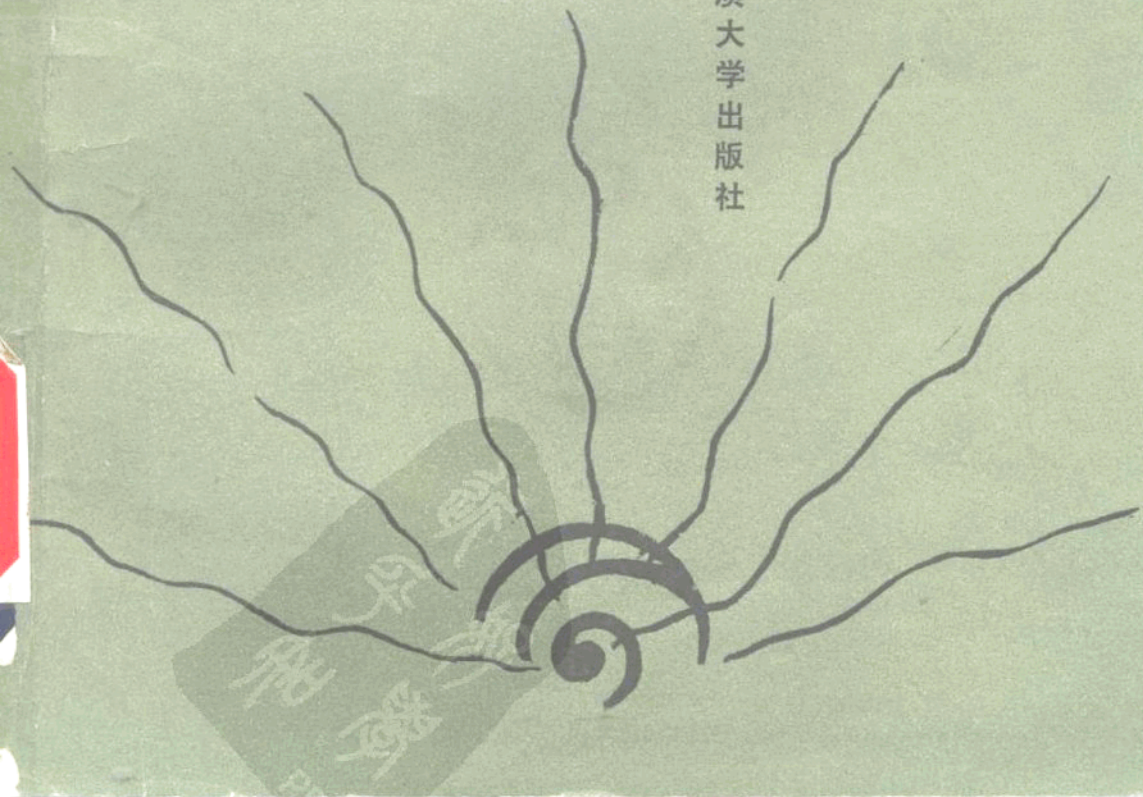


钱绍瑚
编

地震勘探

中国地质大学出版社



056680



地震勘探

钱绍瑚 编



200400379

5967/05



中国地质大学出版社

内 容 提 要

本书共有十章，内容包括地震勘探的基本原理、地震信息的采集与处理、资料的构造与岩性解释，还简要地介绍了高分辨率地震勘探、横波勘探和垂直地震剖面等新技术的原理与应用。

本教材是在1984年内部教材的基础上修编而成的，在内容上作了精选。在编写中力求做到加强基础，拓宽专业面，叙述通俗易懂，重点突出，概念明确。

本书可作为地质类专业学生学习地震勘探的教材，也可供石油物探专业学生和从事石油、煤田、工程地震勘探的工程技术人员参考。

地 震 勘 探

钱绍珩 编

责任编辑：成金华 刘先洲

责任校对：杨 霖

中国地质大学出版社出版发行
(武汉市喻家山)

中国地质大学出版社印刷厂印刷 湖北省新华书店经销

开本 787×1092 1/16 印张 10.5 字数 268千字

1989年4月第1版 1989年4月第1次印刷

印数 1—2000册

ISBN 7-5625-0277-3/P·70

定价：2.25元

前 言

本教材是在1984年铅印试用教材《地震勘探》(石油、煤田地质专业用)的基础上,根据四年来的教学实践经验,结合当前地震勘探的现状和发展趋势,并参照地质矿产部1987年有关高等地质院校地质类本科专业地球物理勘探课程教学的基本要求修编而成的。

修编中对教材的章节及内容作了认真的精选,提高了教材的思想性、科学性、先进性和教学适应性。在教材内容上,力求加强基础,重点阐述了地震勘探的基本原理和资料的地质解释,适当地介绍了目前地震勘探中的一些新技术新方法,拓宽了专业知识面。

针对教学对象的特点,教材中侧重于物理概念的讨论,避免了过于繁琐的数学推导,力求做到深入浅出、形象生动、概念明确、主次分明。

讲授本教材大约需要40—60学时,考虑到不同专业的教学要求,书中加“•”号的章节,可供选用。

本书由中国地质大学熊维纲教授和詹正彬副教授审阅。图件由中国地质大学绘图室林露西同志清绘。

由于编写时间较紧,又限于编者水平,书中肯定会有不少错误和不妥之处,恳切希望读者批评指正。

编 者

1988年9月于武汉

目 录

绪论	(1)
第一节 地震勘探方法简介	(1)
第二节 地震勘探的发展概况	(1)
第一章 地震波动	(3)
第一节 理想弹性介质与粘弹性介质	(3)
第二节 应力与应变	(3)
*第三节 波动方程	(5)
第四节 地震波的基本类型	(7)
第二章 地震波在弹性介质中传播的运动学和动力学特点	(10)
第一节 运动学的几个基本概念	(10)
第二节 动力学的几个基本概念	(16)
第三章 地震勘探的地质基础	(25)
第一节 影响地震波在岩层中传播速度的地质因素	(25)
第二节 地震介质的划分	(28)
第三节 地震地质条件	(29)
第四章 地震波时距曲线	(31)
第一节 反射波时距曲线	(31)
第二节 折射波时距曲线	(44)
第三节 多次反射波的时距曲线	(48)
第四节 绕射波的时距曲线	(50)
第五节 r - P 域内各种波的运动学特点	(52)
第六节 有效波和干扰波	(53)
第五章 地震信息的采集	(54)
第一节 地震测线的布署和试验工作	(54)
第二节 地震信息的激发	(55)
第三节 地震信息的采集系统——地震仪器	(58)
第四节 地震信息的接收	(62)
第五节 速度信息的采集	(79)
第六节 低速带资料的采集	(80)
*第七节 海上地震信息的采集	(82)
第六章 地震信息的数字处理	(83)
第一节 处理流程及预处理	(83)
第二节 水平叠加处理流程	(85)
第三节 数字滤波	(85)
第四节 反滤波	(90)
第五节 静校正	(93)

第六节	动校正	(95)
第七节	速度信息的提取——叠加速度谱	(98)
第八节	叠加与修饰处理	(99)
第九节	水平叠加时间剖面的取得	(101)
第十节	叠加偏移处理	(103)
第十一节	其他常用的一些处理方法	(105)
第七章	反射信息的构造地质解释	(111)
第一节	地震勘探的分辨率	(111)
第二节	各种速度的概念和应用	(116)
第三节	时间剖面的对比	(118)
第四节	时间剖面的地质解释	(123)
第五节	时间剖面上可能出现的假象	(129)
第六节	平面图的制作	(130)
第八章	地震资料的地层岩性解释和烃类分析等新技术	(136)
第一节	地震地层解释	(136)
第二节	烃类分析技术	(138)
第三节	横波勘探	(141)
第四节	垂直地震剖面技术	(143)
第五节	地震模拟技术	(150)
第六节	三维地震勘探	(151)
第七节	人机联作解释	(155)
第九章	折射波资料解释	(156)
第一节	折射波记录的对比及时距曲线的绘制	(156)
第二节	平面图的绘制	(157)
第十章	煤田地震勘探的特点	(161)
主要参考文献		(162)

绪 论

第一节 地震勘探方法简介

在油气勘探工作中，地球物理勘探已成为一种很重要的方法，因为它不仅可以提供沉积覆盖地区有关地下地质构造、地层、岩性等方面的信息，而且工作效率高。如果采用钻井的方法来直接寻找油气田，则成本太高，且效率也很低。所以在近代的油气田勘探工作中，都遵循先物探后钻井的生产流程，即通过物探工作，提出钻探井位，然后才进行钻探工作，这种间接找油的物探方法和钻井直接找油法相结合，方能使地质工作者更好更准确地找到油气田。

物探方法包括重力、磁力、电法、地震勘探等。前三种方法，主要是用来研究大地构造和区域构造，划分出沉积盆地以及盆地中的次级构造单元，指出有利的含油气区。接着，就在该区开展地震勘探工作，查明各类储油构造。在油气勘探工作中，特别是在详查阶段，地震勘探是起主导作用的。在我国如大庆油田首先用地震方法发现了构造而找到的。接着胜利、大港、任丘等重要的大油田也都是这样。据统计，自大庆油田发现以来，95%的新油田都是用地震勘探提供构造位置而找到的；世界上，如墨西哥湾油田、中东油田、里海油田等许多大中型油田的发现也都是如此。多年以来，西方世界在物探方面的投资中有百分之九十几用于地震勘探，可见，地震勘探方法在油气田勘探工作中所占的地位是相当重要的。

物探方法都是以研究岩石的某种物理性质为基础的，地震勘探所依据的是岩石的弹性。其基本的工作方法是在地表某测线上，在浅井中用炸药震源或非炸药震源人工激发地震波，地震波向下传播，当遇到弹性不同的分界面时，就发生反射或折射。我们可以在测线的一些点上用专门的仪器记录地震波，得到地震记录。由于接收的地震波受到了地下地层介质的改造，就带有与地质构造、地层岩性等有关的各种信息，诸如时间、能量、速度、频率等。从地震记录中提取这些信息，就有可能推断解释地质构造的形态、含油气地层的分布等。

图1，表明了地震勘探野外工作及所得到的地震记录。

第二节 地震勘探的发展概况

我国是世界上最早观测地震波和制造地震仪器的国家。早在公元132年，我国东汉时期杰出的自然科学家张衡就创造了世界上第一台观测地震的仪器——候风地动仪。但由于我国漫长的封建社会历史条件的限制，妨碍了科学的进一步向前发展。到了19世纪，随着大工业和科学技术的向前发展，到1927年地震勘探才得到工业上的应用。50年代以来，随着各国对油气需求量的增加，地震勘探发展的速度是惊人的。以记录仪器的发展为标志，60年来，地震勘探的发展可分为三个阶段。

第一阶段为“光点”记录阶段（1927年至1952年），使用的仪器为光点地震仪，它采用

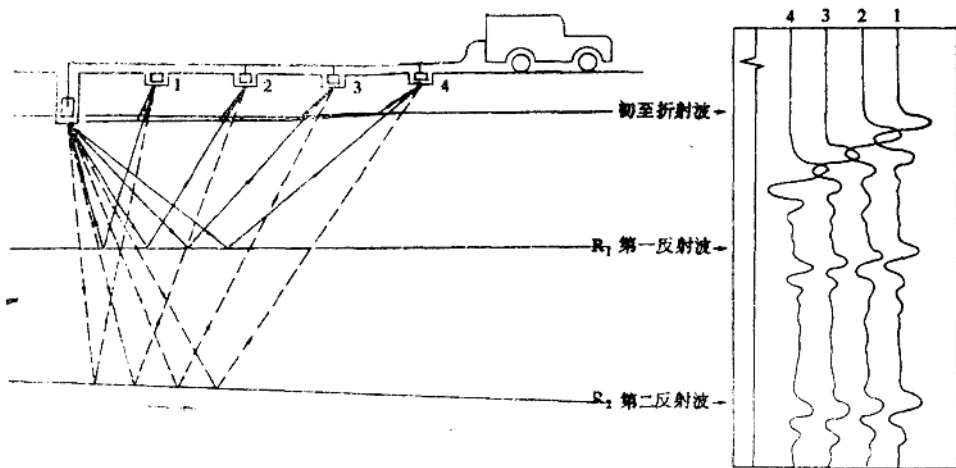


图1 地震反射波法示意图

电子管元件，把接收的地震波变成光点的摆动，记录在照象纸上，这样得到的地震记录质量差，资料全部需人工整理解释，效率低，精度差，还不便保存。

第二阶段为“模拟磁带”记录阶段（1953年至1963年），这时把磁带录音技术用于地震勘探，采用了模拟磁带地震仪，它由晶体管元件组装而成，把接收的地震波录制在磁带上，在室内可以用模拟电子计算机（基地回收仪），对资料进行处理，得到地震时间剖面，使资料整理工作实现了半自动化，工作效率和精度也得到了提高，资料也便于保存。

第三阶段为“数字磁带”记录阶段（1964年至现在），使用了数字地震仪，它采用了电子集成电路技术，把地震波以数字的形式记录在磁带上，然后直接输入电子计算机进行各种处理，这样使资料的整理工作实现了自动化，工作效率和精度得到了空前提高。

新中国成立以来，我国的地震勘探工作也得到了很快的发展，于1951年成立了第一个地震队，紧接着在不到10年的时间内发展近百个地震队，它们为找到大庆油田作出了重要的贡献；70年代初，我国设计制造了第一台百万次电子计算机，把它应用于地震资料的处理，使我国地震勘探的水平大大提高了一步，近年来，随着我国科学技术的发展及引进国外先进技术，地震勘探正在进一步向高信噪比、高分辨率、高保真度、高清晰度、高精度的方向发展，现在我们不仅可以从接收的地震信号中提取构造信息，而且还可以提取与地质岩性、油气等有关的多种信息，使以往以找构造为主的构造地震向地震地层和岩性地震发展，进而可以对沉积盆地的发展演化、沉积环境、生储油条件等进行评价，有利于更准确地寻找构造和地层岩性油气藏。可以这么说，石油地质理论及有关的地质资料与地震勘探理论及地震资料的结合，是当今勘探油气田最主要的工作方法和必然趋势。

地震勘探也广泛地用于煤田勘探中，因为煤层与围岩存在着较大的弹性差异，这就决定可用地震勘探方法寻找埋藏较浅的煤田。目前国内外对煤田地震勘探的研究和应用已得到了很快的发展。

在寻找地热资源及水文工程、城市建设、地壳测深等工作中，地震勘探也得到了广泛的应用。

第一章 地震波动

第一节 理想弹性介质与粘弹性介质

任何一种固体在外力作用下，都会发生体积大小和形状的变化，这种变化统称为物体的形变，当外力去掉后，由于阻止其大小和形状变化的内力的作用，使固体恢复到原来的状态，这就是所谓的弹性。这种物体称为完全弹性体，如橡皮、弹簧等。反之，若外力去掉后，固体仍保持其受外力作用时的状态，不能恢复原状，这种固体称为塑性体，如胶泥等。

自然界中绝大部分物体，在外力作用下，既可以显示出弹性，也可以显示出塑性。重要的条件是决定于物体的物理性质以及外力的大小和作用时间的长短，当外力很小且作用时间很短时，大部分物体都可以近似地看成为完全弹性体。在地震勘探中，目前在陆地上通常是利用浅井中爆炸的力作用于地下岩层，这种外力（震源）相对于深达几公里的勘探目的层来说，可以看成是点震源，岩层所受的外力很小且时间极短，因此绝大多数岩石都可以近似看成完全弹性体。

在弹性力学中，把固体的性质分为各向同性和各向异性两种，凡弹性性质与空间方向无关的固体，称为各向同性介质，反之，则称为各向异性介质。在地震勘探中，大部分工作是在沉积比较稳定的沉积岩地区进行的，沉积岩大都由均匀分布的矿物质点的集合体所组成，如砂岩、页岩、灰岩等，很少表现出岩石各向异性的性质。

正因为在地震勘探中可以把岩层视为理想的各向同性的弹性介质，因此可以把弹性力学中的许多基本理论引用到地震勘探的领域中来。

在实际的地震勘探中，人们发现在地面接收到的地震波不同于激发时的信号，它的波形要变“胖”，振幅也要变小，这是由于岩层对于在其中传播的波有吸收作用，吸收了激发信号中的某些高频成分，并使能量发生损耗，岩层的这种性质叫做粘性，即表现出象粘性流体所特有的一种性质，可以把岩层叫粘弹性体。

第二节 应力与应变

地震波是一种在地下岩层中传播的弹性波，为了研究它的形成机制，须分析岩层固体的应力与应变。

一、应力

设有一直杆，长度为 L ，直径为 d ，横截面面积为 S ，如图1—1(a)所示。该直杆受到一个不大的外加拉力 F 时，将被拉长，并在杆内产生一个对抗外力使物体恢复原状的内力，该内力垂直于直杆的横截面，它的大小等于外力，单位面积上的法向内力称为法向（正）应力，用 σ 表示。

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad (1-1)$$

在弹性力学中把相切于单位面积上的内力,叫剪切应力,一般用 τ 来表示,如图1-1(c).

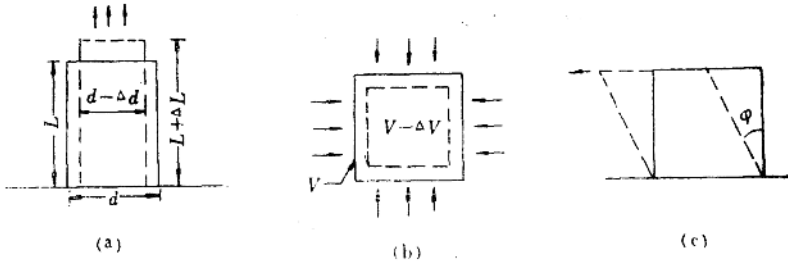


图1-1

(a)拉力 (b)体积压缩 (c)剪切力

二、应变

弹性介质在应力作用下产生的形状和体积的变化叫做应变。

弹性介质在正应力的作用下,体积发生变化(膨胀或压缩),体积的相对变化就是体应变,通常用 θ 表示,如图1-1(b)。

$$\theta = \frac{\Delta V}{V} \quad (1-2)$$

体应变是由线应变组成的,线应变是单位长度的伸长量,一般用 e 来表示,写为

$$e = \frac{\Delta L}{L} \quad (1-3)$$

弹性介质在剪切应力作用下,形状发生变化,叫做剪切应变,一般用 e_r 来表示,当切应力较小时,可用直角的改变量 ϕ (也叫偏转角)来度量,写为

$$e_r = \phi \quad (1-4)$$

弹性介质中存在的二种应力对应着二种应变,两者之间有一定的关系。

三、弹性常数

应力与应变之间的定量关系是根据虎克定律通过弹性常数,把两者联系起来。虎克定律指出弹性体在弹性限度内,应力与应变成正比,比例常数就是弹性常数,常用的常数有:

1. 泊松比(ν):表示受单向拉伸力时,物体的的侧向应变(横向相对压缩)和线应变(纵向相对伸长)之比,写为

$$\nu = -\frac{\Delta d/d}{\Delta L/L} \quad (1-5)$$

负号表示横向与纵向应变方向相反。

2. 杨氏模量(E):表示物体单向拉伸时,应力与应变之比,即

$$E = \frac{F/S}{\Delta L/L} = \frac{\sigma}{e} \quad (1-6)$$

3. 体变模量(K):表示在各向均匀压缩的情况下,所加压力 P 与体积相对变化之比

$$K = \frac{-P}{\theta} \quad (1-7)$$

4. 切变模量 (μ): 表示物体切应力与切应变之比

$$\mu = \frac{\tau}{\phi} \quad (1-8)$$

上式说明 μ 越大, 切应变越小, μ 是阻止切应变的一个量度。对于液体 $\mu=0$, 即不产生切变, 液体只有体积变化。

5. λ 系数: 这一系数只是为了简化数学运算而引入的, 其定义为:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu \quad (1-9)$$

这五个参量, 由弹性理论的研究证明, 对于均匀的各向同性的介质, 其中任意一个参量, 都可以用任意两个其他的参量表示出来, 这样就会得到许多关系式, 而且每一个关系式都附带着自己的运用条件, 我们只写出其中的一组。

$$\left. \begin{aligned} E &= \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} \\ \gamma &= \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)} \\ K &= \lambda + \frac{2}{3}\mu \end{aligned} \right\} \quad (1-10)$$

其中 λ 、 μ 合称拉梅系数。

第三节 波动方程

为了研究弹性波形成的物理机制和它的传播规律, 必须建立波的运动方程 (波动方程)。

为了使讨论问题比较简单, 我们只讨论体积元受单向正应力时所产生的纵波的波动方程, 我们来讨论弹性波在均匀细长杆中传播的情况, 即只研究波沿 y 方向传播的规律。可先取长杆中一小段 dy 来分析应力与应变的情形, 然后根据虎克定律和牛顿第二定律建立起一维波动方程。

如图1-2 (a) 所示, 设 A 、 B 为 y 轴上两相邻质点的平衡位置, A 点与原点的距离为 y ,

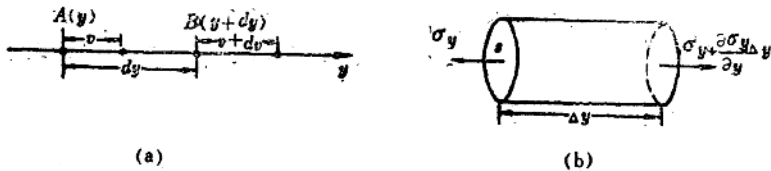


图1-2 沿直杆传播的纵波示意图

B 点与原点的距离为 $y+dy$, 两质点是无限靠近的, 它相当于细长杆中的一段介质元 AB 。当长杆一端受力后, 就会使端面上的质点受力后产生振动, 振动的传播就形成了波。设在某时刻 t , 质点 A 在 y 轴上的位移为 v , 质点 B 的位移为 $v+dv$, 这时介质元 AB 的线应变为

$$e_y = \frac{dv}{dy} \quad (1-11)$$

因为位移不但随位置变化, 而且还随时间而变化, 即位移是距离和时间的二元函数, 所以上式应写成偏微商的形式。

$$e_y = \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1-12)$$

如果细长杆的正应力用 σ_y 来表示, 当应力小于弹性极限时, 根据虎克定律, 可得应力与应变的关系式

$$\sigma_y = E e_y = E \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1-13)$$

式中 E 为杨氏模量,

现在我们来研究长度为 Δy 的一部分介质在波传播时的受力情况, 如图1-2(b)所示, 在左截面上的应力为 σ_y , 面力为 $-\sigma_y S$, 右截面上的面力为 $(\sigma_y + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} \Delta y) S$, 这时介质所受的合力是:

$$F_y = (\sigma_y + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} \Delta y) S - \sigma_y S \quad (1-14)$$

式中 S 为杆的截面积, F_y 为合力。

根据牛顿定律, 质量为 m 的质点在某时刻在 y 轴方向上的合力为

$$F_y = m a_y \quad (1-15)$$

式中 a_y 为加速度, 写为

$$a_y = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-16)$$

质量 m 为

$$m = \rho S \Delta y \quad (1-17)$$

式中 ρ 为介质的密度, $S \Delta y$ 为介质元的体积。

把式(1-16)、(1-17)代入(1-15), 得

$$F_y = m a_y = \rho S \Delta y \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-18)$$

使式(1-14)与(1-18)相等, 并化简, 可得

$$\frac{\partial \sigma_y}{\partial y} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-19)$$

将式(1-13)代入上式, 得

$$\frac{\partial}{\partial y} (E \frac{\partial v}{\partial y}) = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-20)$$

$$E \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad \text{或} \quad \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{E}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad (1-21)$$

上式是位移 v 的一个波动方程, 一般又写为以下形式

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = v_p^2 \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad (1-22)$$

式中 v_p 是纵波沿直杆传播的速度, 写为

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \quad (1-23)$$

上面我们讨论了细长杆在受到正应力情况下的波动方程的建立过程, 这时只有纵波, 并且只沿一个方向传播, 所以称为一维波动方程, 求解这个偏微分方程, 就可以研究波在传播中随 y 、 t 变化的波动函数, 即可知道杆中任一点在任一时刻的位移, 也就知道了波沿直杆传播的全部情况。

如果介质中的体积元受单向切应力的作用，用同样的方法可以得到沿 y 轴方向传播的横波波动方程。

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = V_s^2 \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \quad \text{及} \quad \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = V_s^2 \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \quad (1-24)$$

式中 u 、 w 为质点在 x 、 y 轴上的位移， V_s 是横波的传播速度，写为

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1-25)$$

式中 μ 为切变模量。

在常规的地震勘探中，我们沿某一测线布置激发点和接收点，即沿一个方向（设为 x 轴），波在地下传播，即沿 z 方向，这样由炸药震源等胀缩力所形成的纵波在 x 、 z 平面内传播，是二维问题，可写出二维波动方程

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = V_p^2 \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \quad (1-26)$$

式中 θ 为体应变。

在近几年，随着技术的发展，可以在一个点激发地震波，它向下传播，遇到界面返回到地表，在地面把接收点布置为一个面积，即在 x 、 y 平面内布置检波点，这样就成了一个三维问题，在这种情况下，要建立三维波动方程就比较复杂，但其研究方法与建立一维波动方程是相似的，我们只写出纵波与横波的三维波动方程。

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} &= \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \\ &= V_p^2 \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (1-27)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} &= \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) \\ &= V_s^2 \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (1-28)$$

式中 ϕ 为切应变。

第四节 地震波的基本类型

一、地震波的类型

地震波分为体波和面波两类，体波在介质的整个体积内传播，面波沿着介质的自由面或界面传播。体波有纵波（也叫做压缩波， P 波）和横波（也叫做切变波， S 波）之分，面波有瑞雷面波和拉夫面波等。

二、纵波

弹性介质发生体应变所产生的波动称为纵波，介质压缩时质点彼此靠近，形成压缩带或密集带，膨胀时质点彼此疏远，形成膨胀带或稀疏带，波的传播就由密集带和稀疏带的序列所组成，因此纵波又称为疏密波和压缩波，从式(1-22)可知，质点位移和波传播方向是一致的，都沿 y 轴，即质点振动和波传播方向相同的波，就叫纵波，如图1-3(a)，声波就是一种纵波。

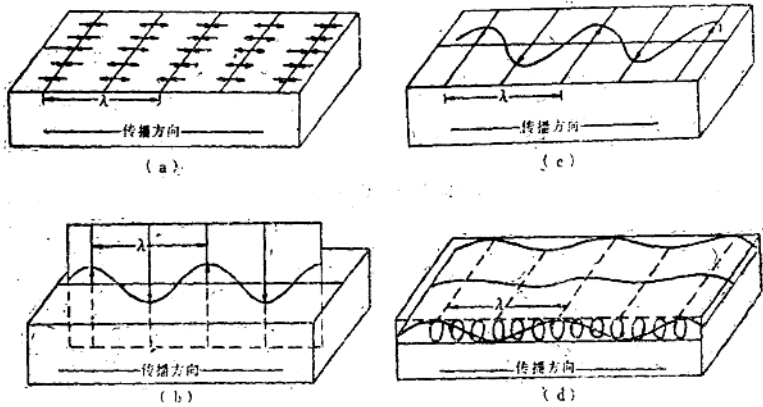


图1—3 (传播方向向右)
 (a)纵波的传播 (b)SV波的传播 (c)SH波的传播 (d)瑞雷面波的传播

三、横波

弹性介质发生切应变时所产生的波动就是横波，它的特点之一是质点振动与波传播方向互相垂直，只要波传播方向一定，质点振动可以有无穷多个方向，但我们总可以把所有横波看做均有两个方向组成，一个分量是质点振动在波传播方向的铅垂面内，这种横波称为SV波，如果质点振动在波传播方向的水平面内，这种横波称为SH波，如图1—3(b)、(c)所示，式(1—24)，表明沿y轴传播的横波，其位移在x和z的方向，物理中所说的绳波就是一种横波。横波只在弹性固体中传播。

四、面波

在下半空间介质自由表面上所产生的一种沿自由界面传播的波，称为瑞雷面波，它的强度随深度呈指数衰减，但在水平方向衰减很慢。

面波传播时，质点是在通过传播方向的铅垂面内沿椭圆轨迹逆转运动，在椭圆上部，质点向后运动(与传播方向相反)，在椭圆下部质点向前运动(与传播方向一致)。质点的运动是由相位差 90° 的纵向与横向两个运动分量组成的，如图1—3(d)。当质点振动在垂直方向，恰好与纵波质点运动方向一致，因此在纵波勘探中面波是一种干扰，它具有低频、低速、强振幅的特点。

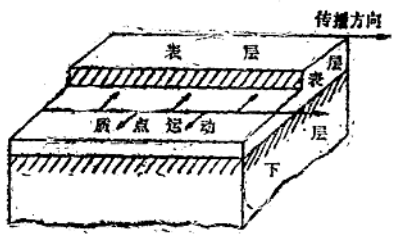


图1—4 勒夫波的传播

还有一种面波叫勒夫面波，这种波是依靠在低速带顶面和底面之间的多次反射向前传播的，它实际是一种SH波，如图1—4所示，它对纵波勘探影响不大，但对横波勘探来说可能是一种严重的干扰。

五、波的速度

据式(1—27)、(1—28)可知纵波和横波的速度分别为

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (1-29)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho} \frac{1}{(1+\nu)}} \quad (1-30)$$

纵、横波速度之比为

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}} \quad (1-31)$$

从上式可见，两波速度之比可以确定泊松比的值。反之，已知泊松比的值也可以确定速度比。泊松比最大的介质为液体，此时 $\nu=0.5$ 。对于多数坚硬岩石， ν 的变化范围从0.2到0.3，岩石越坚硬 ν 越小，越松软 ν 越大，最小值为0。当 ν 值从0.5变化到0，相应速度的比从 ∞ 到 $\sqrt{2}$ ，具体数据见表1.1，从表可见，横波最小速度为0，最大速度为纵波的70%。

表1.1 V_P/V_S 值与介质泊松比的关系

ν	0	0.1	0.2	0.25	0.3	0.4	0.5
V_P/V_S	1.41	1.50	1.63	1.73	1.87	2.45	∞

对各种岩石物理性质的研究业已证明，含油气砂岩，其体积模量明显地降低，使得纵波速度变小，而切变模量对岩石孔隙中的油气不灵敏，横波速度不变，这样就使得纵横波速度比值显著降低（ ν 变小），这是判别含油气地层存在的一种重要标志，当然，要进行这方面的工作，首要的条件是要取得纵、横波速度，才可求取 ν 值，进而还有可能求出杨氏模量、切变模量及体变模量等这些极为丰富有用的信息，它们是分辨岩性及岩石各向异性的基本参数，可以说纵、横波联合勘探是岩性地震勘探的基础。

由于横波速度比纵波低，对于厚度较小的同一岩层，横波从岩层顶传播到底所用的时间比纵波大，我们说横波分辨薄层的能力比纵波强。

纵波勘探是地震勘探中的一种常规方法，以前由于受到技术及设备等条件的限制，横波勘探很难开展，近几年随着科学技术的发展，横波勘探得到了很快的发展，我国近几年在油气、煤田、工程的地震勘探中也积极开展了这方面的工作，并收到了一定的成效。纵、横波联合勘探是地震勘探的重要发展方向之一。

面波的速度比较小，当 $\nu=0.25$ 时，瑞雷面波的速度比横波还要小，为 $V_R=0.92V_S$ ，比纵波速度更小，为 $V_R=0.54V_P$ 。

第二章 地震波在弹性介质中传播的运动学和动力学特点

地震波在岩层中传播有什么规律呢？它不外乎包括两个方面，一是指波在地层中传播的空间几何位置与传播时间的关系，如波前、波的射线和时距曲线等，研究这种关系的叫波的运动学；二是指波在地层中传播的波形和振幅等与空间位置的关系，研究这种关系的叫波的动力学。掌握运动学和动力学的基本概念，是我们学习后面有关章节内容的基础。

第一节 运动学的几个基本概念

地震波在岩层中传播的情况与几何光学很相似，仿照几何光学来研究地震波运动学的一些特点，叫做几何地震学，这样可以把光学中的惠更斯原理（波前原理）、费马原理（射线原理）和斯奈尔定律（反射-折射定律）引用到地震勘探领域中来。

一、波前和波前原理

假设地下为均匀介质，所谓均匀介质是指波在其中传播的速度到处相等。

在地面O点爆炸后，地震波就从这一时刻开始自O点向各个方向传播，如果把某时刻介质中所有刚刚开始振动的点连成曲面，该曲面叫做此时刻的波前，如果把同一时刻所有刚停止振动的点连成曲面，此曲面叫波后（波尾），如图2—1所示。在波前面以外的质点，因波

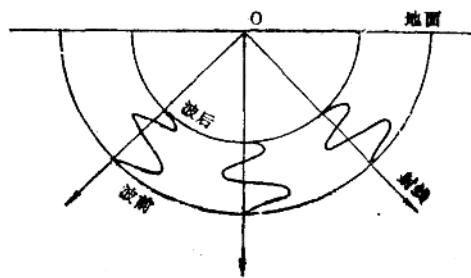


图2—1 波前、波后和射线

尚未到达，故没有振动，波尾以内的质点已停止了振动，显然在波前和波尾之间的岩石质点正在振动，这个区间叫振动带。在均匀介质中，不同时刻的波前是以震源O为中心的一簇同心圆。

波前原理是说明波前向前传播的规律，“在弹性介质中，任何时刻波前面上的每一点，都可以看作一个新的点震源，由它产生二次扰动，形成子波前、而以后新波前的位置可以认为是该时刻各子波波前的

的包络”，这就是惠更斯在1690年提出的波前原理。

根据这个原理，可以用作图的方法，由已知的波前求出后来时刻的波前。在均匀介质中，已知某时刻 t 的波前面 S_0 ，波传播的速度为 v ，可求出下一个时刻 $t + \Delta t$ 的波前位置。我们可在波前面 S_0 上取若干点，以这些点为中心，以 $\Delta r = v \Delta t$ 为半径画弧（即为各子波的波前），再作圆弧的包线，就可得到时刻 $t + \Delta t$ 的波前 S_1 ，在均匀介质中，波前是以震源为中心的球面，是球面波，如图2—2（a）所示，取其半径很大球面波的很小部分就可以近似看作平面

波，已知平面波某时刻的波前，也可作出后来时刻的波前，如图2—2 (b) 所示。

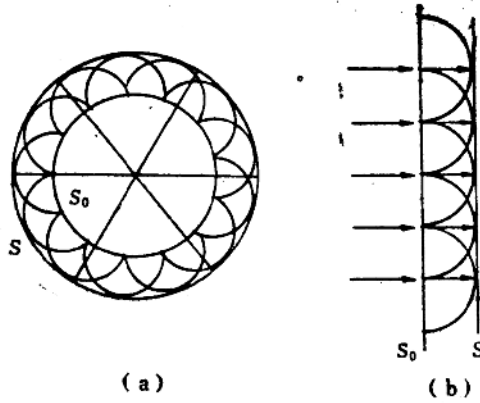


图2—2

(a) 球面波 (b) 平面波

在地震勘探中，假设某反射界面以上的介质是均匀的，就可以把地震波看成下半空间的球面波，当地震波从较深的反射界面反射回来到达地面时，如果只考虑整个波前面上的一小部分，就可以把反射波近似看成平面波。

用惠更斯原理来描述波传播的特点，只给出了波传播的空间几何位置，而不能给出波传播的物理状态，如能量的问题。1814年夫列涅尔 (Fresnel) 补充了惠更斯原理中的不足，他认为波传播时，任一点处质点的新扰动，相当于上一时刻波前面上全部新震源所产生的子波在该点处相互干涉迭加形成的合成波，这就是惠更斯—夫列涅尔原理，因此，惠更斯几何地提出，以后夫列涅尔物理地补充而形成了较完整的波动传播的运动学基础。

二、射线和射线原理

弹性波的传播，除了可以用波前来描述外，还可以用射线来描述。所谓射线，就是波从一点到另一点传播的路径，波沿射线传播的时间和其他任何路径传播的时间比较起来是最小的，这就是费马的时间最小原理。在均匀介质中，射线为自震源发出的一簇辐射直线，射线恒与波前垂直，平面波的射线是垂直于波前的平行直线。

用射线和波前来研究波的传播，这是一种用几何作图来反映物理过程的简单方法，叫几何地震学，它只说明波传播中不同时刻的路径和空间几何位置，但不能分析能量的分布问题。

三、斯奈尔定律

在几何光学中，当光线射到空气和水的分界面时，会发生反射和折射，并服从斯奈尔定律。

地震勘探中当地震波在地下岩层中传播，遇到分界面也会发生反射、透射和折射，形成反射波、透射波和折射波，这里所说的透射波就是几何光学中的折射波，而地震勘探中的折射波，是一种在特殊条件下形成的波。