

吉林大学研究生立项教材

孟令顺 傅维洲 编

地质学研究中的 地球物理基础



吉林大学出版社

地质学研究中的 地球物理基础

孟令顺 傅维洲 编

江苏工业学院图书馆
藏书章

吉林大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

地质学研究中的地球物理基础 / 孟令顺, 傅维洲编. 长春: 吉林大学出版社, 2004. 4
ISBN 7-5601-3029-1

I. 地... II. ①孟... ②傅... III. 固体地球物理学
IV. P31

中国版本图书馆CIP数据核字(2004)第024916号

内 容 提 要

本书以讲述地质学研究中的地球物理学基础理论为主, 兼介绍一些应用的内容, 包括地震学(人工地震和天然地震)、重力学、地磁学和地电学。

本书是综合大学和地质院校地学专业研究生的基础课教材, 也适合地质学专业本科生教学之用。同时, 还可作为地球物理、地质、地震及相关专业技术人员的硕士学位培训教材或自学参考书。

地质学研究中的地球物理基础

孟令顺 傅维洲 编

责任编辑、责任校对: 许海生	封面设计: 孙 群
吉林大学出版社出版 (长春市明德路 421 号)	吉林大学出版社发行 长春市永昌福利印刷厂印刷
开本: 787×1092 毫米 1/16 印张: 12.125 字数: 286 千字	2004 年 12 月第 1 版 2004 年 12 月第 1 次印刷 印数: 1 - 1 000 册
ISBN 7 - 5601 - 3029 - 1/P · 28	定价: 18.00 元

前 言

地球物理学是应用物理学的原理和方法研究地球的一门科学。其主要任务是揭示地球内部结构、物质组成及其运动规律,探讨地球的起源、形成与演化过程。

广义的地球包括岩石圈、水圈和大气圈。显然,从地球内核直至大气圈边界都是地球物理学研究的对象。因而地球物理学是研究范围广,涉及领域多的一门科学。它由固体地球物理学、应用地球物理学、大地测量学、空间物理学和大气物理学等分支学科组成。本书以讲述固体地球物理学的基础理论为主,兼介绍一些应用的内容。

地球物理研究,最初是由公元前6世纪一些古代学者要确定地球的形状和大小开始的。经过20多个世纪的不断探索和知识积淀,于19世纪末和20世纪初终成体系,成为地球科学中的一门新兴边缘学科,并在整个20世纪得到迅速发展和广泛应用。特别是后半世纪,国际地学界连续组织和实施的四次多学科大协作,使地球物理学乃至整个地球科学取得许多可喜的进展。

地球物理学,这个地球科学中的新成员,已是人类用以深入认识地球的重要工具。只有地球物理学能为地球内部结构的研究提供直接的、量化的、并有足够规模和精度的信息。可以说,没有地球物理学的发展与进步,地球科学很难想象能发展成现代的、精细的科学。

作为学科特点,地球物理学着眼于全球性、统一性的整体研究;在方法手段上,立足于高精度的观测和多学科的综合性分析解释。地球物理学的发展,体现了物理学、数学、电子学、信息科学及其它应用科学的渗透。同时,地球物理学的发展也激励和促进了上述学科的进步。

当今世界社会文明的发展在很大程度上是以地球资源的开发利用为基础的。而在世界经济活动中,具有举足轻重地位的石油、天然气和煤等一次性能源的勘探与开采,离开地球物理学的理论、方法及其高新技术是不可思议的。就是其他金属和非金属矿体的勘探、认识、评价和开发设计也需要地球物理学提供的论据作为支撑。此外,地球物理方法在一些重大工程建设方面也得到了很好的应用。

目前,地球物理学研究在资源勘探开发、地质灾害预测预防、生态环境保护以及对污染的监测等方面日益显示出其不可忽视的作用。

随着地球科学的发展,人们对地球表层及浅部介质结构和属性的研究已远不能满足生产和社会发展的需求。对地球本体认识的深化也迫使地球科学向纵深发展。岩石层是人类居住、获取各种资源、能源、改造和利用的重要场所,是地球科学的基础与生长点。显然,岩石层物理与动力学是当今世界上地球科学研究领域里的重要课题,也是地球物理学研究的基本内容。

上个世纪60年代以来,人类对地球认识取得的巨大进展,要归功于地球物理学与地质学的紧密配合。地球物理学方法与地质学方法之间有区别也有联系。地质学方法是通过观察地表构造形迹和采集标本,经过分析、鉴定,得出对浅部地质情况的结论。地球物理学方法是借助观测仪器获得数据,经过计算、解释,做出对深部地质情况的推断。前者是直接方法,结论是定性和半

定量的；后者是间接方式，结果是定量的。可见，地质学方法是通过地质“露头”看过去，地球物理学方法是依据地球物理场看深部。它们分别在时间域和空间域将人们的视野拓展。

地球是悬浮在星际空间并时刻受到其它星球作用的开放系统。阐明地球内部及其表层周围发生的各种复杂现象，不是单一学科所能解决的，需要多学科相互交叉渗透，相互印证和综合分析。因而要着力培养知识博而广、深而精的科技人才。博而广才能对遇到的复杂地学难题进行综合分析和解释，深而精才能对个别关键问题和某一前沿课题有所创新和突破。地质学家和地球物理学家无疑是现代地球科学舞台上两个最重要的角色，共同肩负着不断探索和开发人类寄居的这个星球的艰巨历史使命。但是，如果地质学家不认识地球物理资料中的曲线和“异常”，不善于综合利用各种地球物理资料解释自己的成果，则只能袖手旁观不能同台演出。同样，地球物理学家如果不重视来自直接的地质调查结果，一味醉心于数据和曲线的瀚海，盲目进行数据处理和解释，则会使推断没有可靠的依据。因此，现代地球科学的舞台要求她的“演员”多才多艺、一专多能。否则，难以施展其高超技艺，做出精彩的表演。

随着科学技术的不断进步，特别是经过上面提到的四次多学科的国际性大协作，广大地学工作者越来越重视地质学与地球物理学之间的结合。由于地质学家与地球物理学家的频频合作，近年来传统地质学与地球物理学间的界限正变得“模糊”起来，这是十分令人欣喜的现象。

本教材共分五章，按 60 教学时编写。由于地震学在研究地球内部结构中的重要性，本书给予它以特殊的地位，分“人工地震”和“天然地震”两章编写。书中带有“*”的内容，在教学时数偏少的情况下，可不讲授。

本书各章编写分工是：第一章和第五章由傅维洲编写；第二章和第三章由孟令顺编写；第四章为沙树勤和孟令顺共同编写。

本书的编写和出版得到了院、系有关领导和同事的关心与支持。书中附图全部由王世煜绘制。在此一并表示谢意。

编者热诚期望阅读本书的专家和使用者的对改进本书提出批评和建议。

编者

2003 年 1 月于长春

目 录

第一章 人工地震	(1)
§ 1.1 地震波的传播规律	(1)
一、地震波及其类型	(1)
二、地震波的反射和透射	(3)
三、影响地震波传播速度的主要因素	(5)
§ 1.2 地震勘探的基本方法	(6)
一、地震反射波法	(7)
二、地震折射波法	(11)
三、共反射点多次叠加法	(15)
* 四、特殊波的时距曲线	(19)
§ 1.3 地震勘探资料的野外采集	(21)
一、地震勘探仪器简介	(21)
二、地震测线的布置与野外观测系统	(22)
三、地震波的激发与接收	(26)
§ 1.4 共反射点叠加资料的处理与解释	(27)
一、地震勘探资料处理概述	(27)
二、共反射点叠加资料的解释	(32)
三、地震勘探成果图件的绘制	(36)
第二章 重力测量学	(41)
§ 2.1 地球重力场及其有关基本理论	(41)
一、地球重力场	(41)
二、重力位	(42)
三、地球椭球体与正常重力公式	(43)
四、岩石密度	(44)
§ 2.2 重力测量与资料整理	(46)
一、重力测量	(46)
二、重力资料的整理	(49)
三、重力异常	(51)
§ 2.3 均衡理论与均衡异常	(52)
一、均衡理论	(52)
二、均衡改正	(54)

三、均衡异常	(54)
四、自然界的地壳均衡	(55)
§ 2.4 重力资料的分析与解释	(57)
一、重力异常的多解性	(57)
二、重力异常的划分	(58)
三、规则几何形体参数的计算	(60)
四、任意形体参数的计算	(64)
五、地质体深度与质量的估算	(65)
§ 2.5 重力异常与地质构造	(65)
一、决定重力异常的基本地质因素	(65)
二、海沟与洋脊	(67)
三、裂谷	(69)
四、区域地质与大地构造	(69)
五、重力异常与构造成矿	(70)
§ 2.6 固体潮	(71)
一、起潮力	(71)
二、与固体潮有关的地球物理现象	(74)
第三章 地磁及古地磁学	(75)
§ 3.1 磁学的基础知识	(75)
一、磁场	(75)
二、物体的磁化	(76)
三、偶极场	(78)
四、磁化率	(79)
五、物质的磁性	(79)
六、铁磁性物质的磁滞现象	(80)
§ 3.2 地球的磁场	(81)
一、基本磁场	(81)
二、外源磁场	(84)
三、磁异常	(85)
四、地磁场的起源	(85)
§ 3.3 岩石的磁性	(86)
一、岩石的感应磁化强度	(86)
二、岩石的剩余磁化强度	(87)
§ 3.4 磁性体的磁场	(88)
一、柱体磁场的分析	(89)
二、球体磁场的分析	(90)
三、板状体磁场的分析	(92)
§ 3.5 磁测成果的解释	(94)

一、磁测数据的获得	(94)
二、磁测资料的解释	(97)
§ 3.6 磁异常与地质应用	(101)
一、大陆与海洋的磁性特征	(101)
二、磁异常与构造填图	(102)
§ 3.7 古地磁学及其应用	(104)
一、古地磁场的特征和研究方法	(104)
二、地磁场的倒转	(107)
三、极移与大陆漂移	(109)
四、海底扩张的古地磁证据	(110)
五、应用古地磁场确定地质年代	(111)
六、应用古地磁研究地质构造及矿产预测	(113)
第四章 地电学	(115)
§ 4.1 地球介质的电学性质	(116)
一、地球表层岩、矿石的电阻率	(116)
二、地球深部岩石的电阻率	(117)
§ 4.2 地球中的电磁场	(118)
一、地下均匀半空间中的人工直流电场	(118)
二、天然电磁场	(121)
§ 4.3 利用人工直流电场的电阻率测深法	(122)
一、电阻率的测定和视电阻率	(123)
二、电测深曲线类型及特点	(124)
三、电测深曲线的解释	(129)
四、电阻率剖面法	(133)
§ 4.4 激发极化法	(136)
一、岩、矿石激发极化成因	(137)
二、岩、矿石激发极化的特征及测量参数	(139)
三、激发极化法的野外工作及应用实例	(140)
§ 4.5 利用天然电磁场的大地电磁测深	(141)
一、波阻抗和视电阻率	(142)
二、大地电磁测深法仪器及野外工作	(144)
三、大地电磁资料的处理和解释	(145)
§ 4.6 利用人工场源的频率测深	(147)
一、人工电磁场	(147)
二、频率测深曲线	(148)
三、频率测深曲线的解释和实例	(149)
第五章 天然地震	(150)
§ 5.1 地震的成因与分布	(150)

(40)	一、地震学常用基本概念·····	(150)
(42)	二、地震的类型与成因·····	(152)
(10)	三、地震的地理分布·····	(155)
(1)	§ 5.2 地震波与地球内部结构 ·····	(159)
(50)	一、近地震波与地壳构造·····	(159)
(40)	二、球对称介质中的地震射线·····	(161)
(40)	三、地球内部的分层结构与远地震波·····	(164)
(70)	四、利用地震波研究地球内部结构·····	(170)
(6)	§ 5.3 地震参数的测定 ·····	(173)
(01)	一、发震时刻的测定·····	(173)
(11)	二、地震震中的测定·····	(174)
(21)	三、地震震级的测定·····	(176)
(8)	§ 5.4 震源机制概述 ·····	(178)
(10)	一、P 波初动方向的分布 ·····	(179)
(81)	二、在乌尔夫网上求 P 波初动解 ·····	(180)
(1)	三、一些典型地区的震源机制·····	(181)
	参考文献·····	(184)

第一章 人工地震

人工地震勘探(以下简称地震勘探)是地球物理勘探的一种重要方法,它是利用人工方式激发产生的地震波在地下传播后带回到地面的信息,研究地下地质构造情况,达到某种勘探目的。

地震勘探的物理基础是地下介质的弹性差异。地震波的传播规律同几何光学极其相似。通常情况下,地震波在地下传播过程中,遇到地层的分界面时就产生反射、透射或折射,因而地震勘探分为相应的三种基本方法。

地震勘探工作大致可分为地震资料的野外采集、地震资料的数字处理和地震勘探资料解释三个基本环节。地震勘探方法同其它物探方法相比,具有精度高、分层详细和探测深度大等优点,因此广泛用于解决地质构造问题,尤其是用于寻找(石)油、(天然)气矿床,也用于普查煤、岩盐和铝土等矿床。此外,在工程地质调查及地壳上地幔结构探测等方面也起着重要作用。地震勘探是在天然地震学的基础上发展起来的,产生于 20 世纪 20 年代初。几十年来,随着科学技术的不断进步,地震勘探得到了迅猛发展,解决各种复杂地质问题的能力显著增强,可应用的领域不断扩大。

§ 1.1 地震波的传播规律

一、地震波及其类型

弹性介质受外力作用产生形变,介质中的质点发生振动,从而形成弹性波。弹性波的形成需有两个条件,一是要有能传播振动的介质,二是要在这种介质中激发振动。那么,地球介质是否具有弹性呢?弹性理论表明,自然界中的大部分物体在外力作用下,既可表现为弹性,亦可显示为塑性。其究竟表现为何种性质,主要取决于物体本身的物理性质、外力作用的大小和时间长短。当外力很小且作用时间极短时,大部分物体表现为弹性。反之,显示为塑性,甚至发生破碎。此外,温度、压力等外界因素也有一定影响。在地震勘探中,多以炸药为震源激发地震波。在爆炸点附近,介质因遭受强烈挤压而破碎,形成空穴。稍离开一段距离,压力虽有所减小,仍超过介质的弹性限度,介质虽不破碎,但发生塑性形变,产生辐射状或环状裂隙,称塑性区。再向外远离震源处,受到的挤压力很小(位移小于 $1\text{ }\mu\text{m}$),且作用时间极短(小于 100 ms),该区介质发生弹性形变。在弹性形变区,介质质点振动由近及远向周围空间传播便产生了地震波。可见,地震波就是在地球介质中传播的弹性波。

地震弹性波不像简谐波那样具有固定的周期、频率、振幅,以及在时间上无休止地振动,而是一个具有确定起始时间和有限能量的非周期性脉冲振动。地震波正是由于具有非周期的脉冲性质,地震勘探才有可能利用其带到地面的信息,划分地层,推断地质构造和岩性。

自震源向外辐射的地震波,随着时间的推移,向整个三维弹性空间的介质内传播的波,统称为体波。相对于体波而言,还有一种存在于弹性分界面附近的波动,统称为面波。

(一)体波

根据弹性理论,弹性波的传播,实际上是弹性介质中质点间应变的传递,并且任何复杂的弹性应变均可分解成两种基本的应变——体应变和切应变。它们分别与两种弹性波相对应。与体应变相对应的称纵波(记作 P),与切应变相对应的称横波(记作 S),见图 1-1。

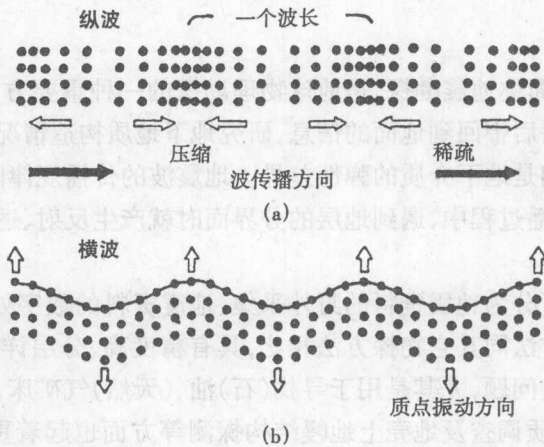


图 1-1 纵波(a)与横波(b)传播示意图

纵波,质点振动的方向与波的传播方向一致。在纵波经过的扰动带内,间隔地出现膨胀(疏松)带和压缩(密集)带,故纵波有时也叫胀缩波或疏密波。对于一定的介质来说,纵波传播速度快,在地震记录上最早出现。纵波传播速度为

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{1.1}$$

横波,质点振动方向与波的传播方向相垂直。在横波经过的区域内,质点相对传播方向产生横向位移。质点振动方向在水平面上的横波分量称为 SH 波,在入射面内的横波分量称为 SV 波。

横波传播速度为

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{1.2}$$

纵波与横波传播的速度比

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \tag{1.3}$$

式中 σ 表示介质的泊松比,在 0 与 0.5 之间变化,大多数弹性介质为 0.25 左右,故 P 波速度约是 S 波速度的 1.73 倍。

地震勘探主要是采用纵波,近些年来,已开始重视横波的使用。

(二)面波

前已述及,面波是沿弹性分界面附近(或层)传播的波,并因此而得名。面波的振幅在垂直于界面的方向上,随距离的增加呈指数规律迅速衰减,但在沿界面的方向上,随距离的增加衰减比体波缓慢。可见,面波的能量主要集中在界面附近。

面波有两种类型,即瑞利(Rayleigh)面波和勒夫(Love)面波。

瑞利面波是沿半无限弹性空间的自由表面(如地球表面)传播的,质点运动轨迹为逆进椭圆,椭圆长轴垂直于介质表面,短轴与波传播方向一致,两轴之比大致为 3/2,见图 1-2。瑞利面波的传播速度小于横波,当 $\sigma \approx 0.25$ 时, $v_R \approx 0.92v_S$ 。

勒夫面波是在横波速度较高的半无限弹性空间之上覆盖低速层的情况下产生并传播的,质点振动方向平行界面,垂直于波的传播方向,即可看作是 SH 波的特殊形式,见图 1-3。

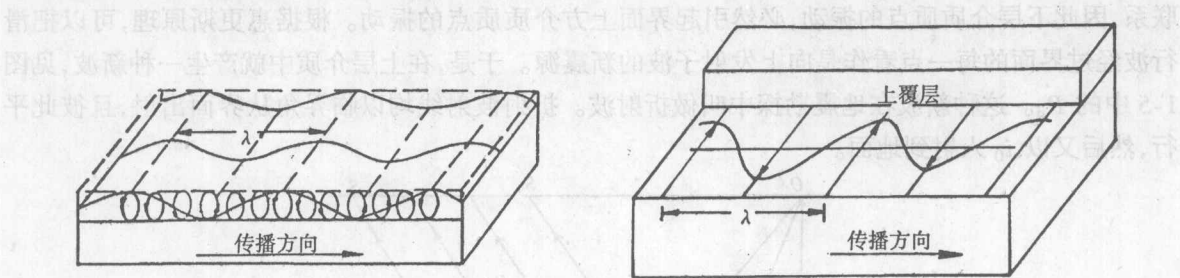


图 1-2 瑞利面波的传播情况

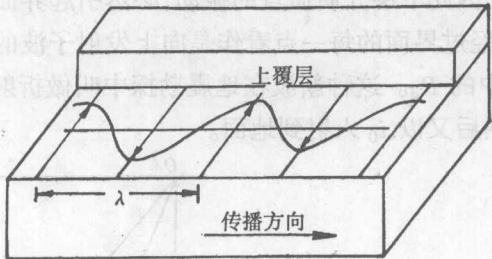


图 1-3 勒夫面波的传播情况

人工地震记录中常见的是瑞利面波,即所谓“地滚波”,通常表现为低频率、大振幅和低波速,地震勘探中被视为干扰波。

二、地震波的反射和透射

实际的地质介质是具有多界面的层状介质,当地震波遇到弹性分界面时,就要发生反射和透射(图 1-4)。

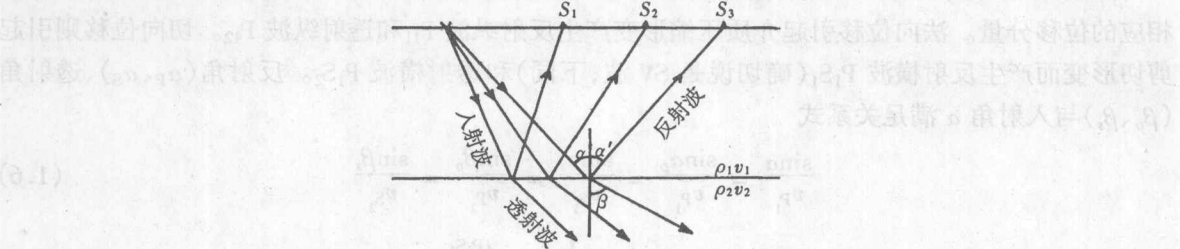


图 1-4 波的反射和透射

根据反射定律,反射角 α' 等于入射角 α ,反射线、入射线与界面法线在同一平面内。

当入射波穿过界面进入另一种介质时,由于两种介质中的波速不同,此时波的传播方向与入射波不同,根据折射定律,有

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{v_1}{v_2} \tag{1.4}$$

在物理学中,称这种波为折射波。但在地震勘探中,因折射波另有新的含意,所以这里称之为透射波。

当地震波从一种介质进入速度较高一侧介质($v_2 > v_1$)中时,折射角 β 大于入射角 α 。若入射角 α 逐渐增大,折射角 β 也随之增大,当 α 等于某一角度时, β 达到 90° ,此时折射波沿界面以 v_2 速度传播。根据(1.4)式,有

$$\frac{\sin i_0}{\sin 90^\circ} = \frac{v_1}{v_2}$$

即 $\sin i_0 = \frac{v_1}{v_2}$ (1.5)

i_0 称临界角。

透射波沿界面滑行时,下层介质中的质点就要发生振动。由于界面上、下层介质间存在着弹性联系,因此下层介质质点的振动,必然引起界面上方介质质点的振动。根据惠更斯原理,可以把滑行波经过界面的每一点看作是向上发射子波的新震源。于是,在上层介质中就产生一种新波,见图 1-5 中的 P_n 。这种新波在地震勘探中叫做折射波。折射波射线均以临界角从界面出射,且彼此平行,然后又以 i_0 入射到地面。

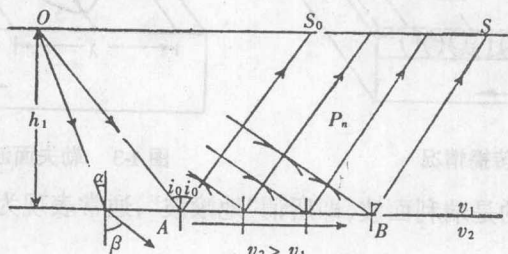


图 1-5 地震折射波的形成

波在非法线入射情况下,P波和S波在分界面上除改变传播方向,产生反射和透射外,还会发生波型的转换。

如图 1-6 所示,设有一 P 波以角 α 入射到界面 R 上。此时,波在界面法线方向和切线方向均有相应的位移分量。法向位移引起介质压缩变形产生反射纵波 P_{11} 和透射纵波 P_{12} 。切向位移则引起剪切变形而产生反射横波 P_1S_1 (确切说是 SV 波,下同)和透射横波 P_1S_2 。反射角(α_P 、 α_S)、透射角(β_P 、 β_S)与入射角 α 满足关系式

$$\frac{\sin \alpha}{v_{P_1}} = \frac{\sin \alpha_P}{v_{P_1}} = \frac{\sin \alpha_S}{v_{S_1}} = \frac{\sin \beta_P}{v_{P_2}} = \frac{\sin \beta_S}{v_{S_2}} \quad (1.6)$$

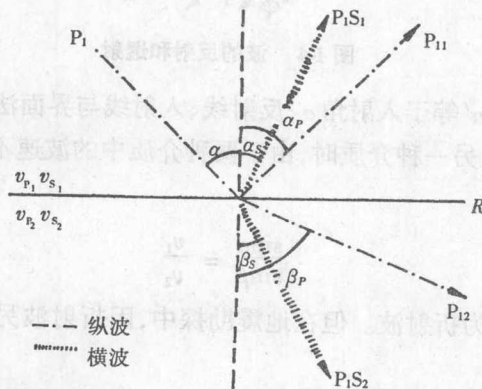


图 1-6 波的转换

在同一介质中,由于 P 波速度大于 S 波速度,因而始终有

$$\alpha_P > \alpha_S, \beta_P > \beta_S$$

横波 SV 入射与 P 波入射情况类似,SH 波入射时只有反射 SH 波和透射 SH 波产生,而无转换

波。

不论是 P 波入射,还是 S 波入射,通常把反射和透射后产生的与入射波性质相同的波称为同类波,与入射波性质不同的波(如 P 波产生的 S 波,或 S 波产生的 P 波)称为转换波。

在弹性分界面上,这五种波的能量分配是相当复杂的,除与界面上、下层介质的性质(密度、波速)有关外,还随入射角度的不同而复杂地变化着。

至于反射波的强度和透射波的强度,则分别由反射系数 R 和透射系数 T 体现。根据弹性物理学中的证明,当波垂直入射到界面时(此种情况对地震勘探具有重要意义),

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \tag{1.7}$$

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \tag{1.8}$$

上两式中的 A_i 、 A_r 和 A_t 分别表示入射波、反射波和透射波的振幅。

三、影响地震波传播速度的主要因素

地震波的速度是地震勘探中最重要的一个参数。例如在用反射波确定界面埋藏深度 H 时,要利用公式 $H = \frac{1}{2} \bar{v} t_0$ 计算,必须先知道平均速度 $\bar{v}$ 。另外,在资料处理和解释的许多环节中都离不开速度参数。

地震波的速度与许多因素有关。大量的理论研究和实际观测资料表明,地震波在岩层中的传播速度取决于岩石的性质、孔隙度、埋藏深度和形成的时代等因素。

(一) 与岩性的关系

岩石性质是影响地震波速度的最明显因素。由公式(1.1)和(1.2)可以看出,地震波的速度与岩石介质的弹性常数有直接关系。由于岩石性质不同致使其弹性常数有差异,实际的岩层是非常复杂的。此外,即使同一岩性的岩石,因其形成时代、沉积环境的不同,亦会使岩石密度、孔隙度以及充填物等有很大差异。这就导致某一类岩石的速度值可以在一定的范围内变化,不同类型岩石的波速范围在某一段相互重叠,见表 1-1。

表 1-1 地震波在几种主要类型岩石中的速度变化范围

岩 石	速度 $v_p/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	岩 石	速度 $v_p/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$
沉 积 岩	1.6~6.0	玄 武 岩	4.5~8.0
花 岗 岩	4.5~6.5	变 质 岩	3.5~6.5

表 1-2 地震波在不同类型沉积岩中的速度变化范围

岩 石	速度 $v_p/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	岩 石	速度 $v_p/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$
砾石,砂岩,干砂	0.2~0.8	白 垩	1.8~3.5
砂质黏土	0.3~0.5	泥质岩石	2.5~4.1
湿 土	0.6~0.8	石灰岩石,致密白云岩石	2.5~6.1
黏 土	1.2~2.5	石膏,无水石膏	3.5~4.5
疏松岩石	1.5~2.5	泥 灰 岩	2.0~3.5
致密岩石	1.8~4.0	盐 岩	4.2~5.5

大多数火成岩和变质岩只有很少或没有孔隙,因此地震波的速度主要决定于构成这些岩石的

矿物自身的弹性性质。一般说来,火成岩波速变化范围较小,波速较高;变质岩波速变化范围相对大些;沉积岩的波速低,变化范围宽。如砂岩、页岩和泥岩等,因其结构比较复杂,受孔隙度和孔隙中充填介质性质的影响较大。沉积岩中碳酸盐岩的波速相对高些(见表 1-2)。

(二) 与密度的关系

如果忽略孔隙的影响,岩石密度取决于组成岩石的矿物成分的密度,即矿物成分变化时,密度也变化。一般火成岩密度变化范围约在 10%,变质岩和石灰岩为 12%~18%,多数沉积岩密度变化范围为 20%左右,碎屑沉积岩密度变化范围相对较大(10%~25%)。密度变化对波速有很大影响,一般密度增加时,波速也增大。这一规律似乎与(1.1)和(1.2)式相矛盾,但这两个公式是在均匀固体介质情况下导出的简化方程式。另一方面,密度对弹性常数起着重要作用,随着岩石致密程度的增加,岩石弹性常数有更高级次的增加,从而使上述矛盾得到合理解释。

(三) 与孔隙度的关系

大部分岩石由呈颗粒状的各种矿物组成,一般粗颗粒结构岩石孔隙度相对大些,如砂岩。细粒结构岩石的孔隙度相对小些,如灰岩。因此,一切固体岩石从结构上说,基本由两部分组成:一部分是矿物颗粒本身,称岩石骨架(或基质),另一部分是由各种气体或液体充填的孔隙,这种由两种相态介质构成的岩石称双相介质。显然,地震波在这种结构的岩石中传播时,实际上相当于波在骨架本身和孔隙两种介质中传播。尽管孔隙中充填了各种气体和液体,根据一般常识,波在气体或液体中传播的速度要低于在岩石骨架中的传播速度。因而,波在双相介质中传播的速度与孔隙度成反比。即同样岩性的岩石,当孔隙度大时,其速度值相对变小。速度与孔隙度之间的关系为

$$\frac{1}{v} = \frac{1-\varphi}{v_m} + \frac{\varphi}{v_L} \quad (1.9)$$

式中 φ 为孔隙度, v 为岩石的速度, v_m 为岩石基质的速度, v_L 为孔隙中充填介质的速度。

(四) 与埋藏深度的关系

一般岩石埋藏得越深反映它的年代越老,承受上覆地层压力的时间长和强度大。因此同样岩性的岩石,埋藏深、时代老的要比埋藏浅、时代新的岩石速度大。根据大量的地震测井和电测井资料总结出如下经验公式:

$$v = \alpha(ZT)^{1/6} = 2 \times 10^3 (ZR)^{1/6} \quad (1.10)$$

式中 Z 为深度; T 为地质年代(单位:年); R 为地层的电阻率; α 为系数,若式中深度用米表示,则 $\alpha = 46.5$ 。

此外,地球岩石在一定温度和压力条件下,可能发生变质、相变、脱水和塑性形变等现象,这些都可能引起波速变化。

§ 1.2 地震勘探的基本方法

地震勘探的基本任务之一是根据地震记录确定产生有效波的地层空间位置,以获得地下地质构造的资料。解决这个任务主要是利用地震波传播过程中波前的空间位置与波至时间之间的关系。由于通常是在测线上观测,其时距关系为一条曲线,称时距曲线。时距曲线在地震勘探中是一个很重要的概念。若已知地下界面的产状要素(倾角、倾向等)和速度参数等资料来求取地面上理论的时距关系,叫做地震勘探的正演问题。反之,根据野外地震观测的时距关系去求取地下界面的

几何形态和速度等问题,则称为地震勘探的反演问题。

在野外地震勘探工作中,地震波从爆炸点出发,在地下经过不同的传播路径先后传到地面各接收点,从而形成一张如图 1-7 所示的地震记录图。图中每一条波形曲线对应一个接收点的地震记录。在波形曲线上,每个波群开始的点即是某一波到达地面接收点的初至时间。将同一波到达线上各接收点的初至点连接起来,就是该波的时距曲线。由于有效波往往是在其它振动背景中出现的,故有时初至点很难辨认,但其极值点一般都很清楚,并表现为规则排列。同一波各极值点的连线称“同相轴”。同相轴与时距曲线之间有一时差,解释时须进行校正。

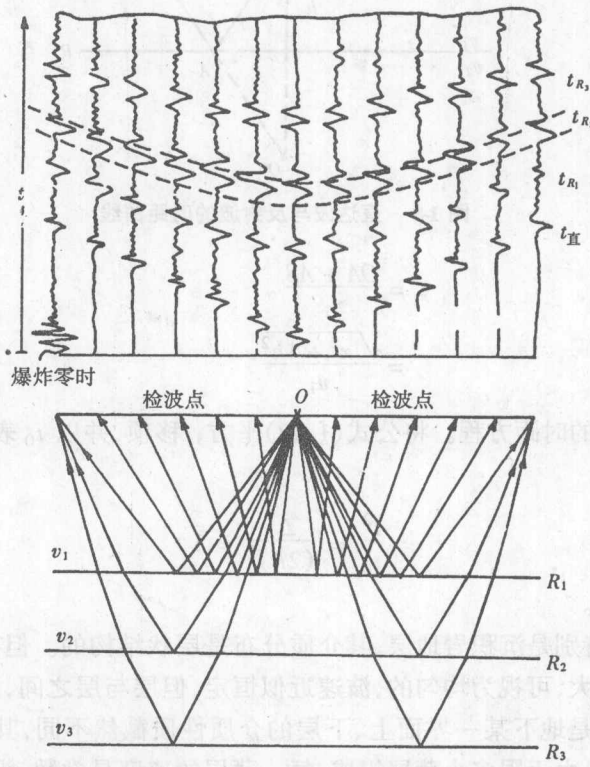


图 1-7 地震记录图、时距曲线和同相轴

从震源出发直接传播到地面各接收点的地震波称直达波。当震源深度为零时,直达波沿地面传播。从震源 O 到任一接收点的直达波的旅行时间

$$t = \frac{x}{v_1} \tag{1.11}$$

x 是震源与接收点间的距离。由该式可知,直达波时距曲线是通过坐标原点、斜率为 $\frac{x}{v_1}$ 的直线(图 1-8)。显然,由直达波时距曲线斜率可求波速。

一、地震反射波法

(一)水平界面反射波的时距曲线

设反射界面距地面的深度为 h , 上覆介质的波速为 v_1 。波自震源 O 经界面 A 点反射到地面接收点 S 的时间为 t , 接收点到震源的距离为 x , 在图 1-8 所示的情形下,波的传播时间

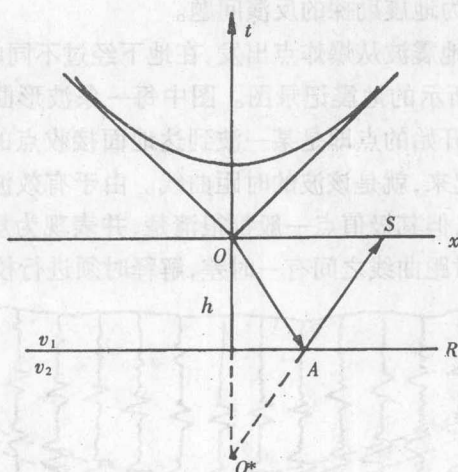


图 1-8 直达波与反射波的时距曲线

$$t = \frac{OA + AS}{v_1} = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{v_1} \quad (1.12)$$

该式为水平界面反射波的时距方程。将公式(1.12)平方,移项,并以 t_0 表示回声时间 $\frac{2h}{v_1}$,则上式变成

$$\frac{t^2}{t_0^2} - \frac{\Delta^2}{(2h)^2} = 1$$

这是标准的双曲线方程。

实际的地质介质,特别是沉积岩地层,其介质分布是层状结构的。但有两种情况,一种是在每一层内介质性质变化不大,可视为均匀的,波速近似恒定,但层与层之间,由于岩性不同,因而速度差异较大。另一种情况是地下某一界面上、下层的介质性质截然不同,其分界面为明显的地震界面,而该界面的上覆层是由无限多个薄层组成,每一薄层的速度是常数,沿垂直层面方向速度随深度连续变化。

对于多层水平介质反射波的传播路径如图 1-9 所示,图中是倾斜入射的情况。 α_1 是波在每一界面上的人射角, Δ_i 和 v_i 分别是各层的厚度和波速。此种情况下反射波的走时

$$t = 2 \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{v_i} = 2 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i \cos \alpha_i}$$

式中 l_i 为各层的射线长度。由斯奈尔定律可知,

$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2} = \dots = \frac{\sin \alpha_n}{v_n} = P$$

P 称作射线参数,对一条地震射线是一常数。故有 $\sin \alpha_i = P v_i$, $\cos \alpha_i = \sqrt{1 - P^2 v_i^2}$,则

$$t = 2 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i \sqrt{1 - P^2 v_i^2}}$$