

美国勘探地球物理学家协会进修丛书

实用地震数据采集技术

N.A.摩根 M.莱恩 著

石油工业出版社

美国勘探地球物理学家协会进修丛书

实用地震数据采集技术

N. A. 摩根 M. 莱恩 著

刘 颂 威 译

石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

本书介绍了地球物理勘探中采集地震数据的原理和方法。主要内容有：地震波、地震震源、地震记录设备、野外参数确定及野外技术，并附有一些习题，供读者巩固已学过的知识。

本书内容较通俗易懂，适合地球物理勘探人员和地质技术人员学习使用。

SEISMIC DATA ACQUISITION FOR THE PRACTICING EXPLORATIONIST

N. A. MORGAN M. LANE

美国勘探地球物理学家协会进修丛书

实用地震数据采集技术

M. A. 摩根 M. 莱恩 著

刘颂威 译

石油工业出版社出版

（北京安定门外外馆东后街甲36号）

地质印刷厂排版

通县印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

787×1092毫米 16开本 6印张 140千字印 1—8, 60^

1984年11月北京第1版 1984年11月北京第1次印刷

书号：15037·2503 定价：0.66元

出版说明

美国勘探地球物理学家协会 (S. E. G.) 编写了一套培训地球物理勘探人员的教材，我们选择了其中十册翻译出版，供我国物探技术人员和地质人员自学进修时参考。这套书统称为《美国勘探地球物理学家协会进修丛书》，其内容有：

- 《实用地震数据采集技术》
- 《地球物理资料数字处理》
- 《实用地震资料处理》
- 《波动方程偏移引论》
- 《褶积模型》
- 《合成声测井和地层圈闭》
- 《双相介质中波的传播》
- 《重力勘探应用》
- 《井中重力测量的解释与应用》
- 《地球物理勘探遥感原理》

今后还要从这套培训教材的新书中挑选出版。

目 录

第一章 引言	1
§ 1 地震波.....	1
§ 2 固体的弹性特征.....	4
§ 3 地震波类型.....	6
§ 4 地震波的反射、折射和绕射.....	9
§ 5 地震波的衰减.....	10
第二章 地震震源	16
§ 1 陆上地震震源.....	16
§ 2 海上地震震源.....	20
第三章 地震记录设备	25
§ 1 引言.....	25
§ 2 接收器和电缆.....	26
§ 3 模拟记录系统.....	31
§ 4 数字记录系统.....	37
第四章 野外参数确定	49
§ 1 多接收点理论.....	49
§ 2 干扰波分析试验.....	60
§ 3 野外参数估计.....	70
第五章 野外技术	77
§ 1 二维反射法.....	77
§ 2 三维反射法.....	80
§ 3 地震测井.....	81
习题	90

第一章 引言

§ 1 地震波

地震波是所有地震勘探活动的基石。地震勘探工作者激发、记录并处理地震波，还试图用有意义的地质术语去解释它，因此，自己必须熟悉其各个方面。

一、地震波的性质

地震波是一种声波。声波是弹性介质中的一种机械性的波动。当一个弹性介质受力（应力）时，它就要变形（应变）。力去掉后，弹性介质最终要恢复其原始形状，就好像一根弹簧条的拉伸和放松。弹性介质的连续性保证了形变不会在原处保留下来，而是以波动的方式在介质中传播。

我们大家都熟悉波的概念。当一块小石子投入池塘中，水波就会成辐射状地向外传播（见图1.1）。当弹钢琴时琴弦发生振动，声波在室内传扬。这些都是波动的例子。它们有两个共同的重要特点：第一，能量传播至远处；第二，扰动在介质中传播时，对整个介质不产生任何永久性的位移。波纹向外传播时携带着能量，但是正如观察一个小浮体的运动时所见到的那样，池塘的水并不随波而移动，只是扰动而已。

研究波的传播的细节有什么作用呢？机械扰动表现出一般的运动学特征，例如位移、速度，以及加速度。在某些方面，更重要的是扰动的方向与波本身的方向之间的关系，这就是说是横波（例如，池塘中的波，扰动垂直于波的方向）还是纵波（例如，空气中的声波，扰动与波的方向一致）。扰动沿一个方向传播（沿一条直线）称之为平面波。我们也遇到过从一个点源或一条直线震源向四面八方传播的波，这些我们分别称之为球面波或柱面波（图1.2）。

波的传播导致发生一些现象，例如散射和绕射。从不同震源来的波的合并，还能引起干涉。当波碰到一个两种物理特性不同（例如波速和体积密度）的介质的分界面时，会出现一种重要的现象，扰动的一部分被反射回来，回到其起源的介质；一部分折射，或称之为改变方向穿透至第二层介质。正如已经提示过的，波携带能量通过不同介质，势必包含有动力学方面的问题。能量中的一部分通常在途中就变成热能消耗掉了，所以我们必须考虑吸收问题。波的动力学特性显然与载波介质的内部结构有直接关系，因此，波的传播常常为探查物质的特性提供有用的手段。

二、地震波表示方法

我们可以通过简单的记录扰动、质点位移、速度或质点压缩（过压），并把它作为空间或时间的函数画出来，以表示一个波。图1.3就是这两种表示方法。

三、波动与速度

首先我们把问题理想化，考虑波沿一个方向传播的情况。实际上根据我们的经验，这不是波运动的最简单的例子，因为已经看到，从一个局部扰动产生的波，有向四面八方扩

展的趋势。一个扰动用一个适当的 x 的函数 $f(x)$ 来表示，它对每个 x 值，都给出该点相对于平衡状态的扰动幅值，于是波的表示方式就成为 x 与时间 t 的函数关系。当 $t=0$ 时，就是 $f(x)$ 本身，在其他时间就对应于另外的 x 的函数，它与 $f(x)$ 的形式相同，但它与原始扰动附近相比，要移动一个与 t 成比例的距离。如果扰动以常速 v 移动，至相应点的距离就是 vt ，到再晚一点的时间 t_2 ，在 (t_2-t_1) 时间间隔内扰动则又向右移动了一段距离 $v(t_2-t_1)$ 。现在我们进行演算：

$$x_0 = x_1 - vt_1 = x_2 - vt_2$$

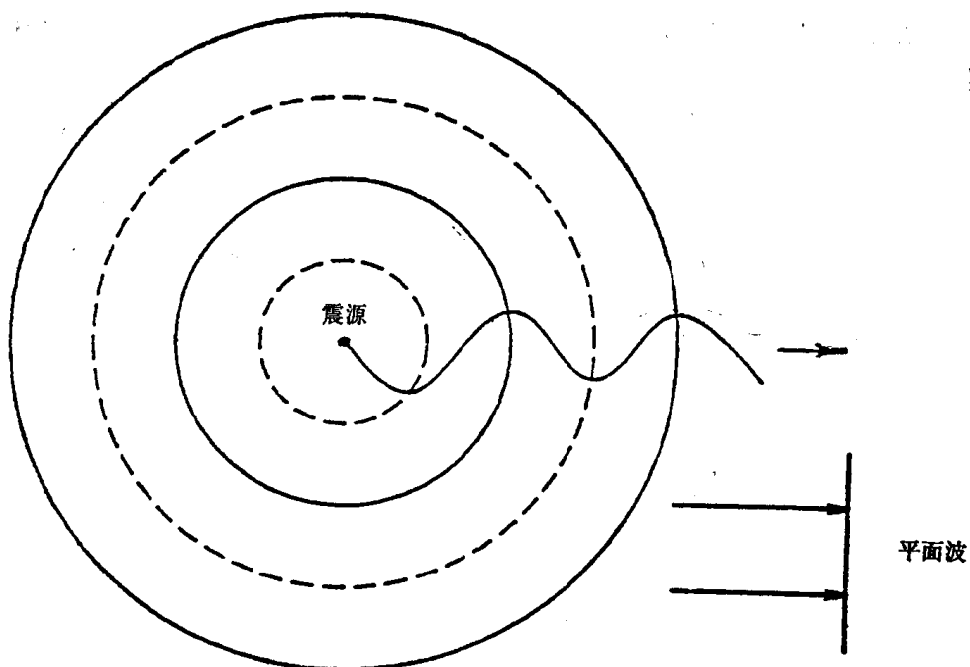


图 1.1 波辐射状地向外传播

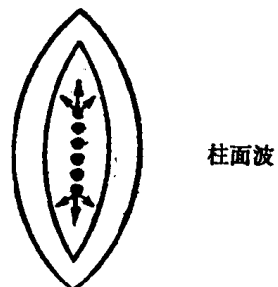
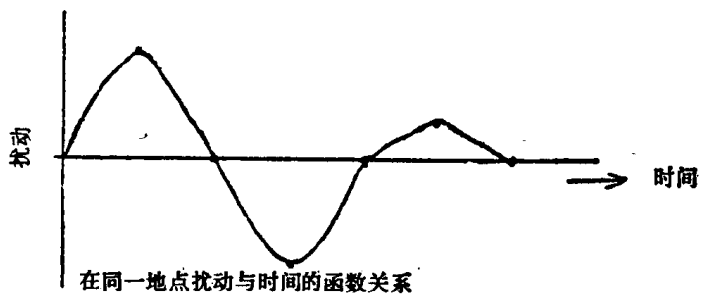
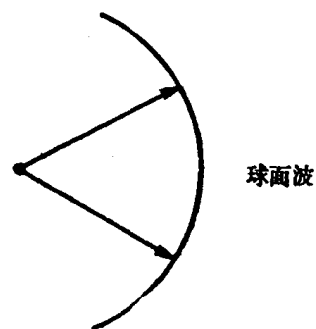
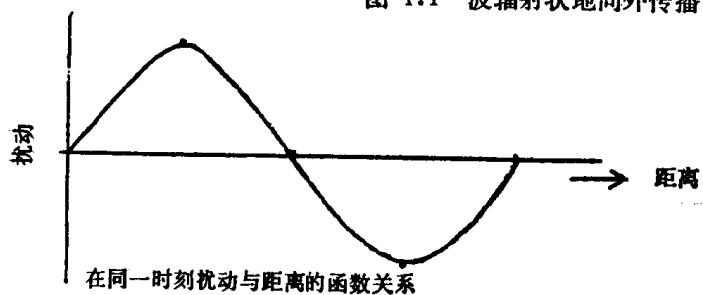


图 1.3 地震波的表示方法

图 1.2 波按传播方向的分类

或

$$v = \frac{x_1 - x_0}{t_1} = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1}$$

我们说, $f(x-vt)$ 确实代表了一个沿 x 轴正向, 以常速 v 进行移动的函数。 v 的数值则显然取决于波的类型和波在其中传播的介质 (图1.4)。

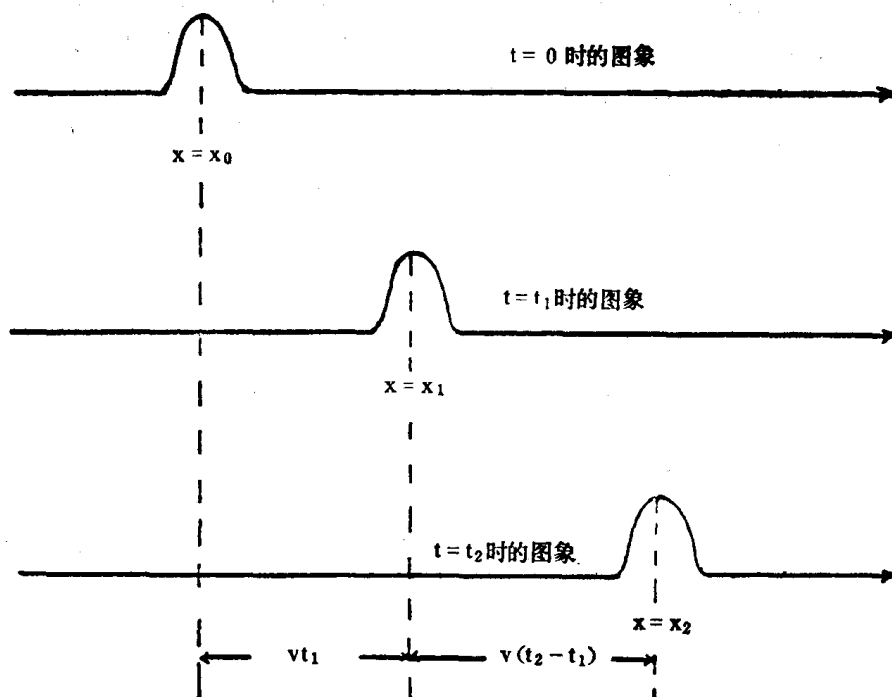


图 1.4 波的扰动以速度 v 沿 x 方向传播

四、周期、频率、波长和波数

上述扰动的“波动函数”代表了一个非周期性的函数 (即非重复性的, 如同地震波的情况), 然而, 任何函数都可由许多周期性函数的分量合成。周期性的函数为勘探工作者提供了很有价值的信息 (图1.5)。相邻极大点之间的时间间隔称为周期 (T) (更普遍地说, 这是曲线上两个相位差 360° 或 2π 的任意点之间的间隔)。周期的倒数是波的频率, 它定义为每个单位时间中周期性变化的次数; $f = \frac{1}{T}$ 周/秒或赫芝 (Hz)。另外, 相邻极大点的空间间隔 (或任意两个相位差 360° 点间的距离) 称为波长 λ , 波长的倒数是单位距离内周期性变化次数的一个尺度, 称之为波数 k 。

$$k = \frac{1}{\lambda} \text{ 周/英尺或米}$$

波速与周期及波长有关

$$v = \frac{\lambda}{T} \text{ 英尺或米/秒}$$

变成频率和波数, 则为

$$v = \frac{f}{k} \text{ 英尺或米/秒}$$

§ 2 固体的弹性特征

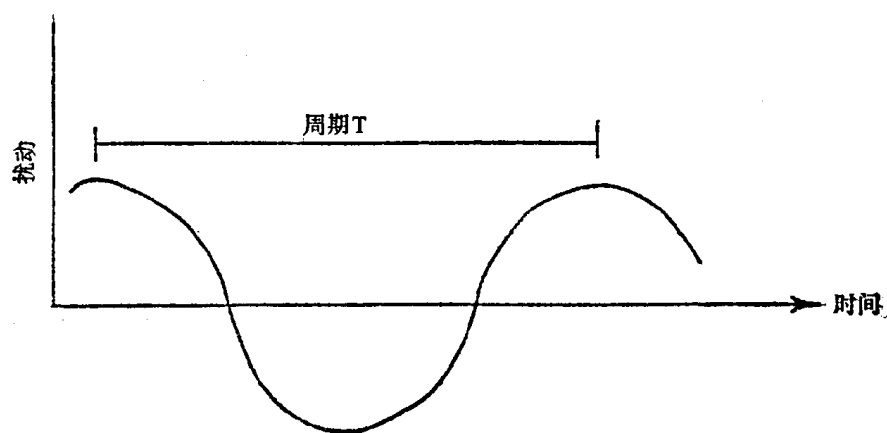
一、应力、应变和弹性常数

如果一个重物 W 挂在一条长为 l 、截面积为 S 的金属线末端，金属线就拉伸 Δl 并变细，直径降低 Δd 。纵向应力 P_{xx} 定义为每单位面积上的内应力 W/S ，纵向应变 e_{xx} 定义为应力引起的形变，它是每单位长度的长度改变量，或写成 $\Delta l/l$ （图1.6）。

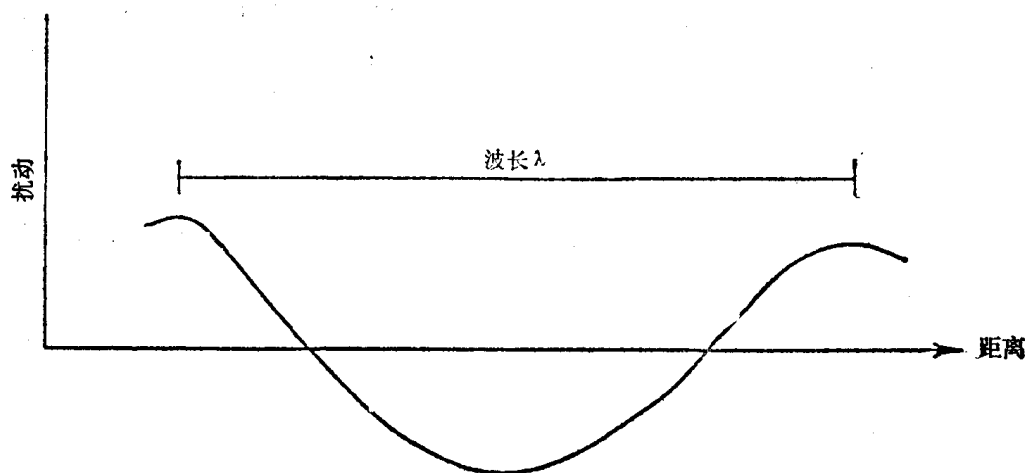
泊松比是表达体形变的一个数，在我们这个例子中，它表示成 $(\Delta d/d)/(\Delta l/l)$ 。

所谓弹性物质，是指当引起形变的作用力去掉后能恢复原形的物质。

所谓各向同性物质，是指弹性特征与任何特定方向都无关的物质。



一个周期性波动函数在 $x=x_0$ 处随时间移动的图象



一个周期性函数在 $T=T_0$ 时随距离变化的图象

图 1.5 周期性波动的周期与波长

虎克定律是指应力与应变的关系，它指出一个弹性体的形变与所受力的大小成正比，条件是超出弹性限度（图1.7）。

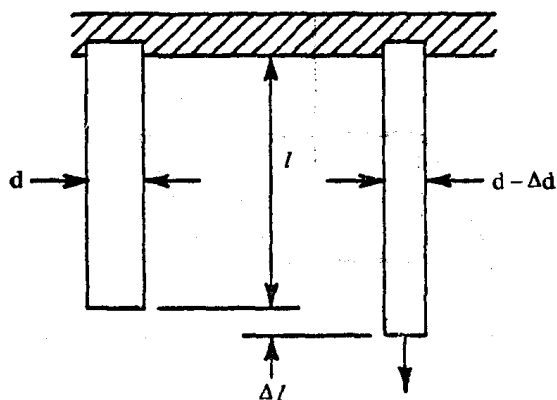


图 1.6 一根金属线中的纵向应力与应变

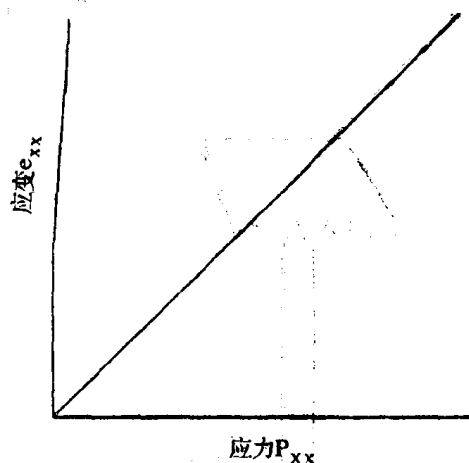


图 1.7 虎克定律

$$P_{xx} \propto e_{xx}$$

或

$$E = P_{xx}/e_{xx}$$

常数E是杨氏模量，不同物质其值也不同。

还可以做一些另外的简单试验。上述金属线可以受一扭力Q而扭转，它导致形状的变化，但体积不变（图1.8）。形状的变化用切变角的形式表示。剪切应力（S）定义为每单位面积上的切力，剪切应变定义为切变角（φ）。我们也发现剪切应力与剪切应变成线性比例关系：

$$S \propto \phi$$

或

$$\mu = S/\phi$$

常数μ称为剪切模量或刚性模量，它定义为剪切力作用于物体时应力与应变的比值。

其他试验

一个球或立方体可以被一均匀的压力（作用力/单位面积）压缩（图1.9）。剩余压力Δp引起体积缩小，比如说Δv，体应力就是此剩余压力Δp，体应变定义为每单位体积中体积的减小，即ΔV/V（图1.7）。另外通过实验还发现体应力也与体应变成线性比例关系：

$$\Delta p \propto \Delta V/V$$

或

$$k = \Delta p/(\Delta V/V)$$

此比例常数称之为体积模量，或不可压缩性。E、Q、μ和k都是弹性常数，它们均因物而异。

二、弹性常数间的关系

所有弹性常数都能用其中任意两个表示出来，例如杨氏模量可以用体积模量和刚度来表示：

$$E = 9k\mu/(3k + \mu)$$

泊松比以杨氏模量和刚度表示为：

$$\sigma = \frac{E}{2\mu} - 1$$

地震速度通常以拉姆常数 λ 和 μ 表示:

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$$

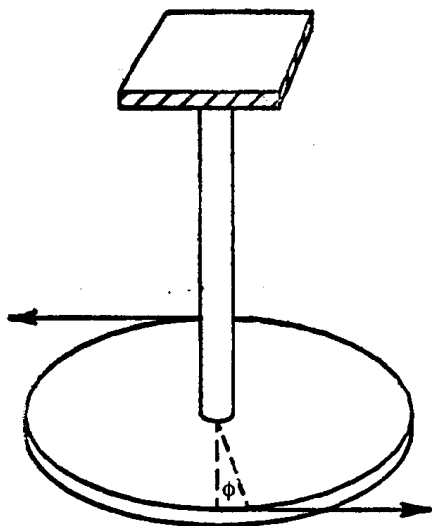


图 1.8 剪切应力和应变

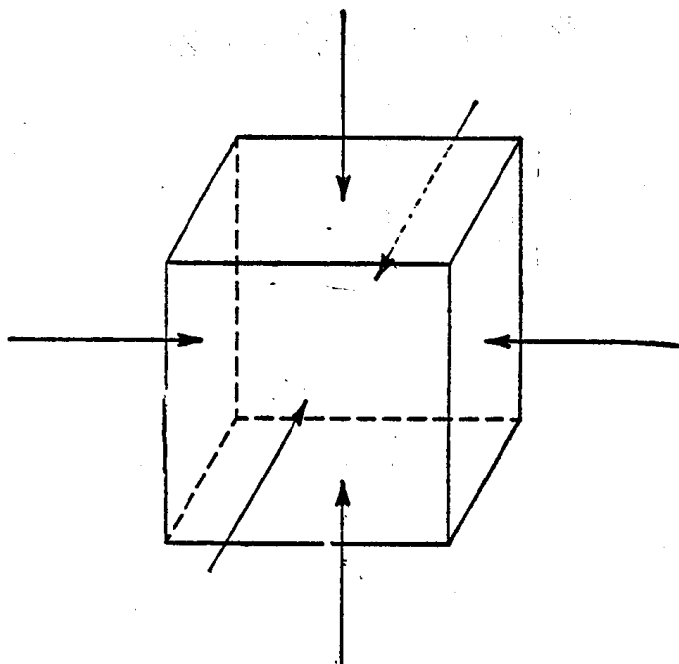


图 1.9 体应力和应变

μ 由上述 σ 方程推导得:

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

杨氏模量和泊松比和体积模量以 λ 和 μ 表示为:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

及

$$k = \lambda + \frac{2}{3}\mu$$

上述试验只是广义虎克定律的一个简单说明, 即应力分量是应变分量的线性函数, 这只有在位移是无穷小量时才是对的, 在地震学方面正是这种情形, 因此地震波速度在数学上就用广义虎克定律导出。

§ 3 地震波类型

一、体波

体波是在弹性物质内部传播的波。有两种体波: 纵波和横波。

纵波 (图1.10)

纵波也称为压缩波或初波 (P)。这类波的质点运动与波的传播方向一致 (图 1.11),

在地震勘探中这是最实用的波。P波以弹性常数及波在其中传播的介质的体积密度来描述：

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

也可写作：

$$v_p = \sqrt{\frac{k + (4/3)\mu}{\rho}}$$

以及

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\sigma)}{(1-2\sigma)(1+\sigma)}}$$

横波（图1.12）

横波也称为剪切波和次波（S）。这类波介质中质点运动与波的传播方向垂直（图1.13）。如果质点运动是垂向的，这种波就称为S_v波，如果是水平方向的，我们称之为S_h波。剪切波的速度与弹性常数和波在其中传播的介质的体积密度有关：

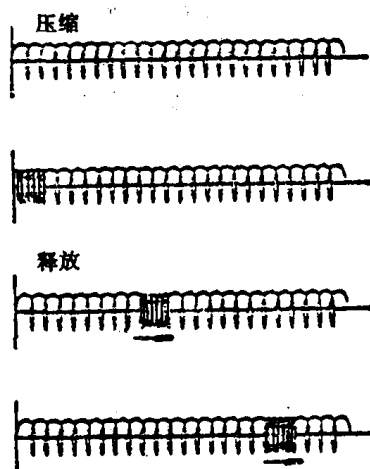


图 1.10 纵波沿螺旋弹簧的产生和传输

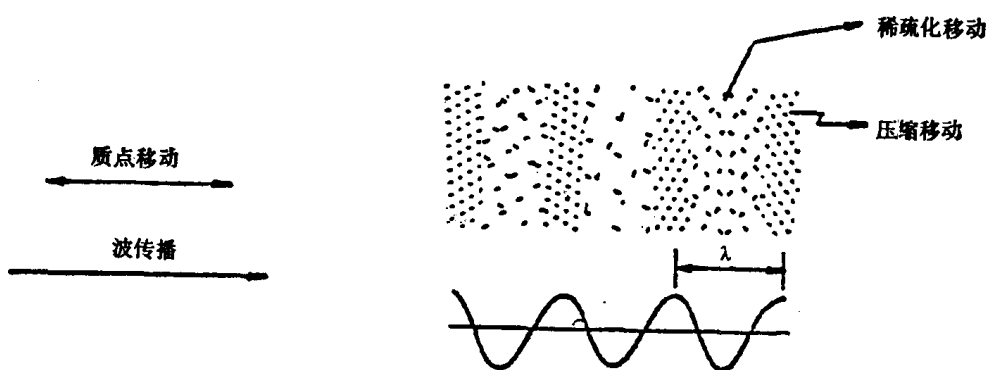


图 1.11 纵波示意图

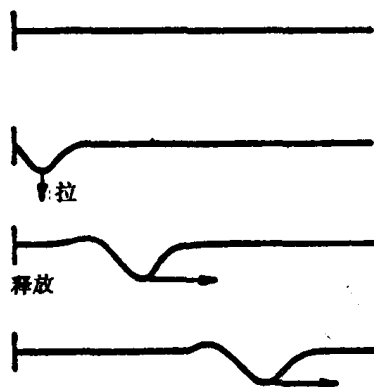


图 1.12 横波在一根弦中的产生和传播

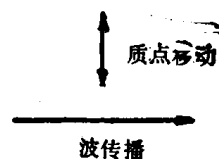


图 1.13 横波示意图

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

这类波在石油地震勘探中很少用，但是石油公司、建筑工程企业以及大学已做了大量研究工作，目的是将它投入使用，并把它与P波相结合来推断传播介质的弹性常数和体积密度。同时测定出纵波和横波的速度，我们就能用下式推断弹性常数：

$$\sigma = \frac{1/2(V_p/V_s)^2 - 1}{(V_p/V_s)^2 - 1}$$

$$E = 2V_s^2 \rho (1 + \sigma)$$

$$\mu = V_s^2 \rho$$

以及

$$K = \rho (V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2)$$

二、面波

如果有一块小石子投入池塘，或者一股强风吹过开阔的水面，水面就发生扰动，并且产生了由波动源向远处传播的波。波的振幅在表面最强，在一个波长的深度上，任何点的位移量只有表面上位移量的一小部分。这类波称之为面波。它也能在固体中出现，此时它们受弹性所控制，而上述例子水中的面波则受重力控制。固体中有两类面波：瑞雷波和拉夫波。

瑞雷波

这类波仅沿一弹性固体的自由表面传播（图1.14），质点在一垂直平面内相对于传播方向呈逆进式椭圆运动。表面之下，其振幅随深度呈指数递减。瑞雷波的速度比相同介质中的体波速度小，大约是S波的十分之九。瑞雷波是地滚波的主要成分，地滚是低速、低频面波的共同标志，常常掩盖地震记录上的反射。

勒夫波（图1.15）

这类波只在有一层低速层覆盖在高速介质上时才能见到。波的运动是水平的，并垂直于传播方向（图1.15）。已经证明，这类波是以低速层顶底之间的多次反射形式传播的。勒夫波的速度，对于非常短的波长来说，等于下面介质的横波速度。勒夫波由于是横波，在反射地震勘探中它很少记录到，因为检波器就设计得只对垂直地面的运动有反应。

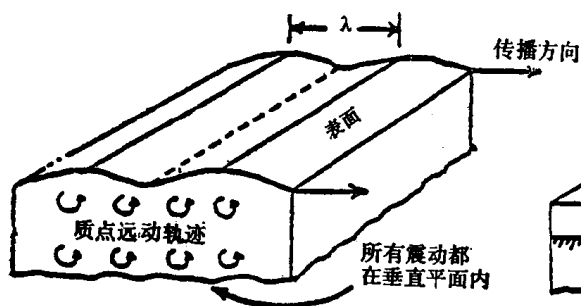


图 1.14 瑞雷波

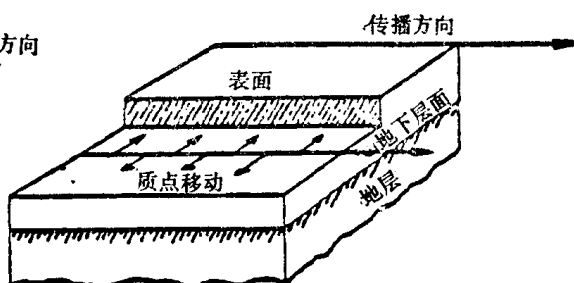


图 1.15 勒夫波

§ 4 地震波的反射、折射和绕射

一、反射

当波碰到一个不连续体时，就会出现反射，这个不连续体的上下介质弹性特征有变化。

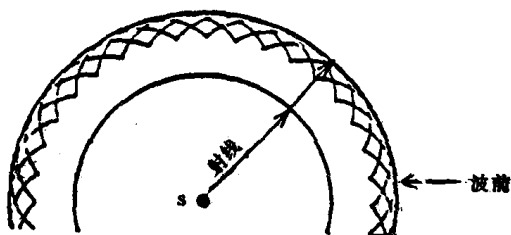


图 1.16 惠更斯原理示意图

惠更斯原理指出，在均匀的、各向同性介质中，波前面上的每个点都可认为是球面波的新震源，在其后任何时刻的波前面，是与这些新球面波相切的面。我们通常用与波前面垂直的射线来表示波的传播方向（图1.16）。

反射定律指出，入射角（射线与反射面垂线之间的夹角）等于反射角（射线与反射面垂线之间的夹角）（图1.17）。

对于一维平面波及垂直入射的情况（ $\theta = 0$ ），P波反射能量（ E_r ）与入射能量（ E_i ）之比是

$$\frac{E_r}{E_i} = \left(\frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} \right)^2$$

此处 v 和 ρ 分别是P波速度和体积密度。速度和体积密度的乘积（ ρv ）称为声阻抗（ I ）。相对能量的平方根即反射系数（ R ），它也表示了反射波与入射波之间的相对振幅：

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

反射系数的范围是1至-1。

二、折射

在地下，当一波碰到一个不连续体时，并非所有能量都反射回来，一部分能量传到第二层介质中去了。

斯奈尔定律（图1.18）指出，当一个波透过一个界面，界面上下两个介质的速度分别为 v_1 和 v_2 时，波按如下规律折射：

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_t} = \frac{v_1}{v_2}$$

用更一般的形式来表示，斯奈尔定律就可写成：

$$\frac{\sin \theta_i}{v_i} = \text{常数}$$

对于任一射线都是如此。

当垂直入射时 ($\theta_i = 0$), 对下行波, P 波的透射能量 (E_t) 与入射能量 (E_i) 之比为

$$\frac{E_t}{E_i} = \left(\frac{2v_2\rho_2}{v_2\rho_2 + v_1\rho_1} \right)^2$$

这个比值的平方根称为透射系数 (T), 透射系数也表达了透过波与入射波的相对振幅:

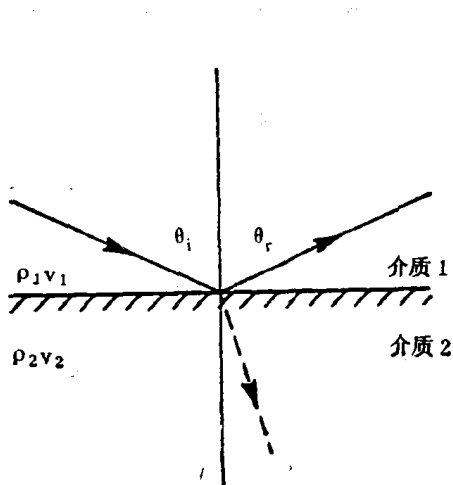


图 1.17 反射定律

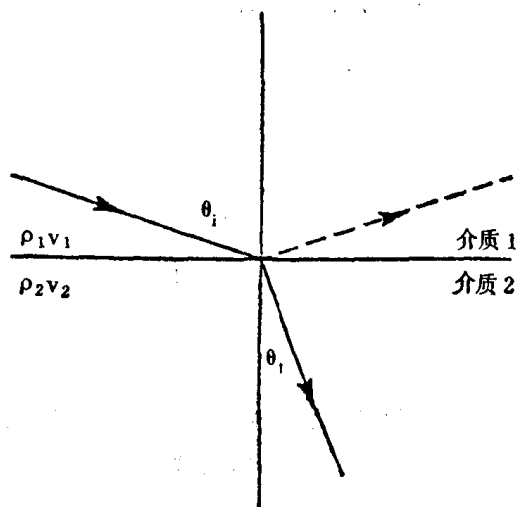


图 1.18 斯奈尔定律

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

对于上行波, 透射系数为 $T = \frac{2v_1\rho_1}{v_2\rho_2 + v_1\rho_1}$

三、绕射

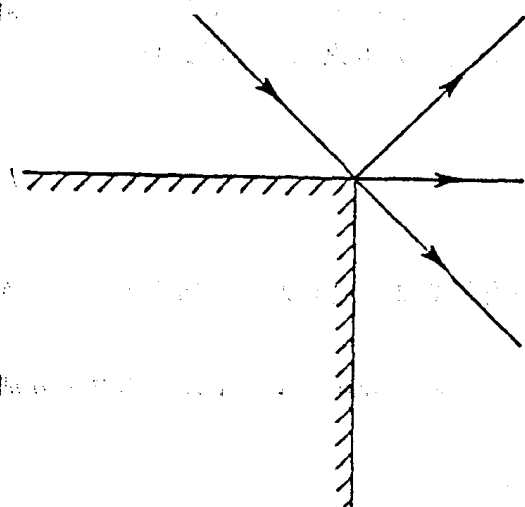


图 1.19 平面波在绕射棱上绕射的射线图

在平界面上反射和折射的理论在限定的条件下甚至也可用于不规则面, 条件是不规则性的曲率比地震波前的曲率小。然而, 如果不规则性具有尖锐的曲率, 波前面发生偏差, 它已不能用反射或折射来描述, 而称之为绕射效应。这种现象可以根据惠更斯原理很好地解释, 此时绕射点作为一个震源向四面八方辐射波。这使地震波在角的周围能够弯曲。绕射波在地质不连续体, 例如断层附近出现。绕射波的振幅随着最近的点至震源的距离增大而急剧下降, 在地震记录上经常见到绕射波, 有时被当成反射同相轴来解释 (图1.19)。

§ 5 地震波的衰减

一、功率和振幅

根据初等力学，任一点的应力与位移速度之乘积，给以波在该点通过单位面积波前向介质传递能量的速率，这就是由波的传播所表示的单位面积的功率。

声强与功率类似。振幅是声强度的平方根的量度，这是在地震中我们要求的参数。当我们用“振幅”这个术语时，在海洋勘探中是指剩余声压的幅度，在陆上勘探中是指质点速度的大小。

二、贝（尔）及分贝单位

贝（尔）这个单位是以亚历山大·格拉汉·贝尔（Alexander Graham Bell, 1847—1922）的名字命名的，他是电话的发明者。它以对数比例尺测量声强（每单位面积的功率）之差：

$$\text{bel} = \log(I/I_0)$$

此对数值的十倍称为以分贝为单位的声强之差（db）

$$\text{db} = 10 \log(I/I_0)$$

声波的强度称为功率，与振幅的关系是：

$$I = A^2$$

所以我们可以用分贝来度量相对振幅：

$$\text{db} = 10 \log(A/A_0)^2$$

$$\text{或} \quad \text{db} = 20 \log(A/A_0)$$

例如振幅比（ A/A_0 ）是2，代表的功率比是4，用分贝标度则等于6 db。振幅比1表现为0 db，而0.5的比值用分贝表示则为-6 db。图1.20是振幅比的分贝标度。

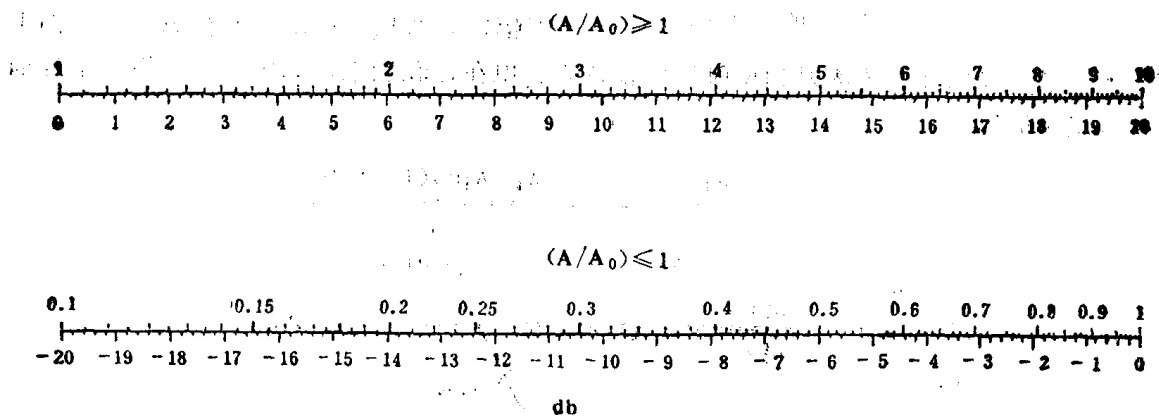


图 1.20 振幅比的分贝标度

三、地震波衰减的原因

波进入介质传播时，能量以某种形式传递给介质，这种机理的直接结果是波在介质中传播或是它触及一个界面时会有能量损耗。在地震勘探中这种能量的损耗表现为振幅减小。当我们谈论振幅时，我们指的是声压幅值（在海洋勘测中）或质点速度大小（在陆上勘测中）。扰动、压力或质点速度转换成电脉冲，随后变成数字显示在纸带或胶片上。图1.21描述了地震波的衰减。

地震波衰减的三个主要原因是反射和透射损失、球面扩散以及非弹性衰减。

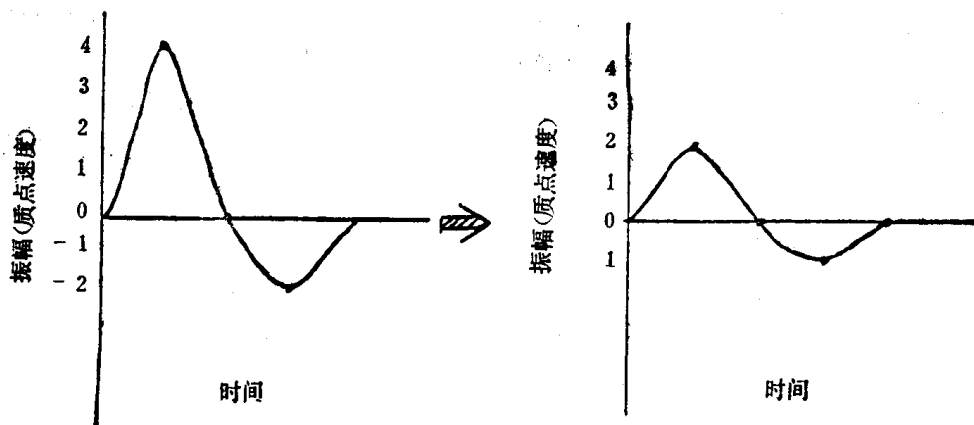


图 1.21 地震波的衰减

1. 反射和透射损失

反射和透射振幅分别由反射和透射系数加以调节。例如，一个原始振幅为 (A_i) 的波在一界面上反射，界面反射系数是 R ，反射振幅 A_r 就是 $A_i R$ 。因为反射系数小于1，我们

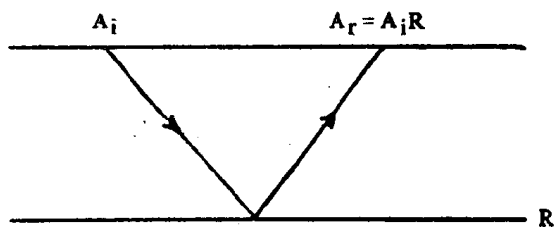


图 1.22 由一层反射引起的振幅衰减

可预期反射振幅比入射振幅要小。这在图 1.22 上可以看出。图 1.22 上射线是垂直的，只是为明显起见把它画斜了。在地震勘探中，我们记录由许多界面来的反射，每一反射是透过不同的层并在一个界面上反射的结果，例如图 1.23 上的记录振幅是原始

振幅透过两层（两次）并在第二个界面上反射的结果，我们称它为透射和反射的串联效应。现在让我们来估算图 1.23 上第二个界面反射的反射振幅

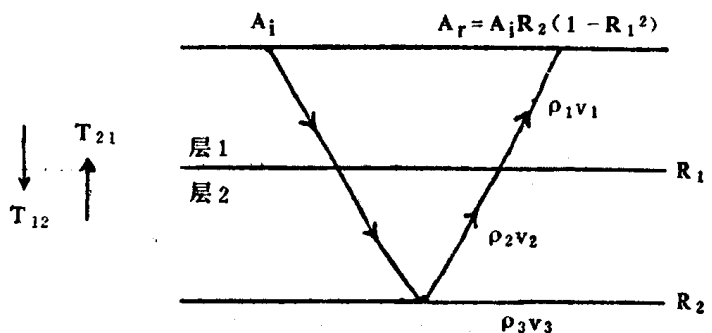


图 1.23 透射和反射系数的串联效应

正如前所述，反射系数定义为

$$R_1 = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}$$

此处 I 是声阻抗，定义为速度和密度的乘积。向下的透射系数是

$$T_{12} = \frac{2I_2}{I_2 + I_1}$$