

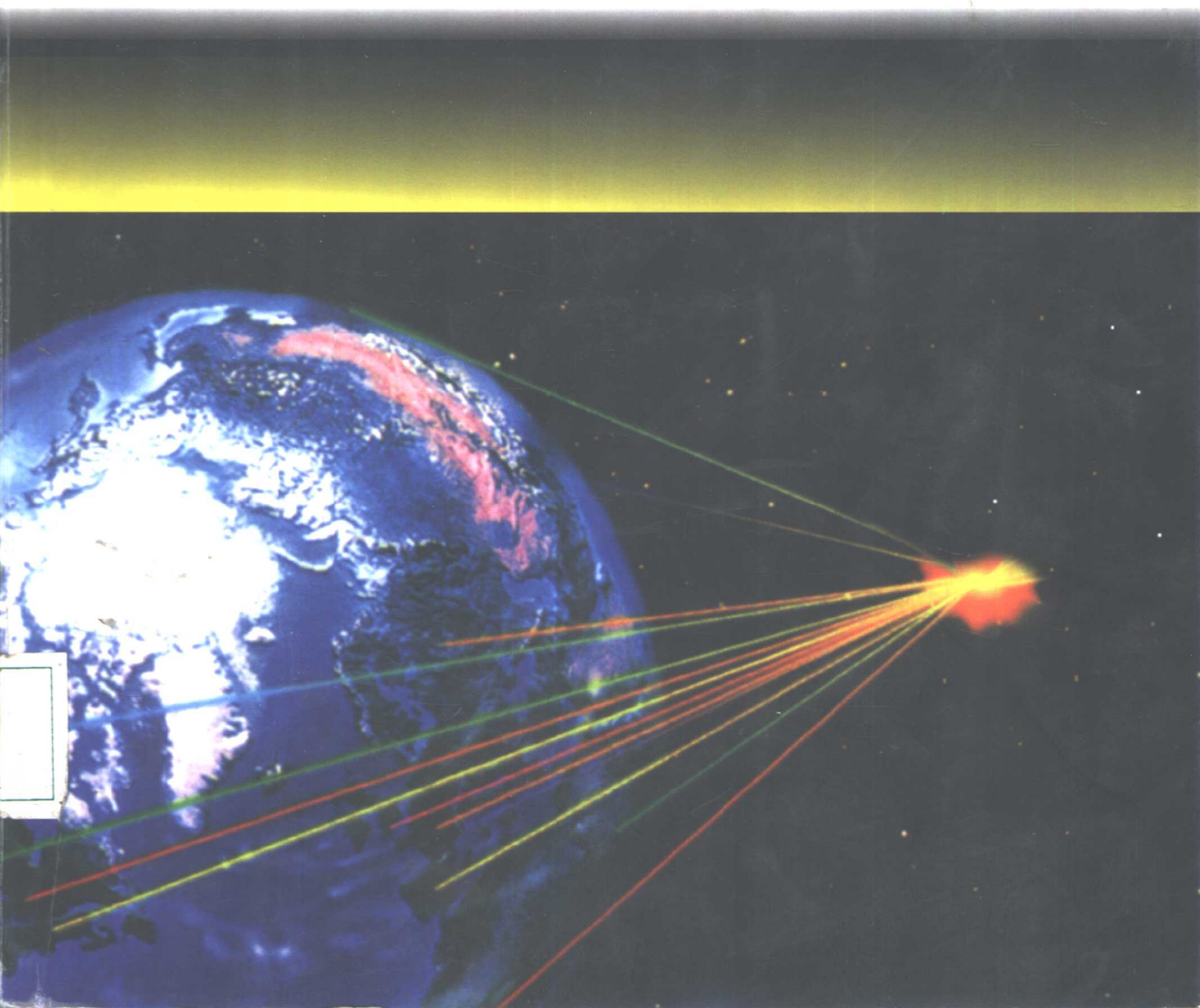
“九五” 中国石油天然气集团公司级重点教材



高等学校教学用书

应用地球物理方法原理

王秀明 主编



P631
W-884

天然气集团公司级重点教材

高等学校教学用书

应用地球物理方法原理

王秀明 主编

石油工业出版社

1999.12

内 容 提 要

本书为石油高等院校应用地球物理专业教学用书,介绍了应用地球物理的方法原理和基本应用,其内容包括地震勘探、重磁电勘探、声波测井、电法测井、放射性测井等;还对目前发展起来的几种新的和最基本的应用地球物理方法,如微电阻率扫描、多极子阵列声波测井等作以简介。本书可供从事应用地球物理方面的科研和工程技术人员以及石油工程和地质专业的师生学习参考。

图书在版编目(CIP)数据

应用地球物理方法原理/王秀明主编.

北京:石油工业出版社,2000.8

(“九五”中国石油天然气集团公司级重点教材)

高等学校教学用书

ISBN 7-5021-2887-5

I. 应…

II. 王…

III. 油气勘探:地球物理勘探-高等学校-教材

IV. P618.130.8

中国版本图书馆CIP数据核字:(1999)第76918号

石油工业出版社出版

(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)

石油工业出版社印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092毫米 16开本 24印张 605千字 印1—1000

2000年8月北京第1版 2000年8月北京第1次印刷

ISBN 7-5021-2887-5/TE·2250 (课)

定价:30.00元

前 言

根据国家教委对普通高等院校专业调整的要求，石油高等院校中，原勘查地球物理（简称物探）和矿场地球物理（简称测井）两个专业已经合并为一个专业，即应用地球物理专业。根据“加强基础、拓宽专业、增强能力、办出特色”的指导思想，原来两个专业的方法原理课也应随之调整。本教材就是根据这一调整需要，兼顾物探和测井两个专业的方法原理课而编写的教材。

过去，由于长期计划经济的影响，应用地球物理专业同其他工科院校的专业一样，普遍存在着专业面过窄的问题。从大方面来看，依照原苏联的办学模式建成的各种单一学科的学院或大学，在过去的一段时间里，对专业、学科建设起到了重大作用，其特点是依照行业划分专业。由于专业划分过细、数量过多、口径窄，培养出来的学生需要专业对口，不易改行，因而适应能力差，如学物探的不了解测井；反之，学测井的不了解物探。不仅如此，由于过分强调专业对口，就是同一个专业也有较大的差别，如搞数字处理的不太了解解释，搞仪器的也不太了解方法等。在70年代后的一段时间里，应用地球物理专业教学主要存在以下问题，第一，在教学上存在着专业课程内容过深、过细和过量的问题，造成本科生和研究生的培养规格定界不明确。第二，一般教师注重给学生灌输越来越多的知识，而没有将培养学生获取知识的能力放在第一位，结果本意要使学生掌握更多和更新的理论和方法，但是由于学生的负担过重和地球物理学发展太快，从总体上来看，并不尽人意。第三，由于受到体制和经费不足的影响，应用地球物理专业的工程实践和实验教学的课时越来越少，“产、学、研”在科研和创收上合作的机会较多，而在“学”上的合作则较少，三者并未能达到统一。目前应用地球物理专业陈旧的教学设备、短缺的经费和不足的实习机会使得本科生的工程和实验教学举步维艰。在测量地球物理现象的实验方面，如地震勘探原理实验等几乎已经停止了，而这些是本科生了解和掌握地震勘探原理非常重要的物理实验。第四，部分教师教学甚至科研思路模糊，只注重表面形式上的结果，忽视实验教学，仅在计算机上“翻跟头”，忽视物理概念和物理意义的讲述，只讲其然而不讲其最基本的所以然，这些都是值得引起注意的。

应用地球物理学是地球物理学的一个分支，是一门多学科交叉、渗透、融汇和支撑的“边缘”学科，是一种对地球的地层物理性质进行测量和研究的实用学科。它所涉及的知识十分广泛，它利用物理学原理（力学、声学、电磁学、核物理学和光学等）和各种仪器，借助于高速度、大容量的数字计算机和数学工具，构建地球物理场在各种介质中分布规律的数学模型，通过物理测量和各种反演方法，探测地下地层的力学性质、声学性质、电磁学性质、核物理性质和光学性质，研究地下地质体的结构和构造，寻找地下石油、煤等有用矿藏。可以说，应用地球物理是一个基础面非常宽、涉及学科面和技术面都非常宽的实用学科。在应用地球物理行业中，高新技术、工艺借鉴和利用快。正是由于这些，它在近几十年石油勘探和开发中显示出十分重要的地位，作出了卓越的贡献。随着石油工业的发展，油田的勘探和开发难度大、技术高，对应用地球物理提出的要求越来越高，难度也越来越大。如在地震勘探方面，要求提高分辨率，提高数据采集精度，寻找小油气藏和隐蔽性油气藏；在

43595/58

测井方面,同样要求提高分辨率,提高探测精度。不仅如此,人们还要求利用地球物理资料等对地下物体进行三维精细描述,研究三维地质体中的剩余油分布规律。在开发方面,近来发展的开发地球物理也越来越显示出应用地球物理的优势。目前,油气资源勘探和开发有三大前沿课题:沉积盆地演化和动态模拟、复杂地质条件下的三维地震采集处理以及地层圈闭的直接识别与油气储集层的动态检测的研究。这些都离不开地球物理,表现在:第一,通过地质和地球物理的综合研究,查明沉积盆地沉积情况,定量对盆地的沉降史、生烃史、运聚史等进行动态模拟,这不仅可以使地质与地球物理得以渗透和交融,而且在寻找油气方面较大的进展;第二,通过各种地球物理技术,特别是高分辨率地震勘探和综合测井及其他联合反演技术,可以识别隐蔽圈闭、不整合圈闭、沉积圈闭和裂缝型圈闭,这些对扩大油气资源的勘探领域具有重要意义;第三,勘探地球物理向开发地球物理拓展,发展起来了开发地球物理,它以地震勘探为纽带,结合钻井、测井资料,采用井间外推的方法可以得到孔隙度、渗透率和饱和度及其流体性质的空间分布,这对合理地、有效地开发油气储层有着重要的意义。另外,近些年来浅层地球物理也有了较大的发展,它不仅在浅层气和工程地质方面较大的作用,而且将在环境保护和工程减灾等方面也能发挥重大作用,如我国三峡工程建设、铁道工程建设等都需要浅层地球物理技术。

面对应用地球物理的发展趋势和石油工业发展的需要,作为石油高等院校中的应用地球物理专业的教课书,就必须适应新形势,进行教材改革,以“少而精、广而新”的指导思想编写教材。在本教材中一定会有不完善之处,也会存在错误和缺点,敬请同仁和读者批评指正。

本书由王秀明任主编,唐炼、胡玉双、高美娟、黄真萍任副主编。本书第一、二章、第六章第一节由黄真萍编写,第三、四章由胡玉双编写,第五章、第六章第二、三节由高美娟编写,第七、九章由唐炼编写,第八章由王秀明编写。大庆石油学院吴顺和教授审阅物探部分,张守谦教授审阅测井部分。

全书由大庆石油学院吴顺和、张守谦教授主审,他们对教材进行了详细的审阅,并提出了宝贵的意见。另外,在本书编写过程中,还得到李占诚教授、宋延杰副教授、赵德斌副教授、孟昭和高级工程师、金宁德博士、刘洪林副教授和大庆石油学院应用地球物理教研室等其他同仁和教务处的帮助,编者在此深表谢意。

编者

1999年8月

目 录

第一章 地震波运动学	(1)
第一节 地震波场概述.....	(1)
第二节 反射地震波运动学.....	(7)
第三节 特殊地震波运动学	(16)
第二章 地震勘探野外工作方法	(22)
第一节 地震检波器	(22)
第二节 干扰波	(23)
第三节 多次覆盖野外观测系统	(27)
第四节 地震波的激发和接收	(33)
第五节 组合法原理	(36)
第三章 共中心点叠加法原理	(45)
第一节 共中心点时距曲线	(45)
第二节 多次叠加的特性	(49)
第三节 多次覆盖参数对叠加效果的影响及其选择原则	(53)
第四节 影响叠加效果的因素	(56)
第四章 地震剖面的形成	(60)
第一节 各种速度的概念及其相互关系	(60)
第二节 速度谱的形成	(72)
第三节 水平叠加剖面的形成	(75)
第四节 偏移剖面的形成	(88)
第五章 三维地震勘探及垂直地震剖面法	(106)
第一节 三维地震勘探的基本原理.....	(107)
第二节 三维地震野外数据采集.....	(108)
第三节 三维地震数据体的形成.....	(119)
第四节 三维地震资料显示及应用.....	(123)
第五节 垂直地震剖面法.....	(129)
第六章 重磁电勘探简介	(139)
第一节 重力勘探.....	(139)
第二节 磁法勘探.....	(160)
第三节 电法勘探.....	(177)
第七章 电法测井	(197)
第一节 岩石电阻率与岩性、孔隙度及含油饱和度的关系.....	(197)
第二节 普通电阻率法测井.....	(204)
第三节 自然电位测井.....	(225)
第四节 侧向测井.....	(237)

第五节	感应测井	(250)
第六节	介电常数测井	(260)
第七节	微电阻率扫描测井	(265)
第八章	声波测井	(268)
第一节	声波测井的物理基础	(268)
第二节	裸眼井孔中的声波	(273)
第三节	声波测井换能器	(279)
第四节	声波速度测井	(288)
第五节	声波全波列测井	(299)
第六节	套管井中的声波测井	(304)
第七节	多极子阵列声波测井	(316)
第九章	放射性测井	(320)
第一节	伽马测井的核物理基础	(320)
第二节	密度测井及岩性密度测井的物理基础	(325)
第三节	中子测井的核物理基础	(329)
第四节	伽马测井	(336)
第五节	地层密度测井及岩性密度测井	(354)
第六节	中子测井	(362)
第七节	脉冲中子测井	(370)
参考文献		(377)

第一章 地震波运动学

第一节 地震波场概述

一、地震波是弹性波

弹性介质受外力作用产生形变，介质中的质点将发生振动，从而形成弹性波。

地震勘探时，在岩层中用炸药爆炸激发地震波产生如下情况：在炸药包附近，爆炸产生的强大压力大大超过岩石的极限强度，岩石遭受破坏形成一个破坏圈，炸成空洞，如图 1-1 所示。随着离开震源距离的增大，压力减小，但仍超过岩石的弹性限度。此时岩石虽不发生破碎，但发生塑性形变，形成一些辐射状或环状裂隙。在塑性带以外，离开震源距离增大，压力降低到弹性限度以内，又因炸药爆炸所产生的的是一个延续时间很短的脉冲作用力，所以这一区域的岩石发生弹性形变。由上述可见，地震波实质上是一种在岩层中传播的弹性波。

二、地震波的动力学特征

振动在介质中的传播就是波。研究地震波的方法同研究其他波的方法一样，需要进一步研究地震波的波形振幅、频率、相位特性、偏振状态以及衰减规律等传播特点，这些特点统称为地震波的动力学特征。

1. 波前、波后和波面

设想在某一时刻介质中震源开始振动。过了一段时间，到了某一时刻，介质中某些点的振动就停止了；再过了一段时间，到了某一时刻，波已传播了一段距离。因此介质分成了几个区域，如图 1-2 所示。在 V_0 区域中，介质振动已处于停止， V_1 区域振动正在进行，而 V_2 区域介质的振动还没有开始。因此，把 V_1 与 V_2 分界面 S 称做波在时刻 t_1 的波前（或称波阵面）， V_0 与 V_1 分界面 S' 称做波在时刻 t_1 的波后（或称波尾），将具有相同相位振动的面称为波面。也可以说，波面是波前的“遗迹”。

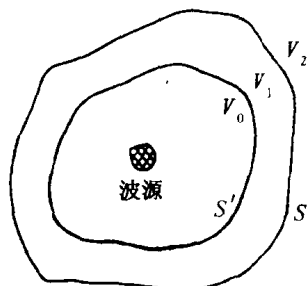


图 1-2 波前和波后示意图

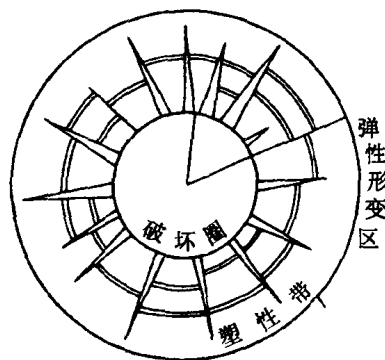


图 1-1 爆炸对岩石的影响示意图

按照波面的形状，可对波进行分类，如果波面都是球面，称做球面波；如果都是柱面，就称柱面波；如果都是互相平行的平面，就称平面波。地震勘探中，炸药包只有几米长，而地下界面很深，往往超过千米，因此，远离震源的波可以看成是平面波。

2. 振动曲线和波形曲线

波在传播过程中，质点只是绕着平衡位置振动，对于介质中的任一固定点，振动位移 u 只是时间 t 的函数 $u = u_1(t)$ 。这种一个质点在振动过程中位移随时间变化的曲线称为振动曲线。如

指定一个点 P_1 ，它随时间的振动可以用一条振动曲线来反映，如图 1-3 (a) 所示；换了另一个点 P_2 ，它的振动曲线 $u_2(t)$ 很可能是另一个图形，如图 1-3 (b) 所示。这种反映一个质点在振动过程中位移 u 随时间 t 变化的图形，称为质点的振动图。

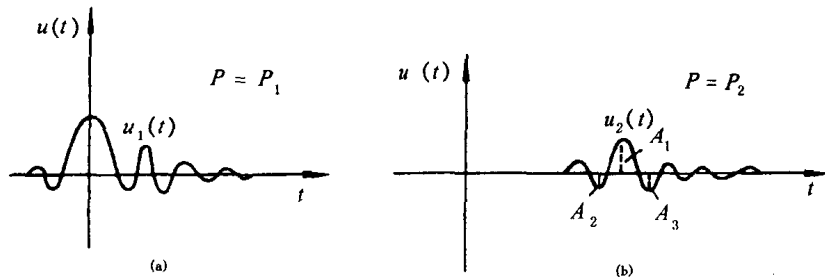


图 1-3 介质中不同点的振动曲线

如图 1-3(b)所示，将振动的最大位移（即极值的大小） A_1, A_2, A_3 称为视振幅。将两个相邻极大值或极小值之间的时间间隔称为视周期 T^* ，它的倒数称为视频率 f^* ($f^* = \frac{1}{T^*}$)。

在地震勘探中，每个检波器所记录的是这个检波器所在质点的地面振动，它是一条振动曲线，习惯称为振动图。

对于同一个波来说，彼此相距不远的各个质点振动状态变化不会很大，只有到达时刻早晚的差别。对于不同的波，其质点的振动形态是彼此不同的，为了反映各质点振动之间的关系，把在同一时刻各质点的位移画在同一个图上。如沿着某一直线来研究问题，选定一个时刻 t_1 ，用横坐标 x 表示质点的位置。用纵坐标 u 代表各质点离开平衡位置的位移，这样的一条曲线称为波在时刻 t_1 沿 x 方向的波形曲线，如图 1-4 所示。在地震勘探中，沿着测线方向的波形曲线又称为“波剖面”。

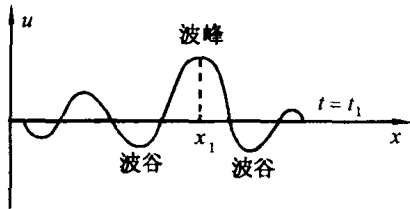


图 1-4 t_1 时间的波形曲线

需要说明的是，波形曲线毕竟是一种“表象方法”。对于“波形”两字，不可把它和波的真正形状混为一谈。因为，一是作图时所用比例不一定与位移相等；二是纵波中各质点位移与波的传播方向一致，只是为了描述清楚才把它画成垂直于波的传播方向；三是电磁波之类的非机械波，根本没有什么位移，而是别的物理量（如电场强度 E_x ）在变化，所以不是波的直观“形状”。

描述波剖面的一些基本术语如图 1-4 所示，在波剖面上具有极大正位移的点称为波峰，极大负位移的点称为波谷；两个相邻波峰或波谷之间的距离 λ 称为视波长，视波长的倒数称为视波数 K^* ($K^* = \frac{1}{\lambda^*}$)，即单位距离内视波长的个数。

3. 能量密度和球面扩散

根据一般波动理论可知，波在介质中传播时的能量 E 等于动能 E_k 和位能 E_p 之和。假设波通过的介质体积为 W ，介质的密度为 ρ ，则波的能量 E 可表示成

$$E = E_k + E_p$$

$$E \propto \rho A^2 f^2 W \quad (1-1)$$

式中 A ——波动的振幅；

f ——波的频率。

波的能量和振幅平方、频率平方及介质密度成正比。在介质中单位体积内的能量称为波的能量密度 ϵ ，为

$$\epsilon = \frac{E}{W} \propto \rho A^2 f^2 \quad (1-2)$$

从式 (1-2) 中可以看出，能量密度与振幅平方成正比。

在单位时间内通过单位面积的能量，称为波的能流密度或波的强度 I ，推导如下：

如果在时间 dt 内通过面积 ds 的能量为 $\epsilon \cdot v_p \cdot dt \cdot ds$ ； v_p 为波在介质中传播的速度，则波的强度 I 为

$$I = \frac{\epsilon \cdot v_p \cdot dt \cdot ds}{dt \cdot ds} = \epsilon v_p \propto A^2 \quad (1-3)$$

因此，波的强度 I 与波的振幅平方 A^2 成正比。

图 1-5 表示从中心 O 发出的球面纵波，取两个半径分别为 r_1 和 r_2 的波前面，对应的波前面面积为 S_1 和 S_2 ，于是单位时间内流过面积 S_1 的能量应等于流过面积 S_2 的能量，即

$$I_1 \cdot S_1 = I_2 \cdot S_2 \quad (1-4)$$

因此

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{S_1}{S_2}$$

因为 $S_1 \propto r_1^2$ $S_2 \propto r_2^2$

所以 $\frac{I_2}{I_1} = \frac{r_1^2}{r_2^2}$

因为强度 I 正比于振幅平方 A^2 ，所以有

$$\frac{A_2}{A_1} \propto \frac{r_1}{r_2} \quad (1-5)$$

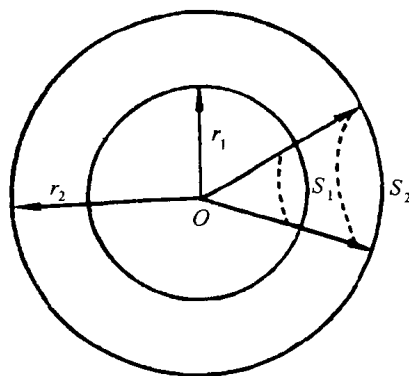


图 1-5 球面波能量密度示意图

这说明波的振幅（质点位移）与波传播的距离成反比，也就是振幅随距离的增加而线性地衰减，这一衰减作用称为波的球面扩散。

前面所述，地震波经地下界面反射后，波前的一小部分可近似看成平面，也可以认为球面波的曲率半径 r 逐渐增大，可以看作是一个平面，这种波称为平面波。这种波的波前面的形状不随波的传播而发生变化，它的强度和波形也不发生变化，因此，平面波实际上是一个数学抽象概念，当 r 相当大时，可以在某种程度上近似地将球面波作为平面波来研究，使问题简单化。

4. 波的频谱分析

前面所讨论的是波的运动学和动力学特征，但只局限于波动与时间、空间的关系，这是在时间域范围内进行讨论的。下面在频率域范围内来研究波的另一重要动力学特征——波的频谱，它是利用傅里叶变换对振动信号进行分解和处理得到的，这个过程称为频谱分析。关于频谱分析的原理及计算过程，在《地震勘探信号分析》中已详细介绍过，这里着重叙述它们的概念和主要特征。

一个复杂的振动信号，可以看成是由许多简谐分量叠加而成，许多简谐分量及其各自的

振幅、频率和初相，就称为复杂振动的频谱。地震勘探中地震信号 $f(t)$ 是一个复杂信号，对它进行频谱分析，它的频谱 $F(\omega)$ 可表示为

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{-j\omega t} dt \quad (1-6)$$

研究地震波的频谱特征有着多方面的意义。如图 1-6 主要反映与地震勘探有关的波的频谱特点，分析频谱的差异对设计地震仪器、选择处理参数和确定野外工作方法都有一定的指导意义。此外，地震波的频谱中还包含着地下地层的岩性、构造方面的信息。如果找出了它们之间的内在联系及变化规律，在一定条件下，就能直接利用频谱资料进行地震资料的地层岩性解释。

频谱分析过程中傅氏变换公式的性质有：①许许多多不同频率谐波是同时叠加的。②许许多多不同频率谐波满足能量守恒定律，是不随时间衰减的。这两种性质不符合波在地层中传播的真实情况。因此，频谱分析中的傅氏变换对波的分解过程只是一种数学过程，只能借助它的结果来解决问题。

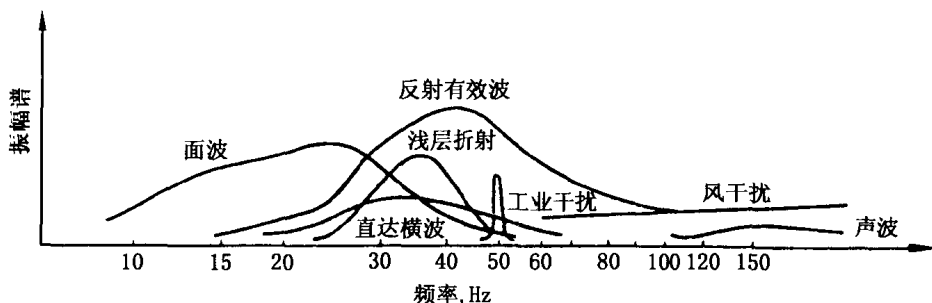


图 1-6 地震勘探有关波的频谱分布

5. 地震波的极化

各种波在弹性介质中传播时，它们的偏振状态也不同。纵波质点位移的偏振方向与波的传播方向一致，而横波则在垂直于波的传播方向偏振，这种现象称为波的极化。因此，可以根据极化特征来判定波的类型，依据波的极化方向来选择检波器。对于纵波勘探来说，选用垂直方向运动的检波器则会有效地接收到纵波，同时利用波的偏振性质可以查明地下裂缝的方向。

三、地震波的特征及有关规律

地震勘探对波动的研究不仅考虑动力学特点，而且利用波的传播时间和空间之间的关系来研究问题，即研究地震波的运动学特点，尤其是构造解释时，旅行时间是非常重要的参数。

1. 惠更斯原理

惠更斯于 1690 年首先提出：任意时刻波前面上的每一个点都可以看作是一个新的波源（称新的波源为子波源），由它产生二次扰动，形成新的波前，而以后的波前位置可以认为是该时刻子波前的包络线。夫列涅尔补充了惠更斯的不足，认为由波前面各点所形成的新扰动（二次扰动）在观测点上相互干涉叠加，其叠加结果是在该点观测到的总扰动。这就使惠更斯原理具有更明显的物理意义。

根据惠更斯原理，利用作图的方法，可以从已知的 t_1 时刻波前求出 $t_1 + \Delta t$ 时刻的波前。如图 1-7 所示， S_1 代表时刻 t_1 的波前，设要确定后来的一个时刻 $t_2 = t_1 + \Delta t$ 的新波

前，可以把 S_1 上所有点看成子波源，认为它们是从时刻 t_1 开始向外发出球面子波，过了一段时间 Δt ，这些子波的“子波前”的公切面就是新的波前面 S_2 。

惠更斯原理应用很广泛，利用此原理可以验证波的许多定律，如反射定律、折射定律等。

2. 绕射积分理论

进一步发展的惠更斯原理认为：下一个波前面上某一点观测到的总扰动是前一时间刻“子震源”发出的绕射子波的叠加总和。根据这个原理，克希霍夫提出：如果在某一闭合面 Q 上，已知其位移 $\varphi(x, y, z, t)$ 及其导数连续，那么可以算出 Q 面以内任意一点 $M(x, y, z, t)$ 上由震源引起的位移 φ 。这意味着震源产生的扰动已经传到 M 点，可以用它前一时间刻 t_1 等时面上位移 $[\varphi]$ 及 φ 的二阶导数值来表达 M 点的位移 φ 。在特殊情况下，如假定封闭曲面 Q 是球面的话，得到的相应公式为泊松公式。

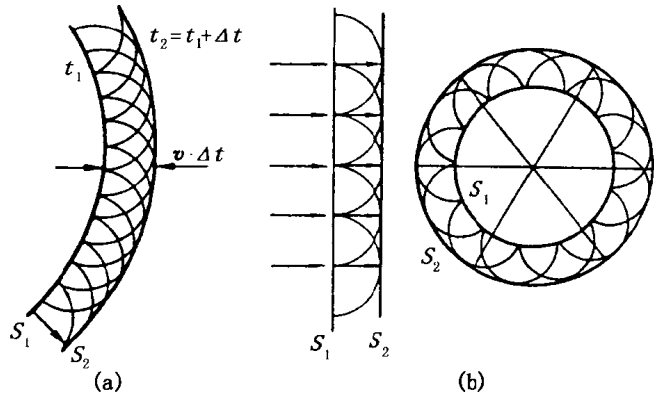


图 1-7 惠更斯原理的应用

(a) 利用惠更斯原理求波；(b) 惠更斯原理对平面波和球面波的应用

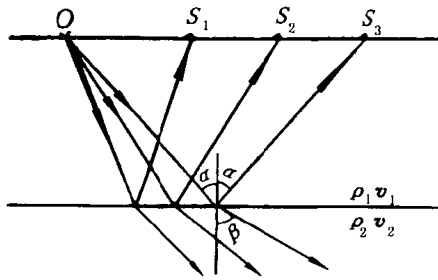


图 1-8 波的人射、反射和透射

克希霍夫原理在地震资料处理中有其重要的意义。

3. 反射定律和透射定律

如图 1-8 所示，当波入射得到两种介质的分界面时，通常会分成两部分，一部分回到第一种介质中，称为反射波；另一部分透入第二种介质中，在物理学中称为折射波，而地震勘探中习惯称为透射波。把密度 ρ 和速度 v 的乘积称为波阻抗。介质 1 的波阻抗为 $Z_1 = \rho_1 v_1$ ，介质 2 的波阻抗为 $Z_2 = \rho_2 v_2$ 。波动理论已证明，当 $Z_1 \neq Z_2$ 时，弹性波才能发生反射。物理学表明，反射波满足反射定律，而透射波满足折射定律（地震学中称透射定律），地震波也遵循这个规律。在地震勘探中，把入射线、法线、反射线所决定的平面称为射线平面。二维勘探中认为，射线平面总是垂直于地下界面的。反射定律为：反射线和入射线都位于射线平面内，反射角 θ'_1 等于入射角 θ_1 ，即 $\theta'_1 = \theta_1$ 。将反射线和震源关于界面为对称的点称为虚震源，如图 1-9 (a) 所示， O^* 是震源 O 的虚震源。

如图 1-9 (b) 所示，当地震波沿 OP 入射到分界面上 P 点时，除有一部分能量反射回到介质 1 中以外，另一部分能量作为透射波透入第二种介质中，透射波传播满足这样规律，即入射角 θ_1 的正弦和透射角 θ_2 的正弦之比等于介质 1 和介质 2 的波速之比，即

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad \frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} = \text{常数}$$

透射定律可以描述为：透射线位于射线平面内，对入射波、透射波来说具有相同的射线参数，即

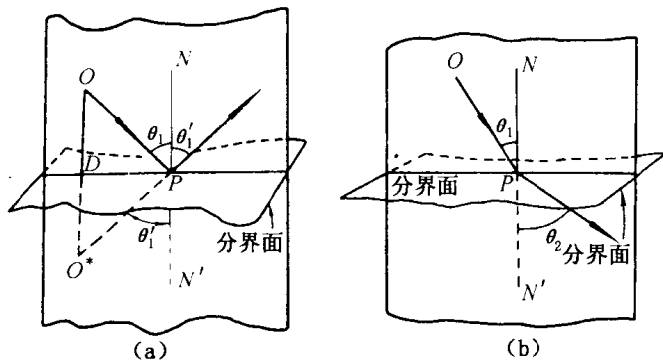


图 1-9 波的反射和透射定律
(a) 波的反射定律; (b) 波的透射定律

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

当 $v_2 > v_1$ 时, 则有 $\sin\theta_2 > \sin\theta_1$ 。当 θ_1 增大到一定值时, 出现了“全反射”现象, 产生的是沿界面“滑行”的波称为滑行波。此时的入射角称为临界角 θ_c , 它满足

$$\sin\theta_c = \frac{v_1}{v_2}$$

4. 费马原理

惠更斯原理表明地震波的传播是波前每个质点的振动向前传播, 把这种振动抽象为传播路线, 即射线。所以, 费马原理较通俗的表达是: 波在各种介质中的传播路线, 满足所用时间为极值的条件。因此用费马原理能解释均匀介质中, 入射波、反射波和透射波是呈直线传播的。

5. 时间场和视速度

通常所述的波速, 是沿着波的传播方向来考虑的, 如果不是沿着波的传播方向而是沿着别的方向来确定的波速, 就称做视波速。地震勘探中往往是沿测线方向观测波的传播, 如图 1-10 所示。实际的波前为 AA' , 经过 T 时刻后, 波前传到 BB' , 因此 $A'B' = AB = vT$, 其中 v 为介质波速, 但沿着直线 AB' 方向来看, 在 T 秒内波从 A 点传到 B' 点, 则 AB' 方向上的视速度为

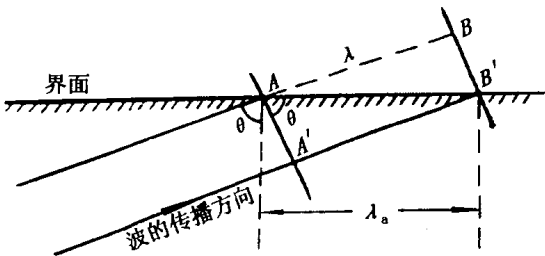


图 1-10 视波长和真波长的关系

$$v^* = \frac{AB'}{T} = \frac{A'B'}{T \sin\theta} = \frac{vT}{T \sin\theta} = \frac{v}{\sin\theta}$$

因此 $v^* = \frac{v}{\sin\theta}$ (θ 为入射角)

因为 $\sin\theta \leq 1$, 所以 v^* 一般大于或等于 v , 甚至可能达到无穷。

前面引入了波沿射线传播的概念, 于是可以确定波的传播时间与波前所在空间位置关系, 即表示为

$$t = t(x, y, z)$$

若知道上述函数关系, 即可确定波前到达空间的任一点 $M(x, y, z)$ 的时间 t , 把这种传播时间 t 是位置的函数关系称为时间场。时间场显然是一个标量场。把时间场内传播时间相同的点集合起来形成的面称为等时面。因为它与 t 时刻的波前面重叠, 射线是垂直于波前传播的, 因此射线垂直于等时面。

四、与地震勘探有关的各种地震波

按波在传播过程中质点振动方向来分, 波可以分为纵波和横波。炸药爆炸以猛烈的膨胀作用为主, 因此主要造成岩石的膨胀和压缩, 这种形变使质点的振动方向与波传播方向一致, 即主要产生纵波。但实际地层不是均匀介质, 而且实际爆炸作用不完全具有球形对称性, 因此还会造成质点振动方向与波传播方向垂直, 即产生横波。因此, 目前地震勘探中主

要利用纵波，但随着采集和处理技术的不断提高，横波在寻找油气、判定裂隙方向等方面也将起到重要作用。

根据波所传播的空间范围又将波分为体波和面波。体波是指在介质的内部传播的波，而面波是指在自由表面（岩石和空气接触面）或岩层分界面附近观测到的波。

按照波在传播过程中的传播路径，把地震波分为直达波、反射波、透射波、折射波、滑行波、绕射波等，如图 1-11 所示。直达波是由震源出发，没有遇到分界面直接到达接收点的波。而折射波是由滑行波产生的，当入射角达到临界角时，会产生沿界面的滑行波，引起

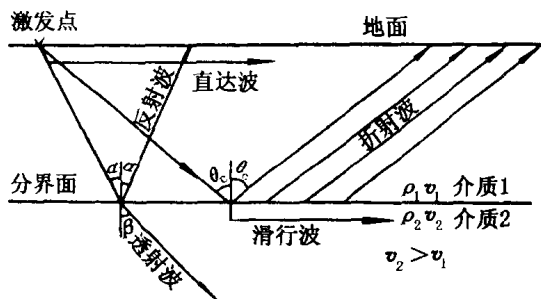


图 1-11 与地震勘探有关的各种波

界面下伏介质质点的振动，而这些质点作为次生震源向上覆介质内发生球面波。依据惠更斯原理在上覆介质内可以产生一些射线相互平行、出射角为 θ_c 的波，这种波称为折射波。

当一束纵波以一定入射角入射至界面时，即产生反射纵波和反射横波，又可能产生透射纵波和透射横波。如果产生的波与入射波的类型不同，则称为转换波；如果产生的波与入射波的类型相同，则称为同类波。入射纵波垂直入射时，不产生转换波，其反射波振幅 $A_{反}$ 和入射波振幅 $A_{入}$ 与两边介质的波阻抗有如下关系：

$$A_{反} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} A_{入} = \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} A_{入}$$

将 $A_{反}/A_{入}$ 称为波从介质 1 入射到分界面时的界面反射系数，记做 R 。

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

可以看出，只有两介质波阻抗不等时，才能发生反射，因此只有波阻抗界面才是反射界面，而速度不等，波阻抗不一定不等。

地震勘探中，主要是利用反射纵波进行勘探的，习惯上把一次反射波称为有效波，而其他的波称为干扰波，如面波、声波、折射波、多次波等。因此，地震勘探中一个十分重要问题，就是如何压制干扰波，突出有效波。

第二节 反射地震波运动学

一、时距曲线的基本概念

1. 时距曲线与时距曲面

地震勘探的基本任务之一是根据地震记录上的有效波确定地层的空间位置，以查明地下地层构造特点。这就需要我们详细研究地震波在时间和空间中的传播规律，即地震波运动学特点。因此，研究地震波从激发点到接收点传播时间及所在空间位置关系是地震勘探原理中很重要的部分。

通常把地震波的传播时间称为旅行时间，炮点与检波点之间的距离称为炮检距。地震波旅行时间与炮检距之间的关系曲线称时距曲线。地震波的时距曲线是研究地震波运动的一个重要的资料。对地震波旅行时间和炮检距找出明确的定量关系，即所谓时距曲线方程。在均

匀介质情况下，直达波的旅行时间可以表示为

$$t = \frac{x}{v} \quad (1-7)$$

式中 v ——直达波的传播速度；
 x ——炮检距。

式(1-7)就是直达波时距曲线方程。可以看出，直达波的时距曲线是一条直线，因为地表附近波速极低，因此直线的斜率很大。

对于三维地震勘探来说，一点激发，同时在一个近似平面上有许多点进行接收。激发点与各接收点坐标 (x, y) 和波的旅行时间 t 的关系，即 $t = f(x, y)$ 函数关系，这种关系为一个曲面，称为时距曲面。因此不难想象，直达波的时距曲面为一个倒置的圆锥面。另外，已知时距曲面，就可以确定任一测线的时距曲线；如果已知所有测线的时距曲线，就可以组合成时距曲面。

2. 地层介质结构模型及有关速度

地震勘探的理论和和其他理论一样，对问题的研究都是从简单到深入、从正演到反演的讨论过程。关于各类波的时距曲线的讨论，也是从简单模型到复杂模型进行分析的，即得出各种波在理想模型下的时距曲线类型及特点，从而指导实际工作。

多种地层介质的结构模型，主要有均匀介质、层状介质及连续介质三种模型。

均匀介质的介质是均匀的、各向同性的，地震波的传播速度为常数。

层状介质的地层剖面是层状分布的，在每一层内速度是均匀的，层与层之间速度不同，分界面可以是倾斜的，也可以是水平的，若是水平界面，则称为水平层状介质。

介质的波速是连续变化的，这种介质称为连续介质。最常见的是速度随深度变化。

这三种地层介质，后两种介质在实际问题中应用较多。而层状模型是实际地层剖面简化模型，总体看来它最符合实际；对于连续介质，在进行构造解释时得到广泛使用。

二、反射波时距曲线

1. 均匀介质共炮点时距曲线

(1) 时距曲线方程

设图 1-12 为一个界面的均匀介质结构，地下界面倾角为 φ ，激发点到界面的法线深度为 h ，界面 R 以上的介质是均匀的，波速是 v 。坐标系原点在激发点 O 上， x 轴正方向与界面上倾方向一致。

从 O 点出发作 R 界面的垂线延长线到 O^* ，使得 $\overline{CO} = \overline{CO^*}$ ，则 O^* 为虚震源，即地震波从 O 入射到 A 点再反射回 S 点等效于从 O^* 点直接传播到 S 点，这个原理称为虚震源原理。

因此，地震波从 O 点经 A 点反射至 S 点的旅行时间 t 为

$$t = \frac{\overline{O^*S}}{v} \quad (1-8)$$

由 O^* 点引垂线垂直于测线，并交测线点 M ，有

$$\overline{O^*S} = \sqrt{\overline{O^*M}^2 + \overline{MS}^2} \quad (1-9)$$

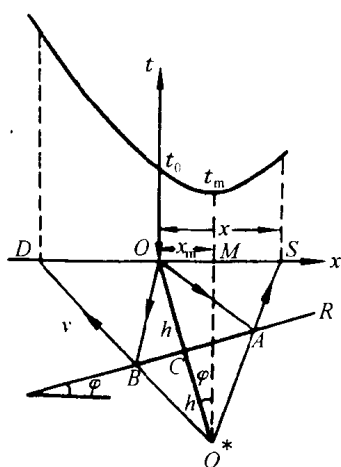


图 1-12 倾斜界面的反射波时距曲线

为方便起见, 把 \overline{OM} 记为 x_m , 从图 1-12 得到

$$(\overline{MS})^2 = (\overline{OS} - x_m)^2 = (x - x_m)^2 \quad (1-10)$$

$$\overline{O^*M}^2 = \overline{OO^*}^2 - \overline{OM}^2 = 4h^2 - x_m^2 \quad (1-11)$$

将式 (1-10)、式 (1-11) 代入式 (1-9) 得

$$\overline{O^*S} = \sqrt{4h^2 - x_m^2 + (x - x_m)^2}$$

代回式 (1-8) 得

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 - 2xx_m + 4h^2} \quad (1-12)$$

因为

$$\angle OO^*M = \varphi$$

$$x_m = 2h \sin \varphi$$

代入式 (1-12), 最后得到

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2 - 4xh \sin \varphi} \quad (1-13)$$

这就是界面 R 上倾方向与 x 轴方向一致时的反射波时距曲线方程。

同理, 我们也可以推导出 x 轴正方向与界面下倾方向一致时反射波时距曲线方程为

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2 + 4xh \sin \varphi} \quad (1-14)$$

如果是水平界面情况下, 即 $\varphi = 0$, 代入式 (1-13) 或式 (1-14), 得到水平界面反射波时距曲线方程, 如图 1-13 所示。

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (1-15)$$

(2) 时距曲线特点

正常时差和倾角时差概念的引入。

用视速度来讨论曲线的形态及变化, 对于水平界面情况下:

$$v^* = \frac{dx}{dt} = \frac{1}{\frac{dt}{dx}} = v \sqrt{1 + \frac{4h^2}{x^2}}$$

因此

$$k^* = \frac{1}{v^*} = \frac{1}{v \sqrt{1 + \frac{4h^2}{x^2}}} \quad (1-16)$$

同一埋深, h 固定, x 越大时, k^* 越大, 曲线越陡; 炮检距 x 一定, 则埋藏越深, k^* 越小, 曲线越缓。因此, 同一反射波时距曲线随 x 增大, 曲线越来越陡; 界面埋藏越深, 曲线就越来越缓。

把 O 点激发, O 点接收来自地下界面的反射时间, 称为反射波的自激自收时间。对均匀介质来说, 自激自收时间为

$$t_0 = \frac{2h}{v} \text{ 或 } h = \frac{t_0 v}{2} \quad (1-17)$$

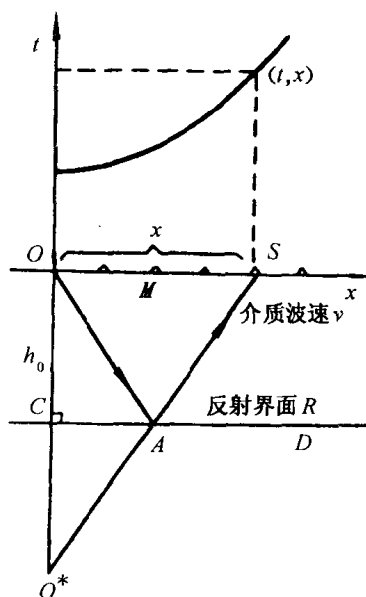


图 1-13 水平界面反射波时距曲线

对于水平界面来说，其反射点在 O 点下方；对倾斜界面来说，反射点是 O 点向反射面引出的法线的垂足点。因此，如果采用自激自收观测，就可以通过每一个观测点处界面的 t_0 时间，计算反射界面的埋深 h 。但实际资料都是在 O 点激发， S 点接收。对于水平界面来说， O 点激发， S 点接收，反射点 A 与 OS 中点 M 处的自激自收点重合。因此认为水平界面情况下，各观测点旅行时间与其中点自激自收时间的差值纯粹是由于炮检距不同而引起的，这种时差称为正常时差。因此，界面水平时，正常时差 Δt 为

$$\begin{aligned}\Delta t &= t - t_0 = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} - t_0 \stackrel{t_0 = \frac{2h}{v}}{=} \sqrt{\frac{x^2}{v^2} + t_0^2} - t_0 \\ &= t_0 \left(1 + \frac{x^2}{t_0^2 v^2} \right)^{\frac{1}{2}} - t_0 = t_0 \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{vt_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{x}{vt_0} \right)^4 + \dots \right] - t_0\end{aligned}$$

当 $\frac{x}{vt_0} = \frac{x}{2h} \ll 1$ 时，即 x 相对较小，埋深较大时，略去高次项，有

$$\Delta t \approx \frac{x^2}{2v^2 t_0} \quad (1-18)$$

正常时差的概念是非常重要的，根据此时差可以判别有效波和干扰波。为了使时距曲线形状反映地下构造形态，需去掉由于非地质因素引起的这个时差，这个过程称为动校正。正常时差计算也是速度分析的基础。

对于倾斜界面来说，时距曲线方程为

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2 \mp 4hx \sin \varphi} \quad (1-19)$$

它是一条以虚震源纵轴为对称的曲线。因此， O 点激发，两边等距 $\pm x$ 观测的旅行时间必然不相等，当 x 轴与界面上倾方向一致时：

$$\begin{aligned}t_S &= \frac{2h}{v} \sqrt{1 + \left(\frac{x^2 - 4hx \sin \varphi}{4h^2} \right)} \\ &= \frac{2h}{v} \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x^2 - 4hx \sin \varphi}{4h^2} \right) + \frac{1}{4} \left(\frac{x^2 - 4hx \sin \varphi}{4h^2} \right)^2 + \dots \right]\end{aligned}$$

由于 $2h \gg x$ ，略去高次项，并将 $t_0 = \frac{2h}{v}$ 代入，得

$$t_S \approx t_0 \left(1 + \frac{x^2 - 4hx \sin \varphi}{8h^2} \right)$$

x 轴与下倾方向一致时，有

$$t_{S'} \approx t_0 \left(1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \varphi}{8h^2} \right)$$

所以
$$\Delta t_d = t_{S'} - t_S = \frac{t_0 x \sin \varphi}{h} \stackrel{v = \frac{2h}{t_0}}{=} \frac{2x \sin \varphi}{v}$$

从这里可以看出，已知 O 点两旁对称观测点的旅行时间，就可以估算出界面倾角 ($\sin \varphi = \frac{\Delta t_d \cdot v}{2x}$)。因为，它们的炮检距 x 相同，正常时差抵消了， t_0 也抵消了，只剩下界面倾斜量引起的时差，把这种时差称为倾角时差。综上所述，在炮检距不为 0 的点观测到的倾斜界面的反射波旅行时间包括三部分，即 t_0 、正常时差和倾角时差。

2. 水平层状介质情况下共炮点反射波时距曲线

(1) 时距曲线方程