

绪 论

一、地质学的研究对象

地质学是一门研究地球的科学。在目前的科学技术条件下，人们还不能直接观测地球内部深处，因而地质学主要的研究对象是地球外层的岩石圈，它的物质组成、地质作用的发育过程和产物、地壳的结构和构造、地壳的发展历史、以及矿产的形成与分布规律，从而为利用和改造自然提供必要的地质依据和矿产资源，以造福于人类。随着生产发展的需要，近代地质学的各个部分，已形成了独立的学科体系，发展了很多分支学科，如：矿物学、岩石学、矿床学、构造地质学和大地构造学、古生物学、地层学和地史学、水文地质学和工程地质学，以及第四纪地质学等。近二三十年来，近代地质科学不断吸收当代自然科学的最新成就，产生了一些边缘学科，如数学地质学、地震地质学、遥感遥测地质学、同位素地质学、海洋地质学、深部地质学、天体地质学、环境地质学、地质经济学等。尤其是电子计算技术在地质各领域的广泛应用，获得了极其丰富的地质信息，使地质科学在宏观和微观两个领域都得到深化，逐步由定性向定量发展，标志着地质科学的发展进入一个新的阶段。

从高等师范专科地理专业的实际需要出发，本书只是对地球的结构、地壳的组成物质、地质构造、地球历史、矿产资源等方面的地质基础理论作一系统而概括的阐述。

二、地质学在经济建设和人民生活中的作用

当前世界范围的新技术革命正在蓬勃兴起，随着经济建设的高度发展和生活水平的提高，人类共同面临着资源、能源、环境等重大问题，这些问题都与地质科学有着十分密切的联系。地质学对上述问题的解决，促进国家和社会的繁荣，人民生活条件的改善，均有重要的作用。

首先，地质学在开发地下资源中起着巨大的作用。我们知道，发展工业首先要查明各种矿产资源和工程设施的地质条件，不探明必要的矿产资源，冶金、化工、建材等基础工业的发展，就是处于盲目的状态；搞工程建设先要弄清地质条件，不查明地质情况，铁道、电站、桥梁、水库坝址等就不能定线、定点和设计施工；国民经济发展所需的煤炭、石油等能源资源，也要通过地质调查探知其分布和储量。因此，地质工作是国民经济各部门发展的“尖兵”，必须走在各类建设的前面。

其次，地质学在人类与灾害性自然现象的斗争中，具有重要意义。地球是人类生存的场所。它的运动和变化，直接影响着人类的安危。一些突发性的地质事件，往往造成巨大的灾害，使人民的生命财产遭受重大损失，强烈的地震和火山喷发、大型的山崩和滑坡等就属此例。人类和这些自然灾害进行斗争，就必须应用地质学的知识，研究它们产生的机理和发展的规律，从而采取有效措施，进行防护，将自然灾害所造成的损失，减至最低程度。

第三，地质学与环境保护和治理的关系至为密切。现在人类的活动已成为一种巨大的

地质营力。矿山的勘探和开采常造成环境的破坏和污染；水库的兴建常常引起岸坡再造和崩塌；过量开采地下水时常引起大面积地面沉降、海水入侵和土地盐碱化；森林的过度砍伐和草原的破坏又可导致水土流失和河湖淤积。地质环境的破坏和恶化，已严重威胁着人类的生活和生产的发展。此外，地质环境还与人体健康息息相关，一些地区的调查已证实，地方病的产生，往往和该地岩石和土壤中微量元素含量的异常，以及水质污染有关。我国有的地方癌症发病率高，也有类似的地质原因。因此，在利用、改造自然的过程中控制环境的破坏和恶化，是当前一项紧迫的任务。在保护和改善地质环境造福于人类的事业中，地质学有其重要的作用。

三、我国地质事业的发展

地质学是在生产实践中发展起来的一门科学，人们在长期的生产实践和与自然灾害的斗争中，积累了丰富的有关地球的知识，逐渐增加了对地球的认识。我国是世界文明古国之一，我国古代人民早就对地质现象有了认识，并应用地质知识于矿山的开采和利用。远在公元前十五世纪的商代，已在农业和生活上普遍采用了铜、锡、铅铸成的青铜器。公元前五世纪春秋战国时，便发现了煤，铁和金、银、锡、铜、磁铁矿、赤铁矿、雄黄等矿产原料，当时已在四川开始打深井，开采井盐，这些地质知识及其应用比欧洲早1600年。在地质原理的认识方面，我国也居于世界前列。我国历史上最早的一本地质书是“禹贡”，是铸在鼎上的，记载了大禹治水时了解到的各地物产情况，土壤性质和山川地形。此后，南宋的朱熹、北宋的沈括以及明代的徐霞客，对地质现象都有独到的见解，朱熹提出了山脉形成和硬结成岩作用的最初概念；沈括的“梦溪笔谈”，首先提出了化石的概念，并认为太行山麓出现的海滨蚌壳化石，乃是“沧海桑田”之变，他根据现实主义的原则，分析了华北平原的形成；徐霞客对喀斯特地貌作了详细的描述，正确地揭示了地下水的地质作用。

近代，我国地质学者也有重大的贡献。1912年章鸿钊首先开办了地质讲习班，积极培养地质人才，并成立了地质研究所。李四光对庐山第四纪冰川进行了详细考察，为我国第四纪冰川研究积累了丰富的资料，并应用力学的原理，研究地质现象，创建了地质力学。裴文忠于1929年在周口店发现了中国猿人化石，对人类起源问题作出重大贡献。这些科学成就都受到了国内外学者的高度重视。

在旧中国，生产发展滞缓，经济落后，地质科学和其他科学一样得不到应有的发展。直至中华人民共和国建国前夕，全国只有二百多名地质人员，十四台破旧钻机，仅对十几种矿产储量作了粗略估算。我国地质事业的真正发展，是在建国以后，国家规定了地质工作的根本性质和地质部门的基本职能，指出：地质部应该是地质调查研究工作部，是地下情况的侦察部，在党和政府的领导下，三十多年来我国地质工作取得了巨大成绩，保证了经济建设的进行。

目前世界上已知的一百五十种有用矿产，在我国都有发现，其中一百三十六种矿产探明了储量。稀土、钨、锡、铜、锑、铂、锌、铁、钼、锰、铅、金、汞、钒、钛、硫、磷、石棉、石墨、萤石、菱镁矿等二十几种矿产的储量，居于世界前列。煤和石油，在世界上也

有重要地位。目前，我国煤的探明储量已超过六千四百亿吨；大庆油田是我国第一个高产油田，继大庆油田之后，在许多地区又陆续发现大批油气藏。海洋勘查表明，我国海域大陆架沉积盆地，具有良好的成油气的地质背景，经钻探，已在莺歌海、渤海湾、珠江口等海域获得了工业油流。为石油资源的开发开拓了新的领域。

此外，在区域地质图的编制、海洋地质的调查与勘探、地下水资源评价和开发利用、地下水含水层储能、地热利用、矿产形成条件与成矿规律、沉积相与古地理、中国大地构造及其演化、中国地层与晚期前寒武系地层、环境地质、地震地质等方面的研究，也都取得了显著的成绩。

四、地质学的研究方法

地壳自形成以来，已经历了漫长的时间、据岩石同位素年龄测定，地壳的年龄约 38 亿年左右，地质作用的过程，一般都需要经历漫长的地质年代才能完成，今日所见的地壳，仅是地壳演化过程中的一个阶段。而自然地理环境和地壳结构具有明显的地区差异性，必须注意区域性的特征。同时，地质变动和地质作用又是极其复杂的，既有物理、化学或生物的变化，也包括了离子和原子的微观过程。总之，地质学的研究对象，具有历史性、地域性和复杂性的特点。针对这一特点，其研究方法也与其他自然科学有所区别，具有自己的一些独特方法：

第一，野外考察，这是地质学研究的基本方法，在野外考察时，要对各种地质现象进行深入细致的观察，取得大量的第一性资料，作为分析研究的基础。考察的方法，除通常的野外工作外，也可借助于遥感技术、航空测量及地球物理等现代手段。

第二，实验室分析与试验。在野外考察基础上，应用各种物理、化学的手段和现代仪器设备，进行室内实验和模拟试验。如用偏光显微镜、电子显微镜，对矿物、岩石的内部结构和构造进行观察研究；又如仿照矿床形成时的高温、高压环境，模拟矿床形成的过程；以及在室内模拟在漫长地质时期形成的褶皱山系的应力及形成过程等。

第三，综合分析研究，地质科学常采用“将今论古”的历史比较方法，对所取得的资料作综合研究，“将今论古”的含义是指根据研究现代地质作用所得出的规律，去认识和恢复地质时期中地质事件的过程。例如，在高山上发现了含珊瑚化石的石灰岩，即可推断此高山曾经是浅海环境，因为现代珊瑚只能生活在温暖的浅海环境中，后来由于地壳运动抬升才成了高山。又如在现代火山活动地区，常可见到岩浆喷出地表、冷凝固结形成的火山岩。因而，当在某地发现火山岩时，就可得出结论，该地区在地质年代中曾经有过火山喷发活动。

但是，一个地质过程往往要经历漫长的地质时期才能完成，地质时期的自然条件，又并不完全和现在相同。例如，地壳形成的初期，火山活动强烈，空气中二氧化碳的含量比现在高得多，二氧化碳溶解于水，使水呈酸性，因此海水的酸度也比现在高。现代的胶体溶液铁矿，形成于浅海，而当时由于铁在酸度高的海水中溶解度大，可以搬运到离岸较远的地方，故多形成于深海中。因而，运用“将今论古”原则时，不能机械地将现代进行着的地质作用与过去类比，必须以辩证唯物主义和历史唯物主义的思想为指导，结合不同时期的其它条件才能正确地认识过去与认识现在。

五、本课程在高等师范专科地理专业中的地位和作用

地质学和地理学都是研究地球的科学，同属地学的范畴。地质学和自然地理学的联系特别密切，在漫长的地质历史中，地壳在不断演化，改造着地表形态，并使地球表面的水圈、大气圈和生物圈发生变化，从而形成新的自然地理环境。所以，地壳的演化对地表自然地理环境的形成和发展有着重要影响。因此地质学是地理专业中的一门重要的专业基础课。它与自然地理基础的其他内容—水文学、地貌学、土壤学和区域地理学等有密切的联系。例如，水系的发育，地表海洋、湖泊、山岳、平原的形成和变化，都受着地质构造的控制；土壤层的发育与性质，取决于（母）岩的物质组成；矿产资源的地理分布主要受成矿规律的支配，等等。总之，这些内容的学习，都需要具备地质学的基础理论。不仅如此，学习有关矿物、岩石、矿床、地质作用、地壳运动、地质发展史等地质基础知识，对今后从事初中地理教学，开展地学课外活动等，都是必不可少的。

复习思考题

1. 地质学的研究对象是什么？
2. 地质学有哪些分支学科？
3. 地质工作与国民经济和人民生活有什么联系？
4. 解放后我国地质工作取得了哪些重要成就？
5. 地质学研究中为什么要特别重视野外考察工作？
6. 师专地理专业的学生为什么要重视地质学的学习？

第一章 地壳概述

第一节 地壳在地球内部结构中的位置

地球是一个旋转椭球体。极半径为 6356 公里，赤道半径为 6378 公里，平均为 6371.2 公里，质量为 5.9×10^{27} 克。目前地球科学的研究已证明，地球的结构由地表到地心分为地壳、地幔和地核三个圈层（图 1-1）。

一、用地震波对地球内部结构的探测

限于科学技术水平，人们可以直接观测到的地下深度十分有限，现在世界上最深的矿井仅 3 公里，最深的钻孔约 12 公里，即使是火山喷溢出来的岩浆，也不过只有地面以下数十到一二百公里深度的物质。因此，目前了解地球的内部结构，主要是借助于地震波研究的成果。

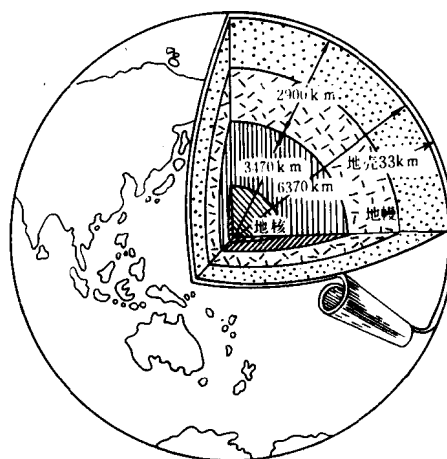


图 1-1 地球内部结构示意图

地震波在地球内部的传播是一种弹性波，它有体波和面波两种。体波，在地球的体积中传播，包括纵波和横波。纵波（P波）（图 1-2），质点的振动方向和波的传播方向一致，波速较快。横波（S波），质点的振动方向和波的传播方向垂直，波速较慢。在地面和地球内部介质分界面上传播的波，则称为面波。根据地震学的原理和地震波的性质，地震波在介质内的传播，有两个重要特征。首先，在不同介质中传播的速度不同，传播的快慢与介质的密度和弹性有关；第二，在固体中，纵波和横波都可传播，而在液体中，横波不能通过，这就是说，纵波和横波在介质中的通过性能，与介质的存在状态有关。因此，当地震发生时，地震波从震源通过地球内部向四外传播。假如地球是一个均匀的各向同性的弹性球体，则它朝所有方向都沿直线传播，并且在任何方向和任何深度上，其传播速度应该相同。但据实际测量，在地球内部，地震波是沿着弯曲的途径传播的。不同深度的地震波的传播速度各不相同，这表明地球的内部物质是不均一的（图 1-3）。

图 1-4 为地震波传播速度与地球内部结构图。从图中可看出，地震波在地球内部的传播有二个明显的速度突变处，形成不连续面，反映该深度上下的物质成分或状态有变化。在地下平均 33 公里处，纵波的速度从 6.4—7.6 公里/秒突变到均值为 8.1 公里/秒 出现了第一个不连续面。这一不连续面，是 1909 年由南斯拉夫地震学家莫霍洛维奇首先发现的，故简称莫霍

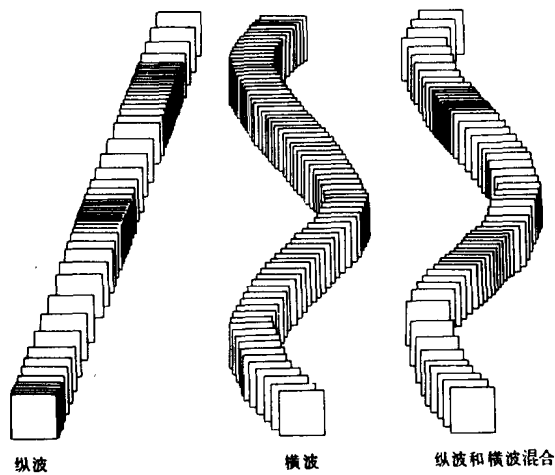


图 1-2 纵波和横波

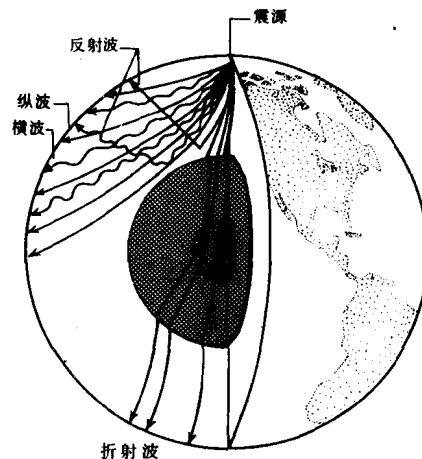


图 1-3 地球内部地震波传播的途径

面，它是地壳和地幔的分界面。第二个不连续面在地下 2900 公里深处，在此不连续面上，纵波的波速由平均值 13.64 公里 / 秒降到 8.1 公里 / 秒，且横波消失。这个不连续面是地幔和地核的分界面，1914 年由美国地球物理学家古登堡首先发现，所以称为古登堡面。

除这二个一级不连续面外，还有几个次一级的不连续面（表 1-1）。地下 20 公里左右的不连续面，为康拉德面，把地壳分为上下两层；地下约 1000 公里的不连续面为雷波蒂面，把地幔分为上地幔和下地幔；5000 公里左右的不连续面，把地核分为内核和外核，近一二十年来还证明内核中有横波存在，平均波速为 2.2 公里 / 秒。此外，地下 50—250 公里深处，还存在一个地震波低速度带，称为古登堡低速层。

二、地球的内部结构

地震波在地球内部传播速度的不同，以及纵波和横波通过性能的差异，反映了地震波所通过的介质的组成及状态有很大差别。根据地震波的研究，以及室内实验等方法，人们对地球的结构已经有了概略的了解：

（一）地壳

地壳是地球表面的一层外壳。地壳的厚度，各地差异很大，从 5 公里到 70 多公里不等。例如我国藏北的地壳厚度就达 70—75 公里，相当于我国多数地区地壳厚度的一倍以上（图 1-5）。地壳的表层为常温、常压；它的底部，温度增高到 400°—1000°C 压力达 9000 个大气压。地壳在结构和组成上也是不均一的，大陆区和大洋区显著不同。

（二）地幔

地壳以下到深 2900 公里的这一层，称地幔。它占地球体积的 83.4%，占地球质量的 2/3。其中地壳以下至约 1000 公里深处为上地幔，平均密度 3.5 克 / 立方厘米，温度为 2000—3000°C，压力可达 38 万个大气压。人们模拟分析上地幔地震波的波速，与橄榄石 55% + 辉石 35% + 石榴

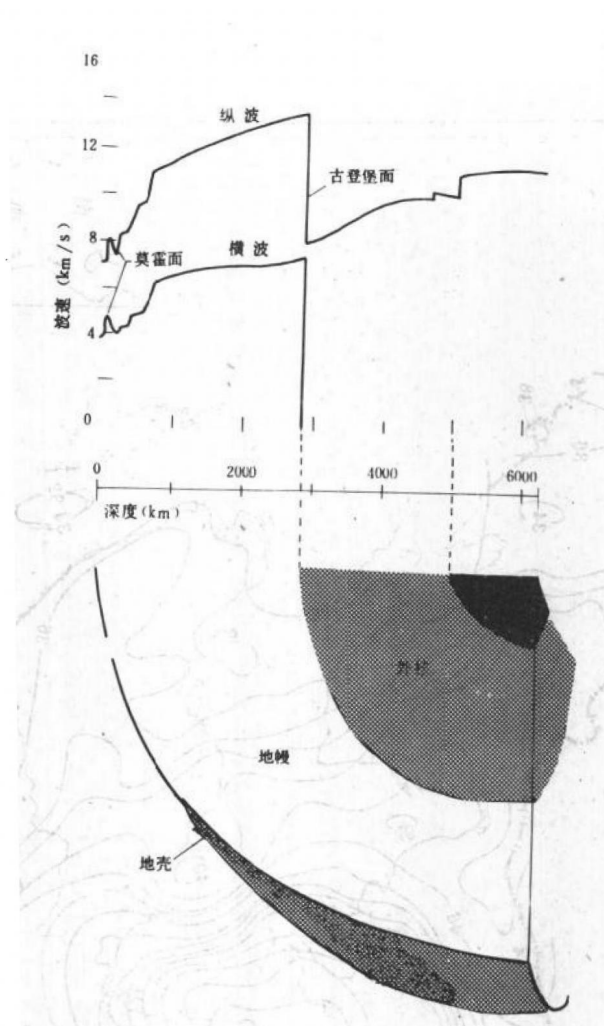


图 1-4 地震波传播速度与地球内部构造

子石 10% 的混合物的波速十分接近，所以上地幔的物质组成一般认为是橄榄岩、榴辉岩，或与橄榄岩相似的超基性岩。其化学成分主要为 SiO_2 (44%) 和 MgO (41%)。一般认为上地幔是固态的，但近期的研究表明，在地下 50—250 公里的深处，有一个软流带，该带内温度已接近岩石熔点，物质呈潜柔状态，可以缓慢地移动与对流，给其上覆固体岩石的活动创造了条件，因此软流带也称为软流圈，其部位与古登堡低速层相当。由于软流圈离地壳很近，当上覆压力减低时，物质就会由潜柔状态转化为液态，成为岩浆的发源地。地质学上把软流圈以上的上地幔顶部和地壳合称为岩石圈。

由 1000 公里到 2900 公里深处为下地幔。下地幔为固体物质，结构较均匀，平均密度 5.6 克/立方厘米，温度 3000—4400℃，压力可达 137 万个大气压，物质成分与金属硫化物和氧化物相当。与上地幔相比，更富含铁。所以有些学者认为，如果上地幔中 FeO 与 MgO 之比为 1:10，那末在下地幔中两者之比就应是 1:3.3。由于 FeO 在深处的相对集中，使得下地幔物质的

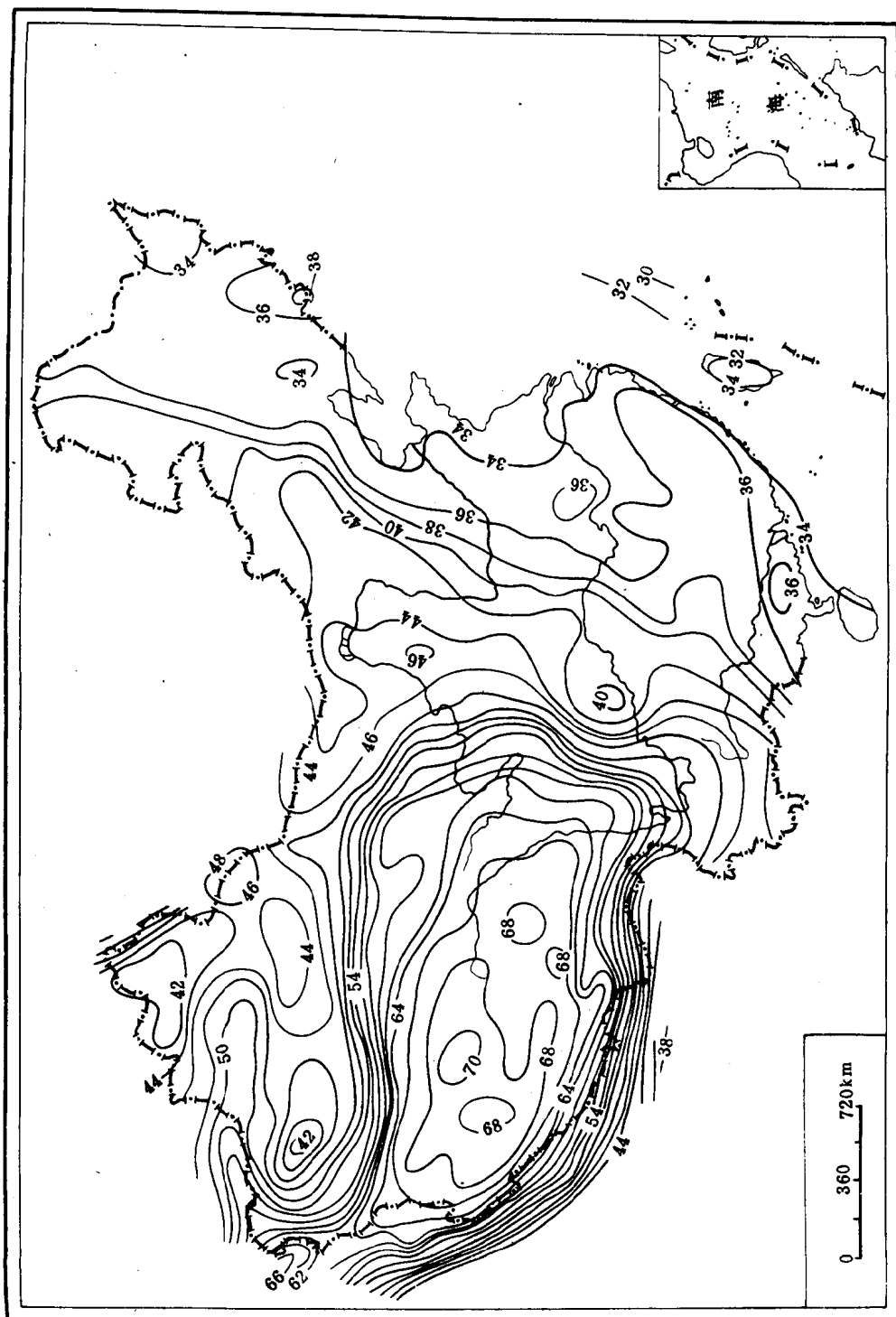


图 1-5 中国地壳等厚图

表 1-1 地球内部分层结构

分 层	不连续面	深度 (半径) (km)	位置 深度 (km)	纵波速 度(P) (km/s)	横波速 度(S) (km/s)	密 度 (g/cm ³)	压 力 (大气压)	附 注		
地 壳		海平面 (6371)	地面	5.5	3.2	2.7		} 岩石圈		
	— 康拉德界面 —	(6351)	10—15 —20—	5.6 —6.4—	3.2 —3.7—	—2.8—				
				7.6	4.2	2.9				
	— 莫霍界面 —	(6338)	—33—				9.000			
地 幔	上部地幔	古登堡低速层 地下50 \ 低 至 \ 速 250 \ 度 带	80	8.1	4.6	3.32		} 软流圈		
			150	7.8	4.5	3.37				
			190	7.9	4.4	3.42				
			270	8.1	4.4**	3.47				
	— 拜尔勒界面 —	(5958)	—413—	—8.97—	—5.0—	—3.64—	—140.000—			
	下部地幔	高里村高速层 720(最深地震)	900	11.3	6.3	4.60				
			— 雷波蒂界面 —	(5387)	—984—	—11.42—	—6.3—		—4.64—	—382.000—
			1800	12.5	6.8	5.13				
			2700	13.6	7.3	5.60				
				13.64	7.3	5.66				
— 古登堡界面 —			(3473)	—2898—				—1,368.000—		
地 核	外核— 过渡层— 内核	速度降低 (1667)	—4703—	8.1	—	9.71		} 液态		
			4980	10.4	—	12.0	—3,180.000—			
			5120	11.2	—	15.0				
			—5154—			—约16—	大约3,300.000			
			5200	9.6	2.2					
	(中心)	6371	11.3		17.9	大约3,600.000				

* 表示大于此值

[据李四光：天文、地质、古生物资料摘要（初稿），略作补充]

—— 一级不连续面

—— 二级不连续面

对流十分困难。

(三) 地核

由2900公里深处直到地心的部分为地核。它位于地球的最内部，以古登堡面与地幔分界。半径约3500公里，虽然按体积只占地球的16.3%，但按质量却占了地球总质量的1/3。地心温度高达5000—6000℃，压力约360万个大气压。

地核可分为外核和内核。外核由2900公里至4700公里深处，平均密度10.5克/立方厘米，由于横波突然中断，不能在其间通过，故物质状态推测为液态，原因可能是温度超过了物质的熔点。内核由5100公里至地心，密度16—17.9克/立方厘米 根据地震波横波能通过的特性 其物质状态应为固态，但此层物质是处于超高压状态下。据实验分析，地心处于如此巨大的压力下，其原子结构被破坏，原子核、原子都高度集中在小体积内，失去一切化学性能，因而而是特殊的“超固态”。在内核和外核之间，还存在一过渡层。

地核的物质成分，一般认为主要由铁和镍组成，这是因为：按地震波纵波的传播速度及密度值，均与铁和镍相当。地球是一个磁性体，地磁来源于高磁性的地核铁、镍物质。

宇宙天体的物质组成是统一的。目前发现的来自宇宙间的陨石，按其成分，有铁陨石（铁、镍组成）、石陨石（铁、镍、硅、酸、盐组成）和铁石陨石（铁、陨石和石、陨石混合组成）三种，这三种陨石，大致相当于地球内部地核、地幔和地壳三个圈层的物质组成。

地球内部各个分层的特性，如表 1-1 所示。

综上所述，地球内部的结构是成层的，呈数个同心圈状，一层重叠一层，核部是地核，中间是地幔，最外面一层即是地壳。地壳的厚度与整个地球相比，只不过是一层薄薄的外壳，其体积不到地球的 1%。但是，地壳和人类的生活和生产活动关系极为密切，因而也是地质学研究的主要对象。

第二节 地壳的组成与结构

一、地壳的化学组成

根据地壳 16 公里以上所采的几千个岩石样品的分析，组成地壳最主要的化学元素是 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、H 等九种元素。它们共占地壳总重量的 98.13%，其中氧为 49.13%，硅为 26%，这两者占了地壳元素总重量的大部分。而 Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、H 共占 23%，在已知地壳中 90 余种元素中，其余 80 余种元素合起来才占 1.87% 因而地壳中元素的比例是极不均匀的（表 1-2）。

表 1-2 主要化学元素的克拉克值*（按重量%计）（据 A、E 费尔曼）

I	O	49.13	IV	Fe	0.08	VI	Cd	$5 \cdot 10^{-1}$
	Si	26.00		Ba	0.05		As	$5 \cdot 10^{-1}$
II	Al	7.45	IV	N	0.04	VI	u	$4 \cdot 10^{-1}$
	Fe	4.20		Sr	0.035		Ar	$4 \cdot 10^{-1}$
	Ca	3.25		Cr	0.03		Hg	$1 \cdot 10^{-1}$
	Na	2.40		Zr	0.025		I	$1 \cdot 10^{-1}$
	K	2.35		V	0.02		Ga	$1 \cdot 10^{-1}$
	Mg	2.35		Ni	0.02		Se	$8 \cdot 10^{-5}$
H	1.00	Zn	0.02	Sb	$5 \cdot 10^{-5}$			
III	Ti	0.61	V	B	0.01	VII	Nb	$3 \cdot 2 \cdot 10^{-5}$
	C	0.35		Cu	0.01		Ta	$2 \cdot 4 \cdot 10^{-5}$
	Cl	0.20		Sn	0.008		Pt	$2 \cdot 10^{-5}$
	P	0.12		W	0.007		Bi	$1 \cdot 10^{-5}$
	S	0.10		Li	0.005		Ag	$1 \cdot 10^{-5}$
	Mn	0.10		Be	0.003		In	$1 \cdot 10^{-5}$
				Ce	0.002		He	$1 \cdot 10^{-6}$
				Pb	0.0016		Te	$1 \cdot 10^{-6}$
				Mo	0.001		Au	$1 \cdot 10^{-7}$
				Cs	0.001		Re	$1 \cdot 10^{-7}$
		Br	0.001					
		Th	0.001				Ra	$1 \cdot 10^{-10}$

注：百分含量 10 以上为 I 级，1 以上为 II 级，0.1 以上为 III 级，……依次类推

* 国际上把某种元素在地壳中的重量百分比，称为克拉克值。

地壳中不同地区和不同层次的化学组成，均有差异，表 1-3 表明，大陆区和大洋区地壳的平均成分有很大不同。大洋区的地壳，硅、铝含量比大陆区地壳低，但铁、镁、钙含量却显著增高。

表 1-3 地壳主要分层的平均化学成分（按重量 % 计）

地壳类型 层	大 陆				大 洋			
	沉积岩层	花岗岩质层	玄武岩质层	总 计	层 1	层 2	玄武岩质层	总 计
SiO ₂	50.0	63.9	58.2	60.2	40.6	45.5	49.6	48.7
TiO ₂	0.7	0.6	0.9	0.7	0.6	1.1	1.5	1.4
Al ₂ O ₃	13.0	15.2	15.5	15.2	11.3	14.5	17.1	16.5
Fe ₂ O ₃	3.0	2.0	2.9	2.5	4.6	3.2	2.0	2.3
FeO	2.8	2.9	4.8	3.8	1.0	4.2	6.8	6.2
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
MgO	3.1	2.2	3.9	3.1	3.0	5.3	7.2	6.8
CaO	11.7	4.0	6.1	5.5	16.7	14.0	11.8	12.3
Na ₂ O	1.6	3.1	3.1	3.0	1.1	2.0	2.8	2.6
K ₂ O	2.0	3.3	2.6	2.9	2.0	1.0	0.2	0.4
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
有机物	0.5	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.0
CO ₂	8.3	0.8	0.5	1.2	13.3	6.1	—	1.4
S	0.2	0.0	0.0	0.0	—	—	0.0	0.0
Cl	0.2	0.1	0.0	0.1	—	—	0.0	0.0
H ₂ O	2.9	1.5	1.0	1.4	5.0	2.7	0.7	1.1

（据罗诺夫和亚罗谢夫斯基。1969）

二、地壳结构与地壳类型

地壳由固体岩石构成。据地震波传播速度的测定及钻探资料分析，地壳上层，由沉积岩层和花岗岩质层组成。因这些岩类的主要成分是硅（SiO₂占62%）和铝（Al₂O₃占14.1%），所以地壳的上层也称硅铝层。这层的平均密度为 2.7 克 / 立方厘米，仅在大陆上存在，是一个不连续圈层。地壳的下层，由玄武岩质组成，其主要成分是硅（SiO₂占49.6%），铁（Fe₂O₃·FeO 占 8.8%）、镁（MgO 7.2%），因而也称为硅镁层，平均密度约 2.9 克 / 厘米³，不论陆地与洋底均有分布，是一个连续圈层（图 1-6）。

根据地壳厚度、结构和组成的差异，可将地壳分为两大类型：大陆地壳（简称陆壳）和大洋地壳（简称洋壳）

（一）大陆地壳

陆壳分布较广，约占地壳面积的 70%。它的厚度变化较大，自 5—70 余公里。一般说来，海拔越高，褶皱带越年轻，地壳就越厚。

陆壳的表层广泛分布着各种沉积岩，厚度不大，是地球外力作用的产物。沉积层下面，是由岩浆岩和变质岩组成的结晶质的基底，其组分主要为花岗岩和片麻岩，平均厚度达 16.9 公里。按体积计算，岩浆岩和变质岩占整个上地壳的 95% 以上，因此是陆壳上部的主体。下部陆壳，据地震波速的测定，其密度与玄武岩和辉长岩相近，故一般认为是玄武岩质层，平均

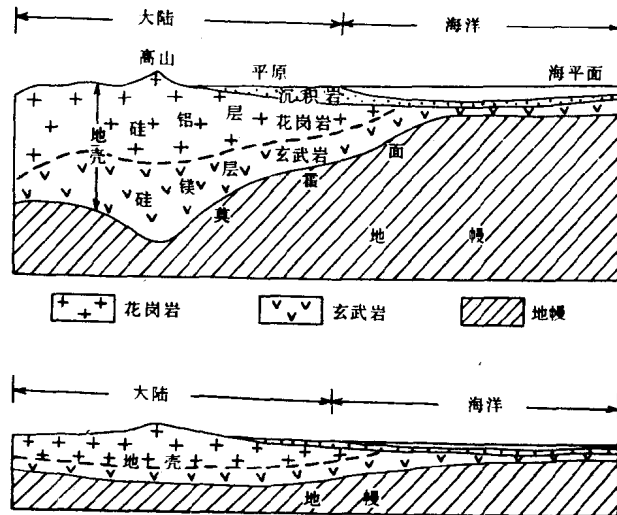


图 1-6 地壳结构示意图

(上图的垂直比例尺约放大了 10 倍, 下图为正常比例尺)

厚度 21.7 公里。据近年的模拟试验说明, 在下部陆壳的温度、压力条件下, 玄武岩和辉长岩是不稳定的, 将转化为榴辉岩。由于下部陆壳的密度大于上部陆壳, 而又小于其下的地幔, 为了达到地壳的均衡, 高山地区下部的地壳, 向下凸出, 形成山根, 它借助于浮力来抵消高山的重量。浅海区的大陆架和大陆坡, 尽管被海水所淹没, 但就地壳性质来看, 仍属大陆地壳, 其厚度减至 10—20 公里 (表 1-4)。

表 1-4 大陆地壳结构

结 构	平均厚度(km)	平均纵波速度(km/s)	平均密度(g/cm ³)
沉积岩层	5.0	5.5	2.50
花岗岩质层	16.9	5.5—6.3	2.71
玄武岩质层	21.7	6.7—7.4	2.90

(二) 大洋地壳

大洋地壳较薄, 平均厚度 7 公里, 最厚处约 11 公里, 最薄处不到 5 公里。根据深海地震探测和重力、磁法、热流等地球物理方法的研究, 以及海底采样和深海钻探资料的分析。海底地壳的物质组成, 自上而下可分为三层。第一层 (层 1) 为沉积层 由未固结的沉积物组成。深海区常见的是红褐色粘土及钙质、硅质软泥。厚度不一, 平均厚 0.4 公里, 最厚可达 1—2 公里, 有些地区缺失。第二层 (层 2) 为玄武岩-沉积岩层, 主要是夹有深海沉积物的枕状熔岩及玻璃质碎屑岩, 越往下部, 沉积岩夹层愈益减少, 厚 0.5—2 公里, 平均厚度 1.7 公里, 这层表面起伏不平。第三层 (层 3) 为玄武岩层。厚度均匀, 平均约 5.7 公里, 为洋壳的主体, 故又称大洋层。本层的物质, 目前较多人认为是玄武岩和辉长岩, 并有角闪岩及蛇纹石化橄榄石等

(表1-5)。在洋壳下面，地幔物质向上凸出。在洋壳与陆壳的接触带，洋壳向陆壳的下方斜插下去。

表 1-5 大洋地壳结构

结 构	平 均 厚 度 (km)	平均纵波速度 (km/s)	平 均 密 度 (g/cm ³)
海水层	1.8	1.5	1.03
沉积层(层1)	0.4	2.0	1.9
玄武岩-沉积岩层(层2)	1.7	5.1	2.55
玄武岩层(层3)	5.7	6.7-7.0	2.9
莫霍面	(深约12km)	8.1	3.3

从表 1-5可看出，洋壳和陆壳结构上的区别，主要在于陆壳厚而轻，花岗岩质层和玄武岩质层连续分布；洋壳薄而重，花岗岩质层缺失，玄武岩直接裸露洋底。图 1-7 为横贯北纬40度和赤道的地壳剖面图，清晰地反映了这一特点。

表 1-6 大陆地壳和大洋地壳对比表

项 目	大 陆 地 壳	大 洋 地 壳
平均厚度	33km	7km
平均密度	2.7g/cm ³	3.0g/cm ³
硅 铝 层	沉积岩层，厚0-10km	沉积层(层1)，厚0-2km
	花岗岩质层，厚10-40km	缺失
硅 镁 层	玄武岩质层，厚30km	玄武岩-沉积岩层(层2)厚0.5-2km
		玄武岩层(层3)，平均厚5.7km

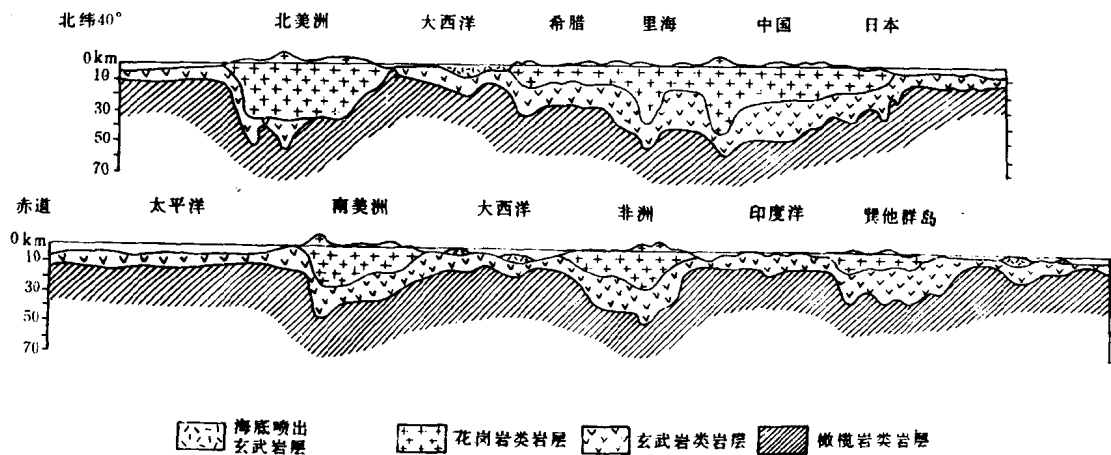


图 1-7 地壳剖面图

第三节 推动地壳演化的地质作用

地壳形成后，其物质组成、构造形态和地理环境都在不断地变化着。例如：由于地壳运动，平地可以隆起成为高山；由于温度的变化，雨水的冲刷和河流的侵蚀，又可把高山逐渐削平，夷为丘陵和平地。其破坏的产物还可被流水、风、波浪等营力搬运到低洼处沉积下来，把洼地填平。根据历史资料，两千年前的洞庭湖地区，是一个有四万多平方公里的云梦泽，由于河流搬运来的泥沙淤积，现在洞庭湖的面积，只有四千多平方公里了。地球表面不断地由平地成高山、高山被削低、洼地被填平，历经多次变化。在这过程中，组成地壳的矿物和岩石遭受不断的破坏和分解，并形成新的矿物和岩石，使地壳的组成和构造也发生变化。这种在自然动力作用下，使地壳物质组成、构造和地表形态不断变化与发展的作用，称为地质作用。所以，地质作用既有破坏的一面，又有建设的一面。

有些地质作用进行得迅速而猛烈，最显著的例子是地震和火山喷发，此外还有滑坡、山洪爆发和泥石流等。但是大多数的地质作用进行得十分缓慢，人们往往难以察觉。据考察，近150万年来，喜马拉雅山上升了3000米，每年平均仅上升2毫米。

根据地质作用动力能的来源，可分为内力地质作用和外力地质作用两大类。

由于地球内能引起的地质作用称为内力地质作用。所谓内能，主要是指放射性元素蜕变产生的热能及地球自转产生的旋转能等。它作用于整个地壳。内力地质作用包括地壳运动、地震作用、岩浆作用和变质作用。

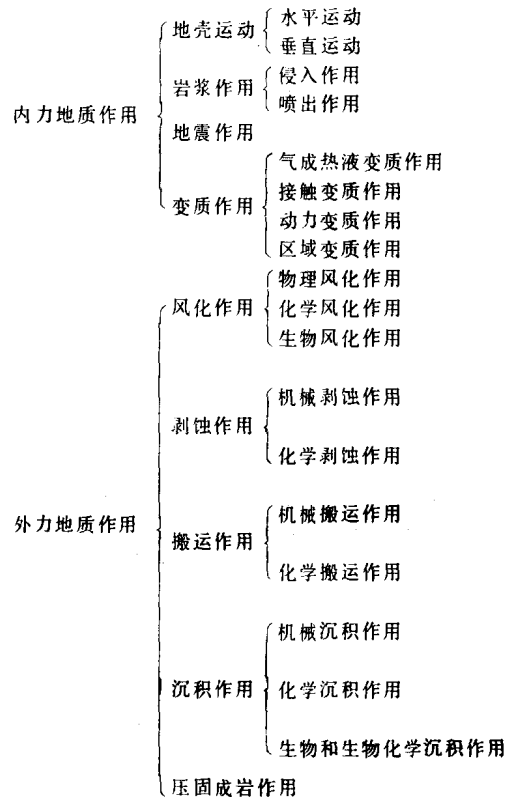
由于地球外能引起的地质作用称为外力地质作用。外能主要是指太阳辐射能引起的大气和水循环所产生的能量，以及生物活动的生物能。它仅作用于地壳的表层。外力地质作用包括风化作用、剥蚀作用、搬运作用、沉积作用和压固成岩作用。

内力地质作用和外力地质作用是地壳发展的基本因素，它们互相作用和互相制约。目前地壳的面貌，是漫长的地质时期以来的内、外力地质作用互相作用的结果。例如，剥蚀作用是造成地表形态变化的重要动力，而它又受地壳运动的影响和制约。就一条河流来说，地壳上升时，河流的侵蚀作用加强，产生强烈的切割。而地壳下降时，河流的沉积作用显著，沉积物大量堆积，在一定条件下可形成新的岩层。又如，当高山削低时，地壳上覆的压力减小，内部压力失去平衡，会引起地壳上升，促进内力地质作用的进行。

内、外力地质作用往往是同时产生，相辅相成，互相影响。例如，风化作用一方面对岩石和矿物进行破坏和分解，同时又产生了新的矿物。但是在一定地点和一定时间条件下，内、外力地质作用中的一种可占主导地位。在现代火山喷发区，显然火山作用是最重要的作用，在沙漠地区，风的吹蚀作用和机械搬运、机械沉积作用必然进行得十分强烈。

由此可见，内、外力地质作用是一对既对立又统一的矛盾，正是这对矛盾的发展，促进了地壳的演化和发育。

表 1-7 地质作用分类表



第四节 地壳演化的地质年代概述

地球的历史大约有 46 亿年。在这悠久的历史中，经历了长期的演变，形成了地壳。地壳的年龄约为 38 亿年左右。地壳的历史用相对地质年代来表示（图 1-8），它是按照古生物的演化和岩层形成的顺序，将地壳划分成一些自然阶段。

地质学者根据古生物化石演化和岩层顺序与岩层对比，建立了全球的地层系统，将地层分为若干大的段落。最大的阶段叫宇。宇是以有无生物及生物的大量出现作为划分标志的。宇又划分为界，界是以生物的巨大进化和大规模的地壳运动划分的。宇和界都反映古地理发生根本性变化，地球面貌发生重大改变。地壳演化形成的全部地层可分为二个宇，即隐生宇和显生宇。隐生宇分为太古界和元古界，显生宇又分为古生界、中生界和新生界。界再划分较小的段落，叫做系，系也是根据地壳运动和生物群有大的变化来划分的，元古界顶部为震旦系，从古生界起，有十一个系，一共十二个系。古生界包括寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系，中生界包括三叠系、侏罗系、白垩系，新生界包括第三系和第四系。每个系又可划分为 2—3 个统。

宇、界、系、统是地层段落，其相应代表的地质年代为宙、代、纪、世。即一个宇形成的时间叫宙，一个界形成的时间叫代，一个系形成的时间叫纪，一个统形成的时间叫世。

按时代早晚顺序把地质年代进行编年，称为地质年代表（表 1-8）。有了地层系统和地质年代，人们又应用放射性同位素蜕变的方法，测定出各个地质年代所形成的地层的绝对年龄，这样就进一步确定了各地质年代的绝对年龄。

在漫长的地质历史中，地壳无时无刻不在运动，不在变化：岩浆在活动、地壳在升降、岩石在变化、地表面貌在改变。但是地球和地壳历史的演化、地质事件的发生，不是简单的重复，而是不断向前发展的。根据地质年代的划分，我们就可以追溯地壳的演变历史、运动规律，进一步认识地壳，这在理论上和实际上都有重要意义。

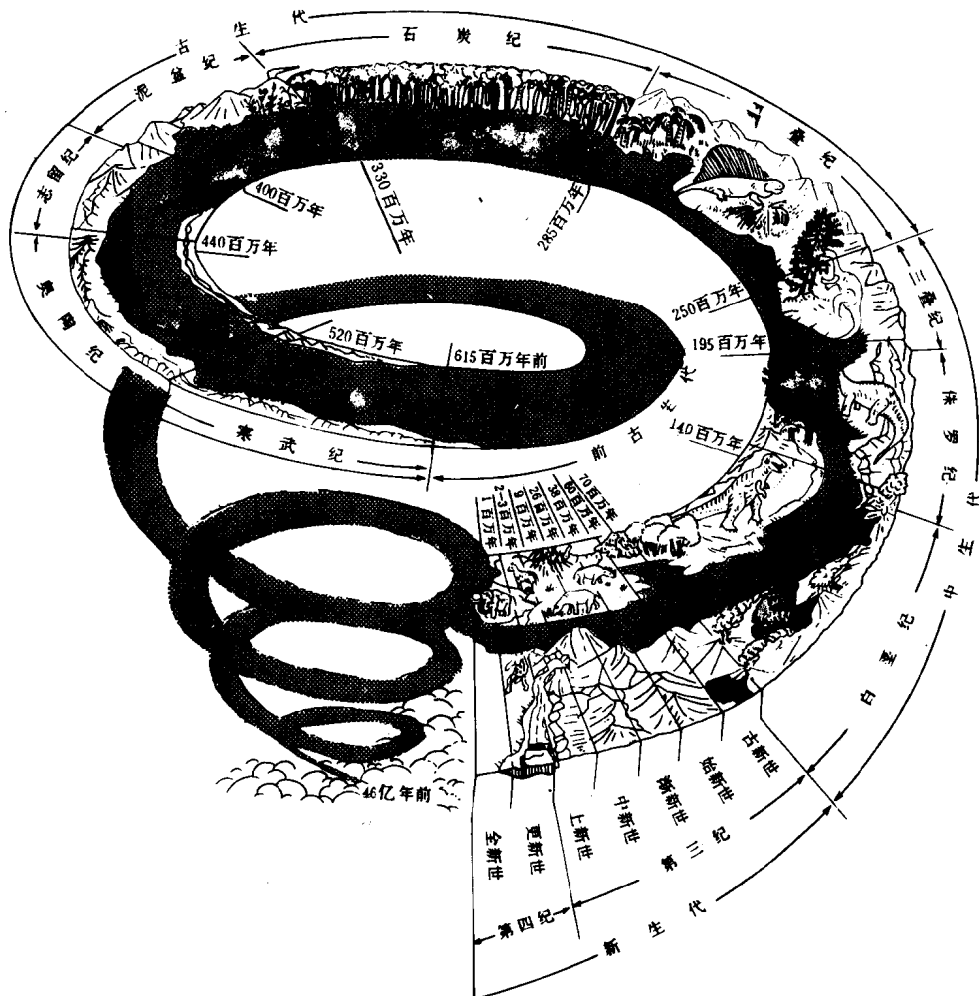


图 1-8 地质年代划分与地球历史演化示意图

表 1-8 地质年代表

地质年代及地层单位及其代号				同位素年龄 (百万年)		构造运动	构造阶段	生物界开始繁殖的时代			
宙(宇)	代(界)	纪(系)	世(统)	距今年龄	延续时间			植物	动物		
显生宙 (宇)	新生代(界) Kz	第四纪(系) Q	全新世(统) Q ₁	0.01	2—3	喜马拉雅运动	喜马拉雅阶段	← 被子植物	← 现代人		
			更新世(统) Q ₁ , Q ₂ , Q ₃	2—3							
			晚第三纪(上第三系) N	上新世(统) N ₂	- 9				23—24		
		第三纪(系) R	中新世(统) N ₁	26							
			早第三纪(下第三系) E	渐新世(统) E ₃	- 38				44		
			始新世(统) E ₂	- 60							
	中生代(界) Mz	白垩纪(系) K	晚白垩世(上白垩统) K ₂	70		燕山运动三幕	太平洋阶段	← 裸子植物	← 哺乳类、鸟类		
			早白垩世(下白垩统) K ₁	140		燕山运动二幕					
			侏罗纪(系) J	晚侏罗世(上侏罗统) J ₃	195	55				燕山运动一幕	
		三叠纪(系) T	中侏罗世(中侏罗统) J ₂								
			早侏罗世(下侏罗统) J ₁								
			晚三叠世(上三叠统) T ₃	250	55	印支运动					
	古生代(界) Pz	二叠纪(系) P	晚二叠世(上二叠统) P ₂	285	35	海西运动	海西阶段	← 裸子植物	← 爬行动物		
			早二叠世(下二叠统) P ₁								
			石炭纪(系) C	晚石炭世(上石炭统) C ₃	330	45					
		泥盆纪(系) D	中石炭世(中石炭统) C ₂								
			早石炭世(下石炭统) C ₁								
			晚泥盆世(上泥盆统) D ₃	400	70	加里东运动					
早古生代(界) Pz	志留纪(系) P	中泥盆世(中泥盆统) D ₂	440	40		加里东阶段	← 裸蕨植物	← 鱼类			
		早泥盆世(下泥盆统) D ₁									
		晚志留世(上志留统) S ₃	520	80							
奥陶纪(系) O	中志留世(中志留统) S ₂										
	早志留世(下志留统) S ₁										
	晚奥陶世(上奥陶统) O ₃	615	95	蓟县运动							
寒武纪(系) C	中奥陶世(中奥陶统) O ₂										
	早奥陶世(下奥陶统) O ₁										
	晚寒武世(上寒武统) C ₃	800	185	晋宁运动							
隐生宙 (宇)	元古代(界) Pt	晚元古代 Pt ₂ (上元古界)	中寒武世(中寒武统) C ₂	1700	900	吕梁运动	加里东阶段	← 海生藻类植物	← 无脊椎动物		
			早元古代 Pt ₁ (下元古界)	2400	700	五台运动					
	太古代(界) Ar	农旦纪(系) Z	中寒武世(中寒武统) C ₂								
			早寒武世(下寒武统) C ₁								
			晚寒武世(下寒武统) C ₁	3800	2100	阜平运动		← 原始菌藻类植物			
地球初期发展阶段				4600?							