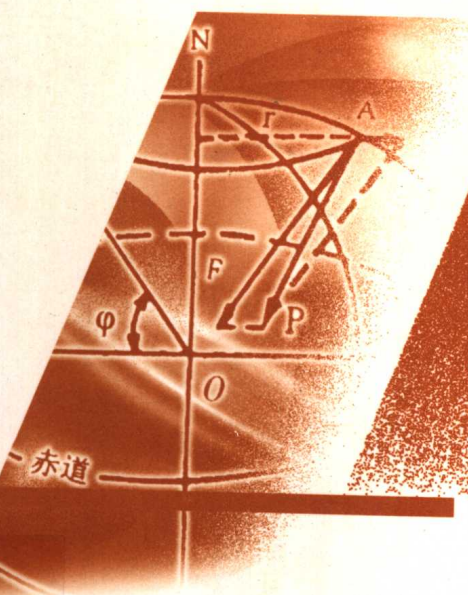


固体地球物理学基础

GUTIDIQIUWULIXUEJICHU

固体地球物理学 基础

● 金旭 傅维洲 主编



吉林大学
出版社

固体地球物理学基础

金 旭 傅维洲 主编

吉林大学出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

固体地球物理学基础/金旭, 傅维洲主编. —长春: 吉林大学出版社, 2003.11

ISBN 7-5601-2964-1

I. 固... II. ①金... ②傅... III. 固体地球物理学 IV. P31

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2003) 第 102710 号

固体地球物理学基础

金 旭 傅维洲 主编

责任编辑、责任校对: 许海升

封设计: 孙 群

吉林大学出版社出版
(长春市明德路 3 号), *

吉林大学出版社发行
长春大学印刷厂印刷

开本: 787×1092 毫米 1/16

2003 年 11 月第 1 版

印张: 14

2003 年 11 月第 1 次印刷

字数: 279 千字

印数: 1-500 册

ISBN 7-5601-2964-1/P·27

定价: 26.50 元

内容提要

这是一本以叙述固体地球物理学的基本理论为主，兼顾其应用的基础性教材。全书共分六章。首先简要介绍了地球内部构造，接着在后面几章里概括地讲述了地震学、重力学、地磁学及古地磁学、地电学和地热学的理论与方法。内容全面，深入浅出，逻辑性强。

本书积作者多年教学、科研经验，参考多本国、内外经典著作，较全面地搜集了近年来国内外地球物理学研究的最新研究成果而写成。适用于综合大学地球物理学专业，亦可作为应用地球物理、地质学、地震及相关专业的研究生和技术人员的培训教材或自学参考书。

前 言

地球物理学，是应用物理学的方法研究地球的一门科学。从广义上讲，地球物理学的研究对象包括从固体地球的内核直至大气圈边界的整个地球。因此，它涉及的学科领域很多，研究的范围极广。根据研究对象或使用方法不同，可以对它进行分类。研究大尺度和一般原理的，叫普通地球物理学；勘查石油天然气、金属、非金属矿或其它地质体的，称勘探地球物理学或应用地球物理学。当然，这种分类不是绝对的，一成不变的。随着时间的推移、科学的发展以及新现象的陆续发现，必将生成崭新的地球物理学分支，同时也会促使现有地球物理学各分支的完善和发展。

对于不同的历史时期，由于生产力和科学本身的发展水平不同，地球物理学在前进的道路上也有过兴衰起伏。一度曾在 18、19 世纪中盛极一时的地球物理学，在 20 世纪初叶由于没有取得什么决定性的进展几乎被人们遗忘。相反，在这段时期内物理学却接连出现了许多引人注目的发现。自本世纪 30 年代以来，由于工业化进程的加速，地球物理探矿方法有了长足的进步，同时对地球内部的研究也取得了重大的进展。其标志就是“板块构造理论”的建立。该理论可谓是地学发展史上的一个革命性的里程碑。其意义之重大和影响之深远可以与现代科学的任何重大发现相媲美。板块学说的建立不是闭门造学的产物，而是根据多年积累的大量地球物理（地震、地磁、古地磁、重力、海上地球物理观测、地热等）和地质资料提出来的。这是一项多学科综合性的研究成果，其中地球物理学起着最显著的作用。1960 年到 1970 年由 50 多个国家参加的国际“上地幔计划”，1974 年到 1979 年的“地球动力学计划”都是在国际地科联的主持下为了探索地壳、上地幔结构和板块运动驱动力的大型国际性联合攻关项目。紧接着，80 年代国际地学界又提出了岩石圈计划，其目的是探讨岩石圈的现状，形成和演化的规律，重点是研究各大陆和陆缘。毫无疑问，这些计划对推动地球物理学的发展起了并正在起着积极的作用。我国也参与了国际岩石圈计划的实施。原长春地质学院深部地球物理研究室（现固体地球物理教研中心）先后不同程度地参与了中国境内 11 条岩石圈地学断面中 5 条的地球物理研究。实践中深刻体会到针对地壳、上地幔探测所需地球物理教科书的紧迫性。

众所周知，从理论和实践的关系上，可以把国内外有关地球物理学的教材划分为理论地球物理学和应用地球物理学两大类。理论地球物理学是以整个地球的形状、旋转（包括公、自转）、重力场、磁场、电场、弹塑性变化及温度场等属性的大尺度变化和一般原理研究为主要内容；应用地球物理学是以地震（包括天然地震）、重力、地磁、地电和地热学等方法勘查金属、非金属、油气矿产或其它地质体为主要研究内容。

随着国民经济的飞速发展，对地质矿产资源需求的急剧增加，地质勘探和研究工作已开始转向地球深部的矿产预测，即研究矿产资源在深部地质构造中的分布规律。因此，人们对地壳和上地幔结构、成分和状态的兴趣愈加浓厚。显然，对于以地壳、上地幔结构和构造为

主要研究对象的研究者来说,上述两种地球物理教材都不太适用,前者显得笼统和一般,后者局限性较大,并且探测深度亦较浅。这就需要编写一本介绍利用地球物理诸方法探测地球深部(主要为地壳、上地幔)构造的教材。于是,原长春地质学院深部地球物理研究室于1981年编写了书名为“深部地球物理”的校内出版教材;1983年经过较大篇幅的修订,分上、中、下三册出版,内容包括人工地震、天然地震、区域重力、地磁及古地磁、电磁测深和地热等诸地球物理方法在地球深部构造探测研究中的原理、方法和实例等的介绍。随着深部地球物理探测技术的不断发展,并经过10多年的教学实践,发现教材中有些内容需要更新、充实和提高。这样,于1994年我们再次重新修订了这本教材,仍定名为“深部地球物理”,分上、下两册校内胶印出版。内容包括:地球内部构造、地震学、地热学、重力学、地磁学及古地磁学等,注意了新近发展的新方法新技术的反映和介绍。与前两版相比,教材的内容和形式均有较大改动和提高。

上个世纪末,地球物理学在岩石圈三维结构研究中又取得了许多长足进展。进入新世纪,深部资源勘查、生态环境保护、地质灾害预测和预防以及人类进一步认识地球,将是一二十年内地球物理学研究面临的重要课题。为了及时反映新的研究成果和适应新的发展形势,需对原教材内容做进一步充实、更新和提高,并以新吉林大学的名义出版发行,力求在培养新世纪固体地球物理专业人才方面做出更大贡献。这就是编写这本《固体地球物理学基础》的初衷和期望所在。

本教材共分六章,按60教学时编写,是作为学习完数学、普通物理学和地质学等基础课程的固体地球物理专业的学生进一步深入学习某一特定地球物理方法(如地震学、重力学、地磁学等)之前的专业基础课,偏重于介绍固体地球深部构造属性和探测其特征的各种地球物理手段的原理方法,以便给学生打下坚实的地球物理基础。书中带有“*”的内容,在教学时数偏少的情况下,可不予讲授。

全书各章编写人分别是:金旭(第一章、第五章、第六章),傅维洲(第二章),孟令顺(第三章)。杨惠心(第四章)。本教材由金旭、傅维洲任主编,负责对各章节的拟定,内容的讨论和统一编纂。

本教材的出版,得到了地球探测科技学院及编者所属系、室领导和同仁的关心和支持;书稿全文承蒙周富祥教授细致地审阅,并提出了宝贵的修改意见;本书的绘图和植字工作全部由王世煜完成。在此一并表示诚挚地谢意。

由于编者水平有限,书中可能存在一些错误和不足,诚望广大使用者批评指正。

编 者

2003年3月

目 录

前 言	(1)
第一章 地球内部构造	(1)
§ 1.1 地球的表面形态	(1)
§ 1.2 地球的内部结构	(2)
一、研究地球内部结构的地球物理方法	(2)
二、地球内部的圈层结构	(3)
三、地球内部的物质组成	(6)
四、固体地球各圈层之间的关系	(8)
第二章 地震学	(10)
§ 2.1 地震的分类与分布	(10)
一、有关地震的几个基本概念	(10)
二、地震的类型	(11)
三、地震的地理分布	(13)
§ 2.2 地震波的基本概念	(16)
一、关于地球介质的基本假设	(16)
二、地震波的类型	(17)
三、地震波的反射、折射和转换	(19)
§ 2.3 地震波的走时方程	(20)
一、近震地震波的走时方程	(20)
二、走时曲线(走时表)的用途	(24)
三、远震地震波的走时方程	(26)
§ 2.4 地球内部的速度分布与地震射线	(29)
一、不同的速度分布对地震射线与走时曲线的影响	(29)
二、地球内部的速度分布与远震地震射线	(33)
三、地球内部地震波速度的反演	(37)
* 四、地震波速度与其它地球物理参数的关系	(41)
§ 2.5 利用地震波研究地球内部结构	(45)
一、天然地震体波与地壳构造	(45)
二、面波频散特性与地壳构造	(47)
* 三、地球自由振荡及其应用	(54)
四、利用人工地震探测地壳和上地幔结构	(56)
* 五、地球介质的品质因子 Q	(57)

§ 2.6 震源机制	(59)
一、P 波初动方向的分布	(59)
二、在乌尔夫网上求 P 波初动解	(61)
* 三、震源区的应力状态	(64)
四、一些典型地区的震源机制	(65)
第三章 重力学	(68)
§ 3.1 地球重力场及其基本理论	(68)
一、地球重力场与重力位	(68)
二、地球椭球体与正常重力公式	(71)
三、由重力测量确定大地水准面形状	(71)
四、地球内部重力场	(75)
§ 3.2 重力测量与资料整理	(75)
一、重力测量	(75)
二、重力资料的整理	(79)
三、重力异常	(81)
§ 3.3 均衡理论与均衡异常	(82)
一、均衡理论	(82)
二、均衡改正	(83)
三、均衡异常	(84)
四、自然界的地壳均衡	(85)
§ 3.4 重力资料的分析与解释	(86)
一、重力异常的多解性	(86)
二、重力异常的划分	(87)
三、规则几何形体参数的计算	(89)
四、任意形体参数的计算	(93)
五、地质体深度与质量的估算	(93)
§ 3.5 重力异常与地质构造	(94)
一、决定重力异常的基本地质因素	(94)
二、海沟与洋脊	(96)
三、裂谷	(98)
四、区域地质与大地构造	(98)
五、重力异常与构造成矿	(99)
§ 3.6 固体潮	(99)
一、起潮力	(100)
二、与固体潮有关的地球物理现象	(102)
第四章 地磁学及古地磁学	(104)
§ 4.1 地磁学简介	(104)
§ 4.2 现代地磁场	(105)
一、地心偶极子场	(105)
二、地磁要素	(105)

三、地磁图与地磁要素分布规律·····	(106)
§ 4.3 地球基本磁场的数学分析·····	(110)
一、磁偶极子的磁场·····	(110)
二、地磁场的球谐分析·····	(113)
§ 4.4 地磁场的构成·····	(116)
一、地磁场的组成·····	(116)
二、大陆磁场·····	(117)
三、磁异常·····	(117)
§ 4.5 地磁场的变化场·····	(119)
一、地磁场的长期变化·····	(119)
二、外源磁场·····	(120)
三、地磁场的短期变化·····	(121)
§ 4.6 地磁场的起源·····	(124)
§ 4.7 岩石磁性·····	(126)
一、影响岩石磁性的主要因素·····	(126)
二、岩石的剩余磁性·····	(126)
§ 4.8 古地磁场的基本特征·····	(127)
一、轴向地心偶极子场假说·····	(127)
二、古地磁场的变化·····	(129)
三、地球磁场极性反转·····	(130)
§ 4.9 古地磁学的基本原理和工作方法·····	(131)
一、古地磁学的基本原理·····	(131)
二、古地磁学的研究方法·····	(132)
§ 4.10 古地磁学在地质学上的应用·····	(133)
一、大陆漂移的古地磁证据·····	(133)
二、海底扩张的古地磁证据·····	(134)
三、古纬度的应用·····	(135)
四、研究地质构造变动·····	(136)
五、确定岩层的地质年代·····	(137)
第五章 地电学 ·····	(139)
§ 5.1 地球介质的电学性质·····	(139)
一、地球表层岩(矿)石的电阻率·····	(139)
二、地球深部岩石的电阻率·····	(140)
§ 5.2 地球天然电磁场·····	(142)
一、天然电磁场的成因·····	(142)
二、地球变化电磁场的分类·····	(144)
三、天然电磁场的一般特征·····	(145)
§ 5.3 利用天然电磁场的大地电磁测深·····	(150)
一、均匀交变电磁场在导电介质中的传播·····	(150)
二、水平层状介质的视电阻率曲线·····	(153)

三、二维介质条件下的波阻抗	(155)
四、用有限元法求解二维介质模型上的大地电磁场	(158)
五、大地电磁测深资料的处理和解释	(169)
第六章 地热学	(180)
§ 6.1 传热的基本概念及岩石的热物理性质	(180)
一、温度	(180)
二、热量	(180)
三、热的传递方式	(181)
四、岩石的热物理性质	(185)
§ 6.2 地球内部热源和温度	(186)
一、地球内部热源	(186)
二、地球内部温度	(188)
§ 6.3 大地热流密度	(191)
一、大地热流密度的基本概念	(191)
二、大地热流密度的测定方法	(192)
三、大地热流密度测量的影响因素	(192)
§ 6.4 大地热流场分布特点及其规律	(196)
一、陆、海平均热流密度几近相等	(196)
二、大地热流场分布与现代地壳运动	(197)
三、大地热流场分布与构造活动性	(198)
四、大地热流与岩石生热率的关系	(199)
五、我国大地热流场分布特征	(200)
六、我国温泉分布与大地构造	(207)
主要参考文献	(214)

界上较宽的大陆架之一。太平洋沿岸因有海沟，大陆架很窄，有的地方只有4~8Km。

大陆架坡折线以下为一较陡的斜坡，称大陆坡或大陆斜坡，其平均坡度为 4.3° ，最大可达 20° ，宽度平均为28Km，坡脚的深度为1400~3200m左右。大陆坡是海底地形最复杂的地段，常常有许多通向大洋方向的深峡谷，这些峡谷深可达数百米，两壁很陡可达 45° 以上，是真正的海底峡谷，在形态上与大陆山区的峡谷没有什么区别。

大陆坡脚坡度逐渐变缓，过渡为大洋盆地。这一过渡地带称为大陆基（continental rise）或大陆麓。

大陆边缘的构造是研究大陆与海底关系的重要依据。按照目前实际存在的地形特点，一般将大陆边缘分为以下三种类型：

1. 大西洋型大陆边缘 以扩张的海洋—大西洋为代表，由大陆→大陆架→大陆坡→大陆基→大洋盆地组成，没有海沟为其特点。

2. 太平洋型大陆边缘 以南美洲西岸为典型，有海沟，并在大陆上有与之并行的山脉。即由大陆→大陆边缘山脉→大陆架和大陆坡→海沟→大洋盆地组成，大陆架很窄。

3. 日本海型大陆边缘 与太平洋类似，不同的是由岛弧代替了大陆边缘山脉，岛弧与大陆之间还有一片海域，称为弧后盆地，即由大陆→弧后盆地→岛弧→（包括其旁侧很窄的大陆架和大陆坡）→海沟→大洋盆地组成。弧后盆地可以是深海或浅海，或过渡类型的海（称边缘海）。

§ 1.2 地球的内部结构

一、研究地球内部结构的地球物理方法

46亿年演化历史的庞大的行星地球，具有非常复杂的内部结构。人类目前直接能够观测到其结构的深度极为有限（地球半径约6370Km，但目前超深钻深度只达12Km!），而且在实验室模拟具有如此漫长时间演化历史和大空间尺度的地球也是非常困难的。因此，我们对地球内部结构的认识只能借助物理的方法，如通过地震波、重、磁、电和热等各种物理场的研究。但物理方法所给的数据是间接性质的，还必须对它们做理论解释才能换成内部结构，而这种解释时常是不够肯定的。当然，间接数据比不上直接数据那样明确，但是目前仍无其他选择，不能不用，因为直接观测的范围太小了。

地球物理各种方法中，地震学是研究地球内部结构的最有效的方法。根据探测深度和精度的不同要求，地震方法可以分为体波法、面波法及理论地震图法等。

体波法是利用地震体波在地球内部传播时地震射线和走时曲线的分析来获取速度分布的信息进而判断地下结构的方法，是探测地球浅层和深部结构中用的最广泛、精度最高、研究程度最完善的方法。

地震面波法是利用瑞雷式和勒夫式的面波在成层介质中传播时发生频散，且频散曲线的形状和介质各层的参数有关的性质来探测内部结构的方法。当给定了地壳的成层模式，就可以计算出理论的频散曲线，将它与实测频散曲线进行对比，并依此对原来给定的参数模式进行修改，使其与实测结果更加接近。这样反复几次直至得到最佳的结果。

除了利用地震波的走时外，还可利用地震波的振幅。在给定震源类型和结构的参数后，

地震波在不同时间的振幅是可以计算的,这就是所谓的理论地震图。将理论地震图与实际观测的地震图相比较,就可据以修改原来给定的参数以求得更好的拟合。重复几次直至得到理想的结果。这虽不能证明是惟一的解答,但由于可以对比的震相常有好几个,所以可信的程度也就比较大。这个方法计算量很大,但对于研究细结构是一个强有力的方法。

重力、地磁、地电和地热等各种地球物理场也都可以用来研究地球内部构造,不过它们的分辨力都不如地震。这是因为重力、地磁和地电异常都是反映总体的和准静态的,而地震波由于它的传播速度不太大,是可以追踪的。虽然如此,当地下介质有显著的密度差别、磁性差别和电性差异时,重力、磁力和电法也就成为有效的工具。但必须注意,重力、地磁和地电的反演是不惟一的,这些方法应当尽可能的与地震法联合应用。

上世纪 80 年代,成功将计算机层析成像技术应用到地球物理探查领域,利用地震波层析成像结果给出了全球三维速度结构,推断了新的全球密度三维分布,热流和大地水准面的变化,继而对大区域重力场的变化、地幔对流模式和板块学说提出了新看法。因此,地球物理层析成像技术的逐步完善会给人们带来更加丰富的地球新信息。

二、地球内部的圈层结构

(一) 地球内部的圈层划分

地球物理学家根据地震波在地球内部传播规律的研究得出波速分布特征,将其与实验岩石学的高温高压测试资料相结合,发现地球内部相应深度处存在不同的波速与密度界面。这些结果成了推算地球内部的密度分布状况,进而分析地球内部物理结构和物质分布特征的最基本的依据。为了避免地球模型多而不统一给那些以地球模型为基础的地学领域的研究工作带来不必要的混乱和麻烦,1921 年国际地球物理联合会提出了一个初步地球参考模型(Preliminary Reference Earth Model),简称 PREM 模型,具体划分了地球内部三种级别的圈层(表 1-1)。^①

根据地球内部波速和密度的分异,首先可将其划分出 3 个一级圈层,即地壳、地幔和地核,这也是地球内部最主要的物性及化学组分的分界单元。其中,地壳和地幔之间的分界面称作莫霍面,平均深度 33km;地幔和地核之间的分界面称作古登堡面,深度 2891km。这两个界面上下的物质,无论在化学组成、物质状态和物理性质上,都有重大的区别。根据在这些方面更细致的分异特性,可以从整体上将地球内部划分为 7 个二级圈层,从地表向地球深部依次为 A(地壳);B, C, D(地幔);以及 E, F 和 G 层(地核)。进一步地,大陆地壳还可以再分为上、下两层地壳,即 A_1 和 A_2 ;在地幔的 B 层中则包含 3 个三级分层: B_1 , B_2 (为一地震波低速层,故推断为熔融状态,也称软流圈)和 B_3 ;D 层中包含着两个三级分层,它们依次被称为 D' 和 D'' 层。

地球内部圈层的形成,一般认为是由于地球内部加热、原始物质分异和分层作用共同产生的结果。

^① 刘本培 蔡运龙主编.地球科学导论,高等教育出版社,2000.

表 1-1

地球内部的分层结构

圈 层				深度 km	V _p km/s	V _s km/s	密度 g/cm ³	特 征	其 他		
名 称		代号									
地壳	上地壳	A	A ₁	陆 洋 壳 壳 12; 0~2 33; 10 60~200	5.8	3.2	2.65	固态, 陆壳区横向变化大, 许多地区夹有中间低速层 固态 莫霍面	岩石圈	构造圈	
	下地壳		A ₂		6.8	3.9	2.90				
地幔	上地幔	B	B ₁	200	8.1	4.5	3.37	固态	软流圈		
			低速层		B ₂	8.0	4.4	3.36			塑性为主
			均匀层		B ₃	400	8.7	4.7	3.48	固态, 波速较均匀	中间圈
	过渡层		C		670	9.1	4.9	3.72	固态, 波速梯度大		
				10.3		5.6	3.99				
	下地幔	D	D'	2891	11.7	6.5	4.73	固态, 下部波速梯度大 古登堡面			
D''											
地核	外核	E		4771	8.0	0	9.90	液态	内圈		
					10.0	0	11.87				
	过渡层	F		5150	10.2	0	12.06	液态, 波速梯度小			
内核	G		6371	11.0	3.5	12.77	固态				
				11.3	3.7	13.09					

据“初步地球参考模型 (PREM)”改编

(二) 地壳

地壳是 1909 年南斯拉夫地震学家莫霍洛维奇 (A. Mohorovičić) 首先发现的。他在近地震观测中, 发现了现在所谓的 P_n 和 S_n 震相。为了解释这一震相, 他假定在地下几十公里的深处, 存在着一个地震波速度突然增加的波速间断面。 P_n 和 S_n 波就是以临界角入射而又以临界角出射这个面的地震波。这个间断面就称为莫霍面或 M-面。这个面以上的介质称为地壳, 以下的称为地幔。

地壳的厚度在全球各处是不均匀的。大陆之下, 地壳平均厚度约为 33km, 但变化很大。世界屋脊—青藏高原下面的地壳厚度约为 70km 左右, 而华北地区有些地方, 还不到 30km。海洋下面的地壳厚度只有 5~8km。

在大陆的稳定地区, 地壳约厚 35~45km, 一般分为两层。上层中的 P 波速度由 5.8~6.4km/s 随深度递加到下层的 6.5~7.6km/s, 但递加的情况各处不同。在有些地区, 上下层中存在着一个速度间断面, 叫做康拉德 (V. Conrad) 间断面, 或叫 C 间断面, 但在另一些地区, 速度随深度的增加是连续的。由地壳下部过渡到地幔一般是很快的, P 波速度由每秒 7km 多在几公里深度之内就增加到 8~8.2km/s。

在大陆造山带地区, 地壳构造比稳定地区复杂。地壳厚度较大并且还时常出现速度为 7.2~7.8km/s 的深部岩层。在有些地区, 莫霍面并不明显, 表明速度是连续变化的。在南美安第斯山和北美阿巴拉契亚山地区, 地壳厚度约为 65km, 在阿尔卑斯地区, 厚度约为 55km, 在青藏高原, 地壳厚度可达 70km 左右。这些地区的上层地壳一般是酸性的, 速度为 6.0~6.5km/s, 厚约 20~30km。在这层下部, 有时还存在一个低速层。在 30km 以下, 速度连续由 6.5 增加到 8.2km/s。

海洋地壳的结构是用海上地震测量来确定的, 它和大陆地壳有显著的差别 (表 1-2)。海水的平均深度约为 4.5km。海底地壳主要有三层。第一层是未凝结的沉积, 厚度变化很大,

约 0~2km, P 波速度为 2km/s。第二层是孔隙度很大的玄武岩碎屑, 厚约 0.5~2km, P 波速度约 4.6km/s。第三层是海洋地壳的主要层次, 厚度和 P 波速度都比较均匀, 各 4.7 公里和 6.7km/s。一般认为这层直接覆盖在地幔之上, 但也有人认为中间还有一夹层, 厚约 3km, P 波速度为 7.4km/s。无论有无夹层, 地壳与地幔之间的莫霍间断面仍有约不超过一公里的厚度。人工地震探测可测出它的细结构。关于第三层的组成, 现在多数人认为是一种铁镁质的岩石, 与玄武岩很相近。

表 1-2

海底地壳的结构

层次	厚度 (km)	密度 (g/cm ³)	速度 (km/s)
海水	4.5	1	1.5
第一层	0~2	2.0	2
第二层	0.5~2	2.4	4.6
第三层	4.7	3.0	6.7
地幔顶部			

海岭和深海沟地区的地壳结构是复杂的。地震测深剖面显示, 海岭处没有未凝结沉积的第一层, 玄武岩质的第二层出露海底并且较厚, 而第三层则较薄且逐渐过渡到地幔。此处地幔的速度特别低, M 一面也不明显。海岭处具有高热流、低密度和低速度、玄武岩喷发以及结构的不均匀性等特点, 乃是地幔对流上升的地带, 此处发生着岩石的部分熔融和分异, 形成新的玄武岩地壳并由海岭向外扩张。深海沟和岛弧地区的地壳是不均衡的。在海沟向海的一边, M 一面急剧向下弯曲, 地壳积累着很大的应变能, 时常发生大的地震。

大陆型和大洋型地壳之间, 还存在一类过渡型地壳——它们是岛弧和大陆边缘区的总称, 一般厚度 15~30km, 局部最大厚度可达到 80km。过渡型地壳在地壳总体中所占份额很小, 但在地球演化史及矿产资源、地质灾害等研究方面有重要意义。

莫霍面作为一个明显的速度间断面, 人们对它的性质的认识随着地球内部结构研究的不断深入越来越完善。起初, 莫霍面被认为是处处连续、横向均一的, 但是现在很多地球物理探测结果显示莫霍面是横向不均一的, 间断的, 甚至有些地区是不明显的 (如海岭)。在构造活动的一些造山带地区, 莫霍面的形态不是一个单纯的速度间断面, 而具有多层结构。莫霍面有一定的厚度, 是一个速度梯度层。有些地区莫霍面可能是由一组高速和低速的薄层所组成, 即莫霍面由薄层束或薄层组构成。关于莫霍面的成因, 有两种不同认识: 一派认为地壳底部的岩石是辉长岩性质的, 而地幔顶部则是榴辉岩性质的。莫霍面上下的岩石化学成份基本相同, 只是结晶相不同, 所以莫霍面是一个相变分界面。另一派认为莫霍面是岩性界面, 它把中等的铁镁岩石地壳与上地幔的超铁镁岩石 (橄榄岩) 分隔开。目前, 多数人倾向于第二种认识, 即认为莫霍面是一个岩性的化学分界面。现在, 有人还提出莫霍面是一个动态的概念: 在造山运动后, 因为地壳均衡等因素的影响, 早期形成的莫霍面还有可能逸走乃至消失。

(三) 地幔

地幔是指莫霍面至 2891km 深度处古登堡面之间的地球部分。和地壳、地核相比, 地幔的物质密度介于前两者之间, 但由于地幔的体积约占地球总体积的 82%, 地幔的总质量在三者中是最大的, 约占地球总质量的 67%。地幔可以分为上地幔 (B)、过渡层 (C) 和下地幔 (D) 三个部分。

1. 上地幔 (B) 上地幔又可分为次一级的三个层：即盖层 (B_1)、低速层 (B_2) 和均匀层 (B_3)。盖层的平均 P 波速度为 8.1km/s ，是固态，它与其上部的地壳一起构成岩石圈。岩石圈地幔底界变化于 $60 \sim 220\text{km}$ 处，其下有一个地震 P 波速度减到平均 8.0km/s 的低速层 (B_2)，无疑是高热梯度区。高温高压实验资料和地震波穿透地幔的走时特征研究结果显示，导致地震波速度随深度增加而减小，是在高温条件下压力效应被忽略所致。低速带的成因很多学者是用部分熔融或断层卸载来解释，认为它可能是大部分拉斑玄武岩浆的源区，对于上覆岩石圈构造活动和演化有重要影响。因此，地质学家又把这一层称为软流圈。岩石圈和软流圈是产生地质构造的主要源地，正因为如此，人们又把它们合称为构造圈。 $220 \sim 400\text{km}$ 深度的上地幔下部为均匀层 (B_3)，其中地震波 (P 波) 速度回升到 8.7km/s ，物质又变得致密、刚性，温度也回归正常增长范围。

2. 过渡层 (C) 地幔中在 400km 和 670km 深处存在两个不连续面，其间称为地幔过渡层 (C 层)。呈固态，地震波速度变化梯度大。

3. 下地幔 (D) 地幔中自 670km 深处的不连续面至地幔下界面 (2891km 深处的古登堡面) 之间的部分称为下地幔 (D 层)。也呈固态，其下部地震波速度变化梯度大。

(四) 地核

古登堡面以下至地心的部分叫地核，是地球的内圈。地核又可以分为外核 (E 层)、过渡层 (F 层) 和内核 (G 层) 等三个部分。地核与地幔的分界面，即 2891km 深处的古登堡面是尖锐的速度间断面，地震 P 波速度由地幔底部的 13.7km/s 突然降到地核顶部的 8.06km/s ，而 S 波不见了 (图 1-2)，密度则由 5.55 升到 9.90g/cm^3 。外核 (E 层) 处于液态或极为接近于液态，过渡层 (F 层) 也是液态状态，波速变化梯度小，内核 (G 层) 则是固态。

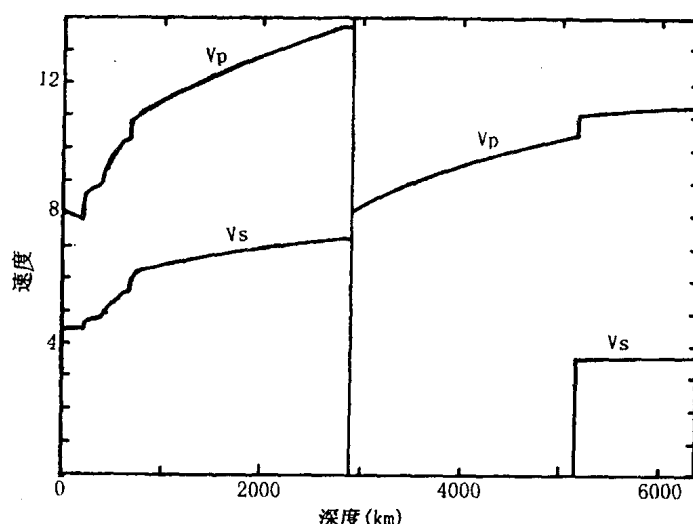


图 1-2 PREM 速度构造 (速度单位: km/s , 各向同性)

(据 A. M. Dziewonski 和 D. L. Anderson)

三、地球内部的物质组成

地球经过约 46 亿年的构造演化，演变成了具有复杂内部圈层结构的特殊的物理化学系统。各圈层之间又通过岩石圈板块运动、地幔对流和超级热幔柱 (Superplume) 等来实现壳—幔—核之间的物质—能量交换。关于其内部物质组成的元素丰度，上地壳的成分可以直接

观测，但是，下地壳、地幔，尤其是下地幔和地核几乎或根本没有直接观测的资料，因而判断其物质组成是非常困难的。为解决这一问题，许多学者都是借助于宇宙的丰度和已知的观测事实以及地球物理资料来构筑地球模型，届时主要考虑以下四个方面：1. 地球作为宇宙天体的一个成员并由宇宙物质演化而来，地球的元素丰度应与宇宙的元素丰度大致相同，因此可以根据宇宙丰度构成地球基本成分的简单模型，具体有陨石类比法等；2. 地球基本成分及其分布必须符合深部地震资料所反映的物质密度，比重等物理参数，如地球物理类比法等；3. 地球成分分布必须与地球总的质量和惯性矩相协调；4. 地球元素分布必须符合地球内部温度、压力分布的状况。

根据高温高压物理研究成果，获得了地球内部不同深度处物相组成变化的重要信息，它们不仅成为检验地球圈层结构划分方案的重要依据，也是地球内部物质组成认定的宝贵证据(表 1-3)。

表 1-3

地球内部不同深度的物相组成

深度/km	压力/GPa	物 相 组 成
地壳内部	< 0.9	各种岩石不同分布格局
33	0.9	橄榄石 (Mg_2SiO_4)，石榴石 ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) 四配位
100 ~ 150	3.1 ~ 6.5	Mg_2SiO_4 ， $Mg_2Al_2Si_3O_{12}$ 稳定或含 H_2O ，部分熔融软流体液态
220	10	斜方 $Mg_2SiO_4 \rightarrow \beta Mg_2Si_3O_4$ 亚稳相
400	14	斜方 $Mg_2SiO_4 \rightarrow \beta Mg_2Si_3O_4 \rightarrow \gamma$ 尖晶石相 Mg_2SiO_4 (立方)
670	25	Mg_2SiO_4 后尖晶石相
		Mg_2SiO_3 ， Mg_2SiO_4 ， $Mg_2Al_2Si_3O_{12}$ 向钙钛矿相转变 $SiO_4 \rightarrow SiO_6$ 六配位
1000	39	斜方 9 (假立方) 钙钛矿相硅酸盐 $\rightarrow$ 四方结构 $\rightarrow$ 密排六方结构 (立方结构?)
2900	137	氧化物四方结构 $\rightarrow$ 密排六方结构 $\rightarrow$ 立方结构 SiO_6 六配位
5080	317	FeH，FeS 液态外核界面
6371	364	固态 Fe (Si，S，H) 内核

GPa = 1×10^9 Pa

(据熊大和，1996.)

组成地壳的基本单位是岩石。不同的地壳类型具有不同的岩石组成。大陆地壳若按两分的观念进行归纳，上地壳主要由偏酸性的岩浆岩和沉积岩组成，在不同区域间岩石组成差异大，且岩石类型及岩石变质的程度也不相同；下地壳主要由不同比例的长英质麻粒岩和镁铁质麻粒岩组成，岩石类型相对比较简单，但也是不均一的。大洋地壳中最主要的岩石类型为岩浆岩，其中又以基性火山岩 (玄武岩) 为主，以及少量基性—中基性岩墙。大洋地壳的表层，还常覆盖着不同厚度的、未固结成岩的碳酸质或硅质、泥质沉积物。

地幔的最上部是由坚硬的硅酸盐石组成，它们和地壳一起构成了地球的岩石圈。依据地球物理资料 and 高温高压实验结果拟合，岩石圈地幔 (B_1) 的镁硅酸盐矿物应为橄榄石，大洋地壳之下已观测到橄榄岩的存在。在上地幔的温压条件下，橄榄石、斜方辉石和单斜辉石是稳定的，因而，认为上地幔顶部可以看成是橄榄石和辉石的集合体。上地幔的低速层 (B_2) 可以用物质的部分融化来解释。如把低速层下面均匀底层的 V_P 、 V_S 、 ρ 观测值换算为常温压下的数值，它们和盖层 (B_1) 的物质没有很大区别，是固相超铁镁质和铁镁质岩石，也是大量碱性玄武岩岩浆的形成区。过渡层 (C 层) 上界面 (400km 深) 深度的温度和压力条件下，斜方晶系的橄榄石变成等轴晶系的尖晶石，密度增加约 60%。至下界面 600km 深