地槽,清水褶皱作用(褶皱、变质、深成作用)后地壳发生隆起、陆化而受到剥蚀。石炭纪中期以后开始大规模海进、优地槽的轴部向外侧移动。石炭纪末期由于世田米褶皱作用(坂本泽不整合)使这一地区广泛上升,遭受强烈侵蚀,因此二叠纪盆地有厚层含花岗岩砾石的堆积物。

【秋吉旋回】 Akiyoshi orogenic cycle 古生代末期至中生代三叠纪期间在日本发生的一系列造山运动。这一造山运动的结果,使秩父地槽的大部分发生褶皱、上升陆化,中轴部形成飞騨变质带及三郡变质带。

【秋吉运动】 Akiyoshi orogeny 日本三叠纪中期发生的地壳运动,是秋吉造山旋回中期主要的一幕。在日本的中国地方二叠系中统或三郡变质岩带与三叠纪上统之间呈不整合接触。秩父地槽的北半部受其影响基本陆化,同时形成飞騨带深成岩类及三郡带变质岩类。

【佐川旋回】 Sakawa orogenic cycle 小林贞一(1941)命名。指侏罗纪初期至白垩纪晚期日本及亚洲的一个造山旋回。为继秋吉造山旋回后的一系列地壳运动之总称。运动的轴部在造山旋回中略向太平洋一侧移动。佐川造山旋回分为前佐川造陆运动、佐川造山运动、后佐川造陆运动 3 幕。前佐川造陆运动有丰岳造陆运动、飞騨造陆运动两幕,结果形成古日本脊梁;佐川造山运动在西南日本内带有大贺造山运动,东北日本为大岛造山运动,西南日本外带为佐川造山运动。

【前佐川运动】 Pre-sakawa epeirogenesis 小林贞一(1941)命名。佐川造山旋回最初一幕,先后有丰岳造陆运动及飞騨造陆运动,受这一运动的影响,形成古日本脊梁。

【丰岳运动】 Toyogatake epeirogenesis 小林贞一(1946)命名。佐川造山旋回中前佐川造陆运动中的一幕,指日本侏罗系与下伏基底的不整合(北上山地津川层群、中国带西部丰浦层群),是三叠纪末期的地壳运动。为秋吉、佐川两个造山旋回的分界,本州造山运动后的一个隆起期。

【飞騨运动】 Hida epeirogenesis 小林贞一(1941)命名。为佐川造山旋回中前佐川造陆运动的一幕,时代为中侏罗世,是继三叠纪末期丰岳造陆运动后的又一次造陆运动。结果使山口地带盆地上升陆化,形成手取盆地、七良谷层与鸟巢统间的假整合以

及志津川统中的局部不整合,最后形成古日本脊梁。

【大贺运动】 Oga orogenesis 小林贞一(1941)命名。是佐川造山旋回中的一幕,又分为吉母、胁野两个亚幕,其间称大贺造山运动的激烈期。侏罗纪时日本的中国地方西部的丰浦沉降区逐步缩小,侏罗纪末至白垩纪期间大规模的大贺推覆体展布于日本内带的整个地区,有北方的秋吉、准秋吉相的石灰岩块向南方移动并逆掩于非石灰岩相的古生代地层之上,并有夜久野基性深成岩类沿断裂贯入。但现今资料证明所谓"大贺推覆体"并无如此大的移动,仅被厚层非石灰岩相古生代地层包围的原地石灰岩稍有移动而已,系经漫长的白垩纪形成。同时夜久野基性深成岩类已查明为古生代末期的产物。所谓大贺造山运动已被否定。

【大岛运动】 Oshima orogenesis 小林贞一(1941)命名。北上山地白垩系有田统大岛层的褶皱与宫古统的宫古层间的不整合。东北日本三叠纪后期至白垩纪初期的地层,受大岛造山运动的影响,褶皱、断层极为发育。山下升(1957)认为这一构造的形成是古生代末以来长期的分阶段进行之产物,进入白垩纪后与日诘-气仙诏构造线等的活动、火成活动同时完成。

【后佐川运动】 Post-Sakswa epeirogenesis 小林贞一(1941)命名。佐川造山旋回中的最后一幕。在此期间佐川造山带除中九州红色盆地及和泉地槽外均上升陆化,与此同时在太平洋一侧形成中村地槽。

【兰吉他塔运动】 Rangitata orogeny 新西兰中晚侏罗世至早白垩世期间发生的造山运动。石炭纪至三叠纪间新西兰地区发育的地槽,侏罗纪时南部开始形成地背斜,地槽逐渐向北部扩展。隆起部分的两侧形成白垩纪至始新世的沉积盆地,地背斜的主体为侏罗纪变质作用形成的阿尔卑斯结晶片岩。这一造山运动最晚至古近纪即终止,为环太平洋晚中生代地壳变动的一环。

【佐川运动】 Sakawa orogenesis 小林贞一(1941)命名。佐川造山旋回中期最重要的一幕,开始于早白垩纪的宫古世,结束于晚白垩世早期。这一时期在西南日本内带发生大贺造山运动,东北日本发生大岛造山运动,西南日本外带有佐川造山运动。其中以秩父地带最为剧烈,如黑滝、大蕨、小富士、佐川、斗贺野、御在所等地构成复杂的叠瓦构造。

【秋津运动】 Akitsu epeirogenesis 小林贞一(1941)命名。中生代末期日本列岛发生的造陆运动,结果使日本列岛大部分陆化。

【阿布沙罗克运动】 Absarokan orogeny 厄德利(A. J. Eardley, 1952)命名。美国犹他州始新世末至渐新世初期间的造山运动。它是以阿布沙罗克山脉为中心的火山活动及岩浆贯入,并伴随平缓的褶皱及上升运动。

【广岛变动】 Hiroshima disturbance 山下升(1957)命名,因广岛花岗岩而得名。为日本本州地区地史上的一个大分界线。它是三叠纪晚期—古近纪的本州地背斜时代的一个阶段,侏罗纪中期以前称地背隆起期,其后至古近纪即为广岛变动期。自古生代末至中生代初的造山运动之后,本州地区基本已经陆化。这一地区的隆起运动与一般的地槽带不同,是以与地层变形、区域变质等无关的酸性火成活动为其特征。与此同时外侧的四万十地槽则大幅度沉降与沉积。这一时期的岩浆活动不仅在日本列岛,整个亚洲大陆亦极为活跃,统称燕山运动。

【日高运动】 Hidaka orogenesis 北海道中部(日高区)晚中生代以至古近纪和新近纪期间的造山运动。以褶皱及深成变质作用为其特征,为典型的阿尔卑斯型造山运动。日高造山带是日本显著的造山带,宽达 30~40 千米。

【高千穗运动】 Takachiho movement 日本南九州古近系日南层群与新近系间的不整合。古近系的日南层呈复杂的构造,新近纪地层则呈缓倾斜的单斜构造覆于其上。是为日本新生代造山运动中主要的一幕,以日向南部地区表现最为明显。它与喜马拉雅运动相当。

【大八州变动】 Oyashima disturbance 又称**大八州运动**。渡边久吉(1938)命名,中新世末期日本列岛区域性地壳运动,上新统不整合覆于中新统及其以前的地层之上。地壳隆起幅度在 1000 米以上,是一次相当激烈的变动。这一运动波及范围极广,包括北海道中部、东部,乃至三浦半岛及菲律宾群岛,东印度群岛以及喜马拉雅山地带。它与喜马拉雅造山运动第二幕相当。日本列岛受此变动后隆起而陆化。小林贞一(1941,1951)认为新生代是日本弧解体的时代。

【缘东海运动】 Peri-Tunghai tectonic movement 又称**缘东海变动**(Peri-Tunghai disturbance)。小滕文次郎(1916)命名。新生代期间东中国海域周边的地壳变动。古近纪形成自朝鲜半岛东海岸太白山变位线(disloeation lines of the Thai-Paik San range)经日本九州西侧及琉球弧外侧至中国台湾省呈弧形构造线,并有古近纪及新近纪的沉积。上新—更新世时,断裂、褶皱运动极为剧烈,太平洋一侧的断层于琉球弧前构成深海,内侧则自琉球以至樱岛形成火山山脉。

【喀斯喀特运动】 Cascadian revolution 又译**卡斯卡底运动**。又称**安的列斯运动**。舒克特(C. Schuchert)等 20 世纪 20 年代所使用的一个术语,指北美西部新近纪末期的造山运动。他们认为这一次地壳活动结束了新近系沉积。但在典型地区(喀斯喀特山脉)未发现此期间所发生的明显地壳运动,故此词应予废弃。

【凯库拉运动】 Kaikoura orogeny(diastrophism) 新近纪晚期至第四纪期间形成今日新西兰山地的造山运动,以新西兰南岛东北部的凯库拉岭(Kaikoura Range)而得名。

【瑞穗运动】 Mizuho orogeny 东日本岛弧系(千岛、东北日本、伊豆—马利亚纳)中新世以至现代持续的地壳变动、火山活动及深成变质作用之总称。

【帕萨迪纳运动】 Pasadenan orogeny 史蒂勒(1936)创名。显生宙最年轻的一次造山运动,发生在更新世中期的构造运动。根据加利福尼亚南部上新统与下更新统的关系确定,上更新统不整合覆于其上。帕萨迪纳为加利福尼亚州南部洛杉矶附近的一个城镇(Pasadena)。

【六甲变动】 Rokko movement 池边展生(1956)命名。西日本(主要是濑户内地区)上新世至更新世间的地壳运动。濑户内地区自上新世中期开始形成与大阪层群相当的沉积盆地,其发育过程在近畿地方中部的近畿三角带最为典型。本区的构造由与本州略呈平行的东西向构造,及与其直交的琉球弧,七岛-马里亚纳弧南北向构造组成。从构造发展史看来,应属古近纪至新近纪的构造方向。运动的初期以东西向构造较发育,更新世中期以后则以南北向构造最为发育。这一构造活动一直持续到现代。1966 年池边展生、藤田和夫对六甲运动进一步定义,仅限用于近畿中部形成南北向构造的地壳运动。

世界构造运动一览表
tectonic movements table of World

地质年代		(Ma)		中国		欧洲		美洲	非洲 - 大洋洲 - 南极洲	亚洲
新生代(Cz)	第四纪	2.5	Q	喜马拉雅期	喜马拉雅运动	阿尔卑斯期	瓦拉几亚运动	帕萨迪纳运动 喀斯喀特运动	凯库拉运动(新西兰)	六甲变动
	新近纪	23.5	N				罗纳运动 阿提克运动 海尔维第运动 施蒂里亚运动			喜马拉雅运动
	古近纪	65	E				萨瓦运动			
中生代(Mz)	白垩纪		K	燕山期	燕山运动		比利牛斯运动 亚海西运动 奥地利运动	拉勒米运动 塞维尔运动 内华达运动 安第斯运动		大岛运动 后佐川运动
	侏罗纪	135	J				晚基梅里运动		兰吉他塔运动(新西兰)	飞騨运动
	三叠纪	203	T	印支期	印支运动		早基梅里运动			前佐川运动 丰岳运动 本州运动 安布族运动
古生代(Pz)	二叠纪	255	P	华力西期	天山运动(华力西运动)	华力西期	普法尔茨运动 萨尔运动 阿斯图里运动 苏台德运动 布雷顿运动	阿巴拉契亚运动	卡宁伯拉运动	秋吉运动 阿尔泰运动
	石炭纪	295	C							
	泥盆纪	355	D					阿卡迪运动 安特勒运动		乌拉尔运动
	志留纪	410	S	加里东期	广西运动加里东运动)	加里东期	阿登运动 伊利运动		塔伯拉伯运动	
	奥陶纪	435	O				塔科尼运动			
	寒武纪	495	€				撒丁运动		罗斯运动(南极)	萨拉伊尔运动
新元古代(Pn)	震旦纪	540	Z	晋宁期	兴凯运动 晋宁运动		阿辛特运动 卡多米运动	巴西运动	泛非运动 比德莫尔运动(南极)	
	南华纪	680	Nh					基拉尔尼运动	加丹加运动 阿图特运动(澳)	
	青白口纪	800	Qb							
中元古代(Pm)	蓟县纪	1000	Jx		四堡运动		达尔斯兰运动	格伦维尔运动 加达运动	基巴拉旋回 比里姆运动	
	长城纪	1400	Ch					埃尔森运动 凯蒂利德运动 彭诺克运动 拉克斯福德运动 哈德孙运动 休伦运动 凯诺拉运动 阿尔戈马运动 纳格苏托基德运动		
古元古代		1800	Pp	吕梁期	吕梁运动		瑞典 - 芬兰运动 卡累利阿运动		林波波旋回 基巴拉 - 布千达 - 托罗运动 墨西拿运动	
新太古代		2500 2600	An	五台期 阜平期	五台运动 阜平运动					
中太古代		2800	Am	迁西期	迁西运动				沙姆瓦旋回	
古太古代		3200	Ap						卢阿拉巴旋回	
始太古代		3600	Ae							
冥太宙		3900	HD							

中国地球科学家

【张衡】 Zhang Heng(78～139) 字平子。河南南阳人。东汉科学家、文学家。在京师洛阳就读太学,研修文学和科学,曾两度任执管天文的太史令。精通天文历算。公元132年创制世界首台地震拾震器——候风地动仪,仪器制成不久便测出顺帝永和三年(公元138年)在陇西发生的地震。首次正确解释月食是由月球进入地影而产生。观测和记录了中原地区能看到的2500颗星,并绘制了第一幅较完备的星图。此外,还制造有指南针、自动记里鼓车和飞行数里的木鸟。其他文学著作、绘画甚丰。

【裴秀】 Pei Xiu(公元224～271) 字季彦。山西闻喜人。地图学家。在晋武帝时,任尚书令和司空等职,并立志于地图学研究,对《禹贡》进行了详细考证与校验,并绘制了《禹贡地域图》18幅,这是中国最早的一套历史地图。还将晋代行政区图、天下大图以"一分为十里,一寸为百里"制图的比例尺,缩制成《方丈图》。总结出了制图六体:"一曰分率,所以辩广轮之度也;二曰准望,所以正彼此之体也;三曰道里,所以定所由之数也;四曰高下,五曰方邪,六曰迂直,此三者各因地而制宜,所以校夷险之异也"。这是世界上最早的绘制平面地图的基本科学理论。

【郦道元】 Li Daoyuan(约470～527) 字善长。河北涿州人。北魏地理学家、散文家。任御史中尉,后为关右大使。好学博览,文笔深峭,在各地"访渎搜渠",留心观察水道等地理现象,撰《水经注》一书,40卷本。宋代已佚五卷,经后人分割改编,今本仍为40卷,内容有很大扩充。据《唐六典·工部·水部员外郎注》称,记载大小水道1252条,一一穷源竟委,详细记述了所经地区山陵、原隰、城邑、关津等地理情况、建置沿革和有关历史事件等。是中国公元六世纪前最全面系统的综合性地理著作。

【贾耽】 Jia Dan(730～805) 字敦诗。河北沧州人。唐地理学家。曾任鸿胪寺卿,主持和各族往来朝贡,熟悉边疆山川风土,勤于搜集各种资料。贞元17年(公元801年),用裴秀"制图六体"制图法,绘成《海内华夷图》。图长三丈三尺,宽三丈,比例尺以一寸折百里。"其古郡国题以墨,今州县题以朱",开创了地图以颜色分注古今地名的先例。内容丰富,多至数百国。此外还绘有《陇右山南图》,撰有《古今郡国县道四夷述》、《贞元十道录》、《皇华四达纪》、《吐蕃黄河录》等。

【沈括】 Shen Kou(1031～1095) 字存中。浙江杭州人。北宋科学家、政治家。嘉祐进士,曾任司天监、翰林学士。曾赴两浙考察水利,赴华北、陕西考察黄土高原、陕北石油。元丰三年(1082)被贬。晚年居润州(今江苏镇江东),筑梦溪园,将生平见闻,撰《梦溪笔谈》26卷,又《补笔谈》3卷,《续笔谈》1卷。内容涉及天文、数学、物理、化学、生物、地理、地质、气象、医药、农业、工程技术、文学、史学、音乐、美术等。他对天文、地理、地质、医药都有较深研究。例如,论述华北平原沉积与西北黄土高原的侵蚀切割关系;论述化石成因和太行山升高的地质现象等。曾记述"遵太行而北,山崖之间,往往衔螺蚌壳及石子如鸟卵者,横亘石壁如带。此乃昔日之海滨,今距海已千里。所谓大陆者,皆浊泥所湮耳。尧殛鲧于羽山,旧说在东海,今乃在平陆。"这种海陆变迁思想在当时确实是一个卓越的科学见解。

【徐霞客】 Xu Xiake(1587～1641) 名弘祖、字振之、号霞客。江苏江阴人。明代地理学家。自22岁起开始其长达30年的地理旅行考察生涯,北至天津、河北,南及云南、贵州、广东、广西,踏遍了大半个中国。其主要贡献有:最早对中国西南地区的喀斯特地貌进行了系统考察与研究,并初步论述了其形成原因;弄清了中国一些河流的原委,如南盘江、北盘江的流程和发源地;首次提出将水系中最大和最长的河流定为主源的河源规则,在河流地貌方面还提出了"程愈迫、流愈急"的观点,正确地解释了河流比降由河源高度与入海距离决定的事实。同时对中国境内的一些地质现象、植物分布规律、气象气候现象、社会经济与人民生活等也有翔实的论述与记载。其主要论著有:《江源考》、《盘江考》、《鸡足山志》、《徐霞客游记》等,为中国地理学的发展开辟了新的方向,是中国近代地理学的先驱。

【张相文】 Zhang Xiangwen(1866～1933) 字蔚西,号沌谷。江苏泗阳人。地理学家、地学教育家。1907年任天津北洋女子高等学校教务长,1909年任校长。1899年在上海南洋公学任教,授国文、地理课程。他致力于地理教育和研究,于1909年发起组织成立中国地学会,任会长至1930年。中国地学会是中国最早的学会组织,其会刊《地学杂志》是中国最早的地学刊物,对传播和普及地质地理科学起了重要的作用。主要著作有:《初等地理教科书》(1901)、《中等本国地理教科书》(1901)、《地文学》(1909)、《地质学教科书》(1909)、《南园丛稿》(1935)等。

【章鸿钊】 Zhang Hongzhao (1877～1951) 字演群、爱存,笔名半粟。浙江吴兴人。地质学家、地质教育家。中国地质事业的奠基人之一。1905年赴日留学,1911年获日本东京帝国大学理学士学位。毕业论文《中国杭州府及邻区地质》是中国学者自行调查中国区域地质写成论文的第一人。1912年任实业部矿政司地质科科长。1913年任农商部地质研究所所长。他先后任教于京师大学堂农科、农商部地质研究所、北京高等女子师范学校,并与丁文江共商借用已停办的京师大学堂(北京大学)地质学门的房舍和设备,主持开办了农商部地质研究所(班),培养了中国第一批地质人才。是中国学者讲授地质学的第一人。他是中国地质学会创始人之一,并任中国地质学会第一任会长。新中国成立后,1950年任国家地质工作计划指导委员会顾问。章鸿钊一生著述300余种,涉及地质科学、地质教育、天文历法、算学、古文献诠注、古代科学史等方面。主要论著有:《杭州府及邻区地质》(1911)、《农商部地质研究所师弟修业记》(1916,合著)、《中国锌的起源》(1923)、《杭州西湖的成因》(1926)、《石雅》(1921,1927再版)、《中国地质学研究小史》(1927)、《中国中生代晚期以后地壳运动之动向及动期之检讨并震旦方向之新认识》(1936)、《从原子能推寻地史晚期地质地理同时变迁之源》(1947)、《古矿录》(1954)、《中国温泉辑要》(1956)、《宝石说》(1987)等。

【王宠佑】 Wang Chongyou (1879～1958) 字佐臣。广东东莞人。地质矿物学家、矿业家。1899年天津北洋大学矿冶系毕业。1901～1908年留学美国。在哥伦比亚大学师从葛利普教授,1903年获地质矿物学硕士学位,是我国最早的地球科学硕士。1908年回国,历任湖南、广西等省煤矿和锑矿技师及工程师。

1911年辛亥革命胜利,任广东军政府实业部副部长。1907年在美国《工程与矿业》杂志发表《中国煤的生产》,是中国地质学者在国外发表地矿论文的第一人。1914~1923年,主要从事锑矿的采冶、管理和对外出口工作,1923年被政府授予二等嘉禾勋章。他是中国地质学会创立人之一,并任第一至第八届评议员(理事)、第三届副会长、第四届会长。1940~1948年被选任为中央研究院评议员。1925年任中国地质学会会长期间,曾捐资充实地质调查所图书馆馆藏,设立中国地质学会葛利普奖章基金,为中国地质事业的发展做出了贡献。他晚年移居美国,1958年在纽约逝世。在著作方面,1933年以前,曾三次编撰中国地质矿产文献目录。主要著作在国外发表。国内出版的有:《矿床与构造的关系》(1924)、《海渊和地向斜与矿床的关系》(1924)、《煤业概论》(1928)、《锑》(1943,合著)、《钨》(1943,合著)、《中国地质矿产文献目录》(1912、1925、1933)、《炼锑事业的发展》(1929)、《锑矿》(1945)、《锑矿专著》(1948)等。

【丁文江】 Ding Wenjiang (V. K. Ting) (1887~1936) 字在君。江苏泰兴人。地质学家、地质教育家。中国地质事业的奠基人之一。1902年至1911年先后留学日本、英国。1911年毕业于格拉斯哥大学,获地质学、动物学双学位,1911年回国。1913年任北京农商部矿政司地质科科长、农商部地质调查所所长。1933~1934年任北京大学教授。1934年任中央研究院总干事。在1916~1921年任地质调查所所长期间,与章鸿钊共同创办了农商部地质研究所(班),培养了中国第一批地质人才。对矿产及矿业调查、区域地质填图、图书馆建设和书刊出版等都有系统的规划和创始。他还约请了美国著名学者葛利普来华工作,有计划地派出留学人员。同时又约请李四光、葛利普到北京大学任教,大大加强了地质人才的培养。他是中国地质学会创始人之一,并两次担任会长。逝世后,中国地质学会设立了纪念丁文江奖金(1936)。丁文江不只是一代知名的自然科学家,也是著名的社会活动家,在20世纪20~30年代的学术文化界有重要的影响。主要论著有:《正太铁路附近地质矿产报告书》(1914)、《芜湖以下扬子江流域地质》(1919)、《直隶山西间蔚县广灵阳原煤田报告》(1919)、《中国矿业纪要》(1920,合著)、《扬子江下游最近之变迁——三江问题》(1921)、《中国造山运动》(1929)、《丰宁系的分层》(1931)、《川广铁道路线初勘报告》(1931)、《中国的二叠系及其对二叠系地层分类的意义》(1933,合著)、《中国的石炭系及其对密西西比系和宾夕法尼亚系地层分类的意义》(1933,合著)、《云南马龙与曲靖地区寒武纪及志留纪地层建造》(1937,合著)等。

【王烈】 Wang Lie(1887~1957) 字霖之。浙江萧山人。地质学家、地质教育家。1909年入京师大学堂学习地质学,1911年留学德国弗来堡矿业学院攻读地质、矿物、岩石学。1913年任教于农商部地质研究所及北京高等师范学校。1917年任北京大学教授、地质系系主任,1937年任西南联合大学地质地理气象系教授。他是中国高等教育地质学科第一班学生,也是从事地质高等教育时间最久的教授之一,在北京大学培养了几代学人。他是中国地质学会的创始人之一,并两次任副会长。1920年发表的《河北省怀来县八宝山煤田地质》。

【何杰】 He Jie(1888~1979) 字孟绰。广东番禺人。地质学家、矿冶学家、地质教育家。1913年获美国科罗拉多大学工程师及利海大学硕士学位。曾任北京大学教授、地质系系主任,北洋大学教授、教务长,中山大学教授、地质系系主任、两广地质调查所所长,北京矿业学院教授、副院长。他一生从事地质和矿冶学科的多门课程的教学工作,是中国最早的地矿学科的教授之一,对中国地矿人才的培养做出了的贡献。著作有《中国北方通用的宝石——变石》(1924)等。

【李四光】 Li Siguang (J. S. Lee) (1889~1971) 字仲揆。蒙古族,湖北黄冈人。地质学家、构造地质学家、地质教育家。1904年留学日本,1913年留学英国,1918年获伯明翰大学硕士学位,1931年获伯明翰大学自然科学博士学位,被挪威奥斯陆大学授予博士学位。1920年至1935年任北京大学教授、地质系系主任。1928年任中央研究院地质研究所所长。他是中国地质学会创始人之一,1929年至1971年十次担任会长、理事长。1948年当选为中央研究院院士。1949~1971年任中国科学院副院长。1950年任国家地质工作计划指导委员会主任,1952~1969年任地质部部长,并任中国原子能委员会副主席和全国政治协商委员会副主席等职。1952年起历任中国科学院地质研究所和古生物研究所所长、地质部地质力学研究所所长、中华全国自然科学专门学会联合会主席、中国科学技术协会主席、世界科学工作者联合会副主席。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)、1958年被聘为苏联科学院外籍院士。他是中国地质事业的奠基人。早年致力于鲢科古生物学、震旦纪地层学和第四纪冰川学的研究。特别是对中国以及全球地质构造的研究独具建树,创立了地质力学理论,并应用于地质工作实践。他率先提出中国应走天然石油的道路,为石油地质工作战略东移和大庆等油田的发现以及石油工业的发展,做出了重大贡献。指导铀矿地质勘查,为核工业的发展奠定了基础。开辟了地震预报的新途径。倡导和推动了地热资源的开发利用。为工程建设区地壳稳定性评价提出了理论和方法。曾获丁文江奖(1942)、国家自然科学奖一等奖(1982)、苏联科学院卡尔宾斯基金质奖章。在李四光诞辰100周年时,建立了李四光地质科学奖。主要论著有:《地球表面形象变迁之主因》(1926)、《中国北部之鲢科》(1927)、《中国之构造轮廓及其动力学解释》(1935)、《中国地质学(英文本)》(1939)、《中国冰期之探讨》(1941)、《冰期之庐山》(1947)、《从大地构造看中国石油资源勘探的远景》(1954)、《地质力学概论》(1962)、《天文、地质、古生物·资料摘要》(1972)、《地震地质》(1973)、《旋扭构造》(1974)、《中国第四纪冰川》(1975)、《地质力学方法》(1976)、《论地震》(1977)。

【翁文灏】 Weng Wenhao(W. H. Wong) (1889~1971) 字泳霓。浙江鄞县人。地质学家、地质教育家。中国地质事业的奠基人之一。1908年留学比利时,1912年获鲁凡大学理学博士学位,是中国第一位地质学博士。1913年回国,与章鸿钊、丁文江共同任教于农商部地质研究所(班),培养了中国第一批地质人才。1916年任农商部地质调查所矿产股股长,1922年任代所长,1926年任所长并兼任北京大学教授和清华大学地理系系主任、教授、清华大学代理校务(即校长)。他是中国地质学会创始人之一,自1924年起,四次任会长、理事长。1948年当选中央研究院院士。他在任地质调查所所长期间,全面规划开展了地质调查研究,出版了多种地学书刊和百万分之一地质图幅,派出留学人员,建成了完整的地质图书馆和博物馆,还尽力扩展事业领域,相继建立了地震、土壤、燃料和新生代等研究室,开展了国际学术合作及交流,使地质调查所成为中国当时最完整的科学调查研究机构之一。他自1919年起发表多篇中国矿产、构造、地震、土壤等方面的论文,其中部分收入《锥指集》(1930)。他提出的燕山运动揭示了中国中生代构造运动规律,为广大地质工作者广泛采用。他还多次参加国际会议。主要论著有:《中国矿产区域论》(1919)、《甘肃地震考》(1921)、《中国一些地质构造对地震的影响》(1922)、《中国地震区分布简说》(1923)、《惠氏大陆漂

移说》(1925)、《中国石炭之分类》(1926)、《中国东部中生代地壳运动及岩浆活动》(1927)、《中国地质纲要》(1928)、《中国东部中生代造山运动》(1929)、《中国金属矿床生成之时代》(1930)、《北京猿人学术上的意义》(1930)、《中国石油地质问题》(1934)、《中国地势》(1935,合著)、《中国的燃料问题》(1936)等。

【卢祖荫】 Lu Zuyin(1889～1976) 字心培。江苏常州人。地质学家。1916年毕业于农商部地质研究所(班),进入地质调查所工作。他是中国地质学会创立会员。他最早参加地质调查所标本陈列室和地质矿产陈列馆的筹备工作。是中国地质博物馆事业的最早主持人。1922年任地质调查所图书馆馆长。1943～1952年任资源委员会矿产测勘处标本陈列室主任。1953年任职于南京地质矿产陈列馆。对中国早期的地质事业做出了贡献。早期曾发表《接触变质岩中石榴子石之光学研究》(1920)等著作。

【竺可桢】 Zhu Kezhen (1890～1974) 字藕舫。浙江上虞人。地理学家、气象学家、地学教育家。1910年赴美留学,1918年获美国哈佛大学博士学位。1918年回国。1920年任东南大学教授,创办了中国最早的地学系,并任系主任。1928年创建中央研究院气象研究所,并多年担任所长及中国气象学会理事长。他是中国地理学会创始人之一,并长期任会长、理事长。1936年任浙江大学校长,在20世纪40年代极为艰苦的条件下,以求实和求是精神将浙江大学发展成为一所中国名校。1945年任中国科学工作者协会理事长,1949年任中国科学院副院长,长期规划、主持区域综合考察工作,为中国的区域经济发展做出了重大贡献。1948年当选为中央研究院院士,1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。1966年被授予罗马尼亚科学院名誉院士。他是中国近代地理学和气象学,尤其物候学的奠基者,又是科学史研究和科学普及工作的开创者和倡导者。主要论著有:《台风中心的若干新事实》(1918)、《气象与农业的关系》(1922)、《远东台风的新分类》(1924)、《气象学》(1924),《东亚季风与中国雨量》(1934)、《中国气象概论》(1936)、《中国古代在天文学上的伟大贡献》(1951)、《历史时代世界气候波动》(1961)、《物候学》(1963)、《中国近五千年气候变迁的初步研究》(1973)等。

【王竹泉】 Wang Zhuquan(1891～1975) 字云卿。河北交河人。区域地质学家、煤地质学家。1916年毕业于农商部地质研究所,进入地质调查所工作。1930年获美国威斯康星大学硕士学位。他是中国地质学会创立会员。曾任北平研究院研究员,北京师范大学教授、北京大学教授、煤炭工业部地质总局总工程师、煤炭科学研究院地质研究所所长。1957年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事区域地质调查研究,是中国地质矿产调查,特别是煤田地质学的先驱。主要论著有:《江西吉安、安福、永新一带煤田地质》(1920)、《山西石炭系后期的地层研究》(1922)、《山西地质构造纲要》(1925)、《黄河河道成因考》(1925)、《中国1:100万地质图及说明书(太原榆林幅)》(1926,主编)、《山西煤矿志》(1928)、《陕北油田地质》(1933,合著)、《31年来中国地质调查与研究》(1947)、《华北地质构造之新解释》(1948)、《中国北部石炭二叠纪煤系古地理之新解释及其对预测新煤田之意义》(1958)、《中国泥炭资源分布之规律及预测》(1958)、《煤地质学——10年来的中国科学—地质学》(1959)、《华北地台石炭纪岩相古地理》(1964)、《华南晚二叠世煤田形成条件及分布规律》(1980)等。

【谭锡畴】 Tan Xichou(1892～1952) 字寿田。河北吴桥人。区域地质学家、矿产地质学家。1916年毕业于农商部地质研究所,同年进入地质调查所工作。1924年赴美留学,分别于1926、1927年获得威斯康星州立大学和约翰·霍普金斯大学的硕士学位。是中国地质学会创立会员。曾任北京师范大学教授、北洋大学教授、北京大学教授、西南联合大学教授、昆明师范学院及云南大学教授、中国地质工作计划指导委员会矿产地质勘探总局局长。他主编出版了中国第一幅1:100万地质图(北京-济南幅)。对中国早期的地质调查和矿产开发做出了重要贡献。主要论著有《山东淄川、博山煤田地质》(1922)、《山东蒙阴、莱芜等县的古生代后的地层》(1923)、《中国1:100万地质图 北京济南幅及其说明书》(1924,主编)、《北票煤田地质》(1926)、《黑龙江嫩江流域之地质》(合著,1929)、《热河东部及辽宁西部地质》(1931)、《西康东部矿产志略》(1931,合著)、《四川石油概论》(合著,1933)、《四川盐业概论》(合著,1933)、《广东云浮县铁矿》(合著,1936)、《云南易门安宁禄丰主要铁矿矿床述要》(1943)、《云南矿产概况及其在全国所占之地位》(1947)、《世界工业矿产概论》(1948)等。

【李学清】 Li Xueqing(1892～1977) 字宇洁。江苏吴江人。地质学家、矿物学家、地质教育家。1916年毕业于农商部地质研究所,进入地质调查所工作。1924年获密歇根大学硕士学位。是中国地质学会创立会员。曾任中山大学教授、地质系系主任,1930年起任中央大学地质系系主任多年,培养了几代地质学人,做出了重要的贡献。主要著作有:《四川含硫化物的橄榄岩》(1935),《论中国北部前寒武系大理岩中的含镁量》(1926)、《竹叶状石灰岩之岩石研究》(1927)、《中国寿山石之研究》(1928)、《黄土之化学及矿物成分》(1928)、《南京钟山火成岩侵入及其变质情形》(1930)、《河南南阳独山之玉石》(1936)等。

【周赞衡】 Zhou Zanheng(1893～1967) 字柱臣。上海市奉贤县人。地质学家、古植物学家。1916年毕业于农商部地质研究所,进入地质调查所工作。1918年赴瑞典留学,1923年回国。是中国地质学会创立会员。1938年至1949年担任实业部地质调查所副所长。1953年起历任中国科学院南京办事处主任、中国科学院南京分院副院长、江苏省科学技术委员会副主任等职。他长期协助翁文灏从事地质调查所的管理工作,起到了重要的辅助作用。主要论著有《山东白垩纪植物化石》(1923)、《瑞典斯坎尼亚下里阿斯统植物群》(1924)等。

【袁复礼】 Yuan Fuli(1893～1987) 字希渊。河北徐水人。地质学家、地质教育家。1916年赴美留学,1920年获美国哥伦比亚大学硕士学位。1921年回国任职于农商部地质调查所。是中国地质学会创立会员。曾任清华大学教授、地学系系主任,北京大学、西南联合大学、北京地质学院、中国地质大学教授。从教60余年,培养了几代地质人才,对中国的地质教育事业做出了重要贡献。参加了1927年至1932年的"中国—瑞典西北科学考察团",曾担任中国方面的领导人,获瑞典皇家科学院颁发的"北极星奖章"。与安特生一起从事"仰韶文化"的考古研究,是中国考古学、地貌学及第四纪地质学研究的先驱。主要论著有:《甘肃平凉奥陶纪笔石地层》(1925)、《甘肃东部地质略记》(1925)、《新疆中生代水龙兽之发现》(1934)、《新疆古生代晚期与中生代地层的巨大不整合》(1936)、《蒙新五年行程记》(1937)、《云南横路横格锌矿》(1948)、《第四纪地质研究及和它相关联的一些问题》(1956)、《地貌及第四纪地质学》(1962,主编)、《三十年代中瑞合作的西北科学考察团》(1983)、《中国新生代生物地层学》(1984,合著)等。

【叶良辅】 Ye Liangfu(1894～1949) 字左之。浙江杭州市人。地质学家、地质教育家。1916年毕业于农商部地质研究所,进入地质调查所工作。1920年赴美,1921年获哥伦比亚大学硕

士学位。是中国地质学会创立会员，曾任理事长。曾任中央研究院地质研究所研究员、北京大学地质系教授、中山大学地质系系主任、浙江大学地理系系主任。讲授多门地质、地理课程，培育了一批地质地理人才。致力于矿物、岩石和矿床地质的研究，也是中国地貌学的开创者之一。主要论著有：《北京西山地质志》(1920)、《浙江北部长兴煤田》(1919)、《中国接触变质铁矿地区的闪长岩类岩石学》(1925)、《长江巫山以下地质构造与地文史》(1925，合著)、《安徽南部铁矿的种类与来源》(1926)、《浙江平阳之明矾石》(1930 合著)、《浙江沿海之火成岩》(1930)、《地质学小史》(1931)、《南京宁镇山脉火成岩发育史》(1934)、《地形研究指要》(1940)、《矿物与世界和平》(1947)等。

【李捷】 Li Jie(1894～1977) 字月三。河北成安人。地质学家。1916 年毕业于农商部地质研究所，进入地质调查所工作。是中国地质学会创立会员。周口店考古遗址发掘工作的最早负责人(1927)。曾任中央研究院地质研究所研究员、中国地质工作计划指导委员会委员、水利部勘测设计局地质局总工程师、水电部水电总局副总工程师。对中国早年的区域地质调查、中国东部第四纪冰川的研究以及工程地质、水利水电的建设方面做出了重要贡献。主要论著有：《北京西山地质图》(合著，1919)、《直隶易唐蔚等县地质矿产》(1922)、《1∶100 万中国地质图(南京-开封幅)》(1924，合编)、《调查安徽全省地质—江北区》(1926)、《湖北蒲圻、嘉鱼、咸宁、崇阳、武昌等县煤田地质》(1928，合著)、《周口店采集研究之经过》(1928)、《秦岭中段南部地质》(1930，合著)、《宁镇山脉地质》(1935，合著)、《浙江西部煤田地质》(1937，合著)、《贺兰山北段地质构造》(1955)、《河南陕县三门峡第四纪冰川遗迹》(1959)等。

【朱庭祜】 Zhu Tinghu(1895～1984) 字仲翔。上海川沙人。地质学家。1916 年毕业于农商部地质研究所，进入地质调查所工作。1920 年赴美留学，获威斯康星大学硕士学位。是中国地质学会创立会员。曾任贵州省地质调查所所长、浙江省地质调查所所长、中山大学、中央大学、浙江大学教授，浙江省地质局总工程师。主要从事矿床地质和水文工程地质研究，是浙江和云南两省地质事业的创始者和开拓者，培养了一批地质人才。曾发现井陉宣龙式铁矿和云南昆阳磷矿，对四川、云南的盐类矿床也做了开拓性的工作。还对浙江的水电事业做出了重要贡献。主要论著有：《湖南耒阳煤田地质》(1919)、《河北井陉铁矿》(1920)、《广东曲江乐昌乳源县地质矿产》(1929，合著)、《广西宾阳县铋矿》(1929)、《广东北部地质》(1931)、《浙江地质及矿产》(1936)、《浙江之铁矿》(1949)、《钱塘江流域水力发电计划坝址地质报告》(1952，合著)、《浙江之矿产资源》(1953)等。

【孙云铸】 Sun Yunzhu(1895～1979) 字铁仙。江苏高邮人。古生物地层学家、地质教育家。1920 年毕业于北京大学地质系，进入农商部地质调查所兼北京大学的教学工作。1926 年赴德国留学，1927 年获哈勒大学博士学位。曾任北京大学教授，地质系系主任、西南联大地质地理气象系系主任，地质部教育司长，地质科学研究院副院长。是中国地质学会创立会员，并两次任理事长。1929 年发起组织中国古生物学会，并任理事长，其后又多次任理事长。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地质教育，为新中国地质人才的培养做出了重大贡献。长期研究中国地层和多门类的无脊椎动物化石，对地层、地史的分析方法提出了创新的观点。是无脊椎古动物学和地层学的主要奠基人。他发表的《中国北方寒武纪动物化石》(1924)是“中国古生物志”中第一部中国学者撰写的古生物专著。主要著作有：《古生物学在科学上的地位》(1923)、《中国的寒武系、奥陶系和志留系》(1926)、《中国含笔石之地层》(1929)、《中国北方上寒武纪之三叶虫化石》(1935)、《地质年代划分的三原则并特论中国之古生代地层》(1943)、《葛氏脉动说的意义》(1951)、《寒武系下界问题》(1957)、《从古生物混合群组合论中国古生代各系间的界线》(1959)、《中国南部石炭系下界》(1965)。

【黄国璋】 Huang Guozhang(1896～1966 年) 湖南湘乡人。地理学家、教育家。1926～1928 年曾经留学美国耶鲁大学及芝加哥大学，获理学硕士学位。回国后先后任中央大学地理系教授、北平师范大学地理系教授、西北师范学院史地系教授、系主任，从 1940 年后任中国地理研究所所长。1949 年以后，任北京师范大学地理系系主任兼校务委员、陕西师范大学地理系教授、系主任。对中国地理学学科体系的建立、地理学人才和师资培养模式的建立、西方地理学思想的传播等方面做出了突出贡献。主要著有《社会的地理基础》、《上海港地理位置的择决因素》、《中国地形区域》、《爪洼低纬农业的研究》等。

【杨钟健】 Yang Zhongjian(1897～1979) 字克强。陕西华县人。地质学家、古生物学家。1923 年毕业于北京大学地质系，1927 年获德国慕尼黑大学博士学位。他倡导组织了中国最早的地质学术团体“北京大学地质研究会”。他是中国地质学会的创立会员，并两次任理事长，也是中国古生物学会的创始人之一。早年还是一位社会活动家。曾任北京大学教授、重庆大学教授、西北大学校长、中国科学院编译局局长、中国科学院古脊椎动物与古人类研究所所长、北京自然博物馆馆长。1948 年当选中央研究院院士，1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)，1962 年被选为美国古脊椎动物学会名誉会员，1975 年被选为英国林耐学会会员。1937 年获葛利普奖章。1948 年获丁文江纪念奖金。他 1927 年发表的《中国北方啮齿类化石》是中国第一本古脊椎动物学专著，他最早倡导“黄土风成说”，是中国古脊椎动物学和第四纪地质学的主要奠基人。主要著作还有：《禄丰恐龙之初步观察》(1939)、《云南禄丰似哺乳爬行动物》(1947)、《禄丰蜥龙动物群》(1951)、《脊椎动物的演化》(1955)、《演化的实证与过程》(1957)、《山东莱阳恐龙化石》(1958)、《中国的假鳄类》(1964)、《新疆的一新翼龙类》(1964)、《中国湖北、贵州的幻龙》(1965)、《中国三叠纪水生爬行动物》(1972，合著)、《合川马门溪龙》(1972，合著)、《三论袁氏阙口龙》(1978)、《河南济源一新晚二叠世动物群》(1979)等。

【谢家荣】 Xie Jiarong(C. Y. Hsieh)(1898～1966) 字季骅。上海市人。地质学家、石油地质学家、矿床学家。1916 年毕业于农商部地质研究所，进入地质调查所工作。1920 年获美国威斯康星大学硕士学位。1928～1930 年在德国弗来堡大学进修。曾任北京大学教授、地质系系主任、清华大学教授、资源委员会矿产测勘处处长，1950 年任国家地质工作计划指导委员会副主任兼计划处处长、地质部总工程师兼燃料工业部石油地质顾问、地质部石油局总工程师、地质部地质矿产研究所副所长。1948 年当选中央研究院院士。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。他是中国地质学会创立会员，1934 年起两次任理事长。1936 年创刊《地质论评》，并任主编。他对地层、构造、地貌、矿物、岩石等基础学科均有研究，对石油、煤田、各类型的金属、非金属矿床的研究和普查、勘探也无不通晓，并具有真知灼见，对陨石学、煤岩学、古地理学和水文及工程地质等当时的新兴学科也都予以研究和应用，是一位全面的地质学家，晚年对中国大地构造提出了卓越的见解。他是中国矿产测勘事业的奠基者，创立了中国第一个大型矿产测勘机构，为中国的矿产测勘事业做出了卓越贡献。对新中国的地质矿产勘察和石油探查的系统规

划做出了重大贡献。主要著作有:《甘肃玉门石油报告》(1922)、《中国陨石之研究》(1923)、《地质学》(1924)、《煤岩学的一些新方法》(1930)、《扬子江下游铁矿志》(1935)、《中国之矿产时代及矿产区域》(1936)、《淮南新煤田及大淮南盆地地质矿产》(1947)、《江南探油论》(1948)、《扩大探油的范围》(1949)、《从中国矿床的若干规律提供今后勘探方面的意见》(1952)、《中国的产油区和可能含油区》(1954)、《中国大地构造问题》(1962)、《中国东南部主要地质特征》(1963)、《中国找盐问题》(1963)、《论矿床的分类》(1964)等。

【张席禔】 Zhang Xichi(Chang Hsichih)(1898～1966) 字惠远。河北定县人。地质学家、古生物学家、地质教育家。1923年毕业于北京大学,1928年获奥地利维也纳大学博士学位。曾任中山大学教授、地质系系主任,两广地质调查所代所长,清华大学教授、地学系系主任,西南联合大学教授、北京地质学院教授、副院长。研究古象及其咀嚼器的功能,重视古脊椎和无脊椎动物的古生态学特点,是中国最早从事古生态学研究的人。对中国南方中生代古植物、新生代哺乳动物、海相三叠系和中国北方哺乳动物等的研究做出了贡献。主要论著有《古象咀嚼器的功能》(1929)、《内蒙地质志》(1931)、《广西海相三叠纪》(1932)、《广东郁南县连滩含笔石页岩的发现及其地质系统的比较》(1933)、《中国之中生代地层》(1936)、《周口店鱼化石》(1936)、《云南三叠纪地形及地层概要》(1947)、《脊椎动物脊柱各种类型的机械功能》(1949)、《山西上新统蓬蒂层剑齿虎之研究》(1957)、《山东山旺中新世硅藻的形成环境和古生物群分析》(1963)、《中国纳玛象化石新材料的研究及纳玛象分类的初步探讨》(1964)、《山西榆社乳齿象化石》(1964)、《陕西蓝田地区中新世象化石》(1978,合著)。

【冯景兰】 Feng Jinglan(1898～1976) 字淮西、怀西。河南唐河人。地质学家、矿床学家、地质教育家。1916年入北京大学预科,赴美留学,1921年科罗拉多矿业学院毕业,获工程师称号,1923年获哥伦比亚大学硕士学位。曾任两广地质调查所技正、河南中州大学教授、清华大学教授、地学系系主任,北洋大学、西南联合大学、云南大学教授、北京地质学院教授。1957年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地质高等教育,培养了几代人才。他在矿床研究方面提出了"封闭成矿学说",是中国矿床学奠基人之一;在地貌学研究方面提出了"丹霞地貌"的概念,还对前寒武纪地质和工程地质研究做出了重要贡献。主要论著有:《广东曲江仁化始兴南雄地质矿产》(1928)、《两广地质矿业概要》(1929)、《辽宁沈海铁路沿线地质矿产》(1930)、《探矿》(1933)、《山东招远金矿纪略》(1936)、《川康滇铜矿纪要》(1942)、《黄河陕孟段坝基工程地质》(1950)、《关于黑龙江流域综合开发与地质有关问题》(1958)、《关于成矿控制及成矿规律的几个重要问题的初步探讨》(1963)、《矿床学原理》(1965,合著)等。

【陈旭】 Chen Xu (1898～1985) 字旦初。浙江乐清人。古生物学家。1925年毕业于北京大学。1937年赴美进修。曾任中央大学教授、南京大学教授兼中国科学院南京地质古生物研究所研究员。主要从事古生物研究,在筵类化石研究方面有重要的建树。主要论著有:《筵科化石之研究》(1929)。《二叠纪筵科化石之研究》(1934)、《中国南部之筵科》(1934)、《福建之海相三叠纪》(1942)、《中国二叠纪茅口灰岩的筵科动物群》(1956)、《古生物学》(1961,合著)、《华东栖霞灰岩筵类组合特征和新属的发现》(1964)、《广西宜山地区晚石炭世马平组的筵类》(1983,合著)等。

【盛莘夫】 Sheng Xinfu(1898～1991) 字国贤。浙江奉化人。地层古生物学家、地质教育家。早年学农,1932～1933年在北京大学师从孙云铸,主修地层古生物学。1934年入实业部地质调查所工作。曾任职于福建省地质调查所、浙江省地质调查所。1952年后曾任浙江新安江水电站总工程师、宜昌三峡地质队总工程师、中国地质科学院地质研究所研究员。长期从事地层古生物研究,是中国奥陶系研究的先驱者。主要论著有:《飞来峰石灰岩之研究》(1933)、《浙江地质纪要》(1934)、《中国奥陶纪统与统的划分问题》(1960)、《中国奥陶系的划分和对比》(1974)、《中国赫南特贝动物群与小达尔曼虫层的分布及其时代》(1982)、《中国奥陶系研究现状及今后研究方向》(1986)等。

【赵亚曾】 Zhao Yazeng(1899～1929) 字予仁。河北蠡县人。地质学家、古生物地层学家。1923年毕业于北京大学,留校任教,同时在农商部地质调查所工作。1924年在湖北峡东地区的地质研究奠定了中国南方地层系统的基础。与李四光合写的中国北方石炭系含煤地层论文厘定了主要煤层的时代,具有国际影响。1927年所著中国长身贝科化石系统分类的研究处于当时国际先进水平。1929年与黄汲清调查秦岭、四川及云南地质,在云南昭通遇匪被害,是中国第一位因公殉职的地质学家。与黄汲清合著的《秦岭山与四川地质之研究》是中国区域地质和区域构造的经典之作。在任教北大地质系6年的艰苦条件下,讲授了多种课程,在培育人才上做出了重要贡献,是中国早年最优秀的地质古生物学家之一。中国地质学会为了纪念他,于1929年设立了"赵亚曾研究补助金"。主要论著还有:《南满石炭纪地层之研究》(1926),《华北古生代含煤地层的分类和对比》(1926,合著)、《中国长身贝科化石》(上卷,1927;下卷,1928)、《中国石炭纪、二叠纪石燕化石》(1929)、《秦岭山与四川地质之研究》(1931,合著)等。

【俞建章】 Yu Jianzhang(1899～1980) 字端甫。安徽和县人。地层古生物学家。1924年毕业于北京大学。1928年入中央研究院地质研究所工作。1936年获英国布利斯托尔大学博士学位。曾任中央研究院地质研究所研究员,中央大学、重庆大学教授、重庆大学地质系系主任,长春地质学院教授、副院长。1947年任中国地质学会理事长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地层古生物研究,对晚古生代地层及四射珊瑚的分类体系研究多有建树,最早建立了生物化石带。是中国生物地层研究的先驱。奠定了中国早石炭世生物地层学的基础,所著《石炭二叠纪珊瑚》(1983,合著)是一部总结性专著。他长期任教于长春地质学院,培养了一批古生物学者。1933年获赵亚曾研究补助金。主要论著还有:《湖北北部襄阳、南漳、宜城、荆门、钟祥和京山地区地质》(1929,合著)、《中国中部奥陶纪头足类化石》(1930)、《中国下石炭纪珊瑚》(1933)、《中国南部丰宁系珊瑚》(1937)、《广西桂林及其附近之泥盆纪化石》(1948)、《辽东震旦纪地层》(1958,合著)、《论述泡沫内沟珊瑚与六射珊瑚的关系并建立中珊瑚目与泡沫内沟珊瑚科》(1963)、《依据皱纹珊瑚划分中国丰宁系》(1965)、《新疆东部早石炭世地层及珊瑚》(1978,合著)、《中国下石炭统的异珊瑚类》(1980,合著)等。

【田奇璞】 Tian Qijun(1899～1975) 字季瑜。湖南大庸人。地质学家、古生物学家。1923年毕业于北京大学地质系,后进入农商部地质调查所工作。曾任湖南省地质调查所所长、中央研究院地质研究所研究员、湖南大学矿冶系教授、中南地质调查所所长、全国矿产储量委员会总工程师、地质部地质矿产司总工程师,长期从事地质勘查技术指导和全国储量管理工作。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。1934年获赵亚曾研究补

助金。1940 年获丁文江纪念奖金。对区域地质调查、地层、古生物研究，特别是对湖南地层系统和中国泥盆系地层古生物做了较全面的调查研究，取得重要的成果，对中国南方地层古生物研究做出了重要的贡献。主要论著有：《直隶临城煤田地质》(1924，合著)、《中国北部太原系海百合化石》(1926)、《湖南湘潭上五都锰矿报告》(1928，合著)、《湖南中部上古生代地层研究》(1929)、《湖南铁矿志》(1934，合著)、《中国之汞矿》(1936)、《中国之泥盆纪》(1938)、《湖南泥盆纪之腕足类》(1938)、《湖南煤矿与古地理》(1943)、《中国铝土矿床的类型、特征及其生成条件》(1961)等。

【乐森璕】 Yue Senxun(1899～1989) 字季纯。贵州贵阳人，地质学家、古生物地层学家、地质教育家。1924 年毕业于北京大学地质系，进入农商部地质调查所工作。1936 年获德国马堡大学博士学位。曾任贵州省地质调查所所长，中山大学、贵州大学、重庆大学教授、地质系系主任，北京大学教授、地质系系主任。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。对四射珊瑚化石和泥盆石炭纪地层的深入研究，受到古生物学界重视。同时还创建并主持了贵州省的地质矿产测勘和研究机构。长期主持北京大学地质系，培养了一批地质人才。主要论著有：《重庆贵阳间地质要略》(1928)、《扬子江下游栖霞石灰岩之珊瑚化石》(1932，合著)、《华南广西中泥盆世四射珊瑚化石群》(1937)、《四川龙门山区泥盆纪地层分层分带及其对比》(1956)、《黔东翁项区上泥盆纪早期生物群之发现及其在地层上之意义》(1957)、《贵州奥陶纪珊瑚化石的新资料》(1959)、《珊瑚化石》(1964，合著)、《广西象州大乐区泥盆纪地层》(1978，合著)等。

【李承三】 Li Chengsan(1899～1967) 字继五。河北涉县人。地质学家、地质教育家。1928 年毕业于河南大学。1931 年留学德国，1936 年获柏林大学博士学位。同年回国，先后任两广地质调查所、经济部中央地质调查所技正、中国地理研究所、中央研究院地质研究所研究员，北洋大学、中山大学、中央大学、重庆大学教授、系主任，成都地质学院教授、教务长，培育了一批地质人才。主要从事地貌学和大地构造学研究，取得了一批成果。主要论著有：《四川西康交界之第四纪冰碛与新庙子间地质构造》(1931)、《康定道孚之第四纪冰川地形》(1939，合著)、《西康东部地质之检讨》(1940，合著)、《云南北部之泥盆纪》(1941，合著)、《扬子江水系发育史》(1944)、《嘉陵江流域地理考察报告·上卷地形》(1946)、《地质构造及地貌模型的设计和制作及其在教学上的功效》(1958)、《构造地质学及地质制图学》(1958)。

【何作霖】 He Zuolin(1900～1967) 字雨民。河北蠡县人。地质学家、结晶学与矿物学家。1926 年毕业于北京大学。1928 年入中央研究院地质研究所。1938 年至 1940 年留学奥地利获理学博士学位。1940 年回国任教于北京大学、北京师范大学、山东大学。1952 年任中国科学院地质研究所研究员兼岩石矿物学研究室主任，1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。在光性矿物学、X 射线结晶学、稀有元素矿物学等方面多有开创性研究。首先发现了白云鄂博铁矿中的稀土元素，设计制造了 X 射线岩石结构照相机。1933 年首次把费德洛夫旋转台的研究方法引入中国。是中国结晶矿物学和稀有元素研究的创始者和开拓者。主要论著有：《地轴的变动》(1923)、《湖北大冶阳新一带火成岩分类》(1930)、《费氏旋转台用法说明》(1933)、《中国绥远省白云鄂博的某些稀土元素》(1935)、《光性矿物学》(1935)、《斜方晶体的消光角计算》(1947)、《岩石制片术》(1954)、《结晶体构造学》(1955)、《X 射线岩组学》(1964)、《薄片内透明矿物鉴定指南》(1973)等。

【孟宪民】 Meng Xianmin(1900～1969) 字应鳌。江苏武进人，矿床地质学家。1922 年毕业于清华学堂，1924 年毕业于美国科罗拉多矿业学院，获工程师称号。1927 年获麻省理工学院硕士学位。1928 年任中央研究院地质研究所研究员。曾任清华大学地学系教授，地质部地质科学研究院副院长。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。最早倡导使用微化学试验法鉴定矿物，长期致力于矿床地质研究，提出“矿床同生论”观点，为云南东川铜矿和个旧锡矿的开发做出了重要贡献。是中国层控矿床研究的先驱。主要论著有：《锡矿矿床地质研究》(1927)、《云南个旧地质述略》(1936)、《云南矿产种类述略》(1937)、《矿物鉴定》(1946)、《对有色金属矿床生成规律的体会》(1952)、《铌钽的经济地质》(1962)、《矿床成因与找矿》(1963)、《矿床分类与成矿作用》(1963)、《关于花岗岩的安放问题》(1965)、《某些金属矿的找矿方向和方法的初步经验》(1966)等。译著有：《矿床同生说译文选集》(1964)等。

【侯德封】 Hou Defeng(1900～1980) 字洛村。河北高阳人。地质学家、矿床学家、地球化学家。1923 年毕业于北京大学地质系。曾任四川省地质调查所所长、经济部中央地质调查所技正。1951 年后任中国科学院地质研究所所长、贵阳地球化学研究所所长。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期致力于矿产地质研究，多次编著《中国矿业纪要》，提出“化学地史”、“化学地理”的新概念。是中国地球化学和第四纪地质学研究的创始人和开拓者，中国核地质学研究的先驱。1983 年中国岩石矿物地球化学学会设立了侯德封奖。主要论著有：《开滦煤矿》(1929)、第 3～5 次《中国矿业纪要》(1929，1932，1935)、《黄河志第二篇：地质志略》(1937)、《山西之菱铁矿》(1937)、、《四川铁矿概略》(1941)、《四川地质构造史及其与矿床之关系》(1947)、《目前中国的锰矿问题》(1953)、《目前中国石油地质工作中的基本问题》(1955)、《化学地理和化学地史》(1959)、《核子地球化学》(1961)、《金属成矿论》(1964～1965)、《核转变能与地球物质的演化》(1974，合著)等。

【胡焕庸】 Hu Huanyong(1901～1998) 字肖堂。江苏宜兴人。地理学家、地理教育家。1926 年毕业于东南大学，1926～1928 年留学于法国巴黎大学及法兰西学院。曾任中央大学教授、地理系系主任，中央研究院气象研究所研究员，华东师范大学教授、人口研究所所长、名誉所长，中国地理学会理事长。引进西方近代地理学的理论方法，从人地关系角度研究人口和农业问题，首次提出中国农业区划方案，是中国人文地理学和自然地理学的重要奠基人，在培养地理人才，创建研究机构等方面，都做出了重要贡献。主要著作有：《法国地志》(1933)、《中国人口之分布》(1935)、《黄河志·气象篇》(1936)、《中国之农业区域》(1936)、《世界气候学》(1938)、《经济地理》(1940)、《苏联经济地理概论》(1955)、《古地理学教程》(1963)、《论中国的人口分布》(1983)、《胡焕庸人口地理选集》(1990)等。

【王恒升】 Wang Hengsheng(1901～2003) 字洁秋。河北定县人。岩石学家、矿床学家。1925 年毕业于北京大学地质系，进入农商部地质调查所工作。1936 年获瑞士苏黎士高等工业学校博士学位。曾任农商部地质调查所技正，北京大学(西南联大)教授，新疆地质调查所所长、西北地质局总工程师、中国地质科学院地质研究所研究员。1980 年被选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事矿物学、岩石学及矿床学研究，提出了基性岩超基性岩分类方案，是成因岩石学研究的先驱。主要论著有：《大冶铁矿床》(1926)、《宜化一带火山岩》(1927)、《对铬铁矿床生成若干问题的探讨》(1962)、《关于铬铁矿的成因问题——含

铬铁矿基性超基性岩岩体类型及铬铁矿成矿规律》(1976)、《基性与超基性岩岩石化学分类》(1978,合著)、《中国铬铁矿床及成因》(1983,合著)等。

【许杰】 Xu Jie(1901～1989)　字兴吾。安徽广德人。地层古生物学家。1925年毕业于北京大学地质系。1929年进入中央研究院地质研究所工作,1946年任研究员。曾任云南大学教授、安徽大学校长、地质部副部长、地质部地质科学研究院院长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地层古生物研究,是中国笔石古生物学与生物地层学的重要奠基人之一,在无脊椎古动物学方面多有建树,特别是为新中国地质工作发展做出了贡献。是前苏联古生物学会名誉会员。1936年获赵亚曾研究补助金。1985年获联邦德国地质学会颁发的冯·布赫奖。主要论著有:《地形形成之时期》(1923)、《长江下游各省笔石化石之初步研究》(1931)、《长江下游之笔石化石》(1934)、《下蜀层之腹足类化石》(1935)、《兰田古冰碛层》(1937,合著)、《宜昌建造及宜昌期生物群》(1948,合著)、《一个新发现的具有特殊附连物的栅笔石》(1959)、《论三角笔石》(1964,合著)、《论笔石的复杂化》(1976)、《中国笔石科的演化和分类》(1976,合著)、《关于中国奥陶纪笔石动物群的若干重要问题》(1983,合著)、《许杰笔石论文集》(1983)等。

【斯行健】 Si Xingjian(1901～1964)　字天石。浙江诸暨人。古植物学家。1926年毕业于北京大学地质系,进入农商部地质调查所工作。1931年获德国柏林大学博士学位。曾任清华大学教授、北京大学教授、中央研究院地质研究所研究员、中国科学院古生物研究所代所长、所长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。终生致力于古植物学研究,是中国古植物学的奠基人和开拓者,培养了几代古植物学者。提出了中国中生代植物群的演替规律,是中国陆相地层研究的先驱。所著《中国古生代植物图鉴》(1953)是一部总结中国古生代植物和陆相地层的专著。主要论著有:《古生代末植物地理之研究》(1930)、《中国里阿斯期植物群》(1931)、《中国古生代植物》(1933)、《中国中生代植物》(1933)、《关于早、中石炭世植物群的研究》(1940)、《中国上泥盆纪植物化石》(1952)、《陕北中生代延长层植物群》(1956)、《青海柴达木侏罗纪植物群》(1959)、《中国中生代陆相地层》(1960,合著)、《内蒙古的一种矽化木》(1962)、《中国植物化石·(二)·中生代植物》(1963,合著)、《内蒙古清水河地区及山西河曲晚古生代植物群》(1989)等。

【马廷英】 Ma Tingying(1902～1979)　字雪峰。辽宁金县人。地质学家、地质教育家。早年留学日本,1936年获日本东北帝国大学博士学位。1936年回国入实业部地质调查所工作。1945年后曾任台湾大学教授、地质系系主任,海洋研究所所长。在台湾培养了一批地质人才。将现代珊瑚骨骼生长节律的研究,应用于古生代珊瑚骨骼成长特征分布,推断古赤道位置及地质时代古大陆的相对位置和位移,是最早注意到"古生物钟"现象的地质学家,提出了"地球刚体外壳突然整体滑动说"。是将古生物钟应用于全球构造研究的创始者。主要论著有:《关于一些古生代珊瑚生长的季节变化》(1933)、《造礁珊瑚与中国沿海珊瑚礁的生长率》(1936)、《由珊瑚化石生长率推导出的早更新世与晚更新世西太平洋之水温》(1938)、《古生代的气候》(1939)、《中国新生代冰川分期与时代问题》(1942)、《泥盆纪气候及当时大陆相对位置》(1943)、《刚性地壳相对于流体地核突然滑动理论的地质证据》(1956)、《由造礁珊瑚生长率推导出的二叠纪期间各大陆气候与相对位置》(1961)、《古生代冰川作用发育的原因和过程》(1962)等。

【朱森】 Zhu Sen(1902～1942)　字子元。湖南郴县人。地质学家。1928年毕业于北京大学地质系,进入中央研究院地质研究所工作。1936年获哥伦比亚大学硕士学位,又入德国波恩大学进修,1937年回国。曾任重庆大学教授、地质系系主任,中央大学教授、地质系系主任。在区域地质构造方面多有创见。主要论著有:《北京西山辉长石之研究》(1928,合著)、《江苏南部山脉之研究》(1929)、《秦岭中段南部地质》(1930,合著)、《金陵灰岩之珊瑚及腕足类化石》(1932)、《宁镇山脉地质》(1935,合著)、《四川龙门山地质(上册)》(1942,合著)等。

【尹赞勋】 Yin Zanxun(1902～1984)　字建猷。河北平乡人。地质学家、地层古生物学家、地质教育家。1923年肄业于北京大学哲学系,后留学法国,在里昂大学学习地质,1931年获博士学位,进入实业部地质调查所工作。曾任江西省地质调查所所长、经济部中央地质调查所代所长、国家地质工作计划指导委员会第一副主任、北京地质学院副院长、中国科学院地质研究所研究员、中国科学院地学部主任、全国地层委员会副主任、中国地质学会理事长、中国古生物学会理事长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。1946年获丁文江纪念奖金。1952年筹备组建了北京地质学院,培养了一大批地质人才。主持全国地层委员会,为规范全国地层古生物工作,做出了重大贡献。是中国地层古生物学奠基人之一。他最早将板块构造学说引入中国,是新中国地球科学科研和教育事业的重要组织者和领导人之一。1986年中国科学院地质所和南京地质古生物研究所设立尹赞勋奖。主要论著有:《中国北部本溪系太原系之腹足类化石》(1932)、《中国古生代后期之菊石化石》(1935)、《云南施甸之奥陶纪与志留纪地层》(1937)、《云南东部坡脚页岩泥盆纪动物群》(1938)、《中国南部志留纪地层之分类与对比》(1949)、《中国区域地层表(草案)》(1956)、《志留纪之中国》(1966)、《中国地层典(七)石炭系》(1966,主编)、《板块构造述评》(1973)、《论褶皱幕》(1978,合著)、《20年来中国地层工作的进展》(1979)等。

【王曰伦】 Wang Yuelun(1903～1981)　字叙五。山东泰安人。地质学家。1927年毕业于山西大学采矿系,1930年入实业部地质调查所工作,曾任经济部中央地质调查所西北分所所长、兰州地质调查所所长。1964年起任华北地质科学研究所所长、天津地质矿产研究所所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事矿床学研究,对前寒武纪地质研究多有创见,是主要开拓者之一。主要论著有:《宣化一带地质构造研究》(1930,合著)、《正太铁路沿线地质矿产》(1930,合著)、《锡矿山调查记》(1935)、《云南马龙曲靖之寒武纪及志留纪地层》(1937,合著)、《中国之石膏矿》(1938)、《云南磷矿之成因及时代》(1941)、《五台山五台纪地层的新见》(1953)、《对中国寒武纪以前古老沉积岩划分的意见》(1955)、《中国震旦纪冰碛层及其对比线索》(1955)、《全国震旦纪对比线索》(1960)、《中国北部震旦系与寒武系分界问题》(1963)、《中国震旦亚界》(主编,1980)、《邯邢式铁矿的铁质来源及成因的探讨》(1981,合著)等。

【张伯声】 Zhang Bosheng(1903～1994)　字遵骏,以行。河南荥阳人。地质学家、大地构造学家、地质教育家。1926年毕业于清华学堂,1928年毕业于美国芝加哥大学化学系,肄业于斯坦福大学地质系研究部。曾任河南大学、唐山工学院、北洋工学院教授,西北大学教授、地质系主任、副校长,西安地质学院院长,培养了一批地质人才。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。20世纪50～60年代从事前寒武纪地质研究,多有建树。提出了大地构造的"波浪镶嵌构造学说"。主要论著有:《结晶学概论》(1932)、《火山岩之分类与命名》(1937)、《陕西汉中区之前

震旦纪地质》(1945)、《嵩阳运动和嵩山区的五台系》(1951)、《中条山的前寒武系及其大地构造发展》(1958)、《从陕西大地构造单位的划分提出一种有关大地构造发展的看法》(1959)、《镶嵌的地壳》(1962)、《从镶嵌构造观点说明中国大地构造的基本特征》(1965)、《中国地壳的波浪状镶嵌构造》(1980)、《从地壳演化的波浪性提出一种前寒武时代划分方案》(1983,合著)、《地质构造发展的斜向性与宇宙运动》(1987)等。

【夏坚白】 Xia Jianbai(1903～1977) 江苏常熟人。大地测量学家、天文测量学家、测绘教育家。1929 年毕业于清华大学,1935 年获英国伦敦大学工程师文凭,1939 年获德国柏林工业大学特许工程师和博士学位。曾任同济大学校长、武汉测绘学院副院长、院长。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事测绘科学研究和教育,是中国大地天文学和测量学的奠基人,培育了一批专业人才。主要论著有:《应用天文学》(1932)、《测量平差法》(1947)、《航空摄影测量学》(1950)、《大地测量学》(1951、合著)、《实用天文学》(1952,主编)、《大地天文学》(1960,1963,主编)等。

【常隆庆】 Chang Longqing(1904～1979) 字兆宁。四川江安人。地质学家、地质教育家。1930 年毕业于北京大学,任职于实业部地质调查所。曾任中国西部科学院地质研究所所长、四川省地质调查所所长,西南地质调查所副所长、西南地质局工程师、重庆地质学校教务长、成都地质学院教授。主要从事地质矿产调查和地质教育,培养了一批地质人才,对川西地区的地质矿产研究有重要贡献。主要论著有:《中国地层略论》(1930)、《华北 *Dictyonema* 笔石层之发现》(1931)、《四川叠溪地震调查记》(1934)、《雷马屏峨调查纪》(1935)、《宁属七县地质矿产》(1937)、《青衣江流域地质矿产》(1941,合著)、《中国地质学》(1956,合著)、《四川中生代红层及煤系地层划分初步意见》(1962)等。

【裴文中】 Pei Wenzhong(1904～1982) 字明华。河北丰南人。古生物学家、古人类学家、史前考古学家。1927 年毕业于北京大学,入农商部地质调查所工作。1937 年获法国巴黎大学博士学位。曾任中国科学院古脊椎动物与古人类研究所研究员、兼北京自然博物馆馆长、国际史前学和原史学协会名誉理事、国际第四纪研究联合会名誉委员。1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。是中国旧石器考古学和第四纪哺乳动物学的奠基人,中国猿人第一头盖骨的发现者,中国古人类学的创始人之一。对中国第四纪生物地层的划分和中国旧石器、新石器时代考古学做出了重大贡献。主要论著有:《周口店成年猿人头盖骨发现之经过》(1929)、《周口店第一地点之食肉类化石》、《旧石器时代之艺术》(1935)、《周口店山顶洞动物群》(1940)、《中国旧石器时代文化》(1955)、《华南新发现的巨猿牙齿化石》(1956,合著)、《哈尔滨黄土及扎赉诺尔附近冰滑作用的初步研究》(1957)、《旧石器研究》(1959)、《中国新生代地层》(1960)、《中国新生界》(1962)、《中国猿人究竟是否是最原始的人?》(1962)、《从古文化及古生物上看中日的古交通》(1978)、《中国猿人石器研究》(1985,合著)等。

【李春昱】 Li Chunyu(1904～1988) 字赓阳。河南汲县人。地质学家、大地构造学家。1928 年毕业于北京大学地质系,进入农矿部地质调查所工作。1937 年获德国柏林大学博士学位。曾任四川省地质调查所所长、经济部中央地质调查所所长,在分支机构设置和图幅成果出版方面,做出了突出的贡献。1949 年后曾任国家地质工作计划指导委员会委员、华北地质局总工程师、地质部北方总局总工程师、中国地质科学院地质研究所研究员。1980 被选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事区域地质和构造地质研究,最早提出中国板块构造划分方案。主要论著有:《京粤铁路地质矿产报告》(1930,合著)、《西康东部地质矿产志略》(1931,合著)、《四川盐业概论》(1933,合著)、《四川石油地质概论》(1933,合著)、《德国南部土林根及佛兰肯林区西南边缘地带地质构造》(1939)、《中国古生代造山运动》(1948)、《从地质构造看中国油田》(1951)、《浙闽中生代火山沉积岩系的研究》(1961)、《"康滇地轴"地质构造发展历史的初步研究》(1963)、《试谈板块构造》(1973)、《再谈板块构造》(1973)、《板块构造与成矿关系》(1974)、《中国板块构造的轮廓》(1980,合著)、《板块构造的基本问题及亚洲大地构造》(1982)、《亚洲古板块划分及有关问题》(1983,合著)、《亚洲大地构造图》(1983,合著)、《论地体》(1986)、《对威尔逊旋回与地槽造山带关系之商榷》(1989)等。

【黄汲清】 Huang Jiqing (T. K. Huang)(1904～1995) 字德淦。四川仁寿人。地质学家、大地构造学家、石油地质学家。1928 年毕业于北京大学地质系,进入农矿部地质调查所工作。1935 年获瑞士浓霞台大学博士学位,1980 年瑞士联邦理工学院授予他名誉理学博士。曾任经济部地质调查所所长、北京大学教授、西南地质局局长、地质部石油地质局总工程师、地质部地质科学研究院副院长、中国地质科学院名誉院长。1948 年当选为中央研究院院士,1955 年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。他多次任中国地质学会理事长。1945 年发表了《中国主要地质构造单位》,创立了大地构造多旋回学说,对中国地质研究具有广泛的和主导的影响。是中国大地构造学奠基者之一。他在 20 世纪 40～50 年代领导编制了一套百万分之一地质图和全国三百万分之一地质图及大地构造图,成为开展中国地质工作的重要依据。他一生关注中国石油工作,对大庆等主要油田的发现做出了重大贡献。2001 年中国地质学会设立了黄汲清奖。曾获丁文江奖(1944)、国家自然科学奖一等奖二项(1982)、二等奖(1982)、陈嘉庚地球科学奖(1994)、何梁何利基金科技成就奖(1995)。主要论著有:《秦岭山及四川地质之研究》(1930,合著)、《中国南部二叠纪地层》(1932)、《中国主要地质构造单位》(1945)、《对我国含油气远景区的初步意见》(1957)、《中国新构造运动的几个类型》(1957)、《中国大地构造基本特征,1∶300 万中国大地构造图及其说明书》(1965,主编)、《略论六十年来中国地质科学的主要成就及今后努力方向》(1982)、《中国大地构造特征的新研究》(1984)、《对中国南部二叠系新划分的初步建议》(1986)、《中国及邻区特提斯海的演化》(1987,合著)、《新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动》(1990,合著)等。

【方俊】 Fang Jun(1904～1998) 字君选。江苏武进人。大地测量与地球物理学家。1923 年唐山交通大学毕业。1937 年入德国耶拿大学地震研究所进修重力测量学。回国任职于中央大学、中国地理研究所。1949 年后任教于同济大学,曾任中国科学院武汉测量与地球物理研究所所长。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。是中国大地重力学和地球形状学的创始者,为中国的地图投影学、地球形状学和地球动力学的研究进行了奠基性的研究,做出了重大贡献。主要论著有:《地下重力测量与地层密度》(1940)、《应用于中国的兰勃托正投影》(1949)、《重力异常与垂线偏差》(1946)、《地图投影学》(1957)、《重力测量与地球形状学》(1965、1975)、《固体潮》(1984)、《地球自由振荡》(1986,1987)、《近代地球形状学的发展及我国所作的贡献》(1994)等。

【侯光炯】 Hou Guangjiong(1905～1996) 上海金山人。土壤学家。1928 年毕业于北京农业大学农化系。曾任经济部中央地

质调查所技正、西南农业大学教授、自然免耕研究所所长，1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。发现了"光肥平衡"日周期变化，开辟了土壤胶体热力学新领域；创立的水田自然免耕新技术，并大面积推广，增产率在15%以上。创建了土壤胶体物理—土壤黏韧率和黏韧曲线及土壤肥力分类体系，为制定土地利用规划提供了科学依据。主要论著有：《研究中国土壤分类应取之途径》(1941)、《农业土壤生理性》(1960)、《中国农业土壤分类体系》(1962)、《中国农业土壤概论》(1980，主编)、《农业土壤学基础知识》(1980)、《农业土壤学基础知识》(1982，合著)、《论中国式的水土保持自然免耕法》(1987)、《侯光炯土壤学论文选集》(1990)、《种养结合培肥地力——从传统农业到生态农业的变革》(1993)、《发展生态农业根治长江洪患》(1995)、《土壤-植物系统中光照与氮素的相互关系研究》(2000，合著)等。

【余瑞璜】 Yu Ruihuang(1906～1997)　江西宜黄人。晶体物理学家，物理教育家。1929年毕业于东南大学物理系。1935年留学英国，1937年获曼彻斯特大学博士学位，并先后在北威尔士大学和伯明翰大学研究金相学和金属热处理。曾任清华大学(西南联大)金属研究所教授、物理系教授、吉林大学教授、物理系名誉系主任。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。主要从事X光射线结晶学和金属物理研究，在20世纪30年代研制出中国第一台盖革计数器，40年代创立X光射线晶体分析综合法。兼任北京大学地质系教授，指导建立X光实验室，有效地协助了地质矿产的研究与勘察。长期从事教学，培养了几代结晶学人才。主要论著有：《氩对X光射线的吸收》(1932)、《用于晶体分析的X射线数据新的综合》(1942)、《X射线用于晶体分析对比模型的新进展》(1944)、《固体与分子经验电子理论》(1978)、《固体与分子经验电子理论——等效价电子假定》(1978)、《α－Fe，γ－Fe和Fe_{4N}的价电子结构和磁矩结构分析》(1982)、《奥氏体低温分解形式下贝氏体中的ε－Fe_3C相的价电子结构分析》(1982)、《稀土镁球墨铸铁的共格球化》(1985)等。

【赵金科】 Zhao Jinke(1906～1987)　字子铭。河北曲阳人。地层古生物学家。1932年毕业于北京大学地质系，留校任教。1937年赴美国哥伦比亚大学留学。1939年进入中央研究院地质研究所工作。曾任中国科学院南京地质古生物研究所研究员、所长、名誉所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事地层、古生物学的研究，特别是对二叠纪、三叠纪地层及菊石化石的起源、分类及演化提出了新的观点，培育了一批古生物人才。1945年获许德佑纪念奖。主要论著有：《震旦纪地层之分布及其古地理学之意义》(1936)、《广西西部下三叠纪之分层》(1948)、《广西地质》(1958，合著)、《中国标准化石·无脊椎动物·第三分册·头足类》(1957)、《中国三叠纪地层》(1960)、《中国的三叠系》(1962，合著)、《中国的头足类化石》(1966，合著)、《珠穆朗玛峰地区侏罗、白垩纪菊石》(1976)、《华南晚二叠世头足类》(1978，合著)、《环叶菊石科的起源演化和分布》(1980)、《西藏南部三叠纪头足类化石》(1982，合著)等。

【涂长望】 Tu Changwang(1906～1962)　湖北武汉人。气象学家。1929年毕业于沪江大学，1933年获伦敦大学硕士学位。1934年回国曾任中央研究院气象研究所研究员、代理所长，清华大学、浙江大学、中央大学教授。1949年任中央人民政府气象局局长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。1958年任中国科协书记处书记。在气候区域、季风进退、气团与锋面分析、世界大气波动和海洋环流同中国降水和温度的关系、20世纪气候变暖问题等方面取得了奠基性的研究成果，开辟了中国长期天气预报的研究领域。对高空气候、农业气候、长江水文预测等有出色的贡献。是中国气象事业的先驱。主要论著有：《中国雨量区域的分类》(1935)、《东亚活动中心与我国水旱灾的关系》(1936)、《大气运行与世界雨量之关系》(1937)、《中国冬季温度之长期预告》(1942)、《论中国气象学领域的科学研究工作》(1956)、《关于二十世纪气候变暖问题》(1961)等。

【潘钟祥】 Pan Zhongxiang(1906～1983)　字瑞生。河南汲县人。石油地质学家、古植物学家、地质教育家。1931年毕业于北京大学地质系，进入实业部地质调查所工作。1946年获美国明尼苏达大学博士学位。曾任中山大学地质系系主任兼两广地质调查所所长、北京大学教授、北京地质学院教授、石油地质系系主任、中国地质大学教授，培育了一批石油地质人才。是中国石油地质学研究的先驱者之一，最早提出陆相生油的观点。主要论著有：《陕北古期中生代植物化石》(1936)、《中国陕北及四川白垩系的非海相成因》(1941)、《东亚造山运动及花岗岩侵入的规程》(1950)、《略谈中国石油》(1951)、《中国西北的陆相生油问题》(1957)、《三角洲沉积体系特征及其和石油的关系》(1975)、《基岩油藏》(1981)、《不整合对于油气运移聚集的重要性》(1983)、《石油地质学原理》(1956)、《世界油气田地质学》(1961)、《三角洲沉积体系特征及其和石油的关系》(1975)等。

【计荣森】 Ji Rongsen(1907～1942)　字晓清。北京市人。地质古生物学家。1930年毕业于北京大学，进入实业部地质调查所工作。1930年获北平研究院首届地质矿产奖金。1935年获赵亚曾研究补助金，1940年获丁文江纪念奖金。从事多门类古生物的研究，同时致力于地质图书馆的管理及学术刊物编校出版事业，并做出显著的贡献。主要论著有：《地质学发达史》(1930)、《中国叶肢介化石之分布及其地质上之意义》(1931)、《中国威宁系之珊瑚化石》(1931)、《中国地层系统名称》(1933)、《鞋状珊瑚之研究及四川水磨沟一新种》(1933)、《中国下石炭系管状珊瑚化石》(1933)、《北平西山之双泉层及其三叠纪植物化石》(1933)、《甘肃南山统上部之两种无射珊瑚》(1935)、《中国西南部湖南、云南、广西威宁系石灰岩的珊瑚化石》(1935)、《湖南泥盆纪沟鳞鱼之发现》(1940)、《长江三峡寒武纪之古杯类》(1940)、《中国西南部志留纪及泥盆纪层孔虫类之研究》(1940)、《西康荥经之一种三叠纪六射珊瑚》(1940)、《应用古生物学概论》(1942)、《中国地质文献目录》(1942)等。

【南延宗】 Nan Yanzong(1907～1951)　字怀楚。浙江乐清人。地质学家。1931年毕业于中央大学。先后任职于实业部地质调查所、福建建设厅矿产事务所、江西省地质调查所、资源委员会矿产测勘处、浙江省地质调查所等。曾任教于重庆大学、中央大学。1942年曾获赵亚曾研究补助金。是中国稀有金属、放射性元素矿床研究的先驱。主要论著有：《湖南常宁水口山铅锌矿之显微镜研究》(1934)、《中国银铅锌矿述略》(1935)、《安徽无为县三公山明矾矿》(1936)、《云南个旧白沙坡之钨矿》(1940)、《江西石油矿问题》(1942)、《记广西东部之几种铀矿物》(1943)、《广西富(川)贺(县)钟(山)区铀矿之发现》(1944)、《中国伟晶花岗岩内金属矿类之研究》(1947)、《东北之稀有金属矿物》(1946)、《浙江省永嘉青田一带之钼矿》(1950)等。

【赵九章】 Zhao Jiuzhang(1907～1968)　浙江吴兴人。气象学家、地球物理和空间物理学家。1933年毕业于清华大学。1938年获德国柏林大学博士学位。曾任清华大学、西南联合大学、中央大学教授、中央研究院气象研究所所长。1950年任中国科学院地球物理研究所所长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。是中国动力气象学的创始人和中国空间物理学的奠基者，培养了一大批专业技术人才。对中国近代的气象事业和

人造卫星事业做出了重大贡献。主要论著有:《关于信风带的热力学研究》(1937)、《动力气象学》(1938)、《大气强流的统计研究》(1949,合著)、《中国地球物理学十年来进展》(1959,合著)、《带电粒子在偶极磁场中的运动区域及其模拟实验》(1963)、《高空大气物理学·上册》(1964)等。

【王钰】 Wang Yu(1907～1984) 字勿斋。河北深泽人。地层古生物学家。1933年毕业于北京大学。1935年入实业部地质调查所工作。1951年后任中国科学院南京地质古生物研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事地层古生物研究,对中国腕足动物群和南方泥盆纪地层研究做出了重要贡献。主要论著有:《广东全省地质矿产志》(1938)、《四川蓬安县盐井及自然气》(1940)、《三峡式下部古生代地层之分层》(1945)、《化石》(1959)、《中国南方泥盆纪生物地层研究的进展》(1978)、《古生物学(古无脊椎动物与古植物)》(1982,合著)、《中国泥盆系界线的划分》(1983,合著)、《中国志留纪和泥盆纪生物地理》(1984,合著)等。

【袁见齐】 Yuan Jianqi(1907～1991) 字省衷。上海市人。矿床地质学家、地质教育家。1929年毕业于中央大学地质系,留校任教。曾任唐山工学院、北京地质学院教授、副院长、中国地质大学教授,培育了几代地质人才。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。早年从事矿床和水文工程地质研究。长期进行钾盐成矿理论与找矿研究,创建高山深盆成盐模式。是中国盐类矿产研究之开拓者。主要论著有:《江苏江宁县獾子洞之成矿作用》(1935,合著)、《云南矿产志略》(1940,合著)、《贵州含盐地层述略》(1941)、《新疆盐产之种类》(1945)、《西北盐产调查实录》(1946)、《新疆库车、拜城、温宿岩盐之成因》(1947)、《普通地质学》(1954,合著)、《略谈中国钾肥资源的找矿方向和找矿方法》(1961)、《矿床学原理》(1962,合著)、《中国含钾沉积条件的几个问题》(1963)、《钾肥与钾盐矿床》(1975)、《中国碎屑岩系中钾盐矿床的形成条件》(1980,合著)、《高山深盆的成盐环境——一种成盐模式的剖析》(1983,合著)、《盐类沉积的演化阶段及特征》(1984,合著)、《中国中新生代盐盆盆地的构造控制》(1987,合著)、《掺杂作用与HW模型在掺杂作用研究中的应用》(1989,合著)、《察尔汗盐湖钾盐矿床的形成条件》(1995,合著)等。

【徐克勤】 Xu Keqin(1907～2002) 字志农。安徽巢县人。矿床地质学家、地质教育家。1934年毕业于中央大学。1944年获美国明尼苏达大学博士学位。曾任经济部中央地质调查所技正,中央大学、南京大学教授、系主任,培养了几代地质人才。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期致力于矿床学和花岗岩地质研究,对华南钨、铁、铜、硫铁矿和花岗岩与成矿研究做出了贡献,卓有建树。主要论著有:《中国赣南钨矿床地质》(1943)、《论华南四大旋回花岗岩》(1958)、《论中国东南部几个断裂坳陷带中某些铁铜矿床的成因问题》(1980,合著)、《华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系》(1981)、《花岗岩地质与成矿关系》(1984,主编)、《论华南喷流—沉积块状硫化物矿床》(1996,合著)、《滇东南喷流沉积块状硫化物的特征与矿床成因》(1998,合著)、《辽宁东部前寒武纪结晶基底中金矿床的成因探讨》(1999,合著)等。

【高振西】 Gao Zhenxi(1907～1991) 字化白。河南荥阳人。地质学家。1931年毕业于北京大学,留校任教。曾任经济部中央地质调查所技正,中央研究院地质研究所研究员。1950年后,曾任全国地质博物馆馆长、总工程师、中国地质学会地质学史研究会名誉会长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事区域地质研究,特别是对中国前寒武纪地层研究,建立了蓟县中、新元古代地质标准剖面,成为中国元古宙地层研究的基础。主要论著有:《中国北部震旦纪地层》(1934,合著)、《喀斯特地形论略》(1936)、《福建的山脉、水系及海岸》(1943)、《福建二叠纪地层及古地理》(1947)、《浙江武义一带萤石矿的若干规律》(1957,合著)、《关于震旦系的几个问题》(1975)、《北京西山地理范围与特征》(1979)等。

【马溶之】 Ma Rongzhi(1908～1976) 字月亭。河北定县人。土壤学家。1933年燕京大学地质地理系毕业,后任职于实业部地质调查所。曾任中国科学院土壤研究所所长、自然资源综合考察委员会副主任、黄河综合考察队副队长、宁蒙综合考察队队长。长期从事土壤地理与综合科学考察,奠定了土壤地理研究的初步基础,为土壤学发展做出了贡献。主要论著有:《北平尘土之研究》(1934)、《四川威远附近地质对土壤学影响》(1940)、《中国黄土之生成》(1944)、《土壤剖面之研究及其地文意义》(1948)、《中国土壤地理分布规律》(1957)、《水稻土丰产土壤环境》(1961,合著)、《中国山地土壤地理分布规律》(1963)、《1:1000万中国土壤图》(1965)等。

【李悦言】 Li Yueyan(1908～1995) 山东莒县人。地质学家。1935年毕业于北京大学,后任职于实业部地质调查所、永利化学工业公司。1949年后曾任中国地质工作计划指导委员会地勘队长、重工业部化工局及化工部地质局地质处长、地质部地矿司副总工程师等职。主要从事非金属矿床的勘察和研究,以盐矿及磷矿为主。是盐类矿床勘查及其化工应用研究的开拓者。主要论著有:《地质学名词》(国立编译馆著,1938)、《四川盐矿论》(1940)、《四川盐矿之地球化学性质》(1942)、《四川盐矿志》(1944)、《四川雷波磷矿》(1982)、《中国矿床》(下册,1994,合著)等。

【许德佑】 Xu Deyou(1908～1944) 江苏丹阳人。地质古生物学家。1930年毕业于复旦大学,1935年获法国蒙彼利埃大学硕士学位,同年回国入实业部地质调查所工作,曾任复旦大学教授。1944年在贵州野外工作中遭匪遇害。中国地质学会设立了"许德佑纪念奖金"。他曾获纪念赵亚曾研究补助奖金和丁文江纪念奖学金。主要从事三叠纪地层与古生物研究,多有建树。主要论著有:《地球的年龄》(1936)、《中国南部三叠纪化石之新材料》(1938)、《中国海相三叠纪之标准化石》(1938)、《中国南部海相三叠纪之新研究》(1939)、《云南之铅矿》(1942)、《贵州西南部的三叠系》(1943,合著)、《中国的海相三叠纪》(1943)、《马场坪安尼锡克层化石群之意义》(1943,合著)、《贵州之中三叠纪菊石化石》(1944)、《贵州青岩化石群之检讨》(1944)等。

【杨遵仪】 Yang Zunyi(1908～) 字宗一。广东揭阳人。地质学家、古生物学家、地质教育家。1933年毕业于清华大学。1939年获美国耶鲁大学博士学位。曾任中山大学地质系系主任、两广地质调查所所长、清华大学教授、北京地质学院教授,水文地质系主任、石油系系主任、地质系系主任、中国地质大学教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。曾获何梁何利基金科技进步奖(1997),长期从事古生物学研究与教学,研究范围涉及古生物学多个门类及不同时代,造诣精深。创立了第一个古生物专业,培养了几代古生物学者。主要论著有:《中国地质文献目录》(1935)、《西藏南部晚侏罗世至第三纪海相地层及动物群》(1945)、《新疆东北部石钱滩组C－P腕足类》(1948)、《古生物学》(1956,合著),《甘肃酒泉北祁连山的白杨河地区中奥陶统软体动物群》(1959)、《蛇尾纲化石在中国的发现》(1960)、《西藏南部晚侏罗世及早白垩世的若干箭石》(1964,合著),《中国的三叠系》(1982,合著)、《中国地质学》(1986,合著)、

《华南二叠系—三叠系界线地层及动物群》(1987,合著)、《华南二叠—三叠纪过渡期地质事件》(1991,合著)、《晚古生代—早中生代环太平洋事件及其全球对比》(1997,合著)、《中国无脊椎古生物学与地层学50年的回顾》(1999,合著)等。

【李连捷】 Li Lianjie(1908～1992)　河北玉田人。土壤地理学家。1932年燕京大学地理系毕业。1940年赴美国考查学习,先后获田纳西大学硕士学位和伊利诺伊大学博士学位。曾任北京大学、北京农业大学教授。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事土壤分类学、土壤地理学、地貌学和第四纪地质学研究、教学,在土壤微形态、农业遥感方面卓有建树。是中国土壤学的奠基人。主要论著有:《江苏省句容县土壤调查报告》(1934,合著)、《广西南宁盆地红壤之分布及其地文意义》(1936)、《青海省柴达木盆地和大河坝地区综合考察及地理分区》(1951,合著)、《西藏农业考察》(1954,合著)、《内蒙古河套地区灌溉农业的发展和盐土改良》(1957)、《我国红黄壤地区土地综合利用改良问题》(1980)、《从土壤科学发展动态中吸取教训》(1981)、《关于北京地区褐土的发生与分类问题的辨析》(1989,合著)、《北京低山区两类不同母岩发育的土壤的性质》(1990,合著)、《土壤发生与分类学》(1992,合著)、《南口古土壤与土壤地理发生分类体系》(1993,合著)等。

【贾兰坡】 Jia Lanpo(1908～2001)　字郁生。河北玉田人。考古学家、古人类学家、第四纪地质学家。1931年入实业部地质调查所工作,曾参加周口店北京人遗址发掘。任中国科学院古脊椎动物与古人类研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事第四纪地质、古人类学,史前考古学和古脊椎动物学研究,颇多建树,在传播科学知识和促进科学普及方面发挥了重要作用。主要论著有:《中国猿人》(1950)、《河套人》(1951)、《山顶洞人》(1953)、《骨骼人类学纲要》(1954)、《中国标准化石(脊椎动物)》、(1955,合著)、《旧石器时代文化》(1957)、《冰川与考古》(1973)、《有关人类起源的一些问题》(1974)、《中国大陆上的远古居民》(1978)、《人类的黎明》(1983,主编)、《关于谁最早到美洲之我见》(1987)、《人类的历史越来越延长》(1990)、《中国史前的人类与文化》(1995,合著)、《发现北京人》(1996,合著)、《周口店记事》(1999,合著)等。

【顾功叙】 Gu Gongxu(1908～1992)　字奎生。浙江嘉善人。地球物理学家。1929年毕业于上海大同大学,1934年获美国科罗拉多州矿业学院硕士学位。曾任北平研究院物理研究所研究员、地质部地矿司副司长、地球物理勘探局总工程师、中国科学院地球物理研究所研究员、副所长、国家地震局地球物理研究所名誉所长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地球物理勘探研究工作,是中国地球物理探矿事业的奠基者和地震预报研究的开创者。主要论著有:《两种扭秤探矿地形改正的新方法》(1931)、《在中国西南部山地测定电流的新现象》(1948)、《国立北平研究院物理研究所的重力地磁地球物理勘探工作》(1948)、《在中国境内地球物理方法应用于寻找或勘探金属矿实例》(1957)、《地球物理方法在中国煤田的使用效果》(1957)、《地球物理勘探技术的最新发展》(1960)、《地球物理、地球化学探矿方法在我国地质勘探工作中的应用》(1964,合著)、《中国地震目录(公元1970～1979)》(1983,主编)、《地球物理勘探基础》(1990)等。

【张文佑】 Zhang Wenyou(1909～1985)　河北唐山人。地质学家、大地构造学家。1934年毕业于北京大学地质系,入中央研究院地质研究所工作。1945～1947年曾赴欧美考察深造。后任中央研究院地质研究所研究员,兼任中央大学教授。1950起曾任国家地质工作计划指导委员会委员、中国科学院地质研究所研究员、副所长、所长、名誉所长,兼北京大学、北京地质学院教授。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。主要从事构造地质学研究,创立了断块构造学说。在油气探勘、矿产预测、地震预报等多方面取得了重要成果。培育了大量多方面的专业人才。他还是地质哲学研究的先驱和倡导者。主要著作有:《广西地层表》(1941)、《广西山字型构造的雏形》(1942)、《对于中国油田和铀矿床的初步看法》(1947)、《中国大地构造纲要及1:400万中国大地构造图》(1959,合著)、《中国主要断裂构造系统的应力分析》(1960)、《中国大地构造基本特征及其发展的初步探讨》(1974)、《中国断裂构造体系的发展》(1977)、《断块与板块》(1978)、《断块内部与断块边缘力学机制的研究》(1980)、《中国及邻区海陆大地构造图(1:500万)》(1983,主编)、《中国及邻区海陆大地构造》(1984,主编)、《断块构造导论》(1984)等。

【王之卓】 Wang Zhizhuo(1909～2002)　河北丰润人。航空测量与遥感学家、测绘教育家。1932年毕业于上海交通大学。1939年获德国柏林工业大学博士学位。曾任中山大学、上海交通大学、青岛工学院、武汉测绘学院教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事测绘科学、自动测图系统的研究和教学,卓有建树,并培育了一批测绘人才。主要论著有:《在立体测图仪上进行空中三角测量时,系统的比例尺及交向误差的影响》(1939)、《航空摄影测量学》(1947,1962,合著)、《大地测量学》(1950,合著)、《平面测量教程》(1952,合著)、《摄影测量原理》(1979)、《从航空摄影到遥感技术》(1987)、《摄影测量原理(带遥感)》(1990)、《遥感、地理信息系统和全球定位系统的发展过程及其集成》(1995)、《当代测绘学科的发展》(1998)等。

【周廷儒】 Zhou Tingru(1909～1989)　浙江富阳人。地理学家、教育家。1933年毕业于中山大学。1948年获美国伯克利加州大学硕士学位。曾任清华大学、北京师范大学教授、中国科学院地理研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事地貌学、自然地理和古地理学的研究。对中国地貌分区和自然地理区划研究做出了贡献。开创了中国新生代古地理研究,是这一领域的开拓者。主要论著有:《南疆塔里木河中游的变迁问题》(1954)、《中国自然区划分异规律和区划原则》(1963)、《关于新疆最近地球历史时期古地理问题》(1965)、《新疆地貌》(1978,合著)、《古地理学》(1982)、《中国自然地理·古地理(上册)》(1984,合著)、《新生代以来中国自然地带的变迁》(1985)、《泥河湾盆地新生代古地理研究》(1991,合著)等。

【高平】 Gao Ping(1909～1985)　字德明。浙江海宁人。地质学家、地质教育家。1932年毕业于北京大学,入实业部地质调查所工作。曾任江西省地质调查所所长、经济部中央地质调查所北平分所所长。1949年后任北京地质学院、贵州工学院教授、贵州省科学院副院长。主要从事区域地质研究,曾主持测绘江西省1:20万地质图10余幅,主编1:100万《江西省地质图》和《江西省矿产图》。对江西地区地质矿产和图幅编制做出了多方面的贡献。主要论著有:《中国北部震旦纪地层》(1934,合著)、《江西地质矿产图表》(1940)、《江西煤田概论》(1940)、《江西中部地质》(1950,合著)、《北京西山的深大断裂》(1957)。

【傅承义】 Fu Chengyi(1909～2000)　福建闽侯人。地球物理学家。1933年毕业于清华大学。1944年获美国加利福尼亚理工学院博士学位。任中央研究院气象研究所、中国科学院地球物理研究所研究员、名誉所长,北京地质学院、北京大学、中国科技大学教授、地球物理及空间科学系系主任。是中国地球物理学会发起人之一。1957年被选聘为中国科学院学部委员(院

士)。专长于固体地球物理学、地震学和地球物理勘探。是中国地球物理学科的主要开拓者,也是国际上地震波传播理论研究的开创者,还培育了大批理论和应用地球物理人才。主要论著有:《地球的密度》(1954)、《地震波》(1955)、《有关地震预报的几个问题》(1963)、《地球起源的假说》(1965)、《大陆漂移、海底扩张和板块构造》(1972)、《地球十讲》(1976)、《地球物理学基础》(1985,合著)、《地球物理学的探索及其他》(1993)等。

【孙殿卿】 Sun Dianqing(1910～) 字宏儒。黑龙江哈尔滨人。地质学家。1935 年毕业于北京大学。1937 年进入中央研究院地质研究所工作。曾任中国科学院地质研究所研究员、地质部地质力学研究所所长、名誉所长,中国地质科学院副院长。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。1949 年获赵亚曾研究补助金。主要从事地质构造研究,在第四纪冰川、地质力学方面有重要成就,发现冷湖油田和北京西山第四纪冰川遗迹。还培育了一批地质力学人才。主要论著有:《广西地层上之不整合》(1941,合著)、《广西北部第四纪冰川现象》(1944)、《浙江桐庐附近帚形构造及其有关的小型构造》(1948,合著)、《中国第四纪冰川遗迹纪要》(1957)、《旋卷和一般扭动及地质构造体系复合问题》(1958,合著)、《从构造体系的观点探讨中国石油普查和勘探远景》(1960)、《中国自燕山运动以来形成的构造体系》(1966)、《论构造体系》(1967)、《地质构造在旋转球体上的模拟实验》(1979,合著)、《略论中国主要的地壳运动时期》(1980,合著)、《地质力学与地壳运动》(1982,合著)、《地壳运动整体观》(1995,合著)、《全球构造格局及其动力学机制研究》(1995,合著)、《中国地质学(扩编)》(1998,合著)等。

【陈永龄】 Chen Yongling(1910～) 北京市人。大地测量学家、测绘教育家。1931 年交通大学毕业。1939 年获德国柏林理工大学博士学位。曾任清华大学、西南联合大学、同济大学、中央大学、中山大学、岭南大学教授、华南工学院副院长、武汉测绘学院副院长、国家测绘总局总工程师,1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事大地测量学研究和教学,主持制定了中国大地测量法式,1965 年主持测量珠穆朗玛峰海拔高程。是中国大地测量的开拓者。培育了一批测绘人才。主要论著有:《养路工程学》(1935,合著)、《测量平差法》(1947,合著)、《航空摄影测量学》(1950)、《大地测量学》(1951,合著)、《天文大地网平差有关的科学技术问题》(1961)、《我国大地水准面的特征及椭圆体定位问题》(1965)、《天文大地网平差方法——矩阵分块分解法》(1975)、《从卫星大地测量技术的崛起展望今后的大地测量任务》(1989)等。

【周立三】 Zhou Lisan(1910～1998) 浙江杭州人。经济地理学家。1933 年毕业于中山大学。曾在美国威斯康星大学进修,1949 年后曾任中国科学院地理研究所研究员、副所长、南京地理研究所所长。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事地理学,尤其是经济地理、农业地理学的综合考察研究。对新疆地区的自然资源研究开发做出了突出的贡献。主要论著有《日本地理大纲》(1937)、《四川经济地图集》(1947)、《新疆阿勒泰地区和玛纳斯河流域经济地理调查报告》(1956)、《试论经济地理学的几个基本理论问题》(1961)、《新经济地理》(1963)、《江苏省农业区划报告》(1964,主编)、《江苏农业地理》(1979)、《农业地理学的性质及其发展方向的探讨》(1980)、《国土整治与新疆农业的发展》(1983)、《人口、资源、环境与农业发展——从国情分析看农业发展战略》(1989)、《中国农业地理学研究的回顾与进展》(1996)等。

【徐仁】 Xu Ren(1910～1992) 字本仁。安徽当涂人。古植物学家。1933 年毕业于清华大学。1946 年获印度勒克瑙大学博士学位。曾任中国科学院植物研究所研究员、中国孢粉学会理事长。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。是中国孢粉学研究的创始人,长期致力于古植物学和孢粉学研究,培养了一大批人才,对孢粉学和古植物学的发展和应用做出了重要贡献。主要论著有:《中国云南中部泥盆纪植物化石》(1947)、《云南矿山场煤系植物化石》(1952)、《中国标准化石(植物)·第二部分·中生代植物》(1956)、《根据孢粉组合论湖南汝城文明司红层的地质时代》(1958)、《希夏邦马峰高山栎化石层的发现及其在植物学和地质学上的意义》(1976)、《大陆漂移与喜马拉雅山升起的古植物学证据》(1976)、《中国晚三叠世宝鼎植物群》(1976,合著)、《地质时期中国各主要地区植物景观》(1982,合著)、《晚第三纪以来中国植被的变化》(1984)、《中国云南中部与西南部晚更新世和全新世花粉分析》(1987)等。

【熊毅】 Xiong Yi(1910～1985) 土壤学家。贵州贵阳人。1932 年毕业于北京大学农学院,1949 年获密苏里大学硕士学位,1951 年获美国威斯康星大学博士学位。曾任经济部中央地质调查所技正、中国科学院南京分院院长、中国科学院南京土壤研究所研究员、所长。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。对土壤化学、土壤物理、土壤矿物、土壤改良、土壤发生分类、土壤肥力及土壤生态环境等进行了研究;对阐明土壤的性质、土壤肥力实质和土壤发生特性有重要意义;对华北平原提出了统一规划,因地制宜,综合治理旱、涝、盐、碱的原则及"井灌井排"等治理措施;拓展了水稻土氧化还原的形成学说,对中国土壤科学的理论和应用研究做出了多方面的重要贡献。主要论著有:《中国盐渍土分区》(1956)、《中国土壤中粘粒矿物的分布规律》(1964,合著)、《土壤生态系统研究的意义和展望》(1978)、《耕作制对土壤肥力的影响》(1980)、《中国土壤图集》(1986,主编)、《中国土壤(第二版)》(1987,合主编)等。

【王嘉荫】 Wang Jiayin(1911～1976) 字荫之。河北永年人。地质学家、矿物岩石学家、教育家。1935 年毕业于北京大学,曾任教于北京大学、西南联合大学。1949 年后曾任北京地质学院、北京大学教授。长期从事岩石学和矿物学研究,对岩矿鉴定、应力矿物学和岩组学研究均有重要贡献,还是地质学史研究的开拓者。主要论著有:《侵入岩层中长石双晶的研究》(1936)、《一轴晶矿物光轴方位之测定与岩组学》(1940)、《岩组分析实例》(1943)、《放射性元素探寻管见》(1948)、《矿物学纲要》(1949)、《普通地质学》(1951,合著),《普通矿物鉴定》(1954)、《中国地质史料》(1963)、《本草纲目的矿物史料》(1964)、《应力矿物概论》(1978)等。

【毕庆昌】 Bi Qingchang(1911～) 字宙迁。江苏仪征人。地质学家,构造地质学家、教育家。1936 年毕业于中央大学,进入实业部地质调查所工作,曾任台湾省地质调查所所长、台湾大学、私立中国文化大学教授。主要从事大地构造研究,先后在湖南、云南、陕西、甘肃和青海等地进行野外考察。对台湾的地质构造研究有重要贡献。主要论著有:《台湾的构造格局与含石油的可能性》(1956)、《台湾的环太平洋构造》(1960)、《俯冲运动在台湾地体构成中的作用》(1969)、《台湾与阿尔卑斯山之再比较》(1976)等。

【岳希新】 Yue Xixin(1911～1994) 吉林省吉林市人。勘查地质学家。1937 年毕业于北京大学地质系,进入实业部地质调查所工作。曾任地质调查所北平分所技正、地质部地矿司总工程师。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地质调查和矿产勘查技术管理,对中国煤田,特别是南方煤田的分

布和勘探工作做出了重要贡献。主要论著有:《四川威远背斜中部构造现象的研究》(1941)、《鄂西巴东系中之波纹石灰岩动物群》(1941,合著)、《新疆乌恰康苏煤田地质》(1944,合著)、《湖北巴东巫山灰岩及筵科化石》(1948)、《十年来中国煤田地质普查勘探的成就》(1959)、《谈谈南方煤田分布规律及找煤方向》(1961)、《1:250万中国煤田地质图》(1996,主编)等。

【侯仁之】 Hou Renzhi(1911～)　河北枣强人。历史地理学家、地理教育家。1936年毕业于燕京大学,1940年获燕京大学硕士学位。1949年获英国利物浦大学博士学位。曾任燕京大学、清华大学、北京大学教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事历史地理学研究和地理学史研究,开创了城市地理和沙漠历史地理考察新领域,是中国历史地理学和城市地理学的创始人之一,为首都北京城市规划建设做出了重要贡献。曾获何梁何利基金科技成就奖。主要论著有:《天津聚落之起源》(1946)、《北京海淀附近的地形,水道和聚落》(1951)、《关于古北京的几个问题》(1959)、《中国古代地理学简史》(1962,主编)、《北京旧城设计的改造》(1973)、《元大都与明清北京城》(1977)、《历史地理学的理论与实践》(1979)、《中国历史地理学》(1984)、《北京城市规划的演变》(1986)、《历史地理学四论》(1994)、《海淀镇与北京城——历史发展过程中的地理关系与文化渊源》(2000)、《试论北京城市规划建设中的三个里程碑》(2003)等。

【路兆洽】 Lu Zhaoqia(1911～1992)　河北清苑人。地质学家。1934年毕业于北京大学,进入实业部地质调查所任职。1950年后曾任西南地质局副总工程师,地质部南方总局总工程师,西南地质科学研究所副所长。主要从事区域地质研究和矿产普查工作,对中国西南地区的地质矿产勘查和研究做出了重要贡献。主要论著有:《云南施甸之奥陶纪与志留纪地层》(1937,合著)、《云南开远小龙潭褐煤田地质报告》(1939,合著)、《云南永胜县金江街金矿地质》(1941,合著)、《关于皋兰系的时代》(1948)、《云南墨江镍矿储量报告》(1960,合著)、《西南三叠系钾盐形成条件及找钾方向》(1964,合著)等。

【谭其骧】 Tan Qixiang(1911～1992)　字季龙。浙江嘉兴人。历史地理学家、地理教育家。1930年毕业于暨南大学,1932年毕业于燕京大学研究院。曾任暨南大学复旦大学教授、中国历史地理研究所所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事历史疆域政区地理的研究。主编、修订了《中国历史地图集》。是中国地理学会的发起人和历史地理学创始人之一。主要论著有:《湖南人由来考》(1933)、《论丁文江所谓徐霞客在地理上之新发现》(1942)、《秦郡新考》(1947)、《山经河水下游及其支流考》(1965)、《七州洋考》(1979)、《中国历史地图集》(1982～1988,主编)、《中国自然地理、历史自然地理》(1982,主编)、《论〈五藏山经〉的地域范围》(1982)、《淮河水系的形成和发展》(1986)、《中国史学40年》(1989,合著)等。

【边兆祥】 Bian Zhaoxiang(1912～1988)　河北唐县人。地质学家、地质教育家。1936年毕业于北京大学地质系,进入实业部地质调查所工作。曾任中山大学、广西大学、唐山铁道学院、北京地质学院、成都地质学院教授。长期从事区域地质、古生物地层学研究和地质教育事业,培养了一批专业人才。主要论著有:《云南宜良可保村褐炭煤田地质》(1939)、《云南呈贡附近之地质》(1940)、《贵州水城附近大羽羊齿煤系之一剖面》(1944)、《中国泥盆纪含鱼地层之时代探讨》(1947)、《广西南宁附近早期中泥盆纪动物群》(1951)、《四川盆地卡尼克阶地层》(1978)、《四川龙门山印支期构造发展特征》(1980)、《板块构造评论》(1986)、《地球的构造发展及中国区域大地构造划分》(1988)等。

【阮维周】 Ruan Weizhou(1912～1997)　安徽滁县人。地质学家、地质教育家。1935年毕业于北京大学地质系,进入实业部地质调查所工作。1946年获美国芝加哥大学博士学位。曾任北洋大学、北京大学教授、台湾大学教授、地质系系主任、台湾中央研究院总干事,1976年被选为台湾中央研究院院士。1992年被聘为北京大学名誉教授。在台湾长期从事地质教育,培养出一批专业人才。致力于岩石学、矿物学、区域地质及矿物合成方面的研究,对台湾的地质研究和地质教育做出了重要贡献。主要论著有:《山东临朐山旺村之矽藻土》(1937)、《安徽南部海西运动之末相》(1938)、《四川三叠纪石灰岩中之缝合线构造》(1940)、《东北石油资源及石油工业》(1947)、《水成岩之分类——矿物定量之分类法》(1947)、《二十世纪之地质学》(1980,合著)、《中国各地质时代之主要地层》(1982)、《台湾大地构造新释》(1986)等。

【陈国达】 Chen Guoda(1912～2004)　广东新会人。地质学家、大地构造学家、地质教育家。1934年毕业于中山大学。曾任中山大学教授、中南矿冶学院副院长。中国科学院长沙大地构造研究所所长、名誉所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。曾任国际地科联矿床大地构造委员会副主席。长期从事大地构造与矿床研究与教学,创立了地洼构造学说,引起了国内外的重视。培育了一批专业人才。主要论著:《广东的红色岩系》(1933)、《中国东南部红色岩层之划分》(1938)、《广东灵山地震志》(1939)、《中国海岸线问题》(1951)、《中国油页岩概论》(1951)、《中国地台"活化区"的实例并着重讨论"华夏古陆"问题》(1956)、《中国活化区的矿产分析》(1957)、《地壳的第三基本构造单元——地洼区》(1959)、《地台活化说及其找矿意义》(1960)、《1:400万中国大地构造图》(1977)、《中国大地构造概要》(1977,合著)、《中国的地洼型油田》(1980)、《地洼学说及其实践意义》(1980)、《论中国大地构造》(1981)、《地洼学说概论》(1986)、《地洼学说的理论结构和发展纲领》(1991)、《壳体构造——一种综合大地构造学新概念》(1994)、《青藏高原隆升的历史背景和机因》(1997)、《关于多因复成矿床的一些问题》(2000)等。

【翁文波】 Weng Wenbo(1912～1994)　浙江鄞县人。地球物理学家。1934年毕业于清华大学。1939年获英国伦敦帝国学院博士学位。1949年后曾任石油工业部地质勘探司总工程师、石油勘探开发研究院总工程师。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地球物理勘探研究,为中国石油地球物理勘探的理论和方法应用做出重要贡献。他又是预测论的探索者和创建者,对天灾预测有所建树。主要论著有:《中国石油资源》(1946)、《中国含油气远景分布图》(1955,合著)、《地球形态的发展》(1958)、《地球的化学成因》(1960)、《地球的年龄》(1965)、《地震的远景预报》(1966)、《预测论基础》(1984)、《信息代数》(1988,合著)、《预测学》(1994)等。

【李庆逵】 Li Qingkui(1912～2001)　浙江宁波人。土壤学家。1932年毕业于上海复旦大学化学系。1948年获美国伊利诺伊大学农学院博士学位。曾任中国科学院土壤研究所研究员、名誉所长。1955年选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事土壤农业化学研究,是中国土壤分析化学的奠基人。对农肥有深入的研究,取得重要成果。主要论著有:《土壤分析法》(1953,合著)、《从土壤钾素含量和状态来看我国钾肥问题》(1964)、《磷矿粉肥效问题的理论基础》(1966)、《碳酸氢铵粒肥的肥效和机械造粒》(1974,合著)、《中国红壤》(1983,主编)、《中

国水稻土》(1992,合著)、《中国磷矿的农业利用》(1992,合著)、《中国农业持续发展中的肥料问题》(1998,合著)等。

【程裕淇】 Cheng Yuqi(1912～2002) 浙江嘉善人。地质学家、岩石学家。1933年毕业于清华大学地学系,进入实业部地质调查所工作。1938年获英国利物浦大学博士学位。曾任经济部中央地质调查所技正、地质部技术司总工程师、地质部地质研究所所长、地质科学研究院副院长、地质部副部长、地质矿产部总工程师、中国地质学会理事长、中国地质科学院名誉院长。伦敦地质学会荣誉会员(1982)、利物浦大学名誉博士(1988)。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事变质岩地质研究,探讨了变质岩的一些基本问题,规范了变质岩研究方法。是中国变质地质学与前寒武纪地质研究的开拓者,提出了矿床成矿系列的概念,对矿产预测起了重要作用。长期主持地质找矿工作和地质书刊出版的组织规划,对中国的地质事业做出了重大贡献。1945年获赵亚曾研究补助金。曾获国家自然科学奖一等奖(1982)、李四光地质科学奖特别奖(1996)、何梁何科基金科技进步奖。2005年中国地质科学院设立了程裕淇研究生奖。主要论著有:《扬子江下游铁矿志》(1935,合著)、《中国前寒武系》(1962,合著)、《变质岩的一些基本问题和工作方法》(1962,合著)《中国华北和东北地区前震旦系》(1972,合著)、《初论矿床的成矿系列问题》(1979,合著)、《中国主要铁矿类型及其区域成矿分析的一些认识》(1980,合著)、《再论矿床的成矿系列问题》(1983)、《中国区域地质概论》(1994,主编)、《河北平山小觉地区阜平岩群中三种岩类深熔现象的岩相学特征》(2001,合著)。

【侯祥麟】 Hou Xianglin(1912～) 广东汕头人。石油工程学家。1935年毕业于燕京大学化学系。1948年获美国加州理工学院博士学位。曾任石油工业部副部长、中国石油天然气总公司科技委副主任、中国石油化工总公司高级顾问。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。是中国炼油工业的先驱,主持重大炼油新技术的科研攻关,促进了炼油技术的发展,实现了主要油品立足国内的目标。为中国喷气燃料、各种润滑材料等的生产做出了重大贡献。主要论著有:《固体燃料气化方法之进展》(1958,合著)、《碳氢化合物对镍铬合金高温燃烧腐蚀的研究》(1981,合著)、《中国页岩油工业》(1984,主编)、《加强信息交流促进科学发展》(1985)、《中国炼油技术》(1991,主编)、《略论我国石油加工科技探索方向》(1994)、《发展中的中国石化工业》(1996)、《浅论石化企业的技术创新》(1999)、《我与石油有缘(侯祥麟自述)》(2001)、《侯祥麟科技活动文集》(2002)、《20世纪中国石油加工领域科技发展》(2002,合著)等。

【刘恢先】 Liu Huixian(1912～1992) 江西莲花人。地震工程专家。1933年毕业于交通大学唐山工学院。1937年获美国康奈尔大学博士学位。曾任国家地震局工程力学研究所研究员、名誉所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。1952年创建中国科学院工程力学研究所。在结构抗震验算的原则、地震工程学和建筑物抗震等方面,做出了开创性贡献。主持制订了我国1959年和1964年地震区建筑设计规范草案、《中国地震烈度表(1980)》。主要论著有:《论地震力》(1958)、《工业与民用建筑地震荷载的计算》(1961)、《地震工程学的发展趋势》(1963,合著)《关于设计规范中地震荷载计算方法的若干观点和建议》(1965)、《关于地震烈度及其工程应用问题》(1978)、《唐山大地震震害》(1985～1986,主编)、《地震工程学科在中国的发展——回顾与前瞻》(1988)、《工程建设中智能辅助决策系统》(1992,合编)等。

【卢衍豪】 Lu Yanhao(1913～2000) 福建永定人。地质学家、古生物地层学家。1937年毕业于北京大学,留校任教。后入经济部中央地质调查所工作。1945～1946年在美国联邦地质调查所进修地层古生物学,1949年后曾任中国科学院古生物研究所研究员、副所长、中国古生物学会理事长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。曾获丁文江纪念奖。他长期从事古生物地层研究,提出了"生物环境控制论"。对无脊椎动物化石,特别是三叶虫类的分类和演化,做出了突出的贡献。并培育了一批古生物学人才。主要论著有:《辽东太子河流域地层》(1954,合著)、《中国的寒武系》(1962)、《中国的三叶虫》(1965,合著)、《生物环境控制论及其在寒武纪生物地层学上和古动物地理上的应用》(1974,合著)、《三叶虫的个体发育和系统演化》(1980)、《浙江西部寒武纪三叶虫动物群》(1989,合著)、《关于我国寒武系建阶的建议》(1994,合著)、《山东长清张夏中寒武统徐庄阶三叶虫》(2001,合著)等。

【叶连俊】 Ye Lianjun(1913～) 字梅郯。山东日照人。地质学家、沉积地质与矿床学家。1937年毕业于北京大学,进入经济部中央地质调查所工作。1945～1947年在美国联邦地质调查所进修。曾任中国地质调查所技正、中国科学院地质研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事沉积矿产研究,提出了沉积成矿的一系列理论观点。是中国沉积地质学和沉积矿床学的奠基人之一。主要论著有:《近世沉积学之领域及其演进》(1942)、《甘肃中南部地质志》(1944,合著)、《中国锰矿探索工作中的几个基本问题》(1953)、《中国锰矿的沉积条件》(1955)、《论中国沉积矿床的若干形成特点》(1959)、《对沉积相和沉积建造分类原则及划分方法的意见》(1960)、《外生矿床陆源汲取成矿论》(1963)、《沉积古地球物理学》(1974)、《地壳能源的形成及其远景》(1980)、《华北地台沉积建造》(1983,合著)、《中国磷块岩》(1989,合著)、《生物成矿作用研究》(1993)、《生物有机质成矿作用和成矿背景》(1998,合著)等。

【任美锷】 Ren Meie(1913～) 浙江宁波人。地貌学家、海洋地质学家、地理教育家。1934年中央大学毕业。1939年获英国格拉斯哥大学博士学位。曾任教于浙江大学、复旦大学、中央大学教授。1949年后任南京大学教授、地理系主任。中国科学院南京地理研究所所长、中国科学院海洋研究所研究员、国际海洋研究委员会中国国家委员会主席。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地貌学和海洋学的研究和教学。对地貌和沼泽沉积有深湛的研究,对中国现代地理学的发展做出了突出的贡献。主要论著有:《中国云南玉龙山冰川作用》(1958)、《云南南部地貌区划》(1965,合著)、《中国自然地理纲要》(1979,合著)、《论现实主义原则在海洋地质学中的应用——以中国海岸带及近海大陆架为例》(1979,合著)、《中国海岸带沉积》(1985,合著)、《当前我国港口发展条件分析——兼论上海国际航运中心》(1998,合著)、《再论长江三角洲可持续发展战略》(2001)、《地理科学研究的理论和实践——以长江三角洲为例》(2004)等。

【黄秉维】 Huang Bingwei(1913～2000) 广东惠阳人。自然地理学家。1934年毕业于中山大学。进入实业部地质调查所工作。1950年后历任华东工业部经济研究所副所长、中国科学院地理研究所所长、名誉所长。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。长期从事自然环境、自然资源和自然区划的综合研究,揭示了中国自然地域分异的地带性规律,为农林牧等部门制订规划、政策提供了科学依据。是中国现代自然地貌学研究的奠基者和组织者。主要论著有:《中国植物地理大纲》(1936)、《中国地理》(1938)、《自然地理》(1941)、《中国综合自然区划草

案》(1959,主编)、《中国自然地理》(1973)、《中国农业生产潜力——光合潜力》(1985)、《中国综合自然区划纲要》(1989)、《自然地理综合工作概述》(1990)等。

【李璞】 Li Pu(1914～1968)　山东文登人。地质学家。1942年毕业于清华大学(西南联合大学)地质系,1950年获剑桥大学博士学位。曾任中国科学院地质研究所、地球化学研究所研究员、同位素地质室主任。1951年带队赴西藏,是对西藏进行系统地质科学考察第一人。长期从事地质矿产和同位素地质研究,是中国同位素地质研究的奠基人之一。主要论著有:《路南县地质矿产报告》(1943)、《西藏东部地质的初步认识》(1955)、《关于如何寻找超基性岩和基性岩有关铬镍等矿床的报告》(1959)、《祁连山地质志》(1981,合著)、《祁连山地质研究简况》(1961,合著)、《地质绝对年龄研究与地质科学》(1962)、《内蒙古和南岭地区某些伟晶岩和花岗岩的钾-氩法绝对年龄测定》(1963,合著)。

【吴磊伯】 Wu Leibo(1914～1984)　湖南临湘人。地质学家。1938年毕业于北京大学(西南联合大学)地质系,进入中央研究院地质研究所工作,曾任东北地质学院教授、物探系主任、地质出版社副社长兼总编辑、地质部地质力学研究所研究员、副所长。主要从事地质力学及构造成岩成矿研究,对中国铀矿的发现、成矿规律的研究做出了重要贡献。主要著作有:《广西河池南丹之钨锡锑矿》(1939)、《记广西东部几种铀矿物》(1943,合著)、《广西富贺钟区铀矿之发现》(1944,合著)、《对湖南山系构造之几点意见》(1948)、《厦门金门列岛之地质构造》(1950)、《浙江北部地质构造的轮廓》(1951)、《小型构造及其应用》(1955)、《大别山区域构造并着重论述其中南北向构造带与其他构造体系的复合现象》(1958,合著)、《中国显著的纬向构造带及有关的磁力重力异常》(1964)、《经向构造体系的分布规律及其地质力学意义》(1982)等。

【谷德振】 Gu Dezhen(1914～1982)　河南密县人。地质学家、水文工程地质学家。1942年毕业于西南联合大学,进入四川省地质调查所工作。1945年任职于中央研究院地质研究所。1949后曾任地质部淮河工程地质队队长、铁道部大桥工程局技术顾问、长江流域规划办公室副总工程师、地质部水文地质工程地质局总工程师、长江三峡工程指挥部总工程师、西南铁路指挥部总工程师、顾问、中国科学院地质研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。创建了岩体工程地质力学新学科,为发展我国工程地质学做出了重大贡献。是中国工程地质学的开拓者。主要论著有:《四川南江旺苍间火成岩体之侵入时代》(1945,合著)、《广元旺苍区域地质》(1945)、《从节理统计讨论重庆北温泉成因》(1948,合著)、《浙江桐庐附近帚形构造与其他小型构造之关系》(1948,合著)、《长江流域规划工程地质》(1957)、《中国喀斯特研究现状》(1961)、《地质构造与工程建设》(1963)、《水文工程地质问题》(1965)、《水力水电工程地质》(1974)、《岩体工程地质力学基础》(1979)、《中国工程地质力学基本问题》(1979)、《中国工程地质力学的基本研究》(1985,合著)等。

【武衡】 Wu Heng(1914～1999)　江苏徐州人。地质学家、科学管理学家。1934年就读于清华大学地学系。1937年后参加抗日战争。1949年后曾任东北科学研究所所长、中国科学院东北分院秘书长、中国科学院副秘书长、国务院科学规划委员会副秘书长、国家科学技术委员会副主任、全国地层委员会主任、全国发明协会会长、中国南极考察委员会主任。参与领导制定全国科学技术长远规划,为建立中国科学研究机构格局和管理制度,推动中国科学技术的发展做出了重大贡献。1955年被选聘为中国科学院学部委员(院士)。主要论著有:《先进的苏联科学计划工作》(1954)、《建立两个中心,搞好情报工作》(1982)、《抗日战争时期解放区科学技术发展史资料(第1～9辑)》(1983～1989,主编)、《当代中国的科学技术事业》(1992,主编)等。

【贾福海】 Jia Fuhai(1914～2004)　山西原平人。水文地质、工程地质学家。1941年毕业于北京大学(西南联合大学)。曾任地质部水文地质工程地质司总工程师、国土资源部科学技术高级咨询中心高级顾问。长期从事水文地质、工程地质勘查。对上海地面沉降、海南岛严重缺水等重大问题的解决起到关键作用。对中国水文地质及工程地质学的发展及应用发挥了重要作用。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要论著有:《云南昆阳地质》(1941)、《菱镁矿说略》(1948)、《山东蓬莱新蒙区煤田地质》(1951)、《黄河三门峡水利枢纽工程地质》(1957)、《论上海基底碳酸盐岩层储水的可能性:探索控制地面沉降的措施》(1981)、《我国玄武岩地下水的研究现状及今后研究的主要问题》(1988)、《从〈中国玄武岩地下水〉研究成果看尽快开展全国水文地质专题综合研究的必要性和迫切性》(1998)等。

【黄绍显】 Huang Shaoxian(1914～1989)　山东即墨人。地质学家。1940年毕业于北京大学(西南联合大学)。曾任二机部第三局副总地质师、核工业总公司第三研究所副所长、高级工程师、中国核学会铀矿地质学会理事长、《铀矿地质》主编。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事铀矿地质普查勘探,是中国铀矿地质事业的创建人之一。对发展铀矿成矿理论和找矿做出了贡献。主要论著有:《云南兰坪县澜沧江东岸水银矿》(1941)、《宁夏小松山铬铁矿之发现》(1946)、《区域地质条件及盆地地质条件对评价中新生代陆相碎屑岩型铀矿床的意义》(1954年)、《中国东部砂岩型铀矿床与太平洋成矿带的关系》(1954年)、《中国中新生代陆相碎屑岩型铀矿床与区域地质背景的关系》(1981,合著)等。

【程纯枢】 Cheng Chunshu(1914～1997)　浙江金华人。气象学家。1936年毕业于清华大学。1945～1946年在美国芝加哥大学和美国天气局进修。1950年后任中国气象局中央气象台和观象台总工程师、副局长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期致力于气象观测技术、天气学、农业气候学等方面的研究,是中国气象工作的开拓者之一,为开创和发展中国气象事业做出了重要贡献。主要论著有:《西北的气候》(1941)、《中国天气范型》(1949)、《中国冬半年暖气流之活动与南副锋系》(1955)、《我国的人工降水试验》(1959)《对西南各省区预报改革的认识》(1964)、《中国的气候与农业》(1993)等。

【郭令智】 Guo Lingzhi(1915～)　湖北安陆人。构造地质学家、地质教育家。1939年毕业于中央大学,留校任教。1949～1951年在英国伦敦大学皇家学院进修深造。回国后任南京大学教授、副校长、代校长。1993年当选为中国科学院院士。主要从事区域大地构造特别是板块构造研究,首先把板块构造说的沟弧盆体系应用于中国南部元古代构造研究。长期任教于南京大学,培养了大批地质人才。主要论著有:《中国大地构造问题》(1956,合著)、《板块构造与成矿作用》(1981,合著)、《论地体构造——板块构造理论的最新问题》(1984,合著)、《从固定论到活动论——大地构造理论思维轨迹》(1993,合著)、《江南中新元古代岛弧的运动学和动力学》(1996,合著)、《中国地体构造研究进展综述》(2000,合著)、《论构造耦合作用》(2003,合著)等。

【朱显谟】 Zhu Xianmo(1915～)　上海崇明人。土壤学家。1940年毕业于中央大学。中国科学院西北水土保持研究所研究员、名誉所长。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。

对土壤剖面进行过深入的对比研究。提出了整治黄土高原和根治黄河灾害的战略措施，为黄土高原环境的综合治理做出了重要贡献。主要论著有：《庐山土壤概要》(1947)、《黑龙江东部土壤》(1953)、《黄土地区土壤侵蚀分类》(1956)、《垆土》(1964)、《中国土壤》(1977，合著)、《黄土地区的水土流失及其防治》(1978)、《中国综合农业区划》(1983)、《中国黄土高原的土壤与农业》(1987，合著)、《试论中国黄土高原土壤与环境》(1995，合著)、《再论黄土高原国土整治"28"字方略》(1996)、《黄土高原的生态环境与"土壤水库"——重塑黄土地的理论依据》(2000)、《抢救"土壤水库"实为黄土高原生态环境综合治理的关键》(2001)等。

【宋叔和】 Song Shuhe(1915～) 河北迁安人。岩石学家、矿床地质学家。1938年毕业于清华大学(西南联大)地学系，留校任教。曾任甘肃地质局总工程师、地质部西北地质研究所所长、地质矿产部矿床地质研究所名誉所长。1980年被选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事岩石学和有色金属矿床的研究，为白银厂铜矿的勘探开发做出重要贡献。提出海相火山岩的分类。获国家科技进步奖二等奖(1996)。主要论著有：《云南保山仁和桥之下志留纪笔石》(1942)、《天山之火山岩》(1947)、《皋兰系之时代与变质》(1948，合著)、《甘肃皋兰县白银厂黄铁矿》(1949)《祁连山一带黄铁矿型铜矿的特征与成矿规律》(1955)、《中国一些岩浆岩类型及其成矿特征》(1979)、《黄铁矿型铜和多金属矿床——世界范围内一些主要矿带和矿床类型对比》(1982)、《中国矿床》(1989，主编)、《地球科学应用学科之一的普查勘探地质学》(1989)、《中国矿产资源图》(1992，主编)、《火山岩型铜多金属硫化物矿床 VCPSD 知识模型》(1994，合著)等。

【秦馨菱】 Qin Xinling(1915～2003)山东安丘人。地球物理学家。1937年毕业于清华大学，入经济部中央地质调查所工作。1945～1946年赴美进修。曾任北京地质学院、中国科技大学教授、国家地震局地球物理研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地球物理勘探、地震观测和探空技术研究。是中国地震观测和地球物理勘探学的先驱者之一，为中国空间技术的发展做出了贡献。主要论著有：《山东金岭铁矿附近磁力探测结果》(1951，合著)、《核子旋进式磁力仪》(1957)、《振动台原理和地震检波器的试验》(1957)、《对地震观测的管窥之见》(1981)、《ISC 地震震级测定工作目前情况及建议之改进》(1989)、《中国地球物理学会之成立与发展》(1994，合著)等。

【郭文魁】 Guo Wenkui(1915～1999) 字光甫。河南安阳人。矿床地质学家。1937年毕业于北京大学留校任教，后入资源委员会矿产测勘处工作。1945～1947年赴美国进修。1955年以后历任地质部远景计划司总工程师、地质矿产部矿床地质研究所所长、地质研究所所长、名誉所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)，1987年被选为美国纽约科学院院士。主要从事矿床学研究，在岩浆岩成矿作用、金属矿床原生分带、内生金属矿床的区域成矿作用等方面都有创新的理论。对铜官山铜矿的勘探开发做出了重要贡献。主要论著有：《昆明二村奥陶纪地层》(1942)、《云南东部地质》(1944)、《论安徽铜官山铜矿成因》(1957)、《中国铜矿工业类型及其分布规律》(1959，合著)、《某些金属矿床的原生分布及其成因问题》(1963)、《中国地质演变概况》(1978)、《西华山钨矿床的金属矿化作用——一个与岩浆后期渗浸联系的热液矿脉之实例》(1983)、《中国内生金属成矿图(1:400万)及说明书》(1987，主编)、《再谈类花岗岩成矿作用》(1989)等。

【王鸿祯】 Wang Hongzhen (1916～) 山东苍山人。地质学家、古生物地层学家、地质教育家。1939年毕业于北京大学(西南联大)地质系，1947年获英国剑桥大学博士学位。中国地质大学教授。曾任北京大学教授、北京地质学院副院长、武汉地质学院院长、中国古生物学会理事长，国际地科联地质科学史委员会副主席、荣誉委员。1980年当选中国科学院学部委员(院士)。建立了四射珊瑚的分类演化体系，主编了《中国古地理图集》(1985)，古生代珊瑚分类学和构造古地理学研究的开拓者。提出了泛大陆聚散周期，研究了古大陆再造，形成了全球构造活动论和历史发展阶段论相结合的地球史观。在地质教育上，倡导拓宽专业和学科间的融合，培育了一批地质人才。曾获国家自然科学一等奖(1982)、二等奖(1987，1991)、何梁何利基金科技进步奖(1994)和李四光地质科学奖特别奖(1996)。主要著作有：《四射珊瑚的骨骼微细构造和新分类》(1950)、《亚洲地质构造发展的主要阶段》(1979)、《中国古生代珊瑚分类、演化与生物古地理》(1989，合著)、《中国地质事业早期史》(1990，主编)、《东西方地学思想的国际交流》(1991，主编)、《中国古大陆边缘与大地构造名词体系》(1994)、《中国地学学科的发展》(1996，合著)、《泛大陆周期、地球节律与可能的地球膨胀(1997，合著)、《中国地质科学五十年》(1999，主编)、中国层序地层问题(2000)、《中国和蒙古的地质》(2005，合著)等。

【叶笃正】 Ye Duzheng(1916～) 安徽安庆人。气象学家。1940年毕业于清华大学(西南联大)地学系。1946年赴美，1948年获芝加哥大学博士学位。曾任中国科学院大气物理研究所研究员、所长、名誉所长、中国科学院副院长、中国气象学会理事长、名誉理事长。还是芬兰科学院外籍院士、伦敦皇家气象学会名誉会员、美国气象学会名誉会员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。曾获国家自然科学奖一等奖、二等奖、何梁何利基金科学技术成就奖(1995)、2005年度国家最高科学技术奖。是国际大地测量和地球物理联合会(IUGG)中国委员会主席、国际地圈生物圈科学委员会中国委员会主席。主要从事气象科学研究，是中国近代动力气象学的重要奠基人，中国科学院大气物理研究所的重要创建人。对大气环流、青藏高原气象事业在全球变化中的作用做出了开拓性贡献。主要论著有：《1945～1946冬季中国对流层上部的环流》(1949)、《西藏高原对东南亚大气环流的影响》(1952)、《大气环流若干基本问题》(1957，合著)、《青藏高原气象学》(1979，合著)、《大气各类运动的多时间尺度特征》(1980，合著)、《动力气象学》(1988，合著)、《中国的全球变化预测研究》(1992，合著)、《全球变化和我国未来的生存环境》(1995，合著)、《20世纪全球增暖最显著的区域》(2001，合著)、《气候研究进展和21世纪发展战略》(2003，合著)等。

【朱祖祥】 Zhu Zuxiang(1916～1996) 浙江宁波人。土壤化学家、教育家。1938年毕业于浙江大学农学院。1948年获美国密歇根大学博士学位。曾任浙江农业大学教授、名誉校长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。早期提出土壤离子效应和晶格结构等概念。通过土壤中磷的转化研究，从正反两方面论证了养分位的实际涵义。对土壤和水稻营养化学诊断做了系统的研究。做出了突出的贡献。主要论著有：《土壤中有效养料的能量概念》(1965)、《早稻缺磷发僵的化学诊断》(1974)、《土壤磷酸盐位的理论与应用》(1979)、《土壤学》(1980，主编)、《大力开展矿山植物的研究、开发和保护》(1989，合著)、《铁铝氧化物吸附磷的研究》(1990)、《pH 对土壤吸持磷酸根的影响及其原因》(1991)、《有机络合态 Cr 在土壤-植物系统中的污染行为》(1994，合著)、《土壤中铬的有效性与污染生态效应》(1995，合著)、《针铁矿对重金属离子的竞争吸附研究》(1996，合著)等。

【吴汝康】 Wu Rukang(1916～) 江苏武进人。古人类学家。

1940年毕业于中央大学。1949年获美国圣路易斯华盛顿大学博士学位。曾任大连医学院教授、中国科学院古脊椎动物与古人类研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。精于人体解剖学和人类学研究,先后对蓝田猿人、北京猿人、马坝人、丁村人、柳江人、资阳人、禄丰古猿和巨猿做了系统研究,提出从猿到人类的过渡、人类体质发展的不平衡性、人类进化等理论。是中国古人类学的开拓者之一。曾获何梁何利基金科技成就奖。主要论著有:《巨猿下颌骨和牙齿化石》(1962)、《人类的起源和发展》(1976)、《人类发展史》(1978,合著)、《中华人民共和国的古人类学和旧石器时代考古学》(1985,合著)、《北京猿人遗址综合研究》(1985,合著)、《人体测量方法》(1985,合著)、《中国远古人类》(1989,合著)、《古人类学》(1989)、《今人类学》(1990)、《南非的古人类研究》(1995)、《魏敦瑞对北京猿人化石的研究及其人类演化理论》(1999)、《人类的未来》(2001)、《海南岛少数民族人类学考察》(1993,合著)、《人类的诞生与进化》(2002)、《南京直立人》(2002,合著)等。

【陈庆宣】 Chen Qingxuan(1916～2005)　湖北黄陂人。构造地质学家。1941年毕业于北京大学(西南联合大学)。曾任职于资源委员会矿产测勘处、中央研究院地质研究所。1949年后曾任中国科学院地质研究所、中国科学院兰州地质研究所、地质部地质力学研究所研究员。1991当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事区域地质研究,奠定了祁连山地质研究基础,主持西南区域稳定性调查,对重大工程选址和地壳稳定性评价做出了重要贡献。主要论著有:《贵州水城小河边二叠系煤田地质》(1942,合著)、《湖南江华麻江源钨锡矿》(1943)、《安徽铜官山矿区外围普查》(1952)、《祁连山地质志》(1956,合著)、《中国构造体系现今活动性》(1980)、《东西构造带形成机制和有关问题的讨论》(1980)、《长江三峡及邻区地震危险区的三维数值模拟与地震危险性分析》(1999,合著)、《川东—鄂西郁江逆冲断层轨迹结构及扩展过程》(2001,合著)等。

【李星学】 Li Xingxue(1917～)　湖南郴县人。古植物学家。1942年毕业于重庆大学,进入经济部中央地质调查所工作。长期担任中国科学院南京地质古生物研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事古植物和地层学研究,取得了一系列突破性成果,做出了重要贡献。培养了一批古植物学人才。主要论著有:《宁夏古生代植物》(1945)、《华北月门沟群植物化石》(1963)、《中国晚古生代陆相地层》(1963)、《中国中生代植物》(1963,合著)、《中国古生代植物》(1974,合著)、《中国泥盆纪植物群》(1978,合著)、《中国晚古生代陆相地层研究新进展》(1979)、《植物界的发展演化》(1981)、《论薄皮木属》(1986,合著)、《华夏植物群的起源演替与分布》(1997)、《江苏太湖地区晚更新世以来古生物群及环境》(1999,合著)、《甘肃靖远及景泰纳缪尔E带植物群》(2004,合著)等。

【刘东生】 Liu Dongsheng(1917～)　天津市人。地质学家、环境地质学家。1942年毕业于西南联合大学。中国科学院地质与地球物理研究所研究员。曾任中国第四纪研究委员会主席,中国科学技术协会书记处书记,国际第四纪研究联合会主席,中国青藏高原研究会理事长,1987年被授予澳大利亚国立大学荣誉科学博士。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。组织领导了多次青藏高原综合科学考察,并亲自考察了南极和北极,成为足历三极的第一人。长期从事黄土和第四纪地质的研究,确立了黄土新风成学说。提出了以气候变化为依据的中国第四纪地层表。组织领导了中国的全球变化研究,是中国环境地质学的开创人。主编《中国科学技术专家传略》地学卷1～3卷。1948年获陈康纪念奖,曾获国家自然科学一等奖(1987),二等奖(1984),陈嘉庚自然科学奖(1990),何梁何利基金科学技术进步奖(1995),国际泰勒环境成就奖(2002),2003年度国家最高科学技术奖。主要著作有:《四川歌乐山哺乳动物群》(1948,合著)、《南京五通系中的泥盆纪鱼化石》(1957,合著)、《黄河中游黄土》(1964)、《中国的黄土堆积　附中国黄土分布图　1:400万》(1965,合著)、《黄土的物质成分和结构》(1966,合著)、《环境地质学的出现》(1972)、《环境地质学》(1979)、《黄土与环境》(1985,合著)、《中国第四纪研究新进展》(1985)、《中国黄土的古气象记录及其反映的古气候演化》(1985)、《以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表》(2000,合著)、《距今30Ka前后我国西北沙漠地区的古环境》(2003,合著)等。

【关士聪】 Guan Shicong(1917～2004)　广东南海人。石油地质学家。1940年毕业于北京大学(西南联合大学),进入经济部中央地质调查所工作。1943年后先后任职于新疆地质调查所、中央地质调查所西北分所、地质部石油局、海洋地质所等,曾任地质矿产部石油局总工程师。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事区域石油普查和石油地质研究,是中国石油地质、油气沉积盆地和古地理研究的先驱,为我国石油地质勘查事业做出了重要贡献。主要论著有《甘肃中南部地质志》(1944,合著)、《天山的钢铁资源》(1946)、《内蒙古伊克昭盟卡布其煤田地质》(1956)、《六盘山石油地质》(1957)、《中国海域区划》(1962)、《中国晚元古代至三叠纪海域沉积环境模式探讨》(1980,合著)、《中国东部中生代陆相沉积的构造与油气》(1980,合著)、《中国古海域变迁、海域沉积相与油气》(1983)、《中国中新生代陆相盆地发育、沉积与油气》(1987,主编)、《中国中新生代陆相沉积盆地与油气》(1991,合著)等。

【池际尚】 Chi Jishang(1917～1994)　女,湖北安陆人。地质学家、岩石学家、地质教育家。1941年毕业于清华大学(西南联大)。1949年获美国布伦茂学院博士学位,并在加州大学作博士后研究。曾任北京地质学院教授、武汉地质学院教授、副院长、中国地质大学教授、联合国国际地质对比计划(IGCP)执行局成员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事岩石学的科研及教学,在构造岩石学和流变学方面取得了开拓性成果。早年的调查工作奠定了祁连山地质研究的基础,是中国地幔岩研究的开拓者,对金伯利岩研究和寻找金刚石做出了重要贡献。培养了一批地质人才。主要论著有:《尤庐大理岩加温700℃后结构特征的保存》(1950)、《常温无水条件下变形实验的尤庐大理岩的岩组》(1951)、《费德洛夫法简明教程》(1960)、《岩浆岩岩石学》(1962,合著)、《山东红旗Ⅰ～Ⅵ号金伯利岩岩石化学成分》(1967)、《山东红旗Ⅰ-Ⅵ号金伯利岩稀有元素综合利用》(1967)、《构造岩组学分析入门》(1977)、《费德洛夫法》(1983,合著)、《岩浆作用及岩浆岩概述》(1987)、《中国东部新生代玄武岩及上地幔研究》(1988,主编)、《中国原生金刚石成矿地质条件研究》(1996)等。

【陈梦熊】 Chen Mengxiong(1917～)　江苏南京人。工程地质、水文地质学家。1942年毕业于西南联合大学,后入经济部中央地质调查所工作。曾任地质矿产部水文地质工程地质局副总工程师、国土资源部科技高级咨询中心高级顾问。长期担任中国区域水文地质普查工作的技术指导,制定了一整套规程、规划,对完成全国水文地质普查任务做出了贡献。是中国水文地质研究的开拓者之一。是德国Leopold von Buch奖章的获得者。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要论著有:《中国水文地质分区的初步研究》(1957)、《综合水文地质图编图原则

探讨》(1964)、《综合水文地质图编图方法与图例》(1979,主编)、《地下水资源与地下水系统研究》(1987)、《地下水系统分析与概念模型》(1994)、《中国水文地质环境地质问题研究》(1998)、《中国地下水资源与环境》(2002,合著)、《城市水资源的合理利用与可持续发展》(2003)等。

【郭承基】 Guo Chengji(1917～1997) 山西清徐人。地球化学家、矿物学家。1943年毕业于北京大学。1947年毕业于日本京都大学。中国科学院地球化学研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事矿物化学和地球化学研究,是中国稀有元素矿物和地球化学研究领域的开拓者。主要论著有:《矿物化学鉴定法》(1957)、《放射性元素矿物化学》(1959)、《稀有元素矿物的鉴定》(1959)、《稀土矿物化学》(1963)、《花岗岩类的演化》(1979)、《稀土地球化学演化》(1985)等。

【董申保】 Dong Shenbao(1917～) 江苏常州人。地质学家,岩石学家,地质教育家。1940年毕业于北京大学(西南联合大学)。1948年赴法国巴黎大学及克勒蒙菲朗大学进修,1950年回国。曾任长春地质学院教授、院长,现任北京大学教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地质学的科研和教育工作,在岩浆岩及变质岩方面做出了突出的贡献。是中国变质地质学的开创者之一。主编的中国变质地质图具有总结性和开创性。在教学中重视野外实践和实验室建设,培养了一批地质人才。曾获国家自然科学奖二等奖(1987),李四光地质科学奖荣誉奖(1996)。主要论著有:《华北前震旦纪变质岩系几个问题的讨论》(1962)、《花岗岩的争论和成因分类的探讨》(1962)、《变质作用与成矿》(1973)、《中国变质地质图(1:400万)及其说明书》(1986,主编)、《中国变质作用及其与地壳演化的关系》(1986,合著)、《中国蓝闪石片岩带的一般特征及其分布》(1989)、《中国变质作用研究的发展趋势及现状》(1998)、《变质作用矿床概述》(1999)、《花岗岩拓扑学的反思》(2003,合著)等。

【彭琪瑞】 Peng Qirui(1917～1985) 湖南湘阴人。地质学家、矿物学家。1938年毕业于清华大学(西南联合大学),进入经济部地质调查所工作。1948年获美国亚利桑那大学硕士学位,1951年获哥伦比亚大学博士学位。1956年回国,任中国科学院地质研究所研究员。1962年任教于香港大学。开拓了中国粘土矿物的研究。主要论著有:《广西田阳天保百色水晶的初步研究》(1939)、《威宁、水城铅锌矿》、《贵州威宁妈姑赤铁矿之成因》(1942)、《贵州之铝土矿及其性质与变化》(1944)、《凤城矿物志》(1963)、《中国粘土矿物研究》(1963)、《香港矿物》(1979)等。

【谢义炳】 Xie Yibing(1917～1995) 湖南新田人。气象学家、气象教育家。1940年毕业于清华大学(西南联大)。1949年获美国芝加哥大学博士学位。北京大学教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期致力于气象学的研究与教学。曾发现大气环流的冷涡结构和发展过程,提出了大气半涡旋运动的理论。是低纬度天气学和动力学研究的开创者。主要论著有:《清代水旱灾周期研究》(1943)、《北京的气候》(1954,合著)、《天气学基础》(1959,合著)、《气象学引论》(1959,合著)、《赤道辐合带上扰动不稳定性的简单理论分析》(1964,合著)、《动力分析及其在天气预报中的作用》(1978,合著)、《纬圈平均大气运动特征的振动》(1980)、《天气环流与气候学》(1982)、《潮湿斜压大气圈的观测与理论研究》(1984)、《大气运动中动力与热力过程的基础理论研究》(1991)等。

【穆恩之】 Mu Enzhi(1917～1987) 字惠斋。江苏丰县人。地层古生物学家。1943年毕业于西南联合大学,进入经济部中央地质调查所工作。曾任中国科学院南京地质古生物研究所研究员、副所长、中国科学院南京分院副院长、国际古生物协会笔石工作组主席。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。创立了一套笔石分类系统,建立了中国笔石动物群的基本序列,提出了笔石体的复杂化和生态分异学说,是笔石研究的开拓者。培育了一批古生物人才。主要论著有:《五峰页岩中之笔石》(1945)、《关于笔石的演化和分类》(1950)、《中国树形笔石》(1955)、《中国含笔石层》(1959)、《笔石》(1960,合著)、《中国的笔石》(1962,合著)、《笔石体的复杂化》(1963)、《舌笔石的发育形式和系统分类位置》(1966)、《正笔石及正笔石式树形笔石的演化、分类和分布》(1974)、《论中国的奥陶系与志留系的分界》(1983)、《笔石的发展阶段和地层界线》(1984)、《笔石的分类学和分类》(1987)等。

【童宪章】 Tong Xianzhang(1918～1996) 石油工程学家。原籍江苏扬州,生于北京。1941年中央大学物理系毕业。曾任石油工业部石油勘探开发科学研究院总工程师。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事油田测井、钻井及开采,多年研究注水油田规律,提出的"童氏水驱曲线方法及软件"解决了油田稳产的关键问题,在国内各油田普遍应用,并推广至澳大利亚及委内瑞拉。主要论著有:《油气田开发与开采的研究方法》(1963,合译)、《压力恢复曲线在油、气田开发中的应用》(1977)、《油井产状与油藏动态分析》(1981)、《应用童氏水驱曲线分析方法解决国内外一些油田动态分析问题》(1989)、《试用TATC现代试井软件解释ZY油区部分油井的初步结果》(1989,合著)、《一种新的自动拟合试井解释法》(1989,合著)、《试井分析中有效井径模型、表皮效应模型及其降压解、样板曲线对比》(1991,合著)等。

【业治铮】 Ye Zhizheng(1918～2003) 江苏南京人。地质学家。1941年毕业于中央大学。1948年获美国密苏里大学硕士学位。曾任长春地质学院教授、地质系系主任、教务长、南京地质矿产研究所任副所长、所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事沉积岩、沉积学和海洋沉积学研究。是中国古海洋学和沉积学理论研究的开拓者,对中国沉积地层学研究做出了重要贡献。主要论著有:《石灰岩的结构成因分类》(1964)、《震旦纪藻碳酸盐岩石的沉积作用》(1965)、《冲绳海槽晚更新世-全新世沉积物的初步研究》(1983)、《西沙群岛岛屿类型划分及其特征的研究》(1985,合著)、《西沙石岛晚更新世风化生物砂屑灰岩的沉积构造和相模式》(1985,合著)、《沉积磁组构在长江三角洲晚第四纪古土壤研究中的应用》(1994,合著)、《黄海南部陆区全新世埋藏潮沙体》(1995,合著)等。

【吴传钧】 Wu Chuanjun(1918～) 江苏苏州人。经济地理学家。1941年毕业于中央大学地理系。1948年获英国利物浦大学博士学位。中国科学院地理科学与资源研究所研究员。国际地理联合会副会长。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地理学的综合研究,提出地理学是具有自然-技术-经济结合特点的边缘科学,对中国经济地理学研究做出了重要的贡献。曾获国家科技进步一等奖(1992)二等奖(1995)。主要论著有:《中国粮食地理》(1942)、《黄河中游西部地区经济地理》(1956)、《经济地理学——生产布局的科学》(1960)、《中国农业地理总论》(1980,主编)、《中华人民共和国国家农业地图集》(1989,合编)、《国土开发整治与规划》(1990,合著)、《1:100万中国土地利用图集》(1990,主编)、《中国海岸带土地利用》(1993,合著)、《现代经济地理学》(1997,合著)、《增强我国西部地区自我发展能力是根本》(1997)等。

【周明镇】 Zhou Mingzhen(1918～1996) 上海市人。古生物

学家。1943年毕业于重庆大学,1950年获美国理海大学博士学位。曾任中国科学院古脊椎动物与古人类研究所研究员、所长、中国自然科学博物馆学会理事长、北京自然博物馆馆长、国际古生物协会副主席。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事新生代纪哺乳动物群研究,最早向中国介绍了《点断平衡论》生物演化学说。研究、发现了中国古新统地层和脊椎动物群,建立了典型剖面和哺乳动物群组合。培养了一批古脊椎动物人才,对中国新生代地层研究做出了重要的贡献。主要论著有:《华南第三纪和第四纪初期哺乳类动物群的性质和对比》(1951)、《山西垣曲同善镇泥河湾期哺乳类化石及其地层意义》(1954)、《东北第四纪哺乳动物化石志》(1959)、《中国的象化石》(1962)、《河南、山西晚始新世哺乳类化石地点与化石层位》(合著,1973)、《内蒙古四子王旗晚古新世地层及哺乳动物群的性质与对比》(1976,合著)、《广东南雄古新世哺乳动物群》(1977,合著)、《董氏蜀兽 Shuotherium dongi 新属、新种,中国四川侏罗系发现的一种具假三楔式臼齿的真兽类》(1982,合著)等。

【顾知微】 Gu Zhiwei(1918~) 字颖生,江苏南京人。地层古生物学家。1942年毕业于西南联合大学,进经济部中央地质调查所工作。中国科学院南京地质古生物研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。他长期从事地层古生物研究,特别对陆相中生界动物群的研究有重要贡献,对侏罗纪、白垩纪地层瓣鳃类有精深的研究。主要论著有:《川西铜街子建造之晚期下三叠纪动物化石》(1948)、《中国的侏罗系和白垩系》(1962)、《中国的瓣鳃类化石》(1976,合著)、《论中国非海相中生代地层与瓣鳃类化石的分布与发展》(1979)、《中国中生代非海相双壳类化石地层分布与发展》(1982)、《回顾类三角蚌超科的分类兼论其与珠蚌超科的交替消长》(1989)、《关于费尔干蚌 *Ferganochocha*》(2002)等。

【韩德馨】 Han Dexin(1918~) 江苏如皋人。煤田地质学家。1942年毕业于西南联合大学,后留学美国。曾任北京矿业学院教授,现任中国矿业大学教授。1995年当选为中国工程院院士。长期从事煤田地质学和煤岩学的研究与教学,是中国煤田地质研究教育事业的开拓者之一。主要论著有:《淮南煤田新庄孜矿的煤岩研究及煤质鉴定》(1956)、《京西安家滩古生代煤系与煤层综合研究》(1959)、《中国东部中生代含煤建造形成的大地构造条件与沉积环境》(1965)、《煤田地质学》(1974,主编)、《中国煤田地质学》(1979)、《中国煤田地质学史的研究和发展》(1982)、《我国聚煤作用的特征及其演化规律》(1987)、《中国煤岩学》(1996,主编)、《应用神经网络技术进行煤与瓦斯突出预测》(1997,合著)等。

【汪闻韶】 Wang Wenshao(1919~) 江苏苏州人。土力学及土坝、地基抗震学家。1943年毕业于中央大学。1949年获美国艾奥瓦大学硕士学位。1952年获伊利诺伊理工学院博士学位。水利水电科学研究院抗震防护研究所所长、教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。从事水利水电工程地震震害分析和抗震设计研究,重点研究饱和沙土的液化机理及其在振动作用下的孔隙水压力产生、扩散和消散基本规律,建立了计算模式的雏形。1966年邢台地震以后,更加集中于水工建筑物地基和土石坝的抗震研究,做出了显著的贡献。主要论著有:《直流电在土中作用及其对土物理力学性影响》(1955)、《大浦闸地基沉降分析报告》(1958)、《土坝地震稳定问题综述》(1963)、《饱和砂土振动孔隙水压力的产生、扩散和消散》(1964)、《中小型水工建筑物抗震知识》(1979)、《土的液化机理》(1981)、《关于饱和砂土液化机理和判别方法的某些探讨》(1984)、《中国水利工程震害资料汇编,1961~1985》(1990,主编)、《岩土与水工建筑物相互作用研究》(1993,主编)、《土的动力强度和液化特性》(1997)、《土石坝振动孔压影响因素的研究》(2000,合著)、《剪切波速在评估地基饱和沙层地震液化可能性中的应用》(2001)、《高面板坝三维真非线性地震反应分析方法及模型试验验证》(2003,合著)等。

【马杏垣】 Ma Xingyuan(1919~2001) 吉林长春人。地质学家,构造地质学家。1942年毕业于西南联合大学。1948年获英国爱丁堡大学博士学位。曾任北京地质学院教授、副院长、国家地震局地质研究所所长、名誉所长、中国地震学会副理事长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事区域地质、构造地质、前寒武纪地质和地震地质的研究,提出了构造解析的方法和概念。是中国岩石圈动力学研究的开拓者,对开展中国地学断面的测制研究,做出了重要贡献。主要论著有:《大同口泉侏罗纪煤系中含硒硫质的结核》(1950,合著)、《五台山区地质构造基本特征》(1957)、《中国东部前寒武纪大地构造基本轮廓》(1960)、《中国大地构造的基本问题》(1961)、《河南嵩山区震旦系古构造型式》(1975)、《地质构造形迹图册》(1978)、《华北地台基底构造》(1979)、《重力与构造》(1981)、《论伸展构造》(1982)、《解析构造学刍议》(1983)、《中国岩石圈动力学图集1:400万》(1987、1989,主编)、《芙蓉矿区古构造应力场及其对煤与瓦斯突出控制的定量化研究》(1995,合著)等。

【毛汉礼】 Mao Hanli(1919~1988) 浙江诸暨人。物理海洋学家。1943年毕业于浙江大学。1951年获美国加利福尼亚大学博士学位。曾任中国科学院海洋研究所研究员、副所长。国际海洋物理科学协会中国委员会主席等。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事海洋综合调查与研究,与日本海洋学家合作,提出了海水上升流理论模式。提出了中国海跃层研究的方法,是中国海洋物理研究的先驱。主要论著有:《海洋学的任务、发展和现状》(1953,合著)、《海洋科学》(1955)、《中国近海温、盐、密度的跃层现象》(1964,合著)、《海洋水文物理学的研究》(1978,合著)、《海洋科学近二十年的进展》(1979)、《中国东海北部中等尺度的旋涡运动》(1983,合著)、《杭州湾潮混合的初步研究(Ⅱ)下湾区》(1989,合著)等。

【田在艺】 Tian Zaiyi(1919~) 陕西渭南人。石油地质学家。1945年毕业于重庆中央大学地质系。曾任石油工业部石油勘探开发科学研究院副院长兼总地质师。1997年当选为中国科学院院士。曾获李四光地质科学奖(1989)。长期从事石油地质调查及勘探研究工作。在含油气盆地地质、含油区岩相古地理、油气勘探技术、油气资源评价研究以及全国油气资源的规划等方面都做出了重要贡献。主要论著有:《中国陆相地层的生油和在陆相地层中找油》(1960)、《中国地质演变与石油的关系》(1980)、《中国海域地质构造与含油气沉积盆地》(1985,合著)、《天然气的多元成因》(1987,合著)、《塔里木盆地地质构造与油气》(1989,合著)、《中国石油工业的发展》(2001)、《21世纪中国油气资源勘探前景》(2002,合著)等。

【杨起】 Yang Qi(1919~) 山东蓬莱人。煤地质学家、地质教育家。1943年毕业于西南联合大学。1946年北京大学研究生毕业,留校任教。曾任北京地质学院及中国地质大学教授。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。他主要从事煤地质学、煤岩学的研究和教学,在煤变质作用以及煤的有机地球化学研究方面贡献突出。是煤田地质研究和教育事业的开拓者之一。曾获"李四光地质科学奖荣誉奖"(2000)、何梁何利基金科技进步奖(2000)。主要论著:《中国境内煤的聚积》(1959,合

著)、《煤田地质学》(1962,合著)、《煤田地质学》(1980,主编)、《中国煤变质问题的探讨》(1981,合著)、《中国煤变质研究》(1992)、《中国的煤炭资源》(1997)、《中国煤的叠加变质作用》(1999)、《华北煤变质作用对煤含气量和渗透氧的影响》(2000)等。

【张炳熹】 Zhang Bingxi(1919～2000) 河南社旗人。地质学家,矿床学家。1940年毕业于北京大学(西南联合大学)。1950年获美国哈佛大学博士学位。曾任北京地质学院教授、北京市地质局总工程师、地质部地矿司和科技司总工程师、联合国亚太经社会自然资源司司长、国际地质科学联合会副主席。1980年被选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事矿床学研究和地质勘查、地质科技组织管理工作。为地质勘查培养了大批专业人才。对稀有金属和特种非金属的勘查做出了重要贡献。晚年多次参加中国代表团出席有关国际海洋法公约的会议,为维护中国海洋资源权益做出了重大贡献。主要论著有:《矿石储量的估定》(1951)、《美国佛蒙特州伍德斯考克幅地质图》(1965,合著)、《矿床学研究的若干问题》(1980)、《有关长江中下游中生代晚期火山岩系中铁矿的若干问题》(1982)、《地质工作中科学技术是第一生产力》(1994)、《关于岩石学研究的思考》(1998)等。

【施雅风】 Shi Yafeng(1919～) 江苏海门人。地理学家、冰川学家。1942年毕业于浙江大学,1944年获浙江大学硕士学位。曾任中国地理研究所研究员、中国科学院地理研究所研究员、中国科学院兰州冰川冻土研究所研究员、所长、中国科学院兰州分院副院长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事地理学研究,是中国现代冰川学的开拓者。对冻土学、第四纪气候和地貌学都做出了重要的贡献。主要论著有:《三峡区鹞子砾岩成因的探讨》(1948)、《中国地貌区划》(1956,合著)、《中国古地貌形成构造条件的初步分析》(1958,合著)、《祁连山现代冰川考察报告》(1959,主编)、《中国现代冰川的基本特征》(1964,合著)、《中国西部山区的冰川地貌》(1980,合著)《庐山山麓第四纪泥石流堆积的确证》、《庐山真的有第四纪冰川吗?》(1982)、《中国东部第四纪冰川问题与环境研究》(1988,合著)、《中国的冰川与冰川地貌学》(1991)、《小冰期以来中国季风温冰川对全球变暖的响应》(2000,合著)、《中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨》(2003,合著)、《青藏高原大冰盖假说的提出与扬弃》(2004)等。

【陶诗言】 Tao Shiyan(1919～) 浙江嘉兴人。气象学家。1942年毕业于中央大学。曾任中国科学院地球物理研究所研究员,大气物理研究所研究员、副所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事大气环流和天气动力学研究,为中国天气预报业务的建立和发展做出了重要贡献。主要论著有:《中国梅雨》(1955)、《中国寒潮》(1956)、《东亚大气环流的研究》(1958,合著)、《十年来中国气候学研究的成就》(1959)《中国卫星云图使用手册》(1976)、《中国之暴雨》(1980,合著)、《东亚夏季风》(1987,合著)、《暴雨洪涝灾害对社会经济和人民生活的影响分析》(2001,合著)、《梅雨锋上的三类暴雨》(2004,合著)等。

【朱夏】 Zhu Xia(1920～1990) 字小可。浙江嘉兴人。石油地质学家。1940年毕业于中央大学地质系。1949年获瑞士苏黎世联邦高等理工学校博士学位。曾任地质部新疆、青海石油大队总工程师,石油地质局副总工程师,石油地质研究所所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事石油地质勘查与研究工作,提出了中国油气田大地构造性质和演化的新观点,对中国油气田的勘查做出了重要贡献。主要论著有:《矿物原料概论》(1951)、《构造断裂的分类》(1955)、《新疆准噶尔盆地的油气远景评价》(1958)、《中国油气远景区划预测》(1963)、《中国陆相中新生代油气盆地的大地构造特征及有关问题》(1965)、《板块构造的岩石证据与历史实例》(1973)、《动力地球学》(1978)、《中新生代油气盆地》(1978)、《试论古全球构造与古生代油气盆地》(1983)、《中国中新生代盆地构造和演化》(1983,主编)、《朱夏论中国含油气盆地构造》(1986)、《关于中国大陆边缘构造演化》(1987)、《论中国中新生代沉积盆地》(1989)等。

【陈述彭】 Chen Shupeng(1920～) 江西萍乡人。地理学家、地图学家。1941年毕业于浙江大学地理系,留校任教。曾任中国科学院地理研究所研究员、资源卫星应用系统总设计师、中国科学院遥感应用研究所研究员、名誉所长。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。1992年当选为第三世界科学院院士。曾获何梁何利基金科技进步奖(1997)及法国地理学会荣誉会员称号。长期从事自然地理、制图自动化及遥感应用研究,是中国地理信息系统科学的奠基人,对中国的地球信息科学做出了重要贡献。主要论著有:《河流与湖泊》(1949)、《华北地貌区划》(1954)、《黄淮海平原的地貌制图与地图分析》(1959)、《中华人民共和国自然地图集》(1964,合著)、《航空遥感图集》(1981,主编)、《陆地卫星影像中国地学分析图集》(1984,合著)、《地学的探索(1～3卷)》(1990)、《地球信息科学与区域持续发展(1994～1995年文集)》(1995)、《遥感信息机理》(1998,主编)、《地球系统科学》(1998,主编)等。

【涂光炽】 Tu Guangzhi(1920～) 湖北黄陂人。矿床学家,地球化学家。1944年毕业于西南联合大学。1949年获美国明尼苏达大学博士学位。中国科学院贵阳地球化学研究所研究员、所长、名誉所长,中国矿物岩石地球化学学会理事长。1980年当选中国科学院学部委员(院士),并长期任地学部主任。是俄罗斯科学院院士、第三世界科学院院士、美国地质学会荣誉会员。曾获国家自然科学一等奖(1987)、二等奖(1982),国家科技进步二等奖(1996),何梁何利基金科技进步奖(1995)。研究花岗岩类的成矿作用,提出花岗岩多成因演化和类型划分新的方案。研究层控矿床,根据成矿方式、成因分类和矿床特点,提出多成因、多来源的成岩成矿理论。长期研究超大型矿床,取得了重要的成果。创建中国科学院地球化学研究所,是中国地球化学开拓者,为地球化学学科的发展做出了重大贡献。他还是地学哲学研究的先驱者。主要著作有:《花岗岩的演化和成矿作用》(1975)、《华南花岗岩地球化学》(1979,主编)、《前寒武纪稀有元素成矿的演化》(1985)、《元古宙基底演化和成矿作用》(1993)、《中国超大型矿床的几个问题》(1995)、《中国层控矿床的地球化学》(1996)、《低温地球化学》(1996)、《同位素地球化学与中国矿床的关系评论》(1998)、《初论中亚成矿域》(1999)、《分散元素地球化学及其成矿机制》(2003)等。

【于天仁】 Yu Tianren(1920～2004) 山东郓城人。土壤化学家。1945年毕业于西北农学院农业化学系。曾任经济部中央地质调查所技佐、中国科学院南京土壤研究所研究员。1995年当选为中国科学院院士。根据电分析化学的原理,结合土壤的特点,发展了土壤电分析化学。建立了以土壤中的带电粒子间的相互作用及其化学表现为中心的土壤电化学体系。是中国土壤化学研究的开拓者。主要论著有:《土壤的电化学性质及其研究法》(1965,1976,合著)、《电化学方法及其在土壤研究中的应用》(1980)、《水稻土的物理化学》(1983,合著)、《离子选择电极在土壤学中的应用》(1985)、《土壤化学原理》(1987,合著)、《土壤分析化学》(1988,合著)、《土壤发生中的化学过程》(1990,合著)、《土壤和水研究中的电化学方法》(1991,合著)、《可变电荷土壤

的电化学》(1996,合著)、《1∶1500 万中国土壤酸碱度图》(1999,合编)、《我国农业持续发展和生态环境中重大土壤问题的化学机理研究建议》(2001)、《水溶性有机还原性物质的伏安行为及其演变特征》(2003,合著)等。

【林秉南】 Lin Bingnan(1920～) 原籍福建莆田。生于马来西亚。水利学与河流动力学家。1942 年交通大学唐山工学院土木工程系毕业。1951 年获美国艾奥瓦大学博士学位。水利水电科学研究院教授、名誉院长。1991 年当选为中国科学院学部委员(院士)。提出明渠不恒定流计算法。开展浓度对泥沙沉速影响和水槽输沙试验研究。与人合作研究高坝泄洪新方法,大幅度减少下游河床冲刷深度增进大坝安全。对三峡工程泥沙研究,为大型水坝的安全做出了重要贡献。主要论著有:《明渠连续不稳定流的数值分析》(1952)、《收缩式消能工与宽尾墩》(1979,合著)、《河口建坝对毗邻海湾潮波影响的计算》(1980,合著)、《破开算子法在二维潮波计算中的应用》(1984,合著)、《我国高速水流消能技术的发展》(1985)、《工程泥沙》(1992)、《双汛限水位调度方案对三峡工程通航条件的影响》(2002,合著)、《关于黄河治理的一些看法》(2003,合著)、《再论悬移质变态动床模型试验的掺混相似条件》(2003)等。

【郝诒纯】 Hao Yichun(1920～2001) 女。湖北咸宁人。地层古生物学家、地质教育家。1942 年毕业于西南联合大学。1957 年至 1959 年在莫斯科大学进修。曾任北京地质学院教授、中国地质大学教授。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事古生物学和地层学的研究和教学,是中国微体古生物学开拓者,对中国中、新生代生物地层学和微体古生物学研究做出了重要贡献。协助建立了中国第一个古生物专业,培育了一批微体古生物人才。曾获何梁何利科学技术进步奖。主要论著有:《古生物学教程》(1956,合著)、《松辽平原白垩—第三纪介形虫化石》(1974,合著)、《塔里木盆地西部晚白垩世—第三纪地层及有孔虫》(1982,合著)、《冲绳海槽第四纪微体古生物群及其地质意义》(1988,合著)、《南海珠江口盆地第三纪微体古生物及古海洋学研究》(1996,合著)、《我国微体古生物学发展的回顾》(1999,合著)、《南海北部莺歌海—琼东南盆地晚第三纪层序地层及海平面变化》(2000,合著)、《塔里木盆地西部地区新近纪地层及古地理特征》(2002,合著)等。

【高由禧】 Gao Youxi(1920～2001) 福建福清人。气象学家。1944 年毕业于中央大学。曾任中国科学院兰州地球物理研究所研究员、兰州高原大气物理研究所研究员、所长、名誉所长。兼任甘肃省气象学会理事长、国际云物理委员会会员。国家气候研究委员会委员。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。是兰州高原大气物理研究所的创始人,对台风、季风、青藏高原西北干旱气候进行了深入的研究,两次进行青藏高原气象科学实验,取得了大量具有重要价值的观测资料,对干旱区的研究开发做出了重要贡献。主要论著有:《海南岛气候——种植橡胶可能前途》(1953),《东亚台风的研究》(1953,合著),《东亚季风的若干问题》(1962,合著),《中国气候——中国自然地理丛书》(1981,合著)《青藏高原气象学》(1982,合著)、《1979 年南亚地区大气能量分析与春夏季节变化》(1984,合著)、《干旱气候变化初步分析》(1989)、《海南岛对其自身气候的影响》(1991,合著)等。

【刘鸿允】 Liu Hongyun(1920～1998) 地层学家,古地理学家。江西泰和人。1944 年毕业于西南联合大学地质地理气象系,进入中央地质调查所工作。曾任中国科学院地质研究所研究员。长期从事地层及古地理研究。对中国震旦系及前寒武纪的划分和年龄测定进行了持续的研究,特别是对中国震旦纪至三叠纪的古地理和中国新元古代的地层划分以及岩相古地理的研究做出了重要贡献。曾获中国科学院自然科学奖一等奖(1994)。主要著作有:《中国古地理图集》(1955)、《中国震旦系》(1991,合著)、《中国古地理图研制发展的脉络与前景》(1996)、《中国中东部晚前寒武地层与地质演化》(1999,合著)等。

【王仁】 Wang Ren(1921～2001) 浙江吴兴人。固体力学与地球动力学家、教育家。1943 年毕业于西南联合大学航空工程系。1953 年获美国布朗大学应用数学博士学位。曾任北京大学力学系教授、系主任、国家自然科学基金委员会副主任。1980 年当选为中国科学院学部委员(院士)。致力于固体力学和地球动力学研究,特别是在压力加工塑性理论、结构塑性动力响应及动力稳定性、全球和区域构造应力场分析和地震迁移规律的数学力学模拟等方面做出了创新性成果。对力学、地震学、地质学学科的结合研究做了重要贡献。主要论著有:《由地震预报引起的力学问题》(1977)、《固体力学基础》(1979,主编)、《华北地震迁移规律的数学模拟》(1979)、《塑性力学基础》(1982),《近 700 年华北地区地震序列的数学模拟》(1982,合著)、《大地构造中的一些力学问题》(1989)等。

【文圣常】 Wen shengchang(1921～) 河南光山人。物理海洋学家、教育家。1944 年毕业于武汉大学。曾任湖南大学副教授、广西大学、哈尔滨军事工程学院教授、山东海洋学院教授、院长,中国海洋研究科学委员会主席、青岛海洋大学教授及校长、中国海洋学会名誉理事长。1993 年当选为中国科学院院士。主要从事海浪理论及其应用研究,对中国海洋物理学研究做出了重要贡献。主要论著有:《海浪原理》(1962)《倾斜水底上液浪的传播与破碎·1·小振幅波动》(1965)、《倾斜水底上液浪的传播与破碎·Ⅱ·波浪的破碎》(1965)、《海浪理论与计算原理》(1984,1985,合著)、《浅水的理论风浪频谱》(1988,合著)、《改进的理论风浪谱》(1990,合著)等。

【陈吉余】 Chen Jiyu(1921～) 江苏灌云人。地理学家、地理教育家。1947 年浙江大学(研究生)毕业。曾任华东师范大学河口海岸研究所教授、名誉所长、中国海洋湖沼学会名誉理事长。创建了我国河口海岸研究机构,提出了长江河口发育模式及自适应和人工控制理论,为长江口深水航道选槽和河口治理提供了科学依据。对浦东国际机场建设、陈山原油码头选址、三峡工程对长江河口生态环境影响等方面研究做出了重要贡献。1999 年当选为中国工程院院士。1997 年当选欧亚科学院院士。主要论著有:《洼地与洪水》(1954)、《上海市海岸带和海涂资源综合调查报告》(1988,主编)、《长江河口动力过程和地貌演变》(1988,合著)、《中国海岸发育过程和演变规律》(1989,合著)等。

【盛金章】 Sheng Jinzhang(1921～) 江苏靖江人。古生物学家。1946 年毕业于重庆大学地质系,进入经济部中央地质调查所工作。中国科学院南京地质古生物研究所研究员。国际地层委员会二叠系分会主席。1991 年当选为中国科学院学部委员(院士)。主要从事二叠纪及筵类化石的生物地层学研究,建立了我国北方石炭系及南方二叠系的筵类化石带,为石炭系和二叠系的分统建阶打下了基础,为中国地层的"乐平统"和"长兴阶"正式列入国际地层表做出了重要贡献。曾获国家自然科学奖二等奖(2000)。主要论著有:《辽宁太子河流域本溪统的筵科》(1958)、《筵》(1959、合著)、《中国的二叠系》(1962)、《广西、贵州及四川二叠纪的筵类》(1964)、《*Gallowayinella* 的时代——论长兴阶与吴家坪阶的分界》(1979,合著)、《中国南部长兴阶及二叠、三叠系界线》(1980,合著)、《筵类》(1988,合著)、《黄汲清先

生对中国二叠系研究的重要贡献》(2004,合著)等。

【李德生】 Li Desheng(1922～) 上海人。石油地质学家。1945年中央大学地质系毕业。曾任石油工业部石油勘探开发科学研究院总地质师、教授。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事石油勘探开发和石油地质研究。对复杂断块油田的地质结构和油气田分布规律进行了系统的研究。对大庆油田等诸多油田开发及油气盆地的研究做出了重要贡献。主要论著有:《甘肃石油地质》(1960)、《石油勘探地下地质学》(1965)、《渤海湾盆地地质构造和油气田分布》(1980)、《中国的克拉通盆地及其油气图集》(1987)、《石油勘探地下地质学》(1989)、《中国含油气盆地构造类型》(1991)等。

【胡聿贤】 Hu Yuxian(1922～) 湖北武昌人。地震工程学家。1946年上海交通大学土木工程系毕业。1952年获美国密歇根大学博士学位。国家地震局地球物理研究所研究员。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。将地震学与工程学结合,开创和建立了工程地震学学科。主要论著有:《重要工程中的地震问题》(1988,主编)、《地震工程学》(1988)、《地震危险性分析中的综合概率法》(1990,主编)、《地震工程的跨世纪发展趋势》(1999,合著)、《关于上海市〈建筑抗震设计规程〉中长周期设计反应谱的讨论》(2000,合著)、《地震带与地震统计区关系探究》(2003,合著)、《应用自回归模型处理EMD方法中的世界问题》(2003,合著)等。

【钱宁】 Qian Ning(1922～1986) 浙江杭州人。泥沙运动及河床演变专家、教育家。1943年毕业于中央大学。1949年获美国艾奥瓦大学硕士学位,1951年获美国加利福尼亚大学博士学位。清华大学水利系教授。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事泥沙问题及其治理的研究。研究了高含沙水流运动机理,集中治理黄河中游粗泥沙来源区,是治黄认识上的一个重要突破,对治黄事业做出了重要贡献。主要论著有:《黄河下游河床演变》(1965,合著)、《泥沙运动学》(1983,合著)、《河床演变学》(1987,合著)、《长江三峡枢纽工程的几个泥沙问题》(1986)、《高含沙水流运动》(1989,主编)。

【沈其韩】 Shen Qihan(1922～) 江苏淮阴人。地质学家,岩石学家。1946年重庆大学地质系毕业。曾任地质矿产部地质研究所研究员、所长。现任国土资源部地质研究所研究员。1991当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事早前寒武纪地质、变质岩石学和铁铜等矿产勘探与研究。主持鞍山铁矿、大冶铁矿、中条山铜矿勘探,为新中国经济建设及时提供了资源。对中国太古宙岩层特征和划分研究做出了重要贡献。主要论著有:《吕梁、五台一带部分岩石绝对年龄讨论》(1961)、《中国的前寒武系》(1961、合著)、《河北滦县司家营晚太古代铁硅质建造的锇锶同位素年龄测定》(1981)、《1∶400万中国变质地质图》(1986,主编)、《华北陆台前寒武纪变质作用演化的若干特征》(1988)等。

【刘广志】 Liu Guangzhi(1923～) 广东番禺市人。探矿工程学家。1947年毕业于北洋大学。曾任地质部探矿司总工程师、国土资源部高级工程师。1995年当选为中国工程院院士。主持白云鄂博、铜官山、白银厂等大型矿区钻探工作,是中国钻探工程事业的先驱和开创人之一,培养了一批人才。主要论著有:《爆破孔钻探设备》(1958)、《岩心钻探事故预防与处理》(1958～1982)《超深井钻探与深部地质学》(1983)、《金刚石钻探手册》(1991,主编)、《特种钻探工艺学》(1992)等。

【胡海涛】 Hu Haitao(1923～1998) 四川自贡人。水文工程地质学家、环境地质学家。1946年毕业于中央大学地质系,留校任教。曾任地质部水文工程地质局丹江口工程地质队主任工程师、地质力学研究所研究员、地矿部环境地质中心教授。1994年当选为中国工程院院士。长期从事工程地质勘查,在区域地壳稳定性、工程地质及环境地质等重大工程方面均有重要的研究成果。对我国重大工程的选址、地壳稳定性评价做出了重要贡献。主要论著有:《皖南鸣山层的层位并论二叠纪间的地壳变动》(1951)、《长江三峡地质概述》(1959)、《中国坝基工程地质类型的划分及其工程地质特征的初步研究》(1959)、《1∶100万中国工程地质图及说明书》(1965)、《论地下水网络》(1980)、《要重视开展环境地质工作》(1981)、《青藏铁路沿线的区域稳定性》(1983)、《2000年环境地质预测》(1985)、《区域地壳稳定性工程地质图的编制及稳定性评价的原则与方法》(1986)、《关于我国地质灾害防治和地质环境保护的科学技术未来发展方向的思考》(1995,合著)、《我国主要人类工程活动引起的滑坡、崩塌和泥石流灾害》(1996,合著)等。

【谢学锦】 Xie Xuejing(1923～) 上海人。勘查地球化学家。1941～1945年就读于浙江大学物理系、化学系。1947年毕业于重庆大学化学系。现任国土资源部地球物理地球化学勘查研究所研究员、名誉所长。国际地科联全球地球化学填图指导委员会委员、分析技术委员会主席。1980年被选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事勘查地球化学研究。特别在地球化学填图的理论与方法等方面进行了开拓性工作,开展了"区域化探全国扫面计划",完成了大面积的成图工作,推动了地球化学填图的标准化。是勘查地球化学的奠基人和开拓者,对中国的勘查地球化学做出了重要贡献。主要论著有:《铜矿指示植物——海州香薷》(1953,合著)、《区域化探全国扫面规划》(1978)、《区域化探》(1979)、《国际地球化学填图中的某些战略性和战术性问题》(1990)、《国际地球化学填图中的分析要求》(1995)、《化学定时炸弹与可持续发展》(1997)、《矿产勘查的新战略》(1997)、《战术性与战略性的深穿透地球化学方法》(1998)、《走向21世纪的矿产勘查地球化学》(1999,合著)、《金的勘查地球化学:理论与方法·战略与战术》(2000,合著)、《全球地球化学填图及其在亚洲—太平洋地区的实施》(2001,合著)、《地球化学块体——概念和方法的发展》(2002)、《多目标地球化学填图及多层次地球化学监控网络——基本概念与方法》(2002)、《全球地球化学填图》(2003)等。

【郭可信】 Guo Kexin(1923～) 北京市人。物理冶金、晶体学家。1946年毕业于浙江大学化工系。1947年去瑞典留学。1980年获瑞典皇家理工学院荣誉博士学位。中国科学院北京电子显微镜开放实验室主任、研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事晶体结构、晶体缺陷及准晶方面的研究,是用电子显微镜研究准晶体及相关晶体相结构的重要创始人,做出了重要贡献。主要论著有:《电子衍射图在晶体学中的应用》(1983,合著)、《高分辨电子显微镜在固体科学中的应用》(1985,合著)、《晶体学中的对称群》(1990,合著)、《铝与过渡金属准晶的近似晶体相:晶体和准晶体的衍射》(1999,合著)、《金相学史话(1)—(6)》(2000～2002)、《X射线衍射的发现》(2003)、《Ag42In42Ca16二十面体准晶与3/1立方近似相Ag42In45Ca13的稳定性研究》(2004,合著)等。

【李坪】 Li Ping(1924～) 湖北大悟人。地震地质学家。1947年毕业于中央大学。中国地震局地质研究所研究员,北京大学和中国科学院研究生院兼职教授。1999年当选为中国工程院院士。将地震构造研究用于重大工程的地震危险性评价,作出了重要贡献。主要论著有:《长江三峡坝区区域构造背景及新构造运动发展趋势》(1964)、《关于京津地区近期地震趋势和

华北地区地震危险区的划分》(1976)、《西昌—渡口地区烈度区划综合研究(附烈度区划图及说明书)》(1977)、《四川二滩电站工区及两侧断裂活动性的研究》(1983)、《海南琼北地区地震构造基本特征及潜在震源区的研究》(1986)、《鲜水河—小江断裂带》(1993)、《台湾海峡地震危险性初析与海峡隧道修建的可行性研究》(2005,合著)、《长江三峡地区地壳稳定性研究》(2004,合著)、《长江三峡区水库诱发地震的研究》(2005,合著)、《中国强震发生带地震构造的几点思考》(2001,合著)等。

【於崇文】 Yu Chongwen(1924～) 浙江宁波人。地球化学家、地质教育家。1950年毕业于北京大学地质系,留校任教。曾任北京地质学院、中国地质大学教授。1995年当选为中国科学院院士。长期从事地球化学的教学与研究。提倡将地质科学与基础自然科学相结合的,包括地质学、地球化学和地球物理学的广义地质学,并与复杂性科学相结合,提出了地质科学在混沌边缘分形成长的概念,对地球化学理论研究做出了重要贡献。主要著作有:《南岭区域地球化学》(1987(合著)、《成矿作用动力学——理论体系和方法论》(1994)、《金属矿床成因及矿产资源预测》(1997)、《大型矿床和成矿区(带)在混沌边缘》(1999)、《地质系统的复杂性,上、下册》(2004)等。

【曾融生】 Zeng Rongsheng(1924～) 福建平潭人。地球物理学家。1946年毕业于厦门大学数理系。中国地震局地球物理研究所研究员。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)。利用地震波研究地壳结构,提出了地壳的分区,把华北和华南划分为两个不同物性的块体。对昭通大地震和唐山大地震的研究,建立了动力学模式。对中国地震理论和应用研究做出了重要贡献。主要论著有:《柴达木盆地西部地壳深界面的反射波》(1961,合著)、《我国境内瑞利波的相速度》(1963,合著)、《莫霍界面的性质》(1964)、《北京地区地壳构造的初步研究》(1980)、《固体地球物理学导论》(1984)等。

【裴荣富】 Pei Rongfu(1924～) 山东聊城人。勘查地质学家。1948年毕业于清华大学地学系。中国地质科学院矿产资源研究所研究员,曾任地质矿产部矿床地质研究所研究员、所长、国际矿床成因协会主席。1999年当选为中国工程院院士。长期从事矿产勘查研究,提倡地质综合方法成矿预测,提出了特大型矿床"异常成矿"、"双控论"和"合成域"等概念,对成矿预测研究做出了重要贡献。曾获国家级科学技术二等奖、李四光地质科学奖科研奖。主要论著有:《论我国富铁矿已知重要类型的成矿地质特征》(1961,合著)、《中国钨矿资源经济评价》(1993,合著)、《南岭金属成矿省深部构造过程与超巨量金属堆积》(1999,合著)、《中国大陆特大型矿床地球物理背景研究》(1999,合著)、《难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价》(2001)等。

【谢鉴衡】 Xie Jianheng(1925～) 湖北洪湖人。河流泥沙工程学家。1950年毕业于武汉大学。1955年获苏联科学院水利科学院水利科学研究所河流泥沙工程专业副博士学位。曾任武汉水利电力大学教授、系主任、副院长,兼中国水利学会泥沙专业委员会主任、国际泥沙研究培训中心顾问委员会委员。现任武汉大学水利水电学院教授。1995年当选为中国工程院院士。研究制定了截弯取直水力计算及河床变形计算方法,为下荆江中洲子及上车湾截湾工程的设计奠定了基础。主持宜昌葛洲坝坝区悬沙模型试验,实现了葛洲坝引航道泥沙问题的"静水过船,动水冲沙"的科学设想,获国家科技进步特等奖。20世纪80年代组织协调三峡工程泥沙问题的科技攻关,在揭示三峡工程变动回水区泥沙淤积对航运的影响及其治理措施研究方面有突出贡献。对黄河下游河口三角洲演变、纵剖面形态变化、河床抬升的物理机制及治理途径的系统研究亦有卓越成就。主要著有:《河流泥沙工程学》(上、下册)(1980,主编)、《河流模拟》(1988,主编)、《泥沙手册》(1992,主编)等。

【刘天泉】 Liu Tianquan(1927～2000) 江西萍乡人。采矿学家。1958年获波兰克拉科夫矿冶学院硕士学位。曾任煤炭科学研究总院高级工程师。1994年当选为中国工程院院士。创立了完整的矿山岩体采动响应理论体系,为矿山资源开发、开采和环境安全提供了切实可行的途径,做出了重要贡献。主要论著有:《波兰城市和建筑物、结构物保安煤柱的开采理论和技术》(1964,合著)、《矿井保安煤柱的开采与地面建筑物的加固》(1966,合著)、《矿山岩体力学》(1985,合译)等。

【章基嘉】 Zhang Jijia(1930～1995) 安徽绩溪人。大气科学家。曾任国家气象局国家气候中心研究员,长期从事大气环流和长期天气预报、教学和科研,在这一领域做出了重要贡献。1994年当选为中国工程院院士。主要论著有:《中长期天气预报基础》(1983,合著)、《青藏高原气象学进展:青藏高原气象科学实验和研究》(1988,合著)、《数值模式中的谱方法》(1991,合著)、《青藏高原大气低频变化的研究》(1991,合著)等。

【孙大中】 Sun Dazhong(1932～1997) 山东威海人。地质学家。1955年毕业于北京地质学院。曾任地质矿产部天津地质矿产研究所研究员、中国科学院广州地球化学研究所所长、研究员。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)。长期从事前寒武纪地质、地球化学研究。对前寒武纪地质和地壳演化进行了开创性研究,做出了重要贡献。主要论著有:《山西省中条山前震旦系地层及构造》(1959,合著)、《中国的前寒武系》(1982,合著)、《中条山前寒武纪年代学、年代构造格架和年代地壳结构模式的研究》(1991,合著)、《中条山前寒武纪年代构造格架和年代地壳结构》(1993,主编)等。

【彭志忠】 Peng Zhizhong(1932～1986) 湖北天门人。结晶学和矿物学家。1952年毕业于清华大学。曾任北京地质学院教授、武汉地质学院教授。长期从事结晶学和矿物学的教学和研究。1956年测定了葡萄石的晶体结构,突破了布拉格建立的硅酸盐分类体系。先后领导和测定了50多种矿物的晶体结构,合作发现了30多种新的矿物或矿物变种,为中国晶体结构研究做出了突出的贡献。主要论著有:《葡萄石的晶体结构》(1959)、《结晶学教程》(1957)、《晶体的测量》(1962)、《X射线分析》(1962)、《星叶石的晶体结构》(1963)、《硼镁石的晶体结构》(1963)、《香花石的晶体形态》(1964)、《铁橄榄石—高铁铁橄榄石晶体结构中缺席的有序—无序现象及其成因讨论》(1980)、《准晶体的构筑原理及其微粒分数维结构》(1985)、《准晶体分数维结构的发现及其在自然观方面的意义》(1986)等。

【章申】 Zhang Shen(1933～2002) 江苏常熟人。地理学家。1956年毕业于南京农学院土壤农业化学系,1962年获莫斯科大学生物学副博士学位。中国科学院地理研究所研究员。1993年当选为中国科学院院士。是中国化学地理和环境科学研究的开拓者之一,对环境科学研究做出了重要贡献。主要论著有:《中国半干旱区水体沉积物中的有毒元素和其环境化学行为》(1978)、《地表环境的化学演化和环境科学》(1980)、《蓟运河汞污染化学地理》(1981,合著)、《生物地球化学省和地方病探讨》(1985,合著)、《土壤重金属和矿物组分的关系》(1988,合著)、《中国土壤中稀土元素之分布规律性》(1990,合著)、《珠穆朗玛峰地区稀土元素的土壤地球化学》(1992,合著)等。

中国科学院地学部院士名录

姓名	生卒年月日	籍贯	专　业	学　历	工作单位
第一届 1955 年					
李四光	1889.10.26～1971.4.29	湖北黄冈	地质学、古生物学、地质力学	1904 年留学日本，1913 年留学英国。1918、1931 年先后获伯明翰大学硕士、博士学位。1948 年当选为中央研究院院士	地质部、中国科学院
杨钟健	1897.6.1～1979.1.15	陕西华县	地层学、古生物学	1923 年北京大学毕业，1924 年入德国慕尼黑大学地质系，1927 年获博士学位。1948 年当选为中央研究院院士	中国科学院、古脊椎动物与古人类研究所
竺可桢	1890.3.7～1974.2.7	浙江上虞	气象学、地理学	1910 年赴美留学。1918 年获美国哈佛大学博士学位。1948 年当选为中央研究院院士	中国科学院
黄汲清	1904.3.30～1995.3.22	四川仁寿	地质学、大地构造学	1928 年北京大学毕业。1935 年获瑞士浓霞台大学博士学位。1948 年当选为中央研究院院士	中国地质科学院
谢家荣	1898.9.7～1966.8.14	上海	地质学、矿床学	1916 年毕业于农商部地质研究所。1920 年获美国威斯康星大学硕士学位。1948 年当选为中央研究院院士	地质部　地质科学研究院
尹赞勋	1902.2.23～1984.1.27	河北平乡	地层学、古生物学	1919 年考入北京大学。1923 年留学法国，1931 年获里昂大学博士学位	中国科学院地质研究所
田奇璥	1899.2.23～1975.1.27	湖南大庸	地质学、普查勘探	1923 年毕业于北京大学	地质部地质矿产司
乐森璕	1899.9.4～1989.2.12	贵州贵阳	古生物学、地层学	1924 年毕业于北京大学。1934 年赴德国留学，1936 年获马堡大学博士学位	北京大学地质系
孙云铸	1895.11.17～1979.1.6	江苏高邮	地层学、古生物学	1920 年毕业于北京大学。1926 年赴德国留学，1927 年获哈勒大学博士学位	地质部地质科学研究院
许　杰	1901.1.29～1989.7.11	安徽广德	地层学、古生物学	1925 年毕业于北京大学	地质部地质科学研究院
何作霖	1900.5.5～1967.11.17	河北蠡县	矿物学、结晶学	1926 年毕业于北京大学。1940 年获奥地利茵斯布鲁克大学获博士学位	中国科学院地质研究所
张文佑	1909.8.31～1985.2.11	河北唐山	地质学、大地构造学	1934 年毕业于北京大学。1945～1947 年赴欧美考察深造	中国科学院地质研究所
武　衡	1914.3.18～1999.1.5	江苏徐州	地质学	1934 年就读于清华大学地质系。1937 年后参加抗日救亡运动	国家科学技术委员会
孟宪民	1900.2.2～1969.2.18	江苏武进	地质学、矿床学	1922 年毕业于清华学堂。1927 年获美国麻省理工学院硕士学位	地质部地质科学研究院
赵九章	1907.10.15～1968.10.26	浙江吴兴	气象学、地球物理、空间物理学	1933 年毕业于清华大学。1938 年获德国柏林大学博士学位	中国科学院地球物理研究所
侯德封	1900.4.8～1980.2.24	河北高阳	地质学、地球化学	1923 年毕业于北京大学	中国科学院地质研究所
俞建章	1898.1.12～1980.10.8	安徽和县	地层古生物学	1924 年毕业于北京大学。1936 年获英国布里斯托尔大学博士学位	长春地质学院
夏坚白	1903.11.20～1977.10.27	江苏常熟	大地测量及天文测量学	1929 年毕业于清华大学。1935 年获英国伦敦大学工程师文凭。1937 年及 1939 年先后获德国柏林工业大学特许工程师文凭和博士学位	武汉测绘学院
顾功叙	1908.6.25～1992.1.14	浙江嘉善	地球物理学	1929 年毕业于上海大同大学。1934 年获美国科罗拉多州矿业学院硕士学位	国家地震局地球物理研究所
涂长望	1906.10.28～1962.6.9	湖北武汉	气象学	1929 年毕业于沪江大学。1933 年获英国伦敦大学硕士学位	中央气象局
黄秉维	1913.2.1～2000.12.8	广东惠阳	自然地理学	1934 年毕业于中山大学	中国科学院地理科学与资源研究所
程裕淇	1912.10.7～2002.1.2	浙江嘉善	变质地质学、矿床学	1933 年毕业于清华大学。1938 年获英国利物浦大学博士学位	国土资源部
斯行健	1901.3.11～1964.7.19	浙江诸暨	古植物学	1926 年毕业于北京大学。1931 年获德国柏林大学博士学位	中国科学院南京地质古生物研究所
裴文中	1904.1.19～1982.9.18	河北丰南	古生物学、古人类学、史前考古学	1927 年毕业于北京大学。1937 年获法国巴黎大学博士学位	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所

续表

第二届 1957 年					
王竹泉	1891.4.9～1975.7.24	河北交河	煤田地质学	1916 年毕业于农商部地质研究所。1930 年获美国威斯康星大学硕士学位	煤炭工业部、煤田地质总局
冯景兰	1898.3.9～1976.9.29	河南唐河	矿床学	1916 年考入北京大学预科。1923 年获哥伦比亚大学硕士学位	武汉地质学院
傅承义	1909.10.7～2000.1.8	福建闽侯	地球物理学	1933 年毕业于清华大学。1941 年获加拿大吉尔大学硕士学位。1944 年获美国加利福尼亚理工学院博士学位	中国科学院地球物理研究所
第三届 1980 年					
丁国瑜	1931.9.19～	河北高阳	新构造及地震构造	1952 年毕业于北京大学地质系。1959 年获苏联莫斯科地质勘探学院副博士学位。1985 年当选为第三世界科学院院士	中国地震局
马杏垣	1919.5.22～2001.1.22	吉林长春	地质学、构造地质学、地震地质学	1942 年毕业于西南联合大学。1948 年获英国爱丁堡大学博士学位	中国地震局
王　仁	1921.1.2～2001.4.8	浙江吴兴	固体力学	1943 年毕业于西南联合大学。1953 年获美国布朗大学博士学位	北京大学力学与工程科学系
王之卓	1909.12.16～2002.5.8	河北丰润	航空摄影测量学	1932 年毕业于上海交通大学。1939 年获德国柏林工业大学博士学位	武汉测绘科技大学
王曰伦	1903.1.23～1981.7.20	山东泰安	地质学、第四纪地质学	1927 年毕业于山西大学采矿系	地质部天津地质研究所
王恒升	1901.8.4～2003.9.21	河北定县	岩石学、矿床学	1925 年毕业于北京大学。1936 年获苏黎世高等工业学校博士学位	国土资源部地质研究所
王　钰	1907.10.5～1984.4.5	河北深泽	地层古生物学	1933 年毕业于北京大学	中国科学院南京地质古生物研究所
王鸿祯	1916.11.17～	山东苍山	地质学、地层古生物学、地史学	1939 年毕业于北京大学(西南联大)。1947 年获英国剑桥大学博士学位	中国地质大学
方　俊	1904.10.26～1998.5.5	江苏武进	大地测量与地球物理学	1923 年唐山交通大学毕业。1937 年入德国耶拿大学地震研究所进修	中国科学院测量与地球物理研究所
毛汉礼	1919.1.25～1988.11.22	浙江诸暨	物理海洋学	1943 年毕业于浙江大学。1951 年获美国加利福尼亚大学博士学位	中国科学院海洋研究所
业治铮	1918.4.11～2003.1.3	江苏南京	沉积学、海洋地质学	1941 年毕业于中央大学。1948 年获美国密苏里—哥伦比亚大学硕士学位	国土资源部南京地质矿产研究所
卢衍豪	1913.4.14～2000.2.20	福建永定	地质学、古生物学	1937 年毕业于北京大学。1945～1946 年在美国联邦地质调查所深造	中国科学院南京地质古生物研究所
叶连俊	1913.7.19～	山东日照	地质学、沉积矿床学	1937 年毕业于北京大学。1945～1947 年在美国联邦地质调查所进修	中国科学院地质与地球物理研究所
叶笃正	1916.2.21～	安徽安庆	大气科学	1940 年毕业于清华大学(西南联大)。1948 年获美国芝加哥大学博士学位	中国科学院大气物理研究所
孙殿卿	1910.3.10～	黑龙江哈尔滨	地质力学、第四纪冰川学	1935 年毕业于北京大学	国土资源部地质力学研究所
任美锷	1913.9.8～	浙江宁波	地貌学、海洋沉积学	1934 年毕业于中央大学。1939 年获英国格拉斯哥大学博士学位	南京大学
刘东生	1917.11.22～	天津	第四纪地质学、环境地质学	1942 年毕业于西南联合大学	中国科学院地质与地球物理研究所
刘光鼎	1929.12.29～	山东蓬莱	海洋勘查地球物理学	1952 年毕业于北京大学物理系。1993 年当选为第三世界科学院院士	中国科学院地质与地球物理研究所
关士聪	1917.1.14～2004.4.5	广东南海	石油地质学	1940 年毕业于西南联合大学	国土资源部
池际尚(女)	1917.6.25～1994.1.1	湖北安陆	岩石学	1941 年毕业于西南联合大学。1949 年获美国布伦茂学院博士学位	中国地质大学
李春昱	1904.5.8～1988.8.6	河南汲县	地质学、大地构造学	1928 年毕业于北京大学。1937 年获德国柏林大学博士学位	地质矿产部地质研究所
李星学	1917.4.5～	湖南郴县	古植物学、地层学	1942 年毕业于重庆大学	中国科学院南京地质古生物研究所
朱　夏	1920.9.10～1990.11.25	上海	石油地质学、构造地质学	1940 年毕业于中央大学。1949 年获瑞士苏黎世大学博士学位	地质矿产部上海海洋地质调查局

续表

杨遵仪	1908.10.7～	广东揭阳	地质学、古生物学	1933年毕业于清华大学。1939年获美国耶鲁大学博士学位	中国地质大学
吴汝康	1916.2.19～	江苏武进	古人类学	1940年毕业于中央大学。1949年获美国圣路易斯华盛顿大学博士学位	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所
谷德振	1914.8.13～1982.6.21	河南密县	水文工程地质学	1942年毕业于西南联合大学	中国科学院地质研究所
宋叔和	1915.7.14～	河北迁安	岩石学、矿床学	1938年毕业于西南联合大学	国土资源部矿产资源研究所
张伯声	1903.6.20～1994.4.4	河南荥阳	大地构造学	1926年毕业于清华学堂。1928年毕业于美国芝加哥大学化学系	西安地质学院
张宗祜	1926.2.19～	河北满城	水文地质学、工程地质学	1948年毕业于北京大学。1955年获苏联莫斯科地质勘探学院副博士学位。1994年当选为中国工程院院士	国土资源部水文地质环境地质研究所
张炳熹	1919.6.12～2000.7.17	河南社旗	矿床地质学	1940年毕业于北京大学。1950年获美国哈佛大学博士学位	国土资源部
陈永龄	1910.11.8～	北京	大地测量学	1931年交通大学毕业。1939年获德国柏林理工大学博士学位	国家测绘局
陈述彭	1920.2.28～	江西萍乡	自然地理学、地图学、遥感应用学	1941年毕业于浙江大学。1992年当选为第三世界科学院院士	中国科学院遥感应用研究所
陈国达	1912.1.22～2004.4.8	广东新会	地质学、大地构造学	1934年毕业于中山大学	中国科学院长沙大地构造研究所、中南大学
岳希新	1911.8.8～1994.8.30	吉林吉林市	矿床学矿产勘查学	1937年毕业于北京大学	地质矿产部
周立三	1910.9.20～1998.5.27	浙江杭州	经济地理学	1933年毕业于中山大学。1946～1947年在美国威斯康星大学进修	中国科学院地理与湖泊研究所
周廷儒	1909.2.15～1989.7.18	浙江富阳	地貌学、古地理学	1933年毕业于中山大学。1948年获美国伯克利加州大学硕士学位	北京师范大学地理系
周明镇	1918.11.9～1996.1.4	上海	古脊椎动物学	1943年毕业于重庆大学。1950年获美国理海大学博士学位	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所
赵金科	1906.6.10～1987.5.18	河北曲阳	地层古生物学	1932年毕业于北京大学。1937～1939年赴美国哥伦比亚大学留学	中国科学院南京地质古生物研究所
郝诒纯（女）	1920.9.1～2001.6.13	湖北咸宁	地质学、古生物学	1942年毕业于西南联合大学。1957～1959年赴苏联莫斯科大学进修	中国地质大学
侯仁之	1911.12.6～	河北枣强	历史地理学	1936年毕业于燕京大学。1940年获燕京大学硕士学位。1949年获英国利物浦大学博士学位	北京大学城市与环境学系
施雅风	1919.3.21～	江苏海门	自然地理学、冰川学	1942年毕业于浙江大学史地系。1944年获浙江大学硕士学位	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所、中国科学院地理与湖泊研究所
郭文魁	1915.6.18～1999.9.16	河南安阳	矿床学	1937年毕业于北京大学。1945年至1947年赴美国进修。1987年当选为美国纽约科学院院士	国土资源部地质研究所
郭承基	1917.1.21～1997.2.13	山西清徐	地球化学、矿物化学	1943年毕业于北京大学。1947年毕业于日本京都大学	中国科学院地球化学研究所
涂光炽	1920.2.14～	湖北黄陂	矿床学、地球化学	1944年毕业于西南联合大学。1949年获美国明尼苏达大学博士学位。1993年当选为第三世界科学院院士	中国科学院地球化学研究所
陶诗言	1919.8.1～	浙江嘉兴	大气科学	1942年毕业于中央大学	中国科学院大气物理研究所
秦馨菱	1915.10.17～2003.12.5	山东安邱	地球物理学	1937年毕业于清华大学。1945～1946年赴美国进修	中国地震局地球物理研究所
袁见齐	1907.9.22～1991.10.28	上海	矿床学	1929年毕业于中央大学地质系	中国地质大学
贾兰坡	1908.11.2～2001.7.8	河北玉田	第四纪地质学、古人类学、考古学	1931年入实业部地质调查所新生代研究室参加周口店北京人遗址发掘	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所
贾福海	1914.8.23～2004.10.3	山西原平	水文地质学、工程地质学	1941年毕业于西南联合大学	国土资源部
顾知微	1918.5.4～	江苏南京	地层古生物学	1942年毕业于西南联合大学	中国科学院南京地质古生物研究所
徐　仁	1910.8.22～1992.11.18	安徽当涂	古植物学	1933年毕业于清华大学。1946年获印度勒克瑙大学博士学位	中国科学院植物研究所

续表

徐克勤	1907.3.15～2002.12.19	安徽巢县	地质学、矿床学	1934年毕业于中央大学。1944年获美国明尼苏达大学博士学位	南京大学地球科学系
翁文波	1912.2.18～1994.11.18	浙江鄞县	地球物理学	1934年毕业于清华大学。1939年获英国伦敦帝国大学博士学位	中国石油勘探开发研究院
高由禧	1920.2.14～2001.3.3	福建福清	气候学、高原气象学	1944年毕业于重庆中央大学气象专业	中国科学院兰州高原大气物理研究所、中山大学
高振西	1907.7.7～1991.12.9	河南荥阳	区域地质学	1931年毕业于北京大学	地质矿产部全国地质博物馆
谢学锦	1923.5.21～	上海	勘查地球化学	1947年毕业于重庆大学化学系	国土资源部地球物理地球化学勘查研究所
谢义炳	1917.4.9～1995.8.24	湖南新田	气象学	1940年毕业于清华大学(西南联大)。1949年获美国芝加哥大学博士学位	北京大学
黄绍显	1914.7～1989.8.10	山东即墨	铀矿地质学	1940年毕业于西南联合大学	核工业总公司第三研究所
程纯枢	1914.6.15～1997.2.8	浙江金华	气象学	1936年毕业于清华大学。1945～1946年在美国芝加哥大学和美国天气局进修	国家气象局
曾庆存	1935.5.4～	广东阳江	大气科学	1956年毕业于北京大学物理系。1961年获苏联科学院数理科学副博士学位。1994年被选为俄罗斯科学院外籍院士	中国科学院大气物理研究所
曾融生	1924.8.16～	福建平潭	固体地球物理学	1946年毕业于厦门大学	中国地震局地球物理研究所
董申保	1917.9.17～	江苏常州	岩石学	1940年毕业于西南联合大学大学。1948年赴法国巴黎大学和克莱蒙菲朗大学留学,1950年回国	北京大学地质系
谭其骧	1911.2.25～1992.8.28	浙江嘉兴	历史地理学	1930年毕业于暨南大学。1932年毕业于燕京大学研究院	复旦大学
穆恩之	1917.9.30～1987.4.8	江苏丰县	地层古生物学	1943年毕业于西南联合大学	中国科学院南京地质古生物研究所
第四届 1991 年					
马在田	1930.10.4～	辽宁法库	地球物理学	1957年毕业于苏联列宁格勒矿业学院地球物理系	同济大学海洋地质系
马宗晋	1933.1.31～	吉林长春	构造地质学、地震地质学	1955年毕业于北京地质学院。1961年中国科学院地质研究所研究生毕业	中国地震局地质研究所
叶大年	1939.7.21～	广东鹤山	矿物学	1962年毕业于北京地质学院。1966年中国科学院地质研究所研究生毕业	中国科学院地质与地球物理研究所
孙大中	1932.6.20～1997.5.1	山东威海	前寒武纪地质学	1955年毕业于北京地质学院	中国科学院广州地球化学研究所
孙　枢	1933.7.23～	江苏金坛	地质学	1953年毕业于南京大学地质系。1989年当选为第三世界科学院院士	中国科学院地质与地球物理研究所
孙鸿烈	1932.1.31～	河南濮阳	土壤地理学、土地资源学	1954年毕业于北京农业大学。1960年中国科学院沈阳林业土壤研究所研究生毕业。1987年当选为第三世界科学院院士	中国科学院地理科学与资源研究所
李吉均	1933.10.9～	四川彭州	自然地理学、地貌学	1956年毕业于南京大学地理系	兰州大学地理科学系
李　钧	1930.3.3～1994.4.5	湖南邵阳	电离层物理、电波传播	1955年武汉大学物理系毕业、1958年该校研究生毕业	中国科学院武汉物理研究所
李德仁	1939.12.31～	江苏镇江	航测遥感与地理信息学	1963年毕业于武汉测绘学院,1981年获该院硕士学位。1985年获德国斯图加特大学博士学位。国际欧亚科学院院士。1994年当选为中国工程院院士	武汉大学
李德生	1922.10.17～	上海	石油地质学	1945年毕业于中央大学地质系	石油勘探开发研究院
刘宝珺	1931.9.13～	天津	地质学	1953年毕业于北京地质学院。1956年北京地质学院研究生毕业	国土资源部成都地质矿产研究所
安芷生	1941.2.25～	湖南芷江	第四纪地质学	1962年毕业于南京大学。1966年中国科学院地质研究所研究生毕业	中国科学院地球环境研究所
许厚泽	1934.5.4～	安徽歙县	大地测量、地球物理	1955年毕业于同济大学。1962年中国科学院测量与地球物理研究所研究生毕业	中国科学院测量与地球物理研究所
朱显谟	1915.12.4～	上海崇明	土壤学	1940年毕业于中央大学	中国科学院水土保持研究所

续表

杨　起	1919.5.17～	山东蓬莱	煤地质学	1943年毕业于西南联合大学。1946年北京大学研究生毕业	中国地质大学
肖序常	1929.1.5～	贵州安顺	构造地质学	1952年毕业于北京大学地质系	国土资源部地质研究所
吴传钧	1918.4.2～	江苏苏州	人文地理学、经济地理学	1941年毕业于中央大学。1948年获英国利物浦大学博士学位	中国科学院地理科学与资源研究所
汪品先	1936.11.14～	江苏苏州	海洋地质学、微体古生物学	1960年毕业于莫斯科大学地质系。1981～1982年获洪堡奖学金在德国基尔大学进行研究	同济大学海洋地质系
沈其韩	1922.4.27～	江苏淮阴	前寒武纪地质学、变质岩石学	1946年毕业于重庆大学地质系	国土资源部地质研究所
张弥曼（女）	1936.4.17～	江苏南京	古脊椎动物学	1960年毕业于苏联莫斯科大学地质系。1982年获瑞典斯德哥尔摩大学哲学博士学位	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所
陈庆宣	1916.4.4～2005.10.2	湖北黄陂	构造地质学	1941年毕业于西南联合大学	国土资源部地质力学研究所
陈运泰	1940.8.10～	福建厦门	地球物理学	1962年毕业于北京大学。1966年中国科学院地球物理研究所研究生毕业	中国地震局地球物理研究所
陈俊勇	1933.5.16～	上海	大地测量学	1960年毕业于武汉测绘学院。1981年获奥地利格拉茨技术大学博士学位	国家测绘局
陈梦熊	1917.10.12～	江苏南京	水文地质学	1942年毕业于西南联合大学	国土资源部
苏纪兰	1935.12.31～	湖南攸县	物理海洋学	1957年毕业于台湾大学。1961年获美国弗吉尼亚理工学院硕士学位。1967年获美国加州大学伯克莱分校博士学位。1994年当选为第三世界科学院院士	国家海洋局第二海洋研究所
欧阳自远	1935.10.9～	江西吉安	地球化学与天体化学	1956年毕业于北京地质学院。1961年中国科学院地质研究所研究生毕业	中国科学院地球化学研究所
周秀骥	1932.9.24～	江苏丹阳	大气物理与遥感	1962年获苏联科学院应用地球物理研究所副博士学位	中国气象科学研究院
赵其国	1930.2.25～	湖北武汉	土壤地理学	1953年毕业于华中农学院	中国科学院南京土壤研究所
赵柏林	1929.4.16～	辽宁辽中	大气科学	1952年毕业于清华大学气象系	北京大学物理学院
袁道先	1933.8.24～	浙江诸暨	水文地质学、工程地质学、岩溶学	1952年毕业于南京地质探矿专科学校	国土资源部岩溶地质研究所
徐冠华	1941.12.16～	上海	遥感技术	1963年毕业于北京林学院	科学技术部
黄荣辉	1942.8.17～	福建惠安	气候学、大气动力学	1965年毕业于北京大学地球物理系。1968年中国科学院大气物理研究所研究生毕业。1983年获日本东京大学博士学位	中国科学院大气物理研究所
盛金章	1921.5.15～	江苏靖江	古生物学、生物地层学	1946年毕业于重庆大学地质系	中国科学院南京地质古生物研究所
常印佛	1931.7.6～	江苏泰兴	矿床地质学	1952年毕业于清华大学地质系。1994年当选为中国工程院院士	安徽省国土资源厅
傅家谟	1933.7.14～	上海	有机地球化学与沉积学	1956年毕业于北京地质学院。1961年中国科学院地质研究所研究生毕业	中国科学院广州地球化学研究所
第五届 1993 年					
王　水	1942.4.12～	江苏南京	空间物理	1961年毕业于南京大学气象系	中国科学技术大学地球和空间科学系
文圣常	1921.11.1～	河南光山	物理海洋学	1944年毕业于武汉大学	青岛海洋大学
丑纪范	1934.7.23～	湖南长沙	大气科学	1956年毕业于北京大学物理系	中国气象局培训中心
李廷栋	1930.10.7～	河北栾城	区域地质学	1953年毕业于北京地质学院	国土资源部
陈　颙	1942.12.31～	重庆	地球物理学	1965年毕业于中国科学技术大学	中国地震局
赵鹏大	1931.5.25～	辽宁清源	地质勘探学	1952年毕业于北京大学。1958年获苏联莫斯科地质勘探学院副博士学位。1995年当选为俄罗斯自然科学院外籍院士及国际高等学校科学院院士	中国地质大学
殷鸿福	1935.3.15～	浙江舟山	古生物学及地层学	1956年毕业于北京地质学院。1961年北京地质学院研究生毕业	中国地质大学
郭令智	1915.4.4～	湖北安陆	构造地质学	1939年毕业于中央大学。1949～1951年在英国伦敦大学深造	南京大学地球科学系
章　申	1933.10.24～2002.9.3	江苏常熟	化学地理、环境化学	1956年毕业于南京农学院。1962年获苏联莫斯科大学生物学副博士学位	中国科学院地理科学与资源研究所

续表

程国栋	1943.7.11～	上海	冻土学、水文地质和工程地质学	1965年毕业于北京地质学院	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所
第六届 1995年					
刘昌明	1934.5.15～	湖南汨罗	水文学与水资源学	1956年毕业于西北大学	中国科学院地理科学与资源研究所
刘振兴	1929.9.14～	山东昌乐	空间物理学	1955年毕业于南京大学。1961年获中国科学院地球物理研究所副博士学位	中国科学院空间科学与应用研究中心
许志琴（女）	1941.8.14～	四川重庆	构造地质学	1964年毕业于北京大学、1987年获法国蒙贝利埃大学博士学位	国土资源部地质研究所
汪集旸	1935.10.11～	江苏吴江	地热学	1956年毕业于北京地质学院。1962年获苏联莫斯科地质勘探学院副博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
周志炎	1933.1.11～	上海	古植物学	1954年毕业于南京大学。1961年中国科学院南京地质古生物研究所研究生毕业	中国科学院南京地质古生物研究所
於崇文	1924.2.15～	浙江宁波	地球化学	1950年毕业于北京大学	中国地质大学
席承藩	1915.10.1～2002.4.19	山西文水	土壤地理学	1939年毕业于北京大学。1949年获美国俄克拉何马州立大学硕士学位	中国科学院土壤研究所
秦蕴珊	1933.6.1～	山东掖县	海洋地质学	1956年毕业于北京地质学院、1994年被韩国仁何大学授予名誉博士学位	中国科学院海洋研究所
巢纪平	1932.10.19～	江苏无锡	气象学	1954年毕业于南京大学	国家海洋局
戴金星	1935.3.19～	浙江瑞安	石油地质学、地球化学	1961年毕业于南京大学	石油勘探开发科学研究院
第七届 1997年					
马　瑾（女）	1934.11.27～	江苏如皋	构造物理、构造地质学	1956年毕业于北京地质学院。1962年获苏联科学院大地物理研究所副博士学位	中国地震局地质研究所
王德滋	1927.6.27～	江苏泰兴	岩石学	1950年毕业于南京大学	南京大学地球科学系
田在艺	1919.12.5～	陕西渭南	石油地质学	1945年毕业于中央大学	石油勘探开发科学研究院
冯士筰	1937.3.8～	天津	物理海洋学、环境海洋学	1962年毕业于清华大学工程力学数学系	青岛海洋大学
任纪舜	1935.2.6～	陕西华阴	大地构造学	1955年毕业于西北大学	国土资源部地质研究所
戎嘉余	1941.12.7～	上海	地层古生物学	1962年毕业于北京地质学院。1966年中国科学院南京地质古生物研究所研究生毕业	中国科学院南京地质古生物所
吴国雄	1943.3.20～	广东潮阳	天气和气候动力学	1966年毕业于南京气象学院。1983年获英国伦敦大学理学博士学位	中国科学院大气物理研究所
张彭熹	1931.2.5～	天津	地球化学	1956年毕业于北京地质学院	中国科学院青海盐湖研究所
林学钰（女）	1937.3.6～	福建福州	水文地质学	1957年毕业于长春地质学院	北京师范大学资源环境研究所
童庆禧	1935.10.21～	湖北武汉	遥感技术与应用学	1961年毕业于苏联敖德萨水文气象学院	中国科学院遥感应用研究所
第八届 1999年					
伍荣生	1934.1.17～	浙江瑞安	大气科学、天体动力学	1956年毕业于南京大学	南京大学大气科学系
吴新智	1928.6.2	安徽合肥	古人类学、人类解剖学	1953年毕业于上海医学院。1961年中国科学院研究生毕业	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所
张本仁	1929.5.28～	安徽怀远	地球化学、区域地球化学	1952年毕业于南京大学地质系。1956年北京地质学院研究生毕业	中国地质大学
张国伟	1939.3.16～	河南南阳	构造地质学	1961年毕业于西北大学	西北大学
郑　度	1936.8.26～	广东揭西	自然地理学	1958年毕业于中山大学	中国科学院地理科学与资源研究所
姚振兴	1939.4.4～	上海	地球物理学	1962年毕业于北京大学。1966年中国科学院地球物理研究所研究生毕业	中国科学院地质与地球物理研究所

续表

高 俊	1933.10.7～	北京	地图学与地理信息系统	1956年毕业于解放军测绘学院	解放军信息工程大学测绘学院
滕吉文	1934.3.14～	黑龙江哈尔滨	固体地球物理学	1956年毕业于东北地质学院。1962年获苏联科学院大地物理研究所副博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
翟裕生	1930.2.6～	河北文安	矿床学	1952年毕业于北京大学。1957年长春地质学院研究生毕业	中国地质大学
薛禹群	1931.11.2～	江苏无锡	水文地质学	1952年唐山工学院毕业。1957年长春地质学院研究生毕业	南京大学地球科学系
第九届 2001 年					
王 颖（女）	1935.2.24～	辽宁康平	海洋海岸地貌与沉积学	1956年毕业于南京大学。1961年北京大学地质地理系副博士研究生毕业。2001年获加拿大滑铁卢大学荣誉博士学位	南京大学海岸与海岛教育开发部
石耀霖	1944.2.10～	广西桂林	地球物理学	1966年毕业于中国科学技术大学。1986年获美国伯克利加州大学博士学位	中国科学院研究生院
李小文	1947.3.2～	安徽贵池	地理学、遥感学	1968年毕业于成都电讯工程学院。1985年获美国加利福尼亚大学博士学位	北京师范大学遥感与GIS研究中心
李崇银	1940.4.15～	四川达县	大气动力学	1963年毕业于中国科学技术大学	中国科学院大气物理研究所
胡敦欣	1936.10.20～	山东即墨	物理海洋学、海洋环境学	1961年毕业于山东大学、山东海洋学院。1966年中国科学院海洋研究所研究生毕业	中国科学院海洋研究所
钟大赉	1933.8.11～	山东青岛	构造地质学	1954年毕业于北京地质学院。1963年获苏联列宁格勒矿业学院副博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
徐世浙	1936.10.2～	浙江台州	地球物理学	1956年毕业于长春地质学院	浙江大学地球科学系
涂传诒	1940.7.24～	北京	空间物理学	1964年毕业于北京大学	北京大学地球物理系
金玉玕	1937.12.26～	浙江东阳	古生物学、地层学	1959年毕业于南京大学	中国科学院南京地质古生物研究所
第十届 2003 年					
邓起东	1938.2.23～	湖南双峰	地质学	1961年毕业于中南矿冶学院	中国地震局地质研究所
叶嘉安	1952.10.28～	香港	地理信息科学	1974年毕业于香港大学。1976年获泰国亚洲理工学院硕士。1978和1980年分获美国纽约州锡拉丘兹大学硕士博士	香港大学
朱日祥	1955.8.18～	山西大同	地球物理学	1978年毕业于山西大学。1984年获中国科学院地球物理研究所硕士学位，1989年获中国科学院地质研究所博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
刘嘉麒	1941.5.29～	辽宁北宁	火山地质学、第四纪地质学	1965年毕业于长春地质学院。1967年该院研究生毕业。1986年获中国科学院研究生院博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
李曙光	1941.2.15～	陕西咸阳	地球化学	1965年毕业于中国科学技术大学	中国科学技术大学
陆大道	1940.10.22～	安徽桐城	经济地理学	1963年毕业于北京大学	中国科学院地理科学与资源研究所
陈 旭	1936.9.17～	江苏南京	古生物学、地层学	1959年毕业于北京地质学院	中国科学院南京地质古生物研究所
秦大河	1947.1.4～	甘肃兰州	地理学	1970年毕业于兰州大学。1992年获理学博士学位	中国气象局
贾承造	1948.3.10～	甘肃兰州	石油地质与构造地质学	1975年毕业于新疆工学院。1987年获南京大学博士学位	中国石油天然气股份有限公司
符淙斌	1939.10.14～	上海	气候学	1962年毕业于南京大学。1967年中国科学院研究生毕业	中国科学院大气物理研究所
第十一届 2005 年					
丁仲礼	1957.1～	浙江嵊州	第四纪地质学	1982年毕业于浙江大学。1988年获中国科学院地质研究所博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
王铁冠	1937.12～	上海市	石油地质学	1956年北京石油地质学校毕业。1965年北京石油学院毕业	中国石油大学
吕达仁	1940.1～	上海市	大气物理学	1962年毕业于北京大学。1966年获中国科学院大气物理研究所硕士学位	中国科学院大气物理研究所
杨文采	1942.10～	广东大埔	地球物理学	1964年毕业于北京地质学院。1984年获加拿大麦克吉尔大学博士学位	国土资源部地质研究所

续表

邱占祥	1936.3～	山东青岛	古脊椎动物学	1960年苏联莫斯科大学。1984年获德国美茵兹古堡大学博士学位	中国科学院古脊椎动物与古人类研究所
金振民	1941.9～	浙江温州	构造地质学	1965年毕业于北京地质学院	中国地质大学
魏奉思	1941.11～	四川绵阳	空间物理学	1963年毕业于中国科学技术大学	中国科学院空间科学与应用研究中心

中国科学院其他学部与地学有关的院士名录

姓名	生卒年月日	籍贯	专　业	学　历	工作单位
陆学善	1905.9.21～1981.5.20	浙江湖州	晶体物理，X射线晶体学	1928年东南大学毕业。1933年清华大学研究生毕业，1936年获英国曼彻斯特大学物理学博士学位。1955选聘为学部委员(院士)	中国科学院物理研究所
李庆逵	1912.2.12～2001.2.25	浙江宁波	土壤学	1932年上海复旦大学毕业。1948年获美国伊利诺伊大学农学院哲学博士学位。1955选聘为学部委员(院士)	中国科学院南京土壤研究所
李连捷	1908.6.17～1992.1.11	河北玉田	土壤地理、土地资源、农业区划	1932年燕京大学毕业，1941年获美国田纳西州大学硕士学位。1944年获美国伊利诺伊大学博士学位。1955选聘为学部委员(院士)	北京农业大学
侯光炯	1905.5.7～1996.11.4	上海金山	土壤学	1928年北京农业大学毕业	西南农业大学
叶叔华(女)	1927.6.21～	广东顺德	地球自转，天体测量	1949年广州中山大学毕业。1980年被选为学部委员(院士)	中国科学院上海天文台
朱祖祥	1916.10.5～1996.11.18	浙江宁波	土壤化学	1938年浙江大学毕业。1946年获美国密歇根州立大学硕士学位，1948年获该校博士学位。1980年被选为学部委员(院士)	浙江农业大学
熊　毅	1910.3.10～1985.1.24	贵州贵阳	土壤胶体化学	1932年北京大学毕业。1949年获美国密苏里大学硕士学位。1951年获美国威斯康星大学博士学位。1980年被选为学部委员(院士)	中国科学院南京土壤研究所
刘恢先	1912.10.18～1992.6.24	江西莲花	地震工程学、结构工程学	1933年交通大学唐山工学院毕业。1937年获美国康乃尔大学博士学位。1980年被选为学部委员(院士)	国家地震局工程力学研究所
汪闻韶	1919.3.15～	江苏苏州	土力学及土坝地基抗震学	1943年中央大学毕业。1949年获美国艾奥瓦大学硕士学位。1952年获美国伊利诺伊理工学院博士学位。1980年被选为学部委员(院士)	水利部水利水电科学研究院抗震防护研究所
钱　宁	1922.12.4～1986.12.6	浙江杭州	泥沙运动及河床演变	1943年中央大学毕业。1948年获美国艾奥瓦大学硕士学位。1951年获美国加利福尼亚大学博士学位。1980年被选为学部委员(院士)	清华大学
范海福	1933.8.15～	广东广州	晶体学，衍射物理学	1956年北京大学毕业。1991年被选为学部委员(院士)	中国科学院物理研究所
石元春	1931.2.18～	湖北武汉	土壤学	1953年北京农业大学毕业，1956年该校研究生毕业。1991年被选为学部委员(院士)	中国农业大学
匡定波	1930.9.1～	江苏无锡	红外技术与遥感	1952年上海交通大学毕业。1991年被选为学部委员(院士)	中国科学院上海技术物理研究所
孙　钧	1926.9.17～	浙江绍兴	隧道与地下建筑工程	1949年上海交通大学毕业。1991年被选为学部委员(院士)	同济大学
邱大洪	1930.4.6～	浙江湖州	海岸和近海工程	1951年清华大学毕业。1991年被选为学部委员(院士)	大连理工大学
宋振骐	1935.3.10～	湖北汉阳	采矿工程学	1957年北京矿业学院毕业。1991年被选为学部委员(院士)	山东矿业学院矿山压力研究所
胡聿贤	1922.10.14～	湖北武昌	地震工程	1946年上海交通大学毕业。1949年获美国密歇根大学硕士学位。1952年获该校博士学位。1991年被选为学部委员(院士)	中国地震局地球物理研究所
林秉南	1920.4.21～	福建莆田	水利学、河流动力学	1942年交通大学唐山工学院毕业。1947年获美国艾奥瓦大学硕士学位，1951年获该校博士学位。1991年被选为学部委员(院士)	中国水利水电科学研究院
童宪章	1918.1.10～1996.1.31	江苏扬州	石油开发	1941年中央大学毕业。1991年被选为学部委员(院士)	石油勘探开发科学研究院

续表

窦国仁	1932.11.16～	辽宁北镇	泥沙及河流动力学	1956年苏联列宁格勒水运学院毕业，1959年获该院副博士学位，1960年获该院博士学位。1991年被选为学部委员(院士)	南京水利科学研究院
李方华（女）	1932.1.6～	广东德庆	衍射物理、电子显微学、晶体学	1956年苏联列宁格勒大学毕业。1993年被选为院士	中国科学院物理研究所
梁敬魁	1931.4.28～	福建福州	相图与相结构	1955年厦门大学毕业。1960年获苏联科学院冶金研究所副博士学位。1993年被选为院士	中国科学院物理研究所
朱兆良	1932.8.21～	浙江奉化	土壤农业化学	1953年山东大学毕业。1993年被选为院士	中国科学院南京土壤研究所
郭尚平	1930.3.17～	四川隆昌	渗流力学、生物力学、石油开发	1951年重庆大学毕业。1957年获莫斯科石油学院副博士学位。1995年被选为院士	石油勘探开发科学研究院
于天仁	1920.2.4～2004.5.22	山东郓城	土壤化学、土壤电化学	1945年西北农学院毕业。1995年被选为院士	中国科学院南京土壤研究所
林　皋	1929.1.2	江西南昌	水利工程、抗震工程	1951年清华大学毕业。1954年大连工学院水能利用研究班毕业。1997年被选院士	大连理工大学
周锡元	1938.5.24～	江苏无锡	地震工程	1956年苏州建筑工程学校毕业。1997年被选院士	中国建筑科学研究院工程抗震研究所
薛永祺	1937.1.11～	江苏张家港	红外和遥感技术	1959年华东师范大学毕业。1999年被选为院士	中国科学院上海技术物理研究所
麦松威	1936.10.12～	广东鹤山	结构化学、结晶学	1960年加拿大不列颠哥伦比亚大学毕业，1963年获该校博士学位	香港中文大学
张楚汉	1933.10.11～	广东梅州	水利水电工程、抗震工程	1957年清华大学毕业，1965年该校研究生毕业。2001年被选为院士	清华大学
陈桂林	1941.12.17～	福建南安	空间红外遥感技术	1967年西安交通大学毕业。2001年被选为院士	中国科学院上海技术物理研究所
章梓雄	1944.11.7～	浙江鄞县	流体力学、水动力学	1965年香港珠海学院毕业。1967年获加拿大萨斯喀彻温大学硕士学位。1971年获美国加利福尼亚理工学院博士学位。2003年被选为院士	香港大学
陈祖煜	1943.2～	重庆市	水利水电、土木工程、工程地质学	1966年毕业于清华大学。1991年获清华大学博士学位。2005年被选为院士	中国水利水电科学研究院

中国工程院与地学有关的院士名录

姓名	生卒年月日	籍贯	专　业	学　历	工作单位
第一届 1994年					
王德民	1937.2.9～	河北唐山	采油工程	1960年毕业于北京石油学院	大庆石油有限责任公司
刘天泉	1927.11.10～2000.3.28	江西萍乡	采矿工程	1958年获波兰克拉科夫矿冶学院硕士学位	煤炭科学研究总院
张宗枯	1926.2.19～	河北满城	水文地质学、工程地质学	1948年毕业于北京大学。1955年获苏联莫斯科地质勘探学院副博士学位。1980年当选为中国科学院学部委员(院士)	国土资源部水文地质环境地质研究所
何继善	1934.9.11～	湖南湘乡	应用地球物理学	1960年毕业于长春地质学院	中南大学
范维唐	1935.7.18～	湖北鄂城	采矿工程	1956年毕业于北京钢铁学院。1963年获苏联莫斯科矿业学院副博士学位	中国煤炭工业协会
常印佛	1931.7.6～	江苏泰兴	矿床地质学	1952年毕业于清华大学。1991年当选为中国科学院学部委员(院士)	安徽国土资源厅
刘先林	1939.4.19～	河北无极	摄影测量与遥感	1962年毕业于武汉测绘学院	中国测绘科学研究院
李德仁	1939.12.31～	江苏丹徒	遥感与地理信息系统	1963年毕业于武汉测绘学院，1981年获该院硕士学位，1985年获德国斯图加特大学博士学位	武汉大学
周　镜	1925.12.21～	江苏宜兴	岩土工程学	1947年毕业于上海交通大学。1949年获美国俄亥俄大学博士学位	铁道部科学研究院
梁应辰	1928.8.30～	河北保定	水道和港口工程学	1952年毕业于清华大学。1958年毕业于苏联敖德萨海运工程学院	交通部三峡办公室

续表

谢礼立	1938.3.10～	上海	地震工程、防灾工程	1960年毕业于天津大学	中国地震局工程力学研究所
胡海涛	1923.10.21～1998.10.31	四川自贡	水文工程地质学	1946年毕业于中央大学	地质矿产部环境地质、水文地质工程地质勘察院
章基嘉	1930.1.1～1995.10.5	安徽绩溪	大气科学		中国气象局国家气候中心
石元春	1931.2.18～	湖北武汉	土壤学	1956年北京农业大学研究生毕业	中国农业大学
第二届 1995 年					
王思敬	1934.12.27～	安徽巢湖	岩石力学、工程地质学	1963年毕业于苏联莫斯科地质学院获副博士学位	中国科学院地质与地球物理研究所
古德生	1937.10.8～	广东梅县	采矿工程学	1960年中南矿冶学院毕业	中南大学
刘广志	1923.3.11～	广东番禺	探矿工程学	1947年毕业于北洋大学	国土资源部
汤中立	1934.10.5～	安徽安庆	地质矿产勘查	1956年毕业于北京地质学院	甘肃省地质矿产局
李庆忠	1930.10.10～	江苏昆山	石油地球物理勘探	1952年毕业于清华大学物理系	中国石油天然气集团公司物探局
郑绵平	1934.11.15～	福建漳州	盐类矿床地质学地质生态学	1956年毕业于南京大学	国土资源部矿产资源研究所
戚颖敏	1929.11.4～1999.9.28	山东威海	矿井通风与防灭火	1959年获波兰克拉科夫大学硕士学位	煤炭科学研究总院抚顺分院
韩德馨	1918.9.6～	江苏如皋	煤田地质学	1942年毕业于西南联合大学。后留学美国	中国矿业大学
翟光明	1926.10.1～	湖北宜昌	石油地质勘探、油田开发	1950年毕业于北京大学地质系	中国石油天然气集团公司
宁津生	1932.10.22～	安徽桐城	大地测量	1956年同济大学毕业	武汉大学测绘学院
黄熙龄	1927.4.24～	湖北钟祥	岩土工程、地基工程	1949年毕业于南京中央大学。1959年获苏联莫斯科建筑工程学院副博士学位	中国建筑科学研究院
葛修润	1934.7.12～	上海	岩土力学、计算力学	1952～1953年在清华大学学习，1959年毕业于苏联敖德萨大学建筑工程学院水利系	中国科学院武汉岩土力学研究所
谢鉴衡	1925.1.3～	湖北洪湖	港口航道及治河工程	1950年毕业于武汉大学。1955年获苏联科学院水利科学研究所河流泥沙工程副博士	武汉大学水利水电学院
严　恺	1912.8.10～	福建闽侯	水利和海岸工程	1933年毕业于交通大学唐山工学院。1938年获荷兰德尔芙特科学技术大学土木工程师学位	河海大学
石玉林	1936.1.2～	福建长乐	土地资源与区域开发	1957年毕业于北京农业大学	中国科学院地理科学与资源研究所
李泽椿	1935.6.1～	江苏南京	动力气象学	1965年北京大学研究生毕业	中国气象局国家气象中心
任阵海	1932.11.7～	河北大名	大气环境学	1955年毕业于北京大学	中国环境科学研究院
辛德惠	1931.12.24～1999.5.27	辽宁开原	土壤学、农业生态学	1954年毕业于北京农业大学。1962年获苏联莫斯科大学副博士学位	中国农业大学
袁业立	1938.3.29～	山东荣成	物理海洋学、海洋环境工程	1966年中国科学院海洋研究所研究生毕业。1982年获美国北卡罗来纳州立大学博士学位	国家海洋局第一海洋研究所
第三届 1997 年					
刘宝琛	1932.7.20～	辽宁开原	采矿工程学	1956年毕业于东北大学。1962年毕业于波兰科学院岩石力学所获博士学位	长沙铁路学院长沙矿冶研究院
陈毓川	1934.12.7～	浙江平湖	矿床地质学	1959年毕业于乌克兰顿涅茨理工大学	中国地质科学院
金庆焕	1934.10.25～	浙江临海	海洋地质学、油气地质学	1963年毕业于苏联莫斯科大学获副博士学位	广州海洋地质调查局
胡见义	1934.3.25～	北京	石油地质学	1959年毕业于苏联莫斯科石油学院获硕士学位	石油勘探开发研究院
卢耀如	1931.5.1～	福建福州	水文地质、环境地质	1953年北京地质学院毕业	国土资源部水文地质环境地质研究所
廖振鹏	1937.2.8～	四川成都	地震工程	1961年毕业于清华大学	中国地震局工程力学研究所

续表

许健民	1944.8.2～	上海	卫星气象	1965年毕业于南京气象学院	国家卫星气象中心
金翔龙	1934.11.29～	江苏南京	海洋地球物理学	1956年毕业于北京地质学院	国家海洋局第二海洋研究所
第四届 1999年					
刘广润	1929.4.20～	天津宝坻	工程地质学	1952年毕业于南京矿专地质专业。1955～1957年留学苏联	湖北省国土资源厅
许绍燮	1932.1.1～	浙江绍兴	地震学	1951～1956年在南京大学、北京大学物理系学习	国家地震局地球物理研究所
邱中建	1933.6.9～	四川广安	石油地质学	1953年毕业于重庆大学	中国石油天然气集团公司
裴荣富	1924.8.24～	山东聊城	矿产勘查与矿床地质	1948年毕业于清华大学	国土资源部矿产资源研究所
鲜学福	1929.1.21～	四川阆中	矿山安全技术	1953年毕业于天津中国矿业学院，1956年北京矿业学院研究生毕业，1964年获苏联莫斯科矿业学院副博士学位	重庆大学
刘经南	1943.7.1～	湖南长沙	大地测量学与测量工程	1982年获武汉测绘学院硕士学位	武汉大学
李　玶	1924.3.20～	湖北大悟	地震构造学	1947年毕业于中央大学地质系	中国地震局地质研究所
陈吉余	1921.9.17～	江苏灌云	河口海岸学	1947年浙江大学研究生毕业，1997年当选欧亚科学院院士	华东师范大学河口海岸研究所
陈联寿	1934.3.14～	浙江定海	天气动力学	1957年毕业于南京大学	中国气象科学研究院
第五届 2001年					
多　吉	1953.9.10～	西藏加查县	地热地质学、水文地质学	1978年毕业于成都地质学院	西藏自治区地质矿产勘查开发局
沈忠厚	1928.2.13～	四川大竹	钻井工程与水射流技术	1951年毕业于重庆大学	中国石油大学
赵文津	1931.2.1～	北京	地球物理学	1952年毕业于清华大学物理系	中国地质科学院
谢和平	1956.1.17～	湖南双峰	矿山岩体力学与工程	1987年毕业于中国矿业大学，获博士学位	中国矿业大学
王家耀	1936.5.15～		地图制图学与地理信息工程		解放军信息工程大学测绘学院
郑颖人	1933.11.5～		岩土工程、地下工程		解放军后勤工程学院
韩其为	1933.11.2～		河流泥沙工程学		中国水利水电科学研究院
潘德炉	1945.12.26～	浙江东阳	海洋遥感学	1968年毕业于南京理工大学物理系，1985～2000年曾在加拿大、德国、日本、韩国等访问学者	国家海洋局第二海洋研究所
第六届 2003年					
李焯芬	1945.5.4～	广东中山	岩土工程、地质工程	1972年毕业于加拿大西安大略大学，获博士学位	香港大学、香港工程科学院
张铁岗	1946～	河南许昌	采矿工程、安全技术	1966年毕业于焦作矿业学院，1990年在北京煤炭干部管理学院进修	河南省平顶山煤业（集团）有限责任公司
苏义脑	1949.7.9～	河南偃师	油气钻井工程	1976年毕业于武汉钢铁学院，1982、1988年获硕士、博士学位	石油勘探开发研究院
第七届 2005年（8人）					
袁士义	1956.10.21～	江苏丰县			石油勘探开发研究院
康玉柱	1936.3.15～	辽宁北宁	石油地质学	1960年毕业于长春地质学院	中国石油化工公司西部新区勘探指挥部
童晓光	1935.4.8～	浙江嵊州	石油地质学	1959年毕业于南京大学。1964年南京大学研究生毕业	中国石油天然气勘探开发公司
王　浩	1953.8.13～	北京	水文、水资源	1982年毕业于清华大学、1983获清华大学硕士学位，1989年获清华大学博士学位	中国水利水电科学研究院、水资源研究所
梁文灏	1941.9.18～	上海	隧道与地下工程	1964年毕业于同济大学	铁道第一勘察设计院
丁一汇	1938.7.18～	山东菏泽	气象学	1963年毕业于北京大学，1967年中国科学院地球物理研究所研究生毕业	国家气候中心

外国地球科学家

【埃拉托色尼】 Eratosthenes, Cyrene(公元前 276 ~ 公元前 194 年)　古希腊地理学家和天文学家。被誉为地理学之父。他主张地理学应将地球作为人类的家园来研究,并最早开始数理地理学的研究,曾经计算了有人居住世界的范围,即东西距离为 9000 英里,南北距离 4400 英里。他还预测大西洋以西的温带地区可能有人居住,绘制了一幅世界地图,将赤道通过直布罗陀海峡,首次画出了 6 条纬线和 7 条经线。他通过测量西埃尼(埃及阿斯旺)和亚历山大两地的太阳高度角差异和两地距离,推算出地球的周长为 25000 英里(实际为 24860 英里);首次测算赤道与黄道的交角为 23°51′19.5″。他还将全球划分为一个热带、两个温带和两个寒带。将人类居住的世界分为欧洲、亚洲和利比亚 3 个主 要地区,对这些地区的自然条件、民族、农业和生活方式等进行了描述,并试图将人类生活与地理条件相联系。著有《对地球大小的修正》、《地理概论》等。

【大普林尼】 Gaius Plinius, Secundus(公元 23 ~ 79)　罗马时代的博物学家,生于意大利的科莫。公元 50 ~ 79 年撰写了巨著《博物学》(又称《自然的历史》)共 37 卷,涉及动物、植物、岩石、天体、地球等大量从宇宙到地球的自然历史,引用近 400 余人约 2000 种文献。记录了海洋生物达 170 种之多,描述了大量地质现象。公元 79 年为探索火山作用,赴正在喷发的维苏威火山考察,不幸遇难。他的侄子小普林尼在他死后记述了他这次考察火山喷发的资料。

【托勒密】 Ptolemaeus, Clausdius(90 ~ 168 年)　古希腊天文学家、地理学家和数学家。长期在亚力山大从事天文观测。著有《大综合论》,建立了地心学说体系,主张地球处于宇宙中心,且静止不动,日、月、行星和恒星均绕地球运行。此学说占统治地位长达 1300 年之久。另著的《地理学指南》(8 卷),主要论述地球的形状、大小、经纬度的测定以及地图投影方法,并记载了约 8000 个地点的经纬度数值,为后人绘制地图提供了大量资料。他曾经制造了供测量经纬度用的、类似浑天仪的仪器和后来驰名欧洲的角距测量仪。他通过对天文的系统观测,编出了 1000 多颗恒星的位置表,还对几何学进行了研究。

【比鲁尼】 Bīrūní, al(973 ~ 1048)　阿拉伯学者,著名自然科学家。他著有《天文全书》认为地球是一个自转的球体,并对经纬度作了精密的测量。他对地球大小的计算结果,数字与现在的数据接近。1048 年完成著作《识别贵重矿物的资料汇编》,描述了 100 种矿物,并精确地测出了 18 种矿物的密度。

【阿格里科拉】 Agricola, George(1494 ~ 1555)　德国自然科学家、地质学家。生于德国萨克逊。就读于莱比锡大学,并留校任教。后去意大利,在波伦亚、威尼斯及波多瓦大学学习。他对地质、矿物十分感兴趣,并取得成绩。他的著作《论金属》奠定了他在矿物学上的地位,后人称他为"矿物学之父"。其他论著还有:《冶金问答》(1530)、《古今冶金概论》(1546)。

【墨卡托】 Mercator Cerhardus(1512 ~ 1594)　荷兰地图学家。1532 年毕业于比利时洛文大学后从事科学仪器制作及地图印版镌,之后绘制地球仪和天体仪。1537 年先后出版了巴勒斯坦地图、佛兰德地图、洛林地图和《欧洲记述》中的总地图。发明了圆柱形投影制图法,被称为墨卡托投影,并改进了旧地图中所应用的锥顶投影法。1569 年采用墨卡托投影法绘制了《根据航海资料修正描绘的新的和不断展开的世界》图。此世界地图包括了地球从北纬 80°到南纬 66°30′的范围,图长 2 米,宽 1.32 米。成为第一个将地球球面描绘在平面上的人。1585 ~ 1589 年间他还出版了包括法国、德国、荷兰、意大利和希腊等国在内的地图集,并首次提出了"地图集(Altas)"的概念。去世后洪第乌斯(J. Hondius)将其生前绘制的 103 幅地图纂编为《墨卡托 ~ 洪第乌斯地图集》,于 1606 年出版。

【瓦伦纽斯】 Varenius, Bernhardus(1622 ~ 1650)　德国地理学家。1640 年入洪堡大学学习哲学、数学和物理学,1643 年入柯尼斯堡大学学医,1647 年入荷兰莱顿大学学习地理学。他认为地理学主要研究地球表面的气候、地形、水体、植被和荒漠、矿物、动物以及居民。1650 年出版《地理学通论》,该书在广泛的科学基础上,论述了地球的形状、大小及其组成,地球运动及其在宇宙中的位置;概述了世界上主要陆地和山脉的形成;在水文地理学中综述了世界各主要海洋、海湾和海峡,认为海湾和海峡可能低于邻接的海洋,主张在地中海与红海间开凿运河。他最先注意到赤道地区和高纬度地区所接受的太阳热量的不同,由此解释了世界风系,绘出了世界风力分布图。在地形研究方面,他认为大山是和地球共生的,而小山则由风蚀形成,讲到了海水对地形的营力,而忽视了河水的陆地的侵蚀和堆积作用。

【胡克】 Hooke, Robert(1635 ~ 1703)　英国自然科学家。生于英国弗雷施瓦特。牛津大学毕业。1663 年成为伦敦皇家学会会员。研究地震、火山和地壳升降等现象,为动力地质学建立了理论基础,提出了地层年代学概念和物种灭绝假说。主要著作有《论地震》(1705)。

【斯泰诺】 Steno, Nicolus(1638 ~ 1686)　丹麦地质学家。生于丹麦哥本哈根。曾就读于哥本哈根大学和阿姆斯特丹大学。他认为化石是古代生物的遗迹,许多岩石都是沉积作用的产物。他提出并确定了原始水平的地层老者在下、新者在上的地层"层序律"。他还测量了结晶面面角,解释了晶体的生长。主要著作有《固体中自然包括的物体》(1661)。

【莱布尼兹】 Leibnitz, Gottfried Wilhelm(1646 ~ 1716)　著名的德国科学家。伦敦皇家学会会员,法国巴黎科学院院士。在有关地球理论方面,他认为当地球外壳冷却达到浓缩状态的蒸气时,淹没高山的大洋就形成了,地球在初始是一个燃烧着的块状物,经不断冷却而至现在。他的主要著作有:《地球形成理论》、《原始地球》。

【布格】 Bouguer, Pierre(1698 ~ 1758)　法国教学家。曾为研究地球形状被派赴厄瓜多尔考察,在安第斯山脉进行了重力测量,发现重力的吸收随着纬度的升高而降低,并计算了校正值,用于重力异常计算,被称为布格校正值(Bouguer correction numeric)。对重力加速度垂直分量的测量值进行校正后的异常,称为布格异常(Bouguer anomaly),布格异常是基本重力异常。经校正后的某一地区的重力图称为布格重力图(Bouguer gravity map)。

【伍德沃德】 Woodward, John(1665 ~ 1728)　英国地质学家、

古生物学家。生于英国德尔比郡。剑桥大学博士。曾任伦敦大学、剑桥大学教授。伦敦皇家学会会员。是地层学和古生物分类学的先驱,对化石分类有独到的研究。剑桥大学为他建立了"伍德沃德"讲座。主要著作有:《地球历史》(1695)、《化石研究之路》(1728)等。

【布丰】 Buffon, Georges Louis Le Clere Comte de(1707 ~ 1788) 法国博物学家、地质学家。生于法国蒙巴尔。代表性巨著《博物学》共 44 卷(1749 ~ 1804),最后 8 卷是布丰逝世后,他的学生们编纂完成的。1753 年当选为巴黎科学院院士。1779 年发表专著《自然纪元》。他认为,地球是太阳系抛出的块体,经过冷却过程形成,从而提出地球冷却的观点,并认为地球表面由于自然因素产生长期的变化,以此来解释生物的形成和演化。他还是最早提出地球年龄的学者。

【罗蒙诺索夫】 Ломоносов, Михаил Васлиевич(1711 ~ 1765) 俄罗斯博物学家。生于俄罗斯丹尼索夫卡。曾就学于俄罗斯彼得堡大学和德国马堡大学弗赖堡学院。1742 年在彼得堡大学讲座教授他的关于地壳运动、化石成因、海陆变迁以及金属成矿作用等观点,贯穿了进化论的地质思想。他阐释地球演化的观点与现实主义的原则,比英国地质学家莱伊尔早出近 80 年。代表作有:《论金属是由于地球震荡而产生的》(1757)、《论地层》(1763)。

【盖塔尔】 Guettard, Jean Etienne(1715 ~ 1786) 法国博物学家。生于法国巴黎埃当普。他在矿物、火山理论方面为近代地质学的产生和发展做出了贡献,在矿物分布、化石、火山地质、地文学方面取得了卓越的成就。1734 年被选为巴黎科学院院士。其代表作有:《矿物图志》(1746)、《法兰西矿物图志》(1780)。

【莱曼】 Lehmann, Johann Gottlob(1719 ~ 1767) 德国地质学家。生于德国朗根诺斯多弗。受教于莱比锡大学、维滕贝格大学。普鲁士皇家科学院院士。在地质学研究中他强调地层对确认地质历史的重要性,测出第一张地质剖面图;曾专论成脉岩石和成层岩石之间的本质区别,其研究成果为后来的维尔纳从事地层研究奠定了基础。主要著作有:《山岳成因》(1756)、《沉积岩形成史的尝试》(1756)等。

【米切尔】 Michell, John(1724 ~ 1793) 英国地质学家。生于英国诺丁汉郡。伦敦皇家学会会员,曾任剑桥大学教授,萨思赫尔学院院长。他对地质学的贡献表现在地震学研究方面,曾设计了地震报警器。被西方推崇为"地震学之父",提出地震表征理论。主要著作为《地震现象的观察和起因的推断》(1760)。

【狄马列】 Desmarest, Nicholas(1725 ~ 1815) 法国地质学家、岩石学家。生于法国苏勒—杜埃斯。曾就读于特鲁瓦奥拉托利学院。他多次实地考察火山作用,论证了奥芬涅玄武岩属火山成因。他提出了山谷成因说。对火山作用进行了分期。他关于玄武岩成因的研究,对理论地质学和观察地质学是一个贡献。主要著作有《论火山产物确定三个时代》(1775)等。

【赫顿】 Hutton, James(1726 ~ 1797) 英国地质学家。生于英国爱丁堡。是火成学派的创始人。1748 年获莱顿大学医学博士学位,1748 年以后专门研究地质。1788 年提出"火成论",反对"水成论"。主要贡献是强调了地质时间的长期性,确认了地层间的不整合及其意义,发现了花岗岩的接触变质作用,对许多地质基本概念的建立起了重大作用。《地球的理论》(1788)、《地球的理论及其证据和解说》(1795,1799)。他的挚友英国科学家普莱弗尔(John Playfair, 1748 ~ 1819)撰著的《赫顿地球理论解释》(1802),宣讲他的学说,起了重要的作用。

【帕拉斯】 Pallas, Peter Simon (1741 ~ 1811) 德国博物学家、地层学家。生于德国柏林。伦敦皇家学会会员。1768 ~ 1774 年他参加了俄罗斯圣彼得堡科学院的科学考察工作,发表了《俄罗斯帝国各地考察记》。他提出了山脉形成的隆起说;从山脉的中心到两翼辨认岩层的时间顺序的观点。另外在动物地理分布的变化方面提出了独到的见解。代表作有《俄罗斯-亚洲动物地理学》(1831)等。

【阿维】 Haüy, Renè-Just(1743 ~ 1822) 法国矿物学家。生于瓦兹省圣乔斯特。是结晶学的奠基人之一。曾任巴黎大学教授。提出了结晶学的重要定律——整数定律,阐明了晶体外形与内部结构的关系,并将晶体理论用于矿物分类,根据几何形态提出了 6 大类分类方法。主要著作还有:《矿物学专题论文》(4 卷,1801)、《结晶学》(2 卷,1822)等。

【维尔纳】 Werner, Abraham Gottlob(1749 ~ 1817) 德国地质学家。生于德国西里西亚,是地质学水成学派的创始人。长期在弗莱堡矿业学院从事地质讲座。他认为所有的岩石都是在不同时期从淹没全球的世界海洋中沉积而成,于 1771 年建立水成学派的全面地质理论。根据矿物外表形态特征进行了分类,1787 年发表《岩石分类》,成为岩矿分类的创始人。他培养了许多地质学家,对地质学的整体发展起了重要的推动作用。主要著作还有:《关于化石的外形》(1774)、《新矿脉成因论》(1797)等。

【霍尔】 Hall, Sir James (1761 ~ 1832) 英国科学家,实验地质学家。生于英国东洛锡安。受教于英国剑桥基督教学院。他是实验地质学的开创者,他的一系列熔炉实验证明了火成岩缓慢冷却时,可以出现结晶结构,即在玄武岩类岩石和花岗岩类岩石之间存在着一个相互转变的界限。他的实验证明赫顿的设想是正确的。其代表作有《关于暗色岩和熔岩的实验》(1798)等。

【尼科尔】 Nicol, William(1768 ~ 1851) 英国科学家,地质学家,古生物学家。生于苏格兰爱丁堡。他是世界上第一台偏光镜的发明者。尼科尔用薄片观测岩石和矿物结构是在 1795 年,这一方法在 1815 年时才被广泛采用。他利用薄片观测细胞类型,为古生物分类提供了依据。其代表作有:《方解石中两种谱加锥光的方法》(1892)等。

【史密斯】 Smith, William(1769 ~ 1839) 英国地质学家。生于英国牛津郡丘吉尔城。是地层学的奠基人、地质图的创始人。他提出了"化石层序律",确定了英国从石炭纪到白垩纪地层的层序并选定了各层的标准化石;编制出版了英国第一幅和一系列地质图。1831 年他获得第一枚沃拉斯顿奖章,1835 年获柏林大学名誉法学博士学位。主要著作有:《有机物化石鉴定地层》(1816)、《有机物化石的地层系统》(1817)、《缩小比例尺的地质图》(1819)、《英国和威尔士新地质图册》(1819 ~ 1824)等。

【洪堡】 Humboldt Alexander von(1769 ~ 1859) 德国博物学家、自然地理学家。近代地理学奠基人。生于德国柏林。受教于法兰克福、汉堡、耶拿、弗赖堡等大学和学院。伦敦皇家学会会员,1852 年获伦敦皇家学会科普利奖章。他一生所学涉猎很广,其主要贡献在生物学和地质学方面。他曾广泛游历,对中美、南美、俄国大部分地区进行考察,行程达 1 万余千米,搜集各种资料,于自然地理、气候学多有贡献。他对欧洲大陆两侧温度差异、气候带的分布、温度垂直递减率、大陆性及海洋气候等均有研究,首次绘制出世界等温线图。他在研究中发现了地磁强度是从极地向赤道递减的规律,首次把人类历史与地球联系在一起并绘制成图。是地球物理学的创始人之一。主要著作有:《随温度、纬度变化植物的地理分布》(1817)《旅行记事》(1818 ~ 1819)、《新大陆地理的重要检查》(1835 ~ 1838),《中亚—中国山脉和比较气候学》(1843)、《宇宙》(1845)等。

【居维叶】 Cuvier, Georges(1769～1832)　法国博物学家、比较解剖学家。生于法国蒙贝利亚尔。是生物地层学的奠基人。曾任巴黎大学校长,1796年被选为法国科学院院士。他研究了巴黎盆地的白垩纪和第三纪地层层序及古脊椎动物化石,提出了"器官相关律",奠定了比较解剖学和古脊椎动物生物地层学的理论基础。他认为物种绝灭都是地质灾变的结果,提出了著名的"灾变论"。主要著作有:《巴黎盆地附近的地质》(1811)、《论地球表面的革命》(1825)等。

【莫斯】 Mohs, Friedrich (1773～1839)　德国矿物学家。生于德国安霍特-贝恩堡。就读于弗赖堡矿业学院。其贡献是根据矿物结晶形态、硬度和密度对矿物进行系统分类研究,提出新的分类体系。提出矿物硬度表,后人所用的即"莫氏硬度计"。主要著作有:《博物学研究基本方法和化石鉴定》(1812)、《矿物学概论》(1822～1824)等。

【布赫】 Buch, Christian Leopold Von (1774～1853)　德国岩石学家。生于德国斯托尔普。就读于弗赖堡矿业学院,从师于维尔纳。对维尔纳学派的论点多有补充和修正。他曾游历法国、意大利、挪威等地进行火山、玄武岩等实地考察,认为火山隆起是由于地球内部的升起,侵入沉积岩层的岩浆物质膨胀而形成,提出了"隆起火山口"假说。主要著作有:《卡尔斯巴德地区矿物的描述》(1792)、《对花岗岩的观察》(1799)、《白榴石形成过程》(1801)、《关于花岗岩和片麻岩》(1844)以及他的多卷游记等。

【詹姆逊】 Jameson, Robert (1774～1854)　英国苏格兰博物学家,地质学家。生于英国利思。从师于维尔纳,支持维尔纳的水成论学说。他曾创建维尔纳博物学会,宣扬水成论学说。1819年创办《爱丁堡哲学杂志》,影响很大。他的代表作是《矿物学系统》(三卷本,1804、1805、1808)。

【高斯】 GauB, Carl Friedrich(Gauss, Karl Friedrich, 1777～1855)　德国数学家、物理学家和天文学家。格丁根大学毕业,赫尔姆施泰特大学博士。长期任格丁根大学教授,曾任格丁根天文台台长。早年研究数论,对超几何级数、复变函数论、统计数学、椭圆函数论有重大贡献。对物理学、天文学、测地学等也有重大贡献。他研究地磁强度,建立了地磁学中的高斯单位制。为纪念高斯,将电磁系单位制中的磁感应强度单位命名为高斯(G),现已被国际单位制特拉斯(T)所取代。

【贝采利乌斯】 Berzelius, Jöns Jacob (1779～1848)　瑞典科学家,现代化学的奠基人之一。生于瑞典索尔加德。1808年入选瑞典皇家科学院。他在地质学上的贡献是对矿物按其化学组成进行了分类。他发现了元素铈(1803)、硒(1817)和钍(1828)。

【李特尔】 Ritter, Carl(1779～1859)　德国地理学家,被认为是近代地理学的奠基人。1796年入哈雷大学学习,1820年任柏林大学地理学教授。1804年著《欧洲地理》,附有欧洲山系、气候、动植物和语言分布的图集,认为历史与地理必须携手并进。1817～1859年出版《地学》19卷。他按洲论述的《地学通论》将地理学确立为一门科学。首创"地学"一词,强调人地关系的综合性和统一性。将地理分成大的陆地、大洲和大自然区。但他因受哲学思想(目的论)的影响,将地球的构成、海陆形状与分布归结于神的安排,使他步入歧途。

【布赖特豪普特】 Breithaupt, Johann August Friedrich (1791～1873)　德国矿物学家。生于德国普罗布斯特策拉。受教于耶拿大学,德国格廷根科学院院士、意大利佛罗伦萨科学院院士、西班牙马德里科学院院士。在矿物学研究中,发现约50种新矿物,提出了矿物中的共生律。主要著作有:《矿物学概述》(1830)、《矿物共生》(1849)、《矿物学常用手册》(1836～1847)等。

【比肖夫】 Bischof, Carl Gustav Christoph (1792～1870)　德国地质学家。他致力于研究地质过程中的化学变化、地球化学及其与地球形成有关的热力学问题,并对火山和与火山有关的温泉进行了大量的研究。主要著作有:《德国和法国的火山矿泉》(1824)、《化学地质和物理地质学教程》(1848)等。

【莫企逊】 Murchison, Sir Roderick Impey(1792～1871)　英国地质学家。牛津大学、剑桥大学名誉法学博士。曾任英国地质调查局局长、皇家矿业学院院长、伦敦应用地质博物馆馆长、英国地质学会主席。1844年被选为法国科学院通讯院士。他曾周游欧洲进行地质调查,两次赴俄罗斯考察。根据威尔士地区地层关系,创立志留系;根据英国西南部老红砂岩,创立泥盆纪;根据乌拉尔地区考察成果建立了二叠系。主要著作有:《志留系》(1839)、《澳洲金矿预测》(1844)、《俄罗斯地质和乌拉尔山》(1845)等。

【米舍利希】 Mitscherlich, Ernst Eiltard (1794～1863)　德国科学家,矿物学家。曾就读于汉堡大学和格廷根大学。法国科学院外籍院士。在晶体学研究中提出了"类质同象"、"同质多相"和"双形";认为同一种矿物中的一种金属元素,可以被其他元素替换;提出了以化学分子式作为矿物分类的原则。代表作有《化学教程》(1829)。

【莱伊尔】 Lyell, Charles(1797～1875)　英国地质学家。生于英国苏格兰法弗夏。是近代科学地质学的奠基人。曾任伦敦地质学会主席、伦敦皇家学会主席。他认为地质作用是长期的、缓慢的过程,强调其均一性和一致性。提出"现在是过去的钥匙"的论断,主张应从现在的地质作用中寻找对过去地质现象的解释,称为"均变论"观点,亦即"将今论古"的现实主义原则。他的名著《地质学原理(3卷)》(1831～1833)是地质学的经典集成之作,是地质科学于19世纪前期趋于成熟的标志。他的主要著作还有:《地质学基础》(I838)、《普通地质学教程》(1851)等。

【博蒙】 Beaumont, Elie de (1798～1874)　法国构造地质学家。曾任巴黎矿业学院教授。他长期主持法国地质图的编制工作。1829年提出了地球冷缩的理论假说,主张地壳产生构造形变的力源来自于地壳的收缩作用,由于地核下沉而产生的水平压力造成褶皱,引起地壳变形和岩浆上升。认为地层角度不整合代表连续沉积过程的中断和渐进过程的突变。主要著作有《山脉构造的起源与成因》(1852)等。

【艾孟斯】 Emmons, Ebenezer (1799～1863)　美国地质学家。生于马萨诸塞州米德尔弗德。曾任奥本尼医学院教授。他对地层、岩石学进行了较深入的研究,对古生代塔康岩系时代老于志留系进行了论证。主要著作有:《矿物学地质学手册》(1846～1854)、《美洲地质》(1855)等。

【米勒】 Miller, William Hallowes (1801～1880)　英国矿物学家。1826年毕业于剑桥圣约翰学院。曾任教于剑桥大学。伦敦皇家学会会员。1839年创立了表示晶面空间方向的h.k.l晶面指数和(hkl)晶面符号,被称为米勒指数和米勒符号。1874年他还在克兰乔接触测角仪和乌拉斯顿单圈反射测角仪的基础上创就了接触双圈测角仪。主要著作有:《结晶学》(1838),《结晶学短文》(1863)等。

【奥比尼】 Orbigny, Alcide Charles Victor Des Sallires (1802～1857)　又译多比尼。法国古生物学家,微体古生物学的创始人。他赴南美探险考察,历时8年,考察研究涉及动物学、地理学、地质学、古生物学、人类学、人种学等。在地层学方面他提出"阶"的概念。全面论述了法国侏罗纪和白垩纪地层中的化石群。其主要著作有:《南美纪行》(1835～1847)共9卷、《活头足纲

和化石的博物学》《1839～1849》、《普通古生物学入门》(1850～1852)等。

【罗杰斯】 Rogers, William Barton (1805～1881)美国地质学家。他与其弟 H.罗杰斯(Rogers, Henry Darwin 1809～1866) 长期进行合作研究阿帕拉契亚山脉并由此闻名于科学界。罗杰斯兄弟推动成立了美国地质学家协会,都曾任该会主席。W.罗杰斯1863年当选为美国国家科学院院士,1879年当选为科学院院长。他们研究阿帕拉契亚山脉,提出了山脉呈非对称褶皱,褶皱轴部表现为平行排列的观点。他们对山脉邻区的煤层及成因也作过系统的研究和论述。二人于1861年共同发表了《以阿帕拉契亚山脉为例的山系构造力》,还发表过《美国新英格兰古生代岩层的古生物化石群》等。

【阿比赫】 Абих, Вильгельм Герман (1806～1886) 俄罗斯地质学家,原籍德国。受教于柏林大学。最早提出了岩石学中的化学问题,根据化学成分对岩石进行了分类,采用了"饱和度"这一概念。曾历经30余年对高加索地质进行了多方面的考察和研究,被称之为"高加索地质之父"。在地球构造研究中提出了收缩理论。主要著作有:《高加索地区的地质》(1878～1887)、《亚美尼亚高原西部的地质》(1899)等。

【阿加西】 Agassiz, Jean Louis Rodolphe (1807～1873) 美籍瑞士地质学家。受教于德国慕尼黑大学和厄兰金大学。伦敦皇家学会会员、法国科学院院士。1836年获沃拉斯顿奖章。在地质学研究方面的主要贡献是冰川学研究,首次使用"冰期"概念,并将其做为区分古代与现代动物群落迁移游动的原因而赋予这个概念特定的涵义。在古生物学方面,用比较解剖学的方法详细描述了1700余种标本并将其分类。主要著作有:《巴西鱼》(1829)、《冰川运动和沉积的早期解释》(1840)、《动物学命名》(1842～1846)、《冰川系统》(1846)、《冰川研究》(1848)等。

【达尔文】 Darwen, Charles Robert(1809～1882) 英国生物学家、地质学家。生于施鲁斯伯里。生物进化论的创始人。就读于爱丁堡大学和剑桥大学。1831年参加了历时5年的英国海军贝格尔号探险环球考察。1859年出版《物种起源》,以自然选择说明进化机理,使生物界多种现象都得到统一的解释,在自然科学和社会科学中都产生了极大影响。他提出的珊瑚礁学说是对地质学的重要贡献。他的进化学说受到莱伊尔"均变论"的影响,较多偏重于渐变的因素。

【霍尔】 Hall, James (1811～1898) 美国地质学家。生于美国马萨诸塞州。他历时5年完成了纽约州地层研究,1843年获"州古生物学家"称号。1857年他提出了大陆边缘槽状褶皱的重要概念,认为堆满沉积物的槽状凹陷,经过长时间的演变,将变成为山区和谷地。这一观点被美国地质学家丹纳所采纳,成为地槽理论的重要依据。主要著作有:《第四纪地质区测》(1843)、《纽约州古生物学》(1874～1894)共8卷。

【布拉维】 Bravais, Auguste (1811～1863) 法国结晶学家。受教于巴黎斯坦尼斯学院,曾任诺尔省科学委员会主席。在结晶学上主要的贡献是推导出了14种晶体的可能的点阵,推动了结晶学理论的发展。"布拉维晶格"以他的姓氏命名。对确定结点的方法和分子多面体对称性的研究为空间群理论奠定了重要基础。主要著作有《结晶学研究》(1866)等。

【普拉特】 Pratt, J.H.(1811～1871) 英国地质学家。地球均衡说的主要学者之一。他在印度进行三角测量时发现了差异现象,试图计算喜马拉雅山的质量。他提出高山比地壳其他地方的密度低,并发展为被称为普拉特模型(Pratt model)的地壳均衡理论。认为地壳下存在着一种高黏性流体,在地球历史的发展中,大陆块既然在它的上面升降,同时也会有平移的可能性。他在《喜马拉雅的垂直重力》一文中,提出了地壳之下有一均衡面的观点,建立起他的地壳均衡模式。

【丹纳】 Dana, James Dwight (1813～1895) 著名的博物学家,地质学家。生于美国纽约州。受教于耶鲁大学,并在该校任教。伦敦皇家学会会员,曾获伦敦地质学会沃拉斯顿奖章,1890年任美国地质学会主席。其主要贡献有:对太平洋火山现象和珊瑚礁现象进行了深入研究,并进行了鉴别和分类,认为珊瑚礁的生成为沉陷作用,以此推断热带太平洋地壳有巨大下沉运动;1873年提出了"地槽"理论。其代表作有:《矿物学系统》(1837)、《地质学手册》(1863)、《地质学教科书》(1864)、《珊瑚和珊瑚岛》(1872)、《论地球冷缩的某些结果,兼论山脉起源及地球内部的性质》(1873)、《火山特征》(1890)等。

【慕维廉】 Muirhead, William(1822～1900) 英国传教士。1846年来华。1853年由他辑译出版了《地理全志》,这在中国是最早系统介绍地质科学的中文著作。该书出版后1859年(日本安政六年)日本出版了日文版,"地质"一词传入日本。

【索比】 Sorby, Henry Clifton (1826～1908) 美国地质学家。他是自学成才的科学家。美国岩石显微镜研究的先驱。1863年发明了用显微镜来鉴定矿物的新方法。主要著作有:《板状节理的成因》(1853)、《显微镜下晶体构造显示的矿物和岩石成因》(1858)等。

【奥佩尔】 Oppel, Albert (1831～1865) 德国地质学家、古生物学家。受教于图宾根大学。在地质学上的贡献表现于对侏罗系生物地层的研究。他的代表作《英国、法国和德国西南部的侏罗系》(1856～1858)奠定了他在生物地层研究中的地位,标志着经典生物地层学的诞生。关于"带"的概念使他为现代地层学生物地层划分和单位的分类奠定了理论的基础。

【修斯】 Suess, Edward(1831～1914) 又译休斯、徐士。奥地利地质学家。生于英国伦敦。他是伦敦皇家学会会员、奥地利皇家学会会员,法国科学院院士、彼得堡科学院院士。曾任维也纳大学教授。对古生物学、构造地质学和地震学都有精深的研究。他的巨著《地球的面貌》是最早的综论全球地质的经典著作,首次提出"地台"这一术语。划分出五大古陆,曾创"特提斯海"概念。对20世纪地质学的发展有重要影响。主要著作有:《地球面貌》3卷(1885～1909)《阿尔卑斯山脉成因》(1875)等。

【李希霍芬】 Richthofen, Ferdinand Von(1833～1905) 德国地质学家,地理学家。生于普鲁士上西里西亚卡尔斯卢厄。曾任莱比锡大学、柏林大学教授、国际地理学会主席、法国科学院院士。1861年后曾多次来华进行地质调查,回国后撰写《中国》(1～5卷)和《中国地图集》(1877～1912),是对中国地质最早的系统研究成果。他提出的中国北方黄土风成的理论,对中国早期地质调查产生了重要影响。

【海克尔】 Haeckel, Ernst (1834～1919) 德国进化论者、生物学家。他对达尔文进化论深信不疑,1866年发表《生物体普通形态学》,提出重演律,并企图用此定律来解释生物及非生物现象。他将生物分为动物、植物、无核生物三个部分,并设计了许多系统树及人的种系发生图。1866年从理论上推测细胞核与遗传有关。其主要著作有:《微小生命粒子中波的产生》(1876)等。

【盖基】 Geikie, Sir Archibald (1835～1924) 英国地质学家。受教于爱丁堡大学。曾任苏格兰地质调查所所长、英国地质调查所所长。1882年发表《地质学教科书》,在地质学基础研究和著述方面有一定的代表性。1905年出版《地质学的奠基者》一书,被视为有影响的地质学史著作。其他著作还有:《苏格兰冰

川漂移》(1863)、《英国古火山》(1897)等。

【罗森布什】 Rosenbusch, Karl Heinrich Ferdinand (1836 ~ 1914) 德国地质学家、岩石、矿物学家。受教于弗赖堡大学和海德堡大学。他在地质学上的贡献是确立了用偏光显微镜研究岩石的方法,是描述岩石学的奠基人之一。创立了火成岩中矿物结晶顺序的经验法则,称为"罗森布什法则"。主要著作有:《岩类学的主要矿物显微镜下结构》(1873)、《重要岩类的显微结构》(1877)、《微观地文学》(1873 ~ 1877)、《岩石学原理》(1898)等。

【齐克尔】 Zirkel, Ferdinand (1838 ~ 1912) 德国地质学家,岩石、矿物学家。是研究岩石薄片技术的先驱。在岩石学研究中对岩石许多亚属有详尽的阐述,在岩石分类和描述方面与罗森布什的研究共同奠定了岩石学的基础。主要著作有:《描述岩石学教科书》(1866)《岩石学手册》(1866)、《矿物岩石显微镜下特征》(1873)等。

【艾孟斯】 Emmons, Samuel Franklin (1841 ~ 1911) 美国地质学家。1902 年入选美国国家科学院,是北美地质学会创建人之一,曾任该会主席。他在地质学上的贡献集中于矿床学的研究。提出了金属矿床都是接触变质成因的观点,并提出矿床成因分带假说,他还是分泌矿床假说的创始者。主要著作有:《托亚贝岭地质》《1870》、《贵金属的统计学和工艺学》(1885)、《落基山的造山运动》(1890)、《金属矿床学说》(1904)、《近代金属矿床学说的演化》(1909)等。

【瑞利】 Rayleigh, John William(1842 ~ 1919) 英国物理学家。原名斯特列特(Strutt, John William),封瑞利勋爵。1865 年毕业于剑桥大学,后留校任教。曾任剑桥大学卡文迪许实验室主任、教授、校长、大不列颠皇家学院教授、英国皇家学会会员、会长。在声学、光学、波动力学、惰性气体、热辐射等方面都有重要贡献。1902 年获梅特里勋章,1904 年因发现氩而获诺贝尔物理奖。他建立了的瑞利—金斯辐射公式和瑞利散射公式,被后人命名为瑞利散射(Rayleigh scattering)。他研究波动学,提出弹性面波理论,认为面波是构成地震波的主要部分,被后人命名为瑞利波(Raylaigh wave)。主要著作有:《声学理论》(1877 ~ 1878,二卷)、《光的波动理论》、《科学论文》(1899 ~ 1920,六卷)等。

【居里夫人】 Marie Curie(1867 ~ 1934) 法国物理学家、化学家。原籍波兰。原名玛丽亚·斯可罗多夫斯卡(Marya Sklodowska),1895 年与**比埃尔·居里**(Pierre Curie,1859 ~ 1906)结婚。巴黎大学博士。与比埃尔一起,共同就贝可勒尔发现的放射性现象进行研究,先后发现了天然放射性元素钋和镭。1906 年比埃尔·居里逝世后,继续放射性研究,获得成就,著有《放射性通论》、《放射性物质的研究》等,推动了原子核科学的发展。比埃尔·居里早期从事磁性物质研究,主要贡献为确定磁性物质的转变温度被称为居里温度 Curie temperature),建立了居里定律和发现晶体的压电现象。因放射性现象的研究成果,1903 年居里夫人与居里、贝可勒尔共同获诺贝尔物理学奖。1911 年获诺贝尔化学奖。

【默里】 Murray, John(1841 ~ 1914) 加拿大岩石学家,海洋地质学家。他对海洋沉积物有深入的研究,他还区别出了属于表面沉积的有机沉积和火山灰的无机沉积,指出沉积作用是一个极为缓慢的过程。他参加了 1872 ~ 1876 年"挑战者"号的远航,编辑出版了 50 册航海报告(1880 ~ 1895 年先后出版),为科学的海洋学的建立打下了基础。主要著作有:《论珊瑚礁和珊瑚岛的结构和起源》(1880)、《海洋深处》(1912,合著)等。

【拉采尔】 Ratzel, Friedrich(1844 ~ 1904) 德国地理学家。1875 年曾旅行北美及中美地区,后在慕尼黑大学、莱比锡大学任教。受达尔文学说的影响,探讨人类通过自然选择以适应环境,认为人是地理环境的产物,并致力于人类迁移、文化借鉴和人地关系方面的研究。在《人类地理学》中,强调地理环境决定人的生理、心理、壮年和老年阶段。其他著作还有:《生存空间》、《比较地理学》、《美国政治地理》等。

【柯本】 Köppen, Waladimir Peter(1846 ~ 1940) 德国气象气候学家。1846 年获莱比锡大学博士学位,1875 ~ 1919 年在汉堡海洋观象台工作。1918 年创立了新气候分类法,首先采用温度和降水的关系作为气候分类的定量指标,并参考区域自然植被分布,将全球气候从赤道至极地划分为 5 个气候带,每个气候带又分为 2 ~ 3 个气候型,共 11 个气候型,每个气候型又细分为多个副型。他运用一定的温度和降水数量指标作为划分气候类型界线的标准。其分类标准严格,数字指标明确,并参考地表植被景观便于应用。主要论著有:《地球的热量带,按炎热、温热和寒冷的时期以及热量对有机世界的影响来划分》、《按世界植被的一种气候分类》、《按温度、降水及其年变化的气候分类》、《世界气候》等。

【道库恰耶夫】 Dokuchayev, Vasiliy Vasilyevich(1846 ~ 1903) 俄国自然地理学家、土壤地理学家。土壤发生学派的主要创始人。他以成土因素、土壤发生过程相互统一的观点进行土壤分类,并以此创立自然带学说,论证了自然地理现象的地带性规律。1883 年首创"黑钙土"一词,用以说明俄国广阔草原地带一种松软、暗色的富含腐殖质的土壤特征及其空间分布,并探讨了不同气候带内土壤类型及其特征。提出了土地评价的自然—历史方法,以及土壤改良的综合性措施。主要论著有:《俄国的黑钙土》、《论自然地带学说;水平和垂直土壤地带》、《近代土壤学在科学与生活中的地位和作用》等。

【克拉克】 Clarke, Frank Wigglesworth(1847 ~ 1931) 美国地球化学家。曾任美国地质调查所总化学师,并获得哥伦比亚大学、维多利亚大学、阿尔伯丁大学、辛辛那提大学的名誉博士学位,1900 年获法国国家荣誉团勋章。他整理编录的岩石、矿物、天然水的分析数据为地球化学作用的解释提供了精确的数值依据;首次计算出了地壳的化学成分,即地壳内各种元素的含量,称为"克拉克值";他提出了许多有关地质学中化学演化的新概念。其主要著作有:《化学元素》(1884)、《化学元素相对丰度》(1891)、《热化学新规律》(1902)、《地球化学新数据》(1920)、《地壳成分》(1924)等。

【贝特朗】 Bertrand, Marcel Alexandre (1847 ~ 1907) 法国地质学家。受教于巴黎工业学院和矿业学院。曾获法国地质学会丰塔内奖、法国科学院瓦扬奖金。长期研究阿尔卑斯山系构造,率先认识阿尔卑斯大型倒转褶皱和逆断层;提出了加里东、海西和阿尔卑斯构造期生成三个山链,由此形成欧洲大陆的观点;最早提出了地质沉积及构造旋回的概念和大陆生长学说。主要著作有:《阿尔卑斯山系和欧洲大陆的形成》(1887)、《地球的物理学》(1892)等。

【卡尔宾斯基】 Карпинский, Александр Петрович (1847 ~ 1936) 前苏联地质学家,俄罗斯地质学派的主要创始人。受教于彼得堡矿业学院。曾任该院院长、彼得堡科学院院士、苏联科学院院士、院长。在理论上奠定了俄罗斯岩石学矿物学体系;首先论证了俄罗斯陆台及其构造体系的理论;运用辩证唯物主义观点和方法、进化论的思想研究古生物的生活与地质环境间的关系,强调生物演化的不同阶段与地质年代的结合等;在矿床学研究方面也做出了重要的贡献。其主要著作有:《论岩石学中的规律》(1870)、《岩石学评论》(1884)等。

【海姆】 Heim, Albert(1849 ~ 1937) 瑞士地质学家。毕业于

苏黎世工业学院。曾任瑞士地质学委员会主席、瑞士自然科学家协会地质部主席。曾当选为伦敦皇家学会会员及50余个著名学会的会员，获多种奖章、奖金和荣誉称号。长期从事阿尔卑斯褶皱构造地质学研究，曾测得阿尔卑斯褶皱使地壳部分收缩达74英里的数据，论证了造山作用的地壳收缩理论；提出了欧洲区域构造命名的原则与方法。主要著作有：《造山运动力学》(1878)，《瑞士地质学》(1880)，《断层命名法》(1888)。其子小海姆(Heim, Arnold)，1929年来华讲学，担任广州中山大学地质系系主任并兼职于两广地质调查所。曾在四川进行地质调查和研究工作，著有《四川峨眉山之地质构造》(1930)、《西康贡噶高山之地质构造》(1932)等。

【戴维斯】 Davis, William Morris (1850～1934) 美国科学家、地质学家。北美地质学会的创始人，曾任美国地理学会主席，美国国家科学院院士。在地质学方面对侵蚀旋回的概念进行了深入的研究，1899年提出地表侵蚀旋回理论。认为地表在外力作用下，其地貌的形成和发育经历幼年期、壮年期和老年期三个阶段，对地貌学和自然地理学的发展有着深刻的影响，被后人称为戴维斯侵蚀旋回理论。主要著作有《宾夕法尼亚州的河流和河谷》、《地层对比的根本依据——地壳运动》(1909)等。

【米尔恩】 Milne, John (1850～1913) 英国地震学家。受教于利物浦学院、伦敦皇家学院和皇家矿业学院。伦敦皇家学会会员。是现代地震学的奠基人。首先采用了人工地震方法研究地震波，并创建了确定震源距和地震波走时的方法。在他的倡议下成立了世界上第一个研究地震和火山的组织——日本地震学会，领导研制出了第一台地震仪，并组建了世界地震台网。主要著作有：《地震和地球运动》(1886)、《地震学》(1898、1928)等。

【费多罗夫】 Фёдоров, Евграф Степанович (1853～1919) 俄国地质学家。受教于彼得堡矿业学院。1890年从理论上推导出了一切晶体的结晶中可能有230种不同对称要素组合方式，即“费氏空间群”，这一研究为结晶化学的出现奠定了基础。他发明了费氏旋转台。他是现代结晶构造学的奠基人，1889年发明了双圈反射测角器。他制定了岩石分类法和名称表。鉴于他对结晶学研究的贡献，前苏联设立了费多罗夫奖金。主要著作有：《轴晶系图形的对称性》、《结晶学》(1910)等。

【克罗斯】 Cross, Charles Whitman (1854～1949) 美国地质学家、岩石学家。受教于德国莱比锡大学和美国阿默斯特大学。美国国家科学院院士，曾任美国地质学会主席。首次在美洲大陆发现了白榴岩类，在夏威夷群岛火山熔岩中发现了粗面岩。与他人共同提出了火成岩的定量化学分类方法。主要著作有：《根据化学和矿物特点的火成岩定量分类系统命名》(1903)、《火成岩的分类》(1910)《夏威夷熔岩及其有关岩石》(1915)等。

【贝克】 Becke, Friedrich Johann Karl (1855～1931) 奥地利矿物、岩石学家。生于捷克布拉格。受教于维也纳大学，曾任该校校长。他是维也纳科学院院士，曾获伦敦地质学会沃拉斯顿奖章。1893年他提出的“贝克线”可在显微镜下分辨出折射率不同的矿物；1896年他提出在等温条件下，压力增高有利于形成小分子体积的矿物，称为“贝克体积规律”；他根据相律和状态图对火成岩的结晶过程给予了解释。主要著作有：《动力变质作用和克分子体积间的关系》(1896)、《结晶片岩的矿物成分和构造》(1913)等。

【小藤文次郎】 Koto, Bungiro (1856～1935) 日本地质学家。生于日本津和野。毕业于东京帝国大学，留学于德国莱比锡大学和慕尼黑大学，后任教于东京帝国大学。他对日本的岩石、火山、地震、构造地质进行了综合研究，是日本地质科学的奠基人之一。主要著作有：《琉球弧形岛的地质构造》(1897)，《樱岛的大喷发》(1914)，《日本的火山》(1916)《日本列岛及朝鲜半岛构造地质概论》(1915)，《伊豆七岛》(1931)等。

【范海斯】 Van Hise, Charles Richard (1857～1918) 美国地质学家。生于美国威斯康星州富尔顿。曾任威斯康星大学教授。他最早使用显微镜进行结晶岩的变质研究，在成矿理论和前寒武纪地质史方面做出了重要贡献。根据构造和变质特征划分的北美前寒武纪四大层序得到长期广泛的使用。主要著作有：《太古界和阿尔冈界》(1892)、《论变质作用》(1904)。《北美前寒武纪地质》(1909)等。

【维里士】 Willis, Bailey (1857～1949) 美国地质学家。生于纽约市。美国科学院院士，德国柏林大学名誉博士。曾任芝加哥大学、斯坦福大学教授。1903～1904年来华进行系统的地质调查，1907～1913年出版了《中国的研究》，共3卷4册，广泛涉及地层系统、古生物及地质构造各方面，为中国的早期地质研究奠定了基础。他在1893年把冷缩说和均衡作用结合起来论述关于山脉的成因，发表了《阿帕拉契亚山构造机理》。主要著作还有《地质构造》(1923)及《北美地质图》等。

【乔利】 Joly, John (1857～1933) 爱尔兰地质学家。生于爱尔兰奥法利郡。就读于都柏林三一学院，获该院物理、地质、矿物学博士学位，并在该院任教。伦敦皇家学会会员、前苏联科学院名誉院士。曾获英国皇家学会皇家奖章、伦敦地质学会麦奇里奖章。他研制了不少新仪器，如测定矿物比热的蒸气热量计；提出了用天然颜色照相的新方法，成为彩色照相的创始人。1905年他发现了岩石的放射现象，对后来的用放射性方法测定地质年龄起到了拓示性的作用；1925年他提出了大地构造的放射性旋回说。主要著作有：《放射性活动和地质学》(1909)，《地球的地表史》(1925)等。

【莫霍洛维奇】 Mohorovicic, Andrija (1857～1936) 前南斯拉夫科学家、地震学家。生于克罗地亚沃格斯阔曾受教于捷克布拉格大学。前南斯拉夫科学院院士。他对气象学有深入研究，1900年筹建的萨格勒布气象台成为当时克罗地亚、斯罗文尼亚的气象中心。他在地震学方面的贡献是发现了在地下一定深度内的地震波其行进是不连续的，他将这种现象确定为全球性的。后来被确定为“莫霍洛维契奇不连续面”(简称“莫霍面”)，即地壳与地幔的分界面。主要著作有：《1909年10月8日(巴尔干)地震》(1910)、《震源附近地震波初波走时的折射》(1924)等。

【伊丁斯】 Iddings, Joseph Parkson (1857～1920) 美国岩石学家。生于美国巴尔的摩。1877年毕业于耶鲁大学谢菲德科学学院，后就读于哥伦比亚大学。任教于芝加哥大学、耶鲁大学。美国国家科学院院士。他与克罗斯(C. W. Cross)、皮尔逊(L. V. Pirsson)及华盛顿(H. S. Washington)，共同创立了岩石化学标准矿物计算法，称为CIPW计算法。主要著作有：《火成岩的定量分析》(1903)、《造岩矿物》(1906)、《火成岩Ⅰ，成分、结构和分类》(1909)、《火成岩Ⅱ，火成岩描述与产状》(1913)、《火山作用问题》(1914)等。

【戴维】 David, Tannalt William Edgeworth (1858～1934) 生于英国威尔士。澳大利亚地质学家。受教于英国牛津大学。是伦敦皇家学会会员。他对富纳富提群岛珊瑚基岩的研究，论证了达尔文提出的珊瑚礁形成的理论。他对澳大利亚和印度的冰川地质进行了较深入的研究。其主要著作有：《富纳富提群岛地质》(1904)、《英国南极探险队地质记录》(1909)、《澳大利亚地质》(1932)等。

【舒克特】 Schuchert, Charles 1858～1942) 美国地质学家、古

生物学家,生于美国辛辛那提。曾任耶鲁大学教授。对美国地层、古生物及地质发育史的综合研究做出了重要贡献。他早年编写的《地史学教程》是20世纪前期美国盛行多年的教材。主要著作还有:《腕足动物化石提要》(1897)、《地质学教科书》(1915)、《北美地史学》(1935)等。

【沃格特】 Vogt, Johan Hermann Lie (1858 ~ 1932)　挪威地质学家。生于挪威特维德斯特兰德。受教于克里斯蒂安松大学,后任该校教授。曾获美国经济地质学家学会彭罗斯奖章和伦敦地质学会沃拉斯顿奖章。在1903年提出岩浆结晶时的熔解理论,并阐述了在岩浆分异过程中起主要作用的是共结晶作用,控制火成岩发展的机理主要是物理化学规律。被誉为现代物理化学岩石学之父。主要著作有:《硅熔体》(1903 ~ 1905)、《有用矿物和岩石矿床学》(1910 ~ 1912)、《火成岩的结晶作用和岩浆分异作用中的物理化学作用》(1924 ~ 1931)等。

【奥尔德姆】 Oldham, Richard Dixon (1858 ~ 1936)　英国地质学家。生于爱尔兰都柏林。受教于英国皇家矿业学院。在地震地质学方面,首先提出了区分地震的纵波和横波的方法;在1906年明确推测出地球有内核。主要著作有:《地震走向图表的注释》(1884)、《喜马拉雅山底部曼尔哈尔系的可能时代》(1885)、《地震预测》(1901)、《喜马拉雅山成因的晚近讨论》(1913)、《近代大地测量的地质解释》(1923)等。

【彭克】 Penck, Albrecht (1858 ~ 1945)　德国地质学家,地理学家,生于德国莱比锡。他受教于莱比锡大学。曾任柏林地理学会主席。他对史前考古学、气候学、人类地理分布等方面都做过系统研究,是地貌学的创始人。在地质学方面创建了更新世地层学,创立了地貌形态学,提出了著名的第四纪四大冰期,具有重要的影响。主要著作有:《地表形态学》(1894)、《阿尔卑斯冰川》(1901 ~ 1909)等。

【泰尔米埃】 Termier, Pierre (1859 ~ 1930)　法国地质学家。生于法国里昂。受教于巴黎矿业学院。法国科学院院士。曾任法国矿物学会主席、地质学会主席。是近代构造运动和地球动力学理论的奠基人。重点研究了法国—意大利阿尔卑斯山的构造运动,论证了阿尔卑斯期大规模推复构造的成因。他关于岩浆渗透作用最终导致花岗岩化的观点,引起了构造地质学和变质地质学的重要变化。主要著作有:《安纳西(萨瓦省阿尔卑斯山地区)地块地质构造研究》(1891)等。

【哈克】 Harker, Alfred(1859 ~ 1939)　英国岩石学家。生于英国赫尔。长期任教于剑桥大学。伦敦皇家学会会员,曾获伦敦地质学会沃拉斯顿奖章和伦敦皇家学会皇家奖章。是近代变质岩岩石学的开创者,倡导变质成因研究法,提出了岩区概念和应力矿物和反应力矿物的概念。主要著作有:《火成岩自然史》(1909)、《变质作用—岩石转变的研究》(1932)等。

【赫特纳】 Hettner, Alfred(1859 ~ 1941)　德国地理学家,近代地理学区域学派的创始人。1881年获得斯特拉斯堡大学博士学位,随后在莱比锡大学任教。曾在智利的西巴塔哥尼亚进行气候研究。1895年创办了《地理杂志》,到1927年将其间发表的论文汇集为《地理学:它的历史、性质和方法》。提出地理学的重要研究方法是区域-比较方法,提倡必须对人类与自然的其他部门进行综合性的分析。主要著作有:《哥伦比亚安第斯山旅行记》、《区域地理学基础》、《比较区域地理学》、《英国的世界霸权与战争》、《俄国》、《大陆的地表形态》、《文化在地理上的传播》等。

【林格伦】 Lindgren, Waldemar(1860 ~ 1939)　瑞典地质学家。生于瑞典卡尔玛。早年受教于瑞典,后就读于德国,1883年赴美,于1916年获波士顿大学理学博士学位。他的研究贡献在矿床学,尤其是金属矿床学方面。1913年创立矿床分类系统。主要著作有:《经济地质学》(1913),《堪萨斯西部页岩中金银的测试》(1902),《内华达北部地区地质和矿床》(1915),《查罗姆和布雷德沼山图幅区金属矿床》(1926),《金属矿床学》(1933年第四版)等。

【横山又次郎】 Yokoyama, Malajiro(1860 ~ 1942)　日本古生物学家。日本长崎市人。毕业于东京帝国大学,后留学德国,回国后任教于东京帝国大学。研究主要集中在中生代和新生代的软体动物,特别是新生代的化石,为分类学和生物地层学的发展打下了基础。主要著作有:《日本白垩纪地层中化石》(1890),《前世界史》(1918),《古生物学纲要》(1920)等。

【瓦尔特】 Walther, Johannes (1860 ~ 1938)　德国地质学家、古生物学家。生于德国奥尔拉河上诺伊施塔德。1882年耶拿大学博士。曾任耶拿大学、哈勒大学教授。研究生物生态和海成沉积,把生物、地质和海洋联系起来,是生物地质学的最早开拓者。提出了沉积学的"相对比定律"、"生境对比定律",成为地层学中重要基础理论之一。主要著作有:《历史科学——地质学导论》(1890 ~ 1893)、《沙漠剥蚀和其地质意义》(1891)、《普通海洋学》(1893)《地球和生命的历史》(1908)等。

【奥格】 Haug, Gustave Emile (1861 ~ 1927)　法国地质学家。生于阿尔萨斯。1917年当选法国科学院院士。他在构造地质、地层学、古生物学及区域地质等方面都有重要建树。他发展了地槽学说,首次提出地槽形成于大陆地台之间,并认为地槽下降伴随陆台海退,地槽上升伴随陆台海侵,是最早把地质构造与地层发育联系思考的学者,体现在他的名著《地质学专论》(1907 ~ 1911)中。主要著作还有《地槽和大陆块》(1900)等。

【列文生-列辛格】 Левинсон-Лессинг, Франц Юльевич (1861 ~ 1939)　前苏联地质学家。生于彼得堡。受教于彼得堡大学,毕业后留校任教。前苏联科学院院士。他是理论岩石学的先驱,提出了第一个岩石化学分类的方案;提出了岩石成因的同源岩浆液态分异假说。主要著作有:《岩浆岩成因问题》(1928)、《岩石学史导论》(1936)、《苏联岩石学》(1938 ~ 1939)等。

【纽贝利】 Newberry, John Strong(1862 ~ 1892)　美国地质学家。他于1873年提出了关于石油演化过程的观点,即石油成因的低温自发蒸馏理论。他还在庞培勒所编《1862 ~ 1865年间在中国、蒙古、日本的地质学研究》的论著里,发表了《中国煤系岩层中植物化石的描述》一文,这是中国的植物化石以近代古生物学的方式进行描述并被载入科学文献的第一次。

【拉克鲁瓦】 Lacroix, Francis Alfred (1863 ~ 1948)　法国矿物学家。生于法国马孔。1889年获巴黎自然历史博物馆博士学位。法国科学院院士。曾任巴黎自然历史博物馆矿物馆长。他发表的《岩石中的矿物》是研究矿物光学性质最早的著作。1933年提出了岩石化学分类法,是岩石学从定性转向定量研究的倡导者。主要著作有:《岩石中的矿物》(1888,合著)、《喷发后的培雷火山》(4卷,1832 ~ 1938)、《马达加斯加矿物概况》(3卷,1922 ~ 1923)、《培雷火山及其喷发》(1904)等。

【奥布鲁切夫】 Обручев, Владимир Афанасьевич(1863 ~ 1956)　前苏联地质学家、地理学家。生于俄罗斯特维尔斯克。曾任莫斯科矿业学院教授。前苏联科学院院士。主要研究西伯利亚外贝加尔区地质构造、贝加尔湖成因及冰川、冻土等,是新大地构造学的奠基人。曾多次来华进行地质考察,提出了黄土风成成因说的论据和甘肃南山山系地质构造的轮廓。主要著作有:《外里海地区的沙漠和草原》、《关于中国祁连山及中国北部》(1900 ~ 1901)、《新大地构造学的构造与动力学的基本特征》(1948)、《西

伯利亚地质研究》(三卷)等

【塞德霍姆】 Sederholm, Johannes Jakob (1863 ~ 1934) 芬兰地质学家、岩石学家。生于赫尔辛基。1885 年毕业于赫尔辛基大学,后就读于瑞典斯德哥尔摩大学,1892 年获博士学位。曾任芬兰地质委员会主席,在他任职的 40 年中(1893 ~ 1933)创建了基础地质学和经济地质学等研究机构。提出了研究全球结晶基底和前寒武纪大陆地盾的标准,使芬兰成为研究前寒武纪基底的标准地区。在岩石学方面,1907 年提出了"混合岩"的概念;1923 年提出了"岩汁"的概念。主要著作有:《论花岗岩和片麻岩》(1907),《界生矿物》(1916),《芬兰西南部的混合岩及有关的前寒武纪岩层》(三卷集,1923 ~ 1924)、《芬兰地壳的主要成分》(1925)《论芬诺斯堪迪亚地质学:主要关于前寒武纪》(1932)等。

【维尔纳茨基】 Вернадский, Владимир Иванович(1863 ~ 1945) 前苏联矿物学家、博物学家、地球化学家。生于彼得堡。是前苏联地球化学和生物地球化学的创始人。毕业于彼得堡大学。1897 年获博士学位。彼得堡科学院院士。曾任乌克兰科学院院长,国家镭研究所所长、前苏联科学院院士、该院科学史委员会主席。在他的倡议下 1937 年成立了放射性方法鉴定地质年龄的国际委员会,并担任副主席。1943 年获斯大林奖金。在矿物学、结晶学、稀有和分散元素、放射性元素、有机地球化学及硅酸盐结构等方面的研究上多有贡献。主要著作有:《结晶学原理》(1904)、《地壳的矿物史》(1925),《地球化学概论》(1934)等。

【斯文赫定】 Sven Hedin, Anders(1865 ~ 1952) 瑞典地理、地质学家,探险家。生于斯德哥尔摩,毕业于斯德哥尔摩大学,获霍尔大学博士学位。自幼酷爱旅行,多次在中亚及中国西藏、新疆等地探险考察。他曾六次来华做地理、地质考察。1927 年 ~ 1935 年中瑞西北科学考察团历时 8 年在中国西北进行科学考察。他任瑞方团长。主要论著有:《穿越亚洲》(1893 ~ 1897)、《西藏》(1898)、《中亚和西藏》(1903)、《横越喜马拉雅山》、《在西藏的发现和冒险》、《探险家的自传》(1925)、《从北京到莫斯科》、《丝绸之路》(1938)等。

【葛利普】 Grabau, Amadeus William (1870 ~ 1946) 美国地质学家、古生物学家。生于美国威斯康星州塞达堡。1900 年获哈佛大学博士学位。纽约科学院院士。曾任哥伦比亚大学教授。在古生物学、地层学、沉积学以及盐类矿床学方面做出了重要贡献。1920 年应邀来华任北京大学教授、地质调查所古生物部主任,同几位中国地质界前辈共同奠定了中国的地质科学事业。他是《中国古生物志》的创办人之一和最早两册的作者。他的《中国地质史》和亚洲古地理图册是 20 世纪前期最完整的亚洲地史巨著。1930 年后提出地球史的"脉动理论"和"极控论"。主要著作有:《沉积岩分类》(1904)、《北美标准化石》(1910)、《地层学原理》(1913)、《地史学教程》(1920)、《中国古生代珊瑚》(1928)、《中国泥盆纪腕足类化石》(1931)、《古生代地史之脉动观》(1936 ~ 1938)、《脉动学说》(1940)、《时代的节律——脉动论与极控论之下的地球史》(1940)等。

【小川琢治】 Ogawa, Takuji(1870 ~ 1941) 日本地质学家。日本和歌山县人。毕业于东京帝国大学,任教于京都帝国大学。对日本 1/20 万和 1/100 万地质图做了大量工作。1899 年他在出版的《日本群岛地质构造论》一书中,区分出西南日本的古老构造和东北日本的较新构造。主要著作还有《地质现象的新解释》(1929)等。

【戴利】 Daly, Reginald Aldworth(1871 ~ 1957) 美国地质学家。生于加拿大安大略州纳潘尼。他受教于美国哈佛大学,任麻省理工学院教授。他对玄武岩和大洋盆地有深入的研究,1903 年提出了岩浆停滞假说,推断出地壳和上地幔的物理性质,还提出海底峡谷可能是浊流侵蚀而成的论点。是海洋地质和全球构造研究的先驱。主要著作有:《火成侵入体机理》(1903),《侵入岩体的分类》(1905),《火成活动性质》(1911),《珊瑚礁的冰川控制学说》(1915),《地壳及其稳定性》(1923),《火成岩和地球的深度》(1933),《地应力和地球构造》(1940),《洋底》(1943)等。

【史密斯】 Smith, Grafton Elliot (1871 ~ 1937) 英国解剖学家、人类学家。生于澳大利亚新南威尔士,毕业于澳大利亚悉尼大学,获博士学位。曾任教于英国剑桥大学、埃及开罗医学院、英国曼彻斯特大学等。伦敦皇家学会会员。曾获巴黎人类学会福幸尔奖章、英国皇家学会皇家奖章、英国皇家人类学会赫胥黎奖章。应邀于 1930 年来华,从事周口店北京猿人的研究。在中国地质学会会志上发表过《人种原始论》等文章。主要著作有:《恐龙的演化》(1919),《人类祖先的探索》(1931)等。

【古勃金】 Губкин, Иван Михайлович(1871 ~ 1939) 前苏联地质学家。生于俄罗斯弗拉吉米尔州。曾就学于彼得堡师范学院、彼得堡矿业学院。后赴美国研究石油矿床。是前苏联石油地质学的创建人,1930 年创立了莫斯科石油学院。前苏联科学院院士。曾任莫斯科矿业学院院长、前苏联科学院副院长。他致力于石油地质的调查和理论研究,发现了迈科普油田、"第二巴库油田"等多处油田;创立了诸如油田勘探的泥火山学说等理论,形成了石油起源、储集、运移以及油田形成的系统学说。他的研究成果及理论学说集中反映在他 1932 年出版的《石油论》一书中。

【魏敦瑞】 Weidenrich, Franz(1873 ~ 1948) 德国人类学家。生于德国伊登歌本。1899 年斯特拉斯堡大学博士,曾任海德堡大学、法兰克福大学、美国芝加哥大学教授。1935 年应聘来华,致力于北京猿人化石的研究并取得很大成就。主要著作有:《周口店中国猿人之新发现及其与其他人类化石之关系》(1937)、《中国猿人之头盖骨》(1943)、《猿、巨人及人》(1949)等。

【安特生】 Andersson, Johan Gunnar(1874 ~ 1960) 瑞典地质学家。乌普萨拉大学博士。曾任乌普萨拉大学、斯德哥尔摩大学教授、瑞典地质调查所所长。1912 年来华,任农商部矿政司顾问。是中国地质学会创立会员,协助丁文江等建立地质调查所,出版《中国古生物志》,对中国早期地质事业做出了贡献。他还研究了中国北方新生代地质,进行了考古工作,提出了"仰韶文化"一词。主要著作有:《中国北部之新生界》(1923)、《中华远古文化》(1923)、《甘肃考古记》(1925)、《远东地形与考古之研究》(1939)等。

【施蒂勒】 Stille, Wilhelm Hans(1876 ~ 1966) 德国地质学家。生于德国汉诺威。曾任哥廷根大学、柏林大学教授。他研究地质构造发展,强调造山运动的突发性和同时性,建立了风行一时的全球性构造幕,引起了长期的争论。他按构造阶段划分出古欧洲、中欧洲和新欧洲,并提出了完整的地槽分类。晚年研究全球地质,提出太平洋为古大洋,大西洋为新大洋的观点。主要著作有:《构造演化和地壳的演化》(1913)、《造山运动与造陆运动概念》(1919)、《比较大地构造学的基本问题》(1924)等。

【康拉德】 Conrad, Victor (1876 ~ 1962) 奥地利科学家,地震学家。生于维也纳。曾任维也纳大学、哈佛大学教授。提出了观测宇宙射线的方法;他对地震波的研究,发现了地壳硅铝层与硅镁层之间地震波是不连续的,这个界面被称为"康拉德不连续面"。主要著作有:《自然气候学》(1942)、《气候学方法》(1944)。《地震时序和引起地震的种种原因》(1932)、《地震和大气压力的

变化》(1936)等。

【迈因则尔】 Meinzer, Oscar Edward(1876 ~ 1948) 美国水文学家。生于美国伊利诺伊州戴维斯。1901 年毕业于柏洛伊特学院,1922 年获芝加哥大学博士学位。曾任美国地球物理协会主席、国际地下水委员会主席。是地下水水文学的奠基人,提出的地下水定义和原理被广泛应用。主要著作有:《美国地下水的赋存及其成因的研究》(1923)、《地下水水文学纲要》(1923)、《承压含水层的可压缩性和弹性》(1928)、《美国地下水》(1939)、《水文学》(1942,主编)等。

【矢部长克】 Yabe, Hisakatsu (1878 ~ 1969) 日本地质学家,古生物学家。生于东京。毕业于东京帝国大学。曾赴德留学,后任教于东北帝国大学。1953 年获日本政府文化勋章奖。日本生物地层学的创始人。1920 年建立了日本新生界与白垩系的生物地层划分方案。对白垩系与古近系的界线和上新世与更新世的古气候及冰川等有深入研究。在日本地质构造方面提出了系鱼川—静冈地质构造浅,并长期从事中央构造线的研究。

【阿尔冈】 Argand, Emile(1879 ~ 1940) 瑞士构造地质学家。生于日内瓦。瑞士洛桑大学博士。浓霞台大学教授。他创建了浓霞台地质研究所,对西部阿尔卑斯山系的构造进行了深入的构造分析及动力学研究。是 20 世纪 30 年代杰出的全球构造活动论的代表。主要著作有:《布朗士地块地质图》(1908)、《西阿尔卑斯弧形构造》(1916)、《亚洲的大地构造(含欧亚地质构造图)》(1924)等。

【米兰科维奇】 M: lankovich, Milutin (1879 ~ 1958) 前南斯拉夫数学家和物理学家。毕业于贝尔格莱德大学。他对太阳辐射有重要研究。他推断地球上接收的太阳辐射量随地球轨道的偏心率而有周期性变化。这种变化导致了地球上周期性的气候变化,出现冰期等。他综合春(秋)分岁差、黄道倾斜和地球轨道偏心率,提出了太阳辐射曲线,并计算了这条曲线,用以解释冰期气候的变化。

【斯托普丝】 Stopes, Marie Charloite(1880 ~ 1958) 英国煤岩学家,古植物学家。现代煤岩学奠基人。1903 年获慕尼黑大学植物学博士、1904 年获伦敦大学博士学位。是伦敦皇家学会会员。她结合植物学研究煤的组成,开拓了煤岩学的研究领域。提出了用肉眼可区分出的煤的 4 种组分,后被称为煤的宏观煤岩类型。提出了煤的显微组分组成。其建立了系统的煤岩学术语,被称为"斯托普丝—赫尔冷体系"。主要著作有:《石炭纪植物群》(1913,1915)、《论条带状烟煤的四种可见组分》(1919)、《煤的组成》(1918、1922)、《煤的自燃》(1923)、《煤研究工作中的术语》(1923)、《论条带状烟煤的岩石学》(1935)等。

【魏格纳】 Wegener, Alfred Lothar(1880 ~ 1930) 又译**魏根纳**。德国气象学家、天文学家、地球物理学家。生于柏林。是大陆漂移说的创始人。1905 年柏林大学博士。曾任奥地利格拉兹大学教授。在第四次赴格陵兰探险时不幸遇难。1912 年从古生物、古气候、陆壳与洋壳的重力差以及格陵兰的实测资料为依据,提出大陆漂移的论点,重建了石炭二叠纪的全球古地理图。其著作于 1924 年出了英文版,曾遭到普遍的反对,直到 20 世纪 60 年代古地磁证据和海底扩张学说建立之后,才得到普遍的承认。主要著作有:《海洋和大陆的起源》(1915)等。

【萨瓦连斯基】 Саваренский, Фёдор Петрович(1881 ~ 1946) 前苏联水文地质、工程地质学家。生于俄罗斯图拉。1909 年毕业于莫斯科大学。前苏联科学院院士。是苏联工程地质学的创始人。最早提出水在土壤形成中的作用,提出并发展了工程地质学研究中的自然历史观点,他在岩土力学方面的研究促进了冻土学的发展。曾获列宁勋章、国家一级勋章。设立了萨瓦连斯基科学奖金。主要著作有:《苏联地下水资源概论》(1933,主编)、《水文地质学》(1933)、《工程地质学》(1937)、《萨瓦连斯基选集》(1950)等。

【吉纽】 Gignoux, Maurice (1881 ~ 1951) 法国地质学家、水文工程地质学家。生于里昂。1913 年获巴黎大学博士学位。法国科学院院士。他研究上新世和第四纪地中海的变迁,对阿尔卑斯冰期的划分及分布做出了重要成果。还对欧洲石油地质和水文工程地质的研究做出了重要贡献。主要著作有:《地层地质学》(1926)、《堤坝地质学》(1955,合著)等。

【德日进】 Teilhard de Chardin, Pierre (1881 ~ 1955) 法国地质古生物学家、思想家。生于法国萨塞那。1922 年获巴黎自然博物馆博士学位。法国科学院院士。1923 年来华从事新生代地质及考古研究。他提出大陆地质和"智慧圈"的概念,倡导地质生物学并出刊《Geobios》,开辟了人类与环境相联系的思想。在华著作有:《中国北方古生代后期之喷出岩》(1928)、《中国之大陆沉积》(1936)、《中国太古界上及震旦系上之侵蚀面》(1937)、《中国花岗岩之生成》(1939 ~ 1940)等。他晚年移居美国,在法国出版了他的科学和哲学的文集共 10 卷,1971 年又出版了他的科学论著共 10 卷。

【费尔斯曼】 Ферсман, Александр Евгеньевич(1883 ~ 1945) 前苏联地球化学家、矿物学家。生于彼得堡。就读于敖德萨新俄罗斯大学、莫斯科大学;曾在法国和德国进修。前苏联科学院院士,曾任沙涅夫斯基大学教授兼俄罗斯科学院矿物博物馆馆长。曾获斯大林奖金、列宁勋章和伦敦地质学会奖章。他曾深入科拉半岛对希宾苔原进行矿物学和岩石学的系统考察研究。他是地球化学的创始人之一,其代表作《地球化学》(共四卷,1933 ~ 1943),被誉为地球化学的经典之作。主要著作还有:《俄罗斯的宝石》(1920 ~ 1922)、《科拉半岛的矿产》(1926)、《伟晶岩》(三卷集,1931 ~ 1940)等。他还发表了《趣味矿物学》、《石头的历史》、《趣味地球化学》等多部科普著作。

【埃斯科拉】 Eskola, Petti Felis(1883 ~ 1964) 芬兰岩石学家。生于芬兰的莱兰恩。曾任赫尔辛基大学教授。对芬兰前寒武纪变质岩的研究,使他成为应用物理化学原理研究变质作用的先驱之一。在变质岩研究方面的贡献在于确定了变质岩形成的条件,即主要是温度和压力的变化。主要著作有:《锶和钡的硅酸岩》(1922)、《花岗岩浆的成因》(1932)、《花岗岩问题及其若干研究学派》(1955)等。

【步达生】 Black, Davidson(1884 ~ 1934) 加拿大古人类学家。生于加拿大多伦多。1906 年毕业于多伦多大学。1914 年去英国,致力于化石人类学研究。伦敦皇家学会会员。1919 年应聘来华,参与筹建以研究古人类为主的地质调查所与协和医院合办的新生代研究室。他参加了周口店北京人化石的研究与鉴定工作。1931 年获中国地质学会葛利普奖章、中国科学社金质奖章,1938 年获英国皇家学会皇家奖章。主要著作有:《亚洲与灵长目的分布》(1925)、《亚洲之第三纪人—周口店人之发现》(1926)、《周口店成年猿人头盖骨初步研究报告》(1929)、《地质时代北极之迁移及其对于地形及气候之影响》(1931)、《中国猿人用火之证据》(1932)、《中国猿人的头壳化石以外的骨骼化石》(1932)等。

【桑德尔】 Sander, Bruno(1884 ~ 1979) 奥地利地质学家。生于奥地利因斯布鲁克。1907 年获因斯布鲁克大学博士学位。他是岩组学的创始人。曾获多种奖章和奖励。1930 年出版了《岩组学》一书,提出了组构对称与运动对称相互关系的概念,并确

定了参考座标系。1948～1950年出版了他的主要著作《地质体岩组分析导论》。

【鲍温】 Bowen, Norman Levi(1887～1956) 美国岩石矿物学家。生于美国金斯敦,曾受教于金斯敦女王大学,麻省理工学院。1901～1911年在华盛顿的卡内基学院地球物理研究所从事研究,1912年获博士学位。曾任金斯敦女王大学、芝加哥大学教授。他长期从事实验室工作,提出了火成岩的结晶分异理论以及其中的矿物析出反应系列原理,被称为"鲍温反应系列"。他认为岩浆起源于玄武岩岩浆,是20世纪岩浆岩理论的主要创始人。主要著作有:《实验岩石学的开端》(1915)、《火成岩演化的晚期阶段》(1915)、《火成岩的演化》(1928)等。

【施奈德勋】 Schneiderhöhn, Hans(1887～1962) 又译施奈德赫恩。德国矿物学家。生于德国莱因河畔美因兹城。就学于慕尼黑、弗赖堡大学,1909年获德国吉森大学博士学位。曾任柏林大学教授。1913～1918年在西南非洲研究楚梅布矿山原生矿物含量及其次生富集作用,发现锗石这种不寻常的硫化物矿物。他提出了地质作用中"硫循环"的基本思想。主要著作有:《早期结晶的金属矿床》(1958)、《矿床学教程》(1944)、《地球上的矿床》(1961)、《伟晶岩》(1962)等。

【布波诺夫】 Bubnoff, Serge von (1888～1957) 德国地质学家。生于俄国圣彼得堡。曾任格莱夫斯瓦尔德大学、柏林洪堡大学教授。普鲁士科学院院士。他最早应用地槽学说,提出按陆核及不同时期褶皱带的构造分区。通过对生物、沉积、构造的综合分析,提出了全球性地质旋回的概念。主要著作有:《欧洲地质》1～4卷(1926～1936)、《地质学基本问题》(1931)、《地球史导论》(I－II)(1941)等。

【彭克】 Penck, Walther (1888～1923) 美国地质学家、地貌学家。生于奥地利维也纳。早年就读于维也纳大学,中途去美国,后就读于海德堡大学。曾与妻子一同考察了德国的高地、图林根山等地以及埃尔茨山脉、东阿尔卑斯山脉等,在构造运动的模式方面形成了自己的认识,认为山麓平台是地壳间歇性上升的结果,提出了地貌发育取决于地壳活动性的概念。曾在阿根廷西北部穿过安第斯山脉考察,填地质图12000平方千米。主要著作有:《小亚细亚西部的构造特征》(1918)、《地貌形态分析》(1924)等。

【戈尔德施密特】 Goldschmidt, Victor Moritz (1888～1947) 挪威籍瑞士地质学家、地球化学家。生于瑞士苏黎世。受教于奥斯陆大学。在研究中发现了控制矿物中微量元素分布的规律,将结晶化学的规律应用到地球化学中,并对地壳中的元素进行了地球化学分类,根据元素的组合提出了地球分层假说;还运用物理化学的方法创立了矿物相律,奠定了变质岩的物理化学研究的基础,是地球化学的主要创建人。主要著作有:《地球化学》(1954)等。

【尼格里】 Niggli, Paul (1888～1953) 又译**尼格利**。瑞士地质学家。生于瑞士措芬根。受教于苏黎世工业学院。曾任苏黎世大学教授。他被许多国家的科学院选为院士,曾任瑞士矿物和岩石学会主席。长期研究矿物学、地球化学、金属矿床成因及岩浆作用理论,最早提出用X射线数据系统推断晶体空间群的思想;提出了火成岩的化学和矿物成分计算法和岩石变异图解的标准计算方法。是现代矿物岩石学的重要创建人。其主要著作有:《变质岩》(1924)、《矿物学和晶体化学教程》(二卷集,1941,1944)、《岩石和矿床》(1948)、《岩石学与岩石鉴定图表》(中译本,1954)等。

【古登堡】 Gutenberg, Beno (1889～1960) 美籍德国地球物理学家。生于德国达姆斯塔特。曾任格廷根大学教授。美国国家科学院院士。曾任美国地震学会主席。曾获美国天文学会维歇特奖。利用地震波探索地球内部的物理性质,首次确定了地核深度为2900英里,即地幔和地核的分界,被称为"古登堡不连续面"。与美国地震学家里克特合作制定了里克特—古登堡地震震级表。是地球深部研究的主要创始人。主要著作有:《全球地震活动性》(1941)、《地球内部成分》(1951)、《地球内部物理学》(1959)等。

【纳里夫金】 Наливкин, Дмитрий Васильевич(1889～1982) 前苏联地质学家、古生物学家。1915年毕业了彼得堡矿业学院,1946年当选前苏联科学院院士。曾任列宁格勒矿业学院教授、前苏联地层委员会主席。他长期从事中亚、俄罗斯地层古生物研究,奠定了前苏联地层学基础。在地层委员会任职期间,对前苏联地层规范的制定、地层典编订及全苏区域地质及地层的总结做出了重大贡献。主要著作有:《苏联地质图》(1937,主编)、《岩相学》(1932,1956)、《相论,沉积岩形成的条件》(三版,1955～1956)、《苏联地质》(1962)等。

【波丁顿】 Buddington, Arthur Francis (1890～1980) 美国地质学家。生于美国特拉华州威尔明顿。1916年获普林斯顿大学博士学位。曾任美国国家防卫研究委员会首席地质学家。他研究构造地质和变质地质,提出了利用铁钛氟化物的固溶体的组成计算地质温度和氧逸度的理论方法,并应用于勘测隐伏钛铁矿床。他还是月岩最早的研究者。主要著作有:《东南阿拉斯加沿岸侵入体》(1927)、《埃迪隆达克火成岩及其变质作用》(1939)、《再论斜长岩成因》(1961)、《铁钛氧化物及其相应化合物》(1964)等。

【霍尔姆斯】 Holmes, Arthur(1890～1965) 英国地质学家。生于英国达拉姆。曾任爱丁堡大学教授。伦敦皇家学会会员。他研究范围很广,做出多方面的贡献。1913年率先提出以放射性地球年龄为据的地质年代表,以后多次做出最近于实际的地质年代估算;提出的地幔对流学说是对地质学和地球物理学的重要革新。主要著作有:《造岩矿物中铀与铅的组合及其在地质年代测定中的应用》(1911)、《地球的年龄》(1913)、《放射性活动与地球运动》(1928)、《物理地质学原理》(1944)、《显生代年代表》(1964)等。

【卡明斯基】 Каменский, Григорий Николаевнч (1892～1959) 前苏联水文地质学家。生于俄罗斯里亚赞州斯科品区。毕业于莫斯科农业学院,任莫斯科地质勘探学院教授。前苏联科学院通讯院士。主要致力于岩石的渗透性、地下水动力学和分布规律、形成条件,水文地质理论的研究。1932年他研制成以其姓氏命名的野外用简易渗透仪。主要著作有:《地下水状态》(1938)、《地下水动力学基础》(1943)、《地下水的普查和开发》(1947)、《苏联水文地质学》等。

【沙茨基】 Шатский, Николай Сергеевич(1895～1960) 前苏联地质学家、大地构造学家。生于莫斯科。前苏联科学院院士。曾任莫斯科矿业学院、莫斯科地质勘探学院教授、前苏联科学院地质研究所所长。是俄罗斯大地构造学派的创始人,最早提出地质学中的继承性原则以及深大断裂和裂陷槽的概念。还提出了沉积建造的分类,建立了以中新元古界为主的里菲层序和里菲构造区。主要著作有:《欧亚地质图》(1953)、《苏联构造图》(1956)、《欧洲构造图》(1964)等。

【维诺格拉多夫】 Виноградов, Александр Павлович(1895～1975) 前苏联地球化学家。生于彼得堡。1924年毕业于列宁格勒大学,1953年当选为前苏联科学院院士。曾任前苏联科学

院副院长。他提出了生物地球化学省的概念，发展了生物圈地球化学找矿法，同位素地球化学的创立者。主编了俄罗斯地台及全苏岩性—古地理图集。他研究陨石的组分和行星化学，提出了行星外壳形成机制假说；最先提出月球表面存在玄武岩和金星大气的组分。主要著作有：《海洋生物体的化学元素组成》(1935～1944)、《土壤中稀有分散元素地球化学》(1957)、《地球的化学演化》(1959)、《海洋地球化学概论》(1967)、《行星化学》(1969)等。

【申德沃尔夫】 Schindewolf, Otto Heinrich(1896～1971)　德国地层、古生物学家。生于德国汉诺威。1919年获马堡大学博士学位。曾任图宾根大学教授。研究领域涉及地层学、古生物学各方面，尤其专长于菊石动物和四射珊瑚。他研究生物的系统演化，认为菊石类起源于鹦鹉螺类，六射珊瑚起源于四射珊瑚。提出了高级生物类别和起源为异时发生观点。主要著作有：《古生物学，进化论和遗传学》(1936)、《古生物年代学基础和方法》(1944)、《古生物学基本问题》(1950)、《菊石系统发育研究》(1960～1968)、《地层学原理》(1970)等。

【别捷赫金】 Бетехтин, Анаторий Георгиевич(1897～1962)　前苏联地质学家，矿物学家。生于俄罗斯沃罗格达州。受教于彼得堡矿业学院，任列宁格勒矿业学院教授。曾获得列宁勋章、卡尔宾斯基金质奖章。在矿物学、地球化学和矿床学方面提出了一系列新的理论，创建了矿相学；提出了沉积锰矿的相变成矿理论。主要著作有：《铂和铂族矿物》(1935)、《矿床学教程》(1946)、《矿物学教程》(1951)、《岩浆矿床学的主要问题》(1955)、《矿石的构造结构》(1958)、《矿相学》(中译本，1975)等。

【谢泼德】 Shepard, Francis Parker(1897～1985)　美国海洋地质学家。生于美国马萨诸塞州布鲁克莱恩。毕业于哈佛大学，1922年获芝加哥大学博士学位。任伊利诺伊大学教授。他是海洋地质学的创始人，为此，美国设立了海洋地质谢泼德奖。曾获英国伦敦地质学会的沃拉斯顿奖。他在1960年提出了多种沉积岩的沉积环境判别准则。主要著作有：《不列颠哥伦比亚的落基山海沟的成因》(1922)、《海底地质》(1948)、《墨西哥湾西北部近代沉积》(1960)等。

【贝尼奥夫】 Benioff, Hugo(1899～1968)　美国地球物理学家。生于美国洛杉矶。毕业于波莫纳学院，获加州理工学院博士学位。任加州理工学院教授。美国国家科学院院士。他在地震理论和实践方面都有重大贡献。首先提出了用震级—能量的关系来推算地震应变释放能量的方法；首先提出了抗震设计中重要的参数"特性频谱"；他的研究证明余震的地理分布与主要断层的大小有关；还利用应变回跳特性划分出了"贝尼奥夫层"；他研制出成套地震仪，为建立世界标准地震台网做出了重大贡献。著有《大洋深部断层的地震成因》(1949)等。

【斯特拉霍夫】 Страхов, Николай Михайлович(1900～1978)　前苏联地质学家、地球化学家。1928年毕业于莫斯科大学，1934年进前苏联科学院地质研究所工作，1953年当选前苏联科学院院士。1948年获国家奖，1951年获列宁奖。创造了成岩作用、成盐作用和温湿带成矿作用的理论。是沉积学创始人之一。他研究了铁、锰、磷、钒等元素在现代河流、海洋及古代水体间的迁移形成和分布规律，查明了沉积物形成中的元素分布。对发展沉积地球化学做出了重大贡献。主要著作有：《地史学原理》(两卷，1948)、《论沉积矿床生成理论及分布规律性问题》(1954)、《论沉积岩成因理论基础》(3卷，1961～1962)、《温湿型晚古生代沉积地球化学概论》(1969)、《现代海洋沉积岩成因及地球化学问题》(1976)等。

【毕利宾】 Билибин, Юрий Александрович(1901～1952)　前苏联地质学家。生于俄罗斯托夫。1926年毕业于列宁格勒矿业学院。任列宁格勒大学教授。是前苏联年代—构造—建造成矿矿床学派的创始人和砂金矿矿物原料基地的建立者。长期致力于金矿的研究(1926～1938)和碱性岩研究(1938～1943)。编制了第一幅地槽发育期内生成矿演化图。主要著作有：《勃雷马赫侵入体的岩石学》(1947)、《砂矿的地质基础》(1956年第三版)、《成矿省和成矿期》(1955)等。

【奎年】 Kuenen, Phillip Henry(1902～1976)　荷兰地质学家、海洋学家。生于英国苏格兰敦堤。毕业于荷兰莱顿大学，获爱尔兰都柏林大学博士学位。荷兰科学院院士，美国国家科学院院士。在20世纪30年代提出浊流形成海底峡谷假说，并用实验证明了浊流具有强大的搬运和侵蚀力。为沉积学研究开辟了新的领域。主要著作有：《海岸地质学》(1950)、《地质学中的实验》(1958)等。

【辛普森】 Simpson, George Gaylord(1902～1984)　美国地质学家、古生物学家。生于芝加哥。1926年获耶鲁大学博士学位。美国国家科学院院士、伦敦皇家学会会员。曾任哈佛大学教授、美国自然历史博物馆馆长、美国动物学会主席，是脊椎古生物学会的创始人和首任主席，对生物进化理论、脊椎动物古地理和历史生物学做出了重大贡献。主要著作有：《进化的时间和模式》(1944)、《进化的意义》(1949)、《动物分类学原理》(1961)、《进化地理学》(1965)和《历史生物学的若干问题和方法》等。

【裴蒂庄】 Pettijohn, Francis John(1904～1999)　美国沉积岩石学家。生于美国威斯康星州沃特福德。1930年获明尼苏达大学博士学位。曾任霍普金斯大学、芝加哥大学教授，美国国家科学院院士。他用偏光显微镜研究沉积岩的成分、岩类及岩组学；在研究前寒武纪沉积作用的基础上提出了沉积条件及其构造控制的观点，在古水流、砂和砂岩研究等方面，有卓越的贡献。是"盆地分析"的创始人。主要著作有：《沉积岩石手册》(1938，合著)、《太古代的沉积作用》(1943)、《沉积岩》(1949)、《砂和砂岩》(1972)、《古洋流和盆地分析》(1963、1977)等。

【格拉西莫夫】 Gerasimov, Innoketiy Petrovich(1905～1985)　前苏联地理学家和土壤学家。1925年毕业于列宁格勒大学。曾任国际地理联合会环境委员会主席、全苏地理学家委员会主席和全苏土壤学家委员会主席。前苏联科学院院士。他在土壤及土壤地理学、自然地理学、古地理学、地貌学、生态学、海洋地理学等领域进行了广泛而深入的研究。组织完成了苏联土壤区划、欧洲及世界土壤图、世界自然地理图集中的土壤与地貌部分图幅的编制。对古地理学的发展做了大量开创性工作。晚年致力于地球生物圈、地理环境预测及预报方面的研究。主要著作有：《全苏范围内的冰期》、《近10万年来欧洲的古地理学》、《苏联冰期的古地理学》、《亚洲的地貌与古地理学》、《全苏范围内地表起伏的构造特点及其成因》、《土壤学和土壤地理学基础》、《现代土壤学的发生、地理和历史问题》、《地貌学和古地理学中的新方法》、《在过去、现在和将来地理学领域中的生态学问题》、《道库恰也夫的学说与现实性——土壤保护耕作的科学原理》等。

【赫斯】 Hess, Harry Hammond(1906～1969)　美国地质学家、地球物理学家、海洋学家。生于纽约市。普林斯顿大学博士。曾任普林斯顿大学教授、北美地质学会主席、矿物学会主席、地球物理联合会主席。他首先发现海底平顶海山，1960年提出洋底扩张假说，为板块学说的建立做出了重大贡献。主要著作有：《发现大洋最大深度的人》(1945)、《大洋盆地的演化》(1960)、《洋盆的历史》(1962)等。

【别洛乌索夫】 Белоусов, Владимир Владимирович(1907～1991)前苏联大地构造学家。生于莫斯科。莫斯科地质勘探学院、莫斯科大学教授。前苏联科学院通讯院士。致力于大地构造物理学和地球物理学的研究,是地壳垂直构造运动的坚持者。提出了地壳发展假说、泛地槽论和泛地台论,对近代大地构造学做出了重要贡献。主要著作有:《大高加索》(1～3卷)(1938～1940)、《普通大地构造学》(1948)、《构造地质学》(1916)、《大陆地壳和上地幔》(1966)、《大洋地壳和上地幔》(1968)、《地球的构造圈》(1978)等。

【米士】 Misch, Peter(1908～1987) 德国构造地质学家。生于柏林。1932年格廷根大学博士。1936年来华,曾任中山大学、西南联合大学教授。1946年后去美国,任华盛顿州立大学教授。曾在喜马拉雅山脉克什米尔境内的帕尔巴特山进行考察。在云南研究地质构造,提出中、新元古代晋宁运动和澄江运动等术语。他在美国西部做了大量野外调查,对发展花岗岩化的概念做出了贡献。主要著作有:《云南东部的中国式构造》(1945)、《岩基规模的交代型花岗岩化作用Ⅰ-Ⅲ》(1949)等。

【威尔逊】 Wilson, John Tuzo(1908～1993) 加拿大地质学家、地球物理学家。生于渥太华。美国普林斯顿大学博士。多伦多大学教授。曾任国际大地测量和地球物理联合会主席。1963年提出大洋岛链形成的热点说;1965年提出重要的"转换断层"概念;他最早使用"板块"这一术语,提出的洋陆演化模式被称为"威尔逊旋回"。对板块构造理论的建立做出了重大贡献。曾获加拿大科学院J.J.卡蒂奖、英国地质学会沃拉斯顿奖。主要著作有:《大陆起源与前寒武纪历史》(1949)、《物理学和地质学》(1959)、《地幔热点与板块运动》(1973)、《大陆漂移与大陆固定》(1977)等。

【缪勒】 Müller, Leopold(1908～1988) 奥地利岩体力学和工程地质学家。奥地利岩体力学创始人。1933年获维也纳大学工程地质学博士。1946年创建岩石力学与工程地质研究所,曾任萨尔茨堡国际岩石力学有限公司董事长、卡尔斯鲁厄大学教授、岩石力学研究所所长、国际岩石力学学会第一任主席。他长期从事水电工程和隧道工程施工,发展了岩石力学和岩体工程学学科,是现代岩体力学的奠基人。20世纪50年代他与拉布会维奇等创造的"新奥地利隧道施工新方法",简称新奥法,在岩石隧道工程中得到广泛应用。他重视实践,有许多发明专利。主要著作有:《地质力学》(1944)、《岩石工程》(1963)、《隧道工程》(1978)、《坝基工程》(1988)等。

【裴伟】 Пейве, Александр Вольдемарович(1909～1985) 前苏联地质学家。生于俄罗斯加里宁州托罗彼茨。1930年毕业于莫斯科地质勘探学院,曾任前苏联科学院地质研究所所长、前苏联科学院院士。他早年从事地槽和古洋壳的研究,提出深大断裂主要类型及其与沉积、构造岩浆活动和成矿的关系,形成了较完整的深大断裂学说,他还建立了地壳成熟度的概念和理论,在1980年主编的《世界大地构造图》中发展了地壳分类的观点,将地壳分为陆壳、洋壳和次洋壳。主要著作有:《地槽区的深大断裂》(1945)、《地壳历史中的大洋地壳》(1969)、《欧亚大陆地壳的成熟度》(1976)、《欧亚大陆的构造成熟度》(《1/500万欧亚北部大地构造图及说明书》,1980)等。

【纽威尔】 Newell, Norman Dennis (1909～2004)美国地质学家、古生物学家。生于芝加哥。耶鲁大学博士。曾任坎萨斯大学、威斯康星大学、哥伦比亚大学教授。长期任纽约美国自然历史博物馆化石部主任。美国国家科学院院士。是古生物"集群绝灭"学说的创始人和生物演化"灾变论"的先驱,对安第斯造山带构造也曾提出新的观点。主要著作有:《秘鲁的上古生界》(1953)、《晚古生代的双壳类:扇形贝超科》(1937)《得克萨斯州和新墨西哥州冈德罗平山区的二叠纪珊瑚礁体》(1953)、《灾变论与化石记录》(1956)、《双壳类的分类》(1965)、《创造与演化——虚构或现实?》(1982,合著)等。

【肖普夫】 Schopf, James Morton(1911～1978) 又译肖夫。美国地质学家、古植物学家。生于美国怀俄明州切因尼。受教于怀俄明大学、伊利诺伊大学。任职于美国地质调查所。曾任俄亥俄州大学教授、美国植物学会古植物分会主席、国际古植物学组织主席。创造了用化学浸解煤获取植物孢粉和角质层的方法,组建了煤地质实验室。对古植物学和煤地质学研究做出了重大贡献。还曾四次到南极考察。主要著作有:《古生代化石孢粉注释和属群定义》(1944)等120篇。

【克劳德】 Cloud, Preston(1912～1991) 美国古生物学地质学家。生于美国马萨诸塞州西厄普顿。耶鲁大学博士。曾任美国地质调查所古生物部主任、明尼苏达大学教授。美国国家科学院院士。他的研究涉及古生物学、海洋学及地球和生物早期演化多种学科,提出了原核生物、真核生物、多细胞生物的演化过程和早期地球历史演化模式,是生物地质学和地球不同层圈相互作用研究的创始人。主要著作有:《志留纪—泥盆纪穿孔贝类》(1942)、《早期微生物及其与原始地球演化的关系》(1971)、《地球演化的主要特征》(1976)、《天、地、人》(1978)等。

【西尼村】 Синицын, Василий Михайлович(1912～1976) 前苏联地质学家、地理学家。生于彼得格勒。毕业于列宁格勒大学。曾获苏联科学院普热瓦利斯基金质奖章和一等奖。他综合利用沉积学、古生物学及大地构造资料,进行古气候的研究,再造了地球的古气候。他对地槽学说和中国大地构造主要问题有独到见解;主要著作有:《欧亚大陆古气候》(两卷 1965—1966)、《硅铝层》(1972)、《铝土矿和红土》(1976)、《苏联早—中新生代的自然条件和气候》(1980)等。

【哈因】 Khain, Viktor E.(1914～) 俄国大地构造学家。生于巴库。阿塞拜疆石油学院博士。曾任国立莫斯科大学教授、俄国科学院地质研究所研究员、国际构造圈委员会副主席、世界地质图委员会副主席。俄罗斯科学院院士。是国际知名的地质学家。曾获前苏联劳动红旗勋章。主要从事高加索及喀尔巴阡山脉及东欧以及全球大地构造研究。提出了构造运动的分类和地球演化的主要阶段。编写了丛书,参加编制了东欧岩相古地理图集,领导编制了欧洲和世界大地构造图(1982,1984)。对近代大地构造研究做出了重大贡献。主要著作有:《石油勘探的地质构造原理》(1954)、《区域大地构造学》丛书(1971)、《世界大地构造》(1981)、《欧洲大地构造图》(1990)等。

【怀特】 White, Donald Edward (1914～) 美国地球化学家。生于美国加利福尼亚州迪纽巴。美国国家科学院院士。美国地热地球化学的创始人。他对温泉、矿泉成因,地球化学及其与火山、矿床的关系,地热能、成矿溶液的成因及特性,地热异常梯度,水的同位素地质等都进行了深入研究,做出了重要贡献。主要著作有:《热流系统及热能资源》(1979)等。

【哈兰德】 Harland, Walter Brian(1917～2003) 中文名韩博能。英国地质学家。生于英国约克郡斯卡波罗镇。毕业于剑桥大学。长期任教于剑桥大学。曾任剑桥大学北极大陆架地质中心主任、中国成都理工大学教授。对地质年代学和北极地质研究有重要贡献。20世纪80年代以来与中国成都理工大学协作,协助建立"地质信息中心",接纳成都理工大学和中国地质大学学者10余人到剑桥进修。主要著作有:《显生宙年代表》(1964,

合著)、《化石记录》(1967,合著)、《中新生代造山带》(1974,合著)、《地质年代的冰川作用》(1975,合著)、《地质年代表 1989》(1990,合著)、《斯匹次培根地质》(1998)等。

【都城秋穗】 Miyashiro, Akiho(1920～)　日本岩石学家。生于日本冈山县笠冈市。日本东京大学博士。曾任东京大学、美国纽约州立大学教授。曾获美国地质学会戴伊奖章,比利时皇家学院富尔马里奖。在岩石学、构造地质学及变质作用的物理化学等方面的研究中多有贡献。20 世纪 40～50 年代提出了碱性岩的高温、低温分类,蓝晶石-矽线石-红柱石相图,低压、中压和高压型区域变质作用和双变质带的概念。对变质地质研究做出了重要贡献。主要著作有:《变质带的演化》(1961)、《变质岩与变质带》(1965)、《大洋中脊的深海拉斑玄武岩和辉长岩的结晶作用和分异作用》(1970)、《北纬 24°～30°附近大西洋中脊的变质作用》(1971)、《板块构造与日本群岛:综述》(1974)、《岛弧和活动陆缘的火山岩序列》(1974)、《岩石学Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ》(1972、1975、1977)、《造山运动》(1979)、《造山作用》(1982)等。

【希普】 Heezen, Bruce C,(1924～1977)　美国地质学家、海洋学家。生于美国艾奥瓦州文顿。曾任美国海军科学顾问、国际地质科学联合会海洋地质委员会主席;曾获得美国地理学会卡勒姆奖章、地球物理联合会布克奖章。长期致力于海洋地质研究,对海洋学发展有积极贡献。1960 年提出了一种新的洋底成因理论,还提出了大洋浊流的证据,证实了戴利关于大洋存在浊流的假设。他的发现为大陆漂移说、大陆边缘洋脊俯冲及板块构造理论提供了重要的证据,做出了重要贡献。主要著作有:《洋底》(1959)以及北大西洋自然地理图、南大西洋、印度洋、西太平洋中部自然地理图等。

【上田诚也】 Uyeda, Seiya(1929～)　日本地球物理学家。生于东京。毕业于东京大学并获该校博士学位。美国国家科学院院士、法国科学院外籍院士。1972 年获美国国家科学院阿加西斯奖。在岩石的反向热剩余磁性、日本海域的热流、地磁测量及地球和岛弧地热活动演化史研究方面多有贡献。他最先提供了日本岛的热流值;提出了关于地磁场多次转向的认识;提出了关于海沟-岛弧-弧后区的标准热流模式;在岛弧构造理论研究方面还提出了关于太平洋型造山作用和日本列岛的板块构造,做出了重要贡献。主要著作有:《日本的地热流》(1964),《论太平洋型造山作用及其模式》(1970)、《新地球观》(1971)、《比较俯冲学》(1983)等。

【许靖华】 Hsu, Kenneth Jinghua(1929～)瑞士籍华裔地质学家。生于中国南京。1953 年美国加州大学博士。长期任瑞士联邦理工大学教授。美国国家科学院院士、中国科学院名誉教授。对沉积学、大地构造学和古海洋学等都有很深的造诣,是一位博学多才、思想活跃的科学家。他多次来华讲学,长期进行科学协作,做出了重要贡献。主要著作有:《陆上与海底的远洋沉积》(1975)、《中生代阿尔卑斯-特提斯区的古地理》(1976)、《大绝灭:宇宙灾变,恐龙与进化理论》(1987)、《造山作用》(1982)、《中、新生代的海洋》(1986)、《中国地质相图》(1998,合著)等。

【威利】 Wyllie, Peter John (1930～)　英国地质学家、岩石学家。生于伦敦。1952 年后移居美国。英国安德鲁斯大学博士。曾任芝加哥大学、加州理工学院教授、国际矿物学协会主席、国际大地测量和地球物理学联合会主席。美国国家科学院院士、伦敦皇家学会会员、中国科学院外籍院士。长期从事高温高压下岩石物质系统的实验研究,在地幔热柱和壳幔物质相互作用方面提供了大量实验成果和理论模型。他还组织了多位著名学者编写出版了《固体地球科学与社会》(1993),对当代地球科学的发展做出了重要贡献。主要著作有:《地球动力学》(1976)、《板块构造与岩浆成因》(1981)、《实验岩石学的边界》(1987)等。

【兰姆赛】 Ramsay, John G.(1931～)　瑞士籍美国构造地质学家。生于英国伦敦。1954 年伦敦帝国理工学院哲学博士,1974 年获科学博士学位。他使地质构造的研究走向定量化,逐步完善了变形构造几何学,开创了变形构造学。对阿尔卑斯造山作用用新方法进行了应变测量,做出了定量区域应变图;提出用等斜线标志对褶皱进行分类,用矿物生长标志研究岩石变形,做出了阿尔卑斯地区第一幅变形路径地质图。主要著作有:《岩石的褶皱作用和断裂作用》(1966)、《现代构造地质学方法 1～2 卷》(1983,1987)等。

【伯奇费尔】 Burchfiel, Burell Clark (1934～)　美国构造地质学家。1961 年耶鲁大学博士。曾任莱士大学、麻省理工学院教授。美国国家科学院院士、中国科学院外籍院士。他将大陆造山带划分为碰撞型和非碰撞型两类造山带,对美国科迪勒拉造山带拉伸构造的研究引起了地质界的普遍重视。研究中国青藏高原地质构造,对喜马拉雅造山带的结构和青藏高原与华北新生代以来构造活动的关系提出了新的认识。主要著作有:《大陆构造》(1980)、《地中海区东喀尔巴阡山:碰撞构造的实例》(1980)、《藏南喜马拉雅造山带拆离系统:碰撞造山带中与缩短平行并同时的伸展》(1992,合著)、《中国中部龙门山及邻区的构造》(1995,合著)等。

【勒皮雄】 Le Pichon, Xavier (1937～)　法国构造地质学家。生于越南。1966 年斯特拉斯堡大学博士。法国科学院院士、美国国家科学院院士。曾任巴黎第七大学、巴黎居里大学教授。1959 年与摩尔根和麦肯齐共同提出"板块构造学说",将全球分为六大板块,并计算出它们相对运动的旋转极和相对速度,根据洋底磁条带宽度计推算出旋转极的位置。对近代全球构造研究做出了重要贡献。主要著作有:《海底扩张和大陆漂移》(1968)、《板块构造》(1973 合著)、《根据板块构造研究岩石圈的成因》(1974)、《板块构造总论》(1976)、《1967～1977,海洋地质及地球物理十年》(1977)、《大洋岩石圈—全球构造的基础》(1980)、《板块构造的生成》(1984)等。

【毛河光】 Mao, Ho-Kwang(1941～)　美籍华人地球物理学家。生于台湾。1967 年罗彻斯特大学博士。任卡内基研究所研究员。当选美国国家科学院院士、中国科学院外籍院士。从事高温高压技术的探索和研究,多次打破静态高压的世界纪录,不仅涉及地球物理、地球化学和天体物理,而且涉及高压物理和高压技术,具有广泛的理论和应用价值。曾多次来中国讲学和演示,推动中国地幔矿物学、高压相变和高压 X 衍射等方面研究的发展。主要著作有:《钙钛矿形式的 $MgSiO_3$ 的构造与晶体化学》(1978,合著)、《300 GPa 静压力的铁及 260 Gpa 静压力的 $Fe_{0.8}Ni_{0.2}$ 合金:地核成分的暗示》(1990,合著)、《固体氢的超高压转变》(1994,合著)等。

附　　录

中国区域年代地层(地质年代)表(陆相地层区)

(全国地层委员会　2001)

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	Ma
显生宇(PH)	新生界(代)Cz	第四系(纪)Q	全新统(世)Qh	未　建	0.01
			更新统(世)Qp	萨拉乌苏阶(期)[马兰阶(期)]Q_p^3	
				周口店阶(期)[离石阶(期)]Q_p^2	
				泥河湾阶(期)[午城阶(期)]Q_p^1	2.60
		新近系(纪)N	上新统(世)N_2	麻则沟阶(期)N_2^2	
				高庄阶(期)N_2^1	5.30
			中新统(世)N_1	保德阶(期)N_1^4	
				通古尔阶(期)N_1^3	
				山旺阶(期)N_1^2	
				谢家阶(期)N_1^1	23.3
		古近系(纪)E	渐新统(世)E_3	塔本布鲁克阶(期)E_3^2	
				乌兰布拉格阶(期)E_3^1	32
			始新统(世)E_2	蔡家冲阶(期)E_2^4	
				垣曲阶(期)E_2^3	
				卢氏阶(期)E_2^2	
				岭茶阶(期)E_2^1	56.5
			古新统(世)E_1	池江阶(期)E_1^2	
				上湖阶(期)E_1^1	65
	中生界(代)Mz	白垩系(纪)K	上(晚)白垩统(世)K_2	富饶阶(期)K_2^6	
				明水阶(期)K_2^5	
				四方台阶(期)K_2^4	
				嫩江阶(期)K_2^3	
				姚家阶(期)K_2^2	
				青山口阶(期)K_2^1	96
			下(早)白垩统(世)K_1	泉头阶(期)K_1^6	
				孙家湾阶(期)K_1^5	
				阜新阶(期)K_1^4	
				沙海阶(期)K_1^3	
				九佛堂阶(期)K_1^2	
				义县阶(期)K_1^1	?
					137

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	Ma
					137
显生宇(PH)	中生界(代)Mz	侏罗系(纪)J	上(晚)侏罗统(世)J_3	大北沟阶(期)J_3^3	
				待　建	
				土城子阶(期)J_3^1	
			中侏罗统(世)J_2	头屯河阶(期)J_2^2	
				西山窑阶(期)J_2^1	
			下(早)侏罗统(世)J_1	三工河阶(期)J_1^2	
				八道湾阶(期)J_1^1	205
		三叠系(纪)T	上(晚)三叠统(世)T_3	瓦窑堡阶(期)T_3^3	
				永坪阶(期)T_3^2	
				胡家村阶(期)T_3^1	227
			中三叠统(世)T_2	铜川阶(期)T_2^2	
				二马营阶(期)T_2^1	241
			下(早)三叠统(世)T_1	和尚沟阶(期)T_1^2	
				大龙口阶(期)T_1^1	250
	古生界(代)Pz	二叠系(纪)P	上(晚)二叠统(世)P_3	孙家沟阶(期)	
				待　建	
			中二叠统(世)P_2	下石盒子阶(期)	
				待　建	
			下(早)二叠统(世)P_1	太原阶(期)	295
		石炭系(纪)C	上(晚)石炭统(世)C_2	晋祠阶(期)C_2^4	
				本溪阶(期)C_2^3	
				羊虎沟阶(期)C_2^2	
				红土坳阶(期)C_2^1	320
			下(早)石炭统(世)C_1	榆树梁阶(期)C_1^3	
				臭牛沟阶(期)C_1^2	
				前黑山阶(期)C_1^1	?
					354

注:此表划分方案为试列

中国区域年代地层(地质年代)表(海相地层区)

(全国地层委员会 2001)

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)		Ma
显生宇(宙) PH	新生界(代) Cz	第四系(纪) Q	全新统(世)Qh			0.01
			更新统(世)Qp			2.60
		新近系(纪) N	上新统(世)N_2			5.3
			中新统(世)N_1			23.3
		古近系(纪) E	渐新统(世)E_3			32
			始新统(世)E_2			56.5
			古新统(世)E_1			65
	中生界(代) Mz	白垩系(纪) K	上(晚)白垩统(世)K_2			96
			下(早)白垩统(世)K_1			137
		侏罗系(纪) J	上(晚)侏罗统(世)J_3			
			中侏罗统(世)J_2			
			下(早)侏罗统(世)J_1			
		三叠系(纪) T	上(晚)三叠统(世)T_3	土隆阶(期)T_3^2		205
				亚智梁阶(期)T_3^1		227
			中三叠统(世)T_2	待建		
				青岩阶(期)T_2^1		241
			下(早)三叠统(世)T_1	巢湖阶(期)T_1^2		
				殷坑阶(期)T_1^1		250
	古生界(代) Pz	二叠系(纪) P	上(晚)二叠统(世) P_3	长兴阶(期) P_3^2	煤山亚阶(亚期)	
					蓬青亚阶(亚期)	
				吴家坪阶(期) P_3^1	老山亚阶(亚期)	
					来宾亚阶(亚期)	257
			中二叠统(世) P_2	冷坞阶(期)P_2^4		
				茅口阶(期)P_2^3		
				祥播阶(期)P_2^2		
				栖霞阶(期)P_2^1		277
			下(早)二叠统(世) P_1	隆林阶(期)P_1^2		
				紫松阶(期)P_1^1		295
		石炭系(纪) C	上(晚)石炭统(世) C_2	逍遥阶(期)C_2^4		
				达拉阶(期)C_2^3		
				滑石板阶(期)C_2^2		
				罗苏阶(期)C_2^1		320
			下(早)石炭统(世) C_1	德坞阶(期)C_1^3		
				大塘阶(期)C_1^2		
				岩关阶(期)C_1^1		354
		泥盆系(纪) D	上(晚)泥盆统(世) D_3	邵东阶(期)D_3^4		
				待　建		
				锡矿山阶(期)D_3^2		
				余田桥阶(期)D_3^1		372
			中泥盆统(世) D_2	东岗岭阶(期)D_2^2		
				应堂阶(期)D_2^1		386
			下(早)泥盆统(世) D_1	四排阶(期)D_1^4		
				郁江阶(期)D_1^3		
				那高岭阶(期)D_1^2		
				待　建		410
		志留系(纪) S	顶(末)志留统(世)S_4			
			上(晚)志留统(世) S_3			
			中志留统(世) S_2			
				安康阶(期)S_2^1		
			下(早)志留统(世) S_1	紫阳阶(期)S_1^3	南塔梁亚阶(亚期)	
					马蹄湾亚阶(亚期)	
				大中坝阶(期)S_1^2		
				龙马溪阶(期)S_1^1		438

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	Ma
显生宇(宙) PH	古生界(代) Pz	奥陶系(纪) O	上(晚)奥陶统(世) O_3	钱塘江阶(期)O_3^2	438
				艾家山阶(期)O_3^1	
			中奥陶统(世) O_2	达瑞威尔阶(期)O_2^2	
				大湾阶(期)O_2^1	
			下(早)奥陶统(世) O_1	道保湾阶(期)O_1^2	
				新厂阶(期)O_1^1	
		寒武系(纪) €	上(晚)寒武统(世) $€_3$	凤山阶(期)$€_3^3$	490
				长山阶(期)$€_3^2$	
				崮山阶(期)$€_3^1$	
			中寒武统(世) $€_2$	张夏阶(期)$€_2^3$	500
				徐庄阶(期)$€_2^2$	
				毛庄阶(期)$€_2^1$	
			下(早)寒武统(世) $€_1$	龙王庙阶(期)$€_1^4$	513
				沧浪铺阶(期)$€_1^3$	
				筇竹寺阶(期)$€_1^2$	
				梅树村阶(期)$€_1^1$	
元古宇(宙) PT	新元古界(代) Pt_3	震旦系(纪) Z	上(晚)震旦统(世) Z_2	灯影峡阶(期)Z_2^1	543
			下(早)震旦统(世) Z_1	陡山沱阶(期)Z_1^1	630
		南华系(纪) Nh	上(晚)南华统(世) Nh_2		680
			下(早)南华统(世) Nh_1		
		青白口系(纪) Qb	上(晚)青白口统(世) Qb_2		800
			下(早)青白口统(世) Qb_1		900
	中元古界(代) Pt_2	蓟县系(纪) Jx	上(晚)蓟县统(世) Jx_2		1000
			下(早)蓟县统(世) Jx_1		1200
		长城系(纪) Ch	上(晚)长城统(世) Ch_2		1400
			下(早)长城统(世) Ch_1		1600
	古元古界(代) Pt_1	滹沱系(纪) Ht			1800
					2300
太古宇(宙) AR	新太古界(代) Ar_3				2500
	中太古界(代) Ar_2				2800
	古太古界(代) Ar_1				3200
	始太古界(代) Ar_0				3600

INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART*

International Commission on Stratigraphy (2004)

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma
Phanerozoic	Cenozoic	Neogene	Holocene		0.0115
			Pleistocene	Upper	0.126
				Middle	0.781
				Lower	1.806
			Pliocene	Gelasian	2.588
				Piacenzian	3.600
				Zanclean	5.332
			Miocene	Messinian	7.246
				Tortonian	11.608
				Serravallian	13.65
				Langhian	15.97
				Burdigalian	20.43
				Aquitanian	23.03
		Paleogene	Oligocene	Chattian	28.4 ± 0.1
				Rupelian	33.9 ± 0.1
			Eocene	Priabonian	37.2 ± 0.1
				Bartonian	40.4 ± 0.2
				Lutetian	48.6 ± 0.2
				Ypresian	55.8 ± 0.2
			Paleocene	Thanetian	58.7 ± 0.2
				Selandian	61.7 ± 0.2
				Danian	65.5 ± 0.3
	Mesozoic	Cretaceous	Upper	Maastrichtian	70.6 ± 0.6
				Campanian	83.5 ± 0.7
				Santonian	85.8 ± 0.7
				Coniacian	89.3 ± 1.0
				Turonian	93.5 ± 0.8
				Cenomanian	99.6 ± 0.9
			Lower	Albian	112.0 ± 1.0
				Aptian	125.0 ± 1.0
				Barremian	130.0 ± 1.5
				Hauterivian	136.4 ± 2.0
				Valanginian	140.2 ± 3.0
				Berriasian	145.5 ± 4.0
		Jurassic	Upper	Tithonian	150.8 ± 4.0
				Kimmeridgian	155.7 ± 4.0
				Oxfordian	161.2 ± 4.0
			Middle	Callovian	164.7 ± 4.0
				Bathonian	167.7 ± 3.5
				Bajocian	171.6 ± 3.0
				Aalenian	175.6 ± 2.0
			Lower	Toarcian	183.0 ± 1.5
				Pliensbachian	189.6 ± 1.5
				Sinemurian	196.5 ± 1.0
				Hettangian	199.6 ± 0.6
		Triassic	Upper	Rhaetian	203.6 ± 1.5
				Norian	216.5 ± 2.0
				Carnian	228.0 ± 2.0
			Middle	Ladinian	237.0 ± 2.0
				Anisian	245.0 ± 1.5
			Lower	Olenekian	249.7 ± 0.7
				Induan	251.0 ± 0.4
	Paleozoic	Permian	Lopingian	Changhsingian	253.8 ± 0.7
				Wuchiapingian	260.4 ± 0.7
			Guadalupian	Capitanian	265.8 ± 0.7
				Wordian	268.0 ± 0.7
				Roadian	270.6 ± 0.7

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch		Stage Age	Age Ma
Phanerozoic	Paleozoic	Permian	Cisuralian		Kungurian	275.6 ± 0.7
					Artinskian	284.4 ± 0.7
					Sakmarian	294.6 ± 0.8
					Asselian	299.0 ± 0.8
		Carboniferous	Pennsylvanian	Upper	Gzhelian	303.9 ± 0.9
					Kasimovian	306.5 ± 1.0
				Middle	Moscovian	311.7 ± 1.1
				Lower	Bashkirian	318.1 ± 1.3
			Mississippian	Upper	Serpukhovian	326.4 ± 1.6
				Middle	Visean	345.3 ± 2.1
				Lower	Tournaisian	359.2 ± 2.5
		Devonian	Upper		Famennlan	374.5 ± 2.6
					Frasnian	385.3 ± 2.6
			Middle		Givetian	391.8 ± 2.7
					Eifelian	397.5 ± 2.7
			Lower		Emsian	407.0 ± 2.8
					Pragian	411.2 ± 2.8
					Lochkovian	416.0 ± 2.8
		Silurian	Pridoli			418.7 ± 2.7
			Ludlow		Ludfordian	421.3 ± 2.6
					Gorstian	422.9 ± 2.5
			Wenlock		Homerian	426.2 ± 2.4
					Sheinwoodian	428.2 ± 2.3
			Llandovery		Telychian	436.0 ± 1.9
					Aeronian	439.0 ± 1.8
					Rhuddanian	443.7 ± 1.5
		Ordovician	Upper		Hirnantian	445.6 ± 1.5
						455.8 ± 1.6
						460.9 ± 1.6
			Middle		Darriwilian	468.1 ± 1.6
						471.8 ± 1.6
			Lower			478.6 ± 1.7
					Tremadocian	488.3 ± 1.7
		Cambrian	Furongian			501.0 ± 2.0
					Paibian	513.0 ± 2.0
			Middle			542.0 ± 1.0
			Lower			

Eonothem Eon	Erathem Era	Eon	Era	Age Ma
Precambrian	Proterozoic	Neoproterozoic	Ediacaran	630
			Cryogenian	850
			Tonian	1000
		Mesoproterozoic	Stenian	1200
			Ectasian	1400
			Calymmian	1600
		Paleoproterozoic	Statherian	1800
			Orosirian	2050
			Rhyacian	2300
			Siderian	2500
	Archean	Neoarchean		2800
		Mesoarchean		3200
		Paleoarchean		3600
		Eoarchean	Lower limit is not defined	

* 此表系国际地层委员会（ICS）于2004年向国际地质科学联合会（IUGS）提出。因对“第四系”有争论，现正在讨论中。

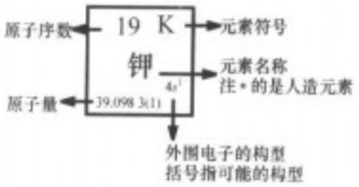
国 际 地 层 表*

（国际地层委员会 2004）

宇（宙）	界（代）	系（纪）	统（世）	阶（期）	年龄（Ma）
显生宇（宙）	新生界（代）	新近系（纪）	全新统（世）		0.0115
			更新统（世）	上	0.126
				中	0.781
				下	1.806
			上新统（世）	格拉斯阶	2.588
				皮亚森兹阶	3.600
				赞克尔阶	5.332
			中新统（世）	梅辛阶	7.246
				托尔通阶	11.608
				塞拉瓦尔阶	13.65
				兰哥阶	15.97
				布尔迪加尔阶	20.43
				阿启坦阶	23.03
		古近系（纪）	渐新统（世）	夏特阶	28.4 ±0.1
				鲁培尔阶	33.9 ±0.1
			始新统（世）	普利亚本阶	37.2 ±0.1
				巴尔通阶	40.4 ±0.2
				鲁帝特阶	48.6 ±0.2
				伊普里斯阶	55.8 ±0.2
			古新统（世）	坦尼特阶	58.7 ±0.2
				塞兰特阶	61.7 ±0.2
				丹尼阶	65.5 ±0.3
	中生界（代）	白垩系（纪）	上白垩统（晚白垩世）	马斯特里赫特阶	70.6 ±0.6
				坎潘阶	83.5 ±0.7
				三冬阶	85.8 ±0.7
				康尼亚克阶	89.3 ±1.0
				土仑阶	93.5 ±0.8
				赛诺曼阶	99.6 ±0.9
			下白垩统（早白垩世）	阿尔布阶	112.0 ±1.0
				阿普特阶	125.0 ±1.0
				巴雷姆阶	130.0 ±1.5
				欧特里夫阶	136.4 ±2.0
				凡兰吟阶	140.2 ±3.0
				贝利阿斯阶	145.5 ±4.0
		侏罗系（纪）	上侏罗统（晚侏罗世）	提塘阶	150.8 ±4.0
				基末利阶	155.7 ±4.0
				牛津阶	161.2 ±4.0
			中侏罗统（世）	卡洛夫阶	164.7 ±4.0
				巴通阶	167.7 ±3.5
				巴柔阶	171.6 ±3.0
				阿林阶	175.6 ±2.0
			下侏罗统（早侏罗世）	土阿辛阶	183.0 ±1.5
				普林斯巴阶	189.6 ±1.5
				辛涅缪尔阶	196.5 ±1.0
				赫塘阶	199.6 ±0.6
		三叠系（纪）	上三叠统（晚三叠世）	瑞替阶	203.6 ±1.5
				诺利阶	216.5 ±2.0
				卡尼阶	228.0 ±2.0
			中三叠统（世）	拉丁阶	237.0 ±2.0
				安尼阶	245.0 ±1.5
			下三叠统（早三叠世）	奥伦尼克阶	249.7 ±0.7
				印度阶	251.0 ±0.4
	古生界（代）	二叠系（纪）	乐平统（世）	长兴阶	253.8 ±0.7
				吴家坪阶	260.4 ±0.7
			瓜德鲁普统（世）	卡匹坦阶	265.8 ±0.7
				沃德阶	268.0 ±0.7
				罗德阶	270.6 ±0.7
显生宇（宙）	古生界（代）	二叠系（纪）	乌拉尔统（世）	空谷阶	275.6 ±0.7
				亚丁斯克阶	284.4 ±0.7
				萨克马尔阶	294.6 ±0.8
				阿瑟尔阶	299.0 ±0.8
		石炭系（纪）	宾夕法尼亚亚系（亚纪）上统（世）	格舍尔阶	303.9 ±0.9
				卡西莫夫阶	306.5 ±1.0
			宾夕法尼亚亚系（亚纪）中统（世）	莫斯科阶	311.7 ±1.1
			宾夕法尼亚亚系（亚纪）下统（世）	巴什基尔阶	318.1 ±1.3
			密西西比亚系（亚纪）上统（世）	谢尔普霍夫阶	326.4 ±1.6
			密西西比亚系（亚纪）中统（世）	维宪阶	345.3 ±2.1
			密西西比亚系（亚纪）下统（世）	杜内阶	359.2 ±2.5
		泥盆系（纪）	上泥盆统（晚泥盆世）	法门阶	374.5 ±2.6
				弗拉斯阶	385.3 ±2.6
			中泥盆统（世）	吉维特阶	391.8 ±2.7
				艾菲尔阶	397.5 ±2.7
			下泥盆统（早泥盆世）	埃姆斯阶	407.0 ±2.8
				布拉格阶	411.2 ±2.8
				洛霍考夫阶	416.0 ±2.8
		志留系（纪）	普里道利统（世）		418.7 ±2.7
			罗德洛统（世）	卢德福德阶	421.3 ±2.6
				戈斯特阶	422.9 ±2.5
			温洛克统（世）	侯默阶	426.2 ±2.4
				申伍德阶	428.2 ±2.3
			兰多维利统（世）	特列奇阶	436.0 ±1.9
				埃隆阶	439.0 ±1.8
				鲁丹阶	443.7 ±1.5
		奥陶系（纪）	上奥陶统（晚奥陶世）	赫南特阶	445.6 ±1.5
					455.8 ±1.6
					460.9 ±1.6
			中奥陶统（世）	达瑞威尔阶	468.1 ±1.6
					471.8 ±1.6
			下奥陶统（早奥陶世）		478.6 ±1.7
				特马豆克阶	488.3 ±1.7
		寒武系（纪）	芙蓉统（世）		501.0 ±2.0
				排碧阶	
			中寒武统（世）		513.0 ±2.0
			下寒武统（早寒武世）		542.0 ±1.0
前寒武系	元古宇（宙）		新元古界（代）	伊迪卡拉系（纪）	630
				成冰系（纪）	850
				拉伸系（纪）	1000
			中元古界（代）	狭带系（纪）	1200
				延展系（纪）	1400
				盖层系（纪）	1600
			古元古界（代）	固结系（纪）	1800
				造山系（纪）	2050
				层侵系（纪）	2300
				成铁系（纪）	2500
	太古宇（宙）		新太古界（代）		2800
			中太古界（代）		3200
			古太古界（代）		3600
			始太古界（代）	下界未定	

* 表中“阶”的译名，引自《地层学杂志》第29卷第2期（2005），只对个别译名作了改动。

元 素 周 期 表



周期＼族	ⅠA	ⅡA	ⅢB	ⅣB	VB	ⅥB	ⅦB	Ⅷ	Ⅷ	Ⅷ	ⅠB	ⅡB	ⅢA	ⅣA	VA	ⅥA	ⅦA	0	电子层	0族电子数
1	1 H 氢 $1s^1$ 1.007 94(7)																	2 He 氦 $1s^2$ 4.002 602(2)	K	2
2	3 Li 锂 $2s^1$ 6.941(2)	4 Be 铍 $2s^2$ 9.012 182(3)											5 B 硼 $2s^2 2p^1$ 10.811(7)	6 C 碳 $2s^2 2p^2$ 12.010 7(8)	7 N 氮 $2s^2 2p^3$ 14.006 74(7)	8 O 氧 $2s^2 2p^4$ 15.999 4(3)	9 F 氟 $2s^2 2p^5$ 18.998 403 2(5)	10 Ne 氖 $2s^2 2p^6$ 20.179 7(6)	L K	8 2
3	11 Na 钠 $3s^1$ 22.989 770(2)	12 Mg 镁 $3s^2$ 24.305 0(6)											13 Al 铝 $3s^2 3p^1$ 26.981 538(2)	14 Si 硅 $3s^2 3p^2$ 28.085 5(3)	15 P 磷 $3s^2 3p^3$ 30.973 761(2)	16 S 硫 $3s^2 3p^4$ 32.066(6)	17 Cl 氯 $3s^2 3p^5$ 35.452 7(9)	18 Ar 氩 $3s^2 3p^6$ 39.948(1)	M L K	8 8 2
4	19 K 钾 $4s^1$ 39.098 3(1)	20 Ca 钙 $4s^2$ 40.078(4)	21 Sc 钪 $3d^1 4s^2$ 44.955 910(8)	22 Ti 钛 $3d^2 4s^2$ 47.867(1)	23 V 钒 $3d^3 4s^2$ 50.941 5(1)	24 Cr 铬 $3d^5 4s^1$ 51.996 1(6)	25 Mn 锰 $3d^5 4s^2$ 54.938 049(9)	26 Fe 铁 $3d^6 4s^2$ 55.845(2)	27 Co 钴 $3d^7 4s^2$ 58.933 200(9)	28 Ni 镍 $3d^8 4s^2$ 58.693 4(2)	29 Cu 铜 $3d^{10} 4s^1$ 63.546(3)	30 Zn 锌 $3d^{10} 4s^2$ 65.39(2)	31 Ga 镓 $4s^2 4p^1$ 69.723(1)	32 Ge 锗 $4s^2 4p^2$ 72.61(2)	33 As 砷 $4s^2 4p^3$ 74.921 60(2)	34 Se 硒 $4s^2 4p^4$ 78.96(3)	35 Br 溴 $4s^2 4p^5$ 79.904(1)	36 Kr 氪 $4s^2 4p^6$ 83.80(1)	N M L K	8 18 8 2
5	37 Rb 铷 $5s^1$ 85.467 8(3)	38 Sr 锶 $5s^2$ 87.62(3)	39 Y 钇 $4d^1 5s^2$ 88.905 85(2)	40 Zr 锆 $4d^2 5s^2$ 91.224(2)	41 Nb 铌 $4d^4 5s^1$ 92.90 38(2)	42 Mo 钼 $4d^5 5s^1$ 95.94(1)	43 Tc 锝 $4d^5 5s^2$ (97.99)	44 Ru 钌 $4d^7 5s^1$ 101.07(2)	45 Rh 铑 $4d^8 5s^1$ 102.905 50(2)	46 Pd 钯 $4d^{10}$ 106.42(1)	47 Ag 银 $4d^{10} 5s^1$ 107.868 2(2)	48 Cd 镉 $4d^{10} 5s^2$ 112.411(8)	49 In 铟 $5s^2 5p^1$ 114.818(3)	50 Sn 锡 $5s^2 5p^2$ 118.710(7)	51 Sb 锑 $5s^2 5p^3$ 121.760(1)	52 Te 碲 $5s^2 5p^4$ 127.60(3)	53 I 碘 $5s^2 5p^5$ 126.904 47(3)	54 Xe 氙 $5s^2 5p^6$ 131.29(2)	O N M L K	8 18 18 8 2
6	55 Cs 铯 $6s^1$ 132.905 45(2)	56 Ba 钡 $6s^2$ 137.327(7)	57–71 La–Lu 镧系	72 Hf 铪 $5d^2 6s^2$ 178.49(2)	73 Ta 钽 $5d^3 6s^2$ 180.947 9(1)	74 W 钨 $5d^4 6s^2$ 183.84(1)	75 Re 铼 $5d^5 6s^2$ 186.207(1)	76 Os 锇 $5d^6 6s^2$ 190.23(3)	77 Ir 铱 $5d^7 6s^2$ 192.217(3)	78 Pt 铂 $5d^9 6s^1$ 195.078(2)	79 Au 金 $5d^{10} 6s^1$ 196.966 55(2)	80 Hg 汞 $5d^{10} 6s^2$ 200.59(2)	81 Tl 铊 $6s^2 6p^1$ 204.383 3(2)	82 Pb 铅 $6s^2 6p^2$ 207.2(1)	83 Bi 铋 $6s^2 6p^3$ 208.080 37(3)	84 Po 钋 $6s^2 6p^4$ (209 210)	85 At 砹 (210)	86 Rn 氡 $6s^2 6p^6$ (222)	P O N M L K	8 18 32 18 8 2
7	87 Fr 钫 $7s^1$ (223)	88 Ra 镭 $7s^2$ (226)	89–103 Ac–Lr 锕系	104 Rf 𨧀* $(6d^2 7s^2)$ (261)	105 Db 𨨏* $(6d^3 7s^2)$ (262)	106 Sg 𨭆* $(6d^4 7s^2)$ (263)	107 Bh 𨨈* $(6d^5 7s^2)$ (264)	108 Hs 𨨐* $(6d^6 7s^2)$ (265)	109 Mt 鿏* $(6d^7 7s^2)$ (268)	110 Uun * (269)	111 Uuu * (272)	112 Uub * (277)								

镧系	57 La 镧 $5d^1 6s^2$ 138.905 5(2)	58 Ce 铈 $4f^1 5d^1 6s^2$ 140.116(1)	59 Pr 镨 $4f^3 6s^2$ 140.907 65(2)	60 Nd 钕 $4f^4 6s^2$ 144.24(3)	61 Pm 钷 $4f^5 6s^2$ (147)	62 Sm 钐 $4f^6 6s^2$ 150.36(3)	63 Eu 铕 $4f^7 6s^2$ 151.964(1)	64 Gd 钆 $4f^7 5d^1 6s^2$ 157.25(3)	65 Tb 铽 $4f^9 6s^2$ 158.925 34(2)	66 Dy 镝 $4f^{10} 6s^2$ 162.50(3)	67 Ho 钬 $4f^{11} 6s^2$ 164.930 32(2)	68 Er 铒 $4f^{12} 6s^2$ 167.26(3)	69 Tm 铥 $4f^{13} 6s^2$ 168.934 21(2)	70 Yb 镱 $4f^{14} 6s^2$ 173.04(3)	71 Lu 镥 $4f^{14} 5d^1 6s^2$ 174.967(1)
锕系	89 Ac 锕 $6d^1 7s^2$ (227)	90 Th 钍 $6d^2 7s^2$ 232.038 1(1)	91 Pa 镤 $5f^2 6d^1 7s^2$ 231.035 88(2)	92 U 铀 $5f^3 6d^1 7s^2$ 238.028 9(1)	93 Np 镎 $5f^4 6d^1 7s^2$ (237)	94 Pu 钚 $5f^6 7s^2$ (239 244)	95 Am 镅* $5f^7 7s^2$ (243)	96 Cm 锔* $5f^7 6d^1 7s^2$ (247)	97 Bk 锫* $5f^9 7s^2$ (247)	98 Cf 锎* $5f^{10} 7s^2$ (251)	99 Es 锿* $5f^{11} 7s^2$ (252)	100 Fm 镄* $5f^{12} 7s^2$ (257)	101 Md 钔* $(5f^{13} 7s^2)$ (258)	102 No 锘* $(5f^{14} 7s^2)$ (259)	103 Lr 铹* $(5f^{14} 6d^1 7s^2)$ (260)

注：1. 相对原子质量录自1997年国际相对原子质量表，以^{12}C=12为基准。相对原子质量末位数的准确度加注在其后括号内。

2. 括弧内数据是天然放射性元素较重要的同位素的质量数或人造元素半衰期最长的同位素的质量数。

3. 105–109号元素在汉语辞典中未收入，其中文名称分别读作 dù（𨧀）、xī（𨨏）、bō（𨭆）、hēi（𨨈）、mòi（鿏）。

4. * 为人造元素。

重要常数

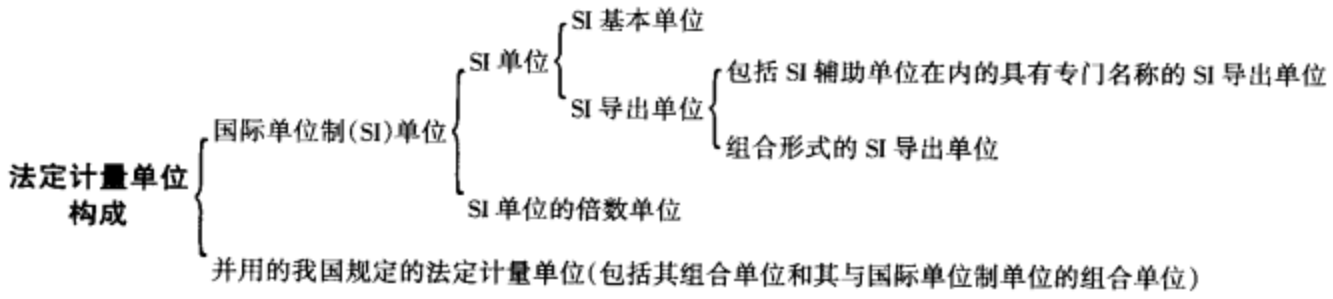
圆周率	$\pi = 3.141\,592\,7$
自然对数的底	$e = 2.718\,281\,8$
真空中光速	$c = 2.997\,924\,58 \times 10^{8}$ 米/秒
真空磁导率	$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ 亨/米
真空介电常数	$\varepsilon_0 = 8.854\ 187\ 817 \times 10^{-12}$ 法/米
精细结构常数	$\alpha = 7.297\,353\,08 \times 10^{-3}$
	$\alpha^{-1} = 137.035\,989\,5$
元电荷	$e = 1.602\,177\,33 \times 10^{-19}$ 库
普朗克常量	$h = 6.626\,075\,5 \times 10^{-34}$ 焦·秒
	$\hbar = \frac{h}{2\pi} = 1.054\,572\,66 \times 10^{-34}$ 焦·秒
第一辐射常量	$c_1 = 3.741\,774\,9 \times 10^{-16}$ 瓦·米^2
第二辐射常量	$c_2 = 1.438\,769 \times 10^{-2}$ 米·开
阿伏加德罗常量	$L, N_A = 6.022\,136\,7 \times 10^{23}$/摩
原子质量单位	$u = 1.660\,540\,2 \times 10^{-27}$ 千克
电子静止质量	$m_e = 5.485\,799\,03 \times 10^{-4}$ 原子质量单位
质子静止质量	$m_p = 1.007\,276\,470$ 原子质量单位
中子静止质量	$m_n = 1.008\,664\,904$ 原子质量单位
法拉第常数	$F = 9.648\,530\,9 \times 10^{4}$ 库/摩
里德伯常量	$R_\infty = 1.097\,373\,153\,4 \times 10^{7}$/米
玻尔半径	$a_0 = 5.291\,772\,49 \times 10^{-11}$ 米
经典电子半径	$\gamma_e = 2.817\,940\,92 \times 10^{-15}$ 米
玻尔磁子	$\mu_B = 9.274\,015\,4 \times 10^{-24}$ 安·米^2
电子磁矩	$\mu_e = 9.284\,770\,1 \times 10^{-24}$ 安·米^2
质子磁矩	$\mu_p = 1.410\,607\,61 \times 10^{-26}$ 安·米^2
核磁子	$\mu_N = 5.050\,786\,6 \times 10^{-27}$ 安·米^2
质子的磁旋系数	$\gamma_p = 2.675\,221\,28 \times 10^{8}$ 安·米^2/焦·秒
μ 子静止质量	$m_\mu = 0.113\,428\,913$ 原子质量单位
电子的康普顿波长	$\lambda_c = 2.426\,310\,58 \times 10^{-12}$ 米
质子的康普顿波长	$\lambda_{c,p} = 1.321\,410\,02 \times 10^{-15}$ 米
中子的康普顿波长	$\lambda_{c,n} = 1.319\,591\,10 \times 10^{-15}$ 米
理想气体的摩尔体积（标准温度、气压下）	$V_m = 2.241\,410 \times 10^{-2}$ 米^3/摩
摩尔气体常量	$R = 8.314\,510$ 焦/摩·开
哈特里能	$E_h = 4.359\,748\,2 \times 10^{-18}$ 焦
玻耳兹曼常量	$k = 1.380\,658 \times 10^{-23}$ 焦/开
引力常量	$G = 6.672\,59 \times 10^{-11}$ 牛·米^2/千克^2
标准自由落体加速度	$g_n = 9.806\,65$ 米/秒^2
洛施密特常量（标准状态）	$n_0 = 2.686\,763 \times 10^{25}$/米^3
标准大气压	$p_0 = 101\,325$ 帕
水的三相点温度	$t_0 = 273.16$ 开（或 0.01℃）
绝对零度	$T_0 = -273.15$℃

天文数据

1 天文单位	$1.495\,978\,7 \times 10^{11}$ 米
1 光年	6.324×10^{4} 天文单位
1 秒差距	206 265 天文单位 = 3.262 光年
黄赤交角（2000 年 1 月 1.5 日）	23°26′21.448″
1 恒星日	0.997 269 57 平太阳日
1 平太阳日	24 平太阳时
1 朔望月	29.530 589 平太阳日
1 恒星月	27.321 662 平太阳日
1 回归年	365.242 20 平太阳日
1 恒星年	365.256 36 平太阳日
1 儒略年	365.25 平太阳日
1 格里年	365.242 5 平太阳日
1 太阴年	12 朔望月 = 354.367 1 平太阳日
原子时 1 秒	铯原子跃迁频率 9 192 631 770 周所经历的时间
日地平均距离	1 天文单位 = $1.495\,978\,7 \times 10^{11}$ 米
日地最近距离	$1.471\,0 \times 10^{11}$ 米
日地最远距离	$1.521\,0 \times 10^{11}$ 米
太阳直径	1 392 000 千米
太阳表面积	6.087×10^{12} 平方千米
太阳体积	1.414×10^{18} 立方千米
太阳质量	$1.989\,1 \times 10^{30}$ 千克
太阳平均密度	1.41 克/厘米^3
太阳常数	1.37 千瓦/米^2
太阳表面有效温度	5 770 开
太阳中心温度	1.5×10^{7} 开
太阳年龄	~ 50 亿年
地球平均半径	6 371.004 千米
地球椭球体的扁率	1/298.257
地球椭球体的椭率	1/305.3
地球赤道周长	40 075.04 千米
地球表面积	5.11×10^{8} 平方千米
地球体积	1.083×10^{12} 立方千米
地球质量	$5.974\,2 \times 10^{27}$ 克
地球平均密度	5.52 克/厘米^3
地球表面重力加速度	9.806 2 米/秒^2 （$\varphi = 45°$处）
地球表面脱离速度	11.2 千米/秒
地球年龄	~ 46 亿年
月地平均距离	384 401 千米 = 0.002 57 天文单位
近地点平均距离	363 300 千米
远地点平均距离	405 500 千米
月球直径	3 476 千米
月球表面积	0.38×10^{8} 平方千米
月球体积	2.200×10^{10} 立方千米
月球质量	$7.348\,3 \times 10^{25}$ 克
月球平均密度	3.34 克/厘米^3
月球表面温度	+ 127℃ ~ − 183℃
月球表面重力加速度	1.62 米/秒^2（为地球的 1/6）
月球表面脱离速度	2.38 千米/秒
月球年龄	~ 46 亿年
银河系年龄	~ 100 亿年

计量单位表

中华人民共和国法定计量单位简表



SI 基本单位

量的名称	单位名称	单位符号
长度	米	m
质量	千克(公斤)	kg
时间	秒	s
电流	安[培]	A
热力学温度	开[尔文]	K
物质的量	摩[尔]	mol
发光强度	坎[德拉]	cd

注:1. 圆括号中的名称是它前面名称的同义词,下同。
2. 方括号中的字,在不致混淆情况下,可以省略。
3. 人民生活和贸易中,质量习惯称为重量。

SI 词头

因数	词头名称		符号
	英文	中文	
10^{24}	yotta	尧[它]	Y
10^{21}	zetta	泽[它]	Z
10^{18}	exa	艾[可萨]	E
10^{15}	peta	拍[它]	P
10^{12}	tera	太[拉]	T
10^{9}	giga	吉[咖]	G
10^{6}	mega	兆	M
10^{3}	kilo	千	k
10^{2}	hecto	百	h
10^{1}	deca	十	da
10^{-1}	deci	分	d
10^{-2}	centi	厘	c
10^{-3}	milli	毫	m
10^{-6}	micro	微	μ
10^{-9}	nano	纳[诺]	n
10^{-12}	pico	皮[可]	p
10^{-15}	femto	飞[母托]	f
10^{-18}	atto	阿[托]	a
10^{-21}	zepto	仄[普托]	z
10^{-24}	yocto	幺[科托]	y

由于人类健康安全防护上的需要而确定的具有专门名称的 SI 导出单位

量的名称	SI 导出单位		
	名称	符号	用 SI 基本单位和 SI 导出单位表示
[放射性]活度	贝可[勒尔]	Bq	1 Bq = 1 s^{-1}
吸收剂量 比授[予]能 比释动能	戈[瑞]	Gy	1 Gy = 1 J/kg
剂量当量	希[沃特]	Sv	1 Sv = 1 J/kg

包括 SI 辅助单位在内的具有专门名称的 SI 导出单位

量的名称	SI 导出单位		
	名称	符号	用 SI 基本单位和 SI 导出单位表示
[平面]角	弧度	rad	1 rad = 1 m/m = 1
立体角	球面度	sr	1 sr = 1 m^2/m^2 = 1
频率	赫[兹]	Hz	1 Hz = 1 s^{-1}
力	牛[顿]	N	1 N = 1 kg·m/s^2
压力,压强,应力	帕[斯卡]	Pa	1 Pa = 1 N/m^2
能[量],功,热量	焦[耳]	J	1 J = 1 N·m
功率,辐[射能]通量	瓦[特]	W	1 W = 1 J/s
电荷[量]	库[仑]	C	1 C = 1 A·s
电压,电动势,电位,(电势)	伏[特]	V	1 V = 1 W/A
电容	法[拉]	F	1 F = 1 C/V
电阻	欧[姆]	Ω	1 Ω = 1 V/A
电导	西[门子]	S	1 S = 1 Ω^{-1}
磁通[量]	韦[伯]	Wb	1Wb = 1 V·s
磁通[量]密度,磁感应强度	特[斯拉]	T	1 T = 1 Wb/m^2
电感	亨[利]	H	1 H = 1 Wb/A
摄氏温度	摄氏度[1)]	℃	1 ℃ = 1 K
光通量	流[明]	lm	1 lm = 1 cd·sr
[光]照度	勒[克斯]	lx	1 lx = 1 lm/m^2

1)摄氏度是用来表示摄氏温度值时单位开尔文的专门名称。

可与国际单位制单位并用的中国法定计量单位

量的名称	单位名称	单位符号	与 SI 单位的关系	量的名称	单位名称	单位符号	与 SI 单位的关系
时间	分	min	1 min = 60s	速度	节	kn	1 kn = 1 n mile/h = (1 852/3 600)m/s (只用于航行)
	[小]时	h	1 h = 60 min = 3 600s				
	日,(天)	d	1 d = 24 h = 86 400s	能	电子伏	eV	1 eV≈1.602 177 × 10^{-19} J
[平面]角	度	°	1° = (π/180)rad	级差	分贝	dB	
	[角]分	′	1′ = (1/60)° = (π/10 800)rad	线密度	特[克斯]	tex	1 tex = 10^{-6} kg/m
	[角]秒	″	1″ = (1/60′) = (π/648 000)rad	面积	公顷	hm^2	1 hm^2 = 10^4 m^2
体积	升	L,(l)	1 L = 1 dm^3 = 10^{-3} m^3	注: 1. 平面角单位度、分、秒的符号,在组合单位中应采用(°)、(′)、(″)的形式。例如,不用°/s 而用(°)/s。 2. 升的符号中,小写字母 l 为备用符号。 3. 公顷的国际通用符号为 ha。			
质量	吨	t	1t = 10^3 kg				
	原子质量单位	u	1u≈1.660 540 × 10^{-27} kg				
旋转速度	转每分	r/min	1 r/min = (1/60)s^{-1}				
长度	海里	n mile	1 n mile = 1 852m(只用于航行)				

地球科学中常用法定计量单位与非法定单位的对照及换算

空间与时间量

物理量名称、符号	许用单位名称、符号		部分非许用量、单位、名称、换算及说明
[平面]角 $\alpha,\beta,\gamma,\theta,\varphi$	弧度	rad	$1° = \frac{\pi}{180}$rad
	度	°	
	[角]分	′	1 gon(冈) = $\frac{\pi}{200}$rad
	[角]秒	″	
立体角 Ω	球面度	sr	1 sr = 1 m^2/m^2 = 1
长度 l,L	米	m	1 海里(n mile) = 1852 m　1 英里(mile) = 8 fur = 1609.344 m 1 天文单位(AU) = 1.4959787 × 10^{11} m　1 里格(l) = 3 mile = 4828.032 m 1 里 = 500 m　1 丈 = 3.$\dot{3}$ m　1 micron(μ) = 10^{-6} m = 1 μm 1 密耳(mil) = 10^{-3} in = 2.54 × 10^{-5} m　1 埃($\dot{A}$) = 10^{-10} m 1 英寸(in) = 25.4 mm = 0.0254 m　1 秒差距(pc) = 30.85678 × 10^{15} m 1 英尺(ft) = 12 in = 0.3048 m　1 尺 = 0.$\dot{3}$ m　1 寸 = 0.0$\dot{3}$ m 1 英寻(fa) = 6 ft = 1.8288 m　1 码(yd) = 3 ft = 0.9144 m 1 浪(fur) = 40 rd = 201.168 m　1 杆(rd) = 5 $\frac{1}{2}$ yd = 5.0292 m
	海里	n mile	
面积 $A,(S)$	平方米	m^2	1 公顷(hm^2) = 10^4 m^2 = 15 亩 = 100a　1 亩 = 666.$\dot{6}$ m^2　1 分 = 66.$\dot{6}$ m^2 1 厘 = 6.$\dot{6}$ m^2,1 公亩(a) = 10^2 m^2 = 100 m^2 1 靶恩(b) = 10^{-28} m^2　1 英亩(ac.) = 4.046856 × 10^3 m^2 1 平方英里($mile^2$;sq.mi.) = 2.589988 × 10^6 m^2　1 日步 = 3.3058 m^2 1 日亩 = 9.9174 m^2　1 日町 = 99.174 m^2　1 平方日里 = 15.4237 km^2 1 路德(r.) = 1.0117141 × 10^3 m^2　1 平方英寸(in^2;sq.in.) = 6.451600 × 10^{-4} m^2 1 平方英尺(ft^2;sq.ft.) = 9.290304 × 10^{-2} m^2　1 平方码(yd^2;sq.yd.) = 8.361274 × 10^{-1} m^2
	公顷	hm^2	
体积 V	立方米	m^3	1 L = 10^{-3} m^3　1 立方英寸(in^3;cu.in.) = 1.63871 × 10^{-5} m^3 1 立方英尺(ft^3;cu.ft.) = 2.831685 × 10^{-2} m^3 1 立方码(yd^3;cu.yd.) = 7.645549 × 10^{-1} m^3 1 品脱(UKpt) = 0.56826125 dm^3　1 夸脱(UKqt) = 1.136523 dm^3 1 英加仑(UKgal) = 4.546092 dm^3　1 英蒲式耳(UKbsh,UKbu) = 36.368 dm^3 1 美加仑(USgal) = 3.785412 dm^3　1 美液品脱(liq pt) = 0.4731765 dm^3 1 美蒲式耳(USbsh,USbu) = 35.2391 dm^3　1 干桶(美) = 1 bbl(美)(干) = 115.627 dm^3 1 桶(美,石油) = 42 gal(美) = 158.9873 dm^3　1 小桶(firkin) = 34.0687 dm^3
	升	L(l)	
时间 t	秒	s	星期、月和年(a)是通常使用的单位 1 h = 60 min = 3600s
	分	min	
	[小]时	h	
	日,(天)	d	
角速度 ω	弧度每秒	rad/s	
角加速度 α	弧度每二次方秒	rad/s^2	$\alpha = \frac{d\omega}{dt}$

续表

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
速度 v, c u, v, w	米每秒 m/s 千米每[小]时 km/h 节 kn	1 km/h = $\frac{1}{3.6}$ m/s　　1 kn = 1 n mile/h(只用于航行) 1 英尺每秒(ft/s) = 0.3048 m/s　　1 英寸每秒(in/s) = 0.0254 m/s 1 英里每小时(mile/h) = 0.44704 m/s
加速度 a 自由落体加速度 重力加速度 } g	米每二次方秒 m/s^2	1 伽(Gal) = 0.01 m/s^2;1 毫伽(mGal) = $10^{-5} m \cdot s^{-2}$,毫伽常用于大地测量学中;1 重力单位(g.u.) = $10^{-6} m \cdot s^{-2}$,重力单位是许用的 1 ft/s^2 = 0.3048 m/s^2

周期及有关现象的量和单位

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
周期 T	秒 s	
频率 f, ν 旋转频率 n	赫[兹] Hz 每秒 s^{-1}	“转每分”(r/min)和“转每秒”(r/s)广泛用作旋转机械转速的单位;r.p.m,rpm 不再使用。 1 r/min = $\frac{\pi}{30}$ rad/s　　1 r/s = 2π rad/s
角频率 ω	弧度每秒 rad/s	$\omega = 2\pi f$,又称圆频率
波长 λ	米 m	1Å = 10^{-10} m
波数 σ	每米 m^{-1}	$\sigma = \frac{1}{\lambda}$
角波数 k	弧度每米 rad/m	$k = 2\pi\sigma$
相速度 c, v c_φ, v_φ 群速度 c_g, v_g	米每秒 m/s	$c = \frac{\omega}{k} = \lambda f$　　$c_g = \frac{d\omega}{dk}$。电磁波速度用 c 表示
场[量]级 L_F	奈培 Np 分贝 dB	$L_F = \ln(F/F_0)$。　　1 Np 是 $\ln(F/F_0) = 1$ 时的场量级; 1 dB 是当 20 $\lg(F/F_0) = 1$ 时的场量级。　　1 dB = $\frac{\ln 10}{20}$ Np
功率[量]级 L_P	奈培 Np 分贝 dB	$L_P = \frac{1}{2}\ln(P/P_0)$。1 Np 是当 $\frac{1}{2}\ln(P/P_0) = 1$ 时的功率量级。 1 dB 是当 10 $\lg(P/P_0) = 1$ 时的功率量级。　　1 dB = $\frac{\ln 10}{20}$ Np

力学的量与单位

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
质量 m	千克(公斤) kg 吨 t 原子质量单位 u	质量单位的 10 进倍数单位和分数单位是由“克”字前加词头构成。　　1 g = 10^{-3} kg 1 原子质量单位(u) = 1.6605402 × 10^{-27} kg = 1u 1 克拉(ct) = 0.2 g = 2 × 10^{-4} kg 1 市担 = 50 kg,　1 市斤 = 0.5 kg,　1 市两 = 50g,　1 格令(gr,gn) = 0.064799 g 1 盎司(oz) = $\frac{1}{16}$ lb = 28.349523 g 1 夸特(qr,qtr) = 12.700586 kg 1 磅(lb) = 0.453592 kg 1 英担(cwt) = 50.802345 kg 1 美吨(short ton) = 907.18474 kg 1 英吨(long ton) = 1016.0469 kg
力 F 重量 $W,(P,G)$	牛[顿] N	1 千克力(kgf) = 9.80665 N,1lbf = 4.448 222N 1 吨力(tf) = 9.80665 × 10^3 N 1 达因(dyn) = 10^{-5} N 1 磅达(pdl) = 0.138255 N

续表

物理量名称、符号		许用单位名称、符号		部分非许用量、单位、名称、换算及说明
压力,压强 正应力 切应力	p σ τ	帕〔斯卡〕	Pa	1 标准大气压(atm) = 101325 Pa　　1 kgf/m^2 = 9.80665 Pa 1 托(Torr, torr) = $\frac{1}{760}$atm = 133.322Pa　　1 工程大气压(at) = 1 kgf/cm^2 = 98066.5Pa 1 约定毫米水柱(mm H_2O) = 10^{-4}at = 9.80665 Pa　　1 约定毫米汞柱(mm Hg) = 133.3224 Pa 1 巴(bar) = 100 kPa = 10^5Pa, 1psi(lb/in^2) ≈ 6.8948kPa, 1 kgf/m^2 = 9.80665Pa
体积质量 〔质量密度〕	ρ	千克每立方米 吨每立方米 千克每升	kg/m^3 t/m^3 kg/L	比重是废弃名称,g/cm^3 可用作单位。1lb/ft^3 = 16.01846 kg/m^3
相对体积质量 相对〔质量〕密度	d	—	1	比重是废弃名称
质量体积 比体积	v	立方米每千克	m^3/kg	体积除以质量
转动惯量	$J,(I)$	千克二次方米	$kg\cdot m^2$	
动量	p	千克米每秒	kg·m/s	
冲量	I	牛〔顿〕秒	N·s	
动量矩 角动量	L	千克二次方米每秒	$kg\cdot m^2/s$	$\boldsymbol{L}=\boldsymbol{r}\times\boldsymbol{p}$
力　矩 力偶矩 转　矩	M M M,T	牛〔顿〕米	N·m	不应与 mN(毫牛顿)相混
线应变 切应变 体应变	ε,e γ θ	—	1	$\varepsilon=\Delta l/l_0$, l_0 是指定参考状态下的长度,Δl 是长度增量。 $\gamma=\Delta x/d$ (Δx 为厚为 d 的薄层上表面对下表面的平行位移。) $\theta=\Delta V/V_0$, V_0 是指定参考状态下的体积,ΔV 为增量
泊松比 泊松数	μ,ν	—	1	横向收缩量除以伸长量
弹性模量 切变模量 刚量模量 体积模量 压缩模量	E G K	帕〔斯卡〕	Pa	E 也称为杨氏模量,G 也称为库仑模量
〔动力〕粘度	$\eta,(\mu)$	帕〔斯卡〕秒	Pa·s	1 泊(P) = 0.1 Pa·s,　　1 厘泊(cP) = 10^{-3}Pa·s = 1 mPa·s 1 伯肃叶(Pl) = 1 Pa·s　　1 雷恩(reyn) = 6.89476 kPa·s 1 千克力秒每平方米($kgf\cdot s/m^2$) = 9.80665 Pa·s 1 磅力秒每平方英尺($lbf\cdot s/ft^2$) = 47.8803 Pa·s
运动粘度	ν	二次方米每秒	m^2/s	1 斯〔托克斯〕(St) = $10^{-4}m^2/s$(曾用〔沲〕表示) 1 二次方英尺每秒(ft^2/s) = $9.29030\times10^{-2}m^2/s$
渗透率	k	平方米	m^2	1 达西(D) = $0.987\times10^{-12}m^2\approx1\ \mu m^2$, 1 毫达西(mD) = $10^{-3}\mu m^2$
能〔量〕 功 势能,位能 动能	E $W,(A)$ $E_p,(V)$ $E_k,(T)$	焦〔耳〕	J	1 千克力米(kgf·m) = 9.80665 J 1 尔格(erg) = 10^{-7}J 1 马力小时 = 2.64779×10^6J
功率	P	瓦〔特〕	W	1 千克力米每秒(kgf·m/s) = 9.80665 W 1 米制马力(ch, cv, ps) = 735.499 W, 1 英制马力(hp, HP) = 745.700 W 1 电工马力 = 746 W
质量流量	q_m	千克每秒	kg/s	
体积流量	q_V	立方米每秒	m^3/s	

热学的量与单位

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
热力学温度 $T,(\Theta)$	开[尔文] K	$\{T\}_K = \{t\}_℃ + 273.15$, $\{T\}_K = \frac{5}{9}\{兰氏温度\}_{°R}$
摄氏温度 t,θ	摄氏度 ℃	$\{t\}_℃ = \{T\}_K - 273.15$　$\{兰氏温度\}_{°R} = \{化氏温度\}_{°F} + 459.67$ $\frac{t_F}{°F} = \frac{9}{5}\frac{t}{℃} + 32 = \frac{9}{5}\frac{T}{K} - 459.67$,°F为华氏度单位。
热 Q 热量	焦[耳] J	1 Btu(英制热单位) = 1055.056 J　1 cal_{IT}(国际蒸汽表卡) = 4.1868 J 1 cal_{15}(15℃卡) = 4.1855 J　1 cal_{th}(热化学卡) = 4.184 J
热流量 Φ	瓦[特] W	单位时间通过一个面的热量
面积热流量 热流[量]密度 q,φ	瓦[特]每平方米 W/m^2	“地热流”术语中“热流”是热流密度。 热流单位(HFU),1 HFU = 41.686 mW/m^2
热导率 $\lambda,(\kappa)$ (导热系数)	瓦[特]每米开[尔文] W/(m·K)	1 Btu/(s·ft·°R) = 6230.64 W/(m·K)
传热系数 $K,(k)$ 表面传热系数 $h,(\alpha)$	瓦[特]每平方米开[尔文] $W/(m^2·K)$	
热容 C	焦[耳]每开[尔文] J/K	
质量热容 c 比热容	焦[耳]每千克开[尔文] J/(kg·K)	废弃比热这一名称。1 Btu/(lb·°R) = 4186.8J/(kg·K)
熵 S	焦[耳]每开[尔文] J/K	
热力学能 U	焦[耳] J	热力学能也称为内能
焓 H	焦[耳] J	

电学和磁学量单位

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
电流 I	安[培] A	废弃电流强度这一名称
电荷[量] Q	库[仑] C	
体积电荷 电荷[体]密度 $\rho,(\eta)$	库[仑]每立方米 C/m^3	
电场强度 E	伏[特]每米 V/m	
电位 V,φ 电位差,电压 $U,(V)$ 电动势 E	伏[特] V	
电容 C	法[拉] F	
介电常数 ϵ	法[拉]每米 F/m	在高斯制中 ϵ 量纲为一;在 SI 制量纲不为一。 $\epsilon_{Gs} = \epsilon_{rSI}$, 1 CGSE($\epsilon_0$) = 8.854×10^{-12} F/m
电极化率 χ,χ_e	一 1	1 CGSE(χ) ≙ 4π SI(χ)。在高斯制或 SI 制中,量纲均为一
电极化强度 P	库仑每平方米 C/m^2	
电偶极距 $p,(p_e)$	库[仑]米 C·m	
面积电流 电流密度 $J,(S)$	安[培]每平方米 A/m^2	

续表

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
线电流 $A,(\alpha)$ 电流线密度	安〔培〕每米 A/m	
磁场强度 H	安〔培〕每米 A/m	高斯制中磁场强度单位奥斯特(Oe),1 Oe $\triangleq \frac{10^3}{4\pi}$ A/m。高斯制中,磁法勘探曾用 γ,1 γ = 10^{-5} Oe。磁场强度法定计量单位是 A/m,不是 T(特〔斯拉〕),也不是纳特(nT)
磁位差 U_m 磁通势 F,F_m	安〔培〕 A	
磁通〔量〕密度 B 磁感应强度	特〔斯拉〕 T	在高斯制中,磁感应强度以高斯(Gs)为单位。1Gs $\triangleq 10^{-4}$T。在高斯制中,令真空中 μ 为 1,故 B 与 H 量纲相同,它们单位高斯(Gs)和奥斯特(Oe)大小相等。因此,1 γ = 10^{-5} Oe = 10^{-5}Gs $\triangleq 10^{-5}\times10^{-4}$T = 10^{-9}T = 1 nT。γ 与 nT 不是同一物理量的单位
磁通〔量〕 Φ	韦〔伯〕 Wb	1 Mx = 1 Gs·cm^2 1Mx $\triangleq 10^{-4}$T$\times10^{-4}$m^2 = 10^{-8}Wb
磁导率 μ	亨〔利〕每米 H/m	高斯制中,μ 量纲一。1 CGSM(μ) = $\frac{1\ \text{Gs}}{1\ \text{Oe}} \triangleq 4\pi\times10^{-7}$ H/m SI 制中,真空磁导率 $\mu_0 = 4\pi\times10^{-7}$H/m
磁化率 $\kappa,(\chi_m,\chi)$	一 1	1 CGSM(κ) = 4π SI(κ)
磁矩 m	安〔培〕平方米 A·m^2	
磁化强度 $M,(H_i)$	安〔培〕每米 A/m	$M = (B/\mu_0) - H$,见磁极化强度
磁极化强度 $J,(B_i)$	特〔斯拉〕 T	$J = B - \mu_0 H$,J 和 M 都是描述磁化程度的量,定义不同,在 SI 制中二者不等
电阻 R	欧〔姆〕 Ω	
电导 G	西〔门子〕 S	1 S = 1 Ω^{-1}
电阻率 ρ	欧〔姆〕米 Ω·m	
电导率 σ,γ	西〔门子〕每米 S/m	

光和电磁辐射量

物理量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
电磁波在真空中速度 c,c_0	米每秒 m/s	
辐〔射〕能 $Q,W,(Q_e)$	焦〔耳〕 J	辐射形式发射、传播或接收的能量
辐〔射〕能密度 $w,(u)$	焦〔耳〕每立方米 J/m^3	体积元内辐能除相应体积元
辐〔射〕能密度的光谱密集度 w_λ	焦〔耳〕每四次方米 J/m^4	无穷小波长范围内辐能密度除该波长范围
辐〔射〕功率辐〔射能〕通量 $P,\Phi,(\Phi_e)$	瓦〔特〕 W	以辐射形式发射、传播和接收的功率
辐〔射〕能流率 φ,ψ	瓦〔特〕每平方米 W/m^2	入射到空间一点球上的辐射能除以该球横截面积后对时间的微分
辐〔射〕强度 $I,(I_e)$	瓦〔特〕每球面度 W/sr	给定方向的立体角元内,离开点辐射源的辐射功率除该立体角元
辐〔射〕出〔射〕度 $M,(M_e)$	瓦〔特〕每平方米 W/m^2	离开表面一点处的面元的辐射能通量除以该面元面积
辐〔射〕照度 $E,(E_e)$	瓦〔特〕每平方米 W/m^2	照射到表面一点处的面元上辐射能通量除该面元面积
发光强度 $I,(I_v)$	坎〔德拉〕 cd	它是七个量本量之一(下角 v 代表光度量)
光通量 $\Phi,(\Phi_v)$	流〔明〕 lm	1 lm = 1 cd·sr
[光]亮度 $L,(L_v)$	坎[德拉]每平方米 cd/m^2	
[光]照度 $E,(E_v)$	勒[克斯] lx	1 lx = 1 lm/m^2

化学中常用的量与废除的量

常用量和法定计量单位		应废除的量和单位		备注
量的名称和符号	单位名称和符号	量的名称和符号	单位名称和符号	
相对原子质量 A_r 相对分子质量 M_r	一 1 一 1	原子量 A 分子量 $M, M \cdot W$ 当量 E 式量 F		A_r 曾称为原子量，M_r 曾称为分子量
分子或其他基本单元数 N	一 1	n		n 指物质的量
物质的量 $n,(\nu)$	摩〔尔〕 mol	摩尔数 克分子数 克原子数 克离子数 克当量数 n·eq 克式量数 当量数	 克分子 克原子 克离子 克当量 克式量 当量	如果克分子、克原子、克离子、克式量、克当量或当量作为单位使用，用来表示物质的量 n_B 的多少时，统统可用 SI 单位(mol)代替。因为在使用物质的量 n_B 的 SI 单位摩〔尔〕时，必须指明基本单元 B；而 B 可以是分子、离子、原子、电子及其他粒子，或是这些粒子的特定组合。这样就可以把旧单位所指的情况都包括在内。摩尔是一系统的物质的量，该单元所包含的基本单元数与 0.012kg 碳 12 的原子数目相等
摩尔质量 M	千克每摩〔尔〕 kg/mol	克分子(量) 克原子(量) 克离子(量) 克式量 F 克当量 E	克 g 克 g 克 g 克 g 克 g	质量除以物质的量是摩尔质量。例，$M = 10^{-3} M_r$kg/mol = M_rg/mol，M_r 为确定化学组成的物质的相对分子质量
摩尔体积 V_m	立方米每摩〔尔〕 m^3/mol 升每摩〔尔〕 L/mol	克分子体积		体积除以物质的量是摩尔体积。在 273.15K 和 101.325kPa 时，理想气体的摩尔体积为 $V_{m,0} = 0.0224\ m^3/mol = 22.4L/mol$
体积分子(或粒子)数 n	每立方米 m^{-3}			
B 的分子浓度 C_B	每立方米 m^{-3}			
体积质量 质量密度 ρ 密度		重量密度 d, D		体积质量是质量除体积。g/cm^3 可用，计算时注意
B 的质量浓度 ρ_B	千克每立方米 kg/m^3 kg/L g/mL mg/L	重量浓度		B 的质量浓度是 B 的质量除以混合物的体积
相对密度 d	一 1	比重		
B 的质量分数 w_B	一 1 % $\mu g/g$ ng/g 10^{-6} 10^{-9}	百分含量 $x\%$ 重量百分数 $x\%(W/W)$ 质量百分含量 $x\%(m/m)$ 百分比含量	wt% pptn ppb	B 的质量分数是 B 的质量与混合物的质量之比。 1 ppm = 10^{-6} = 1 $\mu g/g$ 1 ppb = 10^{-9} = 1 ng/g
B 的浓度 c_B B 的物质的量浓度	摩〔尔〕每立方米 mol/m^3 mol/L m mol/L	摩尔浓度 C_M, M 体积克分子浓度 M, C_M 克分子浓度 体积摩尔浓度 M, C_M 当量浓度 N, C_N 式量浓度 F	克分子每升 M 克离子每升 M 克当量每升 N 克式量每升	B 的物质的量除混合物的体积。在化学中也表示为[B]，[B]多指平衡浓度

续表

常用量和法定计量单位		应废除的量和单位		备　注
量的名称和符号	单位名称和符号	量的名称和符号	单位名称和符号	
B 的摩尔分数 x_B (y_B) 溶质 B 的摩尔比 r_B	一　1 一　1	克分子分数 克分子百分数 分子比		B 的摩尔分数是 B 的物质的量与混合物的物质的量之比。 溶质 B 的摩尔比是溶质 B 的物质的量与溶剂的物质的量之比
B 的体积分数 φ_B	1 % μL/L nL/L	体积百分含量 $x\%(V/V)$ 体积比　xv	ppm ppb	对于混合物，$\varphi_B = x_B V^*_{m,B}/(\Sigma_A x_A V^*_{m,A})$。式中 $V^*_{m,A}$ 是纯物质 A 在相同温度和压力时的摩尔体积，Σ 代表在全部物质范围求和。1 ppm = 10^{-6} = μL/L，1 ppb = 10^{-9} = 1 nL/L = 1 $\mu L/m^3$
溶质 B 的质量摩尔浓度 b_B, m_B	摩〔尔〕每千克　mol/kg mol/g m mol/g	重量克分子浓度 m, b 重量摩尔浓度		溶液中溶质 B 的物质的量除以溶剂的质量
B 的化学势　μ_B	焦〔耳〕每摩〔尔〕 J/mol			
B 的逸度 $\tilde{p}_B, (f_B)$	帕〔斯卡〕　Pa			（在气体混合物中）
分子质量　m	千克　kg …… 原子质量单位　u			$m = M_r m_u$，式中 m_u 为原子质量常数，$1 m_u = 1u$， 1 u = $m(^{12}C)/12$
质子数，原子序数　Z	一　1			核素是具有确定质子数和中子数的一类原子或原子核。具有相同 Z 值不同 A 值的核素称为同位素
中子数　N	一　1			
核子数，质量数 A	一　1			
元电荷　e	库〔仑〕　C			一个电子的电荷等于 $-e$
离子的电荷数 z	一　1			
离子强度　I	摩〔尔〕每千克 mol/kg			
解离度　α	一　1	离解度		此量的替换名称为“解离分数”
电解质电导率 κ, σ	西〔门子〕每米 S/m	比电导　k	欧姆每厘米 $\Omega^{-1}\cdot cm^{-1}$	1 S = 1 Ω^{-1}
摩尔电导率 Λ_m	西〔门子〕二次方米每摩〔尔〕 $S\cdot m^2/mol$	当量电导　λ	欧姆二次方厘米每克当量 $\Omega^{-1}\cdot cm^2/meq$	

核物理与放射性有关量

量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
质子数　Z 中子数 质量数	一　1	$A = Z + N$
原子质量常量	原子质量单位　u	$1u = (1.6605402 \pm 0.0000010) \times 10^{-27}$ kg
〔放射性〕活度　A	贝可〔勒尔〕　Bq	放射性强度为废弃名称。1 居里(Ci) ≙ 3.7×10^{10} Bq，1 Bq = 1 s^{-1}，Ci 为废弃单位

续表

量名称、符号	许用单位名称、符号	部分非许用量、单位、名称、换算及说明
活度浓度	贝可每升 Bq/L	1 氚单位/升(TU/L) = 0.12 Bq/L 1 马赫(海)(Mache) = 3.64em = 13.468 Bq/L 1 爱曼(em) = 3.7 Bq/L
质量活度 比活度 a	贝可[勒尔]每千克 Bq/kg	放射性活度除以该样品的总质量
比授[予]能 z 吸收剂量 D	戈[瑞] Gy	1Gy = 1J/kg。废弃单位 rad,rd(拉德),1 rd = 10^{-2}Gy
吸收剂量率 $\dot{D}$	戈[瑞]每秒 Gy/s	
剂量当量 H	希[沃特] Sv	1 Sv = 1 J/kg。废弃单位 rem(雷姆),1rem = 10^{-2}Sv
剂量当量率 $\dot{H}$	希[沃特]每秒 Sv/s	1 Sv/s = 1 W/kg
照射量 X	库[仑]每千克 C/kg	废弃单位 R(伦琴),1 R = 2.58×10^{-4}C/kg
照射量率 $\dot{X}$	库[仑]每千克秒 C/(kg·s)	废弃单位 γ,1 γ = 1μR/h ≙ 71.667 fC/(kg·s)

水质分析中常用量名称和符号

法定量和单位				已废除的量和单位			备注
量的名称	量的符号	单位		量的名称	量的符号	单位	
		SI	常用				
钙离子浓度	$c(Ca^{2+})$	mol/m^3	$mmol/dm^3$, mmol/L	钙当量浓度 钙摩尔浓度	N M	meq/L, me/L M	1 $mmol/dm^3$ ≙ 2 meq/L 1 M = 1 mol/L
镁离子浓度	$c(Mg^{2+})$	mol/m^3	$mmol/dm^3$	镁离子当量浓度 镁离子摩尔浓度	N M	meq/L, me/L, M	
钙镁离子浓度	$c(Ca^{2+} + Mg^{2+})$	mol/m^3	$mmol/dm^3$	总硬度	YD	meq/L me/L	$\frac{c(\frac{1}{2}Ca^{2+} + \frac{1}{2}Mg^{2+})}{mmol/L} \triangleq YD/(meq/L)$
碳酸盐钙镁离子浓度	$c(Ca^{2+} + Mg^{2+})$	mol/m^3	$mmol/dm^3$	暂时硬度 碱性硬度		meq/L	$\frac{c(Ca^{2+} + Mg^{2+})}{mmol/L} \triangleq \frac{1}{2}YD/(meq/L)$
非碳酸盐钙镁离子浓度	$c(Ca^{2+} + Mg^{2+})$	mol/m^3	$mmol/dm^3$	永久硬度 非碱性硬度		meq/L	
碱度	c_B $c(\frac{1}{z}B^{z-})$	mol/m^3	$mmol/dm^3$ $\mu mol/dm^3$			meq/L μeq/L	B 代表能与 1 个 H^+ 反应的负离子,基本单元是接受 1 个 H^+ 的负离子,这样表示时,其数值和以前的毫克当量/升或微克当量/升完全相同
B 的摩尔分数	x_B $x(\frac{1}{z}B^{z\pm})$	1	%	毫克当量百分数	meq%	meq%	图表中可将 meq%改为 $x(\frac{1}{z}B^{z+})$/%而数值完全一致
交换容量	Q_V Q_m	mol/m^3 mol/kg	$mmol/dm^3$ mmol/g		Q Q	meq/L meq/g	$Q_V = n_B/V$, $Q_m = n_B/m$, B 为可交换离子的基本单元(离子式除以电荷数,$\frac{1}{z}B^{z\pm}$),即一律以具有单位电荷的粒子为基本单元,1 mmol/g ≙ 1 meq/g, 1 mmol/L ≙ 1 meq/L

词目汉语拼音索引

A

a

阿阿熔岩* …… 1001
阿阿熔岩流* …… 1001
阿阿碎石熔岩流* …… 1001
阿阿渣块熔岩流* …… 1001
阿巴拉契亚运动 …… 1024
阿巴拉契亚造山带 …… 880
阿比赫 …… 1065
阿比提比群 …… 667
阿波罗探测器系列 …… 64
阿伯蒂比群* …… 667
阿伯特统 …… 692
阿布沙罗克运动 …… 1026
阿当运动* …… 1023
阿得莱德运动* …… 1022
阿德莱德系* …… 678
阿德莱德造山带 …… 879
阿德雷德系 …… 678
阿德密拉尔蒂侵入体 … 808
阿登幕* …… 1023
阿登运动 …… 1023
阿蒂特兰型破
火山口 …… 1004
阿尔卑斯冰川作用 …… 356
阿尔卑斯地域人种 …… 644
阿尔卑斯式褶皱* …… 830
阿尔卑斯相 …… 724
阿尔卑斯型冰川* …… 359
阿尔卑斯型构造 …… 857
阿尔卑斯型构造作用* … 857
阿尔卑斯型造山作用 … 857
阿尔卑斯运动 …… 1024
阿尔卑斯造山带 …… 874
阿尔必阶 …… 734
阿尔丹地盾 …… 875
阿尔丹群 …… 667
阿尔法海岭* …… 813
阿尔冈 …… 1070
阿尔冈曼运动* …… 1021
阿尔戈马运动 …… 1021
阿尔金断裂带 …… 872
阿尔金活动断裂带 …… 968
阿尔金山-西昆仑
波峰带 …… 930
阿尔金-阴山北缘
断裂带 …… 940
阿尔金转换断层带 …… 904
阿尔曼山脊群 …… 807
阿尔派恩活动断裂带 … 970
阿尔奇定律 …… 93
阿尔他西群 …… 710
阿尔泰地洼区 …… 917
阿尔泰-萨彦造山系 …… 876
阿尔泰山-阴山-泰山
波峰带 …… 931
阿尔泰型造山带 …… 857
阿尔泰运动 …… 1024
阿尔泰造山带 …… 869
阿尔泰褶皱系 …… 908
阿法尔三角 …… 900
阿法南猿 …… 622
阿夫唐间冰期 …… 357
阿格雷尔效应 …… 67
阿格里科拉 …… 1062
阿基米德定律 …… 93
阿基米德亚纪* …… 56
阿基坦阶 …… 743
阿加西 …… 1065
阿卡德运动* …… 1023
阿卡迪亚运动* …… 1023
阿卡迪运动 …… 1023
阿克萨阶 …… 692
阿克苏群 …… 677
阿拉伯板块 …… 898
阿拉伯-努比亚地盾 …… 876
阿拉木图地震 …… 989
阿拉善龙 …… 578
阿拉善盟成土环境
演变 …… 328
阿拉善岩群 …… 672
阿拉斯加地震 …… 990
阿拉斯加-科迪勒拉
歹字型构造 …… 943
阿拉塔格组 …… 710
阿拉瓦利群 …… 675
阿勒地块 …… 874
阿勒格尼运动 …… 1024
阿勒略间冰期* …… 358
阿勒曼相* …… 858
阿雷尼格阶 …… 699
阿利索夫气候分类法 … 239
阿连德碳质球粒陨石 …… 66
阿伦阶 …… 728
阿门角石 …… 540
阿蒙顿摩擦定律* …… 835
阿莫利卡运动 …… 1024
阿姆格阶 …… 692
阿姆加阶 …… 692
阿纳巴尔地盾 …… 875
阿尼米克群 …… 676
阿普特阶 …… 734
阿萨姆地震 …… 989
阿瑟尔阶 …… 718
阿山头层* …… 741
阿山头组 …… 741
阿什哈巴德地震 …… 990
阿什极尔阶 …… 699
阿斯特阶 …… 743
阿斯图里幕* …… 1023
阿斯图里运动 …… 1023
阿苏火山 …… 1007
阿特达班阶 …… 693
阿特拉猿人毛里
坦种* …… 628
阿提克幕* …… 1024
阿提克运动 …… 1025
阿图什地震 …… 988
阿瓦朗地体* …… 1023
阿瓦朗运动 …… 1022
阿维 …… 1063
阿翁统 …… 713
阿辛特运动 …… 1022
阿伊努地域人种 …… 644
阿伊努人* …… 642
阿依姆昌群 …… 682
阿羽依定律* …… 394
阿育索克康阶 …… 692
锕铀铅 …… 126
锕铀系 …… 115

ai

哀牢山-海南岛波峰
带 …… 931
哀牢山岩群 …… 675
埃达克岩 …… 448
埃德蒙顿甲龙 …… 584
埃德蒙顿龙 …… 586
埃迪卡拉组* …… 662
埃尔津詹地震 …… 990
埃尔奇琼火山 …… 1009
埃尔森运动 …… 1021
埃尔斯特冰期 …… 357
埃尔斯沃思地 …… 807
埃尔斯沃思山 …… 807
埃克曼螺线 …… 207
埃克曼漂流* …… 164
埃拉托色尼 …… 1062
埃朗阶 …… 702
埃里相 …… 154
埃洛石 …… 427
埃默里群 …… 808
埃姆斯阶 …… 708
埃塞俄比亚傍人* …… 623
埃塞俄比亚南猿 …… 623
埃斯科拉 …… 1070
埃斯皮尼亚苏超群* … 680
埃特纳火山 …… 1009
矮星 …… 20
艾达姆阶 …… 693
艾费尔阶 …… 708
艾家山阶 …… 698
艾家山统 …… 697
艾兰克阶 …… 692
艾里-海斯堪宁假说* … 140
艾里-海斯堪宁均衡
模型 …… 140
艾里定律 …… 383
艾孟斯,E. …… 1064
艾孟斯,S. …… 1066
艾姆斯间冰期 …… 357
艾普龙冰期 …… 357
艾斯屏纳索超群 …… 680
艾特隆阶 …… 713
艾托斯卫星* …… 226
爱尔基干群 …… 681
爱拉托逊纪 …… 56
爱丽斯木角石目 …… 539
爱斯基摩地域人种 …… 645

an

安贝拉塔群* …… 687

安部族运动 …… 1025
安粗岩 …… 458
安德逊模型 …… 63
安的列斯运动* …… 1026
安第斯山脉 …… 232
安第斯型大陆边缘 …… 889
安第斯运动 …… 1025
安第斯造山带 …… 880
安定石灰岩* …… 731
安定组 …… 731
安多矿 …… 414
安徽地质 …… 801
安徽双峰兽 …… 615
安加拉古陆 …… 788
安加拉植物区 …… 784
安加拉植物群 …… 784
安康阶 …… 703
安康矿 …… 420
安尼阶 …… 724
安宁砂层 …… 757
安琪龙* …… 580
安全岛 …… 935
安全关闭地震 …… 985
安山结构* …… 453
安山岩 …… 457
安山岩线 …… 894
安特勒运动 …… 1024
安特生 …… 1069
安源煤系* …… 725
安源运动 …… 1017
安源组 …… 725
氨基酸外消旋定年法 … 749
氨基酸外消旋法测年* …… 326
鞍部 …… 827
鞍山群 …… 668
鞍山运动 …… 1010
鞍型气压场 …… 201
鞍状冰川 …… 359
鞍状构造 …… 832
岸礁 …… 173
岸进层序* …… 467
岸碛 …… 361
岸滩* …… 277
岸退层序* …… 467
岸外坝 …… 171
暗残岩* …… 454
暗河* …… 294
暗湖* …… 294
暗礁 …… 173
暗霓霞岩* …… 460
暗镍蛇纹石* …… 428
暗色表层 …… 307
暗色辉长岩 …… 456
暗色矿物* …… 445
暗色麻粒岩* …… 506
暗色霓霞岩* …… 460
暗色岩 …… 446
暗沙 …… 173
暗条 …… 23
暗星云* …… 17
暗棕壤 …… 316

ang

肮脏沟统* …… 704
肮脏沟组 …… 704

ao

凹槽充填沉积* …… 468
凹陷 …… 826
凹陷湖 …… 277
凹陷区受力模式 …… 919
凹形坡* …… 265
拗陷盆地* …… 267
坳沟 …… 272
坳块 …… 922
坳拉槽* …… 860
坳拉谷 …… 860
坳陷 …… 862
敖包亭浑迪组 …… 711
螯合淋溶作用 …… 301
螯淋作用* …… 301
奥比尼 …… 1065
奥布鲁切夫 …… 1068
奥长环斑花岗岩* …… 459
奥长石 …… 430
奥德阶 …… 693
奥地利幕* …… 1024
奥地利运动 …… 1024
奥杜威峡谷 …… 635
奥尔德姆 …… 1068
奥尔特云 …… 81
奥菲奥岩建造* …… 893
奥格 …… 1068
奥列尼克阶 …… 724
奥米伽导航系统 …… 184
奥佩尔 …… 1065
奥佩尔带 …… 652
奥陶纪 …… 662
奥陶纪-志留纪大冰期 …… 355
奥陶系 …… 697
奥图阶 …… 718
澳大利亚地理人种 …… 643
澳大利亚地台 …… 879
澳大利亚及大洋洲人种* …… 642
澳大利亚-南极洲急变带 …… 124
澳大利亚人种* …… 642
澳大利亚石 …… 75
澳亚玻璃陨石 …… 75
澳亚散落区 …… 75
澳洲帚状构造* …… 942

B

ba

八道湾阶 …… 727
八道湾组 …… 731
八都岩群 …… 675
八公山组 …… 685
八柱运动 …… 1014
八连晶* …… 397
八面石* …… 67
八面体 …… 395
八面体空隙 …… 402
八面体位置优先能 …… 106
八面陨铁 …… 67
八射珊瑚* …… 532
八射珊瑚亚纲 …… 532
八十里小河组 …… 704
八腕目 …… 542
巴布亚地域人种 …… 643
巴丹吉林地块 …… 932
巴顿阶 …… 739
巴恩斯容器 …… 133
巴哈马石* …… 485
巴基斯坦地震 …… 990
巴拉群* …… 682
巴兰德角石目 …… 540
巴列姆阶 …… 734
巴隆马海组 …… 757
巴伦索组 …… 742
巴马洞穴堆积 …… 762
巴马巨猿动物群* …… 762
巴拿马地峡 …… 784
巴拿马地峡关闭 …… 751
巴纳德星 …… 21
巴柔阶 …… 728
巴润特花组 …… 711
巴什基尔阶 …… 713
巴什库尔干群 …… 679
巴通阶 …… 728
巴西地盾 …… 880
巴西-泛非事件* …… 1022
巴西双晶律 …… 398
巴西造山运动* …… 1022
巴颜喀拉地洼区 …… 917
巴彦乌兰组 …… 741
巴耶斯型火山碎屑流 …… 999
巴耶斯型破火山口 …… 1004
巴音西别群 …… 681
芭蕉口组 …… 702
把南组 …… 725
坝子 …… 264
霸王龙 …… 577
灞河组 …… 744

bai

白矮星 …… 20
白贝罗定律 …… 215
白垩 …… 491
白垩纪 …… 664
白垩系 …… 732
白岗岩 …… 459
白海杂岩 …… 666
白浆化作用 …… 305
白浆土 …… 316
白浆土 B 层异常 …… 331
白浆土古成土过程 …… 331
白令海峡 …… 813
白令陆桥 …… 784
白榴石 …… 431
白榴石响岩* …… 457
白榴岩 …… 460
白柳坪组 …… 711
白龙堆* …… 281
白鹿塬组 …… 742
白片岩 …… 506
白铅矿 …… 437
白色人种 …… 642
白沙井组 …… 762
白沙组* …… 704
白砷石 …… 418
白霜* …… 196
白陶土* …… 492
白田坝组 …… 729
白铁矿 …… 415
白头山系* …… 676
白头山组 …… 772
白钨矿 …… 435
白羊石 …… 542
白杨沟组 …… 687
白于山黄土岩石地层 …… 344
白云鄂博矿 …… 438
白云母 …… 428
白云石 …… 437
白云石粉 …… 296
白云岩 …… 492
白兆山组 …… 689
白侏罗统 …… 728
百帕 …… 223
百叶箱 …… 224

百越运动 …… 1014
摆* …… 983
摆佐组 …… 714
拜拉* …… 604
拜林地块 …… 877

ban

班布伊群* …… 691
班布依群 …… 691
班达海旋涡状构造 …… 943
班达亚齐近海地震 …… 990
班格马尔群 …… 681
班公湖-怒江缝合带 …… 901
班图地域人种 …… 645
斑点板岩 …… 505
斑点状构造 …… 504
斑点状胶结 …… 478
斑晶 …… 452
斑鬣狗 …… 596
斑鳞鱼 …… 566
斑砂岩统 …… 724
斑铜矿 …… 413
斑脱岩* …… 489
斑岩 …… 447
斑杂构造 …… 451
斑状变晶结构 …… 502
斑状结构 …… 452
斑状粘土结构 …… 485
搬运介质 …… 256
搬运力 …… 256
搬运量 …… 257
搬运作用 …… 256
搬运作用方式 …… 256
板底垫托作用* …… 893
板盾龙类 …… 583
板间地震 …… 979
板块 …… 884
板块边界 …… 885
板块缝合带* …… 888
板块缝合线* …… 888
板块构造 …… 884
板块构造学说 …… 94
板块汇聚 …… 885
板块间相对运动模型 … 898
板块聚敛* …… 885
板块绝对运动测量 …… 897
板块绝对运动模型 …… 898
板块离散 …… 885
板块敛合* …… 885
板块碰撞 …… 887
板块三联点 …… 886
板块相对运动测量 …… 897
板块运动 …… 881
板龙 …… 580
板面* …… 396
板内变形作用 …… 885
板内地震 …… 979
板内辉绿岩-震积岩-玄武岩序列 …… 982
板内块体 …… 884
板内拉张盆地 …… 473
板内造山带 …… 892
板内组分 …… 101
板硼钙石 …… 433
板劈理 …… 846
板片* …… 884
板桥期 …… 753
板舌 …… 884
板钛矿 …… 417
板条 …… 884
板溪群 …… 683
板溪系* …… 683
板岩 …… 505
板缘造山带 …… 892
板状构造 …… 504
板状交错层理 …… 479
板状熔岩 …… 1001
板足鲎亚纲 …… 550
半贝壳状断口* …… 410
半闭海* …… 160
半成熟阶段 …… 475
半翅目 …… 551
半岛 …… 160
半地堑 …… 838
半风化层 …… 253
半浮雕* …… 515
半浮痕 …… 515
半固定沙丘 …… 282
半化石* …… 518
半荒漠 …… 241
半金属光泽 …… 409
半晶质 …… 452
半扩张速率* …… 891
半内栖动物 …… 526
半黏性流动 …… 947
半黏性流体* …… 947
半坡动物群* …… 768
半坡人* …… 768
半坡组 …… 768
半人 …… 623
半日潮 …… 161
半软质粘土* …… 489
半深成岩* …… 440
半深海沉积物 …… 177
半深海相 …… 473
半衰期 …… 115
半水成土 …… 315
半咸水湖 …… 279
半岩溶* …… 287
半隐伏构造带* …… 937
半原地花岗岩 …… 510
半远洋沉积 …… 473
半远洋沉积物 …… 177
半远洋岩* …… 473
半自形晶 …… 452
半自形粒状结构* …… 452
伴生构造 …… 946
伴生矿物 …… 407
伴组 …… 523
瓣齿鱼科 …… 564
瓣轮叶 …… 602
瓣鳃纲* …… 537

bang

邦唐猴* …… 615
蚌壳式采泥器* …… 186
蚌纹构造* …… 846
傍人 …… 623
傍猿* …… 616

bao

包被* …… 309
包裹体 …… 407
包裹体地球化学 …… 129
包裹体地压测定法 …… 131
包裹体 E_h 值测定 …… 132
包裹体 pH 值测定 …… 132
包裹体同位素分析 …… 131
包裹体逸度计算 …… 132
包含变晶结构 …… 502
包含结构 …… 453
包含碎块原理 …… 92
包卷层理* …… 481
包卷构造 …… 481
包粒 …… 485
包粒白云岩 …… 492
包粒灰岩 …… 491
包容 …… 946
包头矿 …… 424
孢粉 …… 606
孢粉分析 …… 606
孢粉谱 …… 606
孢粉统计 …… 606
孢粉图式 …… 606
孢粉组合 …… 606
孢子* …… 606
胞石* …… 529
饱和磁化强度 …… 145
饱和矿物 …… 445
饱和岩 …… 445
宝光环* …… 195
宝石学* …… 88
宝塔阶 …… 699
宝塔石灰岩* …… 700
宝塔组 …… 700
宝兴型 …… 707
宝音图群 …… 672
宝玉石学 …… 88
保存年龄* …… 116
保德阶 …… 742
保德期 …… 753
保德组 …… 744
保留名称 …… 523
保留命名 …… 521
堡礁 …… 173
抱板群 …… 679
抱球虫超科 …… 529
抱球虫软泥 …… 178
豹皮灰岩 …… 491
鲍尔斯超群 …… 808
鲍林法则 …… 402
鲍马层序 …… 481
鲍氏傍人* …… 623
鲍氏南猿 …… 623
鲍温 …… 1071
鲍温反应系列 …… 449
暴风 …… 212
暴露年龄 …… 65
暴雨 …… 201
暴雨洪水 …… 385
暴雨径流 …… 381
暴涨潮* …… 162
曝辐[射]照度* …… 198
爆发指数 …… 992
爆裂 …… 71
爆裂法测温 …… 130
爆裂温度 …… 130
爆破云* …… 1000
爆炸地震学 …… 153
爆炸碳氧硅燃烧 …… 77
爆炸性冰丘* …… 365

bei

杯叠层石 …… 602
北安纳托利亚活动断裂带 …… 970
北庵庄组 …… 702
北半球 …… 230
北半球参考线 …… 124
北冰洋 …… 159
北冰洋地质 …… 795
北冰洋浮冰漂流考察站 …… 813
北冰洋海底地形 …… 812
北冰洋中脊 …… 812
北城遗址* …… 766

北赤道暖流 …… 164
北赤道洋流* …… 164
北大河群 …… 674
北大陆中纬环球地震带 …… 974
北大西洋暖流 …… 165
北方期 …… 750
北方生物古地理大区 …… 783
北方雪林气候带* …… 240
北海组 …… 762
北回归线 …… 3
北极 …… 2
北极地磁 …… 813
北极地区 …… 812
北极地区居民 …… 812
北极地区社团组织 …… 812
北极光 …… 814
北极海洋生物资源 …… 813
北极考察 …… 814
北极矿物资源 …… 813
北极理事会 …… 812
北极陆地区 …… 812
北极陆基观测站 …… 813
北极圈 …… 3
北极苔原 …… 812
北京地区成土环境演变 …… 328
北京地区燥红土 …… 328
北京地质 …… 798
北京时* …… 37
北京时间 …… 37
北京猿人 …… 626
北京猿人文化 …… 637
北流运动 …… 1014
北流组 …… 709
北美板块 …… 899
北美玻璃陨石 …… 74
北美大平原 …… 233
北美地台 …… 879
北美散落区 …… 75
北美印第安地域人种 … 644
北美有色地域人种 …… 645
北美洲地质 …… 791
北欧冰后期古气候分期 …… 750
北票龙 …… 578
北票煤系* …… 729
北票鲟 …… 565
北票组 …… 729
北祁连断褶 …… 926
北祁连蛇绿岩带 …… 902
北特提斯造山系 …… 910
北通气沟组 …… 715
北亚构造域 …… 866
贝采利乌斯 …… 1064
贝迪亚斯石 …… 74
贝尔瑙蕨 …… 603
贝尔特超群 …… 680
贝加尔叠层石 …… 601
贝加尔活动裂谷带 …… 969
贝加尔裂谷 …… 875
贝加尔型山区* …… 965
贝加尔运动 …… 1022
贝加尔造山带 …… 875
贝壳堤 …… 170
贝壳灰岩 …… 491
贝壳状断口 …… 410
贝克 …… 1067
贝拉群 …… 682
贝里阿斯阶 …… 734
贝母云 …… 195
贝纳尔蜂巢* …… 883
贝纳尔-瑞利对流模型 …… 883
贝纳尔涡* …… 883
贝尼奥夫 …… 1072
贝尼奥夫带 …… 888
贝特朗 …… 1066
贝窝 …… 292
贝状断口* …… 410
背冲断层 …… 842
背风波 …… 213
背锅山组 …… 701
背驮式扩展 …… 843
背斜 …… 826
背斜鼻* …… 831
背斜谷 …… 267
背斜山 …… 266
背形 …… 826
背形叠瓦堆垛* …… 843
背形叠置式双冲构造 … 843
钡闪叶石 …… 429
钡十字石* …… 432
钡铁钛石 …… 424
被动大陆边缘 …… 889
被动大陆边缘盆地 …… 473
被动活化* …… 913
被动型裂谷* …… 892
被动褶皱 …… 829
被夺河* …… 274
被鳃目* …… 536
被子植物门 …… 601
被子植物时代* …… 664

ben

奔龙科 …… 579
奔星* …… 65
本超星系团 …… 16
本地种* …… 243
本名 …… 521
本内苏铁纲* …… 600
本内特彗星* …… 81
本溪统 …… 713
本溪系* …… 714
本溪组 …… 714
本州运动 …… 1025
笨重龙 …… 582

beng

崩滑断层 …… 841
崩滑褶皱 …… 832
崩积土 …… 318
崩积物* …… 254
崩积锥 …… 270
崩解作用 …… 254
崩塌作用 …… 254
蚌埠运动 …… 1011

bi

鼻山尾 …… 363
比埃尔·居里* …… 1066
比德莫尔群 …… 808
比德莫尔运动 …… 808
比尔沃拉超群 …… 668
比较行星地质学 …… 39
比较行星学 …… 39
比较种* …… 520
比肯超群 …… 808
比肯砂岩 …… 808
比拉彗星 …… 81
比拉斯布尔巨猿* …… 619
比里姆运动 …… 1021
比利牛斯幕* …… 1024
比利牛斯运动 …… 1025
比鲁尼 …… 1062
比潜热* …… 213
比热容* …… 108
比瓦比克铁建造* …… 676
比肖夫 …… 1064
比重* …… 410
笔架山洞穴堆积 …… 762
笔石纲 …… 559
笔石体复杂化 …… 560
笔石相 …… 653
笔石页岩相* …… 653
俾格米地域人种 …… 645
俾格米人* …… 642
毕雷氏虫 …… 546
毕利宾 …… 1072
毕姆纹 …… 851
毕鸟夫带* …… 888
毕庆昌 …… 1039
闭海 …… 159
闭合度 …… 827
闭合褶皱 …… 828
闭节劈理 …… 846
闭口湖* …… 279
铋华 …… 418
碧口群 …… 682
碧玄岩 …… 457
碧玉岩 …… 493

bian

边槽 …… 291
边界* …… 825
边界层气象学 …… 207
边界断层 …… 838
边界流 …… 164
边界条件 …… 825
边幕式断裂* …… 838
边幕式褶皱* …… 832
边坡作用说* …… 336
边石 …… 295
边石坝 …… 295
边滩 …… 272
边滩沉积* …… 468
边缘坳陷 …… 861
边缘断层 …… 838
边缘海* …… 159
边缘海岸 …… 169
边缘海断块区 …… 923
边缘海盆地* …… 887
边缘弧 …… 941
边缘混合岩化作用 …… 499
边缘礁* …… 173
边缘裂陷槽* …… 867
边缘效应 …… 248
边兆祥 …… 1040
蝙蝠虫 …… 546
扁卷螺 …… 537
扁脸肯尼亚人 …… 621
扁平鱼目 …… 564
扁青* …… 438
扁体鱼亚目 …… 565
卞氏兽 …… 571
变埃洛石 …… 427
变安山岩* …… 508
变斑晶* …… 502
变斑状结构* …… 502
变成构造 …… 504
变格运动 …… 896
变化磁场异常 …… 144
变换断层 …… 839
变晶鳊* …… 485
变晶结构 …… 502

变晶糜棱岩 …… 509
变晶系 …… 502
变口目 …… 553
变粒岩 …… 506
变嵌晶结构* …… 502
变生包裹体 …… 130
变生非晶质 …… 391
变态 …… 525
变位 …… 821
变星 …… 20
变形 …… 821
变形分解作用 …… 817
变形砾石 …… 948
变形连续条件* …… 825
变形碛 …… 361
变形融合作用 …… 817
变形沙钟构造* …… 852
变形石* …… 601
变形网格法 …… 952
变形纹 …… 851
变形鳞* …… 485
变形协调条件* …… 825
变形作用 …… 499
变性气团 …… 210
变异 …… 524
变隐苔藓虫 …… 554
变余斑状结构 …… 502
变余层理构造 …… 504
变余构造 …… 504
变余辉绿结构 …… 502
变余火山碎屑结构 …… 502
变余结构 …… 502
变余矿物 …… 495
变余砾状结构 …… 502
变余糜棱岩* …… 509
变余气孔构造 …… 504
变余砂状结构 …… 502
变余杏仁状构造 …… 504
变质程度* …… 494
变质带 …… 494
变质地质图 …… 500
变质反应 …… 496
变质反应带 …… 494
变质分异作用 …… 499
变质核杂岩 …… 840
变质级 …… 494
变质建造 …… 863
变质结晶作用* …… 498
变质矿物 …… 495
变质矿物共生组合 …… 495
变质年龄 …… 116
变质事件 …… 495
变质相 …… 500
变质相系 …… 500
变质相组 …… 500
变质旋回 …… 495
变质亚相 …… 500
变质岩 …… 494
变质岩石学 …… 83
变质岩线理 …… 504
变质重结晶作用 …… 498
变质作用 …… 497
变种 …… 520
瓣状河沉积 …… 468
瓣状水系 …… 276
瓣状指数 …… 468

biao

标量大地电磁阻抗 …… 143
标型矿物 …… 407
标型特征 …… 407
标型元素 …… 109
标志层 …… 650
标志化石 …… 518
标志沙* …… 171
标志性结构面 …… 934
标轴系数* …… 394
标准大气 …… 194
标准海水 …… 157
标准化石 …… 518
标准剖面 …… 649
标准时 …… 38
飑线天气 …… 200
表层带岩溶泉 …… 293
表层地质作用* …… 251
表层潜育化作用 …… 304
表层水 …… 165
表层岩溶带 …… 285
表浮雕* …… 515
表浮痕 …… 515
表观年龄 …… 116
表迹 …… 515
表聚淀积* …… 301
表壳构造 …… 816
表壳岩 …… 505
表面构造* …… 353
表面年龄* …… 116
表面侵蚀 …… 256
表皮构造 …… 353
表皮鳞* …… 485
表栖动物 …… 526
表栖生物 …… 526
表栖植物 …… 526
表碛 …… 361
表生成岩作用 …… 474
表生地质作用* …… 251
表生构造* …… 815
表生矿物 …… 407
表土层 …… 305
表土型盐类矿床* …… 775
表月壳* …… 60

bie

别捷赫金 …… 1072
别洛乌索夫 …… 1073

bin

玢岩 …… 447
宾夕法尼亚亚系 …… 713
滨岸堤 …… 170
滨岸砾岩 …… 488
滨大陆边缘活化带 …… 906
滨海沉积物 …… 177
滨海地区矿物法土壤鉴定 …… 321
滨海平原 …… 170
滨海相 …… 469
滨海岩溶 …… 287
滨河床沙坝 …… 275
滨河床沙坝沉积 …… 468
滨螺海末期* …… 751
滨螺海期 …… 751
滨面相* …… 470
滨太平洋断裂系 …… 904
滨外坝* …… 171
滨线 …… 168
濒海冰川 …… 359

bing

冰 …… 197
冰坝 …… 386
冰雹 …… 197
冰崩 …… 353
冰长石 …… 430
冰场组 …… 772
冰川 …… 351
冰川冰 …… 352
冰川擦痕 …… 353
冰川擦口 …… 353
冰川沉积作用 …… 474
冰川地层法* …… 351
冰川地貌 …… 362
冰川地貌学 …… 261
冰川地质学 …… 84
冰川地质作用 …… 258
冰川粉 …… 353
冰川风 …… 365
冰川谷 …… 362
冰川谷中谷* …… 362
冰川锅* …… 273
冰川河流地貌 …… 363
冰川湖* …… 363
冰川浆* …… 353
冰川阶段 …… 355
冰川接触沉积 …… 363
冰川刻槽 …… 353
冰川类型 …… 358
冰川砾岩* …… 488
冰川泥砾 …… 361
冰川泥石流 …… 353
冰川漂砾 …… 361
冰川乳 …… 353
冰川时代* …… 664
冰川水文学 …… 368
冰川水资源 …… 371
冰川套谷 …… 362
冰川条痕石 …… 353
冰川相 …… 467
冰川消融 …… 352
冰川型海面升降 …… 778
冰川型海平面变化 …… 752
冰川性海面升降说 …… 351
冰川岩溶 …… 286
冰川遗迹 …… 352
冰川溢口 …… 363
冰川周期 …… 355
冰川作用 …… 352
冰川作用循环 …… 355
冰岛型盾形火山 …… 997
冰岛型喷发 …… 996
冰冻圈 …… 7
冰洞 …… 292
冰斗 …… 362
冰斗冰川 …… 359
冰斗湖 …… 278
冰斗梯 …… 362
冰盾* …… 359
冰筏 …… 364
冰盖堆积带 …… 750
冰盖消融带 …… 750
冰沟群 …… 681
冰河* …… 351
冰后期 …… 355
冰后期成土环境 …… 325
冰湖 …… 363
冰湖沉积* …… 363
冰筧 …… 362
冰窖* …… 362
冰阶 …… 353
冰进 …… 352
冰晶石 …… 416
冰井 …… 352
冰卷泥* …… 365
冰坎 …… 363
冰砾阜 …… 364
冰砾阜阶地 …… 364

冰砾扇* …… 363
冰砾土* …… 361
冰裂隙 …… 353
冰溜面 …… 353
冰溜遗痕 …… 353
冰帽 …… 359
冰劈作用 …… 251
冰坡 …… 362
冰瀑布 …… 359
冰期 …… 354
冰期-间冰期旋回 …… 750
冰期起源假说 …… 354
冰期旋回* …… 355
冰期最盛期 …… 750
冰碛 …… 360
冰碛层 …… 361
冰碛地貌 …… 363
冰碛湖 …… 278
冰碛阶地 …… 363
冰碛母质土壤 …… 324
冰碛丘陵 …… 363
冰碛扇 …… 363
冰碛石英砂 …… 362
冰碛物成因分类 …… 360
冰碛岩 …… 488
冰前沉积 …… 364
冰前湖* …… 364
冰前排泄物 …… 361
冰情 …… 386
冰情预报 …… 386
冰穹* …… 359
冰丘 …… 365
冰丘湖 …… 365
冰塞 …… 386
冰山 …… 352
冰舌 …… 364
冰蚀地貌 …… 362
冰蚀谷 …… 362
冰蚀湖 …… 278
冰蚀平原 …… 362
冰蚀洼地 …… 362
冰蚀作用 …… 352
冰水 …… 353
冰水沉积 …… 363
冰水沉积作用 …… 474
冰水湖 …… 364
冰水阶地 …… 363
冰水平原 …… 364
冰水三角洲 …… 364
冰水扇 …… 364
冰水停积* …… 363
冰水岩盘* …… 365
冰塔林 …… 362
冰退* …… 352
冰下喷发 …… 996
冰消期 …… 358
冰消作用 …… 750
冰楔 …… 365
冰楔壁* …… 365
冰楔作用 …… 251
冰心 …… 353
冰心古气候 …… 353
冰心中粉尘浓度 …… 752
冰心钻探* …… 811
冰洋气团 …… 210
冰原岛峰 …… 363
冰缘地貌 …… 364
冰缘地区 …… 364
冰缘河谷 …… 365
冰缘黄土 …… 365
冰缘区* …… 364
冰缘现象 …… 364
冰缘岩柱 …… 365
冰障* …… 360
冰洲石 …… 437
冰柱 …… 352
冰锥 …… 365
冰桌 …… 361
柄眼目 …… 536
饼状体* …… 448
并系类群 …… 513
病虫气象 …… 218
病虫气象预报 …… 222

bo

波茨坦重力系统 …… 141
波得定律 …… 26
波德平原* …… 234
波的频散 …… 155
波的群速度 …… 155
波的相速度 …… 155
波丁顿 …… 1071
波动说 …… 95
波峰构造带 …… 927
波谷构造带 …… 927
波痕 …… 482
波痕对称指数 …… 482
波痕指数 …… 482
波浪 …… 161
波浪参数* …… 161
波浪发电 …… 183
波浪运动 …… 259
波浪状镶嵌构造* …… 927
波浪状镶嵌构造控矿 … 929
波浪状镶嵌构造控震 … 929
波浪状镶嵌构造说 …… 927
波浪状镶嵌构造网 …… 928
波利尼西亚地理人种 … 643
波娄尼网* …… 850
波罗赤鸟 …… 593
波罗的地盾 …… 873
波罗的海冰后期地质历史分期 …… 751
波罗的海冰湖期 …… 751
波目纹* …… 851
波曲群 …… 708
波散* …… 155
波蚀基面 …… 168
波蚀临界深度* …… 168
波松特威撞击坑 …… 75
波速异常 …… 155
波特兰阶* …… 728
波托姆阶 …… 692
波瓦姆群 …… 679
波纹扭月贝 …… 556
波希米亚地块 …… 874
波状层理 …… 481
波状消光 …… 851
玻古安山岩 …… 458
玻化岩 …… 509
玻基碧玄岩 …… 460
玻基交织结构 …… 453
玻璃包裹体* …… 130
玻璃光泽 …… 409
玻璃海绵纲 …… 530
玻璃介 …… 549
玻璃陨石 …… 74
玻璃陨石成因 …… 75
玻璃陨石化学成分 …… 75
玻璃陨石矿物 …… 75
玻璃陨石形成年龄 …… 75
玻璃质 …… 452
玻璃质结构 …… 452
玻璃质宇宙尘 …… 71
玻屑 …… 447
玻屑结构* …… 454
玻屑砂体状结构* …… 454
玻屑砂状结构* …… 454
玻质纯橄岩 …… 455
玻状岩 …… 509
钵水母纲 …… 531
剥离断层 …… 840
剥离线理构造 …… 483
剥离作用* …… 254
剥露机制* …… 896
剥蚀地貌 …… 269
剥蚀平原 …… 264
剥蚀作用 …… 255
孛星* …… 29
伯德群 …… 807
伯格斯矢量 …… 853
伯灵间冰阶* …… 358
伯奇费尔 …… 1074
泊岗层* …… 762
泊岗组 …… 762
泊松比 …… 823
勃姆铝矿* …… 420
铂族元素异常 …… 74
博戈斯洛夫火山岛 …… 1009
博罗霍洛山组 …… 705
博麦韵律* …… 481
博蒙 …… 1064
博姆纹* …… 851
渤海 …… 160
渤海-华北盆地 …… 871
渤海地块 …… 932
渤海沿岸流 …… 166
薄层法 …… 214
薄层铁磐层 …… 308
薄膜胶结* …… 478
薄膜域* …… 847
薄皮构造 …… 839
薄皮鲕* …… 485
薄水铝矿* …… 420
簸积岩* …… 472

bu

补偿类质同像 …… 404
补偿深度 …… 140
补偿性地堑 …… 966
补偿质量 …… 140
捕获假说 …… 64
捕获太阳风 …… 57
捕获温度 …… 130
捕获稀有气体 …… 57
捕获压力 …… 131
捕获氩 …… 117
捕虏体 …… 454
哺乳动物时代* …… 664
哺乳纲 …… 593
不饱和矿物* …… 445
不饱和岩 …… 445
不等粒斑状结构 …… 452
不等粒砂岩* …… 488
不等粒状结构 …… 452
不对称波痕* …… 482
不对称谷 …… 365
不对称褶皱 …… 828
不规则褶皱 …… 829
不混溶包裹体 …… 130
不混溶包裹体地压测定法 …… 131
不混溶线 …… 446
不混溶作用* …… 134
不活动板块* …… 886
不均一构造* …… 451

不均匀平面波 …… 155
不可见辐射* …… 197
不可逆反应 …… 101
不可逆过程* …… 100
不可逆性* …… 865
不连续反应 …… 496
不连续类质同像系列* …… 404
不连续面 …… 214
不连续劈理 …… 847
不流通湖* …… 279
不排水湖 …… 279
不平衡分离结晶作用 … 110
不完全类质同像系列 … 404
不完整名称 …… 522
不稳定矿物* …… 495
不稳定线天气* …… 200
不稳态 …… 100
不相容元素 …… 109
不协调褶皱 …… 830
不谐和褶皱* …… 830
不一致熔融 …… 110
不一致线 …… 119
不整合* …… 647
不整合界定地层单位 … 659
不整合侵入体 …… 450
布波诺夫 …… 1071
布丁* …… 848
布尔登表* …… 133
布尔迪加尔阶 …… 743
布尔江群 …… 680
布丰 …… 1063
布格 …… 1062
布格校正 …… 138
布格异常 …… 138
布赫 …… 1064
布科巴超群* …… 687
布科班超群 …… 687
布拉格阶 …… 708
布拉玛猿* …… 619
布拉瓦约群 …… 669
布拉维 …… 1065
布拉维定向* …… 394
布拉维法则 …… 392
布拉维-弗里德尔法则* …… 392
布拉维空间格子* …… 399
布赖特豪普特 …… 1064
布兰斯-狄克宇宙论 …… 12
布兰斯菲尔德海峡 …… 807
布劳肯虹* …… 195
布劳肯幽灵* …… 195
布雷顿幕* …… 1023
布雷顿运动 …… 1023
布利特-谢尔南德尔古气候分期* …… 750
布列东运动* …… 1023
布列唐运动* …… 1023
布列亚-佳木斯地块 …… 868
布龙组 …… 705
布鲁克赛尔阶 …… 739
布迈朗格阶 …… 693
布容正常极性时* …… 147
布容正向极性时 …… 147
布须曼人* …… 645
步达生 …… 1070
部分熔融定量模型 …… 110
部分熔融作用 …… 446
部门地貌学 …… 261
部门自然地理学 …… 227

C

ca

擦阶* …… 836

cai

裁弯取直 …… 273
彩孔贝 …… 557
彩钼铅矿* …… 435
彩陶文化* …… 639
菜园土* …… 318
蔡家冲阶 …… 739
蔡家冲组 …… 741

can

参考剖面 …… 649
参考椭球* …… 137
残斑结构* …… 502
残积层 …… 253
残积砂矿床 …… 776
残积物 …… 773
残积相 …… 467
残积粘化作用 …… 304
残留沉积物 …… 177
残留构造* …… 504
残留湖* …… 278
残留结构* …… 502
残留体 …… 454
残缕结构 …… 503
残丘波地型岩溶* …… 288
残体群 …… 523
残遗土 …… 318
残影体* …… 454
残余构造* …… 819
残余古土壤 …… 336
残余结构要素 …… 819
残余矿物* …… 495
残余粘土* …… 489
残余土壤 …… 327
残余岩浆 …… 440
残余盐土 …… 330
残余沼泽土 …… 330
蚕行式地壳波浪 …… 929

cang

苍山片麻岩* …… 683
苍山群 …… 683
苍山杂岩* …… 683
沧海桑田* …… 93
沧浪铺阶 …… 693
沧浪铺组 …… 694
沧桑变化 …… 93
沧州断裂带 …… 904

cao

曹庄岩组 …… 666
槽*(气象) …… 203
槽*(构造) …… 827
槽齿目 …… 571
槽地 …… 935
槽块 …… 922
槽面* …… 827
槽模 …… 483
槽珊瑚 …… 534
槽台转化 …… 904
槽线*(构造) …… 827
槽线(气象) …… 214
槽铸型* …… 483
槽状交错层理 …… 479
草地 …… 248
草地土壤有机层 …… 302
草甸 …… 248
草甸土 …… 317
草甸子* …… 279
草原土壤 …… 299

ce

侧断坡* …… 841
侧方侵蚀作用* …… 256
侧弓亚纲* …… 572
侧火山口 …… 1003
侧火山锥* …… 1003
侧肋虫类 …… 535
侧平行双面* …… 397
侧碛 …… 361
侧碛堤 …… 363
侧腔目 …… 536
侧扫声纳* …… 185
侧蚀作用 …… 256
侧向迁移* …… 858
侧羽叶 …… 604
测风雷达 …… 226
测风气球 …… 225
测深导航 …… 185
测水煤系* …… 714
测水组 …… 714
测雨雷达* …… 199

cen

参差状断口 …… 410

ceng

层 …… 653
层次分析法 …… 374
层错面* …… 402
层火山* …… 1002
层间地滑 …… 176
层间滑动断裂 …… 921
层间节理 …… 845
层间砾岩 …… 488
层间面理 …… 844
层间水 …… 408
层节理 …… 845
层结曲线 …… 214
层孔虫目 …… 530
层理 …… 479
层裂作用 …… 254
层流 …… 464
层面 …… 479
层面构造 …… 482
层面节理* …… 845
层面劈理* …… 847
层内砾岩* …… 488
层位 …… 650
层系 …… 479
层型 …… 649
层序 …… 658
层序地层结构 …… 655
层序地层学 …… 85
层序划分 …… 655
层序划分标志 …… 657
层序界面 …… 657
层云 …… 196
层状剥落* …… 254
层状地貌 …… 961
层状地形 …… 270
层状地质体 …… 818
层状硅酸盐矿物 …… 422
层状节理化* …… 254
层状侵入体 …… 450

cha

叉笔石 …… 561
叉尾虫 …… 545
查尔斯王子山脉 …… 807

查干诺尔地块 …… 932
察隅-墨脱地震 …… 988
汊流 …… 271
岔河组 …… 689
差别风化* …… 252
差六规则 …… 102
差异风化 …… 252
差异溶解作用 …… 163
差异性断块构造 …… 965
差异应力 …… 821

chai

拆沉作用 …… 892
拆离断层 …… 840
拆离构造* …… 840
柴达木地块（大地）…… 868
柴达木地块（波浪）…… 932
柴达木盆地 …… 871
柴达木石 …… 436

chan

机枪* …… 29
产流 …… 380
产流过程 …… 380
产流面积 …… 380
产流模式* …… 380
产流模型 …… 380
铲齿象 …… 597
铲形断层 …… 838
颤动构造* …… 882

chang

昌宁-孟连缝合带 …… 902
长安冰期* …… 355
长安组 …… 686
长白火山群 …… 1006
长白矿 …… 417
长白山-雪峰山波峰带 …… 930
长白亚洲镜猴 …… 615
长鼻目 …… 596
长鼻三趾马-真马动物群* …… 753
长波槽* …… 203
长波辐射 …… 198
长城错断现象 …… 961
长城纪 …… 662
长城鸟 …… 592
长城群* …… 678
长城生物群 …… 608
长城石英岩* …… 678
长城系 …… 678
长程有序 …… 403
长翅目 …… 551
长基线定位* …… 185
长江 …… 235
长江海鞘 …… 562
长江三角洲 …… 236
长江三角洲埋藏土剖面 …… 330
长江中下游成土环境演变 …… 328
长江中下游黄土岩石地层 …… 345
长江中下游平原 …… 234
长岭子组 …… 689
长期地震危险性评估 …… 985
长期极移 …… 136
长期天气预报 …… 217
长清寒武系剖面 …… 745
长山层* …… 695
长山虫 …… 546
长山沟建造* …… 695
长山阶 …… 694
长山褶皱带 …… 878
长山组 …… 695
长身贝 …… 556
长身贝目 …… 555
长石 …… 429
长石化作用 …… 499
长石砂岩 …… 488
长石石英砂岩* …… 488
长石石英岩* …… 507
长石杂砂岩* …… 488
长寿断层 …… 838
长兴二叠系—三叠系界线剖面 …… 746
长兴阶 …… 718
长兴石灰岩* …… 719
长兴组 …… 719
长阳人 …… 631
长阳组 …… 715
长翼鸟目 …… 592
长英岩* …… 461
长英指数 …… 441
长英质模型* …… 10
长英质片麻岩* …… 506
长垣 …… 831
长枝杉* …… 604
长周期彗星 …… 81
肠状混合岩 …… 510
肠状褶皱 …… 829
常隆庆 …… 1035
常年湖 …… 279
常山黄泥塘中奥陶统剖面 …… 745
常态侵蚀 …… 255
常州沟组 …… 678
场 …… 135
唱贝* …… 557

chao

超变质作用 …… 499
超成熟阶段 …… 475
超带 …… 652
超点阵* …… 403
超短基线定位* …… 185
超覆 …… 659
超覆扩张中心* …… 891
超高压变质作用 …… 497
超高压实验 …… 132
超火山 …… 995
超基性* …… 446
超基性岩 …… 446
超级大陆* …… 786
超级地幔柱 …… 882
超结构 …… 403
超巨星 …… 20
超科 …… 519
超临界流动状态* …… 465
超镁铁岩* …… 446
超镁铁质岩 …… 446
超镁铁质岩分类 …… 443
超糜棱岩 …… 509
超目 …… 519
超群* …… 653
超渗产流 …… 380
超石英* …… 74
超塑性流动 …… 825
超酸性岩 …… 447
超碎裂岩 …… 508
超体积生态位* …… 247
超微构造 …… 849
超微古生物学 …… 511
超微化石 …… 514
超微化石软泥 …… 178
超微结构* …… 400
超微型浮游生物 …… 526
超新星 …… 20
超新星爆发 …… 20
超星系团 …… 16
超蓄产流* …… 380
超岩石圈断裂 …… 904
超周期 …… 162
巢湖阶 …… 722
巢县人 …… 631
朝川组* …… 735
朝阳变动 …… 1018
朝阳龙 …… 588
朝阳鸟目 …… 593
朝阳翼龙 …… 590
潮差 …… 161
潮幅* …… 161
潮沟 …… 170
潮沟槽* …… 483
潮间带 …… 168
潮间带相 …… 470
潮力* …… 162
潮流 …… 162
潮坪 潮相 …… 470
潮浦* …… 170
潮上带 …… 168
潮上带相 …… 470
潮上盐坪* …… 470
潮滩 …… 170
潮土 …… 317
潮汐 …… 161
潮汐地质作用 …… 259
潮汐发电 …… 183
潮汐共振分裂假说 …… 64
潮汐能 …… 259
潮汐因子 …… 139
潮汐运动 …… 259
潮下带 …… 168
潮下带相 …… 470
炒米店统 …… 692
炒米店组 …… 695

che

车家坝组 …… 705
车江组* …… 740
车轮矿 …… 413

chen

琛航组 …… 762
尘埃彗尾* …… 80
尘埃彗尾成分 …… 81
尘埃云假说 …… 31
尘云* …… 1000
辰砂 …… 415
辰星* …… 26
沉淀作用 …… 260
沉火山集块岩* …… 462
沉火山角砾岩* …… 462
沉火山碎屑岩 …… 462
沉积层序 …… 657
沉积层序等级划分 …… 658
沉积地球化学 …… 98
沉积地球化学相 …… 473
沉积地质学* …… 84
沉积分异作用 …… 474
沉积缝合线 …… 484
沉积盖层* …… 862
沉积构造 …… 478
沉积过路作用 …… 660

沉积环境 …… 466
沉积环吸积假说 …… 64
沉积基质 …… 477
沉积基准面 …… 660
沉积脊* …… 178
沉积间断 …… 650
沉积建造 …… 863
沉积交代作用 …… 474
沉积接触 …… 449
沉积类型 …… 863
沉积模式 …… 466
沉积盆地 …… 473
沉积砂矿床 …… 776
沉积石英岩 …… 488
沉积速率 …… 660
沉积体系 …… 659
沉积体系域 …… 659
沉积物 …… 473
沉积物成因类型 …… 772
沉积物共生组合 …… 775
沉积物流* …… 463
沉积物重力流 …… 463
沉积相 …… 466
沉积相模式* …… 466
沉积旋回 …… 466
沉积学 …… 84
沉积岩 …… 487
沉积岩脉* …… 484
沉积岩石学 …… 83
沉积韵律 …… 466
沉积重结晶作用 …… 474
沉积组合 …… 863
沉积作用 …… 473
沉降带 …… 860
沉降核素 …… 116
沉降核素法 …… 749
沉凝灰岩* …… 462
沉速 …… 465
沉陷俯冲 …… 925
陈蔡群 …… 681
陈国达 …… 1040
陈吉余 …… 1048
陈家窝子动物群 …… 755
陈梦熊 …… 1044
陈庆宣 …… 1044
陈述彭 …… 1047
陈旭 …… 1032
陈永龄 …… 1039

cheng

成层火山 …… 997
成层结构 …… 656
成都粘土 …… 766
成对变质带* …… 893
成分成熟度 …… 478
成核能* …… 392
成核作用 …… 392
成煤时代* …… 663
成生联系 …… 936
成熟度 …… 478
成熟度指数 …… 478
成熟阶段 …… 475
成熟土壤 …… 300
成熟洋壳断块区 …… 923
成土地形因素 …… 300
成土风化壳类型 …… 321
成土构造旋回变化 …… 326
成土过程* …… 301
成土矿物鉴定 …… 321
成土母质因素 …… 300
成土气候因素 …… 300
成土生物因素 …… 300
成土时间因素 …… 301
成土因素函数式 …… 300
成土因素学说 …… 300
成型地面* …… 365
成岩白云岩 …… 492
成岩成矿流体 …… 130
成岩成矿溶液* …… 130
成岩成矿压力* …… 131
成岩角砾岩 …… 488
成岩结核 …… 484
成岩作用 …… 473
成因层序* …… 657
成因地层层序 …… 657
成因岩石学 …… 439
承德矿 …… 412
承德砾岩* …… 735
城墙沟组 …… 715
城墙砾岩* …… 735
城墙岩群 …… 735
城市气候 …… 240
城市热岛 …… 210
城市水文学* …… 366
城市水资源问题 …… 370
程纯枢 …… 1042
程逸蛇绿岩 …… 901
程裕淇 …… 1041
澄江动物群 …… 607
澄江化石库 …… 607
澄江砂岩系* …… 686
澄江运动 …… 1012
澄江组 …… 686
橙汞矿* …… 418
橙红石 …… 418
橙玄玻璃* …… 999

chi

池际尚 …… 1044
池江阶 …… 738
池江组 …… 740
弛菊石目 …… 541
弛豫* …… 948
持久化石 …… 518
齿菊石 …… 542
齿菊石目 …… 541
齿肋虫目 …… 545
齿形粒状变晶结构 …… 502
齿叶 …… 602
赤道 …… 2
赤道辐合带（海洋） …… 204
赤道辐合带（气象） …… 164
赤道季风气候带 …… 239
赤道流 …… 164
赤道隆起 …… 2
赤道逆流 …… 164
赤道气候带 …… 239
赤道气团 …… 210
赤道潜流 …… 164
赤道无风带* …… 204
赤道洋流 …… 164
赤道雨林带 …… 249
赤道坐标系* …… 35
赤底统 …… 718
赤红壤* …… 315
赤黄色土* …… 324
赤经圈* …… 35
赤路矿 …… 417
赤平投影 …… 850
赤色土* …… 324
赤铁矿 …… 417
赤铁矿化作用 …… 304
赤铜矿 …… 416

chong

充填地震反射结构 …… 656
充填度温度* …… 130
冲出锥 …… 268
冲动冰碛层 …… 361
冲断层* …… 841
冲断推覆体 …… 842
冲断褶隆 …… 843
冲沟 …… 272
冲洪积平原 …… 276
冲洪积扇* …… 274
冲击变形组构 …… 72
冲击变质效应 …… 72
冲击变质作用 …… 498
冲击变质 …… 71
冲击波 …… 72
冲击地震 …… 979
冲击加载作用 …… 72
冲击矿物 …… 73
冲击石化作用 …… 72
冲击作用 …… 260
冲积岛 …… 161
冲积平原 …… 276
冲积扇 …… 274
冲积扇沉积物* …… 773
冲积扇相* …… 467
冲积土 …… 318
冲积物 …… 773
冲积相 …… 467
冲积锥 …… 273
冲隆* …… 843
冲起构造 …… 843
冲刷 …… 265
冲洗交错层理 …… 480
冲洗载荷* …… 464
冲溢扇沉积* …… 470
冲越扇沉积 …… 470
虫颚 …… 535
虫管化石 …… 515
虫孔 …… 483
虫穴* …… 483
虫牙* …… 535
虫状红土 …… 324
重叠 …… 946
重叠扩张中心 …… 891
重返月球计划 …… 65
重复精密控制测量 …… 959
重复水准测量 …… 959
重接* …… 946
重结晶方解石* …… 486
重结晶作用 …… 391
重名 …… 522
重庆龙 …… 584
重庆群* …… 729
重熔岩浆* …… 499
重熔作用 …… 499
重演律* …… 524
重褶皱* …… 832
重置年龄 …… 118
重爪龙 …… 574
重组合作用* …… 498
崇余运动 …… 1013

chou

畴界* …… 401
臭葱石 …… 434
臭牛沟组 …… 715
臭氧层 …… 194
臭氧洞* …… 194

chu

出梅* …… 221
出溶 …… 404

出溶包裹体 …… 130
出溶共生* …… 449
出溶结构 …… 503
出溶作用* …… 449
出水洞 …… 289
初步参考地球模型* …… 4
初次构造* …… 945
初定期 …… 912
初动期 …… 912
初龙次亚纲 …… 571
初糜棱岩 …… 508
初熔温度 …… 131
初渗 …… 380
初始岛弧火山作用 …… 887
初始海泛面 …… 659
初始喷发 …… 992
初始铅 …… 126
初始氩 …… 117
初碎裂岩 …… 508
初螈 …… 569
初至波 …… 154
雏地槽 …… 861
雏地台 …… 859
雏火山 …… 997
雏晶 …… 454
雏形层 …… 308
雏形河漫滩 …… 272
储层沉积学 …… 463
储量* …… 90
楚雄地块 …… 931
触发地震 …… 979

chuan

川滇经向构造体系 …… 937
川滇南北构造带* …… 937
川蔓藻 …… 605
氚法 …… 121
穿插双晶 …… 397
穿洞 …… 291
穿洞人 …… 634
穿孔贝目 …… 555
穿山沟组 …… 715
传导型热流密度 …… 150
传粉昆虫 …… 552
传感器率定 …… 951
传统海疆 …… 189
船帆洞文化 …… 638
船蛆迹遗迹相 …… 517
船山石灰岩* …… 714
船山统 …… 717
船山组 …… 714
串沟沉积 …… 468
串岭沟页岩* …… 678
串岭沟组 …… 678
串珠虫亚目 …… 527
串珠状胶结 …… 478
串珠状水系 …… 276

chuang

窗格苔藓虫 …… 553
窗孔构造* …… 484
窗棂构造 …… 848
床板珊瑚* …… 532
床沙 …… 465
床沙形体 …… 465
床沙载荷* …… 463

chui

吹蚀作用 …… 257
吹送流* …… 164
垂线偏差 …… 137
垂向加积* …… 659
垂向序列* …… 466
垂直成层现象 …… 247
垂直地带性 …… 229
垂直论* …… 94
垂直侵蚀* …… 333
垂直侵蚀作用* …… 256
垂直速度 …… 212
垂直运动 …… 856

chun

纯橄榄岩 …… 454
纯橄无球粒陨石 …… 69
纯剪 …… 822
纯拉伸 …… 822
纯砂岩* …… 488
纯压缩 …… 822
纯应变* …… 822
唇口目 …… 553

ci

茨康叶* …… 604
瓷土* …… 489
瓷状岩 …… 492
慈母龙 …… 586
磁暴 …… 143
磁北极 …… 813
磁变仪 …… 143
磁层 …… 7
磁赤道 …… 142
磁化 …… 145
磁化强度 …… 145
磁化曲线 …… 145
磁黄铁矿 …… 415
磁极迁移* …… 2
磁极移动曲线 …… 146
磁极移轨迹 …… 894
磁极游移曲线* …… 894
磁南极* …… 806
磁黏滞衰减 …… 146
磁偏角 …… 142
磁鞘 …… 48
磁倾角 …… 142
磁清洗 …… 148
磁铁矿 …… 419
磁湾 …… 143
磁稳定性 …… 146
磁县地震 …… 987
磁星 …… 20
磁性 …… 410
磁性地层年表* …… 147
磁性地层学 …… 145
磁子午线 …… 142
雌黄 …… 415
次贝状断口* …… 410
次表层水 …… 165
次层型 …… 649
次长石砂岩* …… 488
次成河 …… 271
次火山* …… 997
次火山岩* …… 440
次客观异名* …… 522
次深海相* …… 473
次生包裹体 …… 130
次生低压* …… 203
次生构造 …… 815
次生构造岩 …… 849
次生化石 …… 518
次生黄土 …… 336
次生加大胶结* …… 478
次生加大作用 …… 474
次生节理 …… 844
次生矿物 …… 407
次生林 …… 246
次生粘土* …… 489
次生气旋 …… 203
次生石英岩 …… 508
次生双晶 …… 398
次生台风* …… 204
次生线条* …… 934
次生盐渍化作用 …… 302
次生粘化作用* …… 304
次生植被* …… 244
次同名 …… 522
次透辉石* …… 425
次旋回 …… 903
次要矿物 …… 445
次要元素* …… 109
次异名 …… 522
次有蹄类 …… 596
刺板龙 …… 584
刺胞动物门 …… 530
刺笔石 …… 560
刺穿底辟* …… 854
刺角龙 …… 588
刺毛类* …… 532
刺毛珊瑚类* …… 532
刺球类 …… 599
刺围脊贝 …… 556

cong

从猿到人 …… 609
从属褶皱 …… 830
丛生胶结 …… 478
丛系* …… 479

cu

粗安岩 …… 458
粗白榴岩* …… 460
粗铂矿* …… 411
粗糙度参数* …… 208
粗糙度长度* …… 208
粗骨土* …… 317
粗菊石 …… 542
粗颗粒泥沙 …… 350
粗粒砂岩* …… 488
粗面安山岩* …… 458
粗面结构 …… 453
粗面球形藻 …… 602
粗面玄武岩 …… 457
粗面岩 …… 460
粗铅法* …… 119
粗玄结构* …… 453
粗壮傍人* …… 621
粗壮池猿 …… 617
粗壮南猿 …… 621
粗壮型南猿 …… 621
簇棚珊瑚 …… 533

cui

催化剂 …… 199
脆-韧性剪切带 …… 833
脆硫锑铅矿 …… 413
脆磐 …… 308
脆性变形 …… 825
脆性变形带* …… 833
脆性剪切带 …… 833
脆性漆法 …… 952
脆性伸展构造系统 …… 840
脆云母 …… 428
淬火 pH 值 …… 134
翠屏山砂页岩系* …… 720
翠屏山组 …… 720

cun

存留年龄* …… 118

存留时间 …… 118

cuo

挫断层* …… 838
锉磨作用 …… 352

D

da

达布逊组 …… 768
达尔马提亚型海岸 …… 168
达尔斯兰系 …… 680
达尔斯兰运动 …… 1021
达尔瓦克拉通 …… 877
达尔瓦绿岩带 …… 877
达尔文 …… 1065
达尔文介 …… 549
达尔文学说 …… 228
达肯大坂群 …… 674
达拉阶 …… 712
达拉组 …… 714
达赉诺尔玄武岩 …… 772
达罗毗荼地域人种 …… 646
达马拉群* …… 685
达马拉系 …… 687
达瑞威尔阶 …… 698
达瓦尔超群 …… 675
鞑靼阶 …… 718
打制石器 …… 636
大八州变动 …… 1026
大八州运动* …… 1026
大板块 …… 884
大瓣鱼目* …… 564
大爆炸假说 …… 13
大爆炸理论 …… 76
大爆炸宇宙论* …… 13
大北沟阶 …… 728
大北沟组 …… 731
大鼻龙目 …… 569
大别山群* …… 671
大别山杂岩 …… 671
大别岩群* …… 671
大别运动 …… 1010
大冰期 …… 355
大层序 …… 658
大长身贝 …… 556
大潮 …… 162
大岛运动 …… 1026
大地电场 …… 143
大地电磁测深 …… 144
大地电磁场 …… 143
大地电磁剖面法 …… 144
大地电磁阻抗 …… 143
大地电流法 …… 144
大地构造单元 …… 859
大地构造图 …… 855
大地构造相 …… 857
大地构造旋回* …… 858
大地构造学 …… 85
大地热流密度 …… 149
大地水准面* …… 137
大地水准面高 …… 137
大地天文学 …… 36
大地震 …… 976
大风 …… 212
大高加索山脉 …… 232
大姑冰期 …… 357
大姑冰碛层 …… 770
大孤山泥炭层* …… 769
大孤山组 …… 768
大河狸-四不象鹿
动物群 …… 756
大河深组 …… 720
大贺运动 …… 1025
大红斑 …… 48
大红山群 …… 675
大红峪石英岩* …… 678
大红峪组 …… 678
大湖湾组 …… 762
大华夏超级大陆 …… 866
大化石 …… 514
大火成岩省* …… 890
大火成岩省事件* …… 778
大吉岭片麻岩* …… 682
大间冰期* …… 356
大进化 …… 524
大孔土 …… 336
大孔隙比 …… 340
大离子亲石元素 …… 110
大理冰期 …… 358
大理冰碛层 …… 770
大理系* …… 683
大理岩 …… 507
大荔动物群 …… 755
大荔人 …… 630
大荔组 …… 763
大柳沟群 …… 684
大龙口二叠系—三
叠系界线剖面 …… 746
大龙口阶 …… 723
大隆层* …… 719
大隆组 …… 719
大陆 …… 263
大陆边 …… 172
大陆边缘 …… 889
大陆边缘弧火成岩
组合 …… 448
大陆边缘区 …… 867
大陆冰川冰碛母质
土壤 …… 324
大陆冰川均衡运动 …… 963
大陆冰盖 …… 359
大陆冰流* …… 359
大陆车阀理论* …… 954
大陆车阀说 …… 954
大陆磁场* …… 142
大陆大区* …… 654
大陆岛 …… 160
大陆地台区 …… 866
大陆地震 …… 980
大陆动力学 …… 883
大陆度 …… 241
大陆高压 …… 202
大陆根 …… 884
大陆基* …… 172
大陆架 …… 172
大陆架界限委员会 …… 190
大陆脚* …… 172
大陆阶地 …… 172
大陆裂谷带* …… 892
大陆裂谷系 …… 892
大陆隆 …… 172
大陆面积* …… 1
大陆棚* …… 172
大陆碰撞造山带火
成岩构造组合 …… 448
大陆漂移 …… 785
大陆漂移说 …… 94
大陆坡 …… 172
大陆坡相 …… 472
大陆迁移* …… 785
大陆裙 …… 173
大陆位移* …… 785
大陆相* …… 467
大陆斜坡* …… 172
大陆型冰川 …… 358
大陆型地壳 …… 856
大陆型地壳构造域 …… 922
大陆性气候 …… 240
大陆增长 …… 787
大陆增生 …… 883
大勐龙群 …… 677
大面积拱形构造 …… 965
大面积升降运动 …… 964
大明山运动 …… 1014
大奴超群 …… 676
大暖期* …… 355
大普林尼 …… 1062
大气 …… 191
大气边界层 …… 207
大气边界层物理学 …… 191
大气波动 …… 213
大气层结稳定度 …… 213
大气长波* …… 213
大气成分 …… 194
大气电场 …… 194
大气电学 …… 191
大气二氧化碳演化 …… 103
大气辐射 …… 198
大气光学 …… 191
大气痕量气体* …… 199
大气化学 …… 193
大气环流 …… 206
大气降水同位素组成
纬度效应 …… 125
大气降水线 …… 125
大气科学 …… 191
大气扩散 …… 209
大气扩散 k 理论 …… 209
大气扩散标准差* …… 209
大气扩散参数 …… 209
大气扩散估算方法 …… 209
大气扩散梯度-输送
理论* …… 209
大气扩散统计理论 …… 209
大气扩散相似理论 …… 209
大气逆辐射 …… 198
大气凝结核 …… 196
大气气溶胶 …… 196
大气圈 …… 7
大气圈分层 …… 194
大气圈化学组成 …… 101
大气圈质量 …… 3
大气热力学 …… 192
大气热力学图解 …… 216
大气声学 …… 191
大气透明度 …… 198
大气湍流 …… 207
大气微量气体 …… 199
大气紊流* …… 207
大气物理学 …… 191
大气现象 …… 191
大气氩 …… 117
大气氩校正 …… 117
大气遥感 …… 226
大气运动守恒定律 …… 207
大青山石 …… 438
大青山运动 …… 1016
大容运动 …… 1019
大山铺动物群 …… 608
大生境 …… 525
大石炭系* …… 663
大塘阶 …… 712
大塘坡间冰期* …… 355
大同火山群 …… 1007
大同火山岩 …… 771

大同煤系* …… 729
大同组 …… 729
大头鲕类 …… 568
大屯火山群 …… 1006
大屯火山岩 …… 771
大湾阶 …… 698
大湾组 …… 700
大汶口文化* …… 769
大西洋 …… 158
大西洋底地质 …… 794
大西洋期 …… 750
大西洋型大陆边缘* …… 889
大西洋型海岸* …… 168
大西洋中脊 …… 900
大峡谷超群 …… 678
大新黑洞洞穴堆积 …… 763
大兴安岭-龙门山
波峰带 …… 930
大兴安岭-太行-雪峰
断隆带 …… 939
大型浮游生物 …… 526
大熊猫 …… 596
大熊猫-剑齿象动物
群 …… 754
大洋* …… 158
大洋板块板内火山 …… 996
大洋边缘盆地 …… 473
大洋岛* …… 160
大洋底地质 …… 794
大洋化作用 …… 856
大洋环流 …… 163
大洋拉斑玄武岩 …… 894
大洋裂谷系 …… 892
大洋盆地 …… 174
大洋浅滩 …… 175
大洋斜长花岗岩 …… 458
大洋型地壳 …… 855
大洋型地壳构造域 …… 923
大洋岩* …… 456
大洋中脊 …… 175
大洋中脊分段性 …… 891
大洋中脊玄武岩 …… 457
大洋洲地质 …… 792
大洋洲帚状构造 …… 942
大洋钻探计划 …… 189
大冶灰岩* …… 725
大冶群 …… 725
大义山式断裂 …… 942
大邑砾岩* …… 759
大邑组 …… 759
大羽羊齿 …… 604
大羽羊齿植物群* …… 783
大雨 …… 201
大圆构造带 …… 928
大圆环带 …… 851
大猿* …… 613
大中坝阶 …… 703
大撞击说 …… 64

dai

歹字型构造 …… 942
代 …… 650
代表构造层 …… 912
代表性流域 …… 388
代化组* …… 708
带调和函数* …… 955
带化石 …… 518
带球函数 …… 955
带状层理 …… 480
带状构造 …… 451
带状胶结 …… 478
带状图解 …… 655
带状消光 …… 852
带状粘土* …… 361
带状褶劈理 …… 847
袋角石目 …… 539
戴里间断* …… 448
戴利 …… 1069
戴维 …… 1067
戴维斯 …… 1067
戴文赛星云说 …… 31

dan

丹巴矿 …… 412
丹麦阶* …… 738
丹纳 …… 1065
丹尼阶 …… 738
丹砂* …… 415
丹斯伽阿德-厄施格
尔旋回 …… 751
丹霞地貌 …… 267
丹洲片岩* …… 684
丹洲群 …… 684
担山石群 …… 672
单板纲 …… 535
单笔石 …… 561
单笔石亚目 …… 560
单个包裹体成分分析 … 131
单个土体 …… 305
单弓亚纲* …… 570
单弧 …… 174
单嵴龙 …… 575
单剪 …… 822
单阶段铅* …… 126
单颗粒锆石 Pb-Pb 蒸
发法 …… 119
单矿岩 …… 439
单门齿亚目* …… 595
单面 …… 396
单面山 …… 266
单名 …… 521
单名法 …… 521
单圈反射测角仪* …… 405
单式山谷冰川 …… 359
单位层型 …… 649
单位地层型* …… 649
单位平行六面体* …… 399
单位线 …… 383
单系类群 …… 513
单斜断块隆起 …… 965
单斜对称岩组* …… 849
单斜谷 …… 267
单斜辉石 …… 425
单斜辉石岩 …… 455
单斜晶系 …… 394
单斜山* …… 266
单形 …… 395
单形符号* …… 395
单旋回缝合 …… 905
单元土壤 …… 327
单栅笔石 …… 562
单轴应变 …… 824
单锥* …… 396
单锥刺* …… 562
单子叶植物纲* …… 601
胆矾 …… 436
淡红银矿 …… 414
淡化海 …… 778
淡色表层 …… 307
淡色岩* …… 446
淡水-海水混合环境 …… 487
淡水湖 …… 279
淡水潜流环境 …… 487
淡水渗流环境 …… 487
氮同位素 …… 128

dang

当雄地震 …… 986

dao

刀蚌海期 …… 751
刀砍状溶纹* …… 289
导波 …… 154
导电性 …… 410
导航* …… 183
岛弧 …… 174
岛弧成分极性 …… 890
岛弧海 …… 781
岛弧火成岩构造组
合 …… 448
岛弧结构 …… 887
岛弧拉斑玄武岩 …… 176
岛弧玄武岩* …… 176
岛架 …… 172
岛链* …… 174
岛棚* …… 172
岛坡 …… 172
岛裙 …… 175
岛屿 …… 160
岛状硅酸盐矿物 …… 421
岛状山 …… 270
倒石堆 …… 268
倒淌河* …… 274
倒置地形* …… 265
倒转场 …… 147
倒转事件* …… 147
倒转翼* …… 828
倒转褶皱 …… 828
倒转轴* …… 393
道保湾阶 …… 698
道芬双晶律 …… 398
道格拉斯砾岩 …… 808
道格统 …… 728
道库恰耶夫 …… 1066
道马矿 …… 414
稻城地块 …… 932

de

德干熔岩台地 …… 877
德国黄土 …… 337
德国相 …… 724
德兰土瓦尔超群 …… 675
德里群 …… 679
德里斯巴赫阶 …… 692
德曼尼西人 …… 625
德日进 …… 1070
德日荣组 …… 726
德氏虫 …… 546
德坞阶 …… 712

deng

灯笼沙组 …… 768
灯影灰岩* …… 689
灯影峡阶 …… 688
灯影组 …… 689
灯盏石* …… 948
登封岩群 …… 670
登封杂岩* …… 670
登相营群 …… 681
等变度* …… 494
等变线* …… 494
等翅目 …… 550
等电点风化学说* …… 304
等反应度* …… 494
等反应线* …… 494

等高圈* …… 35
等厚图* …… 655
等厚线图 …… 655
等厚褶皱* …… 829
等化学系列 …… 494
等环节石目 …… 543
等积物 …… 178
等价类质同像 …… 404
等结构的晶体 …… 405
等距波浪状镶嵌构造 … 928
等离子体彗尾* …… 80
等离子体彗尾成分…… 81
等离子体凝聚模型…… 79
等粒结构 …… 452
等流时线 …… 382
等密图 …… 850
等面积投影网* …… 850
等模 …… 521
等容过程 …… 212
等色岩* …… 460
等深沉积相 …… 472
等深流 …… 463
等深流沉积物 …… 472
等深线 …… 185
等深线图 …… 185
等时面 …… 650
等时年龄 …… 116
等时线年龄* …… 116
等态论 …… 883
等温过程 …… 212
等温减压* …… 495
等温剩余磁化强度 …… 145
等温线 …… 214
等物理系列 …… 494
等效点数* …… 401
等效点系 …… 401
等效位置 …… 401
等斜缓坡相 …… 471
等斜褶皱 …… 828
等型的晶体* …… 405
等压过程 …… 212
等压冷却* …… 495
等压面等高线 …… 214
等压线 …… 214
等雨量线 …… 214
等震线 …… 977
等震线图* …… 977
等轴晶系 …… 393
邓尼岩* …… 454
邓杖子组* …… 732

di

低彩度斑纹 …… 309
低潮* …… 161
低潮高地 …… 190
低潮海岸线 …… 168
低潮线* …… 161
低等植物 …… 246
低共结温度* …… 131
低共熔点 …… 134
低共熔温度* …… 131
低级变质区* …… 495
低级构造* …… 945
低角度逆断层* …… 841
低角闪岩相* …… 501
低空探空 …… 225
低流态 …… 465
低绿片岩相* …… 501
低镁方解石 …… 490
低平原 …… 264
低气压* …… 202
低丘红壤 …… 322
低丘红土 …… 322
低山沟谷型岩溶 …… 288
低水位体系域 …… 660
低速层 …… 856
低速带* …… 856
低铁假板钛矿…… 58
低位沼泽 …… 388
低涡 …… 203
低喜马拉雅* …… 872
低压变质相系* …… 500
低压槽 …… 203
低于不混溶线 …… 446
低于固相线 …… 446
低自旋状态* …… 106
滴石 …… 295
狄更逊蠕虫* …… 535
狄马列…… 1063
狄南统 …… 713
笛管珊瑚 …… 534
笛苔藓虫* …… 553
底板断层 …… 840
底板逆冲断层 …… 843
底辟构造 …… 854
底辟作用 …… 854
底层水 …… 165
底超 …… 659
底浮雕* …… 515
底浮痕 …… 515
底寒武* …… 691
底迹 …… 515
底积层 …… 774
底里阿斯* …… 724
底砾岩 …… 488
底面* …… 397
底面侵蚀* …… 895
底盘* …… 834
底平行双面 …… 397
底栖生物 …… 526
底碛 …… 361
底侵作用 …… 893
底土层 …… 306
底心格子 …… 399
底形* …… 465
底载荷* …… 463
底质（古生物）…… 525
底质（海洋）…… 177
底质符号 …… 177
底组沉积* …… 774
砥柱 …… 942
地凹* …… 966
地背斜 …… 861
地被层 …… 246
地表冲断层 …… 843
地表粗糙度 …… 208
地表能量转换 …… 230
地表热流 …… 149
地表水系统 …… 369
地表水系统结构 …… 369
地表水系统要素 …… 369
地表水资源 …… 371
地表水资源分类 …… 371
地表水资源量特点 …… 371
地表物质循环 …… 230
地表线性构造 …… 960
地槽 …… 860
地槽-地台说 …… 95
地槽封闭 …… 858
地槽迁移 …… 858
地槽区 …… 861
地槽系 …… 861
地槽型构造岩浆区 …… 863
地槽型建造 …… 863
地槽型褶皱* …… 830
地层 …… 648
地层层序律* …… 92
地层大区 …… 654
地层单位 …… 650
地层地质学 …… 647
地层断距* …… 835
地层堆积型式* …… 657
地层对比 …… 649
地层对比图解* …… 655
地层分类 …… 649
地层分区 …… 654
地层格架 …… 657
地层古生物学 …… 648
地层规范 …… 648
地层横断面图 …… 655
地层划分 …… 648
地层间断 …… 648
地层接触关系 …… 647
地层结构 …… 657
地层离距 …… 835
地层连续 …… 650
地层命名 …… 648
地层区 …… 654
地层区划 …… 654
地层缺失 …… 650
地层术语 …… 648
地层图 …… 654
地层土壤学 …… 297
地层退覆* …… 778
地层小区 …… 654
地层型* …… 649
地层学…… 84
地层柱状剖面对比图 … 655
地层柱状剖面图 …… 654
地磁* …… 141
地磁北极 …… 813
地磁测量 …… 984
地磁差分测深 …… 144
地磁场 …… 141
地磁场长期变化 …… 142
地磁场倒转 …… 147
地磁场倒转假说 …… 146
地磁场等值线图 …… 142
地磁倒转 …… 895
地磁反向* …… 895
地磁活动性 …… 143
地磁极 …… 2
地磁极性年表 …… 147
地磁极性漂移* …… 147
地磁静日变化 …… 142
地磁脉动 …… 142
地磁南极* …… 806
地磁漂移 …… 147
地磁图 …… 142
地磁学 …… 141
地磁要素 …… 141
地带性 …… 229
地电测量 …… 984
地电场 …… 143
地电前兆异常* …… 156
地动* …… 971
地动型海面变化* …… 962
地动仪 …… 983
地盾 …… 859
地方恒星时…… 38
地方平时…… 38
地方侵蚀基准面 …… 269
地方时…… 38
地方视时…… 38
地方性地层单位 …… 652
地方性风 …… 201

地方性气候 …… 240
地方性气团 …… 210
地方性气旋 …… 203
地方性热低压* …… 202
地方性天气 …… 200
地方震 …… 980
地方震尾波* …… 154
地方种 …… 243
地光 …… 983
地滚波 …… 154
地核 …… 5
地核质量 …… 3
地极 …… 2
地极移动* …… 2
地角 …… 171
地开石 …… 427
地壳(岩石圈)叠接
消减带 …… 867
地壳(岩石圈)对接
消减带 …… 867
地壳 …… 6
地壳变动* …… 815
地壳波浪侧向传递 …… 929
地壳波浪横向迁移 …… 929
地壳波浪系统 …… 928
地壳波浪运动 …… 927
地壳波密带 …… 929
地壳波疏带 …… 929
地壳存留年龄 …… 118
地壳动定转化递进说 … 911
地壳断块 …… 922
地壳断裂 …… 921
地壳化学组成 …… 101
地壳均衡 …… 139
地壳起源 …… 10
地壳热流分量 …… 150
地壳蠕动说 …… 96
地壳微脉动 …… 964
地壳稳定性 …… 957
地壳元素丰度 …… 2
地壳运动程式 …… 952
地壳运动定向性 …… 953
地壳运动方式 …… 953
地壳运动过程 …… 952
地壳运动起源 …… 954
地壳运动时期 …… 953
地壳运动统一性 …… 953
地壳运动周期性 …… 953
地壳质量 …… 3
地块 …… 935
地块波谷带* …… 927
地块隆起 …… 966
地块天平式摆动 …… 929
地垒 …… 837
地垒山* …… 266
地垒式断块山 …… 266
地理隔离 …… 246
地理环境 …… 230
地理环境结构 …… 230
地理环境决定论 …… 228
地理景观* …… 231
地理壳 …… 230
地理模型 …… 231
地理南极* …… 806
地理人种 …… 642
地理数据 …… 231
地理图志 …… 230
地理系统 …… 228
地理亚种 …… 520
地理要素 …… 231
地裂缝 …… 845
地裂现象 …… 961
地裂运动 …… 965
地幔 …… 5
地幔波 …… 154
地幔等时线 …… 118
地幔底辟假说 …… 96
地幔动力学 …… 883
地幔端元组分 …… 101
地幔对流 …… 881
地幔对流环 …… 149
地幔对流说 …… 881
地幔化学不均一性 …… 101
地幔化学组成 …… 101
地幔面波* …… 154
地幔趋向线 …… 126
地幔热流 …… 149
地幔热流分量 …… 150
地幔热流密度* …… 149
地幔蠕动说 …… 911
地幔元素丰度 …… 2
地幔质量 …… 3
地幔柱说 …… 882
地貌 …… 262
地貌单元 …… 263
地貌调查 …… 262
地貌法 …… 748
地貌分区* …… 262
地貌分析 …… 262
地貌景观 …… 262
地貌类型 …… 263
地貌类型图 …… 263
地貌年龄 …… 263
地貌剖面图 …… 263
地貌区划 …… 262
地貌图 …… 262
地貌图例 …… 263
地貌土壤学 …… 297
地貌旋回* …… 263
地貌学 …… 83
地貌综合剖面图 …… 263
地貌组合 …… 265
地冕 …… 7
地面反射率 …… 752
地面辐射 …… 198
地面逆温 …… 198
地面气象观测 …… 222
地面天气图分析 …… 216
地模 …… 521
地炮 …… 983
地盆区 …… 916
地平经度 …… 35
地平经圈 …… 35
地平圈 …… 35
地平纬度 …… 35
地平纬圈 …… 35
地平坐标系 …… 35
地堑 …… 837
地堑盆地* …… 267
地堑式地洼 …… 916
地穹 …… 916
地穹列 …… 916
地穹系 …… 916
地穹运动* …… 964
地球 …… 1
地球半径 …… 1
地球扁率 …… 2
地球变化磁场 …… 142
地球表层系统 …… 228
地球层圈 …… 4
地球磁极 …… 2
地球磁性 …… 141
地球等时线 …… 117
地球动力学 …… 85
地球动力学系统 …… 8
地球辐射带 …… 7
地球公转 …… 8
地球轨道 …… 8
地球轨道面倾 …… 8
地球轨道偏心率 …… 8
地球化学(地质) …… 88
地球化学 …… 97
地球化学场 …… 100
地球化学环境疾病 …… 100
地球化学体系 …… 100
地球化学旋回 …… 99
地球化学循环* …… 99
地球化学组成 …… 101
地球基本磁场 …… 142
地球节律 …… 92
地球静止气象卫星 …… 226
地球科学 …… 1
地球梨状体 …… 1
地球密度 …… 2
地球面积 …… 1
地球模型 …… 4
地球内部弹性参数
变化曲线 …… 135
地球内部地震波速
度变化曲线 …… 135
地球内部密度分布
曲线 …… 135
地球内部压强 …… 135
地球内部压强分布
曲线 …… 135
地球内部重力分布
曲线 …… 135
地球内核差速旋转 …… 5
地球年龄 …… 91
地球偶极子磁场 …… 142
地球起源 …… 9
地球热状态 …… 149
地球生命起源 …… 513
地球受迫章动 …… 9
地球四面体 …… 927
地球椭率 …… 2
地球椭球 …… 1
地球纬度变化 …… 136
地球物理场 …… 135
地球物理场观测 …… 984
地球物理学 …… 135
地球物理勘查 …… 135
地球物质成分 …… 2
地球系统复杂性 …… 3
地球系统开放性 …… 3
地球系统科学 …… 1
地球演化准周期性 …… 9
地球质量 …… 3
地球中心说* …… 12
地球重力 …… 137
地球自由章动 …… 8
地球自转 …… 8
地球自转偏转力 …… 9
地球自转速度变化 …… 9
地球自转速率变化 …… 953
地球自转轴* …… 8
地热地质学 …… 87
地热梯度 …… 494
地热学 …… 148
地热异常区 …… 149
地热应力 …… 949
地热增温级 …… 149
地热增温率* …… 494
地上悬河 …… 350
地声 …… 983
地史时期* …… 648

地史学 …… 84
地势 …… 262
地势图* …… 262
地台 …… 859
地台盖层 …… 862
地台活化 …… 913
地台基底 …… 862
地台形成大阶段 …… 866
地台型构造岩浆区 …… 863
地台型建造 …… 863
地台型褶皱* …… 831
地体 …… 894
地凸* …… 966
地洼 …… 916
地洼带岛弧 …… 915
地洼断褶区 …… 916
地洼构造层 …… 912
地洼构造层结构 …… 912
地洼构造说 …… 911
地洼阶段 …… 913
地洼列 …… 916
地洼期 …… 913
地洼区 …… 915
地洼说成矿论 …… 914
地洼系 …… 916
地洼型岸线 …… 916
地洼型地貌 …… 916
地洼型建造 …… 914
地洼型裂谷系 …… 916
地洼型内生矿床 …… 914
地洼型盆地 …… 916
地洼型外生矿床 …… 914
地洼型新构造 …… 916
地洼型油气田 …… 914
地洼型造山带(区) …… 915
地洼型造山运动 …… 913
地外营力 …… 251
地温 …… 149
地温梯度 …… 149
地文定位* …… 183
地文期 …… 752
地文学 …… 261
地物定位 …… 183
地峡 …… 160
地下河 …… 294
地下河系* …… 294
地下湖 …… 294
地下火山作用* …… 991
地下廊道 …… 292
地下水沉积物 …… 774
地下水地质作用 …… 258
地下水观测 …… 984
地下水流模型 …… 389
地下水水质 …… 378
地下水网络 …… 945
地下水位调节 …… 383
地下水异常 …… 156
地下潭* …… 293
地向斜 …… 861
地斜 …… 860
地心经纬度 …… 36
地心偶极子场* …… 142
地心说 …… 12
地形* …… 262
地形变 …… 155
地形变测量 …… 984
地形倒置 …… 267
地形低压* …… 203
地形分析* …… 262
地形起伏量 …… 262
地形侵蚀回春 …… 263
地形土壤同步演化说 … 325
地形校正 …… 139
地形学* …… 83
地形雪线 …… 352
地形雨 …… 201
地形质量 …… 140
地学* …… 1
地应变解除法* …… 950
地应力 …… 949
地应力测量 …… 950
地应力场 …… 949
地应力恢复法 …… 950
地应力解除法 …… 950
地域人种 …… 642
地原区 …… 916
地猿 …… 622
地月系 …… 28
地障* …… 784
地震 …… 971
地震崩塌 …… 981
地震波 …… 153
地震波初动方向 …… 153
地震波衰减 …… 976
地震波速度 …… 155
地震参数 …… 975
地震层序 …… 656
地震长期预报 …… 985
地震场 …… 153
地震磁效应 …… 143
地震丛集 …… 980
地震带 …… 974
地震地表破裂变形带 … 981
地震地层学 …… 84
地震地面凸凹 …… 981
地震地质学 …… 86
地震地质灾害 …… 975
地震定位 …… 156
地震陡坎 …… 981
地震短期预报 …… 985
地震断层 …… 973
地震复发* …… 156
地震复发时间可预测模型 …… 972
地震工程 …… 985
地震构造区 …… 973
地震构造学 …… 971
地震滚石 …… 981
地震海啸 …… 983
地震宏观调查 …… 983
地震洪水 …… 981
地震湖 …… 983
地震滑坡 …… 981
地震活动区 …… 156
地震活动图 …… 972
地震活动性 …… 972
地震计 …… 983
地震加速度 …… 977
地震阶地 …… 981
地震警报 …… 155
地震矩 …… 977
地震矩释放率 …… 977
地震空区 …… 974
地震力 …… 973
地震烈度 …… 976
地震烈度表 …… 977
地震烈度异常 …… 979
地震裂缝 …… 981
地震隆起 …… 981
地震轮回 …… 156
地震目录 …… 156
地震挠曲 …… 981
地震能 …… 972
地震泥石流 …… 981
地震频度 …… 972
地震破裂段 …… 981
地震破裂起止点 …… 981
地震谱* …… 974
地震迁移* …… 975
地震前兆 …… 983
地震强度 …… 976
地震区 …… 973
地震区划 …… 983
地震曲线图* …… 974
地震射线 …… 153
地震速报台网 …… 985
地震台 …… 983
地震台网 …… 985
地震台阵 …… 985
地震图 …… 974
地震位错* …… 973
地震线 …… 974
地震相参数 …… 656
地震相单元 …… 656
地震相图 …… 656
地震效率 …… 972
地震效应 …… 980
地震序列 …… 972
地震序列类型 …… 972
地震穴陷 …… 981
地震学 …… 971
地震液化作用 …… 981
地震仪 …… 983
地震淤泥软化 …… 981
地震预报 …… 985
地震预报三要素* …… 985
地震预报要素 …… 155
地震云 …… 983
地震灾变事件地层 …… 981
地震灾害 …… 975
地震灾害评估 …… 985
地震褶皱 …… 981
地震中期预报 …… 985
地震中轴构造带 …… 974
地震周期 …… 972
地震周期性 …… 972
地志学 …… 228
地质* …… 83
地质测绘 …… 89
地质地貌冰川学 …… 351
地质分析技术 …… 89
地质构造三重基本概念 …… 933
地质海洋学* …… 87
地质建造 …… 863
地质勘查技术 …… 90
地质勘探 …… 90
地质力学 …… 933
《地质力学概论》 …… 955
地质旅游资源 …… 88
地质年代测定 …… 648
地质年代学 …… 647
地质时代 …… 648
地质时期 …… 648
地质事件 …… 93
地质土壤学 …… 297
地质温度计 …… 496
地质温压计* …… 496
地质学 …… 83
地质学史 …… 91
地质学土壤分类 …… 318
地质压力计* …… 496
地质遗迹保护 …… 88
地质灾害与防治 …… 87
地质作用时-空结构 …… 100
地中海 …… 159

地中海大圆构造带 …… 929
地中海地域人种 …… 644
地中海地震带 …… 974
地中海活动构造系 …… 966
地中海型岩溶 …… 288
地中渗透仪 …… 390
地肿 …… 966
地轴 …… 8
地转风 …… 211
地转偏差 …… 211
递进变形 …… 824
递进成矿论* …… 914
递增变质带* …… 494
递增变质作用* …… 498
第二赤道坐标系 …… 35
第二系 …… 722
第三纪 …… 665
第三系 …… 737
第四纪 …… 747
第四纪冰期* …… 749
第四纪沉积矿床 …… 775
第四纪沉积物 …… 772
第四纪沉积物分析 …… 772
第四纪大冰期 …… 749
第四纪地质图 …… 748
第四纪地质学 …… 85
第四纪分期 …… 747
第四纪风化矿床 …… 776
第四纪古地理 …… 748
第四纪古红土 …… 322
第四纪古红土剖面分层 …… 323
第四纪海面升降运动 … 962
第四纪湖相母质土壤 … 325
第四纪火山矿床 …… 775
第四纪胶体溶液化学沉积矿床 …… 776
第四纪矿床 …… 775
第四纪淋积矿床 …… 776
第四纪年代学 …… 748
第四纪砂矿床 …… 776
第四纪生物与生物化学沉积矿床 …… 776
第四纪外生矿床 …… 775
第四纪下界 …… 747
第四纪盐类矿床 …… 775
第四纪有机化学沉积矿床* …… 776
第四纪褶皱 …… 959
第四纪蒸发沉积矿床 …… 775
第四系 …… 747
第四系厚度等值线图 …… 958
第四系厚度分析法 …… 958
第一赤道坐标系 …… 35
第一个国际极地年* … 810
第一系 …… 691
第一性生产力 …… 249
蒂格利间冰期 …… 357
蒂里溪群* …… 669
蒂米斯卡明群* …… 667
碲金矿 …… 415
碲银矿 …… 415

dian

滇藏地槽褶皱区 …… 908
滇池组 …… 759
滇缅马来亚地块* …… 877
滇缅马苏地块* …… 877
滇西地洼区 …… 917
颠倒型混合火山锥 …… 1003
巅石燕 …… 557
点断模式* …… 512
点断平衡论 …… 512
点断前进说 …… 865
点极密 …… 851
点缺陷 …… 853
点群 …… 393
点岩溶率* …… 284
点源双力偶发震构造模型* …… 972
点阵 …… 400
点阵参数* …… 400
碘化银 …… 197
电磁说 …… 31
电磁阵列剖面法 …… 144
电导率异常 …… 144
电负性 …… 104
电价键* …… 105
电接风向风速计 …… 223
电离层 …… 195
电离层暴 …… 195
电离势 …… 104
电气石 …… 424
电视摄像电动抓斗 …… 185
电双晶* …… 398
电子自旋共振测年法 … 121
甸子地* …… 279
淀积层 …… 305
淀积物 …… 774
淀积粘化层 …… 307
淀积粘化作用 …… 304
淀积作用 …… 301
淀晶* …… 486
淀杂基* …… 477

diao

凋萎系数 …… 243
雕笔石 …… 561
雕刻器* …… 636
钓鱼岛石 …… 420

die

迭布斯克岩群 …… 669
叠层构造* …… 484
叠层石 …… 601
叠层石构造 …… 484
叠层石灰岩 …… 491
叠覆 …… 835
叠覆律 …… 92
叠覆造山作用 …… 905
叠谷* …… 275
叠弧 …… 941
叠加变质作用* …… 498
叠加褶皱 …… 832
叠盘角石目 …… 539
叠瓦构造* …… 842
叠瓦扇* …… 842
叠瓦状断层 …… 842
叠瓦状反射结构 …… 657
叠溪地震 …… 988
叠置沉积 …… 295
叠置河* …… 271
叠锥 …… 484
叠锥状火山 …… 998
碟状构造 …… 481
蝶柱鱼 …… 566

ding

丁村动物群 …… 755
丁村人 …… 631
丁村文化 …… 638
丁村组 …… 766
丁丁虫亚目* …… 529
丁氏蕨* …… 602
丁文江 …… 1029
丁屋岭组 …… 686
顶板逆冲断层 …… 843
顶薄褶皱* …… 829
顶超 …… 659
顶端优势 …… 244
顶峰带 …… 652
顶厚褶皱* …… 829
顶积层 …… 774
顶极土壤 …… 300
顶盘* …… 834
顶组沉积* …… 774
定量岩相古地理 …… 780
定位面* …… 934
定襄-忻县地震 …… 986
定向标本 …… 849
定向薄片 …… 849
定向垂直地壳运动 …… 962
定向构造 …… 504

dong

东安运动 …… 1011
东陂运动 …… 1015
东北低压 …… 202
东北地洼区 …… 916
东北航线发现 …… 813
东北黄土岩石地层 …… 345
东北冷涡 …… 203
东北欧地域人种 …… 643
东北气旋* …… 202
东北三江平原成土环境演变 …… 328
东北亚造山系 …… 910
东边界流 …… 164
东部地区古红土 …… 322
东冲河杂岩 …… 671
东岛组 …… 767
东方剑齿象* …… 597
东方翼龙 …… 589
东非地域人种 …… 645
东非裂谷系 …… 879
东非人 …… 623
东非型山区* …… 965
东岗岭灰岩* …… 709
东岗岭建造* …… 709
东岗岭阶 …… 707
东岗岭组 …… 709
东谷坨文化 …… 637
东海 …… 160
东海盆地 …… 871
东海杂岩 …… 671
东焦群 …… 673
东京运动 …… 1017
东经九十度海岭 …… 795
东昆仑活动断裂带 …… 968
东南地洼区 …… 917
东南海道近海地震 …… 990
东南极 …… 806
东南极地盾* …… 880
东南亚地域人种 …… 645
东南沿海波峰带 …… 930
东南沿海火山岩-深成岩带 …… 902
东南运动 …… 1016
东宁运动* …… 1019
东欧地台* …… 873
东欧平原* …… 233
东坡组 …… 690
东太平洋中隆 …… 900
东塘组 …… 740
东吴革命* …… 1016

东吴运动 …… 1016
东西复杂构造带* …… 936
东西构造带* …… 936
东西构造亚带 …… 937
东线调水工程 …… 376
东亚大槽 …… 204
东亚古红土分布 …… 324
东亚镜像反映中轴带 … 929
东亚套山字型构造体系 …… 930
东亚主要构造单元 …… 909
东冶灰岩* …… 672
东营组 …… 742
冬层* …… 361
冬季风 …… 348
氡地球化学 …… 114
董家组 …… 687
董申保 …… 1045
动定递进说* …… 911
动力变质作用 …… 498
动力冰川学 …… 351
动力薄膜 …… 935
动力地貌学 …… 261
动力地质学 …… 86
动力逆温 …… 198
动力黏度* …… 208
动力气象学 …… 192
动力驱动机制* …… 948
动力析出 …… 935
动力学同位素效应 …… 122
动量平衡 …… 378
动态规划法 …… 374
动态恢复 …… 853
动态模式* …… 466
动态生命表* …… 247
动态重结晶 …… 853
动物地理学 …… 243
动物地理学区划 …… 246
动物区系 …… 246
动物群 …… 523
动物生态学 …… 243
动物足迹 …… 483
动压负荷运动 …… 963
动藻迹遗迹相 …… 517
冻蓝闪石 …… 426
冻融变形 …… 365
冻融地貌 …… 364
冻融风化 …… 251
冻融泥流 …… 365
冻融泥流堆积* …… 365
冻融岩屑 …… 364
冻融夷平面 …… 365
冻融褶皱 …… 365
冻融作用 …… 364
冻土地貌* …… 364
冻雨 …… 201
洞玄观层* …… 744
洞玄观组 …… 744
洞穴崩塌堆积 …… 296
洞穴沉积年代学 …… 283
洞穴沉积物 …… 775
洞穴次生碳酸钙 …… 294
洞穴堆积物* …… 775
洞穴化学沉积物 …… 294
洞穴-裂隙堆积物* …… 775
洞穴鳞剥作用 …… 291
洞穴生物 …… 286
洞穴生物堆积 …… 296
洞穴水* …… 293
洞穴网 …… 292
洞穴学 …… 283
胴甲鱼目 …… 564
硐门组 …… 686

dou

陡立地层带* …… 934
陡坡寺组 …… 694
陡山沱阶 …… 688
陡山沱组 …… 688
豆房沟角石 …… 540
豆粒 …… 485
豆石介 …… 549
豆状集合体 …… 408
豆足介目 …… 548

du

都城秋穗 …… 1074
都市水文学 …… 366
毒砂 …… 415
毒重石* …… 437
独居石 …… 433
杜费克杂岩 …… 808
杜鹃花 …… 605
杜内阶 …… 713
杜普片麻岩* …… 682
杜尚别地震 …… 989
杜仲 …… 605

duan

端刺 …… 562
端员* …… 404
端员矿物* …… 404
短棒角石 …… 540
短波槽* …… 203
短波辐射 …… 198
短程有序 …… 403
短基线定位* …… 185
短命植物* …… 244
短期天气预报 …… 216
短生植物 …… 244
短时天气预报 …… 216
短吻拉玛古猿* …… 619
短吻石猴 …… 614
短叶杉 …… 604
短周期彗星 …… 81
短轴裂陷槽* …… 867
短轴褶皱 …… 831
段 …… 653
断笔石 …… 561
断层 …… 833
断层隘口 …… 835
断层擦痕 …… 836
断层传播 …… 981
断层带* …… 832
断层段 …… 833
断层海岸 …… 168
断层滑动矢量 …… 834
断层滑动速率 …… 834
断层迹线* …… 835
断层角砾岩 …… 836
断层角盆地* …… 267
断层镜面 …… 835
断层扩展* …… 981
断层面 …… 835
断层摩擦定律 …… 835
断层摩擦滑动 …… 835
断层泥 …… 837
断层桥* …… 839
断层蠕滑 …… 973
断层三角面 …… 835
断层上盘运动矢量图 … 951
断层双层结构模式 …… 833
断层微量位移测量 …… 951
断层位错模式 …… 844
断层位移 …… 834
断层位移测量 …… 984
断层稳滑* …… 973
断层线 …… 835
断层线崖 …… 835
断层效应 …… 837
断层崖 …… 835
断层岩* …… 836
断层粘滑 …… 973
断叉线 …… 835
断错崩积楔 …… 981
断端线 …… 835
断滑褶皱 …… 844
断距 …… 834
断口 …… 410
断块 …… 922
断块的地壳性质类型 … 922
断块地质特征分类 …… 923
断块对冲 …… 925
断块缝合线 …… 921
断块构造层 …… 919
断块构造分析 …… 919
断块构造驱动力 …… 919
断块构造说 …… 919
断块构造应力场 …… 926
断块互冲 …… 925
断块活动方式 …… 923
断块区 …… 923
断块山 …… 266
断块山地型岩溶 …… 288
断块山海岸 …… 168
断块深度分类 …… 922
断块仰冲作用 …… 924
断拉谷继承式地洼 …… 916
断离劈理 …… 847
断裂 …… 832
断裂变质 …… 924
断裂带 …… 832
断裂地震* …… 979
断裂反 N 型体系* …… 922
断裂构造控矿 …… 920
断裂构造控震 …… 920
断裂谷 …… 267
断裂活动方式分类 …… 921
断裂深度分类 …… 920
断裂体系* …… 921
断裂系统 …… 833
断裂造山 …… 924
断裂转化 …… 924
断裂组合型式 …… 921
断盘 …… 834
断片 …… 834
断坪 …… 841
断坡 …… 841
断坡背斜* …… 843
断头河* …… 274
断头崖组 …… 688
断弯褶皱 …… 843
断陷湖 …… 277
断陷盆地 …… 267
断陷盆地型岩溶 …… 288
断续褶皱 …… 831
断展褶皱 …… 843
断褶带* …… 922
断褶带期 …… 913
断褶系 …… 923

dui

堆垛层 …… 818
堆垛层错 …… 402
堆积冰碛 …… 361
堆积地貌 …… 269

堆积阶地 …… 275
堆积平原 …… 264
堆积平原海岸 …… 169
堆积期 …… 269
堆积岩* …… 450
堆积作用 …… 260
对笔石 …… 561
对笔石亚目 …… 560
对称 …… 392
对称波痕* …… 482
对称面 …… 392
对称心* …… 392
对称型 …… 393
对称要素 …… 392
对称褶皱 …… 828
对称中心 …… 392
对称轴 …… 392
对齿兽目 …… 594
对冲断槽* …… 841
对冲断层 …… 841
对冲断层谷 …… 841
对冲断陷谷* …… 841
对抗 …… 525
对流 …… 194
对流层 …… 194
对流层顶 …… 194
对流凝结高度 …… 215
对流型风积地形 …… 282
对流型热流密度 …… 150
对流雨 …… 201
对面顶压机* …… 132
对偶断层* …… 838
对数分配系数 …… 110
对照性地形 …… 956

dun

敦煌群* …… 674
敦煌系* …… 674
敦煌岩群 …… 674
敦煌杂岩* …… 674
钝脚目 …… 596
盾地 …… 935
盾皮鱼纲 …… 564
盾形火山 …… 997
顿涅茨期地洼区 …… 915
楯齿龙目 …… 573
楯甲龙 …… 584
楯螺湖期 …… 751

duo

多板纲 …… 535
多壁珊瑚 …… 534
多波束回声测深仪 …… 185
多层地形* …… 270
多层地形土壤发育 …… 325
多层溶洞 …… 292
多潮泉* …… 293
多岛海* …… 781
多岛洋 …… 781
多颚刺 …… 562
多环盆地 …… 53
多级波浪状镶嵌构造 … 928
多级多字型构造* …… 938
多级协调褶皱* …… 830
多角珊瑚* …… 533
多阶段分离结晶作用 … 110
多节目 …… 545
多金属结核 …… 180
多金属泥 …… 181
多孔动物门 …… 529
多瘤齿兽目 …… 594
多洛定律* …… 92
多米尼昂群* …… 669
多米诺式断层* …… 837
多米诺碎斑构造 …… 852
多目标规划法 …… 374
多瑙冰期 …… 356
多瑙河 …… 236
多瑙河下游平原 …… 234
多瑙河中游平原 …… 234
多频探测系统 …… 185
多普勒声呐导航系统 … 184
多普勒效应 …… 14
多期变质作用* …… 498
多若诺尔群 …… 687
多鳃鱼超目 …… 563
多水高岭石* …… 427
多水氯硼钙石 …… 433
多水硼镁石 …… 433
多体* …… 405
多体系列* …… 405
多体性 …… 405
多斜褶皱 …… 829
多形性* …… 402
多型* …… 403
多型性 …… 403
多旋回叠合盆地 …… 905
多旋回缝合 …… 905
多旋回复合造山带 …… 905
多旋回构造说* …… 903
多旋回说 …… 903
多旋回造山运动说* … 903
多因复成矿床 …… 914
多雨期* …… 751
多元过程 …… 212
多元同位素体系拓扑图解 …… 124
多元土壤 …… 327
多源沉积物 …… 179
多云 …… 200
多中子块理论 …… 76
多重扩散域模式 …… 125
多重熔融 …… 110
多字型构造 …… 938
多字型褶皱数学模拟 … 952
多足纲 …… 550
惰性气体 …… 109
惰性组分 …… 496

E

e

俄罗斯地台 …… 873
俄罗斯平原 …… 233
峨边群 …… 677
峨眉宝光 …… 195
峨眉龙 …… 581
峨眉山玄武岩 …… 719
峨山龙 …… 578
锇-锇法 …… 120
鹅管 …… 295
额尔登敖包组 …… 742
额尔古纳褶皱系 …… 907
额尔齐斯石 …… 423
额外半原子面 …… 853
厄尔尼诺 …… 205
厄塞岩* …… 460
鄂毕河 …… 235
鄂尔多斯地块 …… 932
鄂尔多斯地台 …… 868
鄂尔多斯断块 …… 926
鄂尔多斯角石 …… 540
鄂尔多斯盆地 …… 871
鄂尔多斯人* …… 633
鄂尔多斯周缘活动断裂系 …… 966
鳄目 …… 572

en

恩克彗星* …… 81
恩苏塔矿* …… 417

er

鲕粒 …… 485
鲕粒白云岩* …… 492
鲕粒灰岩* …… 491
鲕绿泥石 …… 429
鲕石* …… 485
鲕状白云岩 …… 492
鲕状灰岩 …… 491
鲕状集合体 …… 407
鲕状结构 …… 486

F

fa

发电机假说 …… 143
发光沸石* …… 432
发光微层理 …… 295
发光性 …… 411
发晶* …… 418
发散地震反射结构 …… 656
发形 …… 640
发震断层 …… 973
发震构造 …… 973
发震构造体系 …… 944
发震时刻 …… 155
法尔琴运动* …… 1023
法尔兹运动* …… 1023
法拉隆板块 …… 899
法郎组 …… 725
法美洋中脊水下研究计划 …… 188
法门阶 …… 708
法线应力* …… 820

fan

帆棘龙 …… 574
迹人 …… 623
二长花岗岩 …… 458
二长结构 …… 453
二长岩 …… 458
二齿兽科 …… 570
二齿兽亚目 …… 570
二次成核作用* …… 392
二道凹群 …… 673
二叠纪 …… 663
二叠系 …… 717
二分点岁差* …… 36
二辉橄榄岩 …… 455
二辉辉石岩 …… 455
二辉石相* …… 501
二辉岩* …… 455
二级环流 …… 206
二级星系团* …… 16
二连龙 …… 578
二连石 …… 431
二马营阶 …… 723
二马营组 …… 726
二面顶压机 …… 132
二鳃亚纲* …… 542
二十四节气 …… 221
二维缺陷* …… 853
二氧化硅相图 …… 133
二氧化碳 …… 199
二元系相图 …… 133
二重弧* …… 174

翻花熔岩 …… 1001
翻卷褶皱 …… 828
凡兰吟阶 …… 734
钒磁铁矿 …… 419
钒矾 …… 436
钒钙铜矿 …… 434
钒铅矿 …… 434
繁昌人字洞文化 …… 637
反称笔石 …… 560
反称笔石科 …… 559
反赤道海流* …… 164
反冲断层 …… 842
反磁化 …… 147
反等时线 …… 117
反厄尔尼诺* …… 205
反极图 …… 851
反阶步* …… 836
反接* …… 946
反鸟亚纲 …… 592
反气旋 …… 201
反牵引 …… 836
反沙丘交错层理* …… 480
反射弧* …… 940
反射弧脊柱* …… 940
反射活化 …… 913
反射结构 …… 656
反伸中心* …… 392
反时针扭动* …… 942
反条纹长石* …… 431
反相畴* …… 401
反相畴界 …… 401
反向场* …… 147
反向磁化 …… 146
反向断层 …… 838
反向河 …… 274
反序法 …… 952
反演法* …… 952
反演轴* …… 393
反应边结构 …… 453
反应矿物* …… 453
反应力矿物* …… 495
反应系列* …… 449
反照率 …… 29
反转构造 …… 817
泛大陆* …… 786
泛大陆解体大阶段 …… 866
泛大陆形成大阶段 …… 866
泛大陆周期 …… 786
泛大洋* …… 786
泛地槽说 …… 95
泛地台说 …… 95
泛非运动 …… 1022
泛滥平原 …… 277
泛域土 …… 315
范艾伦带* …… 7
范德华键* …… 105
范海斯 …… 1067
范家塘组* …… 726
范家屯组 …… 720
梵净山群 …… 677
梵净运动 …… 1011

fang

方沸石 …… 431
方钴矿 …… 414
方管珊瑚 …… 534
方辉橄榄岩* …… 455
方解石 …… 437
方解石补偿深度* …… 471
方俊 …… 1035
方岭上升 …… 1012
方岭运动* …… 1012
方镁石 …… 417
方锰矿 …… 418
方钠石 …… 431
方钠霞玄岩* …… 457
方镍矿 …… 414
方硼石 …… 433
方铅矿 …… 413
方山* …… 267
方山玄武岩* …… 744
方石英 …… 70
方锑矿 …… 417
方头虫 …… 546
方钍石 …… 418
方位图 …… 850
方位点* …… 35
方形藻 …… 602
方岩组* …… 735
方陨铁 …… 67
方照潮* …… 162
方正煌斑岩* …… 461
方柱石 …… 431
方锥石亚纲* …… 531
坊子煤系* …… 729
坊子组 …… 729
防护林 …… 246
防汛水位 …… 385
仿射变形* …… 823
纺锤虫* …… 527
纺锤筵 …… 528
纺足目 …… 551
放射成因铅 …… 126
放射成因锶 …… 126
放射成因同位素 …… 114
放射虫硅质岩 …… 894
放射虫目 …… 529
放射虫软泥 …… 178
放射虫岩 …… 493
放射热 …… 150
放射生成热 …… 115
放射系列 …… 115
放射性 …… 115
放射性平衡 …… 116
放射性热融化假说 …… 96
放射性衰变系列* …… 115
放射性碳法 …… 121
放射性碳同位素* …… 128
放射性同位素 …… 114
放射性旋回说 …… 95
放射性元素 …… 109
放射性最终产物 …… 115
放射钟 …… 117
放射状变晶结构 …… 502
放射状断层* …… 838
放射状集合体 …… 407
放射状水系 …… 276

fei

飞机尾迹 …… 217
飞来峰 …… 842
飞弹带 …… 878
飞弹-三郡双变质带 …… 901
飞弹运动 …… 1025
飞仙关页岩* …… 724
飞仙关组 …… 724
飞行天气预报 …… 217
非磁滞剩余磁化强度 … 146
非地带性 …… 229
非地壳变动* …… 815
非电离层 …… 195
非共轴递进变形 …… 824
非构造变动 …… 815
非构造节理 …… 844
非火山型被动大陆边缘 … 889
非极性共价键* …… 105
非金属光泽 …… 409
非金属矿物 …… 406
非晶质 …… 391
非晶质岩 …… 459
非均匀变形 …… 823
非均匀成核作用* …… 392
非均匀聚积模型 …… 10
非能干岩层 …… 825
非偶极子磁场 …… 142
非排水湖* …… 279
非平衡凝聚模式 …… 32
非湿陷性黄土 …… 340
非透入性结构要素 …… 819
非威尔逊旋回 …… 885
非系统节理* …… 845
非谐和线* …… 119
非旋回性基本层序 …… 657
非旋转变形* …… 824
非旋转应变 …… 822
非岩浆侵位* …… 896
非圆柱状褶皱 …… 828
非月海玄武岩 …… 59
非匀和层 …… 195
非造礁珊瑚 …… 532
非重力水沉积 …… 294
非洲板块 …… 899
非洲超级地幔柱 …… 897
非洲地理人种* …… 645
非洲地台 …… 878
非洲地质 …… 790
非洲干旱指数 …… 348
非洲魁人 …… 623
非洲南猿 …… 621
非洲尼格罗人* …… 642
非洲前人* …… 623
非洲猿 …… 618
非自发晶核* …… 392
非自重湿陷系数* …… 340
非自重湿陷性黄土 …… 340
菲格特里群* …… 667
菲利浦入渗公式 …… 383
菲律宾板块* …… 899
菲律宾断裂 …… 878
菲律宾海板块 …… 899
菲律宾活动断裂 …… 970
菲律宾石 …… 75
蜚蠊目 …… 550
霏细斑岩* …… 459
霏细结构 …… 453
霏细岩 …… 459
肥熟土 …… 318
翡翠* …… 425
肺螺亚纲 …… 536
肺鱼亚纲 …… 566
废弃名称 …… 523
沸腾包裹体 …… 130
沸腾包裹体地压测定法 …… 131
费伯克筵 …… 528
费多罗夫 …… 1067
费多洛夫群* …… 401
费尔干蚌 …… 538
费尔斯曼 …… 1070
费拉尔群 …… 808
费氏星珊瑚 …… 533

fen

分隔褶劈理 …… 847
分划性结构面 …… 934
分喙石燕 …… 557

分类单位延限带 …… 652
分类单元 …… 519
分类等级 …… 519
分类阶元* …… 519
分类群* …… 519
分离结晶作用 …… 448
分裂说 …… 94
分凝膝折带* …… 830
分配系数 …… 110
分散孢粉 …… 606
分珊瑚 …… 533
分水岭 …… 271
分水线 …… 271
分乡页岩* …… 699
分乡组 …… 699
分选 …… 477
分选作用 …… 260
分异层理 …… 817
分异指数 …… 441
分支构造 …… 941
分支系统学 …… 513
分枝状混合岩 …… 509
分子键 …… 105
分子晶格 …… 105
分子云 …… 17
芬诺萨尔马提亚 …… 873
坟头组 …… 704
汾河活动地堑系* …… 967
汾河期 …… 753
汾渭地堑系 …… 871
汾渭裂太系* …… 871
鼢鼠化石 …… 347
粉砂 …… 478
粉砂岩 …… 489
粉子山群 …… 673
粪化石 …… 516
粪粒 …… 516

feng

丰宁统 …… 712
丰岳运动 …… 1025
风暴潮 …… 166
风暴潮地质作用 …… 259
风暴沉积 …… 472
风暴岩* …… 472
风暴洋* …… 53
风暴洋纪 …… 56
风暴增水 …… 383
风场 …… 215
风成波痕 …… 482
风成沉积物* …… 774
风成地貌 …… 280
风成交错层理 …… 480
风城* …… 281
风袋* …… 224
风的地质作用 …… 257
风洞 …… 224
风海流 …… 164
风化表层 …… 253
风化产物 …… 252
风化带类型 …… 253
风化地貌 …… 267
风化壳 …… 252
风化壳类型 …… 253
风化指数 …… 442
风化作用 …… 251
风化作用阶段 …… 252
风积土 …… 318
风积物 …… 774
风积作用 …… 258
风级 …… 223
风口 …… 274
风浪 …… 161
风棱石 …… 280
风力 …… 212
风力沉积物* …… 774
风蘑菇 …… 281
风能 …… 193
风沙流 …… 258
风沙土 …… 315
风蚀 …… 282
风蚀壁龛 …… 281
风蚀城堡 …… 281
风蚀谷 …… 281
风蚀湖 …… 278
风蚀盆地 …… 281
风蚀塔* …… 281
风蚀穴 …… 281
风蚀柱 …… 281
风蚀作用 …… 257
风矢 …… 218
风速 …… 223
风速廓线 …… 208
风向 …… 223
风向标 …… 224
风向袋 …… 224
风信子石* …… 423
封闭群落 …… 245
封闭体系 …… 100
封闭型冰丘 …… 365
峰丛 …… 290
峰丛谷地型岩溶 …… 288
峰丛洼地型岩溶 …… 287
峰峰组 …… 702
峰林 …… 290
峰林谷地型岩溶 …… 288
峰林平原型岩溶 …… 287
锋 …… 210
锋面 …… 211
锋面分析 …… 216
锋面逆温 …… 198
锋面雾 …… 196
锋线 …… 211
蜂巢珊瑚 …… 534
蜂巢星珊瑚 …… 532
蜂窝状沙地 …… 282
冯景兰 …… 1032
缝合粒状变晶结构* …… 502
缝合盆地 …… 473
缝合线构造* …… 844
缝合线节理 …… 844
缝合线状劈理 …… 847
凤凰山组* …… 721
凤山层* …… 695
凤山阶 …… 694
凤山组 …… 695
凤台运动 …… 1013
凤尾银杏* …… 604
凤阳群 …… 673

fo

佛光* …… 195
佛罗尔阶 …… 693

fu

肤色 …… 640
肤纹 …… 641
敷挂褶皱 …… 832
弗拉摩洛建造 …… 59
弗拉斯阶 …… 708
弗兰德间冰期* …… 355
弗兰康阶 …… 692
弗劳德数值 …… 465
弗劳德值* …… 465
弗里姆组 …… 808
弗林图解 …… 824
弗洛勒斯人 …… 633
沸石 …… 431
沸石水 …… 408
沸石相* …… 500
沸石粘土 …… 179
伏流 …… 294
芙蓉统 …… 691
氟利昂法 …… 121
氟磷灰石* …… 434
氟石* …… 416
氟碳钡铈矿 …… 438
氟碳钙铈矿 …… 438
氟碳铈矿 …… 438
俘获说 …… 94
浮尘 …… 241
浮生 …… 399
浮石 …… 999
浮石火山锥 …… 1002
浮岩 …… 459
浮游动物 …… 526
浮游生物 …… 526
浮游植物 …… 526
浮褶* …… 831
符山石 …… 423
辐[射]照度 …… 198
辐合 …… 215
辐聚流 …… 166
辐聚水系 …… 276
辐鳍鱼亚纲 …… 565
辐散 …… 215
辐散流 …… 166
辐射 …… 524
辐射层 …… 24
辐射逆温 …… 198
辐射强度 …… 198
辐射水系* …… 276
辐射雾 …… 196
辐射状断层 …… 838
辐射状构造* …… 943
辐照 …… 198
蜉蝣目 …… 550
福建地质 …… 801
福特斯库群 …… 669
抚顺煤系* …… 740
抚顺群 …… 740
斧石 …… 424
斧足纲* …… 537
俯冲板块 …… 886
俯冲带 …… 888
俯冲带型* …… 448
俯冲断层 …… 841
俯冲侵蚀作用 …… 895
俯冲侵位* …… 896
俯冲消减带物质组成 … 101
俯冲增生作用 …… 895
俯冲作用 …… 890
辅助地层型* …… 649
腐殖层 …… 305
腐殖化作用 …… 302
腐殖质淀积层 …… 308
负地形 …… 265
负鳊* …… 485
负反转构造* …… 817
负荷变质作用* …… 497
负荷潮* …… 139
负荷地质作用* …… 254
负荷构造 …… 482
负花状构造 …… 839
负向构造 …… 862
负性构造* …… 862

负压计 …… 390
负异性石* …… 424
附加半原子面* …… 853
附加引潮位 …… 139
附生岩 …… 493
阜平旋回 …… 903
阜平岩群 …… 668
阜平运动 …… 1010
阜新阶 …… 733
阜新煤系* …… 736
阜新组 …… 736
复背斜 …… 830
复变质作用 …… 498
复成矿床* …… 914
复岛弧 …… 926
复鲕* …… 485
复发间隔 …… 972
复钙作用 …… 303
复合层型 …… 649
复合分配系数 …… 110
复合火山 …… 998
复合火山锥* …… 1003
复合结构要素* …… 819
复合模 …… 519
复合喷口玄武岩* …… 996
复合片理 …… 847
复合熔岩流 …… 1001
复合山链* …… 862
复合新月形沙丘链* … 282
复合形坡* …… 265
复合型风化壳* …… 253
复合造山带 …… 862
复合锥 …… 1002
复合纵向新月形沙垄 …… 281
复矿岩 …… 439
复理石沉积 …… 472
复理石建造 …… 864
复式背斜* …… 830
复式地洼(盆地) …… 916
复式砂矿床 …… 776
复式山谷冰川 …… 359
复式向斜* …… 830
复式夷平岸 …… 168
复稀金矿 …… 420
复系类群 …… 513
复向斜 …… 830
复协调褶皱 …… 830
复型 …… 519
复种指数 …… 249
复州统* …… 692
副变质岩* …… 505
副层型 …… 649
副层序 …… 658
副层序组 …… 658
副长石 …… 431
副锋 …… 211
副高* …… 202
副极地气候带 …… 240
副矿物 …… 445
副砾岩 …… 488
副模 …… 521
副片麻岩* …… 506
副气旋* …… 203
副热带辐合带 …… 164
副热带高压 …… 202
副热带季风气候* …… 221
副热带气候带 …… 239
副热带气旋 …… 203
副热带森林带 …… 249
副狭鼻猴类 …… 616
副象 …… 408
副斜长角闪岩* …… 507
副选模 …… 521
副元素* …… 109
副猿 …… 616
傅承义 …… 1038
傅科摆 …… 9
富橄霞斜岩* …… 455
富钴结壳 …… 180
富辉正长岩 …… 460
富集带* …… 652
富集地幔端元Ⅰ与Ⅱ …… 125
富林文化 …… 639
富禄砂岩* …… 686
富禄组 …… 686
富铝红柱石* …… 425
富铝化作用 …… 303
富铝化作用学说 …… 303
富铝片麻岩 …… 506
富饶阶 …… 734
富饶组 …… 736
富石英长石域* …… 847
富石英域* …… 847
富士火山 …… 1007
富饰蚌 …… 538
富营养沼泽* …… 388
富云母域* …… 847
富蕴地震 …… 988
腹地* …… 861
腹沟纲 …… 535
腹茎纲 …… 554
腹菊石 …… 541
腹陆 …… 861
腹足纲 …… 536
覆盖型岩溶 …… 286

G

gai

改造 …… 952
改造波痕* …… 482
改正名称 …… 523
钙白云石* …… 490
钙板 …… 295
钙长石* …… 430
钙长易变辉石无球粒陨石 …… 69
钙长紫苏辉石无球粒陨石 …… 69
钙沸石 …… 432
钙铬榴石 …… 423
钙硅酸盐片麻岩* …… 506
钙硅酸盐片岩* …… 505
钙硅酸盐岩 …… 507
钙华 …… 774
钙华台地 …… 296
钙化* …… 518
钙化作用(土壤) …… 305
钙化作用(古生物) …… 518
钙积层 …… 308
钙碱性火山岩 …… 457
钙碱性系列 …… 441
钙碱指数 …… 441
钙交沸石* …… 432
钙结岩 …… 492
钙铝榴石 …… 422
钙芒硝岩 …… 493
钙镁橄榄石 …… 422
钙膜晶锥 …… 296
钙钠长石* …… 430
钙三斜铁辉石* …… 58
钙十字沸石 …… 432
钙十字石* …… 432
钙索动物亚门* …… 558
钙钛矿 …… 419
钙铁辉石 …… 425
钙铁榴石 …… 423
钙钨矿* …… 435
钙霞石 …… 431
钙铀云母 …… 434
钙藻化石 …… 598
钙质海绵纲 …… 530
钙质红土* …… 323
钙质结核* …… 338
钙质片麻岩 …… 506
钙质片岩 …… 505
钙质软泥 …… 178
钙质矽卡岩* …… 508
钙质页岩 …… 490
盖奥特 …… 175
盖层* …… 862
盖层断块 …… 922
盖层断裂 …… 921
盖层滑动构造系 …… 926
盖基 …… 1065
盖塔尔 …… 1063
盖天说 …… 11
概率累积曲线 …… 476

gan

干鼻猴类* …… 615
干冰 …… 197
干谷 …… 290
干海子组* …… 725
干旱 …… 241
干旱地貌 …… 280
干旱地区埋藏土剖面 …… 330
干旱风 …… 241
干旱区 …… 241
干旱区水文学 …… 367
干旱区土壤粘化层 …… 332
干旱区岩溶 …… 286
干湖 …… 279
干洁大气 …… 194
干绝热过程 …… 213
干绝热直减率 …… 215
干裂* …… 483
干扰波痕* …… 482
干扰型风积地形 …… 282
干热风* …… 241
干三角洲沉积* …… 467
干涉波痕 …… 482
干湿球温度表 …… 224
干盐湖* …… 279
干燥草原气候* …… 240
干燥度 …… 241
干燥气候带 …… 240
干燥沙漠气候* …… 240
干燥指数* …… 241
干燥指数 …… 222
甘井子组 …… 689
甘肃地质 …… 805
甘肃革命 …… 1016
甘陶河群 …… 673
杆沸石 …… 432
杆孔笔石 …… 560
杆石亚纲 …… 541
杆状构造 …… 848
橄长岩 …… 456
橄榄安粗岩系列* …… 447
橄榄白榴岩* …… 460
橄榄古铜辉石球粒

陨石* …… 69
橄榄石 …… 422
橄榄石铁陨石 …… 68
橄榄玄武岩 …… 456
橄榄岩 …… 454
橄榄易变辉石无球粒陨石 …… 69
橄榄陨铁* …… 68
橄榄中长玄武岩* …… 457
橄榄紫苏辉石球粒陨石* …… 69
赣南矿 …… 416
赣西运动 …… 1015
赣县组 …… 758

gang

冈瓦纳构造域 …… 866
冈瓦纳古陆 …… 786
冈瓦纳壳块 …… 929
冈瓦纳陆桥 …… 787
冈瓦纳生物古地理大区 …… 782
冈瓦纳植物区 …… 783
冈瓦纳植物群 …… 783
刚果地域人种* …… 645
刚果河 …… 235
刚性岩石圈* …… 60
刚玉 …… 417
刚玉岩 …… 507
岗巴群 …… 735
纲 …… 519
钢丝录音机模型 …… 895
钢索法采矿 …… 188
港湾花岗侵入杂岩 …… 808

gao

皋兰期 …… 753
高(气)压* …… 201
高 U/Pb 比值地幔 …… 101
高 μ 地幔端元 …… 125
高场强元素 …… 110
高潮* …… 161
高潮海岸线 …… 167
高潮线* …… 161
高次轴 …… 393
高等灵长类 …… 616
高地* …… 53
高地斜长岩 …… 59
高地玄武岩* …… 59
高地月岩 …… 59
高点 …… 827
高分辨率层序地层学 …… 660
高分辨率气候地层 …… 348
高峰带* …… 652
高肌介目* …… 548
高级变质区 …… 495
高级构造 …… 945
高级区* …… 495
高加索地理人种 …… 643
高加索人种* …… 642
高加索山脉 …… 232
高加索型山区* …… 965
高家边页岩* …… 704
高家边组 …… 704
高架逆温 …… 198
高尖石组 …… 771
高建设性三角洲沉积* …… 469
高角度逆断层* …… 841
高角闪岩相* …… 501
高空气象观测 …… 223
高空气象学 …… 192
高空探空 …… 225
高空图解* …… 216
高骊山系* …… 714
高骊山组 …… 714
高黎贡山群 …… 683
高黎贡山杂岩* …… 683
高岭层 …… 308
高岭石 …… 427
高岭石粘土 …… 489
高岭土* …… 489
高岭土型风化壳 …… 253
高流态 …… 465
高铝玄武岩 …… 456
高绿片岩相* …… 501
高镁方解石 …… 490
高密度悬浮液* …… 463
高能天体物理学 …… 34
高平 …… 1038
高平原 …… 264
高坪龙骨洞洞穴堆积 …… 759
高破坏性三角洲沉积* …… 469
高千穗运动 …… 1026
高热变质作用 …… 498
高山冰川* …… 358
高山草甸土 …… 317
高山草原土 …… 317
高山寒冻土* …… 318
高山气象站 …… 193
高山深谷型岩溶 …… 288
高山土壤 …… 299
高山岩溶 …… 286
高山夷平阶地* …… 365
高山植物 …… 244
高山中更新世古红土 …… 323
高水位体系域 …… 660
高斯 …… 1064
高斯正常极性时* …… 147
高斯正向极性时 …… 147
高台灰岩* …… 696
高台矿 …… 416
高台组 …… 696
高弯度河沉积* …… 468
高湾组 …… 768
高旺组 …… 768
高位沼泽 …… 388
高温高压实验技术 …… 132
高温期 …… 355
高喜马拉雅 …… 872
高压变质相系* …… 500
高压变质作用 …… 497
高压弹* …… 132
高压釜 …… 132
高压脊 …… 202
高压绿片岩相* …… 501
高压容器* …… 132
高由禧 …… 1048
高于庄灰岩* …… 678
高于庄组 …… 678
高原 …… 232
高原冰川 …… 359
高原玄武岩 …… 996
高振西 …… 1037
高庄动物群* …… 745
高庄阶 …… 743
高庄组 …… 744
高自旋状态 …… 106
膏溶角砾岩 …… 296
缟鬣狗* …… 596
缟状层理* …… 481
缟状粘土* …… 361
锆榴石* …… 423
锆石 …… 423
锆英石* …… 423

ge

戈壁 …… 280
戈壁龙 …… 585
戈壁兽 …… 594
戈壁组 …… 765
戈尔达板块 …… 899
戈尔德施密特 …… 1071
戈尔德施密特定律 …… 402
戈尔德施密特矿物相律* …… 496
戈尔德施密特元素地球化学分类 …… 108
戈甘达大冰期* …… 355
戈吉溪群* …… 668
戈斯特阶 …… 703
哥白尼纪 …… 56
哥特兰系* …… 702
哥特运动* …… 1021
鸽子洞洞穴堆积 …… 763
鸽子洞文化 …… 638
割阶 …… 854
歌乐山洞穴堆积 …… 763
革翅目 …… 550
革老河灰岩* …… 710
革老河组 …… 710
格拉斯阶 …… 743
格拉西莫夫 …… 1072
格林尼治标准时* …… 37
格林威治标准时* …… 37
格林维尔超群 …… 682
格陵兰冰盖 …… 360
格陵兰岛 …… 813
格伦考型破火山口 …… 1004
格伦维尔运动 …… 1022
格伦维尔超群* …… 682
格罗平造山带 …… 873
格脉蕨 …… 603
格舍尔阶 …… 713
格碳钠石* …… 461
格状水系 …… 276
格子双晶 …… 398
格子状构造 …… 485
葛利普 …… 1069
蛤蜊堤* …… 170
隔槽式褶皱 …… 831
隔档式褶皱 …… 831
个体发生* …… 524
个体发育 …… 524
个体古生态学 …… 512
各向同性 …… 947
各向异性 …… 947
铬铅矿 …… 435
铬铁矿 …… 419

gen

根里河组 …… 710
根那仁组 …… 715
根劈作用 …… 251
根座 …… 603
艮口运动 …… 1016

geng

更长花岗岩 …… 458
更长环斑花岗岩 …… 459
更长石* …… 430
更猴* …… 614

更新华夏构造体系 …… 938
更新世 …… 747
更新统 …… 748
耕作层* …… 317
耕作淀积层 …… 308
耕作土壤 …… 299
耿家店组* …… 696

gong

工部龙 …… 583
工程地貌学 …… 261
工程地震学 …… 153
工程地质学 …… 87
工程水文学 …… 367
工具刻蚀痕* …… 483
工蕨 …… 602
工业节水技术 …… 376
工业岩石学* …… 439
工业用水 …… 372
工艺岩石学 …… 439
工作软化作用* …… 948
工作硬化作用 …… 948
弓笔石 …… 562
弓鲛 …… 564
弓石燕 …… 557
弓形玻屑结构* …… 454
弓形河漫滩 …… 272
弓形湖* …… 273
公海 …… 190
公王岭动物群 …… 755
功能生态位* …… 247
功能形态学 …… 512
供给区* …… 476
恭兹-民德间冰期 …… 356
恭兹冰期 …… 356
龚岔群 …… 684
汞铅矿 …… 412
拱顶龙 …… 587
拱裂型地洼区 …… 915
拱裂作用 …… 913
拱曲运动 …… 964
拱曲褶皱* …… 829
拱曲作用* …… 964
共存分析方法 …… 607
共存延限带 …… 652
共轭断层* …… 833
共轭剪切带 …… 833
共轭角 …… 823
共轭节理 …… 845
共轭膝折* …… 829
共轭雁列带* …… 839
共轭褶皱* …… 829
共和组 …… 759
共价键 …… 105
共结点 …… 108
共结系 …… 108
共栖* …… 525
共生 …… 525
共生矿物 …… 407
共生序数 …… 106
共轴递进变形 …… 824
共轴褶皱 …… 832
贡巴砂砾岩* …… 759
贡巴组 …… 759

gou

沟鞭藻类 …… 599
沟道坝系 …… 350
沟弧盆系 …… 887
沟鳞鱼 …… 564
沟模 …… 483
沟渠构造 …… 483
沟蚀* …… 255
沟铸型* …… 483
沟状侵蚀* …… 333
钩状褶皱 …… 832
构造 …… 815
构造鼻 …… 831
构造编织镶嵌作用 …… 928
构造变动 …… 815
构造变形场 …… 816
构造变形机制 …… 816
构造变形面 …… 819
构造变形相 …… 818
构造薄膜* …… 935
构造槽说 …… 96
构造层 …… 862
构造层次 …… 816
构造层叠置定律 …… 912
构造层异常叠置* …… 912
构造层越序叠置* …… 912
构造长石砂岩 …… 488
构造超压 …… 494
构造沉降区古土壤 …… 330
构造尺度 …… 816
构造窗 …… 842
构造大阶段 …… 866
构造单元* …… 859
构造等高线图 …… 819
构造等级 …… 945
构造地层单位 …… 818
构造地层学 …… 815
构造地貌 …… 266
构造地貌学 …… 261
构造地球化学 …… 98
构造地震 …… 979
构造地质土壤学 …… 297
构造地质学 …… 85
构造叠加 …… 817
构造动力成岩成矿 …… 944
构造动力学 …… 815
构造反差强度 …… 911
构造反转 …… 817
构造分析* …… 815
构造附加静压力 …… 950
构造复合 …… 946
构造纲要图 …… 819
构造格架 …… 816
构造古地理图 …… 785
构造硅化带 …… 837
构造湖 …… 277
构造回返 …… 856
构造活动性 …… 957
构造级别* …… 945
构造极地 …… 928
构造极性 …… 890
构造几何学 …… 815
构造继承性 …… 857
构造角砾岩* …… 836
构造阶地 …… 831
构造阶段 …… 866
构造节理 …… 844
构造解析 …… 815
构造解析图 …… 820
构造经线 …… 928
构造均匀性 …… 816
构造联合 …… 946
构造面* …… 934
构造面向 …… 819
构造模拟 …… 818
构造模拟实验 …… 933
构造模型试验 …… 920
构造幕* …… 858
构造盆地（地貌） …… 267
构造盆地（构造） …… 831
构造片麻岩* …… 509
构造片岩* …… 509
构造平原 …… 264
构造期 …… 866
构造迁移 …… 858
构造桥 …… 839
构造侵位 …… 896
构造圈 …… 855
构造群落 …… 818
构造-热事件 …… 856
构造三角带 …… 843
构造世代 …… 817
构造世序* …… 945
构造体系 …… 936
构造体系多级控矿 …… 945
构造体系复合* …… 946
构造体系复合控矿 …… 945
构造体系控岩控矿 …… 944
构造体系控油 …… 945
构造体系图 …… 944
构造体系演化 …… 943
构造体制 …… 816
构造条理 …… 934
构造透镜体 …… 848
构造图 …… 819
构造土 …… 365
构造脱顶 …… 947
构造网结* …… 928
构造网线* …… 928
构造网眼* …… 928
构造纬线* …… 928
构造物理学 …… 855
构造细粒化 …… 836
构造线 …… 819
构造线条 …… 934
构造相 …… 818
构造新生性 …… 857
构造形迹 …… 933
构造形面图 …… 820
构造型海面升降 …… 778
构造型式 …… 936
构造型式图* …… 944
构造型相 …… 912
构造序次 …… 945
构造序列 …… 816
构造序幕 …… 946
构造旋回 …… 858
构造岩 …… 836
构造-岩浆活化区 …… 915
构造岩浆区 …… 863
构造岩石学 …… 849
构造岩相带 …… 863
构造-岩相图 …… 820
构造-岩性图 …… 820
构造演化剖面图 …… 820
构造样式 …… 816
构造要素 …… 934
构造应变场 …… 821
构造应力场 …… 949
构造域 …… 785
构造域划分 …… 866
构造运动 …… 856
构造运动全球性* …… 953
构造运动学 …… 815
构造支点带* …… 929
构造置换 …… 817
构造组合 …… 818

gu

孤峰 …… 290
孤峰波地型岩溶 …… 288

孤峰平原型岩溶 …… 287
孤峰页岩* …… 719
孤峰组 …… 719
孤立台地相 …… 471
孤立型地震 …… 980
古板块构造 …… 884
古孢粉学 …… 511
古杯动物门 …… 530
古北矿 …… 412
古冰川学* …… 84
古冰缘现象 …… 364
古病理学 …… 512
古勃金 …… 1069
古成体* …… 509
古赤道 …… 780
古虫动物门 …… 562
古大地构造图 …… 855
古大陆图 …… 781
古大西洋 …… 786
古登堡 …… 1071
古登堡波 …… 154
古登堡低速带* …… 856
古登堡间断面 …… 5
古登堡-里克特复发关系式 …… 972
古登堡面* …… 5
古等称虫 …… 547
古等厚图* …… 779
古第三纪* …… 665
古地磁 …… 145
古地磁场 …… 146
古地磁地层法 …… 749
古地磁极 …… 146
古地磁极移动 …… 146
古地磁年表* …… 147
古地磁学 …… 144
古地理 …… 777
古地理单元 …… 777
古地理阶段 …… 777
古地理区 …… 777
古地理事件 …… 777
古地理图 …… 777
古地理学 …… 85
古地貌 …… 265
古地台 …… 859
古地形 …… 777
古地形学 …… 777
古地震 …… 980
古地震地貌标志 …… 980
古地震地质标志 …… 980
古地震定年 …… 975
古地震事件层 …… 980
古地震学 …… 971
古地震组合探槽 …… 983
古地中海 …… 781
古地中海动物群* …… 784
古地中海构造带 …… 929
古动物学 …… 511
古硐井群 …… 679
古纺锤筴 …… 528
古风 …… 779
古风化壳 …… 253
古腹足目 …… 536
古构造 …… 819
古构造体系 …… 944
古构造图 …… 785
古构造应力场 …… 949
古果 …… 605
古果实学 …… 511
古海岸线* …… 167
古海槽 …… 778
古海泛 …… 778
古海进* …… 777
古海林檎 …… 558
古海盆 …… 778
古海侵 …… 777
古海侵方向 …… 778
古海入* …… 778
古海退 …… 778
古海洋学 …… 157
古河道 …… 275
古红土 …… 322
古红土成因 …… 322
古红土垂直分布 …… 323
古红土砾石风化圈 …… 324
古红土岩相 …… 322
古鲨* …… 549
古华夏构造体系 …… 938
古华夏系* …… 938
古黄斑土 …… 331
古极 …… 780
古脊椎动物学 …… 511
古季风 …… 348
古介形纲 …… 549
古近纪 …… 665
古近系 …… 738
古兰河组 …… 705
古浪地震 …… 988
古浪运动 …… 1013
古里雅冰心气候纪录 … 354
古流 …… 779
古陆 …… 778
古陆表海 …… 781
古陆架海 …… 781
古陆缘海 …… 780
古内陆海 …… 780
古盘虫亚目 …… 544
古气候 …… 777
古气候图 …… 780
古气候学 …… 777
古气候转型 …… 752
古趋性学 …… 512
古人* …… 630
古人类 …… 609
古人类学 …… 609
古人类与考古法 …… 748
古砂礓黑土 …… 331
古生代 …… 662
古生界 …… 691
古生态学 …… 512
古生物 …… 513
古生物地层法 …… 748
古生物地理区 …… 783
古生物地理图 …… 785
古生物地理学* …… 782
古生物化学 …… 512
古生物境* …… 783
古生物土壤学 …… 297
古生物相 …… 783
古生物学 …… 84
古生物岩石学* …… 512
古生物钟 …… 514
古生物种 …… 520
古太古代 …… 661
古太古界* …… 661
古特提斯 …… 787
古亭坑组* …… 764
古铜辉石* …… 425
古铜辉石-橄榄石铁陨石 …… 68
古铜辉石-鳞石英铁陨石 …… 68
古铜辉石球粒陨石 …… 69
古土壤 …… 326
古土壤残迹 …… 327
古土壤测年法 …… 332
古土壤产状构造分析 … 332
古土壤带成土年代 …… 327
古土壤法 …… 748
古土壤考古研究法 …… 332
古土壤可溶盐 …… 339
古土壤矿物学分析 …… 332
古土壤母质* …… 300
古土壤年龄 …… 327
古土壤微形态分析 …… 332
古土壤学 …… 298
古土壤研究法 …… 333
古土壤中孢子花粉 …… 339
古网翅目 …… 551
古纬度 …… 780
古温度 …… 779
古温度测定 …… 779
古温度曲线 …… 752
古无脊椎动物学 …… 511
古麋鹿 …… 598
古新世 …… 665
古新统 …… 738
古雪线 …… 352
古鳄目 …… 565
古亚洲断裂体系 …… 904
古亚洲构造域 …… 906
古亚洲造山区 …… 909
古岩溶 …… 287
古岩性图 …… 779
古盐度 …… 778
古洋盆遗迹* …… 778
古夷平面* …… 270
古遗迹学 …… 512
古异齿亚纲 …… 537
古油栉虫 …… 545
古有蹄类 …… 596
古元古代 …… 661
古元古代大冰期 …… 355
古元古界* …… 661
古猿 …… 613
古陨石坑* …… 72
古陨石撞击构造* …… 72
古藻类学 …… 511
古造山带* …… 867
古褶带 …… 867
古植物地理区 …… 783
古植物学 …… 511
古栉齿亚纲 …… 537
古中国地台 …… 906
古中华陆块群 …… 907
古足介目 …… 548
谷德振 …… 1042
谷底循环带 …… 293
谷地冰川* …… 359
谷肩* …… 275
谷岭构造 …… 893
谷中谷 …… 275
骨甲鱼亚纲 …… 563
骨粒 …… 485
骨粒灰岩 …… 491
骨屑* …… 485
牯牛潭阶 …… 698
牯牛潭石灰岩* …… 700
牯牛潭组 …… 700
钴华 …… 434
钻结壳* …… 180
钻土 …… 421
鼓丘 …… 363
固安组 …… 759
固定论 …… 94
固定沙丘 …… 282

固定组分* …… 496
固结指数 …… 441
固结作用 …… 475
固流体 …… 825
固流限 …… 825
固流褶皱作用 …… 829
固溶体 …… 404
固溶体分解曲线* …… 446
固溶体分离* …… 449
固溶相线(面) …… 404
固态二氧化碳* …… 197
固态降水 …… 197
固态降水量 …… 352
固态位移 …… 948
固体潮 …… 139
固体地球物理学…… 88
固体径流* …… 386
固相曲线 …… 108
固相线 …… 446
固着底栖生物 …… 526
顾功叙…… 1038
顾家石 …… 424
顾乡屯动物群* …… 766
顾乡屯组 …… 766
顾知微…… 1046
崮山阶 …… 693
崮山页岩* …… 695
崮山组 …… 695
锢囚锋 …… 211

gua

瓜德鲁普统 …… 718
刮削器* …… 636

guai

拐点 …… 826
拐点分解 …… 405
拐面* …… 826
拐线* …… 826

guan

关底组 …… 705
关东地震 …… 989
关家沟组 …… 686
关键面* …… 652
关岭层* …… 725
关岭生物群 …… 607
关岭组 …… 725
关士聪…… 1044
关中地震* …… 986
观赏石地质学…… 88
观音洞洞穴堆积 …… 763
观音洞文化 …… 637
观音桥组 …… 703
观音崖组 …… 689
官道口群 …… 681
官庄系* …… 741
官庄组 …… 741
冠状结构* …… 503
馆头组* …… 735
管笔石目 …… 559
管道流 …… 293
管孔贝* …… 557
管孔石燕 …… 557
贯穿双晶* …… 397
惯性力 …… 954
惯性流* …… 463
灌丛 …… 244
灌溉水有效利用系数 … 376
灌漠土 …… 318
灌木孔珊瑚* …… 534
灌淤土 …… 318

guang

光斑…… 23
光弹性 …… 825
光弹性模拟实验 …… 951
光弹性实验* …… 951
光度…… 19
光合生产力* …… 219
光合生产率 …… 219
光合生产潜力 …… 219
光化反应* …… 199
光化学反应 …… 199
光解作用 …… 199
光壳节石 …… 543
光卤石 …… 416
光面小球藻 …… 602
光年…… 34
光谱-光度图* …… 19
光球…… 22
光球层* …… 22
光释光测年法 …… 121
光双晶* …… 398
光温生产潜力 …… 222
光行差…… 34
光学高温计 …… 133
光泽 …… 408
光枝苔鲜虫 …… 553
广布种* …… 247
广翅目 …… 551
广岛变动…… 1026
广东与港澳地质 …… 802
广温性生物 …… 526
广西地块 …… 931
广西地质 …… 803
广西统 …… 707
广西运动…… 1014
广盐性生物 …… 526
广域分布植物 …… 246
广元层* …… 729
广元煤系* …… 725
广元群 …… 729

gui

归并 …… 946
圭亚那地盾 …… 880
龟背石 …… 484
龟背条痕石 …… 362
龟鳖目 …… 570
龟裂土* …… 317
硅法 …… 121
硅华 …… 774
硅化* …… 518
硅化断裂带 …… 837
硅化构造岩 …… 837
硅化木* …… 514
硅化作用(土壤)…… 303
硅化作用(古生物)…… 518
硅灰石 …… 425
硅碱指数 …… 441
硅孔雀石 …… 427
硅铝层* …… 6
硅铝层断裂 …… 904
硅铝化作用 …… 304
硅铝率 …… 304
硅铝粘土型风化壳* …… 253
硅铝质矿物 …… 445
硅镁层* …… 6
硅镁层断裂 …… 904
硅镁镍矿* …… 428
硅镁石 …… 423
硅硼钙石 …… 429
硅铍石 …… 422
硅铍钇矿 …… 423
硅燃烧…… 77
硅酸盐地球 …… 101
硅酸盐矿物 …… 421
硅酸盐宇宙尘…… 71
硅铁铝率 …… 304
硅同位素 …… 128
硅锌矿 …… 422
硅氧四面体 …… 421
硅英岩 …… 459
硅藻门 …… 599
硅藻软泥 …… 179
硅藻土 …… 492
硅质火山岩建造* …… 863
硅质软泥 …… 178
硅质岩 …… 492
硅质页岩 …… 490
轨道根数* …… 36
轨道环吸积假说…… 64
轨道要素…… 36
贵德组 …… 757
贵橄榄石 …… 422
贵州地质 …… 804
贵州珊瑚 …… 533
贵州石炭系—二叠
系剖面 …… 746
桂北运动…… 1014
桂林灰岩* …… 709
桂林组 …… 709
桂平组 …… 686
桂西运动…… 1016

gun

滚动背斜* …… 836

guo

郭承基…… 1045
郭可信…… 1049
郭令智…… 1042
郭文魁…… 1043
锅底坑组 …… 720
锅穴 …… 364
锅穴链* …… 364
国际北极科学委员会 … 812
国际地层委员会 …… 648
国际地层指南 …… 648
国际海底 …… 190
国际海底管理局 …… 190
国际海洋全球变化
研究 …… 189
国际河流 …… 384
国际加速度计部署
台网 …… 986
国际日期变更线…… 37
国际原子时…… 38
国际重力标准网 …… 141
果树气象 …… 218
果子沟组 …… 696
过饱和岩 …… 445
过程曲线 …… 214
过渡层* …… 5
过渡接触 …… 449
过渡流态 …… 465
过渡相(沉积)…… 468
过渡相(结晶)…… 405
过渡型地壳构造域 …… 923
过渡型建造 …… 863
过渡型褶皱 …… 831
过渡元素 …… 109
过碱性* …… 445
过碱质 …… 445
过矿化作用* …… 518

过量水熔融作用 …… 446
过滤效应 …… 106
过铝质岩 …… 445
过剩氩 …… 117
过湿地 …… 279
过水大断面 …… 389
过水断面 …… 383
过酸性岩 …… 447
过氧乙酰硝酸酯 …… 199

H

ha

哈勃常数* …… 14
哈勃定律 …… 14
哈德孙运动 …… 1021
哈尔滨组 …… 766
哈尔假说 …… 32
哈克 …… 1068
哈兰德 …… 1073
哈雷彗星 …… 81
哈密地块 …… 932
哈默斯利盆地 …… 879
哈默斯利群 …… 669
哈萨克斯坦阶 …… 692
哈萨克斯坦-天山造山系 …… 876
哈因 …… 1073
哈因里奇事件 …… 752

hai

骸晶 …… 397
海 …… 159
海-气关系 …… 218
海岸 …… 167
海岸带 …… 167
海岸带陆地-海洋相互作用 …… 189
海岸地貌 …… 167
海岸地貌学 …… 157
海岸定位观测 …… 187
海岸动力模拟实验 …… 187
海岸均衡剖面* …… 171
海岸平衡剖面 …… 171
海岸线 …… 167
海岸效应 …… 144
海岸型岩溶 …… 288
海百合纲 …… 558
海百合亚门 …… 558
海扁果亚门 …… 557
海滨 …… 168
海滨阶地 …… 170
海冰 …… 166
海伯尼运动* …… 1023
海参纲 …… 559
海槽 …… 174
海成湖* …… 278
海床 …… 172
海刺毛类 …… 532
海胆纲 …… 558
海胆亚门 …… 558
海德堡人 …… 626
海底采矿 …… 188
海底采样* …… 186
海底地滑 …… 176
海底地貌* …… 171
海底地热仪 …… 187
海底地形 …… 171
海底地形图* …… 185
海底地震 …… 980
海底地震仪 …… 984
海底地质学* …… 87
海底电视机 …… 186
海底断裂带 …… 176
海底风化 …… 252
海底高原* …… 175
海底谷 …… 173
海底河槽 …… 171
海底火山 …… 176
海底阶地 …… 176
海底块状硫化物 …… 181
海底矿产 …… 179
海底扩张说 …… 883
海底煤田 …… 180
海底喷发 …… 996
海底浅钻设备 …… 187
海底取样 …… 186
海底泉 …… 183
海底热液沉积物 …… 181
海底热液多金属硫化物 …… 181
海底三角洲* …… 175
海底扫描声呐* …… 185
海底砂矿 …… 180
海底山* …… 174
海底山脉 …… 175
海底扇 …… 175
海底扇沉积* …… 472
海底扇谷 …… 173
海底石油 …… 180
海底拖斗采矿 …… 188
海底峡谷 …… 173
海底烟囱 …… 181
海底烟筒* …… 181
海底锥* …… 175
海底浊流 …… 165
海尔微运动* …… 1025
海尔维第幕* …… 1024
海尔维第运动 …… 1025
海尔维第构造带 …… 874
海泛面 …… 659
海峰 …… 175
海釜 …… 173
海埂组 …… 768
海沟* …… 174
海沟边缘隆起 …… 174
海沟-岛弧断褶系 …… 923
海沟结构 …… 887
海谷* …… 173
海果类 …… 558
海迹湖* …… 278
海积阶地* …… 170
海积平原 …… 170
海积物古成土痕迹 …… 325
海积夷平岸 …… 169
海槛 …… 175
海槛深度 …… 175
海解作用 …… 474
海进* …… 653
海进超覆 …… 653
海克尔 …… 1065
海口鱼 …… 563
海况 …… 167
海拉尔地块 …… 932
海拉尔组 …… 766
海蓝宝石* …… 424
海螂期* …… 751
海浪 …… 161
海浪要素 …… 161
海蕾纲 …… 558
海蕾亚门 …… 558
海里 …… 188
海林檎纲 …… 558
海岭 …… 172
海岭拉斑玄武岩 …… 176
海岭型地震 …… 980
海流* …… 163
海龙目 …… 572
海隆* …… 175
海陆风 …… 211
海陆交互相* …… 468
海绿石 …… 429
海门组 …… 759
海绵动物门* …… 529
海绵岩 …… 493
海面升降 …… 162
海磨坊 …… 294
海姆 …… 1066
海南岛地质 …… 803
海牛目* …… 596
海泡石 …… 427
海泡石粘土 …… 489
海盆 …… 175
海平面 …… 162
海平面变化* …… 162
海平面变化速率 …… 660
海平面相对变化 …… 162
海平面相对变化周期 …… 162
海坪 …… 176
海侵沉积层序 …… 467
海侵-海退层序 …… 657
海侵-海退旋回* …… 657
海侵面* …… 659
海侵体系域 …… 660
海穹 …… 171
海丘 …… 175
海渠 …… 173
海山 …… 174
海山地质 …… 890
海山链 …… 175
海山群 …… 175
海山碳酸盐台地 …… 781
海山组 …… 744
海扇 …… 538
海上定位 …… 183
海上峰林 …… 290
海深测量 …… 185
海神石目 …… 541
海蚀壁龛* …… 171
海蚀槽* …… 171
海蚀港湾岸 …… 168
海蚀拱桥* …… 171
海蚀海积夷平岸* …… 168
海蚀阶地* …… 170
海蚀龛* …… 171
海蚀台 …… 171
海蚀穴 …… 171
海蚀崖 …… 171
海蚀夷平岸 …… 168
海蚀柱 …… 171
海蚀作用 …… 258
海市蜃楼 …… 195
海水 …… 157
海水淡化 …… 182
海水进退规程 …… 953
海水利用 …… 377
海水潜流环境 …… 487
海水入侵 …… 167
海水入侵含水层 …… 383
海水水质标准 …… 167
海水脱盐* …… 182
海水微量元素* …… 157
海水主要元素* …… 157
海水资源 …… 182
海台 …… 175

海台地质 …… 890
海滩 …… 170
海滩脊相 …… 469
海滩加积层理* …… 480
海滩相 …… 469
海退* …… 653
海退沉积层序 …… 467
海退退覆 …… 653
海土星 …… 27
海王星内部结构 …… 50
海沃德地震 …… 989
海西旋回* …… 903
海西运动 …… 1023
海西造山带 …… 874
海峡 …… 160
海相 …… 469
海啸 …… 166
海啸丘状层 …… 982
海星纲 …… 558
海星亚门 …… 558
海洋 …… 158
海洋采样器 …… 186
海洋沉积速率 …… 177
海洋沉积物 …… 177
海洋沉积学 …… 157
海洋初级生产力 …… 163
海洋岛 …… 160
海洋底质图 …… 186
海洋地层学 …… 157
海洋地理学 …… 227
海洋地球化学 …… 99
海洋地震 …… 980
海洋地质 …… 177
海洋地质调查 …… 183
海洋地质调查船 …… 183
海洋地质学 …… 87
海洋地质作用 …… 258
海洋调查船 …… 183
海洋锋 …… 164
海洋国土* …… 189
海洋化学 …… 157
海洋环境科学 …… 157
海洋环境容量 …… 167
海洋科学 …… 157
海洋拉斑玄武岩* …… 176
海洋面积* …… 1
海洋能源 …… 183
海洋气象学 …… 192
海洋气象站 …… 193
海洋倾倒 …… 167
海洋生态系 …… 163
海洋生物生产力 …… 163
海洋图 …… 185
海洋污染调查 …… 167
海洋污染物 …… 167
海洋物理学 …… 157
海洋型冰川 …… 358
海洋性气候 …… 240
海洋原始生产力* …… 163
海洋资源 …… 182
海洋自净能力 …… 167
海洋自然带 …… 229
海渊 …… 174
海原地震 …… 988
海原活动断裂带 …… 967
海原群 …… 672
海源湖 …… 278
海源咸水湖 …… 278
海源盐湖* …… 278
氮法 …… 118
氮燃烧 …… 76

han

含长结构 …… 453
含氟量测定 …… 749
含副长石碱性正长岩* …… 460
含矿变质建造 …… 495
含硫层 …… 308
含煤建造 …… 864
含沙量 …… 257
含铁石英岩 …… 507
含子晶包裹体地压测定法 …… 131
韩德馨 …… 1046
韩家店页岩* …… 705
韩家店组 …… 705
涵江阶 …… 698
涵江组 …… 701
韩母山群 …… 687
寒潮 …… 200
寒潮警报 …… 217
寒带岩溶 …… 286
寒冻风化 …… 251
寒冻风化作用* …… 251
寒冻作用 …… 251
寒钙土* …… 317
寒冷常湿气候* …… 240
寒冷冬干气候* …… 240
寒流（海洋） …… 164
寒流*（气象） …… 200
寒漠土 …… 318
寒武纪 …… 662
寒武纪大爆发 …… 524
寒武系 …… 691
罕达气组 …… 710
汉阳鱼目 …… 563
旱地土壤 …… 299
旱谷 …… 280
旱三角洲 …… 273
旱峡群 …… 704
旱峡统* …… 704
悍龙 …… 586

hang

杭爱肯特带 …… 876
航空气象学 …… 192
航空天气预报 …… 217
航线天气预报 …… 217
航站天气预报 …… 217

hao

蒿里山虫 …… 546
蒿束结构* …… 502
郝诒纯 …… 1048
耗散结构* …… 100
耗散结构理论 …… 100

he

合成矿物 …… 406
合法名称 …… 522
合黎运动 …… 1018
合模* …… 521
合纹石 …… 70
何杰 …… 1029
何作霖 …… 1033
和达清夫-贝尼奥夫地震带* …… 888
和风 …… 212
和缓期 …… 912
和尚沟阶 …… 723
和尚沟组 …… 725
和田玉* …… 426
和县猿人 …… 627
和政动物群 …… 608
和州灰岩* …… 714
和州组 …… 714
河北地质 …… 798
河冰 …… 386
河槽* …… 271
河槽沉积物* …… 773
河槽汇流 …… 383
河槽形势 …… 384
河成砾岩 …… 488
河成沙波 …… 272
河成沙纹 …… 272
河川径流量 …… 371
河床 …… 271
河床比降 …… 384
河床充填沉积* …… 468
河床演变 …… 385
河床质泥沙 …… 350
河道变迁 …… 274
河谷 …… 271
河谷盆地 …… 264
河淮地块 …… 932
河口 …… 271
河口湖 …… 278
河口水文学 …… 368
河流沉积物* …… 773
河流 …… 234
河流补给 …… 384
河流错位 …… 277
河流地质作用 …… 255
河流含沙量 …… 386
河流阶地 …… 275
河流劫夺* …… 274
河流均衡剖面* …… 269
河流类型 …… 271
河流泥沙 …… 385
河流泥沙输送 …… 385
河流偏移 …… 277
河流平衡剖面 …… 269
河流抢水* …… 274
河流输沙量 …… 386
河流水化学 …… 386
河流水情 …… 384
河流水文学 …… 366
河流弯曲系数 …… 384
河流袭夺 …… 274
河流相* …… 467
河流学* …… 366
河漫盆地沉积 …… 468
河漫滩 …… 272
河漫滩沉积 …… 468
河漫滩沉积物* …… 773
河南地质 …… 802
河内星云* …… 17
河曲 …… 273
河上洞洞穴堆积* …… 763
河上洞组 …… 763
河水热动态 …… 385
河水水质 …… 378
河套活动断陷带 …… 967
河套人 …… 633
河套文化 …… 638
河外射电源 …… 16
河外星系 …… 15
河外星云* …… 15
河网密度 …… 384
河西构造体系 …… 939
河西系* …… 939
河系 …… 384
河源 …… 271
河源湖 …… 278
荷斯廷间冰期 …… 357

荷塘硅质页岩及石煤层* …… 695
荷塘组 …… 695
核地质学 …… 87
核反应区 …… 24
核幔构造 …… 852
核幔过渡带 …… 5
核幔界面* …… 5
核素 …… 114
核素年代学计时法 …… 82
核素起源* …… 75
核素太阳系丰度 …… 75
核素宇宙丰度 …… 75
核统计平衡理论 …… 76
核形石 …… 601
盒式取样器* …… 186
贺兰山岩群 …… 670
贺兰山-珠穆朗玛峰波峰带 …… 930
贺兰组 …… 763
赫顿 …… 1063
赫尔弗特阶 …… 743
赫尔特介 …… 549
赫雷拉龙 …… 574
赫罗图 …… 19
赫斯 …… 1072
赫塘阶 …… 728
赫特纳 …… 1068
褐帘石 …… 424
褐锰矿 …… 419
褐铅矿* …… 434
褐色土型古土壤 …… 336
褐铁矿 …… 421
褐铁矿混合物 …… 320
褐土 …… 316
褐钇铌矿 …… 420
褐粘土* …… 179
褐侏罗统 …… 728

hei

黑潮 …… 164
黑电气石* …… 424
黑洞 …… 17
黑钙土 …… 316
黑疙瘩岭运动 …… 1010
黑光* …… 197
黑海-北极式海侵颤动 …… 963
黑河亚阶* …… 699
黑金刚石 …… 412
黑濑川带 …… 878
黑榴石* …… 423
黑龙江地质 …… 799
黑垆土 …… 336
黑锰矿 …… 419
黑硼锡镁矿 …… 433
黑色人种 …… 642
黑色石灰土 …… 316
黑色页岩 …… 490
黑森林地堑* …… 873
黑山头组* …… 716
黑石北湖火山群 …… 1005
黑霜* …… 196
黑陶文化* …… 639
黑铜矿 …… 417
黑土 …… 316
黑土形成学说 …… 332
黑钨矿 …… 419
黑稀金矿 …… 420
黑曜岩 …… 459
黑硬绿泥石 …… 428
黑云母 …… 428
黑侏罗统 …… 728
黑柱石 …… 424
黑子半影 …… 23
黑子本影 …… 23

hen

痕量元素* …… 109
痕木* …… 603

heng

亨伯造山运动* …… 1023
恒河-布拉马普特拉河三角洲 …… 236
恒河平原 …… 233
恒星 …… 19
恒星光谱型 …… 19
恒星年 …… 37
恒星时 …… 37
恒星天文学 …… 19
恒星演化理论 …… 19
恒星元素合成假说* …… 76
恒星月 …… 38
横板珊瑚* …… 532
横板珊瑚目 …… 532
横板珊瑚形珊瑚亚纲 … 532
横波 …… 153
横磁极化* …… 143
横电极化* …… 143
横断层 …… 834
横谷 …… 267
横贯南极山脉 …… 806
横贯南极造山带 …… 880
横节理 …… 845
横截关系律 …… 92
横梁弯曲 …… 952
横裂甲藻纲 …… 599
横山又次郎 …… 1068
横山组 …… 735
横推断层* …… 838
横弯褶皱作用 …… 829
横卧褶皱* …… 828
横向构造置换 …… 817
横向海岸 …… 168
横向迁移* …… 858
横向沙垄 …… 282
衡阳运动 …… 1019

hong

烘焙变质作用* …… 498
红宝石压力计 …… 133
红层 …… 653
红层岩溶 …… 287
红海海底成矿作用 …… 181
红海-亚丁湾裂谷 …… 878
红河断裂带 …… 872
红河活动断裂带 …… 969
红河组 …… 741
红花园阶 …… 698
红花园石灰岩* …… 700
红花园组 …… 700
红化作用 …… 322
红巨星 …… 20
红泥 …… 178
红镍矿* …… 414
红旗营子群 …… 673
红壤 …… 315
红壤地区铁磐 …… 324
红壤发育磁性叠加 …… 311
红壤化作用 …… 322
红壤型风化壳 …… 321
红色风化壳 …… 321
红色古土壤 …… 322
红色建造 …… 864
红色菊石瘤状灰岩 …… 864
红色盆地 …… 323
红色盆地分布 …… 323
红色盆地土壤 …… 323
红色人种 …… 642
红色石灰土 …… 315
红色土 …… 336
红色土 A 带* …… 744
红山口组 …… 690
红山头组 …… 701
红山嘴组 …… 716
红杉 …… 605
红砷镍矿 …… 414
红石矿 …… 412
红树林海岸 …… 169
红水地震 …… 989
红铁矿* …… 417
红头屿组 …… 742
红土化作用 …… 322
红土砾石层 …… 322
红土洼组 …… 716
红外辐射 …… 197
红外光卫星云图 …… 199
红外星 …… 20
红外源 …… 15
红锌矿 …… 417
红崖冰期 …… 357
红雁池组 …… 720
红移 …… 14
红藻门 …… 599
红粘土* …… 316
红柱石 …… 423
宏观地震前兆 …… 983
宏观地震效应* …… 981
宏观震中* …… 975
虹 …… 195
虹赤村组 …… 684
洪堡 …… 1063
洪洞-赵城地震 …… 986
洪泛盆地沉积* …… 468
洪泛平原沉积* …… 468
洪峰 …… 385
洪峰流量 …… 385
洪格尔庙组 …… 711
洪古勒楞组 …… 711
洪积论 …… 94
洪积平原 …… 276
洪积期 …… 751
洪积扇 …… 273
洪积土 …… 318
洪积物 …… 773
洪积相 …… 467
洪积锥* …… 273
洪流地质作用 …… 256
洪水 …… 385
洪水调查 …… 389
洪水峰* …… 385
洪水频率 …… 385
洪水期 …… 385
洪水位 …… 385
洪水要素 …… 385
洪水预报 …… 385
洪水庄页岩* …… 680
洪水庄组 …… 680
洪水总量 …… 385

hou

侯德封 …… 1033
侯尔孟珊瑚 …… 534
侯光炯 …… 1035
侯家塘组 …… 705

侯默阶 …… 703
侯仁之 …… 1040
侯祥麟 …… 1041
猴超科 …… 617
猴家山组 …… 694
猴面石* …… 948
后艾达姆阶 …… 693
后坝组 …… 696
后滨 …… 168
后滨相 …… 469
后成合晶结构* …… 503
后成河 …… 271
后澄江运动 …… 1012
后地* …… 861
后构造期结晶作用 …… 499
后模 …… 521
后期旋回 …… 903
后倾式双冲构造* …… 843
后鳃亚纲 …… 536
后生白云岩 …… 492
后生角砾岩 …… 488
后生结核 …… 484
后生作用 …… 474
后同名 …… 522
后月海时期* …… 56
后造山作用 …… 893
后展式扩展* …… 843
后足介亚目 …… 548
后佐川运动 …… 1026
厚皮构造* …… 840
厚熟表层 …… 307
厚缘小球藻 …… 602

hu

呼尔井组 …… 742
呼吉尔斯特组 …… 711
呼伦贝尔高原成土环境演变 …… 328
滹沱群 …… 672
滹沱系* …… 672
滹沱页岩* …… 672
滹沱运动 …… 1012
狐猴类 …… 614
狐猴洲 …… 788
弧-弧碰撞 …… 896
弧-陆碰撞 …… 895
弧沟间隙 …… 887
弧后盆地 …… 887
弧间海 …… 781
弧间盆地 …… 887
弧前盆地 …… 887
弧形构造 …… 941
弧形列岛* …… 174
胡海涛 …… 1049
胡焕庸 …… 1033
胡家村阶 …… 723
胡家村组 …… 727
胡克 …… 1062
胡克定律 …… 92
胡乐阶 …… 698
胡乐页岩* …… 700
胡乐组 …… 700
胡聿贤 …… 1049
壶天统 …… 712
壶穴 …… 272
湖岸 …… 277
湖岸岸坡* …… 277
湖岸带 …… 277
湖岸阶地* …… 277
湖岸浅滩* …… 277
湖岸线 …… 277
湖北地质 …… 802
湖北鳄目 …… 572
湖北式地洼区 …… 915
湖泊 …… 237
湖泊冰情 …… 387
湖泊波漾 …… 387
湖泊沉积物* …… 773
湖泊储存资源量 …… 371
湖泊地貌 …… 277
湖泊地质作用 …… 258
湖泊堆积平原* …… 277
湖泊类型 …… 277
湖泊气象站 …… 193
湖泊水平衡 …… 752
湖泊水水质 …… 378
湖泊水文学 …… 366
湖泊水资源 …… 371
湖泊相 …… 468
湖泊形态度量 …… 280
湖泊形态系数 …… 387
湖泊学* …… 366
湖泊演化 …… 387
湖泊增减水 …… 387
湖泊沼泽化 …… 279
湖泊资源 …… 386
湖成阶地 …… 277
湖积平原 …… 277
湖积浅滩* …… 277
湖积物 …… 773
湖浪 …… 387
湖流 …… 387
湖南地质 …… 802
湖南角石 …… 540
湖南统 …… 707
湖畔南猿 …… 622
湖盆 …… 277
湖盆成因类型 …… 277
湖蚀洞穴 …… 277
湖蚀浅滩* …… 277
湖蚀崖 …… 277
湖水光学现象 …… 387
湖水含盐量* …… 279
湖水化学类型 …… 279
湖水矿化度 …… 279
湖水类型* …… 279
湖水逆温层 …… 387
湖水热动态 …… 387
湖水盐度* …… 279
湖水跃温层 …… 387
湖水运动 …… 387
湖水运动方式 …… 258
湖水正温层 …… 387
蝴蝶虫 …… 546
懈猿* …… 618
虎坪运动 …… 1010
虎头梁文化 …… 639
琥珀昆虫 …… 552
琥珀螺 …… 537
护唇纲 …… 553
互利共生 …… 525
互生* …… 399

hua

花斑岩 …… 459
花粉* …… 606
花刚石* …… 458
花岗斑岩 …… 459
花岗变晶结构* …… 502
花岗结构 …… 452
花岗片麻岩穹窿 …… 832
花岗闪长岩 …… 459
花岗石* …… 458
花岗伟晶岩 …… 461
花岗细晶岩* …… 461
花岗岩 …… 458
花岗岩-绿岩带 …… 495
花岗岩化作用 …… 499
花岗岩类 …… 458
花岗岩三元系相图 …… 134
花岗岩质层* …… 6
花岗质混合片麻岩 …… 510
花岗质片麻岩 …… 506
花岗状结构 …… 486
花港组 …… 742
花莲东南海地震 …… 988
花鳞鱼亚纲 …… 564
花石山群 …… 681
花纹石 …… 601
花垣排碧寒武系剖面 …… 745
花状构造 …… 839
华 …… 195
华北地台 …… 867
华北地台地质 …… 796
华北地洼区 …… 917
华北地域人种 …… 644
华北动物群* …… 763
华北古陆 …… 787
华北近代沉降区 …… 966
华北龙 …… 582
华莱士线 …… 246
华力西旋回 …… 903
华力西运动* …… 1023
华脉目 …… 552
华南地区成土环境演变 …… 328
华南古红土分期 …… 323
华南褶皱系 …… 909
华南准地台* …… 909
华西构造带 …… 929
华夏地块 …… 867
华夏断块区* …… 925
华夏构造带 …… 929
华夏古陆 …… 788
华夏类型构造特征 …… 939
华夏鳗 …… 562
华夏鸟目 …… 592
华夏期地洼区 …… 915
华夏式建造 …… 914
华夏式褶皱* …… 938
华夏植物区 …… 783
华夏植物群 …… 783
华县地震 …… 986
华严寺石灰岩* …… 695
华严寺组 …… 695
华阳龙 …… 583
华中地洼区 …… 917
滑擦面 …… 309
滑床 …… 270
滑动 …… 825
滑动反应* …… 496
滑动构造* …… 841
滑动构造结构 …… 841
滑动痕* …… 483
滑动面 …… 840
滑动系统 …… 841
滑覆构造 …… 841
滑距 …… 834
滑离断层* …… 840
滑抹晶体 …… 836
滑劈理 …… 846
滑坡 …… 268
滑坡壁 …… 268
滑坡堆积相 …… 467
滑坡基座 …… 268

滑坡舌 …… 268
滑坡体 …… 268
滑石 …… 426
滑石板阶 …… 712
滑石板组 …… 714
滑石菱镁片岩* …… 508
滑石菱镁岩 …… 507
滑石片岩 …… 505
滑塌构造 …… 481
滑塌作用 …… 254
滑体亚纲 …… 568
滑脱断层* …… 840
滑脱构造* …… 840
滑脱面* …… 840
滑脱褶皱 …… 831
滑陷构造* …… 481
滑移沉积 …… 472
滑移反映面* …… 400
滑移流动 …… 825
滑移面 …… 400
滑移双晶* …… 397
滑移系 …… 853
滑移线 …… 835
滑移线场 …… 858
滑褶皱* …… 829
化隆群 …… 674
化石 …… 513
化石层序律 …… 92
化石成岩学 …… 512
化石磁性 …… 146
化石果* …… 514
化石红壤 …… 324
化石化作用 …… 518
化石记录 …… 514
化石群 …… 524
化石人类* …… 609
化石人类学 …… 84
化石生物学 …… 511
化石土 …… 775
化石土壤 …… 327
化石岩溶 …… 287
化石岩石学 …… 512
化石洋脊 …… 891
化石种* …… 520
化探* …… 88
化学搬运力 …… 256
化学残积矿床 …… 776
化学沉积分异作用 …… 474
化学沉积岩* …… 490
化学成熟度* …… 478
化学磁清洗 …… 148
化学地层学 …… 647
化学地理学 …… 227
化学地球动力学 …… 100
化学分异假说 …… 10
化学风化 …… 251
化学共栖关系 …… 516
化学化石 …… 517
化学键 …… 105
化学径流 …… 382
化学剩余磁化强度 …… 145
化学石灰岩 …… 491
化学岩 …… 490
化学岩石学* …… 439
化学元素地层 …… 113

huai

怀卢群* …… 669
怀特 …… 1073
怀头他拉组 …… 716
怀远运动 …… 1013
淮北岗地白土 …… 331
淮河动物群* …… 756
淮南生物群 …… 608
淮南运动 …… 1015
淮阳地盾 …… 868
淮阳古陆 …… 788
淮阳山字型构造体系 …… 940
淮阳运动 …… 1016
踝节目 …… 596

huan

还原(性)淋溶作用 …… 301
还原障 …… 107
还原作用 …… 260
环北极生物观测站 …… 813
环边结构* …… 503
环带 …… 851
环带结构 …… 454
环带轴* …… 851
环礁 …… 173
环礁湖* …… 174
环节动物门 …… 535
环节石* …… 543
环境变化的岩溶记录 …… 284
环境磁学 …… 141
环境地球化学 …… 99
环境地质学 …… 87
环境矿物学 …… 406
环境生态学 …… 243
环境水文学 …… 368
环境氧化还原电位 …… 107
环境因子* …… 244
环境因子非同等重要律 …… 218
环口目 …… 553
环棱螺 …… 537
环流指数 …… 206
环太平洋大圆构造带 …… 929
环太平洋岛弧 …… 174
环太平洋地震带 …… 974
环太平洋地质 …… 793
环太平洋构造域 …… 906
环太平洋活动构造系 …… 966
环太平洋火山带 …… 176
环太平洋造山区 …… 910
环形动物* …… 535
环形构造 …… 862
环状断层 …… 838
环状构造* …… 943
环状硅酸盐矿物 …… 421
环状双晶* …… 397
锾-钍法 …… 120
锾法 …… 120
锾过剩法 …… 120
锾亏损法 …… 120
幻龙亚目 …… 573

huang

荒漠 …… 237
荒漠土壤 …… 299
皇冠鹿 …… 598
湟水期 …… 753
湟中群 …… 679
煌斑结构 …… 452
煌斑岩 …… 461
煌绿岩* …… 456
煌源群 …… 678
黄秉维 …… 1041
黄长石 …… 423
黄长岩 …… 460
黄赤交角 …… 8
黄道坐标系 …… 35
黄岗组 …… 744
黄国璋 …… 1031
黄果树瀑布 …… 236
黄海 …… 160
黄海暖流 …… 166
黄海沿岸流 …… 166
黄河 …… 235
黄河低压* …… 202
黄河矿 …… 438
黄河流域输沙模数 …… 350
黄河年径流 …… 350
黄河气旋 …… 202
黄河三角洲 …… 236
黄河水文特征 …… 350
黄河中游黄土地层 …… 343
黄红壤 …… 315
黄花沟组 …… 704
黄淮海平原 …… 234
黄昏鸟 …… 593
黄汲清 …… 1035
黄极 …… 36
黄钾铁矾 …… 436
黄尖组 …… 730
黄经 …… 36
黄晶 …… 423
黄连组 …… 689
黄陵运动 …… 1011
黄龙石灰岩* …… 714
黄龙组 …… 714
黄绿石* …… 420
黄马青群 …… 726
黄马青页岩* …… 726
黄马青组* …… 726
黄梅运动 …… 1012
黄霉* …… 221
黄绵土 …… 316
黄泥岗页岩* …… 700
黄泥岗组 …… 700
黄壤 …… 315
黄色人种 …… 642
黄绍显 …… 1042
黄束沸石* …… 432
黄水河群 …… 677
黄水晶* …… 418
黄铁绢英岩 …… 508
黄铁矿 …… 415
黄铁细晶岩* …… 508
黄铜矿 …… 413
黄土 …… 336
黄土-古土壤系列 …… 348
黄土板状钙质层 …… 339
黄土包气带 …… 339
黄土崩塌 …… 342
黄土层古土壤类型 …… 336
黄土层间扭曲层理 …… 339
黄土沉积构造 …… 339
黄土成因研究史 …… 335
黄土冲沟 …… 341
黄土磁化率 …… 348
黄土磁性地层区域对比 …… 346
黄土磁性地层学 …… 335
黄土粗显结构 …… 338
黄土地层学 …… 335
黄土地貌 …… 341
黄土地区小流域治理评价 …… 350
黄土地区小流域综合治理 …… 350

黄土地质学 …… 83
黄土碟 …… 342
黄土洞 …… 342
黄土多种地质作用形成说 …… 335
黄土风成说 …… 335
黄土高原 …… 341
黄土高原地貌分区 …… 342
黄土高原地貌类型 …… 341
黄土高原地貌区划 …… 342
黄土高原第四纪地质发展史 …… 347
黄土高原第四纪古环境变迁 …… 347
黄土高原第四纪气候地层 …… 347
黄土高原古红土 …… 322
黄土高原古季风变迁 … 348
黄土高原土壤侵蚀类型 …… 349
黄土高原土壤侵蚀形态 …… 349
黄土高原土壤水分平衡 …… 339
黄土高原土壤水分循环 …… 340
黄土隔坡梯田 …… 350
黄土工程地质性质 …… 340
黄土沟蚀 …… 349
黄土古气候变化地质标志 …… 347
黄土古气候旋回 …… 347
黄土古气候振荡周期 … 348
黄土古土壤 …… 336
黄土古土壤成土标志 … 329
黄土古土壤发育间断 … 329
黄土古土壤结构 …… 338
黄土古土壤物质成分 … 338
黄土古土壤有机质 …… 339
黄土含水量 …… 339
黄土滑坡 …… 342
黄土化学成分 …… 337
黄土混杂岩性带 …… 339
黄土极性带异常 …… 346
黄土集合体 …… 338
黄土集合体类型 …… 338
黄土集合体显微结构类型 …… 338
黄土加积型古土壤 …… 329
黄土假菌丝 …… 338
黄土涧地 …… 341
黄土胶结物 …… 338
黄土阶地 …… 342
黄土节理 …… 342
黄土结构特征 …… 338
黄土结核 …… 338
黄土结核层* …… 338
黄土颗粒成分 …… 337
黄土孔隙 …… 338
黄土孔隙成因分类 …… 338
黄土矿物成分 …… 337
黄土类土 …… 336
黄土梁 …… 341
黄土裂隙 …… 342
黄土裂隙-孔隙水 …… 339
黄土漏斗 …… 342
黄土陆生蜗牛化石 …… 346
黄土峁 …… 341
黄土面蚀 …… 349
黄土母质矿物特征 …… 321
黄土母质土壤分带图 …… 329
黄土泥石流 …… 342
黄土年代地层界限 …… 346
黄土年代地层学 …… 335
黄土年龄测定方法 …… 346
黄土铍浓度记录 …… 348
黄土坪 …… 342
黄土坡积成因说 …… 336
黄土气候地层学 …… 335
黄土潜蚀 …… 349
黄土潜育化层理 …… 339
黄土墙 …… 342
黄土桥 …… 342
黄土切沟 …… 342
黄土侵蚀率 …… 350
黄土侵蚀模数 …… 349
黄土侵蚀强度 …… 348
黄土侵蚀速度 …… 349
黄土区生态经济评价指标 …… 350
黄土区生态经济评价指标体系 …… 350
黄土区生态经济系统建设 …… 350
黄土砂礓 …… 338
黄土砂姜* …… 338
黄土渗滤变形 …… 341
黄土渗透溶滤变形系数 …… 341
黄土渗透性 …… 339
黄土生物地层学 …… 335
黄土湿陷等级 …… 340
黄土湿陷起始压力 …… 340
黄土湿陷系数 …… 340
黄土湿陷性 …… 340
黄土湿陷性评价 …… 341
黄土水成说 …… 335
黄土水平梯田 …… 350
黄土水土保持 …… 350
黄土台塬 …… 341
黄土土壤地层单位 …… 348
黄土土壤侵蚀 …… 348
黄土土壤水分保持与运移 …… 339
黄土土壤水分存储特征 …… 339
黄土土壤水分特征 …… 339
黄土微观结构类型 …… 338
黄土微结构 …… 338
黄土物质成分 …… 337
黄土细沟 …… 342
黄土峡谷 …… 342
黄土陷穴 …… 342
黄土小僧* …… 338
黄土斜交层理 …… 339
黄土泻溜 …… 342
黄土形成 …… 336
黄土学 …… 335
黄土压缩性 …… 341
黄土岩溶 …… 341
黄土岩石地层单位 …… 343
黄土岩石地层划分 …… 343
黄土岩石地层划分标志 …… 343
黄土岩石地层学 …… 335
黄土盐类成分 …… 337
黄土峿峴 …… 341
黄土隐层理 …… 339
黄土宇宙成因说 …… 335
黄土塬 …… 341
黄土造壤成因说 …… 336
黄土掌地 …… 342
黄土杖地 …… 342
黄土重力侵蚀 …… 349
黄土柱 …… 342
黄土状土 …… 336
黄纬 …… 36
黄锡矿 …… 414
黄崖关组* …… 678
黄钇钽矿 …… 420
黄玉* …… 423
黄棕壤 …… 315

hui

灰褐土 …… 316
灰黑土 …… 316
灰华* …… 774
灰化淀积层 …… 308
灰化土 …… 316
灰化作用 …… 303
灰泥 …… 486
灰泥基质* …… 486
灰泥丘* …… 470
灰泥岩* …… 491
灰泥支撑 …… 486
灰色片麻岩 …… 506
灰色森林土* …… 316
灰岩建造 …… 864
挥发分 …… 440
珲春矿 …… 412
辉铋矿 …… 415
辉长玢岩 …… 456
辉长结构 …… 453
辉长伟晶岩* …… 461
辉长细晶岩* …… 461
辉长斜长岩* …… 59
辉长岩 …… 455
辉长岩分类 …… 443
辉沸石 …… 432
辉钴矿* …… 414
辉绿玢岩 …… 456
辉绿结构 …… 453
辉绿岩 …… 456
辉钼矿 …… 415
辉砷钴矿 …… 414
辉砷镍矿 …… 414
辉石 …… 424
辉石-角岩相 …… 500
辉石安山岩 …… 458
辉石白榴岩* …… 460
辉石麻粒岩相* …… 501
辉石岩 …… 455
辉锑矿 …… 415
辉铜矿 …… 413
辉岩 …… 507
辉银矿 …… 413
回春性山地 …… 965
回归年 …… 37
回归线 …… 3
回归型混合火山锥 …… 1003
回声测深仪 …… 185
回星哨组 …… 704
回转地滑 …… 176
汇聚边界 …… 886
汇聚边缘* …… 886
汇流 …… 381
汇流水源* …… 381
汇水面积* …… 271
汇水区 …… 277
会合双晶* …… 398
会理群 …… 682
会鸟 …… 591
彗发* …… 80
彗发成分 …… 80
彗核* …… 80

彗核化学成分 …… 80
彗头* …… 80
彗尾* …… 80
彗星 …… 29
彗星成因 …… 81
彗星化学 …… 80
彗星结构 …… 80
彗星中光化学反应 …… 81
惠姆克里克群* …… 668
惠姆溪群 …… 668
喙壳纲 …… 543
喙嘴龙亚目 …… 589

hun

浑天说 …… 11
混合长 …… 207
混合潮 …… 162
混合花岗岩 …… 510
混合火山 …… 998
混合火山锥 …… 1003
混合片麻岩 …… 510
混合溶蚀 …… 284
混合岩 …… 509
混合岩带 …… 510
混合岩化* …… 499
混合岩化变质岩 …… 509
混合岩化成矿 …… 510
混合岩化作用 …… 499
混合云降水机制 …… 197
混合杂岩 …… 510
混合锥* …… 1002
混合作用 …… 449
混合作用定量模型 …… 110
混积岩 …… 493
混染作用 …… 449
混杂堆积 …… 893
混杂岩* …… 893
混杂作用* …… 449
混浊流沉积物* …… 178

huo

活动板块* …… 886
活动大陆边缘 …… 889
活动大陆边缘盆地 …… 473
活动带 …… 862
活动地块隆起* …… 966
活动断层段落边界 …… 960
活动断块 …… 961
活动断裂 …… 960
活动断裂带* …… 935
活动断裂分段性 …… 960
活动断裂网络* …… 961
活动断裂系 …… 961
活动构造 …… 960
活动构造带 …… 935
活动构造单元 …… 957
活动构造体系 …… 944
活动构造学 …… 86
活动积温 …… 219
活动块体 …… 965
活动论 …… 94
活动盆地 …… 960
活动温度 …… 219
活动亚门* …… 557
活动褶皱 …… 959
活动组分 …… 496
活度 …… 108
活度积原理* …… 106
活度图 …… 133
活断层* …… 960
活化带 …… 915
活化地台 …… 915
活化构造学说* …… 911
活化区学说* …… 911
活化石 …… 517
活化台块 …… 922
活化型造山运动* …… 913
活火山 …… 994
火把冲煤系* …… 725
火把冲组 …… 725
火成堆积 …… 450
火成论 …… 93
火成岩 …… 440
火成岩产状 …… 449
火成岩分类 …… 442
火成岩构造组合 …… 448
火成岩石学 …… 83
火成岩体 …… 440
火成岩稀土元素配分 …… 111
火成岩系列 …… 447
火成岩相 …… 450
火地岛地域人种 …… 644
火地垭群 …… 677
火花动态光弹法 …… 952
火口垣* …… 1003
火口原 …… 1004
火口原湖 …… 278
火流星 …… 29
火圈* …… 6
火山 …… 994
火山雹石* …… 448
火山崩流 …… 1000
火山尘 …… 999
火山带 …… 994
火山弹 …… 999
火山岛 …… 161
火山地貌学 …… 261
火山地震 …… 979
火山地质 …… 991
火山地质学 …… 86
火山豆 …… 999
火山豆石* …… 448
火山堆积说 …… 991
火山发光云 …… 1000
火山构造 …… 991
火山构造凹地 …… 1004
火山构造地垒 …… 1004
火山构造地堑 …… 1004
火山管* …… 997
火山海岸 …… 169
火山海啸 …… 992
火山弧 …… 887
火山灰 …… 999
火山灰火山锥 …… 1002
火山灰结构* …… 454
火山灰流 …… 999
火山灰流说* …… 461
火山灰年代学 …… 991
火山灰球* …… 448
火山灰土* …… 317
火山灰云* …… 1000
火山活动 …… 991
火山机构 …… 996
火山集块* …… 1000
火山集块岩 …… 462
火山角砾结构 …… 454
火山角砾岩 …… 462
火山角砾岩筒* …… 997
火山津波* …… 992
火山津浪* …… 992
火山颈 …… 997
火山颈残山 …… 997
火山喀斯特 …… 1004
火山口 …… 1003
火山口壁 …… 1003
火山口湖 …… 278
火山口环 …… 1003
火山口墙* …… 1003
火山口缘 …… 1003
火山块 …… 1000
火山雷雨 …… 1000
火山泪 …… 999
火山砾 …… 999
火山链 …… 994
火山烈度 …… 993
火山隆起说 …… 991
火山脉动 …… 992
火山毛 …… 999
火山鸣 …… 992
火山泥 …… 179
火山泥流 …… 999
火山泥球 …… 448
火山泥石流 …… 1000
火山凝灰岩* …… 462
火山抛出物 …… 998
火山喷出物 …… 998
火山喷发 …… 992
火山喷发类型 …… 995
火山喷发前兆 …… 992
火山喷气孔 …… 992
火山气体 …… 1000
火山穹丘 …… 1002
火山区 …… 994
火山群 …… 994
火山塞 …… 1002
火山沙 …… 999
火山升华物 …… 1000
火山水 …… 1000
火山碎屑 …… 447
火山碎屑沉积岩 …… 462
火山碎屑高原 …… 1005
火山碎屑结构 …… 454
火山碎屑流 …… 998
火山碎屑物 …… 998
火山碎屑岩分类 …… 462
火山体* …… 996
火山通道 …… 997
火山筒 …… 997
火山洼地 …… 1004
火山温泉 …… 992
火山现象 …… 992
火山型被动大陆边缘 …… 889
火山型张裂边缘* …… 889
火山旋回 …… 992
火山学 …… 991
火山岩 …… 440
火山岩建造 …… 440
火山岩 QAPF 分类 …… 443
火山岩 TAS 分类 …… 444
火山岩相* …… 450
火山云 …… 1000
火山韵律 …… 992
火山渣 …… 999
火山渣锥 …… 1002
火山枕状构造 …… 993
火山柱 …… 1002
火山柱状节理 …… 993
火山筑积物* …… 996
火山锥 …… 1001
火山锥土壤 …… 325
火山作用 …… 991
火石* …… 493
火硝* …… 438
火星 …… 26

火星表面成分 …… 44
火星表面温度 …… 44
火星冰成地貌 …… 45
火星尘暴 …… 44
火星磁层结构 …… 44
火星磁场 …… 44
火星大气 …… 43
火星大气层结构 …… 44
火星地貌特征 …… 45
火星地形特征 …… 45
火星地质发展史 …… 47
火星地质学 …… 43
火星地质作用 …… 47
火星风成地貌 …… 45
火星构造格局 …… 46
火星河道 …… 46
火星核 …… 47
火星混杂地貌 …… 46
火星火山地貌 …… 45
火星极冠 …… 46
火星壳 …… 47
火星幔 …… 47
火星内部构造 …… 47
火星盆地 …… 46
火星切沟地貌 …… 46
火星水体消失 …… 47
火星土壤 …… 44
火星卫星 …… 47
火星峡谷 …… 46
火星岩石 …… 44
火星陨石 …… 67
火星重力场 …… 44
火星撞击坑 …… 46
火焰石* …… 448
火焰状构造 …… 482
货币虫 …… 529
货币虫纪* …… 665
霍城组 …… 696
霍顿入渗公式 …… 383
霍尔,J. …… 1065
霍尔姆斯 …… 1071
霍尔,S.J. …… 1063
霍龙门组 …… 710
霍普金斯定律* …… 243
霍邱运动 …… 1013
霍邱岩群 …… 670
霍屯督人* …… 645
霍县岩群 …… 670

J

ji

饥饿段* …… 660
机场关闭气象条件 …… 217
机械搬运力 …… 256
机械沉积分异作用 …… 474
机械分析* …… 476
机械风化* …… 251
机械淋洗作用* …… 301
机械双晶 …… 397
机械湍流 …… 210
击变玻璃 …… 73
击变岩 …… 73
鸡冠石* …… 415
鸡笼网状构造 …… 482
鸡西群 …… 730
鸡形龙 …… 577
畸变效应 …… 106
畸齿龙 …… 585
畸齿龙科 …… 585
积钙作用 …… 303
积累面积比率法 …… 351
积温 …… 219
积雪 …… 378
积盐层 …… 308
积雨云 …… 196
积云 …… 196
基巴拉-布干达-托罗运动 …… 1021
基巴拉旋回 …… 1021
基本层序 …… 657
基本发生土层* …… 305
基本土壤层 …… 305
基底沉降速率 …… 660
基底断块 …… 922
基底断裂 …… 921
基底断裂构造系 …… 926
基底胶结 …… 478
基底岩涌 …… 71
基堵拉组 …… 740
基拉尔尼运动 …… 1022
基拉韦厄型破火山口 …… 1004
基流 …… 382
基墨利大陆* …… 797
基墨利造山带 …… 874
基默里奇阶 …… 728
基诺尔运动* …… 1021
基诺拉运动 …… 1021
基磺 …… 361
基桑加尼瀑布 …… 237
基体 …… 509
基瓦丁群 …… 666
基瓦丁型* …… 667
基瓦丁杂岩* …… 666
基威诺超群* …… 680
基韦廷群* …… 666
基维诺超群 …… 680
基性* …… 446
基性麻粒岩* …… 506
基性熔岩土壤 …… 326
基性岩 …… 446
基性岩化作用* …… 856
基性月岩 …… 58
基眼目 …… 536
基质 …… 452
基转角* …… 392
基准面* …… 652
基准面原理 …… 660
基座阶地 …… 275
箕状构造 …… 838
激光等离子 U-Pb 年龄测定 …… 129
激光气象雷达 …… 226
激光全信息光弹法* … 951
激浪 …… 161
激浪带 …… 168
激浪作用 …… 258
激烈期 …… 912
极地冰层钻探 …… 811
极地低压* …… 203
极地东风带* …… 809
极地反气旋 …… 201
极地分布* …… 527
极地高压* …… 201
极地气团 …… 210
极地气旋 …… 809
极地西风带 …… 809
极点 …… 850
极点图 …… 851
极锋 …… 211
极光 …… 810
极距 …… 35
极密 …… 851
极圈 …… 3
极射赤平投影* …… 850
极射赤平投影网* …… 850
极盛带* …… 652
极图 …… 851
极微震 …… 976
极涡 …… 203
极限强度* …… 823
极性超带 …… 147
极性超时 …… 147
极性带 …… 147
极性共价键* …… 105
极性巨带 …… 147
极性巨时 …… 147
极性类质同像 …… 404
极性期 …… 147
极性时 …… 147
极性事件 …… 147
极性微带 …… 147
极性微时 …… 147
极性亚带 …… 147
极性亚时 …… 147
极性异常岩性层位 …… 346
极移 …… 136
极震区 …… 979
吉比恩铁陨石 …… 66
吉布斯相律* …… 133
吉尔伯特倒转极性时* … 147
吉尔伯特反向极性时 … 147
吉黑褶皱系 …… 908
吉林地质 …… 799
吉林陨石 …… 66
吉林陨石雨 …… 66
吉木乃组 …… 716
吉尼尔·普雷斯顿区 …… 405
吉纽 …… 1070
吉维阶 …… 708
急沟 …… 272
急流 …… 206
疾风 …… 212
棘皮动物门 …… 557
棘鱼纲 …… 564
集安群 …… 674
集块火山锥 …… 1002
集块结构 …… 454
集宁岩群 …… 670
集群 …… 523
集水面积* …… 271
几丁虫 …… 529
几何结晶学 …… 391
几何位置线 …… 184
几何形土* …… 365
几何性结构面* …… 934
挤出构造模型 …… 896
挤压带* …… 934
挤压构造带 …… 934
挤压脊 …… 839
挤压面* …… 934
挤压缩短模型 …… 896
脊* …… 827
脊面* …… 827
脊索动物门 …… 562
脊线*(构造) …… 827
脊线 (气象) …… 214
脊旋螺 …… 537
脊柱* …… 940
脊椎动物亚门 …… 562
戟龙 …… 588
嵴鼻龙 …… 574
计荣森 …… 1036
计算地球化学 …… 99
纪 …… 650

繫留气球 …… 225
季风 …… 202
季风槽 …… 204
季风低压* …… 202
季风气候 …… 240
季风气旋 …… 202
季风-软风型风积地形 …… 282
季风洋流 …… 164
季候泥* …… 361
季节浮游生物 …… 526
季节河* …… 276
季节湖* …… 279
季节年* …… 37
季节性河河口湖* …… 278
季节性岩溶泉 …… 293
济南虫 …… 546
继承构造层 …… 912
继承矿物* …… 476
继承式地洼区 …… 916
继承氩 …… 117
继形玻璃* …… 73
寄生 …… 525
寄生火山锥 …… 1003
寄生昆虫 …… 552
寄生褶皱* …… 830
寄主矿物* …… 130
蓟县叠层石 …… 601
蓟县纪 …… 662
蓟县矿 …… 420
蓟县前寒武系剖面 …… 745
蓟县群* …… 680
蓟县上升* …… 1013
蓟县系 …… 680
蓟县运动 …… 1013
冀鲁断块 …… 926
冀鲁黄土岩石地层 …… 344
褶翅目 …… 550

jia

加达裂谷作用 …… 1022
加丹加超群 …… 685
加丹加运动 …… 1021
加积 …… 659
加积礁* …… 470
加积型副层序组 …… 658
加积作用 …… 255
加拉帕戈斯盾型火山 …… 997
加拉帕戈斯型破火山口 …… 1004
加勒比板块 …… 899
加勒比海旋涡状构造 … 943
加里东旋回 …… 903
加里东运动 …… 1023
加里东造山带 …… 874
加鲁西非洲猿人* …… 623
加拿大地盾 …… 879
加拿大深海平原 …… 813
加拿大统 …… 699
加速度计 …… 984
加速器质谱分析 …… 129
嘉定层* …… 735
嘉定群 …… 735
嘉陵江灰岩* …… 725
嘉陵江组 …… 725
嘉陵龙 …… 584
夹皮沟岩群 …… 670
颊龙类 …… 583
甲村群 …… 701
甲壳笔石目 …… 559
甲壳亚门 …… 547
甲龙类 …… 584
甲烷水合物* …… 182
甲胄鱼类 …… 563
岬角 …… 171
钾-钙法 …… 121
钾-氩法 …… 117
钾长石 …… 429
钾地球化学 …… 114
钾镁煌斑岩 …… 456
钾明矾 …… 436
钾石膏 …… 435
钾石盐岩 …… 493
钾微斜长石* …… 430
钾硝石 …… 438
钾玄岩系列 …… 447
钾盐 …… 416
钾盐镁矾 …… 436
钾质角斑岩* …… 460
钾质细碧岩 …… 457
贾耽 …… 1028
贾福海 …… 1042
贾兰坡 …… 1038
架状硅酸盐矿物 …… 422
假层理 …… 484
假层状地质体 …… 818
假潮* …… 387
假次生包裹体 …… 130
假鲕 …… 485
假浮游生物 …… 526
假海乐菊石 …… 541
假化石 …… 518
假灰化作用 …… 303
假铰蚌 …… 538
假阶地 …… 267
假结核 …… 484
假菌丝黑钙土* …… 310
假菌丝结核* …… 310
假菌丝体 …… 310
假亮晶 …… 486
假流状构造 …… 451
假磨拉石建造* …… 914
假潜育层* …… 304
假潜育作用 …… 304
假球接子 …… 545
假色 …… 409
假史塔夫籁 …… 528
假提罗菊石 …… 542
假网纹构造 …… 324
假乌拉珊瑚 …… 533
假希瓦格籁 …… 528
假象 …… 408
假象赤铁矿* …… 417
假象击变玻璃 …… 73
假玄武玻璃* …… 509
假岩溶 …… 283
假游泳生物 …… 526
假杂基* …… 477
假整合* …… 647
假直角石* …… 539
假胄菊石 …… 541

jian

尖晶石 …… 419
尖晶石双晶律 …… 398
尖棱菊石 …… 541
尖棱褶皱 …… 828
尖灭侧现 …… 935
尖灭再现 …… 935
尖舌褶皱* …… 831
尖形三角洲 …… 169
尖圆褶皱 …… 831
尖状器* …… 636
坚头类 …… 567
间冰川阶段 …… 355
间冰期 …… 354
间冰期土壤 …… 324
间层状混合岩* …… 510
间带 …… 652
间断* …… 650
间断平衡论* …… 512
间隔 …… 835
间隔带 …… 652
间隔年龄 …… 82
间隔劈理 …… 847
间洪积期 …… 751
间粒结构 …… 453
间歇河 …… 276
间歇性河河口湖 …… 278
间歇性排水湖 …… 279
间歇性岩溶泉* …… 293
间歇悬浮载荷* …… 464
间歇悬移质 …… 464
间隐结构 …… 454
间雨期 …… 751
减水 …… 162
碱长花岗岩* …… 459
碱厂组 …… 694
碱度率 …… 441
碱湖 …… 280
碱化作用 …… 302
碱化作用学说 …… 302
碱流岩* …… 459
碱土 …… 317
碱性长石 …… 429
碱性长石花岗岩 …… 459
碱性长石片麻岩 …… 506
碱性橄榄玄武岩系列 …… 447
碱性花岗岩 …… 459
碱性辉长岩 …… 460
碱性辉石 …… 425
碱性火山岩 …… 456
碱性角闪石 …… 426
碱性淋溶学说* …… 304
碱性系列 …… 441
碱性玄武岩 …… 456
碱性玄武岩系列* …… 447
碱性岩 …… 447
碱性正长岩 …… 460
碱玄岩 …… 457
碱玄质响岩 …… 457
剪节理 …… 844
剪裂 …… 833
剪切-挤压造陆 …… 924
剪切-拉张造洋 …… 924
剪切波* …… 153
剪切带 …… 833
剪切角 …… 823
剪切模量 …… 823
剪切膝折带* …… 830
剪切褶皱 …… 829
剪性深断裂 …… 904
剪应变 …… 822
剪应力 …… 820
建康运动 …… 1015
建瓯群 …… 686
建平岩群 …… 670
建屏运动 …… 1010
建设性板块边缘* …… 885
建设性三角洲沉积 …… 469
建水矿 …… 421
建造 …… 952
建造系列 …… 865
建造序列* …… 865

剑齿虎亚科 …… 596
剑齿象 …… 597
剑龙 …… 583
剑龙类 …… 583
剑尾亚纲 …… 549
渐变论* …… 94
渐变式转化 …… 904
渐变褶劈理* …… 847
渐进变质作用* …… 498
渐进式地震预报 …… 985
渐新世 …… 665
渐新统 …… 739
渐新猿类 …… 616
箭钩角石目 …… 539
箭石目 …… 542

jiang

江淮气旋 …… 202
江南古陆 …… 788
江南运动 …… 1014
江宁运动 …… 1019
江苏地质 …… 800
江西地质 …… 801
江西运动 …… 1015
江心洲 …… 272
将今论古法 …… 92
浆河现象 …… 386
浆肋虫 …… 546
浆屑 …… 448
姜巴斯套组 …… 716
僵尾龙类 …… 574
桨叶状三角洲* …… 169
匠人 …… 624
降雹机理 …… 200
降水 …… 197
降水化学 …… 193
降水机理 …… 200
降水距平 …… 378
降水量 …… 200
降水水质 …… 378
降雪机理 …… 200
绛县群 …… 671

jiao

交叉环带 …… 851
交错层理 …… 479
交代斑状结构 …… 504
交代残留结构 …… 503
交代蚕蚀结构 …… 503
交代穿孔结构 …… 503
交代反条纹结构 …… 503
交代假象结构 …… 503
交代结构 …… 503
交代净边结构 …… 503
交代蠕状结构 …… 503
交代似文象结构 …… 504
交代条纹结构 …… 503
交代作用（变质岩） … 499
交代作用*（古生物） … 518
交沸石 …… 432
交换反应 …… 496
交迹滑动断层 …… 839
交接 …… 946
交面线理 …… 848
交生 …… 399
交织波浪状镶嵌构造 …… 928
交织结构 …… 453
交织劈理 …… 847
胶东岩群 …… 668
胶东运动 …… 1010
胶结类型 …… 478
胶结物 …… 477
胶结作用 …… 475
胶辽断块 …… 926
胶辽古陆 …… 788
胶磷矿* …… 434
胶岭石* …… 427
胶膜 …… 309
胶南岩群 …… 674
胶凝体* …… 464
胶凝作用 …… 260
胶蛇纹石 …… 427
胶体陈化作用 …… 474
胶体溶液 …… 464
胶体溶液沉积矿床* … 776
胶铁* …… 70
胶状结构 …… 485
焦金斯基大陆度指数* …… 241
焦石英 …… 73
蕉叶贝 …… 556
礁 …… 173
礁岛型岩溶 …… 288
礁湖 …… 174
礁灰岩 …… 491
礁坪岩溶 …… 287
礁相 …… 653
角斑岩 …… 460
角度不整合 …… 647
角峰 …… 362
角剪应变* …… 822
角脚类 …… 585
角砾 …… 478
角砾岩 …… 487
角砾云母橄榄岩* …… 455
角砾状混合岩 …… 509
角龙科 …… 588
角龙类 …… 587
角闪麻粒岩相* …… 501
角闪片岩 …… 505
角闪石 …… 426
角闪石-角岩相 …… 500
角闪石石棉* …… 426
角闪石岩 …… 455
角闪岩* …… 507
角闪岩相 …… 501
角闪质岩石 …… 507
角岩 …… 507
角岩结构 …… 503
角页岩* …… 507
角银矿 …… 416
角质层 …… 606
脚洞 …… 291
较老仙女木期* …… 358

jie

阶 …… 651
阶步 …… 836
阶地变形 …… 275
阶地横剖面图 …… 275
阶地剖面图 …… 275
阶地位相图 …… 275
阶地纵剖面图* …… 275
阶梯式断层 …… 837
接触变形带 …… 825
接触变质圈 …… 494
接触变质晕* …… 494
接触变质作用 …… 498
接触测角仪* …… 405
接触交代变质作用 …… 498
接触交代作用* …… 498
接触胶结 …… 478
接触双晶 …… 397
接触应变带* …… 825
接地逆温 …… 198
接合面 …… 397
揭顶作用 …… 896
孑遗 …… 524
节 …… 188
节颈鱼目 …… 564
节蕨植物门* …… 600
节理 …… 844
节理-牵引膝折带* …… 829
节理分期 …… 845
节理玫瑰花图 …… 845
节理密度* …… 845
节理配套 …… 845
节理频度 …… 845
节理统计图解* …… 845
节理图解 …… 845
节理系 …… 845
节理组 …… 845
节肢动物门 …… 543
结构成熟度 …… 478
结构晶体学* …… 391
结构面 …… 934
结构面力学性质控矿 …… 945
结构面力学性质转变 …… 946
结构水 …… 408
结构性泥石流* …… 269
结构要素 …… 818
结核 …… 484
结晶白云岩 …… 492
结晶分异作用 …… 448
结晶构造* …… 400
结晶化学* …… 391
结晶灰岩 …… 491
结晶火山砾 …… 999
结晶基底* …… 862
结晶粒状结构 …… 486
结晶片理 …… 504
结晶片岩 …… 505
结晶剩余磁化强度* …… 145
结晶水 …… 408
结晶顺序 …… 449
结晶学 …… 391
结晶学（地质） …… 83
结晶胀裂作用* …… 251
结晶指数 …… 442
结晶质 …… 391
结晶轴 …… 394
结晶作用 …… 391
结壳 …… 310
结壳熔岩 …… 1001
截层线 …… 834
截断线* …… 834
截接* …… 946
截距系数 …… 394
截留 …… 379
姐妹群 …… 513
解理 …… 410
解溶* …… 404
解析构造学 …… 815
介电性 …… 410
介甲目化石 …… 548
介形纲 …… 548
界(古生物) …… 519
界(地层) …… 651
界河口岩群 …… 670
界面* …… 652
界线* …… 652
界线层型 …… 648

jin

今鸟亚纲 …… 593
今生物* …… 513
金臂虫目 …… 548
金伯利岩 …… 455
金凤鸟 …… 591
金刚光泽 …… 409
金刚石 …… 412
金刚石压砧 …… 132
金红石 …… 417
金陵石灰岩* …… 714
金陵组 …… 714
金绿宝石 …… 419
金牛山洞穴堆积 …… 763
金牛山人 …… 630
金沙江石 …… 429
金山龙 …… 581
金山寨组 …… 690
金水口岩群 …… 674
金水组 …… 710
金斯-杰弗里斯假说* …… 31
金星 …… 26
金星表面环境 …… 42
金星磁层结构 …… 42
金星磁场 …… 42
金星大气 …… 42
金星大气层结构 …… 42
金星低地平原 …… 43
金星地貌特征 …… 43
金星地质热历史 …… 43
金星地质学 …… 42
金星高地 …… 43
金星核 …… 43
金星壳 …… 43
金星幔 …… 43
金星内部构造 …… 43
金星酸雨 …… 42
金星土壤 …… 42
金星温室效应 …… 42
金星眼* …… 42
金星撞击坑 …… 43
金云母 …… 428
金州上升 …… 1013
金属光泽 …… 409
金属键 …… 105
金属晶格 …… 105
金属矿物 …… 406
金子运动 …… 1016
金字塔形沙丘 …… 282
津巴布韦克拉通 …… 878
紧闭褶皱 …… 828
紧固作用 …… 896
紧密褶皱* …… 828
堇青石 …… 424
锦州龙 …… 586
进动 …… 36
进后生作用* …… 474
进化不可逆法则 …… 92
进积 …… 659
进积层序* …… 467
进积礁* …… 470
进积型副层序组 …… 658
进入 …… 516
进食构造* …… 515
近滨相 …… 470
近代地震活动 …… 980
近代横向地壳弯曲 …… 960
近代火山活动 …… 991
近地点 …… 36
近古* …… 953
近猴* …… 614
近猴类 …… 614
近结点 …… 108
近结系 …… 108
近龙 …… 580
近模 …… 521
近期火山 …… 994
近人* …… 623
近日点 …… 36
近裔共性 …… 513
近裔性状 …… 513
近裔自性 …… 513
近源浊积岩* …… 472
近震 …… 980
近震震级 …… 976
近祖共性 …… 513
近祖性状 …… 513
晋祠砂岩* …… 716
晋祠组 …… 716
晋宁梅树村震旦系—寒武系界线剖面 …… 745
晋宁旋回* …… 903
晋宁运动 …… 1012
晋豫黄土岩石地层 …… 344
禁用名称 …… 523

jing

茎笔石目 …… 559
经度地带性 …… 229
经济地质学* …… 86
经纬仪测风 …… 224
经向构造体系 …… 937
经验共生序数* …… 106
荆山群 …… 674
惊异南猿 …… 623
晶胞 …… 400
晶胞参数 …… 400
晶畴 …… 401
晶簇 …… 408
晶簇状结构* …… 486
晶带 …… 392
晶带定律 …… 392
晶带符号 …… 392
晶带轴* …… 392
晶洞构造 …… 451
晶格 …… 400
晶格参数* …… 400
晶格能 …… 106
晶格缺陷 …… 401
晶核 …… 392
晶化* …… 449
晶架* …… 400
晶间滑移 …… 853
晶孔 …… 291
晶棱 …… 392
晶棱符号* …… 392
晶粒* …… 391
晶粒灰岩* …… 491
晶面 …… 392
晶面符号 …… 395
晶面条纹 …… 397
晶面指数 …… 394
晶内滑动* …… 853
晶内滑移 …… 853
晶内扭折 …… 851
晶癖* …… 397
晶体 …… 391
晶体测角* …… 405
晶体测角仪 …… 405
晶体测量 …… 405
晶体常数* …… 394
晶体场分裂 …… 105
晶体场理论 …… 105
晶体场稳定能 …… 105
晶体定向 …… 394
晶体对称定律* …… 393
晶体发生学 …… 391
晶体化学 …… 391
晶体化学第一定律* …… 402
晶体几何常数 …… 394
晶体结构 …… 400
晶体结构学 …… 391
晶体缺陷* …… 401
晶体生成学* …… 391
晶体物理学 …… 391
晶体习性 …… 397
晶体学* …… 391
晶体印痕 …… 483
晶系 …… 393
晶屑 …… 447
晶形 …… 395
晶芽* …… 392
晶针 …… 296
晶质* …… 391
晶质塑性 …… 852
晶质铀矿 …… 418
晶轴* …… 394
晶族 …… 393
鲸背石 …… 363
井井子沟组 …… 721
井字型构造* …… 941
景儿峪灰岩* …… 683
景儿峪组 …… 683
景谷地块 …… 931
景观 …… 231
景观地球化学 …… 98
景观壳* …… 230
景观生态学 …… 227
景观图 …… 231
警戒水位 …… 384
径流 …… 381
径流变化时间序列分析 …… 382
径流变率 …… 382
径流补给 …… 381
径流场* …… 382
径流过程线 …… 381
径流河床* …… 46
径流集中度 …… 382
径流利用系数 …… 382
径流模数 …… 381
径流年际分配 …… 382
径流年内分配 …… 382
径流深度 …… 381
径流试验小区 …… 382
径流系数 …… 381
径流形成过程 …… 381
径流总量 …… 382
净辐射* …… 198
净砂岩* …… 488
净同化率* …… 219
净转移反应 …… 496
靖远组 …… 715
静地压力 …… 825
静电价原理* …… 402
静风 …… 212
静海石 …… 58
静乐期 …… 753
静乐组 …… 744
静水鳐 …… 485
静水压力 …… 131
静态模式* …… 466
静态生命表* …… 247
静态位移 …… 144
静压负荷运动 …… 964

静岩压力 …… 131
静振* …… 387
静止板块 …… 886
静止锋 …… 211
静止锋天气 …… 200
镜泊玄武岩 …… 772
镜面* …… 392
镜铁矿 …… 417
镜眼虫 …… 547
镜眼虫目 …… 545
镜眼虫亚目 …… 545

jiu

九佛堂阶 …… 733
九佛堂组 …… 737
九九* …… 221
九老坡组 …… 744
九里岗组* …… 726
九龙山系* …… 731
九龙山组 …… 731
九星会聚* …… 28
九星连珠 …… 28
韭菜园组 …… 726
酒泉砾石层* …… 761
酒泉组 …… 761
旧大陆猴* …… 618
旧金山地震 …… 989
旧石器 …… 636
旧石器时代 …… 635
旧石器时代文化 …… 636
旧司砂岩* …… 714
旧司组 …… 713

ju

居地年龄* …… 82
居里点 …… 148
居里夫人 …… 1066
居里温度* …… 148
居群 …… 520
居维叶 …… 1064
居依西阶 …… 739
居住构造* …… 515
居住迹 …… 515
局部变质作用 …… 498
局部隆起假说 …… 96
局地环流 …… 207
局限台地相 …… 470
菊石口盖灰岩 …… 864
菊石目 …… 541
菊石时代* …… 663
菊石亚纲 …… 541
矩木* …… 514
莒县-郯城地震 …… 987
巨板块* …… 884
巨层序 …… 658
巨齿傍人* …… 621
巨齿龙 …… 575
巨翅目 …… 551
巨犀 …… 597
巨星 …… 20
巨星系 …… 15
巨行星 …… 25
巨型地幔柱* …… 882
巨型浮游生物 …… 526
巨旋回 …… 858
巨猿 …… 619
巨猿动物群 …… 754
巨椎龙 …… 581
拒用名称 …… 523
具铰纲* …… 554
飓风 …… 212
锯笔石 …… 561
锯齿状断口 …… 410
锯齿状断裂 …… 920
锯齿状褶皱* …… 828
聚合边界* …… 886
聚合土体 …… 305
聚流措施 …… 350
聚片双晶 …… 397
聚铁网纹体 …… 309
聚星 …… 21
聚形 …… 395
聚形条纹* …… 397

juan

卷鼻猴类 …… 614
卷毛岩 …… 363
卷曲石 …… 295
卷云 …… 196
绢石 …… 427
绢云母 …… 428

jue

决口扇 …… 274
决口扇沉积 …… 468
决口扇沉积物 …… 773
绝对不稳定 …… 214
绝对地应力测量 …… 950
绝对烈度 …… 977
绝对烈度表 …… 978
绝对年龄 …… 116
绝对湿度 …… 223
绝对稳定 …… 213
绝对星等 …… 20
绝对硬度* …… 409
绝对重力测量 …… 138
绝对重力仪 …… 138
绝对重力值 …… 138
绝热变化 …… 215
绝热图解* …… 216
掘食迹* …… 515
掘蚀作用* …… 352
掘穴作用 …… 516
掘足纲 …… 538
蕨类植物 …… 600
爵山沟组 …… 702
攫鸟龙 …… 576

jun

军舰山玄武岩 …… 772
军事气象保障 …… 217
军事气象学 …… 192
均变论 …… 94
均衡反弹 …… 750
均衡说 …… 95
均斜 …… 826
均一法测温 …… 130
均一构造* …… 451
均一瞬间压力 …… 131
均一温度 …… 130
均夷面* …… 270
均夷作用 …… 255
均匀变形 …… 823
均匀成核作用* …… 392
均匀聚积模型 …… 10
均质混合岩 …… 510
菌藻植物 …… 598

K

ka

喀拉喀托火山 …… 1008
喀拉喀托型火山喷发* …… 995
喀拉喀托型火山碎屑流 …… 999
喀拉喀托型破火山口 …… 1003
喀喇昆仑山 …… 231
喀喇昆仑造山带 …… 869
喀什叠层石 …… 601
喀斯喀特运动 …… 1026
喀斯特* …… 283
喀斯特海岸 …… 168
喀斯特湖 …… 291
喀斯特角砾岩* …… 488
喀斯特漏斗* …… 289
喀斯特率* …… 284
喀斯特学* …… 84
喀斯特作用* …… 284
卡迪拉克群 …… 667
卡迪亚克群* …… 667
卡多米运动 …… 1022
卡多姆构造幕* …… 1022
卡尔宾斯基 …… 1066
卡尔达西火山岩 …… 771
卡尔斯巴德双晶律 …… 398
卡尔文虫 …… 546
卡拉布里亚阶 …… 756
卡拉多克阶 …… 699
卡拉圭-安科勒旋回 …… 1022
卡拉套群 …… 682
卡兰纳层* …… 682
卡兰纳群 …… 682
卡累利阿运动 …… 1021
卡累利阿杂岩 …… 676
卡路里盆地* …… 41
卡路里事件 …… 41
卡洛维阶 …… 728
卡门常数 …… 209
卡米隆假说 …… 32
卡明斯基 …… 1071
卡尼阶 …… 724
卡宁伯拉运动 …… 1024
卡匹敦阶 …… 718
卡普瓦尔克拉通 …… 878
卡式双晶* …… 398
卡斯卡底运动* …… 1026
卡特迈火山 …… 1008
卡特迈型喷发 …… 995
卡特迈型破火山口 …… 1004
卡瓦布拉克群 …… 681
卡西莫夫阶 …… 713
卡赞阶 …… 718

kai

开辟区 …… 189
开放群落 …… 245
开放体系* …… 100
开放型冰丘 …… 365
开合构造旋回 …… 858
开建桥组 …… 686
开角龙 …… 589
开口湖* …… 279
开阔台地相 …… 471
开阔褶皱 …… 828
开普地域人种 …… 645
开山屯组 …… 720
凯彼尔群* …… 682
凯蒂利德运动 …… 1022
凯尔培利群 …… 682
凯尔特相* …… 858
凯库拉运动 …… 1026
凯拉克提群 …… 690
凯诺拉运动 …… 1021

凯塞效应 …… 951

kan

勘查地球化学 …… 88
勘探地球物理学 …… 88
堪萨冰期 …… 357
坎潘阶 …… 735
砍砸器* …… 636

kang

康藏歹字型构造* …… 943
康德星云说 …… 30
康滇地轴 …… 868
康滇古陆 …… 788
康定地震 …… 987
康定片麻岩* …… 671
康定群* …… 671
康定岩群 …… 671
康定杂岩* …… 671
康拉德 …… 1069
康拉德层* …… 6
康拉德间断面 …… 6
康拉德面* …… 6
抗剪强度 …… 823
抗生 …… 525
抗压强度 …… 823
抗张强度 …… 823

kao

考古地磁学 …… 145
考古地震学 …… 971

ke

柯本 …… 1066
柯本气候分类法 …… 239
柯坪塔格群* …… 705
柯坪塔格组 …… 705
柯石英 …… 73
柯伊纳大坝地震 …… 990
科 …… 519
科达 …… 604
科达纲 …… 601
科迪勒拉变质核杂岩 … 900
科迪勒拉前陆冲断-褶皱带 …… 900
科迪勒拉造山带 …… 880
科尔任斯基矿物相律* …… 496
科霍切克彗星* …… 81
科克帕特里克玄武岩 …… 808
科克切塔夫地块 …… 875
科克苏群 …… 681
科拉群 …… 666
科累马构造环 …… 876
科里奥利加速度* …… 166
科里奥利力* …… 9
科里奥利效应 …… 166
科马提岩 …… 457
科马提岩-玄武岩质模型* …… 10
科尼亚克阶 …… 734
科普定律 …… 92
科切钦格群 …… 666
科氏惯性力* …… 954
科伊科伊人* …… 642
棵间蒸发 …… 379
颗粒流 …… 463
颗粒支撑 …… 486
颗石 …… 599
颗石球 …… 599
颗石藻类 …… 599
颗石藻软泥 …… 178
匿河文化 …… 637
匿河组 …… 764
壳相 …… 653
壳灰岩统 …… 724
壳椎亚纲 …… 568
可风化矿物 …… 309
可复原剖面* …… 820
可见光卫星云图 …… 199
可可斯板块 …… 900
可能最大洪水 …… 389
可能最大降水 …… 389
可逆反应 …… 100
可逆过程 …… 100
可燃冰* …… 182
可燃性 …… 411
可燃性有机岩 …… 493
可容空间 …… 660
可容空间增长速率 …… 660
可溶性岩石 …… 284
可塑性 …… 410
可疑地体* …… 894
可疑化石 …… 518
可疑名称 …… 523
可用名称 …… 522
克克雄库都克组 …… 705
克拉克 …… 1066
克拉克值 …… 102
克拉通 …… 859
克拉通化 …… 859
克莱列波 …… 154
克劳德 …… 1073
克里摩里组 …… 701
克里普岩 …… 59
克利普里维尔斯托普群* …… 669
克鲁克组 …… 716
克鲁马努人 …… 632
克鲁斯迹遗迹相 …… 517
克罗默尔间冰期 …… 357
克罗斯 …… 1067
克罗依克斯统 …… 692
克氏蛤 …… 538
客观异名 …… 522
客星 …… 21

ken

肯尼亚猿 …… 618
肯萨依组 …… 696
肯氏鱼 …… 567
垦殖指数 …… 249

keng

坑岗构造 …… 482

kong

空谷阶 …… 718
空棘鱼目 …… 566
空间地学* …… 39
空间地质学* …… 39
空间格架* …… 399
空间格子 …… 399
空间化学 …… 75
空间群 …… 401
空晶石* …… 423
空气波 …… 154
空气污染气象学 …… 192
空气吸举采矿系统 …… 188
空位 …… 401
空位缺陷* …… 853
孔雀石 …… 438
孔隙胶结 …… 478
孔隙压力 …… 825
孔兹岩系 …… 506
孔子鸟 …… 591
孔子鸟目 …… 591
恐角目 …… 596
恐龙 …… 573
恐龙蛋 …… 589
恐龙目* …… 573
恐头兽亚目 …… 570
恐爪龙 …… 579
恐爪龙类 …… 579
控震构造体系 …… 944

kou

寇家村组 …… 744

ku

枯水调查 …… 389
枯水年 …… 385
枯水期 …… 385
枯水预报 …… 389
苦橄玢岩 …… 455
苦橄玄武岩 …… 456
苦橄岩 …… 455
苦湖 …… 280
苦盐湖* …… 280
库达什群 …… 682
库拉板块 …… 899
库鲁克塔格群 …… 690
库仑破坏准则* …… 823
库容 …… 388
库什台群 …… 684
库水硼镁石 …… 433
库松木切克群* …… 683
库西姆契克群 …… 683
库兹涅茨克植物群* …… 784

kua

跨流域调水 …… 376

kuai

块断构造作用 …… 919
块断区 …… 862
块断型地洼区 …… 915
块断作用 …… 834
块硅镁石* …… 423
块垒地 …… 935
块砾碛 …… 361
块体运动 …… 254
块褶区 …… 923
块状地质体 …… 818
块状构造 …… 451
块状流 …… 463
块状熔岩 …… 1001
块状运动 …… 965
快过程* …… 77
快中子活化法* …… 118

kuan

宽背虫亚目 …… 544
宽齿猿 …… 617
宽甸群 …… 674
宽谷 …… 272
宽缓褶皱* …… 828
宽频带数字地震仪 …… 986
宽尾冰川 …… 359

kuang

狂风 …… 212
矿产储量 …… 90
矿产勘查地质学 …… 89
矿产资源 …… 90

矿产综合利用技术 …… 90
矿床沉积学 …… 463
矿床地质学* …… 86
矿床学 …… 86
矿湖* …… 279
矿化湖* …… 279
矿化剂* …… 440
矿山地质学 …… 89
矿山诱发地震 …… 979
矿石铅 …… 126
矿物 …… 406
矿物包裹体* …… 129
矿物饱和指数 …… 285
矿物成熟度* …… 478
矿物脆性 …… 410
矿物弹性 …… 410
矿物分类 …… 408
矿物共生分析 …… 496
矿物共生组合 …… 407
矿物化学式 …… 408
矿物生长线理 …… 848
矿物世代 …… 407
矿物温度计 …… 496
矿物温压计* …… 496
矿物稳定性 …… 253
矿物相律 …… 496
矿物形态 …… 407
矿物学 …… 83
矿物压力计* …… 496
矿物颜色 …… 409
矿物药学 …… 88
矿物硬度计 …… 409
矿物质湖* …… 279

kui

亏损地幔 …… 101
亏损地幔端元 …… 125
盔甲鱼亚纲 …… 563
盔龙 …… 587
奎年 …… 1072
魁梧猿人 …… 628
葵盘石类* …… 530

kun

昆虫纲 …… 550
昆仑地洼区 …… 917
昆仑－秦岭地槽褶皱区 …… 908
昆仑-可可西里火山区 …… 1005
昆仑-祁连-秦岭造山系 …… 910
昆仑山-巴颜喀拉山-南岭波峰带 …… 931
昆仑山口西地震 …… 989
昆仑山脉 …… 232
昆仑运动(一) …… 1014
昆仑运动(二) …… 1019
昆仑造山带 …… 869
昆仑褶皱系 …… 908
昆明鱼 …… 563
昆明鱼目 …… 563
昆明运动 …… 1015
昆嵩地块* …… 877
昆阳群 …… 677
昆阳运动 …… 1012

kuo

扩容说 …… 971
扩散层 …… 7
扩散交代作用 …… 499
扩散流 …… 293
扩展极 …… 891
扩展晶胞* …… 403
扩展速率 …… 891
扩张速率* …… 891
扩张轴火山 …… 996
阔鼻猴类 …… 616
阔翅亚纲* …… 550
阔弓亚纲* …… 572
阔克沙勒岭-博格达山波峰带 …… 930

L

la

拉斑系列 …… 440
拉斑玄武结构* …… 454
拉斑玄武岩 …… 456
拉采尔 …… 1066
拉长石 …… 430
拉长斜长岩 …… 455
拉长岩* …… 455
拉德洛统 …… 703
拉迪诺地域人种 …… 644
拉蒂迈鱼 …… 566
拉丁阶 …… 724
拉分盆地 …… 839
拉夫波* …… 154
拉格朗日测风系统 …… 224
拉汗达群* …… 685
拉汗金群 …… 685
拉辉煌岩* …… 461
拉克鲁瓦 …… 1068
拉克斯福德运动 …… 1021
拉拉米运动* …… 1024
拉勒米-哥伦布运动 …… 1025
拉勒米革命* …… 1024
拉勒米运动 …… 1024
拉里奥哈龙 …… 581
拉马克学说 …… 228
拉玛古猿 …… 619
拉尼娜 …… 205
拉普地域人种 …… 644
拉普拉斯星云说 …… 30
拉普拉塔河 …… 235
拉普拉塔平原 …… 233
拉萨地块 …… 869
拉森指数 …… 441
拉伸线理 …… 848
拉什仲组 …… 701
拉托尔弗阶 …… 739
喇叭鲢 …… 528
腊玛古猿* …… 619
蜡硅锰矿 …… 427
蜡状光泽 …… 409

lai

来宾亚阶* …… 718
莱布尼兹 …… 1062
莱得利基虫 …… 545
莱得利基虫目 …… 544
莱得利基虫区 …… 784
莱得利基虫亚目 …… 544
莱顿阶 …… 743
莱河矿 …… 423
莱曼 …… 1063
莱索托龙 …… 582
莱阳群* …… 729
莱阳组 …… 729
莱伊尔 …… 1064
莱茵地堑系 …… 873
铼-锇法 …… 120
赖特网 …… 850

lan

兰博龙 …… 587
兰博龙亚科 …… 586
兰代洛阶 …… 699
兰顿阶 …… 738
兰多弗里统 …… 702
兰海阶 …… 743
兰吉他塔运动 …… 1026
兰姆赛 …… 1074
兰姆赛褶皱几何分类 …… 831
兰维恩阶 …… 699
兰州地区成土环境演变 …… 327
拦门坝* …… 171
拦门沙* …… 171
拦湾坝 …… 171
岚河群 …… 672
澜沧群 …… 683
镧-钡法 …… 120
镧-铈法 …… 120
蓝方石 …… 431
蓝晶石 …… 423
蓝绿藻门* …… 598
蓝泥* …… 178
蓝片岩* …… 505
蓝片岩带 …… 894
蓝片岩相* …… 501
蓝片岩相变质作用* …… 497
蓝色国土 …… 189
蓝闪绿片岩相 …… 501
蓝闪石 …… 426
蓝闪石-硬柱石片岩相 …… 501
蓝闪石片岩 …… 505
蓝闪石片岩带* …… 894
蓝闪石片岩相* …… 501
蓝石棉 …… 426
蓝田金丝猴 …… 618
蓝田人* …… 626
蓝田猿人 …… 626
蓝田猿人动物群* …… 755
蓝田猿人文化 …… 637
蓝田中国猿人* …… 626
蓝田组* …… 744
蓝铁矿 …… 434
蓝铜矿 …… 438
蓝藻门 …… 598
蓝柱石 …… 423
蓝锥矿 …… 424
懒龙 …… 578

lang

郎伊尔 …… 812
狼鳍鱼 …… 565
朗士德珊瑚 …… 533
浪成波痕 …… 482
浪成砂纹交错层理 …… 479
浪底* …… 470
浪基面 …… 470
浪蚀台* …… 171
浪蚀崖* …… 171
浪蚀作用 …… 258

lao

劳村组 …… 730
劳俄构造域 …… 866
劳兰 …… 184
劳伦冰盖 …… 360
劳伦构造作用幕* …… 1022

劳伦古陆 …… 786
劳伦运动 …… 1022
劳氏笔石 …… 560
劳亚古陆 …… 785
劳亚壳块 …… 929
老第三纪* …… 665
老第三系* …… 738
老黑山玄武岩组* …… 771
老红砂岩 …… 708
老虎洞白云岩* …… 716
老虎洞组 …… 716
老虎塘组 …… 689
老黄土 …… 336
老基米里运动* …… 1024
老岭群 …… 674
老年期 …… 263
老年期地形土壤 …… 325
老年期岩溶* …… 285
老年土* …… 300
老启莫里运动* …… 1024
老山亚阶* …… 718
老细末里运动* …… 1024
老仙女木期* …… 358
涝 …… 384
涝玛切冰碛层* …… 771

le

勒夫波 …… 154
勒夫数 …… 139
勒拿阶 …… 692
勒皮雄 …… 1074
乐昌峡群 …… 689
乐甫波* …… 154
乐平煤系* …… 719
乐平统 …… 718

lei

雷 …… 195
雷暴 …… 201
雷达导航 …… 184
雷达气象学 …… 192
雷达天文学 …… 34
雷电 …… 143
雷公斧 …… 639
雷公墨* …… 74
雷公坞组 …… 686
雷击石 …… 73
雷家屯组 …… 704
雷口坡组 …… 725
雷纳杂岩 …… 807
雷诺数 …… 465
雷琼火山群 …… 1005
雷琼火山岩 …… 771
雷兽科 …… 597
雷特相* …… 858
雷楔* …… 639
雷雨 …… 201
镭地球化学 …… 114
类 …… 520
类地行星 …… 25
类地行星大气起源 …… 40
类地行星地质演化史 …… 40
类地行星核特征 …… 40
类地行星幔特征 …… 40
类地行星内部结构 …… 40
类地行星热历史 …… 40
类地行星演化过程 …… 80
类木行星 …… 25
类群* …… 520
类人猿 …… 613
类三角蚌 …… 538
类特提斯 …… 787
类星体 …… 21
类月海 …… 53
类质抛出物 …… 998
类质同像 …… 403
累积百分含量图* …… 476
累积频率曲线* …… 476
累积曲线 …… 476
累托石 …… 427

leng

棱齿龙 …… 585
棱齿龙科 …… 585
棱菊石 …… 541
棱菊石目 …… 541
棱位错* …… 402
冷冰川* …… 358
冷地幔柱* …… 882
冷冻法测温 …… 130
冷封反应器* …… 132
冷锋 …… 211
冷锋天气 …… 200
冷高压* …… 201
冷黄土 …… 365
冷空气* …… 210
冷凝聚模型 …… 79
冷气团 …… 210
冷侵位* …… 896
冷却年龄 …… 118
冷水沟组 …… 744
冷涡（海洋） …… 163
冷涡（气象） …… 203
冷涡沉积物* …… 163
冷坞阶 …… 718
冷性低压* …… 202
冷性反气旋 …… 201
冷性气旋 …… 202
冷源* …… 198

li

离岸坝* …… 171
离岸流* …… 161
离堆山 …… 273
离距 …… 834
离片椎类 …… 567
离溶* …… 404
离散边界 …… 885
离石黄土 …… 345
离石黄土古土壤 …… 329
离心惯性力* …… 954
离子半径 …… 104
离子电位 …… 104
离子极化 …… 104
离子键 …… 105
离子交换吸附 …… 106
离子晶格 …… 105
离子径流 …… 382
离子探针 …… 129
离子吸附 …… 106
篱笆图解 …… 655
梨山煤系* …… 728
梨山群 …… 728
梨园河运动 …… 1015
犁底层* …… 317
犁沟* …… 272
犁式断层* …… 838
李玶 …… 1049
李承三 …… 1033
李春昱 …… 1035
李德生 …… 1049
李家沟组 …… 768
李捷 …… 1031
李开原理 …… 848
李连捷 …… 1038
李璞 …… 1042
李庆逵 …… 1040
李时珍石 …… 436
李四光 …… 1029
李特尔 …… 1064
李希霍芬 …… 1065
李星学 …… 1044
李学清 …… 1030
李悦言 …… 1037
里阿斯统 …… 728
里菲超群 …… 680
里菲系* …… 680
里氏震级 …… 976
里斯本地震 …… 989
里斯冰期 …… 356
里斯-维尔姆间冰期 …… 356
里斯撞击坑 …… 74
里特曼指数* …… 441
里维拉板块 …… 899
里希特介 …… 549
里亚斯型海岸 …… 168
浬* …… 188
理论地球化学 …… 97
理论地热学 …… 148
理论气象学* …… 192
理论雪线* …… 352
理想刚体 …… 947
理想气体 …… 212
锂电气石* …… 424
锂辉石 …… 425
锂铍石 …… 423
锂云母 …… 428
历史大地构造学 …… 865
历史地貌学 …… 261
历史地球化学 …… 98
历史地震学 …… 152
历史地质学* …… 84
历史自然体 …… 300
沥青铀矿 …… 418
立方紧密堆积 …… 402
立方晶系* …… 393
立方体 …… 395
立交桥式结构 …… 906
丽蚌 …… 538
丽蟾 …… 568
丽足介目 …… 548
丽足介亚目 …… 548
酈道元 …… 1028
利基猿人 …… 628
利吉混杂堆积 …… 872
利蛇纹石* …… 427
利文斯敦瀑布群 …… 236
栗钙土 …… 316
砾漠* …… 280
砾石 …… 478
砾石堤 …… 170
砾岩 …… 487
粒度 …… 476
粒度参数 …… 476
粒度参数离散图解 …… 477
粒度参数散布图* …… 477
粒度分析 …… 476
粒度概率图* …… 476
粒硅镁石* …… 423
粒硅锰矿 …… 422
粒级层理* …… 481
粒内滑动* …… 853
粒铁矾 …… 436
粒屑* …… 485
粒屑白云岩* …… 492
粒屑灰岩* …… 490

粒序层理 …… 481
粒序断层 …… 982
粒玄结构* …… 453
粒玄岩 …… 456
粒雪 …… 352
粒雪冰 …… 352
粒雪化作用* …… 352
粒雪盆 …… 362
粒雪线 …… 352
粒状变晶结构 …… 502
粒状结构 …… 452
粒子辐射* …… 24
溧水神仙洞洞穴堆积 …… 766

lian

连岛坝 …… 171
连岛沙洲* …… 171
连河湖 …… 278
连环式旋扭构造 …… 943
连接面* …… 934
连生胶结* …… 478
连滩页岩* …… 704
连滩组 …… 704
连续不等粒斑状结构 …… 452
连续不等粒结构* …… 452
连续地震剖面测量* …… 187
连续反应 …… 496
连续分离结晶作用 …… 110
连续分离熔融 …… 110
连续斗链采矿 …… 188
连续类质同像系列* …… 404
连续劈理 …… 847
连云港组 …… 768
莲花山阶 …… 707
莲花山砂岩* …… 708
莲花山组 …… 708
莲花状构造 …… 943
莲沱组 …… 685
涟川群* …… 676
联合构造剖面 …… 820
联合构造体系* …… 946
联合古陆* …… 786
联合古洋 …… 786
联合国海洋法公约 …… 190
联合国水环境会议 …… 390
联合弧 …… 941
镰虫亚目 …… 545
镰刀龙类 …… 577
链珊瑚 …… 534
链状硅酸盐矿物 …… 422

liang

凉火山 …… 994
凉泉组 …… 708
梁齿兽目 …… 593
梁龙 …… 582
梁山组 …… 719
梁窝状沙地 …… 282
两河口阶 …… 698
两极同源 …… 527
两栖纲 …… 567
亮度 …… 19
亮甲山层* …… 699
亮甲山组 …… 699
亮晶 …… 486
亮晶方解石* …… 486
亮星云* …… 17
量子地球化学 …… 97

liao

辽蟾 …… 568
辽河-辽东波峰带 …… 931
辽河群 …… 672
辽河系* …… 672
辽河岩群* …… 672
辽宁地质 …… 800
辽宁黄土古土壤 …… 329
辽宁翼龙 …… 590
辽西侏罗系—白垩系剖面 …… 746

lie

列岛 …… 161
列古六组* …… 686
列文生-列辛格 …… 1068
劣地 …… 280
烈风 …… 212
捩断层* …… 838
裂变径迹保留年龄 …… 82
裂变径迹法 …… 121
裂点 …… 273
裂谷 …… 892
裂谷盆地 …… 473
裂谷系 …… 892
裂谷型地洼 …… 916
裂脚亚目 …… 596
裂开 …… 410
裂开-愈合作用 …… 846
裂肋虫目 …… 545
裂理* …… 410
裂流 …… 161
裂堑* …… 924
裂纹扩展说* …… 891
裂隙充填物 …… 775
裂隙喷发* …… 995
裂隙式火山 …… 998
裂隙式喷发 …… 995
裂隙塌陷构造 …… 993
裂隙增生说* …… 892
裂隙-中心式喷发 …… 996
裂线贝 …… 555
裂陷槽 …… 867
裂银杏 …… 604
鬣刺结构 …… 454
鬣狗 …… 596

lin

林秉南 …… 1048
林波波旋回 …… 1021
林地水文学* …… 366
林格伦 …… 1068
林褥层 …… 302
林业气象 …… 218
林业气象学* …… 192
林猿* …… 618
林忠四郎假说 …… 33
临汾地震 …… 987
临江组 …… 689
临界晶核* …… 392
临界下流动状态* …… 465
临界状态 …… 134
临时性浮游生物* …… 526
临湘阶 …… 699
临湘石灰岩* …… 700
临湘组 …… 700
临震预报 …… 985
淋积层* …… 253
淋滤层 …… 253
淋滤矿床* …… 776
淋滤作用* …… 301
淋溶层* …… 253
淋溶淀积* …… 301
淋溶类型 …… 301
淋溶作用 …… 301
淋洗作用 …… 301
淋移作用 …… 301
磷钙土 …… 182
磷光 …… 411
磷灰石 …… 434
磷灰石岩 …… 507
磷块岩* …… 182
磷矿沟组 …… 696
磷铝锂石 …… 434
磷铝石 …… 434
磷氯铅矿 …… 434
磷铈镧矿* …… 433
磷酸盐矿物 …… 433
磷霞岩 …… 460
磷钇矿 …… 433
磷质石灰土 …… 316
磷质岩 …… 493
鳞翅目 …… 551
鳞龙次亚纲 …… 571
鳞绿泥石 …… 429
鳞木 …… 602
鳞片变晶结构 …… 502
鳞片构造 …… 485
鳞片粒状变晶结构 …… 502
鳞片状剥落* …… 254
鳞石英 …… 70
鳞云母* …… 428

ling

灵长目 …… 611
灵峰洞文化 …… 637
灵龙 …… 583
灵生纪 …… 747
灵武组 …… 769
岭茶阶 …… 738
铃纤虫亚目 …… 529
凌汛 …… 386
陵削作用* …… 255
陵夷作用 …… 255
菱沸石 …… 432
菱镁矿 …… 437
菱锰矿 …… 437
菱面体 …… 396
菱铁矿 …… 437
菱锌矿 …… 437
菱形波痕* …… 482
菱形地堑* …… 839
菱形断块 …… 922
菱形断陷盆地* …… 839
菱形十二面体 …… 396
羚羊河南猿 …… 623
零地球等时线 …… 117
零维缺陷* …… 853
领海 …… 189
领海基线 …… 189
领家-三波川双变质带 …… 900

liu

刘东生 …… 1044
刘广志 …… 1049
刘鸿允 …… 1048
刘恢先 …… 1041
刘家沟组 …… 725
刘老碑系* …… 685
刘老碑组 …… 685
刘天泉 …… 1050
刘易斯杂岩 …… 667
留茶坡组 …… 689
留迪阶 …… 739
留明沙* …… 171

流变 …… 825
流变体* …… 948
流变限* …… 825
流变性 …… 948
流动 …… 825
流动构造 …… 451
流动律 …… 825
流动沙丘 …… 282
流痕 …… 483
流化作用* …… 499
流壳层 …… 816
流量 …… 385
流量过程线* …… 381
流面 …… 451
流劈理 …… 846
流碛 …… 361
流石 …… 295
流水波痕 …… 482
流水沉积物 …… 773
流水地貌 …… 270
流水地质作用 …… 256
流水岩溶 …… 287
流体包裹体 …… 129
流体包裹体盐度测定 …… 131
流体超压 …… 494
流体地球化学 …… 99
流体地质动力运动 …… 964
流体静压力* …… 131
流通湖* …… 279
流纹斑岩 …… 459
流纹构造 …… 451
流纹岩 …… 459
流线（气象） …… 198
流线（火成岩） …… 451
流星（宇宙） …… 29
流星（天体） …… 66
流星暴* …… 66
流星群 …… 29
流星体化学成分 …… 81
流星余迹 …… 29
流星雨 …… 29
流行地幔端元 …… 125
流域 …… 384
流域产沙 …… 385
流域几何特征 …… 384
流域面积 …… 271
流域模型 …… 388
流域平均降水量 …… 384
流域平均坡度 …… 384
流域平均蒸发量 …… 384
流域侵蚀 …… 384
流域水文预报 …… 389
流域蒸发 …… 380
流域蒸散发* …… 380
流域自然地理特征 …… 384
流域总蒸发* …… 380
流褶皱 …… 829
流状构造 …… 837
流状褶皱* …… 829
硫镉矿 …… 413
硫钴矿 …… 414
硫化物物质 …… 309
硫镁矾* …… 436
硫镍钴矿 …… 414
硫砷钌矿 …… 413
硫砷铜矿 …… 413
硫砷银矿* …… 414
硫酸铅矿* …… 435
硫酸盐湖 …… 279
硫酸盐矿物 …… 435
硫锑铅矿 …… 413
硫锑银矿* …… 413
硫铁矿* …… 415
硫同位素 …… 126
硫同位素地球化学 …… 127
硫硒碲砷化合物矿物 …… 412
硫氧化物圈* …… 6
硫质喷气孔 …… 992
榴辉岩 …… 507
榴辉岩圈 …… 6
榴辉岩相 …… 502
榴江组 …… 709
榴闪岩 …… 507
瘤石介 …… 549
瘤石介亚目 …… 548
柳城动物群* …… 754
柳城巨猿洞穴堆积* …… 760
柳城组 …… 760
柳江人 …… 633
柳江运动 …… 1014
六方底心格子* …… 399
六方紧密堆积 …… 402
六方晶系 …… 393
六方锰矿 …… 417
六方珊瑚 …… 533
六分仪 …… 184
六甲变动 …… 1026
六连晶* …… 397
六面体铁陨石 …… 67
六射海绵纲* …… 530
六射珊瑚 …… 532
六水镁矾* …… 436
六水泻盐 …… 436
六异珊瑚 …… 534
六足纲* …… 550

long

龙扒* …… 268
龙川运动 …… 1011
龙岗火山群 …… 1006
龙岗岩群 …… 667
龙骨 …… 514
龙华运动 …… 1017
龙卷 …… 205
龙卷风* …… 205
龙马溪阶 …… 703
龙马溪群* …… 703
龙马溪统 …… 703
龙马溪页岩* …… 703
龙马溪组 …… 703
龙门山叠瓦逆冲带 …… 870
龙门山断裂带 …… 904
龙门组 …… 731
龙木错-金沙江缝合带 …… 901
龙泉群 …… 681
龙山文化 …… 639
龙山文化层 …… 769
龙首山岩群 …… 674
龙潭煤系* …… 719
龙潭山洞穴堆积 …… 766
龙潭组 …… 719
龙王庙阶 …… 693
龙王庙组 …… 694
龙眼* …… 342
龙爪沟群 …… 730
隆林阶 …… 717
隆起 …… 862
隆起火口说* …… 991
隆起区受力模式 …… 919
隆曲褶皱* …… 829
陇东黄土岩石地层 …… 344
陇南山字型* …… 941
陇西黄土岩石地层 …… 344
陇溪组 …… 701
垄冈谷地型岩溶 …… 288
垄脊槽谷型岩溶 …… 288

lou

娄塘组 …… 769
喽土 …… 317
楼则峪组 …… 760
漏能型波 …… 155

lu

卢阿拉巴山旋回 …… 1021
卢德福德阶 …… 703
卢氏猴 …… 614
卢氏阶 …… 738
卢氏组 …… 740
卢衍豪 …… 1041
卢祖荫 …… 1030
芦草沟组 …… 721
芦木 …… 602
庐山冰期 …… 358
庐山冰碛层 …… 770
颅长宽指数* …… 611
颅骨* …… 611
颅容量* …… 611
颅指数 …… 611
卤化物沉积 …… 493
卤化物矿物 …… 416
卤水湖 …… 280
鲁丹阶 …… 702
鲁道夫人 …… 624
鲁福德蕨 …… 603
鲁伊斯峰火山 …… 1009
鲁中运动 …… 1015
镥-铪法 …… 120
陆-陆碰撞 …… 895
陆半球 …… 230
陆背斜* …… 860
陆槽* …… 935
陆潮* …… 139
陆成湖* …… 278
陆地水 …… 366
陆地水文学 …… 366
陆地自然带 …… 229
陆核 …… 787
陆核 …… 858
陆核集结作用 …… 867
陆核形成大阶段 …… 866
陆架* …… 172
陆架沉积* …… 472
陆架沉积物 …… 177
陆架谷 …… 173
陆架相 …… 472
陆间海 …… 160
陆间裂谷系 …… 892
陆间区* …… 654
陆间型大陆增生 …… 925
陆阶* …… 172
陆解作用 …… 474
陆壳* …… 856
陆块 …… 787
陆连岛 …… 171
陆梁* …… 935
陆龙卷* …… 205
陆内变形作用* …… 885
陆内造山带* …… 892
陆棚边缘体系域 …… 660
陆棚冰川 …… 358
陆棚谷* …… 173

陆坡* …… 172
陆桥 …… 784
陆生植物 …… 248
陆台* …… 859
陆台* …… 935
陆系岛* …… 171
陆相 …… 467
陆相复理石建造 …… 914
陆向斜* …… 860
陆缘海 …… 159
陆缘弧 …… 890
陆缘阶地* …… 172
陆缘区* …… 654
陆缘型大陆增生 …… 924
陆缘造山带* …… 892
陆源沉积物 …… 178
陆源沉积岩 …… 487
陆源湖 …… 278
陆源矿物 …… 476
陆源区 …… 476
陆源碎屑 …… 476
陆源碎屑矿物* …… 476
陆源碎屑岩* …… 487
陆源物质* …… 476
陆源咸水湖 …… 278
陆源盐湖* …… 278
陆源组分 …… 476
陆障* …… 784
鹿回头组 …… 769
鹿圈屯组 …… 715
禄丰古猿 …… 618
禄丰龙 …… 580
禄丰西瓦古猿* …… 619
路登运动* …… 1025
路特阶 …… 739
路兆洽 …… 1040
露 …… 196
露点* …… 223
露点温度 …… 223
露头柱状剖面图 …… 654

lü

吕德尔剪切 …… 833
吕德尔线* …… 835
吕梁变革* …… 1010
吕梁群 …… 672
吕梁旋回* …… 903
吕梁运动 …… 1010
吕珀尔阶 …… 739
铝矾土* …… 493
铝铁质岩 …… 493
铝土发生学分类 …… 331
铝土矿 …… 421
铝土土壤学 …… 331
铝土岩 …… 493
铝英石* …… 427
铝蛭石 …… 320
绿高岭石* …… 428
绿辉石 …… 425
绿帘角闪岩相 …… 501
绿帘石 …… 424
绿硫钒矿 …… 415
绿泥 …… 178
绿泥间蜡石 …… 428
绿泥片岩 …… 505
绿泥石 …… 428
绿泥石状过渡矿物 …… 320
绿磐岩* …… 508
绿片岩 …… 505
绿片岩相 …… 501
绿青* …… 438
绿色片岩* …… 505
绿色片岩相* …… 501
绿松石 …… 434
绿铜矿* …… 424
绿脱石 …… 428
绿纤石 …… 424
绿岩 …… 505
绿岩带 …… 864
绿岩溶* …… 286
绿藻门 …… 598
绿汁江组* …… 677
绿洲 …… 249
绿洲农业 …… 249
绿柱石 …… 424
氯度 …… 157
氯法 …… 118
氯化物湖 …… 280
氯磷灰石* …… 434
氯铜矿 …… 416

luan

孪晶* …… 397
栾川运动 …… 1011
滦河矿 …… 412
滦县上升* …… 1012
滦县岩群 …… 670
卵石 …… 478
乱岗状斜坡反射结构 … 656
乱流逆温* …… 198

lun

轮虫亚目 …… 528
轮珊瑚目* …… 532
轮式双晶 …… 397
轮叶 …… 602
轮藻门 …… 598

luo

罗伯逊湾群 …… 808
罗布泊地区成土环境演变 …… 328
罗布泊耳轮形土壤分布 …… 325
罗得西亚克拉通* …… 878
罗德阶 …… 718
罗迪尼亚超大陆 …… 786
罗佛寨组 …… 740
罗-弗氏地震烈度表 …… 978
罗富组 …… 708
罗杰斯 …… 1065
罗赖马群* …… 680
罗兰马群 …… 680
罗楼组 …… 724
罗蒙诺索夫 …… 1063
罗蒙诺索夫海岭 …… 812
罗纳幕* …… 1024
罗纳运动 …… 1025
罗圈组* …… 690
罗惹坪统 …… 703
罗惹坪组 …… 703
罗森布什 …… 1066
罗斯贝波 …… 213
罗斯贝廓线 …… 208
罗斯冰架 …… 810
罗斯海 …… 807
罗斯运动 …… 808
罗斯造山带* …… 880
罗苏阶 …… 712
逻辑斯谛曲线* …… 249
逻辑斯谛增长 …… 249
螺位错* …… 402
螺旋位错 …… 853
螺旋轴 …… 400
螺旋状石笋 …… 295
螺旋状钟乳石* …… 295
裸唇纲 …… 553
裸记名称* …… 523
裸蕨纲 …… 600
裸露型岩溶 …… 286
裸名* …… 523
裸鳃目 …… 536
裸枝叠层石 …… 601
裸子植物 …… 600
裸子植物时代* …… 663
洛赫科夫阶 …… 708
洛南冰碛层 …… 770
洛杉矶地震 …… 989
洛希极限 …… 30
洛峪口组 …… 684
骆家门组 …… 684
骆驼岭组 …… 683
络合物* …… 106
落差* …… 835
落潮* …… 161
落潮流* …… 162
落地年龄 …… 82
落可崇群 …… 684
落可崇运动 …… 1012
落水洞 …… 289
落叶阔叶林 …… 244

M

ma

麻粒岩 …… 506
麻粒岩相 …… 501
麻粒岩相变质作用* … 497
麻姆统 …… 728
麻石* …… 458
麻窝状岩溶* …… 290
麻源岩群 …… 675
麻则沟阶 …… 743
麻则沟组 …… 744
马鞍石 …… 353
马坝人 …… 631
马槽园组 …… 683
马丁群 …… 676
马尔式火山 …… 997
马尔文凯夫里克大区* …… 782
马格达林文化期* …… 766
马家沟石灰岩* …… 699
马家沟组 …… 699
马家屯组 …… 690
马涧组 …… 730
马脚冲组 …… 705
马街动物群* …… 754
马卡乌巴斯群* …… 687
马考巴斯群 …… 687
马拉提克群* …… 667
马兰黄土 …… 345
马兰黄土古土壤 …… 329
马兰矿 …… 413
马兰期 …… 753
马里亚纳海沟 …… 900
马里亚纳型俯冲带 …… 890
马罗威尼群 …… 676
马罗韦讷群* …… 676
马门溪龙 …… 582
马-帕谱* …… 197
马平石灰岩* …… 714
马平统 …… 713
马平组 …… 714
马溶之 …… 1037

马绍尔线* …… 894
马石 …… 834
马氏螺 …… 537
马斯特里赫特阶 …… 735
马塔巴拉龙 …… 586
马特萨普群 …… 679
马蹄形盾地* …… 940
马廷英 …… 1034
马杏垣 …… 1046
马营矿 …… 416
玛纳斯地震 …… 988
玛萨亚型破火山口 …… 1004
玛雅阶 …… 692
玛依阶 …… 692

mai

埋藏白云石化作用 …… 475
埋藏变质作用 …… 497
埋藏地形 …… 265
埋藏古土壤 …… 336
埋藏古夷平面* …… 270
埋藏阶地 …… 275
埋藏群 …… 524
埋藏砂矿床 …… 776
埋藏土 …… 775
埋藏土壤 …… 327
埋藏土性状变化 …… 330
埋藏型岩溶 …… 287
埋藏学 …… 512
埋深变质作用* …… 497
霾 …… 196
买麻藤纲 …… 601
迈因则尔 …… 1070
麦筵 …… 528
麦美奇岩* …… 455
麦哲伦云 …… 17
脉翅目 …… 551
脉冲星 …… 21
脉动上涌说* …… 891
脉动说 …… 95
脉体 …… 509
脉岩 …… 440
脉羊齿 …… 603
脉状层理* …… 480

man

馒头统 …… 691
馒头页岩* …… 694
馒头组 …… 694
满家滩上升 …… 1013
满银沟运动 …… 1011
满洲角石 …… 540
满洲龙 …… 586
满洲鱼 …… 565
蔓足纲 …… 549
幔源 …… 439
幔源型花岗岩 …… 458

mang

芒硝 …… 435
芒硝湖 …… 280
盲断层 …… 835
盲谷 …… 290

mao

毛翅目 …… 551
毛沸石 …… 432
毛汉礼 …… 1046
毛河光 …… 1074
毛里坦人* …… 628
毛里坦猿人 …… 628
毛细管浓缩作用 …… 475
毛象* …… 597
毛庄阶 …… 693
毛庄组 …… 694
矛尾鱼* …… 566
茅口灰岩* …… 719
茅口阶 …… 717
茅口组 …… 719
茅山运动 …… 1019
茅山组 …… 705
茅台运动 …… 1019
卯酉圈 …… 35
冒地槽 …… 861

mei

眉弓* …… 611
眉骨* …… 611
眉嵴 …… 611
梅江组 …… 700
梅纳帕冰期 …… 357
梅树村阶 …… 693
梅树村小壳动物群 …… 608
梅树村组 …… 694
梅雨 …… 221
湄公河三角洲 …… 236
煤成气地质学 …… 86
煤地质学 …… 86
煤田地质学* …… 86
霉雨* …… 221
美国地震烈度表 …… 978
美国土壤分类级别 …… 313
美国土壤系统分类土纲检索 …… 314
美颌龙 …… 576
美拉尼西亚地理人种 … 643
美浓-丹波带 …… 900
美索不达米亚平原 …… 234
美洲板块 …… 899
美洲尼格罗地域人种* …… 645
美洲印第安地理人种 …… 644
镁电气石* …… 424
镁橄榄石 …… 422
镁铬铁矿* …… 419
镁灰岩统 …… 718
镁铝榴石 …… 422
镁绿岩* …… 457
镁铁比值 …… 442
镁铁指数 …… 441
镁铁质矿物 …… 445
镁铁质岩 …… 446
镁同位素异常 …… 78
镁星叶石 …… 429
镁质片岩 …… 505
镁质矽卡岩* …… 508

men

门 …… 519
门捷列夫海岭 …… 813
门卡墩组 …… 730
门头沟煤系* …… 729
门头沟群 …… 729

meng

萌地槽 …… 861
萌地块* …… 859
萌地台 …… 859
猛犸象 …… 597
猛犸象-披毛犀动物群 …… 756
蒙蒂阶 …… 738
蒙古-鄂霍茨克褶皱带 …… 876
蒙古低压* …… 202
蒙古地理人种 …… 644
蒙古地洼区 …… 918
蒙古地域人种 …… 644
蒙古高压 …… 202
蒙古气旋 …… 202
蒙古人种* …… 642
蒙古褶* …… 640
蒙脱石 …… 427
蒙脱石粘土 …… 489
蒙皂石 …… 319
锰铝榴石 …… 422
锰铜压力计 …… 133
锰质岩 …… 493
孟公坳石灰岩* …… 710
孟公坳组 …… 710
孟加拉海底扇 …… 877
孟宪民 …… 1033

mi

弥漫星云* …… 17
迷齿亚纲 …… 567
迷宫式溶洞 …… 292
糜棱结构 …… 504
糜棱岩 …… 508
糜棱岩系列 …… 837
米尔恩 …… 1067
米克贝 …… 556
米克菊石 …… 542
米兰科维奇 …… 1070
米兰科维奇理论 …… 354
米兰科维奇频率 …… 29
米勒 …… 1064
米勒-布拉维指数* …… 395
米勒定向* …… 394
米勒指数* …… 394
米粒组织 …… 23
米纳斯超群 …… 676
米契林角石 …… 540
米契林珊瑚 …… 534
米切尔 …… 1063
米岑鼻砾岩* …… 764
米岑砾岩层* …… 764
米岑砂岩* …… 764
米岑组* …… 764
米舍利希 …… 1064
米士 …… 1073
米氏符号* …… 395
米斯筵 …… 528
汨罗组 …… 758
觅食迹 …… 515
密度 …… 410
密度环流 …… 387
密度流* …… 464
密度跃层 …… 163
密克罗尼西亚地理人种 …… 643
密陀僧 …… 418
密西西比河 …… 235
密西西比河黄土 …… 337
密西西比河三角洲 …… 236
密西西比亚系 …… 713
密云岩群 …… 670

mian

棉兰老岛地震 …… 990
缅甸贝 …… 556
面波 …… 154
面波震级 …… 976
面骨 …… 611
面角 …… 392

面角恒等定律 …… 392
面角守恒定律* …… 392
面理 …… 844
面颅* …… 611
面缺陷 …… 853
面心格子 …… 399
面型风化壳* …… 253
面岩溶率* …… 284
面衍生 …… 399
面状风化壳 …… 253
面状构造 …… 844
面状流动构造* …… 451
面状侵蚀* …… 255
面状洗刷作用* …… 255

miao

苗栗层群* …… 745
苗栗组 …… 745
描述岩石学 …… 439
秒差距 …… 34
渺地洼区 …… 915
妙高组 …… 705
庙后山哺乳动物群* …… 765
庙后山洞穴堆积 …… 765
庙后山人* …… 765
庙坡阶 …… 698
庙坡页岩* …… 700
庙坡组 …… 700

mie

灭绝核素 …… 82

min

民德冰期 …… 356
民德-里斯间冰期 …… 356
民迪亚尔阶 …… 693
闽浙式地洼区 …… 915
闽浙运动 …… 1018
敏迷龙 …… 585

ming

明矾* …… 436
明矾石 …… 436
明礁* …… 173
明清小冰期 …… 358
明渠非恒定流 …… 383
明水阶 …… 734
明水组 …… 736
明心寺层* …… 696
明心寺组 …… 696
明星遗迹化石 …… 516
鸣山运动 …… 1016
冥古宙 …… 661
冥王星 …… 27
冥王星内部结构 …… 50

miu

谬龙 …… 582
缪勒 …… 1073

mo

模拟上地幔岩 …… 446
模拟实验模式* …… 466
模式 …… 520
模式标本 …… 520
模式地点 …… 649
模式地区 …… 649
模式年龄 …… 117
模式剖面 …… 649
模式亚种* …… 520
模式亚属* …… 520
模式种 …… 520
模式属 …… 520
模型宇宙* …… 12
模铸化石 …… 518
膜翅目 …… 551
摩擦层 …… 210
摩擦镜面* …… 835
摩擦力 …… 211
摩擦判据* …… 835
摩尔热容* …… 108
摩氏硬度* …… 409
摩氏硬度计* …… 409
摩天岭群 …… 676
摩天岭系* …… 676
磨光面 …… 353
磨拉石建造 …… 864
磨盘山组 …… 715
磨石山组 …… 730
磨蚀* …… 352
磨蚀作用 …… 257
磨细作用 …… 260
磨圆度* …… 477
磨圆作用 …… 260
抹录不净现象 …… 951
末次冰期 …… 358
末次冰期冰消期* …… 358
末端变陡缓坡相 …… 471
末现基准面* …… 652
莫尔包络面 …… 821
莫尔达维石 …… 74
莫尔达维石散落区 …… 75
莫尔破坏准则* …… 823
莫尔纹法* …… 952
莫豪克阶 …… 699
莫合尔山群 …… 696
莫湖猿* …… 617
莫霍洛维奇间断面 …… 6
莫霍洛维奇 …… 1067
莫霍面* …… 6
莫来石 …… 425
莫宁-奥布霍夫长度 …… 208
莫企逊 …… 1064
莫氏面* …… 6
莫斯 …… 1064
莫斯科阶 …… 713
莫斯特石器* …… 630
莫塔瓜断裂带 …… 969
莫因冲断带 …… 873
漠土 …… 318
墨卡托 …… 1062
墨西哥近海地震 …… 990
墨西哥湾暖流 …… 165
墨西哥湾盆地 …… 880
墨西拿阶 …… 743
墨西拿运动 …… 1021
默拉皮型火山碎屑流 …… 998
默里 …… 1066
默奇逊碳质球粒陨石 …… 66

mu

母体 …… 66
母体冷却速率 …… 70
母体热变质 …… 70
母体同位素 …… 114
母岩 …… 305
母岩浆* …… 439
母岩区* …… 476
母质层* …… 317
母质层 …… 305
木迪斯群 …… 669
木化石 …… 514
木卫一 …… 49
木星 …… 27
木星磁层结构 …… 48
木星磁场 …… 48
木星大气 …… 47
木星大气环流 …… 48
木星带 …… 48
木星内部结构 …… 48
木星卫星 …… 48
目 …… 519
钼华 …… 418
钼铅矿 …… 435
牧区 …… 250
牧食痕迹* …… 515
牧食迹 …… 515
牧业气象 …… 218
慕维廉 …… 1065
穆磁铁矿* …… 419
穆迪群* …… 669
穆恩之 …… 1045

N

na

那丹哈达优地槽褶皱带 …… 909
那高岭阶 …… 707
那高岭页岩* …… 708
那高岭组 …… 708
纳标组 …… 708
纳布* …… 842
纳赤台群 …… 701
纳格苏托基德运动 …… 1021
纳里夫金 …… 1071
纳缪尔阶 …… 713
纳木那尼群* …… 682
纳斯卡板块 …… 900
纳兴组 …… 715
钠长石 …… 430
钠长石-卡尔斯巴德双晶律 …… 398
钠长石-绿帘石-角岩相 …… 500
钠长石双晶律 …… 398
钠沸石 …… 432
钠钙长石* …… 430
钠菱沸石* …… 432
钠硼解石 …… 433
钠闪石 …… 426
钠碳酸岩 …… 461
钠铁闪石 …… 426
钠微斜长石* …… 430
钠硝石 …… 438
钠云煌岩* …… 461
钠质层 …… 308

nai

氖燃烧反应* …… 77
氖同位素异常 …… 78
耐火粘土 …… 489
耐阴植物 …… 248

nan

南澳运动 …… 1018
南半球 …… 230
南北地洼区 …… 917
南北向构造带* …… 937
南北向之字型构造* … 942
南城遗址* …… 766
南赤道洋流* …… 164
南大岭组 …… 732
南大洋 …… 159
南大洋海底锰-多金

属结核 …… 809
南丹铁陨石 …… 66
南丹型 …… 707
南方古猿 …… 620
南方涛动 …… 205
南非有色地域人种 …… 645
南关岭组 …… 689
南海 …… 160
南海道地震 …… 990
南海地台 …… 907
南海地洼区 …… 918
南海地质 …… 803
南海盆地 …… 871
南华大冰期 …… 355
南华纪 …… 662
南华系 …… 685
南黄海-苏北盆地 …… 871
南回归线 …… 3
南极 …… 2
南极半岛 …… 806
南极冰盖 …… 359
南极冰心气候记录 …… 353
南极底层水 …… 166
南极地磁 …… 810
南极地壳结构 …… 809
南极电离层 …… 810
南极辐合带 …… 809
南极高空大气物理 …… 810
南极光* …… 814
南极海冰 …… 810
南极考察站 …… 811
南极条约* …… 811
南极圈 …… 3
南极绕极环流 …… 164
南极研究科学委员会* … 811
南极洲 …… 806
南极洲板块 …… 899
南极洲地盾 …… 880
南极洲地质 …… 793
南极洲发现考察史 …… 810
南极洲极点 …… 806
南极洲气候 …… 809
南极洲土壤 …… 809
南极洲陨石 …… 66
南迦巴瓦群* …… 682
南疆地洼区 …… 917
南津关石灰岩* …… 699
南津关组 …… 699
南京篮 …… 528
南京三瘤虫 …… 547
南岭地质 …… 798
南岭纬向构造体系 …… 937
南岭-西沙群岛间东西构造亚带 …… 937
南岭运动 …… 1019
南美板块 …… 899
南美地台 …… 880
南美印第安地域人种 … 644
南美洲地质 …… 792
南蒙古褶皱带 …… 876
南平石 …… 429
南坪玄武岩 …… 772
南森海岭* …… 812
南山运动 …… 1015
南水北调 …… 376
南太平洋超级地幔柱 …… 897
南特提斯造山系 …… 910
南天门层* …… 735
南天门组 …… 735
南沱冰期* …… 355
南沱冰碛层* …… 686
南沱组 …… 686
南喜马拉雅地洼区 …… 917
南喜马拉雅期地洼区* …… 915
南象运动 …… 1017
南雄层* …… 736
南雄龙 …… 578
南雄群 …… 736
南亚高压* …… 201
南延宗 …… 1036
南猿* …… 620
难熔粘土* …… 489

nang

囊脱石* …… 428
囊状风化壳 …… 253

nao

挠曲 …… 831
挠性 …… 410
挠足纲 …… 549
硇砂 …… 416
脑容量 …… 611

nei

内鼻鱼类* …… 565
内滨 …… 168
内布拉斯加冰期 …… 357
内岛弧* …… 174
内地核 …… 5
内叠阶地* …… 275
内动力地质学* …… 86
内海* …… 159
内核 …… 519
内华达运动 …… 1025
内迹 …… 515
内加热高压容器 …… 133
内角石 …… 540
内角石亚纲 …… 539
内卷虫亚目 …… 528
内壳构造 …… 816
内壳亚纲* …… 542
内力 …… 820
内流湖 …… 278
内陆国 …… 190
内陆海 …… 159
内陆湖* …… 278
内陆盆地 …… 264
内陆水分循环 …… 379
内陆水系 …… 383
内蒙地轴 …… 868
内蒙古-大兴安岭褶皱系 …… 908
内蒙古地质 …… 799
内蒙古黄土岩石地层 … 345
内蒙古陆 …… 787
内模 …… 519
内能* …… 213
内皮尔杂岩 …… 807
内栖动物 …… 526
内栖生物 …… 526
内栖植物 …… 526
内碛 …… 361
内倾转折* …… 827
内水 …… 189
内碎屑 …… 485
内碎屑灰岩 …… 490
内行星* …… 25
内旋 …… 942
内源沉积岩 …… 487
内眦褶 …… 640

nen

嫩江阶 …… 734

neng

能动断层 …… 960
能干岩层 …… 825
能见度 …… 195
能量系数 …… 106
能量指数 …… 487
能人 …… 624
能斯特分配定律 …… 109

ni

尼安德特人 …… 630
尼尔桑 …… 604
尼格里 …… 1071
尼格利* …… 1071
尼格利陀地域人种 …… 643
尼格利陀人* …… 642
尼格罗地理人种 …… 645
尼格罗人种* …… 642
尼古拉耶夫线 …… 876
尼科尔 …… 1063
尼拉贡戈火山 …… 1009
尼勒克地震 …… 987
尼罗河 …… 234
尼罗河三角洲 …… 236
尼姆罗德群 …… 808
尼姆罗德运动* …… 808
尼欧可木阶 …… 734
尼人* …… 630
尼日尔河 …… 235
尼碳钠钙石* …… 461
尼亚加拉瀑布 …… 237
泥巴实验* …… 951
泥板岩 …… 490
泥带* …… 179
泥河湾动物群 …… 753
泥河湾第四系剖面 …… 746
泥河湾阶 …… 756
泥河湾期 …… 753
泥河湾组 …… 757
泥灰岩 …… 492
泥火山 …… 994
泥火山构造 …… 481
泥火山锥 …… 1002
泥晶 …… 486
泥晶化 …… 486
泥晶灰岩 …… 491
泥晶套* …… 486
泥砾* …… 361
泥裂 …… 483
泥流沉积 …… 468
泥流堆积* …… 365
泥流阶地 …… 269
泥漠 …… 280
泥盆纪 …… 663
泥盆系 …… 706
泥鳅河组 …… 710
泥球 …… 484
泥泉 …… 995
泥沙测验 …… 389
泥沙横向运动 …… 260
泥沙流饱和度 …… 257
泥沙流不饱和* …… 257
泥沙流过饱和* …… 257
泥沙特性 …… 386
泥沙纵向运动 …… 260
泥舌* …… 482
泥石流 …… 268
泥石流沉积 …… 467
泥石流沉积物 …… 773

泥石流扇* …… 268
泥滩岸* …… 169
泥炭地质学 …… 86
泥炭积聚作用 …… 302
泥炭土 …… 317
泥线 …… 179
泥屑* …… 486
泥岩 …… 490
泥质多边形土 …… 365
泥质结构 …… 485
泥质岩* …… 489
泥质应变带* …… 830
铌钙矿 …… 420
铌铁矿 …… 419
铌钇矿 …… 420
霓 …… 195
霓辉石 …… 425
霓石 …… 425
霓霞岩 …… 460
拟刺蓑 …… 604
拟丹尼蕨 …… 603
拟纺锤筵 …… 528
拟金粉蕨 …… 603
拟木贼 …… 602
拟瓢蛤 …… 538
逆冲断层 …… 841
逆冲岩席* …… 842
逆地形 …… 265
逆断层 …… 841
逆-平移断层 …… 839
逆牵引* …… 836
逆时针 *pTt* 轨迹 …… 495
逆温 …… 198
逆温层 …… 198
逆向河 …… 271
逆行沙波层理 …… 480
逆掩断层* …… 841
逆转层* …… 198
溺谷 …… 171
溺谷海岸 …… 169

nian

年代* …… 650
年代地层单位 …… 650
年代地层格架* …… 657
年代地层学 …… 647
年代亚种 …… 520
年龄谱 …… 117
年平均气温 …… 242
年轻地台 …… 859
年轻山区 …… 965
年输沙量 …… 257
粘化作用 …… 304
粘黄土 …… 336
粘粒矿物 …… 319
粘粒矿物成土环境鉴定 …… 319
粘粒矿物形成环境 …… 319
粘粒矿物演变顺序 …… 319
粘粒矿物演化顺序异常 …… 319
粘土 …… 489
粘土结构* …… 485
粘土矿物 …… 406
粘土岩 …… 489
粘土页岩建造 …… 864
黏度* …… 208
黏滑 …… 835
黏性泥石流 …… 269
黏滞剩余磁化强度 …… 146
捻翅目 …… 551
埝塞湖* …… 278

niao

鸟粪层* …… 776
鸟粪磷矿 …… 776
鸟粪石 …… 434
鸟纲 …… 590
鸟格贡岩* …… 725
鸟格组 …… 725
鸟脚类 …… 585
鸟生磷灰岩* …… 776
鸟兽脚类 …… 575
鸟臀目 …… 582
鸟形龙 …… 577
鸟眼构造 …… 484
鸟翼类 …… 590
鸟足状三角洲 …… 169
鸟嘴状三角洲* …… 169

nie

聂拉木地震 …… 987
聂拉木群 …… 682
聂聂雄拉冰碛层 …… 771
聂聂雄拉群 …… 729
镍华 …… 434
镍黄铁矿 …… 414
镍纹石 …… 70
镍纤蛇纹石 …… 428
啮齿目 …… 595
啮虫目 …… 551

ning

宁国阶 …… 698
宁国页岩* …… 700
宁国组 …… 700
宁南黄土岩石地层 …… 344
宁强组 …… 706
宁夏地质 …… 805
宁夏运动 …… 1014
宁镇运动 …… 1018
凝冻波 …… 154
凝固指数* …… 441
凝灰结构 …… 454
凝灰岩 …… 462
凝灰岩球* …… 448
凝灰质碎屑岩* …… 462
凝灰质页岩 …… 490
凝结高度 …… 196
凝结尾迹* …… 217
凝块石 …… 485
凝块状胶结* …… 478
凝缩段* …… 660

niu

牛顿内摩擦定律* …… 93
牛顿黏滞定律 …… 93
牛轭湖 …… 273
牛轭湖沉积 …… 468
牛轭湖沉积物 …… 773
牛津阶 …… 728
牛蹄塘页岩* …… 696
牛蹄塘组 …… 696
扭动构造体系 …… 938
扭动构造型式* …… 938
扭裂缝泥巴实验* …… 951
扭裂面* …… 934
扭曲层理* …… 481
扭神经亚纲 …… 536
扭心珊瑚 …… 532
扭心珊瑚亚目 …… 531
扭性构造岩 …… 935
扭性结构面 …… 934
扭压性结构面* …… 934
扭月贝目 …… 554
扭张性结构面* …… 934
扭折带* …… 829
纽贝利 …… 1068
纽威尔 …… 1073
纽形动物门 …… 535

nong

农牧交错区 …… 250
农田辐射平衡 …… 219
农田净辐射* …… 219
农田热量平衡 …… 220
农田生态学 …… 243
农田小气候 …… 222
农田用水供需平衡* … 378
农田蒸发 …… 220
农田蒸散 …… 220
农田总蒸发* …… 220
农业地貌学 …… 262
农业地球化学 …… 99
农业地质学 …… 84
农业节水技术 …… 376
农业气候分析 …… 222
农业气候区划 …… 222
农业气候生产潜力* …… 222
农业气候资源 …… 221
农业气象产量预报 …… 222
农业气象观测 …… 221
农业气象模式 …… 218
农业气象试验方法 …… 221
农业气象系统 …… 219
农业气象学 …… 192
农业气象预报 …… 222
农业气象灾害 …… 220
农业气象指标 …… 218
农业水文学 …… 367
农业用水 …… 372
浓度分布均方差* …… 209
浓度平衡常数* …… 134
浓集克拉克值 …… 103
浓集系数 …… 103
浓山组 …… 740
浓缩段 …… 660
浓尾地震 …… 989

nü

女星介 …… 549
钕模式年龄 …… 120
钕-锶同位素示踪 …… 124
钕同位素地球化学 …… 128

nuan

暖冰川* …… 358
暖池 …… 165
暖低压* …… 203
暖锋 …… 211
暖锋天气 …… 200
暖高压* …… 201
暖空气* …… 210
暖流 …… 164
暖气团 …… 210
暖涡 …… 163
暖性反气旋 …… 201
暖性气旋 …… 202
暖云降水机制 …… 197

nuo

诺阿卫星系列 …… 226
诺尔公群 …… 679
诺利阶 …… 724
诺曼符号* …… 395
诺伊曼条纹 …… 67

O

ou

瓯穴* …… 272
欧拉测风系统 …… 224
欧拉定理* …… 881
欧拉周期 …… 136
欧拉极* …… 891
欧龙布鲁克群 …… 696
欧罗巴人种* …… 642
欧美植物区 …… 783
欧姆贝 …… 556
欧特里沃阶 …… 734
欧亚板块 …… 898
欧亚人种* …… 642
欧亚山字型构造体系 … 941
欧亚深海平原 …… 813
欧洲地质 …… 789
欧洲人种* …… 642
偶极矩 …… 105
偶数规则 …… 102
偶蹄目 …… 598
偶向河 …… 271

P

pa

爬升沙纹层理 …… 479
爬兽 …… 594
爬行动物时代* …… 663
爬行纲 …… 569
爬行痕迹* …… 515
爬行迹 …… 515
耙笔石 …… 561
帕尔岗塔格群 …… 684
帕可组 …… 684
帕拉斯 …… 1063
帕萨迪纳运动 …… 1026
帕斯德效应 …… 92
帕托姆群 …… 682

pai

拍岸浪* …… 258
排碧阶 …… 694
排水湖 …… 279
派生岩浆 …… 439

pan

潘高拉沉积 …… 668
潘基亚 …… 786
潘基亚 A …… 786
潘基亚 B …… 786
潘诺阶 …… 743
潘钟祥 …… 1036
盘肠构造 …… 484
盘谷 …… 363
盘龙目 …… 570
盘足龙 …… 582

pang

旁侧声呐 …… 185
旁蚀作用* …… 256
膀胱螺 …… 537

pao

抛物线沙丘 …… 282
刨蚀作用* …… 352
咆哮西风带 …… 218
泡铋矿 …… 438
泡骨龙 …… 574
泡海* …… 53
泡碱 …… 438
泡孔目 …… 553
泡沫痕 …… 483
泡沫内沟珊瑚 …… 533
泡沫珊瑚 …… 534
泡沫珊瑚亚目 …… 531
泡沫柱珊瑚 …… 533
泡子组 …… 769

pei

培雷火山 …… 1008
培雷型火山喷发 …… 995
培雷型火山碎屑流 …… 999
培雷型穹丘 …… 1002
培雷云 …… 1000
裴蒂庄 …… 1072
裴李岗文化层 …… 769
裴荣富 …… 1050
裴氏半人* …… 623
裴伟 …… 1073
裴伟线 …… 876
裴文中 …… 1035
裴秀 …… 1028
佩恩顿阶 …… 693
配合物 …… 106
配价键* …… 105
配位场理论 …… 105
配位多面体 …… 402
配位键 …… 105
配位数 …… 402

pen

喷出口* …… 1003
喷出岩 …… 440
喷发强度 …… 992
喷火口* …… 1003
喷口 …… 1003
喷气穴* …… 993
喷气溢流构造 …… 993
喷砂冒水 …… 981
盆地 …… 234
盆地动力学 …… 883
盆地碎屑* …… 485
盆岭构造 …… 893
盆岭型构造 …… 837

peng

彭克,A. …… 1068
彭克,W. …… 1071
彭尼内推覆体带 …… 874
彭诺克运动 …… 1022
彭琪瑞 …… 1045
彭志忠 …… 1050
彭志忠石-6H …… 418
棚冰* …… 358
棚珊瑚 …… 533
蓬蒂阶 …… 743
蓬莱群 …… 685
蓬莱运动 …… 1019
蓬星* …… 29
硼镁石 …… 432
硼镁铁矿 …… 432
硼钠方解石* …… 433
硼砂 …… 433
硼酸盐矿物 …… 432
硼同位素 …… 128
澎湖玄武岩 …… 772
膨颅龙类 …… 577
膨润土 …… 489
膨土岩* …… 489
膨胀节理* …… 845
膨胀说 …… 96
碰并 …… 197
碰撞带 …… 887
碰撞海岸 …… 169
碰撞活化 …… 913

pi

批式部分熔融 …… 110
披毛犀 …… 598
砒石* …… 418
砒霜* …… 418
劈开* …… 410
劈理 …… 846
劈理降向 …… 819
劈理扇 …… 847
劈理域 …… 847
劈理域组构 …… 847
劈理折射 …… 847
皮尔巴拉地块 …… 879
皮科克指数* …… 441
皮纳图博火山 …… 1009
皮奇-克勒尔攀升力 …… 93
皮亚琴察阶 …… 743
皮园村组 …… 689
铍法 …… 121
铍尖晶石* …… 419
比邻星 …… 21
毗连区 …… 189
辟尔唐人 …… 628

pian

偏利共生 …… 525
偏铝质 …… 445
偏泥地震相 …… 656
偏沙地震相 …… 656
偏心鳊* …… 485
偏应力 …… 821
片沸石 …… 432
片理 …… 847
片流* …… 464
片流地质作用 …… 256
片麻理 …… 847
片麻岩 …… 506
片麻岩穹窿构造 …… 862
片麻状构造 …… 504
片内无根褶皱* …… 832
片内褶皱 …… 832
片蚀 …… 265
片岩 …… 505
片状构造 …… 504
片状侵蚀 …… 255

piao

漂白层 …… 307
漂白土 …… 489
漂灰化作用 …… 305
漂砾碛 …… 361
漂流 …… 164
漂沙 …… 259
漂洗层* …… 317
漂游生物 …… 526

pin

拼贴作用 …… 893
贫营养沼泽* …… 388
频散曲线 …… 155

ping

平潮 …… 161
平挫断层* …… 838
平错* …… 835
平顶冰川 …… 359
平顶海山* …… 175

平面关运动 …… 1017
平谷矿 …… 420
平衡常数 …… 134
平衡潮 …… 139
平衡分离结晶作用 …… 110
平衡凝聚模式 …… 32
平衡剖面 …… 820
平湖组 …… 740
平滑移 …… 853
平缓褶皱 …… 828
平均标准权重偏差 …… 118
平均风速* …… 223
平均环流 …… 206
平均气流 …… 212
平均最低气温 …… 241
平均最高气温 …… 241
平凉组 …… 701
平流层 …… 194
平流辐射雾 …… 196
平流逆温 …… 198
平流雾 …… 196
平罗-银川地震 …… 987
平面格里菲斯破坏准则* …… 823
平面应变 …… 824
平宁推覆体* …… 874
平时* …… 37
平水年 …… 385
平太阳 …… 37
平太阳日 …… 37
平太阳时 …… 37
平坦海岸* …… 168
平坦河漫滩 …… 272
平坦型稀土元素组成 …… 112
平坦状断口 …… 410
平头龙 …… 587
平头龙科 …… 587
平推断层* …… 838
平卧褶皱 …… 828
平午 …… 38
平行不整合 …… 647
平行层理 …… 479
平行地震反射结构 …… 656
平行进化 …… 525
平行连晶 …… 397
平行双面 …… 396
平行水系 …… 276
平行斜交地震反射结构 …… 656
平行褶皱 …… 828
平行槊岗式河漫滩 …… 272
平阳运动 …… 1014
平移断层* …… 838
平移格子* …… 399
平移滑动* …… 853
平移-逆断层 …… 839
平移-正断层 …… 839
平原 …… 233
平原海岸 …… 168
平原水文学 …… 367
平原型褶皱* …… 831
平直河沉积 …… 468
平足介亚目 …… 548
坪年龄 …… 117
萍乡运动(一) …… 1018
萍乡运动(二) …… 1017

po

坡地 …… 265
坡地沉积物 …… 775
坡度 …… 265
坡积裙 …… 268
坡积物* …… 773
坡积相 …… 467
坡立谷 …… 290
坡缕石 …… 427
坡面流 …… 383
坡面流水沉积物* …… 773
坡水沉积物 …… 773
坡头组 …… 345
坡下阶地 …… 275
坡形 …… 264
鄱阳冰期 …… 357
鄱阳冰碛层 …… 770
破坏性板块边缘* …… 886
破坏性地震 …… 980
破坏性三角洲沉积 …… 469
破火口* …… 1003
破火山口 …… 1003
破浪* …… 258
破浪带* …… 168
破裂强度 …… 823
破裂性结构面* …… 934
破劈理 …… 846

pou

剖面分析 …… 216
剖面结构* …… 466

pu

菩萨地块* …… 877
葡萄石*(沉积岩) …… 485
葡萄石 (矿物) …… 429
葡萄石-绿纤石相 …… 501
葡萄状集合体 …… 407
镤-铍法 …… 120
埔里运动 …… 1019
普尔加托尔猴* …… 614
普法尔茨幕* …… 1023
普法尔茨运动 …… 1023
普家村组* …… 725
普拉特 …… 1065
普拉特-海福特均衡假说* …… 140
普拉特-海福特均衡模型 …… 140
普拉特伯格群* …… 669
普赖尔定则 …… 68
普里多利统 …… 703
普里尼型火山喷发 …… 995
普利亚本阶 …… 739
普列桑阶* …… 743
普林斯巴赫阶 …… 728
普洛宁网 …… 850
普尼尔群* …… 669
普斯特里亚线* …… 875
普通地貌图 …… 262
普通地质学 …… 83
普通海绵纲 …… 529
普通辉石 …… 425
普通火山碎屑岩 …… 461
普通角闪石 …… 426
普通角闪石岩* …… 455
普通铅 …… 126
普通铅法 …… 119
普通铅校正 …… 119
普通球粒陨石 …… 69
普通时* …… 14
普通锶 …… 126
普通锶校正 …… 118
普通氧缓冲剂氧逸度时间曲线 …… 134
谱斑 …… 23
谱系带 …… 652
谱系枝带 …… 652
瀑布 …… 236
瀑布冰川 …… 359
瀑水钙华 …… 296

Q

qi

七十二候 …… 221
七溪岭组 …… 701
栖管化石* …… 515
栖霞底部含煤组* …… 719
栖霞阶 …… 717
栖霞石灰岩* …… 719
栖霞组 …… 719
戚嘴组 …… 765
期 …… 650
齐克尔 …… 1066
祁连山-河西走廊活动断裂系 …… 968
祁连山地质 …… 797
祁连山石 …… 438
祁连山型 …… 707
祁连运动 …… 1014
祁连造山带 …… 869
祁连褶皱系 …… 908
祁吕贺兰山字型构造体系 …… 940
祁门运动 …… 1011
其他星云说 …… 12
奇笔石 …… 561
奇利克地震 …… 989
奇蹄目 …… 597
奇叶蕨 …… 603
奇异虫统 …… 693
奇异鱼 …… 566
骑田岭矿 …… 419
棋盘格式构造 …… 941
棋子桥灰岩* …… 709
棋梓桥组 …… 709
鳍脊* …… 362
鳍甲鱼亚纲* …… 563
鳍脚亚目 …… 596
鳍龙超目 …… 572
麒麟山人 …… 634
乞力马扎罗火山 …… 1008
乞力马扎罗山 …… 232
起潮力位* …… 139
起伏量图 …… 262
气候 …… 238
气候变化 …… 241
气候变化古土壤剖面分析 …… 332
气候变率 …… 241
气候长石砂岩 …… 488
气候成因分类法* …… 239
气候带 …… 238
气候地层法 …… 351
气候地貌学 …… 261
气候肥力 …… 222
气候环境灾变 …… 74
气候积温 …… 220
气候阶地 …… 275
气候疗法 …… 193
气候模拟 …… 241
气候生产潜力 …… 242
气候生态作用 …… 243
气候适宜期 …… 348
气候适宜时期* …… 355
气候系统 …… 241
气候学 …… 238

气候雪线 …… 352
气候预报 …… 241
气候志 …… 242
气辉 …… 195
气孔构造 …… 451
气块法 …… 214
气泡法 …… 952
气溶胶微粒* …… 196
气体保留年龄 …… 82
气体潮说 …… 31
气体地球化学 …… 99
气体火山 …… 994
气团 …… 210
气团分类 …… 210
气团分析 …… 216
气温距平 …… 242
气温直减率 …… 215
气下溶蚀* …… 285
气象病 …… 193
气象潮 …… 162
气象观测场 …… 223
气象海啸* …… 383
气象火箭 …… 225
气象能见距离* …… 195
气象塔层 …… 209
气象台 …… 193
气象台站网 …… 193
气象卫星 …… 225
气象武器 …… 217
气象学 …… 191
气象要素 …… 223
气象站 …… 193
气旋 …… 202
气旋波 …… 204
气旋雨 …… 201
气旋族 …… 204
气压表 …… 224
气压场 …… 215
气压场基本型式 …… 201
气压梯度力 …… 211
气压系统 …… 201
气液包裹体* …… 130
气液变质作用 …… 498
器官相关律* …… 524
器官属 …… 520

qia

恰克马克立克群 …… 687
恰曼断裂带 …… 877
恰其海组 …… 717
恰斯群 …… 677

qian

千岛群岛寒流* …… 165
千佛崖层* …… 729
千佛崖组 …… 729
千枚理 …… 847
千枚糜棱岩* …… 509
千枚岩 …… 505
千枚状构造 …… 504
千糜岩 …… 509
千尼尔沙岗 …… 470
迁飞昆虫 …… 552
迁就断裂* …… 833
迁西岩群 …… 667
迁西运动 …… 1010
迁移波状结构 …… 657
牵引 …… 836
牵引弧 …… 941
牵引流 …… 463
牵引载荷* …… 463
牵引褶皱 …… 836
牵引作用 …… 463
牵制弧* …… 941
铅-铅法 …… 119
铅笔构造 …… 848
铅丹 …… 418
铅矾 …… 435
铅构造模式 …… 125
铅黄 …… 418
铅同位素地球化学 …… 125
铅同位素增长线 …… 126
铅直错开* …… 835
铅直地层断距* …… 835
铅直离距 …… 834
前北方期 …… 750
前贝加尔螺 …… 537
前滨 …… 168
前滨相 …… 470
前澄江运动 …… 1012
前地* …… 861
前地质时期* …… 648
前蒂格利冰期 …… 357
前碟菊石目 …… 541
前断坡* …… 841
前富禄上升 …… 1011
前构造期结晶作用 …… 498
前寒武纪 …… 660
前寒武纪地质学 …… 85
前寒武纪构造 …… 855
前黑山组 …… 717
前弧* …… 940
前积层 …… 774
前积反射结构 …… 657
前进变质带* …… 494
前进变质作用 …… 498
前进性* …… 865
前进终碛 …… 361
前陆 …… 861
前陆盆地 …… 473
前裸子植物 …… 600
前平行双面* …… 397
前期地震 …… 980
前期旋回 …… 903
前碛* …… 361
前碛堤* …… 363
前倾式双冲构造* …… 843
前驱 …… 524
前人 …… 620
前鳃亚纲 …… 536
前三角洲相 …… 469
前洼屯组 …… 768
前雨海纪 …… 55
前渊* …… 861
前渊盆地* …… 473
前缘侵蚀* …… 895
前展式扩展* …… 843
前震 …… 972
前组沉积* …… 774
前佐川运动 …… 1025
钱德勒分量 …… 136
钱德勒运动 …… 136
钱德勒周期 …… 136
钱耐 …… 605
钱宁 …… 1049
钱塘江阶 …… 699
钱塘江统 …… 697
乾县组 …… 765
潜动* …… 254
潜伏活动断裂 …… 960
潜火山 …… 997
潜火山地震 …… 979
潜火山型破火山口 …… 1004
潜火山岩 …… 440
潜火山作用 …… 991
潜流带* …… 293
潜热能 …… 213
潜蚀作用 …… 258
潜水均衡仪* …… 390
潜水蒸发 …… 380
潜水蒸气喷发* …… 995
潜穴 …… 515
潜穴系统 …… 515
潜穴晕 …… 516
潜移* …… 254
潜育层* …… 317
潜育高岭化作用 …… 319
潜育化作用 …… 304
黔桂古陆 …… 788
黔桂式地洼区 …… 915
黔桂运动 …… 1015
黔中古陆 …… 788
浅部构造* …… 816
浅层次构造* …… 816
浅成岩 …… 440
浅地层剖面仪 …… 185
浅海沉积物* …… 177
浅海农牧化 …… 250
浅间型火山碎屑流 …… 999
浅粒岩 …… 506
浅埋作用阶段* …… 474
浅色矿物* …… 445
浅色麻粒岩* …… 506
浅色体* …… 509
浅色岩 …… 446
浅滩 …… 272
浅源地震 …… 980
嵌齿象 …… 597
嵌晶含长结构* …… 453
嵌晶胶结 …… 478
嵌晶状结构* …… 453
嵌入法 …… 374
嵌入阶地 …… 275
嵌套法* …… 374

qiang

羌塘地块 …… 869
羌塘组 …… 760
枪鲷目 …… 542
腔笔石目 …… 559
腔肠动物门 …… 530
腔鳞鱼亚纲* …… 564
锖色 …… 409
强风 …… 212
强风化带 …… 254
强烈沉降区土壤 …… 325
强烈构造上升区古土壤 …… 330
强热带风暴* …… 205
强沙尘暴* …… 282
强硬层* …… 825
强震* …… 976
强震仪 …… 984
强震预报 …… 944
强直片麻岩 …… 837
蔷薇辉石 …… 425
蔷薇石英* …… 418
抢水湾* …… 274
羟胆矾 …… 436
羟硅铍石 …… 422
羟硅铍钇铈矿* …… 431
羟磷灰石* …… 434
羟碳锌石* …… 438

qiao

乔利 …… 1067

乔治溪群 …… 668
桥构造* …… 839
桥镇组 …… 702
巧恩布拉克群 …… 684
巧克力块构造* …… 848
巧龙 …… 581
壳-幔热演化* …… 152
壳-幔热结构* …… 151
壳层规则 …… 102
壳断裂 …… 904
壳块 …… 928
壳幔循环 …… 884
壳山组* …… 735
壳下流 …… 149
壳源 …… 439
翘起构造* …… 965
鞘翅目 …… 551
鞘角石 …… 540
鞘形亚纲 …… 542
鞘褶皱 …… 831

qie

切变模量* …… 823
切变耦合 PL 波 …… 155
切变线 …… 214
切齿龙 …… 579
切断低压 …… 203
切割关系律* …… 92
切沟 …… 272
切珊瑚 …… 533
切应变 …… 822
切应力* …… 820
窃蛋龙 …… 578
窃蛋龙类 …… 578

qin

钦州组 …… 708
侵入接触 …… 449
侵入穹丘 …… 1002
侵入岩 …… 440
侵入岩相* …… 450
侵蚀冲断层 …… 843
侵蚀地貌 …… 269
侵蚀沟 …… 270
侵蚀基面* …… 269
侵蚀基准面 …… 269
侵蚀阶地 …… 275
侵蚀面 …… 265
侵蚀破火山口 …… 1004
侵蚀期 …… 269
侵蚀旋回 …… 263
侵蚀作用 …… 255
亲潮 …… 165
亲冈瓦纳陆块群 …… 907
亲近种 …… 520
亲硫性* …… 103
亲硫元素* …… 103
亲气元素 …… 103
亲生物元素 …… 103
亲石性 …… 103
亲石元素* …… 103
亲铁性 …… 103
亲铁元素* …… 103
亲铜性 …… 103
亲铜元素* …… 103
亲西伯利亚陆块群 …… 907
亲氧性* …… 103
秦家寨组 …… 345
秦岭-大别山地质 …… 797
秦岭-大别造山带 …… 869
秦岭地轴 …… 868
秦岭古陆 …… 788
秦岭-昆仑纬向构造体系 …… 936
秦岭-南岭间东西构造亚带 …… 937
秦岭群* …… 675
秦岭系* …… 675
秦岭岩群 …… 675
秦岭运动 …… 1015
秦岭褶皱系 …… 908
秦馨菱 …… 1043
禽龙 …… 585
禽龙科 …… 585

qing

青白口纪 …… 662
青白口群* …… 683
青白口系 …… 683
青藏歹字型构造* …… 943
青藏滇缅印尼歹字型构造 …… 943
青藏断块区* …… 925
青藏反气旋 …… 201
青藏高压* …… 201
青藏高原 …… 233
青藏高原冰盖 …… 360
青藏高原成土残迹 …… 330
青藏高原地质 …… 797
青藏高原古红土 …… 322
青藏近代强烈隆起区 …… 966
青岛龙 …… 587
青甘地洼区 …… 917
青海地质 …… 805
青河石 …… 433
青金石 …… 431
青龙河群 …… 673
青龙灰岩* …… 725
青龙群 …… 725
青泥 …… 178
青年期岩溶* …… 285
青磐岩 …… 508
青山层* …… 735
青山口阶 …… 733
青山口组 …… 736
青山组 …… 735
青石棉* …… 426
青岩阶 …… 723
清风 …… 212
清水期 …… 753
清虚洞组 …… 696
清原岩群 …… 670
清镇顽火辉石球粒陨石 …… 66
轻风 …… 212
轻矿物 …… 476
轻同位素 …… 114
轻稀土元素富集型 …… 112
轻稀土元素亏损型 …… 112
氢-氦法 …… 121
氢键 …… 105
氢离子浓度缓冲剂 …… 134
氢燃烧 …… 76
氢同位素 …… 126
氢同位素地球化学 …… 126
氢氧键* …… 105
氢氧镁石* …… 420
氢晕成分 …… 81
晴 …… 200
倾伏端 …… 827
倾伏褶皱 …… 828
倾竖褶皱 …… 828
倾向断层 …… 834
倾向腹陆式双冲构造 …… 843
倾向滑动断层 …… 838
倾向节理* …… 845
倾向离距 …… 835
倾向前陆式双冲构造 … 843
倾斜滑距* …… 834
倾斜流 …… 166
蜻蜓目 …… 550

qiong

穹房贝 …… 556
穹窿 …… 831
穹天说 …… 11
穹状-断块山系 …… 965
穹状火山 …… 997
筇竹寺阶 …… 693
筇竹寺组 …… 694
琼森大陆度指数* …… 241
蛩螨目 …… 550

qiu

丘吉东沟群 …… 684
丘陵 …… 264
丘形地震反射结构 …… 656
丘状交错层理 …… 480
秋岔群 …… 673
秋吉旋回 …… 1025
秋吉运动 …… 1025
秋津运动 …… 1026
秋老虎 …… 221
球度 …… 477
球对称岩组* …… 849
球函数* …… 954
球接子 …… 545
球接子目 …… 544
球接子亚目 …… 544
球粒 …… 486
球粒灰岩 …… 491
球粒结构 …… 454
球粒陨石 …… 68
球粒陨石化学分类 …… 68
球粒陨石岩石类型分类 …… 68
球面调和函数 …… 954
球面天文学 …… 34
球体调和函数 …… 954
球体紧密堆积原理 …… 402
球蚬 …… 538
球状风化 …… 252
球状构造 …… 451
球状粒* …… 486
球状器* …… 636
球状星团 …… 16
球状星团计时法 …… 82
球状星云* …… 17

qu

区时 …… 38
区域变质作用 …… 497
区域低温动力变质作用 …… 497
区域地貌学 …… 261
区域地球化学 …… 98
区域地球化学调查 …… 91
区域地球物理调查 …… 91
区域地质调查 …… 90
区域地质学 …… 85
区域动力变质作用* …… 497
区域动力热流变质作用 …… 497
区域混合岩化作用 …… 499

区域克拉克值* …… 102
区域矿产调查…… 90
区域喷溢 …… 996
区域水文地理学 …… 227
区域水文地质调查…… 90
区域水文学 …… 367
区域性海水进退* …… 953
区域性年代地层单位 … 650
区域岩石学 …… 439
区域中高温变质作用*… 497
曲晶石* …… 423
曲靖型 …… 707
曲靖运动…… 1014
曲靖组 …… 711
曲流* …… 273
曲流河沉积 …… 468
曲流颈 …… 273
曲龙共巴组 …… 726
趋同 …… 525
趋异 …… 524
衢江红砂岩* …… 735
衢江群 …… 735
取向分布函数 …… 851
去白云石化作用 …… 475

quan

权河口组 …… 702
全齿目* …… 596
全浮雕* …… 515
全浮痕 …… 515
全浮游生物 …… 526
全骨鱼亚纲* …… 565
全硅酸盐地球* …… 101
全国地层委员会 …… 648
全吉群 …… 688
全晶质 …… 452
全晶质结构* …… 452
全量应变 …… 824
全面心格子* …… 399
全模 …… 521
全脐螺 …… 536
全铅法 …… 119
全球板块构造 …… 881
全球沉积学 …… 463
全球大火炭灰…… 74
全球年代地层单位 …… 650
全球数字地震台网 …… 985
全球水量 …… 370
全球水文学 …… 367
全球碳循环 …… 104
全球性断裂网格 …… 925
全球性海平面升降 …… 778
全球性海水进退* …… 953
全球最古老生命遗迹 … 513
全日潮 …… 161
全天候机场 …… 217
全新世 …… 748
全新世大暖期 …… 752
全新世地壳运动 …… 961
全新世红土 …… 322
全新世黄土古土壤 …… 329
全新统 …… 748
全形褶皱 …… 830
全月构造图…… 61
全自形粒状结构 …… 452
泉冰锥* …… 365
泉华 …… 774
泉脑沟山群 …… 704
泉水沉积物 …… 774
泉头层* …… 736
泉头阶 …… 733
泉头组 …… 736
泉州地震 …… 987
泉子街组 …… 721
犬齿珊瑚 …… 533
犬齿兽次亚目 …… 571
犬齿兽亚目 …… 571

que

缺翅目 …… 551
缺弓亚纲* …… 569
缺甲鱼亚纲 …… 563
缺裂火山口 …… 1003
缺裂火山锥 …… 1003
缺失* …… 650
缺失面遗迹组 …… 516
缺位式固溶体* …… 404
缺氧层* …… 163
却尔却克虫 …… 546

qun

裙礁 …… 173
群 …… 653
群虫 …… 553
群岛 …… 161
群岛国 …… 190
群岛平原* …… 175
群岛水域 …… 190
群落交错区 …… 248
群体包裹体成分分析 … 131
群体发生* …… 524
群体发育 …… 524
群状硅酸盐矿物 …… 421

R

ran

燃烧变质作用 …… 498

rang

壤土 …… 315
让德富卡板块 …… 899

rao

扰动逆温* …… 198
绕射 P 波 …… 154

re

热变质作用* …… 498
热层 …… 195
热成风 …… 212
热传导 …… 150
热带风暴 …… 205
热带锋 …… 211
热带辐合带* …… 204
热带荒漠带 …… 250
热带季风气候* …… 240
热带季风型岩溶 …… 288
热带气候带 …… 239
热带气团 …… 210
热带气旋 …… 205
热带湿润气候带 …… 240
热带稀树草原气候* …… 240
热带岩溶 …… 286
热带雨林气候* …… 240
热低压 …… 203
热地幔柱* …… 882
热点 …… 882
热电性 …… 410
热动力变质作用* …… 497
热对流（地物）…… 150
热对流（气象）…… 210
热发光年龄测定 …… 749
热法磁清洗 …… 148
热辐射 …… 198
热河昆虫群 …… 552
热河鸟 …… 591
热河生物群 …… 607
热河兽 …… 594
热河螈 …… 569
热汇 …… 198
热火山 …… 994
热接触变质作用 …… 498
热喀斯特 …… 287
热力边界层 …… 208
热力风化 …… 251
热力湍流 …… 208
热力学方程计算压力 …… 131
热力学能 …… 213
热力学同位素效应 …… 122
热量平衡 …… 378
热流* …… 149
热流单位 …… 151
热流分量 …… 150
热流省 …… 151
热卤水成矿作用 …… 182
热年代学 …… 118
热凝聚模型…… 78
热容 …… 108
热融湖 …… 365
热融现象 …… 364
热剩余磁性 …… 145
热释光测年法 …… 121
热水溶蚀 …… 284
热线风速表 …… 224
热岩石圈厚度 …… 152
热液粘土岩 …… 508
热源 …… 198
热云* …… 1000

ren

人超科 …… 618
人工地震 …… 979
人工堆积物 …… 774
人工河网 …… 384
人工湖* …… 387
人工降水* …… 197
人工气候室 …… 221
人工气候箱 …… 221
人工消雾 …… 197
人工抑雹 …… 197
人工影响天气 …… 197
人工增雨 …… 197
人工震源* …… 975
人科 …… 618
人类影响水资源演化 …… 370
人类纪 …… 747
人类进化形式 …… 610
人类可能起源地区 …… 611
人类起源 …… 609
人体测量学 …… 611
人为激发运动 …… 963
人为松软表层 …… 307
人为土 …… 318
人猿超科* …… 618
人猿类 …… 616
人猿同祖论 …… 609
人造矿物 …… 406
人种 …… 639
人种单一地区起源说 …… 610
人种多地区起源说 …… 610
人种起源 …… 640
人种外貌差异 …… 640

人种血型系统差异 …… 641
人字型交错层理* …… 479
任村猴 …… 614
任美锷 …… 1041
刃脊 …… 362
刃位错 …… 853
韧性变形 …… 824
韧性变形带* …… 833
韧性剪切带 …… 833
韧性流层* …… 816
韧性伸展构造系统 …… 840

ri

日本地震烈度表 …… 978
日本古红土 …… 324
日本暖流* …… 164
日本中央构造线 …… 878
日长石* …… 430
日地关系 …… 30
日地物理学 …… 191
日尔曼型构造作用* …… 857
日耳曼式褶皱* …… 831
日耳曼型构造 …… 857
日耳曼型造山作用 …… 857
日珥 …… 23
日高运动 …… 1026
日光榴石 …… 431
日界线 …… 37
日冕 …… 22
日平均气温 …… 242
日射珊瑚 …… 534
日射微粒流* …… 24
日西地洼区 …… 918
日心说 …… 12
日照计 …… 224
日照时数 …… 242

rong

溶洞 …… 292
溶洞沉积类型 …… 294
溶洞角砾岩* …… 488
溶洞水 …… 293
溶洞微地貌 …… 294
溶斗 …… 289
溶沟 …… 289
溶沟田 …… 292
溶痕 …… 289
溶解劈理* …… 847
溶解跃面 …… 179
溶解载荷* …… 464
溶解指数 …… 163
溶解作用 …… 260
溶孔 …… 291
溶离线(面)* …… 404
溶离线* …… 446
溶帽山 …… 290
溶面* …… 289
溶盘 …… 289
溶丘洼地型岩溶 …… 287
溶蚀 …… 284
溶蚀裂隙 …… 289
溶蚀洼地* …… 289
溶潭 …… 293
溶溪组 …… 704
溶线(面)* …… 404
溶穴 …… 291
溶液 …… 464
溶移质 …… 464
溶质径流* …… 382
熔结凝灰结构 …… 454
熔结凝灰岩 …… 461
熔结凝灰岩喷发 …… 995
熔结碎屑岩 …… 462
熔壳 …… 70
熔壳火山锥 …… 1003
熔离 …… 449
熔离作用 …… 134
熔融包裹体* …… 130
熔融热点* …… 96
熔融作用 …… 446
熔石玻璃 …… 73
熔蚀皮* …… 70
熔岩 …… 1000
熔岩被 …… 1000
熔岩表壳构造 …… 1001
熔岩饼 …… 1000
熔岩高原 …… 1004
熔岩构造 …… 1001
熔岩鼓包 …… 1001
熔岩烘烤层土壤 …… 326
熔岩湖 …… 1005
熔岩棘 …… 993
熔岩空洞构造 …… 993
熔岩流 …… 1000
熔岩喷叠锥 …… 993
熔岩喷气锥* …… 993
熔岩平原 …… 1004
熔岩丘 …… 1002
熔岩球 …… 1000
熔岩石笋 …… 993
熔岩隧道 …… 993
熔岩台地古土壤层 …… 326
熔岩台地土壤 …… 326
熔岩台地土壤分异 …… 326
熔岩条带* …… 448
熔岩席* …… 1000
熔岩楔 …… 993
熔岩钟乳 …… 993
熔岩冢* …… 1001
熔岩锥 …… 1002
融沉湖 …… 278
融出碛 …… 361
融冻风化* …… 251
融冻泥流* …… 365
融冻作用* …… 364
融县灰岩* …… 709
融县组 …… 709
融陷湖* …… 278

rou

肉齿目 …… 596
肉鳍鱼亚纲 …… 565
肉食龙类 …… 575
肉食牛龙 …… 574
肉足虫纲 …… 527

ru

蠕-锶法 …… 118
蠕变现象 …… 947
蠕虫* …… 535
蠕虫结构 …… 453
蠕虫状红土* …… 324
蠕虫状结构 …… 485
蠕动 …… 254
蠕滑* …… 835
蠕行式地壳波浪 …… 929
蠕形动物 …… 535
蠕英石结构* …… 503
汝阳群 …… 681
乳房贝 …… 555
乳孔贝目 …… 554
乳石英 …… 419
入渗 …… 380
入字型构造 …… 941

ruan

阮维周 …… 1040
软雹* …… 197
软沉积变形 …… 479
软风 …… 212
软骨硬鳞鱼次亚纲 …… 565
软骨鱼纲 …… 564
软甲纲 …… 549
软流圈 …… 5
软锰矿 …… 417
软泥* …… 178
软泥水 …… 179
软碰撞 …… 905
软弱层* …… 825
软舌螺纲 …… 543
软水铝石 …… 420
软体动物门 …… 535
软玉 …… 426
软质粘土* …… 489

rui

锐钛矿 …… 417
瑞德隐头虫 …… 547
瑞典-芬兰运动 …… 1021
瑞典-卡累利阿运动 …… 1021
瑞典-挪威运动* …… 1021
瑞芬贝 …… 556
瑞雷波* …… 154
瑞利 …… 1066
瑞利波 …… 154
瑞穗运动 …… 1026
瑞替阶 …… 724

run

润滑层 …… 841

ruo

若尔盖地块 …… 932
弱风化带 …… 254
弱矿化潮* …… 279
弱震* …… 976

S

sa

撒丁运动 …… 1023
撒开* …… 942
撒落作用 …… 254
萨阿尔运动* …… 1023
萨埃尔冰期 …… 357
萨勃哈* …… 470
萨顿扩散公式 …… 209
萨尔马特阶 …… 743
萨尔幕* …… 1023
萨尔塔龙 …… 582
萨尔运动 …… 1023
萨夫运动* …… 1025
萨弗隆诺夫假说 …… 33
萨赫勒人 …… 620
萨克阶 …… 692
萨克马尔阶 …… 718
萨克森阶 …… 718
萨拉木伦组 …… 741
萨拉乌苏动物群 …… 756
萨拉乌苏河组* …… 765
萨拉乌苏建造* …… 765
萨拉乌苏阶 …… 757
萨拉乌苏人* …… 633
萨拉乌苏文化* …… 638
萨拉乌苏组 …… 765

萨拉伊尔构造幕* …… 1022
萨拉伊尔运动 …… 1022
萨姆岩系 …… 666
萨特瑟扬型火山喷发* …… 995
萨瓦连斯基 …… 1070
萨瓦幕* …… 1024
萨瓦运动 …… 1025
萨乌尔运动 …… 1015
萨彦-额尔古纳造山系 …… 909

sai

塞巴奎群 …… 666
塞卜哈 …… 470
塞卜哈泥质岩地震液化序列 …… 982
塞德霍姆 …… 1069
塞拉瓦勒阶 …… 743
塞兰特阶 …… 738
塞迈尔蛇绿岩 …… 901
塞农阶 …… 734
塞诺曼阶 …… 734
塞维尔运动 …… 1024
鳃足纲 …… 547
赛黄晶 …… 432
赛拉群* …… 682
赛姆螈 …… 569
赛特统 …… 724

san

三巴龙 …… 582
三叉裂谷系 …… 892
三岔子群 …… 679
三道坎组 …… 700
三叠纪 …… 664
三叠系 …… 722
三都运动 …… 1017
三方晶系 …… 394
三分量风速仪* …… 224
三伏 …… 221
三工河阶 …… 727
三工河组 …… 731
三河-平谷地震 …… 987
三级环流 …… 206
三江平原 …… 234
三江褶皱系 …… 909
三角港* …… 170
三角龙 …… 589
三角湾 …… 170
三角湾海岸 …… 169
三角湾状三角洲 …… 169
三角洲 …… 236
三角洲沉积物 …… 774
三角洲海岸 …… 169
三角洲平原相 …… 469
三角洲前缘相 …… 469
三角洲相 …… 469
三棱齿象* …… 597
三连晶* …… 397
三联点类型 …… 886
三列齿兽科 …… 571
三瘤虫 …… 547
三瘤虫亚目 …… 545
三瘤球接子 …… 545
三门期 …… 753
三门组 …… 758
三名 …… 521
三名法 …… 521
三衢山石灰岩* …… 701
三衢山组 …… 701
三圈环流 …… 206
三圈经向环流* …… 206
三水铝矿 …… 421
三湾运动 …… 1017
三峡工程 …… 376
三峡震旦系剖面 …… 745
三峡志留系剖面 …… 745
三向连接构造* …… 886
三斜度 …… 403
三斜对称岩组* …… 849
三斜晶系 …… 394
三斜铁辉石 …… 58
三叶虫纲 …… 543
三游洞石灰岩* …… 695
三游洞组 …… 695
三余组 …… 760
三元系相图 …… 133
三趾马 …… 597
三趾马红土* …… 744
三轴风速仪 …… 224
三轴应变 …… 824
三锥齿兽目 …… 593
散逸层* …… 195

sang

桑德尔 …… 1070
桑顿阶 …… 734
桑干杂岩 …… 667
桑基鱼塘 …… 250
桑加蒙间冰期 …… 357
桑人* …… 642

sao

扫帚星* …… 29

se

色尔腾山岩群 …… 671
色龙群 …… 720
色率 …… 445
色球 …… 22
色球层* …… 22
色球层爆发* …… 23
色球望远镜 …… 34
色容寺变质岩系* …… 684
色心* …… 401
铯沸石 …… 431
铯榴石* …… 431
铯绿柱石* …… 424
瑟西阶 …… 699

sen

森林古猿 …… 618
森林界限 …… 244
森林尼格罗地域人种 …… 645
森林气象学 …… 192
森林水文学 …… 366
森林苔原带 …… 250
森林土壤 …… 299

sha

沙坝 …… 170
沙暴* …… 282
沙波* …… 257
沙波运动 …… 257
沙尘暴 …… 282
沙茨基 …… 1071
沙堤* …… 170
沙尔布尔提山组 …… 706
沙尔布尔组 …… 706
沙管* …… 73
沙海阶 …… 733
沙河街组 …… 740
沙湖组* …… 720
沙量平衡 …… 386
沙流* …… 463
沙罗周* …… 38
沙罗周期 …… 38
沙漠 …… 280
沙漠漆 …… 280
沙漠相 …… 467
沙漠陨石 …… 67
沙姆瓦群 …… 667
沙姆瓦旋回 …… 1021
沙诺阶 …… 739
沙丘 …… 281
沙生植物 …… 248
沙锡屯人* …… 770
沙下湖 …… 279
沙镇溪组* …… 726
沙质荒漠* …… 280
沙钟构造 …… 852
沙洲 …… 272
沙嘴 …… 171
沙嘴坝相* …… 470
纱帽统 …… 703
纱帽组 …… 703
砂 …… 478
砂蚕迹遗迹相 …… 517
砂锅屯洞穴堆积 …… 769
砂锅屯人* …… 769
砂黄土 …… 336
砂姜* …… 310
砂礓 …… 310
砂礓黑土 …… 317
砂矿地貌学 …… 261
砂粒碎屑岩* …… 488
砂球构造* …… 481
砂屑岩 …… 488
砂岩 …… 488
砂涌* …… 981
砂枕构造 …… 481
莎嘎土* …… 317

shai

筛积物 …… 467
筛状变晶结构 …… 503

shan

山 …… 263
山鞍* …… 264
山崩 …… 254
山地 …… 231
山地港湾海岸 …… 168
山地水文学 …… 367
山地土壤 …… 299
山顶 …… 264
山顶洞动物群 …… 756
山顶洞洞穴堆积 …… 765
山顶洞人 …… 632
山顶洞文化 …… 638
山顶洞组* …… 765
山东地质 …… 800
山东盾壳虫 …… 546
山东龙 …… 586
山东鸟* …… 590
山根 …… 858
山谷 …… 264
山谷冰川 …… 359
山谷冰川冰碛母质土壤 …… 324
山谷风 …… 211
山洪* …… 268
山间坳陷 …… 861
山间盆地 …… 264

山间平原 …… 277
山结* …… 231
山口 …… 264
山麓 …… 264
山麓冰川 …… 358
山麓冰泛* …… 358
山麓剥蚀面 …… 270
山麓剥蚀平原 …… 270
山麓剥蚀平原学说 …… 269
山麓沉积物 …… 775
山麓堆积物* …… 775
山麓平原 …… 276
山脉 …… 231
山坡 …… 264
山坡蚀低说 …… 269
山坡蚀退说 …… 269
山前坳陷 …… 861
山前夷平面* …… 270
山区河流 …… 384
山软木* …… 427
山上阶地 …… 365
山旺阶 …… 742
山旺生物群 …… 608
山旺系* …… 744
山旺组 …… 744
山西地质 …… 798
山西多字型构造体系 …… 940
山西活动地堑系* …… 967
山西活动断陷带 …… 967
山西组 …… 719
山系 …… 263
山原 …… 264
山原红壤 …… 316
山猿 …… 619
山岳冰川 …… 358
山岳穹状隆起 …… 965
山字型构造体系 …… 940
山足冰川* …… 358
山足剥蚀面* …… 270
钐-钕法 …… 120
珊瑚岛 …… 161
珊瑚纲 …… 531
珊瑚礁 …… 173
珊瑚礁海岸 …… 169
珊瑚泥 …… 179
珊瑚沙 …… 179
掸邦边界断裂* …… 878
掸邦地块 …… 877
掸泰地块* …… 877
闪长玢岩 …… 457
闪长细晶岩* …… 461
闪长岩 …… 457
闪电 …… 195
闪电管* …… 73
闪电熔石* …… 73
闪电石* …… 73
闪辉正煌岩 …… 461
闪石* …… 426
闪石玉* …… 426
闪斜煌岩 …… 461
闪锌矿 …… 413
闪岩 …… 507
闪玉* …… 426
闪正煌岩 …… 461
陕北黄土岩石地层 …… 344
陕甘宁盆地* …… 871
陕西地质 …… 805
扇砾岩* …… 467
扇鳍鱼目 …… 565
扇球函数 …… 955
扇三角洲相 …… 469
扇形三角洲 …… 170
扇状地垒 …… 841
扇状山体* …… 926
扇状水系 …… 276
扇状褶皱 …… 828

shang

商丹缝合带 …… 902
上薄褶皱* …… 829
上部水流动态* …… 465
上超 …… 659
上冲板块* …… 887
上冲断层* …… 841
上大民山组 …… 710
上第三系* …… 742
上地幔 …… 5
上地幔岩 …… 446
上叠阶地* …… 275
上叠盆地 …… 861
上叠沙纹层理* …… 479
上叠式扩展 …… 843
上古* …… 953
上海地质 …… 800
上颌骨 …… 611
上黑龙江冒地槽褶皱带 …… 909
上湖阶 …… 738
上湖组 …… 739
上交点年龄 …… 119
上壳岩* …… 505
上孔类 …… 572
上禄丰组 …… 729
上盘 …… 834
上坡雾 …… 196
上升海岸 …… 168
上升流 …… 166
上升盘 …… 834
上升平原 …… 264
上升曲线* …… 214
上施组 …… 686
上墅组 …… 684
上司灰岩* …… 714
上司组 …… 714
上田诚也 …… 1074
上溪群 …… 678
上新世 …… 665
上新统 …… 743
上新猿类* …… 617
上扬子古陆 …… 788
上猿类 …… 617
上月壳* …… 60

shao

烧房沟层* …… 726
烧房沟组 …… 726
烧绿石 …… 420
烧石膏 …… 435
勺形断层 …… 838
少节目 …… 545
少林运动 …… 1013
少砷方钴矿 …… 414
少云 …… 200
邵东阶 …… 708
哨声 …… 810

she

舌笔石 …… 561
舌笔石亚目 …… 560
舌菌迹遗迹相 …… 517
舌鞘翅目 …… 552
舌形贝 …… 555
舌形贝目 …… 554
舌羊齿 …… 604
舌羊齿植物群 …… 783
佘田桥阶 …… 707
佘田桥组 …… 709
蛇颈龙目 …… 573
蛇菊石 …… 542
蛇卷螺 …… 536
蛇蛉目 …… 551
蛇绿混杂堆积 …… 894
蛇绿混杂岩* …… 894
蛇绿岩 …… 448
蛇绿岩建造 …… 893
蛇绿岩套* …… 893
蛇曲* …… 273
蛇曲河沉积* …… 468
蛇山组 …… 760
蛇尾纲 …… 558
蛇纹石 …… 427
蛇纹石石棉* …… 426
蛇纹岩 …… 507
蛇行式地壳波浪 …… 929
蛇形丘 …… 364
舍利人 …… 628
舍资组* …… 725
设计地震 …… 985
设计洪水 …… 389
射电天文学 …… 34
射电望远镜 …… 34
射电星系 …… 16
摄动 …… 36

shen

申德沃尔夫 …… 1072
申夫利斯群* …… 401
申伍德阶 …… 703
伸展构造 …… 840
伸展褶劈理 …… 847
砷铂矿 …… 415
砷华 …… 418
砷黄铁矿* …… 415
砷黝铜矿* …… 413
深部地球化学 …… 99
深部地质调查 …… 91
深部构造* …… 816
深部热流 …… 150
深部岩溶 …… 287
深槽 …… 272
深槽滞留沉积* …… 468
深层次构造* …… 816
深层水 …… 165
深成变质作用 …… 497
深成岩 …… 440
深成岩 QAPF 分类 …… 442
深大断裂* …… 862
深度带 …… 494
深断裂 …… 862
深海沉积物 …… 177
深海沉积宇宙尘 …… 71
深海大洋盆地 …… 890
深海沟 …… 174
深海谷 …… 173
深海阶地* …… 176
深海拉斑玄武岩* …… 894
深海盆地平原沉积 …… 473
深海平原 …… 175
深海潜球 …… 183
深海丘陵 …… 175
深海沙 …… 178
深海扇* …… 175
深海扇谷* …… 173
深海燧石 …… 179
深海相 …… 473

深海粘土* …… 179
深海照相机 …… 186
深海钻探计划 …… 188
深红银矿 …… 413
深流作用 …… 499
深埋藏阶段* …… 474
深切曲流 …… 273
深熔岩浆* …… 499
深熔作用 …… 449
深色矿物* …… 445
深色岩 …… 446
深水缓坡* …… 471
深水陆架相 …… 471
深拖系统 …… 183
深源地震 …… 980
深震震相 …… 154
神父贝* …… 554
神父贝目 …… 554
神螺 …… 537
神农架群 …… 677
神农氏* …… 769
神州鸟 …… 591
沈括 …… 1028
沈其韩 …… 1049
肾硅锰矿 …… 427
肾状集合体 …… 407
渗流豆 …… 486
渗滤交代作用* …… 499
渗透混合岩* …… 510
渗透交代作用 …… 499
渗育层* …… 317
蜃景* …… 195

sheng

升华碘 …… 361
生产率塔 …… 246
生长断层 …… 838
生长沙钟构造* …… 852
生长条纹* …… 397
生成热 …… 108
生成自由能 …… 108
生存竞争 …… 246
生存条件 …… 246
生存因子不可代替律 … 218
生存因子同等重要律* … 218
生活节水技术 …… 376
生活型 …… 246
生活用水 …… 372
生境（地理） …… 247
生境（古生物） …… 525
生境生态位* …… 247
生理辐射 …… 219
生理干旱 …… 244
生命表 …… 247
生态 …… 245
生态地层学 …… 647
生态地理学 …… 243
生态地质学 …… 84
生态分布 …… 245
生态幅度 …… 246
生态隔离 …… 246
生态环境脆弱带* …… 248
生态礁* …… 470
生态金字塔* …… 246
生态气候 …… 243
生态气候学 …… 238
生态群 …… 245
生态失调 …… 245
生态数量塔* …… 246
生态位（地理） …… 247
生态位（古生物） …… 525
生态系 …… 525
生态系列 …… 247
生态系统 …… 247
生态系统模型 …… 245
生态效率 …… 247
生态型 …… 246
生态学 …… 243
生态因子 …… 244
生态种 …… 245
生态最适度 …… 246
生物岸 …… 169
生物包壳颗粒 …… 485
生物贝屑灰岩* …… 491
生物层* …… 470
生物层灰岩 …… 491
生物层积学 …… 512
生物沉积 …… 774
生物沉积学 …… 463
生物成因构造 …… 483
生物带* …… 651
生物地层带 …… 651
生物地层单位 …… 651
生物地层学 …… 647
生物地理学 …… 243
生物地球化学 …… 98
生物地球化学性疾病* …… 100
生物地球化学旋回* …… 99
生物地球化学循环 …… 99
生物地质学 …… 85
生物多样性 …… 247
生物多样性指数 …… 247
生物发生律 …… 524
生物风化 …… 252
生物格架* …… 486
生物古地理大区 …… 782
生物古地理分区 …… 782
生物古地理学 …… 782
生物骨架 …… 486
生物骨架灰岩* …… 491
生物固氮 …… 312
生物痕迹 …… 483
生物化学沉积岩* …… 490
生物化学风化 …… 252
生物化学岩 …… 490
生物季节* …… 242
生物礁 …… 173
生物礁堆积 …… 470
生物结构 …… 486
生物矿物学 …… 512
生物量 …… 247
生物面 …… 651
生物灭绝 …… 74
生物气象学 …… 192
生物侵蚀 …… 526
生物侵蚀构造* …… 526
生物丘* …… 470
生物区系 …… 782
生物圈 …… 7
生物圈化学组成 …… 102
生物群 …… 523
生物群层序律 …… 92
生物群落 …… 523
生物群组合律 …… 92
生物扰动 …… 516
生物扰动构造* …… 526
生物扰动作用 …… 526
生物软泥 …… 178
生物时 …… 652
生物数量塔 …… 246
生物碎屑灰岩 …… 491
生物滩灰岩 …… 491
生物同位素分馏 …… 122
生物限制因子 …… 244
生物相 …… 653
生物相古地理图 …… 785
生物相图 …… 655
生物小循环 …… 247
生物遗迹构造 …… 483
生物异常观测 …… 984
生物粘结灰岩 …… 492
生物粘土结构 …… 485
生物种 …… 520
生物阻障 …… 784
声波地震勘探 …… 187
声发射 …… 825
声发射地应力测量 …… 950
声雷达 …… 226
声释放器 …… 186
声应答器 …… 185
绳状熔岩 …… 1001
圣·文森特型火山碎屑流 …… 999
圣安德烈斯断裂带 …… 880
圣安德烈斯活动断裂带 …… 969
圣安德烈斯入字型构造 …… 941
圣弗朗西斯科超群* …… 691
圣哈辛托活动断裂带 …… 969
圣海伦斯火山 …… 1008
圣堂组 …… 721
盛冰期 …… 358
盛金章 …… 1048
盛莘夫 …… 1032
剩余磁场* …… 142
剩余磁性 …… 145
剩余滑动矢量 …… 834

shi

尸积群 …… 523
失透作用* …… 449
虱目 …… 551
施蒂勒 …… 1069
施蒂里亚幕* …… 1024
施蒂里亚运动 …… 1025
施密特网 …… 850
施奈德勋 …… 1071
施雅风 …… 1047
湿鼻猴类* …… 614
湿地 …… 237
湿度场 …… 215
湿绝热过程 …… 213
湿绝热直减率 …… 215
湿亲岩浆元素* …… 109
湿球温度 …… 212
湿润寒冷气候带 …… 240
湿润区 …… 250
湿润指数* …… 241
湿陷性黄土 …… 340
十三里台组 …… 690
十腕目 …… 542
十字珊瑚 …… 532
十字石 …… 423
什那干灰岩* …… 681
什那干群 …… 681
石冰川 …… 359
石饼 …… 295
石刺 …… 292
石蛋地形 …… 268
石岛组 …… 765
石磴子石灰岩* …… 714
石磴子组 …… 714
石盾 …… 296

石筏 …… 295
石膏 …… 435
石膏-硬石膏岩 …… 493
石膏层 …… 308
石膏聚积作用 …… 303
石膏岩溶 …… 287
石拐煤系* …… 729
石拐群 …… 729
石果 …… 514
石海 …… 365
石河 …… 365
石荷叶 …… 295
石盒子系* …… 720
石盒子组 …… 720
石花 …… 295
石化钙积层 …… 308
石化木* …… 514
石化石膏层 …… 308
石化铁质接触界面 …… 309
石化作用（古生物）…… 518
石化作用（外动力）…… 260
石环 …… 365
石灰斑 …… 310
石灰华* …… 774
石灰岩 …… 490
石灰岩岩屑堆 …… 296
石灰藻化石* …… 598
石灰质红土 …… 323
石脊* …… 289
石口阶 …… 698
石口组 …… 701
石冷水组 …… 697
石林 …… 289
石林溶沟型岩溶 …… 287
石榴石* …… 422
石榴子石 …… 422
石龙* …… 1001
石龙洞石灰岩* …… 695
石龙洞组 …… 695
石龙熔岩 …… 1001
石龙头文化 …… 637
石碌群 …… 684
石绿* …… 438
石幔 …… 295
石峁岭组 …… 772
石玫瑰 …… 365
石棉 …… 426
石漠 …… 280
石墨 …… 412
石蛎目* …… 550
石牛栏灰岩* …… 706
石牛栏组 …… 706
石牌页岩* …… 695
石牌组 …… 695
石泡构造 …… 451
石葡萄 …… 295
石旗 …… 295
石器坡群 …… 704
石器时代 …… 635
石千峰群 …… 720
石千峰系* …… 720
石青* …… 438
石丘 …… 291
石人子沟组 …… 721
石珊瑚 …… 295
石珊瑚目 …… 532
石扇 …… 295
石松植物门 …… 600
石笋 …… 295
石笋沉积间断 …… 295
石笋古气候记录 …… 284
石笋微层理 …… 295
石炭纪 …… 663
石炭纪—二叠纪大冰期 …… 356
石炭兽科 …… 598
石炭蜥目 …… 569
石炭系 …… 711
石铁陨石 …… 67
石窝* …… 281
石香肠构造 …… 848
石芽 …… 289
石盐 …… 416
石盐岩 …… 493
石燕 …… 557
石燕贝目 …… 555
石英 …… 418
石英斑岩 …… 459
石英粗面岩 …… 460
石英二长岩 …… 459
石英角斑岩 …… 460
石英颗粒形态特征 …… 321
石英片岩 …… 505
石英砂岩 …… 489
石英砂岩建造 …… 864
石英闪长岩 …… 457
石英岩 …… 506
石英正长岩* …… 460
石油地质学 …… 86
石陨石 …… 68
石针迹遗迹相 …… 517
石枝* …… 295
石质初育土 …… 317
石质多边形土 …… 365
石质构造土 …… 365
石质接触界面 …… 309
石质土* …… 317
石钟乳* …… 295
石柱 …… 295
石柱珊瑚 …… 533
石籽* …… 514
石嘴子组 …… 717
时 …… 650
时差 …… 37
时带 …… 651
时段 …… 37
时间 …… 37
时间地层单位* …… 650
时间地层学* …… 647
时间间隔* …… 37
时角坐标系* …… 35
时距曲线* …… 976
时刻 …… 37
时令湖 …… 279
时霉* …… 221
时区 …… 38
时圈 …… 35
时雨* …… 221
实测热流密度* …… 149
实际生态位* …… 247
实皆-南云断裂 …… 878
实皆边界断裂* …… 878
实体化石 …… 514
实验沉积学 …… 463
实验地貌学 …… 262
实验地球化学 …… 99
实验地热学 …… 148
实验地质学 …… 88
实验矿物学 …… 406
实验性流域 …… 388
实验岩石学 …… 132
实用天文学 …… 34
实证古生物学 …… 512
拾震器* …… 983
食毛目 …… 551
食肉目 …… 596
蚀变矿物* …… 407
蚀顶喷溢* …… 996
蚀盒* …… 292
蚀像 …… 397
蚀余红土 …… 296
蚀余山 …… 270
史丹利瀑布* …… 237
史东雷波 …… 155
史密斯,W. …… 1063
史密斯,G.E. …… 1069
史密斯假说 …… 64
矢部长克 …… 1070
矢状嵴 …… 611
始成岩阶段 …… 475
始盗龙 …… 573
始反鸟目 …… 592
始寒武 …… 691
始巨鳄亚目 …… 570
始内沟珊瑚 …… 532
始鳍龙目 …… 573
始三叠系* …… 724
始生代* …… 661
始生界* …… 665
始石燕 …… 556
始史塔夫鎚 …… 527
始太古代 …… 661
始太古界* …… 661
始狭鼻猴类 …… 616
始先界* …… 527
始新猴* …… 615
始新世 …… 665
始新统 …… 738
始新眼镜猴 …… 615
始足介目* …… 548
始祖地猿家族亚种* …… 622
始祖南猿 …… 621
始祖鸟 …… 590
始祖兽 …… 595
示底构造 …… 483
示顶构造 …… 819
示踪沙 …… 171
世 …… 650
世界构造运动一览表 …… 1027
世界黄土分布 …… 336
世界气象日 …… 193
世界气象组织 …… 193
世界森林日 …… 250
世界湿地日 …… 250
世界时 …… 37
世界土壤资源 …… 298
世界种 …… 247
事件地层学 …… 647
事实模式* …… 466
势能* …… 213
试管反应器* …… 132
视差 …… 35
视年龄* …… 116
视时* …… 38
视太阳日 …… 36
视太阳时 …… 38
视星等 …… 19
适应辐射* …… 524
适应趋同* …… 525
铈 δ 值 …… 112
铈铌钙钛矿 …… 420
铈异常 …… 112
释重节理* …… 845
释重作用* …… 254

shou

收集熔融 …… 110
收敛* …… 942
收敛地震反射结构 …… 656
收缩说 …… 96
手盗龙类 …… 579
手盗龙形类 …… 576
手风琴式运动 …… 905
手斧* …… 636
手尾虫亚目 …… 545
守恒性板块边缘* …… 886
首波 …… 155
首客观异名* …… 522
首同名 …… 522
首现基准面* …… 652
首异名 …… 522
寿昌生物群* …… 730
寿昌组 …… 730
寿山沟组 …… 720
兽齿亚目 …… 570
兽脚类 …… 574
兽孔目 …… 570
兽头亚目 …… 571

shu

书斜式断层 …… 837
枢纽* …… 827
枢纽断层 …… 834
枢纽面* …… 826
梳齿蛤 …… 538
梳状地形 …… 268
梳状褶皱* …… 831
舒克特 …… 1066
输沙量 …… 257
输沙率 …… 257
输沙模数 …… 386
蔬菜气象 …… 218
属 …… 519
属型 …… 520
属型种* …… 520
蜀龙 …… 581
曙猴 …… 615
曙人* …… 628
曙猿* …… 615
束沸石* …… 432
束肋旋菊石 …… 542
束脉蕨 …… 603
束状变晶结构 …… 502
树笔石 …… 560
树轮地震学 …… 971
树木年轮年代学 …… 749
树木线 …… 244
树形笔石目 …… 559
树芽屯群 …… 681
树猿 …… 617
树猿类 …… 617
树枝石 …… 518
树枝状冰川 …… 359
树枝状水系 …… 276
树脂光泽* …… 409
竖井 …… 289
竖直圈* …… 35
数九 …… 221
数理统计天气预报 …… 217
数码化卫星云图 …… 199
数学地貌学 …… 262
数学地质 …… 89
数学模式* …… 466
数值天气预报 …… 217
数字地球 …… 4
数字化世界标准地震台网 …… 986

shua

刷模 …… 483
刷铸型* …… 483

shuai

衰变 …… 115
衰变常数 …… 115
衰变定律 …… 115
衰老土壤* …… 300

shuang

双笔石 …… 561
双笔石亚目 …… 560
双变质带 …… 893
双翅目 …… 551
双冲构造* …… 843
双刺头虫 …… 546
双岛弧 …… 174
双房角石 …… 540
双峰矿 …… 414
双峰式火成岩组合 …… 448
双弓亚纲* …… 571
双冠龙 …… 574
双猴* …… 615
双交代作用 …… 499
双晶 …… 397
双晶缝合线 …… 397
双晶滑移 …… 853
双晶律 …… 398
双晶面 …… 397
双晶条纹 …… 397
双晶轴 …… 397
双壳俯冲模型 …… 896
双壳纲 …… 537
双孔亚纲 …… 571
双龙潭组 …… 694
双门齿亚目* …… 595
双名 …… 521
双名法 …… 521
双桥(娇)山群 …… 678
双桥(娇)运动 …… 1012
双切尾虫 …… 547
双曲线导航系统 …… 184
双圈反射测角仪* …… 405
双泉组* …… 721
双山子群 …… 673
双神经纲 …… 535
双头笔石 …… 561
双尾目* …… 550
双稀释法 …… 129
双溪坞群 …… 678
双向风标 …… 224
双星 …… 21
双行星假说 …… 64
双形现象 …… 525
双猿* …… 615
双重构造* …… 843
双重逆冲构造 …… 843
双锥 …… 396
双锥珊瑚 …… 534
双子叶植物纲* …… 601
霜 …… 196
霜冻* …… 196
霜面 …… 484

shui

水 …… 366
水白云母* …… 429
水半球 …… 230
水成论 …… 93
水成土 …… 315
水成岩* …… 487
水城菊石 …… 541
水稻土 …… 317
水底滑坡构造* …… 255
水氢异常 …… 984
水动型海面变化* …… 963
水洞沟文化 …… 638
水洞沟组 …… 767
水分循环 …… 378
水合离子 …… 106
水合作用* …… 260
水化云母 …… 319
水化作用 …… 260
水碱 …… 438
水解作用 …… 260
水晶* …… 418
水晶组 …… 691
水井沱页岩* …… 695
水井沱组 …… 695
水库 …… 387
水库库岸演变 …… 388
水库特征库容 …… 388
水库特征水位 …… 388
水库异重流 …… 388
水库诱发地震 …… 979
水库淤积 …… 388
水力提升采矿系统 …… 188
水力压裂法 …… 950
水利计算 …… 390
水量平衡 …… 378
水量平衡场* …… 382
水龙卷* …… 205
水龙兽科 …… 571
水铝氧石* …… 421
水铝英石 …… 427
水绿矾 …… 436
水镁矾 …… 436
水镁石 …… 420
水锰矿 …… 421
水面散热系数 …… 379
水面蒸发 …… 379
水能资源 …… 371
水泡* …… 268
水平层理 …… 479
水平错开* …… 835
水平地带性 …… 229
水平风速 …… 212
水平滑距* …… 834
水平离距 …… 835
水平论* …… 94
水平能见度 …… 224
水平应力主导性* …… 953
水平运动 …… 856
水平运动主导性 …… 953
水平褶皱 …… 828
水汽输送 …… 368
水汽压 …… 223
水迁移系数 …… 379
水情要素 …… 384
水圈 …… 6
水圈地球化学 …… 99
水圈化学组成 …… 102
水圈质量 …… 3
水泉组 …… 690
水热冰川学 …… 351
水热系数 …… 222
水杉 …… 605
水深图* …… 185
水生昆虫 …… 552
水生植物 …… 248
水声测位仪 …… 187

水石流 …… 270
水松 …… 605
水塑性变形* …… 982
水塑性褶皱* …… 981
水碳硼石 …… 433
水体 …… 366
水田土壤 …… 299
水土平衡 …… 378
水团 …… 165
水位 …… 384
水文比拟 …… 389
水文地理调查 …… 389
水文地理学 …… 366
水文地球化学 …… 99
水文地图 …… 390
水文地质土壤学 …… 297
水文地质学 …… 87
水文调查 …… 389
水文分区 …… 390
水文过程数值模拟 …… 389
水文计算 …… 390
水文模型 …… 389
水文年鉴 …… 390
水文频率分析 …… 389
水文气象学 …… 192
水文气象站 …… 193
水文区划 …… 390
水文系列 …… 368
水文现象 …… 368
水文效应 …… 368
水文学 …… 366
水文要素 …… 368
水文预报 …… 389
水文制图 …… 390
水文资料 …… 390
水螅纲 …… 530
水系* …… 384
水系 …… 276
水系变迁* …… 274
水下岸坡 …… 168
水下机器人 …… 186
水下阶地* …… 170
水下沙坝 …… 171
水下沙脊 …… 272
水下声学定位 …… 184
水下无人潜水器 …… 186
水下自航采矿车 …… 188
水锌矿 …… 438
水星 …… 26
水星表面特征 …… 40
水星磁场 …… 40
水星大气 …… 40
水星地质学 …… 40
水星地质演化模型 …… 41
水星核 …… 41
水星壳 …… 41
水星幔 …… 41
水星内部构造 …… 41
水星盆地 …… 41
水星全球构造 …… 41
水星叶石 …… 429
水星撞击坑 …… 41
水压致裂法* …… 950
水鸭子墩反 S 型构造 …… 942
水银* …… 411
水硬度 …… 378
水峪运动 …… 1013
水域资源 …… 371
水源涵养技术 …… 376
水月寺群 …… 675
水云母 …… 429
水云母粘土 …… 489
水蒸气喷气孔 …… 992
水质管理 …… 378
水质规划 …… 378
水质模型 …… 389
水质预测 …… 378
水坠坝 …… 350
水资源保护 …… 375
水资源保护对策 …… 375
水资源保护法 …… 375
水资源保护经济措施 …… 375
水资源不可替代性 …… 370
水资源调节性 …… 369
水资源供需分析 …… 373
水资源管理 …… 374
水资源管理措施 …… 375
水资源管理模型 …… 375
水资源管理体制 …… 375
水资源规划 …… 372
水资源规划类别 …… 373
水资源规划模型 …… 374
水资源规划原则 …… 372
水资源合理开发利用 …… 373
水资源环境特征 …… 370
水资源环境效应 …… 373
水资源监测 …… 376
水资源决策支持系统 …… 373
水资源开发不损害原则 …… 374
水资源开发工程 …… 373
水资源开发决策 …… 373
水资源科学分配 …… 373
水资源可持续利用 …… 374
水资源可恢复性 …… 369
水资源流动性 …… 369
水资源评价 …… 372
水资源区划 …… 372
水资源商品性 …… 369
水资源社会属性 …… 369
水资源时空调节 …… 374
水资源危机 …… 370
水资源系统 …… 369
水资源系统分析 …… 374
水资源质量分类 …… 372
水资源质量评价 …… 372
水资源自然系统 …… 369
水资源自然演化 …… 370

shun

顺层断层 …… 834
顺层滑动断层 …… 839
顺层滑移 …… 834
顺层混合岩 …… 510
顺层节理 …… 845
顺层面理 …… 844
顺层劈理 …… 847
顺层片理 …… 847
顺层掩卧褶皱 …… 832
顺地形 …… 265
顺时针扭动* …… 942
顺时针 *pTt* 轨迹 …… 495
顺向河 …… 271
顺直河沉积* …… 468
瞬变岩 …… 72
瞬时风速* …… 223
瞬时应变* …… 824
瞬态热源 …… 149

shuo

朔望潮* …… 162

si

丝笔石 …… 561
丝带构造 …… 852
丝光沸石 …… 432
丝绢光泽 …… 409
斯巴纳阶 …… 738
斯蒂尔瓦特杂岩 …… 669
斯蒂芬阶 …… 713
斯蒂普罗克群* …… 667
斯堪的纳维亚冰川* …… 359
斯堪的纳维亚冰盖 …… 360
斯柯茵迹遗迹相 …… 516
斯科舍板块 …… 900
斯科舍海 …… 807
斯石英 …… 74
斯氏黄河猴 …… 614
斯台诺定律* …… 392
斯泰诺 …… 1062
斯坦普阶 …… 739
斯特克兰贝 …… 555
斯特拉霍夫 …… 1072
斯特朗博利火山 …… 1007
斯特朗博利型火山喷发 …… 995
斯提里运动* …… 1025
斯提普罗克群 …… 667
斯图特运动 …… 1022
斯托克斯沉速公式 …… 465
斯托克斯定律 …… 93
斯托普丝 …… 1070
斯瓦尔巴条约* …… 814
斯威士兰系 …… 666
斯文赫定 …… 1069
斯行健 …… 1034
锶同位素地球化学 …… 127
撕裂断层 …… 838
撕裂状玻屑 …… 447
死火山 …… 994
四堡群 …… 678
四堡运动 …… 1011
四倍规则 …… 102
四笔石 …… 561
四川地块 …… 932
四川动物群* …… 755
四川龙 …… 576
四川盆地 …… 871
四川与重庆地质 …… 803
四川运动 …… 1018
四顶山组 …… 690
四方点 …… 35
四方晶系 …… 393
四方台层* …… 736
四方台阶 …… 734
四方台组 …… 736
四方铜金矿 …… 412
四分位数 …… 477
四季 …… 242
四角三八面体 …… 396
四连晶* …… 397
四面体 …… 395
四面体空隙 …… 402
四排阶 …… 707
四排组 …… 709
四鳃亚纲* …… 539
四射珊瑚目 …… 531
四足动物 …… 567
四足形动物 …… 567
似斑状结构 …… 452
似哺乳爬行动物* …… 570
似长石* …… 431

似盖层 …… 867
似古菊石目 …… 541
似黑曜岩* …… 74
似晶石* …… 422
似晶质* …… 391
似流动构造* …… 451
似鸟龙类 …… 577
似托第蕨 …… 603
似鸵龙 …… 577
似矽卡岩* …… 508
似型 …… 405
似银杏 …… 604
似玉螺 …… 537

song

松柏植物门 …… 601
松弛时间 …… 948
松弛现象 …… 948
松花江地块 …… 932
松花江群 …… 735
松辽地块 …… 868
松辽分水岭古土壤 …… 332
松辽平原 …… 234
松岭变动 …… 1018
松潘-甘孜褶皱系 …… 908
松软表层 …… 307
松山倒转极性时* …… 147
松山反向极性时 …… 147
松山运动 …… 1011
松旋螺 …… 536
松脂光泽 …… 409
松脂岩 …… 459
淞 …… 197
嵩明-杨林地震 …… 987
嵩山群 …… 673
嵩山运动 …… 1012
嵩阳运动 …… 1010
耸棒头虫目 …… 544
宋叔和 …… 1043

su

苏澳群* …… 741
苏澳组 …… 741
苏北地块 …… 932
苏长斜长岩 …… 59
苏长岩（火成岩） …… 456
苏长岩（天体） …… 59
苏打* …… 438
苏打湖* …… 280
苏打石 …… 438
苏格兰地盾 …… 873
苏家湾组 …… 686
苏库洛克群 …… 685
苏门答腊石 …… 75
苏门答腊鲢 …… 528
苏台德幕* …… 1023
苏台德运动 …… 1023
苏铁纲* …… 600
苏铁杉 …… 604
苏铁植物门 …… 600
苏皖运动 …… 1016
苏雄组 …… 683
速足介目 …… 548
速足介亚目 …… 548
速水杂岩 …… 671
宿松岩群 …… 678
粟粒虫亚目 …… 528
塑变玻屑 …… 447
塑变结构* …… 454
塑变撕裂状玻屑 …… 447
塑流作用* …… 499
塑性 …… 947
塑性变形* …… 947
塑性变形碎屑结构 …… 454
塑性玻屑* …… 447
塑性流动 …… 825
塑性撕裂状玻屑* …… 447
塑性屑* …… 448
溯源堆积* …… 256
溯源侵蚀* …… 255

suan

酸碱缓冲计 …… 134
酸性* …… 446
酸性硫酸盐土 …… 318
酸性麻粒岩* …… 506
酸性岩 …… 446
酸性月岩 …… 58

sui

随机水文分析 …… 389
随机水文学 …… 368
岁差* …… 36
岁星* …… 27
碎斑* …… 504
碎斑结构 …… 504
碎斑系 …… 852
碎斑岩* …… 508
碎粉岩* …… 508
碎积相 …… 472
碎基* …… 504
碎粒岩* …… 508
碎裂 …… 71
碎裂变质作用* …… 498
碎裂带 …… 833
碎裂结构 …… 504
碎裂流动 …… 825
碎裂岩 …… 508
碎裂岩系列 …… 836
碎裂作用 …… 836
碎屑 …… 476
碎屑白云岩 …… 492
碎屑残积矿床 …… 776
碎屑沉积剩余磁化强度 …… 145
碎屑结构 …… 485
碎屑流 …… 463
碎屑熔岩 …… 462
碎屑岩 …… 487
碎屑岩脉 …… 484
碎屑锥* …… 1002
燧石 …… 493
燧石岩* …… 493

sun

孙大中 …… 1050
孙殿卿 …… 1039
孙家沟组 …… 721
孙家湾阶 …… 733
孙家湾砾岩* …… 735
孙家湾统* …… 736
孙家湾组 …… 736
孙云铸 …… 1031

suo

索比 …… 1065
索齿兽目* …… 596
索尔库里群 …… 685
索龙断裂 …… 878
索伦石 …… 424
索马山* …… 1004

T

ta

他色 …… 409
他形晶 …… 452
他形粒状结构 …… 452
塌岸 …… 254
塌积相 …… 467
塌陷构造 …… 841
塌陷湖 …… 278
塌陷破火山口 …… 1003
塌陷作用 …… 254
塔本布鲁克阶 …… 739
塔伯拉伯运动 …… 1023
塔尔西斯隆起区 …… 45
塔飞角石目 …… 539
塔节石 …… 543
塔津群 …… 668
塔菊石 …… 542
塔康运动* …… 1023
塔科尼幕* …… 1023
塔科尼运动 …… 1023
塔拉 …… 281
塔拉斯-费尔干纳断裂 …… 875
塔拉斯-费尔干纳活动断裂系 …… 969
塔里木地块（波浪） …… 932
塔里木地块（大地） …… 868
塔里木地台 …… 907
塔里木断块 …… 926
塔里木古陆 …… 788
塔里木盆地 …… 871
塔内特* …… 738
塔内特阶 …… 738
塔什库拉组 …… 721
塔斯马尼亚人* …… 643
塔斯曼造山带 …… 879
塔塔埃尔塔格组 …… 706
塔特釜 …… 132
塔昔达坂群 …… 681
塔状岩溶* …… 290

tai

胎火山* …… 997
台背斜 …… 860
台地 …… 935
台地边缘浅滩相 …… 471
台地边缘生物礁 …… 471
台地潮坪相 …… 471
台东东北海地震 …… 988
台东活动裂谷 …… 966
台风 …… 205
台风槽 …… 204
台风紧急警报 …… 217
台风名称 …… 206
台风眼 …… 205
台卡导航系统 …… 184
台块 …… 922
台南组 …… 769
台湾波峰带 …… 930
台湾大纵谷深断裂带 …… 904
台湾地质 …… 801
台湾断隆带 …… 939
台湾断褶 …… 926
台湾暖流 …… 165
台湾双变质带 …… 902
台湾新生代沟弧系 …… 902
台湾运动 …… 1019
台湾造山带 …… 870
台湾褶皱系 …… 909
台湾中生代沟弧系统 …… 902

台湾纵谷断裂带 …… 872
台西地块 …… 932
台西地洼区 …… 918
台向斜 …… 860
台褶带 …… 860
苔藓动物门 …… 552
苔藓植物门 …… 600
苔原带 …… 250
抬斜断块 …… 838
太安组 …… 771
太白冰期 …… 358
太白冰碛层 …… 770
太白金星* …… 26
太白山群* …… 676
太白星* …… 26
太古* …… 953
太古代* …… 661
太古界* …… 665
太古宇 …… 665
太古宙 …… 661
太湖白土 …… 331
太华岩群 …… 670
太平山组 …… 760
太平系* …… 683
太平洋 …… 158
太平洋板块 …… 899
太平洋底地质 …… 794
太平洋壳块 …… 929
太平洋型大陆边缘* …… 889
太平洋型海岸* …… 168
太平洋运动 …… 1018
太平洋中隆 …… 900
太行断块 …… 926
太阳 …… 21
太阳 X 射线爆发 …… 24
太阳本动* …… 25
太阳常数 …… 24
太阳潮* …… 162
太阳磁场 …… 23
太阳大气 …… 22
太阳对流层 …… 22
太阳风 …… 24
太阳辐射 …… 24
太阳辐射平衡 …… 198
太阳公转* …… 22
太阳光球元素丰度 …… 78
太阳黑子 …… 22
太阳黑子周期 …… 23
太阳活动 …… 22
太阳活动预报 …… 22
太阳结构 …… 24
太阳日 …… 36
太阳射电 …… 23
太阳塔 …… 25
太阳微粒辐射 …… 24
太阳物理学 …… 22
太阳系 …… 21
太阳系物理学 …… 22
太阳系物质来源 …… 78
太阳系形成年龄 …… 82
太阳系元素丰度 …… 77
太阳星云 …… 30
太阳星云化学演化 …… 78
太阳星云凝聚模型 …… 78
太阳星云凝聚年龄 …… 82
太阳演化 …… 24
太阳运动 …… 25
太阳振荡 …… 25
太阳质子事件 …… 24
太阳中心说* …… 12
太阳自转* …… 22
太阴* …… 27
太阴潮* …… 162
太阴日 …… 37
太原统 …… 713
太原系* …… 715
太原组 …… 715
太子河箨 …… 528
钛磁铁矿* …… 419
钛铬铁矿 …… 58
钛辉石 …… 425
钛辉无球粒陨石 …… 69
钛榴石* …… 423
钛铌钙铈矿* …… 420
钛闪石* …… 426
钛铁矿 …… 419
钛铁矿矿石 …… 59
钛铁霞辉岩 …… 461
泰尔米埃 …… 1068
泰国石 …… 75
泰加林 …… 250
泰罗斯卫星 …… 226
泰山式断裂* …… 942
泰山岩群 …… 668

tan

坍缩星 …… 21
滩地震相单元 …… 656
滩脊型潮滩* …… 470
滩角 …… 171
郯庐断裂带 …… 872
弹簧管压力计 …… 133
弹塑性 …… 947
弹尾目* …… 550
弹性 …… 947
弹性后效* …… 947
弹性回跳说 …… 971
弹性极限 …… 823
弹性模量 …… 823
覃家庙石灰岩* …… 695
覃家庙组 …… 695
谭其骧 …… 1040
谭锡畴 …… 1030
坦波莱顿阶 …… 693
坦途组 …… 770
钽锰矿 …… 419
钽铁矿 …… 419
炭化* …… 518
炭化作用 …… 518
炭质页岩 …… 490
探空气球 …… 225
探矿工程学 …… 89
碳钡矿 …… 437
碳-氮循环 …… 76
碳的相图 …… 133
碳氟磷灰石* …… 434
碳羟磷灰石* …… 434
碳燃烧 …… 76
碳锶矿 …… 437
碳酸钡矿* …… 437
碳酸钠石* …… 438
碳酸喷气孔 …… 992
碳酸熔岩* …… 461
碳酸锶矿* …… 437
碳酸岩 …… 461
碳酸盐补偿深度 …… 179
碳酸盐沉积物 …… 490
碳酸盐湖 …… 279
碳酸盐缓坡相 …… 471
碳酸盐胶结物 …… 486
碳酸盐矿物 …… 436
碳酸盐溶解层 …… 471
碳酸盐-水地质温度计 …… 125
碳酸盐台地相 …… 470
碳酸盐线 …… 179
碳酸盐型风化壳 …… 253
碳酸盐型风化壳 …… 291
碳酸盐岩 …… 490
碳酸盐岩地震振动液化序列 …… 982
碳酸盐岩建造* …… 864
碳酸盐岩孔隙 …… 487
碳酸盐岩隆 …… 470
碳酸盐岩隆地震反射结构 …… 656
碳同位素 …… 128
碳同位素地球化学 …… 128
碳质球粒陨石 …… 68

tang

汤加群岛地震 …… 990
汤耙沟砂岩* …… 713
汤耙沟组 …… 713
汤山人 …… 627
唐古拉山 …… 231
唐奈-哈克原理* …… 392
唐山地震 …… 988
唐县剥蚀面 …… 753
唐县面* …… 753
唐县期 …… 753
棠垭笔石 …… 561
塘丁组 …… 708
螳螂目 …… 550

tao

逃逸构造* …… 515
逃逸构造模型* …… 896
逃逸迹 …… 515
逃逸速度 …… 30
陶瓷粘土 …… 489
陶店组 …… 764
陶恩构造窗 …… 874
陶来运动 …… 1013
陶诗言 …… 1047
陶土 …… 489
陶湾组 …… 685
套弧* …… 941

te

特大地震* …… 976
特化 …… 524
特克斯群 …… 679
特里马道克阶 …… 699
特里奇阶 …… 702
特仑登亚阶* …… 699
特仑姆佩劳阶 …… 692
特强沙尘暴 …… 282
特殊地区水文学* …… 367
特提斯动物群 …… 784
特提斯断裂体系 …… 904
特提斯构造域 …… 906
特提斯生物古地理大区 …… 783
特提斯喜马拉雅 …… 872
特提斯-喜马拉雅构造域* …… 906
特提斯型造山带 …… 857
特提斯洋 …… 787
特提斯造山区 …… 910
特希马斯群* …… 666
特有标志层* …… 780
特有标志面* …… 780
特有种 …… 244
特有种气候分析法 …… 607
特征变质矿物 …… 495

特征地震 …… 980

teng

腾冲火山群 …… 1005
腾冲火山岩 …… 771
腾发* …… 220

ti

梯度风 …… 212
梯级角石 …… 540
梯序 …… 516
锑华 …… 418
提丢斯-波得定则* …… 26
提林根阶 …… 718
提米斯卡明群 …… 667
提姆普顿亚群* …… 667
提塘阶 …… 728
蹄兔目 …… 597
体变 …… 821
体波 …… 153
体波震级 …… 976
体积划分原理 …… 660
体积模量 …… 823
体系域界面 …… 659
体心格子 …… 399
体型 …… 641
体岩溶率* …… 284
体衍生 …… 399
替代名称 …… 523
替代性指标 …… 752
替换缺陷* …… 853
替位式固溶体* …… 404

tian

天波 …… 17
天赤道* …… 35
天底 …… 35
天顶 …… 35
天沟 …… 291
天锅 …… 291
天河 …… 17
天河板石灰岩* …… 695
天河板组 …… 695
天河石 …… 430
天极 …… 35
天津地质 …… 798
天坑* …… 289
天空状况 …… 223
天气 …… 199
天气尺度系统 …… 204
天气分析 …… 216
天气过程 …… 199
天气雷达 …… 199
天气模式 …… 218
天气图 …… 215
天气系统 …… 204
天气现象分类 …… 224
天气形势 …… 199
天气学 …… 192
天气谚语 …… 217
天气预报 …… 216
天青石 …… 435
天球 …… 35
天球赤道 …… 35
天球仪 …… 35
天球坐标系 …… 35
天然堤* …… 273
天然堤沉积 …… 468
天然地震 …… 979
天然地震波 …… 975
天然地震波符号 …… 156
天然地震学 …… 152
天然构造模型 …… 818
天然硅石玻璃* …… 73
天然碱 …… 438
天然碱岩 …… 493
天然井* …… 289
天然气地质学 …… 86
天然气水合物 …… 182
天然热流 …… 151
天然热流密度* …… 151
天然热流密度测量 …… 152
天然剩余磁化强度 …… 145
天然剩余磁性 …… 145
天然水活度积原理 …… 106
天然水离子强度 …… 106
天然水 pH 值 …… 107
天然水水质 …… 377
天然水氧化还原电位 … 107
天然植被 …… 244
天山地洼区 …… 917
天山-祁连-大别-鲁东南构造带* …… 940
天山-祁连山-秦岭-大别山波峰带 …… 931
天山山脉 …… 231
天山－兴安地槽褶皱区 …… 908
天山-兴安造山系 …… 909
天山型山区* …… 965
天山运动 …… 1015
天山造山带 …… 869
天山褶皱系 …… 908
天生桥 …… 291
天水地震 …… 987
天体 …… 15
天体测量学 …… 34
天体地学 …… 39
天体地质学 …… 39
天体化学 …… 75
天体力学 …… 13
天体生物学* …… 13
天体物理学 …… 13
天体演化学 …… 13
天王星 …… 27
天王星光环 …… 50
天王星内部结构 …… 50
天文潮 …… 162
天文单位 …… 34
天文地球动力学 …… 39
天文地质学 …… 39
天文点 …… 36
天文定位 …… 184
天文航海 …… 184
天文经纬度 …… 36
天文时期 …… 648
天文望远镜 …… 34
天文学 …… 33
天文坐标系* …… 35
天镇龙 …… 584
天子午圈 …… 35
田间持水量 …… 220
田奇璞 …… 1032
田阳运动 …… 1019
田洋组 …… 765
田在艺 …… 1046
甜水海群 …… 679
填间结构* …… 454
填洼 …… 379
填隙式固溶体* …… 404
填星* …… 27

tiao

条带状构造 …… 504
条带状混合岩 …… 509
条痕 …… 409
条痕石* …… 353
条痕状构造* …… 504
条痕状混合岩* …… 509
条件不稳定 …… 214
条纹长石 …… 430
条纹结构 …… 453
调和函数 …… 954
调和山脉 …… 955
调孔亚纲 …… 572
调色板* …… 296
调制结构 …… 403
髫髻山层* …… 729
髫髻山组 …… 729
跳马涧组 …… 709
跳竹超目* …… 568

tie

贴地逆温* …… 198
铁白云石 …… 437
铁堡运动 …… 1010
铁橄榄石 …… 422
铁辉石* …… 425
铁架山运动 …… 1010
铁尖晶石 …… 419
铁锂云母 …… 428
铁岭叠层石 …… 602
铁岭灰岩* …… 681
铁岭运动 …… 1013
铁岭组 …… 681
铁铝化作用 …… 304
铁铝榴石 …… 422
铁铝土* …… 315
铁镁质* …… 446
铁锰结核 …… 310
铁锰结壳* …… 180
铁锰结壳采矿机* …… 188
铁镍合金 …… 70
铁同位素 …… 128
铁纹石 …… 70
铁细菌 …… 598
铁英岩* …… 507
铁陨石 …… 67
铁质化作用 …… 304
铁质岩 …… 493
铁质页岩 …… 490
铁质宇宙尘 …… 71

ting

廷布岩系* …… 682
停潮 …… 161
停歇迹 …… 515
停蓄湖* …… 278
鼮 …… 527

tong

通道电流效应 …… 144
通格尔阶 …… 739
通古尔层* …… 744
通古尔阶 …… 742
通古尔组 …… 744
通古斯叠层石 …… 601
通古斯植物群* …… 784
通化运动 …… 1016
通孔珊瑚 …… 534
通渭地震 …… 987
通用土壤流失方程 …… 334
同步气象卫星 …… 225
同沉积断层* …… 838
同沉积构造* …… 479

同沉积褶皱 …… 830
同翅目 …… 551
同功 …… 525
同功器官 …… 525
同构造脉 …… 846
同构造期结晶作用 …… 498
同化作用 …… 449
同极键* …… 105
同名律 …… 522
同模异名* …… 522
同生变形构造 …… 481
同生成岩作用* …… 474
同生断层* …… 838
同生结核 …… 484
同生砾岩* …… 488
同生碎屑* …… 485
同生褶皱* …… 830
同生作用 …… 473
同位素 …… 114
同位素比值 …… 122
同位素标准 …… 122
同位素地层学 …… 114
同位素地球化学…… 98
同位素地球化学边界 …… 124
同位素地质年代学…… 88
同位素地质温度计 …… 123
同位素地质学…… 88
同位素分馏 …… 122
同位素分馏系数 …… 122
同位素丰度 …… 122
同位素封闭体系 …… 116
同位素封闭温度 …… 118
同位素古温度测定 …… 124
同位素混合模式 …… 124
同位素交换反应 …… 122
同位素交换反应平衡 …… 122
同位素交换反应平衡常数 …… 122
同位素矿物学 …… 406
同位素年龄* …… 116
同位素省 …… 124
同位素稀释法 …… 129
同位素稀释剂 …… 129
同位素效应 …… 122
同位素质谱分析 …… 129
同位素中子活化分析 …… 128
同位素组成 …… 122
同位素组成等值线图 …… 123
同位素组成频率图 …… 124
同物异名 …… 522
同物异名录 …… 522
同向断层 …… 838
同斜褶皱* …… 828
同心褶皱 …… 829
同形性* …… 403
同型* …… 405
同义名* …… 522
同义名录* …… 522
同源 …… 525
同源假说…… 64
同源抛出物 …… 998
同源器官 …… 525
同震位移 …… 973
同震线 …… 976
同质多像 …… 402
同质多像变体* …… 402
同质多像转变* …… 403
同质抛出物* …… 998
同质异像* …… 402
桐柏矿 …… 412
桐柏山岩群* …… 671
桐竹园组* …… 726
桐梓虫 …… 547
桐梓人 …… 631
铜川阶 …… 723
铜川叶 …… 604
铜川组 …… 727
铜街子组 …… 724
铜蓝 …… 413
铜同位素 …… 128
铜湾运动 …… 1013
铜铀云母 …… 434
童宪章 …… 1045
童子岩煤系* …… 721
童子岩组 …… 721
统 …… 651

tou

头带角石 …… 540
头盖骨 …… 611
头骨 …… 611
头甲鱼亚纲* …… 563
头泉运动 …… 1011
头屯河层* …… 732
头屯河阶 …… 728
头屯河组 …… 732
头足纲 …… 539
透长石 …… 430
透长石相 …… 500
透长岩相* …… 500
透翅目 …… 551
透辙石无球粒陨石…… 70
透辙岩 …… 456
透光微层理 …… 295
透辉石 …… 425
透辉石岩* …… 455
透镜域* …… 847
透镜状层理 …… 480
透镜状地震相单元 …… 656
透明度 …… 408
透入双晶* …… 397
透入性结构要素 …… 819
透闪石 …… 426
透石膏* …… 435
透视石 …… 424

tu

凸岸坝沉积 …… 468
凸起 …… 826
凸形河漫滩 …… 272
凸形坡* …… 265
突变 …… 520
突变式转化 …… 904
突尔沙克塔格群 …… 697
突厥地域人种 …… 645
突厥型造山带* …… 857
图阿尔阶 …… 728
图根人* …… 620
图根原初人 …… 620
图兰平原 …… 233
图里溪群 …… 669
图央阶 …… 692
涂长望…… 1036
涂光炽…… 1047
土被 …… 298
土城子阶 …… 728
土城子砾岩层* …… 732
土城子组 …… 732
土洞 …… 296
土耳其-爱琴海板块 …… 899
土纲 …… 312
土类 …… 312
土链 …… 299
土林 …… 268
土隆层* …… 726
土隆阶 …… 723
土隆群 …… 726
土伦阶 …… 734
土壤 …… 297
土壤保持* …… 334
土壤保护 …… 334
土壤暴雨侵蚀 …… 333
土壤表层 …… 253
土壤剥蚀 …… 333
土壤层 …… 305
土壤冲蚀 …… 333
土壤磁性 …… 311
土壤次生矿物 …… 319
土壤次生潜育化作用 … 305
土壤带界线摆动 …… 326
土壤地理学 …… 227
土壤地球化学 …… 298
土壤地质 …… 297
土壤地质学…… 83
土壤电磁性 …… 311
土壤调查 …… 334
土壤跌水侵蚀 …… 333
土壤顶极* …… 300
土壤动物 …… 311
土壤洞穴侵蚀 …… 333
土壤发生 …… 298
土壤发生层 …… 306
土壤发生层代号 …… 306
土壤发生层国际代号 …… 306
土壤发生学 …… 297
土壤发生亚层代号 …… 306
土壤发育 …… 299
土壤发育地形系列 …… 299
土壤发育轮回 …… 326
土壤发育母质系列 …… 300
土壤发育年龄系列 …… 300
土壤发育系列 …… 299
土壤反硝化作用 …… 312
土壤肥力 …… 334
土壤分类 …… 312
土壤风蚀 …… 333
土壤腐殖质 …… 311
土壤高岭石类矿物 …… 319
土壤个体 …… 305
土壤沟谷侵蚀 …… 333
土壤过渡层代号 …… 306
土壤红化磁化同步发展说 …… 311
土壤化学 …… 297
土壤缓冲性 …… 311
土壤机械组成* …… 310
土壤加速侵蚀 …… 333
土壤胶体 …… 311
土壤结构 …… 310
土壤结核 …… 309
土壤景观 …… 299
土壤绝对年龄 …… 327
土壤绝对湿度 …… 220
土壤空气 …… 220
土壤孔隙 …… 310
土壤矿物 …… 318
土壤矿质化 …… 312
土壤利用 …… 334
土壤酶 …… 312
土壤蒙脱石类矿物 …… 320
土壤泥流 …… 333

土壤年龄 …… 326
土壤片状侵蚀 …… 333
土壤坡面侵蚀 …… 333
土壤剖面 …… 306
土壤剖面发育重叠 …… 306
土壤侵入体 …… 309
土壤侵蚀 …… 333
土壤侵蚀方式 …… 334
土壤侵蚀分布图 …… 334
土壤侵蚀类型 …… 334
土壤侵蚀模数 …… 334
土壤侵蚀强度 …… 334
土壤侵蚀指标 …… 334
土壤圈层 …… 298
土壤扰动剖面 …… 306
土壤热容量 …… 311
土壤溶蚀 …… 333
土壤溶液 …… 311
土壤融雪侵蚀 …… 333
土壤三水铝石 …… 320
土壤生态学 …… 298
土壤熟化作用 …… 304
土壤水分 …… 310
土壤水蚀 …… 333
土壤溯源侵蚀 …… 333
土壤酸碱度 …… 311
土壤透性 …… 220
土壤土崩 …… 333
土壤退化 …… 304
土壤微生物 …… 312
土壤微生物学 …… 298
土壤微形态 …… 298
土壤物理化学 …… 298
土壤物理学 …… 297
土壤吸附性 …… 311
土壤下切侵蚀 …… 333
土壤线状侵蚀 …… 333
土壤相对年龄 …… 327
土壤相对湿度 …… 220
土壤硝化作用 …… 312
土壤泻溜 …… 334
土壤新生体 …… 309
土壤新生体类型 …… 309
土壤形成过程 …… 301
土壤形态学 …… 298
土壤学 …… 297
土壤盐渍化地下水临界深度 …… 383
土壤颜色 …… 310
土壤氧化还原电位 …… 311
土壤氧化锰矿物 …… 320
土壤氧化锰矿物迁移 …… 320
土壤氧化铁矿物 …… 320
土壤营养元素 …… 334
土壤有机质 …… 311
土壤有机质平衡 …… 302
土壤元素背景值 …… 334
土壤原生矿物 …… 318
土壤原生矿物风化指数 …… 318
土壤允许流失量 …… 334
土壤粘粒矿物垂直分布 …… 321
土壤粘粒矿物水平分布规律 …… 320
土壤诊断表层 …… 307
土壤诊断层 …… 307
土壤诊断特性 …… 308
土壤真实年龄* …… 327
土壤蒸发 …… 379
土壤蒸发器 …… 390
土壤-植物-大气模式 …… 218
土壤-植物-大气系统* …… 219
土壤指间层代号 …… 306
土壤指示动物群 …… 325
土壤指示微体古生物化石 …… 325
土壤质地 …… 310
土壤重力侵蚀 …… 333
土壤资源 …… 298
土壤资源破坏 …… 298
土壤自然侵蚀 …… 333
土什布拉克组 …… 706
土体层 …… 307
土卫六 …… 50
土系 …… 312
土下溶蚀 …… 285
土相 …… 315
土屑潜动* …… 254
土屑蠕动 …… 254
土星 …… 27
土星磁层结构 …… 49
土星磁场 …… 49
土星大气 …… 49
土星大气环流 …… 49
土星光环 …… 49
土星介 …… 549
土星内部结构 …… 49
土星卫星 …… 50
土型 …… 315
土质初育土 …… 316
土种 …… 312
土属 …… 312
土著种* …… 243
土状光泽 …… 409
吐哈盆地 …… 871
钍地球化学 …… 114
钍-镁亏损法 …… 120
钍铅 …… 126
钍-铅法 …… 119
钍系 …… 115
兔猴类 …… 614
兔形目 …… 595

tuan

湍流* …… 464
湍流半经验理论 …… 207
湍流尺度 …… 199
湍流交换系数 …… 208
湍流扩散方程 …… 208
湍流扩散系数 …… 208
湍流逆温 …… 198
湍流黏性系数 …… 208
湍流热传导系数* …… 208
湍流质量交换系数* …… 208
湍能 …… 213
湍涡 …… 208
团块 …… 485
团块灰岩 …… 491
团粒* …… 486
团粒灰岩* …… 491
团山子组 …… 678

tui

推覆构造 …… 842
推覆体* …… 842
推覆体锋带 …… 842
推覆体根带 …… 842
推移 …… 256
推移载荷* …… 463
推移质 …… 463
腿口纲* …… 549
退磁* …… 148
退覆 …… 659
退后生作用* …… 474
退化变质作用 …… 498
退变质作用* …… 498
退积 …… 659
退积层序* …… 467
退积礁* …… 470
退积型副层序组 …… 658
蜕晶质* …… 391
蜕皮 …… 525

tun

吞吐湖* …… 278

tuo

托第蒙* …… 603
托尔阶 …… 692
托尔托纳阶 …… 743
托格拉格布拉克杂岩 …… 669
托来南山群 …… 680
托勒密 …… 1062
托莫特阶 …… 693
托盘石类 …… 530
拖斗* …… 186
拖痕* …… 483
拖迹* …… 515
拖网 …… 186
拖鞋珊瑚 …… 534
拖曳边缘海岸 …… 169
拖曳水流* …… 463
拖曳褶皱* …… 836
拖曳作用 …… 257
脱玻化作用 …… 449
脱钙作用 …… 303
脱硅富铝化作用* …… 303
脱硅作用 …… 303
脱碱作用 …… 303
脱离速度* …… 30
脱溶* …… 404
脱水熔融作用 …… 446
脱水作用 …… 260
脱盐作用 …… 302
陀螺式进动* …… 36
沱江龙 …… 584
鸵鸟蛋 …… 593
拓扑衍生 …… 398

W

wa

挖掘作用 …… 352
洼地 …… 264
洼里组* …… 721
洼状交错层理 …… 480
蛙嘴龙科 …… 589
瓦尔特 …… 1068
瓦尔特定律* …… 92
瓦尔特相律 …… 467
瓦根珊瑚 …… 534
瓦可布统 …… 692
瓦克岩* …… 488
瓦拉赤运动* …… 1025
瓦拉几亚幕* …… 1024
瓦拉几亚运动 …… 1025
瓦拉伍纳群 …… 666
瓦兰格尔大冰期 …… 355
瓦伦纽斯 …… 1062
瓦伦统* …… 702
瓦沙奇活动断裂带 …… 969

瓦特伯格群 …… 679
瓦窑堡阶 …… 723
瓦窑堡煤系* …… 727
瓦窑堡组 …… 727
瓦伊克里塔岩系* …… 682
瓦因-马修斯假说 …… 895

wai

歪长石 …… 430
歪晶 …… 397
外滨 …… 168
外成穹丘 …… 1002
外冲平原* …… 364
外大气圈* …… 7
外岛弧* …… 174
外地核 …… 5
外动力地质学 …… 251
外动力地质作用 …… 251
外肛动物门 …… 553
外迹 …… 515
外加火山砾* …… 999
外界* …… 825
外壳亚纲 …… 539
外来系统* …… 842
外力 …… 820
外流湖 …… 278
外轮山 …… 1004
外模 …… 519
外倾转折* …… 827
外太平洋构造带 …… 929
外行星* …… 25
外旋* …… 942
外逸层 …… 195
外营力 …… 251
外营力地质作用* …… 251
外源水 …… 285

wan

弯度指数 …… 468
弯滑褶皱 …… 829
弯流褶皱* …… 829
弯流褶皱作用* …… 829
弯褶皱* …… 829
湾 …… 160
湾流 …… 165
完全固溶体* …… 404
完全类质同像系列 …… 404
完兽目 …… 594
完整名称 …… 522
顽辉石* …… 425
顽火辉石* …… 425
顽火辉石球粒陨石 …… 69
顽火辉石无球粒陨石 …… 69
挽近 …… 953
挽近地壳运动 …… 956
晚冰期 …… 358
晚更新世古红土 …… 323
晚更新世黄土层化石组合 …… 346
晚古生代大冰期* …… 356
晚基梅里幕* …… 1024
晚基梅里运动 …… 1024
晚期表成岩阶段 …… 475
晚期成岩阶段* …… 474
晚期猿人 …… 624
晚期智人 …… 632
晚新生代大冰期 …… 356
皖南运动 …… 1012
碗形盆地 …… 53
万隆组 …… 690
万县动物群 …… 755
万烟谷型火山碎屑流 …… 999
万有引力常数 …… 137
万元产值用水量 …… 376
腕龙 …… 581
腕足动物门 …… 554

wang

汪闻韶 …… 1046
王宠佑 …… 1028
王冠虫 …… 547
王河似悬猴兽 …… 615
王恒升 …… 1033
王鸿祯 …… 1043
王家湾组 …… 706
王嘉荫 …… 1039
王烈 …… 1029
王仁 …… 1048
王氏组 …… 736
王钰 …… 1037
王曰伦 …… 1034
王之卓 …… 1038
王竹泉 …… 1030
网浮游生物* …… 526
网格笔石 …… 560
网格古杯 …… 530
网脉蕨 …… 603
网目状火山岩渣* …… 999
网纹红土 …… 323
网纹红土地理分布 …… 324
网纹红土形成 …… 324
网状构造* …… 941
网状河沉积* …… 468
网状混合岩* …… 509
网状指数* …… 468
妄改名称 …… 523
望天坪组 …… 691

wei

威德尔海 …… 807
威尔彭纳群 …… 687
威尔皮纳群* …… 687
威尔逊 …… 1073
威尔逊群 …… 807
威尔逊旋回 …… 885
威赫塞尔冰期 …… 357
威利 …… 1074
威鲁群 …… 669
威宁统 …… 712
威斯康星冰期 …… 357
威斯特法阶 …… 713
微板块 …… 884
微玻璃陨石 …… 74
微层序 …… 659
微大陆 …… 176
微地块* …… 787
微地貌 …… 266
微风 …… 212
微观地震前兆 …… 983
微观地震效应* …… 981
微观震中* …… 975
微角砾岩 …… 56
微结构 …… 400
微晶 …… 454
微晶高岭石* …… 427
微晶灰岩* …… 491
微晶结构 …… 453
微量元素 …… 109
微量元素变质岩原岩恢复判别 …… 113
微量元素成岩成矿物质来源示踪 …… 113
微量元素成岩作用定量模型 …… 113
微量元素地球化学 …… 97
微量元素地球化学示踪 …… 113
微量元素地球化学应用 …… 112
微量元素地球化学指示剂 …… 113
微量元素地质温度计 …… 113
微量元素地质压力计 …… 113
微量元素定量模型 …… 113
微裂隙说* …… 971
微陆块* …… 893
微劈石 …… 847
微片石 …… 847
微片石法* …… 847
微气象学 …… 193
微体古生物学 …… 511
微体化石 …… 514
微咸水湖* …… 279
微斜长石 …… 430
微星说* …… 32
微型大陆* …… 176
微型浮游生物 …… 526
微型裂陷槽 …… 867
微型陆块 …… 893
微陨击坑 …… 73
微陨石 …… 66
微震 …… 976
微震观测 …… 984
薇角石 …… 540
韦尔登阶 …… 734
韦宁·迈内兹均衡假说* …… 140
韦宁·迈内兹均衡模型 …… 140
韦特瓦特斯兰德超群 … 669
违法名称 …… 523
围谷 …… 362
围山矿 …… 412
围压 …… 825
围压率定机 …… 951
维德曼构造 …… 67
维德曼花纹* …… 67
维德曼图像* …… 67
维尔霍扬斯克褶皱带 … 876
维尔姆冰期 …… 356
维尔纳 …… 1063
维尔纳茨基 …… 1069
维拉弗朗动物群 …… 753
维拉弗朗阶 …… 756
维里阿斯河超群* …… 668
维里士 …… 1067
维利亚斯河超群 …… 668
维柳伊坳拉槽 …… 875
维诺格拉多夫 …… 1071
维斯特费拉熔岩 …… 808
维苏威火山 …… 1007
维宪阶 …… 713
伟晶结构 …… 452
伟晶岩 …… 461
尾波 …… 154
尾茎纲* …… 554
尾闾湖* …… 278
尾碛* …… 361
尾羽龙 …… 579
纬度地带性 …… 229
纬度性古生物迁移 …… 953
纬度性海水进退* …… 953
纬向构造带* …… 936

纬向构造体系 …… 936
纬向惯性力* …… 954
卫生昆虫 …… 552
卫星 …… 29
卫星导航 …… 184
卫星气象学 …… 193
卫星水文学 …… 367
卫星云图 …… 199
卫星重力学 …… 136
未成熟阶段 …… 475
未刺穿底辟* …… 854
未定命名* …… 521
位错 …… 401
位错壁 …… 853
位错反映 …… 854
位错滑移 …… 853
位错交割 …… 854
位错密度 …… 854
位错攀移 …… 853
位错墙* …… 853
位错塞积 …… 854
位错线 …… 853
位错源 …… 854
位错阵列* …… 853
位能 …… 213
位温 …… 212
位移 …… 825
位移场 …… 825
位移烈度表 …… 979
胃石 …… 515
渭河谷地黄土岩石地层 …… 344
渭河活动断陷带 …… 967
魏敦瑞 …… 1069
魏格纳 …… 1070
魏根纳* …… 1070
魏氏符号* …… 395
魏斯定律* …… 392
魏扎克假说 …… 30

wen

温差发电 …… 183
温差顽磁性* …… 145
温带草原带 …… 250
温带季风型岩溶 …… 288
温带气候带 …… 239
温带气旋 …… 203
温带岩溶 …… 286
温带中欧型岩溶 …… 288
温德米尔超群 …… 687
温德亚群 …… 682
温度变化生物* …… 526
温度表 …… 224
温度场 …… 215
温度固定生物* …… 526
温度廓线 …… 207
温度年较差 …… 242
温度日较差 …… 242
温度压力图 …… 134
温度因素 …… 825
温度跃层 …… 163
温暖常湿气候* …… 240
温暖冬干气候* …… 240
温暖多雨气候带 …… 240
温暖夏干气候* …… 240
温泉群 …… 672
温石棉* …… 426
温特斯多普超群 …… 669
温压场分析 …… 216
温盐深仪 …… 187
温跃层* …… 163
文笔山页岩* …… 721
文笔山组 …… 721
文德系 …… 687
文德杂岩* …… 687
文冬-劳勿缝合带 …… 901
文多邦阶 …… 743
文化 …… 636
文化层 …… 636
文化期 …… 636
文洛克统 …… 703
文圣常 …… 1048
文石 …… 437
文石补偿深度* …… 471
文头山页岩* …… 704
文头山组 …… 704
文象花岗岩 …… 459
文象结构 …… 453
纹层* …… 479
纹泥 …… 361
紊流 …… 464
紊流型泥石流* …… 268
稳定矿物 …… 495
稳定同位素 …… 114
稳恒态宇宙论* …… 12
稳恒态宇宙模型 …… 12
稳滑 …… 835
稳渗 …… 380
稳态 …… 100
稳态流动 …… 825
稳态碳氧硅燃烧 …… 77

weng

翁贝拉塔纳群 …… 687
翁迪尔阶 …… 693
翁弗瓦赫特群* …… 666
翁韦瓦克特群 …… 666
翁文波 …… 1040
翁文灏 …… 1029
瓮安生物群 …… 608

wo

涡轮状构造 …… 943
涡团* …… 208
涡旋* …… 208
涡旋慢波* …… 213
蜗* …… 527
沃德阶 …… 718
沃格特 …… 1068
沃林间冰期 …… 357

wu

乌倍尔阶 …… 739
乌楚尔群 …… 682
乌多坎群 …… 676
乌尔夫网 …… 850
乌尔夫逊俘获说 …… 33
乌克兰地盾 …… 873
乌拉泊组 …… 722
乌拉尔-南天山造山系 …… 910
乌拉尔阶 …… 713
乌拉尔经向构造体系 …… 938
乌拉尔统 …… 718
乌拉尔运动 …… 1024
乌拉尔造山带 …… 873
乌拉力克层* …… 701
乌拉力克组 …… 701
乌拉山岩群 …… 670
乌来群* …… 741
乌来组 …… 741
乌兰布拉格阶 …… 739
乌兰布拉格组 …… 742
乌鲁克库勒火山群 …… 1005
乌奴耳组 …… 710
乌什南山群 …… 690
乌苏群 …… 764
乌扬群 …… 679
乌依群 …… 687
乌云花 …… 605
乌灶煤系* …… 726
乌灶组 …… 726
乌贼目 …… 542
污染生态学 …… 227
污水资源化 …… 377
巫山洞穴堆积 …… 761
巫山人 …… 635
钨钼铬酸盐矿物 …… 434
钨华 …… 421
钨锰矿* …… 419
钨锰铁矿* …… 419
钨铅矿 …… 435
钨酸钙矿* …… 435
钨铁矿* …… 419
无板纲 …… 535
无柄亚门* …… 557
无翅亚纲 …… 550
无刺胞亚门* …… 530
无定形体* …… 391
无洞贝 …… 556
无洞贝目 …… 555
无反射区 …… 656
无感地震 …… 980
无根喷气孔 …… 992
无根褶皱* …… 832
无颌纲 …… 562
无花果树群 …… 667
无脊椎古生物学* …… 511
无记名称 …… 523
无甲亚纲* …… 568
无铰纲 …… 554
无开口湖* …… 279
无孔亚纲 …… 569
无孔鱼 …… 566
无缆采样器* …… 186
无缆取样管* …… 187
无球粒陨石 …… 69
无人岩* …… 458
无伸缩线* …… 822
无霜期 …… 242
无水芒硝 …… 435
无头纲* …… 537
无违名称 …… 522
无尾目 …… 568
无限小应变 …… 824
无限小应变莫尔圆 …… 824
无线电导航 …… 184
无线电探空仪 …… 225
无效名称 …… 522
无序结构 …… 403
无用名称 …… 523
无羽笔石 …… 560
无震地形变 …… 984
无震海岭 …… 175
无震区 …… 974
无轴亚目 …… 559
无足目 …… 569
吴川－四会断裂带 …… 904
吴传钧 …… 1045
吴家坪灰岩* …… 719
吴家坪阶 …… 718
吴家坪组 …… 719
吴磊伯 …… 1042
吴汝康 …… 1043
吴氏网* …… 850

梧桐沟组 …… 722
五大连池火山群 …… 1006
五大连池旧期玄武岩 …… 771
五大连池新期玄武岩 …… 771
五当沟组* …… 729
五房贝 …… 555
五房贝目 …… 554
五峰阶 …… 699
五峰页岩* …… 700
五峰组 …… 700
五佛山群 …… 685
五角十二面体 …… 396
五里店组 …… 758
五连晶* …… 397
五泉山砾岩 …… 757
五台层* …… 671
五台群 …… 671
五台系* …… 671
五台旋回 …… 903
五台运动 …… 1010
五通石英岩* …… 710
五通组 …… 710
五指山组 …… 708
午城黄土 …… 345
午城黄土古土壤 …… 329
伍德沃德 …… 1062
武当山群 …… 677
武都地震 …… 987
武都森林古猿 …… 618
武都山字型构造体系 … 941
武尔卡诺火山 …… 1007
武尔卡诺型火山喷发 …… 995
武衡 …… 1042
武陵运动 …… 1011
武木冰期* …… 356
物候观测 …… 222
物候季节 …… 242
物候历 …… 242
物候期 …… 242
物候气候学 …… 222
物候区划 …… 222
物候学定律 …… 243
物理成熟度* …… 478
物理大地测量学 …… 137
物理风化 …… 251
物理气象学* …… 191
物探* …… 88
物种 …… 520
误改名称 …… 523
雾 …… 196
雾积岩* …… 472
雾迷山灰岩* …… 680
雾迷山组 …… 680
雾迷岩* …… 510

X

xi

西安现代地裂现象 …… 961
西北槽* …… 204
西北低槽 …… 204
西北航线发现 …… 813
西北欧地域人种 …… 643
西边界流 …… 164
西伯格地震烈度表 …… 977
西伯利亚暗色岩台地 … 875
西伯利亚地台 …… 875
西伯利亚东部地洼区 …… 918
西伯利亚南部地洼区 …… 918
西藏地域人种 …… 645
西藏地质 …… 804
西藏-马来-华南造山系* …… 910
西畴洞穴堆积 …… 767
西畴人 …… 634
西畴人类化石层* …… 767
西大山组 …… 696
西风槽 …… 203
西风急流 …… 206
西风漂流 …… 164
西风指数* …… 206
西峰寺组 …… 689
西峰组 …… 346
西刚果群 …… 687
西侯度动物群* …… 761
西侯度文化 …… 637
西侯度组 …… 761
西昆仑断褶 …… 926
西兰德群* …… 669
西里西亚统 …… 713
西盟矿 …… 434
西南极 …… 806
西尼村 …… 1073
西涅缪尔阶 …… 728
西沙群岛纬向构造体系 …… 937
西沙洲组 …… 767
西山窑阶 …… 727
西山窑组 …… 731
西山运动 …… 1019
西太平洋地洼区 …… 918
西太平洋活动大陆边缘 …… 901
西太平洋型构造岩浆区 …… 872
西瓦古猿 …… 619
西瓦利克带 …… 873
西西伯利亚平原 …… 233
西线调水工程 …… 377
西乡群 …… 685
西阳山页岩* …… 695
西阳山组 …… 695
西域断块区* …… 925
西域构造体系 …… 939
西域山麓砾石层* …… 757
西域系* …… 939
西域组 …… 757
吸附作用 …… 260
吸水系数* …… 383
吸扬式采矿系统* …… 188
希瓦格筵 …… 528
希夏邦马冰碛层 …… 771
希夏邦马群* …… 682
希兽 …… 1074
昔格达组 …… 761
析离体 …… 454
矽卡岩 …… 508
矽线石 …… 425
硒锑矿 …… 415
稀土元素 …… 110
稀土元素北美页岩标准化 …… 111
稀土元素分布类型 …… 111
稀土元素分离指数 …… 111
稀土元素分馏作用 …… 110
稀土元素丰度 …… 110
稀土元素配分 …… 111
稀土元素球粒陨石标准化值 …… 110
稀土元素在地质学中应用 …… 112
稀土元素组成模式图* …… 111
稀性泥石流 …… 268
稀有气体同位素共振电磁质谱 …… 129
锡霍特-阿林造山带 …… 876
锡矿山阶 …… 707
锡矿山组 …… 709
锡林郭勒矿 …… 415
锡石 …… 417
锡铁山石 …… 436
蜥脚类 …… 581
蜥脚形类 …… 580
蜥鳍目 …… 572
蜥臀目 …… 573
膝折带 …… 829
膝折带类型 …… 829
膝折褶皱* …… 829
膝状双晶 …… 398
席德廷阶 …… 692
席理* …… 254
席理构造 …… 845
席状披盖地震相单元 …… 656
袭夺代换* …… 404
袭夺河* …… 274
袭夺肘湾* …… 274
喜峰矿 …… 412
喜马拉雅地槽褶皱区 …… 909
喜马拉雅山波峰带 …… 931
喜马拉雅山脉 …… 231
喜马拉雅型造山作用* …… 895
喜马拉雅旋回 …… 904
喜马拉雅运动 …… 1018
喜马拉雅造山带 …… 870
喜马拉雅造山系* …… 910
喜马拉雅褶皱带* …… 870
喜马拉雅主边界断层 …… 872
喜马拉雅主中央断层 …… 872
系 …… 651
系列剖面图* …… 820
系统发生* …… 524
系统发生带* …… 652
系统发育 …… 524
系统发育系统学* …… 513
系统节理* …… 845
系鱼川-静冈构造线 …… 878
细碧角斑岩建造 …… 863
细碧结构 …… 453
细碧岩 …… 457
细层 …… 479
细沟 …… 272
细河群 …… 685
细晶石 …… 420
细晶岩 …… 461
细晶质结构* …… 452
细粒砂岩* …… 488
细石器文化 …… 639
细网笔石 …… 561
潟湖 …… 171
潟湖建造 …… 864
潟相 …… 469

xia

虾夷地域人种* …… 644
峡谷 …… 267

峡湾 …… 362
峡湾海岸 …… 169
狭鼻猴类 …… 616
狭温性生物 …… 526
狭盐性生物 …… 527
霞 …… 195
霞辉二长岩* …… 460
霞流市组 …… 741
霞霓钠辉岩 …… 460
霞霓钛辉岩* …… 460
霞石 …… 431
霞石响岩 …… 457
霞石岩 …… 460
霞石正长伟晶岩* …… 461
霞石正长岩 …… 460
霞斜岩 …… 460
下部水流动态* …… 465
下超 …… 659
下沉海岸 …… 168
下沉流 …… 165
下沉逆温 …… 198
下大民山组 …… 710
下地幔 …… 6
下颌骨 …… 611
下江群 …… 684
下降流 …… 166
下降盘 …… 834
下交点年龄 …… 119
下孔亚纲 …… 570
下莱茵地堑* …… 873
下禄丰组 …… 729
下马岭页岩* …… 683
下马岭组 …… 683
下盘 …… 834
下碛* …… 361
下切作用 …… 256
下蚀作用* …… 256
下蜀黄土 …… 345
下蜀黄土构造沉降 …… 329
下蜀黄土古土壤 …… 329
下扬子运动 …… 1016
下月壳* …… 60
夏层* …… 361
夏季风 …… 348
夏坚白 …… 1035
夏绿阔叶林* …… 244
夏特阶 …… 739
夏娃假说 …… 610
夏威夷海岭-天皇海岭* …… 890
夏威夷型盾形火山 …… 997
夏威夷型火山喷发 …… 995
夏威夷型破火山口 …… 1004
夏威夷岩 …… 457

xian

仙女木期 …… 358
仙女星系 …… 16
仙女座大星云* …… 16
先成河 …… 271
先存活动断层 …… 973
先锋树种 …… 247
先寒武纪* …… 660
先佩恩顿阶* …… 693
先驱人 …… 626
先驱投资者 …… 189
纤钡锂石 …… 426
纤笔石 …… 561
纤毛虫纲 …… 529
纤蛇纹石* …… 427
纤碳铀矿 …… 437
纤铁矿 …… 421
纤维火山渣* …… 999
纤维石膏* …… 435
纤维状集合体 …… 407
纤细型南猿 …… 621
纤锌矿 …… 413
纤状变晶结构 …… 502
氙法 …… 118
掀斜断块* …… 838
掀斜构造* …… 965
掀斜式断块山 …… 266
鲜水河活动断裂带 …… 968
咸化海 …… 779
咸水湖 …… 279
显地形 …… 265
显动宇* …… 691
显动宙* …… 662
显花植物门* …… 601
显晶岩* …… 452
显晶质结构 …… 452
显生宇 …… 691
显生宙 …… 662
显微构造学 …… 849
显微古应力计 …… 854
显微晶质结构 …… 452
显微裂隙 …… 851
显微文象结构 …… 453
显微显晶质结构* …… 452
显微硬度* …… 409
显微硬度计* …… 410
显域土 …… 315
现代冰川学 …… 351
现代波罗的海期 …… 751
现代垂直地壳运动 …… 962
现代地表构造运动 …… 963
现代地壳垂直运动图 … 958
现代地壳等升降线图 … 958
现代地壳破裂网络 …… 957
现代地壳运动 …… 962
现代地壳运动速度反常 …… 963
现代地壳运动委员会 …… 959
现代地质时期 …… 957
现代非构造运动 …… 963
现代构造运动 …… 963
现代古生物学* …… 511
现代红壤化作用 …… 322
现代局部性构造运动 …… 962
现代裂谷 …… 961
现代卤水矿床 …… 776
现代内生构造运动 …… 962
现代铅 …… 126
现代区域性构造运动 …… 962
现代人起源连续说* …… 610
现代人起源替代说* …… 610
现代世界最高隆起区 …… 957
现代世界最深坳陷带 …… 957
现代水平地壳运动 …… 962
现代外生构造运动 …… 962
现代小冰期* …… 355
现代旋扭运动 …… 964
现代盐湖矿床 …… 775
现代宇宙学 …… 11
现今构造应力场 …… 949
现实论 …… 94
现实主义方法论 …… 92
现世纪 …… 56
限制 …… 946
限制弧 …… 941
限制因子定律 …… 244
限制褶皱 …… 832
线虫动物门 …… 535
线理 …… 848
线缺陷 …… 853
线型风化壳* …… 253
线性构造 …… 862
线性规划法 …… 374
线性极化和时间同一律 …… 144
线性延伸系数 …… 309
线性褶皱* …… 830
线岩溶率* …… 284
线银杏 …… 604
线应变 …… 822
线状风化壳 …… 253
线状构造 …… 847
线状流动构造* …… 451
线状侵蚀 …… 255
线状褶皱 …… 830
陷落地震 …… 979
霰 …… 197
霰石* …… 437

xiang

相变（沉积学） …… 466
相变（地球化学） …… 133
相变说 …… 971
相的继承准则* …… 467
相对不可接近极* …… 806
相对地应力测量 …… 950
相对高度 …… 265
相对升降波 …… 957
相对湿度 …… 223
相对时代 …… 648
相对稳定地块* …… 935
相对原子丰度* …… 102
相对重力测量 …… 138
相对重力值 …… 138
相分析 …… 653
相分异原理 …… 660
相关沉积 …… 270
相关沉积法* …… 270
相关律 …… 524
相律 …… 133
相平衡 …… 133
相嵌法* …… 374
相容元素 …… 109
相似第二定律* …… 826
相似第一定律* …… 826
相似定律* …… 826
相似条件 …… 826
相似原理* …… 826
相似褶皱 …… 829
相似种 …… 520
相图 …… 133
相系* …… 500
相序 …… 466
香港菊石 …… 542
香花石 …… 431
香农-韦纳指数* …… 247
香树园组 …… 704
香溪煤系* …… 726
香溪群 …… 726
香溪组* …… 726
湘赣地块 …… 932
湘桂运动 …… 1014
湘粤运动 …… 1018
箱式取样器 …… 186
箱状褶皱 …… 828
镶边结构 …… 503

镶边台地相 …… 471
镶边褶皱 …… 832
镶嵌地块 …… 928
镶嵌构造 …… 852
镶嵌构造格局 …… 927
镶嵌构造机制 …… 927
镶嵌结构 …… 486
镶嵌砾石 …… 948
镶嵌粒状变晶结构 …… 502
镶嵌山块* …… 928
祥播阶 …… 717
祥源群 …… 680
响岩 …… 457
响岩结构 …… 453
响岩质碱玄岩 …… 457
响应矩阵法 …… 374
向光钟乳石 …… 295
向斜 …… 826
向斜坳陷湖 …… 277
向斜谷 …… 267
向斜山 …… 266
向心结构* …… 502
向形 …… 826
向源堆积 …… 256
向源侵蚀* …… 333
向源侵蚀 …… 255
象形印痕 …… 483
象牙海岸散落区 …… 75
象牙海岸石 …… 75
象州大乐泥盆系剖面 …… 746
象州型 …… 707

xiao

肖夫* …… 1073
肖兰导航系统 …… 184
肖钠长石双晶律 …… 398
肖普夫 …… 1073
削顶波痕* …… 482
削截 …… 656
削蚀* …… 656
逍遥阶 …… 713
鸮头贝 …… 557
消减带* …… 888
消融碛 …… 361
消融型宇宙尘 …… 71
消溢水洞 …… 291
硝酸盐矿物 …… 438
小矮人* …… 633
小板块 …… 884
小冰期 …… 355
小不连续 …… 650
小潮 …… 162
小翅目 …… 552
小川琢治 …… 1069
小达尔曼虫 …… 547
小带 …… 652
小盗龙 …… 580
小动物群 …… 652
小耳虫 …… 547
小纺锤鳚 …… 528
小间断 …… 650
小江活动断裂带 …… 968
小江入字型* …… 941
小进化 …… 524
小壳化石 …… 514
小克罗登介亚目 …… 548
小浪花介 …… 549
小裂头虫 …… 546
小南海文化 …… 639
小球测风 …… 225
小生境 …… 525
小石户沟组 …… 706
小石燕 …… 557
小缓河组 …… 705
小藤文次郎 …… 1067
小喜马拉雅 …… 872
小兴安岭波峰带 …… 931
小行星 …… 28
小行星成因 …… 80
小行星带 …… 29
小行星分布特征 …… 80
小行星模式化学成分 …… 79
小型浮游生物 …… 526
小叶植物门 …… 600
小油栉虫区* …… 784
小油栉虫统 …… 693
小油栉虫亚目 …… 544
小雨 …… 200
小圆构造带 …… 928
小圆环带 …… 851
小圆货贝目 …… 554
小泽鳚 …… 527
小震 …… 976
小植物群 …… 652
小嘴贝目 …… 555

xie

楔蚌 …… 538
楔冲断层 …… 842
楔形地震相单元 …… 656
楔形交错层理 …… 480
楔羊齿 …… 603
楔叶 …… 602
楔叶植物门 …… 600
楔状冲断体* …… 842
协调时* …… 38
协调世界时 …… 38
协调条件 …… 825
协调褶皱 …… 830
协和函数* …… 954
协同沉积 …… 294
挟沙风 …… 257
斜层理 …… 479
斜长玻璃 …… 73
斜长花岗岩 …… 458
斜长角闪岩 …… 507
斜长片麻岩 …… 506
斜长石 …… 430
斜长苏长岩 …… 59
斜长岩 …… 455
斜长岩质模型* …… 10
斜叠弧* …… 941
斜断层 …… 834
斜断坡* …… 841
斜发沸石 …… 432
斜方对称岩组* …… 849
斜方沸石* …… 432
斜方辉石 …… 425
斜方辉石橄榄岩 …… 455
斜方辉石岩 …… 455
斜方晶系* …… 394
斜方碳铀矿* …… 437
斜锆石(矿物学) …… 418
斜锆石(天体) …… 73
斜硅镁石* …… 423
斜辉橄榄岩 …… 455
斜辉石* …… 425
斜剪齿兽* …… 594
斜交地震反射结构 …… 656
斜交汇聚 …… 925
斜接* …… 946
斜节理 …… 845
斜绿泥石 …… 429
斜坡盆地相 …… 471
斜视虫 …… 547
斜视虫亚目 …… 544
斜歪褶皱 …… 828
斜卧褶皱 …… 828
斜向海岸 …… 168
斜向滑动断层 …… 838
斜黝帘石 …… 424
谐和图 …… 119
谐和线 …… 119
谐和褶皱* …… 830
鞋带砂堆 …… 483
鞋带砂岩* …… 483
鞋带状沉积体* …… 483
泄水构造* …… 481
泻利盐 …… 435
卸荷(载)作用 …… 254
谢尔普霍夫阶 …… 713
谢家阶 …… 742
谢家荣 …… 1031
谢家组 …… 744
谢鉴衡 …… 1050
谢马哈地震 …… 989
谢泼德 …… 1072
谢学锦 …… 1049
谢义炳 …… 1045
榍石 …… 423
洩湖组 …… 761

xin

心笔石 …… 561
心滩 …… 272
心滩沉积* …… 468
心土层 …… 306
辛普森 …… 1072
辛普森指数* …… 247
辛烷值 …… 199
辛辛那提统 …… 699
欣德刺 …… 562
锌赤铁矾 …… 436
锌绿钾铁矾 …… 436
锌铁尖晶石 …… 419
锌叶绿矾 …… 436
新第三系* …… 742
新冰期 …… 355
新蔡组 …… 765
新层型 …… 649
新厂阶 …… 697
新厂组 …… 701
新成体* …… 509
新大地构造学* …… 86
新大陆猴* …… 616
新单笔石 …… 561
新第三纪* …… 665
新洞洞穴堆积 …… 767
新洞人* …… 767
新腹足目 …… 536
新构造 …… 956
新构造分析图 …… 958
新构造类型 …… 957
新构造类型图 …… 957
新构造期 …… 956
新构造区划 …… 958
新构造区划图 …… 958
新构造图 …… 958
新构造学 …… 86
新构造运动 …… 956
新构造运动波动性* … 956
新构造运动差异性 …… 956
新构造运动大地测量法 …… 959
新构造运动地貌研

究法 …… 959
新构造运动定量研
究法 …… 958
新构造运动定性研
究法 …… 958
新构造运动继承性 …… 956
新构造运动间歇性 …… 956
新构造运动历史考
古法 …… 959
新构造运动普遍性 …… 956
新构造运动强度 …… 957
新构造运动强度图 …… 957
新构造运动水文学
研究法 …… 959
新构造运动速率 …… 957
新构造运动天文学
研究法 …… 959
新构造运动图* …… 958
新构造运动土壤学 …… 298
新构造运动研究法 …… 958
新构造运动振荡性* …… 956
新构造褶皱* …… 959
新构造综合图 …… 958
新海滩岩* …… 767
新红砂岩 …… 718
新华夏构造体系 …… 938
新华夏海 …… 939
新华夏系* …… 938
新黄土 …… 336
新积土* …… 316
新基米里运动* …… 1024
新疆地质 …… 806
新疆黄土岩石地层 …… 345
新疆陨铁 …… 66
新近堆积黄土 …… 336
新近纪 …… 665
新近纪古土壤带分
布图 …… 327
新近系 …… 742
新矿物 …… 406
新拉普拉斯假说 …… 33
新岭组 …… 702
新芦木 …… 602
新米斯筵 …… 528
新名 …… 523
新模 …… 521
新摩氏硬度计* …… 409
新年代学 …… 971
新鳍鱼次亚纲 …… 565
新全球构造 …… 881
新人* …… 632
新邵运动 …… 1013
新生代 …… 664
新生代地理学 …… 228
新生断层 …… 973
新生构造* …… 819
新生结构要素 …… 819
新生界 …… 737
新生式地洼区 …… 915
新生洋壳断块区 …… 923
新石器 …… 639
新石器黑土* …… 770
新石器时代 …… 635
新石器时代文化 …… 639
新石燕 …… 557
新兽脚类 …… 574
新太古代 …… 661
新太古界* …… 661
新特提斯 …… 787
新西兰造山带 …… 879
新希瓦格筵 …… 528
新细末里运动* …… 1024
新夏威夷地域人种 …… 643
新仙女木期 …… 358
新兴组 …… 767
新星 …… 20
新星云说 …… 32
新元古代 …… 662
新元古代Ⅰ大冰期 …… 355
新元古代Ⅱ大冰期 …… 355
新元古代Ⅲ大冰期 …… 355
新元古界* …… 662
新月形沙丘 …… 281
新月形沙丘链 …… 281
新灾变说 …… 32
新造山带 …… 965
新种 …… 521
新属 …… 521
新属新种 …… 521
新组合 …… 521
信风流 …… 164
信风型风积地形 …… 282

xing

兴安石 …… 431
兴安线* …… 939
兴安型 …… 707
兴安运动 …… 1018
兴城上升 …… 1011
兴城运动* …… 1011
兴地塔格群 …… 674
兴都库什山脉 …… 232
兴和运动 …… 1010
兴凯地块 …… 868
兴凯旋回 …… 903
兴凯运动 …… 1013
兴隆沟层* …… 732
兴隆沟组 …… 732
兴隆山群 …… 679
兴蒙火山区 …… 1006
兴蒙造山带 …… 869
兴民村组 …… 690
星疤构造 …… 72
星表 …… 16
星等 …… 19
星风 …… 16
星际尘埃 …… 17
星际分子 …… 17
星际环境* …… 15
星际空间 …… 17
星际气体 …… 17
星际物质 …… 17
星际宇宙尘 …… 71
星际云 …… 17
星名 …… 16
星图 …… 16
星团 …… 16
星系 …… 15
星系团 …… 16
星系物理学 …… 15
星协 …… 16
星星峡群 …… 679
星云 …… 16
星状沙丘* …… 282
星状水系 …… 276
星子假说 …… 32
星子群 …… 675
星子运动 …… 1019
星族 …… 16
星族Ⅰ* …… 16
星族Ⅱ* …… 16
星座 …… 16
猩猩-大熊猫-剑齿象
动物群* …… 754
猩猩-大熊猫动物群* …… 754
行迹 …… 515
行星 …… 25
行星边界层 …… 25
行星波* …… 213
行星尺度天气系统 …… 204
行星磁层 …… 25
行星地质学 …… 39
行星风带 …… 207
行星风系 …… 25
行星核幔壳的起源 …… 79
行星环系 …… 28
行星际尘埃 …… 28
行星际磁场 …… 28
行星际介质* …… 28
行星际探测器 …… 28
行星际物质 …… 28
行星际宇宙尘 …… 71
行星聚集温度 …… 79
行星模式化学成分 …… 79
行星热历史 …… 79
行星物理学 …… 25
行星物质来源 …… 79
行星系 …… 25
行星学 …… 25
行星演化能源 …… 79
行星状星云* …… 17
形变 …… 821
形变模拟实验 …… 951
形变双晶* …… 397
形变图像 …… 949
形号* …… 395
形态种 …… 520
形态属 …… 520
杏仁石* …… 451
杏仁状构造 …… 451
杏山页岩* …… 685
杏石口亚统* …… 732
杏石口组 …… 732

xiong

匈牙利黄土 …… 337
雄黄 …… 415
熊耳群 …… 679
熊耳运动 …… 1011
熊毅 …… 1039

xiu

休伦超群 …… 676
休伦运动 …… 1022
休眠火山 …… 994
休宁砂岩* …… 686
休宁运动 …… 1012
休宁组 …… 686
休斯* …… 1065
休息痕迹* …… 515
修饰波痕 …… 482
修水群 …… 684
修斯 …… 1065
秀山组 …… 704
锈斑 …… 310
锈纹 …… 310

xu

须家河系* …… 725
须家河组 …… 725
虚地磁极 …… 146
虚骨龙类 …… 576
虚脱现象* …… 832
徐克勤 …… 1037
徐仁 …… 1039
徐士* …… 1065

徐霞客 …… 1028
徐庄阶 …… 693
徐庄组 …… 694
许德佑 …… 1037
许家窑人 …… 631
许家窑文化 …… 638
许家窑组 …… 767
许杰 …… 1034
许靖华 …… 1074
序幕* …… 946
叙永石* …… 427
蓄满产流 …… 380
蓄水保土效益 …… 350

xuan

宣威煤系* …… 722
宣威组 …… 722
宣夜说 …… 11
玄武安山岩 …… 458
玄武玻璃 …… 999
玄武粗安岩 …… 457
玄武闪石 …… 426
玄武碎屑岩* …… 998
玄武蛙 …… 568
玄武无球粒陨石 …… 69
玄武无球粒陨石最佳初始比值* …… 62
玄武岩 …… 456
玄武岩地幔源区 …… 101
玄武岩质层* …… 6
悬冰川 …… 359
悬吊岩 …… 292
悬浮体 …… 166
悬浮载荷* …… 463
悬沟 …… 272
悬谷 …… 362
悬挂岩溶 …… 287
悬挂岩溶泉 …… 293
悬移 …… 256
悬移载荷* …… 463
悬移质 …… 463
悬移质泥沙 …… 350
旋臂 …… 18
旋齿鲨科 …… 564
旋回地层学 …… 772
旋回面* …… 942
旋回性基本层序 …… 657
旋节分解* …… 405
旋卷层理* …… 481
旋卷构造 …… 942
旋扭构造* …… 942
旋扭轴* …… 942
旋涡 …… 942
旋涡星系 …… 15
旋涡状构造* …… 943
旋转变形* …… 824
旋转断层 …… 834
旋转反伸轴 …… 393
旋转反映轴 …… 393
旋转结构 …… 503
旋转晶粒 …… 852
旋转扭动构造体系 …… 942
旋转球体模拟实验* …… 951
旋转应变 …… 822
旋转轴* …… 392
选层型 …… 649
选模 …… 521
选择风化* …… 252
选择吸收 …… 198

xue

穴居似兔猴 …… 614
穴面球形藻 …… 602
穴珠 …… 295
雪 …… 197
雪崩 …… 352
雪峰运动 …… 1012
雪坑冰川* …… 359
雪量 …… 201
雪球构造 …… 852
雪球结构* …… 503
雪蚀冰川 …… 359
雪丸* …… 197
雪线 …… 352

xun

旬平均气温 …… 242
寻获陨石 …… 66
循环阶地 …… 276
汛期 …… 386

Y

ya

压-高曲线 …… 215
压扁层理 …… 480
压扁作用 …… 830
压磁效应 …… 143
压电水晶 …… 419
压电性 …… 410
压高曲线* …… 215
压固作用* …… 474
压机 …… 132
压剪 …… 823
压节理 …… 844
压力倍增器 …… 133
压力脊* …… 1001
压力影 …… 852
压滤分异作用* …… 448
压扭* …… 823
压溶构造 …… 848
压溶面理 …… 848
压溶劈理 …… 847
压溶作用 …… 474
压入硬度* …… 409
压实火山碎屑结构* …… 454
压实褶皱 …… 830
压实作用 …… 474
压碎结构* …… 504
压缩构造 …… 840
压缩褶皱 …… 959
压缩作用* …… 474
压型 …… 518
压性兼扭性结构面 …… 934
压性结构面 …… 934
压性深断裂 …… 904
压应力* …… 820
鸭嘴龙 …… 586
牙形刺* …… 562
牙形石 …… 562
哑层 …… 650
哑间带 …… 652
哑内带 …… 652
雅安砾石层* …… 764
雅安组 …… 764
雅丹 …… 281
雅利安地域人种* …… 646
雅利安人* …… 646
雅鲁藏布缝合带 …… 901
雅鲁藏布江蛇绿岩带 …… 901
雅莫斯间冰期 …… 357
亚北方期 …… 751
亚冰期 …… 354
亚层序 …… 659
亚大西洋期 …… 751
亚带 …… 652
亚登运动* …… 1023
亚地带 …… 229
亚蒂克运动* …… 1025
亚丁斯克阶 …… 718
亚纲 …… 519
亚海西幕* …… 1024
亚海西运动 …… 1024
亚寒武* …… 691
亚化石 …… 518
亚碱性系列* …… 440
亚阶 …… 651
亚结构 …… 403
亚界 …… 519
亚晶胞* …… 403
亚晶粒* …… 852
亚科 …… 519
亚颗粒 …… 852
亚里组 …… 715
亚铝质 …… 445
亚马孙河 …… 235
亚马孙平原 …… 233
亚美利加人种* …… 642
亚美人种* …… 642
亚门 …… 519
亚目 …… 519
亚南极地区 …… 806
亚皮特斯海* …… 786
亚平宁亚纪* …… 56
亚平宁运动* …… 1024
亚平行地震反射结构 …… 656
亚全骨鱼类 …… 565
亚群* …… 653
亚热带季风气候 …… 221
亚热带岩溶 …… 286
亚铁钠闪石* …… 426
亚土纲 …… 312
亚土类 …… 312
亚土种 …… 312
亚稳分解* …… 405
亚系 …… 651
亚智梁阶 …… 723
亚种 …… 520
亚种本名 …… 521
亚洲地质 …… 789
亚洲东缘造山系 …… 910
亚洲中轴构造域 …… 866
亚属 …… 519
亚组构* …… 850
猰兽目 …… 595
垭口 …… 264
垭子组 …… 722
氩-氩法 …… 118

yan

烟墩组 …… 767
烟水晶* …… 418
延安组 …… 732
延长层* …… 726
延长群 …… 726
延限带 …… 652
延展性 …… 410
岩鞍 …… 450
岩岸 …… 168
岩爆现象 …… 961
岩崩沉积 …… 472
岩比图 …… 473
岩成土 …… 315
岩床 …… 450

岩盖 …… 450
岩干* …… 450
岩关阶 …… 712
岩关组 …… 713
岩基 …… 450
岩槛 …… 275
岩浆 …… 439
岩浆包裹体 …… 130
岩浆冲击说 …… 971
岩浆底辟作用 …… 449
岩浆顶蚀作用 …… 449
岩浆房* …… 439
岩浆分异作用 …… 448
岩浆建造 …… 863
岩浆库 …… 439
岩浆热动力构造 …… 450
岩浆通道 …… 450
岩浆系列 …… 440
岩浆旋回 …… 863
岩浆岩* …… 440
岩浆岩岩石学* …… 83
岩浆作用 …… 448
岩龛* …… 291
岩坎* …… 275
岩块 …… 819
岩矿分析* …… 89
岩矿鉴定 …… 89
岩类学* …… 439
岩理学* …… 439
岩镰 …… 450
岩瘤 …… 450
岩脉* …… 450
岩漠 …… 280
岩内流体 …… 948
岩内流体运动 …… 948
岩盘* …… 450
岩盘山 …… 266
岩盆 …… 450
岩漆* …… 280
岩墙 …… 450
岩丘 …… 450
岩群* …… 653
岩溶 …… 283
岩溶饱水带 …… 293
岩溶剥蚀面 …… 285
岩溶不均匀性 …… 285
岩溶槽谷 …… 290
岩溶沉积物* …… 774
岩溶充水矿床 …… 294
岩溶充填率 …… 285
岩溶倒虹吸管 …… 292
岩溶地带性 …… 285
岩溶地貌 …… 288
岩溶地貌学 …… 283
岩溶地球化学 …… 283
岩溶地下河系* …… 293
岩溶地下水浸流面 …… 293
岩溶地下水面 …… 293
岩溶地下水系 …… 293
岩溶地质学 …… 84
岩溶动力系统 …… 283
岩溶动力学 …… 283
岩溶断块山地 …… 292
岩溶断陷盆地 …… 292
岩溶堆积物 …… 294
岩溶发育阶段性 …… 285
岩溶高原 …… 291
岩溶工程地质学 …… 283
岩溶含水层 …… 293
岩溶含水地块 …… 293
岩溶湖 …… 291
岩溶化 …… 285
岩溶环境 …… 284
岩溶环境系统 …… 283
岩溶基准面 …… 285
岩溶角砾岩 …… 488
岩溶井* …… 289
岩溶景观 …… 285
岩溶块状山* …… 292
岩溶矿床 …… 284
岩溶类型 …… 286
岩溶垄冈* …… 290
岩溶率 …… 284
岩溶排水基准面 …… 293
岩溶盆地 …… 289
岩溶平原 …… 291
岩溶期 …… 285
岩溶气爆 …… 286
岩溶墙* …… 289
岩溶丘陵 …… 290
岩溶泉 …… 293
岩溶深循环带 …… 293
岩溶生态系统 …… 284
岩溶石灰华 …… 296
岩溶石漠化 …… 287
岩溶石柱 …… 289
岩溶水 …… 292
岩溶水包气带 …… 293
岩溶水沉积物 …… 774
岩溶水动力垂直分带 …… 293
岩溶水动力单元 …… 293
岩溶水过渡带* …… 293
岩溶水季节交替带 …… 293
岩溶水文地质条件 …… 292
岩溶水文地质学 …… 283
岩溶水文系统 …… 293
岩溶水文学 …… 283
岩溶塌陷 …… 296
岩溶天窗 …… 293
岩溶突水 …… 294
岩溶洼地 …… 289
岩溶现象 …… 284
岩溶陷落柱 …… 296
岩溶箱状谷* …… 290
岩溶形态组合 …… 285
岩溶型风化壳 …… 253
岩溶型风化壳 …… 291
岩溶悬谷 …… 290
岩溶旋回 …… 285
岩溶学 …… 283
岩溶夷平面 …… 291
岩溶嶂谷 …… 290
岩溶植被 …… 286
岩溶准平原 …… 291
岩溶作用 …… 284
岩溶作用的碳循环 …… 284
岩石 …… 439
岩石残余应力 …… 949
岩石磁学 …… 145
岩石弹性表象 …… 948
岩石地层单位 …… 652
岩石地层法 …… 748
岩石地层格架* …… 657
岩石地层学 …… 647
岩石地貌学 …… 261
岩石地球化学 …… 98
岩石放射性生热率 …… 150
岩石构造 …… 451
岩石化学 …… 439
岩石基本强度* …… 949
岩石结构 …… 451
岩石静压力* …… 131
岩石力学实验 …… 952
岩石力学性质 …… 947
岩石破坏判据* …… 823
岩石破坏准则 …… 823
岩石漆测年法 …… 121
岩石区 …… 440
岩石圈板块 …… 881
岩石圈断块 …… 922
岩石圈断裂（断块） …… 921
岩石圈断裂（多旋回） … 904
岩石圈构造热演化 …… 152
岩石圈热结构 …… 151
岩石热导率 …… 151
岩石热扩散率 …… 152
岩石热阻率 …… 152
岩石生热率* …… 150
岩石生热率深度分布 …… 151
岩石塑性表象 …… 948
岩石微量元素构造环境判别 …… 113
岩石学 …… 83
岩套 …… 440
岩筒* …… 997
岩屋 …… 291
岩席* …… 450
岩相 …… 653
岩相古地理图 …… 780
岩相模式* …… 466
岩相区 …… 466
岩相相关律 …… 92
岩相学* …… 439
岩屑 …… 447
岩屑坡 …… 268
岩屑砂岩 …… 489
岩屑石英砂岩* …… 489
岩屑型风化壳 …… 253
岩屑杂砂岩* …… 489
岩屑锥* …… 268
岩性地层单位* …… 652
岩盐岩溶 …… 287
岩针 …… 450
岩汁* …… 499
岩枝 …… 450
岩钟 …… 450
岩株 …… 450
岩组对称性 …… 849
岩组分析 …… 439
岩组图 …… 849
岩组学 …… 849
岩组轴 …… 849
岩组坐标* …… 849
沿岸沉积物* …… 177
沿岸沉积物流 …… 259
沿岸堤 …… 170
沿岸堤相* …… 469
沿岸漂沙 …… 259
沿滩漂沙 …… 259
盐边群 …… 677
盐边系* …… 677
盐冰川 …… 854
盐成土 …… 315
盐川* …… 854
盐底辟* …… 854
盐都龙 …… 585
盐度 …… 157
盐度变化生物* …… 526
盐度固定生物* …… 527
盐度跃层 …… 163
盐度指数 …… 348
盐构造 …… 854
盐湖 …… 279
盐湖类型 …… 279

盐湖岩溶 …… 287
盐华 …… 774
盐碱地* …… 280
盐井沟动物群* …… 755
盐井沟洞穴堆积 …… 764
盐井群 …… 677
盐量平衡 …… 378
盐隆 …… 854
盐漠 …… 280
盐劈作用 …… 251
盐丘 …… 854
盐溶角砾岩 …… 492
盐栓 …… 854
盐水溶液包裹体 …… 130
盐水渗透回流作用 …… 475
盐土 …… 317
盐跃层* …… 163
盐沼泥漠* …… 280
盐枕 …… 854
盐钟乳石 …… 296
盐株* …… 854
盐渍化作用 …… 302
盐渍土型盐类矿床 …… 775
颜色指数* …… 445
衍生化石* …… 518
掩埋阶地* …… 275
掩埋砂矿* …… 776
眼镜猴类 …… 615
眼球状构造 …… 504
眼球状混合岩 …… 509
眼色 …… 641
偃师运动 …… 1012
演替顶极 …… 244
演替系列 …… 244
砚岭组 …… 730
砚瓦山石灰岩* …… 700
砚瓦山组 …… 700
验震器 …… 983
堰堤式河漫滩 …… 272
堰塞湖 …… 278
雁列带* …… 838
雁列节理 …… 845
雁列式断裂 …… 838
雁列褶皱 …… 832
雁列走滑断层 …… 839
雁石坪群 …… 731
雁行式断裂* …… 838
雁行式构造* …… 938
燕辽昆虫群 …… 552
燕辽运动 …… 1011
燕鸟目 …… 593
燕山期地洼区* …… 915
燕山旋回 …… 903
燕山运动 …… 1017

yang

扬吉布拉克群 …… 679
扬起端* …… 827
扬沙 …… 242
扬-特勒效应* …… 106
扬子贝 …… 555
扬子贝层* …… 700
扬子大镜猴 …… 615
扬子地台（大地） …… 867
扬子地台地质 …… 796
扬子断块 …… 926
扬子统 …… 697
扬子旋回 …… 903
扬子准地台（多旋回） … 907
羊背石 …… 363
羊齿植物* …… 600
羊额石* …… 363
羊虎沟群* …… 715
羊虎沟组 …… 715
阳郭动物群 …… 754
阳郭组 …… 761
阳起石 …… 426
阳新统 …… 717
阳性植物 …… 248
杨家沟组 …… 720
杨柳岗石灰岩* …… 695
杨柳岗组 …… 695
杨柳青组 …… 764
杨起 …… 1046
杨氏模量 …… 823
杨氏鱼 …… 566
杨钟健 …… 1031
杨庄红色页岩* …… 680
杨庄运动 …… 1012
杨庄组 …… 680
杨遵仪 …… 1037
洋 …… 158
洋底 …… 172
洋底变质作用 …… 497
洋底磁条带图 …… 895
洋底磁异常条带 …… 895
洋底增生期 …… 895
洋底增生区 …… 895
洋脊变格* …… 892
洋脊分段形成机制 …… 891
洋脊基本特性 …… 891
洋脊跳位* …… 892
洋壳* …… 855
洋壳陆壳转化 …… 924
洋壳起源 …… 10
洋流 …… 163
洋流作用 …… 259
洋隆 …… 175
洋陆转化 …… 904
洋盆* …… 174
洋中脊地震带 …… 974
洋中脊活动构造系 …… 966
洋中脊扩张型* …… 448
洋中脊系变格跳位 …… 892
仰冲板块 …… 887
仰冲带 …… 888
仰冲断层 …… 841
仰冲侵位* …… 896
仰起端 …… 827
仰韶人* …… 770
仰韶文化 …… 639
仰韶文化层 …… 770
养殖用水 …… 372
氧化层 …… 308
氧化度 …… 442
氧化还原电位 …… 107
氧化还原缓冲剂 …… 134
氧化率 …… 442
氧化数* …… 104
氧化态 …… 104
氧化物氢氧化物矿物 … 416
氧化障 …… 107
氧化值* …… 104
氧化作用 …… 260
氧燃烧 …… 77
氧同位素地球化学 …… 127
氧同位素异常 …… 78
样本系列* …… 368

yao

妖龙 …… 581
妖星* …… 29
姚家阶 …… 734
姚家组 …… 736
窑坡组 …… 732
摇动式容器* …… 133
遥感地质 …… 89
药材矿物学* …… 89
药用矿物学* …… 89
耀斑 …… 23
耀岭河组 …… 686

ye

冶里上升 …… 1013
冶里石灰岩* …… 699
冶里组 …… 699
野复理石 …… 864
野鸡山群 …… 672
野马南山群 …… 674
业治铮 …… 1045
叶笔石 …… 561
叶笃正 …… 1043
叶结构分析 …… 606
叶菊石目 …… 541
叶蜡石 …… 427
叶理 …… 504
叶连俊 …… 1041
叶良辅 …… 1030
叶绿泥石 …… 428
叶面辐射平衡 …… 219
叶尼塞构造幕* …… 1022
叶尼塞河 …… 235
叶蛇纹石* …… 427
叶相分析 …… 607
叶肢介类 …… 547
叶状体植物* …… 598
叶足纲* …… 547
页岩 …… 490
页状剥落 …… 254
页状剥落节理 …… 845
曳裂型断裂 …… 920
曳压型断裂 …… 921
夜光云 …… 195
夜郎系* …… 727
夜郎组 …… 727
液化沉积物流 …… 464
液化角砾岩 …… 982
液化卷曲变形 …… 982
液化泄水岩脉 …… 981
液态分离作用 …… 448
液体不混溶作用* …… 448
液相曲线 …… 108
液相线 …… 446
液相线矿物 …… 446
液相线温度 …… 446

yi

一级环流 …… 206
一拉溪组 …… 720
一平浪煤系* …… 725
一平浪运动 …… 1017
一平浪组 …… 725
一维缺陷* …… 853
一致熔融 …… 134
一致线* …… 119
伊迪卡拉系 …… 688
伊迪卡拉组 …… 688
伊丁斯 …… 1067
伊尔丁曼哈动物群* … 740
伊尔丁曼哈组 …… 741
伊尔加恩地块 …… 879
伊夫雷亚带 …… 875
伊格拉亚群* …… 667
伊瓜苏瀑布 …… 237
伊朗地域人种 …… 644
伊犁地区黑钙土 …… 328

伊犁运动 …… 1015
伊里诺伊冰期 …… 357
伊利幕* …… 1023
伊利石 …… 429
伊利运动 …… 1023
伊凉运动 …… 1014
伊玛塔卡杂岩 …… 666
伊普尔阶 …… 739
伊普雪珊瑚 …… 534
伊通火山群 …… 1006
衣鱼目* …… 550
医疗泥* …… 774
依克乌苏组 …… 711
依兰-沂沭-赣江-恩平断陷带 …… 939
铱异常 …… 74
仪器震中* …… 975
夷平面* …… 265
夷平面 …… 270
夷平作用 …… 255
沂蒙矿 …… 417
沂水岩群 …… 668
迤东运动 …… 1012
宜昌奥陶系剖面 …… 745
宜昌上升 …… 1014
宜昌统 …… 697
移动板块 …… 886
移动性反气旋 …… 202
移动性气旋 …… 203
移迹 …… 515
移积化石* …… 518
移用名称 …… 523
遗迹化石 …… 515
遗迹群落 …… 516
遗迹社群 …… 516
遗迹相 …… 516
遗迹种 …… 520
遗迹属 …… 520
遗忘名称 …… 523
疑猴 …… 615
疑源类 …… 599
以 SiO_2 为标准的火成岩分类 …… 445
钇榴石* …… 423
义县阶 …… 733
义县组 …… 737
异剥橄榄岩* …… 455
异剥辉石橄榄岩 …… 455
异剥辉石岩* …… 455
异剥石 …… 425
异常铅 …… 126
异齿亚纲 …… 538
异化颗粒 …… 485
异化粒* …… 485
异化粒白云岩 …… 492
异化粒灰岩 …… 490
异极键* …… 105
异极矿 …… 424
异甲鱼亚纲 …… 563
异价类质同像 …… 404
异离体* …… 454
异名关系* …… 522
异模异名* …… 522
异木* …… 514
异韧亚纲 …… 538
异珊瑚目 …… 532
异物同名 …… 522
异物同形 …… 525
异向同性* …… 947
异向异性* …… 947
异性石 …… 424
异旋回 …… 660
异养生物* …… 513
异叶蕨* …… 603
异义名* …… 522
异源母质土层代号 …… 306
异源抛出物 …… 998
异螺目 …… 569
异质性指数* …… 247
异重流 …… 464
易北冰期 …… 357
易家湾组 …… 709
易解石 …… 420
易门运动 …… 1011
易熔粘土* …… 489
易溶岩* …… 284
益兰组 …… 708
逸度* …… 108
溢口* …… 363
溢流拱起构造 …… 993
溢流河床* …… 46
溢流丘 …… 993
溢流玄武岩* …… 996
翼笔石 …… 560
翼龙目 …… 589
翼手龙亚目 …… 589
翼形亚纲 …… 537
翼足虫软泥 …… 178
翼足目 …… 536

yin

因纽特地域人种* …… 645
因苏布鲁克线 …… 875
阴 …… 200
阴山-秦岭间东西构造亚带 …… 937
阴山-天山纬向构造体系 …… 936
阴山-燕山造山带 …… 870
阴性植物 …… 248
阴影混合岩 …… 510
阴影区* …… 976
音频大地电磁测深 …… 144
殷坑阶 …… 722
银川-成都断陷带 …… 939
银川-吉兰泰活动断陷带 …… 967
银道 …… 18
银道坐标系 …… 19
银光云* …… 195
银河 …… 17
银河核球 …… 18
银河年* …… 18
银河系 …… 18
银河系磁场 …… 18
银河系年龄 …… 18
银河系自转 …… 18
银河星云 …… 17
银极 …… 19
银金矿* …… 411
银经 …… 19
银冕 …… 18
银年 …… 18
银盘 …… 18
银山人* …… 631
银纬 …… 19
银心 …… 18
银星石 …… 434
银杏 …… 604
银杏植物门 …… 600
银鱼沟群 …… 673
银晕 …… 18
尹赞勋 …… 1034
引潮力 …… 162
引潮位 …… 139
隐蔽代换* …… 404
隐齿亚纲 …… 537
隐地形 …… 265
隐动宇* …… 665
隐伏断层 …… 835
隐伏型岩溶 …… 286
隐花羊齿植物* …… 600
隐灰化作用 …… 305
隐火山作用* …… 991
隐晶岩* …… 452
隐晶质 …… 452
隐晶质结构 …… 452
隐孔贝 …… 556
隐口目 …… 553
隐生宇 …… 665
隐头虫亚目 …… 545
隐性生物扰动 …… 516
隐域土 …… 315
隐轴亚目 …… 560
印度-澳大利亚板块* …… 899
印度-尼泊尔地震 …… 990
印度地理人种 …… 646
印度地台 …… 877
印度地域人种 …… 646
印度河 …… 236
印度河平原 …… 234
印度阶 …… 724
印度石燕 …… 557
印度硝石* …… 438
印度洋 …… 159
印度洋板块 …… 899
印度洋底地质 …… 795
印度洋型同位素特征 …… 124
印度洋中脊 …… 900
印度支那石 …… 75
印痕 …… 518
印模* …… 483
印欧人种* …… 642
印支地块 …… 877
印支旋回 …… 903
印支运动 …… 1016
印渚埠页岩* …… 700
印渚埠组 …… 700

ying

应变 …… 821
应变标志* …… 824
应变标志物 …… 824
应变场 …… 821
应变地震仪 …… 984
应变分布图 …… 975
应变分析 …… 822
应变滑劈理* …… 846
应变计* …… 951
应变莫尔圆 …… 824
应变软化 …… 824
应变速率 …… 824
应变图像* …… 949
应变椭球体 …… 821
应变椭球椭圆锥面 …… 822
应变椭球圆截面 …… 821
应变硬化 …… 824
应变张量 …… 821
应变轴比 …… 822
应力 …… 820
应力轨迹 …… 821
应力轨迹图* …… 821
应力集中 …… 949
应力计 …… 951
应力矿物 …… 495

应力莫尔圆 …… 821
应力驱动作用 …… 948
应力释放 …… 949
应力椭球 …… 820
应力网络图 …… 821
应力张量 …… 821
应力状态 …… 821
应山运动 …… 1012
应堂阶 …… 707
应堂组 …… 709
应用地貌学 …… 261
应用地震学 …… 153
应用气象学 …… 193
应用生态学 …… 243
应用水文学 …… 367
英安岩 …… 458
英国相 …… 724
英吉利河片麻岩 …… 667
英吉利里弗群* …… 667
缨翅目 …… 551
鹦鹉螺目 …… 540
鹦鹉螺亚纲 …… 539
鹦鹉嘴龙 …… 588
鹦鹉嘴龙科 …… 588
鹰阳关群 …… 685
荧光 …… 411
荧惑* …… 26
萤石 …… 416
营城子组 …… 689
影区 …… 976
映转轴* …… 393
硬齿鱼目 …… 565
硬底构造 …… 484
硬度 …… 409
硬骨鱼纲 …… 565
硬海绵纲 …… 530
硬化指数* …… 441
硬鳞鱼类* …… 565
硬绿泥石 …… 428
硬锰矿 …… 421
硬磐 …… 308
硬硼钙石 …… 433
硬碰撞 …… 905
硬砂岩* …… 488
硬珊瑚目* …… 532
硬石膏 …… 435
硬水铝矿* …… 420
硬水铝石 …… 420
硬玉 …… 425
硬质粘土* …… 489

yong

邕宁运动 …… 1014
壅水湖* …… 278
永川龙 …… 575
永久磁性 …… 145
永久性浮游生物* …… 526
永康群 …… 735
永宁群 …… 685
永宁砂岩* …… 685
永宁镇组 …… 724
永坪阶 …… 723
永坪组 …… 727
永兴组 …… 758
涌* …… 161
涌潮* …… 162
涌浪 …… 161
涌流构造说 …… 882

you

优地槽 …… 860
优地洼区 …… 915
优势种 …… 247
优头甲龙 …… 584
优先律 …… 522
优选方位 …… 849
幽谷* …… 362
尤多马群* …… 687
尤多姆群 …… 687
尤尔玛金群 …… 682
尤尔斯特隆图解 …… 464
尤里假说 …… 31
尤因他兽类* …… 596
油柑窝组 …… 741
油气火山 …… 994
油脂光泽 …… 409
油桲虫统 …… 693
铀地球化学 …… 113
铀黑 …… 418
铀铅 …… 126
铀-铅法 …… 118
铀系 …… 115
铀系不平衡法 …… 119
铀系法 …… 119
游荡性河沉积* …… 468
游荡性指数* …… 468
游移底栖生物 …… 526
游移湖 …… 279
游泳底栖生物 …… 526
游泳生物 …… 526
有柄亚门* …… 557
有翅亚纲 …… 550
有袋目 …… 595
有感地震 …… 980
有感地震区 …… 979
有花植物门* …… 601
有机包裹体 …… 130
有机表层 …… 307
有机地球化学 …… 98
有机矿物 …… 406
有机土壤物质 …… 309
有机质白浆化作用 …… 331
有机质积聚作用 …… 301
有甲纲 …… 535
有铰纲 …… 554
有孔虫目 …… 527
有理截距比定律* …… 394
有理指数定律* …… 394
有头类* …… 562
有尾目 …… 568
有限固溶体* …… 404
有限应变 …… 824
有限应变测量 …… 824
有限应变莫尔圆 …… 824
有效辐射 …… 198
有效光合面积 …… 219
有效积温 …… 220
有效降水 …… 220
有效名称 …… 522
有效围压 …… 825
有序-无序 …… 403
有序度 …… 403
有序化 …… 403
有序结构 …… 403
有轴亚目 …… 560
有爪纲* …… 550
铕 δ 值 …… 112
铕异常 …… 112
黝方石 …… 431
黝方石响岩* …… 457
黝帘石 …… 424
黝锰矿* …… 417
黝铜矿 …… 413
黝锡矿* …… 414
右形* …… 395
右旋* …… 942
幼发拉底河 …… 236
幼年期 …… 263
幼年期地形土壤 …… 325
幼年期岩溶* …… 285
幼年土壤 …… 300
诱发地震 …… 979

yu

迂回扇 …… 274
淤积物* …… 773
淤泥质海岸 …… 169
于潜层* …… 700
于潜组 …… 700
于天仁 …… 1047
余定期 …… 913
余动期 …… 912
余瑞璜 …… 1036
余震 …… 972
余震序列 …… 972
鱼洞子群* …… 671
鱼洞子岩群 …… 671
鱼骨状层理* …… 479
鱼脊* …… 362
鱼库组 …… 691
鱼类时代* …… 663
鱼类微体化石 …… 514
鱼鳞蛤 …… 538
鱼龙目 …… 572
鱼卵石* …… 485
鱼石螈 …… 567
鱼眼石 …… 429
於崇文 …… 1050
俞建章 …… 1032
渔户村组 …… 694
渔山尖组 …… 730
渔业气象 …… 218
榆社Ⅲ带动物群* …… 760
愚人金* …… 415
宇 …… 651
宇成核素* …… 114
宇航生物学* …… 13
宇宙 …… 11
宇宙背景辐射 …… 14
宇宙标准时* …… 14
宇宙尘 …… 71
宇宙尘埃* …… 71
宇宙尘结构 …… 71
宇宙尘矿物 …… 71
宇宙尘判据 …… 71
宇宙尘收集 …… 71
宇宙尘通量 …… 71
宇宙成因核素 …… 82
宇宙成因核素测年法 …… 121
宇宙岛 …… 15
宇宙地学 …… 39
宇宙地质学 …… 14
宇宙电动力学 …… 13
宇宙核合成 …… 76
宇宙化学 …… 75
宇宙环境 …… 15
宇宙矿物 …… 15
宇宙论 …… 11
宇宙模型 …… 12
宇宙年代学 …… 81
宇宙年龄 …… 14
宇宙膨胀 …… 13
宇宙膨胀速度计时法 …… 81
宇宙气象学 …… 13
宇宙球粒 …… 71

宇宙射线* …… 15
宇宙射线成因核素 …… 114
宇宙生物学 …… 13
宇宙时 …… 14
宇宙水 …… 71
宇宙速度 …… 15
宇宙线 …… 15
宇宙线暴露年龄 …… 82
宇宙线来源 …… 77
宇宙线组成 …… 77
宇宙学解 …… 14
羽毛状水系 …… 276
羽珊瑚目 …… 531
羽饰构造 …… 846
羽纹构造* …… 846
羽状交错层理 …… 479
羽状张节理 …… 845
雨 …… 197
雨滴尺度分布* …… 197
雨滴谱 …… 197
雨海纪 …… 56
雨海事件 …… 62
雨痕 …… 483
雨花台砾石层* …… 758
雨花台组 …… 758
雨夹雪 …… 201
雨量器 …… 224
雨期 …… 751
雨期-间雨期 …… 751
雨凇* …… 201
雨土* …… 329
雨云卫星 …… 226
玉龙寺组 …… 706
玉门砾石层* …… 757
玉门砾岩* …… 757
玉门组 …… 757
玉木冰期* …… 356
郁江建造* …… 708
郁江阶 …… 707
郁江组 …… 708
郁南运动 …… 1013
豫西运动 …… 1012

yuan

元古代* …… 661
元古界* …… 671
元古宇 …… 671
元古宙 …… 661
元谋层* …… 758
元谋动物群 …… 754
元谋人* …… 626
元谋猿人 …… 626
元谋猿人文化 …… 637
元谋运动* …… 758
元谋组 …… 758
元素存在形式 …… 103
元素地球化学 …… 97
元素地球化学分类 …… 108
元素地球化学亲合性 …… 103
元素分布 …… 101
元素分配 …… 101
元素分散* …… 103
元素丰度 …… 101
元素赋存状态 …… 103
元素共生组合 …… 103
元素核合成场所 …… 77
元素集中 …… 103
元素年龄 …… 25
元素平衡计算 …… 103
元素起源 …… 75
元素迁移 …… 106
元素迁移化学模型 …… 106
元素迁移系列 …… 252
元素性构造型式 …… 936
元素宇宙丰度 …… 75
园艺觅食 …… 516
沅江矿 …… 412
垣曲阶 …… 739
垣曲群 …… 741
垣曲系* …… 741
垣曲运动 …… 1012
袁复礼 …… 1030
袁复礼石 …… 433
袁见齐 …… 1037
袁氏珊瑚 …… 533
原白云石 …… 490
原地槽 …… 861
原地花岗岩 …… 510
原地台 …… 859
原地台形成大阶段 …… 866
原地系统* …… 842
原古杯 …… 530
原核生物 …… 527
原核生物界 …… 527
原角龙 …… 588
原角龙科 …… 588
原蕨植物门 …… 600
原康修尔猿 …… 618
原龙目 …… 572
原气管纲 …… 550
原鞘翅目 …… 552
原蜻蜓目 …… 551
原人* …… 623
原上猿 …… 617
原生白云岩 …… 492
原生包裹体 …… 130
原生沉积构造 …… 478
原生代* …… 661
原生地槽* …… 860
原生动物门 …… 527
原生构造 …… 815
原生构造岩 …… 849
原生化石 …… 518
原生黄土 …… 336
原生节理 …… 844
原生界* …… 671
原生矿物 …… 407
原生流水线理构造* …… 483
原生铅 …… 126
原生生物界 …… 527
原生剩余磁性 …… 145
原生线条* …… 934
原生岩浆 …… 439
原生岩浆构造 …… 450
原生盐渍化作用 …… 302
原生粘化作用* …… 304
原生植被* …… 244
原始大陆 …… 10
原始大气圈 …… 10
原始大西洋* …… 786
原始地壳 …… 10
原始地幔同位素组成 … 126
原始地幔组分 …… 101
原始格子 …… 399
原始河漫滩* …… 272
原始华夏古陆* …… 788
原始火球爆炸假说* …… 13
原始火球假说 …… 13
原始介 …… 549
原始连续定律 …… 91
原始铅 …… 126
原始水平定律 …… 91
原始土壤 …… 300
原始系* …… 691
原始岩浆 …… 439
原始原子爆炸假说 …… 13
原始月壳 …… 60
原始祖鸟 …… 591
原双壳纲* …… 543
原水母纲 …… 530
原索动物* …… 562
原特提斯 …… 787
原同名 …… 522
原位孢粉 …… 606
原尾目* …… 550
原蜥脚类 …… 580
原岩年龄 …… 116
原羽鸟 …… 592
原螈 …… 569
原杂基* …… 477
原直翅目 …… 552
原子集合分异假说 …… 10
原子计数法* …… 116
原子键* …… 105
原子晶格 …… 105
原子克拉克值 …… 102
原子容积 …… 109
原子时秒长* …… 38
原子体积丰度 …… 102
原子体积克拉克值* …… 102
原子钟* …… 117
圆顶龙 …… 581
圆度 …… 477
圆峰尖谷波痕* …… 482
圆弧型地滑* …… 176
圆形构造* …… 862
圆藻山群 …… 683
圆柱状褶皱 …… 828
圆锥状岩溶* …… 290
圆锥状褶皱 …… 828
缘东海变动* …… 1026
缘东海运动 …… 1026
缘头龙类 …… 587
猿人 …… 623
源体 …… 66
远参考大地电磁法 …… 144
远古智人* …… 629
远藤兽 …… 595
远洋沉积 …… 473
远洋沉积物 …… 177
远洋软泥 …… 178
远洋生物* …… 526
远洋岩* …… 473
远洋粘土 …… 179
远源浊积岩* …… 472
远震 …… 980

yue

约翰逊海岸成因分类 … 957
约特尼运动 …… 1022
约特尼杂岩 …… 680
月表环境 …… 52
月表热流密度 …… 52
月尘 …… 56
月磁 …… 51
月地物理参数 …… 51
月谷 …… 54
月海 …… 53
月海泛滥 …… 62
月海海岭 …… 53
月海脊* …… 53
月海盆地 …… 54
月海玄武岩 …… 59
月海岩浆洋 …… 59
月核 …… 60

月湖…… 53
月壳…… 60
月壳构造…… 61
月坑…… 54
月坑类型…… 54
月亮* …… 27
月陆…… 53
月幔…… 60
月貌…… 53
月面地质分区图* …… 60
月面地质图* …… 60
月面辐射纹…… 55
月面环形山* …… 54
月面年代学…… 55
月面峭壁…… 55
月面山脉* …… 55
月面山系…… 55
月面月史…… 55
月奶石 …… 296
月平均气温 …… 242
月球…… 27
月球背面…… 53
月球成因假说…… 63
月球磁场* …… 51
月球导电性…… 51
月球地质图…… 60
月球地质学…… 50
月球构造作用…… 61
月球化学成分…… 81
月球火山作用…… 62
月球可见面* …… 53
月球矿物等时线年龄…… 62
月球密度…… 51
月球模式年龄…… 62
月球内部构造…… 60
月球年龄…… 62
月球热历史…… 52
月球探测器系列…… 64
月球土壤 …… 298
月球温度…… 51
月球岩石圈…… 60
月球演化史…… 62
月球陨石…… 67
月球正面…… 53
月球重力场…… 51
月球最佳初始比值…… 62
月壤…… 56
月壤成因…… 56
月壤结构…… 56
月壤水冰…… 57
月壤中氦-3 …… 57
月史与地史对比…… 63
月土* …… 56
月湾…… 54
月溪…… 55
月相…… 28
月岩…… 58
月岩产状…… 58
月岩矿物成分…… 57
月岩侵蚀速度…… 59
月岩剩磁…… 52
月岩物理性质…… 57
月岩新矿物…… 58
月沼…… 54
月震…… 52
月质学* …… 50
乐森琦 …… 1033
岳麓山砂岩* …… 710
岳麓山组 …… 710
岳希新 …… 1039
跃龙 …… 575
跃移 …… 256

yun

云 …… 196
云分类 …… 195
云岗统* …… 732
云岗组 …… 732
云贵地洼区 …… 917
云贵高原古红土 …… 322
云贵近代掀斜隆起区 …… 966
云贵上升…… 1013
云煌岩 …… 461
云开群 …… 683
云量 …… 223
云梦近代沉降区 …… 966
云母 …… 428
云母赤铁矿 …… 417
云母片麻岩* …… 506
云母片岩 …… 505
云母鱼 …… 852
云南贝 …… 556
云南虫类 …… 562
云南地质 …… 804
云南统 …… 707
云南运动(一)…… 1015
云盆 …… 295
云团 …… 199
云纹法 …… 952
云雾降水物理学 …… 192
云雾岩* …… 510
云斜煌岩 …… 461
云英岩 …… 508
云状 …… 223
匀和层 …… 195
郧西群 …… 683
郧县人 …… 627
郧县直立人* …… 627
陨冰…… 71
陨击变质作用…… 72
陨击构造…… 72
陨击角砾岩…… 73
陨击坑* …… 72
陨击熔融物…… 73
陨击作用* …… 72
陨磷铁镍石…… 70
陨磷铁石…… 70
陨硫铬铁…… 70
陨硫铁…… 70
陨落过程…… 70
陨石…… 65
陨石地球年龄…… 91
陨石分类…… 67
陨石坑* …… 72
陨石矿物…… 70
陨石难熔包裹体…… 70
陨石年龄…… 66
陨石球粒…… 68
陨石形成年龄…… 82
陨石学…… 65
陨石有机质…… 70
陨石雨…… 66
陨石中原始同位素异常…… 78
陨石撞击坑…… 72
陨石撞击作用…… 72
陨碳铁…… 70
陨铁* …… 67
陨铁石* …… 67
陨星…… 65
陨星尘…… 71
陨星说…… 32
陨星体…… 65
孕震构造体系* …… 944
运动冰碛 …… 361
晕 …… 195
晕色 …… 409
韵律层* …… 481
韵律层理 …… 481
蕴震构造 …… 973

Z

za

杂基* …… 477
杂基鱼塘 …… 250
杂卤石 …… 436
杂乱地震反射结构 …… 656
杂芒硝 …… 435
杂色岩统 …… 724
杂砂岩 …… 488
杂食性昆虫 …… 552
杂陨石* …… 67
杂陨铁…… 67
杂质缺陷* …… 853
杂质元素* …… 109

zai

灾变理论…… 32
灾变论…… 94
灾变说* …… 94
载荷潮 …… 139
载运作用 …… 257
再沉积化石* …… 518
再次构造 …… 946
再结晶作用* …… 391
再生冰川 …… 359
再生花岗岩 …… 488
再生生长* …… 474
再生生长胶结 …… 478
再生型山区 …… 965
再生岩浆* …… 499
再生作用 …… 499
再顺向河 …… 271
再作用面构造 …… 480

zan

暂时性流水作用 …… 255
暂现事件* …… 52
暂现现象…… 52
赞克尔阶 …… 743

zang

藏北地块 …… 932
藏北地洼区 …… 917

zao

早坂珊瑚 …… 534
早更新世黄土层化石组合 …… 346
早基梅里幕* …… 1024
早基梅里运动…… 1024
早期超大陆 …… 785
早期埋藏阶段* …… 474
早期猿人 …… 624
早期智人 …… 629
蚤目 …… 551
藻白云岩 …… 492
藻鲕* …… 485
藻豆* …… 485
藻化石 …… 598
藻灰结核 …… 485
藻灰岩 …… 491
藻团块* …… 485

皂石 …… 428
造迹生物 …… 516
造礁珊瑚 …… 532
造陆幕* …… 924
造陆运动 …… 856
造陆作用* …… 856
造貌运动 …… 262
造山变质作用* …… 497
造山-成盆形成机制 …… 955
造山带 …… 892
造山带塌陷 …… 893
造山幕 …… 858
造山期 …… 858
造山侵蚀作用 …… 893
造山旋回* …… 858
造山运动 …… 856
造岩矿物 …… 406
造岩氧化物* …… 445
造岩元素 …… 445
造洋幕* …… 924
燥红土 …… 315

zei

贼星* …… 65

zeng

曾融生 …… 1050
增幅分解* …… 405
增量应变 …… 824
增量应变椭圆 …… 824
增生楔 …… 887
增生杂岩* …… 887
增生柱* …… 887
增水 …… 162
增田-科里尔图解 …… 111

zha

渣尔泰山群 …… 676
渣尔泰运动 …… 1011
渣块熔岩 …… 1001
扎布耶石 …… 437
扎格罗斯褶皱带 …… 970
扎赉诺尔人 …… 634
扎赉诺尔文化层* …… 770
扎赉诺尔组 …… 770
扎瓦里茨基元素
地球化学分类 …… 109
扎伊尔河* …… 235
栅笔石 …… 561
栅状图解* …… 655

zhai

斋桑-额尔齐斯造
山带 …… 870
翟里组* …… 764
窄唇纲 …… 553
窄壳纲 …… 543
窄蹠龙类 …… 576

zhan

毡状层 …… 302
毡状构造 …… 485
毡状结构* …… 453
詹姆逊 …… 1064
辗掩断层 …… 841
占勃兰统 …… 699
占祥上猿 …… 617
湛江组 …… 758

zhang

张八岭群 …… 676
张炳熹 …… 1047
张伯伦-摩尔顿假说* …… 32
张伯声 …… 1034
张德勒分量* …… 136
张德勒运动* …… 136
张德勒周期* …… 136
张和兽 …… 594
张衡 …… 1028
张衡矿 …… 412
张家界地貌* …… 268
张家口斑岩* …… 729
张家口组 …… 729
张家屯组 …… 704
张剪 …… 822
张节理 …… 844
张力计* …… 390
张量大地电磁阻抗 …… 143
张裂 …… 833
张裂面* …… 934
张裂丘 …… 993
张扭* …… 822
张文佑 …… 1038
张席禔 …… 1032
张夏阶 …… 693
张夏石灰岩* …… 694
张夏统 …… 692
张夏组 …… 694
张相文 …… 1028
张性兼扭性结构面 …… 934
张性角砾岩 …… 935
张性结构面 …… 934
张性深断裂 …… 904
张应力* …… 820
章动 …… 36
章鸿钊 …… 1028
章基嘉 …… 1050
章申 …… 1050
章氏硼镁石 …… 433
长者智人 …… 630
涨潮* …… 161
涨潮力* …… 162
涨潮流* …… 162
帐篷构造 …… 482
胀裂脊* …… 993
胀裂丘* …… 993
胀缩波* …… 153
障壁坝 …… 171
障壁岛* …… 171
障壁岛沉积 …… 470
障积灰岩 …… 492
障石岩地貌* …… 268
嶂谷 …… 267

zhao

昭苏地块 …… 932
昭通动物群* …… 754
沼生植物 …… 248
沼泽 …… 388
沼泽沉积物 …… 774
沼泽地质作用 …… 258
沼泽化地带 …… 279
沼泽径流 …… 388
沼泽水 …… 388
沼泽水量平衡 …… 388
沼泽水水质 …… 378
沼泽水文学 …… 367
沼泽土 …… 317
沼泽相 …… 468
沼泽植被 …… 248
召沟组* …… 729
赵池沟群 …… 672
赵金科 …… 1036
赵九章 …… 1036
赵亚曾 …… 1032

zhe

遮普惹组 …… 741
折返机制 …… 896
折劈理* …… 846
折曲波 …… 154
哲尔特亚群* …… 667
磔齿龙 …… 577
褶翅蛤 …… 538
褶叠层 …… 818
褶盾虫 …… 546
褶颊虫目 …… 544
褶颊虫亚目 …… 544
褶劈* …… 846
褶劈理 …… 846
褶曲 …… 826
褶纹球接子 …… 545
褶皱 …… 826
褶皱包络面 …… 827
褶皱鼻* …… 831
褶皱波长 …… 827
褶皱波幅 …… 827
褶皱槽 …… 827
褶皱槽面 …… 827
褶皱槽线 …… 827
褶皱带 …… 861
褶皱倒向 …… 828
褶皱等倾斜线 …… 827
褶皱地带 …… 935
褶皱地震 …… 979
褶皱顶 …… 827
褶皱顶点* …… 827
褶皱核 …… 826
褶皱回返* …… 856
褶皱基底* …… 862
褶皱脊 …… 827
褶皱脊面 …… 827
褶皱脊线 …… 827
褶皱面向 …… 828
褶皱幕* …… 858
褶皱幕迁移 …… 858
褶皱期* …… 858
褶皱山 …… 266
褶皱枢纽 …… 826
褶皱推覆体 …… 842
褶皱系 …… 862
褶皱旋回* …… 858
褶皱样式* …… 816
褶皱要素 …… 826
褶皱翼 …… 826
褶皱翼间角 …… 826
褶皱运动 …… 856
褶皱中和面 …… 829
褶皱轴 …… 827
褶皱轴面 …… 826
褶皱主波长 …… 827
褶皱作用 …… 826
浙江地质 …… 801
浙江翼龙 …… 590
蔗基鱼塘 …… 250

zhen

针硫镍矿* …… 414
针绿矾 …… 436
针镍矿 …… 414
针铁矿 …… 421
珍珠光泽 …… 409
珍珠石 …… 427
珍珠岩 …… 459
珍珠云母 …… 428
真反椎龙 …… 575

真骨鱼次亚纲 …… 565
真核生物 …… 527
真蕨植物门 …… 600
真盔甲鱼目 …… 563
真溶液化学沉积
矿床* …… 775
真水母纲* …… 531
真太阳 …… 37
真太阳日* …… 36
真太阳时* …… 38
真狭鼻类 …… 617
诊断表下层 …… 307
诊断层和诊断特性 …… 314
诊断土层 …… 306
枕状构造 …… 451
枕状熔岩 …… 1001
阵发性* …… 865
阵风 …… 201
阵雨 …… 201
振荡说 …… 95
振荡运动 …… 856
振动活塞取样器 …… 187
震波图* …… 974
震磁异常 …… 156
震旦纪 …… 662
震旦纪大冰期* …… 355
震旦角石 …… 540
震旦式褶皱 …… 832
震旦系 …… 688
震旦系沿革 …… 688
震旦亚界 …… 672
震旦运动(一) …… 1018
震电异常 …… 156
震后效应 …… 981
震积岩* …… 981
震级 …… 976
震裂锥 …… 73
震群 …… 980
震群型地震 …… 980
震相 …… 153
震源 …… 975
震源参数* …… 975
震源机制 …… 972
震源距 …… 975
震源联合测定法* …… 156
震源区 …… 975
震源深度 …… 975
震源体积 …… 975
震中 …… 975
震中对瞰点 …… 975
震中方位角 …… 155
震中距 …… 975
震中烈度 …… 977
震中迁移 …… 975
镇星* …… 27

zheng

征服北极点第一人 …… 813
蒸发 …… 379
蒸发面 …… 380
蒸发能力 …… 380
蒸发器 …… 224
蒸发雾* …… 196
蒸发系数 …… 244
蒸发岩* …… 493
蒸气雾 …… 196
蒸散作用 …… 244
蒸腾 …… 379
蒸腾系数 …… 245
蒸腾作用 …… 245
整合* …… 647
整合侵入体 …… 449
整数定律 …… 394
正笔石目 …… 559
正变质岩 …… 505
正层型 …… 649
正层序 …… 658
正长石 …… 430
正长岩 …… 459
正常沉积碎屑岩* …… 487
正常火山碎屑岩* …… 461
正常鲕* …… 485
正常径流 …… 381
正常铅 …… 126
正常型混合火山锥 …… 1003
正常翼* …… 828
正常重力场 …… 137
正常重力公式* …… 137
正常重力值* …… 138
正地槽 …… 860
正地台 …… 859
正地形 …… 265
正叠弧* …… 941
正断层 …… 837
正反转构造* …… 817
正方晶系* …… 393
正海扇 …… 538
正花状构造* …… 839
正辉石* …… 425
正交晶系 …… 394
正交剖面 …… 820
正交水平离距* …… 835
正砾岩 …… 488
正模 …… 521
正目观组 …… 687
正片麻岩* …… 506
正-平移断层 …… 839
正确名称 …… 522
正石英岩* …… 489
正弦状构造 …… 942
正向场 …… 147
正向构造 …… 862
正斜长角闪岩* …… 507
正形贝 …… 555
正形贝目 …… 554
正性构造* …… 862
正应力 …… 820
正杂基* …… 477

zhi

之江砾石层* …… 762
之江组 …… 762
之字形褶皱* …… 828
支流 …… 271
芝罘群 …… 673
枝笔石 …… 560
枝脉蕨 …… 603
枝足介亚目 …… 548
肢口纲 …… 549
肢龙 …… 583
织羊齿 …… 603
脂肪光泽* …… 409
脂光石* …… 431
直鼻猴类 …… 615
直翅目 …… 550
直观模式* …… 466
直角石目 …… 539
直角石亚纲 …… 539
直孔贝 …… 557
直立地层带* …… 934
直立人 …… 625
直立人北京亚种* …… 627
直立猿人* …… 627
直立褶皱 …… 828
直罗组 …… 732
直闪石 …… 426
直神经亚纲 …… 536
直线扭动构造体系* … 938
直线坡 …… 265
直移断层 …… 834
直移滑动* …… 853
直应力* …… 820
直掌鳍鱼 …… 566
植被 …… 245
植被覆盖度 …… 245
植被类型图* …… 245
植被图 …… 245
植食性昆虫 …… 552
植物常量元素 …… 246
植物大量元素* …… 246
植物大气污染 …… 220
植物地理学 …… 243
植物光能利用率 …… 219
植物硅酸体 …… 654
植物气候学 …… 238
植物群 …… 523
植物散发 …… 379
植物生长温度 …… 219
植物生态学 …… 243
植物土壤污染 …… 220
植物温度三基点 …… 219
植物岩溶 …… 285
植物蒸腾 …… 220
指名亚种 …… 520
指名亚属 …… 520
指示植物 …… 245
指纹 …… 641
指相化石 …… 518
志留纪 …… 663
志留系 …… 702
志田数 …… 139
质地突变 …… 309
质量瘤 …… 51
质量平衡方程 …… 116
质量热容* …… 108
质量输送系数* …… 208
质谱计 …… 129
质子-质子循环 …… 76
栉虫亚目 …… 544
栉壳虫 …… 547
栉壳结构 …… 486
栉壳状胶结* …… 478
栉口目 …… 553
栉水母动物门* …… 530
栉水母亚门* …… 530
栉羊齿 …… 603
峙峪人 …… 634
峙峪文化 …… 638
峙峪组 …… 766
蛭石 …… 429
智利地震 …… 990
智利硝石* …… 438
智利型俯冲带 …… 890
智人 …… 629
滞后断层 …… 843
滞留沉积 …… 468
滞碛 …… 361

zhong

中板块 …… 884
中部断块区* …… 925
中层* …… 194
中层气旋* …… 203
中层水 …… 165
中层序 …… 659
中蟾 …… 568

中长斜长岩 …… 455
中长岩* …… 455
中常褶皱* …… 828
中朝克拉通* …… 867
中朝-塔里木构造域* …… 866
中朝准地台 …… 907
中成岩阶段 …… 475
中尺度涡 …… 163
中沸石 …… 432
中腹足目 …… 536
中更新世古红土 …… 323
中更新世黄土层化石组合 …… 346
中古* …… 953
中国 8 级以上地震 …… 986
中国-安格拉构造域* …… 866
中国北极黄河站 …… 814
中国北极考察 …… 814
中国笔石 …… 561
中国冰川 …… 351
中国成土风化壳类型图 …… 321
中国大地构造单元 …… 907
中国大地构造及其演化 …… 910
中国大十字构造格架 …… 870
中国袋兽 …… 595
中国盗龙 …… 576
中国地表水资源量 …… 371
中国地层指南 …… 648
中国地洼构造演化系统 …… 913
中国地震分布图 …… 974
中国地震烈度表 …… 978
中国地震烈度区划图 …… 975
中国地质 …… 795
中国地质学 …… 955
中国第四纪冰期 …… 749
中国第四纪地层表 …… 756
中国东部北西向构造 …… 939
中国短头鲸 …… 568
中国断块构造分区 …… 925
中国断块构造格局 …… 925
中国风云气象卫星系列 …… 225
中国复合大陆 …… 906
中国工程院与地学有关的院士名录 …… 1059
中国构造运动一览表 …… 1020
中国黄土 …… 337
中国黄土母质古土壤 …… 328
中国黄土区第四纪哺乳动物群 …… 346
中国黄土岩石地层分区 …… 343
中国俊兽 …… 594
中国科学院地学部院士名录 …… 1051
中国科学院其他学部与地学有关的院士名录 …… 1058
中国肯氏兽动物群 …… 608
中国历史地震 …… 986
中国南极科学考察 …… 811
中国泥盆系沉积类型 … 707
中国鸟龙 …… 580
中国三大构造域 …… 906
中国石 …… 75
中国石燕* …… 557
中国水资源总量 …… 370
中国土壤分类 …… 312
中国土壤分类简表 …… 312
中国兔猴 …… 614
中国西部北东向构造 …… 939
中国西部大幅度差异性活动区 …… 966
中国镶嵌构造网 …… 930
中国新石器时代文化年代表 …… 646
中国翼龙 …… 590
中国猿人 …… 627
中国猿人北京种 …… 627
中国猿人药铺种 …… 627
中国螈 …… 567
中国重力标准网 …… 141
中国主要地质构造单位 …… 910
中国最老板块构造遗迹 …… 902
中和面褶皱作用* …… 829
中和作用 …… 260
中鲎* …… 550
中华反向笔石 …… 562
中华弓鳍鱼 …… 565
中华角石* …… 540
中华龙鸟 …… 576
中华夏构造体系 …… 938
中华夏系* …… 938
中华螈 …… 569
中华正形贝 …… 555
中间层*(地球) …… 194
中间层 (气象) …… 194
中间层校正 …… 138
中间地块 …… 861
中间相* …… 405
中兰德群* …… 669
中粒砂岩* …… 488
中龙目 …… 570
中美洲印第安地域人种 …… 644
中蒙边界断裂 …… 872
中面* …… 826
中欧平原 …… 234
中欧洲海* …… 787
中期天气预报 …… 216
中碛 …… 361
中碛堤 …… 363
中色麻粒岩* …… 506
中色体* …… 509
中色岩* …… 446
中山峡谷型岩溶 …… 288
中珊瑚目 …… 532
中生代 …… 663
中生界 …… 722
中石器时代 …… 635
中石铁陨石 …… 68
中水年* …… 385
中水位 …… 384
中酸性喷出岩土壤 …… 326
中太古代 …… 661
中太古界* …… 661
中条群 …… 672
中条旋回 …… 903
中条运动 …… 1011
中微子天文学 …… 19
中线调水工程 …… 377
中小尺度天气系统 …… 204
中心式火山 …… 997
中心式喷发 …… 995
中心锥坑* …… 54
中心锥盆地 …… 54
中新世 …… 665
中新统 …… 742
中性层* …… 195
中性关系 …… 526
中性海岸 …… 168
中性淋溶学说* …… 304
中性稳定 …… 214
中性岩 …… 446
中性褶皱 …… 828
中压变质相系* …… 500
中亚地洼区 …… 918
中亚地域人种* …… 645
中亚期地洼区 …… 915
中央变位线* …… 878
中央泛大陆超级地幔柱链* …… 897
中央构造线活动断裂系 …… 970
中央裂谷 …… 891
中央造山带* …… 869
中雨 …… 200
中元古代 …… 661
中元古代大冰期 …… 355
中元古界* …… 661
中源地震 …… 980
中岳运动 …… 1011
中陨铁* …… 68
中震 …… 976
中子星 …… 21
终点湖* …… 278
终极侵蚀基准面 …… 270
终碛 …… 361
终碛堤 …… 363
终碛盆地* …… 363
终止现象 …… 656
钟乳石 …… 295
钟乳状集合体 …… 407
肿鼻角龙 …… 588
肿笔石 …… 561
肿骨大角鹿 …… 598
肿肋龙亚目 …… 573
肿缩构造 …… 848
肿头龙 …… 587
肿头龙科 …… 587
肿头龙类 …… 587
种* …… 520
种本名 …… 521
种加词 …… 521
种名 …… 521
种群 …… 245
种群动态模型 …… 245
种群自然调节* …… 245
种子蕨植物门 …… 600
种族* …… 639
重荷模* …… 482
重荷铸型* …… 482
重脚目* …… 596
重金属泥* …… 181
重晶石 …… 435
重矿物 …… 476
重力 …… 136
重力波(地物) …… 154
重力波(气象学) …… 213
重力测量 …… 984
重力测量学 …… 137
重力常数* …… 137
重力场 …… 137

重力场强度* …… 137
重力场学* …… 136
重力单位 …… 138
重力等势面* …… 137
重力等位面 …… 137
重力地貌 …… 268
重力地质作用 …… 254
重力堆积物 …… 773
重力分异假说 …… 10
重力分异说 …… 96
重力分异作用* …… 448
重力构造 …… 840
重力滑动构造 …… 841
重力滑覆* …… 841
重力活塞取样管 …… 187
重力加速度 …… 137
重力均衡校正 …… 139
重力均衡异常 …… 139
重力扩展构造 …… 840
重力取样管 …… 187
重力失稳说* …… 891
重力水沉积 …… 294
重力学 …… 136
重力异常场 …… 138
重圈 …… 6
重砂矿物 …… 406
重石英* …… 74
重碳钠盐* …… 438
重同位素 …… 114

zhou

舟形贝 …… 556
舟状海盆* …… 174
周陂运动 …… 1015
周边波 …… 156
周岗组* …… 686
周口店第十五地点文化 …… 638
周口店动物群 …… 755
周口店阶 …… 757
周口店期 …… 753
周口店组 …… 761
周立三 …… 1039
周明镇 …… 1045
周年分量 …… 136
周期性* …… 865
周期性岩溶泉 …… 293
周日视运动 …… 9
周廷儒 …… 1038
周缘盆地 …… 473
周赞衡 …… 1030
轴次* …… 392
轴单位比* …… 394
轴对称岩组* …… 849
轴管珊瑚 …… 533
轴迹 …… 827
轴角 …… 394
轴隆* …… 827
轴率 …… 394
轴面面理 …… 844
轴面劈理 …… 846
轴面片理 …… 847
轴平面* …… 826
轴伸长 …… 822
轴压扁 …… 822
轴缘坳陷 …… 861
肘状双晶* …… 398
帚状构造 …… 942
帚状节理 …… 845
帚状褶皱 …… 832
宙 …… 650
皱纹珊瑚目 …… 531
皱纹线理 …… 848

zhu

朱龙关群 …… 679
朱鲁木特组 …… 711
朱森 …… 1034
朱砂* …… 415
朱庭祜 …… 1031
朱夏 …… 1047
朱显谟 …… 1042
朱祖祥 …… 1043
侏罗纪 …… 664
侏罗山构造 …… 874
侏罗山式褶皱* …… 831
侏罗系 …… 727
珠蚌 …… 538
珠宝玉石学* …… 88
珠江三角洲平原 …… 234
珠角石 …… 540
珠角石亚纲 …… 539
珠穆朗玛群 …… 684
珠胚节石目 …… 543
珠斯楞组 …… 711
诸暨组* …… 730
猪背山 …… 266
蛛网珊瑚 …… 533
蛛形纲 …… 550
潴育层* …… 317
潴育化作用 …… 305
竹节虫目 …… 551
竹节石 …… 543
竹节石纲 …… 543
竹节石目 …… 543
竹叶状灰岩 …… 490
竺可桢 …… 1030
主导构造体系 …… 936
主地震法* …… 156
主动大陆边缘* …… 889
主动活化* …… 913
主动盘 …… 834
主动型裂谷* …… 892
主动褶皱 …… 829
主锋 …… 211
主干断裂 …… 941
主观异名 …… 522
主节理 …… 845
主矿物 …… 130
主量元素 …… 109
主流线 …… 272
主体硅酸盐地球* …… 126
主喜马拉雅断裂 …… 872
主星序 …… 20
主序星 …… 20
主旋回 …… 903
主要矿物 …… 445
主要生物扰动者 …… 516
主应变 …… 822
主应变轴 …… 822
主应力 …… 820
主应力轨迹线 …… 949
主应力交汇法 …… 951
主应力轴 …… 821
主震 …… 972
主震型地震 …… 980
注入混合岩 …… 509
注入作用 …… 499
驻波运动 …… 929
柱 …… 396
柱硼镁石 …… 433
柱珊瑚亚目 …… 531
柱状节理 …… 451
柱状取样管* …… 187
柱状取样器 …… 187
铸型*(沉积) …… 483
铸型 (古生物) …… 519

zhua

抓斗 …… 186
爪兽亚目 …… 597
爪哇猿人 …… 627

zhuan

专门地貌图 …… 262
专属经济区 …… 189
砖红壤 …… 315
砖红壤化作用 …… 324
砖红壤性红壤 …… 315
砖红土 …… 323
砖红土型风化壳 …… 253
砖红物质 …… 324
转变双晶* …… 398
转动极* …… 891
转换边界 …… 886
转换波 …… 154
转换断层 …… 888
转换断层类型 …… 888
转换构造域 …… 906
转换拉张 …… 839
转换压缩 …… 839
转位构造 …… 481
转移效率* …… 247
转折端 …… 827

zhuang

壮龙科 …… 586
壮龙亚科 …… 586
壮年期 …… 263
壮年期地形土壤 …… 325
壮年期岩溶* …… 285
状态曲线* …… 214
撞击残留物 …… 71
撞击构造 …… 72
撞击坑永久阴影区 …… 57
撞击盆地 …… 72
撞击事件界面碳同位素突变 …… 74
撞击事件界面氧同位素突变 …… 74
撞击诱发大火 …… 74

zhui

追踪断层 …… 833
追踪断裂* …… 946
追踪节理 …… 844
椎模 …… 483
锥 …… 396
锥叠层石 …… 601
锥辉石* …… 425
锥石亚纲 …… 531
锥形沙丘* …… 282
锥叶蕨 …… 603
坠积物* …… 773
坠落陨石 …… 66
坠石 …… 364

zhun

准层序* …… 658
准层序组* …… 658
准地槽 …… 860
准地台 …… 859
准噶尔地块(波浪) …… 932
准噶尔地块(大地) …… 868
准噶尔地洼区 …… 917
准噶尔界山波峰带 …… 931

准噶尔盆地 …… 871
准噶尔翼龙 …… 590
准噶尔褶皱系 …… 908
准晶体 …… 391
准静止锋* …… 211
准平原 …… 270
准平原化作用 …… 270
准平原学说 …… 269
准入代换* …… 404
准石燕 …… 557
准石质接触界面 …… 309
准同生变形构造 …… 481
准同生作用 …… 473
准弯曲褶皱作用 …… 829
准岩浆型火山喷发 …… 995
准周期 …… 162

zhuo

卓兰组 …… 764
卓木巴斯套组 …… 711
桌礁 …… 174
桌状山 …… 267
桌子山组 …… 701
浊沸石 …… 432
浊沸石相 …… 500
浊积扇沉积 …… 472
浊积物 …… 178
浊积相 …… 472
浊流 …… 464
浊流侵蚀作用 …… 259

zi

资阳人 …… 633
资阳组 …… 767
资中龙 …… 581
子体同位素 …… 114
籽晶* …… 392
梓门桥石灰岩* …… 714
梓门桥组 …… 714
紫金山彗星* …… 81
紫硫镍矿 …… 414
紫硫镍铁矿* …… 414
紫色土 …… 316
紫色土古土壤分布带 … 332
紫水晶* …… 418
紫松阶 …… 717
紫苏花岗岩 …… 510
紫苏辉石* …… 425
紫苏辉石球粒陨石 …… 69
紫苏辉石无球粒陨石 …… 69
紫苏斜长花岗岩 …… 510
紫外辐射 …… 197
紫阳阶 …… 703
自爆发活动 …… 992
自变质作用 …… 498
自成土 …… 315
自动气候站 …… 193
自动气象站 …… 193
自动刹车机制* …… 954
自发晶核* …… 392
自发裂变 …… 116
自返式采样器 …… 186
自返式取样管 …… 187
自间隙缺陷* …… 853
自然铋 …… 411
自然铂 …… 411
自然大区 …… 229
自然带 …… 229
自然堤 …… 273
自然堤沉积物 …… 773
自然地带 …… 229
自然地理过程 …… 229
自然地理结构 …… 229
自然地理学 …… 227
自然地区 …… 229
自然地域分异规律 …… 230
自然电场 …… 143
自然调节 …… 245
自然对流* …… 210
自然锇 …… 411
自然铬 …… 411
自然汞 …… 411
自然环境* …… 230
自然金 …… 411
自然景观 …… 231
自然历* …… 242
自然钌 …… 411
自然硫 …… 412
自然区划图 …… 230
自然锑 …… 411
自然铁 …… 411
自然铜 …… 411
自然土壤 …… 299
自然土壤剖面 …… 306
自然物候 …… 245
自然硒 …… 412
自然选择 …… 524
自然亚地区 …… 230
自然铱 …… 411
自然银 …… 411
自然元素矿物 …… 411
自然综合体 …… 228
自色 …… 409
自生矿物 …… 476
自碎火成角砾岩 …… 462
自碎角砾熔岩* …… 462
自碎结构 …… 453
自行 …… 34
自形晶 …… 452
自形粒状结构* …… 452
自形褶皱 …… 831
自旋回 …… 660
自养生物* …… 513
自由大气 …… 194
自由对流 …… 210
自由对流高度 …… 215
自由空间校正* …… 138
自由空间异常* …… 138
自由空气校正 …… 138
自由空气异常 …… 138
自由曲流 …… 273
自由位错 …… 853
自由章动* …… 136
自游生物* …… 526
自治活化 …… 913
自重湿陷量 …… 340
自重湿陷系数 …… 340
自重湿陷性黄土 …… 340
自转极* …… 2

zong

综合地层型* …… 649
综合构造剖面图 …… 820
综合古生态学 …… 512
综合柱状剖面图 …… 654
综合自然地理学 …… 227
综合自然区划 …… 228
棕红壤 …… 315
棕榈树构造* …… 839
棕榈状石笋 …… 295
棕壤 …… 316
棕壤型古土壤 …… 336
棕色人种 …… 642
棕色石灰土 …… 315
鬃岗地形 …… 272
宗浦群* …… 740
宗浦组 …… 740
宗山组 …… 735
总分配系数 …… 110
总辐射 …… 198
总滑距* …… 834
总科* …… 519
总目* …… 519
总鳍鱼亚纲 …… 565
总湿陷量 …… 340
总输沙量 …… 257
总星系 …… 15
总应变* …… 824
总蒸发 …… 379
纵波 …… 153
纵断层* …… 833
纵谷 …… 267
纵节理 …… 845
纵弯褶皱* …… 829
纵弯褶皱作用 …… 829
纵向构造置换 …… 817
纵向海岸 …… 168
纵向沙垄 …… 281
纵协和函数* …… 955
纵型枝 …… 604

zou

走滑断层* …… 838
走滑挤压作用* …… 839
走滑拉分盆地 …… 473
走滑拉张作用* …… 839
走蛟* …… 268
走时 …… 976
走时表 …… 976
走时差 …… 976
走时曲线 …… 976
走向断层 …… 833
走向滑动断层 …… 838
走向滑距* …… 834
走向节理* …… 845
走向离距 …… 835
走向迁移* …… 858

zu

足迹 …… 515
阻塞高压 …… 202
阻滞生长* …… 249
组 …… 652
组构 …… 850
组构要素 …… 850
组构轴* …… 849
组合 …… 523
组合带 …… 652
组合结构要素 …… 819
祖母绿* …… 424

zuan

钻井柱状剖面图 …… 654
钻孔 …… 515
钻孔加深法 …… 950
钻孔岩溶揭露率* …… 284
钻孔遗迹相 …… 517

zui

最大地震 …… 985
最大概率地震 …… 985
最大海泛面 …… 659
最大湖泛面* …… 659
最大剪应力* …… 820
最大可信地震 …… 985
最大有效力矩准则 …… 823

最低含氧层* …… 163
最低气温 …… 200
最高气温 …… 200
最佳拟合圆* …… 851
最密区* …… 851
最适者生存* …… 524
最小含氧层 …… 163
最优感应方向 …… 144
最早骨骼化石 …… 514
醉猿 …… 617

zun

遵化岩群 …… 670

zuo

左形 …… 395
左旋 …… 942
左右对映形 …… 395
左镇人 …… 634
佐川旋回 …… 1025
佐川运动 …… 1026
佐治亚石 …… 74
作物气象 …… 218
作物生长期 …… 222
作物-天气分析模式 …… 219
座延羊齿 …… 603

其他

1:1 型矿物* …… 319
2:1 型矿物* …… 320
3K 微波背景辐射 …… 14
Ⅰ型不整合* …… 658
Ⅰ型层序界面 …… 657
Ⅰ型富集地幔 …… 101
Ⅰ型碳质球粒陨石 …… 69
Ⅱ型不整合* …… 658
Ⅱ型层序界面 …… 658
Ⅱ型碳质球粒陨石 …… 69
Ⅲ型碳质球粒陨石 …… 69
a 线理 …… 848
a 型褶皱* …… 831
a-滑移(面)* …… 400
b 线理 …… 848
b 型褶皱* …… 831
b-滑移(面)* …… 400
c-滑移(面)* …… 400
d-滑移(面)* …… 400
e 过程 …… 77
n 值 …… 309
n-滑移(面)* …… 400
p 过程 …… 77
pH-E_h 相图 …… 107
pH 值 …… 107
pTt 轨迹 …… 495
r 过程 …… 77
s 过程 …… 77
x 过程 …… 77
A 层* …… 305
A 型俯冲带* …… 888
A 型俯冲作用 …… 890
A 型花岗岩 …… 458
A 型火山地震 …… 979
A 型南猿* …… 621
A 型线理* …… 848
A 型褶皱 …… 831
ABO 血型系统* …… 641
ACF 图解 …… 496
AFM 图解 …… 497
AKF 图解 …… 497
A′KF 图解* …… 497
A 心格子* …… 399
B 层* …… 305
B 构造岩 …… 850
B 型俯冲带* …… 888
B 型俯冲作用 …… 890
B 型火山地震 …… 979
B 型线理* …… 848
B 型褶皱 …… 831
B_2FH 假说 …… 76
B∧B′构造岩 …… 850
B⊥B′构造岩* …… 850
B 心格子* …… 399
C 层* …… 305
Cl 碳质球粒陨石元素丰度 …… 78
CDT …… 123
C-C 区 …… 180
C 格子* …… 399
C 心格子* …… 399
*C-M** …… 477
C-M 图像 …… 477
^{14}C 法* …… 121
^{14}C 年代学 …… 116
D/O 事件* …… 752
D/O 旋回* …… 752
Diego 血型系统* …… 641
Duffy 血型系统* …… 641
DUPAL 异常 …… 124
D 层* …… 305
D 节理* …… 845
E-极化 …… 143
F 格子* …… 399
G 波* …… 154
G 层* …… 306
G.P. 区* …… 405
H-极化* …… 143
I 波 …… 156
I 型断裂体系 …… 921
I 型花岗岩 …… 458
I 格子* …… 399
J 波 …… 156
K 波 …… 156
K 层* …… 306
Kidd 血型系统* …… 641
K 层电子捕获 …… 116
L 波* …… 154
L 构造岩 …… 850
L 节理* …… 845
Lg 波 …… 156
M 域* …… 847
M 间断面* …… 6
M 型花岗岩类 …… 458
MNSs 血型系统* …… 641
NBS-28 …… 123
N 型断裂体系* …… 922
O 层* …… 306
PDB …… 123
P 波* …… 153
P 型南猿* …… 621
PL 波 …… 155
P 格子* …… 399
Q 域* …… 847
QF 域* …… 847
Q 节理* …… 845
R 波* …… 154
R 层* …… 305
R 构造岩 …… 850
R 古红土 …… 322
R 古红土地理分布 …… 322
Rg 波 …… 156
Rh 血型系统* …… 641
R 格子* …… 399
S 波* …… 153
S 构造岩 …… 849
S 节理* …… 845
S 形反射结构 …… 657
S 形斜交形复合反射结构 …… 656
S 型花岗岩 …… 458
S-C 构造 …… 852
S-C 面理* …… 852
SL 构造岩 …… 850
SLAP …… 123
SMOW …… 122
T 相 …… 155
U 系同位素热电离质谱 …… 129
U 形谷* …… 362
(U-Th)/He 法* …… 118
UT_0 世界时* …… 38
UT_1 世界时* …… 38
UT_2 世界时* …… 38
^{234}U 法* …… 119
V 型地裂缝 …… 982
V 型断裂体系* …… 921
V 字型法则 …… 92
V 字形定律 …… 92
X 节理* …… 845
X 射线源 …… 15
X 型断裂体系 …… 921
X 型构造* …… 941
Y 型断裂体系 …… 921
Z 型断裂体系 …… 921
α 衰变 …… 115
α 过程 …… 77
α 相* …… 67
β 衰变 …… 115
β 图解 …… 851
γ 衰变 …… 116
γ 射线暴 …… 15
γ 相* …… 67
δ 型碎斑系 …… 852
δ 值 …… 121
η 型构造* …… 942
λ 型构造* …… 941
μ 值 …… 118
ν 型构造* …… 942
ξ 型构造* …… 938
π 图解 …… 851
π 圆 …… 851
σ 型碎斑系 …… 852
Φ 值 …… 476