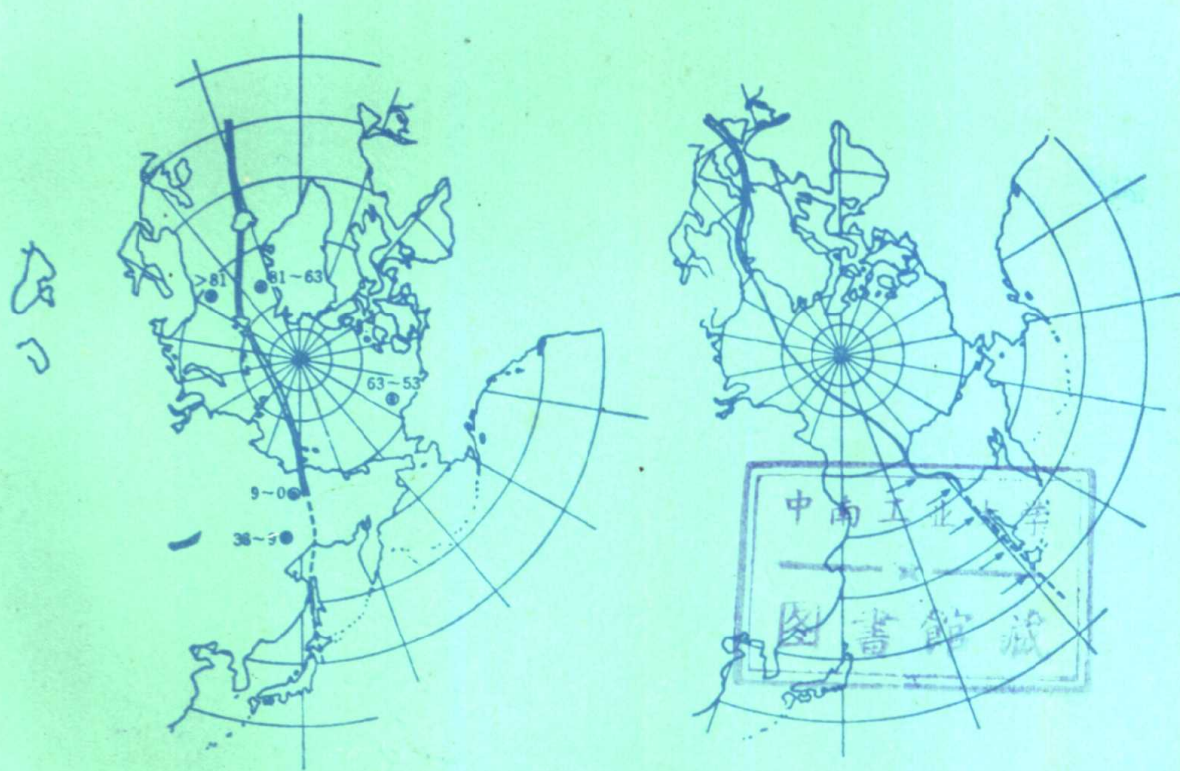


588452

高等学校教学参考书

海洋底板块构造



388

海

地质出版社

高等学校教学参考书

海洋底板块构造

〔日〕 上田诚也 小林和男

佐藤任弘 斋藤常正

于纯仁 严寿鹤 等译

刘海阔 田本裕 校

地质出版社

内 容 简 介

本书是日本岩波讲座《地球科学》中的第十一卷，由当代日本地学界，也是国际地学界著名学者都城秋穗(现侨居并任教于美国)、上田誠也等人编辑，由日本东京大学、大阪大学、神户大学、静冈大学和海上保安厅等单位的教授、专家所编写的。主要内容有：海洋板块构造、海洋底板块运动、中央海岭及转换断层、海陆边缘带的构造与演变。

由于地球表面四分之三为海洋所覆盖，而且地球板块运动的策源地又是位于大洋底部，因此，本书虽然取名为海洋底板块构造，实际论述的则是整个地球的板块构造与运动。

全书共五章二十一节，有165幅图。突出特点是资料较新，观点明确，引用文献丰富。书中的绝大部分资料是最近几年世界上科技先进国家采用最新科技手段所实际测得的。本书，在日本作为大学院学生教材，深受地学界欢迎，从1979年到现在，前后印刷三次，被称为地球科学的“主导部分”。可作为我国地质院校师生、研究生和科研生产单位广大地质工作者在学习构造地质、地史、地震地质、海洋地质等方面很有价值的教学参考书。

変動する地球

—海洋底—

上田誠也 小林和男

佐藤任弘 斎藤常正

岩 波 书 店

1979年7月 第一版第一次印刷

1982年12月 第二次印刷

海 洋 底 板 块 构 造

〔日〕 上田誠也 小林和男

佐藤任弘 斎藤常正

于纯仁 严寿鹤 等译

刘海阔 田本裕 校

责任编辑 郭文蓉

地质出版社出版

(北京 西四)

妙峰山印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本：787×1092¹/₁₆印张：13³/₈字数：304,500

1986年6月北京第一版·1986年6月北京第一次印刷

印数：1—2,260册 定价：2.15元

统一书号：13038·教232

译 者 的 话

日本岩波书店出版的岩波讲座《地球科学》于1978—1979年共发行十六卷，在日本地学界颇受欢迎，在国际和我国地学界也深知其名。本书就是其中的第十一卷，原名《活动着的地球（海洋底）》。众所周知，地球表面四分之三为海洋所覆盖，了解地球活动——板块运动的关键在于了解海洋底部，因此，本书虽然取名为《海洋底板块构造》，实际上论述的则是整个地球的板块构造与板块运动。

本书由当代日本地学界和国际地学界著名学者都城秋穗、上田诚也等人编辑，作为日本大学院（相当于我国的研究生院）学生的主要参考书。全书共五章二十一节，由东京大学吉井敏尅，神户大学伊东敬祐、宇井忠英，东京大学上田诚也，大阪大学小泉格，海上保安厅佐藤任弘，神户大学藤井直之，东京大学小林和男、加贺美英雄，静冈大学冈田博有分别执笔，由上田、小林、佐藤、斋藤担任主编。

近年来，随着‘地学革命’——活动地球观与板块构造学说的兴起，国内外有关板块构造运动的书籍相继出版，有的是教科书，有的是参考书，有的是科普通俗读物，看来各有侧重，而本书的突出特点就在于作者们发挥了各自专长，参阅大量文献，搜集大量最新资料，这些资料大多是最近几年世界上科技先进国家运用现代化科技手段所实测的成果。包括采用高精度声波测深，海上地震爆破，海上重力·地磁·热流量测定，气枪反射测深，海底地震仪测深，深海钻探，深海曳航探测器与潜水艇，人造卫星与海底声纳等等。作者们立足于‘活动地球观’，全面深入地探讨了海洋底板块构造、海洋底板块运动、中央海岭及转换断层、海陆边缘带的构造与演变等主要问题。本书集各家之长，立论也比较新颖明确，同时又对各种不同学派作了客观介绍，这有利于对板块构造学说作进一步研究与探讨。

近些年来，我国地学界也对板块构造学说开始研究，不少学者专家也称赞这一学说是地质学的重大突破，有的并把它与自己的传统学说结合起来加以渗透发展。我国地质院校的某些教科书和教学参考书对此也陆续有所介绍，广大师生也正在研究学习，因此，我们认为把这本书翻译出来介绍给我国地质院校师生（包括研究生）、科研工作者和广大地质科技人员是非常必要的，十分有益的。

这里顺便指出，由于板块学说在我国传播时间不久，许多有关这方面的名词术语尚未完全统一，例如本书所称的中央海岭，有的书叫作大洋中脊，洋中脊，中洋海脊或中央海脊；板块俯冲有的书称为板块消减，板块消亡或板块潜灭，等等。本书里我们权且采用较为普遍使用的一种，这是否得当，还有待于我国地学界今后研究确定。另外，关于外国地名与人名，从前的书里几乎都把它音译成汉字，中国读者读起来固然方便，但由于译名的不统一，也曾造成许多混乱，同一个外国地名和人名，译成好几个同音不同字的名字。我们翻译这本书时，则是基本上按日文原书体例办的，即在地名方面，除了大洲名、国名和较大地区名（例如省、州名）外，一般都用外文（如英文）原词标出，没有译成汉字；在人名方面，除了日本人姓名用日文汉字标出外，其他外国人（包括原书中用黑田罗马字标

出的日本人)姓名也都是用外文原词(一般是英文)标出,同样没有译成汉字。这样作,对于一般都学过汉语拼音或英语拼音的广大读者来说,读起来,也不困难,倒是更准确,免得译音不同造成误解。

日本岩波讲座《地球科学》,除本书(11)外,还有15卷(本),它们是:(1)地球,(2)高温高压世界,(3)岩浆岩与其生成,(4)岩石及矿物的地球化学,(5)地表物质与环境,(6)地球年代学,(7)火山,(8)地震物理,(9)地质构造形成,(10)现代和第四纪地质,(12)造山运动,(13)太阳系中的地球,(14)地球资源与地表开发,(15)日本地质,(16)世界地质。这16卷(本)都是以现代活动地球观为基础,相互贯通,彼此联系。因此,本书原文有多处提到讲座其它卷(本)的书名与页数,由于我们目前尚缺相应的中译本(其中的第四卷,本社已有中译本出版),因此我们翻译时把书中的不少引证出处予以省略了。由于这16本是各自独立学科,我们认为略而不译,并不影响对本书的学习与理解。

本书由于纯仁译前言、第一章和第二章,林强译第三章,严寿鹤、李福田译第四章,朴春燮译第五章。译前曾请中国科学院地学部委员马杏垣教授看过原书,得到他的大力推荐,译出后请吉林省地质研究所高级工程师马士珍先生审阅了全文,提出了许多宝贵意见。最后又请地质出版社高级工程师刘海阔和北京市地矿局总工程师田本裕校订了全文。这些同志为本书得以出版作了大量工作,在此我们一并表示感谢。

我们最初是按岩波书店1979年版本翻译的,1983年看到岩波书店1982年第二次印刷本,里面多了三个附录,由严寿鹤、林强、朴春燮译出,也附在本书后面作为读者参考。

由于我们译者的专业知识和日文水平很有限,不当之处在所难免,敬请广大读者不吝指教。

译 者

1984年12月

前言

近代活动地球观，虽在本世纪初由Alfred Wegener创立的大陆漂移学说揭开序幕，然而，这并未被当时的地质界所接受。直到第二次世界大战后，五十年代中期，古地磁学给大陆漂移说以新的活力，才把这一学说推向固体地球科学的最前沿。尽管能觉察到各个大陆曾经发生过大规模的水平漂移，但它们是以什么样的机制进行的，对此，地质学家们的思路仍未超出臆测范畴。Arthur Holmes的地幔对流说虽然是一个有力的假说，然而要进行验证却感到十分渺茫。这就难以称之为近代科学，更不要说什么“地球观”之类的了。

地球表面的四分之三为海洋所覆盖。因而，有些先驱者意识到，以往的地学仅仅侧重于陆地的研究是不全面的，他们认识到判断地学真理的关键潜在于海洋底，从而对海洋底展开了研究活动。此项活动，除Vening Meinesz等极少数人以外，一般还是从第二次世界大战以后才开始的。

此项工作，一般是从高精度声波测深仪进行广泛测深开始的，其后增加了海上人工地震、海上地磁·重力·热流量测定和岩心采集等工作。由于进一步引用气枪反射法测深、海洋底地震测深、深海钻探、人造卫星和声波定位仪进行精密测量，特别是由于引用深海曳航式测量仪和深海潜球等新方法，因而获得了惊人的成果。

在这一研究过程中获得的大量成果，对我们的基本设想关系重大的，例举有以下几个方面：

- (1) 确定了海洋底的地壳构造；
- (2) 阐明了中央海岭系的存在及其特性；
- (3) 确定了海洋底地磁异常条带的存在与其地学意义。

上述收获为Hess—Dietz的海底扩张学说提供了佐证，进一步综合了大量的地学情报资料，进而促进了Wilson、McKenzie、Mcrgan及Le Pichon等的板块构造学说的诞生。从而也逐渐明确了：

- (1) 海洋地板块的生成演化；
- (2) 海沟系中海洋地板块的俯冲 (subduction) 与边缘海的形成；
- (3) 大西洋型海陆交界的演化，等等。这一系列进展真好象一部巨型戏剧的演出。本书就是作为这部戏的解说词而编写的。勿庸讲，在这部历史剧的展开方面已经有不少的启蒙性书籍出版，因此，我们在本书中对“戏剧”的每个章节，尽可能用现代最新观点进行整理，形成体系。但是，由于它们的内容大多还是崭新的、瞬息万变的，所以也就希望每个执笔者的展望与设想不要停滞不前。

第一章的作者们是对新地球观基础——海洋地板块构造的演化解释有积极贡献的一些学者。他们以各种不同观点论证了由海岭诞生的海洋地板块与海底扩张共同成长演化的过程。

第二章讲的是海洋底板块运动。本章开始就论述了所有的陆壳板块中都包括有海洋底部分。因此，本章也可称之为“全球板块”运动论。但是，由于有关陆壳板块至今疑点较多，因此，本章具体讨论的主要限于海洋底板块方面的资料。本书作者试图通过本章为今后讨论板块运动奠定基础。

第三章及以后的两章，就海洋底的主要要素进行了比较详尽的探讨。第三章讲的是作为海洋底板块产生场所与陆壳分裂场所的中央海岭，以及有关横断中央海岭的转换断层它们的生成、演化及物理学机理。本章简略地阐明了板块产生的具体过程。

第四章讨论的是，所谓海洋底板块“墓地”的俯冲带——活动边缘带。日本列岛正是位于这一地带。如果认为俯冲是日本列岛地壳活动的主因，那么，这一章对我国^①地学工作者，可以说是关系重大了。同时，俯冲带正是板块构造学说中迷宫的症结所在，这里有很多“梦景”，“梦”后再来论证梦景的乐趣就在这里。

第五章所要研究的是，大西洋式的“扩张海”两侧的海陆衔接带——被动边缘带。这样的海陆交界不产生俯冲，从这个意义上讲，可称之为被动边缘带。不过，这一形容词并不十分确切。在这样的海岸，陆壳分裂前后曾经有过激烈的岩浆活动和地壳变动，以后由于其残存效应引起沉降和沉积，为向下一代的活动边缘带转化创造了条件。在这个意义上来说，虽然这对我国地学工作者从地理上说有些偏远，但它作为全球活动过程中的一个重要因素，是不容忽略的问题。它作为碳氢资源的重要产地，对人类来说就更为重要了。

因此，本书成为《活动着的地球》的海洋部分。板块构造学说，到目前为止，是从机械的运动论，进一步地向着实质性的问题方面发展。它的新的进展信息将在本书中有所反映。例如第三章中部分涉及到的，正是相当于陆地地质调查的海洋底详查，用以具体地认识海洋底地壳生成过程，是一项重要的基础工作。目前正在东太平洋积极进行中央海岭的详查。根据最近的情报资料，已在多处发现水温500℃以上的热水喷出。这不仅是单纯的科学上的发现，而且也为开发对人类社会有用的地热能源、了解矿床形成开辟了新的远景，确实为今后的研究工作提供了方向。一个科学假说，虽然比较粗糙但重要的是进行模拟试验，而使其完善，经过一系列的详尽而又具体的研究，最终会对现实人类社会作出有益的贡献。如果利用载人潜艇或利用海底设置测器网络，来仔细研究离我们较近的对象——海沟地带的俯冲过程，那么对大地震的预报会起很大作用。同时，边缘海新海底的生成过程以及边缘海周围的被动边缘带的详查工作，将对地热、矿物资源和石油资源的开发等会有直接帮助。这意味着今后的板块构造学确实是任重而道远。本书如能对今后的发展奠定基础，作者与编者将会感到十分欣慰。

新的测量仪器的出现，常常会获得新的资料，但是，从事海底研究的先辈们在条件不具备的情况下以敏锐的远见进行此项研究，他们的热情与斗志，在今天来说，无疑也是强大的武器。我国的海洋底地学的研究，比其他先进国家起步较晚，虽然开始时几乎没有什么专用观测船艇，但是从事研究者的热情弥补了不足，从而掀起了一个研究高潮。如今，我国已是一个经济大国，尽管设备还不够完善，但毕竟有了较好的船只。当然，我们还有欠缺之处。现在看来，对海洋底进行研究的任务已摆在我们面前，必须以主人翁态度把它

● 书中的我国均系指日本——译注

开展下去。权且冒老生常谈之嫌，但祝年轻诸君在研究上取得更大发展。以此，作为本书的前言献给各位读者。

上田诚也 小林和男
佐藤任弘 斎藤常正
1979年6月

目 录

译者的话

前 言

第一章 海洋底板块构造	1
§1.1 海洋底板块的概念	1
§1.2 地壳构造	4
§1.3 上地幔构造	7
§1.4 各种冷却模式	10
§1.5 地壳岩石学	18
§1.6 板块岩石学	24
第二章 海洋底板块运动	30
§2.1 板 块 运 动	30
a) 板块运动为旋转运动	30
b) 相对运动与绝对运动	33
§2.2 板块间的相对运动	33
a) 相对运动的推断方法	33
b) 海底地磁条带研究方法	34
c) 地磁倒转地质年代表	35
d) 海底扩张脉动	36
e) 地磁异常形状解释	37
f) 全球的解释	42
§2.3 板块的绝对运动	47
a) 对应于自转轴的运动	47
b) 板块运动与磁极游动	54
c) 对应于热点的运动	56
d) 绝对运动与驱动力	58
§2.4 海洋板块的运动史	60
a) 大西洋	61
b) 印度洋	62
c) 太平洋	64
第三章 中央海岭及转换断层	71
§3.1 世界的中央海岭	71
a) 东非裂谷带	71
b) 亚丁湾和红海	72
c) 北大西洋	74
d) 南大西洋	77
e) 印度洋	79

f) 太平洋南极海岭及东太平洋海隆	80
g) 中央海岭的特征	84
h) 中央海岭的演化	85
§3.2 转换断层	86
a) 断裂带	86
b) 断裂带与板块运动	88
§3.3 中脊谷的详细调查	91
a) 定位	92
b) 地形	93
c) 现代活动	95
d) 扩张速度	96
e) 岩石及其年龄	98
f) 断裂带——转换断层	99
§3.4 中央海岭的动力学	100
a) 斜交扩张的稳定性——海岭与转换断层的夹角	100
b) 中脊谷的形成机制	102
第四章 海洋与大陆交界带的构造及其演化(I)	
——活动边缘带(岛弧-海沟系与边缘海)——	111
§4.1 海洋与大陆的交界	111
§4.2 俯冲带	112
a) 俯冲带的实质	112
b) 日本列岛下面的俯冲带	112
c) 俯冲带内的应力分布	115
d) 俯冲带的长度与俯冲周期	117
e) 俯冲带的倾角	118
f) 俯冲带的形状	120
g) 海沟会合部位的俯冲带	121
h) 俯冲带的长方条状构造	121
§4.3 海沟的形态和构造(I)——大洋——侧	122
a) 海沟边缘隆起带	122
b) 海沟外侧斜坡	124
c) 海沟底	125
§4.4 海沟的形态和构造(II)——陆侧斜坡	126
a) 海沟陆侧斜坡下部和加积棱柱体	126
b) 洋壳的剥离与加积	129
c) 海沟斜坡分界与深海台地	131
d) 前弧与火山弧	133
§4.5 边缘海与古岛弧	139
a) 边缘海的特征	139
b) 古岛弧	141
c) 边缘海的形成史	145
d) 边缘海的形成机制	155

第五章 海洋与大陆交界带的构造及其演化(II)

——被动边缘带——	162
§5.1 被动边缘带的形成	162
a) 被动边缘带的形态	162
b) 被动边缘带的演化过程	164
c) 被动边缘带的沉积物及沉降模式	169
d) 被动边缘带构造运动的起因	173
§5.2 现代“地槽”	179
a) 地槽的古典概念及其演变	179
b) 现实主义的地槽模式	181
c) 从现实主义地槽观点看阿帕拉契亚地槽发展史	183
索 引	190
附 录	197

第一章 海洋底板块构造

§1.1 海洋底板块的概念

从板块构造学说的出发点来说,所谓“板块”,无非是指覆盖于地球表面上的“板”是与文字上的概念一致的。板块在地球表面水平方向上如何活动,是这门学科的首要课题。如果要在各种地质现象上运用板块构造观点进行详细探讨的话,就必须对板块具有具体的“形象”(image)的了解。板块内的详细构造和热力状态如何?构成物质如何?板块有地区性吗?这样说来“板块构造论”,则是本章的主题。板块构造论盛行起来是近几年的事,一般说来,大多还偏于强调观念上的板块形象。而本章尽可能收集新的研究成果,特别是要考虑海洋底板块的性质方面。

为了概略地掌握板块的概念,在图1.1中提供了有关海洋底上地幔的几个观测实例。

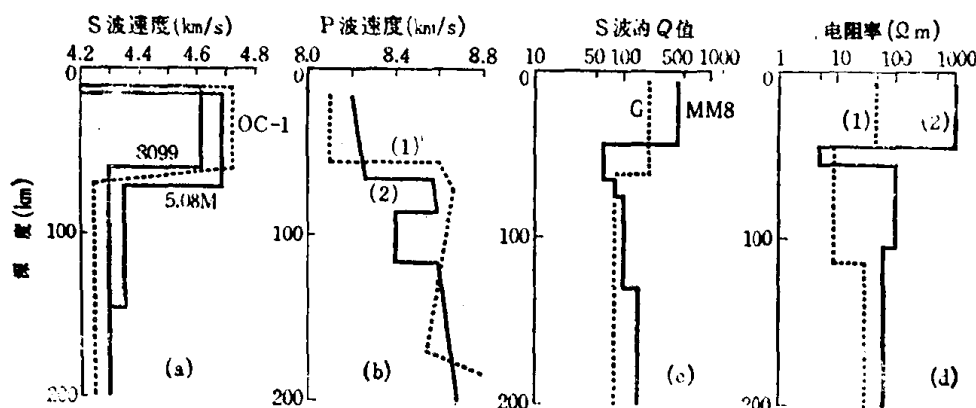


图 1.1 表示海洋底板块概念的几个观测实例

- (a) 从面波解释所得的S波速度。8099; Dorman等人(1960), 5.08M; Kanamori(1970), OC-1; Mizutani与Abe(1972)。
 (b) 由长距离人工地震获得的P波速度。(1); Hales等人(1970), (2); Asada与Shimamura(1976)。
 (c) 从面波解释求得的S波的Q值。MM8; Anderson等人(1965), G; Anderson与Archambeau(1964)。
 (d) 通过海底电流计、海底磁力仪求得的电阻。(1); Poehls与Von Herzen(1976), (2); Launay(1974)

首先,可以看出从面波解释得出的S波[●],速度分布,在深度60~70km左右波速开始急剧变慢,人们把这个S波速度低的层称之为地幔低速层(mantle low-velocity layer)。模式上的8099, OC-1等,大多是每个研究人员在解释阶段中,为了记述整理上的方便而给的名称,并无特殊意义。同所有的固有名词一样,这对面波模式以外的其它模式也是同样适用的。从面波的解释来推断构造时,通常是用很多具有同样速度的薄层重叠形式的模式来计算面波速度的理论值。因而模式的速度分布呈阶梯状,而真正的构造并不一定是那

● S波,即横波(Shear Wave)的简称——译注

样。但是根据最近研究的成果，低速度的波速是骤然减慢的，几乎是不用阶梯状就不能很好地说明这一问题(Kanamori, 1970)。

从面波解释所得的S波的Q值(表示地震波衰减难易程度的数量)以及海底磁力仪、海底电流计观测推断的电阻值，几乎都是在同一深度开始变小，人工地震获得的P波^①速度虽然还不太清楚，但也可以看出，从70~90km深处电阻开始减小。尽管缺乏上地幔粘度的海底资料，但在解释有名的Fennoscandia(斯堪底那维亚半岛)隆起时，有的认为厚度在100~200km的弹性表层之下应该有一个粘度为 $10^{21} \sim 10^{22}$ 泊^②左右的软层(McConnell, 1965)。象Fennoscandia那样的古陆尚且如此，在比它更新的上地幔内部温度更高的海洋底，在相当于低速层的深度，其粘度自然要更小一些了。也就是说，海洋底上地幔，以50~100km深度为界，可以分为上面的坚硬部分与下面的柔软部分。可以认为1910年前后提出的岩石圈(lithosphere)与软流圈(asthenosphere)的概念，正好与此相对应。如今，岩石圈与板块，软流圈与地幔低速层几乎以同等意义在使用。所谓板块可以定义为就是位于地幔低速层上面的刚体部分。从这个意义上说，板块构造不能脱离地幔低速层的性质而孤立地论述。

1926年，Gutenberg注意到地壳深度在100~1000km范围内地震波的震幅急剧衰减，提出在上地幔内部有一地震波速度减慢部分，可能存在一个低速层。1955年，Lehmann等人虽然也提出了同样的看法，不过，在其后的30多年中，这种设想几乎被忽视了。低速层这一概念被广泛接受，是由于1960年前后开展长周期面波研究的高潮中，由Benioff, Press, Ewing等人发明和不断改进的长周期地震仪，多次记录周期长达数百秒的波动，Ewing与Press(1954)把这一波动认定是振动全部上地幔后，而传导出来的面波(地幔面波)。

面波乃是在地表附近能量集中的一种共振现象，周期越长的波向地下深部渗入传递的能量越大。因此，一旦深度方向上地震波速度发生变化，面波就会由于不同的周期而以不同的速度传播。这种周期与速度的关系(分散)，主要是由S波速度的组成所决定，而对P波速度与密度的组成是不敏感的。Ewing-Press等人所收集的资料，就是Rayleigh(瑞雷)波的群速度的数据。

Takeuchi等人(1959)与Dorman等人(1960)几乎在同一时期，用多种模式进行理论分散曲线(表示面波的周期与速度关系的曲线)计算，指出，具有低速层的模式，比没有低速层的Jeffreys-Bullen模式更能解释Ewing-Press等人的实测值。图1.1表示的Dorman等人的8099模式，乃是迄今常用的具有代表性的海洋底上地幔构造。根据射线理论，低速层内不可能有水平传递后再到达地面的体波(P波或S波)，因此，低速层的构造是难以从体波的分析中推断的。然而，面波是一种共振现象，不具备上述弱点，所以，它适用对具有低速层的构造的推断。

为什么在上地幔内出现低速层？在这个问题上曾有过种种设想，大体分为三种：一种想法是物质不同，一种想法是高温，一种想法是部分熔融。Birch(1969)认为在低速层中，如果橄榄岩的铁分稍多一点，就可以解释地震波速度为什么降低了。但是，为什么那里的铁分多，理由尚不十分清楚，而且，恰好相反，一旦铁分增多，则密度增加，速度也会增

① P波，即纵波——译注

② 泊(poise)，粘度单位 = 1达因·秒/厘米²——译注

高,这又是个难点。后面就要讲到,低速层的密度比板块的密度还要小 $0.1\text{g}/\text{cm}^3$ 左右。

随着深度增加,压力增高,地震波速度虽然也应该相应地加快,但是,另一方面,在上述条件下温度也会上升,由此相互抵消,也会产生低速层,这是一种有力的设想。然而,这种情况下速度等方面的降低自然是小量而且缓慢的,这似乎不能解释图1.1观测结果显示的急骤变化。如今上述观点又有所发展,认为地幔物质的部分熔融而产生低速层是主要因素(Anderson与Sammis,1970*)^①。许多试验确证,只有百分之几的部分熔融,就能引起地震波速度、Q值和电阻的急剧减少。这一事实可以圆满地说明图1.1中低速层的性质。不过,这一试验不一定是使用地幔物质和在相当于地幔的温度与压力情况下进行的,因此更准确的定量研究还有待于今后的进一步试验。

当然,不容忽视的是,从事研究的人员中,对上地幔内部产生部分熔融这一设想持怀疑态度的也不乏其人。作为上地幔主要构成物质的橄榄岩的初始熔融温度(solidus——固相曲线),随压力的增加,即随深度的增加而稍许上升。但有名的Clark与Ringwood(1964)的海洋底温度分布调查表明,在数十公里深处并没有超出与之非常接近的初始熔融温度。后来,Kushiro等人(1968)的实验结果,宛如“救生船”一样,帮了大忙。实验结果表明,含水状态下的橄榄岩的初始熔融温度很低,在浅部随着压力的减低,初始熔融温度也在降低。据最近研究得知,除水外,二氧化碳对初始熔融温度也有很大影响(Wyllie,1977)。因此进一步对Clark-Ringwood的温度分布产生了疑问。现在,几乎所有研究者都认为,至少是在海底的上地幔会产生部分熔融。

含水橄榄岩的初始熔融温度为 $1000\sim 1200^\circ\text{C}$,因而,如果“低速层=部分熔融层”这一论点能够成立,则板块底面就可以近似的定义为 1000°C 多一点的等温面。这一点,对后面将要讲到的板块冷却的热模式具有重要意义。

就板块定义来说,一般是指上述地幔低速层或部分熔融层上面的那一部分。但也有另一种较好的定义方法。例如为说明海沟轴近海侧经常见到的洋底地形的隆起,而把板块厚度定为 $30\sim 40\text{km}$ 为宜(Hanks,1971;Caldwell,1976)。一般定义是,这样的地区板块厚度定为 80km 左右,引起板块褶曲现象的弹性活动最大限度只能是板块的上半部分,下半部分可能是由于高温而相当柔软的。图1.1中的各种数据也不限于都是在同一深度而发生变化的。但是,考虑到海洋底上地幔的区域性(见后述)和观察上的误差,因此现在还不能以此图为依据来讨论减速深度上的具体差异。

与洋底板块相比较,一般地说,对陆壳板块还不能下确切的定义(Jordan,1975)。陆壳板块厚度一般认为是 $150\sim 200\text{km}$ 左右。陆壳板块下的低速层与海洋底板块下的低速层似乎并不相同。从面波解析看来,除美国西部的盆地与山区外,多数陆壳都没有出现低速层(Knopoff,1972)。虽然在一些长距离人工地震的观测中关于上地幔内的低速层有所报道,然而,一般地讲,前述用射线理论所作的有关解释不适用于低速层的推断,因而推断的构造是难以置信的。很多观察结果表明,陆壳低速层不如海洋底地壳低速层发育。特别是地盾下的低速层不甚明显,即使是从其它方面推论也没有部分熔融出现的迹象。陆壳板块不象海洋底板块那样易于活动(Minster等人,1974;Forsyth与Uyeda,1975),这一结论可能反映上述低速层的区别。属于陆壳的岛弧等似乎也是例外。例如日本东北部的低速层约在 30公里 的深度开始出现。有关岛弧周围的板块构造,将在第四章中详述。

① *系指本书各章列出的参考文献中可以查到的,下同——译注

如上所述,在海洋底,至少在数十公里以上部位,具有与板块相应的性质。从下一节开始,我们将对板块的构造及其热力性质详细深入地探讨。

§ 1.2 地壳构造

海洋底地壳(简称洋壳,下同)是构成海洋底板块的最上部部分,但在深海钻探盛行之前,只能进行30米上下的采泥(Core)和进行海底表面岩石的采集(dredge)。再向深处我们是不能直接接触的。因此,关于它的构成物质只有靠地震波速度来进行推测了。时至今日,除地壳的最上部以外,这种状况仍无多大变化。

地下地震波速度的测定,有天然地震与人工地震两种方法。在天然地震的解释上,无论是用面波(Rayleigh波, Love波)或是用体波(S波和P波),都由于不能确切地知道震源位置和发震时间,而且海洋区域的观测点又比较稀疏,因此,对于薄而复杂的洋壳构造,难以作出正确的推断。但是,二次大战以后在海洋范围进行大规模的人工地震观测弥补了这一缺点,从而在预期的地区,对洋壳的速度构造作出了正确的推断。1950年以来,通过人工地震观测,确认洋壳厚度很薄这一事实,已成为一般的常识。

海上人工地震观测开始于20世纪30年代,由美国、英国、苏联、日本等国的研究人员在全世界范围内协作进行的。这些观测几乎都是用两船式方法进行的。一船停泊,从船舷一侧伸出水下测音器(一种灵敏度高的水中麦克风)进行观测,同时,另一船以一定速度行驶,由近及远(或由远及近),每隔数分钟或数十分钟用dynamite^①和TNT^②在水中引爆。爆炸后,产生的水中声波在海洋底转换成地震波,向地壳和地幔内传递,在观测船下面的海洋底再度成为水中声波而被水下测音器所录收。这种地震波的到达时间与距离的关系称为走时(travel time)。然后利用射线理论进行构造推算。

Shor等人(1970*),参照加里福尼亚大学Scripps海洋研究所在太平洋的观测结果作出了一览表,同时也求出平均的洋壳构造(表1.1)。这种构造与以前的同类结论(Hill,

表 1.1 海洋底标准地壳构造

(据Shor等人, 1970)

	速 度 (km/s)	厚 度 (km)
第 1 层	2.20 ± 0.31	0.66 ± 0.90
第 2 层	5.19 ± 0.64	1.49 ± 0.98
第 3 层	6.81 ± 0.16	4.62 ± 1.30
地 幔	8.15 ± 0.30	—

1957; Raitt, 1963) 极为相似,分第一层、第二层、第三层和地幔等四层,第三层与地幔的界面相当于所谓的莫霍洛维奇(Mohorovičić)^③不连续面(莫霍面)。设在表1.1所列构造上的海水层为5 km,则所计算的理论上的走时如图1.2。粗实线部分为最先到达的

① 硝化甘油炸药——译注

② 三硝基甲苯炸药——译注

③ 安德列·莫霍洛维奇(1857—1963), 南斯拉夫学者——译注

波动，称为始动，它能够准确地确定到达时刻。虚线部分（后续波）多为始动时的摆动尚未稳定之前到达，难于准确地确定到达时间。因此，主要以后续波确定层的速度与厚度，一般说来，其精度不高。

第一层相当于沉积层，因而速度与厚度的地区差别相当大。而且，如图1.2所示，通过这个层的波一般是以后续波形式出现，层内具有相当大的速度梯度，因而就难以准确地确定其速度。因此，大多是预先假定以 2km/s 左右的速度来研究其构造的。因而在引用这些资料时需加注意。再说，求第一层的速度与厚度的平均值也没有什么意义。

第二层又称基底层（basement layer）然而其速度值波动很大，据报道，在 $4.5\sim 6.0\text{km/s}$ 之间。第二层是否具有这么大的速度范围目前尚有争议。这一层作为始动的观测区间，一般很短，而且由于构造的差异

（例如在第二层不太厚时）并非都出现始动，甚至还可能被忽略掉。即使图1.2上所列的表现始动，如果爆破点间距稍许大一点，只控制始动的几个点，也不可能确定正

确的速度构造。所以，表1.1所列的第二层速度值波动较大，无疑含有一定的观测误差。速度测定上精确度不高，当然不能正确确定第二层厚度，更会影响第三层的厚度。

第三层又称大洋层（oceanic layer）●，速度大体上在 $6.5\sim 6.8\text{km/s}$ 范围内。厚度平均近 5km 是构成洋壳主体的重要一层。由于与陆地下面的玄武岩质层有极相似的速度，所以，从海陆交界附近的断面上看来是连续的。不过，这并没有明确的实测根据。

海洋底下的地幔组份是相同的，持有这样印象的读者，从表1.1看到地幔最上部速度（称之为P.速度）波动很大，也许会为之惊奇。这正是下一节所要讲的，可能这是由于地幔速度的异向性（地震波传播方向的不同产生的速度相异性）所致。表1.1主要是依据Scripps海洋研究所的研究成果，他们记录的P.波始动距离很远，因而这些从每个测线所得到的P.速度的可信度极高。他们的卓越的观测技术，使他们后来在东太平洋科研基地得以获得确认地幔异向性这样大的科研成果。

如果把海水层和沉积层另行考虑，那么，洋壳在任何地区都会有相似构造。例如，Yoshii (1973) 研究了依据地磁异常条带推断的海底年龄与地壳厚度以及P.速度的关系，除海岭附近以外并没有发现特殊变化（图1.3）。在海岭附近的P.速度，比七百万年左右更年轻的海底，P.速度急剧变慢（ 7.6km/s ）。整个的地壳厚度，也似乎在这个范围内，愈趋近海岭轴，愈逐渐变薄。这些，也可能说明标准洋壳的形成是在距今 $5\sim 10$ 百万年期间完成的。Goslin等人（1972）也对地壳构造与海底年龄的关系进行了研究，结果认为，第三

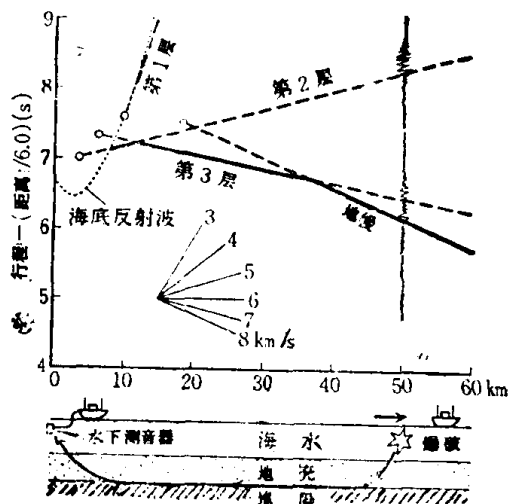


图 1.2 根据表1.1模式计算出来的折射波的理论走时

图中省略了传递于海水层中的直达波。纵轴表示走时(距离/6.0)，呈水平线时，其速度为 6.0km/s 。图中表示观测船和爆破船在图中的位置（相距50公里），及其模式记录。在不同距离上取得上述记录，把地震波的到达时刻绘于图上，就可得出观测走时。符号○相当临界距离，比这再远的地方则出现折射波

层厚度有逐渐增加的趋势。他们认为,这可能是由于地壳底部的蛇纹岩化作用(serpentinization)所引起的。另外, Menard (1976) 和Shor等人 (1970*) 还得出第二层厚度

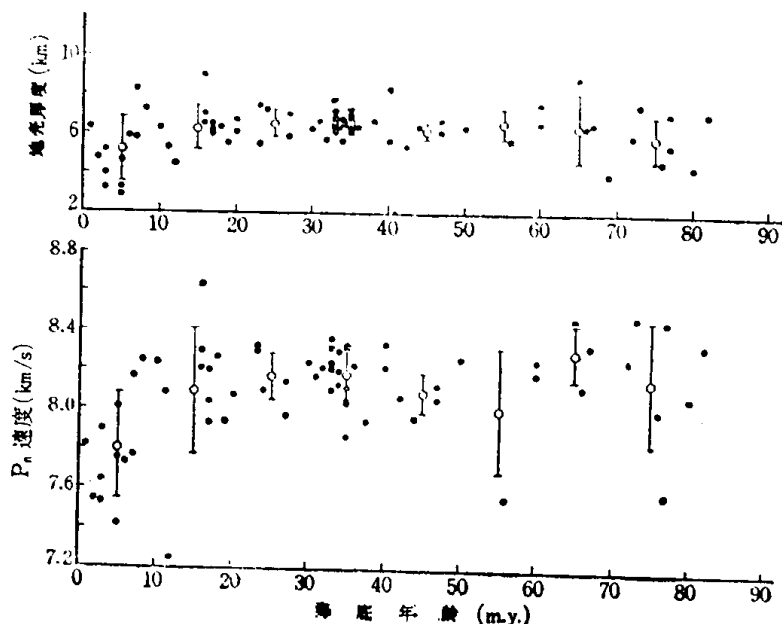


图 1.3 地壳厚度、 P_n 速度与海底年龄的关系

(据Yoshii, 1973)

符号○表示每一百万年的平均值。在 P_n 速度上进行了近似导向性校正

要的修正,这和许多研究领域一样,其开端就是观测技术的进步。例如把从前专用于反射法观测的气枪(用船尾曳航的高压空气作音源)与声纳浮标(挂水下测音器的无线电浮标)结合使用,称作折射波观测法就是其中一种。投放声纳浮标以后,观测船以一定速度由近而远,用气枪(在远距离也可用少量炸药)每隔数十秒响爆一次。产生的地震波被声纳浮标所接受,通过无线电送往观测船记录下来。气枪能量较之两船式观测所用火药虽然相当微弱,然而它能在较短的时间间隔内反复操作,所以在记录上易于追踪地震波。特别是象后续波等,隐蔽于其它波中的地震波,也容易辨认出来。这样一来,随着气枪大型化,就逐渐发现了来自莫霍面的反射波和折射波。

声纳浮标观测盛行以后,夏威夷大学等单位的研究人员认为,在洋壳下部存在有P波速度为7.1~7.5km/s的一层(以下简称中间层),并主张第三层可再分为两部分。据Sutton等人(1971)的研究,在太平洋深海海盆进行声纳浮标观测时,几乎无例外地可以观察到这个中间层。如果真是这样,那可能是由于从前的观测中由于爆破点间隔较大,这一层的折射波又为后续波,因而把它漏掉了。两船式观测,例如在Shatsky沟台附近,虽然也曾发现这样的速度层(Den等人,1969),但是这一海域的海底构造极为特殊,因而难以确认它是否就是普通深海海盆中的中间层。

图1.4概括地表示具有中间层的模式与没有中间层的模式。(1)与表1.1相同,根据Shor等人(1970*)的成果,不具有中间层。(2)与(3)由Woollard(1975*)整理,(4)由Peterson等人(1974)整理,都是具有中间层的太平洋洋壳构造模式。在(3)与(4)的模式中除第三层分两部分外,第二层也一分为二。自从声纳浮标盛行以后,一般认为第二层分为两部分或三部分更为合适(Houtz与Ewing, 1976)。如上所述,第一层(沉积层)的厚度与速度的平均值没有多大意义,如暂不考虑,则任何模式中地壳厚度都是6~7 km。这从射线

与海底扩张速度之间略成反比例这样一个颇有趣味的结论。此外,曾对洋壳各层的厚度、速度与海底年龄、扩张速度,进行了多次的比较研究。然而,由于第二层或其它层的速度精度有差别,以及地壳分层的不同,这些数值是有相当变化的。一般说来,与地壳总厚度、 P_n 速度比较来说,它们的精确度差一些,所以,对它们进行评价时应予充分注意。

就这样,终于大致地确定了标准洋壳的速度构造。然而最近有人认为需要进行某些必