

绪论



模块导入

古桥为何屹立千年而不倒?摩天大楼为何直入云霄而不倾?这些身边的工程实例告诉我们,工程与地质学息息相关,从土质的选择,到地基、基础的建造,再到地质灾害的防治,地质学与工程互相渗透,形成一门新的学科——工程地质学。

0.1 地质学和工程地质学概述



0.1.1 地质学概述

地质学是关于地球的物质组成、内部构造、外部特征、各层圈之间的相互作用和演变历史的知识体系,是研究地球及其演变的一门学科。

工程地质与水文地质地质学与人类的生活和生产联系密切,地球是人类生活的舞台,是生产和科学研究的基地,了解和掌握地球,特别是地壳的特点及其活动规律是极其重要的。为了开发利用地下资源及改善和利用地球环境,解决人类社会中的实际问题,随着科学技术的发展,地质学的研究领域也在不断扩大,形成了既有理论意义又有生产应用价值的各分支学科。地质学的应用分支学科可分为两大类:一类是与资源相关的应用分支学科,如矿床学、煤田地质学、石油地质学等;另一类是与人类生活环境和灾害防护相关的分支学科,如工程地质学、水文地质学、环境地质学、灾害地质学等。



0.1.2 工程地质学概述

工程地质学是研究与人类工程建设等活动有关的地质问题的学科。其研究目的是查明建设地区或建筑场地的工程地质条件,预测和评价可能发生的工程地质问题及对建筑物或

地质环境的影响,提出防治措施,以保证工程建设的正常进行。

1. 工程地质学的发展历程

工程地质学产生于地质学的发展和人类工程活动经验积累的过程中。17 世纪以前,许多国家成功地建成了至今仍享有盛名的伟大建筑物,但那时人们在建筑实践中对地质环境的考虑,完全依赖于建筑者个人的感性认识。17 世纪以后,由于产业革命和建设事业的发展,出现并逐渐积累了关于地质环境对建筑物影响的文献资料。第一次世界大战结束后,整个世界开始进入大规模建设时期。1929 年,奥地利的太沙基出版了世界上第一部《工程地质学》;1937 年,苏联的萨瓦连斯基出版了《工程地质学》。20 世纪 50 年代以来,工程地质学逐渐吸收了土力学、岩石力学和计算数学中的某些理论与方法,完善和发展了本身的内容和体系。在我国,工程地质学的发展基本上始于 20 世纪 50 年代。我国工程地质学家谷德振在岩体稳定性问题中提出的结构控制论及我国学者刘国昌在区域工程地质方面的研究,都对工程地质学的发展做出了重要的贡献。

2. 工程地质学的研究内容

工程地质学为工程建设服务,其研究内容主要包括以下三个方面:

(1)工程岩土学。工程岩土学主要研究岩土体的工程性质及其在自然或人类活动影响下的变化规律。

(2)工程地质分析。工程地质分析主要研究工程活动与地质环境相互制约的主要形式,即工程地质问题。通过分析这些问题产生的地质条件、力学机制及其发展演化规律来正确评价和有效预防、消除其不良影响。

(3)工程地质勘察。工程地质勘察主要是查明工程地质条件,并研究查明工程地质条件的方法和手段。

3. 工程地质学的分类

由于各类工程建筑物的结构和作用及其所在空间范围内的环境不同,因此可能发生和必须研究的地质作用和工程地质问题往往各有侧重。据此,工程地质学又常分为水利水电工程地质学、道路工程地质学、采矿工程地质学、海港和海洋工程地质学、城市工程地质学等。

0.2 工程地质的内容

工程地质学的任务决定了它的研究内容,归纳起来主要有以下几部分:

(1)工程岩土学。工程岩土学主要研究岩土体的工程性质及其在自然或人类活动影响下的变化规律。

(2)工程地质分析。工程地质分析主要研究工程活动与地质环境相互制约的主要形式,即工程地质问题。通过分析这些问题产生的地质条件、力学机制及其发展演化规律,以便正确评价和有效预防及消除其不良影响。

(3)工程地质勘察。工程地质勘察主要是查明工程地质条件,并研究查明工程地质条件的方法和手段。

0.3 工程地质在工程建设中的作用

大量的国内外工程建设实践证明,工程地质工作做得好,设计、施工就能顺利进行,建筑物的安全运营就有保证。相反,对工程地质工作忽视或重视不够,使一些严重的地质问题未被发现或发现了而未进行可靠的处理,都会给工程带来不同程度的影响,轻则修改设计方案、增加投资、延误工期,重则使建筑物完全不能使用或埋下隐患。

0.3.1 国外案例

1. 加拿大特朗斯康谷仓

加拿大特朗斯康谷仓南北长为 59.44 m,东西宽为 23.47 m,高为 31.00 m,容积为 36 500 m³,基础为钢筋混凝土筏板基础,厚为 0.61 m,埋深为 3.66 m。谷仓于 1913 年秋建成,自重 20 000 t,相当于装满谷物后总重的 42.5%。1913 年 9 月装谷物,装至 31 822 m³时,发现谷仓 1 h 内竖向下沉 30.5 cm,并向西倾斜,24 h 后谷仓倾倒。此时谷仓西侧下陷 7.32 m,东侧抬高 1.52 m,整体倾斜 27°,如图 0-1 所示。造成此倾倒事故的原因是前期未对谷仓建筑场地进行工程地质勘察,设计时采用邻近建筑地基的承载力(352 kPa)作为该谷仓地基的承载力。事后经工程地质勘察发现,该谷仓基础之下埋藏有厚达 16 m 的高塑性淤泥质黏土层,其承载力为 193.8~276.6 kPa,而谷仓加载后基础底面上的平均荷载达到 329.4 kPa。基底压力远远超过了地基的极限承载力(276.6 kPa),致使地基因强度遭到破坏而发生滑动。



图 0-1 加拿大特朗斯康谷仓的地基滑动

2. 马尔帕塞双曲薄拱坝

马尔帕塞双曲薄拱坝于 1952 年开工,1954 年建成,最大坝高 66 m。初期蓄水缓慢,1959 年 7 月检测出坝和坝基位移偏大,同年 12 月初,库水位因连降大雨而上升近坝顶,12 月 2 日 21 时 10 分,大坝突然溃决,造成 500 余人死亡和失踪,财产损失达 300 亿法郎。

马尔帕塞坝是当时的拱坝建筑史上唯一在瞬时几乎全部被破坏的拱坝,它引起了各国坝工界的极大重视。法国政府曾三次组织调查委员会进行失事后的调查、鉴定,并由法院进行审理。单纯地从地质情况来看,该坝在施工之前,只在河床内打了两个勘探钻孔(孔深分



别为 10.4 m 和 25.0 m),而对两岸坝座的岩体质量没有加以重视,仅凭有限的几个天然岩石露头就做出判断,足见没有对这座拱坝的地质条件进行认真查勘和研究。从失事后的出露岩层可以看出,坝的基础底面并没有开挖到良好岩层,而是在强风化层下的弱风化层上限附近(施工开挖记录表明进入弱风化层约 1 m)。总之,该坝坝址的地质,尤其是左岸坝基岩体质量很差。

马尔帕塞坝失事后,全世界正在施工的几十座拱坝受到重大冲击,一时纷纷停工,重新勘察和研究,重新进行坝座安全性的评估,之后有的补强加固,有的修改设计,有的甚至改变坝型或终止施工。

3. 瓦依昂高拱坝

意大利的瓦依昂高拱坝(见图 0-2),是当时世界上最高的一座拱坝(262 m),由著名坝工专家西门扎设计,1956 年 10 月开始坝基开挖,1959 年底完成混凝土浇筑,同年 12 月,法国马尔帕塞坝失事后,为应对坝肩上部两岸岩体内裂隙发育,在奥地利岩土专家缪勒和巴契尔(F. Pacher)的指导下,工程采用预应力钢索锚固岩体。1963 年 10 月 9 日,水库左岸山体突然发生大范围坍滑,滑坡体将水库堵塞,淤积体高出库水面 150 m,致使水库报废。当时涌浪高达 250 m,漫过坝顶,破坏了河谷内的一切设施,共计死亡 1 925 人。这次事故对地质人员来说是一次沉痛的教训,其中地质勘探不充分和对地质条件的评估失误是失事的主要原因。

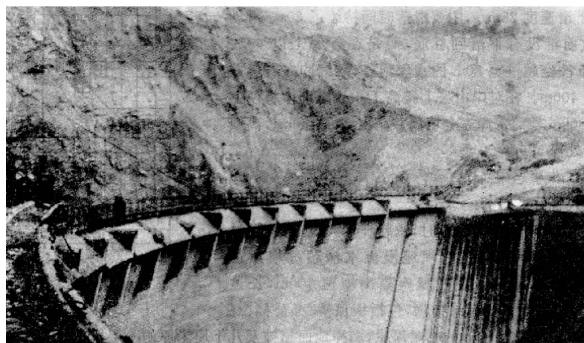


图 0-2 意大利的瓦依昂高拱坝



0.3.2 国内案例

成(都)昆(明)铁路沿线的新构造运动十分强烈,其中约 200 km 的地段位于八九度地震烈度区,因此地质构造极为复杂。沿线区域内地形险峻,大断裂纵横分布,岩层破碎严重,加之雨量充沛,山体不稳,各种不良地质现象十分发育。中央和铁道部对成昆线的工程地质勘察十分重视,提出了地质选线的原则,动员和组织全国的工程地质专家与技术人员进行大会战,并多次组织相关的专家学者及技术人员进行现场考察和研究,解决了许多工程地质难题,保证了成昆铁路顺利建成通车。

相反,新中国成立初期修建的宝(鸡)成(都)铁路,受限于 20 世纪 50 年代初期的设计水平,对工程地质条件认识不足,致使线路的某些地段质量不高,给施工和运营带来了很大的困难。宝成铁路上存在的路基冲刷、滑坡和泥石流问题给人们留下了深刻教训。又如新中

国成立前修建的宝(鸡)天(水)铁路,由于当时根本不重视工程地质工作,开挖了许多高陡路堑,导致了大量崩塌、滑坡、泥石流现象的发生,使线路无法正常运营,该线路也因此被称为西北铁路线上的“盲肠”。

由此可见,为保证工程的正常施工、运行和生命财产的安全,工程地质学的任务是非常重要的,它已成为工程建设中不可缺少的一个重要组成部分。随着我国经济建设的日益发展和科学技术的进步,工程建设的规模越来越大,数量也越来越多,如数十千米长的隧道、数百米高的高楼大厦、数百米高的露天采矿场边坡、复杂如二滩和三峡水利枢纽工程等所谓“长隧道、深基坑、高边坡”巨型重大工程,它们的建设与工程地质的关系更趋密切。鉴于工程地质对工程建设的重要作用,我国规定任何工程建设必须在进行相应的地质工作、提出必要的地质资料的基础上,才能进行工程设计和施工作业。

0.4 工程地质的发展与工程地质学展望

0.4.1 工程地质的发展

20 世纪 30 年代初,苏联开展了大规模的国民经济建设,这促使了地质学与建筑工程科学的相互渗透,工程地质学由此作为一门独立学科而诞生了。1932 年在莫斯科地质勘探学院成立了由萨瓦连斯基领导的工程地质教研室,培养工程地质专业人才,并由此奠定了工程地质学的理论基础。与此同时,欧美国家中的工程地质工作也有所开展,但它是附属于土木建筑工程的,并未成为独立完整的科学体系,主要是对一般地质构造和地质作用与工程建设关系进行研究。

我国于 1952 年成立地质矿产部,设立水文地质工程地质局。同时,水利、铁道、运输等部门相继设立工程地质处或勘测队。同年成立北京地质学院、长春地质学院并设立水文地质工程地质专业。1956 年地质矿产部、中国科学院设立水文地质工程地质研究所。

1979 年,全国工程地质大会在苏州召开,成立中国工程地质专业委员会。1989 年,全国地质灾害研究会成立,并办有专门的学报。这个全国性学术组织以工程地质学家为主体,专门从事地质灾害的形成机制、时空分布规律、预测预报、预防对策和治理措施等方面的研究。

经过了 50 多年的发展,工程地质学已作为一门独立的科学体系逐渐完善,成为具有多个分支学科的综合性学科。从当今的发展趋势看,现代工程地质学的重点发展分支是环境工程地质、矿山工程地质、地震工程地质、海洋工程地质等。工程地质学的发展前景广阔,它将不断地充实和成熟,为人类做出更大的贡献。

0.4.2 工程地质学的展望

1. 国际工程地质学的展望

从世界范围看,工程地质研究继续由发达国家向发展中国家扩展。发展中国家的各类工程建设将以前所未有的规模和速度发展着,各种不同复杂程度的地质环境将向工程地质



学家提出许多研究课题,也要求工程地质勘查技术手段不断创新和改进。由于岩石圈、大气圈、生物圈各层圈之间相互作用影响着,它们又具有全球观念,所以势必促使工程地质学家们从全球演化的角度来研究工程地质特征的多样性以及各层圈对工程地质条件的影响,进行全球性的工程地质研究和对比。作为地学分支的工程地质学与工程科学、环境科学以及地球科学的其他分支学科关系密切,所以工程地质学与各相关学科更好的交叉和结合能够促进基本理论、分析方法和研究手段等各方面不断更新和前进,进而使工程地质学的内涵不断变化,外延不断扩展。此外,工程地质学必将融入现代数理化、计算机科学、空间科学及材料科学等更多的新鲜知识,以保证在未来的信息世界里工程地质学的适应性。

2. 我国工程地质学的展望

在 21 世纪上半叶,根据我国的发展战略,将大大提高综合国力,加速现代化建设。为保持较快的稳步发展速度,在能源、交通、现代城市化和矿产资源开发方面将要有更大、更快发展。同时,为了实施可持续发展战略,要重视环境保护,加强自然灾害的防治。我国的工程地质学应重点解决好环境工程地质、灾害防治等方面的问题以及复杂地质体建模理论技术、崩滑地质灾害发生机理等工程地质方面的理论与技术的发展。

今后工程地质学的主要任务是研究并解决以下问题:

- (1)环青藏高原浅表层动力学条件及其环境效益。
- (2)深埋长大隧道灾害地质问题评价及预测。
- (3)地下开挖的地面地质效应研究。
- (4)流域开发及重大工程建设(前期、后期)的环境地质效应评价。
- (5)城市及重大工程建设区环境地质信息系统及防灾减灾决策支持系统。
- (6)沿海地区海面上升对地质环境的影响研究。
- (7)城市垃圾卫生填埋处置的环境地址效应分析。
- (8)核电站选址及中—低放射性核废料处置的环境地质效应研究。

今后工程地质学应重点发展的理论与技术有:

(1)复杂地质体的建模理论与技术研究,深化开挖卸荷条件下节理岩体的力学响应及其地质—力学模型、深埋条件下岩溶介质的地质—(水动)力学模型和强震条件下水—岩力学作用模型及工程岩体稳定性的研究工作。

(2)崩滑地质灾害发生机理及其非线性评价预测理论,加强灾害性地质过程的非线性及全息预报系统理论研究。即以系统工程和信息工程理论为基础,针对地质体结构和信息源的复杂性,充分考虑地质体可能发出的各种信息,采用信息工程理论对多源复杂信息进行加工处理,再将传统的确定性预测方法和处理复杂系统与探索复杂性的非线性理论有机结合,建立灾害性地质过程的全息预报系统理论。

(3)新一代地质灾害评价与防治理论—地质灾害过程模拟与过程控制,全过程动态模拟的主攻关键问题是复杂地质结构体的三维描述、基于复合材料的复杂介质体结构模型、崩滑地质灾害全过程的数学—力学描述及结构关系(重点是大变形描述理论和变形耦合理论)、全过程模拟的数学力学算法,关键是三维算法及其数据结构、治理工程的模拟及动态优化理论和全过程模拟的成本成像技术。

(4)高精度工程地质解释系统,基本构架包括三维地质数据库管理系统,二维和三维地质资料分析处理及成图,人机联作数据—图形分析处理系统,高精度层析成像技术和高精度

定量分析预测技术。

(5)灾害评价与预测的 3S 技术,3S 手段特别适用于区域地质灾害及地质环境的评价与管理决策,这方面研究在国内外地学研究领域中尚属起步阶段。3S 技术核心是地理信息系统 GIS,在环境工程地质领域,GIS 技术应用于空间环境、灾害、工程地质信息系统及数字制图,建立地质环境质量综合评价与管理系统以及建立地质灾害动态监测、评价与空间预测系统。综上所述,随着人类工程建设事业以及有关的科学理论和技术的迅速发展,工程地质研究不仅在广度上在开辟新的、更加广阔的领域,在深度上也将进入一个新的境界,而且工程地质学理论也将会与有关的学科理论相联系、交叉,形成新的独立学科。

思维拓展

- (1)工程地质学的主要研究内容是什么?
- (2)谈谈你身边应用工程地质学的例子。

模块 1

地球和地质作用



模块导入

地球是我们赖以生存的家园,而工程是我们改造家园的手段和途径。在改造地球的过程中,了解地球,懂得相关的地质作用就显得尤为重要。

1.1 地球概述

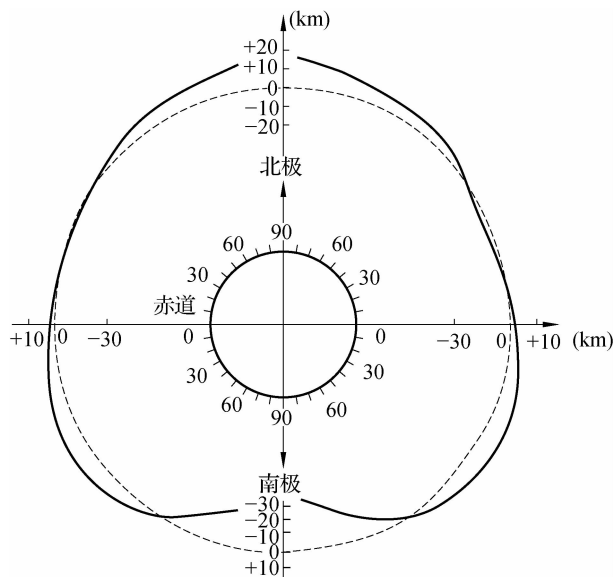


图 1-1 地球的形状

地球是宇宙中绕着太阳旋转的椭圆形球体,根据卫星轨道分析发现地球并不是一个标准的旋转椭球体,其外形呈梨形(见图 1-1),赤道半径为 6 378.160 km,极半径为 6 356.755 km,平均半径为 6 371.229 km。北极突出 18.9 km,南极凹进约 30 km,中纬度在北半球凹进、在南半球凸出。地球表面是高低不平的,而且差距较大,大致可以划分为大陆和海洋两部分,其中,海洋面积占 70.7%,陆地面积占 29.3%。大陆平均高出海平面 0.86 km,海底平均低于海平面 3.7 km。

1.2 地球的圈层

地球是一个演化的行星,从一个原始物质均一的球体,经分异演化成为具有圈层构造的行星。地球的圈层分为外部圈层和内部圈层。外部圈层可进一步划分为三个基本圈层,即水圈、生物圈、大气圈;内部圈层也可进一步划分为三个基本圈层,即地壳、地幔和地核。

1.2.1 外部圈层

地球外部各圈层之间相互联系、相互制约,形成人类赖以生存和发展的自然环境,如图 1-2 所示。

1. 水圈

水圈是由地球表层水体构成的连续但不规则的圈层。水圈的水处于不间断的循环运动之中,它包括海洋、冰川、江河、湖泊、沼泽和地下水等。水在运动的过程中与地表岩石相互作用,促进了各种地质现象的发育,改变了地貌特征。

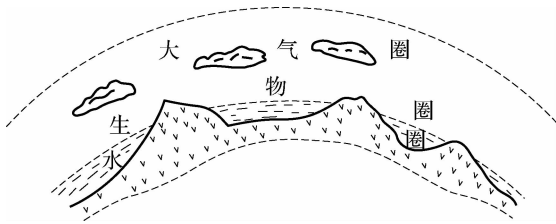


图 1-2 地球外部圈层构造

2. 生物圈

生物圈是地球表层生物及其生存环境的总称,生物包括动物、植物和微生物。生物圈占有大气圈的底部、水圈的全部和岩石圈的上部,它是大气圈、水圈和岩石圈相互渗透、相互影响的结果,是最活跃的圈层。生物在其生命活动过程中,通过光合作用、新陈代谢等方式产生一系列的生物地质作用,以改变地壳表层物质的成分和结构;同时生物的繁衍活动和遗体的堆积,也为形成有用矿物提供了物质基础。

3. 大气圈

大气圈包围着地球,它是由气体和悬浮物组成的复杂系统,它的主要成分是 N_2 和 O_2 , 提供生物需要的 CO_2 和 O_2 。它是地球自然环境的重要组成部分,对地貌形态的变化产生极大的影响。大气圈又划分为五个圈层,即对流层(厚度为 16~18 km)、平流层(从对流层顶到约 50 km 高空)、中间层(从平流层顶到约 85 km 高空)、热层(从中间层顶到 500~800 km 高空)、散逸层(从热层顶到外层空间)。风霜雨雪、云雾冰雹等天气变化多发生在对流层内,平流层中存在的大量臭氧可以强烈吸收太阳紫外线,对生物形成天然保护。

1.2.2 内部圈层

地球内部是由不同形态、不同物质的圈层构成的。由于人类对地球内部无法进行直接的观察,因此对地球内部圈层的划分主要是依据地震波在地球内部传播速度的变化情况。根据对地震资料的研究,发现地球内部地震波的传播速度在两个深度上做跳跃式变化,这种

现象反映出地球内部物质以这两个深度作为分界面(不连续面),上分界面被称为“莫霍界面”,下分界面被称为“古登堡界面”。根据这两个分界面,把地球内部构造分为地壳、地幔、地核三个圈层,如图 1-3 所示。各圈层的化学成分、密度、压力、温度等都各不相同,它们组成同心圆的圈层构造,同类物质大致在相同的深度。

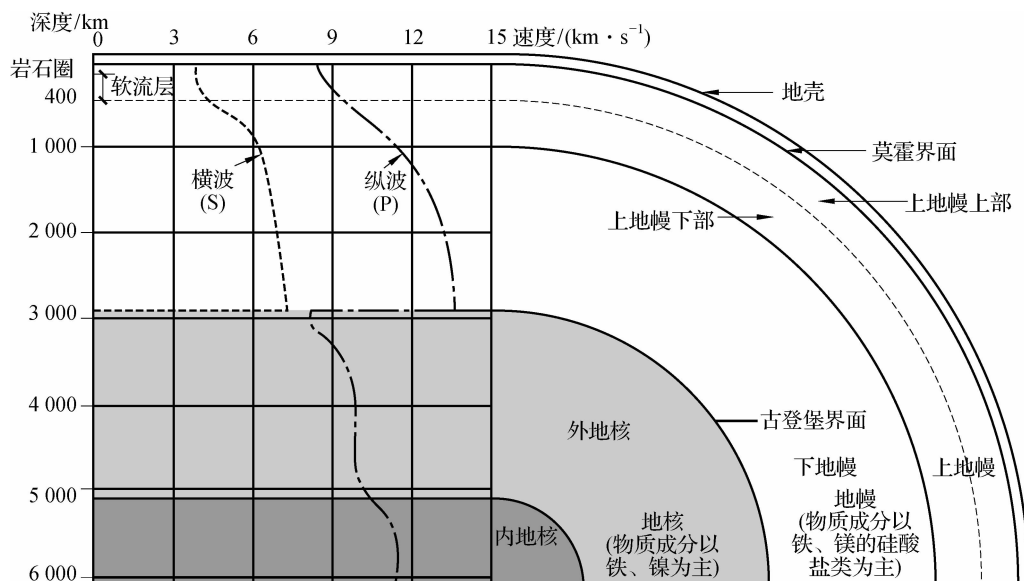


图 1-3 地震波速与地球内部构造的关系

1. 地壳(0~33 km)

在地球形成初期,由于元素衰变、外界行星撞击等,地球的平均温度高达 2 000 °C,导致地球内部的大部分物质开始熔融,低熔点组分即较原始物质密度小者向上浮动,形成原始的地壳。地壳厚度极不均匀,大陆地壳的平均厚度为 33 km,我国青藏高原的地壳厚度达 70 km 左右。大洋地壳的平均厚度为 5~8 km。地壳约占地球体积的 0.5%,质量占地球质量的 0.8%。地壳由坚硬的岩层和岩层风化后所形成的土层组成。地壳的平均密度为 2.6~2.9 g/cm³。组成地壳的物质主要是地球中比较轻的硅镁和硅铝等物质。地壳的上层为硅镁层,相对密度为 2.6~2.7 g/cm³;地壳的下层为硅铝层,相对密度为 2.8~2.9 g/cm³。地壳最薄处约为 1.6 km(在海底海沟沟底处),而其最厚处则约为 70 km。地球形成至今有 45 亿~46 亿年的历史,其地壳部分则是后来才形成的。按地壳中所含放射性元素的衰减规律,目前测得的地壳年龄约为 38 亿年。人类的工程活动目前仍限制在地壳的范围之内。组成地壳的化学元素有百余种,但各元素的含量极不均匀,最主要的化学成分如表 1-1 所示。

表 1-1 地壳中主要化学元素的平均含量

元 素	地 壳		地 球
	克拉克、华盛顿(1924)	《科学美国人》(1970)	黎彤(1976)
氧 O	49.25	46.95	29.00
硅 Si	25.75	27.88	13.00
铝 Al	7.51	8.13	0.91
铁 Fe	4.70	5.17	32.00
钙 Ca	3.39	3.65	0.92
钠 Na	2.64	2.78	0.49
钾 K	2.40	2.58	0.083
镁 Mg	1.94	2.06	16.00
钛 Ti	0.58	0.62	0.084
氢 H	0.088	0.14	0.037
合 计	98.248	99.96	92.524

注:在国际上,把各种元素在地壳中的平均含量称为克拉克值(F. W. Clark, 美国分析化学家),克拉克值又称为地壳元素的丰度。前 8 种元素可用顺口溜记忆:养闺女,贴给哪家美。

2. 地幔(33~2 900 km)

地幔是介于地壳和地核之间的圈层,主要由铬、铁、镍、二氧化硅等物质组成。地幔约占地球体积的 83.3%,质量占地球质量的 67.8%,是地球的主体部分。根据地震波速的变化,地幔分为上地幔和下地幔。

上地幔的平均密度为 3.5 g/cm^3 ,上地幔的物质成分可能与陨石相当,它们是由含 Fe、Mg 多的硅酸盐矿物组成,其主要是橄榄质超基性岩石。在上地幔上部 60~250 km 存在一个由塑性物质组成的圈层,被称为软流层。按地热增温率推算,软流层的温度可达 $700 \sim 1\,300^\circ\text{C}$,是高温熔融的岩浆发源地。软流圈以上的固体圈层(包括地壳及软流圈以上的上地幔部分)为岩石圈,它具有刚性特性。岩石圈下因存在着温度高、塑性大的软流层而易于移动,地球表层的构造运动主要是在岩石圈范围内进行的。根据地质学中的板块构造学说,地壳是由若干块相互独立的巨大构造单元——“板块”组合而成的。这些巨大的板块被一些构造活动带和转换断层分割开来,彼此之间又分别以不同的速度向不同的方向在地幔软流层上缓慢漂移。目前认为,对全球构造的基本格局起主导作用的有六大板块,即太平洋板块、欧亚板块、美洲板块、非洲板块、大洋洲板块和南极洲板块。

下地幔在地表下 1 000~2 900 km,除硅酸盐外,主要由铁镁氧化物和硫化物组成,物质比重也明显增大,密度高达 5.1 g/cm^3 。一般认为,下地幔的化学成分与上地幔相似,物质呈固态,可能比上地幔含有更多的铁。

3. 地核(大于 2 900 km)

铁占地球质量的 $1/3$,铁的熔融和下沉形成地核。按地震波波速的分布,地核可分为外地核、内地核和过渡层三层。

(1)外地核。外地核在地表以下 2 900~4 642 km,据推测可能是液态的,主要由熔融状态的铁、镍混合物及少量硅、硫等轻元素组成,其平均密度约为 10.5 g/cm^3 。

(2)内地核。内地核的厚度约为 1 216 km,其主要成分是铁、镍等重金属及其氧硫化物,

平均密度约为 12.9 g/cm^3 , 又叫铁镍核心, 物质呈固体状态。

(3) 过渡层。过渡层位于内地核和外地核之间, 厚度约为 515 km , 物质状态从液态过渡到固态。

1.3 地球的物理性质

地球的物理性质反映了地球内部的物质组成和结构特征, 其物理性质主要如下:

1. 密度

地球的密度是地球的质量与体积之比。根据地震资料得知, 地球密度是随着深度的加深而增大的, 并且在地下若干深度处密度呈跳跃式变化。澳大利亚学者布伦推导的结果显示: 地壳表层的密度为 2.7 g/cm^3 , 地下 33 km 处为 3.32 g/cm^3 , 大约 2990 km 处密度由 5.56 g/cm^3 突增至 9.98 g/cm^3 , 至 6371 km 处达 11.51 g/cm^3 。

2. 重力

重力是指地球对物体产生的引力和该物体随地球自转而引起的惯性离心力的合力。在赤道地心引力最小, 离心力最大, 故重力值最小; 而在两极附近重力值最大。重力加速度的变化范围为 $g = 9.78 \sim 9.83 \text{ m/s}^2$ 。重力加速度在地表为 9.82 m/s^2 , 到下地幔的底部 (2900 km) 达到最大值 10.37 m/s^2 。在地核中重力加速度开始迅速减小, 到 6000 km 深度时为 1.26 m/s^2 , 到地球核心时达到零。

3. 地压

地压是指地球内部的压力, 主要是静压力。它是由上覆岩石的重量引起的, 且随深度的增加而逐渐增大 (见表 1-2)。

表 1-2 地球内部压力随深度变化

深度/m	100	500	1 000	5 000	10 000
压力/MPa	2.7	13.5	27	135	270

地压还包括由地壳运动引起的地应力。在各地区, 由于当地地质条件的差异, 具体地段的压力可能较表列数据略有增减。

4. 地温

地温又称地热, 系指地球内部的热量。地球的温度有两种情况: 一种是地球外部的温度, 其热力来自太阳辐射能; 另一种是地球内部的温度, 其热力来源于地球内部放射性元素衰变释放的热能, 以及重力分异能、化学能和地球转动能等。根据地温的来源和分布, 地下温度带可分为以下三层:

(1) 变温带。地表层不很深的部位, 其平均深度大约为 15 m , 温度来自太阳辐射能。

(2) 常温层。温度与当地的常年平均温度一致的地带。

(3) 增温层。常温层以下, 温度来源于放射性元素衰变产生的热能以及重力能、地球旋转变化的热量。地温在 100 km 深处大约为 1300°C , 这个温度值恰恰是地幔上部玄武岩的熔点。

地球上大部分地区,从常温带向下平均每加深 100 m,温度升高 3℃左右,这种每加深 100 m 温度增加的数值,叫作地热增温率或地温梯度。由于各地地质构造、岩石导热性能、岩浆活动、放射性元素的存在以及水文地质等因素的差异,不同地区的地热增温率是不同的。一个地区的实际地热增温率大于平均地热增温率时,称该地区有地热异常。地热异常区蕴藏着丰富的热水和蒸汽资源,是开发新能源的广阔天地。

5. 地磁

地球类似一个巨大的球形磁体,在它周围存在着磁场,称地磁。地磁场有磁南极和磁北极之分。公元前 3 世纪的战国时期,我国就已利用磁性发明了指南仪器——司南。后来人们发现地磁极与地理极的位置是不一致的,两者交角为 11.5°。

地磁的三要素如下:

(1)磁偏角。磁偏角是指地磁子午线与地理子午线之间的夹角。在我国大部分地区,地磁偏角的范围为 $-10^{\circ}\sim+2^{\circ}$ 。

(2)磁场强度。磁场强度是指地球上某一点单位磁极所受的磁力大小,一般随纬度增高而增强。

(3)磁倾角。磁倾角是指磁针与水平面的夹角。各地的磁倾角不一致。地质罗盘上磁针有一端往往捆有细铜丝,使磁针保持水平,以校正磁倾角的影响。

根据地磁三要素的分布规律可以计算出某地地磁三要素的理论值。但是,由于地下物质分布不均,某些地区实测数值与理论计算值不一致,这种现象叫地磁异常。引起地磁异常的原因,一方面是地下有磁性岩体或矿体存在;另一方面是地下岩层可能发生剧烈变位。因此,地磁异常的研究对查明深部地质构造和寻找铁、镍矿床有着特殊的意义。

地磁场是随时间变化的,地质历史时期的磁场称为古地磁场。通过对岩石中剩余磁性大小和方向的研究,可以追溯地质历史时期地球磁场的特性、变化和磁极移动情况,对研究大规模的构造运动历史、古气候及探索地球起源有着重要意义。

1.4 地质作用

在漫长的地质历史发展中,地球一直处在不断的运动、变化和发展之中,形成了不同的地表形态。有些地方因遭受挤压而抬起形成高山,有些地方因凹陷下沉而形成海洋;高山不断遭受剥蚀会被夷为平地,海洋又会不断被泥土充填变成平原;坚硬岩石破碎成为松软泥沙,而松软泥沙不断沉积压密形成新的岩石。这种由于自然动力引起地球(主要是岩石圈和地幔)的物质组成、内部结构及地表形态发生变化的作用,称为地质作用。由地质作用所引起的各种自然现象,称为地质现象。引起地质作用的自然力,称为地质营力。

少数地质作用表现为短暂而迅速,如地震、山洪、火山喷发等;而大多数的地质作用则表现为长期缓慢的改变,不易被察觉,但这种长期的地质作用经过长时间的累积往往会造成更为巨大的后果,如高山被剥蚀夷平、海洋被淤填等。例如,喜马拉雅山地区在几千万年以前是一片汪洋,由于地壳不断抬升才形成了现在的世界屋脊。

1.4.1 地质作用的能量来源

产生地质作用的地质营力的能量来源有来自地球内部的,称为内能;有来自地球外部的,称为外能。内能主要有地内热能、重力能、地球旋转能等;外能主要有太阳辐射热、潮汐能和生物能等。

1. 内能

(1)地内热能。据计算,地内每年产生的总热量与经地表每年散失的总热量相抵后还有剩余,这部分剩余热能便是岩浆活动和变质作用的主要能量来源。

①放射性热能是由地球内部的放射性元素蜕变而产生的。

②重力分异产生的热能是地球物质在地心引力作用下按不同比重发生分异的过程中,由释放出的位能转化成的热能。

③冲击、压缩产生的热能是地球在由星际物质聚积而成的过程中,微星体高速冲击地球时的巨大动能转变而来的。

另外,原始地球在自身重力作用下压缩,体积逐渐收缩而产生压缩热。地球内部物质发生化学变化,结晶时会释放热,构造运动的机械能也可以转为热能。

(2)重力能。重力能是地心引力给予物体的位能。

(3)地球旋转能。地球旋转能是地球自转产生的力给予地球表层物质的能。它包括离心力、离极力 and 科里奥利力。

①离心力的大小随纬度而异,两极为零,赤道最大。地表离心力的水平力平行于地表相应点沿经向的切线,并指向低纬度,其大小在两极和赤道均为零,在中纬度最大。

②离极力的方向指向赤道,促成表层物质向赤道运动。

③科里奥利力影响着地球表层物质沿纬向或经向的运动。

2. 外能

(1)太阳辐射热。太阳辐射热是太阳向地球输送的热,其中 60% 被大气、大陆和海洋吸收,成为大气圈、水圈和生物圈赖以活动、发育,并相互进行物质、能量交换的主要能源,并由此产生了一系列外营力,如风、流水、冰川、波浪等。

(2)潮汐能。潮汐能是因日、月对旋转着的地球的各点的引力不断变化而产生的能。在它的作用下,地球上的海水会发生潮汐现象。潮汐具有机械能,是海洋中的地质营力之一。

(3)生物能。生物能是生命活动经过能量转换而产生的能。其中,人类大规模改造自然的活活动,更是重要的能的表现形式。

(4)其他能源。地表还有来自外层空间的宇宙射线、陨石冲击能,以及地表发生化学反应和结晶释放的热。

1.4.2 地质作用的种类

根据地质作用的动力来源和作用部位的不同,可将地质作用分为内动力地质作用和外动力地质作用。内动力地质作用是由地球内部的能量引起的,且主要作用在地壳表层的地质作用,也称为内力地质作用;外动力地质作用是由地球外部的能量引起的,且主要作用在

岩石圈的地质作用,也称为外力地质作用。按照地质作用的形式,还可以对地质作用做进一步划分(见表 1-3)。

表 1-3 地质作用分类

地质作用的形式	地质作用的类型	举 例
内动力地质作用	构造作用	水平运动 垂直运动(升降运动)
	岩浆作用	喷出作用(火山作用) 侵入作用
	变质作用	碎裂变质作用 接触变质作用 气—液变质作用 区域变质作用
	地震作用	构造地震 火山地震 陷落地震
外动力地质作用	风化作用	物理风化作用 化学风化作用 生物风化作用
	剥蚀作用	风的吹蚀作用 河流的侵蚀作用 地下水的侵蚀作用 湖泊、海洋的侵蚀作用 冰川的刨蚀作用
	搬运作用	风的搬运作用 河流的搬运作用 地下水的搬运作用 湖泊、海洋的搬运作用 冰川的搬运作用
	沉积作用	风的沉积作用 河流的沉积作用 地下水的沉积作用 湖泊、海洋的沉积作用 冰川的沉积作用
	硬结成岩作用	胶结作用 压实作用 结晶作用



1. 内动力地质作用的种类

(1)构造作用。由地球内力引起的岩石圈(主要是地壳)的变形和变位,称为构造运动,也称为地壳运动。按运动的方向,构造运动可以分为水平运动和垂直运动(也叫升降运动)。水平运动常常使岩石沿水平方向拉伸、挤压和位移,形成褶皱和断裂,在大的构造上形成山系、地堑和裂谷。所以,水平运动也被称为造山运动。垂直运动常形成规模不等的隆起和凹陷,引起海侵、海退,导致海陆发生变化。所以,大面积的垂直运动又称为造陆运动。水平运动和垂直运动两种形式往往相伴产生。

(2)岩浆作用。岩浆作用是指地壳深处的岩浆在构造运动出现破裂带时,沿破裂带上升侵入到地壳内(侵入作用)或喷出地面(火山作用、喷出作用),冷凝成岩石的全过程。

(3)变质作用。变质作用是指由于构造运动、岩浆活动和化学活动性流体的影响,使地壳深处岩石的矿物成分、结构、构造(有时还有化学成分)等在固体状态下发生了不同程度的质变过程。

(4)地震作用。地震作用是指由地震引起的岩石圈物质成分、结构和地表形态发生变化的地质作用。

2. 外动力地质作用的种类

(1)风化作用。风化作用是指在温度、水溶液、大气和生物等因素的作用下,使岩石在原地遭到破坏的作用。

(2)剥蚀作用。剥蚀作用是指地面流水、地下水等各种外动力在运动过程中对地壳表层造成破坏并将风化物剥离原地的作用。

(3)搬运作用。搬运作用是指剥蚀下来的物质被各种外动力迁移至他处的作用。

(4)沉积作用。沉积作用是指被各种外动力搬运的物质在适当环境下发生沉积,形成松散沉积物的作用。

(5)硬结成岩作用。硬结成岩作用是指松散沉积物固结成岩石的作用。

思维拓展

(1)简述地球的圈层构造及其特征,并做简易示意图。

(2)结合所学知识,说说你眼中的地球。

(3)结合所学地质作用知识,观察身边的地质现象,分析其是由哪种地质作用造成的。

模块 2

矿物与岩石



模块导入

说起地质学,大多数人第一时间想到的都是地质队以及各种矿物,这是人们通过各种信息渠道获取的关于地质学的初步印象。而在工程地质中,矿物与岩石确实是地质学的基础知识,造岩矿物构成岩石,岩石构成了地球的圈层,在本模块中将对其进行详细讲解。

2.1 矿物

人类工程活动都是在地壳表层进行的,而组成地壳的主要物质成分是岩石。岩石是在自然地质作用下,由一种或多种矿物以一定的规律组成的集合体。目前,自然界中已发现的矿物有 3 300 多种,但常见的只有五六十种,而构成岩石主要成分的不过二三十种。通常把在岩石中构成岩石主要成分并决定岩石性质的矿物称为造岩矿物,如常见的长石、石英、辉石、角闪石、黑云母、橄榄石、方解石、白云石等。造岩矿物对岩石性质影响显著,对鉴定岩石类型起着重要作用。因此,认识和学会鉴定这些造岩矿物是鉴别岩石的基础。



2.1.1 矿物的概念及类型

矿物是指地壳中的化学元素在地质作用下形成的、具有一定化学成分和物理性质的单质或化合物。

自然界中只有少数矿物是以自然元素形式出现的,如硫黄(S)、金刚石(C)、自然金(Au)(见图 2-1)等。绝大多数矿物是由两种或两种以上元素组成的化合物,如石英(SiO_2)、方解石(CaCO_3)、石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)等。矿物除少数呈液态(如水银、石油、水)和气态(如 CO_2 、 H_2S 、天然气)外,绝大多数都呈固态,如石英、正长石、斜长石、云母、滑石、橄榄石、雌

黄、雄黄、辰砂、刚玉等,如图 2-2 所示。



图 2-1 单质矿物自然金



(a)



(b)



(c)

图 2-2 固态矿物

(a)石英 (b)正长石 (c)黑云母

固体矿物按其内部构造不同,可分为晶质体和非晶质体两种。晶质体的内部质点(原子、离子、分子)有规律地排列,往往具有规则的几何外形,如岩盐(见图 2-3)。非晶质体的内部质点的排列则是杂乱无章没有规律的,因此不具有规则的几何外形,如玛瑙、蛋白石、玉髓($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)(见图 2-4)和褐铁矿($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)等。地壳中的矿物绝大部分是晶质体。

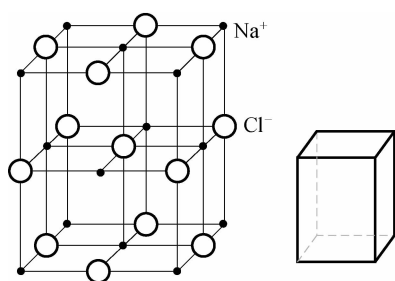


图 2-3 岩盐的内部构造及晶体

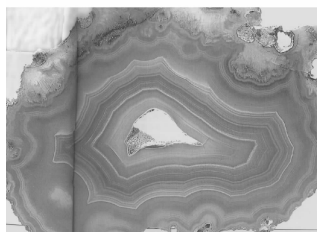


图 2-4 雨花石(以玛瑙、玉髓、蛋白石为主)

自然界的矿物按其成因可分为以下三大类型:

(1)原生矿物(也叫内生矿物)。原生矿物是在成岩或成矿的时期内,从岩浆熔融体中经

冷凝结晶过程所形成的矿物,如石英、长石、橄榄石、普通辉石(见图 2-5)、普通角闪石等。

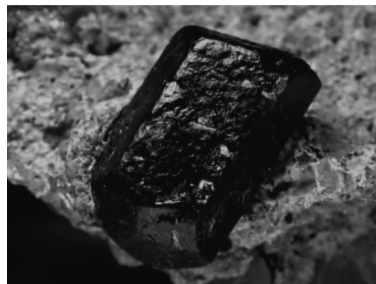


图 2-5 普通辉石

(2)次生矿物(也叫外生矿物)。次生矿物是在地表各种外力作用下形成的矿物,如高岭石、方解石、白云石等。

(3)变质矿物。变质矿物是在变质作用过程中形成的矿物,如蓝晶石、十字石、红柱石、石榴子石、蛇纹石等。

自然界中有六种矿物或矿物族是最为常见的,它们组成了人们赖以生存的地球表面的 95%的固体物质。它们的含量决定了岩石的名称及其主要性质,如表 2-1 所示。

表 2-1 地壳中主要造岩矿物的百分含量

矿物及矿物族	含量/%	所含主要元素
长石族	60	Na, K, Ca, Al, Si, O
石 英	13	Si, O
辉石族	12	Mg, Fe, Ca, Na, Al, Ti, Mn, Si, O
闪石族	5	
云母族	4	K, Mg, Fe, Al, Si, O
橄榄石	1	Mg, Fe, Si, O

一般可以根据矿物的定名大概知道它属于哪一类矿物,矿物定名的规律如表 2-2 所示。

表 2-2 矿物定名的规律

矿物类型	定 名	举 例
玻璃光泽的矿物	定名为××石	金刚石、方解石、萤石
具有金属光泽或能 从中提炼出金属的矿物	定名为××矿	黄铁矿、方铅矿
玉石类矿物	定名为××玉	刚玉、硬玉、黄玉
硫酸盐矿物	定名为××矾	胆矾、铅矾
地表上松散的矿物	定名为××华	神华、钨华

2.1.2 矿物的物理性质

每一种矿物都具有一定的物理性质,它们是矿物化学成分与内部构造的综合体现。所

以,可以根据矿物的物理性质来识别和鉴定它们。

准确鉴定矿物需要借助化学分析和各种仪器,但对于一般常见矿物,用肉眼即可进行初步鉴定。肉眼鉴定所依据的是矿物的一般物理性质。下面着重介绍用肉眼和简单工具(如硬度计、毛瓷板、放大镜和小钢刀等)就可分辨的物理性质。

1. 矿物的形态

矿物的形态(或形状),是指矿物的单个晶体外形或集合体的状态。每种矿物一般都具有一定的形态,

因此矿物的形态可以帮助识别矿物。

(1)矿物单体的形态。矿物单晶体有的沿一个方向延伸,呈柱状(如角闪石)、针状、纤维状等;有的沿两个方向延展,呈板状(如石膏)、片状(如云母)等;有的沿三个方向大致相等发育,呈等轴状(如方解石)或粒状(如白云石),如图 2-6 所示。

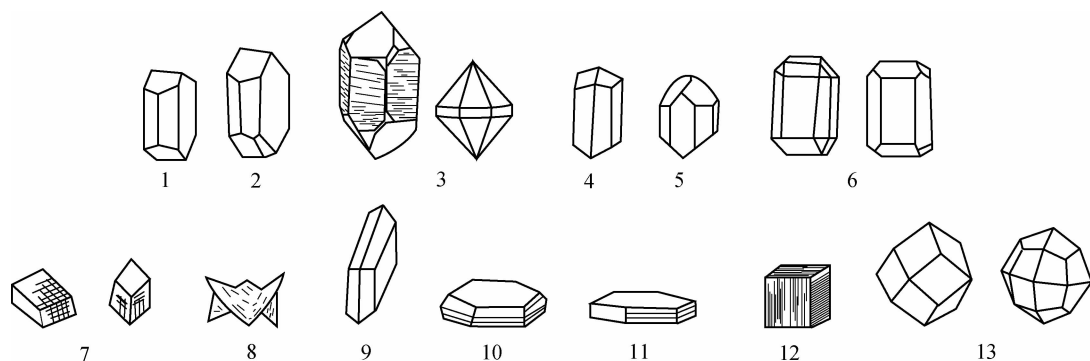


图 2-6 常见矿物晶体的形态

1—正长石; 2—斜长石; 3—石英; 4—角闪石; 5—辉石; 6—橄榄石; 7—方解石;
8—白云石; 9—石膏; 10—绿泥石; 11—云母; 12—黄铁矿; 13—石榴子石

(2)矿物集合体的形态。同种矿物多个单体聚集在一起的整体称为矿物集合体。集合体的形态主要取决于矿物的单体形态、特征和它们之间的排列方式。

矿物单体如果为一向延伸,其集合体常为纤维状(如纤维石膏)、柱状、针状或毛发状;单体如果为两向延展,其集合体常为片状、板状或鳞片状;单体如果为三向等长,其集合体常为粒状(肉眼能分辨矿物颗粒)或块状(肉眼不能分辨矿物颗粒)。块状集合体中的坚实者称为致密块状(如石英),疏松者称为土状(如高岭土)。此外,还有些特殊形态的集合体。下面简单介绍几种:

①放射状。由长柱状或针状矿物以一点为中心向外呈放射状排列而成,形似菊花。

②晶簇。在岩石的空洞或裂隙中,丛生于一基底,另一端朝向自由空间发育而具完好晶形的簇状单晶体群,如图 2-7 所示。

③鲕状和豆状。矿物由许多小圆球组成,圆球内部有同心圆构造,其中颗粒大小如鱼子的称为鲕状(如赤铁矿),颗粒大小如豆的称为豆状。

④钟乳状。形似冬季屋檐下凝结的冰锥,横切面呈圆形,内部具有同心层状构造,有时还兼有放射状构造(如方解石)。

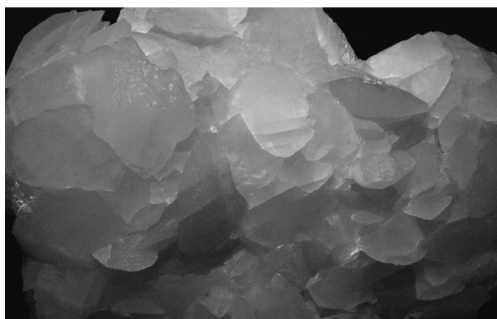


图 2-7 方解石晶簇

⑤葡萄状、肾状和结核状。形似葡萄的称为葡萄状,形似肾的称为肾状,其内部均具有同心层状及放射状构造。不规则球形或椭球形的称为结核状,其内部有时有同心层状,有时有放射状构造。

2. 矿物的光学性质

矿物的光学性质是指矿物对自然光的吸收、反射和折射所表现出的各种性质。

(1)颜色和条痕。颜色是矿物最直观的性质之一,矿物的颜色指矿物对可见光中不同光波选择吸收和反射后映入人眼的现象,根据成色原因可分为如下几种:

①自色。自色是指由于矿物本身的化学成分中含有带色的元素而呈现的颜色,即矿物本身所固有的颜色。例如,赤铁矿多呈红色,黄铁矿多呈黄铜色,黄铜矿呈深黄铜色,孔雀石呈翠绿色等。自色是鉴定矿物的重要特征。

②他色。他色是指由非矿物本身固有的组分所引起的不很固定的颜色。例如,纯净的石英为无色,含有杂质或致色元素时,可呈现出不同的颜色,如黄水晶、烟水晶、紫水晶等。他色一般无鉴定意义。

③假色。由光的干涉、衍射等物理光学过程所引起的颜色。例如,斑铜矿氧化表面上呈现蓝紫斑驳的颜色,称为倩色;白云母、冰洲石等无色透明矿物晶体内部,沿裂隙面、解理面所呈现的相似于虹霓般的彩色,称为晕色;欧泊、拉长石等矿物中不均匀分布的蓝、绿、红、黄等,随观察角度而闪烁变幻或徐徐变化的彩色,称之为变彩。

④条痕。条痕是指矿物粉末的颜色,通常由矿物在白色无釉瓷板上擦划时留下的粉末痕迹而得出。条痕颜色较矿物块体的颜色固定,它对于不透明的金属矿物和色彩鲜明的透明矿物具有重要的鉴定意义。例如,赤铁矿因形态的不同可分别呈铁黑、钢灰、褐红等色,但它的条痕均为樱红色;黄铁矿呈浅黄铜色,而条痕呈绿黑色。

(2)光泽。光泽是指矿物新鲜表面对可见光的反射能力。根据反光强弱与特征,光泽可分为金属光泽、半金属光泽和非金属光泽,其中非金属光泽又可细分为多种。光泽的分类、特征描述和举例如表 2-3 所示。

表 2-3 光泽类型及特征描述

光泽类型		特 征 描 述	举 例
金属光泽		反射强,像金属磨光面那样的光泽	金、银、铜、辉锑矿、黄铁矿、方铅矿
半金属光泽		反射较强,像未经磨光的金属表面的那种光泽	褐铁矿、黑钨矿、赤铁矿、磁铁矿
非 金 属 光 泽	金刚光泽	反射较强,像钻石、金刚石所呈现的那种光泽	金刚石、闪锌矿
	玻璃光泽	像普通平板玻璃所呈现的光泽	石英、方解石
	油脂光泽	如同油脂面上见到的那种光泽	滑石、石英断口
	珍珠光泽	在解理面上看到那种像贝壳凹面上呈现的柔和而多彩的光泽	白云母、滑石
	丝绢光泽	具有像蚕丝或丝织品那样的光泽	石棉、纤维石膏
	蜡状光泽	似蜡烛表面的反光,较油脂光泽暗淡一些	块状叶蜡石、蛇纹石
	土状光泽	光泽暗淡或无光泽,似土块那样	高岭石等

(3)透明度。透明度是指矿物允许可见光透过的程度。常以 1 cm 厚的矿物块体为基础观察可见光透过的情形。能允许绝大部分光透过,即隔着约 1 cm 厚的矿物块体可清晰看到矿物后面物体轮廓的细节,称之为透明,如水晶、冰洲石。基本上不容许光透过,即隔着约 1 cm 厚的矿物块体观察时,完全见不到矿物后面的物体,称之为不透明,如磁铁矿。透明和不透明之间可有过渡类型,如石膏。

3. 矿物的力学性质

矿物的力学性质是指矿物在受力后表现出来的物理性质。

(1)硬度。硬度是指矿物抵抗外力刻划、压入或研磨的能力。德国矿物学家摩尔(F. Mobs)取自然界常见的 10 种矿物作为标准,将硬度分为 1~10 度 10 个等级,此即摩氏硬度(见表 2-4)。

表 2-4 摩氏硬度计

相对硬度等级	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
标准矿物	滑石	石膏	方解石	萤石	磷灰石	长石	石英	黄玉	刚玉	金刚石

注:为记忆这 10 种矿物,可用顺口溜方法,即只记矿物的第一个汉字:“滑石方萤磷,长石黄刚金。”

在野外工作,常用随身携带的物品简便地确定矿物的相对硬度。这些物品相应的硬度等级分别为:软铅笔(1 度),指甲(2~2.5 度),小刀、铁钉(3~4 度),玻璃棱(5~5.5 度),钢刀刃(6~7 度)。

(2)解理和断口。矿物晶体在外力作用下沿一定方向裂开成光滑平面的性质,称为解理。由此产生的光滑平面,称为解理面。矿物在外力作用下沿不定方向破裂而形成的凹凸不平的破裂面,称为断口。

解理可根据解理面方向的数目分为一组解理(如云母)、二组解理(如长石、辉石与角闪石)、三组解理(如方解石)及多组解理,如图 2-8 和图 2-9 所示。



图 2-8 正长石二组解理



图 2-9 方解石三组完全解理

根据晶体受力时是否易于沿解理面破裂,以及解理面的大小和平整光滑程度,可将解理分为以下几级:

- ①极完全解理:极易沿解理面分裂成薄片,解理面平整光滑,如云母。
- ②完全解理:易于沿解理面分裂,解理面显著而平整,如萤石、方解石等。
- ③中等解理:常沿解理面分裂,解理面清楚但不很平整,且不连续,如正长石、辉石等。
- ④不完全解理:沿解理面分裂较为困难,解理面很不平整、不连续,如磷灰石。
- ⑤极不完全解理:无解理,如石英。

断口的形态常具有一定的特征,如贝壳状(石英,见图 2-10)、锯齿状(石膏)、平坦状(块状高岭石)、土状(铝土矿)、粒状(大理石)等。

4. 其他性质

有些矿物还具有独特的性质,如弹性(指矿物受外力作用时发生弯曲而不断裂,外力撤除后即能恢复原状的性质,如云母)、挠性(指矿物受外力作用时发生弯曲而未断开,但外力解除后不能恢复原状的性质,如绿泥石、滑石)、延展性(指矿物受外力的拉引或锤击、滚轧时,能拉伸成细丝或展成薄片而不破裂的性质,如自然金等)、磁性(指矿物可被外部磁场吸引或排斥的性质,如磁铁矿)、滑感(滑石)、咸味(岩盐)、比重大(重晶石)、臭味(硫黄)等物理性质,以及与冷稀盐酸发生化学反应而产生 CO_2 气泡(如图 2-11 所示的方解石)等现象。矿物的这些独特的性质对鉴别某些矿物有重要意义。

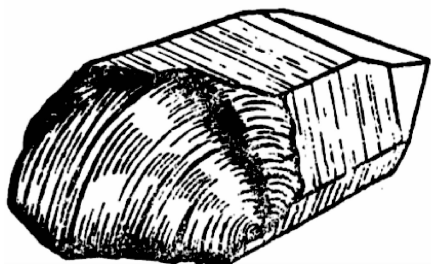


图 2-10 石英的贝壳状断口



图 2-11 方解石遇冷稀盐酸起泡

另外,黄铁矿、石膏、云母、方解石、黏土矿物在评定岩石的工程地质性质时具有重要的意义。因为黄铁矿遇水和氧时易形成硫酸,可使岩石被迅速、剧烈地破坏。石膏具有较大的可溶性和膨胀性,受水作用后易于溶滤而在岩石中形成空洞。云母极易分裂成薄片,常以夹

层状包含在岩石中,使岩石的强度降低、性质不均匀,容易碎裂成单独的板块,特别是含铁质的黑云母,较白云母更易受到破坏。方解石在一定条件下可溶解于水形成溶洞,不仅使岩石的强度降低而且会产生渗透。黏土矿物(高岭石、蒙脱石、伊利石)遇水易软化,强度很低,极易产生滑动。

在鉴定矿物时,要善于抓住主要矛盾,注意比较各种矿物的异同点,找出各种矿物的特殊点。表 2-5 为常见造岩矿物的物理性质,根据这些物理性质可进行造岩矿物的肉眼鉴定。应用表 2-5 鉴定造岩矿物时,首先应根据颜色确定被鉴定的矿物是属于浅色的(如石英、长石、白云母等)还是深色的(如橄榄石、黑云母、角闪石、辉石等),再以适当的物品确定出其硬度范围,然后观察分析被鉴定矿物的其他特征,即可得出结论。常见造岩矿物的肉眼鉴定,可在实验课上结合矿物标本进行学习。

表 2-5 常见造岩矿物的物理性质

矿物名称及化学成分	形 态	物理性质				主要鉴定特征
		颜色	光泽	硬度	解理、断口	
石英 SiO ₂	晶体呈六棱柱状或双锥状,集合体呈粒状或块状	纯净的为无色,一般的呈乳白色或浅灰色,含机械混入物时可呈多样化的颜色	玻璃光泽,断口为油脂光泽	7	无解理,具贝壳状断口	常呈六棱柱状或双锥状,柱面上有横纹,贝壳状断口,断口油脂光泽,无解理,硬度高
正长石 K(AlSi ₃ O ₈)	晶体呈短柱状、厚板状,集合体常呈块状、粒状	肉红色、浅玫瑰色或近于白色	玻璃光泽	6~6.5	两组完全解理,解理交角为 90°	肉红色,短柱状、厚板状晶形,硬度高
斜长石 Na(AlSi ₃ O ₈)~Ca(AlSi ₃ O ₈)	晶体呈板状、厚板状,集合体常呈块状和粒状	白色至灰白色	玻璃光泽	6~6.5	两组完全解理,解理交角为 86.5°	灰白色和白色,解理,聚片双晶
黑云母 K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH,F) ₂	晶体呈板状或片状,集合体呈片状或鳞片状	黑色、棕色、褐色	玻璃光泽,解理面上具珍珠光泽	2~3	一组极完全解理	板状、片状形态,黑色与深褐色,一组极完全解理,薄片具弹性等
白云母 KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH,F) ₂	晶体呈板状或片状,集合体呈片状或鳞片状	无色、灰白至浅灰色	玻璃光泽,解理面上具珍珠光泽	2~3	一组极完全解理	板状、片状晶形,无色、灰白至浅灰色,一组极完全解理,薄片具弹性

(续表)

矿物名称及化学成分	形 态	物理性质				主要鉴定特征
		颜色	光泽	硬度	解理、断口	
角闪石 $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$	晶体多呈长柱状, 集合体呈长柱状、纤维状、粒状	浅绿至黑绿色	玻璃光泽	5.5~6	两组完全解理, 解理交角为 56°	暗绿色, 长柱状晶形, 横断面呈六边形, 解理交角为 56°
辉石 $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$	晶体常呈短柱状, 集合体呈粒状或块状	绿黑色或黑褐色	玻璃光泽	5~6	两组完全或中等解理, 解理交角为 87°	绿黑色, 短柱状晶形, 横切面近于正八边形, 两组解理, 交角近直角
橄榄石 $(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)$	粒状集合体	橄榄绿色、淡黄绿色	玻璃光泽	6.5~7	不完全解理、贝壳状断口	橄榄绿色, 粒状集合体, 玻璃光泽, 贝壳状断口
方解石 $\text{Ca}(\text{CO}_3)$	晶体呈菱面体, 集合体呈粒状、块状、钟乳状等	无色或白色, 因含杂质可具多种颜色	玻璃光泽	3	菱面体完全解理	菱面体完全解理, 遇稀盐酸剧烈起泡
白云石 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	晶体呈菱面体, 晶面常弯曲成马鞍形, 集合体常呈致密块状、粒状	无色、白色或灰色, 有时为淡黄色、淡红色	玻璃光泽	3.5~4	菱面体完全解理	马鞍形的晶体外形, 与冷稀盐酸反应微弱
高岭石 $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$	多为隐晶质致密块状或土状集合体	白色, 因含杂质可呈浅红、浅黄等色	土状光泽或蜡状光泽	1~3	土状断口	白色, 土状块体, 可手捏成粉末, 水湿润后具可塑性
石膏 $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	晶体呈厚板状或柱状, 集合体常呈块状或粒状, 有时呈纤维状	常为白色及无色, 含杂质时可呈灰、浅黄、浅褐等色	玻璃光泽, 解理面为珍珠光泽, 纤维状集合体呈丝绸光泽	2	一组极完全解理, 两组中等解理	板状晶体, 硬度低, 一组极完全解理
滑石 $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	晶体呈板状, 但少见; 集合体常呈片状、鳞片状或致密块状	纯者无色透明或白色, 但常因杂质呈浅黄、粉红、浅绿和浅褐等色	玻璃光泽, 解理面上呈珍珠光泽	1	一组极完全解理	低硬度(指甲可刻动), 具滑感, 片状集合体, 并有一组极完全解理

(续表)

矿物名称及化学成分	形 态	物理性质				主要鉴定特征
		颜色	光泽	硬度	解理、断口	
绿泥石 (Mg, Al, Fe) ₆ [(Si, Al) ₄ O ₁₀](OH) ₈	晶体呈假六方板状、片状,集合体常呈鳞片状、土状或块状	呈各种色调的绿色	玻璃光泽或土状光泽,解理面呈珍珠光泽	2~2.5	一组极完全解理	绿色,一组极完全解理,硬度低,薄片具挠性
蛇纹石 Mg ₆ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₈	单晶体极为罕见,常为显微叶片状、隐晶质致密块状集合体、纤维状集合体	一般呈绿色,深浅不一,常具蛇皮状青、绿色的斑纹	油脂光泽或蜡状光泽,纤维状呈丝绢光泽	2~3.5	一组完全解理	特有的颜色、形态、光泽,硬度低
石榴子石 (Mn, Fe, Mg, Ca) ₃ (Al, Fe, Cr) ₂ (SiO ₄) ₃	菱形十二面体、四角三八面体,集合体呈散粒状或致密块状	常呈红、褐棕、绿至黑色	玻璃光泽,断口油脂光泽	6.5~7.5	无解理,不规则断口	特有的晶形、颜色、光泽,高硬度,无解理

2.2 岩 浆 岩

岩石是矿物(部分为火山玻璃或生物遗骸)的自然集合体。它是在地质作用下由一种或多种矿物组成的、具有一定结构和构造的自然集合体。根据成因和形成过程,岩石可分为三大类,即由岩浆活动所形成的岩浆岩(火成岩)、由外力作用形成的沉积岩(水成岩)和由变质作用形成的变质岩。



2.2.1 岩浆岩的概念及产状

1. 岩浆岩的概念

岩浆岩又称火成岩,是由炽热的岩浆在地下或喷出地表后冷凝固结而形成的岩石,其占地壳岩石体积的 64.7%,是三大类岩石的主体。

岩浆是存在于上地幔顶部和地壳深处,以硅酸盐为主要成分,富含挥发性物质(CO₂、CO、SO₂、HCl 及 H₂S 等),处于高温(700~1 300 ℃)、高压(约为数千兆帕)状态下的熔融体。熔融的岩浆可以在上地幔或地壳深处运移,并沿深部的断裂向上入侵。当岩浆向上运移时,由于温度和压力的降低,岩浆逐渐冷凝而未到达地表,称为岩浆的侵入作用。由侵入作用所形成的岩石称为侵入岩。侵入岩是被周围原有岩石封闭起来的三维空间的实体,故又称为侵入体。包围侵入体的原有岩石称为围岩。按形成深度可分深成侵入体(一般是在地表 3 km 以下)和浅成侵入体(通常距地表 3 km 以内)。一般深成侵入体规模大,浅成侵入体规模小。

若岩浆沿一定构造裂隙通道上升到溢出地表或喷出地表,称为岩浆的喷出作用,也称为火山作用。在地表由于喷出作用形成的岩石称为喷出岩,根据岩浆喷出的作用方式及其猛烈程度,又可将其分为熔岩和火山碎屑岩两类。熔岩是指上升的岩浆溢出地表冷凝而成的岩石。火山碎屑岩是指岩浆或它的碎屑物质被火山猛烈地喷发到空中,而后又在地面堆积形成的岩石。

2. 岩浆岩的产状

岩浆岩的产状是指岩浆岩体的形态、大小及其与围岩的关系。岩浆岩的产状是受岩浆的物质组成、产出的物理化学条件以及冷凝地带的空间环境的制约和控制的,因此岩浆岩的产状多种多样,如图 2-12 所示。

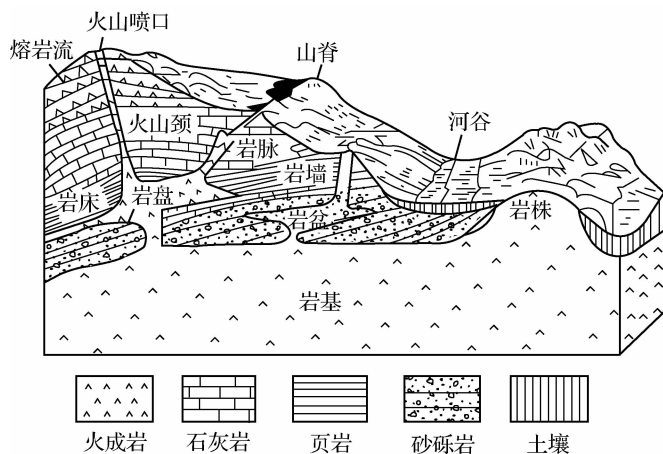


图 2-12 岩浆岩体的产状

(1) 深成侵入岩体的产状——岩基和岩株。岩基是一种规模极大的侵入体,分布面积在 60 km^2 以上,形态不规则,岩性均匀,岩浆侵入位置深,冷凝速度慢,晶粒结晶粗大。岩株出露面积一般小于 60 km^2 ,平面形状多呈浑圆形,岩性均一,与围岩接触面不平直,边缘常有规模较小、形态规则或不规则的侵入体分枝插入围岩之中。

(2) 浅成侵入岩体的产状——岩脉、岩墙、岩床、岩盘、岩盖。岩浆侵入围岩的各种裂隙和断层中形成的脉状岩体称为岩脉或脉岩。近于直立的岩脉称为岩墙。岩浆沿着围岩的层面侵入而形成的板状侵入岩体称为岩床。若岩浆侵入成层的围岩,侵入体的展布与围岩成层方向大致平行,但其中间部分略向下凹、似盘状,则称为岩盘;如果侵入体底平而顶凸、似蘑菇状,则称为岩盖。岩盘与岩盖,其下部有管状通道与下面更大的侵入体相通,因此常由黏性大的岩浆形成。

(3) 喷出岩体的产状——火山锥、熔岩流。岩浆沿火山颈喷出地表,其喷发方式主要有两种:一是岩浆沿管状通道上涌,从火山口喷发或溢出,称为中心式喷发;二是岩浆沿地壳中狭长的裂隙或断裂带溢出,称为裂隙式喷溢。

喷出岩的产状受其岩浆的成分、黏性、上涌通道的特征、围岩的构造以及地表形态的控制和影响。常见的喷出岩的产状有火山锥、熔岩流和熔岩台地等。

① 火山锥。黏性较大的岩浆沿火山口喷出地表,猛烈地爆炸喷发火山角砾、火山弹及火山渣。这些较粗的固体喷发物在火山口附近常堆积成火山锥,锥体高达数十至数百米,锥体

坡角可达 30° , 锥顶有明显的火山口, 如图 2-13 所示。



图 2-13 火山锥及火山口

②熔岩流和熔岩台地。熔岩流由黏性小、易流动的岩浆沿火山口或断裂喷出或溢出地表形成, 厚度较小的熔岩流也称熔岩席或熔岩被。岩浆长时间、缓慢地溢出地表堆积形成的台状高地称为熔岩台地。

2.2.2 岩浆岩的化学成分及矿物成分

1. 岩浆岩的化学成分

岩浆岩的化学成分几乎包括了地壳中所有的元素, 但其含量却差别很大。若以氧化物计, 则以 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 CaO 、 MgO 、 Na_2O 、 K_2O 、 H_2O 、 TiO_2 等为主, 它们占岩浆岩中化学元素总量的 99% 以上, 其中 SiO_2 含量最大, 约占 59.14%, 其次是 Al_2O_3 , 占 15.34%。

岩浆岩中 SiO_2 的含量有一定的规律性, 因此, 根据 SiO_2 含量的多少, 可将岩浆岩分为酸性岩类(SiO_2 含量大于 65%)、中性岩类(SiO_2 含量为 52%~65%)、基性岩类(SiO_2 含量为 45%~52%)和超基性岩类(SiO_2 含量小于 45%)四类。

相对富含 SiO_2 和 Al_2O_3 的岩石称为硅铝质岩石, 如花岗岩; 相对富含 FeO 和 MgO 的岩石称为镁铁质岩石, 如玄武岩。

2. 岩浆岩的矿物成分

组成岩浆岩的矿物有 30 多种, 但分布最广泛的只有八种。这八种矿物按颜色深浅分为浅色矿物和深色矿物两类。浅色矿物富含硅、铝, 有钾长石、斜长石、石英和白云母等; 深色矿物富含铁、镁, 有橄榄石、辉石、角闪石和黑云母等。其中长石占全部岩浆岩矿物总量的 63%, 其次是石英, 故长石和石英是岩浆岩分类和鉴定的重要依据。

对具体岩石来讲, 并不是这些矿物都同时存在, 通常仅是由其中的两三种主要矿物组成。例如, 花岗岩的主要矿物是石英、正长石和黑云母, 辉长岩的主要矿物是基性斜长石和辉石。

岩浆岩的矿物组成与其化学成分(硅、铝、铁、镁含量)密切相关, 而岩浆岩的颜色则与其矿物组成(浅色矿物、暗色矿物含量)密切相关。从基性岩到中性岩再到酸性岩, 岩石中硅、铝含量逐渐增高, 铁、镁含量逐渐降低; 浅色矿物含量逐渐增多, 而暗色矿物含量逐渐减少。

所以,从基性岩到中性岩再到酸性岩,岩石的颜色逐渐变浅。

2.2.3 岩浆岩的结构和构造

岩浆岩的结构和构造反映了岩石形成环境与物质成分变化的规律性,与矿物成分一样是区分、鉴定岩浆岩的重要标志,也是岩石分类和定名的重要依据之一,同时还是直接影响岩石强度高低的主要因素。

1. 岩浆岩的结构

岩浆岩的结构是指组成岩石的矿物的结晶程度、矿物颗粒大小、晶粒形状及相互结合的情况。影响岩浆岩结构的主要因素是岩浆的化学成分(黏度)、物理化学状态(温度、压力)及成岩环境(冷凝、结晶的时间与空间)等。如果形成深成岩的岩浆埋藏深、冷凝缓慢,晶体结晶时间充裕,则在适宜的空间中能形成自形程度高、晶形好、晶粒粗大的矿物晶体;相反,喷出地表的岩浆由于冷凝速度快,结晶时间不足,故其形成的喷出岩多为非晶质或隐晶质结构。

按照不同标准,岩浆岩的结构可分为多种类型。

(1)按结晶程度分类。根据矿物的结晶程度,岩石结构可分为全晶质结构、半晶质结构和玻璃质(非晶质)结构,如图 2-14 所示。

①全晶质结构。全晶质结构是指全部由结晶矿物组成的结构。全晶质结构是岩浆在温度缓慢降低的情况下形成的,通常是深成侵入岩具有的结构,如花岗岩等,如图 2-15(a)所示。

②半晶质结构。半晶质结构是指既有矿物晶体又有玻璃质共存的结构。半晶质结构主要是浅成岩具有的结构,有时在喷出岩中也能见到,如流纹岩、粗面岩,如图 2-15(b)所示。

③非晶质结构。非晶质结构是指岩石全部由非晶质矿物组成的结构,又称玻璃质结构。非晶质结构是在岩浆喷出地表迅速冷凝以致结晶时间不足的情况下形成的,为喷出岩特有的结构,如黑曜岩等,如图 2-15(c)所示。

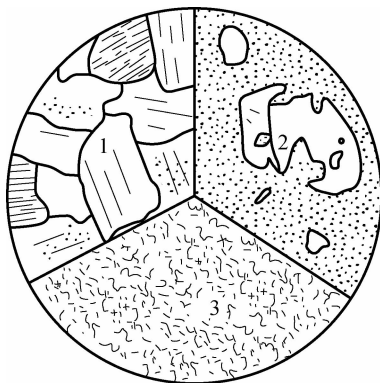


图 2-14 根据结晶程度划分的岩石结构类型

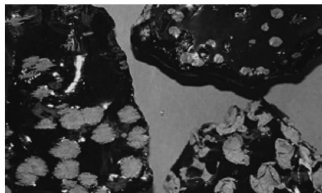
1—全晶质结构; 2—半晶质结构;
3—非晶质(玻璃质)结构



(a)



(b)



(c)

图 2-15 根据结晶程度划分的岩石结构类型(实物)

(a)全晶质结构 (b)半晶质结构 (c)非晶质结构

(2)按矿物晶粒大小分类。根据矿物晶粒的大小,岩石的结构可分为粗粒结构(颗粒直径大于5 mm)、中粒结构(颗粒直径为1~5 mm)、细粒结构(颗粒直径为0.1~1 mm)和微粒结构(颗粒直径小于0.1 mm)。

岩石中的粗粒、中粒、细粒用肉眼或放大镜可以辨识,故统称为显晶质,是侵入岩的结构特征。微粒只能在显微镜下观察和识别,故称为隐晶质,是火山岩和部分浅成岩的结构特征。

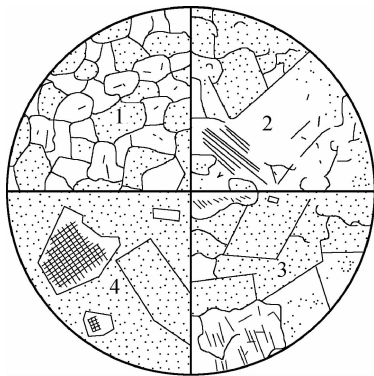


图 2-16 根据晶粒的相对大小划分的岩石结构类型

1—等粒结构; 2—不等粒结构;

3—似斑状结构; 4—斑状结构

(3)按矿物晶粒的相对大小分类。根据矿物晶粒的相对大小,岩石结构可分为等粒结构和不等粒结构两大类,如图 2-16 所示。

①等粒结构。等粒结构是指岩石中的矿物全部是显晶质粒状,同种主要矿物结晶颗粒大小大致相等的结构。等粒结构是深成岩特有的结构。

②不等粒结构。不等粒结构是指岩石中同种主要矿物结晶颗粒大小不等、相差悬殊的结构。不等粒结构中较大的晶体矿物叫斑晶,细粒的微小晶粒或隐晶质、玻璃质叫石基。不等粒结构按其颗粒相对大小

又可分为斑状结构和似斑状结构两类。斑状结构是石基为隐晶质或玻璃质的结构,是浅成岩或喷出岩的重要特征。似斑状结构是石基为显晶质的结构,多见于深成岩体的边缘或浅成岩中。

一般侵入岩多为全晶质等粒结构。喷出岩多为隐晶质致密结构或玻璃质结构,有时为斑状结构。

2. 岩浆岩的构造

岩浆岩的构造是指岩石中不同矿物集合体之间的排列方式及充填方式,它决定了岩石的外貌特点。岩石的构造与结构的概念不同,结构主要表示矿物或矿物之间的各种特征,而构造主要表示矿物集合体之间的各种特征。岩浆岩的构造特征主要决定于岩浆冷凝时的环境。常见的岩浆岩构造有如下几种:

(1)块状构造。块状构造是指岩石中矿物颗粒均匀分布,无定向排列的现象,岩石呈均匀的块体状。块状构造在侵入岩中最为常见。

(2)流纹状构造。流纹状构造是指岩石中柱状及针状矿物、被拉长的气孔、不同颜色的条带,相互平行、定向排列而形成流动状的形态。流纹状构造常见于酸性喷出岩,尤以流纹岩为典型,反映岩浆喷出的流动状态。

(3)气孔状构造。气孔状构造是指当岩浆喷溢到地表时,其中的挥发组分逸散后留下的圆形、椭圆形或被拉长的孔洞,如图 2-17 所示。一般来说,基性熔岩岩浆黏度小,气孔较大、较圆;酸性熔岩岩浆黏度大,气孔较小,较不规则。当气孔占岩石总体积的 70% 以上时,称之为浮岩或浮石。



图 2-17 气孔状构造

(4)杏仁状构造。杏仁状构造是指喷出岩中的气孔被后期的次生物质(如方解石、二氧化硅、沸石、蛋白石等,与原岩成分无关)充填,形成形似杏仁状的构造。杏仁状构造多见于喷出岩中,某些玄武岩和安山岩的构造即为杏仁状构造。

(5)晶洞构造。晶洞构造是指侵入岩中由于岩浆冷凝时体积收缩或因气体逸出而形成的浑圆或椭圆形的大小不一的孔洞。晶洞中常有发育完好的晶体,形成晶簇,常见于花岗岩中。

2.2.4 岩浆岩的分类特征及鉴定方法

1. 岩浆岩的分类

岩浆岩是构成地壳的主要岩石。按体积计,岩浆岩约占地壳的 64.7%。但在地表,岩浆岩出露不多(出露后遭到各种变化形成了别的岩石),和变质岩加在一起,约占地壳表面积的 25%。岩浆岩的分类方法很多,最基本的分类方法是按组成物质中 SiO_2 的含量多少将其分为酸性岩、中性岩、基性岩和超基性岩四大类。同时,按岩石的结构、构造和产状可将每类岩石划分为深成岩、浅成岩和喷出岩三种不同类型。如果给按上述方法分类的不同岩浆岩赋予相应的名称,则形成一种纵向与横向的双向分类法(见表 2-6)。

表 2-6 常见岩浆岩分类及肉眼鉴定表

岩石类型			超基性岩	基性岩	中性岩		酸性岩
化学成分			富含 Fe、Mg		富含 Si、Al		
SiO_2 含量/%			<45	45~52	52~65		>65
颜色			黑、绿黑色	黑、灰黑色	灰、灰绿色		灰白、肉红色
主要矿物成分			橄榄石、辉石	斜长石、辉石	斜长石、角闪石	正长石、角闪石	石英、正长石
次要矿物成分			角闪石	角闪石、橄榄石、黑云母	正长石、黑云母	斜长石、黑云母	角闪石、黑云母
喷出岩	杏仁构造、块状构造	玻璃质结构、隐晶质结构	黑曜岩、浮岩、凝灰岩、火山角砾岩、火山集块岩				
	流纹构造、气孔构造	斑状结构	苦橄岩(少见)	玄武岩	安山岩	粗面岩	流纹岩
浅成岩	块状构造、气孔构造(少数)	斑状结构、半晶质结构、粒状结构	苦橄斑岩(少见)	辉绿岩	闪长斑岩	正长斑岩	花岗斑岩
深成岩	块状构造	全晶质结构、粒状结构	橄榄岩、辉石岩	辉长岩	闪长岩	正长岩	花岗岩

注:斑岩和玢岩都是具斑状结构的浅成侵入岩或部分喷出岩,长石类斑晶以斜长石为主叫玢岩,以正长石为主叫斑岩。

2. 常见岩浆岩的特征

(1)酸性岩类。主要矿物为石英、钾长石和酸性斜长石,次要矿物为黑云母、白云母和角闪石。典型岩石有花岗岩、花岗斑岩、流纹岩。



①花岗岩。花岗岩多呈肉红色、灰白色、浅黄色,主要矿物为石英、正长石、斜长石,次要矿物为黑云母和角闪石,全晶质粗、中等粒结构,块状构造。花岗岩分布广泛,性质均一、坚硬,岩块抗压强度达 120~200 MPa,是良好的建筑物地基和优质的建筑石料。

②花岗斑岩。花岗斑岩的成分与花岗岩相似,斑状结构,斑晶由正长石、石英组成,石基多由细小的长石、石英及其他矿物或隐晶质构成,块状构造。斑晶以石英为主时则称为石英斑岩。

③流纹岩。流纹岩的矿物成分与花岗岩相似,常呈灰白色、灰红色等。岩石呈斑状结构,基质呈隐晶质结构,斑晶为正长石、石英,基质常为玻璃质或隐晶质,具有明显的流纹构造。流纹岩坚硬,强度高,可作为良好的建筑材料,但若作为建筑物地基时需要注意下伏岩层和接触带的性质。

(2)中性岩类。铁镁矿物比基性岩明显减少,主要矿物为角闪石,其次为黑云母和辉石。中性斜长石增多。典型岩石有闪长岩、安山岩、正长岩、粗面岩。

①闪长岩。闪长岩为灰白、深灰色,主要矿物为角闪石和斜长石,次要矿物为辉石、黑云母和少量石英。闪长岩含石英时称为石英闪长岩,常呈细粒的等粒状结构,块状构造。岩石坚硬,不易风化,岩块抗压强度可达 130~200 MPa,可作为各种建筑物的地基和建筑材料。

②安山岩。安山岩为灰色、紫色或灰紫色,主要矿物为角闪石和斜长石,斑状结构,基质为隐晶质或玻璃质,块状构造,有时含气孔、杏仁构造。安山岩岩块致密,强度稍低于闪长岩。

③正长岩。正长岩多为肉红色、浅黄或灰白色,中粒、等粒结构,块状构造,主要矿物成分为正长石,其次为黑云母、角闪石等,有时含少量的斜长石和辉石,一般石英含量极少。其物理力学性质与花岗岩类似,但不如花岗岩坚硬,且易风化。

④粗面岩。粗面岩呈浅红、浅褐黄或浅灰等色,斑状结构,斑晶为正长石,一般石英含量极少,石基很细,为隐晶质,具有细小孔隙,表面粗糙。

(3)基性岩类。主要矿物为辉石、斜长石,次要矿物为角闪石、黑云母和橄榄石。有时可见蛇纹石、绿泥石和滑石等次生矿物。典型岩石有辉长岩、辉绿岩和玄武岩。

①辉长岩。辉长岩呈灰黑、深灰或黑绿色,主要矿物为辉石和斜长石,次要矿物为角闪石、黑云母和橄榄石。辉长岩具有中粒或粗粒结构,块状构造,岩石坚硬,抗风化能力强,具有很高的强度,岩块抗压强度可达 200~250 MPa。

②辉绿岩。辉绿岩呈暗绿或绿黑色,主要矿物为斜长石和辉石,二者含量相近,其次为橄榄石、角闪石和黑云母,具有典型的辉绿结构。其特征是粒状辉石等暗色矿物充填在板条

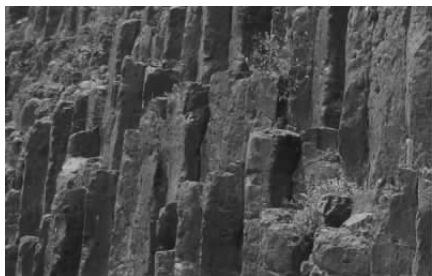


图 2-18 玄武岩柱状节理

状斜长石组成的格架空隙中,常具有杏仁状构造,多呈岩床或岩脉产出。辉绿岩具有良好的物理力学性质,抗压强度也很高,但因节理往往较发育,易风化破碎,使强度大为降低。

③玄武岩。玄武岩为灰绿或暗绿、暗黑色,矿物成分同辉长岩,常呈隐晶质和细粒结构,也有斑状结构,斑晶多为橄榄石、辉石和斜长石,常有气孔或杏仁状构造,柱状节理发育,如图 2-18 所示。玄武岩分布广泛,岩块抗压强度为 200~290 MPa,具有抗磨损、耐

酸性强的特点。

(4)超基性岩类。几乎全由铁镁矿物组成,颜色深,典型岩石为橄榄岩和辉石岩。

①橄榄岩。橄榄岩呈深绿色或黑绿色,主要矿物为橄榄石(全由橄榄石组成者称为纯橄榄岩),包含少量辉石,块状构造,中、粗等粒结构。橄榄石风化易蚀变成蛇纹石或绿泥石。

②辉石岩。辉石岩呈黑绿色,主要矿物为辉石,包含少量橄榄石,粒状结构,块状构造。

(5)火山碎屑岩类。火山碎屑岩是由火山喷发作用形成的火山碎屑物质堆积、胶结而成的岩石。常见的岩石有火山角砾岩和凝灰岩。

①火山角砾岩。火山角砾岩常见于火山锥。主要由火山砾、火山渣(粒径为2~50 mm)组成的,称为火山角砾岩;主要由火山块(粒径大于50 mm)组成的,称为火山集块岩。

②凝灰岩。凝灰岩主要由火山灰组成,其中粒径小于2 mm的火山碎屑占90%以上,颜色多为灰白、灰绿、灰紫和褐黑色。凝灰岩是分布最广的火山碎屑岩,宏观上有不规则的层状、似层状构造。凝灰岩的抗风化能力弱,易风化蚀变成蒙脱石黏土。火山凝灰岩岩石的孔隙率大,容重小,易风化,风化后会形成斑脱土,抗压强度一般为8~75 MPa。由于火山凝灰岩含有玻璃质矿物较多,因此常用来作为水泥原料。

3. 岩浆岩的鉴定方法

利用表2-6进行岩浆岩的肉眼鉴定时,首先,观察新鲜岩石的颜色,估计所含暗色矿物的体积百分比,以确定岩石的化学类别;其次,观察岩石的结构和构造,确定岩石的成因类别;最后,根据岩石的矿物成分定出岩石名称。应该注意的是,在确定颜色时,应把岩石放在一定的距离,观察它大致(平均)的颜色;观察矿物成分时,只需鉴定其中显晶质或斑状结构中的斑晶成分即可(隐晶质和玻璃质用肉眼不易鉴定)。

例如,有一岩石标本,矿物成分以石英和正长石为主,斜长石次之,暗色矿物为黑云母,含量超过5%,可按如下方法进行观察和鉴定:岩石颜色较浅,为浅灰白色,应为酸性或中性岩;岩石为粗粒结构,全晶质,块状构造,据此应为深成岩;岩石中含有大量石英,正长石多于斜长石,综合上述条件,对照分类表的纵行和横行,可确定是花岗岩;暗色矿物黑云母的含量超过5%,最终可定名为黑云母花岗岩。

2.3 沉积岩

沉积岩是由地表或接近于地表的岩石遭受风化剥蚀破坏而产生的物质经搬运、沉积和固结成岩而形成的。

据统计,沉积岩在地壳表层分布最广,占陆地面积的75%,但体积只占地壳的5%(岩浆岩和变质岩共占95%)。分布的厚度各处不一,且深度有限,一般不过几百米,仅在局部地区才有数千米甚至上万米的巨厚沉积。

沉积岩记录着地壳演变的漫长过程,地壳上最老的岩石年龄为46亿年,而沉积岩最老的就达36亿年(位于原苏联的科拉半岛)。在沉积岩中蕴藏着大量矿产,不仅矿种多而且储量大,如煤、铝土矿、石灰岩等,具有重要的工业价值。另外,各种工程建筑(如道路、桥梁、水坝、矿山等)几乎都以沉积岩为地基。因此,研究沉积岩的形成条件、组成成分、结构和构造特征有着很重要的实际意义。

2.3.1 沉积岩的形成

沉积岩的形成过程是一个长期而复杂的外力地质作用过程,一般可分为四个阶段。

1. 松散破碎阶段

地表或接近于地表的各种先成岩石,在温度变化、大气、水及生物长期的作用下逐步破碎成大小不同的碎屑,有时原来岩石的矿物成分和化学成分也会发生改变,形成一种新的风化产物。

2. 搬运作用阶段

岩石经风化作用产生的产物,除少数部分残留在原地堆积外,大部分被剥离原地,经流水、风及重力等作用搬运到低地。在搬运过程中,岩石的不稳定成分继续风化破碎,破碎物质经受磨蚀,其棱角被不断磨圆、颗粒逐渐变细。

3. 沉积作用阶段

当搬运力逐渐减弱时,被携带的物质便陆续沉积下来。在沉积过程中,大的、重的颗粒先沉积,小的、轻的颗粒后沉积。因此,沉积物具有明显的分选性。最初沉积的物质呈松散状态,称为松散沉积物。

4. 固结成岩阶段

松散沉积物转变成坚硬沉积岩的阶段即为固结成岩阶段。固结成岩作用主要有压实、胶结、重结晶三种。

2.3.2 沉积岩的物质组成及胶结物

1. 沉积岩的化学成分

沉积岩的主要物质成分来源于岩浆岩的风化产物,因此沉积岩与岩浆岩的平均化学成分很相似(见表 2-7),但各类沉积岩的化学成分差异很大,如碳酸盐岩以 MgO 、 CaO 和 CO_2 为主,砂岩以 SiO_2 为主,泥岩则以铝硅酸盐为主。沉积岩中 Fe_2O_3 的含量大于 FeO 的含量, K_2O 的含量大于 Na_2O 的含量,而在岩浆岩中则相反。多价金属离子以高价氧化物在沉积岩中出现。沉积岩中富含 H_2O 、 CO_2 、 O_2 和有机质,这在岩浆岩中几乎是不存在的。

表 2-7 岩浆岩和沉积岩的平均化学成分(按氧化物百分比,%)

氧化物	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	合计
岩浆岩	59.14	1.05	15.34	3.08	3.80	0.02	3.49	5.08	3.84	3.13	0.30	0.10	1.15	99.52
沉积岩	57.95	0.57	13.39	3.47	2.08	—	2.65	5.89	1.13	2.86	0.13	5.38	3.23	98.73

2. 沉积岩的矿物成分

沉积岩的矿物成分主要来源于先成岩石的碎屑、造岩矿物和溶解物质。组成沉积岩的矿物,最常见的有 20 种左右,而每种沉积岩一般由 1~3 种主要矿物组成。组成沉积岩的物质按成因可分为四类。

(1)碎屑物质。碎屑物质是指原岩经风化破碎而生成的呈碎屑状态的物质,主要有矿物碎屑(如石英、长石、白云母等抵抗风化能力较强、较稳定的矿物颗粒)、岩石碎块、火山碎屑等。在岩浆岩中常见的橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、基性斜长石等矿物形成于高温高压环境中,在常温常压的表生条件下是不稳定的。岩浆岩中的石英,大部分形成于岩浆结晶的晚期,在表生条件下稳定性较大,一般以碎屑物形式出现于沉积岩中。

(2)黏土矿物。黏土矿物主要是一些原生矿物经化学风化作用分解后所产生的次生矿物。这些矿物是在常温常压且富含 CO_2 和 H_2O 的表生环境条件下形成的,如高岭石、蒙脱石、水云母等。黏土矿物粒径小于 0.005 mm , 具有很大的亲水性、可塑性及膨胀性。

(3)化学沉积矿物。化学沉积矿物是从真溶液或胶体溶液中沉淀出来的或通过生物化学沉积作用形成的矿物,如方解石、白云石、石膏、岩盐、铁和锰的氧化物或氢氧化物等。

(4)有机质及生物残骸。有机质及生物残骸是由生物残骸经有机化学变化而形成的矿物,如贝壳、珊瑚礁、硅藻土、泥炭、石油等。

3. 沉积岩的胶结物

沉积岩中的碎屑矿物颗粒经过胶结物的胶结、压实固结后成岩。常见的胶结物主要为硅质、钙质、泥质和铁质,不同的胶结物对沉积岩的颜色和岩石强度有很大的影响。

(1)硅质胶结。胶结物主要是隐晶质石英或非晶质 SiO_2 , 多呈灰白或浅黄色,质坚,抗压强度高,耐风化能力强。

(2)钙质胶结。胶结物主要是方解石、白云石,多呈灰色、青灰色、灰黄色。岩石的强度和坚固性高,但具可溶性,遇稀盐酸作用即发生起泡反应。

(3)泥质胶结。胶结物主要为黏土矿物,呈黄褐色、灰黄色,结构松散、易碎,抗风化能力弱,岩石强度低,遇水易软化。

(4)铁质胶结。胶结物主要组分为铁的氧化物和氢氧化物,多呈棕、红、褐、黄褐等色,胶结紧密,强度高,但抗风化能力弱。

(5)石膏质胶结。胶结物成分为 CaSO_4 , 硬度小,胶结不紧密。

胶结物在沉积岩中的含量一般为 25% 左右,若其含量超过 25%, 即可参与岩石的命名。例如,钙质长石石英砂岩,即是长石石英砂岩中钙质胶结物超过了 25%。

2.3.3 沉积岩的结构

沉积岩的结构是指组成物质的形态、大小、性质、结晶程度等。沉积岩的结构随其成因类型的不同而各具特点,其结构主要有以下几种:

1. 碎屑结构

由原岩经机械破碎和搬运的碎屑物质(包括矿物碎屑和岩石碎屑),在沉积成岩过程中被胶结而成的结构,称为碎屑结构。碎屑结构是碎屑岩特有的结构。

(1)按碎屑粒径的大小可分为砾状结构、砂质结构和粉砂质结构,如表 2-8 所示。

表 2-8 碎屑结构类型及碎屑岩

结 构 名 称		碎屑颗粒大小/mm	碎屑岩名称
砾状结构	砾状结构	>2.0	砾岩
	角砾状结构		角砾岩
砂质结构	粗砂结构	0.5~2.0	粗粒砂岩
	中砂结构	0.25~0.5	中粒砂岩
	细砂结构	0.05~0.25	细粒砂岩
粉砂质结构		0.005~0.05	粉砂岩

(2)根据颗粒外形分为棱角状结构、次棱角状结构、次圆状结构和滚圆状结构,如图 2-19 所示。碎屑颗粒磨圆程度受颗粒硬度、相对密度及搬运距离等因素影响。

(3)按胶结类型可分为基底胶结、孔隙胶结和接触胶结,如图 2-20 所示。当胶结物含量较大时,碎屑颗粒孤立地分散于胶结物之中,互不接触,且距离较大,此时碎屑颗粒散布在胶结物的基底之上,故称基底式胶结。当胶结物含量不大时,碎屑颗粒互相接触,胶结物充填在颗粒之间的孔隙中,则称为孔隙式胶结。当只在颗粒接触处才有胶结物,并且颗粒间的孔隙大都是空洞时,则称为接触式胶结。

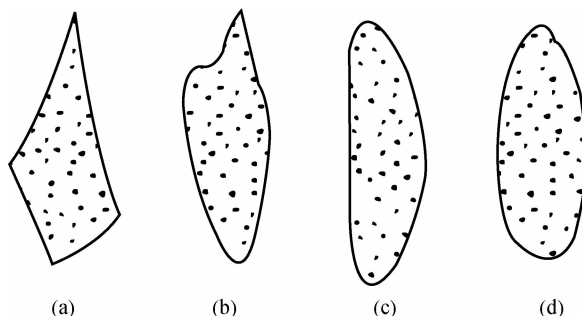


图 2-19 碎屑颗粒磨圆程度

(a)棱角状 (b)次棱角状 (c)次圆状 (d)滚圆状

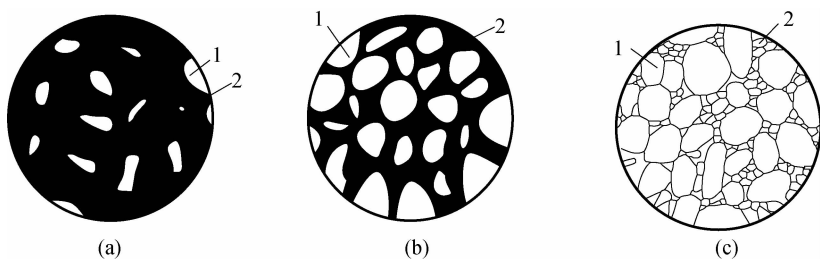


图 2-20 碎屑岩的胶结类型

(a)基底胶结 (b)孔隙胶结 (c)接触胶结

1—碎屑颗粒; 2—胶结物质

碎屑岩胶结物的种类和胶结类型与岩石的工程性质密切相关。硅质胶结的岩石坚硬,而泥质胶结的岩石松软;基底胶结牢固,而接触胶结的牢固程度最差。所以,研究时不仅要

分析胶结物的成分,还应注意其胶结类型。

2. 泥质结构

泥质结构,也称黏土结构,是由粒径小于 0.005 mm 的黏土矿物颗粒组成的,是泥岩、页岩等黏土岩的主要结构。这种结构质地均一、致密且性软。

3. 化学结晶结构

化学结晶结构是指岩石由从溶液中沉淀、结晶等化学成因物质组成的结构,可分为鲕状、结核状、纤维状、致密块状和晶粒结构等。

4. 生物结构

岩石几乎全部是由生物遗体或碎片组成的结构,如生物碎屑结构、贝壳结构、珊瑚结构等。生物结构是生物化学岩的特有结构。

2.3.4 沉积岩的构造和特征

沉积岩的一个明显特点是具有宏观的沉积构造。沉积构造是指沉积岩的各个组成部分的空间分布和排列形式,它们可以反映和指示成岩时的特定沉积环境。沉积岩的构造特征主要表现在层理、层面、结核和生物构造等方面。

1. 层理构造

沉积岩的原始产状一般呈层状分布,其上下被略平且平行的面所分界,上界面称上层面或顶板,下界面称下层面或底板,每层是广阔而厚度很小的板状均匀岩体(岩层)。但是由于沉积环境的变化,沉积岩也可能出现其他一些产状,如图 2-21 所示。

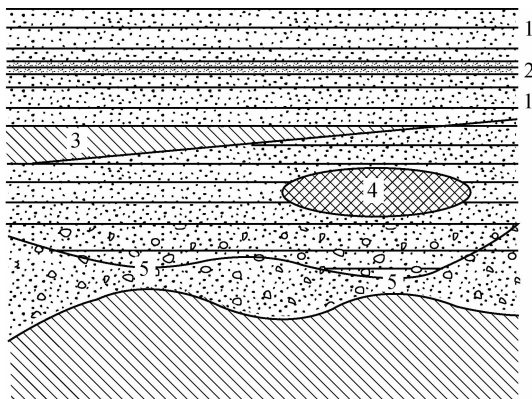


图 2-21 沉积岩的产状

1—层状岩层; 2—夹层; 3—尖灭层; 4—透镜体; 5—狭缩

沉积岩很重要的一个特征是具有层理构造。层理构造是指构成沉积岩的物质由于颜色、成分、颗粒粗细或颗粒特征的不同而产生的分层现象。层与层(由于季节和气候变化所形成的厚薄不同的成层单位称为层)之间的接触面称为层理面。但层与层之间结合得十分紧密,实际上并不真正存在分界面。层面与层理面不同,层面是由于岩石在原始形成过程中发生了沉积间断而形成的。层根据其厚度可分为巨厚层(厚度大于 1 m)、厚层(厚度为 1~0.5 m)、中厚层(厚度为 0.5~0.1 m)和薄层(厚度小于 0.1 m)。

层理面与层面的方向不一定一致,据此,根据层理的形态和成因可分为平行层理、斜交层理和交错层理,如图 2-22 和图 2-23 所示。

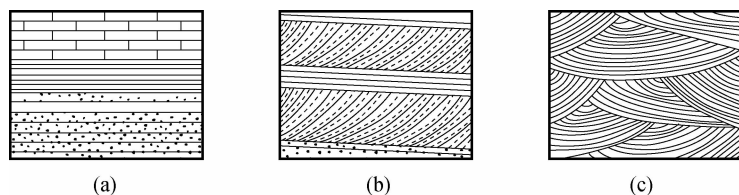


图 2-22 沉积岩层理形态示意
(a)平行层理 (b)斜交层理 (c)交错层理

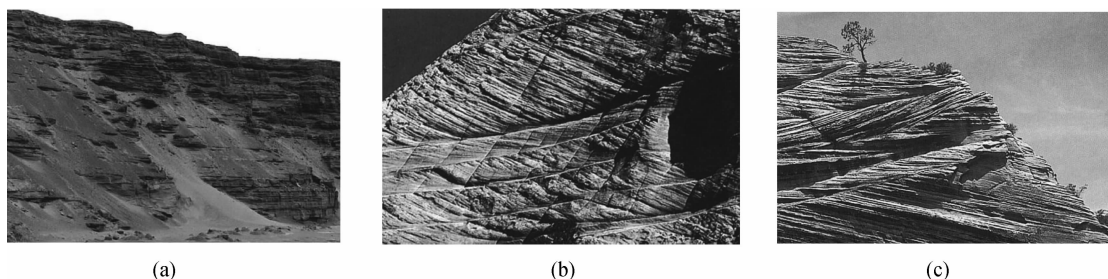


图 2-23 沉积岩层理形态实物
(a)平行层理 (b)斜交层理 (c)交错层理

(1)平行层理。平行层理的层理面与层面相互平行。这种层理主要见于细粒岩石(黏土岩、粉细砂岩等)中。平行层理是在沉积环境比较稳定的条件下(如广阔的海洋和湖底、河流的堤岸带等),从悬浮物或溶液中缓慢沉积而形成的。

(2)斜交层理。斜交层理的层理面向一个方向与层面斜交。这种层理在河流及滨海三角洲的沉积物中均可见到,主要是由单向水流所造成的。

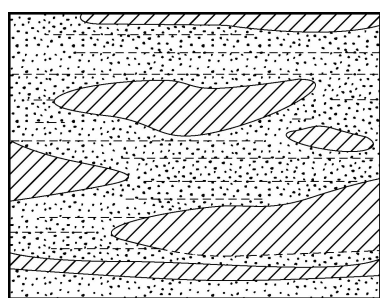


图 2-24 透镜体及尖灭层示意

(3)交错层理。交错层理的层理面以多组不同方向与层面斜交。交错层理经常出现在风成沉积物(如沙丘)或浅海沉积物中,是由于风向或水流动方向变化而形成的。

有些岩层一端厚,另一端逐渐变薄以至消失,这种现象称为尖灭层。若岩层中间厚,而在两端不远处的距离内尖灭,则称为透镜体,如图 2-24 所示。

2. 层面构造

层面构造指在岩层层面上由于水流、风、生物活动等作用留下的痕迹,如波痕、泥裂、雨痕等。

(1)波痕。波痕是指沉积物在沉积过程中,由于风力、流水或海浪等的作用,在沉积岩层面上保留下来的波浪痕迹,它是沉积介质动荡的标志,见于岩层顶面,如图 2-25 所示。

(2)泥裂。滨海或滨湖地带沉积物未固结时露出地表,由于气候干燥、日晒,沉积物表面干裂,发育成多边形的裂缝,裂缝断面呈“V”字形,并为后期泥、砂等填充,如图 2-26 所示。

(3)雨痕、雹痕。雨痕、雹痕是沉积表面受雨点或冰雹打击留下的痕迹。

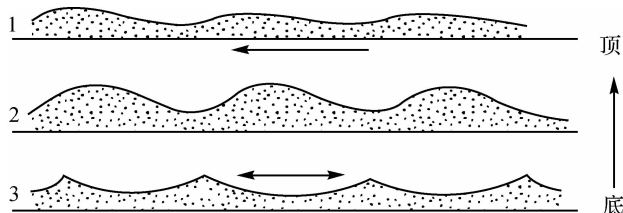


图 2-25 不同成因的波痕
1—风成波痕；2—水流波痕；3—浪成波痕

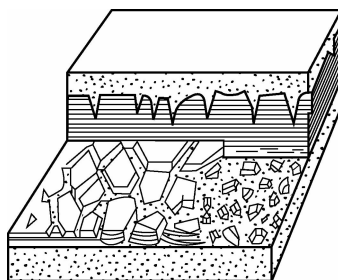


图 2-26 泥裂生成、掩埋示意

3. 结核

结核是指岩体中成分、结构、构造和颜色等不同于周围岩石的某些集合体的团块。结核常为圆球形、椭球形、透镜状及不规则形态,常见有硅质、钙质、磷质、铁锰质和黄铁矿结核等。例如,石灰岩中的燧石结核,主要是 SiO_2 在沉积物沉积的同时以胶体凝聚方式形成的;黄土中的钙质结核,是地下水从沉积物中溶解 CaCO_3 后在适当地点再结晶凝聚形成的。

4. 生物构造

生物构造是指生物遗体、生物活动痕迹和生态特征等在沉积过程中被埋藏、固结成岩而保留的构造,如化石、虫迹、虫孔、生物礁体、叠层构造等。

在沉积过程中,若有各种生物遗体或遗迹(如动物的骨骼、甲壳、蛋卵、粪便、足迹及植物的根、茎、叶等)埋藏于沉积物中,后经石化交代作用保留在岩石中,则称为化石,如图 2-27 所示。根据化石种类可以确定岩石形成的环境和地质年代。

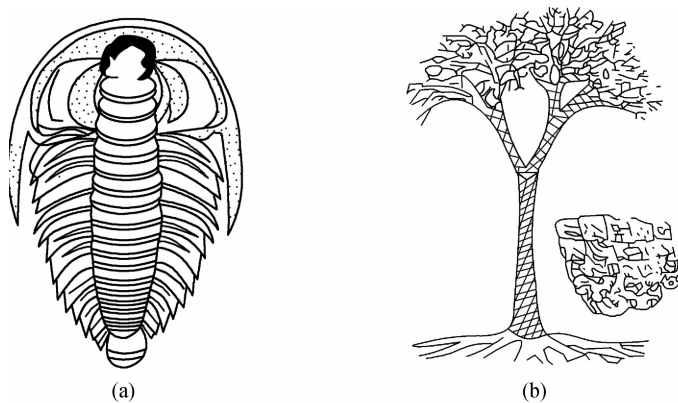


图 2-27 化石
(a)雷氏三叶虫 (b)鳞木

此外,缝合线等也是沉积岩形成条件的反映。化石、缝合线等不仅对研究沉积岩很重要,而且对研究地史和古地理也有重要意义。

2.3.5 沉积岩的分类及主要沉积岩

由于沉积岩的形成过程比较复杂,目前对沉积岩的分类方法尚不统一。通常主要是以沉积造岩物质的来源划分基本类型,而以沉积作用方式、成分、结构和构造等进行进一步划分,将沉积岩分为火山碎屑岩、陆源沉积岩和内源沉积岩三大类(见表 2-9)。

表 2-9 沉积岩分类简表

岩 类	结 构	主要岩石 分类名称	主要亚类及其组成物质
火山 碎屑岩	集块结构 (粒径大于 64 mm)	火山集块岩	主要由粒径大于 64 mm 的熔岩碎块、火山灰等经压密胶结而成
	角砾结构 (粒径为 2~64 mm)	火山角砾岩	主要由粒径为 2~64 mm 的熔岩碎屑、晶屑、玻屑及其他碎屑混入物组成
	凝灰结构 (粒径小于 2 mm)	凝灰岩	由 50%以上粒径小于 2 mm 的火山灰组成,其中有岩屑、晶屑、玻屑等细粒碎屑物质
陆源 沉积岩	砾状结构 (粒径大于 2 mm)	砾岩	角砾岩:由带棱角的角砾经胶结而成 砾岩:由浑圆的砾石经胶结而成
	砂质结构 (粒径为 0.05~2 mm)	砂岩	石英砂岩:石英(含量大于 90%)、长石和岩屑(含量小于 10%) 长石砂岩:石英(含量小于 75%)、长石(含量大于 25%)、岩屑(含量小于 10%) 岩屑砂岩:石英(含量小于 75%)、长石(含量小于 10%)、岩屑(含量大于 25%)
	粉砂质结构(粒径为 0.005~0.05 mm)	粉砂岩	主要由石英、长石及黏土矿物组成
	黏土岩	泥岩	主要由黏土矿物组成
		页岩	黏土质页岩:由黏土矿物组成 炭质页岩:由黏土矿物及有机质组成
内源 沉积岩	碳酸 盐岩	石灰岩	泥灰岩:方解石(含量为 50%~75%)、黏土矿物(含量为 25%~50%) 石灰岩:方解石(含量大于 90%)、黏土矿物(含量小于 10%)
		白云岩	灰质白云岩:白云石(含量为 50%~75%)、方解石(含量为 25%~50%) 白云岩:白云石(含量大于 90%)、方解石(含量小于 10%)
	其他	硅质岩	富含 SiO ₂ (含量为 70%~90%),主要由非晶质的蛋白石、隐晶质的玉髓、晶质的自生石英组成
		磷质岩	主要由磷灰石组成

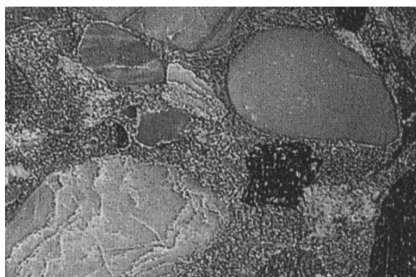
在各种沉积岩中,分布最广、最常见的只有三种,即页岩、砂岩和石灰岩。这三种岩石约占全部沉积岩总量的 99%。此外,在地表常可见到砂、砾石、卵石和黏土等松散沉积物。

1. 碎屑岩类

碎屑岩以具有矿物岩石的碎屑颗粒为特征。沉积的碎屑(在搬运过程中被不同程度磨圆)与黏土主要是柔软而饱和水分的泥、砂、砾石,由于它们不断地沉积叠加,使先沉积的物质埋藏于后来沉积层之下,由此压实,水分被挤出,并产生一定的化学变化,使泥、砂和砾石经胶结、固结作用而成岩。根据碎屑颗粒粒径和结构特点可分为以下几种:

(1)砾岩和角砾岩。碎屑岩中粒径大于 2 mm 的碎屑颗粒,称为砾石或角砾。圆状和次圆状且砾石含量大于 50% 的岩石,称为砾岩;如果砾石为棱角状或次棱角状,则称为角砾岩,如图 2-28 所示。砾岩和角砾岩主要由岩屑组成,矿物成分多为石英、燧石,胶结物有硅质(成分为 SiO_2)、泥质(成分为黏土矿物)、钙质(成分为 Ca 、 Mg 的碳酸盐)或其他化学沉淀物。胶结物的成分与胶结类型对砾岩的物理力学性质有很大影响,若为基底胶结类型,且胶结物为硅质或铁质的砾岩,其抗压强度可达 200 MPa 以上,是良好的建筑物地基。

(2)砂岩。砂岩是由 50% 以上粒径为 0.05~2 mm 的砂粒胶结而成的岩石,如图 2-29 所示。碎屑成分常为石英、长石、白云母、岩屑及生物碎屑等。碎屑颜色多样,因砂屑与填隙物成分而异。碎屑按粒径大小可分为粗粒、中粒及细粒砂岩等。砂岩的定名通常根据碎屑成分、胶结物和基质成分来命名,如碎屑主要为粗粒石英,其次为岩屑,基质为黏土质,则可称为粗粒黏土质岩屑石英砂岩;也可以仅根据颜色命名,如紫红色砂岩、灰绿色砂岩等。砂岩中胶结物成分和胶结类型不同,抗压强度也不同。例如,硅质砂岩抗压强度为 80~200 MPa;泥质砂岩抗压强度较低,为 40~50 MPa 或更低。



(a)



(b)

图 2-28 砾岩与角砾岩

(a)砾岩 (b)角砾岩

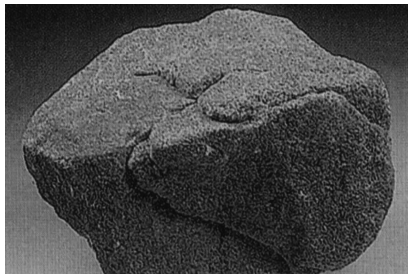


图 2-29 砂岩及其地貌

(3)粉砂岩。粉砂岩是由 50% 以上粒径为 0.005~0.05 mm 的颗粒组成的具有粉砂状

结构的岩石。粉砂岩的颜色多样,碎屑成分常为石英及少量长石与白云母,命名方法和砂岩一样。

2. 黏土岩类

黏土岩主要是指由粒径小于 0.005 mm 的颗粒组成的、含大量黏土矿物的岩石。此外,黏土岩还含有少量的石英、长石、云母。黏土岩一般都具有可塑性、吸水性、耐火性,有重要的工程意义。主要的黏土岩有两种,即泥岩和页岩。

(1)泥岩。泥岩是由弱固结的黏土经脱水、固结而形成的。泥岩层理不明显,常呈厚层状、块状,具有泥质结构。泥岩的强度较低,一般干试样的抗压强度为 5~35 MPa,遇水易泥化,强度显著降低。

(2)页岩。页岩颜色不一,多呈灰色、黑色和棕色。页岩的成分、成因虽同泥岩,但因其具有明显的页片状层理,故称为页岩,如图 2-30 所示。页岩具有泥质结构、页理构造,硬度低,致密,不透水。页岩由于基本不透水,通常被作为隔水层。但页岩性质软弱,抗压强度一般为 20~70 MPa 或更低,浸水后强度显著降低,抗滑稳定性差。

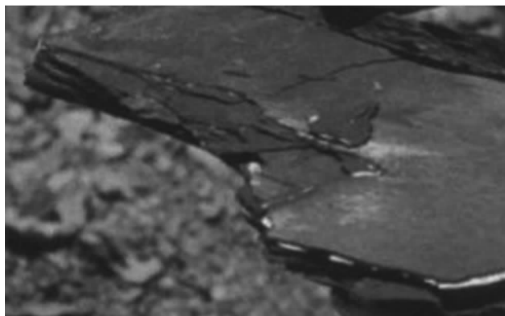


图 2-30 页岩

3. 化学岩和生物化学岩类

(1)石灰岩。石灰岩简称灰岩,颜色多为深灰、浅灰。质地纯净的灰岩呈白色,主要化学成分为碳酸钙,矿物成分以结晶的细粒方解石为主,其次含少量白云石等矿物,具有致密块状或层理构造、化学结构。另外,由于沉积环境的不同,常形成一些特殊结构的石灰岩,如鲕状、竹叶状、豆状等灰岩。石灰岩一般遇酸起泡剧烈,抗压强度为 40~80 MPa。石灰岩具有可溶性,易被地下水溶蚀,形成宽大的裂隙和溶洞,是地下水的良好通道。此外,石灰岩还是烧制石灰、水泥的重要原材料,也是用途很广的建筑石材。

(2)白云岩。白云岩主要由白云石组成,颜色多为灰白色、浅灰色,含泥质时呈浅黄色,具有隐晶质或细晶粒状结构。白云岩与石灰岩的外貌很相似,其硬度和耐风化程度较石灰岩略大。但白云岩加冷稀盐酸不起泡或微弱起泡,在野外露头上常以许多纵横交叉似刀砍状的溶沟为其特征,纯白云岩可作为耐火材料。

(3)泥灰岩。石灰岩中均含有一定数量的黏土矿物,若其含量为 25%~50%,则称为泥灰岩。泥灰岩有灰色、黄色、褐色、红色等,滴盐酸起泡后留有泥质斑点,可以此来区别它与石灰岩。泥灰岩具有致密结构,易风化,抗压强度低,一般为 6~30 MPa。较好的泥灰岩可作为水泥原料。

(4)硅质岩。硅质岩常为红色、暗红色、灰绿色等。其化学成分为 SiO_2 ,组成矿物为微晶

石英或玉髓,少数情况下为蛋白石。含有机质的硅质岩为灰黑色,富含氧化铁的硅质岩称为碧玉,呈结核状产出者称为燧石结核,少数质轻多孔的硅质岩称为硅华,具有不同颜色的同心圆环带状构造者称为玛瑙。

2.4 变质岩

变质岩为组成地壳三大岩类之一,是地质科学研究的重点之一。变质岩含有远古代地球演化的历史痕迹,是研究地球演化的重要对象,很多宝石、汉白玉等都属于变质岩。由于变质岩中具有有一些片理构造的岩石,因此在工程建设中属于软弱地带,应予以重视。

随着地壳的不断演化,岩石所处的地质环境也在不断改变,为了适应新的地质环境和物理化学条件的变化,其矿物成分、结构和构造都会发生一系列改变。地壳内部原有的岩石(岩浆岩、沉积岩和原有变质岩)由于受到高温、高压及化学成分加入的影响,改变了原有矿物的成分结构和构造而形成的新岩石,称为变质岩。这种使岩石发生质的变化的过程,称为变质作用。

变质岩占地壳总体积的 27.4%,但在地球表面分布范围较小,也不均匀。地史中(寒武纪以前)较古老的岩石大都是变质岩。

2.4.1 变质作用的因素及类型

引起变质作用的因素有温度、压力及化学活动性流体。变质温度的基本来源包括地壳深处的高温、岩浆及地壳岩石断裂错动产生的高温等。引起岩石变质的压力包括上覆岩石重量引起的静压力、侵入岩体空隙中的流体所形成的压力以及地壳运动或岩浆活动产生的定向压力。化学活动性流体则是以岩浆、 H_2O 、 CO_2 为主,其次还包含其他一些易挥发、易流动物质的流体。

根据变质作用的地质成因和变质作用因素,可将变质作用分为以下几种类型,如图 2-31 和图 2-32 所示。

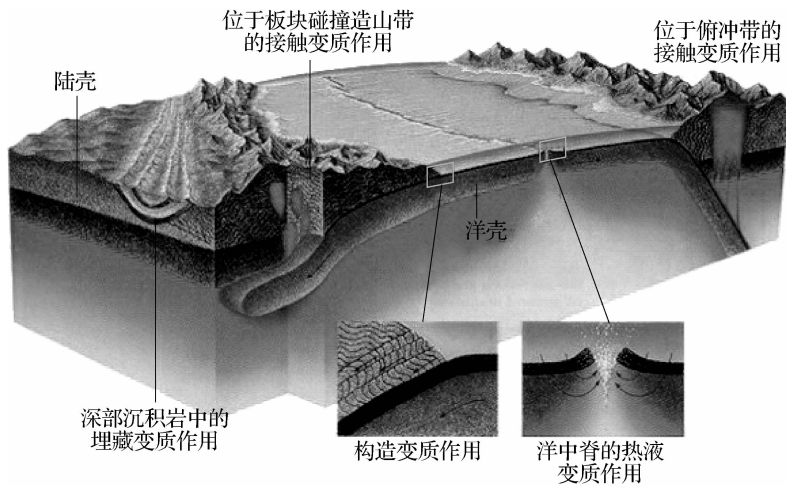


图 2-31 变质作用

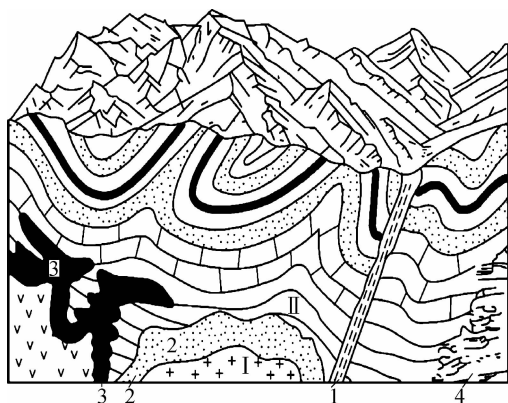


图 2-32 变质作用类型示意

1—动力变质作用；2—热接触变质作用；3—接触交代变质作用；4—区域变质作用；

I—岩浆岩；II—沉积岩

1. 接触变质作用

接触变质作用是指当岩浆侵入围岩时,在侵入体与围岩的接触带,受到岩浆高温及其分异出来的挥发成分及热液的影响而发生的一种变质作用。根据变质过程中侵入体与围岩间有无化学成分的相互交代,接触变质作用可分为热接触变质作用和接触交代变质作用两种类型。

(1)热接触变质作用。热接触变质作用也称热力变质作用,是指由于岩浆侵入体释放的热能使接触带附近围岩的矿物成分、结构和构造等发生变化的一种变质作用。这种作用主要表现为原岩成分经重结晶产生新的矿物组合和新的结构、构造,而化学成分基本上没有发生变化,如石灰岩变为大理岩、砂岩变为石英砂岩等。

(2)接触交代变质作用。接触交代变质作用是指由于岩浆成分结晶晚期析出的大量挥发成分和热液,通过交代作用,使接触带附近的侵入体与围岩在岩性和化学成分上均发生变化的一种变质作用。这种作用与热接触变质作用的区别在于,围岩温度升高的同时还有化学成分的进入和带出。接触交代变质作用主要发生在酸性、中性侵入体与石灰岩的接触带,而且往往产生矽卡岩。

2. 动力变质作用

在构造运动过程中,岩石在定向压力作用下而发生的变形、破碎甚至重结晶的作用,称为动力变质作用。动力变质作用主要发生在地壳较浅的部位、构造变形强烈的断裂带附近,多呈狭长带状分布。

3. 区域变质作用

在一个范围较大的区域内,由于区域性的地壳运动和岩浆活动影响而引起岩石发生变质的作用,称为区域变质作用。

区域变质作用一般分布范围广,延续时间长,具有区域性。在山东泰山、山西五台山、河南嵩山等地分布的古老变质岩都是由区域变质作用形成的。区域变质岩的岩性在很大范围内比较均一,其强度决定于岩石本身的结构、构造和矿物成分。

由于变质作用一般不改变原生岩石的产状,因此产状不能作为变质岩的特征。但是如果受到强烈的挤压,原生岩石的产状也可能发生某些变化,如原生岩体在压力作用方向上受

到强烈的压缩等。

2.4.2 变质岩的物质成分

1. 变质岩的化学成分

变质岩的化学成分比较复杂,主要由 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 CaO 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 、 H_2O 、 CO_2 及 TiO_2 、 P_2O_5 等组成。但不同的变质岩其化学成分差别较大,如石英岩中 SiO_2 的含量高达 90%,而在大理岩中几乎不含 SiO_2 。

2. 变质岩的矿物成分

变质岩矿物成分的最大特征是具有变质矿物,即在变质作用中形成的,仅稳定存在于很狭窄的温度和压力范围内的矿物。变质矿物对外界条件的变化反应很灵敏,所以常常成为变质岩形成条件的指示矿物,是鉴定变质岩的可靠依据。常见的变质矿物有石榴子石、红柱石、滑石、石墨、十字石、蓝晶石、硅线石等。

有时绿泥石、绢云母、刚玉、蛇纹石和石墨等矿物在变质岩中大量出现,这也是变质岩的一个鉴定特征。同时,这些矿物具有变质分带指示作用,如绿泥石、绢云母多出现在浅变质带,蓝晶石存在于中变质带,而硅线石则存在于深变质带中,因此把这类矿物称为标准变质矿物。

除变质矿物外,变质岩的主要造岩矿物是石英、长石、云母、普通角闪石、普通辉石、橄榄石、磁铁矿、赤铁矿、菱铁矿、磷灰石、方解石、白云石等与岩浆岩和沉积岩共有的矿物。

2.4.3 变质岩的结构

变质岩的结构按成因可分为变晶结构、变余结构和碎裂结构。

1. 变晶结构

变晶结构是指岩石在变质过程中经重结晶或重新组合而形成的结构。变晶结构按矿物的粒度分为等粒变晶结构(见图 2-33)、不等粒变晶结构及斑状变晶结构;按矿物颗粒的形状分为粒状变晶结构、鳞片状变晶结构和纤维状变晶结构等。



图 2-33 等粒变晶结构(黑云母斜长角闪岩, $d=2.5\text{ mm}$)

1—黑云母; 2—角闪石; 3—斜长石

2. 变余结构

变余结构又称残余结构,由于其变质重结晶作用不彻底,因此还保留着原岩的矿物成分和结构特征。例如,泥质砂岩变质时,泥质胶结物变成绢云母和绿泥石,而其中的碎屑物质(如石英)不发生变化,便形成了变余砂状结构。还有其他的变余结构,如与岩浆岩有关的变余斑状结构、变余花岗结构等。其命名只要在原岩的结构名称前加上“变余”两字即可。

3. 碎裂结构

碎裂结构是指在定向压力的作用下,原岩及其中的矿物发生弯曲变形、破裂,甚至粉碎后又被胶结起来的一种结构,如糜棱岩、碎裂岩、角砾岩。



2.4.4 变质岩的构造

变质岩的构造与岩浆岩及沉积岩有着显著的区别,它是鉴定变质岩的可靠特征。在大多数情况下,构成变质岩的片状、针状或柱状矿物在定向压力作用下呈连续的或断续的平行排列,沿此排列方向易使岩石裂开成薄片,这种特性称为片理。裂开的面称为片理面。片理延伸不远,片理面可以是平的、弯曲的或波状的,并且平滑光亮,据此可与沉积岩的层理及层理面相区别。

根据片理面的特征、变质程度等特点,可进一步将片理构造分为片麻状构造、片状构造、千枚状构造、板状构造、块状构造和变余构造。

(1)片麻状构造。片麻状构造又称片麻理,是指以长石为主的粒状矿物在平行定向排列的片、柱状矿物间成断续的带状分布。片麻状构造中矿物的重结晶程度高,颗粒粗大易识别。例如,长石类矿物颗粒粗大,呈似球状者又称为眼球状构造。

(2)片状构造。由大量的片状、柱状变晶矿物彼此呈连续的定向平行排列,形成清楚的薄面,这就是片状构造。片状构造是变质岩中最常见、最典型的构造,是片岩具有的构造。具有片状构造的岩石,其各组分全部重结晶,用肉眼可分辨矿物颗粒。

(3)千枚状构造。千枚状构造是千枚岩具有的构造,主要由重结晶的细小片状矿物定向排列而成,其片理清楚,片理面上见有明显丝绢光泽和细小皱纹状或揉皱状构造。岩石中各组分虽已基本重结晶,但由于结晶程度不高,因此用肉眼尚不能分辨矿物。

(4)板状构造。板状构造又称板理,指具有柔性的页岩、泥岩等受应力后产生一组平行破裂面,使岩石易劈成薄板的构造。板状构造是板岩具有的构造。该岩石中矿物颗粒细小,用肉眼不能分辨。

(5)块状构造。当变质作用中没有定向、高压这些因素时,由于受温度和静压力的联合作用,粒状矿物均匀分布,无定向排列,称为块状结构。部分大理岩和石英岩具有此种构造。这种构造与火成岩的块状构造相似,但又不完全一样。

(6)变余构造。变余构造是指变质岩中残留的原岩的构造,如变余层状构造、变余泥裂构造、变余气孔构造等。变余构造多见于变质程度不深的变质岩中。



2.4.5 变质岩的分类及主要变质岩

1. 变质岩的分类

按照变质岩的成因,可将变质岩分为接触变质岩、动力变质岩和区域变质岩三类。其中,区域变质岩可首先按构造进行分类命名,然后可根据矿物成分进一步定名,如具片状构造的岩石叫片岩,若片岩中含绿泥石较多,则可进一步定名为绿泥石片岩。凡具有块状构造和变晶结构的岩石,首先按矿物成分命名,如石英岩;也有按地名命名的,如大理岩。动力变质岩则主要根据岩石结构分类定名。变质岩分类归纳于表 2-10 中。

表 2-10 变质岩分类简表

岩类	构造	岩石名称	主要亚类及其矿物成分
片理状 岩类	板状	板岩	矿物成分为黏土矿物、绢云母、石英、绿泥石、黑云母、白云母等
	千枚状	千枚岩	以绢云母为主,其次为石英、绿泥石等
	片状	片岩	云母片岩:以云母、石英为主,其次为角闪石等 滑石片岩:以滑石、绢云母为主,其次为绿泥石、方解石等 绿泥石片岩:以绿泥石、石英为主,其次为滑石、方解石等
	片麻状	片麻岩	花岗片麻岩:以正长石、石英、云母为主,其次为角闪石,有时含石榴子石 角闪石片麻岩:以斜长石、角闪石为主,其次为云母,有时含石榴子石
块状 岩类	块状	大理岩	以方解石为主,其次为白云石等
		石英岩	以石英为主,有时含有绢云母、白云母等

2. 常见变质岩的特征

(1)片麻岩。片麻岩多呈肉红色、灰色、深灰色,具有粒状变晶结构、片麻状构造或眼球状构造,主要矿物成分为长石、石英,其次为黑云母、角闪石和石榴子石等。片麻岩的物理力学性质视其含有矿物成分的不同而不同,一般强度较高,抗压强度达 120~200 MPa,若云母含量增多且富集在一起,则强度大为降低。

(2)片岩。片岩类多呈灰色、黑色、深绿色,具有鳞片变晶结构、片状构造,主要矿物为云母、石英,其次为角闪石、绿泥石、滑石、石墨、石榴子石、绢云母、黑云母、白云母等,以不含长石区别于片麻岩,如图 2-34 所示。片岩依所含矿物成分的不同可分为云母片岩、绿泥石片岩、角闪石片岩、滑石片岩等。片岩中由于片状矿物含量高,具有定向排列、易风化剥落、抗风化能力差的性质,因此岩石强度低,沿片理方向易裂解,不宜作为建筑材料。

(3)千枚岩。千枚岩多呈绿色、黑色、黄灰色、棕褐色,一般具有细粒鳞片变晶结构、千枚状构造,多由黏土矿物、粉砂岩变质而成,主要由绢云母、黏土矿物、石英、绿泥石、斜长石等新生矿物组成。千枚岩的片理面上具丝绢光泽和微细皱纹状,如图 2-35 所示。千枚岩性质软弱,易风化破碎,在荷载作用下容易产生蠕动变形和滑动破坏。

(4)板岩。板岩常呈灰至灰黑色、灰绿色,具有变余泥质结构、板状构造,如图 2-36 所



示。板岩的主要矿物成分为黏土矿物,其次是少量的细小石英、铁质和炭质粉末及新生的矿物绢云母和绿泥石,绝大部分矿物为隐晶质。

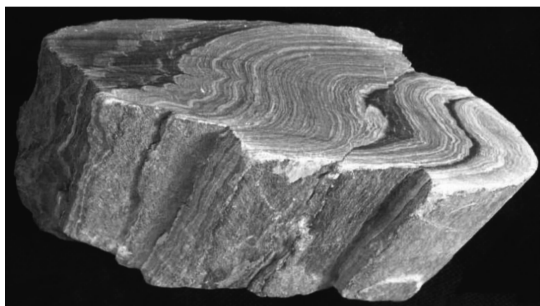


图 2-34 片岩

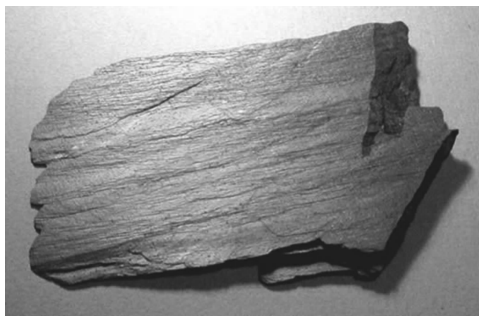


图 2-35 千枚岩



图 2-36 板岩

板岩质地脆硬,被敲打时发出清脆的响声,板理面上具丝绢光泽。板岩按颜色和杂质成分可进一步命名,如黑板岩、钙质板岩等。板岩透水性很弱,可作为隔水层。

(5)石英岩。石英岩常呈白色、灰白色,具有粒状变晶结构、块状构造。矿物成分中石英含量大于 85%,其次含少量长石、白云母等。石英岩坚硬,抗风化能力强。岩块抗压强度可达 300 MPa 以上,可作为良好的建筑物地基,但因其性脆,较易产生密集性裂隙,形成渗漏通道,所以应采取必要的防渗措施。

(6)大理岩。大理岩呈白色、灰白色等,具有粒状变晶结构、块状构造。其主要矿物成分为方解石、白云石等。洁白细粒大理岩(汉白玉)和带有各种条带、花纹的大理岩是优良的装饰材料与建筑材料。大理岩硬度小,与冷稀盐酸作用起泡,所以很容易鉴别。大理岩具有可溶性,强度随其颗粒胶结性质及颗粒大小而异,抗压强度一般为 50~120 MPa。

对于岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类岩石的肉眼鉴定,应结合岩石标本在实验课中进行。

地壳是由各种各样的岩石组成的,而岩石是地壳发展过程中内、外动力地质作用的必然产物。由于各类岩石的形成条件不同,它们在产状、矿物组成、结构、构造等方面也各具特点。因此,可对三大类岩石进行属性比较和分类鉴定。图 2-37 基本上标明了三大类岩石之间的关系。

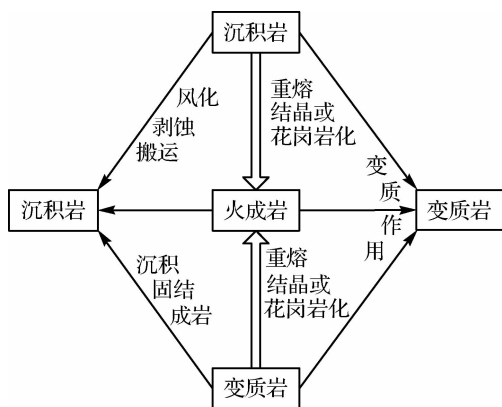


图 2-37 三大类岩石之间的关系

不同种类的岩石,因为其成因、成分、结构和构造的不同,所以它们的工程地质性质也有很大的差异。因此在分析其工程地质性质时,应结合具体的工程要求来进行。

思维拓展

(1)收集资料,对比下列矿物,指出它们之间的异同点。

正长石—斜长石—石英 角闪石—辉石—黑云母 方解石—白云石—石英
黄铁矿—黄铜矿—黄金

(2)收集相关资料,列表比较三大岩类的异同。

(3)分小组讨论,每个小组选定一种岩石做分析,探讨其特征、成因以及应用。

模块 3

地形地貌



模块导入

地形地貌是地质学给人最直观的印象和感觉。在前两个模块中,我们探讨了地球的圈层以及岩石和矿物,这些都属于地下部分,而在本模块,我们将探讨工程地质的地上部分——地形地貌,从而构建工程地质的三维空间知识体系。各种不同的地貌都关系到道路勘测设计、桥隧位置选择等技术经济问题和养护管理等。为了处理好线路工程与地貌条件之间的关系,就必须学习和掌握一定的地貌知识。

3.1 地貌概述



3.1.1 地貌的形成与发展

1. 地貌形成与发展的动力

地壳表面的各种地貌都在不断地形成、发展和变化。促使地貌形成和发展变化的动力是内、外力地质作用。

内力地质作用形成了地壳表面的基本起伏,对地貌的形成和发展起决定性作用。首先,地壳的构造运动不仅使地壳岩层因受到强烈的挤压、拉伸或扭动而形成一系列褶皱带和断裂带,而且还在地壳表面造成大规模的隆起区和沉降区。隆起区将形成大陆、高原、山岭;沉降区则形成海洋、平原、盆地。其次,地下岩浆的喷发活动对地貌的形成和发展也有一定的影响,裂隙喷发可形成火山锥和熔岩盖等堆积物,后者的覆盖面积可达数百以至数十万平方千米,厚度可达数百、数千米。此外,内力地质作用还对外力地质作用的条件、方式及过程具

有深刻的影响。例如,地壳上升,侵蚀、剥蚀、搬运等作用增强,堆积作用变弱;地壳下降,则情况相反。

外力地质作用根据其作用过程可分为风化、剥蚀、搬运、沉积和成岩等作用,根据其动力性质可分为风化、重力、风力、流水、冰川、冻融、溶蚀等作用。外力地质作用对由内力地质作用所形成的基本地貌形态不断地进行雕塑、加工,起着改造作用。其总趋势是削高补低,力图把地表夷平,即把由内力地质作用所造成的隆起部分进行剥蚀破坏,同时把由破坏所形成的碎屑物质搬运堆积到由内力地质作用所造成的低地和海洋中去。如同内力地质作用会引起外力地质作用的加剧一样,在外力地质作用把地表夷平的过程中,也会改变地壳已有的平衡,从而又为内力地质作用产生新的地面起伏提供便利条件。

综上所述,地貌的形成和发展是内、外力地质作用共同作用的结果。我们现在看到的各种地貌形态,就是地壳在内、外力地质作用下发展到现阶段的形态表现。

2. 地貌形成与发展的影响因素

地貌的形成和发展变化,首先取决于内、外力地质作用之间的量的对比。例如,在内力作用使地表上升的情况下,如果上升量大于外力作用的剥蚀量,地表就会升高,最后形成山岭地貌;反之,地表就会降低或被削平,最后形成剥蚀平原。同样,在内力作用使地表下降的情况下,地表就会下降,形成低地;反之,如果下降量小于外力作用所能造成的堆积量,地表就会被填平甚至增高,形成堆积平原或各种堆积地貌。

此外,地貌的形成和发展变化也取决于地貌水准面,当内力地质作用造成地表基本起伏后,如果地壳运动由活跃期转入宁静期,此时内力地质作用变弱,但外力地质作用并未因此而变弱,它的长期继续作用最终将把地表夷平,形成一个夷平面,这个夷平面是高地被削平、凹地被填充的水准面,所以也称为地貌水准面。地貌水准面是外力地质作用力图最终达到的剥蚀界面,在此过程中,由外力地质作用所形成的各种地貌均要受其控制。地貌水准面并非一个,一般认为有多少种外力作用,就有多少个相应的地貌水准面,这些地貌水准面可以是单因素的,但在更多情况下则常为多种因素互相结合的,因为在同一地区各种外力作用常是同时进行的。地貌水准面有局部地貌水准面与基本地貌水准面之分。如果地貌水准面不与海平面发生联系,它只能控制局部地区地貌的形成和发展,则这种地貌水准面称为局部地貌水准面;如果地貌水准面能够和海平面发生联系,那么海平面就成为控制整个地区地貌形成和发展的地貌水准面,则海平面就称为基本地貌水准面。当某一地区地貌的发展达到它的地貌水准面时,特别是有许多河流穿插切割时,地表会变成波状起伏的侵蚀平原,称为准平原。

地貌的形成和发展除受上述规律制约外,还受地质构造、岩性、气候条件等因素的影响。外力地质作用改造地表形态的能力常常是与地质构造和岩石性质相联系的。地质构造对地貌的影响,明显地见于山区及剥蚀地区。例如,各种构造破碎带常是外力地质作用表现最强烈的地方,而单斜山、桌状山等也是岩层产状在地貌上的反映。岩性不同,其抵抗风化和剥蚀的能力也就不同,从而形成不同的地貌。影响岩石抵抗风化和剥蚀能力的主要因素是由岩石成分、结构和构造等所决定的岩石的坚硬程度。气候条件对地貌形成和发展的影响也是显著的。例如,高寒的气候地带常形成冰川地貌,干旱地带则形成风沙地貌等。此外,除重力作用外,任何一种外力作用所形成的地貌,都在一定程度上受到气候条件的影响。

3.1.2 地貌的分级与分类

1. 地貌的分级

不同等级的地貌,其成因不同,形成的主导因素也不同。地貌等级一般划分为四级。

(1)巨型地貌。大陆与海洋、大的内海及大的山系都是巨型地貌。巨型地貌几乎完全是由内力地质作用形成的,所以又称为大地构造地貌。

(2)大型地貌。山脉、高原、山间盆地等为大型地貌,基本上也是由内力地质作用形成的。

(3)中型地貌。河谷及河谷之间的分水岭等为中型地貌,主要由外力地质作用形成。内力地质作用产生的基本构造形态是中型地貌形成和发展的基础,而地貌的外部形态则决定外力地质作用的特点。

(4)小型地貌。残丘、阶地、沙丘、小的侵蚀沟等为小型地貌,基本上受着外力地质作用的控制。

2. 地貌的分类

地貌的形态是按照地貌的绝对高度、相对高度及地面的平均坡度等形态特征进行分类的。大陆地貌的形态分类如表 3-1 所示。

表 3-1 大陆地貌的形态分类

形态类别		绝对高度/m	相对高度/m	平均坡度/(°)
山地	高山	>3 500	>1 000	>25
	中山	[1 000,3 500]	[500,1 000]	[10,25]
	低山	[500,1 000)	[200,500)	(5,10)
	丘陵	<500	<200	
平原	高原	>600	>200	
	高平原	(200,600]		
	低平原	[0,200]		
	洼地	低于海平面高度		

在公路工程中,将表 3-1 中的丘陵进一步划分为重丘和微丘,其中相对高度大于 100 m 的为重丘,小于 100 m 的为微丘。

3. 地貌的成因分类

根据地貌形成的主导因素,可将地貌分为内力地貌和外力地貌。

(1)内力地貌。以内力地质作用为主所形成的地貌称为内力地貌,它又可分为以下两类:

①构造地貌。构造地貌是由地壳的构造运动所形成的地貌,其形态能充分反映原来的地质构造形态。高地符合以构造隆起和上升运动为主的地区,盆地符合以构造凹陷和下降运动为主的地区,如褶皱山[见图 3-1(a)]、断块山等。

②火山地貌。由火山喷发出来的熔岩和碎屑物质堆积所形成的地貌称为火山地貌[见图 3-1(b)],如熔岩盖、火山锥等。

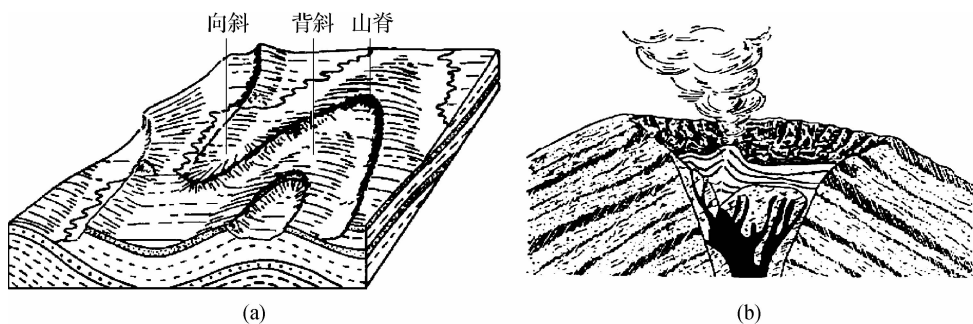


图 3-1 内力地貌
(a)褶皱山 (b)火山地貌

(2)外力地貌。以外力地质作用为主所形成的地貌称为外力地貌。根据外动力的不同,外力地貌又分为以下几种:

①水成地貌。水成地貌以水的作用为地貌形成和发展的基本因素。水成地貌又可分为面状洗刷地貌、线状冲刷地貌、河流地貌、湖泊地貌与海洋地貌等。

②冰川地貌。冰川地貌以冰雪的作用为地貌形成和发展的基本因素。冰川地貌又可分为冰川剥蚀地貌(见图 3-2)与冰川堆积地貌,前者如冰斗、冰川槽谷等,后者如侧碛、终碛等。

③风成地貌。风成地貌以风的作用为地貌形成和发展的基本因素。风成地貌又可分为风蚀地貌与风积地貌,如图 3-3 所示,前者如风蚀洼地、蘑菇石等,如图 3-3(a)、(b)所示,后者如风积沙丘[见图 3-3(c)]、沙垄等。

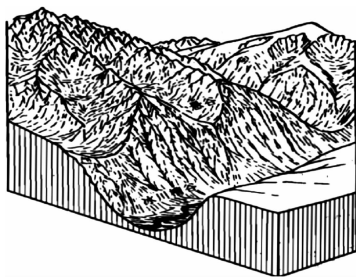


图 3-2 冰川剥蚀地貌

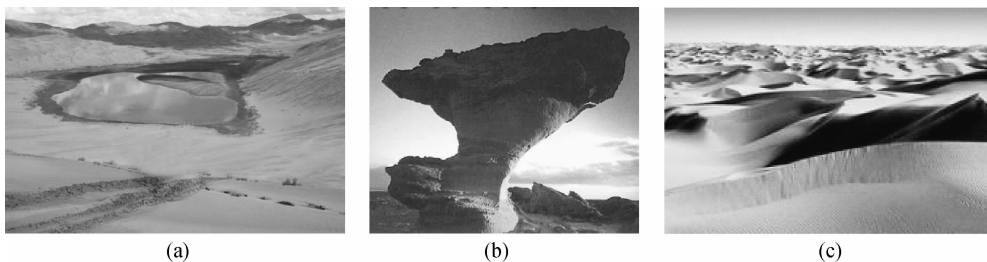


图 3-3 风成地貌
(a)风蚀洼地 (b)风蚀蘑菇石 (c)风积沙丘

⑤重力地貌。重力地貌以重力作用为地貌形成和发展的基本因素,其所形成的地貌如崩塌、滑坡等。

3.2.1 山岭地貌的形态要素

脊之间延伸的凹地称为山谷。山脊标高较低的鞍部,即相连的两山顶之间较低的山腰部分称为垭口,呈马鞍形,是两个山脊与两个山谷的会合处。一般来说,山体岩性坚硬、岩层倾斜或受冰川刨蚀时,多呈尖顶或很狭窄的山脊;在气候湿热、风化作用强烈的花岗岩或其他松软岩石分布地区,岩体经风化剥蚀,多呈圆顶;在水平岩层或古夷平面分布地区,则多呈平顶,典型的如方山,又称桌状山,为顶平似桌面、四周被陡崖围限的方形山体。

山脚是山坡与周围平地的交接处。由于坡面剥蚀和坡脚堆积,山脚在地貌上一般并不明显,在那里通常有一个起着缓坡作用的过渡地带,它主要由一些坡积裙、冲积锥、洪积扇及岩堆、滑坡堆积体等流水堆积地貌和重力堆积地貌组成。

3.2.2 山岭地貌的类型

1. 构造变动形成的山岭

54 ➤

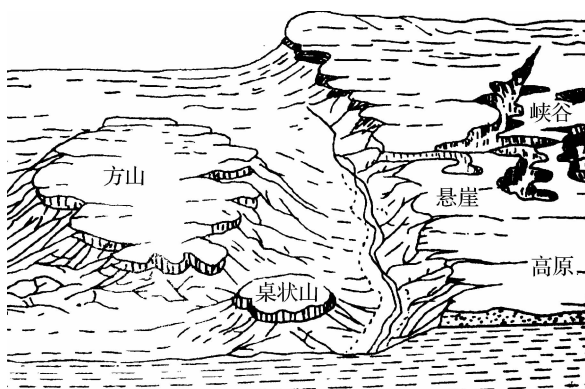


图 3-5 方山和桌状山

(2)单面山。单面山是由单斜岩层构成的沿岩层走向延伸的一种山岭,如图 3-6(a)所示,它常常出现在构造盆地的边缘和舒缓的穹隆、背斜及向斜构造的翼部,其两坡一般不对称。与岩层倾向相反的一坡短而陡,称为前坡。前坡多是经过外力的剥蚀作用所形成的,故又称为剥蚀坡。与岩层倾向一致的一坡长而缓,称为后坡或构造坡。如果岩层倾角超过 40° ,则两坡的坡度和长度均相差不大,其所形成的山岭外形很像猪背,所以又称猪背岭,如图 3-6(b)所示。单面山的发育主要受构造和岩性控制。如果各个软硬岩层的抗风化能力相差不大,则上下界限分明,前后坡面不对称,上为陡崖,下为缓坡;若软岩层抗风化能力很弱,则陡坡不明显,上部出现凸坡,下部出现凹坡。如果上部坚岩层很薄,下部软弱层很厚,则山脊走线弯曲;反之,则山脊走线比较顺直,陡崖很高。如果岩层倾角较小,则山脊走线弯曲;反之,则山脊走线顺直。此外,顺岩层走向流动的河流,河谷一侧坡缓,另一侧坡陡,称为单斜谷。猪背岭由硬岩层构成,山脊走线很平直,顺岩层倾向的河流可以将岩层切成深狭的峡谷。

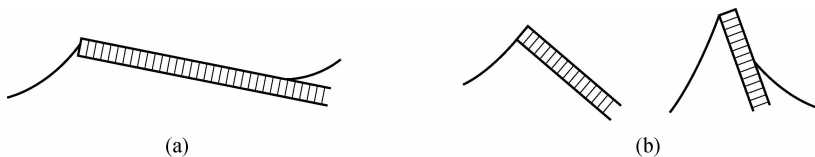


图 3-6 单面山山岭

(a)单面山 (b)猪背岭

单面山的前坡(剥蚀坡),由于地形陡峻,若岩层裂隙发育,风化强烈,则容易产生崩塌,且其坡脚常分布有较厚的坡积物和倒石堆,稳定性差,对布设路线不利。后坡(构造坡)由于山坡平缓,坡积物较薄,故常常是布设路线的理想部位。不过在岩层倾角大的后坡上深挖路堑时,应注意边坡的稳定问题。因为开挖路堑后,与岩层倾向一致的一侧会因坡脚开挖而失去支撑,特别是当地下水沿着其中的软弱岩层渗透时,容易产生顺层滑坡。

(3)褶皱山。褶皱山是由褶皱岩层所构成的一种山岭,如喜马拉雅山。在褶皱形成的初期,往往是背斜形成高地(背斜山),向斜形成凹地(向斜谷),地形是顺应构造的,所以称为顺地形。但随着外力剥蚀作用的不断进行,有时地形也会发生逆转现象,背斜因长期遭受强烈剥蚀而形成谷地,而向斜则形成山岭,这种与地质构造形态相反的地形称为逆地形,如图 3-7



所示。一般在年轻的褶曲构造上顺地形居多,在较老的褶曲构造上,由于侵蚀作用的进一步发展,逆地形则比较发育。此外,在褶曲构造上还可能同时存在背斜谷和向斜谷,或者演化为猪背岭或单斜山、单斜谷。



图 3-7 逆地形

(4)断块山。断块山是由断裂变动所形成的山岭,如我国的华山、泰山、庐山等。它可能只在一侧有断裂,也可能两侧均为断裂所控制。断块山在形成的初期可能有完整的断层面及明显的断层线,断层面构成了山前的陡崖,断层线控制了山脚的轮廓,使山地与平原或山地与河谷间的界线相当明显而且比较顺直。以后由于剥蚀作用的不断进行,断层面因遭到破坏而后退,崖底的断层线也被巨厚的风化碎屑物所掩盖。此外,由断层所构成的断层崖也常受到垂直于断层面的流水的侵蚀,因而在谷与谷之间就形成了一系列断层三角面,它们是野外识别断层的一种地貌证据。

褶皱山与断块山的主要区别是:从外观上看,褶皱山山体一般连绵分布,而断块山常形成巨大的陡崖山地,地势险峻;从岩层剖面上看,褶皱山的岩层是连续的,而断块山的岩层是不连续的,同时代的岩层发生错位移动。

(5)褶皱断块山。上述山岭都是由单一的构造形态形成的,但在更多情况下,山岭常常是由它们的组合形态构成的。由褶皱和断裂构造的组合形态构成的山岭称为褶皱断块山,这里曾经是构造运动剧烈和频繁的地区。

2. 火山作用形成的山岭

火山作用形成的山岭,常见的有锥状火山和盾状火山。锥状火山是多次火山活动造成的,其熔岩黏性较大、流动性小,冷却后便在火山口附近形成坡度较大的锥状外形;盾状火山是由黏性较小、流动性大的熔岩冷凝形成的,其外形呈基部较大、坡度较小的盾状。

3. 剥蚀作用形成的山岭

剥蚀作用形成的山岭是在山体地质构造的基础上,经长期外力剥蚀作用而形成的,如地表流水侵蚀作用所形成的河间分水岭,冰川刨蚀作用所形成的刃脊、角峰,地下水溶蚀作用所形成的峰林等,都属于此类山岭。由于此类山岭的形成是以外力剥蚀作用为主,山体的构造形态对地貌形成的影响已退居不明显地位,因此,此类山岭的形态特征主要取决于山体的岩性、外力的性质及剥蚀作用的强度和规模。



3.2.3 垭口与山坡

1. 垭口

对于道路工程来说,研究山岭地貌必须重点研究垭口。因为越岭的公路路线若能寻找合适的垭口,可以降低公路高程和减少展线工程量。从地质作用来看,可以将垭口分为以下

三个基本类型:

(1)构造型垭口。构造型垭口是由构造破碎带或软弱岩层经外力剥蚀所形成的垭口,常见的有以下三种:

①断层破碎带型垭口。这种垭口的工程地质条件比较差,岩体的整体性被破坏,经地表水侵入和风化,岩体破碎严重,一般不宜采用隧道方案,如采用路堑,也需控制开挖深度或考虑边坡防护,以防止边坡发生崩塌,如图 3-8(a)所示。

②背斜张裂带型垭口。这种垭口虽然构造裂隙发育,岩层破碎,但工程地质条件较断层破碎带型垭口好,这是因为垭口两侧岩层外倾,有利于排除地下水,有利于边坡稳定。一般可采用较陡的边坡坡度,使挖方工程量和防护工程量都比较小。如果选用隧道方案,则施工费用和洞内衬砌会比较节省,是一种较好的垭口类型,如图 3-8(b)所示。

③单斜软弱层型垭口。这种垭口主要由页岩、千枚岩等易于风化的软弱岩层构成,两侧边坡多不对称,一坡岩层外倾略陡一些。由于岩性松软,风化严重,稳定性差,故不宜深挖,若采取路堑深挖方案,则与岩层倾向一致的一侧边坡的坡角应小于岩层的倾角,两侧坡面都应有防风化的措施,必要时应设置护壁或挡土墙。穿越这一类的垭口时,宜优先考虑隧道方案,因为该方案不仅可以避免因风化带来的路基病害,而且有利于降低越岭线的高程,减少展线工程量或提高公路纵坡标准,如图 3-8(c)所示。

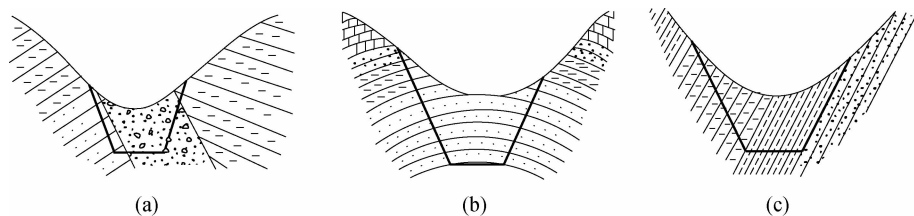


图 3-8 构造型垭口

(a)断层破碎带型垭口 (b)背斜张裂带型垭口 (c)单斜软弱层型垭口

(2)剥蚀型垭口。剥蚀型垭口是以外力强烈剥蚀为主导因素所形成的垭口,其形态特征与山体地质结构无明显联系。此类垭口的共同特点是松散覆盖层很薄,基岩多半裸露。垭口的肥瘦和形态特点主要取决于岩性、气候及外力的切割程度等因素。在气候干燥的寒冷地带,岩性坚硬和切割较深的垭口本身较薄,宜采用隧道方案;采用路堑深挖也比较有利,是一种最好的垭口类型。对于气候温湿地区的岩性较软弱的垭口,其本身较平缓宽厚,采用深挖路堑或隧道对穿都比较稳定,但工程量比较大。对于石灰岩地区的溶蚀性垭口,无论是明挖路堑或开凿隧道,都应注意溶洞或其他地下溶蚀地貌的影响。

(3)剥蚀-堆积型垭口。剥蚀-堆积型垭口是在山体地质结构的基础上以剥蚀和堆积作用为主导因素所形成的垭口。其开挖后的稳定条件主要取决于堆积层的地质特征和水文地质条件。这类垭口外形浑缓,垭口宽厚,宜于公路展线,但松散堆积层的厚度较大,有时还发育有湿地或高地沼泽,水文地质条件较差,故不宜降低过岭标高,通常多以低填或浅挖的断面形式通过。

2. 山坡

山坡是山岭地貌形态的基本要素之一,不论是越岭线还是山脊线,路线的绝大部分都是设置在山坡或靠近岭顶的斜坡上的,所以在线路勘测中总是把越岭垭口和展线山坡作为一

个整体通盘考虑的。山坡的形态特征是新构造运动、山坡的地质结构和外动力地质条件的综合反映,对道路的建筑条件有着重要的影响。

山坡的外部形态特征包括山坡的高度、坡度及纵向轮廓等。根据山坡的纵向轮廓和纵向坡度,可对山坡进行如下的分类。

(1)按山坡的纵向轮廓分类,如图 3-9 所示。

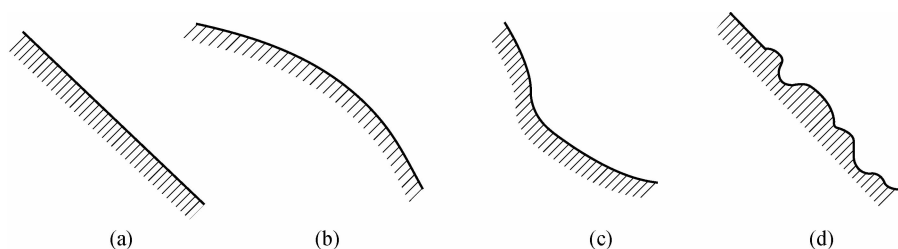


图 3-9 按山坡的纵向轮廓分类

(a)直线形坡 (b)凸形坡 (c)凹形坡 (d)阶梯形坡

①直线形坡。在野外见到的直线形山坡一般可分为三种情况。第一种是山坡岩性单一,经长期的强烈冲刷剥蚀,形成纵向轮廓比较均匀的直线形山坡,这种山坡的稳定性一般较高。第二种是由单斜岩构成的直线形山坡,这种山坡在介绍单面山时曾经指出过,其外形在山岭的两侧不对称,一侧坡度陡峻,另一侧则与岩层层面一致,坡度均匀平缓,从地形上看,有利于布设路线,但开挖路基后遇到的均是顺倾向边坡,在不利岩性和水文地质条件下,很容易发生大规模的顺层滑坡,因此不宜深挖。第三种是由于山体岩性松软或岩体相当破碎,在气候干寒、物理风化强烈的条件下,经长期剥蚀碎落和坡面堆积而形成的直线形山坡,这种山坡在青藏高原和川西峡谷比较发育,其稳定性最差,若选作傍山公路的路基时,应注意避免挖方内侧的塌方和路基沿山坡滑塌。

②凸形坡。这种山坡上缓下陡,自上而下坡度渐增,下部甚至呈直立状,坡脚界线明显。这类山坡往往是由于新构造运动加速上升、河流强烈下切而形成的。其稳定条件主要取决于岩体结构,一旦发生山坡变化,就会形成大规模的崩塌。凸形坡上部的缓坡可选作公路路基,但应注意考察岩体结构,避免因人工扰动和加速风化导致其失去稳定性。

③凹形坡。这种山坡上部陡,下部急剧变缓,坡脚界线很不明显。山坡的凹形曲线可能是新构造运动的减速上升造成的,也可能是山坡上部的破坏作用与山麓风化产物的堆积作用相结合的结果。分布在松软岩层中的凹形山坡不少都是在过去特定条件下由大规模的滑坡、崩塌等山坡变形现象形成的,凹形坡面往往就是古滑坡的滑动面或崩塌体的依附面。地震后的地貌调查表明,凹形山坡在各种山坡地貌形态中是稳定性比较差的一种。在凹形坡的下部缓坡上也可进行公路布线,但设计路基时,应注意稳定平衡,沿河谷的路基应注意冲刷防护。

④阶梯形坡。阶梯形山坡有两种不同的情况,一种是由软硬不同的水平岩层或微倾斜岩层组成的基岩山坡,由于软硬岩层的差异风化而形成阶梯状的山坡外形,山坡的表面剥蚀强烈,覆盖层薄,基岩外露,稳定性一般比较高;另一种是由于山坡曾经发生过大规模的滑坡变形,由滑坡台阶组成的次生阶梯状斜坡。这种斜坡多存在于山坡的中下部,如果坡脚受到强烈冲刷或不合理的切坡,或者受到地震的影响,都可能引起古滑坡复活,威胁建筑物的

稳定。

(2)按山坡的纵向坡度分类。纵向坡度小于 15° 的山坡为微坡,纵向坡度为 $16^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 的山坡为缓坡,纵向坡度为 $31^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 的山坡为陡坡,纵向坡度大于 70° 的山坡为垂直坡。

稳定性高且坡度平缓的山坡便于公路展线,对于布设路线是有利的,但应注意考察其工程地质条件。平缓山坡特别是在山坡的一些坳洼部分,通常有厚度较大的坡积物和其他重力堆积物分布,坡面径流也容易在这里汇集。这些堆积物与下伏基岩的接触面因开挖而被揭露后,当遇到不良水文地质情况时就可能引起堆积物沿基岩顶面发生滑动。

3.3 平原地貌

平原地貌是地壳在升降运动微弱或长期稳定的条件下,经过风化剥蚀夷平或岩石风化碎屑经搬运而在低洼地面堆积填平所形成的。平原地貌具有大地表面开阔平坦、地势高低起伏不大的外部形态。一般来说,平原地貌有利于公路选线,在选择有利地质条件的前提下,可以设计成比较理想的公路线形。

按高程,平原可分为高原、高平原、低平原和洼地;按成因,平原可分为构造平原,剥蚀平原和堆积平原。

3.3.1 构造平原

构造平原主要是由地壳构造运动形成而又长期稳定的结果。其特点是微弱起伏的地面与岩层面一致,堆积物厚度不大。构造平原可分为海成平原和大陆拗曲平原。海成平原是因地壳缓慢上升、海水不断后退而形成的,其地形面与岩层面基本一致,上覆堆积物多为泥沙和淤泥,工程地质条件不良,并与下伏基岩一起略微向海洋方向倾斜。大陆拗曲平原是因地壳沉降使岩层发生拗曲而形成的,岩层倾角较大,在平原表面留有凸状或凹状的起伏形态,其上覆堆积物多与下伏基岩有关,两者的矿物成分很相似。

由于基岩埋藏不深,因此构造平原的地下水一般埋藏较浅,在干旱或半干旱地区,若排水不畅,常易形成盐渍化,在多雨的冰冻地区则常易造成道路的冻胀和翻浆冒泥。

3.3.2 剥蚀平原

剥蚀平原是在地壳上升微弱、地表岩层高差不大的条件下,经外力的长期剥蚀夷平所形成的。其特点是地形面与岩层面不一致,在凸起的地表上,上覆堆积物很薄,基岩常裸露于地表;在低洼地段有时覆盖有厚度稍大的残积物、坡积物和洪积物等。按外力剥蚀作用的动力性质不同,剥蚀平原又可分为河成剥蚀平原、海成剥蚀平原、风力剥蚀平原和冰川剥蚀平原,其中较为常见的是前两种。河成剥蚀平原是在河流长期侵蚀作用下形成的侵蚀平原,也称准平原,其地形起伏较大,并沿河流向上游逐渐升高,有时在一些地方则保留有残丘。海成剥蚀平原在海流的海蚀作用下形成,其地形一般极为平缓,微向现代海平面倾斜。

剥蚀平原形成后,往往因地壳运动变得活跃,剥蚀作用重心加剧,导致剥蚀平原遭到破坏,故其分布面积常常不大。剥蚀平原的工程地质条件一般较好,剥蚀作用将起伏不平的小

丘夷平,某些覆盖层较厚的洼地也比较稳定,宜于修建公路路基,或作为小桥涵的天然地基。

3.3.3 堆积平原

堆积平原是升出海平面的地壳在缓慢而稳定下降的条件下,经各种外力作用的堆积填平而形成的,其特点是地形开阔平缓,起伏不大,往往分布有厚度很大的松散堆积物。按外力堆积作用的动力性质不同,常见的堆积平原又可分为河流冲积平原、山前洪积冲积平原和湖积平原。

1. 河流冲积平原

河流冲积平原是由河流改道及多条河流共同沉积而形成的。它大多分布于河流的中、下游地带,因为在这些地带河床常常很宽,堆积作用很强,且地面平坦,排水不畅,每当雨季洪水易于泛滥,河水溢出河床,其所携带的大量碎屑物质便堆积在河床两岸,形成天然堤。当河水继续向河床以外的广大面积淹没时,流速不断减小,堆积面积越来越大,堆积物的颗粒更为细小,形成广阔的冲积平原。

河流冲积平原地形开阔平坦,宜于发展道路交通建设。但其下伏基岩埋藏一般很深,第四纪堆积物很厚,细颗粒多,地下水位浅,地基土的承载力较低。在地形比较低洼或潮湿的地区(历史上曾是河漫滩、湖泊或牛轭湖)常有较厚的带状淤泥分布。低洼地面容易遭受洪水淹没。在冰冻潮湿地区,道路的冻胀翻浆问题比较突出,在公路勘测设计和路基、桥梁基础工程中,应注意选择较有利的工程地质条件,采取可靠的工程技术措施。

2. 山前洪积冲积平原

山前区是山区和平原的过渡地带,一般是河流冲刷和沉积都很活跃的地区。汛期到来时洪水冲刷,使山前堆积了大量的洪积物;汛期过后,常年流水的河流中冲积物增加。洪积物或冲积物多沿山麓分布,靠近山麓地形较高,环绕着山前地带成一狭长地形,形成规模大小不一的山前洪积冲积平原。由于山前平原是由多个大小不一的洪(冲)积扇互相连接而成的,因而呈高低起伏的波状地形。在新构造运动上升的地区,堆积物随洪(冲)积扇向山麓的下方移动,使山前洪积冲积平原的范围不断扩大;如果山区在上升过程中曾有过间歇,在山前平原上就产生高差明显的山麓阶地。

山前洪积冲积平原堆积物的岩性与山区岩层的分布有密切关系,其颗粒为砾石、砂,以至粉粒或黏粒。山前洪积冲积平原的地下水埋藏较浅,常有地下水溢出,水文地质条件较差,往往对工程建筑不利。

3. 湖积平原

湖积平原是在河流注入湖泊时将所夹带的泥沙堆积在湖底使湖底逐渐淤高,湖水溢出、干涸后沉积层露出地面而形成的。在各种平原中,湖积平原的地形最为平坦。

湖积平原中的堆积物,由于是在静水条件下形成的,故淤泥和泥炭的含量较多,其总厚度一般也较大,其中往往夹有多层呈水平层理的薄层细砂或黏土,很少见到圆砾或卵石,且土颗粒由湖岸向湖心逐渐由粗变细。

湖积平原的地下水一般埋藏较浅。其沉积物由于富含淤泥和泥炭,常具可塑性和流动性,孔隙度大、压缩性高、承载力很低。

3.4 河谷地貌

3.4.1 河谷地貌的分类及形态要素

河流所流经的槽状地形称为河谷,它是在流域地质构造的基础上,经河流的长期侵蚀、搬运和沉积作用逐渐形成和发展起来的一种地貌。路线沿河谷布设,具有线形舒顺、纵坡平缓、工程量小等优点,所以河谷通常是山区道路争取利用的一种地貌类型。

1. 河谷地貌的分类

受基岩性质、地质构造和河流地质作用等因素的影响,河谷的形态是多种多样的。按照河谷的横剖面形状,河谷可以分成 V 形河谷、宽底河谷和复式河谷,如图 3-10 所示。

(1)V 形河谷。这种河谷在山区河谷中表现最为明显。河流切入基岩,河谷的横剖面呈 V 形,两壁较陡,谷底狭窄,河床纵剖面坡降很大,河床底部起伏不平,水流湍急,沿河多急流、瀑布,侵蚀作用以下蚀为主。V 形河谷常形成于坚硬的岩石分布区、断裂带、岩石垂直节理发育地区构造软弱带及新构造运动上升地区。

(2)宽底河谷。这种河谷具有宽广而平坦的谷底,河床只占有谷底的一小部分,河谷的横剖面呈浅 U 形或槽形,有河漫滩发育。宽底河谷由 V 形河谷发展而成,主要是由河流的侧蚀作用造成的。

(3)复式河谷。复式河谷是具有复杂结构的河谷,有阶地存在,其横剖面呈阶梯状,又称成形河谷,是宽底河谷的进一步发展。

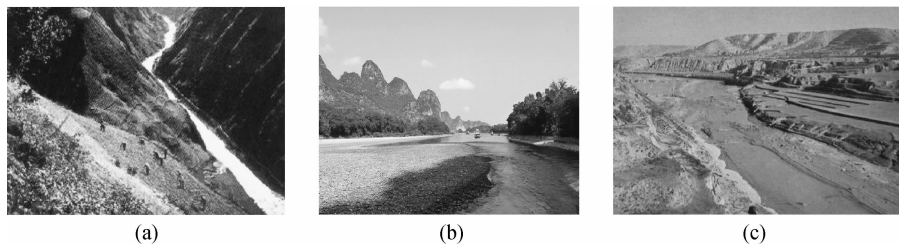


图 3-10 河谷的三种形态
(a)V 形河谷 (b)宽底河谷 (c)复式河谷

2. 河谷地貌的形态要素

典型的河谷地貌一般具有以下几个形态要素,如图 3-11 所示。

(1)谷底。谷底是河谷地貌的最低部分,地势一般比较平坦,其宽度为两侧谷坡坡麓之间的距离。谷底上分布有河床及河漫滩。河床是在平水期间为河水所占据的部分,也称为河槽。河漫滩是

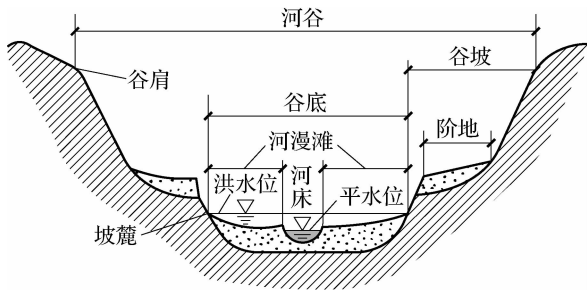


图 3-11 河谷的形态要素

在洪水期间为河水所淹没的河床以外的平坦地带。

(2)谷坡。谷坡是高出谷底的河谷两侧的坡地。谷坡上部的转折处称为谷缘或谷肩,下部的转折处称为坡麓或坡脚。

(3)阶地。阶地是沿着谷坡走向呈条带状或断断续续分布的阶梯状平台,一般不被洪水淹没。阶地可能有多级,从河漫滩向上依次称为一级阶地、二级阶地、三级阶地等。每一级阶地都有阶地后缘、阶地面、阶地前缘、阶地斜坡和阶地坡麓等,如图 3-12 所示。

阶地面就是阶地平台的表面,它实际上是原来老河谷的谷底,大多向河谷轴部和河流下流稍微倾斜。阶地面并不平整,因为在它的上面,特别是在它的后缘,常常由于崩塌物、坡积物、洪积物的堆积而呈波状起伏;此外,地表径流也对阶地面起着切割破碎的作用。

阶地斜坡是指阶地面以下的坡地,是河流向下深切后所造成的。阶地斜坡倾向于河谷轴部,也常被地表径流切割破坏。

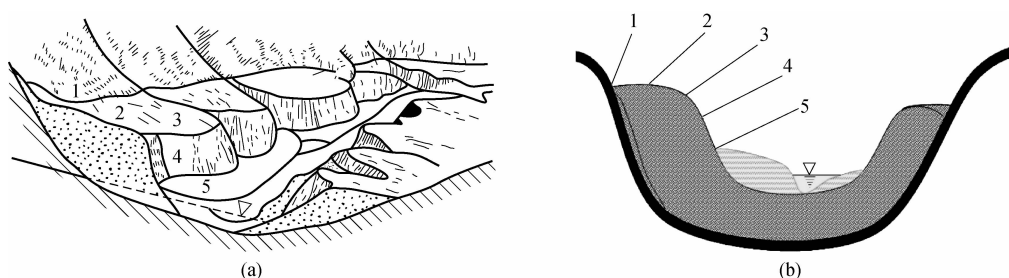


图 3-12 河流阶地要素

(a)示意图 (b)剖面图

1—阶地后缘; 2—阶地面; 3—阶地前缘; 4—阶地斜坡; 5—阶地坡麓

3.4.2 河流阶地

1. 阶地的成因

河流阶地是在地壳的构造运动与河流的侵蚀、堆积的综合作用下形成的。当河漫滩河谷形成后,由于地壳上升或侵蚀基准面的相对下降,原来的河床或河漫滩受到下切作用,而没有受到下切的部分就高出于洪水位,变成阶地,如图 3-13 所示,于是河流又在新的水平面上开辟谷地。此后,当地壳构造运动处于相对稳定期或下降期时,河流纵剖面坡度变小,流水动能降低,河流垂直侵蚀作用变弱或停止,侧向侵蚀和沉积作用增强,于是又重新拓宽河谷,塑造新的河漫滩。在长期的地质历史过程中,若地壳发生多次升降运动,则引起河流侵蚀与沉积交替发生,从而在河谷中形成多级阶地。紧邻河漫滩的一级阶地形成时代最晚,一般保存较好;依次向上,阶地的形成时代越老,其形态保存相对越差。

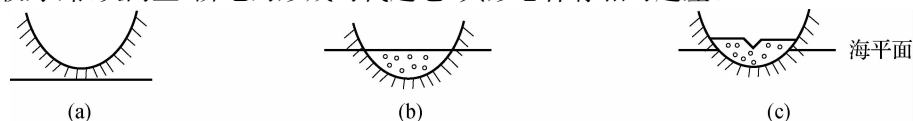


图 3-13 阶地的形成过程

(a)原来河谷的标高 (b)当地壳下降时,河流坡度减小,形成厚的冲积物

(c)由于地壳上升,河流冲刷增大,便在河谷中冲刷出一条较狭的河床,在新河床的两侧便形成一级阶地

2. 阶地的类型

按照阶地延伸方向与河流方向之间的相互关系对阶地进行分类,当阶地延伸方向与河流方向垂直时为横向阶地,当阶地延伸方向与河流方向平行时为纵向阶地。

(1)横向阶地是由于河流经过各种悬崖、陡坎,或经过各种软硬不同的岩石,其下切程度不同而造成的。河流在经过横向阶地时常呈现为跌水或瀑布,故横向阶地上较难保存冲积物,并且随着强烈下蚀作用的继续进行,这些横向阶地将向河源方向不断后退。横向阶地在河谷中的分布不具普遍性,只有在一定岩性和地质构造条件下才能形成,且多出现在山区河谷或河流的上游。横向阶地使得沿河路线的地势发生突然变化,对道路纵坡设计不利。

(2)纵向阶地是地壳上升运动与河流地质作用综合作用的结果。地壳每一次剧烈地上升,都使河流侵蚀基准面相对下降,大大加速了下蚀的强度,河床底被迅速向下切割,河水面随之下降,以致再到洪水期时也淹没不到原来的河漫滩。这样,原来的老河漫滩就变成了最新的Ⅰ级阶地,原来的Ⅰ级阶地变为Ⅱ级,依次类推,在最下面则形成新的河漫滩,如图 3-14 所示。当道路沿河流行进时,通常都选择在纵向阶地上,故一般不加以说明时,阶地即指纵向阶地。

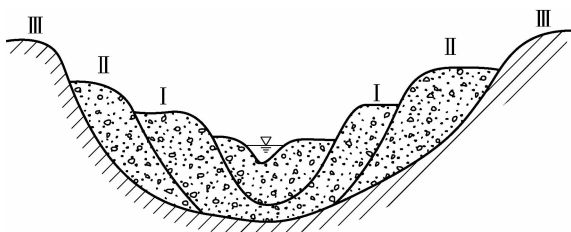


图 3-14 多级阶地

一条河流有多少级阶地是由该地区地壳上升次数决定的,地壳每剧烈上升一次就应当有相应的一级阶地。但是,由于河流地质作用的复杂性,河流两岸生成的阶地级数及同级阶地的大小范围并不完全对称相同。例如,我国黄河某断面左岸只有Ⅳ级阶地,右岸却有Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三级阶地;左岸的阶地支离破碎、残余面积不大,而右岸的阶地却比较宽广、完整,如图 3-15 所示。阶地编号越大,生成年代越老,可能被侵蚀破坏得越严重,越不易完整保存下来。

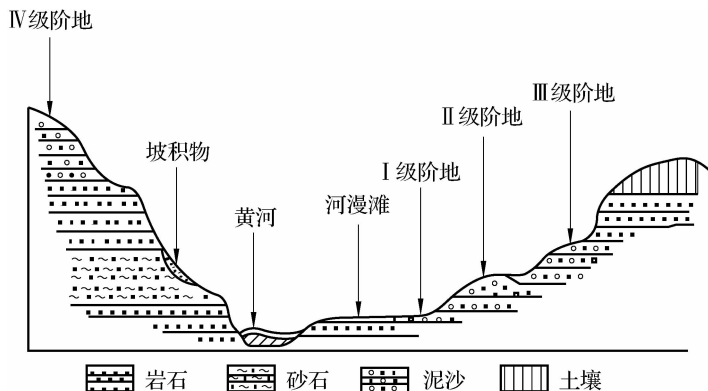


图 3-15 黄河某断面阶地分布情况

根据河流阶地组成物质的不同,可以把阶地分为三种基本类型,如图 3-16 所示。

(1)侵蚀阶地。侵蚀阶地也称基岩阶地。此类阶地的表面由河流侵蚀而成,只有很少的冲积物,主要由被侵蚀的岩石构成。侵蚀阶地多位于山区,是地壳快速上升、河流强烈下切的产物。

(2)基座阶地。基座阶地的表面有较厚的冲积层,但地壳上升、河流下切较深,以致切透了冲积层,切入了下部基岩以内一定深度。从阶地斜坡上可以明显地看出,阶地由上部冲积层和下部基岩构成。

(3)冲积阶地。冲积阶地也称堆积阶地或沉积阶地。整个阶地在阶地斜坡上出露的部分均由冲积层构成,表明该地区冲积层很厚,地壳上升引起的河流下切未能把冲积层切透。

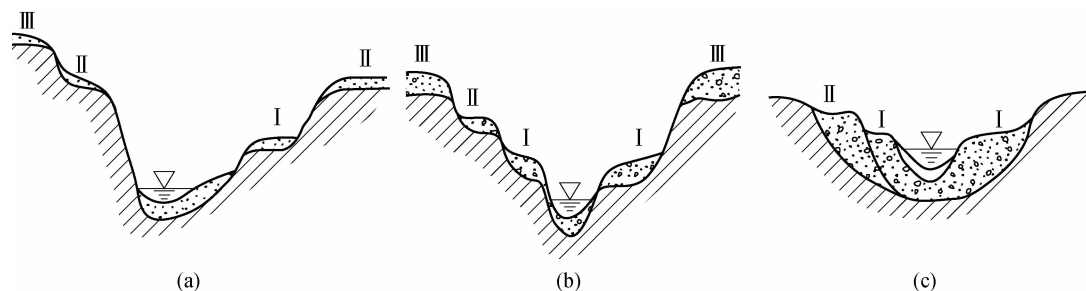


图 3-16 河流阶地的类型(按河流阶地组成物质的不同)

(a)侵蚀阶地 (b)基座阶地 (c)冲积阶地

3. 阶地的野外识别

根据阶地的形成过程,在野外识别河流阶地时应注意形态特征和物质组成特征。从形态上看,阶地表面一般较平缓,纵向微向下游倾斜,倾斜度与本段河床底坡接近,横向微向河中心倾斜。河床两侧同一级阶地,其阶地表面距河水面高差应当相近。某些较老的阶地,由于长时间受到地表水的侵蚀作用,平整的阶地表面被破坏,形成高度大致相等的小山包。应当指出,不能只从形态上辨认阶地,以免与人工梯田、台坎混淆,还必须从物质组成上进行研究。由于阶地是由老的河漫滩形成的,它应由黏土、砂、卵石等冲积层组成。就侵蚀阶地而言,在基岩表面上也应或多或少地保留冲积物。因此,冲积物是阶地物质组成中最重要的物质特征。

由于河流的长期侵蚀和堆积,成形的河谷一般都存在不同规模的阶地,它一方面缓和了山谷坡脚地形的平面曲折和纵向起伏,有利于路线平纵面设计和减少工程量;另一方面又不易遭受边坡变形和洪水淹没威胁,容易保证路基稳定。所以在通常情况下,阶地是河谷地貌中布设路线的理想地貌部位。当有几级阶地时,除了考虑过岭标高之外,一般以 I、II 级阶地布设路线为好。

3.5 海岸地貌

海岸地貌是海岸在构造运动、海水动力、生物作用和气候因素等共同作用下所形成的各种地貌的总称。在海岸地貌的塑造过程中,构造运动奠定了基础。在此基础上,波浪作用、潮汐作用、生物作用及气候因素等条件下塑造出众多复杂的海岸形态。作用于海岸海洋的最活跃的动力是波浪,波浪在向岸运动的过程中产生破碎和折射,这一过程与海岸海洋地形的关系极为密切。在陡崖海岸,波浪能量的消耗以突然释放的形式为主,因此侵蚀作用占据主导地位,形成不同的海蚀地貌。在缓倾海岸,随着海岸形态、组成和结构的不同,会形成不

同的海积地貌。

3.5.1 海蚀地貌

海岸主要受海水动力因素侵蚀所产生的各种形态,称为海蚀地貌。波浪、潮汐、海流等对海岸进行的侵蚀作用称为海蚀作用。

1. 海蚀作用的形式

海蚀作用分为以下三种形式:

(1)冲刷作用。当波浪以巨大的能量冲击海岸时,水体本身的压力和被其压缩的空气会对海岸产生强烈的破坏,这种力量可达 $0.3 \sim 0.6 \text{ MN/m}^2$ 。它不仅直接冲击岸坡的岩石及岸边建筑物,并且在巨大的压力作用下将水和空气压入岩体裂隙中,迫使岩体开裂松动,以至于被掏蚀崩落。

(2)磨蚀作用。波浪夹带着岩块或沙砾以巨大的力量前拥后推,对岸边和水下的基岩进行强烈磨蚀,此时的侵蚀力非常大。

(3)溶蚀作用。海水对岩石、矿物的溶蚀能力比淡水强,不仅能溶解碳酸盐岩类,对玄武岩、正长岩、角闪岩等也有很强的溶蚀作用。海岸经过冲刷、磨蚀和溶蚀形成各种海蚀地貌。

2. 海蚀地貌的种类

在海蚀作用下产生的地貌(见图 3-17)主要有以下几种:

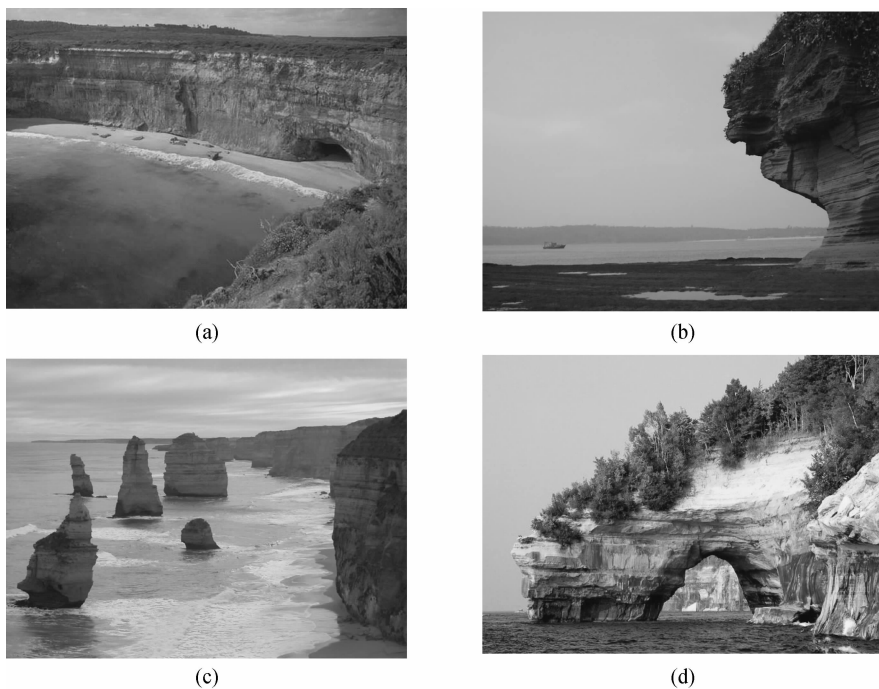


图 3-17 海蚀地貌

(a)海蚀崖与海蚀穴 (b)海蚀平台 (c)海蚀柱 (d)海蚀拱桥

(1)海蚀崖。波浪打击海岸主要集中在海平面附近,使海岸形成凹槽,凹槽以上的岩石



被悬空,波浪继续作用,使悬空的岩石崩坠,促使海岸步步后退,形成海蚀崖。在海蚀崖的坡脚常堆积有由悬崖崩坠下来的岩块。这些岩块若不被波浪搬走,则海蚀崖的坡脚将会受到保护,不再因波浪的打击而后退。

(2)海蚀穴(洞)。在海蚀崖坡脚处形成的凹槽称为海蚀穴,深度较大者称为海蚀洞。在节理发育或夹有软弱岩层的基岩中,海蚀洞可深达几十米。

(3)海蚀平台。在海蚀崖不断后退的同时,波浪不断冲刷磨蚀位于海蚀崖前方的基岩面,形成一个不断展宽、微向海倾斜的平台,称为海蚀平台(浪蚀台、磨蚀台)。由于构造和岩性差异,在海蚀平台上也可出现浪蚀沟、洼地等,有的还会覆盖一些沙和砾石。

(4)海蚀柱。在海蚀崖后退的过程中,一些岩石残留并突兀于海蚀平台之上,像一个岩柱,称为海蚀柱。若海蚀柱的下部继续遭受侵蚀,则会形成海蚀蘑菇。

(5)海蚀拱桥。波浪从两侧侵蚀岬角,在两侧形成海蚀穴或海蚀洞,海蚀穴或海蚀洞贯通后形成海蚀拱桥。



3.5.2 海积地貌

进入海岸海洋的松散物质在波浪的推动下,并在一定的条件下堆积了下来,形成各种海积地貌。在海岸海洋内,任何泥沙颗粒都是在波浪力和重力的共同作用下运动的。如果波射线与海岸线正交,波浪的作用方向与重力的切向分量方向将在同一直线上,泥沙颗粒便垂直于岸线运动,称为泥沙的横向运动。如果波射线与海岸线斜交,波浪的作用方向与重力切向分量方向将不在同一直线上,泥沙颗粒将以“之”字形沿岸线运动,称为泥沙的纵向运动。

1. 泥沙横向运动所形成的地貌

(1)水下堆积阶地。在水下岸坡坡脚,由向海运移的泥沙堆积形成的堆积体,称为水下堆积阶地。

(2)海滩与滨岸堤。海滩和滨岸堤均是激浪带的堆积体。海滩是在激浪流没有充分活动空间的条件下形成的,是泥、沙、砾石被激浪流堆积在岸边而成的向海微倾斜的滩地,所以其剖面形态为凹形曲线。

当暴风浪作用时,沉积物可以在海滩外缘形成一条条垄岗状堤,称为滨岸堤或沿岸堤。它可以是沙质或砾质物质,也可以是贝壳堤,它是在激浪流的进流上冲有充分空间条件下形成的,所以其剖面形态为向上凸起。

(3)离岸堤与潟湖。离岸堤是激浪流所夹带的泥沙在到达水边线以前,形成的出露于水面之上的堤状堆积体,大致平行于海岸,长几千米至几十千米。

离岸堤断续连接留下潮流入口,其内形成潟湖。潟湖就是离岸堤向陆一侧的海水与外部隔离开来形成的湖泊,过去也称泻湖。

(4)水下沙坝。水下沙坝也叫水下堤,是一种大致与岸平行、呈直线或弧形的水下堤状堆积体。它是由于水动力减弱,沙质物质在水下堆积而成的。水下堤不断增高,露出水面,即成离岸坝(岸外沙坝)。

2. 泥沙纵向运动所形成的地貌

泥沙纵向运动对岸边的改造作用主要取决于边岸的形态和地质构造特征。在沉积物流可以得到充分补给的沿岸地段,岸线的平面形状对纵向沉积物流的改造作用有着重要的影

响。岸区地质结构和所处地貌环境对岸线改造的控制作用,主要表现在两者确定了沉积物流的补给条件。由不易磨蚀的完整岩石所组成的海岸,沉积物流由于得不到充分补给而达不到饱和,若其下游相邻岸带由易磨蚀的断裂发育的岩石或松散土石所构成,则将受到侵蚀。而岩性软弱的易磨蚀段会使沉积物得到充分补给达到饱和,其下游就有可能产生堆积,形成沙嘴、拦湾坝、连岛坝等海积地貌。

(1)沙嘴与拦湾坝。沿岸漂移的沙砾绕过突然转折的岸段,一部分沙砾逐渐沉积下来,形成一端衔接海岸,另一端沿着漂移方向延伸入海的狭长堆积地貌,称为沙嘴。随其进一步增长,在堆积地形与基岸间形成海湾。沙嘴的宽度取决于波浪的大小,波浪越大,在折射后其能量储备越大,沙嘴周缘沉积越多,宽度也就越大。泥沙来源一旦中断,沙嘴根部将受到冲刷,则沙嘴增长的速度也会减小。沙嘴形成的边界条件以湾口、海峡口、河口和凸岸为最佳。由于泥沙来源不同及波浪方向和大小的变化,会出现形态不一的沙嘴。

从形态上看,沙嘴是一端与陆地相连,另一端向海伸出的泥沙堆积体,若不断生长最终会封闭海湾水体,形成拦湾坝。拦湾坝又称海湾沙洲,是一端与海岸相连,另一端向海伸展横拦湾口的沙坝,有时能将海湾完全封闭。位于湾口处的坝称为湾口坝,位于湾中的坝称为湾中坝,位于湾顶的坝称为湾顶坝,如图 3-18 所示。

(2)连岛坝。当海岸附近有岛屿时,岛屿对波浪的作用起消能的作用,并造成波浪折射,形成所谓波影区。当岸外存在岛屿时,受岛屿遮蔽的岸段产生波影区,外海波浪遇到岛屿时发生折射或绕射,进入波影区后因波能减弱,泥沙流容量降低,沿岸移动的部分泥沙在岸边堆积下来形成向岛屿伸出去的沙嘴。与此同时,在岛屿的向陆侧也会发育沙嘴,由岛向陆延伸。当两个方向发育的沙嘴相连接时便形成了连岛坝。著名的连岛坝有我国山东半岛北岸连接芝罘岛的连岛坝、海南省三亚市的鹿回头连岛坝等。

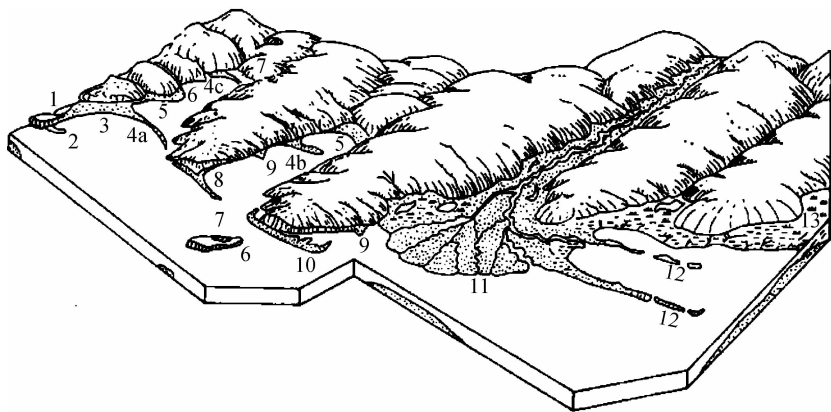


图 3-18 海积地貌

1—陆连岛;2、8、10—沙嘴;3—连岛坝;4—拦湾坝(4a 为湾口坝,4b 为湾中坝,4c 为湾顶坝);
5—海滩;6—环状沙坝;7—泻湖;9—三角滩;11—三角洲;12—离岸坝;13—泥滩



思维拓展

- (1) 简述地貌的含义、分级与分类。
- (2) 你的家乡属于哪种地貌？其特征是什么？
- (3) 山坡和垭口各有哪些基本类型？试说明它们与道路建设之间的关系。
- (4) 平原地貌分为哪几类？每种平原地貌请举一个例子，并做简要说明。
- (5) 观察你周围的河流（或比较知名的有资料可查的河流），分析其河流阶地，并做简要说明。