

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

# 地球科学概论



## 前 言

为了适应高等学校教学改革的新形势，使地质类院校理工科学生向着知识面宽、适应社会能力强的方向发展，我们组织编写了《地球科学概论》作为地质类本、专科生公共基础课的试用教材，以期使学生较全面地了解地球科学的概貌。

地球科学是一门研究领域广、分支学科多、理论与应用紧密结合的学科体系。本书作为高等学校学习地球科学的入门教材，较详细地介绍了有关地球科学的一些基本知识、基本概念和基本原理，涉及到地球科学的地质学、地球物理学、地理学、气象学、海洋学、水文学、环境地质学、天文地质学等方面。本教材的主要特点是：

1. 把整个教学内容按内在联系由浅入深、由表及里地纳入一个完整体系。该体系以建立整体的地球观、自然观为主线，先从了解地球的宇宙环境和宏观特征入手，进而介绍地球的外部圈层和内部圈层特征，接着重点阐述了推动地球发展的各种地质作用、地球动力系统以及与人类关系密切的地球的资源与环境问题，最后介绍地球起源与演化的基本认识。

2. 强调地质作用的过程与产物，将以往所称的外力地质作用改称为表层地质作用，并采用风化—剥蚀—搬运—沉积—成岩作用的作用过程体系，以避免过多的内容重复；将以往所称的内力地质作用改称为内部地质作用，并将传统的地震作用并入构造运动之中。

3. 尽量吸收现代地球科学的新进展与新成果，重视知识的更新。

4. 以满足教学需要为原则，认真精选教学内容，力争做到份量适中。

本教材由中国地质大学（北京）《地球科学概论》教学组编写。具体分工如下：绪论、第一章第二至四节、第三章、第四章第一节、第七章第二节、第八章、第九章由汪新文编写；第四章第二节、第五章、第十章第五节、第十一章第一至三节由程捷编写；第七章第一节、第十章第三节、第十一章第四至五节由林建平编写；第二章由程捷、汪新文编写；第六章由林建平、李龙吟编写；第十章第一至二节由林建平、王果胜编写；第十章第四节由程捷、王果胜、林建平编写；第十二章由李龙吟、汪新文编写；第一章第一节由赵国春编写。颜丹平、赵靖、曹秀华参加了本书有关内容的讨论与拟定。本书由汪新文任主编，并进行全书文图的增补、删减和统一编纂。

本书的基础是本教学组 1992 年编写的《普通地质学》（校内出版）和 1995 年改编的《地球科学概论》（校内出版），在编写过程中得到万天丰教授、赵其强教授、徐元恺教授的具体指导，并详细审阅初稿，提出修改意见。1995 年改编的《地球科学概论》由赵其强教授、庄培仁教授担任主审，并提出宝贵意见。此后，又广泛征求了校内有关教学单位和吴正文、马鸿文等教授的修编意见。本次出版的《地球科学概论》是在参考上述意见的基础上，经本编写组认真修编完成的。在教材的编写过程中，得到学校、教务处、地球科学与资源学院及构造教研室领导和老师的关心和支持；并得到北京市教委教改试点项目——《地球科学概论》课程体系完善与教材建设的资助。在此一并表示衷心感谢。

由于编者水平有限，书中可能存在不少的缺点和错误，切盼广大使用者提出批评意见，以便进一步提高教材质量。

编者  
1999年2月

# 地球科学概论

## 绪论

### 第一节 地球科学的研究对象和研究内容

人类生活在地球上，衣食住行等一切活动都离不开地球。如人们要靠山川大地获取生活资料以维持生命，要从地球中开采矿物资源制造生产和生活工具，要了解地球上的自然地理和气候条件以便发展生产，要与地球上发生的各种自然灾害作斗争。因而，人类在长期的实践中逐步加深了对地球的认识，并且逐渐形成了一门以地球为研究对象的科学——地球科学（geoscience）。

地球科学简称地学，是数学、物理学、化学、天文学、地学、生物学六大基础自然科学之一。地球科学以地球为研究对象，包括环绕地球周围的气体（大气圈）、地球表面的水体（水圈）、地球表面形态和固体地球本身。至于地球表面的生物体（生物圈），由于其研究内容广、分支学科较多、且研究方法具有特殊性，因而已独立成一门专门的基础自然科学——生物学。但生物的起源与演化、生物体与生存的地球环境之间的关系也属于地球科学的研究范畴。

地球科学是一门理论性和应用性都很强的科学。它不仅承担着揭示自然界奥秘与规律的科学使命，同时也为生活在地球上的人类如何利用、适应和改造自然提供科学的方法论。随着生产和科学技术的发展，地球科学的研究内容和领域也不断地深入和扩展，逐渐形成了日臻完善的由多学科组成的综合性学科体系。地球科学目前主要包括地质学、地球物理学、地理学、气象学、水文学、海洋学、土壤学、环境地学等学科。其中，地质学（geology）由于其研究领域广博、分支学科较多，并且以研究地球的本质特征为目的，因而成为地球科学的主要组成部分，以至于人们有时把地质学和地球科学作为同义语使用，其实两者的含义是有差别的，它们具有包容关系。随着科学的发展，地球科学还会不断地诞生新的学科和出现一些边缘学科。

地理学（geography）主要研究地球表面的各种地形、地理环境及其结构、分布和演变规律，并涉及到自然和社会两个领域之间的相互关系。地理学一般可分为自然地理学和人文地理学两大组成部分。自然地理学是研究自然地形、地理环境的结构及发生、发展规律的学科，主要包括普通自然地理学、区域自然地理学、地志学等。人文地理学是研究人和社会与自然地形、地理之间的相互关系的学科，主要包括政治地理学、社会地理学、人口与聚落地理学、经济地理学、历史地理学等。

气象学（meteorology）以地球周围的大气圈为研究对象，主要研究大气的各种物理性质、物理现象及其变化规律。其研究内容也很广泛，包括许多分支学科和应用学科。主要的分支学科有大气物理学、天气学、气候学、高空气象学、动力气象学等，主要的应用学科有卫星气象学、无线电气象学、航空气象学、海洋气象学、农业气象学、林业气象学等。其目的在于揭示大气中的各种物理现象和物理过程的发生、发展本质，从而掌握并应用它为人类生活和国家经济建设服务。

水文学（hydrology）和海洋学（oceanography）以地球表面分布的水体为研究对象。水文学主要研究地球上江河、湖沼、冰川、地下水以及海洋等各种水体的数量、质量、运动变化与分布规律，以及它们与地理环境、生态

系统和人类社会之间的相互影响与相互联系。海洋学是以海洋作为一个独立体进行研究的，它实际上是从地球科学的其它几个分支学科中独立出来的，这是由于海洋在现代地球科学、人类生存环境和未来社会发展中的地位越来越重要的缘故。海洋学是研究海洋中发生的各种现象和规律及其相互关系的各门学科的总称，根据研究内容不同可分为海洋物理学、海洋水文学、海洋化学、海洋生物学、海洋气象学和海洋地质学等。

土壤学 (soil science) 以地球表面发育的土壤层为研究对象。主要研究土壤的物质组成、结构、类型、分布和形成发展过程。根据具体研究内容和应用领域的不同，土壤学也有一些分支学科，如土壤生物学、土壤地理学、土壤气候学、土壤物理学、土壤化学、土壤地质学等。

地球物理学 (geophysics) 是应用物理学的方法研究地球的一门学科，是近代发展起来的地球科学与物理学相结合的一门重要边缘学科。广义的地球物理学的研究对象包括固体地球及其表部的水体和周围的大气圈。但由于水体和大气圈的研究都已建立起相应的独立学科，所以一般所称的地球物理学是狭义的，其主要研究对象是固体地球，因而也可称之为固体地球物理学。地球物理学重点研究固体地球的各种物理性质、物理现象及其发生与发展过程、地球的内部构造与组成、地球的起源与演化等。其主要分支学科有地震学、地磁学、重力学、地热学、地电学、大地测量学、大地构造物理学和应用地球物理学等。其中，应用地球物理学主要是研究地球物理勘探方法及其在地球资源的勘探与开发、地球环境的监测与保护等方面的应用。

地质学 (geology) 研究的主体对象也是固体地球，当前主要是研究固体地球的表层——地壳或岩石圈。地壳或岩石圈的厚度一般为几十到二百公里左右，与地球的半径 (6371km) 相比只是一个很薄的表壳。这一薄壳之所以成为地质学当前研究的主要对象，一方面是出于实际需要，因为这一层与人类的生活、生产及生存都直接相关；另一方面是受现时人类能力的限制。人们可以直接观测和研究地球表层，但现阶段人类尚无能力对地下深处进行直接研究。钻井取样是目前人们获取地球较深部物质进行直接研究的唯一途径，但由于受当前技术水平的限制，钻井所能达到的深度是有限的。目前世界上最深的钻井 (12.5km) 位于俄罗斯西北部的科拉半岛，这一深度尚不足该区大陆地壳厚度的二分之一。可以相信，随着科学技术的发展，地质学研究的对象将不断向地球的深部 (如地幔、地核) 扩展。

地质学的研究内容主要包括固体地球 (重点是地壳或岩石圈) 的物质组成、内部构造和形成演化历史。按其研究内容和任务的不同，地质学的主要分支学科可简举如下：

- (1) 研究地球的物质组成方面的学科，如结晶学、矿物学、岩石学等；
- (2) 研究地球的内部构造方面的学科，如构造地质学、构造物理学、区域构造学、地球动力学等；
- (3) 研究地球的形成演化方面的学科，如古生物学、地层学、地史学、古地理学、地貌及第四纪地质学等；
- (4) 研究地质学的应用方面的学科，可分为两个方面：其一是研究地下资源方面的分科，如矿床学、石油地质学、煤田地质学、水文地质学等；其二是研究地质与人类生活环境及灾害防护方面的分科，如工程地质学、环境地质学、地震地质学等。

此外，人们为了更好地研究上述地质学的各个方面，不断地吸收和借鉴

其它一些学科的先进理论、方法和技术，用以促进和深化地质学的各项研究，于是逐渐形成了一系列的边缘学科，如数学地质、地球化学、同位素地质学、天文地质学、海洋地质学、遥感地质学及实验地质学等，这些边缘学科在现代地质学各领域的研究中发挥着极其重要的作用。

近几十年来，由于世界各国工业、农业、军事、航天、交通等产业的飞速发展，其结果给地球的自然环境带来了巨大的影响。这种影响有些是直接的（如污染问题）、有些是间接的（如气候变化），它已经严重地影响到地球的自然生态和人类的生存与发展，因而受到科学工作者和全人类的广泛关注。这一问题与地球科学和环境科学关系密切，于是在地球科学中逐渐形成了一门与环境科学相结合的边缘学科，即环境地学。环境地学主要研究地球自然环境的组成、结构、形成、演变以及环境的破坏、污染、防止、保护、改良与评价等。根据地球科学中各学科所研究的侧重点不同，又可分为环境地质学、环境地理学、环境气象学、环境水文学、环境海洋学、环境土壤学等。

## 第二节 地球科学的研究方法

由于地球科学以庞大的地球作为研究对象，并且具有很强的实践性和应用性，所以它的研究方法与其它几门自然科学有较大的差异。它既要借助于数学、物理、化学、生物学及天文学的一些研究方法，同时又有自己的特殊性。

地球科学的研究方法与其研究对象的特点有关，地球作为其研究对象主要有以下特点：

（1）空间的广泛性与微观性 地球是一个庞大的物体，其周长超过 4 万 km，表面积超过 5 亿 km<sup>2</sup>。因此，无论是研究大气圈、水圈、生物圈以及固体地球，其空间都是十分广大的。这样一个巨大的空间及物体本身是由不同尺度或规模的空间和物质体所组成的。因此，要研究庞大的地球，就必须研究不同尺度或规模的空间及其物质体，特别是要注重研究微观的空间和物质特征，如不同学科都要研究其相应对象的化学成分、化学元素的特性等，地质学要研究矿物晶体结构，水文学和海洋学要研究水质的运动等，气象学要研究气体分子的活动等。只有把不同尺度的研究结合起来，把宏观和微观结合起来，才能获得正确的和规律性的认识。

（2）整体性与分异性（或差异性） 整个地球是一个有机的整体。不仅在空间上地球的内部圈层、外部圈层都表现为连续的整体性；而且地球的各内部圈层之间、内部与外部圈层之间、各外部圈层之间都是互相作用、互相影响、相互渗透的，某一个圈层或某一个部分的运动与变化，都会不同程度地影响其它部分甚至其它圈层的变化，这也充分表现了它们的有机整体性。然而，地球也是一个非均质体，它的不同组成部分无论在物质状态、运动和演变特点上都具有一定差异，表现出分异性。例如，不同地区的地理环境、气候环境具有明显的差异，不同地区的水文条件具有明显差异。固体地球特别是地壳的不同地区或不同组成部分的分异性更为强烈，如大陆、海洋、山系、平原等。这种分异性不仅表现在空间和组成上，也表现在它们的运动、变化与形成、发展上。

（3）时间的漫长性与瞬间性 据科学测算，地球的年龄长达 46 亿年。

在这漫长的时间里，地球上曾发生过许多重要的自然事件，诸如海陆变迁、山脉形成、生物进化等等。这些事件的发生过程多数是极其缓慢的，往往要经过数百万年甚至数千万年才能完成。短暂的人生很难目睹这些事件的全过程，而只能观察到事件完成后留下来的结果以及正在发生的事件的某一阶段的情况。但是，有些事件的发生可以在很短的时间内完成。例如，天气现象往往表现为几天、几时甚至更短的时间，地震、火山爆发等也都发生在极短的时间内。

(4) 自然过程的复杂性与有序性 地球演化至今经历了复杂的过程。其中既有物理变化，也有化学变化；既有地表常温、常压状态下的作用过程，也有地下深处高温、高压状态下的作用过程。此外，各种自然过程还会受地区性条件的影响而具有地区的差异性。所以，自然过程是极其复杂的，而且这种过程由于其漫长性和不可逆性，依靠人类的力量很难完全重塑和再现其过程，因而更增添了地球科学研究工作的艰巨性。但是，这些复杂的自然过程并不是杂乱无章的，它们都具有其发生、发展的条件和过程，都具有一定的规律可循，这正是地球科学工作的重要研究任务。

研究对象的特点决定了地球科学具有一些独特的研究方法，并且随着科学技术的发展和进步，地球科学的研究方法也会得到不断的补充和推进。现择要简述研究方法如下：

(1) 野外调查 空间的广泛性决定了地球科学工作者首先必须到野外去观察自然界，把自然界当作天然的实验室进行研究，而不可能把庞大而复杂的大自然搬到室内来进行研究。野外调查是地球科学工作最基本和最重要的环节，它能获取所研究对象的第一手资料。例如野外地质调查、水系与水文状态调查、自然地理调查、土壤调查、资源与环境调查等。只有针对性地到现场去认真、细致地收集原始资料，才能为正确地解决地球科学问题提供可能。

(2) 仪器观测 仪器观测是地球科学用来获取研究对象的定性和定量资料的重要手段，通过仪器观测可以了解到研究对象的各种物理、化学性质、参量的静态特征和动态变化，为科学的分析、推理提供了依据。仪器观测为地球科学步入科学轨道提供了条件，例如 16~17 世纪气温、气压、湿度等气象仪器的发明与创造，使气象学逐渐发展成为一门完善的学科。现代高精度的常规与高空气象仪器观测仍然是气象学的重要研究基础。同样，仪器观测在水文学、海洋学研究中也占有特殊重要的位置。仪器观测对于现代地球物理学、地质学的地球内部研究，对于土壤学的研究特别是对于环境地学中的各种监测与评价，都具有极其重要的作用。在现场进行的仪器观测也属于第一手资料，除了科学工作者根据不同的研究目的在现场进行各种观测外，人们还常常设立各种定点观测台站，如气象站、水文站、地震台站、环境监测站等，并通过大量的台站建立观测网，以便获得系统的观测资料。

(3) 大地测量 这是地球科学中既古老而又发展迅速的一种重要研究方法，它在推动地球科学的发展中起了重要作用。早在古埃及和古中国的远古时代，人们就借助于步测及其它一些简单的测量工具，进行土地规划、地形与地理制图、水利与工程建设等。到了近代，随着测量仪器的进步，逐渐发展成为传统的大地水准测量和大地三角测量。本世纪中叶发展起来的海洋测深技术（声纳）对于海洋学的发展和地质学的革命曾起了决定性的作用。近些年发展起来的激光测距、人造卫星定位系统（GPS）又给地球科学带来了深



刻影响。大地测量的方法对于地理学、地质学、海洋学、水文学及土壤学等的研究十分重要。

(4) 航空、航天和遥感技术 现代航空、航天和遥感技术极大地推动了地球科学的发展，成为现代地球科学不可缺少或不可忽视的重要研究方法。由于地球的空间广大，要在短时间内获取大区域的资料，特别是大区域的动态变化状况，就必须充分利用航空、航天和遥感技术，如卫星云图、卫星遥感影像、航空照片等。航空、航天和遥感技术对现代气象学的发展和进步起了决定性作用，成为其重要支柱。它们也是现代海洋学、地理学的主要研究手段，而且对于现代地质学、土壤学、水文学、环境地学等也发挥着重要作用。

(5) 实验室分析、测试与科学实验 这是地球科学中各门学科均普遍采用的研究方法，主要是从研究对象中取得所需的各种样品或标本，然后在实验室进行分析、测试，以便获取物质成分、结构、物理与化学性质以及形成历史等方面的定性和定量资料，并通过科学实验分析和推断其形成、演变过程、发展趋势等。随着科学的发展，地球科学中的实验科学已有相当的进步。但由于自然过程的影响因素复杂，加之时间的漫长性与空间的广泛性以及现代实验技术水平的限制，在地球科学中有时很难进行与自然界一致的真实实验。因此，地球科学上常采取简化影响因素、创造一些特定的物理、化学环境，模拟自然现象的成因、过程和发展规律，这种方法称为模拟实验。模拟实验只能是近似的，实验结果往往与自然过程有一定差距，但它在再造自然现象的过程、验证和探索地球科学规律方面发挥着重要作用。

(6) 历史比较法 这是地质学最基本的方法论。时间的漫长性决定了地质学必须用历史的、辩证的方法来进行研究。虽然人类不可能目睹地质事件发生的全过程，但是，可以通过各种地质事件遗留下来的地质现象与结果，利用现今地质作用的规律，反推古代地质事件发生的条件、过程及其特点，这就是所谓的“历史比较法”（或称“将今论古”、“现实主义原则”）的原理。这一原理是由英国地质学家莱伊尔（C.Lyell，1791—1875年）在郝屯（J.Hutton，1726—1797年，英国学者）的均变论学说的基础上提出来的。莱伊尔明确指出：“现在是了解过去的钥匙”。例如，现代珊瑚只生活在温暖、平静、水质清洁的浅海环境中，如果在古代形成的岩石中发现有珊瑚化石，便可推断这些岩石也是在古代温暖、清洁的浅海环境中形成的；又如，现在的火山喷发能形成一种特殊的岩石——火山岩，如果在一个地区发现有古代火山岩存在，我们就可以推断当时这一地区曾发生过火山喷发作用，等等。历史比较法是一种研究地球发展历史的分析推理方法，它的提出，对现代地质学的发展起了重要的促进作用。这一原理的理论基础是“均变论”。均变论认为，在漫长的地质历史过程中，地球的演变总是以渐进的方式持续地进行，无论是过去还是现在，其方式和结果都是一致的。但是，现代地质学的研究证明，均变论的观点是片面和机械的。地球演变的过程是不可逆的，现在并不是过去的简单重复，而是既具有相似性，又具有前进性。例如，地质学的多方面研究揭示，在地球演变过程中，地表大气圈、水圈、生物圈的组成、数量、温压以及地球或地壳内部的结构、构造等特征都在发生不断地变化，与现代的状况存在不同程度的差异，这些必然会导致当时发生的地质作用的方式与过程具有一系列与今天不同的特点。地球演变的过程也并不总是以渐进、均变的形式进行，而是在均变的过程中存在着一些短暂的、剧烈

的激变过程。例如，在岩层中常常发现其物质组成及结构构造发生突然性的变化；在古生物演化中也常常发现大量的生物种属在短期内突然绝灭的现象，如 7000 万年前后恐龙全部迅速绝灭等。所以整个地球的发展过程应是一个渐变—激变—渐变的前进式往复发展过程，这也符合量变—质变—量变的哲学规律。因此，在运用历史比较法时，必须用历史的、辩证的、发展的思想作指导，而不是简单地、机械地“将今论古”，这样才能得出正确的结论。地质学的“将今论古”分析方法，实际上对于地球科学的地球物理学、地理学、气象学、水文学、海洋学、土壤学、环境地学等几门学科也均具有一定的借鉴意义。

(7) 综合分析 自然过程的复杂性和不可逆性决定了地球科学必须采用综合分析的研究方法。在漫长的地球演化过程中，不同时期、不同方式（物理、化学、生物等）、不同环境（地表、地下、空中等）的自然作用给我们留下的是一幅错综复杂的结果图案。要根据这一图案恢复和解析自然界发展的过程，就必须利用多学科的原理和方法，结合复杂的影响因素，进行综合分析。这一点与数、理、化等学科利用单纯的推导、实验等方法进行研究是大不一样的。例如在地质学中，由于过程和影响因素很复杂，根据某些个别特征，利用单学科的原理和方法，往往会得出片面甚至错误的结论，这就是在地质学研究中经常碰到的“多解性”或“不确定性”问题。所以，只有在综合各方面研究的基础上，才能得出统一的、最合乎实际情况的结论。

(8) 电子计算机技术应用 有人说 20 世纪后半叶以来，人类社会已步入电子计算机的时代，电子计算机技术的应用已给各门自然科学带来了深刻的影响和革命性的变化。对地球科学也是一样，例如在现代气象学、地理学、地质学、地球物理学、海洋学、环境地学等领域中，计算机技术已发挥出了巨大的作用，成为不可缺少的研究手段和方法。而且计算机技术正在向地球科学的各个领域渗透。计算机技术的应用，为解决地球科学的研究对象的空间广阔、观测处理资料量大、模拟形成演变过程复杂等等问题带来了无限的前景。因此，要想提高地球科学的研究水平，必须充分地重视、加强和进一步开拓电子计算机这一方法技术在地学中的应用。

地球科学研究的工作方法通常具有下列程序：

(1) 资料收集 根据所要研究的课题和所要解决的问题，尽可能详尽、客观和系统地收集各种有关的数据、样品和其它资料。资料的来源包括对研究区详细的野外调查、仪器观测和收集、分析已有的各种资料和成果等。

(2) 归纳、综合和推论 对所收集的资料进行加工整理、归纳、综合，并利用地球科学的研究方法和原理，作出符合客观实际的推论。

(3) 推论的验证 通过生产实践或科学实验来证实或检验推论是否正确，并在实践的过程中不断地修正错误，提高认识，总结规律。

地球科学是一门实践性很强的科学。人们通过不断地科学实践，逐渐形成了若干假说和学说。假说是根据某些客观现象归纳得出的结论，它有待进一步验证；而学说则是经过了一定的实践检验、在一定的学术领域中形成的理论或主张。假说和学说对推动地球科学的发展起着重要的作用，它们为探索地球科学的客观规律指出了方向，对实践起着一定的指导作用，同时在实践中不断得到检验、补充和修正，使其日趋完善。当然，有些假说和学说也可能在实践中被扬弃或否定。

### 第三节 地球科学的研究意义

地球科学是人类在实践和应用中逐渐发展起来的，因此，其研究首先具有重要的实际意义和应用意义。

地球科学在寻找、开发和利用自然资源中起着巨大作用。自然资源主要包括能源资源、矿产资料、水资源及土地资源等。能源在整个国民经济中居于首要位置，而现阶段的能源资源还主要是依靠石油、天然气和煤等，这些都必须从地下寻找和开采；发展工业需要充足的矿产资源作为原料保证，发展农业所需要的磷、钾等肥料的原料也是来自于地下矿产资源；水资源对人类社会的重要性更是不言而喻，无论工业、农业、以及民用都离不开水，而地下水是目前水资源的重要来源，也需要用地球科学的理论寻找和开发。

建国以后的近 50 年来，我国地质工作者以自己的艰苦劳动为祖国的繁荣富强作出了重大贡献。世界上已知的 162 种矿产在我国均已发现，已探明一定储量的矿产达 148 种，其中钨、锑、锌、镁、石膏、石墨等的探明储量居世界首位；煤、铁、铜、锰、铝、铅、锡、钼、金、汞等矿产的探明储量也位居世界前列；一批大型油田的相继发现与开发，摘掉了我国贫油的帽子；在世界上有许多被认为是稀有金属（如铌、钽、钛、钒等）的矿产，经勘探查明在我国并不稀有。地质及水文工作者还在西北、华北的干旱、半干旱地带探明了大量地下水资源，缓解了工农业及民用缺水的威胁。

地球科学在指导人类如何适应、保护、利用和改造自然环境以及同各种自然灾害作斗争方面发挥着重要作用。气象学的研究与人类的生活、生产等各方面的活动关系极为密切。在农业生产中，利用短期和中、长期的气象预报，可以加强各种农事活动的计划性，如播种、移栽、收割等；为了保护农作物，避免或减轻一些不良天气现象，如霜冻、干旱、大风、暴雨等的危害，必须洞悉这些天气现象的发展规律。同样，对于航空工作也随时都需要气象情报来保证飞行安全；航海工作也要避免恶劣天气的危险；强烈的暴雨、风、雪会影响陆上的交通安全；此外，水利、城市建设、林业乃至人类生活的一举一动都无不与气象或天气变化有着紧密的联系。

人类在发展生产和建设的过程中，常常需要修建一些大型的工程设施，如公路、铁路、港口、水坝、核电站等，为了确保这些工程在建成后能安全运转，就必须事先应用地质学的研究进行详细的地基选址与场地稳定性评价，弄清场地的地质条件，尽量避开各种不利的因素。有些正在发生的地质作用常给人类生活的自然环境带来不良后果，如水土流失、沙漠化等，这时，人类可以运用地球科学知识来设法保护和治理自然环境。此外，一些突发性的地质事件往往给人类造成巨大的灾害，如地震、火山、滑坡、泥石流等，这时，人们可以根据它们产生的机理和发展规律，预测、预报或采取有效的措施防止灾害的发生。

有关自然环境的利用、改造和管理的研究，首先必须进行定性评价，地理学是这类定性评价的主要依据。要实现生产力的合理布局，必须对全部地理条件加以综合考虑，从区域规划、建立合理的区域经济结构出发，择优选取。如农业区划、工业布局、交通建设、环保、城市规划、旅游等多方面都有地理学的应用问题。其中主要是自然资源 and 条件的评价，人类影响地理环境所引起的变化预测，环境的合理地域组织，区域经济结构的优选等方面的应用。

当前，人类正面临着—系列艰巨的、紧迫的、深广的、复杂的全球性环境问题，如大气与水体污染、气候异常、植被破坏、水土流失和土地沙漠化等，这些环境问题严重地威胁着人类的生存与发展。而且越来越多的事实证明，人类活动对环境恶化的影响强度还在不断增加。要尽快地控制、防止这种环境恶化的趋势，并治理已出现的各种环境问题，力争在较短的时间内使环境向良性转化，最终解决好人口、资源、环境协调发展的问题，这些都与地球科学特别是环境地学有着密切关系，也是未来地球科学所面临的主要任务。

同时，地球科学也是一门理论性很强的自然科学。它承担着揭示整个地球的形成、演变规律的科学使命。它的研究对人类正确地认识自然界、建立辩证唯物主义世界观起着重要作用，对整个自然科学的发展也具有促进和推动作用。当代自然科学的一些重大基本理论问题，如天体的起源、生命的起源等问题的最后解决也都离不开地球科学的研究。所以，地球科学的研究也具有重要的理论意义。

#### 第四节 地球科学的发展简史与未来展望

地球科学是一门既古老而又年轻的科学。说其古老，是因为有关地球科学知识的萌芽与积累从人类诞生的那天起就已开始；说其年轻，是因为地球科学的主要学科的真正创立只是最近几个世纪的事情，并且迄今为止，地球科学虽已发展成为一个完善的科学体系，但其中仍存在许多重大基础理论问题未获解决。地球科学的发展历史大致可分为三个阶段，即：古代地球科学知识的萌芽与积累阶段（17世纪以前）、地球科学的主要学科的创立与初步发展阶段（17~19世纪）、地球科学的革命与全面发展阶段（20世纪至今）。现今地球科学正处在一个革故鼎新的关键时期，可以预见在不远的将来，地球科学将进入一个全新的、更成熟的发展新阶段。

##### （一）古代地球科学知识的萌芽与积累（17世纪以前）

有关地球科学的知识与人类生活密切相关，其思想的萌芽可以追溯到远古时代。随着人类文明的发展，地球科学知识也得到了不断积累。我国是具有悠久历史的文明古国，其地球科学思想萌芽之早、知识积累之丰富是任何其它国家都不能比拟的，现仅举几例，可见一斑。

《禹贡》、《山海经》、《管子》是成书于春秋战国时代（公元前770~221年）的最早一批有关地理、地质、水文、气象的著作。《禹贡》记载了公元前21世纪大禹治水时候所了解的全国各地的矿产情况和山川地形。《山海经》除记述了山岳、河流、湖泊、沼泽、气候与气象等之外，还记述岩石（矿石）及矿物（金属与非金属矿物）72种，矿产地440多处，此书把矿产划分为金、玉、石、土四大类，这是世界上最早的一个分类。《管子》一书曾对金属矿床与找矿知识有精辟论述，指出了利用矿物共生组合及“铁帽”等作为找矿标志的科学方法。该书还曾对河流的横向环流、侧蚀作用形成河曲的过程进行了正确分析。

东汉杰出的科学家张衡于132年创造了世界上第一台地震仪——候风地动仪，138年在洛阳用这台地震仪正确测出了发生在650km外的陇西地震。

《水经注》是南北朝卓越的地学家郦道元在研究前人著作的基础上，结合自己的实际考察，于512~518年编写的著名地学著作。书中涉及地域广泛

(包括中国及部分邻区),记述内容包括河流、瀑布、湖泊、风沙、溶洞、火山、地震、山崩、地滑、温泉、陨石、化石、矿物、岩石和矿产等多方面的地质、地理及水文等内容,至今仍有参考价值。

宋朝沈括(1031—1095年)所著《梦溪笔谈》是一部百科全书式的光辉著作,其中涉及地球科学领域的包括陨石、地震、矿物、矿床、化石、河流、地下水、海陆变迁、地形测量和制图等多方面。例如,书中论述了流水的侵蚀作用与沉积作用;推断华北平原是由河流自上游搬运泥沙到下游沉积而形成的冲积平原;沈括还根据太行山东麓山崖间所见海生螺蚌化石,推断东距大海千里以外的该地在古代曾经是海滨;他还根据化石推测古地理、古气候的变迁。沈括对化石的正确认识比意大利人达·芬奇所提出的类似观点要早400年;他在分析地质问题时使用的古今类比法比莱伊尔《地质学原理》所应用的“将今论古”的方法要早700多年。沈括还首次使用“石油”这一科学术语,该术语被一直沿用至今。

《徐霞客游记》是明朝徐宏祖(1586—1641年)撰写的一部考察记实型著作,书中对我国许多地区的岩溶、火山、温泉、水文、地貌及矿物等作了极有价值的记述。

《天工开物》为明代宋应星(1587—1661年?)所著,书中详细记载了非金属矿物的产地、形状及性质;并根据煤的硬度与挥发性提出了世界上较早的煤分类法;特别是第一次系统论述了我国采矿工程技术,对矿藏开采、井下支护、通风、矿井充填、矿石洗选等都有细致描述。

由此可见,我国古代地球科学思想非常活跃,积累了丰富的理论和实践知识,这一领域的研究与成就当居世界前列。但是由于我国封建社会(特别是后期)的闭关自守,重视习文读经,轻视生产技术和自然科学知识,搞文化专制统治,严重阻碍了科学的发展,使近代地球科学的一些主要学科没能在中国这片沃土上诞生。

国外古代地质知识的萌芽与积累主要集中于欧洲。

古希腊学者毕达哥拉斯(约公元前571—497年)、亚里士多德(公元前384—342年)、狄奥弗拉斯特(公元前370—287年)等都曾对火山喷发、地震和尼罗河三角洲的形成进行了观察和解释,并根据岩层中的贝壳化石得出海陆变迁的概念,他们还有一部分岩石、矿物作了初步分类和描述,还对一些天气现象作过适当的描述与解释。

古罗马的斯特拉波(Strabo,公元前63—公元20年)著有《地理学》,书中论及了有关化石、海陆升降、火山、地震、河流的搬运与沉积作用等许多方面的地质问题。老普里尼(Pliny the Elder)于77年著出《自然史》,书中曾对矿物进行了专门论述,包括当时使用的各种矿物、建筑用石材、矿石及矿床、采矿及冶金方法等。同时代的西尼卡(Seneca)著有《自然问题》等书,论述了有关地震、地下水和地面水问题,认识到河流对山谷的侵蚀作用。

14~16世纪欧洲的“文艺复兴”运动给地球科学的发展带来了生机,为地球科学的一些主要学科的创立准备了条件。

15世纪末至16世纪初哥伦布、麦哲伦等相继环球航海成功,证实地球是球形,并对大洋和大陆的轮廓有了初步了解。1530~1540年哥白尼写成《天体运动》这一伟大著作,提出“太阳中心说”。这对该时期的地球科学研究起了重要促进作用。

意大利艺术家达·芬奇(1452—1519年)早年曾领导开凿运河工程,他对化石进行了细致观察和研究。他认为现今内陆或高山上发现的海生贝壳化石,是原先生长在海水中的生物,后来埋藏在泥沙中而形成,并由此推测海陆变迁历史。他还明确指出,地球是一本书,这本书早于文字记载,科学的任务就是辨读地球自身的历史痕迹。

德国的阿格里柯拉(Agricola,1494—1555年)一生著有七部地质专著,除了叙述德国采矿业的发展以外,还根据矿物的物理性质对其进行分类,对矿物与金属矿床的形成及相互关系作了论述,并涉及古生物学等问题。后人誉之为“矿物学之父”。

## (二) 地球科学的主要学科的创立与初步发展(17~19世纪)

对于气象学,从古代到16世纪只限于零碎的定性观察和描述,还谈不到独立的科学。17世纪,由于工业和自然科学的发展,特别是物理学的成就,使较精密的气象仪器相继发明,有关气象的理论也得到很大提高,使气象学逐步发展成为独立的科学。

意大利物理学家和天文学家伽利略(Galileo)于1593年发明了温度表,意大利物理学家和数学家托里拆利(Torricelli)于1643年发明了气压表。由于有了温度表和气压表等气象仪器,1653年在意大利北部建立了气象观测站,以后许多国家也相继建立气象台站。由于广泛的气象观测,获得了丰富的资料,气象学的研究逐步深入。此后,随着无线电通讯的发展,使气象观测结果能很快地传到各地,给予编制和研究天气图以可能性。1860~1865年间天气图迅速发展起来。19世纪末,在小范围内已开始了高空探测的高空气象学。

在地球科学中,地质学的创立具有划时代的意义。欧洲18世纪开始进入产业革命时期,随着生产力的提高和近代工业化的急速发展,使矿产的需求日益增加,因而促进了找矿和地质调查工作,使地质知识与资料迅速积累,逐步形成了系统的地质学理论和研究方法,于是地质学作为一门独立的科学诞生了。

在地质学的创立过程中,学术思想论战曾起了重要的促进作用。当时的论战是在“火成论”者与“水成论”者之间及“均变论”者与“灾变论”者之间进行的。

“水成论”者认为组成地壳的所有岩石都是从原始海洋物质中结晶、沉淀形成的,他们否认地壳运动的存在,主张地球从取得现有形态以来没有发生过大的变化。“水成论”者的代表人物是德国弗莱堡矿业学院矿物学教授魏尔纳(A.G.Werner,1750—1817年),他对矿物学的研究有卓越贡献,由于他丰富的知识和口才,使他驰名欧洲,对传播地质学起了重要作用。魏尔纳1775年在弗莱堡开始讲学,“水成论”兴起,由于他的声誉和拥有众多门生及崇拜者,加之教会的支持,使得“水成论”在18世纪后期的欧洲占居统治地位。

“火成论”者的代表是英国学者郝屯,他发现花岗岩脉穿插在沉积岩中呈侵入接触关系(有烘烤及冷凝边),认为除沉积岩外,还有岩浆岩和变质岩,并认为地壳处于不断的演变之中,这一过程是缓慢的,过去发生的变化和现代进行的演变过程是类似的。他较正确地论述了三大岩类的成因及地壳运动的影响。郝屯1785年发表最初的《地球理论》论文,提出“火成论”,1795年重新发表《地球理论》著作,系统论述自己的观点。该书为地质学的

创立奠定了基础。

自此，“水成论”与“火成论”的论战愈演愈烈，随着人们了解到更多的地质现象，到19世纪初，“水成论”观点逐渐被抛弃，“火成论”取得了胜利。

“灾变论”者的代表是法国学者居维叶(D.G.Cuvier, 1769—1832年)，他在研究巴黎盆地地层中的生物化石时发现，在相隔很近的岩层中动植物化石群的种属有显著差异，曾经一度出现的古生物种属，后来竟完全绝灭而代之以新的种属；他还看到较老岩层发生褶皱，上面盖以水平的沉积岩层。于是他便认为地壳曾经发生巨大变革，产生世界规模的大灾变，致使地形改变、生物灭绝，以后在一定的时间内又重新创造出新的动植物来；地球上曾经历了多次这样的大灾变和再创造过程；最后一次大灾变发生在五六千年前，并造就了地球的现今面貌和生物特征。居维叶的“灾变论”强调地质发展过程中的突变阶段，虽有合理成分，但他否认地球的渐近发展过程，并把其演变历史归结为古今没有联系的一系列不可知的突然事件。居维叶的重复创造与不可知的观点，特别是最后一次灾变的时间与圣经中论述的“大洪水期”和“诺亚方舟”神话一致，因而受到了教会的欢迎，得到广泛传播。

与“灾变论”针锋相对的是生物进化论和地质学的“均变论”。法国学者拉马克(Lamarck, 1744—1829年)在研究巴黎盆地第三纪古生物化石时，发现生物的种与种之间有过渡关系，某些种属是由另一种属发展而来的，并有由低级种属向高级种属演变的规律。他认为生物进化过程是极其漫长的，它与地球的演变历史同时进行。英国地质学家莱伊尔继承了郝屯的思想，经过与“灾变论”的多次论战，在结合前人成果及大量实际资料的基础上，于1830年出版的《地质学原理》第一册中明确提出了地质学的现实主义原则(即“将今论古”)，指出地球的发展历史是漫长的，解释地球的历史用不着求助于上帝和灾变，那些看来非常微弱的地质动力，经过长期缓慢的作用过程，就能使地球面貌发生巨大变化。这就是“均变论”的主要思想。

随着《地质学原理》一书的问世，“均变论”的思想逐渐取代了“灾变论”，现实主义原则也成为了地质学方法论的一条基本原则。但是“均变论”强调“古今一致”与渐近发展的同时，本身又存在忽视在地壳发展过程中有飞速发展阶段(突变)的片面性。

莱伊尔的《地质学原理》(共三册)是一部划时代的著作，它确定了地质科学的概念，总结了地质科学的研究方法，初步完成了地质科学的体系，是地质科学创立的标志。自此以后，地质科学进入初步发展时期，到19世纪末已获得了很大进展。在研究地壳的物质组成方面，用显微镜研究岩石和矿物的方法得到充分发展，地球化学的工作也逐渐开展起来。在研究地壳的演化历史方面，逐渐建立起了比较完善的相对地质年代表。北美学者霍尔、丹纳根据对美国东部造山带的研究，提出了“地槽”学说，对地质学研究产生了深远的影响。在地质学的应用方面，矿床学进一步发展，并诞生出了石油地质学。地震地质学、工程地质学等也开始逐渐发展起来。

17世纪德国地理学家瓦陵尼阿士(1622—1650年)的《普通地理学》开始介绍哥白尼、伽利略的太阳中心说，提出专论地理学和通论地理学的区别。前者描述特定地区，后者阐述一般原理。18世纪末至19世纪初德国洪堡德(1769—1859年)与李特尔(1779—1859年)奠定了近代地理学的基础。

洪堡德的代表作是《宇宙：世界的自然描述概略》，共五卷。他最早采

用计算气象要素平均值的方法研究气候，提出等温线概念，1817年绘制第一幅世界年平均温度分布图，提出大陆东西两端的气候差异和海洋性气候、大陆性气候类型。他观测了地势升高100 m气温下降0.6的垂直递减现象，研究气候与植物分布、类型的关系，提出平原植物分布的水平地带性和山地植物分布的垂直地带性。他最早运用地形剖面图和地理比较法研究地理现象的规律性，奠定了自然地理学特别是气候学与植物地理学的一般原理。

李特尔通过区域描述和地面现象综合比较，研究地理环境对人类活动的影响。他强调地理学要以人地关系为主旨，提出比较地理学概念。1817年李特尔的《地理学》第一卷出版，到1859年共出版19卷。

此后，地理学得到了进一步发展。德国地理学界比较著名的学者和学派有拉采尔的地理环境论、赫特纳的地理学方法论等。法国比较重要的地理学派有维达尔-白兰士和白吕纳的人地相关论等。美国著名的地理学说有戴维斯（W.M.Davis, 1899）的地貌侵蚀循环说，该学说主张陆地自然面貌是由侵蚀造成，认为地表形态是连续的，又有阶段的，是地球内部结构与外部营力的结合。他把河流发育分成青年期、壮年期和老年期，地壳上升使河流复活。他的学说奠定了自然地理分析的基础。

### （三）地球科学的革命与全面发展（20世纪至今）

20世纪是现代地球科学发展的新时期，在这一过程中，传统的地球科学发生了一系列的革命，其中影响最为深远的是固体地球科学（包含地质学和地球物理学等）的革命。

固体地球科学的革命主要是大地构造理论上围绕活动论与固定论发生的思想革命。传统的地质观念认为，大陆及海洋只在原来的位置上作垂直升降运动，其相对位置未发生显著变化，故被称为“固定论”，“地槽”、“地台”说是其典型代表。“活动论”者认为，大陆曾有过长距离的水平运动，大陆和海洋的相对位置是不断变化的。代表“活动论”的大地构造学说是“大陆漂移-海底扩张-板块构造学说”。经过近半个世纪的争论，到本世纪60年代末期，以现代地质及地球物理研究成果为基础的板块构造学说取得了决定性的胜利，并由此推动了地质学与地球物理领域的一场深刻革命。

与此同时，随着科学技术的进步，本世纪的地质学获得了前所未有的全面发展。高温高压实验技术、同位素地质年龄测定技术、电子计算机、电子显微镜、大陆超深钻与深海钻探技术等给地质学的发展以极大的推动作用，使地质学逐步由定性描述与分析向半定量、定量分析与研究发展。地球物理、地球化学方法在研究地球及地壳的物质组成、结构构造及运动特征方面取得了丰硕成果，成为推动地质学发展的强大动力。航天技术在地质学上的应用取得了重大成就，以航天技术为基础的新兴的天文地质学显示出旺盛的生命力。这些研究将为人类最终了解地球起源与演化、解决许多重大地质问题发挥重要作用。

地质学的应用是促进地质学发展的动力，本世纪除传统的矿床学不断发展，提出了许多新理论之外，石油地质学的发展尤其令人瞩目。水文地质、工程地质、地震地质等的研究也发展迅速。特别是本世纪中期以来，环境地质研究的重要性越来越引起人们的注意，正在向纵深方向发展。

20世纪在地理学上也发生了重要的革命，特别是研究方法与手段上的革命，通常称为地理学的计量革命。20世纪50年代，地理学开始采用现代数学方法分析地理问题。1955年，美国华盛顿大学地理系在加里逊主持下开设



第一个应用数理统计研究班，推动计量地理学发展。1963年伯顿提出“计量革命”口号，60年代初这一趋势推向欧洲和全球。地理学计量革命的实质是用现代数学方法和计算机，运用模型和模拟，使地理学的理论精确化，计算快速化，从传统的定性分析向定性和定量分析相结合过渡。60年代以来，在计量革命的推动下，人们把地理环境和区域看作是一个系统，大量地应用电子计算机、遥感、遥测等新方法，对系统及其相互作用进行模式化、公式化，用数字、图像等定量表达人地关系，说明区域差异与变化，从而对地理环境的演化进行科学预测，以期达到人地关系的最优化。这样，使地理学由以前的现象描述发展到科学解释和定量预测的新阶段。与此同时，由于社会的需要，应用性的地理分支学科大量涌现，如工程地理学、环境地理学、资料地理学、应用景观学等。

20世纪气象学的革命性变化更是不可同日而语。在20世纪的前50年，气象观测开始由传统的地面观测向高空发展，主要以风筝、气球等为高空观测工具，其所达到的高度是有限的。50年代以后，由于观测系统有了激光、雷达、人造地球卫星等新技术与新手段，大大地推进了气象学的发展。大规模的综合遥测、遥感，使得几小时的短期灾害性天气预报不再是纯预报问题，而变成了对实况的跟踪与真实预报。电子计算机的大量利用，使得对大气现象定量地进行数值模拟成为现实。这些研究的进步还大大促进了气象学基础理论的发展。

地球科学的全面、飞速发展，还使得20世纪以来诞生了一些新兴的分支学科，如地球物理学、海洋学与环境地学等。海洋学与环境地学都与人类现今的生活、生存及未来的发展有着极其紧密的联系，因而受到科学工作者及整个社会的高度重视，它们在地球科学中的地位也愈来愈重要。

#### （四）地球科学的发展展望

人类社会正面临跨世纪的时代更替，即将到来的21世纪将是人类社会发史史上的一个巨大变革时代。现今地球科学的发展正在进入一个建立新知识体系的重大转折时期。

长期以来，地球科学在社会中的作用主要是通过研究地球，指导寻找矿产、能源和各种自然资源，以保证人类和社会发展对资源的需求；而对于自然环境方面的应用处于从属的地位。由此建立起来的地球科学知识体系可概括为资源型的知识体系。但是，随着社会发展，当代社会正面临着人口、资源、灾害和环境方面的挑战，它直接威胁着今后社会的进步和人类的生存条件。在这些社会挑战面前，地球科学除要解决能源和矿产问题外，还必须帮助解决当今社会生活中面临的许多重大问题：减轻自然和人为灾害、寻找和保证充足干净的水源、安全处理有毒有害和放射性废物以及为合理利用自然资源、为环境污染的综合治理、为保护生态环境、为国土整治和农业发展等等提供地学知识和服务。所有这一切，都将促使地球科学从资源时代进入环境时代。因而要求其社会功能由“资源型”拓宽到“社会型”。与此相适应，地球科学的任务和目标都发生了变化。例如，1993年美国国家研究理事会发表了指导美国地球科学今后发展的战略报告，即“固体地球科学与社会”报告。该报告明确指出，固体地球科学今后的主要任务是：了解全球系统所涉及的过程，特别注意地球系统各组成部分之间的联系和相互作用；提供充足的自然资源（水、矿产和燃料）；减轻地质灾害；调节全球和区域的环境变化。这份报告强调，地球科学研究的目标是了解整个地球系统过去、

现在和未来的行为，以保证人类社会持续发展的条件。

由此可见，未来的地球科学将成为人类生存和社会发展的科学。地球科学的前景是光明的，它在社会发展中和在自然科学中的地位将会更加提高。因此，一些科学家大胆预言“21世纪将是地球科学的世纪”。

## 第一章 宇宙中的地球

### 第一节 宇宙

宇宙 (universe) 是天地万物, 是物质世界。“宇”是空间的概念, 是无边无际的; “宙”是时间的概念, 是无始无终的。宇宙是无限的空间和无限的时间的统一。在宇宙空间弥漫着形形色色的物质, 如恒星、行星、气体、尘埃、电磁波等, 它们都在不停地运动、变化着。当代最大的光学望远镜已可观测到 200 亿 l.y. (光年) 的遥远目标 (1l.y.  $9.46 \times 10^{12}$  km), 这就是现今人类所能观测到的宇宙部分, 它只是无限宇宙的一个小小局部。随着科学技术的发展, 人类对宇宙范围的认识也将不断扩大。

#### 一、宇宙中的天体和物质

宇宙的统一性在于它的物质性, 即任何宇宙空间无一不是物质的或由物质构成的。但宇宙中物质的存在形式具有多样性, 一部分物质以电磁波、星际物质 (气体、尘埃) 等形式呈连续状态弥散在广漠的空间; 另一部分物质则积聚、堆积成团, 表现为各种堆积形态的积聚实体, 如地球、月球、行星、恒星和星云等。通常将包括星际物质和各种积聚态实体在内的所有宇宙星体通称为天体。在太空飞行的人造卫星、宇宙飞船、空间站和探测器等则一般称为人造天体。

##### (一) 恒星

恒星是宇宙中最重要的天体, 它集中了宇宙中相当部分的质量。恒星是由炽热气体组成的、能够自身发光的球形或类似球形的天体。构造恒星的气体主要是氢, 其次是氦, 其它元素很少。我们的太阳就是一颗既典型又很普通的恒星。

拥有巨大的质量是恒星能发光的基本原因。由于质量大, 内部受到高温高压的作用, 导致进行由氢聚变为氦的热核反应, 释放出巨大的能量, 以维持发光。恒星的温度愈高, 向外辐射能量的电磁波波长愈短, 因而颜色发蓝; 相反, 颜色发红。恒星的质量相差不大, 多在 0.1 ~ 10 倍太阳质量之间; 恒星的体积却相差非常悬殊, 大的恒星直径为太阳的 2 000 倍左右, 小的恒星直径小于 1000 km, 比月球还小; 因此, 恒星的平均密度相差也很悬殊。

恒星的距离都非常遥远。太阳是距地球最近的恒星, 太阳光到达地球需走 8 分多钟; 而距离太阳最近的恒星——半人马座 星 (即比邻星) 发出的光, 到达地球需要走 4.3a (即距离为 4.3l.y.)。由于恒星间距离太遥远, 以至在短时间内肉眼观察不出恒星间位置的相对变化, 因而有“恒星”之称。但实际上所有恒星都在宇宙中以不同速度和方向运动着。如我们所熟悉的北斗七星, 现在看起来排列得像勺子的形状, 但在 10 万年以前和 10 万年以后形状却与现在不同, 这是因为北斗七星各成员运动的方向、速度不同所造成的 (图 1.1)。

在地球上用肉眼观察到的恒星的明亮程度被称为亮度。古代人们将恒星的亮度分为 6 个等级, 称为视星等。其中把 15 个最亮的恒星称一等星, 而把正常视力所能辨认的最暗的

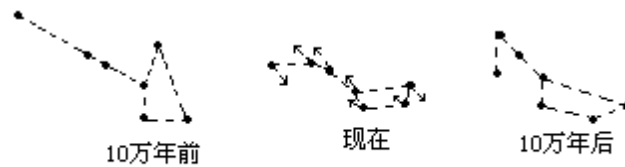


图1.1 北斗七星开头形状的变化示意图

星称六等星。后来，由于光学和光学仪器的发展，人们测定了视星等和亮度的数量关系：即一等星比六等星亮 100 倍，视星等每差一等，亮度就差 2.512 倍。恒星的亮度受恒星到地球距离远近不同的影响，因而并不完全代表恒星本身的真正发光能力。恒星本身的发光能力被称为光度，光度的等级则称为绝对星等。

大多数恒星的特征是大同小异的，但有少数恒星在某些方面是与众不同的。如大多数恒星的光度在短时期内几乎是不变的，太阳就是这样。但是，有些恒星在几年、几日甚至几小时内就会发生明显的、特别是周期性的变化，这样的恒星叫变星。变星分三类，即几何变星、脉动变星和爆发变星。几何变星是指因几何位置变化而发生变光现象的变星。脉动变星是因为星体本身的周期性的膨胀和收缩而发生光度变化的变星，它们在膨胀的时候就变得明亮，反之在收缩的时候就变得阴暗。爆发变星是因为星体本身的爆发现象而发生光度突然变化的变星。普通的爆发变星叫新星，它们的光度在几天内突然增加而由暗星变为亮星，甚至由看不见的星变成明亮的恒星，以后在几个月到几年的时间内它们的光度逐渐下降到爆发前的状态。比新星爆发更为剧烈的星叫做超新星。一般来说，恒星的光度既同表面温度有关，也与表面积（体积）有关。在体积相似时，恒星温度愈高则光度就愈大；而在温度相似时，恒星体积愈大光度也愈高。有些恒星的温度并不很高，但由于体积大、密度低而具有很高的光度，这样的恒星称为巨星；另有一些恒星温度很高，但由于体积很小、密度很高而光度很低，这样的恒星称为白矮星。

## （二）星际物质、星际云和星云

在恒星与恒星之间存在着极其广大的空间，称为星际空间。弥漫于星际空间的极其稀薄的物质称为星际物质。主要的星际物质有两类，即星际气体和星际尘埃。星际气体包括气态的原子、分子、电子和离子，其中以氢为最多，氦次之，其它元素都很少。星际尘埃就是微小的固态质点，它们的直径大约是  $10^{-5} \sim 10^{-6} \text{cm}$ ，它们分散在星际气体之中，其总质量仅占星际物质的 1/10 左右，它们的主要成分是水、氨和甲烷的冰状物以及二氧化硅、硅酸铁、三氧化二铁等矿物。星际尘埃能够吸收和散射可见光特别是蓝色光。因此，星际尘埃使得星光变暗和变红。

一般来说，星际物质是很稀薄的。星际物质的密度是用每立方厘米的质点数来表示的，一般不过每立方厘米 0.1 个质点。但是，在一些星际空间区域，其密度可以超过每立方厘米 10 个甚至 1000 个。使用现代的观测技术（例如射电和红外观测），人们能够发现这些区域，并且把它们称为星际云。

人类在发现星际物质和星际云以前很久就已经发现星云了。人们曾经把天空中一切云雾状的天体都称为星云。后来发现云雾状天体实际上有两种类型：一种是由星际气体和星际尘埃组成的；另一种是由大量恒星组成的。在近代天文学上，前一种称为星云，例如猎户座大星云；而后一种则改称星系，例如仙女座大星系。因此，今天所说的星云，实际上是星际物质的一种密集形式。同星际云相比较，星云是星际物质的更加庞大和更加密集的形式。

### （三）天体系统和星系

宇宙中的物质是运动的，运动的主要方式是天体按照一定的系统和规律，相互吸引和相互绕转，形成不同层次的天体系统。比如，月球和地球构成地月系，地球是地月系的中心天体，月球围绕地球公转。地球和其他行星围绕太阳公转，它们和太阳构成高一级的天体系统，这个以太阳为中心的天体系统称为太阳系。太阳系又是更高级天体系统——银河系极微小的一部分，银河系中像太阳这样的恒星就有 1000 多亿颗，这些恒星在本身运动的同时还围绕着银河系中心运动。银河系以外，还有许许多多同银河系规模相当的庞大的天体系统，称为河外星系（简称星系）。在人类现今所能观测到的宇宙范围内，大约存在着 10 亿个以上的这样的星系。这些星系大小不一，通常由几十亿至几千亿颗恒星组成。通常，把我们现在观测所及的宇宙部分称为总星系，它是现在所知的最高一级天体系统。

## 二、宇宙中天体的相对位置

### （一）天球

地球以外的天体，距离我们的远近极其悬殊。但是，人们有这样的印象：日月星辰看上去似乎是一样遥远的，一切天体似乎都位于一个以观测者为中心的球面上。根据这样的印象，天文学上为了研究天体在天空中的位置和运动，引进了一个假想的圆球：它的球心就是观测者所在的地球的中心，它的半径是无穷大的。这个圆球称为天球。这样，地球以外的天体在天球上都有各自的投影位置（图 1.2）。

地球的自转轴无限延长，同天球球面相交于两点，这叫做天极；与地球的南、北极方向相同的两个极分别称为南天极和北天极。地球赤道平面无限扩大，同天球相交的大圆，叫做天赤道（图 1.3）。有了天极和天赤道，天球就可以定出自己的经线和纬线，分别称为赤经和赤纬。于是，人们说明天体在天球上投影的位置就方便了。



图1.2 天体在天球上的投影



图1.3 天球上的天极和天赤道

### （二）星座

为了便于认识恒星，人们把天球上的恒星分成若干群落，每个群落的恒星都有自己独特的形状并占据一定的空间，这样的恒星群落称为星座。古代人把星座中一些较亮而邻近的星联成图形，结合神话中的人物或动物为星座命名，这些名称一直沿用到现在（图 1.4）。按照国际上的标准，全天可分成 88 个星座。为了便于了解主要星座的相对位置及其恒星的排列，可把天球的球面按赤经的不同分成四个星区（图 1.5），每个星区跨赤经 6 时（或  $90^\circ$ ），各以 0、6、12 和 18 时的时圈为中央时圈，并且以 3、9、15 和 21 时的时圈为界线。四个星区可根据各自代表性星座分别称为仙后星区、御夫星

区、大熊星区和天琴星区，简称“后、御、熊、琴”，四大星区的共同交点就是天北极或者北极星。将不同星区的主要星座及其恒星排列投影到相应位置后，可得到“四瓣简明星座图”。

顺便说明，星座和星系是两个不同的概念。星座仅代表一些恒星间的视几何关系，某一星座的恒星可能处于同一星系，也可能处于不同的星系。

## 第二节 银河系与太阳系

### 一、银河系

银河系(milkywaysystem)是一个由大约1400亿颗恒星和大量星际物质组成的庞大天体系统。侧面看呈中间厚边缘薄的扁饼形，正面看呈旋涡形(图1.6)。银河系的直径约10万l.y.。中心部分称为银核，直径约1万多l.y.；银核外侧称为银盘；银盘的中心平面称为银道面。太阳是银河系中的一颗中等恒星，位于距银河系中心约3万l.y.的银盘内，太阳附近银盘厚度约3000l.y.，太阳距银道面约26l.y.，几乎就在银道面上。银河系的所有天体大体顺着银道面绕核心作飞快的旋转运动，这种运动称银河系自转，但银河系自转不同于固体转动，银盘内从中心到边缘的不同地方自转的角速度不同。太阳附近银河系自转角速度为 $0.0053/a$ ，线速度为250km/s，这也就是太阳绕银河系核心公转的速度。太阳公转一周的时间约为2.8亿~3亿a。太阳一方面大体沿银道面作公转，同时还进行着往返于银道面两侧的波状位移。

### 二、太阳系

以太阳为中心存在着一个受太阳引力支配的天体系统——太阳系(solar system)。太阳是其中唯一的一颗恒星，其质量占整个太阳系的99.87%，能发出强烈的光和热。围绕太阳旋转的是一个行星体系，主要有九大行星(由里向外依次为：水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星、冥王星)及众多的小行星(主要分布于火、木星之间)、卫星、彗星和陨星等(图1.7)。太阳系目前以冥王星轨道为边界，直径为 $11.8 \times 10^9$ km。太阳系所拥有的这一巨大空间以宇宙标准来看实际上是很小的一个范围，可以举一个例子来说明太阳系中行星的大小和距离，如果我们把太阳看作是一个棒球，那么大约9m远的一粒砂就代表地球，木星(最大的行星)为45.7m远的一粒豌豆，冥王星(最外的行星)是大约366m远的另一粒砂；而最近的恒星则像是离3860km远的另一个棒球。

太阳系的天体以太阳为中心作高速旋转。太阳系中行星的分布及运转几乎都在一个共同的平面内，这个平面称为黄道面。行星运动有两种主要形式：自转和绕太阳公转。绝大部分行星绕太阳公转的方向及其自转方向都相同，也与太阳自转的方向一致(从地球北极上空朝下看皆为逆时针运转)。

行星绕太阳的公转遵循开普勒 ( J. Kepler ) 三定律。

开普勒第一定律指出，行星绕太阳公转的轨道是椭圆，太阳位于椭圆的一个焦点上 ( 图 1.8 )。该定律是关于行星运行的轨道形状定律。由于太阳取椭圆中某一偏心的焦点位置，行星至太阳的距离便因公转运动发生周期性变化，当行星到达椭圆长轴两端时，行星至太阳的距离取最大、最小值，分别称为远日点和近日点。当行星在近日点一边的半椭圆中运行时，其与太阳的距离将小于椭圆的长半径；而在远日点一边的半椭圆中运行时距离将大于长半径；行星至太阳的平均距离则正好等于椭圆的长半径。其实，行星运行的椭圆轨道的扁率  $e$  ( $e=c/a$ ) 都是很小的，即行星的公转轨道都接近圆形。

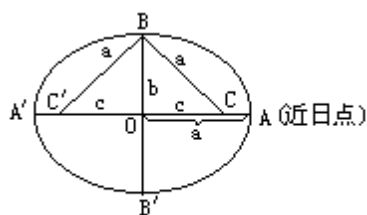


图1.8 行星运行的椭圆轨道示意图

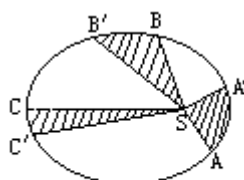


图1.9 行星径在相同时间扫过相同面积

开普勒第二定律指出，当行星绕太阳公转时，行星同太阳的连线 ( 称行星的向径 ) 在单位时间内在轨道平面上扫过的面积相等 ( 图 1.9 )。该定律是关于速度和速度变化的定律。依据该定律，行星公转的角速度和线速度因椭圆轨道的位置而发生不均变化，在近日点附近速度最大，在远日点附近速度最小。但是，由于行星公转的椭圆轨道的扁率很小，所以行星公转的速度不均匀程度并不大。

开普勒第三定律指出，行星到太阳平均距离的立方同公转周期  $T$  的平方成正比，即对于任何行星： $a^3/T^2 = \text{常数}$ 。该定律是关于行星轨道大小和公转周期的定律。即距太阳愈远的行星 (  $a$  愈大 )，公转周期就愈长 ( $T$  愈大)。周期愈长又意味着平均角速度愈小，例如地球公转一周要  $1a$ ，而冥王星公转一周要  $248a$ 。

### 第三节 地球、月球和地月系

#### 一、地球

我们居住的地球 ( earth ) 是太阳系自中心向外的第三颗行星，它到太阳的平均距离约为  $1.496 \times 10^8 \text{ km}$  ( 日地平均距离被称为 1 个天文单位 )。地球绕太阳公转的角速度平均为  $59.08^\circ/\text{d}$ ，线速度约为  $30 \text{ km/s}$ ，公转一周时间平均约为  $365.256 \text{ d}$ 。地球绕自己的极轴自转的角速度约为  $15^\circ/\text{h}$  ( 或  $15$

/min、 $15^\circ$  /s)，赤道处的线速度为 465m/s，自转一周的时间为 23 h56 min4 s。

地球自转的赤道面与地球公转的黄道面交角为  $23^\circ 26'$ （图 1.10）。由于该赤黄交角的存在，地球在绕太阳公转一周即一年的时间中，太阳光顺黄道面到达地球表面的直射点将会发生周期性变化，并形成了年复一年的时令与节气往复。如果以太阳为中心、赤道面为东西方向水平延伸来观察的话（如图 1.10），则黄道面是倾斜的，当地球顺黄道面公转到轨道的最南点时，太阳直射点到达地球上北纬最高的地方，该纬度等于赤黄交角  $23^\circ 26'$ ，称为北回归线，其时令正是北半球的夏至日（南半球的冬至日）；与此相对，地球公转到轨道的最北点时，太阳直射点到达地球上南纬最高的南回归线处，此时为北半球的冬至日（南半球的夏至日）；当地球公转到与上述位置呈  $90^\circ$  处，太阳直射点在地球赤道附近，此时为春分与秋分日。这种太阳直射点在地球赤道两侧南北回归线之间的往返运动称为太阳直射点的回归运动，回归运动的周期称为回归年，它正是地球上季节变化的周期。

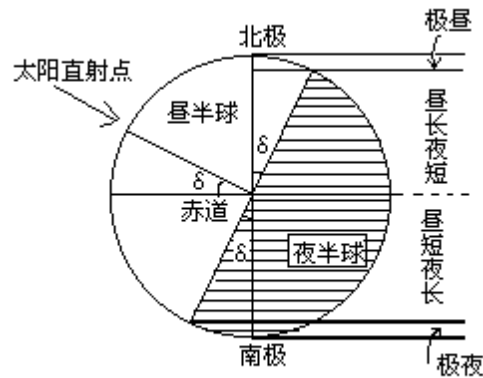


图1.11 昼夜长短的四个纬度带

地球按照向太阳和背太阳的不同分为两个半球。向太阳的半球接受太阳的光照，称昼半球；背太阳的半球被地球本身的阴影所笼罩，称夜半球。由于地球的自转，使得同一地点在一天（24h）之内分别位于昼半球和夜半球各一次，形成昼夜交替。同时，由于地球的公转，太阳直射点在地球的南北回归线之间往返，使得地球的昼半球相应地发生向南或向北偏转（图 1.11），从而造成了地球上不同纬度昼夜长短不同。当太阳直射点位于北半球时，昼半球向北偏转，北半球相同纬度圈上昼半球覆盖的弧长大于夜半球的弧长，因而昼长夜短，并且纬度愈大，白昼愈长，直到在纬度等于  $90^\circ$  减太阳直射点纬度的地方，开始出现连续 24h 的白昼，称为极昼；与此同时，南半球则昼短夜长，并在与北半球相对应的纬度上出现极夜（连续 24 h 的黑夜）。当太阳的直射点位于南半球时，则正好与上述情况相反。极昼和极夜出现的最大纬度为  $66^\circ 34'$ （ $90^\circ$  减赤黄交角），称为南、北极圈。

## 二、月球和地月系

地球具有一个天然卫星——月球（moon），月球直径约为地球的  $1/4$ ，质量约为地球的  $1/81$ 。地球和月球在万有引力的作用下组成一个双天体系统



——地月系，月球绕地球旋转（公转），其旋转的角速度为  $33^\circ/\text{h}$ ，线速度约  $1\text{km/s}$ ，旋转一周的时间为  $27.32\text{d}$ 。月球也有自转，其自转周期等于绕地球公转的周期，因而月球总是以同一面朝向地球。

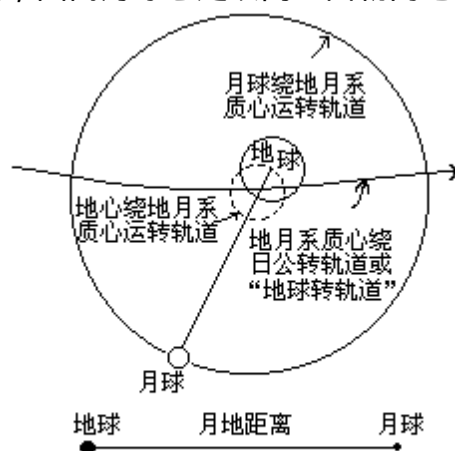


图1.12 地月系绕转和地月系公转，以及地球、月球的大小与月地距离的真实比例

严格地说，月球并不是绕地球旋转，而是绕地月系的共同质心（位于地心与月心连线上距地心  $4671\text{km}$  处）旋转，地球也绕该共同质心与月球作同步对称绕转，但绕转半径与月球相比小  $80$  余倍，这种绕转使得月球与地球之间的引力和离心力达到平衡（图 1.12）。

月球在绕地月系共同质心旋转的同时，还随地球一起绕太阳公转，所以它在太阳系中的实际运动轨迹是这两种运动叠加的结果，表现为在公转轨道两侧起伏的波浪线（图 1.13）。当月球运行到与太阳同处于地球一侧的同一方向上时（称日月相合），月球被太阳照射而反光的一面正好背着地球，地球上观察者看不见月球，这时称为朔月或新月；与此相对，当月球运行到与太阳分处于地球两侧的同一直线上时（称日月相冲），月球受太阳照射的一面正好向着地球，这时称为望月或满月；从朔月到望月，月球受光面向着地球的比例逐渐变大，当到达一半时称为上弦月；而从望月到朔月的一半时称为下弦月。这种月亮圆缺的各种形状叫做月相。

当月球运行到太阳和地球之间，月球遮住了太阳，便是日食；当月球运行到地球的背后，进入地球的阴影，便是月食。由此可见，日食一定发生在农历初一的朔，月食一定发生在农历十五或十六的望。但并非每月的初一都有日食，每月的十五、十六都有月食。这与月球的运行轨道有关。月球绕地球运行的轨道面称为白道面，它与地球绕太阳运行的黄道面不在同一个平面上，两者有  $5^\circ 09'$  的交角。黄白两轨道面在空中有一交线，如果日月相合、相冲而不在黄白交线上，将不发生日食和月食；如果日月相合、相冲且正好在黄白交线上，则发生日食和月食现象（图 1.14，1.15）。

#### 第四节 地球的形态

## 一、地球的形状与大小

随着人类对地球认识的加深，人们对地球形状与大小的认识也愈来愈准确。目前，通过人造卫星的观测和计算，已能较精确地获得地球形状的数据。地球表面是非常崎岖不平的，我们通常所说的地球形状是指大地水准面所圈闭的形状，所谓大地水准面(geoid)是指由平均海平面所构成并延伸通过陆地的封闭曲面。

地球的整体形状十分接近于一个扁率非常小的旋转椭球体(即扁球体)。其

赤道半径略长、两极半径略短，极轴相当于扁球体的旋转轴。根据国际大地测量与地球物理联合会 1980 年公布的地球形状和大小的主要数据如下：

赤道半径	6378.137km
两极半径	6356.752km
平均半径	6371.012km
扁率	1/298.257
赤道周长	40075.7km
子午线周长	40008.08km
表面积	$5.101 \times 10^8 \text{km}^2$
体积	$10832 \times 10^8 \text{km}^3$

其实，地球的真实形状与上述扁球体稍有出入。其南半球略粗、短、南极向内下凹约 30m；北半球略细、长，北极约向上凸出 10m。所以夸张地说，地球的真实形状略呈梨形(图 1.16)。

## 二、地球的表面形态

地球表面分为陆地和海洋两大部分。其中陆地面积为  $1.49 \times 10^8 \text{km}^2$ ，占地球表面积的 29.2%；海洋面积为  $3.61 \times 10^8 \text{km}^2$ ，占地球表面积的 70.8%。陆地和海洋在地球表面的分布极不均匀，65%以上的陆地集中在北半球。各大陆的轮廓有某些相似性，所有大陆的北端宽、南端窄，大致呈倒三角形，并多在北端与其它大陆相连。三大洋则在南纬  $50^\circ \sim 60^\circ$  间相互沟通(图 1.17)。

地球表面起伏不平，陆地和海底都是如此。地表的最高点在亚洲喜马拉雅山脉的珠穆朗玛峰，海拔 8848.13m；最低点位于太平洋西侧的马里亚纳海沟，在海面以下 11034m；因此，地表最大垂直起伏约 20km。陆地的平均高度为 875m，海洋的平均深度为 3729m。地表有二级面积较大、起伏较小的台阶，其一是海洋中深 4000~5000m 的大洋盆地，占地球总面积的 22.6%；其二是大陆上低于 1000m 的平原、丘陵和低山，占地球总面积的 20.8%(图 1.18)。

### (一) 陆地地形特征

按照高程和起伏特征，陆地地形可分为山地、丘陵、平原、高原和盆地等类型。

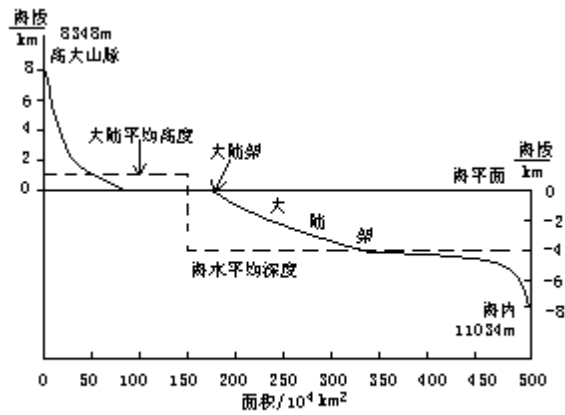


图1.18 地球表面海陆起伏曲线

1. 山地 (mountains) 山地是海拔高度在 500m 以上的低山、1000m 以上的中山和 3500m 以上的高山分布地区的总称。线状延伸的山体称山脉，成因上相联系的若干相邻的山脉称山系。大陆上现代最高、最雄伟的山系主要有两条：阿尔卑斯山-喜马拉雅山系和环太平洋山系。

2. 丘陵 (hills) 丘陵是指海拔小于 500m、顶部浑圆、坡度较缓、坡脚不明显的低矮山丘群。如我国的胶东丘陵、川中丘陵等。世界上丘陵分布较广的地区位于俄罗斯西部的东欧平原上。

3. 平原 (plain) 平原是海拔低于 200m、宽广平坦或略有起伏的地区。如我国的松辽平原、华北平原、长江中下游平原等。世界上最大的平原是南美的亚马孙河平原，面积达  $560 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

4. 高原 (plateau) 高原是海拔高程在 500m 以上、面积大、顶面较为平坦或略有起伏的地区。我国青藏高原海拔 4000m 以上，是世界上最高的高原。世界上最大的高原是巴西高原，面积达  $500 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

5. 盆地 (basin) 四周为山地或高原、中央低平的地区称盆地。如我国的四川盆地、塔里木盆地、准噶尔盆地等。一些中、小型盆地地形中积水便成为湖泊或洼地。世界上最大的盆地是非洲的刚果盆地。

## (二) 海底地形特征

海洋调查表明，被海水覆盖的海底地形和大陆地形一样复杂多样，既有高山深谷，也有平原丘陵，而且规模非常庞大，外貌更为奇特壮观。根据海底地形的总体特征，海底大致可分为大陆边缘、大洋盆地和大洋中脊三个大型地形单元。其中大洋盆地的面积约占海洋面积的 1/2，大洋中脊则约占 1/3 (表 1.1, 图 1.19)。

表 1.1 大型海底地形单元及其面积比率

名称	面积/ $10^6 \text{ km}^2$	占海洋面积百分比	占地球表面积百分比
大陆边缘	80.1	22.3	15.8
大洋盆地	162.6	44.9	31.8
大洋中脊	118.6	32.8	23.2

### 1. 大陆边缘 (continental margin)

大陆边缘是大陆与大洋盆地之间的过渡地带。由海岸向深海方向，大陆边缘常包括大陆架、大陆坡和大陆基（图 1.19）。有时在大陆边缘则出现岛弧与海沟地形（参见图 1.17）。

（1）大陆架（continental shelf）是海与陆地接壤的浅海平台，其范围是由海岸线向外海延伸至海底坡度显著增大的转折处。大陆架部分的海底坡度平缓，一般小于  $0.3^\circ$ ，平均约  $0.1^\circ$ 。其水深一般不超过 200m，最深可达 550m，平均为 130m。大陆架的宽度差别很大，平均为 75km，欧亚大陆的北冰洋沿岸可达 1000km 以上。

（2）大陆坡（continental slope）是大陆架外侧坡度明显变陡的部分。其平均坡度为  $4.3^\circ$ ，最大坡度可达  $20^\circ$  以上；水深一般 200~2000m；平均宽度为 20~40km。大陆坡上常发育有海底峡谷，峡谷的下切深度可以达数百米乃至千米以上，两壁陡峭，有些海底峡谷可切过整个大陆架与现代大河河口相接。

（3）大陆基（continental rise）是大陆坡与大洋盆地之间的缓倾斜坡地。坡度通常为  $5^\circ \sim 35^\circ$ ，水深一般 2000~4000m，展布宽度可达 1000km。大陆基主要分布于大西洋和印度洋边缘，在海沟发育的太平洋边缘不发育。

（4）岛弧（island arc）与海沟（trench）岛弧是大洋边缘延伸距离很长、呈弧形展布的岛群。如在太平洋北部和西部边缘有阿留申、千岛、日本、琉球、菲律宾、马里亚纳、汤加-克马德克等群岛。海沟是大洋边缘的巨型带状深渊，其长度常达 1000km 以上，宽度近 100km，深度多在 6000m 以上。海沟常与岛弧平行伴生，发育在岛弧靠大洋一侧的边缘，与岛弧组成一个统一的海沟—岛弧系。如在前述太平洋西侧的各岛弧东侧边缘都存在海沟。海沟也可以与大陆海岸的弧形山脉相邻，这种情况可以看成是岛弧与大陆连接在一起的情形。如太平洋东侧南美大陆边缘的秘鲁-智利海沟等。

所以，通常把大陆边缘分为两类。一类是由大陆架、大陆坡和大陆基组成，这类大陆边缘主要分布于大西洋，称为大西洋型大陆边缘；另一类是由大陆架、大陆坡和海沟组成，主要分布于太平洋，称为太平洋型大陆边缘。

## 2. 大洋中脊（mid-oceanic ridge）

大洋中脊是绵延在大洋中部（或内部）的巨型海底山脉，它具有很强的构造活动性，经常发生地震和火山活动。大洋中脊在横剖面上一般呈较对称的中间高、两侧低的形态；中部通常高出深海底 2000~3000m；其峰顶距海面一般 2000~3000m（个别地点可露出海面，如冰岛、亚速尔群岛等）；宽度可达 2000~4000km。大洋中脊在各大洋中均有分布，且互相连接，全长近 65000km，堪称全球规模最大的“山系”（图 1.17，图 1.20）。大洋中脊轴部常有一条纵向延伸的裂隙状深谷，称中央裂谷。该裂谷一般宽数十公里，深可达 1000~2000m。

## 3. 大洋盆地（oceanic basin）

大洋盆地是介于大陆边缘与大洋中脊之间的较平坦地带，平均水深 4000~5000m。大洋盆地主要可分为深海丘陵和深海平原两类次级地形。深海丘陵为高度几十至几百米的海底山丘组成的起伏高地，深海平原是坡度很小（平均小于  $1/1000^\circ$ ）的洋底平缓地形。此外，大洋盆地中常可见规模不大、地势比较突出的孤立高地，称为海山。顶部平坦的海山称为平顶海山，其成因一般认为是海山顶部接近海面时被海浪作用夷平而成。有些海山呈链状分

布，延伸可达上千公里，称为海岭。海山顶部如露出海面以上即成为大洋中的岛屿。

## 第二章 地球的外部圈层

从地表以上到地球大气的边界部位统称为地球的外部。地球的外部是由多种物质组成的一个综合体，既有有机物，也有无机物；既有气态物质，也有固态和液态物质。分布于地球外部的这些物质，并不是杂乱无章的，它经历了漫长的地质演化过程，现已形成了一些分布有序、物质构成有别的外部圈层。地球的外部圈层可分为大气圈、水圈和生物圈，它们各自形成一个围绕地表自行封闭的圈层体系。虽然各个圈层是一个单独的体系，但是它们之间是相互关联、相互影响、相互渗透、相互作用的，并共同促进地球外部环境的演化。

### 第一节 大气圈

大气圈 (atmosphere) 是因地球引力而聚集在地表周围的气体圈层，是地球最外部的一个圈层。大气是人类和生物赖以生存必不可少的物质条件，也是使地表保持恒温和水分的保护层，同时也是促进地表形态变化的重要动力和媒介。

#### 一、大气的组成

据估算，大气圈的总质量约  $5 \times 10^{18}$  kg，其中绝大部分分布在大气圈的下层。自然状态下的大气是多种气体的混合物，主要由氮、氧、二氧化碳、水及一些微量惰性气体组成。但是随着人类活动的日益增强和工业化的发展，大气中的有毒、有害物质和悬浮颗粒也明显增多。就大气的组成成分而言，可分为恒定组分、可变组分和不定组分 3 种。

##### (一) 恒定组分

所谓的恒定组分是指在地球表面上任何地方其组成几乎是可以看成不变的成分。当然，所指的任何地方并不是整个大气圈，而是约 90 km 以下的低层大气。这个部位的干洁大气主要由氮(78.09%)、氧(20.94%)、氩(0.93%)组成，这三者共占大气总体积的 99.96%。此外，还有氖、氦、氪、氙等少量的稀有气体(表 2.1)。

表 2.1 大气的气体组成

气体	体积分数/ $10^{-16}$	气体	体积分数/ $10^{16}$
氮 (N <sub>2</sub> )	780900	氪 (Kr)	1.0
氧 (O <sub>2</sub> )	209400	一氧化氮 (NO)	0.5
氩 (Ar)	9300	氢 (H <sub>2</sub> )	0.5
二氧化碳 (CO <sub>2</sub> )	315	氙 (Xe)	0.08
氖 (Ne)	18	二氧化氮 (NO <sub>2</sub> )	0.02
氦 (He)	5.2	臭氧 (O <sub>3</sub> )	0.01 ~ 0.04

##### (二) 可变组分

可变组分指大气中的二氧化碳、臭氧和水蒸汽。通常情况下，大气中二

氧化碳含量为 0.02% ~ 0.04%，水蒸汽的含量为 4% 以下，臭氧约为  $0.01 \times 10^{-6}$ 。但是这部分成分的含量是随季节、气象和人类活动的影响而发生变化。大气中的二氧化碳来源于自然界和人类活动。据研究，地质作用过程释放出的二氧化碳和动物呼出的二氧化碳，基本上与植物和海洋吸收之间保持动态平衡。目前大气中二氧化碳含量的猛增主要是由人类活动造成的。

### （三）不定组分

不定组分系指大气中可有可无的成分，如尘埃、硫化氢、硫氧化物、氮氧化物、煤烟、金属粉尘等等。这部分物质在大气中含量变化非常之大，在一些工业密集的地区含量非常之高，常严重威胁人体健康。我们通常说的大气污染就是指这部分物质在大气中含量超过一定的标准。不定组分一是来源于自然界的火山爆发、森林火灾、海啸、地震等暂时性的灾难；二是来源于人类的生活和生产活动。

## 二、大气圈的结构

大气圈的下界通常是指地表，但在地面以下的松散堆积物及某些岩石中也含有少量空气，它们是大气圈的地下部分，其深度一般小于 3km；其上界并无明确的界限，一般认为在 2000 ~ 3000km 的高空向行星际尘埃的密度过渡。大气圈在垂直方向上的物理性质有显著的差异，根据温度、成分、电荷等物理性质，以及大气的运动特点，可将大气圈自地面向上依次分为对流层、平流层、中间层、暖层及散逸层（图 2.1）。

### （一）对流层（troposphere）

对流层是大气圈最下面的一层，它的厚度随纬度而异，赤道附近厚 17 ~ 18km，两极仅 8 ~ 9km，平均厚度约 11 ~ 13km。而且厚度还随季节变化，一般夏季较大，冬季较小。同大气圈总厚度相比，对流层是很薄的，但其质量却占大气圈总质量的 70% ~ 75%，且集中了大气圈的几乎全部水汽和尘埃。对流层的主要特征是：温度随高度增加而降低，一般平均每升高 1km 温度降低  $6^\circ\text{C}$ ，这称为大气降温率。这是由于对流层热量主要依靠吸收来自地面的长波辐射，因此距地面越高，所获得的热量越少；空气具有强烈的对流运动，这是由于地面的不均匀加热而导致的不同纬度、不同高度的大气具有温度差与密度差造成大气相互流动，空气对流使地面的热量、水汽和杂质向高空输送，从而发生一系列天气现象，如风、雪、雨、云等；气象要素水平分布不均匀，由于对流层受地表的影响较大，其温度、湿度的水平分布很不均匀，并由此而产生一系列物理过程，形成复杂的天气现象；对流层受人类活动影响最显著，人类生产活动排放的大气污染物绝大部分都集中在该层中。

### （二）平流层（stratosphere）

平流层是从对流层顶至 35 ~ 55km 高空的大气层，其质量约占大气圈总质量的 20%。平流层的最显著特点是气流以水平方向运动为主，且因此而得名。平流层基本不含水汽和尘埃物质，不存在对流层中的各种天气现象。在该层的上部（30 ~ 55km）存在多层的含臭氧层，它能吸收来自太阳的 99% 以上对生命有害的紫外线，所以称它是地球生物的保护伞。平流层的温度，最初随高度的增加保持不变或略有上升，但升至 30km 以上时，由于臭氧吸收了

大量紫外线，温度升得很快，到平流层顶时的气温升至 $-3 \sim -17$ 。

### （三）中间层（mesosphere）

自平流层顶至 85km 左右高空的大气层。由于这里没有臭氧吸收太阳辐射的紫外线，气温随高度增大而迅速下降，至中间层顶界气温降到 $-83 \sim -113$ 。由于下热上冷，再次出现空气的垂直运动。该层的顶部已出现弱的电离现象。

### （四）暖层（thermosphere）

又称电离层（ionosphere），为从中间层顶到 800km 的高空。该层的空气已很稀薄，质量只占大气总质量的 0.5%。该层的空气质点在太阳辐射和宇宙高能粒子作用下，温度迅速增高，再次出现随高度上升气温增高的现象。据人造卫星观测，到 500km 处温度高达 1201，500km 以上温度变化不大。同时，因紫外线及宇宙射线的作用，氧、氮被分解为原子，并处于电离状态，按电离程度可分为几个电离层，各层能反射不同波长的无线电波，故在远离短波无线电通讯方面具有重要意义。

### （五）散逸层（exosphere）

也称外逸层，位于 800km 以上至 2000 ~ 3000km 的高空，空气已极为稀薄。本层是大气圈与星际空间的过渡地带，其温度也随高度的增加而升高。因离地面太远，地球引力作用弱，空气粒子运动速度很快，所以气体质点不断向外扩散。

## 三、大气的热状况

大气的热量分布状况是产生各种大气现象和过程的根本原因。

### （一）大气的受热过程

炽热的太阳以电磁波的形式源源不断地向宇宙空间放射能量称为太阳辐射。太阳辐射的能量主要集中在波长较短的可见光部分，所以人们把太阳辐射称为短波辐射（图 2.2）。

太阳辐射是地球表面最主要的能量来源。太阳辐射到达地球，首先进入大气圈。在经过大气时，平流层中的臭氧能强烈地吸收波长较短的紫外线；对流层中的水汽和二氧化碳等主要吸收波长较长的红外线；但能量最多的可见光却很少被大气吸收。所以大部分可见光能够穿透大气射到地面上来。可见，大气直接吸收的太阳辐射能量是很少的（约为 19%）。

当太阳辐射到达地面后，地面吸收了近一半（约为 47%）的太阳辐射能量（图 2.3），地面温度增高，同时地面也以电磁波的形式向外辐射热量。地面辐射的能量主要集中在红外线部分，属于长波辐射。地面辐射极易被对流层中的水汽和二氧化碳所吸收。据观测，近地面的大气能够吸收地面辐射的 75% ~ 95%。可见低层大气增温的直接热源是地面辐射。

### （二）气温的日变化、年变化和水平分布

气温是指大气的温度。我国气温的单位统一使用摄氏度（ $^{\circ}\text{C}$ ）。

在同一地点，由于地球的自转使太阳辐射强度发生昼夜更替，从而导致气温日变化。一天之中，最低气温出现在日出前后。随后气温逐渐升高，直至午后 2 点左右达到最高。以后开始逐渐降低，直到次日日出前后气温又降到最低。同一地点的气温因地球公转引起的季节变换而发生气温的年变化。



气温的年变化通常用多年来各月平均气温的变化来表示。就北半球来说，大陆上最高月平均气温出现在7月（海洋上为8月）；大陆上最低气温出现在1月（海洋上为2月）。一年中最高月平均气温与最低月平均气温之差反映出一地在一年中气温变化的幅度，是划分气候类型的重要依据。

气温的水平分布是指一定时期内不同地区的气温状况。通常用1月与7月的月平均气温分布状况反映各地区气温的差异。总的来看，无论是南半球还是北半球，也无论是1月还是7月，气温都是从低纬度地区向两极递减。这是因为太阳辐射能量随纬度升高而减少的缘故。但是等温线的分布并不完全与纬线平行，这说明气温分布除了主要受太阳辐射的影响外，还与大气运动、地面状况等因素有密切关系。南半球的等温线比北半球的等温线平直且更接近平行纬线，这是因为南半球海洋面积广阔，而海洋表面的物理性质比较均一。

#### 四、大气的运动

大气时刻在运动着，其运动的形式和规模极为复杂。既有水平运动，也有垂直运动；既有全球性的大规模运动，也有局部性的小尺度运动。

##### （一）大气运动的动力

大气运动的产生及形式取决于气压的作用。所谓气压是指单位面积上所承受的空气柱的重量，单位是帕[斯卡]（记作Pa， $1\text{Pa}=1\text{N}/\text{m}^2$ ）。一个地方的气压随高度增加而降低，影响气压随高度变化的原因主要是该地上空大气柱的高度和密度；在水平方向上，由于气温差异也会引起该方向上的大气密度的变化，并产生气压的水平变化。由于大气在垂直或水平方向上存在气压差，从而产生了气压梯度力，它的方向是沿着垂直于等压面方向由高压区指向低压区，其大小为这个方向上单位距离内气压的改变量。气压梯度力可分为水平气压梯度力和垂直气压梯度力。通常垂直气压梯度力较大，是水平气压梯度力的100万倍。虽然垂直气压梯度力较大，但因受地球重力作用的影响，它与重力始终处于平衡状态；而水平气压梯度力虽小，但没有其它实质力同它相平衡，在一定条件下却能造成较大的空气水平运动。所以，真正造成大气水平运动的力是水平梯度力。

除水平梯度力之外，运动的大气还会受到地转偏向力、惯性离心力及摩擦力的作用。

地转偏向力是由于地球的自转和地球的球面效应所引起的。通常，地球表面的大气随固体地球一起自西向东旋转，赤道附近线速度大，向两极逐渐变为零。如果低纬度具有较大旋转线速度的大气向具有较小线速度的高纬度运动时，两地的线速度差使运动的大气产生了一个向东的附加速度，实际的风向必然向东偏；相反，高纬度流向低纬度的大气则相当于具有一个向西的附加速度，使风向西偏。实际上，地球上一切物体（包括固体、液体和气体）的运动都会受地球自转的影响而发生方向偏转，其偏转方向与大气相同。这种现象就好像在运动着的物体上施加了一个使其运动方向发生改变的力一样，这种假想的力一般称为科里奥利力，对于运动的大气来说则称为地转偏向力（图2.4）。地转偏向力只改变大气运动方向而不改变速度；在北半球它使气流向原来运动方向的右方偏转，在南半球则向左方偏转。当大气作曲

线运动时，还会受到大气的惯性离心力作用。此外，近地面大气的水平运动还将受到地面摩擦力的影响；运动的大气与大气之间也存在着摩擦力作用。在上述几种作用力中，水平气压梯度力是大气运动的原动力，其它力只在大气运动开始后起作用。

## （二）大气环流

大气环流是指大范围的大气运动状态。它反映了大气运动的基本格局，并孕育和制约着较小规模的气流运动。它是各种不同尺度的天气系统发生、发展和移动的背景条件。

### 1. 低纬环流

在赤道地区，地表气温终年炎热，空气受热膨胀、密度变轻而上升，形成“赤道低压带”。因该地带空气以垂直上升运动为主，且上升气流常带有较多水汽，到高空后易冷凝降雨，故造成“赤道无风带”和湿热多雨气候。赤道地表的空气升到高空后，在高空形成高压，促使赤道高空气流向南、向北流动。由于地转偏向力的作用，气流方向逐渐向东加大偏转，并在大约南、北纬 $30^{\circ}$ 的高空与纬线基本平行。这样，气流不能再向南或向北流动，造成高空气体聚积、密度加大，气流被压向地面运动，形成“副热带高压带”（静风带），并导致出现干旱的沙漠气候。在近地面，气流由副热带高压带向赤道低压带运动，并由于地转偏向力作用使气流方向逐渐向西偏转，形成“东北或东南信风（贸易风）带”（图 2.5）。于是，在赤道与南、北纬 $30^{\circ}$ 之间形成一个低纬度的大气环流系统。

### 2. 中纬环流与高纬环流

由于两极地区终年寒冷，大气冷却收缩，在近地面形成南、北“极地高压带”。而在极地高压带与副热带高压带之间，即在大约南、北纬 $60^{\circ}$ 的地区形成一个相对低压带，叫“副极地低压带”。于是在气压梯度力、地转偏向力和摩擦力的共同作用下，由极地高压带到副极地低压带之间形成偏东风，称“极地东风带”；由副热带高压带到副极地低压带形成偏西风，称“盛行西风带”。当极地东风与盛行西风在副极地低压带相遇时，形成上升气流。上升气流在高空又分别流向副热带和极地上空。于是就形成了中纬环流圈和高纬环流圈。

由于大气环流的结果，在全球近地面大气中形成了相对稳定的 7 个气压带和 6 个风带（见图 2.5）。地表地形和海陆分布特点可使局部地区的大气环流模式发生变化。例如，由于高耸的喜马拉雅山和青藏高原的阻挡作用，明显地改变了我国西部地区的大气环流结构，有人认为这可能是使我国西部逐渐沙漠化的重要原因。

## 第二节 水圈

水圈(hydrosphere)是指由地球表层水体所构成的连续圈层。水(water)是组成自然界最重要的物质之一，是一切生物生存必不可少的物质条件，对地球表层环境的形成和改造起到重要的作用。

### 一、水圈的组成

### (一) 水的分布

自然界的水以气态、固态和液态三种形式存在于大气圈、生物圈、海洋与大陆表层之中。地球水体的总质量为  $1.5 \times 10^{18} \text{t}$ ，体积约  $1.4 \times 10^{18} \text{m}^3$ ，其中，海洋水约占 97.212%，大陆表面水约占 2.167%，地下水为 0.619%，大气水占 0.001% (表 2.2)。从表中可以看出，地球上水体的分布是极不均匀的，能被人类饮用的淡水只占有所有水体的一小部分，而且大部分又为固结在两极及高山地区的固态水。如果设想将地球表面全部削平，水圈的水体足以覆盖整个地球达 2700 多 m 厚。

### (二) 水的类型

水的分类方案很多，主要是根据研究任务、目的、内容不同对水采取不同的分类，如按水的存在形式可分为汽态水、液态水和固态水；依水中的含盐量又可分为咸水、半咸水和淡水。若按天然水所处的环境不同可分为：海水、大气水和陆地水 3 类。

#### 1. 海水 (sea water)

海洋是地球表面最大的积水盆地，是水圈的主体。

表 2.2 地球上水的分布

分布类型		水量/ $10^4 \text{km}^3$	比例/%
海洋		132000	97.212
陆地 表面 水	河流	0.125	0.0001
	淡水湖	12.5	0.0092
	咸水湖	10.4	0.0077
	冰川	2920	2.15
地 下 水	土壤	6.7	0.0049
	浅层地下水	420	0.31
	深层地下水	414	0.305
生物水		1.3	0.001
总计		135786145	100

#### (1) 海水的性质

**海水的物理性质** 海水的物理性质主要包括海水的温度、密度、压力和透明度。海水的温度常随纬度和水深的变化而变化，低纬度地区的海水温度较高；深部的海水温度较稳定，常在  $(-1 \sim 4)$  之间，而表层的海水温度变化较大。海水的密度取决于海水的盐度和温度，0 时，正常盐度 (35‰) 的海水密度为  $1.02 \text{g/cm}^3$ ，密度随盐度的增加而增加但随温度的增高而降低。通常深部海水的密度较大，而浅处较小；近岸边的较大，而海洋中心的较小。海水的压力是指海水自重产生的静压力，海水每加深 10m 约增加 105 Pa。海水的透明度是指海水透过光线的能力，一般近岸带的海水透明度低，而远岸的海水透明度高。

**海水的化学性质** 海水中含有多种化学元素，目前已知的有 72 种，但常见和含量较高的有 12 种 (除 H、O 以外)，它们是 Cl、Na、Mg、S、Ca、K、

Br、C、Sr、B、Si、F。这 12 种元素的含量约占海水中除 O、H 以外的所有元素含量的 99.8%。海水中常见的盐类是 NaCl，其次是 MgCl、MgSO<sub>4</sub>、CaSO<sub>4</sub>、K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 和 CaCO<sub>3</sub>。海水中溶解的全部盐类物质与海水重量之比称为盐度，以千分率(‰)表示。大洋中的盐度介于 33‰~37‰之间，通常以 35‰代表海洋的标准盐度。如果明显高于 35‰的海洋称咸化海，如红海的盐度大于 40‰；低于这个数值的称淡化海，如波罗的海的盐度小于 10‰。海水中溶解的气体有 O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S 等，O<sub>2</sub> 主要分布于海水的表层和近岸地带；H<sub>2</sub>S 通常聚集在海水流动不畅的海域，如海湾或海底；CO<sub>2</sub> 在海水中分布较广。

## (2) 海水的运动

海水在风、日月(天体)引力、地震、火山爆发、太阳能等种种因素的影响下，使其处于不停地运动之中。海水的运动有波浪、潮汐、海流(洋流)和浊流等几种形式。

波浪(sea wave)波浪是海水最基本的运动形式。当风刮过海面时，风与海水面之间产生摩擦力，使海水产生运动形成波浪。海水运动时，水质点基本上绕某个平衡位置作圆周运动，只是向前移动很小的距离(图 2.6A)。水质点作圆周运动时，当运动到最高点就形成波峰，运动到最低点就构成波谷，而波高就相当于水质点运动圆周的直径。在水的内摩擦力(粘滞力)的作用下，一个水质点就带动下一个水质点运动，并依次传递下去，就形成波浪，使水面呈波状起伏(图 2.6B)。水质点的动能同时也向水面以下传递，但由于水深增加，压力加大，内摩擦力增加，亦即阻力增加，所以水质点的运动圆周随水深增加变得越来越小。实验证明，水质点运动圆周的直径的减小与波长为函数关系，当水深相当于 1/9 波长时，在该点水质点运动直径为 1/2 波高；当水深达 1/2 波长时，水质点的运动圆周直径仅为 0.04 波高，即波浪运动已很微弱了，一般把此深度认为是波浪作用的下限。地震、火山喷发可释放出巨大的能量，使海水强烈运动，产生汹涌的海浪，波高可达几十米，这种海浪称海啸。

潮汐(tide)全球性海水周期性涨落现象叫潮汐。潮汐是海水在引潮力作用下形成的。引潮力主要是月球、太阳对地球的引力和地球绕地-月系质心旋转、绕太阳公转的惯性离心力的合力，所以引潮力主要包括太阳-地球间的引潮力和地球-月球间的引潮力两部分。由于月球距地球较近，是引潮力的主体部分；太阳的质量虽然很大，但由于距离地球太远，其引潮力仅为月球的 46.6%。以地球-月球间的引潮力为例(图 2.7)，月球对地球上每一点的引力大小是各不相同的，以地-月质心连线上的对月点为最大、背月点为最小，地心处为平均值，方向总是指向月心；而地球绕地-月系质心绕转产生的惯性离心力，在地球上各点大小相等(等于月球对地心处的平均引力值)，方向相同，但与月球对地心的引力方向相反；引力与离心力的合力构成引潮力。该合力在对月点和背月点最大，且方向垂直指向球面外空间，因而可使海面升起凸起，发生涨潮，当海面达到最高点时称高潮；而在距对月点、背月点方位角为 90°的地区，合力最小形成落潮，当海面达最低点时称为低潮。由于地球的自转，地球上同一地点一天内可出现两次涨潮和落潮。同时，太阳的引潮力也可引起潮汐现象。如果当月球、太阳、地球处在一条直线上(朔、

望月)时,可出现高潮特高、低潮特低的大潮,而在上、下弦月时,日、月对地球的引潮力相互抵消,出现小潮。潮汐在中低纬度地区较发育,向两极逐渐减弱。由潮汐引起的海面高度变化迫使海水作大规模水平运动,称为潮流。涨潮时潮水涌向陆地,落潮时潮水退回外海。在平坦的海岸带,潮水的涨落可影响到相当宽的范围;在狭窄的海峡、海湾、河口区,潮流可形成汹涌的潮浪,如我国的钱塘江口。

海流(洋流)(ocean current)大洋中沿一定方向有规律移动的海水称海流(洋流)。它好像大洋中的一条河流,宽度从几十公里到百公里以上,涉及的水层厚度可达数百米,流程长达几千甚至上万公里,流速一般每小时数公里,流径一般不易改变(图 2.8)。洋流又可分表层洋流和深层洋流。表层洋流主要由信风及海水密度差引起,方向以水平运动为主。根据流动水体的温度与周围水体的温度差异又可分为暖流和寒流。暖流一般由低纬度流向高纬度,寒流一般由高纬度流向低纬度。如著名的太平洋北赤道海流流程长达 13000km,海水由中美洲西岸沿北纬  $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$  之间西流,直到亚洲东部菲律宾;再由此向北偏转,经我国台湾岛东岸、琉球群岛西侧,直达日本东岸,称黑潮(或台湾暖流、日本暖流);黑潮在日本北海道东侧与千岛寒流(也称亲潮)相遇后再折向东,流向阿拉斯加;进而再沿北美洲西岸南流形成寒流,补偿赤道附近流走的海水。深层洋流主要由海水温度和盐度差异引起,方向有水平的和垂直的运动。例如在大西洋,海水由格陵兰附近下沉,沿海底穿过赤道,至阿根廷东部上升,再由表层流回北方。

浊流(turbidity current)浊流是海洋(或湖泊)中载有大量悬浮物质的高密度水下重力流。其比重介于 1.2~2.0 之间,常携带大量粘土、砂及砾石。浊流一般形成于大陆架外缘、大陆坡上部或河口三角洲前缘,因那里的海底坡度较大,且有大量未固结的沉积物。浊流多由地震、火山等因素引发,在重力的作用下常以巨大的惯性“一泻千里”地穿过大陆坡,直达深海平原,其流速可达 20~30m/s,因而具有较大的剥蚀、搬运能力。

## 2. 陆地水(continental water)

陆地水主要包括地面流水、地下水、湖泊与沼泽及冰川。

### (1) 地面流水

地面流水是指沿陆地表面流动的水体,其水源主要有大气降水、冰雪融水、地下水和湖泊等。地面流水根据水源补给特点可分为常年性流水(河流)和暂时性流水(片流、洪流)。

暂时性流水是指补给水源不稳定(时有、时无)的地面流水,这种流水的水源一般都是大气降水。暂时性流水包括片流和洪流。片流(sheet flow)是指沿山体斜坡无固定水道的面状流水,它发生在大气降水刚降落到地面之后,其特点是水层薄、速度慢、呈网状。洪流(flood flow)是指大气降水后沿沟谷的水流,它是由片流汇集到沟谷形成的,其特点是流速快,有固定的水道。

河流(river)是地表面具有固定河道的线状常年性流水。河流有稳定的补给水源,它的水源一般以地下水、冰雪融水为主。在一定集水区域内,由大大小小的若干条河流所组成的水流系统称为水系。水系中长度最大或水量最大且直接注入海洋或湖泊的河流称为干流,直接或间接注入干流的河流称

为支流（图 2.9）。支流依水量大小和彼此归并关系又可分为一级、二级等多级支流。理想的水系常呈“树枝状”，但也有些水系呈格子状、向心状等。一个水系所占据的区域称为流域，水系与水系之间以分水岭相隔。

从宏观上来说，地面流水总是从地势高的地方流向地势低的地方。而从微观上来看，地面流水的水质点运动状态可分为层流和紊流两种形式。

层流是指在水流过程中，水质点保持相互平行而不相混合的水流（图 2.10a）。实验表明，只有在平滑的水槽中或流水缓慢时才可能出现这种水流。所以在自然界中是不常见的。在某些片流中可局部出现。

紊流是指流水在运动过程中，水质点的运动速度和方向随时都发生任意变化的水流（图 2.10b）。紊流几乎存在于所有地面流水之中，是地面流水最主要的运动形式。紊流在某些条件下，如河道弯曲、洪水期和枯水期、在向前流动的过程中遇到障碍物等等，可形成两种特殊的水流形式，即环流和涡流。环流是指水质点绕平行于水流方向的轴作螺旋状有规则运动；而涡流是指水质点绕垂直于水流方向的轴作螺旋状运动。

## （2）地下水（ground water）

地下水是埋藏在地表以下岩石和松散堆积物空隙中的水体。水源主要来自地面流水和大气降水，通过岩石或松散堆积物的空隙下渗而保存在地表以下。常见的泉、水井就是地下水在地表的露头。

岩石中存在空隙（包括孔隙、裂隙和溶隙）是地下水能够储存、运动的条件（图 2.11）。岩石中空隙的体积与岩石的总体积之比称为空隙率。空隙率越大，能储存的地下水越多。空隙的连通性也很重要，连通性越好，越利于地下水的运动。虽然一些粘土类岩石的空隙率较大，但由于空隙太小、连通性差，所以即使储存有地下水也很难运动。不同种类岩石的空隙率和空隙的连通性都不相同，所以透过地下水的也不一样，我们把岩石或堆积物能透过地下水的的能力称岩石的透水性。由透水性较好的岩石组成的岩层称为透水层；储存有地下水的透水层称含水层。相反，地下水不易透过的岩层称不透水层或隔水层。

地下水的存在形式有吸着水、薄膜水、毛细水、重力水，前两者吸附在岩石的表面，一般不运动。毛细水充填于毛细管中，水受表面张力作用逆重力方向运动。重力水在重力的影响下作垂直向下或水平运动。

地下水按运动特征和埋藏条件可分为包气带水、潜水、承压水三种基本类型：

**包气带水** 是指埋藏在包气带中的地下水（图 2.12）。包气带意指岩石空隙未被地下水充满的地带。包气带中的地下水以吸着水、薄膜水、毛细水为主，而重力水较少。如果下渗水多时，可出现较多的重力水。包气带水主要作垂直方向上的运动，如重力水常由上向下运动、毛细水由下向上运动。

**潜水** 是埋藏在地表以下第一个稳定隔水层以上、具有自由表面的重力水，也称饱水带水（见图 2.12）。其自由表面称潜水面。大气降水和地面流水通过岩石空隙不断下渗，在下渗过程中，当遇到隔水层时，阻挡了地下水下渗，就慢慢地集积起来充填于岩石的空隙中，形成饱水带水。饱水带水与

包气带水的分界面就是潜水面，如水井水面、泉水面。潜水面不是一个平面，而是一个凹凸不平的起伏面，常随地形的起伏而形成相应起伏。它还会随季节性发生变化，在雨季时，下渗水较多，潜水面升高，而旱季时则降低。潜水在重力的作用下一般从高处往低处流，以近水平方向流动为主。

承压水 是指埋藏在两个稳定隔水层之间的透水层内的重力水，故又称层间水（图 2.13）。承压水受两隔水层所限，位置低的水体受位置高的水体的静压力，这种压力常称水头压力。如果在适当的位置钻通上隔水层，承压水在水头压力的驱使下，可沿钻孔自流上升。承压水的运动一般为从补给区流向排泄区。

地下水因受阻力较大，运动速度较慢，一般为每日数米，很少超过每日 10m 的。地下水保存于岩石的空隙中，而且具有一定的压力、温度，与岩石有较大的接触面积，运动速度慢，又有较长的接触时间，所以地下水能溶解部分岩石，常常含有较复杂的化学成分，常见的有  $O_2$ 、 $CO_2$ 、 $H_2S$ 、 $Na^+$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $SO_4^{2-}$  和  $HCO_3^-$  等。这种成分对地下水的化学性质有重要影响。

### （3）湖泊与沼泽

湖泊（lake）是陆地上较大的集水洼地，全世界湖泊的总面积约  $27 \times 10^5 km^2$ ，占陆地面积的 1.8%。湖泊的规模不等，世界上最大的湖泊是西亚的里海，为咸水湖，面积达  $43 \times 10^4 km^2$ ；第二大湖是北美的苏必利尔湖，为淡水湖，面积达  $8 \times 10^4 km^2$ 。世界上最深的湖泊是俄罗斯的贝加尔湖，水深达 1741m。湖泊所处位置的高低相差悬殊，最高的是我国西藏高原的纳木湖，湖面海拔 4718m；最低的是中东的死海，其水面比海平面低 395m。湖水主要来自大气降水、地面流水和地下水，其次是冰川融水和残留海水。湖水通过蒸发、下渗和流泄等方式不断消耗。一般将有出口流泄的湖称泄水湖，无出口的称不泄水湖。湖水的化学成分主要与湖水的来源及自然地理条件有关。一般在潮湿气候区，湖水的成分多含有  $Ca[HCO_3]_2$ 、有机质等；在干旱气候区湖泊的成分则以含  $NaCl$ 、 $Na_2SO_4$  为特征。据湖水含盐量的多少，可把湖泊分为含盐量低于 0.3‰的淡水湖、含盐量为 0.3‰~24.7‰的半咸水湖及含盐量高于 24.7‰的咸水湖。潮湿气候区的泄水湖通常为淡水湖，干旱气候区的不泄水湖则常为咸水湖。湖泊的水体也处在不停的运动之中。湖水的运动方式有波浪、潮汐、湖流和浊流等，其运动特点与海水的运动相似，只是规模小一些而已（参见下述海水运动特点）。

沼泽（marsh）是陆地上潮湿积水、喜湿性植物大量生长并有泥炭堆积的地方。沼泽主要分布在湿润气候区，不论热带、温带和寒带都可产生。沼泽的形成原因有多种，它可以是浅水湖泊的逐渐沼泽化、河流泛滥地的沼泽化、平坦海岸的积水沼泽化、地下水位极浅的广阔平地的逐渐积水沼泽化、森林和草地的沼泽化等。世界上沼泽总面积达  $35 \times 10^5 km^2$ ，占陆地面积的 2.3%。我国沼泽分布很广，面积达  $11 \times 10^4 km^2$ ，占全国总面积的 1.15%，主要分布在东北三江平原、松辽平原北部、青藏草原、松潘草地及沿海地区等。

### （4）冰川

冰川（glacier）是指由积雪形成的、并能运动的冰体。它是陆地上以固体形式存在的水。现在陆地上的冰川主要分布于地球两极及高山地区，覆盖陆地面积的 10%，集中了全球 85% 的淡水。据估计，如果全球的冰川融化注

入海洋，可使全世界海平面上升 66m。

气候寒冷是冰川形成的必要条件，另外要有丰富降雪量和合适冰雪堆积的场所。在气候寒冷地区，降雪不能在当年全部融化而积聚起来，形成积雪区。积雪区的分布常受雪线的控制，雪线 (snow line) 是指终年积雪区的下部界限。在雪线附近，年降雪量与消融量大致相等；在雪线以上，降雪量大于消融量；而在雪线以下，消融量大于积雪量。在雪线以上的地区，如果地形合适，雪就不断积聚起来，随着积雪的增加，刚降下的雪（即新雪，六边形、空隙大），在地表热力及雪层压力的作用下，雪花的尖端融化并逐渐冻结形成粒径较小的雪粒，经过一系列的压实、冻结和重结晶作用，雪粒增大转变成粒雪，粒雪中空隙进一步减少，形成冰川冰（图 2.14）。冰川冰在压力和重力作用下缓慢流动便形成了冰川。

分布于陆地表面的冰川可分为大陆冰川和山岳冰川两类。大陆冰川是分布在高纬度和极地地区的冰川，又称冰盾或冰盖，其特点是雪线位置低，分布面积大，冰层厚，流动速度稍快，并由中间向四周流动。如格陵兰岛冰川覆盖面积为  $172 \times 10^4 \text{km}^2$ ，中心部位冰层厚达 3411m。山岳冰川是分布于高山地带的冰川，其特点是雪线位置高，规模小，冰层薄，受地形控制，呈线状分布（图 2.15）。

冰川的运动是一种固体流。据研究，冰川上部冰层具脆性；但下部冰层因承受较大压力而具可塑性，可产生塑性变形和塑性流动，并承托上部冰层的运动。冰层愈厚可塑性也愈大，愈易产生塑性流动。冰川移动时，底层冰因摩擦生热和压溶作用产生冰融水，也是促使底部冰层滑动的重要因素。一般，山岳冰川主要因重力作用由高处向低处流动；大陆冰川因中部比边缘冰层厚、压力大，冰川由中部向边缘流动。

冰川冰的运动速度很慢，在很短的时间内不易被人察觉，常用标志物来测量它的运动速度，如我国祁连山、天山一带冰川的流速为  $30 \sim 100 \text{m/a}$ 。冰层很厚的极地冰川的流速稍快一些，如格陵兰的冰川流速最快可达  $1700 \text{m/a}$ 。

### 3. 大气水

大气水是指存在于大气圈中的水，它以汽态的形式存在。据估算，大气中水的总量约为  $1.3 \times 10^{13} \text{m}^3$ ，而绝大多数分布于大气圈的对流层中。我们通常用湿度 (humidify) 来表示大气中的水含量。大气的湿度可分为相对湿度和绝对湿度。所谓的相对湿度是指空气实际水汽压与当时同温度下饱和水汽压的百分比，而绝对湿度是指一定量空气中的水汽质量与该定量空气的体积之比 ( $\text{g/m}^3$ )。相对湿度会随气温而变化，如果当水汽压不变时，气温升高，饱和水汽压增大，相对湿度会减小；反之，则增大。所以在一天之内，在清晨相对湿度最高，而中午相对湿度最低。

大气水来源于海水和陆地水体的蒸发、植物叶面的蒸腾作用以及火山活动，其中以海洋蒸发的水量最大。据研究，每年从海洋蒸发的水约  $342835 \text{km}^3$ ，而来自陆地水体及植物叶片的蒸发量约  $65440 \text{km}^3$ 。大气中的水会随着大气运动被运送到对流层的不同部分，当它们遇到冷空气时，又会以雨、雪、雹等形式降回到地球表面。据观测，全球每年从大气中降落的雨水达  $423000 \text{km}^3$ 。

由于现代人口的剧增和工业的快速发展以及地表生态系统严重破坏，大气水中的粉尘、有毒和有害气体的含量也不断增加，以至影响人们的正常生



活。大气水中的粉尘主要有烟尘、矿物微粒、金属微粒等，有害气体主要为  $\text{SO}_2$ 、 $\text{NO}_2$ 、 $\text{HCl}$ 、 $\text{H}_2\text{S}$  等。这些气体被大气水所吸收可形成气溶胶或酸雨，严重危害人体健康和动、植物的正常生长。

大气水对地球的温度能起到“温室效应”，使地球的表面温度保持恒定。水汽与  $\text{CO}_2$  一样，能吸收大量来自地面的长波热辐射，把太阳辐射的能量截留住，使大气升温。据研究，如果大气圈的水分含量降低 50%，气温将降低 5 左右。

## 二、水圈的循环

自然界中以各种形式存在的或保存在不同环境中的水，并不是固定不变的，它在自然因素和人为因素的影响下处于不断的运动和转换之中，这就称水圈的循环。

使水圈产生运动的最主要动力是太阳辐射能和地球的重力能。当地表水体在太阳辐射能的作用下，水分子获得能量而运动加剧，并挣脱其它水分子的吸引力而进入大气圈，同时把一部分太阳能转移到水分子的内部，以“潜热”的形式储存起来。所谓的“潜热”不是热量，而是势能，是水分子之间的相互引力。处于大气圈的水，随大气运动被输送到不同的部位。当遇到冷空气或大气降温时，水汽就会凝结以降雨、雪等形式降回地面，同时也把一部“潜热”释放出来。降到陆地上的水体，在重力作用下又回到海洋或陆地上的一些积水地区。所以，水在这两种能量的作用下，从一种形式转变成另一种形式，从一个地方转移到另一个地方，构成了水圈的循环。

水圈的循环可分为自然循环和人为循环，但我们通常所说的是水的自然循环。水循环是自然水体运动的最基本特征，它还可分为大循环和小循环。海洋表层水体经蒸发作用，一部分水进入大气圈，并运动到陆地的上空，当气温降低时，水蒸汽又凝结成雨、雪降到陆地。降落到陆地上的水一部分进入地下成为地下水，另一部分又蒸发回到大气圈，其余部分则以地面流水的形式又回到海洋。这样水就从海洋到陆地再回到海洋完成一个完整的水循环过程（图 2.16），这称为水圈的大循环。水圈的小循环是指陆地内部或海洋内部的水循环，当然水圈的小循环还可以进一步划分为更次一级的水循环。实际上，自然界的水循环是很复杂的，有不同规模、不同时间尺度、不同形式的水循环。不仅有大气圈、水圈和生物圈之间的水循环，还有岩石圈与地球三个外部圈层的水循环。

## 第三节 生物圈

### 一、生物圈的概念

生物圈(biosphere)是指地球表层由生物及其生命活动的地带所构成的连续圈层，是地球上所有生物及其生存环境的总称。它同大气圈、水圈和岩石圈的表层相互渗透、相互影响、相互交错分布，它们之间没有一条绝然的分界线。生物圈所包括的范围是以生物存在和生命活动为标准的，从现在研究现状来看，从地表以下 3km 到地表以上 10 多公里的高空以及深海的海底都

属于生物圈的范围，但是生物圈中的 90% 以上的生物都活动在地表到 200m 高空以及从水面到水下 200m 的水域空间内，所以这部分是生物圈的主体。

生物圈中的生物分布极不平衡，受太阳辐射量、气候、地形、地质、大气环境、水环境等因素的影响，例如，在沙漠、两极地区的生物数量、种类都很少，而在气候炎热、湿润的热带和亚热带地区，不仅生物种类繁多，而且生物量也很大。

## 二、生物圈的组成

构成生物圈的生物种类极其繁多，现今地球上已被发现和鉴别、定名的就达 200 万种，其中动物 150 万种、植物 50 万种。实际上，这个数字与地球上真正存在的生物种类的数量还相差甚远。因为被人们认识和发现的只是生物圈中的一部分，还有相当的一部分还不为人们所知，有些生物是朝生暮死，所以生物圈中的生物种类很难有一个较准确的统计数字。

在生物的分类中，最大的一级单位是界，其次是门，门以下依次是纲、目、科、属、种。其中，种即物种的概念，是生物分类的基本单位。它不是人们任意规定的，而是生物发展过程中在一定阶段客观存在的生物类别。目前对种的定义是具有共同的起源、相同的形态特征、能相互交配繁殖后代的一类生物群体。

生物圈的生物，按其性状特征可分为四类，即原核生物界、真菌界、植物界和动物界。生物依据与营养物之间的关系，可分为自养生物与异养生物。植物是依靠光合作用制造食物，不需要运动器官，称为自养生物。而动物是吞食者，以植物或猎物为食，它们需要通过运动寻找并大量消耗食物，称为异养生物。

**原核生物界** 是一类起源古老、结构简单的原始生物，其细胞为原核细胞，细胞内只有核物质，没有明显的核膜，可以说是没有真正的细胞核。这类生物基本上是单细胞，也有多细胞集合而成的个体。原核生物主要包括细菌和蓝绿藻。

**真菌界** 是一类低等的真核生物（真菌、植物、动物均为真核生物），它没有叶绿素，不能进行光合作用，主要营养方式为腐生、寄生的共生。真菌分布广泛，与人类关系十分密切，许多种类可供食用或医用等，如酵母菌、青霉、蘑菇、木耳等。

**植物界** 是生物中较大的一个类群，现已知约有 30 万种，遍布全球。其特点是可以进行光合作用，为自养生物。根据有无根、茎、叶的分化以及有无胚，分低等和高等植物。藻类植物无根、茎、叶的分化，无胚，为低等植物；苔藓植物、蕨类植物、裸子植物和被子植物为高等植物。

**动物界** 是种类最多的生物，目前已知约 100 多万种，遍布自然界。动物以植物、动物或微生物为食，为异养生物。动物按有无脊椎分为无脊椎动物和脊椎动物两类，无脊椎动物包括原生动物、海绵动物、腔肠动物、扁形动物、线形动物、环节动物、软体动物、节肢动物、棘皮动物等，脊椎动物包括鱼类、两栖类、爬行类、鸟类、哺乳类等。

人类可以说是目前主宰世界的最高级的动物，人类创造了现代辉煌的文明。从生物学上来说，人是一种动物，是高等哺乳动物中灵长类的一种。具体在生物分类中，人属于动物界脊椎动物门哺乳动物纲灵长目人科人属人

种。这里的人种是物种的概念，我们现在世界各地的人都属于一个物种，即现代人(modern homo erectus)。它不同于我们通常所说的黄种人、白种人、黑人和棕色人等，后者一般是指种族的概念。

### 第三章 地球的内部圈层

#### 第一节 地球的内部圈层

##### 一、地球内部圈层的划分

###### (一) 划分依据

限于科学技术水平，人类可以直接观察到的地下深度十分有限。现在世界上最深的矿井仅 4~5km，最深的钻井不过 12.5km，即使是火山喷溢出来的岩浆，最深也只能带出地下几十到 200km 左右的物质。目前对地球内部的了解，主要是借助于地震波研究的成果。地震发生时，人们会感到地球在剧烈颤动，这是由于地震所激发出的弹性波在地球中传播的结果，这种弹性波就叫地震波 (seismic wave)。地震波主要包括纵波 (P 波)、横波 (S 波) 和面波，其中对地球内部构造研究有意义的是纵波和横波 (注：面波只沿地表传播)。质点的振动方向与地震波传播方向一致的波称纵波；质点的振动方向与地震波传播方向垂直的波称横波。地震波从地震的震源激发向四面八方传播，到达地表的各个地震台站后被地震仪所记录下来。根据这些记录，人们可以推断地震波的传播路径、速度变化以及介质的特点，通过对许多台站的记录进行综合分析研究，便可以了解地球的内部构造。所以，有人把地震比喻为地球内部的一盏明灯，它发出的地震波“照亮”了地球的内部 (图 3.1)。

地震波传播速度的大小与介质的密度和弹性性质有关，其关系可用公式表示为：

$$v_p = \left[ \frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad v_s = \left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$$

式中， $v_p$ 、 $v_s$  分别为纵波和横波速度， $\rho$  为介质密度， $K$  为介质的体变模量 (即物体在围限压力下能缩小的程度， $K$  值愈大物体愈难缩小)， $\mu$  为切变模量 (即物体在定向力作用下形状能改变的程度， $\mu$  值愈大物体愈难变形。体变模量和切变模量可统称为弹性模量)。

所以，地震波速的变化就意味着介质的密度和弹性性质发生了变化。纵波的传播速度高于横波，在同一介质中纵波速度约为横波速度的 1.73 倍。在液体中，由于切变模量  $\mu=0$ ，所以横波不能通过。

地震波的传播如同光波的传播一样，当遇到不同波速介质的突变界面时，地震波射线就会发生反射和折射，这种界面称为波速不连续面。假如地球物质完全是均一的，那么由震源发出的地震波都将以直线和不变的速度前进。但实际分析的结果表明，地震波总是沿着弯曲的路径传播并且不同深度的波速不一致，这表明地球内部的物质是不均一的。传播路线的连续缓慢弯曲表示物质密度和弹性性质是逐渐变化的，传播速度的跳跃及传播路线的折射与反射表示物质密度和弹性性质发生了显著变化。

###### (二) 地球内部圈层的划分

地震波的传播速度总体上是随深度而递增变化的。但其中出现 2 个明显

的一级波速不连续界面、1 个明显的低速带和几个次一级的波速不连续面(图 3.2)。

莫霍洛维奇不连续面(简称莫霍面, Moho discontinuity) 该不连续面是 1909 年由前南斯拉夫学者莫霍洛维奇首先发现的。其出现的深度在大陆之下平均为 33km, 在大洋之下平均为 7km。在该界面附近, 纵波的速度从 7.0km/s 左右突然增加到 8.1km/s 左右; 横波的速度也从 4.2km/s 突然增至 4.4km/s。莫霍面以上的地球表层称为地壳( crust)。

古登堡不连续面(简称古登堡面, Gutenberg discontinuity) 该不连续面是 1914 年由美国地球物理学家古登堡首先发现的, 它位于地下 2885km 的深处。在此不连续面上, 纵波速度由 13.64km/s 突然降低为 7.98km/s, 横波速度由 7.23km/s 向下突然消失。并且在该不连续面上地震波出现极明显的反射、折射现象。古登堡面以上到莫霍面之间的地球部分称为地幔( mantle); 古登堡面以下到地心之间的地球部分称为地核( core)。

低速带(或低速层, low-velocity zone) 低速带出现的深度一般介于 60~250km 之间, 接近地幔的顶部。在低速带内, 地震波速度不仅未随深度而增加, 反而比上层减小 5%~10% 左右。低速带的上、下没有明显的界面, 波速的变化是渐变的; 同时, 低速带的埋深在横向上是起伏不平的, 厚度在不同地区也有较大变化。横波的低速带是全球性普遍发育的, 纵波的低速带在某些地区可以缺失或处于较深部位。低速带在地球中所构成的圈层被称为软流圈( asthenosphere)。软流圈之上的地球部分被称为岩石圈( lithosphere)。

因此, 地球的内部构造可以以莫霍面和古登堡面划分为地壳、地幔和地核三个主要圈层。根据次一级界面, 还可以把地幔进一步划分为上地幔和下地幔, 把地核进一步划分为外地核、过渡层及内地核。在上地幔上部存在着一个软流圈, 软流圈以上的上地幔部分与地壳一起构成岩石圈。地球内部各圈层的划分、深度及特征见图 3.2 和表 3.1。

表 3.1 地球内部圈层结构及各圈层的主要地球物理数据

内部圈层	深度 km	地震波速度/ $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$		密度 $\rho$ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	压力 P MPa	重力 g $10\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$	温度 t $^{\circ}\text{C}$	附 注	
		纵波 $v_P$	横波 $v_S$						
地壳	0	5.6	3.4	2.6	0	981	14	} 岩石圈 (固态)	
	莫霍面	7.0	4.2	2.9	1200	983	400~1000		
地幔	上地幔	33	8.10	4.4	3.32			} 软流圈 (部分熔融)	
		60	8.2	4.6	3.34	1900	984		1100
	100	7.93	4.36	3.42	3300	984	1200		
	250	8.2	4.5	3.6	6800	989			
	400	8.55	4.57	3.64	7300	994	1500		
	下地幔	650	10.08	5.42	4.64	18500	995	1900	(固 态)
		2550	12.80	6.92	5.13	98100	1008		
	古登堡面	2885	13.54	7.23	5.56	135200	1069	3700	
地核	外核		7.98	0	9.98			} 液态地核 固-液态 过渡带 } 固态地核	
		3170	8.22	0					
	4170	9.53	0	11.42	252000	760	4300		
	过渡层	5155	10.33	0	12.25	328100	427		
	内核	6371	11.17	3.50	12.51	361700	0		4500

## 二、地球内部的主要物理性质

地球内部的主要物理性质包括密度、压力、重力、温度、磁性及弹塑性等。

### (一) 密度

根据万有引力公式可算出地球的质量为  $5.974 \times 10^{21} \text{t}$ ，再利用地球体积可得出地球的平均密度为  $5.516 \text{g/cm}^3$ 。但从地表岩石实测的平均密度仅为  $2.7 \sim 2.8 \text{g/cm}^3$ ，可以肯定地球内部必定有密度更大的物质。

目前，对地球内部各圈层物质密度大小与分布的计算，主要是依靠地球的平均密度、地震波传播速度、地球的转动惯量及万有引力等方面的数据与公式综合求解而得出的。计算结果表明，地球内部的密度由表层的  $2.7 \sim 2.8 \text{g/cm}^3$  向下逐渐增加到地心处的  $12.51 \text{g/cm}^3$ ，并且在一些不连续面处有明显的跳跃，其中以古登堡面（核-幔界面）处的跳跃幅度最大，从  $5.56 \text{g/cm}^3$  剧增到  $9.98 \text{g/cm}^3$ ；在莫霍面（壳-幔界面）处密度从  $2.9 \text{g/cm}^3$  左右突然增至  $3.32 \text{g/cm}^3$ 。各圈层物质密度的大小及变化见图 3.3D 及表 3.1。

### (二) 压力

地球内部的压力是指不同深度上单位面积上的压力，实质上是压强。在地内深处某点，来自其周围各个方向的压力大致相等，其值与该点上方覆盖的物质的重量成正比。地内的这种压力又称为静压力或围压，按静压力平衡公式可表示为  $p = \rho_h g_h$ （即静压力 等于某深度  $h$  和该深度以上的地球物质平均密度  $\rho_h$  与平均重力加速度  $g_h$  的乘积）。

因此，地内压力总是随深度连续而逐渐地增加的。如果知道了地球内部物质的密度大小与分布，便可求出不同深度的压力值。例如，地壳的平均密度的  $2.75 \text{g/cm}^3$ ，那么深度每增加  $1 \text{km}$ ，压力将增加约  $27.5 \text{MPa}$ （ $\text{MPa}$  读兆帕，

1MPa=10<sup>6</sup>N/m<sup>2</sup>)。计算证明,压力值在莫霍面处约 1200MPa、古登堡面处约 135200MPa、地心处达 361700MPa。地球内部各圈层的压力大小及变化情况见图 3.3B 及表 3.1。

### (三) 重力

地球上的任何物体都受着地球的吸引力和因地球自转而产生的离心力的作用。地球吸引力和离心力的合力就是重力 (gravity)。地球的离心力相对吸引力来说是非常微弱的,其最大值不超过引力的 1/288,因此重力的方向仍大致指向地心 (图 3.4)。地球周围受重力影响的空间称重力场。重力场的强度用重力加速度来衡量,并简称为重力 (单位为伽或毫伽: 1Gal=1cm/s<sup>2</sup>=10<sup>3</sup>mGal)。

地球表面各点的重力值因引力与离心力的不同呈现一定的规律性变化。根据万有引力定律 ( $F=Gm_1m_2/r^2$ ),地球表面的引力与地球半径的平方成反比,而地球的形状接近于一个赤道半径略大、两极半径略小的扁球体。因此,地球两极的重力值最大,并向赤道减小,减小数值可达 1.8Gal 左右。依照离心力公式 ( $C=m \cdot \omega^2 r$ ),在角速度相同的情况下,地表各点的离心力与它到地球自转轴的垂直距离成正比。因此,离心力以赤道最大,可达 3.4Gal,并全部用来抵消引力;向两极离心力逐渐减小为零,所以,在引力与离心力的共同影响下,重力值具有随纬度增高而增加的规律,赤道处重力值为 978.0318Gal,两极为 983.2177Gal,两极比赤道增加 5.1859Gal。

在地球内部,重力因深度而不同。由于地球内部的惯性离心力变得更加微弱,故地球内部的重力可简单地看成是引力。地球大体上是一个由均质同心球层组成的球体,在这样的球体内部,影响重力大小的不是地球的总质量,而只是所在深度以下的质量。如质点位于地下 2885km 深处的核-幔界面上时,对质点具有引力的只是地核,而地壳与地幔对质点的引力因其呈圈层状而正好相互抵消。根据上述原理,利用地球内部的密度分布规律,便可求出地球内部不同深部的重力值。从地表到地下 2885km 的核-幔界面,重力值大体上随深度而增加,但变化不大,在 2885km 处达到极大值 (约 1069Gal)。这是因为地壳、地幔的密度低,而地核的密度高,以致质量减小对重力的影响比距离减小的影响要小一些。从 2885km 到地心处,由于质量逐渐减小为零,故重力也从极大值迅速减小为零 (参见图 3.3C 及表 3.1)。

### (四) 温度

深矿井温度增高、温泉和火山喷出炽热的岩浆等等事实,都告诉我们地球内部是热的。温度在地球内部的分布状况称为地温场 (geothermal field)。

在地壳表层,由于太阳辐射热的影响,其温度常有昼夜变化、季节变化和多年周期变化,这一层称为外热层。外热层受地表温差变化的影响由表部向下逐渐减弱,外热层的平均深度约 15m,最多不过几十米。在外热层的下界处,温度常年保持不变,等于或略高于年平均气温,这一深度带称为常温层。在常温层以下,由于受地球内部热源的影响,温度开始随深度逐渐增高。通常把地表常温层以下每向下加深 100m 所升高的温度称为地热增温率或地温梯度 (geothermal gradient) (温度每增加 1 所增加的深度则称为地热增温级)。世界上不同地区地温梯度并不相同,如我国华北平原约为 1~2,大庆油田可达 5。据实测,地球表层的平均地温梯度约为 3;海底的

平均地温梯度为  $4 \sim 8$  ，大陆为  $0.9 \sim 5$  ，海底的地温梯度明显高于大陆。

地温梯度是据地壳浅部实测所得的平均值，一般只适合于用来大致推算地球浅层（地壳以内）的地温分布规律，并不适用于整个地球内部。如果按平均  $100\text{m}$  增温  $3$  计算，至地壳底部地温将超过  $900$  ，到地心将高达  $200000$

的惊人数值，在这样的温度条件下，地球内部除了地壳以外当绝大部分处于熔融甚至气体状态，这与地球内部绝大部分可以通过地震波横波（即主要为固态）的观测事实不符。实际上，地温梯度是随深度增加逐渐降低的。对于地球深部的温度分布，目前主要是根据地震波的传播速度与介质熔点温度的关系式推导得出的。根据目前最新的推算资料，在莫霍面处的地温大约为  $400 \sim 1000$  ，在岩石圈底部大约为  $1100$  ，在上、下地幔界面附近（约  $650\text{km}$  深处）大约为  $1900$  ，在古登堡面（核幔界面）附近大约为  $3700$  ，地心处的温度大约为  $4300 \sim 4500$  （见图 3.3A 及表 3.1）。由于热具有从高温向低温传播的性质，所以地球内部的高温热能总是以对流、传导和辐射等方式向地表传播并散失到外部空间，通常把单位时间内通过地表单位面积的热量称为地热流密度（geothermal heat flow）。目前全球实测的平均地热流值为  $1.47 \times 41.686\text{mW}/\text{m}^2$  ，大陆地表热流的平均值（ $1.46 \times 41.686\text{mW}/\text{m}^2$ ）与海底的平均值（ $1.47 \times 41.686\text{mW}/\text{m}^2$ ）基本相等。地表的不同地区地热流值并不相同，一般在一些构造活动的地区（如年青山脉、大洋中脊、火山、岛弧等）热流值偏高，而在一些构造稳定的地区热流值偏低。

地表热流值或地温梯度明显高于平均值或背景值的地区称为地热异常区。地热异常可以用来研究地质构造的特征，同时对研究矿产（如金矿、石油等）的形成与分布也具有重要作用。地热也是一种重要的天然资源，寻找地热田可用于发电、工业、农业、医疗和民用等。

### （五）磁场

地球周围存在着磁场，称地磁场（geomagnetic field）。地磁场近似于一个放置地心的磁棒所产生的磁偶极子磁场（图 3.5），它有两个磁极，S 极位于地理北极附近，N 极位于地理南极附近。两个磁极与地理两极位置相近，但并不重合，磁轴与地球自转轴的夹角约为  $15^\circ$ 。以地磁极和地磁轴为参考系定出的南北极、赤道及子午线被称为磁南极、磁北极、磁赤道及磁子午线。1980 年实测的磁北极位置为北纬  $78.2^\circ$ 、西经  $102.9^\circ$ （加拿大北部），磁南极位置为南纬  $65.5^\circ$ 、东经  $139.4^\circ$ （南极洲）。长期观测证实，地磁极围绕地理极附近进行着缓慢的迁移。

地磁场的磁场强度是一个具有方向（即磁力线的方向）和大小的矢量，为了确定地球上某点的磁场强度，通常采用磁偏角、磁倾角和磁场强度三个地磁要素（图 3.6）。

磁偏角是磁场强度矢量的水平投影与正北方向之间的夹角，变即磁子午线与地理子午线之间的夹角。如果磁场强度矢量的指向偏向正北方向以东称东偏，偏向正北方向以西称西偏。我国东部地区磁偏角为西偏，甘肃酒泉以西多为东偏。

磁倾角是磁场强度矢量与水平面的交角，通常以磁场强度矢量指向下为正值，指向上则为负值。磁倾角在磁赤道上为  $0^\circ$ ；由磁赤道到磁北极磁倾角由  $0^\circ$  逐渐变为  $+90^\circ$ ；由磁赤道到磁南极磁倾角由  $0^\circ$  逐渐变为  $-90^\circ$ 。



磁场强度大小是指磁场强度矢量的绝对值。地磁场的强度很弱，平均为  $50 \mu\text{T}$  (T 为特[斯拉]的符号)；在磁力线较密的地磁极附近强度最大，为  $60 \mu\text{T}$  左右；由磁极向磁赤道强度逐渐减弱；在磁赤道附近最小，

近代对地磁场的研究指出，地磁场由基本磁场、变化磁场和磁异常三个部分组成。

基本磁场占地磁场的 99% 以上，是构成地磁场主体的稳定磁场。它决定了地磁场相似于偶极场的特征，其强度在近地表时较强，远离地表时则逐渐减弱。这些特征说明了基本磁场是起源于地球内部。对于基本磁场的起源，过去曾认为地球本身是一个大永久磁铁，使得它周围产生磁场。但现代物理证明，当物质的温度超过其居里温度点时，铁磁体本身便失去磁性。铁磁体的居里温度是  $500 \sim 700$  ，而地球深部的温度远远超过此数值，所以地球内部不可能是一个庞大的磁性体。现今比较流行的地磁场起源假说是自激发电机假说。该假说认为地磁场主要起源于地球内部的外地核圈层。由于外地核可能为液态，并且主要由铁、镍组成，因此它可能为一个导电的流体层，这种流体层容易发生差异运动或对流。如果在地核空间原来存在着微弱的磁场时，上述差异运动或对流就会感生出电流产生新的磁场，使原来的弱磁场增强；增强了的磁场使感生电流增强，并导致磁场进一步增强。如此不断进行，磁场增强到一定程度就稳定下来，于是便形成了现在的基本地磁场。

变化磁场是起源于地球外部并叠加在基本磁场上的各种短期变化磁场。它只占地磁场的很小部分 ( $< 1\%$ )。这种磁场主要是由太阳辐射、太阳带电子流、太阳的黑子活动等因素所引起的。因此，它常包含有日变化、年变化及太阳黑子活动引起的磁暴 (即较剧烈的变化) 等成分。

磁异常 (magnetic anomaly) 是地球浅部具有磁性的矿物和岩石所引起的局部磁场它也叠加在基本磁场之上。一个地区或地点的磁异常可以通过将实测地磁场进行变化磁场的校正之后，再减去基本磁场的正常值而求得。如所得值为正值称正磁异常，为负值称负磁异常。自然界有些矿物或岩石具有较强的磁性，如磁铁矿、铬铁矿、钛铁矿、镍矿、超基性岩等，它们常常能引起正异常。因此，利用磁异常可以进行找矿勘探和了解地下的地质情况。

#### (六) 弹塑性

地球具有弹性，表现在地球内部能传播地震波，因为地震波是弹性波。日、月的吸引力能使海水发生涨落即潮汐现象，用精密仪器对地表的观测发现，地表的固体表面在日、月引力下也有交替的涨落现象，其幅度为  $7 \sim 15 \text{ cm}$ ，这种现象称为固体潮，这也说明固体地球具有弹性。同时，地球也表现出塑性。地球自转的惯性离心力能使地球赤道半径加大而成为椭球体，表明地球具有塑性；在野外常观察到一些岩石可发生强烈的弯曲而未破碎或断裂，这也表明固体地球具有塑性。地球的弹、塑性这两种性质并不矛盾，它们是在不同的条件下所表现出来的。如在作用速度快、持续时间短的力 (如地震作用力) 的条件下，地球常表现为弹性体；在作用力缓慢且持续时间长 (如地球旋转离心力、构造运动作用力) 或在地下深部较高的温、压条件下，则可表现出较强的塑性。

### 三、地球内部各圈层的物质组成及物理状态

推断地球内部各圈层物质组成的主要依据有下列几个方面：

(1) 根据各圈层密度和地震波速度与地表岩石或矿物的有关性质对比进行推测。

(2) 根据各圈层的压力、温度，通过高温高压模拟实验进行推测。

(3) 根据来自地下深部的物质进行推断。火山喷发和构造运动有时能把地下深部（如上地幔）的物质带到地表，为我们认识深部物质提供了依据。

(4) 与陨石研究的结果进行对比。

陨石是来自太阳系空间的天体碎片，就目前获得的大量陨石看，按成分可分三类：

石陨石 (stone meteorite) 要由橄榄石、辉石等（铁、镁的硅酸盐）矿物组成，按成分大约相当于地表见到的超基性岩，金属状态的铁、镍成分很少，密度  $3 \sim 3.5\text{g/cm}^3$  或更大。

铁陨石 (iron meteorite) 主要由金属状态的铁、镍组成的天然合金，密度  $8 \sim 8.5\text{g/cm}^3$  或更大；

铁石陨石 为上述两类陨石的过渡类型，其中铁、镁硅酸盐矿物与金属状态的铁、镍成分各占一部分。

现代天文学及天文地质学的研究表明：这些陨石应来自于太阳系内部的天体或小行星，当它们进入地球引力场时被地球吸引，并有相当一部分被大气圈摩擦燃烧，其残骸成为陨石落入地表。而太阳系以外的物质穿过遥远的空间进入地球的可能性是极小的。太阳系内部的物质成分及形成演化具有统一性，特别是人类登月获得月球表面岩石与地球表面的某些岩石类似的事实，使太阳系物质统一性的信念进一步确立。因此，可以运用陨石的特征推断地球内部的物质状态。

根据上述各方面的综合研究，现今对地球内部各圈层的物质组成与状态的认识如下：

### (一) 地壳

地壳是莫霍面以上的地球表层。其厚度变化在  $5 \sim 70\text{km}$  之间。其中大陆地区厚度较大，平均约为  $33\text{km}$ ；大洋地区厚度较小，平均约  $7\text{km}$ ；总体的平均厚度约  $16\text{km}$ ，约占地球半径的  $1/400$ ，占地球总体积的  $1.55\%$ ，占地球总质量的  $0.8\%$ 。地壳物质的密度一般为  $2.6 \sim 2.9\text{g/cm}^3$ ，其上部密度较小，向下部密度增大。地壳为固态岩石所组成，包括沉积岩、岩浆岩和变质岩三大岩类。由于地壳是当前地质学、地球物理学、地理学等学科的主要研究对象，因此，有关其详细情况将在下一节作进一步介绍。

### (二) 地幔

地幔是地球的莫霍面以下、古登堡面（深  $2885\text{km}$ ）以上的中间部分。其厚度约  $2850\text{km}$ ，占地球总体积的  $82.3\%$ ，占地球总质量的  $67.8\%$ ，是地球的主体部分。从整个地幔可以通过地震波横波的事实看，它主要由固态物质组成。根据地震波的次级不连续面，以  $650\text{km}$  深处为界，可将地幔分为上地幔和下地幔两个次级圈层。

#### 1. 上地幔

上地幔的平均密度为  $3.5\text{g/cm}^3$ ，这一密度值与石陨石相当，暗示其可能具有与石陨石类似的物质成分。从火山喷发和构造运动从上地幔上部带出来的深部物质来看，也均为超基性岩。近年来通过高温高压试验来模拟地幔岩石的性质时发现，用橄榄岩  $55\%$ 、辉石  $35\%$ 、石榴子石  $10\%$  的混合物作为样品（矿物成分相当于超基性岩），在相当于上地幔的温压条件下测定其波

速与密度，得到与上地幔基本一致的结果。根据以上理由推测，上地幔由相当于超基性岩的物质组成，其主要的矿物成分可能为橄榄石，有一部分为辉石与石榴子石，这种推测的地幔物质被称为地幔岩。

上地幔上部存在一个软流圈，约从 70km 延伸到 250km 左右，其特征是出现地震波低速带。物理实验表明，波速降低可能是由于软流圈物质发生部分熔融，使其强度降低而引起的。据地内温度估算，软流圈的温度可达 700 ~ 1300 °C，已接近超基性岩在该压力下的熔点温度，因此一些易熔组分或熔点偏低的组分便可开始发生熔融。据计算，软流圈的熔融物质可能仅占 1% ~ 10%，熔融物质散布于固态物质之间，因而大大降低了强度，使软流圈具较强的塑性或流动性。由于软流圈物质已接近熔融的临界状态，因此它成为岩浆的重要发源地。

## 2. 下地幔

下地幔的平均密度为  $5.1\text{g}/\text{cm}^3$ ，由于这里经受着强大的地内压力作用，使得存在于上地幔的橄榄石等矿物分解成为  $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  等简单的氧化物。与上地幔相比，其物质化学成分的变化可能主要表现为含铁量的相对增加（或  $\text{Fe}/\text{Mg}$  的比例增大）。由于压力随深度的增大，物质密度和波速逐渐增加。

## （三）地核

地核是地球内部古登堡面至地心的部分，其体积占地球总体积的 16.2%，质量却占地球总质量的 31.3%，地核的密度达  $9.98 \sim 12.5\text{g}/\text{cm}^3$ 。根据地震波的传播特点可将地核进一步分为三层：外核（深度 2885 ~ 4170km）、过渡层（4170 ~ 5155km）和内核（5155km 至地心）。在外核中，根据横波不能通过，纵波发生大幅度衰减的事实推测其为液态；在内核中，横波又重新出现，说明其又变为固态；过渡层则为液体—固体的过渡状态。

地核的密度如此之大，从地表物质来看只有一些金属物质才可与之相比，而地表最常见的金属是铁，其密度为  $8\text{g}/\text{cm}^3$ ，它在超高压下完全可以达到地核的密度。地核的密度与铁陨石较接近，也表明地核可能主要为铁、镍物质。地球具有主要由内部物质引起的磁场，这说明地球内部一定具有高磁性的铁、镍物质非常集中的某个圈层，而地壳、地幔中均不存在，那么它应存在于地核中。此外，人们用爆破冲击波提供的瞬时超高压来模拟地核的压力状态，并测定一些元素在瞬时超高压下的波速与密度，结果发现地核的波速与密度值与铁、镍比较接近。综合多方面推测，地核应主要由铁、镍物质组成。近年来的进一步研究还发现，在地核的高压下，纯铁、镍的密度略显偏高，推测地核最合理的物质组成应是铁、镍及少量的硅、硫等轻元素组成的合金。

## 第二节 地壳

### 一、地壳的物质组成

地壳是由各种固体岩石组成的，而岩石则是各种矿物的集合体，矿物又是由各种化学元素结合而成。

#### （一）元素在地壳中的分布

已知地壳中大约存在有 92 种元素。这些元素在地壳中的含量和分布都是

极不均匀的。含量不均匀表现在不同元素在地壳中所占的质量百分比是极其不同的，分布不均匀表现在同一种元素在地壳的不同地区或地点含量并不完全一致。当一些有用元素在某一地区高度富集时便形成矿产，如铁元素富集形成铁矿、金元素富集形成金矿、有机碳富集形成煤矿等。

美国学者克拉克（1889年）最早研究了地壳中元素的平均含量。他根据采自世界各地的5159个岩石样品的化学分析数据，求出了地壳内50种元素的平均质量百分比。鉴于他在这项工作中的贡献，地质学上把元素在地壳中的平均质量百分比称为元素的克拉克值。而某一地区某种化学元素的质量百分比称为该元素的丰度值。

表 3.2 地壳主要元素的平均质量百分比

氧	O	46.05	钠	Na	2.78
硅	Si	27.88	钾	K	2.58
铝	Al	8.13	镁	Mg	2.06
铁	Fe	5.17	钛	Ti	0.62
钙	Ca	3.65	氢	H	0.14

（引自 Scientific American, 1970）

继克拉克之后，在许多地球科学家的共同努力之下，使元素的克拉克值不断地得到补充与修正。表 3.2 列举了地壳中 10 种最主要化学元素的克拉克值，这 10 种元素按克拉克值由大到小依次是 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti、H，它们共占地壳总质量的 99.96%，其中 O、Si、Al、Fe 四种元素即占 88.13%。地壳中的化学元素除少数以自然元素状态产出外，绝大部分都以化合物形式存在，其中以氧化物和含氧盐最为常见。

## （二）矿物

### 1. 矿物的概念

矿物 (mineral) 是地壳中天然形成的单质或化合物，它具有一定的化学成分和内部结构，因而具有一定的物理、化学性质及外部形态。

自然界大多数矿物是由两种以上的元素组成的化合物，如石英 ( $\text{SiO}_2$ )、方解石 ( $\text{CaCO}_3$ )、磁铁矿 ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) 等；少数是由一种元素组成的单质矿物，如自然金 (Au)、自然硫 (S)、金刚石 (C) 等。在通常状况下，绝大多数矿物是固体，只有极少数是液体（如自然汞 (Hg)、水 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 等）。

固体矿物按其内部质点的结构不同可分为晶质矿物和非晶质矿物两类。晶质矿物的内部质点（原子、离子或分子）呈有规律的排列，如石盐 (NaCl) 内部的  $\text{Na}^+$  和  $\text{Cl}^-$  离子在任一方向上都是按一定间隔重复出现并组成网格状（图 3.7）。晶质矿物在有利的条件下都能生长成规则的几何多面体外形，这种几何多面体称为晶体，包围晶体的平面称晶面。晶体的大小不等，小的可以是几微米到几毫米，大的可以达几十厘米甚至几米以上。非晶质矿物的内部质点排列无规律，颇类似于液体，可以说是硬化了的液体，它在外形上常表现为均一的、无颗粒的不定形凝固体面貌。自然界中绝大多数固体矿物是晶质矿物，只有少数矿物，如火山玻璃及一些胶体凝固矿物属非晶质矿物，而且非晶质矿物随时间增长可自发转变为晶质矿物。

## 2. 矿物的形态与物理性质

不同矿物的化学成分与内部结构不同，决定其具有不同的外部形态与物理性质，这种特定的矿物形态与物理性质是鉴定矿物的重要依据。

### (1) 矿物的形态

晶质矿物在有利的条件下形成的单个完整晶体（称单体）往往具有特殊的几何形态。这种单体的形态多种多样，但归纳起来，可分为三种类型（图 3.8）：

一向延伸型 呈柱状或针状的晶形，如石英、辉锑矿、角闪石等；

二向延伸型 呈片状或板状的晶形，如云母、长石等；

三向等长型 呈粒状或等轴状晶形，如黄铁矿、石榴子石、磁铁矿等。

由同种矿物的多个单体或颗粒聚合在一起时称为矿物集合体。矿物集合体也常具有某种习惯性的形态，它们多取决于矿物单体形态及集合方式。一向延长型单体常集合成晶簇状、纤维状、放射状等集合体形态；二向延长型单体常集合成片状、鳞片状等集合体形态；三向延长型单体常集合成粒状等集合体形态。由胶体凝聚而成的非晶质及隐晶质矿物集合体常呈鲕状、肾状和钟乳状等集合体形态（图 3.9）。

### (2) 矿物的物理性质

矿物的物理性质中重要的是矿物的光学性质和力学性质。

矿物的光学性质是指矿物对可见光的吸收、透射和反射等的程度不同所引起的各种性质。它包括颜色、条痕、透明度和光泽等。

**颜色** 是矿物吸收可见光后所呈现的色调。如矿物对可见光中各种波长的光波均匀吸收，则随吸收程度的由小变大而呈白、灰、黑色；如对各种波长的光波选择性吸收，则呈现红、橙、黄、绿、青、蓝、紫各种鲜艳的颜色。矿物有时因混有不同杂质或其它原因使本身的颜色发生一定的变化。

**条痕** 是矿物粉末的颜色，通常用矿物在毛瓷板上刻划来观察。由于条痕色消除或减低了矿物中杂质或其它原因对矿物颜色的影响，突出了矿物本身的颜色，因而更稳定、更具有鉴定意义。

**透明度** 是指可见光透射矿物的程度。随透射程度的由大变小可分为透明、半透明和不透明三个等级。透明度由强变弱通常与矿物颜色由浅变深呈对应关系。

**光泽** 是矿物表面反射光波的能力。按反射光的由强到弱分为三级：金属光泽、半金属光泽和非金属光泽。非金属光泽中最常见的是玻璃光泽，此外尚见有一些特殊光泽，如油脂光泽、丝绸光泽、金刚光泽、珍珠光泽等。矿物的光泽与其颜色和透明度具反相关关系，即透明度强、颜色浅则偏向非金属光泽，反之则偏向金属光泽。

矿物的力学性质是指矿物受外力作用（敲打、刻划等）后所表现出的性质，包括硬度、解理与断口等。

**硬度** 是指矿物抵抗外力刻划的能力。测定矿物硬度的绝对值需用特殊装置。为了应用方便，德国矿物学家弗里德里克·摩斯（Friedrich Mohs）选择了 10 种软硬不同的矿物作为 10 个等级标准，组成相对硬度系列，称为摩氏硬度计（表 3.3）。摩氏硬度计中硬度等级高的矿物可刻动硬度等级

低的矿物，但各等级之间的绝对硬度值并不成倍数或等差关系。

表 3.3 摩氏硬度计

硬度等级	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
代表矿物	滑石	石膏	方解石	萤石	磷灰石	正长石	石英	黄玉	刚玉	金刚石

在鉴定矿物的相对硬度时，可将所测矿物与摩氏硬度计中的标准矿物相互刻划来确定。如某种矿物能刻动正长石，又被石英刻动，则其硬度介于 6 ~ 7 之间。在野外时，常用小刀（硬度为 5.5）和指甲（硬度 2.5）进行简易鉴定。

**解理与断口** 矿物受力后沿一定方向规则裂开的性质称为解理。裂开的面称为解理面。如菱面体的方解石被打碎后仍呈菱面体（图 3.10），云母可揭成一页一页的薄片。矿物中具同一方向的解理面算一组解理，如方解石有 3 组解理，云母只有一组解理。各种矿物解理发育程度不一样，解理面的完整性也不相同，按解理裂开的难易程度及解理面的完好程度一般分为极完全解理、完全解理、中等解理和不完全解理 4 个等级。如果矿物受敲击后沿任意方向裂开成凹凸不平的断面，则称为断口。断口与解理是互为消长的。常见的断口形态有贝壳状（如石英，图 3.11）、参差状（如黄铁矿）、锯齿状（如自然铜）等。

矿物除力学、光学性质外，还有相对密度、磁性、压电性等物理性质。这些物理性质有时在鉴定矿物时具有特殊的作用，如方铅矿（ $SbS$ ）相对密度大（为 7.6）、磁铁矿具磁性、纯净的石英（水晶）具压电性等。此外，某些矿物的化学性质对鉴定矿物也特别有利，如碳酸盐类的方解石加盐酸会剧烈起泡等。所以，在鉴定矿物时往往要综合各方面特点进行分析。

### 3. 地壳中的矿物种类

地壳中目前已发现的矿物有 2 270 余种，常见矿物约二三百种，按矿物的化学成分可分为下述五大类：

#### （1）自然元素矿物

是自然界中呈元素单质状态产出的矿物。已知的该类矿物约 50 多种，占地壳质量的 0.1%。主要包括金、银、铜、铂等金属元素矿物和砷、锑、铋、碲、硒等半金属元素矿物及硫、碳等非金属元素矿物。此类矿物一般均为重要的矿产资源。

#### （2）硫化物矿物

是主要由阴离子硫与一些金属阳离子相结合而形成的矿物。已知的硫化物矿物约有 300 余种，约占地壳质量的 0.25%。常见的硫化物矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿等，它们多是有色金属及部分稀有金属的主要矿物原料。

#### （3）卤化物矿物

是卤族元素（F、Cl、Br、I）与 K、Na、Ca、Mg 等元素化合而成的矿物。其种类较少，在地壳中的含量甚低。常见的矿物有石盐、钾盐、光卤石、萤石等，它们都是工业上重要的矿产原料。

#### (4) 氧化物和氢氧化物矿物

是由一系列金属阳离子及非金属阳离子与  $O^{2-}$  或  $(OH)^-$  相结合而成的化合物。最常见的阳离子是 Si、Fe、Al、Mn、Ti 等。已知此类矿物约有 200 余种、占地壳质量的 17%。其中硅的氧化物（即石英  $SiO_2$ ）分布最多，约占地壳质量的 12.6%；铁的氧化物和氢氧化物（如赤铁矿、磁铁矿、褐铁矿等）分布亦较广泛，占地壳质量的 3%~4%；此类矿物中常见的还有铝土矿、刚玉、软锰矿、硬锰矿、锡石等。本类矿物是工业上金属矿产的主要来源。

#### (5) 含氧盐矿物

是各种含氧酸根（如  $[SiO_4]^{4-}$ 、 $[CO_3]^{2-}$ 、 $[SO_4]^{2-}$ 、 $[PO_4]^{3-}$ 、 $[WO_4]^{2-}$  等）与金属阳离子结合而成的化合物。根据含氧酸根可进一步分为硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐、磷酸盐、钨酸盐等盐类矿物。这类矿物种类繁多，分布广泛，是地壳中最主要的矿物组分，约占地壳质量的 82.5%，其中最主要的是硅酸盐类矿物。

硅酸盐类矿物已知约有 800 余种，是组成地壳的最主要矿物，其总量估计占地壳质量的 80%。其中最常见、分布最广的主要有长石（包括钾长石、斜长石等，约占地壳质量的 50%）、普通辉石、普通角闪石、橄榄石、云母（包括黑云母、白云母等），较常见的矿物有绿泥石、高岭石、石榴子石、红柱石、蓝晶石、夕线石、绿帘石、蛇纹石、滑石等。

碳酸盐类矿物约有 80 余种，分布最广的矿物为方解石和白云石，约占地壳质量的 2%。硫酸盐类矿物约有 260 种，常见的矿物有石膏、重晶石等。磷酸盐矿物中以磷灰石为常见。钨酸盐矿物中以黑钨矿及白钨矿为常见。

### (三) 岩石

#### 1. 岩石的概念

岩石（rock）是天然形成的、由固体矿物或岩屑组成的集合体。

地壳中的岩石种类很多，但组成岩石的主要矿物仅有 20 多种。岩石可以由一种矿物组成的单矿物岩石，如大理岩主要由方解石组成；也可以是由几种矿物组成的复矿物岩石，如花岗岩是由长石、石英、云母等组成；岩石还可以是由岩屑（指早先存在的岩石破碎后的碎块，在一个岩屑中往往包含多个矿物颗粒）所组成的，如砾岩是由粒径大于 2 mm 的岩屑所组成。

#### 2. 岩石的矿物成分及结构、构造

地壳中的岩石种类虽多，但它并不是矿物的任意组合，而是受地质作用的特有规律所支配。不同的岩石具有不同的矿物成分及结构、构造特点，这些特点正是区别与鉴定岩石种类的主要依据。

岩石的矿物成分 不同类型的岩石往往具有不同的矿物共生组合，这主要是地质作用自然选择的结果。这种特定的矿物共生组合不仅表现在矿物的种类上，而且还表现在矿物的含量上。如花岗岩主要由长石、石英、云母组成，其中长石含量常达 60% 以上，石英占 30%~40%，云母为 5% 左右，在这个组合里不可能出现橄榄石；而在超基性岩（如橄榄岩）中，矿物主要为橄榄石及辉石，在这个组合里不可能出现石英。又如在页岩中，主要为地表环境下形成的高岭石等粘土矿物组成，其含量可达 90% 以上，而在花岗岩等地下深处形成的岩石中却不可能出现高岭石等粘土矿物。

岩石的结构 岩石的结构是指组成岩石的矿物（或岩屑）的结晶程度、颗粒大小、形状及其相互关系。也就是说，它主要是指岩石中颗粒本身的一些

特点。例如花岗岩，其中的矿物颗粒全是结晶的，且颗粒较粗大，同种矿物的颗粒大小基本相等，因此，它的结构可称为中—粗粒、等粒结构；如果岩石是由岩屑组成的，这类岩石的结构称为碎屑结构，如砾岩、砂岩等(图 3.12)。

岩石的构造是指岩石中的矿物(或岩屑)颗粒在空间上的分布和排列方式特点。也以花岗岩为例，其中的长石、石英、云母颗粒都是以随机的方向和方式均匀分布，这种构造称为块状构造；而对于矿物成分与花岗岩类似的片麻岩，其中的长石、石英、云母常沿着一定的方向作断断续续的定向排列，这种构造称为片麻状构造；又如砾岩、砂岩中碎屑颗粒的排列或堆积常具有分层性，这种构造称为层理构造(图 3.12)。

### 3. 地壳中的岩石类型

根据岩石形成的原因，地壳中的岩石可分为岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。

#### (1) 岩浆岩(magmatite)

由岩浆冷凝后形成的岩石称为岩浆岩，又称火成岩。岩浆岩按其形成的环境有两种类型：岩浆喷出地表后冷凝形成的岩石称为喷出岩；岩浆在地表以下冷凝形成的岩石称为侵入岩。岩浆岩的物质成分主要是各种硅酸盐，如果以岩浆岩中  $\text{SiO}_2$  化学组分的百分含量来划分，则岩浆岩可分为四大类：超基性岩( $\text{SiO}_2 < 45\%$ )、基性岩( $\text{SiO}_2$  为  $45\% \sim 52\%$  之间)、中性岩( $\text{SiO}_2$  为  $52\% \sim 66\%$  之间)和酸性岩( $\text{SiO}_2 > 66\%$ )。

岩浆岩的矿物成分主要包括橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、斜长石、钾长石、石英等 7 种，前 4 种矿物颜色较深，富含 Fe、Mg 元素，称为暗色矿物；后 3 种矿物颜色较浅，富含 Si、Al 元素，称为浅色矿物。岩浆岩中按超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩的顺序，暗色矿物逐渐减少，而浅色矿物逐渐增长，因而岩石的总体颜色也由深变浅。

岩浆岩在地表的分布面积约占 20% 左右，但地下深处有增加的趋势，从体积上看估计占地壳的 30% ~ 40%。地壳中最常见、分布最广的岩浆岩是玄武岩(基性喷出岩)与花岗岩(酸性侵入岩)。

#### (2) 沉积岩(sedimentary rock)

沉积岩是在地表或近地表的条件下，由母岩(岩浆岩、变质岩和早先形成的沉积岩)风化、剥蚀的产物经搬运、沉积和硬结成岩而形成的岩石。沉积岩绝大部分是在水介质中沉积形成的，但也有少数是在空气介质中沉积形成的(如风积岩、火山碎屑岩)。沉积岩按成分可分为碎屑岩、粘土岩、化学岩和生物化学岩、火山碎屑岩等 4 类。

组成沉积岩的物质成分主要为：岩屑、矿物、有机质及胶结物。其中，岩屑是母岩经风化、剥蚀下来的岩石碎屑，有些则是来自于火山喷发的产物。矿物常包括 3 种类型：一是从原岩上风化剥蚀下来的碎屑矿物，如石英、长石、云母等；二是在风化剥蚀过程中新形成的表生矿物，主要是高岭石等粘土矿物；三是在沉积过程中形成的化学沉淀新矿物，如方解石、白云石、燧石( $\text{SiO}_2$ )、赤铁矿等。有机质在沉积岩中也很常见，主要包括动植物的遗体和骨骼，有些岩石可全部由有机质组成，如煤、珊瑚礁灰岩等。在碎屑组成的沉积岩中，还常见有胶结物将碎屑连接起来，常见的胶结物成分有钙质( $\text{CaCO}_3$ )、硅质( $\text{SiO}_2$ )、铁质( $\text{FeO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )、泥质等。



沉积岩在地表分布广泛，约占地表面积的 70%，但其主要集中于地壳表层，全球的平均厚度约 1.8 Km，估计占地壳体积的 10%左右。沉积岩中最常见、分布最广的是泥岩、页岩、砂岩和碳酸盐岩（石灰岩及白云岩）。

### （3）变质岩（metamorphic rock）

变质岩是地壳中已形成的岩石（岩浆岩、沉积岩或变质岩）在高温、高压及化学活动性流体的作用下，使原岩石的物质成分、结构、构造发生改造而形成的新岩石。变质岩按形成的地质背景及原因主要包括接触变质岩、动力变质岩、区域变质岩和混合岩等几类。

变质岩的矿物以长石、石英、云母、角闪石、方解石、辉石等含量高、分布广。沉积岩中那些常温、常压下形成的表生矿物在变质岩中一般难以存在。变质岩中常出现某些只在变质岩中存在的矿物，这类矿物称变质矿物，常见的有石榴子石、红柱石、夕线石、滑石、蓝闪石、蛇纹石、石墨等，这些矿物常能反映岩石变质的环境，是鉴别变质岩的有力标志。

变质岩在地表分布面积较小，约占 10%。地表的这些变质岩一般是由地下深处升起并剥蚀出露的，变质岩在地下深处分布广泛。就体积而言，变质岩可能占地壳的 50%~60%。地壳中含量多、分布广的变质岩主要有片岩、片麻岩、混合岩、麻粒岩及大理岩等。

## 二、地壳的类型

地壳在横向上是极不均一的（图 3.13）。按地壳的物质组成、结构、构造及形成演化的特征，主要可分为大陆地壳与大洋地壳两种类型。大陆地壳（continental crust，简称陆壳）主要分布于大陆及其毗邻的大陆架、大陆坡地区；大洋地壳（oceanic crust，简称洋壳）主要分布在大陆坡以外的海水较深的大洋地区。

### （一）大洋地壳

大洋地壳厚度较薄，一般为 5~10km（不计海水厚度），在一些洋隆或海山地区可达 10km 以上。一般而言，厚度在洋中脊地区较薄，远离洋中脊地区厚度有增厚趋势。大洋地壳的结构比较一致，从上到下一般可分为 3 层（图 3.14）：

层 1 或称沉积层。为未固结或弱固结的大洋沉积物，厚度具有变化，一般在洋中脊的轴部地区缺失该层，由洋中脊向两侧到海沟或大陆坡脚处厚度逐渐增大，该层一般厚几百米，物质的平均密度为  $2.3\text{g/cm}^3$ ，地震波 P 波速度约为  $2.2\text{km/s}$ 。

层 2 或称玄武岩层。主要为玄武岩组成，有时夹有少量沉积岩。玄武岩常具有枕状构造，它是由于熔岩在厚厚的海水层之下溢散时，因压力较大，使其无法起泡并快速冷却收缩而形成的一种椭球状外形。该层的厚度变化较大，一般在 0.5~2.5km 之间，物质的密度为  $2.55\sim 2.65\text{g/cm}^3$ ，地震波 P 波速度一般为  $5.2\text{km/s}$ 。

层 3 或称大洋层。该层的物质可能主要为变质的玄武岩、辉长岩及蛇纹岩。该层的厚度从大洋中脊向两侧有规律地增加，一般厚度 3~5km，物质的密度为  $2.68\sim 3\text{g/cm}^3$ ，地震波 P 波速度为  $(6.7\pm 0.25)\text{km/s}$ 。

大洋层以下进入上地幔，一般认为主要由橄榄岩组成，密度为  $3.3\text{g/cm}^3$ ，地震波 P 波速度约为  $8.1\text{km/s}$ 。

总体来看，洋壳的厚度变化较小，物质成分主要相当于基性岩，物质的平均密度较陆壳大，约为  $2.8 \sim 2.9\text{g/cm}^3$ 。洋壳内部的岩石变形程度较弱，具有较统一的刚性性质。而且，洋壳形成的年代较新，一般形成于距今 2 亿年以来。

## （二）大陆地壳

大陆地壳的厚度较大，平均厚度约  $33\text{km}$ ，在某些高山地区可厚达  $70\text{km}$ ，在较薄的地方有时仅  $25\text{km}$  左右。大陆地壳的结构在横向和纵向上均表现出很强的不均一性，总体上看，由上向下亦可分为 3 层（图 3.15）：

**上地壳** 一般厚  $10 \sim 15\text{km}$ ，主要由沉积岩和变质岩组成，其中常侵入或穿插着一些来自下部层位的花岗岩和混合岩体。该层物质的平均化学成分接近中—酸性岩，大致与花岗闪长岩相当。物质的密度约为  $2.5 \sim 2.7\text{g/cm}^3$ ，地震波纵波速度随岩性不同变化较大，一般为  $4 \sim 6.1\text{km/s}$ 。

**中地壳** 一般厚  $5 \sim 10\text{km}$ ，横向厚度变化大，各地区厚度不一。该层主要由混合岩、花岗岩及糜棱岩等岩石组成，其平均化学成分接近于酸性岩，与花岗岩相当，其密度约为  $2.7 \sim 2.8\text{g/cm}^3$ ，地震波纵波速度一般为  $5.56 \sim 6.3\text{km/s}$ 。由于该层岩石中的含水性一般较下地壳强，并且其温度和压力又较上地壳高，因此，其岩石常表现出较强的塑性流变特征，地震波速度常出现壳内低速层，而视电阻率特征则常出现高导层。

**下地壳** 一般厚  $10 \sim 20\text{km}$ ，可能主要为麻粒岩、角闪岩及片麻岩组成，其中常散布着一些中、酸性的岩浆岩体，并可能穿插着较多的基性岩脉。下地壳物质的总体化学成分可能为中性，但略偏基性，相当于基性成分较高的闪长岩成分。该层物质的密度约为  $2.8 \sim 2.9\text{g/cm}^3$ ，地震波纵波速度一般为  $6.4 \sim 7.0\text{km/s}$ 。

总体来看，陆壳的厚度变化较大，结构较复杂，物质成分相当于中、酸性岩，物质的平均密度较洋壳小，约为  $2.7 \sim 2.8\text{g/cm}^3$ 。陆壳内岩石变形强烈，而且陆壳的形成年代较老，演化时间漫长。据岩石的同位素年龄测定，格陵兰的古老片麻岩年龄达 36 亿  $\sim$  40 亿 a 左右。现在一般认为地球的形成年龄为 46 亿 a。所以，陆壳自地球形成的早期便开始发育，并一直演化至今。

## 三、地壳的重力异常与重力均衡

如果以十分接近地球大地水准面形状的扁球体代表地球，并假设地球内部的物质呈同心层状分布，每一层密度均匀，这时可以求出地球上不同纬度的理论重力值，计算公式为：

$$g_{\psi} = 978.0327 (1 + 0.0053024 \sin^2 \psi - 0.0000059 \sin^2 2\psi) \text{ Gal}$$

（注： $\psi$  = 纬度，此公式为 1979 年国际大地测量及地球物理协会提出）

这样求得的重力值称正常重力值。但实际在地面某点用重力仪获得的重力观测值与该点的正常重力值常常存在偏差，这种偏差称重力异常。引起重力异常的原因主要有以下 3 个方面：

(1) 地面观测点并不在大地水准面上, 两者有一定高差, 观测点位置越高重力值越小; (2) 地面观测点与大地水准面之间的剩余物质所产生的附加重力值;

(3) 地球内部物质的密度分布不均匀, 不像理想的那样呈密度均匀的同心层状分布。

为了得到单纯由上述第三种因素引起的重力变化, 有必要消除高差的影响, 把地面的重力值换算成大地水准面上的相应值, 并消除观测点与大地水准面之间的剩余物质产生的附加重力, 这两项工作称为布格重力校正(注: 由法国大地测量学家布格所提出), 从进行了这两种校正的重力观测值中减去正常重力值所得的差称为布格重力异常, 差值为正称正异常, 差值为负称负异常。因此, 布格重力异常反映了地球特别是地壳内部物质密度的分布及不均匀性, 是研究地壳结构及矿产分布的重要手段。

理论与实践表明, 布格重力异常与地壳厚度(即莫霍面深度)存在着很好的相关性。由于地壳的密度较小(一般  $2.6 \sim 2.9\text{g/cm}^3$ ), 而地幔的密度较大( $> 3.3\text{g/cm}^3$ ), 所以, 地壳越厚, 或莫霍面的位置越低, 则布格重力异常值越小或负值越大; 反之, 地壳越薄, 或莫霍面位置越浅, 则布格重力异常值越大。对于一级地壳单元陆壳和洋壳来说, 洋壳薄, 莫霍面上凸, 因而布格异常通常为较高的正值, 如太平洋洋盆为  $+329\text{mGal}$ 、大西洋为  $+272\text{mGal}$ 、印度洋为  $+267\text{mGal}$ ; 而陆壳厚, 莫霍面下凹, 因而布格异常一般为负值, 如我国的四川盆地为  $-150\text{mGal}$  左右、青藏高原为  $-500\text{mGal}$  左右。在大陆地区内部, 山脉地区布格重力异常值低或负值较大, 反映山脉地区地壳厚, 莫霍面下凹深, 仿佛存在着“山根”; 而盆地或平原地区重力异常值高或负值较小, 反映其地壳变薄, 莫霍面变浅, 形成“反山根”(参见图 3.13)。所以, 地形高程常与莫霍面起伏形成一种类似镜像对称的关系。

重力异常研究对找矿勘探也具有重要意义。例如, 埋藏于地下的一些金属矿体, 由于其密度较大, 往往会引起局部重力异常值增高; 而在一些石油、天然气的埋藏区, 由于密度较小, 常会导致局部重力异常值降低。所以, 利用局部重力异常的存在及范围可以预测矿产的存在及分布范围。

如前所述, 区域重力异常与地壳厚度及莫霍面起伏具有相关性。即重力异常越高, 地壳越薄、莫霍界面越浅; 反之, 重力异常越低, 地壳越厚、莫霍面越深。这种现象反映了地表质量的过剩(地形隆起)由地壳深处质量的亏损(莫霍面的下拗)所补偿。这种地壳物质为适应重力的作用, 总是力求与其更深部的物质之间达到质量或重量上的平衡状态的现象称为地壳的重力均衡(isostasy)。

## 第四章 地质年代与地质作用

### 第一节 地质年代

研究地球及地壳的发展演化历史是地质学的重要任务之一。在长达 46 亿年的漫长地质历史中，地球上经历了一系列的地质事件，如生物的大规模兴盛与灭绝、强烈的构造运动、岩浆活动、海陆变迁等。地球的发展演变历史正是由这些地质事件所构成的。所以，要研究地球或地壳的历史，其中最重要、最基础的工作是必须确定这些地质事件的发生年代。

地质年代 (geologic time) 就是指地球上各种地质事件发生的时代。它包含两方面含义：其一是指各地质事件发生的先后顺序，称为相对地质年代；其二是指各地质事件发生的距今年龄，由于主要是运用同位素技术，称为同位素地质年龄。这两方面结合，才构成对地质事件及地球、地壳演变时代的完整认识，地质年代正是在此基础上建立起来的。

#### 一、相对地质年代的确定

岩石是地质历史演化的产物，也是地质历史的记录者，无论是生物演变历史、构造运动历史、古地理变迁历史等都会在岩石中打下自己的烙印。因此，研究地质年代必须研究岩石中所包含的年代信息。确定岩石的相对地质年代的方法通常是依靠下述三条准则。

##### (一) 地层层序律

地质历史上某一时代形成的层状岩石称为地层 (stratum)。它主要包括沉积岩、火山岩以及由它们经受一定变质的浅变质岩。这种层状岩石最初一般是以逐层堆积或沉积的方式形成的，所以，地层形成时的原始产状一般是水平的或近于水平的，并且总是先形成的老地层在下面，后形成的新地层盖在上面，这种正常的地层叠置关系称为地层层序律 (图 4.1)。它是确定同一地区地层相对地质年代的基本方法。当地层因构造运动发生倾斜但未倒转时，地层层序律仍然适用，这时倾斜面以上的地层新，倾斜面以下的地层老。当地层经剧烈的构造运动，层序发生倒转时，上下关系则正好颠倒。

##### (二) 化石层序律

地层层序律只能确定同一地区相互叠置在一起的地层的新老关系，要对比不同地区的地层之间的新老关系时就显得无能为力了，这时，地质学上常常利用保存在地层中的生物化石来确定。

地质历史上的生物称为古生物，化石 (fossil) 是保存在地层中的古代生物遗体和遗迹，它们一般被钙质、硅质等充填或交代 (石化)。18~19 世纪，古生物学家与地质学家通过对不同地质历史时期的古生物化石的深入研究，终于得出对生物演化的规律性认识——生物演化律，即生物演化的总趋势是从简单到复杂，从低级到高级；以往出现过的生物类型，在以后的演化过程中绝不会重复出现。前一句反映了生物演化的阶段性，后一句反映了生物演化的不可逆性。这一规律用来确定地层的相对地质年代时就表现为：不同时代的地层中具有不同的古生物化石组合，相同时代的地层中具有相同或相似的古生物化石组合；古生物化石组合的形态、结构愈简单，则地层的

时代愈老，反之则愈新。这就是化石层序律或称生物群层序律。利用化石层序律不仅可以确定地层的先后顺序，而且还可以确定地层形成的大致时代。图 4.2 是利用化石层序律对比甲、乙、丙 3 个地区的地层新老关系的例子，通过对比可建立统一的综合地层层序图。

### （三）地质体之间的切割律

上述两条准则主要适用于确定沉积岩或层状岩石的相对新老关系，但对于呈块状产出的岩浆岩或变质岩则难以运用，因为它们不成层，也不含化石。但是，这些块状岩石常常与层状岩石之间以及它们相互之间存在着相互穿插、切割的关系，这时，它们之间的新老关系依地质体之间的切割律来判定，即较新的地质体总是切割或穿插较老的地质体，或者说切割者新、被切割者老。如图 4.3，显示了几个地质体之间的切割及其新老关系。

## 二、同位素地质年龄的测定

相对地质年代只表示了地质事件或地层的先后顺序，即使是利用古生物化石组合的方法，也只能了解它们的大致时代。要更确切、更全面地了解地球的发展史，除了知道各种地质事件的先后顺序及大致时代外，必须定量地知道地质事件究竟发生在距今多少年的时候？延续的时间有多长？地质事件的剧烈程度或作用速率怎样？以及地球形成的确切年龄、地球或地壳发展演化的细节等等。所以，以年为单位来测定绝对地质年龄长期以来深受地质学界的重视。

早在 19 世纪，人们就已开始探索绝对年龄的计算方法。例如，有人曾根据沉积岩的厚度和沉积作用的大致速率来估算地球的年龄；还有人设想海水是由淡变成的，然后根据现代海洋中的总含盐量与流水每年从陆地带入海洋的盐量来估算地球的年龄等等。这些方法显然都是很原始的和不准确的，其结果当然也毫无意义。19 世纪末，放射性同位素的发现，为测定岩石的绝对年龄提供了科学方法，这种方法主要是利用放射性同位素的蜕变规律，因此被称为同位素地质年龄测定法。

放射性元素在自然界中自动地放射出（ $\alpha$  粒子）、（ $\beta$  电子）或（电磁辐射量子）射线，而蜕变成另一种新元素，并且各种放射性元素都有自己恒定的蜕变速度。同位素的衰变速度通常是用半衰期（ $T_{1/2}$ ）表示的。所谓半衰期，是指母体元素的原子数蜕变一半所需要的时间。例如，镭的半衰期为 1622 年，如果开始有 10g 镭，经过 1622 年后就只剩下 5g；再经过 1622 年仅只有 2.5g……依此类推。因此，自然界的矿物和岩石一经形成，其中所含有的放射性同位素就开始以恒定的速度蜕变，这就像天然的时钟一样，记录着它们自身形成的年龄。当知道了某一放射元素的蜕变速度（ $T_{1/2}$ ）后，那么含有这一元素的矿物晶体自形成以来所经历的时间（ $t$ ），就可根据这种矿物晶体中所剩下的放射性元素（母体同位素）的总量（ $N$ ）和蜕变产物（子体同位素）的总量（ $D$ ）的比例计算出来。其公式如下：

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{D}{N} \right)$$

式中  $\lambda$  为蜕变常数，与蜕变速度 ( $T_{1/2}$ ) 有关。关系式为  $\lambda = 0.639/T_{1/2}$ ，通常是在实验室中测定；N、D 值可用质谱仪测出。

自然界放射性同位素种类很多，能够用来测定地质年代的必须具备以下条件：

具有较长的半衰期，那些在几年或几十年内就蜕变殆尽的同位素是不能使用的；

该同位素在岩石中有足够的含量，可以分离出来并加以测定；

其子体同位素易于富集并保存下来。

表 4.1 用于测定地质年代的放射性同位素

母体同位素	子体同位素	半衰期( $T_{1/2}$ )	有效范围	测定对象
铷( $^{87}\text{Rb}$ )	锶( $^{87}\text{Sr}$ )	500 亿 a	} $T_0 \sim 10^8 \text{a}$	云母、钾长石、海绿石
铀( $^{238}\text{U}$ )	铅( $^{206}\text{Pb}$ )	45.1 亿 a		晶质铀矿、锆石、独居石、黑色页岩
铀( $^{235}\text{U}$ )	铅( $^{207}\text{Pb}$ )	7.13 亿 a		
钍( $^{232}\text{Th}$ )	铅( $^{208}\text{Pb}$ )	139 亿 a	$T_0 \sim 10^4 \text{a}$	云母、钾长石、角闪石、海绿石
钾( $^{40}\text{K}$ )	氩( $^{40}\text{Ar}$ )	14.7 亿 a		有机碳、化石骨骼
碳( $^{14}\text{C}$ )	氮( $^{14}\text{N}$ )	5692a	50000a ~ 今	
钐( $^{150}\text{Sm}$ )	钕( $^{144}\text{Nd}$ )			
氩( $^{40}\text{Ar}$ )	氩( $^{39}\text{Ar}$ )			云母、钾长石、角闪石、海绿石

注：表中  $T_0$  为地球年龄，约 46 亿 a。

通常用来测定地质年代的放射性同位素见表 4.1 所列。从表中可看出，铷—锶法、铀（钍）—铅法（包括 3 种同位素）主要用以测定较古老岩石的地质年龄；钾—氩法的有效范围大，几乎可以适用于绝大部分地质时间，而且由于钾是常见元素，许多常见矿物中都富含钾，因而使钾—氩法的测定难度降低、精确度提高，所以钾-氩法应用最为广泛； $^{14}\text{C}$  法由于其同位素的半衰期短，它一般只适用于 5 万 a 以来的年龄测定。另外，近年来开发的钐-钕法和  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  法以其准确度提高、分辨率增强，显示了其优越性，可以用来补充上述方法的一些不足。

同位素测年技术为解决地球和地壳的形成年龄带来了希望。首先，人们着手于对地球表面最古老的岩石进行了年龄测定，获得了地球形成年龄的下限值为 40 亿 a 左右，如南美洲圭亚那的古老角闪岩的年龄为  $(41.30 \pm 1.7)$  亿 a、格陵兰的古老片麻岩的年龄为 36 亿 ~ 40 亿 a、非洲阿扎尼亚的片麻岩的年龄为  $(38.7 \pm 1.1)$  亿 a 等等，这些都说明地球的真正年龄应在 40 亿 a 以上。其次，人们通过对地球上所发现的各种陨石的年龄测定，惊奇地发现各种陨石（无论是石陨石还是铁陨石，无论它们是何时落到地球上的）都具有相同的年龄，大致在 46 亿 a 左右，从太阳系内天体形成的统一性考虑，可以认为地球的年龄应与陨石相同。最后，取自月球表面的岩石的年龄测定，又进一步为地球的年龄提供了佐证，月球上岩石的年龄值一般为 31 亿 ~ 46 亿 a。综上所述，现在一般认为地球的形成年龄约为 46 亿 a。

### 三、地质年代表

19 世纪以来，地质学家和古生物学家，通过对全球各个地区新老不同的

地层进行对比研究，特别是对其中所含的古生物化石的对比研究，逐渐认识到地球和地壳在整个发展进程中，生物界的演化及无机界的演化均表现出明显的自然阶段性。于是，他们以地球演化的这种自然阶段性为依据，配合同位素地质年龄的测定，对漫长的地质历史进行了系统性的编年与划分，编制出一个在全球范围内能普遍参照对比的年代表，即地质年代表（表 4.2）。地质年代表的建立是地质学研究的重要成果，它为推进地质学的发展起到了重要作用，成为现代地质学必不可少的重要基础。

表 4.2 地质年代表

相 对 年 代				同位素年龄 Ma	生 物			
宙(宇)	代(界)	纪(系)	世(统)		植物	动物		
显生宙 (宇) PH	新生代 (界) Kz	第四纪(系)Q		全新世(统)Qh 更新世(统)Qp	2.48(1.64)	被子植物	哺乳动物	
		第三纪 (系) R	新第三纪(系)N		上新世(统)N <sub>2</sub> 中新世(统)N <sub>1</sub>			23.3
			老第三纪(系)E		渐新世(统)E <sub>3</sub> 始新世(统)E <sub>2</sub> 古新世(统)E <sub>1</sub>			65
	中生代 (界) Mz	白垩世(系)K		晚(上)白垩世(统)K <sub>2</sub> 早(下)白垩世(统)K <sub>1</sub>	135(140)	裸子植物	爬行动物 (恐龙)	
		侏罗纪(系)J		晚(上)侏罗世(统)J <sub>3</sub> 中(中)侏罗世(统)J <sub>2</sub> 早(下)侏罗世(统)J <sub>1</sub>	208			
		三叠纪(系)T		晚(上)三叠世(统)T <sub>3</sub> 中(中)三叠世(统)T <sub>2</sub> 早(下)三叠世(统)T <sub>1</sub>	250			
	古生代 (界) Pz	晚(上) 古生代(界) Pz <sub>2</sub>	二叠纪(系)P		晚(上)二叠世(统)P <sub>2</sub> 早(下)二叠世(统)P <sub>1</sub>	290	孢子植物	古爬行动物
			石炭纪(系)C		晚(上)石炭世(统)C <sub>2</sub> 早(下)石炭世(统)C <sub>1</sub>	362(355)		两栖动物
			泥盆纪(系)D		晚(上)泥盆世(统)D <sub>1</sub> 中(中)泥盆世(统)D <sub>2</sub> 早(下)泥盆世(统)D <sub>3</sub>	409		鱼

续表

相对年代				同位素年龄 Ma	生物		
宙(宇)	代(界)		纪(系)	世(统)	植物	动物	
显生宙 (宇) PH	古生代 (界) Pz	早(下) 古生代(界) Pz <sub>1</sub>	志留纪(系)S	晚(上)志留世(统)S <sub>3</sub> 中(中)志留世(统)S <sub>2</sub> 早(下)志留世(统)S <sub>1</sub>	439	孢子植物	无脊椎动物
			奥陶纪(系)O	晚(上)奥陶世(统)O <sub>3</sub> 中(中)奥陶世(统)O <sub>2</sub> 早(下)奥陶世(统)O <sub>1</sub>	510	藻类	
			寒武纪(系)	晚(上)寒武世(统) 3 中(中)寒武世(统) 2 早(下)寒武世(统) 1	570		
元古宙 (宇) PT	新元古代 (界)Pt <sub>3</sub>		震旦纪(系)Z	晚(上)震旦世(统)Z <sub>2</sub> 早(下)震旦世(统)Z <sub>1</sub>	800	菌藻类	
			青白口“纪”(“系”)Qb		1000		
	中元古代 (界)Pt <sub>2</sub>		蓟县“纪”(“系”)Jx		1400		
			长城“纪”(“系”)Chc		1800		
	古元古代(界)Pt <sub>1</sub>			2500			
太古宙 (宇)AR					3800		
冥古宙 (宇)HD					4600		

### (一) 地质年代单位及地层单位的划分

地质年代单位的划分是以生物界及无机界的演化阶段为依据的，这种阶段的延续时间常常在百万年、千万年甚至数亿年以上，并且常常是大的阶段中又套着小的阶段，小的阶段中又包含着更小的阶段。根据这种阶段的级次关系，地质年代表中划分出了相应的不同级别的地质年代单位，其中最主要的有宙、代、纪、世四级年代单位。

“宙”是最大一级的地质年代单位，它往往反映了全球性的无机界与生物界的重大演化阶段，整个地质历史从老到新被分为冥古宙、太古宙、元古宙和显生宙 4 个宙，每个宙的演化时间均在 5 亿年以上。

“代”是仅次于“宙”的地质年代单位，它往往反映了全球性的无机界与生物界的明显演化阶段。每个代的演化时间均在 5 000 年以上。

“纪”是次于“代”的地质年代单位，它往往反映了全球性的生物界的明显变化及区域性的无机界演化阶段。每个纪的演化时间在 200 年以上。

“世”是次于“纪”的地质年代单位，它往往反映了生物界中“科”“属”的一定变化。每个纪一般分为早、中、晚 3 个世或早、晚 2 个世。但在第三纪与第四纪中，世的名称比较特殊。

与上述各级地质年代单位相对应的年代地层单位为：宇、界、系、统，它们是在各级地质年代单位的时间范围内所形成的地层。两者的级别对应关系为：

地质年代单位	地层单位
宙 (eon)	宇 (eonothem)



代 (era) .....界 (erathem)  
纪 (period) .....系 (system)  
世 (epoch) .....统 (series)

如显生宙时期形成的地层称为显生宇；古生代时期形成的地层称为古生界；寒武纪时期形成的地层称为寒武系等等，依此类推。

此外，有些地区，常因化石依据不足或研究程度不够等原因，只能按地层层序、岩性特征及构造运动特点来划分地层单位，称为区域性地层单位或岩石地层单位。岩石地层单位一般包括群、组、段 3 级。“群”是最大的岩石地层单位，其范围可相当于统一系不等，有时甚至可大于系，群与群之间常有明显的地层不整合面分开；“组”一般是指岩性较均一或几种岩性有规律组合在一起形成的岩石地层单位，其范围通常小于或等于统；“段”是最小的岩石地层单位，通常反映一个组中具有相同岩性特征的某个特殊层位。

## (二) 地质年代表及其生物特征

按地质年代由老到新依次简要介绍如下：

冥古宙 (Hadean Eon) 具有“开天劈地”之意，是地球发展的初期阶段，目前在地球表面尚未见到或确证这一时期形成的大量岩石，这可能是该时期的地表岩石绝大部分已被后期改造的缘故。

太古宙 (Archaean Eon) 是已有大量岩石记录的最古老地质年代，这一时期的岩石一般是变质程度很高的变质岩，这一时期的生物仅有极原始的菌藻类。

元古宙 (Proterozoic Eon) 为较古老的地质年代，这一时期的岩石记录已十分普遍，元古宙包括古元古代、中元古代和新元古代 3 个代。

其中，中元古代和新元古代在我国被分为 4 个纪，由老到新依次为：

长城纪 (Changcheng Period) 名称来自于我国的万里长城；

蓟县纪 (Jixian Period) 名称来自于我国天津市的蓟县；

青白口纪 (Qingbaikou Period) 名称来自于我国北京市附近的青白口镇；

震旦纪 (Sinian Period) “震旦”是我国的古称。

这 4 个纪的地层在我国比较发育，研究较详细，因此我国地质学家用我国的名称给予了命名，但仅在国内通用，尚未得到国际公认，其它国家还有不同的名称。

元古宙的生物主要为各种原始的菌藻类，包括蓝藻、绿藻、红藻及一些细菌，此外还有少量海绵动物、水母及蠕虫等 (图 4.4)。

显生宙 (Phanerozoic Eon) 是开始出现大量较高等生物以来的阶段，它包括地球最近 5.7 亿年的历史，其中又分为古生代、中生代和新生代。

古生代 (Palaeozoic Era) 意为“古老生物”时代，包括 6 个纪，由老到新依次为：

寒武纪 (Cambrian Period) “寒武”是英国威尔士的古称，这一地质时期的地层在威尔士研究得最早；

奥陶纪 (Ordovician Period) “奥陶”是英国威尔士一个古代民族的名称，该时期地层也是在威尔士最早研究的；

志留纪 (Silurian Period) “志留”是曾经生活在英国威尔士边境

的一个古代部族的名称，在该边境地区最早研究了这一时期的地层；

泥盆纪 (Devonian Period) 该时期的地层在英格兰的泥盆郡研究得最早；

石炭纪 (Carboniferous Period) 因该时代地层中富含煤层得名，该名创于英国；

二叠纪 (Permian Period) 最早研究的该纪地层出露于乌拉尔山西坡的彼尔姆城 (Perm)，按音译应用彼尔姆纪，但因该地层具有明显二分性故按意译为二叠纪。

其中寒武纪、奥陶纪和志留纪为早古生代，泥盆纪、石炭纪和二叠纪为晚古生代。

早古生代是海生无脊椎动物繁盛的时代，包括三叶虫、珊瑚、海绵动物、苔藓虫、腕足类、笔石类、水母、海百合等 (图 4.5)。早古生代后期开始出现鱼类，到早古生代末期，原始的植物开始登陆，但主要是一些在海边生存的半陆生低等植物。

在晚古生代，虽然海生无脊椎动物仍较繁盛，但脊椎动物的发展表现更为突出。早古生代晚期出现的鱼类，在泥盆纪得到充分发展，并在泥盆纪晚期逐渐演化成原始两栖类，开始了动物登陆的历史。石炭纪是两栖类的繁盛时代，石炭纪中、晚期开始出现原始的爬行类。在二叠纪爬行动物得到进一步发展。晚古生代陆生植物群的蓬勃发展，成为其生物界的又一显著特征。这一时期主要为蕨类孢子植物，泥盆纪时期开始出现小型森林，到了石炭、二叠纪，各种高大的乔木类植物如节蕨、石松类、种子蕨、真蕨、科达类等开始形成高大森林，为成煤提供了良好的物质基础 (图 4.6)。

中生代 (Mesozoic Era) 意为“中期生物”时代，分为 3 个纪，由老到新依次为：

三叠纪 (Triassic Period) 该纪地层在德国南部研究最早，地层具明显三分性，“Tri-”即“三”的意思；

侏罗纪 (Jurassic Period) 在法国与瑞士交界的侏罗山最早研究了该纪的地层；

白垩纪 (Cretaceous Period) 英吉利海峡北岸，这一时代的地层中产出白色细粒的碳酸钙，拉丁文称之为 Creta，意为白垩，因此而得名。

中生代是爬行动物空前繁盛的时代。其中有以草食为主、身体庞大 (可长达 30m、重达 60t) 的雷龙、梁龙等；也有以肉食为主、身形灵活的霸王龙等。不仅陆地上有恐龙，海洋中有鱼龙、蛇颈龙等，天空中也有翼龙类等 (图 4.7)。中生代时期，鸟类、哺乳类动物开始逐渐形成。在无脊椎动物中，菊石、箭石类软体动物得到充分发展。中生代的植物以裸子植物占统治地位。

新生代 (Cenozoic Era) 意为“近代生物”的时代，其中包括第三纪 (Tertiary) 和第四纪 (Quaternary)。

第三纪和第四纪的名称起源于 18 世纪欧洲地质学家对地层系统的划分。当时，他们把地层由老到新分为第一系、第二系、第三系和第四系。第一系一般为结晶或变质程度较高的岩石，大致相当于古生界以前的古老岩系；第二系是富含生物化石的层状岩系，大致相当于中生界；而古生界当时被称为第一系与第二系之间的过渡系；第三系一般指半胶结或较疏松的岩

石；第四系指河谷或山麓等地的松散堆积物。后来，第一系、过渡系和第二系三词已被其它名称所代替，只有第三系和第四系被现代地质学所继承下来。

中生代末期是地球上生物演化的巨大变革时期之一，原来极其繁盛的爬行动物恐龙类在中生代末期突然全部绝灭，海洋中的盛极一时的菊石、箭石类（属软体动物）也几乎同时全部绝灭。而中生代逐渐形成的哺乳动物及鸟类，由于其适应性较强而逐渐取代了恐龙的位置。新生代是哺乳动物大发展的时代，其中绝大部分生活在陆地，但有的则生活于海中（如鲸鱼、海豚等）和空中（如翼手类）（图 4.8）。新生代晚期开始出现人类，这是地球上生物演化史的一次最重大飞跃。新生代的植物以被子植物占统治地位。

## 第二节 地质作用

物质是运动的。地球自形成以来，在漫长的地质历史过程中一直处于永恒的不断运动变化之中。例如，地表形态和景观会发生“沧海桑田”的变化、裸露地表的岩石会变得破碎、松散、火山活动喷发出大量的高温熔融物质、地震产生山崩地裂等。这些现象表明地球由于受到某些能量的作用，使其表面形态、内部物质组成及结构、构造等不断发生变化。

地质学把自然界引起地壳或岩石圈的物质组成、结构、构造及地表形态等不断发生变化的各种作用称为地质作用（geological process）；把引起这些变化的自然动力称为地质营力；而传播能量的媒介称为介质。地质作用一方面不停息地破坏着地壳或岩石圈中原有的物质成分、结构、构造和地表形态；另一方面又不断形成新的物质成分、结构、构造和地形形态。地质作用既有破坏性，又有再造性，是在破坏中再造，在再造中破坏，这对矛盾的统一体在其发展过程中不断改造着地壳或岩石圈，使其总是处于一种新的状态。

### 一、地质作用的能量来源

引起地质作用的能量来源主要包括地球外部的能源和地球内部的能源两种。

地球外部的能源主要是太阳辐射能和日月引力能。太阳以辐射的形式把热量传送到地球表面，使地表的温度发生变化，但由于不同纬度地区所接收的太阳辐射量不同，空气的温度、压力出现差异，从而产生空气对流和大气环流、水圈的运动等。日月引力能与地球旋转能共同作用可产生潮汐现象。此外其它星体作用及陨石的撞击等也起着一定的作用。

地球内部的能源主要包括重力能、地热能、地球旋转能及化学能、结晶能等。

重力能是由地球内部物质的引力产生的一种能量，在重力能的作用下，物质具有从高位能的地方向低位能的地方运动的趋势。

地热能是地球内部散发出的热量，这种热量认为有以下几个来源：上地幔中放射性元素蜕变产生的热能；地球体积在逐渐收缩过程中，一部分重力能转变而来的热能；地球形成时一部分动能转变而来并保留在地球内

部的热能；地壳运动过程中，动能转变而来的热能。

结晶能和化学能是在地壳及地幔内部化学成分的转变以及结晶过程中产生的，常以热能的形式表现出来。

地球旋转能是由地球绕地轴自转和绕太阳公转而产生的能量，但自转产生的旋转能远大于公转所产生的能量，这是因为自转的角速度大于公转的角速度。据估算，地球自转产生的旋转能为  $1 \times 10^{29} \text{J}$ 。

## 二、地质作用的类型

地质作用可根据能量来源和发生部位分为表层地质作用（surface process）和内部地质作用（internal process）两大类。

### （一）表层地质作用

表层地质作用是指主要由地球外部的能源引起的、发生在地球表层的地质作用（又称外动力地质作用或外力地质作用）。

主要来自地球以外的太阳辐射能和日月引力能等促使了地球外部圈层——大气圈、水圈、生物圈的运动与循环，使它们成为改造地壳表面或表层的直接动力（即地质营力）。同时，在地球外部圈层的运动过程中，地球内部的重力能与旋转能等也起着重要作用。

地质营力总是通过一定的介质来起作用的。表层地质作用的地质营力按介质的物理状态（液、固、气）分为3种情况：介质为液态（即水）的营力主要有地面流水、地下水、湖泊和海洋；介质为固态的营力主要有冰川；介质为气态的营力主要为大气和风。所以，由这些营力在表层产生的作用分别称为地面流水的地质作用、地下水的地质作用、海洋的地质作用、湖泊的地质作用、冰川的地质作用及风的地质作用等。

虽然表层地质作用的营力有多种类型，介质条件差异甚大，地质作用的特点也各不相同，但每种营力一般都按照风化作用、剥蚀作用、搬运作用、沉积作用和成岩作用这样的过程进行。这几种作用既代表了表层地质作用的序列，也是表层地质作用的主要类型。

风化作用是指在地表或近地表环境下，由于气温、大气、水及生物等因素作用，使地壳或岩石圈的岩石、矿物在原地遭受分解和破坏的地质作用。风化作用使地表岩石变得松软，为剥蚀作用创造条件，是表层作用的前导。

剥蚀作用是指各种地质营力（如风、水、冰川等）在其运动过程中对地表岩石产生破坏并将破坏物剥离原地的作用。剥蚀作用不断破坏和剥离地表物质，使地表形态发生改变，形成新的地形。剥蚀作用按方式可分为机械剥蚀作用、化学剥蚀作用和生物剥蚀作用。按地质营力类型又可分为地面流水、地下水、海洋、湖泊、冰川及风的剥蚀作用等。

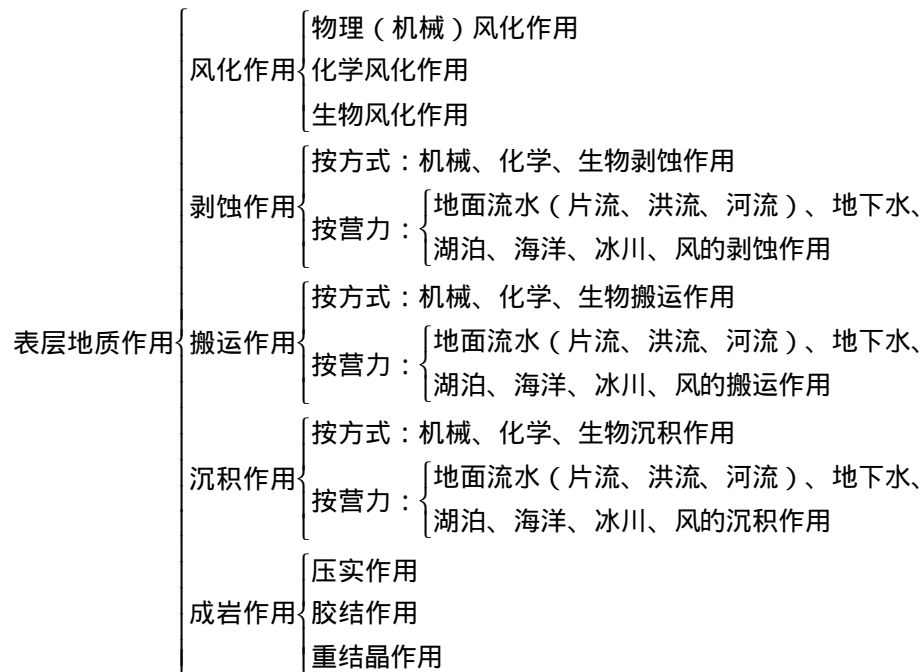
搬运作用是指经风化作用、剥蚀作用剥离下来的产物，随运动介质从一地搬运到另一地的作用。搬运作用与剥蚀作用是紧密联系在一起，物质剥离原地的同时也是其进入搬运状态的时刻。搬运作用有机械、化学和生物搬运3种方式。不同营力（地面流水、地下水、海洋、冰川、风等）搬运作用的方式、特点也不尽相同，搬运作用是一种中间过程。

沉积作用是指各种营力搬运的物质，在介质动能减小或物化条件发生改变以及生物作用下，在新的场所堆积下来的作用。沉积作用的场所常是能使介质动能减小或物化条件变化的地方，如山坡脚、冲沟口、河口区、海洋、

湖泊等。沉积作用也具有机械、化学和生物沉积作用 3 种方式。按营力又可分为地面流水、地下水、海洋、湖泊、冰川和风的沉积作用。

成岩作用是指使松散沉积物固结形成沉积岩的作用。经沉积作用形成的沉积物，在适当的条件下（如埋藏一定的深度），在胶结、压实和重结晶的作用下，它们就可固结成岩石。

表层地质作用的类型可归纳如下：



## （二）内部地质作用

内部地质作用是指主要由地球内部能源引起的地质作用（又称内动力地质作用或内力地质作用）。内部地质作用一般起源和发生于地球内部，但常常可以影响到地球表层，如火山作用、构造运动等。

内部地质作用主要包括岩浆作用、变质作用和构造运动。

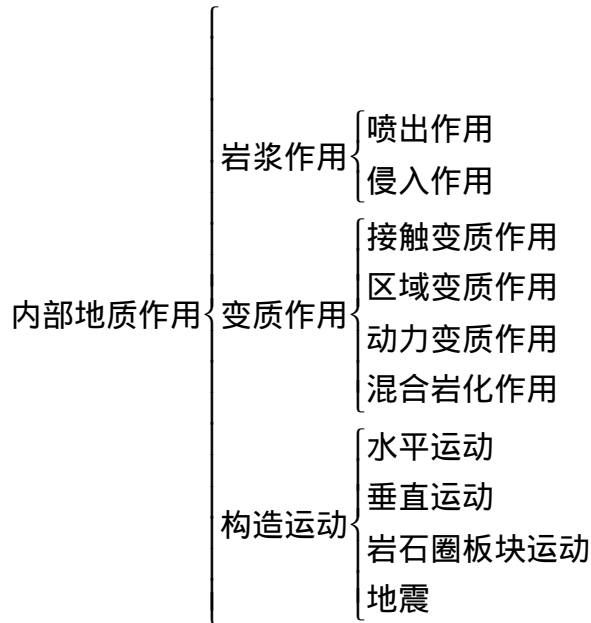
岩浆作用是指在岩浆的形成、运动直到冷凝、结晶成岩石的过程中，岩浆本身及其对围岩所产生的一系列变化。岩浆是地下深处主要由硅酸盐组成的高温熔融体，并在巨大的压力驱使下向地壳的薄弱地带运移，在其运移过程中，由于物理、化学条件的变化，除岩浆自身发生变化外，还对围岩产生机械挤压和使围岩的物质成分和物理性状发生改变。从岩浆侵入到围岩（未喷出地表）并冷凝结晶形成岩石的全过程，称侵入作用，形成的岩石称侵入岩。当岩浆喷出地表，在地表的条件下冷凝形成岩石并使地表形态发生变化的过程称火山作用（喷出作用），形成的岩石称火山岩（喷出岩）。

变质作用是指在地下特定的地质环境中，由于物理、化学条件的改变，使原来的岩石（包括沉积岩、岩浆岩及变质岩）基本上在固体状态下发生物质成分与结构、构造变化，从而形成新的岩石的地质作用。新形成的岩石称变质岩。变质作用通常是在地表以下较高的温度和压力条件下进行的，并且常常有化学活动性流体参加作用。

构造运动是指主要由地球内部能源引起的地壳或岩石圈物质的机械运动。常以岩石变形、变位、地表形态的变化等形式表现出来。按物质的运动方向可分为水平运动和垂直运动。水平运动是指组成地壳的物质发生沿地球切线方向的运动。水平运动主要引起地壳的拉张、挤压、平移或旋转等，有

时可使岩石发生强烈变形和变位，形成高大的褶皱山系。垂直运动是指地壳物质沿地球半径方向作上升和下降的运动。它可以造成地表地势高差的改变，引起海陆变迁等。岩石圈的大规模构造运动常常表现为岩石圈的一些大型板块的相互作用与相对运动。地震是构造运动的一种表现形式，是地壳的一种快速运动。当地表下的岩石受力产生变形，在变形的过程中，机械能就不断的累积，当积累到一定的限度时（岩石的破裂极限），岩石就会发生破裂，在破裂的同时，大量的机械能就会释放出来，地壳受到猛烈冲击而发生震动，从而产生地震。

内部地质作用类型可归纳如下：



## 第五章 风化作用与剥蚀作用

### 第一节 风化作用

风化作用 (weathering) 是指在地表或近地表的条件下, 由于气温、大气、水及生物等因素的影响, 使地壳或岩石圈的矿物、岩石在原地发生分解和破坏的过程。风化作用在地表极为常见, 几乎无时不有、无处不在。出露地表的岩石之所以能发生风化作用, 那是因为地表以下的物理化学环境与地表是迥然不同的。地下温度高、压力大、缺乏游离氧、没有生命活动或很弱等; 而地表气温低, 且年、月、日变化频繁, 有大气和生物的作用, 特别是具有溶有各种气体及化学组分的水溶液的作用。由于这种环境的变化, 露出地表的岩石必然会发生一系列的物理、化学性质的变化来适应新的环境。风化作用的重要特征是岩石或矿物在原地遭受分解和破坏, 风化的产物仍保留在原地。

#### 一、风化作用的类型

根据风化作用的方式和特点, 风化作用可分为物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用。

##### (一) 物理风化作用

物理风化作用 (physical weathering) 是指主要由气温、大气、水等因素的作用引起的矿物、岩石在原地发生机械破碎的过程。在此过程中, 矿物、岩石的物质成分不发生变化, 只是从整体或大块崩解为大小不等的碎块。物理风化常有以下几种方式。

##### 1. 温差风化

是指由于岩石表层温度周期性的变化而使岩石崩解的过程。任何物质受热后体积发生膨胀, 遇冷则体积收缩, 岩石也不例外。在白天, 当岩石受太阳光照射时, 岩石表面的温度升高, 表层体积就会膨胀, 同时一部分热量向岩石的内部传递, 但由于岩石是不良的热导体, 热量传播得较慢, 因而内部的温度上升很慢, 体积膨胀的量也很小。这样, 在岩石表层与岩石的内部之间, 由于体积膨胀的差异, 就形成平行岩石表面的裂隙 (图 5.1)。到了夜间, 岩石表面热量散发较快, 温度下降, 体积收缩, 而内部的热量散发慢, 体积还处于膨胀的状态, 从而产生了表层收缩、内部膨胀的不协调情况。这样, 在表层也就形成了垂直岩石表面的裂隙。久而久之, 岩石表层的裂隙扩大, 岩石破碎。当外层破碎之后, 这种膨胀—收缩过程就不断向岩石内部发展, 最终, 整块岩石完全崩解形成碎屑。当然, 这一过程是缓慢的, 人们不易察觉。温度变化的速度和幅度对温差风化作用影响较大, 变化速度愈快、幅度愈大, 岩石的膨胀和收缩交替得也愈快、伸缩量也愈大, 岩石破碎得也愈快, 所以这种风化作用在干旱的沙漠地区最为常见。

##### 2. 冰劈作用

是指因充填于岩石裂隙中的水结冰体积膨胀而使岩石崩解的过程。据实验, 水结冰时体积增加 9.2%, 可产生 96MPa 的压力。当充填于岩石裂隙中的水结冰时, 由于体积膨胀对周围岩石产生压力, 使裂隙扩大; 冰融后, 扩

大了裂隙又有水渗入，当水再次结冰时，裂隙又得到进一步的扩大。这样，由于岩石裂隙中的水反复结冰和融化，裂隙不断地扩大、加深，最终使岩石崩解（图 5.2）。这种风化作用在日常生活中例子就是自来水管“冻裂”。冰劈作用主要发生在水寒地区和高山地带，尤以温度在 0℃ 上下波动的地区最为发育。

指充填于岩石孔隙、裂隙中含盐分的溶液，因水溶液浓度的变化，盐类出现结晶和溶解使岩石破碎的过程。这种风化作用常见于干旱和半干旱地区，其原理类似于冰劈作用。在白天，因温度升高，岩石中含盐分溶液的水分蒸发，盐分过饱和而结晶出来，体积增大，对裂隙周围产生压力，扩大裂隙空间。如过饱和明矾溶液结晶后体积增大 0.5%，对围岩产生 4MPa 的压力。在夜间，盐类吸收大气中或地下水的水分而溶解，溶液渗入岩石裂隙中。这种作用反复进行，也会使岩石裂隙扩大、崩解。在北方常听人们说“墙脚被碱掉了”，实质上就是该风化作用的结果。

#### 4. 层裂或卸载作用

埋藏地壳较深处的岩石，如岩浆岩、变质岩、沉积岩，都承受上覆岩石重量而产生的静压力，一旦由于某种原因（地壳运动、剥蚀作用、人工采石等），上覆岩石被剥蚀掉而出露地表，岩石就因卸载而产生向上或向外的膨胀作用，从而形成一系列平行、垂直地表的裂隙，促使岩石层层剥落和崩解，这种现象又称层裂或卸载作用。

### （二）化学风化作用

化学风化作用(chemical weathering)是指岩石在原地以化学变化(反应)的方式使岩石“腐烂”、破碎的过程。在此过程中，不仅岩石发生破碎、崩解，而且在温度及含有化学组分的水溶液影响下，岩石的物质成分也将发生变化，这与物理风化作用有本质的区别。化学风化作用通常有以下几种方式。

#### 1. 溶解作用

指水溶液溶解岩石的某些易溶成分，使其松软、破碎、崩解的过程。任何矿物都能溶于水，只是溶解度大小不同而已，但溶解作用在易溶的矿物或岩石中作用更为明显。在通常的情况下，最易溶于水的是卤化物和硫酸盐矿物，如 NaCl（石盐）；其次是碳酸盐矿物，如方解石（CaCO<sub>3</sub>）；最难溶于水的是硅酸盐矿物，如长石、云母等。溶解作用的结果一方面是易溶解的物质溶解于水溶液，并随水溶液带走，使岩石孔隙增加，硬度减小，易于破碎；另一方面难溶物质残留原地形成风化产物。

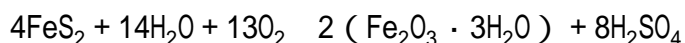
#### 2. 氧化作用

是指矿物、岩石与大气或水中的游离氧起化学反应形成氧化物使岩石破碎的过程，常把在地表能够发生氧化作用的地带称为氧化带。据测试，大气中的含氧量为 21%，自然界中的水溶液中含氧量常超过溶解于水中气体总量的 30%，所以地表到处充满着氧，因此氧化作用是地壳表层最常见的化学风化作用之一，如铁生锈就是氧化作用的结果。

自然界中一些多价态的金属元素，在氧化作用下很容易由低价态转变成高价态，如 Fe<sup>2+</sup>、Fe<sup>3+</sup>、Mn<sup>2+</sup>、Mn<sup>4+</sup>、Cu、Cu<sup>2+</sup>，使其在地表的环境中更稳定。我们常见的有低价态的铁氧化成高价态的铁，如黄铁矿（FeS<sub>2</sub>）在地表（氧



化环境)的条件下很容易氧化成褐铁矿( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ):

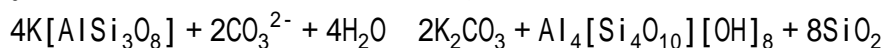


(黄铁矿)

(褐铁矿)

黄铁矿氧化成褐铁矿后,在颜色、成分、结构上都发生了变化,矿物变得松软多孔。一些含铁金属硫化物矿床的露头经风化后形成红褐色或黑褐色的外表,主要由褐铁矿组成,俗称“铁帽”,它指示其下埋藏有金属硫化物矿床,是寻找硫化物矿床的重要标志。

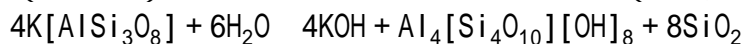
水解作用是指水离解出的 $\text{OH}^-$ 离子与矿物离解出的阳离子,如 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 等,结合形成带 $\text{OH}^-$ 新矿物的过程。碳酸化作用是指当 $\text{CO}_2$ 溶解于水中时,形成 $\text{CO}_3^{2-}$ 和 $\text{HCO}_3^-$ 离子,它们与矿物中的阳离子( $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ )结合形成易溶于水的碳酸盐或碳酸氢盐的过程。在自然界,水中或多或少都溶解有 $\text{CO}_2$ ,所以水解作用和碳酸化作用常常是同时发生的,两者相互促进。碳酸化作用形成碳酸盐或碳酸氢盐,并随水溶液带走,从而加速了水溶液对矿物离解的过程。以自然界分布极广的钾长石为例:



(钾长石)

(高岭石)

(蛋白石)



(钾长石)

(高岭石)

(蛋白石)

钾长石在水解和碳酸化作用过程中, $\text{K}^+$ 离子与 $\text{OH}^-$ 或 $\text{CO}_3^{2-}$ 离子化合形成 $\text{KOH}$ 或 $\text{K}_2\text{CO}_3$ 被水溶液带走;部分的 $\text{SiO}_2$ 析出,其中一部分以胶体的形式被水带走,而另一部分残留在原地凝聚成蛋白石;未析出的 $\text{SiO}_2$ 与 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 则按不同比例组合成各种粘土矿物,如高岭石、蒙脱石等。高岭石在地表条件下很稳定,堆积在原地,但如果在湿热的气候条件和含 $\text{CO}_2$ 、有机酸的水溶液作用下,高岭石还可进一步水解成铝土矿和蛋白石。

所以在潮湿炎热的气候条件下,钾长石风化的最终产物是铝土矿和蛋白石,或为含铝质和铁质的残积物。斜长石在水解和碳酸化作用的分解过程与钾长石相似。

需要指出的是,在自然界以上的各种化学风化作用过程都是缓慢的,每种化学风化作用也不是孤立存在的,它们都是相互影响,相互促进,共同破坏着地表岩石。

### (三) 生物风化作用

由生物的生命活动引起岩石的破坏过程称生物风化作用(biological weathering)。覆盖在地球表面的生物圈,存在着无数的生物,它们在活动过程中必然对地球表面的物质产生作用。据目前的研究成果表明,任何一种矿物、岩石的破坏,在某种程度上或多或少都有生物作用的参与。具体地说,生物是通过物理的和化学的两个方面对岩石进行破坏,因此又可分为生物物理风化作用和生物化学风化作用,但生物化学风化作用更为普遍些。由生物活动导致岩石的机械破碎过程称生物物理风化作用,常见的一种形式就是根劈作用(图 5.3)。生长在岩石裂隙中的植物,随着植物的长大,根系也逐渐长大膨胀,促使岩石裂隙扩大、加深,以致崩解,这种作用在植被茂盛、岩石裂隙发育的地区是非常常见的。

由于生物活动引起岩石化学成分变化而使岩石破坏的过程称生物化学风化作用。这种作用通常是通过生物在新陈代谢过程中分泌出的物质和死亡之后腐烂分解出来的物质对岩石起化学反应完成的。生物在新陈代谢过程中，一方面从土壤和岩石中吸取养分，而另一方面又分泌有机酸、碳酸、硝酸等酸类物质以分解矿物，促使矿物中一些活泼的金属阳离子（ $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ ）游离出来，一部分供生物吸收，另一部分随水溶液带走，从而使岩石破碎。生物死亡之后逐渐聚集起来，在还原环境下发生腐烂分解，形成一种暗黑色胶状物质，称腐殖质，它含有机酸，对矿物、岩石有着腐蚀作用，使它们分解、破碎。

总之，上述的物理、化学、生物风化作用都是具有独立意义的，但在多数情况下，它们是相互伴生、相互影响、相互促进的。只是在不同的地区、不同的气候条件、不同的时期以某种风化作用为主，如在寒冷地区以冰劈作用为主，在湿热的地区化学风化作用强烈。

## 二、风化作用的产物

### （一）物理风化作用的产物

物理风化作用是一种纯机械的破坏作用，其结果是使岩石崩解成粗细不等、棱角明显的碎块。如果没有其它的地质作用（剥蚀作用），碎屑常覆盖在原岩的表面，其成分与原岩一致。如果地形较陡，岩石碎屑在重力的作用下，向坡下滚动或坠落，堆积在坡脚。由于惯性力的作用，粗大的碎块滚得较远，堆积在下部；而细小的碎块滚得较近堆积在上部。形成上部岩石碎屑小，下部岩石碎屑粗的堆积体，称倒石锥。

### （二）化学风化作用的产物

化学风化作用的最终产物包括两部分：一是能溶于水中的可迁移物质；一是难于迁移，堆积在原地的残积物。

能溶于水的可迁移物质包括各种易溶盐类、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 的氢氧化物和少部分难溶物质（如 $\text{Si}^{4+}$ 、 $\text{Al}^{3+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$ 、 $\text{Mn}^{4+}$ 等氧化物或氢氧化物胶体），易溶物质在水中常以真溶液形式迁移，而部分难溶物质常以胶体的形式被迁移。残积物主要为难溶物质、岩石碎屑和风化形成的矿物，如石英碎屑、蒙脱石、高岭石、铝土矿、蛋白石、褐铁矿等。

矿物和岩石在化学风化过程中是逐步分解的，由于各种矿物的物理、化学性质不同，在分解过程中难易程度也不一样。换句话说，就是矿物的抗风化能力的强弱之别。据研究，在自然界中各类矿物抗风化能力的顺序是：氧化物、氢氧化物 > 硅酸盐 > 碳酸盐 > 硫化物 > 卤化物、硫酸盐；几种常见矿物抗风化能力的顺序是：石英 > 白云母 > 长石 > 黑云母 > 角闪石 > 辉石 > 橄榄石。

表 5.1 元素的迁移系列

元素的迁移系列	迁移系列元素的组成
1. 极易迁移的元素	Cl ( Br、B、I )、S
2. 易被迁移的元素	K、Ca、Na、Mg、F、Sr、Zn、U
3. 可迁移的元素	SiO <sub>2</sub> ( 硅酸盐的 )、Mn、P、Ba、Rb、Ni、Cu
4. 略可迁移的元素	Al、Fe、Ti
5. 实际不迁移的	SiO <sub>2</sub> ( 石英 )

( 据彼列尔曼, 1972 简化 )

同样, 组成矿物的元素在矿物分解过程中也是逐步分离出来的。由于各种元素的化学性质不同, 在析出的过程中就有难易之分。常见元素的迁移系列如表 5.1 所示。表中所列的 1、2 系列元素在化学风化过程中总是最先被析出, 组成易溶盐类被河水、地下水带走, 这些元素是构成卤化物、硫酸盐的主要元素。表中 3、4 系列元素只能作短距离迁移或残留原地, 这两系列元素主要组成硅酸盐或氢氧化物矿物, 所以残积物中多含 SiO<sub>2</sub> 和 Fe、Al 的氢氧化物或含水氧化物。

### ( 三 ) 生物风化作用的产物

生物风化作用的产物包括两部分: 一部分是生物物理风化作用形成的矿物、岩石碎屑, 在成分上与原岩相同; 另一部分是生物化学风化作用的产物, 其特征是在物质成分上与原岩不一样。生物风化作用的一种重要产物就是土壤, 确切地说它是物理、化学和生物风化作用的综合产物, 但尤以生物风化作用为主, 使其富含腐殖质。土壤一般为灰黑色、结构松软、富含腐殖质的细粒土状物质, 与一般残积物的主要区别在于含有大量腐殖质, 具有一定的肥力。

### ( 四 ) 风化壳

地表岩石经物理、化学、生物风化的长期作用, 形成由风化产物组成的、分布于大陆基岩面上的不连续薄壳, 称为风化壳。风化壳覆盖在陆地表面, 由于表层和下部的岩石所经受的风化强度不一样, 表层的风化程度要深, 而下部的风化程度要浅, 因此, 在剖面上自上而下的风化产物在成分和结构上都有明显的差异, 所以风化壳在剖面上可以分为若干层。如以花岗岩的风化壳为例, 一般自上而下可分为 4 层 ( 图 5.4 )。

. 土壤层 呈深褐灰色, 质细且疏松, 富含腐殖质, 植物根系较多。原岩的矿物成分、结构基本消失。厚薄不一, 一般以 20 ~ 50cm 较多。常是综合风化作用的结果。

. 残积层 呈黄褐、褐红色, 质细松软, 原岩的结构、构造消失, 主要由粘土矿物组成, 一般不含腐殖质。原岩中的黑云母风化成蛭石, 长石类矿物风化成高岭土等。以化学风化作用为主。

. 半风化层 呈淡褐色, 原岩的结构、构造部分保存, 但岩石已松软。岩石的部分矿物成分发生变化。

. 基岩 未风化的原岩。

实际上, 不同种类岩石形成的风化壳的分层也不一样, 有的分层很完整, 如花岗岩、粘土岩等, 而有的风化壳只有土壤层、残积层, 如灰岩等。在风化壳剖面上这 4 层的界面是不清晰的, 呈渐变过渡, 且凹凸不平, 这主要受岩石的性质及引起风化作用因素的影响。风化壳的构成 ( 分层 ) 和特点不仅受岩石性质的影响, 还受气候条件的影响。在不同气候条件下, 由于影响风化作用因素的不同, 从而产生具有不同特征的风化产物, 也就构成具有不同

特点的风化壳。如寒冷地区形成碎屑型风化壳、湿热地区形成砖红土型风化壳等。

地质历史时期形成的风化壳称古风化壳。古风化壳常保存在岩层或沉积物中，如华北地区下奥陶统与上石炭统之间保存有一古风化壳；黄土高原的黄土中也保存有多个古风化壳。由于古风化壳形成后受到其它地表营力的剥蚀作用，多数保存不完整，厚度也很小。

#### （五）土壤

土壤是指地球表面陆地上能够生长植物的疏松表层。土壤之所以能够生长植物，是因为它具有一定的肥力。所谓土壤肥力就是指土壤具有长期不断地供应和调节植物生长过程中所需要的养分、水分、空气和热量的能力。土壤一般是在风化壳（如山区土壤）和松散沉积层（如平原、盆地区土壤）的基础上，经生物及其他风化作用的综合改造而形成的。

土壤的主要组成有腐殖质、矿物质、水分和空气。腐殖质是生物、微生物遗体在风化产物中不断聚集腐烂后变成的，它的存在与否是土壤与其他松散堆积物的主要不同点。土壤中的矿物质由风化过程中形成的和残存的各种粘土矿物以及石英、长石、角闪石、云母等组成，这些矿物质与土壤中的腐殖质、水分和空气相互作用，使土壤性质多变，形成复杂的肥力性状。土壤的厚度一般 50~60cm 到 1~2m，最厚可达 10m 以上。发育成熟的土壤剖面，根据其成分、颜色和结构特点，自上而下可分为 3 层（图 5.5）。

A. 表土层 有机质丰富，由于腐殖质的积聚常呈暗色，为黑、灰、浅灰色，是耕作的对象。在该层的上部，腐殖质相对富集，颜色也相对较暗，被称为腐殖质层；该层下部，由于风化和水的向下淋滤作用，造成物质的淋溶，颜色较上部要浅，被称为淋溶层或淋滤层。

B. 淀积层或心土层 有机质较表土层低，由于雨水不断渗入，从上层淋滤下来的部分物质在这里沉淀。淀积的物质主要有氧化铁、氧化铝、腐殖质、石膏和碳酸钙等。本层很少受到耕作的影响，但是其性质在很大程度上决定土壤肥力。

C. 母质层 受生物风化或改造作用较弱，在基岩风化壳剖面中相当于残积层和半风化层，在松散沉积物剖面中相当于未受生物改造或改造很弱的沉积层，该层与淀积层呈过渡关系。

在不同地区、不同气候条件下土壤的特征是不一样的，土壤的类型与分布主要与气候带有关。主要的土壤类型有红壤、黄壤、棕壤、褐土、黑土、黑钙土、栗钙土、荒漠土、冰沼土、水稻土和盐碱土等。不同的土壤类型可反映其形成时的不同气候环境，如我国东北地区分布的黑土与黑钙土主要形成于温带—寒温带气候，我国南方地区分布的红壤与黄壤主要形成于热带—亚热带的湿热气候，我国西北地区分布的栗钙土和盐碱土主要形成于干旱或半干旱气候。土壤不仅现在可以形成，在地质历史时期也可形成，那称为古土壤，它们保存在沉积物或岩层中，古土壤是研究和恢复古气候、古环境的重要依据。

### 三、影响风化作用的因素

影响风化作用的因素主要有气候、植被、地形和岩石特征等方面。

### （一）气候和植被

气候因素包括温度、降雨量和湿度，它们是控制风化作用的重要因素。

温度一方面通过控制化学反应速度来控制化学风化作用的进行，另一方面又直接影响物理风化作用，如温差风化、冰劈作用。降雨量和湿度则是通过介质的温度变化、水溶液成分的变化、植被的生长来影响物理、化学和生物的风化作用。

在地表的不同气候带，气候条件相差很大。在两极及高寒地区，气温低，植被稀少，地表水以固态的形式存在为主，所以在该地区以物理风化作用为主，尤以冰劈作用盛行为特征，而化学风化作用和生物风化作用很弱。在干旱的沙漠地带，植被稀少，气温日、月变化大，降雨量少，空气干燥，所以化学风化作用和生物风化作用非常之弱，而以物理风化作用为主，如温差风化、盐类的结晶和潮解作用是这些地区风化作用的主要形式。在低纬度的炎热潮湿气候区，雨量充沛，植被茂盛，温度高，空气潮湿，所以化学反应的速度较快，故化学风化作用和生物风化作用显著，风化作用的深度往往达数米。如果这些地区气候在较长时间内保持稳定，岩石的分解作用便能向纵深方向发展，形成巨厚的风化产物。这种气候条件也是形成风化矿产——铝土矿最有利的条件。

植被对风化作用的影响表现在两个方面：一方面直接影响生物的风化作用，植被茂盛生物风化作用强烈，而植被稀少的地方生物风化作用就弱；另一方面又间接地影响物理风化作用和化学风化作用过程。岩石表面长满植物，减少了岩石与空气的直接接触，降低了岩石表面的温差变化，削弱了物理风化作用。但植被的茂盛却带来了更多的有机酸和腐殖质，使周围环境中水溶液更具有腐蚀能力，从而又加速了化学风化作用的进程。实际上植被对风化作用的影响与气候条件是分不开的，气候潮湿炎热，植被茂盛；而干旱、寒冷，植被稀少。

气候和植被对土壤的影响最为显著，不同的气候带都有其典型的土壤类型，当气候条件发生改变时，土壤类型也随之发生改变，因此有人把土壤称为“气候的函数”。如在寒冷潮湿的苔原气候带常形成冰沼土，在热带和温带的荒漠地区形成荒漠土，在温带落叶阔叶森地区形成棕壤和褐土。

### （二）地形

地形条件包括三个方面：一是地势的高度，二是地势起伏，三是山坡的方向。

地势的高度影响气候的局部变化，中低纬度的高山区具有明显的气候垂直分带，山脚气候炎热，而山顶气候寒冷，植被特征也不一样，因而影响风化作用的类型和速度。在我国云南的大部分地区这种现象很明显。

地势的陡缓影响到地下水位、植被发育及风化产物的保存，因而也影响风化作用的进行。地势较陡的地区，地下水位低、植被较少，风化产物不易保存，使基岩不断裸露，从而加速了风化作用的进行。

阳坡、阴坡的风化作用类型和强度也不一样。阳坡日照时间长，湿度较高，植被较多，所以风化作用较强烈。如喜马拉雅山南坡面临印度洋，气候炎热、潮湿，化学和生物风化作用很强烈，而北坡干、冷，主要发育物理风化作用。

### （三）岩石特征

岩石特征对风化作用的影响包括岩石的成分、结构、构造和裂隙。

**岩石成分** 不同的矿物具有不同的抗风化能力，那么由不同矿物组成的岩石其抗风化能力也就不同。如由橄榄石、辉石、长石等组成的岩浆岩容易风化，而由石英砂颗组成的沉积岩抗风化能力就很强。因此，抗风化能力较弱的矿物组成的岩石被风化后而形成凹坑，而抗风化能力强的组分相对凸出，在岩石表面就出现凹凸不平的现象，这称差异风化作用。

**岩石的结构、构造** 组成岩石的矿物粒径、分布特征、胶结程度及层理对风化作用的速度和强度都有明显的影响。在其它条件相同的情况下，由细粒、等粒矿物组成及胶结好的岩石抗风化能力较强，风化速度较慢。

**裂隙** 岩石的裂隙发育使岩石与水溶液、空气的接触面积增大，增强水溶液的流通性，从而促进风化作用的进行。如果一些岩石的矿物分布均匀，如砂岩、花岗岩、玄武岩等，并发育有三组近于互相垂直的裂隙，把岩石切成许多大小不等的立方岩块，在岩块的棱和角处自由表面积大，易受温度、水溶液、气体等因素的作用而风化破坏掉，经一段时间风化后，岩块的棱、角消失，在岩石的表面形成大大小小的球体或椭球体（图 5.6），这种现象称球形风化作用。

研究风化作用具有很重要的意义。在风化作用过程中，一些难溶的元素或物质在原地及其附近堆积起来可富集成有用的矿产，如铁矿、铝土矿、镍矿等。据目前的资料统计，与风化作用有关的铝土矿占世界总储量的 85%；风化作用还可形成一些找矿标志如“铁帽”等。研究古风化壳对了解一个区域的地壳发展历史很重要，因古风化壳代表了较长时间的陆上环境，反映了地壳的一次上升运动。土壤是气候的函数，研究古土壤（主要是第三纪及第四纪的古土壤，更老的古土壤难于辨认）有助于恢复古气候、古地理环境。由于风化的岩石强度减弱、透水性增加，对工程建筑极为不利，所以在修建大型工程时要了解风化壳的分布和厚度以及被风化岩石的强度等，以便采取相应的措施以保证工程的质量。此外，风化壳及风化作用研究对于农林业种植及国土利用也具有现实意义。

## 第二节 剥蚀作用

地表的矿物、岩石，由于风化作用，可以使其分解、破碎，在运动介质作用下（如流水、风等），就可能被剥离原地。剥蚀作用就是指各种运动的介质在其运动过程中，使地表岩石产生破坏并将其产物剥离原地的作用。剥蚀作用是陆地上的一种常见的、重要的地质作用，它塑造了地表千姿百态的地貌形态，同时又是地表物质迁移的重要动力。由于产生剥蚀作用的营力特点不同，剥蚀作用又可进一步划分为地面流水、地下水、海洋、湖泊、冰川、风等的剥蚀作用。剥蚀作用按方式有机械、化学和生物剥蚀作用三种。

### 一、地面流水的剥蚀作用

地面流水包括片流、洪流和河流，它们在大陆上分布非常广泛，是塑造陆地地貌形态的最重要的地质营力。其中，片流是大气降水的同时在山体斜

坡上出现的面状流水，它随着大气降水的结束而停止流动；洪流是大气降水的同时或紧接其后在山体的沟谷中形成的线状流水，且在大气降水后不久该流水消退。所以，片流和洪流可统称为暂时性流水。而河流则是常年性的线状流水。地面流水在重力作用下，沿斜坡或沟谷由高处往低处流动，将势能转变为动能，这种动能常称为水的活力，其表达式为  $a = 1/2mv^2$ （ $a$  表示活力， $m$  为水的流量， $v$  为流速），活力的大小决定了地面流水剥蚀作用的强弱。从式中可看出，流水的活力与流量和流速的平方成正比。流量与补给水源有关，流速受地形的影响。因此，处在不同环境中的地面流水，其剥蚀作用的能力是不一样的。如一条河流在不同河段其流量、流速都不一样。在上游，支流少，补给水源较少，河床的坡度较陡，所以流量小，流速快；而在下游则相反，流量大，流速小。

### （一）河流的侵蚀作用

河流在流动过程中，以其自身的动力（活力）以及所挟带的泥沙对河床的破坏，使其加深、加宽和加长的过程称为河流的侵蚀作用。

一条河流在地面上是沿着狭长的谷地流动的，这个谷地称河谷。河谷在平面上呈线状分布，在横剖面上一般为近“V”字形，主要由谷坡、谷底、河床组成（图 5.7）。河谷两侧的斜坡称为谷坡，谷坡所限定较平坦的底部分称谷底，河床是指常年被水占据的水槽，这三者常称为河谷要素。

河流的侵蚀作用可分为机械和化学两种方式。河流的机械侵蚀作用是通过其动能或挟带的沙石对河床的机械破坏过程，而化学侵蚀作用是通过河水对河床岩石的溶解和反应完成的，尤在可溶性岩石地区比较明显。虽然河流的侵蚀作用有这两种方式，但它们通常是共同破坏着河床的，难以把它们区分开来。总的说来，机械的侵蚀作用更为主要些。河流侵蚀作用按侵蚀的方向又可分为下蚀作用和侧蚀作用。

#### 1. 河流的下蚀作用

流动的河水具有一定的动能，由于河床底部是倾斜的，流水在重力的作用下产生一个垂直向下的分量作用于河床底部，使其受到冲击而产生破碎；另一方面，河流常挟带有沙石，在运动过程中对河床底部也有冲击和磨蚀作用，使其产生破坏。在长期的剥蚀作用下，河床就不断地降低，河谷加深，同时也延长。我们把河水以及挟带的碎屑物质对河床底部产生破坏，使河谷加深、加长的过程称为河流的下蚀作用。

在河流的上游以及山区河流，由于河床的纵比降和流水速度大，因此活力在垂直方向上的分量也大，就能产生较强的下蚀能力，这样使河谷的加深速度快于拓宽速度，从而形成在横断面上呈“V”字形的河谷，也称V形谷（图 5.8）。如我国长江上游的金沙江河谷，谷坡陡，谷底窄，横断面为“V”字形，著名的金沙江虎跳峡的江面最窄处仅 40~60m，最陡的谷坡达 70°，峡谷深达 3000m。在河流的下游或平原区的河流，情况却相反，下蚀能力较弱。

由于不同河段的岩性差异，其抵抗剥蚀的能力也不同。由坚硬岩石组成的河床，抗剥蚀能力强，下蚀作用的速度较慢，河床相对凸起；而由较软岩石组成的河床，抗剥蚀能力弱，下蚀作用的速度较快，河床相对下凹。从而在河床的纵剖面上形成缓、陡坡交替出现的阶梯，在较陡的河床上，流水急，出现水花，形成急流，急流常具有更强的剥蚀能力。在长期的下蚀作用下，

在河床的陡、缓交界处，陡坡下部岩石（软的岩石）不断地被剥蚀，而上部的坚硬岩石还保存下来，从而可使河床在纵剖面上出现直立的陡坡（图 5.9）。河水从陡坎处直泻而下就形成了瀑布。如我国贵州的黄果树瀑布，河水从 58m 高的悬崖上倾泻而下，极为壮观。瀑布一般在河流的上游较发育。

河水从陡坎直泻而下，具有很强的下蚀能力，除水落差产生极大的冲击力破坏河床外，还以挟带的沙石磨蚀、撞击河床，跌落后翻起的河水或沙石不断破坏陡坎的基部岩石，使陡坎下部的岩石被淘空，形成壁龛。当壁龛不断扩大，壁龛上部的岩石由于失去支撑力而崩塌，便形成新的陡坎，于是陡坎的位置就不断向上游移动。如美国尼亚加拉瀑布以 1.3m/a 的速度向上游移动，我国第二大瀑布黄河壶口瀑布平均每年后退 5cm。在瀑布后退的同时，河床还不断加深，河床纵剖面坡度渐渐变小，瀑布消失。同样的道理，急流也向上游发育并逐渐消失。

从瀑布和急流向上游发展并逐渐消失的现象不难看出，下蚀作用在加深河谷的同时，还使河流向源头发展，加长河谷。我们把河流向源头发展的侵蚀作用称为向源侵蚀作用。河流的源头部分，大都存在跌水地段，该处下蚀作用最强，与瀑布、急流后退的现象类似，河流形成后，因向源侵蚀作用，河谷不断向源头方向延伸，直至分水岭。

由于自然界种种因素（如水量、地形、岩性、构造等）的影响，不同地区的河流下蚀作用强度和速度是不一样的。若位于同一分水岭两侧的两条河流，如果其中一侧的河流下蚀作用较强、下蚀速度快于另一侧的河流时，其河谷可先发展到分水岭，迫使分水岭不断向下蚀作用弱的河流靠近，最后下蚀能力较强的河流侵蚀到下蚀作用较慢的河流，并夺取了它上游的河水，使其流入自己的河流中，这种现象称为河流的袭夺现象。

河流的下蚀作用不断使河谷加深，但这种作用不是无止境的。河流下切到一定的深度，当河水面与河流注入水体（如海、湖等）的水面高度一致时，河水不再具有势能，活力趋于零，下蚀作用也就停止了。因此，注入水体的水面就是控制河流下蚀作用的极限面，常把该极限面称为河流的侵蚀基准面。河流的侵蚀基准面可分为最终侵蚀基准面和局部侵蚀基准面。陆地上大多数河流最终都注入海洋，所以海平面应是河流的最终侵蚀基准面。局部侵蚀基准面很多，如一些支流汇入主流或湖泊，则主流水面或湖泊水面即为其局部侵蚀基准面（图 5.10）。

## 2. 河流的侧蚀作用

河水以自身的动力及挟带的砂石对河床两侧或谷坡进行破坏的作用称为河流的侧蚀作用（或称旁蚀作用）。侧蚀作用的结果使河床弯曲、谷坡后退、河谷加宽。

在自然界，任何一条河流都不会是平直的，总是有弯曲的，或者河床凹凸不平。当河水流过河湾时，河水在惯性离心力的驱使下，河水的主流线（流速最快点的连线）就会偏向河床的凹岸（河床凹入的一岸），由于受到凹岸的阻挡作用，河水就沿着河床底部流向凸岸，这样就产生了河水的单向环流（图 5.11）。在单向环流的作用下，凹岸下部岩石不断破碎被掏空，同时上部的岩石也随之崩塌。破坏下来的岩石碎屑被单向环流的底流搬运到河流的



凸岸沉积。其作用结果是：河床的凹岸不断向谷坡方向后退，而凸岸不断前伸，河道的曲率逐渐增加，使原来弯曲较小或较平直的河床变得更弯曲，形成河曲（河床的连续弯曲）（图 5.12）。

在凹岸后退、凸岸前伸的同时，由于主流线冲击凹岸的点偏向弯顶的下方，而不是凹岸的最大弯曲点，单向环流又是一种螺旋状的流水，所以河弯（曲）的最大弯曲点的位置也不断向下游移动。由于河曲不断向下游移动，河谷的凸出地形不断被削直，其结果使河谷变得越来越宽和越来越直。最后，河床只在宽阔的谷底上迁徙摆动（达不到谷坡），形态变得极度弯曲，这种河流称为蛇曲或自由河曲（图 5.12）。蛇曲的发育，使河流（床）的长度不断增长，河床的纵坡降渐渐减小，河流的活力逐渐削弱。

随着河床的摆动，蛇曲河床相邻两个河湾的距离不断靠近。当在洪水期，由于水量猛增，冲击力加大，河水冲溃两河湾之间的河岸，河水从上一个河湾直接流入相邻的下一个河湾，这种现象称为河流的截弯取直。被遗弃的弯曲河道的两个河口，由于河水受阻发生沉积作用，被泥沙淤积、堵塞，演变形牛轭湖，在黄河和长江的下游这种现象很常见。

河流的下蚀作用和侧蚀作用几乎贯穿于整条河流中，两者是同时发生的。在河水对河床岩石下蚀的同时，也对河床两侧岩石进行侧蚀作用。但由于不同河流及不同河段的河水流速、河床的纵比降、岩性、地壳运动等因素不同，这两种侵蚀作用的强弱也就不同。有的地区或地段表现出以下蚀作用为主，而有的却以侧蚀作用为主。一般来说，在河流的上游常以下蚀作用为主，使河谷横剖面形成“V”字形；在下游则以侧蚀作用为主，塑造成谷底宽平、横剖面为碟形的河谷；山区河流以下蚀作用为主，而平原区河流则以侧蚀作用为主。

## （二）片流与洪流的剥蚀作用

由片流对山坡松散层产生的破坏作用称为片流的剥蚀作用。片流是一种在斜坡上的面状流水，流速慢，水层薄，所以它的剥蚀作用弱且具有面状发展的特点，故又称洗刷作用。虽然片流的剥蚀作用较弱，但是大量的风化产物剥离原地的最初动力就来自片流，河流所搬运的物质大多数是由片流提供的，片流还是大气降水形成最初的地面流水，剥蚀形成地表形态的雏形，现今许多地区出现的大量水土流失也与片流的剥蚀作用有关，所以片流的剥蚀作用也是很重要的。

洪流以其自身的动力和挟带的沙石对沿途沟壁和沟底的破坏作用称为洪流的剥蚀作用。由于洪流的流量较大，流速快，挟带沙石较多，机械的冲击很强，所以常具较强的剥蚀能力，而且以机械的方式作用为主，故又称冲蚀作用。洪流的剥蚀作用也有加深和拓宽沟谷的作用，形成的冲沟在纵剖面上坡降大，在横剖面上为陡的“V”字形。

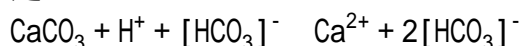
片流、洪流、河流都是地面流水，而且三者是相互联系的。从片流到洪流再发展到河流是一个连续的发展过程，所以它们的剥蚀作用在某些方面有相似之处，但片流、洪流是暂时性流水，其作用的方式和结果又与河流的剥蚀有一定差异。

## 二、地下水、冰川和风的剥蚀作用

### （一）地下水的潜蚀作用

地下水在运动过程中对周围岩石的破坏作用称为地下水的潜蚀作用。地下水主要在岩石空隙中渗流，流速慢、水量分散、冲击力小，所以其机械潜蚀作用很弱，但由于地下水的化学成分较复杂，常含有较多  $\text{CO}_2$  和各种溶剂，因而化学潜蚀作用显著。

地下水的化学潜蚀作用是通过地下水对可溶性岩石溶解并把溶解下来的物质带走，使岩石产生破坏的。地下水对任何岩石都可进行不同程度的溶蚀，但最为常见的溶蚀作用发生于一些可溶性岩石地区，如石灰岩地区，其溶蚀过程是：



这样便使难溶的  $\text{CaCO}_3$  变成易溶的  $\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$  而随地下水带走。地下水沿岩石空隙流动并溶解岩石，使空隙扩大，在岩石内形成各种形状与大小的洞穴。溶蚀作用不断进行，洞穴不断增多、扩大，最终导致洞穴上部岩层因失去支撑而垮塌，形成千姿百态的地表形态。

通常把在可溶性岩石地区发生的以地下水为主（兼有部分地表水的作用）对可溶性岩石进行以化学溶蚀为主、机械冲刷为辅的地质作用以及由此产生的崩塌作用等一系列过程称为岩溶作用或喀斯特作用（karstification）。形成的地形称岩溶地形或喀斯特地形。

岩溶作用的发生常要具备一些基本条件，概括起来有以下几个方面：

**可溶性岩石** 岩石的可溶性是发生岩溶作用的必要条件。岩石的可溶性主要取决于岩石的化学成分，像由硅酸盐矿物组成的岩石很难溶于水，如岩浆岩、大多数变质岩，所以岩溶作用在这些地区难以进行。而碳酸盐岩较易溶于水，所以岩溶作用主要发生在灰岩、白云岩发育的地区。

**岩石的透水性及流动性** 透水性强的岩石利于岩溶作用的进行。在这些岩石中的地下水运动速度相对较快，新鲜的地下水不断补充，使它处于不饱和状态，具较大溶蚀能力。岩石的透水性最主要取决于岩石的结构、构造、破碎程度和空隙的连通性。由粗颗粒或大小不均匀的碎屑组成的岩石透水性能强，利于地下水流动。岩石破碎、裂隙发育时其透水性好，反之则差。所以在石灰岩的破碎部位，地下水易于流动，岩溶作用也最为发育。

**地下水的溶蚀能力** 地下水的溶蚀能力取决于  $\text{CO}_2$  的含量和适宜的气候条件。 $\text{CO}_2$  的含量越高，其溶蚀能力越强。在地下较深处，渗流于岩石裂隙中的地下水，由于围压较大，可溶解较多的  $\text{CO}_2$ ；而在地表，因压力较小， $\text{CO}_2$  含量较低。另外， $\text{CO}_2$  的含量还与温度有关，温度高溶解的  $\text{CO}_2$  就少。气候条件对地下水的溶蚀能力影响很大，在降雨量大的地区，地表水充沛，下渗的水量也大，地下水具有丰富的补给水源，使地下水的成分常处于不饱和状态，大大地增加其溶蚀能力，所以潮湿气候区比干旱气候区岩溶作用更发育。温度除影响水中的  $\text{CO}_2$  含量外，更重要的是加速了化学反应的进行，所以气温高的地区溶解过程要更快一些。此外，潮湿、炎热的地区，植物繁茂，生物作用也可使水中有机酸含量增加，因而加强地下水的溶蚀能力。所以在潮湿、炎热地区岩溶作用最为发育。

岩溶作用可形成各种地形，由于岩溶作用的方向受地下水运动方向影响，因而在不同的地下水分布带具有不同特征的岩溶地貌，根据地下水的运

动特征和岩溶地形的延伸方向，大致可分为以下两类：

**地下水的垂直运动与岩溶地形** 在包气带，地下水主要作垂直运动，因而岩溶地形也沿垂直方向发育，主为有溶沟、石芽、落水洞、溶斗等（图 5.13）。溶沟和石芽分布于地表，是地表水（片流）向地下水转化的过程中溶蚀地表岩石而形成的沟、槽和脊状突起。由于地表凹凸不平或受裂隙的影响，在凹入的地方片流的流量较大，流速快；而在凸出的地方片流的流量小，流速慢。因而产生不同的溶蚀速度，溶蚀速度快的地方形成凹入的沟、槽，而溶蚀速度慢的地方形成突出的脊。确切地说，溶沟、石芽是地面流水和地下水共同作用的结果。如果灰岩的层理水平，又发育有垂直的裂隙，在地面流水和地下水沿裂隙溶蚀作用下，使溶沟加深、石芽增长，就可形成巨型“石芽”，称石林。如果地面流水沿裂隙下渗不断补充地下水，溶蚀裂隙两侧的岩石，形成向深度发展的陡立深洞，称落水洞，落水洞是地面流水不断补充地下水的主要途径。溶蚀漏斗分布于地表及浅处的形态如碟状、碗状或漏斗状的溶蚀洼地，它的形成除地面流水和地下水沿垂直方向溶蚀外，还有重力的崩塌作用。

**地下水的水平运动与岩溶地形** 在潜水面附近，地下水作近于水平方向运动，因而溶蚀作用沿水平方向发展。岩石经溶蚀后形成水平方向延伸的溶洞。溶洞的延伸方向大致可代表潜水面的位置。当地壳运动在一段时期内较稳定或潜水面不变时，地下水沿水平方向溶蚀岩石，逐渐扩大空隙形成溶洞。溶洞的形成除与溶蚀作用有关外，还与重力崩塌作用有关，一个巨大溶洞的形成常常是它们两者共同作用的结果。溶洞的大小很不一致，小者只有数米，大者可达几百公里，有的溶洞高达 200m。如果地壳发生阶段性升降运动，潜水面也相应发生变化，从而可形成分布于不同高程的溶洞，每一排溶洞代表一次地壳稳定时期的潜水面。

## （二）冰川的刨蚀作用

冰川在流动过程中，以自身的动力及挟带的沙石对冰床岩石的破坏作用称为冰川的刨蚀作用。其方式有挖掘作用和磨蚀作用两种，无论哪种方式，都是一种机械破坏过程。

**挖掘作用** 又称拔蚀作用，是指冰川在运动过程中，将冰床基岩破碎并拔起带走的作用。冰床是指冰川占据的槽、谷。冰川底部的冰在上覆巨厚冰层的压力下，部分融化，冰融水渗入冰床基岩的裂隙中，渗入的水，由于压力的减小而重新结冰，并与冰川冻结在一起，当冰川向前运动时，就把冻结在冰川中的岩石拔起，随冰川带走。挖掘作用的强弱受岩石的性质、冰层的厚度等因素影响。冰床岩石的裂隙越发育，冰层越厚，挖掘作用越显著。挖掘作用在冰床的底部最为发育，两侧次之。在挖掘作用下，冰床岩石不断遭受破坏，其结果是冰床加深。在挖掘作用过程中，自始至终有冰劈作用的参与，冰劈作用不断使裂隙扩大，岩石破碎，利于挖掘作用的进行。

**磨蚀作用** 又称锉蚀作用，是指冰川以冻结在其中的岩石碎屑为工具进行刮削、磨蚀冰床的过程。由于冰川是一种固体，冻结在冰川中的岩屑不能自由转动，当冰川流动时，岩屑和冰川也一起整体运动，在岩屑和冰床接触时，岩屑就像锉刀一样锉削冰床中的岩石，使冰床岩石破碎。在被锉削的岩石上常留下一些痕迹，如冰川擦痕、磨光面（冰滔面）等。冰川擦痕一般呈楔形，其延伸方向与冰川的运动方向一致，并且是由粗的一端指向细的一端。

具有冰川擦痕的砾石称条痕石。磨蚀作用的强弱主要取决于冰川含岩屑的数量和岩屑的性质，冰层的厚度以及冰川的流速等。

挖掘作用和磨蚀作用是同时进行的，但在冰床的不同部位这两种方式作用的强度不完全相同。一般在冰床的凸起部位与迎流面磨蚀作用较强，而在冰床的背流面、冰床底部及冰川后缘挖掘作用较盛行一些。刨蚀作用形成的地形称冰蚀地形，常见的有冰斗、刃脊、角峰和冰蚀谷等。

冰斗(cirque) 是由冰川的刨蚀作用形成的具三面陡壁的围椅状洼地，停留在冰斗中的冰川称冰斗冰川。在冰川的冰劈、刨蚀及重力崩塌的共同作用下，洼地不断加深，后壁及两侧不断后退、变陡，原来的洼地就不断扩大形成冰斗。冰斗一面开口，是冰斗冰川流出的通道。冰斗常发育在雪线附近(图 5.14)。

角峰(horn) 当 3 个或 3 个以上不同方向的冰斗，在冰川的刨蚀作用下，冰斗的后壁不断后退，它们之间的距离不断缩小，最终围成一个尖锐、似金字塔形的山峰。

刃脊(knife-ekge) 相邻的两个冰斗冰川或山谷冰川，因冰川的刨蚀作用，冰斗的后壁或侧壁，冰川谷的谷壁发生节节后退，使两相邻冰斗或山谷之间的山脊变得越来越窄，形成两侧陡峻、顶部尖锐的山脊，又称鳍脊。

冰蚀谷(glacial valley) 经山谷冰川刨蚀、改造而成的谷地称冰蚀谷。冰蚀谷多数是冰川沿原来的谷地改造而形成的。经改造后的冰蚀谷一般具有以下几个特点：横断面一般为“U”字形，故又称 U 形谷；在纵向上较平直；谷底宽度从上游到下游逐渐有变窄的趋势；如果因岩性及构造的差异性，谷底还可形成阶梯状地形；在谷底或谷壁上还可发育冰溜面或冰川擦痕的岩石，有时分布众多的不对称小石丘，形如伏卧的羊群，称羊背石。

### (三) 风蚀作用

风改变地表形态的强弱主要取决于风力，风力又与风速大小直接相关。当风力达到一定的程度时，风就能移动或扬起地面的沙粒。携带沙粒的气流(风)称风沙流，风沙流是风的剥蚀作用的最主要动力。据实测，风沙流中的含沙量随高度增加而减少，而且绝大部分沙粒集中在近地面 30cm 范围内。沙粒的粒径大小也与高度有关，如粒径 < 0.1mm 的粘土多悬浮于高空，数量极少；粒径 > 2mm 的砾石多在近地表滚动。风沙流的含沙量直接影响风的剥蚀作用的强度，它与风速、沙粒粒径、地面性质等因素有关。

风以自身的动力以及所挟带的沙石对地面进行破坏的作用称风蚀作用。它是一种纯机械的破坏作用，其方式包括吹扬作用和磨蚀作用。

吹扬作用 风把地表的松散沙粒或尘土扬起并带走的作用，称吹扬作用。由于以风的动力，把物质吹离原地，故又称吹蚀作用。当风刮过地面时，风就对沙粒产生正面冲击力以及由紊流和涡流产生上举力，如果这两种合力大于重力，沙粒就能离开地面被扬起随风带走。影响吹扬作用强度的因素主要有风速和地面性质。风速大、地面植被稀少、组成地面的物质松散、细，吹扬作用就强烈；反之，吹扬作用就弱。在沙漠区，地面的沙粒在吹扬作用下不断被带走，形成下凹的洼地，即风蚀洼地。当吹扬作用不断进行，洼地不断加深，当加深到潜水面时，地下水就渗流出来，洼地积水，形成风蚀湖(图 5.15)，如我国敦煌的月牙湖。戈壁滩也是吹扬作用的结果，原来分布于地表上的细小物质被风吹走，而粗大的砾石保留在原地，形成戈壁滩。

**磨蚀作用** 风以挟带的沙石对地面岩石的破坏作用称磨蚀作用。风的磨蚀作用通常包括风挟带沙石对地面岩石的正面冲击和磨蚀，从而使岩石破坏、破碎。磨蚀作用的强度主要与风沙流的特征有关，因为风沙流在近地表30cm 范围内含沙量最高，沙粒的运动也最活跃，所以在该范围内风的磨蚀作用最强烈。风的磨蚀作用还受风速和地面性质的影响，风速大，地面松散物质多，风沙流的含沙量高，风的磨蚀作用就强。

在长期的风蚀作用下，地面物质不断遭受破坏和改造，可形成各种奇特的地形。在盆地的边缘或孤立凸出的岩块，由于近地面磨蚀作用强，向上减弱，常可形成上大下细、外形呈蘑菇状的石块，称风蚀蘑菇石。若岩块发育垂直裂隙，经长期风蚀作用和重力崩塌，可形成风蚀城和风蚀柱(图 5.15)。在一些岩壁上，由于岩性软硬不一，抗风蚀能力不同，在风沙流的磨蚀作用下，形成大小不一的风蚀穴，如果一块岩石的表面几乎被大大小小的风蚀穴所包裹，其形状似蜂窝，这种石块称蜂窝石。风蚀穴的形成是沙石撞击及在洞穴里旋转磨蚀作用的结果。风蚀作用还可沿着前期其它地质作用形成的谷地发育，通过风沙流不断剥蚀谷地的谷壁及谷底，把它改造成风蚀谷。风蚀谷与冰蚀谷、河谷具有显著的不同，其特点是：在平面上无规则延伸；在横剖面上可形成上小、下大的葫芦形；谷底极不平坦，忽高忽低，没有从上游到下游逐渐变低的趋势；主风蚀谷和支风蚀谷也呈无规则交汇。一些散布在戈壁滩上或沙漠中的砾石，在风的磨蚀作用下，可形成光滑的磨光面；当下次的风向改变或砾石翻动，又可在砾石上形成另一个磨光面。这样，最终形成棱角明显、具多个磨光面的砾石，称风棱石。

### 三、海洋（及湖泊）的剥蚀作用

海洋的剥蚀作用是指由海水的机械动能、溶解作用和海洋生物活动等因素引起海岸及海底物质的破坏作用，简称海蚀作用。海蚀作用按方式有机械的、化学的和生物的 3 种。机械海蚀作用主要是由海水运动产生动能而引起的（如波浪、潮汐等），破坏的方式有冲蚀和磨蚀；化学海蚀作用是海水对岩石的溶解或腐蚀作用；生物海蚀作用既有机械的也有化学的。机械、化学和生物海蚀作用这 3 种方式往往是共同作用的，但以机械方式占主要。因海岸地区水浅，受波浪和潮汐作用影响大，因而该区域是海蚀作用最强烈的地带。

由坚硬的、未经移动的岩石组成的海岸称基岩海岸。该海岸的特点是海底的坡度较陡，海岸线凹凸不平，海水深度由海洋至海岸方向迅速变浅，海底常有礁石。当波浪运动至浅滩或礁石附近时，因海底阻力大，使水面波峰超前、涌向岸边并拍击海岸，形成强大的拍岸浪。在基岩海岸的海水面附近，由于海水拍岸浪的机械冲击和海水所携带沙石的磨蚀作用以及化学的溶蚀作用，该部位的岩石不断遭受破碎，被掏空，形成向陆地方向楔入的凹槽，称为海蚀凹槽，有时也可形成海蚀穴（洞）。随着海蚀作用的进一步进行，海蚀凹槽不断扩大，其上的岩石因支撑力减小而不稳定发生重力崩塌，形成陡峭的崖壁，称海蚀崖（图 5.16）。海蚀崖形成后，其基部岩石还继续受海水的剥蚀，又形成新的海蚀凹槽 海蚀崖。如此反复，海蚀崖不断向陆地方向

节节后退，在海岸带形成一个向上微凸并向海洋方向微倾斜的平台，称波切台。而被破坏下来的碎屑物质搬运至水面以下沉积下来形成波筑台。

在海岸线向陆后退和波切台扩展的过程中，由于组成基岩海岸岩性的差异或海岬和海湾的相间出现、地质构造的影响以及海蚀作用方向的不同等原因，海蚀作用在海岸带上可形成海蚀穹、海蚀柱、海蚀桥等地形。

基岩海岸通常都是由海岬和海湾组成的，在海岬处由于波浪能量集中，海蚀作用强，而不断被破坏，海岸线向陆地方向后退；在海湾处，波浪能量较小，剥蚀作用微弱，而以沉积作用为主。这样，海岬被剥蚀而后退，而海湾却由于沉积作用，海岸线不断向海方向推进，其结果是海岸线向平直方向发展，坡度变得平缓。

由松散沉积物（沙、砾）组成的海岸称沙质海岸。沙质海岸疏松、坡度缓，波浪从海至岸边波能逐渐消失，所以剥蚀作用较弱，只能对海岸地形进行一定的改造。

湖泊是陆地上的积水盆地，其特征与海洋相似，只是在规模上较小。湖泊的湖水运动、剥蚀作用方式、过程及产物与海洋的也极为相似，只是名称不同而已。如湖水的运动有湖浪、潮汐及湖流等，形成的剥蚀地形也有湖蚀凹槽、湖蚀崖等等。

## 第六章 搬运作用与沉积作用

### 第一节 搬运作用

地表风化和剥蚀作用的产物分为碎屑物质和溶解物质。它们除少量残留在原地外，大部分都要被运动介质搬运走。自然界中的风化、剥蚀产物被运动介质从一个地方转移到另一个地方的过程称为搬运作用。

#### 一、搬运作用的方式

碎屑物质的搬运主要以推移、跃移、悬移和载移的方式来进行，又称为机械搬运；溶解物质的搬运以真溶液和胶体溶液的形式进行，故称为化学搬运；生物的搬运作用与前两种类型相比意义较小。

##### （一）机械搬运作用

机械搬运作用是各种营力搬运风化、剥蚀所形成的碎屑物质的过程。流水、风、冰川、海浪等营力，均能进行机械搬运。由于不同营力有不同的特点，所以不同营力的搬运也各具特色。由于所搬运的碎屑颗粒大小有别，不同大小粒级的物质搬运特点亦不相同。概括起来，机械搬运作用可分为推移、跃移、悬移和载移四种方式。

碎屑物质的搬运方式取决于颗粒在介质中的受力状况。流体作用于碎屑颗粒上的力主要有：浮力( $F$ )、重力( $G$ )、水平推力( $P$ )和垂直上举力( $R$ )。水平推移力（简称推力）是流体作用于颗粒上的顺流向的力，垂直上举力则是由紊流的扬举作用和流体由于不同深度的速度差异而产生的一种向上的力。

##### 1. 推移

流体在运动过程中，对碎屑物质有一个向前的推力。当  $P > f \cdot (G - F - R)$  时（ $f$  为摩擦系数），碎屑颗粒开始沿介质底面滑动和滚动，这种搬运方式叫推移。被推移的物质一般为粗碎屑物质，如粗砂和砾石。颗粒的重量与颗粒半径的立方成正比，如果碎屑颗粒成分相同或相似，显然粗大的颗粒需要较大的推动力，才能克服摩擦力而移动，细小的颗粒只需较小的推动力便可向前移动。简言之，砂比砾石更容易搬运，这和自然界中见到的情况一样（图 6.1）。如果碎屑颗粒的成分不同，则比重大者需较大推力才能移动，而比重小者需较小的推力就能移动。碎屑颗粒的形态也是重要的影响因素，球形颗粒容易被推移产生滚动，椭圆形颗粒次之，扁圆形或球度低的颗粒在较大的推力条件下才能产生滚动，一般多产生滑动。

##### 2. 跃移

在搬运过程中，碎屑物质沿地面呈跳跃方式向前移动的过程叫跃移。一般来说，细砂、粉砂的搬运方式以跃移为主。当  $R > G - F$  时，碎屑颗粒就会从地面上跃起，并在推力作用下向前移动。当颗粒上升到一定高度时，上举力就会大大减小，在重力作用下，颗粒再次落到地面上。上举力减小的原因是由于颗粒跃起后，颗粒上下的绕流线呈对称状，并且颗粒上下流体的速度差也明显变小，导致压力差减小，上举力也就降低。颗粒跃起、降落，再跃起、再降落。这种过程反复地进行，碎屑颗粒就不断地跳跃前进。跃移主要与受力状况和流体速度有关，但还与颗粒大小、形状、性质和排列情况等因

素有关（见图 6.1）。

### 3. 悬移

细小的碎屑颗粒在流体中，由于  $R + F \gg G$ ，故不易沉到底部，总是呈悬浮状态被搬运，这种搬运方式称悬移。悬移主要发生在紊流中，流体的紊流作用使得上举力大于碎屑颗粒的重量，其结果使细小的物质悬浮在流体中搬运。影响碎屑颗粒是否呈悬移方式搬运的因素，除紊流作用和颗粒大小之外，还与颗粒形状、比重及流体粘度有密切关系。在相同的流速条件下，粒径小、比重小的易于悬浮，而粒度大、比重大的颗粒则不易于悬浮（见图 6.1）。

### 4. 载移

冰川在刨蚀作用的同时也进行搬运作用，被冰川搬运的物质称冰运物。冰川除在冰川前端推进时推移前端的碎屑物质外，主要是搬运刨蚀冰床基岩的产物和两侧谷壁基岩塌落下来的碎屑物。这些碎屑物有的堆积在冰川表面，有的冻结在冰体内，随冰川一起运移。恰似一条传送带载运物质，这种冰的固体搬运过程称为载移。

## （二）化学搬运作用

母岩经化学风化、剥蚀作用分解的产物（溶解物质）呈胶体溶液或真溶液的形式被搬运称化学搬运作用。Al、Fe、Mn、Si 的氧化物难溶于水，常呈胶体溶液搬运；Ca、Mg、Na 等元素所组成的盐类，常呈真溶液搬运。

### 1. 胶体溶液搬运

低溶解度的金属氧化物、氢氧化物和硫化物，常呈胶体溶液被搬运。胶体溶液的性质介于悬浮液和真溶液之间，在普通显微镜下不能识别。胶体质点极小，存在着布朗运动，因此重力影响微弱，使得胶体能够搬运较远的距离；胶体质点常带电荷，当胶体具有相同符号的电荷时，因排斥力而避免胶粒聚集成大颗粒，有利于搬运；有机质的护胶作用可使胶体在搬运中保持稳定。当胶体进入海洋或湖泊中，由于化学条件发生变化，搬运过程结束，胶体凝聚沉积。

### 2. 真溶液搬运

母岩风化、剥蚀产物中，Cl、S、Ca、Na、Mg 等成分多呈离子状态溶解于水中，即呈真溶液状态被搬运。有时 Fe、Mn、Al、Si 也可以呈离子状态在水中被搬运。可溶物质能否溶解、搬运或者沉淀，与其溶解度有关。可溶物质的搬运或沉淀还与水介质的酸碱度（pH 值）、氧化-还原电位（ $E_h$  值）、温度、压力以及  $CO_2$  含量等一系列因素有关。

## 二、不同营力的搬运作用特点

在地面流水、海洋、湖泊、地下水、冰川和风等营力中，某些营力既能进行机械搬运，又能进行化学搬运，而有些营力只能进行机械搬运。由于不同营力各具特点，所以它们的搬运作用特点亦不一样。

### （一）地面流水的搬运作用

地面流水的搬运作用既有机械搬运，也有化学搬运。但以机械搬运作用为主，包括推移、跃移和悬移三种方式。不同的流水状态和颗粒大小，其机械搬运方式有所不同。在洪流中，往往推移、跃移和悬移三种方式同时存在；在片流中，主要是推移和悬移；在河流中，上游水急、颗粒较大，推移、跃



移和悬移三者共存，且推移、跃移更重要一些，在中下游则是跃移和悬移更主要。颗粒的搬运方式不是固定不变的，随着流速增大，推移可变为跃移，跃移也可变为悬移；流速降低时，则发生相反的转变（见图 6.1）。

在河流中，较粗大的砾石多是以推移搬运。砾石一般呈椭球形或长圆形，它们在河水推动下，其长轴总是垂直水流方向，并沿河底向前移动。一旦水流推力减小时，它们就停积下来，砾石的最大扁平面倾向河流上游，并呈叠瓦状排列。位于主流线附近的砾石，长轴方向可平行水流，最大扁平面仍倾向河流上游，据此可以判断古代河流的流向。颗粒中等的砂粒搬运方式很复杂，由于水流是不均匀的运动，砂粒也就会不均匀地运动，发生推移与跃移相交替的现象。细、粉砂级以下的颗粒通常以悬移为主。

流水的搬运能力与流速有关。根据爱里定律：被搬运碎屑颗粒的粒径与流速的平方成正比，即  $RV^2$ （ $R$  为颗粒直径， $V$  为流速）；而颗粒重量与其半径的立方成正比，即  $G \propto r^3$ （ $G$  为颗粒重量， $r$  为半径）；所以被搬运颗粒的重量与流速的六次方成正比。如果流速增加一倍，则能被搬运的颗粒重量将增大 64 倍。因此，在山区河流或上游河段中，常可见到直径 2~3m 的石块被搬运走。

河流的搬运能力不仅与流速、流量有关，还与流域内自然条件有关。气候干燥、风化强烈、地面缺少植被的地区，进入河流的泥沙多；反之，进入河流的泥沙则少。全世界河流，每年能将约 200 亿 t 的碎屑物运入海洋。我国黄河在流经黄土地区以前，其机械搬运量不大，而进入黄土地区后，含砂量猛增。黄河最大含砂量为 42.29%，其支流无定河最大含砂量竟达 78%，故有“黄河斗水七升砂”之说。长江流域因植被覆盖较好，输砂量比黄河小得多。

片流的流量和流速均较小，它只能搬运少量的、细小的碎屑颗粒，但在大雨时，片流借助于重力，也能搬运较大的砾石。洪流的流量和流速均较大，因而具有很强的搬运能力，它能挟带大量的泥砂和巨大的石块沿沟谷流动。

## （二）地下水的搬运作用

由于地下水主要是在松散沉积物和岩石空隙中运动，流速很小，故其机械搬运力很弱。只有在较大的地下河中，才与河流相类似。

地下水主要为化学搬运，化学搬运物的成分和数量，取决于地下水渗流区的岩石性质和风化程度。流经灰岩地区的地下水，含  $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  较多。在干旱及半旱地区，因化学风化较弱，只有极易迁移的  $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  等离子，易被地下水运走。在湿热气候区，化学风化作用强烈而彻底，地下水搬运的物质除上述物质以外，可有较多的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$  等胶体物质。

地下水的溶运能力，与水温、压力、运移速度、酸碱度及  $\text{CO}_2$  含量有关。一般来说，温度高、压力大、流速快、 $\text{CO}_2$  和酸类物质含量高时，其溶运能力强；反之，则较弱。据统计，全世界每年由河流搬运入海的溶解物质多达 49 亿 t，其中大部分由地下水搬运而来。

## （三）冰川的搬运作用

冰川的搬运是颇具特色的。首先，它们是固体搬运即载移，搬运能力很大；其次，冻结在冰体内的岩石碎块不能自由移动，彼此间很少摩擦与撞击，只是岩块与岩壁间有摩擦；再者，冰川具有较大的压力。这些特点决定了其

沉积物的特征。冰川搬运的物质通常称为冰碛。冰川不同于地面流水、地下水、海水、湖水和风，这些外动力的机械搬运都要耗费搬运介质的动能，而冰川搬运并不消耗冰川的动能。冰川发生流动说明此时冰面倾斜产生的重力或压力已足够大，由此而引起的平行于冰床方向的分力，已超过冰川与冰床之间或上、下冰层之间的摩擦力。在此情况下，冰川上叠加再大的岩块、再多的岩屑，不但不会阻止冰川的流动，而且会助长冰川的流动。正像在向下坡滑行的车辆上加载重物，会促进车辆运动一样。因此，冰川的机械搬运力巨大，可将体积几百立方米，重几十吨到几万吨的石块搬走。一般将冰川搬运的、直径大于 1m 的岩块称为漂砾。冰川的搬运能力取决于冰川类型、流动速度、流经区岩石的性质和冰冻风化作用的强弱等因素。

#### （四）风的搬运作用

风的密度远较流水小，所以其搬运能力比相同速度的流水小得多，它通常只能吹动砂级以内的颗粒。风搬运的能力虽小，但由于风沿地面吹动，常波及几万平方公里的范围。因此，风沙流所携带的砂量往往是很大的。在沙漠地区，一次大风暴形成的风沙流所搬运物质的总量可达几十万到几百万吨。风的搬运能力主要决定于风速，此外还与搬运物的颗粒大小、比重、形状以及地面状况有关。地面风速很小时，只能吹动微尘；当风速大于 4m/s 时，就能将 0.1~0.25mm 的沙粒吹动。随着风速加大，搬运沙粒的粒径也就加大，风沙流中的含沙量也随之增加。据观测，在干燥的沙漠地区，风速大于 30m/s 时，可将地面的细砾吹走，造成飞砂走石的现象。总的来说，在风力推移下的砾、砂运动速度较慢（ $< 2.5\text{cm/s}$ ），推移物质数量亦较少，大部分颗粒以跃移、悬移为主（图 6.2）。

跃移是风搬运砂粒的主要形式，颗粒在风中产生的跳跃，同在流水中的原理一样。不同的是颗粒在空气中的移动，要比在水中自由得多，而且活动状态也很不同。一个飞扬的颗粒如果碰击在基岩或大石块上，其跳跃几乎像弹性体，很少失去动能，这是由于空气密度很小的缘故。如果飞扬的颗粒落在松散干燥的砂质沉积物上，飞行砂的能量就消失在被撞击的颗粒上，被撞击的颗粒如果较细，就会被抛向空中，这样就发生了真正的“连锁反应”。如果被撞击的颗粒较粗，就会产生挪动。弹起的颗粒不论其高度和方向如何，都将被风驱驰着向前搬运，那些弹得愈高的也就搬运愈远。颗粒的跃移轨迹呈弓形弹道式，它们都以与水平面呈略小于  $15^\circ$  的角度，不断地撞击沉积物的表面。在正常的地面风条件下，粒径小于 0.1~0.2mm 的颗粒，可呈悬浮搬运；粒径小于 0.005mm 的粉砂与粘土，可以像尘埃一样弥散在空气中被长距离搬运。当发生风暴时，这种搬运作用就更为强烈。

#### （五）海洋（及湖泊）的搬运作用

在海洋中，波浪、潮流和海流是主要搬运营力。在滨海地区，通常以波浪为主要搬运营力；在峡湾或潮汐通道附近，潮流的搬运作用明显；在半深海与深海则以海流为主要营力。推移方式的搬运主要出现在海滨，推移物质一部分来自河流，另一部分来自海蚀作用。当波浪垂直海岸作用时，进流将砾石推向岸边，回流则将砂带向深水区。这种物质垂直海岸方向的移动称为横向搬运。它可使碎屑物质产生良好的分选，并造成碎屑物质由岸向海呈带状分布，即砾石、粗砂在岸边，较细的物质在海洋一侧。滨海砾石的长轴大致与海岸线平行，其最大扁平面倾向海洋。当波浪斜向冲击海岸时，在进流

与回流共同作用下，粗砂和砾石以推移方式沿海岸方向运移。

湖泊的搬运作用与海洋类似，但其动能比海洋要小得多。

### 三、搬运过程中碎屑物质的变化

碎屑物质在长距离搬运过程中，由于颗粒间的碰撞和摩擦，流体对颗粒的分选作用，以及持续进行的化学分解和机械破碎，使得矿物成分、粒度、分选性和外形都要发生变化。

#### （一）矿物成分上的变化

由于搬运过程中的化学分解、破碎和磨蚀作用，随着搬运距离增长，不稳定组分如长石、铁镁矿物等就会逐渐减少，而稳定组分如石英、燧石等含量就会相对增加。

搬运过程中的破碎和磨蚀作用对矿物成分的影响，许多学者作了研究。一般来说，软的、耐磨性低的、易劈开破碎的矿物，容易磨损甚至消失；反之，就易于保存而含量相对增加。重矿物随远离侵蚀区，其含量明显减少。

#### （二）粒度和分选性的变化

粒度是指碎屑颗粒的大小。分选性是指颗粒大小趋向均一的程度（图 6.3）。随搬运距离的增长，沉积颗粒愈来愈细。河流上游因距离近，河床中只有较粗的物质；下游搬运距离远，河床中的物质则较细。另外，磨蚀和破碎作用不断使颗粒变小，随着搬运距离的加大，使细小的颗粒不断增加。随着搬运距离的增加，颗粒分选程度也愈来愈高，即颗粒大小越趋向于一致。但分选性还与粒度有一定关系，即愈趋向于细砂级，分选就愈好。因为细砂最活跃，易于沉积也易于搬运，因此可以受到不止一次的分选作用。应该注意，分选性与营力的性质有密切关系，风积物分选性好，而冰碛物分选性极差。因此，分选性是判定沉积物成因的重要标志。

#### （三）圆度和球度的变化

圆度是指碎屑颗粒在搬运过程中，棱角磨损而接近圆形的程度（图 6.4）。球度则是碎屑颗粒接近于球形的程度。由于磨蚀作用，随着搬运距离的增长，圆度和球度一般是愈来愈高。特别在搬运初期，圆化较为迅速。破碎作用的存在，可部分地抵销颗粒的圆化。碎屑颗粒的圆化还受到矿物物理性质、搬运方式等因素的影响。硬度低者易于磨圆，粒状矿物易于磨圆。推移、跃移易使颗粒圆化，悬移难使颗粒圆化，载移则不能使颗粒圆化，故冰碛物多为棱角状。

## 第二节 沉积作用

被运动介质搬运的物质到达适宜的场所后，由于条件发生改变而发生沉淀、堆积的过程，称为沉积作用。经过沉积作用形成的松散物质叫沉积物。陆地和海洋是地球表面最大的沉积单元，前者包括河流、湖泊、冰川等沉积环境，后者可分为滨海、浅海、半深海和深海等环境。尽管沉积场所十分复杂，但沉积方式基本可以分为 3 种类型，即机械沉积、化学沉积和生物沉积。

机械沉积作用是指被搬运的碎屑物质，因为介质物理条件的改变，而发

生堆积的过程。这种介质物理条件的改变，包括流速、风速的降低和冰川的消融等。

水介质中以胶体溶液和真溶液形式搬运的物质，当物理、化学条件发生变化时，产生沉淀的过程称化学沉积作用。

与生物生命活动及生物遗体紧密相关的沉积作用称为生物沉积作用。生物的沉积作用可表现为生物遗体直接堆积；另外还表现为间接的方式，即在生物的生命活动过程中或生物遗体的分解过程中，引起介质的物理、化学环境发生变化，从而使某些物质沉淀或沉积。

## 一、地面流水的沉积作用

地面流水的沉积作用以机械沉积作用为主，由于地面流水总是处于较快的运动与循环状态，其中的溶运物在搬运过程中一般不具备沉积条件，故化学沉积作用微弱。

### （一）河流的沉积作用

河流的沉积作用，自上游至下游普遍存在。发生沉积作用的原因，归纳起来有3点：一是流速减小，二是流量减小，这二者都会使河流活力降低而发生沉积；三是进入河流的碎屑过多，超出河流的搬运能力而发生沉积。据此分析，河流发生沉积作用有三个主要场所：一是河流汇入其它相对静止的水体处，如河流入海、入湖以及支流入主流处；二是河床纵剖面坡度由陡变缓处，一般来说河流中、下游地势较平坦，沉积作用明显；三是河流的凸岸，由单向环流侵蚀凹岸，其产生的碎屑在凸岸沉积。

**滞留砾石沉积** 在河流上游，由于坡降大，河流具有较大的动能。细粒物质被冲走，粗粒物质留下来成为滞留沉积。其沉积物以河床砾石为主，成分复杂，砾石呈叠瓦状排列，一般厚度不大，常呈透镜体分布于河道之中。

**边滩沉积与河漫滩** 河流在迁移弯曲的过程中，所携带的碎屑物在凸岸一侧沉积下来。开始仅仅形成浅滩，随着河流不断侧向迁移，浅滩也不断增长，最后形成宽阔的边滩（图 6.5）。边滩沉积物成分复杂，常含有植物碎片。粒度变化范围大，规模较大河流的边滩沉积，都是以砂为主，有少量的砾石和粉砂；较小河流的边滩沉积，粒度可粗至砾石级。边滩沉积中的层理以大型板状交错层理为主。边滩沉积是单向环流侧向加积的产物，当洪水期来到时，水位增高，边滩被没于水下，洪水中的细粒物质（粉砂、亚粘土等）就会叠积在边滩沉积物之上，形成河漫滩，并一般具有水平薄层层理。因此，河漫滩具有二元结构，即底部为边滩沉积，顶部为河漫滩沉积（图 6.6）。

**心滩沉积** 辫状河或网状河的特点是发育一系列心滩。心滩形成于洪水期，此期间形成双向环流，表流从中央向两侧流，底流从两侧向中心汇聚，然后上升，由于水流的相互抵触和重力作用，使碎屑在河心发生沉积（图 6.7）。每一次洪水期，使心滩扩展、加高，最后露出水面，造成河流分叉。这种分叉过程在河道内反复进行，即形成了心滩密布的、网状的游荡性河流。心滩沉积物成分复杂。粒度变化范围比边滩大得多，也更粗一些，可以有砾石、粗砂，有时还有粉砂和粘土夹层。心滩沉积物中的层理发育，常见大型槽状交错层理，层理的底界面常为明显的冲刷面，并有砾石分布。

天然堤与决口扇沉积洪水期河水漫越河岸，由于河水变浅、流速骤减，河水所携带的大量悬浮物质，很快在岸边沉积下来，形成天然堤。天然堤主要发育在蛇曲河流中，沉积物为粉砂和泥，两者常呈互层。决口扇是洪水冲决天然堤，在天然堤外侧斜坡上形成的扇状堆积物。它在剖面上呈透镜状，厚度自数十厘米到几米。沉积物的粒度比天然堤的粗，主要为细砂和粉砂（见图 6.5）。

**牛轭湖沉积** 由河流的改道、截弯取直或由于河流衰老所形成的湖泊称为牛轭湖。其沉积物底部是侧向加积形成的河道沉积物，往上为垂向加积的粉砂和粘土，富含有机质，一般具水平层理。这些垂向加积的细粒物质是由洪水期河流所带来的。

山口沉积来自山区的河流，在流出山口时，由于坡降明显减小，水流无地形约束而散开，河流的搬运能力显著降低，所携带的大量碎屑物便堆积在山口开阔的平地上。沉积物堆积成半圆锥形或扇状地貌，称为冲积锥或冲积扇。山口沉积是在水位突然退落，动力变小过程中沉积的。因此在锥顶的沉积物粒度粗，以砾石、砂为主，向边缘逐渐变细。

河口沉积河流入海、入湖的地方叫河口，它是河流重要的沉积场所。当河流进入河口时，水域骤然变宽，再加上海水或湖水对河流的阻挡作用，流速减小，机械搬运物便大量沉积下来。所形成的沉积体形态，从平面上看像三角形，故称为三角洲（图 6.8）。三角洲内部从纵剖面上看常具有三层构造，即顶积层、前积层和底积层（图 6.9）。

前积层是河水到达河口后，最先在汇水盆地边缘沉积的较粗泥、砂沉积物，它向海洋（或湖泊）方向倾斜，近岸处较陡，随着离岸渐远而逐渐变缓。底积层是河流带来的悬浮物，在前积层的前方形成的水平沉积层，由粉砂和粘土组成，粒细、层薄。顶积层是前积层增长到河底高度时，随着三角洲向海推进，在前积层之上沉积的、近水平的冲积物。值得指出的是，三角洲处于海陆过渡地带，沉积环境较为复杂，既有河流的沉积作用，又有海水的沉积作用，很难把它们分开。

河流的沉积物统称为冲积物。对于正在形成的冲积物人们很容易认识，但在研究古河流沉积时，就有较大的困难。因为在漫长的地质历史中，这些冲积物经历了沧桑之变，因此，掌握冲积物一些最基本的鉴别标志显得尤为重要。冲积物的主要鉴别标志是：砾石成分复杂，往往具叠瓦状排列。砂和粉砂的矿物成分中，不稳定组分较多。碎屑物质的分选性较好。碎屑颗粒随水动力条件的改变，按大小、比重依次沉积。由于这种分选作用，一些比重大而稳定的矿物，如金、锡石、金刚石、钨砂等，便可富集形成冲积砂矿床。碎屑颗粒的磨圆度较高。冲积物通常经过长距离和多次的再搬运，由于磨蚀和碰撞造成较高的磨圆度。冲积物层理发育，类型丰富，层理一般倾向河流下游。冲积物常呈透镜状或豆荚状，少数呈板片状。冲积物往往具有二元结构，下部为河床沉积，上部为河漫滩沉积。

## （二）洪流及片流的沉积作用

洪流的沉积作用很普遍，特别是在干旱和半干旱地区，洪流是主要的地质营力。它不但具有强大的侵蚀能力，而且具有较强的搬运能力。当洪流携

带大量碎屑物质，抵达冲沟口时，水流突然分散，碎屑物质便沉积下来。由洪流形成的沉积物叫洪积物。洪积物在冲沟口所形成的扇状堆积体叫洪积扇。大型的洪积扇中，洪积物具有明显的分带现象。在洪积扇顶部，堆积有粗大的砾石，这是由于水动力在此地带突然降低所致。在洪积扇边缘，地形较缓，水动力更弱，沉积物主要为砂、粘土，并具有层理。在扇顶与扇缘之间，沉积物既有砾石，又有砂及粘土。洪积物这种分带现象是粗略的，各带之间没有截然的界线。

洪积物具有如下特点：洪积物分布有明显的地域性，其物质成分较单一，不同冲沟中的洪积物岩性差别较大；洪积物分选性差，往往砾石、砂、粘土混积在一起；洪积物的磨圆度较低，一般介于次圆状和次棱角状之间；

洪积物的层理不发育，类型单一；洪积物不具二元结构，在剖面上，砾石、砂、粘土的透镜体相互交叠，呈现出多元结构。

由片流在坡坳、坡麓地带形成的碎屑堆积物叫坡积物。坡积物围绕山麓连续分布所形成的裙裾状地形为坡积裾。片流是一种面状水流，水动力本来就较弱，当它到达坡坳、坡麓时，水动力几乎消失，所携带的碎屑物质便堆积下来，故坡积物一般为细碎屑物，如亚砂土、亚粘土等。片流又可看作是由无数股很细小的水流组成，它局部水动力较大，因此在坡积物中会经常见到小的砾石透镜体。坡积物分布广，但其厚度小。当山坡岩石风化强烈、碎屑物质丰富、又无植被覆盖时，坡积物就很发育。

坡积物与洪积物经常共存，在野外工作时，应注意二者的区别：由于坡积物来自附近山坡，所以坡积物一般比洪积物成分更单纯，另外坡积物中砾石含量少，洪积物砾石丰富；片流动力弱而不稳定，故坡积物的分选性比洪积物差；坡积物比洪积物的磨圆度低，砾石的棱角较明显；坡积物略显层状，不具洪积物的分带现象；坡积物多分布于坡麓，构成坡积裾地形，而洪积物分布于沟口形成洪积扇地貌。

## 二、地下水、冰川及风的沉积作用

### （一）地下水的沉积作用

地下水的沉积作用以化学沉积作用为主，一般只在地下河、地下湖才发育一定数量的碎屑沉积，另外还可形成一些洞穴崩塌碎屑堆积。地下水溶运的各种物质，在渗流过程中，由于水温及压力等条件改变，便可发生沉积，有利于化学沉积的场所主要是洞穴和泉口。

溶洞沉积物在灰岩区，当溶有重碳酸钙的地下水渗入溶洞时，压力突然降低，水中溶解的  $\text{CO}_2$  逸出，形成  $\text{CaCO}_3$  沉淀。地下水在洞顶渗出，天长日久便可在洞顶形成悬挂的锥状沉积物称石钟乳；地下水滴至洞底形成向上增长的笋状沉积物称石笋；当石钟乳和石笋连接在一起时称为石柱；它们统称为钟乳石（图 6.10），其沉积物多呈同心柱状或同心圆状结构。若地下水沿洞壁渗出，可形成帷幕状的沉积物，称为石幔。

泉华沉积物 当泉水流出地表时，因压力降低、温度升高，地下水中的矿物质发生沉淀，沉淀在泉口的疏松多孔物质叫泉华。泉华的成分为  $\text{CaCO}_3$  时，称为钙华或石灰华；以  $\text{SiO}_2$  为主时称为硅华。由于泉华物质成分、沉淀

数量及泉口地形的差异，泉华可堆积成锥状、台阶状或扇状地貌。

## （二）冰川的沉积作用

冰川向雪线以下流动，并不是无休止的。随着气温的逐渐升高，冰川逐渐消融，冰运物也就随之堆积，所以冰川消融是冰川堆积的主要原因。此外，冰川前进时若底部碎屑物过多或受基岩的阻挡，也会发生中途停积。由此可见，冰川的沉积是纯机械沉积。由冰川形成的沉积物统称为冰碛物。

当气候条件稳定时，冰川的前端（冰前）稳定于一定地点，那里冰川的消融量等于供给量，整个冰川虽在流动，但冰前的位置不变。因此，冰川将冰运物源源输送到冰前堆积，形成弧形的垅岗，称为终碛堤或终碛垅（图 6.11）。其外侧较陡，内侧较缓，不同类型及规模的冰川所形成的终碛堤规模差异甚大。当全球气候变冷，冰川扩展时，即冰进时期，冰川供给量大于消融量，终碛堤被推进，可形成宽缓的终碛堤。在大陆冰川终碛堤的内侧，冰川流动时，因碎屑物过多并受基岩阻挡，冰运物堆积，形成一系列长轴平行于流向的丘状地形，称为鼓丘。

当气候转暖，冰川萎缩时，即冰退时期，冰运物不再运往固定的地点堆积，而是随着冰前的后退广泛堆积在冰床上，这部分冰碛称为底碛。山谷冰川的两侧在冰川退缩时，可堆积成侧碛堤。在复式冰川中，两冰川侧面的复合部位可堆积成中碛堤。

冰碛物常具有如下特征：山岳冰川碎屑成分与冰川发育区的基岩成分基本一致，大陆冰川的冰碛物成分复杂，并且细粒碎屑中不稳定的成分较多。

由于冰川为固体，无分选作用，故冰碛物分选性极差，大至漂砾，小至粘土，混杂堆积在一起，形成“泥包砾”的现象。冰川中的碎屑颗粒彼此不相磨擦、碰撞，故冰碛物磨圆度极差。岩块和砾石无定向排列，杂乱无章，亦无层理。冰碛物表面常有磨光面或交错的钉头形擦痕，还可出现凹坑和裂隙。具冰川擦痕的砾石称为条痕石。冰碛物内部化石稀少，常保存寒冷型的孢子花粉。

## （三）风的沉积作用

风的沉积发生在大气介质中，是纯机械的沉积作用。风在搬运过程中，因风速减小或遇到各种障碍物，风运物便沉积下来形成风积物。高空的悬浮物，遇到冷湿气团时，粉砂、微尘可作为水滴的凝聚核心，并随雨滴降落到地面。风的沉积作用具有明显的分带性，干旱的风源地区以风成砂沉积为主，在风源外围的半干旱地区则发育风成黄土。

### 1. 风成砂沉积

风沙流遇到障碍物时，砂粒打在障碍物的迎风面上，因能量消耗，沉积下来。如果障碍物是灌木、草丛，部分砂粒便会沉落于灌木或草丛中，最后把障碍物埋没，形成沙堆。沙堆的出现改变了近地面气流的动力结构，在沙堆的背风面，产生涡流，使风力减弱，发生沉积。涡流还可以将沙堆两侧的砂粒卷进背风区沉积，随着沉积作用的进行，背风坡逐渐变陡，最后形成沙丘。风将迎风坡上的砂粒带走，并在背风坡堆积下来，沙丘内部也随之形成顺风向的斜层理。在沙源稀少的地区，如沙漠的边缘，风沙流在开阔平坦的地面上，所形成的月状沙丘称为新月形沙丘（参见图 5.15）。

沙丘和沙堆可以孤立存在，也可以连接起来形成沙垅。当一个地区终年

盛行两个方向相近的风，并且风力一大一小时，沙堆、沙丘则顺主风向伸延，形成纵向沙垅。如果两股相反方向的风交替作用，并以一个方向的作用占优势，则风沙可聚集成垂直风向的横向沙垅。在干旱区，风力和风向变化很复杂，因此形成的沙丘、沙垅形态各异，风积物中也具有不同倾向的斜层理，于是形成了风成交错层。在风力作用下，沙堆、沙丘和沙垅表面形成起伏的沙波纹，远远望去，就像浩瀚的海洋一样，这种地貌称为沙漠。

风成砂的特征：砂粒大多为石英，亦有长石、暗色矿物、碳酸盐等不稳定矿物；分选良好；磨圆度高，石英砂的表面呈毛玻璃状，并有小的碰撞坑；较粗的砂粒表面常有氧化铁、氧化锰析出，形成具有油脂光泽的薄膜，称为沙漠岩漆；风成砂中有中小型交错层理，有时出现大型风成板状交错层理（图 6.12）；风成砂中生物遗迹稀少，有时存在蒸发盐矿物。

## 2. 风成黄土沉积

黄土是一种灰黄或棕黄色的松散土状沉积物，以粉砂和粘土为主，孔隙及垂直节理发育。其成因复杂，但以风成为主。

风吹蚀地面时，使大量粉砂和粘土离开地面。在紊流上举力的作用下，悬浮空中，被风带出沙漠区，随着风力的减弱徐徐沉降下来，形成风成黄土。风成黄土沉积基本不受地形影响，山顶、山坡、沟谷中都可发生沉积，降落面积广大。例如，在我国北方大兴安岭、太行山几乎连续分布，面积约为 631000km<sup>2</sup>。

风成黄土的特征：各地风成黄土的矿物组成基本一致，不受下伏基岩影响。黄土中的矿物碎屑成分有 50 余种，石英和长石占 90% 以上；分选性良好，大部分颗粒粒度局限在 0.05 ~ 0.005mm 的范围内；由于黄土颗粒细，又呈悬移搬运，故其磨圆度差；黄土层理不明显，发育垂直节理；孔隙度高达 44% ~ 55%，常含钙质结核。

## 三、湖泊（及沼泽）的沉积作用

湖泊是陆地上的集水洼地，其沉积作用占主导地位。湖泊可分为淡水湖和咸水湖两类。前者多发育在潮湿气候区，不同季节水位有变化，一般为泄水湖；后者发育在干旱气候区，一般为不泄水湖。淡水湖以机械沉积为主，咸水湖则以化学沉积为主。

### （一）湖泊的机械沉积作用

湖水的机械沉积物主要来源于河流，其次为湖岸岩石的破碎产物。碎屑物质从浅水区进入深水区，由于动力逐渐减小，逐步发生沉积。从湖滨到湖心，沉积物粒度由粗变细，呈同心环带状分布。湖泊与海洋相似，粗碎屑物也可以堆积成湖滩、沙坝和沙嘴；细小的粘土级物质被湖流搬运到湖心，极缓慢地沉积到湖底，形成深色的、含有机质的湖泥。湖底较平静，沉积物不受波浪扰动，因此发育水平层理。一般来说，山区湖泊碎屑沉积物的粒度偏粗，平原区湖泊的沉积物粒度较细。

### （二）湖泊的化学沉积作用

湖水化学沉积作用受气候条件的控制极为明显，不同的气候区化学沉积物差别很大。

#### 1. 潮湿气候区湖泊化学沉积作用

潮湿气候区降水充沛，湖泊多为泄水湖。溶解度大的组分如 K、Na、Mg、



Ca 等的卤化物、硫酸盐很少发生沉淀，河流及地下水带入的 Fe、Mn、Al 等的胶体物质或盐类物质易受水质变化的影响，成为潮湿气候区湖泊化学沉积的主要组成部分。这些物质沉积后，常形成湖相的铁、锰、铝矿床，其中最常见的是铁矿床，矿物成分以褐铁矿、菱铁矿及黄铁矿为主。

湖水中的钙质可以  $\text{CaCO}_3$  的形式沉淀出来，并与湖底淤泥混在一起，形成钙质泥，成岩后形成泥灰岩，有时钙质沉淀较少，则形成钙质结核。

## 2. 干旱气候区湖泊化学沉积作用

干旱气候区湖水很少外泄，主要消耗在蒸发上。蒸发作用使湖水的盐度逐渐增加，变成咸水湖甚至盐湖。在湖水逐渐咸化的过程中，溶解度小者首先沉淀，沉淀的顺序大致为碳酸盐、硫酸盐、氯化物，据此将盐湖沉积划分为四个阶段（图 6.13）。

**碳酸盐阶段** 湖水在咸化过程中，溶解度较低的碳酸盐先达到饱和而结晶沉淀。钙的碳酸盐沉淀最早，镁、钠碳酸盐次之，形成  $\text{CaCO}_3$ （方解石）、 $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ （白云石）、 $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ （苏打）， $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ （天然碱）。若湖水中含硼酸盐，则可出现硼砂（ $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ），此类湖泊称碱湖或苏打湖。

**硫酸盐阶段** 湖水进一步咸化，深度变浅，溶解度较大的硫酸盐类沉淀下来，形成  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ （石膏）、 $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ （芒硝）、 $\text{Na}_2\text{SO}_4$ （无水芒硝）等矿物，这类盐湖又称为苦湖。

**氯化物阶段** 湖水进一步浓缩，残余湖水便能成为可供直接开采的、以氯化钠为主的天然卤水。湖水继续蒸发，石盐（ $\text{NaCl}$ ）、光卤石（ $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ）和钾盐（ $\text{KCl}$ ）开始析出，此类湖泊称为盐湖。

**沙下湖阶段** 当湖泊全被固体盐类充满，全年都不存在天然卤水，盐层常被碎屑物覆盖成为埋藏的盐矿床，盐湖的发展结束。

上述盐湖发展过程是个理想的过程，只有在气候长期不变，湖水化学成分多的情况下才能达到。另外，盐湖除化学沉积外还有机械沉积，因此盐层常与砂泥层交互出现。

## （三）沼泽的沉积作用

沼泽的沉积作用以生物沉积作用为主。沼泽是地表充分湿润或有浅层积水的地带，一般喜湿性植被发育。植物死亡后，堆积起来形成泥炭。泥炭沼泽可分为低位、中位和高位三种类型。低位沼泽低于地下水水面，由地表水和地下水补给，植物能得到充足的养分；高位沼泽中部隆起，只能从大气降水得到补给，植物缺乏养分；中位沼泽介于上述两类型间。低位沼泽泥炭最为发育。泥炭是褐色或暗棕色、相对密度 0.7~1.05 的疏松有机物质，可作为燃料，亦可用于化工原料和农业肥料。

## 四、海洋的沉积作用

海洋是巨大的汇水盆地，是最终的沉积场所。海洋沉积物主要来源于大陆，河流、冰川和风等营力，每年将数百亿吨的物质搬运到海洋沉积下来。另外，海洋侵蚀作用的产物、火山物质、宇宙物质等也是海洋沉积的重要组成部分。

海洋的沉积作用可进一步划分为滨海、浅海、半深海和深海几个环境分区。

### （一）滨海的沉积作用

滨海是海陆交互地带，其范围是最低的低潮线与最高的高潮线之间的海岸地带（图 6.14）。滨海区当潮汐、波浪和沿岸流的搬运动力变小时，就产生机械沉积。滨海区由于潮汐、波浪的作用还可带来较多的生物碎屑，形成一定的生物沉积。

**海滩沉积** 海滩是在海岸地带由碎屑沉积物堆积而成的平坦地形。在山区河流的入海口或基岩海岸附近，沉积物主要由砾石组成，这种海滩称为砾滩。砾石具有较高的磨圆度，扁圆形砾石常具定向性排列，砾石长轴基本与海岸平行，最大扁平面倾向海洋。主要由砂组成的海滩叫沙滩。在波浪的长期作用下，砂粒具有良好的分选性和磨圆度，成分单一，不稳定矿物少，以石英砂最为常见。沙滩表面具有不对称波痕，内部具有交错层理。由于沙滩经受了波浪的长期筛选，独居石、锆石、钛铁矿、金等重矿物，易富集形成滨海砂矿。

**潮坪沉积** 在宽阔平缓的海岸地带，波浪波及不到这里，只有高潮时海水才能到达，因而这里以潮汐作用为主，此地带称为潮坪。潮流动能小于波浪，仅能把细砂、粉砂和粘土搬运到潮坪上沉积。由于潮水周期性的往复运动，潮坪沉积具有双向斜层理，沉积物表面发育波痕、泥裂、虫迹等。

**沙坝及沙嘴沉积** 当海浪从沙质海底的浅水区向岸推进时，在水深约等于两个波高处，进浪与底流相遇。波浪的破碎使动能减小，所携带的泥沙便堆积下来，开始形成水下沙埂，沙埂进一步增高加宽，形成平行于海岸的长条形垅岗，称为沙坝。沙嘴也是由沙粒堆积而成的长条形垅岗，它一端与海岸相连，另一端伸入海中。它的形成过程与沿岸流有关。由于海岸曲折，每一股沿岸流并不随之曲折，当沿岸流推动砂粒前进时，因惯性使砂粒进入海湾区，然后减速发生沉积。另外，两股反向沿岸流相遇时，能量相互抵销，也能使砂粒沉积形成沙嘴。

**贝壳堤** 在平缓而又坚实的海滨带，牡蛎等软体动物可以大量繁殖，死亡后，其骨骼被波浪冲到海滩堆积形成贝壳堤或介壳滩，如果富集、规模大，可作为石灰原料。

### （二）浅海的沉积作用

浅海是海岸以外较平坦的浅水海域，其水深自低潮线以下至水深 200m 之间。许多地区的大陆架水深在 200m 以内，地势开阔平坦，所以浅海大致与大陆架相当。浅海距大陆较近、各种生物极其繁盛，是海洋中的最主要沉积区，无论沉积物数量及沉积作用的类型都比海洋中的其它环境分区要丰富得多，古代海相沉积岩中绝大部分也为浅海沉积。

#### 1. 浅海的碎屑沉积

浅海中 90% 以上的碎屑物来源于大陆。当不同粒级碎屑进入浅海时，海水的运动使颗粒下沉速度减慢，一些较细的颗粒处于悬浮状态，海流将这些悬浮物搬运到离岸较远的地区；较粗的颗粒沉积在近岸地区。因此从近岸到远岸，依次排列着砾石、粗砂、细砂、粉砂和粘土等。浅海带沉积物的特点是：近岸带颗粒粗以砂砾质为主，具交错层理和不对称波痕，含大量生物化石，有良好的磨圆度和分选性，成分较单一；远岸带粒度细，以粉砂和泥质

为主，具水平层理，波痕不发育，有时有对称波痕，分选好但磨圆度不高，成分较复杂。

## 2. 浅海的化学沉积

浅海是化学沉积的有利地区，形成了众多的化学沉积物，其中许多是重要的矿产。地质历史时期曾发育过大量浅海化学沉积，现代浅海化学沉积主要发生在中、低纬地区。浅海的化学沉积物主要有碳酸盐、硅质、铝、铁、锰氧化物和氢氧化物、胶磷石和海绿石等。

碳酸盐沉积在浅海化学沉积物中，碳酸盐类所占比重最大，主要为灰岩和白云岩。碳酸盐沉积的原因是温度升高或压力降低，这样引起海水中  $\text{CO}_2$  含量减少，重碳酸钙过饱和形成  $\text{CaCO}_3$  沉淀。在海水动荡的条件下，碳酸钙以一定的质点（如岩屑）为核心呈同心圆状生长，形成鲕粒状沉积物，成岩后形成鲕状灰岩。已固结或弱固结的碳酸钙被波浪冲碎并搓成扁长形团块，胶结成岩后，形成竹叶状灰岩（图 6.15）。

硅质沉积 海水中的硅质一部分来自大陆，它们以溶解硅（ $\text{H}_3\text{SiO}_4^-$ ）和悬浮硅两种形式搬运；另一部分硅质来源于海底火山作用、海水的溶解作用及生物活动。当硅胶进入海洋后，在温度较低、偏碱性的环境中，逐步凝聚而沉积下来，形成蛋白石，进一步脱水形成燧石。燧石常呈结核状、透镜状或条带状产出，颜色多样。

铝、铁、锰及海绿石沉积海水中的铝、铁、锰等主要来自大陆。湿热气候区强烈的化学风化作用，使 Al、Fe、Mn 以胶体状态随河流迁入海中，在近岸地带遇电解质而凝聚沉积，在近岸区，因海水动荡，易形成鲕状结构或豆状、肾状结构。海成铝土矿是由铝的氢氧化物组成，铁质沉积物主要为赤铁矿和褐铁矿，而锰质沉积物则以水锰矿、硬锰矿的形式出现。海绿石是一种绿色粘土矿物，是由海水中硅、铝、铁的胶体吸附钾离子而成。

磷质沉积 磷主要以  $\text{HPO}_4^{2-}$  的形式存在于海水中，表层海水含磷量低，难以沉积。海洋的下层由于有机物的分解富含磷质，当富含磷质的海水随上升洋流到达浅海区后，因压力减小，温度升高， $\text{CO}_2$  的含量降低，磷质发生沉积，形成胶磷石  $[\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2]$ 。胶磷石和其它沉积物共同组成磷灰岩。当含磷量较高时形成磷矿床。

## 3. 浅海的生物沉积

介壳石灰岩和生物碎屑岩 浅海带生活着大量底栖生物，当它们死亡后，生物的壳体与灰泥混杂沉积，可形成介壳石灰岩；生物壳体或骨骼的碎片可以与其它沉积物混杂形成生物碎屑岩。

生物礁 生物礁是指在海底原地增殖、营群体生活的生物，如珊瑚、苔藓虫和层孔虫等的骨骼、外壳以及某些沉积物在海底形成的隆起状堆积体。珊瑚礁在浅海沉积中有特殊意义，珊瑚虫对生活环境有较严格的选择，只能生活在 20 左右的海水中，并且要求水质清澈、盐度正常，水深不超过 20m，水流通畅而不激烈动荡。在这种环境中，珊瑚虫不断繁生，其骨骼逐渐堆积成礁（图 6.16）。如果珊瑚环绕岛的岸边生长，形成岸礁；如果珊瑚礁平行海岸分布，与岸间有一个较宽的水道，则成为堡礁；珊瑚围绕海底隆起的边缘生长则形成环状的礁体，称为环礁。

### （三）半深海及深海的沉积作用

半深海是从浅海向广阔深海的过渡地带，水深一般位于 200 ~ 2000m 之间，在海底地形上相当于大陆坡的位置，通常地形坡度较陡。深海是水深大于 2000m 的广大海域，其海底地形主要包括大陆基、大洋盆地及海沟等。

半深海及深海离大陆较远，一般来说，粗粒物质很难到达这里，只有浊流、冰川和风以及火山作用，能产生较粗的物质沉积。浊流所悬浮和挟带的大量物质，在进入大陆坡脚和深海盆地时，因搬运能力剧减发生堆积，所形成的沉积物叫浊积物。由浊积物构成的扇状地形叫深海扇。扇体的沉积厚度较大，向深海平原厚度减小。浊积物主要由粘土和砂组成，还有砾石、岩块、生物碎屑等。具分选性和层理。

陆源物质部分沉积于浅海带，粒径小于 0.005mm 的悬浮物质进入半深海和深海区。这些物质虽属陆源的悬浮物质，但它们几乎都是胶体性质，可长期悬浮于水中，只有在极安静的水动力条件下才能沉入海底。由于海洋中波浪和洋流的存在，极安静的环境几乎不存在，如果不是胶体物质的凝聚作用，它们可能不会发生沉积。

半深海中的沉积物具有世界共同的特点，即都是一些胶状软泥，其成分大体相似。这些软泥据颜色的差异有蓝色软泥、绿色软泥、红色软泥等。

深海是海洋的主体，但沉积速度较低。化学沉积作用形成了锰结核、多金属软泥等。

**锰结核** 锰结核又称锰团块、锰矿球等，它由水针铁矿、钠水锰矿和钡镁锰矿等矿物组成。锰结核中含 30 多种元素、除 Fe、Mn 外，还有 Cu、Co、Ni 等，其品位均已达到工业品位，而且储量可观，所以锰结核的经济意义很高。锰结核主要为黑褐色，含铁多时呈红褐色。结核大小不一，一般为 0.5 ~ 25cm，个别大于 1m。锰结核都具有一个碎屑核心，铁、锰矿物以同心圆状包在核外，这些核心可以是火山玻璃、生物骨屑或浮冰岩屑等。锰结核主要分布于水深 4000 ~ 6000m 的深海底，以太平洋深海底为最多。锰结核的形成条件为：有丰富的锰质来源，处于氧化环境，海流不断补充锰质和沉淀核心。尽管在这种条件下，锰结核的沉积速度仍很小，一般为  $10^{-5} \sim 3 \times 10^{-3} \text{mm/a}$ 。

**多金属软泥** 是一种富含 Fe、Mn、Al、Zn、Pb、Ag、Au 等金属的未固结沉积物。一般分布在水深 2000 ~ 3000m 处，现在已出现的地区有红海、东太平洋海隆等。多金属软泥中各种金属主要以硫化物形式存在，金属含量已达到工业品位。由于它分布的深度比锰结核浅，是未来有前景的矿产。

半深海及深海的生物沉积主要是一些生物软泥，尤其是深海区分布较广，它是深海沉积的重要部分。大量的浮游生物死亡后堆积，与泥质沉积物混在一起形成生物组分超过 50% 的软泥。生物软泥据其成分和生物碎屑的种类，分为以碳酸钙为主的钙质软泥和以硅质为主的硅质软泥。前者包括抱球虫软泥和翼足类软泥，后者包括硅藻软泥和放射虫软泥。湖泊中的生物作用也可形成腐泥，成岩后称为油页岩。

### 第三节 成岩作用

由松散的沉积物转变为沉积岩的过程称为成岩作用 (diagenesis)。各种沉积物一般原来都是松散的，在漫长的地质时期中，沉积物逐层堆积，较新的沉积物覆盖在较老的之上，沉积物逐渐加厚。被深埋的早期沉积物，由

于上覆沉积物的压力，下部的沉积物逐渐被压实；同时由于孔隙水的溶解、沉淀作用，使颗粒互相胶结；而且部分颗粒发生重结晶，最后，松散的沉积物固结成为坚硬的岩石。由沉积物经成岩作用形成的岩石称为沉积岩。由于沉积岩是在地表或近地表条件下形成的，其形成过程及保存条件与岩浆岩或变质岩明显不同，因此，沉积岩的基本外貌特征与岩浆岩或变质岩有很大差别。

成岩作用的主要方式有三种，即压实作用、胶结作用和重结晶作用。

### （一）压实作用

压实作用( compaction )是指沉积物在上覆水体和沉积物的负荷压力下，水分排出、孔隙度降低及体积缩小的过程。随着孔隙度降低，相应地将引起沉积层的渗透率降低、颗粒间的连接力增大、抗侵蚀能力增强。任何沉积物转变为沉积岩都经受了压实作用。

通常随着埋深增大，孔隙度趋于减小。砂粒在沉积时排列就比较紧密，因此，即使埋藏很深，压实量也不会很大。颗粒状的碳酸盐沉积物与砂沉积类似，压实作用通常也不显著。而软泥状的碳酸盐沉积与粘土沉积一样，会受到强烈的压实。新沉积的粘土孔隙度可达 80% 以上，含水量达 80% ~ 90%。瑞士楚格湖现代沉积粘土，在表面的沉积物含水量为 83.6%，孔隙度达 92%；当上覆沉积物约 3.6m 厚时，含水量减至 70.6%，孔隙度降至 85%。由粘土固结成页岩，孔隙度可减少为 20%。软泥经压实作用就可形成泥岩。软泥被埋藏后不断排出孔隙水，到埋深 1 ~ 1.5km 时，含水量仅剩约 30%，这时已成为泥岩。

### （二）胶结作用

胶结作用( cementation )是指从孔隙溶液中沉淀出的矿物质( 即胶结物 )将松散的沉积物粘结成为沉积岩的过程。对于砾、砂和粉砂等碎屑沉积物，压实作用只能引起孔隙度降低和强度增加，但不能使其固结成岩，必须通过沉淀在颗粒孔隙内的化学或生物化学成因的矿物质的胶结作用，才能固结成岩。胶结物可以充填于岩石的部分空隙，也可以填满全部空隙。

胶结物的矿物成分种类很多，常见的有钙质(  $\text{CaCO}_3$  )、硅质(  $\text{SiO}_2$  )及铁质(  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  )等。钙质和硅质胶结物的来源是多种多样的，有的是从与沉积环境有关的同生饱和溶液中沉淀的，也有在成岩过程中由沉积物中各种物质的溶解( 包括生物骨壳和矿物颗粒的溶解 )形成的饱和溶液中再沉淀的，还有由沉积物埋藏后从外部带入的流经沉积物的饱和溶液中沉淀的。如果沉积物的孔隙是封闭的，那么由过饱和的孔隙溶液中能沉淀的物质是很少量的。假定要把一个单位体积的孔隙用方解石胶结物来填满，就需要 5400 个单位体积的过饱和溶液。因此，形成充填孔隙的胶结物必须在沉积物中保持长期水循环并且有过饱和溶液的稳定供给。铁质胶结物主要是赤铁矿，其形成方式一种是沉积物中的非晶质氢氧化铁在成岩过程中转变为晶质的赤铁矿；另一种是含铁矿物如角闪石、黑云母等，在成岩过程中受到含氧孔隙水的分解而形成的。

砾岩、砂岩和粉砂岩等粗碎屑岩的形成主要靠胶结作用。对于碳酸盐沉积物，往往在还没有被埋藏时就已经发生强烈的胶结作用。

### （三）重结晶作用

重结晶作用( recrystallization )是指在压力增大、温度升高的情况下，沉积物中的矿物组分部分发生溶解和再结晶，使非晶质变为结晶质，细粒晶

变为粗粒晶，从而使沉积物固结成岩的过程。如细晶方解石转变为粗晶方解石，隐晶或微晶高岭石转变为鳞片状结晶高岭石。沉积物中的胶结物发生重结晶作用后，可以形成颗粒细小的矿物，使颗粒间胶结得更紧，岩石变得更坚硬。重结晶前后，矿物的晶形、大小和排列方式发生改变，但化学成分不变。

重结晶作用的强弱，与矿物成分、颗粒大小等因素有关。易溶的矿物成分（如碳酸盐类）比较容易发生重结晶作用。一般颗粒越小，越容易被溶解，被溶解的成分容易沿较大颗粒重新结晶，从而使大颗粒的矿物增多、增大。碳酸钙很容易重结晶而变成较粗大的方解石晶体。重结晶作用在化学岩、生物岩及生物化学岩的形成过程中起着重要的作用。

## 第七章 岩浆作用与变质作用

### 第一节 岩浆作用

通过对火山的观察、岩浆岩的研究和地球物理资料的分析认为，在地壳深部或上地幔的局部地段中存在一种炽热的、粘度较大并且富含挥发分的硅酸盐熔融物质。这种处在 1000 左右高温下的物质在常压下将呈液态，但在几千兆帕斯卡的压力下很可能处于潜柔状态，具有极大的潜在膨胀力。一旦构造运动破坏了地下平衡使局部压力降低时，炽热物质立刻转变为液态，同时体积膨胀形成岩浆。可见，岩浆（magma）是在地壳深处或上地幔形成的、以硅酸盐为主要成分的、炽热、粘稠并富含挥发分的熔融体。

岩浆形成后，沿着构造软弱带上升到地壳上部或喷溢出地表，在上升、运移过程中，由于物理化学条件的改变，岩浆的成分又不断发生变化，最后冷凝成为岩石，这一复杂过程称为岩浆作用（magmatism），所形成的岩石称为岩浆岩（magmatic rock）。根据岩浆是侵入地壳之中或是喷出地表，岩浆作用可分为侵入作用和喷出作用；相应地，所形成的岩石分别称为侵入岩和喷出岩（或火山岩）。

根据  $\text{SiO}_2$  含量，岩浆可分为四种基本类型，即酸性岩浆（ $\text{SiO}_2 > 65\%$ ）、中性岩浆（ $52\% \sim 65\%$ ）、基性岩浆（ $45\% \sim 52\%$ ）和超基性岩浆（ $< 45\%$ ）。随着  $\text{SiO}_2$  含量减少，岩浆中  $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$  含量增多，岩浆的颜色加深，相对密度增大，粘度变小。

#### 一、喷出作用

##### （一）火山喷发现象与喷发类型

喷出作用又称为火山作用（volcanism）。火山喷发过程极为复杂，在不同地区以及不同的岩浆作用阶段，所喷出的物质和喷发类型各不相同。有的喷发很平静，岩浆沿裂隙通道上升，缓慢地流出地表，边流动边冷凝；有的非常强烈，岩浆喷出时具有猛烈的爆炸现象，可将大量的气体、岩浆团块和固体碎屑喷射到火山口以外，在火山口上空形成巨大烟柱。

1985 年 11 月 13 日，哥伦比亚托马利省一座沉睡了 400 年的内瓦多德尔鲁伊斯火山突然爆发，周围几个城镇被七八米厚的岩浆、石块和火山灰掩埋，造成两万多名居民死亡。我国较晚的一次大规模火山活动是黑龙江省德都县五大连池的火山喷发，始于 1719 年，1720～1721 年大量喷发，结果造成熔岩阻塞白河河道，集水形成五个相互联系的堰塞湖，即五大连池。

随着地球演化和地壳加厚，火山活动有逐渐减弱的趋势。根据火山活动的时间，可将火山分为：死火山，即人类历史以来不再活动的火山；休眠火山，是在人类历史上曾有过活动而近百年来停止活动的火山；活火山，是现在正在活动或近百年来有过活动的火山。死火山也有可能再度活动而变为活火山。我国台湾屏东县的鲤鱼山火山（1980 年 7 月 7 日爆发）即为活火山。

由于岩浆的化学成分、物理性质、火山通道的形状及喷发环境等的不同，因此，喷发类型是多种多样的。按火山通道的形状，可分为裂隙式喷发和中心式喷发。

##### 1. 裂隙式喷发（fissure eruption）

岩浆沿一个方向的大断裂或断裂群上升，喷溢出地表，称为裂隙式喷发。这种喷发火山口不呈圆形，而是长达数十公里以上的断裂带，或者火山口沿断裂带成串珠状排列，往下可连成墙状通道。裂隙式喷发以粘性小、流动性大的基性熔浆为主，多表现为沿裂隙缓慢溢出，然后沿地面向各个方向流动而形成熔岩被，面积可达几十万平方公里，厚达几百米甚至超过千米。在地质历史早期，由于地壳较薄，因而火山喷发以裂隙式为主。现代或近代裂隙式喷发主要局限在大洋中脊和大陆裂谷带上。大洋中脊上的裂谷，是全球规模的张裂系统，由于其反复裂开和玄武质岩浆的喷发与充填，构成了洋壳的一部分。大陆上的裂隙式喷发，如四川峨眉山二叠纪玄武岩，覆盖了四川、云南、贵州3省交界的广大地区。

## 2. 中心式喷发 (central eruption)

喷发物沿火山喉管喷出地面，平面上成点状喷发，称为中心式喷发。火山喉管多位于两组断裂的交叉点上。这种喷发是中、新生代以至现代火山活动的主要方式，可能是由于地壳逐渐加厚、压力增大，多数情况下岩浆只能沿着断裂交叉处形成的通道往上运移的缘故。中心式喷发常伴随有强烈的爆炸现象，除喷出大量气体外，还喷出大量碎屑物质，最后溢出熔浆。按照爆炸的强弱程度，可将中心式喷发分为猛烈式、宁静式和递变式3种。

猛烈式又称培雷式，以猛烈爆炸的形式出现，具突然性特点，会给人类带来巨大灾难。这种喷发以中酸性岩浆为主，由于其含气体多、粘性大、流动慢、冷凝快，因此常在火山喉管中凝固，像“塞子”一样堵住火山通道。随着下部岩浆的不断聚积，内部压力积累得极为强大，当压力大于“塞子”阻力时，就会发生骤然的猛烈爆炸（图 7.1）。岩石被炸碎，大量气体、岩屑和岩浆团块喷向天空，然后再降落到火山口周围堆积。这类火山以西印度群岛上的培雷火山为代表。1902年5月8日，培雷火山突然爆发，山脚下一座海岸城市圣皮尔，在几分钟内被灼热的火山灰流所毁灭，28000名居民除两人外全部遇难。

宁静式又称夏威夷式，以宁静地溢流出炽热熔浆为其特点，无爆炸现象。熔浆以基性为主，具有含气体少、粘度小、流动快的特点。以夏威夷群岛的火山为此类代表。该岛上的莫纳罗亚火山是世界上最大的活火山，它的熔浆溢出十分宁静，以致人们可到现场观看。

递变式是以猛烈式和宁静式有规律地交替喷出为特点，多数火山属于这种类型。通常是先猛烈喷发，喷出大量气体和岩屑，随后转为宁静地溢流出熔浆，反复交替出现。著名的意大利维苏威火山属于这种类型，该火山喷发具有明显的周期性。

由于岩浆性质和气体数量的变化，可造成一座火山在不同时期属于不同的喷发类型，如早期为猛烈式，后期为宁静式，以后又变为猛烈式，出现周期性的更替。

### （二）喷出作用的产物

#### 1. 火山喷出物

火山喷出的物质有气态、液态和固态3种。

##### （1）气态喷出物

火山从开始喷发至终止时都有气体喷发。在岩浆向上运移过程中，上覆



岩石的压力逐渐降低，溶解在岩浆中的挥发性组分就以气体的形式分离出来。岩浆喷出后压力降低，更多的气体就进一步释放出来。气体中以水蒸气为主，含量常达70%以上；此外有CO<sub>2</sub>、SO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S以及少量CO、H<sub>2</sub>、HCl、NH<sub>3</sub>、NH<sub>4</sub>Cl、HF等。

气体的喷出状况能预示火山活动的进程。如果气体喷出量越来越多，硫质成分越来越浓，温度越来越高，这就是大规模火山喷发即将来临的预兆。如果气体喷出量逐渐减少，CO<sub>2</sub>成分增多，硫质成分减少，温度降低，则表明火山活动逐渐减弱。

火山喷出的气体不是全部逸散，其中有相当部分直接由气体凝固成凝华物堆积在火山口附近，常见的有硫磺、氯化铵、氯化钾、硫化砷等，有的可形成矿床。

### (2) 液态喷出物

火山喷出的液态物质称为熔浆。熔浆与岩浆的差别在于熔浆挥发分较少。与岩浆分类相似，按SiO<sub>2</sub>含量熔浆主要可分为酸性、中性和基性3类，而超基性熔浆为数不多。不同类型熔浆粘度不等，因而流动性不同。熔浆冷凝后形成的岩石称为熔岩(lava)。

基性熔浆SiO<sub>2</sub>含量低，挥发组分较少，温度高(约1000~1200℃)，冷却慢，粘性小，流动快。冷却后形成颜色较深的岩石，称玄武岩。当基性熔浆表面冷凝成塑性薄壳，而下面熔浆仍继续流动时，就会拖曳上部薄壳使其产生波状起伏，形成波状熔岩(wave lava)(图7.2)；如果下面熔浆还继续流动，使上部薄壳被拖引成绳状构造，则形成绳状熔岩(ropy lava)。酸性熔浆富含SiO<sub>2</sub>和挥发组分，K、Na含量比Fe、Mn含量高，温度较低(多为800~1000℃)，冷却快，粘性大，流动慢。冷却后形成颜色较浅的岩石，称流纹岩。酸性熔浆表面迅速冷凝成薄壳并由于强烈收缩而破裂，下面熔浆继续流动，使表层薄壳再次破碎并翻滚、粘结，形成块状熔岩(block lava)。中性熔浆SiO<sub>2</sub>和挥发组分的含量以及其它性质介于酸性和基性熔岩之间，所形成的岩石称为安山岩。

枕状熔岩为基性岩浆水下喷发的产物。基性熔浆在水下凝固时首先表面结成硬壳，并由于冷却收缩而出现裂隙，而壳内的熔浆尚未固结，这样熔浆就可能从裂隙中流出；流出的熔浆表面又形成冷凝的硬壳，由于冷却收缩及内部压力硬壳又发生破裂，尚未固结的熔浆又从裂缝流出；结果使整体熔浆分成许多小股熔浆，最后凝固固结，并因在完全硬化前受重力作用与周围物体的互相挤压而成为枕状体(图7.3)，形成枕状熔岩(pillow lava)。

熔浆在凝固过程中，如果成分均匀，地形平坦，而且缓慢冷缩，就可能围绕一些大致成等距离排列的凝结中心收缩，从而形成垂直于冷凝面的裂隙，把岩石分割成多边形柱状体，这种裂隙称为柱状节理(图7.4)。最常见的是玄武岩中的六边形柱状节理，其次也有五边形、四边形、七边形等。福建第三系玄武岩、峨眉山二叠系玄武岩中的柱状节理都很发育。

### (3) 固态喷出物

由于气体的膨胀力及其所派生的冲击作用，使火山喉管及火山口附近的岩石被炸碎并抛射出来，未冷凝的岩浆呈团块、细滴喷射出来并在空中或落

地后凝结为固体，它们均属于固态喷出物，统称为火山碎屑物，可分出火山弹、火山块、火山砾和火山灰四种基本类型。

火山弹 (volcanic bomb) 是一种岩浆喷发物，喷离火山口时为炽热的熔浆团，而后在空中旋转运移时，发生不同程度的冷却或固结，落地时可呈现不同的形态。如落地时表层固结，可形成纺锤形火山弹、麻花状火山弹 (图 7.5A)；如表层基本未固结，则形成饼状或不规则状火山弹；如整体基本固结，则呈暗色不规则渣状块体，多气孔，表面锯齿状，称为火山渣，是最常见的一类火山弹 (图 7.5B)。火山弹平均直径大于 64mm，最大可达 6m (长径) 以上。

火山块粒径与火山弹相当，也是大于 64mm，但喷发时是固态的岩石碎块，多呈棱角状至次棱角状。火山块主要由火山通道及其附近早先形成的岩石破碎而成。火山砾粒径为 2~64mm，火山灰粒径小于 2mm，它们在喷发时可以是液态的，也可以是固态的。

火山碎屑物大部分降落到火山口附近，呈环状分布，由内向外颗粒由粗变细。火山喷发的碎屑物有时数量极多，散落面积很广，如 1883 年印度尼西亚克拉克托火山爆发，碎屑物总量估计达  $2.5 \times 10^9 \text{m}^3$ ，细小的火山灰被带到大气层的上层，而后随大气飘移散落全球。火山碎屑物经堆积、压实、胶结或熔结而形成的岩石，称为火山碎屑岩。不同期次喷发物形成的火山碎屑岩逐层堆积，因而可有较好的成层性。

## 2. 火山地形

中心式火山喷发形成的地形常呈锥状，称为火山锥 (图 7.6)。由于火山喷发类型不同，因而火山锥也是多种多样的。主要由熔岩组成的，称为熔岩锥，坡角常仅有  $2^\circ \sim 10^\circ$ ，很少大于  $15^\circ$ 。主要由火山碎屑岩组成的，称为火山碎屑岩锥，坡角约  $30^\circ \sim 40^\circ$ 。由熔岩与火山碎屑岩互层组成的称为复合锥，坡度常小于  $35^\circ$ ，世界上较大的火山都属于这种类型，如日本富士火山，海拔高度为 3776m。

在火山锥顶部常有低洼的部位，略呈圆形，边缘很陡，火山物质由此喷出，称为火山口。火山再次喷发时可以将原有的火山口炸掉一部分，使火山口顶部扩大，成为更大的洼地，叫破火山口。火山喷发停止后，火山口积水就成为火山口湖，如吉林长白山主峰白头山天池就是一例。与火山口相连的岩浆通道叫火山喉管 (也称火山颈)。与喷出岩相比，岩浆充填火山喉管而凝结的岩石一般结晶较好，呈致密状。在长期风化剥蚀之后，火山喉管中比较耐风化的熔岩往往残留在平地，成为突出的孤立山峰。

裂隙式火山喷发常可形成熔岩流与熔岩被。从火山口或火山裂隙溢出的熔浆沿山坡或河谷顺流而下，有的呈狭长的带状，有的呈宽阔平缓的舌状，冷却固结后称为熔岩流，当熔岩流遇到陡崖时可形成熔岩流瀑布 (图 7.7)。当喷发量很大时，熔浆可铺成一大片，被覆在地面上，而后冷凝，称为熔岩被。

## 二、侵入作用

岩浆侵入地壳中但未喷出地表时称为侵入作用，侵入的岩浆冷凝后形成的各种各样的岩浆岩体称为侵入体（intrusive body），侵入体周围的岩石叫围岩。由于承受上覆岩石的压力，因而岩浆具有向压力较低的构造软弱带侵入的趋势。岩浆在向上运动时，以巨大的机械压力沿着围岩的软弱部位挤入，同时以高温熔化围岩，从而占据一定的空间。根据岩浆侵入深度的不同，可分为深成侵入作用（深度 > 3km）和浅成侵入作用（< 3km），相应地，侵入体也分为深成侵入体和浅成侵入体。

### （一）深成侵入体

深成侵入体形成时的温度和压力均较高，因而岩浆冷凝缓慢，岩石多为全晶质中粗粒结构。岩体规模较大，常见的有岩基、岩株两种。围岩受岩浆高温影响，变质现象较强，范围较广。

岩基（batholith）是侵入体中规模最大的一类（图 7.8），面积大于 100km<sup>2</sup>，最大可达数万平方公里。平面上一般呈长圆形，长数十公里，甚至几千公里，宽可达 100km 以上。岩基一般为中酸性岩浆冷凝而成，多由粒度较粗而成分稳定的花岗岩或花岗闪长岩等组成。我国东部地区以及秦岭、天山、阿尔泰山等地均有规模巨大的花岗岩类岩基。

岩株（stock）是一种常见的侵入体，平面上近圆形或不规则状，接触面较陡，规模较大，出露面积小于 100km<sup>2</sup>。有的岩株独立产出；有的向下与岩基相连，为岩基的顶部突起部分。北京周口店的房山花岗闪长岩体就是一个比较典型的岩株，其出露面积 56km<sup>2</sup>，平面上近圆形，接触面较陡，并略向围岩倾斜。呈小岩株产出的岩体在找矿上十分重要。如鄂东大冶一带的中酸性岩株，在接触带上有丰富的铁、铜、金矿床。

### （二）浅成侵入体

浅成侵入活动接近地表，岩浆冷凝较快。矿物结晶颗粒细小，岩石常为中细粒结构或斑状结构。浅成侵入体的规模一般较小，可见底部边界，常见的有岩床、岩墙、岩盆、岩盖等。岩石类型从酸性到基性都有，与内生矿床形成时期相近，彼此经常共生。

岩床（Sill）又称岩席，是厚度较小而面积较大的层间侵入体，与其顶、底板围岩平行（见图 7.8），接触面平坦，中部稍厚，向边部逐渐变薄以至尖灭。岩床的厚度差别很大，大的可达上千米，小的仅几十厘米。如果岩浆粘度小、流动快，就可形成面积很大的岩床。岩床以基性岩常见。

岩墙（dike）厚度比较稳定且近于直立的板状侵入体（见图 7.8），长度为厚度的几十倍甚至几千倍，厚度一般几十厘米至几十米，长几十米甚至几千米。在一个较大区域内，岩墙很少单一产出，常常是几十条、几百条有规律地分布，形成岩墙群。岩墙又可称岩脉。也有人把规模小、形状不规则或贯入在岩体之中的脉状岩体称为岩脉（vein）。

岩盆（lopolith）中央部分厚度大，边缘厚度小，中间微向下凹的盆状侵入体。岩盆是岩浆侵入到岩层之间，其底部因受岩浆的重力而下沉，故中央凹陷；或岩浆侵入到构造盆地中而形成的。岩盆的岩性多为基性，平面形状为圆形或椭圆形，规模一般较大，直径数公里到数百公里，厚度最大者可达千米以上。

岩盖（laccolith）又称岩盘，是上凸下平的穹窿状侵入体（见图 7.8）。

由岩盖中部到边部，其厚度迅速变小而尖灭。岩盖规模一般不大，底部直径约 3~6km，最厚处通常小于 1km，地表出露形态常为圆形、椭圆形。岩盖的岩性以中酸性岩为常见，由于中酸性岩浆粘度大，延伸不远，将上覆岩层拱起而成盖状。

## 第二节 变质作用

变质作用 (metamorphism) 是指在地下特定的地质环境中，由于物理、化学条件的改变，使原有岩石基本上在固体状态下发生物质成分与结构、构造变化而形成新岩石的地质作用。由变质作用所形成的新岩石称为变质岩。变质作用的原岩可以是沉积岩、岩浆岩及变质岩，它们在形成时与当时的物理、化学条件之间处于平衡或稳定状态，但是这种平衡和稳定状态都是相对的和暂时的，一旦它们所处的物理、化学条件发生变化，原有平衡就会遭到破坏，原岩便被改造成为在新的环境中稳定的岩石。例如，在地表浅海环境中形成的石灰岩，如果处于地下较高温的条件下，它将会转变成为大理岩。

促使沉积物转变成成为沉积岩的成岩作用，通常也是在地下一定深度和一定的温度、压力等条件下进行的，它与变质作用有相似之处，但成岩作用所要求的深度、压力和温度都较小，在作用的过程中物质发生的变化不十分明显；而变质作用所要求的温度与压力较高、深度较大，在作用过程中原岩变化显著。一般来说，成岩作用的温度小于 150~200℃，围压低于 100~200MPa；而变质作用则要高于这一数值。因此，可以说成岩作用与变质作用具有过渡关系。变质作用虽与温度有重要关系，但温度并未使原岩熔融，即原岩基本上在固态下发生变质，一旦温度高到使原岩熔融，那么，就进入了岩浆作用的范畴，因此变质作用与岩浆作用从发展上来看也是有联系的。对于大多数岩石来说，变质作用的高温界限大致为 700~900℃。

### 一、变质作用的因素与方式

#### (一) 引起变质作用的因素

引起变质作用的主要因素是温度、压力及化学活动性流体。

##### 1. 温度

温度往往是引起岩石变质的主导因素。它可以提供变质作用所需要的能量，使岩石中矿物的原子、离子或分子具有较强的活动性，促使一系列的化学反应和结晶作用得以进行；同时温度增高还可使矿物的溶解度加大，使更多的矿物成分进入岩石空隙中的流体内，增强了流体的渗透性、扩散性及化学活动性，促进了变质作用的过程。变质作用的温度范围可由 150~200℃ 直到 700~900℃。

导致岩石温度升高的主要原因有：岩浆的侵入作用使其围岩温度升高；当地壳浅部的岩石进入更深部时，由于地热增温使原岩的温度升高；

由深部热流上升所带来的热量使岩石的温度升高；岩石遭受机械挤压或破裂错动时由机械能转化的热量使岩石的温度升高，这种热量一般较小或较局限。

##### 2. 压力

压力也是变质作用的重要因素，根据压力的性质可分为静压力和动压

力。

静压力 又称围压，是由上覆岩石的重量引起的压力。它具有均向性，并且随着深度增加而增大。静压力的作用在于使岩石压缩，导致矿物中原子、分子或离子间的距离缩小，促使矿物内部结构改变，形成密度大、体积小的新矿物。如红柱石( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ )是在压力较低的环境下形成的 相对密度为  $3.1 \sim 3.2\text{g/cm}^3$ ，当静压力增大时，它可以转变为化学成分相同、但分子体积较小的蓝晶石 ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ )，其相对密度为  $3.56 \sim 3.68\text{g/cm}^3$ 。

动压力 是由构造运动所产生的定向压力。由于动压力只存在于一定的方向上，因而使得岩石在不同方向上产生了压力差。这种压力差在变质作用中有着十分重要的意义。它可以引起矿物的压溶作用，即在平行动压力方向上溶解较强，物质迁移到垂直动压力方向上沉淀，导致原岩发生矿物的重新分异与聚集，造成矿物定向排列；也可以使原岩破碎或产生变形，从而改造了原岩的结构与构造。

### 3. 化学活动性流体

化学活动性流体是指在变质作用过程中存在于岩石空隙中的一种具有很大的挥发性和活动性的流体。这种流体的组分以  $\text{H}_2\text{O}$  及  $\text{CO}_2$  为主，并包含有多种其它易挥发物质及其溶解的矿物成分。在地下温度、压力较高的条件下，这种流体常呈不稳定的气-液混合状态存在，因而具有较强的物理化学活动性，在变质过程中起着十分重要的作用。

化学活动性流体可以促使矿物组分的溶解和迁移，引起原岩物质成分的变化；而且，这种流体作为固体与固体之间发生化学反应的媒介具有极重要的意义，因为固体之间的化学反应涉及到物质组分的交换，如果没有流体媒介，这种反应是极其缓慢的；同时，流体本身也积极参与了变质作用的各种化学反应；此外，流体的存在还会大大降低岩石的重熔温度，使变质作用的高温界限变低。

化学活动性流体具有多种来源。其中包括岩石空隙中原已存在的孔隙水、变质过程中从矿物结构中析出的  $\text{H}_2\text{O}$  及  $\text{CO}_2$  等挥发性物质、从岩浆中分离出的挥发性组分以及从地下深处分异上升的深部热液等。

必须指出，上述各种变质作用因素常常是互相配合、共同改造岩石的。但是，在不同的情况下起主要作用的因素会有所不同，因而变质作用也相应地显示出不同的特征。

### (二) 变质作用的方式

在温度、压力及化学活动性流体的作用下，原岩可发生物质成分和结构、构造的变化。但是，这一变化是如何得以完成的呢？了解变质作用的方式有助于我们了解变质作用的过程。变质作用的方式极其复杂多样，其主要的方式有以下几种。

#### 1. 重结晶作用 (recrystallization)

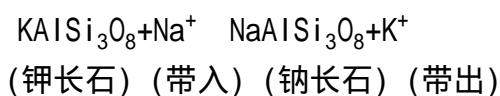
重结晶作用是指岩石在固态下，同种矿物经过有限的颗粒溶解、组分迁移，然后又重新结晶成粗大颗粒的作用，在这一过程中并未形成新矿物。最典型的例子是隐晶质的石灰岩经重结晶作用后变成颗粒粗大的大理岩（主要矿物成分均为方解石）。重结晶作用在成岩作用中已经出现，但在变质作用中则表现得更加强烈和普遍。重结晶作用对原岩的改造主要是使其粒度加大、颗粒相对大小均一化、颗粒外形变得较规则。

## 2. 变质结晶作用 (metacrystallization)

变质结晶作用是指在变质作用的温度、压力范围内，在原岩总体化学成分基本保持不变的情况下（挥发分除外），原有矿物或矿物组合转变为新的矿物或矿物组合的作用。由于这种变化过程多数情况下涉及岩石中各种组分的重新组合，并以化学反应的方式完成，故又称重组合作用或变质反应。变质结晶作用的主要特点是有新矿物的形成和原矿物的消失，并且在反应前后岩石的总体化学成分基本不变。

## 3. 交代作用 (metasomatism)

交代作用是指变质过程中，化学活动性流体与固体岩石之间发生的物质置换或交换作用，其结果不仅形成新矿物，而且岩石的总体化学成分发生改变。例如，含  $\text{Na}^+$  的流体与钾长石发生交代作用而置换出  $\text{K}^+$ ，形成新矿物钠长石（斜长石的一种）：



交代作用的特点是：在固态下进行；交代前后岩石的总体积基本保持不变；原矿物的溶解和新矿物的形成几乎同时进行；交代作用是在开放系统中进行的，反应前后岩石的总体化学成分发生改变。交代作用在变质过程中是比较普遍的，凡有化学活动性流体参加的情况下，总会有不同程度的交代作用发生。

## 二、变质作用的基本类型

变质作用发生的地质条件是极其复杂多样的，一般根据变质作用发生的地质背景和物理、化学条件，分为以下四种主要类型。

### （一）接触变质作用

接触变质作用 (contact metamorphism) 是在岩浆侵入体与围岩的接触带上，主要由岩浆活动所带来的热量及挥发性流体所引起的一种变质作用。

接触变质作用的主要变质因素是温度及化学活动性流体，压力居比较次要的地位。接触变质作用的温度较高，一般为  $300 \sim 800^\circ\text{C}$ ，由于热量是由岩体向外逐渐传递和扩散的，所以温度的平面分布为从岩体向外逐渐降低，直到与原岩温度过渡。接触变质作用发生的深度不大，通常在  $10\text{km}$  以内，这可能是因为在深部的围岩因地热增温本来就具有较高的温度，它与侵入体之间的温度反差较小，因而接触变质不明显。接触变质作用的动压力一般不明显，主要是静压力，但由于接触变质的深度小，故静压力较低，一般小于  $300\text{MPa}$ 。所以，接触变质作用是发生在高温、低压的变质环境之中，发生接触变质的地区的地温梯度常达到  $6^\circ\text{C}/100\text{m}$  以上。

接触变质过程中的主要变质作用方式为温度和化学活动性流体所引起的重结晶作用、变质结晶作用与交代作用。接触变质作用围绕岩体周围发生，且离侵入体越近变质作用越强，远离侵入体则减弱直至完全没有变质现象，因而形成一个以岩体为中心、变质程度向外减弱的环带状接触变质带，称为变质晕（图 7.9）。变质晕的宽度一般为几米至  $1 \sim 2\text{km}$ ，这种宽度的变化主要受侵入体的规模、产状、成分、温度以及围岩的性质等因素控制。一般来说，侵入体规模大、温度高、围岩岩层产状平缓、富含挥发分且围岩对变质

作用敏感（如泥质岩、碳酸盐岩等）时，形成的接触变质晕较宽；反之则较窄。

按引起接触变质的主导因素及变质作用方式的不同，接触变质作用可分为两种：

**接触热变质作用** 引起接触变质的主导因素是岩浆侵入造成的温度升高，变质作用的方式主要为重结晶作用和变质结晶作用，变质作用前后岩石的总体化学成分无显著改变。最常见的接触热变质的例子是泥质岩石变成各种角岩（如红柱石角岩）、石灰岩变成大理岩、石英砂岩变成石英岩等。

**接触交代变质作用** 引起变质的因素除温度以外，从岩浆中分泌的挥发性物质所产生的交代作用具有重要意义。在这一过程中原岩有物质成分的带入和带出，因而变质前后原岩总体化学成分有显著变化，同时伴有大量新矿物产生。最常见的接触交代变质的例子是碳酸盐岩（如石灰岩）与中、酸性岩浆岩相接触时所形成的夕卡岩。夕卡岩形成的过程中常伴有一些金属矿物的形成，它们可以聚集成为矿体，称为夕卡岩型矿床。其中常见的有磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿、白钨矿等。如湖北的大冶铁矿、安徽的铜官山铜矿等。

上述两种接触变质作用都是伴随岩浆侵入而发生的，它们往往在接触变质带中联合作用，并不能绝然分开，但有时存在一定的主次关系，如在岩体的某处部位或围岩的某个层位上主要出现接触交代变质作用。

## （二）动力变质作用

动力变质作用(dynamic metamorphism)是指在构造运动所产生的定向压力作用下，岩石发生的破碎、变形以及伴随的重结晶等的作用。这种变质作用主要发生在构造运动使相邻的两个岩石块体之间发生相对运动时的接触带上，这种接触带被称为断裂带或断层带，所以，动力变质作用又被称为断裂（或断层）变质作用（图 7.10）。动力变质作用及其所形成的动力变质岩在平面上和剖面上均呈线性或带状分布，动力变质岩也称为断层岩，如碎裂岩和糜棱岩。动力变质带的宽度可从几厘米到几公里，大型的甚至可达几十公里；动力变质带的长度一般几公里到几百公里，大型的长达 1000km 以上。动力变质带的规模往往与其发育的历史长短及两侧岩块的相对运动强度、断层规模等有紧密关系。

## （三）区域变质作用

区域变质作用(regional metamorphism)是在广大范围内发生并由温度、压力及化学活动性流体等多种因素共同引起的一种变质作用（见图 7.10）。

区域变质作用影响的范围可达数千至数万平方公里以上，影响深度可达 30km 以上。区域变质作用的温度下限（最低）约 200~300℃，上限（最高）约 700~800℃，静压力随深度不同变化在几十到一千多兆帕斯卡之间，除静压力外，还存在着较强的定向压力作用，它们在变质过程中常起着重要作用。区域变质作用的方式包括重结晶作用、变质结晶作用和交代作用等多种，其中尤其以变质结晶作用最为普遍，这些方式共同改造了原岩的矿物成分及结构、构造。

区域变质作用影响的范围可达数千至数万平方公里以上，影响深度可达 30km 以上。区域变质作用的温度下限（最低）约 200~300℃，上限（最高）

约 700 ~ 800 ，静压力随深度不同变化在几十到一千多兆帕斯卡之间，除静压力外，还存在着较强的定向压力作用，它们在变质过程中常起着重要作用。区域变质作用的方式包括重结晶作用、变质结晶作用和交代作用等多种，其中尤其以变质结晶作用最为普遍，这些方式共同改造了原岩的矿物成分及结构、构造。

区域变质作用的发生常常和构造运动有关。构造运动可以对岩石施加强大的定向压力，使岩层弯曲、柔皱、破裂；也可以使浅层岩石沉入或卷入地下深处，以遭受地热增温和围压的作用。构造运动还能导致岩浆的活动，从而带来热量和化学物质；或者导致深部热液的向上运移。此外，由构造运动所造成的破裂，是热能、化学能及化学活动性流体在变质区内传递、渗透的良好通道。因而，构造运动为岩石的区域变质创造了物理、化学条件。

区域变质作用按照所处的压力（围压）与温度环境可概略地分为 3 种类型：

**低压区域变质作用** 发生的深度较浅，一般小于 15km；压力较小，一般为 200 ~ 400MPa；温度通常较高，可高达 600 以上；局部或暂时性的地温梯度很高，约 25 ~ 60 /km，通常属于高热流或地热异常区。区内中、酸性岩浆活动强烈，温度是引起岩石变质的主要因素。低压区域变质作用类似于接触变质作用，但它以分布更广，不受接触变质晕限制，形成的变质岩具有定向构造（即存在动压力作用）等特征与接触变质作用相区别，但这两者之间又存在过渡性。低压区域变质作用以出现红柱石、堇青石、夕线石等低压、高温型的变质矿物为特征。例如泥质岩经低压区域变质作用可形成红柱石片岩。

**中压区域变质作用** 发生的深度较大，一般大于 10km；压力也较大，一般 300 ~ 800MPa；区域地温梯度中等，一般 16 ~ 25 /km，平均 20 /km；温度随深度不同而不同，一般为 300 ~ 600 。中压区域变质作用是区域变质作用中最常见和最重要的类型，在自然界中分布最为普遍，它与低压区域变质作用之间并没有严格的界限，表现出过渡的关系。

**高压区域变质作用** 发生的深度大，一般大于 10km；压力大，一般 300 ~ 1000MPa，甚至可更高，并且伴有强的构造动压力作用；温度较低，一般只有 200 ~ 400 ；局部或暂时性的地温梯度很低，一般 7 ~ 16 /km，平均只有 10 /km 左右。高压区域变质作用往往与构造运动将地表或浅部岩石快速卷入地下深处有关，造成了原岩的低温、高压变质环境。这种变质作用以出现蓝闪石、硬玉等高压、低温型的变质矿物为特征。例如泥质岩经高压区域变质作用可形成蓝闪石片岩。

区域变质作用是变质作用中最主要的类型，自然界的各种原岩都可以被区域变质作用所改造。例如，石灰岩可变质成为大理岩；石英砂岩可变质成为石英岩；泥质岩类随着变质程度的加深而逐步脱水变质成为板岩 千枚岩 片岩 片麻岩 麻粒岩；中、酸性的岩浆岩可变质成为片麻岩 麻粒岩；偏基性的岩浆岩可逐步变质为片岩 角闪岩等等。在区域变质作用的地区，从平面上看，变质作用的强度往往具有一定的空间分布规律，一般中心部位变质程度较高，向边缘变质程度逐渐降低，形成一种变质强度的分带现象。

#### （四）混合岩化作用

混合岩化作用(migmatization)是由变质作用向岩浆作用过渡的一种超深变质作用。其最主要特征是，原岩局部或部分重熔的熔体物质与尚未重熔



的固态物质发生互相交插与混合（见图 7.10）。混合岩化作用通常是区域变质作用在地热流增高条件下，进一步发展的结果。随着区域变质程度的不断加深、变质温度的逐渐升高，原岩中某些熔点较低的矿物和岩石组分（主要是偏酸性成分）开始发生重熔、分异、聚集，可一直发展到几乎全部重熔，这个阶段都属于混合岩化作用阶段。所以，混合岩化作用随着其程度的不同，其参与混合的融体与固体之间的比例有很大的变化范围。混合岩化作用形成的岩石称为混合岩。

混合岩化作用发生的深度较大，其温度通常很高，一般达 600 以上，其中地热增温和热液增温是温度升高的重要原因；压力一般中等；化学活动性流体或热液十分普遍，并起着十分重要的作用，如引起原岩中的一些组分熔点降低，导致交代作用等。由于长石、石英等浅色矿物的熔点偏低，且在热液的作用下易被交代、置换而进入流体中，所以混合岩化中的熔体部分一般为偏酸性物质，或者说是偏花岗质物质，它们常呈眼球状、脉状、树枝状、肠状等形态穿插于未熔融的固体之间（图 7.11），通常被称为脉体或浅色体。而未熔融的物质由于包含许多暗色矿物，一般颜色较深，通常称为基体或暗色体。所以，混合岩一般由基体和脉体两部分组成。

### 第三节 地壳中三大类岩石的演变

地壳中三大类岩石形成的环境和地质作用类型是不同的，沉积岩是在地表环境下经表层地质作用所形成；变质岩是在地下环境中经内部地质作用的变质作用所形成；而岩浆岩的物质形成于地下深处，但经过运移后岩石本身可形成于地表和地下的不同环境中，它是由内部地质作用的岩浆作用所形成。岩石形成后，由于其所处的环境及地质作用的类型与方式发生变化，岩石随之发生改造，可以转变成其它类型的岩石。

出露于地表的岩浆岩、变质岩及沉积岩，在水、冰、大气等各种地表营力的作用下，经表层地质作用（风化、剥蚀、搬运、沉积及成岩作用）可以重新形成沉积岩。地壳表层形成的沉积岩经构造运动的作用可卷入或埋藏到地下深处，经变质作用形成变质岩；当受到高温作用以至熔融时，可转变成岩浆岩。地壳深处的变质岩及岩浆岩，经构造运动的抬升与表层地质作用的风化与剥蚀，又可上升并出露于地表，进入形成沉积岩的阶段。因此，三大类岩石是可以相互不断转化的（图 7.12）。在它们相互转化的过程中，内部地质作用的构造运动往往起着重要的作用。如果没有构造运动，在地下形成的侵入岩与变质岩就不能上升和遭受破坏，并转变成沉积岩；如果没有构造运动，地壳表面或浅部的沉积岩与岩浆岩也不能进入地下深处遭受变质，并转变成变质岩；构造运动对岩浆的形成、上升及岩浆岩的最后形成也有重要的影响。

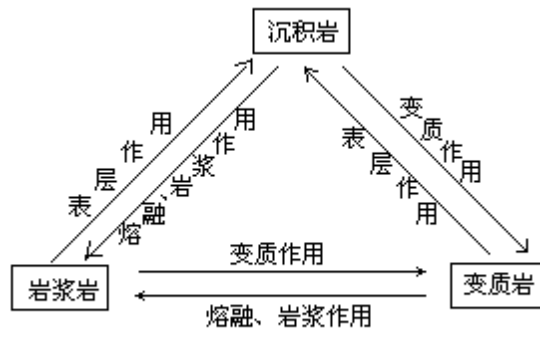


图7.12 三大类岩石的转化关系示意图

## 第八章 构造运动

构造运动 (tectonic movement) 是主要由地球内部能量引起的组成地球物质的机械运动。构造运动使地壳或岩石圈的物质发生变形和变位,其结果一方面引起了地表形态的剧烈变化,如山脉形成、海陆变迁、大陆分裂与大洋扩张等;另一方面在岩石圈中形成了各种各样的岩石变形,如地层的倾斜与弯曲、岩石块体的破裂与相对错动等。此外,构造运动还是引起岩浆作用与变质作用的重要原因,并且对地表的各层地质作用具有明显的控制作用。因此,构造运动在地质作用中处于最重要的地位。

构造运动按其运动方向可分为垂直运动和水平运动两类。

垂直运动 (vertical movement) 是指地壳或岩石圈物质垂直于地表即沿地球半径方向的运动。常表现为大面积的上升、下降或升降交替运动,它可造成地表地势高差的改变,引起海陆变迁等。因此,这类运动过去常称为造陆运动 (epeirogeny)。

水平运动 (horizontal movement) 是指地壳或岩石圈物质平行于地表即沿地球切线方向的运动。常表现为地壳或岩石圈块体的相互分离拉开、相向靠拢挤压或呈剪切平移错动,它可造成岩层的褶皱与断裂,在岩石圈的一些软弱地带则可形成巨大的褶皱山系。因此,传统的地质学常把产生强烈的岩石变形 (褶皱与断裂等) 并与山系形成紧密相关的水平运动,称为造山运动 (orogeny)。

水平运动与垂直运动是构造运动的两个主导方向。实际上对于某一个地区,常表现为既有水平运动又有垂直运动的复杂情况。

构造运动在整个地质历史时期中都在不断进行。新第三纪以来的构造运动常在地形、地物上保存较好,人们常把新第三纪以来发生的构造运动称新构造运动 (neotectonism); 其中有人类历史记载以来的构造运动称现代构造运动 (recent tectonism)。新第三纪以前发生的构造运动称古构造运动 (paleotectonism)。

### 第一节 构造运动在地形、地物上的表现

#### 一、地形变测量反映的现代构造运动

构造运动的速率大多数是极其缓慢的,人们在短时期内常常不容易觉察到。但是,随着科学技术的发展,人们可以凭借测量仪器来观测这种极缓慢的运动。其基本原理是在现在地形面上设置一系列的观测点,然后用经纬仪与水准仪测量这些观测点的位置及高程随时间的变化情况,由此了解地形面的变化情况,并可推断构造运动的特征,这种方法称为地形变测量。它是研究现今构造运动的一种重要方法。

在地形变测量中,测量观测点相对于大地水准面的高程变化称为水准测量。水准测量对于了解现今地壳的垂直运动具有重要意义。我国从 1951 年至 1982 年先后进行了两次全国范围和多次区域性的精密水准测量,积累了大量的基础资料,在此基础上编制出了中国大陆现代地壳垂直形变速率平面图,反映了我国大陆近 30 年来地壳垂直运动的总体情况。基本上以昆仑山—秦岭—大别山一线为界,南部以上升为主,北部以下降为主。在南部以青藏高原

上升最快，一般为 5~10mm/a；云南西南部次之，为 5~7mm/a；广大的华南地区一般为 2~4mm/a。在北部以准噶尔盆地、塔里木盆地及东北三江平原下降较快，一般为 2~5mm/a。

在地形变测量中，为了观测地形面的水平运动情况，一般使用三角测量法，即在地形面上设置多个观测点组成三角网（见图 8.1），通过测定各个三角形的边长及内角随时间的变化，计算出各处观测点的水平位移矢量，由此得出水平运动的状况。地形变测量揭示现代水平运动的典型例子是美国西部圣安德烈斯断层（图 8.1）。在美国旧金山附近跨越圣安德烈斯断层布置了三角测量网，在 1882~1946 年的 65 年间作了 4 次定时测量，得出了各三角测量点水平位移矢量。各点运动矢量不尽相同，但总方向是与断层线基本平行。断层西侧主要向西北方向移动，平均速度约 4cm/a；而断层东侧只作相对较小的往复式移动。

近些年来，大地测量技术有了很大进展。人们通过设置跨国界、跨洲际的超长基线（VLBI），并利用电磁波干涉测距、激光测距等高精度的测量新方法，可以观测大区域、甚至跨洲际的水平运动情况。特别是近几年新发展起来的全球定位系统（GPS）方法，利用地球上空的人造卫星网，定时地对全球地面上的观测点或观测站进行精确的定位，可以了解全球范围内不同尺度、不同地区的水平运动情况，不仅提高了精度，而且使地形变测量变得更灵活、更简便和更实用。初步测量结果表明，全球各大陆间或洲际间的相对水平运动速率一般为每年数毫米到数厘米。

## 二、构造运动在地物上的表现

尽管岩石圈的构造运动速率是极其缓慢的，但是长期积累就可以造成大规模的位移。地物是指人类在地面上所建造的建筑物，地物建成后，如果地面发生构造运动，地物便成为记录运动的良好标志，再结合对地物的考古资料，我们便可了解构造运动的特征。

地物记录地壳垂直运动的一个典型实例，是意大利那不勒斯湾海岸的塞拉比斯城镇的遗迹（图 8.2）。这个城镇建于公元前 105 年的古罗马时代，当时城镇虽临近海岸，但无疑应在海面以上。后来，该城镇逐渐下沉到海面以下，并被火山灰所掩埋，以后又上升到海面以上。1749 年，人们从火山灰中将该古镇废墟挖掘出来。在城镇废墟中耸立着三根高 12m 的大理石柱，每根石柱上均保留着相同的地质遗迹：石柱地基以上 3.6m 是被火山灰掩埋部分，柱面光滑；其上 2.7m 一段被海生动物钻蚀了无数密集的小孔；柱子上段 5.7m 一直未被海水淹没过，但遭受风化，不甚光滑。由此可知，这三根柱子建成时在海面以上，后来逐渐下沉以致被海水淹没了 6.3m，其中下部被火山灰掩埋部分因受到保护而未被海生动物蛀蚀，而未掩埋部分则被蛀蚀，海面以上的 5.7m 则遭受风化作用。1749 年挖掘废墟时，这些石柱已经整体升到了海面以上。结合历史材料的考证，得知这些石柱是在公元 1500 年下沉到海面以下 6.3m 的；公元 1600 年开始上升。18 世纪中期（发掘时）全柱升出海面，1800 年石柱处于最高位置；以后又下降，1826 年石柱被淹没了 0.3m，1878 年被淹 0.65m，1913 年被淹 1.53 m，1933 年被淹 2.05m，1954 年被淹 2.5m。显然，在古城建成后，这个地区曾经历过下降、上升、再下降的过程。

水平运动与垂直运动常常是兼而有之，地物记录也充分证明了这一点。例如，在我国宁夏石咀山市西南的贺兰山东麓红果子沟附近，明代修建的一条长城被错断。该长城遗迹总体呈东西向延伸，大致与山麓走向垂直。长城由于山麓断层的运动而被错断，其水平错开距离约 1.45m，垂直错断距离约 0.9m。据考证，该长城修建于公元 1448~1485 年，距今约 500a。所以，该地区 500 年来，既有垂直的差异运动，也有水平的差异运动。

### 三、构造运动在地貌上的表现

地貌是地质作用所形成的特定地表形态，构造运动对一些地貌的形成具有明显的控制作用。反过来，这些与构造运动有关的地貌成为我们研究构造运动的有力证据。由于古老的地貌往往早已被剥蚀殆尽，所以现今地貌一般反映的是新构造运动所造成的结果。反映地壳垂直运动的常见地貌有河流阶地、深切河曲、夷平面、海成阶地、多排溶洞等。

**河流阶地和深切河曲** 在地壳运动相对稳定时期，河流以侧蚀作用为主，河谷不断侧向迁移，形成宽阔的河谷，河谷中形成由冲积物构成的河漫滩。如果地壳运动使该区域处于上升状态，则河流侵蚀基准面下降，河流的下蚀作用重新加强，使河床降低，原有的河漫滩相对升高，一般洪水已不能达到，形成分布于河谷谷坡上、洪水已不能淹没的、顶面较平坦的台阶状地形，称为河流阶地 (river terrace) (图 8.3)。若该区域地壳运动表现为多次的上升—稳定—上升的过程，就会沿河谷出现多级阶地，其中位置愈高的形成时间愈早，通常从河漫滩以上最低一级阶地算起，从下而上或由新到老依次称为一级、二级、三级阶地……。因此，河流阶地常可看作地壳垂直运动的标志之一，阶地形的相对高差大致反映了地壳上升的幅度。在地壳相对稳定时期经长期演变已经发展成蛇曲的河流，若地壳转为上升，河流下蚀作用加强，河床降低，并深切至基岩，形成在河谷横剖面形态上成“V”形谷，而河谷在平面上仍保留极度弯曲的蛇曲形态的不协调现象，称为深切河曲 (incised meander) (图 8.4)。它反映了地壳由相对稳定转向强烈上升运动的特征。

**准平原和夷平面** 地壳处于相对稳定时期，流水及其他各种表层地质作用长期共同对陆地表面进行改造，其总趋势是把原来地表高差较大的形态，经过风化、剥蚀把它削低，同时又将破坏下来的物质搬运到地表低洼处进行堆积，以减少地表的高差。这种“削高填低”的结果，使广大地区内形成只存在零星分布的、高度不大的剥蚀残丘，整个地区变得比较平坦，这种近似平原的地形称为准平原 (peneplane)。当地表演变到准平原阶段之后，如果地壳又重新上升，准平原被抬高，并遭受流水切割而成为山地，这时在山顶的顶部可以残留着原有准平原的遗迹，即相当平坦的顶面。其范围可大可小，上面可见到准平原时期的沉积物或风化壳，而且一系列相邻的平坦山顶大致位于同一高度，它们代表了已被破坏的原来准平原的表面，称为夷平面。根据夷平面上沉积物或风化壳的年代可以判断其形成年代，根据夷平面的高度可以推算准平原形成后地壳的上升幅度。例如，近年来的研究成果证明，具有“世界屋脊”之称的我国青藏高原，在上新世时期地壳相对稳定，逐渐形

成了地势起伏较小的准平原，当时准平原的高度大致为海拔 1000m 左右，随着上新世末期以来青藏高原的强烈上升，原来的准平原解体，遭受剥蚀、切割而成为夷平面，现今该夷平面的海拔高程一般为 4000 ~ 5000m。所以，上新世末期以来，青藏高原的整体隆升幅度达 3000 ~ 4000m。

反映垂直运动的海（湖）岸地貌也非常丰富。如地壳稳定时期在海（湖）面附近形成的波切台、波筑台，由于地壳重新上升可形成明显高出海（湖）面的海（湖）成阶地。如果地壳多次地稳定—上升，则可形成多级海（湖）成阶地。又如岩岸地区形成于海面附近的海蚀凹槽，由于地壳的间歇性上升，可形成高出海面的多排海蚀凹槽，等等。一个地区多排溶洞的出现也是垂直运动的证据。因为成排的溶洞原来一般是在潜水面附近经潜蚀作用而形成的，如果出现多排溶洞，则表明该地区在垂直运动的影响下潜水面与岩层的相对位置曾发生过显著的变动。总之，垂直运动在地貌上的表现丰富多样，不胜枚举。

地壳或岩石圈的水平运动在地貌上也留下了丰富的痕迹。水平运动可以使线状延伸的水系（河流、冲沟等）发生同步弯曲和错断。例如在四川西部的鲜水河谷地中，一系列穿过鲜水河断裂带的水系，由于断层的水平运动而发生弯曲和错断，形成“S”形、肘状或梳状水系（图 8.5）。水平运动还常常使山脊或山梁错断或弯曲。

## 第二节 构造运动在地层中的表现

不同地质历史时期形成的岩石记录或地层，都蕴藏着丰富的构造运动信息，通过这些信息，进行深入的剖析，就能了解当时构造运动的一些性质和特点。

### 一、地层的岩相变化及厚度

地层是一定地质历史时期形成的层状岩石。其中，沉积岩地层往往是在一定的地表沉积环境（如浅海、滨海、湖泊、河流等）中形成的，不同的沉积环境形成了不同的岩石特征及生物化石组合，这种能反映沉积岩或沉积物形成环境的岩石及所含生物化石的各种特征称为岩相。因此，一定的岩相就代表了一定的沉积环境，岩相变化就意味着沉积环境的变化。

沉积环境可简单地分为两类：海洋环境与大陆环境。海洋环境中又有深海、半深海、浅海、滨海等环境；大陆环境中又有湖泊、沼泽、河流、冰川等环境。一个地区沉积环境或岩相的剧烈变化，与构造运动存在着千丝万缕的联系。例如，一个地区从早期的浅海沉积，逐渐转变为滨海沉积，此后又转变为陆上河流沉积，这说明了该地区的地壳是逐渐上升、海水逐渐退出的；相反，如果一个地区从早期的陆上河流、湖沼沉积，逐渐变为滨海、浅海、甚至深海沉积时，则说明了这个地区的地壳是逐渐下降、海水逐渐侵入并加深的。因此，研究一个地区不同时期的岩相变化，一方面能查明沉积环境或古地理的变迁情况，同时也揭露了地壳升降运动的过程。如图 8.6 是我国河北开平下寒武统地层的柱状剖面，岩相所反映的沉积环境变迁历史为，浅海—陆上—滨海—浅海，说明了早期上升、晚期下降的构造运动历史。

利用沉积物或沉积岩的厚度资料，不仅可以分析地壳升降运动的性质，而且还能定量地确定古代地壳垂直运动的幅度。在地壳稳定的情况下，一定沉积环境下形成的沉积物厚度有一极大值，如浅海中沉积厚度的极大值一般不超过 200m、河流沉积的最大厚度不超过河谷的深度、湖泊沉积的最大厚度不超过湖盆的深度等，如果达到其极大值时，水体将会被排出，沉积凹地被填满，从而终止沉积作用。但是，许多地区都发现岩相类型不变，而沉积物的厚度却大大超过了相应沉积环境的极大值。这表明是在地壳不断下降的同时不断接受沉积的条件下形成的，地壳下降幅度抵消了沉积填充的厚度，使原来的沉积环境基本保持不变，这时沉积厚度可大致作为该时期地壳下降幅度的代数和。例如我国北京西山、河北蓟县一带，中、新元古代的浅海相沉积岩厚达 1 万多 m，说明这个地区在中、新元古代时，地壳处于不断下降、不断沉积并始终保持浅海的沉积环境，这一时期地壳下降的幅度

## 二、地层的接触关系

地层接触关系是指新老地层（或岩石）在空间上的相互叠置状态。地层接触关系受构造运动的控制，同时也记录了构造运动的历史。通常，最基本的地层接触关系有整合、平行不整合和角度不整合三种，不同的接触关系反映了不同的构造运动特点。

整合（conformity）是指上下两套地层的产状完全一致，时代连续的一种接触关系。它是在地壳稳定下降或升降运动不显著的情况下，沉积作用连续进行，沉积物依次堆叠而形成的。如图 8.7 中，志留系（S）与奥陶系（O）的接触关系为整合接触。

平行不整合（disconformity）又称假整合。其特点是上、下两套地层的产状基本保持平行，但两套地层的时代不连续，其间有反映长期沉积间断和风化剥蚀的剥蚀面存在。平行不整合的形成过程是（图 8.7A）：在地壳稳定下降或升降运动不显著的情况下，在一定的沉积环境中沉积了一套或多套沉积岩层；地壳发生显著上升，原来的沉积环境变为陆上剥蚀环境，经长期的风化剥蚀后，地面上形成了凹凸不平的剥蚀面，剥蚀面上分布有古风化壳及铝土矿、褐铁矿等风化残积矿产；地壳重新下降到水面以下接受沉积，形成新的上覆沉积岩层（其底部由于开始沉积的地形差异较大而常形成底砾岩），由于地壳基本上是整体上升和下降的，故上、下两套地层的产状基本保持平行。所以，平行不整合的出现，反映了地壳的一次显著的升降运动。

角度不整合（unconformity）这种接触关系的特征是：上、下两套地层的产状不一致以一定的角度相交；两套地层的时代不连续，两者之间有代表长期风化剥蚀与沉积间断的剥蚀面存在。角度不整合的形成过程为（图 8.7B）：在地壳稳定下降或升降运动不显著的情况下，在沉积盆地中形成一定厚度的原始水平沉积岩层；地壳发生水平挤压运动，使岩层产生褶皱、断裂等变形，岩层伴随着水平方向上缩短的同时，在垂直方向上则不断上升，并到达陆上的一定高度或成为山地，在此过程中还可能伴有岩浆作用与变质作用发生；在陆上环境下，变形的地层遭受长期的风化剥蚀，形成凹凸不平的剥蚀面，同时在剥蚀面上形成古风化壳、残积矿产等；地壳重新下降

到水下沉积环境，在剥蚀面上又形成了新的原始水平沉积岩层（其底部常有底砾岩），新形成的地层与不整合面大致平行，但与不整合面以下的地层以一定的角度相交。所以，角度不整合反映了一次显著的水平挤压运动及伴随的升降运动。

]

例如，我国华北地区寒武系至侏罗系的地层接触关系反映的构造运动历史大致为（图 8.8）：寒武纪（ $C_1$ ）至早、中奥陶世（ $O_{1-2}$ ），地壳稳定下降，形成一套整合接触的浅海相泥岩、泥灰岩、灰岩地层；中奥陶世（ $O_2$ ）以后，地壳上升到海面以上，原来的地层遭受风化剥蚀，这一过程一直持续到早石炭世（ $C_1$ ），在此期间形成了剥蚀面、古风化壳、残积铁矿与铝土矿、底砾岩等；晚石炭世（ $C_2$ ）开始，地壳又下降到水面以下接受沉积，从而形成了奥陶系（ $O$ ）与石炭系（ $C$ ）之间的平行不整合接触；晚石炭世（ $C_2$ ）至二叠纪（ $P$ ）形成了一套整合接触的海陆交互—内陆湖盆相的砂岩、泥岩夹煤层沉积；三叠纪（ $T$ ）时期地壳发生水平挤压运动，原来的岩层发生褶皱、断裂等变形，同时上升到陆上遭受风化剥蚀形成又一个剥蚀面；侏罗纪（ $J$ ）时地壳又下降接受沉积，形成了侏罗系（ $J$ ）与二叠系（ $P$ ）之间的角度不整合接触。该区在侏罗纪（ $J$ ）以后，还有几次强烈的构造运动，它们在地层接触关系上都有表现。

平行不整合与角度不整合均属不整合接触关系，此外，岩浆岩与变质岩经陆上长期风化剥蚀后，再下降接受沉积形成的接触关系也属于不整合接触。不整合是构造运动的反映，利用不整合确定构造运动时代的方法是，构造运动发生在不整合面之下最年青的地层时代之后与不整合面之上最老的地层时代之前。

### 第三节 构造运动引起的岩石变形

岩石变形是构造运动的重要表现和结果。沉积岩形成时除局部地区具有原始倾斜以外，基本上是水平产出的，而且在一定范围内是连续的；岩浆岩则具有原生的整体性。但是经过构造运动，岩层可由水平变为倾斜或弯曲，连续的岩层被断开或错动，完整的岩体被破碎等。根据岩石变形的特征可以分析构造运动的性质、强度及时代等。岩石变形的产物称为地质构造（geologic structure）。最常见的地质构造为褶皱和断裂。

岩石之所以能发生变形是因为它受到了构造运动所施加的力的作用。这种力一般来自于相邻岩块的挤压、拉张与剪切作用。在近地表的环境下，坚硬的岩石通常表现为脆性（brittle），它在强烈的构造运动作用下，容易发生破裂变形这是可以理解的。但是，在自然界我们常看到岩石发生复杂的弯曲变形，这说明岩石在变形时曾表现出明显的韧性（柔性）（ductile）。地表看来坚硬的岩石之所以能发生明显的韧性变形，主要是因为有许多因素影响岩石变形的力学性质，其中主要有围压、温度、溶液及构造作用力的快慢等。一般来说，当岩石处于地下一定深度的较高围压与温度环境下，或者岩石含流体丰富、固结较差，并且施加的构造作用力比较缓慢时，岩石表现出较强的韧性，易发生连续的弯曲或褶皱变形。



## 一、岩层产状

构造运动使岩石变形，形成各种地质构造。而这些地质构造的形态往往是由岩层或岩石在空间上的位置变化表现出来的。因此，要研究地质构造，首先必须确定岩层或岩石的空间位置。

地壳表面分布最广的岩石是沉积岩，由于沉积岩具有原生层理构造，所以它对记录岩石变形的特征最为有利。沉积岩的基本单位是岩层(stratum)，同一岩层一般由成分基本一致的物质组成，岩层与岩层之间由层理面或层面分开。一个岩层上、下两个层面，称为顶面和底面，岩层顶、底面间的垂直距离即岩层厚度，同一岩层的厚度通常是比较一致的，但有时也可出现岩层逐渐变薄并尖灭的现象。岩层在空间的位置称为岩层的产状(attitude of stratum)。岩层产状用岩层的走向、倾向和倾角来确定，这三者称为岩层的产状要素(图 8.9)。

走向(strike)岩层面与假想水平面交线的延伸方向称走向，其交线叫走向线。走向表示岩层在空间的水平延伸方向，用走向线的地理方位角来表示( $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ )。由于走向线有两个延伸方向，故同一岩层的走向有两个值，两者数值相差  $180^{\circ}$ 。

倾向(dip)岩层面上垂直于走向线向下所引的直线称为倾斜线，倾斜线在水平面上的投影所指的方向称为倾向。倾向表示岩层在空间的倾斜方向，一般用地理方位角表示( $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ )，其数值与走向相差  $90^{\circ}$ 。岩层的倾向值只有一个。

倾角(dip angle)倾斜线与其在水平面上的投影线之间的夹角称倾角(或真倾角)。它是岩层面与水平面之间所夹的最大锐角，倾角值为  $0^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 。在不垂直岩层走向线的任何方向上量得的倾角称视倾角或假倾角，视倾角总是小于真倾角。

岩层的产状要素在野外是直接用罗盘测量出来的，测得的产状要素用规定的文字或符号记录。常用的文字记录格式为：倾向方位角 倾角，如  $150^{\circ} \quad 30^{\circ}$ 。表示倾向方位角为  $150^{\circ}$  (即东南方向)、倾角为  $30^{\circ}$ 。因为倾向方位角加、减  $90^{\circ}$  即为走向方位角，所以一般不记录走向，直接记下倾向即可。走向、倾向及倾角在地质平面图上用“ $\setminus 30^{\circ}$ ”符号表示，符号中的长线方位与走向一致，短线指向与倾向一致，长短线的交点应落在测量点位置上，符号旁边加注的数字为倾角。

自然界的岩层按其产状可分为三种类型：水平岩层(倾角为  $0^{\circ}$  左右)、倾斜岩层(倾角介于  $0^{\circ} \sim 90^{\circ}$  之间)和直立岩层(倾角接近  $90^{\circ}$ )。其中以倾斜岩层最常见、分布最广；水平岩层只有少数地区才能见到；直立岩层也是局部现象。

## 二、褶皱构造

褶皱(fold)是岩层受力变形产生的连续弯曲，其岩层的连续完整性没有遭到破坏，它是岩层塑性变形的表现。褶皱的形态多种多样，规模有大有小。小的在手标本中可见，大的宽达几十公里、延伸长达几百公里。褶皱中

的单个弯曲称为褶曲。

### (一) 褶皱的要素

褶皱的组成部分称褶皱的要素。为了正确描述和研究褶皱构造，必须弄清褶皱的各个组成部分及其相互关系。褶皱要素主要有核、翼、转折端、枢纽、轴面等(图 8.10)。

核(core)组成褶皱中心部分的岩层叫核。它的范围是相对的，一般只把位于褶皱内部的某一地层定为核。如果是剥蚀后出露于地面的褶皱的核，通常是指最中心的地层。

翼(limb)褶皱核部两侧的岩层称为翼。相邻的两个褶曲之间的翼是共有的。

转折端(hinge zone of fold)从褶皱一翼向另一翼过渡的弯曲部分称为转折端。它是连接两翼的部分，其形态多为圆滑弧形，有时也呈尖棱状、箱状或扇状。

枢纽(hinge of fold)组成褶皱的岩层的同一层面上最大弯曲点的连线叫枢纽。枢纽可以是直线，也可以是曲线或折线。枢纽的空间产状可以是水平的、倾斜的或直立的，但以倾斜的最常见，枢纽的向下倾斜称为枢纽倾伏。

轴面(axial plane)是连接同一褶皱的各岩层枢纽所构成的面。它是一个抽象的面，一般可把轴面看成是平分褶皱两翼的对称面。轴面可以是平面，也可以是曲面；其空间产状可以是直立的，也可以是倾斜的或者水平的。轴面直立，则褶皱两翼岩层倾角大致相等；轴面倾斜，则褶皱两翼岩层倾角不等。

### (二) 褶皱的基本类型

褶皱的基本类型有两种，即背斜(anticline)和向斜(syncline)(图 8.11)。

背斜在形态上是向上拱的弯曲，其两翼岩层一般相背倾斜(即以核部为中心分别向两侧倾斜)，经剥蚀后出露于地表的地层具有核部为老地层、两翼岩层依次变新的对称重复特征。向斜在形态上是向下凹的弯曲，其两翼岩层一般相向倾斜(即两翼均向核部倾斜)，经剥蚀后出露于地表的地层具有核部为新地层、两翼地层依次变老的对称重复特征。背斜形成的上拱及向斜形成的下凹形态，经风化剥蚀后，并不一定与现在地形的高低一致。背斜可以形成山岭，但也可以是低地；向斜可以是低地，但也可以构成山岭。因此，地形上的高低并不是判别背斜与向斜的标志。

虽说组成背斜两翼的岩层一般相背倾斜、组成向斜两翼的岩层一般相向倾斜，但在实际工作中仅仅依靠岩层的产状来确定褶皱的基本类型是不可靠的，有时甚至是错误的。例如，图 8.12A 中所示的背斜在产状上表现为自两侧向中心倾斜，向斜表现为自中心向两侧倾斜，这样的褶皱称为扇形褶皱。

褶皱存在的根本标志是在垂直地层走向方向上出露的相同年代的地层作对称式重复排列。判断背斜的根本标志是核老翼新的对称式重复排列，判断向斜的根本标志是核新翼老的对称式重复排列。如图 8.12B 中，地层向一个方向等倾角倾斜，看似单斜地层，但从出露地层的对称重复排列规律看，该

图中存在一个背斜、一个向斜，其中左段具有核老（ $D$ ）翼新（ $O$ 、 $S$ ）的特征，为背斜；右段具有核新（ $O$ ）翼老（ $D$ 、 $S$ ）的特征，为向斜。

褶皱的基本类型虽然只有两种，但褶皱的具体形态却多种多样，为了便于描述和研究褶皱的形态，可以根据褶皱的某些要素进行形态分类。如按照褶皱轴面产状可分为 4 种类

（1）直立褶皱 轴面近于直立，两翼倾向相反、倾角大小近于相等；  
（2）斜歪褶皱 轴面倾斜，两翼岩层倾向相反、倾角大小不等；  
（3）倒转褶皱 轴面倾斜，两翼岩层朝同一方向倾斜，倾角大小不等，其中一翼岩层为正常层序，另一翼为倒转层序，如两翼岩层倾角大小相等则称为同斜褶皱；

（4）平卧褶皱 轴面及两翼岩层产状均近于水平，其中一翼岩层正常，另一翼为倒转。

### （三）褶皱构造的形成时代

褶皱的形成时代，通常是根据区域性的角度不整合的时代来确定。基本原则是，褶皱的形成年代为组成褶皱的最新岩层年代之后与覆于褶皱之上的最老岩层年代之前。如图 8.14 中褶皱的形成时代是二叠纪（ $P$ ）之后、早白垩世（ $K_1$ ）之前。

## 三、断裂构造

岩石受力作用超过岩石的强度极限时，岩石就要破裂，形成断裂构造。断裂构造（fracture）包括节理（joint）和断层（fault）两类。岩石破裂并且两侧的岩块沿破裂面有明显滑动者称为断层；无明显滑动者称为节理。断裂构造在地壳中分布极为普遍，它既可发育于沉积岩中，也可广泛发育于岩浆岩与变质岩中。断裂构造的规模有大有小，巨型的长可达上千公里。

### （一）节理

节理构造分布极为广泛，几乎到处可见，但在不同地区、不同的地质构造部位以及不同类型的岩石中，节理的发育程度是不同的。根据节理形成的力学性质，可将节理分为剪节理和张节理两类。

剪节理（shear joint）是由剪应力产生的破裂面，具有以下主要特征（图 8.15）：剪节理产状较稳定，沿走向和倾向延伸较远。剪节理面较平直光滑，有时具有因剪切滑动而留下的擦痕。剪节理两壁一般紧闭或壁距较小，较少被矿物质充填，如被充填，脉宽较为均匀，脉壁较为平直。发育于砾岩和砂岩等岩石中的剪节理，一般切割砾石和胶结物。典型的剪节理常常组成共轭 X 型节理系。X 节理发育良好时，可将岩石切成菱形或棋盘格式。如果一组节理发育而另一组不太发育，则形成一组平行延伸的节理。不论是 X 型节理或一组平行节理，节理往往成较好的等间距排列。

张节理（tension joint）是由张应力产生的破裂面，具有以下主要特征（图 8.16）：张节理产状不甚稳定，延伸不远。张节理面粗糙不平，无擦痕。张节理多开口，常常被矿脉充填成楔形、扁豆形及其他不规则形

状。脉宽变化较大，脉壁不平直。在砾岩或砂岩中的张节理常常绕砾石或粗砂粒而过。张节理有时成不规则的树枝状、各种网络状，有时也具一定几何形态，如追踪 X 型节理的锯齿状张节理、单列或共轭雁列式张节理等。

节理在野外常成群成组出现，有时当某一方向的节理特别发育时，常常会把节理面与层面相混淆，因此在野外必须认真区别节理面与层面。通常把在同一时期同样力学成因条件下形成的彼此平行或近于平行的特征相近的节理归于一组。节理的产状以节理面的走向、倾向、倾角来确定，其测量与记录方法同岩层产状。根据岩石露头上节理组的交叉切割和限制关系，可以划分出它们形成时间上的相对先后。一般来说，被切割的节理组比切割它的节理组形成得早；若一组节理被另一组节理所限制发育，则被限制发育的节理形成时间相对要晚些；如果两组不同方向的节理互相切割和限制，则它们可能是同期形成的共轭 X 型节理系。

## （二）断层

### 1. 断层要素及断层位移

断层的基本组成部分称断层要素。它包括断层面和断盘（图 8.17）。

断层面（fault surface）被错开的两部分岩石沿之滑动的破裂面称断层面。断层面的产状用走向、倾向和倾角表示，其测量与记录方法同岩层产状。断层面可以是水平的、倾斜的或直立的，以倾斜的最多。其形状可以是平面，也可以为曲面或台阶状。有时断层两侧的运动并不是沿一个面发生，而是沿着由许多破裂面组成的破裂带发生，这个带称为断层破碎带或断裂带。断层面与地面的交线称断层线。它反映断层的延伸方向和断层的延伸规模。由于断层面的形状、产状的变化及地形的影响，断层线可以是直线，也可以是曲线。

断盘（fault wall）断层面两侧相对移动的岩块称作断盘。当断层面倾斜时，断盘有上、下之分，位于断层面以上的断块叫上盘，位于断层面以下的叫下盘。断层面为直立时，往往以方向来说明，如称为断层的东盘或西盘。如按两盘相对运动来分，相对上升的断块叫上升盘，相对下降的断块叫下降盘。上升盘与上盘不见得是一致的，上升盘可以是上盘，也可以是下盘；下盘可以是上升盘，也可以是下降盘。

断层两盘岩石沿断裂面的相对错动称为断层位移。断层位移的距离可以在断层两盘上选择一定的标志（对应点或对应层）来计算。断层面上相应点被错开的实际距离称为总滑距；总滑距在断层面走向上的投影长度称走向滑距；总滑距在断层面倾斜线上的投影长度称倾向滑距（图 8.18）。由于在断层面上很难找到相互错开的对应点，因此常用断层两盘的对应层（标志性岩层或地层）错动来估算断层位移距离。被错断岩层在断层两盘上的对应层之间的相对距离称断距。其中，断层两盘上对应层之间的垂直距离称地层断距；对应层之间的铅直距离称铅直地层断距；对应层之间的水平距离称水平地层断距（图 8.18）。

### 2. 断层的基本类型

按断层两盘相对运动特点，断层可分为三种基本形态类型（图 8.19）：

正断层（normal fault）上盘相对下降、下盘相对上升的断层称为正断

层(图 8.19A)。正断层的断层面常常较陡,倾角一般在  $45^\circ$  以上,断层线也比较平直,它通常是在拉张和重力作用下形成的。

逆断层(reverse fault)上盘相对上升、下盘相对下降的断层称为逆断层(图 8.19B)。逆断层的倾角有陡有缓,如果断层面倾角小于  $45^\circ$ ,常称为逆掩断层或冲断层(thrust)。逆断层一般是在较强的水平挤压力的作用下形成的。

平移断层(strike-slip fault)两盘沿断层面走向相对水平错动的断层称平移断层或走向滑动断层(图 8.19C)。平移断层根据两盘相对滑动方向分为左行(或左旋)和右行(或右旋)两类:观察者位于断层一盘,看对面另一盘向左侧滑动者称左行,向右侧滑动者称右行。如图 8.19C 为右行平移断层。平移断层的倾角通常很陡,甚至是直立的,断层线延伸较平直。这种断层多是在水平剪切力偶或水平挤压力的作用下形成的。

但是,自然界的断层并非总是沿着断面的倾向或走向滑动,断层经常为斜向滑动,即兼有两种滑动性质,这时可复合命名,如正平移断层、平移逆断层,前者表示以平移断层为主兼有正断层性质,后者表示以逆断层为主兼有平移断层性质。

断层有时在一个地区成群、成组出现,形成一定的组合形态,常见的断层组合类型有下列几种(图 8.20)。

阶梯状断层(step fault)由许多产状大致平行的正断层沿着同一个方向呈阶梯状下滑而形成的断层组合,因其形如下降的台阶,故称阶梯状断层(图 8.20A)。这类断层多出现在断陷盆地的边缘。

地堑(graben)和地垒(horst)是由两条或两组走向大致平行但倾向相反的断层所形成的断层组合(图 8.20B)。如果两条或两组断层之间的岩块相对下降,两边岩块相对上升则称为地堑;反之中间上升两侧下降者则称为地垒。地堑和地垒多由正断层组合而成,但逆断层也可组成。现今的一些狭长形断陷盆地往往是地堑构造。

叠瓦状构造(imbricat structure)由一系列产状大致平行的逆断层所组成,其老岩层依次叠覆于新岩层之上,状如叠瓦,故称为叠瓦状构造(图 8.20C)。它常同强烈的褶皱作用伴生,由剧烈的水平挤压作用形成,多出现于褶皱山系的两侧边缘。

大规模的正断层及其组合常常造成地壳在水平方向上的长度伸展和在垂直方向上的厚度减薄,它一般是由相邻的地壳块体发生相背离的水平运动所造成的结果。大规模的逆断层及其组合常造成地壳在水平方向上的缩短和在垂直方向上的增厚,一般是由相邻的地壳块体发生相向的水平挤压运动所造成的结果。

### 3. 断层的识别标志

在野外,可根据下述几方面的标志去识别断层及判断断层的运动:

(1) 构造线和地质体的不连续 岩层、含矿层、岩体、褶皱轴等地质体或地质界线等在平面和剖面上的突然中断、错开的现象,说明可能有断层存在。但要注意与不整合界面、岩体侵入接触界面等造成的不连续现象加以区别。

(2) 地层的重复与缺失 在一区域内,按正常的地层层序,如果出现有

某些地层的不对称重复，某些地层的突然缺失或加厚、变薄等现象，这都可能是断层存在的标志。

(3) 擦痕、磨擦镜面、阶步及断层岩 断层面上平行而密集的沟纹称为擦痕(图 8.21)，局部平滑而光亮的表面称为磨擦镜面。断层面上往往还有与擦痕方向垂直的小陡坎，其陡坡与缓坡呈连续过渡，称为阶步。它往往是断层间歇性活动或因断层运动受到某种阻力而形成的。擦痕、磨擦镜面及阶步均是断层滑动的直接证据。此外，擦痕的方向指示断层的相对运动方向，其中手摸擦痕面时感到光滑的方向即为对盘运动的方向；阶步的陡坡倾斜方向也指示断层对盘的运动方向。断层带中因断层而形成的动力变质岩类称断层岩或构造岩。如断层角砾岩(图 8.22)、糜棱岩、断层泥等。断层岩不仅是断层存在的岩石标志，而且断层岩的特征还能反映断层的性质、运动方向及形成的物理环境等。

(4) 地貌及水文标志 较大规模的断层，在山前往往形成平直的陡崖，称断层崖。断层崖如被沟谷切割，便形成一系列三角形的陡崖，称断层三角面(图 8.23)。此外山脊、谷地的互相错开，洪积扇的错断与偏转，水系突然直角拐弯，泉水沿一定方向呈线状分布，湖泊、沼泽呈条带状断续分布等，都可能是存在断层的间接标志。

#### 4. 断层的形成时代

断层的形成时代主要根据断层与地层的切割关系来确定，如果断层切过了一套地层，则断层的形成时代应晚于这套地层中最新的地层时代；当断层又被另一套地层所覆盖时，则断层的形成时代要早于上覆地层中最老的地层时代(图 8.24)。

### 第四节 地震

地震(earthquake)是地球或地壳的快速颤动。它是构造运动的一种重要表现形式，是现今正在发生构造运动的有力证据，因为在地震过程中，地壳或岩石圈不仅表现出明显的水平运动和垂直运动，而且还可造成明显的岩石变形。据统计，全世界平均每年发生地震约 500 万次，但绝大多数是人们不可能直接感觉到的，只有借助灵敏的地震仪才能观测到；7 级以上的破坏性地震，平均每年仅约 20 次，而且通常只在少数地区发生。由于大地震常给人类带来巨大的灾难，例如我国 1976 年 7 月 28 日发生的唐山 7.8 级地震，造成 24 万多人死亡、16 万多人重伤，仅唐山市可以计算的直接经济损失就达 30 亿元以上。所以，对地震的研究，不仅具有了解构造运动、认识地球内部结构的理论意义，同时也具有重大的现实意义。

#### 一、地震的有关概念

##### (一) 震源、震中、震中距

地震时，地下深处发生地震的地区称为震源(seismic focus)，它是

地震能量积聚和释放的地方。实际上震源是具有一定空间范围的区间，称为震源区。震源在地表的垂直投影叫震中( epicentre )。震中也是有一定范围的，称为震中区，它是地震破坏最强的地区。从震中到震源的距离叫震源深度( focusdepth )，从震中到任一地震台站的地面距离叫震中距( epicentraldistance )，从震源到地面任一地震台站的距离叫震源距( 图 8.25 )。

按震源深度可把地震分为浅源、中源和深源三种类型。浅源地震( 0 ~ 70km )分布最广，占地震总数 72.5%，其中大部分的震源深度在 30km 以内；中源地震( 70 ~ 300km )占地震总数的 23.5%；深源地震( 300 ~ 720km )较少，只占地震总数的 4%。目前已知的最大发震深度为 720km。我国绝大多数地震是浅源地震，中源及深源地震仅见于西南的喜马拉雅山及东北的延边、鸡西等地。

## (二) 震级和烈度

地震震级和地震烈度是描述地震强度的两种不同的方法。

### 1. 震级( magnitude )

震级是指地震能量大小的等级。一次地震只有一个震级，以这次地震中的主震震级为代表。发生地震时从震源释放出来的弹性波能量越大，震级就越大。弹性波能量可用其振幅大小来衡量，因此，震级可用地震仪上记录到的最大振幅来测定。

震级( M )和震源发出的总能量( E )之间的关系为：

$$\lg \{ E \} = 11.8 + 1.5 \{ M \} \quad (\text{其中 } E \text{ 的单位为 } J)$$

应用这个关系式，可求得不同震级的相应地震总能量，如表 8.1 所示。

表 8.1 各级地震的能量

M	E\J	M	E\J
1	$2.0 \times 10^6$	6	$6.3 \times 10^{13}$
2	$6.3 \times 10^7$	7	$2.0 \times 10^{15}$
3	$2.0 \times 10^9$	8	$6.3 \times 10^{16}$
4	$6.3 \times 10^{10}$	8.5	$3.60 \times 10^{17}$
5	$2.0 \times 10^{12}$	8.9	$1.4 \times 10^{18}$

(引自《地震问答》，1977)

一次强烈地震所释放出的总能量是十分巨大的。例如，一次 7 级地震相当于近 30 个两万吨级原子弹的能量，一次 8.5 级地震的能量相当于 100 万千瓦的大型发电厂连续 10 年发电量的总和。震级和能量不是简单的比例关系，而是对数关系，震级相差 1 级，能量约相差 32 倍。小于 2 级的地震，人们感觉不到，称为微震；2 ~ 4 级称为有感地震；5 级以上的地震开始引起不同程度的破坏，称强震；7 级以上的地震称为大震。迄今为止，世界上记录到的最大震级是 1960 年 5 月 22 日在南美智利西海岸发生的 8.9 级地震。

### 2. 烈度( intensity )

烈度是指地震对地面和建筑物的影响或破坏程度。地震烈度往往与地震震级、震中距及震源深度直接有关。一般来讲，震级越大，震中区烈度越大；对同一次地震，离震中区越近，烈度越大，离震中区越远，烈度越小；对相

同震级的地震，震源深度越浅，地表烈度越大，震源深度越深，地表烈度越小。另外，震区的地质构造对地震烈度也有明显影响，

表 8.2 简缩烈度表

烈度数	破坏程度	判 据	最大加速度 cm/s <sup>2</sup>	震级 M
	微震	只有仪器记录。	2.5	
	轻震	极少数敏感之人有感。	2.5	3 $\frac{1}{2}$
	小震	少数休息之人有感，震动如大车驶过。	5	4
	弱震	行动中的人亦有感，吊物摇动。	10	4 $\frac{1}{2}$
	强震	人人有感，睡者震醒。	25	5
	损坏	树木摇动，架上东西掉落，老朽和劣质房屋损坏。	50	5 $\frac{1}{2}$
	轻破坏	人惊逃；房屋普遍掉土，壁面裂；不好的房屋有倾倒。	100	6
	破坏	砖砌房屋裂缝，烟囱倒塌；一般建筑物严重破坏。	200	6 $\frac{1}{2}$
	重破坏	地裂，喷水带泥沙；水管折裂；建筑物多倒塌。	500	7
	毁坏	地裂成渠，山崩滑坡，桥梁水坝损坏，铁轨轻弯。	1000	
	毁灭	很少建筑物能保存，铁轨扭曲，地下管道破坏，水泛滥。		
	大灾难	全面破坏。地面起伏如波浪、大规模变形。		

如一般在断裂构造发育的地带或古河道通过的地段烈度较大，地质基础坚实的地区烈度较小。此外，建筑地基的稳固程度、房屋建筑的结构特征等也影响烈度的大小。

判断烈度大小主要是根据人的感觉、家具及物品的震动情况、地面建筑物和地形的破坏程度等因素综合考虑确定的。按照它们的强弱分为若干等级，并用数字依序表示即成为烈度表。现在世界上一般采用 12 度烈度表（表 8.2）。地震发生后，通过对地震区的宏观调查，并在地形图上注明地震时各地的烈度，然后把烈度相同的地点用曲线连接起来，便可构成等震线图（参见图 8.25）。等震线通常为封闭曲线，环绕震中大致呈同心圈式分布。

## 二、地震的成因类型

根据地震的形成原因，可把地震分为构造地震、火山地震、陷落地震和诱发地震等。

### （一）构造地震（tectonic earthquake）

由构造运动所引起的地震称构造地震。这种地震约占地震总数的 90%，世界上绝大多数地震，特别是震级较大的地震均属此类。其特点是活动性频繁、延续时间较长、影响范围最广、破坏性最大。因此，构造地震是地震研究的主要对象。

关于构造地震的成因，目前比较流行的是断层成因的弹性回跳说。该理论认为构造地震的发生是由于断层错动所引起的岩石的突然弹性反跳。可以以弹性钢片变形为例（图 8.26），当弹性钢片两端受力后发生弹性变形，积累弹性应变能量，当钢片弯曲变形到达极限时，便会突然断开，并且两侧



的钢片分别向弯曲变形的反方向迅速弹回，在弹回的过程中释放原来所积累的能量并产生弹性波。与此类似，地壳或岩石圈也是具有弹性的刚体物质(图 8.26)，在构造运动所产生的构造应力的作用下，也会产生弹性应变，积累大量应变能，当应力逐步增加到超过岩石的强度极限时，岩石就会突然发生断裂或使地壳中原来已存在的断裂再次突然错动，断裂两侧的岩石以弹性反跳的形式恢复变形，同时释放大量的应变能产生地震。地震成因的弹性回跳说是 1910 年由美国学者里德(H.F.Read)提出的，该假说不仅已经在实验室中得到证实，并且符合野外的地震形变测量结果，因而得到普遍公认。但有人认为该理论只能解释浅源地震，不能解释中、深源地震，因为那里的岩石处于高温高压下，塑性较强，不可能发生断裂和弹性回跳。本世纪 60 年代岩石圈板块构造学说提出后，使中、深源地震的成因问题获得了比较合理的解释。

#### (二) 火山地震(volcanic earthquake)

由火山活动所引起的地震称为火山地震。火山活动时，由于岩浆及其挥发物质向上运移，冲破附近围岩而发生地震。这类地震有时发生在火山喷发的前夕，可作为火山活动的预兆；有时则直接与喷出过程相伴随。通常，火山地震的强度不太大，震源较浅，影响范围较小。这类地震为数不多，约占地震总数的 7%。主要见于现代火山分布地区。

#### (三) 陷落地震(depression earthquake)

易溶岩石被地下水溶蚀后所形成的地下空洞，经过不断扩大，上覆岩石突然陷落所引起的地震称为陷落地震。这类地震震源极浅，影响范围很小，只占地震总数的 3%，地震能源主要来自重力作用，主要见于石灰岩及其它易溶岩石(石膏、石盐等)广泛分布的地区。此外，山崩、地滑及矿洞塌陷也可产生类似的地震。

#### (四) 诱发地震

由于某种人为因素的激发作用而引起的地震称诱发地震。其中较常见的是水库地震和人工爆破地震等。水库地震是因水库蓄水而引起的地震。因为水库蓄水后，厚层水体的静压力作用改变了地下岩石的应力状态，加上水库里的水沿岩石裂隙、孔隙和空洞渗透到岩石中，起着润滑剂的作用，从而导致岩层滑动或断裂引起地震。由地下核爆炸也可以诱发出的一系列的地震活动。一般认为，爆炸诱发地震是由于爆炸时产生的短暂巨大压力脉冲的影响，使原有的断层发生滑动而造成地震。

### 三、地震地质作用

强烈地震可引起一系列的地质作用，主要包括岩石变形、地表地形的改造等方面。常见的地震地质作用现象有：

**地裂缝及挤压鼓包** 地震时地面伴生的破裂统称为地裂缝，它是震中区最常见的破坏形式。其长度几厘米到几十米或更长；宽度从几毫米到几十厘米，也有达 1m 以上者。地裂缝有呈散漫分布的，也有呈密集带状分布的。其性质一般以张性裂缝为最多，有的并可明显见到沿两组剪切裂缝追踪发育而呈锯齿状的，有的也可见到呈雁行状排列的张剪性裂缝(图 8.27)。在雁列张剪性裂缝的首尾相接部位常常产生一些挤压变形，出现各种压性构造，如

挤压鼓包和逆冲土块等（见图 8.27）。挤压鼓包是由高出地面的土层或岩层所构成的规模较小的鼻状褶曲构造，其长几厘米到十几米，宽几厘米到几米，高几十厘米到一米以上。如 1973 年炉霍地震形成的挤压鼓包高 1.5m。

**地震断层** 由地震作用在地表产生的断层称地震断层（图 8.28）。地震断层的性质可以是正断层、逆断层或平移断层，一般以平移断层、正平移断层及逆平移断层为最常见。地震断层通常规模较大，产状比较稳定。由于许多地震是沿老断裂带重新活动而发生的，所以地震发生时，沿着这些重新活动的老断裂带，往往形成一系列断续延伸的地震断层，其走向延伸不受地形、岩性的控制，长可达数十至数百公里，可构成一条新的断裂带，其中还包括众多的地裂缝、挤压鼓包等小型地质构造。如 1931 年 8 月在我国新疆阿尔泰山区发生的富蕴 8 级地震，沿早先的二台断层形成了 176km 长的地表地震断裂带，地震断层的最大水平位移达 14m。又如 1906 年美国旧金山大地震，沿圣安德烈斯断层形成了长达 430km 的新地震断裂带，地震断层的最大水平位移为 6m，最大垂直位移 1m。

**喷沙冒水** 这是在发震阶段，由地壳震颤使未成岩的沙土液化，地下水携带着沙土沿地裂缝上涌而发生的一种现象。开始时水柱甚高，可达数米，以后渐次低落。沙粒在地表有时可堆积成圆丘状小沙堆，并常沿着地裂缝呈定向排列。

**山崩和滑坡** 地震的激发作用常引起较大规模的山崩和滑坡现象，尤其是在地形陡峻并有较厚碎石层、土层覆盖或基岩松散破碎的地区更易发生。大规模的崩滑若发生在江河边，则往往堵塞河道、积水成湖，或进一步因土石坝溃决而造成水灾。如 1933 年四川叠溪地震所产生的崩滑作用使大量砂、石阻塞岷江，先成湖泊，后又决口成灾。

## 第九章 地球动力系统

全球的海陆面貌究竟是如何形成的？在整个地质历史进程中地壳或岩石圈以怎样的方式和规律进行演化、发展？各种地质作用特别是内部地质作用的机理及相互联系怎样？自从地球科学萌生的那天起，科学家和哲学家就对这些问题进行着不停地探讨。随着科学的发展，人们对这些问题的认识也不断加深。

16 世纪意大利学者布鲁诺最早提出收缩说，他把苹果干缩的褶皱表皮与地球表面的岩层褶皱相对比。19 世纪中叶法国学者博蒙根据拉普拉斯的太阳系起源为由热变冷的假说又重新提出收缩说，认为地球内部由热变冷是地球表部收缩和褶皱及其它构造形成的原因。但是收缩说不能解释地球表部出现的由拉张形成的众多大规模裂陷或裂谷盆地带。17 世纪英国学者培根最早提出了与收缩说相对立的膨胀说，到 19 世纪末和本世纪初一些学者如曼托瓦尼、希克森等用地球膨胀说来解释大西洋两岸形状的相似性和非洲裂谷系等现象，但膨胀说不能解释地球表层的众多大规模挤压褶皱山系。

19 世纪中、后叶，由美国学者霍尔、丹纳和奥地利学者休斯相继提出地槽、地台概念，从而建立了地槽-地台学说。所谓地槽是指地壳上的强烈活动带，分布于大陆边缘、大陆内部或大陆间，一般呈长条形，长达数百至数千公里、宽几十至几百公里。地槽的发展一般经历了两个阶段：早期为大幅度沉降并形成巨厚沉积层；晚期为褶皱回返形成山系，并伴随有强烈的岩浆活动和变质作用。地台是大陆上相对稳定的地区，具面积大、地形起伏小、构造活动弱的特点。该学说认为地壳的基本构造单元是由地槽区和地台区组成，地槽褶皱回返后经剥蚀、夷平可转变为地台区。该学说自提出后直到本世纪中叶在地学界长期占据着统治地位，对固体地球科学的发展起了促进作用，但其忽视地球的大规模水平运动，对地槽-地台演化的动力机制及全球动力系统之间的关系也没有令人满意的解释。

我国地质学家李四光于 1926 年提出地质力学学说，并在其后进行了不断补充和完善。该学说主张运用力学原理研究地壳构造及其成因，并将地壳构造归纳为 3 大类构造体系：纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系。认为构造运动以水平运动为主，垂直运动是水平运动派生的，水平运动以南北向和东西向为两个主导方向，构造运动的动力是由于地球自转的速度变化引起的。但是，对于地球自转速度变化能否产生足够大的动力形成全球海陆分布与大规模的褶皱山系，地壳上不同方向、不同时代的各种纷繁复杂的地质构造与地质现象能否全用这种动力系统加以解释，尚存在不同看法。

岩石圈板块构造学说是现代地球科学对全球动力学认识的主流，被誉为是地球科学的革命，它是在确立了对大陆漂移与海底扩张的认识的基础上建立起来的。

### 第一节 大陆漂移

茫茫大陆，就像硕大无比的巨轮，竟然可以一漂千里。它经历过长期的漂移，而且至今仍在不停地漂移着。大陆漂移 (continental drift) 的概念，今天已广为人们接受。但这一概念从提出到接受并不是一帆风顺的，而是经历了提出、衰落到重新兴起的过程。

尽管大陆漂移的思想早有萌芽，但是第一次全面、系统地论述大陆漂移假说的是德国气象学家和地球物理学家魏格纳。魏格纳最初于 1912 年发表大陆漂移观点，至 1915 年进一步著成《海陆的起源》一书，系统地论述了大陆漂移问题。魏格纳认为：较轻的硅铝质的大陆块就像一座座块状冰山一样漂浮在较重的硅镁层之上，并在其上发生漂移；全世界的大陆在古生代晚期曾连接成一体，称为联合古大陆或泛大陆（Pangaea），围绕联合古大陆的广阔海洋称为泛大洋（图 9.1）；可能由于某种作用力的影响，自中生代开始，泛大陆逐渐破裂、分离、漂移，形成现代海陆分布的基本格局。

魏格纳的大陆漂移说主要是根据大陆形状的相似性、地层、地质构造、古生物、古气候等方面的证据提出来的。

魏格纳起初曾从大西洋两岸非洲和南美洲的海岸线弯曲形状的相似性中得到启发。后来他进一步发现美洲和非洲、欧洲在地层、构造和古生物化石的分布方面均有密切联系。例如北美洲纽芬兰一带的褶皱山系与北欧斯堪的纳维亚半岛的褶皱山系遥相呼应，同属早古生代的加里东褶皱带；美国阿巴拉契亚山的海西褶皱带，其东北端没入大西洋，延至英国西部和中欧一带复又出现；非洲西部的古老岩石分布区（老于 20 亿年）可以与巴西的古老岩石区相衔接，而且二者之间的岩石结构、构造也彼此吻合；非洲南端的开普勒山脉与南美的布宜诺斯艾利斯附近的山脉在地层和构造上可以彼此衔接等等（图 9.2）。对此，魏格纳作了一个很浅显的比喻。他说，如果两片撕碎了的报纸按其参差的毛边可以拼接起来，且其上的印刷文字也可以相互连接，我们就不能不承认这两片破报纸是由一大张撕开来的（图 9.3）。魏格纳还指出，在非洲和印度、澳大利亚等大陆之间，也有地层构造之间的联系，而这种联系都限于中生代以前的地层和构造。

古生物学家早就发现，在目前远隔重洋的一些大陆之间，古生物面貌有着密切的亲缘关系。例如，中龙是一种营淡水生活的小型水生爬行类，它既见于巴西石炭—二叠系的淡水湖相地层中，也出现在南非的石炭—二叠系同类地层中，而迄今为止，世界上其它地区都未曾找到过这种动物化石，这表明巴西和南美之间一定有过陆地相连系。又如舌羊齿植物化石，广布于澳大利亚、印度、南美、非洲等南方诸大陆的晚古生代地层中，为解释这些现象，古生物学家曾提出“陆桥说”，设想在这些大陆之间的大洋中，一度有陆地或一系列岛屿把遥远的大陆联系起来，后来这些陆桥沉没消失了，大陆才被大洋完全分隔开来。然而，魏格纳却认为，各大陆之间古生物面貌的相似性，并不是因为它们之间有什么陆桥相联系，而是由于这些大陆本来是直接毗连在一起，到后来才分裂漂移开来。

在魏格纳提出的漂移说中，古气候的证据占有重要的地位，其中尤以古冰川的分布最具说服力。距今约 3 亿年前后的晚古生代，在南美洲、非洲、澳大利亚、印度和南极洲都曾发生过广泛的冰川作用，有的还可以从冰川的擦痕判断出古冰川的流动方向（图 9.4）。从冰川遗迹分布的规模与特征判断，当时的冰川为发育在极地附近的大陆冰川。而且南美、印度和澳大利亚的古冰川遗迹残留在大陆边缘地区，冰川的运动方向是从岸外指向内陆，反映古冰川不是源于本地。要解释这种古冰川的分布及流向特征，过去一直是

地质学上的一道难题。但是，正是这些特征，却为大陆漂移说提供了强有力的证据。在漂移说看来，上述出现古冰川的大陆在当时曾是连结在一起的，并且处在南极附近，冰川中心位于非洲南部，古大陆冰川由中心向四方放射状流动，这就很合理地解释了古冰川的分布与流动特征。除古冰川遗迹外，蒸发盐、珊瑚礁、红层等作为古气候标志，也可用来推断它们形成时产生的古纬度。魏格纳等曾将石炭纪蒸发盐、煤等的分布标在联合古大陆上，其中岩盐、石膏、沙漠砂岩均集中在干燥的亚热带，与它们所要求的古气候条件完全相符，从而为联合古陆的存在提供了佐证。

大陆漂移学说的论据虽然很多，但漂移的机制并没有很好解决。因此，受当时认识水平的限制，大陆漂移说受到许多地球物理学家和地质学家的反对。到 30 年代，大陆漂移说便逐渐衰落下来。到了 50 年代，由于一些新的、独立的大陆漂移证据的发现，使得大陆漂移说再度活跃起来。其中最有力的证据是古地磁学研究的成果。

现今地球周围存在着地磁场，地质历史时期的地球周围也同样存在着地磁场称古地磁场。岩石在其形成的过程中因受当时古地磁场的磁化可以获得磁性，磁化的方向与古地磁场方向一致。例如岩浆岩在其冷凝成岩的过程中，当它冷却经过居里温度点时，岩浆中的一些铁磁性矿物就会顺当时的地磁场方向排列而发生磁化，当岩浆冷凝成岩后这种磁性就保存下来；沉积岩在沉积和固结成岩的过程中，由于一些铁磁性矿物颗粒受当时地磁场影响发生顺磁力线方向的定向排列，也会获得较弱的磁性。这种岩石在形成过程中所获得的磁性称为天然剩余磁性或化石磁性。这种化石磁性一经形成便具有较强的稳定性，可一直保存到今天。借助于岩石的化石磁性，我们可以追溯岩石自形成以后所发生的水平运动情况。

近代地磁场的观测表明，地磁极是围绕地理极附近作周期性移动的，若从数千年以上的时间尺度来看，地磁极的平均位置可以看成是与地理极重合的。根据这一原理，可以把地质历史时期的古地磁极近似地当作古地理极；把古地磁场的磁子午线方向当作古地理经线；古地磁场的等磁倾角线则可看成是古地理纬度线，磁倾角与纬度值之间可用简单的数学公式进行换算。岩石在形成时所产生的剩余磁性的磁化方向可用来确定古经线的方向，测定岩石中化石磁性的磁倾角可确定所处的古纬度。

古地磁研究在本世纪 50 年代时曾盛极一时。英国著名学者布莱克特和朗科恩等测定了大批的岩石化石磁性资料，并根据化石磁性的古地磁要素，求出某一时代岩石标本所在地的古纬度以及相应的古地磁极的位置。他们发现，在一些地区或大陆，所测得的古纬度往往与目前所处的纬度有很大的差别，说明这些地区或大陆曾发生过大规模的水平位移，这就为大陆漂移提供了重要证据。如果假设大陆固定于目前的位置上不动，把大陆上不同时代的岩石化石磁性得出的磁极位置都标在地图上，发现地质时代越古老，古地磁极的位置偏离现代磁极的位置就越远，把各时代的古地磁极连起来即可得出该大陆的古地磁极的迁移轨迹。但实际上地磁极是基本上位于地理极附近不动的，极移曲线本身反映了大陆漂移的路线（图 9.5）。在任何地质历史时期，某一个极性（N 或 S）的古地磁极只可能有一个，

但古地磁研究表明，不同的大陆岩石测出了不同的极移轨迹，这说明了这些大陆之间必定发生过相对位移。图 9.5 是分别根据欧洲大陆和北美大陆

岩石测出的两条极移曲线，这两条曲线在现代相交于一点，随着时代变老两者偏离越远，为了把北美的极移曲线与欧洲的重合，就必须将北美大陆向东退回 30 个经度左右，这时大西洋消失，北美大陆与欧洲拼贴在一起，这就恰好恢复了魏格纳漂移说所提出的联合古陆的情况。其它各大陆的古地磁资料也进一步表明，如果把各大陆大致按魏格纳的设想恢复到漂移前的位置，则根据古地磁资料测出的各大陆同一地质时代的地磁极位置相当接近，各大陆的极移曲线亦可互相重合。所以古地磁资料再次令人信服地证实了大陆漂移。

古地磁研究使漂移说复苏以后，人们又开始深入探讨与大陆漂移有关的一些问题，并获得了许多新的证据和资料。例如，英国学者布拉德等借助电子计算机对大西洋两岸（按约 1000m 的等深线）地行了十分完美的拼接，为验证大陆漂移提供了最形象的证据；此外，南极洲及其它大陆发现的古生物、地层、构造新资料等也都进一步证实了大陆漂移的存在性。尽管到了 50 年代晚至 60 年代早期，大陆漂移说衰而复兴，然而，对大陆漂移的机制问题依然悬而未决。这期间，海底地质与地球物理的研究飞速发展，终于为大陆漂移机制的解决带来了曙光。

## 第二节 海底扩张

### 一、海底扩张说的提出

二次世界大战以后，工业较发达的西方各国出于军事、资源与能源等方面的考虑，开展了广泛的海底地形与地质调查。例如，他们利用回声测深等高精度的水深测量方法研究海底地形并绘制出精确的海底地形图；用重力、地震、地磁及地热等地球物理勘探方法研究海底的地质构造特征等等。到 60 年代初，海底调查已获得了大量的新成果与新资料，为海底扩张说的建立准备了条件。其中比较重要的有下述 3 个方面。

（1）全球大洋中脊及中央裂谷系的发现 50 年代晚期发现了纵贯世界大洋洋底的大洋中脊和裂谷体系。大洋中脊在各大洋中互相连接，延伸总长约 64 000 km，总面积超过陆地面积的一半，它是世界上最长大的山系，无疑也是地球上最重要的构造单元之一。在洋中脊轴部常发育有平行洋脊的巨大的中央裂谷，谷深可达 1 000 ~ 2 000m，谷壁陡峭，实际上是一系列向谷内陡倾的张性断裂。裂谷宽数十至百余公里，窄的谷底宽度不过几公里。这种张性断裂作用造成的谷地，显示洋中脊附近存在巨大的张力作用。大洋中脊轴部具有很强的构造活动性，常发生浅源地震及火山活动，并且有高的地热流异常（可达  $(3 \sim 5) \times 41.686 \text{mW/m}^2$ ），反映中脊轴部是地热的排泄口和深部岩浆物质上涌的地方。

（2）海沟及贝尼奥夫地震带在辽阔的大洋中，中部被高大的大洋中脊占据，而深陷的海沟却分布在大洋的边缘。海沟主要见于太平洋及印度洋东北部边缘，沿大陆边缘的岛弧或海岸山脉线状延伸。海沟的横剖面多呈 V 字形，沟底深度一般大于 6000m，深者可达 10000m 以上（如马里亚纳海沟深达 11033m），若计海沟沟底与岛弧或海岸山脉的相对高差，则可达 13000m 以上。

所以海沟附近是地球上高差最为悬殊的巨型地形单元，其中一定包含着极其重要的地质含义。地球物理调查表明，海沟的重力值相当低，出现负重力异常，这说明海沟下方的物质的密度轻，是不是也存在类似于高山之下的地壳“山根”插到地幔之中？但据地壳重力均衡原理，密度低的物质必将上浮形成高的地势，这与海沟的地势相矛盾。所以，可以推测，在海沟处必定有一种向下拉的作用力存在，这种力破坏了该处的重力均衡，使轻的地壳物质强制下陷。此外，海沟的地热流比正常洋盆显著低，说明海沟下面的物质比较冷。海沟附近是最强烈的构造活动带，例如，沿太平洋边缘的海沟及其附近，形成著名的环太平洋火山带与地震带。在环太平洋地震带中，地震震源深度变化是很有规律的：在海沟附近都是浅源地震，离海沟较远出现中源地震，在更远的大陆内部则出现深源地震，最深达 720km，震源排列成为一个由海沟向大陆方向倾斜的带，其倾角一般 45°左右（图 9.6）。海沟附近的这种震源排列形式是 50 年代美国学者贝尼奥夫发现的，故称为贝尼奥夫地震带。这种现象说明，沿着大陆边缘的海沟，存在着倾向大陆的、正在活动的巨大断裂带。

（3）洋底地壳的新认识 本世纪 50 年代，在世界各大洋进行了广泛的地震勘探，确定了洋底地壳的 3 层结构。地震资料表明，洋壳第一层，即沉积层非常之薄，平均不过 0.5km。即使以每千年沉积 1mm 的最低沉积速度计算，只要大洋存在过 10 亿年，就应当有 1km 厚的沉积物。所以，洋底沉积物的年龄应当是比较新的。通过在大洋裂谷及断裂带的基岩崖壁处施挖采样，至 60 年代开展深海钻探以前，在洋底尚未发现比白垩纪更老的岩石。如果大陆和海洋的位置是固定不变的，洋底的年龄就应当与大陆一样老，在洋底也应当存在大量古老的沉积岩或褶皱山系，但事实却完全相反。所有这一切，都说明洋底地壳形成较新。但从古生物演化史以及大陆褶皱山系中的大量古老海洋沉积岩来看，地表的海水或海洋无疑在很古的时期已经出现。由此推测，洋壳是发生着新旧更替的，古老的洋壳已经消失，现在的洋壳是后来形成的。

海底地质新成果与新资料的积累，加之大陆漂移说的重新兴起，终于迎来了地球科学理论上的一场重大革新。60 年代初，美国地质学家赫斯（Hess, 1962）和迪茨（Dietz, 1961）首先提出了海底扩张（seafloorspreading）说。这一学说认为，大洋中脊顶部乃是地幔物质上升的涌出口，上升的地幔物质就冷凝形成新的洋壳，并推动先形成的洋底逐渐向两侧对称的扩张。随着热地幔物质源源不断地上升并形成新的洋底，先成的老洋底不停地向大洋两缘扩张推移，洋底移动扩展的速度大约是每年几个厘米（图 9.7）。

在不同的海区，海底扩张可以有两种情况。一种是扩张着的洋底同时把邻接的大陆向两侧推开，大陆仿佛冻结在相邻的洋底上，与洋底一起向同一方向移动。这样，随着新洋底不断地生成和向两侧扩展，新生的大洋不断张开，两侧大陆逐渐漂移。像大西洋这样宽的大洋，在速度为每年数厘米的海底扩张作用下，大约一二亿年便可形成。另一种情况是当洋底扩展移动至大洋边缘的海沟处时，沿贝尼奥夫地震带向下俯冲潜没，重新返回到地幔中去。这时，洋底并不推动相邻大陆向两侧漂开，相反，大陆逆掩于洋壳俯冲带上。太平洋就是这样的情况，它本是一个古老的大洋，其洋底不断地在洋脊处新生，同时不断地在海沟处潜没消亡，好似一条运动不息的传送带，大约 2 亿

年左右洋底就可以更新一次。

由于洋底一直在生长和更新着，所以，不管是新生的大西洋和印度洋，还是古老的太平洋，它们的洋底地壳都相当年青，不老于中生代，从而接受的海洋沉积层就比较薄。大洋中脊顶部因为是热的地幔物质涌出的地方，故出现高热流值；而海沟因为是冷的、轻的地壳物质俯冲潜没的地方，故出现低热流值和重力负异常。

## 二、海底扩张说的验证

以新的地质研究成果为依据的海底扩张说，对于海底地质现象的解释如此引人入胜，从而高度激发了人们进一步探讨的欲望。在海底扩张说提出后的短短几年时间里，新的研究成果又纷纷涌现，进一步证实了海底扩张说。其中最有意义的是海底磁异常条带研究、深海钻探成果及转换断层的发现，它们被称为验证海底扩张说的 3 大论据。

### （一）海底磁异常条带研究

#### 1. 大陆上岩石古地磁的极性反转现象

50 年代以来大陆上岩石古地磁的研究成果表明，在所研究的岩石中有将近一半是正向磁化（即磁化方向与现代地磁场方向相同），而另一半则是反向磁化（即磁化方向与现代地磁场方向正好相反）。这说明在漫长的地质历史中，地磁场南、北极的极性并不是固定的，而是发生着周期性的反转，有的时期地磁南、北极方向与现在一致，有的时期则正好相反。所以，极性反转现象是地磁场演化的一个基本特征，通常把保持一定的地磁极性的大阶段（大约相隔 100 万年以上）称为极性期，把每个极性期内的短期转向时间称为极性事件。如果根据不同时期岩石磁化的方向排列出地磁场转向的先后顺序，并利用岩石同位素年龄测定方法测出各个极性期和极性事件的延续时间，就可以建立古地磁场转向年代表。如图 9.8 是根据世界各地大量层状岩的古地磁资料建立的最近 4.5Ma 的地磁场转向年代表。

#### 2. 海底磁异常条带及其成因

海底磁异常条带是 50 年代后半期发现的，其特点是大致平行于洋中脊轴线延伸，正负异常相间排列并对称地分布于大洋中脊两侧，单个磁异常条带宽约数公里到数十公里，纵向上延伸数百公里以上而不受地形影响，在遇到洋底断裂带时被整体错开（图 9.9）。对于这种磁异常条带的成因，曾一度使人们困惑不解，有人认为这是洋底岩石磁性强弱不同所引起的，但这种观点不能解释磁条带分布的规律性，也与当时所获得的海底地质资料不吻合。1963 年，英国学者瓦因和马修斯结合海底扩张假说与地磁场倒转现象，对海底磁异常条带作了极为成功的解释。他们认为海底磁异常条带不是由海底岩石磁性强弱不同所致，而是在地球磁场不断倒转的背景下海底不断新生和扩张的结果（图 9.10）。高温的地幔物质不断沿大洋中脊轴部上涌冷凝形成新的海底，当它冷却经过居里温度时，新生的海底玄武岩层便会沿当时地磁场方向磁化。随着海底扩张，先形成的海底向两侧推移，在中脊顶继续不断地形成新的海底，如果某个时候地磁场发生转向，则这时形成的海底玄武岩层便在相反的方向上被磁化。这样，只要地磁在反复地转向，海底又不断地新生和扩张，那就必然会形成一条条正向和反向磁化相间排列、平行洋脊对称



分布的磁化条带。扩张的海底就像录音磁带那样记录了地磁场转向的历史。正向磁化的海底条带由于加强了地磁场强度而形成正异常，反向磁化的海底条带由于抵消了一部分地磁场强度而形成负异常。

上述推断不仅合理地解释了海底磁异常条带的成因，而且也与大陆岩石和深海沉积的古地磁研究成果相吻合。60年代中期，一些学者通过将洋脊两侧的海底正、负磁异常条带与大陆岩石古地磁研究获得的地磁场转向年代表进行对比发现，海底正、负磁异常的排列，与地磁场转向年代表中的正向段和反向段完全可以一一对比，而且磁条带的宽度也与地磁场转向年代表中极向的时间长短成正比关系。与此同时，对取自海底的沉积物岩心的弱剩磁研究也取得了重要成果。在沉积岩心中交替地出现正向和反向磁化段，正向、反向磁化段的厚度可以与地磁场转向年代表中正极性期和反极性期的时间长短一一对比，也可以与海底正、负磁异常条带相对比（见图9.10）。这3种相互独立的磁性测量资料服从于统一的变化规律，充分证实了它们是在地磁场频繁倒转的统一背景下形成的（有人称为：“三位一体”）。这不仅说明了上述海底磁条带成因的正确性，同时也为海底扩张说取得了决定性的证据。

## （二）深海钻探成果

深海钻探工作开始于1968年，在几年的时间里，著名的深海钻探船“格罗玛挑战者”号在世界各大洋进行了广泛的钻探和取样，取得了丰硕的成果。深海钻探证实，深海沉积物由洋脊向两侧从无到有，从薄到厚，沉积层序由少到多，最底部沉积物的年龄愈来愈老，并且与海底磁异常条带所预测的年龄十分吻合，深海钻探所采得的最老沉积物的年龄不老于1.7亿年（晚侏罗世）。因此深海钻探成果令人信服地证实了海底扩张理论。

## （三）转换断层的发现

洋脊被一系列横向断层切割，断层长度可达数千公里，断层两侧洋脊被明显错断，错距可达数百至千余公里。断裂带多已成为很深的沟槽，从海底地貌图上看得十分清楚。这种巨大规模的横向断层早在50年代即已发现，曾被认为是一般的平移断层，并用以证明地壳中存在着巨大规模的水平运动。但是，它的实际意义远不止于此。1965年，加拿大学者威尔逊（Wilson, 1965）指出，这种横断中脊的断裂带不是一般的平移断层，而是自中脊轴部向两侧的海底扩张所引起的一种特殊断层。威尔逊称之为转换断层（transform fault）。

转换断层具有不同于一般平移断层的特征（图9.11）。其一，如果是平移断层，则随着时间的推移，断层两侧的洋脊将越离越远；但如果是转换断层，虽然中脊轴两侧海底不断扩张，断层两侧洋中脊之间的距离并不一定加大。其次，如果是平移断层，错动是沿整条断裂线发生的；至于转换断层，相互错动仅发生在两侧中脊轴之间的段落上（BC段），在该段落以外的断裂带上，断层两侧海底的扩张移动方向相同，其间没有相互错动。第三，转换断层中相互错动段的错动方向，恰好与平移断层中把洋脊错开的方向相反，这一点是转换断层和平移断层的最重要区别。

沿洋底的这种转换断层记录到频繁的地震活动，这显然是断层两侧岩块发生相对错动引起的。调查表明，地震活动几乎都集中在被错开的洋脊之间的断层段上，而其余部分一般没有地震发生。而且对来自洋底断裂带上的地

震的分析证明，断层错动的方向与转换断层所要求的方向完全相符。这就证实了转换断层是确实存在的。转换断层是由洋中脊的海底扩张引起的，转换断层的错动方向也就是海底扩张的方向，所以转换断层的发现和验证，为海底扩张说提供了又一有力的依据。

### 第三节 板 块 构 造

60年代中期由于海底磁异常等一系列振奋人心的发现，海底扩张说取得了稳固的地位。可是，地质科学的发展并没有停步不前。作为海底扩张说的自然引伸，1968年前后，地球科学家麦肯齐、摩根、勒皮雄和威尔逊等人又进一步提出了板块构造(plate tectonics)学说。板块构造归纳了大陆漂移和海底扩张所取得的重要成果，并及时地吸取了当时对地球上部层圈——岩石圈和软流圈所获得的新认识，从全球的统一角度，阐明了地球活动和演化的许多重大问题。因此，板块构造的提出，被誉为是地球科学上的一场革命。板块构造学说的基本思想是：固体地球上层在垂向上可划分为物理性质显著不同的两个圈层，即上部的刚性岩石圈和下垫的塑性软流圈；刚性的岩石圈在侧向上可划分为若干大小不一的板块，它们漂浮在塑性较强的软流圈上作大规模的运动；板块内部是相对稳定的，板块的边缘则由于相邻板块的相互作用而成为构造活动性强烈的地带；板块之间的相互作用从根本上控制着各种地质作用的过程，同时也决定了全球岩石圈运动和演化的基本格局。

#### 一、板块的边界类型及板块的划分

板块边界的存在是划分板块的依据。板块的边界常常以具有强烈的构造活动性(包括岩浆活动、地震、变质作用及构造变形等)为标志。随着海底扩张说的提出和验证，有关洋脊扩张、海沟俯冲和转换断层的概念越来越明确，这实际上已经揭示出了板块的边界类型。从板块之间的相对运动方式来看，可将板块边界分为3种基本类型。

##### 1. 分离型板块边界

相当于大洋中脊轴部。其两侧板块相背运动，板块边界受拉张而分离，软流圈物质上涌，冷凝成新的洋底岩石圈，并添加到两侧板块的后缘上。故分离型边界也称为增生板块边界或建设性板块边界。这类边界主要分布于大西洋中脊、印度洋中脊和东南太平洋中隆(图9.12)。大陆裂谷系具有与大洋中脊类似的特征，也属于分离型板块边界。

##### 2. 汇聚型板块边界

相当于海沟及板块碰撞带。其两侧板块相向运动，在板块边界造成挤压、对冲或碰撞。汇聚型边界是最复杂的板块边界，又可进一步划分为俯冲边界和碰撞边界2种亚型：

(1) 俯冲边界 相当于海沟或贝尼奥夫带，相邻的大洋与大陆板块发生相互叠覆。由于大洋板块比大陆板块密度大、位置低，故一般总是大洋板块俯冲到大陆板块之下。俯冲边界主要分布于太平洋周缘及印度洋东北边缘，沿这种边界大洋板块潜没消亡于地幔之中，故也称为消减带。俯冲边界又包括两类：岛弧-海沟型，主要见于西、北太平洋边缘，指大洋板块沿海沟俯

冲于与大陆以海盆相隔的岛弧之下；安第斯型（或山弧-海沟型），主要见于太平洋东南的南美大陆边缘，指大洋板块沿陆缘海沟俯冲于山弧之下。

（2）碰撞边界 又称地缝合线，是指两个大陆板块之间的碰撞带或焊接线。当大洋板块向大陆板块不断俯冲时，大洋板块可逐渐消耗完毕，最后位于大洋后面的大陆与大陆板块之间发生碰撞并焊接成为一体，从而形成高耸的山脉并伴随有强烈的构造变形、岩浆活动以及区域变质作用。现代板块碰撞带的典型例子是阿尔卑斯-喜马拉雅山构造带，其中喜马拉雅山部分的碰撞边界沿印度河—雅鲁藏布江分布，称印度河-雅鲁藏布江缝合线，它是印度板块与欧亚板块的碰撞边界（见图 9.12）。

### 3. 平错型（剪切）板块边界

相当于转换断层，其两侧板块相互剪切滑动，通常即没有板块的生长，也没有板块的消亡。它一般分布在大洋中，但也可以在大陆上出现，如美国西部的圣安德烈斯断层，就是一条有名的从大陆上通过的转换断层。

上述几类板块边界在全球的分布及相互连接勾画出了全球岩石圈板块的轮廓（图 9.12）。1968 年法国地球物理学家勒皮雄（X. LePichon）将全球岩石圈划分为 6 大板块：欧亚板块、非洲板块、印度板块（或称大洋洲板块、印度-澳大利亚板块）、太平洋板块、美洲板块和南极洲板块。此后，在上述 6 大板块的基础上，人们将原来的美洲板块进一步划分为南美板块、北美板块及两者之间的加勒比板块；在原来的太平洋板块西侧划分出菲律宾板块；在非洲板块东北部划分出阿拉伯板块；在东太平洋中隆以东与秘鲁—智利海沟及中美洲之间（原属南极洲板块）划分出纳兹卡板块和可可板块。这样，原来的 6 大板块便增至 12 个板块。大板块一般既包括陆地，也包括海洋。如北美板块和南美板块除北美洲和南美洲大陆外，还包括大西洋中央裂谷以西的半个大西洋；而大西洋中央裂谷以东的一半则分属于非洲板块和欧亚板块；太平洋板块基本上是海域，但也包括北美西部圣安德烈斯转换断层以西的陆地。因此，海陆的交界，即海岸线对于板块的划分没有任何意义。全球各板块之间的相对运动和板块边界的分离、走滑、俯冲与碰撞等作用构成了地球动力系统的基本格局。

## 二、板块构造与地质作用

### （一）板块构造与岩浆作用

岩浆作用分侵入作用和喷出作用。喷出作用是侵入作用进一步发展到地表的结果。所以，喷出作用的活动特征与规律往往是岩浆作用的体现。现代活火山已知共有 523 座（其中 455 座在陆地上，68 座位于海底），而死火山则多得无法统计。这些火山在地理位置上分布是很不均匀的，呈狭长的火山带分布，主要集中在以下 3 个带：

（1）环太平洋火山带 集中分布于太平洋西缘和北缘的岛弧及东缘的沿岸山脉，占世界活火山的 3/5，火山活动频繁而强烈，素有“火环”之称。

（2）阿尔卑斯（地中海）-喜马拉雅-印度尼西亚火山带 此带横贯欧亚大陆南部，向西延入大西洋中脊，东南端与环太平洋火山带相接，有活火山百余座，占世界活火山的 1/5。

（3）大洋中脊及大陆裂谷火山带 主要包括太平洋、印度洋、大西洋洋中脊及红海、东非裂谷带等。

对比上述 3 个火山带与板块边界的分布就不难得出结论，岩浆活动的空间分布主要集中在板块的边界附近。不仅如此，板块的边界活动还控制着岩浆活动的成分、来源及成因机制等特征。

在分离型板块边界的大洋中脊，主要为基性的岩浆活动，出现大规模的裂隙式火山喷溢，熔岩溢出的方式主要为平静式（如冰岛拉基火山）。大洋中脊实际上是全球最大的火山活动带，沿在脊轴部到处都可以见到新鲜的火山岩，近年来沿中脊轴带采得的大量火山岩的同位素年龄一般不超出第四纪。洋中脊岩浆的起源位于轴带下方的地幔软流圈中。由于中脊轴部的拉张作用，导致其下压力降低，从而使物质的熔点降低，超基性的软流圈物质分熔出基性的玄武质岩浆，在压力梯度的驱动下沿中脊轴部裂隙上涌。一部分岩浆溢出海底，形成枕状熔岩，构成洋壳第二层；另一部分岩浆未到过地表，以基性岩墙或岩体的形式冷凝成洋壳的第三层。在大陆裂谷系发生的岩浆活动具有与大洋中脊类似的特征。

汇聚型板块边界包括俯冲边界和碰撞边界两种情况，实际上碰撞边界是俯冲边界进一步发展的结果。俯冲板块边界的岩浆活动以中、酸性为主，也有部分基性活动，其中以中性活动为典型代表。这里的岩浆活动均发育于海沟轴部靠大陆或岛弧一侧。环太平洋火山带正是这种俯冲边界附近的火山活动，其火山活动以中、酸性特别是中性安山岩类为主，多为中心式喷发，且因岩浆粘度较大、富含挥发分常表现出强烈爆发性质。俯冲地区岩浆的起源一般较深，大多为幔源和壳幔混源，且与板块的俯冲活动紧密相关（图 9.13）。当大洋板块向大陆板块之下俯冲到一定深度（一般  $> 80\text{km}$ ）之下时，由于地热增温、板块俯冲的摩擦增温及压力的增高，使原来洋壳中的含水矿物（如蛇纹石、角闪石及沉积物等）发生大量的脱水，这种热液水降低了岩石熔点的温度，使得原来的洋壳发生部分熔融，分异出富硅、铝和碱（K、Na、Ca）的岩浆，这种岩浆由于质轻、体积膨胀和富含挥发分而上升。其在向上的运移过程中，还会进一步同化围岩，最终到达地壳上部形成以中性为主的岩浆活动。当大洋板块俯冲完毕、大陆与大陆发生碰撞时（即碰撞边界），岩浆活动的特征又发生了明显变化。这时期主要为酸性的岩浆活动，岩浆来源主要是地壳本身的局部重熔。其成因大多是由于强烈的碰撞与聚敛作用，使岩石强烈变形、岩块（或岩片）大量冲断推覆，在机械剪切热、地热及流体等因素的联合作用下地壳发生局部重熔而形成。

## （二）板块构造与变质作用

板块活动与变质作用之间有着紧密的联系。在分离型板块边界的洋脊轴部附近，由于岩浆不断上涌形成新的洋壳，因而具有较高的地热梯度及热液作用，使先形成的洋壳岩石发生中—低级变质作用，并随海底扩张分布于整个洋底，都成秋穗（1971）称之为“洋底变质作用”。在平错型板块边界，则主要为动力变质作用。例如圣安德烈斯转换断层就发育一条宽达几公里的动力变质岩带。接触变质作用常常与板块活动引起的岩浆作用伴随。但变质作用中最主要的还是区域变质作用，这种变质作用与汇聚型板块边界的活动关系密切。

区域变质作用大致可分为高压、中压和低压 3 种类型。在板块的俯冲边缘，当大洋板块沿海沟向下俯冲时，冷的洋壳及上覆沉积物也随之向下牵引，这样在海沟及海沟靠大陆的内壁附近，就出现了很低的地热梯度和热流值；

另一方面，这个地方具有较大的板块俯冲压力和上覆岩层的重力这样就形成了高压低温的变质环境。所以，在海沟近陆侧可出现以蓝片岩为代表的高压型区域变质作用。在离海沟稍远的火山岛弧地区，板块俯冲导致活跃的火山和岩浆活动，其热流值与地热梯度相当高，创造了高温、低压的变质条件，因而常形成含红柱石、夕线石等矿物的低压型区域变质带（图 9.14）。例如，在日本就并列地展布着 3 对高压和低压变质带，研究表明它们是在不同地质历史时期板块俯冲的背景下形成的。必须指出，上述两类区域变质作用都与中压型区域变质作用呈过渡关系。当大洋板块俯冲完毕、大陆与大陆强烈碰撞时，则可发生更加广泛的区域变质作用。

### （三）板块构造与地震及岩石变形的关系

地震是现今构造运动的一种表现形式，其分布、类型及成因都与现代板块活动有密切关系。世界上的地震主要集中分布在如下 3 个地震带上。

（1）环太平洋地震带 这是一条地震活动最强的地震带，全球约 80% 的浅源地震、90% 的中源地震以及几乎全部深源地震都发生在这个地震带内。所释放的地震总能量约占全球地震释放能量的 76%。该带地震活动的特点是：地震带宽度大，地震频次高，地震震级大（达 8.9 级），浅源、中源、深源地震由海沟向大陆一侧有规律分布，构成贝尼奥夫地震带。很显然，环太平洋地震带的分布与环太平洋板块俯冲带相一致，贝尼奥夫带与向下俯冲的板片相一致。过去，人们虽然相信浅源地震是由岩石破裂（或断层）所引起的，但对于中、深源地震的成因一直没能解决，因为按一般情况理解的话，在几百公里的地下深处，岩石已具有很强的塑性，不可能发生脆性破裂并引起地震。但板块构造对这一问题作了成功的解释，并得到震源机制资料的验证。当冷的刚性岩石圈大洋板块沿海沟向下俯冲时，由于其下插速度较大，深部物质来不及对它马上加热、同化，因此这种刚性的下插板块常常可以达到很深的地方仍保持较强的弹性或脆性。这样，在俯冲产生的机械力的作用，俯冲板块内部发生断裂和变形，便可以产生中、深源地震（见图 9.13）。

（2）阿尔卑斯（地中海）-喜马拉雅-印度尼西亚地震带 该带为世界上第二大地震带，地震释放总能量约占全球的 22%。地震活动的特点是：地震带宽度很大，震中很分散；地震频次较高；基本上是浅源地震，深源地震很少，中源地震分布在局部地段。很明显，这个带的分布与欧亚板块与非洲板块和印度板块的碰撞边界（印度尼西亚处为俯冲边界）相一致。板块碰撞造成了比较宽的岩石强烈变形带，因而形成了较强、较宽的地震活动带。由于局部地段具有俯冲性质或保存有俯冲板块的残片以及碰撞后大陆板块之间的陆内俯冲等原因，使这个带存在一些震源较深的地震。

（3）大洋中脊及大陆裂谷地震带 该带主要沿大洋中脊的中央裂谷附近及转换断层分布，在大陆上则是沿狭长的裂谷系分布，延伸长达 60 000km，但地震带宽度窄，全部为浅源地震，地震活动频次及震级均不及上述两地震带。该带的地震活动主要与分离型板块边界及一些转换断层有关。

由此可见，板块边界是地震发生的主要场所。各类板块边界的地震活动特点见表 9.1。

表 9.1 各类板块边界的地震活动特点

边界类型	应力状态	震源深度	地震带宽度	地震次数	最大震级
大洋中脊轴部	拉张	浅	窄	少	< 7级
转换断层	剪切	浅	较窄	稍多	8.4级
板块碰撞边界	挤压	浅, 中	极宽	较多	8.7级
板块俯冲边界	挤压(海沟处还有拉张作用)	浅, 中, 深	宽	很多	8.9级

板块构造学说认为, 板块内部是比较稳定的, 岩石变形一般较弱, 通常以大面积的长期而舒缓的升降运动为主(即造陆运动); 板块边缘是构造活动强烈的地带, 在分离型及平错型板块边界附近, 岩石变形以断裂为主, 但在汇聚型板块边界附近, 岩石变形异常强烈, 同时伴随强烈的岩浆活动与变质作用, 常常可以形成高大的褶皱山系(即造山运动)。

事实上, 晚近地质时期形成的年青褶皱山系, 皆展布于板块汇聚边界。环太平洋山系发育于太平洋周缘的汇聚板块边界, 其山系的形成主要是由板块的俯冲作用形成, 以北美西部的科迪勒拉山系及南美西部的安底斯山系为典型代表; 阿尔卑斯—喜马拉雅山系展布于欧亚板块与非洲板块及印度板块的碰撞边界附近, 其形成与大洋板块俯冲完毕之后, 大陆板块与大陆板块之间发生的强烈碰撞作用有关。不仅如此, 现在大陆内部的一些较古老的巨型褶皱山系(如天山、祁连山、阿帕拉契亚山脉等), 也都是在一定地质历史时期的板块俯冲、碰撞作用下形成的, 这些山系两侧的大陆可能曾经是远隔重洋的, 只是由于洋壳的不断俯冲消亡, 大陆逐渐靠近, 并导致碰撞, 同时在两者之间形成了褶皱山系(图 9.15)。

#### (四) 板块构造与表层地质作用

发生在地壳表部的表层地质作用与地表的地形及气候条件直接相关。但是, 地表地形轮廓的形成及演变受构造运动的制约, 与板块活动关系密切; 而且板块活动也能引起地表自然条件和气候的变化及变迁。

在不同的地形条件下发育不同类型的表层作用, 大陆及山地风化、剥蚀作用强烈, 而低洼的盆地及海洋是沉积作用的主要场所。地表最主要的剥蚀源地是高大的褶皱山系, 而这些山系的形成一般与汇聚型板块边缘的俯冲、碰撞有关(见前述板块构造与岩石变形的关系)。地表最重要的沉积盆地是大陆裂谷系盆地和海洋, 它们的形成也是板块活动演化的结果。大陆裂谷系是大陆内部出现的一些大规模的线性、拉张断陷型盆地, 地貌上常表现为一系列大型深陷的湖泊, 如东非裂谷、贝加尔裂谷等。从统一的大陆板块发展成为大陆裂谷系盆地, 一般与岩石圈板块的相背分离运动及热的软流圈物质上涌有关, 即具有与洋中脊类似的动力学环境, 因此大陆裂谷可视为洋脊发育的胚胎期。如果大陆裂谷沿分离的方向继续发展, 则沉积盆地进一步变大、变深, 中间部位出现新生洋壳, 成为狭窄的原始海洋, 如非洲与阿拉伯半岛之间的亚丁湾—红海即属于这种情况。沿着这个方向继续发展(即海底扩张), 便可形成宽大的海洋, 如大西洋就是这种情况, 这种时期的大洋常具有宽广的大陆架、大陆坡及大陆基, 是地表沉积最发育的场所, 可形成巨厚的沉积物。这种大洋边缘尚未出现海沟, 大陆与大洋一侧同属一个板块, 称为被动大陆边缘。随着海底扩张的不断进行, 被动大陆边缘处的洋壳发生断裂, 并向大陆之下俯冲, 形成海沟, 这种具有海沟的俯冲边缘称为主动大陆边缘, 现今的太平洋就是这种情况。这时期的大洋开始衰退、萎缩, 由于俯冲作用, 在大陆边缘可形成高大的山系, 成为重要的剥蚀物源地区。随着俯

冲作用的进行，大洋最后消亡，大陆与大陆碰撞，形成巨大的褶皱山系，成为陆上剥蚀的主要场所。如果有些地区碰撞尚未进行彻底，还可保留某些残留海盆，如现今的地中海即是。由此可见，沉积环境与剥蚀环境的形成与演变，与板块的活动是分不开的。上述从大陆裂谷发展到大洋并进一步发展成为造山带的演化过程，反映了大洋形成与消亡的一般规律，被称为威尔逊旋回（参见图 9.12，图 9.15）。

板块运动在引起地形巨变的同时，还会引起自然条件和气候的变化，导致表层地质作用的营力类型及特点发生变化。例如，在汇聚边缘形成的高大山系，当其从雪线以下升至雪线以上时，就会出现冰川环境，于是便会从原来的以风化、流水等地质作用为主转变为以冰川地质作用为主，如我国的喜马拉雅地区在第四纪就发生过多次冰川活动。不仅如此，地形巨变还影响到其周围地区的外力地质作用，如一些学者认为，新生代后期喜马拉雅山和青藏高原的升起，阻挡了印度洋向北吹的潮湿空气，是使中亚广大地区成为荒漠的重要原因。此外，板块的整体水平运动可以引起大陆古地理纬度的变化，从而使气候环境发生变迁，导致表层地质作用的特点发生变化，例如原来在极地以冰川地质作用为主的大陆，如果漂移到低纬度地区，将会变为以风化、流水等地质作用为主。

### 三、板块运动的驱动机制问题

关于板块运动的驱动机制或驱动力，目前还是一个尚未解决的问题。许多人主张板块运动的驱动机制可能是地幔对流，认为地幔中由于温度差或密度差的存在可引起物质的缓慢移动，热的、轻的地幔物质上升，冷的、重的物质下沉，这样连接起来就构成了一个个的对流环。在上升流处形成大洋的扩张脊；在下降流处则形成海沟和俯冲带；在两者之间，则由软流圈顶部发生水平向流动的物质拖曳刚性岩石圈表层随之一起运动；每一个大型的板块，相应地有一个对流循环系统（图 9.16）。关于对流环的规模，目前主要有两种观点，一种认为对流环能穿透整个地幔厚度；一种则认为下地幔粘性太大，恐不足以引起对流，对流主要是限于上地幔软流圈中。

初看起来，地幔对流对板块驱动机制的解释是十分精彩的，但事实上仍然存在不少问题。首先，在密度粘度都很大的地幔中究竟能不能发生大规模的物质对流？即便能发生对流，其对流的速度是否能达到或超过板块运动的速度？这些问题目前尚未获得确着的事实依据，也没有成功的数学或物理模拟实验来得到验证。因此，有些学者不赞成将地幔对流当作板块的主要驱动机制。上田城也（1975）、哈伯（1975）等人强调重力的作用，认为板块从洋脊到海沟的运动，主要是由板块前缘的不断冷却、加重、下沉和顺坡下滑所引起的，他们还通过计算说明这种下沉拖拉力比洋脊的推挤力大得多，足以引起板块产生具有现今速率的运动。此外，还有其他一些学者提出过另外一些板块驱动力或驱动机制。总之，关于板块驱动机制问题，目前还仍处于推理和探索的阶段。

最后必须指出，科学是不断发展的，板块构造理论并不是尽善尽美的终

极真理，它只是当代地质学对地壳或岩石圈演化规律的认识，还存在着许多不能解决或解释的难题。可以预料，随着地球科学的发展，板块构造理论也将不断地得到修正和发展。



## 第十章 地球的资源

人类从自然界直接获得的各种用于生活和生产的物质称为自然资源。除了太阳能以外，我们所依赖的全部自然资源都取自于地球。地球资源的总量是有限的，绝大多数资源是不可再生的。自从人类出现以来，人类就一直以各种方法更多地利用取自于地球的物质，并以此促进社会的发展。人类对有限的地球资源的严重依赖性，使得地球资源已成为当前全世界普遍关注的问题。了解地球资源的种类和特点，并合理地加以利用，是研究资源的主要目的。地球资源的种类很多，其中最主要的是矿产资源、能源、土地资源、水资源和生物资源。

### 第一节 矿产资源

矿产泛指自然界里一切埋藏于地下（或分布于地表）的可供人类利用的矿物或岩石资源。它是提高人民生活水平和进行经济建设的重要物质基础。自从现代化工业和农业出现以来，对矿产的种类和需求量日益增长。因此，矿产的丰富程度及开发利用程度是一个国家物质财富、经济发展和科学技术水平的重要标志。矿产在地壳中的集中产地就是矿床。

#### 一、矿床的基本概念

##### （一）矿床与矿体

矿床是指地壳中由地质作用形成的、其中所含某些物质成分的质和量符合一定的经济技术条件的要求，并能为国民经济所利用的综合地质体。

矿床的概念包括地质和经济技术条件两个方面的涵义。就前者而言，矿床是由特殊地质作用——成矿作用形成于地壳中的地质体，它的形成取决于地质作用规律；对后者而言，矿床的范畴要随着经济技术条件的发展而改变，现在还无法利用的矿物和岩石，随着经济的发展和技术的进步，将来有可能作为矿产加以利用，即现今不是矿床的地质体未来可能成为矿床。

矿体是矿床的主要组成部分，是指占有一定的空间位置并具有一定形状、产状和大小的矿石堆积体，是开采的对象。一个矿床由一个或多个矿体组成，矿体内部不符合工业要求的岩石称为夹石。

##### （二）矿石与品位

矿石是矿体的主要组成部分，是从中可提取有用组分（元素、化合物或矿物）的矿物集合体。矿石一般由矿石矿物和脉石矿物两部分组成。矿石矿物是指可被利用的金属或非金属矿物，如铜矿石中的黄铜矿、斑铜矿和孔雀石；脉石矿物是指现阶段不能利用的矿物，如铜矿石中的石英、绢云母、绿泥石等。

矿石中有用组分的含量称为品位，是衡量矿石质量的主要指标。大多数金属矿石以其中所含金属元素或氧化物的质量百分数表示，大多数非金属矿石以其中有用矿物或化合物的质量百分数表示，而贵金属以“g/t”表示，砂矿以“g/m<sup>3</sup>”表示。

##### （三）母岩与围岩

母岩是指提供主要成矿物质的岩石。例如，在形成纯橄榄岩和辉长岩的

过程中，可分别结晶分异出铬铁矿和钒钛磁铁矿，这样形成的纯橄榄岩和辉长岩就分别是该铬铁矿和钒钛磁铁矿矿体的母岩。

围岩是指矿体周围的岩石。矿体与围岩的界线通常是清楚的；但有时是逐渐过渡的，在这种情况下，只能依靠取样和化学分析的数据，按工业指标的要求来圈定矿体的边界。

#### （四）成矿作用

在地球的演化过程中，使分散在地壳和上地幔中的元素相对富集而形成矿床的作用，称为成矿作用。它是地质作用的一部分。和地质作用一样，成矿作用按作用的性质和能量来源的不同，可分为内生成矿作用、外生成矿作用和变质成矿作用 3 大类，相应形成的矿床分别称为内生、外生和变质矿床。

主要由地球内部能源的影响而产生的各种形成矿床的作用，称为内生成矿作用。由于地球内部热能所形成的高温、高压环境而引起岩浆活动，岩浆在活动过程中，携带了本身及围岩中的成矿物质，向地壳浅部运移侵入。随着温度、压力逐渐降低，在地壳不同深度、不同温度、不同压力和不同地质构造条件下，由岩浆分异作用产生的或由岩浆分泌出来的气液物质逐渐冷凝沉淀，使有用元素富集而形成内生的各类矿床，包括岩浆矿床、伟晶岩矿床、夕卡岩矿床、热液矿床和火山矿床等（图 10.1）。

主要由太阳能的影响，在岩石圈上部、水圈、大气圈和生物圈的相互作用过程中，导致在地壳表层形成矿床的作用，称为外生成矿作用。外生矿床的成矿物质主要来源于地表的矿物、岩石和矿床，其次是生物有机体和火山喷出物。在各种外营力作用下，地表的岩石或矿床发生物理、化学变化，结果有用物质或者在原地聚集成矿或者被介质搬运，然后在适当的环境中富集成矿。外生矿床包括风化矿床和沉积矿床。

在变质作用条件下形成矿床的作用，称为变质成矿作用。由于地质环境的改变，温度和压力的增高，内生矿床、外生矿床以及某些岩石的矿物成分、化学成分、物理性质、结构构造以及矿体的形状和产状等发生一系列的变化，最后使有用物质富集或进一步富集而形成各种矿床，即变质矿床。变质矿床包括接触变质矿床、区域变质矿床和混合岩化矿床。

## 二、矿产资源的种类、分布与前景

### （一）矿产资源的种类及分布

目前，世界上已知的矿产有 1150 多种。按矿产的性质和工业用途，可分为金属矿产、非金属矿产和可燃有机矿产。本书把可燃有机矿产划归能源类型。

#### 1. 金属矿产

从中可提取某种金属元素的矿产资源称为金属矿产。按工业用途可分为：

- （1）黑色金属矿产 如铁、锰、铬、钒、钛等；
- （2）有色金属矿产 如铜、铅、锌、铝、镁、镍、钴、钨、锡、钼、铋、锑、汞等；
- （3）贵金属矿产 如金、银、铂、钯、钨、铀、钍、钽、铌等；

(4) 放射性金属矿产 如铀、钍、镭等；

(5) 稀有、稀土和分散金属矿产 如钽、铌、锂、铍、锆、铯、钷、锶、镧、钇、钪、钕、钐、铈、镨、钕、钐、铈、镨等。

金属矿产是现代工业的重要支柱。黑色金属矿产中的铁矿是钢铁工业最基本的原料；有色金属矿产中的铜、铅、锌广泛用于电气工业、机器制造、化学工业及国防工业的各个方面；贵金属矿产中的金是货币的代表，在工业上也有很广泛的用途。

金属矿产提供工业使用的主要是金属元素。这些元素的克拉克值通常都较低，它们必须通过成矿作用才能富集成具有工业开采价值的矿石。许多矿物都含有金属元素，但只有其中的某些矿物才具有工业价值。如开采铁的矿物只有磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿、菱铁矿 4 种，适合开采金的矿物主要是自然金、银金矿、碲金矿 3 种。

目前世界上已探明的金属矿产有 59 种，工业上应用最广泛的有铁、铜、铅、锌、金、钨等。金属矿产资源在地理上的分布是不均衡的。如铁矿主要分布在原苏联、巴西、加拿大、澳大利亚和美国，铜矿主要分布在智利、美国、原苏联、赞比亚和加拿大，金矿主要分布在南非、原苏联、美国和澳大利亚。

我国已探明的金属矿产有 50 多种，其中钨矿、锡矿的储量分别列世界第一、二位。我国金属矿产在分布上也不均衡。如铁矿主要分布在辽宁、冀东、川西等地，铜矿主要分布在川滇、西藏昌都、山西中条和长江中下游等地区，铅锌矿主要分布在南岭、川滇和秦岭—祁连山一线，金矿主要分布在山东、青海等地，钨矿主要分布在南岭地区。

## 2. 非金属矿产

可以提取非金属元素及其化合物或可以直接利用的非金属矿物及其集合体的矿产资源，称为非金属矿产。工业上除少数非金属矿产是用来提取某种非金属元素（如硫和磷等）之外，大多数非金属矿产是直接利用矿物或矿物集合体的某些物理、化学性质和工艺特性。如金刚石大多数是利用它的硬度和光泽，云母是利用其透明度和绝缘性，水晶是利用它的光学和压电性能等等。非金属矿产按工业用途可分为：

(1) 冶金辅助原料 如萤石、菱镁矿、耐火粘土、白云岩和石灰岩等；

(2) 化学工业及化肥工业原料 如磷灰石、磷块岩、黄铁矿、钾盐、岩盐、明矾石、石灰岩等；

(3) 工业制造业原料 如石墨、金刚石、云母、石棉、重晶石、刚玉等；

(4) 压电及光学原料 如压电石英、光学石英、冰洲石和萤石等；

(5) 陶瓷及玻璃工业原料 如长石、石英砂、石英岩、高岭土和粘土等；

(6) 建筑材料及水泥原料 如砂石、浮石、白垩、石灰岩、大理岩、石膏、花岗岩、珍珠岩等；

(7) 宝石及工艺美术材料 如硬玉、软玉、刚玉、玛瑙、水晶、石榴子石、绿松石、琥珀、叶蜡石、蛇纹石、孔雀石、电气石、绿柱石、橄榄石等。

非金属矿产是人类最早利用的一种矿产，石器时代的石刀、石斧，新石器时代仰韶文化的彩陶，都充分说明了这一点。按照分类，可以看出非金属矿产用途很广。实际上，现在人类对非金属矿产的需要量已远远超过同一时期对金属矿产的需要量。

非金属矿产具有与金属矿产不同的特点，表现为：组成非金属矿产的

主要元素 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg 等的克拉克值高，因而矿种多、分布广、储量大；利用方式多，除少数矿种用来提取非金属元素或化合物外，大多数矿种可以直接利用某些矿物、矿物集合体和岩石的某些物理、化学性质和工艺特性；可一矿多用，如膨润土、高岭土等粘土矿物，既可作耐火材料和陶瓷原料，又可作填充料、涂料等；石灰岩可依据其不同性能，用作电石、水泥、化工、熔剂、建材等原料。

尽管非金属矿产的矿种多、分布广，但是对于某些开采、生产技术要求较高、工艺性质特殊的矿种在世界上的分布也是有局限性的，如硫、磷、钾盐、宝石等，再如金刚石主要分布在扎伊尔、博茨瓦纳、澳大利亚，重晶石主要分布在美国、印度和加拿大。

我国是世界上非金属矿产种类比较齐全的少数国家之一。目前，已探明储量的非金属矿产约 80 种，产地 4500 多处，其中硫铁矿、石墨、重晶石、高岭土、叶蜡石、石膏、硅藻土、玻璃原料、大理岩和花岗岩等 20 多种在国际上占优势。沸石、珍珠岩、硅灰石、粘土等几十种非金属矿产可望成为国际优势矿产。金刚石、蓝宝石、天然碱和钾盐也有较好的发展前景。

## （二）矿产资源前景

第二次世界大战以后，矿产的品种有了显著增加。至 80 年代初期，元素周期表中可提取利用的元素已由 40 年代的 30 多个增加到 70 多个，工业上利用的矿物占已知 2500 种矿物的 15%。1976 年世界开采的矿石量已超过 120 亿 t，连废石在内，总开采量达 1000 亿 t 以上。近 30 年来，世界矿产开采量的增长速度显著加快，如 1961~1980 年间，铁矿石开采量占 20 世纪以来 80 年中总产量的近 55%，钾盐占 67%，铝土矿占近 80%。

在目前的经济技术条件下可以利用的矿产资源量称为储量。实际上，许多矿产都有比储量大得多的资源量。随着找矿工作的继续进行和科学技术的不断进步，一些潜力资源和未经发现资源将转化为储量，而且还会发现很多新类型矿床与矿产新来源。

然而，矿产资源与其他自然资源不同，总体上说是开采后不可再生的有限资源，特别是那些优质、易采的矿产，目前在世界上已经屈指可数；并且由于矿产资源分布极不均衡，即使是国土面积居世界前列的国家，也不可能所有矿产资源上完全自给自足。因此，自 70 年代以来，许多国家为了确保矿产资源来源稳定而调整制定本国的资源政策和采取相应的措施，例如建立土地及矿产开发利用的统一法规，分析预测矿产资源形势，加强矿产资源勘查工作，等等。

当今世界对矿产品的需求量不断增长，而地表或近地表富矿正在日益减少，所以就必然要大量利用贫矿、杂矿，开采深部矿、新类型矿床和边远地区的矿床。近些年来，世界很多矿产储量的增长，在很大程度上是靠降低工业品位、扩大开采深度和发现矿床新类型取得的。所以，在未来的找矿工作中，人们将日益重视寻找隐伏矿、深部矿以及一些近地表的大而贫的矿床。同时，根据新的地质理论和找矿技术以及开采、冶炼等方面的成就，重新评价已知矿床的储量与研究老矿区潜力，也具有很重要的意义。

综合开采利用矿床的方法今后将日益普及，目前有些国家伴生产品的增长速度已经超过主要产品的增长速度。综合利用是钴、银、铋、镓、镉、硒、碲、锗等矿产的主要来源。如在我国攀枝花铁矿，钒、钛伴生矿产已开始被利用。

未来人类所需矿产资源相当一部分可能要取自海洋。浩瀚的大洋蕴藏着极其丰富的矿产资源。滨海砂矿是独居石、钛铁矿、磁铁矿、锆石、磷钇矿等的重要来源，也是优质硅砂的基地。海底含金属软泥、锰结核与大洋中脊上的块状硫化物矿床都有可能成为开采对象。海底锰结核含锰约 35%、铁 18.5%、镍和铜各 1%左右、钴 0.5%，还含有可供利用的钛、钒、铅、锌等元素，具有很高的开采价值。估计海底锰结核总量达 3 万亿 t，所含锰、镍、铜、钴四种金属的总量分别是陆地储量的 200、320、40 和 1000 余倍，而且现在还以每年增加 1000 万 t 结核的速度在继续堆积着。另外，海底还有大量的磷酸盐、重晶石、沸石、海绿石、红色粘土（可提供锰、镍、铜、钼、钴等资源，可能还有铀）等，总量也相当可观。海水中的矿物含量也相当丰富，含量较高的元素近 60 种。目前 1/3 的商品盐、1/5 的镁、大量的溴来自海水。

减少矿床开采时的损耗，降低开采利用成本，回收利用各种金属或其他材料，也是解决矿产资源不足的重要途径。总之，一方面要尽可能开源节流，另一方面，人们也不必持矿产资源很快就要枯竭的悲观态度。实际上，随着新的科学理论和技术方法的问世并付诸应用，矿产资源还是大有潜力的。

## 第二节 能源

能源主要来自煤、石油、天然气和油页岩等不可再生的可燃有机矿产，也包括生物质能、水能、地热能、风能、潮汐能、太阳能以及核能等。目前人类所利用的能源 90%以上是煤、石油和天然气，它们是在不同的地质年代里由动植物残骸等有机质转变形成的。

### 一、煤

#### （一）煤的概念

煤是一种固态的可燃有机岩，是由植物残骸经过复杂的生物化学、物理化学以及地球化学变化而形成的。煤不是一种矿物，而是主要由碳、氢、氧、氮等元素组成的有机成分和少量矿物杂质一起构成的复杂混合物。

煤由有机质和无机质两部分构成。有机质主要是 C、H、O、N、S、P 等元素，其中 C 和 H 构成可燃的有机质的主要成分，而 S 和 P 在工业利用上属于有害元素。无机质包括水分和矿物杂质，它们构成煤的不可燃部分，其中矿物杂质经燃烧残留下来，称为灰分。灰分超过 45%时就不再称为煤，而称炭质页岩或油页岩。

#### （二）煤的形成

煤是在各种地质因素综合作用的情况下形成的。要形成具有工业价值的煤层，须具备聚煤条件和成煤作用两个基本条件。

##### 1. 聚煤条件

植物遗体堆积成煤的首要条件是必须有茂盛的植物，保证成煤物质的充分供给；另一个条件是已死亡的植物应与空气隔绝，以免遭受完全氧化、分解和强烈的微生物作用而被彻底破坏。显然，不是任何地方都具备这样的条件，一般认为沼泽地区是最适宜的环境。因为沼泽地有充足的水分，不仅有利于植物生长，而且为植物遗体的保存创造了条件。水体使植物遗体与空气隔绝，这样就妨碍了喜氧细菌的生存，从而使植物遗体免遭分解破坏，得以

不断堆积。

## 2. 成煤作用

从植物遗体的堆积到形成煤层的转化过程称为成煤作用。这是一个漫长而复杂的变化过程，通常分为两个阶段（图 10.2）。

（1）泥炭化和腐泥化作用阶段 高等植物的遗体暴露在空气中，或堆积在沼泽浅部的多氧条件下，由于大气、氧和喜氧细菌的作用，会遭受一定的氧化和分解。但随着植物遗体的不断堆积和埋藏深度的增加，则逐渐与空气隔绝，氧化环境转变为还原环境。在厌氧细菌的作用下，使氧化分解产物之间及分解产物与植物残体之间发生复杂的生物化学变化，形成多水和富含腐植酸的腐植质，这就是泥炭。从植物堆积到形成泥炭的作用，叫泥炭化作用。低等植物藻类和浮游生物死亡后沉到水底，在与空气隔绝的还原环境中，在厌氧细菌的作用下，富含脂肪和蛋白质的生物遗体分解，最后转变为含水很多的絮状胶体物质——腐植胶。腐植胶再经脱水、压实即形成富含沥青质的腐泥。从低等植物及其他生物遗体沉积到形成腐泥的作用，称为腐泥化作用。

（2）煤化作用阶段 在泥炭和腐泥形成后，随着地壳不断下降，在温度升高、压力增大的影响下，逐渐转入成煤的第二个阶段，它包括成岩作用和变质作用两个亚阶段。

成岩作用阶段 当泥炭或腐泥被泥砂等沉积物覆盖后，在上覆沉积物的静压力作用下，泥炭、腐泥逐渐失水、压实、固结，挥发分相对减少，含炭量相对增高，泥炭和腐泥分别逐渐转变成褐煤和腐泥褐煤。这一作用过程，称为煤的成岩阶段。

变质作用阶段 当褐煤层沉降到更深处时，受到继续升高的温度和不断增大的压力的作用，褐煤的内部分子结构、物理性质和化学性质发生变化，如颜色加深、光泽增强、挥发分减少、含炭量增高等，结果褐煤就逐渐转变为烟煤、无烟煤。这一变化过程就是煤的变质作用阶段。

### （三）煤炭资源的分布、开发与利用

地球上的煤炭资源非常丰富，是能源宝库中十分可贵的物质财富。在 80 年代初期，据估计全世界煤炭资源量为 136093 亿 t，其中已探明的可采储量超过 8000 亿 t。在 80 年代初以前的 200 年间，全世界累计采煤约 1500 多亿 t，这和庞大的可采储量相比，不过是只开采了极小的一部分。按照近十几年来世界煤炭的年产量估算，再考虑到今后陆续探明的新储量，估计全世界煤炭至少还可以开采二三百年的。

世界煤炭资源的地理分布是很广泛的，遍及各大洲的许多地区，但又不均衡的。总的来说，北半球多于南半球，尤其集中在北半球的中温带和亚寒带地区。

北半球北纬 30° ~ 70° 之间是世界上最主要的聚煤带，占有世界煤炭资源量的 70% 以上。各大洲相比，北半球的三大洲都比较丰富，其中亚洲煤炭资源量高达 86500 多亿 t，约占世界的 56% 以上；北美洲有 40600 多亿 t，约占世界的 26% 以上；欧洲有 15600 多亿 t，约占世界的 10% 以上。南半球各大洲的煤炭资源都比较少，其中大洋洲资源量有 7800 多亿 t，约占世界的 5.1%；非洲有 2100 多亿 t，约占世界的 1.4%；南美洲最少，还占不到世界的 0.4%。另外，南极洲的维多利亚地区及其他地区也发现有煤炭资源，但

是人们还难以估算出比较确切的资源量。各个国家相比，全世界约有 80 个国家和地区拥有煤炭资源。原苏联、美国和中国的煤炭资源最丰富，合计约占世界资源量的 83% 以上。

世界煤炭资源的地理分布，以两条巨大的聚煤带最为突出，一条横亘欧亚大陆，西起英国，向东经德国、波兰、原苏联，直到我国的华北地区；另一条呈东西向绵延于北美洲的中部，包括美国和加拿大的煤田。南半球的煤炭资源也主要分布在温带地区，比较丰富的有澳大利亚、南非和博茨瓦纳。

世界煤炭资源地理分布的特点，直接影响世界煤炭生产的地理分布。一般，煤炭资源比较丰富而经济又比较发达的地区，也是煤炭产量较高的地区。从各大洲来看，欧洲、亚洲和北美洲三洲的煤炭产量，约占世界总量的 90% 以上，其中仅欧洲就几乎占了一半。

煤炭的形成具有一定的时限性，并不是地质历史的任何时期都有煤炭形成。地球上的煤田虽然分布普遍、储量丰富，但绝大部分只形成于几个地质年代中，其中古生代的石炭纪、二叠纪，中生代的侏罗纪，以及新生代的第三纪，是地史上最主要的聚煤期。

我国煤炭资源十分丰富，产、储量均居世界前列。我国主要成煤期也是石炭纪—二叠纪、侏罗纪和第三纪。截至 1983 年底，我国已探明的储量为 7400 多亿 t，其中可采储量达 1600 多亿 t。我国煤炭资源主要分布在山西、内蒙古、贵州、宁夏、安徽等省区，其中以山西和内蒙古最多，两者约占全国探明储量的 60%。我国最著名的煤炭产地有开滦、大同、本溪、淮南、淮北、抚顺等地。

煤是人类最早使用的能源之一。人类知道使用煤炭，已有 2000 多年的历史。如今，煤作为工业动力燃料，广泛用于火力发电、交通运输和冶金等方面；在许多地区，煤是最重要的民用生活燃料；煤又是重要的化工原料，通过焦化、加工等过程，可以得到许多重要的化工原料及化工产品，如煤气、煤焦油、氮肥、农药、塑料、合成纤维等上百种产品；氧化煤、褐煤和泥炭可以制造腐植酸类肥料；煤燃烧后的煤渣可制耐火砖或煤渣砖，还可作水泥的配料；有些煤层含有镓、锗、铀等稀有或放射性元素，可供综合利用。可见合理地开发利用煤炭资源是十分重要的。

煤炭作为能源也存在一些不利因素：煤炭发热量较石油低，运输不便，对其他工业渗透作用不如石油强；煤的转化技术虽已取得很大进展，但是大规模利用在经济上不合算；在煤炭的开采、利用和燃烧过程中，容易造成对环境的破坏与污染。

由此可见，极为丰富的煤炭资源是人类的宝贵财富。然而，煤也存在使用的局限性等不利因素。因此，人类正在不断地研究更有效、更合理地利用煤炭资源的方法。其中，解决对环境的破坏和污染等有关问题是一个重要的方面。

## 二、石油和天然气

### （一）石油和天然气的概念

石油和天然气是极为重要的能源资源，具有燃烧完全、发热量高、运输方便等优点。石油还是一种十分重要的化学工业原料。石油化工产品，如橡胶、塑料、农药、化肥、医药、炸药、染料、合成纤维、合成洗涤剂等已达

5000 种以上。

石油是以液态形成存在于地下岩石空隙中的可燃有机矿产，是一种成分复杂的碳氢化合物的混合物。天然石油（又称原油）一般是黑绿色、棕色、黑色或浅黄色的油脂状液体。石油的相对密度介于 0.75 ~ 0.98 之间。颜色愈深，相对密度愈大，相对密度大于 0.9 的称为重质油；反之，颜色浅，相对密度小于 0.9 的称为轻质油。石油粘度较大，不溶于水，但溶于有机溶液中。石油具有荧光性，即在紫外光照射下可产生荧光，据此可作为鉴定岩石是否含油的标志。石油的电阻率极高，在电测井工作中，用作寻找油藏和确定生油层的依据。石油的化学成分很复杂，主要由多种碳氢化合物混合组成。纯粹由碳和氢两种元素组成的化合物，叫碳氢化合物，简称为烃。石油除烃类组成外，还有硫、氯、氧等非烃类物质，它们对石油的质量影响很大。硫在石油中是一种有害成分，它会腐蚀炼油设备，降低石油产品质量。原油中含硫量小于 0.5% 者为低硫原油，大于 0.5% 者为高硫原油。

天然气通常是指储集在地下岩石空隙中的以烃类为主的可燃气体。它的基本组成是甲烷，其次是乙烷、丙烷、丁烷等，还有少量的液态烃类及微量的非烃类组分，如  $N_2$ 、 $CO_2$ 、 $H_2S$  等。天然气无色无味，但含一定量的  $H_2S$  时会有臭味，相对密度在 0.6 ~ 1.5 之间。发热量一般在  $33.49 \times 10^6 \sim 54.33 \times 10^6 J/m^3$  之间。天然气易溶于石油中（在高温、高压下，一吨石油可溶解数十到数百立方米的天然气），从而降低石油的粘度，减小毛细管力，使石油容易在地层中流动。

## （二）石油及天然气的成因

石油和天然气的形成有无机成因说和有机成因说，过去虽有一些争论，但目前有机成因说已被广泛承认，即认为石油和天然气是由大量有机质转化而来的。一切有机质均可作为石油的原始物质，包括高等植物在内。有机质中的蛋白质、脂肪和碳水化合物等都可转化为石油的物质成分。这些生物遗体和泥砂一起沉积在海、湖底部，逐渐形成有机质淤泥。沉积物中的有机质在一定的物理化学因素和地质作用下转化为石油和天然气。

石油与天然气形成的地质条件主要取决于：具有大量的有机物质来源；有利的还原环境；促使有机质向油气转化的因素，主要有温度、压力的影响以及细菌作用等。油气的形成实际上是去氧、加氢、富碳的一种化学过程，因此，温度和压力是重要因素。随着有机物质的埋深加大，当温度、压力升高到一定程度时（50 ~ 150 °C，30 ~ 70MPa 或深度 1.5km 以上），就有大量的烃类物质产生。因而，长期稳定下沉的深拗陷是形成石油的主要有利条件。浅海特别是潟湖、海湾和三角洲地带的集水盆地及潮湿气候区的广阔湖盆是有利的生油环境。

## （三）油气藏的形成

油气藏是油气聚集的最基本单位，是油气勘探的对象。石油和天然气在形成初期呈分散状态存在于生油气层中，它们必须经过迁移、聚集才能形成可供开采的工业油气藏。这就需要具备一定的地质条件，这些条件可概括为“生、储、盖、圈、运、保”6 个字。

（1）生油气层 生油气层是具备生油条件并且能生成一定数量油气的岩层。它富含有机质，是在还原环境下沉积的，其结构细腻、颜色较深，主要是泥质岩类和碳酸盐岩类两种。生油气层可以是海相的，也可以是陆相的。

（2）储油气层 储油气层是能够储存石油和天然气、又能输出油气的岩



石。它是具有良好空隙度和渗透率的岩石，通常由砂岩、石灰岩和白云岩及裂隙发育的页岩、火山岩及变质岩构成储油气层。

(3) 盖层 盖层是指覆盖于储油气层之上、渗透性差、油气不易穿过的岩层。它起着遮挡作用，以防止油气外逸。页岩、泥岩和蒸发岩等是常见的盖层。

(4) 圈闭 进入到储集层中的油气，在运移过程中，遇到某种遮挡物，使其不能继续向前运动，而在储层的这一局部地区聚集起来，这种聚集油气的场所称为圈闭。如背斜、穹窿圈闭(图 10.3)和断层与单斜岩层构成的圈闭等。

(5) 运移指油气在生油气层中形成后，由于压力作用、毛细管作用、扩散作用等使其进入到有孔隙的储油气层中。一般认为由生油气层运移到储油气层的油气呈分散状态或胶状。由于重力作用，使油气质点上浮到储油气层的顶面，但还不能形成大量的集中。要使油气大量集中，就要求储油气层具有一定的倾角以及构造运动形成的圈闭。这样储油气层中的油、气、水就会在压力、重力以及水力等因素的作用下继续向岩层上倾方向运移，直至遇到圈闭时，才能形成各种类型的工业油气藏。

(6) 保存 已形成的油气藏，在适宜的条件下才能保存至今。构造运动不剧烈、岩浆活动不频繁、变质程度不深等条件，有利于油、气的保存。相反，断裂(尤其是张性断裂)大量发育、剥蚀深度大、岩浆活动等则是不利于油、气保存的条件。

#### (四) 油气资源的分布、储量、产量形势和前景

世界油气资源分布具有一定的规律性。从地形看，油、气田大都分布在比较低洼的地区，如山脉两侧的山前盆地、滨海和近海大陆架以及大陆内盆地等。世界油气资源分布的一个明显特点是地区上的极不均匀性。石油最丰富的是沙特阿拉伯、科威特、伊朗、伊拉克等海湾国家。天然气最丰富的是原苏联、伊朗和美国。目前世界上已有 70 多个国家产油气。

油气储量一般是指探明的剩余可采储量，即探明可采储量减去采出量，它决定较近时期的生产能力和增产的限度；而待探明的储量则为油气工业发展前景提供依据。因此，研究油气储、产形势和资源前景对制定能源政策有重要意义。自 1950 年以来，无论是石油的探明剩余可采储量，还是石油产量都有很大增长，储、产形势如表 10.1 所示。

表 10.1 1950 ~ 1990 年石油储、产形势简表\*

项 目	1950	1960	1970	1979	1989
世界探明剩余 可采储量/ $10^8$ t	186	385.4	734	797.4	1274.5
产量/ $10^8$ t	5.2	10.7	23.8	31.76	29.74
储/产比值	35.8	33.5	30.8	25.1	42.85

\*产量据“Oil & Gas Journal”，储量据“World Oil”，引自陈荣书，石油及天然气地质学，1994。

从表 10.1 可知，1950 ~ 1970 年石油产量每 10 年倍增有余，而储量的增加略低于产量增长速度，储 / 产比值由 35.8 降到 30.8；1970 ~ 1979 年探明储量增加甚少，而产量仍以较快速度增长，在不到 10 年的时间内储 / 产比值降

低了 5.7；80 年代以来，供大于求，产量有所下降，而探明储量增长较快，使储/产比值达到前所未有的高值，一扫 80 年代初期对石油生产前景的悲观气氛。

到 1990 年为止，石油累积产量已超过  $900 \times 10^8 \text{t}$ ，探明可采储量也增到  $1274.5 \times 10^8 \text{t}$ ，还有多少石油待发现呢？大多数研究者估计最终可采储量在  $2778 \times 10^8 \text{t}$  左右，最高可达  $5555 \times 10^8 \text{t}$ 。近几年的油气勘探实践表明，随累积产量增加，探明可采储量也在增长，估算的待发现的石油储量也在增长。因此，按目前开采的速度，在未来的 21 世纪内，石油供给是有充分保证的。

表 10.2 1960 ~ 1990 年天然气储、产形势简表\*

项 目	1960	1970	1978	1985	1989
世界探明剩余可采储量/ $10^{12} \text{m}^3$	7.46	44.98	70.85	96.33	118.16
产量/ $10^{12} \text{m}^3$	0.468	1.160	1.525	1.776	2.102
储/产比值	15.9	38.8	44.3	54.2	56.2

\*产量据“Oil & Gas Journal”，储量据“World Oil”，引自陈荣书，石油及天然气地质学，1994。

天然气勘探和生产都比石油晚。1960 年以来的储、产形势如表 10.2 所示。对于天然气最终可采储量的估算，也比石油研究程度低。由于天然气勘探仍在高速发展中，目前对其最终可采储量的估算，一般偏低。如果按石油和天然气的最终可采储量的比值为 1 : 1 计算，石油储量以  $3 \times 10^{11} \text{t}$  计，天然气储量可达  $360 \times 10^{12} \text{m}^3$ （按 1t 油=1200 $\text{m}^3$  气热当量计），剩余天然气按每年  $3 \times 10^{12} \text{m}^3$  开采，还可生产 100 余年。另有学者估计，天然气最终可采储量可达  $660 \times 10^{12} \text{m}^3$  以上，则还可以开采 200 多年。

我国是世界上油气资源较丰富的国家之一。我国的油、气田主要分布在华北、鄂尔多斯、松辽、四川、新疆等地。著名的有大庆油田、胜利油田等。近年来，在广大海域及许多大盆地都开展了油气勘探工作，已在渤海、南海等海域发现了海相油气田；在西部塔里木等大盆地中也取得了良好效果。

### 三、其他能源

其他能源主要包括核能、地热能、生物质能、水能、风能、潮汐能和太阳能等。

#### （一）核能

核能是指核燃料经过核反应所释放出来的能量。铀是目前利用最广的核资源。核能的利用主要是通过铀等放射性元素的裂变来建立核电站。核能已成为地壳中除石油、天然气和煤以外最成熟、最重要的能源。核能最显著的优越性表现为：能量巨大，非常集中；资源丰富，取之不尽；运输量小，地区适应性强；运转安全可靠，环境整齐清洁等等。

核能的能量之大，是十分惊人的。据计算，1kg<sup>235</sup>U 在裂变后可以释放出相当于 2500t 优质煤或 1000t 石油完全燃烧时放出的能量；如果把 1kg<sup>235</sup>U 的能量转变为电能，则可发出 2500 万 kW·h 的电力。世界核能资源丰富，广泛分布在陆地和海洋。世界陆地上的铀矿总资源量，据估计，大约在 990 ~ 2410 万 t 之间，其中以北美洲最多，其次是非洲。铀矿具有放射性，开采条

件要求较高,在现有经济技术条件下,已被探明并可以开采的铀资源约有 400 万 t。人类已利用的铀资源只占铀总量极小的一部分。

近十几年来,世界的核能开发和利用日益深入。由于核电站在技术上成熟、运行上安全可靠、经济效益高,目前世界上已有近 40 个国家和地区建立了核电站。核能已广泛用作火箭、飞机、汽车、轮船、潜艇、破冰船等的动力。我国核能利用起步晚,但发展较快,目前已建成江阴、秦山、大亚湾等核电站。

## (二) 地热能

地热能是指能够为人类所利用的地球内部的热资源。地热资源比较丰富的地热异常区,称为地热区。地热资源可分为 3 种基本类型,即热水型、蒸汽型和热岩型。有的地热区储有丰富的地下水,它们从周围储热岩体中获取热量,变成热水,这就是热水型的地热能。地下热水是最常见的地热能,也是当前技术条件下最容易利用的地热资源。温泉就是天然出露的地下热水,也就是热水型的地热能。有的地热区岩石中有较大的空隙度,岩石空隙中的水分在高温作用下呈气体状态,蒸汽温度一般在 150 以上。这种蒸汽型地热能比较罕见,但利用价值较高,可以直接作为能源,推动汽轮发电机发电。有的地区地下水贫乏,而岩石温度很高(在 100 以上),为热岩型地热能。利用这种地热能,需要凿井注水,使水同灼热岩体接触,形成热水或蒸汽,然后引到地面使用。世界上已经开发的地热资源基本上产自现代和近代火山区及年轻的造山带地区,开采深度小于 2~3km。

地热能是一种可再生的能源,又是一种清洁的能源。它的开发利用,对于发展生产、改变能源结构、减少公害等都有重要的意义。地热能的开发和利用从世界上第一座地热电厂建成距今已有近一个世纪,但是直到近三四十年来,才引起世界各国的广泛关注。据统计,目前世界上已有 120 多个国家发现和打出地热泉和地热井 7300 处。地热能的利用领域也在逐步扩大,其中主要有采暖、发电、育种、温室、水产养殖和医疗卫生等方面。我国位于亚洲的东部,与环太平洋地热带和地中海-喜马拉雅地热带都有密切的关系,所以地热资源十分丰富,最主要分布在云南、西藏、台湾和东南沿海地区。

## (三) 生物质能、水能、风能、潮汐能和太阳能

生物质能是指用植物或动物的能量作为能源。人类最早利用的能源就是生物质能,包括燃烧柴草、用牲畜耕地等等。由于世界经济发展和能源生产、消费的不平衡,至今世界上仍有大约占世界总数 1/4 以上的人口以生物质能为主要生活能源。对生物质能的利用,一方面必须做到在可再生循环的状态下加以利用,另一方面要尽量做到综合利用,以便使生物质能发挥更大的效益。

水能、风能、潮汐能和太阳能也是重要的能源类型,但它们受到一定的自然地理条件的限制,因而分布有局限性。但是,由于这些能源具有清洁性、可再生性等优点,因而日益受到人们的广泛关注。对它们的利用,有的已经有较悠久的历史和可靠的技术性,有的还处于需要进一步研究开发的过程中。

综上所述,人类目前所利用的能源主要是不可再生的可燃有机矿产,从长远来看,这些矿产最终将趋于枯竭。因此,人们要尽可能地开发利用核能以及可再生的能源。要真正做到广泛地利用核能以及用可再生能源代替不可再生能源,还需要解决许多经济技术上的问题,还有待于科学技术的进一步

发展。

### 第三节 土地资源

土地是人类生存和发展的物质基础，是人类从事一切社会活动的基地，也是人类进行物质生产必不可少的生产资料和自然资源。由于土地资源极为重要，因此，一个国家对其利用的广度、深度及合理与否，是这个国家农业生产规模、国民经济建设乃至整体科学技术水平的反映和标志。特别是近一二十年来，人口的迅速增长和人类不合理的经济活动使土地资源受到日益严重的破坏和损失，所以如何保护与合理利用土地资源已成为当前国际上的一个重要问题。

“土地”并不等于土壤，而是一个综合的自然地理概念，即地表某一地段内地质、地貌、气候、水文、土壤、植物等多种自然地理因素组成的自然综合体。土地具有一定的自然特征，是地球历史发展的产物，同时又是人类活动的场所和重要的自然资源，具有重要的经济利用价值。土地有两个基本属性，一是面积，二是质量。后者包括其地理分布、土层厚薄、肥力高低、水源远近、潜水埋深、地势高低等。在土地资源评价中，土地的地理分布常常起着很大作用。

#### 一、土地资源的基本特征

##### （一）土地具有一定的生产能力

土地是自然历史发展的产物，具有生产能力。人类通过劳动和经营管理，在土地上生产出各种各样的粮食、油料、木材、药材等等有机物质产品，创造出人类所必需的基本物质财富。只要合理地利用和保护土地，其生产能力是能长期保持甚至逐步提高的，因为土地生产力的高低不但取决于土地自身的性质，而且还取决于人类的生产和科学技术水平。

土地不仅有生产能力，而且特征不同、类型多样的土地能够满足人类的不同要求。性质优良的肥沃土地是理想的农业用地；具有一定平整地面和水文地质条件的土地为建设新工厂提供有利条件；荒无人烟的大沙漠为原子弹试验提供损失不大的场所。

##### （二）土地面积是一定的、不可增加的

地球的表面积是一定的，其中陆地面积也是一定的。虽然在漫长的地质历史上发生过大规模的海侵和海退，从而使陆地面积有明显的变化，但是对于人类在地球上出现的二三百万年而言，陆地面积的变化是不大的。在当今科学技术高度发达的时代，人类可以采取各种措施来提高土地的生产力，极个别地方可以增加点土地面积。然而，从根本上说人类是不可能使土地面积增多的。另外，土地这种生产资料不能用其他生产资料来代替。对于全世界来讲是这样，对于一个国家或地区来说也是如此。工厂占地多、住房用地增加，耕作地就会减少。充分认识土地面积的这种有限性是十分重要的，只有人人都认识到土地资源的珍贵性，才能在实践中更有效地保护土地资源，特别是耕地资源。

##### （三）土地资源在空间上具有固定不变性

土地资源和其他生产资料不同，它具有一定的位置，这个位置是固定的、

不能变动的，既不能调拨也不能转移。显然，土地资源具有严格的地域，每一块土地都处于一定的纬度和高度位置，处于一定的地形部位和气候条件下。因此，对土地资源的利用和保护必须从具体的自然环境条件出发，对于农业耕作必须因地制宜、合理安排，才能既保护好土地，又取得良好的收益。

#### （四）土地资源具有时间性或季节性

由于土地资源具有严格的区域性，因而也具有一定的时间性或季节性。一定区域内的气候条件通常有明显的季节性变化，这种变化和农业生产有密切的关系。作物布局、品种选择、种植制度、灌溉施肥、轮作的安排、作物的收获等都要考虑到土地资源的季节性。如果盲目地进行农业活动，无视土地资源的季节性，农业就会受到损失，甚至失败。

按土地与人类经济活动的关系，可以把土地资源大致分为农林牧用地、城镇工业交通用地和其他土地三种类型。农林牧用地可分为农耕地、林地和草地，城镇工业交通用地可分为工业、交通和居住用地，而所谓“其他土地”包括荒山、荒地、沼泽、海滩、沙漠等。各类土地资源在世界上的地理分布差异很大，各国家各地区土地利用的特点和程度也不尽相同。因此，依照气候、地貌条件划分土地类型，正确选择宜林、宜农、宜牧地，合理选择工交用地、城乡居民点用地，对于发展社会生产和保障人民生活具有重要的意义。

## 二、世界土地资源状况

据统计，在全球  $5.10 \times 10^8 \text{km}^2$  的总面积上，包括南极大陆与高山冰川覆盖的土地在内的全球土地总面积为  $1.48 \times 10^8 \text{km}^2$ ，无冰陆地面积为  $1.34 \times 10^8 \text{km}^2$ 。对于全人类来说，这似乎是一个极其庞大的数字。如 1900 年全世界人口以 15 亿计，平均每人占有的陆地面积约为 150 亩；1975 年世界人口增至约 40 亿，平均每人占地 55 亩；按 1987 年的 50 亿世界人口计，平均每人仍占地 44 亩。这个数字无论从任何意义上说都是能够满足人类需要的。

但是，如果考虑土地质量属性，则陆地总面积中有 20% 处于极地和高寒地区、20% 处于干旱地区、20% 处于山地陡坡上、10% 岩石裸露缺乏土壤。以上四项占陆地总面积的 70%，属于不宜利用的区域，可称之为“限制性环境”；其余 30% 才属于“适居地”。

全世界总土地面积中，耕地仅占 10.8%，在各种土地利用中所占比例最小，加上林地和草场，接近占世界总土地面积的 2/3。

中国地域辽阔，土地总面积为 960 万  $\text{km}^2$ ，占世界陆地面积的 6.5%，仅次于俄罗斯、加拿大，居世界第 3 位。从地理位置来看，中国位于北纬  $4^\circ 15' \sim 53^\circ 30'$  之间，地跨寒温带、温带、暖温带、亚热带、热带和赤道带。由于地处欧亚大陆东岸，东临太平洋，受东南季风影响，使得中国东部地区与同纬度国家相比，具有气候湿润、水热条件丰富的特点，为农业生产提供了优越条件。此外，中国是一个多山地的国家，山地、丘陵和高原约占中国土地面积的 66.1%，其中山地约占 43.5%、丘陵约占 11.7%、高原约占 10.9%。在全国 2000 多个县中，约有 56% 位于山地丘陵地区；全国约有 1/3 的人口、40% 的耕地以及绝大部分的森林分布在山区。

## 三、土地资源的利用和保护

土地资源在历史上曾受到巨大的损失，而且目前仍以很高的速率遭受损失。据联合国环境署估计，有史以来，地球上已损失了20亿公顷适宜耕种的土地，这比现在全世界耕种的土地还要多；估计目前全球每年损失的农林牧用地为500~700万公顷。造成土地质量下降(或损失)的原因很多，主要是：

人类不合理地使用土地，导致土地贫瘠化，甚至不能耕种。水和风的侵蚀。据联合国粮农组织统计，目前水的侵蚀和水涝灾害造成的土地损失大约占总损失土地的30%。土地盐碱化。据统计，全世界有30%~80%的灌溉土地受到盐碱化的影响，由此而损失的土地每年达20~30万公顷。化学污染。由于化肥、化学杀虫剂和除草剂的大量使用以及工业废物的影响，使部分土壤中有毒物质剧增，土地板结，土壤表层结构和肥力受到破坏，甚至被迫弃耕。有些草原过度放牧，使牲畜与天然牧场之间的平衡遭到破坏，结果一些草原变为荒漠或荒漠化土地。城市建筑、交通、采矿、修水库等工程活动的占用与破坏也使土地损失很大。

另一方面，人类活动对土地的影响，是在不合理地利用土地时，才会引起土地退化；如果人类长期的耕种活动能够正确地使用土地，就不会使土地退化，还可以促使土地向有利于耕种的方面转化，即形成农业土壤。

如前所述，全世界土地资源的总量是极为庞大的，但人均占有量是有限的，尤其是耕地、林地和草地。然而，土地是可以更新的资源，具有丰富的生产潜力，只要对土地资源进行科学合理的开发利用和保护，采取各种有效措施解决土地利用中存在的各种问题，那么有限的土地资源的潜在生产能力就会充分发挥出来，成为现实的生产能力。

首先，对于土地资源必须因地制宜综合开发利用，注意扬长避短，发挥土地的生产优势。要做到这一点，搞好农业区划工作是基础和前提。农业区划的主要任务是认真分析农业资源和农业生产的现状，根据国民经济发展的需要，提出不同地区农业生产发展的合理方向和适当措施，为农业规划和指导农业生产提供依据。农业区划必须从查明包括土地资源在内的各种农业资源入手，反过来，农业区划成果又可以为土地资源的合理利用指出方向，为充分发挥土地资源的潜力提供依据。

其次，要大力加强农田基本建设，提高单位面积产量。要花相当大的力量，提高旱涝保收、稳产高产基本农田的比重。解决好旱涝为害的问题，可以尽量多地使农田成为旱涝保收的稳产高产田。对低产田进行有效的改良，就相当于增加了大量的耕地。必须针对不同情况，对土地进行合理改造，力争做到改造、利用和保护密切结合。要坚持用地和养地相结合，使土壤肥力不致降低，而且有所提高，才能增加农业产量。例如，我国南方水稻种植区用紫云英等绿肥作物与水稻轮作，北方旱作区用豆类作物和玉米间作等等，可以保持土壤肥力。要增施有机肥料，多种豆科和绿肥作物，把它们与耗地作物(玉米、高粱、小麦、水稻等)很好地搭配种植，以保持和提高土壤肥力。

第三，必须采取有效措施防止土地退化。土地退化是指耕地、林地和草地的数量减少和土地的质量降低。数量减少表现为表土丧失、土体毁坏或耕地的非农业占用；质量下降表现为土地在物理化学和生物学方面的质量降低。针对土地退化的主要原因，应该采取有效措施，做好水土保持，改良盐碱地，防止沙漠化和土地污染。

## 第四节 水资源

水是一切生命活动的物质基础，也是人类社会赖以生存发展的最宝贵的地球资源。

水是一切生命活动的物质基础，也是人类社会赖以生存发展的最宝贵的地球资源。

### 一、水资源的概念及特性

水是地球上分布最广的物质之一，它以气态、液态和固态三种形式存在于空中、地面与地下，组成一个统一的相互联系的水圈。地球上水的总量约  $13.86 \times 10^8 \text{km}^3$ ，其中 97.4% 是咸水。淡水仅占总水量的 2.6%，体积约  $0.35 \times 10^8 \text{km}^3$ ，其中 70% 左右为固态水，储存在两极和高山上；30% 左右为液态水，包括河水、湖泊淡水和地下淡水等。

地球上各种形态的水，在太阳辐射热与地球重力的作用下，不断地运动循环，往复交替。径流是地球上水循环和水量平衡的基本要素，是指降水沿着地表或地下汇至河流后，向流域出口汇集的全部水流，其中沿着地表流动的水流称为地表径流，沿着地下岩土空隙流动的称为地下径流。广义上说，各种水体或各种形态的水对人类都有直接或间接的使用价值，都可视为水资源。但是限于当前的经济技术条件，对咸水和冰川固态水进行大规模开发利用还有困难。因此，狭义的水资源是指陆地上可供生产、生活直接利用的江河、湖沼和地下的淡水资源。如果从长期开发利用所需要的角度来衡量，水资源仅仅指区域内可以逐年恢复、更新的淡水量（即大致与该区年降水量相当）。而最能反映水资源数量特征的是地表径流量以及积极参与水循环的浅层地下径流量，所以在水资源评价中就以这两部分径流量作为水资源量。

水资源具有与矿产资源不同的特性：补给的循环性。水在循环过程中不断得到恢复和更新，但是每年更新的水量是有限的。变化的复杂性。一方面是地区分布不均衡，另一方面是变化的不稳定性，从而给开发利用和管理带来一定的困难。利用的广泛性。利与害的两重性。人类生活离不开水，但过多的水（洪水）又会给人类带来灾难。

### 二、世界及中国水资源的概况

世界各大洲的水资源如表 10.3。由表可见，全球陆地平均年降水量为 800mm，总共有  $119.00 \times 10^{12} \text{m}^3$  的水降落在地上，其中约有 40% 即  $46.8 \times 10^{12} \text{m}^3$  变成了江河的径流。地下水的年更新量，即每年对地下水的补给量约占江河径流量的 30%，即  $13.32 \times 10^{12} \text{m}^3$ 。由于地表水资源从动态的角度看，比地下水要多。因此，也可以用江河年径流量的大小，大致表示一些国家和地区的水资源的丰富程度。世界上一些国家江河年径流量和按人口计算的人均水量见表 10.4。由表可看出，全世界按人口平均占有水资源量为每人每年  $10800 \text{m}^3$ 。水资源总量最丰富的国家是巴西，每年为  $51912 \times 10^8 \text{m}^3$ 。而人口平均占有量最多的国家是加拿大，每人每年有  $130080 \text{m}^3$ ，比全世界平均数多 12 倍。

表 10.3 全世界各大洲水资源概况表

洲 别	大陆及岛屿面积 $10^4 \text{km}^2$	平均年降水量		平均年江河径流量		平均年地下水更新量	
		深度 mm	体 积 $10^{12} \text{m}^3$	深度 mm	体 积 $10^{12} \text{m}^3$	占江河径流 量的百分数	体 积 $10^{12} \text{m}^3$
欧洲	1050.0	790	8.29	306	3.01	35 %	1.12
亚洲	4347.5	740	32.20	332	14.41	26 %	3.75
非洲	3012.0	740	22.30	151	4.57	35 %	1.60
北美洲	2420.0	756	18.30	339	8.20	29 %	2.16
南美洲	1780.0	1600	28.40	661	11.76	35 %	4.12
澳洲及大洋洲	895.0	791	7.08	267	2.39	24 %	0.58
南极洲	1398.0	165	2.31	165	2.31	0 %	0
全球陆地	14900.0	800	119.00	314	46.80	30 %	13.32

(据朱学愚等, 1987)

表 10.4 世界一些国家的江河年径流量和人均数值表

国家	江河平均年径流量 $10^8 \text{m}^3$	平均年径流量 mm	人 口 $10^8$ 人	人均年径流量 $10^4 \text{m}^3/\text{a}$
巴西	51912	609	1.46	3.55
加拿大	31220	313	0.27	11.56
美国	29702	317	2.54	1.17
印度尼西亚	28113	1476	1.88	19000
中国	26380	276	11.85	0.22
印度	17800	541	8.44	0.21
日本	5470	1470	1.24	0.34

我国江河径流量,按 1956~1979 年 24 年的平均数来计算,每年为  $26380 \times 10^8 \text{m}^3$ ,水资源总量占世界第 6 位。我国平均年降水量仅 628mm,比世界平均值 800mm 少 21.5%;

平均年径流深度为 276mm (把径流总量除以流域面积所得的水层厚度称为径流深度),比世界平均值 314mm 少 12%;而按 1982 年统计的人口计算的人均占有径流量为  $2642 \text{m}^3/\text{a}$ ,仅为世界平均值的 1/4 左右。因此,我国水资源相对比较贫乏,必须十分珍惜有限的水资源。

我国水资源在空间和时间上分布也很不均一。台湾省是我国降水量最多的地区之一,其东北部可达  $6000 \text{mm}/\text{a}$  以上。华南沿海地区水量也较丰沛,可达  $1600 \sim 2000 \text{mm}/\text{a}$ ;长江流域为  $1000 \sim 1500 \text{mm}/\text{a}$ ;华北和东北为  $400 \sim 800 \text{mm}/\text{a}$ ;我国西北内陆地区降水很少,一般在  $100 \sim 200 \text{mm}/\text{a}$ ,个别地区,如塔里木盆地、吐鲁番盆地还不足  $25 \text{mm}/\text{a}$ ,从而造成严重缺水。不同地区的河流径流量差别也很大。闽浙台等沿海地区平均年降水量高达 1758mm,年径流深度为 1066mm;而内陆地区平均年降水量只有 154mm,年径流深度仅 32mm。前者的降水量为后者的 11.4 倍,年径流深度为后者的 33.3 倍。

由于受季风气候影响,我国降水量和径流量年内的季节性变化明显,年际变化也很大,并且有少水年和多水年的持续出现。据多年的统计,我国降水量的丰枯变化周期大约有 30~40 年短周期和 60~80 年长周期。在一年内降雨也很不平衡,我国大部分地区是冬、春少雨,夏、秋多雨。



### 三、水资源的利用

人可三日无食，不可一日无水。合理地利用好水资源对世界各国都是一件头等重要的大事。水资源利用中水量、水质是两个重要的因素。

水量问题是当前世界普遍重视的社会问题。水资源虽然可以通过水循环得以更新、恢复，但水资源并不是取之不尽、用之不竭的。进入 20 世纪以后，特别是 50 年代以来，随着社会经济的迅速发展和人口的增长以及城市的发展，人们对水资源的需求量急剧增长，以致产生供不应求、水源严重不足的矛盾。根据有关统计资料，1900~1975 年间，全世界农业用水量由每年  $3500 \times 10^8 \text{m}^3$  增长到  $21000 \times 10^8 \text{m}^3$ ，增加了 5 倍；工业用水量由每年  $300 \times 10^8 \text{m}^3$  增大到  $6300 \times 10^8 \text{m}^3$ ，增长了 20 倍；人均用水量从每年  $240 \text{m}^3$  增长到  $760 \text{m}^3$ 。预计到本世纪末，世界人口总用水量将达到  $60000 \times 10^8 \text{m}^3$ ，为本世纪初  $4000 \times 10^8 \text{m}^3$  的 15 倍。因此，目前不仅干旱地区的国家严重缺水，即使是湿润地区的发达国家也面临水资源紧张的问题。水资源不足的一个重要原因是世界水资源分布很不均衡以及社会经济发展水平互不协调。经济发达、人口集中的欧洲和亚洲的人均占有的水量仅为南美洲的 1/10 左右，为大洋洲的 1/40 左右。据前几年统计资料，世界上有 43 个国家缺水。我国自建国以来，每年平均受旱农田面积近 3 亿亩，抗旱是常年任务；以北京、天津、大连、青岛等为代表的许多大中城市，用水一直很紧张，甚至限制了经济的发展。水资源的不足影响着人类的生存，制约着经济的发展，大量地耗费水资源还会破坏生态平衡，因此必须合理地利用水资源。

水质是水资源利用中另一个重要因素。生活饮用、农业灌溉、工业生产对水质都有不同的要求。水质的评价一般需考虑色度、pH 值、含盐量、盐分组成、有益、有害元素的浓度指标等。人类活动对水质有着极大的影响，主要是向水中倾倒工业废水。据不完全统计，我国废污水年排放量约  $72.6 \times 10^6 \text{m}^3$ ，排入长江的有  $29.6 \times 10^6 \text{m}^3/\text{a}$ ，排入海河的约  $8.5 \times 10^6 \text{m}^3/\text{a}$ 。大量工业废水的排入，使得有些水质标准不仅超过了饮用水标准，而且也超过了农业灌溉的标准。据统计，至 80 年代中期全球每年被污染的淡水量高达  $7000 \times 10^8 \text{m}^3$ ，发展中国家 70% 的居民以及工业发达国家的相当一部分居民饮用水不合标准。另外，污染严重的水，为了不使其对环境产生危害又要用 10 倍的清洁水稀释，从而进一步加剧了水资源的供需矛盾。防止水污染、保护好水资源成了水资源利用的当务之急。

可见水资源供需矛盾是当今世界各国面临的重大问题，已成为制约国民经济发展的因素。因此，近几十年来，很多国家都十分重视水资源研究，考虑如何合理开发与综合利用并且保护好水资源，包括估算地区或流域水资源量、研究水利系统最优开发方案、制定水资源政策、提倡节约用水、预测未来需水量、预计人类活动对环境和 水循环的影响、研究开发新水源（例如回收工业用水、处理污水、淡化海水、跨流域调水、拖运南极冰山）等等。作为地质或水文地质工作者，更侧重于地下水的研究。地下水是一种十分宝贵的资源。要充分地了解地下水的形成及运动、分布规律，合理地开发利用地下水，就必须具备一般的水文学知识和一定的地质基础知识。

### 第五节 生物资源

地球上的生物都可以直接或间接地为人类所利用，是人类生存和发展必不可少的物质，因此生物也是一种自然资源。生物资源根据其属性可分为植物资源、动物资源和人口资源。

## 一、植物资源

地球上的植物资源是相当丰富的。现已鉴定的植物约 40 万种，其中高等植物大约 25 万种，较低等植物有 15 万种，这与地球上现在实际存在的数目还有一定差距。据估计，仅就高等植物尚未描述的就可能有约 3 万种。

森林是生物资源最丰富或最主要的保存场所。但随着人类活动能力的增强，全世界的森林覆盖面积不断地下降。在人类大规模砍伐以前，世界上的森林和林地覆盖面积曾达 60 亿  $\text{hm}^2$ （即公顷），而到了 1954 年下降为大约 40 亿  $\text{hm}^2$ ，总体减少了 1/3。近几十年来，这种下降速度具有明显增快的趋势。在 1950~1983 年间，中美洲森林和林地面积下降了 38%，非洲下降了 23%。就世界各地而言，亚洲和非洲的森林覆盖面积较低，分别占总土地面积的 26% 和 24%；而拉丁美洲和欧洲较高，分别占总土地面积的 46% 和 37%。

我国植物种类丰富。据调查，我国有高等植物 3 万多种，其中木本植物约 7000 多种，占世界被子植物木本属的 95%。其中不少是珍稀物种，如银杉、珙桐、银杏、金钱松等。我国目前的林地面积为 18.3 亿亩，森林覆盖率仅为 12.7%，远低于 22% 的世界平均值，若按人口则平均不足 2 亩。由此可见，我国的植物资源形势是十分严峻的，必须大力开展植树造林，逐渐增加植物资源储备。

## 二、动物资源

目前世界上已确定的 170 万种生物中约 130 万种为动物。据估计，实际存在的种类还远大于这个数字（表 10.5）。动物资源最丰富的是热带和温带的国家，那里生态环境结构复杂，动物种类多而且量大。如巴西哺乳动物就达 413 种，扎伊尔为 409 种，墨西哥为 440 种。而高寒及荒漠地区动物资源贫乏，如西撒哈拉只有 15 种哺乳动物，格陵兰只有 26 种。

表 10.5 世界上动物种类数量简表

种类	确定种类	估计种类	种类	确定种类	估计种类
哺乳动物	4170	4300	两栖动物	3125	3500
鸟类	8715	9000	鱼类	21000	23000
爬行动物	5115	6000	无脊椎动物	1300000	4004000

（据《世界资源报告》，1986）

中国的陆栖脊椎动物有 1800 多种，其中爬行类 300 余种、鸟类 1100 多种、兽类 400 多种，占世界陆栖脊椎动物种数的 10%。淡水鱼已见记载的近 600 种，海鱼 1500 余种，也占世界鱼类总数的 10% 左右。此外，我国还有许多世界特有的珍贵动物，如大熊猫、金丝猴、扬子鳄、白鳍豚等。

由于人类活动的加强以及动物自身的演化规律，近 2 000 年以来约有 110 多种兽类和 130 多种鸟类绝灭了。其中约 1/3 是 19 世纪以前消失的、1/3 是 19 世纪绝种的、1/3 是近 50 年以来灭亡的。据统计，目前世界上有 1000 多种脊椎动物处于绝灭的危险之中。一些珍贵的动物，如大猩猩、巨型食蚁兽、北极熊、大熊猫、金丝猴等都濒临绝灭。

### 三、人口资源

人类是自然界生物长期演化的结果。人类既大量地消耗地球上的自然资源，同时又具有生产和创造物质财富的能力。因此，人口也是一种资源。

人类的出现只不过几百万年的历史，然而，其发展的速度是非常惊人的，超过了任何一种生物。公元前 8000 年，世界人口只有 5 000 万，但到 1650 年就达到了 5 亿。近代以来，人口增长更加迅速，1850 年世界人口为 10 亿，1950 年为 25 亿，1987 年已超过了 50 亿。预计到 1999 年 6 月可达 60 亿。人口这样的极速发展对整个地球环境及各种资源都产生了很大的压力。

世界各国的人口增长情况也很不一致，这主要受政治、经济、宗教、科学技术等各方面的影响。在 1950~1985 年的 35 年间，发达国家人口增长仅为 4.1%，而第三世界国家人口增长竟高达 117%，其中以非洲和拉丁美洲的增长率最高。预计 1985~2025 年间，一些发达国家的人口有下降的趋势，但一些非发达国家的人口可望进一步增长。预期非洲的人口从目前占世界总人口的 11.5% 增长到 20%。人口过多会大大地制约经济的发展以及人类生活水平的提高，同时使自然资源大量地消耗和环境进一步恶化。世界上的资源是有限的，有些科学家对世界生物资源进行过计算，其结果是世界上的生物资源量只能养活 100 亿人。所以，必须控制人口的迅速增长，使人、资源、环境达到和谐的关系。

## 第十一章 地球的环境

地球上一切生物的生存和发展都离不开空间和物质基础，简单来说这种空间和物质所构成的一个系统就是环境（environment）。因此，环境既有空间的概念，也有物质组成的概念。在现代环境科学中，把环境定义为以某个事物为中心的周围的一切事物。显然，环境的存在是以一个中心事物为对象的，它不仅随中心事物性质的改变而改变，也会随中心事物的消失而消失。因此，中心事物与周围事物这一对矛盾的统一体，就构成了环境。

我们通常说的环境，是以人类为中心事物的。因为研究环境的目的在于如何使人类与周围事物协调发展，为人类提供一个更美好的生存空间。因此，一般把人类环境定义为以人为中心事物的周围一切生物和非生物的、经济基础和上层建筑的综合体。人类环境（human environment）通常可划分为人类的自然环境（简称自然环境）和人类的社会环境（简称社会环境）。其中，自然环境是指人类在地球上赖以生存和发展的必要的物质基础，是人类周围各种自然因素的总和，如阳光、空气、土地、能源等等。

自然环境是人类生存和发展的决定性因素，人类的一切生命活动和生产活动都离不开自然环境。地球给人类所提供的自然环境（简称地球的环境）正是当代地球科学所研究的重要内容之一，它直接关系到人类社会未来的可持续发展问题。地球的环境是一个很复杂的系统，它包括大气环境、水环境、生态环境、地质环境和地理环境等。人类所生存的地表是这些环境相互影响、相互作用和相互制约形成的一个综合体。

### 第一节 地球的大气环境

#### 一、大气圈的主要作用

地球的外部被一层厚厚（几千公里）的大气包裹着，就像人穿上一件外衣一样。它不仅保护着地球，尤其是地球上的生物，而且为地球表层生命提供生存所必需的 $O_2$ 及其他气体，同时在为地球表层创造一个温、湿适宜的环境中起着重要作用。

##### （一）阻挡紫外线

入射到地球上的辐射来自太阳和宇宙中的其他星体，其中以太阳辐射量最多，而来自宇宙其他星体的辐射量只相当于太阳辐射量的亿分之一。太阳辐射的能量主要集中在可见光（波长 $0.4 \sim 0.76 \mu m$ ），但也有少量的紫外线（波长小于 $0.4 \mu m$ ）和红外线（波长大于 $0.76 \mu m$ ）（图 11.1）。若人体或一些动植物过多地受紫外线照射是有害的。

当太阳辐射穿过大气圈时，大气中的一些物质对太阳辐射的不同波长会产生选择性吸收（见图 11.1）。可见光部分被吸收的很少，而紫外线和红外线则被大量地吸收，且主要发生在暖层和平流层。当太阳辐射穿过暖层时，波长小于 $0.175 \mu m$ 的紫外线被该层氧原子吸收，因此氧也呈高度电离的状态。而余下部分的紫外线（波长为 $0.175 \sim 0.4 \mu m$ ），在穿过平流层时，又被该层的臭氧吸收掉99%以上。所以，真正达到地表的紫外线是很少的。正由于暖层和平流层对太阳辐射紫外线的大量吸收，才使地球上的动物和人类能生活在这把保护“伞”之下。

## （二）保温作用

大气圈不仅阻挡了大量来自太阳和宇宙中的紫外线，同时还起到保温作用。正由于大气圈的存在，才使地面的平均温度为 14℃。起保温作用的气体通常称温室气体，主要有二氧化碳（CO<sub>2</sub>）、水汽（H<sub>2</sub>O）和甲烷（CH<sub>4</sub>）。这些气体对太阳辐射的吸收不同于氧气和臭氧。二氧化碳仅对红外区波长为 4.3 μm 附近的辐射吸收较强。水汽虽然在可见光和红外区都有吸收带，但吸收最强的是在红外区（波长 0.93~2.85 μm）。这些波段的辐射在太阳辐射中占得很少，而主要是可见光。因此，在太阳辐射穿过大气圈时，被这些气体吸收的辐射是很少的。

到达地面的太阳辐射，有一部分被地面的物体所吸收。这些吸收太阳辐射的物体，又依据物体的温度不断发出辐射，这种辐射属长波辐射。大气中的水汽、二氧化碳等气体对来自地面的长波辐射吸收率很高（75%~95%），这样就把一部分的太阳能残留在低层大气中。由于大气本身也存在辐射，会把热量不断向高空传递，只要大气中这些温室气体的含量变化不大时，大气吸收的辐射能量与大气本身放出的辐射能量基本保持平衡。因此，也就保持地面的平均温度变化很小或基本不变了。

## （三）调节能量分配和改造地面性质

大气时刻处在运动之中，大气运动的根本性原因是大气吸收太阳辐射和地面辐射量多少造成的。大气吸收辐射能越多，气压就越低，那么位于高压区的气体就向低压区运动。由于地球是一个球体，太阳辐射量随纬度有规则地变化。因此，在大气的环流下，把热量从低纬度运送到高纬度地区，不断调节着能量的分配。而来自高纬度地区的气体，对低纬度地区又起到降温的作用。

运动的大气对大气中的一些物质（尤其污染物）有扩散的作用，是使城市污染空气稀释和扩散，降低大气污染的重要途径之一。接近地面的运动大气，对地表的形态及地面性质有着重要的改造作用。大气吹蚀地表，形成各种风成地貌。在南、北纬 30°左右的位置上，由于受到吹向赤道的干热空气的影响，在这个带上形成干燥少雨的沙漠景观。

## 二、气候带

一个地区的天气常是变化无常的，而气候则相对稳定一些。所谓的天气是指各种气象要素和天气现象的短时间综合状况；而气候则是指一个地区多年平均天气状况的综合。一个地区的气候通常用气温、降水量、风和湿度等要素来表示的，而影响一个地区的气候的因子很多，如太阳辐射、大气环流、地面性质等。因此，在全球几乎找不到气候完全相同的两个地区。但如果对气象要素和影响因子舍其小异、取其大同，是可以把世界气候分成若干气候带的（图 11.2）。

**热带气候带** 位于南、北回归线之间，该带的总体特征是：终年高温，最冷月平均气温在 10~18℃ 以上；四季不显；受太阳辐射和大气环流的影响；降水量有旱季和雨季变化，且总降雨量从赤道附近向两侧逐渐减少。热带气候带包括赤道多雨气候、热带海洋性气候、热带季风气候、热带半干旱

和干旱气候。

温带气候带 可分为北温带气候带和南温带气候带，但气候特点相似。该带的总特征是：四季分明，最冷月的平均气温在  $15 \sim 18$  以下；年总降雨量比低纬度带气候带少，海洋性气候偏潮湿，大陆性气候偏干旱。温带气候带包括副热带干旱与半干旱气候、副热带季风气候、副热带湿润气候、副热带干燥气候、温带海洋性气候、温带季风气候、温带大陆性湿润气候、温带干旱与半干旱气候。

寒带气候带 位于极圈以北（北半球）或以南（南半球）的地域，气温低，无夏季，降雨少，蒸发弱，无干旱景观，有大片沼泽和冻土发育，有极昼或极夜现象。该带包括副极地大陆性气候、极地长寒气候。

### 三、气象灾害

所谓气象灾害是指由气象要素变化而引起的自然灾害。常见的气象灾害有台风、龙卷风、旱涝、霜冻、酷热等。

#### （一）台风

台风是形成在热带海洋上的强大而深厚的热带气旋，风速可达  $20 \sim 50$  m/s，大者可达  $110$  m/s。通常把形成于西太平洋地区的热带气旋称台风；东太平洋和大西洋地区称飓风；印度洋地区称热带风暴；南半球称热带气旋。热带气旋按强度一般分为 4 级，中心最大风速在 7 级以下者称热带低压， $8 \sim 9$  级者为热带风暴； $10 \sim 12$  级者称强热带风暴；等于或大于 12 级者称台风。

台风的范围通常在  $600 \sim 1000$  km，最大的可达  $2000$  km。台风环流伸展的垂直高度可达  $12 \sim 16$  km。台风主要发生在南、北纬  $5^\circ \sim 20^\circ$  海水温度较高的洋面上，全球台风发源地主要有 8 个海区（图 11.3）。台风在海面上形成后，就随着气流的运动而发生迁移登陆，登陆后的台风随着向陆地的伸入逐渐减弱至消失。

北半球的台风多发生在夏秋季节，而南半球则发生在 1~3 月。台风的破坏力极大，我国东部沿海，尤其是东海和南海沿岸地带受台风影响最为严重。

#### （二）龙卷风

龙卷是积雨云中伸展出来的漏斗状的涡旋云柱，龙卷伸展到地面时引起强烈的旋风，称为龙卷风。龙卷有时悬挂在空中，有时延伸到地面。出现在陆地上的，称陆龙卷；出现在海面上的，称海龙卷。

龙卷风的特点是持续时间短、活动范围小（直径从几十米到几百米）、中心气压极低、风速快（ $100 \sim 200$  m/s）。龙卷风具有极大的破坏力，能把人、畜、物卷入至空中带到它处。一般认为龙卷风的形成与积雨云中强烈升降气流有关。

龙卷是一种强的中、小尺度的天气系统，在台风内的龙卷有时很多，例如美洲五次飓风内有 115 个龙卷。1962~1967 年在我国共产生 23 个龙卷台风。1956 年 9 月 24 日在厦门登陆的龙卷台风，从长江口出海时，在嘉兴和上海出现了龙卷，把黄浦江边一只 11 万 kg 重的油桶吹到空中近 17 m 高，掷到 100 多 m 以外的地方。

从世界范围来看，龙卷主要发生在中纬度（ $20^\circ \sim 50^\circ$ ）地区。美国是龙卷出现最多的国家，平均每年出现 500 次左右；澳大利亚、日本次之。我

国主要出现在华南、华东一带。

### （三）旱涝灾害

旱是指降雨量偏低正常值（平均值），而涝是指降雨量高于正常值，至于降雨量偏离正常值多少才能算旱或涝，还没有一个定量的概念，但是旱或涝肯定能造成灾害。我国是一个多旱涝的国家，几乎每年都有旱涝灾害发生。从全国来看，较大旱涝的发生周期约为3年。大旱年“赤地千里，川竭井枯，百谷无成，野无寸草”；大涝年“平地行舟，河谷尽没”。我国南北方旱涝发生的时间有点差别，南方以春涝秋旱为特征，而北方则是夏涝冬春旱为特点。旱或涝都给人们的生活、生产以及生命带来严重的影响。1931年，长江的洪水灾害，造成了自沙市以下沿江城市全部被淹，武汉市受淹达百日之久，受灾人数达2 855万人，14.5万人死亡，经济损失达13.5亿元（银元）。

旱涝的发生是受多种因素影响的，其中大气环流、海水温异常变化、太阳活动、地球自转等因素较为重要，而我国的旱涝主要受西太平洋副热带高压的影响。旱涝在时间上具有交替出现的现象，而且具有一定的周期，如华北地区的旱涝具有5年、10~11年、35~40年、100年的周期，掌握旱涝发生的周期，对进行抗旱防灾是有指导意义的。

### （四）霜冻

霜冻是指在春、秋农作物生长季节里，由于温度骤降到0℃以下，致使农作物受到危害，甚至死亡。由于我国大部分地处温带和副热带地区，该区地形复杂，大气型式多变，昼夜温差较大，是极易发生霜冻的。每年秋季发生的第一次霜冻叫初霜冻，它影响农作物的抽穗、扬花和成熟；春季发生的最后一次霜冻叫终霜冻，其危害主要影响春播、出苗和越冬作物的反青。我国每年都遭受不同程度霜冻的危害，如1972年8月中、下旬北方出现了一场早霜冻，比历年出现的最早霜冻提前了10~20天，致使5个省份受到严重冻害；90年代初我国华东地区的一次霜冻，使浙江、江西、江苏等地的桔子树被冻死，造成了巨大的经济损失。

## 四、大气污染

### （一）大气污染的概念

大气污染是指大气中一些物质的含量远远超过正常本底含量，对人体、动物、植物和物体产生不良影响的大气状况。大气污染既可因人类活动造成，也可由自然因素引起。但随着人口的剧增及工业化和城市化的快速发展，人类活动成为造成大气污染的主要原因。

### （二）大气污染源及污染物

大气污染源有人为源和自然源。自然源如森林大火、火山喷发、地震等释放出来的各种气体、烟尘、粉尘等。这些污染源一般都超出了人类所能控制的范围。

人为污染源是人类生产和生活过程中所排放的污染大气的物质。又可分为工业企业污染源、家庭炉灶及取暖设备排放源和交通污染源。这些污染源排放的污染物主要有烟尘、SO<sub>2</sub>、CO、NO<sub>x</sub>、SO、H<sub>2</sub>S、CO<sub>2</sub>、铅尘、有机化合物等。据统计，世界每年排入大气的有害气体就达6.14亿t，CO<sub>2</sub>达64亿t（1997年）。目前，城市里最主要的污染源是汽车，它不仅具有排污源低、分散等特点，而且污染物也很复杂。据1998年的统计，北京每年由汽车排出的铅就

达 2 800t，大气中的  $\text{NO}_x$  主要来自汽车。北京市的大气污染状况已使她列入全球十大严重大气污染城市之内。

### (三) 大气污染的危害

大气污染的危害是多方面的，首先是对人体产生直接的危害。人体会随着呼吸有害有毒气体的增多，出现慢性中毒、急性中毒和致癌作用。长期呼吸浓度较低的有害气体，将产生慢性疾病，如交通警察较园艺工人易患支气管炎、肺病。如污染空气中有害气体浓度很高，人将会出现急性中毒乃至死亡，如 1952 年英国伦敦烟雾事件，就造成了近 4 000 人死亡。大气中的某些有机化合物还能致癌。因此，大气污染对动物、植物、水体生态环境都有危害。

大气污染的另一个后果是产生“温室效应”。出现温室效应的主要原因是人类排放大量的  $\text{CO}_2$ 。正如前述， $\text{CO}_2$  能吸收较多的来自地面的长波辐射，把大量的热量截留在低层大气中，使近地面的温度升高。据研究，若大气中  $\text{CO}_2$  含量增加 10%，气温就相应升高 0.3℃。1920~1940 年间，由于全球燃料消耗迅速增加，大气中的  $\text{CO}_2$  含量也快速增加，地面的平均气温升高了近 0.4℃。1994 年，大气中  $\text{CO}_2$  的含量达  $358.8 \times 10^{-6}$ ，较 1970 年增加了  $33.3 \times 10^{-6}$ ，较工业革命前上升了  $78.8 \times 10^{-6}$ ，预计到 2000 年，将增到  $379 \times 10^{-6}$ 。受“温室效应”的影响，将会导致两极冰川融化、海平面上升、气候带北移、地理景观变化、虫灾增加等现象。可见“温室效应”将危及全人类。

大气污染还将造成酸雨。酸雨是指 pH 值低于 5.6 的大气降水，主要是大气污染物  $\text{SO}_2$  和  $\text{NO}_x$  引起的。它对人体、物体、水体以及动植物都有影响。1939 年，记录到第一次偏酸性降雨的 pH 值为 5.9，到 50 年代酸雨的 pH 值就降到了 3~5，最低达 2.1。我国东部地区的酸雨比较严重，主要是四川、贵州、广西、湖南、湖北等省。pH 值小于 5.6 的降雨面积已从 1985 年的  $175 \times 10^4 \text{km}^2$ ，扩大到 1993 年的  $280 \times 10^4 \text{km}^2$ 。

自从 1974 年美国学者罗兰德提出大气圈平流层的臭氧 ( $\text{O}_3$ ) 量正在减少的观点以来，臭氧量的减少越来越受到关注。导致臭氧量减少的原因是人类排放了大量的消耗臭氧的物质（四氯化碳、氟氯烃、一氧化二氮、甲烷等）。这些物质经上升气流送到高空，与臭氧发生反应，形成氧气和其它氧化物，使臭氧量减少。平流层中臭氧的减少，将导致到达地面的紫外线增多，这将会严重威胁人体健康，也使生物遭受危害、农作物减产等。

### (四) 大气环境的保护与治理

#### 1. 减少或控制大气污染物的排放

大气污染是由污染源排放污染物造成的，控制大气污染物的来源是控制大气污染的关键。减少或控制大气污染物的排放量一般有两种方法，即浓度控制和总量控制。浓度控制是使排出废气中的有毒和有害成分降低到规定标准以下，这对于控制污染源密集度低和污染程度较轻的地区是一种基本手段。总量控制是对整个地区排放的污染物总量加以限定，从而达到改善大气环境的手段，这对于污染严重和污染源较集中的地区是一种有效的方法。

为了实现大气污染的控制，可根据污染源和污染物的特性，采取不同的具体措施，如改变能源结构、进行技术革新、改进生产工艺等等，使大气污染控制到最低限度。随着科学技术的发展，一些新型的无污染能源有望得到利用，这将会完全改善大气质量。

#### 2. 合理的城市和工业布局及规划



为了控制大气污染，改善生存环境，一座城市的建设必须有一个长远的规划。从环境保护角度出发，在城市规划和布局上应从这几方面考虑：地理因素。在一些易形成逆温层的谷地和盆地地区，不宜把工业区建在这些地方。风向。一个城市工厂应布置在盛行风的下风向，而居民区则建在上风向。工业区不宜集中。因污染物排放量过大将影响被稀释和扩散的速度。

### 3. 发展植树绿化

植树绿化不仅可以美化环境，而且还可吸滤各种毒气、截留粉尘、净化空气，起到保护大气环境的作用。因此，应把植树绿化作为改善大气质量的一种基本途径。

## 五、大气环境变迁

自地球形成以来，大气环境一直处于变化之中。既有物质成分的变化，也有气温冷暖和干湿的交替变化。大气环境变化的时间尺度有长有短，有的可长达几亿年的变化周期，而有的只有几年或几天的变化周期。

在气候冷暖的变化过程中，我们一般把地球上气候极其寒冷（比现今年平均温度可低 8~12℃）、高纬冰川和高山冰川扩展的阶段称冰期。两个冰期之间气候相对温暖（与现代的气温接近或高一些）的阶段称间冰期。冰期只占地球历史的 1/10 时间，而绝大部分时期为间冰期。总体来说，地球的大气环境主要是处于温暖的阶段中的（图 11.4）。在太古宙的晚期，地球上就出现了寒冷的气候，开始发育冰川。在元古宙，有过多次冷暖的交替波动。到新元古代的震旦纪时期，全球发育了第一次规模较大的冰川活动，通常称为第一次大冰期。当时我国南方地区就发育了冰川。此后，地球经历了长达 3.3 亿年的温暖时期。在晚古生代（石炭纪至二叠纪），地球又进入第二次大冰期，这次以南半球发育大量冰川为特征。在整个中生代，全球的气候都比较温暖，有的地区显得干燥。全球性的第三次大冰期发生在第四纪。我们现在就处于这次大冰期中。

虽然第四纪是处在整体寒冷气候的背景下，但在期间还存在着次一级冷暖气候波动，这种波动的频率和幅度较前几个时期都大（图 11.5）。根据冰碛物、深海沉积物、冰心、黄土等研究，又可划出多个次一级的冰期和间冰期，如在欧洲的阿尔卑斯山地区从早到晚可分为拜伯冰期、多脑冰期、民德冰期、里斯冰期和雨木冰期，中国的东部地区可划分为鄱阳冰期、大姑冰期、庐山冰期和大理冰期。

近百余年来，由于有了大量的气温观测记录，这为研究区域和全球的气温变化提供了更为确实可靠的资料。由这些资料得到的总的气温变化趋势是：从 19 世纪末到本世纪 40 年代，世界气温曾出现明显的波动上升现象；本世纪 40 年代到 60 年代，世界气候有变冷的趋势；进入 70 年代后，世界气候又趋变暖，到 80 年代后气温增暖的形势更为突出。据威尔森（H. Wilson）和汉森（J. Hansen）研究，全球年平均气温从 1880~1940 年 60 年中增加 0.5℃，1940~1965 年降低了 0.2℃，然后从 1965~1993 年又增暖了 0.5℃（图 11.6）。

导致气候变化的因素是多样的，包括太阳辐射的变化、地球轨道要素的改变、太阳活动、地形变化、大气环流等等。事实上，气候变化往往是诸多因子共同作用的结果。未来气候变化可能有两种趋势。其一是由于化石燃料的使用，使大量 CO<sub>2</sub> 进入空气中，由于 CO<sub>2</sub> 阻止了地面经太阳辐射加温后以长波（红外）辐射形式散发返回空间的热量，使地表增温。由此，到下个世纪中叶气温将明显升高，届时极地冰川融化，将带来一系列的环境问题。其二是现在气候正逐渐变冷，来自 CO<sub>2</sub> 的影响可能使气候变冷的趋势减弱，但不能阻止目前正在形成中的冰期。在研究现代气候变化时，特别要注意人类活动对气候的影响。由于人口的急速增长，自然资源受到严重破坏，导致了沙漠化、水土流失和气候反常，也带来了城市气候问题。因此必须综合分析研究才能掌握气候变化规律，推测未来气候的变化，更好地为生产建设和人类生活服务。

## 第二节 地球的水环境

### 一、水环境的基本特点

水环境是由地球表层的水圈所构成的环境，应包括在一定的时间内水的含量、分布、运动、化学成分、生物、水体所占的空间以及水体的物理性质。虽然水环境是地球表层自成体系的系统，但又不能单独存在，它与岩石圈、大气圈、生物圈乃至宇宙空间之间存在物质和能量交流的关系。所以说水环境是一个开放系统。

水环境也是处在不断变化之中的，但相对于大气环境来说具有相对的稳定性。水环境的特点可以概括为以下几点。

#### （一）水体分布的不均一性

地球表层的水体分布是极不均一的。海水占地球表面积的 71%，其质量占地球表层水体总质量的 97.5%，而陆地上的水所占质量还不到 2.5%。就陆地上的水体分布而言，也是不均一的，其中冰川就占据陆地上水体的 85%，且主要集中在两极地区。陆地表层的液态水又以地下水最多，而地面流水是很少的一部分。由于地球表面水体分布的不均一性，造成一些特殊的气候和陆地景观，同时也造成人类的淡水“危机”。

#### （二）水体物质成分的差异性

虽然都是水，但每种水体所含的物质组成却差别很大。海水的物质成分最复杂，而且盐类物质的含量很高，平均可达 35‰，个别海域可达 40‰。而陆地上的液态水盐类物质含量却要低得多，冰川是最低的。干旱气候区的盐湖水氯化物含量可达到饱和度而发生沉淀；而潮湿温暖气候区的湖水却常含有较多的铁、铝等物质。除了这些溶解物质外，地面流水的悬浮物含量较高，我国黄河的一条支流无定河的河水有“一升水七分沙”之说；而地下水的悬浮物质就要少得多；海洋中近岸海水较远岸海水的悬浮物质多。总之，地球表层水体的物质组成极不相同，几乎找不到两种成分完全相同的水体。若自然水体中含有一些对人体有益的元素，如锶、硒等，就可成为优质的矿泉水。

#### （三）水的循环性及其环境效应

水是处在运动之中的，不同水体之间存在着循环与交流。水体的循环与

交流既可以发生在气态、液态和固态水之间，也可发生在海洋与陆地之间，还可发生在非生物与生物之间、水圈与岩石圈之间。水的循环是一个既无起点、也无终点的运动系统。水在循环过程中，产生很多的环境效应，如传送能量、运输物质、调节气候、清洁大气等。

#### 1. 传送能量

在地球的不同部分，太阳入射的角度是不同的，这就造成了地球不同部位所接受的太阳辐射量不一样，并出现了太阳能分布不均等的现象。通常是低纬度地区太阳辐射能过剩，而高纬度和两极地区的太阳辐射能亏空。低纬度地区的太阳辐射能可通过水循环的途径被运输到高纬度地区。据计算，每年通过降雨的形式向南极洲输送的太阳能达  $4.105 \times 10^{21} \text{J}$ 。除了不同纬度之间的能量传送外，还有海陆之间的能量输送。据研究，每年从海洋输送到陆地的太阳能达  $9.912 \times 10^{21} \text{J}$ ，这对陆地上的生物生长起着重要的作用。

水循环过程运输的物质可分为两大类，即溶解物质和碎屑（固体）物质，溶解物质包括气体、离子和胶体三类。运输这些物质的最主要动力是地面流水，每年通过河流运输到海洋的固态物质达 200 亿 t，溶解物质超过 40 亿 t。同时海洋的蒸发过程，又把一部分盐类物质和气体送入大气圈，运输到陆地上。

#### 3. 调节气候

水圈循环不仅能调节地球表面的干、湿变化，而且还调节气温的变化。大气圈中的水蒸汽能够阻留地球的热辐射的 60%，起到一种“温室效应”。地球表层气候的最大“调节器”是海洋，如果海水的气温降低 1℃，那么将释放出  $5.53 \times 10^{24} \text{J}$  热能，这足以使大气温度不发生大幅度的变化。例如，我国处于同一纬度的西北地区 and 东部地区，气温及湿度差别很大，东部地区受海洋气候的调节而显得湿润，而西部地区远离海洋而变得非常的干燥。

#### 4. 清洁空气和净化污水

据观测，一次较大的降雨过程，可除去大气中的 90% 以上的粉尘和 80% 以上的污染气体。降雨过后，城市里的空气变得清新，透明度增加。每年通过降雨的形式，从大气中除去的盐类物质达 30 亿 t 左右，现在世界各地普降酸雨是这一过程的具体表现。天然水体具有一定的自净作用。其自净作用是指进入天然水体中的污水，通过物理的、化学的和生物的作用使污染物沉淀、扩散、稀释、吸收、分解、氧化、还原等而变成无害物质或沉淀下来，使水体净化的过程。天然水体的自净能力是有限的，不同水体的自净能力也不一样。地球表面的海洋自净能力最强，被称为是最大的“天然污水处理厂”；流动水体的净化能力比静止水体强。陆地水体中的污水绝大多数最终流入海洋，在这里进行净化，最后通过水体蒸发，干净的水又回到陆地。

## 二、水圈灾害

发生于水圈中的自然灾害有暴雨、洪水、冰雹、海岸侵蚀、海啸、雪崩等，尤以洪水造成的灾害最大。

洪灾在我国几乎每年都有发生，较大的洪灾发生频率约为 3 年一次。1931 年的长江流域大洪水造成 14 万人的死亡，1954 年也造成了 4 万人死亡的重大灾情。1998 年又是我国一个洪灾年，在长江流域、松花江流域、珠江流域都发生了洪灾，经济损失达 1666 亿元。尤其是长江流域的洪水水位高、持续

时间长、来势凶猛是历史罕见的。我国洪灾的发生有一定的时间规律性，每年5~8月份是洪水多发期，并且从南向北逐渐推进。影响洪灾的因素很多，有天文因素、地球运转因素、海水运动因素、大气因素等。另外，人类的活动对洪水发生的频率和强度也有很大影响，如1998年长江大洪水就与上游大量砍伐森林有关。

海岸侵蚀也是下个世纪对沿海地区的城市、工业、农业等产生危害的一个重要因素。由于温室效应，两极冰川融化并注入海洋，使海平面上升，将造成海水入侵，农田、盐田受侵蚀，河口淤塞，土地盐碱化，海岸防堤损坏等灾害。若届时海平面上升20cm，我国沿海地区将至少造成几亿元的直接经济损失。

近几年，由于气候异常，在东欧、我国的青藏高原造成重大雪灾，经济损失惨重，每年有不少人死于雪崩。由于地震、火山喷发、台风等引起的海啸，也使沿海地区人们的生命和财产遭受重大损失，如1933年日本死于海啸的人数达3000人。

### 三、水环境污染

#### （一）水体污染及污染源

水体污染是指排入的污染物质在水体中的含量超过了一定的指标以及水的自净能力，结果对人体、动植物等产生危害的水质状况。水体污染已成为全球性的一个危及人类生存的重要问题，无论是海水、地面流水，还是地下水，乃至冰川，都受到不同程度的污染。控制和治理水体污染已成为一项迫在眉睫的艰巨任务。

造成水体污染的污染源有两大类，即自然污染源和人为污染源。自然污染源是指自然界本身的地球化学异常所释放的物质给水体造成的污染，如高矿化度的地下水对河水的污染，矿床周围的矿化水对河水的污染。

人为污染源是指人类活动产生的污染物给水体造成的污染。这种污染源是当前水体最重要的污染源，而且造成的危害也最大。人为污染源按其污染物的来源可分为工业废水、生活废水和农业废水。

工业废水是指各种工业、企业在生产过程中排出的生产废水、污水、废液等。由于这种废水的成分极为复杂，含有毒有害物质多，因此，这种污染源对水体的危害最大。生活污水是人们日常生活中产生的各种污水的混合液，如厨房、洗涤室、厕所、浴室等。这种污水以含营养物质、需氧物质、病菌等为主。农业废水是农业生产过程中，灌溉水通过土壤或排灌渠进入地下水和地表水中的水体，它以含少量农药和化肥为特征。

#### （二）污染物及其危害

造成水体污染的污染物类型很多，有无机物，也有有机物；既有有毒有害物质，也有无毒无害物质。污染物的不同，其危害差别程度很大。有的污染物只要有少量就造成水体的严重污染，乃至造成水体生物的大量死亡。

污染物按其成分、性质、造成的危害大致可分为需氧污染物、植物营养物质、油类污染物、重金属及放射性污染物、生物污染物、酚类化合物等（表11.1），这些污染物造成的危害是不同的。

表 11.1 水体主要污染物及其危害

污染物类型	主要物质	来源	主要污染水体	危害
需氧污染物	碳水化合物、蛋白质、木质素、脂肪	生活污水、某些工业废水	地表水、地下水、海洋	消耗水中的溶解氧，使水体厌氧细菌发育，造成水体缺氧
植物营养物	氮、磷、钾等	生活污水、化肥、鸟粪等	地表水、地下水、海洋	促进水中植物生长，藻类过度旺盛，水中溶解氧降低
油类物质	石油、柴油、汽油等	石油开采、石油运输	地表水、海洋	造成水质恶化、生物死亡
重金属污染物	汞、镉、铅、砷、铬等	工业废水	地表水、地下水、海洋	引起肝病、骨痛病、肾病、神经麻痹、癌症
放射性污染物	铀、锶等	铀矿开采、核电站、核试验、医学等	地下水、海洋	引起遗传变异、癌症

### （三）水体污染的防治

#### 1. 加强对水体及其污染源的监测和管理

经常的监测和科学的管理，可以使水体污染的防治工作有目标、有方向地进行。这方面的工作包括对工业废水的排放量和废水浓度的监测及管理，对污水处理厂的监测及管理，对水体卫生特征、经济指标的监测及管理。

#### 2. 控制或减少废水或污水的排放量

控制或减少废水或污水的排放量，是控制水体污染的一条重要途径，尤其是对工业废水排放量的控制更为重要。要达到控制或减少废水和污水的排放量必须采取一系列的措施，如改革生产工艺、降低用水量、实行重复用水、关闭生产设施落后、效益低而污染严重的小型企等。

#### 3. 合理利用水体的自净能力

规模较大、流动性强的水体具有较强的自净能力，可以选择这样的水体进行适量的污水排放。但特别要注意的是，天然水体的自净能力是有限的，尤其要严格控制有毒、有害物质的排放。为了不造成水体的污染，必须对水质的标准做出严格规定，合理组织排放。

#### 4. 污水处理

污水处理就是用各种方法将污水中所含的污染物质分离出来，或将其转化为无害的物质，从而使污水得到净化。污水处理方法可按其作用原理分为三大类：

**物理法** 主要是利用物理作用分离废水中呈悬浮状态的污染物质，在处理过程中不改变污染物质的化学性质。

**化学法** 利用化学反应的作用，除去污染物质或改变污染物的性质。

**生物法** 是处理污水中应用最久、最广和比较有效的一种方法，它是利用自然界存在的各种微生物，将污水中有机物分解和向无机物转化，达到净化的目的。

#### 5. 海洋油污染处理

海洋受石油污染后的治理工作，首先是利用油障把油包围起来，然后再利用回收船只或回收装置回收油障内的油，最后用油吸附材料和油处理剂等对那些剩余的油进行处置

### 第三节 地球的生态环境

#### 一、生态系统的基本概念

##### (一) 生物种群与群落

所谓种群 (Population) 是指有一定的空间和时间的同一物种个体的总和。构成种群的同一物种必须具有潜在互配能力的个体 (雄性和雌性), 否则种群就会消失, 所以说种群是物种具体的存在单位、繁殖单位和进化单位。

同一物种的不同种群之间既有交流, 也有可能存在着明显的地理隔离。如海洋中的岛屿上的种群与大陆之间存在明显的地理隔离。而居住在一座城市中的人这个种群, 与另一座城市的人种群之间就存在交流, 甚至远隔重洋的不同人种群也发生交流。

群落 (community) 是指在一定的空间范围内所有生物种群的集合体。这个集合体包括了植物、动物和微生物等各分类单元的种群。地球上的生物之间是存在互相依赖关系的, 任何一种生物都不可能单独地生存, 而是多种生物共同生活在一起, 构成一个相互依存、相互影响、相互制约的有机体。群落就是这种有机综合体。群落具有一定的结构、一定的种类组合和一定的种间相互关系, 并在环境条件相似的不同地段可以重复出现。但是群落并不是任意物种的随意组合, 生活在同一群落中的各个物种是通过长期历史发展和自然选择而保存下来的, 它们彼此之间相互作用, 这不仅有利于它们各自的生存和繁殖, 而且也有利于保持群落的稳定性。

##### (二) 食物链与营养级

食物链 (food cycle), 简单来说, 就是一种生物以另一种生物为食, 而另一种生物又以第三种生物为食……彼此就形成一个以食物为纽带的链锁关系。比如在草原中, 兔子以草为食, 而狐以兔子为食, 狼又捕食狐, 狼又被更凶猛的虎或狮子捕食, 这就是一个食物链。实际上, 在自然界食物链是一个很复杂的关系, 生物与生物之间存在一个相互制约的关系, 是制约一个群落稳定性的重要因素。

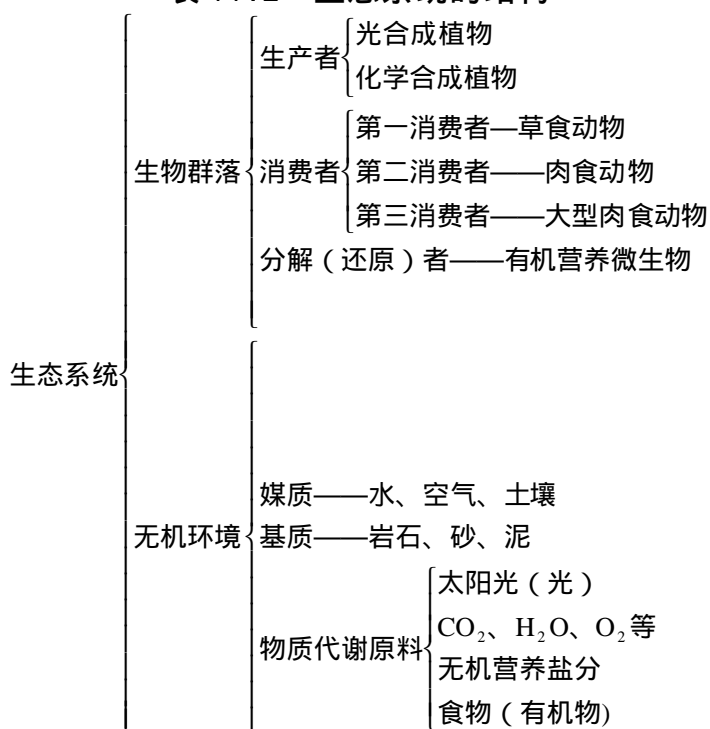
营养级 (trophic level) 是指食物链中的每一个环节。如绿色植物是一个营养级, 兔子或食草动物是一个营养级, 狼或食肉动物又是一个营养级 (图 11.7)。营养级实际上就是一个储存能量的一些生物组合, 它可划分为第一个营养级 (位于最低层, 如绿色植物)、第二个营养级 (如食草动物)、第三个营养级 (食肉动物)……以此类推, 还可以有第四个、第五个营养级。

##### (三) 生态系统及其组成

生态系统 (ecosystem) 一词是由英国植物生态学家 Tansley 于 1935 年提出来的。现在的定义是指在一定时间和空间范围内, 所有生物和非生物的总和 (表 11.2)。生态系统是一个复杂的综合体, 生物与生物或与非生物之间借助于能量流动、物质循环和信息传递而相互联系、相互影响、相互依存, 并形成具有自组织和自调节功能的复合体。

生态系统的范围可大可小, 大到全球的生物圈, 小到一个池塘等。无论大小如何, 生态系统都应包括生产者、消费者、分解者和无机环境 4 个组成部分。

表 11.2 生态系统的结构



（引自郝志功《当代环境问题导论》，1988）

无机环境即非生物的物质和能量，其中包括水、气体、土壤和阳光等，阳光是生物的最主要来源。生产者是生态系统中最积极的因素，它包括所有的绿色植物和某些细菌。它们通过光合作用，将二氧化碳和水等无机物转化成有机物，将太阳能储存起来，使生态系统获得能量。消费者是生态系统的消极因素，它不能为生态系统制造有机物和能量，而是直接或间接地依赖于生产者而生存，消费者包括各类动物。分解者也是生态系统的积极因素，是把生态系统中一些复杂的有机物逐步分解为简单的无机物，便于生产者吸收。它包括细菌、真菌、土壤原生动动物等。

#### （四）生态系统中的能量流动和物质循环

生态系统的能量是处于不断的流动之中的。能量流动不仅使生态系统各个部分都能获得能量，保持稳定性，而且使生态系统中各种生物之间建立联系。生态系统中的能量流动是通过食物链来完成的（图 11.7）。如绿色植物把太阳能转化成生态系统内部的能量，而食草动物又把绿色植物中的能量转移到第二营养级上，食肉动物又把能量转移到第三营养级。这样，生态系统中的能量就一级一级地流动下去。

生态系统中的能量流动是遵循能量守恒定律的，既不能产生，也不能消亡。由于生态系统是一个开放系统，能量流动是单向的不可逆过程，始终是从能量较丰富的低营养级流向高营养级。生态系统能量流动另一个原则是“十分之一”法则（图 11.8），就是在能量流动过程中，前一个营养级的能量转移给后一个营养级的能量效率一般为 10%左右，其它的能量通过散热或呼吸、排泄等形式输出生态系统。

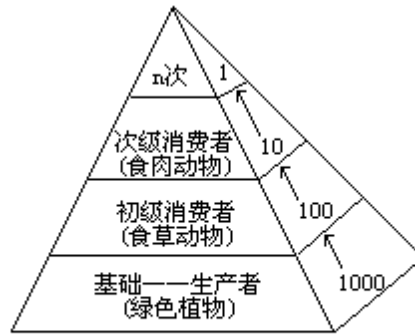
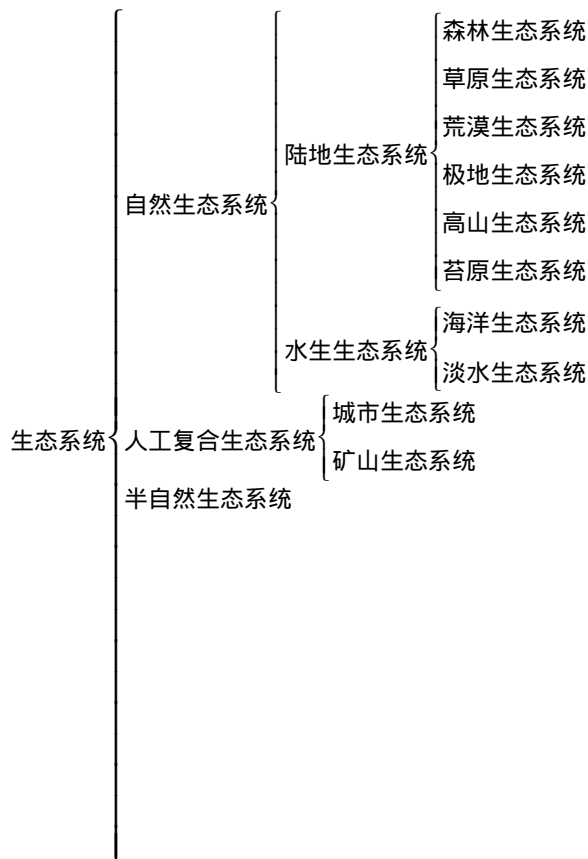


图11.8 生态系统能量传递的“十分之一”法则  
 (引自祝延成等《生态系统生态学》，1993)

生态系统中的物质循环是指各种物质和元素从环境到生物，又从生物到环境的这种往返不停的运动。维持生命所必需的各种化学元素，通过食物链不停地在生产者、消费者和分解者之间循环反复利用，如氧、碳、氮、磷等元素。以碳为例，它以  $\text{CO}_2$  的形式，经光合作用被绿色植物或藻类固存，一些食草动物又把这部分碳转移到自己的体内，其中一部分又以  $\text{CO}_2$  的形式通过呼吸排出体外进入大气，又进行光合作用而循环，一部分以废物排出体外，被分解者分解之后又被植物吸收，余下的通过食物链转移到食肉动物体内。

#### (五) 生态系统的分类

生态系统的分类有多种方案。如按生态系统的生物成分，可分为植物生态系统、动物生态系统、微生物生态系统、人类生态系统；若按生态系统的非生物成分和特征，从宏观上可分为陆地生态系统和水生生态系统；如果按照人类活动及其影响程度，可分为自然生态系统、半自然生态系统和人工复合生态系统。生态系统的类型可简列如下：





## 二、森林生态系统

森林生态系统是地球上最主要的生态系统之一，它不仅对于全球的环境具有调节作用，而且是生物圈中生物量最主要的储存场所。森林生态系统对地球环境的主要贡献有：

(1) 固碳造氧 氧和二氧化碳的循环变化是地球生物圈存在的基础。动物的呼吸过程以及人类进行的各种燃烧过程，消耗大量的氧气，同时释放出数量相当可观的二氧化碳。如果没有绿色植物吸收二氧化碳和造氧的作用，地球大气圈的性质会发生根本性的变化，生物也难以生存下去。据研究，1hm<sup>2</sup>阔叶林每天吸收 1t 二氧化碳，放出 0.73t 氧气。全球的森林每年大约能使 550 亿 t 二氧化碳转变成木材，同时放出 400 多亿 t 氧气。

(2) 物质和能量交换的重要枢纽 森林除了是二氧化碳的重要储库外，水、氮等无机物质通过森林的交换量也是巨大的。森林每年吸收约 250 亿 t 水和相应数量的二氧化碳化合成有机物质。通过森林蒸腾的水量则更大，每年约向空中蒸腾 48 万 t 水，并需要消耗  $1.005 \times 10^{22}$  J 热量。森林生态系统通过光合作用而固定的太阳能，占整个生物圈总量的一半左右。

(3) 涵养水源和保持水土 林地土壤疏松，加上土壤中根系发育，而且其上常有众多的枯枝落叶，这些均具有保水能力，能使降落在林地上的水分贮存起来不致散失。据测定，无林坡地的土壤只能吸收降量水的 56%，但 10m 宽的林带则可吸收 84%，如林带宽达 80m，地表径流则可完全转为地下径流，5 万亩森林相当于  $100 \times 10^4 \text{m}^3$  贮量的水库。由于森林的枝叶对雨滴的破碎和减弱动能，以及树木根系的固着作用，大大地降低雨水对土层的冲刷作用。据测定，林地的水土流失比裸地小 100 多倍。因此，森林破坏后，就会造成生态平衡的破坏，引起一系列严重的后果。

(4) 清洁大气 林地能吸收有害气体、净化空中微粒和粉尘，使大气变清洁，更适宜人类的生存。据研究，榆树叶面每平方米可滞留粉尘 3.39g，山岳森林每亩每年可吸粉尘约 4.5t。很多的树木对一些气体都有吸收作用，每公顷刺槐吸收氯气 42kg，银杏、柑桔、核桃等树种可吸收二氧化碳，茶树、山茶可除去氟化氢，杨树和桑树叶对铅粉尘有较强的吸收作用等。

## 三、生态平衡

在任何正常的生态系统中，能量流动和物质循环总是不断进行着，在一定时间和空间内，生产者、消费者和分解者之间都保持着一种动态的稳定，这种稳定状态就称生态平衡。这种平衡包括生态系统结构上的稳定、功能上的稳定以及能量输入、输出上的稳定。

保持生态平衡是非常重要的，这是因为生态系统对人类的生存和发展具有很重要的意义。这种意义主要表现在它的功能上。如森林生态系统是地球上重要的生态系统之一，它具有固碳制氧、涵养水源和防止水土流失、清洁大气、进行物质交换等功效。假如地球上没有了森林，那么地球的景观将是不堪设想的。

破坏生态平衡的因素很多，有自然的，也有人为的。自然的因素如地震、

火山喷发、森林大火、干旱、洪水等，它们都可能破坏生态系统的某一个成分或营养级，造成生态系统失衡。人为的因素主要表现在不合理地开发和利用自然资源或人为的破坏。如大量砍伐森林、过度开垦草原、城市化发展、水体的污染等，都会使生态平衡遭受破坏。如 1998 年长江流域出现的特大洪水，就与长江流域上游的森林生态系统遭受破坏密切相关。

一个生态系统的稳定性（或平衡），与生态系统的结构、能量流动和物质循环的途径有关。一般是在成分多样、能量流动和物质循环途径复杂的生态系统中，比较容易保持稳定；相反，成分单纯、结构简单的生态系统通常就比较脆弱。因此，森林生态系统比草原生态系统更易保持稳定，草原生态系统比苔原生态系统更具有稳定性。我们经常说的要保持生物的多样性，这就是为了生态系统的稳定性。但是，一个生态系统的调节能力是有限的，超出了这个限度，生态系统本身的调节能力就不会再起作用，生态平衡就会遭到破坏。

#### 四、生物灾害

生物灾害主要有虫灾、森林大火、红潮、鼠灾、瘟疫等。森林大火是目前威胁森林生态系统最严重的灾害之一。由于气候异常，80~90 年代在世界各地频频发生森林大火，如俄罗斯的贝加尔湖森林大火、蒙古境内的森林大火、印度尼西亚的森林大火等。1987 年的大兴安岭的一场森林大火，过火林面积达 114 万  $\text{hm}^2$ （即公顷），直接经济损失 5 亿元以上。1997 年的印度尼西亚的森林大火烧了 3 个月，在雅加达的上空弥漫着烟尘，街上行人带上口罩，毁林 30 多万  $\text{hm}^2$ ，死亡人数达 300 人。

虫灾年年都会发生，殃及世界各地。我国每年因虫灾和森林大火造成林业的损失达 20 亿元，农业损失 100 亿元。虫灾主要有蝗灾、棉铃虫灾、水稻虫灾、松毛虫灾等。鼠灾主要是损耗粮食和传播疾病。14 世纪（1347~1350 年）在欧洲流行的“黑死病”就是一种鼠疫，造成了 1/3 的欧洲人（2 000 多万人）死亡。我国 80 年代，平均每年因老鼠损失的粮食达 7.2 亿 kg。此外，还有白蚁蛀蚀木制房子和家具、蚊子传播疾病等一系列的生物灾害。

#### 第四节 地质环境

##### 一、地质环境的基本特征

地质环境主要是指固体地球表层地质体的组成、结构和各类地质作用与现象给人类所提供的环境。地质环境是具有一定空间的客观实体，其上限是地表或岩石圈的表层；而对地质环境下限位置的确定，目前大致有两种意见：一种是从人类活动对环境影响的角度衡量，把下限定为人类的科学技术水平和生产活动的的能力所能达到的地壳深部；另一种则是从环境对人类和其他生物的影响来衡量，其下限达到与区域地壳稳定程度有关的地壳深部甚至地幔。

##### （一）地质环境的容量

地质环境的容量指某个特定地质空间可能承受人类社会经济发展的最大潜能。人类所有生产和生活的消费物资，都是直接或间接地取自地质环境。

人类在生产和生活过程中产生的一切废弃物，又都直接或间接地排放到地质环境之中。所以，地质环境的容量，可以用特定地质空间可能提供人类利用的地质资源量和对人类排放的有害废物的容纳能力来评价。

地质资源是地质环境系统内可供人类利用的一切物质。在现阶段，至少有下列几个方面： 矿物资源； 能源资源； 建筑材料资源； 土地资源； 地质景观资源； 地质空间资源等。这些地质资源，绝大多数是不可更新资源（相对人类生存时间来说）。所以，滥采、滥用地质资源，必将带来严重后果。地质环境对人类排放的有害废弃物的容纳能力，取决于地下水、土壤和岩石对污染物的净化能力。水体、土壤、岩石对污染物质具有自净功能，通过这种自净功能，地质环境对外来的污染物质进行内部消化，起到自动调节的作用。

## （二）地质环境的质量

地质环境的质量，在一定程度上，是由地球物理因素和地球化学因素决定的，其好坏对人类的生活和社会经济发展都会有很大的影响。地质环境质量的好坏，可以由以下几个方面的条件评定。

（1）自然地质条件的稳定性 自然地质条件是决定地质环境质量的主要因素，其中最重要的有：地质构造的稳定性、地形稳定性、岩石性质、地质灾害情况等。

（2）原生地球化学背景 地球上人类都处在一定的地球化学场的作用下。一定数量的钙、镁、钾、钠、碳、氮、氧、磷等元素及某些微量元素，是人体和其他生物体发育所必需的。环境中某些元素含量过高、过低，或存在对人体有害的其他元素，均会影响人体健康。所以，环境的地球化学背景值是地质环境质量的一个重要标志。

（3）抗人类活动干扰的能力 地质环境脆弱的地区，抗人类活动干扰的能力很差，工程-经济活动稍有不慎，就可能使环境状况恶化。例如，处于半干旱、半湿润气候带的华北平原，农田水利活动不当，很容易使土壤盐渍化加剧。

（4）受污染或受破坏的程度 现在，地球上几乎不存在未受人类活动影响的区域。天然的地质环境越来越少，人为因素对环境的影响越来越大，必须考虑人为因素对地质环境质量的干扰。其中，最主要的是废弃物对环境的污染，工程-经济活动对环境的破坏。

地质环境的整体质量取决于各组成要素的质量。但在评价地质环境质量的优劣时，除考虑各要素的平均状况外，还应找出质量最差的要素，并做出评价。因为，人类活动常常首先使质量最差的因素受到影响，从而引起环境的变异。

## （三）地质环境的反馈作用

地质环境的反馈作用，即地质环境受人类活动干扰后，对这种干扰所作出的某种响应。地质环境较容易受到人类活动的影响。当人类活动的规模和强度超过了地质环境的承受极限后，必然导致地质环境发生变化，对人类活动做出反应。其实质就是地质环境在人类作用力影响下，对物质和能量的输入与输出的动态平衡关系进行调整：当人类作用力不大时，通过地质环境内部的调节能力，对外界的冲击进行补偿和缓冲，就可以完成这种调整过程，维持地质环境系统的稳定性，表现为不易觉察的、“隐蔽的”形式；当人类作用力增大，超过地质环境内部的调节能力时，地质环境只有通过剧烈的变

动，才能建立起新的平衡关系，反馈就以“ 显露的 ” 形式表现出来。

## 二、地质灾害

地质灾害是指由于地质营力或人类活动而导致地质环境发生变化，并由此产生各种危害或严重灾害，使生态环境受到破坏、人类生命财产遭受损失的现象或事件。地质灾害按成因可分为两类，一类是自然地质灾害，即自然条件下形成的地质灾害，如地震、火山喷发、滑坡、泥石流等；另一类是人类活动影响诱发的地质灾害，如地面沉降等。

### （一）地震和火山

#### 1. 地震

强烈的地震可以在瞬间给人类带来巨大的灾难。 1000 多年来，全世界约 500 万人在大地震事件中丧生。在地震灾害中，以构造地震最具有普遍性，危害也最大。地震造成的破坏可分为直接地震灾害和间接地震灾害。

直接地震灾害是指由于强烈地面震动及震动产生的地面断裂和变形，引起建筑物倒塌和损坏，造成人身伤亡及大量社会物质的损失。例如我国 1976 年 7 月 28 日发生的唐山 7.8 级地震，造成 24 万多人死亡，16 万多人重伤，极震区的工业建筑物 70% ~ 80% 倒塌或受到严重损坏，整个唐山市变成一片废墟。

间接地震灾害是指因强烈地震引起的山体崩塌，形成滑坡、泥石流；水坝、河堤决口或发生海啸而造成的水灾；以及未熄灭的火源、燃气管道泄漏或电线短路引起的火灾等等。地震火灾很容易发生，造成的损失往往也比较大。例如，著名的 1923 年 9 月 1 日日本关东大地震(8.2 级)，在离震中 100 km 的东京，震后半小时内，有 136 处起火，全东京房子被烧掉 2/3。在这次地震中毁坏的 57 万所房屋中有 44 万所是被大火烧掉的，丧生的 10 万多人中有 5 万多人是被大火烧死的。1933 年 8 月 25 日在四川叠溪发生的 7.5 级地震造成水灾。地震导致崩塌下来的岩土体堵塞岷江，形成 4 个地震堰塞湖。震后 45 天，湖水堵体溃决，造成下游水灾，洪水纵横泛滥，长达 500km，冲毁房屋难以计算，有 2 万多人被淹，5 万多亩农田被冲毁。

地震预报是人类与地震灾害作斗争的一项重要工作，是防震抗震的依据。地震预报应该包括何时、何地及震级大小 3 个方面。对于后两者，根据发生地震的地质条件的调查并结合历史地震的分析，可以获得较好的认识。通常是编制出全国或地方性地震区域划分图，把地震危险区划分出来，标明地震带的分布和各个地方未来地震的最大烈度值，从而推测地震可能发生的地点和强度。研究未来地震发生的时间，应包括中长期和短期（或临震）预报。地震的区域划分实际上是一种地震的中长期预报。

临震预报是一项非常艰巨的任务，目前主要是通过地震前兆的分析进行研究的。因为地震是由于地下的地应力高度集中后使岩石或岩块发生快速破裂并释放能量而产生的。岩层或岩体在地应力作用下，应变能逐渐积累，当其达到一定量值时，会引起震源区的物质发生一系列的物理、化学等异常变化，即地震前兆现象，包括地形形变、前震（大地震之前的一系列小震）、地下水、地磁、地电、地温及气象和生物等方面的异常反映。1975 年 2 月 4 日辽宁海城地震，是我国临震预报成功的实例。在主震前 3 天，小震达 527 次，同时地下水、地磁、地电等也有明显异常，据此成功地预报了海城地震。

然而很多破坏性地震并无明显的前兆现象，这正是临震预报的困难所在。

地震已被联合国教科文组织列为世界上仅次于洪水的第二种自然灾害。地震作为一种地质过程人类尚无法控制。预测地震，减少地震灾害所造成的损失，是一项艰巨而繁重的任务，目前还只是处于探索阶段。

## 2. 火山喷发

近 500 年来，约 20 万人因火山喷发而遇难。火山活动以多种形式造成伤亡和破坏，包括熔浆流、灼热的火山灰流、蒸汽喷发以及火山爆发引起的地震、海啸、气候变化、火山灰的降落和火山泥流等。由于火山喷发往往突然发生，特别是猛烈式的火山喷发，常常造成极大的灾难。如 1883 年印度尼西亚的喀拉喀托火山爆发，同时引起了强烈的地震和海啸，毁坏了原有岛屿的 2/3，死亡约 5 万人。火山爆发后，喀拉喀托岛被厚达 30m 的熔岩和火山灰所覆盖，一切生命活动都结束了。

火山除了以固态、液态喷出物造成损害外，还有有毒气体危害人畜。在俄罗斯堪察加半岛上一个火山正在活动的山谷中，常可见到熊、狐狸、老鼠等野生动物的尸体。这是由于该山谷地形低洼，SO<sub>2</sub> 等有毒气体多靠近地面聚积，容易造成动物因窒息而死亡。

近几十年来，随着科学的发展，人们已逐步掌握了火山活动的规律，火山灾害在一定程度上可作预测和预防。宁静式火山喷发，已经可以有把握地对其进行监测和预报，因而危害不大。猛烈式火山喷发一次危险活动期的开始可以通过地震仪、地倾斜仪、温度监测器和气体探测器等提出预报。如果气体喷出量越来越多，硫质成分越来越浓，温度越来越高，这就表明大规模火山喷发即将发生。通过地震监测也可进行火山预报，如美国夏威夷群岛的莫纳罗亚火山，1959 年 8 月开始发生一连串小地震，当年 11 月就发生了一次巨大的火山喷发。1980 年美国西部圣海伦斯火山猛烈爆发，由于科学家事先作了预报，当地政府及时疏散了居民、关闭了旅游区，因此爆发时没有造成人员伤亡。

火山会给人类带来灾难，但在许多方面也会给人类带来好处。火山灰可使土壤疏松，富含水分，有利于植物生长。火山熔岩和其他火山物质经风化后，常成为肥沃的土壤。在火山活动地区往往有丰富的地热资源。在火山岩地区常分布着多种矿床，据统计，在我国火山岩地区已探明的铜矿和铁矿储量分别占全国总储量的 28% 和 6% 以上。火山灰和熔岩还可广泛用于生产建筑材料。火山还往往成为风景胜地，如闻名世界的日本富士山等。

## （二）崩塌、滑坡和泥石流

斜坡上的岩、土块体在重力作用下，由于自身重量及某些外因（如地震、人工爆破、暴雨等）的触发，沿着斜坡下移或坠落的作用，称为块体运动。块体运动可以分为崩塌、滑坡和泥石流 3 种类型，它们都会给人类造成程度不同的灾害。

### 1. 崩塌

陡坡上的岩、土体在重力作用下，突然、迅速地向坡下垮落的现象，称为崩塌。规模巨大的岩体或山体发生崩塌称为山崩。崩塌时块体运动速度一般为 5~200m/s。崩塌往往发生在很陡的斜坡地带，如具悬崖的峡谷地带或海、湖岸地带，坡度常大于 60°~70°。这些陡坡通常由坚硬而裂隙发育的岩石组成，尤其在垂直节理发育或层理、劈理的倾向与坡向一致的地方更易发生崩塌。崩塌发生的过程，是岩石中已有的构造裂隙和释压裂隙随着风化

作用的不断进行而进一步扩大和发展，使陡坡处于极不稳定状态，一旦遇到地震、暴雨或不合理地开挖坡脚、地下采空等因素的触发，岩体即发生崩塌。崩塌下来的岩土体堆积于山麓地带，主要为粗碎屑物，棱角明显，大小混杂。

山崩或大规模崩塌会严重破坏铁路、公路、矿山、村镇和良田，危及人民生命财产安全，造成巨大灾害。1983年3月29日在云南马关县山车乡老皮丫口，千吨巨石从200m高的后山崩塌下来，击毁民房36间，死亡6人，伤15人，还砸死一些家禽和牲口，掩埋粮食3万多kg。

## 2. 滑坡

滑坡是指斜坡上的土体或岩体在重力作用和其他因素的影响下，沿着一定的软弱面或软弱带整体地向下滑动。滑坡由滑坡体、滑动面（带）、滑床、滑动台阶和滑坡壁等组成。滑坡体是整体下滑的岩土体，以其体积大小来表示滑坡的规模。滑坡体移动时与不动体之间形成一个界面并沿其下滑，此界面叫滑动面。滑动面以下的不动体叫滑床。任一滑坡都具有滑坡体、滑动面、滑床这3个要素（图11.9）。

滑坡一般发生在以粘土质为主的土层或泥质岩及其变质岩的分布区。滑动面大多沿着岩层面、破裂面或透水层与不透水层之间的分界面发育。冲刷形成的陡岸或人工开挖的陡坎最易形成滑坡。地震、降雨和融雪等是诱发滑坡的重要因素。地震不仅破坏斜坡上岩土体的内部结构，而且会产生新的软弱面或促使原有的软弱面重新活动。雨水和雪水渗入岩土体的孔隙或裂隙中，使岩土体的抗剪强度降低，并且造成地下水位抬升而对滑坡体产生浮托作用，降低抗滑力。因此常有“大雨大滑，小雨小滑，无雨不滑”的现象。

滑坡的形成过程，从初期的岩土体缓慢蠕动至快速滑动一般需较长时间，有的历时几个月或几年；但也有突然爆发的滑坡。滑动速度通常较缓慢，但滑动中期中可出现短时间的剧滑阶段，速度可达每秒几十米。

大规模的滑坡常常掩埋村镇、摧毁厂矿、中断交通、堵塞江河、破坏农田、毁坏森林。1983年3月7日傍晚，甘肃东乡洒勒山南坡发生了国内罕见的超大型滑坡，在一二分钟内形成了一个面积约 $1.4\text{km}^2$ 、体积约 $5 \times 10^7\text{m}^3$ 的滑坡体。滑坡体带着刺耳的呼啸声，以 $30\text{m/s}$ 的高速度扑向山脚，毁坏耕地2,500亩、灌溉设施4处、公路及高压电线1.3km长，掩埋致死237人、重伤27人。1985年6月12日发生于长江西陵峡北岸的一次滑坡将位于江边的新滩镇尽行摧毁，幸好这次滑坡在发生前成功地进行了预报，故无人员伤亡。

## 3. 泥石流

泥石流是突然爆发的、含有大量泥砂、石块等固体物质并具有强大破坏力的特殊洪流。形成泥石流的三个基本条件是：地势陡峻，流域面积大，山高沟深；有丰富的固体碎屑物质；在短时间内有充沛的水量。特大暴雨或连续降雨后的暴雨，都是触发泥石流的重要条件。在冰川发育区和积雪区，泥石流的爆发还与气候突然增温或雪崩有关。

泥石流中固体物质的体积含量一般大于15%，最多时可达80%；容重大于 $1.3\text{t/m}^3$ ，最大时可达 $2.3\text{t/m}^3$ 。泥石流的流速通常为 $5 \sim 7\text{m/s}$ ，极快时可达 $70 \sim 80\text{m/s}$ 。由于泥石流容重大、流速快，因此不仅有极其强大的搬运能力，而且其侵蚀、搬运和沉积过程极为迅速。有些泥石流甚至可搬走重达数百吨、长径达数十米的巨砾。泥石流往往在较短时间内（几分钟至几小时），

就可把几十万乃至几千万立方米的固体物质沿沟谷搬运至沟口，使周围地形顷刻间发生变化。由于泥石流具有突然爆发、历时短暂、来势凶猛、破坏性大的特点，因此经常冲毁耕地、破坏交通、堵塞河道、摧毁城镇和乡村，给人民生命财产造成巨大的损失。1981年7月9日凌晨，四川甘洛大渡河支流利子依达沟爆发了一次大型的灾害性泥石流。这场泥石流是由连日暴雨所触发的，固体物质输移量达  $84 \times 10^4 \text{m}^3$ ，冲毁了沟口的铁路桥，有一列客车不幸与泥石流相遇，两辆机车、一节邮政车、一节客车及一批旅客被泥石流推淹入大渡河中，死亡275人，伤数十人，造成了我国铁路史上罕见的泥石流事故。这场泥石流还堵江断流达4小时，向上游回水5 km又造成严重的损失。

近十几年来，我国十分重视对崩塌、滑坡和泥石流的预报研究，包括研究它们的形成机制和时、空分布规律，建立技术档案，划分危险区和潜在危险区，在此基础上提出中、长期趋势预报；根据地质、地貌及水文地质、工程地质条件，结合水文、气象预报工作，并且借鉴经验教训，提出短期预报或即将发生的成灾预报，涉及灾害发生的时间、地点和滑坡、泥石流的规模等。对于崩塌、滑坡和泥石流的防治，要同时采用工程措施和生物措施。工程措施包括防护工程（护坡、挡墙）、跨越工程（桥梁）、穿过工程（隧道）等。生物措施就是要防止水土流失，进行植树造林、改良耕作技术和农牧业管理方式等。

### （三）地面沉降和地面塌陷

地面沉降和地面塌陷都是地表高程下降，从而引起建筑物、道路、农田等的损坏。地面沉降和地面塌陷的产生除了有自然因素之外，主要是与人类活动有关，包括过度开采地下水、开挖固体矿产以及机械振动等等。

#### 1. 地面沉降

地面沉降是指主要在人为因素作用下，由于地壳表层土体-岩体压缩而导致区域性地面标高降低的一种地质现象。通常主要是由于不合理地开采地下流体（地下水、天然气和石油等）以及地面建筑物负荷过重引起的。土体或岩体中流体的释出，使岩、土体的浮托力丧失或减小，岩、土体所承受的压力增大，固体颗粒之间的孔隙受压缩而变小，达到一定程度时就出现地面沉降。它具有形成发展缓慢、持续时间长、影响范围广、成因机制复杂和防治难度大的特点，是一种对城市建设、经济发展和人民生活构成威胁的地质灾害。

19世纪末至20世纪初，日本新泻、美国圣可塞和我国上海都发现了地面沉降现象。随着社会、经济的发展和城市化程度的提高，对地下水等的不合理开采加剧，地面沉降日益明显。目前，世界上已有50多个国家或地区发生地面沉降，较为严重的有美国、日本、墨西哥和意大利等。日本东京在1969~1971年地面沉降了60cm，该市低于海平面的面积已达  $28.8 \text{km}^2$ ，部分地面已沉降到海平面以下3m。我国已有50多座城市发生地面沉降，比较严重的是上海、天津、台北、西安、宁波和苏州等。上海市从1921年开始发现地面下沉，到1965年最大累计沉降量已达2.63m，影响范围达  $400 \text{km}^2$ 。天津市在1959~1982年间最大累计沉降量为2.15m，沉降量大于100mm的范围达几百平方公里。

地面沉降使码头下沉，防洪堤、防潮堤标高降低，输水管、桥梁变形与损坏，河流泄洪能力减弱，地下管道折断或位移，建筑物下沉或倾斜，产生

地面裂缝等。对于沿海城市，地面沉降还会使城市面临被海水淹没的危险，或造成海水倒灌，即海水侵入到地下水中，使土壤盐碱化、沼泽化。

目前预防或控制地面沉降的根本方法就是要合理地开发利用城市的地下水资源，表现在以下几个方面：减少地下水的开采量；调整地下水的开采层次，可将开采上部含水层转向下部含水层；人工回灌地下含水层，以提高地下水位，达到缓和沉降速率的效果；利用地下水的采、灌数学模型，采用最佳的地下水采灌量方案。

## 2. 地面塌陷

地面塌陷是指地表岩、土体在自然或人为因素作用下，向下陷落，并在地面形成塌陷坑洞的一种地质现象。根据塌陷区是否有岩溶发育，可分为岩溶地面塌陷和非岩溶地面塌陷。前者发育在隐伏岩溶地区，是由于岩溶洞隙上方岩、土体产生陷落而形成的地面塌陷；后者根据塌陷区岩、土体的性质又可分为黄土塌陷、火山熔岩塌陷和冻土塌陷等类型。

塌陷使大量的建筑物变形、倒塌、道路坍塌、田地毁坏、水井干枯、风景点破坏等，给城市建设和人民生活造成了很大的损失。以贵州水城的地面塌陷最为典型和强烈。水城因水城钢铁厂水源地中 16 口水井大量抽取地下水，在约 5km<sup>2</sup> 的范围内，产生塌陷坑 1023 个，导致 89 座房屋开裂或倒塌，道路塌裂，电杆倒塌，423 亩农田毁坏等。

人类活动会促使地面塌陷的形成和发展。不合理的或强度过大的人类活动都有可能诱发和导致地面塌陷，这些活动主要有：矿区地下采空、地下工程排水、过量抽采地下水、人工蓄水、加载、振动及地表渗水等。对地面塌陷的监测应包括长期监测和前兆现象监测。长期连续地监测地面、建筑物的变形和水点（井、泉等）的水量、水态变化以及地下洞穴分布及其发展状况等，对于掌握塌陷的形成发展规律，提早预防和治理是十分必要的。塌陷前兆现象包括抽、排地下水引起泉水干枯、人工蓄水引起地面冒气泡、建筑物发出响声或倾斜、地面环形开裂、水点的水量、水位突变及动物惊恐异常等，及时发现这些现象并作出预报，对减轻灾害损失具有重要的意义。

## （四）土壤流失和沙漠化

土壤流失和沙漠化都是对土地的破坏过程，它们的产生既有人为因素，又有自然因素。人为因素表现为乱砍滥伐、不合理的垦荒种植、过度放牧等活动对植被的破坏，从而使地表失去保护层。自然因素对于土壤流失来说，包括暴雨、陡峭的地形、风力及重力作用等；对于沙漠化，包括气候干旱、强大的风力及地面组成物质松散等。

### 1. 土壤流失

土壤流失是指土壤或土体在水力、风力和重力作用下被冲刷、剥蚀和吹失的现象，其中以水的侵蚀（即水土流失）最为显著。土壤是一个国家和民族以至全人类的巨大财富，但土壤资源正遭到严重破坏。据估计，美国每年因土壤流失使农业生产大约损失 10 亿美元。我国的土壤流失情况也相当严重，特别是黄河流域。据估计，全国水土流失面积已扩大到 1.5 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>，接近全国土地面积的 1/6，每年流失土壤 50 亿 t。

土壤流失的损失不只是对耕地而已。土壤流失还造成大量的泥沙在小溪、河流、运河或者水库中淤积起来，影响航运、灌溉，减少发电量，使水库过早降低效益甚至报废，产生巨大的经济损失。土壤流失还会促使生态系统恶化。随着植被遭受破坏后土壤侵蚀的发展，土壤生态将发生剧烈变化，



如土壤层变薄、肥力降低、含水量减少、热量状况变劣等，逐步失去生长植物、保蓄水分的能力，从而影响调节气候、水分循环等功能。

要防治土壤流失、搞好水土保持，必须扭转重工程轻生物、重治沟轻治坡、重治下游忽视上游的不良倾向。实行生物措施与工程措施相结合，以生物措施为主、沟坡兼治、上下游兼治的方针，按流域进行统一规划综合治理。实践证明，造林种草、建设植被是投资少、见效快收益大的优先措施。

## 2. 沙漠化

沙漠化是指原来的非沙漠地区出现以风沙活动为主要特征的类似沙漠景观的环境改变过程。世界土地沙漠化日趋严重，据统计，地球上每年有 600 万  $\text{hm}^2$  的土地变为沙漠，即每分钟就有  $10\text{hm}^2$  的土地被沙漠吞噬。全世界有 90 多个国家不同程度地受到沙漠化的危害。非洲撒哈拉大沙漠目前正以每年约  $6\text{km}$  的速度向南扩展，近 50 年来扩大了  $6500\text{万}\text{hm}^2$ 。我国也面临着严重的土地沙漠化问题。我国“三北”（即西北、华北、东北）地区已经沙漠化的土地面积约  $17.6 \times 10^4\text{km}^2$ ，其中历史上早已形成的为  $12 \times 10^4\text{km}^2$ ，近半个世纪以来主要由于人类经济活动形成的有  $5.6 \times 10^4\text{km}^2$ 。此外，还有  $15.8 \times 10^4\text{km}^2$  的土地存在潜在沙漠化的危险。受沙漠化影响的人口达 5000 余万人，涉及到三北地区 11 个省（区）的 212 个县（旗）市，近 400 万  $\text{hm}^2$  的旱农田和 500 万  $\text{hm}^2$  的草场受到影响。

沙漠化的防治，首先必须控制人口增加，特别要把重点放在降水较少的地区；其次，使牲畜头数的密度与土地载畜能力维持在适当的水平上；再次，迅速制止不明智的采伐柴薪，要发展其他燃料或者利用太阳能。与此同时，要以人工和自然途径恢复植被，人工种植抗旱的灌木丛和乔木。现在，对于风沙环境的恢复已取得了一些经验和成果。例如，我国黄土高原北部的榆林地区长期植树造林，种草治沙，气候条件得到明显改善，平均风速降低 49%，如今该区已是“风沙退，农牧兴”的一片繁荣兴旺景象。近 10 多年来，我国三北防护林工程建设产生了显著效益，在防止流沙侵蚀、保护草原和耕地等方面取得了很大的成绩。

## 三、地质环境与人体健康

组成人体的化学元素约 60 多种，这些化学元素的平均含量和地壳中化学元素的平均含量有明显的相关性，表明人体的组成与地球化学环境有密切的关系（图 11.10）。此外，不同元素在人体中的含量有明显的差别。构成人体生命的元素可分为 3 类：生命不可缺少的主要组成元素，由氧、碳、氢、钾、钠、钙、镁、氮、硫、磷、氯等 11 种元素组成，占人体元素含量的 99.95%；生命所必需但稍为过量或缺少就有害的微量元素，如钼、铁、锌、铜、碘、氟、锡等；生命不需要但易被人体吸收的有害元素，如镉、汞、铅、铀等。

微量元素保持适当的浓度对人体健康是有益的，但如果缺乏或过量又会引起疾病或死亡。例如缺铁会引起贫血疾病，但铁的含量过多，则会引起急性铁中毒、呕吐、胃肠道出血，甚至死亡。有害元素如砷、汞、铅、钡等，当它们超过一定浓度时，就会对人体产生危害。人体中某种微量元素或有害元素的多少，与饮水、食物及空气中的元素有关，而它们又与地壳表层岩石及土壤的化学成分有密切的关系，即与各地区的地质环境有关。研究表明，

在不同的地质环境下，人体健康状况有明显差异。有些疾病的分布有显著的区域性，特别是地方病的发生、发展明显地受自然地球化学环境的控制，具有强烈的地带性分布特征。在地质环境中，以沉积岩为母岩形成的土壤，通常化学组分较全，而以岩浆岩为母岩形成的土壤，则往往缺乏某些必要的元素。在同一岩类地区的发病率，则与元素的迁移聚集有关。这是造成地方病的根本原因。

现已查明，有 20 多种地方病是由于原生地质环境中某些微量元素过多或不足而失调所造成的。黑龙江、陕西等省流行的克山病，是一种病因尚未完全了解的地方性心肌病，主要发生在山区吃当地自产粮的农业人群中。70 年代对小麦、玉米和稻米的分析表明，有些病带内这 3 种粮食的含硒量明显偏低，一般都小于  $0.025 \times 10^{-6}$ （非病带则大于  $0.025 \times 10^{-6}$ ），说明克山病有些病带处于低硒环境。1981 年，曾对 15 个克山病区 150 万人采取补充硒的办法，使发病率几乎降低为零。河南省食道癌发病率高的地区，多在安山岩和中更新统洪积层出露区，这些地区土壤和岩石中的铜、锌、钒、钴等元素含量偏高，人体过多地吸收了这些元素，使体内元素含量比例失调，从而导致食道细胞癌变。

由于工业生产或其他活动而造成的环境污染也会严重损害人体健康，受污染的环境可称为次生地质环境。在日本富山县神通川河上游铅锌矿附近的一座炼锌厂曾经排出大量未经处理的含镉废水，用这种水灌溉稻米引起“骨痛病”，患者体内的含镉量比正常人高出 100 倍，病情严重者竟达到咳嗽都会使肋骨折断。

早在 17 世纪中叶，就有人提出某些地方病的病因学说。本世纪 70 年代初以来，我国开始广泛重视地质环境与健康 and 疾病的相关问题。20 多年来，我国环境地质工作者与医学界相结合，在防治地方病和环境污染引起的疾病方面，做了大量的工作，取得了显著的成绩。今后，研究原生或次生地质环境中化学元素的分配状况对人体健康的关系，仍然是必须高度重视的科学内容。

## 第五节 地理环境

地理环境是指地球表层人类生存的客观环境，包括自然环境和社会环境。地理环境包含海陆表面的上下具有一定厚度的空间范围。通常认为上界是对流层顶；下界在陆地上深约 2 km，海洋中则包括海平面直到海底的全部水域。显然，该范围是大气圈、水圈、生物圈和岩石圈在地球表层的彼此交汇和重叠区域，因此地理环境具有综合性特点。

### 一、地理环境的基本特征

地理环境是由地球表层各种有机物、无机物和能量构成，具有本身结构特征并受自然规律支配和控制的环境系统。

#### （一）地理环境的整体性和差异性

地理环境是由气候、水文、地貌、生物和土壤等多个自然要素构成的。这些要素不是孤立存在的，而是彼此相互联系、相互制约并相互作用的，构

成一个有机的整体，表明地理环境具有整体性。整体性就是指组成地理环境的各要素之间存在着不可分割的内在联系，如果其中一个要素发生变化，就会影响整个地理环境的变化。例如，我国西北内陆地区是欧亚大陆中心的一部分，由于离海洋远，海洋潮湿气流很难到达，又处于中纬度高空西风带下沉气流的控制之下，因此气候干旱、降水少、地表水严重缺乏、化学风化作用微弱，但是日温差大、物理风化作用强烈、风蚀作用盛行，因而岩石易崩解碎裂，形成大片的戈壁滩、岩漠和沙漠。由于降水少，蒸发强烈，促使地下盐分通过毛细管作用而在地表积聚，导致动植物数量少、种类贫乏。由此可见，地理环境是一个具有整体性的系统，其中一个要素的改变就会造成一系列的连锁反应，结果使环境整体发生变化。

地理环境的整体性并不等于均一性。整个地球的地理环境是由无数个小的地理环境所组成，这样就出现了地理环境的多样性即差异性。差异性的原因是由于地理环境的各组成要素在时空分布上的不均一性造成的，并由于组成要素的不均一而使其相互作用所形成的整体在空间分布上也发生有规律的分异。例如，气候要素分布的不均一，在赤道地区全年高温多雨、植物生长茂盛、动植物资源都很丰富，形成热带雨林环境；而两极地区终年低温严寒，生物种类很少，形成冻原环境。

## （二）地域分异的规律性

地域分异是指地球表层地理环境各组成成分（即要素）或自然综合体沿地理坐标方向或者其他一定方向，分异成相互有一定差别的不同等级单元的现象。自然综合体是地理环境的各种要素相互联系、相互制约并有规律地结合成具有内部相对一致性的整体。

地域分异规律的根据是以太阳能为主的外动力分布的地带性和与地球内动力作用的规律性。地域分异的空间区域具有不同的层次：一是全球规模的地理带；二是大陆和大洋规模的地理带；三是区域性的地理带；四是地方性的地域分异。

### 1. 全球性地域分异

全球性地域分异有两种，即热力分带性和海陆对比性。由于太阳辐射强度随纬度的改变而有规律地变化，因此，地球表层由赤道向两极分异为热带、亚热带、温带和寒带。这种热力分带性在大陆和海洋都有明显表现。海陆对比性是海陆的分异造成的。地球表面分成四个大洋和六个大陆，构成陆地和海洋的两种不同地理环境，海洋和陆地的地质、地形、气候、水文、生物等方面都有很大的差异，形成明显不同的两大自然综合体。

### 2. 大陆和大洋规模的地域分异

大陆的地域分异包括纬度地带性分异和干湿度地带性分异。纬度地带性规律是指地理环境各组成成分及自然综合体大体按纬线方向延伸并按纬度方向有规律地变化。它是太阳能按纬度呈带状分布所引起的温度、降水、蒸发、气候、风化、成土过程和植被等呈带状分布的结果。干湿度地带性是指海陆分布及其对比关系所形成的大陆性气候和海洋性气候、大陆内部和海岸植被类型以及地貌景观（即自然综合体）干湿度等方面的差异。在纬度地带性和干湿度地带性的共同作用下，在全球大陆上形成了一系列的水平自然地带。由于植被类型最能表现自然地带性的特征，因而陆地上的各个自然地带常以植被类型命名。可以划分出 11 个大陆水平自然地带，即热带雨林地带、热带稀树草原地带、热带及亚热带荒漠地带、亚热带荒漠草原地带、亚热带森林

地带、温带荒漠地带、温带草原地带、温带阔叶林地带、亚寒带针叶林地带、苔原地带和冰原地带。

大洋的地域分异是贯穿整个大洋的，按形成因素可分为两类。一类是大洋表层纬向自然带，这主要是太阳能按纬度分布不均引起大洋的温度、盐度和含氧量不同，以致海洋生物也有相应的区别，从而引起大洋表层自然综合体沿纬线延伸、按纬度有规律地变化。另一类是大洋底层自然区域，它是水圈和岩石圈相互接触所形成的水下自然综合体。水下自然综合体随海底地形、深度及距岸远近而发生有规律的变化。

区域性地域分异主要包括大地构造-地貌分异和垂直带性分异。大地构造-地貌分异是指与一定大地构造单位相对应的区域地貌分异，表现为大规模的山脉、高原、平原或者中小规模的山脉、高原、平原的一定组合。垂直带性分异是指达到一定高度的山体，随着高度的增加，气温逐渐降低，水分状况也发生变化，从而使自然环境及其成分如植被、土壤等发生变化。垂直带随高度的变化和更替很快，如珠穆朗玛峰南坡在海拔 1600 m 以下为热带山地雨林带，往上变为亚热带、暖温带、寒温带、寒带、寒冻带，至 5500m 以上成为高山冰雪带。

#### 4. 地方性地域分异

地方性地域分异是在自然地带内部，由于地方地形、基岩和地面组成物质以及地方气候的影响，地理环境各组成成分及自然综合体的局部分异现象。

### （三）自然区划

为了掌握自然条件的分布规律，分析地域间的一致性和差异性，通常需要根据地域分异规律对自然区域进行划分，把具有显著变化的界线确定出来，从而将地域划分为内部自然条件相似性最大、差异性最小，而与外部相似性最小、差异性最大的区域，并按区域等级的从属关系，得出一定的区划等级系统，这项工作称为自然区划。简单地说，自然区划就是根据地理环境或其中某一成分的相似性和差异性，将地域划分为若干区域单位，并探讨和研究其特征及发生、发展、分布的规律，以便合理开发利用自然资源，合理进行生产布局和采取适当的改造自然的措施。

自然区划有一定的等级系统。大陆内部综合自然区划较通用的等级系统由高级单位到低级单位主要有热量带和大自然区、地区及亚地区、地带及亚地带等。热量带主要与太阳辐射的纬度分布有关；大自然区为最大一级的大地构造-地貌分异单位；地区、亚地区是热量带内的湿润分异单位，主要根据干燥度差异划分；地带、亚地带是地区内的地带性分异，主要根据土壤和植被类型的地带性分异来划分。例如，我国可划分为三个大自然区：东部季风森林区、西北干旱荒漠草原区和青藏高寒草甸草原区；其中，东部又可划分为东北湿润半湿润温带地区、华北湿润半湿润暖温带地区、华中-华南湿润亚热带地区和华南湿润热带地区等。

## 二、人类与地理环境的关系

### （一）地理环境对人类社会的影响

#### 1. 地理环境是人类出现、生存和发展的基本条件

人类是地球发展到一定阶段的产物。没有对人类出现和生存适宜的地理

环境，就没有人类。地球具有太阳系其他星体所没有的适合于生物和人类生存的地理环境。地球上之所以有人类出现，人类之所以能够继续生存、繁衍，地理环境是根本的前提。

地理环境为人类生产和生活提供了广泛的空间、丰富的资源和适当的气候条件。地球总面积为  $5.1 \times 10^8 \text{km}^2$ ，其中海洋为  $3.61 \times 10^8 \text{km}^2$ 、陆地为  $1.49 \times 10^8 \text{km}^2$ ，为人类的生产和生活提供了巨大的场所。尽管世界人口已达 59 亿，尽管在一部分地区由于人类不适当的经济活动而使地理环境受到一定程度的破坏，但目前地球上仍有大片的陆地没有人类居住。地理环境不仅为人类提供了居住空间，而且还为生产和生活提供了丰富的自然资源，如土地资源、水资源、生物资源、矿产资源以及各种能源资源等。这些资源是人类社会生产和生活的基本条件。

### 2. 地理环境对人类社会影响的形式

地理环境对人类社会的影响可分为两种形式，即直接影响和间接影响。

(1) 地理环境的直接影响 地理环境对社会的直接影响在劳动生产率、产品质量、城市和区域发展、工农业布局等方面都有反映。“蜀道难”指的是山地环境对四川交通的直接影响。重叠的险峰、陡峭的峭壁、凶猛的山洪、泥石流和塌方等，是古代交通巨大的障碍。山区和平原修建运力相同的铁路，造价相差 3 倍以上。甘泉酿美酒，名酒产地大都有优质水源。由于油田自然状况的差别，长庆、四川、延长和江汉油田的开采成本等于大庆油田的 2 倍以上。京汉铁路沿线位于太行山冲积扇地带，地下水丰富，地表有一定坡度，可灌可排，历史上一直是我国政治和经济活跃的地区。

(2) 地理环境的间接影响 地理环境对人类社会的多数影响是间接的，通过媒介来体现。第一类间接影响是“自然—第一产业—第二产业”型连锁反应。我国东南沿海盛产柑桔、菠萝等水果和水产，罐头工业原料丰富，成为我国罐头工业比较发达的地区。美国芝加哥在附近农牧业基础上，发展肉类加工工业、食品工业和农业机械制造业。它们的背景都是适宜的农业地理环境。第二类间接影响是“自然—上层建筑—经济”型连锁反应。地理环境通过政治、文化、意识形态等上层建筑要素对经济活动产生间接反应，不容易引起人们的注意。实际上这类间接影响广泛地存在于世界各个角落。在世界地图上可以看到不少国界与山脉、河流、湖泊等自然体一致。如以山为界的有中国和尼泊尔之间的喜马拉雅山等，以河为界的有美国和墨西哥之间的格兰德河等，以湖为界的有美国和加拿大之间的四个大湖等。这些自然体，一旦成为政治边界，对于边界两侧的社会经济分异就会产生间接影响。

### 3. 地理环境对人类社会影响的阶段性

地理环境对人类社会的影响不断变化，随着人类社会的发展而具有明显的阶段性。

(1) 采集和狩猎经济阶段在人类社会发展的早期，人类的衣食住行对地理环境的依赖性较大。人类的生存和发展受自然界的气候、地形和动植物分布的制约。只有在少数动、植物资源丰盛的地区，人类的生息才比较活跃。

(2) 农业社会阶段 在该阶段，栽培的作物、驯化的家畜、家禽是主要的生活来源。平坦的地形、肥沃的土壤、供灌溉的河水、温暖的气温、充足的日照，这些是农业社会的自然基础。亚热带和暖温带中的大河流域冲积平原、三角洲、盆地，是农业文明的发祥地。这一类大型河流有我国的黄河与长江、埃及的尼罗河、印度的恒河与印度河。

(3) 工业社会阶段 煤、石油、水力等能源，铁矿、铜矿等金属资源，航道、港口等交通要道，是传统工业和商品贸易的基础。地理环境包含的自然条件对农业社会和工业社会产生不同的影响。这些自然条件可以从经济上分为两类，一类是丰富的生活资料自然资源，如肥沃的土地、富有鱼类的水等等；另一类是丰富的劳动手段自然资源，如可航行的河道、树木、金属、煤炭等等。在人类文化初期即相当于农业社会阶段，前一类自然资源有决定作用；在较高的发展阶段即工业社会阶段，后一类自然资源起决定作用。

(4) 后工业化阶段 新技术产业兴起，自然资源对社会的整体影响相对下降，环境质量对社会的整体影响上升。新技术产业区主要在环境质量优异的地区落脚，如日本九州、德国南部都是环境质量较好的地区。新技术产业区必然是知识密集区，优异的环境才能吸引科技人员定居，提高科研效率，形成新技术产业集聚效应。此外，环境优异有利于提高新技术产品的质量。

## (二) 人类活动对地理环境的影响

在不同的历史时期，人类对地理环境的影响程度是有明显差异的。随着历史的发展和生产力的提高，人类与地理环境的相互关系日益密切，人类对地理环境的影响规模越来越大，影响程度越来越深刻，特别是对环境造成了很多不良的影响。

在人类诞生以后的漫长岁月中，生产力水平极为低下，人类仅仅是为了生存而适应和利用环境，进行采集和狩猎，很少有意识地改造环境。由于人口的不断增长和知识水平低下，当时所出现的环境问题主要是乱采乱捕，滥用和破坏自然资源，从而造成生活资料严重缺乏，甚至引起饥荒。

在长期的实践中，人类学会了栽种植物和驯化动物，从而出现了农业和畜牧业，这是人类生产发展史上的一次大革命。后来，随着社会的发展，又出现了集市贸易、城镇和手工业。人类利用自然的规模有所扩大，程度逐步加深，改造环境的作用日趋明显。但总的来说，这一时期人类以利用自然资源和条件为主，对自然环境的依赖性很大，生产方式原始、落后，生产工具简单，社会经济发展缓慢。由于人类生产活动具有较大的盲目性，只考虑对地理环境和自然资源的利用，而没有考虑对它们的保护，从而产生了较多的环境问题。大量砍伐森林，过度放牧，引起严重的水土流失；盲目兴修水利，不合理灌溉，引起土壤盐碱化和沼泽化。这些都会促使土地退化，甚至产生荒漠化。有些古代经济、文化很发达的地区也因此而沦为废墟或荒漠。

从 18 世纪中叶开始，出现了现代化工业，人与环境的关系从此进入了新的阶段。蒸汽机的普遍使用揭开了工业革命的序幕。在生产中，机器代替了手工劳动，劳动生产率大幅度提高，人类利用和改造环境的能力大大增强。同时，人口迅速增长，对自然资源的利用和消耗剧增，农村人口向城市集中。人类通过工农业活动，使环境的组成和结构发生巨大的变化，人类活动范围明显扩大，食品和其他物品的消费快速增长。与此同时，出现了新的严重的环境问题。现代化工业的生产主要是生产资料的生产，矿产资源与能源以空前的规模被开采出来，在生产过程中形成的废水、废气和废料等“三废”又以空前的规模被排放出去，主要在城市及其周边地区造成严重的环境污染问题。空中烟雾笼罩，地面污水横流，工业垃圾和废物堆积如山，工厂和交通运输产生的噪音在空中回响。有些“三废”对生物和人类有很大的毒性，给人们健康带来了极大的危害，甚至常常造成人员死亡。

20 世纪以来，人类活动对环境的影响继续加剧。人类更大规模地开采和

耗用自然资源，发明并大量使用内燃机，大规模地发展有机化学工业，这些都使环境污染变得更加严重。本世纪 50 年代以来，由于一些新技术和交通运输工业的发展，世界上发生了许多致使人员伤亡的事件，如著名的 1952 年伦敦烟雾事件，因吸入含  $\text{SO}_3$  和  $\text{H}_2\text{SO}_4$  的气体，导致 5 天内 4000 人死亡，地球上过去未受严重污染的区域也受到很大影响。众多巨型油轮在海洋上航行，海上钻井设施投入普遍使用，使海洋污染越来越严重。航空航天技术的发展，使高空大气的污染日益加剧。就连人迹罕至的高寒山区和两极地区，也受到了不同程度的污染。如今，地球上已经很难发现洁净的、未受污染的地区。

开采和利用矿产资源和能源是人类活动对地理环境最强烈的影响形式之一。其对周围环境的不利影响有以下几种形式：耗竭不可更新的自然资源，把可燃性矿物转变为  $\text{CO}_2$  和碳酸盐类，消耗、分散经地质作用积聚而形成的金属和非金属矿产，形成化学成分发生变化的新的地理环境；通过挖掘和堆积作用而破坏土地，在露天或井下开采矿石、建筑材料和煤，会造成大量的地表堆积物和许多地下空洞；岩土体的平衡状态受到破坏，容易诱发地面塌陷、崩塌、滑坡和泥石流；影响地表水及地下水的补给、径流与排泄条件，降低地下水位，改变水文网状态，影响河流的侵蚀与沉积作用；污染地表水和地下水；污染大气，在开采和堆积的过程中产生大量的尘埃，在加工冶炼矿石（特别是含硫化物矿石）和烧燃料时都会对大气产生污染；含硫和其他元素的重金属矿周围的土地极易受到污染；海洋受到污染，运输石油、矿石，从海底开采矿产（特别是石油），从陆地向海洋排放矿渣，这些活动都会造成海洋污染。此外，开采和加工矿石有时会直接危害人体健康，如矿井塌方造成的伤亡事故、吸入粉尘导致的呼吸道和肺部疾病等等。

### 三、地理环境的保护

地理环境日趋恶化、自然资源急剧减少的严峻事实，引起了世界各国的忧虑和关注。人们逐渐认识到，虽然现代化的生产可以给人类带来巨大财富，但是如果只顾眼前利益而不注意对环境的研究和保护，就会破坏生态平衡，造成资源枯竭、环境恶化，对人类的生活、生产造成不利影响，甚至危及人类自身的生存。因此，从本世纪 60 年代以来，许多国家开始重视和研究环境问题，展开了大量的治理工作。概括起来有 3 个方面：

首先，不少国家在 60 年代后期至 70 年代初期相继建立了环境保护机构，负责环保的行政管理工作；颁布了一系列保护环境的政策、法令和法规，制定“三废”的排放标准。世界上第一个设立环保机构的国家是瑞典，它在 1967 年设立了全国自然环境保护局。我国于 1972 年设立了国务院环境保护领导小组，1984 年正式成立国家环境保护局。

其次，建立环境监测机构或监测网。环境监测是国家对环境进行管理的基础和依据。通过监测，可以及时了解和掌握环境质量及其变化趋势，以便采取适当的对策和措施。我国自 70 年代中期在北京等重点城市建立了环境监测网络以来，监测技术水平不断提高，仪器和装备不断改进，目前已建立了中央、省市、地市县和大厂矿四级监测网。

第三，开展环境治理工作。从 60 年代中期到末期，许多国家对环境污染进行了大量的治理工作，但是由于多数只是应急措施，因此成效不很明显。60 年代末开始，很多国家就环境问题进行了较深入的研究，不仅针对污染采

取了一系列的治理措施，而且还提出了防治结合、以防为主的战略，着重消除环境污染和破坏的原因。70年代中期以后，许多国家进一步强调环境的整体性和综合性，强调人类与环境的协调发展，加强环境教育，合理利用资源，以谋求创造更好的环境。经过几十年的努力，环境治理工作取得了一定的进展，有些国家的面貌有了明显的转变，如伦敦的烟尘排放量减少了65%，水生生物绝迹了100多年的泰晤士河又出现了鱼虾。

尽管近几十年来环保工作已经取得一定的进展，但是目前的环境问题远不只是“三废”处理的问题。“生态危机”与土地的破坏和损失仍然相当严重，大气圈污染还在加剧，引起生态平衡的破坏和恶化，影响人体健康与人类的生活和生产。因此，必须高度重视环境问题，多部门、多学科携手合作，全面规划，以求在较短的时间里，使环境质量得到明显的提高。为了改善和保护地理环境，目前应该着重抓好保持生态平衡与合理开发利用资源两个方面。



## 第十二章 地球的起源与演化

地球的起源与演化问题一直是哲学家和自然科学家们长期探讨与争论的问题。早在远古时期就有各种创世的神话或传说，到了 18 世纪以后，这个问题进入了科学的假说阶段。随着科学技术的飞速发展，人类的眼界越来越开阔，掌握的证据越来越多，对太阳系及地球的认识也就更加深入。地球的起源和演化问题与地球的物质组成、地球的各种性质、内外各个圈层的起源与演化以及地球的资源与环境等方面都有着密切关系。

### 第一节 天文地质

人们在从事长期地质研究过程中，积累了大量的第一手资料，越来越多的事实告诉我们，地球在其产生、发展、演化中并非孤立进行的，而是受到了宇宙因素的影响。地球岩石和地层的记录中保存着许多天文过程的信息，是不可忽视的重要方面。这些均体现了地球和宇宙的统一关系。

天文地质学是运用天文学的方法、观测资料和成果来研究地球以外天体的组分、结构、起源和演化历史，并应用这些研究成果探讨和解释地球上的各种地质现象的成因和演化规律的学科，是一门内容广、综合性强的边缘学科。现代天文地质学所掌握的资料和研究成果已初步揭示，宇宙中的天体都有其发生、发展和灭亡的共同规律，太阳系内的天体在物质组成、结构、起源和演化历史等方面都有一定的相似性和可类比性，地球的形成和发展与太阳系、银河系甚至宇宙星体都有密切的联系。

#### 一、宇宙起源新说

本世纪之初，天文望远镜和光谱分析技术的进步使天文学家能够根据对恒星和星系的光谱，判断该行星或星系在向地球和太阳系靠近，还是背离我们而去。到了 20 世纪 30 年代，天文学家所研究过的许多星系资料表明：几乎所观测到的所有星系，均以极高的速度远离我们而去。而且，星系或星系团距离我们越遥远，其背离我们的运动速度也越大。如果我们改变一下观测的立场，以任意一个星系为中心，则其他的星系和星系团也同样以极高的速度远离这个星系而去。好像每个星系都位于宇宙的中心，而宇宙则以极高的速度在膨胀。

有了这个膨胀着的宇宙模型以后，无需多么丰富的想象力就可以作这样的设想：假如我们像放录像一样把星系的运动定格，并倒放回去，则最终所有的星系必将聚集在一起。那时候可能发生了一次大爆炸，于是所有的星系互相分离。天文学家还推算出了这次大爆炸的时间是距今  $(150 \pm 30)$  亿年以前，这就是我们目前所观测到的这个宇宙诞生的时间。这就是宇宙大爆炸学说。这一学说已被天文观测的许多事实所支持。例如，长蛇座星团如果于 100 多亿年前从目前地球所在的空间区域出发，其运行速度经测定为  $60500\text{km/s}$ ，则它现在距地球应为 20 亿光年。天文观测表明，这正是长蛇座与地球的距离。

#### 二、陨击作用

陨击作用即陨石撞击作用的简称，是指宇宙空间中的陨石高速撞击到地面的过程中所发生的一系列作用。如图 12.1 所示，当陨石撞击到地面时，陨石首先以强大的冲击力穿插进入地下，同时向下和向周围产生强烈的挤压力，使大量的物质粉碎、加热膨胀甚至熔融，然后把被粉碎和加热的物质向高空溅射，部分物质下落回填到撞击坑中和坑的四周。与此同时，陨石撞击使撞击的四周和下部岩石发生冲击变质作用和破碎作用，形成角砾岩和断裂构造等。

陨石撞击导致的冲击变质作用由于具有极高的冲击压力，可以使地壳表层岩石中普通压力条件下的矿物转变成成为极高压条件下形成的矿物，如普通的石英能转变成高压条件下的柯石英和斯石英，石墨能转变成成为金刚石。这种含高压矿物的岩石往往是判断冲击变质作用的重要依据。陨击作用形成的角砾岩广泛分布于陨击坑内、坑底部与四周坑壁地区；该作用还常在陨击坑周围形成放射状或环带状分布的断裂与褶皱构造，这种构造分布局限，在远离陨击坑处迅速消失。大规模的陨击作用不仅可以导致局部的岩石熔融，而且还可以诱发地壳深部的岩浆活动；大量的粉尘进入大气圈还会不同程度地影响地表环境，这又可进一步影响表层地质作用以及生物的生存与演化。

据研究，在地球演化的早期阶段，由于大气圈尚很稀薄，陨击作用是十分普遍和强烈的。随着后来大气圈的厚度与密度逐渐增大，使得一般小规模陨石降落在达到地表之前便在大气层中烧毁或裂解，而且较大规模的陨石降落在经过了大气层的缓冲、燃烧和裂解后，到达地面时其陨击作用也大为减弱。因此，总体来说，地球上的陨击作用自演化早期以来具有减弱的趋势。不同地质时期所形成的数量陨击坑及相关现象，也大多因地球表层强烈的地质作用的反复破坏与改造而消失或难以辨认。目前在地球上发现的保存较好的陨击坑有美国亚利桑那巴林格陨击坑、阿拉伯的瓦白陨击坑、加拿大魁北克克利沃特东西陨击坑（现已成为东西二湖）以及非洲南部和澳大利亚中部的陨击坑等。

现代天体地质研究成果揭示，在地球以外的其它太阳系天体上，由于一般缺少大气保

护层或保护层很弱，陨击作用是十分普遍和强烈的一种重要地质作用。加之其它表层地质作用相对较弱，使得陨击作用形成的地貌与构造保存较好，并且构成了这些天体上最普遍和最重要的地形景观；这些天体的一些大型的和最要的区域构造单元的形成也常与大规模的陨石撞击及其引发的内部地质作用有关。如火星表面大约有一半的面积都密布着陨石撞击形成的环形山，环形与多环圆形盆地是其表面的一类重要构造单元，其形成一般与较大规模的陨击作用有关（图 12.2）。月海盆地是月球表面最主要的一类区域构造单元，其成因一般认为也与陨石或小行星撞击作用有关（图 12.3）。因大规模陨石的撞击，形成巨大的坑穴，伴随在周围引起山崩和断层，然后因陨石冲击而诱发岩浆流溢，其表面被熔岩覆盖，遂形成了现在所见的月海盆地。

### 三、太阳系天体地质概况

太阳是银河系中一颗中等恒星，以太阳这颗恒星为核心组成了太阳系，它主要由太阳、九大行星、大约 40 个已知的卫星以及无数个小行星和彗星组成。太阳系目前以冥王星轨道为边界，直径  $11.8 \times 10^9 \text{km}$ 。太阳系的天体以太阳为中心作高速旋转。太阳系是地球依存的、且相距最近的天体系，目前对其天体的地质资料也积累得最为丰富。

### (一) 太阳

太阳的直径为  $139.2 \times 10^4 \text{km}$ ，为地球直径的 109 倍，体积为地球体积的 130 万倍，质量为地球质量的 33.3 万倍，密度却只有地球密度的  $1/4$ 。

太阳表面温度达 6000，内核温度从理论上推测高达  $2000 \times 10^4 \sim 3000 \times 10^4$ 。所以太阳上的物质不可能凝固，而是一个炽热的气体球，既没有岩石圈也没有水圈。

根据光谱分析，太阳大气中有 73 种元素。太阳最多的元素是氢，按质量占 71%；其次是氦，占 26.5%；氧、碳、氮、氖等气体约占 2%；镁、镍、硅、硫、铁、钙等约占 0.4% 以上；其余 60 多种元素不足 0.1%。这些元素在地球上都存在。

据现代研究，太阳内部结构由表层向内可分为光球、对流区、辐射区和中心核 4 个圈层。中心核具有极高的压力和温度，在此环境下元素的原子结构将遭到破坏，因而发生热核反应，成为太阳能的发源地；中心核产生的巨大热能经电磁作用吸收一部分储存起来，而大部分通过辐射区送到对流区；热量在对流区以对流方式传送到光球转变为光能，并向四周辐射(表 12.1)。

表 12.1 太阳内部结构模式

分 层	深度 $10^8 \text{km}$	温 度 $10^6$	密 度 $\text{g/cm}^3$	压 力 MPa	特 征
	0	0.006	0	0	
光球	0.3	0.008	$5 \times 10^{-8}$	$1.2 \times 10^{-9}$	以光热方式辐射能
对流区	100	0.5	0.01	$8 \times 10^4$	以粒子对流传能
辐射区	600	11.9	73.0	$13 \times 10^8$	以电磁辐射输能
中心核	696	15.5	160.0	$338 \times 10^8$	以热核反应产能

(据李叔达, 1983)

光球层是太阳表面光彩夺目的一个圈层，即通常说的日面，该层的厚度约 300km，它不断地发出光和热。在日面上可以看到物质的流动。有时有成群的黑色斑点叫黑子(sunspot)。黑子是光球上的旋涡，它的温度比日面温度低 1000 以上，因此看起来是黑暗的。黑子大小极不相等，大者直径可达 59200km。黑子的大小经常改变，位置也在不断地变动，变化周期平均是 11 年。太阳黑子有很强的磁性，所以当出现很多的太阳黑子时，地球上就出现极光现象以及引起地球磁场的剧烈扰动和磁暴。

### (二) 行星

太阳系的九大行星可分为两大类。水星、金星、地球和火星称为类地行星，它们距太阳近，体积小，质量小，密度大，自转慢，卫星少；木星、土星、天王星和海王星称为类木行星，它们距太阳远，体积大，质量大，密度

小，自转快，卫星多，多具星环。冥王星体积小，质量小，缺乏气体元素，具有类地行星的某些特征（表 12.2）。目前，人们主要对类地行星的地质特征了解较多，类木行星因距地球遥远而了解较少。

表 12.2 太阳系主要天体的特征

	水星	金星	地球	火星	木星	土星	天王星	海王星	冥王星	太阳	月球
距太阳平均距离 10 <sup>6</sup> km	57.8	108.2	149.6	227.9	778.3	1,427	2,870	4,497	5,900		
公转周期 地球日(d)或年(a)	88 (日)	224.7 (日)	365.3 (日)	687 (日)	11.86 (年)	29.46 (年)	84 (年)	164.8 (年)	248 (年)		365 (日)
自转周期 地球时(h)或日(d)	59 (日)	-243 (日)	23.9 (时)	24.6 (时)	9.9 (时)	10.4 (时)	-10.8 (时)	16 (时)	6.4 (日)	27 (日)	27 (日)
赤道直径 km	4847	12118	12756	6761	142870	119399	51790	49494	1280	1890000	3474
质量 (地球质量计为 1)	0.055	0.815	1	0.108	317.9	95.2	14.6	17.2	0.0016	332,830	0.0123
平均密度 (水平均密度计为 1)	5.4	5.2	5.5	3.9	1.3	0.7	1.6	1.084	1.434	3.36	1.74
最高表面温度	315	315	60	24	-145	-168	-183	-195	-217	5540	10
表面重力 (地球表面重力计为 1)	0.37	0.88	1	0.38	2.64	1.15	1.15	1.12	0.04	27.9	0.165
已知卫星数	0	0	1	2	15	12	5	2	1	0	0

(据 J.E.Sanders , 1981)

### 1. 行星表层的地形与地质

类地行星的地形，除火星外，大都保留了原始状态，很少经过后期的改造。其显著特点是均分布有大小不等的冲击坑。水星的冲击坑较多，有年青新鲜的、也有较老的。金星的冲击坑较少，一般直径不超过 20km。行星表面已发现的地形单元，有平原、盆地、山脉、和裂谷等。水星的平原多分布在大型冲击坑之间，在水星表面至少有一个大型的多环状盆地，还发现了扇状悬崖，高约 3km，延伸长达几百公里。金星表面上有山脉，高度小，并有穿越赤道的南北向大裂谷。

20 世纪 60 年代中期以来，人类开始用宇宙飞船探索火星，因而目前对火星表面了解较多。火星地表形态大致有如下几种类型： 环形坑及其构成的环形盆地是火星上主要的地表形态，小者直径数百米，大者可达几百公里，这些环形坑大多是冲击成因的（见图 12.2）。 火山平原和火山锥。火星表面广泛覆盖着火山岩，形成火山平原，约占其表面积的三分之一。此外，还分布有大小不等的火山锥（熔岩锥），有的火山锥直径达 600km，高达 3000m（图 12.4）。 “运河网”。在火星所摄得的图像中，已判别出许多又长又宽的河道，称为“运河”，其河床认为是过去某个时期流水（或液体）作用的结果。不少“运河”都有大的曲流，并有向下游倾斜的趋势。

风成沙丘。火星上的风速可达 70m/s 以上，风的地质作用十分重要，由于风蚀碎屑的沉积，形成许多沙丘，因此火星表面上风成堆积十分发育。峡谷和悬崖。火星表面分布有大的峡谷，常数个相连。还分布有许多悬崖峭壁，其中不少高达 2000m，延伸达 1000km 以上。

类地行星的表层物质，大多由火山岩组成，化学成分以硅酸盐为主。有的表面还有碎屑物覆盖，如水星表面覆盖有一层与月球表土相似的浮土；金星表面有一层厚度不到 1m 的覆盖物。木星的表层物质较为特殊，由氢、氦液体构成，组成所谓液态海。

在火星和水星上，都发现有断裂系统。火星的“运河”把火星表面切割成直径 500~600km 的多边形块体，最长的“运河”长达 500km，宽 200~300km，一般认为可能属于深大断裂性质。水星上的悬崖及线性构造，一些研究者也认为具有断裂的特征。类地行星的断裂大多是在星体发展的初期或稍后阶段形成的。

从类地行星广泛分布火山岩，说明星体发展历史中火山活动普遍存在。据研究，水星的火山活动在 30 亿年前已经结束，金星延续至较晚时期，而火星至今还可能有小规模的、微弱的现代火山活动。

## 2. 行星的内部构造

据目前研究成果，类地行星的内部构造大体与地球相似，类木行星的内部构造了解相对较少。行星的内部构造一般均可分为星壳、星幔和星核 3 个圈层。但不同行星由于其演化过程不一样，其星壳、星幔和星核的厚度比及体积比是不同的。星核一般主要由较重的元素（Fe、Ni、Si、C 等）组成，密度较大；星壳一般主要由较轻的元素（Si、O、H、He 等）组成，密度较小；星幔具有过渡性质。水星和金星的核可能为高温的熔融体，而火星和木星可能具有固体的核；类地行星的幔体大多为固体；它们的壳层，除木星外，也均为固体岩石层，且一般较地球厚（表 12.3）。

表 12.3 行星内部结构模式

星名	密度 g/cm <sup>3</sup>	半径 km	星壳	星幔	星核
水星 (Mercury)	5.44	2439	富铁硅酸盐 (厚 500km)	固态, 硅酸盐 (厚 200km)	熔融 Fe-Ni (厚 1700km)
金星 (Venus)	5.42	6052	硅酸盐和碳酸盐 (厚 100km)	上幔: 熔融硅酸盐 (厚 800km) 下幔: 固态硅酸盐 (厚 2200km)	Fe-Ni, 可能有 Si 加入 外核, 有 S、K 加入 内核(厚 3000km)
地球 (Earth)	5.5	6378	硅-铝-镁 (厚 5 ~ 65km)	Fe-Mg 硅酸盐: 上幔局部熔融 (厚 650km) 下幔固态 (厚 2235km)	Fe-Ni, 外核熔融 (厚 1740km) 内核固态 (厚 1251km)
月球 (Moon)	3.34	1738	斜长岩, 玄武岩 (厚 60 ~ 150km)	Fe-Mg 硅酸盐, 局部熔 融(厚 1300km)	Fe-FeS, 硅酸盐 (厚 350km)
火星 (Mars)	3.9	3397	安山岩 (厚 200km)	硅酸盐 (厚 2000km)	Fe-FeS, 熔融 (可能有 K 加入) (厚 1200km)
木星 (Jupiter)	1.3	71398	液态分子氢 (厚 27000km)	液态金属氢 (厚 2800km)	富铁硅酸盐 (厚 15000km)
土星 (Saturn)	0.7	60000	液态分子氢 (厚 26000km)	液态金属氢 (厚 30000km)	富铁硅酸盐 (厚 4000km)
天王星 (Uranus)	1.0	27900			金属碳或金刚石
海王星	1.7	24300	H <sub>2</sub> , He <sub>2</sub> (气态)	水, NH <sub>3</sub> , CH <sub>4</sub>	

(据李叔达, 1983, 有修改)

### (三) 卫星

卫星是围绕行星运行而本身不发光的天体。迄今为止, 已发现火星有卫星 2 个, 木星有 16 个, 土星有 23 个, 天王星有 5 个, 海王星有 2 个, 冥王星有 1 个。月球是地球唯一的卫星, 与地球相距近, 目前了解最多, 这里主要简单介绍月球的地质特征。

#### 1. 月球的表面地形、地质特征

月球的直径大致是地球的 3/11, 质量约为地球的 1/80, 其地面引力只有地球的 1/6。月球上没有水体, 因而也没有河流、湖泊和海洋, 全部为陆地; 月球上也没有大气, 基本处于真空状态。因此, 月球上没有动物和植物, 连细菌也难以生存。

月球上地形起伏, 高差很大。它的地表形态(图 12.5)主要有:

(1) 月海 月海地势低平广阔, 是月面上大型的圆形盆地。因反照率低, 平时肉眼观察为暗黑色斑块。已知的月海有 22 个, 绝大多数分布在月球的正面(向着地球的一面)。月球正面的月海, 约占半球面积的 1/2。月海的直径一般为数百公里, 最大的是风暴洋, 直径达 1740km, 面积约  $5 \times 10^6$  km<sup>2</sup>。月海面普遍比月球平均水准面低, 最低的是西海, 深达 6000 多米。月海盆地周围, 大多为环形山围绕, 盆地内部也分布有不少山岭。月海的成因一般认为

与大规模陨石或小行星冲击有关（见图 12.3）。

（2）月陆 月海周围的高地称为月陆，是正地形单元，因反照率强，肉眼看上去比较明亮。在月球的正面，月陆面积和月海面积几乎相等。但在月球的背面，月陆面积则大得多。月陆一般比月球平均基准面高 2000~3000m，地形起伏较大，还分布有高大的山脉。月陆形成的年代比月海要老。

（3）月坑 月球上遍布环形的坑，称为月坑。直径小者几米，大者超过 1km。月坑总数在 3 万个以上，其中直径超过 1km 的月坑约占月球表面积的 7%~10%。月坑的深度自几十米到 6000m 不等，但底部很平坦，其内侧陡，外侧较缓。一般认为月坑是由陨石（或小行星）撞击而成的爆炸坑。

（4）山脉和峭壁 月球表面的山脉主要分布在月陆，山势险峻，连绵延续，长可达数千公里，一般高 3000~4000m。最高达 9000m，可与地球上的最高峰珠穆朗玛峰相媲美。目前在月球上已发现高度在 1000m 以上的高峰 300 余座，其中 6 座高度超过 6000m，20 座高达 5000m，80 座高达 4000m。除山系外，月球表面还发现四条长达数百公里的峭壁。

月球表面的褶皱构造不发育，主要是月海盆地内分布的堤形隆起。有的研究者认为，可能是由于岩浆侵入使上覆岩层向上拱起而形成的。

断裂构造在月面上较为常见，已发现有延伸数百公里的深大断裂及长 200~300km 的弧形断裂。月球上的断裂和裂隙，往往具有明显的方向性，主要有北东-南西和北西-南东两个方向。这两组断裂交叉发育，形成了格子状构造。月球上断裂的规模远比地球上的断裂小，这可能与月球体积小、自转速度慢（比地球慢 27 倍）、构造活动弱有关。

## 2. 月球的内部构造及物质组成

通过放置在月球表面上的仪器对月震的探测，了解到月球的内部构造和地球一样，具有三层结构，即月壳、月幔和月核（图 12.6）。月壳是月球最外面一层，厚 60~65km，大致以 25km 深度为界，分为上月壳和上月壳。上月壳主要由玄武岩组成，其顶部 1~2km，为岩石碎块和月壤；下月壳由富含斜长石的辉长斜长岩及斜长苏长岩组成。65km 以下为月幔，深度延至 1000km 深处，它们的物质大致与地球的基性岩和超基性岩（橄榄岩、辉石岩和榴辉岩）相当。月球的岩石圈将近 1000km 厚，包括了月壳和月幔。1000km 至月心为月核，可能部分处于熔融状态，大致与地球的软流圈相似，其温度为 1000 左右，据推测，由富含铁的硅酸盐组成。

### （四）小天体

太阳系除了太阳、行星和卫星外，尚有许多小天体，包括小行星、彗星、流星体和陨石等。小行星是指位于火星和木星之间数以千计的石质天体，最大直径 1003km。彗星是一种质量较小、形态特异的天体，由彗核、彗发和彗尾组成，成分主要是碳、氢、氮、氧组成的挥发份，含有镁、铁、硅酸盐岩石碎片和尘埃。流星原是绕太阳运动的小天体，受地球引力改变了轨道，穿过大气时而发光，便成为流星。流星穿过大气受热燃烧，没有燃烧完剩余的部分掉到地面就称为陨石。

## 四、宇宙环境与地球演化的关系

## (一) 银河系运动与地质现象

组成银河系的各类成员及银河系本身全都处于运动之中。俄国天文学家斯特鲁维 1887 年开始研究银河系自转, 后来观测事实证明了自转现象的存在。银河系自转速度 (V) 的大小随银心距 (R) 而变化, 我们把从自转体中心到边缘不同地方的自转角速度不同的自转运动称为较差自转运动。太阳附近的银河系自转角速度为每年 0.0053, 自转圆速度为 250km/s。太阳系的全部成员参与了银河系的运动, 有两种方式, 一是太阳绕银心的周周运动; 二是太阳往返于银道面两侧作周期性的位移 (图 12.7)。据 Innanen 计算, 太阳在银道面两侧往返一周的时间为 0.77 亿年, 从近银心点到远银心点的平均时间为 1.1 亿年, 太阳绕银心旋转一周的时间为 2.74 亿年, 我们将太阳绕银心公转一周的时间间隔称为一个银河年。Innanen 的银河年值与 Steiner (1967) 的银河年值 (2.8 亿年) 接近。

据牛顿万有引力公式:

$$F = \frac{G \cdot M_1 \cdot M_2}{R^2}$$

可知, G 为万有引力常数 ( $G=6.673 \times 10^{-8} \text{cm}^3 / (\text{s} \cdot \text{g})$ )。但 Steiner 把 G 称为引力函数, 它随时间和空间而变化, 在近银心点处 G 为  $6.67 \times 10^{-8} \text{cm}^3 / (\text{s} \cdot \text{g})$ ; 而在远银心点处 G 为  $7.0 \times 10^{-8} \text{cm}^3 / (\text{s} \cdot \text{g})$ 。地质历史上的一些大事件的发生与变化可用 G 值特点来解释 (表 12.4)。

表 12.4 地质年代表中重要界限与 G 值对应表

地质时代重要界限	地质年代 亿年	银河年		太阳辐射量	地质变动
		G 值变化	时间 亿年		
中生代与新生代之间	0.65	$\frac{dG}{dt}$ 最大值	0.55	中等	由主要是海变到大陆
侏罗纪与白垩纪之间	1.36	远银心点, G 值最大	1.40	最大	最大海侵
古生代与中生代之间	2.25	$-\frac{dG}{dt}$ 的最小值	2.25	中等	由主要是大陆变到海
石炭纪与二叠纪之间	2.80	近银心点, G 值最小	2.80	最小	主要为大陆
早古生代与晚古生代之间	3.45	最大值	3.35	中等	由主要是海变到大陆

多数地质学家认为, 银河年 (大约 3 亿年) 与大冰期的重复出现有密切关系。Steiner (1967) 认为约 200 万年前开始的第四纪冰期和约 2.8 亿年前的石炭、二叠纪冰期时太阳系位于近银心点附近, G 值最小使太阳光度最小, 导致地球上发生冰期及其它古气候变化; 而在远银心点处时太阳光度最大, 与地球上温暖的气候期大致符合。古生物的 3 大重要门类出现与银河年有关, 陆地植物最早出现在志留纪 (4.2~4.3 亿年), 处于远银心点; 裸子植物出现于石炭、二叠界线附近 (约 2.8 亿年), 处于近银心点; 被子植物出现于侏罗和白垩纪分界附近, 处于远银心点。人类的出现发生于太阳系处于近银心点附近的时期。古生物灭绝在地质历史上是比较突出的事件, Newell (1963) 列举的科的灭绝曲线, 其主要灭绝高峰期都位于 G 值的特征点



时刻。

太阳系在银道面两侧往返运动的周期约为 8000 万年，在银道面一侧的时间约 4000 万年。在地质旋回记录中亦有相应的 4000 万年和 8000 万年左右的周期。

在显生宙以来存在着下列构造运动全球性加强期：早寒武世（5.8 亿）、中寒武世（5.4 亿）、晚奥陶世（4.6 亿）、中志留世（4.23 亿）、中泥盆世（3.7 亿）、晚石炭世（2.95 亿）、晚二叠世（2.4 亿年）、晚三叠世（2.05 亿）、中侏罗世晚期（0.70 亿）、早白垩世中期（0.20 亿年）、晚白垩世（0.7 亿年）、中新世（0.26 亿年）。这些构造运动之间的主要间隔为 0.35 ~ 0.45 亿年，平均为 4000 万年，与太阳系在银道面一侧运动周期大致相当。Hallam（1977）综合了许多人的成果，认为海平面变化在长周期背景上叠加了平均为 0.35 ~ 0.55 亿年的周期。在约 4 亿年长度的古生代中，有近 10 次大的岩浆侵入活动，平均亦为 4000 万年周期。Hatfield（1970）认为显生宙以来有 7 次最剧烈的生物灭绝时期，平均约 8000 ~ 9000 万年发生一次，这与太阳系在银道面上上下下往返运动周期大体相当。

## （二）超新星爆发与地质灾变

宇宙空间中有一种星体，它们在极短的时间内在亮度上发生突然的变化，释放出极高的能量，致使星体本身发生爆炸，抛射出大量物质，这一类天体称为超新星，在银河系里的超新星约占其总质量的 14%。Lerche（1981）对银河系超新星的出现频率进行了系统分析，提出银河系中超新星发生的时间间隔为  $(70 \pm 30)$  年，即每 200 年约有 3 次超新星爆发。人们已经认识到在太阳系附近出现超新星的可能性是存在的，它的爆发和能量对地球有着重要影响。

超新星爆发是宇宙射线的主要来源之一。射线和高能粒子的显著增强，使得地球上树木的  $^{14}\text{C}$  含量增加，影响到沉积物中有机质含量的变化。9500 ~ 10500 年前  $^{14}\text{C}$  含量处于正异常阶段，在全球许多剖面中发现年龄为  $(10100 \pm 700)$  年的沉积物中，普遍出现一层富含有机质的沉积层或古土壤，这与推算的船帆座超新星的年龄 8400 ~ 11300 年基本吻合。

超新星的最大特点是突然爆发，并释放出巨大能量，因此很多人开始注意到超新星爆发有可能在地质历史上的古生物大灭绝中起重要作用。60 ~ 70 年代，苏联学者曾用超新星爆发来解释白垩纪末期恐龙灭绝现象，引起了热烈讨论。

## （三）小天体对地球的影响

### 1. 小行星冲击地球的效应与后果

小行星冲击地球后会引发灾难性的后果。首先在撞击处形成一个陨击坑，某些地面物质被粉碎成尘埃并被抛向空中，可高达平流层而散布于全球。在相当长的时间内，尘云妨碍了太阳光到达地面，进而影响到气候变化、生物的生长，甚至引起生物大量死亡。小行星本身物质在撞击过程中亦会部分融化或汽化，并与地球物质混合，使地球在这一时期形成的沉积物中某些元素出现异常，如小行星撞击地球时可使铀含量明显升高。例如，近年来在白垩纪与第三纪分界处的粘土层中，发现金属物质钨、铀的含量均异常高，许多学者认为这些物质是由于小行星撞击地球造成的，并由此导致了中生代空前繁盛的恐龙的绝灭。而且，小行星的撞击可引起构造运动，冲击变质、岩浆活动、地震、海啸和地磁倒转等。有人认为巨大陨石的撞击地球还可造成

地球板块构造格局的变化。

## 2. 彗星与灾变现象

Brandt 等 (1981) 认为彗星对地球的危害有两个方面：一方面是有毒成分 (如氰根 (CN))，当彗星靠近地球时，大气就可能受到有毒气体的污染；二是彗星在穿越地球轨道时亦有可能与地球碰撞。一颗质量为  $10^{18}$ g、冲击速度为 45km/s 的彗星碰撞时的能量为  $10^{24}$ J，它可以造成气候、生物和构造方面的剧烈灾变。

1908 年 6 月 30 日格林尼治时间 0 点 14 分，在西伯利亚通古斯上空，出现了一个大火球，光亮似太阳，从东南向西北飞去，拖着一个很长的尾巴，同时发生了一次强烈爆炸，能量高达  $(5 \pm 1) \times 10^{16}$ J，在 1000km 以外可听到声音。这次爆炸破坏了 1600km<sup>2</sup> 的森林，是本世纪初发生的一次突出的灾变事件，很多人认为这是一颗小彗星落入地球大气引起的，在土壤中发现了直径为 5 ~ 450  $\mu$ m 的硅质球粒。

我国古代常把彗星与灾变联系在一起，近年来的资料表明，彗星与大地震发生很可能有联系。1976 年 e 号彗星从 6 月开始接近地球，在 7 月上旬至 9 月中旬其与地球的距离在 0.3 天文单位以下，7 月 28 日发生唐山大地震，8 月 16 日菲律宾发生 8.1 级大地震。

## 3. 陨石与地震

很早就有人观测到地震与陨石共同出现的现象，但它长期以来被人们认为是巧合。徐道一等 (1980) 提出陨石的降落可能与地震有联系。我国古书《竹书纪年》记载，距今 3700 年前的夏桀“十年，五星错行，夜中陨星如雨，地震，伊洛竭。”这可能是世界上有关陨星与地震关系的最早记录。1976 年 3 月 8 日下午，我国东北吉林市附近降落了一场世界上罕见的大规模陨石雨，1976 年前后我国尚有多次陨石记载，而 1976 年又是我国地震的高峰年，二者之间似有对应关系。

### (四) 太阳活动对地球的影响

太阳活动系指太阳大气中所进行的激烈扰动的物理过程，主要表现有太阳黑子、耀斑、太阳风等。黑子为太阳光球上一个相对黑暗区，其温度比光球温度低，具有很强的磁场。太阳的光球之外为色球区，这里是一个充满着磁场的等离子体层，由于磁场不稳定，常常发生剧烈的色球爆发，称为耀斑。太阳风是从太阳外层大气向外发射的一种较稳定的粒子流。太阳即有亿年、千万年、百万年尺度的变化，又有千年、百年、十年的变化。太阳活动的周期性无疑也制约着地球上各个方面、各种因素的周期性。1848 年吴尔夫提出太阳黑子有 11 年左右的平均周期，1908 年海尔发现黑子有 22 年的磁性周期。另外太阳活动还具有 90、180 年等周期。

很多事实表明，在太阳上的突发事件可以影响地球上的天气变化，如美国某些区的干旱时期具有 22 年周期，与太阳黑子的 22 年磁性周期一致。一般认为耀斑可破坏臭氧层，从而造成气候变冷，并使生物受到紫外线伤害导致生物死亡。太阳活动不仅能影响大气圈、生物圈和水圈，而且可以影响到岩石圈。有许多地区 (如我国华北、日本) 的地震活动有 10 ~ 11 年周期，22 年周期在我国历史地震记录分析结果中亦有反映。

综上所述，自然现象在其发展过程中都可能受到多种宇宙因素的综合影响。因此，在研究地球上许多自然现象与过程的成因及影响因素时，不仅要探讨单个宇宙因素的影响，而且要考虑它们综合作用的结果；不仅要考察

银河系，而且考察太阳系；要加强日-地关系、地-月关系的综合研究。

## 第二节 太阳系及地球的起源

地球是宇宙中的天体，它不是孤立存在的，对其起源问题进行探讨时，必须把地球纳入宇宙环境之中考虑。地球的起源与太阳系的起源是紧密联系的。

### 一、太阳系及地球起源的基本问题

关于太阳系与地球起源是一个十分复杂而艰深的科学难题。对于这个问题，人们进行了 200 多年的研究和探讨，但目前仍处于假说阶段。长期以来虽然提出了很多假说，但至今尚未建立一种论据充分、得到大家普遍公认的科学假说。关于太阳系起源的假说是否合理，有其一定的衡量标准，即必须符合目前所了解到的太阳系的一些基本特征和基本事实。这些基本特征和事实主要有以下几点：

(1) 所有行星公转的运行轨道都接近圆形（近圆性）；并且几乎位于同一轨道平面上（共面性），各轨道平面与太阳赤道面交角均小于  $7^\circ$ ，只有冥王星轨道面交角大些（ $17^\circ 9'$ ）。

(2) 几乎全部行星都以同一方向绕日运行，而且还各自以同一方向绕轴自转（同向性），大部分卫星也是作同方向旋转，只有金星、天王星以及天王星和海王星的部分卫星呈反向旋转或呈大角度斜向旋转。

(3) 各行星与太阳间的距离具有接近于几何级数递增的规律。

(4) 太阳占太阳系总质量的 99.86%，可是角动量（ $C=mr^2$ ）只占太阳系角动量的 1%，而 99% 的角动量分配在行星、卫星、彗星和小行星中。

(5) 类地行星距太阳近、体积小、质量小、密度大、自转慢、卫星少；木星、土星、天王星和海王星为类木行星，它们距太阳远、体积大、质量大、密度小、自转快、卫星多，多具星环。

(6) 太阳系内其它天体上已知的元素，地球上都存在，即太阳系具有组成物质的统一性。行星的内部结构一般均可分为星壳、星幔和星核 3 个圈层，即内部结构具有相似性。

(7) 根据月球、地球和陨石样品中所含放射性元素的同位素年龄测定，得出了 46 亿年的相近年龄值，推测它可能代表了行星的形成年龄，即太阳系行星的形成年龄具有一致性。

### 二、太阳系及地球起源的假说

自 1543 年哥白尼提出“日心地动说”后，天体演化冲破了宗教迷信的桎梏，哲学家及自然科学家们开始了太阳系及地球起源的科学探讨，相继提出了各种假说，力图解释太阳系的基本特征，下面介绍几种太阳系起源的主要假说。

德国哲学家康德（1724—1804 年）在他年轻当教师时写出了《自然通史

与天体论》一书，该书于 1755 年出版。太阳系起源的第一个假说（即康德星云说）就是在这部著作中提出来的。他认为物质具有自身的运动规律，宇宙中弥漫着气体与尘埃组成的星云，在万有引力作用下密度较大的微粒吸引了周围密度较小的物质逐渐集成大的团块，从而引力增大，促使聚集加快，形成巨大的球体，即原始太阳。原始太阳周围的微粒继续向引力中心竖直落下时，由于斥力而发生偏转，其中有一个主导方向，遂形成扁圆的旋转云状物。同时又逐渐聚集成小团块，在引力和斥力的共同影响下绕太阳旋转，形成行星。行星周围的颗粒以同样过程形成卫星。太阳是在太阳系聚集时开始发热发光。行星中密度较大者受到较大引力而离太阳近，密度较小的离太阳远（图 12.8）。康德假说的主要问题在角动量的分配上，而且原先不动的原始太阳在引力和斥力下会旋转起来也是不可能的。

法国天文学家兼数学家拉普拉斯（1749—1827 年）在 1796 年出版的《宇宙体系解说》中提出太阳系成因的“星云假说”。他认为原始太阳是炽热的球形星云，直径有太阳系直径那么大，缓慢自转。由于散热收缩而自转加速，致使赤道离心力增大，星云变扁，当离心力超过向心力时分离出一个环，以后又相继分离出五个环（当时只知道六颗行星），各环绕日运转时逐渐吸聚成行星。热的行星以同样方式形成卫星（图 12.9）。现知木星、土星和天王星都有这样的环就是证据，人们把这种环称拉普拉斯环。这个假说也没有解决角动量分配问题。如果行星是太阳分出来的，两者的角动量与质量关系应该一致，现在却大不相同。太阳目前的转速太低，不能抛出环来。

康德和拉普拉斯假说，都认为太阳系是由星云本身的物质经自身的演变而逐渐形成的，结论大致相同。但具体细节有一定差别，拉普拉斯认为星云物质是炽热的，而康德没有提到温度问题。关于星云转化为行星的动力，康德认为是大微粒对小微粒的吸引力，拉普拉斯则认为是气体的冷却；作为吸引力的对立面的另一种力，康德认为是斥力，拉普拉斯则强调了离心力。关于行星形成过程，康德假说是基本微粒云—团块—行星，而拉普拉斯假说是气体云—分离环—团块—行星。

由于康德与拉普拉斯的星云假说都没能解释太阳与行星之间的角动量分配问题，到了 19 世纪末，“星云”假说基本上受到了否定。人们开始寻找太阳系以外的原因，于是出现了一些新的假说。具代表性的有“潮汐假说”和“俘获假说”。

“潮汐假说”由英国天文学家兼物理学家吉恩兹（1877—1946 年）于 1916 年提出。他主张炽热的原始太阳在与另一巨大星体接近时受吸力或碰撞，使原始太阳抛出一股气流或团块，凝聚成行星绕日旋转。该假说的根本问题是，恒星间距离遥远且有各自的轨道和规律，不可能靠近到发生引潮或碰撞。即使发生引潮现象，也不可能吸出到冥王星那么远的距离。

“俘获假说”由俄国学者施密特（1891—1956 年）1946 年提出。他认为，旋转着的太阳在穿过一片暗星云时，便俘获了一部分气尘物质绕其旋转，并且相互聚集和碰撞，使各个方向的轨道逐渐平均化而趋于同一轨道平面，并按密度大小聚成行星和卫星。行星占有大的角动量是原来暗星云给的，而不是太阳给的。他这样来解决角动量的分配，但仍然存在着问题。实际上，当太阳比暗星云的角动量小得多的时候，不可能发生俘获。

随着本世纪中叶以来天文地质学的发展，人们认识到，太阳系的天体在物质成分、结构构造及形成演化方面都具有相似性，应该具有共同的起源。于是开始重新认识“星云说”的合理成分，并对其进行修正。其中问题的焦点集中在质量与角动量分配的矛盾上。现代比较流行的解释是“磁耦合假说”。

60年代英国天文学家 E. 霍伊尔 (Hoyle) 和法国天文学家 E. 沙兹曼 (Schatzman) 从电磁作用的机制来研究太阳系的起源问题。他们的假说的要点是角动量是可以由带电粒子在磁场中运动的方式来转移的 (图 12.10)。

霍伊尔的假说在太阳系形成的开始阶段和拉普拉斯的星云说有些相似。他认为太阳系开始时是一团凝缩的星云，但温度并不高，转动并不快，转动速度因急剧收缩而加快，当这团星云的半径收缩到一定的程度，它的转动就达到不稳定的状态，两极渐扁，赤道突出，物质终于由此处抛出，形成一个圆盘。圆盘的质量只有太阳的百分之一。当中心体与圆盘脱离后，继续收缩，不再分裂，最后形成太阳。圆盘内物质则相互凝聚成了行星。星际空间存在着很强的磁场，太阳的热核反应发出电磁辐射，使周围的气体云盘成为等离子体在磁场内转动，当太阳与圆盘脱离时，太阳与圆盘内缘就发生了电磁流体力学作用而产生一种磁致力矩，从而使太阳的角动量转移到圆盘上。由于角动量的增加，圆盘向外扩展，太阳不断收缩。因失去了角动量而使其自转速度减慢。因为太阳辐射作用产生的太阳风推开了轻的物质，聚集成类木行星，较重的物质未能推走便在太阳附近聚集成为类地行星。这是一个比较令人满意的假说，然而也存在着很多问题有待进一步解决。

### 第三节 地球的演化

地球的演化问题与太阳系成因关系密切，从太阳系众多的成因假说中可以知道，一种观点认为原始地球是热的，地壳先冷凝成固体，随时间消逝，大部分热量散失，地球内部保存余热；另一种观点认为原始地球是冷的，在演化过程中逐渐变热。这两种观点出发点不同，所得出的结论也不同，看来了解地球内热演化是研究地球全部演化史的关键。

#### 一、地球内部层圈的形成

目前一般认为原始地球是均质的固体，主要由硅、氧、铁、镁等的化合物组成。地球开始是冷的，由于下列原因逐渐变热 (图 12.11)。

(1) 小星体碰撞转换来的热能这种热源可能是地球形成初期的主要形式，小天体的冲击、尘埃碎块的碰撞将大量的动能转换为热能。虽然一部分要散失到宇宙空间去，但仍有一部分保存下来使地球增温。

(2) 压缩导致温度升高随着地球体积的缩小，内部压力不断增高，重力压缩的结果使地球温度升高。由于岩石的导热性差，大部分热能积累起来。

(3) 放射性元素蜕变生热地球内部的 U、Th、K 等放射性元素蜕变时放出的热量，长期积累起来，造成地球升温。这种热能的积累远大于散热，所以它在地球内热演化中起重要作用。

上述这三种热源造成了地球温度的不断升高。在地球形成初期，由碰撞、压缩和放射性而产生的热量使地球温度达到 1000 或更高。地球形成的最初 10 亿年内，在深度 400 ~ 800km 范围内，温度已上升达到铁的熔点(图 12.12)。由于铁和镍的熔点较硅酸盐低，这时达到熔点首先熔化，形成熔融的金属层，同时硅酸盐开始软化，为重力分异作用创造了有利条件，于是比重大的铁、镍形成大的熔滴向地心下沉。降落过程中将释放出来的重力能转变为热能，使地球出现局部熔融状态。铁、镍最后向地心集结成为地核，与此同时，硅铝、硅镁等较轻物质上浮，冷却而成为原始地壳，二者之间的铁镁硅酸盐组成地幔(图 12.13)。在长期分异作用下，地核不断加大，地核内热不再散失，致使外核保持液体状态。

## 二、地壳的演化

**冥古宙地壳** 目前地球上最古老的岩石为加拿大的阿卡斯达片麻岩(40 亿年)，这说明最晚在距今 40 亿年已经存在由分异作用形成的地壳。冥古宙(46 亿 ~ 38 亿年)地壳特点是从与月球对比获知的。在月球上，于 46 亿 ~ 44 亿年间，熔融深度达到 1000km 附近，形成了岩浆海，随着它的冷却，形成了大约 60km 厚的以基性岩为主岩石圈。地球在冥古宙时比月球更强烈地遭受到陨石的轰击，被岩浆海覆盖。在岩浆海冷却固结时，地壳以基性岩为主，经分异在局部形成了花岗岩质的原始地壳，并有微弱板块活动(图 12.14)。

**太古宙地壳** 太古宙时(38 亿 ~ 25 亿年)地壳处于早期发展阶段。在太古宙早期，地壳可能比较薄，大部分为脆弱的以基性岩为主的岩石圈层。可能仅在发生板块挤压、俯冲的地区，由于岩浆的分异作用与岛弧的形成，出现一些孤立的、以岛弧形式为主的原始陆壳。随着岛弧的逐渐增大，板块俯冲作用与岩浆活动也逐渐增强，地幔、地壳物质交换剧烈，使得以中、酸性为主的陆壳物质不断增长。同时，火山岛弧被风化、剥蚀下来的碎屑物质，经过搬运后沉积在岛弧附近的水域，形成最早的沉积岩，并进一步扩大了陆壳的分布范围。由于板块活动和构造运动，又不断使这些早期的火山岩、侵入岩和沉积岩发生变形、变质和焊接。这样不断进行，使得陆壳不断增长，而陆壳由于为较轻的物质，它们在俯冲过程中很少被入到地幔中。于是，在太古宙中、晚期，地壳上已出现了一些分散的、孤立的较小古陆或称为陆核(见图 12.15)。

**元古宙地壳** 古元古代时(25 亿 ~ 18 亿年)，陆核逐渐扩大，地壳的稳定性得以加强。到古元古代末期，地壳上发生广泛的构造运动，一些不同规模的古陆核发生拼合，形成规模较大的古陆块，许多大陆的雏形就是在该时期形成的。中元古代(18 亿 ~ 10 亿年)，古陆块又进一步发展，到中元古代末期，地球上又发生了一次影响较为广泛的地壳运动。由于板块的汇聚，大陆和大陆互相碰撞，全球大陆相互联结，形成一个或极少数量的超大陆。进入新元古代(10 亿 ~ 5.7 亿年)，超大陆逐渐分裂、解体，出现五个巨型的稳定古陆(图 12.15)。

**显生宙地壳** 据研究，显生宙(5.7 亿年 ~ 今)以来，地壳上的大陆总

体上经历了一个分裂—聚合—再分裂的历史(图 12.16)。早期分裂的历史是从新元古代延续到早古生代的。到 5.1 亿年前后,古冈瓦纳大陆(主要由南美、非洲、南极洲、澳洲和印度组成)相对较为完整,而北美、欧洲和亚洲大陆则相距甚远(图 12.16h);在距今 5.1 亿~3.8 亿年之间,欧洲与北美之间的古大西洋关闭,并形成阿巴拉契亚-加里东褶皱山系(图 12.16g);距今 3.8 亿~3.4 亿年之间,已拼接的欧洲-北美大陆与古冈瓦大陆和亚洲大陆的距离逐渐缩短(图 12.16f);距今 3.4 亿~2.25 亿年之间(晚古生代晚期),欧洲-北美大陆和亚洲大陆碰撞,形成乌拉尔山脉,并构造巨大的北方古陆——劳亚古陆,北美和非洲之间的大洋闭合,使劳亚古陆与冈瓦纳古陆相连,形成泛大陆即联合古陆,两者之间为特提斯海(图 12.16e);距今 2 亿~1.8 亿年之间,联合古陆又开始逐渐发生分裂,首先从北大西洋南部和古地中海西部开始分裂,继而南美-非洲与冈瓦纳大陆其余部分分裂,印度与澳大利亚-南极洲分裂(图 12.16d);距今 1.8 亿~1.35 亿年,海底不断扩张使大西洋北部和印度洋扩展开来,南美与非洲之间也开始分裂,而特提斯海不断闭合(图 12.16c);到 0.65 亿年前,南大西洋已经展宽,北大西洋继续向北扩展,特提斯海几乎闭合,印度继续北移(图 12.16b);0.65 亿年以来,大西洋中脊进入北冰洋,澳大利亚从南极大陆分裂并向北漂移,印度与欧亚大陆碰撞形成喜马拉雅山脉,现今海陆格局最终形成(图 12.16a)。

### 三、大气圈和水圈的形成与演化

大气圈在地球形成的最初阶段就可能存在,由于这一阶段的地质记录不清,只能通过天体地质情况的类比来获得信息。这时的大气圈可能比较稀薄,主要由 H、He 等元素组成。由于它们密度小,大部分逃离了地球的引力或者结合在矿物的晶格中,所以最初的大气圈存在时间并不长。

地球的排气活动(如火山活动)使大气圈产生了重要的变化,它使得大气圈在冥古宙晚期至太古宙时以  $H_2O$ (水汽)和  $CO_2$  为主,其次为  $N_2$ 、HCl、HF、 $NH_3$ 、 $CH_4$ 、 $H_2S$ 。许多科学家对古老岩石的气体包裹体进行了研究,以便了解地球发展早期的大气成分。Schidlowski(1972)估计早期大气圈中 80% 为水汽,10% 为  $CO_2$ ,5%~7% 为  $H_2S$ ,0.5%~1% 为 CO 和 H,还有 HF、 $HClCH_4$  等。Neruchev(1977)估计早期大气圈中  $CO_2$  占 98.8%, $N_2$  占 1.1% (未考虑水汽)。认为当时大气压力约 7MPa(大致相当于现在大气压力的 70 倍),考虑到  $CO_2$  溶于水的部分,压力可能达到 5~6MPa。Kazansky(1972)领导的科研组对 35 亿年前的石英岩进行气体包裹体研究,证明包体中  $CO_2$  占 60%, $H_2S$ 、HCl、HF 等占 35%。

总之,早期大气缺氧,以  $CO_2$ 、 $H_2O$  为主,其次为酸性气体。由于  $CO_2$  和  $H_2O$  的温室效应,当时的大气温度较高,热雨频繁。据 Knaut 和 Epstein(1976)估计当时的地表温度约为 70℃,海水的温度更高,由于当时大气压力高(以 7MPa 计算),水的沸点可达 260℃~285℃。

太古宙大气中游离氧没有或很少,末期大气中的氧气仅占 5.5% (Kazansky, 1973),这时的氧含量可能与上层大气中的  $H_2O$  受紫外线照射分解有关。太古宙已有生物存在,主要为自养的原核细胞生物。生物的光合

作用产生的氧主要限制在水圈里，并且与  $\text{Fe}^{2+}$  保持平衡，使其转化为  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ，形成条带状含铁岩石，所以大气中氧很少。在太阳光及高能紫外线的作用下，水中的光合植物（如蓝藻、绿藻）逐渐增加，氧的生产量越来越多， $\text{Fe}^{2+}$  则减少，二者的平衡被破坏，于是较多的氧气在元古宙进入大气圈。

大气圈中氧的出现或增加又开创了新的细胞和有机体的形成阶段，出现真核生物。随着有机界的发展，氧的积累又逐渐增加，元古界末期大气中氧含量达到 12%，中生代初达氧含量到 18%。 $\text{O}_2$  与  $\text{NH}_3$  化合产生  $\text{N}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$ ，而  $\text{CO}_2$  则由较高的含量逐渐降低到现在的水平。

元古宙时期大气层中  $\text{CO}_2$  减少并进入水体中，使得该时期开始形成大量的灰岩和白云岩（碳酸盐岩类）。碳酸盐岩沉积又可释放出氧气逃到大气圈。大气圈中的氧气受紫外线照射，某些氧分子变成氧原子和臭氧，由于它们的强化学活动性，使地表的物质发生氧化，因此显生宙时期开始出现广泛的红色地层堆积（即红层，red beds）。臭氧在光化学作用下不断积累，形成了对有害紫外线的屏蔽。

太平洋、大西洋和印度洋的深海钻探表明，洋底沉积层的年龄均不超过 1.7 亿年，现有各大洋洋底主要是近 2 亿年来海底扩张的产物。但这并不意味着大洋发展历史仅限于中生代以来。自地球上出现了水以后，也就开始了大洋的形成、发展和演化过程。目前最老的沉积岩年龄近 40 亿年，说明当时地球上已有水的存在。

地幔和地壳中有很丰富的结构水（主要存在于矿物的晶体结构中），火山活动使得  $\text{H}_2\text{O}$  析出。按现在火山喷气的速率计算，自地球形成以来排出的水远比现在水圈中的水少得多，推测在地球形成早期一定存在非常强烈的火山活动。Schopf（1980）认为地球上的大部分水在地质历史的早期阶段便已积聚形成，距今 25 亿年前海水的体积已颇具规模。海洋动物群是海洋演化的见证，海洋动物大多数纲和几乎所有的门在早古生代就已存在，早古生代以来并未演化出新的门类。海洋动物的古老性证明了大洋具有悠久的历史。

20 亿年前开始有碳酸盐岩类（主要为白云岩）沉积，海绿石在 12~15 亿年前的岩石中就已存在，层状燧石和富硫沉积物等的存在都说明很早的海洋中就已富有盐分。当时的海洋与现在的海洋有一定的差别，Eh、pH 值都较低。早期的海洋盐度变化可能较大，因为在前古生代发现的许多微生物似乎反映了淡水环境。尽管水圈的主体形成较早，但现在的水圈是逐渐积累起来的。目前关于水圈早期历史的资料较少，对它的形成和发展认识大部分是逻辑上的推测。

大气圈和水圈的形成与发展使得地球表层动力系统逐渐完善。在太阳能的作用下，出现各种气候、水文和地质现象。地球表面的海陆分布变化直接引起地表对太阳光反射率的变化，反射率高气候寒冷，反射率低气候暖热，当然影响地球表面温度变化的因素还较多。许多学者对地球表面温度的变化趋势和历史进行了研究，Knaut 和 Epstein（1976）估计地表年均温在太古宙约为 70℃，元古宙晚期约为 52℃，古生代末约为 20℃，中生代约为 35℃，现在为 15℃。Salop（1977）对地质历史时期的气温和冰川进行了分析和研究，结果如图 12.17。这些结果主要是根据沉积物中同位素资料获得的，不同学者，研究结果存在一定的误差。



#### 四、生命的起源与生物演化

生物圈在大气圈和水圈的发展过程中也开始了自己的演化历史，在已发现的所有最古老的地层中都发现有原始植物遗留的残迹，所以说生命的开始也应该是很早的。所有的有机体都是由化学元素组成的，构成细胞质的95%是C、H、O、N、P、S、K、Na、Ca、Mn、Cl等，还有微量的Fe、Cu、Zn、Mo、B、F、Si和I等，这些元素也是水圈和大气圈的重要组成部分。在过热或过冷的温度下，不适合于生命生存。在其它星体上，水或汽化或冻结，不利于生命的形成。最初的生命是在水圈中产生的，在液体水温0~100℃范围内是生命繁殖的良好环境。由于地球在太阳系中的位置，恰好具有这样的温度条件。地球上还存在着多种能量形式，如紫外线、闪电、陨石冲击、放射性活动、火山和温泉等，从化学观点看，上述能源中只要有很少部分有效地运用于适当的场所，便足以供给形成生命的需要。生命是从无机界中产生的，这早已被人们接受。Miller (1957) 将CH<sub>4</sub>、NH<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>等气体混合，利用电子放电，在实验室中获取了氨基酸和其它有机化合物，其中氨基酸为地球上生物的基础物质。很多人认为早期的大气圈中含有CH<sub>4</sub>、NH<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>等强还原物质 (McAlester, 1968; Krous-Kopf, 1979)，生物很可能在这样的大气圈中产生。

由无机物转化到有机物组成的原始生命，再由原始生命发展成细胞是一个复杂的物理化学和生物化学作用过程，要经历数亿年的时间。生物从原核细胞发展到真核细胞则需要更长的时间。在地质历史漫长的岁月中，生物由简单到复杂，由低级到高级，由水生到陆生，适应能力越来越强，最后形成繁盛的生物圈。

在太古宙时，地球上的有机界处于萌芽状态。太古宙晚期，海水里的生命物质已发展成为最原始的生物，出现一些原始的单细胞菌藻类生物；元古宙的藻类空前繁盛，被称为菌藻植物时代，除了低等的蓝绿藻，还出现了大量繁殖的褐藻、红藻等高级藻类植物。元古宙晚期，从古老的原生动物中发展出低等多细胞类型的海绵动物和腔肠动物，再从某些古老的腔肠动物发展出高等多细胞动物 (图 12.18)。在震旦纪地层中曾发现微小的贝壳无脊椎动物化石以及无脊椎软体印模化石。

进入显生宙，海生藻类在早古生代的海洋中继续发展，晚古生代第一次出现了陆生植物。泥盆纪时，开始出现半水半陆的裸蕨植物和石松植物。石炭纪时，植物进一步由水边向陆地扩展，鳞木、芦木、大羽羊齿等繁盛，当时森林茂密，万木参天。晚古生代末孢子植物衰退，代之而起的是裸子植物。早古生代是海洋无脊椎动物的空前繁盛时期。寒武纪和奥陶纪三叶虫最盛，奥陶纪和志留纪笔石最盛，志留纪末三叶虫和笔石多已绝灭，这一时期，淡水原始脊椎动物开始出现。晚古生代脊椎动物兴起，并产生了从水到陆的飞跃。泥盆纪鱼类昌盛，在其演化过程中，一部分鱼类为了适应陆地环境，身体的构造发生了变化，总鳍鱼类的一支演化为最早的两栖类。石炭、二叠纪时期，植物茂盛，昆虫繁多，两栖类空前发展。二叠纪末两栖类又进一步发展成为爬行类，完全摆脱了对水的依赖。晚古生代海生无脊椎继续发展，以珊瑚、腕足类和菊石最为繁盛。

中生代的植物界以裸子植物发展为特征，苏铁类、银杏类和松柏类是其代表。这时真蕨和节蕨仍继续发展，到中生代晚期被子植物开始出现。中生代是爬行动物的时代，特别是在三叠纪中期出现了恐龙，种类繁多。中生代恐龙称霸一时，成为地球上占绝对优势的陆生动物，还有一些成功地适应了海洋和空中的环境，白垩纪末，恐龙绝灭。中生代晚期鸟类和哺乳类开始出现。

新生代裸子植物退居次要地位，被子植物繁茂。新生代时无脊椎动物继续演化，门类很多。哺乳动物大发展是新生代生物界的重要特征，哺乳类为恒温热血动物，由卵生变为胎生，对环境有更广泛的适应性。人是从灵长类中的猿类进化而来的。始新世至渐新世出现了最早的猿类，它们过着栖树的生活。在发展中，由于气候和植被的变化，有些绝灭了，其中有一支发展成为古猿，具有地面和树上生活的双重能力，中新世时，古猿中的一种成为类人猿，上新世至第四纪初出现了最早的人类。他们在劳动中创造工具，发展语言，逐渐变成现代的人类（图 12.19）。

地球在发展演化过程中，内部层圈和外部层圈的发展是相互关联的，其历史梗概可归纳如下（表 12.5）。

表 12.5 地球的历史梗概

地质时代	冥古宙 (46 亿 ~ 38 亿年)	太古宙 (38 亿 ~ 25 亿年)	元古宙 (25 亿 ~ 5.7 亿年)	显生宙 (5.7 亿年 ~ 现在)
地球	地球形成，小行星冲击	壳、幔、核分离	中心核增长	层圈构造稳定
地壳	玄武质薄壳，局部岛弧	早期为玄武质薄壳与岛弧，晚期出现陆核	陆核扩大形成稳定古陆，中期晚形成超大陆	大陆经历了分裂—聚合—再分裂的历史
大气圈	早期 H <sub>2</sub> He ? 晚期 CO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> O	无游离 O <sub>2</sub> ，CO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> O 为主	O <sub>2</sub> 进入大气圈并逐渐增加	O <sub>2</sub> 增加 CO <sub>2</sub> 减少
水圈	可能为分散的浅水盆 (?)	水圈主体形成，E <sub>n</sub> 、pH 值低	水圈积累，形成大量灰岩和白云岩	水圈稳定接近现在水平
生物圈	无记录	自养生物原核细胞生物，原始菌藻类	真核细胞生物，菌藻类繁盛	后生生物，各种植物、动物等

### 主要参考文献

1. 北京教育学院地理教研室，1987，地学概论，地质出版社。
2. 北京大学、南京大学、武汉地质学院合编，1982，地震地质学，地震出版社。
3. 陈传康等，1993，综合自然地理学，高等教育出版社。
4. 陈荣书，1994，石油及天然气地质学，中国地质大学出版社。
5. 陈焕疆，1990，论板块大地构造与油气盆地分析，同济大学出版社。

- 6.陈静生,1986,环境地学,中国环境科学出版社。
- 7.程恩华主编,1988,当代地质科学技术进展,中国地质大学出版社。
- 8.辞海编辑委员会,1980,辞海,理科分册(下),上海辞书出版社。
- 9.丁登山等,1998,自然地理学基础,高等教育出版社。
- 10.杜恒俭等,1981,地貌学及第四纪地质学,地质出版社。
- 11.杜品仁、徐道一,1989,天文地震学引论,地震出版社。
- 12.地质矿产部《水文地质工程地质》编辑部,1991,环境地质研究,地震出版社。
- 13.地质矿产部《地质辞典》办公室编辑部,1983,地质辞典,地质出版社。
- 14.地质矿产部情报研究所,1988,国外矿产资源。
- 15.地质矿产部情报研究所,1984,世界主要矿产资源供需现状与2000年开发利用预测。
- 16.地质学概论考试参考书编写组,1994,地质学概论考试参考书,中央广播电视大学出版社。
- 17.国家自然科学基金委员会,1994,地球物理学,科学出版社。
- 18.国家自然科学基金委员会,1994,大地测量学,科学出版社。
- 19.黄培华等,1982,地震地质学基础,地震出版社。
- 20.黄邦强等,1984,大地构造学基础及中国区域构造概要,地质出版社。
- 21.黄润华、贾振邦,1997,环境学基础教程,高等教育出版社。
- 22.胡兆量等,1994,地理环境概述,科学出版社。
- 23.华东石油学院,1982,沉积岩石学,石油工业出版社。
- 24.何永年等,1988,构造岩石学基础,地质出版社。
- 25.何镜宇等,1987,沉积岩和沉积相模式及建造,地质出版社。
- 26.贺同兴等,1988,变质岩岩石学,地质出版社。
- 27.金祖孟,1983,地球概论,高等教育出版社。
- 28.金性春,1980,漂移的大陆,上海科学技术出版社。
- 29.金性春,1984,板块构造学基础,上海科学技术出版社。
- 30.景贵和,1986,综合自然地理学,东北师范大学出版社。
- 31.李叔达,1983,动力地质学原理,地质出版社。
- 32.李铁锋等,1996,环境地学概论,中国环境科学出版社。
- 33.刘宝珺,1980,沉积岩石学,地质出版社。
- 34.刘天齐等,1996,环境保护,化学工业出版社。
- 35.刘文治,1985,矿床学,地质出版社。
- 36.刘南,1987,地球概论,高等教育出版社。
- 37.宁波海洋学校编,1986,海洋学,海洋出版社。
- 38.路凤香,1989,地幔岩石学,中国地质大学出版社。
- 39.罗斯,1984,海洋学导论,科学出版社。
- 40.林年丰等,1993,环境水文地质学,地质出版社。
- 41.陆丽姣,1990,人文地理学概论,华中师范大学出版社。
- 42.马杏垣等,1981,嵩山构造变形,地质出版社。
- 43.潘懋等,1997,环境地质学,地震出版社。
- 44.邱家骧,1985,岩浆岩岩石学,地质出版社。
- 45.全国重大自然灾害调研组,1990,自然灾害与减灾600问答,地震出

版社。

46. 人民教育出版社地理社会室, 1995, 地理, 人民教育出版社。
47. 苏文才等, 1987, 基础地质学, 高等教育出版社。
48. 孙鼐等, 1985, 火成岩岩石学, 地质出版社。
49. 天津师范大学地理系等, 1986, 水文学与水资源概论, 华中师范大学出版社。
50. 王鸿祯、刘本培, 1980, 地史学教程, 地质出版社。
51. 王鸿祯、李光岑编译, 1990, 国际地层时代对比表, 地质出版社。
52. 王仁民等, 1989, 变质岩石学, 地质出版社。
53. 王家映, 1988, 地球物理学, 中国地质大学出版社。
54. 王栩亭等, 1985, 环境学导论, 清华大学出版社。
55. 汪品先等, 1989, 古海洋学概论, 同济大学出版社。
56. 万天丰, 1988, 古构造应力场, 地质出版社。
57. 武汉地质学院古生物教研室, 1980, 古生物学教程, 地质出版社。
58. 徐成彦、赵不亿, 1988, 普通地质学, 地质出版社。
59. 徐开礼、朱志澄, 1984, 构造地质学, 地质出版社。
60. 徐增亮, 1992, 环境地质学, 青岛海洋大学出版社。
61. 徐道一等, 1983, 天文地质学概论, 地质出版社。
62. 徐邦梁, 1994, 普通地质学, 地质出版社。
63. 夏邦栋, 1984, 普通地质学, 地质出版社。
64. 许至平, 1990, 普通地质学, 煤炭工业出版社。
65. 新疆维吾尔自治区地震局, 1985, 富蕴地震断裂带, 地震出版社。
66. 俞鸿年、卢华复, 1986, 构造地质学原理, 地质出版社。
67. 袁见齐等, 1985, 矿床学, 地质出版社。
68. 乐昌硕等, 1984, 岩石学, 地质出版社。
69. 叶俊林等, 1987, 地质学基础, 地质出版社。
70. 肖序常等, 1987, 喜马拉雅岩石圈构造演化(总论), 地质出版社。
71. 尹培基等, 1992, 天地纵横, 地质出版社。
72. 延军平, 1990, 灾害地理学, 陕西师范大学出版社。
73. 阎玉龙等, 1987, 能源和能源的利用, 地质出版社。
74. 张家环, 1986, 普通地质学, 石油工业出版社。
75. 张宝政、陈琦, 1983, 地质学原理, 地质出版社。
76. 张恺等, 1989, 石油构造地质学, 石油工业出版社。
77. 张鹏飞, 1990, 沉积岩石学, 煤炭工业出版社。
78. 张家诚等, 1986, 地学基本数据手册, 海洋出版社。
79. 周淑贞, 1997, 气象学与气候学, 高等教育出版社。
80. 朱志澄, 1989, 逆冲推覆构造, 中国地质大学出版社。
81. 朱志澄、宋鸿林, 1990, 构造地质学, 中国地质大学出版社。
82. 朱学愚等, 1986, 地下水资源评价, 南京大学出版社。
83. 赵其渊等, 1989, 海洋地球化学, 地质出版社。
84. 赵东甫等, 1985, 非金属矿床, 地质出版社。
85. 郑浚茂等, 1989, 碎屑储集岩的成岩作用研究, 中国地质大学出版社。
86. 郑亚东、常志忠, 1985, 岩石有限应变测量及韧性剪切带, 地质出版社。

87. 曾允孚等, 1986, 沉积岩石学, 地质出版社。
88. 中国地质大观编写组, 1988, 中国地质大观, 地质出版社。
89. 中国地质大学测量教研室, 1991, 测量学, 地质出版社。
90. 丸山茂德等, 地球的 46 亿年历史, 国外地质科技, 1991 年, 第 8 期。
91. 都城秋穗, 1979, 变质作用与变质带 (中译本), 地质出版社。
92. 都城秋穗等, 1986, 造山运动 (中译本), 科学出版社。
93. A. 哈克, 1981, 变质作用—岩石转变的研究 (中译本), 地质出版社。
94. A. 尼古拉, 1989, 构造地质学原理 (中译本), 石油工业出版社。
95. Arthur N. Strahler, 1987, 自然地质学 (中译本), 地质出版社。
96. B. P. 格拉斯, 1986, 行星地质学导论 (中译本), 地质出版社。
97. E. A. 科兹洛夫斯基主编, 1989, 科拉超深钻井 (中译本), 地质出版社。
98. E. A. 金, 1983, 宇宙地质学概论 (中译本), 科学出版社。
99. E. W. 斯宾塞, 1981, 地球构造导论 (中译本), 地质出版社。
100. F. 普雷斯、R. 锡弗尔, 1986, 地球 (中译本), 科学出版社。
101. F. G. 索金斯等, 1982, 地球的演化 (中译本), 科学技术文献出版社。
102. J. G. 海阿科克主编, 1983, 地壳 (中译本), 地震出版社。
103. J. H. 塔奇, 1984, 地球的构造圈 (中译本), 地质出版社。
104. L. 利布特里, 1986, 大地构造物理学和地球动力学 (中译本), 地质出版社。
105. M. 马托埃, 1984, 地壳变形 (中译本), 地质出版社。
106. P. G. 威利, 1978, 动力地球学 (中译本), 地质出版社。
107. W. K. 汉布林, 1980, 地球动力系统 (中译本), 地质出版社。
108. W. B. 哈兰德等, 1987, 地质年代表 (中译本), 地质出版社。
109. Arthur N. Strahler, 1977, Principles of physical Geology.
110. F. Press and R. Siener, 1982, Earth.
111. Foster, R. J., 1979, Physical Geology.
112. G. J. H. McCall, 1977, THE ARCHEAN Search for the Beginning.
113. John Gribbin, 1978, Climatic change, Cambridge University Press.
114. L. A. Frakes, 1979, Climates Through Geologic Time.
115. Lazarus J. Salop, 1982, Geological Evolution of the Earth During the Precambrian.

