

中国地质大学“十一五”规划教材

海洋底构造导论

AN INTRODUCTION TO OCEAN
FLOOR TECTONICS

任建业 主编



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

中国地质大学“十一五”规划教材

海洋底构造导论

AN INTRODUCTION TO OCEAN
FLOOR TECTONICS

任建业 主编



中国地质大学出版社

ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

内 容 提 要

本书在介绍海洋岩石圈、板块构造理论和地幔柱构造理论的基础上,分大洋中脊、被动大陆边缘、主动大陆边缘详细介绍了这些大洋底主要构造单元的地质构造特征、分布规律和演化。本书的特点是偏重于基础,并力求反映国内外本领域的新进展,适用于高等学校海洋地质专业本科生和研究生阅读和学习,同时也适合于海洋科学方面研究院所从事海洋地质研究的有关人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

海洋底构造导论/任建业主编. —武汉:中国地质大学出版社,2008.7

ISBN 978-7-5625-2258-4

I. 海…

II. 任…

III. 海底-地质构造-研究

IV. P736.12

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 102610 号

海洋底构造导论

任建业 主编

责任编辑:赵颖弘

技术编辑:阮一飞

责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮政编码:430074

电话:(027)67883511

传真:67883580

E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店

<http://www.cugp.cn>

开本:787 毫米×1092 毫米 1/16

字数:432 千字 印张:16.875

版次:2008 年 7 月第 1 版

印次:2008 年 7 月第 1 次印刷

印刷:湖北地矿印业有限公司

印数:1—500 册

ISBN 978-7-5625-2258-4

定价:58.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

序 言

海洋占据整个地球面积的 71%，由岩石圈、水圈和生物圈三者所组成。海洋岩石圈是海底的主体，海洋底构造地质学即是一门研究海水覆盖的岩石圈的结构构造、基本性质和特征、变化规律与动力过程的学科。

对海洋底构造全面系统的调查研究开始于 20 世纪 50 年代“莫霍面计划”，之后深海钻探计划(DSDP)和大洋钻探计划(ODP)等综合性大洋研究计划的实施，揭示了由海沟、深海盆地和大洋中脊组成的海洋底岩石圈的三大构造系统，并促使了海底扩张理论、板块构造学说和新全球构造学说的诞生，带来了地球科学的伟大革命，一种全新的、全球性的、活动论的概念，成为当今地球科学的指导思想，其中海洋底构造地质学是新全球构造学中的一个重要的、发展迅速的分支学科，目前已经成为研究海底岩石圈演化及其与海洋各圈层之间相互作用，海底资源与环境的可持续利用，海洋权益、战略和海底开发利用等的重要的、必不可少的基础性学科。

海洋底构造地质学是中国地质大学海洋科学专业的专业主干课程，为了适应专业建设和海洋底构造地质学的发展现状，满足教学需要和本科生及研究生学习的方便，笔者曾在 2005 年以校内教材的形式印刷。经过 3 届学生的试用，对存在问题的章节作了详细修改，2008 年由中国地质大学出版社正式出版。

本教材分为六章，前三章为基础理论部分，详细介绍了海洋岩石圈的成分、结构构造和演化，阐述和回顾了板块构造理论和地幔柱构造理论的形成历史、主要内容及应用；后三章分大洋中脊、被动大陆边缘、主动大陆边缘详细介绍了这些海洋底主要构造单元的地质构造特征、分布规律和演化。作为一本教材，本书涵盖了海洋底构造的主要内容与发展前景，并力求符合教学规律，着重基本概念、基本知识和基本理论的介绍，适当介绍和引进了一些本学科研究的最新成果，以期学生了解本学科的发展趋势和动态，加深基本概念和基本理论的理解，掌握基本的工作方法。

随着海洋科学调查研究的进展，新的资料、新的认识会不断出现，希望该书的正式出版能对我国海洋底构造地质研究的深化和新一代海洋科学人才的培养起

到促进作用。本书第一到第五章由任建业编写,第六章由张青林、任建业编写,最后由任建业修改和定稿。本书编写过程中参考和引用了大量的文献,限于篇幅,在参考文献中未能全部列出,在此谨向有关文献作者表示衷心感谢。研究生祁鹏、佟殿君、吴梅莲、宋鹰、陆金波、李亚哲、欧阳怀忠、艾能平、张翠梅、雷超、宋维宇和任亚平等协助笔者收集资料、清绘图件和校稿工作。

本书的出版得到了中国地质大学(武汉)“十一五”规划教材基金、中国地质大学(武汉)资源学院教材出版基金、湖北省教学研究项目“海洋科学课程体系建设及人才培养模式探索”(20060178)的资助。感谢中国地质大学出版社赵颖弘编审的辛勤劳动和帮助。

限于笔者水平,书中肯定存在一些错误和不足之处,敬希读者批评指正。

笔 者

2008年2月于武汉

目 录

第一章 海洋岩石圈·····	(1)
第一节 地球的构造层圈·····	(1)
第二节 地壳的类型和洋壳的结构·····	(4)
一、地壳的类型·····	(4)
二、标准洋壳结构·····	(5)
三、洋底地壳结构的侧向变化·····	(6)
四、洋壳与陆壳的基本区别·····	(8)
五、深海钻探与洋壳研究·····	(9)
六、大洋中脊的岩浆作用和洋壳的形成·····	(11)
第三节 岩石圈和软流圈·····	(14)
一、软流圈的性质和特征·····	(15)
二、岩石圈的性质和特点·····	(16)
第四节 海洋岩石圈的演化·····	(18)
一、海洋岩石圈演化模式·····	(18)
二、海洋岩石圈厚度的定量计算·····	(19)
三、海洋岩石圈演化与海底沉降·····	(20)
第二章 板块构造理论·····	(25)
第一节 板块构造理论创立的历史背景·····	(25)
第二节 海底扩张·····	(31)
一、洋底地形·····	(31)
二、海底扩张的概念·····	(36)
三、地磁场倒转与海底磁异常·····	(37)
四、深海钻探和海底扩张·····	(45)
第三节 板块构造理论·····	(46)
一、转换断层·····	(47)
二、板块边界类型和板块的划分·····	(51)
三、大洋岩石圈的生长带与消亡带·····	(58)
四、岩石圈板块的运动·····	(68)
五、大洋盆地的演化与威尔逊旋回·····	(87)
六、板块运动的驱动机制·····	(92)
第三章 地幔柱构造的基本理论和新全球构造概念·····	(99)
第一节 热点和地幔柱概念及特征·····	(99)
一、基本概念·····	(99)
二、基本特征·····	(100)
第二节 地幔柱的成因机制·····	(104)

一、地幔柱的生成条件	(104)
二、地幔柱的起动机、上升过程及其脉动性	(106)
三、演化阶段	(107)
第三节 新全球构造概念	(108)
一、超级地幔柱(Supper Plumes)	(108)
二、地幔柱构造与板块构造的关系	(112)
三、新全球构造概念	(115)
第四节 地幔柱的地质效应	(118)
一、地幔柱与大型火成岩省(LIPs)	(118)
二、地幔柱与超大陆的裂解和聚合	(119)
三、中白垩世的超地幔柱事件及全球变化	(121)
第五节 大洋中发育的地幔柱/热点体系	(126)
一、大洋中地幔柱/热点的表现形式	(126)
二、太平洋中的地幔柱/热点体系	(126)
三、印度洋中的地幔柱/热点体系	(128)
四、大西洋中的地幔柱/热点体系	(129)
第四章 主动大陆边缘	(133)
第一节 主动大陆边缘的构成单元及特征	(133)
一、岛弧-海沟系(Arc-Trench System)	(134)
二、安第斯型大陆边缘	(136)
第二节 俯冲带地质构造作用	(141)
一、俯冲工厂(Subduction Factory)的概念	(141)
二、俯冲增生与增生楔	(143)
三、沉积物的潜没与俯冲侵蚀作用	(146)
四、大型海山和无震海岭的俯冲	(150)
五、俯冲作用引起的构造变形	(152)
六、俯冲方式及其可能的机制	(154)
第三节 弧的类型及其演化系列	(156)
第四节 环太平洋巨型汇聚带	(158)
一、基本特征	(159)
二、东南太平洋区段	(160)
三、东北太平洋区段	(163)
四、西北太平洋区段	(164)
五、西南太平洋区段	(169)
第五节 边缘海盆地的特征和演化	(176)
一、边缘海盆地与板块俯冲带	(176)
二、边缘海盆地的主要特征和发育模式	(177)
三、大陆碰撞和陆内变形对边缘海盆地发育的影响	(180)
四、西北太平洋边缘海盆地发育的板块构造背景	(186)
五、边缘海盆地发育的深部动力学背景	(189)

第五章 被动大陆边缘·····	(191)
第一节 被动大陆边缘的形态和结构·····	(191)
一、地形和表面沉积物·····	(191)
二、形态和结构·····	(193)
三、被动大陆边缘的衰退裂谷·····	(196)
第二节 被动大陆边缘的类型·····	(198)
一、火山型被动边缘·····	(199)
二、非火山型被动边缘·····	(206)
三、张裂-转换型被动边缘·····	(211)
第三节 被动大陆边缘的发育机制和演化·····	(211)
一、被动大陆边缘演化阶段·····	(211)
二、非火山型被动大陆边缘的演化机制·····	(213)
三、火山型被动大陆边缘的成因机制·····	(219)
第六章 洋中脊构造系统·····	(223)
第一节 洋中脊构造系统的概念及洋中脊的地球物理特征·····	(223)
一、洋中脊构造系统的概念·····	(223)
二、洋中脊的地球物理特征·····	(224)
第二节 全球洋中脊构造系统的分布·····	(226)
一、大西洋(含北冰洋)中脊·····	(227)
二、印度洋(含亚丁湾)中脊·····	(230)
三、太平洋海隆(中隆)·····	(233)
第三节 洋脊三联点及其演化·····	(236)
一、全球主要洋脊三联点的分布及其基本特征·····	(236)
二、洋脊三联点的几何形态和运动学·····	(237)
三、洋脊三联点演化过程探讨·····	(238)
四、洋中脊的变格、跃迁和废弃·····	(240)
第四节 洋中脊的基本构成及微构造·····	(241)
一、洋中脊的类型·····	(241)
二、洋中脊的基本构成·····	(242)
三、洋中脊微板块构造·····	(248)
第五节 洋中脊动力学研究·····	(255)
主要参考文献·····	(259)

第一章 海洋岩石圈

40 多年来,深海钻探计划(DSDP)和大洋钻探计划(ODP)已经为科学家们提供了大量的关于占地球岩石圈表面积 60% 的大洋岩石圈的年龄、地层、结构、演化等方面的直接信息,而在实施 DSDP 计划以前,人类这方面信息的获得是通过各种地球物理方法来间接推断的。

实施 DSDP 计划的“格洛玛挑战者”号钻探船使人类第一次有可能直接从深海钻取岩芯。虽然拖网取样和深潜器也可以分别用来获取洋底表面的岩石样品和观察洋底,但只有钻探才能取得较长的连续柱状样并对钻孔进行测井实验。连续的岩芯柱状样对研究大洋岩石圈的组成及其结构是至关重要的,而测井实验数据则提供了有关岩石物理性质的一些数据。这些数据既可用于与海面地球物理数据之间的比较,也可用于推断介于各段岩芯样之间未钻芯的岩石的成分、类型,此外,它们还可用于横向上的构造或岩浆结构的对比。

研究大洋岩石圈的意义是深远而巨大的,不仅是因为大洋岩石圈占据了地表 60% 的面积,厚度较薄,是人类认识地球岩石圈的关键和捷径所在,在全球热循环和地球化学循环的研究中举足轻重,而且还因为大洋岩石圈和生物圈、水圈的相互作用影响着气候和海水化学成分的变化,大洋中脊和汇聚边缘的岩浆和热液作用以及汇聚边缘的形变和物质交换作用为我们认识陆地在地史时期形成的矿床和造山带提供有益的启迪。

本章将在介绍地球基本圈层构造的基础上,着重介绍海洋岩石圈的成分、结构和演化。另外,包括整个地壳和上地幔岩石圈和软流圈的构造和演化,是板块构造学说研究的重点。本章通过阐述和讨论其构造特征和结构的不均一性质,为更好地了解板块构造理论打下良好的基础,同时从中了解海洋板块构造研究的主要的地球物理方法。

第一节 地球的构造层圈

对于地球内部的构造主要是通过地震的方法去认识的。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。1909 年莫霍洛维奇(Mohorovicic)根据地震波的走时,算出地下 56km 深处存在一间断面,其上物质的波速为 5.6km/s,其下为 7.8km/s,后来称这一间断面为莫霍界面,它在绝大多数地区都存在,这个面以上的圈层称为地壳。

1914 年古登堡根据地震波走时,测定出在 2 900km 深度处存在一间断面,并提出这一间断面就是核-幔界面或核-幔边界(CMB),其深度至今一直沿用 2 900km(Gutenberg, 1959),其下的部分为地核,其上直至地壳底部的部分为地幔。Lehmann(1936)根据地核的地震纵波走时,提出在地核内部还存在一个间断面,该间断面又将地核分成了内核和外核。后来,古登堡(Gutenberg, 1959)和 Jeffreys(1962)相继证实了 Lehmann(1936)的假设,并得出内核的半径在 1 200~1 250km。因此,内、外核边界(ICB)的深度约为 5 100km。进一步观测研究表明,外核不能传播 S 波,而内核可以传播 S 波,并根据地球潮汐和地球自由振荡所得的地球刚性,推断外核为液态,内核为固态。

Bullen(1963,1975)根据地球内部地震波的速度分布,将固体地球分为7层:地壳为A层;地幔为B、C、D3层;外核为E层;内、外核的过渡区为F层;内核为G层。后来他又根据新的资料,把D层分为D'层和D''层(表1-1)。他的这种划分方案,至今仍广为引用。图1-1表示了上述不连续面或间断面划分的地球同心层圈构造。

表 1-1 布伦(Bullen, 1963, 1975)的地球内部分层

区域	深度范围(km)	名称	P波和S波速度的特征
A	0~33	地壳	复杂
B	33~410	上地幔	梯度正常
C	410~1 000	过渡区	梯度较大
D'	1 000~2 700	下地幔	梯度正常
D''	2 700~2 900		梯度近于零
E	2 900~4 980	外核	P波梯度正常
F	4 980~5 120	过渡区	不详
G	5 120~6 370	内核	梯度很小

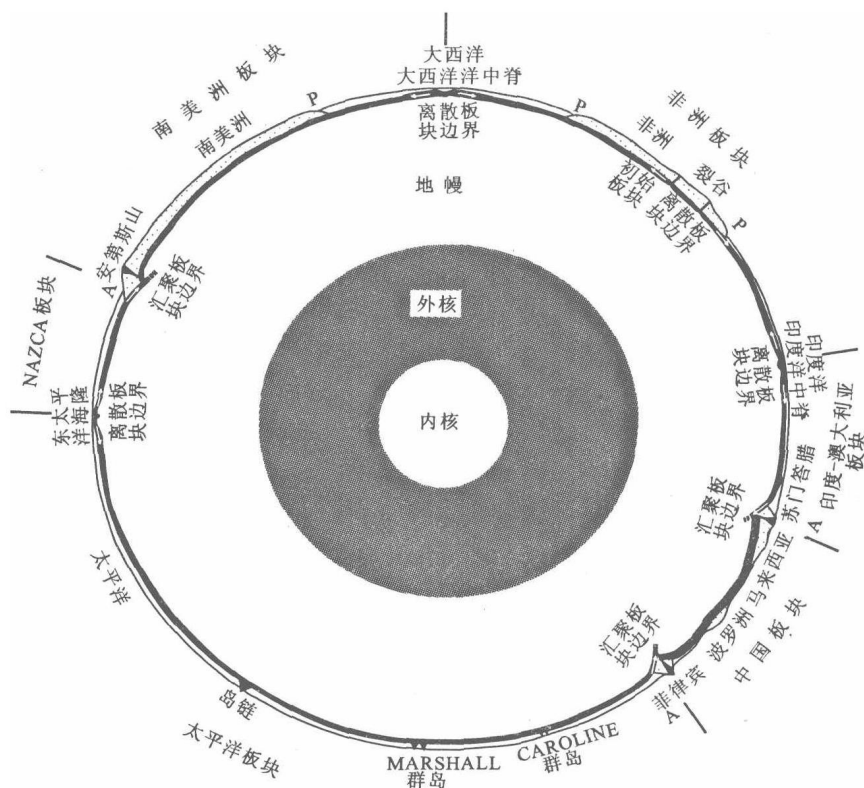


图 1-1 通过地球赤道的大圆示意图

(据 Bally, 1990)

A 为主动大陆边缘; P 为被动大陆边缘

从动力学的角度出发,根据地球内部物质的力学性质,地球被划分为岩石圈、软流圈、中间圈和地核。岩石圈包括地壳和地幔顶部的盖层,厚 60~150km。它具有极高的粘滞度和较高的切变模量(即较高的刚性和弹性),地壳与地幔间的莫霍面夹在岩石圈内部(图 1-2)。因此,在地球外部构成一个像刚体一样坚固的薄壳。

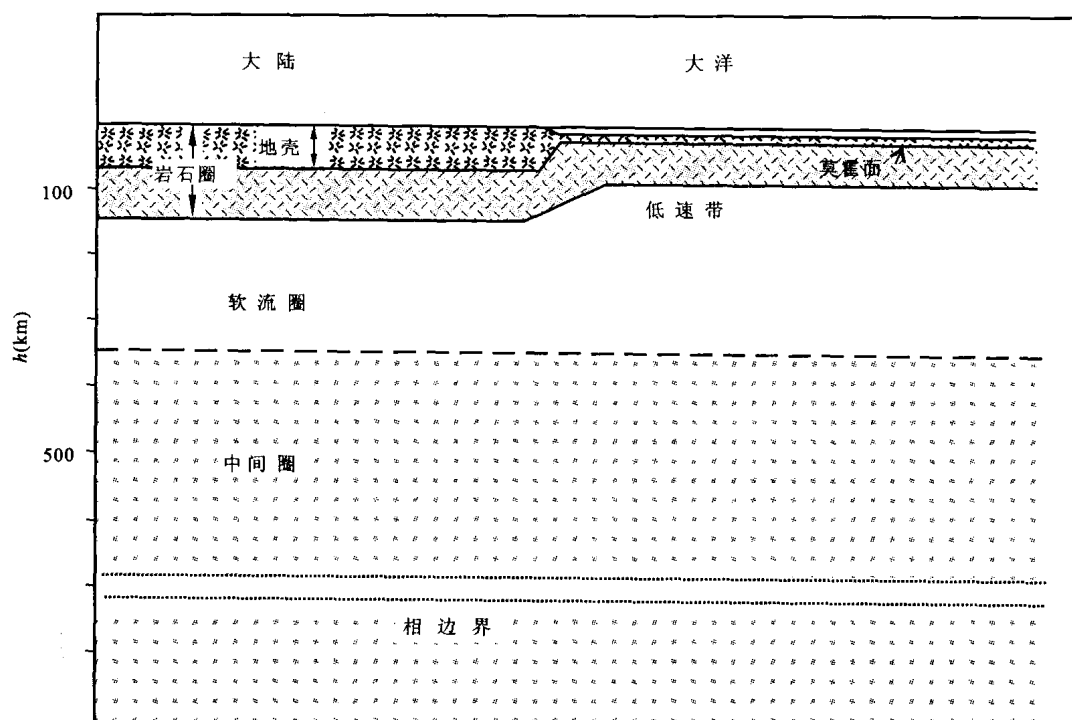


图 1-2 地球成分力学界面示意剖面图

(据 Bally, 1994)

岩石圈可用它的地震学、力学和热动力学性质来下不同的定义。在地震学意义上,岩石圈是指上地幔低速层以上的物质;在构造上,它被定义为板块运动时参与移动的外部圈层;在流变学意义上,岩石圈可以看作是某一深度以上的物质,在该深度之下,由于热作用,由蠕变强度和有效粘度控制的塑性特点已变得至关重要。

岩石圈厚度(底界深度)通常认为其范围从大洋中脊之下接近于零或只有几公里,直到大陆年轻造山带超过 150km。连续的地震活动带把岩石圈分割为大小不同的许多板块体,即现在所说的岩石圈板块。

软流圈为岩石圈之下的软弱层,其顶部是厚约 100km 的上地幔低速层,该层的粘滞度、 Q 值(Q 值是一个描述地球物质非弹性性质的参数,是一个周期或一个波长距离内振动所消耗的能量 ΔE 与总能量 E 之比的倒数,即 $1/Q = \Delta E / 2\pi E$,意味着 Q 值愈小,介质的非弹性性质愈显著)和切变模量都很低,具有较高的塑性,易于蠕变变形而能缓慢移动。岩石圈板块就是因其存在而能运动的。软流圈的下限有低速层下限 400km、670km 和 1 050km 以及更大深度的划分方案。Bally(1992)认为该界面很可能不超过 (350 ± 30) km(图 1-2),但很多学者认为 670km 是软流圈的下部界限,因为这个界面是地幔内部最重要的界面,波速和密度的增加都高于地幔内的其他界面,并且界面以上的地段各种物理参数都以径向和横向变化不规则而与其下的地幔明显不同,从 150km 到 670km 深度之间的物质,总的 Q 值和粘滞度比较低,而

其上的岩石圈和其下的地幔不同。另外,部分熔融的低速层中含有 1%~10% 的粒间液体,低速层之下至少到 400km 的深度还含有 0.001%~0.1% 的粒间液体,最深的深源地震发生在 700km 的深度,被认为是软流圈的下限放在 670km 的重要依据。

上述表明软流圈下界位置仍然未准确确定。从软流圈的底界到地幔的底部,是厚约 2 200km 的刚性很大的中间圈。

第二节 地壳的类型和洋壳的结构

一、地壳的类型

地壳构成了岩石圈的最上部分,其下部界面是莫霍面。地壳厚度变化很大,最小不足 5km,最大可达 70 余公里,平均厚度约 15km;地壳是一个不均匀的圈层,在水平和垂直方向上都有很大变化,根据其结构、物质组成和厚度的差异,可分为大陆性地壳、海洋性地壳和过渡型地壳三大类型(图 1-3)。

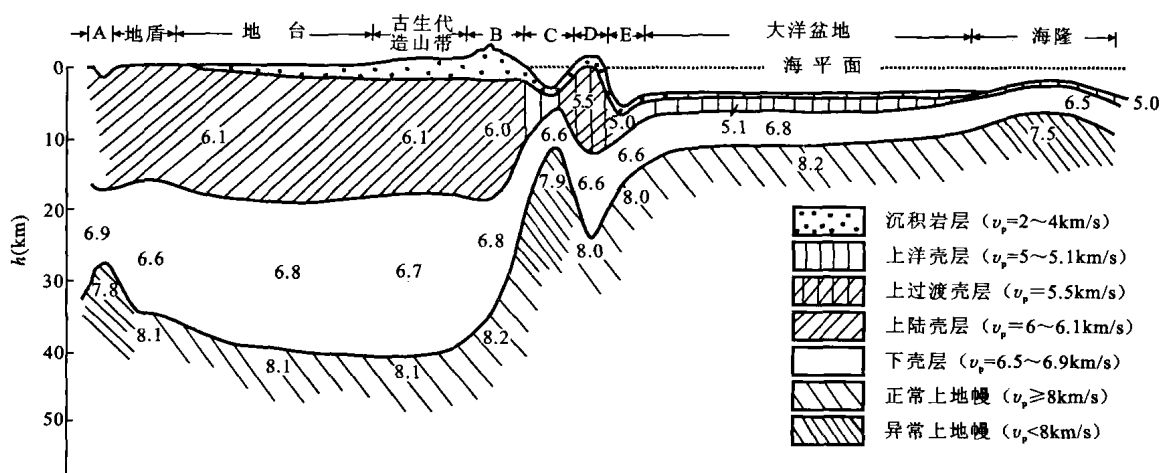


图 1-3 地壳的类型

(据 Condie, 1976)

各单元的水平宽度代表它们占有地壳总面积的百分比。A—B 为陆壳; C—D—E 为过渡壳; 大洋盆地区为洋壳。A 为大陆裂谷; B 为中-新生代造山带; C 为边缘海; D 为岛弧; E 为海沟

大陆型地壳(或陆壳),厚度在 30~80km 之间,包括:覆盖在结晶基底上的沉积层厚 0~5km,纵波速 2~4km/s;上壳层厚 10~20km,纵波速 5.5~6.3km/s(平均 6.1km/s 左右)。上壳层的化学成分大体与中酸性岩相近,习惯上称为“花岗质层”或硅铝层;下壳层厚 15~25km,纵波速 6.5~7.2km/s(平均 6.8km/s 左右)。下壳层可能是酸性岩和基性岩各占 50% 的混合物,或者是酸-中性的麻粒岩,大体与硅质石榴石麻粒岩成分相当,它比上壳层基性程度高,习惯上称为“玄武质层”或硅镁层。

大洋型地壳(洋壳),厚度在 5~15km 之间。洋壳在化学成分上基本上是玄武质或硅镁质的,而陆壳的成分是中性火成岩质的,这是两者的一个重要区别。关于大洋型地壳的基本特征

和结构,下文将给予详细介绍。

过渡型地壳,主要分布在大陆边缘,其特征介于洋壳和陆壳之间,厚度在 15~30km 之间。它的层次与陆壳相似,上壳层是花岗质的,下壳层是玄武质的,但上壳层的纵波速(5.5km/s)介于陆壳和洋壳的上壳层波速之间。

二、标准洋壳结构

根据地震探测法,特别是深地震探测法和深海钻探的研究成果,目前已经确认了洋壳很薄,并具有三层结构这一事实(图 1-4)。

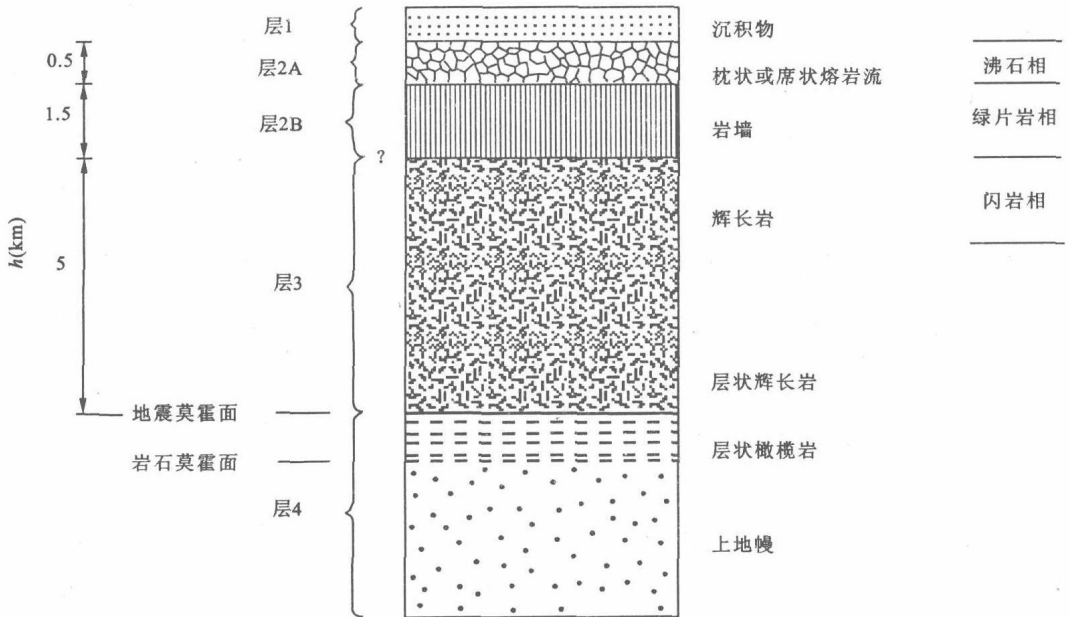


图 1-4 大洋地壳的典型剖面
(据 Kennett, 1982)

第一层为沉积层,速度与厚度的区域性差别相当大,地震纵波速度 v_p 为 1.5~3.0km/s,厚度 0~2km,平均厚度约 0.5km;主要由陆源、生物成因、自生和火山等沉积物组成。沉积厚度通常在大洋中脊轴部缺失或极薄,随远离中脊而逐渐增厚,洋盆边缘最厚可达 2km。

第二层为基底层,亦叫火山岩层,是以玄武岩为主,并夹有固结沉积岩的混合层, v_p 多为 4.5~5.5km/s。该层表面极不平坦,厚度变化较大,平均约 1.5km。该层上部为低钾拉斑玄武岩(即大洋拉斑玄武岩),主要是夹杂有深海沉积物的枕状熔岩及玻璃质碎屑岩;越往下沉积夹层越少,以至消失。该层下部还有呈岩脉或岩床形式产出的辉绿岩,底部为以岩墙方式侵入质岩石组成。

第三层为大洋层,是海洋型地壳的主体。 v_p 为 6.7~7.0km/s,由辉长岩组成,它是由与第二层同源的玄武岩浆在深部结晶而成的,结晶较粗。其厚度也有变化,平均厚约 4.9km。位于海底以下 6~8km 处的莫霍面是一个地震波速剧增的界面,在岩石学上则被认为是第三层的辉长岩与上地幔残留橄榄岩之间的界线。

值得注意的是,在洋壳形成中,层状橄榄岩与层状辉长岩一样,均是岩浆房中晶体沉落冷

凝的产物,所以图 1-4 中将岩石莫霍面放置在层状橄榄岩层之下。

莫霍面以下的平均 v_p 为 8.0km/s ,变化在 $7.7\sim 8.3\text{km/s}$ 之间,也叫第四层,即地幔最上部。一般认为海底之下的地幔组分相同,但其上部速度波动很大,可能是由于地幔速度的各向异性(地震波传播方向不同而产生的速度差异性)所致。

表 1-2 为 Shore G G 等(1970)根据美国斯克里普斯海洋研究所在太平洋的观测结果确定的洋底标准地壳结构,而图 1-5 概略地表示了不同学者提出的各种标准洋壳结构模式,其中在(2)、(3)和(4)的模式中,将第二层和第三层进一步划分为两个或 3 个亚层(2A、2B 和 2C 或 3A 和 3B)。

表 1-2 海洋底标准地壳结构

结构层	v_p (km/s)	厚度 (km)
第一层	2.20 ± 0.31	0.66 ± 0.90
第二层	5.19 ± 0.64	1.49 ± 0.98
第三层	6.81 ± 0.16	4.62 ± 1.30
地幔层	8.15 ± 0.30	—

(据 Shore G G 等,1970)

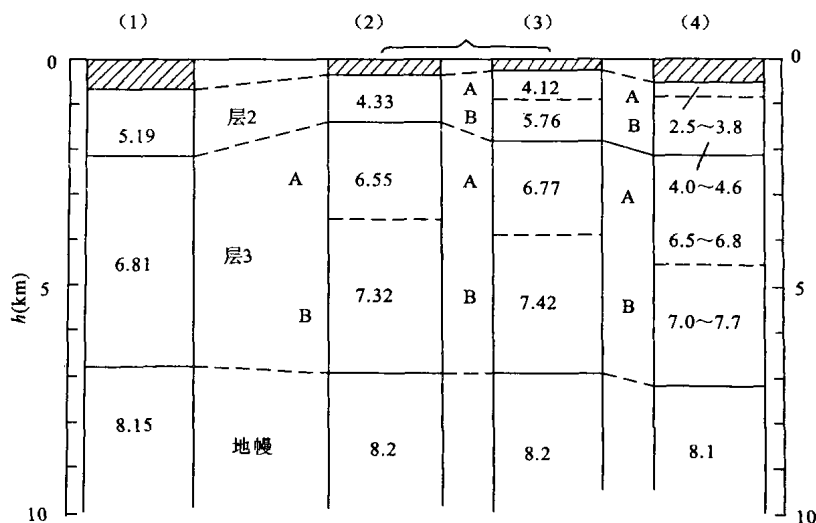


图 1-5 各种标准洋壳结构模式

[(1)据 Shore G G 等,1970; (2)和(3)据 Woollard G P, 1975; (4)据 Peterson C G 等,1974]

斜线部分为层 1(沉积层),图中的数字为 v_p (km/s)

三、洋底地壳结构的侧向变化

标准洋壳结构是大量资料基础上综合抽象出来的大洋盆地的基本地壳结构,实际上在不同洋区及同一洋区中不同的构造单元,洋壳的结构有明显的变化。

在大洋中脊部位,地壳厚度显著减小(轴部 2km 或更小),另外,在轴部年轻洋壳中还发育

有低速洋壳层和异常的壳幔混合层。低速洋壳层 v_p 约为 5.0km/s , 顶面埋深从海底之下数百米至 $2.0\sim 4.0\text{km}$ 。该层低速度与中脊轴部之下岩浆房局部熔融的高温岩石有关, 低速洋壳层一般产出于年龄小于 1.5Ma 的洋底之下。“壳幔混合层”的 v_p 为 $7.2\sim 7.8\text{km/s}$, 因其高于洋壳底层而低于上地幔的波速度, 故称为异常上地幔。出现异常上地幔的中脊底下, 莫霍面不很清楚。 P_n 速度(莫霍面处沿地幔顶部传播的纵波称 P_n 波)一般为 $7.9\sim 8.1\text{km/s}$, P_n 速度小于等于 7.8km/s 的上地幔低速层便是异常上地幔。

洋中脊由扩张中心喷出的玄武岩质火山岩套组成(图 1-6), 是洋壳层 2 的组成部分。在 $100\sim 200\text{m}$ 深的洋壳上部, 夹有深海沉积物的枕状熔岩、枕状角砾岩和玻璃质碎屑岩, 在数量上大大超过较大的块状岩流。再往下进入深达 2km 左右的层 2 时, 开始出现大量玄武岩、辉绿岩床和岩墙, 至底部可变成席状岩墙。在层 2 岩石中, 风化作用、热液活动和海洋变质作用随地壳深度的加大而增强。在层 2 底部, 洋壳变质作用可达到绿片岩相和绿帘石角闪岩相的条件(温度约 350°C)。洋中脊的深成对应部分可构成洋壳第三地震层, 层 3A 可能是由标准辉长岩类构成, 而大部分标准辉长岩又是由富钛的铁辉长岩组成。由于洋壳中的热水活动, 辉长岩带已变质成低级角闪石相矿物组合。层 3B 似乎是由镁铁质堆积岩组成, 代表大洋中脊玄武岩分离作用过程的残留部分。

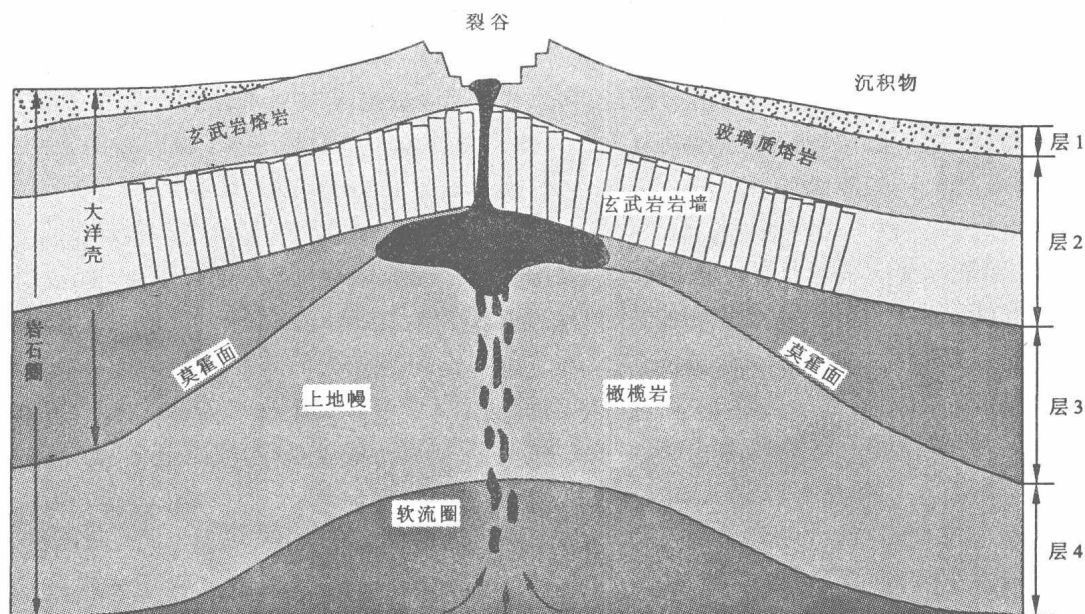


图 1-6 洋中脊洋壳构成示意图

大洋中脊系的地壳结构在各地段也有不同的表现。如大西洋中脊的某些地段, 轴部一般缺失层 3, 层 2 直接覆于异常地幔之上。有的地方层 2 虽较厚, 但因完全缺失层 3, 整个地壳厚度明显减薄。东太平洋海隆及其他一些中脊地段, 虽有层 3 覆于异常地幔之上, 但由于层 3 较薄和层 1(沉积层)的缺失或极薄, 故整个地壳厚度还是比较小。

转换断层处的地壳在其构造组成中, 可识别出 v_p 为 $3.9\sim 5.0\text{km/s}$, 厚 2km 的层 2A, 直接覆于 v_p 为 $7.6\sim 7.8\text{km/s}$, 密度较小的地幔岩上, 其中缺失层 2B、2C 和层 3。不过, 它只局限于沿转换断层走向狭窄(约 10km)地带, 该带之外的区域重新出现层 3。转换断层处的异常地壳基本上是受强烈破碎和热液蚀变的玄武岩、辉长岩类以及由各种大洋辉长岩类形成的角

闪岩组成的薄层(1~3km),在某些地方,下伏地幔的超基性岩遭受强烈蛇纹石化。异常地壳的成因与局部侵入体沿大量断裂侵入,并伴有一些地壳板片的水平位移,这种情况在 20°S 横切大西洋中脊的转换断层带表现得最明显。

在深海盆地的无震海岭和火山分布区,发育着次大洋型地壳。沉积层之下,层 2 显著增厚(9~10km),层 3 厚者达 10~12km,总厚度可超过 20km,一般莫霍面向下突入地幔,形成山根。这类火山型海岭完整的地壳剖面与洋盆标准洋壳结构没有根本区别。剖面下层与层 3 类似,中间层类似层 2B 和层 2C,由火山产物堆积起来的上层,与层 2A 有所区别,火山岩是从拉斑玄武岩到碱性玄武岩的各种类型的玄武岩。地壳总厚度可达 13~20km,与洋底隆起的海台或海底高原类似。在物理场上表现为强度达 +200mGal 的自由空间重力异常及高热流,而且相应地存在明显的失衡现象,莫霍面上弹性波速度偏低。这些特点反映火山型海岭形成于大洋板块内部的热地幔柱涌升区。

在一些洋底隆起区,如海底高原或海台,不但地壳厚度大,而且在有些海台或海隆区的地震学和岩石学资料方面还显示大陆地壳所特有的花岗岩质层。它们可能是大陆破裂、分离漂移过程中遗留下来的碎块,一般称为微大陆,其地壳厚度大于正常洋壳,但小于正常陆壳。它们可能是大陆在裂离漂移过程中遗下来的碎块,往往有平坦的顶部和较陡的斜坡。微型陆块的地壳厚度虽明显大于正常的大洋壳,但一般小于正常的大陆壳。较薄的大陆型地壳也称次大陆型地壳,而海底火山和无震海岭较厚的大洋型地壳则可称次大洋型地壳。

总之,除少数微型陆块外,大洋盆地广泛发育大洋型(或次大洋型)地壳,大陆架和大陆坡则属大陆型(或次大陆型)地壳,它们实际上是大陆地块在水下的自然延伸,是沉没的大陆地块部分,故有人把大陆架和大陆坡合称为大陆台地(continental terrace)。一般来说,大陆坡坡脚大致是大陆型地壳和大洋型地壳之间的分界。大陆坡以下的大陆麓,局部可位于变薄的大陆壳上,其主体则已处于大洋地壳之上,所以大陆麓实际上是“大洋边缘”,但由于组成它的巨厚沉积物来自大陆和大陆台地,它的发育演化与陆架、陆坡息息相关,所以有的学者把大陆麓也列入“大陆边缘”范畴中。广义的大陆边缘实际上既包括大陆地壳的边缘地带(大陆架和大陆坡),也包括大洋地壳的边缘地带(大陆麓和海沟等)。但一些学者所采用的狭义大陆边缘,主要指陆架和陆坡。这样,尽管陆地面积仅占全球总面积的 29%,包括大陆架和大陆坡在内的大陆型地壳的总面积却可以占到全球总面积的 40%。

在有岛弧发育的地区,地壳虽然具有沉积层和花岗玄武岩层,但厚度上只有 19~30km,局部地区甚至缺失硅铝层,可称为过渡型地壳。

四、洋壳与陆壳的基本区别

在成分组成上,洋壳主要由玄武岩质及超镁铁岩石组成,而陆壳则以巨厚花岗岩质层为特点。对洋壳和陆壳岩石标本的化学分析表明,陆壳比洋壳多 Si、K,少 Fe、Mg 和 Ca。如 SiO_2 的含量,洋壳不足 50%,而陆壳在 60%以上;再如 K_2O 的含量,洋壳仅为陆壳的 1/7。故在地球化学特性上,洋壳比陆壳少硅、碱,多铁、镁。

在岩石组成方面,大陆壳层是由大洋壳层经变形和变质作用而成的岩石组成。它们受到不同程度叠加的化学改造、物理和化学蜕变作用以及从绿片岩到粒变岩成榴辉岩相的进化型(常常是多次)变质作用。岩体大部分由花岗岩和闪长岩成分组成,其中大多数因进化型变质而成,部分为变质分异而成。也有在构造混合地区,即在高热地幔热导作用区内,物质重新活

动而成。许多研究确定,所有这些物质以及覆盖它们的火山沉积岩的密度低于上地幔未经变化的岩石,并且处在正浮力状态。

标准洋壳总厚度仅 7km 左右,而大陆型地壳平均厚度约 35km,两者相差 5 倍之多,陆壳不但上覆较厚(15~20km)的花岗岩质层,而且玄武岩质层也比洋壳厚得多。在大陆上通常地势越高,厚度越大,如青藏高原地壳厚度达 70km 以上。但在海底,地壳厚度与地势的关系就复杂得多,如贯穿四大洋的中脊体系,是世界洋底最突出的相对隆起的地形,但其地壳厚度比正常洋盆还小,仅 2~5km;另一类海底山脉——无震海岭(如夏威夷海岭),地壳厚度可达 20km 以上。洋壳虽薄,却以正重力异常值为特点,大洋盆地的布格异常值可达 +500mGal,陆壳虽厚,其重力异常值主要表现为负值,高山地区布格异常值一般为 -300~-500mGal。这种情况表明,构成陆壳的岩石密度(比重)较之洋壳为小,这就是通常所说的地壳均衡现象。

洋壳岩石比陆壳年轻。陆壳上发现的最古老的岩石可达 $35 \times 10^8 \sim 40 \times 10^8$ a;而洋壳岩石一般都小于 1.6×10^8 a,最古老的洋壳也很少超过 2×10^8 a。这一发现曾是 20 世纪 60 年代初海底扩张学说的出发点。

从火山岩成分来看,陆壳与洋壳也有很大差别。近大陆侧以安山岩、英安岩和流纹岩等酸性火山岩为主,而大洋侧则以玄武岩和橄榄玄武岩等基性玄武岩为主,说明两者在物质成分和火山作用过程等方面存在着差异性。

在构造活动上,陆壳的褶皱和断裂构造都很发育,大部分山脉是由变形变质的沉积岩及花岗岩质岩浆岩组成,而洋壳构造除大洋边缘弧沟体系外,广阔洋底以断裂构造为主,特别是沿中脊轴分布的中央裂谷带以及与之垂直的横向大断裂,是地球表面规模最大的两大断裂系统。

五、深海钻探与洋壳研究

(一) 洋壳最深钻孔 504B 孔

关于洋壳结构和成分的直接了解对于验证洋壳的层状结构模式(图 1-4),认识地震速度界面的性质,定量地掌握岩石圈和水圈之间的流体和化学通量平衡关系是至关重要的。但是要从岩石学角度来直接验证层状结构模式是非常不易的。钻穿莫霍面的钻孔要 6.8km 深,也超出了目前的钻探能力。迄今为止,DSDP/ODP 在洋壳里所完成的最深一口钻孔(504B)是经过 8 个航次重复钻进才达到 2 111m,只钻至层 2。为了获取代表整个洋壳的连续样品,ODP 采取了两种技术方案:一是选取某一钻孔进行重复钻取(如 504B 孔),最终钻抵莫霍面;二是在有下地壳和地幔物质出露地区,钻取分段剖面,最后连成一条完整的地壳剖面。

504B 孔是迄今为止人类钻进大洋岩石圈最深的一个钻孔,该孔的井下测量工作是验证洋壳层状结构的一个有效手段。504B 孔位于东赤道太平洋、哥斯达黎加裂谷的南翼,钻孔水深 3 475m。自 1978 年 DSDP 第 69 航次在该孔打钻以来,迄今已有 8 个航次(DSDP69、70、83、92,ODP111、137、140、148 航次)重复钻进该孔,使得该孔钻进到海底以下 2 111m。

504B 孔最上部的 275m 为远洋软泥和燧石,其下的玄武质基底厚达 1 836m(岩芯回收率少于 20%),上部的 571m 为枕状玄武岩,它与下伏约 1 100m 厚的陡倾席状岩墙之间,是一层厚约 200m 的玄武岩角砾,它们于 5.9Ma 前在海底裂谷扩张中心喷发形成。由于岩芯回收率较低,故对整个基底剖面做了大量的井下测量工作。尽管从钻孔最底部所取得的岩芯已显示层 3 的地震波速特征,但是岩墙与辉长岩的界线还未抵达。

上述发现基本证实了洋壳的层状结构模式,而且表明钻孔已接近层 3 的顶部。除了 504B