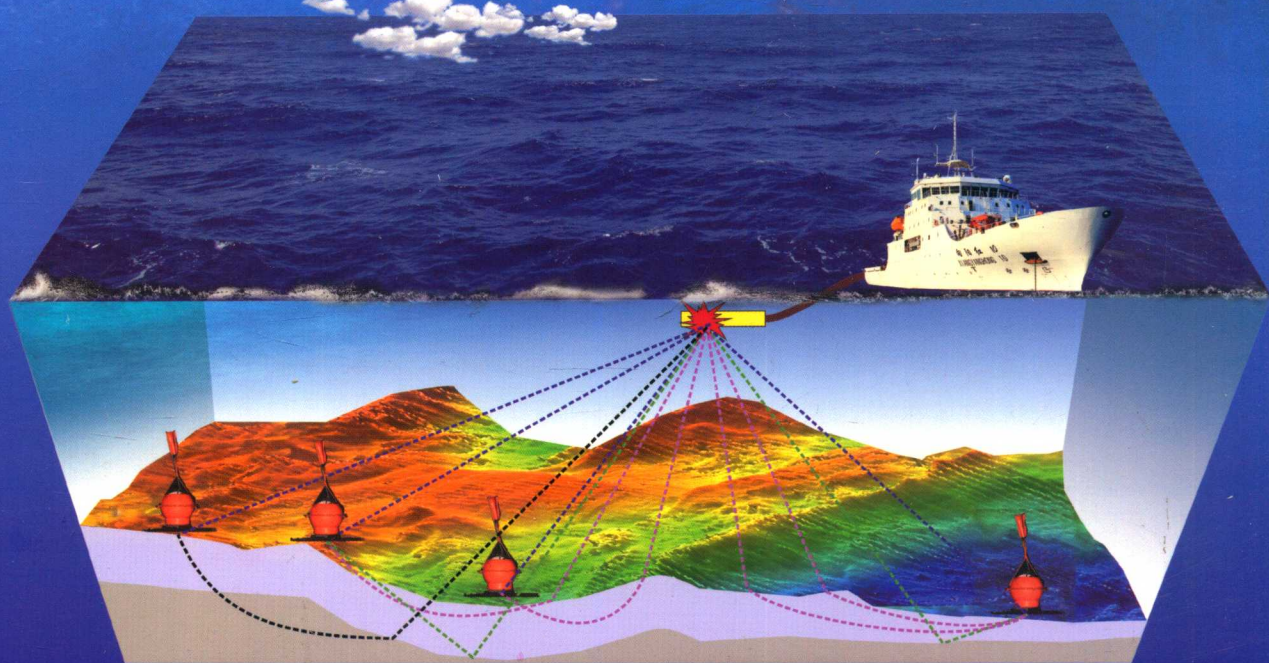


Ocean Bottom Seismic
Theory and Application

海底地震勘测 理论与应用

阮爱国 等 编著



科学出版社

海底地震勘测理论与应用

Ocean Bottom Seismic Theory and Application

阮爱国 等 编著



科学出版社

北京

内 容 简 介

本书对多年实践积累的海底地震(OBS)勘测相关技术进行了总结,对教科书中的一些相关的地震波基础理论作了解释性推导。全书共分9章,介绍了海洋地壳的特点、弹性本构关系和弹性波基本解与广义反射透射理论、地震波传播和分界面上的反射及透射、OBS基本结构和信号特点、OBS海上作业实用技术和数据处理技术、2-D和3-D反演建模方法、横波和多次波的应用、天然地震的OBS接收函数和各向异性反演方法等。在主要章节中以OBS技术应用的大量实例,展示了在南海、西南印度洋中脊等地取得的研究成果。

本书适合从事海底地震勘测的科研人员以及高等院校相关专业的教师、高年级本科生和研究生阅读使用。

图书在版编目(CIP)数据

海底地震勘测理论与应用/阮爱国等编著. —北京:科学出版社, 2018.6
ISBN 978-7-03-057732-0

I. ①海… II. ①阮… III. ①海底-地震勘探-研究 IV. ①P631.4

中国版本图书馆CIP数据核字(2018)第115706号

责任编辑:孟美岑 陈姣姣/责任校对:张小霞

责任印制:肖 兴/封面设计:北京图阅盛世

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

北京画中画印刷有限公司印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2018年6月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2018年6月第一次印刷 印张:14

字数:314 000

定价:178.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

人们关于地球内部结构的认识主要来自地震观测，其他方法起辅助和佐证作用。因为地球是一个半径达 6370 km 左右的巨型实体球，人根本无法进入。地球从外向里，分为地表、地壳、地幔、地核，每一层还可做更精细的划分，如地幔中的软流层。这些知识主要是根据地震波传播的一些现象和规律获得的，而其他方法难以达到地球内部的深处。例如，钻探方法，最深也只有 10 km 左右，连地球的表皮都钻不透（地壳平均厚 35 km）。地震波在地球内部的传播，可以为地表观测站带来其内部各种分层界面和内部弹性结构（主要由速度来表达）的信息，称为震相。通过分析、计算各种震相的传播路径、旅行时间及波动振幅的衰减可以反推地球的内部结构和物质变化。然而，地球是一个复杂的系统，只知道一个平均的地球结构还不能满足人们的好奇心和各种科学研究的需求。要想知道某一区域更详细的结构，就需要做更细致的观测和研究，用地震方法给地球做 CT 就是这个目的。就像现代化的医院一样，用医学 CT 或核磁共振仪产生射线，对人体进行扫描，获得影像，从而确定身体某个部位是否有异常。利用地震射线做 CT，又称为地震层析成像，既可利用地球本身不断发生的天然地震，也可用人工方法产生地震波（核爆、炸药、机械振动），后者因为能量有限，价格昂贵，更适用于一个小区域或工程场地的层析成像。

不巧的是，地球表面的三分之二是海洋，而地震观测台站主要分布在陆地和零星的海岛，所以如何对海洋下面的地球深部结构做 CT 是个难题，特别是要克服上覆几百米至几千米的海水层造成的障碍。目前有两个办法：一是利用陆地台站观测到的经过海洋区域的地震波，特别是长波长的面波震相，但分辨率较差；二是在想了解其细致深部结构的海区，临时布设地震台进行观测。就后者而言，需解决的问题有：什么样的地震观测仪适用于海洋？使用什么样的震源？如何布设和回收地震仪？为此，已经想出了各种办法，其中的“海底地震仪”是目前研究海底深部构造最常用的工具。海底地震仪（ocean bottom seismometer, OBS）是将检波器直接放置在海底的一种地震观测系统，既可用于天然地震的观测（宽频带 OBS），也可用于人工源地震探测（宽频带和短周期 OBS 均可）。与传统的船载拖曳式多道地震系统相比，其主要特点包括：一是直接与海底接触，所以除了可以记录 P 波以外，还可以记录 S 波（对于人工源，震源仍在水面上，所以 S 波均为地层内部的转换波）；二是 OBS 除了用于小偏移距的反射地震调查外，主要用于大偏移距的广角反射/折射调查和天然地震观测，用于探测地壳深部和地幔结构；三是观测环境噪声低、精度高、信号分辨率高。OBS 人工源的做法是：首先，将一定数量的 OBS 按一定间距沿测线（2-D）和台阵（3-D）进行投放。其次，沿测线以气枪为震源进行炸测。向下传播的地震波通过海底面、沉积层、地壳各分层和莫霍面及地幔内部的反射和折射后，再向上传播被各个 OBS 记录；对回收的 OBS 原始记录进行各种校正，如 OBS 位置、炮点坐标、时间漂移、滤波等。最后，根据地震学理论，用射线追踪的正、反演

技术, 获得海洋下面的深部地壳和地幔速度结构。对单一测线获得 2-D 结构, 对台阵则获得 3-D 结构。天然地震观测不需要专门的地震船和气枪, 只是将一定数量的 OBS 投放到预定的海底坐标点位, 观测一定时间 (越长越好), 记录海底本身的微震和发生在全球各地的大震。对经过滤波等处理后的记录, 根据地震学理论, 用各种方法研究 OBS 下方的地壳、岩石圈或更深的地幔和地核的速度结构。常用的有微震的定位和投影、远震接收函数反演、S 波各向异性反演、噪声反演等。

我国的 OBS 工作已经历了一个较长的发展过程。早先, 我国内地只有中国科学院南海海洋研究所、中国科学院海洋研究所曾开展过 OBS 工作, 但都是通过参与国际合作项目或与台湾地区合作, 没有实际操作 OBS 的经历。中国科学院地质与地球物理研究所从 20 世纪 90 年代开始研制 OBS, 并在南海东沙等地率先开展了人工源试验, 设备最终获得成功并定型于 2010 年前后, 为我国 OBS 的发展起到了重要的支撑作用。笔者于 2006 年率国家海洋局第二海洋研究所海底地震与深部构造课题组和中国科学院南海海洋研究所丘学林研究员的课题组合作, 在中国南海大陆架工作中, 引进德国 GeoPro 公司研发的 15 套短周期 OBS, 在南海北部陆缘完成了三条总长约 1200 km 的长距离广角地震剖面, 这是我国首次自主完成的正式的 OBS 探查项目。随后, 在国家 973 项目和国家自然科学基金项目的支持下, 国家海洋局第二海洋研究所与中国科学院地质地球物理研究所和南海海洋研究所合作, 在南海北部边缘、南沙海域、中央海盆和礼乐滩等地完成了多条广角地震剖面 and 3-D 地震探测台阵。2010 年国家海洋局第二海洋研究所牵头, 与中国科学院南海海洋研究所、北京大学和法国巴黎地球物理研究所 (IPGP) 合作, 在我国首次发现热液喷口的超慢速西南印度洋中脊开展了深部结构 3-D 层析成像调查, 取得了丰硕成果。除了以上单位外, 目前国内开展 OBS 调查与研究的单位越来越多, 如国家海洋局第一海洋研究所、中国科学院海洋研究所、中国地质调查局青岛海洋地质研究所、福建省地震局、同济大学、广州海洋地质调查局等, 调查区域为中国南海、东海、台湾海峡、马尼拉海沟、马里亚纳海沟、西南印度洋中脊、南极普里兹湾和非洲莫桑比克海峡。特别是汪品先院士主持的国家自然科学基金委员会重大研究计划“南海深海过程演变”在南海开展了全方位的 OBS 调查。

多年的实践为我国的海底地震调查与科研工作积累了许多宝贵的经验, 同时也发现了一些问题。特别是与其他海洋地球物理调查手段相比, 海底地震调查还没有建立行业或专项标准, 也没有一本较全面的教材可供借鉴或用于人员培训, 大都是各行其是, 在项目验收时没有具体的质量标准或技术指标或参数来对调查资料进行评定。另外, OBS 在中国还是一项较新的技术, 使用的单位日渐广泛, 但也存在各种技术难题, 导致设备损失严重, 特别是近年在南海的工作。本书的编写就是基于上述考虑, 将我们团队多年来积累的、被证明是比较好的 OBS 相关技术进行总结, 包括海上作业、数据处理和反演建模, 与大家分享, 同时也是抛砖引玉之作, 以便得到业内专家的指导。从 20 世纪 80 年代读大学算起, 笔者从事地震科研工作已有 30 多年, 常需要查阅地震波和弹性理论教科书的某些具体原理、公式, 往往感到十分麻烦, 因为众多的专业书籍或是长篇大论, 或是不作推导地引用, 或是基础理论的重复 (如弹性动力学方程的推导), 想要得到一个简明解答而不可得。为此, 本书根据笔者的亲身体验和对前人著作的学习笔记, 对一些

工作中经常遇到的公式进行了引用、解释和推导，以方便读者。

本书是笔者和课题组的同事、学生及外单位合作者多年工作的阶段性总结，是大家共同努力的结果。在此感谢多年来与我密切合作的同事和朋友，他们是李家彪院士、丘学林研究员、赵明辉研究员、郝天珧研究员、游庆瑜研究员、楼海研究员、吴庆举研究员、陈永顺教授、王彦宾教授等；感谢多年来曾随我学习或工作的学生，他们是吴振利、李湘云、薛彬、卫小冬、牛雄伟、刘宏扬、潘少军、张洁、于志腾、王新洋、郭衍龙、胡昊、王奥星、王伟。特别要感谢对本书多个章节的编写做出直接贡献的卫小冬博士（第6、8章）、牛雄伟博士（第6、7章）、张洁博士（第1章）和胡昊博士生（第9章）。衷心感谢国家海洋局海底科学重点实验室的领导和全体同事多年来对海底地震和深部构造学科组的支持与帮助。本书获得了国家自然科学基金（91228205，41576037）的资助。

书中的疏漏之处在所难免，诚心希望读者予以指教和批评。愿本书的读者和我们一起努力，为我国的海底地震和深部构造学科的发展做出更大的贡献。

阮爱国

2018年1月18日

目 录

前言

第 1 章 海洋地壳结构的主要特点	1
1.1 标准洋壳	1
1.2 洋中脊	2
1.2.1 超快速和快速扩张洋中脊	3
1.2.2 中速扩张洋中脊	5
1.2.3 慢速扩张洋中脊	6
1.2.4 超慢速扩张洋中脊	9
1.3 深海盆地	11
1.3.1 正常洋壳	11
1.3.2 异常洋壳	13
1.4 大陆边缘	15
1.4.1 主动大陆边缘	15
1.4.2 被动大陆边缘	16
参考文献	18
第 2 章 弹性力学常用方程	24
2.1 弹性本构关系及常用方程	24
2.1.1 本构关系	24
2.1.2 各向同性线弹性常用方程	27
2.1.3 线弹性运动方程	28
2.2 弹性动力学方程的解	31
2.2.1 波动方程的基本解	31
2.2.2 标量亥姆霍兹方程的分解 (柱坐标)	33
2.2.3 矢量亥姆霍兹方程的分解 (柱坐标)	33
2.2.4 弹性动力学方程的本征矢量解 (柱坐标)	36
2.3 水平层状介质的传输矩阵	36
2.3.1 均匀介质中微分方程的建立	37
2.3.2 均匀介质中上下行波分解 (只讨论 P-SV 波)	40
2.3.3 边界条件和震源影响	42
2.4 弹性波传播矩阵	43
2.4.1 传播矩阵	43
2.4.2 半空间的响应	43
2.5 广义反射和透射矩阵	45

2.5.1	反射和透射	45
2.5.2	来自一个自由面下部区域的反射	47
2.5.3	层状叠加介质的反射和透射系数	47
2.5.4	自由面反射系数的组合关系	48
2.5.5	层状均匀介质的递推	48
2.6	水平分层介质的反射透射系数递推和地表位移	49
2.6.1	反射透射系数递推公式	49
2.6.2	表面源矢量的响应	51
2.6.3	上覆一个流体层	52
2.6.4	表面源附近的表面反射	52
	参考文献	53
第3章	弹性波的传播	54
3.1	层状介质走时方程	54
3.1.1	反射震相	54
3.1.2	折射震相	55
3.1.3	OBS 折合时间剖面实例	56
3.1.4	折射波出射点距离的估计	57
3.2	分界面上的反射与折射	58
3.2.1	波动方程的解	58
3.2.2	分界面上的反射和折射系数	64
3.2.3	与 Aki 和 Richards (1980) 公式的对比	66
3.3	分界面上 P 波入射时的能量分配	68
3.3.1	P 波入射势函数的能量分配 (以张量形式推导)	68
3.3.2	P 波入射位移的能量分配	72
3.3.3	数值计算	73
3.4	佐普里兹方程	75
3.4.1	佐普里兹方程推导	75
3.4.2	反射系数的近似线性表达	76
	参考文献	77
第4章	海底地震仪特性和海上作业技术	78
4.1	海底地震仪特性	78
4.1.1	设计原则	78
4.1.2	OBS 结构和技术指标	78
4.2	德国 GeoPro 短周期 OBS 的主要性能	81
4.3	国产 I-4C 型宽频带 OBS 性能指标	83
4.4	OBS 的海上作业技术	84
4.4.1	主要技术指标	85
4.4.2	调查设备	85

4.4.3	海上勘测	86
4.4.4	数据的初步整理	88
4.4.5	OBS 资料的解释	89
4.5	OBS 信号特点	90
4.5.1	气枪作业激发的信号	90
4.5.2	噪声特征及影响	92
4.5.3	天然地震记录	94
4.5.4	小结	96
	参考文献	96
第 5 章	OBS 数据处理	98
5.1	数据格式转换	98
5.1.1	操作系统及预备工作	98
5.1.2	将原始数据转换成 sac 格式	98
5.1.3	将 sac 格式转为 segy 格式	98
5.1.4	将 segy 格式转为 su 格式	99
5.2	时间和位置校正	99
5.2.1	放炮时间和位置校正	99
5.2.2	OBS 位置校正	100
5.2.3	OBS 时钟漂移校正	102
5.2.4	增益恢复、滤波及预测反褶积处理	102
5.2.5	水深静校正	103
5.3	OBS 天然地震的数据处理	103
5.3.1	OBS 水平分量方位校正	103
5.3.2	其他处理	104
	参考文献	104
第 6 章	OBS 的 2-D 剖面反演建模	106
6.1	震相识别与拾取	106
6.2	初始模型的建立	108
6.2.1	一般原则	108
6.2.2	利用已有反射地震剖面和水深测量数据	108
6.3	使用 WARRPI 进行初至波层析成像	110
6.4	使用 RAYINVR 进行速度结构成像	112
6.5	海底广角地震反演实例——南海礼乐滩 OBS 剖面	112
6.5.1	正演迭代算法获取的地壳模型	114
6.5.2	自动反演方法获取的模型	116
6.5.3	由反演模型对多道地震剖面进行时深转换获得的地壳结构	118
6.5.4	地壳模型对比分析	120
6.5.5	礼乐滩地壳结构特征及意义	121

参考文献	123
第7章 OBS的3-D地震层析成像	125
7.1 方法原理	125
7.2 西南印度洋中脊3-D层析成像	126
7.2.1 初始模型	126
7.2.2 层析成像结果	127
7.2.3 模型评估	137
7.3 讨论	143
7.3.1 与全球超慢速扩张洋中脊地壳结构对比	143
7.3.2 关于洋壳厚度	145
7.3.3 热液喷口与构造关系	149
参考文献	150
第8章 横波与多次波的应用	154
8.1 转换横波的识别	154
8.1.1 两种转换模式	154
8.1.2 震相拾取	155
8.2 S波的反演建模	157
8.2.1 走时模拟及反演	157
8.2.2 模型不确定性分析	157
8.3 由S波结构讨论南海共轭问题	160
8.3.1 礼乐滩及附近海盆的地壳结构特征	160
8.3.2 礼乐滩与中沙块体互为共轭	160
8.4 多次波的应用	161
8.4.1 多次波概念	161
8.4.2 多次波应用实例	161
参考文献	167
第9章 海底天然地震的观测与研究方法	169
9.1 接收函数	169
9.1.1 基本概念	169
9.1.2 基本原理	171
9.1.3 几种典型地壳模型的接收函数数值模拟	174
9.2 OBS接收函数:地壳-岩石圈结构反演	181
9.2.1 数据处理方法	181
9.2.2 OBS实测接收函数的求取	182
9.2.3 S波速度结构反演	184
9.2.4 结果和讨论	185
9.2.5 模型评估及H-K叠加检验	186
9.3 OBS接收函数:MTZ厚度反演	187

9.3.1 求取 MTZ 厚度的速度谱叠加方法·····	188
9.3.2 西南印度洋中脊实例·····	190
9.4 地壳和地幔的各向异性·····	191
9.4.1 基本认识·····	191
9.4.2 主要利用的震相·····	192
9.5 弱各向异性理论·····	194
9.5.1 本征值及本征矢量·····	194
9.5.2 各向异性界面上 Pn 的速度·····	195
9.5.3 各向异性界面上 Sn 的速度·····	196
9.5.4 Pn 各向异性分析方法·····	198
9.5.5 SKS 各向异性分析方法·····	200
9.5.6 ScS 的分裂参数计算·····	202
9.6 OBS 各向异性研究实例·····	203
参考文献·····	209

第 1 章 海洋地壳结构的主要特点

海底地震仪 (OBS) 人工源探测或天然地震观测, 目标是揭示海底下面的地壳/洋壳、岩石圈和地幔等圈层结构。不管是用正演模拟还是用反演方法, 都离不开初始模型这一基础。另外, 地球物理的结果最终还是要通过地质故事来表达, 因此有必要掌握海洋地壳结构的一些主要特点。海洋深部构造的研究区域十分宽广, 从大洋向大陆方向, 分别有洋中脊、洋盆、海山、海沟、岛弧、边缘海盆地、洋陆过渡带、大陆架等不同地质单元, 其结构各具特点。作为本书的起点, 本章根据教科书的相关内容和前人研究成果, 对全球海洋不同单元的地壳结构的特点做一简要梳理, 以方便读者。

1.1 标准洋壳

海洋地壳 (简称洋壳, 下同) 是海洋岩石圈的重要组成部分, 洋壳厚度一般为 5~15 km (White *et al.*, 1992; 任建业, 2008), 具有三层结构特征 (图 1-1)。洋壳传统模型的表层是喷发的枕状玄武岩和席状流, 下面是席状岩墙, 下地壳的组成是辉长岩, 来自于岩浆的结晶。地震结构通常也是以层状结构来表述, 层 2A 是表层几百米厚的低速层 (层 1 是位于玄武岩地壳上的沉积层, 速度和厚度的区域性差别相当大); 层 2B 是一个过渡区域, 此处 P 波速度向下迅速增加, 层 3 的垂直速度梯度较小, 具有较高的 P 波波速, 为 6.5~7.0 km/s。大量的调查表明, 地震层与岩石圈层并不是严格对应的, 地震层主要受控于孔隙度。中地壳至下地壳 (层 3), 同时包含了岩墙和辉长岩体 (Forsyth, 2011)。

图 1-1 所展示的是不同学者提出的各种标准洋壳结构模式, 模型 1 (Shor *et al.*, 1970) 和模型 5 (Kennett, 1982) 没有中间层, 模型 2、3 (Woollard, 1975) 和模型 4 (Parsons

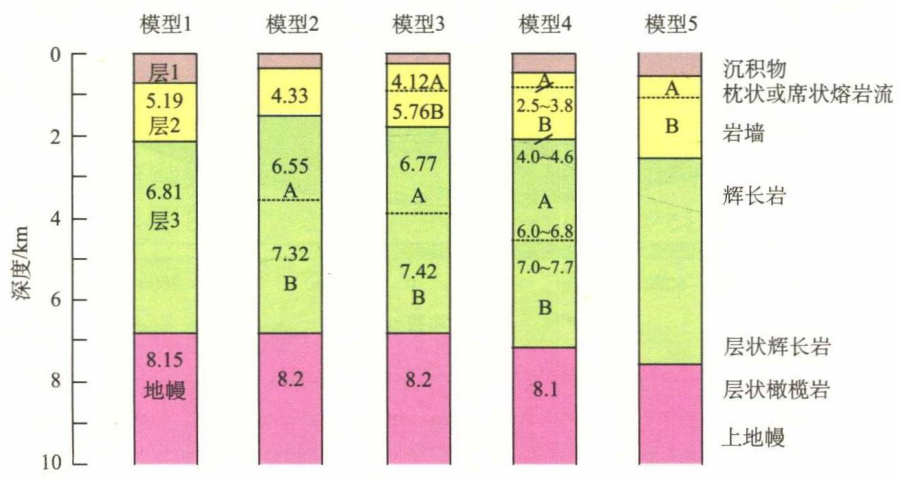


图 1-1 各种标准洋壳的结构模式
图中的数字代表 P 波速度, 单位为 km/s

and Sclater, 1977)是具有中间层的太平洋构造模式,层3被进一步划分为层3A和层3B。在模型3、4和5中,将层2进一步划分为层2A和层2B,现在一般认为层2的进一步划分(分为2个部分或是3个部分)是较为合理的(Houtz and Ewing, 1976)。由于沉积层的厚度和速度存在很大的区域性变化,在不考虑沉积层厚度的情况下,根据图1-1所给出的模式可知,洋壳厚度在6~7 km,速度值存在一定的差异。但对洋壳结构的深入研究发现,由于洋壳所处的地理位置不同、形成阶段不同,洋壳结构特征存在着很大的差异,传统的标准模式已经不能完全概括洋壳的特点,本章将从大洋中脊、深海盆和大陆边缘这个次序,介绍洋壳结构及其主要特点。

1.2 洋 中 脊

洋中脊是遍布全球海底的巨型隆起构造,根据板块构造理论,由于地幔对流,岩浆在洋中脊处上涌形成新洋壳,然后向两边扩张,所以洋中脊也称大洋扩张中心,是地球系统的重要组成单元。洋中脊的发现源于19世纪美国水文学家 Matthew Fontaine Maury 对深海声学方法的发展,通过新的技术方法得到了第一张北大西洋水深变化图(Maury, 1967)。1872~1876年英国“H.M.S.挑战者”号的环球科考是对洋中脊第一次系统的调查(Thomson, 1877)。长期大量的科学考察最终确定了洋中脊贯穿于全球洋底,长度超过65000 km(图1-2)(Searle, 2013)。

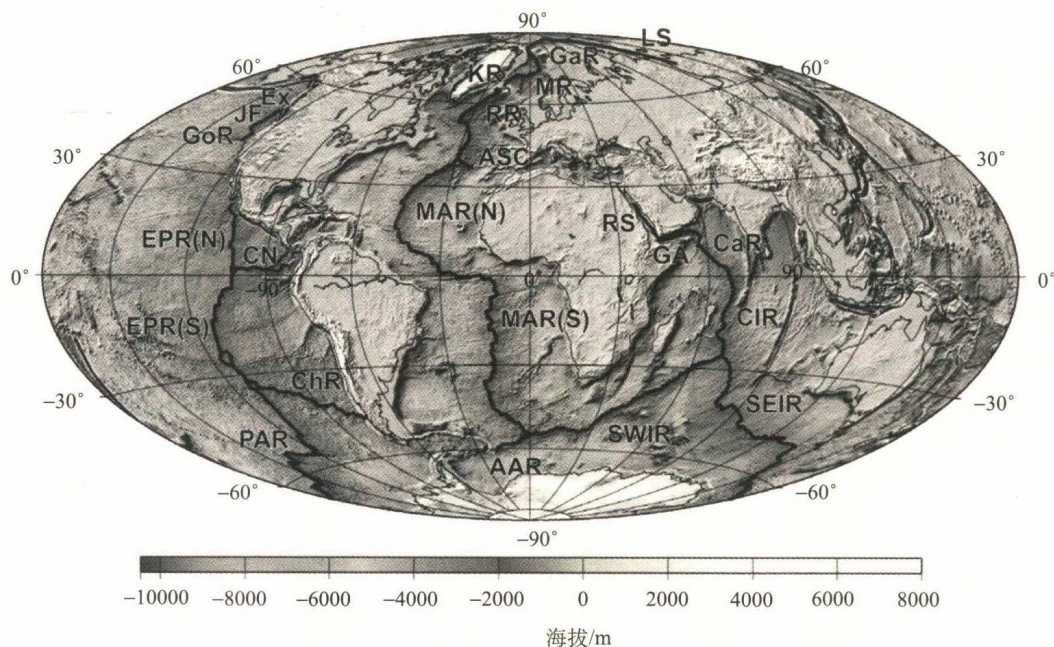


图 1-2 全球地形与洋中脊分布图 (Searle, 2013)

图中粗黑线代表洋中脊,边缘海海洋中脊此处省略。AAR. American-Antarctic Ridge; ASC. Azores Spreading Centre; CaR. Carlsberg Ridge; ChR. Chile Rise; CIR. Central Indian Ridge; CN. Cocos-Nazca Spreading Centre; EPR. East Pacific Rise (north and south); Ex. Explorer Ridge; GA. Gulf of Aden; GoR. Gorda Ridge; GaR. Gakkel Ridge; JF. Juan de Fuca Ridge; KR. Kolbeinsey Ridge; LS. Laptev Sea Rift; MAR. Mid-Atlantic Ridge (north and south); MR. Mohs Ridge; PAR. Pacific-Antarctic Ridge; RR. Reykjanes Ridge; RS. Red Sea; SEIR. Southeast Indian Ridge; SWIR. Southwest Indian Ridge

边缘海盆的扩张中心具有大洋中脊类似的功能，通常也将其归类为洋中脊（Searle, 2013）。板块分离的速度从几毫米每年到 160 mm/a，在过去的某些时间段内存在更快的速度（Müller *et al.*, 2008）。如表 1-1，根据扩张速率可以将洋中脊划分为超快速扩张洋中脊、快速扩张洋中脊、中速扩张洋中脊、慢速扩张洋中脊和超慢速扩张洋中脊。

表 1-1 洋中脊分类（Searle, 2013）

类别	全扩张速率/(mm/a)	参考文献	例子
超快速扩张洋中脊	130~150	Sinton <i>et al.</i> , 1991	20°S 东太平洋海隆
快速扩张洋中脊	90~130	Lonsdale, 1977	13°N 东太平洋海隆
中速扩张洋中脊	50~90	Lonsdale, 1977	胡安·德富卡海岭
慢速扩张洋中脊	20~50	Lonsdale, 1977	北大西洋中脊
超慢速扩张洋中脊	<20	Grindlay <i>et al.</i> , 1998	西南印度洋脊、北冰洋 Gakkel (加克) 洋中脊

洋中脊通常会被转换断层和叠加洋脊错开或分段。地震波的传播为我们提供了探测洋中脊结构特征最为直接的方法之一。地震波速、地震波的各向异性受温度、组成、岩浆存在的影响。精细尺度的地壳和上地幔结构的层析成像，主要来自于主动源地震试验，如主动源海底地震仪探测，拖在船后的长排列水听器。大尺度和更深部的地幔结构，主要通过使用海底或陆地台站所记录的一段时间内的（几个月或几年）的远震信息来探测（Forsyth, 2011）。

洋中脊的地壳结构相对于标准洋壳，不仅厚度显著减小（轴部厚度仅为 2 km 或者更小），而且还在轴部年轻洋壳的地震速度剖面上发现了低速洋壳和异常的壳幔混合层。低速洋壳层 P 波速度约为 5.0 km/s，位于海底之下几百米至几千米，该低速区域与中脊轴部之下岩浆房局部熔融的高温岩有关，壳幔混合层的 Pn（沿上地幔顶部莫霍面传播的折射波）速度为 7.2~7.8 km/s，高于洋壳底而低于上地幔的波速度。出现异常上地幔的中脊底下的莫霍面难以识别，Pn 速度一般为 7.9~8.1 km/s，Pn 速度小于或等于 7.8 km/s 的上地幔层称为异常上地幔（Minshall, 2002；吴时国和喻普之，2006）。

洋中脊在不同海域也有不同的表现，如慢速扩张的大西洋中脊轴部部分地段缺失层 3，层 2 直接上覆于异常地幔之上。虽然层 2 较厚，但因完全缺失层 3，整个地壳厚度明显减薄。快速扩张的东太平洋海隆和其他一些洋中脊地段虽然有层 3 覆盖于异常上地幔之上，但因层 3 较薄和层 1 的缺失或极薄，整个地壳厚度还是比较薄的（吴时国和喻普之，2006）。

1.2.1 超快速和快速扩张洋中脊

超快速和快速扩张洋中脊（>90 mm/a）在形态上呈现为光滑而平缓隆起的海隆，轴部水深浅，如 20°S、9°N 和 13°N 东太平洋海隆等（图 1-3）。在轴部，洋中脊下通常存在着一个几千米宽的地幔低速区，此处的低速带指示岩浆的上涌区域。靠近莫霍面，下地壳低速带变窄，只有 7~8 km（Dunn *et al.*, 2000）。在这个低速区域的上面存在着一

个低速层，主要是扩张速度的降低或是破裂带的存在所导致的 (Singh *et al.*, 2006)，其宽度在 250 m 至几千米内变化，通常用轴部岩浆房或熔融岩墙的存在来解释，厚度通常小于 100 m。通过模拟广角反射地震中的 P-S 转换波发现，沿着洋脊岩浆房的熔融程度的变化从 100% 至小于 30% (Singh *et al.*, 1998; Canales *et al.*, 2006)。对于深部地壳中熔融量的估计 (考虑了熔融和结晶的最小值)，下地壳为 2%~8%，上地幔附近为 3%~12% (Dunn *et al.*, 2000) (图 1-4)。

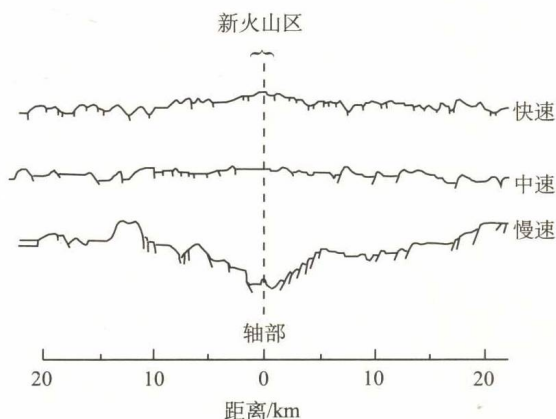


图 1-3 海底扩张，轴部洋中脊的断层形式和地貌特征 (修改自 Macdonald, 1982)

纵向相对横向放大 4 倍

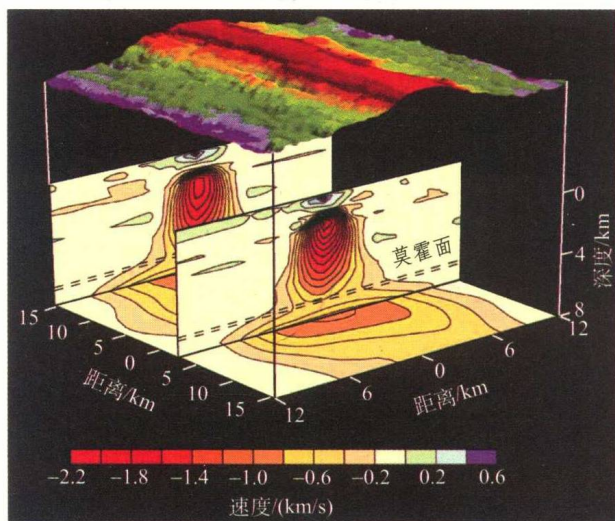


图 1-4 9°30'N 东太平洋海隆地震结构 (Dunn *et al.*, 2000)

此外, Orcutt 等 (1976) 通过主动源海底地震仪调查发现在 9°N 东太平洋海隆下 2 km 处存在显著的低速区域。洋壳的速度从表层的 5.3 km/s 增加到 2 km 处的 6.7 km/s，其下存在着一个低速通道，厚约 1.4 km，速度降低为 4.8 km/s。低速带下方 P 波速度从 6.2 km/s 逐步增加到 6.8 km/s，上地幔的速度为 7.7 km/s，距离海底面约 6 km。洋壳层状结构不明显，海底 2 km 下的低速可能指示了部分熔融或是岩浆房 (图 1-5)。

1.2.2 中速扩张洋中脊

中速扩张中心的扩张速率为 $50\sim 90\text{ mm/a}$ ，目前的研究表明，此类洋中脊的发育受到了岩浆循环和构造活动的共同作用(Kappel and Ryan, 1986; Kappel and Normark, 1987; Smith *et al.*, 1994; Perfit and Chadwick, 1998)。对于扩张中心主要受控于岩浆过程还是构造运动的关键是地壳内是否存在岩浆系统(Perfit and Chadwick, 1998)。Van Ark 等(2007)通过多道反射地震调查，在胡安·德富卡海岭 Endeavour 洋脊段不同轴部区域都发现了壳内岩浆房的存在，位于洋中脊下方 $2.1\sim 3.3\text{ km}$ 处，在地震波速度上表现为低速的现象(图 1-6)。胡安·德富卡海岭其他洋中脊处的地震调查也表明洋脊段下存在轴部岩浆房(Canales *et al.*, 2005, 2006; Carbotte *et al.*, 2006; Van Ark *et al.*, 2007)。而且岩浆房的深度对于轴部洋中脊的地貌(轴部地堑的存在与否)(图 1-7)有很大的影响，因而轴部地貌主要是岩浆作用导致的，构造活动的作用很微弱(Carbotte *et al.*, 2006)。中速扩张洋中脊和快速扩张洋中脊地貌和热液结构的不同与岩浆房的深度有关，中速扩张洋中脊的岩浆房位于海底以下 $2\sim 3.3\text{ km}$ ，存在轴部地堑(图 1-7)，而快速扩张洋中脊的岩浆房位于海底以下 $0.5\sim 1.5\text{ km}$ (Kent *et al.*, 1993)，轴部表现为光滑的海隆型(图 1-3)(Van Ark *et al.*, 2007)。层 2A 的增长和快速扩张洋脊类似(Carbotte *et al.*, 2006)，然而在中速扩张洋脊不同洋脊段(Cleft、Vance 和 Endeavor Segments)轴部的层 2A 增长也存在着不同，指示了上地壳不同的形成和增生模式，有可能与岩浆供给有关(Canales *et al.*, 2005)。

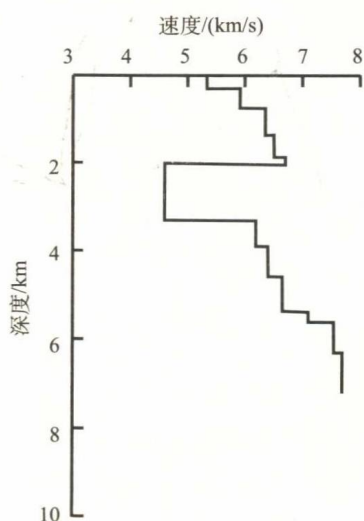


图 1-5 9°N 东太平洋海隆 1-D 速度结构
(Orcutt *et al.*, 1976)

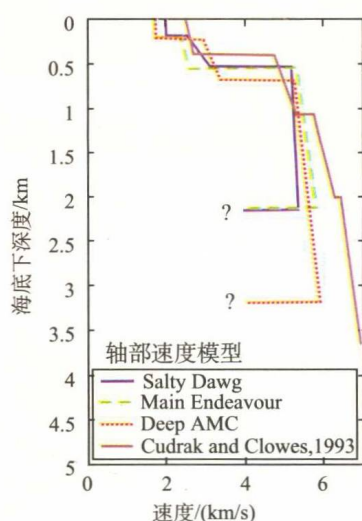


图 1-6 胡安·德富卡海岭的 Endeavour 洋中脊
1-D 速度结构 (Van Ark *et al.*, 2007)

地震折射调查中发现，胡安·德富卡海岭的 Endeavour 洋脊段轴部层 2A 具有很低的 P 波速度 ($2.6\sim 2.8\text{ km/s}$)，平均厚度仅为 0.4 km ，变化范围可达 0.2 km ，层 2B 和层 2C 的速度相对于平均速度(层 2B 为 $4.8\sim 5.37\text{ km/s}$ ，层 2C 为 $5.81\sim 6.34\text{ km/s}$)而言高出 $0.4\sim 0.6\text{ km/s}$ ，但这些数值主要限制于洋中脊下方 2 km 宽的范围内。层 3 的 P 波速

度在洋中脊底下降低了 0.1~0.2 km/s (为 6.5~7.3 km/s), 可能受高温的影响 (Cudrak and Clowes, 1993) (图 1-8)。Van Ark 等 (2007) 的研究发现 Endeavour 洋中脊层 2 表层 P 波速度约为 2 km/s, 在海底下 2.1 km 和 3.3 km 处 P 波速度可达 5.7 km/s 和 6 km/s, 其下存在一个低速区, P 波速度降低为 4 km/s, 此处的低速被认为是岩浆房所导致的。McDonald 等 (1994) 在胡安·德富卡海岭 45°N, 北部 Cleft 洋中脊的地震调查中指出洋壳上部速度很低, 从表层的 2.56 km/s 增加到底部的 2.76 km/s, 层 2A (玄武岩层) 的厚度为 0.2~0.55 km, 平均厚度为 0.35 km。

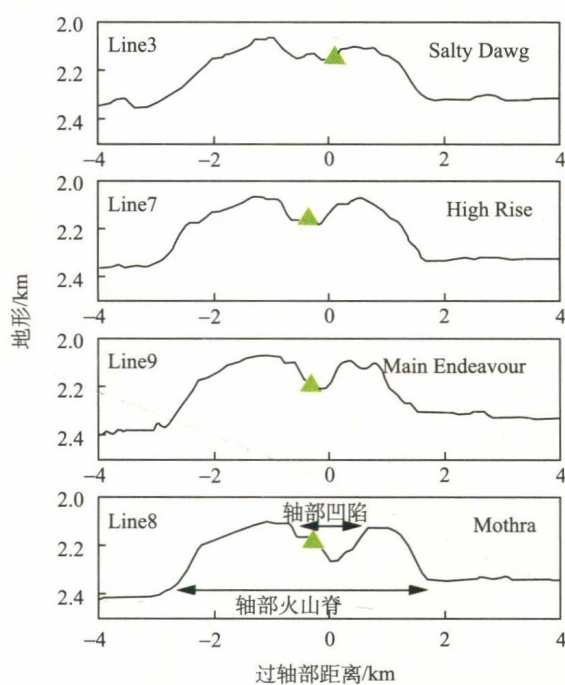


图 1-7 Endeavour 轴部隆起处的地形剖面
(Van Ark et al., 2007)
三角形代表喷口的位置

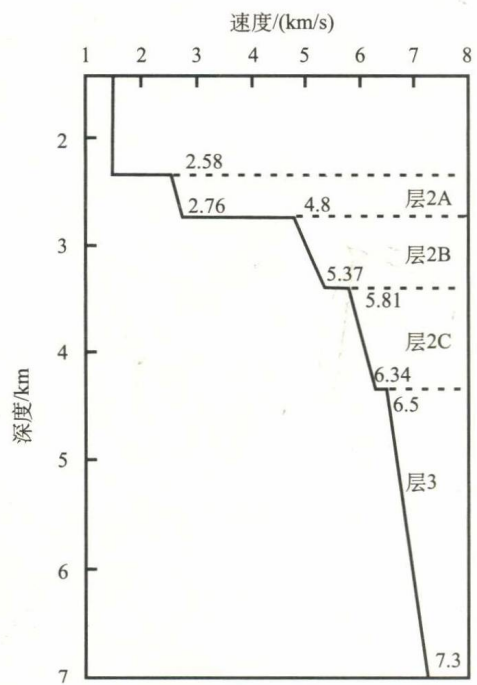


图 1-8 胡安·德富卡海岭的 Endeavour 洋脊段
平均 1-D 速度模型 (Cudrak and Clowes, 1993)

1.2.3 慢速扩张洋中脊

慢速扩张洋中脊 (20~50 mm/a) 在地形地貌上表现为具有深、粗糙和高幅度的轴部裂谷状 (图 1-3), 裂谷沿着洋中脊走向展布, 两侧为裂谷山脊。在谷底和谷壁存在许多正断层, 显示洋底地壳承受巨大的张力作用 (吴时国和喻普之, 2006)。但在岩浆供应量较大的区域, 如大西洋中脊冰岛段 (靠近热点), 其地形地貌与快速扩张洋脊类似, 呈现出海隆形。

在慢速扩张洋中脊, 沿轴方向各段间的结构存在着显著的变化。一般而言, 接近转换断层容易呈现出更深和更宽的轴部裂谷形态, 以及更薄的地壳 (Hooft et al., 2000; Hosford et al., 2001; Dunn et al., 2005)。在破裂带内, 玄武岩地壳的厚度仅为 1 km 或是更薄, 但在地震探测中可能存在一个几千米厚的破裂带, 地震速度上表现为低速, 类