

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

地质学基础

 **BOOK**
中国地质出版社

内容提要

本书是高等师范院校地理系专业基础课教材。内容包括总论、矿物、火成岩、沉积岩、变质岩、矿床、构造运动和构造变动、地震、大地构造学说、地壳历史的研究方法,以及各代地史等 15 章,基本包括了地质学的基本知识和理论。

作为第三版修订教材,本书注重吸收最新学科成果,如引入花岗岩的成因、特殊沉积岩、区域混合岩化作用、火山矿床、多成因矿床、干酪根成油说、韧性断层、区域性大断裂、地体、地质事件和生物事件、寒武纪生命大爆炸、恐龙灭亡事件等内容,以及较新的《中国地震烈度表》、《地质年代表》。适用作地理学、地质学、地学、环境学及相关学科教材及供有关读者阅读、参考。

绪言

一、地质学的研究对象

地质学是研究地球及其演变的一门自然科学。它主要研究地球的组成、构造、发展历史和演化规律。在当前阶段，地质学主要研究固体地球的最外层，即岩石圈（包括地壳和上地幔的上部）。因为这一部分既是与人类生活和生产密切相关的部分，同时也是容易直接观测和研究历史最久的部分。但是，随着科学技术的迅速发展，如卫星、航天、深钻技术、海洋物探、高温高压实验、电子显微镜、计算机、遥感遥测、红外摄影、激光等新技术、新手段的不断应用，地质学的研究范围也不断扩大。从地球表层向深部发展，出现了深部地质学；从大陆向海洋发展，出现了海洋地质学；从地球向外层空间发展，出现了月球地质学、行星地质学、宇宙地质学。

按照研究的内容和性质，地质学可以划分出许多独立的分科，如下表所示。

地质学分科简表

| 研究内容和性质 | 主要分科 |
|--------------------|--|
| 地壳的物质组成、分类、成因及转化规律 | 结晶学 矿物学 岩石学 |
| 地壳运动、地质构造及成因 | 动力地质学 构造地质学 大地构造地质学 |
| 地壳的发展历史、生物及古地理演化规律 | 古生物学 地层学 地史学 第四纪地质学 区域地质学 古地理学 古气候学 |
| 地质学的应用 | 资源方面 矿床学 找矿及勘探学 地球物理探矿 地球化学探矿 |
| | 能源方面 煤田地质学 石油地质学 放射性矿产地质学 地热学 |
| | 环境、人类生活和灾害防护 工程地质学 环境地质学 地震地质学 |
| | 其它 水文地质学 |
| 边缘学科、综合学科及新兴学科 | 地球化学 地球物理学 地质力学 数学地质学 行星地质学 板块构造学 海洋地质学 实验岩石学 遥感地质学 深部地质学 同位素地质学 |

上表仅仅列出地质学分科的主要部分，实际上每一分科还可以进一步划出许多分枝，例如古生物学可以分成古动物学、古植物学、微体古生物学、超微体古生物学等，而古动物学又包括古无脊椎动物学、古脊椎动物学等。由此可见，地质学研究的内容是非常繁多而复杂的。本书主要介绍地质学的基本知识和一般原理，以便使读者了解地质学的基本内容，掌握地质学的基本技能和研究方法，为进一步学习地质学、地理学及其它有关学科奠定专业基础。

二、地质学的特点和研究方法

地质学的研究对象主要是地球，属于地球科学（简称地学）的范畴，也是六大基础自然科学的一个组成部分。地质学的研究对象及其内容既不同于数学，也不同于物理和化学，而是具有它自己的特殊性，从而也具有它自己的研究方法。

（一）地质学的特点

第一，地质学的研究对象涉及到悠久的时间和广阔的空间。地球自形成以来已经有 46 亿年的历史，在这样漫长的时间里，地球曾发生过沧海桑田、翻天覆地的重大变化，而其中任何一个变化和事件，任何一粒矿物和一块岩石的形成和演化，都往往要经历数百万年甚至数千万年的周期。对这些变化和事件，人们不能像研究人类历史那样，可以借助于文字和文物；也不能像研究物理那样，可以单纯依靠在实验室中做实验，而必须靠研究分析地球本身发展过程中所遗留下来的各种记录。

同时，地球具有巨大的空间，在不同地点和不同深度，具有不同的物质基础和外界因素，因而有不同的发展过程。海洋和大陆、大陆的各个部分、地球表层和深部，都有其不同的发展过程。因此，既要研究它们的共性，更要研究它们的差异性和相关性，才能全面、深入地找出地球的发展规律。

第二，地质学具有多因素互相制约的复杂性。它所研究的对象和内容，从小到矿物组成的微观世界到大至整个地球以及宇宙的宏观世界，从矿物岩石等无机界的变化到各种生命出现的演化，从常温常压环境到目前还不能人为模拟的高温高压环境，从各种变化的物理过程、化学过程到生物化学过程，从地球本身各个部分的物质能量转化到地球与外部空间的物质能量转化等等，充满着各种矛盾和相互作用的复杂过程。任何一种地质过程，都不可能是单一的物理过程和化学过程，地球自诞生以来，不仅形成了光怪陆离的矿物世界、岩石世界、海洋大陆、高山深谷，也出现和演化成了种类繁多的生物世界。众所周知，目前在实验室中即使合成最简单的生命物质，也是非常不容易。地球演化到今天，产生出如此面貌，这固然与其具有人类历史所不能比拟的充分时间有关，同时也说明地球演化的地质过程是一个十分复杂的过程。

第三，地质学是来源于实践而又服务于实践的科学。但地质学必须首先是以地球为大课堂，以大自然为实验室，进行野外调查研究，大量掌握实际资料，进行分析对比归纳，得出初步结论，然后再用以指导生产实践，并不断修正补充和丰富已有的结论。远在数十万年前的旧石器时代，人类的祖先就是在制造石器的过程中，逐步掌握了一些岩石的特性，后来在铜器时代、铁器时代，人类又在生产活动中逐步掌握了寻找有用矿产的某些规律。近代以来，由于工矿业的发展，特别是相邻科学和现代技术的进步，又推动了地质学的突飞猛进，不断形成新的理论。

（二）地质学的研究方法

地质学的上述特点决定了地质学的研究方法主要是在实践的基础上，进行推理论证。推理的基本方法是演绎和归纳。演绎是由一般原理推出关于特殊情况下的结论。例如凡是岩石都是地壳发展历史的产物，花岗岩是一种岩石，所以花岗岩是地壳发展历史的产物。归纳是由一系列具体的事实概括出一般原理。例如在高山，发现成层的岩石，岩层中含有海生动植物化石，说明高山的前身是海洋，这里曾经发生过海陆的变化。在地质学研究中，这两种推理方法都能用到，但归纳法则更是更基本的方法。

野外调查——为了认识地壳发展的客观规律，了解一个地区的地质构造和矿产分布情况，除了搜集和研究前人资料外，必须进行野外调查研究，积累大量感性资料，分析对比，归纳分类。通过“实践、认识、再实践、再认识”循环往复的形式，得出反映客观事物本质的结论。

室内实验和模拟实验——室内实验也是进行调查研究的重要手段。在野外采集的各种样品，都要带回室内进行实验、分析和鉴定，例如岩矿鉴定、岩石定量分析、化石鉴定、同位素年龄测定等。为了生产的实际需要和探讨某些地质现象的成因和发展规律，有时需要利用已知岩矿的各种参数及物理、化学过程，进行模拟实验。虽然，这种实验结果的可靠性是相对的，但其重要性却日益增加。如目前可以制造出人工红宝石、石英、金刚石等，既有实用价值，又有助于了解自然界矿物、岩石、矿床的形成和分布规律。又如，在室内进行地质力学模拟实验，可以得出各种构造型式的形成条件和展布情况。

历史比较法（现实类比法）——研究地球的历史，重塑地质时代的古地理环境，经常使用这种方法。著名英国地质学家莱伊尔（Charles Lyell，1797—1875）在19世纪提出“以今证古”的研究方法。他认为当前正在进行着的各种地质作用和方式，和地质时期是一样的，所不同的只是量的差别。例如，目前在海洋里沉积着泥沙，泥沙里夹杂着螺蚌壳；假如在高山地层中发现螺蚌壳化石，就可以判断这高山所在曾经是一片海洋，并可得出结论，地表各处的山脉并不是从来就存在的，而是地壳历史发展的产物。莱伊尔认为地球上的一切地质记录——巨厚的地层、高大的山脉等，并不是什么剧烈的动力造成的。各种缓慢的为人所不察觉的地质作用，只要经过漫长的

岁月，就可产生惊人的结果。这种理论被称为均变论(uniformitarianism)。莱伊尔有一句名言：“现在是认识过去的钥匙”，意思是我们从现在的已知就可推求过去的未知，根据目前的地质过程和方式就可推断过去的地质过程和方式，从而恢复地质时代的历史。这种方法也叫做现实主义方法(原则)。

稍早一点，法国地质学家居维叶(G.Cuvier, 1769—1832)认为地壳的变化和生物的发展，不是自然界逐渐演化而成的，而是由于发生多次超越现在人类认识范围和经验的短暂而猛烈的激变事件造成的。例如《圣经》上所说的大洪水，使一切生物遭到毁灭，上帝又来重新“创造”世界。“灾难—毁灭—再创造”，自然界按照这种过程，生物界不断形成新属种，如此反复，变化不已。这种观点与均变论正相反，被称为灾变论或激变论(Catastrophism)。由于它否认生物演化，并带有浓厚的神的色彩，所以后来受到批判，逐渐为均变论所代替。均变论在反对当时灾变论、建立唯物主义的进化观点和研究方法中，曾经起了进步的作用。

但是，莱伊尔只强调缓慢变化的一面，未见到突变的一面；只谈量变，未谈质变；只认识古今的一致性，未认识到古今还有差异性。过去不会和今天完全一样，今天也不会是过去的重演，地球的历史绝不会是简单的重复。同时，目前许多人认为在地球的长期发展过程中，不能排除曾经发生过若干次灾变或激变事件。例如，大量陨石的撞击，地磁极的多次反转，地质历史上多次冰川时期的出现等，无疑都会影响地球发展的进程和各种平衡关系。

现代地质学接受了莱伊尔现实主义的合理部分，即以今证古的原理；同时也注意到地球发展的阶段性和不可逆性，以及在地球发展的不同阶段中自然条件的特殊性，例如大气成分不同、海陆分布形势不同、生物状况不同、地壳运动的方式和强烈程度不同等，因此各种地质作用如风化、侵蚀、搬运、沉积等作用的方式、速度也有差异。所以研究地球的历史，必须根据具体情况，用历史的、辩证的、综合的思想作指导，而不是简单地、机械地以今证古，这样才能得出正确的结论。这种方法就是历史比较法或现实类比法。

近年通过对地球的监测获得的许多数据，认为时间是地质事件及其结果的最好过滤器，也就是随着地球的发展和时间的延续，那些意义不大的地质事件及其结果都被筛掉或过滤掉了，从而使人们通过对某些作用结果的观测，比通过对不连续或微弱的信息直接监测地球的一般动力演化，可能更会正确地认识某些地质过程，更正确地研究现在，了解过去，预测未来。这种观点和莱伊尔的“以今证古”相反，而是“以古证今”，认为“研究过去是了解现在的钥匙(关键)”。实际上，这些不同观点可以起到互为补充的作用，古和今是一种辩证关系，以今可以证古，将古亦可论今，不可把它们对立起来。

第一章总论

第一节地球概况

一、地球的形状和大小

(一) 对地球形状、大小的认识

人类在长期生产实践中，对于地球形状的认识经历了反复曲折的过程。当初人们确认地球的形状为圆球形，这是一个认识上的进步，有人比喻为第一级近似。到 18 世纪末，人们普遍认识到地球为极轴方向扁缩的椭球，这是第二级近似。为了数学上计算方便，人们用“旋转椭球体”这一几何形体来代表地球的形状。所谓旋转椭球体是将一个椭圆以它的短轴为轴旋转而成的球体。地球因自转而变扁，这符合逻辑和事实，但地球不是流体，所以旋转椭球体的光滑表面并不完全和地球真实形状一致。地球表面有大陆和海洋，地势有高有低，其形状是非常不规则的。后来通过重力测量采用“大地水准体”(Geoid)这个概念来代表地球的形状(图 1-1)，这是第三级近似。大地水准体是指由平均海面所封闭的球体形状。海面上的重力位各处都是相等的，即海面在重力作用下是一个等位面，把这个等位面延伸通过大陆，就形成一个封闭曲面，这个曲面叫大地水准面。由于地球表面有 71% 为海洋所占据，所以在一定程度上讲，大地水准面代表了地球的形状，而且这个面是一个实际存在的面。但它仍然是介于旋转椭球体和地球真实形状之间的一个中间形态。

近年来，由于人造卫星等空间技术的发展，大大地推动了关于地球形状的深入研究，取得了一些新的数据。概括说来，有以下几个方面的认识：(1) 大地水准面不是一个稳定的旋转椭球面，而是有地方隆起，有地方凹陷，相差可达 100m 以上；(2) 地球赤道横截面不是正圆形，而是近似椭圆形，长轴指向西经 20° 和东经 160° 方向，长短轴之差为 430m；(3) 赤道面不是地球的对称面，从包含南北极的垂直于赤道平面的纵剖面来看，其形状与标准椭球体相比较，位于南极的南极大陆比基准面凹进 24m；而位于北极的没有大陆的北冰洋却高出基准面 14m。同时，从赤道到南纬 60° 之间高出基准面，而从赤道到北纬 45° 之间低于基准面。用夸大了的比例尺来看，这一形状是一个近似“梨”的形状(图 1-2)。这一认识是到目前为止对于地球认识的一个新阶段。这种认识说明地球的形状及反映这种形状的内部物质状态还未达到稳定平衡状态。当然，今后卫星测量还必须结合大地测量、重力测量和天文测量等综合手段，才能获得进一步精确的数据。

(二) 地球的形状和大小的最新数据(1975 年 9 月，国际大地测量学和地球物理学联合会第 18 届年会推荐和 1980 年公布的部分大地测量常数，后者带*号)：

地球赤道半径 () : 6378137m*

地球极半径 () : 6356752m*

赤道标准重力加速度 (g_e) : $(978032 \pm 1) \times 10^{-5} \text{m/s}^2$

(三) 地球的其它数据

地球平均半径 : 6371km

子午线周长 : 40008.08km

赤道周长 : 40075.24km

地球的面积 : 51000 万 km^2 *

海洋面积 : 36100 万 km^2 , 占地球总面积的 70.8%

陆地面积 : 14900 万 km^2 , 占地球总面积的 29.2%

地球的体积 : 10830 亿 km^3 *

地球的质量 : $5.976 \times 10^{27} \text{g}$ *

地球的平均密度 : 5.517g/cm^3

物体脱离的临界速度 : 11.2km/s

赤道上点的线速度 : 465m/s

地球沿轨道运动的平均速度 : 29.78km/s

大陆最高山峰 (珠穆朗玛峰) : 8846.27m

大陆平均高度 : 825m 海洋最深海沟 : -11034m

海洋平均深度 : -3800m

大陆和海洋的平均高度 : -2448m (即全球表面无起伏, 将被 2448m 厚的海水所覆盖)

从以上数据中, 得知地球表面不仅海陆并存, 而且地面起伏最大高差近 20km。但若把地球缩小, 以 3.2m 为半径, 画一道高 1.5cm 的圆周线带, 则地表的最高点和最低点均可包括在这道圆周线带内; 同时, 由于地球扁率只有 1/298, 无论是旋转椭球体、大地水准体或近似“梨”形体, 从宏观上看地球仍然是近似球形的球体。

二、地球的物理性质

(一) 地球的密度和重力

地球的质量是根据万有引力定律计算出来的, 用地球的质量除以地球的体积, 便可得出地球的平均密度是 5.517g/cm^3 , 而地壳上部的岩石平均密度是 2.65g/cm^3 , 由此推测地球内部必有密度更大的物质。根据地震资料得知, 地球密度是随着深度的加深而增大的, 并且在地下若干深度处密度呈跳跃式变化, 推测地核部分密度可达 13g/cm^3 左右。

地球的平均密度和水星（5.4）相差不多，月球（3.341）和火星（3.95）的密度都比地球小，其它行星的密度就更小了。当前很重视和其它星体对比来研究地球。

地球的重力一般是指地球对地表和地内物质的引力。而万有引力 $F=m_1m_2/r^2$ ，由此可知，重力与地球质量（ m_1 ）和物体质量（ m_2 ）的乘积成正比，与地球和物体二者质量中心的直线距离平方（ r^2 ）成反比。地表重力因还受地球自转产生的离心力和各点与地心距离的影响，故各地并不相等，且随海拔和纬度的不同而发生变化。据计算：在两极，重力比赤道地区大 0.53%，也就是说把在两极重 100kg 的物体搬到赤道地区时，则变成 99.47kg。通常用单位质量所受的重力，即重力加速度（g）来表示各地的重力大小。如在赤道的重力为 978.0318Gal，在两极则为 983.2177Gal。

如果把地球看作一个理想的扁球体（旋转椭球体），并且内部密度无横向变化，所计算出的重力值，称理论重力值。但由于各地海拔高度、周围地形以及地下岩石密度不同，以致所测出的实际重力值不同于理论值，称为重力异常。比理论值大的称正异常，比理论值小的称负异常。存在一些密度较大物质的地区，如铁、铜、铅、锌等金属矿区，就常表现为正异常；而存在一些密度较小物质的地区，如石油、煤、盐类以及大量地下水等，就常表现为负异常。异常的大小取决于矿石与周围岩石的密度差、矿体的大小以及矿体的埋藏深度。根据这个道理可以进行找矿和地质调查，这称为重力勘探，是地球物理勘探方法之一。

但是，利用重力异常研究地质情况，必须对实测重力值进行校正，即必须清除各种因素对实测值的影响。第一，实测点有一定的海拔高度，海拔越高，距地心距离越大，而高差每增减 1m，重力差则为 0.3083mGal。因此，须要一律校正至海平面高度，这种校正只考虑海平面与测点之间高差的影响，而未考虑海平面与测点之间物质的影响，就好象那里是空的一样，所以这种校正称自由空气校正。经这样校正后的重力值与理论重力值之差，称为自由空气异常；第二，测点与海平面之间还有岩石（平均密度一般按 2.67g/cm³ 计算）对重力产生影响，测点周围地形也对重力产生影响，因此自由空气校正后的重力值还必须减去这部分岩石和地形对测点所产生的重力值，这种校正称为布格校正，布格校正后的重力值与理论重力值之差称为布格异常。这种异常应用最广，在文献中所看到的重力异常一般皆指布格重力异常。

图 1-3 是我国大陆部分布格重力异常图，从图上可以看出有两点值得注意的情况：（1）青藏高原边缘和大兴安岭及太行山边缘有明显的“重力台阶”，这说明地质情况有很大变化；（2）丘陵及平原地带重力异常值较小，而青藏高原等地异常值较大，甚至达到负 400—500mGal，这说明高原、高山地带在海平面以下的部分存在着某种补偿作用，从而抵消了高山、高原对重力的影响。根据这种现象，有人提出“地壳均衡说”，认为山脉是较轻的

岩块浮在较重的介质之上，仿佛冰山浮在海水中一样，山越高，它深入下部介质中的深度也越大，这深入的部分通称“山根”。这种论点现已为许多证据所证实。

（二）地磁

地球周围形成一个巨大的地磁场。早在公元前 3 世纪战国时期，我国就已利用磁性发明了指南仪器——司南。后来人们还发现地磁极与地理极的位置是不一致的。地球磁场同置于地球中心的一个大条形磁铁（条形磁铁与地轴呈 11.5° 相交）所产生的偶极磁场相类似（图 1-4）。条形磁铁的北极指向地球的南磁极，条形磁铁的南极指向地球的北磁极。其磁力线是从南磁极出发进入北磁极的。当然事实上地球内部并无这样一个条形磁铁。为了确定地表任何一点的地磁场，需要进行磁场强度测量。如图 1-5 所示，箭头代表向量，其长度代表磁场强度（磁场强度单位为奥斯特 Oe ），它在水平面上的投影为水平强度，它的垂直分量为垂直强度，图中 α 角称磁偏角， θ 称磁倾角。磁偏角也就是地磁子午线与地理子午线的夹角，以指北针为准，偏东为正，偏西为负。磁倾角即磁针与各处水平面的夹角，常随纬度而变化，在两磁极 θ 角为 90° ，在磁赤道则为 0° ，以指北针为准，下倾者为正，上仰者为负。

概括而言，地磁具有以下特点：

（1）地磁南北极和地理南北极的位置不一致，并且磁极的位置逐年都有变化，如表 1-1，磁极有向西缓慢移动的趋势。

（2）地面上每一点都可从理论上计算出它的磁偏角和磁倾角。如磁偏角和磁倾角与理论值不符时，叫做地磁异常。局部的地磁异常主要是由地下岩石磁性差异引起。属于地球物理勘探方法之一的磁法勘探就是据此寻找地磁异常区，从而发现隐伏地下的高磁性矿床。此外通过研究在亿、万年前所形成的岩石中保存下来的剩余磁性的方向和强度，来判断地球磁场方向的变化，称古地磁学。它可以配合其它方法探索地球岩石圈构造发展的历史。

表 1-1 近代地磁极位置

| 年代 | 北磁极 | 南磁极 |
|-------------------|----------------------|----------------------|
| 1831 [*] | 70.1 ° N , 96.8 ° W | |
| 1841 [*] | | 75.0 ° S , 153.7 ° E |
| 1904 [*] | 70.5 ° N , 96.5 ° W | |
| 1909 | | 72.4 ° S , 153.3 ° E |
| 1912 [*] | | 71.2 ° S , 150.8 ° E |
| 1948 [*] | 73.0 ° N , 100W | |
| 1952 [*] | | 68.7 ° S , 143.0 ° E |
| 1960 | 74.9 ° N , 101.0 ° W | 67.1 ° S , 142.7 ° E |
| 1965 | 75.5 ° N , 100.5 ° W | 66.5 ° S , 139.9 ° E |
| 1970 | 76.2 ° N , 101.0 ° W | 66.0 ° S , 139.1 ° E |
| 1975 [*] | 76.2 ° N , 100.6 ° W | |
| 1975 | 76.1 ° N , 100.0 ° W | 65.8 ° S , 139.4 ° E |
| 1980 | 78.2 ° N , 102.9 ° W | 65.6 ° S , 139.4 ° E |
| 1983 [*] | | 65.2 ° S , 138.7 ° E |

***实验位置**

(3) 根据人造卫星在地球外层空间探测发现，地球磁场的磁力线并不像图 1-4 所示那样规则，而是由于太阳风的影响，地球的磁场被压缩在一个固定区域内，这个区域叫磁层（图 1-6）。磁层像一个头朝太阳的彗星，磁层顶部朝向太阳，距离地球有 10 个地球半径远，而尾部可以拖到几百个地球半径那么远。磁层可以使地球上生物免受宇宙射线和粒子袭击的危害。

(4) 关于地球磁场形成的原因，曾有种种推测：很早人们认为地球的地核部分为具有磁性的镍铁物质，从而形成地球磁场。但是，地内温度高达几千摄氏度，远远超过铁磁性矿物的居里点，不可能产生磁场。目前所知，仅仅在 20km 范围内的岩石圈部分可以具有铁磁性，但它所产生的磁场强度不可能达到地磁场强度的数量级。还有人认为巨大质量物体的转动可以导致电磁效应，这种看法也被否定了。目前倾向于这种认识：地核的外核部分为液态的金属铁镍物质，是一种导电流体，在地球旋转过程中，产生感应自激，形成地球磁场。又因在地球转动过程中，流体地核比固体地幔略有滞后，因此产生地球磁场逐渐向西漂移。但这些假说有待于继续研究证实。

(三) 地热

地球内部储存着巨大的热能，这就是常说的地热。地壳表面的温度常随外界温度而有日变化和年变化，但从地表向下到达一定深度，其温度不随外界温度而变化，这一深度叫常温层。它的深度因地而异，在我国北方，温度具有年变化的深度大约在 30m 左右。在年常温层以下，地温随深度而增加，此增温规律可以用地热增温级或地热梯度表示。所谓地热增温级是在年常温层以下，温度每升高 1 时所增加的深度，单位是 m/°C，例如，大庆的地热

增温级为 20m/°C，北京房山为 50m/°C。地热增温级的平均数值是 33m/°C。地热增温级的倒数叫地热梯度，即每深 100m 所增加的温度，单位是 °C/100m。地热梯度的平均数值是 3 °C/100m。

地热增温的规律只适用于地壳部分或岩石圈（图 1-7）。据地球物理资料推断，整个地球的平均温度约为 2000 °C。

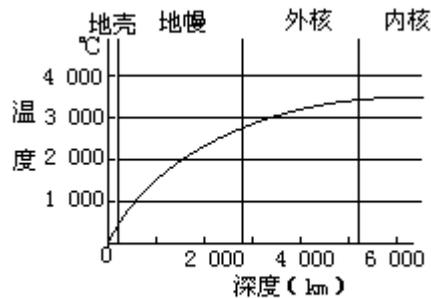


图1-7 地球内部推测温度分布曲线

地热的主要来源是由放射性元素衰变而产生的，如铀（ U^{238} ， U^{235} ）、钍（ Th^{232} ）、钾（ K^{40} ）等（表 1-2）。这些放射性元素衰变析出的总热能值，现有各种不同的估计，根据侯德封等 1973 年资料，至少为 $2.14 \times 10^{21} J/a$ 。此外，也有一部分热能可能是由构造变动的机械能、化学能、重力能和地球旋转能等转换而来的。还有人认为地热是地球形成时残余下来的，这就是所谓“残余热说”。

表 1—2 各类岩石放射性元素含量（ $1/10^6$ ）及生热率

| 岩类 | 放射性元素含量 | | | 平均总生热率 | |
|-----|---------|--------|-------|---------------------------|---------------------------|
| | 铀 (U) | 钍 (Th) | 钾 (K) | $4.2 \times 10^{-8} J/ga$ | $4.2 \times 10^{-8} J/ga$ |
| 沉积岩 | 3.00 | 5.00 | 20000 | 1557.64 | 49.40 |
| 花岗岩 | 4.75 | 18.50 | 37900 | 3424.80 | 108.02 |
| 玄武岩 | 0.60 | 2.7 | 8400 | 502.42 | 5.89 |
| 橄榄岩 | 0.015 | 0.05 | 63 | 9.46 | 0.30 |

地球内的热能可以通过不同形式进行释放，如火山喷发、热水活动以及构造运动等都是消耗地热的形式。但地热释放最经常和持续的形式是地球内部热能从地球深部向地表的传输，这种现象称为大地热流。地球通过大地热流放热的现象是十分普遍的，只是单位面积（ $1cm^2$ ）的放热量很小，平均每秒钟只有 $6.15 \times 10^{-6} J$ 。热流量的单位为 $4.1868 \times 10^{-6} J/cm^2 \cdot s$ ，通称地热流量单位（HFU）。虽然地表单位面积的每秒热流量很小，但整个地球表面在一年中的放热总量可以达到 $9.63 \times 10^{20} - 1.09 \times 10^{21} J$ ，这个数字相当于燃烧 300 多亿吨煤放出的热量。可见地球本身是一个庞大的热库。地热流量或地热流值（Q）的计算公式是岩石导热率（K）和垂直地热梯度（ dT/dZ ）的

乘积，即 $Q=K(dT/dZ)$ ，式中 T 代表温度， Z 代表深度。一般是在室内测定岩心标本的导热率，在钻井中测量地热梯度，两个数值相乘，即得出地热流值。但用钻井岩心标本测定导热率存在很大困难，例如岩心标本离开它原来的位置，其温度、湿度和所受的压力等自然状态有了很大变化，有时岩心发生破裂，或者岩心取自松散岩层，凡此等等，都会使测量的数值产生很大误差。近年来研究成功一种地热流原位测定的仪器，特别适用于测量海底淤积层的导热率，大大推动了海洋地热流测定进度。到 20 世纪 80 年代末，全球地热值已测得 1 万多个，其中有 2/3 的数值是测自海洋。对全球热流量的研究得到一些有意义的结果：

(1) 近年对全球地热流值的统计数字表明：全球平均地热流值为 1.47 ± 0.74 HFU，大陆平均地热流值为 1.46 ± 0.46 HFU，海洋为 1.47 ± 0.79 HFU，大陆和海洋平均地热流值几乎相等。

(2) 但地热流值的分布却具有明显的时空差异。以海洋而论，在洋中脊最高，为 1.90 ± 1.48 HFU，海盆地区为 1.27 ± 0.53 HFU，而距离洋中脊最远的海沟其平均值最低，只有 1.16 ± 0.70 HFU。

(3) 从岩石的新老或大地构造活动阶段来看，从古到新，地热流值表现为由低到高的趋向。如最古老的前寒纪地块为 0.91 ± 0.02 HFU，早古生代加里东褶皱带为 1.11 ± 0.07 HFU，晚古生代海西褶皱带为 1.24 ± 0.03 HFU，中生代褶皱带为 1.42 ± 0.06 HFU，新生代喜马拉雅褶皱带为 1.75 ± 0.06 HFU。

(4) 研究还表明，地热流值与岩石圈厚度有关。岩石圈越薄，则地热流值越大；反之，则越小。因此根据地热流值的大小可以推算出岩石圈的厚度，其推算结果与根据地震波推算的结果大体相符。

地热流所带出的热能是很分散的，目前只有在一定地质条件下富集起来的地热能，才能当作资源看待。在大陆地区，地热流值大于 2HFU，一般被认为是具有良好地热资源的地区。大陆地热资源分布很不均匀，上面所述中生代褶皱带（相当于环太平洋带）、新生代喜马拉雅褶皱带（相当于地中海-喜马拉雅带）是两条著名的地热带，也是地球上著名的地震带和火山活动带。在这样的地带有很多地方的地热流值或地热梯度高于平均值，这种地方称为地热异常区。在地热异常区，地热传导给地下水，使之变成热水或蒸汽，然后再沿断层或裂隙上升到地表，这样就会形成温泉、热泉、沸泉或者喷汽孔、冒汽地面等，有时还会形成热水湖。所有这些现象都称之为地热活动的地表显示。凡是具有地热的地表显示或地热异常现象的地区，叫地热田。但热水的形成必须具备热源、水源、储集层和盖层等条件（图 1-8）。

我国东部沿海地区（包括台湾在内）和西南地区西藏、云南等地，正好分别位于世界的两条地热带范畴内，所以地热资源很丰富，目前我国已发现热泉点 2800 多处（西藏地区未计入内）。据近年科学考察，西藏全区的水热活动区不下 600 处。其中拉萨西北羊八井热汽井，钻井深只 30m，而温度达 130 的热水汽喷高 30 多 m，是大型地热田之一。热泉、温泉之外，也可

以通过钻井把地下一二千米以内的热水抽到地面上来，加以利用。热水除直接利用外，还可用以建立地热发电站。70年代以来，我国已在广东丰顺、河北怀来以及湖南、山东、江西、辽宁等省建成小型地热发电站。在西藏羊八井还建立了第一座直接利用地热汽发电的地热试验站。

目前全世界对地热的利用还主要限于地表和地下热水方面，但近年已注意到如何进行“高温岩体”的利用问题。如日本正在进行开发高温岩体热能试验。其方法是在岩浆岩体上开凿一破碎井（或利用废井），在井下采取措施，使下面岩体产生龟裂，然后注水到地下岩体龟裂处，同时在地面另凿一生产井，提取利用基岩热产生出来的蒸汽，推动涡轮机发电。1992年在山形县挖掘了一口深2200m的实验井，成功地进行了第二次制造龟裂的实验，并准备继续进行破碎井与生产井之间水汽通过连续循环实验。据认为如果能开发4000m以下岩体热能，则仅日本的这项可以利用发电的能源资源即可达到4亿kw以上。由此说明，地热资源的开发利用，蕴育着无限广阔的前景。

第二节 地球的结构

地球是一个由不同状态与不同物质的同心圈层所组成的球体。这些圈层可以分成内部圈层与外部圈层，即内三圈与外三圈。其中外三圈包括大气圈、水圈和生物圈，内三圈包括地壳、地幔和地核（表 1-3）。

表 1-3 地球各圈层质量

| 圈层 | 质量 (t) | 占地球总质量% |
|-----|-----------------------|---------|
| 大气圈 | 5×10^{15} | 0.00009 |
| 水圈 | 1.41×10^{18} | 0.024 |
| 生物圈 | 大气圈质量的 1/300 | |
| 地壳 | 5×10^{19} | 0.8 |
| 地幔 | 4.05×10^{21} | 67.8 |
| 地核 | 1.88×10^{21} | 31.5 |

一、地球的外部圈层

(一) 大气圈

从地表（包括地下相当深度的岩石裂隙中的气体）到 16000km 高空都存在气体或基本粒子，总质量达 $5 \times 10^{15}t$ ，占地球总质量的 0.00009%。主要成分氮占 78%；氧占 21%；其他是二氧化碳、水汽、惰性气体、尘埃等，占 1%。地球的表面为什么形成大气圈，这是与地球的形成和演化分不开的。地球在其形成和演化的过程中，总是要分异出一些较轻的物质，轻的物质上升，积少成多形成大气圈。我国古代也有这样的话：“混沌初开，乾坤始奠，轻清者上升为天，重浊者下沉为地。”其实这就是讲的物质分异作用。上升的气体为什么不会从地球的表面跑到宇宙空间中，其主要原因是地球的引力把大气物质给拉住了，形成一个同心状的大气圈。物体脱离地球的临界速度是 11.2km/s，尽管气体物质很轻，其运动速度也很快，如氧分子的运动速度是 0.5km/s，氢分子的运动速度是 2km/s，但这种速度并不能使气体物质脱离地球的引力场。只有一部分氢和氦，在宇宙射线作用下可以被激发，产生很高的速度而跑掉一些。所以，大气圈中氧和其它气体的成分就相对增加了。

在太阳系中的其他星球，如月球、水星、火星等，则不同于地球的情况。月球的表面重力只有地球重力的 1/6，物质脱离月球的速度为 2.38km/s。所以月球上分异出的气体物质，很容易脱离月球，使月球不可能形成大气圈。水星离我们地球最近，其表面重力是地球的 1/3，脱离速度是 4.2km/s，气体比较容易跑掉，所以水星上也没有形成大气圈。火星表面的引力与水星的引力差不多，但火星的表面温度较低，气体分子运动的速度相对比较慢，所

以火星的四周还可以保存一部分大气物质，但比起地球来，气体是非常稀薄的。木星、土星、天王星和海王星的引力与质量都比地球大得多，因此在这些星球上都存在有大气圈。但它们的成分却与地球上的大不相同。由于这些行星的引力大，连氢、氦这些轻气体分子都能被吸引住，所以这些星球上的气体不适合各种生物的生存与发展。金星的质量与引力都和地球近似，也存在有大气圈，但金星上没有植物进行光合作用，所以二氧化碳的含量很大。这样的条件也不适于生物的发展与生存。

地球大气圈成分是随着时间而变化的。当初大气中的二氧化碳可能达到百分之几十，大约在3亿年前，由于植物大规模繁盛，才演化成接近现今的大气成分，目前大气中的二氧化碳只有万分之4.6。大约在1亿年前，大气的温度才接近现今的温度。从地史发展来看，二氧化碳的多少是影响地表温度的一个重要因素。若二氧化碳增多，地球的温度将会增高。根据有关资料，自工业革命以来，二氧化碳的含量已增加13%，因此人们推测地球的大气温度将会越来越高。

大气圈是地球的重要组成部分，并有重要的作用：

- (1) 大气可以供给地球上生物生活所必须的碳、氢、氧、氮等元素。
- (2) 大气可以保护生物的生长，使其避免受到宇宙射线的危害。
- (3) 防止地球表面温度发生剧烈的变化和水分散失，如若没有大气圈，地球上将不会存在水分。
- (4) 一切天气的变化，如风、雨、雪、雹等都发生在大气圈中。
- (5) 大气是地质作用的重要因素。
- (6) 大气与人类的生存和发展关系密切。大气容易遭受污染，大气环境的质量直接关系到人类健康。

(二) 水圈

水圈主要是呈液态及部分呈固态出现的。它包括海洋、江河、湖泊、冰川、地下水等，形成一个连续而不规则的圈层。水圈的质量为 $1.41 \times 10^{18}t$ ，占地球总质量0.024%，比大气圈的质量大得多，但与其他圈层相比，还是相当的小。其中海水占97.2%，陆地水（包括江河、湖泊、冰川、地下水）只占2.8%；而在陆地水中冰川占水圈总质量的2.2%，所以其他陆地水所占比重是很微小的。此外，水分在大气中有一部分；在生物体内有一部分，生物体的3/4是由水组成的；在地下的岩石与土壤中也有一部分。可见，水圈是独立存在的，但又是和其他圈层互相渗透的。

地球上有水，这好像是很平常的现象，与其它星球相比，则显得特殊了。如，月球、水星、金星上都没有水。金星的表面温度较高，水都变成蒸汽跑掉了。火星上的水不少于地球，但火星上的水几乎都是以冰的形式存在的。火星以外的行星表面温度更低，难于存在液态水，如土星光环，据查明是由冰块组成的。

大气圈中存在的水分只占水圈总量的十万分之一，但它的重要意义是不

能以百分比来衡量的。因为大气中的水分不时凝结为雨、雪降下，又不时从地面和海面得到补充。实际上，大气中的水汽成了水分循环的中转站。这个中转站对人类生存关系极大。每年大约有 $4.46 \times 10^{14} \text{t}$ 的水分经过蒸发进入大气圈，同时也有相等数量大气中的水分经过凝结又降回大地，其中大约有 $1/5$ 降落在大陆上。

地球上的原生水，是地球物质分异的产物。目前火山喷发常有大量水汽从地下喷出便是证明。如 1976 年阿拉斯加的奥古斯丁火山喷发，一次喷出水汽即达 $5 \times 10^6 \text{kg}$ 。当然地球上的水圈是逐渐演化而成的。

水圈是地球构成有机界的组成部分，对地球的发展和人类生存有很重要的作用：

(1) 水圈是生命的起源地，没有水也就没有生命。

(2) 水是多种物质的储藏床。

(3) 水是改造与塑造地球面貌的重要动力。

(4) 水是最重要的物质资源与能量资源，水资源的多寡和水质的优劣直接关系到经济发展与人类生存。

(三) 生物圈

指地球表面有生物存在并感受生命活动影响的圈层。目前世界上已知的动物、植物大约有 250 万种，其中动物占 200 万种左右，植物大约占 34 万种左右，微生物大约有 3.7 万种。整个生物圈的质量并不大，仅仅是大气圈质量的 $1/300$ ，但它起到的作用却是很大的。生物圈具有相当的厚度。绿色植物的分布极限大约是海拔 6200m 左右，根据资料，在 33000m 高空还发现有孢子及细菌。总的来讲，生物圈包括大气圈的下层，岩石圈的上层和整个水圈，最大厚度可达数万米。但是其核心部分为地表以上 100m，水下 100m，也就是说大气与地面、大气与水面的交接部位是生物最活跃的区域，其厚度约为 200m 左右，因为在这个范围内具有适于生物生存的温度、水分和阳光等最好的条件。

生物圈是在地球演化过程中形成的一个特殊圈层，大约在 30 亿年以前，地球上才开始有了最原始的生命记录。大约从 6 亿年前才进入生命演化的飞跃阶段。地球上自从出现生物，便对地球的发展起着重要的特殊的作用。由于生物的生长、活动和死亡，使生物和大气、水、岩石、土壤之间，进行着多种形式的物质和能量的交换、转化和更替，从而不断改变着周围的环境。如植物在光合作用过程中，不断从大气中吸收 CO_2 ，在反应中放出 O_2 ，改变着大气的成分，同时将碳固定下来，并把它们的一部分埋藏在地壳中，形成大量的地壳能源。据估计，每年大约有 $1.5 \times 10^{10} \text{t}$ 的碳，从大气转入到树木之中，煤碳就是地质时代树木被掩埋地下形成的。目前，每年大约形成含碳量达 $3 \times 10^8 \text{t}$ 的泥碳。此外，空气中的 CO_2 ，溶解到水中形成 HCO_3^- ，与 Ca^{2+} 结合形成 CaCO_3 ，一部分为生物所吸收变成硬体（外壳、骨骼等），沉积而成为石灰岩。同时，生物也参与了土壤的发育。可以说，没有生物也就没有

今天的地球面貌，没有生物，也就不可能提供如此繁多的生物资源。

二、地球的内部圈层

该内部圈层指从地面往下直到地球中心的各个圈层，包括地壳、地幔和地核。虽然人们渴望“向地球的心脏进军”，彻底搞清楚地球内部状况，但目前世界上深井记录为 12300m（俄罗斯科拉半岛一口深钻，截至 1986 年），只占地球半径的 $1/530$ ，所以还不能用直接观察的方法来研究地球内部构造。通常采用地球物理方法，更主要是利用地震波的传播变化来研究地球内部构造情况。地震波分为纵波（P）和横波（S）。纵波可以通过固体和流体，速度较快；横波只能通过固体，速度较慢。同时地震波的传播速度随着所通过介质的刚性和密度的变化而改变。因此地震波实际上对地球起到“透视”的作用。当然，也可以借助宇宙地质（特别是陨石的成分）来判断地球内部的成分。

如果地球从表及里，是由均一物质组成，则纵横波速度在任何深度和任何方向都应该相同。但根据地球内部震波传播曲线分析，可以看出震波传播速度随深度而发生变化，并且有些地方还发生突然变化，可见地球内部物质不是均一的，而且还存在许多界面。地震波在地下若干深度处，传播速度发生急剧变化的面，称为不连续面。其中有两个变化最显著的不连续面，叫一级不连续面（表 1-4）。根据地震波的传播数据，可以制成地球内部震波传播速度曲线图（图 1-9）。从表或图中可以看出两个一级不连续面：

一个在地下（自海平面起算）平均 33km 处（指大陆部分）。在此不连续面以上，纵波速度为 7.6km/s，以下则急增向 8.0km/s，而横波则由 4.2km/s 增到 4.4km/s。这个一级不连续面称莫霍洛维奇不连续面，简称莫霍面或莫氏面。

表 1-4 地球内部圈层和物理数据

| 圈层 | | 不连续面 | 深度 (km) | 纵波速度 (km/s) | 横波速度 (km/s) | 密 度 (g、cm ³) | 压 力 (10 ¹¹ Pa) |
|-------|------|--------|--------------|------------------|------------------|------------------------------|--------------------------------|
| 名称 | 代 号 | | | | | | |
| 地壳 | A | 康拉德面 | 0 | 5.6 | 3.4 | 2.6 | 0 |
| | A | | 10 | 6.0 | 3.6 | 2.7 | 0.003 |
| | A | 莫霍面 | | 6.6 | 3.8 | 2.9 | |
| | | | 33 | 7.6 | 4.2 | 3.0 | 0.01 |
| | B | | | 8.0 | 4.4 | 3.32 | 0.019 |
| 上地幔 | B | 古登堡低速层 | | 8.2 | 4.6 | 3.34 | |
| | | | 100 | 7.8 | 4.2 | 3.4 | 0.031 |
| | | | 150 | 7.7 | 4.0 | 3.5 | 0.050 |
| | B | | 250 | 8.2 | 4.55 | 3.6 | 0.069 |
| | C | | 拜尔勒面 | 400 | 9.0 | 4.98 | 3.85 |
| 下地幔 | C | 雷波蒂面 | | 10.2 | 5.65 | 4.1 | 0.218 |
| | C | | 650 | | | | |
| | D | | 1000 | 11.43 | 6.35 | 4.6 | 0.40 |
| | | | 2000 | 12.8 | 6.92 | 5.1 | 0.88 |
| | D | | 2752 | 13.63 | 7.31 | 5.6 | 1.34 |
| | D | 古登堡面 | | 13.32 | 7.11 | 5.7 | |
| | | | 2900 | 8.1 | - | 9.7 | 1.50 |
| 地核过渡层 | 外核 E | | 3500 | 8.9 | - | 10.4 | 1.95 |
| | | | | | | 12.0 | 3.01 |
| | F | | 4900 | 10.4 | 2.07 | 12.5 | 3.24 |
| 内核 | | | | 11.2 | 1.24 | 12.7 | 3.33 |
| | 内核 G | | 5200 | 9.6 | 3.6 | 12.9 | 3.54 |
| | 核 | | 6371 | 11.3 | 3.7 | 13.0 | 3.65 |

——一级不连续面；——次一级不连续面

另一个在 2900km 深处。在这里纵波速度由 13.32km/s 突然降为 8.1km/s，而横波至此则完全消失。这个面称古登堡_不连续面。

这两个一级不连续面，将地球内部划分为 3 个圈层：地壳、地幔和地核（图 1-10 及表 1-4）。此外，根据次一级不连续面还可以划分出次一级圈层，如表 1-4 所示，共可划分出 A、B、C、D、E、F、G7 个圈层；次一级圈层还可根据更次一级不连续面划分出更次一级的圈层，如 A、A、B、B 等。

（一）地壳

指地球莫霍面以上的固体硬壳（A 层），属于岩石圈的上部。地壳主要由硅酸盐类岩石组成，它的质量为 $5 \times 10^{19}t$ ，约占地球质量的 0.8%，体积占整个地球体积的 0.5%。

1. 地壳的化学组成 地壳中含有元素周期表中所列的绝大部分元素，而其中 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg 等 8 种主要元素占 98% 以上，其他元素共占 1—2%。化学元素在地壳中平均含量称克拉克值。

表 1-5 地壳中主要元素的平均含量（重量%）

| 元素 | 据克拉克 | 据费尔斯曼 | 据维诺格拉多 | |
|----|----------------|-----------------|----------------|--------|
| | 和华盛顿 (1924) | (1933— 1939) | 夫据泰勒 (1962) | (1964) |
| O | 49.52 | 49.13 | 47.00 | 46.40 |
| Si | 25.75 | 26.00 | 29.00 | 28.15 |
| Al | 7.51 | 7.45 | 8.05 | 8.23 |
| Fe | 4.70 | 4.20 | 4.65 | 4.63 |
| Ca | 3.29 | 3.25 | 2.96 | 4.15 |
| Na | 2.64 | 2.40 | 2.50 | 2.36 |
| K | 2.40 | 2.35 | 2.50 | 2.09 |
| Mg | 1.94 | 2.25 | 1.87 | 2.33 |
| H | 0.88 | 1.00 | - | - |
| Ti | 0.58 | 0.61 | 0.45 | 0.57 |
| P | 0.12 | 0.12 | 0.093 | 0.105 |
| C | 0.087 | 0.35 | 0.023 | 0.02 |
| Mn | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.095 |

从表 1-5 可以看出，地壳中化学元素的克拉克值相差极为悬殊。氧几乎占有一半，硅约占 1/4，铝约占 1/13，而表中未列入的大多数元素的含量是微不足道的。比如铜的克拉克值为 0.007%，铅为 0.0016%，钨为 0.0012%，铋为 0.0001%，金为 $5 \times 10^{-7}\%$ 。

组成地壳的各种元素并非孤立存在，大多数情况是相关元素化合形成各种矿物，其中以 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg 等组成的硅酸盐矿物为最多，其次为各种氧化物、硫化物、碳酸盐等。各种不同矿物特别是硅酸盐类又组成各种岩石，所以说地壳是岩石圈的一部分。

其他大部分元素的克拉克值虽然很小，但它们在一定条件下可以迁移和富集。如在一定地段和一定时间某些元素富集起来，含量超过该元素的克拉克值，并在质和量上达到开采的要求，这样的地段就形成了矿床。

2. 地壳的厚度和结构 地壳是地球表面的一层薄壳，其厚度大致为地球半径的 1/400，但各处厚度不一（表 1-6），大陆部分平均厚度 37km 多，而海洋部分平均厚度则只有约 7km。一般说来，高山、高原部分地壳最厚，如我国青藏高原地壳最厚可达 70km（图 1-11）。

地壳（A 层）可以分为上下两层（图 1-12），中间被康拉德面所分开。但这一界面在海洋部分不明显或者根本不存在。

上层地壳（即 A 层），其成分以 O、Si、Al 及 K、Na 等为主，和花岗岩的成分相似，所以叫花岗

表 1-6 地壳类型和平均厚度（据罗诺夫，1967）

| 地壳类型 | 面积 × 10 ⁶ km ² | 平均厚度 (km) |
|--------------|--------------------------------------|-------------|
| 大陆型 | 149 | 43.6 |
| 次大陆型 (过渡型) | 64.9 | 23.7 |
| 大洋型 | 296.1 | 7.3 |
| 整个地壳 | 510 | 20 |

岩层；此层又称为硅铝层（Sial）。在这一层的表层部分常分布有 0—10km 厚的沉积岩层。平均密度为 2.6—2.7g/cm³。此层厚度在山区和高原可达 40km，在平原区常为 10km，在海洋地区变薄甚至完全缺失（如太平洋），因此是一个不连续圈层。这一层物质组成极为多样，构造形态和地貌形态也非常复杂。

下层地壳（即 A₂），其成分虽然也以 O、Si、Al 等为主，但 Mg、Fe、Ca 等成分则显著增加，和玄武岩的成分相似，所以叫玄武岩层，又称为硅镁层（Sima）。平均密度为 2.9—3.0g/cm³。此层在海洋地壳部分平均厚 5—8km，在大陆部分则延伸至花岗岩层之下，推测可厚达 30km，是一个连续圈层。

3. 地壳的类型 地壳可以分为大陆型地壳（简称陆壳）和大洋型地壳（简称洋壳）。陆壳的特征是厚度较大（30—70km），具双层结构，即在玄武岩层之上有花岗岩层（表层的大部分地区有沉积岩层）。总的来看，硅铝层好像浮在硅镁层之上，地表起伏越大（如高山、高原），莫霍面的位置越深，地壳越厚。洋壳的特征是厚度较小，最薄的地方不到 5km，一般只有单层结构，即玄武岩层，其表层为海洋沉积层所覆盖。此外，在陆壳和洋壳交会处还可以分出过渡型地壳，又称次大陆型地壳，其特点介于以上二种类型地壳之间。从图 1-12 可以明显看出陆壳和洋壳在结构、厚度等方面的差异。

地壳厚度的差异性和垂直结构及物质成分的不均匀性，构成了地壳总的特征，这种特征常导致地壳物质的重新分配和调整，以便达到新的平衡关系，这是引起地壳运动的多种因素之一。

（二）地幔

指莫霍面以下到古登堡面以上的圈层。深度为从地壳底界到 2900km。其体积占地球总体积的 82%，质量为 4.05 × 10²¹t，占地球总质量的 67.8%。物质密度大约从 3.32g/cm³ 递增至 5.7g/cm³，即在地幔下部接近于地球的平均密度。压力随深度而增加，界面上压力可达约 1.5 × 10¹¹Pa。温度也随深度缓慢增加，下部约为 3000 左右。

从莫霍面到古登堡面，根据地震波传播速度大体是缓慢而均匀变化的，

中间缺少一级不连续面，说明地幔物质较地壳具有很大的均匀性。但是，在约 400km 和约 1000km 深处各有一个次一级不连续面存在，即拜尔勒面和雷波蒂面（表 1-4），并据此划分为 B、C、D 层。由此可见，地幔物质又具有一定的分异作用。目前，一般以 1000km 为界，把地幔分为上地幔和下地幔。

1. 上地幔 由于震波数值和在橄榄岩中实验所得的数值相似，所以也称橄榄岩层，又称榴辉岩层。橄榄岩的成分和广泛分布的陨石（又称球粒陨石）相似，和地壳相比， SiO_2 成分减少，镁铁成分增加。

上地幔包括 B、C 两层，其中 B 层又可分成 B₁ 和 B₂ 两层。位于莫霍面以下的 B₁ 层，相当于固态的橄榄岩层，故通常把这一层加上地壳（即 A+B₁）合称为岩石圈。

在深度 60—400km 范围内，震波速度明显下降，特别是在 100—150km 深度左右下降更多，这一层称为古登堡低速层（相当 B₂ 层）。所以如此，一般认为在这一层可能有部分熔融，具有较大的塑性或潜柔性，因此又称为软流圈。软流圈的深度、厚度和范围常随地而异，边界有起伏变化，有时呈渐变关系。软流圈的温度大约为 700—1600℃，这里可能是岩浆的主要发源地，同时地壳运动、岩浆活动、火山活动以及热对流等皆可能与此层有关。

上地幔下部（C 层）也有次一级不连续面，具体情况有待于继续探索。中、深源地震（最深可达 720km）的震源皆发生在上地幔中。因此，对上地幔的研究日益受到国际上的重视，是固体地球物理学国际合作研究计划之一。为了进一步探索地球深部，1960 年曾提出“上地幔计划”，于 1970 年结束，对研究上地幔地球物理起了很大的推动作用。

2. 下地幔（D 层） 这一层物质密度较大，一般在 5g/cm^3 以上，在底界接近地球的平均密度，压力可达 $1.5 \times 10^{11}\text{Pa}$ 。化学成分目前认为仍然相当于镁铁的硅酸盐矿物，与上地幔无甚差别。但由于这里压力很大，这些硅酸盐矿物可能形成晶体结构紧密的高密度矿物。

由于纵波和横波都能在地幔通过，因此一般认为地幔呈固态存在。

（三）地核

位于深 2900km 古登堡面以下直到地心部分称地核。由于震波速度在这一部分发生了突然变化，即纵波速度从每秒 13.32km 下降到 8.1km，横波则消失，表明组成地核物质的化学成分和物理性质等有了很大的变化。

根据地震纵波的变化情况（表 1-4），地核又可分为外核（E 层）、过渡层（F 层）和内核（G 层）。

据推测，地核物质非常致密，密度 $9.7—13\text{g/cm}^3$ ，地核总质量为 $1.88 \times 10^{21}\text{t}$ ，占整个地球质量的 31.5%；压力可达 $3.0—3.6 \times 10^{11}\text{Pa}$ ；温度为 3000℃，最高可能达 5000℃ 或稍高。

外核由于只有 P 波才能通过，呈液态。过渡层和内核有 S 波出现，呈固态。关于地核的成分，很早就认为是铁镍成分，相当于陨石的成分，称为铁镍地核说。后来有人认为组成地核的物质也是硅酸盐，但在高温高压下，

原子结构受到破坏，使各元素原子中的电子游离出来，好像原子核融于电子之中，具有很大的密度，又具有良好的导电性，成为具有金属特性和液体特性的物质，这称为压力电离现象，这种物质状态称超固态。近来又提出了更新的想法。目前借助于冲击波的动力研究，已经能够进行超过地心压力的实验。据实验，在 5×10^{11} Pa 的超高压情况下，并不产生硅酸盐的金属化，即压力电离现象；同时，可以求得在超高压下物质密度与压力的关系以及相当的 P 波速度值，实验结果表明 P 波速度相当于铁族金属。因此，对上述硅酸盐金属化的假设提出了怀疑，而重新肯定了铁镍地核说。其中可能还存在一些硅、硫等较轻的元素。

关于地核的形状也是科学家们所关注的问题。最近美国哈佛大学的地球物理学家根据地震波在地球内部传播情况的监测和分析，发现地震波在包含地球自转轴的平面方向容易穿透地核，而在与地球自转轴垂直的赤道平面则较难穿透地核，从而提出地核形状接近于圆柱体的形状，其中轴线与地球的自转轴重合。当然这样的问题有待于不断深入论证。

第三节 地质作用和地质年代

一、导致地球不断变化的作用——地质作用

(一) 基本概念

在漫长的地球历史中，组成地球的物质不断在变化和重新组合，地球内部构造和地表形态也不断在改造和演变。地球的这种不断的变化，是和作用于地球的自然力密切相关的。我们把作用于地球的自然力使地球的物质组成、内部构造和地表形态发生变化的作用，总称为地质作用。引起地质作用的自然力称为地质营力。

所有地质营力来源于能，力是能的表现。按照能的来源不同，地质作用分为内力地质作用和外力地质作用。内力地质作用是由地球内部的能（简称内能）引起的，主要有地内热能、重力能、地球旋转能、化学能和结晶能。外力地质作用是由地球以外的能（简称外能）引起的，主要有太阳辐射能、潮汐能、生物能等。

(二) 地质作用的能源

1. 地内热能 地球本身具有巨大的热能，这是导致地球发生变化的重要能源。目前公认，放射性热能，即由地球内部放射性元素蜕变而产生的热能，是地球热能的主要来源。一种观点认为，地球在由星际物质聚集而成的过程中，在本身重力作用下体积逐渐压缩，产生压缩热，也是地球热能的一种来源。另外，地球内部物质发生化学反应，或者产生结晶作用，也可以释放热，所以化学能和结晶能同样是地球热能的来源。据计算，地球内部每年产生的总热量大于每年经地表散失的总地热流量，这部分剩余的地热能量，是导致火山活动、岩浆活动、地震、变质作用、地壳运动的主要能源，根据岩石圈板块理论，地内热对流是板块运动趋动力的主要能源。

2. 重力能 指地心引力给予物体的位能。在地球表面所有物体都处于重力场的作用之下。同时，在地球形成和发展过程中，地内物质在地心引力作用下，按不同比重发生分异，即轻者上升、重者下沉，导致物质的总位能释放而转化为热能，这种热能称为重力分异产生的热能，成为地球热能来源之一。

3. 地球旋转能 地球自转对地球表层物质产生离心力和离极力。离心力的大小随纬度而变化，两极为零，赤道最大，故离心力自两极向赤道是逐渐增加的；同时离心力又可分解为两个分力，一是垂直地面的垂直分力，它和重力作用方向相反，并为重力所抵消；一是过地表相应点沿经向的水平分力（切向分力），这是使地壳表层物质产生由高纬度向低纬度沿水平方向移动的有效分力。离极力是可变形旋转椭球体的转动惯量矩具有使自己取极大值的趋势的力，其方向指向赤道，从而导致地球表层物质向赤道方向移动。

4. 太阳辐射能 太阳不断向地球输送热能，根据计算，一年中整个地

球可以由太阳获得 5.4×10^{24} J 的热量。太阳辐射热是大气圈、水圈和生物圈赖以活动、发育并相互进行物质和能量交换的主要能源，并由此产生了一系列的外营力，如风、流水、冰川、波浪等。

5. 潮汐能 地球在日、月引力作用下使海水产生潮汐现象。潮汐具有强大的机械能，是导致海洋地质作用的重要营力之一。

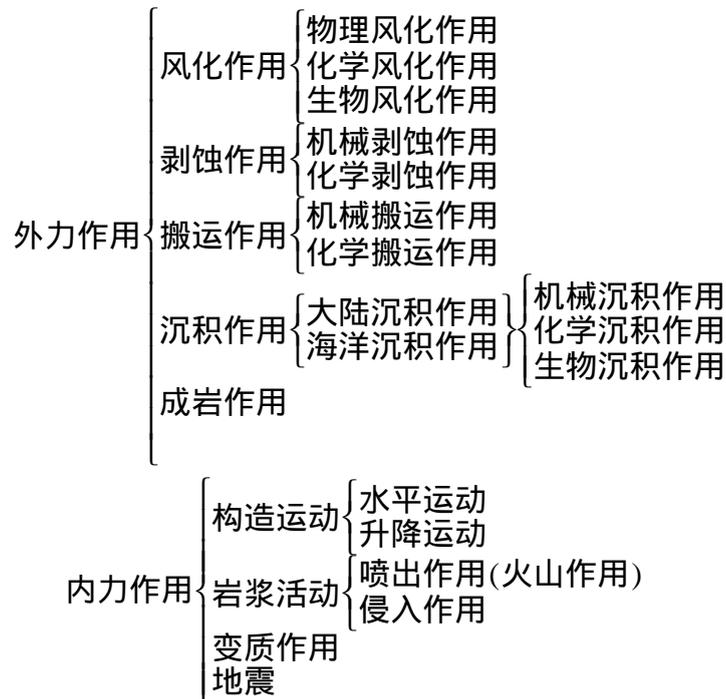
6. 生物能 由生命活动所产生的能量，无论是植物的生长、动物的活动以及人类大规模的改造自然活动，都会产生改变地球物质和面貌的作用。但归根结底，任何生物能都源于太阳辐射能。

上述各种能源是导致内外地质作用的主要能源。源于内能的内力地质作用主要在地下深处进行，但也常常波及地表，它使岩石圈发生变形、变质或重熔，以至形成新的岩石，或者使岩石圈分裂、融合、变位、漂移，使大地构造格局发生重大变化。源于外能的外力地质作用主要在地表或靠近地表进行，不过也可能延伸至地下相当深处，它使地表岩石组成不断发生变化，使地表形态不断遭受破坏和改造，但外力地质作用几乎均有重力能参予。自从形成地壳以来，进行着的各种地质作用是相对独立的，又是相互依存的，是对立的又是统一的。例如，内力作用形成高山和盆地，而外力作用则把高山削低，把盆地填平；一个地区发生隆起，其相邻地区常会发生拗陷；高山上的矿物岩石受到风化、侵蚀和破坏，而被破坏的物质又被搬运到另外地方堆积下来形成新的矿物岩石，如此等等。地质作用对地球既产生破坏作用，同时也产生建造作用。但在不同时空条件下，它们可能是不平衡发展的，或者是彼此互为消长的。有些地质作用进行得十分迅速，如火山、地震、山崩、泥石流、洪水等，有些地质作用却进行得十分缓慢，往往不为人们感官所察觉，但经过悠久岁月却可产生巨大的地质后果。从地球发展的角度看，地质作用是促使地球不断新陈代谢、汰旧更新的经久不息的动力。

（三）地质作用的分类

地质作用的分类如表 1-7 所列。内力地质作用分为构造运动、岩浆活动、变质作用和地震作用。外力地质作用按照外营力的类型，可以分为河流的地质作用、地下水的地质作用、冰川的地质作用、湖泊和沼泽的地质作用、风的地质作用和海洋的地质作用等；若按其发生的序列则可分为风化作用、剥蚀作用、搬运作用、沉积作用和成岩作用。

表 1-7 地质作用分类



二、地质年代

地球自形成以来大约经历了 46 亿年的历史，和月球年龄（据月岩测定）大致相同。研究有关地球历史演化和测定地质事件的年龄与时间序列，称为地质年代学。地质年代包括两种，相对地质年代和同位素地质年龄。

根据地球发展历史过程中生物演化和岩层形成的顺序，将地球历史划分为若干自然阶段，称为相对地质年代。19 世纪初期，英国地质学家 W. 史密斯、C. 莱伊尔等就开始利用生物地层学的方法划分地质年代。在地球发展过程中，在地表一定地区沉积了许多地层，在地层中常保存下来当时生存过的生物遗体 and 遗迹，称为化石。在层状岩层的正常序列中，先形成的岩层位于下面，后形成的岩层位于上面，这一原理称为“地层层序律”，是 1669 年丹麦地质学家 N. 斯泰诺首先提出来的。同时，保存在地层中的生物化石，由简单到复杂，由低级到高级，表现出清楚的不可逆性和阶段性，1816 年 W. 史密斯首次提出生物顺序发生的概念，这一概念称为“化石顺序律”。实际上，化石顺序律和地层层序律是一致的，在最古老地层中找不到化石，在较老地层中可以发现低级化石，在较新地层中可以发现高级化石，这种关系称为“生物层序律”。生物的发展过程不是均一的或等速的，而是由缓慢的量变、急速的突变或大量绝灭现象交替出现，而且在同一时期内，生物的总体面貌具有全球的或至少是大区的一致性。因此，根据地层顺序和古生物种类可以把地层划分为若干大小不同的单位。这种划分地层的方法称为生物地层

学的方法，生物地层学这一术语是比利时学者 L.A.M.J.多洛于 1904 年首次提出的。从 19 世纪 70 年代到 20 世纪 40 年代，岩相古地理学和历史大地构造学相继建立，以岩石、构造、地层、古生物等来确定相对地质年代的方法得到广泛利用，促进了相对地质年代学的进一步发展。根据生物地层学等所划分的地层单位，称为年代地层单位，最大的地层单位叫宇，宇下分为界，界又分为系，每个系又分为 3 个（或 2 个）统。与此相对应，形成一个宇的时间叫宙，形成一个界的时间叫代，形成一个代的时间叫纪，形成一个统的时间叫世。它们的对应关系如下：

| 时代地层单位 | 地质时代单位 |
|-------------------|------------|
| 宇 (Eonthem) | 宙 (Eon) |
| 界 (Erathem) | 代 (Era) |
| 系 (System) | 纪 (Period) |
| 统 (Series) | 世 (Epoch) |

自从放射性元素的发现和同位素概念的提出以来，根据放射性同位素衰变测年的技术得到广泛应用，从而为测定矿物或岩石的年龄提供了比较精确的方法。用这种方法所测出的年龄称为同位素地质年龄，也曾叫过绝对地质年龄。同位素年龄测定的基本原理和方法是：当岩浆冷凝矿物结晶时，放射性元素以某种形式进入矿物或岩石中，在封闭体系中放射性元素（母体）将按一定速度蜕变出同位素（子体），并继续衰变和积累。如果岩石中母体元素的衰变常数已经被准确测定出来，衰变最终子体产物是稳定的，只要准确地测定矿物和岩石中放射性母体和子体的含量，即可根据放射性衰变定律计算出矿物或岩石的年龄。其中最常用的方法是根据放射性同位素本身衰变过程而定的方法，亦即以母体同位素衰减或子体同位素增长作为时间的函数而进行测定，由于不同放射性元素的半衰期有长有短，故采用不同放射性元素所适用测定的年龄长短亦不相同。现以铀-铅法为例， U^{235} 的半衰期为 7 亿年，它的最终子体同位素为 Pb^{207} 和 He， $1gU^{235}$ 在 1 年中只有 74 亿分之 1g 裂变为 Pb^{204} 和 He，故铀-铅法适宜于测定年龄为二三十亿年的岩石或矿物。此外，还有钾-氩法、铷-锶法，多用于古老岩矿年龄的测定。又如碳 14 (C^{14}) 法，是常用的测定年轻样品年龄的方法，能测到 2—5 万年的年龄。除去上述，还有根据放射性射线对周围物质作用的程度而定的方法，如根据矿物中铀自发裂变产生的辐射损伤径迹的数目作为矿物存在时间的函数来计算矿物的年龄，称为裂变径迹法，测定年龄范围一般为 100 万年到 2 亿年。又如根据岩石中放射性物质辐射能量而定的热释光法，常用来测定时代较新的矿物或岩石的年龄。

三、地质年代表

自 19 世纪以来，人们在长期实践中进行了地层的划分和对比工作，并

按时代早晚顺序把地质年代进行编年、列制成表。早先进行这样的工作，只是根据生物地层学的方法，进行相对地质年代的划分，相对地质年代反映了地球历史发展的顺序、过程和阶段，包括无机界和生物界的发展阶段。自从同位素年龄测定取得进展以后，对于地质年代的划分起了很重要作用。因为相对地质年代只能表明地层的先后顺序和发展阶段，而不能指出确切的时间，从而无法确立地质时代无机界和生物界的演化速度。但有了同位素年龄资料，这个问题便解决了。并且，在古老岩层中由于缺少或少有生物化石，对于这样的地层和地质年代的划分经常遇到很大困难，而同位素地质年龄的测定则大大推动了古老地层的划分工作。但是，应该指出，相对地质年代和同位素地质年龄二

表 1-8 地质年代简表

——据王鸿赖、李光岑《中国地层时代表》（1990）简化

| 地质时代 | | 距今年龄值 (百万年) | 生物演化 |
|----------------------|----------------------------------|--------------------|--------------|
| 宙 | 代 | 纪 | |
| 显生宙 | 新生代 K ₂ | 第四纪 Q | 人类出现 |
| | | 第三纪 R | 近代哺乳动物出现 |
| | | 晚第三纪 N 早第三纪 F65 | |
| 中生宙 | 中生代 M ₂ | 白垩纪 K | 被子植物出现 |
| | | 侏罗纪 J | 鸟类、哺乳动物出现 |
| | | 三叠纪 T | |
| 元古宙 | 晚古生代 P ₂ ₂ | 二叠纪 P290 | 裸子植物、爬行动物出现 |
| | | 石炭纪 C362 | 两栖动物出现 |
| | 古生代 P ₂ | 泥盆纪 D409 | 节蕨植物、鱼类出现 |
| | | 志留纪 S439 | 裸蕨植物出现 |
| | | 奥陶纪 O510 | 无颌类出现 |
| | 新元古代 Pt ₃ | 寒武纪 C570 | 硬壳动物出现 |
| | | 震旦纪 Z | 裸露动物出现 |
| 中元古代 Pt ₂ | | 真核细胞生物出现 | |
| 古元古代 Pt ₁ | | | |
| 太古宙 AR | 新太古 Ar ₂ | | 晚期生命出现，叠层石出现 |
| | 古太古代 Ar ₁ | | |
| 冥古宙 HD | | | |

4600

者是相辅相成的，却不能彼此代替，因为地质年代的研究，不是简单的时间计算，而更重要的是地球历史的自然分期，力求表明地球历史的发展过程和阶段，同位素地质年龄有助于使这一工作达到日益完善的地步。我们把表示地史时期的相对地质年代和相应同位素年代值的表，称为地质年表，或称地质年代表、地质时代表。1913年英国地质学家 A. 霍姆斯提出第一个定量的（即带有同位素年龄数据的）地质年表，以后又陆续出现不同时间、不同国家、不同学者提出的地质年表。目前比较通用的地质年表见表 1-8。

此地质年表为一简表，按照生物演化阶段及地层形成的时代顺序，表中列出宙、代和纪，即地质时代从古至今共划分为冥古宙、太古宙、元古宙和显生宙。其中元古宙又划分为古元古代、中元古代和新元古代；显生宙划分为古生代、中生代和新生代。其中新元古代的晚期，划分出一个震旦纪，目前只适用于中国；古生代划分为寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、石炭纪和二叠纪；中生代划分为三叠纪、侏罗纪和白垩纪；新生代划分为第三纪和第四纪。纪以下还可以再划分为世，除去震旦纪、二叠纪、白垩纪等是二分外，其余均按三分法，如寒武纪分为早寒武世、中寒武世、晚寒武世，奥陶纪分为早奥陶世、中奥陶世、晚奥陶世，...；但石炭纪原来也是按三分法分为早、中、晚石炭世，近来倾向于按二分法分为早、晚石炭世；至于第三纪和第四纪所划分的世则另有专称，如古新世、始新世...更新世、全新世等，所有关于世的划分，此表一概从略。所有与地质时代单位（宙、代、纪、世）相对应的地层单位（宇、界、系、统），如太古宙形成的地层称太古宇，古生代形成的地层称为太古界，寒武纪形成的地层称为寒武系，早、中、晚寒武世形成的地层分别称为下、中、上寒武统...，凡此本表也都从略。各个地质时代单位都标有英文字母代号，宙（宇）的符号采用两个大写字母，如太古宙（宇）的代号为 AR；代（界）的代号也是两个字母，但第一个字母大写，第二个字母小写，如古生代（界）的代号为 Pt；纪（系）的代号都是采用一个大写字母，如奥陶纪为 O，志留纪为 S，等等，这些代号都是各自英文名称的缩写。地质年表的各有关地质时代都列出“距今年龄值”，表的右侧列出与地质时代相应的生物演化阶段。关于地质历史演化的具体情况，将在本书的最后一部分予以介绍。

第二章 矿物

地壳中的各种化学元素，在各种地质作用下不断进行化合，形成各种矿物。矿物的含义包括这样几点内容：（1）矿物是在各种地质作用下或者说在各种自然条件下形成的自然产物，比如在岩浆活动过程中，在风化作用过程中，或者在湖泊、海洋的作用下都可形成矿物；（2）矿物具有相对固定和均一的化学成分（大多数是化合物，少部分是单质元素）及物理性质，在一定程度上讲，矿物是一种自然产生的均质物体；（3）矿物不是孤立存在的，而是按照一定的规律结合起来形成各种岩石。

所以说矿物是在各种地质作用下形成的具有相对固定化学成分和物理性质的均质物体，是组成岩石的基本单位。

绝大部分矿物具有晶体结构，只有一小部分矿物属于胶体矿物。例如食盐，它具有相对固定的化学成分即 NaCl（因其中常含有不定量的杂质，所以说是相对固定），也具有相对均一的物理性质，如透明、硬度很小、立方晶形晶体、溶于水、味咸等。在一定的自然条件下（如内陆湖泊在干燥气候条件下蒸发沉淀）可以形成食盐。所以说，食盐是一种矿物。又如食糖，它具有一定的化学成分和物理性质（如透明、硬度小、溶于水、味甜等），但在自然条件下不能形成食糖、因此食糖不是矿物。许多人工合成的化学药品虽都各有其化学成分和物理特性，但均不算作矿物。如果某些人工制造的化合物，而这种化合物在自然界也是存在的，则可称之为人工矿物或合成矿物，如人造金刚石、人造红宝石、人造水晶等。

近年来，随着科学技术的发展，矿物的范围扩大了，包括地球内层及宇宙空间所形成的自然产物。如组成陨石、月球岩石和其它天体的矿物，称为陨石矿物或宇宙矿物。

矿物是人类生产资料和生活资料的重要来源之一，是构成地壳岩石的物质基础。自然界里的矿物很多，大约有 3000 种，但最常见的只有五六十种，至于构成岩石主要成分的只不过二三十种。组成岩石主要成分的矿物，称造岩矿物。它们共占地壳重量的 99%。各种矿物都具有一定的外表特征——形态和物理性质，可以作为鉴别矿物的依据。

第一节 矿物的基本特性

一、矿物的内部结构和晶体形态

(一) 晶质体和非晶质体

绝大部分矿物都是晶质体。所谓晶质体，就是化学元素的离子、离子团或原子按一定规则重复排列而成的固体。矿物的结晶过程实质上就是在一定介质、一定温度、一定压力等条件下，物质质点有规律排列的过程。由于质点规则排列的结果，就使晶体内部具有一定的晶体构造，称为晶体格架。这种晶体格架相当于一定质点（离子等）在三度空间所成的无数相等的六面体、紧密相邻和互相平行排列的空间格子构造。如食盐的晶体格架是按正六面体（立方体）规律排列（图 2-1）。不同的矿物，组成其空间格子的六面体的三个边长之比及其交角常不相同。因此，各种矿物具有多种多样的晶体构造。

在适当的环境里，例如有使晶质体生长的足够空间，则晶质体往往表现为一定的几何外形，即具有平整的面，称为晶面；晶面相交称为晶棱。这种具有良好几何外形的晶质体，通称为晶体。但是，大多数晶质体矿物由于缺少生长空间，如图 2-2 所示，许多个晶体在同时生长，结果互相干扰，不能形成良好的几何外形。实际上，晶质体和晶体除了外表形态有区别外，内部结构并无任何区别，所以二者概念基本相同。

有少数矿物呈非晶质体结构。凡内部质点呈不规则排列的物体都是非晶质体，如天然沥青、火山玻璃等。这样矿物在任何条件下都不能表现为规则的几何外形。

(二) 晶形

在一定条件下（如晶体生长较快，生长能力较强，生长顺序较早，或有允许晶体生长的空间——晶洞、裂缝等），矿物可以形成良好的晶体。晶体形态多种多样，但基本可分成两类：一类是由同形等大的晶面组成的晶体，称为单形，单形的数目有限，只有 47 种。一类是由两种以上的单形组成的晶体，称为聚形。聚形的特点是在一个晶体上具有大小不等、形状不同的晶面。聚形千变万化，种类可以千万计。图 2-3 列举了一部分常见的单形和聚形。应该指出，自然界晶体在结晶过程中因受各种条件限制，往往形成不甚规则或不甚完整的晶形。

在自然晶体中，常发现两个或两个以上的晶体有规律地连生在一起，称为双晶。最常见的有三种类型：

接触双晶——由两个相同的晶体，以一个简单平面相接触而成（图 2-4 左）。

穿插双晶——由两个相同的晶体，按一定角度互相穿插而成（图 2-4

中)。

聚片双晶——由两个以上的晶体，按同一规律，彼此平行重复连生一起而成(图 2-4 右)。

对某些矿物来说，双晶是重要的鉴定特征之一。

(三) 结晶习性

虽然每种矿物都有它自己的结晶形态，但由于晶体内部构造不同，结晶环境和形成条件不同，以致晶体在空间三个相互垂直方向上发育的程度也不相同。在相同条件下形成的同种晶体经常所具有的形态，称为结晶习性。大体可以分为三种类型：

有的矿物晶体，如石棉、石膏等常形成柱状、针状、纤维状，即晶体沿一个方向特别发育，称一向延伸型。

有的矿物晶体，如云母、石墨、辉钼矿等常形成板状、片状、鳞片状，即晶体沿两个方向特别发育，称二向延伸型。

有的矿物晶体，如黄铁矿、石榴子石等常形成粒状、近似球状，即晶体沿三个方向特别发育，称三向延伸型。

熟悉这些特性，对于鉴定矿物有一定用处。此外，还有些矿物晶体的晶面上常具有一定形式的条纹，称晶面条纹。如在水晶晶体的六方柱晶面上具有横条纹，在电气石晶体的柱面上具有纵条纹，在黄铁矿的立方体晶面上，具有互相垂直的条纹，在斜长石晶面上常有细微密集的条纹(双晶纹)。这些特征对于鉴定矿物也有一定意义。

二、矿物的化学成分

(一) 矿物的化学组成类型

每种矿物都有一定的化学成分。大致可分为以下几种类型：

1. 单质矿物 基本上是由一种自然元素组成的，如金、石墨、金刚石等。在自然界里这样的矿物数量不多。

2. 化合物 自然界的矿物绝大多数都是化合物，但化合物是多种多样的，按组成情况又可分为：(1) 成分相对固定的化合物这种矿物的化学组成是固定的，但其中往往含有或多或少的杂质或混入物，因此又带有一定的相对性。可分为以下几种：

简单化合物——由一种阳离子和一种阴离子化合而成，成分比较简单，例如，岩盐 NaCl 、方铅矿 PbS 、石英 SiO_2 以及刚玉 Al_2O_3 等。

络合物——由一种阳离子和一种络阴离子组合而成，为数最多，常形成各种含氧盐矿物，如方解石 CaCO_3 、硬石膏 CaSO_4 等等。

复化物——大多数复化物是由两种以上的阳离子和一种阴离子或络阴离子构成，如铬铁矿 FeCr_2O_4 和白云石 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ 。也有些阳离子是共同

的，而阴离子是双重的，如孔雀石 $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ 。还有阳离子和阴离子都是双重的，但比较少见。

(2) 成分可变的化合物 这种化合物成分不是固定的，而是在一定范围内或以任一比例发生变化。这种化合物主要是由类质同像引起的。所谓类质同像是指在结晶格架中，性质相近的离子可以互相顶替的现象。互相顶替的条件是：离子半径相差不大，离子电荷符号相同，电价相同。例如镁橄榄石 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ ，由于 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 都是二价阳离子，

半径分别是 0.78\AA 和 0.83\AA （即大小近似），因此其中的 Mg^{2+} 经常可以被 Fe^{2+} 所置换，但并不破坏其结晶格架。这样，就使在纯 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ 和纯 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ 之间，出现含 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ 百分比不同的过渡类型。

类质同像中离子置换又有两种情况：一是互相置换的离子电价相等，如 Mg^{2+} ， Fe^{2+} ， Ni^{2+} ， Zn^{2+} ， Mn^{2+} 等或者 Fe^{3+} ， Cr^{3+} ， Al^{3+} 等，称为等价类质同像。一是几种离子同时置换，置换的离子电价各异，但置换后的总电价必须相等。如斜长石是钠长石 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 和钙长石 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ 的类质同像系列，其置换方式是一面 Na^+ 和 Ca^{2+} 互相置换，一面 Si^{4+} 和 Al^{3+} 互相置换，置换结果是 $\text{Na}^+ + \text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+}$ 总电价相等。

有的组分是在一定限度内进行离子置换，称为不完全类质同像。如闪锌矿 ZnS 中的 Zn^{2+} 可以被 Fe^{2+} 所置换，但一般不超过 20%。有的没有一定限制，即两种组分可以以任何比例进行离子置换，形成一个连续的类质同像系列，称为完全类质同像。如 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 和 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ 即可形成完全类质同像系列。这种系列，一般是根据两种组分的百分比而划分出不同的矿物亚种。

类质同像是矿物中一个非常普遍的现象，是形成矿物中杂质的主要原因之一，也是许多稀散元素在矿物中存在的主要形式。

具有类质同像的矿物分子式，一般将类质同像互相置换的元素用括号括在一起，中间用逗号分开，把含量高的放在前边。络阴离子团用方括号括起来。如橄榄石是 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ ，黑钨矿是 $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{WO}_4]$ ，有时不加括号，写成一般化学式。

3. 含水化合物 一般指含有 H_2O 和 OH^- 、 H^+ 、 H_3O^+ 离子的化合物而言。又可分为吸附水和结构水两类。

吸附水是渗入到矿物或矿物集合体中的普通水，呈 H_2O 分子状态，含量不固定，不参加晶格构造。这种水可以是气态的，形成气泡水；也可以是液态的，或者包围矿物的颗粒形成薄膜水，或者填充在矿物裂隙及矿物粉末孔隙中形成毛细管水，或者以微弱的联结力依附在胶体粒子表面上，形成胶体水，如蛋白石即为一种含不固定胶体水的矿物，化学式为 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 。在常压下，当温度达到 100—110 或更高一点时，吸附水就可从矿物中全部逸出。

结构水是参加矿物晶格构造的水，其中一类叫结晶水，这种水以 H_2O 分子形式并按一定比例和其他成分组成矿物晶格，如石膏 ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) 含 2 个结晶水。结晶水在一定热力条件下可以脱水，脱水后矿物晶格结构也破坏了，随之矿物的物理性质也改变了。如石膏加热至 100—120 水分开始逸出，变为性质不同的熟石膏。不同的含结晶水矿物，其失水温度是一定的，这种特性有助于了解矿物的形成温度。结晶水逸出温度多为 100—200 ，一般不超过 600 。另一类是介于结晶水和吸附水之间过渡性质的水，如粘土矿物之一胶岭石 $Mg_3(OH)_4[Si_4O_8(O-H)_2] \cdot nH_2O$ ，是具有层状格架的矿物，水分可以进入层间，使层状格架间距加大；又可排出水分，使格架间距缩小，因此胶岭石具有吸水体积膨胀的特性。这种水就是层间水。还有一类是狭义的结构水，这种水是以 OH^- 、 H^+ 、 H_3O^+ 离子形式参予矿物晶格，如高岭石 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ 、天然碱 $Na_3H[CO_3]_2 \cdot 2H_2O$ 、水云母 $(K, H_3O)Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ 等。这种水与结构联系紧密，需要在较高温下，大约在 600—1000 ，才能使晶格破坏，使水分逸出。在一种矿物中可以同时存在几种形式的水。

(二) 矿物的同质多像

同一化学成分的物质，在不同的外界条件（温度、压力、介质）下，可以结晶成两种或两种以上的不同构造的晶体，构成结晶形态和物理性质不同的矿物，这种现象称同质多像。在矿物中，同质多像相当普遍，例如碳（C）在不同的条件下所形成的石墨和金刚石，二者成分相同，但结晶形态和物理性质相差悬殊（表 2-1）：

表 2-1 碳素同质二像变体的比较

| 性 质 | 金 刚 石 | 石 墨 |
|-----|-----------|-----------|
| 晶 系 | 等 轴 | 六 方 |
| 形 态 | 八 面 体 | 六 方 片 状 |
| 颜 色 | 无 色 | 黑色，钢灰色 |
| 透明度 | 透 明 | 不 透 明 |
| 硬 度 | 10 | 1 |
| 比 重 | 3.47—3.56 | 2.09-2.23 |
| 光 泽 | 金 刚 光 泽 | 金 属 光 泽 |
| 导电性 | 半 导 体 | 良 导 体 |

掌握同质多像的规律，对于确定矿物的形成温度具有一定意义，许多同质多像矿物的变体，被称为矿物学温度计。例如，石英（三方）和石英（六方）在常压条件下的转变温度为 573 。压力的变化对同质多像的转变也有影响，如在 3000 大气压条件下，石英和石英的转变温度则为 644 。介质的成分、杂质、酸碱度等对同质多像的变体的形成也有一定影响。

例如， FeS_2 在相同温度和压力下，在碱性介质中生成黄铁矿（等轴），而在酸性介质中则生成白铁矿（斜方）。由此可见，研究同质多像有助于研究矿物形成的环境。

（三）胶体矿物

地壳中分布最广的除去各种晶体矿物外，还有些是胶体矿物。一种物质的微粒分散到另一种物质中的不均匀的分散体系称为胶体。前者称为分散相，其大小为 10^{-5} - 10^{-7} cm；后者称为分散媒。在胶体分散体系中，当分散媒多于分散相时称为胶溶体；若相反则称为胶凝体。在自然界分布最广的是某些细微固体质点分散到水中所成的胶溶体，即所谓胶体溶液。这些固体质点的最大特点是常常带有正或负电荷。如 $\text{Fe}(\text{OH})_2$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 的分散颗粒带正电荷， SiO_2 、 MnO 、硫化物等的分散颗粒带负电荷。这些胶体质点的另一特点是因其带电而具有吸附作用，即从周围环境中吸附大量带异性电荷的离子，这种特性虽然使某些胶体矿物常含有很多其他成分或杂质，但也往往形成钴、镍等重要沉积矿产。这些带电胶体质点的第三个特点是当其电荷被中和时，如河流中的胶体质点，进入海洋就被海水中的电解质所中和，即发生凝聚而沉淀（也可叫胶凝作用），并富集成矿。这样形成的矿物实际上是胶体溶液失去大部分水分而成的胶凝体，也就是所说的胶体矿物。如 SiO_2 、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 等胶体溶液失水胶凝后，即可形成蛋白石、褐铁矿等。

胶体矿物在形态上一般呈鲡状、肾状、葡萄状、结核状、钟乳状和皮壳状等等，表面常有裂纹和皱纹，这是由胶体失水引起的。在结构上，可以是非晶质的、隐晶质的或显晶质的，这决定于胶体的晶化程度。在化学成分上往往含有较多的水，并且成分不很固定，其原因是由于胶体的吸附作用和离子交换所引起的。

三、矿物的集合体形态和物理性质

（一）矿物的集合体形态

自然界矿物可呈单独晶体出现，但大多数是以矿物晶体、晶粒的集合体或胶体形式出现的。集合体形态往往具有鉴定特征的意义，有时候还反映矿物的形成环境。现将主要的集合体形态分述如下：

1. 粒状集合体 由粒状矿物所组成的集合体，如雪花石膏是由许多石膏晶粒组成的集合体，花岗岩是由石英、长石、云母等晶粒组成的集合体。粒状集合体多半是从溶液或岩浆中结晶而成的，当溶液达到过饱和或岩浆逐渐冷却时，其中即发生许多“结晶中心”，晶体围绕结晶中心自由发展，及至进一步发展受到周围阻碍，便开始争夺剩余空间，结果形成外形不规则的粒状集合体（如图2-2所示）。

2. 片状、鳞片状、针状、纤维状、放射状集合体 如石墨、云母等常形成片状、鳞片状集合体，石棉、石膏等常形成纤维状集合体，还有些矿物

常形成针状、柱状、放射状集合体。

3. 致密块状体 由极细粒矿物或隐晶矿物所成的集合体，表面致密均匀，肉眼不能分辨晶粒彼此界限。

4. 晶簇 生长在岩石裂隙或空洞中的许多单晶体所组成的簇状集合体叫晶簇。它们一端固着于共同的基底上，另一端自由发育而形成良好的晶形（图 2 - 5）。常见的有石英晶簇（图 2 - 6）、方解石晶簇等，生长晶簇的空洞叫晶洞。许多良好晶体和宝石是在晶洞中发育而成的。

5. 杏仁体和晶腺 矿物溶液或胶体溶液通过岩石气孔或空洞时，常常从洞壁向中心层层沉淀，最后把孔洞填充起来，其小于 2cm 者通称杏仁体；大于 2cm 者可称晶腺。如玛瑙往往以此形态产出（见封底上图）。

6. 结核和鲕状体 矿物溶液或胶体溶液常常围绕着细小岩屑、生物碎屑、气泡等由中心向外层层沉淀而形成球状、透镜状、姜状等集合体，称为结核。常见的有黄铁矿、赤铁矿、磷灰石等结核，在黄土中常有石灰（方解石）结核。其大小可由数厘米到数十厘米甚至更大。

如果结核小于 2mm，形同鱼子状，具同心层状构造，叫鲕状体，鲕状体常彼此胶结在一起，如鲕状赤铁矿、鲕状铝土矿等。

7. 钟乳状、葡萄状、乳房状集合体 这些形态大多数是某些胶体矿物所具有的特点。胶体溶液因蒸发失水逐渐凝聚，因而在矿物表面围绕凝聚中心形成许多圆形的、葡萄状的、乳房状的小突起。如石灰洞中由 CaCO_3 形成的钟乳石、石笋以及褐铁矿、软锰矿、孔雀石等表面常具此形态。

8. 土状体 疏松粉末状矿物集合体，一般无光泽。许多由风化作用产生的矿物如高岭土等常呈此形态。

9. 被膜 不稳定矿物因受风化作用在其表面往往形成一层次生矿物的皮壳，称为被膜。如各种铜矿表面常有一层因氧化作用而产生的翠绿色孔雀石及天蓝色蓝铜矿的被膜。

此外，我们在岩石裂缝中还常发现一种黑色的树枝状物质，酷似植物化石，但缺少植物应有的结构（如叶脉等），称为假化石（图 2 - 7）。这是由氧化锰等溶液沿着裂缝渗透沉淀而成的。

（二）矿物的物理性质

由于矿物的化学成分不同，晶体构造不同，从而表现出不同的物理性质。其中有些必须借助仪器测定（如折光率、膨胀系数等），有些则可凭借感官即能识别，后者是肉眼鉴定矿物的重要依据。

1. 颜色 矿物具有各种颜色，如赤铁矿、黄铁矿、孔雀石、蓝铜矿、黑云母等都是根据颜色命名的。

因矿物本身固有的化学组成中含有某些色素离子而呈现的颜色，称为自色。具有自色的矿物，颜色大体固定不变，因此是鉴定矿物的重要标志之一。如矿物中含有 Mn^{4+} ，呈黑色；含有 Mn^{2+} ，呈紫色；含有 Fe^{3+} ，呈樱红色或褐

色；含有 Cu^{2+} ，呈蓝色或绿色，等等。

有些矿物的颜色，与本身的化学成分无关，而是因矿物中所含的杂质成分引起的，称为他色。如纯净水晶 (SiO_2) 是无色透明的，若其中混入微量不同的杂质，即可具有紫色、粉红色、褐色、黑色等。无色、浅色矿物常具他色，他色随杂质不同而改变，因此一般不能作为矿物鉴定的主要特征。

有些矿物的颜色是由某些化学的和物理的原因而引起的。如片状集合体矿物常因光程差引起干涉色，称为晕色，如云母；容易氧化的矿物在其表面往往形成具有一定颜色的氧化薄膜，称为锈色，如斑铜矿。以上都统称为假色。

2. 条痕 矿物粉末的颜色称为条痕。通常是利用条痕板（无釉瓷板），观察矿物在其上划出的痕迹的颜色。由于矿物的粉末可以消除一些杂质和物理方面的影响，所以比其颜色更为固定。有些矿物如赤铁矿，其颜色可能有赤红、黑灰等色，但其条痕则为樱红色，是一致的；有些矿物如黄金、黄铁矿，其颜色大体相同，但其条痕则相差很远，前者为金黄色，后者则为黑或黑绿色。因此条痕在鉴定矿物上具有重要意义。

3. 光泽 矿物表面的总光量或者矿物表面对于光线的反射形成光泽。光泽有强有弱，主要取决于矿物对于光线全反射的能力。光泽可以分为以下几种：

（1）金属光泽矿物表面反光极强，如同平滑的金属表面所呈现的光泽。某些不透明矿物，如黄铁矿、方铅矿等，均具有金属光泽。

（2）半金属光泽较金属光泽稍弱，暗淡而不刺目。如黑钨矿具有这种光泽。

（3）非金属光泽是一种不具金属感的光泽。又可分为：

金刚光泽——光泽闪亮耀眼。如金刚石、闪锌矿等的光泽。

玻璃光泽——象普通玻璃一样的光泽。大约占矿物总数 70% 的矿物，如水晶、萤石、方解石等具此光泽。

此外，由于矿物表面的平滑程度或集合体形态的不同而引起一些特殊的光泽。有些矿物（如玉髓、玛瑙等），呈脂肪光泽；具片状集合体的矿物（如白云母等），常呈珍珠光泽；具纤维状集合体的矿物（如石棉及纤维石膏等），则呈丝绢光泽；而具粉末状的矿物集合体（如高岭石等），则暗淡无光，或称土状光泽。

4. 透明度 指光线透过矿物多少的程度。矿物的透明度可以分为 3 级：

（1）透明矿物：矿物碎片边缘能清晰地透见他物，如水晶、冰洲石等。

（2）半透明矿物：矿物碎片边缘可以模糊地透见他物或有透光现象，如辰砂、闪锌矿等。

（3）不透明矿物：矿物碎片边缘不能透见他物，如黄铁矿、磁铁矿、石墨等。

一般所说矿物的透明度与矿物的大小厚薄有关。大多数矿物标本或样品，表面看是不透明的，但碎成小块或切成薄片，却是透明的，因此不能认

为是不透明。

透明度又常受颜色、包裹体、气泡、裂隙、解理以及单体和集合体形态的影响。例如无色透明矿物，其中含有众多细小气泡就会变成乳白色；又如方解石颗粒是透明的，但其集合体就会变成不完全透明，等等。

5. 硬度 指矿物抵抗外力刻划、压入、研磨的程度。根据硬度高的矿物可以刻划硬度低的矿物的道理，德国摩氏（F. Mohs）选择了 10 种矿物作为标准，将硬度分为 10 级，这 10 种矿物称为“摩氏硬度计”（表 2 - 2）。

摩氏硬度计只代表矿物硬度的相对顺序，而不是绝对硬度的等级，如果根据力学数据，滑石硬度为石英的 1/3500，而金刚石硬度为石英的 1150 倍。尽管如此，但利用摩氏硬度计测定矿物

表 2-2 摩氏硬度计

| 矿物名称 | 化学组成 | 硬度 | 矿物名称 | 化学组成 | 硬度 |
|------|--------------------------|----|------|------------------------|----|
| 滑石 | $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$ | 1 | 正长石 | $K[AlSi_3O_8]$ | 6 |
| 石膏 | $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ | 2 | 石英 | SiO_2 | 7 |
| 方解石 | $CaCO_3$ | 3 | 黄玉 | $Al_2[SiO_4][F, OH]_2$ | 8 |
| 萤石 | CaF_2 | 4 | 刚玉 | Al_2O_3 | 9 |
| 磷灰石 | $Ca_5[PO_4]_3[F, Cl]$ | 5 | 金刚石 | C | 10 |

的硬度是很方便的。例如将欲测定的矿物与硬度计中某矿物（假定是方解石）相刻划，若彼此无损伤，则硬度相等，即可定为 3；若此矿物能刻划方解石，但不能刻划萤石，相反却为萤石所刻划，则其硬度当在 3—4 之间，因此可定为 3.5。余此类推。

在野外工作，还可利用指甲（2—2.5）、小钢刀（5—5.5）等来代替硬度计。据此，可以把矿物硬度粗略分成软（硬度小于指甲）、中（硬度大于指甲，小于小刀）、硬（硬度大于小刀）三等。有少数矿物用石英也刻划不动，可称为极硬，但这样的矿物比较少。

测定硬度时必须选择新鲜矿物的光滑面试验，才能获得可靠的结果。同时要注意刻痕和粉痕（以硬刻软，留下刻痕；以软刻硬，留下粉痕）不要混淆。对于粒状、纤维状矿物，不宜直接刻划，而应将矿物捣碎，在已知硬度的矿物面上摩擦，视其有否擦痕来比较硬度的大小。

6. 解理 在力的作用下，矿物晶体按一定方向破裂并产生光滑平面的性质叫做解理。沿着一定方向分裂的面叫做解理面。解理是由晶体内部格架构造所决定的。例如石墨，在不同方向碳原子的排列密度和间距互不相同，如图 2 - 8 所示，竖直方向质点间距等于水平方向质点间距的 2.5 倍。质点间距越远，彼此作用力越小，所以石墨具有一个方向的解理，即一向解理。

有的矿物具有二向、三向、四向或六向节理，如食盐具有三个方向的解理，萤石具有四个方向的解理。

不同的矿物，解理程度也常不一样。在同一种矿物上，不同方向的解理也常表现不同的程度。根据劈开的难易和肉眼所能观察的程度，解理可分为下列等级：

(1) 最完全解理 矿物晶体极易裂成薄片，解理面较大而平整光滑，如云母、石膏等。

(2) 完全解理 矿物极易裂成平滑小块或薄板，解理面相当光滑，如方解石、石盐等。

(3) 中等解理 解理面往往不能一劈到底，不很光滑，且不连续，常呈现小阶梯状，如普通角闪石、普通辉石等。

(4) 不完全解理 解理程度很差，在大块矿物上很难看到解理，只在细小碎块上才可看到不清晰的解理面，如磷灰石等。

(5) 极不完全解理（无解理） 如石英、磁铁矿等。

对具有解理的矿物来说，同种矿物的解理方向和解理程度总是相同的，性质很固定，因此，解理是鉴定矿物的重要特征之一。

7. 断口 矿物受力破裂后所出现的没有一定方向的不规则的断开面叫做断口。断口出现的程度是跟解理的完善程度互为消长的，即一般说来，解理程度越高的矿物不易出现断口，解理程度越低的矿物才容易形成断口。

根据断口的形状，可以分为贝壳状断口、锯齿状断口、参差状断口、平坦状断口等。其中最常见的是在石英、火山玻璃上出现的具同心圆纹的贝壳状断口（图 2 - 9、2 - 10）。一些自然金属矿物常出现尖锐的锯齿状断口。

8. 脆性和延展性 矿物受力极易破碎，不能弯曲，称为脆性。这类矿物用刀尖刻划即可产生粉末。大部分矿物具有脆性，如方解石。

矿物受力发生塑性变形，如锤成薄片、拉成细丝，这种性质称为延展性。这类矿物用小刀刻划不产生粉末，而是留下光亮的刻痕。如金、自然铜等。

9. 弹性和挠性 矿物受力变形、作用力失去后又恢复原状的性质，称为弹性。如云母，屈而能伸，是弹性最强的矿物。

矿物受力变形、作用力失去后不能恢复原状的性质，称为挠性。如绿泥石，屈而不伸，是挠性明显的矿物。

10. 比重 矿物重量与 4 时同体积水的重量比，称为矿物的比重。矿物的化学成分中若含有原子量大的元素或者矿物的内部构造中原子或离子堆积比较紧密，则比重较大；反之则比重较小。大多数矿物比重介于 2.5—4 之间；一些重金属矿物常在 5—8 之间；极少数矿物（如铂族矿物）可达 23。

11. 磁性 少数矿物（如磁铁矿、钛磁铁矿等）具有被磁铁吸引或本身能吸引铁屑的性质。一般用马蹄形磁铁或带磁性的小刀来测验矿物的磁性。

12. 电性 有些矿物受热生电，称热电性，如电气石；有些矿物受摩擦

生电，如琥珀；有的矿物在压力和张力的交互作用下产生电荷效应，称为压电效应，如压电石英。压电石英已被广泛地应用于现代科学技术方面。

13. 发光性 有些矿物在外来能量的激发下发生可见光，若在外界作用消失后停止发光，称为萤光。如萤石加热后产生蓝色萤光；白钨矿在紫外线照射下产生天蓝色萤光；金刚石在 X 射线照射下亦发生天蓝色萤光。有些矿物在外界作用消失后还能继续发光，称为磷光，如磷灰石。利用发光性可以探查某些特殊矿物（如白钨矿）。

14. 其它性质 有些矿物具易燃性，如琥珀；有些易溶于水的矿物具有咸、苦、涩等味道；有些矿物具有滑腻感；有些矿物如受热或燃烧后产生特殊的气味。

总之，充分利用各种感官，并通过反复实践，抓住矿物的主要特征，就可逐渐达到掌握肉眼鉴定重要矿物的目的。肉眼鉴定矿物是进一步鉴定的基础，也是野外工作所需要掌握的。

第二节 重要矿物简述

目前已发现的矿物大约有 3000 种，随着现代研究手段的改进，逐年不断有新矿物发现，近年平均每年发现约四五十种。1949 年以来我国发现并得到确认的新矿物约 40 种。

矿物分类的方法很多，当前常用的是根据矿物的化学成分类型分为 5 大类：自然元素矿物、硫化物及其类似化合物矿物、卤化物、氧化物及氢氧化物矿物、含氧盐矿物。根据阴离子或络阴离子还可把大类再分为若干类，如含氧盐大类可以分为硅酸盐矿物、碳酸盐矿物、硫酸盐矿物、钨酸盐矿物、磷酸盐矿物以及钼酸盐矿物、砷酸盐矿物、硼酸盐矿物、硝酸盐矿物等类。

在众多矿物名称中，有一部分是以人名和地名来命名的，如高岭石是因江西省高岭而命名，全世界都叫这个名字；有一部分是根据化学成分、形态、物理性质命名的，如方解石是因沿解理极易碎成菱形方块而命名；赤铁矿、黄铁矿是根据其颜色和主要成分而命名；重晶石是根据其比重较大而命名，等等。在中文矿物名称中，有一部分是源于我国传统名称，如石英、石膏、辰砂等，但大部分是由外文翻译成中国名称。具有金属光泽或可提炼金属的矿物多称为某某矿，如方铅矿、黄铜矿、磁铁矿等；具非金属光泽的矿物多称为某某石，如方解石、长石、萤石等。

下面简单介绍重要的有用矿物、造岩矿物（即组成岩石的重要矿物）以及我国某些特别丰富的矿物，共约 40 种。

一、自然元素矿物

这类矿物较少，其中包括人们所熟知的矿物，如金、铂、自然铜、硫黄、金刚石、石墨等。这里只介绍石墨和金刚石。

1. 石墨 C 通常为鳞片状、片状或块状集合体。铁黑色或钢灰色，条痕黑灰色，晶体良好者具强金属光泽，块状体光泽暗淡，不透明。有一组极完全解理，硬度 1—2，薄片具挠性。比重 2.09—2.23。具滑腻感，高度导电性，耐高温（熔点高）。化学性稳定，不溶于酸。

鉴定特征：钢灰色，染手染纸，滑腻感。

石墨多在高温低压条件下的还原作用中形成，见于变质岩中；一部分由煤炭变质而成；石墨也常见于陨石中。石墨可制坩埚、电极、铅笔、防锈涂料、熔铸模型以及在原子能工业中用作减速剂。我国主要的石墨产地有山东、黑龙江、内蒙古、吉林、湖南等省（区）。

2. 金刚石 C 晶体类似球形的八面体或六八面体（图 2 - 11）。无色透明，含杂质者黑色（黑金刚），强金刚光泽，硬度 10。解理完全，性脆。比重 3.47—3.56。紫外线下发荧光。具高度的抗酸碱性和抗辐射性。

鉴定特征：最大硬度和强金刚光泽。

金刚石多产于一种叫金伯利岩的超基性岩中。含金刚石岩石风化后可形成砂矿。

透明金刚石琢磨后称钻石。不纯金刚石用于钻探研磨等方面。目前，金刚石还用于红外、微波、激光、三极管、高灵敏度温度计等各种尖端技术方面。

非洲扎伊尔和南非金伯利为著名金刚石产地，产量居世界之冠。我国的山东、辽宁、湖南省沅水流域、贵州、西藏都发现了原生金刚石或金刚石砂矿。

二、硫化物类矿物

本类是金属元素与硫的化合物，大约有 200 多种，Cu、Pb、Mo、Zn、As、Sb、Hg 等金属矿床多由此类矿物富集而成，具有很大的经济价值。

3. 辉铜矿 Cu_2S 完好晶体少见，一般呈块状、粒状集合体。铅灰至黑色（表面有时具翠绿色或天蓝色小斑），条痕黑灰色，金属光泽，（风化面常有一层无光被膜），不透明。硬度 2—3，解理不清楚，稍具延展性。比重 5.5—5.8。

鉴定特征：黑铅灰色，硬度低，用刀尖可以刻出光亮痕迹。

辉铜矿大部分是原生硫化物氧化分解再经还原作用而成的次生矿物。含铜成分高，是最重要的炼铜矿石。我国云南东川铜矿等有大量辉铜矿。

4. 方铅矿 PbS 晶体常为六面体或六面体与八面体的聚形（图 2 - 12）；一般呈致密块状或粒状集合体。铅灰色，条痕黑灰色，金属光泽，不透明。硬度 2.5—2.75，三组立方解理完全，性脆。比重 7.4—7.6。

鉴定特征：铅灰色，硬度低，比重大，可以碎成立方小块。

方铅矿为最重要的铅矿石，因其中常含银，也是重要的炼银矿石。我国方铅矿产地甚多，湖南常宁县水口山为知名产地。近年在云南兰坪、广东凡口、青海锡铁山等地发现特大型铅锌矿床，其储量已跃居世界前列。

5. 闪锌矿 ZnS 一般多为致密块状或粒状集合体。浅黄、黄褐到铁黑色（视含 Fe 多少而定），条痕较矿物色浅，呈浅黄或浅褐色。金刚光泽（新鲜解理面）、半金属光泽（深色闪锌矿）或稍具松脂光泽（浅色闪锌矿）。半透明（浅色者）到不透明（深色者）。硬度 3.5—4。六组完全解理，性脆。比重 3.9—4.1。

鉴定特征：颜色不太固定，但条痕经常比颜色浅（浅黄褐色），稍具松脂光泽，棱角或碎块透光，多向完全解理。

闪锌矿为最重要的锌矿石，其中常含有镉 Cd、铟 In、镓 Ga 等类质同像混入物，是有价值的稀有元素。闪锌矿常与方铅矿共生。我国产地以云南金

顶、广东凡口、青海锡铁山等最著名。

6. 辰砂 HgS 晶形为细小厚板状或菱面体；多呈粒状、致密块体或粉末被膜。朱红色，条痕与色相同，金刚光泽（新鲜晶面），半透明。硬度 2—2.5，三组解理完全，性脆。比重 8.09—8.20。

鉴定特征：颜色及条痕朱红色，硬度低，比重大。

辰砂在地表条件下比较稳定，为重要的炼汞矿物。我国是世界上重要产辰砂的国家之一，湘、贵、川交界地带为主要产地，以湖南辰州（今沅陵）为最著名，故称辰砂，又名朱砂。最近在青海省也发现大型汞矿床。

7. 辉锑矿 Sb_2S_3 晶体为具有锥面的长柱状或针状（图 2-13），柱面具明显纵纹，一般呈柱状、针状或块状集合体。铅灰色，条痕黑灰，强金属光泽，不透明。硬度 2—2.5。一组解理完全，性脆。比重 4.5—4.6。蜡烛可以熔化。

鉴定特征：柱状、针状集合体，铅灰色，硬度低（指甲可刻动），单向完全解理，极易熔化。辉锑矿与方铅矿相似，但后者具立方解理，比重大，不易熔，可以区别。

辉锑矿是最重要的锑矿石。我国为著名的产锑国家，储量占世界第一位，尤以湖南新化锡矿山的锑矿，储量大，质量高。

8. 辉钼矿 MoS_2 通常呈叶片状、鳞片状集合体。铅灰色，条痕亮灰色（常带微绿），金属光泽，不透明。硬度 1-1.5，最完全解理，薄片有挠性。比重 4.7—5.0，有滑腻感。

鉴定特征：铅灰色，最完全解理，可分离成薄片，能在纸上划出条痕，有滑腻感。

辉钼矿常产于花岗岩与石灰岩的接触带。辉钼矿为炼钼主要矿石。我国辽宁的杨家杖子为钼矿产地。近年在陕西、河南等省发现大型钼矿床，因此使我国钼矿储量名列世界前茅。

9. 黄铁矿 FeS_2 经常发育成良好的晶体，有六面体、八面体、五角十二面体及其聚形（图 2-14）。六面体晶面上有与棱平行的条纹，各晶面上的条纹互相垂直。有时呈块状、粒状集合体或结核状。浅黄（铜黄）色，条痕黑色（带微绿），强金属光泽，不透明。硬度 6—6.5（硫化物中硬度最大的一种），无解理，性脆。比重 4.9—5.2。在地表条件下易风化为褐铁矿。

鉴定特征：完好晶体，浅黄色，条痕黑色，较大的硬度（小刀刻不动）。

黄铁矿是在硫化物中分布最广泛的矿物，在各类岩石中都可出现。黄铁矿是制取硫酸的主要原料。我国黄铁矿床（亦称硫铁矿）分布很广，广东英德、安徽马鞍山、甘肃白银厂、内蒙古等都有产出，近年在广东云浮探明有特大型矿床。我国硫铁矿储量居于世界前列。

10. 黄铜矿 CuFeS_2 完好晶体少见，多呈致密块状或分散粒状。金黄色

(表面常有锈色), 条痕黑(带微绿)色, 金属光泽, 不透明。硬度 3.5—4, 解理不清楚, 性脆。比重 4.1—4.3。

鉴定特征: 金黄色, 条痕近黑色, 硬度中等。

黄铜矿易与黄铁矿、金等相混, 其区别如下:

黄铜矿为炼铜的主要矿物。黄铜矿在氧化及还原条件下极易变成其它次生铜矿, 如孔雀石、蓝铜矿、辉铜矿、斑铜矿等。我国产地分布较广, 主要有甘肃白银厂、山西中条山、长江中下游(如湖北、安徽)、云南东川以及内蒙古、黑龙江等省区。近年在江西东北部德兴、西藏玉龙等发现大型

表 2-3 黄铁矿、黄铜矿与金的区别

| 矿物 | 黄铁矿 | 黄铜矿 | 金 |
|----|------------------------|------------------------|---------------------------|
| 晶形 | 完好 | 少见 | 罕见 |
| 颜色 | 浅黄色 | 金黄色 | 金黄色 |
| 条痕 | 黑色(带微绿) | 黑色(带微绿) | 金黄色 |
| 硬度 | 小刀不能刻划 (6—6.5) | 小刀易刻划 (3.5—4) | 小刀极易刻划 (2.5—3) |
| 韧性 | 性脆 (用刀尖刻划, 产生粉末) | 性脆 (用刀尖刻划, 产生粉末) | 具延展性 (用刀尖刻划, 产生亮刻痕) |

铜矿床。我国铜矿储量居于世界前列。铜矿床。我国铜矿储量居于世界前列。

三、氧化物及氢氧化物类矿物

本类矿物分布相当广泛, 共约 180 多种, 包括重要造岩矿物如石英及 Fe、Al、Mn、Cr、Ti、Sn、U、Th 等的氧化物或氢氧化物, 是铁、铝、锰、铬、钛、锡、铀、钍等矿石的重要来源, 经济价值很大。

11. 赤铁矿 Fe_2O_3 赤铁矿包括两类: 一类为镜铁矿, 晶体多为板状、叶片状、鳞片状及块状集合体。钢灰色至铁黑色, 条痕樱红色, 金属光泽, 不透明。硬度 2.5—6.5, 性脆。比重 5.0—5.3。无磁性。

另一类为沉积型赤铁矿, 常呈鲕状、肾状、块状或粉末状。暗红色, 条痕樱红色, 半金属或暗淡光泽, 硬度较小。

鉴定特征: 镜铁矿常以板状、鳞片状集合体、钢灰色及樱红色条痕为特征。沉积赤铁矿常以鲕状、肾状等形态、暗红颜色及樱红色条痕为特征。

镜铁矿主要产于接触变质带, 沉积型赤铁矿主要产于沉积岩中。赤铁矿为最重要的铁矿石之一。赤铁矿粉可用作红色涂料和制红色铅笔。我国赤铁矿产地甚多, 辽宁鞍山、甘肃镜铁山、湖北大冶、湖南宁乡、河北宣化和龙关等地都是著名的产地。我国各类铁矿资源储量占居世界前列。

12. 磁铁矿 Fe_3O_4 或 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ 晶体常为小八面体，有时为菱形十二面体（图 2 - 15），通常呈粒状或块状集合体。铁黑色，条痕黑色，金属或半金属光泽，不透明。硬度 5.5—6。解理不清楚，性脆。比重 4.9—5.2。具有强磁性。

鉴定特征：铁黑色，条痕黑色，强磁性。

磁铁矿主要在还原条件下形成，多产于与岩浆活动或变质作用有关的矿床和岩石中。磁铁矿是最重要的铁矿石之一。我国产地甚多。磁铁矿中的 Fe^{3+} 可以为 Ti^{4+} 、 Cr^{3+} 、 V^{3+} 等所代替（类质同像代替），当含 V、Ti 较多时，则称钒钛磁铁矿。如我国四川攀枝花即为大型钒钛磁铁矿基地。

13. 褐铁矿 $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 褐铁矿是许多氢氧化铁和含水氧化铁等隐晶矿物和胶体矿物（针铁矿、纤铁矿及其它杂质）集合体的总称。成分不纯，水的含量变化也很大，一般呈致密块状、粉末状或呈钟乳状、葡萄状等。黄褐、黑褐以至黑色，条痕黄褐色（铁锈色），半金属或土状光泽，不透明。硬度 4—5.5，风化后小于 2，可染手。比重 2.7—4.3。

鉴定特征：颜色由铁黑至黄褐，但条痕比较固定，为黄褐色。

褐铁矿多为含铁胶体溶液在地质时代的湖海沉积而成，或者是含铁矿物的风化产物。褐铁矿为一种炼铁矿石，也可以用做褐色颜料。

14. 锡石 SnO_2 晶体常呈正方双锥和正方柱的聚形（图 2 - 16）。通常呈致密块体，或柱状、粒状块体产出。棕色、棕黑色，条痕浅褐色，新鲜面金刚光泽，断口松脂光泽，多为不透明。硬度 6—7，解理不清楚，性脆。比重 6.8—7.1。不溶于酸，化学性稳定。

鉴定特征：棕黑色，硬度高，比重大，断口松脂光泽。必要时需做化学鉴定。

锡石是工业上唯一炼锡的原料。我国是世界上重要产锡国家之一，云南个旧为我国著名的锡都。近年又在云南、广西、四川发现了重要的原生锡矿及锡砂矿，其中以广西南丹大厂规模最大。我国锡矿储量位居世界前列。

15. 软锰矿 MnO_2 通常为隐晶块体，或呈粉末状，煤黑色（或带微红褐），条痕黑色（或带褐色），隐晶块体为半金属光泽，粉末状者为土状光泽，不透明。硬度 2—3。比重 4.7—5.0。

鉴定特征：黑色煤烟灰状，性软易污手。

软锰矿主要是风化带次生矿物，或在地质时代浅海中沉积而成。软锰矿是重要的锰矿石。我国湖南、广西、四川、辽宁等地锰矿床中均有大量软锰矿产出。

16. 铝土矿 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ （一般式，但它不是一种单独矿物）铝土矿是由若干铝的氢氧化物矿物（如三水铝石 $\text{Al}[\text{OH}]_3$ 、硬水铝石 $\text{AlO}[\text{OH}]$ 、

软水铝石 $\text{AlO}[\text{OH}]$) 所组成的混合物, 经常含有高岭土、铁矿等杂质。具有工业价值的铝土矿一般要求其中 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 40\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 > 2:1$ 。铝土矿多呈致密块状、鲕状、豆状等产出, 白、灰、黄、褐等色, 土状光泽, 硬度 3 左右, 比重 2.5—3.5。

鉴定特征: 外表似粘土岩, 但硬度较高, 比重较大, 没有粘性、可塑性及滑腻感。

铝土矿主要是在湿热气候条件下由岩石风化在原地或经搬运沉积而成。铝土矿是炼铝的主要矿石, 我国分布广泛, 在华北东北地区大凡有石炭二叠纪煤系分布的地方往往有铝土矿(如河北开滦、山东淄博、河南平顶山、辽宁本溪等), 南方云、贵、闽诸省亦有铝土矿。我国铝土矿储量居世界前列, 但多数硅铝比值较低, 冶炼比较困难。

17. 石英 SiO_2 石英有多种同质多像变体。最常见的石英晶体多为六方柱及菱面体的聚形(图 2-17 及封底下图), 柱面上有明显的横纹。在岩石中石英常为无晶形的粒状, 在晶洞中常形成晶簇, 在石英脉中常为致密块状。无色透明的晶体称为水晶, 另外还有含有杂质而带颜色的紫水晶(含锰)、烟水晶(含有机质)、蔷薇石英(又叫芙蓉石, 含铁锰)等。具典型的玻璃光泽, 透明至半透明, 硬度 7, 无解理, 贝壳状断口, 性硬, 比重 2.5—2.8。

另外还有由二氧化硅胶体沉积而成的隐晶质矿物, 白色、灰白色者称玉髓(或称石髓、髓玉), 白、灰、红等不同颜色组成的同心层状或平行条带状者称玛瑙(封底上图), 不纯净、红绿各色称碧玉, 黑、灰各色者称燧石。此类矿物具脂肪或蜡状光泽, 半透明, 贝壳状断口。

此外还有一种硬度稍低、具珍珠、蜡状光泽、含有水分的矿物, 称蛋白石($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)。

石英类矿物化学性质稳定, 不溶于酸(氢氟酸除外)。

鉴定特征: 六方柱及晶面横纹, 典型的玻璃光泽, 很大的硬度(小刀不能刻划), 无解理。隐晶质各类具明显的脂肪光泽。

石英是自然界几乎随处可见的矿物, 在地壳中含量仅次于长石, 占地壳重量的 12.6%。它是许多岩石的重要造岩矿物。含石英的岩石风化后形成石英砂粒, 遍布各地。石英用途很广, 可用制光学器皿, 精密仪器的轴承, 钟表的“钻石”等; 石英砂可用作研磨材料、玻璃及陶瓷等工业的原料; 质纯透明、无裂隙、无双晶和包裹体的石英晶体, 大小为 $2 \times 2 \times 2\text{cm}^3$ 时, 可作压电石英片和光学材料。

广泛应用于雷达、导航、遥控、遥测、电子、电讯设备等方面。

四、含氧盐类矿物

本大类是金属元素与各种含氧酸根（如 SiO_4 、 CO_3 、 SO_4 、 NO_3 ...等）的化合物，种类繁多，数量很大。

（一）硅酸盐类矿物

本类矿物有 800 多种，约占已知矿物的 1/3；按重量算，占地壳总重量的 3/4。硅酸盐矿物是构成地壳的最主要的造岩矿物，某些非金属矿物原料（如滑石、石棉、云母等）以及某些稀有金属也来源于硅酸盐类。颜色多不固定，硬度除个别矿物一般较大。

18. 正长石 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 或 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ 又名钾长石，晶体为板状或短柱状（图 2 - 18），在岩石中常为晶形不完全的短柱状颗粒。肉红、浅黄、浅黄白色，玻璃或珍珠光泽，半透明。硬度 6，有两组解理直交（正长石因此得名），比重 2.56—2.58。

鉴定特征：肉红、黄白等色，短柱状晶体，完全解理，硬度较大（小刀刻不动）。

正长石是花岗岩类岩石及某些变质岩的重要造岩矿物，容易风化成为高岭土等。正长石是陶瓷及玻璃工业的重要原料。

19. 斜长石 $\left. \begin{array}{l} \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8](\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2) \\ \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8](\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2) \end{array} \right\}$ 类质同像系列

斜长石是由钠长石和钙长石所组成的类质同像混合物，根据两种组分的比例斜长石又可粗略地分为：

酸性斜长石——钙长石组分含量占 0—30% 中性斜长石——钙长石组分含量占 30—70% 基性斜长石——钙长石组分含量占 70—100% 细柱状或板状晶体（图 2 - 19），在晶面或解理面上可见到细而平行的双晶纹；在岩石中多为板状、细柱状颗粒。白至灰白色，或浅蓝、浅绿，玻璃光泽，半透明。硬度 6—6.5，两组解理斜交（ 86° 左右，斜长石因此得名）。比重 2.60—2.76。

鉴定特征：细柱状或板状，白到灰白色，解理面上具双晶纹，小刀刻不动。

斜长石类矿物见于岩浆岩、变质岩和沉积岩中，分布最广。斜长石比正长石更易风化分解成高岭土、铝土等。斜长石中钠长石是陶瓷和玻璃工业的原料。

上述正长石、斜长石及其各种变种，统称长石类矿物。按重量计，占地壳总重量的 50%。因此长石类矿物是分布最广和第一重要的造岩矿物。斜长石与正长石的物理性质相似，其主要区别如表 2 - 4。

表 2 - 4 正长石及斜长石肉眼鉴定对比

| 矿物 | 正长石 | 斜长石 |
|------|--|--------------------------|
| 晶体形状 | 常呈粗短柱状，粒状 | 常呈板片状，板条状或长柱状 |
| 双晶纹 | 面上无双晶纹，有时在同一断面上可见有反光程度不同的两部分（卡氏双晶） | 解理面有平行细小的聚片双晶纹 |
| 颜色 | 肉红到白色 | 白到灰色，偶见红色 |
| 光泽 | 解理面常带珍珠光泽 | 玻璃光泽至珍珠光泽 |
| 硬度 | 6 | 6—6.5 |
| 产状 | 常产于酸性火成岩中，与石英、黑云母等共生。 | 常产于基性、中性岩火成岩中，与辉石、角闪石等共生 |
| 染色试验 | 将小块正长石置于 HF 酸中浸蚀 1—3 分钟，再色在 60 % 的亚硝酸钴钠浸液中浸蚀 5—10 分钟，用水冲洗显柠檬黄色 | 按左法，不染色或呈浅灰 |

20. 橄榄石 $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$ 晶体扁柱状（图 2 - 20），在岩石中呈分散颗粒或粒状集合体。橄榄绿色，玻璃光泽，透明至半透明。硬度 6.5—7。解理中等或不清楚。性脆。比重 3.3—3.5。

鉴定特征：橄榄绿色，玻璃光泽，硬度高。

橄榄石为岩浆中早期结晶的矿物，是基性和超基性火成岩的重要造岩矿物，不与石英共生。橄榄石在地表条件下极易风化变成蛇纹石。

21. 普通辉石 $(Ca, Na)(Mg, Fe, Al) [(Si, Al)_2O_6]$ 晶体短柱状，横剖面近八边形（图 2 - 21）；在岩石中常为分散粒状或粒状集合体。绿黑至黑色，条痕浅灰绿色，玻璃光泽（风化面暗淡），近不透明。硬度 5—6，两组解理近直交（图 2 - 21 右图）。比重 3.23—3.52。

鉴定特征：绿黑或黑色，近八边形短柱状，解理近直交。

普通辉石为火成岩（特别是基性岩、超基性岩）的重要造岩矿物，在地表易风化分解。

22. 普通角闪石 $Ca_2Na(Mg, Fe)_4(Al, Fe) [(Si, Al)_4O_{11}]_2 [OH]_2$ 晶体多为长柱状，横剖面近六边菱形（图 2 - 22）；在岩石中常呈分散柱状、粒状及其集合体。绿黑至黑色，条痕灰绿色，玻璃光泽（风化面暗淡），近不透明。硬度 5—6，两组解理相交呈 124° （图 2 - 22 右图）。比重 3.1—3.4。

鉴定特征：绿黑色，长柱状（横剖面菱形）晶体，相交成 124° 的解理，小刀不易刻划。

普通角闪石是火成岩（特别是中性、酸性岩）的重要造岩矿物，有时见于变质岩中，在地表易风化分解。普通角闪石与普通辉石极相似，其区别如表 2-5 所示。

表 2-5 普通辉石和普通角闪石异同比较

| 异同 | 性质 | 普通辉石 | 普通角闪石 |
|----|---------|------------|------------|
| 同点 | 颜色 | 绿黑至黑色 | 绿黑至黑色 |
| | 光泽 | 玻璃（风化后暗淡） | 玻璃（风化后暗淡） |
| | 硬度 | 5—6 | 5—6 |
| 异点 | 晶形 | 多为短柱状 | 多为长柱状 |
| | 横剖面 | 多为近于方形的八边形 | 多为近于菱形的六边形 |
| | 柱面角及解理角 | 87°（93°） | 124°（56°） |
| | 分布 | 基性及超基性岩中最多 | 中性及酸性岩中最多 |

23. 云母 假六方柱状（图 2-23）或板状晶体；通常呈片状或鳞片状。玻璃及珍珠光泽，透明或半透明。硬度 2—3，单向最完全解理，薄片有弹性。比重 2.7—3.1。具高度不导电性。常见种类有：

（1）白云母 $KAl_2 [AlSi_3O_{10}] [OH]_2$ ——无色及白、浅灰绿等色。呈细小鳞片状、具丝绢光泽的异种称为绢云母。

（2）金云母 $KMg_3 [AlSi_3O_{10}] [OH]_2$ ——金黄褐色，常具半金属光泽。多见于火成岩与石灰岩的接触带。

（3）黑云母 $K(Mg, Fe)_3 [AlSi_3O_{10}] [OH]_2$ ——黑褐至黑色，较白云母易风化分解。

鉴定特征：单向最完全解理，硬度低，有弹性。

云母是重要的造岩矿物，分布广泛，占地壳重量的 3.8%。白云母和金云母为电器、电子等工业部门的重要绝缘材料。我国内蒙古丰镇、川西丹巴、新疆等地有较大型云母矿床。

24. 绿帘石 $Ca_2 (Al, Fe)_3 [Si_2O_7] [SiO_4] O [OH]$ 成分复杂，主要为钙铝铁的硅酸盐类。晶体常伸长成柱状或板状，晶面具明显条纹；普通成针状、纤维状集合体，在晶洞中易发育成晶簇。黄绿、暗绿至黑绿色（随含铁多少而变化），晶面强玻璃光泽，透明至半透明。硬度 6—7，一组完全解理。比重 3.25—3.5。

鉴定特征：具特有的黄绿或深绿色，晶体延长方向有条纹，硬度大。

绿帘石主要为变质矿物，分布比较广泛。色泽美丽者可做宝石。

25. 绿泥石 成分复杂，是一族层状结构硅酸盐矿物的总称，最常见的为富含镁铁质的绿泥石 $(Mg, Fe)_5 Al [AlSi_3O_{10}] [OH]_8$ 。常呈叶片状、鳞片状集合体。浅绿至深绿色，珍珠或脂肪光泽，透明至半透明。硬度 2—2.5，

单向最完全解理，薄片具有挠性。比重 2.6—2.85。

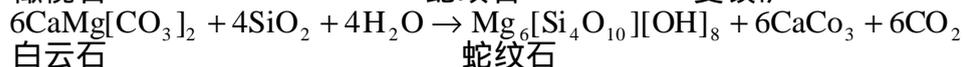
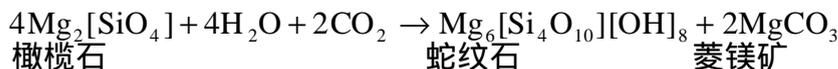
鉴定特征：绿泥石与云母极相似，但前者具特有的绿色，有挠性而无弹性。

绿泥石为某些变质岩的造岩矿物。火成岩中的镁铁矿物（如黑云母、角闪石、辉石等）在低温热水作用下易形成绿泥石。

26. 蛇纹石和石棉 $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ 完整晶体少见，一般呈致密块状、层片状或纤维状集合体。浅黄至深绿色，常有斑状色纹，有时为浅黄色或近于白色，条痕白色，脂肪或蜡状光泽，半透明。硬度 2.5—3.5。比重 2.5—2.65。稍具滑感。

鉴定特征：黄绿等色，中等硬度，脂肪光泽。

蛇纹石主要是由含镁矿物，如橄榄石等在风化带或热水溶液作用下变质而成。此外，白云岩等与花岗岩等接触，受到热水溶液作用，也经常变成蛇纹石。



蛇纹石的纤维状变种称温石棉，是石棉的一种。具典型的丝绢光泽。我国石棉产地很多，其中以青海芒崖、四川石棉县为最著名；陕西等省也有优质石棉矿。

27. 滑石 $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$ 一般为致密块状或叶片状集合体。白、浅绿、粉红等色，条痕白色，脂肪或珍珠光泽，半透明。硬度 1—1.5，单向最完全解理，薄片有挠性。比重 2.7—2.8，有滑腻感。化学性稳定。

鉴定特征：浅色，性软（指甲可刻划），具滑腻感。

自然界还有一种与滑石极相似的矿物叫叶蜡石 $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$ ，福建寿山、浙江青田等为著名产地。

滑石为典型的热液变质矿物。橄榄石、白云石等在热水溶液作用下可以产生滑石，常与菱镁矿等共生：



滑石是耐火、耐酸、绝缘材料，在橡胶和造纸工业中也用作填料。我国滑石储量丰富，辽宁盖平大石桥至海城一带及山东掖县、蓬莱等地为知名产地。

28. 石榴子石 $R''_3R'''_2[SiO_4]_3$ ($R'' = Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$;

$R''' = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{3+}$)

石榴子石成分多种多样，最常见的为铁铝石榴子石 $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ 及钙铁石榴子石 $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ 。晶体发育良好，呈菱形十二面体、四角三八面体，或两者的聚形（图 2-24），形如石榴子，普通在变质岩中呈分散粒状或粒状集

合体。呈深红、红褐、棕、绿、黑等色，玻璃及脂肪（断口）光泽，半透明。硬度 6.5—7.5，无解理，性脆。比重 3.5—4.3。化学性稳定，不易风化。

鉴定特征：晶体良好，颜色较深，硬度很高，比重较大。

石榴子石是重要的变质矿物，常见于变质岩中，有的产于火成岩中。因硬度大，化学性稳定，岩石风化后可形成石榴子石砂。石榴子石可作研磨材料（金刚砂），透明美丽者可作宝石。

29. 红柱石 $Al_2[SiO_4]O$ 或 $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ 长柱状晶体（横断面近正方形）（图 2 - 25），在岩石中呈柱状或放射状集合体。后者形似菊花，俗称菊花石。灰白色，有时呈浅红色，弱玻璃光泽，半透明。硬度 6.5—7.5（风化后变低），解理清楚。比重 3.16—3.20。晶体中心沿柱体方向常有碳质填充。

鉴定特征：近正方形柱状晶体，有碳质黑心，或为放射状集合体。

红柱石是典型的接触变质矿物，主要为富铝岩石（如页岩，高岭土等）分解再结晶而成。可用作高级耐火材料。北京西山红山口菊花石沟及周口店等地皆产红柱石。

30. 高岭石 $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ 或 $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ 一般呈隐晶质、粉末状、土状。白或浅灰、浅绿、浅红等色，条痕白色，土状光泽。硬度 1—2.5。比重 2.6—2.63。有吸水性（可粘舌），和水有可塑性。

鉴定特征：性软，粘舌，具可塑性。

高岭石主要是富铝硅酸盐矿物特别是长石的风化产物：



钾长石

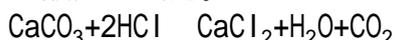
高岭石

高岭石为主要粘土矿物之一。高岭石及其近似矿物和其他杂质的混合物，通称高岭土。高岭土是陶瓷的主要原料。我国为产高岭土有名国家，高岭土即因江西景德镇附近的高岭所产质佳而得名。

（二）碳酸盐类矿物

本类矿物已知约 80 种，占地壳重量的 1.7%。其中分布最广的是钙和镁的碳酸盐类，为沉积岩的重要造岩矿物；其次还有铁、锰、铜等碳酸盐，可以构成金属矿床。

31. 方解石 $CaCO_3$ 晶体常为菱面体（图 2 - 26），集合体常呈块状、粒状、鲕状、钟乳状及晶簇等。无色透明者称冰洲石，具显著的重折射现象；一般为乳白色，或灰、黑等色，玻璃光泽。硬度 3，三组解理完全。比重 2.71。遇稀盐酸产生气泡。



鉴定特征：锤击成菱形碎块（方解石因此得名），小刀易刻动，遇 HCl 起泡。

方解石主要是由 CaCO_3 溶液沉淀或生物遗体沉积而成，为石灰岩的重要造岩矿物；在泉水出口可以析出 CaCO_3 沉淀物，疏松多孔，称石灰华；在低温条件下，可以形成另一种同质多像体，常呈纤维状、柱状、晶簇状、钟乳状等，称为文石（或称霰石）。冰洲石是重要的光学仪器材料。

32. 白云石 $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ 晶体常为菱面体，但晶面稍弯曲成弧形；普通多呈块状、粒状集合体。乳白、粉红、灰绿等色，玻璃光泽。三组解理完全，硬度 3.5—4。比重 2.8—2.9。在稀盐酸中分解缓慢。

鉴定特征：白云石与方解石十分相似，主要区别之点如下：

| | | |
|-----|------|--------|
| | 方解石 | 白云石 |
| 晶面： | 平直 | 稍弯曲 |
| 硬度： | 3 | 3.5—4 |
| 遇酸： | 起泡猛烈 | 粉末微微起泡 |

白云石主要是在咸化海（含盐量大于正常海）中沉淀而成，或者是普通石灰岩与含镁溶液置换而成。白云石是白云岩的主要造岩矿物，可用作优质耐火材料（用于钢铁及冶金方面）。

33. 孔雀石 $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ 或 $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ 和蓝铜矿 $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$ 或 $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ 是两种经常共生的铜矿。形态近似，针状或柱状晶体；一般多呈钟乳状、肾状、被膜状或土状等。晶体呈玻璃光泽，半透明。硬度 3.5—4。比重 3.8—4。遇酸起泡。不同之点是，孔雀石的颜色和条痕为翠绿色，蓝铜矿的颜色和条痕为天蓝色。这两种矿物是由原生铜矿氧化而成的次生矿物，颜色鲜艳，可以作为铜矿石，其粉末是上等的绿色和蓝色颜料（石绿和石膏），质纯色美者可作装饰品及艺术品。

（三）硫酸盐类矿物

本类矿物种类虽多（约 260 种），但占地壳的重量很小（0.1%）。大部矿物是在地表条件下形成的。

34. 重晶石 BaSO_4 常成板状或柱状晶体（图 2 - 27）；一般呈致密块状或板状、粒状集合体。白、浅灰、浅黄、浅红等色，条痕白色，玻璃光泽，透明至半透明。硬度 2.5—3.5。一般具三组互相垂直的完全解理。比重 4.3—4.6。

鉴定特征：硬度小，完全解理（可碎成小方块），比重大（重晶石据此命名），不溶于酸。重晶石与方解石相似，但后者比重小，溶于酸，容易区别。

重晶石多为中、低温热液矿脉，也有浅海中沉积成的。重晶石可作钻探用的泥浆加重剂，又可用制优质白色颜料、涂料（如锌钡白）；在橡胶业、造纸业中用作填充剂和加重剂；在化学工业中用以制取各种钡盐及化学药品等。我国广西、湖南、青海、新疆、江西、胶东、冀东等地皆产重晶石。最近在湖北随县、京山、郧西等地发现有丰富的重晶石矿。

35. 石膏 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 晶体常为近菱形板状，有时呈燕尾双晶（图 2 - 28）；一般呈纤维状、粒状等集合体。无色透明，或白、浅灰等色，晶面玻璃光泽，纤维状者具丝绸光泽、硬度 2，一组最完全解理，薄片有挠性。比重 2.3。加热失水变为熟石膏。

透明晶体集合体称透石膏；纤维状集合体称纤维石膏；粒状集合体称雪花石膏。

鉴定特征：一组最完全解理，可撕成薄片，或纤维状、粒状；硬度低，指甲可以刻动。

石膏主要是干燥气候条件下湖海中的化学沉积物，属于蒸发盐类，可用于水泥、模型、医药、光学仪器等方面。我国石膏产地遍及 20 余省，湖北应城、湖南湘潭、山西平陆、内蒙古鄂托克旗等皆产石膏，储量在世界上名列前茅。

（四）其他含氧盐类矿物

36. 钨锰铁矿（黑钨矿） $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ 常成厚板状或柱状晶体（图 2-29），晶面上有直立条纹，一般多呈板状、粒状或致密块状。黑褐至铁黑色，条痕红褐到近于黑色（较颜色浅），金属或半金属光泽，不透明。硬度 5—5.5。一组完全解理。比重 6.7—7.5。

鉴定特征：厚板状晶体，黑褐色，单向完全解理，比重很大。

钨锰铁矿多分布于花岗岩与围岩接触地带的石英脉中，是极重要的钨矿石。我国钨矿储量及产量居世界第一位，钨金属储量为国外总储量的 3 倍多。江西南部的大余、湖南郴县柿竹园的钨矿，是世界上最大的钨矿。

37. 磷灰石 $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{Cl}]$ 晶体常呈六方柱状（图 2 - 30），或以微小晶粒散布于各种火成岩中，有时呈块状、粒状集合体或结核状。绿、白、灰、褐等色，条痕白色，晶面玻璃光泽，断口油脂光泽，半透明至微透明。硬度 5，解理不完全。比重 3.17—3.23。加热发磷光。

鉴定特征：磷灰石晶体以其六方柱状及标准硬度，容易判别。此矿物的胶体变种称胶磷灰石，其矿石称胶磷矿，并常与方解石、粘土等形成混合物，称磷块岩，外观变化极大，必须采取化学方法鉴定：用少许矿物粉末与稍多的钼酸铵粉末共研，然后加一滴 HNO_3 ，如含磷即呈鲜黄色反应。

磷灰石是提取磷、磷的化合物及制造磷肥的重要原料。江苏、安徽等省产磷矿；解放后在滇东、黔中、黔西、川西、鄂西、湘西、河北一带先后找到大磷矿，其中包括云南昆阳、贵州开阳、湖北襄阳、湖南浏阳、四川绵阳等地。

38. 萤石（氟石） CaF_2 晶体为六面体或八面体，或为六面体穿插双晶（图 2 - 31）；一般呈具明显解理的致密块状。浅绿、浅紫、紫或白色、无

色，条痕白色，玻璃光泽，透明至半透明。硬度 4，四组（八面体）解理完全。比重 3.01—3.25。加热发蓝紫色萤光。

鉴定特征：绿紫白鲜明颜色，标准硬度（4），多向完全解理（相交常呈三角形）。

萤石常呈矿脉产出，与石英、方解石、方铅矿等共生。萤石在冶金工业上用作助熔剂，也是制造氢氟酸的原料，还用于搪瓷、玻璃、光学仪器以及火箭燃料、原子能工业等方面。我国萤石储量居于世界前列，主要产于浙江、湖南、福建等省，其中以浙江金华、义乌等县为最著名。

39. 石盐 NaCl 和钾石盐 KCl 晶体为六面体（图 2 - 32）；多呈粒状或块状。无色透明或浅灰等色，玻璃光泽。硬度 2—2.5，三组立方解理完全。石盐比重 2.1—2.6，钾石盐比重 1.97—1.99。易溶于水。

鉴定特征：石盐和钾石盐性质相似，但前者味咸，后者味苦咸且涩；必要时可做焰色试验，前者为黄色，后者为紫色。

二者皆为地质时代或现代干燥气候条件下内陆湖盆或封闭海盆中化学沉淀产物，属于蒸发盐类。石盐除供食用外，是重要的化工原料；钾盐为制造钾肥的重要原料。我国盐类矿产资源丰富，除石盐外，尚有海盐、湖盐、池盐、井盐等。柴达木盆地的察尔汗盐湖是我国最大的盐湖，储量达 250 亿 t（整个柴达木盆地可达 500 亿 t），其中含钾石盐 1 亿多吨，是我国最大的钾盐矿。

第三章 火成岩

岩石是在各种地质作用下，按一定方式结合而成的矿物集合体，它是构成地壳及地幔的主要物质。有些岩石主要是由一种矿物组成，但更多的岩石是由几种矿物组成。如大理岩主要是由方解石组成，而花岗岩是由石英、长石、黑云母等矿物组成。岩石是地球发展的产物，但陨石和月岩也是岩石。

岩石记录了过去发生的地质事件。为了探讨地球的发展历史和规律，岩石是最重要的客观依据；岩石是地质作用的产物，又是地质作用的对象，所以岩石是研究各种地质构造和地貌的物质基础；岩石中含有各种矿产资源，有些岩石本身就是重要矿产，一定的矿产都与一定的岩石相联系。由此可见，研究岩石具有重要的理论和实际意义。

根据成因，岩石可以分为三大类：火成岩、沉积岩和变质岩。

第一节 岩浆、岩浆作用和火成岩的概念

目前，一般认为火成岩由两类岩石组成：一类是岩浆作用形成的岩浆岩；另一类是非岩浆作用形成的，如花岗岩化作用形成的花岗岩。火成岩中以岩浆岩为主。岩浆岩是由岩浆凝结形成的岩石，约占地壳总体积的65%。

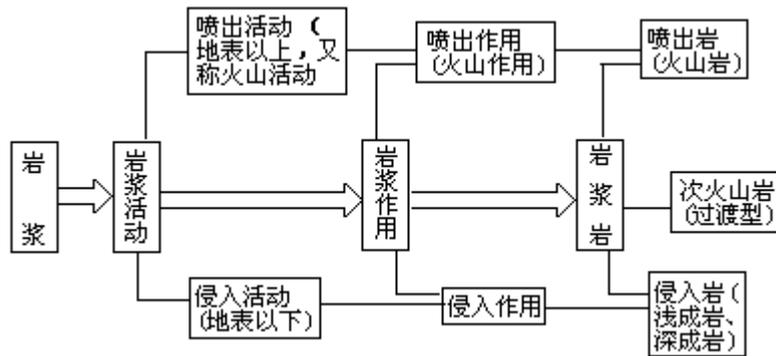
岩浆形成于地壳深处或上地幔中，它主要由两部分组成：一部分是以硅酸盐熔浆为主体，一部分是挥发组分，主要是水蒸汽和其它气态物质。前者在一定条件下凝固后形成各种岩浆岩，后者在岩浆上升、压力减小时可以从岩浆中逸出形成热水溶液，对于成矿往往起很重要作用。也有极少数岩浆是以碳酸盐和氧化物为主的。

岩浆的化学成分若以氧化物表示，其主要成分是： SiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 、 FeO 、 Fe_2O_3 、 CaO 、 NaO 、 K_2O 、 H_2O 等。其中以 SiO_2 的含量为最大。岩浆中含有 SiO_2 的多少，不仅影响岩浆的性质，而且也影响有关岩浆岩的成分。根据岩浆中 SiO_2 的相对含量，可以把岩浆分为酸性岩浆（ $\text{SiO}_2 > 65\%$ ）、中性岩浆（52—65%）、基性岩浆（45—52%）和超基性岩浆（ $< 45\%$ ）。越是酸性的岩浆，粘性大、温度低，不易流动；越是基性的岩浆，粘性小、温度高，容易流动。当然，温度、压力和挥发组分对岩浆粘度也有影响，如温度越高，挥发成分越多，压力越小，则粘度越小；反之，则粘度越大。这些不同成分的岩浆冷凝后可分别形成酸性岩、中性岩、基性岩和超基性岩。

岩浆的温度往往随岩浆的成分而变化。酸性岩浆的温度约为700—900℃，中性岩浆的温度约为900—1000℃，基性岩浆的温度约为1000—1200℃。

综上所述，岩浆是在地壳深处或上地幔天然形成的、富含挥发组分的高温粘稠的硅酸盐熔浆流体，它是形成各种岩浆岩和岩浆矿床的母体。

目前认为地下岩浆是由于局部物理化学条件发生变化（如压力减小、热能积累等），从而导致部分固态原岩转变为熔融状态，形成岩浆。由于岩浆的温度很高，富含挥发组分，又处于高压作用下，所以具有极大的物理-化学活动性，即具有巨大的动能、热能和化学能。因此，岩浆可以顺着某些地壳软弱地带或地壳裂隙运移和聚集，侵入地壳或喷出地表，最后冷凝为岩石。我们把岩浆的发生、运移、聚集、变化及冷凝成岩的全部过程，称为岩浆作用。



岩浆作用主要有两种方式，图 3 - 1：一种是岩浆上升到一定位置，由于上覆岩层的外压力大于岩浆的内压力，迫使岩浆停留在地壳之中冷凝而结晶。这种岩浆活动称侵入作用。岩浆在地下深处冷凝而成的岩石，称深成岩；在浅处冷凝而成的岩石，称浅成岩。二者统称侵入岩。

另一种是岩浆冲破上覆岩层喷出地表，这种活动称喷出作用或火山活动。喷出地表的岩浆在地表冷凝而成的岩石，称喷出岩（又称火山岩）。

由此可知，岩浆岩是地下深处的岩浆侵入地壳或喷出地表冷凝而成的岩石。

第二节 喷出作用（火山作用）

一、火山活动

自古以来，人们就注意火山活动的现象。黑龙江省德都县五大连池共有 14 座火山，其中有两座火山——火烧山和老黑山，曾于康熙五十八年和五十九年（1719 年和 1720 年）有过喷发活动，其事分别记载于《黑龙江外记》和《宁古塔记略》中。书中说：“一日地中忽出火，石块飞腾，声振四野。”“烟火冲天，其声如雷，昼夜不绝，声闻五六十里，...热气逼人三十余里。”由于这次喷发，熔岩堵塞了附近的白河河道，形成了五个湖泊，故称为五大连池。目前，五大连池地区已划为国家自然保护区，有“火山博物馆”之称。

1951 年 5 月 27 日，在新疆于田东苏巴什以南的昆仑山克里雅河附近曾有一次火山喷发活动。1980 年 7 月 7 日，台湾屏东县鲤鱼山火山曾经爆发。

根据火山活动情况一般分为：活火山——现在尚在活动或周期性不断活动的火山；休眠火山——有史以来曾经活动，但长期以来处于静止状态的火山；死火山——史前曾经喷发，但有史以来未活动的火山。这种分法是相对的，而不是绝对的。例如，意大利维苏威火山（图 3 - 2）是世界有名的火山，过去曾被认为是一座不活动的火山，但于公元 79 年 8 月 24 日突然强烈喷发，造成极大灾害。还有些从来没有过火山活动的地方，也会产生新的火山。如 1943 年 2 月 20 日，在墨西哥城西方 300km 多的一片玉米地里，忽然出现裂缝冒烟，继而强烈喷发，到 1944 年 1 月已形成一座高 450m 的火山，这就是有名的帕里库廷火山（图 3-3）。在大洋底也经常形成新火山。

由此可见，过去、现在和将来，火山活动都是地壳运动的一种形式。但火山活动的规模、强度和类型往往发生变化，随着地球的演化和地壳的加厚，火山活动有逐渐减弱的趋势。

二、火山构造

火山构造或称火山机构，包括火山通道、火山锥、火山口等。

（一）火山通道

是岩浆由地下上升的通道。这种通道既可以是许多条断裂，在地质历史早期，岩浆往往以这些裂隙为通道，称裂隙式喷发；这种通道也可以是由若干条断裂交会而成的管状通道，称为火山管，岩浆沿着火山管向上喷发，称为中心式喷发，现代火山大部分属这种类型。火山通道在火山喷发以后往往被熔岩或碎屑堵塞起来，如果地表遭受风化，填充火山管的物质可以凸起形成峻拔山峰，也可相对凹下（视其岩性软硬而定），这种填充和形成于火山管的岩石称为岩颈。

（二）火山锥

火山喷出物大部分在火山口周围堆积下来，一般呈圆锥形。典型的火山锥，其上半部坡度较陡，可达 30—40°，下部则逐渐平缓。由于火山锥由多次喷发形成，故往往是火山碎屑物与熔岩交互成层。这种火山锥称为层状火山锥（图 3-4）。其中碎屑物的粒度常随距火山口的远近而变化，大块碎屑堆在火山口周围，细粒碎屑则堆在较远的地方。围绕火山口还常常因火山喷发形成环状或放射状裂隙，随后裂隙中被熔岩所填充，形成环状或放射状岩墙群。有的火山锥是主要由熔岩构成的，坡度很缓，如同盾状，称为盾状火山。

一个火山锥形成以后，由于不断发生火山活动，往往在原来的火山口上形成较小的火山锥，或者在火山锥的山坡上出现许多小火山锥，后者称为寄生火山锥。如意大利西西里岛上的埃特纳火山（3700m）共有 300 多个寄生火山锥。

（三）火山口

位于火山锥顶部或其旁侧的漏斗形喷口，称为火山口。火山经过多次爆发，火山口不断碎裂扩大，或由地下岩浆冷却收缩，不断塌陷，可以形成巨大的火山口，称为破火山口（图 3-5）。如日本阿苏山破火山口南北长 23km，东西长 16km，好象一个小盆地或小平原，称为火口原。火口原上还往往分布着若干村落。火山口中积水成湖叫火口湖，如长白山主峰白头山顶上的天池（周围 11.3km，深 313m）、广东湛江的游览胜地湖光岩，都是有名的火口湖。图 3-6 是五大连池火山中的一个火口湖。

三、火山喷发物

火山爆发时，最初常在火山口或在山坡冲开一个出口，喷出黑色气体烟柱；接着大量岩石碎屑及熔岩物质被喷上天空，然后纷纷降落于火山周围地区；最后从火山口流出灼热的熔浆，沿山坡向下流动；火山喷发停止后还常常沿着喷气孔喷发气体或形成温泉。这是火山爆发过程中火山喷发物的一般顺序。但火山喷发物的性质、内容和过程，往往因不同火山或虽同一火山而喷发时间不同而有很大变化，不可一概而论。现将火山喷发物概述如下：

（一）气体喷发物（火山气体）

火山气体成分中以水汽为最多，一般占气体总体积的 60—90%，此外还有 H_2S ， SO_2 ， CO_2 ， HF ， HCl ， $NaCl$ ， NH_4Cl 等。早期高温阶段， HCl 等气体较多；晚期则富含 SO_2 、 CO_2 等成分，这种规律可以作为火山预测的一种依据。

火山气体主要是从岩浆中分异出来的。当岩浆处于地下高压条件下时，气体能够溶解在岩浆之中；当岩浆上升、压力越来越小，则其中所含气体就会逐渐析离出来，而且越积累越多，蒸汽压越来越大，当其超过上覆岩层的压力时，就会轰然爆炸，破口喷射，形成灼热烟柱或气团。

火山喷气可以升华出硫黄、钠盐、钾盐等矿产。

（二）固体喷发物（火山碎屑物质）

随着气体爆炸由火山口喷射到空中的大小岩石碎块和由熔浆凝固而成的碎块，总称为火山碎屑物质。火山碎屑物的喷发量往往很大，如 1883 年印尼的克拉卡托火山爆发，火山碎屑量约有 2.5km^3 ，并将之喷到 27km 的高空。火山碎屑物按其大小和形状等可以分为以下几种：

1. 火山灰 包括火山爆发时被崩碎的细小岩屑和凝固熔浆的细小浆屑，其直径一般小于 0.01mm ；比之更细的叫火山尘；比之稍粗但不大于 2mm 的叫火山砂。火山灰很轻，可以升到高空进入平流层，在更大范围扩散，长期不落。

2. 火山砾 粒径为 $2\text{—}100\text{mm}$ 的火山碎屑叫火山砾；大于 100mm 者叫火山块。

3. 火山渣 一般指火山喷发时被抛到空中去的熔浆凝固而成的熔渣，多具气孔及尖锐棱角，从砂粒到核桃般大小或更大。

4. 火山弹 是由熔浆以高速喷向空中发生旋转、扭曲而形成的具有一定形状的块体，大小可从数 cm 到数 m ，形状多为纺锤形（图 3-7）、梨形、扭曲形以及扁平状（落地时尚未完全凝固时可摔成扁平状）。有的里面具气孔，外皮有龟裂，称面包状火山弹。火山弹常和其它火山碎屑混在一起堆积在距火山口较近的地方。

上述各类火山碎屑物质经胶结、压固等作用可形成各种火山碎屑岩。

（三）液体喷发物（熔浆）

喷出地表的岩浆，其中挥发成分大量逸出，称为熔浆。熔浆冷凝后称为熔岩。熔浆的流速决定于它的粘度、温度及地面的坡度，大约 $2\text{—}8\text{m/s}$ 。一般是基性熔浆因粘性小，温度高，故流速大；酸性熔浆因粘性大，温度低，故流速小。如果熔浆成分相同，则其流速决定于地面坡度。熔浆在流动过程中，温度逐渐降低，粘性加大，流速越来越小，最后凝固成为火山岩（喷出岩）。

熔浆冷却速度与熔浆的成分有关。较酸性的熔浆，凝固较快，首先是其表层很快凝成一层厚壳，而其下面熔浆却仍在流动，常使上层厚壳分裂成大大小小的岩块，这种熔岩称为块状熔岩。较基性的熔浆凝固较慢，其表面往往先凝成一层塑性薄壳，而其下部熔浆尚在流动，常使表皮形成波浪起伏状，这种熔岩称为波状熔岩。有时载运波状皮壳的熔浆，因流经的地形陡缓不同，各部位的流速不一致，常使尚未完全凝固的波状皮壳向前翻卷，将皱纹拧成绳索状，这种熔岩称为绳状熔岩（图 3-8）。海底喷发的炽热基性熔浆，因与海水接触，使蒸汽压剧增，导致熔浆分裂成大小不等的块体，并在蒸汽包围中向前滚动，形成椭球状或枕状块体，这种熔岩称为枕状熔岩（图 3-9, 3-10）。其表层因迅速冷却，多为玻璃质，气孔较多，而内部冷却较

慢，结晶程度较好。在地质时代和现在大洋中脊地带，都有这种枕状熔岩发育。

熔浆流动过程中，在地形变化的地方急剧下流，冷却后形成熔岩瀑布。

熔浆流出地面，因熔浆成分不同，地形条件不一样，可形成不同形状不同规模的岩体。酸性熔浆流不甚远，常形成短厚的熔岩锥（或叫熔岩穹）；基性熔岩往往沿着山坡或沟谷流动，呈狭长带状，前端散开或扩大，有如舌状，长可达数十公里，称为熔岩流（图 3-11）。如果基性熔岩沿地壳裂隙喷出，而地形又比较平缓，常四处漫溢，覆盖较大的面积，称为熔岩被。当喷发次数多，喷发量大，可以由熔岩构成表面较平缓的台地，称为熔岩台地。如东北长白山区新生代的玄武岩台地，分布面积约 5000 多 km^2 。印度德干高原为有名的玄武岩台地，面积达 50 多万 km^2 ，厚度可达 1800m。

在岩浆活动过程中，从岩浆中不断析出水蒸汽，并沿裂隙升出地面，可以形成喷气泉或温泉。凡是水温高于当地年平均气温的泉水，都可称为温泉。但并不是所有温泉都直接与岩浆活动有关，例如地下水下渗，受地热或岩浆热影响，使水温增高，然后涌出地面，也可形成温泉。有一种周期性喷发的温泉，称间歇泉。间歇泉一般有一个漏斗形喷出口，其下有一个细长弯曲（图 3-12A）或分叉（同图 B）的地下水通道，或者在细长通道之下有若干个储水溶洞（同图 C）；地下水受到地热影响或岩浆烘烤，水温逐渐增加，但上部细长水柱形成很大的压力，水在其中不易上下对流，因此使下部水可以达到超过 100 的过热状态，造成很大的上下水温差；下部水温继续增加便开始沸腾（蒸汽有时集中于空洞的上部），当蒸汽压超过上部水柱压力时，就会冲开水柱，喷向高空；然后地下水又重新聚集，如此周而复始，形成间歇喷发现象。

冰岛和美国的间歇泉都很有名。我国西藏也发现了很多间歇泉。

四、火山喷发类型

火山喷发可以分为两个基本类型：裂隙式喷发和中心式喷发，后者又有爆烈、宁静等之分。火山喷发类型决定于多种因素，例如，地壳的厚薄、岩浆的成分（包括酸性与基性、水汽及挥发成分含量、粘度、温度等）、地下岩浆库内的压力、火山通道的形状以及海底喷发和大陆喷发条件等。

（一）裂隙式喷发

岩浆通过地壳中狭长线状深断裂溢出地表，一般没有爆炸现象，流出的主要为基性玄武岩熔浆，冷凝后形成厚度相当稳定、覆盖面积很大的熔岩被，火山碎屑物较少。在地质历史时期，由于大陆壳较薄或比较活动，曾有过多次裂隙喷发活动，如印度德干高原是世界最大的玄武岩熔岩被。在二叠

纪时我国西南云、贵、川交界地带也喷发了面积广泛的玄武岩，名为峨嵋玄武岩。目前这种喷发形式在大陆上已不多见，但在大洋中脊却非常普遍。整个大洋壳的玄武岩是在 2 亿年间由大洋中脊裂谷中多次喷发并逐渐向外推移而成的，其喷发量之大是十分惊人的。冰岛正好位于大西洋中脊之上，所以在冰岛当前还能看到裂隙式喷发活动（图 3-13），因此这种喷发类型又称为冰岛式喷发类型。

（二）中心式喷发

岩浆沿着一定的管形通道喷出地表，熔岩覆盖面积较小。这是现代火山活动最主要的类型。按照喷发的剧烈程度又可略分为宁静式、斯特龙博利式和爆烈式等几种。

1. 宁静式喷发型 以基性熔浆（玄武岩）喷发为主，熔浆温度较高，气体较少，不爆炸，因此少有固体喷发物，常常形成底座很大、坡度平缓的盾形火山锥（图 3-14），以夏威夷诸火山为代表，故又称夏威夷式喷发类型。

2. 斯特龙博利式喷发型 属于宁静式与爆烈式之间的喷发型，以中、基性熔浆喷发为主，并有一定的爆炸力。当火山爆发时可以把未凝固的熔岩抛上空中，并旋转形成纺锤形或螺旋形火山弹，但因爆炸力小，一般没有火山灰。这种喷发以斯特龙博利火山为代表。

斯特龙博利火山（926m）位于意大利西西里岛北部利帕里群岛中，火山锥较陡。熔岩偏基性，一次喷发完了，堵塞在火山管中的熔岩还未凝固，下面又聚集了大量气体，冲开火山管中的熔岩，再次爆发，大约每隔 2—3 分钟即喷发一次。夜间在 150km 外可见到闪闪红光，故有“地中海的灯塔”之称。

3. 爆烈式喷发型 大都以中酸性熔浆喷发为主，含气体多，爆炸力强，经常形成大量的火山碎屑特别是火山灰。属于这种喷发的火山很多，如意大利维苏威火山、印度尼西亚喀拉喀托火山、西印度群岛培雷火山，以及美国圣海伦斯 St. Helens 火山等。

维苏威火山（图 3-2）是世界有名的火山。公元 79 年发生强烈的喷发。开始时喷出大量气体，烟柱高达 13km；接着气体夹杂着大量火山灰、火山渣等一齐冲上高空；最后大量熔浆喷出地面形成块状熔岩。灼热的火山灰掩埋了庞贝等三个城市。后来把庞贝城挖掘出来，成为意大利有名的游览胜地之一。

喀拉喀托火山位于印度尼西亚爪哇岛与苏门答腊之间的巽他海峡，1883 年 5 月 20 日发生近世以来最猛烈的爆发。喷发大量气体和火山灰，烟柱上升 27km；微小的火山灰进入 80km 高空的平流层，环绕全球；火山灰总量达 18km³。原为 75km² 的海岛崩毁三分之二。1935 年又爆发一次。

圣海伦斯火山（2949.5m）位于美国西部喀斯喀特山脉中，在沉睡 123 年之后，于 1980 年 3 月 27 日、5 月 18 日和 25 日、6 月 12 日、7 月 22 日突

然连续爆发，蒸汽及火山灰直升 18000m 余，喷发火山灰约 $3.8 \times 10^{10} \text{km}^3$ 。1983 年又不时活动，2 月 2 日至 3 日喷发的火山灰高达 6km（图 3-15）。

皮纳图博火山（1758m）位于菲律宾西北部约 80km 处，在沉睡 600 多年之后，于 1991 年 6 月 9 日和 15 日猛烈喷发，是近百年来最大的火山喷发。火山爆发产生的 SO_2 、其他气体、火山灰等微粒子进入 20—25km 的同温层，形成包围地球的“太阳伞”，减弱了到达地面的太阳光线，产生“太阳伞效应”，引起全球气温变化。喷发形成的火山灰多达 8km^3 。此次喷发使 4.2 万间房屋被毁，4 万多公顷土地蒙尘，大约 900 人丧生，经济损失达数十亿美元。由于在山下和山腰设有火山监测装置，同时利用飞机上对火山逸出气体进行分析的装置提前做出火山活动预测，及早进行了居民撤离工作，使损失减少到最低限度。当年 5 月底，经检测火山气体中 SO_2 的含量骤增 10 倍，显示出岩浆活动正在上升地表的危险信号，果然于 6 月中旬产生猛烈爆发。

关于火山活动的形式可以总结如下几点：

首先，火山喷发强度主要决定于内因，即岩浆成分，基性岩浆以宁静式喷发为主，酸性岩浆以爆烈式喷发为主。但由于地下岩浆以及外界条件随着时间发展而变化，任何火山的喷发型式都不是永远不变的，喷发规模和强度也经常变化。

其次，火山碎屑物的有无和多少是判断火山活动（包括地质时代的）类型的重要依据。一般把火山碎屑物数量与全部火山喷出物数量之比，叫做爆炸指数（E）。E 值越大，表示爆炸性越高；反之，则越低。因此，凡是有大量火山碎屑物特别是火山灰的火山，都是爆烈式火山；相反，只有熔岩流而根本没有或只有少量火山碎屑物者，大多是宁静式火山。

火山活动是极重要和引人瞩目的地质现象，自古以来，它给人类带来严重灾害，但也赋予人类以矿产、肥沃土壤和有待开发的热源。由于人们对火山活动的机制还只是间接推测，即使是位于地面的活火山的火山口，人们也很难接近取得有关数据。所以迄今还不能掌握火山活动的全部规律。但当今已开始利用机器人深入火山口直接测试各种数据，如 1994 年美国航天局利用机器人，深入阿拉斯加斯珀（活火山，1993 年曾两次喷发）火山口 198m 深处，随身携带 3 个传感器采集气体样品，并摄下了有关图像，传回有价值的科学信息。相信人类迟早会进一步揭开火山活动的奥秘。

五、近代火山分布规律

全世界大约有 2000 座死火山，516 座活火山（据 F.M.巴拉德），大体呈带状分布（图 3-16）：

（一）环太平洋火山带

现在已知有 319 座活火山分布于环太平洋带，占世界活火山总数的 62%，其中西带（从阿拉斯加起，经阿留申群岛、勘察加半岛、千岛群岛、日本群岛、我国台湾、菲律宾群岛、印度尼西亚诸岛，直到新西兰岛）占 45%，构成西太平洋火山岛弧。其中东带（从南美西岸的安第斯山起，经中美、北美西部的科迪勒拉山脉至阿拉斯加）占 17%。这东西二带构成所谓“环太平洋火圈”。在环太平洋火山岛弧或火山链的靠近大洋一侧，称为安山岩线，在这条线的大陆一侧多喷发中酸性熔浆（安山岩、流纹岩），在向海洋一侧则以喷发基性熔浆（玄武岩）为主。世界最高的活火山（厄瓜多尔的科托帕克希火山，5896m）和世界最高的死火山（安第斯山中阿根廷的阿空加瓜火山，6964m）以及著名的富士山（3776m）等都分布在这条火山带上。

（二）阿尔卑斯-喜马拉雅火山带

又称地中海火山带，横贯欧亚大陆南部（西起伊比利亚半岛，经意大利、希腊、土耳其、伊朗，东至喜马拉雅山脉，南折至孟加拉湾，与太平洋火山带相汇合），已知有 94 座活火山分布于此带上，占世界活火山总数的 18%。

（三）大西洋海岭火山带

北起冰岛，经亚速尔群岛、佛得角群岛至圣保罗岛，有活火山 42 个；另外 9 个分布于小安的列斯岛弧上，大西洋活火山占世界活火山总数的 10%。

此外，还有一些活火山分布于太平洋、印度洋、南极洲和非洲大裂谷，约占 10%。其中非洲大裂谷上共有 7 座活火山，亦可称为东非火山带，如坦桑尼亚的乞力马札罗山（5895m）是东非有名的火山。

我国近代火山多属于死火山或休眠火山，活火山为数不多，据不完全统计火山锥约有 900 座。因我国东部（北起黑龙江、吉林，经内蒙、河北、山西、山东、江苏、安徽、台湾至广东省的雷州半岛和海南岛）属于环太平洋西带范畴，所以多有火山分布。其中只有台湾的鲤鱼山最近尚在活动，而黑龙江的五大连池、查哈彦火山、长白山上的白头山、山西的大同火山（图 3-17）、台湾的大屯火山等都处于休眠状态。

另外，云南腾冲有 8 个火山群，新疆南部昆仑山中也有火山，这些都属于阿尔卑斯-喜马拉雅火山带的范围。

第三节 侵入作用

岩浆因具极高的温度和很大的内部压力，往往向地壳薄弱或构造活动地带上升，并在沿途不断熔化围岩或俘虏崩落的岩块，从而不断扩大其侵占的空间，冷凝后形成各种侵入岩体。地下岩浆上升侵入并占据一定空间的作用，叫侵入作用。根据岩浆侵入的环境和侵入作用方式，可以分为深成侵入作用和浅成侵入作用。各种侵入作用所形成的岩体都具有一定的产状（图 3-18）。所谓产状是指岩体的形状、大小、与围岩的接触关系，以及形成时期所处的地质构造环境。

一、深成侵入作用及其岩体产状

在地下相当深处的岩浆侵入活动，称深成侵入作用。这种侵入是通过岩浆对围岩的熔化、排挤、俘虏碎块以及变质等方式而逐渐占据空间的。其结果是形成深成岩体。深成岩体处于压力大温度高的条件下，冷凝过程可以上百万年计，故往往形成结晶良好、颗粒粗大的岩石。岩体一般规模很大。其主要产状有岩基、岩株等。

（一）岩基

出露面积很大，一般大于 100km²，甚至可超过几万平方千米，向下延伸可达 10—30km；多由花岗岩类岩石构成；其长轴方向常平行于褶皱山脉，构成褶皱山脉的核心；岩体切穿围岩层理，呈不谐和关系；围岩常有显著的变质现象；被挤碎的围岩碎块常常堕入岩体中，称为俘虏体（图 3-18 中 1）。我国各大山脉如天山、昆仑山、秦岭、祁连山、大兴安岭以及江南丘陵等都有不同时代的花岗岩岩基出露。

（二）岩株

出露面积不超过 100km²，平面形状多为浑圆形；主要由中、酸性岩石组成，与围岩呈不谐和关系。岩株可能是独立的小岩体，或是岩基的分枝部分，也可能是岩基顶部的凸起部分。如北京周口店的花岗闪长岩岩体就是较典型的岩株。

二、浅成侵入作用及其岩体产状

在地壳浅处的岩浆侵入活动称浅成侵入作用。这种侵入是岩浆在压力作用下沿着断层、裂隙或层理贯入的方式进行的。其结果形成浅成岩体。浅成岩的规模较小，冷却较快，所以常常形成结晶颗粒较细或大小不均的斑状结构。其主要产状有岩盘、岩床、岩墙等。

（一）岩盘

又称岩盖(图 3-19)。一般是由粘性较大的中、酸性岩浆顺岩层层理贯入,并将上覆岩层拱起而成的中间凸起、边部变薄的穹窿状岩体。其规模不大,但直径亦可达数千米;围岩顶板多被剥蚀掉,底板多是平整的,岩体边缘与围岩岩层是平行的,呈谐和关系;围岩亦多有变质现象。

(二) 岩床

流动性较大的岩浆顺着岩层层理侵入形成的板状岩体称岩床(图 3-20)。它的特点是:主要是由基性岩构成。岩床的规模大小不定,厚度从几厘米到几百米以上,延伸从几米到几百千米。岩体与围岩的顶板和底板是平行的,围岩有时有轻微的变质现象。

(三) 岩墙和岩脉

岩浆沿着岩层裂隙或断层贯入所形成的板状岩体称岩墙。它的特点是:1) 岩墙产状一般较陡,规模有大有小:厚度从几厘米到几千米,长度从几十米到几百千米。2) 岩性比较复杂,基性到酸性的都有。3) 岩墙切断围岩,呈不谐和接触。4) 围岩可能有变质现象。5) 根据岩墙和围岩的抵抗风化能力,岩墙在地貌上常表现为凸出的山脊(图 3-21)或凹入的沟谷。

岩墙有时沿着一系列裂隙侵入,形成大体平行的岩墙群(图 3-21),如在北京八达岭关沟中就可见到数目繁多的岩墙群。有时候在火山口的周围还可形成环状或放射状岩墙群。

一个地方的岩墙有时是一次侵入而成的,有时是多次侵入形成,呈彼此互相穿插的关系(图 3-22)。

此外,还有一种近似岩墙的岩体称为岩脉。一般说,岩墙与围岩之间没有成因上的联系,而岩脉则有成因上的密切关系。例如,一个深成岩体当其主体部分凝固之后,而其内部还残留有未凝固的岩浆,这部分残余岩浆可以侵入到母岩中去形成岩脉。如在花岗岩体中经常见到有贯入其中的伟晶岩脉或细晶岩脉,它们之间就有成因上甚至成分上的联系。比方一个岩浆体侵入石灰岩,二者就无任何成因上的关系,这就是典型的岩墙。

前面谈到火山爆发后,熔浆及一些火山碎屑常常把火山管道填充起来形成火山颈或称岩颈。火山颈是介于喷出和浅成侵入的中间类型。

以上所述各种岩体,都可以有两种类型:一种是简单岩体,岩石成分单一,岩石结构比较均匀,只是内部和边缘有些区别而已,这种岩体属于一次侵入活动的产物。另一种是复杂岩体,岩石成分和结构比较复杂,岩体内部有互相穿插关系,这种岩体属于多次侵入活动的产物。岩浆活动及与其相关的岩石产状和岩石分类如图 3-23 所示。

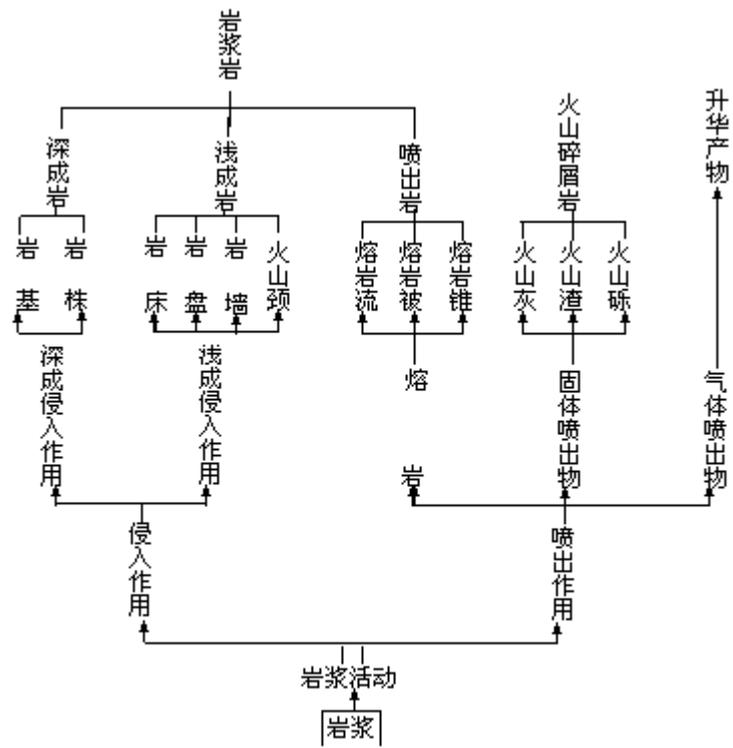


图3-23 岩浆活动及其相关的岩石产状和岩石分类图解

第四节 火成岩的成分

一、火成岩的化学成分

火成岩的化学成分实际上和岩浆的成分大体一致，虽然几乎包括了地壳中各种元素，但它们的含量相差极为悬殊，其中以 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti 等元素的含量最多，占组成火成岩元素总量的 99% 以上。若以氧化物计，则以 SiO_2 、 Al_2O_3 、FeO、 Fe_2O_3 、CaO、 Na_2O 、 K_2O 、MgO、 H_2O 、 TiO_2 等为主，同样也占总量的 99% 以上，如表 3-1 所列。

从表 3-1 可以看到， SiO_2 是火成岩中最主要的成分。 SiO_2 和各种金属元素形成多种硅酸盐矿物，各种硅酸盐矿物又组成各种火成岩。所以说，火成岩实际上是硅酸盐岩石。根据火成岩中 SiO_2 的多少，如同对岩浆分类一样，分为超基性岩（ $\text{SiO}_2 < 45\%$ ）、基性岩（45—52%）、中性岩（52—65%）和酸性岩（ $> 65\%$ ）四大类。

由超基性岩到酸性岩，不仅表现在 SiO_2 含量的多少上，而且其它成分也相应随之变化：即随着 SiO_2 含量增加，K、Na 成分越来越多，而 Mg、Fe、Ca 成分则越来越少；反之，随着 SiO_2 含量减少，K、Na 成分越来越少，而 Mg、Fe、Ca 成分则越来越多。有少数岩石 K、Na 含量特别大即 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量偏高，而 Al_2O_3 和 SiO_2 （或二者之一）的含量偏低、这类岩石称为碱性岩。表

3—1 火成岩的平均化学成分

| 元素 | 重量% | 氧化物 | 重量% |
|----|---------|--------------------------------|---------|
| O | 46.42 | SiO ₂ | 59.14 |
| Si | 27.59 | Al ₂ O ₃ | 15.34 |
| Al | 8.08 | Fe ₂ O ₃ | 3.08 |
| Fe | 5.08 | FeO | 3.80 |
| Ca | 3.61 | MgO | 3.49 |
| Na | 2.83 | CaO | 5.08 |
| K | 2.58 | Na ₂ O | 3.84 |
| Mg | 2.09 | K ₂ O | 3.13 |
| Ti | 0.721 | H ₂ O | 1.15 |
| P | 0.158 | TiO ₂ | 1.05 |
| H | 0.130 | P ₂ O ₅ | 0.299 |
| Mn | 0.125 | MnO | 0.124 |
| | | CO ₂ | 0.101 |
| 其他 | 0.586 | 其他 | 0.376 |
| | 100.000 | | 100.000 |

据克拉克、华盛顿 1924 年对 5159 块火成岩标本进行化学分析结果 64

二、火成岩的矿物成分

组成火成岩的矿物以硅酸盐矿物为主，其中最多的是长石、石英、黑云母、角闪石、辉石、橄榄石等（以上石英属于氧化物）、占火成岩矿物总含量的 99%，所以称之为火成岩的重要造岩矿物。其中颜色较浅的，称浅色矿物，因以二氧化硅和钾、钠的铝硅酸盐类为主，又称硅铝矿物，如石英、长石等；其中颜色较深的，称暗色矿物，因以含铁、镁的硅酸盐类为主，又称铁镁矿物，如黑云母、角闪石、辉石、橄榄石等。

硅铝矿物和铁镁矿物在火成岩中的含量和比例，不仅影响岩石的颜色，而且影响岩石的比重。一般说，岩石从超基性到酸性，铁镁矿物逐渐减少，而硅铝矿物则逐渐增多，故岩石颜色越来越浅，比重越来越小；岩石从酸性到超基性，铁镁矿物逐渐增多，而硅铝矿物则逐渐减少，故岩石颜色越来越深，比重越来越大。

火成岩中的矿物成分是火成岩分类的重要根据之一。岩石中含量较多、作为区分岩类依据的矿物，称为主要矿物。如花岗岩类中的石英和钾长石。岩石中含量较少、对区分岩类不起主要作用，但可作为进一步区分岩石种属的依据的矿物，称为次要矿物。例如，石英在花岗岩类中为主要矿物，而在闪长岩类中则为次要矿物，其有无并不影响闪长岩的命名问题，但如含有一定数量（5—20%），则可据此进一步分类称之为石英闪长岩。岩石中含量

很少（一般不超过 1%）、对岩石分类不起作用的矿物，称为副矿物。如磁铁矿、磷灰石等。不过，近年对岩石中的副矿物也进行了深入研究，认为其形态、数量等对于划分岩石类型、确定岩石时代和揭示含矿规律也具有重要意义。

岩浆在冷凝过程中，由于物理化学条件不断改变，各种主要造岩矿物结晶析出有一定的顺序，而且先析出的矿物与岩浆发生反应，使矿物成分发生变化而产生新的矿物。1922 年美国鲍温（N.L.Bowen, 1887—1956）在实验室观察相当玄武岩熔浆的冷却结晶过程并结合野外观察，得出玄武岩岩浆造岩矿物的结晶顺序以及它们的共生组合关系，称为鲍温反应系列。

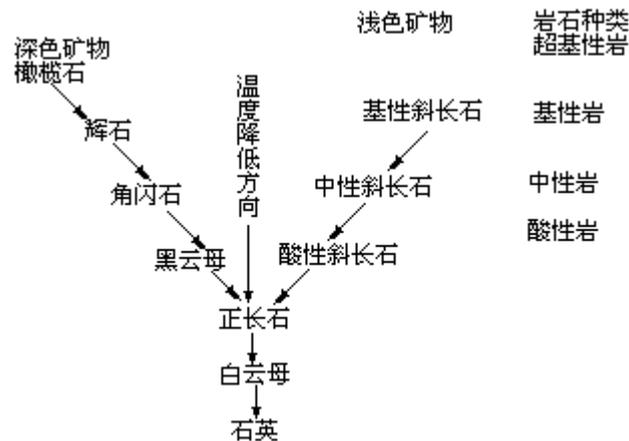


图3-24 鲍温反应系列（简化）

如图 3-24 所示，从高温到低温岩浆结晶过程包括两个并行的演化系列：一方面为属于浅色矿物（硅铝矿物）的斜长石的连续固溶体反应系列，即从富钙斜长石向富钠斜长石演化（也就是从基性斜长石向酸性斜长石演化）；在这个系列的演变过程中，矿物晶体格架没有很大改变，只是矿物成分发生连续的变化，实际上是连续的类质同像过程。另一方面为暗色矿物（铁镁矿物）的不连续反应系列，即按橄榄石、辉石、角闪石、黑云母的顺序结晶；在这个系列演变过程中，前后相邻矿物之间不是成分上的连续过渡，而是岩浆同早期矿物发生反应产生新矿物，相邻矿物的结晶格架也发生显著变化。随着温度下降，在岩浆晚期此二系列合成单一的不连续反应系列，依次结晶出钾长石、白云母，最后析出石英。

鲍温反应系列在一定程度上说明了岩浆中矿物结晶顺序和共生组合规律，提供了简易掌握火成岩分类的方法。如图 3-24，纵行表示从高温到低温矿物结晶的顺序；横行表示在同一水平位置上的矿物大体是同时结晶，按共生规律组成一定类型的岩石。例如辉石和富钙的斜长石组成基性岩，不可能与石英共生；钾长石、富钠斜长石、石英、黑云母等组成酸性岩，不可能与橄榄石共生。在纵行方向矿物相距越远，共生的机会越少。其它如超基性岩、中性岩的矿物组合规律如图所示，不一一叙述。但是，天然的岩浆作用过程，

不仅受温度条件控制，而且其它条件如压力、挥发成分、化学成分及其组合比例等也都影响结晶程序。所以，鲍温反应系列只能代表矿物结晶顺序的一般模式，它不能解释火成岩结晶过程的所有复杂现象。

第五节 火成岩的结构和构造

岩浆在地表或地下不同深度冷凝时，因温度、压力等条件不同，即使是同样成分的岩浆所形成的岩石，也具有不同的岩石形貌特征。这种差异主要表现在两个方面，即岩石的结构和构造。

一、火成岩的结构

所谓结构是指岩石中矿物颗粒本身的特点（结晶程度、晶粒大小、晶粒形状等）及颗粒之间的相互关系所反映出来的岩石构成的特征而言。

（一）结晶程度

指岩石中矿物是全部结晶或部分结晶而言（图 3-25）。据此可以分为：

1. 全晶质结构 组成岩石的矿物全部结晶，如花岗岩。
2. 半晶质结构 组成岩石的矿物部分结晶，部分为玻璃质，如流纹岩。
3. 玻璃质（非晶质）结构 组成岩石的成分全未结晶，即全部为玻璃质，如黑曜岩。

结晶程度主要决定于岩石的形成环境和岩浆成分。深成岩是岩浆在地下深处相对封闭的条件下冷凝而成的岩石，因围岩导热性不好，压力大，挥发成分不易逸散，岩浆冷凝缓慢，往往形成全晶质岩石。据研究，某些大岩体冷却时间常为数十万年至 100 万年以上。喷出岩形成于地表，冷却迅速，往往形成结晶程度较差的岩石。如果在相同冷凝条件下，基性岩浆温度高、粘性小、冷却相对较慢，其结晶程度往往比酸性岩浆要好一些。

（二）晶粒大小

按照组成岩石的矿物颗粒大小可以分为：

1. 显晶质结构 用肉眼或放大镜即可看出晶体颗粒。又分为：
粗粒结构——晶粒直径大于 5mm；
中粒结构——晶粒直径 1—5mm；
细粒结构——晶粒直径 0.1—1mm。
2. 隐晶质结构 晶粒小于 0.1mm，岩石呈致密状，矿物颗粒用显微镜才能辨别。

晶粒大小也跟岩石形成环境和岩浆成分有关。深成岩在结晶过程中冷凝缓慢，结晶时间充分，往往形成颗粒较粗的岩石；喷出岩在形成当时冷凝较快，没有充足时间结晶，往往形成隐晶质结构甚至是玻璃质结构。如果是在同样条件下，基性岩的结晶颗粒比酸性岩的要更粗一些。

（三）晶粒相对大小

按岩石中矿物颗粒相对大小可以分为：

1. 等粒结构 又称粒状结构。是岩石中同种主要矿物的粒径大致相等的

结构。常见于深成岩中。

2. 斑状结构 岩石中矿物颗粒相差悬殊，较大的颗粒称为斑晶，斑晶与斑晶之间的物质称为基质，基质为隐晶质或玻璃质。一般是斑晶结晶较早，晶形较好，而基质部分结晶较晚，多是熔浆喷出地表或上升至浅处迅速冷凝而成。斑状结构常为喷出岩或一些浅成岩所具有（图 3-26A）。

3. 似斑状结构 类似斑状结构，但斑晶更为粗大（可超过 1cm），而基质则多为中、粗粒显晶质结构。斑晶可以是与基质在相同或近似条件下，因某种成分过剩而形成的；也可以是在较晚时间经交代作用而形成的。似斑状结构常为某些深成岩所具有，如似斑状花岗岩（图 3-26B）。

（四）晶粒形状

按岩石中矿物晶体形状发育程度，可以分为：

1. 自形晶 晶体发育成应有的形状。

2. 半形晶 晶体只发育成应有晶形的一部分。

3. 他形晶 晶体不能发育成应有的形状，而是决定于相邻晶体所遗留的空间形状，因此常是不规则的。

晶粒的自形程度主要决定于结晶的先后，在岩浆中早期结晶矿物常为自形晶，晚期结晶矿物常为他形晶。如在花岗岩中，黑云母和角闪石结晶较早自形程度较好；其次为斜长石和钾长石，多为半自形；而石英颗粒为他形，不具任何晶面，结晶最晚（图 3-27）。

二、火成岩的构造

所谓构造是指组成岩石的矿物集合体的形状、大小、排列和空间分布等所反映出来的岩石构成的特征而言。

（一）块状构造

岩石中矿物排列无一定方向，不具任何特殊形象的均匀块体，是火成岩（如花岗岩）中最常见的一种构造。

（二）流纹构造

因熔浆流动由不同颜色不同成分的隐晶质或玻璃质或拉长气孔等定向排列所形成的流状构造（图 3-28），常见于中酸性喷出岩（如流纹岩）中。流纹表示熔岩当时的流动方向。

（三）流动构造

岩浆在流动过程中所形成的构造，包括流线构造和流面构造。岩石中长条状、柱状矿物（如角闪石）呈长轴定向排列，叫流线构造，它一般平行于岩浆流动方向；岩石中片状矿物、板状矿物（如云母、长石）呈层状及带状排列，叫流面构造，它一般平行于岩体的接触面。因此利用流线和流面可以测定岩浆的流动方向和岩体接触面的产状。

（四）气孔构造

熔浆喷出地表，压力骤减，大量气体从中迅速逸出而形成的圆形、椭圆形或管状孔洞，称气孔构造。这种构造往往为喷出岩所具有（图 3-29）。

（五）杏仁构造

岩石中的气孔被以后的矿物质（方解石、石英、玛瑙、玉髓等）所填充，形似杏仁，称杏仁构造（图 3-30）。

气孔构造和杏仁构造多分布于熔岩表层。在大规模熔岩流（如玄武岩）中常可见到多层气孔或杏仁构造，据此可以统计熔岩喷发次数。

上述岩石的结构和构造，不仅可以用来判断岩石形成的环境和条件，而且也是火成岩分类和命名的一种重要依据。

第六节 火成岩的分类

火成岩的种类很多，目前已知有一千余种。火成岩分类的主要根据一方面是岩石的化学成分、矿物成分，另一方面是岩石的产状、结构和构造。表 3-2 “主要火成岩分类表”就是综合这些因素编制的。

表的横坐标按火成岩的化学成分及矿物成分排列，自左至右依次为超基性岩、基性岩、中性岩和酸性岩。其下列出几种造岩矿物，并用线段表示其在各岩类中的分布规律。其中石英主要分布在酸性岩中，而橄榄石则主要分布于超基性岩中，所以称石英为酸性岩的指示矿物，橄榄石为超基性岩的指示矿物。在长石类矿物中，钾长石主要分布于酸性岩和部分中性岩中，而斜长石则广泛分布于中、基性岩中，但其成分则从富钠斜长石向富钙斜长石演变；在超基性岩中不含长石或只含一点斜长石。几种暗色矿物除橄榄石分布范围较窄外，其余则分布较广，但黑云母主要分布于酸性岩及部分中性岩中，角闪石主要分布于中性岩及部分酸性岩中，辉石主要分布于基性岩及部分超基性岩中。同一矿物在某一岩类中为主要矿物，在另一岩类中则为次要矿物，表中用实线和断线表示了这种关系。表 3-2 主要火成岩分类简表

| 岩类和SiO ₂ 含量% | | 超基性岩 < 45 | 基性岩 45-52 | 中 性 岩 52-65 | 酸性岩 > 65 | |
|--------------------------|-------------------------|---------------------|--------------|----------------|--------------------|------|
| 主要矿物成分 结构 产状 构造 | 主要矿物 | | 富钙斜长石 | | 石英 钾长石 富钠斜长石 | |
| | 结构 | | | | 黑云母 角闪石 | |
| | 产状 | | 辉石 | | | |
| | 构造 | | 橄榄石 | | | |
| | | | | | | |
| 喷出岩 | 玻璃质 杏仁状 流纹状 块状 | 火山玻璃岩（黑曜岩，浮岩等） | | | | |
| 浅成岩 | 伟晶、细晶等 块状 | 各种脉岩类（伟晶等，细晶岩，煌斑岩等） | | | | |
| 深成岩 | 中、粗粒状 似斑状 块状 | 苦橄玢岩 | 辉长岩 | 闪长玢岩 | 正长斑岩 | 花岗斑岩 |
| | | 橄榄岩 | 辉长岩 | 闪长岩 | 正长岩 | 花岗岩 |

注：（1）在主要矿物成分一栏中，黑线表示主要矿物，断线表示次要矿物。

（2）表中玢岩和斑岩都是斑状结构岩石，习惯上玢岩的斑晶为富钙或含钙中等的斜长石；而斑岩中的斑晶为钾长石、富钠斜长石或石英。

从超基性岩到酸性岩，暗色矿物含量逐渐减少，而浅色矿物逐渐增多，故岩石颜色逐渐由深变浅，而岩石比重逐渐由大变小。

表的纵坐标按岩石产状排列，依次是深成岩、浅成岩和喷出岩，同时分别列出各类岩石的主要结构和构造。因为它们能指示岩石的生成条件，从而

使分类具有成因的意义。

同一纵行的岩石，成分相同，故属于一个岩类；只是由于产状、结构、构造不同，因而有不同的名称。同一横行的岩石，其产状、结构和构造基本相同，而岩类各异。

学习岩石必须牢固地掌握火成岩分类的基本规律，在此基础上只要能辨别出岩石的主要特征（特别是矿物成分、结构和构造），即可在表上查对出岩石的名称。

第七节 最主要的火成岩

一、超基性岩类（橄榄岩—金伯利岩类）

本类岩石分布很少。岩石中 SiO_2 含量低，几乎全部由铁镁矿物组成，如橄榄石和辉石，基本无长石，石英更不可能出现。岩石颜色较深，比重较大（3.2—3.3）。多为小型侵入体或岩筒（柱状岩体）。

（一）橄榄岩

主要由橄榄石和辉石组成，多为中、粗粒状结构，部分辉石呈较大斑晶出现。新鲜岩石近于黑绿色或黑色，但在地表条件下橄榄石极易风化变成蛇纹石，使颜色变浅。

如果岩石以橄榄石为主，称纯橄榄岩，呈黄绿色。如果岩石以辉石为主，称辉岩，呈黑色。

（二）苦橄玢岩

以辉石和橄榄石为主，或含少量富钙斜长石，细粒或斑状结构。

（三）金伯利岩

斑状结构，斑晶为橄榄石、金云母、石榴子石等，蛇纹石化显著，偶见辉石；基质为细粒及隐晶质；常以岩筒（岩颈）、岩脉等形式产出。金刚石常存在于此岩中。我国已在辽宁、山东等省发现多处金伯利岩。

二、基性岩类（辉长岩—玄武岩类）

本类岩石在大陆分布广泛，特别是属于喷出岩的玄武岩，相当其他各喷出岩类总量的5倍以上；而在海洋底几乎全部为玄武岩（上覆海洋沉积物）。主要矿物为富钙斜长石和辉石，次要矿物有橄榄石和角闪石等，有时含有一定量的磁铁矿，一般具有较强的剩余磁性。岩石颜色较深，比重较大（2.94）。

（一）辉长岩

为基性深成岩，主要矿物是富钙斜长石（灰白或暗灰色，板状、粒状）和辉石，还有少量橄榄石和角闪石。岩石颜色为黑色或黑灰色，中、粗等粒结构，块状构造，常以小规模深成岩体产出。

（二）辉绿岩

为基性浅成岩，近于黑色，或黑灰、灰绿色，一般为细粒到中粒结构，有时有较大的斜长石斑晶，呈柱状或板状。矿物成分与辉长岩的相当。多呈岩床、岩墙产出。

（三）玄武岩

是典型的喷出岩，分布最广，是地球洋壳和月球月海的最主要组成物质，也是地球陆壳和月球月陆的重要组成物质。玄武岩一词，引自日文。多呈黑、黑灰等色，风化面黄褐或灰绿色。细粒或隐晶结构，或呈斑状结构，

并常有气孔、杏仁等构造。矿物成分同辉长岩。

按 SiO_2 饱和程度和碱性 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 强弱, 玄武岩可分为两大类:

1. 拉斑玄武岩又称亚碱性玄武岩, SiO_2 过饱和或饱和, 不含橄榄石和霞石。

2. 碱性玄武岩 SiO_2 不饱和, 富碱, 含橄榄石和霞石等。

目前在深海洋脊, 每年大致以 $1.5 \times 10^{10}\text{t}$ 的速率涌出玄武岩, 属拉斑玄武岩类, K_2O 等含量较低, CaO 含量较高, 又名深海拉斑玄武岩。在洋盆内群岛、岛弧和活动的大陆边缘, 亦有大量玄武岩发育。发育于大陆内部的玄武岩, 表现为两种喷发形式:

1. 裂隙式喷发, 往往构成大面积的泛流玄武岩, 如分布于中国西南部的峨眉玄武岩, 面积约 26 万 km^2 , 厚度达 600—1500m, 形成于晚二叠世, 属拉斑玄武岩类。

2. 中心式喷发, 构成玄武岩火山锥, 及其邻近的熔岩流和火山碎屑岩。中国东部北起黑龙江, 南至海南岛, 有数百座火山锥及相邻熔岩流分布, 喷出于新生代, 以碱性玄武岩为主, 兼有拉斑玄武岩。

玄武岩由玄武岩浆结晶形成, 根据夏威夷和堪察加火山活动观察, 玄武岩浆来自地下 60—90km 深处, 并常挟带深源捕虏体, 说明玄武岩浆起源于上地幔。

玄武岩也是构成月球的主要岩石, 称月球玄武岩。细粒、多孔, 主要由辉石、斜长石和钛铁矿等组成, 一般以贫硅、富钛铁为特点。月球玄武岩是月球上最年轻的岩石, 同位素年龄距今 33—37 亿年。但几乎相当于已知地球上最古老的岩石。

三、中性岩类

本类岩石与基性岩相比, 浅色矿物逐渐增多, 根据其中长石成分等特点可再分为闪长岩—安山岩类以及正长岩—粗面岩类。

(一) 闪长岩—安山岩类

本类岩石分布也较广, 与基性岩有一个共同的特点, 即喷出岩总量远超过与其成分相当的深成岩。 SiO_2 含量中等, 矿物成分以中性斜长石和角闪石为主, 次要矿物有辉石、黑云母等, 有时可见少量石英。暗色矿物含量为 30% 左右, 岩石颜色较基性岩稍浅, 比重约为 2.8。

1. 闪长岩 是中性深成岩。主要矿物为中性斜长石和普通角闪石, 多为中粒结构、块状构造。基本上无石英; 若石英数量为 6—10% 时, 称石英闪长岩。一般为灰色、灰绿色。闪长岩呈独立岩体者多呈岩株、岩床或岩墙产出, 但大部分是和花岗岩或辉长岩呈过渡关系。

2. 闪长玢岩 是中性浅成岩。具明显斑状结构, 基质为细粒或隐晶结构, 斑晶为中性斜长石及普通角闪石, 偶见黑云母。颜色多为灰及灰绿色。

常以岩床、岩墙产出或为闪长岩的边缘相。

3. 安山岩 是中性喷出岩的代表岩石，分布之广仅次于玄武岩，主要分布于环太平洋活动大陆边缘及岛弧地带。安山岩一词来源于南美洲西部的安第斯山名。呈斑状结构，斑晶以中性斜长石及普通角闪石为主，或偶见黑云母及辉石；基质多为隐晶结构。有时斑晶定向排列，有明显流线构造，或具气孔、杏仁构造。新鲜岩石多为灰、灰绿、紫红等色。深色安山岩与玄武岩不易肉眼区分，若斑晶中多角闪石或见有黑云母，可定为安山岩。安山岩常以块状熔岩流等产出。

关于安山岩的成因有分异说（玄武岩浆分异的产物）和同化说（玄武岩浆与花岗岩质大陆壳同化的结果）等。但根据板块构造说，认为大洋板块俯冲于大陆板块之下时，洋壳及其上覆沉积物受高温、高压影响，经部分熔融可形成安山岩浆；或认为大洋沉积物中的水，及水化大洋壳中的水，当大洋壳俯冲到一定深度时，水分脱出，使地幔富水，富水地幔部分熔融，也能形成安山岩浆。实验资料证明，当压力为 $1-1.5 \times 10^9 \text{Pa}$ 时，富水橄榄岩部分熔融即可产生安山质熔体。这种安山岩成因观点现已被多数人所接受。

（二）正长岩—粗面岩类

本类岩石分布较少。 SiO_2 含量为 55—65%，浅色矿物主要为钾长石（60—65%）、富钠斜长石（10—15%）；暗色矿物主要为普通角闪石及黑云母（共占 20% 以下），基本不含石英。比重 2.7 左右。这类岩石是介于酸性和中性之间的过渡类型，也是中性到碱性之间的过渡类型，故又称为半碱性岩类。

1. 正长岩 属于中性或半碱性深成岩类。主要矿物为钾长石及角闪石、黑云母等。颜色浅淡，一般为肉红色、灰黄色或灰白色。中粒结构，类似花岗岩类。但不见石英颗粒，或微含一点。常以小型岩体产出，有时见于大岩体的边缘部分。

2. 正长斑岩 相当于正长岩的浅成岩相，部分为喷出岩相。斑状结构，斑晶以肉红色或淡黄色正长石为主，或有角闪石斑晶；基质致密，多由正长石微晶组成。岩石颜色多为淡红、灰白等色。常以岩脉等产出。

3. 粗面岩 成分与正长岩相当的喷出岩相。一般为灰白或粉红色。斑状结构，斑晶以正长石为主；基质细粒致密多孔，断口粗糙不平，因此得名。分布不广，多为粗短熔岩流。

四、酸性岩类（花岗岩—流纹岩类）

本类岩石无论从体积或面积讲，在火成岩中都居首位。其中分布最广的是花岗岩类（中、基性岩类与此相反，喷出岩分布最广）。 SiO_2 含量高，呈过饱和状态，故出现大量石英。在矿物组成上，浅色矿物石英、钾长石、富钠斜长石等占绝对优势（90% 左右）；暗色矿物以黑云母为主，其次为角闪

石（约共占 10%左右）。因此岩石颜色浅淡，比重亦略小（2.6—2.7）。因酸性熔浆粘度较大，温度也较低，冷凝迅速，故其喷出岩中常见玻璃质。

（一）花岗岩

是分布最广的深成岩类，其分布面积占有所有侵入岩面积的 80%以上。主要由钾长石、富钠斜长石、石英组成，并含少量黑云母或角闪石。通常钾长石多于斜长石，石英可达 20%以上。如果钾长石与斜长石约略相等，称石英二长岩。如果斜长石多于钾长石，且暗色矿物增多，称花岗闪长岩。

钾长石主要为正长石，多呈半自形板状、柱状，肉红或淡黄色；斜长石主为富钠的酸性斜长石，自形程度比正长石好，白、灰白等色；在岩石断口上可见长石的平坦的解理面。石英为不规则他形颗粒，断口不平坦，烟灰色，玻璃光泽。暗色矿物自形程度较高，黑云母呈小六角片状或鳞片状，光泽强，硬度小；普通角闪石多呈柱状，光泽弱，硬度较大。

此类岩石多为肉红色、灰白色、略具黑色斑点。具典型的半自形等粒结构者，称为花岗结构。根据晶粒大小，又可分为粗粒、中粒和细粒花岗岩。有的具似斑状结构，斑晶主为钾长石，直径可达 1cm 以上，称斑状花岗岩。根据暗色矿物种类，又可分别称为黑云母花岗岩、角闪花岗岩等。

花岗岩是多种成因的，其两种基本形式是岩浆侵入和花岗岩化。

1. 侵入花岗岩，指由岩浆侵入形成的花岗岩。其岩浆来源一般认为有两种途径：结晶分异和部分熔融。结晶分异理论认为玄武岩质岩浆通过结晶分异可形成花岗岩质岩浆。实验证明，由玄武岩质岩浆可以得出花岗质岩浆，但数量只有 5%。这表明由玄武岩质岩浆分异而形成花岗岩是存在的，但数量是极少的。

部分熔融理论，1958 年美国岩石学家 O.F.塔特尔曾作实验证明，在一定条件下，如在地表以下 20km 深处，温度达到 630℃，水分压力达到 $4 \times 10^8 \text{Pa}$ ，固态陆壳物质即开始部分熔融，形成花岗质岩浆。1974 年，澳大利亚 B.W.查普尔等把花岗岩类划分为 I 型和 S 型。I 型花岗岩是由未经风化的火成岩部分熔融形成，通常是准铝质的；S 型花岗岩是由沉积岩部分熔融形成，通常是过铝质的。我国岩石学家徐克勤等（1984）根据花岗岩的起源物质，将花岗岩划分为幔源型、同熔型和陆壳改造型三种成因类型。吴利仁（1985）将花岗岩（和相应火山岩）划分为幔源型（M 型）、幔壳（陆壳）混合型（MC 型）和壳源型（C 型）。

2. 花岗岩化花岗岩，指非岩浆成因的交代花岗岩。这种花岗岩分布很广，在前寒纪地盾区和不同时代的褶皱带中均有分布。这种成因的花岗岩将在变质岩部分谈到。

（二）花岗斑岩

相当于酸性浅成岩类。斑状结构，斑晶为钾长石、富钠斜长石、石英等，基质较细；斑晶所占面积往往大于基质面积。多分布于花岗岩体的边缘部分，有时成独立岩体出现。

（三）流纹岩

是典型的酸性喷出岩类。成分与花岗岩相当。颜色常为灰白、粉红、浅紫等色。斑状结构，斑晶主为钾长石、石英等，基质为隐晶质或部分玻璃质；有时为隐晶无斑结构，常有流纹构造。相当于花岗闪长岩的喷出岩，斑晶以斜长石及石英为主，称为英安岩。

五、脉岩类

在岩体边缘或围岩裂隙中，常见有与深成岩体有一定成分和成因联系的岩脉、岩墙等，其构成岩石通称为脉岩类，大体相当于浅成岩类。

（一）伟晶岩

是具有伟晶结构的浅色脉岩。其中分布最广、经济意义最大的（常含有稀有元素）是伟晶花岗岩。其主要矿物成分与花岗岩相似，不同之点是暗色矿物含量较少（有时出现黑云母），矿物颗粒非常粗大，粒径可以从数厘米到数米。有时具有石英和长石穿插的结构，称文像结构（图 3-31）。伟晶岩多以脉体或透镜体产于母岩及其围岩中，并常富集成长石、石英、云母、宝石及各种稀有元素矿床。

（二）细晶岩

是具有细粒结构的浅色脉岩。其中分布最广的是花岗细晶岩。主要矿物成分为石英和钾长石，不含或少含暗色矿物。具他形细粒等粒结构，岩石颜色浅淡。多在花岗岩边缘部分呈岩脉产出。

（三）煌斑岩

是深色脉岩的总称。主要由暗色矿物黑云母、角闪石、辉石等组成，间有长石。通常为粒状结构，岩石颜色较深，黑或黑褐色。根据矿物成分可分为云煌岩（以黑云母为主）、闪辉煌斑岩（以角闪石、辉石为主）等。

六、火山玻璃岩类

指由火山喷发出来的熔岩，迅速冷却来不及结晶而形成的一种玻璃质结构岩石。因酸性熔浆粘度大、温度低，在迅速冷却条件下更容易形成玻璃质，所以火山玻璃岩以酸性为主。

（一）黑曜岩

是一种酸性火山玻璃岩。黑色或红黑色，具光滑的及标准的贝壳状断口，边缘微透明。

（二）浮岩

是一种多气孔的玻璃质岩石。状似炉渣，颜色浅淡，多为白色、灰白色，质轻（比重 0.3—0.4）可浮于水。典型的浮岩多产于酸性熔岩的上部或火山

碎屑中。

第四章 沉积岩

暴露在地壳表部的岩石，在地球发展过程中，不可避免地要遭受到各种外力作用的剥蚀破坏，然后再把破坏产物在原地或经搬运沉积下来，再经过复杂的成岩作用而形成岩石，这些由外力作用所形成的岩石就是沉积岩。

沉积岩的物质主要来源于先成岩石（无论是火成岩、变质岩和先成的沉积岩）风化作用和剥蚀作用的破坏产物，包括碎屑物质、溶解物质和新生物质；除此还包括生物遗体、生物碎屑以及火山作用的产物。这些物质在低洼的地方沉积下来，总称为沉积物。

各种沉积物最初都是松散的，经过漫长的时代，上覆沉积物越来越厚，下边沉积物越埋越深，经过压固、脱水、胶结等成岩作用，逐渐变成坚固的成层的岩石。现在未胶结的较新的松散沉积物，也包括在广义的沉积岩范畴之内。

沉积岩是在地壳发展过程中，在外力作用支配下，形成于地表附近的自然历史产物。地表环境十分复杂（如海陆分布、气候条件、生物状况等），同一时代不同地区或同一地区不同时代，其地理环境往往不同，从而所形成的沉积岩也互有差异，各种沉积岩都毫无例外地记录下来沉积当时的地理环境信息。因此，沉积岩是重塑地球历史和恢复古地理环境的重要依据。

按重量计，沉积岩只占地壳的 5%，但因沉积岩覆盖于地壳表层，分布十分广泛。在大陆部分有 75% 的面积出露沉积岩，而在大洋底则几乎全部为新老沉积层所覆盖。

沉积岩层中蕴藏着煤、石油、铁、锰、铝土、磷、石膏、盐、钾盐、石灰岩等矿产资源。特别是盐类矿产和可燃有机能源矿产几乎全部蕴藏在沉积层中。

第一节 沉积岩的形成过程

沉积岩的形成过程一般可以分为先成岩石的破坏（风化作用和剥蚀作用）、搬运作用、沉积作用和硬结成岩作用等几个互相衔接的阶段。但这些作用有时是错综复杂和互为因果的，如岩石风化提供剥蚀的条件，而岩石被剥蚀后又提供继续风化的条件；风化、剥蚀产物提供搬运的条件，而岩石碎屑在搬运中又可作为进行剥蚀作用的“武器”；物质经搬运而后沉积，而沉积物又可受到剥蚀破坏重新搬运，如此等等，不一而足。现将各阶段分别叙述如下。

一、先成岩石的破坏

引起岩石的破坏有风化作用和剥蚀作用。

（一）风化作用

暴露于地表或接近地表的各种岩石，在温度变化、水及水溶液的作用、大气及生物作用下在原地发生的破坏作用，称为风化作用。风化作用使地壳表层岩石逐渐崩裂、破碎、分解，同时也形成新环境条件下的新稳定矿物。风化作用是破坏地表和改造地表的先行者，是使地表不断变化的重要力量，是沉积物质的重要来源之一。

1. 风化作用的类型 一般可以分为物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用等 3 种类型。

（1）物理风化作用 是指地表和靠近地表岩石因温度变化等在原地发生机械破坏而不改变化学成分、不形成新矿物的作用。这种作用又称机械风化作用。物理风化作用的方式主要有温差风化、冰冻风化、层裂等。

温差风化 日夜和季节温度变化可使岩石膨胀和收缩。岩石是一种传热的不良导体，在白天因受阳光曝晒，温度增高，表面体积膨胀，但内部很少受到热力的影响；夜间，当岩石表面逐渐冷缩，内部却因受到传导进来的热力影响而膨胀。如此经常不断地表里不均地膨胀与收缩，一方面产生垂直岩石表面的裂隙，另一方面产生平行岩石表面的裂隙，彼此脱离，层层剥落，岩石就破碎了（图 4-1，4-2）。

冰冻风化 填充于岩石裂隙和孔隙中的水分因冰冻使岩石机械破碎，称为冰冻风化。实际上这也是由温度变化间接使岩石破碎的现象。在高寒、高山及季节变化显著的地区，常在一年或一日之内，发生冰冻及解冻现象。水结冰以后体积约增加 $1/11$ ，在裂隙和封闭孔隙中可产生巨大的压力（ $960\text{kg}/\text{cm}^2$ ），从而可以撑开和扩大裂隙；气温上升，冰融成水，继续向裂隙深处渗透。这样一冻一解，反复进行，足可把岩石劈开崩碎，因此裂隙中的冰冻作用犹如一把砍石利斧，故亦称为冰劈作用。

层裂作用 位于地下深处的岩石，因承受上覆岩石的巨大静压力，处于坚实致密状态。这样岩石一旦上升，上覆岩石被剥蚀而出露地表，如释重负，体积膨胀，因而可产生平行于地表的裂隙，亦可称为卸荷裂隙；如果是具有层理的沉积岩石，层与层之间也可张开。这样，便助长了岩石的机械破碎。这种现象称为层裂作用。

(2) 化学风化作用 是指地表和接近地表的岩石因与水溶液、气体等发生化学反应而在原地不仅改变其物理状态，而且也可改变其化学成分、发生化学分解，并可形成新矿物的作用。水是引起化学风化作用的重要因素，特别是在水中溶有 CO_2 、 O_2 等气体成分，其作用便更加显著。化学风化作用主要有以下方式：

溶解作用 水在自然界中普遍存在，水与岩石相遇，即与其中的矿物发生溶解作用。矿物溶解的难易主要决定于矿物的溶解度。因此矿物有易溶矿物和难溶矿物，一般说来，其难易顺序如下： K^+ 、 Na^+ 等的氯化物 $>$ Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等的氯化物和硫酸盐 $>$ Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等的碳酸盐 $>$ Fe^{3+} 、 Al^{3+} 、 Si^{4+} 等的氧化物和硅酸盐。若以常见造岩矿物论，其溶解度大小顺序如下：

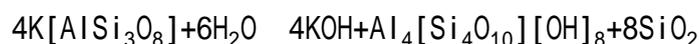
方解石 $>$ 白云石 $>$ 橄榄石 $>$ 辉石 $>$ 角闪石 $>$ 斜长石 $>$ 钾长石 $>$ 黑云母 $>$ 白云母 $>$ 石英。

矿物的溶解度除与矿物本身的化学组成有关外，还与水温、压力、 CO_2 含量、pH 值等有关。

岩石受到溶解作用，其中易溶矿物随水流失，而难溶矿物则残留原地，同时岩石中孔隙增加，变得松散软弱，为进行物理风化作用提供了有利条件。

水化作用 又称水合作用，即物质与水相结合的作用。如矿物与水作用，水可以直接参加到某些矿物中去，形成结晶水，产生新的含水矿物，例如硬石膏 (CaSO_4) 变成石膏 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)、赤铁矿 (Fe_2O_3) 变成褐铁矿 ($\text{FeO}[\text{OH}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$) 等。同时水化作用形成的新矿物，往往体积膨胀，对周围岩石产生很大压力（如硬石膏变成石膏，体积可增大 30%），从而引起岩石的机械破碎。

水解作用 即矿物与水相遇，引起矿物分解并形成新矿物的作用。由于水中常有一部分水分子离解成 H^+ 及 OH^- 离子，从而使水成为具有活泼离子化学活动性很强的溶液。各种弱酸强碱或强酸弱碱的盐类矿物溶于水后也出现离解现象，其中离解物可与水中的 H^+ 或 OH^- 离子发生化学反应。如矿物中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等阳离子很容易被水中的 OH^- 离子夺取结合，原矿物被分解破坏，同时又形成一些新的矿物。如钾长石在水解作用下，一方面形成 KOH 溶液 (K^+ 与 OH^- 结合) 随水流失，一方面析出 SiO_2 胶体或随水流失，或胶凝形成蛋白石 ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)，其余部分则可形成难溶的高岭石残留于原地。



钾长石

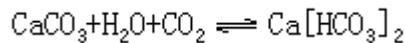
高岭石

硅胶

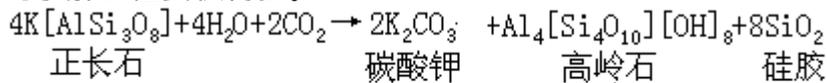
这只是一个例子，实际上各种硅酸盐类、其他盐类都可在水解作用下发生分解和产生新的矿物。

碳酸化作用 自然界基本没有纯水，水中常含有各种酸类（碳酸、硫酸、硝酸等），可加速对各种岩石的破坏作用。特别是含有碳酸的水对岩石的破坏作用更为普遍。

例如，碳酸盐在含有 CO₂ 的水中，就会转变为重碳酸盐，其溶解度比碳酸盐大十几倍到几十倍。



又如，水中溶有 CO₂，与水结合形成碳酸，其碳酸根 CO₃²⁻ 极易与矿物中的 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 等阳离子化合成易溶碳酸盐类，从而使矿物的离解能力增加，加速化学反应过程。仍以钾长石为例，其中 K⁺ 与 CO₃²⁻ 化合成 KCO₃ 随水流失，析出的部分 SiO₂ 胶体或随水流失或胶凝成蛋白石，同时形成的难溶的高岭石则残留于原地。这一过程比起前述单纯水解过程要快得多。



正长石

碳酸钾

高岭石

硅胶

↓
呈离子溶液流失 残留原地 呈胶体状态流失

在湿热气候条件下，高岭石还可继续分解，析出其中的 SiO₂，形成铝土矿（Al₂O₃ · nH₂O）而残留于原地。

总之，在地壳中分布很广的铝硅酸盐（各种长石等）、铁镁硅酸盐（橄榄石、辉石、角闪石、黑云母等）及其他矿物在水解作用及碳酸盐化作用下，最终都要彻底分解，形成易溶碳酸盐（流失）、SiO₂ 胶体（流失或沉淀）和不溶的粘土矿物（高岭石等）、铝土矿物以及褐铁矿等（残留原地）。

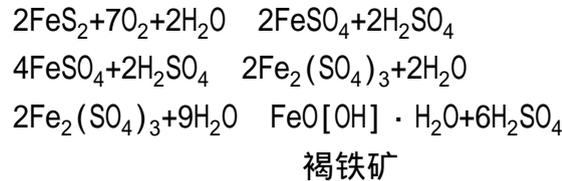
氧化作用 在大气和水中含有大量游离氧，大气中占 21%，溶于水的气体中氧占 33—35%。岩石中矿物在氧的作用下，使其中低价元素变为高价元素，低价化合物变为高价化合物，这种作用称氧化作用。

在地壳表部氧化作用普遍而强烈，形成氧化带。氧化带的下界面称氧界面，大约和地下潜水面的位置相当。在这界面以上进行氧化作用，在这界面以下进行还原作用。氧化带的深浅各地不一，主要与岩石破碎程度、气候、地下水位等有关。例如，岩石裂隙发育、气候干燥、地下水位深，则氧化带也深，可达到地下 1km；若岩石完整，气候潮湿，地下水位浅或者在沼泽地带及冻土地区，氧化带就浅，氧界面可能就在地表附近。

许多含有变价元素的矿物，在缺氧条件下形成低价元素化合物；在氧化带则被氧化形成高价化合物。最易氧化的是低价氧化物、硫化物。例如黄铁矿在含有游离氧的水中，首先其中 S⁻ 变成 S⁶⁺ 并组成

SO_4^{2-} ；其中的 Fe^{2+} 与 SO_4^{2-} 化合形成铁矾（ $\text{FeSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ）；

接着铁矾被氧化、水解， Fe^{2+} 变成 Fe^{3+} 而形成稳定的褐铁矿（ $\text{FeO}[\text{OH}]$ ）并残留于原地。其化学反应过程如下：



此外，含低价铁的硅酸盐类及其他矿物，都可被氧化破坏，变成含高价铁的赤铁矿或褐铁矿，许多矿物和岩石的风化面常染成红、褐色，就是这种缘故。

（3）生物风化作用 由于生物作用使岩石在原地发生破坏，叫生物风化作用。因为在地壳表层、大气圈和水圈中都有生物存在，在其成长、新陈代谢和死亡过程中，都可引起岩石的破碎和分解，所以生物风化作用是很普遍的，也是在已知各星体中只有地球才有的一种独特的地质作用。生物风化作用的方式可分为两种：

生物的物理风化作用 如穴居地下的蚯蚓、蚂蚁、鼯鼠、黄鼠、田鼠等，经常挖洞钻土，破坏土层。所谓“蝼蚁之穴可溃千里之堤”，也说明其破坏力量之大。又如植物根系可以伸入岩石裂隙生长，对岩石可产生 10—15kg/cm² 的压力，足可劈开岩石，并使裂隙不断扩大加深（图 4-3）。

生物的化学风化作用 如各种藻类、苔藓、地衣等在生长过程中，经常分泌有机酸、碳酸、硝酸等，分解岩石，吸取营养。特别是微生物的生物化学风化作用更为强烈，有人统计微生物对岩石的总分解力大大超过动植物的总分解力。此外，动植物死亡后可分解出 CO_2 、 H_2S 和各种有机酸，在还原环境中植物死亡还可形成腐殖质，使岩石被腐蚀破坏。例如，把 1g 钾长石放入有腐殖质的 10% 的氨水溶液中，密封后经 2—3 天钾长石即可完全分解，而形成高岭石。腐殖质和矿物中的阳离子可形成腐殖酸盐，以胶体状态随水流失。腐殖质还可使氧化物还原，如使难溶于水的 Fe_2O_3 还原为可溶的 FeO ，加速岩石的分解破坏。

生物风化作用所以重要，不仅在于它可破坏分解矿物岩石，而且还在于它参予形成矿物质和有机质共存的新物质——土壤。关于土壤的知识此处从略。

2. 各种风化作用的相互关系 上述物理的、化学的、生物的风化作用，实际上并不是孤立进行的，而是一个互相联系互相影响的统一过程。物理风化使岩石逐渐崩裂破碎，产生、扩大和加深岩石裂隙，并增大岩石的表面积，有利于水溶液、气体和生物渗进岩石中，为化学风化提供了有利条件，从而加速风化的进程，扩大风化范围；反过来，由于岩石的化学分解，一方面使岩石变得松软，降低抵抗机械破坏的能力，一方面因有些矿物经水化作用变

为含水矿物，体积膨胀，产生很大的压力，这些都为物理风化提供了有利条件。

不过，必须说明以下两点。物理、化学风化虽然常同时进行，互相影响，但物理风化使岩石破碎到一定程度，即无能为力。据实验，岩石碎屑粒径小于 0.02mm，大多即不再发生机械崩裂。但化学风化却可继续使碎屑分解，最后形成胶体及真溶液。由此可见，物理风化是化学风化的“开路先锋”，而化学风化使物理风化继续深入。这是第一点。第二点是，在一定自然地理条件下，常常是以某一种风化作用占主导地位，例如，在高寒和干燥地区往往以物理风化作用为主，而在潮湿炎热地区则往往以化学风化作用为主。

3. 影响风化作用的因素 风化作用的程度、速度和深度决定于岩石的性质和外界条件。

(1) 岩石性质 岩石的性质是风化作用的内因，在相同地理条件下因岩性不同，其风化结果也不同。例如：

深色岩石比浅色岩石更容易受到温度变化的影响；

火成岩和变质岩多是在地下较高温度和较大压力条件下形成的，故当其暴露于地表时，往往比形成于地表环境的沉积岩更易受到风化；

复矿物成分的岩石比单一矿物组成的岩石更容易受到破坏（如花岗岩由石英、长石、黑云母等组成，其比热、膨胀系数等不同，各种矿物颗粒在温度变化情况下胀缩不均，容易分崩离析；同时，各种矿物抵抗风化的能力也不相同，如石英是最稳定矿物，在风化过程中几乎不发生分解，只有机械破碎，形成石英砂；而长石、黑云母等则极易化学分解）；

易溶岩石（各种碳酸盐岩）比不溶岩石容易受到破坏；

岩石中矿物颗粒的粗细、均匀程度、胶结物成分、层理厚薄等也都能影响到风化的方式和进程，如颗粒粗细不均、胶结物为易溶成分，层理薄而疏松等容易受到风化破坏；

岩石中节理和裂隙发育情况，对于风化作用的影响很大。岩石中节理和裂隙是水溶液、气体和生物活动的通道和场所，可以促进风化作用。有些岩石如花岗岩、辉绿岩等常被三组近于直交的节理切成若干方块，在棱和角的地方，岩石的自由表面积最大，首先遭受风化，棱角逐渐消失变成球形，这种现象称为球状风化（图 4-4）。在野外还经常看到这种风化球体由表及里岩石层层剥落的现象，称为页状剥离作用（图 4-5）。

(2) 气候条件 气候状况对于风化作用的方式和速度影响很大。特别是气温和降水与风化作用的关系尤为密切。众所周知，化学反应速度随温度升高而变快（在地表条件下温度升高 10℃，化学反应速度可增加为原来的 2—3 倍），而水分往往是化学反应的媒介和因素，故在湿热气候条件下，化学风化作用、生物风化作用特别显著、彻底，风化层厚度可达 70—80m。在高山及高寒地区，冰冻风化特别强烈，化学风化则非常微弱。在干旱及沙漠

地区，温差风化十分显著，化学风化和生物风化都不明显。

(3) 地形条件 地形起伏对风化的影响也很大，而且影响到风化作用的类型、速度、风化层的厚度等方面。在地形陡峭的高山地区，因温差大、冰冻现象显著，常以物理风化为主；且风化碎屑在重力作用下很容易脱离母岩，因而经常裸露出新鲜岩石继续遭受风化，风化速度较快，但风化产物在原地不易保存。在地形起伏较小或山麓地带，风化产物不易搬走，在物理风化的基础上往往经历长期的彻底的化学风化，风化层的厚度也较大。在沉积物覆盖的低洼或平原地区，其下基岩受到保护，不易遭受风化作用。有时同一山体，其阳坡和阴坡由于太阳辐射、温差变化以及水分湿度等各不相同，风化情况也常有差异。

4. 风化产物 任何暴露地表的岩石和矿物，都不可避免地要遭受风化作用的破坏。表 4-1 以花岗岩为例说明了各组成矿物在风化作用中的变化。

表 4-1 花岗岩在风化作用中的变化

| 矿物成分 | 化学组成 | 风化作用中的变化 | 风化产物 |
|------|---|--|-------------------------------|
| 石英 | SiO_2 | 残留不变，或机械破碎 | 砂 |
| 正长石* | K_2O Al_2O_3 6SiO_2 | 形成碳酸盐、氯化物进入溶液形成含水铝硅酸盐（高岭土等）部分形成溶胶，部分合成高岭土 | 溶解物质 粘土 胶体物质 |
| 斜长石* | Na_2O CaO Al_2O_3 6SiO_2 | 形成碳酸盐、氯化物进入溶液 同正长石 | 溶解物质 粘土 胶体物质 |
| 黑云母 | K_2O $2(\text{Mg}, \text{Fe})$ O Al_2O_3 3SiO_2 | 形成碳酸盐、氯化物进入溶液形成碳酸盐、氯化物进入溶液，或形成赤铁矿、褐铁矿等形成含水铝硅酸盐（高岭土等）部分形成溶胶 | 溶解物质 溶解物质及色素 粘土 胶体物质 |
| 白云母 | | 抗化学风化强，机械破碎 | 云母碎片 |
| 磷灰石 | $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ (F, Cl, OH) | 进入溶液或机械破碎 | 溶解物质或成砂 |

*正长石、斜长石也可以形成碎屑。

岩石的风化产物可以归纳为三大类：

(1) 碎屑物质 包括岩石碎屑和矿物碎屑，在矿物碎屑中最常见的是化学性稳定的石英碎屑；在干旱气候条件下也常见到长石碎屑；此外，碎屑成分中也可见到白云母、石榴子石等。碎屑物质主要是岩石物理风化的产物，有时也可能是化学风化未完全分解的产物。碎屑物质是构成沉积岩中碎屑岩类的主要成分。

(2) 溶解物质 主要是化学风化和生物化学风化的产物。岩石中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等阳离子，常与水溶液中的 CO_3^{2-} 、 Cl^- 、 OH^- 、 SO_4^{2-} 等阴离子结合，形成碳酸盐、氯化物、氢氧化物、硫酸盐等易溶盐类，以真溶液的形式随水迁移流失。

从岩石分解出来的 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等，在一定条件下也可以呈胶体溶液流失。如 SiO_2 在碱性溶液 ($pH > 7$)、 Al_2O_3 在强碱性或强酸性溶液 ($pH > 11$ 或 $pH < 4$)、 Fe_2O_3 在强酸性溶液 ($pH < 2-3$) 中可以作远距离迁移。

这些物质在一定条件下沉积下来，便构成沉积岩中化学岩的主要成分。

(3) 难溶物质 上述 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等，除在特定条件下一部分迁移流失外，大部分相对富集起来，形成高岭土、铝土、赤铁矿、褐铁矿等不溶的次生矿物，它们是构成沉积岩中粘土岩及其它岩类的主要成分。

地表岩石经长期风化作用后，由物理风化形成的碎屑物质、由化学风化形成的难溶物质以及由生物风化形成的土壤等这些风化作用的综合产物，在一定条件下残留于原地，形成松散的堆积物，称为残积物。残积物的成分决定于母岩的成分，如花岗岩风化后的残积物中常包含石英砂粒、由长石变成的高岭土或粘土、由黑云母变成的褐铁矿等。残积物的厚度常决定于地形条件。地形平缓的山麓、山坡以及平坦的山顶等，多形成较厚的残积物。残积物中的碎屑多具棱角，分选不好，层理不清。残积物的风化程度，一般是自上而下由深变浅的。

5. 风化壳 地壳表层在风化作用下，形成一层薄的残积物外壳，它不连续地覆盖于基岩之上，这层风化外壳称为风化壳。

风化作用的进程因地而异，但其作用的总方向是使岩石彻底分解以适应地表环境下呈稳定的状态。风化作用的进程或方向，首先是岩石遭受物理风化，发生机械破碎；其次是岩石中 K 、 Na 、 Ca 、 Mg 、 Cl 、 S 等元素的溶失；接着是 Si 、 Al 、 Fe 的富集，并合成高岭土等粘土矿物；最后是粘土矿物的进一步分解，失去 SiO_2 而使 Al 、 Fe 更加富集，并分别形成铝土矿和铁矿，使残积物染成砖红色。因此在适当气候和地形条件下，发育良好的风化壳在垂直剖面上常显示清楚的分带性，即自下而上，风化程度越来越深，可划分出许多有规律的层次 (图 4-6)：

由于气候和其它条件因地而不同，并非所有风化壳都能风化到最后阶段，而且风化作用的方式和强度也不一样，因此常形成不同类型的风化壳。一般可以划分为 4 种类型：

(1) 碎屑型风化壳 主要由碎屑物组成，碎屑颗粒多具棱角，自上而下由细变粗，逐渐过渡为母岩。这种风化壳一般是寒冷气候条件下以物理风化为主的产物。

(2) 硅铝—硫酸盐、碳酸盐型风化壳 这种风化壳多是在干旱、半干

旱气候条件下，荒漠或草原带形成的，一般处于化学风化作用的初期阶段。岩石中的 K、Na、Ca、Mg 等元素形成易溶盐类淋失，而其中一部分较难溶的硫酸盐、碳酸盐等则因气候干旱残留富集于风化壳中，其标志矿物为石膏、方解石；有时因气候特别干旱还可以残留 NaCl、天然碱等；因水呈碱性，还可形成水云母粘土，但铁、铝等元素尚未析出。风化壳厚度一般不大。

(3) 硅铝粘土型风化壳 又称高岭土型风化壳。这种风化壳多是在温湿气候条件下形成的，处于化学风化作用中期阶段。岩石中的 K、Na、Ca、Mg 等元素全部被析出，Si 也大量被析出迁移，水溶液呈酸性，使硅酸盐和铝硅酸盐矿物分解，形成高岭石、蒙脱石等粘土矿物。风化壳厚度可达数十米。

(4) 砖红土型风化壳 是在湿热气候条件下化学风化晚期、母岩彻底分解后的产物。母岩中硅酸盐、铝硅酸盐矿物全部被分解，可迁移元素也全部析出溶失，而 Si、Al、Fe 则形成氧化物如铝土矿、赤铁矿、褐铁矿、蛋白石等，因富含铁质，风化壳呈红色，故称砖红土型风化壳。这种作用称为砖红土化作用。风化壳厚度一般很大，可达百米左右。

风化壳可以被保存在地层内，称为古风化壳。

研究风化壳有一定的理论和实际意义。风化壳的表层为土壤层，其肥力和性质与风化壳的类型密切相关，如我国南方的红壤便面临着如何改良的问题。风化壳中常含有一定的砂矿、高岭土、铝土、铁矿等，有时根据风化壳中某些元素的丰度和残余铁矿（称为铁帽），可以探寻基岩中的原生矿床。在水利和工程建设中也要注意风化壳的厚度、特点和稳定性等。对于古风化壳的研究，可以恢复一个地区的古气候、古地理等情况。

(二) 剥蚀作用

风化作用是一切外力作用的开端，岩石遭受风化之后，给风、流水、地下水、冰川、湖泊、海洋等外动力对岩石的破坏提供了物质条件。各种外力在运动状态下对地面岩石及风化产物的破坏作用，总称为剥蚀作用。剥蚀作用在破坏地壳组成物质的同时，也在不断改变着地球表面的形态。

剥蚀作用实际上包括风的吹蚀作用、流水的侵蚀作用、地下水的潜蚀作用、海水的海蚀作用和冰川的冰蚀作用等。但从剥蚀作用的性质来看，可以分为机械的剥蚀作用和化学的剥蚀作用两种方式。

1. 机械的剥蚀作用 指风、流水、冰川、海洋等对地表物质的机械破坏作用。如风的吹蚀作用是很强大的破坏作用，它一方面吹起地表风化碎屑和松散岩屑（称吹蚀作用），一方面还挟带着岩屑磨蚀岩石（称磨蚀作用）。流水的侵蚀作用更为普遍，因为在占大陆面积 90% 的地方，都处于流水作用之下。流水也和风一样，它的强大动能不仅冲击着地表风化的或松散的岩矿碎屑（称冲蚀作用），而且水流还挟带着碎屑作为工具进一步磨蚀着岩石（称磨蚀作用）。在占大陆面积约 10% 的地方分布着冰川，冰川的冰蚀作用也很强大，100m 厚的冰川，底部就要承受 90000—96000kg/m² 的压力；运动着的

冰川，特别是挟带着大量岩屑石块（称冰碛）的冰川，就像耕地的犁耙一样，破坏着冰川谷壁或谷底的岩石（称刨蚀作用）。海水的海蚀作用也极为显著，海浪拍打海岸岩石，其压力强度能达 $38\text{t}/\text{m}^2$ ，所以海岸岩石在海浪直接冲击之下，再加上以所挟带的岩屑碎块为武器，破坏速度是相当迅速的。

2. 化学的剥蚀作用 除去风、冰川等外，流水、地下水、湖泊、海洋等对岩石还进行着以溶解等方式进行破坏的作用，称为溶蚀作用。特别是在石灰岩、白云岩地区，这种作用更为显著，通称喀斯特作用（曾称岩溶作用）。

剥蚀作用和风化作用都是破坏地表岩石的强大力量。二者不同之处主要在于前者是流动着的物质对地表岩石起着破坏作用，而后者是相对静止地对岩石起着破坏作用。但二者互相依赖，互相促进，岩石风化有利于剥蚀，而风化产物被剥蚀后又便于继续风化，从而加剧了地表岩石的破坏作用，并源源不断地为沉积岩的形成提供着充足的物质来源。

二、搬运作用

风化作用和剥蚀作用的产物被流水、冰川、海洋、风、重力等转移，离开原来位置的作用叫做搬运作用。搬运方式有机械搬运和化学搬运两种。一般说来，风化和剥蚀产生的碎屑物质多以机械搬运为主，而胶体和溶解物质则以胶体溶液及真溶液形式进行搬运。

（一）机械搬运作用

风、流水、冰川、海水等都可进行机械搬运。

1. 风的机械搬运 在干燥及半干燥地区，风的搬运作用是很强烈的。风速越大，其搬运能力也越大。风的搬运方式可分为浮运和底运两种：小于 0.2mm 的碎屑多呈悬浮状态搬运，而粗大碎屑则往往沿地面移动——滚动、滑动或跳动式前进。所谓“飞砂走石”，形象而恰当地描述了风的搬运方式。碎屑在风的搬运过程中，产生两种明显的作用，一是分选作用，即无论在水平方向（由近而远）还是在垂直方向（由下而上），碎屑颗粒由大变小；二是磨圆作用，即碎屑在搬运途中互相冲撞磨擦，颗粒形状逐渐圆化。

2. 流水的机械搬运 流水的搬运作用非常普遍，搬运量也很巨大，据估计，全球河流每年搬运入海的泥砂总量约为 16km^3 。流水的搬运方式与风相似，可以分为浮运和底运两种，而底运又可分为滚动、滑动及跳动等方式。这种搬运方式如在流速相同情况下首先决定于碎屑颗粒的大小，其次决定于比重大小和碎屑的球度。比方说，颗粒大、比重大和球度高的碎屑，容易沿水底滚动、滑动，或跳跃式前进；颗粒小，比重小和球度低的碎屑，多呈悬浮状态搬运。一般讲，河流的浮运量最大，在平原地区底运量不超过浮运量的 10% ，在山区可能达到 $30\text{—}40\%$ 。碎屑在流水搬运过程中，和风的搬运一样也产生明显的分选作用和磨圆作用。

流水的搬运能力与流速密切相关。对于在河床滚动的砾石来说，设 M 为

被运物的重量， V 为起动 M 的流速， C 为系数（可因不同河流而稍异），则 $M=cV^6$ 。这个公式说明，流速增加 1 倍，则搬运重量将增加到 64 倍；设流速减少 1 倍，则搬运重量将减少到原来的 $1/64$ 。这就是为什么在洪水暴发时可以冲走数十、数百吨的巨石，而在枯水季节有时连细小砂粒也难以搬运的缘故。对于一般搬运物来说，搬运物质重量约与流速的 4 次方成正比，即 $M \propto V^4$ 。

3. 冰川的机械搬运 冰川具有很大的搬运能力。冰是一种固体物质，因此冰川的搬运能力及搬运量并不受流动速度及碎屑大小的影响。冰川搬运的大量碎屑物质，主要来自两方面，一部分是从山坡滚落到冰川上的碎屑，一部分是冰川本身进行剥蚀作用的产物。它们往往大小混杂地固结于冰川之中，随冰川移动而被载运前进。当冰川融化时，碎屑便堆积下来。因此，碎屑物多未经分选和未受机械磨蚀圆化，这是冰碛物不同于流水、风、湖和海沉积物之点。

4. 海洋的机械搬运 海洋搬运能力也是很大的。它的搬运物质大部分是从大陆上的河流搬运来的，部分来自海水对海岸的侵蚀。海洋搬运这些碎屑物质主要靠海浪、潮汐和洋流来实现。

海浪是风作用于水面引起的。海浪的机械作用力随着海水加深而递减。在海面以下 20m 深处只相当表面的 $1/5$ ，在 50m 深处则只相当于表面的 $1/50$ ，大约在 200m 深处，已经达到波浪作用的极限。因此，海浪搬运作用的范围仅仅是靠近海岸的浅海地区。

洋流的搬运经常在进行。洋流一般只能从浅海或半深海底搬运细小淤泥和悬浮物质，但搬运距离很远，可以达到几千千米以上。

潮汐也具有很大的搬运能力，但它只在海岸线一带搬运碎屑物质。

此外，谈一下浊流的搬运。大约从 50 年代起，人们逐渐重视和发展了关于浊流的理论。在过去大家普遍认为陆源碎屑（泥、砂等）物质根本不可能搬运到深海盆去，在大洋底部沉积的都是些由浮游生物、微体生物（如硅藻、有孔虫、介形虫等）、火山灰等堆积而成的物质，叫做“软泥”。后来有许多事实证明，由于地震、海底火山爆发、河流洪水以及大风浪等可以搅动海底泥砂，使海底斜坡（如大陆坡）失去平衡，使斜坡上沉积物顺坡下滑，形成一种稳定或阵发性的含有大量泥砂及悬浮物质的十分混浊的高密度水流，叫做浊流。它常以体积巨大的块体进行运移，所以又称为密度流或块状流。许多沉积于近岸海底的陆源碎屑（也包括化学溶解物质）通过浊流可以搬运到远离大陆的深海地区。浊流理论的提出，对于解释某些沉积岩的形成环境，恢复古地理面貌，丰富沉积理论，都具有重要意义。

5. 重力机械搬运 碎屑物质在重力作用下，沿斜坡由高向低移动。这种作用在有山崩、滑坡、泥石流处表现尤为明显。在重力影响下沿斜坡移动的碎屑物质分选不好，并多具棱角。

以上概略地叙述了各种营力的机械搬运及其方式。碎屑物质在搬运过程

中进行着显著的分异作用和磨圆作用。分异作用主要表现在碎屑粒径顺着搬运方向逐渐变小。磨圆作用是指碎屑在搬运过程中互相磨擦失去棱角变圆的作用。一般地讲，颗粒大、比重大、硬度大，搬运远的，磨圆度较好；反之，则磨圆度较差。同时，搬运介质对于分异作用及磨圆作用有很密切的关系。流水、风、海水等可以产生良好的分异作用和磨圆作用，特别是海水搬运可以反复进行，风向可经常变化，往往比单一方向的流水有更好的分异作用和磨圆作用（如海砂比河砂纯净，磨圆度高）；而冰川及重力搬运，则一般没有分异作用和磨圆作用，碎屑大小混杂，多具棱角。

（二）化学搬运作用

除风、冰川等外，流水、湖、海等还进行着化学搬运作用。这种搬运作用基本上有两种方式：一种是以真溶液形式搬运，搬运物质主要来源于岩石风化和剥蚀产物中的 Ca、Na、K、Mg 等可溶盐类（其中 K 易被植物吸收或被粘土吸附，搬运距离较小），如 CaCO_3 、 CaSO_4 、NaCl、 MgCl_2 等；一种是以胶体溶液形式搬运，搬运物质主要来源于岩石风化和剥蚀产物中的 Fe、Mn、Al、Si 等所形成的胶体物质和不溶物质。据克拉克计算，目前每年通过河流化学搬运入海的物质总量为 27 亿多吨，占全部沉积物质的 8%。化学搬运的物质是组成化学岩的基本物质。

三、沉积作用

母岩风化和剥蚀产物在外力的搬运途中，由于水体流速或风速变慢、冰川融化以及其他物理化学条件的改变，使搬运能力减弱，从而导致被搬运物质的逐渐沉积，这种作用称为沉积作用。

沉积作用可以发生在海洋地区，也可以发生在大陆地区，所以沉积作用包括海洋沉积和大陆沉积，前者又分为滨海、浅海、半深海和深海沉积，后者又分为河流、湖泊、沼泽、冰川等沉积。

沉积的方式有机械沉积、化学沉积和生物沉积三种。

（一）机械沉积作用

被搬运的岩石碎屑在重力大于水流、风的搬运能力时，便先后沉积下来，这种作用称为机械沉积作用。粗大的碎屑首先沉积下来，细小的碎屑随后沉积下来；比重大的碎屑首先沉积下来，比重小的碎屑随后沉积下来。粗、细、轻、重等各种碎屑本来是混杂在一起的，在沉积过程中却按一定顺序依次沉积下来，这种作用叫做机械沉积分异作用。这种作用的结果使沉积物按照砾石 砂 粉砂 粘土的顺序，沿搬运的方向形成有规律的带状分布。它们固结后便形成砾岩、砂岩、粉砂岩、粘土岩等。有些比重大的金属矿物还可以富集起来，形成有用的砂矿。

这种按照碎屑大小、比重等进行的沉积分异规律，总的来说反映了自然界的一般规律。因此，在进行岩石分析时总是把粗碎屑岩石（如砾岩、砂岩

等)代表近岸、浅水沉积环境,而把细碎屑岩石(如粉砂岩、粘土岩等)代表远岸、深水沉积环境。但是,自然界复杂多变,如在流水搬运过程中,地形起伏变化或支流汇入可以导致流速流量的改变,从而造成分异过程错综复杂的现象。

特别是前边提到的浊流,往往把成分比较复杂的陆源碎屑,有时还含有浅水动物化石和植物化石,搬运到距岸上千千米远的深海底沉积下来,这种沉积叫浊流沉积,这种岩石叫浊积岩。从浊积岩的成分看无疑是近岸浅水沉积,而从其沉积环境看,则十分确凿应属于深海沉积。

由此可见,过去建立起来的机械沉积分异规律或模式,在自然界、及地质历史时期,只能代表沉积的一般规律,而不能反映沉积的全部规律。

冰川的机械沉积作用与在水中的沉积作用不同。第一,冰川沉积没有分异作用,所以冰碛物颗粒大小混杂,层理不清楚。有时泥和砾混在一起,称为泥砾。有时冰川能搬运十分巨大的石块,体积可达几千立方米,称为冰川漂砾。第二,冰碛碎屑大部分都未经磨圆作用,带有棱角。有时冰碛石上带有钉子头状长条擦痕,称冰川擦痕。第三,当冰川前端融化,或在冰川底部流出水流时,则具有一部分流水沉积的特征,称为冰水沉积。如果冰川前端汇水成湖,在冰川湖中经常沉积着细泥。春夏之际,融水较多,沉积物稍粗,有机质多,颜色略深;秋冬之际,融水较少,沉积物稍细,有机质少,颜色略浅;冬季冰川不融化,沉积也暂告中断。如此周而复始,便形成薄层的、条带状的、有节奏的沉积物,称为纹泥。根据纹泥可以计算冰川活动的年龄。

(二) 化学沉积作用

化学沉积包括胶体沉积和真溶液沉积。

1. 胶体溶液沉积 胶体颗粒极小,一般不受重力作用影响,搬运很远,沉积很慢。同时,胶体质点带有电荷,如 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 $CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 等带有正电荷,称正胶体; SiO_2 、 MnO_2 、粘土、腐殖质等带有负电荷,称负胶体。在一定介质中带有相同电荷的胶体质点互相排斥,可以长时间保持悬浮状态。但当胶体溶液中加入一定量不同性质的电解质时,即发生中和作用,并在重力影响下引起胶体沉淀。如在海岸地带,携带胶体的大陆淡水与富含电解质的海水混合时,常发生胶体沉淀。许多浅海相的沉积铁矿、锰矿多是这样形成的。此外,在干燥气候条件下,胶体溶液因蒸发脱水也可引起沉淀。

2. 真溶液沉积 溶解于水中的物质是多种多样的,由于溶解质的溶解度不同,以及溶液的性质、温度、pH 值等因素的影响,真溶液物质沉积也有先后远近的顺序,这种作用叫化学沉积分异作用。化学沉积分异次序大体如下式:

氧化物(Fe_2O_3 , MnO_2 , SiO_2) 铁的硅酸盐(海绿石等) 碳酸盐($CaCO_3$, $CaMg[CO_3]_2$) 硫酸盐($CaSO_4$) 卤化物($NaCl$, KCl , $MgCl_2$ 等)。

总的说来,上式基本反映了浅海地区的化学沉积分异规律。氧化铁、氧化锰等胶体物因受海水电解质影响,常在滨海、近海最先沉积,并和砂、泥

等共生。其次，部分氧化铁和二氧化硅化合生成含铁的硅酸盐，如海绿石是代表浅海环境的典型矿物。再其次是石灰岩、白云岩等碳酸盐沉积。最后是石膏等硫酸盐以及石盐、钾盐、镁盐等卤化物沉积，由于它们溶解度大，在海水中停留的时间很长，只有在强烈蒸发条件下才沉积下来，它们代表化学分异作用的后期产物。

上述机械的和化学的沉积分异作用总称为沉积分异作用。研究这种分异作用，对于了解沉积岩和沉积矿产的形成和分布规律，阐明沉积环境和古地理特征，都有重要意义。但如前所述，自然界影响沉积分异的因素甚多，简单的规律不能概括复杂的事实。例如，有时碳酸盐沉积可以形成于浅水环境，而碎屑沉积也可见于相对深水环境。实际上，在沉积岩形成的全部过程中，即在风化作用、搬运作用、沉积作用各阶段，都始终贯穿着物质的分异作用。甚至在沉积物和沉积岩形成之后，由于某些物质的溶解、淋滤、凝聚、集中、分解和改造，也会导致物质的重新调整和分配，使一部分物质迁移，一部分物质富集，并可形成有用的矿产。这也是一种分异作用——沉积期后的分异作用。

（三）生物沉积作用

生物沉积作用包括生物遗体的沉积和生物化学沉积。前者指生物死亡后，其骨骼、硬壳堆积形成磷质岩、硅质岩和碳酸盐岩等；后者指生物在新陈代谢中引起周围介质物理化学条件的变化，从而引起某些物质的沉淀。例如，海中藻类进行光合作用，吸收海水中的 CO_2 ，可以引起 CaCO_3 的沉淀，形成石灰岩。有时是生物遗体沉积后，又经过复杂的化学变化，形成新的沉积物质，如煤、石油等。

生物沉积过程实际上也是一种特殊形式的物质分异过程。例如植物被埋藏后形成煤炭，硅藻沉积形成硅藻土，铁细菌作用形成铁矿床等，都可以看作是通过生物作用，直接或间接地使某些成分从自然界中分异出来并在特定条件下进行富集的过程。

四、成岩作用

岩石的风化剥蚀产物经过搬运、沉积而形成松散的沉积物，这些松散沉积物必须经过一定的物理、化学以及其他的变化和改造，才能形成固结的岩石。这种由松散沉积物变为坚固岩石的作用叫做成岩作用。广义的成岩作用还包括沉积过程中以及固结成岩后所发生的一切变化和改造。成岩作用主要包括以下几种方式。

（一）压固作用

在沉积物不断增厚的情况下，下伏沉积物受到上覆沉积物的巨大压力，使沉积物孔隙度减少，体积缩小，密度加大，水分排出，从而加强颗粒之间的联系力，使沉积物固结变硬。这种作用对粘土岩的固结有更显著的作用，

其孔隙度可以由 80% 减少到 20%。同时，上覆岩石的压力使细小的粘土矿物形成定向排列，从而常使粘土岩具有清晰薄层层理。

（二）脱水作用

在沉积物经受上覆岩石强大压力的同时，温度也逐渐增高，在压力和温度的共同作用下，不仅可以排出沉积物颗粒间的附着水，而且还使胶体矿物和某些含水矿物产生失水作用而变为新矿物，例如 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ （蛋白石）变成玉髓（ SiO_2 ）， $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ （褐铁矿）变为赤铁矿（ Fe_2O_3 ），石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）变为硬石膏（ CaSO_4 ）等。矿物失水后，一方面使沉积物体积缩小，另一方面使其硬度增大。

（三）胶结作用

沉积物中有大量孔隙，在沉积过程中或在固结成岩后，其中被矿物质所填充，从而将分散的颗粒粘结在一起，称为胶结作用。最常见的胶结物有硅质（ SiO_2 ）、钙质（ CaCO_3 ）、铁质（ Fe_2O_3 ）、粘土质、火山灰等。这些胶结物质可以来自沉积物本身，也可以是由地下水带来的。砾和砂等经胶结作用可形成砾岩、砂岩，所以胶结作用是碎屑岩的主要成岩方式。

（四）重结晶作用

沉积物在压力和温度逐渐增大情况下，可以发生溶解或局部溶解，导致物质质点重新排列，使非晶质变成结晶物质，这种作用称重结晶作用。重结晶后的岩石，孔隙减少，密度增大，岩石的坚固性也增强了。重结晶作用对于各类化学岩、生物化学岩来说，是重要的成岩方式。

第二节 沉积岩的特征

沉积岩是在外力作用下形成的一种次生岩石，无论从化学成分、矿物成分，还是从岩石结构和构造来看，它都具有区别于其它类岩石的特征。

一、沉积岩的成分

(一) 化学成分

沉积岩的材料主要来源于各种先成岩石的碎屑、溶解物质及再生矿物，归根结底来源于原生的火成岩，因此沉积岩的化学成分与火成岩基本相似（表 4-2），即皆以 SiO_2 、 Al_2O_3 等为主。但也有其不同之处：如沉积岩中 Fe_2O_3 的含量多于 FeO ，而火成岩却与此相反，这是因为沉积岩主要是在氧化条件下形成的；又如沉积岩中富含 H_2O 、 CO_2 等，而火成岩中则很少，因为沉积岩是在地表条件下形成的；还有，沉积岩中常含有较多的有机质成分，而在火成岩中则缺少这样的成分。

表 4-2 沉积岩和火成岩平均化学成分对比（%）

| 氧化物 | 沉积岩 (克拉克 1924) | 火成岩 (克拉克 1924) |
|-------------------------|-------------------|-------------------|
| SiO_2 | 57.95 | 59.14 |
| Al_2O_3 | 13.39 | 15.34 |
| Fe_2O_3 | 3.47 | 3.08 |
| FeO | 2.08 | 3.80 |
| MgO | 2.65 | 3.49 |
| CaO | 5.89 | 5.08 |
| Na_2O | 1.13 | 3.84 |
| K_2O | 2.86 | 3.13 |
| TiO_2 | 0.57 | 1.05 |
| MnO | - | 0.124 |
| P_2O_5 | 0.13 | 0.299 |
| CO_2 | 5.38 | 0.101 |
| H_2O | 3.23 | 1.15 |
| 总 和 | 98.37 | 99.624 |

(二) 矿物成分

沉积岩的矿物成分有 160 多种，但最常见的不过一、二十种（表 4-3），其中包括：

1. 碎屑矿物 石英、钾长石、钠长石、白云母等（母岩风化后继承下来

的较稳定的矿物，属于继承矿物)。

2. 粘土矿物 高岭石、铝土等(母岩化学风化后形成的矿物，属新生矿物)。

3. 化学和生物成因矿物 方解石、白云石、铁锰氧化物(各种铁矿等)、石膏、磷酸盐矿物、有机质等(从溶液或胶体溶液中沉淀出来的或经生物作用形成的矿物)。

表 4-3 反映了沉积岩在矿物成分上不同于火成岩的主要特征：例如，在火成岩中最常见的暗色矿物(橄榄石、辉石、角闪石、黑云母等)以及钙长石等，因极易化学分解，所以在沉积岩中极少见；还有些是在沉积岩和火成岩中都出现的矿物(石英、钾长石、钠长石、白云母、磁铁矿等)，但石英和白云母等在沉积岩中明显增多，因为这两种矿物最不易化学分解，所以在沉积岩中便相对富集；另有些矿物(粘土矿物、方解石、白云石、石膏、有机质等)是一般只有在沉积岩中才有的矿物，这样的矿物都是些在地表条件下形成的稳定矿物。

表 4-3 沉积岩与火成岩矿物成分比较

| 火成岩 % | | 沉积岩 % |
|-----------------------|-------|--------------------------------|
| (花岗岩 65 % + 玄武岩 35 %) | | (泥质岩 82 % + 砂岩 12 % + 石灰岩 6 %) |
| 橄榄石 | 2.65 | — |
| 黑云母 | 3.86 | — |
| 角闪石 | 1.60 | — |
| 辉石 | 2.90 | — |
| 钙长石 | 19.80 | — |
| 钠长石 | 25.60 | 4.55 |
| 正长石 | 14.85 | 11.02 |
| 磁铁矿 | 3.15 | 0.07 |
| 钛铁矿及含钛矿物 | 1.45 | 0.02 |
| 石英 | 20.45 | 34.80 |
| 白云母 | 3.85 | 15.11 |
| 粘土矿物(高岭土等) | — | 14.51 |
| 铁质沉积矿物 | — | 4.00 |
| 白云石(一部分菱铁矿) | — | 9.07 |
| 方解石 | — | 4.25 |
| 石膏与硬石膏 | — | 0.97 |
| 磷酸盐矿物 | — | 0.35 |
| 有机物质 | — | 0.73 |

二、沉积岩的颜色

沉积岩具有各种各样的颜色。为什么不同的岩石有着不同的颜色，这主要决定于它的矿物成分或化学成分。例如由石英颗粒组成的石英砂岩，往往显示白色、灰白色；由正长石颗粒组成的长石砂岩，往往显示肉红、黄白等色。有时岩石的颜色是由于其中混入的某些微量成分染色而成的，例如岩石中含有少量的 Fe_2O_3 ，就会呈现红色；含有少量的 FeO ，就会呈现绿色；高价铁与低价铁的比例不同，又会呈现紫红、棕红、绿灰、黑色等。岩石中若含有微量 MnO_2 ，便会呈现黑褐色；含有一些有机炭质，常常呈现灰、黑色。这些微量成分有时是在沉积过程中形成的，例如在氧化条件下可以形成 Fe_2O_3 ，在还原环境下可以形成 FeO ，或者有机炭等；有时岩石的颜色是在成岩后经受风化作用所产生的次生色，例如岩石中含有黄铁矿，在风化过程中可以变成褐铁矿，从而把岩石染成黄褐色。次生色的特点是颜色深浅不均，分布不均，或者呈斑点状。

描述岩石的颜色，常用复合名称描述，有时加以深浅字样，如紫红色、蓝灰色、深紫色、浅灰色等。凡是复合颜色，前面的是次要颜色，后面的是主要颜色。

详细描绘沉积岩的颜色具有实践和理论意义。因为颜色是沉积岩命名的根据之一，如黑色页岩、红色砂岩等；沉积岩的颜色也可以提供找矿线索，如黑色碳质页岩可以提供找煤线索；沉积岩的颜色还往往反映岩石成分和沉积时的古地理环境。

三、沉积岩的结构

沉积岩的结构是指沉积岩组成物质的形状、大小和结晶程度。它又可分为碎屑结构、泥质结构、化学结构和生物结构，这些结构是把沉积岩划分为碎屑岩类、粘土岩类、化学和生物化学岩类的重要依据。

（一）碎屑结构

母岩风化和剥蚀的碎屑物质，经搬运、沉积、胶结而成的岩石叫碎屑岩。碎屑岩的结构叫碎屑结构。

碎屑结构通常由两部分物质组成，即碎屑物质和胶结物质（图 4-7）。

1. 碎屑物质 包括矿物碎屑和岩石碎屑（岩屑）两种。矿物碎屑中以石英为主，其次是长石（主要是正长石和酸性斜长石），再次是白云母以及少许重矿物。总之，碎屑矿物主要是抗风化能力较强或在一定气候条件下抗风化能力较强的矿物。

2. 胶结物质 指填充于碎屑孔隙之间的物质，最常见的为各种化学沉淀物或胶体物质，如钙质（方解石、白云石等）、硅质（玉髓、蛋白石、石英等）、铁质（赤铁矿、褐铁矿等）以及石膏、海绿石和有机质等。此外，在

粗碎屑孔隙间填充了细碎屑物质（细砂、粉砂、泥等），这种细碎屑填充物质又称为杂基或基质。

碎屑本身有各种大小和不同形状，即具有各种粒度和圆度。

（1）粒度 碎屑颗粒的大小称为粒度。它不但是碎屑岩进一步分类的根据，而且也是研究其成因的重要标志。

关于粒度分级的方法，可根据不同标准。一般是根据颗粒大小及其与水力学性质的内在联系为依据（表 4-4），把碎屑划分为砾（直径大于 2mm，成分以岩屑为主，搬运方式以底部滚动为主）、砂（2—0.05mm，成分以矿物碎屑为主，搬运方式以跳跃为主）、粉砂（0.05—0.005mm，成分以矿物碎屑为主，多呈悬浮状态搬运）、泥（小于 0.005mm，成分以粘土为主，有布朗运动现象和明显的凝聚现象）。

在一种碎屑岩中，经常由多种粒级的碎屑组成。如果碎屑粒级大小近于相等，或其中某一粒级碎屑含量大于 75%，就是分选性好；碎屑粒级相差悬殊或没有一种粒级含量达到 50%，就是分选性差。碎屑的分选程度可以反映碎屑岩的形成条件和环境。

（2）圆度 指碎屑颗粒的棱角被磨蚀圆化的程度。圆度能反映碎屑生成的环境和搬运距离，一般说，碎屑搬运距离越长，或者经反复搬运（如风成碎屑，海滨碎屑），其圆度越高。重力崩塌或冰川形成的碎屑，其圆度甚差。碎屑圆度共分 5 级，即棱角状、次棱角状、次圆状、圆状和极圆状（图 4-8）。通常把棱角状和次棱角状的砾称为角砾。

表 4-4 碎屑粒级分类

| 分类粒级 (mm) | 碎屑名称 | 胶结的岩石 | 碎屑结构名称 | |
|-------------|-------------|--------------|--------|---|
| > 2 | 角砾 (带棱角) | 角砾岩 | 角砾状结构 | 碎 |
| | 砾 | 砾岩 | 砾状结构 | |
| 2—0.05 | 粗砂 | 粗砂岩 | 砂质结构 | 屑 |
| | 中砂 | 中砂岩 | | |
| | 细砂 | } 细砂岩 | | |
| | 微细砂 | | | |
| 0.05—0.005 | 粉粗粉砂 | 粉砂岩 | 粉砂质结构 | 构 |
| | 砂细粉砂 | | | |
| < 0.005 | 泥(粘土) | 粘土岩 (泥质岩) | 泥质结构 | |

总之，各种碎屑胶结成岩后，其结构通称碎屑结构。根据其中碎屑的粒度（有的还根据圆度），碎屑结构又分为角砾状结构、砾状结构、砂质结构和粉砂质结构（表 4-4）。

（二）泥质结构

泥质结构（表 4-4）是指由极细小的粘土质点所组成的、比较致密均一和质地较软的结构。有时见有鲕状及豆状结构，是在沉积过程中粘土质点围绕核心凝聚而成的同心圈层结构。泥质结构不仅因其颗粒细小而不同于碎屑结构，而且这种结构岩石的矿物成分（以粘土矿物为主）、形成原因（主要是化学风化过程中矿物分解后形成的新生矿物，基本上不是物理风化所成的碎屑）、粘粒搬运方式（以浮运为主）及沉积情况（胶体沉积等为主）等也都不同于碎屑岩类。粘土矿物在沉积过程中常平行定向排列（因粘土矿物多呈薄片状、层状），层层积累，故多具清楚的薄层层理构造；且致密不透水，常保存有良好的动植物化石。

（三）化学结构和生物结构

由各种溶解物质或胶体物质沉淀而成的沉积岩常具有化学结构。如某种化学成分沉淀后，在一定条件下常同时结晶，形成等粒他形结构。如果晶粒很细，肉眼看来往往具有致密均一的特征。有时在岩石中含有大量的生物遗体（如珊瑚、软体动物的外壳等）或生物碎片，形成各种生物结构。

四、沉积岩的构造

沉积岩在沉积过程中，或在沉积岩形成后的各种作用影响下，使其各种物质成分形成特有的空间分布和排列方式，称为沉积岩的构造。它不仅构成沉积岩的重要宏观特征，而且还可据以恢复沉积岩的形成环境。

（一）层理构造

沉积岩在沉积过程中，由于气候、季节等周期性变化，必然引起搬运介质如水的流向、水量的大小等变化，从而使搬运物质的数量、成分、颗粒大小、有机质成分的多少等也发生变化，甚至出现一定时间的沉积间断，这样就会使沉积物在垂直方向由于成分、颜色、结构的不同，而形成层状构造，总称为层理构造。

在一个基本稳定的物理条件下所形成的沉积单位叫做层；层与层间常代表一个沉积条件的突变面，或代表一个侵蚀面。一个层的顶面或底面叫做层面。层面可以是平的，也可以是波状起伏的。有的层很厚，有的层很薄，层厚可以反映在单位地质时间内沉积的速度。根据层厚可以分为：块状（层厚 > 100cm）、厚层（50—100cm）、中厚层（10—50cm）、薄层（1—10cm）、微层（页片层，0.1—1cm）等类型。在一套岩层中层的厚薄变化可以反映沉积环境的变化频率。

根据层理的形态，可以分为水平层理、波状层理和斜层理。

在一个层内的微细层理比较平直，并与层面平行，称为水平层理（图 4-9 上部）。这种层理主要是在水动力条件微弱、平静环境条件下形成的，多形成于闭塞海湾、较深的海、湖泊、潟湖、沼泽、河漫滩等比较稳定的沉积环

境。

波状层理是微细层理呈波状起伏，但总的方向平行层面的层理。波状形态对称或不对称，规则或不规则，连续或断续这种层理主要是在较浅的湖泊、海湾、潟湖等处由于波浪的振荡作用形成的。单向水流对于河漫滩沉积也可形成不对称波状层理。

如果层内的微细层理呈直线或曲线形状，并与层面斜交，则称斜层理(图 4-9 下部)。若各微细层理均向同一方向倾斜，可称单向斜层理(或简称斜层理)，这种层理主要由河流形成。在河床上常常形成垂直于流水方向的砂垅，在河流搬运过程中砂垅逐渐向前移动，形成了斜层理(图 4-10)。层理的倾向代表流水的方向。在湖滨、海滨三角洲中也有显著的斜层理。有时斜层理的倾斜方向互不一致，可称交错层理。在滨海浅海地带，由于海水运动方向反复不定，或在风成堆积中由于风向多变，都可形成交错层理。

上述波状层理、斜层理、交错层理，一般都反映海中或陆地上的浅水环境(风成者除外)，因而可以据以恢复沉积时的古地理环境。

根据沉积物的颗粒粗细分异情况，可以分为递交层理(粒序层理)和块状层理。速变层理是在一个层内颗粒由下向上由粗逐渐变细的层理。其中又有两种类型，如图 4-11a，在下部没有细小颗粒，当水流速度和强度逐渐减弱的情况下常形成这种层理。如图 4-11b，在由粗变细的颗粒中还夹杂着细小颗粒，在携带各种大小颗粒的浊流或悬浮流中常沉积形成这种层理，这种类型是最多的一种。块状层理是层内物质均匀或者没有分异现象、层理不很清楚的一种层理，这种层理常因沉积物快速堆积而成。

(二) 层面构造

在沉积岩层面上常保留有自然作用产生的一些痕迹，它不仅标志着岩层的某些特性，而更重要的是记录下来岩层沉积时的地理环境。

1. 波痕 在现代河床、湖滨、海滩以及干旱地区的沙丘表面上，常形成一种由流水、波浪、潮汐、风力作用产生的波浪状构造，称为波痕(图 4-12)。这种构造也常保留在沉积岩层的层面上。波痕经常保存在砂岩中，但在泥灰岩、薄层灰岩中亦可见到。

沉积岩中最常见的是流水波痕和浪成波痕。流水波痕形态不对称，波峰波谷均较圆滑，陡坡方向代表流水方向。浪成波痕对称性显著，波峰尖锐，波谷圆滑。这两种波痕都反映浅水(河流、海滨、湖滨等)沉积环境(因为波浪的作用只能达到一定深度)。但前者是在流水条件下，而后者是在静水条件下形成的。在沙漠及湖海滨岸带砂丘沉积物中，还常见到风成波痕，此类波痕不对称的程度更高，陡坡倾向与风向一致(图 4-13)。

波痕构造在岩层的纵剖面或横剖面上常与一定类型的斜层理相适应。如图 4-14，为一种不对称波痕及其相关的斜层理构造块状示意图；从图 4-10 中亦可看出这种相应关系。

2. 干裂 出现代河滩、湖滨、海边等泥质沉积物上，常可见到多角形的

裂纹，称为干裂，又称泥裂（图 4-15）。在沉积岩层面上亦可见到干裂（图 4-16），它是在沉积当时沉积物未固结即露出水面，受到日晒，水分蒸发，体积收缩而产生的。裂纹常具上宽下窄形态，其中被泥沙填充，充填物与上覆岩层的成分相当。干裂多见于泥岩、泥质砂岩中，在碳酸盐岩中亦偶有可见。干裂常指示海滨、河床、湖滨等浅水环境及阳光充足的干燥气候条件。

3. 盐类的晶体印痕和假象 在某些泥质岩石的层面上，有时可以看到盐类晶体的凹入印痕或凸起的晶体假象。其成因可能是多种的：例如在含盐度高、蒸发量大的咸水盆地沉积物中，常有石盐、石膏等晶体形成。由于成岩作用或后生作用，使沉积物失水、压缩、厚度减薄，而盐类晶体比泥质物质收缩小，因而突出于层面上，当新沉积物覆盖其上时，这凸出的晶体便嵌入上覆岩层，并在上覆岩层底面留下凹入的晶体印痕。还有一种情况，当泥质沉积物中有盐类晶体结晶出来，后来又被咸水所覆，使晶体溶解并留下其晶体外形的空洞，然后在其上又堆积了泥沙，这样上覆岩层的底面便有凸出的晶体假象嵌入下边的岩层之中。如在我国华北下寒武统馒头组页岩中，常见有食盐的晶体印痕和假象。这种层面构造常反映沉积当时的干燥环境。

4. 雨痕 雨点降落在未固结的泥、砂质沉积物的表面，可形成圆形或椭圆形凹坑，直径 2—3mm（有时可达 15mm），深约 1—2mm，边缘稍高。这种构造有时可以保留在沉积岩的层面上。

5. 生物痕迹 指动物在未固结的沉积物表面活动时所留下的足痕（脚印）、爬痕、虫孔等，后被沉积物覆盖而保留在岩层中。常见的有恐龙足痕、动物爬痕、虫孔等。

（三）结核

在沉积岩中常含有与围岩成分有明显区别的某些矿物质团块，称为结核。其形状有球状、椭球状、透镜体状、不规则状等。其内部构造有同心圆状、放射状等。其大小不一，从数厘米到数十厘米甚至数米。其分布有的呈层状，有的顺层呈串珠状。根据成因，可以分为：

1. 原生结核 指在沉积过程中某些矿物质或化学成分围绕它种物质质点层层凝聚而成的结核。如石灰岩中含有燧石结核，砂岩中含有铁结核，此外还有黄铁矿、菱铁矿、磷灰石等结核，现代海底有大量的铁锰结核。这种结核体一般不穿过层理（图 4-17A）。

2. 后生结核 指岩石生成以后，含矿物质的溶液从层间淋滤渗入，围绕某些中心沉淀，或者与岩石中某些物质进行交代而成的结核。其特点是结核穿过层理（图 4-17B）。黄土中的石灰结核属于后生结核。

由于风化作用，可以形成类似结核的团块，称为假结核。例如有些岩石被纵横裂隙分割成许多几何形状的小块，然后含氢氧化铁的溶液沿裂缝渗入，并溶解岩石，最后被分割的岩石小块变成被褐铁矿包围的假结核形状。

（四）生物遗迹构造

在沉积岩中，特别是在古生代以来的沉积岩中，常常保存着大量的种类

繁多的生物化石，这是沉积岩区别于其它岩类的重要特征之一。根据化石不仅可以确定沉积岩的形成时代，研究生物的演化规律，而且还可了解和恢复沉积当时的地理环境。

第三节 沉积岩的分类和主要沉积岩

沉积岩按成因及组成成分，可以分为两类，即碎屑岩类、化学岩和生物化学岩类（表 4-5）。另外，还有一些在特殊条件下形成的沉积岩，暂称之为特殊沉积岩类。

表 4-5 沉积岩分类

| 岩类 | 沉积物质来源 | 沉积作用 | 岩石名称 |
|------------|--------------------------------------|-------------|--|
| 碎屑岩类 | 母岩机械破碎碎屑 | 机械沉积为主 | 1. 砾岩及角砾岩 2. 砂岩 3. 粉砂岩 |
| | 沉积碎屑岩亚类 母岩化学分解过程中形成的新生矿物——粘土矿物为主 | 机械沉积和胶体沉积 | 4. 泥岩 5. 页岩 6. 粘土 |
| | 火山碎屑岩亚类 火山喷发碎屑 | 机械沉积为主 | 1. 火山集块岩 2. 火山角砾岩 3. 凝灰岩 |
| 化学岩和生物化学岩类 | 母岩化学分解过程中形成的可溶物质、胶体物质以及生物化学作用产物和生物遗体 | 化学沉淀和生物遗体堆积 | 1. 铝、铁、锰质岩 2. 硅、磷质岩 3. 碳酸盐岩 4. 蒸发盐岩 5. 可燃有机岩 |

一、碎屑岩类

根据碎屑物质的来源，又分为沉积碎屑岩和火山碎屑岩两个亚类。

（一）沉积碎屑岩亚类

这一类岩石是由母岩风化和剥蚀作用的碎屑物质所形成的岩石，又称陆源碎屑岩。除小部分在原地沉积外，大部分都经过搬运、沉积等过程。根据组成碎屑岩的碎屑颗粒大小，本类岩石又可分为：

砾岩类——碎屑直径在 2mm 以上。

砂岩类——碎屑直径在 2—0.05mm 之间。

粉砂岩类——碎屑直径在 0.05—0.005mm 之间。

粘土岩类——碎屑直径小于 0.005mm。

上述各碎屑岩类的相应粒级，碎屑含量必须占碎屑总量的 50% 以上，如砾岩中大于 2mm 的砾石碎屑含量应占一半以上；如果其中含有 25—50% 的砂，则可称为砂质砾岩；如果其中含有 5—25% 的砂，则可称为含砂砾岩。

其余岩类命名原则，依此类推。

1. 砾岩类 凡直径在 2mm 以上的碎屑（含量大于 50%）组成的岩石都属此类。砾岩中砾的成分一般是比较坚硬的岩石碎屑。根据碎屑的磨圆程度可分为角砾岩和砾岩两类。

（1）角砾岩 组成角砾岩的砾带有棱角，分选情况一般不好，或未经分选，多为搬运距离很近或未经搬运堆积而成。根据成因，它们可能是由山崩重力堆积而成；由海浪冲击海岸而成；由母岩风化在原地残积而成；或者由冰川搬运的冰碛堆积而成（称冰碛岩）；也可能因断层作用而成（称断层角砾岩，碎屑多呈尖棱状）。

（2）砾岩 组成砾岩的砾多为次圆状或圆状。根据成因，砾岩可能是在海滨潮间带由海浪反复冲刷磨蚀堆积而成，分选和磨圆度都比较好，成分比较单纯；也可能是由河流短距离搬运而成，分选和磨圆度较差，砾石成分也比较复杂。砾岩中一般少有化石，或含贝壳等生物碎屑化石。

2. 砂岩类 由 2—0.05mm 的碎屑（含量大于 50%）胶结而成的岩石统称砂岩。砂岩的矿物成分通常以石英颗粒为主，其次为长石、白云母、粘土矿物以及各种岩屑。根据粒级大小，砂岩可以分为：

粗粒砂岩（2—0.5mm）

中粒砂岩（0.5—0.25mm）

细粒砂岩（<0.25mm）

根据矿物成分，砂岩可分为：

（1）石英砂岩 砂岩中石英颗粒含量占 90% 以上，称石英砂岩。砂粒纯净， SiO_2 含量可达 95% 以上，磨圆度高，分选性好。岩石常为白、黄白、灰白、粉红等色。这种砂岩是原岩经过长期破坏冲刷分选而成。

（2）长石砂岩 砂岩主由石英和长石颗粒组成，而长石颗粒含量一般在 25% 以上。通常为粗粒或中粒，常呈淡红、米黄等色，碎屑多为棱角或次棱角状，胶结物多为碳酸盐或铁质。此种砂岩多为花岗岩类岩石经风化残积而成，或在构造上升地区强烈风化、迅速堆积而成。

砂岩可以作为建筑材料，纯净石英砂岩可用为玻璃工业原料；胶结不好的砂岩可形成含水层或含油层。

3. 粉砂岩类 由 0.05—0.005mm 的碎屑胶结而成的岩石称粉砂岩。矿物成分比较复杂，以石英为主，次为长石，并有较多的云母和粘土类矿物，显微镜下观察多具棱角。胶结物以铁质、钙质、粘土质为主。

（1）粉砂岩 岩石质地致密、颜色多样，随胶结物和混入物而变异。具轻微砂感，或具贝壳状断口。湖成粉砂岩常具水平薄层理，河成粉砂岩或具细斜层理，海成粉砂岩常具复杂的层理。粉砂岩多是细颗粒悬浮物质在水动力微弱条件下，缓慢沉积而成。其沉积环境为河漫滩、三角洲、潟湖、沼泽或海湖的较深水部位。

（2）黄土 是一种未充分胶结或半固结的粘土粉砂岩。黄灰色或棕色，

粉砂含量一般为 40—60%，其次为粘土，并多含有 10% 以下的砂粒。矿物成分以石英和长石为主，此外还有白云母、角闪石、辉石等。黄土中含有这些易于分解而未分解的矿物，说明黄土的形成与干燥气候有关。胶结物以粘土及 CaCO_3 为主，多钙是黄土的重要特征之一。一般没有层理，但发育有直立节理，常形成峭壁。黄土在我国分布很广，堆积很厚，形成晋、陕、甘等省黄土高原，还有些地区分布有冲积或洪积黄土。

4. 粘土岩类 由直径小于 0.005mm 的微细颗粒（含量大于 50%）组成的岩石。矿物成分以粘土矿物为主，如高岭石、水云母、蒙脱石等，结晶微小（0.001—0.002mm），多呈片状、板状、纤维状等。粘土矿物主要来源于母岩的风化产物，即陆源碎屑粘土矿物；还有一部分来源于沉积或成岩过程中的自生粘土矿物。此外还含有粉砂级的陆源碎屑如石英、长石、白云母等颗粒。除此，在沉积和成岩过程中还形成一些胶体和化学沉积物（如铁、锰、铝的氧化物，碳酸盐、硫酸盐、硅质矿物、硫化物、有机质等）。从宏观看多具致密均一、质地较软的泥质结构。粘土岩是介于碎屑岩和化学岩之间的过渡岩石，在沉积岩中分布最广。

（1）页岩 为粘土岩类中固结较强的岩石，具薄层状页理构造，页理主要是鳞片状粘土矿物层层累积、平行排列并压紧而成。常含石英、长石、白云母等细小碎屑。致密，不透水。可有各种颜色，含有机质者呈黑色，含氧化铁者呈红色，含绿泥石、海绿石等呈绿色。性软，抵抗风化能力弱，在地形上常表现为低山低谷。

（2）泥岩 是一种厚层状、致密、页理不发育的粘土岩。

（3）粘土 主要由粘土矿物组成、固结程度较差的粘土岩。细腻质软，颜色浅淡为主。分布较多的为高岭石粘土，简称高岭土，具吸水性（粘舌）、可塑性（加水成泥）、吸收性（从溶液中吸收各种矿物质及有机质的性质）、耐火性（熔点： $< 1350^\circ - 1770^\circ$ ）、烧结性（煅烧后变硬）等一系列特点，是陶瓷工业、耐火材料工业的重要原料。还有一种粘土叫膨润土，主由蒙脱石（胶岭石）组成，蒙脱石是粘土矿物的一种，为含水层状结构的硅酸盐矿物，化学组成为 $(\text{Na}, \text{Ca})_{0.33}(\text{Al}, \text{Mg})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ，吸水后体积可膨胀 10—30 倍，广泛用于铸模、陶瓷、钻探、纺织工业等方面。此外还有漂白土，与膨润土相似，但含钙较多，含钠较少，吸水性和膨胀性较差，而具强吸附力，可吸收大量色素、胶状物、各种杂质等，在炼制石油和植物油工业中，可作脱色剂和漂白剂。

（二）火山碎屑岩亚类

主要是火山喷发碎屑由空中坠落就地沉积或经一定距离的流水冲刷搬运沉积而成。从物质来源看它与火山活动有关，但从成岩过程来看又从属于沉积岩的形成规律。有些火山碎屑岩的组成以各种火山碎屑为主；还有些火山碎屑岩中夹有很多熔岩，同时火山碎屑为熔岩所胶结；另有一些是由火山碎屑和正常碎屑（砾、砂、粉砂、泥等）混合堆积而成，其中夹有砂、页岩

等，并常含有化石。由此可见，火山碎屑岩与熔岩之间，火山碎屑岩与正常碎屑岩之间，包含许多过渡岩石，根据火山碎屑粒度大体可以分为：

1. 火山集块岩 是主要由粗火山碎屑（大于 64mm）如熔岩碎块等（占 50% 以上），固结而成的岩石。熔岩碎块带棱角或经搬运磨圆，填充物和基质为熔岩、火山灰、泥砂、钙质、硅质等。分选性一般不好，层理不清，常形成厚层和块状层。根据岩石中熔岩碎块的成分，可以命名为安山集块岩、流纹集块岩等。此种岩石质地较坚硬，堆积厚度从数百米可达数千米，我国东部在中生代中后期形成大量火山碎屑岩，常形成高山。

2. 火山角砾岩 是主要由粒径为 2—64mm 的熔岩碎块或角砾（含量 50% 以上）固结而成的岩石，也常含其它岩石的角砾，多数具明显棱角，分选差，大小不等。填充物和基质为熔岩、火山灰或泥砂等，也可以是钙质、硅质等。根据角砾成分可命名为流纹角砾岩、安山角砾岩、玄武角砾岩等。

3. 凝灰岩 是主要由粒径小于 2mm 的火山灰（岩屑、晶屑、玻屑）及火山碎屑等（含量 50% 以上）固结而成的岩石。分选差，碎屑多具棱角。岩石外貌有粗糙感，可具清楚的层理。根据碎屑成分可分为玻屑凝灰岩、晶屑凝灰岩、岩屑凝灰岩、混合型凝灰岩等。玻屑凝灰岩常保存于时代较新的火山碎屑岩中，经过脱玻作用和蚀变作用可以形成膨润土或漂白土等。凝灰岩可有黄、灰、白、棕、紫等不同颜色。有时凝灰岩中含有正常碎屑，而形成砂质凝灰岩、凝灰质砂岩等。

上述各类火山碎屑岩，多形成于火山口附近或其周围的有水盆地中。在地层剖面中火山碎屑岩可以反映地史发展过程中的火山活动情况和古地理环境。

二、化学岩及生物化学岩类

这类岩石是岩石风化产物和剥蚀产物中的溶解物质和胶体物质通过化学作用方式沉积而成的岩石和通过生物化学作用或生物生理活动使某种物质聚集而成的岩石，前者属于化学岩，后者属于生物化学岩。这类岩石大多是在海、湖盆地中形成，有一小部分也可以在地下水的的作用下形成。成分较单一，具有结晶粒状结构、隐晶质结构、鲕状结构、豆状结构或具有生物结构、生物碎屑结构等。其中有许多岩石本身就是有重要意义的沉积矿产，如石盐、钾石盐、石膏、芒硝、石灰石、白云石、铁矿、锰矿、铝土、磷矿、硅藻土等。

根据化学沉积分异的一般顺序，简述主要岩类和岩石如下。

（一）铝、铁、锰质岩类

是富含铝、铁、锰质矿物的化学或生物化学岩。Al、Fe、Mn 是溶液中活动性较差的元素，往往以胶体形式在原地或海湖边缘沉积，但在深海盆 Fe、Mn 等也有大量沉积。

1. 铝土岩 又称铝矾土。主要由三水铝石（ $Al [OH]_3$ ）、软水铝石和

硬水铝石 ($\text{AlO}[\text{OH}]$) 等组成, 故根据成分有一水硬铝石、一水软铝石、三水铝石之分。常含有 SiO_2 、 Fe_2O_3 等混入物。铝土岩和粘土岩外貌和性质相似, 一般称 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 > 1$ 者为铝质岩; 2.6 者称铝土矿; 若 < 1 者则称粘土岩。和粘土岩相比, 铝土岩岩性致密, 硬度和比重较大, 没有可塑性。致密块状、鲕状或豆状结构。因含杂质不同, 颜色有白、灰、黄等。成因不一, 主要由铝硅酸盐矿物 (如长石等) 化学风化分解后形成的氧化铝经搬运在海、湖盆中沉积而成, 也有一部分是残积而成。是炼铝的主要原料。我国河北、辽宁、山东、河南、贵州、云南等省分布甚广。

2. 铁质岩 为富含铁矿物的化学岩或生物化学岩。主要矿物成分有赤铁矿、褐铁矿、菱铁矿等。常混入砂质、粘土、硅质等。致密块状、鲕状、豆状或肾状结构。含铁在 30% 以上即可称为铁矿。在地质时代的陆地表面, 更主要是在浅海边缘形成。我国中、上元古界、泥盆系、石炭系等地层中常富含沉积型的铁质岩 (铁矿)。

3. 锰质岩 为富含锰矿物的沉积岩, 一般含锰 20% 以上即成锰矿。主要矿物有软锰矿、硬锰矿、菱锰矿等, 常混入砂、粘土、氧化铁、二氧化硅等杂质。多呈黑、黑褐、黑紫等色。有的性软、染手、呈土状; 有的很硬, 呈鲕状、肾状等。在地质时代锰质岩多在海、湖盆边缘形成, 也可在风化壳中形成。

目前全世界都在瞩目一种现代海底形成的金属矿源, 即锰结核。1873 年被英国海洋调查船首先在大西洋发现, 但到 1958 年世界上才对锰结核进行正式有组织的调查, 并逐步开展锰结核的勘探、试采和提炼技术的研究工作。锰结核广泛分布于世界各大洋 3000 至 6000m 深的洋底表层, 估计储量达 3 万亿吨, 太平洋约占一半, 其次为印度洋, 故被称为世界上最大的金属资源, 并被预测是人类下一个世纪的主要矿产之一。据最近分析, 锰结核中含有 56 种元素 (据 McKel-vey, 1983), 其中锰、铜、镍、钴等金属蕴藏总量分别是陆地储量的几十倍到 1000 多倍。按目前世界年消耗量计算, 这些金属可供全世界使用上千年至数万年。而且锰结核是年有形成, 仅太平洋每年就能增长 1000 万吨, 相当于一个大型矿床。

关于锰结核的成因问题, 尚未得出确切结论, 有人认为在洋底淤泥表层因为有机物频繁沉降, 促使底土沉积物中的锰和有色金属层层堆积形成结核, 由于底层淤泥具有一种弹性, 因此把锰结核总是挤出淤泥, 位于底土之上。还有人认为锰和其它金属来源可能与从洋底喷出的热水矿液有关。也有人认为由海洋中脊 (裂缝) 喷出的高温熔岩, 经海水冲洗、析出含金属的热液, 形成“重金属泥”, 在一定条件下形成锰结核或热液多金属矿床。

(二) 硅、磷质盐类

硅质岩是一种以二氧化硅为主要化学成分的岩石。二氧化硅是通过化学或生物化学沉积作用或某些火山作用生成的, 主要矿物成分是玉髓、蛋白石、石英, 常混入碳酸盐、氧化铁、粘土矿物等。

磷质岩是一种富含磷酸盐矿物的岩石。主要矿物成分为磷灰石，常混入砂、粉砂、粘土、方解石、石英、海绿石等。大多数为经海洋生物化学作用沉积而成的。

1. 燧石岩 一种致密坚硬的硅质岩石，俗称“火石”。主要矿物成分为玉髓、微粒石英、蛋白石等。常为浅灰至黑灰色，具蜡状光泽和贝壳状断口。主要产于石灰岩中，形成燧石结核、不规则团块或燧石条带（夹层），很少成为独立稳定的岩层。我国中、上元古界碳酸盐岩层中常含有燧石结核或薄层。多为海洋沉积或成岩交代而成。

2. 碧玉岩 也是一种致密坚硬的硅质岩石，主要矿物成分为玉髓、细粒石英，常混入氧化铁等，呈红、棕、绿、玫瑰等色，具贝壳状断口，蜡状光泽。其性质和燧石岩基本相同，但碧玉岩常产于火山岩、火山碎屑岩中，其成因与火山沉积有关。质佳的碧玉可作各种工艺品。

3. 硅藻土 是一种疏松粉状的硅质岩石，由硅藻遗体组成，硅藻含量可达 70—90%。主要成分为蛋白石，常和粘土或碳酸盐混在一起。白或浅黄色，质轻而软，孔隙度可达 90% 左右，粘舌，吸附力很强，是良好的吸附剂，可作炼油、制糖的吸附剂和净化剂，也是优良的隔音、隔热材料。多分布于新生代沉积层中，我国山东临朐、吉林、湖南等皆产硅藻土。

4. 磷块岩 通常把含 P_2O_5 大于 5—8% 的岩石统称磷块岩或磷质岩，其结构变化很大，有砂状结构、泥状结构等，外表有时以砂岩、页岩或碳酸盐岩，一般需用化学鉴别方法（与磷灰石同）。

（三）碳酸盐岩类

碳酸盐矿物含量大于 50%，主要矿物成分为方解石、白云石等，常混入二氧化硅、氧化铁、粘土、砂等。常具结晶粒状结构、鲕状结构、豆状结构、生物结构或碎屑结构等。过去认为本类岩石主要形成于海湖盆地中的较深浅水环境，成因和形成环境比较简单。近来研究结果认为其沉积环境可以是浅水、较深水，也可以是潮上带，有许多是在有丰富生物和极浅水条件下形成的；其成因可以是化学沉积、生物化学沉积、生物沉积，也可以是机械作用的碎屑沉积，后一种虽然也具有碎屑岩类的特点，但其碎屑并非来源于陆地，而是由海盆内形成的碎屑，即内碎屑。本类岩石分布很广，仅次于粘土岩和其它碎屑岩，约占沉积岩总量的 20%，在我国约占沉积岩总面积的 55%。

本类岩石的代表岩石为石灰岩和白云岩，但二者间有许多过渡类型的岩石，如表 4-6。

表 4-6 石灰岩与白云岩及其过渡岩石的划分

| 岩类 | 方解石% | 白云石% | 岩石名称 | 简称 |
|------|--------|--------|---------|------|
| 石灰岩类 | 100—90 | 0—10 | 石灰岩 | 灰岩 |
| | 90—75 | 10—25 | 含白云质石灰岩 | 含云灰岩 |
| | 75—50 | 25—50 | 白云质灰岩 | 云灰岩 |
| | 50—25 | 50—75 | 灰质白云岩 | 灰云岩 |
| 白云岩类 | 25—10 | 75—90 | 石含灰质白云岩 | 含灰云岩 |
| | 10—0 | 90—100 | 白云岩 | 白云岩 |

1. 石灰岩类 一类以方解石为主要组分的岩石，有灰、灰白、灰黑、黑、浅红、浅黄等颜色，性脆，硬度不大，小刀能刻动，滴盐酸剧烈起泡。由于石灰岩易溶，在石灰岩发育地区常形成石林、溶洞等，称喀斯特地貌。石灰岩是制石灰、水泥的主要原料和冶炼钢铁的熔剂，也是制化肥、电石的原料，并广泛用于制碱、制糖、陶瓷、玻璃、印刷等工业中。根据结构和成因，主要种类有：

(1) 竹叶状灰岩（砾屑灰岩） 是一种典型的内碎屑灰岩。所谓内碎屑，也称盆地碎屑、同生碎屑，是沉积于水盆地底部的未完全固结或已固结的碳酸盐沉积物，经水流或波浪作用破碎、搬运、磨蚀而成的碎屑，这些碎屑根据大小可以称为砾屑、砂屑、粉屑、泥屑等。它们再沉积形成岩石，就是内碎屑灰岩。而竹叶状灰岩是由灰岩扁砾被钙质胶结而成的典型砾屑灰岩，其砾屑为扁圆或长椭圆形，垂直层面切开形似竹叶，故名。砾屑大小不一，磨圆度高，其表皮常有一层紫红色或黄色铁质氧化圈，砾屑约占 60—70%。砾屑成分单一，多为泥晶方解石（泥晶指泥状碳酸钙细屑或晶体，又称灰泥）；胶结物和填充物多为微晶或细晶方解石，约占 30—40%。我国华北寒武系上部和奥陶系下部有广泛分布。一般认为这种灰岩是在潮汐和波浪活动频繁的海滩地区（潮间带或潮下带），先沉积了泥晶灰岩，然后被潮汐或波浪破坏，形成碎块，并被磨蚀成砾，然后又被 CaCO_3 胶结而成。沉积环境是氧化环境。

有些灰岩是由砂屑或粉屑胶结而成的，可以称为砂屑灰岩或粉屑灰岩。这类灰岩可具交错层理、干裂、波痕等构造。

(2) 生物碎屑灰岩 是由各种生物碎屑被碳酸钙胶结而成的灰岩，常见的有生物贝屑（贝壳碎屑）灰岩。它多形成于水流或波浪作用强烈的地区或生物礁的侧翼。

(3) 鲕状灰岩（鲕粒灰岩） 指鲕粒含量大于 50% 的灰岩。鲕粒直径小于 2mm，大于 2mm 者则称豆粒。这种灰岩的形成条件，一般认为是海水中溶解的 CaCO_3 成过饱和状态，沉积环境为潮汐和波浪作用强烈的浅海，并且海水中富含泥砂等陆源碎屑、内碎屑、生物碎屑且比较混浊。潮汐和波浪作用经常引起水介质的搅动，每搅动一次，水中各种碎屑便处于悬浮状态，并

促使 CO_2 从水中逸出，这样就导致海水中过饱和的 CaCO_3 发生沉淀，并以各种细小碎屑为结核中心，层层围绕，形成鲕粒。如此周而复始，鲕粒越来越大，当其重量超过波浪、水流搅动的能量，便堆积在海底，并为 CaCO_3 所胶结，形成鲕状灰岩。所以，这种灰岩是一种化学成因和机械成因的灰岩。我国北方中寒武统有典型的鲕状灰岩。

(4) 化学石灰岩 指通过化学及生物化学方式由海湖中沉淀而成的石灰岩。多具隐晶或结晶结构，致密均一，或具贝壳状断口。这种灰岩多形成于温暖浅海地区，气候温暖，有利于蒸发及水生植物进行光合作用，使海水中 CO_2 释出或被植物吸收，导致 CaCO_3 沉淀。另外，在泉水出口处，由于温度升高和压力减小，使水中 CO_2 逸出，也导致 CaCO_3 的沉淀，形成疏松多孔的石灰华。

(5) 结晶灰岩 指主要由方解石晶粒组成的灰岩，它常由泥晶灰岩(由 0.001—0.004mm 的灰泥组成)及其它灰岩重结晶形成。

2. 白云岩类 指以白云石为主要组分(50%以上)的碳酸盐岩。常混入方解石、粘土矿物、石膏等杂质。外貌与石灰岩相似，但硬度略大，较坚韧，滴稀盐酸(5%)不起泡或微弱发泡，风化面常有白云石粉及纵横交叉的刀砍状溶沟。按结构分，有碎屑白云岩、微晶白云岩、结晶白云岩等。按成因，可分为原生白云岩、交代白云岩(或次生白云岩)等。

原生白云岩是在干热气候条件下的高盐度海湾、潟湖、咸化海或内陆咸水湖泊中通过化学沉淀而成的白云岩；或者是咸水中 Mg^{2+} 离子交代置换底部 CaCO_3 灰泥中一部分 Ca^{2+} 离子(这种作用叫同生交代作用)而成的白云岩。

原生白云岩的特征是成层稳定，生物化石稀少，常和石膏等共

有些白云岩是在成岩过程中沉积的碳酸钙和被渗透下来的咸水中的硫酸镁、氯化镁等反应交代而成。这种作用叫白云岩化作用，这种白云岩叫成岩白云岩或交代白云岩。白云岩化的条件一般认为必须是水溶液中 Mg/Ca 比值相当大。这种白云岩层位不甚稳定，常呈似层状、透镜状、斑块状产于灰岩中，横向常过渡为白云质灰岩或灰岩。由于方解石被白云石交代后，体积缩小 13%，故成岩白云岩孔隙发育，可为良好的储油层或某些矿床的控矿层。

白云岩在冶金工业中可作熔剂和耐火材料，部分用来提炼金属镁，也可用作化肥、陶瓷、玻璃工业的配料和建筑石材。

在上述石灰岩和白云岩之间，因二者含量比例不同，可有多种过渡岩石，如含白云质灰岩、白云质灰岩、灰质白云岩、含灰质白云岩等，其成分变化如表 4-6 所列。

3. 泥灰岩类 是碳酸盐岩与粘土岩之间的一类过渡类型岩石。石灰岩中泥质(粘土)成分增加到 25—50%，即可称泥灰岩；若白云岩中泥质(粘土)成分增加到 25—50%，则称泥云岩。岩石致密，呈微粒或泥状结构，黄、灰、绿、紫等色。常分布于石灰岩和粘土岩的过渡地带，或夹于薄层灰岩和粘土

岩之间，多呈薄层状或透镜体状产出。加冷盐酸起泡（泥云岩起泡微弱或不起泡），并有泥质残余物出现。

（四）蒸发盐岩类

指由钾、钠、钙、镁等卤化物及硫酸盐矿物为主要组份的纯化学沉积岩，又称盐类岩。这种岩石广泛分布于闭塞海湾、潟湖、内陆盐湖等沉积中。它们是在干燥气候条件下，由于海、湖水分强烈蒸发，卤水浓度增大，致使其中盐类结晶析出沉淀而成。常见的有石盐（ NaCl ）、钾石盐（ KCl ）、石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）、硬石膏（ CaSO_4 ）、芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）、苏打（ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）、硼砂（ $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）等，混入物有粘土、碎屑物以及方解石、白云石、氧化铁凝胶等，还经常伴生溴、碘等元素。这类岩石在沉积岩中所占比重很小，但其本身常构成重要的矿产。如青海柴达木盆地中有许多盐湖，估计盐类储量可达 500 多亿吨，其中钾盐达 1 亿多吨。新疆吐鲁番盆地艾丁湖是我国最低的地方（-154m），就是一个以芒硝为主的盐湖。

（五）可燃有机岩类

这是由各种生物（动物、植物）堆积，经过复杂变化所形成的、含有可燃性有机质的一类沉积岩，它们本身也是非常重要的地壳能源矿产。按照成分可分为二类：一是碳质可燃有机岩，包括煤、褐炭、泥炭等；二是沥青质可燃有机岩，化学成分以碳氢化合物为主，包括石油、天然气、地蜡、地沥青等。本类岩石的存在形式多种多样，有固体、液体和气体。在矿床一章将要进一步介绍。

三、特殊沉积岩类

除去上述，还有一些沉积岩是在特殊地质条件下形成的，它们不属于正常分类系统，但这类岩石对于恢复古地理环境，阐明地球历史当中的一些事件，具有特殊的意义，故日益引起人们的重视，现择其要者介绍如下：

（一）风暴岩

指在风暴天气影响下在水盆地特别是在海洋中形成的沉积岩。当风暴天气发生时：

1. 在海洋中会一时掀起强大的涌浪，造成大片海面升高，海水流速增大，波浪传播加深（超过正常天气浪基面的深度，可以深达几十米甚至到达 200m 深度），因而常将海底沉积物中的细物质簸出，形成混浊的密度流；

2. 这种风浪对原海底沉积物有很大的侵蚀作用，常形成侵蚀基底面，在基底面上形成冲蚀坑，上覆泥砂等填充其中，形成填充构造；

3. 风暴涌浪还经常挖掘出海底浅埋藏物质，包括各种完整的生物化石，再加上新冲刷来的化石碎片，形成混合的生物组合；

4. 风暴作用不但使沉积物高速流动，还形成较强的往复运动，时常改变方向，或发生旋卷，使其呈杂乱状或旋卷状排列；

5. 涌浪一般在不太长时间内，能量即迅速衰减，产生向海密度流，在陆棚上或携带陆棚边缘物质在潮下沉积形成粒级递变层（即泥砂由粗到细逐渐沉积而成的层），而在海水较浅的底部还可以形成波状沙垅，使沉积物具有交错层理；

6. 风暴层多位于侵蚀底面上，厚几毫米、几厘米到十数米，常呈透镜状、口袋状；

7. 前边曾讲到一种叫竹叶灰岩的碳酸盐岩，是我国北方上寒武统中广泛分布的岩石，近年有人指出有些竹叶灰岩的“竹叶”（扁砾）排列杂乱，无一定方向，或呈涡卷排列，认为是在强烈振荡水流影响下形成的一种风暴岩。

（二）浊积岩

指浊流沉积形成的各类沉积岩。浊流理论认为，由于地震、风暴、海底火山爆发等原因，把陆棚浅海底上的陆源沉积物搅动起来，形成阵发性的混浊的高密度流（即含有大量泥沙等物质的水流），并把陆源沉积物冲刷到大陆坡上去；由于大陆坡上发育大冲沟或峡谷，再加上重力滑塌作用，许多陆源物质包括巨大碎屑及陆地和浅海生物化石，又可以被搬运到大陆坡脚和深海底，在那里沉积下来，形成浊积岩（图 4-18）。这样一来，过去所谓深海沉积中没有陆源物质便给否定了；同时过去认为在海相沉积岩中为什么不见深海相、半深海相沉积岩之谜也解决了。因此浊流理论的提出和浊积岩的发现，对于改变和研究沉积模式以及根据沉积相恢复古地理面貌具有重要意义。

浊积岩的主要特征是：

1. 碎屑成分比较复杂，陆源物质较多，碎屑磨圆度不好，分选也不太好（来自海滨物质除外），常含有异地搬运来的浅水动物化石（如大型介壳、浅水底栖动物化石等）和植物化石及其碎片等；

2. 浊积岩的每一个单元（即一次阵发性泥沙密度流形成的沉积），往往下部物质较粗，有时含有砾石，如含砾砂岩等，向上物质变细，顶部常为泥岩、泥灰岩；下部常形成递变层理，向上逐渐变为微细水平层理，最上变为不甚清晰层理。A.H. 鲍马曾归纳出浊积岩的沉积序列，称鲍马序列，但由于顶部往往被后期密度流所冲刷，事实上很少存在完整的序列；

3. 浊积岩的一个沉积序列的厚度不大，但许多个单元积累在一起，则常形成很大的厚度，达数百至上万米，并显示很好的沉积韵律（即多次重复的互层状）；

4. 由于浊流的前部富含粗物质，流速也大，具有很强的侵蚀力，故常在流经底部泥质表面时形成一系列有方向性的冲槽、冲沟，并很快地被砂等浊积物所充填，在砂岩层底面形成其铸模，即槽模、沟模等；或由于迅速沉积在底部软泥上的浊积砂具有不均匀的荷重，在砂岩底部铸上高低不平的荷重模；

5. 典型的浊积岩分布面积很广，可达 1 万至 10 万 km² 以上；
6. 因厚度大、粗细物质交替，常形成油田较好的生（油层）储（油层）盖（层）组合；
7. 前述风暴岩，实际上也可以归入浊积岩的系统，是浪成浊流的产物。

第五章 变质岩

无论什么岩石，当其所处的环境跟当初岩石形成时的环境有了变化，岩石的成分、结构和构造等往往也要随之变化，以便使岩石和环境之间达到新的平衡关系。这种变化总称为变质作用。

变质作用不同于风化作用，前者是在一定温度、压力等条件下进行的，而后者是在一般温度、压力等条件下或者说是风化带或胶结带进行的。变质作用也不同于岩浆作用，前者是在温度升高过程中但一般是在固态下进行的，而后者是在岩浆冷凝过程中进行的。当然，有时各作用间也并无严格的界限。

由变质作用形成的岩石，就是变质岩。由火成岩形成的变质岩称正变质岩；由沉积岩形成的变质岩称副变质岩。

变质岩的特点，一方面受原岩的控制，而具有一定的继承性；一方面由于变质作用的类型和程度不同，而在矿物成分、结构和构造上具有一定的特征性。

变质岩在我国和世界上皆有广泛分布。特别是前寒武纪地层，绝大部分都是变质岩组成的。在古生代及其以后的岩层中，在岩浆体的周围和在断裂带附近，也均有变质岩分布。变质岩中含有丰富的金属矿和非金属矿，例如全世界铁矿储量，其中70%储藏于前寒武纪古老变质岩中。

第一节 变质作用的因素

岩石变质的因素，主要是岩石所处环境物理条件和化学条件的改变，物理条件主要指温度和压力，而化学条件主要指从岩浆中析出的气体和溶液。这些条件或者说因素的变化，主要来源于构造运动、岩浆活动和地下热流，因此，变质作用是属于内力作用的范畴。

一、温度

由于构造运动，地壳下降使岩层沉到地下深处，就要受到地热的影响；由于岩浆活动，岩浆侵入围岩，岩石就要受到岩浆热能的影响；由于岩石构造变形，发生断裂，岩石就要受到机械摩擦热的影响。热力的标志是温度，温度是变质作用的最积极的因素，虽然上述各种原因所引起的温度变化幅度和影响范畴不尽相同，但它对于岩石可以导致如下的变化：

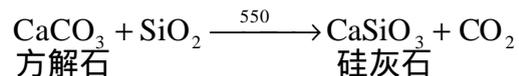
一是发生重结晶作用。在温度及其它因素影响下，必然会使岩石中矿物晶体内质点的活力增强，导致质点重新排列，使晶粒变粗，这种作用称重结晶作用。例如，石灰岩可以重结晶成为大理岩，重结晶前后岩石的化学成分和矿物成分基本不变。

二是可以产生新的矿物。由于岩石受热，可以促进矿物成分间的化学反应，重新组合结晶，形成新的矿物。实际上这也是一种重结晶作用。例如，高岭石和其它粘土矿物在高温影响下可形成红柱石和石英：



高岭石 红柱石 石英

又如，硅质石灰岩在高温下，其中 SiO_2 和 CaCO_3 可重结晶成硅灰石：

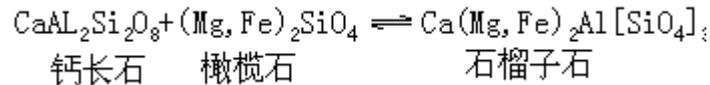


方解石 硅灰石

方解石硅灰石关于变质作用温度的上下限，说法不尽一致，在有水流体存在时，其上限约为 700—900 ，其下限大致为 150—200 。

二、压力

变质作用的压力范围一般为 0—10⁹Pa。地壳中岩石可以受到两种压力的作用：一是静压力，又叫围压，具有均向性，例如当岩石处于地下，就要受到上覆和周围岩石的压力，岩石所处部位越深，其所受静压力也越大。在静压力作用下，岩石中矿物往往重结晶成体积减小而密度增大的新矿物，以适应新的存在环境。例如基性岩中的钙长石（密度 2.76）和橄榄石（密度 3.3）在高压下形成石榴子石（密度 3.5—4.3）：

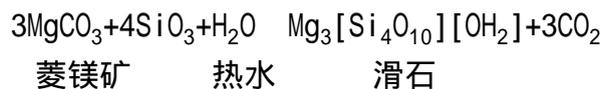


如果计算一下三种矿物的分子体积（等于分子量/密度），则钙长石为 101.1，橄榄石为 43.9，石榴子石为 121，前二者之和为 145，其与石榴子石之差为 24。

另外一种侧向压力，或称应力，例如当岩石受到挤压、断裂活动或岩浆侵入，一方面可使它变形或破碎；另一方面也可使它重结晶，并使岩石中片状或柱状矿物在垂直于应力方向生长、拉长或压扁，形成明显的定向排列，从而使岩石具有各种片理构造。

三、化学因素

当岩石所处的化学环境发生变化，同样也可引起岩石的变质。例如，岩石处于地下深部或被岩浆侵入，常常受到从岩浆析出的水汽、各种挥发性组分以及热水溶液的作用，产生一系列化学反应，形成新的变质矿物。如白云岩或菱镁矿等在热水作用下形成滑石：



又如，石灰岩在挥发组分作用下，可形成钙铁石榴子石，等等。

上述各种变质因素，常常是共同起作用的，例如重结晶作用不仅是在一定温度下而且是在一定压力下进行的；但不同类型的变质作用，往往是其中某一种因素起主导作用。有些岩石变质主要是由热力条件变化引起的；有些主要是由压力条件变化引起的；有些主要是由化学性活泼气体或溶液的作用引起的；还有些是由复杂的变质因素引起的，比如低压高温或高压低温、高压高温等，从而会引起不同的变质结果。

不管哪种因素，对于岩石来说都是引起变质的条件。这些因素必须通过岩石本身起作用。不同的岩石在相同条件下，可以有不同的变质结果。如在同样热力条件下，石灰岩变成大理岩，砂岩变成石英岩。另外，相同的岩石，在不同的条件下，也可有不同的变质结果。例如同是石灰岩，在单纯的温度影响下产生大理岩化现象，即方解石由细粒重结晶成粗粒；若在岩浆侵入接触条件下，便会产生交代作用，形成许多新的变质矿物。

第二节 变质岩的特征

变质岩的特征，最主要的有两点：一是岩石重结晶明显，二是岩石具有一定的结构和构造，特别是在一定压力下矿物重结晶形成的片理构造。变质岩和火成岩相比，一般讲二者虽都具结晶结构，但前者往往具有典型的变质矿物，且有些具有片理构造，而后者则无。变质岩和沉积岩相比，其区别更加明显，后者具层理构造，常含有生物化石，而前者则无。同时，在沉积岩中除去化学岩和生物化学岩外，一般不具结晶粒状结构，而变质岩则大部分是重结晶的岩石，只是结晶程度有所不同。

一、变质岩的矿物

大部分变质岩都是重结晶的岩石，所以一般都能辨认其矿物成分。其中一部分矿物是在其它岩石中也存在的矿物，如石英、长石、云母、角闪石、辉石、磁铁矿以及方解石、白云石等。这些矿物或是从变质前的岩石中保留下来的稳定矿物；或是在变质过程中新产生的矿物。

还有一部分矿物是在变质过程中产生的新矿物，如石榴子石、蓝闪石、绢云母、绿泥石、红柱石、阳起石、透闪石、滑石、硅灰石、蛇纹石、石墨等。这些矿物是在特定环境下形成的稳定矿物，可以作为鉴别变质岩的标志矿物。

变质岩中矿物常常是在一定压力条件下重结晶形成的，所以矿物排列往往具有定向性和矿物形态具有延长性，甚至像石英和长石这类矿物，也经常形成长条的形状。

二、变质岩的结构

（一）变晶结构

变质岩是原岩重结晶而成的岩石，具有结晶质结构，这种结构统称为变晶结构。变质岩的变晶结构和火成岩的结晶结构，从成因和形态来看，都有所不同。前者是基本上在固态条件下各种矿物几乎同时重结晶而成，所以矿物颗粒多为它形和半自形，其自形程度反映结晶力的强弱，结晶力越强，自形程度越好，而且矿物排列常具有明显的定向性。后者是在熔融的岩浆逐渐冷却过程中，由各种矿物按一定顺序结晶而成，矿物晶粒的自形程度常反映结晶的顺序，且火成岩中除去部分矿物表现为流线、流层构造外，一般不具定向排列。

根据矿物颗粒大小和形态，可以把变晶结构分为如下若干种：

1. 粒状变晶结构 又称花岗变晶结构（图 5-1）。其特征是：岩石主要由长石、石英或方解石等粒状矿物组成，矿物颗粒大小近等，多呈它形，互

相镶嵌很紧，矿物颗粒接触线呈多边形、浑圆形或锯齿状，定向构造不明显，呈块状构造。根据矿物颗粒粗细又可分为粗粒(大于 3mm)、中粒(3—1mm)、细粒(小于 1mm)等变晶结构。

2. 斑状变晶结构 其特征是，在个体较小的矿物集合体(称为基质)中，分布有较大的矿物晶体(称为变斑晶)(图 5-2)。它与火成岩中的斑状结构相似，但二者的成因和特点不同。斑状变晶结构的变斑晶与基质是在变质作用过程中，在固态下，基本上同时形成的，但变斑晶的结束时间可能比基质稍晚。变斑晶一般是结晶力较强的矿物，如石榴子石、蓝晶石、红柱石、磁铁矿等。火成岩的斑状结构，其中斑晶和基质矿物都是从岩浆中结晶形成的，而斑晶比起基质矿物，其结晶时间要早。

3. 鳞片状变晶结构 主要由云母、绿泥石、滑石等片状矿物组成的岩石，其矿物常平行排列，形成片理，这种结构称鳞片状变晶结构。各种千枚岩、片岩等具此种结构(图 5-3)

有些由柱状、纤维状矿物(角闪石、蛇纹石、红柱石等)组成的岩石，其结构称为纤维状变晶结构。有时它们呈无定向分布，形成块状构造。有时呈束状集合体出现，称蒿束结构。有时呈放射状排列，称放射状结构。

4. 角岩结构 一般指细粒粒状变晶结构，其中矿物颗粒彼此紧密镶嵌，不呈定向排列，岩石常具块状构造。它是热接触变质而成的角岩的特征结构。

(二) 碎裂结构

又称压碎结构。岩石在应力作用下，其中矿物颗粒破碎，形成外形不规则的带棱角的碎屑，碎屑边缘常呈锯齿状，并常有裂隙及扭曲变形等现象。它是动力变质岩常有的一种结构。

(三) 变余结构

指变质岩中残留的原来岩石的结构，如变余斑状结构、变余砾状结构等。根据这种结构可以帮助恢复变质前是哪一种岩石。

此外，还有其它结构，如交代结构、糜棱结构，将在后面结合有关部分介绍。

三、变质岩的构造

(一) 片理构造

指岩石中矿物定向排列所显示的构造，是变质岩中最常见、最带有特征性的构造。矿物平行排列所成的面称片理面，它可以是平直的面，也可以是波状的曲面。片理面可以平行于原岩的层面，也可以二者斜交。岩石极易沿着片理面劈开。根据矿物的组合和重结晶程度，片理构造又可分为以下几类：

1. 片麻构造 岩石主要由较粗的粒状矿物(如长石、石英)组成，但又

有一定数量的柱状、片状矿物（如角闪石、黑云母、白云母）在粒状矿物中定向排列和不均匀分布，形成断续条带状构造（图 5-4）。如果是暗色柱状、片状矿物分布于浅色粒状矿物中，则黑白相间的片麻构造更加明显。各种片麻岩具此构造。

2. 片状构造 相当于狭义的片理构造。岩石主要由粒度较粗的柱状或片状矿物（如云母、绿泥石、滑石、石墨等）组成，它们平行排列，形成连续的片理构造，片理面常微有波状起伏。如各种片岩具此构造。

3. 千枚构造 由细小片状矿物定向排列所成的构造，它和片状构造相似，但晶粒微细，不容易肉眼辨别矿物成分，片理面上常具丝绢光泽。如各种千枚岩具此构造。

4. 板状构造 指岩石中由微小晶体定向排列所成的板状劈理构造。板理面平整而光滑，并微有丝绢光泽，沿着劈理可形成均匀薄板。这种板状构造有的是代表原来岩石的板状层理；有的是原来岩石在应力作用下形成的板劈理，它可能和原来层理一致，也可能与之斜交。板状构造是板岩所特有的构造。

5. 条带状构造 变质岩中由浅色粒状矿物（如长石、石英、方解石等）和暗色片状、柱状或粒状矿物（如角闪石、黑云母、磁铁矿等）定向交替排列所成的构造。它们以一定的宽度呈互层状出现，形成颜色不同的条带。有的条带构造是由原来岩石的层理构造残留而成；但更多的是暗色呈片理构造的部分被浅色岩浆物质顺片理贯入而成，混合岩常具此种构造。

（二）块状构造

岩石中矿物颗粒无定向排列所表现的均一构造。如有一部分大理岩、石英岩等具此构造。

（三）变余构造

又称残留构造，为变质作用后保留下来的原岩构造。特别是在浅变质岩中可以见到变余层理构造、变余气孔构造、变余杏仁构造、变余波痕构造等，这些构造是恢复原岩和产状的重要标志。

第三节 变质作用的类型及有关的变质岩

因变质作用的因素和方式不同，可以有不同的变质类型和形成不同的岩石。

一、动力变质作用

(一) 动力变质作用的概念

岩层由于受到构造运动所产生的强烈应力的作用，可以使岩石及其组成矿物发生变形、破碎，并常伴随一定程度的重结晶作用，这种变质作用称动力变质作用。其变质因素以机械能及其转变的热能为主，常沿断裂带呈条带分布，形成断层角砾岩、碎裂岩、糜棱岩等，而这些岩石又是判断断裂带的重要标志。

(二) 形成的岩石

1. 断层角砾岩 又称压碎角砾岩、构造角砾岩。是岩石因构造作用发生破碎所形成的角砾状岩石，角砾大小不等，具棱角，岩性与断层两侧岩石相同，并被成分相同的微细碎屑及后生作用水溶液中的物质所胶结。

2. 碎裂岩 是岩石受强烈应力作用，形成较小的岩石碎屑或矿物碎屑所成的岩石，有时具新生的矿物如绢云母、绿泥石等。有时在岩石碎屑中残留一些较大的矿物碎块，形如斑晶，称碎斑结构。

3. 糜棱岩 岩石遭受强烈挤压形成粒度较小的矿物碎屑（一般小于0.5mm）所成的岩石。主要矿物为细粒石英、长石及少量新生矿物如绢云母、绿泥石等，有时含少量原岩碎屑，呈碎斑结构。因不同成分、颜色、粒度的矿物定向排列，常显示类似流纹的条带构造。多见于花岗岩、石英砂岩等坚硬岩石的断裂构造带。

二、接触变质作用

由于岩浆活动，在侵入体和围岩的接触带，产生变质现象，称为接触变质作用（图 5-5）。通常形成于地壳浅部的低压、高温条件下，压力约为 10^7 — 3×10^8 Pa。

这种变质作用在围岩中一般只波及一定范围，距离侵入体越近，变质程度越高；距离越远，变质程度越低，并逐渐过渡到不变质的岩石。从平面上看，形成以侵入体为中心的环带状分布，称为接触变质晕或接触变质圈。这个变质圈的宽窄，决定于侵入体的成分、规模和围岩的成分、产状等。例如，侵入体偏酸性（如花岗岩类），富含挥发性成分，规模大，而围岩为碳酸盐，接触面平缓，则变质圈较宽；若侵入体偏基性，规模小，而围岩为砂、页岩等，则变质圈较窄。一般说来，变质圈宽度可达数百至一、二千米。根据在

变质过程中有无交代作用，又可分为二种类型：

（一）热接触变质作用

又称热力接触变质作用或简称接触变质作用。指主要由于侵入体放出的热能使围岩的矿物成分和结构、构造发生变化的一种变质作用。它主要表现为原岩成分的重结晶，如石灰岩变为大理岩，石英砂岩变为石英岩等；有时，原岩的化学成分重新组合形成新的矿物，如硅质灰岩变成硅灰石灰岩、含镁质灰岩变成蛇纹石大理岩、泥质岩石变成红柱石角岩等。但由于没有明显的交代作用，岩石变质前后的化学成分基本没有变化。

（二）接触交代变质作用

又称接触交代作用，指岩浆结晶晚期析出大量挥发成分和热液，通过交代作用使接触带附近的侵入体和围岩的岩性和化学成分均发生变化的一种变质作用。所谓交代作用，是挥发成分和热液进入岩石裂隙，在一定的温度、压力条件下，发生化学反应，原有矿物一边破坏，新的矿物一边形成，其结果是原有矿物逐渐为新矿物所代替。交代过程是在有气液参与的固体状态下进行的，新矿物与原有矿物是等体积交换的。这种变质作用，不仅导致岩石矿物成分和结构的变化，而且还引起化学成分的变化。特别是富含挥发组分的中酸性侵入体与碳酸盐岩接触，常引起强烈的交代作用，形成矽卡岩（或写作夕卡岩）。从岩浆中析出的气水热液往往携带某些金属和非金属元素，通过交代作用可形成接触交代矿床，称为矽卡岩型矿床。

（三）形成的岩石

1. 石英岩 指石英含量大于 85% 的变质岩石，由石英砂岩或硅质岩经热变质作用而形成。矿物成分除石英外，还可含少量长石、白云母及其它矿物。坚硬致密，具等粒变晶结构，块状构造，在断口上看不出石英颗粒界限。纯石英岩色白，含铁质者则呈红、紫红等色，或具铁矿斑点。可作建筑材料和玻璃原料。

2. 角岩 又称角闪岩。是由泥质岩石（粘土岩、页岩等）、粉砂岩、火山岩等经热接触变质作用而成的变质岩，原岩已基本上重结晶，细粒变晶结构，块状构造，致密坚硬，一般为灰、灰黑和近于黑色。矿物成分有长石、石英、云母、角闪石等，但肉眼常难分辨；有时具红柱石等变斑晶（呈柱状，横断面近方形，具黑心），称红柱石角岩；若红柱石呈放射状，则通称菊花石（图 5-6）。

3. 大理岩 是由碳酸盐岩（石灰岩、白云岩等）经热接触变质作用重结晶而成的岩石。等粒变晶结构（由细粒到粗粒），白、浅灰、浅红等色。如原来岩石中含有杂质，重结晶后的大理岩中可含有形成的新矿物，如蛇纹石、硅灰石、金云母等。大理岩遇盐酸起泡，但白云质大理岩则起泡微弱。

大理岩是优质装饰石材和建材，还可供艺术雕刻之用。纯白而致密的大理岩通称汉白玉。

4. 矽卡岩（夕卡岩） 主要在中、酸性侵入体与碳酸盐岩的接触带，

在热接触变质作用的基础上和高温气化热液影响下，经交代作用所形成的一种变质岩石。矿物成分比较复杂，主要有石榴子石、透辉石、硅灰石、绿帘石等，有时出现黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等矿物。具不等粒状变晶结构，晶粒一般比较粗大，块状构造，颜色较深，常呈暗褐、暗绿等色，比重较大。矽卡岩有重要实际意义，常和许多金属矿与非金属矿密切相关。

三、区域变质作用

泛指在广大面积内所发生的变质作用，变质范围可达数万平方千米，前寒武纪的古老地块几乎都是由变质岩构成的；有时呈狭长带状分布，长可达数百、数千千米，宽可达数十、数百千米，如许多褶皱山脉（天山、祁连山、昆仑山、秦岭等）均有和其走向一致的变质岩带分布。由此可见，区域变质作用往往和地壳活动、构造运动和岩浆活动等密切相关。在同一个区域变质地区，其所出露岩石常有不同的矿物组合和一定的分布规律，从而反映形成变质的不同的温度和压力等条件。因此，区域变质作用的物理条件具有很宽的范围，一般在压力 0—10⁹Pa、温度 150—900 范围内，可以是高温高压、中温中压，也可以是高温低压、低温高压以及其他各种情况，而且可以具有不同的地温梯度。目前，把区域变质作用分为许多类型，其主要类型有：

（一）区域中、高温变质作用

这种变质作用的温度一般为 550—900 ，压力一般为 5—10 亿 Pa，常常发生在地壳演化的早期，变质相以麻粒岩相（温度稍高）、角闪岩相（温度稍低）为主。由于变质作用发生于较高的温度和压力条件下，重熔混合岩化比较发育。形成岩石主要为各种片麻岩、麻粒岩、角闪岩、混合岩等，并主要见于太古宙岩层中。

（二）区域动力热流变质作用

又称区域动热变质作用，或造山变质作用。主要见于各大褶皱带（所谓造山带），多呈长条带状分布，因岩石所处部位不同，变质温度可以由低到高，高可到 700 甚至 850 ；压力也可以由低到高，2—10 亿 Pa。因此，沿着褶皱带常形成宽度不等的递增变质带。由于这种变质作用同时受到不同应力的作用，岩石变质后具有明显的叶理或片理构造。伴随着强烈的褶皱运动或构造运动，常有大规模中酸性岩浆侵入活动，并导致区域性混合岩化作用。如中国祁连山褶皱带和秦岭褶皱带等，都属于这种区域变质作用范畴。所出现的变质岩石可以从深度到浅度变质，如从混合岩、片麻岩、片岩到千枚岩、板岩等。

（三）埋藏变质作用

又称埋深变质作用、静力变质作用、负荷变质作用或地热变质作用。主要指沉积岩层（如地槽区）或火山沉积物随着地壳下沉和埋藏深度递增，在地热影响下引起的区域性变质作用。这种变质作用形成温度较低，最高可达

400—500 ，但压力可以从低到高，所以常形成低温而压力不高的变质矿物如沸石类矿物，也可以形成低温高压的变质矿物如蓝闪石等。此外，还可形成高温高压的榴辉岩。埋深变质作用与岩浆侵入作用和构造运动应力作用无关，故与变质作用同期的花岗岩很不发育，也不见有混合岩，所形成的变质岩一般缺乏片理构造。关于埋深变质作用的成因，除与地壳下沉有关外，目前更认为与大断裂构造特别是岩石圈板块沿俯冲带下沉有关（将在以后介绍）。

（四）洋底变质作用

指大洋中脊附近的变质作用。大洋中脊是洋壳裂开、地下岩浆（主为玄武岩质）涌出、新洋壳生长的所在，它的下部具有速率较高的热流，而且其速率随深度而增加，使原有的玄武岩（包括辉长岩）发生变质。由于洋底不断扩张，使新生洋壳产生侧向移动，把这些受到变质的基性岩推移到大洋中脊两侧的大洋盆中。其变质相主要为沸石相、绿片岩相等，但变质岩的矿物组合常随深度而不同，出现相的规律变化。

（五）形成的岩石

区域变质带常见的岩石有石英岩、大理岩、板岩、千枚岩、片岩、片麻岩等。

1. 石英岩 除接触变质作用可形成石英岩外，在区域变质作用下亦可形成石英岩，但成分稍复杂，或具条带状构造。

2. 大理岩 在接触变质带碳酸盐岩可形成大理岩，在区域变质带亦常见大理岩，但后者往往具条带状构造，其中如含蛇纹石、石墨和其它副矿物成分，常形成条带状或褶皱弯曲状纹带，可加工成各种艺术装饰品。云南大理所产最为有名，大理岩即由此得名。

3. 板岩 是由粘土岩、粉砂岩或中酸性凝灰岩经轻微变质而成的浅变质岩。具明显板状构造，矿物成分基本没有重结晶或只有部分重结晶，外表呈致密隐晶质，肉眼难以鉴别。在板理面上略显丝绸光泽，岩石致密，比原岩硬度增高，敲之可有清脆响声。根据颜色和杂质可以分别称为黑色炭质板岩、灰绿色钙质板岩等。在热接触带亦可形成板岩，其中某些杂质常集中成为不同形状和大小的斑点，称为斑点板岩。板岩可以劈开成板，可作为屋瓦、铺路等建筑材料。

4. 千枚岩 具典型千枚状构造的浅变质岩石，由粘土岩、粉砂岩或中酸性凝灰岩经低级区域变质而成。变质程度比板岩稍高，原岩成分基本上已全部重结晶，主要由细小绢云母、绿泥石、石英、钠长石等新生矿物组成。具细粒鳞片变晶结构，片理面上有明显的丝绸光泽，并常具皱纹构造。可有绿、灰、黄、黑、红等颜色。

5. 片岩 具明显鳞片状变晶结构和片状构造的岩石。主要由片状或柱状矿物如云母、绿泥石、滑石、石墨、角闪石等组成，并呈定向排列；此外，间有石英、长石等粒状矿物，有时含少量石榴子石、蓝晶石等特征变质矿物

的变斑晶，形成变斑晶结构。片岩一般属于中级（部分低级）变质岩石，变质程度比千枚岩高。根据组成片岩的主要矿物进行分类，如云母片岩、绿泥片岩、滑石片岩、蛇纹石片岩、角闪片岩、石英片岩、绿片岩、蓝闪石片岩等。不同种类的片岩，其原岩成分和变质条件亦不相同。如绿片岩（由绿泥石、绿帘石等绿色矿物组成）通常是基性火山岩经低级到中级变质作用的产物。蓝闪石片岩又叫蓝片岩，是高压低温区域变质作用的典型岩石。

6. 片麻岩 具明显片麻状构造的岩石。主要矿物成分为长石、石英（二者含量大于 50%，而长石一般多于石英）等，片状和柱状矿物有云母、角闪石、辉石等，有时含矽线石、石榴子石等变晶矿物。属于变质程度较深的区域变质岩，但在高温热接触变质作用下，也可形成片麻岩。原岩为粘土岩、粉砂岩、砂岩和中酸性火成岩等。根据岩石中长石种类和主要片状、柱状矿物，还可进一步命名。如角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、黑云钾长片麻岩等。若长石种类不定，则长石不参加命名。

7. 角闪岩 主要由普通角闪石（含量大于 85%）和斜长石组成，粗粒到细粒，多呈块状构造或不清楚片理，岩石颜色较深。如斜长石增多（大于 15%），称斜长角闪岩；如浅色矿物以石英为主，则称角闪片岩。此类岩石主要是基性岩、中性岩、富铁白云质泥灰岩的中高温区域变质产物。

8. 变粒岩 以长石和石英为主的区域变质岩，长石主为钠长石、中酸性斜长石，其含量大于石英；暗色矿物一般少于 30%，主为黑云母、普通角闪石、透闪石、电气石、磁铁矿等。具细粒等粒粒状变晶结构（粒度一般小于 0.5mm），常具微细片理或条带状构造。粒度增大时可过渡为片麻岩，片状、柱状矿物（主要为暗色矿物）小于 10%时，称为浅粒岩。粒变岩是由半粘土质岩石、粉砂岩、中酸性火山岩及凝灰岩等经中级变质作用的产物。

9. 麻粒岩 是在高温高压条件下形成的区域变质岩，温度大致为 700—900℃，压力为 0.7×10^{10} — 1.2×10^{10} Pa，相当于地下 25—40km 的深度。浅色矿物成分主为斜长石，有时含有石英，暗色矿物主为不含或基本不含水的矿物，如紫苏辉石、透辉石等，有时含有黑云母、普通角闪石、石榴子石等。具中粗粒花岗变晶结构，片理构造不清楚，块状构造。暗色矿物含量若少于 30%，称浅色麻粒岩或酸性麻粒岩；其含量若大于 30%（甚至可达 80—85%），称暗色麻粒岩或基性麻粒岩。麻粒岩是变质程度最深的岩石，关于其成因，普遍认为是原先位于地壳上部的岩石因构造运动而逐渐埋藏到地下深处，受到高温变质作用而成。70 年代以后，有的地质学家认为是由上地幔派生的岩浆，上升侵入地壳底部，在高温高压下变质而成。还有一种看法，原岩是洋壳板块俯冲至地壳深处熔融的产物。麻粒岩广泛分布于太古宙古老地层中，并常富含金、银、铬、镍、铂、铜、铅、硼、石墨、压电石英、宝石、云母、金红石、磷灰石等矿产。

10. 榴辉岩 是一种典型的高压变质岩石。主要矿物成分为绿辉石和石榴子石，可含石英、蓝晶石、橄榄石等，但不含长石。岩石颜色较深，比重

较大，粗粒不等粒变晶结构，块状构造。产状和成因比较复杂，或在金伯利岩中呈包体产出；或在橄榄岩中呈条带产出；或在高压变质带蓝片岩中出现。关于榴辉岩的成因，被认为是地幔物质在一定深度的结晶产物或地幔岩石熔融的残留体；或是玄武岩质岩浆在高压条件下结晶而成；还有人认为是地壳深部岩石变质作用的产物。榴辉岩形成的压力极高，约为 1.1×10^9 — 1.5×10^9 Pa，最高可达 3×10^9 Pa；形成温度范围较宽，约为 450—750 。

四、区域混合岩化作用

（一）区域混合岩化作用的概念

又简称混合岩化作用。是区域变质作用进一步发展，使变质岩向混合岩浆转化并形成混合岩的一种作用。

混合岩化作用的成因或方式，概括起来有二：一是重熔作用，即在区域变质作用的基础上，因地壳内部热流的作用使岩石温度继续升高，当温度升高到 700 左右，在不需外来物质的参与下，就可使一部分固态岩石，发生选择性的重熔，首先是使岩石中具有低共熔点的长石和石英开始熔化，变成液相，这种作用称为重熔作用。由这种作用产生的岩浆，称为重熔岩浆。重熔岩浆与已变质的岩石发生混合岩化作用，形成不同类型的混合岩。

二是再生作用，即在混合岩化过程中，需要有外来物质的参与，一般认为有由地下深部上升的热液（或叫“岩汁”），其中富含钾、钠、硅和水等化学活动性和渗透能力极强的物质，通过渗透交代作用，与已变质的岩石发生反应，使其中某些物质熔化。由此作用形成的岩浆，称为再生岩浆。再生岩浆与已变质的岩石发生混合岩化作用，形成各种混合岩。

实际上上述两种方式均可存在。在区域变质作用过程中，在地下深处常伴随着重熔作用和再生作用，使岩石经受流体相物质的渗透、注入、重结晶、混合交代等复杂的变质作用，并使岩石的矿物成分、结构、构造等发生深刻的改变，生成一系列特殊类型的岩石，这些岩石总称为混合岩。混合岩是从变质岩逐渐向花岗岩过渡的岩石，并经常达到很大的规模。

混合岩通常由两部分组成。一部分称为基体，一般暗色矿物较多，代表原来变质岩的成分；一部分称脉体，主要由浅色的长石、石英组成（结构变化较大，由细晶状、花岗状到伟晶状，有时可具片麻状构造），脉体代表在混合岩化作用过程中新生成的物质。混合岩化作用较弱时，基体和脉体常形成条带状，脉体有时在基体中呈树枝状、眼球状等；若混合作用较强，则二者界线变得不太清楚，并逐渐消失。

当混合岩化作用最强烈时，可形成花岗岩或花岗质岩石，不管它们的形成方式如何，这种形成花岗岩或花岗质岩石的作用统称为花岗岩化作用，形成的岩石称为混合花岗岩。一种看法认为原来的变质岩由于受到地壳深部热液（岩汁）的渗透交代作用，在固态下（不必经过重熔和再生作用）即可在

原地形成混合花岗岩。众所周知，花岗岩是分布最广的火成岩，（但有一部分甚至一大部分花岗岩并非由地下岩浆侵入冷凝而成，而是花岗岩化作用或混合岩化作用的结果。

（二）形成的岩石

1. 混合岩 混合岩的形态结构多种多样，说明其形成条件是复杂多样的。如果脉体平行于基体的片理分布，二者呈深浅相间的条带状，这种混合岩称条带状混合岩，又名顺层混合岩。一般认为是由脉体物质顺原岩的片理、片麻理注入而成。有时脉体呈树枝状，则称树枝状混合岩。有时脉体呈网状，则称网状混合岩。有时脉体呈眼球状或串珠状，称眼球状混合岩（图 5-7）。所谓“眼球”，是呈纺锤形的钾长石晶体或长石和石英的集合体，顺基体片理或片麻理方向排列，主要由注入-交代作用形成。有时脉体在基体中呈肠状褶皱，称肠状混合岩（图 5-8）。说明脉体在注入、交代过程中伴随着变质岩的塑性变形过程。有时因基体片理不发育，被脉体分割成大小不同的角砾状，称角砾状混合岩。若基体中暗色矿物集中成大小不一的团块或斑点状，远看呈云雾状，与脉体界线不清，称为阴影状混合岩。

2. 混合花岗岩 是混合岩化作用最强烈的产物，基体脉体已无法分辨，其矿物成分相当于花岗岩或花岗闪长岩。混合花岗岩常与各种混合岩共生，一般无明确的界线；岩石中往往残留原岩的片理、片麻理等；岩性成分、结构和构造常有局部变化；并且不具有像岩浆成因的花岗岩那样的岩相分带、围岩蚀变等现象。

第四节 有关变质岩的几个问题

一、变质强度

岩石在变质过程中，因其所处的温度、压力条件不同，岩石变质的程度也不同，叫作变质强度，或者叫变质等级。

过去认为，变质作用的强度与温度、压力有关，而温度、压力又与深度有关。岩石所处的深度越大，其所受改造的程度也越深。据此，把区域变质带分为浅变带、中变带和深变带。由于在变质过程中，温度往往起主导作用，也有人按温度的高低把变质作用分为三个等级，即低级、中级和高级。那么，反映岩石变质强度的标志是什么呢？起初人们认为变质岩的粒度是判断变质强度的最主要和直观的标志。因此，板岩和千枚岩是浅变带或低级变质的岩石，片岩是中变带或中级变质的岩石，片麻岩则是深变带或高级变质的岩石。这一概念在有些情况下例如在接触带由非晶质或隐晶质岩石变为显晶质岩石的时候大体符合实际情况。

但是，影响岩石变质的条件非常复杂，不仅有低温低压、中温中压和高温高压，而且也有低温高压、高温低压等情况，因此仅用深度来概括各种物理条件就显得不够了。而且影响变质岩粒度的因素也不仅仅是温度和压力，另外还有应力（定向压力）和流体状况等因素。根据野外观察及模拟实验，可以发现与传统概念相反的情况，比如有些片岩的形成温度和压力，比片麻岩还高。

正是这种缘故，促使人们设法研究新的鉴别变质强度的标准。当初设想，一定成分的原岩在一定的温度压力和没有物质的带入带出情况下，当化学反应达到平衡时，则应该形成一定的矿物成分，特别是一定的标志矿物成分。因此，本世纪初，有人用标志矿物作为划分变质强度由低到高的根据，并划分出绿泥石带、黑云母带、铁铝石榴子石带...矽线石带等变质带。

但是，这种简单的变质带的划分模式，并不完全符合自然界的复杂情况。因为在不同地区，其原岩成分不同，温度压力条件也不一样，从而所形成的变质带也不尽与简单的模式相同。因此，近年人们不太强调变质带的概念，而是注意在一定温度压力条件下不同的岩石都按其化学成分形成相应的矿物组合。这种矿物组合及其代表的物理条件，称为变质相。每一种变质相是根据在一定温度、压力范围内所出现的代表性矿物组合或相当于该矿物组合的特征性岩石来命名，如蓝片岩相（代表高压低温条件）、麻粒岩相（代表中高压和高温条件）、榴辉岩相（代表高压和高温条件）等。

二、变质作用和地壳演化的关系

过去研究变质作用，偏重于就事论事，孤立地把它看作是岩石与周围物

化条件变化的因果关系，而没有把变质作用和地壳的演化过程联系起来。近年人们注意到这样的事实：

（一）大面积的区域变质作用时空分布规律

1. 在前寒武纪古老地块（如地盾、地台）上以大面积的面状分布为主，变质岩分布范围可上万平方千米；而从古生代以来则只呈线状展布，分布于各褶皱山脉中。这表明变质作用在古生代以前和以后有着明显的区别。

2. 前寒武系特别是太古宙的岩石普遍变质，而且有的变质程度很深，反映出地壳演化的古老阶段的地热流较高，温度的影响较为突出。但在前寒武系变质岩中可以见到低温-中、高压的浅变质相（以绿片岩相为代表），也可以见到高温-中、高压（以麻粒岩相为代表）的深变质相，这种横向分布的不均一性说明地壳在太古宙已经有了活动带与不活动带的区别。

如前所述，由于前寒武纪的岩石大部分变质，要想恢复这一阶段地壳的演化历史是很困难的，如果弄清楚前寒武系变质相的分布规律，无疑将有助于重塑这一漫长阶段的地壳发展历史。

3. 古生代以来的区域变质带，主要分布于各褶皱带，而在褶皱带以外的地区则很少变质，这说明从古生代以后只有在地壳活动带或造山带才有较高的地热流，从而导致褶皱带的岩石发生区域变质。

4. 在较新的（中、新生代）褶皱带中，经常有代表低温-高压的蓝片岩相，而在较老的（古生代）褶皱带中则很少见此，这标志着地壳的地热流有逐渐降低的趋势。

（二）变质作用和岩浆作用的关系

大陆型地壳的硅铝层以花岗岩为代表，而花岗岩的分布面积常纵横数万平方千米，若仅仅从岩浆的深成侵入角度来解释，则必须存在如此庞大的侵入空间，这实际是不可思议的事。自从发现变质作用到混合岩化作用及花岗岩化作用这一事实，认为在原地经过各种方式的重熔或再生就可交代形成混合花岗岩，在一定程度上阐明了变质作用和岩浆作用的内在联系以及地壳演化过程中的某一侧面。总之，变质作用不仅是某一特定地区的孤立现象，而且也是地壳发展阶段中的有机组成部分。

（三）变质作用和整个地壳演化的关系

近年发现各种变质相的变质带，常作有规律的分布，例如在太平洋西岸岛弧带，普遍发育两条变质带。在岛弧外侧有一条高压低温（高压相系）变质带，以蓝片岩相为代表；在岛弧内侧有一条低压高温（低压相系）变质带，因此把这种现象通称双变质带。这种分布规律，绝不是一种偶然现象，而是与地壳演化过程有密切关系。当前认为双变质带是地球岩石圈板块活动的必然结果，而板块构造学说被认为是解释全球构造的重要学说，由此可见变质作用是地壳演化过程中的现象。关于这一理论，本书后面将专门予以介绍。

三、岩石的转化

三大类岩石都是在特定的地质条件下形成的，但是它们在成因上又是紧密联系的。追溯到遥远的年代，那时候岩浆活动十分强烈，地壳中首先出现的岩石是由岩浆凝固而成的。但是，自从地壳上出现了大气圈和水圈以来，各种外力因素开始对地表岩石一方面进行破坏，一方面又进行建造，出现了沉积岩。然而，任何岩石都不能回避自然界的改造，因此在一定条件下又出现了变质岩。图 5-9 基本上表明了三大类岩石的相互转化关系。

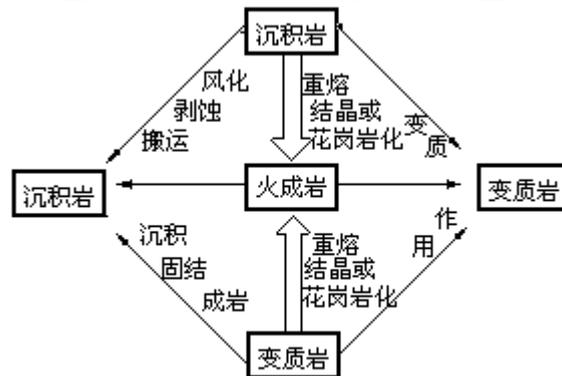


图5-9 岩石循环图解

“新陈代谢是宇宙间普遍的永远不可抵抗的规律。依事物本身的性质和条件，经过不同的飞跃形式，一事物转化为他事物，就是新陈代谢的过程。”随着时代的演进，在频繁的地壳运动和岩浆活动中，老的岩石不断在转化，新的岩石不断在产生，这也就是地壳岩石新陈代谢的过程。所以，任何岩石既不是自古就有的，也不是永远不变的。在一定时间和一定空间所形成的一定的岩石，都只代表地壳历史的一定阶段。任何岩石都忠实地记录了它本身有关的那一阶段的地壳历史。

为了帮助掌握三大类岩石的分布、产状和基本特征，特列表如下（表 5-1）。

表 5-1 三大类岩石的分布、产状、结构、构造和矿物成分

第六章 矿床

第一节 矿床的概念

一、矿石与矿床

(一) 矿石

无论是哪种岩石，其中都或多或少地含有有用矿物。若含量很少，则只作为副矿物成分看待，一般无法利用。如花岗岩中含有磁铁矿，但含量极少，不能当作铁矿石开采。若含量很多，达到为现代工业技术水平所能利用的程度，则这种含有有用矿物的岩石就称为矿石。如四川攀枝花，在辉长岩中含有很多的钒钛磁铁矿，就作为铁矿石开采。如此看来，矿石和岩石具有相对的概念，矿石只不过是含有一定量有用矿物的岩石。有些含有有用矿物较少的岩石今天还没有用处，但随着科学技术的发展，也许以后就能利用，因而成为矿石。还有些岩石由于它本身特有的化学成分或物理特性，具有工业或工艺价值，这样的岩石也可以被看作是广义的矿石。如石灰岩、白云岩、粘土、硅藻土，它们是岩石，也是“矿石”。

(二) 矿床

发现矿石存在的地方或地段，通称为矿点。一个矿点能否有经济价值，要看它的储量有多少。如果数量有限，就不值得开采。如果储量很大，就可以建厂房、搞设备、修道路进行开采，这样的矿点称为矿床或工业矿床。所谓矿床是在一定地质作用下形成的在质量和数量上都能满足当前开采利用要求的有用矿物的富集地段。

在矿床的定义中包括这几方面的涵义：

1. 矿床是在一定地质作用下形成的，无论是岩浆作用、沉积作用和变质作用，只要在其过程中导致有用矿物的富集，便可形成矿床。形成有用矿物富集的作用，称为成矿作用。成矿作用实际上是一种特殊的成岩过程，矿床是成岩过程中某些方面突出发展的结果。

2. 矿床必须有一定的数量和质量。数量即储量，有些矿如铁矿必须上亿吨级才能够成大型和特大型矿床；有些金属矿如铜矿、铅锌矿能达到百万吨级就可以构成大型或特大型矿床。衡量质量的一个重要指标是品位，品位就是矿石中金属或有用组分的单位含量，一般用百分比表示。如品位 2% 的铜矿石，表示每百吨中含铜 2t。贵金属常用 g/t 表示，如品位 5 g/t 的金矿石，表示每吨中含金 5 g。矿石的应用价值和品位的关系极大，按品位，可把矿石分为富矿和贫矿。如品位在 50% 以上的铁矿为富矿，可以直接入炉冶炼；品位在 25—30% 的铁矿为贫矿，必须经选矿富集后才能冶炼。在一定条件下，常常规定值得开采矿石的最低工业品位，如锰的最低工业品位为 30%；铜的最低工业品位为 0.4—0.5%；金则为 1—5 g/t，等等。

3. 矿床应该满足当前的工业要求，包括开采、冶炼和利用等方面的要求。

所以说矿点不一定成为矿床，只有值得开采的矿点才能构成矿床。评价一个矿床要根据许多条件，其中主要有储量、品位、伴生的有益组分、有害杂质、地质条件（矿体形状、埋藏深浅、地质构造情况等）、地理位置、交通及经济地理情况、选矿及冶炼技术、国民经济需要情况等。这些条件有的是不变的，有的是随着科技水平和国民经济发展的需要而改变的。

二、矿产的分类

一切埋藏在地下或分布于地表的可供人类开采利用的天然矿物资源，都可泛称矿产。矿产这一术语一般不必含有成因的概念。按照工业用途，矿产可以分为三类，即金属矿产、非金属矿产和能源矿产。

（一）金属矿产

是一般需经冶炼从中提取金属元素的矿产，其中包括钢铁基本原料金属矿产（如铁、锰、铬、镍、钛、钒等）、有色金属矿产（如铜、铅、锌、铝、镁、钴、钨、锡、钼、铋、汞、锑、砷等）、贵金属矿产（铂族金属、金、银等）、稀有金属矿产（如钽、铌、铍、锂、锆、铯、铷、锶、稀土元素——钪族和钇族等）、分散元素矿产（如锗、镓、铟、铊、硒、碲等）、放射性元素矿产（如铀、钍等）。

（二）非金属矿产

是一般经简单加工即可提出非金属原料或直接即可利用的矿产，根据用途又可分为冶金辅助原料矿产（如石灰石、白云石、萤石、耐火粘土等）、化工原料矿产（如钾石盐、石盐、重晶石、磷、硫、芒硝等）、建筑材料矿产（包括水泥、玻璃、陶瓷、铸石等的原料）、美术工艺原料矿产（各种宝石、彩石等）。

（三）能源矿产

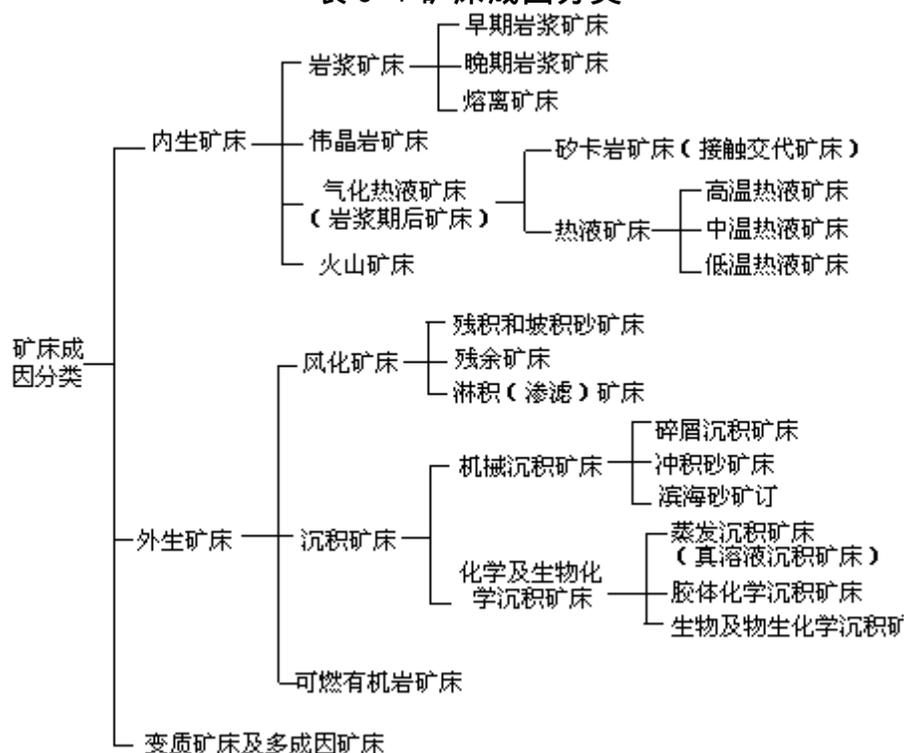
主要指能够转换成为机械能、热能、电磁能和化学能的各种能量的资源，也就是能产生能量的物质。在现阶段的科技水平下人们已经广泛使用而技术比较成熟的能源，称为常规能源或传统能源，如煤炭、石油、天然气、水能等。有些能源虽然早为人类所利用但目前尚未得到广泛充分的利用，有些能源在利用技术方面还有待于不断完善和提高，称为新能源，如地热能、核燃料、海洋能等。从能源地质学的角度来看，许多能源如煤炭、石油、天然气、油页岩、铀、钍等，都是地壳演化过程中的自然产物，称为地壳能源。

三、矿床的成因分类

岩石和矿床都是地质作用的产物，它们在成因上有密切的联系。岩石可

以分为火成岩、沉积岩和变质岩，而矿床实际上是地壳岩石中由于化学元素的迁移和聚集（即成矿作用），形成某些元素克拉克值高于平均值的某些特定地段，所以与此相应，矿床可以分为内生矿床、外生矿床和变质矿床（表 6-1）。事实上许多矿床是多成因的或不同成因叠加而形成的。

表 6-1 矿床成因分类



第二节 内生矿床

内生矿床主要是在岩浆活动过程中，在一定条件下，有用组分富集起来所形成的矿床。内生矿床提供了绝大多数的有色金属、稀有金属和部分非金属矿产，在国民经济中起着重要的作用。根据岩浆的发展顺序和冷凝成矿阶段，内生矿床可以分为岩浆矿床、伟晶岩矿床、气化热液矿床和火山矿床。

一、岩浆矿床

岩浆矿床是岩浆冷凝过程中，由于岩浆分异作用使分散在岩浆中的有用组分聚集而成的矿床。可以说它是岩浆侵入地壳产生的第一批矿床。这类矿床一般形成于具有较高温、压环境的地下深处，相当于深成岩的形成部位。形成矿床的矿物质来源于上地幔或地壳深处，由于是在较高的温压条件下形成的，故矿石矿物一般为熔点高、密度大、成分简单的矿物，如铬铁矿、铂族元素等。矿体几乎都产于超基性或基性侵入体母岩内，实际上矿床就是火成岩体内有用组分相对富集的地段，母岩即是围岩，二者多呈逐渐过渡的关系。绝大多数的铬、镍、铂族元素及相当数量的钒、钛、钴、稀土等矿产，都产于岩浆矿床中。

岩浆矿床又分为早期岩浆矿床、晚期岩浆矿床和熔离矿床。

（一）早期岩浆矿床

是指有用矿物在岩浆冷结晶过程中，比主要造岩矿物的硅酸盐矿物（橄榄石、辉石等）早结晶或同时结晶所形成的矿床。

这种矿床的形成，主要与结晶分异作用有关。岩浆温度下降到一定程度，便开始结晶。由于不同组分有不同熔点，再加上其它因素影响，有的先结晶，有的后结晶，各种组分按照一定顺序结晶，叫作结晶分异作用。再加上重力作用，从岩浆中析出的晶体，重者下沉，轻者上浮，那些结晶较早的铬铁矿、铂族金属等以及橄榄石、辉石等铁镁硅酸盐矿物，因密度大，在重力作用下坠落聚集于岩体底部或边缘部分，形成矿床（图 6-1）。这种矿床主要存在于橄榄岩或蛇纹岩等超基性岩中。我国西北某产于超基性岩体中的铬铁矿，属于这种类型的矿床。

（二）晚期岩浆矿床

是指有用矿物在岩浆冷凝过程中，在主要硅酸盐矿物结晶后形成的矿床。

这种矿床的形成主要与气体分异作用（即通过气体使某些有用成分从岩浆中分异出来）有关。岩浆中含有大量的挥发性成分，愈到结晶晚期岩浆中所富集的挥发性成分也愈多。这些挥发性成分有几点主要作用，一是化学性很活泼，常跟分散在岩浆中的微量金属元素相结合，形成“携带”金属元素的挥发性成分；二是有很强的运移能力，随着岩浆结晶分异过程的进行，这

些挥发性成分常从岩浆底部向上层移动集中，从而使克拉克值很低的金属元素也跟着得到富集，创造形成矿床的条件；三是可以降低岩浆熔点，形成含矿熔浆，到岩浆晚期才结晶成矿。如图 6-1 的 2 图所示，富含挥发成分和金属的熔浆，最初可能分散存在于各硅酸盐矿物晶体颗粒的空隙中，后来由于重力下沉集中到岩体的中下部（3 图），形成条带状或似层状矿体；也可能受到挤压以及在挥发性成分内压力作用下，挤入到母岩的或围岩的裂隙中（5 图），形成贯入矿体。

此类矿床亦主要产于超基性或基性岩体中，矿体与围岩多呈渐变关系（贯入者例外），世界上许多大型铬铁矿、钒钛磁铁矿、铂族金属、稀土矿等多属于晚期岩浆矿床。

有名的四川攀枝花钒钛磁铁矿床即属于此种，矿体产于延伸 35km、宽 2km 的辉长岩体中，矿石为含钒的磁铁矿和钛铁矿，呈致密块状或浸染状，并伴生铜、钴、镍、铬等以及稀土元素，可以综合利用。

（三）熔离矿床

岩浆的成分原很复杂，在高温高压条件下可以混熔在一起，但由于温度逐渐降低或压力减小，岩浆中的某些成分可以分离出来，就像水和油在高温时可以溶在一起，而温度下降，水和油就分离开来是同样道理。这种由于物理或化学条件的变化使岩浆在液态情况下发生分异的作用，称熔离作用或液态分异作用。凡是由于熔离作用使有用组分呈液态从岩浆中分离出来而凝结形成的矿床，称为熔离矿床。

实验证明，基性岩浆在 1300 以上时可以溶解 6—7% 的金属硫化物，当温度降低，再由于挥发组分的逸出和某些成分的加入，岩浆中的金属硫化物便呈珠滴状分出来，又因其密度较大，便向底部富集。待硅酸盐矿物结晶后，这些低熔点的金属硫化物才结晶成矿。总之，这类矿床是在早期岩浆阶段便熔离分异，而到晚期岩浆阶段才结晶形成矿床。

这类矿床主要分布于基性或超基性岩中，产于侵入体的底部或边缘，矿石矿物以金属硫化物如黄铜矿、镍黄铁矿等为主，常构成铜、镍硫化矿床。著名的加拿大肖德贝里铜镍硫化矿床，是世界上最大的同类矿床，一向认为是熔离矿床的典型代表。1964 年，海底扩张说的倡导人 R.S. 迪茨提出“陨石成矿说”，认为该矿床是由于陨石冲击产生高能量使陨石熔化，经过熔离和结晶分异而成。图 6-2 为吉林某铜镍硫化矿床的剖面

二、伟晶岩矿床

在岩浆岩部分已经讲过，伟晶岩是一种由粗大晶体组成的呈脉状岩体产出的岩石。在伟晶岩形成过程中，在挥发成分的影响下，通过岩浆分异或气液交代作用，使有用组分富集而形成的矿床，称伟晶岩矿床。各种成分的岩浆均能产生相应的伟晶岩，但分布最广、工业意义最大的是花岗伟晶岩矿

床。

这种矿床的形成跟挥发性成分的大量富集密切相关。据推测成矿环境为在地下较深、压力较大（840—2510atm）的环境。在这种条件下，从岩浆中分异出来的挥发成分，无法逃逸到岩浆体之外，而是在岩浆内部大量聚集。这些挥发性成分不仅携带来（通过化合）各种分散于岩浆中的金属和稀有金属元素，使之富集起来；同时它的存在还大大降低岩浆的粘度和矿物的结晶温度（含水1%能降低熔点30—50℃），使结晶作用和交代作用可以充分进行，从而形成晶体粗大的和富含稀有元素的伟晶岩矿床。由于伟晶岩中挥发成分多，内压力很大，所以常侵入母岩或围岩的裂隙中，形成岩脉群，有时可达数百到数千条。但具有工业价值的伟晶岩脉一般只占少数。

花岗伟晶岩与其母岩花岗岩的主要矿物成分相同，如钾长石、石英和云母；但次要矿物和副矿物成分差别较大。花岗伟晶岩的特点是：常含有富含挥发成分的矿物（如萤石、电气石、黄玉、磷灰石等），和稀有元素矿物（如锂云母、绿柱石等）。据统计，花岗伟晶岩中含有40种元素和300多种矿物，这是其它岩石和矿床所不可相比的。

伟晶岩矿床中常富集锂、铍、铈、钽、铷、铯、锆、铀、钍、钽、稀土等各种稀有和放射性元素，也常富集钨、锡、钼等金属元素以及含挥发成分氟、氯、硼等的矿物，所以说伟晶岩是稀有元素的重要宝库。同时，伟晶岩中常有电气石、绿柱石、黄玉、水晶等，可以用作宝石原料。由于晶体巨大，还经常形成长石矿床、云母矿床等。

我国伟晶岩矿床产地很多，如内蒙古大青山白云母伟晶岩矿床、新疆阿尔泰稀有金属（钽、

铈、铯、锂、铍等）伟晶岩矿床等。

三、气化-热液矿床

成矿物质在热气和热液中被搬运并填充到岩石裂隙里所形成的矿床，统称为气化-热液矿床。

从岩浆演化的角度来看，随着温度下降，岩浆中的挥发成分相对增多，当大部硅酸盐矿物已凝结成岩，剩下的物质几乎都是挥发成分，由于成分不同和温度变化，它们以热气和热液的形式存在，并成为重要的成矿介质。所以过去把这种矿床叫“岩浆期后矿床”。

但近年根据各种观察和实验资料证明，气水热液（即热液）的成因是多样的，有岩浆成因的、变质成因的，也有地下水成因的（即地下水受热形成热液），而且有许多矿床是岩浆成因的气水溶液和地下水热液综合作用形成的。

无论哪种成因的气水热液，在其活动过程中所发生的成矿作用，基本可

有两种方式：一种是气水溶液与围岩发生化学反应和物质交换，形成接触交代矿床；另一种仅仅是因为物理化学条件的改变，使填充于围岩裂隙中的气水溶液发生沉淀，而形成充填矿床，一般称为热液矿床。但有些矿床在温度较高的条件下，往往具有交代和充填的双重成因。

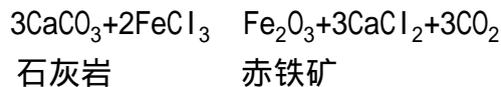
气化-热液矿床的类型虽然多种多样，但一般具有如下总的特征：从成矿条件看，成矿温度不高（700—500℃），成矿深度不大（从地下4—5km到地表环境）；矿体明显受断裂构造控制，断裂是气液的通道和成矿的场所；热气热液跟中、酸性侵入体有密切关系。从矿体与围岩的关系看，矿体常充填于围岩的裂隙和孔洞中，矿体形成时代晚于围岩时代，二者的岩性、结构和构造等有明显不同；成矿气水溶液常与围岩发生交代作用，使围岩成分、结构和构造发生变化，这种变化通称围岩蚀变，如硅化、绢云母化、矽卡岩化等等。从矿石成分和矿产种类看，主要矿物为金属硫化物，少数为金属氧化物及含氧盐。绝大部分有色金属和分散元素、部分铁和非金属矿产，都来自这一类矿床。气化-热液矿床是在内生矿床中属于分布最广、类型较多、矿种复杂、矿产丰富的一类矿床

（一）接触交代矿床

是指在岩浆侵入体与围岩接触地带，由于气水热液的交代作用而形成的矿床，又称矽卡岩矿床。

这类矿床主要产于中酸性岩体与碳酸盐岩的接触带，从图6-3可以看出：接触交代作用的强弱主要受岩层和构造的控制，例如围岩为石灰岩的地方，交代作用最强；页岩其次；砂岩最弱。又如，沿着围岩断裂和层间裂隙所在，接触交代作用最强，变质最深；远离断裂的地方，就几乎不受任何影响。此外，跟岩体与围岩的产状也有关系，如岩体弯曲内凹处和接触带平缓处交代作用较强；接触带较陡处交代作用较弱。

这类矿床的另一特点是矽卡岩化显著，矽卡岩是找矿的重要标志。含矿气液与石灰岩等接触，常形成重要铁矿，这种成因的铁矿床占我国富矿储量的第一位。下式表示形成接触铁矿的化学反应式：



除此，在接触带还常形成铜、铅、锌、钨、锡、钼、铋、铍、钴、硫、硼等矿床。

此类矿床在我国分布甚广。如有名的大冶铁矿产于闪长岩与三叠纪大冶石灰岩的接触带上矿体延伸约4km。矿层厚10—180m，倾向延伸100—400m，矿石以磁铁矿为主，多为富矿（品位60%以上），并伴生黄铁矿、黄铜矿等。长江中下游的铁矿、铜矿等也多属此种成矿类型。此外，如辽宁杨家杖子钼矿，云南个旧的某些锡矿，湘、闽、滇、粤、桂等省的白钨矿，南岭一带的铍矿，辽宁、吉林等地的硼矿等，也都属于矽卡岩型矿床。

(二) 热液矿床

根据形成温度，分为高温、中温、低温等三类热液矿床。

1. 高温热液矿床 形成温度为 500—300℃，矿体多位于花岗岩体顶部及与其靠近的非碳酸盐围岩中，多呈脉状，其发育程度往往与裂隙发育程度有关。在成矿过程中，高温气液作用显著，围岩蚀变强烈，如花岗岩中的长石常被分解成绢云母、石英，形成云英岩，称为云英岩化。除此，还常有电气石化、黑云母化等现象。矿石矿物以高温氧化物和含氧盐为主，如黑钨矿、锡石、辉钼矿、辉铋矿、磁铁矿等为主，常形成钨、锡、钼、铋、铍等矿床。脉石矿物除石英外，还常有含挥发成分的矿物如电气石(含硼)、绿柱石(含氟)、萤石(含氟)、磷灰石(含氟、氯)等，这些矿物可以作为判断高温热液矿床的一种标志。

例如，江西南部西华山钨矿为高中温热液矿床，矿体呈脉状产于黑云母花岗岩岩体内，宽 10cm 以上的矿脉有 400 多条，为世界罕见的巨大钨矿床。

2. 中温热液矿床 形成温度约为 300—200℃，矿体位于距侵入体较远的围岩中，并往往为围岩的断裂等构造条件所控制。由于温度在水的临界点(373℃)以下，挥发成分的作用已渐减弱，成矿以热液作用为主。围岩可出现硅化、绿泥石化、黄铁矿化蚀变现象。矿石矿物为铜、铅、锌、铁等亲硫元素所组成的硫化物，如黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿等；脉石矿物主为石英、方解石、白云石、重晶石等。中温热液矿床常为铜、铅、锌等多金属矿、硫铁矿等主要来源。

我国铅锌矿床中有一部分为中温热液矿床，如湖南桃江铅锌矿床，为大型同类矿床之一，矿体产于花岗岩与前震旦纪变质岩接触带以外约 200m 左右地方。又如，广东北部有大型中温热液硫铁矿(黄铁矿)矿床，最大矿体填充于破碎带中，沿长近 1000m，厚 10 几 m，深达 300m 以上(图 6-4)。此外，如云南金顶铅锌矿、四川石棉县石棉矿等，亦产于此类矿床。

3. 低温热液矿床 形成温度约为 200—50℃，矿体多发现于距侵入体很远的沉积岩中，形成部位较浅。近年研究，热液矿床的热液来源比较复杂，特别是低温热液矿床，由于其形成接近地表条件，地下水热液作用在成矿中占有重要地位。矿体明显受围岩性质和断裂构造等所控制。矿石矿物亦以硫化物为主，辉铋矿、辰砂、雄黄、雌黄等为典型的低温热液矿物，有时也有方铅矿、闪锌矿等；脉石矿物有石英、方解石，重晶石以及胶体矿物蛋白石等。世界上的锑、汞、砷等矿产，几乎全部来源于本类矿床。

湖南冷水江市锡矿山锑矿是典型的低温热液矿床，也是世界上最大的锑矿。矿体呈似层状产于晚古生代石灰岩、砂页岩内。矿石品位可达 20%，经同位素测定其形成温度为 215—135℃。此外，近年研究证明，在我国的铅锌矿床中，地下水热液成因的占有很大比例，就储量论占居铅锌矿床的首位。湘西、黔东汞矿带(如贵州万山汞矿)，也属于低温热液矿床。

四、火山矿床

是指在火山活动过程中，产于地表或接近地表（0—1.5km）的矿床。根据成矿作用可以分为火山岩浆矿床、火山气液矿床和火山沉积矿床。

（一）火山岩浆矿床

是由于岩浆的喷发作用，把早期结晶的有用矿物和熔融状态的有用组分带至地表或接近地表，所形成的一些特有矿床。

世界上的原生金刚石矿，几乎都来源于本类矿床。研究证明，金刚石为在高温高压条件下上地幔物质的产物，形成于那里的含金刚石的超基性岩浆，沿着深断裂上升，充填并富集于火山通道，形成金伯利岩岩筒（呈筒状的岩体）；也有的喷出地表，呈似层状或透镜状夹于火山岩层中。世界上有20多个国家发现了含金刚石的金伯利岩，几乎皆分布于深断裂附近。其中最著名的南非金刚石矿床产于金伯利岩岩筒群中，每3—40个为一群，至少有10个岩筒群。近年我国在山东、辽宁，大体沿着郯庐大断裂（指通过山东郯城和安徽庐江的大断裂），也发现了许多含金刚石的岩筒群（图6-5）。一般金刚石富集于岩筒上部，愈向深处则愈变贫。

此外，在世界上还发现这种类型的铁、镍、铜矿，如著名的瑞典基律纳铁矿即属于火山岩浆矿床。

（二）火山气液矿床

是火山喷发或喷发期后的气体和热液，在一定地质条件下，气液相互作用或气液与围岩作用，促使有用组分富集和沉淀所形成的矿床。如火山喷发的气体通过直接凝结或与围岩相互作用，常在火山口附近或凝灰岩及熔岩的裂隙中，形成小型的硫黄、雄黄雌黄、硼酸盐等矿床。

火山活动逸出的含矿气体，在地表或近地表条件下，因温度下降凝聚形成含矿热水溶液；有时候，在火山活动地区因岩浆提供充足的热源，使地下水变热并从围岩中吸取某些元素，也可形成含矿的热水溶液。这些含矿的热水溶液可以独立或混合地与围岩发生接触交代或填充形成各种矿床，称为火山热液矿床。

在火山热液矿床中最有价值的是各种斑岩型矿床。在火山活动过程中，有些与火山岩浆同源的岩浆没有喷出地表，而是形成浅成或超浅成的侵入体（如火山颈、岩脉、岩墙等），这些侵入体的岩石，有些像火山岩，但又不是真正的火山岩，所以称为次火山岩。其岩石往往以各种中酸性斑岩为主（如石英斑岩、安山玢岩等），在其中形成的火山热液矿床就称为斑岩型矿床。而斑岩铜矿是斑岩型矿床中最重要的一类。在世界上探明的铜矿床中，按储量论约有一半属于斑岩铜矿。我国铜矿远景储量的1/3以上也属于此类铜矿。这类矿床的特点是：一般规模大，埋藏浅，品位低，伴生金属多（如黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿等）。我国江西德兴斑岩型铜矿，是近年探明的特大型铜矿床，其伴生的金、银、钼、铼等也达到大型矿床的

规模。

此外还有斑岩型钼矿床，世界上有 2/3 的钼矿储量是来自此种矿床。我国吉林、陕西等省皆有斑岩钼矿床。

目前有一种理论，认为斑岩型矿床与板块理论有关。即大洋板块与大陆板块相撞，大洋板块俯冲于大陆板块之下，因局部熔融而沿断裂上升至浅处形成。因此这类矿床主要分布于环太平洋成矿带和地中海-喜马拉雅成矿带，和板块碰撞的边界一致。关于板块构造理论将在以后介绍。

（三）火山沉积矿床

是火山喷发过程中产生的有用组分，溶解在水中经过搬运和沉积所形成的矿床。这里所说的有用组分，包括火山气水热液、火山固体喷发物（如火山灰）被海水淋滤分解的产物等。特别是海底火山活动更可提供大量金属元素，在海底具有巨大水柱压力的条件下，矿质不易散失，最终沉积在海底，形成矿床。因此，这类矿床是海底火山活动与海水共同作用的产物，也是内生和外生成矿作用的综合产物。

近年来海底火山沉积矿床的成矿理论及其实际价值日益受到人们的重视。如沿日本岛弧分布有长 500km、宽 80km 的硫化矿床带，主要矿石成分为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等，称为“黑矿”。根据当前研究材料，也认为与板块俯冲所形成的海底火山喷发活动有关。本世纪 70 年代以来，科学工作者乘坐深潜器在东太平洋海隆的深海底，发现有从海底热洞中涌出的热卤水，温度高达 300 以上，它和海水混合后形成铁、铜、锌、铅、锰、金、银等金属矿泥的沉积。在大洋深海淤泥中形成大量富含镍、钴、铜的铁锰结核，其成因也被认为与海底火山活动有密切联系。

第三节 外生矿床

在地表外力作用下使有用元素或有用组分聚集所形成的矿床，称外生矿床。根据成矿过程的不同可以分为风化矿床和沉积矿床两大类。另有一类是由生物堆积而成的可燃有机岩矿床，从广义角度看，它属于沉积矿床的范畴，但因其形成的特殊性和复杂性，一般又作为专门的成矿理论进行研究。

一、风化矿床

地壳表层岩石（包括含矿的母岩及原生矿床）在风化作用过程中，使某些稳定的有用组分在原地或原地附近富集起来所形成的矿床，称为风化矿床。根据风化作用类型、风化物质、聚积地点和方式，大体分为残积砂矿床、坡积砂矿床、残余矿床和淋积矿床。如表 6-2。

表 6-2 风化矿床分类

| 地表岩石 | 主要风化作用类型 | 风化产物 | 聚集地点 | 矿床类型 |
|-----------------|----------|----------------|-------|-------|
| 母岩（包括各种岩石及原生矿床） | 物理风化作用为主 | 有用碎屑物质 | 原地 | 残积砂矿床 |
| | | | 原地附近 | 坡积砂矿床 |
| | 化学风化作用为主 | Fe、Si、Al 等胶体物质 | 原地 | 残余矿床 |
| | | 溶解物质 | 向地下渗透 | 淋积矿床 |

（一）残积-坡积砂矿床

岩石或矿脉等在风化过程中，一些比重小、颗粒微细的碎屑被流水、风等带走，而其中比重大、化学性稳定的矿物颗粒，如金、铂、锡石、金刚石等，在风化碎屑中就会相对增加。这种有用矿物若堆积在原地，则称为残积砂矿床；若沿地表移动堆积于山坡上，则称为坡积砂矿床（图 6-6）。

（二）残余矿床

岩石在化学风化为主的条件下，可溶物质（如 K、Na、Ca、Mg 等往往形成各种盐类，在水中处于真溶液状态）被淋走或淋滤，带出风化壳；而难溶或不溶的物质（如 Si、Al、Fe、Mn 等往往形成胶体）则残留原地及其附近，由此而形成的矿床称为残余矿床（图 6-7）。

形成这类矿床需要有一定的母岩、气候和地形条件，如花岗岩一类的岩石，在气候炎热和雨季相互交替的条件下，其中长石等硅酸盐矿物，经化学分解后往往残余下来形成高岭土矿床或铝土矿床。有些岩石在风化后也可形成残余铁、锰矿床。如江西星子高岭土矿床、福建漳浦的三水型铝土矿床，都是残余矿床。

(三) 淋积矿床

又称渗滤矿床。地表岩石或品位较低的矿床，在风化过程中有一部分溶于水的组分渗入地下，因沉积作用或沿途与围岩发生交代作用所形成的矿床，称为淋积矿床。例如某些含镍的超基性岩，在风化淋滤作用下可以使镍矿得到富集，形成镍矿床。特别是金属硫化物（黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等），在淋滤作用下往往使硫化矿床发生次生富集作用，大大提高矿床的品位和开采价值，因此这种淋滤成矿作用对于硫化物矿床特别是铜矿床具有重要的意义。

引起硫化物矿床的变化和次生富集作用，主要与潜水循环分带和各带的化学环境有关。图 6-8 表示一条以黄铜矿为主的硫化物矿脉，在地下氧化带和还原带所引起的变化。

1. 氧化带 从地表到地下潜水面以上的地带，地下水自上而下地渗透，叫渗透带。因为渗透水中含有大量的 O_2 和 CO_2 ，具有很强的氧化能力，所以又叫氧化带。

各种硫化物矿物在氧化带中往往和水溶液中的氧化合成各种硫酸盐（绝大部分硫化物在氧化条件下都是不稳定的），其中有一部分硫酸盐可以再转变为不溶的氧化物残留在氧化带，而另一部分硫酸盐溶液则继续向下渗透。现以黄铜矿 $CuFeS_2$ 为例说明其变化：

首先，黄铜矿氧化为 $FeSO_4$ 和 $CuSO_4$ ：

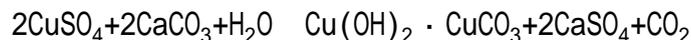


然后，硫酸亚铁 $FeSO_4$ 继续氧化形成褐铁矿，残留于地表，形成铁帽。



褐铁矿

至于 $CuSO_4$ 则溶于水向下渗透，遇到石灰岩或方解石脉可以形成稳定的孔雀石和蓝铜矿等：



孔雀石

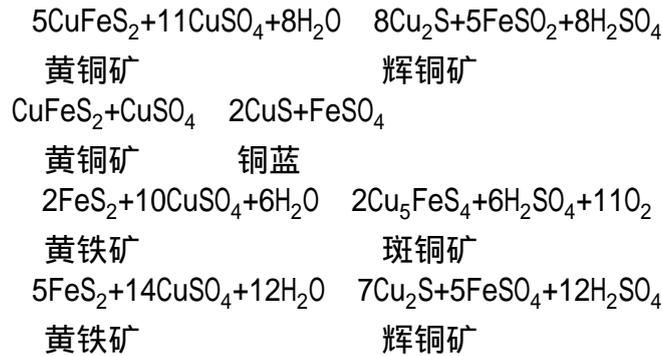


蓝铜矿

由此可见，氧化带中硫化矿床在地表虽然隐而不见，但却残留了由稳定的褐铁矿等所形成的铁帽及颜色鲜艳的孔雀石和蓝铜矿等。铁帽是找隐蔽硫化物矿床的重要标志。

2. 还原带（次生硫化物富集带） 在潜水面以下，到一定深度，地下水由高向低进行侧向流动，叫流动带。在这一带的地下水中 O_2 和 CO_2 逐渐减少，岩石和矿物在这里往往发生还原作用，所以又叫还原带。从氧化带渗透下来

的硫酸盐溶液（如 CuSO_4 ）在这里遇到原生硫化物矿物（如黄铜矿、黄铁矿等）往往发生交代作用，并在还原作用条件下生成含铜丰富的次生硫化物（如辉铜矿、斑铜矿、铜蓝等），使铜矿石的品位增高。这种作用称次生富集作用，所以这一带又叫次生硫化物富集带。下面是从氧化带渗入还原带的 CuSO_4 溶液，在还原条件下与黄铜矿、黄铁矿发生交代作用的反应式：



此类矿床经过次生富集作用，常形成重要的铜矿床。次生富集的含意包括两个方面，一是从氧化带分散渗透下来的 CuSO_4 溶液都集中在还原带；二是所产生的次生硫化物铜矿，普遍增加了 Cu 的含量，如表 6-3 所示。由此可见，次生富集作用对于硫化物铜矿床具有极其重要的意义。

表 6-3 主要铜矿含铜（%）

| 矿物名称 | 化学式 | 含铜（%） |
|------|---------------------------|-------|
| 黄铜矿 | CuFeS_2 | 34.57 |
| 斑铜矿 | Cu_5FeS_4 | 63.3 |
| 铜蓝 | CuS | 64.44 |
| 辉铜矿 | Cu_2S | 79.83 |

3. 原生硫化物矿石带 位于还原带以下的地带，地下水基本处于停滞状态，叫停滞水带。这里的地下水基本不含游离氧，化学作用和搬运作用非常微弱，硫化物在此带不发生什么变化，故称原生硫化物矿石带。

我国祁连山区的黄铁矿型铜矿床，就有明显的分带，在次生富集带里形成了各种的富矿石。

二、沉积矿床

在地表外力作用下，主要通过沉积分异作用使有用组分富集而成的矿床，称为沉积矿床。这类矿床与沉积岩的形成条件和过程是一致的，因此具有和沉积岩相同的一般特征，如具层理，有的含有化石，层位比较稳定，有时规模巨大，找矿和勘探也比较容易。根据其形成方式，可以分为机械沉积

矿床、化学及生物化学沉积矿床、可燃有机岩矿床。如表 6-4。

表 6-4 沉积矿床分类

| 有用沉积组分 | 成矿方式 | 矿床类型 | |
|--------|-----------|----------|-------------|
| 碎屑物质 | 机械分异作用 | 机械沉积矿床 | |
| 胶体物质 | 浓缩、电解质等作用 | 胶体化学沉积矿床 | 化学及生物化学沉积矿床 |
| 真溶液物质 | 蒸发结晶作用 | 蒸发沉积矿床 | |
| 生物分解物 | 生物化学作用 | 生物化学沉积矿床 | |
| 生物遗体 | 直接堆积 | 可燃有机岩矿床 | |

(一) 机械沉积矿床

岩石风化形成的碎屑产物，在搬运过程中，按粒级和比重大小进行沉积分异，使有用成分聚集形成矿床，叫做机械沉积矿床，通常简称为砂矿床。砂矿中的有用成分主要是化学性质稳定、比重大、硬度大的矿物碎屑，如金、铂、锡石、金刚石、磁铁矿等。根据砂矿床的形成条件，可以分为洪积砂矿床、冲积砂矿床、海滨砂矿床、湖泊砂矿床、风成砂矿床等。其中以冲积砂矿床和海滨砂矿床分布最广和更有实际意义。

1. 冲积砂矿床 由河流作用形成的砂矿床，称为冲积砂矿床。这种砂矿沿河谷断续分布，如图 6-9 所示，砂矿常分布于河床由窄变宽处；支流和主流汇合处；河床凹凸不平处；瀑布冲刷河流所形成的凹地；河流弯曲内侧凸岸以及河床由陡变缓或河流由山区进入平原处。总之，在流速由快变慢或产生涡流的地方，最容易使重矿富集，形成砂矿。砂矿除分布于河床的适当部位外，还可以分布于河流两岸的阶地上，称阶地砂矿（河流在过去形成的砂矿）。

砂矿分布广泛，开采容易，选矿也非常简便。目前世界上 65% 以上的金、相当数量的金刚石皆采自砂矿。我国黑龙江流域是著名的砂金产地。50 年代在湖南沅江流域、60 年代在山东沂沭河流域都找到金刚石砂矿。

2. 海滨砂矿床 由河流带来的或海岸岩石被破坏物质，经海浪和岸流的冲刷、分选和沉积，往往使有用矿物富集，形成海滨砂矿床。这种矿床沿海岸呈带状分布，在海滨地带因海浪把碎屑物抛回海滩，回流和底流又把较轻碎屑带走，经过反复冲刷，沉积物彻底分选，使一些硬度大、比重大的矿物富集成矿。有些砂矿保留在海岸阶地沉积物中，形成海滨阶地砂矿。我国辽东半岛、山东半岛以及东南沿海地带，分布有多种海滨砂矿。

(二) 化学及生物化学沉积矿床

1. 蒸发沉积矿床 指溶解于水的盐类物质，由于蒸发作用在地表水体中沉淀结晶而成的矿床，也叫蒸发盐矿床或真溶液矿床。

造成蒸发沉积的条件有三：一要有封闭的地理环境（如湖盆、潟湖、海湾等）；二要有干燥的气候，水的蒸发量超过补给量；三要有盐类物质的补给。由于各种矿物的溶解度不同，盐类沉积一般按其化学分异规律，即按石

灰岩、白云岩—石膏、硬石膏—石盐—钾盐—镁盐的顺序沉积，所以盐类矿床往往具有明显的沉积韵律和垂直分带，有时包括若干个不完全的沉积韵律。常见的盐类矿床有：石膏、石盐、钾盐、芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）、天然碱（ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）、硼砂（ $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）等。

我国盐类矿床非常丰富，在古老地层中夹有石膏和盐类，通称膏盐沉积。如在江西周田红层盆地中发现大盐矿；在湖北应城有著名的第三纪石膏矿床。内蒙古、西藏、青海等地有许多现代盐湖，如柴达木盆地各大小盐湖中盐类储量达 600 亿吨。山西南部的解池，自古以来即为有名产盐之地，有人认为夏周文明及三晋兴起，都与此盐池的存在有关。

2. 胶体化学沉积矿床 岩石风化所形成的胶体溶液（铁、锰、铝、硅等），除部分残留原地外，还有一部分在腐殖酸的作用下形成稳定络合物长距离搬运入湖入海，在电解质中和作用下发生沉淀，聚集成矿。如河北的龙烟铁矿、湖南的宁乡铁矿、湖南湘潭的锰矿、河南巩县的铝土矿等，都属于这种类型的矿床。这类矿床，常分布于一定层位中，分布广而储量可观，找矿、勘探也比较容易。

实际的胶体化学沉积矿床，其有用物质除来源于大陆风化产物（即陆源供给物），也可（甚至主要是）来源于海盆内部供给物，即来自海底火山喷发物质或海水对火山岩的溶滤作用产生的成矿物质。

3. 生物及生物化学沉积矿床 指生物遗体堆积或由生物作用直接或间接引起有用物质的聚集所形成的矿床。如煤、石油、生物灰岩、硅藻土等，都是由生物遗体堆积再经过一系列化学变化形成的。

由于生物作用所引起的有用物质沉积，是指在生物活动过程中产生的 O_2 、 CO_2 、 H_2S 、 NH_3 、有机酸等的影响下或在植物光合作用下以及细菌作用下，有用物质的聚集成矿。如在黑色页岩、沥清质泥灰岩中，常聚集金属硫化物矿床（铜、铅、锌、镍、黄铁矿等），其成因与还原环境及生物分解产生的 H_2S 有关。又如 CaCO_3 的溶解度与水中 CO_2 含量有关，水中植物营光合作用吸收水中的 CO_2 ，可以导致 Ca-CO_3 沉淀形成石灰岩。还有，有一类铁细菌，能把 Fe_2 摄入体内经过催化作用，氧化成不溶性的氧化铁，形成沉积铁矿。

磷块岩矿床是此类矿床中普遍而具有经济意义的矿床。海洋中动物的骨骼、贝壳及某些微体生物，含有较多的磷酸钙 $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2$ ，生物死亡后向海底下沉，因海水越深，所含 CO_2 越多，溶解的磷质也越多。由于洋流作用，把深海磷质带到浅海地带，随着表层海水温度升高及植物光合作用加强，水中 CO_2 减少，从而磷酸盐的溶解度亦减小，在浅海地带导致其沉淀，形成磷块岩矿床。云南昆阳、贵州开阳、湖北襄阳、湖南浏阳、四川绵阳等地均有丰富的磷块岩矿床。

三、可燃有机岩矿床

这是一类有机成因的可以作为燃料能源的矿床，包括煤、石油、天然气、油页岩等。所谓能源是指能生产能量的物质，或者说是指能够转换成机械能、热能、电磁能和化学能等各种能量的资源。因此，本类矿床在国计民生以及在国际战略资源方面占有极重要位置。当然，煤和石油等的用场还不仅限于用作能源，特别是石油，几乎与所有工业有关。可燃有机岩矿产占世界矿物原料总产量或总产值的 3/4 以上，由此可见本类矿床具有特殊重要的意义。

(一) 煤

1. 煤的概念和成分 煤是由植物遗体堆积在一定环境，经过复杂的变化而成的一种可燃有机岩。在含煤地层中可以发现丰富的植物化石，还有许多镜下证据可以说明煤是由地质时代的植物被埋藏后变成的。

煤的成分包括有机组分和无机组分。有机组分主要由碳、氢、氧等元素组成，主要由植物遗体转化而来，燃烧后便挥发逸失；无机组分燃烧后变成残渣，称为灰分。煤中的灰分一般在 30% 以下。

2. 煤的形成条件 形成煤必须具备一定的条件：

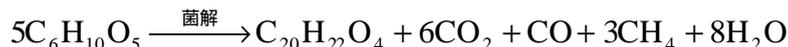
(1) 必须有植物大量繁生，提供形成煤的物质来源。而植物茂盛又必须有湿热等气候条件。在地质时代，石炭-二叠纪、侏罗纪和早第三纪等，都曾有过植物繁茂、树木葱郁的时代，因此，在世界上形成了这些时代的煤田。

(2) 植物遗体堆积后必须与空气隔绝，以免彻底分解破坏。而满足这种条件则必须具备一定的沉积环境，如封闭的沼泽盆地、潟湖、滨海平原、三角洲平原、海湾等。

(3) 使成煤作用持续进行，还必须有有节奏的地壳运动。由于地壳运动反复进行，才能导致煤层反复堆积，在同一地区形成很厚的含煤地层。

3. 成煤作用 指由植物转变为煤的过程，大体可分为三个阶段：

(1) 菌解阶段，即泥炭化阶段 当植物堆积在水下被泥砂覆盖时便逐渐与氧气隔绝，由嫌气细菌参与作用，促使有机质腐烂分解及分解物的合成，使植物遗体中氢、氧成分逐渐减少，而碳的成分以及腐殖酸、沥青等新生合成物质逐渐增加，这些新生物质与植物残体、矿物质的混合物，称为泥炭。植物被细菌分解腐烂的作用，叫菌解作用。这一阶段也可以说是生物化学作用阶段，其式如下：



泥炭质地疏松，颜色和条痕皆为褐色，无光泽，比重小（0.70—1.06），可看出有机物质的残体。用火柴可以引燃，烟浓灰多。

(2) 煤化阶段，即褐煤阶段 泥炭被沉积物覆盖形成顶板后，便处于完全封闭的环境，细菌作用逐渐停止。在一定温度和压力的作用下泥炭被压

缩、脱水和胶结，碳的含量进一步增加，过渡为褐煤。以上这种作用称煤化作用，也就是煤的成岩作用。

褐煤颜色和条痕皆为褐色或近于黑色，光泽暗淡，比重 0.8—1.3，基本上不见有机物的残体，质地较泥炭致密。易引燃，有烟。

(3) 变质阶段，即烟煤及无烟煤阶段 如果褐煤埋藏在地下较深位置，就会受到高温高压的作用，使褐煤在化学成分上发生变化，主要是水分和挥发成分减少和碳的含量相对增加，腐殖酸完全消失；在物理性质上也发生改变，主要是密度、比重、光泽和硬度等增加，而成为烟煤。这种作用就是煤的变质作用。

烟煤的颜色和条痕皆为黑色，有光泽，致密状，比重 1.15—1.5，火焰明亮，有烟。

无烟煤是烟煤进一步变质而成。质地坚硬，颜色、条痕为黑色，有光泽，贝壳状断口，比重 1.4—1.7。燃之无烟。

煤是重要的能源，世界上所使用的能源大约有 1/4 从煤而来。煤在中国能源结构中约占 70% 以上。中国的煤产量和储量均居世界前列。美、俄、波、德、英、澳、南非、印度等也是煤产量和储量较多的国家。

(二) 油页岩

一种高灰分、干馏后可以获得页岩油的可燃有机岩，又称油母页岩。致密薄层状，主要呈灰褐、褐黄（土色）、深灰、灰黑等色，少数呈灰绿或杂色。暗淡无光泽，指甲刻划可呈现有光泽的油迹。具韧性，小刀可以切割，薄片具弹性。可以点燃，具高火焰并发出沥青臭味。油页岩由有机质和无机质组成，有机质主要为腐泥质成分，时含未经充分分解的低等生物遗体；无机质主要是石英、长石、粘土、碳酸盐类、黄铁矿及其它矿物微粒。油页岩干馏后获得的页岩油含量百分比，称为含油率。工业上要求的最低含油率（铝甑法）要高于 4—5%。中国已发现的油页岩矿床的含油率从百分之几到十几，最高可达 20% 以上。发热量一般是煤的 1/4 到 1/2。因此，油页岩主要用来炼油和作化工原料。一般认为油页岩是由潟湖海湾、滨海三角洲外缘、内陆湖泊中低等生物沉积所成的腐泥，在地下深处经成岩作用和散失挥发成分及一系列物理化学作用而形成。油页岩矿床可分为近海型和内陆湖泊型。前者分布面积广，矿层多，但每层厚度不大，含油率高（最高可达 24%），我国广东茂名油页岩即属这种类型。后者常与煤共生，或呈互层出现，矿层厚度大，可达数十米，但横向变化较大，含油率一般较低，我国抚顺油页岩即属这种类型。抚顺油页岩为典型的内陆湖相沉积矿床，油页岩位于主煤层之上，厚 48—190m，呈褐、暗褐色，致密，薄层至中厚层状，含植物、鱼类及昆虫化石，属于早第三纪。目前查明，我国有 16 个省产油页岩，时代以侏罗-白垩纪和第三纪为主。

(三) 石油和天然气

石油和天然气是产于地层中的可燃性油质液体和气体。它们不能形成独

立的地层，而存在于岩石空隙和裂隙之中。

1. 石油和天然气的成分和性质 据 J.M. 亨特统计（1979），石油的平均元素组成：碳为 84.5%，氢为 13%，硫为 1.5%，氮为 0.5%，氧为 0.5%。石油主要由碳和氢组成，碳和氢的总量在 95—99% 之间。石油中已鉴定出 3000 种化合物，其中烃类化合物 230 种以上，主要有烷属烃 C_nH_{2n+2} 、环烷属烃 C_nH_{2n} 、芳香属烃 C_nH_{2n-6} 等，种类繁多。

石油在化学上不是单一物质，所以它的物理性变化范围很大。颜色是棕黑、深褐、棕黄等，比重 0.75—1.0，带特有臭味，沸点和凝固点不固定，可点燃，含热量比煤高出近 1 倍。

天然气比石油轻，所以常位于石油的上部，称为气顶。我国四川等省也有单独的天然气矿藏。四川的天然气是以气态碳氢化合物为主的混合物，以甲烷 CH_4 最多，占气体成分的 80—90%。另外，还有少量的乙烷、丙烷和丁烷等。天然气一般无色无味，可以燃烧，是重要能源之一。

2. 石油的成因

在石油地质学发展史中，出现两种石油成因学说，一种是石油无机成因说，一种是石油有机成因说。前者认为石油是由自然界的无机碳和氢经过化学作用而形成的。这种学说又大致分为两类：一类是地深成因说，认为烃类起源于地球深处，其主要根据是在火山喷出的气体及熔岩中含有烃；另一类是宇宙成因说，认为烃类在宇宙形成阶段即已生成，其依据是在天体中常有碳、氢、氧等元素及其化合物存在，在太阳系行星的气圈中也存在一定浓度的甲烷，在陨石中也已鉴定出有烃类化合物。石油无机成因论者还用实验的方法证明可以获得烃类化合物。但他们往往忽视石油形成的地质条件，即石油勘探的大量实践证明。世界上 99% 以上的油气田分布在富含有机质的沉积岩中，即使在火成岩或变质岩中也曾发现油气，但几乎都是由毗邻的沉积岩中生成的石油运移而来的。

石油有机成因说认为石油是在地质时期生物死亡后有机物分解而形成的。这里所说的生物，既有动物，更有植物，而更重要的是浮游生物和低等微生物。近年统计，大洋中浮游生物和细菌等总量接近 280 亿 t，其中 60% 生活于温带海洋。多数石油地质学家并不排除在自然界也有非生物起源的烃类，特别是气态烃。但是，具有工业价值的石油应当是有机成因的。

（1）石油有机成因的依据 大多数石油具有旋光性，生物有机质普遍具有这种性质，而无机质则普遍不具有这种旋光性；现代及古代沉积物中均含有构成石油的各种烃类化合物，而且所有活有机体中也含有烃类；

实验证明，动植物有机体组分在适当条件下可不同程度地生成烃类化合物；大多数沉积岩中都含有有机质成分，而世界上几乎所有的油气田均分布于沉积岩地区。

（2）干酪根成油说 最早的石油有机成因说，是俄国 M.B. 罗蒙诺索夫于 1763 年提出的蒸馏说，认为石油是煤在地热作用下干馏产生的。20 世纪

40—50 年代石油勘探实践证明，大多数油气田并不与煤层共生，以后人们着重研究石油乃是从沉积岩中分散的有机质形成的理论，特别是对于分散有机质生成石油的转化条件及生成环境等进行了研究。1963 年，P.H.埃布尔森提出干酪根成油说，又称干酪根热降解成油说，认为石油是沉积物的干酪根在成岩过程中的晚期经过热解生成的。干酪根是沉积物中既不溶于无机碱、又不溶于有机溶剂的有机聚合物，其分子量很大，约占沉积岩中有机质的 80% 以上。干酪根的原始母质可以是主要由动物与低等植物遗体组成，富含类脂化合物与蛋白质的分解产物，以脂肪烃结构为特征，称为腐泥型；也可以是主要由高等植物组成，富含木质素与碳水化合物分解产物，以芳烃结构为特征，称为腐殖型；还有一类介于腐泥型与腐殖型之间，称为过渡型。20 世纪 60 年代以来，许多学者已就干酪根生油的地球化学依据、全球干酪根的数量、干酪根的类型、干酪根的演化等有关干酪根成油机理问题进行了深入研究，70 年代到 80 年代许多学者还建立了石油生成模型(B.P.索蒂,1975)、运移模型(B.迪朗,1983)等，逐渐使石油地质理论走向定量化和模式化，从而使干酪根成油说，已成为石油生成的现代最重要的理论，并成为指导石油勘探工作和评价油气资源的重要依据。

石油的生成，不仅是有机质中原有烃类的富集过程，更重要的是在有机质埋藏过程中不断形成新的烃类。近年研究揭示了干酪根转化成油的机理，认为有机质在一定深度和温度条件下才能大量转化为石油。70 年代法国 B.P.索蒂以巴黎盆地中页岩为研究对象，得出结论 1500m 深度是导致干酪根转化为烃类的重要转化点，页岩中的干酪根含量在埋深小于 1500m 时其变化很不显著，而当埋深大于 1500m 时则其含量明显减少；与此相关，页岩中的烃类含量在埋深小于 1500m 时增长很慢，而当埋深大于 1500m 时则其含量明显增长。烃类含量与干酪根含量随埋深的变化曲线的转折点(均在埋深 1500m 处)是一致的，表明烃确是由干酪根生成的，并需要一定的埋藏深度。干酪根大量成油需要一定的埋藏深度，也表明干酪根成油需要一定的温度，即沉积物中干酪根在一定温度下才能热解形成石油。在干酪根热解过程中，时间也是一个重要因素。根据化学动力学原理，母质产生石油的数量与温度呈指数关系，而与时间呈线性关系，故温度与时间相比，后者处于次要地位，所以石油的形成需要漫长甚至上百万年的过程。

干酪根成油理论的成立还建立在干酪根物源充足的基础上。今知地壳表面积为 $5.10 \times 10^8 \text{km}^3$ ，地壳平均厚度为 17km，沉积岩占地壳总量的 5%，则地球上沉积岩总体积为 $4.3 \times 10^8 \text{km}^3$ 。假定沉积岩的平均密度为 2.3，则地球上沉积岩的总重量大致为 10^{18}t 。若沉积岩中干酪根平均含量为 0.3%，则全球干酪根数量约为 $3 \times 10^{15} \text{t}$ 。世界油气资源总量(天然气按 1000m^3 相当原油 1t 折算)粗略估计为 10^{12}t 。据此，全球干酪根的数量大约是世界油气资源总量的 3000 倍，为油气资源的形成提供了足够的保证。

(3) 石油演化 指石油发生、发展的全过程。根据有机质和石油的化

学成分看，表明从有机质形成石油，实际上是一个碳、氢不断增加而氧不断减少（即去氧加氢富集碳）的过程。因此形成石油首先必须有一个有利于生物繁殖和聚集的环境，而且是适于形成石油的还原环境，其中包括陆相环境和海相环境，如淡水湖泊、半咸水湖泊、潟湖、半封闭海湾或三角洲浅海等。除此，还必须有利于生物特别是微生物繁殖的气候条件，如温度、日照、大气湿度等；同时，还需要有大量泥沙物质输入，使有机质沉积物被新沉积物所覆盖，造成与空气隔绝的环境。概括而言，沉积物中有机质的演化需要经历3个主要阶段：成岩作用阶段，成岩作用初期微生物活动十分重要，使有机物发生腐烂分解；接着是使化学元素重新组合、缩聚，形成腐殖酸一类物质（分子量约为700—30000，广泛分布于土壤、湖沼、海底、泥炭等沉积物中）；成岩作用后期，有机质进一步转化为干酪根。后生作用阶段，有机沉积物形成后，还需要伴随地壳的下沉运动，使沉积物不断埋深加厚，导致地热增温，达到“石油成熟点”，使干酪根热降解而形成石油。变质阶段，即沉积盆地埋深进一步扩大，使已生成的石油降解成低分子烃类，直至形成甲烷干气及伴生的固体沥青。石油生成和演化阶段的划分（依据许多项指标），在石油勘探中具有重要的指导意义。

3. 油、气藏的形成 油、气生成后，还必须经过由分散到集中的转化过程，也就是必须具备生油、集中和保存的条件，才能形成油、气藏或者说油、气矿床。

（1）生油层 指当初具备成油条件生成油气的地层。油、气生成后，一般呈分散状态存在于生油层中，不同的沉积物中所含的有机质多少不同，如泥质岩平均为2.1%，碳酸盐岩为0.2%，砂岩为0.05%，故泥质岩和某些碳酸盐岩常形成良好的生油层。

（2）储油层 在生油层中呈分散状态存在的油气，必须运移集中到孔隙和裂隙发育较好的岩层中，才有可能形成油气藏。这种能储集油气并可在其中流动的岩层，称为储油层或储集层。储油层的孔隙性越好，储油的能力越大；储油层的渗透性良好，油气的流动性越强。这些条件可以决定油气的产量。

油气所以能从生油层向储油层运移集中，是由于油气本身是流体，具有流动性；另外也须有导致油气运移的外部动力条件。这种动力条件。

是静压力所产生的压实作用，在一个盆地内沉积了巨厚的岩层后，下部岩层受到上覆岩层的压力，可以使岩层中孔隙缩小，把孔隙中的油气挤出。但由于不同的岩石，其颗粒粗细不同，静压力对其所产生的压缩效应也不同。例如，泥质岩石容易压缩，而砂质岩石则不易压缩，因而在一定静压力作用下，油气就由细粒生油层向粗粒储油层运移储集。从整个沉积盆地来看，由于盆地中心沉积厚度大，边缘厚度小，也可以导致油气从静压力大的中心地区向静压力小的盆地边缘移动。

是定向压力的作用，岩层在构造运动作用下，产生定向压力，使岩层

进一步压缩变形，促使油气由高压区向低压区流动。

是水、油、气的分异作用，由于三者比重不同，地下水在流动过程中可以带动油气运移，同时由于水的浮力，常使气在上部聚集，油在中间集中，而水居于下部。

是毛细力的作用，毛细力的大小与液体的表面张力成正比，与毛管的半径成反比。由于岩石中的孔隙有粗有细，因此在粗细孔隙不同的岩层中间产生了毛细压力差，促使油气从小孔隙岩层向大孔隙岩层中流动；再加上水的表面张力大于油，水可以把油气从小孔隙的泥质岩层中驱赶出来，更促使它向大孔隙的岩层中移动。

此外，A.H.斯纳尔斯基（1962）指出不渗透生油层中的微裂缝，对石油从其中排出有重要作用。70年代，B.P.索蒂、R.佩列特和H.D.赫德伯格还认为，液态或气态烃类数量不断增加，导致生油层内压力增大，当压力增到大于岩石强度时，岩石产生微裂缝，使烃类液体或气体排出；它们排出后，岩层内压力减低，又使岩石中微裂缝闭合；随着烃类不断产生，岩层内压力增大，岩石又产生微裂缝，使烃类排出。如此反复进行，就使烃类断断续续从生油层中排出，成为石油运移的新理论。

（3）圈闭 油气从生油层运移到储油层，还必须有东西挡住油气继续前进的道路，才能使之集中并且得以保存，形成油气藏。由于阻挡而使油气聚集，称为圈闭。圈闭可有多种形式，如储集层岩性发生横向变化，岩石孔隙由粗变细，形成圈闭，这种称为岩性圈闭。又如，倾斜的储集层上面被水平的或产状不同的不渗透岩层所覆盖，这种圈闭称为地层圈闭；有时储集层被断层错开，导致圈闭，这种称为断层圈闭；但最好的圈闭是岩层隆起形成背斜或穹窿构造（图6-10，本书后面将要介绍这种构造），岩层拱起像倒扣着的锅一样，把油气保护起来，这种圈闭称为构造圈闭。不过，随着日益增多的勘探实践，非构造圈闭越来越引起人们的重视。当然，有了圈闭条件，也并不一定有油气藏，这还要看被圈闭的地层中有没有油气，被圈闭的有效空间有多大，圈闭的场所是否严实无缝（是否有无裂隙或破碎之处），等等。由此可见，真正形成油气藏的条件是很复杂的。

4. 中国的石油 石油是最重要的能源，现在世界上每年消费能源折合标准煤（指含热量 $3.13 \times 10^7 \text{J/kg}$ 的煤）约为100亿吨，其中石油和天然气约占65%，煤炭约占27%，其它（水能、原子能等）不到8%，可见石油所占的地位如何重要。同时，石油还是“万能的化工原料”，从石油中提炼的产品达500多种，用来制造的产品达5000多种，70年代以来，世界各国有机合成产品，有70%来自石油化工。

我们的祖先很早就认识和利用石油。大约在2000年前，陕北石油就被发现了（首见《汉书·地理志》）。古人称石油为石漆、脂水、石脂水、石脂、石脑油等。北宋沈括（1031—1095）在《梦溪笔谈》中首先提出“石油”这一名称，又预言“石油至多，生于地中无穷”。根据《大元大一统志》（成

书于 1303 年) 记载, 在陕北延长、延川、宜君一带凿了油井, 比所谓世界第一口油井(美国, 1859 年钻成; 前苏联, 1848 年钻成) 早好几百年。我国第一口气井开凿的时间更早, 至晚在距今 1700 多年以前, 在四川就开凿了天然气井, 比所谓世界上最早的天然气井(英国, 1668 年) 要早 1400 多年。

我国是世界上石油储藏量较丰的国家之一。但在旧中国靠“洋油”度日, 石油工业非常落后。我国可供找油气的沉积岩面积, 在大陆上共有 420 万 km^2 , 迄今已经找到了数以千计的储油构造, 在东北、华北、华东相继发现、建成(或正在建设)了大庆、胜利、辽河、任丘、大港、中原、南阳等油田。同时在西北、西南以及沿海大陆架上也正在勘探石油。在近海已经完成了数百万平方千米的地质调查, 先后发现渤海、南黄海、东海、南海珠江口、北部湾和莺歌海等 6 个大型含油气盆地, 展示了我国海上油气资源的广阔前景。

第四节 变质矿床和多成因矿床

一、变质矿床

在变质地区受到区域变质作用影响形成的矿床，统称变质矿床。在受到变质作用以前，可能已经存在某种矿床，也可能不存在已成矿床，但在区域变质作用过程中使矿床受到改造或使某些成矿组分发生活动、迁移、集中和重结晶形成矿床，都属于变质矿床。在变质矿床中经常赋存铁、铜、铅、锌、金、铀、锰、铬、镍、钴、铋、钽、白云母、硼、石墨、菱镁矿、蓝晶石、红柱石、矽线石、石棉等矿产，并占有世界储量的很大比重，如铁矿为 70%、铜为 60%、锰为 63% 等。变质矿床类型复杂，目前尚无统一分类方案，根据变质矿床研究现状，可以分为受变质矿床、变成矿床、混合岩化矿床三类。

（一）受变质矿床

指原已形成的矿床，后又受到区域变质作用改造所形成的矿床。原有矿床主要是与火山作用有关或者与基性岩浆有关的硫化物或氧化物矿床。在变质作用过程中，主要是应力的叠加，使原岩重结晶和产生定向结构，矿体本身可拉长成条状，有时局部成浸染状，含矿组分少有运移和再集中。这类矿床主要产于古老变质岩中，如鞍山式铁矿，在变质前即已存在沉积铁矿，变质后形成具有条带状特征的石英磁铁矿。有些硫化物矿床，可以部分产生金、银、砷、锑等集中现象。但变质作用对于原有矿床的影响（在总的成分方面）并不显著。

（二）变成矿床

指原来岩石中含有某些有用矿物组分但未形成矿床，在区域变质作用过程中使某些成分活化、集中，重结晶所形成的矿床。这类矿床又可分为二类：

1. 变质重结晶型矿床 原岩受到高温高压的影响，以变质重结晶作用为主形成的矿床，含矿组分没有明显迁移，如某些有机质岩石受到高压高温影响，失去挥发组分，使碳的成分重结晶形成石墨矿床。又如某些富含硅铝成分的泥质岩石，经变质作用使某些成分重新组合形成红柱石、蓝晶石、矽线石或刚玉等矿床。再如一些含镁的岩石如白云岩、白云质灰岩等，在变质作用中形成菱镁矿、滑石、蛇纹石、石棉等矿床。某些含硅铁或锰的岩石在变质作用中，也可形成铁矿床或锰矿床。

2. 变质热液型矿床 原岩受到变质热液的作用所形成的矿床。热液水分主要来自结晶水或从晶格中析出的水分。矿床主要有铁、铜、铅、锌、金和某些非金属矿床。矿体常伴有区域性蚀变现象，如硅化、绿泥石化、钠长石化等。矿体常受矿源层（指原来含有成矿组分虽有一定富集但未形成矿床的岩石）的控制，呈层状或脉状。矿石多具定向结构和构造。

（三）混合岩化矿床

原岩在变质作用后期受区域混合岩化作用及部分深熔作用所形成的矿床。这类矿床主要是矿源层中的成矿组分，在混合岩化流体（包括来自地幔的上升流体以及从混合岩浆析出的热液等）的作用下，发生运移和集中而形成的。交代作用显著，具区域性蚀变矿物，成矿时期和混合岩化时期同步或大体一致。矿体主要赋存矿源层内。蚀变现象显著，如绿泥石化、白云母化、透辉石化、碳酸盐化、硅化等。主要矿床有伟晶岩型白云母、稀有元素和磷灰石矿床，混合花岗岩型含铀、钍和稀有元素的矿床以及某些非金属矿床。混合岩化后期，热液作用更加活跃，可以由于构造活动使热液流体延伸形成较长的矿化带和矿床，主要有富铁矿床、硼矿床、铜矿床、稀有元素矿床等等。

二、多成因矿床

许多矿床是在长期的复杂过程中形成的，因此很难用单一的成因进行解释。成矿物质可能是多源的，比如来自地下深处，来自岩浆，来自围岩。成矿作用可能是多期多阶段的。成矿作用类型也可能是多种多样、前后叠加的，等等。由于人们只能看到成矿作用的结果即矿体本身，而看不到成矿过程，再加上矿床形成后在各种地质作用下不断发生变化，所以对于某些矿床的成因往往持有不同看法，或者把成矿过程人为地简单化了。当前成矿理论不断提高，研究手段不断更新，认为许多矿床的形成是多种成因的，其中包括改造矿床和叠加矿床。

（一）改造矿床

指早期分散于地层或岩石中的元素或有用矿物组分，在后期的地质作用中产生活化、运移、富集而形成的矿床。形成改造矿床的重要媒介经常是下渗加热的水溶液或来自岩浆的热液。改造的热源或来自岩浆、地热梯度，或来自构造活动。这类矿床的形成是长期的、多期的，早期成岩时期和晚期成矿时期的时差可以长达几亿甚至一、二十亿年。例如在中国北方太古宙古老变质岩层的绿岩带中，常常赋存有重要价值的金矿（如小秦岭、赤峰、吉林夹皮沟等地），但其成矿时间是在中生代。即古老地层中的金因受燕山运动的影响，被活化、转移而富集形成矿床，成岩与成矿时差达 25 亿年之久。又如中国南方的铀矿床（矿石主为沥青铀矿，化学组成 UO_2 ），产于不同时代的花岗岩、砂岩或泥岩中，但铀矿的同位素年龄基本上是相同的，即都是晚白垩世至早第三纪间的产物，这说明不同岩石和不同时代的铀矿，均为受到燕山运动影响产生活化、转移，在造山运动结束时期富集成矿的。中国南方湘桂黔一带的汞矿（辰砂）、锑矿、雄黄雌黄矿等也大都受到燕山期的改造。再以石油矿床而论，它们属于沉积矿床类型，但在其成岩阶段只是形成分散在生油层中的有机质，并未形成矿床。必须在后期地质作用中，有机质转化为烃类并经过运移圈闭，才能富集成矿。因此油气矿床实际上是典型的

改造矿床。

（二）叠加矿床

在先存矿床（主要指沉积矿床）的基础上，叠加了后期热液带来的成矿物质，形成具有双重成因的矿床，或者说形成于两个时代、两种成矿作用的矿床，称为叠加矿床，亦称叠生矿床。如在前寒武纪形成沉积铁矿，后来又叠加了热液成因的金矿或铀矿，形成铁-金矿床或铁-铀矿床。又如我国长江中下游成矿带中的某些硫化物矿床，常叠加上燕山期铜或金的热液矿化作用，使矿床有用成分复杂而丰富。事实上先存矿床在后期热液的作用下，常使其物质成分、结构、构造以至矿体的形状受到改造，因此许多叠加矿床也可称为叠加改造矿床。

广义的叠加矿床，不只限于两个成矿时期和两种成矿作用，也可能是三个成矿时期和三种成矿作用，例如沉积—变质—热液或岩浆—热液—变质等叠加在一起，成为典型的多成因矿床。如有名的内蒙古白云鄂博铁-稀土矿床，对其成因长期以来有很大争议。此矿床存在于元古宙白云岩中，还有少量板岩、石英岩等，矿石成分复杂，含铁及稀土，稀土储量居世界之冠。有人认为此矿床为特种高温热液矿床，近年许多人认为是多成因叠加矿床。首先在元古宙沉积了海相含铁和稀土的碳酸盐岩和碎屑岩，这些物质主要来自古老基底岩石的风化产物；其后受到区域变质作用，使原来的海相沉积物重结晶变质并产生新矿物；到古生代晚期有花岗岩（同位素年龄 2.7 亿年）侵入，分离出含矿气水溶液，对原矿和围岩发生接触交代和填充作用，使矿物更加富集。因此白云鄂博矿床实际上是多成因的沉积—变质—热液交代叠加矿床。

（三）层控矿床

层控矿床的概念首先由德国 A. 毛赫尔（1939）提出，但其涵义以后有很大变化。广义的层控矿床指受地层或层状岩石控制的矿床，而不论其成因如何；狭义的层控矿床指由沉积作用（包括火山沉积作用）初步形成的矿胚层或矿源层，经后期改造富集或再造叠加而形成的矿床。因此，层控矿床实际上是一类多成因矿床。这种矿床在一定区域内，产于一个或几个特定地层单元内（如组或统等），明显受到层位、岩性和岩相的控制。

有的矿床形成于沉积-成岩过程中，与原生沉积环境非常密切，例如在一定深度的水体中，形成相关的沉积岩体，同时某些有机物或硫酸盐在沉积或成岩过程中发生分解或还原产生硫化物，形成有关的铜、铅、锌矿床等，这类矿床称为沉积-成岩型层控矿床。有的矿床所在部位在沉积-成岩期并无工业矿体，甚至缺少矿源层，成矿物质来自异地、异层位（主要通过围岩的裂隙、岩溶等，将其他岩系中的矿源层或矿床中的成矿物质，经地下水搬运集中到某一或某些岩层中来），这类矿床称为后成层控矿床。还有些矿床的成矿作用与海底喷流-热泉活动有关，一方面形成有关沉积物，一方面形成与火山喷发有关的金属矿床（铁、锰、铜、铅、锌、金、银、汞等）和非金

属矿床，其中硫主要来自火山喷发物，金属主要来源于海水淋滤围岩所得，这类矿床称为喷流-沉积型层控矿床。还有一类矿床原是由火山沉积而成，但又有后期热液活动的矿化作用叠加其上，这类矿床称为火山沉积（或沉积）-热液叠加改造型层控矿床。

总之，层控矿床是多种成矿作用的产物。矿体呈层状、似层状甚至不规则形状，层位稳定，受一定地层层位控制，常具同生和后生成矿作用特征，矿石成分较简单，矿石品位较稳定，规模较大，分布较广。我国云南兰坪巨型铅锌矿，云南东川大型铜矿，湖南锡矿山大型铋矿，贵州万山大型汞矿，南京栖霞山铅锌矿，安徽铜官山铜矿等，都属于层控矿床。研究层控矿床的成矿规律，有助于在一定区域一定层位中探寻新的矿点。

第七章 构造运动和构造变动

暴露于地表的岩石，在外力地质作用下不断受到改造和破坏。但是外力对于地下深处的岩石却不能产生影响。不过，人们还是发现组成地壳乃至岩石圈的岩石发生了变形或变位，可见另有一种力量在起作用，这就是内力或内动力。内力引起地壳乃至岩石圈变形、变位的作用，叫作构造运动。把概念扩大来说，海底增生（扩大）和消亡也属于构造运动。有人把构造运动看成是地壳运动的同义语。狭义的地壳运动，主要指由内力作用引起的地壳的隆起、拗陷和形成各种构造形态的运动，从这一概念看，两个术语大体相当；但广义的地壳运动，指地壳内部物质的一切物理的和化学的运动，其中包括地壳的变形、变质和岩浆活动等，从这一概念看，地壳运动的涵义要广一些。然而地壳运动的概念未包括整个岩石圈，从当前来看使用这一术语，似乎又有它的局限性。

由构造运动引起岩石的永久变形，称为构造变动。在前苏联，构造运动和构造变动是同一术语，但在西方，构造变动主要指岩石受内力作用所产生的岩石永久变形，这种变形包括两大类，即褶皱变动和断裂变动。

根据构造运动发生的时间，可以分为两类：一类是老构造运动（通常不必加一“老”字），一类是新构造运动。一般认为，晚第三纪和第四纪的构造运动称为新构造运动，在这以前的构造运动称为老构造运动。但对于新构造运动的涵义有很大分歧，有的认为第四纪的构造运动即新构造运动，也有的认为第三纪和第四纪的构造运动即新构造运动，还有的认为凡是形成现代地形基本轮廓的运动（未有时间限制）即新构造运动。总起来说，新构造运动是指地史上最近一个时期的构造运动。

如果把时间尺度再拉短些，即把人类历史时期所发生的和正在发生的构造运动，称为现代构造运动。现代构造运动是新构造运动的一部分，它对于人类的经济活动关系更为密切。

从本质上讲，新老构造运动都是内力引起的，都会产生岩石的变形与错位，但老构造运动是很早以前发生的，它所产生的结果和痕迹，主要记录在地层里，当时的地貌形态已不存在了；而新构造运动特别是现代构造运动除了在新地层中有显示外，常常表现在隆起、沉陷、掀斜以及各种地貌形态上。由于新老构造运动所表现和保存的形式不同，其研究方法也不完全一样。一般地讲，研究老构造运动主要靠地层，研究新构造运动除地层外主要靠地貌，而研究现代构造运动则除用地层、地貌方法外，还要利用人类文化遗迹（考古）和历史地震记载的研究，这样往往可以得出几千年、几百年构造变动的情况，此外还可用测量和仪器进行观测，得出当前构造运动的速度和方向。

第一节 构造运动的基本特征

一、构造运动的方向性

按照构造运动的方向，大致可分为两类——水平运动和垂直运动。

(一) 水平运动

地壳或岩石圈物质大致沿地球表面切线方向进行的运动，叫水平运动。这种运动常表现为岩石水平方向的挤压和拉张，也就是产生水平方向的位移以及形成褶皱和断裂，在构造上形成巨大的褶皱山系和地堑、裂谷等。所以，从 19 世纪中叶开始，也称这种运动为造山运动。

目前可以找到许多例证，说明现代水平运动。如 1970 年云南通海地震，一条 NWW 向的断裂，长 60km，其水平位移量达 2.2m。1976 年 7 月 28 日唐山地震，其水平位移达 1m 多。又如，著名的美国西部圣安德列斯断层，沿此断层经常有地震活动（如 1906 年旧金山大地震），在 1882—1946 年，65 年中进行 4 次三角测量，结果表明断层西盘主要向 NE 方向移动，平均速度为 1cm/a。近几年利用卫星测量资料，证明在断层两侧两个点（昆西和奥泰山）之间，4 年内共靠拢了 35.6cm，平均每年水平位移达 8.9cm，出现了运动速度加快的趋势。

(二) 垂直运动

地壳或岩石圈物质沿地球半径方向的运动，叫垂直运动，也叫升降运动。它常表现为大规模的缓慢的上升或下降，形成规模不等的隆起或拗陷，并引起海侵、海退，也就是导致海陆的变化。1890 年，G.K. 吉尔伯特称这种大面积的升降运动为“造陆运动”。

从现代垂直运动来看，大量的缓慢运动，其上升或下降速度值一般为每年几个毫米到几个厘米。如据大地水准测量，喜马拉雅山的北坡地区，以每年 3.3—12.7mm 的速度不断上升。但有时也产生快速垂直运动，特别是在地震过程中，沿着断层在瞬间即可产生较大的垂直位移，如 1957 年蒙古博各多断层，在一次活动中垂直位移达 300cm。不仅是垂直运动如此，对于水平运动来说也有缓慢和迅速之分。

实际上把构造运动分为水平运动和垂直运动，并不意味着运动完全沿着水平方向或垂直方向进行。在自然界这两种运动往往相伴而生，这里所说的“相伴”有二重意思，一是在自然界，构造运动的方向不一定是单纯的水平或垂直方向，比如一条断层更多的情况是两侧岩层斜着相对滑动，其中既有水平位移分量，也有垂直位移分量；二是从两种类型运动的相互关系看，水平运动必然引起垂直运动，而垂直运动也会引起水平运动。例如岩层因挤压而褶皱，有些地方隆起，有些地方凹陷；岩层因拉张而断裂，同样也有些地方上升，有些地方陷落。

在地球发展历史当中，构造运动到底是以水平运动为主，还是以垂直运

动为主，曾经有过很大争论。但从当前发展趋势看，大多数人认为应以水平运动为主。从狭义角度看，所谓水平运动还仅仅是指地壳上层岩石受到挤压而产生变形或错位。

在这里不妨简单地回顾一下两种关于地球演化的相互对立的观点，一是固定论，一是活动论。固定论者认为大陆自形成以来，其基底位置是固定不变的，这种观点也称为大陆固定论或大洋永恒论。从这种观点出发，自然主张地壳构造是垂直运动的产物，他们也承认有水平运动，但认为是由垂直运动派生出来的。活动论者认为在地球历史演变过程中，大陆在地球表面的位置曾发生过显著的水平移动。说得更确切些，这种水平运动不是一般的原地附近的水平位移和变形，而是整个岩石圈分成许多“板块”，这些“板块”在软流圈上进行“飘移”。这种观点由于“海底扩张”和“板块构造理论”的提出为越来越多的人所接受。因此当今活动论比固定论占有更大的优势。

二、构造运动的速度和幅度

除去地震、断层等在短暂时间内可引起显著的变形、位移外，一般地讲，构造运动是岩石圈的一种长期而缓慢的运动，其速度以每年若干毫米或若干厘米计，因此凭人们的感官无法直接感觉出来。但是不管构造运动有多么缓慢，由于地球发展历史经历了漫长悠久的历史，因而便会产生巨大的变化。例如，喜马拉雅山是今天世界上最高大的一列山脉。在 3000 万年以前那里还是一片东西横亘的汪洋大海（古地中海的一部分），长期处于缓慢下沉和沉积阶段，但所形成的海相沉积岩总厚度竟达 30000m，这是一个多么惊人的数字。后来亚洲大陆（板块）受到印度大陆（板块）的碰撞，岩层褶皱，大约在 2500 万年前开始从海底升起，到 200 万年前初具规模，虽然上升速度很慢，平均每年只有 4mm，但现在已居世界之巅，并仍处于继续上升的过程中。

又如，非洲和阿拉伯半岛本来连在一起，后来中间撕开一个裂口，并逐渐加宽，形成现在的红海，经测量证明，非洲已水平移动离开阿拉伯半岛 200km。再以印度次大陆为例，根据地质、地层、古生物、古气候、古地磁等资料都证明它是从南半球漂移过来的。若以孟买所在的地理位置为标准点，侏罗纪时在 40°S ；而在 1.9 亿年之后的今天，漂移到了 19°N 的地方，即每年以几厘米的速度向北移动了 7000km。

强调水平运动的存在，并不等于否定垂直运动的存在，例如板块的俯冲或仰冲，地壳的隆起和拗陷，岩层的褶皱和断裂，都会引起地壳的升降运动。升降运动的速度和幅度常随着时间的发展和地区的不同而有差异。例如，在同一地区，常表现为升降交替进行的情况。比方上升为下降所代替，下降又常为上升所代替。在同一时间，常表现为甲地上升而乙地下降，或者相反，彼此互相交替。无论从时间看还是从空间看，运动总是呈现波浪起伏的情

况。

三、构造运动的周期性和阶段性

在地球演化历史中，构造运动无论是水平运动还是垂直运动，都表现为比较平静时期和比较强烈时期交替出现。在比较平静时期，运动速度和幅度都小；在比较强烈时期，运动速度和幅度都大。在漫长地史发展过程中，曾有过多次构造运动相对缓和和相对强烈阶段，因而使构造运动表现出明显的周期性。构造运动从缓和到强烈，叫做一次构造旋回。一次构造旋回往往要经历 2 亿年左右的时间。

地球历史每经过一次大的构造旋回，都要引起世界性的或区域性的海陆、气候、生物、环境的巨大变化；同时，一次大的构造旋回还往往包括若干次一级的和更次一级的构造旋回，导致区域性的或局部性的地理变化。构造运动的周期性，自然也就决定了地球历史发展的阶段性。所以地史可以划分为许多代，代又分为若干纪，纪还可分为几个世，就是这种阶段性的反映。

虽然构造运动具有全球的周期性，但不同地区又有自己的周期性，而且不能认为每次构造运动都会波及整个地球，也不能设想每次构造运动在所有地方都会有相同的反映形式。例如，从晚第三纪以来，喜马拉雅山从古地中海升起，上升幅度达七八千米；而在同一时间，江汉平原地区却表现为缓慢下降，沉积了近一千米沉积层；在内蒙古高原地区表现为断裂活动和大面积的玄武岩喷发活动。

应该指出，在板块构造学说出现之前，对于构造运动在时空的表现规律，其主导认识是构造运动具有全球的同时性，承认有统一的构造旋回，具有可对比性。板块构造学说兴起后，认识到岩石圈板块是以大致均匀的速率不间断地运动的。因此在一定意义上否定了构造旋回的存在。但更新的理论对于这一客观存在必将会做出新的解释。

第二节 构造运动的证据

一、新构造运动的证据

(一) 地貌标志

地貌形态是内外地质作用相互制约的产物。而构造运动常控制外力地质作用进行的方式和速度。如以上升运动为主的地区，常形成剥蚀地貌；以下降运动为主的地区，常形成堆积地貌。由于新构造运动的时间较近，有关的地貌形态保留得较好，因此用地貌方法研究新构造运动，是特别重要的方法。

例如，珊瑚是生长于温暖浅海中的腔肠动物，海水深度一般不超过 70m。但有些珊瑚礁沉没于海下达几百米。又如，在大陆河口以外的海底可以发现溺谷，所谓溺谷是被海水所淹没了的河谷。非洲刚果河（扎伊尔河）口外有一段溺谷延伸 130km，沉没于海面以下达 2000m。我国海河也有一段河道伸入渤海 7000m。此外，有时在海面以下发现有被淹没的三角洲、阶地以及建筑物等，这些都是或可能是地壳下降的标志。

与上述情况相反，有时候在距海面 10 几米、20 几米甚至几百米高的地方发现珊瑚礁，如我国台湾高雄附近，在距今海面 200—350m 高的地方发现更新统的珊瑚灰岩。有时候在距海面相当高的地点，发现海蚀穴、海蚀阶地、海蚀崖以及蘑菇石等。如在山东荣城、福建厦门一带，海滩高出海面 20—40m。近年在江苏连云港南云台山主峰——玉女峰（625.3m）及周围山地也发现了大量海蚀阶地、海蚀穴等。在陆地上河流两岸，常会发现像台阶一样的地貌，这就是河流阶地，有的地方只有二、三级阶地，有的地方则可有五、六级阶地。越是高位阶地，时间越长，阶地保存的形态越不完整；越是低位阶地，时间越新，保存的形态也越完整。此外在山地河流出口处，常有好几个洪积扇依次叠置。这些标志都是或可能是地壳上升的证据。

但有一点应该说明，地壳升降运动常和第四纪海面升降运动叠加在一起，增加了研究问题的困难。地壳升降运动可以引起海面的升降运动，称为地动型海面升降运动。另外，由于陆源堆积物填充于海水之中，引起海盆容量的变化，可以导致海面升降；海水温度的变化，也可引起海面变化（有人计算海水温度变化 1℃，海面可变化 1—2m）；此外，海水负荷变化引起海盆补偿性升降，也可能导致海面升降的变化。但人们认为大陆上冰川的停积、消融，是引起第四纪海面升降运动更重要的原因。在第四纪大冰川时代，冰期时大陆上冰川面积增加，海面下降；间冰期气候较暖，冰川缩小和消融，海面上升。由上述各种原因所产生的海面变化，称为水动型海面升降运动。地动型变化和水动型变化的区别，主要是前者往往具有区域性，而后者则往往具有全球性。1842 年，C. 马克拉雷首先认识到冰川进退影响海面高度问题。据他估计，更新世冰期中海面高度变化达 107—203m。最近（1972 年）

A. 泰勒估计海面高度变化为 180m。

这里提到这一问题，是为了提醒人们在研究地貌标志时，它可以是构造运动引起的，也可能是海面升降运动引起的，或者是二者叠加在一起所产生的结果，不可一概而论。

（二）测量数据

对于现代构造运动，在短期或瞬息间还不可能在地貌上留下可以观察到的痕迹，因此必须借助于三角测量、水准测量、远程测量（激光测远）、天文测量等手段，即定期观测一点（线）高程和纬度的变化，以测出构造运动的方向和速度。如 1953 年曾在甘肃省山丹县城与十里铺之间，测得一条基线全长 1188.931m，1954 年地震后用同样的仪器和方法进行复测，结果是 1188.854m，一年内缩短了 7.7cm。

1972—1974 年间，法、英两国科学家曾用三只深海潜水器对亚速尔群岛西南方的大西洋中脊进行详细考察，发现中脊裂谷深 2800m，底宽 3000m，由裂谷溢出奇形怪状的熔岩，形成新生的海底，研究证明海底不断向两侧扩张，通过磁异常条带的宽度计算，探知裂谷东侧海底扩张速度是 13.4mm/a，西侧是 7mm/a。用同样方法，测知太平洋中脊在赤道附近的扩张速度平均为 10mm/a。前面提到过的美国西部圣安德列斯断层，若从第三纪以来计算，其水平运动速度也平均为 10mm/a。

二、老构造运动的证据

发生在几百万、几千万以至若干亿年前的构造运动所造成的地貌形态，几乎都为后期的地质作用所破坏，因此不能使用研究新构造或现代构造运动的方法进行研究。但是，构造运动的每一进程却留下可靠的地质记录。故根据地层的岩相特征、厚度、接触关系以及构造变形等，便能从中找到构造运动的信息，重塑地壳构造的发展历程。

（一）地层厚度

在一定时间内在一定沉积区可以形成一定厚度的地层。对岩层厚度进行分析，可在很大程度上得出升降幅度的定量结论。现以浅海沉积而论，浅海深度通常只有 200m 左右，但从许多地方的地层剖面看，地层厚度可以达到几千到几万米。如在天津蓟县、河北兴隆一带的中、上元古界（旧称震旦亚界）厚度近 10000m。如何解释在几百米深的浅海中堆积了上千上万米厚的地层呢？假如海底稳定不动，则沉积物的厚度不会超过海水深度；假如海底不断上升，则沉积物的厚度不会大于海水的深度；如果海底边下沉边接受沉积，且沉积速度、沉积幅度与海底的下降速度、幅度相适应，则沉积物必然越来越厚，但却始终保持浅海环境。又如中国中生代地层，许多是在大陆盆地中沉积的，其厚度也常达六七千米，肯定也是盆地边下沉、边堆积形成的。由此可以得出这样解释，即沉积物的厚度并不决定于沉积时海水的深度或盆

地的深度，而主要决定于地壳下降的幅度。由于构造运动常常交替进行，下降运动引起相应的沉积，而上升运动则引起沉积中断或沉积物的剥蚀，所以在一定时间内形成的岩层总厚度乃是升降幅度的代数和，在一定程度上代表该地区下降的总幅度。如果在一定地区范围内进行地层厚度对比，即可了解当时下降幅度及古地理基本情况。

（二）岩相分析

在一定沉积环境中，比方是海还是陆，是浅海还是较深的海，气候条件是干燥还是湿润、是炎热还是寒凉，生物情况如何，等等，必然要反映在沉积物上使之具有一定的特征，例如沉积物的矿物成分、颜色、颗粒粗细、结构构造、生物化石种类等。人们把反映沉积环境的沉积岩岩性和生物群的综合特征，称为岩相。岩相是岩层形成环境的物质表现，一旦沉积环境发生变化，沉积物的岩性和生物特征也即随之变化。

岩相一般可以分为海相、陆相和海陆过渡相（如入海处的三角洲相）三类。其中每类又可细分成若干种相。如海相可分为滨海相、浅海相、半深海相、深海相等；陆相可分为坡积、冲积、洪积、湖泊、沼泽、冰川、风成等相。

岩相是随着时间的发展和空间条件的改变而变化的。在同一时间的不同地点，或在同一地点的不同时间，岩相常有不同。同一岩层的横向（水平方向）岩相变化，反映在同一时期但不同地区的沉积环境的差异。同一岩层的纵向（垂直层面方向）岩相变化，反映同一地区不同时期的沉积环境的改变，而这种改变常常是构造运动的结果。

比如，当地壳下降时，陆地面积缩小，而海洋面积扩大，也就是海水逐渐侵入大陆。如图 7-1A 所示，这时所形成的地层，从垂直剖面来看，自下而上沉积物的颗粒由粗变细；同时，新岩层分布面积大于老岩层，形成所谓“超覆”现象。通常把具有这种特征的地层称为“海侵层位”。

当地壳上升时，陆地面积扩大，而海洋面积缩小，也就是海水逐渐退出大陆。如图 7-1B 所示，这时所形成的地层，从垂直剖面上看，自下而上沉积物的颗粒由细变粗；同时，新岩层的面积小于老岩层，形成所谓“退覆”现象。通常把具有这种特征的地层称为“海退层位”。在同一地层剖面上有时可以看到海侵层位和海退层位交替变化，即沉积物颗粒由粗变细，又由细变粗，呈现有节奏的、有韵律的变化，表明该区地壳曾经经历了由下降到上升的过程，称为一个沉积旋回。大多数情况，海侵层位厚度较大，保存较好；而海退层位则相反，厚度较小，不易完全保存，有时甚至缺失，出现沉积间断。如图 7-2A 所示，在地层剖面中可以见到 4 套海侵层位，而缺失海退层位，说明缓慢的下降运动常为迅速的上升运动所代替，海底上升到海面以上，自然只有剥蚀，而无沉积作用了。在图 7-2B 剖面上也可以看到几次沉积旋回，但海退层位保存得较好，未见有侵蚀面介于地层之间，表明该区多

次由下降转为上升，但海底始终未升出海面，遭受侵蚀。自然环境变化多端，反映在岩相上也极复杂。每一沉积旋回中可以包括若干次一级旋回或更次一级旋回。

（三）构造变形

构造运动常使地层的产状发生改变，产生褶皱、断裂等构造变形。根据其形态特征可以推测其受力的方向、性质、强度及应力场的分布情况等。如环太平洋的山系和岛弧，以及喜马拉雅山脉等，目前多认为是板块水平移动和俯冲造成的。

（四）地层接触关系

地壳下降引起沉积，上升引起剥蚀，所以，地壳运动在岩层中记录下来各种接触关系。它们是构造运动的证据。

1. 整合接触 当地壳处于相对稳定下降（或虽有上升，但未升出海面）情况下，形成连续沉积的岩层，老岩层沉积在下，新岩层在上，不缺失岩层，这种关系称整合接触。其特点是：岩层是互相平行的，时代是连续的，岩性和古生物特征是递变的。整合岩层说明在一定时间内沉积地区的构造运动的方向没有显著的改变，古地理环境也没有突出的变化。

2. 不整合接触 由于构造运动，往往使沉积中断，形成时代不连续的岩层，这种关系称不整合接触。两套岩层中间的不连续面，称不整合面。按照不整合面上下两套岩层之间的产状及其所反映的构造运动过程，不整合可分为平行不整合（假整合）和角度不整合（斜交不整合）。

（1）平行不整合它的特点是不整合面上下两套岩层的产状彼此平行，但不是连续沉积的（即发生过沉积间断），两套岩层的岩性和其中的化石群也有显著的不同；不整合面上往往保存着古侵蚀面的痕迹（图 7-3）。

平行不整合的形成过程可表示为：地壳下降，接受沉积；地壳隆起，遭受剥蚀；地壳再次下降，重新接受沉积。这种接触关系说明在一段时间内沉积地区有过显著的升降运动，古地理环境有过显著的变化。

（2）角度不整合它的特点是不整合面上下两套岩层成角度相交，上覆岩层覆盖于倾斜岩层侵蚀面之上（图 7-4）；岩层时代是不连续的；岩性和古生物特征是突变的；不整合面上也往往保存着古侵蚀面。

角度不整合的形成过程可表示为：地壳下降，接受沉积；岩层褶皱隆起为山，遭受长期侵蚀；地壳再次下降，接受新的沉积（图 7-5）。

角度不整合说明在一段时间内，地壳有过升降运动和褶皱运动，古地理环境发生过极大的变化。

无论是平行不整合或角度不整合，都常具有以下共同特点：有明显的侵蚀面存在，侵蚀面上往往有底砾岩、古风化壳等。所谓底砾岩是指位于不整合面上的砾岩（有时横向变为砂岩）而言。有明显的岩层缺失现象，代

表长期间断。不整合面上下的岩性、古生物等有显著的差异。

不整合面的上覆地层中最老一层（底层）的时代之前，与下伏地层中最新一层（顶层）的时代之后，是不整合形成的时代，也就是构造运动的时期。

图 7-6 为河北秦皇岛石门寨下古生界剖面中的平行不整合接触关系。图 7-7 为辽宁赛马集平顶山剖面中的角度不整合接触关系。

研究不整合关系，不仅可以确定地史发展过程中的构造运动以及相应的古地理环境（如海陆变迁、山脉隆起、生物界演变等）的变化，而且也可以找出某些矿产分布的规律，如在不整合面上常富集铝土、粘土、铁矿、锰矿等矿产。

第三节 岩层的产状和岩石变形

岩层是指由两个平行的或近于平行的界面所限制的岩性相同或近似的层状岩石。岩层的上下界面叫层面，分别称为顶面和底面。岩层的顶面和底面的垂直距离称为岩层的厚度。任何岩层的厚度在横向上都有变化，有的厚度比较稳定，在较大范围内变化较小；有的则逐渐变薄，以至消失，称为尖灭；有的中间厚、两边薄并逐渐尖灭，称为透镜体（图 7-8）。如果岩性基本均一的岩层，中间夹有其它岩性的岩层，称为夹层，如砂岩含页岩夹层，砂岩夹煤层等等；如果岩层由两种以上不同岩性的岩层交互组成，则称为互层，如砂、页岩互层，页岩、灰岩互层等等。夹层和互层反映构造运动或气候变化所导致的沉积环境的变化。

一、岩层的产状

（一）不同产状的岩层

岩层在地壳中的空间方位称为岩层的产状。由于岩层沉积环境和所受的构造运动不同，可以有不同的产状。一般可以分为水平岩层、倾斜岩层、直立岩层和倒转岩层：

1. 水平岩层 在广阔的海底、湖盆、盆地中沉积的岩层，其原始产状大都是水平或近于水平的（图 7-9）。在水平岩层地区，如果未受侵蚀或侵蚀不深，在地表往往只能见到最上面较新的地层；只有在受切割很深的情况下，才能出露下面较老的岩层。例如华北平原，除非根据钻孔资料，否则不能知道地下都有什么岩层。

2. 倾斜岩层 指岩层面与水平面有一定交角（ $0-90^\circ$ ）的岩层（图 7-10）。有些是原始倾斜岩层，例如在沉积盆地的边缘形成的岩层，某些在山坡山口形成的残积、洪积层，某些风成、冰川形成的岩层，堆积在火山口周围的熔岩及火山碎屑层等，常常是原始堆积时就是倾斜的。但是，在大多数情况下，岩层受到构造运动发生变形变位，使之形成倾斜的产状。在一定范围内岩层的产状大体一致，称为单斜岩层。单斜岩层往往是褶皱构造的一部分。

3. 直立岩层 指岩层面与水平面直交或近于直交的岩层，即直立起来的岩层（图 7-11）。在强烈构造运动挤压下，常可形成直立岩层。

4. 倒转岩层 指岩层翻转、老岩层在上而新岩层在下的岩层（图 7-12），这种岩层主要是在强烈挤压下岩层褶皱倒转过来形成的。

（二）岩层的产状要素

指确定岩层产状的三个数值，即走向、倾向和倾角（图 7-13）。

1. 走向 岩层面与任一假想水平面的交线称走向线，也就是同一层面

上等高两点的连线；走向线两端延伸的方向称岩层的走向，岩层的走向也有两个方向，彼此相差 180°。岩层的走向表示岩层在空间的水平延伸方向。

2. 倾向 层面上与走向线垂直并沿斜面向下所引的直线叫倾斜线，它表示岩层的最大坡度；倾斜线在水平面上的投影所指示的方向称岩层的倾向，又叫真倾向，真倾向只有一个，倾向表示岩层向哪个方向倾斜。其它斜交于岩层走向线并沿斜面向下所引的任一直线，叫视倾斜线；它在水平面上的投影所指的方向，叫视倾向。无论是倾向或视倾向，都是有指向的，即只有一个方向。

3. 倾角 层面上的倾斜线和它在水平面上投影的夹角，称倾角，又称真倾角；倾角的大小表示岩层的倾斜程度。视倾斜线和它在水平面上投影的夹角，称视倾角。真倾角只有一个，而视倾角可有无数个，任何一个视倾角都小于该层面的真倾角。

我们在野外工作，都要想法求出岩层的真倾向和真倾角，但在天然剖面（如沿河谷、断崖等）和人工剖面（如沿公路、探槽、矿坑等）上所看到的岩层倾角，如果剖面方向不垂直于岩层的走向，都是视倾角。真倾角和视倾角有一定的几何关系如图 7-14 所示。

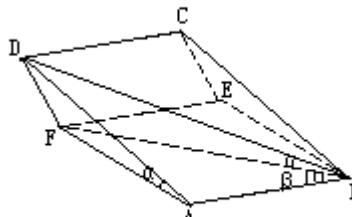


图7-14 真倾角与视倾角的关系

设：ABCD 为层面，ABEF 为水平面，AB、CD 为走向线，AFD 面为与走向垂直的断面， α 为倾角（真倾角），BFD 面为与走向斜交的任一断面， β 为岩层走向线与任一断面线 BF 的夹角， β' 为视倾角，即层面上任一视倾斜线 DB 与其在水平面上投影 FB 的夹角。

AFD 与 BFD 为具有共同边 DF 的直角三角形， $AF < BF$
 $\alpha > \beta$ （无例外）

此外，还可用数学公式表示真倾角与视倾角的关系。

$$\tan \alpha = \frac{DF}{AF} \quad DF = AF \tan \alpha$$

$$\tan \beta = \frac{DF}{BF} \quad DF = BF \tan \beta$$

$$AF \tan \alpha = BF \tan \beta$$

$$\sin \alpha = \frac{AF}{BF} = \frac{\tan \beta}{\tan \alpha}$$

$$\tan \alpha = \tan \beta \sin \alpha$$

、 、 中只要知其二，即可求其一。

（三）测量产状要素的方法

测量岩层的产状要素必须用地质罗盘。地质罗盘的外形为方形（长方形）和八边形。它的主要构件有：磁针、顶针、制动器、倾斜仪和底盘等。另外，在底盘上还带有刻度的圆盘和水准气泡。刻度从 0° — 360° ，按逆时针方向刻制，东与西的位置和实际相反。罗盘上的 N 表示北（ 0° ）；E 为东（ 90° ）；S 为南（ 180° ）；W 为西（ 270° ）。比如测得一个数据是 60° ， 60° 在 N 与 E 之间，则表示为 $NE60^{\circ}$ ；若测得数据为 300° ， 300° 在 N 与 W 之间，则表示为 $NW300^{\circ}$ 。 60° 与 300° 都称方位角。

测走向时将罗盘的长边（即 NS 边）与层面贴靠、放平、气泡居中后，北针所指的度数即为所求的走向。测倾向时用罗盘的 N 极指着层面的倾斜方向，使罗盘的短边（即 EW 边）与层面贴靠、放平，北针所指的度数即为所求的倾向。测倾角时将罗盘竖起以其长边贴靠层面，并与走向线垂直，罗盘指针上挂的倾斜仪所指度数就是所求的倾角。表示走向和倾向都用方位角。因为走向具有两个指向，可用两个方位数值来表示，二者相差 180° ，如 $NE35^{\circ}$ ， $SW215^{\circ}$ 。倾向仅有一个指向，只用一个方位数值表示，如 $SE125^{\circ}$ 。倾角的变化介于 0 — 90° ，如 45° 。上述产状合在一起记录为

$$\frac{NE35^{\circ}}{SW215^{\circ}}, SE125^{\circ}, 45^{\circ}$$

在野外测量产状要素，往往只记录倾向和倾角，如 $SE125^{\circ}$ ， 45° 。只有当岩层近于直立时，才记录走向。另一方面要把岩层的产状符号标注在地形图的相应位置上，如图 7-15 所示。产状符号一般是一长线、一短线互相垂直作“T”字形，长线代表走向，短线代表倾向，这两条线都要按实际方位画在图上，在短线一侧写上倾角的数字（用阿拉伯数字），不必标记“度”的符号（小圆圈），以免和“0”相混。

地质图上常用的产状符号如下：

-  30 倾斜岩层，长线代表走向，短线代表倾向，数字代表倾角；
-  水平岩层（ 0 — 5° ），长线代表走向；
-  直立岩层，长线代表走向，箭头指向较新岩层；
-  倒转岩层，长线代表走向，箭头指向倒转后的倾向。

二、岩石变形

（一）应力、应力场、应变椭球体

岩层所以由水平岩层变成倾斜岩层、直立岩层、倒转岩层，无疑这是受到力的作用的结果；岩层发生褶皱和断裂，也同样是这一原因。当一个物体受到力的作用时，它的形状或体积发生变化，或者形状和体积同时发生变

化，这就叫作变形。变形物体所受的力，可分为二种，即外力和内力。外力是指施加于物体的力；内力是指物体受外力作用，内部产生的与外力相抗衡的力，也就是物体抵抗外力发生形变时产生的各部分之间相互作用的力（这里所说的内力和外力是指力而言，以前曾讲过的内力作用和外力作用是指地质作用而言。二者概念不要混淆）。在物体内任一截面上单位面积的内力，称为应力，应力的大小以 kg/cm^2 来表示。在地壳内岩石中的应力，称为地应力。更确切地说：组成地壳的岩石，在构造运动所产生的构造力的作用下，其内部各点产生的应力，称为地应力，也称为构造应力。构造应力分布的空间称为构造应力场，或简称应力场。

为了说明构造应力场，也就是构造应力的空间分布规律，通常采用“应变椭球体”来作几何形象的解释。

比方，在各向同性的岩石中，任取一立方体，假想其中存在一个圆球体，当立方体受三向不等力发生均匀变形时，在不超过极限的范围内，原来的圆球体即变成三轴不等的椭球体，称为应变椭球体。如果把三度空间的应变椭球体，简化为“应变椭圆”，如图 7-16 所示，即可以从平面上看出岩石受力时的应力场情况，也即各种应力的空间分布情况：

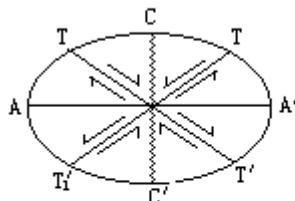


图7-16 各种应力在应变椭球体中的分布情况
AA'、承受最大压力的变形面；CC'、承受最大张应力的变形面；TT'、 $T_1 T_1'$ 、承受最大剪切应力的变形面

图中 CC 方向为压应力最大的方向，AA 为张应力最大的方向，与最大压应力或最大张应力方向成 45° 的方向，即 TT 和 $T_1 T_1$ 为最大剪切应力的方向。所以，AA 面为承受最大压应力的变形面，CC 为承受最大张应力的变形面，TT、 $T_1 T_1$ 为承受最大剪切应力的变形面。在构造运动过程中，实际上张应力、压应力和剪切应力皆同时存在，并按椭球体中各种应力的相互关系而分布，构成应力场。这三种应力的任何一种都可使球体变成“应变椭球体”。应用应变椭球体来分析地质构造的力学成因及其几何分布规律，是既简便而又有效的方法。

（二）岩石变形的阶段和影响岩石变形的因素

构成地壳的岩石是坚硬的，厚度和体积是巨大的，怎么会产生变形呢？首先，应该知道岩石变形的三个阶段：

一是弹性变形，岩石受外力（不超过弹性极限）发生变形，当外力去掉后变形立即消失，这种变形即为弹性变形。地震时所产生的弹性波（地震波）即属于这种性质，弹性变形在地壳岩石中不留任何痕迹，所以对研究地质构

造来说，意义不大。

二是塑性变形，岩石受外力（超过弹性极限）发生变形，当外力消失后，不能恢复原来形状，而形成永久变形，并仍然保持其连续完整性，这样的变形称为塑性变形。在地壳中普遍地保留下了属于塑性变形的褶皱构造等重要地质现象。如在图 7-16 中，沿着 AA 方向，容易在压应力下形成褶皱。

三是断裂变形，岩石受外力达到或超过岩石的强度极限时，岩石内部的结合力遭到破坏，产生破裂面，失去了它的连续完整性，这种变形即为断裂变形。所谓岩石的强度极限，是指在常温常压下使岩石开始出现破裂时的应力值，也称破裂极限。地壳中广泛地存在各种断裂构造，即属于此种变形。如在图 7-16 中，沿着 CC 方向容易产生张性断裂；沿着 TT 和 T_1T_1 方向容易产生剪切断裂。

由于岩石性质不同，有脆有柔，其变形性质也不相同。一般说来，脆性岩石当外力作用达到一定程度，即由弹性变形直接转变为断裂变形，没有或只有很小的塑性变形。柔性较大的岩石，当外力作用增大，超过岩石的弹性极限时，则由弹性转变为塑性变形；再继续施力，就会产生断裂变形。

即使是同一岩石，但作用其中的应力性质不同，其效果差异很大。岩石在外力作用下抵抗破坏的能力，称为强度。应力性质不同，岩石表现不同的强度，如表 7-1 所列数字表明：岩石的抗压强度 > 抗剪强度 > 抗张强度。以脆性岩石为例，其抗压强度一般比抗剪强度大 10 倍左右，比抗张强度大 30 倍左右。所以，岩石在一个应力场中，受张应力作用部分极易断裂，然后沿着最大剪切面的方向形成剪切裂隙。图 7-17 为大理石柱受压产生剪切裂隙的情况。

表 7-1 岩石的平均强度（单位：kg/cm²）

| 岩石 | 抗压强度 | 抗张强度 | 抗剪强度 |
|-----|------------------------|---------|-----------|
| 花岗岩 | 1480 (370 - 3790) | 30 — 50 | 150 — 300 |
| 大理岩 | 1020 (310 - 2620) | 30 — 90 | 100-300 |
| 石灰岩 | 960 (60-3600) | 30 — 60 | 100 - 200 |
| 砂岩 | 740 (110-2520) | 10 — 30 | 50 - 150 |
| 玄武岩 | 2750 (2000-3500) | — | 100 |
| 页岩 | 200-800 | — | 20 |

众所周知，组成地壳的岩石又硬又脆，但却发生了非常显著的变形，或像柔软的面条一样弯曲（褶皱）了，或七断八裂，切成许多碎块，对此似乎不可思议。实际上岩石变形固然与岩石本身的软硬等性质有关，而更重要的还与岩石所处的外界条件有关，如围压、温度、时间、应力状态等。

所谓围压即岩石所受其围岩的压力。处于地壳深处岩石可达几千几万个大气压。围压能增强岩石塑性变形的能力和提高它的强度。大家知道冰是脆的，受力即破成碎块，但在强大压力下冰可变为塑性物质，冰川所以能够流动就是因为是在强大压力下塑性增强的缘故。岩石也是这样，在常态条件下它是坚脆物质，但当岩石处于围压随深度而增加的地下，则变为具有高度塑性的物质。因为围压越大，物体内部质点的内聚力越强，要想使质点分开，产生断裂，那就困难了。如图 7-18，左图为实验前的一大理石圆柱；中图为在围压 $2.8 \times 10^7 \text{Pa}$ 条件下，施加压力使石柱长度缩短 20%，这时石柱破裂，产生 X 形交插的剪切裂隙；右图为围压在 $4.7 \times 10^7 \text{Pa}$ 条件下，加压使石柱同样缩短 20%，石柱未发生显著裂隙。

温度是影响岩石变形的另一个重要因素。人所共知，许多固体物质在常温下是脆的，而在高温下则变成塑性的。这是因为温度增高可以增强物体内部质点的运动，使之容易发生位移。故在较小的应力下岩石也能发生塑性变形。也有人做过大理石的试验，在围压 10^9Pa 条件下，温度为常温，其弹性极限为 2000kg/cm^2 ；若温度升高为 750°C ，则其弹性极限减为 1000kg/cm^2 ，也就是扩大了塑性变形的范围。地壳岩石随埋深增加，不但围压增大，而温度也增高了，因此更容易产生塑性变形。温度如升高到一定程度，还可出现物质流动现象。

此外，时间也是影响岩石变形的重要因素之一。一般说来，岩石所受的应力小于它的弹性极限，不会产生永久变形。但是如果作用时间很长或作用次数增多，也会引起缓慢的变形，这种现象称为蠕变。有人做过这种实验，把大理石横梁，放在支架上，在石条上坠以重物，经过较长时间，即可发现大理石横梁发生向下弯曲现象。作用于地壳内部的力是长期而缓慢的，要经历几百万年甚至更长时间，因此即使是坚硬厚脆的岩石，也会产生变形。

应力状态对岩石变形也有很大影响。当岩石受到张力时，会使岩石脆性增强，最容易发生张断裂；而当岩石受到压力时，岩石塑性相应增强，这时剪切裂隙比张裂隙更容易产生。

充分考虑到上述这些具体情况，面对复杂的强烈的地壳岩石变形，就会不足为怪了。

第四节 褶皱构造

一、褶皱的概念

岩层的弯曲现象称为褶皱。岩层在构造运动作用下，或者说在地应力作用下，改变了岩层的原始产状，不仅使岩层发生倾斜，而且大多数形成各式各样的弯曲。褶皱是岩层塑性变形的结果，是地壳中广泛发育的地质构造的基本形态之一（图 7-19）。褶皱的规模可以长达几十到几百千米，也可以小到在手标本上出现。

褶皱构造通常指一系列弯曲的岩层（图 7-20）；而把其中一个弯曲称为褶曲。但褶皱和褶曲二个术语有时并无严格的区别，而且在许多外文中也只是同一术语。

从成因上讲，褶皱主要是由构造运动形成的，它可能是由升降运动使岩层向上拱起和向下拗曲，但大多数是在水平运动下受到挤压而形成的，而且缩短了岩层的水平距离（图 7-21）。在外力地质作用下如冰川、滑坡、流水等作用，也可以造成岩层的弯曲变形，但一般不包括在褶皱变动的范畴中。

褶曲的形态是多种多样的，但基本形式只有背斜和向斜两种（图 7-22）。

从外形上看，背斜是岩层向上突出的弯曲，两翼岩层从中心向外倾斜；向斜是岩层向下突出的弯曲，两翼岩层自两侧向中心倾斜。这种从形态上的划分，大多数情况下是对的。但在有些情况下则是无法判断的，例如当褶曲是横卧时，或褶曲两翼平行而顶部被剥蚀掉时，或褶曲呈扇形弯曲而顶部亦被剥蚀，或褶曲呈翻卷状态时，等等，都无法利用形态区分是背斜或向斜。

从本质上讲，应该根据组成褶曲核部和两翼岩层的新老关系来区分，即褶曲的核部是老岩层，而两翼是新岩层，就是背斜；相反，褶曲核部是新岩层，而两翼是老岩层，就是向斜。或者说，由核到翼，岩层越来越新，并在两翼呈对称出现，为背斜；由核到翼，岩层越来越老，并在两翼呈对称出现，为向斜。

二、褶曲要素

为了便于对褶曲进行分类和描述褶曲的空间展布特征，首先应该了解褶曲要素（图 7-23）。褶曲要素是指褶曲的各个组成部分和确定其几何形态的要素。褶曲具有以下各要素：

（一）核

褶曲的中心部分。通常指褶曲两侧同一岩层之间的部分。但也往往只把褶曲出露地表最中心部分的岩层叫核。

（二）翼

指褶曲核部两侧的岩层。一个褶曲具有两个翼。两翼岩层与水平面的夹角叫翼角。

（三）轴面

平分褶曲两翼的假想的对称面。轴面可以是简单的平面，也可以是复杂的曲面；其产状可以是直立的、倾斜的或水平的。轴面的形态和产状可以反映褶曲横剖面的形态（图 7-24）。

（四）枢纽

褶曲岩层的同一层面与轴面相交的线，叫枢纽。枢纽可以是水平的、倾斜的或波状起伏的。它可以表示褶曲在其延长方向上产状的变化（图 7-25）。

（五）轴

指轴面与水平面的交线（图 7-23EF）。因此，轴永远是水平的。它可以是水平的直线或水平的曲线。轴向代表褶曲延伸的方向，轴的长度可以反映褶曲的规模。

（六）转折端

褶曲两翼会合的部分，即从褶曲的一翼转到另一翼的过渡部分。它可以是点，也可以是一段曲线。这种形态变化在一定程度上可以反映褶曲的强度或岩石的强度。

三、褶曲的形态分类

褶曲的形态分类是描述和研究褶曲的基础，它不仅在一定程度上反映褶曲形成的力学背景，而且对地质测量、找矿和地貌研究等都具有实际的意义。褶曲要素是褶曲形态分类的重要根据。

（一）褶曲的横剖面形态

1. 根据轴面产状并结合两翼特点分类（图 7-26）

（1）直立褶曲轴面直立，两翼向不同方向倾斜，两翼倾角相等，两翼对称，故又叫对称褶曲。

（2）倾斜褶曲轴面倾斜，两翼向不同方向倾斜，两翼倾角不等，两翼不对称，故又叫不对称褶曲（图 7-27）。

（3）倒转褶曲轴面倾角更小，两翼向同一方向倾斜，其中一翼岩层发生倒转，两翼角相等或不等。

（4）平卧褶曲也叫横卧褶曲，轴面水平或近于水平，两翼岩层的产状也近于水平；一翼层位是正常的，另一翼层位发生倒转（图 7-28）。

（5）翻卷褶曲轴面翻转向下弯曲，此种褶曲在外观上是向（背）斜，

实际上是背（向）斜，通常由平卧褶曲转折端部分翻卷而成。

上述五种褶曲，基本上反映了褶曲变形程度从轻微到强烈、从简单到复杂的过程以及水平挤压力的不同强度。但不能绝对化，有时与岩性和构造条件等有关。

2. 根据转折端形状及两翼特点分类

(1) 圆弧褶曲转折端呈圆滑弧形。

(2) 箱形褶曲转折端平直而两翼陡峭，在两翼转折处呈膝状弯曲，形似箱状。大型箱形褶曲的一翼可称挠曲，即岩层成一面倾斜的台阶状或膝状褶曲（图 7-29）。

(3) 锯齿状褶曲也叫尖棱褶曲，转折端是一点，呈锯齿状。这种褶曲常发生在岩性较坚硬且脆的岩层中（图 7-30）。

(4) 扇形褶曲转折端平缓而两翼岩层均倒转，在背斜中两翼岩层向轴面倾斜；在向斜中则自轴面向外倾斜。此种褶曲反映了两翼受到两侧压力较大逐渐向轴面运动的情况（图 7-31）。

(二) 褶曲的纵剖面形态

1. 根据枢纽的产状（图 7-32）分为：

(1) 水平褶曲枢纽近于水平的褶曲。

(2) 倾伏褶曲枢纽倾伏的褶曲。枢纽与其在水平面上投影的夹角，称为倾伏角。

(3) 倾竖褶曲枢纽近于直立的褶曲。

严格地说，自然界褶曲的枢纽很少是水平的，大多数都是倾伏的；大规模的褶曲，其枢纽往往是有起伏的（如图 7-25c）。倾竖褶曲比较少见，但在岩层陡立地区，如密云溪翁庄地区，即出现枢纽向东南倾伏近 80° 的一个两翼开阔的倾竖向斜构造。

2. 根据轴面产状和枢纽产状综合分类

上述褶曲的横剖面和纵剖面形态分类，都各自反映了两度空间的褶曲特征，这对描述褶曲的形态特点，分析褶曲的延伸情况和研究褶曲的变形强度及所受力的背景，都是有用的。如果把上述二者（轴面产状和枢纽产状）结合起来进行分类，则可获得褶曲在三度空间的形态。据此，可把褶曲分为 7 种主要类型：

(1) 直立水平褶曲轴面近于直立（倾角 $80^\circ\text{—}90^\circ$ ），而枢纽近于水平（倾伏角 $0^\circ\text{—}10^\circ$ ）。

(2) 直立倾伏褶曲轴面近于直立，而枢纽倾斜（倾伏角 $10^\circ\text{—}80^\circ$ ）。

(3) 倾竖褶曲轴面和枢纽均近于直立（ $80^\circ\text{—}90^\circ$ ）。

(4) 倾斜水平褶曲轴面倾斜（ $10^\circ\text{—}80^\circ$ ），而枢纽近于水平（ $0^\circ\text{—}10^\circ$ ）。

(5) 平卧褶曲轴面近于水平（ $0^\circ\text{—}10^\circ$ ），枢纽也近于水平（ $0^\circ\text{—}10^\circ$ ）。

(6) 倾斜倾伏褶曲轴面倾斜（ $10^\circ\text{—}80^\circ$ ），枢纽也倾伏（ $10^\circ\text{—}80^\circ$ ），

但二者的倾向和倾斜程度不一致。

(7) 斜卧褶曲轴面倾斜(10—80°)，枢纽也倾伏(10—80°)，但二者的倾向基本平行，倾角也大致相等。

上述的倾斜倾伏褶曲是在自然界分布最普遍的一类。

(三) 褶曲的平面形态

不同类型的褶曲，其平面形态也不一样。

1. 线形褶曲 又称长褶曲，褶曲轴向一定方向延伸很远，从几十千米到数百千米或者更远。长与宽之比大于10:1。

2. 长圆形褶曲 又称短轴褶曲，长与宽之比在10:1到3:1之间。若为背斜叫短背斜，若为向斜叫短向斜。它们在平面上的投影形态近似椭圆形。

3. 浑圆形褶曲 长宽之比小于3:1，平面投影近似圆形。若为背斜叫穹窿，若为向斜叫构造盆地。还有一种穹窿构造，其核部为很厚的岩盐层，并刺穿上覆岩层，此种穹窿称为盐丘。一般认为岩盐层为高塑性岩石，在差异重力作用或挤压作用下，盐层向核部塑性流动加厚，向上拱起并刺穿上覆岩层，这种构造又叫底劈构造或挤入构造。

上述短背斜、短向斜、穹窿、构造盆地等(图7-34)，常常独立存在。其中短背斜、穹窿、盐丘等是最理想的储油构造，是石油地质工作的重要勘探对象之一。

以上所讲的褶曲形态，是从三度空间的不同剖面(横剖面、纵剖面、水平面)上分类的，其任一名称都不能反映褶曲的整体轮廓。正确识别褶曲，必须从三度空间进行全面观察才能获得其完整的立体轮廓。

四、褶曲在地质图上的表现

不同形态的褶曲，在地质图上表现为不同的形式。

(一) 水平褶曲

在地质图上分析褶曲，首先要注意岩层的新老关系，其次要注意岩层的产状，第三要注意地形与岩层的关系。

如图7-34为一水平褶曲，表现在地质图上其特点是：两翼对称重复，并与走向平行。然后进一步分析，核部为老岩层，两翼为新岩层，所以为背斜。若核部为新岩层，两翼为老岩层，则必为向斜。

如果该地区起伏平缓，两翼岩层倾角大致相同，但倾向相反，则为直立褶曲；若两翼倾角不等，出露宽度也不同，而倾向相反，则为倾斜褶曲，轴面倾向应与较缓一翼的倾向一致；若两翼倾角不等，宽度也不同，但倾向相同，是为倒转褶曲。应该指出，岩层露头宽度与岩层厚度有关，同时与岩层本身产状也有关。在地形较平坦的条件下，若岩层厚度越大，岩层产状越平

缓，其露头宽度越大；反之，若岩层厚度越小，岩层产状越陡直，其露头宽度也越窄。如果地形比较复杂，岩层露头形状常受地形影响，变化较大。

（二）倾伏褶曲

如图 7-35 所示，倾伏褶曲表现在地质图上的特点是：两翼岩层对称重复，但彼此不平行而逐渐转折汇合，称转折端。若一套倾伏背斜和倾伏向斜连续出现时，则其地质界线呈“之”字形弯曲。沿任一褶曲轴（通过核部并对称于两翼的一条线）岩层越来越新的方向，即为褶曲的倾伏方向。

然后，根据核部和两翼的岩层新老关系来判断背斜和向斜；再根据褶曲两翼的产状（倾角、倾向）及出露宽度等，确定褶曲形态属于哪一种类型。

五、褶皱的组合类型

在一个地区，褶曲常是连续出现，形成各种褶皱组合特征，特别是在地壳活动强烈地区，往往形成很复杂的褶皱带。常见的褶皱组合类型如下：

（一）从横剖面看褶皱的组合类型

1. 复背斜和复向斜 复背斜（复向斜）是规模巨大的翼部为次一级甚至更次一级褶曲所复杂化的背斜（向斜）构造。这些大规模褶皱的次一级褶曲轴走向大体一致，从平面上看多呈紧密相邻同等发育的线形褶曲；从横剖面看，复背斜的褶曲轴面多向下形成扇状收敛；而复向斜的褶曲轴面多向上形成倒扇状收敛（图 7-36）。

复背斜和复向斜多分布于一定的区域，即构造运动强烈的褶皱带。一些著名的褶皱山脉如昆仑山、祁连山、秦岭等常出现这类复杂的褶皱构造。

2. 同斜褶皱和等斜褶皱 由一系列褶曲轴面和两翼岩层向同一方向倾斜的倒转褶曲所组成的褶皱，称为同斜褶皱（图 7-37）。如果一系列相连的倒转褶曲轴面和两翼岩层，不仅向同一方向倾斜，而且其倾角几乎相等，这样的褶皱称为等斜褶皱（图 7-38）。

同斜褶皱和等斜褶皱都出现在构造运动特别强烈的褶皱山地，是在受到强烈的挤压情况下形成的。

这类褶皱在经过剥蚀之后，其地表露头极似单斜岩层（如图 7-38）。因此，必须根据岩层新老关系及对称排列情况，才能恢复其褶皱构造形态。

3. 隔档式和隔槽式褶皱 在四川东部、贵州北部以及北京西山等地，可以看到由一系列褶曲轴平行、但背斜向斜发育程度不等所组成的褶皱。有的是由宽阔平缓的向斜和狭窄紧闭的背斜交互组成的，称隔档式褶皱；有的是由宽阔平缓的背斜和狭窄紧闭的向斜组成的，称隔槽式褶皱（图 7-39）。

（二）从平面上看褶皱的组合类型

1. 平行状褶皱 一系列背斜向斜相间平行排列（图 7-40），相当于前面所讲的由线形褶曲组合而成的褶皱。它反映在一个应力场中以压应力为主所形成的褶皱。

2. 分枝状褶皱 指一个褶曲沿其延伸方向分叉，形成若干个褶曲，犹如树枝状。如川东华莹山背斜向 SSW 方向分成若干个背斜和向斜。

3. 帚状褶皱 指若干个褶曲相间排列，一端收敛而另一端散开，形如帚状。如广西马巴帚状构造。

4. 弧形褶皱 指一系列（或单个）褶曲呈明显弧状的褶皱。

5. 雁行式褶皱 在区域性水平力偶（水平扭力）作用下，往往形成一组短轴背斜向斜相间斜列的褶皱构造。只要做这样一个小试验，比如在一块台布上用两手相对扭动一下，就会形成一排斜列的皱纹，雁行式褶皱形成的道理大致如是。如山西省纵贯中部有一系列盆地和山地呈雁行式相间排列，即此类褶皱的反映。

上述各褶皱主要发育在构造运动强烈的褶皱山地，由于受力不均或水平旋扭等乃形成不同平面形态。如果在构造活动微弱的相对稳定地区，其褶曲组合往往具有如下特点：即褶曲常是孤立的、轴向不一致的、短轴的、开阔的类型，一般多发育短背斜、穹窿构造。而介于其间，则多为平缓的向斜或近水平的岩层。

六、如何在野外认识褶皱构造

褶皱构造是地质构造的重要组成部分，几乎在所有的沉积岩及部分变质岩构成的山地都会存在不同规模的褶皱构造。小型的褶皱构造可以在一个地质剖面上窥其一个侧面的全貌；而大型构造往往长宽超过数千米到数千米。这样的褶皱构造，虽然在野外观察了一段很长的距离，但仍然未出其一个翼的范围。如果该地区有现成的地质图，应该首先查阅已有的地质图件，并进行分析。下面简述一下在野外研究褶皱构造的方法。

（一）地质方法

1. 必须对一个地区的岩层顺序、岩性、厚度、各露头产状等进行测量或基本搞清楚，才能正确地分析和判断褶曲是否存在。然后根据新老岩层对称重复出现的特点判断是背斜还是向斜；再根据轴面产状、两翼产状以及枢纽产状等判断褶曲的形态（包括横剖面、纵剖面和水平面）。

2. 在野外布置考察路线，一是采取穿越法，即垂直岩层走向进行观察，以便穿越所有岩层并了解岩层的顺序、产状、出露宽度及新老岩层的分布特征。二是在穿越法的基础上，采取追索法，即沿着某一标志层（即厚度比较稳定、岩性比较固定鲜明、在地貌上的反映比较突出的岩层）的延伸方向进行观察，以便了解两翼是否平行延伸，还是逐渐汇合等情况。这两种方法可

以交插使用，或以穿越法为主，追索法为辅，以便获知褶曲构造在三度空间的形态轮廓。

（二）地貌方法

各种岩层软硬薄厚不同，构造不同，在地貌上常有明显的反映。例如，坚硬岩层常形成高山、陡崖或山脊，柔软地层常形成缓坡或低谷，等等。下面扼要介绍几点与褶皱构造有关的地貌形态：

1. 水平岩层 有些水平岩层不是原始产状，而是大型褶皱构造的一部分，例如转折端部分，扇形褶曲的顶部或槽部，构造盆地的底部，挠曲的转折部分等，这样的岩层常表现为四周为断崖峭壁的平缓台地、方山（平顶的山）以及构造盆地的平缓盆底（图 7-41 中的方山）。

2. 单斜岩层 大型褶皱构造的一个翼或构造盆地的边缘部分，常表现为一系列单斜岩层。这样的岩层，一边在倾向方向顺着层面进行面状侵蚀，故地形面常与岩层坡度大体一致；一边在反倾向方向进行侵蚀，常沿着垂直裂隙呈块体剥落，形成陡坡和峭壁。因此，如果单斜岩层倾角较小（如 20° — 30° ），则形成一边陡坡一边缓坡的山，叫做单面山（图 7-41）；如果单斜岩层倾角较大（如 50° — 60° ），则形成两边皆陡峻的山，叫猪背崖（如图 7-41 中最左方未标名的山尖）。

3. 穹窿构造、短背斜和构造盆地 前二者常形成一组或多组同心圆或椭圆式分布的山脊，如果岩层产状平缓，里坡陡而外坡缓。有时在这样地区发育成放射状或环状水系。在构造盆地地区，四周常为由老岩层构成的高山，至盆地底部岩层转为平缓，并且多出现较新的岩层。如四川盆地，北部大巴山主由古生代和前古生代岩层组成，在盆地中心则主由中生代及新生代岩层组成。图 7-41 从整体看为一个构造盆地的一部分剖面。但应指出，大型构造盆地的地貌形态常为次一级构造所复杂化，如四川盆地东部出现一系列隔档式褶皱形成的山地和沟谷。

4. 水平褶皱及倾伏褶皱 在后者地区，常沿两翼走向形成互相平行而对称排列的山脊和山谷（图 7-42）。

在倾伏褶皱地区，常形成弧形或“之”字形展布的山脊和山谷（图 7-43）。

5. 背斜和向斜 地形有时与地质构造基本一致，即形成背斜山和向斜谷（图 7-44）。

但在更多的情况下，是在背斜部位侵蚀成谷，而在向斜部位发育成山，即形成背斜谷和向斜山。这种地形与构造不相吻合的现象称地形倒置。为什么会产生这种情况？如图 7-45 所示，当岩层褶曲后，岩层顶面受张应力而伸长，底面受压应力而缩短，岩层顶面和底面之间有一个既未伸长也未缩短的“中和面”。又如图 7-46 所示，在褶曲前假设岩层中划出许多单位球体，褶曲后它们形成各种应变椭球体，便可一目了然岩层在褶曲后内部应力分布的特征。

据上图示，不难理解在背斜顶部因受张应力作用，极易形成一组平行轴面的张裂隙，给外力侵蚀作用提供了条件，如果核部岩层较软，那就更相得益彰，最后侵蚀谷地。在向斜槽部，因受压应力作用，岩石往往挤压密实，难于破坏，如果核部岩层较硬，那就更难侵蚀风化，最后突起形成高山。图 7-47 表示背斜谷和向斜山的发展过程。从图 7-42 和图 7-43，也可以看出许多沟谷是从背斜顶部开始发育的情况。

七、研究褶皱构造的意义

褶皱构造是地壳中广泛发育的构造形式之一。它对于矿产的形成、形态、分布等有一定的控制作用；同时，也是形成地貌的重要基础。

（一）褶皱与矿产

1. 许多赋存于褶皱的沉积岩层中的矿产，必须搞清楚构造形态、规模，才能探明矿床的分布、大小、产状等情况。

2. 在背斜顶部常发育一组张裂隙（如图 7-45），提供矿液的侵入通道，在此部位容易形成脉状矿体（矿脉）。

3. 岩层褶皱时，由于层间滑动（如同一本书挤压弯曲时，页与页间产生相对滑动），在上下层转折端部位容易形成空隙（称为虚脱，图 7-48），常为矿质填充提供条件，形成鞍状矿体（图 7-49）。如辽宁东部的一金矿，在 62 个枢纽带中发现矿体 50 个。四川宁南铅锌矿，也形成于褶皱转折端部位。

4. 具有封闭条件的穹窿、短背斜等是重要的储油、储气构造（图 6-10）。

5. 构造盆地常形成良好的储水构造。

（二）褶皱与地貌

褶皱构造与地貌的关系至为密切，它几乎控制了大中型地貌的基本形态。由褶皱构造形成的山地称为褶皱山脉。研究地貌形成的基本原因，有必要研究褶皱构造。如北京西山地质构造主为一系列交互排列的 NE 向或 NNE 向向斜构造和背斜构造，沿向斜构造形成许多 1000m 以上的山峰，如妙峰山、清水尖、百花山等。

（三）褶皱构造与地球发展历史

褶皱的发育过程、特征及褶皱时代等往往代表一个地区的构造运动性质及地壳发展历史。通常利用角度不整合的时代来确定褶皱的时代。虽然褶皱构造的形成是长期的，但其最后完成的时期常与某一构造运动联系在一起，在地层剖面上看，就是以不整合面来代表一次构造运动（一般以典型剖面地区的地名来命名，如燕山运动、喜马拉雅运动），而不整合的形成时代即是褶皱形成的时代。例如，在一个地层剖面中，存在一个角度不整合，不整合面以下的最新地层时代是早白垩纪，不整合面以上的最老地层时代是始新世，那么这个不整合的形成时代（也就是下伏岩层的褶皱时代）是在早白垩纪以后和始新世以前。若此不整合代表燕山运动，则这次褶皱属燕山期褶

皱。

第五节 断裂构造（一）——节理

地壳中岩石（岩层或岩体），特别是脆性较大和靠近地表的岩石，在受力情况下容易产生断裂和错动，总称为断裂构造。它和褶皱构造一样，是地壳中普遍发育的基本构造形式之一。除去地壳表层普遍发育的各种断裂构造外，还存在许多不同规模、不同深度的断裂系统，甚至把岩石圈分割成许多板块。这里所讲的断裂构造主要指大陆壳上常见的构造。通常根据断裂岩块相对位移的程度，把断裂构造分为节理和断层两大类。本节简要介绍节理。

一、节理的分类

几乎在所有岩石中都可看到有规律的、纵横交错的裂隙（图 7-50），它的专门术语叫节理。节理即断裂两侧的岩块沿着破裂面没有发生或没有明显发生位移的断裂构造。节理的长度、密度相差很悬殊，有的可延伸几米、几十米，有的只有几厘米；有的密度很大，有的则比较稀疏。沿着节理劈开的面称节理面。节理面的产状和岩层的产状一样，用走向、倾向和倾角表示。节理常与断层或褶曲相伴生，它们是在统一构造作用下形成的有规律的组合。

（一）节理的成因分类

按照成因可以分为两类，一是非构造节理，另一是构造节理。

1. 非构造节理 指岩石在外力地质作用下，如风化、山崩、地滑、岩溶塌陷、冰川活动以及人工爆破等作用所产生的节理。这类节理常分布于地表浅部的岩石中，节理的几何规律性较差，一般没有矿化现象，但这些风化裂隙等常形成地下水运移的通道，或在一定条件下形成储水层；风化破碎带对于工程建设有很大影响。

在非构造节理中还包括岩石在成岩过程中所形成的节理，即所谓原生节理。例如：

（1）侵入岩体中的节理 岩浆侵入围岩，随着岩浆的冷却常形成有规律性的节理。它们主要分布于岩浆侵入体的顶部和边缘部分。其形成主要与岩浆的冷却和收缩有关。岩浆体冷却收缩是从上而下，从外及内，从边缘到中心缓慢进行的，因此在岩体内容易形成平行于接触面的节理；同时当岩体外部冷凝后，而内部仍在流动，这流动部分和冷凝部分之间也容易发生裂隙。如图 7-51。在火成岩体中常见的节理有：

横节理 又称 Q 节理，指节理面与岩体中流线构造（原生线状流动构造）相垂直的节理。这可能因岩浆冷凝不均，垂直流线方向产生张力所致。节理面较粗糙，产状较陡直。其中常被岩浆填充，形成互相平行的岩墙或岩脉。

纵节理 又称 S 节理，指节理面平行于流线构造的节理。这可能因岩浆在流动方向由外及里冷却收缩不均产生剪切力所致。节理面平直，节理裂隙紧闭，产状较陡。

层节理 又称 L 节理，指节理面平行于流面的节理，常发育于岩体顶部或与围岩接触的平缓部位。这可能因岩浆自上而下冷却依次逐渐收缩所致。

上述三种节理常把侵入体分割成大小方块，促进岩石的风化。

斜节理 指节理走向与流线、流面斜交的节理，常两组共生形成“X”形。节理面光滑，有时可见擦痕和光滑镜面。这种节理属于构造节理，是在上述节理形成后，岩体受压因剪切作用所致。

(2) 玄武岩中的柱状节理在玄武岩熔岩流或其他浅成岩体中，垂直冷凝面常发育成规则的六方柱状节理。其成因，一般认为，假设在均一基性的熔岩中有均匀分布的冷却中心（呈等边三角形分布，冷却中心距离彼此相等），然后各向中心收缩，形成六方柱状节理，如图 7-52 所示。在自然界，由于熔岩物质的不均一性等因素的影响，这种节理不一定是六方柱状，也可能呈五角柱状七角柱状及其它。徐松年（1984）等近来研究表明，柱状节理面不是单纯的张裂面，还存在非平面的剪切变形。

2. 构造节理 指在构造运动作用下形成于岩石中的节理，常常成组成群有规律地出现。这种节理往往与其他构造如褶皱、断层等有一定的组合关系和成因联系。如图 7-53 表示在水平挤压下在褶曲构造中可能发育的各种节理。

(二) 节理的几何分类

指按照节理与其所在的岩层或其它构造的关系进行的分类（图 7-53）。实际上这种几何分类与力学成因有密切关系，即一定的几何关系可反映一定的力学成因。

1. 根据节理与所在岩层的产状要素的关系可以分为（图 7-54）：

- (1) 走向节理节理的走向大致平行于岩层的走向；
- (2) 倾向节理节理的走向大致垂直于岩层的走向；
- (3) 斜向节理节理的走向斜交于岩层的走向；
- (4) 顺层节理节理面大致平行岩层层面。

2. 根据节理的走向与所在褶曲枢纽的关系可以分为：

- (1) 纵节理二者大致平行的节理；
- (2) 横节理二者大致垂直的节理；
- (2) 横节理二者大致垂直的节理；
- (3) 斜节理二者互相斜交的节理。

上述两种分类，在某些情况下，例如对于水平褶皱而言，走向节理相当于纵节理；倾向节理相当于横节理；斜向节理相当于斜节理。

(三) 节理的力学成因分类

按照产生节理的力学性质，节理主要分为张节理和剪节理。

1. 张节理 是岩石在张应力作用下所产生的节理。上述褶皱构造中的纵节理和横节理都属于张节理。张节理常具有如下的特征：

(1) 产状不甚稳定，在岩石中延伸不深不远；

(2) 多具有张开的裂口，节理面粗糙不平（图 7-55），面上没有擦痕，节理有时为矿脉所填充；

(3) 在碎屑岩中的张节理，常绕过砂粒和砾石，节理随之呈弯曲形状（图 7-55）；

(4) 节理间距较大，分布稀疏而不均匀，很少密集成带；

(5) 常平行出现，或呈雁行式（即斜列式）出现，有时沿着两组共轭呈 X 形的节理断开形成锯齿状张节理，称追踪张节理（图 7-56）。

2. 剪节理 又称剪切节理，是岩石在剪切应力（亦称扭应力）作用下所产生的节理，它一般产生于与压应力呈 45° 角左右的平面上，即最大剪切面上。上述褶皱构造中的斜向节理或斜节理多属于剪节理。剪节理具有下述特征：

(1) 产状比较稳定，在平面中沿走向延伸较远，在剖面上向下延伸较深；

(2) 常具紧闭的裂口，节理面平直而光滑，沿节理面可有轻微位移，因此在面上常具有擦痕、镜面等；

(3) 在碎屑岩中的剪节理，常切开较大的碎屑颗粒或砾石（图 7-57），或切开结核、岩脉等；

(4) 节理间距较小，常呈等间距均匀分布，密集成带；

(5) 常平行排列、雁行排列，成群出现；或两组交叉，称“X 节理”，或称“共轭节理”（图 7-58），两组节理有时一组发育较好，一组发育较差。

二、节理与褶皱构造的关系

在一个地区，在同一应力场（或同一构造运动）作用下，所产生的褶皱、断裂等彼此具有密切的成因联系。

图 7-53 已经说明各种节理的分布与褶皱构造的关系。现以图 7-59 为例，进一步说明褶皱的形成和各种节理的发生序次：

（一）岩层褶皱前的早期节理

当一套水平岩层受到水平方向的侧向压力时，在层面上出现两组剪切节理，即 X 节理（共轭节理）；这种节理面垂直于层面，是为平面型 X 节理（图 7-59A）。

如果继续受力，会在沿着压力方向产生一组张节理，又叫横张节理；有时是沿着 X 节理面曲折拉开，形成追踪张节理（图 7-59A）。

（二）岩层褶皱后的晚期节理

岩层在水平压力的继续作用下，开始弯曲褶皱，如图 7-59C 所示，在背斜顶部产生平行于枢纽的张节理，又叫纵张节理（因在背斜顶部受到张应力作用，参阅图 7-45）。这种节理垂直层面，上宽下窄呈楔形，从横剖面看，在中和面以上发育呈扇形分布。在脆性岩层中发育较好，有时追踪早期 X 节理，形成锯齿状的纵张节理。它们沿走向一般延伸不远。

如果褶皱继续发展，如图 7-60B 所示，沿着最大剪切面又发育成 X 节理，但这晚期 X 节理与前者不同，在剖面上呈 X 交叉，而在层面上与枢纽平行，故称剖面 X 节理。

如果岩层中间夹有塑性较大岩层（如页岩），岩层褶皱时由于层间滑动所产生的力偶作用，使岩层发生小型褶皱，叫层间牵引褶皱或拖拉褶皱（图 7-60 及封面上图）。

如果岩层中间夹有脆性较大的岩层，则在上下层的力偶作用下，形成层间剪节理（图 7-59C）。有时这种剪节理或其它原因的剪节理，细而密集，甚至可将岩层劈成薄片，称为劈理。图 7-61 说明层间剪节理或剪劈理的成因。

三、研究节理的意义

研究节理的类型、成因和分布规律有着重要的理论和实际意义。

首先，研究节理的分布、性质和组合情况，有助于推断区域性应力场的特点和各种应力的分布规律以及与各种构造的相互关系。

例如，根据共轭节理的锐角等分线的方向，从理论上讲代表挤压作用力的方向。如图 7-62 为不同类型的节理组合图， s_1s_1 和 s_2s_2 为两组共轭剪切节理，其锐角等分线方向即南北向为压应力方向，那么东西方向当然是张应力方向，因此产生了相应的张节理 tt 。

有时候一条剪节理是由许多条首尾衔接的呈羽状排列的小节理组成。沿着小节理的走向向前观察，若后一条小节理重叠于前一条小节理的左侧，则为左行（或叫左旋）；若后一条小节理重叠在前一条节理的右侧，则为右行（或叫右旋）。如图 7-63，有 MN 和 M'N' 两组共轭羽状剪节理，根据上述方法可以判断 MN 为右行剪节理，M'N' 为左行剪节理，并可据以判断压应力为南北方向（如箭头所示）。

其次，研究节理有很大实际意义。有些节理，主要是张节理常提供岩浆活动侵入的通道，并控制矿体的形成和分布。富含张节理的岩石，对于地下水的运动和富集有密切关系，有时构成地下水的含水层。此外，在进行隧道、水工建筑（水库大坝等）、矿井坑道、桥梁等工程设计和施工时，都必须对有关地区的岩石节理做详细的调查和测量，以防止可能引起的破坏作用和不

良影响。

除此，节理对于地貌的发育、形态等有密切关系。节理构成岩石的软弱面，提供了风化和侵蚀的有利条件，流水、冰、植物等常沿节理风化或侵蚀，造成各种地貌。如花岗岩中的纵节理、横节理和层节理，往往把坚硬的岩石切割成无数方块，在棱、角处先行风化，形成球状风化地貌（图 7-64）。有时沿着陡倾斜的节理风化侵蚀成险峻峭拔的地貌（图 7-65）；有时沿着垂直节理侵蚀成悬崖峭壁（图 7-66）或峰林石柱，如广东仁化丹霞地貌、河北承德棒锤山、北京西山龙门涧、云南路南石林、湖南大庸张家界等，都是在近水平的岩层中发育了几组垂直节理，然后顺着节理切开的岩层选择风化，结果塑造成千姿百态、群峰林立、石柱凌空的地貌形态。有些河谷是沿着节理的方向发育的。

测量节理产状要素的方法与测量岩层产状相同。有时节理面未暴露在外，可将硬纸片插入节理裂隙中，然后测量其产状要素。

第六节 断裂构造（二）——断层

岩块沿着断裂面有明显位移的断裂构造称为断层。断层的规模有大有小，所波及的深度有深有浅（深可切穿岩石圈或地壳，浅可切穿盖层或只在地表）；形成的时代有老有新；有的是一次构造运动的结果，有的是多次构造运动的结果；有的已不活动，有的还在继续活动；形成断层的力学性质或张或压或剪，各不相同。

一、断层的几何要素

断层的几何要素包括断层本身的基本组成部分（图 7-67）以及与阐明断层空间位置和运动性质有关的具有几何意义的要素。

（一）断层面

岩层或岩体断开后，两侧岩体沿着断裂面发生显著位移，这个断裂面称为断层面。它可以是平面，也可以是弯曲或波状起伏的面。它也可以是直立的，但大多是倾斜的。断层面的产状，和岩层、节理一样，用走向、倾向、倾角来表示。同是一条断层，其产状在不同部位常有很大变化，甚至倾向完全相反。大规模断层不是沿着一个简单的面发生，而往往是沿着一系列密集的破裂面或破碎带发生位移，这称之为断层带或断层破碎带。

（二）断层线

断层面与地面的交线称断层线，它表示断层的延伸方向。它可以是一条直线，也可以是一条曲线或波状弯曲的线。断层线的形状取决于断层面的产状和地形起伏条件。当地面平坦时，断层线是直是曲，决定于断层面本身的产状；如果地形起伏很大，而断层面是倾斜的，尽管断层面是平的，断层线的形状也是弯曲的。特别是在大比例尺地质图上，这种断层线随地形变化而弯曲的现象就更为明显。

（三）断盘

1. 上盘和下盘 断层面两侧发生显著位移的岩块称为断盘。如果断层面是倾斜的，位于断层面以上的岩块叫上盘，位于以下的叫下盘。如果断层面是直立的，可根据断块与断层线的关系命名，如断层线的走向为东西，则可分别称两盘为南盘和北盘。

2. 上升盘和下降盘 从运动角度看，很难确定断层面两侧岩盘究竟是怎样移动的，也许是一侧上升，另一侧下降；也可能是两侧同向差异上升或两侧同向差异下降。因此，在实际工作中是根据相对位移的关系来判断上升和下降，相对上升的岩块叫上升盘，相对下降的岩块叫下降盘。应该指出，上升盘与上盘，下降盘与下盘，切勿混淆起来，上升盘可以是上盘，也可以是下盘；下降盘可以是下盘，也可以是上盘。

(四) 位移

断层两盘的相对移动统称位移。在实际工作中，经常要推断断层两盘相对位移的方向和测算位移的距离。为此，必须以相当点或相当层为根据。如图 7-68 所示，是断层前的一个点，而在断层后变成位于断层面上两个点，即 A 和 A'。这两个点就是相当点。这两个点的实际距离，表示断层的真位移距离，称为总滑距 (AA')；总滑距在断层面走向方向和倾斜线上的分量，称为走向滑距 (BA') 和倾斜滑距 (AB)。同时总滑距在铅直方向的分量称为铅直滑距 (DA')，在水平面上的投影称为水平滑距 (AD)。

但在自然界，在断层面上找相当点是困难的，所以在实际工作中（在野外或在地质图上）总是根据相当层被错开的距离来测量位移。同一地层由于断开移动，分别在上下盘出现，好象变成了两个地层，这两个地层就是相当层。因为相当层是具体的看得见的东西，以此为据来计算位移就容易了。通常是在垂直岩层走向的剖面上来测量相当层之间的位移，这样算出来的位移都是视位移，一般称之为断距（以便与滑距相区别）（图 7-69）。

视断距 断层两盘上相当层的同一层面错开后的位移量 (AB)。

地层断距 断层两盘相当层层面之间的垂直距离 (CE)，相当于二相当层之间重复或缺失的那一部分地层的厚度。

铅直地层断距 断层两盘相当层层面在铅直方向上的距离 (CF)。

水平断距 在断层面上同一高度的两侧相当层层面之间的距离 (CD)，这个断距代表断层面两侧相当层位移拉开的水平距离或两侧相当层掩覆的水平距离。

这种断距并不代表断层移动的实际距离，但在实际工作中比较有用。从图 7-69 可以看出，CEF 和 CED 为两个相似直角三角形，只要知道地层的倾角 (α) 及其中一个位移量，便可根据下式计算出其它两种断距。

$$CE=CF\cos\alpha$$

二、断层的分类

为了认识断层的几何规律和成因，可以从以下几个方面对其进行分类。

(一) 根据断层走向与两盘岩层产状的关系分类 (图 7-70)

1. **走向断层** 断层的走向与岩层的走向一致。
2. **倾向断层** 断层的走向与岩层的走向垂直。
3. **斜交断层** 断层的走向与岩层的走向斜交。
4. **顺层断层** 断层与岩层面大致平行。

(二) 根据断层走向与褶曲轴或区域构造线的关系分类 (图 7-71)。

1. **纵断层** 断层的走向与褶曲的轴向或区域构造线一致。实际上，纵断层基本是走向断层。

2. 横断层 断层的走向与褶曲的轴向或区域构造线直交。实际上，横断层基本是倾向断层。

3. 斜断层 断层的走向与褶曲的轴向或区域构造线斜交。实际上，斜断层基本是斜交断层。

(三) 根据断层两盘相对位移的关系分类

1. 正断层 上盘相对下降，下盘相对上升的断层叫正断层(图 7-72)。断层面的倾角一般较陡，多在 45° 以上。正断层后相当层间出现拉开的一段水平断距，如图 7-72C 中的 bc 一段，说明正断层是在张力或重力作用下形成的。正断层的规模有大有小，断距从小于 1m 到数百米；断层线从数米到数百千米以上，一般比较平直。

2. 逆断层 上盘相对上升，下盘相对下降的断层叫逆断层(图 7-73)。逆断层后相当层间出现一段掩覆现象，即上盘掩盖下盘的现象，如图 7-74C 中 bc 一段，说明逆断层主要是在水平挤压力作用下形成的。逆断层又可根据断层面的倾角分为：

(1) 冲断层指高角度的(倾角大于 45°)的逆断层(图 7-74)，断层线比较平直。

(3) 推覆构造如果规模巨大、断层面倾角平缓(一般小于 30°)并呈波状起伏、上盘沿断层面远距离推移(数千米至数万米)，这样的逆掩断层称为推覆构造，又称逆冲推覆构造或辗掩构造。大规模的逆掩断层或推覆构造所表现的突出特征是：老岩层推覆在新岩层之上(图 7-75)。这些盖在较新岩层之上的来自远处的老岩层，称为外来岩块或推覆体；相对地停留在原地的岩层岩块，称为原地岩块或下伏岩块。如果在推覆构造的上盘岩块中，由于差异侵蚀局部露出下盘的较新的原地岩块，这种构造称为构造窗。相反，如果由于强烈侵蚀，上盘的外来岩块只局部残留于较新的原地岩块之上，这种构造称为飞来峰。构造窗和飞来峰，在平面图上都表现为和周围的岩层呈断层接触，构造窗表现为新岩层的周围都是老岩层，而飞来峰则是老岩层的周围都是新岩层。

构造窗可以暴露下伏岩块的信息，可提供探矿和开采的有利条件。飞来峰则常形成老岩层压在新岩层之上的孤立或峻拔山峰，如河北下花园鸡鸣山海拔 1200 多米，就是中元古界白云质灰岩推覆在中生代侏罗纪煤系地层之上的一个飞来峰。河南登封石门村附近也有一个飞来峰构造(图 7-76、7-77)。

逆断层特别是逆掩断层及推覆构造，其形成与强烈的水平挤压作用有关。如图 7-78 所示，这种断层的特点是：断层常与倒转褶皱、平卧褶皱等伴生；岩层受水平压力褶皱，由倾斜、倒转、平卧到翼部(倒转翼)变薄而断裂，断层一般发生在倒转翼上；推覆体盖在新岩层上，上下盘的相当层有

很长一段距离的掩覆。如果在平面图上看，断层线与褶曲轴的走向大体一致，故多为纵断层或走向断层。由于推覆构造是因褶皱受侧压发展而来，故又称褶皱推覆构造。近年对于推覆构造的成因，又提出另外新的认识，后面还要讲到。

3. 平推断层 指断层两盘沿着断层面在水平方向发生相对位移的断层，又叫平移断层（图 7-79）。实际上无论是正断层或逆断层，很多是斜向滑动的，如果其走向断距大于倾斜断距，皆可归入平推断层一类。平推断层往往是在褶皱形成过程中在水平剪切应力作用下产生的，断层走向常与褶曲轴垂直或斜交，断层面多近于直立。

4. 枢纽断层 前述各种断层，其两盘位移都是直线运动的，但有些断层运动具有旋转性质，好像上盘围绕着一个轴作旋转运动，这样的断层叫枢纽断层或旋转断层。两盘运动方式有两种情况，一种如图 7-80A 和图 7-81 所示：旋转轴位于断层的一端，其特点是在同一条断层的不同地段其位移量不等；另一种如同图 B 所示：旋转轴位于断层的中间，其特点是除了位移量随断层不同地段而变化外，还表现为在旋转轴的两侧，一侧为正断层，一侧为逆断层。在自然界这种带有枢纽旋转性质的断层是屡见不鲜的。

（四）根据断层的力学性质分类

断层是在一定的地应力作用下产生的，而地壳内岩石所受的力不外是张应力、压应力和扭（剪切）应力，但更多的时候是张应力兼扭应力和压应力兼扭应力。因此，可以把断层分为张性、压性、扭性、张性兼扭性（张扭）、压性兼扭性（压扭）等五种（最后两种也可以是扭张或扭压）。

根据李四光的地质力学理论，把在野外经常见到的岩层褶皱、节理、断层等地质构造现象，都叫作构造形迹。任何构造形迹在空间上的方位都可以用平面或曲面来表示，这些面称为结构面。有些结构面，如褶曲轴面实际并不存在，是一种标志性结构面；另有些结构面，如破裂形成的不连续界面，如断层面、节理面等，是实际存在的，是一种分划性结构面。结构面与地表的交线叫构造线。

1. 张性断层 断层面一般较粗糙；断层带较宽或宽窄变化悬殊，其中常填充构造角砾岩，如尚未完全胶结，常形成地下水的通道；沿着断层裂缝常有岩脉、矿脉填充。正断层多属于张性断层。

2. 压性断层 断层面的产状沿走向、倾向常有较大变化，呈波状起伏；断层带中破碎物质常有挤压现象，出现片理、拉长、透镜体等现象；断层两侧岩石常形成挤压破碎带，为地下水运移和储集提供了有利条件，而断层带本身由于挤压密实，反倒形成隔水层；断层两盘或一盘岩层常直立、或呈倒转褶皱、牵引褶皱；断层带内常产生一些应变矿物（受压受热重结晶）如云母、滑石、绿泥石、绿帘石等，并多定向排列。逆断层多属于压性断层。

3. 扭性断层 断层面产状较稳定；断层面平直光滑，犹如刀切，有时甚

至出现光滑的镜面；断层面上常出现大量擦痕、擦沟等；断裂面可以切穿岩层中的坚硬砾石和矿物；断裂带中的破碎岩石常辗压成细粉，出现糜棱岩，有时也出现一些应变矿物如绿泥石、绿帘石等。平推断层多属于扭性断层。

对于扭性断层相对扭动方向，常用左行、右行或反扭、顺扭等术语来表示。判别的方法是：如图 7-82 所示，我们站在断裂的一端，面对断层，如左边一盘向自己方向移动就叫左行或叫反扭（反时针）；如右边一盘向自己方向移动就叫右行或叫顺扭（顺时针）。

4. 张扭性断层 自然界纯张纯压的断层，事实上并不多见，而是多少带一些扭动。如某些上盘沿着断层面斜向往下滑动的正断层，即带有张扭性质。如果走向断距大于倾向断距，那就向真正的扭断层过渡了。这种断层具有张性和扭性断层的特点，断层面上常显示上盘斜向滑动的擦痕，断裂有时呈雁行状排列。

5. 压扭性断层 上盘沿着断层面斜向往上推动的逆断层，带有压扭性质。如果走向断距大于倾向断距，便向着扭断层过渡。这种断层具有压性和扭性断层的特点，断层面小范围内显示光滑平直，大范围内常呈舒缓波状；断层面上斜冲擦痕和小陡坎（阶步）发育；其它特点多与压性断层相似或相同。

三、断层的组合类型

在自然界，常见许多断层以一定组合形式出现。从平面上看，断层排列有平行状（图 7-83）、雁行状、环状和放射状等。从剖面上看，有阶梯状、叠瓦状、地堑和地垒等。

（一）阶梯状断层

两条以上的倾向相同而又互相平行的正断层，其上盘依次下降，这样的断层组合称为阶梯状断层（图 7-84）。它在地形上常表现为阶梯状下降或阶梯状上升的块状山地。

（二）叠瓦状断层

两条以上的倾向相同而又互相平行的逆断层，其上盘依次向上推移，形如叠瓦，这样的组称为叠瓦状断层，又称叠瓦状构造（图 7-85）。这种断层组合常常和一系列倒转褶皱相伴生，其断层面的倾向和褶曲轴面的倾向大体一致，断层线的走向和褶曲轴的走向大致平行，相当于一系列平行的纵断层。

（三）地堑

两条或两组大致平行的断层，其中间岩块为共同的下降盘，其两侧为上

升盘，这样的断层组合叫地堑（图 7-86）。组成地堑的断层在地表一般表现为正断层。但也有地堑在地下一定深度，正断层为倾向相反的逆断层所代替。

在地形上地堑常造成狭长的凹陷地带，如欧洲的莱茵河谷（图 7-87）、我国的汾河河谷、渭河河谷等都是有名的地堑构造。地堑还常控制着后来盆地的发育，如我国华南的一些第三纪红色盆地。在南美洲沿着安第斯山山脉，断续分布着长达数千千米的中央地堑构造（图 7-88）。按照板块理论，巨型地堑（又称为大裂谷）是开始分离的两个岩石圈板块之间的扩张构造，也是地下岩浆涌出的通道，所以多火山喷发活动。著名的长达 6500km 的东非大裂谷（图 7-89）就是一个巨型地堑。

（四）地垒

两条或两组大致平行的断层，其中间岩块为共同的上升盘，其两侧为下降盘，这样的断层组合叫地垒（图 7-90）。造成地垒的断层一般是正断层，但也可能是逆断层。地垒构造往往形成块状山地。

无论是地堑和地垒，其两侧断层可能是一条，也可能是由若干条断层组成的阶梯状断层。

地堑和地垒常常共生，两个地堑之间形成一个地垒，两个地垒之间形成一个地堑。在古老的硬性地块地区，由于区域性的构造运动，常常导致岩块的断裂，形成块状山地。在许多大平原下边的基岩，也多为断裂所分割，潜伏着隆起和凹陷，实际上是埋藏于松散岩层下边的地堑和地垒构造。它们不仅控制着沉积盆地的发育，而且在凹陷盆地中还控制着石油的形成和富集。

（五）环状断层与放射状断层

在穹窿构造等地区，常出现在平面上呈环状或放射状的断层。断层的产状不同，环形断裂断续相连，而断层的性质一般是以正断层为主。

四、怎样识别断层

在野外有时在剖面上可以一眼看到断层，有时断层却比较隐蔽，特别是地面覆盖物较多时，更不易发现。有时虽然在一个点或一个剖面发现有断层存在，但要确定整个断层的面貌也不是容易的事。研究断层首先要判断是否有断层存在；第二要判断断层的性质、成因；第三要判断断层的时代。

（一）断层存在的标志

1. 断层面和断层带上的标志 断层面（带）上常遗留以下痕迹：

（1）断层擦痕断层两盘相对错动，常在断层面上留下平行细密而均匀的擦痕（图 7-91），有时形成相间平行排列的擦脊和擦槽。这些擦痕有时呈一头粗深一头浅细的“丁”字形，由粗向细的方向代表对盘运动的方向。用

手抚摸擦痕，有不同方向的滑涩的手感，光滑方向代表对盘移动方向。

(2) 断层滑面(镜面) 断层两盘相对错动，可引起断层面上的温度升高，使一些铁、锰、钙、硅等成分的物质粉末重熔，敷在断层面上形成一层光滑的薄膜，叫断层滑(镜)面。在扭性、压扭性断层面上更容易出现断层滑面。

(3) 阶步断层两盘相对错动，在断层面上所形成的小陡坎(台阶)称阶步(图 7-91)。阶步常垂直擦痕方向延伸，但延伸一般不远，阶步间彼此平行排列。阶步陡坎方向指示对盘运动方向。

(4) 断层构造岩断层作用常在断层带形成各种构造岩。最常见的构造岩有断层角砾岩(图 7-92)，其中的角砾棱角显著，大小不一，一般无定向排列，角砾的成分与断层两盘的成分相同。断层角砾常被钙、硅、铁、粘土等物质胶结。典型的断层角砾岩常见于正断层(或张性断层)。

如果断层两盘剧烈错动，破碎岩石常被辗磨成细小碎屑和粉末，呈鳞片状或小透镜体状(肉眼不易分辨)，定向排列显著。若松软未胶结，称断层泥；若胶结起来，致密坚硬，称糜棱岩。在逆断层、平推断层中常见此种构造岩。

(5) 构造透镜体在压性、压扭性断层带中，因常形成两组共轭节理，把岩石切成菱形方块，然后又沿节理面滑动。棱角部分或大部分消失，呈透镜体状，叫构造透镜体。在透镜体周围往往环绕着片状矿物，形成片理(图 7-93, 7-94)。

2. 岩层上的标志

(1) 岩层的不连续 断层常把原来连续的地层、矿脉、岩脉、变质带以及各种构造线错开，使它们发生不连续或中断现象，特别是横断层、倾向断层和平推横断层，这种现象非常明显。如图 7-95 为一倾向断层，断层后岩层错开，侵蚀后形成的山脉也错开。图 7-96 是平推横断层，断层后也发生同样现象。

应该指出，岩层和构造的错开中断，也可因岩层尖灭和岩层的角度不整合接触等所形成，如图 7-97 是断层接触和角度不整合接触所形成的岩层中断现象比较图。二者最主要区别是，断层所形成的岩层中断是上盘岩层界线与断层线斜交(左图)，而不整合所形成的岩层中断，是不整合面上的岩层界线与不整合线平行。(2) 岩层的重复或缺失，加厚或变薄走向断层或纵断层(无论是正断层或逆断层)必然会产生岩层重复或缺失的现象，如图 7-98 所示。岩层重复或缺失决定于断层性质、断层产状和被切断岩层的产状三者之间的关系，如表 7-2 所列。褶曲和不整合也可造成岩层的重复或缺失，但它们是有所区别的，如表 7-3。

表 7-2 走向断层造成岩层重复和缺失

| 断层性质 | 断层倾向与岩层倾向关系 | | |
|------|-------------|-------------|-------------|
| | 相反 | 相同 | |
| | | 断层倾角 > 岩层倾角 | 断层倾角 < 岩层倾角 |
| 正断层 | 重复 | 缺失 | 重复 |
| 逆断层 | 缺失 | 重复 | 缺失 |

注：此表 6 种重复缺失情况与图 7-98 中图的顺序一致，可以对照来看。

表 7-3 断层、褶曲、不整合所造成的岩层重复与缺失特征比较表

| 构造、类别 | 特征 | 重 复 | 缺 失 |
|-------|----|--|---|
| 断 层 | | 岩层顺着倾向方向不对称重复（即顺序重复），如 123453456；有时某一地层变厚，如 1234456，其中 4 就加厚了。 | 岩层沿着倾向方向缺失若干层，如 12567，有时某一地层变薄，如 123456，其中 3 变薄，等于缺失了 3 的一部分。缺失的地层只限于断层的两侧，是局部的 |
| 褶 曲 | | 岩层的重复是对称的如 1234321，或 4321234。 | |
| 不整合 | | | 缺失的岩层往往是区域性的；在不整合面上常有底砾岩；不整合面常形成侵蚀面。 |

(3) 岩层产状的变化 枢纽（旋转）断层形成时，断层线两侧的岩层产状发生很大变化，如图 7-99，左图为旋转断层，右图表示侵蚀后在地表能见到在断层一侧为石灰岩，另一侧为石灰岩及其他岩石，而且岩层的产状发生重大变化（无论是走向、倾向或倾角）。

3. 断层两侧的伴生构造标志 在断层面的一侧或两侧，常形成一些伴生的褶皱、节理等构造，作为断层存在的证据，并可用来判断断层的力学性质和两盘的移动方向。

(1) 拖拉褶皱 又名牵引褶皱（图 7-100）。柔性较大的岩层断开时，断层面一侧或两侧常发生一些拖拉而成的小褶皱，这种小褶皱的特点是：多为倾斜或倒转褶皱；离开褶皱面一定距离，这种小褶皱即渐消失；如图 7-100，表示了拖拉褶皱的形成过程，正断层和逆断层的拖拉褶皱形态不同。根据拖拉褶皱的形态可判断两盘的运动方向，从而进一步确定断层的性质。其方法是：拖拉褶皱的弧顶所指的方向指示其所在盘的移动方向。请看

图 7-100 及封面下图，拖拉褶皱的弧顶指向和箭头方向是一致的。

(2) 伴生节理在断层面的一侧或两侧，常因上下盘错动产生若干组有规律的节理。

4. 断层的间接(地貌、水文、植被等)标志

(1) 断层崖和断层三角面 断层面(一般是上升盘)露出地表形成悬崖，叫断层崖(图 7-101)。有时沿着断层线，由于两侧岩石性质不同，在差异侵蚀作用下亦可形成陡坡或悬崖，叫断层线崖。

多数断层崖形成后，受到流水的侵蚀切割，形成 V 形谷，谷与谷间形成一系列三角形面，称断层三角面(图 7-101)。这种面有时也可呈梯形面。山西太谷、内蒙大青山麓、关中华山北麓等都有明显的断层崖或三角面。但必须注意，三角面、悬崖等并不完全与断层有关。

(2) 山脉错开或中断 山脉的山脊或山峰一般顺着岩层的走向延伸，如果突然错开(图 7-103)、中断或呈大角度拐弯，或截然与平原相接触，则可考虑有断层的可能性。

(3) 断层谷、断陷湖、断层泉 顺断层线或地堑常形成断层谷，或形成一系列断陷湖盆。有时沿断层线出现一系列泉水。如内蒙古凉城县岱海，就是一个断陷湖。如果水系突然呈直角转折也可能与断层(或节理)有关。

(4) 火山分布 第四纪火山锥常沿着断层线或断层的交叉点分布，因此有规律分布的火山锥或侵入体，可能与断层有关。

(5) 植被变化 断层线两侧因岩性不同、土壤性质不同，可以有规律地生长着各异的植被；有时断层带为地下水富水带，生长着茂盛的或喜湿的植被。

(二) 怎样确定断层的性质

在可能条件下，首先应该测量断层面的产状(走向，倾向，倾角)。其次，要确定断层两盘相对位移的方向。如是，断层的性质(正、逆等)便可判断了。确定两盘相对位移方向的方法主要如下：

1. 根据断层面的擦痕、阶步和断层两侧的拖拉褶皱判断(前已述及)。
2. 根据断层两盘岩层的新老对比判断：

对于走向断层或纵断层来说，在断层线上同一点，其较老岩层一侧为上升盘，较新岩层一侧为下降盘(参阅图 7-98A, B, D, E)。但当断层面倾向与岩层倾向一致，而断层面倾角小于岩层倾角时，则较老岩层一侧为下降盘，较新岩层一侧为上升盘(参阅图 7-98C, F)。

对于倾向断层或等斜褶皱中的横断层来说，不论是在平面或剖面上，都不易判断升降盘，必须借助其他小构造等来判断。

3. 根据褶皱核部或两翼的宽窄变化判断：

(1) 如果是发育在背斜或向斜中的走向断层或纵断层，其一翼岩层经

常出现重复或缺失。

(2) 如果是发生在背斜或向斜中的倾向断层或横断层，则在断层线两侧常表现为核部宽窄不同，即在背斜中，核部或两侧相当翼变宽的一盘为上升盘，变窄的一盘为下降盘（图 7-102 左边图）；在向斜中正好相反，核部或两侧相当翼变窄的一盘为上升盘，变宽的一盘为下降盘（图 7-102 右边图）。

(3) 如果是切过背斜或向斜的平推断层，则核部及两盘相当翼只有水平错开，而无宽窄的变化（图 7-104），即两侧岩层或褶曲轴各向一个方向错开。

(三) 怎样确定断层的时代

1. 利用断层和岩体、岩脉等的关系若断层切断岩体，则断层形成于岩体侵入之后；若断层被岩体、岩脉所填充，则断层形成于岩体侵入之前。如果测出岩体的同位素年龄，则可较确切地推断断层的时代。

2. 利用断层互相错断的关系如图 7-105，有三条断层， f_1 被 f_2 错断， f_2 被 f_3 错断，故 f_1 最老， f_2 其次， f_3 最新。由此可得出结论：在许多相交的断层中，被切断的断层时代较老，切断其他断层者较新。

五、研究断层的意义

研究断层，搞清楚断层的存在、性质和产状等，无论在实际应用或理论方面，都有重要的意义。

(一) 断层与矿床

矿床的形成、矿体产状及其分布等，常常受断层构造的控制。岩浆、热水溶液、含矿溶液最容易循断裂带侵入或充填，形成重要成矿带。特别是在两条断裂的交叉处；断层产状（走向或倾向）突然变化的地方（图 7-106）；断层切穿多孔隙的或化学活动性较强的岩层（如碳酸盐岩）部位等，更是成矿的良好场所。

在采矿过程中遇到断层，矿层或矿体便会突然中断，只有搞清断层的产状、性质和断距，才能求出矿层等的去向，然后决定下一步开采步骤和生产施工方案。

对于石油和天然气来说，断层是其运移的通道，例如，在一套单斜岩层中夹有厚层多孔隙含油气砂岩，油气可以通过地表逸散；若其中有断层存在，含油气层被错断，不能直接通到地表，使油气保存下来，从而构成储油气的有利条件。

(二) 断层与工程建设

进行工程建筑、水利建设等，必须考虑断层构造。例如水库、水坝不能

位于断层带上，以免漏水和引起其他不良后果；大型桥梁、隧道、铁道、大型厂房等如果通过或坐落在断层上，必须考虑相应的工程措施。因此凡是重大工程项目都必须据有所在地区的断裂构造等地质资料，以供设计者参考。

（三）断层与地下水

断层构造与地下水的运移和储集具有密切关系。特别是在山区的基岩找水工作中，调查是否有断层存在，断层的性质和规模如何，十分重要。如张性断层带往往构成良好的地下水通道；而压性断层带由于挤压密实，其中反倒常常无水，形成隔水墙，但断层的一盘或两盘的破碎带和裂隙带却常形成地下水的带状通道，再加上有压紧密实的断层带起到隔水作用，因而容易形成地下水的富水地带。

（四）断层与地震

断层，特别是活动性断层是导致地震活动的重要地质背景。如汾渭地堑是历史上地震的多发地带，我国东部的郯庐大断裂，美国西部圣安德列斯大断层等也都是地震活动频繁地带。断层构造是地震地质和地震预报研究的主要内容之一。

（五）断层与地貌

断层和地貌发育的关系至为密切。如块状山地、掀斜地块、断陷盆地、断层谷、飞来峰、大裂谷以及某些水文现象（如湖泊的形成，河流的发育等）都与断层有关。

研究大型断裂构造的空间展布和时间演化规律，对于认识区域构造的发育历史和进行大地构造单元的划分以及探讨全球构造的演化规律，都具有重要理论意义。如大洋中脊上的阶梯式地堑断裂、东非大断裂等，都关系到地壳和岩石圈演化以及海洋成因等重大理论问题。

第七节 韧性断层与区域性大断裂

一、韧性断层

韧性断层是和脆性断层相对应的一类断层，又称韧性剪切或韧性变形。在地壳表层或浅层，断层常表现为脆性断层，其特点是断层面明显，两盘滑动相对集中于个别断裂面上，位移显著。而韧性断层是在剪切带中沿着微细滑动面做微小滑动，导致韧性断层两侧岩块有剪切错位，但却像断而未破，错而似连。一般说在地下深处 10—15km，普遍存在岩石塑性流变，许多脆性断层向地下延伸至一定深度，往往为韧性断层所代替。韧性断层规模差别很大，小者宽不过数厘米，长不过数米；而巨型韧性断层长宽可达数千或数千米。这种巨型韧性断层带，实际上是由成群小型韧性断层和夹于其中的相对刚性岩石条块组合而成的。

在韧性断层带内常常形成新的片理。岩石和矿物的破碎程度和变形程度由边界向中心递增，中心常形成糜棱岩带，而断层边界既无碎裂岩，也无破裂面。有时一些较坚硬的岩层、岩脉等卷入韧性断层带内，产生强烈的变形，或者因受压缩而局部加厚，或者因受拉伸而形成一段段似断而连的香肠状构造（图 7-107）。发生在高级变质岩（如黑云母片麻岩）内的韧性断层，常形成一条退变质带。退变质作用是指岩石已经遭受较高温度和压力的变质作用后，又受到较低温度和压力的变质作用，其特征是原来较高级的变质矿物被较低级的变质矿物所代替。例如在黑云母片麻岩中出现一带绿泥石白云母片岩，这可能是一条韧性断层带。在韧性断层带内还经常出现在剪切作用下塑性岩石形成的拉伸线理构造。

韧性断层主要产出于古老变质岩中，如古地台的基底或褶皱造山带的核部，它们是露出地表的、被侵蚀的古老断裂的深部构造形迹。在野外根据新生片理带、退化变质带、糜棱岩带、及拉伸线理等构造可以确定韧性断层。韧性断层的研究对于认识前寒武纪地壳结构和演化史、不同构造层次断裂构造形成机理等都有重要意义。

二、区域性大断裂

在地壳中除了存在一般规模的断层外，还存在区域性的大型断裂构造。如深大断裂、裂谷、逆冲推覆构造等。这类断裂规模很大，常常构成区域性断裂甚至全球性断裂。

（一）深大断裂

1946 年，前苏联地质学家 A.B. 裴伟提出深大断裂的概念，1956 年他又对此作了系统论述。深大断裂又称深断裂，指规模巨大的深切地下的发育时

期很长的区域性断裂构造。其切割深度可切穿地壳深入地幔，区域延伸可上数百千米以至上千千米。在元古宙即已发育了最早的深断裂，成为地壳发展历史的一部分。深断裂把地壳分割成运动特点和构造特点各不相同的地块，成为各级区域构造单元的分界，并控制着区域古地理、古构造的发展，控制着区域性地层、岩相及厚度的变化；控制着各类岩浆活动，成为岩浆和热液的运动通道及停积场所，形成内生成矿带；深断裂也常常成为近代火山带和地震带，是新构造运动最活跃的地方；它也常是大地貌单元的分界线，断裂带本身也往往出现引人注目的各种地貌景观（如串珠式湖泊、洼地、火山锥、大峡谷等）；深断裂也常是一条地球物理异常带，并成为区域性地球物理场的分界线，如我国著名的雅鲁藏布江深断裂就是划分藏北和藏南的地球物理场分界线。

深断裂可以分为不同的类型，最主要和最令人注意的为正断层型，也就是在拉张作用下形成的深断裂，如贝加尔湖、莱茵河、东非大裂谷、大洋中脊，都属于这一类。

另外也有逆断层型，即逆冲断层型，是在压缩作用下形成的；平移断层型，常形成区域性走向滑动断裂带；更重要的还有顺层断层型，常形成各类顺层滑脱构造。

中国重要的深断裂带计有雅鲁藏布江深断裂带、台湾大纵谷深断裂带、额尔齐斯深断裂、西拉木伦深断裂、东昆仑深断裂、北祁连深断裂、阿尔金山深断裂、龙门山深断裂、金沙江-红河深断裂、班公错-怒江深断裂、郯城(鲁)-庐江(皖)深断裂、沧州深断裂、吴川(粤)-四会(粤)深断裂等。

深大断裂，在本世纪 50—60 年代，对中国以及世界地质学界曾产生过重要的影响，但在 70 年代以后，由于大量深部地质实践和有关资料的积累，对深大断裂的产状、成因、性质等有了新的认识，包括深大断裂的提出者 A. B. 裴伟本人也对自己的看法不断进行修正。过去确认的许多深断裂，往往不是从地表向下一直深切，而是向下倾角变缓，以至倾角变平，其总体形成上陡下缓的犁式。其所以如此，对构造运动形式，特别是对逆冲推覆构造、层间滑动及滑脱构造等有了新的论证。有一些深断裂向地下延伸，常由脆性断裂转变为韧性断裂，但更重要的是有许多深断裂向下延伸，往往穿过不同岩层或构造层面，呈阶梯式与各层间近水平或低角度的滑动面相连接，使深断裂成为上陡下缓的形式。现将近年国内外学者对岩石圈的层圈性和滑脱构造等有关问题，概述如下：

1. 过去认为岩石圈的圈层构造只限于硅铝层、硅镁层、上地幔软流圈等，而今发现有大量事实证明岩石圈包含着一个近于平行的层圈系列，从深部到地表，这种圈层界面间距愈来愈小，界面密度愈来愈大。各个界面侧向展布变化很大，延伸距离不等。

2. 形成这种圈层构造的原因，主要是由于顺层滑脱或者说滑脱构造所产生的结果。所谓滑脱构造，是在岩石圈层中存在许多滑脱界面，包括断层、

岩系界面、岩层不整合面、高塑性层、高孔隙层、盖层与基底界面、地壳与上地幔界面等，在一定应力作用下，在这些界面以上的岩石便可从下盘滑脱，这种构造总称为滑脱构造。滑脱构造又可分为两类：一是伸展形滑脱构造，又称拆离构造，是在重力作用或伸展作用下（如地壳隆起）引起岩石滑动，以近水平或低角度脱离原来位置，形成一系列由正断层构成的叠瓦式构造，称上拆离盘；而滑脱面以下岩石未参与滑移运动，只形成摩擦作用产生的糜棱岩带，称下拆离盘。另一是压缩型或挤压型滑脱构造，即在挤压作用下上盘沿滑脱面以近水平或低角度所形成的逆冲推覆构造，与伸展型滑脱构造不同之点是上盘往往形成一系列由逆冲断层构成的叠瓦式构造。上述滑脱构造，无论是伸展型或挤压推覆型，一般都是上盘拆离或推覆，并引起褶皱变形，而下盘则未卷入滑移变形，这种构造称薄皮构造。在地壳深部的滑脱带，表现为韧性滑脱剪切带及糜棱岩带。

3. 岩石圈内多层次的近水平滑脱造成的薄皮构造（大部分为远距离而来的岩片）构成岩石圈构造的重要特征，而岩石圈中多级分层及滑脱构造的发现，被认为是构造地质认识上的重大突破。因此许多深断裂依次连接地下众多滑脱面，角度逐渐变缓，以至到一定深度断裂截然终止。这种构造特点常反映在地震源顺层分布以及地震波速度的突然变化等方面。

（二）裂谷

裂谷是大型区域性断裂构造之一，在一定程度上讲也是深断裂的一种表现形式。1894年J.W.格雷戈里研究东非大裂谷时提出这一术语，一般认为裂谷是因隆起而断陷形成的大型复杂的地堑构造体系，或者认为是一种岩石圈的伸展构造，切割深而延伸长。有的裂谷两侧断裂不是均一发展，一侧为主干断裂，而另一侧则规模较小。按照裂谷发育的区域部位及其地质构造特征，裂谷可分为大洋裂谷，如大西洋中脊；大陆裂谷，如东非裂谷；和陆间裂谷，如红海裂谷。这些类型的裂谷构成全球性的裂谷系。

大陆裂谷是由一系列以正断层为主构成的地堑或半地堑系；裂谷中常以断陷谷、断陷盆地的形式沉积一套巨厚的碎屑岩，伴有蒸发盐、火山熔岩及火山碎屑岩；沿着断裂常溢出玄武熔岩，或形成一系列火山，地震比较频繁。关于裂谷的成因，存在各种不同的看法，H.克鲁斯（1919）提出隆张说，认为裂谷是区域性穹窿构造形成过程中沿着轴部张裂断陷形成的。近年通过深部构造等研究，认为区域性隆起和拉伸只是这种作用的表现形式，而其本质是由于裂谷下的地幔升高，地壳变薄的结果造成的。在玄武岩下普遍存在着地震波波速较低、由壳幔物质混合组成的穹窿状构造，称为裂谷垫。

中国的汾渭地堑带，也可以称之为裂谷带，以渭河地堑和汾河地堑为主体，裂谷内形成一系列雁列式盆地，北段汾河地堑正好位于背斜区隆起的轴部。整个地带地壳厚度较薄，地震强度大、频度高，震源浅，一般深10—30km。

任何裂谷都有其发生、发展和衰亡的阶段，自60年代初期板块构造学说问世后，裂谷作用与全球构造有机联系起来，成为板块构造中区域构造研

究的一项重要内容。

（三）逆冲推覆构造

前面在讲逆冲断层时，曾谈到这种构造形式。在 19 世纪后期，许多地质学家先后研究了阿尔卑斯山的主体构造，确定它是由很远距离之外因巨型逆冲推移过来的块体，称之为推覆体。A. 海穆等人认为这些推覆体是水平挤压引起褶皱进一步发展的结果，因此可以称之为褶皱推覆体。但是关于推覆体，近年继续有了进一步研究，一是关于推覆体的成因问题。现发现它不仅仅是褶皱发展的结果，因为有许多推覆构造与强烈的褶皱没有直接联系，而且不是出现在褶皱山脉的中央，而是出现在山脉两侧的山前拗陷中。这类推覆体的形成与上面提到的滑脱构造有关。即当造山带隆起后，其两侧相对下降形成山前拗陷或前缘拗陷，其中沉积了相当厚度的沉积层，由于山体隆起，这些沉积岩层在重力作用下（或称伸展作用下）产生滑动移开原来的位置，滑覆在较远的地方，故称拆离构造。当然在一定条件下也可以产生侧向逆冲滑脱，形成挤压型推覆体。二是关于推覆体的规模和推覆距离问题。以阿尔卑斯山为例，有的推覆体长达 30km，上盘推移距离达 40km。推覆体如此之大，推移距离如此之远，岩块又未因此而破碎，这种构造是怎样克服推覆体的巨大重力和推覆体运移时的摩擦力，是一个极难解释的问题。M.K. 哈伯特等（1959）提出孔隙液压说，认为高孔隙含水岩石，产生液压，可以起着浮力作用，从而可以降低推覆岩块的重力和推覆体与原地岩块之间的摩擦力。除此，还有其他一些说法。

1975 年，通过可控震源探测，发现美国南阿巴拉契亚山是一个巨大推覆体，自 SEE 向 NWW 推覆，推移距离达 260km，使前寒武系古老岩层推覆到下古生界之上。近年人们不断发现在岩石圈不同层次存在许多大逆冲断层推覆体和滑脱构造形成的薄皮构造岩片。A.B. 裴伟近年也潜心研究拆离推覆构造，并将之分为深层次（幔层）推覆和浅层次（壳层）推覆，后者又分为基底推覆和盖层推覆。不同层次的推覆，其主要岩石组成、结构构造、变形特征、所含矿体均有所不同。因此，这些发现不仅具有重大理论意义，而且具有更重大的实际意义。

板块构造理论的兴起，对于逆冲推覆构造的产生成因，更提供了多方面的条件。例如，太平洋板块向欧亚板块俯冲，另一侧欧亚板块必然向大洋方向逆冲，形成推覆体带；又大陆板块与大陆板块碰撞，如印度板块与欧亚板块相撞，印度板块向喜马拉雅山下俯冲，喜马拉雅造山带必向印度板块逆冲，形成一系列逆冲推覆体带。

第八节 怎样分析和阅读地质图

把各种岩层和地质构造按照一定的比例投影在平面上，并用规定的颜色和符号来表示的图件，就是地质图。

从地质图上可以全面了解一个地区的地层顺序及时代、岩性特征、地质构造（褶皱、断层等）、矿产分布、区域地质特征等内容。因此地质图是指导生产实践，进行区域地质、地理、自然环境研究的重要资料。

一般所说的地质图是指平面图，但也往往制成地质剖面图（实测或从平面图上按指定方向绘制），以便更清楚地反映地下地质情况。

根据生产或研究的需要，还可以制成专题的地质图，如水文地质图、工程地质图、第四纪地质图、岩相-古地理图、矿产分布图、构造纲要图、大地构造图等。

一、不同岩层产状在地质图上的表现

岩层的产状包括三种情况，水平的、倾斜的、直立的；地形也有不同情况，平坦的、起伏的、沟谷纵横的。由于岩层产状不同、地形起伏不同，岩层在地面或反映在地质图上的形状也不一样（图 7-108）。

（一）水平岩层

1. 如果地形平坦，又未经河流切割，在地面上只能看见最新的岩层的顶面，表现在地质图上只有一种岩层。如华北平原，在地面上只能看见松散沉积物的最上面的一层。

2. 如果平坦地面经过河流下切，或者地面起伏很大，可以看到下面较老的岩层，其在地质图上的特点是：

- （1）岩层界线与等高线平行或重合（图 7-109A）；
- （2）同一岩层在不同地点的出露标高相同；
- （3）岩层的厚度等于顶面和底面的高度差。

（二）直立岩层

除岩层走向有变化外，岩层界线在地质图上按岩层走向呈直线延伸，不受地形任何影响（图 7-109C）。

（三）倾斜岩层

1. 如果地形平坦，在地质图上岩层界线按其走向呈直线延伸。

2. 如果地形有较大起伏（比方有山有谷），在地质图上岩层界线与等高线斜交，在沟谷和山脊处常常形成“V”字形弯曲，称“V”字形法则。其弯曲程度与岩层倾角的大小和地形坡度的大小有关，即岩层倾角越小，V 字形越紧闭；倾角越大，V 字形越开阔。地形起伏越大，弯曲形状越复杂；地形越平坦，弯曲度越小，甚至近于直线。倾斜岩层的露头形状与地形起伏的关

系如下：

(1) 岩层倾向与沟谷坡向相反，V 字形尖端指向上游，但 V 字形弯曲度大于等高线的弯曲度（图 7-109B）；

(2) 岩层倾向与沟谷坡向相同，而岩层倾角大于沟谷坡度，V 字形尖端指向下游（图 7-109D）；

(3) 岩层倾向与沟谷坡向相同，而岩层倾角与沟谷坡度一致，在沟谷两侧岩层露头互相平行（图 7-109E）；

(4) 岩层倾向与沟谷坡向相同，而岩层倾角小于沟谷坡度，V 字形尖端指向上游，但 V 字形弯曲度小于等高线的弯曲度（图 7-109F）。

上述 V 字形规律都是指在沟谷中岩层的露头形状；若在倾斜的山脊山梁或山坡等处，岩层的 V 字形尖端指向与在沟谷中的正好相反。

对于初学者来说，V 字形法则比较难于理解和掌握，在野外穿过沟谷时，常常看到岩层向沟头方向或沟口方向呈 V 字形弯曲，总以为是岩层产状有了变化，或者发生了褶曲，实际上岩层的产状并没有变化，而是由于地面坡度、岩层倾向和倾角这三者之间的复杂关系对露头形状所产生的错觉。换句话说，倾斜岩层的露头形状并不等于岩层的产状（垂直岩层除外）。这种法则在地质图上特别是大比例尺的地质图上有明显的反映。

其它构造线如断层线，其露头形状也适用于 V 字法则。

二、褶曲和断层等在地质图上的表现

（一）褶曲

1. 背斜和向斜 两翼岩层对称重复出现，从核部到两翼，岩层越来越新，是为背斜；反之，是为向斜。

2. 两翼产状和褶曲种类 两翼倾角大致相等，倾向相反，为直立褶曲；两翼倾角不等，倾向相反，为倾斜褶曲；两翼倾角不等，但倾向相同，为倒转褶曲（倾角较大的一翼为倒转翼）；两翼倾角相等，倾向亦相同，有一翼倒转，为等斜褶曲（应注意与单斜岩层的区别）；两翼倾向相反，两翼皆倒转，为扇形褶曲。

3. 褶曲轴 褶曲轴可以用平面上各岩层转折端的顶点联线来表示。

如果褶曲轴延伸很远，一系列背斜向斜相连，是为线形褶曲；如果褶曲轴较短，岩层投影为长圆形或近似浑圆形，是为短背斜、短向斜、穹窿或构造盆地。

4. 枢纽产状 核部宽窄大体不变，两翼的岩层界线大致平行，表示枢纽是水平的；核部呈封闭曲线，两翼岩层不平行，或具有弧形转折端，表示枢纽是倾伏的；若背斜向斜相连，岩层则呈“之”字形弯曲；若核部忽宽忽窄，表示枢纽忽高忽低呈波状起伏；沿任一褶曲轴岩层越来越新的方向为枢纽的倾伏方向。

5. 褶皱时代 主要是根据地层的角度不整合接触关系,即不整合面上下岩层的相对时代来确定。下伏一组岩层的褶皱的时代在不整合面以下一组岩层中最新的地层时代之后,在不整合面以上一组岩层中最老的地层时代之前。

(二) 断层

1. 纵断层和横断层 岩层重复或缺失,为纵断层(或走向断层);岩层发生中断或错开,为横断层(或倾向断层)。

2. 上升盘和下降盘 对纵断层来说,在断层线上任意指定一点,较老岩层一侧为上升盘,较新岩层一侧为下降盘(见图 7-98A, B.D.E);但当断层面倾向与岩层倾向一致而断层面倾角小于岩层倾角时,较老岩层一侧为下降盘,较新岩层一侧为上升盘(见图 7-100C, F)。然后再根据断层面的倾向,即可决定正断层或逆断层。

如果断层横穿或斜穿背斜或向斜,同时在断层两侧核部宽窄(或相当翼间的距离)发生显著变化,则在背斜中变宽的一盘为上升盘;变窄的一盘为下降盘。在向斜中恰好相反,变窄的一盘为上升盘,变宽的一盘为下降盘(图 7-102)。如果两盘核部(或相当翼间的距离)只有水平错开而无宽窄大小的变化,则为平推断层。

3. 断层时代 根据断层与不整合的关系、断层与岩体岩脉的关系和断层交叉错断与被错断的关系等确定,前已述及不赘。

(三) 岩层接触关系

1. 整合 岩层界线大致平行,一般没有缺层现象(有时有岩层变厚、变薄及自然尖灭现象)。

2. 平行不整合 岩层界线大致平行,有显著的缺层现象。

3. 角度不整合 较新岩层掩盖住较老岩层的界线,较新岩层的底部界线即为不整合线,不整合线两侧岩层产状不同,较新岩层一侧的岩层界线与不整合线大致平行,较老岩层一侧的岩层界线与不整合线相交,新老岩层之间有显著的缺层现象。

(四) 火成岩体

1. 岩基或岩株 岩体界线常穿过不同的围岩界线,若规模较大,形体不甚规则,为岩基;若规模较小,形体较规则,为岩株。

2. 岩盘 岩体界线与围岩走向一致,外形浑圆或较规则。

3. 岩床 岩体呈长条状,延伸方向与围岩走向一致。

4. 岩墙 岩体呈长条状,穿过不同的岩层。

三、读地质图的步骤和方法

1. 看图名、图幅代号、比例尺等 图名和图幅代号可以告诉我们图幅所在的地理位置。一幅地质图一般是选择图面所包含地区中最大居民点或主要

河流、主要山岭等命名的。比例尺告诉我们缩小的程度和地质现象在图上能够表示出来的精确度。此外，还应注意图的出版时间、制图人等。

2. 看图例 通过图例可以了解制图地区出露哪些地层及其新老顺序等。图例一般放在图框右侧，地层一般用颜色或符号表示，按自上而下由新到老的顺序排列。每一图例为长方形，左方注明地质年代，右方注明岩性，方块中注明地层代号。岩浆岩的图例一般在沉积岩图例之下。构造符号放在岩石符号之下，一般顺序是褶皱、断层、节理、产状要素等。

3. 剖面线 有时通过地质图相对图框上的两点画出黑色直线，两端注有AA 或 II ...等字样，这样的直线称剖面线，表示沿此方向已经作了剖面图。

4. 分析图内的地形特征 如果是大比例尺地质图，往往带有等高线，可以据此分析一下山脉的一般走向、分水岭所在、最高点、最低点、相对高差等。如果是不带等高线的小比例尺地质图，一般只能根据水系的分布来分析地形的特点，如巨大河流的主流总是流经地势较低的地方，支流则分布在地势较高的地方；顺流而下地势越来越低，逆流而上越来越高；位于两条河流中间的分水岭地区总是比河谷地区要高，等等。了解地形特征，可以帮助了解地层分布规律、地貌发育与地质构造的关系等。

5. 分析地质内容 应当按照从整体到局部再到整体的方法，首先了解图内一般地质情况，例如：（1）地层分布情况，老地层分布在哪些部位，新地层分布在哪些部位，地层之间有无不整合现象等；（2）地质构造总的特点是什么，如褶皱是连续的还是孤立的，断层的规模大小，它发育在什么地方，断层与褶皱的关系怎样，是与褶皱方向平行还是垂直或斜交等等；（3）火成岩分布情况，火成岩与褶皱、断层的关系怎样。

6. 在掌握全区地质轮廓的基础上，再对每一个局部构造进行分析：（1）开始时最好从图中老岩层着手，逐步向外扩展，以免茫无头绪；（2）对每一种构造形态，包括褶皱、断层、不整合、火成岩体等逐一详加分析。例如褶皱类型，断层类型，各构造组合关系等。

7. 把各个局部联系起来，进一步了解整个构造的内部联系及其发展规律，主要包括：（1）根据地层和构造分析，恢复全区的地质发展历史；（2）地质构造与矿产分布的关系；（3）地质构造与地貌发育的关系，等等。

以上所述不过是读图的一般步骤和方法。至于如何具体分析某一幅地质图和其中的每一种构造，必须通过实践来逐步掌握。

第八章 地震

大地发生突然的震动，称为地震。一般地震指自然作用产生的震动，它主要是岩石圈内能量积累和释放的一种形式，也是自然界经常发生的一种地质作用。人为的原因也可以造成地震，称为人工地震。地球上差不多天天都有地震，一年以数百万次计。但其中绝大部分是人们觉察不出来的无感地震，而为人所感到的有感地震约为 5 万次左右，其中能造成严重灾害的大地震平均每年大约为 10—20 次。

第一节 关于地震的一些概念

地下发生地震的地方叫震源；震源在地面上的垂直投影叫震中；从震中到震源的距离叫震源深度（图 8-1）。

地震按震源深度可以分为：

浅源地震——深度 0—70km；

中源地震——深度 70—100km；

深源地震——深度超过 300km，目前已知最深地震为 720km（1934 年 6 月 29 日发生于印度尼西亚苏拉威西岛东边的 6.9 级地震）。

由此可见，震源所在不仅限于地壳和岩石圈的范围，而且有些是位于地幔的范围内。不过，大多数地震属于浅源地震，约占地震总数的 72.5%，所释放的能量占地震总能量的 85%；破坏性最大的地震震源深度多在 10—20km，一般不超过 10km。中源地震发震次数较少，占地震总数的 23.5%，释放能量约占总能量的 12%；深源地震仅占地震总数的 4%，释放能量只占总能量的 3%左右。中深源地震有的尽管震级很大，但危害较小。

从观测点（如地震台）到震中的距离，叫震中距。通常把震中距小于 100km 的地震，叫地方震；100—1000km 的叫近震；超过 1000km 的叫远震。一般讲距震中越远，地震危害越小。

地震不仅发生在大陆上（称为陆震），也常发生于大洋底部，称为海震。同样级别的地震，海震要比陆震的破坏性小，因为陆震横波和纵波都能传到地面，而海震只能把纵波传播上来（由于海水不能传播横波）。但是，有时候海震可以掀动上覆的海水形成巨大的海浪，称为海啸。这种海浪波长长达数百米，振动周期也很长，约为 15 分钟到 1 小时，在广阔的大洋中，这种波浪不明显，波浪高度也较小，但一接近海岸，由于海底变浅，波浪受阻变高，能量集中冲上海岸，可产生极大的破坏力。1960 年 5 月 22 日智利沿海发生 8.9 级大地震，引起海啸，波峰高达 30 余米，海浪吞没码头，毁坏建筑物，1 万余人丧生。据全世界 2400 年的记录，较大海啸约每 10 年发生一次，主要是由环太平洋海沟浅源地震所引起（图 8-2）。

我国有辽阔的海域，所以也常有海震发生。如渤海自 1548 年至 1983 年共发生 4.7 级以上的地震 39 次。东海和台湾海峡自古至今地震频繁。1604 年 12 月 29 日夜在泉州海外发生 8 级大地震，泉州和莆田一带破坏惨重，“城内外庐舍倾圮”。南海区域也常发生地震，1915—1983 年地震仪所记录到的 4.7 级以上地震共 70 余次。由于我国沿海没有深海沟，所以很少发生海啸。我国历史上只有一次海啸的记录，1867 年 12 月 18 日在台湾省基隆北海中，发生 6 级地震，随着台风和大风暴引起海啸，造成“基隆金包里沿海山倾地裂，海水暴涨，溺数百人。”

第二节 地震的成因和成因类型

引起地震的原因很多，据此可分为构造地震、火山地震和冲击地震，人类活动也可以导致发生地震，称为诱发地震，如水库地震。

一、构造地震

构造地震是由构造变动特别是断裂活动所产生的地震。全球绝大多数地震是构造地震，约占地震总数的90%。其中大多数又属于浅源地震，影响范围广，对地面及建筑物的破坏非常强烈，常引起生命财产的重大损失。

我国的强震绝大部分是浅源构造地震，其中80%以上均与断裂活动有关。如1970年1月5日云南通海地震（7.7级），是曲江断裂重新活动造成的。1973年2月四川甘孜、炉霍地震（7.9级），是鲜水河断裂重新活动造成的，并在地震后在地面形成一条走向NW310°、长100多km的地裂缝。

世界上许多著名的大地震也都属于构造地震。1906年美国旧金山大地震（8.3级）与圣安德列斯大断裂活动有关。1923年日本关东大地震（8.3级）与穿过相模湾的NW-SE向的断裂活动有关。1960年5月21日至6月22日在智利发生一系列强震（3次8级以上的地震，10余次7级以上的地震），都发生在南北长达1400km的秘鲁海沟断裂带上。

（一）构造地震的成因和震源机制

这个问题是地震预报理论中最核心的问题，也是目前仍在继续探讨和需要解决的问题。

在地壳及上地幔中，由于物质不断运动，经常产生一种互相挤压和推动岩石的巨大力量，即地应力。岩石在地应力作用下，积累了大量的应变能；当这种能一旦超过岩石所能承受的极限数值时，就会使岩石在一刹那间发生突然断裂，释放出大量能量，其中一部分以弹性波（地震波）的形式传播出来，当地震波传到地面时，地面就震动起来，这就是地震。

从已发生的地震来看，它的发生跟已经存在的活动构造（特别是活断层）有密切关系，许多强震的震中都分布在活动断裂带上。如果从全球范围来看，地震带的分布与板块边界密切相关。这些边界实际上也是张性的、挤压性的或水平错开的一些断裂构造。

断裂活动何以产生能量很大的地震，其活动方式如何，目前存在若干有关的假说。

1. 弹性回跳说 是出现最早、应用最广的关于地震成因的假说，是根据1906年美国旧金山大地震时发现圣安德列斯断层产生水平移动而提出的一种假说。假说认为地震的发生，是由于地壳中岩石发生了断裂错动，而岩石本身具有弹性，在断裂发生时已经发生弹性变形的岩石，在力消失之后便向相反的方向整体回跳，恢复到未变形前的状态。这种弹跳可以产生惊人的

速度和力量，把长期积蓄的能量于霎那间释放出来，造成地震。总之，地震波是由于断层面两侧岩石发生整体的弹性回跳而产生的，来源于断层面。如图 8-3，岩层受力发生弹性变形(B)，力量超过岩石弹性强度，发生断裂(C)，接着断层两盘岩石整体弹跳回去，恢复到原来的状态，于是地震就发生了。这一假说能够较好地解释浅源地震的成因，但对于中、深源地震则不好解释。因为在地下相当深的地方，岩石已具有塑性，不可能发生弹性回跳的现象。

2. 蠕动说 蠕动又称潜移、潜动。地表土石层在重力作用下可以长期缓慢地向下移动，其移动体和基座之间没有明显的界面，并且形变量和移动量均属过渡关系，这种变形和移动称为蠕动。蠕动速率每年不过数毫米至数厘米。

人们发现建筑在活动断层上的建筑物和活动断层本身在没有地震的情况下也有这种蠕动现象，即相对缓慢稳定的滑动。如在土耳其安卡拉以北 110km 处有一条安纳托里亚活动断层带，位于此断层带上的建筑物墙壁被发现有错断现象，其蠕动量每年约为 2cm。也有人中东一带发生地震以后的断层进行观测，发现有些地段伴有无震蠕动，其蠕动量每年约为 1cm。

在什么情况下容易产生蠕动，还未十分清楚。有些实验表明，在高压低温，岩石孔隙度高（含水），含有软弱性矿物如白云石、方解石、蛇纹石等岩石的条件下，容易产生稳定蠕动。也有人认为在更高的围压或更高的温度下容易产生蠕动。

有一种现象逐渐为事实所证明，即岩层中长期蠕动的地段或在活动断层中蠕动占长期活动的百分比较高的地段，由于能量通过缓慢的蠕动而逐渐释放，反而很少发生强烈地震。在我国阿尔金山地区有规模很大的剪切断层，是正在活动的断层，通过卫星影像分析，发现有蠕动现象，现代水系被切穿，位移明显，错距也很大，但是有史以来却少有地震记录，推测此断层的活动方式是以无震蠕动为主。

根据蠕动与地震大小关系的资料表明：蠕动占长期活动的 50% 以上的地段，最大地震只能为 5 级，而蠕动占长期活动的 10% 以下的地段，可能发生 8 级以上的大地震。

3. 粘滑说 在地下较深的部位，断层两侧的岩石若要滑动必须克服强大的摩擦力，因此在通常情况下两盘岩石好像互相粘在一起，谁也动弹不了。但当应力积累到等于或大于摩擦力时，两盘岩石便发生突然滑动。通过突然滑动，能量释放出来，两盘又粘结不动，直到能量再积累到一定程度导致下一次突然滑动。实验证明，物体在高压下的破坏形式，是沿着断裂面粘结和滑动交替进行，断面发生断续的急跳滑动现象，经过多次应力降落，把积累的应变能释放出来，这种说法就叫粘滑说。

影响断层活动方式的因素很多：一是温度，温度低于 500℃，断层面两

侧岩体易产生粘滑；温度高于 500℃，则易产生蠕动和蠕变。二是岩石成分，岩性脆硬（如石英岩、石英砂岩等），断层两侧岩石往往以粘滑为主；岩性柔软，则以蠕动为主。三是岩石的孔隙度和水分含量，岩石孔隙大，孔隙度高，含水分多，当然容易蠕动；相反，岩石孔隙小，孔隙度低，含水分少，则多呈粘滑形式。此外，围压的大小也会影响断层的活动方式。如果断层两盘连续发生粘滑，便是地震频繁的时期。

实际上，同一活动断层在不同的深度可以有不同的活动方式，同一断层在不同的时期也可以有不同的活动方式。例如，圣安德列斯断层，深度在 4km 以上为无震的稳定蠕动；4—12km 则为伴随有地震的粘滑运动；12km 以下（由于高温）又以稳定的蠕动为主。因此，圣安德列斯断层带上的地震震源深度均不超过 20km。

4. 相变说 有人认为深源地震是由于深部物质的相变过程引起的。地下物质在高温高压条件下，引起岩石的矿物晶体结构发生突然改变，导致岩石体积骤然收缩或膨胀，形成一个爆发式振动源，于是发生地震。此说未能从多方面给出具体论证，因而未能得到广泛流行。近年根据地震纵波在地下深部传播情况分析，深源地震所在部位也同样发生了断裂和错动，证明地震发生与断裂活动有关。同时，板块构造学说指出，当岩石圈板块向地下俯冲时，中、深源地震发生在向地幔消减的板块内部，而并非发生在地幔软流圈物质中，因此相变说自然失去了存在的依据。

（二）构造地震的特征

构造地震的特点是活动频繁，延续时间长，波及范围广，破坏性强。

1. 地震序列 任何一次地震的发生都经过长期的孕育过程即应力积累过程，这一过程可以长达十几年、几十年甚至几百年。

但在一定时间内（几天，几周，几年），在同一地质构造带上或同一震源体内，却可发生一系列大小具有成因联系的地震，这样的一系列地震叫做地震序列。在一个地震序列中，如果有一次地震特别大，称为主震；在主震之前往往发生一系列微弱或较小的地震，称为前震；在主震之后也常常发生一系列小于主震的地震，称为余震。

构造地震的重要特征之一，就是常呈这种有序列的发生。这种特征可能和构造地震产生的过程有关。一般说来，当地应力即将加强到超过岩石所承受的强度时，岩层首先产生一系列较小的错动（或者沿着断层带粘滑开始交替过程），从而形成许多小震，即前震。接着地应力继续增大，到了岩层承受不了的时候，就会引起岩层的整体滑动或新断裂滑动，形成大震，即主震。主震发生后，岩层之间的平衡状态还需要经过一段时间的活动和调整，把岩层中剩余能量释放出来，从而引起一些小的余震。在地震现场，常可见到在破裂的地面上，又出现许多次一级裂隙，错杂其间，表明运动没有完全停止，直到使许多尚未破坏的地点彻底破坏，所剩余的应变能全部得到释放。这种情况类似压紧弹簧过程，当作用力消失后，所蓄位能即转化为动能反跳回

来，恢复原来状态，但又难于一下复原，还需经过一段时间的慢慢颤动调整，才能恢复原来的平衡位置。这种现象称为弹簧效应。岩石也是具有弹性的，所以也应有这种弹性效应。1920年宁夏（原甘肃）海原大地震，余震三年未消。其强度与频度时高时低，但总的趋势是逐渐衰减直到平静下来。

2. 地震序列类型 虽说构造地震常呈一定序列，但其能量释放规律、大小地震的活动时间和比例等又常各不相同。根据1949年10月以来的我国所发生强震的分析研究，地震序列可以归纳为3种类型：

（1）单发型地震 又称孤立型地震。这种地震的前震和余震都很少而且微弱，并与主震震级相差悬殊，整个序列的地震能量几乎全部通过主震释放出来。此类地震较少，1966年秋安徽定远地震、1967年3月山东临沂地震，均未观测到前震和余震，震级很小，只有4—4.5级。

（2）主震型地震 是一种最常见的类型，主震震级特别突出，释放出的能量约占全系列的90%以上；前震或有或无，但有很多余震。1975年2月4日辽宁海城地震（7.3级），发震前24小时内共发生了500多次前震，主震后又发生很多次余震。1976年7月28日唐山大地震（7.8级），则基本没有前震，但余震连续数年不断。

（3）震群型地震 由许多次震级相似的地震组成地震序列，没有突出的主震。此类地震的前震和余震多而且较大，常成群出现，活动时间持续较长，衰减速度较慢，活动范围较大。如1966年邢台地震，从2月28日至3月22日，震级由3.6、4.6、5.3、6.8、6.8逐步升到7.2，发生大震。有时这种类型的地震是由两个主震型地震组合或混淆在一起形成的。

有时地震序列比较复杂，仿佛是由若干单发型、主震型、震群型组合而成。如1971年8—9月四川省马边地震。

地震序列类型可能与岩石和构造的均匀程度及复杂性有关。据实验，当介质均匀，且介质内应力不集中时，主破裂前无小破裂，主破裂后也很少小破裂；当介质不均一旦应力有一定的局部集中或高度集中时，主破裂前后都会产生一定的或很多的小破裂。

研究地震序列类型，可以有助于预测和预报地震活动的趋势。如1967年河间地震，当主震发生后，根据其前震少和震级小（2.3级），被判断为主震型地震，主震后不会有较大的余震。事实表明推断正确。

二、火山地震

指火山活动引起的地震。这种地震可以是直接由火山爆发引起地震；也可能是因火山活动引起构造变动，从而发生地震；或者是因构造变动引起火山喷发，从而导致地震。因此，火山地震与构造地震常有密切关系。

火山地震为数不多，约占总数的7%。震源深度不大，一般不超过10km。有些地震发生在火山附近，震源深度为1—10km，其发生与火山喷发活动没

有直接的或明确的关系，但与地下岩浆或气体状态变化所产生的地应力分布的变化有关，这种地震称为 A 型火山地震。还有些地震集中发生在活火山口附近的狭小范围内，震源深度浅于 1km，影响范围很小，称为 B 型火山地震。有时地下岩浆冲至接近地面，但未喷出地表，也可以产生地震，称为潜火山地震。

现代火山带如意大利、日本、菲律宾、印度尼西亚、堪察加半岛等最容易发生火山地震。

三、冲击地震

这种地震，因山崩、滑坡等原因引起，或因碳酸盐岩地区岩层受地下水长期溶蚀形成许多地下溶洞，洞顶塌落引起。后者又称塌陷地震。本类地震为数很少，约占地震总数的 3%。震源很浅，影响范围小，震级也不大。1935 年广西百寿县曾发生塌陷地震，崩塌面积约 4 万 m²，地面崩落成深潭，声闻数十里，附近屋瓦震动。又如，1972 年 3 月在山西大同西部煤矿采空区，大面积顶板塌落引起了地震，其最大震级为 3.4 级，震中区建筑物有轻微破坏。

四、水库地震

有些地方原来没有或很少发生地震，后来由于修了水库，经常发生地震，称为水库地震。说明这种地震与水的作用有关，当然也与一定的构造和地层条件有关，而水的作用只是一种诱发因素。如广东河源新丰江水库，自 1959 年蓄水后，在库区周围地震频度逐渐增加，于 1962 年 3 月 19 日发生了一次 6.4 级地震，震中烈度达到 8 度，是已知最大水库地震之一。截至 1972 年，该区共记录了近 26 万次地震（图 8 - 4）。又如，著名的埃及阿斯旺水库，坝高 110m，库容达 165 亿 m³，1960 年正式开工，1964 年截流蓄水，1968 年正式投入运行。此地区在建库前历史上无地震，从 1980 年起出现小震、微震，于 1981 年 11 月在坝址西南 60km 库区发生了 5.6 级地震；于 1982 年同一地点又发生了 5 级和 4.6 级地震。

此外，因深井注水、地下抽水等也可触发地震。如美国科罗拉多州有一座落基山军工厂，为处理废水凿了一口 3614m 的深井，用高压注水于地下，于 1962 年发生频繁的地震。以后停止注水，地震活动减弱；恢复注水，地震又有所增加。

上述地震，特别是水库地震的成因引起人们极大关注。一般认为，在一定的有利于发震的地质构造条件（如有活动断层、密集或交叉的断裂存在，或在升降差异运动的过渡部位等）下，水库蓄水可诱发地震。除去人为因素诱发地震外，某些自然因素如太阳黑子活动期，阴历的朔、望期等，也容易诱发地震。各种触发机理正有待于人们深入研究。

第三节 地震波和地震仪

地震经常引起各种灾害，地面也常出现各种破坏现象，这是由地震波的强烈冲击所造成的。

一、地震波

地震波是一种弹性波，地震时从震源处释放出来的部分能量以弹性波的形式向四周传播。所谓弹性波即岩石受到震动，其中各个质点产生规则的振动，然后各回到原来静止的位置。

地震波可以在三维空间向任何方向传播，这种波称为体波；但地球是有边界的，在边界附近，体波衍生出另一种沿着地面传播的波，称为面波。体波又分为纵波和横波（图 8 - 5）。纵波传播时，介质质点的振动方向与波的传播方向一致，使介质质点之间发生张弛和压缩的更替，即质点发生疏密更替的变化，所以又叫压缩波或疏密波，通常记作 P 波。横波传播时，介质质点的振动方向与波的传播方向互相垂直，介质体积不变，但形状发生切变，所以又叫切变波或剪切波，通常记作 S 波。纵波一般表现为周期短、振幅小的特点，传播速度较快；横波一般表现为周期较长、振幅较大的特点，传播速度较慢。在大多数岩石中，纵波的传播速度为横波的 $\sqrt{3}$ 倍。由于地球是圈层状构造，各层物质成分和物理性质不同，地震波在地球内部传播时，遇到不均质界面便发生折射（所以震波传播路径为弧形）和反射。按照地球构造模型，地震体波的传播图像如图 8-6 所示。图 8-7 表示由于震波受地核折射的原因，在地表形成一条收不到任何体波的带，称黑影带。面波通常记作 L 波，其能量集中在地面附近，就像投石于水所产生的水波一样，其振幅随深度增加而衰减，传播速度比体波慢。

地震发生时，P 波总是最先到达观测点，随后才是横波和面波。所以 P 波又称为初至波。纵波和横波到达的时间差，称为走时差。观测点距离震中愈远，其走时差愈大。因此利用走时差可以求出震中距（即观测点与震中的距离），通常利用制好的“时距曲线图”或“走时表”即可查出。在没有仪器的情况下，可以根据地震时从上下跳动（P 波反映）到水平晃动（S 波反映）的时间间隔粗略计算震中距。时间间距越短，震中越近；时间间隔越长，震中越远。通常利用经验公式，时间间距（即走时差）乘以 8 之积，即为大致的震中距。1976 年 7 月 28 日唐山地震（7.8 级），北京地面从上下跳动到水平晃动的时间间隔为 20s 左右，据此可估计出震中距约为 160km。

最后，应该指出，纵波可以在各种介质中通过（包括地核），而横波则只能在固态介质中通过，由于横波至地下 2900km 处消失，这是认为外地核

处于液态情况的重要依据。

二、地震仪

记录和测量地震的仪器叫地震仪。世界上出现最早的地震仪，是我国东汉张衡（公元 78—139 年）于公元 132 年发明的候风地动仪（图 8-8）。

19 世纪 80 年代后，才出现记录地震时地面质点运动的位移、速度和加速度的各种仪器，称地震仪。其制作原理与候风地动仪相似，都是利用物体的惯性制成的。如图 8-9 所示，地震仪固定于地面上，仪器内有一悬挂重锤 P，并附有杠杆 S，和记录笔，另有一记录滚筒固定于仪器底座上。当地震时，地震仪随地面一起振动，但其中悬锤则因惯性于一瞬间而留于原位，这样连于其上的杠杆带动记录笔把地震波曲线记录在旋转的滚筒（每 24 小时旋转一周）上。如果没有地震，则只记录下一条直线。当然，这是最简单的原始地震仪。

现代地震仪与上述地震仪的制作原理基本相同，一般由拾震器（或叫摆，相当于上述地震仪的重锤 P）、放大器（相当于上述的杠杆 S）和记录器（相当于上述的记录笔和旋转滚筒）等三部分组成。拾震器有水平的和垂直的两种，分别接受地震时地面的水平振动和垂直振动。仪器牢固地设在地基上，地震时随地面一起震动，由于摆的重锤的惯性，产生相对于其他部位的差异运动，由此反映出地面的振动。放大器用机械的、光学的或电子的方法将这种相对运动加以放大，随之用记录器的记录笔，而当前是用照象或磁带等方式连续记录下来，在记录纸上留下一条锯齿状曲线，称为地震图或地震谱（图 8-10）。按其放大倍数，地震仪可分为十倍级、千倍级、万倍级、十万倍级甚至百万倍级。现代化精密地震仪可以测出振幅仅有百分之几微米的振动。

震中距不同，地震仪上记录下来的地震谱有不同的型式。不同性质的地震波在地震谱上的表现形象，称为震相。如震中距较小的地震谱，因纵波和横波到达的时间差很小，在地震谱上就不易区分 P 波和 S 波曲线。震中距较大的地震，震波到达的时间较迟，纵波和横波到达的时间差较大。如图 8-10，P 波和 S 波的时间差为 3 43，震中距为 2250km。PL 段是震动的开始，叫初震；L 后震动最大，叫主震；以后震波波幅又逐渐变小。如果观测点距震中很远，没有记录到 S 波，而 P 波也推迟到达，说明横波没有通过地核，而纵波通过地核时减慢了速度。利用专门方法，分析地震谱可以求得地震发生的时间、强度、震中距、震中方向、震源深度等。

第四节 地震强度

地震强度用震级和烈度来表示，但二者的概念并不相同。

一、震级

震级表示地震本身大小的等级划分，它与地震释放出来的能量大小相关。震级是根据地震仪记录的地震波最大振幅经过计算求出的，它是一个没有量纲的数值。由于每次地震所积蓄的能量是有一定限度的，所以地震的震级也不会无限大。一次地震只有一个震级。用里氏的测算方法计算，目前已知最大的地震是 1960 年 5 月 22 日在智利发生的 8.9 级地震。最小的地震已可用高倍率的微震仪测到 - 3 级。震级相差 1 级，能量相差很多倍。如一个 7 级地震相当于 32 个 6 级，或为 1000 个 5 级地震。

按照震级大小，可以把地震划分为超微震、微震、弱震、强震和大地震。

1. 超微震 震级小于 1 的地震，人们不能感觉，只能用仪器测出。
2. 微震 震级大于 1 小于 3 的地震，人们也不能感觉，只有靠仪器测出。
3. 弱震 又称小震，震级大于 3 小于 5 的地震，人们可以感觉到，但一般不会造成破坏。
4. 强震 又称中震，震级大于 5 小于 7 的地震，可以造成不同程度的破坏。
5. 大地震 指 7 级及其以上的地震，常造成极大的破坏。

表 8-1 震级 (M) 和震源发出总能量 (E) 的关系

一次大地震所释放的能量是十分巨大的，例如一个 8.5 级地震所释放的能量，大约相当于一个 100 万千瓦的大型发电厂，连续 10 年发出电能的总和。

二、地震烈度

地震对地表和建筑物等破坏强弱的程度，称为地震烈度。一次地震只有一个震级，如海城-营口地震是 7.3 级，唐山地震是 7.8 级。但同一次地震对不同地区的破坏程度不同，地震烈度也不一样。如同一个炸弹，其所含炸药量相当震级，炸弹爆炸后对不同地点的破坏程度有大有小，相当地震烈度。

地震烈度是根据人的感觉、家具及物品振动的情况、房屋及建筑物受破坏的程度和地面的破坏现象等进行划分的。目前世界许多国家都有自己的地震烈度表，烈度划分的标准并不完全一致。1883 年意大利罗西 (M.S.deRossi) 和瑞士佛瑞尔 (F.A.Forel) 首先制定地震烈度表，划分为

级，称罗西-佛瑞尔烈度表。世界各国烈度表大都以此为基础并结合本国具体情况拟定的。日本采用从 0 到 的 8 级（阶）烈度表；也有国家采用级烈度表。新中国第一个烈度表发表于 1957 年，主要是根据我国历史地震资料编制的，共分 度，与世界上各种 度表相当。1980 年在此表基础上重新修订，制成“中国地震烈度表”（表 8-2）。

表 8-2 中国地震烈度表（1980）

| 烈度 | 人的感觉 | 一般房屋 | | 其他现象 | 参考物理指标 | |
|----|---|--|------------------------|--|-------------------|--|
| | | 大多数房屋 震害程度 | 平均震 害指数 | | cm/s ² | cm/s |
| | | | | | (水平向) 加速度 | (水平向) 速度 |
| | 无感 室内个别静止中的人感觉到 | | | | | |
| | 室内少数静止中的人感觉到 室内多数人感觉到；室外少数人梦中惊醒 室内人普遍感觉到；室外多数人感觉到；多数人梦中惊醒 | 门、窗轻微作响 门、窗作响 门窗、屋顶、屋架颤动作响，灰土掉落，抹灰出现微细裂缝 | | 悬挂物微动 悬挂物明显摆动，器皿作响 不稳定器物翻倒 | | 31 (22-44) 3 (2-4) |
| | 惊慌失措，仓惶逃出 | 损坏——个别砖瓦掉落；墙体微细裂缝 | 0-0.1 | 河岸和松软土上出现裂缝；饱和砂层出现喷砂冒水；地面上有的砖烟囱轻度裂缝、掉头 | | 63 (45-89) 6 (5-9) |
| | 大多数人仓惶逃出 | 轻度破坏——局部破坏、开裂，但不妨使用 | 0.11-0.30 | 河岸出现塌方；饱和砂层常见喷砂冒水；松软土地裂缝较多；大多数砖烟囱中等破坏 | | 125 (90-177) 13 (10-18) |
| | 摇晃颠簸，行走困难 坐立不稳，行动的人可能摔跤 | 中等破坏——结构受损，需要修理 严重破坏——墙体龟裂，局部倒塌，修复困难 | 0.31-0.50 0.51-0.70 | 干硬土上亦有裂缝；大多数砖烟囱严重破坏 干裂土上有许多地方出现裂缝，基岩上可能出现裂缝；滑坡、塌方常见；砖烟囱出现倒塌 | | 250 (178-353) 25 (19-35) 500 (354-707) 50 (36-71) |

| 烈度 | 人的感觉 | 一般房屋 | | 其他现象 | 参考物理指标 | |
|----|---|-------------------|------------|---------------------------------------|------------------------------------|----------------------|
| | | 大多数房屋 震害程度 | 平均震 害指数 | | cm\ s ² (水平向) 加速度 | cm\ s (水平向) 速度 |
| | 骑自行车的人会摔 倒；处不稳定状态的 人会摔出几尺远，有 抛起感 | 倒塌——大部倒 塌，不堪修复 | 0.71-0.90 | 山崩和地震断裂出现；基岩上的拱桥毁 坏；大多数砖烟囱从根部破坏或倒塌 | 1000 (708-1414) | 100 (72-141) |
| | | 毁灭 | 0.91-1.00 | 地震断裂延续很长；山崩常见；基岩上 拱桥毁坏 | | |
| | | | | 地面剧烈变化，山河改观 | | |

注：1. — 度以地面上人的感觉为主； — 度以房屋震害为主； — 度的评定，需要专门研究。

2. 一般房屋包括用木构架和土、石砖墙构造的旧式房屋和单层的或数层的未经抗震设计的新式砖房。对于质量特别差或特别好的房屋，可根据具体情况，对表列各烈度的震害程度和震害指数予以提高或降低。

3. 震害指数以房屋完好为 0，“毁灭”为 1，中间按表列震害程度分级。平均震害指数指所有房屋的震害指数的总平均值而言，可以用普查或抽查方法确定之。

4. 使用本表时可根据地区具体情况，作出临时的补充规定。

5. 在农村可以自然村为单位，在城镇可以分区进行烈度评定，但面积以 1 平方公里左右为宜。

6. 烟囱指工业或取暖用的锅炉房烟囱。

7. 表中数量词的说明：个别：10%以下；少数：10—50%；多数：50—70%；大多数：70—90%；普遍；90%以上。

此表经中国地震烈度表（1980）审定会 12 月 4 日通过，国家地震局科研处以（80）震科字第 054 号通知试行。

在宏观地震烈度调查后，把各调查点的烈度标记在地图上，然后把烈度相同的点连成封闭的曲线，这样的线叫等震线，由不同等震线所组成的平面图叫等震线图（图 8-11）。实际上等震线就是不同烈度区的分界线。等震线图在地震工作中有很大用途：例如，利用这种图可确定宏观震中位置、估计震源深度、了解一次地震中各地地面烈度的变化。对于破坏性地震来说，等震线所包围的最高烈度区称为极震区，也就是震中区。根据震中区的形状推断产生地震的断层走向等。

影响地震烈度的因素很多，首先是地震等级（震级），其次依次为震源深度、震中距、土壤和地质条件、建筑物的性能、震源机制、地貌和地下水位等。

一般说来，在其他条件相同的情况下，震级越大，震中烈度也越大，地震影响波及的范围也越广。如果震级相同，则震源越浅，对地表的破坏性越大。如 1960 年 2 月 29 日在摩洛哥加迪尔发生一次只有 5.8 级的地震，但震源深度仅为 2—3km，而震中烈度竟然达到 度，造成十分严重的破坏。深源地震常常震级很大，而烈度往往很小。表 8-3 说明震中烈度与震级和震源深度（浅源地震）的关系。

表 8-3 震中烈度与震级和震源深度的关系

| 震源深度 (km) | | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 |
|-------------|---|-----|------|-----|------|-----|
| 震 | 2 | 3.5 | 2.5 | 2 | 1.5 | 1 |
| | 3 | 5 | 4 | 3.5 | 3 | 2.5 |
| | 4 | 6.5 | 5.5 | 5 | 4.5 | 4 |
| | 5 | 8 | 7 | 6.5 | 6 | 5.5 |
| | 6 | 9.5 | 8.5 | 8 | 7.5 | 7 |
| 级 | 7 | 11 | 10 | 9.5 | 9 | 8.5 |
| | 8 | 12 | 11.5 | 11 | 10.5 | 10 |

地震烈度的大小与震中距有很大关系。如 1975 年 2 月海城地震 (7.3 级)，震中烈度为 度，在沈阳减为 度，北京为 度，在长江以南则不受任何影响。震中距相同，由于地质构造、房屋及建筑物结构以及其他条件不同，也往往出现不同的地震烈度。比如，地质基础坚实，烈度就相应小些；地质基础薄弱，或有断层、古河道通过，烈度就相应提高。如 1976 年 7 月 28 日唐山地震，玉田、丰润距离震中只有几十千米，但破坏程度较轻；而距唐山较远的平谷、通县、大兴的某些地方，反倒遭到较重的破坏。以北京平谷县将军关为例，那里正好有一条断层通过，座落于断层上的民房有很多倒塌。基于上述原因，在高烈度区中会出现小范围的低烈度区（称为“安全岛”）；在低烈度区中也会出现小范围的高烈度区（如图 8-11，在 度烈度区中出现有小片的 度区）。这些异常现象统称为地震烈度异常。根据地震资料准确地划出“安全岛”的范围，对于建设规划有着重要的现实意义。

房屋建筑的地基坚固程度、设计好坏、抗震结构以及施工质量等，都会影响到破坏程度。如唐山市某工厂的一座三层宿舍楼（处于 度烈度区），在周围建筑物普遍倒塌的情况下，由于地基牢固、设计好，却完好无损。由此可见，重灾区中有轻灾，轻灾区中有重灾，地震烈度的大小往往是由许多因素决定的。

第五节 地震的时间和空间分布规律

地球上差不多天天有地震，但其分布并不平均，而是具有一定的时空分布规律。

一、地震的时间分布规律

根据历史地震资料，在全世界、一个地区或一个地震带，在一段时间内表现为多震的活跃期，在另外一段时间内则表现为少震的平静期。这种活跃期和平静期交替出现的现象，叫地震的周期性或地震的间歇性。如图 8-12，在全世界范围内，40 年代是 7 级以上大地震次数最多、最活跃的时期。

在一个地震带内，又往往表现为自己特有的周期性。如在环太平洋地震带北带，1915—1933 年共 19 年间，发生了一系列 7.8 级以上的浅源地震；1934—1951 年共 18 年间，在整个断裂带上都比较平静，1952—1969 年这 18 年间，地震增多，进入一个新的活跃期。

具体到一个活动断裂带或地震带，活跃期和平静期交替出现的情况也很明显。如在甘肃河西走廊断裂带，1920—1954 年的 25 年内，先后发生了海原、古浪、昌马、山丹、民勤等多次 7 级以上的地震，但此后却一直保持相对的平静。又如，陕西渭河地堑，881（唐广明二年）—1486 年（明成化二十二年）的 606 年间，未见破坏性地震记载，此后到 1570 年间，地震转入活跃期，1556 年（明嘉靖三十四年）1 月 23 日发生了空前的 8 级大地震（震中在今华县）；1570 年以后又趋向平静，极少发生 5 级以上的地震。再如，1679 年三河、平谷大地震和 1976 年唐山大地震，同属燕山地震带，时间相隔 297 年，存在 300 年左右的准周期性。

这种地震活动的周期性现象，是一个地震带的应变积累和释放的全过程的表现。也有人认为，这种活跃期与平静期交替出现，是震源机制粘滑和蠕变交替进行的一种反映。

二、地震的空间分布规律

地震震中分布集中的地带，称为地震带。从世界范围看，有些地区没有或很少有地震，有些地区则地震频繁而强烈。地震带往往与活动性很强的地质构造带一致。

（一）世界地震带

从图 8-13 上可以清楚地看出世界震中分布规律，大体可以划分以下几个地震带：

1. 环太平洋地震带 全世界约 80% 的浅源地震（图 8-13），90% 的中

源地震和几乎全部深源地震(图 8-14)都发生在这一带。所释放的地震能量约占全世界能量的 80%，但其面积仅占世界地震总面积的一半。

此地震带，在太平洋西部大抵从阿留申群岛，向西沿堪察加半岛、千岛群岛，至日本诸岛、琉球群岛，至我国台湾岛，过菲律宾群岛、伊里安岛，南至新西兰为止。在太平洋东部，大致从阿拉斯加西岸，向南经加利福尼亚、墨西哥(在中美有一分支，称为加勒比或安的列斯环)、秘鲁，沿智利至南美的极南端。这一带也是著名的火山带，它与中、新生带褶皱带(图 8-15)和新构造强烈活动带是一致的。

2. 地中海-喜马拉雅地震带 这是一条横跨欧亚大陆，并包括非洲北部，大致呈东西方向的地震带，总长约 15000km，宽度各地不一，在大陆部分常有较大的宽度，并有分支现象。太平洋地震带外几乎其余的较大浅源地震和中源地震都发生在这一带。释放能量占全世界地震释放总能量的 15%。

此地震带西起葡萄牙、西班牙和北非海岸，东去经意大利、希腊、土耳其、伊朗至帕米尔北边，进入我国西北和西南地区；南边沿喜马拉雅山山麓和印度北部，又经苏门答腊、爪哇至伊里安，与环太平洋带相接。这一带也有许多火山分布，对比图 8-13 和 8-16，可以看出此地震带和欧亚新生代褶皱带(也是最年轻的造山带)是一致的。

3. 大洋中脊(海岭)地震带

(1) 大西洋中脊(海岭)地震带自斯匹次卑尔根岛经冰岛向南沿亚速尔群岛、圣保罗岛等至南桑德韦奇群岛、色维尔岛，沿大西洋中脊分布，向东与印度洋南部分叉的海岭地震带相连。

(2) 印度洋海岭地震带由亚丁湾开始，沿阿拉伯-印度海岭，南延至中印度洋海岭；向北在地中海与地中海-南亚地震带相连；向南到南印度洋分为两支，东支向东南经澳大利亚南部，在新西兰与环太平洋带相接；西支向西南绕过非洲南部与大西洋中脊地震带相接。

(3) 东太平洋中隆地震带从中美加拉帕戈斯群岛起向南至复活节岛一带，分为东西两支，东支向东南在智利南部与环太平洋地震带相接；西支向西南在新西兰以南与环太平洋地震带和印度洋海岭地震带相连。以上三带皆以浅源地震为主。

4. 大陆断裂谷地震带 分布于一些区域性断裂带或地堑构造带，主要有东非大断裂带，红海地堑，亚丁湾及死海，贝加尔湖以及太平洋夏威夷群岛等。此带主要为浅源地震。

上述各地震带的分布，也与板块的各类分界线一致，在下一章将谈到这一问题。

(二) 中国地震带的划分

从图 8-17，可以看出我国位于环太平洋和地中海-喜马拉雅二大地震带之间，是一个多地震的国家(图 8-18)。中国科学院地球物理研究所划分为

23 个地震带，其分布如下：

1. 华北地区（含东北南部） 包括郯城-庐江带（沿郯庐断裂，从安徽庐江经山东郯城，穿越渤海至辽东半岛、沈阳一带），燕山带，河北平原带（太行山东麓），山西带（主要沿汾河地堑），渭河平原带（主要沿渭河地堑）。

2. 东南沿海地区 包括东南沿海带（主要在福建及广东潮汕地区），台湾西部带，台湾东部带。

3. 西北地区 包括银川带，六盘山带，天水-兰州带，河西走廊带，塔里木南缘带，南天山带，北天山带。

4. 西南地区 包括武都-马边带，康定-甘孜带，安宁河谷带，滇东带，滇西带，腾冲-澜沧带，西藏察隅带，西藏中部带。

除去上述，还有东北深震带（主要在吉林、黑龙江的东部）。

图 8-18 表明，全国破坏性地震大都聚集于一定的狭长地带，在这些带内地震发生的时间、强度和空间分布往往有一些共同的表现形式，并与地质构造有密切关系。如闽粤沿海及台湾一带，恰好濒临太平洋西岸，属于环太平洋地震带的范畴。燕山地区属于中生代褶皱带，是华北相当活跃的地带。从山东、跨渤海至辽宁海城、营口一带，因位于郯庐大断裂附近，形成地震多发点，1668 年在山东郯城发生了 8 级大地震。晋、陕、豫交界地带，是汾渭地堑所在，曾多次发生 8 级以上大地震（如 1303 年 9 月 17 日山西赵城大地震，1695 年 5 月 18 日山西临汾大地震，1556 年 1 月 23 日陕西华县大地震，图 8-19）。宁夏、甘肃一带，因存在着大断裂，历来是地震活动的地区（如 1709 年 10 月 14 日宁夏中卫大地震，1739 年 1 月 3 日宁夏平罗大地震，1920 年 12 月 16 日宁夏海原大地震，1927 年甘肃古浪大地震，以上皆为 8 级以上）。至于西北部天山、昆仑山一带，西南横断山一带，近代断裂上升活动十分强烈，喜马拉雅山是最年轻的山脉，这些地区是新构造运动特别活动的地带，因此经常有地震发生（8 级以上的地震有 1902 年 8 月 22 日新疆阿图什大地震，1906 年新疆玛纳斯大地震，1931 年新疆富蕴大地震，1786 年 6 月 1 日四川康定、泸定大地震，1833 年 9 月 6 日云南嵩明大地震，1950 年 8 月 15 日西藏察隅大地震，1973 年 2 月 6 日四川炉霍大地震等）。至于东北深震带，主要位于乌苏里江以西、牡丹江-延吉以东的地带，震源深度多为 500—590km，少数为 300—400km，为太平洋深震带的一部分，这些地震即使震级很大，也不会对地面产生很大的破坏。其余地区的地震震源深度大多数在 10—20km 左右，大地震常造成极大的破坏。

第六节 地震预报

研究地震的目的，主要在于掌握地震活动的规律，以便解决地震预报、控制和利用问题。目前主要是企图解决地震预报的问题。

地震预报，又称地震预测，其科学前提是认识地震孕育和发生的物理过程，包括地球介质物理、力学性质的异常变化。但目前人们对地震成因及其发生规律还知道的很少，主要是因为地震是宏观自然界中大规模的地下深层变化过程，不同于在实验室可控条件下单纯进行的样品试验过程，其影响因素不仅过于复杂，而且还可能有人类未知的因素存在。人们目前还不能深入地球内部直接或间接观测其介质的物化状态及其变化过程，而只能做到在地面上进行某些物理量的观测，有时这种观测是不完全或不完善的，甚至也不能确知这种观测的物理量异常变化是否与地震发生真正相关。这就是地震预测研究工作进展缓慢的原因。

目前地震预测研究包括三个方向，即由于地震大部分是发生在地壳中、上层，少数是发生在深入地幔的部位，故认定地震的孕育和发生是属于地质过程，研究地震预测应着重研究地震发生的地质构造特点，这个方向可以称为地震地质方向。另外一个方向是着重地震统计，即运用数理统计方法，设法得出地震发生的规律，特别是地震发生时间序列的规律，这种根据过去以推测未来的方法，可称为地震统计方向。还有一个方向是搞地震前兆，认为地震过程属于物理过程，观测地球物理场各种参量及其异常变化，可以找到地震发生的征兆。这个方向称为地震物理方向。但上述三个方向或三个方法，都有其片面性，不可能孤立地从某一个方面来求得地震预测的方法，而必须采取综合观测的方法，才可探索出可以利用的规律。

地震预报的内容包括三个方面，即地震发生的地点、时间和强度（震级）。地震预报可分为长期预报（预报 10 年或更长期的地震活动情况）、中期预报（预报数年内的地震活动情况）、短期预报（预报几天到半个月将要发生的地震）和临震警报（预报 24 小时或几小时内即将发生的地震）。中长期预报是一种地震形势的估计，可以及早做好战略准备，对于一切工、交、水利设计和建设采取防患于未然的必要措施；而短期预报和临震警报则可及时采取战术上的措施，及早做好防震、抗震工作。现将与地震预报有关的问题简述如下：

一、地震烈度区划

在一定地区、一定时间内（通常指百年左右）在一般场地条件下可能遭受地震的最大烈度，称为地震基本烈度。通常对大区域的地震基本烈度进行鉴定，称为地震烈度区划。把这种结果绘制在全国或一个地区的图上，称为地震烈度区划图（如图 8-20）。实际上，这种图件具有中长期预报的含意，

对于部署国民经济计划及各种工程设计，皆具有重要的意义。如图中若将基本烈度鉴定偏低，一旦遭受强震便会造成重大损失；若将烈度鉴定偏高，则会增加不必要的抗震措施，提高工程造价，造成经济上的损失。因此，编制全国的或地区性的地震烈度区划图，特别是制作地震危险区划图，对于未来强震可能发生地区的预测，很有实际意义，但又是很不容易的事。一方面要根据大量的可靠的地质资料，一方面要对历史地震进行分析。

（一）地震地质构造分析

1. 强震多发生于活动性断裂构造上 搞清地质构造，特别是断裂构造是进行地震烈度区划的重要基础。日本神户于 1995 年 1 月 17 日发生 7.2 级大地震，据考察认为是由淡路岛北部的野岛断层和须磨断层发生活动造成的。因此，地震地质工作主要着眼于活动断裂构造，特别要注意活动断裂的一定部位。我国自古迄今已记录到 17 次 8 级以上的大地震，均发生在延伸规模为数百千米的强烈活动的深断裂带上。我国大陆地区 6 级以上地震也大都发生在新生代特别是第四纪活动断裂构造上。断裂构造的下述部位和地震的关系尤为密切。

（1）活动断裂带曲折最突出的部位（简称拐点） 在拐点外侧，地应力最易集中，引起地震。如云南通海、建水、石屏一带，正好位于弧形断裂拐弯处，地震非常密集。

（2）活动断裂带的两端（简称端点） 端点是应力比较集中和促使断裂继续发展的最有利部位，容易发生地震。例如，甘孜-康定鲜水河断裂带，全长 300km，强烈地震往返“跳动”于从西北到东南两端之间（图 8-21）。

（3）两条活动断裂带会而不交的地方（简称交叉点） 在这样部位，应力最易集中，常发生大地震。1668 年山东莒县-郯城 8.5 级地震，1679 年北京平谷马坊 8 级地震（图 8-22），以及河北唐山地震（图 8-23）等，都与这种交叉部位有关。

（4）活动断裂带的中断部位（简称闭锁段）这里也是应力容易集中和发生地震的地方。

2. 强震常发生在新生代形成的或有继承性活动的断陷盆地内 这种盆地的一侧或两侧常为活动性断裂所控制，在盆地深、陡的一侧活动性断裂的断距最大的部位，特别容易发生地震。这样的地段往往是第四纪或现代沉降中心，沉积厚度也最大。从地貌看往往表现为最低洼的或河流通过的地段。1556 年陕西华县大地震、1966 年河北邢台地震等就是发生在这样的部位上。

（二）历史地震分析

利用历史地震资料，并结合具体地质构造进行分析，可以推断震中的分布地点、总结地震的时间分布规律、预测未来地震的震级等。在分析过程中

常注意以下几个问题：

1. **地震带内强震的重复性** 我国大陆上有记载的 6 级以上的地震共 400 多次。其中有些地震是在同一地震带内重复发生的，但相隔年数有长有短。地震带内强震的重复经常与一定的构造条件有关。例如，四川炉霍-康定一带曾发生 16 次 6 级以上的地震，均集中于鲜水河断裂上。

2. **强震的填空与填满** 在活动性构造带内，有时在一段时间内发生许多小震，并围绕成一个地震相对平静的地区——空白区，后来就在这空白区内某一部位上发生大震，这种现象叫填空。

图 8-24 表明 1695 年山西临汾地震的填空现象，在大震前 50 年内在周围地区发生许多小震，中间形成一个空白区，后来在空白区内大震发生。

有时与此相反，在某些强震发生之前，在其未来震中附近，发生许多次小震，这种现象称为地震的填满现象。如 1556 年陕西华县 8 级大地震前 1484—1555 年的 72 年间，在其附近发生过多次较小地震，于 1556 年大震发生（图 8-25）。

总之，历史地震分析结合地质构造分析，并参照地震活动期、震级和频度等，是确定地震的危险地段，区划出不同震级及地震范围的重要方法。

二、地震短期预报

目前研究地震预报的主攻方向是寻找和抓住地震前兆。地震的发生，一般是地壳或更深处的岩石长期受力逐渐变形直至破裂的结果。这个过程是一个长期演变过程，当其濒临破裂之前，常产生许多相关现象，预示地震将要发生，这些现象称为地震前兆。它又可分为微观前兆和宏观前兆。

（一）微观前兆

地震前人们不能感觉到的而必须用仪器长期监测才能发现的自然现象变化，称微观前兆。

1. **地应力变化** 地震的孕育、发展和发生过程，也是地应力的逐渐集中和骤然释放过程。因此，可以根据地应力的集中加强活动的变化来预报地震。地应力变化必须用专门仪器测量。

2. **地形变化** 地震前，震源区岩层发生剧烈变形，可使地面出现大面积升降、水平位移或倾斜现象。一般用大地水准测量、断层位移测量、地面倾斜测量等方法（或用伸缩仪、电阻丝应变仪、激光测距仪、测潮仪等）进行长期监测。

3. **地磁异常** 地震前，在地应力作用下，常导致磁场强度的变化，引起磁场的局部异常现象。华东有一个地震台，曾利用震前磁偏角的变化，成功地预报了 1972 年 1 月 25 日发生在台湾的 8 级地震。

4. 地电流变化 一般是用地电流测量方法观测大地的自然电流数值或任意两点间的电位差值。通常在地面选择两个点，分别埋上电极，将电极用金属导线连接起来，并串连一个微安表（或毫伏表），就可以测量出两点的自然电流数值，或自然电位差数值。这些数值若发生异常变化，应考虑地震发生的可能性。

此外，还有一些其他变化，如海平面的升降、地震波传播速度的变化、地温变化、重力变化、地下水化学成分的变化等，都必须用仪器或一定手段进行长期、连续的观测，才能看出结果，并据以分析得出应有的结论。

（二）宏观前兆

指地震前人的感觉器官能够直接察觉到的一些震前征兆。

1. 地下水异常 包括地下水位的突然升高或下降，水质变苦、变甜、变色、变浑或变清，以及翻花、冒泡等；有时还有微观的变化，如地下水温、放射性物质（氡、铀等同位素含量等）变化。由于气候、用水情况等因素，也可引起地下水的变化，必须全面分析考虑。

2. 动物反应异常 地震前的各种变化，往往为动物的某些器官敏锐地感觉到，引起异常反应。如 1969 年 7 月 18 日上午，天津人民公园的动物忽然出现异常现象，水中泥鳅、蚂蝗上下翻腾不停、大熊猫痴呆不动、牛突然打滚不吃草，等等。人们认为可能是地震前兆，并向有关部门作了反映。不久果然在渤海地区发生了 7.4 级地震。1995 年 1 月 17 日日本神户大地震前一天，突然从海底掀起泥沙混浊了整个海域，有大量小鱼浮沉于海面上。在淡路岛上的一家牧场，有一个饲料和种子仓库，平日老鼠为患。但地震前数日却“鼠迹杳然”。但必须注意，其他原因如生病、发情、饥饿等以及气候和生活环境的变化，也可造成动物异常反应。

3. 地声 地震时或临震前往往往在地下发出声响，常如闷雷声、载重车通过声、风声、金属碰撞声等，自远而近传来；若在震中区，则一听到地声，地震随即发生。地声的出现，可能和岩石破裂有关。根据实验表明，在应力达到岩石破裂强度一半时，声发射信号显著增加；当微破裂进一步发展时，声发频率由高频向低频变化，因而有可能被仪器和人耳接收。根据地声的特点还能够判断地震的大小和远近。有人总结其规律：声调沉闷如闷雷，地震较大；声发尖，地震较小；声音长，在远方；声音短，离不远。

4. 地光 在临近强烈地震发生时出现发光现象，称为地光。有的呈大面积笼罩地面，有的呈条带状闪光，有的如火炬或火球成串升起；有时一闪而过，有时可以持续几十秒。其颜色以白中发蓝似电焊火光者居多，间有红色、黄色及其他颜色。关于地光的成因，尚无定论。一种说法，认为震前低空大气发光是一种气体放电现象；另一种说法认为岩石中石英颗粒产生压电效应，并形成强电场；还有的认为与地下水流动产生的高电压有关；有人认为火球式地光是从地下逸出的天然气在地表处的爆发式点燃现象。

除上所述，地震前兆还常表现为天气骤冷或骤热，大风、暴雨、大雪等

异常现象。

从理论上讲，地震是可知的和可以预防的，我国古代就注意观察和研究地震现象，并且注意到地震前兆和预防。建国后，我国制定和贯彻了“地震工作以预防为主，专群结合，土洋结合，依靠广大群众，做好预测预防工作”的方针，地震工作取得一定的进展。如 1975 年 2 月 4 日海城-营口地震，1976 年 5 月 29 日云南潞西-龙陵地震，同年 8 月 16 日四川松潘-平武地震等，都在震前做了较准确的预报。但是，地震科学是一门年轻的科学，地震的成因、机制和观测方法都处于探索之中。目前我国的地震预测预报水平还不高，还需要坚持不断实践，认真总结经验。从世界角度看，地震预报问题也是有待解决的问题。

不过，无论是预测理论或应用手段，地震工作者都在积极开拓新领域。如美国正在探求在断层带氢释放和地震的关系，认为富含铁镁的岩浆和水发生反应，可以产生氢并通过断层上升到地表；同时，形成蛇纹岩一类物质，挤入断层，就象涂上润滑油一样，导致断层猛然滑动，从而形成地震。美国地质调查局用 15 个传感器组成的网络，探测活动断裂带氢释放情况，然后通过卫星把数据传输给在华盛顿的一个观测所。许多科学家认为，氢是准确预报地震的关键。

日本东京大学和京都大学的地壳变动研究小组，以及欧美一些国家都在试验利用通用地球测位系统，即在地球上的两个点利用专门接收机捕捉从人造卫星上发出的电波，测定这两个点的距离，其误差只有百万分之一到千万分之一。这样可以十分准确的测定地壳变动情况，根据这种变动来达到预测地震的目的。现在已有若干颗这样的卫星围绕地球旋转。

为了避免或尽量减少地震给国家、人民带来的灾害，必须做好地震预防工作。首先是要编制出精确可靠的全国地震烈度区划图，这是地震预报和预防工作的基础。其次，是在地震区划的基础上，因地制宜，制定抗震的整体建筑规划，设计一定的抗震结构，对于建筑物的重量、高度、房屋层数以及重大工程的基地等，都必须严格按照抗震条例设计。第三，在接到临震警报后，必须立即采取断电灭火措施和做出疏散安排等。

当前在地震研究方面，还注意到地震控制问题。由于在美国某工厂向地下高压注入废液，意外地触发一些小震，从而得到一种启示，是否可以在地震带对活动断层定时定点高压注水，用人为的方法诱发小震，也就是采取化大震为小震的化整为零的控制办法，来避免发生强烈地震。这只是一种设想，尚待实践证明。

第九章 大地构造学说

19 世纪中叶到 20 世纪中叶，随着工业的发展，广泛开展了矿产及区域地质研究，把地质科学推向更高的阶段，并诞生了一门研究地壳乃至全球构造发生、发展、分布格局、演化规律的地质学分科，这就是大地构造学。

在大地构造学的发展史中，曾出现过许多学说，如收缩说、重力均衡说、对流说、脉动说、膨胀说、重力分异说、放射性旋回说、振荡说、放射性热融化说等，这一事实反映了大地构造学理论尚处于不断探索和完善的阶段，但每一新的大地构造学说的提出，常标志着地质学进入一个更高水平阶段。

现将产生重大影响的近代和现代主要大地构造学说介绍如下。

第一节 地槽——地台说

1859年，美国地质学者 J. 霍尔在美国东部阿巴拉契亚山脉的北部，发现受过强烈褶皱的古生代浅海相地层厚度达 12km 以上，它比此山脉以西同时代几乎没有褶皱的地层厚 10—20 倍，二者形成鲜明的对比。霍尔认为，浅海相沉积的厚度是如此之大，它必然是边沉降边沉积形成的。因此得出结论：这些褶皱山脉曾经是地壳上巨大的拗陷。1873年，J. 丹纳把这种拗陷及其产物称为地槽。后来前苏联 A. . 阿尔汉格列斯基认为狭义的地槽是不存在的，下降的拗陷（称地向斜）和上升的隆起（称地背斜）是交替出现的，因此把地槽的概念扩大，称为地槽区。1935年，W.H. 史蒂勒把位于大陆稳定地块和大洋稳定地块之间的地槽，称正地槽。随后，他又把正地槽分为优地槽（eugeosyncline）和冒地槽（miogeosyncline）。1951年，M. 凯伊对地槽问题进行了总结，把有大量火山碎屑沉积物的地槽称为优地槽（“优”是希腊语“真正的”意思），优地槽是深成造山活动的场所；把位于大陆架上的没有火山活动的以碳酸盐岩沉积为主的地槽，称为冒地槽（冒是“较次的”意思）。

1885年，E. 修斯提出在地壳上存在一些稳定地区，其上的沉积层十分平缓，地貌也非常平坦，他把这种地壳上稳定的、自形成后不再发生褶皱变形的地区，称为地台。后来前苏联学者在研究俄罗斯和西伯利亚地质的时候，发现这里的地层厚度小而产状平缓，地壳运动以整体上升下降为主，乃命名为俄罗斯地台和西伯利亚地台，于是地台这个名词，就广泛传播开了。随后，人们发现地台本身也有相对上升的地方（称台背斜）和下降的地方（称台向斜），所以把地台的概念加以扩大，称为地台区。

1900年，法国 E. 奥格在其著作《地槽和大陆块》中，明确地把地槽和地台统一起来，作为地壳上的两个基本构造单元。自此以后，地槽和地台理论就作为相互联系的不可分割的完整学说形成和发展起来，称为地槽地台说，简称槽台说。

槽台说形成后，从 19 世纪末至近代，在大地构造学说中一直占统治地位。它的形成是以大陆壳的地质构造为基础。大地构造学说的争论焦点之一是地壳运动以垂直运动为主，还是以水平运动为主。垂直论又称固定论，主张大陆自形成以来，其位置不变，从未经过水平运移，所以又称为大陆固定论或大洋永恒论。与此说相对立的是水平论，又称活动论，主张在地壳历史演变过程中，大陆在地球表面上的位置发生过比较显著的水平移动。槽台说便是固定论的重要代表。

一、地槽区

地槽区代表地壳上构造运动强烈活动的地带，垂直运动速度快、幅度

大，沉积作用、岩浆作用、构造运动和变质作用都十分强烈和发育。如北美西部的科迪勒拉山脉、南美西部的安第斯山脉、亚欧之间的乌拉尔山脉、横贯欧亚大陆呈东西走向的阿尔卑斯山脉、喜马拉雅山脉，以及我国的天山、秦岭、祁连山等山脉，都是世界著名的地槽区。地槽区呈狭长带状，宽可数百千米，长可达数千千米。

（一）地槽区的发展过程

可以分为两个大的阶段，第一阶段以下降运动为主，但伴随着次一级的上升运动；第二阶段以上升运动为主，但伴随着次一级的下降运动。

1. 下降阶段 整个地槽区以下降运动为主，下降速度快、幅度大。但从地槽区横剖面来看，其运动方向、速度和幅度并不均衡。如图 9-1 最下边剖面图所示，两侧是稳定的地台区，中间是地槽区，但其中有的地方拗陷较深，沉积的厚度较大，称为地向斜；有的地方相对隆起，沉积厚度较小甚至缺失一部分沉积，称为地背斜。所以说，地槽区是由地向斜和地背斜相间排列组成的狭长地带。

在下降初期阶段，从相邻地台或地背斜剥蚀下来的碎屑物质迅速堆积在地向斜中（图 9-11），并时常伴随有海底火山喷发活动；在下降占优势阶段，海水面积扩大，有些地背斜也被海水覆盖，广泛地沉积了碳酸盐岩（图 9-1）。

2. 上升阶段 整个地槽区以上升运动为主，又称回返阶段。但上升初期阶段一般是从个别最活动的地向斜部分开始，称为局部回返；地向斜上升隆起后称为中央隆起，中央隆起两侧相对发生拗陷，称为山前或边缘拗陷。在上升过程中，在狭长空间形成的巨厚岩层不可避免地要遭受挤压，因而产生强烈的褶皱和断裂，同时岩浆乘虚侵入，形成庞大的岩基。这时中央隆起变成新的剥蚀区，而边缘拗陷变成新的沉积区，接受从中央隆起剥蚀下来的碎屑物质（图 9-1 ）。。

在上升后期阶段，各个地向斜都上升隆起，连同在边缘拗陷中的碎屑沉积也一起发生褶皱，这时在两个相邻的中央隆起之间，即相当于原来地背斜的地方，形成新的拗陷区，称为山间拗陷；在地槽区两侧的中央隆起和地台之间所形成的新拗陷区，称为前缘拗陷。这时山间拗陷和前缘拗陷形成新的沉积区，接受正在迅速隆起过程中剥蚀下来的大量粗碎屑物质。在这些拗陷中，有时有一部分海水残留下来，形成潟湖。

最后，地槽区的各个部分先后隆起，这种现象称为普遍回返（图 9-1 ）。这时，岩层强烈褶皱隆起，海水完全退出，地槽区变成了错综复杂的褶皱山脉，称为褶皱带。从地槽区下降，经过回返隆起成为褶皱带，这样一个完整的构造发育过程，称为一个构造旋回。一个构造旋回大约要经历几千万年到 1 亿多年。

概括起来，地槽区的升降运动有如下特点：一是升降幅度很大，可达一两万米；其次是升降速度相对较快，但按年平均计仍是微不足道，一般也只

有一或数毫米；三是升降差异性明显，从地槽区横断面来看，升降幅度、速度很不均一，所以沉积物的厚度和岩相，其横向变化很大。

（二）地槽区的特征

除上所述，地槽区还表现为以下的各种特征：

1. 巨厚的沉积建造 泛指在地壳发展的某一构造阶段中，于一定的大地构造环境中以及一定的气候条件下所形成的沉积岩的共生组合。在地槽区整个构造旋回的每一特定阶段，必然形成与其沉积环境相适应的沉积建造，其特点如下：

（1）沉积厚度很大，可达一两万米；但无论是在纵向和横向上，岩性和厚度有很大变化。

（2）常表现为由陆相到海相，又由海相到陆相的一套完整的沉积系列。

（3）具有明显的节奏和清楚的韵律，即自下而上形成有节奏的沉积顺序（图 9-1）：

a. 旋回开始，先堆积陆相碎屑，后过渡为海相碎屑，总称为下部陆屑建造（陆屑指由陆地供给的碎屑）。岩性主要为砂页岩；因旋回开始，海水面积不广，陆上植物丛生，所以在下部陆屑建造中常夹有煤层等可燃有机岩建造。

b. 随着下降，常伴生巨大断裂，因而常导致中基性海底火山喷发活动，形成海底火山岩建造。

c. 下降占优势阶段，海侵范围扩大，在广阔的浅海里，陆屑成分减少，生物化学沉积增多，形成一套以石灰岩为主的石灰岩建造。

d. 回返开始，形成新的隆起和拗陷，在拗陷中填充大量的来自中央隆起及其他高地的陆缘碎屑，称为上部陆屑建造。

在上部陆屑建造中，经常出现一种主要由砂、泥质层交替组成的、具有明显韵律的海相陆源碎屑沉积岩层，称为复理石建造（由 flyschformation 一词音译兼意译而来），是一种典型的地槽型沉积建造。建造的总厚度很大，可达数千至万米以上；由粗碎屑到细碎屑相间构成明显的韵律结构，每一韵律厚数厘米到数十厘米，上下两个韵律之间常被冲刷面所分隔；岩性以砂、页岩为主，砾岩很少；交错层和波痕罕见，几乎不含化石。在回返初期，由于地槽正处于升降交替的阶段，地壳表现为频繁的振荡运动，因此形成一套独特的建造。

在回返阶段，中央隆起部分提供了树木繁生的场所，而边缘拗陷又常形成良好的还原环境，因此常形成可燃有机岩建造，与复理石建造共生或单独出现。其特点是建造（含煤地层）厚度很大，可达数千米；富有韵律，砂页岩夹煤层重复出现，故煤层层数很多；从现在地貌看，这一类型的煤田常沿山麓呈带状分布。这一阶段是地槽型煤层形成的主要时期。

e. 地槽区回返后期，在山间拗陷中常形成四周被山地阻隔的潟湖，在其中往往形成一套以蒸发盐和化学沉积岩为主（如岩盐、钾盐、石膏、白云岩

等)的潟湖建造。

f.地槽区普遍回返之后,地理环境有了极大变化,山地高耸,受到剧烈剥蚀,因而在山前、山间和边缘拗陷中形成一套快速堆积的、以陆相为主的、巨厚的(可达数千米)、以砾岩和砂岩为主的沉积岩层,称为磨拉石建造(由 molasseformation 一词翻译而来)。这种建造自下而上往往由细碎屑过渡到粗碎屑,分选很差,层理不规则(反映山地急剧上升,剥蚀加剧)、常夹红色岩层(反映气候由海洋性气候转变为大陆性干燥气候),是地槽区发展后期的产物。

总之,地槽区的沉积建造是复杂的,但又是规律的。上述建造序列只代表一种典型模式,不同地区或不同时代的地槽区,其建造类型和发育程度常互有差异。

2. 强烈的构造变动 地槽区的构造运动非常强烈,褶皱常表现为挤压十分紧密的线形褶皱,褶曲轴沿地槽走向延伸可达数百甚至上千千米,背斜向斜连续,同等发育;从横剖面看,常形成规模很大的复背斜和复向斜,在次一级或更次一级褶皱中,横卧、倒转以及等斜褶皱特别发育。

地槽区的断层常有很大的规模,断层线可延伸数十到数百千米,大多数为平行地槽走向的纵断层;逆掩断层和叠瓦式构造发育,有时形成较大规模的辗掩构造;垂直褶曲轴也常发育正断层和平推断层;在地槽区发展末期,高山隆起,而前缘拗陷又强烈下降,其间常常产生平行褶曲轴向的巨大正断层。

3. 频繁的岩浆活动 在地槽发育的全过程中,常伴随着强烈而频繁的、有规律的岩浆活动。地槽旋回开始,经常有以中、基性为主的海底火山喷发活动,形成一套复杂的火山岩系;接着由喷发活动转为中、酸性小型侵入和层间侵入活动;地槽回返阶段,岩层强烈褶皱,岩浆往往乘机大规模侵入,形成以酸性花岗岩为主的岩基;同时,岩浆顺着围岩裂隙贯入形成酸性或超酸性的岩墙、岩脉、岩盘等;旋回结束,地槽隆起形成褶皱带,由于断裂发育,地下岩浆沿断裂喷出地表,再度转为强烈的火山喷发活动。在整个岩浆活动过程中,岩性有由基性向酸性发展的明显趋势。这种与一定构造阶段相伴随的一系列岩浆活动的有规律的总和,称为岩浆旋回。

4. 显著的区域变质作用 地槽区是地壳上构造运动和岩浆活动最强烈的地带。剧烈的构造运动会引起动力变质作用;大规模的岩浆活动会引起接触变质作用;地槽区强烈的拗陷会引起广泛的区域变质作用。故地槽区所形成的褶皱带,常常是显著的区域变质带。区域变质是地槽发展过程中各种因素综合作用的结果。

5. 丰富多样的矿产资源 由于地槽区发育的长期性、复杂性和环境多变性,决定了在这一地带矿床成因类型和矿产种类的多样性。在地槽区的不同发展阶段,可以形成沉积矿床、可燃有机岩矿床、岩浆矿床、接触交代矿床及区域变质矿床等;在矿产种类方面可以形成各种金属矿产、能源矿产和

非金属矿产。因此地槽区常常是各种矿产资源聚集的宝库。

二、地台区

地台区代表地壳上构造活动微弱、相对稳定地区，垂直运动速度缓慢、幅度小，沉积作用广泛而较均一，岩浆作用、构造运动和变质作用也都比较微弱。地台区的外形呈近似圆形，直径可达数千千米，是地壳大地构造中相对稳定的构造单元。在文献中有“克拉通”（Craton）一词，意义大致与此相当。

（一）地台区的发展过程

按照槽台论的观点，地槽区旋回结束变成褶皱带，便由相对活动向相对稳定发展，最终形成地台区，也就是说地台区是地槽区发展演变的产物。

地台区虽然是稳定的，但并非静止不动，在其范围内也不时进行着升降运动，其特点是相对于地槽区来说，速度慢、幅度小，横向差异性也不很明显。地台区升降总幅度一般只相当地槽区的十分之一，但在个别地段也可以有很大的升降幅度，甚至超过地槽的个别部分。

由于地台上有升降运动，上升部分可以变成陆地；下降部分可以导致海侵形成地台浅海，或者形成内陆拗陷。这样，在地台浅海或内陆拗陷中沉积的岩层称盖层。因此，地台的结构可以分为两个基本构造层，下层称地台的褶皱基底，上层称地台的盖层，中间被一个不整合面所分开。褶皱基底是在该地区形成地台以前的地槽阶段的产物，岩层褶皱复杂，变质强烈，主要由结晶变质岩所组成；地台盖层是褶皱基底形成以后，在侵蚀面上堆积的新岩层，层次清楚，构造运动也比较和缓。但在地台区长期处于上升的部分，则只有褶皱基底一层结构（图9-2）。

根据地台基底的形成时期，可以分为古地台和年轻地台：如果基底褶皱时代在寒武纪以前，这种地台便称古地台，如中国地台、俄罗斯地台等；如果基底褶皱时代在寒武纪以后，这种地台便称年轻地台。一般古生代以后的地槽旋回结束转变成褶皱带，多数还处于山岳状态，故很少用年轻地台这个名词。一般所说的地台主要是指古地台而言。

根据地台区上有无盖层及其厚度大小等，可以划分出次一级的构造单元（图9-2）：

1. 地盾 又称台盾，是指地台区中有大面积基底岩石出露的地区。地盾是从古生代以来趋向上升的构造单元，长期稳定隆起，遭受剥蚀，没有盖层（即只有一层结构），或只在局部拗陷中有薄的盖层；它通常具有平缓的凸面，且被有盖层的地台所环绕。世界上著名的地盾有加拿大地盾、波罗的海地盾等，我国华北地台上有胶辽地盾、淮阳地盾等。

2. 台向斜 是地台区长期趋向下降的次一级构造单元，面积广阔，直径由数百至上千千米，上面覆有沉积盖层，具二层结构。沉积盖层产状平缓，

拗陷中心沉积较厚，而趋向边缘则逐渐变薄，并有较老岩层出露。如我国四川台向斜、陕北鄂尔多斯台向斜等。

3. 台背斜 是地台区与台向斜相对应的长期趋向隆起的次一级构造单元，面积相当广阔，沉积盖层由边缘向中心逐渐变薄，中心部分有较老岩层出露，甚至有基底出露，沉积建造中常有缺失或间断。如华北地台上有山西台背斜。

4. 沉降带 又称台褶带，是地台区长期下沉的最活动的地带，多呈狭长带状，拗陷较深，地层发育完全，构造变动比较强烈，有时还伴有海底火山喷发活动以及花岗岩侵入活动。这是中国地台上特有的构造单元，也有人称之为准地槽、台槽等。华北地台上的燕辽沉降带是一个典型例子。沉降带一般常位于地台区的边缘地带，其形成可能与深断裂的控制有关。

(二) 地台区的特征

地台区是地壳发展的阶段性产物，在沉积建造、构造等方面具有如下的特征：

1. 厚度较小的沉积建造 与地台区的升降运动相对应，其沉积建造具有如下特点：(1) 沉积厚度（即盖层厚度）较小，一般只有几十、几百米，有时可达一、二千米，但有例外。(2) 沉积范围较广，岩性、岩相比较稳定，横向变化不太显著。(3) 具有一定的沉积韵律，一般表现为每一旋回开始为陆缘碎屑建造，而后是石灰岩建造，最后又是陆缘碎屑建造。在正常情况下，自下而上建造序列如下：

a. 地台下降开始，海水侵入，形成地台浅海。由于地台基底经过长期风化剥蚀，地势逐渐低平，特别是在湿热气候条件下，可溶物质大多淋失，而往往残余下来粘土、铝土、铁矿一类物质，在侵蚀面上形成铝土或铁质岩建造；如果当时植物丛生，堆积泥砂和植物遗体，可形成砂页岩夹煤层的可燃有机岩建造，若还原性条件好，还可形成油页岩或石油。有时候，在海侵开始时，形成石英砂岩建造，由于地台稳定，风化作用彻底，所以矿物成分单纯，砂粒均匀，磨圆度和分选均好，同时波痕和交错层特别发育。

b. 地台继续下降，海侵范围扩大，陆屑物质减少，而石灰岩等碳酸盐成分增加，形成石灰岩建造。成分纯净，化石丰富，如华北奥陶系石灰岩是这类建造的代表。

c. 地台回升，海水后退，陆地面积扩大，往往形成陆相碎屑建造（如砂、页岩），有时含有盐及石膏等蒸发盐。但这一阶段的沉积物往往缺失或保存不全。

2. 不太强烈的构造变动 在典型的地台区，褶皱变动比较和缓，多发育平缓开阔、不甚连续的褶皱构造，如短背斜、短向斜、穹隆、构造盆地等。断裂构造一般以正断层为主，还常常形成阶状断层、地堑、地垒等构造。由于地台一般属于刚性地块，断裂构造比较发育。

3. 微弱的岩浆活动 在典型的地台区盖层中，火成岩比较少见，或以

小型侵入和裂隙喷发为主。如形成岩株、岩盘、岩床、岩墙之类，以及大规模的玄武岩喷发活动。

这里所说的岩浆活动是指在地台盖层沉积过程中或形成以后的岩浆活动，不包括基底中的岩浆活动，因为那是在形成地台以前的地槽阶段的产物。

4. 不太显著的变质作用 由于地台区构造运动和岩浆活动都比较微弱，升降幅度也比较小，所以盖层的变质现象不太显著或不普遍，很少有区域变质现象。

5. 丰富的沉积矿产 地台区环境稳定，有彻底的风化、剥蚀条件和广阔平静的沉积环境，因此沉积矿产比较丰富，常形成沉积铁矿、锰矿、铝土、粘土、煤、油页岩、石油、盐、石膏等矿产。特别是在地台上常形成穹隆、短背斜等构造，为石油的聚集提供了很好的条件。在典型的地台区，因岩浆活动微弱，少有各种内生矿床。但在地台基底（前寒武系各种变质岩）部分，经常蕴藏着地台形成以前所形成的各种矿产，如全球 60—70% 的铁矿，以及金、铜、镍、铀等金属矿产。

三、过渡区

在地槽褶皱隆起过程中，在其与地台交界的地区，同时形成了大型带状拗陷，称为前缘拗陷（也有人把前缘拗陷和边缘拗陷作为同义词），由于它具有从地槽向地台过渡的性质，所以又称为过渡区或过渡带。过渡区的结构往往是不对称的，与地槽毗邻的一边具有地槽的特征；与地台毗邻的一边又具有地台的性质。过渡区的沉降幅度可达四、五千米，介于地槽区和地台区之间。由于新隆起的褶皱山系急剧上升，剥蚀速度越来越快，大量粗碎屑物质堆积于前缘拗陷中，形成数千米厚的磨拉石建造。如气候湿润，树木繁茂，还可形成含煤或油页岩建造，沿山麓呈带状分布，厚度很大。如有还原环境，则可发育成含油建造。假如气候炎热干燥，还可形成红色岩或含盐建造。这里的构造形态也常具有过渡性质，断裂比较发育，并常存在着深断裂。

例如，天山是古生代末形成的褶皱带，其南北两麓在中生代和新生代强烈下降，形成前缘拗陷带，不但有煤田分布其间，而且也是重要的产油地带。同样，祁连山也是古生代末形成的褶皱带，在靠近甘肃走廊一侧，形成前缘拗陷，其中蕴藏石油、煤等矿产。

四、槽台说对地壳发展规律的看法

自从槽台说问世以来，在大地构造理论中几乎占了统治地位。但对于地壳发展的规律却有不同的看法，出现不同的学派。

由于地台区最突出的特征是具有双层结构，即上层构造是产状平缓的沉

积盖层，下层构造是和地槽区一样的强烈褶皱构成的褶皱基底，两个构造层之间呈明显的角度不整合关系。根据这种现象，有一派得出地台区是由地槽区转化而来的结论，认为地壳发展的规律是：地壳在发展初期全球都被地槽所占据，这一时期称为地槽期。后来地槽区面积日趋缩小，地台区面积日趋扩大，而目前正处于地槽区转化为地台区的时期，将来终归有一天全世界都转为地台区，那时地壳的活动性将十分微弱，进入其最后的发展阶段。因此这个学说称为“泛地槽说”，也称“地台扩大说”。其代表人物有瑞士 E. 阿尔岗、德国 H. 史蒂勒、前苏联 A.M. 卡尔宾斯基、A. . 阿尔汉格列斯基、H.C. 沙茨基等。

地槽区转化为地台区之后，地壳是不是还要发展呢？泛地槽说认为地台就是地槽发展的最后归宿。1937 年前苏联 . . 谢音曼发现在中国地台上古生代特别是中生代的地层，厚度大，构造复杂，认为在地台上又有“新地槽”产生了，把这种现象称为“地台活化”。后来前苏联 A.B. 裴伟、B.M. 西尼村等进一步发展了上述见解，认为世界上任何一个地槽区都是在地台区之上发育起来的。1950 年，他们系统地论述了其观点，认为在很早（相当我国前震旦纪）以前，所有大陆是一个统一的硅铝层，称为泛大陆。在这个泛大陆上，有些地方被深大断裂所分割，在其控制下发展成为地槽；另外还有一些地方至今仍然处于稳定状态，即古老地台。这一学说认为即在地槽出现之前，全球只有一个连续不断的地台，所以此说称为泛地台说；又因为地台崩溃瓦解后才转化为地槽，所以又称“地台崩溃说”。其地壳演化规律是：古地台—地槽—年轻地台，古地台在逐渐缩小，年轻地台在逐渐扩大。

五、固定论与活动论

槽台说第一次揭示了地壳构造发展中的两大构造单元及其所反映的本质上的差别，这是它的重要贡献。槽台说是以沉积建造和岩相分析为基础建立起来的，它对于古地理的恢复，大地构造单元的划分，以及揭露矿产的形成和分布规律，都有着重要的作用。

无论是泛地槽说还是泛地台说，都主张地壳是运动的和发展的，但这种运动主要是升降运动，是在原地活动，大陆和海洋的位置不变，仅仅表现为海侵和海退，陆地面积的扩大或缩小，地壳的隆起和拗陷等。因此，这一学说被称为“固定论”或“隆起说”，其工作方法主要是地层古生物方法，从时间上研究地壳的发展规律，所以又称之为“历史学派”或“传统派”。

与这派学说针锋相对的另一派，认为地壳运动有大规模的水平位移，而不是原地踏步，称之为“活动论”。活动论实际主要是从空间研究地壳构造的分布规律，其作用力主要是水平作用力，认为地壳运动使大陆发生了漂移，因此，这一学派又称为“水平论”或“漂移说”。在世界各大陆上常常发现有相同或相近种属的生物生存和繁衍，活动论者认为过去大陆是连在一

起的，后来分裂开来了，所以才有这种现象。这种观点很容易为人所接受。而固定论者则认为在过去大陆之间曾有陆桥（例如白令海峡），可供生物在不同大陆之间来往或传播，后来陆桥下沉、大陆才隔绝开来的，但是以后证明海洋中并未发现有淹没的陆桥。

实际上，活动论与固定论，隆起说与漂移说，历史学派与力学学派，都是指两个对立的学派而言，只是名称不同而已。本世纪中期固定论占优势，目前活动论占有重要地位。这两派从本世纪开始争论，根据许多事实来看，活动论日益得到人们的承认。

第二节 多旋回构造运动说和地洼学说

我国有两位地质学者在槽台说的基础上，经过多年实践和研究，提出有创见性的大地构造学说，这就是黄汲清的“多旋回构造运动说”和陈国达的“地洼学说”。

一、多旋回构造运动说

德国著名地质学家 H. 施蒂勒曾提出地槽发展的单旋回观点，多年来一直为各国地质学者所接受。其要点是任何地槽从下降沉积开始，伴有基性岩浆喷发活动；然后地槽上升、岩层褶皱，伴有大规模花岗岩侵入；造山后期有安山岩喷发和各种小型侵入体；最后地槽褶皱形成褶皱带，并由玄武岩喷发活动，转化为地台。这就是一个构造旋回。地槽的孕育、发展和封闭，是通过一个构造旋回完成的。

黄汲清在长期研究并总结我国地质构造发育特征的基础上，于 1945 年指出：地槽的发展不是单旋回的，而是多旋回的。新中国成立以来，由于我国大量地质资料的积累，黄汲清不断阐述地槽褶皱带的多旋回观点，并初步建立起多旋回模式。即一个褶皱带的形成，往往要经历许多发展阶段，即前期旋回、主旋回及后期旋回。每个旋回都可以出现施蒂勒所说的各种岩浆活动，而沉积建造、构造运动、变质作用和成矿规律等也都是多旋回的。以天山优地槽为例，它的发展共经历了许多旋回，华力西旋回是主旋回，前期旋回是加里东旋回，后期旋回是燕山旋回和喜马拉雅山旋回。每一旋回都有基性岩出现、强烈的褶皱运动、花岗岩侵入和安山岩喷发；更重要的是每一旋回都具有它独特的内生矿床组合，如哈萨克斯坦地槽，早期以金矿为主，中期金矿减少，晚期则钨锡矿特别重要。这种地槽多旋回发展的规律也适用于世界其他一些著名的地槽。

50 年代黄汲清在深入研究深断裂后，初步提出了中国深断裂类型。近年来，结合地球物理资料，把深断裂进行了分类：断到地壳上层的硅铝层深断裂；断到地壳下层的硅镁层深断裂；切过岩石圈的岩石圈深断裂和达到软流圈的超岩石圈深断裂。他强调超岩石圈断裂即板块构造说的贝尼奥夫带（即俯冲带），并认为深断裂也是多旋回活动的。

70 年代以来，黄汲清进一步把多旋回构造运动理论与板块构造学说结合起来，认为板块运动也是长期的、多旋回发展的。例如澳大利亚的塔斯马尼亚地槽的发展由六个褶皱旋回组成，它是太平洋板块向西、向澳大利亚大陆板块下六次俯冲的结果，每次俯冲都发生了蛇绿岩套、褶皱运动、花岗岩侵入和安山岩喷发；而深海沟即俯冲带随着褶皱运动由陆地向大洋方向迁移，这叫做多旋回向洋迁移运动。西南日本地槽褶皱带的向洋迁移运动也十分明显，那里发生了五个褶皱旋回，每一次板块俯冲结束之后，地槽即向东、向

太平洋方向迁移。在中国，特提斯-喜马拉雅地槽褶皱带的向洋迁移运动同样十分明显。

地槽的发生、发展也和世界上一切事物一样，不是简单的多次重复，而是多旋回的，螺旋式的上升发展运动。黄汲清指出：多旋回构造理论与板块构造学说不但没有矛盾，而且可以互相补充、互相渗透和相互结合。板块构造学说必须将多旋回的规律纳入其模式，而多旋回学说又可由板块构造学说部分地解决其运动机制问题，解决驱动力问题。在研究中国大地构造过程中，把这两种学说密切结合起来，是我们的长期任务。

以黄汲清为代表的地壳构造多旋回发展理论，长期以来对国内外地质界有较大的影响，特别是在区域地质调查中有广泛的应用。近年来，一些国外地质工作者也采用了多旋回观点来分析褶皱运动、岩浆活动和成矿作用的相互联系，并已在俄、美以及日本的部分地质工作者的著作中得以引用。

二、地洼学说

槽台说认为，相对活动的地槽区和相对稳定的地台区是地壳构造的两大单元，而地台区是由地槽区演化而来的，并且是地壳发展的最后阶段，这种观点曾为多数地质学者所接受。但后来人们发现，有些所谓稳定的地台区又变得活动起来，把这种现象称为地台活化，或叫地台回春；而把这样的地台则称为“活化地台”，但也有人认为地台既然活化，那就不属于地台的范畴，而应属于地槽的性质，管它叫“再生地槽”。

陈国达在多年考察实践中，注意到中国地台从中生代以来的活化现象，比如在古老变质基底的上面覆盖了古生代的盖层，而在厚度一般不大的古生代的盖层上面却又覆盖了巨厚的甚至达六七千米的中生代地层，且常伴随着大量侵入岩和喷出岩、火山碎屑岩，褶皱和断裂构造也非常复杂，等等。说明中国地台区到了中生代发生剧烈拗陷，岩浆活动和火山活动频繁而强烈，构造运动也十分剧烈。50年代末期，陈国达认为中生代以来地壳演化进入了新阶段，其大地构造性质既不属于地台，也不属于地槽，而是一种新型活动区，是从地台区向活动区转化的产物。陈国达把这种新型活动区叫做“地洼区”，它是大陆壳发展演化的第三个构造单元。地洼区的最主要特征是地壳运动强烈，区内出现强度很大的构造起伏，既形成上升的短带状隆起，称为“地穹”，各隆起之间，也形成相对下陷的短带状盆地，称为“地洼”。地洼中充填了地洼沉积，因此地洼具有三层结构，即地台基底、盖层和最上面的地洼沉积层。

地洼区的发现和阐明，揭示了大陆壳的发展过程，并非如槽台说认为的那样，直线式的仅由地槽阶段发展到地台阶段，而是多阶段发展的。地洼说认为：地壳由地槽区演化到地台区，是由动到“定”；由地台区演化到地洼区，是由“定”到动；地壳的活动区与相对稳定区相互转化和交替更迭的过

程，称之为动“定”转化。地洼说还认为：这种动“定”转化并非地壳构造单元的简单重复，而是由低级向高级、由简单到复杂，螺旋式不断向前发展（例如地洼区还要进一步向着另一新型的稳定发展，...），这种发展过程，称之为“递进”。地壳的发展规律叫做“动‘定’转化递进律”（图9-3）。

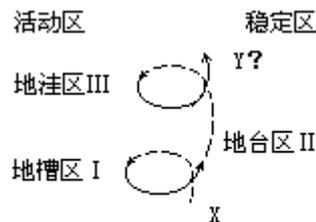


图9-3 动“定”转化递进说图解

地洼说认为：地壳运动的动力来源于上地幔物质因热力和重力作用产生的离心扩散和向心凝聚。当上地幔下部物质受热膨胀时发生以水平运动为主的强烈地壳运动，地壳趋于活动；当上地幔上部物质自浅处向深处凝聚、进行重力分异和散热收缩时，发生以垂直运动为主的地壳运动，地壳趋于稳定。地壳发展就是这样在地球内部物质的凝聚与扩散的矛盾中互相转化而递进的。

地洼说认为：地洼区不仅在中国最为典型，而且遍及世界各个大陆，具有全球性的普遍意义。地洼说的实用意义在于阐明一种新的成矿作用，从新的角度探索成矿规律，扩大了找矿领域。地洼区矿产有自己的特色，不仅蕴藏着丰富的内生矿床（钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、锑、锂、铍、铌、钽、铀以及铁、金、汞等），而且也形成丰富的煤、石油以及其他沉积矿床。以石油而论，过去仅知地槽型（如台湾）和地台型（如大庆）两类油田，但我国还蕴藏着许多地洼型油田（如大港、胜利等），这是原来的找油理论所未论及的。地洼区除自身的成矿作用外，还继承了历代前身的矿产，因此区内地下资源综合多样，并常形成既大且富的叠加矿床和多成因矿床。基于这种原因，地洼说的创立引起国内外学术界的重视。

第三节 地质力学（地球自转速度变化说）

对地壳构造空间展布规律方面的研究，李四光教授（1889—1971）所创立的“地质力学”有着重要的贡献。地质力学认为，地壳运动力的来源是地球自转速率的变化，因此称为地球自转速度变化说。又因地质力学的核心是“构造体系”，所以又称“构造体系说”。

一、地质力学的创立及其主要内容

1921年，李四光研究我国北方石炭二叠纪含煤地层，发现北方地层主要是陆相，而南方同时代的地层却是海相，因此提出一个问题：为什么时代相同，而南北的沉积环境却有如此大的差异呢？为此李四光研究了晚古生代以来大陆上海水进退的情况，于1926年和1928年发表了《地球表面形象变迁之主因》和《晚古生代以后海水进退的历程》，在魏格纳“大陆漂移说”的影响下，提出上述海水进退的现象是由地壳的水平运动引起的，而地壳的水平运动可能是由于地球自转速度发生变化产生的，从而提出“大陆车闸”自动控制地球自转速度的理论，称为“大陆车闸说”。稍后，李四光在俄国发现，在乌拉尔山脉的东西各有一个大平原——西伯利亚地台和俄罗斯地台，在它们的南面有一条弧形山脉，即高加索山脉和兴都库什山脉，上述各构造大致都是同时代的产物，这种展布格局是一种偶然现象，还是彼此之间有什么成因上的联系呢？1928年前后，李四光在南京、镇江、广西以及湖北、安徽之间，也都发现了类似情况，于1929年提出“构造体系”这一重要概念，并建立了一系列构造体系类型。

在构造体系概念指导下，李四光继续深入研究，1941年他在演讲《南岭地质构造的地质力学分析》时，正式提出“地质力学”这个名词。1945年发表了《地质力学的基础与方法》，对地质力学理论作了系统的概括。但使地质力学获得发展和日趋完善，是新中国成立以后完成的。

地质力学是力学与地质学相结合的边缘科学，是地质学的一门分支学科，即用力学原理研究地壳构造和地壳运动及其起因的科学。其基本观点现概述如下：

首先，地质力学认为地壳上的许多地质构造现象，都是地壳运动的结果，因此要想研究地壳运动，就必须研究由地壳运动所产生的地质构造现象，即“构造形迹”。这一名词是李四光首创的。在野外见到的岩层褶皱、劈理、片理、节理、断层以及沉积岩的层理、岩浆岩的流线、流面等，都叫构造形迹。其规模可以很大，如岩块、地块、大型隆起和拗陷、断裂带，横向跨度可为几千米、几十或几百千米；规模也可以很小，小到必须用显微镜或其他方法去测量它们的产状，如各种隐裂隙、乃至晶格错位等。换言之，地质力学的研究方法不是从因寻果，而是探果推因，即用一种外推的反序方

法进行研究。具体地说：从构造形迹探讨地应力作用的方式和方向；从地应力作用的方式和方向追索地壳运动的方式和方向；从地壳运动的方式和方向推论地壳运动力的来源。

其次，地质力学认为地质构造形迹，和其他一切自然现象一样，错综复杂，千变万化，但它们不是孤立存在的，而是互相联系、互相制约的，每项构造形迹都有和它相伴生的有成因联系的一群构造形迹。这种它们之间的内在联系，李四光称之为“成生联系”。这样一些具有成生联系的构造形迹群往往聚集成带，称为构造带。在构造带之间又往往夹有一些构造形迹相对微弱的地块或岩块。这种由“许多不同力学性质、不同形态、不同序次和不同等级，但具有成生联系的各项构造形迹所组成的构造带，以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体”，即统一的整体，称为构造体系。构造体系被认为是地质力学的核心。

第三，地质力学探讨了地壳运动的起源和力的来源问题，后面将对此进行说明。

二、构造体系

就目前认识的范围和程度，构造体系可划归三类，即纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系。

（一）纬向构造体系

又称东西复杂构造带，指出现在一定纬度上规模巨大的构造带，在大陆上往往表现为横亘东西的山脉。

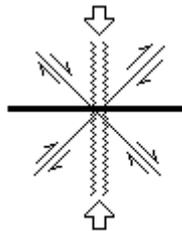


图9-4 纬向构造图解

每条构造带都自成体系，其主体是走向东西的剧烈挤压带，由褶皱和压性断裂带构成，一般常伴有东西走向的岩浆带分布；同时还有与它垂直的张断裂，和与它斜交的两组扭断裂，以及低序次的构造体系（图 9-4）。它们是在南北向挤压作用下形成的。每一条宏伟的东西构造带，都经历了长期复杂的演变过程、反复多次的强烈变动和构造运动，对许多矿产的形成和分布起着控制作用。纬向构造体系在地球表层以一定间隔（ 8° — 10° ）持续出现，规模很大，在大洋底也有其踪迹。在我国境内有五条，但主要有三条发育极为良好。自北而南它们是：

1. 阴山-天山构造带 大致位于北纬 $40^{\circ} 30'$ — $42^{\circ} 30'$ 间，其中间部

分构成阴山山脉，往西与大青山、乌拉山、天山山脉相连；往东至下辽河一带隐没于沉积物之下。从整体看，大体呈向南凸出的弧形。如果再向两侧追索，向西北经费尔干纳、土耳其北部、保加利亚到西班牙北部的比利牛斯山，然后进入大西洋，到美国宾夕法尼亚；向东在太平洋中也可寻其踪迹，是一条环球构造。

这条构造带的历史悠久，在元古代时期已经存在。古生代以后又经过多次强烈活动和多次岩浆侵入活动，形成不同时期的花岗岩和超基性岩，伴生有钽、钒、铜、铅、锌、铬等金属矿床和稀有分散等元素。

2. 秦岭-昆仑构造带 大致位于北纬 $32^{\circ}30'$ — $34^{\circ}30'$ 间，长达4000多km，形成我国地史发展和自然地理景观的南北分界线。此带中段为秦岭山脉，又分为两个亚带：北亚带由古老变质岩组成，挤压现象非常强烈，花岗岩相当发育；南亚带由古生代海相地层组成，形成一系列褶皱和冲断层，并有大量花岗岩和超基性岩侵入。秦岭往西，走向转为北西西，至青海境内与昆仑山相连；秦岭往东，分为两支：一支经嵩山逐渐埋没于华北平原之下，至鲁南复有零星出露，向东进入海底；另一支由伏牛山、大别山构造带组成，因受其他体系干扰而向南弯曲。这也是一条环球构造带，从昆仑向西经阿富汗北部的柯依巴巴山、非洲北部的阿特拉斯山，越过大西洋，到美国的乌奇塔山和洛杉矶北边的圣伯纳迪诺山，在太平洋的这个纬度上有3000km长的一条摩利挤压带。

此构造体系，肯定至少从古生代以来经过多次强烈的构造运动。火成岩特别发育，内生矿床丰富，主要有铁、铜、钼、汞、铬等矿床。

3. 南岭构造带 大致位于 24° — $25^{\circ}30'$ 间。它的东段和中段包括闽南、赣南、湘南、粤北地区，主要由古生界、中生界地层、大量花岗岩及部分变质岩组成，发育有规模不等的东西走向冲断层及挤压褶皱。它的西段包括桂北、滇中地区，主要由古生界岩层组成，发育有局部褶皱或东西向隆起带。自南向西，在我国西南部受到其他体系干扰，此构造带形成一些分散片断；再西至印度中部、阿拉伯湾北部海底，也可能存在这一构造带的踪迹。

此带历史，至少可以追溯到泥盆纪以前，但从中生代以来，受到干扰较大，其外貌不甚明显壮观。然而，若论花岗岩分布规模，则以此带为最，基性、超基性岩也有一些分布。内生矿床极为丰富，主要有钨、锡、铜、铅、锌等。

除去上述，在我国境内，还有一条横亘海南岛的构造带，在北纬 18° — 20° 间；和另一条位于黑龙江附近的构造带，在北纬 49° — 51° 间。但其在我国境内的分布范围远比前述三条为小。

（二）经向构造体系

又称南北构造带，大体与经向平行，呈南北方向排列。它的规模和性质不尽相同，可以是压性的，也可以是张性的（图9-5）。

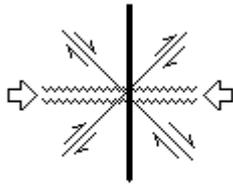


图9-5 经向构造图解

在我国出露的南北构造带，主要由南北走向的褶皱和压性断裂以及与之伴生的张性断裂、扭性断裂组成。如川滇南北向构造带，在地理上称横断山脉，由一系列强烈褶皱和规模巨大的冲断层组成，也是我国巨型成矿带之一。

在地球上的其它地方，如北美西部的科迪勒拉山脉、落基山脉和南美的安第斯山脉，东非大断裂带、欧洲莱茵河流域等地的断裂构造，都是南北向的经向构造体系。

（三）扭动构造体系

上述二类构造带反映了经向和纬向的水平挤压或引张作用，是地壳构造的两个基本方向。但因地壳组成的不均一性，使经向或纬向作用力发生变化，导致局部地壳发生扭动，形成各种扭动构造体系，它往往反映区域地壳构造运动的特点。

扭动构造体系根据作用力方式的不同，又分为直线扭动（简称直扭）和曲线扭动（简称旋扭）两种型式，每种型式又包括若干类型：

1. 直扭构造体系 包括多字型构造、山字型构造、棋盘格式构造和入字型构造等，现择主要者简述如下：

（1）多字型构造是最常见最基本的一种构造型式。地壳岩体在力偶的扭动下，必然产生一系列斜列的压性结构面和与其垂直的张性结构面，其组合形态像“多”字，故称多字型构造。如图 9-6 所示：在 f_1 力偶作用下，产生 f_2 压应力和 f_3 张应力；在 f_2 作用下，形成一系列斜列式褶皱（a）；在 f_3 作用下，形成一系列斜列式张断裂（b）。如图 9-7 所示：在力偶作用下，除去能形成压性结构面（P）和张性结构面（t）之外，还可以形成 X 形扭性结构面（S，S'）。压性结构面或张性结构面若发育程度不同，常分别单独斜列出现，称为雁行式，如雁行式褶皱、雁行式断裂等。本类构造，其规模可大到数百、数千 km^2 ，也可小到手标本上的痕迹。

根据多字型构造主要结构面的不同方位，又可分为下列构造：

新华夏系构造 主要由 NNE 向（一般为 18° — 25° ）压性结构面（褶皱或压性断裂带）和与其近直交的 NWW 向张性结构面（断裂带）所组成，有时可伴生两组扭裂带，一组为 NNW 向张扭面，一组为 NNE 向压扭面。它是一个规模宏伟的多字形构造体系，构成我国东部和东亚地貌的地质基础。

新华夏系的主体由属于一级构造的三个隆起带和三个沉降带组成。如图 9-8, 从东向西依次相间排列: 第一隆起带由东亚岛弧(千岛群岛、日本群岛、琉球群岛、台湾岛、菲律宾群岛到加里曼丹)组成, 其东侧有一系列深海沟; 其西侧紧与第一沉降带毗邻, 主要包括若干个海盆(鄂霍次克海、日本海、东海、南海等)。第二隆起带由许多山脉(朱格朱尔山、锡霍特山、张广才岭、长白山、朝鲜的狼林山、辽东半岛和山东半岛山地、武夷山、戴云山等); 其西侧为第二沉降带, 包括东北平原、华北平原和江汉平原等构造盆地。第三隆起带也由许多山脉(大兴安岭、太行山、雪峰山、湘黔边境诸山)组成; 其西侧为第三沉降带, 由许多盆地(呼伦贝尔-巴音和硕盆地、鄂尔多斯盆地、四川盆地等)。再往西, 为贺兰山和龙门山, 也受到这一巨型构造的影响。总之, 前述东西构造带与新华夏系构造相复合, 构成了我国东部地质构造的基本骨架。在两大构造体系的复合地带, 新华夏系一级隆起带和沉降带, 多少受到一些影响, 错开扭曲略具 S 形特征。

在亚洲东部, 为什么形成如此突出的新华夏系构造, 李四光认为: 东亚大陆硅铝壳与太平洋硅镁壳相邻, 当地球旋转速度加快时, 大陆壳受到自北向南的挤压力, 但遇到大洋壳的阻力, 产生自南向北的反作用力, 构成为力偶, 结果形成扭动构造。新华夏系构造主要形成于中生代末到第三纪末, 在隆起带内, 花岗岩等火成岩特别发育, 形成丰富的金属矿床; 而在沉降带内, 中生代以来接受大量沉积, 基本控制了大小盆地的形成和分布, 并成为重要的生油盆地(大庆、大港、胜利、江汉等油田)。地质力学学说认为, 研究中国东部地貌、地震, 新华夏系构造是不可忽视的重要构造因素。

华夏系构造 在我国东部还有一系列呈 NE 向(45°)的褶皱挤压带, 大体在古生代末和白垩纪以前形成, 称为华夏系构造。另外有展布形式与上述相同的构造体系, 但形成时间较晚(白垩纪到第三纪期间), 为了加以区别, 称为华夏式构造。

河西系构造 在青海、甘肃交界地带, 常出现一系列 NNW 向(330° — 345°)大致相互平行的褶皱隆起带、沉降带、冲断层、压扭性构造等, 其也属于多字型构造体系, 称为河西系构造。此构造形成于中生代末, 在新生代仍在活动。

(2) **山字型构造** 此构造型式因像汉文“山”字而得名。其形成道理如图 9-9 所示: 平板横梁受力弯曲, 中间产生一个即不伸长也不缩短的中和面 AA', 其内侧受到挤压, 外侧受到引张。同样, 某一地块在同样力的作用下, 也可以形成挤压区、中和区和引张区, 并发展为山字形构造。

山字型构造的组成和特征是:

前弧 如图 9-10 所示, 由一系列弧形褶皱(背斜和向斜)、冲断层、挤压带等组成; 而这些弧形褶皱多呈雁行式排列, 是在弧顶外侧的引张力和内侧的挤压力联合作用下形成的, 其形成的力学关系如图 9-6 所示。在各部分还常有与其垂直的张断裂及与其斜交的两组扭断裂。前弧又可分为弧顶和

两翼，弧顶一般向南凸出（个别向西凸出），弧顶张断裂常呈放射状，有时沿断裂陷落形成地堑构造，在弧顶部分因断裂发育可能有花岗岩侵入体。在前弧两翼的撒开方向，有时出现反向弯曲的弧形构造，称反射弧。

脊柱 在前弧的内侧，相当于图 9-9 挤压区的位置，出现与前弧垂直的挤压带，称为脊柱。它常由褶皱、挤压破碎带、冲断层等构成。若岩性较脆硬，脊柱比较开阔，有时甚至压性特点不甚明显，而只表现为横向的张断裂和与之伴生的 X 型扭断裂；若岩石塑性较大，则脊柱比较狭窄，岩层褶皱也比较强烈。脊柱的延伸长度，一端不能达到或穿过前弧，而另一端不能超过二反射弧弧顶的连线，或超过不能太远。正是这脊柱和前弧构成山字型的基本轮廓。

马蹄形盾地 在脊柱和前弧之间，即相当图 9-9 中和区的位置，常出现一块“凹”形弯曲的构造形迹比较微弱的地区，称为马蹄形盾地。在这里地层平缓，褶皱轻微。

在反射弧的凹侧，有时也会形成脊柱，称反射弧脊柱；如果在凹侧有先期存在的稳定地块，则称为砥柱。

由于大多数山字型构造的弧顶指向赤道，表明地壳表层曾发生从北向赤道方向的不均衡挤压。因此，山字型构造是纬向构造带的变种。

我国已发现有 20 几个山字型构造，规模最大的是祁吕贺山字型构造，即贺兰山、六盘山为脊柱，祁连山为前弧西翼，吕梁山为前弧东翼，弧顶在宝鸡、天水一带。此外，有淮阳山字型、广西山字型、河北遵化马兰峪山字型等构造。弧顶向西的山字型只有湖南祁阳山字型，脊柱为东西向，说明自东向西的压应力也可形成山字型构造。

2. 旋扭构造体系 是在曲线扭动或旋转扭动力偶作用下形成的由一群弧形构造形迹和环绕的岩块或地块所组成的构造体系。其类型很多，包括帚状构造、S 状或反 S 状构造、歹字型构造、莲花状构造、漩涡状构造等，这里不多作介绍。

三、地壳运动的原因

（一）地壳运动的方式和方向

根据以上各种构造体系的介绍，说明地壳运动的方式和方向是有规律可寻的。地球上纬向构造带的存在，反映沿南北方向（经向）有一股反复作用力的存在；同时，山字型构造的弧顶，在北半球几乎全部朝南，而在南半球几乎全部朝北，也就是弧顶都指向赤道。这些规律表明地壳运动的一个主要趋向，是自两极向赤道方向（经向）推动的水平运动。

地球上经向构造体系的存在，以及某些山字型构造的弧顶朝西（如祁阳山字型、巴西山字型）的现象，表明地壳运动的另一个趋向，是由东向西（纬

向)的水平运动。

相邻大陆或大陆壳和大洋壳相对扭动,或者经向力和纬向力联合作用,便产生各种扭动构造体系。

总之,各种构造体系的展布规律,表明地壳运动的主要方式是水平运动。

(二)地壳运动力的来源

地质力学认为,地壳运动的起源不是地球自转,而是地球自转速度的变化。

地球围绕太阳公转,其线速度 108000km/h;同时,地球每天自转一周,赤道上任何一点的线速度为 1674km/h。如此高速旋转的球体,除两极外,任何一点都受到不同程度的离心力作用。如图 9-11,地球上任一点 A,在自转过程中产生离心力 F。F 值的大小随着旋转轴至任一点的距离(r)的大小而变化,即自两极(在极点 F 等于 0)向赤道离心力是逐渐增加的。F 又可以分解为两个分力,一个是垂直地面的垂直分力 f_2 ,它和重力作用方向相反,并为重力所抵消;另一个是与地面相切的水平分力(切向分力) f_1 ,正是这个分力使地壳表层产生由两极向赤道的水平运动。可以理解,也可以计算,这个水平分力在两极等于 0(因为在两极 F 等于 0),在赤道也等于 0(因为在赤道 F 不能分解),因此,水平分力 f_1 在中纬度最大。这和在中纬度全球纬向构造最为发育的事实是相符合的。

事实证明,在漫长的地质年代里,地球的自转速度是有变化的。比方,现在珊瑚的生长线,每年为 360 条,而在中泥盆世时,某种珊瑚显示一年留下 385—410 条生长线,说明当时一年有 385—410 天,地球自转速度比现在快多了。地球不是一个理想的刚体,当自转速度变快时,它的扁度就要变大。但是,地球究竟用怎样方式变扁呢?这不外有两种方式:一是地球作为一个整体,全体变扁,就像把一个苹果或柿子使劲压扁一样,这样两极受到挤压,赤道地方就要张裂,但地球表面构造现象并非这样。另一种方式是地球内部扁度变化很小甚至不变,有变化也很缓慢,但地球表层——地壳,在自转离心力的水平分力的作用下,使之受到从高纬度向低纬度方向的挤压,在中纬度挤压更强烈,产生一系列纬向构造带,及弧顶向赤道的山字型构造。

这种地球自转速度的变化,不仅对地壳产生影响,对水圈的影响更大。当自转速度变快时,海水即从两极向赤道集中,也就是在高纬度地区普遍发生海退,而在低纬度地区普遍发生海侵。当自转速度变慢,海水即从赤道向两极方向移动,也就是在低纬度地区发生海退,而在高纬度地区发生海侵。

以上所说是经向力的来源。当地球自转速度加快时,产生一个自西向东的纬向切向分力,同时还产生一个与纬向切向分力大小相等但方向相反即自东向西的惯性力;当地球自转速度变慢时,其切向分力和惯性力的方向正好相反。好像人们乘车一样,车速忽快忽慢便会发生前仰后合的现象,车速变

快，人们向后倾倒。地壳也是如此，地球从西向东自转加速，地球外壳粘附不牢的部分，就会自东向西滑动。例如，美洲大陆相对于欧非大陆向西移动，其间分裂形成大西洋；美洲大陆西缘遇到太平洋底的阻挡，挤压形成南北向的构造（科迪勒拉山脉-安第斯山脉）。由于地球自转速度变化所形成的纬向惯性力，在赤道最大，向两极方向减小，所以在赤道附近出现大型东西向分布的旋扭构造体系可能与此有关。

（三）地球自转速度为何变化——大陆车阀说

这里应当提一下“角动量守恒原理”，即地球的自转速度不管怎么变化，它必须符合这条普遍的自然规律。角动量守恒原理可表示为： $I = C$ ，式中， ω 为旋转物体自转角速度，这里指地球自转角速度； I 为旋转体对它的旋转轴的转动惯量； C 为常数。可见， ω 与 I 成反比关系，即角速度随转动惯量增大而变小，随转动惯量减小而增大。转动惯量为物体内所有各质点的质量与它对旋转轴的转动半径平方的乘积之总和，即 $I = \sum mr^2$ 。

在地球总质量不变的情况下，转动惯量的变化取决于半径 r ，即 I 与地球内部物质的分配状态有关，当地球的质量向地球中心集中时， r 变小， I 就变小， ω 就相应变大，因而地球自转速度变快，以保持角动量不变；反之，当地球内部物质向外扩散时， r 变大， I 就变大， ω 必然减小，因而地球自转速度变慢。

上述道理可以用一个极普通的事实加以说明，譬如一个舞蹈演员两臂并拢高速旋转，只要把两臂张开，速度便会减慢。对于地球来说，在重力分异作用下地球内较重物质向地球深部集中，地球体积缩小，便导致地球的转动惯量减小，地球自转速度加快，并导致一次全球性的大规模的地壳运动，地壳表层在水平分力的作用下，形成各种构造；同时促进岩浆侵入或喷出活动，密度大的物质向上扩散，地球体积膨胀，再加上经向和纬向水平扭错运动以及与地球深层间的摩擦作用等，消耗了一部分能量，导致地球转动惯量增大，地球自转速度变慢。这个过程就像自动刹车一样，称为“大陆车阀”，因此，地质力学又叫“大陆车阀说”。随之，因重力作用，密度较大的物质又逐渐向地球内部集中，使地球质量又趋于集中，便又孕育着新的自转加速的因素，为下一次新的更复杂的运动过程创造了条件。

总之，地质力学认为地球自转速度的变化，是由地球内部矛盾决定的，地壳构造运动是控制地球自转速度的自动机制，地球自转速度变快，就包含着使之变慢的因素在内，反之亦然，二者是对立的统一，地壳就是在这种对立统一的矛盾斗争中，不断运动和发展。

四、地质力学的贡献

地质力学的主要贡献在于阐明了地壳构造的空间展布规律。地质力学特别重视地壳的改造，它不是把各种构造形迹看成孤立的、零碎的、偶然的、

互不相关的现象，而是认为彼此之间有内在的、本质的、规律性的联系，它所建立的构造体系就反映了各构造形迹之间的这种联系，从而揭示了每一次地壳运动或同一方式的多次地壳运动所产生的各种构造形迹的客观的空间展布规律。

地质力学的研究方法不是从概念出发，又回到概念，而是从感性到理性，从局部到整体，从客观的具体构造现象入手，来推求地壳运动的方式和方向，判断地壳运动力的来源，并得出这样结论：地壳运动的根本原因是地球内部的矛盾运动。这些都是符合认识事物的法则和规律的。

地质力学的理论对于普查找矿、水文地质、寻找地下热水、地震地质等方面也作出了很大的贡献。如一级构造带常控制广大的成矿区或成矿带，新华夏系的一级隆起带便是多金属矿带，而其一级沉降带又是石油的成矿带。事实证明，两个构造带的复合部位，常形成重要矿床。又如，各种类型的储水构造或富水带，常有规律地出现在某些构造体系的特定部位，比如：张性断裂的破碎带，山字型构造的前弧和反射弧部位等。再如，有许多温泉的出现与一定构造有关，比如，东南沿海的许多温泉，天津地区的地热异常等常与新华夏构造体系有关。

但是，如何进一步探索大地构造空间展布与地球发展历史相互间的规律，如何深入揭示地壳运动的内因和外因及其相互联系，如何利用当今日益丰富的大量有关地球科学的新材料、新数据，以求地质力学理论更加符合客观实际，仍是地质力学研究的重要任务。

第四节 板块构造学说

前面谈到，固定论和活动论（或者说垂直论和水平论）一直是本世纪中争论很激烈的地质课题。固定论长期占据统治地位，被称为传统的观点。60年代开始，活动论兴起并取而代之，板块构造学说就是它的代表。

板块构造学说并不是凭空产生的，它的出现既有历史的根源，又有时代的背景，特别是和科技发展的水平相适应。这里有必要对该学说作一下历史的回顾。

一、大陆漂移说的兴衰

1912年，德国气象学家 A. 魏格纳（1880—1930）在总结前人有关大陆漂移概念的基础上，提出一种大地构造假说——大陆漂移说，引起全世界科学界的重视。

魏格纳认为：在3亿年前的古生代后期，地球上所有的大陆和岛屿是连在一起的，构成一个庞大的联合古陆，称为泛大陆（Pangea）；周围的海洋称为泛大洋（Panthalassa）。从中生代开始，这个泛大陆逐渐分裂、漂移，一直漂移到现在的位置（图9-12）。大西洋、印度洋、北冰洋是在大陆漂移过程中出现的，太平洋是泛大洋的残余。

漂移说认为：较轻的花岗岩质（sial）大陆是在较重的玄武岩质（sima）海底上漂移的，并列出了许多事实来证明这种漂移。如大洋两岸特别是大西洋两岸的轮廓，凹凸相合，只要把南北美洲大陆向东移动，就可以和欧非大陆拼在一起，几乎严丝合缝。又如在为大洋所分割的大陆上，地层、构造、岩相、古生物群、古气候等也都具有相似性和连续性。以古构造而论，如非洲的开普山和南美的布宜诺斯艾利斯山可以连接起来，被看作是同一地质构造的延续。以古气候而论，如在南美洲、非洲、印度、澳大利亚都发现有石炭二叠纪的冰川堆积物，说明它们当初是连在一起的，并正好处于极地位置，是以后经过分裂、漂移才形成目前这种分布的形势。诸如此类，例证很多。

漂移说还认为：大陆漂移有两个明显的方向性：一是从两极向赤道的离极运动，是由地球自转所产生的离心力引起的。东西向的阿尔卑斯山脉、喜马拉雅山脉等，就是大陆壳受到从两极向赤道的挤压的结果。二是从东向西的运动，是日月对地球的引力所产生的潮汐（摩擦力）作用引起的。美洲西岸的经向山脉如科迪勒拉山脉和安第斯山脉，就是美洲大陆向西漂移受到硅镁层阻挡，被挤压褶皱形成的；亚洲大陆东缘的岛弧群、小岛，是陆地向西漂移时留下来的残块。

这个学说，在当时有两点引起人们的兴趣。一是地球自转所产生的水平

运动对地壳构造形成的主导作用；二是大陆和大洋的位置并不是固定不变的。如李四光在当时也受到此说的影响。但是，大陆漂移的驱动力问题没有得到解决，有人怀疑地球自转离心力和日月潮汐摩擦力是否足以使大陆硅铝层在洋底硅镁层上漂移；此外还有一些问题不能得到很好的解释，如果是硬的硅铝层在较软的硅镁层上发生漂移，为什么硅铝层的前缘褶皱成山而硅镁层的边缘反倒没有褶皱而只拗陷为海沟？如果大陆漂移是在中生代开始的，那么古生代以前的褶皱山脉是怎样形成的？由于许多问题得不到答案，特别是受到固定论者的坚决反对，到了 30 年代，此一学说便逐渐消沉下去了。

二、海底扩张说的提出

若干世纪以来，地质工作都是局限于大陆上。第二次世界大战后，由于科学技术的发展，特别是因为苏美等国家争夺战略要地和海底资源，各种科学伸入到这片占地球总面积 71% 的“禁区”，展开了多方面的海洋调查工作，并获得了大量海洋科学的资料。例如，发现或进一步弄清了大洋中脊形态、海底地热流分布异常、海底地磁条带异常、海底地震带及震源分布、岛弧及与其伴生的深海沟、海底年龄及其对称分布、地幔上部的软流圈等等。在这些新资料的基础上，产生了一个崭新的学说——海底扩张说。

（一）地球表面最长的山脉——大洋中脊

大洋中脊，或称洋脊，指海底纵横绵延的山脉，总长度可达 65000km，是地球上最长的山脉。其中最典型的为大西洋中脊，它与两侧大陆平行延伸，略呈 S 形；高出洋底 2000—3000m，洋脊中央常为一深陷裂谷，两侧有一系列阶梯状断层，形成地堑构造（图 9-13）。有些海底山脉并不在大洋的中间，一般称为海岭，如沿东经 90° 的东印度海岭，北冰洋上的罗蒙诺索夫海岭等。又如太平洋东部的海岭，没有明显的中央裂谷，也不甚崎岖，称为太平洋中隆。

根据实地勘测，发现洋脊具有如下地球物理方面的特点：第一，洋脊为高地热流异常区。中央裂谷附近的热流值常是深海盆正常值的 2—3 倍。第二，重力测量结果，中央裂谷一带常表现为重力负异常区。第三，地震波的研究表明，在洋脊下方的地幔中，波速小于正常值，同时莫霍面不清，地壳有明显变薄的趋势。以上各项地球物理测量说明洋脊下面是软流圈物质上涌的部位，温度较高，密度变小，有部分物质熔融变为岩浆（反映重力值降低，波速降低），洋脊是地热的排泄口（反映热流值较高）。

此外，深潜及海底打捞资料证明，在洋脊大部分地段基岩裸露，主要为玄武岩，没有或只有极薄的深海沉积物，在较深部位的岩石由于地温较高，有不同程度的变质现象。

综上所述，洋脊位于温度较高的地幔软流圈上隆的地段，是岩石圈的巨型张裂谷，是岩浆的涌出口和地热排泄口，也是区域变质发生的地带。

（二）大洋中脊两侧的地质特征

在洋脊两侧人们发现有许多地质现象，特别是地球物理现象表现出一定程度的对称性的特点，引起一些学者的重视和思考。

1. 地质现象的对称性 从大洋中脊向两侧，基岩风化程度有由浅逐渐变深的趋势；同时海底沉积层有由薄变厚的趋势，形成以大洋中脊为中心、两侧地质现象对称的鲜明特点。这种特点应该同大洋中脊及洋壳的形成过程密切相关。

2. 海底磁条带的对称排列 地球磁场的两极能使指南针的两端指向南北，这是尽人皆知的事。但是地球发展过程中磁场的极性特征，可以保存于不同时代的岩石中，则是近年才被揭示出来的。事实证明，从地下溢出的高温熔岩，当其温度下降到居里点（500—450℃）以下，其中矿物内部原子振动量减小，特别是像磁铁矿一类的矿物，其内部原子开始受到地球磁场的控制，按照磁力线的方向发生磁化，使每一块小矿物变成一个极性与地球磁场相平行的小磁石。在外界磁场作用下物质获得磁性，当外界磁场去掉或改变后，又永远保持原来的磁性，这称为剩余磁性。像熔岩在由热变冷的过程中即可获得剩余磁性，这称为热剩余磁性。大部分火成岩具有这种磁性，部分沉积岩也可获得剩余磁性。专门研究岩石中剩余磁性的科学，称为古地磁学。用精密仪器可以测定岩石剩余磁性的方向和大小，并可据以确定古地磁极的位置及强度、追溯地球磁场变化的历史和确定岩石的年代。

从 1956 年起，科学工作者开始测量海底岩石的磁化强度，并把正、负磁性异常圈定在图上进行研究。从 60 年代起，就陆续有人发现，在横穿洋脊方向所测得的磁力异常曲线相似，每一侧的正负异常都在另一侧同样的位置出现；同时发现在过去亿万年地球发展过程中，地球磁场南北极曾多次反向，现在的磁场叫正向，与现在磁场方向相反的叫逆向。把所有横剖面上所测得的正负异常连接起来，即可看出在洋脊两侧具有一系列与之平行的磁异常条带，正向和逆向交替出现，以洋脊为中心对称排列（图 9-14）。每一条磁条带宽度不超过数十千米，而长度却可达几千千米以上。

3. 洋底年龄的特征 前面提到海底沉积物有从洋脊向两侧由薄逐渐变厚的特点。除此，经过洋底采样及年龄测定证明，海底沉积物还具有两个特点：一是最老的沉积物年龄不早于侏罗纪，即不早于 2 亿年，远比大陆上最古老的岩石（38 亿年）年轻。二是海底沉积物年龄从洋脊到两侧由新到老对称分布（图 9-15）。结合前述，所有这些现象究竟如何解释呢？

（三）切穿岩石圈的巨型断裂——海沟

在环太平洋地带，有一圈下陷很深的负地形海沟（图 9-16），最深超过

负一万余米。

据近年海底深潜观察和重力、地热流等测量，发现海沟具有如下特征：

1. 海沟是切穿岩石圈的深大断裂 根据近年在中美洲海沟的深潜观察，发现海沟轴线附近，在靠近大洋一侧为一系列平行台阶，每个台阶高 10—30m，宽 150—200m，是一些断距不大的正断层所组成的阶梯状断层；在靠近大陆一侧，为陡峻谷壁，其上有许多近垂直的 V 形断层沟槽和阶步（滑阶）；而在轴线附近为一宽约 30m 的破碎带，上有大量角砾碎块，直径可达 1—3m（图 9-17）。由此看来，海沟带实际上是一条断层带，又根据重力测量数据，多数学者认为是切穿岩石圈并切入上地幔的深大断裂。从断层性质来看，大陆壳推覆在大洋壳之上，属于逆断层性质；大洋壳向下斜插于大陆之下，因下插弯曲而伴生一系列张断裂或阶梯状正断层。总之，大洋中脊是将岩石圈拉开，而海沟带则是使岩石圈受到压缩。

2. 海沟是陆壳和洋壳交叉重叠的复杂地带 根据重力测量和地震资料，证明在这里大洋壳以较大的角度（ $45^{\circ} \pm 15^{\circ}$ ）向大陆壳下俯冲插入，换言之，大陆壳向着大洋壳之上仰冲。最初 H. 贝尼奥夫通过地震在这个带上作了较详细的研究，发现向大陆方向震源由浅变深构成一个倾斜带（图 9-18），后来证明这个倾斜带就是大洋壳的俯冲带，所以这一个带又称为贝尼奥夫带。它实际上构成了环太平洋地震带，而全世界的中、深源地震也主要发生在这里。

3. 海沟是不对称的地热流异常区 海沟带和洋脊一样，都是地热流异常区，但海沟带显示了地热流值一低一高平行排列的特点。在海沟附近，显示一种地热流值较低（0.99—1.16HFU）的特征，一般没有现代火山活动；而在海沟向陆一侧 150—200km 左右，则往往是一系列火山带，在地貌上则显示一系列岛弧带，热流值显著升高，可达 2.0HFU 左右。在岛弧的靠大陆一侧，往往形成边缘海（或称弧后盆地），高地热流异常区也常扩大到这一地区。

海沟为什么具有上述基本特点，同样为人们的思考提供了更多的根据。

（四）海底扩张说

上述这些奇怪现象的发现，引起科学工作者的极大兴趣和注意。人们不得不提出一系列希望得到解决的问题。例如，洋脊是岩石圈的张裂带和地下岩浆涌出口，如果这种作用继续进行，岩石圈是不是会拉开？越来越多的岩浆流到哪里去海沟（或贝尼奥夫带）是岩石圈的挤压带，如果这种作用继续下去，岩石圈将会缩短到什么程度？深海沉积物既薄而又年轻，如果深海沉积速度以每 100 年 1mm 计，从太古代至今，应该有 30km 以上的厚度，但实际上只有几十、几百米的厚度，这是因为什么？凡此种种，如果按照传统的地质学理论是无法加以解释的。因此，一个新的课题摆在人们面前，那就是大洋壳究竟是如何形成和演化的。1960—1962 年，赫斯（H.H.Hess）和迪茨

(R.S.Deitz) 首先提出一种理论,叫海底扩张说。

海底扩张说认为:密度较小的大洋壳浮在密度较大的地幔软流圈之上;由于地幔温度的不均一性,导致地幔物质密度的不均一性,从而在地幔或软流圈中引起物质的对流,形成若干环流;在两个向上环流的地方,使大洋壳受到拉张作用,形成大洋中脊,中脊被拉开形成两排脊峰和中间谷,来自地幔的岩浆不断从洋脊涌出,冷凝后形成新的洋壳,所以大洋中脊又叫生长脊,温度和热流值都较高;新洋壳不断生长,随着地幔环流不断向两侧推开,也就是如传送带一样不断向两侧扩张,因此就产生了地磁异常条带在大洋中脊两旁有规律的排列以及洋壳年龄离洋脊越远越老的现象(图 9—19);大洋中脊两侧向外扩张速度(半速度)大约为每年 1—2cm,有的可达 3—8cm;在向下环流的地方,或在不断扩张的大洋壳与大陆壳相遇的地方,由于前者密度较大,位置较低,便向大陆壳下俯冲,形成海沟或贝尼奥夫带;向大陆壳下面倾斜插入的大洋壳,由于远离中脊,温度已经变冷,同时海底沉积物中的水分也被带入深部,形成海沟低热流值带;另一方面,由于深部地热作用,再加上强大的摩擦,在大约深 150—200km 处,导致大洋壳局部或全部熔融,形成岩浆,岩浆及挥发成分的强大内压促使其向上侵入,并携带大量热能上升,因此在海沟向陆一侧一定距离处形成高热流值;同时,来自地幔的、以及混杂了重熔陆壳的岩浆喷出地表形成火山和岛弧;这些火山喷出的岩浆,由于混入了硅铝层(沉积物,大陆壳重熔物质)的成分,因此经常是属于中性的安山岩质(在环太平洋区安山岩出露的界线,称为安山岩线)。大洋壳俯冲带,由于其下部逐渐融化、混合而消亡,所以贝尼奥夫带又称为大洋壳消亡带。

海底扩张说对于许多海底地形、地质和地球物理的特征,都能作出很好的解释。特别是它提出一种崭新的思想,即大洋壳不是固定的和永恒不变的,而是经历着“新陈代谢”的过程。地表总面积基本上是一个常数,既然有一部分洋壳不断新生和扩张,那就必然有一部分洋壳逐渐消亡。这一过程大约需 2 亿年。这就是在洋底未发现年龄比这更老的岩石的缘故。

三、大陆漂移说的复活

从 60 年代起,由于海洋科学和地球物理学等迅速发展,获得大量的有利于大陆漂移的论据,使大陆漂移的学说得到复活。例如,当初魏格纳从地图上论证了大陆边界的拼合现象,1965 年 E.C.布拉德重新研究了这一问题。他认为大陆的边界不应当以海岸线为准,而应当以大陆壳的边界即大陆坡的坡脚为准,并应考虑消除在大陆分裂后陆壳的增建(例如非洲尼日尔三角洲沉积增建数百千米,第三纪和近代火山喷发熔岩形成冰岛及其它火山岛等)和改造(如外力侵蚀海岸后退等)部分,然后利用电子计算机以数学方法进行拼接,终于取得令人满意的结果(图 9-20)同时,大陆拼接以后,在岩石、

构造、地层、古生物等方面也应该对应连接在一起，这如同把一张报纸撕成碎片，不仅可以按碎片形状拼合复原，而且复原后其上面的文字也应该是连贯的，在这方面也取得令人信服的结果。

又如，近年做出的磁极迁移曲线，也证明大陆漂移是确实存在的。把已经测出的不同时代磁极迁移轨迹在图上用曲线表示出来，称为极移曲线。图 9-21 中 是北美大陆近 10 亿年的极移曲线， 是欧洲大陆近 10 亿年的极移曲线，二者大致平行，近期才逐渐靠近，最终汇于北磁极。若欧美大陆是固定的，只能得出一条极移曲线，而今得出两条，因此只有设想欧美大陆原来是合在一起，后来逐渐分离，直到形成现在的位置，才能解释这种现象。

又如，在古气候方面也找到充足的证据。图 9-22 左半部表示在南方各大陆（南美东南部，非洲南部，印度大半部，澳洲南部）二叠纪早期都有过广泛的冰川活动（均有该时代的冰碛岩）。设想当时南方大陆还未分裂，并位于极区附近，后来大陆漂移（箭头表示冰川流动的方向），乃出现当前这种情况，如图的右半部所示。

四、板块构造学说的诞生

1967 年，美国普林斯顿大学的摩根（J.Morgan）、英国剑桥大学的麦肯齐（D.P.Mckenzie）、法国的勒皮顺（X.LePichon）等人，把海底扩张说的基本原理扩大到整个岩石圈，并总结提高为对岩石圈的运动和演化的总体规律的认识，这种学说被命名为板块构造学说，或新的全球构造理论。到 1973 年，这个学说基本成型，直到现在仍在继续发展。（一）板块构造的基本思想板块构造学说认为：地球表层的硬壳——岩石圈（或称构造圈），相对于软流圈来说是刚性的，其下面是粘滞性很低的软流圈。岩石圈并非是整体一块，它具有侧向的不均一性，被许多活动带如大洋中脊、海沟、转换断层、地缝合线、大陆裂谷等分割成大大小小的块体，这些块体就是所说的板块。换言之，整个岩石圈可以理解为由若干刚性板块拼合起来的圈层，板块内部是稳定的，而板块的边缘和接缝地带则是地球表面的活动带，有强烈的构造运动、沉积作用、深成作用、岩浆活动、火山活动、变质作用、地震活动，又是极有利的成矿地带。其次，岩石圈板块是活动的，是围绕着一个旋转扩张轴在活动的，并且以水平运动占主导地位，可以发生几千千米的大规模的水平位移；在漂移过程中，板块或拉张裂开，或碰撞压缩焊接，或平移相错。这些不同的相互运动方式和相应产生的各种活动带，控制着全球岩石圈运动和演化的基本格局。

总之，板块构造说是海底扩张说的发展和延伸，而从海底扩张到板块构造，又促进了大陆漂移的复活。因此，人们称大陆漂移、海底扩张和板块构造为不可分割的“三部曲”。

（二）岩石圈板块的划分

1968年勒皮顺根据各方面的资料，首先将全球岩石圈划分成六大板块，即太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块和南极洲板块（图9-23）。除太平洋板块几乎完全是海洋外，其余五大板块既包括大块陆地，又包括大片海洋。随着研究工作的进展，又有人进一步在大板块中划分出许多小板块。如美洲板块分为北美和南美板块，印度洋板块分为印度和澳大利亚板块，东太平洋单独划分为一个板块，欧亚板块中分出东南亚板块以及菲律宾、阿拉伯、土耳其、爱琴等小板块。

这些板块都是活动的，如太平洋板块，从太平洋东部中隆生长脊新生长出来的大洋壳，平均每年以5cm的速度向西移动，两亿年内可移动10000km。从东太平洋中隆至马里亚纳海沟的消亡带正好为约10000km，而马里亚纳及其附近海底岩石年龄也正好为1.5—2亿年。这雄辩地说明太平洋底大约每两亿年更新一次。

（三）板块的边界及其类型

作为岩石圈活动带的板块边界，可以归纳为三种类型：

1. **拉张型边界** 又称分离型边界，主要以大洋中脊（或中隆、海岭）为代表。它是岩石圈板块的生长场所，也是海底扩张的中心地带。其主要特征是岩石圈张裂，基性、超基性岩浆涌出，并伴随有高热流值及浅震。如大西洋中脊、东太平洋中隆等都属于此种类型。在洋脊两侧或分布有直线排列的火山或平顶山，它们的年龄与离开洋脊的距离成正比。原先在洋脊形成的火山锥，被海浪侵蚀作用把顶截去，形成平顶山，并逐渐向两侧推移，顶部海水深度也随离洋脊的距离而加大，有时上面被数千米厚的珊瑚礁所覆盖。在西太平洋和南太平洋分布着许多平顶山。

大陆裂谷也属于拉张性边界。绝大多数裂谷为复式地堑构造，中间下陷最深，两侧为一系裂阶梯状断层，主要为高角度正断层。典型的裂谷位于隆起带的顶部，如东非大裂谷、贝加尔裂谷等，垂直断距可达数千米。在裂谷中火山活动比较频繁，浅源地震比较活跃。其明显的高地热流异常，可达2HFU以上。有一部分大陆裂谷被认为是胚胎时期的洋脊，可发展形成新的海洋。

2. **挤压型边界** 又称汇聚型边界或消亡带，也称为贝尼奥夫带。主要以岛弧-海沟为代表。在西太平洋这种型式最为典型，如日本岛弧-海沟、千岛岛弧-海沟、汤加岛弧-海沟等。这里是两个板块相向移动、挤压、对冲的地带。如图9-24所示，板块汇聚向下俯冲的弯曲部分的表层处于拉伸状态，形成一系列正断层，所以在海沟附近是浅震很多的地方。板块继续向下俯冲，另一侧板块向上仰冲，正断层到深处转变为逆断层，板块间受到强烈的挤压、摩擦，积累了大量应变能，这种能量常以地震形式突然释放出来。由于俯冲带一般向大陆方向倾斜，因此由海到陆形成从浅震到深震有规律的分布。当板块俯冲到深处完全被地幔熔融，不再发生摩擦作用，因此也就不会

再有地震发生。目前已知最大震源深度为 720km，据此认为这是板块俯冲的最大深度，在此深度以下，板块已经全部融化、消亡。

大洋岩石圈板块沿着消亡带俯冲到大约 150—200km 深度，由于板块摩擦所产生的热和随深度而增加的热，使洋壳局部熔融形成岩浆，高温熔融物质密度相应减低，再加上强大的挥发成分所产生的内压力，促使岩浆在不同深度上升，形成火山，火山相连形成岛弧。若消亡带的倾角为 45° 左右，则火山岛弧带距离海沟应为 150—200km，并在岛弧与海沟之间形成 50—100km 宽的无火山带（图 9-25）。

除此，也有另外一种型式，如在南美，一侧为海沟，一侧为安第斯山，叫做山弧-海沟型。

如果是两个大陆板块汇合相撞，则出现又一种型式，一侧是高山，一侧是地缝合线，叫做山弧-地缝合线型。阿尔卑斯-喜马拉雅褶皱带，特别是它的东段喜马拉雅山脉北面的雅鲁藏布江一带，是典型的代表。两个大陆板块相向移动，它们的前缘因碰撞而强烈变形，形成褶皱山脉，使原来分离的两个板块愈合起来，其出露地表的接触线，就称为地缝合线。这种边界的特点之一是从地形上看，以没有海沟为标志，而是表现为高峻的山脉。这种边界的两侧，都是又厚又轻的陆壳，有人认为二者相遇，只能在碰撞带压缩增厚；也有的认为同样有俯冲和仰冲现象；或者两种情况兼而有之。以喜马拉雅山为例，大家普遍认为是印巴次大陆板块和欧亚板块互相碰撞的结果，但由于这一带山脉都有比较发育的中、新生代海相地层，据此断定在碰撞成山之前，在二个板块之间存在一片海洋，这就是古地中海（又称特提斯海）。由于这种情况，有人认为地缝合线是海沟发展末期的产物，即洋壳全部俯冲消亡，海洋封闭消失，跟在后面的陆壳继续移动，于是出现陆壳与陆壳相撞的现象。对于地缝合线的位置也有不同看法，有人认为喜马拉雅山就是地缝合线，但目前大多数人认为应该在山脉北侧的雅鲁藏布江一带或者更北的地方。

3. 剪切型边界 又称平错型边界，这种边界是岩石圈既不生长，也不消亡，只有剪切错动的边界，转换断层就属于这种性质的边界。

转换断层是威尔逊（J.T.Wilson）于 1965 年提出的一种新型断层，它构成了板块构造模式中最重要的特点之一。如图 9-26 所示，大洋中脊常为垂直于它的横断层所错开，并常切成许多段。从表面看，这些断层非常像平推断层，但经过地震发震机制等研究，它又和平推断层有许多差异。其主要区别是（图 9-27）：

（1）大洋中脊被平推断层错开（比方是左旋），由于在错开后洋脊持续扩张，使断层的运动方向跟洋脊错开的方向变得相反（比方改为右旋），而一越过洋脊，两盘位移或错动的方向即改为同向或同步。

（2）断层持续发展，两盘位移增加，但被错开的洋脊之间的距离一般

并不增加(A, B图); 如为平推断层, 则随着断距的增加, 洋脊错开的距离也增加(C, D图)。(3) 转换断层只有在洋脊之间的地段才有浅震分布(A图); 若为平推断层, 则在断层线上都有浅震分布(C图)。

正是由于海底扩张, 导致断层的运动方向和特点发生了改变, 所以称为转换断层。

转换断层的推断和证实, 在地球物理学界, 曾经在海底磁条带被发现之后, 再一次引起震动, 并为海底扩张说增加了新的根据, 从而使现代活动论在地质领域居于主流地位。

转换断层在海底常形成一些深沟, 水平断距可达数百千米。著名的美国西部圣安德列斯断层为一右旋断层, 其西盘向北移动达 1100km, 是有名的地震带。从前被认为是一条平推断层, 威尔逊和瓦因根据地磁资料, 证实它是一条错开太平洋中隆的转换断层。

(四) 板块运动与海洋演化

按照板块构造理论, 不仅在海洋中有洋壳分裂、地幔物质涌出、新洋壳的生长, 而且在大陆上也有同样的现象, 前面谈到的大陆裂谷就是这样的地带。东非大裂谷正处于陆壳开始张裂, 即大洋发展的胚胎期。若裂谷继续发展, 海水侵入其间, 好像红海和亚丁湾一样, 被认为是大洋发展的幼年期。如果再继续扩张, 基性岩浆不断侵入和喷出, 新洋壳把老洋壳向两侧推移, 扩张速率以每年 5cm 计, 大约经过 1 亿年, 就会形成一个新的“大西洋”, 板块说认为大西洋就是正处于大洋发展的成年期; 而太平洋的年龄比大西洋要老, 它正处于大洋发展的衰退期; 地中海是宽阔的古地中海经过长期发展演化的残留部分, 代表大洋发展的终了期; 印巴次大陆长期北移, 最后和欧亚板块相撞, 二者熔合一起, 形成巍峨的喜马拉雅山脉以及地缝合线的形迹, 地缝合线代表大洋发展的遗痕。

据上所述, 海洋从开始形成到封闭, 可以归纳为下列过程: 大陆裂谷 红海型海洋 大西洋型海洋 太平洋型海洋 地中海型海洋 地缝合线。这一过程被称为大洋发展旋回或威尔逊旋回。

(五) 板块构造说如何解释各种地质现象

1. 现代地槽 根据传统概念, 一个地槽由于长期下沉, 接受巨厚的沉积; 后来经过回返, 沉积岩层受挤压褶皱, 形成褶皱带, 如果是年轻的褶皱带, 则在地貌上表现为高耸的山系。

板块构造学说认为, 地槽可以发生在板块的不同部位, 或海陆的不同部位, 其所处部位不同, 地槽类型和性质也不同。如在美洲东部大陆边缘沉积了相当厚的地层, 因其所处部位一边是美洲大陆, 一边是大西洋, 同属于一个板块, 海陆之间没有俯冲带, 也没有火山和地震带, 属于冒地槽性质, 称之为大西洋型地槽。又如在南美洲西部大陆边缘, 一边是纵贯南北的安第斯山, 一边是深的海沟, 位于两个板块的挤压带上, 多火山和地震, 沉积物中多火山碎屑物, 在大陆斜坡及海沟中常形成浊流沉积, 沉积物因受板块俯冲

影响，常发生变形，属于优地槽性质，称之为安第斯山型地槽。再如在太平洋西部岛弧地带，其大陆架一般不宽，沉积物中多为陆源碎屑，夹火山碎屑及熔岩，间有侵入岩，在远海地带形成碳酸盐岩，这类地槽称为岛弧型地槽。此外还有日本海型地槽、地中海型地槽等。地槽类型可以在一定条件下转化，如日本海型地槽指发育在大陆与岛弧之间的海盆中的地槽，其中常形成三角洲沉积、浅海沉积、浊流沉积等，如果板块移动变慢，沉积速度变快，海盆便可被沉积物填满，甚至覆盖住岛弧，这样沉积作用便可向海洋方向扩展推进，使地槽转化为大西洋型地槽。

2. 造山作用 两个板块相撞，会产生很大的挤压力，使一个板块对另一个板块向下俯冲或向上仰冲，从而使地槽沉积褶皱和发生断裂，并形成山脉。如欧洲的阿尔卑斯山是推覆构造的典型代表，自南向北，前后四次形成大推覆体。这是非洲板块和欧亚板块互相碰撞的结果（地缝合线区）。前已述及，世界最高的喜马拉雅山脉也是板块碰撞的结果。

3. 浊流沉积和混杂堆积 在地槽区常形成一些特殊的沉积建造，如复理石建造。地槽说认为它属于地槽型浅海陆屑建造，是在升降运动相持阶段即在振荡运动情况下形成的巨厚的韵律性明显的建造；而板块说则认为它是板块俯冲带的一种典型建造。在板块俯冲带形成深海沟，并在大陆斜坡上因震动、滑动、重力等原因，形成富含悬浮质点及泥砂的高密度水流，在深海盆边缘及近海沟形成浊流沉积，其代表岩石就是复理石沉积。

在大陆的地缝合线地带，还常发现一种特殊的岩石，即在某些地层中含有很大大小小的外来岩块（岩块最大可达数千米），其成分不同（包括沉积岩、火成岩、变质岩）、时代不同、原始产地也不同，混杂堆积在一起，这种堆积体称为混杂岩或混杂堆积。板块说认为，板块相向移动，彼此前缘相碰，一方面俯冲板块上边的沉积物被刮下来，堆积在接触线附近；一方面仰冲板块上也有破碎的岩块滑落下来，形成杂乱无章的堆积物。也有人认为板块向下俯冲时，由于受到对方的阻力，致使下部地层翻转过来，从而形成在较新地层中混杂有许多外来老地层的岩块。混杂岩或混杂堆积是确定大陆上地缝合线的重要标志之一。我国近年在西藏、秦岭、川西等地区都发现有混杂岩，说明这些地区曾是不同时代的地缝合线。

4. 蛇绿岩套 在地缝合线地带，常出现一套特有的岩石，称为蛇绿岩套，也叫奥菲里建造。人们很早就发现在一些剧烈的褶皱带，沿着深大断裂常分布有超基性岩带。一般都认为它是顺着切穿岩石圈的深断裂从地幔涌上来的岩浆物质所形成的岩石，但是，这些岩体的围岩一般没有接触带那样应具有接触变质现象。本世纪 60 年代对它进行深入的研究表明，这种岩体的成分相当复杂，并且具有一定的层序，自下而上往往是超基性岩、基性深成岩（辉长岩）、枕状基性熔岩（玄武岩）、深海沉积岩（含放射虫硅质岩或大理岩等），同时其中超基性和基性岩多已变为含绿泥石、蛇纹石等绿色岩石，故名之为蛇绿岩套。通过近年的深海钻探，人们发现大陆壳上的蛇绿

岩套和大洋壳的岩石剖面非常相似，所以认为蛇绿岩套是板块碰撞带被推挤上来的古海底（即大洋壳），并作为地缝合线的另一种重要标志。例如，在西藏沿雅鲁藏布江谷地出露超基性岩带，东西延伸达数百千米，人们认为它就是由蛇绿岩套所组成的蛇绿岩带，而这个地带就是古板块的地缝合线。

5. 双变质带 又称成对变质带。板块说认为，两个板块相撞，在俯冲一侧的上面和仰冲一侧的下面，或者说在海沟的靠陆一侧，由于海沟热流温度较低，带着冷岩石俯冲，再加上上下冲的压力很大，常常形成以蓝闪石片岩为代表的蓝片岩带（其中杂有大量玄武岩和蛇纹质岩石），称为高压低温变质带。在仰冲板块的一侧（相当岛弧或大陆边缘的火山岩带），其下俯冲带因摩擦熔化消失，导致岩浆的形成、侵入或喷出，并常在侵入岩的接触带上形成低压高温变质带，也就是常见的接触变质带。双变质带被认为是板块聚合或板块俯冲带的典型标志。

6. 火山活动 如果把世界火山分布同全球板块边界作一对比，可以发现二者有基本一致的规律，火山主要分布在下述三个地带：一是沿着大洋中脊分布，如冰岛火山等。随着洋壳不断产生和扩散外移，活火山逐渐变为死火山，并密集成群对称排列于洋脊两侧。二是沿着大陆裂谷分布，如东非大裂谷北段曾有多期岩浆喷发活动，形成埃塞俄比亚熔岩高原；乞力马扎罗火山（5895m）、肯尼亚火山（5199m）等都是世界著名的火山。三是沿着板块俯冲带分布，如环太平洋火山带及古地中海火山带，它们构成世界最主要的火山带。前已述及，在环太平洋板块俯冲带，一侧是海沟，一侧是岛弧火山带，其分界线称为安山岩线，它的内侧为大洋型地壳，以少含 K_2O 的拉斑玄武岩为主；它的外侧（即靠近大陆一侧），则过渡为大陆型地壳，以喷发大量安山岩（或侵入花岗闪长岩）、火山碎屑岩为主，或喷出含 K_2O 较多的碱性玄武岩，构成有名的环太平洋火山圈。日本的富士山，菲律宾的皮纳图博火山，印度尼西亚的喀拉喀托火山和意大利的维苏威火山等都是这一带的知名火山。

7. 地震活动 地震的分布规律和成因机制，大体可概括为以下几点：
（1）沿着大洋中脊、转换断层、俯冲带（贝尼奥夫带）、大陆裂谷、地缝合线分布。（2）世界上的中、深源地震，特别是深源地震，主要分布于俯冲带倾向大陆的一侧。（3）发生于大洋中脊、大陆裂谷的地震主要由拉张所产生；发生于转换断层带的地震主要由扭错所产生；发生于俯冲带、地缝合线的地震主要由挤压、逆掩所产生，但发生于海沟附近的地震有许多是因张裂形成。（4）板块内部地震较少。

（六）板块的趋动力问题

是什么力量趋动板块进行运动？这是举世重视的问题。很早有人设想在地壳或岩石圈下存在着热对流现象，并且有多个对流中心，在对流上升的地方，导致板块分裂，涌出地幔物质，冷却固结形成新洋壳。在对流下降的地方，导致板块俯冲，最后使板块消亡。至于热对流的形式，有人设计深对流

模式(Orowan等,1969),即在地幔中发生对流;有人设计浅对流模式(Boll等,1971),即仅在软流圈中发生对流。大陆漂移说曾认为大陆是在某些原因下主动漂流;而海底扩张和板块说则认为,新洋壳驮在软流圈上,随着对流被动移动,从洋脊起像传送带一样运载到海沟,俯冲入地幔并局部熔融,最终消失于软流圈中,构成一个封闭的循环系统。从洋脊到海沟,板块有数百到数千千米的水平运动。但是,由于技术条件的限制,既不能推导证实是否存在这种对流,也不能用实验方法制造出来这种对流。有人认为软流圈的面积很大,而厚度不大,即使能产生对流,也只能产生半径很小的对流,根本无法推动板块数千千米的水平运动。也有人认为地幔是固体,热只能靠传导来传递,就像对铁加热一样,而不可能产生对流。还有一种看法,认为地幔物质粘度太大,难以发生对流。

70年代以来,关于板块趋动力的问题,陆续提出一些新的论点。1972年,摩根(W.J.Morgan)根据卫星资料发现在全球重力图上,重力高的地方往往是板块生长和活火山分布的地方。为什么这些地方重力值较高呢?他设想从近地核处,有深部物质上升形成上升流,他把这种上升流称为地幔柱。据重力值推测,地幔柱的直径可达几百千米,它把深部密度较大的物质和热量向上带到软流圈,在那里像蘑菇云一样向四面八方横向扩散,从而驱动板块移动。地幔柱有时冲破岩石圈,向上拱起形成巨大的穹窿,并具有相当高的热流值。地幔柱中熔融的岩浆喷出地表就形成火山。这些热流值高的隆起点和火山,称为热点,或者说热点就是地幔柱冲破岩石圈的地方。据统计,目前全球发现的热点已达122处。热点相连,可以形成大洋中脊。如冰岛正好位于大西洋中脊的一个热点上,那里喷出的熔岩较多,就形成了一个较大的岛。这些形成于中脊附近的活火山,随着海底扩张向两侧移动,形成对称分布的死火山链,且沿此链越远,火山年龄越老。此等火山链被认为是地幔柱或热点随海底扩张留下的痕迹。

后来,有人企图用重力作用代替对流来解释板块运动。1975年,哈珀(Harper)认为,板块由洋脊向两侧滑动,是因板块前缘冷却、加重、下沉引起的。这种设想的根据是,发生于海沟的浅震,已证明是由正断层所引起。这些正断层有人用板块弯曲外缘发生张裂来解释(图9-24)。根据这一事实有人认为板块所以俯冲,不是被一种力量推下去的,而是被一种力量拉下去的,其理由是:(1)冷却的板块密度增大;(2)下插的板块因压力增加,发物相转换,使矿物岩石密度增大;(3)洋脊高,海沟低,板块会像滑坡一样从洋脊向海沟滑动。总之,由于这些原因可以把板块给拖下去。哈珀计算下沉的拖拉力比洋脊的推挤力大7倍。但所有这些设想的力,可能实际是存在的,但同样不能得到直接证据和可靠的数理模拟。福赛斯(Forsyth)和上田诚也(1975)认为板块运动是8种力综合作用的结果,但他们认为板块俯冲时,向下的拉力起了重要作用。

(七) 地体的概念

在板块构造学说中，关于构造事件和造山作用的模式，只有岩石圈板块俯冲作用和板块碰撞作用所形成的岛弧、火山和褶皱山脉等。但近年人们发现了很多以断层为边界的地质实体，这些地质实体与其相邻区域相比，显示出具有不同的地质构造、沉积建造、生物化石群落、地质历史等，但却不具有俯冲或碰撞的痕迹，而只显示出是从遥远距离迁移（或漂移）而来的与原地地质体拼贴或联结在一起的特征，这种呈独立于邻区的外来体称为地体，或称构造地层地体。换言之，地体就是通过不同途径拼贴或联结在大陆边缘或褶皱带边缘的外来的岩石圈碎块或岩片。

地体的概念，是 1972 年在研究美国西部加利福尼亚州克拉马斯山中、晚古生代地层和中生代三叠-侏罗纪地层时发现它们拼贴在一起而提出来的。后来，在美国阿拉斯加和加拿大西部，发现古生代岛弧岩石组合和中生代地层的拼合特征，建立了北美大陆地体拼贴带中的第一个典型实例——兰格利亚。地体概念的提出，对现代岩石圈板块构造模式是一种补充，即除了俯冲和碰撞造山形式外，还有不俯冲不碰撞的地体拼贴这种模式。

但是，迄今对地体的含义还有不同的认识。D.琼斯（1983）认为地体是为断层所围限、具有区域性延伸的地质统一体，以具有与其毗邻地区不同的地质发展史为特征，地体的规模尺度可大至仅次于大陆，也可以小至仅有几平方千米。D.豪威尔和郭令智等认为地体既是板块的一部分，也是推覆体的一部分。地体可以是岩石圈板块解裂开来的一些小片或地壳板片，板块和地体的区别就在于前者是伸入地幔的“有根”块体，而地体一经漂移拼贴在大陆边缘上，则实际上已脱离了深部基础。地体也可以是逆冲或滑脱所形成的巨大推覆体，成为具有一系列叠瓦构造的岩片。无论是哪种形式的地体，它们都是外来系统，和原地系统在岩石、构造、生物群、生态等方面有本质的区别，而且古地磁位置、同位素年龄等也有极大差异。地体拼贴形成增生构造，往往改变了原来的地壳或板块平衡状态，产生新的俯冲运动；或者使增生的地体再剪切成碎片而分散，形成离散地体。地体的增生和离散，都是在一定的地质时代和一定的地区发生的，同一定的构造事件或地壳运动密切相关。

我国许多地区都可以发现地体构造的实例。如浙江西北部和东南部，被一条 NE-SW 向大断裂所分割，这两部分呈现明显的地质不连续现象，二者基底也迥然不同，其东南一块被认为是拼贴上来的地体。又如天山褶皱带，也发现有许多地体拼贴构造。再如海南岛，根据白垩纪岩石样品古地磁测定，当时是位于现今北部湾地区与华南大陆连在一起，在白垩纪晚期因地壳拉张作用，海南岛向南漂移到当前位置。除此，台湾岛也是从大陆分离出去的离散地体，于新生代初迁移到现今地点。

（八）板块构造学说存在的问题

板块构造学说是综合许多学科的最新成果而建立起来的大地构造的学说，是当代地学的最重要的理论成就，并被认为是地球科学的一次革命。它

从大量海洋调查实际材料出发，对大洋壳的新生和代谢过程作了详尽的论证，获得最近两亿年来地壳变化的理论模式，从一个侧面丰富了地质学和地球物理学的理论。特别是它以地球整个岩石圈的活动方式为依据，建立世界范围的构造运动模式，所以板块构造学说又称全球构造学说，这是其他以大陆范围内的各种地质现象为依据而建立的各种大地构造学说所无法比拟的。

虽然如此，板块构造学说毕竟是以海洋和大洋壳为基础建立起的构造学说，大洋壳上的沉积物年龄只有 2 亿年，而大陆壳的岩石年龄可以高达 30 多亿年，个别甚至超过 40 亿年，岩浆活动、构造作用、变质作用也复杂得多，目前对板块边界和大陆边缘等活动情况已了解很多，但是对板块内部（简称板内）及大陆地质历史演化过程，如何利用板块理论来予以揭示，仍然是一个难题。尤其是关于地壳生长的机制，主要依据上地幔物质对流或热柱等学说予以解释，而所有这些说法目前无法以实验或令人足以信服的方式予以论证。关于板块驱动力的问题，虽然有关学者提供了多种可能方式，但仍然是处于求索过程中。除此，还有一些难于解释的矛盾现象，如已知大洋中脊是地幔物质上升形成新洋壳的场所，海沟和岛弧是洋壳俯冲消融的地方，但在东太平洋北部发现两种情况却在一个地方同时存在。又如，陆壳厚度很大，可达数十千米，褶皱变形非常复杂，而洋壳厚度很小，最薄处只有 5—6km，却不曾褶皱而只作刚性运动，这样现象也是一时不容易讲清楚的。

但是，板块构造理论的建立有着众多的科学依据和测量数据，其科学基础是坚实而深厚的。随着日新月异的科学手段的应用、调查领域的广度和深度的日益开拓，相信将会获得越来越多的科学资料。例如，当代除了利用“上天”技术，用卫星监测手段获得和积累地球的各种信息资料外，还利用“入地”技术即用深钻的办法向地球深层进军。俄国已经在摩尔曼斯克附近的科拉半岛上钻出了 12km 多的深洞，取出了迄今为止最深的岩心。德国也在邻近捷克斯洛伐克边境的上普法尔茨的小城温迪施埃申巴赫钻探世界最深的钻孔，最终目标是 12km 甚至 14km。“入地”比“上天”还难，因为钻至 10km 以后，地温将升至 300℃，压力将超过 2500Pa，其压力相当一个汽车轮胎内压力的 1000 倍，但目前已经具有在这样条件下钻进的尖端技术。又如，当今“下海”探测技术也已取得飞跃的进展。日本海洋科技中心不仅研制出深水 6500m 级载人潜水调查船，而且还研制出能够潜到水深 11000m 的不载人探测机，可以在承受 $1.1 \times 10^9 \text{Pa}$ 条件进行海沟探测工作。不载人深海探测机的第一个探测目标是世界最深的海沟——马里亚纳海沟（-11034m）。若探测成功，说明可以在任何海底深潜航行，成为深海研究等地球科学领域研究的重要“武器”。

本世纪 70 年代以来，在国际间特别强调国际多学科合作，并建立相关组织和制定合作研究计划。如在国际科学联合会理事会（ICSU）下建立的“联合会间岩石圈委员会”（ICL）便是其中之一。至 1991 年已有 62 个国家和

地区参加国际岩石圈计划的工作，中国是最早参加国之一。1990年已经执行一个新的岩石圈研究计划，以全球变化的地球科学、当代动力学和深部过程、大陆岩石圈、大洋岩石圈等为主题，广泛深入开展研究。

综上所述，板块构造学说在新形势下一定可以获得更大的成就，同时整个地球科学也将会取得辉煌的成果。

第十章 地壳历史的研究方法

地壳的发展历史简称地史。地球表面有广阔的大洋、起伏的大陆、复杂多样的自然环境、千差万别的动植物群落，如此丰富多彩的自然环境都是地球发展演变的结果。为了了解地壳发展的过程和演化规律，就必需要研究地史。长期以来人们的调查研究活动主要局限于大陆部分，自 50 年代开始，对海底探测和地壳深部及上地幔的研究逐步开展，航天技术与遥感技术的发展应用，也为认识地球提供了新线索和新领域，但这仅仅是开端，目前人们掌握最多的仍旧是大陆壳的历史。不过，在地球科学领域，人们向地球心脏、向广深海洋进军的时代已经开始。

第一节 地史的研究方法

地球经历了 46 亿年的历史。研究人类历史有文字文物可考，而研究地球历史则无任何文字和文物可鉴。但地球本身在其发展过程中记录下来自己的“书页”，这些“书页”就是地层。地层留下了历史事件的痕迹，保存了不同时代的生物遗体和遗迹，遗留下环境变化的物质凭证。恢复地球的历史，主要是靠“阅读”和分析这些不是文字、却胜似文字的记录。

一、地层的划分和对比

（一）地层的划分的依据

所谓地层是在地壳发展过程中形成的各种成层岩石的总称，包括变质的和火山成因的成层岩石在内。从时代上讲，地层有老有新，具有时间的概念。地层和岩层这两个名词相似，但岩层一般是泛指各种成层岩石，而不必具有时代的概念。

地层既然具有时代的概念，所以地层就有所谓上下或新老关系，这叫做地层层序，也就是相当于一本书的页次。如果地层没有受过扰动，愈处于下部的地层时代愈老，愈处于上部的地层时代愈新，叫做正常层位。前面已经讲过，这种上新下老的关系叫地层层序律。但是，组成地壳的地层是十分错综复杂的，或者由于地壳运动造成地层缺失，或者由于构造变动弄得层序颠倒，或者由于岩浆活动和变质作用改变了地层的产状和面貌。这就如同一本年代久远并保存不好的古书一样，已经变成残篇断简，字迹模糊，必须进行一番校订考证工作，分章划段，才能读懂其内容；地层也是如此，既要把地层整理出上下顺序，又要划分出不同等级的阶段和确定其时代，这就是地层的划分。划分地层的主要根据如下：

1. 沉积旋回和岩性变化 对于一个地区的地层进行划分时，一般是先建立一个标准剖面。凡是地层出露完全、顺序正常、接触关系清楚、化石保存良好的剖面就可以做为标准剖面。如果是海相地层，往往表现出岩相由粗到细又由细到粗的重复变化，这样一次变化称一个沉积旋回，也就是每一套海侵层位和海退层位构成一个完整的沉积旋回。例如，在剖面中共包括三个大的沉积旋回，那末就可以据此把地层划分为三个单位。根据沉积旋回划分地层应当注意这样几点：第一，因为地壳升降运动是波动性的，所以沉积旋回的级别有大有小，即一个大旋回中可以有几个小旋回，而一个小旋回中又可以包括几个更小的旋回，根据具体情况，划分的地层单位也有大有小。第二，每一旋回中的海侵层位容易保存，而海退层位则不易全部保存或者根本不保存，因此一个沉积旋回不一定是完整的。第三，每一沉积旋回一般总是由粗碎屑岩（通常是砾岩）开始，称底砾岩，因此，底砾岩的下部层面往往是两个地层单位的分界面。

地层中的沉积旋回特别是陆相地层，不一定都是很清楚的。这时，就可以根据岩性来划分地层。岩性变化在一定程度上反映了沉积环境的变化，而沉积环境的变化又往往与地壳运动密切相关。因此，根据岩性把地层划分成许多单位，基本上可以代表地方性的地史发展阶段。例如，在一个剖面中，下部是砂页岩含煤层，上部是火山碎屑岩，它们代表两个不同的环境和时代，一个是还原环境和成煤时代，一个是地壳运动强烈和火山活动时代。这样，就可以根据岩性把地层划分成两个单位，代表两个发展阶段。

2. 岩层接触关系 岩层之间的不整合面是划分地层的重要标志。任何类型的不整合（平行不整合和角度不整合）都代表岩层的不连续现象，反映了地理环境的重大变化。其实，两大沉积旋回之间往往存在一个不整合面，所以，根据不整合面和沉积旋回所划分出来的地层界限在一定范围内常是一致的。

地层划分的对象一般是沉积岩，但对于火成岩也必须确定它的新老顺序。对于喷出岩来说，如果喷出岩夹于沉积岩层之间，只要把喷出岩上下沉积岩的时代确定出来，喷出岩的时代就知道了，如图 10-1 所示。

对于侵入岩来说，则必须根据侵入岩和围岩的接触关系确定时代。一种关系是侵入接触，即岩浆体侵入围岩之中，其特点是围岩接触部分有变质现象，火成岩中还往往有捕虏体存在。这种情况，可以确定侵入岩的时代晚于围岩（图 10-2）。另一种关系是沉积接触，即侵入岩上升地表遭受侵蚀之后，又为新的沉积岩层所覆盖。其特点是上覆沉积岩层不可能有接触变质现象，而侵入岩中也不会有上覆岩层的捕虏体存在。这种情况可以确定侵入岩的时代早于上覆岩层的时代（图 10-3）。

如果有多次侵入现象，则侵入体往往互相穿插，在这种情况下，被穿过的岩体时代较老，穿越其他岩体者时代较新（如图 10-4）。

3. 古生物（化石） 上述方法只能确定各组地层间的界限和相对新老关系。若确定各地层时代则必须根据地层中所含的生物化石。凡是保存在地层中的地质时期的生物遗体（如动物骨骼、硬壳等）和遗迹（如动物足印、虫穴、蛋、粪便、人类石器等）都叫化石。但是，并不是所有古生物都能保存下来成为化石。首先，生物本身具有硬壳、骨骼等不易毁坏的硬体部分容易形成化石。只有在特殊条件下，硬体和软体才一齐被保存下来，例如保存在琥珀中的昆虫化石，栩栩如生；1710 年在西伯利亚发现的保存在冻土内的第四纪猛犸象，皮毛血肉具存。以后又在西伯利亚、阿拉斯加多次发现。但这种化石毕竟是少见的。第二，生物死后必须尽快地被沉积物所掩埋，这样才能避免氧化腐烂或者被其他动物所吞食。第三，埋藏下来的生物遗体必须在较长时间内经历一定的填充（如疏松多孔的贝壳、骨骼等被水溶液中的 CaCO_2 、 SiO_3 等所填充）、置换（如有机体分子被 SiO_2 、 CaCO_3 等分子所代换）或升馏（如植物叶子、昆虫的几丁质外壳中的氢、氧等成分挥发逸出，最

后保留下来碳质薄膜)等作用才能形成化石。

生物是从简单向复杂,从低级向高级发展的,生物演化既具有不可逆性,又具有阶段性。所以一定种类的生物或生物群总是埋藏在一定时代的地层里,而相同地质年代的地层里必定保存着相同或近似种属的化石或化石群。前面也已经讲过,这种关系就叫生物层序律。这样就有可能根据化石确定地层的地质年代。但并非所有化石都具有相等的价值,只有那些演化最快(地层中垂直分布距离短)、水平分布最广的化石,才是鉴定地质年代最有价值的化石,这样的化石叫标准化石。例如,在地层中找到一种节肢动物——莱氏三叶虫,就可以据此断定地层时代是早寒武世。因此,化石是鉴定地层时代的重要依据。

总之,地层的划分既要根据地层本身的发展规律,又要根据古生物的发展规律。其实,地壳上的无机界和有机界的发展都服从于一个普遍的规律,那就是事物发展的不可逆性和阶段性,所以它们之间是存在着辩证统一关系的。例如,地层的旋回,表示环境的变化,而这种环境的变化也必然会引起相应的古生物的变化。所以根据沉积旋回、岩性、岩层接触关系和古生物划分地层的结果,常常具有一致性。

(二) 地层的对比

地层的划分是指对于一个地区的地层进行时代的划分,而地层的对比是指不同地区的地层进行时代的比较。在地层对比的基础上才能了解广大地区的地史发展过程的共性和异性,才能具体认识地层区域性特征,了解地层空间分异的情况。但是各地区的地层层序及特征,千差万别,各不相同。因此地层对比必须有一个客观标准,这个标准就是时间或地质年代。换言之,在地层划分和层序建立的基础上,必须对同一时代在各地区形成的地层进行比较研究。例如,河北、山西、山东、河南、陕西等地区都各发育了一套地层,弄清哪些是同时代的,哪些不是同时代的,然后才能了解整个华北地区什么时候有海侵,范围有多大,哪里最深或最浅,什么时候有海退,哪里变成了陆地,生物是怎样演化的,各地区之间有什么共性和差异等。以此类推,重塑全国和全世界的地壳历史,也必须进行地层的对比工作。

地层对比既然首先是地质时代的对比,而地质时代的划分和确立,则首先必须以古生物化石为根据。前已说明,生物演化是不可逆的,又是阶段性的,每一个生物的种属在地球上只能出现一次,不可能有任何重复;因此,每一个生物种属只能出现在一定地质时代的地层里。假如在不同地区的地层剖面中含有相同的标准化石和化石群,它们就必然属于同一地质年代(图10-5)。

在甲、乙、丙三个地点均含有相同化石,把含相同化石的地层用点线连接起来,说明它们属于同一时代的地层。有的剖面未见底部出露,有的剖面未见顶部地层,但把甲乙丙三地的地层综合在一起,就可以知道一个地区的

全部地层顺序、岩性、厚度、含化石情况等（如图右侧综合柱状图），同时对此进行分析，这一地区的古地理发展情况也就昭然若揭了。

以上所述地层的划分和对比的原则和方法，主要是根据生物地层学和岩性地层学的原理，也是传统地层学的普遍性原理，不过这只是对沉积地层纵向堆积作用的划分原则。但实际上还存在着侧向堆积作用，绝大部分沉积地层是侧向进积和纵向加积两积作用的结果。因此上述原则对局部或单个地层剖面是适宜的，而对较大范围的区域就不一定完全适宜了。

特别是近年同位素地层学、磁性地层学、事件地层学、地震地层学等有了较大的进展，其成果逐渐用于地层的划分和对比方面，起到了积极的促进和完善作用。例如太古宙和元古宙地层，岩石往往深度变质，生物化石极度缺乏或稀少，过去对其地层划分十分困难。但近年积累了大量岩石同位素年龄数据，成为岩层划分的重要依据，如国际上太古宙和元古宙的分界即规定以同位素年龄 25 亿年为依据。又如近年建立了应用古地磁学的理论和方法研究地层的学科，称为磁性地层学，或称古地磁地层学。其主要内容之一，即是根据地层的岩石磁性来进行地层划分，并已建立了“450 万年以来地磁极性时间表”（吉尔伯反极性世，450—332 万年；高斯正极性世，332—243 万年；松山反极性世，243—69 万年；布伦赫斯正极性世，69 万年至现在），同时，利用天然剩磁来确定地层形成时古磁极的位置和正反方向，来作为全球性对比和古大陆位置再造的依据。

近年还利用地质事件来对比地层和确定地层界线，这样的学科称事件地层学。事件地层学认为，地层构架是由一系列缓慢的渐变过程和短暂的突变或灾变事件所组成，而后者在地层研究中具有特殊意义。所谓地质事件包括地内事件，如地壳运动、海平面升降、生物绝灭、地磁极性倒转等和地外事件，如太阳辐射强度变化、超新星爆炸、陨星和彗星撞击地球等。无论是哪种事件都会在事件发生当时形成的地层中留下烙印，并以之作为地层划分的依据。例如在一些地方的白垩系和第三系（实际上也是中生界和新生界）分界，以其岩性近似不易划分，一直是使人困惑的难题，但有人发现在地层剖面中有一层含铀量特高的粘土层，据认为是天体撞击地球事件的产物（因陨石中常含有较多的铀），并建议以此层作为两个时代地层的分界线，并以此事件作为恐龙灭亡的论证。

最后介绍一下“层型”。前面谈到对于一个地区的地层进行划分时，一般是先建立一个标准剖面。所谓层型，实际上也是指一定的标准剖面，但却是专指地层单位（如震旦系、泥盆系等）或地层界线（如震旦系与寒武系界线、白垩系与第三系界线等）所依据的典型剖面，换言之，层型是地层单位或地层界线所依据的地层模式。例如，震旦系还未得到世界的公认，问题是必须在世界上选定若干层型剖面，并通过一定的程序才能建立（包括名称问题）。层型可分为单位层型和界线层型，对其剖面选定有严格的要求，首先必须具有全球性；剖面地层要连续；剖面出露要清晰；构造要简单；剖面要

容易接近，等等。例如，地层间的不整合面，常常作为一个地区地层划分和对比的依据，但作为层型，这样有间断的剖面是绝对不行的。

二、岩相古地理分析

以上只是阐明地层时代的划分的方法。如果进一步对各时代的地层进行岩相分析，就可以基本恢复古地理环境。

（一）沉积相的分类

各种沉积物和沉积环境之间都有密切的内在联系。因此根据沉积环境可以把沉积地层分为海相、过渡相和陆相三大类。

1. 海相沉积 海洋是接受沉积的最主要最广阔的场所，古代沉积岩层有很大部分属于海相沉积。根据现代海洋来看，由于海水深浅不同，物理化学环境（温度、压力、波浪作用力、化学成分等）不同，生物环境不同，沉积物也不相同。据此又分为滨海相，浅海相，半深海相和深海相（图 10-6）。此外还有非正常海相。

（1）滨海相发育于低潮线和高潮线之间及其临近地带的狭长滨海区，潮汐作用和波浪作用占主要地位。滨海区可以分为高潮面以上的潮上带、高潮面与低潮面之间的潮间带和低潮面以下的潮下带，然后过渡到开阔的浅海区。在陆源碎屑物供应较多的情况下，沉积物以碎屑物如砾石、砂等为主；由于海水时进时退，波浪作用力强，所以磨圆度和分选度较好，常具交错层、波浪、干裂等，含海生动物贝壳，但多破碎。实际上在滨海区沉积环境和沉积物十分复杂。当有适量陆源碎屑供应时，在滨海区常形成大体与海岸平行的倾斜非常平缓的地区，通称潮坪。在此地区，一方面陆源物质从陆向海运移，一方面浅海及潮下物质又从海向陆运移，形成复杂的沉积分异方式。例如在潮上带，主要沉积以泥质为主的细粒物质；而在潮间带，则以泥砂混合物沉积为主；到了潮下带，则以砂质沉积为主。这种沉积分异序列，恰与正常浅海沉积分异序列相反。

近年认识到在滨海区还可以形成碳酸盐岩沉积。在潮上带碳酸盐岩中常夹膏盐岩层，具碎裂纹理及泥裂，缺乏生物。在潮间带，常有介壳滩、鲕状及生物碎屑灰岩，间有白云岩及石膏层，有时在潮上带被冲碎的岩块又冲到潮间带，胶结形成竹叶状灰岩，常具有泥裂及生物钻孔潜穴。潮下带水动力条件平稳，常形成水平层理灰岩，化石完整丰富。（2）浅海相存在于海面到海面下 200m 左右的浅海地区，约相当于大陆架上的海洋部分。这一带的特点是波浪作用力减小，阳光充足，底栖生物繁盛，所以沉积物以陆源细碎屑物质及化学和生物化学沉积物质为主，富含生物遗体，但也常含有海盆中形成的内碎屑。地质时代的海相地层绝大部分属于浅海相，一般是从砂岩、页岩过渡到泥灰岩和石灰岩，并常夹有 Al、Fe、Mn 等胶体沉积，以及磷块

岩等生物化学沉积而成的矿产，有时含特有的鲕状结构和含有典型的海相沉积矿物海绿石，生物化石种类多而且丰富。

有些古老地层不是在陆架海中沉积的，而是在广阔的陆表海中沉积的。陆表海又称内陆海，深度小于 200m，大部分为 30—50m，一般小于波浪及底流的有效深度，所以沉积分异明显，如有海侵海退，沉积旋回也比较清楚。

(3) 半深海相和深海相存在于半深海（海面下约 200—2500m）和深海（约 2500m 以下）地区，即相当于大陆坡及海盆底地带。深海沉积物中有一种特殊沉积物，少含或基本不含有陆屑物质，主要是由具有灰质和硅质硬体的微小浮游生物遗体堆积而成，称为生物软泥，古代地层中很少这类沉积物。在大陆坡及部分深海地区，还有一种带陆源碎屑的具有沉积韵律的沉积物，即浊流沉积物，在古老地层中也发现同类沉积物。近年以来，广泛分布于深海底的铁锰结核，引起极大重视。其中含有锰、铁、镍、钴、铜、铅等 40 种以上的元素。只以结核中锰储量而言，即相当于陆地锰储量的 182 倍。此外，近年还在 2000—4000m 海底发现有含金属硫化物的“重金属泥”，其中含 Au、Ag、Pt、Cu、Sn、Fe、Mo、Pb 等多种元素。这种物质来源可能与海底火山喷发以及海底地下含矿热水喷出有关。

(4) 非正常海相非正常海包括淡化海和咸化海。前者如现代的黑海，水域较深，最深处达 2400m，大部为陆地所包围，有大量淡水注入，使海水淡化。表层水密度小，水的垂直循环不畅甚至停止，因此形成海底缺氧的和滞流的还原环境。水面浮游及漂流生活的生物死亡下沉，形成富含有机质黑色泥质沉积。古代地层中有含笔石黑色页岩相，大致代表此种沉积。与此相反，在干燥气候条件下的内海，蒸发量大于淡水补给量，内海海面降低，使外海海水不断溢入。由于不断蒸发和海水溢入的结果，含盐量增高，形成咸化海。这种海一般规模较小，海水较浅，不易形成还原环境，常形成缺少生物化石的膏盐或白云岩沉积。

2. 过渡相沉积（海陆混合相沉积） 发育于滨海地区。其中主要包括三角洲相和潟湖相：

(1) 三角洲相在河流入海处，特别是在河流含砂量大、海底较浅而且比较稳定的地区，常常形成三角洲。三角洲相的特点是具有向海洋方向倾斜的斜层理，以砂质沉积为主，陆生植物、淡水动物和海生动物化石混杂一起。三角洲底部，沉积物质变细，以粉砂及粘土为主，层理水平，富含海生动物化石。

(2) 潟湖相滨海地区部分海水为砂堤隔绝可形成潟湖。在湿润气候条件下，常堆积成砂页岩和泥炭层，具有薄而水平的层理；在干燥炎热气候条件下则往往产生白云岩、石膏、石盐等化学沉积。

3. 陆相沉积 大陆是遭受剥蚀的地区，但在相对低洼部位可以接受沉积。和海相沉积相比，陆相沉积类型多种多样，横向变化显著，地层对比也比较困难。沉积物中以碎屑（砾、砂、泥）成分为主，有时含陆生动植物化

石。陆相沉积对于气候和地形的反映十分敏锐，在不同气候、地形和外营力的条件下便有不同类型的沉积，主要有残积、坡积、洪积、冲积、湖泊和沼泽沉积、风积、冰川和冰水沉积、洞穴堆积等。

（二）岩相分析的主要根据

在不同环境下形成具有不同生物化石、岩性特征和结构以及特殊矿物成分的沉积物；反过来说，沉积物中不同的生物化石、岩性特征和结构以及特殊矿物成分往往指示不同的形成环境。现在综合叙述如下：

1. 生物化石 化石可以用来指示古地理环境。例如珊瑚化石指示清澈温暖的浅海环境（现代珊瑚生活要求：水温 20 左右，水中没有混杂的泥沙，水深不超过 50—70m）；破碎的贝壳指示滨海环境；植物化石往往指示陆相环境，而不同的植物又反映不同的气候，如苏铁表明气候湿热，而银杏表明气候温和等。凡是代表特殊的地理环境，而且指示特殊岩相的化石或化石群，称指相化石或指相化石群。标准化石和指相化石结合起来，是确定地层时代、岩相和重塑古地理环境的重要依据。

2. 岩性特征和结构 岩性特征、结构和构造等是一定环境下的沉积物的表现形式，因此可以作为岩相分析的重要根据。例如，红色岩层指示氧化环境；黑色页岩并含黄铁矿指示还原环境；交错层、不对称波痕等反映流动浅水地区；干裂反映滨海、滨湖等环境；鲕状赤铁矿和石灰岩代表温暖气候条件下的动荡浅海环境；竹叶状灰岩代表波浪作用所及的潮上和潮间带、浅海环境，有的还可表示风暴环境；盐假象表示气候干燥环境等等。

3. 特殊矿物 有些矿物是在一定环境下形成的，可以起指相作用。例如海绿石代表较深浅海环境；石膏、石盐等代表干燥环境；白云岩（指形成于古生代以后者）并少含化石往往代表咸化海或潟湖环境，等等。

（三）岩相分析的原则——现实类比方法

以上讲述了岩相的分类及其分析根据，目的是利用这些知识从已知探求未知，从现在推求过去，以便了解地质时期自然环境的变化。这就是莱伊尔所提出的以今证古的所谓“现实主义原理”。但是，在应用这一原理时，必须注意以下事实。

1. 自然界演化的不可逆性 在地壳历史中，大气圈、水圈和岩石圈以及生物界总是不断发展的。以大气圈而论，过去和现在并不一样。地史初期，由于当时火山活动强烈，大气中 CO_2 含量比现在多；到石炭二叠纪，由于大规模森林的出现，增加了光合作用，大气成分有了变化， CO_2 含量减少，而 O_2 的含量增加。由此看来，大气的成分在变化，大气的地质作用也必然在改变。再以生物界为例，如地质时期的海百合（一种固定于海底生活的棘皮动物）生活于亚浅海地区，而现代的海百合却生活于深浅海地区。又如白云岩是在咸化海或潟湖中沉积的，但在寒武纪以前却广泛地形成于正常海里。

2. 时间因素 有些地质作用，即使环境古今相同，但短期作用和长期作用的结果往往有很大的差异。例如，地质时代海相沉积物的机械分异规律是

很普遍的，但在现代海洋沉积中，这种分异规律由于时间短促并不明显，这就表明长期反复的地质作用和短期地质作用的结果并不相同。

3. 沉积物的后生变化 古老的沉积岩层都经历了长期的后生作用，已经改变了沉积当时的面貌；而现代沉积还不能看到后生变化，所以尽管环境相似，但地质作用的结果也不一定完全相同。

莱伊尔的现实主义原理在地质发展史上曾起过进步作用。但是他没有考虑到上述各种因素，而认为各种地质现象是永恒的，古今是一致的（所谓“一致论或均变论”），他也没有考虑到地质作用过程中的突变因素。因此，在具体运用以今证古的方法进行岩相分析时，必须充分考虑历史条件、时间和环境，必须考虑到事物发展的渐变与突变，气圈、水圈、岩石圈、生物圈本身都在不断演变，它们相互作用的规模和程度也在不断变化。这种现实主义与历史分析相结合，用历史发展的辩证观点研究地史的方法，叫现实类比法。现以海相沉积铁矿为例加以说明：根据化学沉积分异规律来看，铁是在化学沉积系列中较早分异出来的一种元素，因此，铁矿沉积必然是在近海岸地区，而且成带状分布，如华北长城系鲕状赤铁矿（宣龙式铁矿）大致反映了这一规律。但是，时间更老的太古界鞍山式铁矿，分布十分广泛（在世界相同时代的地层里都有类似铁矿），这就不符合现在的化学沉积分异规律了。这种现象可能因为当时的大气成分、生物条件、水介质状态都和以后不同，从而铁元素的搬运形式和沉积规律也和以后不同的缘故。由此可见，研究地史不能机械地采用以今证古的方法，必须用历史发展的观点，才能得出正确的结论。

（四）古地理图

对于一定地区一定时代的地层进行岩相分析之后，把当时的海陆分布、地形、气候等情况综合起来绘成图件，就是古地理图。有时候利用岩性及古生物资料划分出更详细的单位，如滨海碎屑相、潟湖黑色页岩相、浅海灰岩相、山麓角砾岩相等，借以表明古自然环境和岩相空间分布的变化规律，这种图件称岩相-古地理图，它是岩相分析的总结。

三、构造历史分析

构造历史分析在于进一步研究地壳构造运动的历史及发展规律。重塑地壳构造运动可以根据岩相的垂直变化、岩层厚度、岩层接触关系等。

地壳运动是长期性和阶段性发展的，所以地壳构造的发展也具有旋回性。地壳的发展都是从一个旋回向另一个旋回发展的过程。每一个旋回所形成的全部地层，称一个构造层。两个构造层之间总是被广泛的区域性不整合所分开。例如，地台的褶皱基底和盖层就代表不同阶段的旋回和构造层，其间呈显著的不整合接触。根据地槽发育构造旋回，结合海陆分布、生物演化和岩浆活动的阶段性变化，对地壳的发展过程，可以划分为若干个旋回，或

称构造阶段，如早古生代构造阶段、晚古生代构造阶段、中生代构造阶段和新生代构造阶段。

全面地恢复地壳构造发展史，不是容易的事。各种构造学说也各有不同的看法。但自板块构造学说问世以来，它把大陆和大洋联系起来，把地壳与地下深部联系起来，把板块活动和地槽理论联系起来，这对阐明地壳发展和海陆形成这些基本问题，提供了新的根据。但是，如何利用板块理论来恢复大陆壳地质历史过程，目前仍在探索之中。

第二节 地层系统

地层的划分和对比问题已如前述，由于地层划分的目的、根据和适用范围不同，地层划分系统可有两类：一是区域性或地方性的，以岩性变化为主的地层划分，称为岩性地层分类系统，地层单位为群、组、段等；一是国际性的、全国性或大区域性的，以时代为准的地层划分，称为年代地层分类系统，地层单位为宇、界、系、统、阶等，与其相对应的地质时代为宙、代、纪、世、期等。在第一章中已大体讲过地层划分单位，现再补充介绍如下。

一、岩性地层单位

为了了解一个地区的地层层序及沉积环境的演变，为了便于按一定的地层单位填绘地质图，野外地质工作首先应该把一个地方的分散的不连续地层剖面，进行野外分层，把它们连缀起来成为一个完整的综合剖面，然后再进行地层划分。地层划分的根据主要是岩性变化及岩性组合差异、沉积韵律（岩层节奏）、沉积间断（平行不整合、角度不整合等）等。

组是地方性的最基本的地层单位。凡是岩相、岩性和变质程度大体一致的，与上下地层之间有明确的界限的，在一定地理范围内比较稳定的地层，都可以划分为一个组。组采用最初建组的地名（山名、村名等）命名，如华北中寒武统包括徐庄组和张夏组等。

比组大的地方性地层单位叫群。凡是厚度巨大、岩性较复杂而又具有一定的相似性，但又无明确界限可以分组的一套岩系，或者是连续的、在成因上互相联系的几个组的组合，都可以划分成一个群。群也是用专门地理名称命名的，如阜平群，五台群。

组还可以根据岩性特征进一步划分为段。例如燕山地区蓟县系雾迷山组可以分成四个或五个段，分别称为雾迷山组第一段、第二段…。

上述地层的划分，主要以岩性为根据，仅仅反映一定地理范围的沉积过程及沉积环境，只适用于一定地区，所以属于地方性的地层单位。

二、年代地层单位

对于岩性地层单位，应该利用一切手段来确定其地质时代的位置。为了认识大区域，甚至全世界的地层发育和地理环境全貌，认识地球发展的全部历史进程，建立和逐步完善地质年代表，就必须建立大区域性和国际性的地层单位。这种地层单位必须和地质时代单位相对应。换言之，这种单位是一定地质时期所形成地层总体的名称，是超越地区性具体差异的抽象概括。例如，白垩系代表白垩纪这个地质时代所形成的地层总和，不同地区的白垩系的岩性、厚度、化石分布状况等可能有很大差异，但其所代表的时间长度必

须是相等的，其上下界面必须是等时面。由于这种地层划分是以地质时代为标准，所以称为年代地层单位。

确定和对比地层的时代，可以利用同位素年龄、地磁倒转时间表等方法，但其基本方法是利用生物地层学方法。由于生物界发展的不可逆性和阶段性，在同一时期生物界总体面貌大体具有全球或大区域的一致性，这就有可能根据生物门类（纲、目、科、属、种）的演化阶段，把地层划分为大小不同的年代地层单位，如宇、界、系、统、阶等。

根据地层中标准化石和化石组合，可以把地层划分为阶（每一个阶还可以包括几个生物带）。阶与阶之间的生物在属和种的范围内有显著差异。阶以地名命名，如华北地区上寒武统根据三叶虫的种类划分为崮山阶、长山阶、凤山阶。阶是全国性或大区域性的年代地层单位。

比阶更高一级的年代地层单位叫统。一个统可以包括数目不等的阶。由于统所代表的时间较长，所以统与统之间的生物在科、目范围内有显著的变化，统是全球性的年代地层单位。例如，在中国和澳大利亚的下寒武统中都有莱氏三叶虫（科），而在欧美都有小油节虫（科），二者都以多节、多刺、小尾为共同特征，说明下寒武统所代表的时代是三叶虫演化的原始阶段。统的名称和系相同，另冠以下、上或下、中、上字样，如下寒武统、中寒武统、上寒武统。第三系和第四系所划分的统则另有专门名称。

更高一级的年代地层单位叫系。一个系可以分为 2—3 个统。系与系之间的生物在目、纲范围内有很大变化。如泥盆系以鱼纲的大发展，石炭系以两栖纲的大发展为主要特征。系一般是根据首次研究的典型地区的古地名、古民族名或岩性特征等命名，如寒武系、奥陶系、石炭系、白垩系等。

根据生物界重大门类的演化阶段所划分的单位叫界。如中生界含有丰富的爬行类化石，新生界含有种类众多的哺乳动物化石，等等。一个界包括 2—3 甚至 6 个系。界以象征生物发展阶段的古生、中生和新生等命名。

最高级的年代地层单位叫宇。根据生物的出现和最低硬壳化石带以及较高级动物的大量出现，把全部地层分为 3 个宇，即太古宇、元古宇和显生宇，后者包括古生界、中生界和新生界。

三、地质时代单位

地质时代单位是从年代地层单位（它们都代表地层的实体）概括抽象出来的时间概念，所以年代地层单位都有一个层型，作为比较研究的根据。组成地壳的全部地层（从最老到最新）所代表的时代称地质时代，不同级别的年代地层单位所代表的时代，称地质时代单位。形成一个宇的地层所占的时间称为宙；形成一个界的地层所占的时间称为代；形成一个系的地层所占的时间称为纪；形成一个统的地层所占的时间称为世；形成一个阶的地层所占的时间称为期。

岩性地层单位反映一个地区沉积过程的特殊性，年代地层单位反映全球时代划分的一致性和等时性，各具有不同的目的和作用。表 10-1 表明两类地层分类单位的级别和关系以及年代地层单位与地质时代单位的对应关系。

表 10-1 地层分类系统表

| 地质时代单位 | 年代地层单位 | 岩性地层单位* |
|--------|--------|---------|
| 宙 | 宇 | 大群 |
| 代 | 界 | 群 |
| 纪 | 系 | 组 |
| 世 | 统 | 段 |
| 期 | 阶 | 层 |

*岩性地层单位下所列各级名称只表示级别顺序，与左边年代地层单位无一定的对应关系。

四、地层符号

在地质制图和地质记录等实际工作中，各级地层单位经常用各种专门地层符号来表示。其中

宇、界、系的符号基本上是采用原拉丁文名称的第一个字母或再加一个字母表示。

(一) 宇的符号用两个大写字母表示，如

冥古宇 (Hadean) HD

太古宇 (Archaean) AR

元古宇 (Proterzoic) PT

显生宇 (Phanerozoic) PH

(二) 界的符号用两个字母表示，第一个大写，第二个小写，如

古生界 (Paleozoic) Pz

中生界 (Mesozoic) Mz

新生界 (Cenozoic) Cz

(三) 系的符号一般用一个大写字母表示，如

志留系 (Silurian) S

泥盆系 (Devonian) D

(四) 统的符号一般在系的符号右下角加阿拉伯数字 1、2 或 1、2、3 字样，分别代表下统和上统，或下统、中统和上统，如

| | | |
|-------------------|------|-------|
| 二叠系 (Permian, P) | 上二叠统 | P_2 |
| | 下二叠统 | P_1 |
| 三叠系 (Triassic, T) | 上三叠统 | T_3 |
| | 中三叠统 | T_2 |
| | 下三叠统 | T_1 |

(五) 阶、群、组、段的符号阶的符号是按照汉语拼音方案，采取阶名的第一个字母或两个字母，放在统的符号之后(小写正体)。在同一个统内，阶名第一字母有重复时，时代较老的阶用一个字母；较新的阶则在第一个字母后再加一个最接近的子音字母。例如：

群的符号是在相应的统或系或界的符号后，加上群名汉语拼音第一个字母，或第一个字母后再加上最接近的子音字母(小写斜体)。例如：

下太古界密云群 Ar_1m

组的符号未作统一规定。现习惯上是按照汉语拼音方案，采取组名第一个字母或第一个字母再加最接近的子音字母(小写斜体)，放在统的符号之后。例如：

上寒武统凤山组 ϵ_3f

中寒武统张夏组 ϵ_2z

下寒武统馒头组 ϵ_1m

关于段的符号未作统一规定。有人采用在组名右上角加 1、2、3 等，表示第一段，第二段，第三段……。

第十一章 前寒武纪——太古宙和元古宙

前寒武纪又称前古生代，指寒武纪或古生代以前即距今 5.7 亿年以前的地质时代，是地球历史最早的地质阶段。这一时期形成的地层称前寒武系。地球的年龄为 46 亿年，大约从 40 亿年前开始进入地质阶段，故前寒武纪时距约为 34 亿年，约占地质历史 85% 的时间。1930 年，G.H. 查德威克将全部地质时代分为两部分，寒武纪以前称隐生宙，寒武纪到第四纪称显生宙。隐生宙即相当于前寒武纪。距今 46 亿年到 38 亿年，是缺乏确实资料可考的时代，P. 克劳德称其为冥古宙 (HD)。长期以来，把前寒武纪即隐生宙划分为太古代 (界) 和元古代 (界)。1977 年，国际地层委员会前寒武纪地层分会第四次会议，将前寒武纪划分为太古宙和元古宙，界线放在 25 亿年，太古宙的下限放在 38 亿年。1979 年第五次会议，根据地层、地质和年龄测定资料提出对太古宙和元古宙均进行三分的建议。后经第六次 (1983)、第七次 (1985)、第八次 (1988) 会议反复讨论，提出把元古宙划分为古元古代、中元古代和新元古代的建议，并将界线定为 16 亿年和 10 亿年；同时对代以下纪的划分和名称也提出以阶段地质特征为依据的初步方案；至于太古宙，认为尚不具备进一步划分的充分依据。1989 年，国际地层委员会通过了元古宙分为 3 个代的方案，已于全球地层

表 11-1 元古宙年代划分和主要地质特征

| 年代地层 | | 生物演化 | | 主要地质特征 | | 前寒武纪地层分会方案 (1989) | | | | | |
|------|-----|--------|--------|---------------------|-----------------|----------------------|--------|---------|------|--|-----|
| 宙 | 代 | 纪(百万年) | | 大气圈 | 构造阶段 | 沉积 | 纪 | 代 | | | |
| 显生宙 | 古生代 | 寒武纪 | 后生动物阶段 | 小壳动物群 | 富氧气圈 (> 10%) | 加里东阶段 | 生物沉积广布 | 寒武纪 | 古生代 | | |
| | | 震旦纪 | | 伊迪卡拉动物群 蠕虫、须腕动物群 | | | 冰川沉积 | | | 570 | |
| | | 青白口纪* | | 宏观藻类植物群 | | | 膏盐沉积广布 | | | “新元古纪” 650 成, 850 1000 | |
| | 元古宙 | 中元古代 | 蓟县纪 | 真核生物阶段 | 高级藻类 | 贫氧气圈 (< 10%) | 晋宁阶段 | 可燃有机岩出现 | 中元古代 | | |
| | | | 长城纪 | | 真核生物 | | | 蒸发盐出现 | | 1400 狭变纪 1600 扩张纪 1800 盖层纪 2050 固结纪 2300 造山纪 | |
| | | 古元古代 | 溱沱纪 | 原核生物阶段 | 低级藻类 | | | 吕梁阶段 | | 红层及碳酸盐出现 | 熔岩纪 |
| | | | 高凡纪 | | | | | | | | 成铁纪 |
| | 太古宙 | 2500 | 五台纪 | 原核生物阶段 | 低级藻类 | 缺氧气圈 | 五台阶段 | 硅铁沉积广布 | | | |
| | | 3800 | | | | | | | | | |

此表据王鸿祯

* 以下各纪为区域性年代地层单位；

** 以下各纪均不具层型剖面，各纪名称译名亦未统一。

表中采用。中国全国地层委员会于 1989 年底同意元古宙分为 3 个代的方案，但界线置于 18 亿年和 10 亿年。

代（界）下的单位纪（系），是地质年代表中最主要的单位。国际地层委员会前寒武纪地层分会虽然建议把元古宙划分为成铁纪、层侵纪（又译为熔岩纪）...等 10 个纪，但其中 9 个纪都不具备层型剖面。当前在国际上计划先建立新元古代最上面的和寒武纪下面的一个纪，并选定出来这个纪的层型剖面。中国提出建立震旦纪（系），并选定它的层型，然而并没有被普遍接受。在国际地质年代表上暂时称这个纪为“新元古 纪”（表 11-1）。

第一节 太古宙

一、太古宙的一般地史特征

太古宙大约经历了十多亿年（38—25 亿年）的时间，已经形成了薄而活动的原始地壳，出现了水圈和气圈，蕴育和诞生了低级的生命。

（一）缺氧的气圈及水体

从太古宙，在地球表面虽然已经形成了岩石圈、水圈和大气圈，但它们的性质和规模跟后来的有明显不同。海水中所含的盐类比现在要低，富含氯化物。大气成分以水蒸气、二氧化碳、硫化氢、氨、甲烷、氯化氢等为主。由于岩浆活动强烈，又无植物进行光合作用，故大气中 CO_2 含量比后来要高。太古宙地层中含有丰富的普遍的由低价铁沉积而成的铁矿，这些都说明当时大气组分和水体性质都处于缺氧的还原状态。

（二）薄弱的地壳和频繁的岩浆活动

太古宙形成的地壳厚度还不大，也远没有像现在那样坚固和复杂。据推测，原始陆壳的组分可能与上地幔更为接近，也就是尚未进行充分的分异过程。由于地壳厚度较小，幔源物质容易沿裂隙上行，常有大规模的超基性、基性断裂喷溢活动，并和硬砂岩、泥岩等一起经变质形成特殊火山沉积组合的绿岩带。此外，也有频繁的中酸性岩浆活动和火山活动，花岗岩、片麻岩、混合岩等常与绿岩带相间排列。由于地壳岩石强度较低，地热梯度较高，因而岩层中多塑性变形构造（如揉皱、肠状褶皱等）。

（三）岩石变质很深

在漫长的时间中，多次的岩浆活动、构造运动，使岩石普遍发生热变质、深变质（区域变质），和强烈的混合岩化，改变了原来的岩相特征，再加上缺少生物化石，因而给恢复古地理面貌和沉积环境造成很大困难，所以对地层划分受到很大限制。

（四）海洋占绝对优势

在当今大陆壳的范围内，长期处于活动不稳定状态，陆表海占绝对优势，海底喷溢活动频繁而强烈。陆地面积不大，又不十分稳定，所以不易形成分异充分的沉积。

（五）陆核形成

陆壳经过多次的岩浆喷出侵入，变质混合，塑性变形，某些局部地方开始固结硬化，向着稳定方向发展，终于在太古宙中、晚期形成了稳定的基底地块——陆核。但规模仍比后来的地台小得多（图 11-1）。陆核的形成标志着地壳构造发展的第一大阶段的结束。

（六）原始生命萌芽

在最古老的时期，地球上还没有生命现象，到处是一片荒凉死寂。大约

经过十几亿年，地球上有了水和空气以后，才出现最原始的生物。目前已知最古老的生物化石是在南非发现的 32 亿年前的超微化石——古杆菌和巴贝通球藻（利用电子显微镜观察）。这是最原始的原核生物，个体呈圆形和椭圆形，整个个体只有一个细胞组成，没有细胞核。据推测，这种细菌形式的原始生命可能在范围不大，而温度较高的水体中开始出现的，这与当时的火山活动有密切关系。在南非布拉维群（Bulawayan）灰岩中，还发现了年龄值 31 亿年的原核细胞蓝绿藻类（形成大型化石叠层石），说明至少在 31 亿年前蓝绿藻类已经开始繁殖。但这种生物还缺少硬体部分，大部分个体又十分微小，加上岩层高度变质，所以，在太古宙的地层中保存下来的化石是很贫乏的。地球上从无生命到有生命，这不仅是地球本身发展史中的重要事件，而且也是宇宙星体发展史中已知的唯一事件。

（七）构造运动

太古宙有多少构造运动，目前研究得很不清楚，在世界范围内可能有 3 次主要构造运动。在中国比较确认的是太古宙晚期的阜平运动。此时期缺少板块构造运动的证据，多数人认为太古宙尚未发生板块运动。目前一些人主张板块构造最早发生于古元古代。

二、中国的太古宙地层

中国的太古宙地层主要分布于华北及东北南部地区，即东经 105° 以东，北纬 31°—43° 之间，构成华北地台的基底（图 11-2）。地层划分暂时分下太古界和上太古界，其界线为 29—30 亿年。自北而南，大致可分为三带：北带自宁夏吉兰泰，经内蒙古乌拉山到冀东燕山，东延至吉林南部的龙冈山及辽东地区，其中以燕山东段地区的岩层时代最老，称迁西群，以深变质麻粒岩与片麻岩为主，同位素年龄为 31—36 亿年（铷锶法），是我国已知最老的岩系，属下太古界。原岩以超基性及基性火山岩为主，并含多层硅铁沉积（符号 BIF），变质后成为条带状磁铁石英岩，形成重要铁矿。在辽吉地区划分为龙岗群和鞍山群，鞍山群属上太古界，下部以角闪片麻岩、黑云母片麻岩等为主；上部是浅粒岩、片岩及磁铁石英岩，形成著名的鞍山式铁矿。在晋北、内蒙古阴山一带的太古宙旧称桑干群，现划分为下部的集宁群和上部的乌拉山群，以片麻岩、混合岩、蛇纹大理岩等为主。中带主要分布于吕梁山、太行山和鲁西地区，太行山地区可以分为阜平群和龙泉关群，二者之间呈不整合接触，称阜平运动（与此运动相当的有建屏运动、鞍山运动、嵩阳运动、铁堡运动等），是我国已知最早的一次构造运动。鲁西地区称泰山群，以黑云母片麻岩、角闪片麻岩、角闪岩及变粒岩等为主，主要由古老的侵入岩变质而成，难以进行地层划分。南带主要分布于关中、豫西、大别山、安徽淮阳地区，呈 NW-SE 走向，分别称太华群、登封群、大别群等。至于中国西北地区，即东经 105° 以西、北纬 35°—45° 之间，也分

布有古老变质岩系，但太古宇和下元古界目前尚未进行划分。太古宙主要地层见表 11-2。

在太古宙地层分布地区，当时有强烈的超基性、基性以至中酸性火山活动，并有普遍的硅铁质沉积或碳酸盐岩沉积。但是到了早太古代末，这些活动地区逐渐形成陆核。如图 11-3 所示：计有 4 个古陆核，它们是吉（林）南（部）陆核、冀东陆核、河套陆核和鲁中陆核。到了太古宙末，这些陆核又进一步发展扩大。而在陆核的边缘及各陆核之间，则为继续活动的地槽区：如北部边缘为内蒙古地槽，东部边缘为胶辽地槽，南部边缘为豫皖地槽，斜贯南北为山西地槽等。

三、太古宙地层的重要矿产

太古宙地层中含有重要的矿产，其中尤以铁矿具有世界性的普遍意义。例如，辽宁鞍山一带的鞍山群中含磁铁矿石岩，铁矿与石英交互成层，呈条带状，品位较低，但层位稳定，储量较大，常构成大型及特大型铁矿床。这种矿床称鞍山式铁矿。此外，如本溪、北京密云群、冀东迁西、吕梁等大铁矿，均产于太古宙地层中。

在国外，如北美苏必利尔湖铁矿，南美圭亚那铁矿，北欧瑞典的基隆纳铁矿，澳大利亚西部的铁矿，南非卡普瓦尔陆核和印度铁矿山区的铁矿等，都是产于太古宙地层的著名铁矿。这类铁矿属于沉积变质铁矿，占世界铁矿总储量的 60%，太古宙及其以后的早元古代是世界性的重要铁矿成矿期之一。

此时普遍形成铁矿，这与古地理环境如沉积介质条件、火山活动以及细菌作用等分不开。在太古宙时，陆壳表面大部分被海水覆盖，由于大气及水体中富含 CO_2 ，海水中 HCO_3^- 浓度较大，从而增加岩石的溶解能力及水体的化学搬运能力，使低价铁源源不断地经过溶解汇入海盆。但当时毕竟陆地规模较小，因此，推测频繁的海底火山活动是铁矿物质的主要来源。同时因当时大气及水体处于缺氧还原条件下，低价铁可以长期积累和运移，使其分布的范围广远。然而，这些低价铁必须变成高价铁才能导致沉淀，无疑这与当时的还原性水介质形成矛盾。P. 克劳德认为，后来在水体中可能出现大量放氧的生物（如细菌），生物的放氧量恰好可以使水体中的低价铁氧化成高价铁而沉淀，使氧化还原处于平衡状态。这样既可保持成矿作用的继续进行，又可维持低级生物的生存，从而造成地史上这种特殊类型铁矿床广泛形成。这类铁矿当时是氢氧化铁和胶体 SiO_2 （蛋白石类）同时沉积，所以称硅铁沉积（BIF）。后来遭受区域变质作用，使氢氧化铁脱水和重结晶变成磁铁矿或赤铁矿，胶体 SiO_2 变成石英，结果使原来致密隐晶质的铁质碧玉岩变成条带状磁铁（赤铁）石英岩。

几乎在所有古地块的有关地层中皆形成石英脉金矿（与花岗岩侵入有

关)，如澳洲西部、南非和北美。我国山东招远、河北遵化、青龙等地也都产金矿。在后期侵入的伟晶岩中常有锂、铍、钨、锡以及白云母、稀有元素、稀土元素等（如内蒙古）。在侵入的基性及超基性岩中常有镍、铬、铜等矿床，如美国的苏必利尔湖区和南非的津巴布韦等。我国河北大庙有钒钛磁铁矿、山西中条山有大型铜矿等。另外，南非和加拿大等古老岩系中皆有铀矿。

第二节 元古宙

一、元古宙的一般地史特征

元古宙同位素年龄从 25—6 或 (5.7) 亿年, 共经历 19 亿年的悠久时间。元古宙划分为 3 个代。25—18 亿年为古元古代, 18—10 亿年为中元古代, 10—6 或 (5.7) 亿年为新元古代。其中新元古代的后半段, 即 8—6 或 (5.7) 亿年单划分称震旦纪。元古宙的地史具有下述特征。

(一) 从缺氧气圈到贫氧气圈

由于藻类植物日益繁盛, 它们营光合作用不断吸收大气中的 CO_2 , 放出 O_2 , 使气圈和水体从缺氧发展到含有较多氧的状态。大约从中元古代开始, 地层有含铁紫红色石英砂岩 (如常州沟组、大虹峪组等) 及赤铁矿层 (如串岭沟组宣龙式铁矿) 形成, 说明当时大气中已含有相当多的游离氧。大气及水体中氧的增多, 不仅影响岩石风化及沉积作用的方式及进程, 而且也给生物发展和演化准备了物质条件 (参阅表 11-1)。

(二) 从原核生物到真核生物

太古宙已出现菌类和蓝绿藻类, 到元古宙得到进一步发展。在岩层中广布蓝绿藻类的群体, 经生物作用和沉积作用形成综合体。这种综合体常保存在石灰岩和白云岩中。从横剖面上看呈同心圆状、椭圆状等。从纵剖面上看呈向上凸起的弧形或锥形叠层状, 就象扣放着的一摞碗, 称做叠层石 (图 11-4)。

叠层石的基本构造单位叫基本层, 一般为弧形或锥形, 向上凸起。基本层组成集合体, 最常见的形状为柱状、锥状、棒锤状, 有的呈墙状 (图 11-5)。集合体有各种不同的分叉现象 (图 11-6)。集合体组成大群体, 在地层中多呈透镜状、似层状等礁体现象。叠层石主要分布于滨海的潮间带和潮上带, 有的能分布于潮下 100m 深处。近年根据叠层石的形态、分叉形式、体壁构造、纹饰及内部构造, 划分为许多类、群、型, 对于地层的划分和对比有一定意义。

另外, 近年在元古宙地层中分离出形体微小的 (常小于 $10\mu\text{m}$) 微古植物, 主要指一些单细胞藻类。到了晚元古代, 微古植物形体增大 ($50—100\mu\text{m}$), 种类繁多。大约从中元古代起还出现了褐藻及红藻等高级藻类。近年在中国北部中元古代串岭沟组地层中发现最古老的真核细胞生物化石, 名为丘阿尔藻 (Chuarial), 距今 16—17 亿年。1978 年在中元古代雾迷山组中也发现真核生物化石, 命名为震旦塔乌藻 (Tawuia), 距今 12—14 亿年。这些单细胞藻类, 分类位置尚不明, 总称为疑源类 (Acritarcha)。太古宙从无生命到有生命, 是生物演化史上的一次飞跃, 而元古宙则是从原核生物到真核生物, 从单细胞到多细胞, 标志着在地球发展史和生命演化过程中进入一个新阶段 (参阅表 11-1)。

(三) 由陆核到原地台和古地台

在太古宙晚期的构造运动即阜平运动之后, 中国和世界大陆上都出现了小规模稳定核心, 称为陆核, 这是陆壳构造发展的第一阶段。早元古代中期的构造运动, 在中国称五台运动; 早元古代晚期的构造运动, 在中国称吕梁运动。通过这些运动, 陆核进一步扩大, 形成规模较大的稳定地区, 称为原地台, 在原地台上开始沉积了类似盖层的沉积类型。由于沉积、喷发、侵入、挤压、褶皱、变质、固结等作用反复进行, 陆壳某些部分更趋稳定, 到中元古代晚期原地台进一步扩大, 在世界上终于出现了若干大规模稳定的古地台(参阅图 11-11)。由陆核到原地台和古地台, 是陆壳构造发展的第二个阶段。

(四) 古元古代地层和中、新元古代地层有很大区别

从岩石性质看, 古元古代地层即下元古界往往和上太古界具有共性, 多属活动类型沉积和浊流沉积变质而成的绿岩系, 同时和上太古界一样, 常含有规模巨大的铁矿床, 性质和鞍山式铁矿近似, 以低价铁为主, 反映当时大气和水体的缺氧状态。下元古界(Pt_1)和上太古界(Ar_2)共同构成地台的基底。到了中、新元古代, 原地台已经出现, 出现了稳定地台浅海, 真核及藻类生物繁盛, 大气及水体中含氧量增加, 红层、高价铁、碳酸盐等沉积出现, 形成地台盖层, 因此, 中元古界(Pt_2)特别是上元古界(Pt_3)震旦系(Z)已经属于盖层沉积的范畴。

二、中国的元古宙古地理和地层

(一) 古元古代

在古元古代, 中国北方已经形成华北原地台, 南方形成扬子原地台, 西部则形成塔里木原地台。在华北地区, 在初步固结的基础上, 发生断裂拗陷, 形成了以溇沱群为代表的碎屑-火山沉积和含叠层石的白云岩沉积; 在五台-太行山地区则形成造山后的磨拉石堆积。这些都属于地槽活动型堆积。在河南则形成嵩山群, 在安徽形成凤阳群, 它们都属于稳定类型, 以分选较好的碎屑岩、碳酸盐等为主, 很少有火山岩。上述沉积经过褶皱夷平, 上面为中、新元古界不整合覆盖, 这个不整合面分布广泛, 即吕梁运动。华北地区经吕梁运动后, 进一步固结, 形成华北原地台。

在中国西南, 包括川中、鄂西, 基底以上太古界崆岭群变质岩系为代表。下元古界分布不广, 主要为岛弧型火山沉积岩系, 川西一带也有类似沉积。后来下元古界连同上太古界褶皱形成扬子原地台。

中国西部, 塔里木地区下元古界以浅变质火山沉积岩系为主, 属于活动类型, 称兴地塔格群。早元古代末形成了原地台(参阅表 11-3)。

表 11-3 中国元古宙地层划分和特征简表(据李廷栋)

| 层序 | 主要岩性组合 | 时代相当地层 | 变质程度 |
|------|----------------------------|--|---------------|
| 上元古界 | 震旦系 800 | 辽东半岛：金县群，五行山群 祁连山：多若诺尔群 塔里木：库鲁克塔格群 | 未变质 |
| 中元古界 | 青白口系 1050 | 神农架区：马槽园群 塔里木：帕尔岗塔格群 | 基本未变质 |
| 下元古界 | 蓟县系 1400 长城系 1800 | 扬子地区：昆阳群，神农架群，四堡群，板溪群， 塔里木：扬吉布拉克群，爱尔基干群 | 基本未变质或浅变质（南方） |
| | 溱沱群 2350 | 辽东：辽河群，豫西：嵩山群， 胶东：粉子山群 燕山：青龙河群 | 低级绿片岩相 |
| | 五台群* 2500 | 辽东：宽甸群，阴山：二道洼群， 燕山：双山子群，塔里木：兴地塔格群 | 绿片岩相 |

注：同位素年龄据王鸿祯，单位 100 万年

五台群的地位有争议，近年研究发现五台群的上部高凡亚群，岩性与溱沱群相似，同位素年龄为 24 亿年，且与中下部为不整合接触，故将五台群上部划归下元古界，其时代称高凡纪；五台群中下部为绿片岩相，划归上太古界。又将溱沱群的时代称为溱沱纪（见表 11-1）。

（二）中元古代和新元古代

古元古代末期，在中国已经出现了华北、扬子、塔里木等相对稳定的原地台，但陆壳稳定情况仍存在很大差异。

1. 华北地区 早在太古宙末，中国北部和辽宁南部已形成几个稳定陆核，陆核之间是活动地区，其间填充了五台群和溱沱群，经过吕梁运动褶皱变质固结，它们把陆核连接起来，形成较大规模的稳定地区——华北原地台。这个原地台地形高低起伏，相当复杂。有些地区在久经剥蚀之后，又开始下沉，形成浅海；而有些地区则高出海面，形成古陆，如图 11-7 所示，中国北部除内蒙古北部及东北北部属比较活动的地槽外，其余皆属华北原地台范围。原地台大致呈三角形，周围被高地环绕：北有内蒙古古陆，南有淮阳古陆，东边是胶东古陆（后来发展成胶辽古陆）；古陆之间是一片陆表浅

海，海中耸立着若干山地和陆岛。如鲁西古陆和晋陕古陆便是较大的古陆。在这片浅海中沉积了类似盖层的中上元古界，所以在辽宁、吉林南部、河北、山西（部分地区）、大青山、贺兰山、鲁中、豫西和皖北均有出露，但沉积发育情况各地不一。可大体分为三种类型：强烈沉降带沉积，稳定浅海沉积，隆起区的陆相沉积。

（1）燕辽沉降带 位于内蒙古古陆南侧，是华北地区强烈拗陷地带，如图 11-8 所示，拗陷中心在河北兴隆、天津蓟县以及北京平谷一带，沉积厚达 10000m，地层发育完全，分层清楚，是北方中上元古界划分和对比的标准地区。图 11-9 为燕山地区平谷一带中上元古界综合柱状剖面。

在图 11-9 剖面中，根据沉积旋回、岩性和沉积间断可分为 3 个系 12 个组。长城系下部以碎屑岩为主，并夹火山喷发岩，上部为碳酸盐岩；蓟县系以碳酸盐岩为主，厚度最大，分布较广；青白口系以砂页岩、石灰岩为主，厚度较小，分布较窄。中上元古界由下而上代表一个巨大的沉积旋回；在这个旋回中又可分为三个次一级旋回，各旋回间都存在着明显的间断；次一级旋回中还包含着更小旋回。据此，说明以剖面为代表的这一时代初期，海侵开始，堆积了巨厚的滨海浅海碎屑岩，并有海底火山喷发活动；中期海侵扩大，向四周超覆（图 11-10）形成了广厚的碳酸盐建造；后期地壳上升，海水渐退，又以碎屑岩沉积为主。在大旋回中，夹着次一级和更次一级旋回，说明整个地区是波浪式的发展过程。

位于淮阳古陆北缘的豫西-淮南沉降带，其发育过程大致和燕辽沉降带相似。

（2）华北地区其他部分 包括现在山东、河南、安徽等部分地区，是一片相对稳定的陆表浅海，沉降幅度较小，沉积厚度一般在 1000m 左右，下部以碎屑岩相为主，上部以碳酸盐岩相为主。

（3）晋陕古陆 为浅海所包围，是一个长期遭受剥蚀的隆起区，其边缘部分只有当海侵超覆时才形成不厚的滨海相沉积；内部低地堆积了陆相石英砂岩，分选良好，交错层发育，厚度仅 100m 左右。

总之，华北地区在中元古代开始了新的发展阶段，虽然吕梁运动后已经基本上形成比较稳定地区，但尚有局部活动性较大的地区，如燕辽沉降带即是。沉降带为传统名称，其形成可能与古陆边缘深断裂有关，目前或认为与板块边界活动有关。这些活动单位经过中、新元古代的长期发展才逐渐相对稳定下来，到新元古代初期，已经发展为大规模的相对稳定的华北地台，也称中朝地台。

2. 中国西部塔里本地区 在北天山的北山地区，中上元古界分布广泛，为相对稳定型的浅变质，含碳酸盐沉积，沉积类型与中朝地台相似。沿中、南天山东段，有走向 NWW 的强烈沉降带，沉积厚度逾万米，与燕辽沉降

带有类似之处。

3. 中国南部 中国南部和中国北部地壳发育过程有很大不同,在那里缺少太古界地层,而元古界地层则广泛发育。南方扬子原地台(包括四川及湘、鄂、黔、桂等一部分,四川盆地为其核心部分)是一个相对稳定的地区,在它的周围出现了一些活动地带,如在其东部的鄂西地区出露崆岭群,以黑云斜长片麻岩、混合岩、角闪岩等为主,上部夹大理岩,总厚度大于 5000m,时代属下元古界。在其附近出露浅变质的神农架群,以碳酸盐岩为主,下部和上部含有火山物质及硅质、铁质沉积,大约相当于北方的中、上元古界。

在扬子原地台的东南缘,中上元古界出露非常广泛,下部称四堡群或梵净山群,上部称板溪群,二者以不整合接触。板溪群以浅变质岩为主,包括砂质板岩、千枚岩、泥灰岩,有时含细碧岩、火山喷发岩,或具海底喷发的枕状构造,间有复理石式沉积,各处厚度不等(1000—7000m)。广泛分布于湘西、黔东、桂北等地。有人认为板溪群非常近似大陆边缘从大陆架海、边缘海、大陆坡到火山岛弧海沉积,然后向外过渡到外海。

在扬子原地台的西侧,即川滇交界地区,也是相对活动地带,沉积了厚达 8500m 以上的浅变质的会理群,下部和上部有火山沉积,中部以碳酸盐沉积夹泥砂质沉积为主,中、上元古界之间及上部与下震旦统之间,皆为不整合接触,分别代表晋宁运动早、晚两期。通过晋宁运动,扬子原地台周围固结扩大,到后来形成大型稳定的扬子地台。

总之,从太古宙到元古宙,中国南北地层分布不同的特点,说明地壳发展的不平衡性,北方在早元古代末吕梁运动之后已经形成稳定的基底,其上的活动区只限于沉降带(与古陆边缘断裂有关),火山活动不多;从晚元古代开始,已几乎全部固结,形成华北地台;而南方则在扬子原地台的两侧,活动相当强烈,特别是从中元古代起,发育了边缘海及岛弧海,火山活动相当频繁,经晋宁运动,原地台扩大才发展为扬子地台。这种在同一时期北方相对稳定、南方相对活动的特征,一直延续到古生代。

三、中国元古宙的矿产

元古代所经历的时间很长,沉积的厚度也很大,如燕山地区中、上元古界最厚达 10000m,相当于同一地区古生界地层的若干倍。因此,这一部分地层中含有比较丰富的矿产。

(一) 铁矿

中元古代,在华北地区,特别是沿内蒙古古陆的南侧,沉积了大量浅海相鲕状和肾状赤铁矿。以河北宣化、龙关一带的宣龙式铁矿最为典型。矿层位于长城系串岭沟组底部(图 11-8, 11-9),多为富矿。这些都是吕梁运动后,古陆经长期风化和剥蚀作用,铁质在滨海地区不断富集形成沉积赤铁矿。

在燕山地区的蓟县系铁岭组中,也可见到沉积赤铁矿,称四海式铁矿(因北京延庆四海而命名)。在青白口系下马岭组底部,有时也存在一层不规则的风化壳型铁矿。

(二) 锰矿

在华北地区长城系高于庄组中下部,常夹有一层锰矿或含锰页岩及含锰灰岩。如在蓟县高于庄组中有含锰带,称蓟县式锰矿,但多为低品位。除此,在蓟县系铁岭组中部,含铁锰,在辽宁朝阳瓦房子一带形成锰矿层,称瓦房子式锰矿。

(三) 其他

在苏北东海锦屏山、皖北大别山等处,下元古界变质岩中形成重要磷矿,称东海式磷矿。在北方长城系串岭沟组和大虹峪组中常含有含钾层位(绿色海绿石页岩)。在豫北发现含钾页岩矿床,即位于串岭沟组中。最近,在华北平原掩覆下的雾迷山组白云岩中发现储藏大量石油,如华北油田(河北任丘)最早发现古潜山油田,这些含油古潜山就是由雾迷山组白云岩构成的。

此外,在北方元古界中有大量的碳酸盐沉积,其最大特征为富含镁质,绝大部分为白云岩和白云质灰岩,质纯者可作为冶金熔剂。其中辽宁大石桥一带的下元古界辽河群中产有大型菱镁矿床。中、上元古界中纯灰岩不多,在燕山地区一些地方的高于庄组上部、铁岭组上部等,有较纯灰岩,可以作为水泥和石灰等原料。含有叠层石的白云岩及白云质灰岩,磨光后是美观的建筑材料。

第三节 震旦纪

震旦纪距今 8—6 (5.7) 亿年, 属于新元古代的晚期。震旦为中国之古称, 作为地层专名, 始于德国 F.von 李希霍芬。1922 年 A.W. 葛利普根据对中国地层的研究重新厘订震旦系的涵义, 正式提出震旦系是系一级的地层单位。1924 年李四光、赵亚曾在长江三峡地区建立完整的震旦系剖面; 后来高振西等在蓟县建立了华北地区的震旦系标准剖面。近年用同位素测定, 北方的震旦系年龄为 18—10 亿年; 而南方震旦系则为 8—6 亿年, 二者不是同时关系而是上下关系。当今以兴隆蓟县剖面为代表的原震旦系已划归中、上元古界。本节所说的震旦纪是指以长江三峡剖面为代表的震旦纪, 属于新元古代最后期的一个纪, 是从元古宙向古生代寒武纪过渡的一个纪, 也是在中国命名并向国际推荐的一个纪一级的地质年代单位。震旦纪形成的地层为震旦系 (Z), 震旦纪划分为早、晚两个世, 相应地层为下、上两个统 (Z_1, Z_2)。

一、世界古地理基本轮廓

到了元古宙末期即震旦纪, 大陆壳已经形成许多大规模的稳定的部分——古地台。构成古地台基底的岩石都是变质的岩石, 如各种片麻岩、角闪岩、混合岩、片岩、千枚岩、大理岩、石英岩等, 厚度很大, 其中经常穿插着各种侵入体。这些古地台, 有的部分到后来一直屹立于海面之上, 未接受新的沉积, 构成地盾部分; 但大部分又经历了多次沧桑变化, 为以后的盖层所覆盖, 一般认为从震旦纪开始, 才在稳定的地台上发育了稳定类型的盖层。因此, 从大地构造演化或沉积发育的角度来看, 震旦纪处于从新元古代向古生代过渡的阶段, 它既是前古生代的尾声, 也是古生代的序幕。这时候全世界形成的古地台有 (图 11-11) :

- . 中国地台 (主要包括华北地台, 塔里木地台, 扬子地台);
- . 西伯利亚地台 (又称安卡拉地台);
- . 俄罗斯地台 (又称东欧地台, 包括俄罗斯、波罗的海沿岸、芬兰及斯堪的纳维亚半岛大部地区);
- . 加拿大地台 (又称北美地台, 包括美国中北部、加拿大地盾, 格陵兰地台);
- . 巴西地台 (又称南美地台, 主要包括巴西);
- . 非洲地台 (除去非洲北部及南部, 包括非洲的广大地区、马达加斯加岛和阿拉伯半岛地块);
- . 印度地台 (包括印度中南部);
- . 澳大利亚地台 (包括澳大利亚中、西部)。

根据南半球地台分布情况及构造特点, 上述巴西地台、非洲地台、印度

地台和澳大利亚地台是一个稳定的联合古陆，在中生代以前它们还没有分裂，总称冈瓦纳古陆。

在古地台之间或其周围，是一些相对活动的地带，从大地构造角度叫地槽，从古地理角度可以叫海槽。各地槽的名称和分布如图 11-11 所示。在地槽中进行着剧烈拗陷和巨厚沉积。与此同时，在许多古陆上有海水侵入形成浅海，在其中进行了数百到数千米的沉积，形成地台的盖层。但也有些古陆，如加拿大古陆中心部分，以及南方的冈瓦纳古陆等，则长期位于海面之上，没有接受沉积。

从板块角度推测，从震旦纪开始，直到古生代末期，是冈瓦纳古陆联合阶段，而北方古陆则处于分裂阶段。到后来则正相反，冈瓦纳古陆逐渐解体，而北方各陆则趋向于联合。

二、繁盛藻类和后生动物大量出现

震旦纪生物界的演化与前期相比，出现迅速和突变的趋势。总的说来，早震旦世（距今 8—7 亿年）大体是继承青白口纪，微古植物群（如各种刺球藻，属种繁多）和宏观藻类非常繁盛，后者在地层中形成多种叠层石。在皖南震旦系蓝田组中还发现丛状藻类（Epiphytales）植物群，具有明显的分枝现象，属于红藻门，是地质历史上出现最早的灌木丛状原叶体大型藻类植物群。这种植物在以后的早寒武世大量繁衍起来。

晚震旦世时，门类多样的后生动物大量出现，反映生物界的一次飞跃。首先是在澳大利亚南部弗林德斯山伊迪卡拉（Ediacara）发现了丰富的无壳动物，其中以腔肠动物门水母类为主，兼有环节动物及可能属于节肢动物的一些化石，是一个以软躯体后生动物为主体的动物群，称为伊迪卡拉裸露动物群。由于这类动物缺少硬体，很难成为化石保存下来。但该动物群的一些分子目前已在欧、亚、非、美等洲发现。中国近年也不断报道黑龙江、陕南、辽宁、湖南等地发现伊迪卡拉群化石，其中主要为蠕形动物和腔肠动物，而前者横向分布更广，纵向分布亦较长；腔肠动物主要为类水母动物，如环轮水母（Cyclomedusa）属；在三峡地区震旦系上统还发现了海鳃目的恰尼虫（Charnia）属。

总之，从生物地层学角度，如后生动物的大量出现和高级藻类的繁盛，震旦纪具有承前启后的特色，是寒武纪生物群发展的前奏，或者说地质历史即将进入一个新纪元。

三、中国震旦纪古地理轮廓及震旦系

震旦纪到来之前，在中国曾发生一次强烈而影响宽广的构造运动，即晋宁运动。受晋宁运动影响，中国古地理形成一种新的格局（图 11-12），许

多地区隆起为陆，如从西到东，横亘着断续的稳定地带，塔里木地台、柴达木地块、华北地台等几乎连成一体，特别是华北和东北广大地区在震旦纪始终屹立于海面之上，称为华北古陆。中国南部的扬子地台，也出露于海面之上，称为扬子古陆，和其东部的淮扬古陆等连在一起。古陆的周围或边缘，则是拗陷活动地带，北边是天山-蒙古-兴安地槽，南边是昆仑地槽、祁连地槽、秦岭地槽。扬子古陆西侧川滇地区是活动地带；它的东侧湘、桂、皖、浙、闽、粤一带，震旦纪长期海侵，有些岛屿耸立海水之中，称为华夏岛海，这也是非常活动的地带。

震旦纪地层在华南广泛发育，西北地区也有分布，华北地区因当时形成古陆，未曾沉积震旦系，只在南缘和东缘（如辽南、胶东地区）略有分布。震旦系可分两种主要类型，即北方型和南方型。北方型主要分布在华北地台东缘，早期以滨海相为主，沉积物为砂岩、页岩，含海绿石；晚期以浅海相为主，沉积物为碳酸盐岩；末期发生海退，又以砂页岩为主。南方型广泛分布于华南各省以及青海和新疆的局部地区，沉积相和华北有近似处，具明显的二分特点，即早期以陆相-滨海相沉积为主，多为碎屑沉积（紫红色砂岩、砾岩等），并有火山岩及火山碎屑岩，早震旦世晚期发生大面积冰川作用，冰碛层分布极为广泛（图 11-12）；晚期浅海广布，以碳酸盐岩沉积为主，形成白云岩-硅质岩建造。中国各地震旦系划分和对比见表 11-4。

湖北宜昌三峡地区为中国震旦系标准剖面出露地区，其地层划分和岩性特征见表 10-5。从剖面中可以看出地史发展的几个特点：1) 地层二分相明显，反映由陆相、滨海相向浅海相发展的海侵过程；2) 早震旦世开始，有火山活动，莲沱组中有凝灰岩沉积；3) 早震旦世曾经发生冰川作用，以南沱组中含冰碛岩为代表；4) 震旦系底部与上太古界崆岭群呈不整合接触，说明震旦纪之前有一次构造运动，即晋宁运动；5) 震旦系上统称灯影组，主为浅海相碳酸盐沉积，在其顶部（天柱山段）近年发现小型软舌螺等化石，通称小壳化石。国际上认为寒武系底界应从过去的三叶虫带下移至始见小壳化石的层位，因此灯影组顶部小壳化石带成为连续剖面中震旦系与寒武系的重要界线模式之一（云南亦具备此种模式）。

表 11-4 中国震旦系（部分）划分对比简表（据邢裕盛）

| 地区 | | 鄂西 | 滇东 | 皖南 | 皖北 | 辽东 | 新疆 | |
|------|------|------|------|-------------|--------------|-------------|-----------------|-------|
| 地层 | 下寒武统 | | 渔户村组 | 荷塘组 | 沟后组上段 | 大林子组 | 西山布拉克组 | |
| | 上统 | 灯影组 | 东龙潭组 | 皮园村组 | 淮北群 | 辽南群 | 汉格尔乔克组 | |
| 震旦系 | | 陡山沱组 | 鲁拿寺组 | 蓝田组 | | | | |
| | 下统 | 南沱组 | 南沱组 | 雷公坞组 | 淮南群 | 寿县组 | 长岭子组 | 育肯沟组 |
| | | 大塘坡组 | | 洋安组 | | | | 特瑞爱肯组 |
| | 古城组 | | 下涯埠组 | 刘老碑组 | 复州群 | 桥头组 | 阿勒通沟组 | |
| | 莲沱组 | 澄江组 | 休宁组 | | | | 照壁山组 | |
| | | | | | | | 贝义西组 | |
| 下伏地层 | | 斗坪群 | 昆阳群 | 青白口系 铺岭组 | 青白口系 管家郢组 | 青白口系 南芬组 | 青白口系 北塞纳尔塔格组 | |

注：表中年龄数字，单位 100 万年； 冰碛岩；
断线表示平行不整合；折线表示角度不整合，大部分表示晋宁运动。

中国的震旦系具有全球性意义（此外还有俄、澳、加拿大等）。从地壳演化、生物演化、古气候角度，震旦纪都代表一个特定的地质历史时期。近年我国对三峡、云南等震旦系进行了比较深入研究，已获得丰富的生物地层学、同位素年代学、磁性地层学等资料。1988 年末，国际上决定在前寒武系最上部建立一个新系（纪），中国震旦系是建立这个新系的重要候选者之一。

表 11-5 三峡地区震旦系剖面

| 地 层 | | 厚度 (m) | 岩 性 | |
|------|------|----------|---|--|
| 震旦系 | 下寒武统 | 水井沱组 | 灰绿色页岩夹灰岩, 含莱氏三叶虫等化石 | |
| | | 天柱山段 | 灰白色含磷砂质白云岩, 富含小壳化石 | |
| | 上统 | 灯影组 | 白马沱段 | 灰白色, 中、厚层细晶白云岩, 硅质白云岩夹燧石层及燧石结核, 含藻类及孢子 |
| | | | 石板滩段 | 黑色薄层沥青质石灰岩及硅质石灰岩, 含藻类及孢子 |
| | | 蛤蟆井段 | | 灰白色硅质内碎屑白云岩, 夹鲕状白云岩, 白云质灰岩 |
| | | | | |
| | 下统 | 陡山沱组 | | 灰、褐灰色细晶白云岩, 灰白色细晶白云岩夹黑色炭质页岩, 含孢子 |
| | | | 南沱组 | 暗绿、灰绿色糙冰碛泥砾岩 |
| | | 大塘坡组 | | 黑色薄层炭质粉砂岩及砂质页岩夹含锰灰岩 |
| | | | 古城组 | 灰绿色冰碛砾岩, 中部为冰碛纹泥岩 |
| 系 | 莲沱组 | | 紫红色厚层含砾长石石英砂岩, 紫红、灰绿色细岩屑砂岩, 长石质砂岩, 晶屑、玻屑凝灰岩, 下部含微植物 | |
| | | | 片麻岩, 黑云母斜长花岗岩 | |
| 前震旦系 | 崆岭群 | | | |

四、最古老的一次大冰期——震旦纪冰期

在震旦纪时, 不仅中国许多地方发现有冰川沉积, 而且在澳大利亚、非洲、南美、北美、亚欧等大陆上普遍出现冰川, 这是已知的具有世界意义的最古老的一次冰期——震旦纪大冰期。

这次大冰期至少可能包括两期: 一是 7.4—7 亿年, 冰碛层分布最广; 一是 6.5 亿年。在前一冰期之后, 许多地方形成膏盐和白云岩沉积, 说明气候转为干燥炎热。在后一冰期之后, 世界许多地方发现了以伊迪卡拉动物群为代表的软体裸露动物群, 这也说明气候状况有很大变化。

我国震旦纪冰期遗迹, 最早是在湖北宜昌南沱发现的南沱冰碛层。以后, 在滇、湘、黔、鄂、赣、皖、豫、甘、宁、新等省区都相继发现。所以, 冰川广泛分布是震旦纪一个重要的地质事件。

五、中国震旦系矿产

震旦纪是沉积矿产的重要成矿期之一。这一时期主要形成铁、锰、磷、盐类等矿产, 分布于中南及西南各省。其中具代表性的有湘、鄂一带南沱组的锰矿, 川西观音崖组的铁矿, 湘、鄂、黔地区陡山沱组的磷矿。含磷建造主要形成于晚震旦世早期, 当时已处于冰川时期之后, 中国大部地区低平, 气候变暖, 华南和西北地区广泛海侵, 沉积了碎屑岩, 并形成磷矿。晚震旦世晚期, 浅海广阔, 气候渐趋干热, 白云岩等发育, 川南、黔北有蒸发海盆

出现，形成膏盐建造。上述各矿，以磷矿分布面积广、储量大，具有重要经济意义。磷矿和盐矿也是世界范围内的成矿时期。另外，1955年，在西北祁连山地区变质岩层中，发现有铁矿，矿床与火山喷发活动有关，称镜铁山式铁矿。含铁层位近年研究，为震旦系。这一发现对在西北下古生界中寻找铁矿有重要意义。

第十二章 早古生代

古生代因地史上出现大批较高级生物而得名。它又可以分为早古生代 (Pz_1) 和晚古生代 (Pz_2)。

早古生代距今 6 (5.7) —4.09 亿年。早古生代形成的地层叫下古生界。它划分为三个纪, 即寒武纪、奥陶纪和志留纪。寒武纪是古生代的第一个纪, 约开始于 5.7 亿年 (另一种意见开始于 6 亿年) 前, 结束于 5.1 亿年前。寒武纪形成的地层称寒武系 (\mathcal{C}), 1835 年英国 A. 塞奇威克取名于英国西部威尔士的坎布连山脉 (Cambrian 日译寒武, 我国沿用)。志留纪约开始于 4.39 亿年前, 结束于 4.09 亿年前。志留纪形成的地层称志留系 (S), 1835 年英国 R. I. 莫企逊取名于英国南威尔士地区的一个古老部族的名称 (Silures)。1879 年, 英国 C. 拉普沃思将上述二人命名的寒武系和志留系的重复部分划分出来, 称奥陶系 (O), 取名于英国威尔士地区的古民族名称 (Ordovices)。形成奥陶系的时代为奥陶纪, 约开始于 5.1 亿年至 4.39 亿年前。

早古生代和它以前的时代相比, 在古地理、古生物、沉积环境、地壳运动等方面, 都有很大差异。在大陆壳地区, 早古生代海洋占绝对优势, 陆地不多, 因此下古生界几乎都是海相沉积, 少有陆相沉积。海水中无脊椎动物种类繁多, 空前繁盛, 陆生植物很少。这些特征标志着地质历史发展进入一个新的阶段。

第一节 动物界的第一次大发展——海生无脊椎动物时代

最早划定寒武系，是以大量三叶虫突然出现为标志。后来发现在寒武系底部（如云南晋宁梅树村组）或震旦系顶部（如三峡灯影组上部）含有大量个体微小的原始硬壳无脊椎动物化石，如软舌螺、腹足类、腕足类、棱管壳、齿形壳等（统称为小壳动物群），故在国际上决定以地层中开始出现小壳化石的层位作为寒武系的底界。梅树村组（阶）剖面第一化石带有希望作为寒武系与前寒武系界线层型。

寒武纪已发现动物化石 2500 多种，除脊椎动物外，几乎所有门类都有了。其中最多的是节肢动物中的三叶虫，其数量占生物分类总数的 60—70%，故寒武纪又称“三叶虫时代”；其次为腕足类动物，约占 20—30%；其他无脊椎动物占 10—15%，包括海绵动物、古杯动物、腔肠动物（如珊瑚）、软体动物（如头足类）、环节动物、牙形石、棘皮动物、笔石动物等。因此，早古生代是海生无脊椎动物空前繁盛的时代。

三叶虫是比较高级的节肢动物，种类繁多，形体大小不一，一般长数厘米，大部分游移于浅海底，以其他动物或其尸体为食料。其躯体各部分结构已经分化得很好，可以横分为头、胸、尾三部，又可纵分为中轴和左右肋叶三部分，所以叫三叶虫。头部结构复杂，有一对眼睛；胸部有若干个胸节；尾部也有各种形状。头胸尾三部都有多节的附肢。我国已经描述过的三叶虫有 1200 多种。其中有些是很好的标准化石。如图 12-1 中莱氏虫（ ϵ_1 ）、德氏虫（ ϵ_2 ）、蝙蝠虫（ ϵ_3 ）等都是。三叶虫以寒武纪为最盛，到古生代末就完全绝灭了。腕足类是具有两片硬壳的浅海

底栖动物，两壳一大一小，但每一片壳是左右对称的。这种动物多数可以从两壳后端伸出一条肉茎，用以插入泥沙，固着海底生活。腕足类在整个古生代都很繁盛，如图中扬子贝是中奥陶世的标准化石，但以志留纪为最盛，是腕足类的“壮年时代”，到中生代以后就衰落了，目前海洋中只剩下不多的种属。笔石是已经绝灭了的小型群体海生动物，开始出现于中寒武世，特别繁盛于奥陶纪和志留纪，演化很快，形体多种多样，是很好的标准化石。这种化石多保存在页岩特别是黑色页岩里，很像是笔迹，因此叫笔石。珊瑚是生活于温暖、清澈浅海中的一类腔肠动物，单体或群体，可以分泌灰质形成体内隔壁及外壳等硬体，种类很多。中国南方志留系中常有由蜂房珊瑚和链珊瑚构成的珊瑚礁灰岩。头足类是软体动物中构造最复杂的一类，头上生有许多触手，和现在的乌贼属于同类，可以在海中漂游，但是早古生代的头足类具有一个锥形外壳，壳内分成许多房室，外形像牛角，故称角石。如中国北方的珠角石、南方的直角石都是中奥陶世的标准化石。牙形石又名牙形刺，形体微小，外形很像虫牙，由磷酸钙 2 组成。形状呈直单锥刺状或弯曲单锥刺状，一般小于 1mm，最大约 5mm。其分类位置有多种说法。但从寒武

纪至三叠纪，分布于世界各地海相地层中，演化迅速，成为地层划分和对比的重要微化石。

从奥陶纪开始，主要是志留纪，出现了淡水原始鱼类无颌类，属于脊椎动物，说明一个新的时代即将来临。在植物界方面，寒武、奥陶纪都是以海生藻类为主，到了志留纪，已出现半陆生的裸蕨植物，也意味着即将进入一个新的时代。

人们很早注意到，从寒武纪一开始生物界便呈现爆发性增长的形势，称其为寒武纪生命“大爆炸”。1984年，中科院南京地质古生物研究所的科研人员在云南省澄江县发现5.3亿年前（相当早寒武世）的动物化石群，包括节肢类、脊索类、叶足类、腕足类等40多门类的80多种动物，引起国内外科学家的重视，认为这是地球生命演化史上的重大事件，是目前世界上能了解寒武纪生命“大爆炸”呈生命多样性的窗口和有力佐证。自然界的生命和发展过程，也和万事万物一样，既包含有缓慢的进化，也包含有迅速的飞跃。生物界在寒武纪以前，还是低级的原始的（单细胞的菌类、藻类等极低等生物），分布面积不广，分布密度也不大，特别是还未形成硬体，很难保存成为化石。寒武纪以前的漫长时代，是生物孕育、萌芽和发展的初期阶段，这种长期缓慢演化，为生物本身准备了质变的飞跃和大量繁殖的条件，因而一到寒武纪，在适宜的外界条件（如海水温度、成分、营养物质等）促使下，自然界的生命之火，即成燎原之势，出现动物界从软躯体到硬躯体、从单样性到多样性的飞跃和第一次大发展，并奠定了现代生命存在形式的基本框架。

第二节 加里东构造阶段世界古地理轮廓及地史特征

一、加里东运动和加里东构造阶段

早古生代初期的大地构造轮廓和震旦纪很相似。后来发生了具有世界影响的构造运动，引起了世界海陆形势的调整和变化，这就是加里东运动。从广义讲，发生在早古生代的构造运动称加里东运动；但狭义的加里东运动，则指志留纪后期的构造运动。早古生代这一时期，称为加里东构造阶段。从板块构造理论讲，基本上不提构造阶段，但可以理解为这一时期确实发生了某些板块碰撞事件，引起海陆格局的变化。

二、海洋占优势的时代

在前寒武纪末，世界上一方面出现了许多古陆，而另一方面各古陆之间又为地槽所分隔。进入古生代后，许多古陆重新为海水所浸漫，其中尤以奥陶纪海侵规模最大。从整体看来，早古生代仍然是海洋占优势的时代。

这时候既有剧烈拗陷的地槽纵横于地台之间，又有广阔的相对稳定的陆表浅海，从而提供了在其中不断进行沉积的场所。在地槽中沉积了上万米厚的下古生界，例如通过英国的加里东地槽，下古生界厚达 11500m。在许多地台陆表海中沉积了从几百米到几千米的海相地层，形成地台的下古生界盖层，如中国地台上的下古生界盖层厚约 600—3000m。

由于海水占优势，下古生界几乎全是海相地层，沉积基本上可分为两种类型：一是活动类型沉积，主要是在地槽中沉积的，厚度巨大，多复理石相碎屑岩、硅质岩、火山岩、页岩和少量碳酸盐岩等；一类是稳定类型沉积，主要是地台陆表海中沉积的，厚度较小，横向变化不大，以砂岩、页岩、石灰岩、白云岩等为主。

三、世界古地理格局及其演变

早古生代海陆分布形势，目前已经恢复出来的有各种不同模式。图 12-2 是其中之一。古生代初期，全球计有北美（相当槽台说的地块、地台，下同）、俄罗斯（欧洲）、西伯利亚、哈萨克斯坦、塔里木、华北（中朝）、华南（扬子）等古陆，以及包括南美、非洲、印度、南极洲、澳大利亚的冈瓦纳古陆。冈瓦纳古陆当时处于南半球高纬度地区，北半球各古陆则位于中、低纬度地区，特别是低纬度地区。介于北美和俄罗斯古陆之间是一片海洋，称古大西洋。俄罗斯与西伯利亚古陆之间是古乌拉尔海。西伯利亚古陆与华北古陆、塔里木古陆之间是古北亚海，包括祁连海。华北古陆与华南古陆之间是秦岭海。又如北美古陆、扬子古陆、澳洲古陆的外侧为古太平洋（分

别相当于阿巴拉契亚地槽、华夏活动带、塔斯马尼亚地槽)。北方各古陆和冈瓦纳古陆之间是东西横亘的古特提斯海(又称古地中海)。上述各古陆相当槽台说的地台,或相当板块说的板块。

志留纪末期,古大西洋逐渐变窄,北美板块向欧洲板块俯冲,形成加里东褶皱带,相当现在的西北欧及英国一带,从而使北美板块与欧洲板块对接,初步形成劳亚大陆(又称劳亚古陆或北方大陆 Laurasia),并导致古大西洋关闭。中国的祁连海,在志留纪末期,也封闭消失,使柴达木板块和华北(中朝)板块拼合在一起。此外,其他一些古海洋,如扬子板块、澳大利亚板块的外侧以及古特提斯海等,也都遭受加里东运动不同程度的影响,导致各大陆板块边缘的陆壳增生。总之,志留纪末期,亦即早古生代结束时,由于北方某些板块的拼接和增生,出现最大的海退时期(直到泥盆纪初),陆地面积扩大,陆表浅海面积缩小,这种环境的变化,必将导致生物界的重大变革,意味着一个新的时代即将到来。

四、早古生代气候

寒武纪大部地区气候比较温暖、干燥,如中国北部和东北南部,以及巴基斯坦等,都有红紫色页岩、食盐假晶(中国的馒头组)、具有紫红色氧化圈砾石的砾岩(即竹叶状灰岩)等沉积地层;中国的西南部、伊朗、西伯利亚中部、非洲摩洛哥等有岩盐、石膏等蒸发盐;在世界很多地方都分布有鲕状灰岩、白云岩等;还有在中国长江中下游和西南、新疆中天山、黑龙江北部,西伯利亚、澳大利亚、北美洲、摩洛哥、西班牙、意大利、挪威北部、南极,都发现有古杯动物灰岩和古杯礁(古杯动物是一种海生多细胞动物,有单体、群体之分,单体形似杯状,直径5—20mm,高10—30mm,过去名曰古杯海绵,目前认为单独成门,名为古杯动物门 Archaeocyatha,繁盛于早寒武世,分布遍及世界各地),古杯动物生活于不低于 25℃ 水温的海水中。以上事实都是说明当时气候情况的依据。

奥陶纪早、中期气候和寒武纪相似,气候比较温暖。当时北美、西伯利亚和中国华北地区,都有蒸发岩沉积,推测曾存在干热气候环境,属于低纬度地区。按古地磁数据,奥陶纪南极位于现在北非西北部,北极位于南太平洋。奥陶纪晚期,在冈瓦纳大陆的西部即非洲西北地区,出现大规模的大陆冰盖和冰海沉积,代表极地寒冷气候,这可能和当时其所处的地理位置是在南极圈内有关。晚奥陶世末期被认为是震旦纪以后的又一次大冰期,但时间短暂,对北方未产生重大影响,但当时出现一次大范围海退(如中国华北地区,晚奥陶世上升为陆,缺失上奥陶统沉积),被认为是由于这次大冰期的出现,导致全球海平面下降的缘故。

志留纪初期,当时南极冰盖迅速消融,导致大气环流减弱,纬向气候分

带不甚明显。有些浅海地方变为较深海水，环流不畅，含氧量降低，形成滞流环境。早志留世初期，全球广布黑色笔石页岩，表明滞流缺氧环境非常普遍。除高纬度的冈瓦纳大陆外，其他各板块大都处于温暖和干热气候条件下，如在北美和北欧都有碳酸盐岩和生物礁广泛分布；在欧洲、西伯利亚、哈萨克斯坦、华南各板块上均有海相红层发现；在西伯利亚、澳大利亚等地有蒸发岩发现，便是证明。

第三节 早古生代中国地史概况

一、三个主要稳定核心

早古生代，中国地壳构造是继承震旦纪发展的。概括而言，前寒武纪在中国形成了三个稳定核心。这就是前面曾经提到的华北地台、塔里木地台和扬子地台或者称它们为板块，基底是复杂的变质岩系，盖层主要是稳定沉积类型。

（一）华北地台

包括阴山-燕山与秦岭-大别山之间、贺兰山以东的近似三角形的广大地区，向东延伸包括东北南部、渤海、黄海北部，从地质构造上讲，也包括朝鲜北部，所以又称中朝地台。北边是蒙古-兴安地槽，南边是秦岭地槽，再南边是扬子地台，向西越过贺兰山与阿拉善地块相接。华北地台是中国最古老的地台，在 18 亿年前早元古代末吕梁运动后就形成了。随后在上面沉积了中、上元古界的巨厚盖层。震旦纪时海水退出，到了寒武纪海水重新进来，变成一片陆表浅海（图 12-3，图 12-4 上图），直到中奥陶世末，海水退出，又变成了一片和东北南部连在一起的广袤陆地，称为华北古陆。因此，华北地台在中、上元古界盖层之上，又叠加了寒武系和中、上奥陶统的盖层，主要为碳酸盐相建造。河北开平地区（现归唐山市）是华北地台稳定沉积型下古生界标准剖面的出露地区（图 12-5）。从山东济南向南到大汶口一线，也有良好剖面。许多地层名称都是源于以上地区。

（二）扬子地台

包括秦岭-大别山以南、雪峰山（湘）-怀玉山（赣）以北、龙门山（川）-哀牢山（滇）以东的广大地区，向东延展没于黄海南部。主要形成于元古宙末晋宁运动。震旦纪时海水广泛入侵，形成震旦系盖层。到寒武纪大部地区继续为海水所淹没（图 12-3，图 12-4 下图），到中志留世末发生全面海退，扬子地台变为扬子古陆。因此，扬子地台在基底之上形成震旦系盖层之后，继续累加了寒武系、奥陶系和下志留统的盖层，主要为碳酸盐建造、笔石页岩建造、砂页岩建造，湖北宜昌地区为标准剖面出露地区（图 12-5）。

（三）塔里木地台

位于天山、昆仑山和阿尔金山之间。由若干隆起带和拗陷带组成。北邻天山地槽，南接昆仑地槽，向东过阿拉善地块与华北地台断续相连。它也是形成于新元古代末晋宁运动。震旦纪和早古生代，部分地区有海水进来，形成滨海相及浅海相石灰岩、碎屑岩等盖层。但这一大块地方长期以隆起为主，直到第三纪晚期，随着青藏高原和天山褶皱带的隆起，地台大部分相对沉降，形成中国最大的内陆盆地。

还有准噶尔和柴达木地区，是相对稳定的地块。中国东南部，也是比较

稳定的地区，名为华夏地块。

围绕上述各地台（板块）或地台与地台之间，都是相对活动、拗陷较深的活动地带，如蒙古-兴安地槽、天山地槽、祁连地槽、秦岭地槽、昆仑地槽等，沉积厚度巨大，多碳酸盐岩、碎屑岩、火山岩、复理石等建造，岩浆活动频繁，有些地方形成蛇绿岩带。在扬子地台东南部，包括今皖南、苏南、浙西、湘、粤、桂、赣西等地，属于陆缘海性质，相对比较活动，向东越过岛弧带，为陆缘外海，拗陷较深，沉积很厚（图 12-4 下图）。

二、加里东运动对中国的影响

到了古生代中末期，由于加里东运动海陆分布和大地构造情况发生了较大变化。首先，在晚奥陶世华北地台海退，形成广大古陆。以后华北地台的北缘发生破碎，有岛弧发育，并向南叠接，形成加里东褶皱带；华北地台的南缘北秦岭地槽，也形成加里东叠接带；志留纪末期，祁连地槽褶皱隆起。这样，柴达木地块和阿拉善地块对接；扬子地台与华北地台部分对接，稳定地区进一步扩大。特别是位于扬子地台和华夏地块之间的东南部活动带，受到加里东运动的影响尤为强烈，二者对接碰撞，形成一条宽广的加里东造山带。

三、从中国下古生界看中国地史发展主要特征

由于加里东运动，志留纪末期发生了最大的海退，海水面积缩小，古陆面积扩大，地理环境发生很大变化。

表 12-1 是中国部分下古生界地层划分对比表。表中列举了三类代表地区，即北部稳定区（华北地台）、南部稳定地区（扬子地台）和东南活动区。北部稳定区以河北省唐山市开平为代表，岩层出露完全，构造简单，岩性典型而横向少变化，如下寒武统馒头组以紫红色页岩为主，中寒武统张夏组以鲕状灰岩为主，上寒武统以含竹叶状灰岩为标志；至奥陶系则从薄层灰岩、白云岩发育成中、下统马家沟组厚层纯灰岩。下古生界盖层总厚度可达 1400m 左右，反映一次海侵海退过程。南方稳定区以鄂西宜昌为代表，从下寒武统砂页岩过渡到中、上寒武及奥陶系碳酸盐岩，也反映一次海侵过程；但到早志留纪，沉积了厚度较大、含有笔石的黑色页岩沉积，通称笔石页岩相，反映海水滞流，局部地区海水较深，一般生物不能存活。但中志留世以后也发生大规模海退，下古生界总厚度可达 2000m 以上，最厚可达三、四千米以上。东南活动带沉积厚度更大，横向变化也很大。

表 12-1 中国部分下古生界地层划分对比表

| 地区 | | 北部稳定区 | 南部稳定区 | | 东南活动区 |
|-------|-------------------|------------|--------------------------|-------------|--------------|
| 志留系 S | 上统 S ₃ | 河北开平 | 滇东 玉龙寺组 妙高组 关底组 | 鄂西 | 浙西 |
| | 中统 S ₂ | | 纱帽组 罗惹坪组 龙马溪组 | | |
| | 下统 S ₁ | | | 五峰组 临湘组 | |
| | 上统 O ₂ | | 文昌组 长坞组 黄泥岗组 | | |
| 奥陶系 O | 中统 O ₁ | 上马家沟组 | 宝塔组 庙坡组 | 砚瓦山组 胡乐组 | |
| | 下统 O ₁ | 下马家沟组 | 牯牛潭组 大湾组 | 牛上组 宁国组 | |
| | | 亮甲山组 | 红花园组 | 印渚埠组 | |
| | | 治里组 | 分乡组 南津关组 | | |
| 寒武系 | 上统 | 凤山组 | | 三游洞群 | 西阳山组 |
| | | 长山组 菡山组 | | | 华严寺组 |
| | | 中统 | | 张夏组 | 双龙潭组 徒坡寺组 |
| | 徐庄组 毛庄组 | 龙王庙组 | 石龙洞组 | | |
| | 下统 | 馒头组 | 沧浪铺组 | 天河板组 石牌组 | 大陈岭组 |
| | | 府君山组 | 筇竹寺组 | 水井沱组 | |
| | | | 梅树村组 | | |
| | | | | | |

上马家沟组，一种意见划分为下奥陶统

根据表 12-1 和图 12-5，大体可以看出如下地史发展特征：(1) 中国南

方，寒武纪海水入侵较早，故下寒武统地层齐全，化石也较丰富，如云南划分为梅树村组、筇竹寺组、沧浪铺组、龙王庙组，是中国下寒武统标准剖面出露的典型地区。中国北部，寒武纪海水入侵稍晚，故下寒武统层位 2 略高。但中、上寒武统岩层发育较好，依次划分为“毛庄组、徐庄组、张夏组和崮山组、长山组、凤山组，是北方稳定型地层划分的典型地区。（2）中国南方海水退出也较晚，如扬子地台大部地区从中志留世开始海退；而中国北方海水退出较早，如华北地台从上奥陶世开始海退。因此，南方下古生界包括寒武系、奥陶系和下志留统（局部地区可能有中、上志留统），而北方下古生界只有寒武系和下、中奥陶统，缺上奥陶统和志留系。（3）从图上看，南方下古生界厚度较大，岩性也比较复杂；而北方下古生界厚度较小，岩性比较单纯，说明南方陆壳比北方的活动性要大些。（4）志留系全部缺失或部分缺失，是加里东构造运动的反映，此时由于地台对接，或者地台边缘褶皱，陆地面积增生，海水覆盖面积减少，地理面貌发生了重大变化。

四、中国早古生代矿产

据现有资料，我国下古生界中已发现磷、石膏等重要矿产。

（一）磷（磷块岩）矿

云南东部（昆阳）、四川西部（峨眉）、贵州（开阳）、湖北北部（襄阳）、湖南西部以及安徽中部等地的下寒武统底部，有分布普遍的磷矿层位，并形成重要矿床。重要磷矿主要分布于古陆边缘地带，如康滇古陆东侧，江南古陆西侧，秦岭淮阳古陆两侧。由于古陆长期风化剥蚀，在海侵过程中含磷物质大量搬运入海，沉积成矿。寒武系底部磷矿是我国重要的磷矿资源，对于发展农业生产有很重要的作用。

（二）石膏

在山西吕梁山东麓，中奥陶统马家沟组灰岩上部，含有石膏层，厚数米至十数米。山西西北部黄河附近，中奥陶统灰岩中也有石膏与白云岩共生。中奥陶世后期，发生海退，而当时山西一带地势较高，因此出现一些潟湖和闭塞海湾，石膏的形成可能与此有关。

（三）石灰岩

我国下古生界为海相岩层，其中石灰岩分布很广。特别是在华北及东北南部，因中奥陶世海侵达到最高潮，普遍沉积了厚层而质纯的石灰岩（马家沟组灰岩），为具有工业价值的水泥原料及冶金工业原料。

此外，在西北祁连山一带下古生界中发现有与地壳强烈拗陷及火山喷发有关的铜矿。近来在太行山东麓下寒武统馒头组页岩中发现含铜砂页岩，可以作为找铜矿的线索。在我国南部的下寒武统地层中往往含有“石煤”层，炭质含量高的可作燃料，其中还常含有稀有元素和放射性元素，具有更大价

值。川西地区，由于中奥陶世海侵超覆，在中奥陶统底部的侵蚀面上有鲕状赤铁矿层。滇东地区，在上志留统地层中夹有铝土矿层位。

第十三章 晚古生代

晚古生代距今 4.09—2.5 亿年，晚古生代形成的地层称上古生界，地层年代符号是 Pz_2 。它划分为三个纪，即泥盆纪、石炭纪、二叠纪。泥盆纪距今 4.09—3.62 亿年，这个时期形成的地层称泥盆系 (D)，该名来源于英国南部的德文郡 (Devon)，1839 年 A. 塞奇威克和 R. I. 莫企逊命名，De-von 日译泥盆，我国沿用。石炭纪距今 3.62—2.90 亿年，这个时期形成的地层称石炭系 (C)，石炭纪是因其地层中含煤而得名，1822 年首见于 W.D. 科尼比尔《英格兰和威尔士的地质报告》。石炭系二分性明显，下部以海相灰岩为主，上部以海陆交互相和陆相含煤沉积为主。因此，西欧把石炭系分为两个系，下部称狄南系，上部称西里西亚系。北美也是这样，1891 年 H.S. 威廉斯把石炭系划分为下部的密西西比系和上部的宾夕法尼亚系。前苏联、中国和日本，均采用三分法，即石炭纪分为早、中、晚三个世，相应地层划分为下、中、上三个统。1979 年中国全国地层会议以来，有些地质学者主张中国的石炭系也应二分，下统称丰宁统，上统称壶天统，但尚未完全统一。二叠纪是古生代最后一个纪，距今 2.90—2.50 年，其相应地层称二叠系 (P)，该名来源于俄国乌拉尔西坡的彼尔姆 (Perm) 州，1841 年 R. I. 莫企逊命名；但二叠是两层相叠的意思，1859 年马考 (Marcou) 根据德国地方性名称 Dyas 意译而来，德国地层二分性明显，下部为红色砂岩，陆相；上部为镁质灰岩，海相。现在全世界采用彼尔姆纪 (Permian)；中国和日本等习惯译称二叠纪。

晚古生代，在加里东运动之后随着陆地面积的不断扩大，陆生生物开始大量发生和繁盛。植物界从水生发展到陆生，蕨类植物达到极盛，晚古生代晚期出现了裸子植物。动物界从无脊椎动物发展到脊椎动物，鱼类和无颌类广布于泥盆纪，两栖类全盛于石炭纪和二叠纪。晚古生代发生了两次生物集群绝灭，一是在晚泥盆世生物量的突然变化和生态系的更替；一是在二叠纪末许多无脊椎动物如三叶虫、蜓、四射珊瑚和床板珊瑚（珊瑚中的两大类）、大部分腕足动物的绝灭，成为划分古生代和中生代的标志。

晚古生代陆生植物繁生，是地史上形成大规模煤炭的时代。晚古生代后期冈瓦纳大陆是冰川广布的时代。晚古生代发生海西运动，主要板块发生碰撞，大部分地槽和活动带（除去古特提斯海和古太平洋边缘活动带）褶皱成山，形成统一的劳亚古陆，同时与冈瓦纳古陆相接形成联合古陆。

第一节 晚古生代生物界的飞跃发展

一、植物界的第一次大发展——蕨类时代

地球上的植物，最初以原始形态出现于海水中，到元古宙海水中藻类空前繁盛。陆地上在一段漫长时期内，几乎没有植物。早古生代的地壳运动（加里东运动）使海域缩小，陆地扩大，出现了大面积的低湿平原、洼地或湖泊，为植物“征服”大陆提供了外界条件，促进那些本身具备了发展条件的植物，从水生转为陆生，并逐渐向高等植物演化。由于植物繁茂，大气和水体中的氧也更丰富。

志留纪已开始发现原始的裸蕨植物，但此是陆生植物的先驱。到泥盆纪才有相当繁盛以裸蕨（图 13-1A）为代表的陆生植物群。

所以，泥盆纪又称裸蕨时代。这是植物界的第一次大发展。这种植物茎的分化还很不完全，没有叶子，只有枝的分叉，是最原始的陆生孢子植物（图 13-1A）。这种植物还不能真正适应广大的大陆环境，到泥盆纪晚期就完全绝灭了。到了石炭二叠纪，代之而起的是较高级的植物（图 13-1），包括石松类、节蕨类和种子蕨类等，如芦木、楔叶木、鳞木、封印木、科达树、翅羊齿、楔羊齿、细羊齿、大羽羊齿等。这时候植物才从海滨地带延伸到大陆内部，出现了万木参天、郁郁葱葱的景象。因此，石炭二叠纪又称蕨类时代。这些植物组成的巨大森林由于地壳的下降运动和流水冲刷常常被泥沙所埋藏，而新的森林又在埋藏层上继续成长，这样周而复始，形成了许多煤层，所以石

炭二叠纪是地史上最重要的成煤时代之一。到了晚二叠世，因为地壳运动十分强烈，环境变化很大，能适应多种环境的以松柏类和苏铁类为代表的裸子植物便相继大量出现了。

二、动物界的两次大飞跃——从无脊椎到有脊椎，从水中到陆上

早古生代是海生无脊椎动物空前繁盛的时代。到泥盆纪，三叶虫类逐渐减少，繁盛于奥陶纪和志留纪的笔石类延续至早泥盆世后期已全部绝灭。但珊瑚类、腕足类、双壳类、腹足类等科属数量达到极盛。属于软体动物的头足类菊石（纲）动物在海中开始繁盛，具有小型锥壳的竹节石也大量漂浮洋面。许多海洋热带底栖动物如层孔虫、苔藓虫、四射珊瑚、床板珊瑚在上古生界地层中常常形成礁体。珊瑚类、腕足类等有许多属种都是上古生界的标准化石（图 13-2B-F），如拖鞋珊瑚（D₂）、多角珊瑚（D）、鹦头贝（D₂）、

云南贝 (D_3)、中国石燕 (D_3)、长身贝 (C—P) 等。牙形石仍是地层划分和对比的重要依据。从早石炭世晚期开始, 有一种海生动物称为蜓的, 突然繁盛起来, 演化迅速, 层位稳定, 成为石炭-二叠系的重要分带化石。蜓 (图 13-2A) 又叫纺锤虫, 属于原生动物有孔虫类, 具纺锤形或球形外壳, 一般只有几毫米大小, 壳内具许多房室, 构造各异, 种类繁多。另外, 在陆上因有大规模森林出现, 石炭-二叠纪昆虫类空前繁盛, 已知昆虫种类达 1300 种以上, 大型蜻蜓展翅宽达 50—60cm, 创古今昆虫中身体最大的记录。因陆地面积扩大, 淡水软体动物也逐渐

特别应当指出的是, 有些动物经过复杂的演变, 从无脊椎动物中分化出来, 这就是从志留纪开始出现而繁盛于泥盆纪的鱼类 (图 13-2G)。因此, 泥盆纪又称鱼类时代。我国泥盆纪鱼类超过 52 个属, 多数在江南发现。当时的鱼类多身披骨甲, 没有上下颌骨, 称胴甲鱼类或无颌类 (通称甲胄鱼); 也没有骨质的中轴骨骼或脊椎, 中轴还是很原始的。但这种动物一经出现, 这就为向高等脊椎动物发展提供了基础。从无脊椎动物发展到脊椎动物, 这是动物界发展历史的一次大飞跃。

到了石炭纪, 有一种叫总鳍鱼的鱼, 逐渐演化成两栖类。因在晚古生代后期, 地壳运动强烈, 环境多变, 许多地方海退, 出现湖泊沼泽。这种总鳍鱼具有坚硬的鳍, 内有和陆上四足动物相似的骨骼, 同时, 它们平时在水里呼吸, 而遇到干旱水涸季节, 还可以在空气中呼吸, 甚至可以勉强用鳍代替四肢在陆上移动。再进一步演化, 终于形成两栖类, 最常见的为迷齿类, 又称坚头类, 广泛生活于成煤沼泽环境 (图 13-2H)。所以石炭二叠纪又称为两栖类时代。从水到陆这是动物界发展史上的又一次飞跃。

到了中晚石炭世, 随着陆地面积增大和地势分异加剧, 许多地方进一步转化为广阔的内陆河湖盆地。气候由潮湿向干燥变化。两栖类为适应离水较远的生活条件, 其中一支进化到原始的爬行动物。两栖动物产卵和繁殖后代, 不能脱离水体; 而爬行动物则完全可以在陆上产卵和繁殖后代, 真正地“征服”了大陆。

三、晚古生代最重要的生物事件

生物界的演化并不是一帆风顺的, 其间不断遇到灾难性的事件。以泥盆纪而论, 已经被识别的全球性事件至少有 8 次之多。其中最重要一次为发生于晚泥盆世的生物危机, 表现为生物量急剧下降, 造礁生物消失, 竹节石类、腕足动物的 3 个目、四射珊瑚的 10 多个科灭亡, 这一事件称凯勒瓦瑟尔 (Kellwasser) 事件, 也称弗朗斯-法门事件。这一事件之后, 世界各地普遍海退, 蒸发盐广布, 南美出现了冰川沉积。生物事件常常与黑色页岩联系在一起。因此, 生物事件的原因可能与海平面变化、气候干燥、缺氧事件等

有关。

除此，晚古生代末期二叠纪生物事件更为明显。冈瓦纳古陆，包括印度和中国西藏，曾普遍生长舌羊齿植物群，二叠纪末几乎全部绝灭。许多动物门类在二叠纪末整个目或亚目全部灭亡。繁盛于早古生代的三叶虫至此全部消失。蜓类在晚二叠世尚存 40 多个属，该世结束时全然无存。菊石在晚二叠世有 12 个科，该世末有 10 个科绝灭；腕足类在同期大约有 140 个属，至二叠纪末所余无几。为什么发生这一生物事件，迄今尚无一定解释。或曰与海洋盐度变化、气候变化、地磁极倒转、宇宙线暴、超新星爆发、陨石撞击等有关，或曰与生物营养结构变化、病毒和瘟疫等有关。

第二节 海西构造阶段世界古地理格局变化及地史特征

一、海西构造阶段地史特征

在加里东运动中，特别是在早古生代晚期，就揭开了大陆块从浅海广布向陆地转化的序幕。从泥盆纪开始，这种倾向更加明显，海陆形势进一步发生了巨大的变化，从而促进了生物界的演化。晚古生代的，特别是石炭二叠纪的地壳运动，称为海西运动，也称华力西运动。晚古生代可以称为海西构造阶段。海西或华力西是当初因德国的山名而命名的。

在晚古生代，一方面在那些仍然活动着的地槽中进行着巨厚的沉积，例如在西欧地槽（相当于古地中海地槽的一部分，主要包括从现在法国到波兰一带）中，堆积了总厚度有一万五、六千米的上古生界，其他地槽也大同小异；另一方面在许多地台上继续进行沉积，形成上古生界盖层，例如中国地台上的上古生界大约从一千多米（北方）到三、四千米（南方）厚。由于早古生代海洋面积占绝对优势，所以下古生界几乎都是海相地层。而晚古生代时，因为陆地扩大了，陆相地层也多起来了；有些地方海陆变化频繁，还形成了海陆交互的地层。所以，从地层内容来看，上古生界比下古生界要复杂的多。这是第一个特点。

其次，自古生代特别是晚古生代以来，大陆块不断靠近和聚集，若干大陆块边缘和相邻地槽受到挤压、发生褶皱和隆起上升，形成岛屿和山脉，导致大陆的拼接和扩大，最后形成联合古陆。所以海西构造阶段使陆块从分散趋向集中，这是第二个特点。

二、联合古陆的形成

北方各古陆在海西运动以前，都是被活动性很强的地槽所分割。从石炭纪到二叠纪，许多地槽先后褶皱隆起。海西运动远比加里东运动显著而广泛，是造山作用和火山活动广泛分布的时期。西欧地槽、乌拉尔地槽、中亚-蒙古地槽、中国西北各地槽、阿巴拉契亚地槽、塔斯马尼亚地槽等，由于各陆块的碰撞都发生强烈褶皱，并伴随岩浆侵入活动和火山喷发活动。其结果是使原在加里东时期联结在一起的北美古陆和欧洲古陆，因乌拉尔地槽褶皱又和西伯利亚板块对接在一起，形成更加广大的统一的劳亚古陆。劳亚古陆又称北方大陆，指由劳伦古陆（包括加拿大的大部分和格陵兰，名称来源于加拿大的劳伦斯河）与欧亚大陆联合而成的大陆。

这时，劳亚古陆和南方的冈瓦纳古陆可能局部连结，但为一条古地中海（按现在地理位置相当于从西南欧和非洲北边缘经小亚细亚、喜马拉雅山脉到马来半岛再到印度尼西亚）所分隔，因此形成南北两大古陆互相连结但又南北对峙的统一大陆，这就是联合古大陆（或称泛大陆）。此外，在古陆的

周围还环绕着环太平洋地槽。这种南北古陆和两大地槽带的对立形势，就是海西构造阶段结束时大地构造的基本特征。

三、晚古生代气候和植物分区

根据沉积物岩相及其分布情况看，泥盆纪已具明显气候分带现象。根据古地磁资料推断（图 13-3），泥盆纪南极位置大约位于现在非洲南部津巴布韦和博茨瓦纳一带，北极位于亚洲以东的古太平洋中。古赤道正好穿过加拿大北部、北欧和澳大利亚以东的海洋，北美、俄罗斯、中亚等可能处于亚热带、热带干燥气候条件下，有红层和蒸发盐沉积。冈瓦纳古陆的部分地区则处于极地及寒冷气候环境。

根据古地磁资料，石炭纪时的南极位于冈瓦纳古陆南极洲上（图 13-4），北极位于西伯利亚。古赤道通过北美洲中部、西北欧，经黑海穿过中国西北、华南，到达印度尼西亚。泥盆纪和石炭纪初，植物生态环境比较单一，只能适应滨海低地环境生存，因此植物的结构和形态往往无显著区别，尚未出现明显的地理分区现象。但是到了中、晚石炭世以至二叠纪，陆地面积不断扩大，各地纬度不同，气候条件亦不相同，在不同环境下繁生的各类植物，分别占领了不同的生态空间，因此在地史上呈现第一次明显的植物分区现象。在劳亚古陆上的植物群总称北方植物群，它又可以再分为（1）欧美植物区，包括北美、北非、欧洲、小亚细亚、中亚、中国和东南亚，以热带、亚热带气候为特征。（2）华夏植物区，包括中国和东南亚，早、中石炭世时属于欧美植物区；从晚石炭世开始，欧美植物区气候转为干燥，而中国等地区气候仍然湿热，并且到二叠纪末形成特有的大羽羊齿植物群，所以从欧美植物区分出来称华夏植物区。（3）安卡拉植物区，包括西伯利亚通古斯、哈萨克

斯坦及天山、蒙古、兴安地槽以北广大地区，气候以温带偏凉为特征。在冈瓦纳古陆上的植物群，又称南方植物群，该植物区称冈瓦纳植物区，包括南美、南非、澳大利亚、印度、巴基斯坦、南极大陆和中国西藏南部，气候也以温凉为特征，晚石炭世开始形成特有的舌羊齿植物群。图 13-5 是中国及相邻地区植物分区图，中国的大部，东到日本，南到马来西亚、苏门答腊，爪哇岛等地，都属于华夏植物区，高大的石松类（如鳞木，不显年轮）、节蕨类（如芦木）、科达树等，十分繁茂，为典型的热带、亚热带森林景观。在天山、阴山以北，即亚洲北部地区，从早石炭世晚期开始，以草本的真蕨和种子蕨等为主，木本植物有显著年轮，代表北部温带植物，属安卡拉植物区。这个植物群在中国主要分布于新疆北部、内蒙古大部和东北北部。此图的西南部，包括印度等地，为冈瓦纳植物区，植被是以舌羊齿为代表的灌木

-草本植物群，代表南方温凉气候。本植物群在中国仅见于喜马拉雅山的北麓，这也可作为喜马拉雅山脉是由印度板块向北俯冲挤压成山的证据。到了二叠纪，华夏植物区又以昆仑秦岭为界，分为北方亚区和南方亚区。植物分区现象，无疑是与地理纬度、南北极位置、海陆分布、地形起伏等密切相关。

四、北方大陆广大煤田形成和南方大陆冰川广布

石炭、二叠纪是世界上最重要的成煤时代。欧美植物群和华夏植物群均代表热带潮湿气候，它们分布的地方往往形成广大煤田。安卡拉植物群和冈瓦纳植物群均代表温凉气候，但在一定条件下也可形成重要煤田。石炭纪时赤道通过北美、西北欧、中亚、中国西北和华南、印尼等地，其两侧是热带和亚热带植物丛生的地带，因此，从煤田分布面积来看，北方大陆远远大于南方大陆。

当石炭二叠纪北方大陆森林繁茂，形成广大煤田的时候，南方冈瓦纳古陆上却是冰雪晶莹，出现了震旦纪和奥陶纪以来规模最大的一次冰川活动（图 13-4 和 13-6）。从石炭纪末至二叠纪初，冰川活动持续时间长达 5000 万年，仅据巴西境内统计，冰碛层覆盖面积超过 400 万 km²。由此可见当时冰川应属极地大陆冰盖类型。根据南方诸大陆古地磁资料，恢复晚石炭世至早二叠世古陆纬度位置，可以拼成一个统一的冈瓦纳大陆，而大陆冰盖的中心正好大致接近南极位置（图 13-4），如把图 13-6 上冰流方向移绘于图 13-4 上，可以看出冰川流动方向大致呈放射状。特别有趣的是巴西的冰川来自东方，而冰碛层中的某些岩石在南美并不存在，但却在非洲西南部发现；同时非洲西南部的冰川流动方向有的正好指向西方。这些事实也是大陆漂移学说的有力证据。

第三节 晚古生代中国地史概况

一、由海向大陆环境转化

晚古生代，中国也和世界许多地方一样，是由海洋占优势向陆地面积进一步扩大发展的时代。虽然，晚古生代也曾多次发生海侵，有时海侵范围还相当广泛，但就整个时代看，主要还是陆地不断扩大。

在华北地台区（包括东北南部），从晚奥陶世就已经脱离了海洋环境形成古陆，沉积间断约达一亿数千万年之久（图 13-7）。到了中石炭世和晚石炭世，华北有过多次的海侵（图 13-8），但每次海侵时间都很短暂，时而为海，时而为陆，沉积了海陆交互的地层。到二叠纪时，又全部隆起成陆（图 13-9），沉积了陆相地层，一直延续到现代。虽然在新生代海水曾经漫覆过平原地区，但与过去的规模相比，是微不足道的。

在扬子地台区，早古生代时广大地区曾长期沉没于海水之中，后来由于受加里东运动影响，到泥盆纪初期，大部分地区隆起为陆。但此后又多次海侵，差不多整个晚古生代都是在海水漫漫之下，沉积了海相为主的地层。到晚二叠世早期，扬子地台产生大规模裂隙，川、滇、黔地区有大面积的玄武岩喷发活动（峨眉玄武岩，图 13-9）。总的来看，华南要比华北活动性大，地理环境也比华北复杂。

在海西构造阶段，介于各地台间的地槽活动区沉积了巨厚的碎屑岩、碳酸岩、火山岩等，从数千米到一万多米。到晚古生代末期，海西运动十分强烈，天山、昆仑、秦岭、蒙古-兴安等地槽相继褶皱隆起，并伴随着广泛的岩浆侵入活动。华北地台与西伯利亚地台对接在一起，华北地台与塔里木地台也基本联结在一起。稳定地台区进一步扩大。扬子地台的边缘地带在晚古生代末期仍然十分活动，直到三叠纪印支运动中才褶皱隆起，但扬子地台内部及边缘在海西期产生强烈的张裂和拗陷作用，导致了我国西南地区大范围玄武岩裂隙喷发活动。

经过海西运动，海水已经大规模撤退，环列中国西北和北方的各地槽都已褶皱为山，华北、东北以及华南的一部分，已连成广阔的大陆，只在西藏、西南和华南等相对狭小的地方，还有海水存在。所以说，晚古生代是从海洋向陆地转化的重大变革时期，也是使中国出现陆地空前占优势的时代。

在海西运动之后，地势起伏分异显著，山岭盆地互相隔阻，使气候由湿润向干燥演变，生物界遭受一次严峻的考验，这意味着中国地史又将推进到一个新的阶段。

二、上古生界特征

中国上古生界地层分布很广。上古生界总的特征是：陆相地层和海陆交互相地层相对增多，而海相地层相对减少；陆生植物化石大量出现；含煤地层广布。但是，在晚古生代时中国各地地壳

运动强烈程度不同，地壳运动性质和古地理环境也都不同，所以，上古生界的层序、厚度、岩相等，因地而异，相差很大。现以山西代表华北地台，贵州代表扬子地台，概括说明中国南北两个地台区上古生界的特征（表 13-1，图 13-10）。

表 13-1 华南和华北上古生界地层对比

| 层序 | | 华南（以贵州为代表） | 华北（以山西为代表） | |
|------------------|----------------------|---|--|---|
| 二 叠 系 P | 上统 P ₂ | 长兴组：砂页岩，数米至百余米 | 石千峰组：紫红色砂岩，500—800m | |
| | | 龙潭组：砂页岩夹煤层，200—300m 峨眉山玄武岩，300—1500m | 上石盒子组：杂色页岩，黄色砂岩，290m | |
| | 下统 P ₁ | 茅口组：厚层灰岩，白云质灰岩，200—1100m | 下石盒子组：砂页岩夹薄煤层，170m | |
| | | 栖霞组：深灰厚层灰岩，含燧石结核，80—630m 梁山组：砂页岩夹煤层，鲕状、豆状赤铁矿及铝土岩矿，400—800m | 山西组：砂页岩夹煤层，60m | |
| | 上统 C ₃ | 马平组：石灰岩，100—200m | 太原组：砂页岩、灰岩夹煤层，95m | |
| | 中统 C ₂ | 黄龙组：纯灰岩，白云质灰岩，300—500m | 本溪组：砂页岩、灰岩夹煤层，底部有铝土、铁矿等，20—50m | |
| | | 大塘阶 | 上司组：灰岩，白云质灰岩，300—400m | / |
| | | | 旧司组：砂页岩夹煤层，200m以下 | |
| | 下统 C ₁ | 岩关阶 | 汤巴沟组：砂页岩，偶夹煤层，200—600m 革老河组：灰岩夹少量页岩，67—150m | |
| | | 尧梭组：白云岩，白云质灰岩，100—400m | | |
| 泥 盆 系 D | 上统 D ₃ | 望城坡组：白云质泥质灰岩及页岩，数十米到300m | | |
| | | 独山组：灰岩夹砂页岩，150—1300m | | |
| | 中统 D ₂ | 邦寨组：砂岩及细砾岩等，100—530m | | |
| 下伏地层 | 中、上志留统 | | 中奥陶统 | |

注：.....平行不整合； 地层缺失；石炭系按二分法，则中统划

归上统。

(一) 华北地区上古生界的特征

1. 整个华北地区(包括东北南部),上古生界只有中、上石炭统和二叠系。

2. 各地上古生界总厚度一般为数百米至一千四、五百米,相对比较稳定。

3. 各地岩相变化不大,一般说来,中、上石炭统(即本溪组和太原组)主要岩性为砂页岩和灰岩夹煤层,灰岩厚度很小,富含海生动物化石,故属于海陆交互成煤相地层,总厚度一般不超过一、二百米。二叠系全部为陆相,下二叠统(山西组、下石盒子组)为砂页岩夹煤层,属于沼泽盆地成煤相地层。上二叠统(上石盒子组,石千峰组)逐渐变为红色岩层,植物化石减少,煤层绝迹,有的含有石膏,厚度也较大。说明由沼泽盆地成煤相向半干燥和干燥内陆盆地相转变。

4. 上古生界下伏地层为中奥陶统马家沟组灰岩, C_2 与 O_2 之间呈普遍的明显的平行不整合,说明中间有一长期沉积间断。

5. 上古生界含有很多矿产,首先是丰富的煤炭。其次,是在石炭二叠纪煤系之下,中奥陶纪灰岩侵蚀面之上,往往富集有铝土、粘土或铁矿。

(二) 华南地区上古生界的特征

1. 上古生界包括泥盆、石炭和二叠系。

2. 地层总厚度可达4000m多,但各地差异较大,横向变化显著。

3. 整个上古生界以海相地层为主,间有陆相地层,和北方显著不同,说明曾经多次海侵。

4. 含煤地层层位较多,但分布面积和规模一般不如北方大。

5. 地层之间接触关系比较复杂,西南地区有大规模玄武岩喷发活动,东南地区有褶皱运动,常呈角度不整合关系。这是海西运动在华南地区的表现。

综上所述,充分说明南北地壳发展有很大的差异,总的说来,南方比北方具有较大的活动性和不均一性。

至于在西北天山、昆仑山、祁连山等所在地区,上古生界地层一般厚度较大,并有强烈的喷发活动和花岗岩侵入活动。东北北部是蒙古-兴安地槽通过地方,上古生界也很巨厚,如大小兴安岭地区泥盆系厚约五、六千米,东北北部的石炭系(吉林群)可厚达七、八千米。

三、中国晚古生代矿产

中国在晚古生代形成了许多重要的矿产,主要的有铁、锰、铝、土、煤及金属矿产。

（一）铁矿

中国南方中、上泥盆统中分布有丰富的赤铁矿和菱铁矿，上泥盆统的铁矿工业价值较大，分布于湖南、鄂西、赣东等地，这类铁矿因首先发现于湖南宁乡，故称宁乡式铁矿。铁矿的形成跟当时古地理环境有不可分的关系。从图 13-7 可以看出，铁矿大都分布于当时古陆边缘地带，泥盆纪初海侵规模较小，到了中、晚泥盆世海侵规模变大，许多古陆被海水淹没，从而使大量风化物质在海陆交界地方沉积下来，并富集了铁矿，属典型的滨海、浅海沉积类型。

在华北地台范围内，在中石炭统底部，也就是中奥陶统石灰岩侵蚀面上，相当普遍地分布有一层赤铁矿或褐铁矿，称山西式铁矿。多呈透镜体状、似层状及不规则状，规模一般不大，但多为富矿。

（二）锰矿

主要分布于南方上古生界地层中，含矿层位较多。广西上泥盆统榴江组底部与中部有含锰矿层，称桂平式锰矿。沉积环境主要为古陆边缘浅海地带。江西、广西等地下、中石炭统中分布有开采价值的锰矿。在广西、湖南、江西、皖南等地下二叠统中常有含锰硅质页岩，一般以软锰矿为主。

（三）铝土矿

华北地台石炭二叠系含煤地层中常有数层铝土矿和耐火粘土，特别是位于最底部（即中奥陶统灰岩侵蚀面之上，本溪组之下）的铝土矿，质量好，分布广，通称 G 层铝土。例如冀东开滦、辽宁本溪、山东淄博、河南等地，都产有重要经济价值的铝土矿。同时，在西南地区贵州中部及云南东部等地的下石炭统（旧司组）中也分布有极丰富的铝土矿。因为石炭纪初南方海侵范围还不广，许多地方位于海面之上，结果使大量铝的风化物搬运入海，于古陆边缘的近岸地带形成了重要铝土矿。

（四）煤

石炭二叠纪是最主要的造煤时代，但煤的分布情况和形成时间因地而异。华北地台的成煤时期是中、上石炭统和下二叠统下部，合称石炭二叠纪煤系（包括本溪组、太原组和山西组）。由于华北地台稳定，地势低平（因久经侵蚀），故煤田具有含煤地层厚度不大（一般二、三百米，最大可达五、六百米），但层位稳定、分布广、面积大、储量丰、质量好的特点。如图 13-8 所示，从东北到华北的广大地带，几乎都有这一时代的煤田分布，如有名的开滦、淮南、平顶山、淄博，以及本溪、焦作、大同、太原、峰峰等煤矿。

华南地区的情况和华北不同，因海水长期漫覆，只有海退间隙在滨海低地形成一些小块煤田。所以，南方煤田分布规模较小而分散。但成煤地层时代延续长，在下、中、上石炭统和下、上二叠统中几乎都有煤层存在，其中以上二叠统龙潭组更为重要（因海西运动海退），形成海陆交互相煤系，如有名的江西乐平煤系，浙江礼贤煤系，安徽宣泾煤系，湖南斗岭煤系，云南宣威煤系等，皆与龙潭组相当。

我国西北部也有煤田形成，如甘肃河西走廊的武威、山丹等石炭纪煤田就是，代表祁连地槽褶皱隆起后山前拗陷类型。这一类型含煤地层厚度较大（1000m 以上），往往成带状分布。

（五）金属矿产

因在各地槽中有岩浆活动，形成许多金属矿产，例如西北祁连山地区的著名斑状铜矿。其他有色金属矿以及阿尔泰山地区的铅、锌、铁等矿，大都和岩浆侵入体有关。

第十四章 中生代

中生代距今 2.50—0.65 亿年，中生代形成的地层称中生界，地层年代符号为 Mz。中生代划分为三个纪，即三叠纪、侏罗纪、白垩纪。三叠纪距今 2.50—2.08 亿年，这个时期形成的地层称三叠系 (T)。1834 年，F.A.von 阿伯蒂因德国中部该地层的三分性明显而命名。侏罗纪距今 2.08—1.35 亿年，这个时期形成的地层称侏罗系 (J)。1829 年，法国人 A.布龙尼亚因瑞士和法国交界处的汝拉山(日译侏罗，我国沿用)山而命名(按，更是 1795 年德国 A.von 洪堡根据该山的白色灰岩首先提出“侏罗灰岩”名词)。白垩纪距今 1.35—0.65 亿年，这个时期形成的地层称白垩系 (K)。这一名称来源于英吉利海峡两岸出露的白垩地层，由比利时学者 J.B.J.奥马利达鲁瓦于 1822 年创立。白垩是石灰 (CaCO₃) 的意思，是由海生的一种钙质超微化石 (名颗石藻) 和浮游有孔虫化石构成，在英吉利海峡两岸形成壮丽的崖壁。

海西运动之后，世界许多地区已经发展为褶皱带，陆地面积增大；但从世界范围看，侏罗纪和白垩纪频遭大范围海侵，然而总趋势还是继续向着陆地面积增大演变；古生代末期形成的联合古大陆，特别是南方冈瓦纳古陆，到中生代末期显著分裂漂移，位于太平洋板块俯冲带边缘的环太平洋地带地壳运动十分强烈，地理环境尤多变化。因此，生物界在新环境中又有了新的进化和飞跃，最突出的是裸子植物代替了蕨类植物，爬行动物代替了两栖动物，而盛极一时。但是，到白垩纪末期恐龙类爬行动物全部绝灭，是地史中的一次重大生物事件。

第一节 中生代生物界的新发展

中生代是生物界大变革的时代，无论是古植物或古动物，其演化均进入一个新阶段。

一、裸子植物时代

中生代陆地面积空前扩大，地形高低起伏随地而异，气候条件也远比海洋占优势的时代要复杂得多。植物对于环境是十分“敏感”的，性喜湿热的蕨类植物由于不大适应海西运动之后干湿冷热多变的大陆环境，逐渐趋向衰退；而更能适应各种环境的以种子繁殖的裸子植物，从晚二叠世初露头角，到中生代更加迅速地发展起来了。因此，中生代又称裸子植物时代。苏铁、银杏、松柏等类是最主要的代表植物（图 14-1）。以银杏而论，目前只残余了一种，主要分布于我国，有活化石之称，可是，银杏类植物在中生代有很多种。此外，有些新兴起的蕨类（主要是真蕨），如枝脉蕨，锥叶蕨（图 14-1）等虽然还相当繁茂，但已退居次要地位。这些繁盛的裸子植物和蕨类植物，是当时的主要造煤植物。中生代，特别是侏罗纪，是一个仅次于石炭二叠纪的造煤时代。早白垩世晚期，地史上第一次出现被子植物，发展迅速，到晚白垩世终于取代了裸子植物，在大陆占统治地位。如山毛榉、榕树、木兰、枫、栎、杨、樟、胡桃、悬铃木等均已出现。和动物演化相比，植物界比动物界提前半个纪进入新生代。

二、爬行动物时代

中生代动物界发展的突出标志是爬行动物的高度发展，因此中生代也称爬行动物时代。

石炭二叠纪的两栖类，虽然初步占据了大陆，但还不能完全脱离有水的环境。而爬行动物则可以完全在陆地环境中生活了，其中最占优势的一类就是恐龙。恐龙是中生代一类爬行动物的总称，共分两大类，一类叫蜥龙类，它又分为素食的蜥脚类和肉食的兽脚类；一类叫鸟龙类，这一类都是素食的。恐龙的身体大小、形状、生活习性等各不相同，种类是很多的。有的很大，已知最大者身长 26m，体重可达 80t，是地史上最巨大的陆生动物；有的身体则很小。有的头小体大，长颈长尾，四肢行走，专吃植物，如雷龙；有的则大头短颈，牙齿锋利，后肢行走，凶猛吃肉，如霸王龙；还有后背具有两列骨板的剑龙；身披骨甲的甲龙；头长三个大角的三角龙；嘴如鸭子的鸭嘴龙等。此外，还有一些爬行动物能在空中飞翔，如具有长尾的飞龙和头

大无尾的翼龙；另外有一些生活于海中的鱼龙和长颈龙等。所以说，海陆空三个领域都成了爬行动物生活的场所。

中国在中生代主要是大陆环境，所以发现了非常丰富的恐龙化石（包括恐龙蛋和足痕）。早年在云南禄丰盆地发现了禄丰龙（ J_1 ）。1957年在四川合川上沙溪庙组发现了中国最大最完整的合川马门溪龙（ J_3 ），身长 22m，高 3.5m，估计体重 30—40t，是蜥脚类的典型代表。1977—1984年在四川自贡大山铺下沙溪庙组发现了极为丰富的恐龙化石层，定名为“大山铺恐龙动物群”（ J_2 ），包括 3 个纲、11 个目、15 个科、近 20 个种，填补了恐龙演化史的空白（因世界上 J_2 恐龙发现很少）。1993 年，在河南西峡发现恐龙蛋化石群，分布面积达 40km²，埋藏数量达数万枚。其分布之广、数量之大、种类之多，原始状态保存之完好，均为世界所罕见。

特别引人注意的是在晚侏罗世已经发现了原始的鸟类。最早是 1862 年在德国南部上侏罗统潟湖沉积岩层中发现的，定名为始祖鸟（图 14-1L, M）。始祖鸟大小如乌鸦，体外被羽毛，前肢已变为翼，足具四趾，有由锁骨愈合形成的叉骨，耻骨向后伸长，凡此都与鸟类近似。但始祖鸟又具有由多节尾椎组成的长尾，胸骨不发达，颚上有齿，已变成翼的前肢上还有 3 个分开的指骨，这些特征又不同于鸟类，而与爬行动物相似。因此，始祖鸟是爬行动物向鸟类演化的过渡类型，成为现代鸟类的祖先。始祖鸟具有羽毛及翼，已是温血动物，但从骨骼特点来看，飞行能力还很低，只能在树枝间作短距离滑行。鸟类是最难保存成化石的动物，故其化石非常珍贵。1981 年，我国甘肃玉门昌马盆地曾发现白垩纪鸟类化石。1994 年，我国地质学家在辽宁北票上侏罗统地层中也发现了和始祖鸟同时代的鸟类化石，其特征是已有喙，口中无牙齿，其他特征与德国始祖鸟相似，是继德国始祖鸟化石发现以来最重要的发现之一。

在晚三叠世，还发现了从爬行动物到哺乳动物的过渡类型，在我国云南发现的云南卞氏兽（*Bienotherium*）便属于这一类。它的下颚骨像爬行动物，而牙齿却像哺乳动物。这说明爬行动物的一支已开始向哺乳动物演化。

三、无脊椎动物进一步发展

从三叠纪开始，海生无脊椎动物有大量更替现象。腕足类在古生代末及三叠纪初曾趋于衰落，但从中三叠世开始激增，大约出现 120 多个属 200 多种。珊瑚类的四射珊瑚在中生代特别繁盛，在南北纬 30° 之间的浅海环境中经常形成珊瑚礁（在岩层中出现礁灰岩）。特别是属于软体动物的菊石类和箭石类在中生代分布很广，演化十分迅速，如菊石类在泥盆纪已经出现，进入中生代空前繁盛，和早古生代的直角石、珠角石等都属于头足类，硬体构造也相似，只是菊石具有旋卷的外壳（图 14-1E），壳上的缝合线由简单到复杂，演化很快，是中生界海相地层划分的标准化石，故中生代又称菊石时

代。中生代由于陆地面积不断扩大，适应各种生态环境的淡水软体动物，如双壳类、复足类、叶肢介、介形虫等也十分发育，和这些软体动物伴生的还有各种昆虫、淡水轮藻等，以及属于硬骨鱼类的狼鳍鱼等，后者在我国北方晚侏罗世地层中化石很多。

四、恐龙全部灭亡——最突出的生物事件

到中生代末，亦即白垩纪结束，昌盛并称“霸”中生代的菊石类和恐龙类等突然全部绝灭，这一事件引起国际科学界的重视和争议。特别是恐龙为什么绝灭，至今有各种不同的说法。如认为这和中生代末期强烈的地壳运动所引起地形、气候、植被等条件的改变有一定的关系；或者认为与地球磁极的倒转、流行病以及恐龙本身的蜕化等有关。总之，认为恐龙的绝灭与其本身内在因素和与其密切制约的外在因素（周围环境）有关。例如，恐龙为适应环境向特定方向迅速发展（如体型越来越大），而中生代的地形、气候多变以及植物的盛衰与恐龙的生活习性形成重要矛盾（如食量巨增和植物锐减），导致其最后灭亡。

但近年盛行的看法是恐龙的灭亡源于“地外事件”。即在 6500 万年前，有一颗小天体碰撞地球，导致海水温度升高，造成生物死亡；有人认为小行星和地球相撞，粉尘弥漫天空，遮住阳光辐射地表，造成大批生物绝灭。其主要证据是在白垩纪和第三纪地层界线处的粘土层中，发现较普遍存在铱的含量比正常值高若干倍至 30 倍，而铱是陨石的重要组份之一。

近年关于陨石与地球相撞的直接或间接证据日益增多。有人计算在 6500 万年前撞击地球的天体直径约为 10km，撞击地点在墨西哥湾尤卡坦半岛附近。目前，世界上共发现大陨石坑有 80 多个，美国亚利桑那州的巨大陨石坑，其直径 1240m，深 120m，周壁高出地面 40m。本世纪最著名的外物撞击地球事件是 1908 年一颗小行星（估计直径为 80m）坠落在西伯利亚通古斯附近，在地面砸出了一个直径 1200m、深 130m 的大坑。大量事实说明，小天体撞击行星是极普遍的客观现象。月球上由小天体撞击而成的直径大于 1km 的环形山有 33000 多个。科学家估计，每年落向地球的小天体约有 20 万吨。所幸我们的地球有一层厚厚的大气层，绝大多数小天体在进入大气层时已被烧毁。特别是 1994 年 7 月 16 日至 22 日苏梅克-利维 9 号彗星 21 块碎片以每秒 60km 的速度连续撞击木星（俗称“彗木之吻”事件），并估计产生能量相当 10 万亿吨 TNT，或等于 5 亿颗当年在广岛爆炸的原子弹。这一事件给予人们有益的启示，告诉人们应该正视而不是回避地外事件，这样才能意识到应研究预警系统和预防措施，以避免其造成的后果。

第二节 中生代全球大地构造和古地理演化

一、中生代的构造运动

中生代是构造运动剧烈而频繁的时代，是岩石圈板块发展演化趋向于形成近代构架模式的时代，也是岩石圈板块从联合又走向分裂、漂移、逐步完成近代海陆分布格局的时代。

西方习惯于称中生代和新生代的构造运动为阿尔卑斯运动，典型地区是在欧洲的阿尔卑斯山地区。阿尔卑斯运动又分为两个阶段，中生代的构造运动称为老阿尔卑斯运动，又称太平洋运动，相当于中国的燕山运动；新生代的构造运动称为新阿尔卑斯运动，也是指狭义的阿尔卑斯运动，相当于中国和亚洲的喜马拉雅运动。

从中国和东方来看，中生代的构造运动包括两个阶段，一是发生于三叠纪中、晚期的运动，称为印支运动。印支运动实际上是晚古生代海西运动的继续，一些板块还在对接（如华北地台与扬子地台），一些活动地槽带还在褶皱隆起（如中国西南部及东南部活动带），最后使中国和亚洲的主要部分全部固结。因此，常把海西构造阶段和印支构造阶段合称海西-印支构造阶段，是联合古大陆形成阶段。另一是发生于侏罗纪和白垩纪的运动，称为燕山运动。燕山运动奠定了中国大地构造轮廓和古地理形势的基础，对于中国来说是至关重要的。燕山运动和喜马拉雅运动时期，合称燕山-喜马拉雅构造阶段，是联合古大陆解体阶段。中、新生代运动名称和相互关系如下表：

| | | | | |
|-------------------|---|----------------------|---|------------------|
| 阿尔卑斯运动 (中、新生代) | } | 新阿尔卑斯运动 ----- 喜马拉雅运动 | } | 燕山运动 (侏罗、白垩纪) |
| | | (新生代) 在中国称 | | |
| | | 老阿尔卑斯运动, | | |
| | | 又称太平洋运动 ----- | | |
| | | (中生代) 在中国称 | | |

二、联合古陆解体

老阿尔卑斯构造阶段是联合古陆解体阶段。大约从三叠纪晚期开始，位于南极周围的冈瓦纳超级大陆逐步分裂为几个大陆（图 14-2）。到侏罗纪这种分裂趋势进一步增强（图 14-3），在北大西洋西部巴哈马群岛附近已发现中侏罗世的洋底深水沉积，说明北美和非洲在这一时期已经分裂、漂移，出现北大西洋洋壳海盆。晚侏罗世时南大西洋也开始分裂。与此大约同时，非洲与南极

洲、印度次大陆与澳洲之间也开始分裂，已经出现古印度洋。同时古特提斯

海（古地中海）于晚侏罗世也已扩张到最大规模（图 14-3）。在古特提斯海西段，相当现在南阿尔卑斯地区，可以见到中、晚侏罗世深水型红色结核灰岩、放射虫硅质岩等直接覆盖在浅水灰岩上，表明这一地区已经开裂、塌陷，由浅水向大陆坡和深海盆环境演化。在古特提斯海东段，即今雅鲁藏布江一带，经古地磁研究，江南和江北的古纬度相差 30° 左右，表明开裂幅度比西段更大。由于古特提斯东段大规模开裂的结果，导致冈瓦纳大陆北缘分裂出冈底斯和伊朗等一系列小地块。这些小地块大约从三叠纪晚期开始脱离冈瓦纳大陆，侏罗纪时显著向北漂移，到侏罗纪末已和古亚洲大陆拼接在一起。与此同时，在许多大陆内部也产生断裂和裂谷，导致大规模的火山喷溢活动。如印度德干高原玄武岩喷发厚达 3800m (J-K-E)；非洲中、南部和南美东部玄武岩厚度超过 1000m (J_1)；非洲东部还形成著名的东非大裂谷，等等。总之，由于联合古大陆分裂和互相离散的结果，一方面使大西洋、印度洋、古地中海不断开启，形成大西洋中脊、印度洋中脊、太平洋东部海岭等全球性洋盆张裂体系；另一方面使古地中海受到挤压，不断缩小，最后导致非洲地块与欧洲地块碰撞联结，形成阿尔卑斯山系；同时在太平洋盆地周缘普遍发生洋壳向陆壳俯冲，形成太平洋弧盆海沟体系。地球表面面积是一个常数，一方面岩石圈板块张裂使面积扩大，另一方面必然导致板块碰撞压缩使面积缩小，全球性的张裂体系和挤压体系是矛盾的两个方面，是共存和互相制约的。因此，到中生代末期形成如下大地构造格局：由分到合的劳亚古陆和由合到分的冈瓦纳古陆南北对峙，古地中海东西横亘于南北两大古陆中间不断受到挤压，环太平洋大陆不断遭受俯冲而形成复杂的活动的大陆边缘。从这一构造格局，可以清楚反映岩石圈的分裂与聚合、张裂与挤压的共存和依赖关系。

三、中生代古地理概况

早三叠世，全世界基本继承晚古生代末的古地理面貌，变化不大。从中三叠世开始，特别是到晚三叠世，伴随着联合古大陆的分裂，发生了规模宏大的印支运动，使古地理轮廓向着典型的中生代面貌过渡。印支运动影响最大的地区是特提斯海的东段，这可能跟从冈瓦纳大陆分裂出来的伊朗、冈底斯等小板块向北漂移和亚洲板块碰撞相关。印支运动的结果使中国西南部的秦岭地槽、巴颜喀喇-松潘地槽、滇西地槽、缅（甸）马（来西亚）地槽形成世界上大规模的印支褶皱带，导致华北地台与扬子地台的对接和古亚洲大陆的向南增长，使古地理面貌发生重大改变。同时，处于环太平洋带的西伯利亚远东地区、日本群岛、马来群岛、北美的科迪勒拉山脉等地，也受到印支运动的一定影响。

在中生代环太平洋地带是构造运动最强烈的地带。特别是在侏罗纪和白垩纪，由于太平洋洋壳板块不断向大陆板块俯冲，引起大陆边缘地带的挤压

褶皱、岩浆侵入和喷出活动，以及陆内碰撞、张裂拗陷和挤压推覆等现象，所有这些构造活动即相当于燕山运动。燕山运动的结果，形成环太平洋褶皱带（如北美的内华达山脉、亚洲西伯利亚东部各山脉等）以及环太平洋岛弧和海沟体系。由于大陆活动边缘的增长，导致活动带的向外推移，包括北美东部的海岸山系、日本、中国台湾、菲律宾、印度尼西亚、新西兰等地，到了新生代即新阿尔卑斯阶段才褶皱隆起。

在印支和燕山期，因联合古大陆的分裂解体以及特提海的扩大，曾引起侏罗纪特别是白垩纪的巨大规模的海侵，白垩纪特提斯海张开到最大限度，现在的中南欧和中近东的许多国家都淹没在海水之中，但在亚洲东部和中国大部分，除去西南边陲等地区有海侵外，广大地区都是位于海面以上的陆地。

四、中生代气候和沉积矿产

三叠纪初气候比较干燥，以后由炎热向温湿转化，气候分带现象很明显。在赤道两侧各有一条宽阔的干旱带，在高纬地带和极区（北极区），存在有潮湿地带。进入侏罗纪，因海侵范围扩大，潮湿气候分布益加广泛，如在北美、北欧、东亚、东北亚和南极洲都形成煤层，是仅次于石炭二叠纪的世界主要聚煤期。白垩纪气候也比较温暖，在北纬 40° — 90° 地带年平均温度为 10° ，未见极地冰盖迹象，格陵兰和阿拉斯加等高纬度地区，可以见到温带和亚热带植物化石。地表许多地区植被浓密，形成许多白垩系大煤田。由于大部分地区气候湿润，雨量充沛，在一些近海及滨海地区形成了丰富的石油、天然气及油页岩矿床。如美国的得克萨斯州、墨西哥、波斯湾、北非、前苏联等，形成了许多大油田，在中国松辽平原上也形成上白垩统的大庆油田。但在一些干燥地区的红层中也形成许多有价值的膏盐矿床。

五、环太平洋内生金属成矿带形成

在整个中生代，岩浆活动频繁而强烈。印支期，许多地方如西藏、北美科迪勒拉、西伯利亚等地区皆有基性、超基性岩侵入。特别是在环太平洋带，燕山期有大量中酸性岩浆侵入和喷发活动，形成种类繁多而丰富的金属矿产，称为太平洋内生金属成矿带。这个金属成矿带是太平洋板块向大陆板块俯冲消融导致岩浆和火山活动的必然产物。

第三节 中生代中国地史概况

中国的地理位置，东靠古太平洋，南邻古特提斯海，恰好夹在环太平洋和古特提斯海两大活动地带的中间，所以中国中生代构造运动和岩浆活动的规模和强度，是古生代以来任何时期无法比拟的。中生代除受印支运动影响外，还受到燕山运动极为强烈的影响。燕山运动大体又可分为三期，一期在中、晚侏罗世，二期在侏罗、白垩纪间，最后一期在白垩纪末。由于这些运动，中生代中国地质构造和古地理轮廓都发生了巨大的变化，归纳其特征大致如下：

一、印支运动结束南海北陆的局面，中国基本形成大陆环境

三叠纪初期，中国华南地区仍然为海水所占据，形成南海北陆的形势（图 14-4）。三叠纪中、晚期，即印支运动期，扬子地台与华北地台之间、扬子地台与塔里木地台之间，形成印支褶皱带，

互相对接在一起。向西又与巴颜喀喇和三江、滇西的广大印支褶皱区相连。故印支运动期以后，中国和亚洲的主要部分已全部固结，欧亚古大陆主体最终形成。到侏罗纪，在中国只有在西藏、青海南部、两广沿海以及东北乌苏里江下游等处仍有海侵（图 14-5）。到白垩纪亦大致如此，只有在西南边陲还有海侵，特提斯海淹没了西藏地区，还在新疆喀什地区伸进了一个狭长的海湾（图 14-6），在台湾地区也发现过早白垩世的菊石和海相双壳类化石。除此之外，可以说在印支运动以后，从侏罗纪开始中国已经基本结束了南海北陆的分布格局，南北东西形成一片宽广的大陆环境。

二、燕山运动期从南北分异转向东西分异

印支运动以后，中国大部分地区处于大陆环境（图 14-5），新形成的古昆仑山、古秦岭横贯大陆东西，对于分隔南北古气候产生一定影响。但在中国东部地区，沿着 NNE-SSW 方向，即从大兴安岭-太行山-武陵山一线东西两侧，显示出更为明显的分异现象。该线以西出现大型稳定内陆盆地，如北方的鄂尔多斯盆地（亦称陕甘宁盆地）和川鄂盆地，该线以东则属于环太平洋强烈的地壳构造运动和岩浆活动带，形成一系列新华夏小型裂谷盆地群，从北方的大兴安岭、内蒙古、燕山地区，到南方的闽浙沿海，在侏罗纪和白垩纪有多次大规模的火山喷发活动。越是靠近东部，其活动亦愈强烈。同时，形成 NNE 或 NE 向褶皱断裂山地，以及众多斜列的隆起和拗陷。所有这些都是燕山运动的反应，也是太平洋板块向中国大陆板块俯冲的结果。与此相反，鄂尔多斯盆地和川鄂盆地不仅面积大，拗陷幅度大，沉积了巨厚的陆相

碎屑岩，而且岩浆活动和构造运动也十分微弱，东西分异形成明显的反差。

在上述大大小小盆地中，特别是在侏罗纪，形成了许多煤层；在一些盆地中还形成石油、天然气和油页岩，在松辽平原的白垩系中，石油尤为丰富。

三、大规模的岩浆侵入和喷发活动

三叠纪末期，在秦岭、川西、长江下游、藏北等地区，都有印支期岩浆侵入活动。特别是伴随着燕山运动，在靠近太平洋的东部，从北到南，如大兴安岭、燕山地区、山东半岛、浙江、福建等地，都有大规模的中酸性火山喷发活动（图 14-5，14-6），形成安山岩、流纹岩及火山碎屑岩，厚度可达一、二千米到三、四千米以上。同时，还有大规模的中酸性岩浆侵入活动，形成所谓燕山期花岗岩，并生成了多种有价值的内生金属矿产。

四、西部地区古生代褶皱带强烈上升

中国西部地区各古生代褶皱山脉，如天山、阿尔泰山、祁连山、昆仑山等，在燕山运动中都重新活动，强烈上升，并出现了准噶尔、塔里木等大型盆地，在盆地和山前拗陷盆地中堆积了厚达四、五千米以上的陆相中生界地层，其中经常含有煤层和各种矿产。

至于中国西南地区，如藏北、滇西、川西一带，也分别在印支期和燕山期褶皱隆起。喀喇昆仑山脉、念青唐古拉山脉、横断山脉都是这时形成的。

总之，印支运动特别是燕山运动影响范围甚广，几乎遍及全国。目前中国的地质构造轮廓和地貌基础，基本上是燕山运动阶段形成的。到了中生代后期，在中国已经是山脉纵横、盆地罗列，火山活动此起彼伏，只有西藏和喜马拉雅山一带以及台湾地区，仍然是碧波浩瀚的海水。

五、中国东部中生界

中国除西南地区，例如西藏和喜马拉雅山等地区的中生界以及南方的三叠系和极少数地区的侏罗系为海相沉积外，其余广大地区的中生界主要为陆相盆地型沉积，部分为火山岩和火山碎屑岩系沉积，岩相和厚度变化较大，含煤和含油地层、红色岩系及石膏、岩盐等沉积分布广泛。

现在仅就西部川鄂盆地、鄂尔多斯盆地和东部北京地区、浙江东部的中生界地层对比（表 14-1），简单说明中国东部中生界的特征：

第一，北方中生界全部为陆相沉积；而南方则不同，如川鄂盆地三叠系大治组和嘉陵江组等皆为海相灰岩、白云岩沉积，说明在中生代初期，中国

南海北陆的形势仍很显著。在三叠纪晚期由于印支运动的影响，南方发生海退，发展为陆相成煤盆地，沉积了上三叠统须家河组，以后又沉积了陆相侏罗系和白垩系。

第二，西部川鄂盆地和鄂尔多斯盆地，中生界不见火山岩系，地层间也少有角度不整合接触；而东部地区（代表中、小型盆地），除陆相碎屑岩系外，还有巨厚的火山岩和火山碎屑岩系（另有多次花岗岩侵入活动），地层间多有角度不整合接触，说明越是东部地区，火山活动、岩浆侵入活动和构造运动越强烈。

第三，无论南方或北方，从三叠纪晚期起，特别是到侏罗纪早期，很多盆地中沉积了含煤地层，说明当时气候温暖、植物丛生。有的地方，在三叠、侏罗系中还含有油层或油页岩。

中生界上部，如中上侏罗统和白垩系，多巨厚红色碎屑岩相（通称红层），有的地区含石膏和岩盐，说明到了中生代后期，地势分异加剧，气候逐渐转为干燥。但是，中国土地广大，各地气候条件并不一样，如在东北北部，在上侏罗统中含有重要煤层，在白垩系中含有丰富油层，可见那里仍然是潮湿气候。

六、中国中生代矿产

中生代地层中含有种类繁多的矿产，其中价值最大的是可燃性矿产、盐类和金属矿产，在我国占相当重要地位。

（一）金属矿产

1. 沉积型金属矿产在川东、鄂西中三叠统（巴东组）和四川下三叠统（飞仙关组）砂页岩中有含铜砂岩；云南白垩纪红层中也有含铜砂岩矿床，品位高，规模大，易于开采和冶炼。在四川、湖北、甘肃、新疆等侏罗纪含煤地层中常夹有沉积铁矿层，其中四川的铁矿层位属上三叠统，以湖相成因的菱铁矿、赤铁矿为主，称綦江式铁矿。

2. 与岩浆活动有关的矿产在我国东部，由于印支期，特别是燕山期花岗岩侵入的影响，形成有名的金属成矿带。尤其是在我国东南、华南形成了W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg等重要金属矿产，其中钨、锑等储量居世界首位。在藏北有印支期基性、超基性岩体，形成铜、镍等矿产。在湖北、安徽等省，燕山期花岗岩与石灰岩接触，还形成了不少接触矿床。如湖北大冶、安徽当涂

| 地层时代 | | 西部大型盆地 | | | |
|----------------|----------------|--|---|---------------------|------------------------------------|
| | | 川鄂盆地 5000 — 1000m | | 鄂尔多斯盆地 3000 — 4000m | |
| 上覆岩系 Q | | | | E | |
| 白垩系 | 上统 | 灌口组 | 砖红色砂岩，泥岩及蒸发岩，290 — 1144m | / | |
| | K ₂ | 夹关组 | 砖红色砂岩及泥岩，底部间有砾岩夹泥灰岩及石膏，200 — 1280m | | |
| | 下统 | 天马山组 | 棕红色泥岩、硬砂岩夹砾岩，70 — 500m | 志丹群 | 红色砂岩，泥岩为主，700 — 1100m |
| 侏罗系 | 上统 | 蓬莱镇组 | 灰绿石英砂岩夹砂质泥岩及含砾砂岩，750 — 1300m | 芬芳河组 | 河湖相紫红、灰绿、灰紫色、钙质细砂岩、粉砂岩、砂质泥岩，900m 多 |
| | J ₃ | 遂宁组 | 紫红石英细砂岩，粉砂岩、泥岩，300 — 466m | | |
| | 中统 | 上(下)沙溪庙组 | 紫红色泥岩，青灰色长石砂岩等，700 — 1200m | 安定组 | 棕红色、紫红色泥灰岩、泥岩，部分地区有油页岩，30 — 80m |
| | J ₂ | 自流井群 | 粉砂质泥岩、泥岩，粉砂岩互层夹细砂岩，泥灰岩，366 — 930m | 直罗组 | 黄绿色砂岩，砂砾岩，偶夹煤线及炭质页岩，12 — 100m |
| 三叠系 | 下统 | J ₁ | | 延安组 | 砂页岩互层，上部含煤层及油页岩，250m |
| | 上统 | 上(下)须家河组 | 长石石英砂岩、粉砂岩、泥岩夹黑色页岩、厚煤层，富含植物化石及淡水瓣鳃类，338 — 650m | 瓦窑堡组 | 砂页岩含煤层，228m |
| | T ₃ | | | | |
| | 中统 | 雷口坡组 | 雷口坡组以灰岩泥灰岩、泥岩、粘土岩为主，97 — 470m；横相为巴东组，为灰岩、泥灰岩、页岩、粉砂岩、白云岩等，355 — 467m | 延长群 | 灰绿、黄绿砂页岩为主，下部黑色油页岩，富含植物化石，1176m |
| | T ₂ | 巴东组 | | 纸坊组 | 河湖相灰绿色砂岩与暗红色砂页岩为主，625 — 860m |
| | 下统 | 嘉陵江组 | 灰岩、白云岩为主，547 — 707m | 石千峰群中上部 | 紫红色砂岩，泥岩，多具交错层理，干旱气候下碎屑沉积岩 |
| T ₁ | 飞仙关组 | 飞仙关组为紫色钙质泥岩、粉砂岩与灰岩、泥灰岩与层；大冶组为灰岩、泥质灰岩及钙质页岩，420 — 460m | | | |
| 下伏岩系 | P ₂ | 长兴组 | 海相灰岩 | | |

.....平行不整合；~~~~~角度不整合；|||||地层缺失

分地层及岩性对比

| 东部中小型盆地 | | | |
|--------------------|--------------------------|--------------------|----------------------------|
| 北京地区 > 8000m | | 浙江东部 > 5000m | |
| 长辛店组 E | 砾石层 | Q | |
| | | 壳山火山岩 | 流纹岩，100—700m |
| | | 方岩组 | 紫红色砾岩夹凝灰质砂岩、砂质泥岩等，90—1700m |
| 夏庄组 | 砾岩、砂岩，上部为页岩，585m | 朝川组 | 红层夹凝灰岩，200—1000m |
| 芦尚坟组 | 紫、黄、灰色页岩夹砾岩，656m | 馆头组 | 灰紫、灰绿砂页岩互层夹流纹质凝灰岩，236—560m |
| 坨里组 | 厚层砾岩，306m | | |
| 辛庄组 | 紫色砂岩、砾岩，400m | | |
| 大灰石组 | 黄、绿、黑色砂页岩，16—123m | 磨石山组 | 中酸性、中性火山岩夹多层沉积岩，1000—4000m |
| 东岭台组 | 紫灰色流纹岩、安山岩、凝灰岩，763-2850m | | |
| 后城组 | 凝灰质砂页岩、砾岩，2420m | 渔山 | 含砾砂岩、页岩夹煤的透镜体，3000m |
| 鬐髻山组 | 火山碎屑岩、安山岩，3000 ± m | 乌 | |
| 九龙山组 | 凝灰质砂岩、砾岩，300—520m | 尖组 | |
| 龙门组 | 砂页岩夹煤层，丰富植物化石，200—1080m | 灶 | |
| 门 | | 群 | |
| 窑坡组 | 玄武岩夹凝灰岩，15—>767m | 马涧组 | 砾岩、粉砂岩、夹煤的透镜体，650m |
| 南大岭组 | | | |
| 杏石口组 | 砂页岩，底部为砾岩，12—85m | | |
| 头 | | | |
| 沟 | | | |
| 群 | | | |
| 双泉组 P ₂ | 砂页岩夹砾岩 | 龙潭组 P ₂ | 砂页岩夹煤层 |

和铜官山等地的铁矿、铜矿、黄铁矿等，其中大冶铁矿储量丰富，称大冶式

铁矿。

在东南地区，燕山期有大量酸性喷发岩（如流纹岩），经水热变质形成了明矾石、萤石、叶蜡石、陶土等重要非金属矿产，其中以浙江平阳明矾石矿最为著名。

（二）可燃性矿产

1. 煤由于中生代出现了许多盆地，加以侏罗纪气候温暖湿润，所以侏罗纪是一次重要聚煤期。在南方晚三叠世也是重要的聚煤期。从成煤时期来看，大约从西南向东北有渐新的现象。如云南一平浪组、江西安源组煤系、长江流域（如四川）的含煤地层属上三叠统；华北则以下、中侏罗统为主，如山西大同，河北下花园，北京门头沟，山东坊子，辽西北票，内蒙古石拐沟以及鄂尔多斯盆地的神府、东胜、华亭等；东北北部如鸡西、鹤岗等地以及辽宁阜新含煤层为上侏罗统；东北和内蒙古还形成了许多下白垩统大型煤田。此外，在天山、祁连山等两侧及陕西等地，也有许多煤田（如新疆吐鲁番，甘肃酒泉、阿干镇、窑街，陕西铜川等），层位相当下、中侏罗统，其中新疆哈密大南湖煤田单层煤厚度达 182m。

2. 石油、天然气和油页岩中生代的大型盆地，如鄂尔多斯盆地、柴达木盆地、准噶尔盆地等，形成许多重要的油气田，含油层位为上三叠统和侏罗系；而在东北著名的大庆油田，含油层位则为上白垩统。四川盆地也有油气田，含油气层位为海相下、中三叠统。

在四川、陕北等地侏罗系中常有油页岩发育。油页岩是在侏罗纪潮湿气候还原条件下的内陆盆地或湖沼中由大量有机物堆积而成的，往往与煤共生。

（三）岩盐、石膏

四川盆地是有名的井盐产地。含盐卤水产于嘉陵江组上部和巴东组（黑卤）以及自流井群、沙溪庙组（黄卤），一般认为大部分属于埋藏水。当三叠纪后期，因印支运动海水逐渐退出，在一些地区残留了海水并经强烈蒸发，矿化度增大，后又被泥砂掩埋而保存于地层之中。卤水除制盐外，还可提取钾、溴、碘等。在云南的上三叠统（禄丰组）中也含有盐。在江西上白垩统红色岩层中也找到大盐矿。

石膏产于四川中三叠统（雷口坡组或巴东组）中；最近在江苏宁镇山脉中、上三叠统之间（青龙组之上，黄马青组之下）也发现有厚几百米的石膏层，其成因可能与印支运动引起海退所形成的残余海水沉积有关。

第十五章 新生代

新生代是地球历史最近 6500 万年的地质时代，其已经历的时间仅相当古生代的一个纪。新生代形成的地层称新生界，其符号是 Kz。1760 年，G. 阿尔杜伊诺把南阿尔卑斯至意大利平原的地层自老至新，划分为 3 个纪，第一纪为结晶岩；第二纪为含化石的成层岩石；第三纪是半胶结的层状岩石，常含有海生贝壳。1829 年，J. 德努瓦耶根据对巴黎盆地的研究，把第三纪地层之上的松散地层划分出来，称为第四纪。后来地层划分越来越细，第一纪大致相当前寒武纪，第二纪相当古生代和中生代，第一纪和第二纪废弃不用，而第三纪和第四纪的名称却保留下来。第三纪、第四纪合在一起，称新生代。

第三纪又划分为早第三纪和晚第三纪，它们原是第三纪的两个亚纪。早第三纪旧称老第三纪，约开始于距今 6500 万年前，结束于 2330 万年前。这一时期形成的地层称下第三系，旧称老第三系 (E)。晚第三纪旧称新第三纪，约开始于距今 2330 万年前，结束于 164 (或 248) 万年前。这一时期形成的地层称上第三系，旧称新第三系 (N)。早第三纪划分为 3 个世：古新世，始新世，渐新世，其相当地层单位称为：古新统 (E₁)，始新统 (E₂)，渐新统 (E₃)；晚第三纪划分为 2 个世：中新世，上新世，其相当地层单位称为：中新统 (N₁)，上新统 (N₂)。

第四纪是地球发展历史的最新阶段，约开始于距今 164 (248) 万年前，直到现在。第四纪划分为更新世和全新世，更新世又划分为早更新世，中更新世和晚更新世，故第四纪实际是按四分原则划分的。第四纪形成的地层称第四系 (Q)，下分 4 个统分别称为下更新统 (Q₁)，中更新统 (Q₂)，上更新统 (Q₃) 和全新统 (Q₄)。新生代和新生界的划分如表 15-1。

表 15-1 新生代 (界) 的划分

| 地质时代划分 (同位素年龄单位：万年) | | | 地层划分 | | | | |
|-----------------------|----------------------|--------------------|---------------------|-----------------------|----------------------|---------------------------|---------------------|
| 新 生 代 Kz | 第 四 纪 Q | 全新世 Q ₄ | | 新 生 界 Kz | 第 四 系 Q | 全新统 Q ₄ | |
| | | 更 新 世 | 晚更新世 Q ₃ | | | 更 新 统 | 上更新统 Q ₃ |
| | | | 中更新世 Q ₂ | | | | 中更新统 Q ₂ |
| | | 晚第三纪 N | 早更新世 Q ₁ | | | 上 第 三 系 N | 下更新统 Q ₁ |
| | 上新世 N ₂ | | 上新统 N ₂ | | | | |
| | 第 三 纪 R | 早第三纪 E | 中新世 N ₁ | 第 三 系 R | 中新统 N ₁ | | |
| | | | 渐新世 E ₃ | | 下第三系 E | | |
| | | 始新世 E ₂ | 始新统 E ₂ | | | | |
| 古新世 E ₁ | | 古新统 E ₁ | | | | | |

新生代地质年代的划分经过了长期的实践研究过程。最早在 1833 年，英国地质学家 C. 莱伊尔研究巴黎盆地第三纪地层时，根据地层中软体动物化石现代种属百分比，将第三纪划分为始新世（1%—5%）、中新世（20%—40%）和上新世（50%—90%）。1854 年，E. 贝利希在德国发现早于中新世的沉积物，提出渐新世名称。1853 年，M. 赫奈斯在研究维也纳盆的一组海陆交互相沉积物时，将中新世和上新世合称晚第三纪。1866 年，K. F. 瑙曼把始新世和渐新世合称早第三纪。1874 年，W. P. 夏姆珀在巴黎盆地始新世沉积物下部发现比始新世还早的植物化石，命名为古新世，因此早第三纪划分成 3 个世。至于更新世，是 1839 年 C. 莱伊尔对巴黎盆地含有 70% 以上现代软体动物的沉积物所建立的名称。1833 年，莱伊尔还把近代（Recent）一词引入地质学中，指地球上人类所居住的时代。1850 年，P. 热尔韦提出全新世，1885 年国际地质大会正式通过。

新生代是逐渐演化成现代海陆分布和地表形态的时代。生物界也逐渐演化成今天的面貌，称为被子植物时代和哺乳动物时代。到第四纪出现了人类，成为地球发展历史中的一件大事，也是迄今为止，在广阔无垠的宇宙中地球是已知唯一有人类并创造璀璨文化的星体。

第一节 早第三纪

一、向近代发展的生物界

被子植物开始出现于早白垩世晚期，到早第三纪极度繁盛，以前由古代羊齿和各种松柏等裸子植物组成的植被逐渐为被子植物所代替。此时被子植物以乔木为主，无论是种类和数量都较中生代有很大增加。显花植物和草类的繁盛，给昆虫、哺乳动物的发展创造了必要的条件。由于纬度、气候各地不同，植物分区现象明显。

新生代动物界也发生了重大变化。中生代占统治地位的爬行动物已经衰退，而在中生代开始出现的哺乳动物得到迅速发展。晚白垩世时哺乳动物大约有 10 多个科，但到古新世却增加到 40 多个科，始新世又增加了大约 80%，不过大多数都是些古老的和土著的种类。尽管如此，从中生代爬行动物时代过渡到早第三纪哺乳动物时代，是地球生命发展史上的重要事件，也是生物界的又一次巨大的飞跃。到渐新世，一些古老的和土著的哺乳动物逐渐衰微，而一些趋向近代化的种类，如奇蹄目、偶蹄目以及食肉目、啮齿目等逐渐获得繁衍。其他脊椎动物如软骨鱼类、硬骨鱼类、鳄类、龟鳖类、鸟类都有所发展。在无脊椎动物中，双壳类、腹足类、介形类等也十分繁盛。特别是在古地中海区，属于原生动物的货币虫（Nummulites，扁圆形似硬币，故名），分布广泛，演化迅速，常作为海相地层划分和对比的依据，故欧洲常称早第三纪为货币虫纪。

二、喜马拉雅构造阶段地史特征

新生代的构造运动称新阿尔卑斯运动，又称喜马拉雅运动，简称喜山运动。

从中生代进入新生代，世界古地理形势如图 15-1 所示。由于海底扩张，冈瓦纳古陆进一步分裂，澳大利亚与南极大陆分开，逐渐向北转移；印度地块在始新世和亚洲碰撞，形成南亚次大陆；非洲逐渐向北靠近，向欧洲大陆挤压；南、北美洲时而在“巴拿马地峡”相接，从而使南北部分动物种类产生互相迁徙现象；阿拉伯半岛与非洲分开，同亚洲相连，红海出现。早第三纪初期，欧亚大陆和冈瓦纳大陆的非洲和印度部分之间尚横亘一条古地中海，早第三纪末，欧亚板块和南方板块碰撞加剧，相当于喜马拉雅运动期间，地球上出现了横贯东西的山脉，包括北非的阿特拉斯、欧洲的比利牛斯、阿尔卑斯和喀尔巴阡，以及向东延伸的高加索和喜马拉雅等山脉，它们是地球上最年轻的褶皱山脉，显得雄伟高峻。与此同时，古地中海消失，只剩下残余部分。又由于太平洋板块继中生代后连续向环太平洋外带俯冲，北美的海

岸山脉、南美的安第斯山脉，以及亚洲的堪察加半岛、日本列岛、中国的台湾岛、菲律宾群岛、马来群岛、大洋洲的南岛和北岛等，相继褶皱隆起或形成岛弧。早第三纪后期，亚洲大陆的最后形成和中国东部边缘海域的形成，奠定了中国现代地势的基本结构。

在喜马拉雅运动过程中，许多大陆上发生断裂，形成许多拗陷盆地；东非大断裂继续发展，并有大规模的玄武岩喷发活动；印度继续喷发玄武岩；格陵兰及西北欧等都有玄武岩喷发活动。中国东部在中生代强烈的褶皱断裂运动和岩浆活动之后，差异性升降运动和裂隙式玄武岩喷发活动都很强烈。

此外，那些在加里东和海西阶段形成的古老褶皱带，在喜马拉雅运动中也表现了剧烈上升和断裂，特别是在中亚广大地区形成巨大山脉和大型盆地相间的自然地理环境。许多古老褶皱山脉经过长期侵蚀之后，在这一阶段又重新恢复了它们的挺拔高耸的面貌。

冈瓦纳大陆继续分裂漂移，越来越接近现代地理面貌（图 15-2）。

三、中国早第三纪古地理概况

（一）古地理轮廓

中国现代构造和地貌轮廓在中生代末期，即燕山运动以后就基本上奠定了基础。第三纪初期，除台湾尚被海水淹没，喜马拉雅山区仍是通往欧洲的海槽，塔里木盆地西缘以及海南岛和旅顺等濒海地区遭受海侵外，中国大陆已经是山川交错，盆地相间的景象了。当时西北地区最大的盆地是塔里木、准噶尔、柴达木等。中国东部在燕山运动中，由于亚洲大陆和太平洋壳挤压所产生的扭力，形成一系列 NE-SW 和 NNE-SSW 向（新华夏系）的褶皱、断裂以及由断裂控制的大型隆起和拗陷。到了新生代，又在中生代构造的基础上进一步发展，自东而西，大体可分三个拗陷带：第一拗陷带位于中国东部和南部沿海，大部分为海水所淹没；第二拗陷带包括松辽平原、华北平原、江汉平原等；第三拗陷带包括呼伦贝尔、陕甘宁（鄂尔多斯）、四川等盆地。在拗陷中填充了大量碎屑物质，第三系最厚可达 5000m。在拗陷盆地下第三系中聚集了大量石油。此外，在松辽平原中还形成重要的成煤盆地，如东北抚顺煤田就是有名的下第三系煤田。

由于喜马拉雅运动，喜马拉雅地槽褶皱上升，台湾也脱水而出。这次运动对中国东部也有很大影响，如东北、内蒙古、河北北部等地区沿着断裂都有大规模玄武岩喷发活动。

（二）早第三纪地层及有关矿产

中国第三系以陆相为主，海相沉积仅限于喜马拉雅山、塔里木盆地西缘、台湾局部地区（图 15-3）。由于喜马拉雅运动影响范围甚广，上下第三

系之间常形成不整合接触。

1. 中国东部地区贺兰山-龙门山一线以东地区，在燕山运动和喜马拉雅运动中形成一系列以 NE 或 NNE 方向为主的大小断陷盆地，其中填充了很厚的第三系。下第三系因沉积环境不同，自北而南大致可以分为以下几种类型（图 15-3）：

（1）北部潮湿盆地含可燃有机岩沉积中国地台北部边缘（即内蒙古古陆南缘地带），地壳活动强烈，断裂发育，形成若干地堑式断陷盆地，下陷幅度较大，并有多次的裂隙基性喷发活动，形成有名的张家口以北的汉诺坝玄武岩以及晋北、内蒙古等地区的玄武岩（喷发时间因地而异，可从早第三纪至晚第三纪，有的延续到第四纪）。在一些盆地中，例如辽宁抚顺，除底部有玄武岩喷出外，沉积了砂页岩夹煤层和油页岩——这是中国早第三纪的重要煤田和油页岩资源，称抚顺群（ E_{1+2} ），总厚 1000m，富含琥珀、昆虫和植物化石（图 15-4）。植物群组合为常绿、落叶阔叶混交林，反映潮湿亚热带气候。

（2）内蒙古准平原湖相沉积在海西褶皱带和内蒙古古陆地带，经过中生代长期侵蚀，形成一片地势低平的准平原，其上分布着许多小型湖盆，这里气候湿润，植物茂密，是哺乳动物活动的良好场所。沉积物以棕红色夹灰绿色泥质砂质沉积为主，因地壳稳定，地势高差不大，故无明显山麓堆积，沉积厚度不大，一般为数十米至 200m，岩层未遭受重要变动（多水平或微倾斜），富含哺乳类动物化石。主要分布于内蒙古及宁夏一带。

（3）华北沉降盆地干湿相间的泥砂沉积华北地区经过燕山运动，太行山以西隆起，以东发生拗陷；在早第三纪初由于喜马拉雅运动，断裂影响加剧，又形成许多次一级的隆起和拗陷，在拗陷中普遍沉积了第三系，厚度可达四、五千米；而在隆起地带，则沉积变薄以至消失（图 15-5）。

现以华北平原为例，地层综合剖面如表 15-2。这个综合剖面说明：第三纪形成盆地，总体以沉降占优势，沉积物以湖相细碎屑物质为主，沙二至沙四为沉降最剧烈时期，沉积厚度达 3000m；湖盆多次与海水沟通（海水内泛）和中断，咸水或半咸水和淡水沉积及生物组合成有规律的变化；反映气候有周期性变化，有时干热，形成石膏、盐及红色岩层、有时潮湿，形成暗色岩及煤线、油页岩、石油等，沙河街组为主要生、储油层；随着断裂发育，有多次玄武岩喷发活动。

| 地层划分 | 主要岩性 | 厚度 (m) |
|-------------------------|--|-----------|
| 上覆地层 | 河湖相粘土、细砂、粉砂，并夹玄武岩及凝灰岩，夹海相层，产有孔虫等 | 200—350 |
| 第四系 Q | | |
| 明化 | 棕黄、棕红色泥岩夹灰、白、黄色粉砂岩，产介形虫、轮藻等 | 600—1000 |
| 上镇组 | | |
| 第 N ₁₊₂ | | |
| 三馆陶系 | | |
| 组 N ₁ | 灰白色含砾砂岩、砾状砂岩、砾岩，夹棕红、灰褐色泥岩，产微体化石 | 300 - 900 |
| | 东一段：棕红色、灰绿色泥岩与砂岩不等厚互层，少量淡水藻类及腹足类化石 | 0 - 370 |
| | 东二段：灰绿色泥岩夹砂岩，富产淡水和半咸水藻类、腹足类、介形类、孢粉等化石 | 200—300 |
| 下东营组 E ₃ | 东三段：灰色泥岩为主，夹炭质页岩和砂岩，化石同上 | 150—800 |
| 第沙河街三组 E ₂₊₃ | 沙一段：深灰色泥岩夹褐灰色油页岩及生物灰岩、鲕状灰岩，富含半咸水腹足类、藻类、介形类和孢粉化石 | 200—600 |
| | 沙二段：上部多棕红、紫红泥岩及砂岩，下部为灰绿色泥岩及灰白色粉砂岩，部分地区有油页岩，仅含淡水类型化石 | 300—500 |
| | 沙三段：深灰色泥岩夹灰白色砂岩、薄层油页岩，产半咸水和淡水藻类、介形类、腹足类、孢粉化石 | 400—1600 |
| | 沙四段：上部深灰色泥岩为主，中部石膏、岩盐与褐灰色泥岩互层，下部杂色泥岩、砂岩互层。中上部产弱海水及半咸水化石，有孔虫、藻类及介形虫等；下部仅见淡水化石 | 800—1000 |
| | 孔一段：暗紫、紫红色泥岩，局部夹玄武岩 | |
| 孔店组 E ₂ | 孔二段：深灰、黑灰、灰绿色泥岩、泥质砂岩互层，有的地区夹油页岩、煤层及玄武岩 | > 1500 |
| | 孔三段：褐红、棕红色泥岩与砂岩互层，局部夹玄武岩（孔店组仅见淡水型介形虫、孢粉化石） | |
| 下伏地层 | 中生界 | |

在盆地边缘，常形成山麓堆积，如北京长辛店组、河北迁西辛集组、山东中西部官庄组等为代表，主要为粗碎屑沉积。在上升区，如晋南垣曲组、平陆组，湖北汉水两岸东湖组，都代表半干燥河湖碎屑相堆积物，常夹有石膏层。

(4) 华夏山间盆地干旱红色碎屑沉积在两湖、江西、浙江以及云南、两广等地燕山运动时期褶皱山地所形成的山间盆地中，红色岩层分布极为广泛。盆地一般为 NE-SW 排列，规模不大，山脉走向与海岸平行，所以气候干燥，堆积了河湖相红色碎屑岩，也常夹石膏、岩盐等矿产。

(5) 南部湿润盆地含可燃有机岩沉积南方沿海地区，如广东茂名、广西百色等，早期处于干燥气候条件下，中后期转为湿润，在盆地中堆积了油页岩和煤层。

上述事实，说明在早第三纪中国东部气候分带现象十分明显，即南北各有一个潮湿气候带，东南部（并可延续到西北）是典型的干燥气候，而华北地区处于干湿二带之间的过渡地带，气候干湿变化显著，有利于形成石油、盐类等矿产。

2. 中国海相下第三系 主要分布于新疆和西藏地区。如塔里木盆地西缘喀什一带，早第三纪时有海水侵入，形成海相沉积；向东到和田一带逐渐过渡为海陆交互带；再东则变为陆相沉积。喀什地区下第三系为泥质灰岩夹膏盐沉积，厚 1000m 左右。上第三系则转为陆相粗碎屑沉积，厚度很大，可达 6000m。在准噶尔盆地南缘也有类似情况，下第三系厚度约 1600m，而上第三系可厚达 3000—5000m。说明在喜马拉雅阶段，天山等急剧上升，塔里木、准噶尔等盆地急剧拗陷，而到晚第三纪则愈甚。在新疆、甘肃、柴达木等第三系中常夹有膏盐矿产，但也常形成重要含油层，反映气候条件时有干湿波动。

在西藏喜马拉雅山北麓岗巴和定日一带，发现有古新统（宗浦组）和始新统（遮普惹组）海相沉积，以灰岩为主，含有货币虫化石，说明古特提斯海曾经东延至此。

台湾在早第三纪和晚第三纪初有海槽纵贯南北，始新统海相沉积厚达 9500m，而后由于太平洋板块俯冲，形成中央山脉，但两侧发生强烈拗陷，继续沉积晚第三纪海相岩层。

综上所述，在下第三系地层中含有煤、油页岩、石膏、盐、石油等重要矿产。

第二节 晚第三纪

一、接近现代的生物界

植物界已基本上由现生属组成，并有大量现生种。和现代不同的是北半球喜暖植物分布范围延伸到更靠北的地方，如西伯利亚生长温带阔叶林，北欧生长热带常绿植物。到上新世末，因气候变冷，喜暖植物南退。因地势和纬度等不同，植物分区从中新世开始明显，在中国至少可以分为华北区、华东沿海区、西北区和西藏高原区。

无脊椎动物，有大量属种是现生属种。早第三纪特别繁盛的海生货币虫类全部绝灭。适应能力较强的双壳类、复足类、介形类继续繁衍。海水中有孔虫、放射虫等非常繁盛。

哺乳动物，大多数早第三纪的特有门类如有袋类、肉齿类，奇蹄目中的雷兽、原始獭、两栖犀、巨犀，偶蹄目中的石炭兽、古猪兽等，均相继绝灭。

但另外一些门类如长鼻目，肉食目中的鬣狗科、熊科，奇蹄目中的三趾马、板齿犀、大唇犀，偶蹄目中的猪类，反刍动物中的鹿、羊、长颈鹿，以及啮齿目、兔形目中的大量属种，则发展很快。虽然其中大部分属种后来也都绝灭了。但从科的范畴讲，都已和现代密切相关。

哺乳动物是具有固定体温的胎生动物，这比那些体温随外界变化的卵生动物，具有优越的进一步演化条件。同时，演化系统清楚，运动能力强，扩散快，分布广，多数根据牙齿即可进行鉴定，所以对于地层的研究具有重要意义。

二、晚第三纪地史特征

晚第三纪全球海陆分布轮廓已经和现代相似。只是海水所占面积比现在稍大，而陆地面积比现在稍小。古地中海虽然在早古生代末基本消失，但残余海水仍然淹没北非北部、意大利大部、西班牙和法国的南部；法国西部和北欧地区则为大西洋海水所覆盖；北美西海岸南部和墨西哥湾滨海地区也都为海水所占据。在欧洲阿尔卑斯山升起后，古地中海逐渐变成封闭的内陆海，其余部分经过多次变化，海水消失，残留下来黑海、里海和咸海。中国大陆则和上述地方相反，当时沿海各海域都是陆地，后来才为海水所淹没。

经过喜马拉雅运动期，阿尔卑斯-喜马拉雅山脉和环太平洋山脉都已形成，并继续隆起，特别是青藏高原的隆起，对生物界的分布、迁徙和气候的变化影响甚巨，是地史发展中的一件重要事件。

三、中国晚第三纪古地理概况

中国晚第三纪地理轮廓已基本和现代相似，除去台湾、海南岛及沿海个别地段还有海水覆盖，全国大部地区都是陆地。中国东部相当现代日本海、南海、东海、黄海、渤海等地区也都是陆地，晚第三纪后期，太平洋海水向西侵入大陆，形成日本海、东海、南海、黄海等，大约在第四纪初才形成渤海。所以说晚第三纪基本奠定了现代海陆轮廓。但大陆地貌比较复杂，由于中国西南部受到印度板块俯冲，东部受到太平洋板块俯冲影响，大陆内部断裂发育，许多已经夷平的古生代和中生代褶皱山系急剧上升，而断陷盆地则急剧下降，如塔里木盆地上第三系堆积以粗碎屑为主，厚度巨大，竟达6000m，其物质皆来源于山地剥蚀产物，足见山地上升幅度和速度之大。

中国北部和西北部，河湖发育，如西宁、兰州、河西走廊、宁夏、内蒙古等地均有中新统河湖相碎屑沉积。内蒙古准平原湖泊中，上第三系分布很广，厚度在100m左右。在华北地区也有湖泊分布，如山东临朐的山旺组，即为典型的湖相堆积，属中中新统。由泥岩、硅藻土、油页岩并夹玄武岩组成，厚400m左右，保存着极为丰富的动植物化石，包括哺乳动物、爬行类、

两栖类、鸟类、鱼类、昆虫等；植物组合以温带为主，间有部分亚热带植物。因为化石丰富，保存完好，素有“化石宝库”之称。其中硅藻土层理微细，俗称“万卷书”，也是重要矿产。

华北平原地区继早第三纪之后仍然下沉，如表 15-2，下第三系之上普遍沉积上第三系，总厚可达一、二千米。中新统称馆陶组，中上新统称明化镇组。松辽盆地此时亦大范围下沉。秦岭北侧形成渭河断陷盆地，上第三系厚达 2000m 多，下陷一直延续到第四纪。

中新世后，地势趋向平坦，气候也较湿热，在河北、河南、山西、陕西、甘肃、广西、云南等地，广泛堆积了河湖相、红色粘土相的上新统。一般说来，南方以湖相为主，如云南东部开远、宜良一带，分布着一系列小型盆地，形成湖沼含褐煤堆积（小龙潭组 N_1 ，和河头组 N_2 ），为潮湿气候条件下产物；而北方特别是晋陕一带广泛堆积了棕红色、鲜红色粘土，含三趾马及大唇犀等化石，旧称三趾马红土。因在山西保德最为典型，又称保德红土。

雷州半岛及海南岛北部，晚第三纪以来发生断陷，有玄武岩喷发，并遭受海侵，形成中、上新统玄武岩夹滨海浅海沉积。

晚第三纪，特别是在上新世，中国东部沿海地区，普遍有玄武岩喷发活动。除上述海南岛北部及雷州半岛外，如福建漳浦、澎湖列岛、浙江嵊县、江苏、山东、庙岛群岛以及东北长白山区，皆有玄武岩分布。

在喜马拉雅运动后，青藏高原逐渐隆起，主要处于剥蚀状态。但在局部地区堆积了上新统河湖相碎屑岩，含有褐煤及植物化石。在希夏邦马峰北坡 5700—5900m 处出露的上新统（卧马组）上部曾发现高山栎（*Quercus*）植物化石，高山栎是生长在 2200—3000m 之间的植物，故推测当时海拔高度应在 2500m 左右，第四纪以来上升了约 3000m。据此推断青藏高原和喜马拉雅山脉进入第四纪才进一步大幅度台升，形成现在的雄伟面貌。70 年代在希夏邦马峰北坡还发现了三趾马化石，三趾马是广泛活动于中国北方的上新世草原动物，在青藏高原发现了它的足迹，也说明那里当时还没有隆起到像今天的高度。

在台湾地区，中央山脉在中新世升起，但其东西两侧强烈拗陷，西部形成海陆交互相含煤沉积，厚达 5500m，少火山活动，属冒地槽类型沉积。东侧拗陷更为强烈，沉积厚度达六、七千米，形成蛇绿岩套、蓝片岩及混杂岩堆积，属于太平洋板块俯冲地带，也是有名的地震活动频繁地带。

第三节 第四纪

第四纪是地史发展的最新阶段，也是生物界发展的最新阶段，现代海陆分布及地貌起伏形势已经形成，但新构造运动仍很强烈，气候变化和气候波动仍很频繁，周期性地出现过冰川活动，堆积了引人注目的大面积黄土，特别是出现了有智能的人类，成为占有和改造地球的主人，从这个意义上讲，

地球的历史进入了一个空前的崭新的时代。

一、向现代继续演化的生物界

第四纪生物界总的面貌已和今天相似，以西北欧为例，在现生植物中大约有 80%，在第四纪开始时就已经存在了。但动物界变化较大，特别是哺乳动物发展很快，第四纪哺乳动物和上新世相比（以欧洲及其相邻的亚洲地区为例），在 119 个种中，仅有 6 个种是在上新世生存过的。即使在第四纪生存过的哺乳动物，也是一茬茬地绝灭，一批批地新生，在第四纪后期，既距今 15000—9000 年间，还发生过大型陆生哺乳动物大规模绝灭事件。自然环境变化迅速，再加上人类出现后的狩猎活动，是导致哺乳动物绝灭的重要因素。

当然环境条件的变化也是导致动物界适应环境加速发展的因素。1948 年第 18 届国际地质大会确定，以真马、真牛、真象的出现作为划分更新世底界的标志。说明这些哺乳动物从第三纪以来演化极为迅速。现以马和象的演化过程简略叙述如下：

马属于奇蹄类，其祖先在早第三纪初已经出现。其发展是从小到大，从多趾到单趾，从细小牙齿到粗大牙齿，从吃嫩叶到吃硬草的发展过程。最初的马生活于低矮密林中，所以具有小巧的身体（和现代狐狸大小相似）和多趾（前四后三）的脚，这样便于在森林间起伏不平湿软的地上奔走；因为采食树叶，牙齿也比较低小。这就是所谓的始新马（始祖马）。后来地球上很多地方的气候逐渐变干，树木渐少，草原渐多。在这种条件下，有些被淘汰了，有些便演化为前后足都有三趾（只有中间一趾接触地面），身体和牙齿也都加大了。这就是大量繁生于上新世的三趾马。到了更新世，出现了广阔的草原，在一望无际的草原上，马类必须具备看得远和行走迅速的条件才能躲避猛兽的袭击，并在干燥的草原上很快找到水喝，所以发展成肢长体高，具有单趾硬蹄和流线形的身体，这就是现代类型的真马。同时，为了咬断和咀嚼多纤维的草，牙齿也变得粗大了。马的演化充分说明动物在与地理环境不断斗争中发展的过程（图 15-6A）。

再以象（长鼻类）为例说明动物演化和地理环境的关系。象的祖先出现于始新世，称始祖象，大小和猪相仿，过水陆两栖的生活。没有长鼻和巨大的门齿。臼齿原始，只有二个横脊。后来，许多地方形成了茂密的森林，象的门齿逐渐增大，既是防御“武器”，也是在密林中穿行时披荆斩棘的“工具”；臼齿的齿脊数也不断加多，上新世以前在 5 个以下，而更新世可达 10 个以上（最多达 30 个）。鼻子渐加长，以便采食植物。第四纪时，北半球曾经出现冰川，因而有一支演化成有长毛的象；森林消失了，两个巨大门齿开始弯卷起来；而且臼齿粗大，牙冠上的齿脊也比较复杂，这样才能更好地磨碎寒带的粗糙食料（少汁的枝叶和草类）；同时，背上出现一个瘤状突起，

以储养料，用来度过食物缺乏的季节，这就是在更新统地层中常发现的猛犸象。

在第四纪冰川时代还有一种身披浓密长毛的犀牛，叫披毛犀。随着冰川的消逝，猛犸象和披毛犀都绝迹了。

在第三纪初期，即已出现了最初的灵长类。大约在第四纪初期，古代猿类的一支，开始向人类的方向发展，随着人类的出现，地球的历史进入了一个全新的阶段。

二、频繁而普遍的新构造运动

第四纪虽然已形成现代全球构造和地理面貌，但新构造运动却在时时刻刻改变和塑造着新的面貌。在海洋中大洋中脊不断向外扩张，如太平洋板块中脊两侧，每年向东移动 6.6cm，向西移动最大可达 11cm。近年中日两国科学家发现，日本列岛与中国大陆之间的地理距离在逐年靠近，日本茨城县鹿岛町与中国上海市的距离每年缩短 2.9cm。美国全球定位系统卫星（1994）提供的数据显示，澳大利亚大陆正在以每年 5—8cm 的速度朝着东北方向缓慢移动。又如喜马拉雅山和青藏高原，虽然在喜马拉雅运动期间即已隆起，但是第四纪以来上升速度和幅度急剧增大。以希夏邦马峰为例，晚第三纪在 2000 多万年中上升了 2000 多 m，而在第四纪 200 万年中却上升了 3000 多 m，比起晚第三纪上升速度快了 10 几倍。地质学家考察认为珠穆朗玛峰还在继续增高，年平均增高 1cm。说明和欧亚大陆和印度岩石圈板块之间的缓慢而又极强的撞击，仍在起着力拔千钧的作用。青藏高原在第四纪迅猛隆起，对于自然地理和气候状态起着不可估量的作用。例如，在喜马拉雅山南麓的印度西瓦里克群地层（上新统）中产三趾马化石，而且可以据此与山的北麓以及中国北部的三趾马化石互相对比，说明在上新世时南北环境差别不大，喜马拉雅山和青藏高原在当时还没有成为动物活动或迁徙的障碍。但是从当前看，三趾马化石产地海拔高度相差非常悬殊，如在藏南为 4300m，藏北唐古拉山为 4000m，兰州为 1000m，山西为 500—700m，华北平原在海面下 320m（钻孔中）。这足以说明中国目前这种西（南）高东低、百川东流的形势是在第四纪中完成的。

青藏高原的隆起对于全球气候的变化，更具有显著影响。美国 W.拉迪曼和 M.雷莫（1989）认为：大约在 4000 万至 5500 万年以前（相当早第三纪始新世），那时全球的气温相对平稳，比较暖和。随着高原渐渐升起，大气循环和风向都发生了变化，从而形成今天北半球格局迥异的植被组成情况。并且，西藏高原的隆起导致了这个地区季风的形成。高原上空聚集的热空气不断上升，并且由于印度洋海面上吹来的湿润凉爽空气因此发生位移，从而造成了每年的雨季。正是这些降雨，带走了空气中大量的 CO_2 ，含有 CO_2 的降水

与裸露岩石发生反应，加促岩石风化，所溶解的碳酸钙物质经河流流入海洋，于是具有硬壳的海生动物便有了取之不尽的食物来源。而最终这些物质将沉积海底，形成石灰岩。虽然青藏高原和喜马拉雅山只占全球陆地面积的5%，但是流入全球海洋中的沉积物几乎有25%来自这个地区。拉迪曼和雷莫认为：大气中CO₂大量减少，致使全球气温变低。今天地球的气温比5000万年前低12—15。他们的这种青藏高原隆起和大气中CO₂日益稀薄论曾引起一定的反响。

由于板块的碰撞和俯冲，不仅导致青藏高原的隆起，而且导致大陆内部断裂运动的增加，如天山和祁连山都因断裂而产生差异性升降运动，上升部分形成高山，高山之间则形成断陷河谷或盆地，如天山西北部赛里木湖便是上升山块中的下陷洼地。许多早期的断块山地，如长江下游的庐山和九华山，华北平原上的泰山，在第四纪也都继续上升，而松辽平原、华北平原等也在继续下沉，反映了新构造运动的继承性特点。

三、第四纪沉积物和矿产

（一）第四纪沉积下界

第四系下界如何确定，至今在国际上仍有不同意见，实际上它涉及到一些基本理论问题，由于第四系有海相陆相之分，二者很难找到共同的标准。1977年，国际第四纪会议建议，以意大利的弗利卡（Vrica）剖面作为上新统和更新统的分界剖面，其地质年龄今定为164万年。有的学者认为第四纪下限应在人类出现时开始，地质年龄定在距今350—330万年。中国地质学者认为第四纪应在黄土沉积的下界，因为黄土沉积反映了气候和环境发生了显著的变化，黄土开始沉积时间距今248万年，故第四纪开始暂定在距今248万年。

（二）第四纪沉积物特征

第四纪沉积物在大陆上分布极广，除去岩石裸露的陡峻山坡外，几乎到处都为第四纪沉积物所覆盖。第四纪沉积物的特点是：大多数未胶结，呈松散状态；保存比较完整；厚度一般不大，数十米至数百米，但在一些拗陷盆地可达一、二千米；沉积类型比较复杂，相变剧烈，主要有河流沉积、湖相沉积、风成沉积、冰川沉积、冰水沉积、洞穴沉积、残积、坡积、洪积、重力堆积、火山堆积、生物沉积和海相沉积等。第四纪沉积记录了地球发展最新阶段的历史和自然环境的变化，所以研究它具有重要的理论和现实意义。

（三）第四纪海侵

中国的第四系主要是陆相沉积。海相沉积只限于滨海地带及河口沉积，或者遭受第四纪海侵的地方。如华北平原第四系河湖相沉积中，时夹薄层海相沉积，据研究对比，在更新世华北沿海地区共有5次海侵，从古至新分别称为海兴海侵、黄骅海侵、白洋淀海侵、献县海侵和沧州海侵；在全新世还

有一次海侵，称为天津海侵。导致这种海侵的原因，一般认为主要与间冰期引起的海面上升有关。因海侵时间短促，规模较小，所以也有人称之为海泛。

(四) 黄土与气候波动记录

第四纪最具有特色的沉积物应该算是黄土。中国、欧洲、北美和南美都有大面积黄土分布。中国北方黄土广布，总面积约 38 万 km²，主要分布于甘肃、陕西、山西、河南，以及河北、内蒙古等地区，是世界上黄土发育最好和分布面积最大的地区。黄土层一般厚 100—200m，最厚可达 300 多 m。黄土是在特定环境下形成的一种粉砂性（间含亚砂、亚粘）、多钙性、多孔隙、多垂直节理的松散土状堆积，粒级为 0.05—0.001mm，组成矿物成分有石英、长石和未分解的角闪石、辉石、黑云母等碎屑，有时含哺乳动物和蜗牛等化石。原生黄土一般没有明显层理。

黄土在黄土塬区保存较好，堆积厚而连续。刘东生等根据黄土性质和动物化石，把黄土地层划分为早更新世午城黄土(Q₁)、中更新世离石黄土(Q₂)和晚更新世马兰黄土(Q₃)。午城黄土一般为黄红色，离石黄土为淡棕色，马兰黄土为黄灰色。习惯上把前二者称老黄土，后者称新黄土。在距今 240 多万年以前黄土已经开始堆积。气候干冷时，黄土堆积速度快，形成黄土堆积；气候转为温湿时，黄土堆积速度减缓，成土作用加强，形成土壤层。在连续黄土剖面中，共夹有 30 多层古土壤层，记录了第四纪时期古气候波动变化的历史。在 240 多万年中至少经历了 24 个气候旋回。

关于黄土的成因是一个反复争论的问题。欧洲和北美的黄土分布在冰川作用区外围，黄土剖面中夹有古土壤层。一般认为这些黄土是冰碛物和冰水沉积物的粉砂颗粒，被风吹扬搬运到冰川作用区外围地带堆积而成的，黄土是冰期的产物，古土壤层是间冰期的产物。中国黄土主要分布于干旱沙漠地区外围，一般认为中国黄土主要是西北沙漠、戈壁地区的粉砂颗粒，被西风急流携带到目前的黄土源区，降落堆积而成。黄土由风力搬运堆积，大约有如下依据：黄土基本无层理；黄土中矿物颗粒多具棱角；黄土中含有角闪石、辉石、黑云母等矿物，反映干燥气候条件，若气候潮湿这些矿物早就风化分解了；黄土颗粒有自西而东、自北而南有逐渐变小的趋势，说明黄土颗粒是由西风吹扬而来的；黄土厚度（在甘肃一般为 50—100m）有自西而东、自北而南有逐渐变小的趋势；在同一地区自山下到山上常可见到都有黄土分布；黄土地形常和被黄土覆盖的古地形基本一致，说明只有风力搬运才能铺天盖顶进行堆积；黄土中常发现鸵鸟蛋、蜗牛等干燥区动物化石。

(五) 中国第四系概况

中国第四系分布广泛，类型多样，横向多变，以陆相为主。表 15-3 列出部分主要第四系。

表 15-3 中国第四系地层简表

| 年代划分 | 华北 | 华南 | 东北 | 河西走廊 | 新疆 |
|---------------------|------------------------|----------------------|----------|----------------|-----------------|
| 全新统 Q ₄ | 次生黄土 近代冲洪积 | 冲积 | 冲积 湖积 | | 风积 湖积 冲洪积 |
| 上更新统 Q ₃ | 马兰黄土 山顶洞 洞穴堆积 | 柳江人 洞穴堆积 | 下蜀组 | 顾乡屯组 马兰黄土 | 新疆组 |
| 中更新统 Q ₂ | 离石黄土 周口店 北京人 洞穴积 | 万县盐井沟 洞穴堆积 | | 黄山组 酒泉 砾石层 | 乌苏组 |
| 下更新统 Q ₁ | 午城黄土 泥河湾组 (三门组) | 柳城巨猿 洞穴堆积 及元谋组 | 雨花台组 | 白土山组 玉门 砾石层 | 西域组 |

1. 华北和东北地区 华北平原和松辽平原均有第四系发育（参阅表 15-2）。华北平原主要为河湖相沉积，包括粘土、粉砂、细砂等，并夹玄武岩及凝灰岩，总厚约二、三百米。中夹数层海相层，含有孔虫、介形虫等。沿海地区曾有多次短暂海侵。东北第四系与华北相似，但厚度稍小，在上更新统（如顾乡屯组）产猛犸象、披毛犀等化石，说明曾出现寒冷气候。

华北上升区（山区）也发育较好的第四系，其典型地层如下：

（1）马兰组（上更新统，Q₃）黄土堆积，因北京西山马兰台黄土堆积而得名。

（2）周口店组（中更新统，Q₂）石灰岩洞穴堆积，以泥砂、砾石、灰土层为主，含有丰富哺乳动物化石，并发现了“北京人”（猿人），闻名国内外。

（3）泥河湾组（下更新统，Q₁）典型湖相兼河流相沉积，主要由浅绿色、浅红色粘砂、砂粘、泥灰岩、砂层、砾石层等组成，含有淡水软体动物及脊椎动物化石。标准地点在河北省桑干河流域阳原县泥河湾、虎头梁、红岩村一带。在河南三门峡黄河两岸亦有相同层位出露，称三门组。

2. 华南地区 沉积类型比较复杂，主要为洞穴堆积、阶地堆积、土状堆积及小盆地堆积。长江下游宁镇山脉地区，下更新统称雨花台组，以砾、砂为主；中、上更新统称下蜀组，为红色粘土沉积。

此外，如广西柳城巨猿洞穴堆积，云南发现元谋人的河湖相元谋组等，都属下更新统；四川万县盐井沟洞穴堆积，分布甚广的雅安砾石层（局部含砂金）等，皆属中更新统；广西柳江人洞穴堆积，四川江北砾石层等皆属上更新统。

3. 中国西部及青藏地区 西部山高盆大，升降运动强烈，在山麓地带带有粗碎屑堆积。如天山北麓（即准噶尔盆地南缘）下更新统称西域组，以砾石

为主，厚 1350m，含三门马化石。中更新统称乌苏组，厚 30m；上更新统称新疆组，厚 150m，皆以砾石或砾、砂、粘土等为主。盆地中全新世则主要为风沙堆积或盐湖沉积，代表干燥气候条件下的产物。如柴达木盆地共有 24 个盐湖，盐类总储量为 600 亿 t，其中察尔汗盐湖是我国最大的可溶性钾镁矿床、面积 5800km² 多，氯化钾储量约占全国的 97%，还含有大量的镁、锂等元素。

青藏高原，近年考察证明曾有多次冰川活动。在藏北遗留有众多的湖泊，蕴藏丰富的硅藻土、硼砂及盐类矿产。

（六）第四纪矿产

第四纪的矿产以砂矿为主，如钨、锡、金、金刚石及稀有元素等。广西富川、钟山、贺县地区是有名的钨、锡砂矿区，并含稀有元素。金沙江、黑龙江流域有现代河流的冲积砂金矿。南海诸岛上有现代鸟粪堆积，可作磷矿开采。内蒙古等的内陆湖泊中有钠盐，西藏高原上的内陆湖泊中有硅藻土、硼砂，在柴达木盆地有钠盐及钾、镁、锂等。在台湾还有与第四纪火山活动有关的硫磺和其他矿产。

{ewr MVIMAGE, MVIMAGE, !60000226_0342_1.bmp}

四、第四纪大冰期

（一）大冰期冰川分布

根据地质记录，大约在晚第三纪即距今 1400—1100 万年前冰期即已开始，但到第四纪才出现冰期和间冰期交替的现象。在冰期最寒冷时期，北半球高纬地区形成大陆冰盖（图 15-8），格陵兰冰盖把格陵兰和冰岛全都覆盖了；劳伦大冰盖覆盖了整个加拿大，并向南延伸到纽约和辛辛那提一带；斯堪的那维亚冰盖达到北纬 48°，几乎把欧洲的一半都掩埋住，冰盖最大厚度约达 3000m；西伯利亚冰盖占据了西伯利亚北部，大约达到北纬 60°；许多高山地区，如阿尔卑斯山、高加索山、喜马拉雅山等都出现了较大规模的山地冰川。在南半球，南美南端、澳大利亚东南部、新西兰等地也都发现第四纪冰川的遗迹。这些冰川曾经发生过多进退，并且每次活动都遗留下具有特色的冰川堆积物。第四纪冰川活动历史就是根据冰碛物的研究结果而恢复的。

（二）冰期划分与对比

欧洲阿尔卑斯山区是研究第四纪冰川的典型地区。1909 年，德国 A. 彭克和 E. 布吕克纳根据阿尔卑斯山冰川沉积物研究结果，划分为恭兹、民德、里斯、玉木 4 个冰期和 3 个间冰期（表 15-4）。其后，世界各地根据当地冰川沉积物研究的结果都划分出相应的冰期，并与阿尔卑斯山冰期对比（表 15-4）。第二次世界大战后，经过对欧洲阿尔卑斯山冰川沉积的研究，认为典型的 4 次冰期是距今 70—80 万年以来发生的冰期，在这 4 次冰期之前又

划分出多瑙和比伯两次冰期。

在 30 年代，李四光根据对庐山冰川遗迹的研究，把中国第四纪冰川划分为鄱阳、大姑、庐山 3 个冰期。近年对中国西部新疆、祁连山、西藏、云南等地高山冰川进行了深入研究，在 3000m 以上的高山地带发现距今约 1 万年的冰川遗迹，如遗留在高山顶上的冰川湖，称这次冰期为大理冰期。第四纪冰川是客观存在，气候曾经出现多次寒暖交替也是事实。但对中国东部是否普遍存在过第四纪山地冰川，当前还存在着争论。

表 15-4 北半球第四纪冰期对比

| 地质时代 | 中 国 | | 阿尔卑斯 | 北欧 | 美国 |
|------------------------|--------------------------|------------------|--|-------------------------|---------------------------|
| | 东部 | 喜马拉雅山地区 | | | |
| 全新世 Q ₄ | 冰后期 | 冰后期 | 冰后期 | 冰后期 | 冰后期 |
| 晚更新世 Q ₃ | 大理冰期 庐山-大理间 冰期庐山冰期 | 珠穆朗玛冰期 | 玉木冰期 里斯-玉木间冰期 里斯冰期 | 威契色尔冰期 埃姆间冰期 萨勒冰期 | 威斯康辛冰期 桑加蒙间冰期 伊利瑙冰期 |
| 中更新世 Q ₂ | 大姑-庐山间冰期 大姑冰期 | 加布拉间冰期 聂聂雄拉冰期 | 民德-里斯间冰期 民德冰期 | 霍尔斯特间冰期 埃爾斯特冰期 | 雅茅斯间冰期 堪萨期冰期 |
| 早更新世 Q ₁ | 鄱阳-大姑间冰期 鄱阳冰期 | 帕里间冰期 希夏邦马冰期 | 贡兹-民德间冰期 贡兹冰期 多瑙-贡兹间冰期 多瑙冰期 比伯冰期 | 玛诺间冰期 埃尔伯冰期 | 阿夫东间冰期 内布拉斯加冰期 |

(三) 植被迁移和海平面升降

由于冰期和间冰期的更替，导致生物迁移和海平面变化。在冰期期间，气候寒冷干旱。如在距今 1.8 万年为玉木冰期最盛时期，北半球中纬地区气温下降 10—15℃，苔原由北纬 60° 移到北纬 45°，中国多年冻土南界南移到北纬 40°。植物则随冰期和间冰期大陆冰盖的进退，发生周期性南北迁徙现象，植被移动范围最大可达纬度 30°。目前正处于冰后期，也可能是另一个间冰期，但地史上有的间冰期气温比现在高 2—3℃。

第四纪冰期，海平面有明显的升降变化。冰期来临时，地球表面大量水分以冰的形式积累在大陆冰盖和山地冰川中；间冰期时冰盖和冰川融化，大量的水回归海洋。据推算，末次冰期时冰川体积约为 $71.36 \times 10^6 \text{km}^3$ ，现在全球冰川体积约为 $24.06 \times 10^6 \text{km}^3$ ，冰期比现在约多 $47.30 \times 10^6 \text{km}^3$ ，相当海水面下降 132m。故在冰期内，许多浅海滩露出海面，甚至使原来为海水隔绝的大陆或岛屿有部分相连，为生物迁徙提供了条件。末次冰期结束后，海面

逐渐回升，大约到距今 6000 年时，海平面达到现在的位置。

为了搞清楚冰期和间冰期的气候变化规律，科学家们正在利用冰心进行研究。如欧洲丹麦等 7 国参加的“格陵兰冰心计划”，正在冰上钻取 3000m 厚度内的冰心，探索 20 万年之久的气候变化规律。计划于 1995 年完成。通过研究同位素比例、微量酸、尘埃、温室气体浓度及其他杂质，从冰样的气泡中寻找气候变化的线索。

五、人类的出现

人类的出现是第四纪的重大事件，也是第四纪生物发展史上的一次重大飞跃。人会劳动和制造工具，从这个意义上看，人类已脱离了动物范畴，因此第四纪实际上是人类时代。

人类由猿类分化出来，并逐步发展为现代人，是通过劳动和若干次飞跃而实现的。真正的劳动是从制造工具开始的。人类的发展可以分为古猿、直立人（猿人）、早期智人（古人）和晚期智人（新人）四个阶段。

（一）古猿阶段

人是从古猿中的一支演化而来的。在中新世和上新世地层中曾发现过若干种古猿化石，国际上普遍认为人类分化是从腊玛古猿（*Ramapithecus*）开始的，其时间大约为距今 1400 万—800 万年。腊玛古猿是从猿到人的一个过渡类型，是人类最早的祖先。从 1932 年以来，曾先后在印度、希腊、土耳其、匈牙利、巴基斯坦、肯尼亚等发现腊玛古猿化石。1980 年 12 月 1 日，在中国云南禄丰县石灰坝上新世地层中发现腊玛古猿头骨化石，对研究人类起源和进化具有重要意义。

腊玛古猿已从四肢着地到可以直立行走，这是从猿到人迈出的具有决定意义的一步；同时这种古猿能够本能地使用天然工具（木棒、石块），但还不能制造工具，因此，许多学者认为它只是古猿中的一个进步类型，是人猿分化点上的重要一支。

（二）直立人（猿人）阶段

直立人是人类的直接祖先，大约生存于距今约 200 万年到三、四十万年前。直立人头骨低平，眉脊骨突出，牙齿较大，具有猿和人的中间性质。他们已经能制造石器，是最早能制造工具的人。直立人过去称为猿人，目前认为猿人应该归于人属的直立人，故把猿人阶段改称直立人（*Homoerectus*）阶段。

直立人阶段可分为早期直立人和晚期直立人。早期直立人以在非洲坦桑尼亚奥杜威峡谷发现的早更新世能人（*Homo habilis*）为代表，化石地点有旧石器，地层年代距今为 175 万年。

晚期直立人以爪哇直立人和北京直立人为代表，他们都生活于中更新世早期。爪哇直立人是 1891 年发现的（图 15-gA），过去称为爪哇猿人。北京

直立人 (*Homo erectus Pekingensis*) 化石是 1929 年 12 月在北京周口店龙骨山首先发现的 (图 15-9B, 15-10), 当时被命名为北京中国猿人 (*Sinanthropus Pekingensis*)。北京直立人生活时代距今约 24—50 万年 (黄培华曾测定年龄为 57.8 万年, 1989)。到目前为止, 已发掘出 40 个左右的男女个体和约 10 万件石器 (图 15-11), 并首先发现世界上人类用火的遗迹。此外, 还发现了 100 多种动物化石。他们遗留的化石之丰富, 在周口店居住时间之长, 都堪称世界第一。1964 年在陕西蓝田公王岭又发现了一个直立人头盖骨, 称蓝田人, 时代稍早, 距今约 60—100 万年。1965 年在云南元谋还发现了两颗直立人牙齿化石, 称元谋人, 时代更早, 经古地磁测定, 其年龄为 170 万年。1980 年在安徽和县龙潭洞发现了完好的直立人头骨化石, 称为和县人, 同时发现 30 多种哺乳动物等化石。1982 年在山东沂源县骑子鞍山发现直立人化石和大量哺乳动物化石。在陕西大荔县段家乡还发现大荔人, 已经接近早期智人, 距今约 20 万年。特别引起国内外重视的是 1993 至 1994 年在南京江宁县汤山镇雷公山葫芦洞先后发现两具直立人头骨和 1 枚牙齿 (右上第三臼齿) 化石, 及大量北方动物群 (与周口店动物群相同或类似) 化石, 时代为中更新世晚期, 距今 30 万年。这一发现为研究当时古气候、环境、动物群的迁徙、古人类演化及长江发展史提供了重要资料。这一阶段的文化属于早期旧石器文化。在欧洲与此相当的有阿布维利文化、阿舍利文化、克拉克当文化等。

{ewr MVIMAGE, MVIMAGE, !60000226_0345_1.bmp}

(三) 早期智人 (古人) 阶段

又称尼安德特人 (图 15-9C, 在德国发现) 阶段, 距今约 10 万年到 5 万年前, 属中更新世晚期和晚更新世早期。文化阶段相当于旧石器中期。早期智人已能用兽皮蔽体, 人工取火御寒, 广泛采用修理石核技术来制造石器, 后期可能已具备了组成原始社会的条件。我国已发现的化石有广东曲江县的马坝人 (距今 12 万年), 湖北西部的长阳人 (距今 19.6 万年), 山西襄汾的丁村人 (距今 10 万年) 等。欧洲的莫斯特文化, 西亚的勒瓦娄哇文化与此阶段文化相当。

(四) 晚期智人 (新人) 阶段

又称克鲁马努人 (图 15-9D) 阶段, 大约生活于距今 2.8—1 万年, 相当于晚更新世后期。文化期相当于旧石器时代晚期。晚期智人在同自然界斗争的过程中, 劳动经验和技能都有了更大的进步, 已经用火煮食物, 用骨针、兽皮缝制衣服, 并开始捕鱼。此外, 还能从事艺术活动, 制造装饰品。1933 年在周口店发现山顶洞人 (图 15-12), 同时还发现不少钻孔的石珠、蚌壳、兽齿等装饰品, 以及缝制衣服的骨针 (图 15-13) 等。1951 年在四川发现资阳人。除此, 广西柳江、内蒙古乌审旗等地也都有所发现。另外, 早年在鄂尔多斯地区发现的河套人, 近年也将其归属于晚期智人。欧洲的晚期智人文化分为奥瑞纳、梭鲁特、马格德林三期。这一阶段的人类化石除具有某些原

始性质外，已基本上和现代人相似，并逐渐发展成为现代全世界的各色人种。

六、全新世

全新世是第四纪最后一个分期，开始年代距今 12000—10000 年。它与更新世的分界是以第四纪最后一次冰期结束、气候由寒转暖为标志，因此也称冰后期。

全新世自然环境与更新世比，更和现在一样，生物几乎都是现代种。全新世延续至今的时间很短，但自然地理状况仍然在不断地变化。全新世海面变化比较显著，冰后期海面迅速上升，到距今 11000 年时，海面上升到—60m 位置。距今 6000 年时，海面上升到当前位置，但仍不时有一定幅度的波动。

全新世气候总的趋势是转向温暖，但气候波动非常明显。以欧洲为例，公元前 12000 年气温迅速上升，但到公元前约 10000 年，气候又转为寒冷；前 8500—7600 年、前 1000—500 年，又都处于寒冷期；在 1550—1850 年这一阶段，又是一个明显的寒冷期，称“小冰河期”，年平均气温比现在约低 2^o。19 世纪以后，气候又转为温暖，冰川后退。

中国全新世气候变化规律大致和欧洲相同。竺可桢根据中国古代物候记录，曾论述近 5000 年来的温度变化，明显存在 4 个温暖期和 4 个寒冷期。在前 2000 年中，即从仰韶文化到安阳殷墟时期，黄河流域年平均温度比现在高 2^o，冬季平均温度高 3—5^o。在后 3000 年中，气候有一系列冷暖波动，周期约为 400—800 年，年平均温度变化范围为 0.5—1^o。竺可桢认为气候波动是世界性的。

全新世地层厚度很小，但分布很广。由于当今可以利用各种现代化手段进行年代测定，如碳 14 法、热释光法以及考古法等，故可进行精确和详细的划分。

人类在全新世进入现代人阶段，早期属于新石器文化时代，人类会磨制石器，以后又会制作陶器，并且有了农业和畜牧业。中国北方，这个阶段有裴李岗文化、仰韶文化和龙山文化等。此后人类进入铜器时代、铁器时代，直到现代。人类的历史是从使用天然工具到自己制造工具，从应用天然火到人工取火，从石器时代到金属时代，一直到电能、原子能时代，这一切都说明人类的历史就是在改造客观世界的同时也逐步改造了人类本身的历史，是不断从必然王国向自由王国发展的历史。

世界万事万物都是有规律地发展的。我们回顾了地球的发展历史，其目

的就是要人们认识地球始终处于不断发展和阶段发展过程中。但是，地球上无机界和有机界的每一阶段的变化，都是以千百万年计，比人类改造自然的速度要慢得多。在亿万年的历史长河中，从来没有像今天这样，地球被人们装饰得绚丽多彩；在无边无际的宇宙空间，也没有任何一个星体像地球一样，由于人类的作用正在加速她的发展进程。然而，我们的一切利用和改造自然的计划和运作，如顺应自然规律行动，便会使地球更加美丽辉煌；而违背自然规律办事，便会对地球发展产生负面影响。

当前已经有许多事实给人类敲起警钟：如毁林造田，任意砍伐，正在引起大量水土流失；矿产资源，难以再生，地方采矿者乱采滥挖，采富弃贫，或者对一些矿种超量采掘，已经导致矿产资源枯竭；许多城市和农田，超量开采地下水，不断引起地面严重下沉；工业排污，污染环境，大气中 CO_2 成分增加，造成温室效应，导致气温上升。有资料证明，全球山区冰川体积正在减少，目前阿尔卑斯山冰川中的冰量是 1850 年的一半，总面积减少了 30—40%。最近（1995）发现有一座巨大冰山脱离南极冰原，冰山面积为 2900km^2 ，超过卢森堡的面积。气温回升，冰川消融的后果，必然引起海平面上升。在过去 100 年中，全世界海平面上升了 10—20cm，德国海湾甚至上升了 35cm。预计到 2050 年，中国珠江三角洲海平面的上升幅度为 40—60cm，而上海及天津地区可能还要大些。有关资料表明，近几十年来中国沿海地区海平面每年以平均 1.5mm 的速度上升，今后有加速上升的趋势。海平面上升将会引起海岸线后退、沿海滩地被淹、加重海岸侵蚀、降低海堤和挡潮闸等工程的抗灾能力、增加沿海城镇排除污水困难，导致三角洲地区水质恶化、出现土壤盐渍化等一系列后果。

“我们只有一个地球！”目前国内外有识之士已经向全世界的人们发出呼吁。我们关心地球的今天，更要关心地球的未来。我们在这里讲述地球的基础知识，就是希望人们都懂得一点地球发展的客观规律，都要比任何时候更加热爱她，保护她，塑造她，以求创造出美好的全新的世界！第一版 后

记

本书是按高等师范院校地理系地理专业的需要编写的。全书除绪论外共包括三部分，第一部分是地壳的组成物质（矿物、岩石的基本知识和理论以及矿床成因类型）；第二部分是地壳的构造变动（地壳运动、褶皱和断裂、地质力学、大地构造学说介绍和地震）；第三部分是地壳的发展历史，按地壳构造发展阶段扼要叙述世界和中国地壳构造和古地理演化的基本规律。本书除作为高等师范院校地理专业的教材外，也可供其他院校有关课程的参考之用。为了适应社会主义的四个现代化的需要，本书在内容分量和基础理论方面都比文化大革命前有所加强。为了发展我国地质科学成就，本书系统扼要地介绍了我国地质学家李四光所创立的地质力学的基本内容，同时，还简要地介绍了其他大地构造学说，如板块构造学说等。考虑到兄弟院校所在地区的地质条件和教学的具体需要，本书的部

分内容略有增多，以便各兄弟院校使用本教材时，有灵活取舍的余地。另外，还有些内容如古生物分类、地质制图、野外地质测量等，准备结合室内和野外实习讲述，因此，未编入本书。关于遥感方面的内容已编入测量和地图课中，故本书也未涉及，以免重复。

本书在初稿完成后，承蒙甘肃师大荣书之，吉林师大孙肇春、吕金福，上海师大苏文才，北京师院张兴修，西南师院杜子荣、秦万成，华南师院李健生、龙志强，华中师院刘涣川，新疆大学朱诚顺等同志认真负责地审阅全稿，并积极提出具体修改意见；中国地质科学院地质力学研究所李述靖同志在百忙中审阅了地质力学部分；武汉地质学院王鸿祯教授精心审阅和修改了地史部分古地理图件，提出了宝贵的意见。此外，蒲恩竹、彭庆祥、秦琪等同志为本书绘制了部分插图，在此一并致谢。

由于我们水平有限、编写时间仓促，其中错误和不当之处，在所难免，请批评指正。

作者
1978年5月1日

第二版 后记

本书出版已经四年多了。在此期间承各兄弟院校在使用中提出不少的宝贵意见；同时近年来地质科学发展很快，经常有新成果出现。因此，我们决定对本教材进行一次修订，以便更好地反映地质科学现状和进一步适应地理专业的需要。在本书出版后不久，北京师范大学曾受教育部委托草拟供高等师范院校地理专业试用的《地质学基础教学大纲》，于一九八一年五月在杭州举行的高等学校理科地理教材编审委员会扩大会议上，由东北师范大学、甘肃师范大学、山东师范大学、兰州大学、西北大学、北京师范大学等校代表参加讨论修改，并经编委会审订。这次修订工作就是按照这个大纲的要求进行的。

概括起来，本书修订版与初版主要有下述不同之点：第一，芟削或精简了一些偏于烦琐或对专业无关紧要的内容，如火山碎屑岩的详细分类、劈理的分类和应用、震中的迁移、莲花状和涡轮状构造等。第二，增加或补充了一些反映科学发展方向的内容，如沉积分异理论、浊积岩的概念及成因、碳酸盐岩的结构、中国板块构造、板块构造与地壳的历史等。第三，适当加强了与专业关系较密切的内容，如关于矿床部分、岩相的分类等。第四，根据一九七九年全国第二届地层会议的精神，修正了有关地层的名称、划分和时代归属等问题，如书中不再采用“震旦亚界”这一名称，而代之以中、上元古界等。第五，为了使学生的视野开阔，思想活跃，勇于探索，对于某些理论问题，本书采取不拘一家、兼容并蓄的原则，如对于大地构造各学派做了全面而又有重点的介绍。第六，有些描述性或参考性的内容，采取小字排版办法，以便各院校根据不同情况、灵活掌握，也可以作为学生阅读之用。此外，本书在章节、标题、文字、插图等方面也都做了一

定的修订、增减或调整。我们在修订过程中，采纳或考虑了许多兄弟院校的宝贵意见，还参考或引用了一些有关院校的出版资料，并经教材编委会委员孙肇春同志审阅，人民教育出版社焦东立、章美玉同志整理清绘全书图件，在此谨向他们表示衷心的感谢。由于我们水平不高，书中仍难免有鲁鱼亥豕之误，希望同志们不吝赐教。

作者

1982年6月15日于北京师大

第三版 后记

本书自第二次修订出版以来，已经第10次印刷，累计印数超过10万册，此乃作者始料所不及。回顾十余年来，地质科学突飞猛进，大有一日千里之势。深感教材务必及时汰旧增新，重新修订，方能适应和满足新形势之需要。所幸本书修订任务已列入国家教委审核批准的《高等学校理科1991—1995年教材编写选题规划》，据此，作者伏案埋首，数历寒暑，终于近日修订完成。

作者一向认为地质学基础应该包括矿物、岩石、矿床、构造，大地构造和地史等几个方面，只有基础宽厚，才能不论学什么或研究什么，得心应手，游刃有余，后劲无穷。因此，本书大的框架，未予变动；而若干细节则多有更新。本书名曰修订，实则是作者展纸握管，大部分为逐字逐句，爬格而成，确实在主观上下了一番功夫。本书负有一项最重要的任务，就是把那些有用而又需要的基础知识很好地有效地传授给青年一代，掌握得越牢固越好，其中包括一些类似一加一恒等于二那样亘古不变的最基本的知识。有人不看对象和有用没有，把这类基础知识跟陈旧落后、无价值等同起来，这其实是一种误解。但仅仅这样就显得不够用了，还必须在此基础上有选择地进行知识更新和知识补充，使教材带有时代的气息和应有的导向作用。尽管如此，因教材使用对象是专业性很强的低年级学生，更新知识也并非是一件容易的事。所谓有选择地进行知识更新和补充，那就是知识再新再有用，但不是专业所需要的，不是低年级学生水平所能接受的，也一概或基本舍而弃之。作者的想法是，教材中既有一定广度和深度的基础知识和理论，又适当选进了一些代表发展方向的新东西，二者相辅相成，对于跨世纪的学生来说，肯定是受用无穷的。

但作者修订本书感到最不容易的事，是教材内容如何和课时多少无所适从。过去编写教材有部颁教学大纲为依据，而如今似乎找不到什么依据了。目前各兄弟院校地理系本科开设地质学基础课（或其他名称），或开一学年，或开一学期，有的还没有师专的课时多。根据课程内容难易、学生知识水平和学生年级高低，分别情况适当缩减课时，是教学改革的必要措施。但若因之起到削弱基础而不是加强基础的作用，亦恐非面向21世纪所应采取的办法。作者有见于此，在教材处理上使其具有一定弹性或选择性，即各兄弟院校在使用本书过程中，其不足处可补充之；其多余处可芟除之。这是一点粗浅的想法。

本书初稿完成后，承华东师大苏文才教授、西北大学马乃喜教授、陕西师大吴成基副教授审阅，并提出宝贵的建设性意见；还有许多兄弟院校的教师在过去十余年中曾先后来信提出批评和修改意见；北师大资环系张保民副教授、杨志荣博士研究生在百忙中帮助整理复印书稿。在此作者向他们表示衷心感谢！本书第三次修订，张振春副教授不幸长期患病，未能参予工作。作者个人力单学浅，虽想尽善尽美完成修订任务，仍有力不从心、语多纰缪之感。敬希同志们惠赐高见，不胜感激之至。

宋春青

1995年6月1日

