

板 块 构 造 学

冶金部技术干部进修学院 刘肇昌

四川科学技术出版社

责任编辑：崔泽海

梅 红

封面设计：文小牛

板 块 构 造 学

刘肇昌

四川科学技术出版社出版 重庆新华印刷厂印刷
新华书店重庆发行所发行

开本 787×1092 毫米 1/16 印张 17.25 字数 407千

1985 年 5 月 第一版

1985 年 5 月 第一次印刷

印数：1—6,482册

书号：13298·24

定价：4.35元

前 言

板块构造学说的诞生是地球科学领域划时代的事件，标志着地球科学从分门别类的资料搜集、整理、研究推进到精确全面系统阐述的全球地质学理论阶段，并为解决与人类生活密切相关的矿产资源、地震灾害等地质问题提供了新的理论基础。十多年后的今天，一个以研究岩石圈板块相互作用为内容的较完整系统的板块构造学已初步形成。近年来，我国在这方面的研究也取得很大的成就。本书就是在这个背景下，在国内外无数研究成果的基础上产生的。力求较全面、准确、系统、深入地阐述板块构造学的基本概念、基本理论及主要的分析研究方法，把岩石圈板块运动与沉积作用、岩浆活动、变质作用、造山作用和构造变动、地震活动、成矿作用紧密联系起来，努力反映国内外近期研究水平，结合国内外实例和笔者体会作某些阐述和讨论。以便在某种程度上满足愈来愈多的地质、地震、地球物理、地理等专业人员迫切要求进一步学习和研究板块构造理论的需要，适应我国地学工作的发展。

本书初稿写于1981年，在本书的撰写过程中，受到南京大学郭令智教授和施央申副教授的鼓励和指教。成都地质学院边兆祥教授和四川地质局陈茂勋工程师详细审阅了初稿。随后根据国内外八十年代初研究工作的新进展和各方面的意见，在1982年和1983年初进行两次较大规模的充实、调整、修改。在此基础上，四川科技出版社组织进行了会审，由边兆祥教授主审，四川省地震局周玖、成都地质学院黄邦强、中国科学院成都地理研究所陈富斌、四川省地质局地质研究所赖绍民、四川冶金地质研究所袁信安、伍光谦、冶金部地质技术干部进修学院王克仁、廖文、宋铁和等同志参加审查，对本书从体系、内容、表达方式、图件等都提出了许多宝贵意见。武汉地质学院杨巍然、朱鸿等同志也来信提出许多宝贵意见。根据所提意见，经过修改、补充，始完成定稿。同时，进修学院许多同志亦为本书出版付出了大量的辛勤劳动，王耀平同志提供了大量文献，宋铁和、毛星秀、张捷、钟庆华、罗廷琦、文绍先等同志帮助清抄稿件，吴兰、江莹、雷晓梅、孙明清等同志清绘了全部图件，教材组、英语组以及陈健、代真勇、湛敦敬、彭济涛、王长江、张吉凤等同志都曾为本书出版作出贡献。在此，一并表示衷心的感谢。

由于笔者学习和实践不多，科学水平有限，书中定存在不少错误和缺点，恳切希望读者批评指正。

编著者

一九八三年十月·成都

目 录

绪 言	(1)
第一章 地球的一般特征	(4)
一、地球表面的特征	(4)
二、地震波与地球内部的层圈构造	(8)
三、地球内部的力学性质及构造层圈的划分	(12)
第二章 地壳和上地幔构造	(14)
一、地壳的不均一性	(14)
二、地幔盖层的结构及其横向不均一性	(19)
三、热流与地壳—上地幔构造	(24)
四、重力异常与地壳—上地幔构造	(26)
五、上地幔低速层的分布与成因	(33)
六、岩石圈的类型	(35)
第三章 大陆漂移	(38)
一、大陆漂移说及其历史回顾	(38)
二、大陆漂移的地质、地理证据	(41)
三、古地磁与大陆漂移	(47)
第四章 海底扩张	(53)
一、海底扩张的概念	(53)
二、海底磁异常与海底扩张	(55)
三、洋底的年龄与深海沉积	(60)
四、转换断层	(62)
五、大洋岩石圈的生长带和消亡带	(67)
六、海底扩张速率	(74)
第五章 岩石圈板块及其运动	(76)
一、岩石圈板块的概念	(76)
二、板块的运动	(78)
三、板块的边界与板块运动	(80)
四、板块边界上的地震	(87)
五、三联点(Triple junction)及其演化	(87)

六、火山链与板块运动	(89)
七、板块运动的驱动机制	(92)
第六章 板块构造与沉积作用	(97)
一、板块运动对沉积条件的控制	(97)
二、裂谷带的沉积作用	(100)
三、俯冲带的沉积作用	(114)
四、碰撞带的沉积作用	(134)
五、转换盆地的沉积作用	(136)
六、板内盆地的沉积作用	(139)
第七章 板块构造与岩浆活动	(141)
一、岩浆系列及其分布	(141)
二、裂谷带及板内环境的岩浆活动	(143)
三、俯冲带的岩浆活动	(149)
四、花岗岩与板块构造	(158)
五、蛇绿岩套	(163)
六、前寒武纪绿岩带	(174)
第八章 板块构造与变质作用	(180)
一、裂谷带的区域变质作用	(180)
二、俯冲带的区域变质作用	(181)
三、碰撞带的区域变质作用	(187)
四、转换断层上的碎裂变质作用	(188)
第九章 板块构造与造山作用及大陆地震活动	(189)
一、俯冲造山作用	(189)
二、碰撞造山作用	(192)
三、造山带的发育阶段与构造旋迴	(199)
四、缝合带的结构及其复杂性	(202)
五、板块造山作用与大陆板内应变及板内地震	(206)
六、从造山带的演化看大陆地壳增长机制	(216)
第十章 板块构造与成矿作用	(219)
一、裂谷成矿作用	(219)
二、俯冲成矿作用	(236)
三、碰撞成矿作用	(253)
四、转换断层的成矿作用	(254)
五、板内矿床	(254)
结束语	(256)
参考文献	(258)

绪 言

六十年代后期, 板块构造学说的诞生, 引起了地球科学的巨大变革, 极大地推动了地球科学的发展。

板块构造学说, 是地质学长期发展的产物, 尤其是“固定论”和“活动论”长期论争的产物。也是日新月异的现代科学技术渗透和应用于地质学、多学科联合深入研究的产物。

大地构造学说是在很早以前出现的, 但长期影响地质科学的是地槽学说, 最早由霍尔(Hall, 1859)和丹纳(Dana, 1873)提出。地槽学说以及随后由苏联、欧美和我国地质学家发展起来的地槽——地台学说, 对于区域地质研究中已积累起来的模糊不清而又紊乱的科学事实, 进行了出色的总结, 极大地推动了地质学的发展。这个学说作出的若干结论, 至今仍有重要意义。但是, 由于在很大程度上受到“固定论”的影响, 致使不可能真正认识地槽、地台及有关现象的本质, 不可能对地槽、地台的各自演化和相互转化提出有说服力的解释, 极大地妨碍了它的发展。

固定论与活动论长期以来进行着十分艰苦的论战。固定论主张: 大陆和海洋形成以来, 虽然各自的面积有扩大或缩小, 但它们之间的相对位置以及它们相对于地极和赤道的位置都从未发生重大易位, 且垂直运动是地壳运动的基本形式; 活动论的主张与固定论相反, 它认为在地球发展过程中, 大陆和海洋的相对位置以及它们相对于地极和赤道的位置, 都发生过重要的易位, 且地壳水平运动是这种易位的主要原因。后者的典型代表, 就是大陆漂移说。

本世纪初, 魏格纳(A. L. Wegener, 1912, 1915)系统地阐述了大陆漂移说, 列举了大量的证据, 探讨了漂移的规律, 并提出了漂移的机制。这个假说的提出, 在长期为固定论所统治的地学界, 引起了极大的震动。但是, 由于它同任何新生事物一样, 还存在着许多不完善之处, 特别是地球物理资料还不能提供一个满意的漂移机制。因此, 风靡一时的活动论与固定论的论战, 仍以固定论的暂时取得优势而告终。在三、四十年代, 除杜·托伊特(A. L. DuToit)、卡里(S. W. Carry)、李四光等少数地质学家敢于顶着固定论的潮流前进外, 大陆漂移说已被大多数地质学家所忽视。

五十年代, 古地磁学兴起, 证明各个大陆的磁极迁移轨迹彼此并不重合。固定论解释不了这些事实, 于是大陆漂移说得以复兴。

六十年代, 是自然科学技术突飞猛进的时代, 也是地质学史上活动论对固定论取得重大胜利的时代。世界各国的地学工作者联合起来, 继五十年代的“国际地球物理年”之后, 六十年代进行了“国际上地幔计划”, 以及更晚在七十年代的“国际地球动力学计划”

等,广泛采用各种新技术,向海洋进军,向地球的深部进军,向宇宙进军,使地球科学研究不断向纵深发展,取得了极大的成果。六十年代初,赫斯(H. H. Hess)和迪茨(R. S. Dietz)几乎同时提出了海底扩张说。随后,瓦因(F. J. Vine)等对海底磁异常条带的解释,《格罗玛·挑战者》号深海钻探船在各大洋广泛的钻探取样,威尔逊(J. T. Wilson)关于转换断层概念的提出,确证了海底扩张的存在。于是,许多“固定论”者转向了活动论,大陆漂移和海底扩张学说得到较为普遍的承认。在这个基础上,摩根(W. J. Morgan)、麦肯齐(D. P. McKenzie)和帕克(P. L. Parker)证明地球表面存在着绕极旋转的板块运动。勒皮雄(X. LePichon)进而确定了板块边界,将全球划分为六大板块,并计算了它们的旋转极的位置和相对运动速度。

就这样,在大陆漂移、海底扩张和地幔对流学说的基础上,随着板块划分和运动方式的确立,一个崭新的学说——板块构造学说,在1968年诞生了。艾萨克斯(B. Isaacs)等把这一学说命名为“新全球构造”。由于这个学说研究范围面向全球,说明的问题具有广泛性,使许多过去认为是截然分割的和毫不相关的地质现象联系起来;由于它包括了各基础地质学科和地球物理、地球化学、海洋地质、成岩成矿实验等在内的几乎所有的地质科学及各分支学科,具有明显的综合性;由于它始终把地表构造作用与深部构造作用紧密结合起来,更能阐明地表地质作用的本质。因此,它很快就成为当代最盛行的大地构造学说,确立了它在现代地质学中的支配地位,并有希望使地质科学研究从资料搜集整理阶段推进到能系统、精确、全面地阐述全球地质学理论,更好地造福于人类。

近十余年来,随着执行“深海钻探计划”、“国际地球动力学计划”,以及“国际海洋考察十年”等计划,测试技术和实验技术不断提高,电子计算技术普遍应用,使地球科学研究的深度和广度有了很大进展。板块构造学说也更加完善,更加严密了。许多地质学家更加努力地使相对简单的海洋地质和复杂得多的大陆地质结合在一起,使板块构造学说的“登陆”成为七十年代后期和八十年代初期的突出事件。人们纷纷运用板块理论来探讨大陆裂谷、青藏高原、大陆边缘及岛弧的形成和演化,重新解释沉积盆地的成因、岩浆作用、变质作用、造山作用、成矿作用以及地震活动,对板块构造的地质、成矿作用的认识日益深化,对地球早期历史及其演化过程的研究也有很大进展。看来板块构造模式已不再是古生代以后所独有,很可能也适合于前寒武纪,至少是晚前寒武纪。甚至在古生物学方面,也证实大陆漂移控制着生物的演化,物种多样性的增减与大陆离聚也是紧密联系着的。

在我国,自1972年由尹赞勋、傅承义系统介绍板块构造学说以来,引起了我国地质界的广泛的兴趣。李春昱等以板块构造观点分析我国和亚洲大陆的构造演化,并编制了亚洲大陆构造图。郭令智等对西太平洋与亚洲大陆间的沟、弧及弧后盆地进行了研究,分析了我国东南地区自前寒武纪晚期以来的板块构造演化规律。朱夏等用板块构造理论对含油气盆地的形成和演化规律进行了深入研究。王鸿祯运用“活动论”和地壳发展“阶段论”的观点,探讨了中国地壳各发展阶段的板块构造格局及大陆边缘演化的规律。应用板块构造理论,对世人瞩目的青藏高原及喜马拉雅山的地表地质、深部地质及其发生、发展过程的研究,都已取得重大进展。运用板块观点对秦岭、祁连山、横断山、天山及我国东部地区的研究,使得对这些地区地质演化的认识大大改观。在1982年为庆祝中国

地质学会成立六十周年而举行的中、新生代地质讨论会上，不同专业的地质学家都普遍应用板块构造观点，广泛地讨论了我国中、新生代的构造演化、板内构造特征、岩石的形成和演化、成矿规律和地震等许多方面的重大地质问题。板块构造的研究在我国已取得重大进展，必将继续取得更大的成就。

仅仅十多年历史的板块构造学说，不会是完美无缺的，还存在着许多问题，有些是根本性的，一时难以解决。尽管如此，板块构造学说为人们认识地球并把所有地球科学联系起来，至少从目前看来提供了一个比较正确的指导思想是毫无疑义的。因此，对于我国从事矿产资源普查勘探以及其它专业的地质工作者而言，只要我们坚持实事求是的科学态度，积极努力地把这个新学说的基本原则运用到实践中，尤其是运用到我国大陆地质实践中去，反复检验，就必定会使板块构造理论更加完善和健全地发展，把整个地球科学推进到一个更高的阶段，对我国社会主义建设，对实现四个现代化做出更大的贡献。

第一章 地球的一般特征

一、地球表面的特征

地球，作为太阳系中一个与太阳距离适中，热量平衡正好允许液态水存在于地表，并繁衍了大量生命的行星，人类对它的了解是从其表面特征开始的。

陆地和海洋的存在及其分布不均匀是地球表面的最基本特征(见图1-1)。地球表面积约五亿一千万平方公里，而海洋占70.8%，陆地仅占29.2%。太平洋是最大的大洋，它比所有大陆面积总和还大，而最大的陆地——欧亚大陆比太平洋、大西洋、印度洋都要小。就深度来说，海洋的平均深度(3729米)远远超过陆地的平均海拔高度(875米)，最高的珠穆朗玛峰(8848.13米)比最深的马里亚纳海沟的深度(11033米)要小得多。并且陆地大量分布在北半球，约占全球陆地总面积的65%以上，占北半球面积的39%，而南半球只有19%的地表是陆地。北极位于大洋中心，南极则位于大陆的中央。

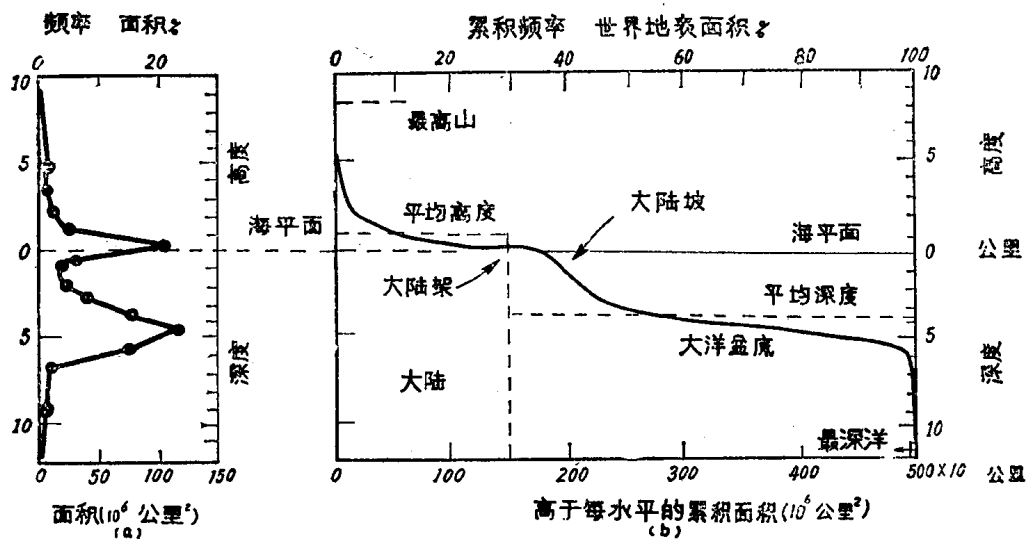


图1-1 固体地球各水平间的面积分配。(a)频率分布；(b)累积高深曲线

就全球地貌而言，大陆和大洋是地球固体表面的最基本单元，它们之间的大陆边缘(或大洋边缘)表现出各种复杂的情况。

大陆包括面积广阔的陆地及其在水下自然延伸的大陆架和大陆坡。它们共占地球表面积的40%。大陆的陆地地形与地质构造关系密切。前寒武纪地盾和地台区大部为平原、高原或盆地，显生宙褶皱带则多为山地或丘陵，世界最宏伟的横贯欧亚大陆的阿尔卑斯

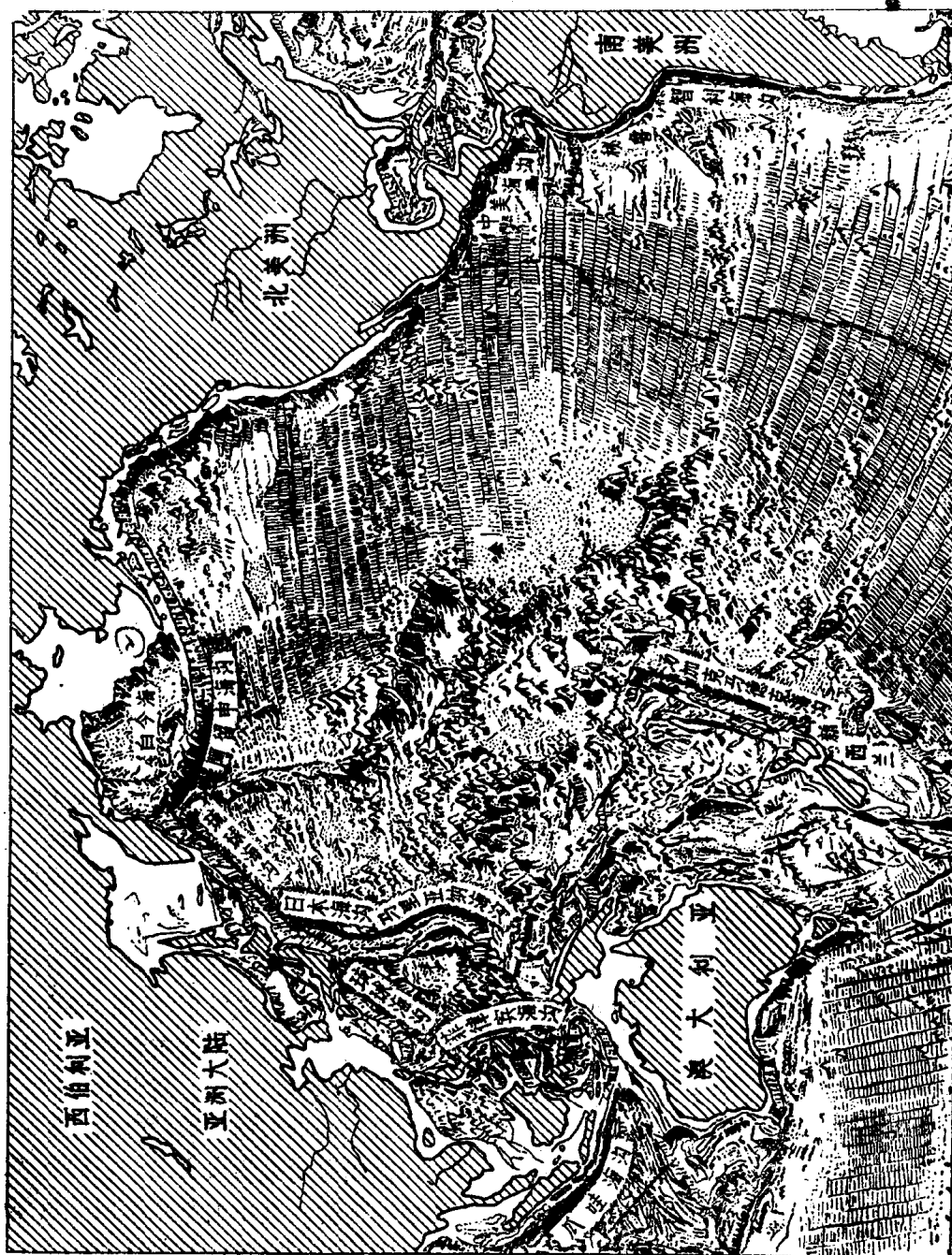


图1-2 太平洋海底地貌图

——喜马拉雅山系和环太平洋带的安第斯山、科迪勒拉山及太平洋边缘岛屿山脉是最年轻的中—新生代造山带。被淹没的大陆部分，包括大陆架和大陆坡。大陆架(或陆棚)水深0~200米，宽度由10~1000公里不等。大陆坡是陆架外缘向洋底过渡的斜坡，坡度平均 $3^{\circ}\sim 5^{\circ}$ ，最陡达 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}$ ，其下限水深约二、三千米。陆坡的基部是坡度仅约 0.5° 、宽一百至数百公里的缓坡，叫做陆隆或陆阶、陆基。陆隆之下为大洋地壳，通常把它看作是大洋的一部分，因此大陆坡才是大陆与大洋的真正分界。

大洋盆地是深2440~6000米的海底盆地，底部平缓，平均坡度 $20'\sim 40'$ ，平均深度4573米，比海洋的平均深度要深783米。它是海洋中最大单元，占大洋总面积的41.8%，占地表总面积的29.7%。

洋中脊和洋中隆是海底的隆起地形，占大洋总面积的32.7%和地表总面积的23.2%，是大洋中的次大单元。它穿越各大洋盆地，蜿蜒曲折，是延伸达数万公里的世界性的海底山系(见图1-2、3、4)。洋脊多



图1-3 大西洋海底地貌图

位于大洋中央，故又称大洋中脊，如大西洋中脊，平均宽约千公里，高出两侧洋盆底一、二千米，中央的某些部分可露出水面形成岛屿。洋脊轴部是张裂形成的巨大地堑型裂谷系，平行于洋脊延伸，宽20~50公里，大体成“V”形的水下峡谷。在洋脊的两翼，是一系列与轴部裂谷平行且互相间列的脊与谷地，地形崎岖不平。大西洋中脊呈S形延伸，印度洋则成倒“Y”形分布。洋中隆是十分广阔而低缓的水下隆起，如东太平洋中隆成“Z”形展布，宽2000~4000公里，高出两侧洋盆底二、三千米，其面积之大可与美洲大陆相比，且轴部未发育明显的巨大中央裂谷系(见图1-5)。

大洋盆底上还散布着许多在地形上大体是孤立的、高出海底1000米以上的近似圆锥形的海山(图1-

2、3、4)。这些海山的大部分可能起源于火山，有些还高出海面成为火山岛。它们有的密集成群，形成海底高原，有的连接成线，构成火山链或海岭。其中的平顶海山是顶部平坦呈圆锥状的台地，顶部常保留有破火山口洼地，普遍有浪蚀遗迹，有的还在其上发育了厚数百至千余米的环礁，说明它们曾达到海平面附近。但现今的顶面却位于海平面下约2公里深处，从而说明洋底发生过较大规模的沉降。

大陆和大洋之间的大陆边缘有两种类型，即大西洋型和太平洋型。大西洋型由大陆架、大陆坡和陆隆组成，太平洋型则以狭窄的大陆架和大陆坡之下有深海沟为特征。海

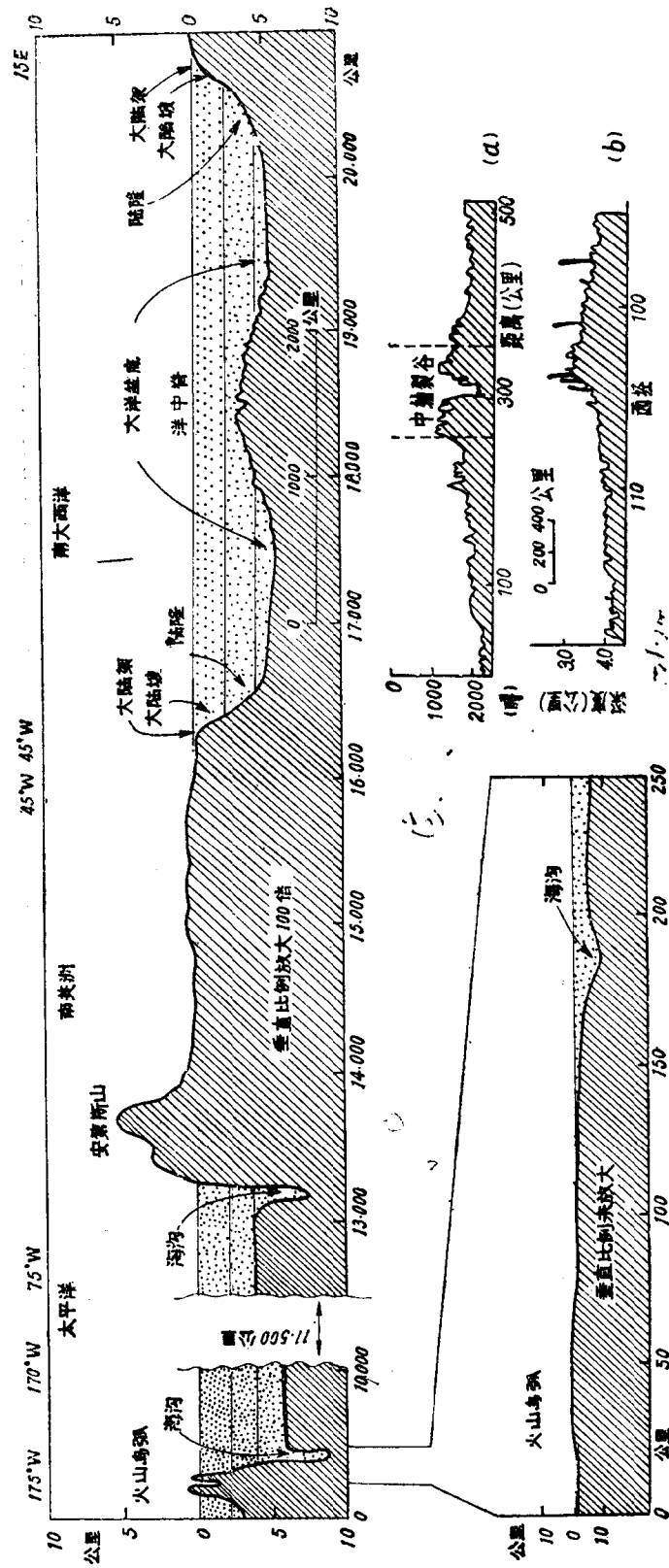


图1-5 南回归线附近南纬20°~25°间地球主要表面特征的剖面图(怀利, 1980)及北大西洋中脊
(a)与南太平洋隆(b)之地形比较



图1-4 印度洋海底地貌图

沟是长而窄、两侧陡峻的凹槽，一般深于周围洋底二、三公里以上。单个海沟长数千公里，宽数十或百余公里，沟底宽不过十公里。横剖面不对称，陆侧(内坡或岛坡)陡，洋侧(外坡或洋坡)缓，如汤加海沟的岛坡坡度达 $8^{\circ}\sim 15^{\circ}$ ，而洋坡仅 $3^{\circ}\sim 8^{\circ}$ 。两坡上均有一系列阶地发育，阶地的外缘多有海脊突起，其后侧是缓倾斜的盆地。毗邻海沟的陆侧，往往伴有强烈火山活动的宽阔的岩浆弧，构成弧—沟系。岩浆弧和海沟平行排列，共同弯转，在平面上通常成向洋凸出的弧形，少数为直线状，甚至是向陆凸出的弧形。在西太平洋，岩浆弧同主要的大陆块体之间为小洋盆地所分开，构成岛弧、海沟紧密伴生的岛弧型大陆边缘。东太平洋的海沟没有岛弧相伴，代之以高耸于美洲大陆边缘的陆缘山弧系，称安第斯型大陆边缘。

二、地震波与地球内部的层圈构造

(一) 地震波

对于地球内部的构造，主要是通过地震方法去认识的。

地震波是一种弹性波。可分为沿三维方向扩散的体波和沿二维方向扩散的面波。

体波分为纵波和横波。纵波(P波)的质点沿波径(即波前进方向)往返振动，因此是包含体积变化的疏密波或压缩波。它的周期短、振幅小、传播速度快，约以1.7倍于横波的速度而最先到达地震台站，故又叫初波。纵波可以在固体、液体、气体等不同状态的物质中传播。波速(V_p)与介质的密度(ρ)、体变模量(K)和切变模量(μ)有关，对于一个完全弹性的物体， $V_p^2 = (K + 4\mu/3)/\rho$ 。横波(S波)的质点在垂直波径方向振动，是使质点相互关系发生畸变而无体积变化的剪切波，它的周期长、振幅大、速度慢，晚于纵波到达地震台站，故又叫次波。其波速 $V_s^2 = \mu/\rho$ ，流体的 μ 为零，因此横波只能在固

体中传播。

面波是体波传播到介质表面或遇到介质中某种分界面时，部分能量被限制在表面或界面附近而沿这个面作二维传播。面波有多种类型，其中较重要的是质点在与波导面垂直并平行于波径方向的平面内振动的瑞利波(R波)，以及质点在波导面内并垂直于波径方向振动的洛夫波(L或Q波)。面波的能量可分布到地球的相当深度内，因此面波的研究是估算地球深部弹性性质的重要方法之一。

(二) 地震波不连续面

地震波在地球内部传播时，波速常常突然改变，而出现若干地震不连续面或间断面(图1-6)。最重要的有莫霍面、古登堡面和莱曼面，它们把地球切割成层圈构造，分别成为地壳—地幔、地幔—地核、外核—内核的界面。

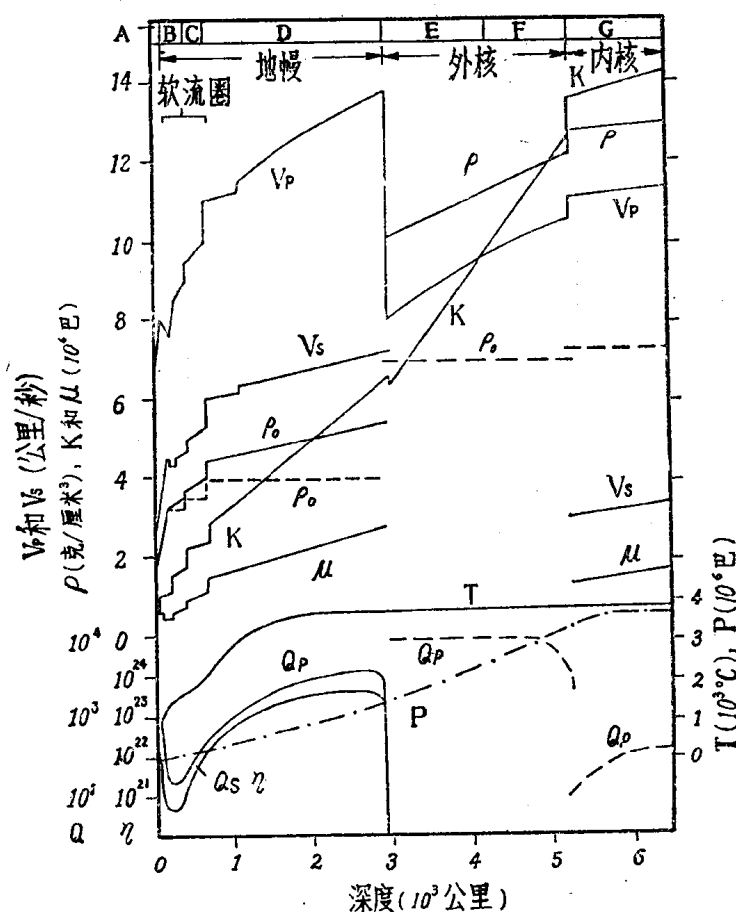


图1-6 地球内部各种参数随深度的分布。纵波速 V_p ，横波速 V_s ，密度 ρ ，零压力密度 ρ_0 (室温下)，体变模量 K ，切变模量 μ ，压力 P 等，据 Dziewonski 等 (1975) 的地球模型 (引自 Stacey, 1981)；反映滞弹性的品质因数 Q (Q_p , Q_s) 和 沾滞系数 η 据 Stacey (1981)，在相应参数的误差范围内， Q 的剖面与经适当归一化了的 η 剖面是一致的；温度 T ，据 威利 (1978) 和 Condie (1976) 等综合

莫霍面是指纵波速由 $6.5 \sim 7.2$ 公里/秒急剧地增大到 $8.0 \sim 8.2$ 公里/秒或更大速度的界面。横波速相应也从 $3.7 \sim 3.8$ 公里/秒增为 $4.6 \sim 4.8$ 公里/秒。莫霍面的平均深度为 11 (大洋区) 和 40 (大陆) 公里。这个面实际是地球中一个极薄的层，其厚度由 0.1 (大洋) 到

0.5(地盾)公里,某些活动区可达1~5公里甚至更厚。莫霍面是由于物质密度而不是物质状态的改变所产生,其上的地壳底部物质密度约3.0克/厘米³,其下的地幔顶部则增为3.32克/厘米³。这种密度改变是化学成分变化的结果。

古登堡面约位于地球内部2900公里深处。在这个界面上,纵波速由13.75公里/秒突然下降为8.10公里/秒,横波则由7.24公里/秒的高速突降为零。横波速为零,说明古登堡面之下的外地核物质处于高压下的液态。因此,这个界面可能是由于物质状态、成分、结构的改变而产生。

莱曼面约在地球内部5100公里深处。它以纵波速由10.3公里/秒增为11公里/秒,横波由零增至3公里/秒以上为特征。由于内核可以传播横波,因此,内核的物质是固态的。

除上述三个间断面外,还有若干次级的间断面。以这些间断面为基础,布伦将地球内部划分为A、B、C、D、E、F、G等七个层圈(图1-6),有些层圈还作了进一步的划分。这个分层一直是讨论地球内部构造的基础。

(三) 地壳

地壳是莫霍面以上固体地球的最外层,即A层。它占固体地球总体积的1.55%,总质量的0.84%。内部可分为沉积层、上壳层和下壳层。纵波速均值,在上壳层为5.1(大洋)公里/秒和6.1(大陆)公里/秒,在下壳层为6.8公里/秒,两者间的界面叫康拉德面,其深度在不同地区不同。地壳在化学成分上(图1-7),贫铁、镁、富铝、硅、氧和钙、钠、钾,仅硅和铝氧化物就达70%以上,连铁、镁、钙、钠、钾的氧化物在内共达98%,反映了一种较轻的易熔碱金属的铝硅酸盐组合,大体上与中性火成岩的化学成分相当,但更富集K₂O、Rb、Ba、U和Th。地壳的温度以10~30℃/公里的地温梯度随深度而增加,在莫霍面附近为150~200℃(大洋)和500~700℃(大陆)。莫霍面的压力约9千巴。

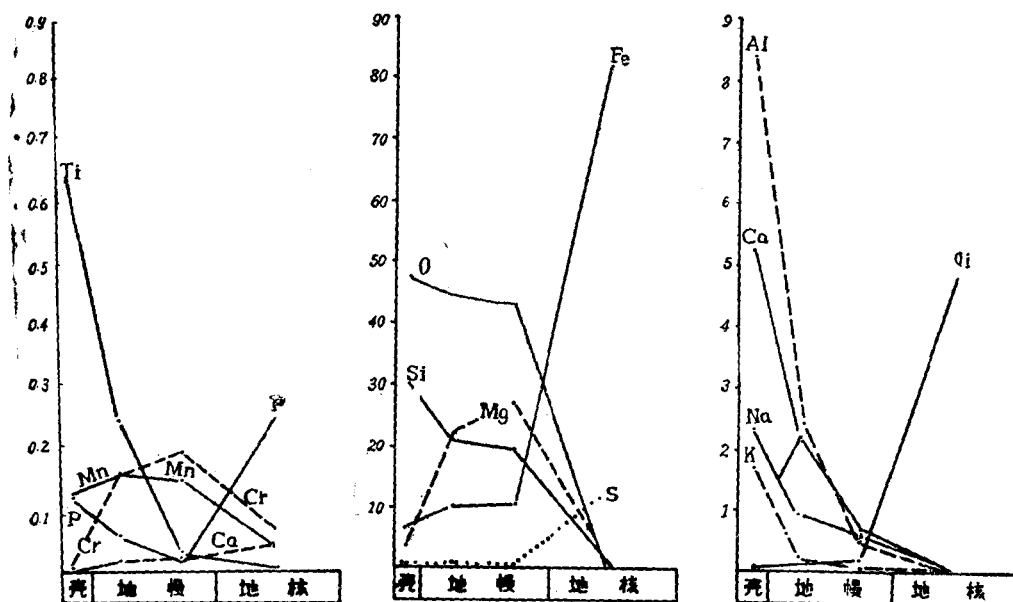


图1-7 地壳、地幔和地核主要化学成分的比较。据黎彤(1976)的数据编制。纵座标为元素的百分含量

(四) 地 幔

地幔是指莫霍面与古登堡面之间的部分。它占地球总体积的 82.26%，总质量的 67.72%。从地幔顶部到底部，介质的密度和地震波速逐步增加，但实际变化比较复杂(见图1-6)。在深400公里和670公里处有两个厚 50~100 公里的特高的速度梯度带，新的地球模型就以这两个间断面为界将地幔分为B、C、D三层。B和C层属上地幔，D层为下地幔。B层顶部是波速较上下介质高并具较大刚性的盖层(B层)，大致在深度40公里(大陆莫霍面)至150公里之间。B'之下是速度较小的低速层(B'层)，其纵、横波速仅约 7.8 和 4.3~4.4 公里/秒，大致在250公里深度才恢复到莫霍面附近的值。这种低速层是介质处于含少量熔浆的部分熔融状态所致。B'层之下是均匀层(B''层)，地震波速较为均匀。400公里和670公里界面间是速度梯度较大的过渡带(C层)，不少地区发现480公里深度附近有厚数十公里的速度变小的低速层存在(朱介寿等, 1983)。下地幔中除深1050(或1000)公里处有较高的速度梯度带外，是以速度梯度变化小为特征，但在底部厚约200公里的范围内出现速度梯度近于零甚至可能为负的层次，而将此层称为D''层，下地幔的其余部分为D'层。

地幔中的地温梯度低于地壳，在上地幔中约 3℃/公里，下地幔中更低至 0.33℃/公里，深度愈大，温度增加愈慢。虽然地幔底部的温度可能达 3500℃ 左右，但地幔的绝大部分都处在熔融温度以下，仅仅在低速层的位置上才可能接近熔融温度。

地幔在化学成分上以富镁、硅、氧为特征(见图1-7)。地球中的镁绝大部分集中于地幔，其丰度远高于地壳和地核。铝、钙、钠、钾显著低于地壳，铁、镍略高于地壳而远低于地核。硅和镁的氧化物占 80% 以上。因此，地幔的成分是硅镁质，反映了一种难熔的镁铁硅酸盐组合，与镁铁质—超镁铁质岩相当。

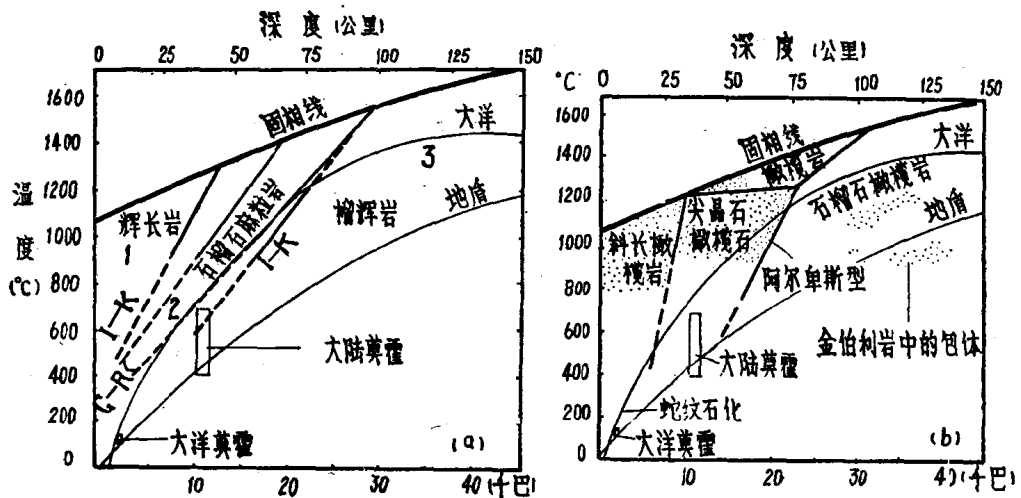


图1-8 镁铁质(a)和超镁铁质(b)矿物组合的P—T范围。并表示了大洋和大陆地质的地温曲线及平均的大洋和大陆莫霍面的P—T范围，大洋地热曲线是对扩张率为4厘米/年距洋脊200公里的地区而言的。图(a)中的石榴石变粒岩界线，I-K是据Ito和Kennedy (1971)，G-R是据Green和Ringwood。图(b)中表示了推断的阿尔卑斯型橄榄岩和金伯利岩中石榴石橄榄岩包体形成的最小深度(引自Condie, 1976)

地幔的这种成分特点是根据对地幔岩石类型的估计得到的。一般认为,上地幔的岩石类型可能主要是榴辉岩和橄榄岩的某种组合。其依据是:①许多超壳深断裂带上经常发现橄榄岩和榴辉岩,它们以小岩体或深源岩浆的包体形式存在;②地幔顶部的地震波速值与榴辉岩、橄榄岩等在10千巴下的波速接近;③实验证明(图1-8),在上地幔温度压力条件下,对于超镁铁物质,在大陆之下只有石榴石橄榄岩稳定,在大洋之下深度(25~75公里)较浅的尖晶石橄榄岩($\pm$ 角闪石或蛇纹石化橄榄岩)与深度较大的石榴石橄榄岩是稳定的;对于镁铁质物质,大陆和大洋之下稳定存在的都是榴辉岩,但榴辉岩的密度($3.4 \sim 3.5$ 克/厘米³)比下伏的橄榄岩大($3.2 \sim 3.4$ 克/厘米³),在重力上将不稳定。因此,对于多数地区而言,榴辉岩不可能是上地幔唯一的或占主要的成分。考虑到这些情况,并鉴于阿尔卑斯型橄榄岩是地幔部分熔融后的残体,而大洋的玄武岩是地幔部分熔融出的熔浆,因此,林伍德(Ringwood, 1981)认为:上地幔的成份近似于3份阿尔卑斯型橄榄岩(含辉石20%)再加上1份夏威夷玄武岩。并把这种组分的岩石叫做Pyrolite,通常译作似幔岩或上幔岩。

对于下地幔,林伍德认为与上地幔化学成分相近,只是矿物结构更加致密。普雷斯和安德森等认为化学成分发生了变化,Fe/Mg应较上地幔高,为(Mg_{0.64}Fe_{0.36})SiO₃,比林伍德的(Mg_{0.86}Fe_{0.14})SiO₃具有更多的FeO。铁在深处相对于镁的集中,会使地幔规模的对流更为困难。

(五) 地核

古登堡面与地心之间的部分是地核。它占地球总体积的16.19%,总质量的31.44%。地核包括布伦的E、F和G层。E、F的界面在4710公里深度,有的认为是在4170公里,或4980公里深度。E和G的界面就是约5100公里深处的莱曼面。E、F层构成外地核,E层的横波速为零,因而是液态的。F层可能有微弱的横波传播,是稍具刚性的核内过渡层。G层为内核,处于3000多千巴、4000℃左右的高温高压下,有较低的横波传播,切变模量比外核明显提高,被认为是固态的,可能有很低程度的部分熔融。

地核的成分以高铁为特征。过去认为是类似陨铁的铁镍金属核,近年来的实验证明,纯铁或铁-镍的密度都比地核应有的密度高约8~10%,故必定有一种较轻的元素存在于地核中,这种元素最可能是硫或硅。

三、地球内部的力学性质及构造层圈的划分

(一) 地球内部的力学性质

岩石在应力作用下的力学性质,可以用体变模量(K),切变模量(μ)和粘滞度(η)表示。体变模量是施加于各向同性体上的压力变化与相应引起的体积相对变化(或膨胀度)之比。K值越大,岩石的体积弹性越小,愈难压缩。切变模量又叫做刚度模量,它是遭受单剪应变的各向同性体剪切面上的切应力与所产生的切应变之比, μ 值越大,形变越小。K和 μ 可利用地震波速和介质密度进行计算,单位以达因/厘米²或巴(1巴=10⁹达因/厘米²)表示。粘滞度是切应力与所产生的切应变速率之比, η 越大,岩石愈不易发生粘