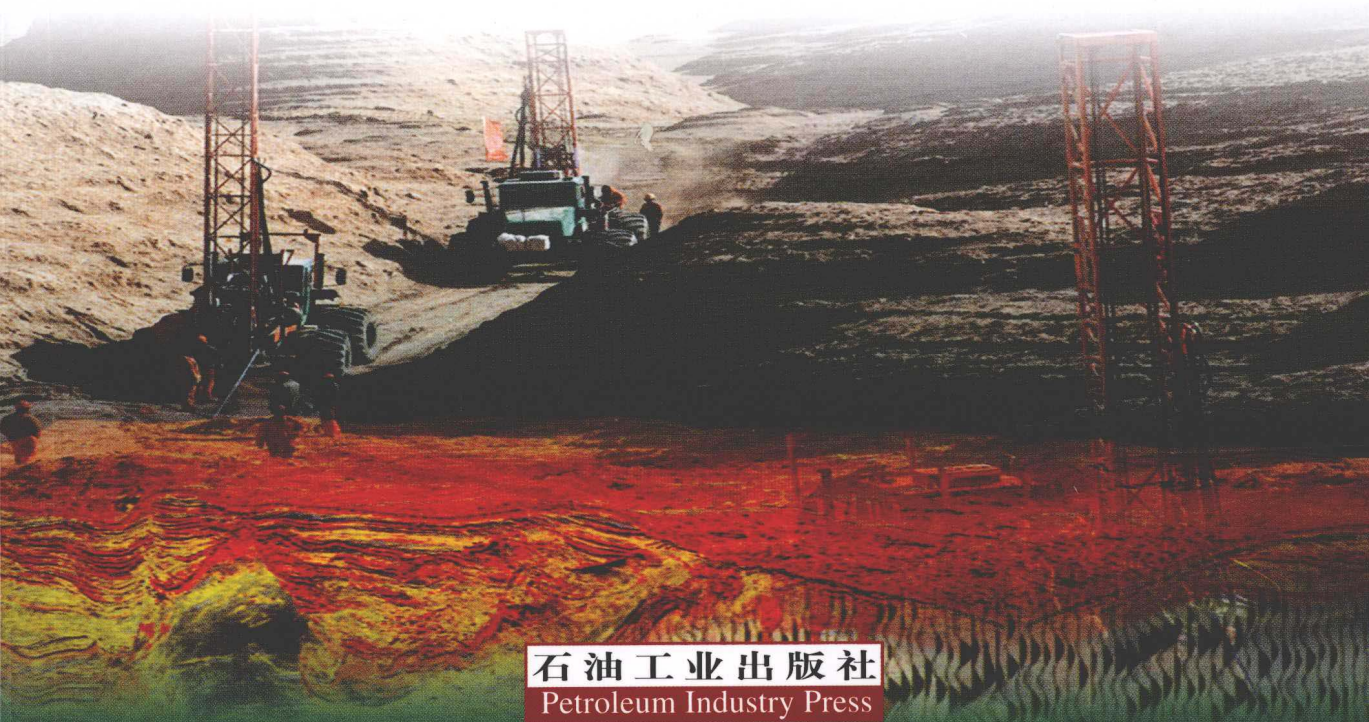


高等学校教材

勘探地震学学习指南

易远元 编



石油工业出版社
Petroleum Industry Press

高等学校教材

勘探地震学学习指南

易远元 编

石油工业出版社

内 容 提 要

本书是普通高等教育“十一五”国家级规划教材《勘探地震学教程》的配套教材,先对相关理论进行概述,再对相关习题进行解析。另外,为了使读者快速浏览并记忆相关知识,增加了“附录 A 勘探地震学常用术语及公式”;为了综合测试读者的学习效果,增加了“附录 B 勘探地震学试题选”;为了促进现场人员对相关知识的理解,增加了“附录 C 现场物探技术等级考题精选及解析”。

本书可以作为高校勘查技术与工程专业本科及报考研究生学生学习的辅助书籍,还可以为从事地震勘探行业的现场工作人员提供理论及实践指导。

图书在版编目(CIP)数据

勘探地震学学习指南/易远元编.

北京:石油工业出版社,2012.6

高等学校教材

ISBN 978-7-5021-9088-0

I. 勘…

II. 易…

III. 地震勘探-高等学校-教学参考资料

IV. P631.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2012)第 107793 号

出版发行:石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址: pip.cnpc.com.cn

编辑部:(010)64523579 发行部:(010)64523620

经 销:全国新华书店

印 刷:北京中石油彩色印刷有限责任公司

2012 年 6 月第 1 版 2012 年 6 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本:1/16 印张:9.75

字数:248 千字

定价:18.00 元

(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

版权所有,翻印必究

前 言

本书是普通高等教育“十一五”国家规划教材《勘探地震学教程》的配套教材,是根据“地震勘探原理”课程的教学要求,结合笔者近 30 年石油勘探教学与科研经验积累的成果编写而成的。

作为《勘探地震学教程》的配套教材,本书符合学生的认知特点,能够激发学生的学习兴趣,有助于加深学生对本专业知识的理解并促进其学习方法的培养,同时能够拓展学生的知识面。

本书共分为 6 章。每章均分为“理论概述”、“习题解析”、“参考答案”三部分,使学生既能复习基本概念,又能通过做习题加深理解、从而达到全面提高学生专业水平的目的。

另外,为了使學生快速浏览或记忆相关知识,特增加了“附录 A 勘探地震学常用术语及公式”;为了使學生能够自我测试学习效果,增加了“附录 B 勘探地震学试题选”;为了使學生了解现场等级考试的相关情况,促进现场人员对基础知识的理解,增加了“附录 C 现场物探技术等级考题精选及解析”。

本书在编写过程中,得到了长江大学地球物理与石油资源学院有关领导和同事的密切关注和支持。桂志先副院长、毛宁波教授为本书提供了宝贵的资料和建议,学生祖满、王攀、李建雄、毛丹凤、卢蕾、易虎等参与了部分文字编辑和图件处理工作;书中引用了许多老师的教学成果和相关文献资料,油气资源与勘查技术教育部重点实验室(长江大学)对本书的出版进行了资助,在此一并表示衷心的感谢!

由于作者水平有限,书中的缺点及错误在所难免,敬请各位读者批评指正。

编 者
2012 年 3 月

目 录

第1章 几何地震学	1
1.1 理论概述	1
1.2 习题解析	6
1.3 参考答案	7
第2章 地震数据采集	11
2.1 理论概述	11
2.2 习题解析	23
2.3 参考答案	25
第3章 共中心点叠加原理	32
3.1 理论概述	32
3.2 习题解析	38
3.3 参考答案	39
第4章 地震波速度	42
4.1 理论概述	42
4.2 习题解析	49
4.3 参考答案	51
第5章 地震勘探资料解释	58
5.1 理论概述	58
5.2 习题解析	67
5.3 参考答案	69
第6章 几种常用的地震方法	71
6.1 理论概述	71
6.2 习题解析	79
6.3 参考答案	80
附录A 勘探地震学常用术语及公式	82
A1 常用术语缩写	82
A2 常用术语解释	83
A3 常用公式总结	96
附录B 勘探地震学试题选	108
B1 本科生试题(一)	108
B2 本科生试题(二)	112
B3 研究生入学试题选	114

附录 C 现场物探技术等级考题精选及解析	119
C1 初级(一)	119
C2 初级(二)	124
C3 中级(一)	130
C4 中级(二)	136
C5 高级(一)	141
C6 高级(二)	144
参考文献	150

第 1 章 几何地震学

1.1 理论概述

几何地震学又称地震波的运动学，是研究波前的空间位置与传播时间的关系，通过引入波前、射线等几何概念来描述波的传播规律。

1.1.1 地震波的传播

1.1.1.1 波的几个相关概念

1) 波的定义

振动在介质中的传播过程就是波。所谓波动就是振动在介质中的传播。振动和波动的关系是部分和整体的关系。

形成波的必要条件：振源和传输波的弹性介质。

振动的基本特点：

- (1) 每个质点在波传播过程中只绕其平衡位置振动并不传播到其他地方。
- (2) 波在传播过程中，质点的振动是有先后的，也就是波是以有限的速度在介质中传播的，波的传播速度，取决于介质的速度，质点振动的速度不等于波速。
- (3) 波是振动在介质中的传播，其频率取决于震源，与介质无关。

2) 波前、波后和波面与波线

设波源在某一时刻 t_0 开始在介质中产生振动，经过一段时间，波源的振动停止了，到 t_1 时刻，波动传播了一段距离，这时介质中分成几个区域，如图 1.1.1 所示，在 v_1 和 v_2 的分界面 S 上，介质中的各点刚好开始振动，这一曲面叫做波在 t_1 时刻的波前，也叫波阵面。在 v_1 和 v_0 的分界面 S' 上，介质中各点的振动刚好停止，这一曲面叫做波在 t_1 时刻的波后，也叫波尾。

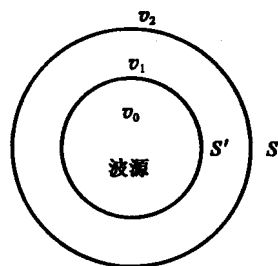


图 1.1.1 波前和波后示意图

因为波是不断前进的，所以不指明某一具体时刻来谈波前和波尾是没有意义的。

波面：波前和波尾之间同一时刻质点振动的面，即波前之内振动同步的各质点所组成的面。

射线（波线）：波的传播方向。

3) 地震波常用术语解释

振幅：在振动图形上极值的大小。它表示质点离开其平衡位置的最大位移。一般来说，振动的能量和振幅的平方成正比，振幅 A 越大，表示波的能量越强。

视周期和视频率：在振动图形上相邻极大值间的间隔称为视周期 T 。视周期的倒数叫做视频率 f 。二者互为倒数关系，即 $T=1/f$ 。

视波长和视波数：在波剖面上相邻各极值间的距离 λ 称为视波长。视波长的倒数称为视波数 k 。二者互为倒数关系，即 $k=1/\lambda$ ， $\lambda=2\pi/k$ 。

1.1.1.2 地震波的传播规律

1) 反射定律

反射定律为：入射角=反射角。

在地震勘探中，把入射线、过入射点的界面法线、反射线三者所决定的平面称为射线平面，它总是垂直于界面的（这个概念对地震资料的构造解释十分有用）。

(1) 当在地面（界面水平）上 O 点激发，沿测线 OZ 接收，又设地下的反射界面是水平的，这时射线平面既垂直于界面也垂直于地面。

(2) 如果界面倾斜时，①当地震测线垂直于界面走向时，射线平面既垂直于地面也垂直于界面。②当地震测线不垂直界面走向时，则射线成平面，只垂直界面不垂直地面。

2) 透射定律（斯奈尔定律）

由实验可得出：

$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

式中 θ_1, θ_2 ——第 1、第 2 层位的入射角；

v_1, v_2 ——第 1、第 2 层的速度。

综合反射定律和透射定律的内容，并扩展到水平层状介质的情况，可以得到斯奈尔定律。同时它还包括横波和纵波的传播。

$$\frac{\sin\theta_{P1}}{v_{P1}} = \frac{\sin\theta_{S1}}{v_{S1}} = \frac{\sin\theta_{P2}}{v_{P2}} = \frac{\sin\theta_{S2}}{v_{S2}} = \dots = \frac{\sin\theta_{Pi}}{v_{Pi}} = \frac{\sin\theta_{Si}}{v_{Si}} = P$$

式中 θ_{Pi}, θ_{Si} ——纵波、横波在第 i 层的入射角；

v_{Pi}, v_{Si} ——纵波、横波在第 i 层的速度；

P ——射线参数。

3) 费马原理

费马原理较通俗的解释是：波在各种介质中的传播路线，满足所用时间为最短的条件。

4) 惠更斯原理

惠更斯原理是利用波前的概念来处理问题的。可以对惠更斯原理做如下描述：在弹性介质中，已知 t 时刻的同一波前面上的各点，可以把这些点看做从该时刻产生子波的新的点震源，经过任意一个时刻 Δt 后，这些子波的包络面就是波 $t+\Delta t$ 时刻到达的新的波前面。

1.1.2 反射地震波运动学

1.1.2.1 时距曲线的基本概念

地震波的运动学：研究地震波波前的空间位置与其传播时间的关系，应用地震勘探查明地下地质构造的基本原理之一。

地震波的时距曲线：地震波旅行时间与接收点坐标之间的关系曲线，即 t 与 x 之间的关系曲线（强调的是接收点的坐标）。

时间场：设有一个地震波在介质内传播，如果在介质中任一点 $M(x, y, z)$ 进行观测，则可以确定波前到达这一点的时间 t ，波前传播的时间 t 可以看成观测点坐标的函数，即 $t=g(x, y, z)$ ，在波传播的介质范围内，若已知上述函数关系，那么只要知道介质内任一点的坐

标 (x, y, z) , 就可以确定波前到达这一点的的时间 t , 因而也就确定了一个标量场 $t(x, y, z)$, 在地震勘探中把这个标量场叫做时间场, 即波至时间的空间分布被定义为时间场, 将确定这个场的函数 $t(x, y, z)$ 叫做时间函数。

1.1.2.2 反射波时距曲线

1) 均匀介质共炮点时距曲线

(1) 一个水平界面共炮点反射波时距曲线。

如图 1.1.2, 作虚震源 O^* (将反射线反方向延长, 同时从震源 O 向反射界面作垂线, 与反射线的延长线交于 O^* 点), 在直角 $\triangle O^*OS$ 中

$$\overline{O^*S} = \sqrt{(2h_0)^2 + x^2}$$

波从 O 点射入到 A 点再反射回 S 点所走的路径, 就好像波由 O^* 点直接传到 S 点一样 (虚震源原理)。

反射时间

$$t = \frac{\overline{O^*S}}{v} = \frac{\sqrt{x^2 + 4h_0^2}}{v}$$

所以

$$\frac{t^2}{\left(\frac{2h_0}{v}\right)^2} - \frac{x^2}{(2h_0)^2} = 1 \quad (\text{双曲线})$$

垂直反射时间, 自激自收时间 $t_0 = \frac{2h_0}{v}$ 。

(2) 一个倾斜界面共炮点反射波时距曲线。

如图 1.1.3 所示, O 点为坐标原点, 地面上有一条测线, 地下有一个倾斜界面, O 点放炮, S 点接受, O 点处距离界面的深度为 h , 界面倾角为 φ 。

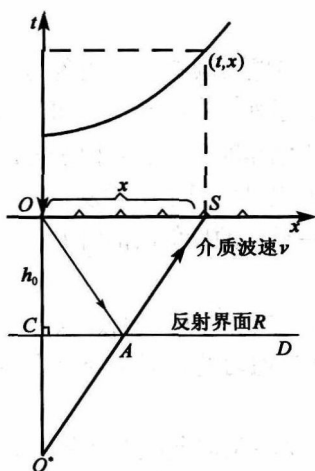


图 1.1.2 水平界面发射波时距曲线

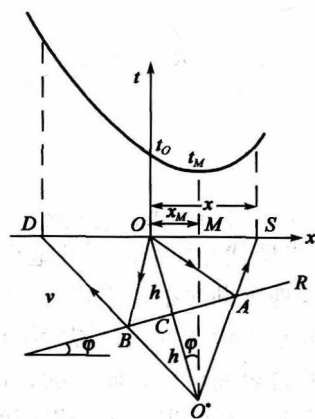


图 1.1.3 倾斜界面反射波时距曲线

那么当界面的上倾方向与 x 轴正方向一致的情况下, 反射波时距曲线首先作虚震源 O^* , 根据虚震源原理, 有

$$t = \frac{\overline{OA} + \overline{AS}}{v} = \frac{\overline{O^*S}}{v}$$

过 O^* 作测线 OX 的垂线 O^*M , 设 $\overline{OM} = x_M$, $OS = x$, 则

$$\overline{O^*S}^2 = (2h\cos\varphi)^2 + (x - 2h\sin\varphi)^2$$

其中

$$\overline{O^*M} = 2h\cos\varphi, \overline{MS} = x - x_M$$

又因为 $x_M = 2h\sin\varphi$, 那么

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

同理可证, 当界面的上倾方向与 x 轴正方向相反时, $x_M = -2h\sin\varphi$, 则

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4hx\sin\varphi + 4h^2}$$

(3) 正常时差和倾角时差。

① 正常时差。

第一种定义: 在水平界面情况下, 对界面上某点以炮检距 x 进行观测得到的反射波旅行时间与以零炮检距 (自激自收) 进行观测得到的反射波旅行时间之差, 这纯粹是因为炮检距不为零引起的时差。

第二种定义: 在水平界面情况下, 各观测点相对于炮点纯粹是由于炮检距不同而引起反射波的旅行时间差。

但应当说第一种定义比较准确, 特别是当讨论倾斜界面问题时, 必须用第一种定义。

动校正: 将离炮点不同炮检距的检波点记录的反射波旅行时间校正到炮检距中点处的自激自收时间, 这个过程叫动校正。

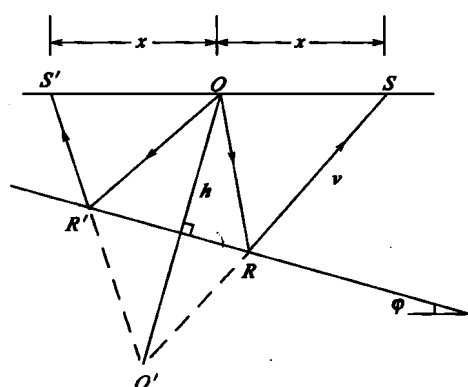


图 1.1.4 倾角时差概念示意图

$$\text{校正量} \quad \Delta t = t - t_0 \approx \frac{x^2}{2v^2 t_0}$$

动校正的目的: 去掉炮检距 x 的旅行时间的影响, 使动校正后的时距曲线形态能反映地下界面的真实产状。

② 倾角时差。

如图 1.1.4, 当界面倾斜时, 倾角为 φ , 测线与界面倾向一致时, 虽然 $\overline{OS'} = \overline{OS} = x$, 但 $t_{ORS'} \neq t_{ORS}$, 他们之间的差称为倾角时差。这是由于界面存在倾角引起的, 倾角时差也可以说是由激发点两侧对称位置观测到的来自同一界面的反射波的时差。

2) 水平层状介质情况下共炮点反射波时距曲线

在常规地震勘探中, 主要研究的介质模型有均匀介质、层状介质以及连续介质三种。所谓层状介质是指地质剖面是层状结构的, 在每一层内速度是均匀的, 但层与层之间的速度不相同。这些分界面可以是倾斜的, 也可以是水平的。

水平层状介质情况下各个界面的反射波时距曲线, 还是不是双曲线? 如果不是, 在什么条件下可以近似地把它看成双曲线, 把层状介质问题转化为均匀介质问题时, 假想均匀介质的速度应怎样取? 以三层层状介质为例, 通过对层状介质和把层状介质转化为均匀介质所得到的两种双曲线进行分析, 可以得到以下结论:

(1) 用平均速度计算它的时距曲线在真实的时距曲线之上。

(2) 当炮检距 x 较小时, 两曲线相差较小; 当炮检距 x 较大时, 两曲线相差较大; 当 $x=0$ 时, 两曲线重合。

这个结论说明, 在炮检距不大的情况下, 多层介质的反射波时距曲线可以近似看成双曲线, 这样引入平均速度的办法, 就可以把三层介质问题转化为均匀介质问题, 并可以把三层

介质的时距曲线近似看成双曲线。

3) 连续介质情况下共炮点反射波特点

连续介质情况下，当速度随深度线性增加时，地震波的射线是圆弧，如果在地面上观测，可以接收到许多波，其中一种是没有遇到反射界面就反射回观测点，这种波称为“回折波”（沿着一条圆弧形的射线，先向下到达某一深度后又向上拐回到达观测点）。它与均匀介质直达波相似但有区别，回折波的每条射线都有自己的最大穿透深度 $Z_{\max}$ 。

$$Z_{\max} = \frac{1}{\beta} \csc \alpha_0 - \frac{1}{\beta}$$

即只有在满足射线的最大穿透深度 $Z_{\max} \geq H$ 时才能发生反射，否则就是上述所说的“回折波”。

1.1.3 地震折射波运动学

1.1.3.1 折射波形成的条件

- (1) 界面下部介质波速 v_2 大于上部介质波速 v_1 ；
- (2) 波的人射角等于临界角。

1.1.3.2 一个水平界面折射波的时距曲线

如图 1.1.5 所示，折射波所走的路程为 $O \rightarrow A_1 \rightarrow B_1 \rightarrow S$ ，则所需时间为

$$t = \frac{\overline{OA_1}}{v_0} + \frac{\overline{B_1S}}{v_0} + \frac{\overline{A_1B_1}}{v_1}$$

因为 $\overline{OA_1} = \overline{B_1S} = \frac{h_0}{\cos \theta_C}$ ， $\overline{A_1B_1} = \overline{M_1S} = x - x_M = x - 2h_0 \tan \theta_C$

令

$$\frac{2h_0}{v_0 \cos \theta_C} - \frac{2h_0 \tan \theta_C}{v_1} = \frac{2h_0 \cos \theta_C}{v_0} = t_i$$

则整理得

$$t = \frac{x}{v_1} + t_i$$

这就是水平界面折射波时距曲线方程。

从图 1.1.5 中，可以得到折射波时距曲线的始点坐标，即

$$\begin{cases} x_M = 2h_0 \tan \theta_C \\ t_M = \frac{2h_0}{v_0 \cos \theta_C} \end{cases}$$

由式中可看出，界面埋藏越深，盲区越大。在折射波时距曲线的始点，由于同一界面的反射波时距曲线和折射波时距曲线有相同的时间和视速度（在 M_1 点出射的射线既是反射波射线也是折射波射线），因此这两条时距曲线在该点相切。

1.1.3.3 倾斜界面情况下折射波的接收特点

如图 1.1.6 所示，不是所有倾斜界面都能产生折射波和能在地面接收到折射波的。只有当界面的视倾角 $\varphi < 90^\circ - \theta_C$ 时，折射波才能返回地面被接收到；当 $\varphi \geq 90^\circ - \theta_C$ 时，在地面就不能接收到折射波。可见界面倾角超出一定限度，就不能用折射波法勘探了。

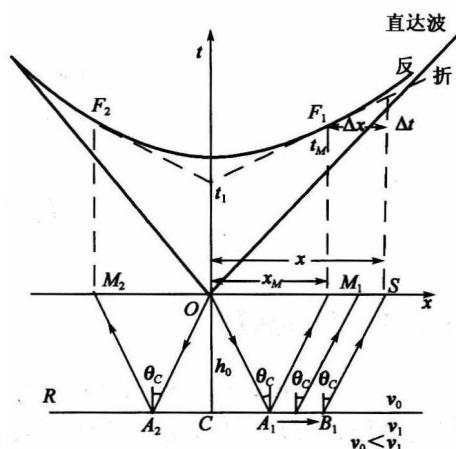


图 1.1.5 一个水平界面情况下
折射波的时距曲线

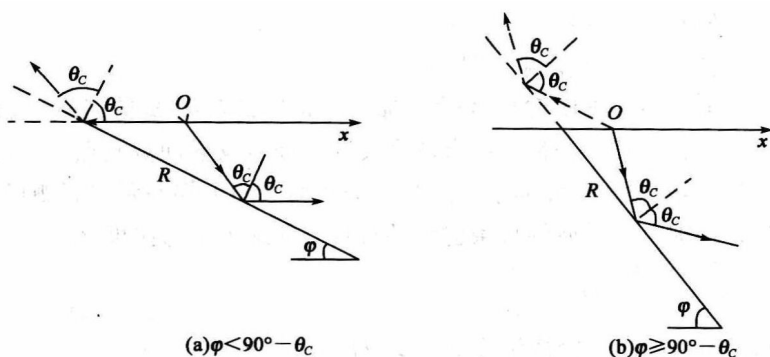


图 1.1.6 倾斜界面情况下的折射波

1.2 习题解析

1.2.1 名词解释

(1) 反射波；(2) 透射波；(3) 绕射波；(4) 滑行波；(5) 折射波；(6) 波前面；(7) 均匀介质；(8) 层状介质；(9) 连续介质；(10) 振动图形和波剖面；(11) 时间场与等时面；(12) 地震波视速度；(13) 地震子波；(14) 地震波运动学；(15) 正常时差；(16) 倾角时差；(17) 剩余时差；(18) 惠更斯原理。

1.2.2 填空题

- (1) 振动在介质中的_____称为波，地震波是一种_____波。
- (2) 垂直入射地震反射系数公式为_____。
- (3) 费马原理的观点认为：地震波沿射线的旅行时与沿其他任何路径的旅行时相比为_____，也是波沿_____的路径传播。
- (4) 在共反射点道集记录中，把每一道反射波的传播时间减去它的正常时差这就叫做_____。
- (5) 波阻抗是_____和_____的乘积。
- (6) 产生反射波的条件是_____。
- (7) 地层的倾角为 α ，地层界面上部地层的速度为 v ，在炮点两侧等距离 x 的两观测点观测，则倾角时差为_____。
- (8) 由于波的吸收作用，地震波的视频率随着传播距离的增加而_____。

1.2.3 简答题

- (1) 什么是惠更斯—菲涅尔原理？
- (2) 什么是地震折射波的盲区？
- (3) 简述均匀介质共中心点时距曲线的特点？
- (4) 试从反射波和折射波形成的机制，分析反射波和折射波的形成条件？
- (5) 什么是视速度？
- (6) 在地震勘探中，经常把地下的地层介质做哪些简化？

1.2.4 计算题

- (1) 试用费马原理证明地震反射定律。
- (2) 试推导出倾斜界面情况下反射波的时距曲线。

1.3 参 考 答 案

1.3.1 名词解释

(1) 反射波：当弹性波遇到具有弹性性质突变的弹性分界面时，弹性波在分界面上可能会发生波的反射和透射，其中波的反射产生的波即为反射波。

(2) 透射波：当弹性波遇到具有弹性性质突变的弹性分界面时，弹性波在分界面上可能会发生波的反射和透射，波的透射产生的是一个与入射波方向不一致的波，称为透射波。

(3) 绕射波：当地震波通过弹性不连续的间断点（如地层的间断点、地层的尖灭点或不整合接触点以及断层的棱角等）时，只要这些地质体的大小同地震波的波长大致相当，这种不连续的间断点就可以看做一个新震源。新震源产生一种新的扰动向弹性空间四周传播，这种波在地震勘探中称为绕射波，这种现象称为绕射。

(4) 滑行波：在波的传播过程中，当界面以下的速度 v_2 大于界面以上的速度 v_1 时。根据斯奈尔定律，波的透射角 β 必大于其入射角 α ，且随着入射角 α 增加到某一临界角度 i 时，会使透射波的透射角 $\beta=90^\circ$ ，此时透射波将沿着界面，在界面下方滑行，这种特殊的透射波通常称为滑行波。

(5) 折射波：当滑行波沿着界面传播时，必然引起界面上各质点的振动，根据惠更斯原理，滑行波所经过的界面上各点，都可看做是一个新的振动源。由于界面两侧的介质质点存在着弹性关系，因此滑行波沿界面传播时，在上覆介质中将产生新波，这种新波在地震勘探中称为折射波。

(6) 波前面：振动刚开始与静止时的分界面。

(7) 均匀介质：可认为反射界面 R 以上的介质是均匀的，即层内介质的物理性质不变。

(8) 层状介质：认为地层剖面是层状结构，波在每一层内速度是均匀的，但层与层之间的速度不相同，介质性质发生突变。界面 R 可以是水平（称水平层状介质）或是倾斜的。

(9) 连续介质：所谓连续介质是认为波在界面 R 两侧介质 I 与介质 II 的速度不相等，有突变。但界面 R 的上覆地层（即介质 I）的波速是空间连续变化的函数。连续介质是层状介质的演变，当层状介质中层数无限增加，每一层的厚度无限减小，这时层状介质就过渡为连续介质。

(10) 振动图形和波剖面：波在传播过程中，某一质点的位移大小是随时间而变化的，描述质点位移与时间关系的图形，叫做振动图形。波在传播过程中的某一时刻，介质中各个质点的位移是不同的，描述质点位移与空间位置关系的图形，叫做波剖面。

(11) 时间场与等时面：设有一个地震波在介质内传播，如果在介质中任一点 $M(x, y, z)$ 进行观测，则可以确定波前到达这一点的时间 t ，波前传播的时间 t 可以看成观测点坐标

(x, y, z) 的函数, 即 $t=g(x, y, z)$, 因而就可以确定一个标量场 $t(x, y, z)$, 在地震勘探中把这个标量场叫做时间场, 即波至时间的空间分布。如果给定一个时间值 t_i , 则可以找出由空间具有相同 t_i 值的点所组成的波面, 称为等时面。

(12) 地震波视速度: 当波的传播方向与观测方向不一致 (夹角 θ) 时, 观测到的速度并不是波前的真速度 v , 而是视速度 v_a 。

(13) 地震子波: 爆炸产生的是一个延续时间很短的尖脉冲, 这一尖脉冲造成破坏圈、塑性带, 最后使离震源较远的介质产生弹性形变, 形成地震波, 地震波向外传播一定距离后, 波形逐渐稳定, 成为一个具有 2~3 个相位 (极值)、延续时间 60~100ms 的地震波, 称为地震子波。

(14) 地震波运动学: 研究在地震波传播过程中地震波波前的空间位置与其传播时间的关系, 即研究波的传播规律, 以及这种时空关系与地下地质构造的关系。

(15) 正常时差: 在水平界面时, 对界面上某点以炮检距 x 进行观测得到的反射旅行时间与零炮检距 (自激自收) 进行观测得到的反射旅行时之差。这是由于炮检距不为零引起的时差。

(16) 倾角时差: 去掉炮检距的影响, 纯粹由于界面存在倾角而引起的反射波旅行时差, 称为倾角时差。

(17) 剩余时差: 把某个波按水平界面一次反射波作动校正后的反射时间与共中心点处的 t_0 之差叫剩余时差, 即由于未能完全将正常时差消除而剩下的一小部分正常时差。

(18) 惠更斯原理: 在波前面上的任意一个点, 都可以看成是一个新的波 (震) 源, 叫子波源。每个子波源向各方发出的微弱的波, 叫子波, 子波以所在点处的波速传播。

1.3.2 填空题

(1) 传播, 弹性;

$$(2) R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1};$$

(3) 最小值, 所用时间最短;

(4) 动校正;

(5) 介质 (地层) 的密度, 波的速度;

(6) 弹性界面两侧的弹性性质不一致;

$$(7) \frac{2x \sin \alpha}{v};$$

(8) 减少。

1.3.3 简答题

(1) 由惠更斯原理, 在弹性介质中, 已知 t 时刻的同一波前面上的各点, 可以把这些点看做从该时刻产生子波的新的点震源。经过任意一个时刻 Δt 后, 这些子波的包络面就是波 $t + \Delta t$ 时刻到达的新的波前面。惠更斯原理只给出了波传播的空间几何位置, 而没有涉及波到达该位置的物理状态。菲涅尔补充了惠更斯原理, 他指出, 从同一波阵面上的各点所发出

的子波，经传播而在空间相遇时，可以相互叠加而产生干涉现象，因此在该点观测的是总扰动。这就使得惠更斯原理具有更明确的物理意义，惠更斯—菲涅尔原理可以应用于均匀介质，也可以应用于非均匀介质。

(2) 如图 1.3.1 所示，射线 AM 是折射波的第一条射线，在地面上从 M 点开始才能观测到折射波，因此 M 点叫做折射波的始点。自震源 O 点到 M 点范围内，不存在折射波，这个范围叫做折射波的盲区。

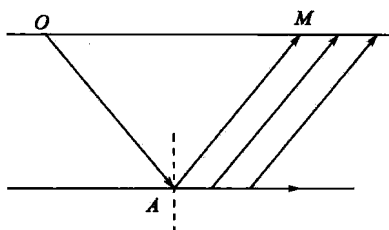


图 1.3.1 地震折射波盲区示意图

(3) 均匀介质倾斜界面反射波共中心点时距曲线是一条对称于 t 轴的双曲线，它和水平界面共反射点时距曲线，在形式上完全相同，所不同的只是速度有差异。水平界面时，速度为常数，为均一速度；倾斜界面时，为等效速度 v_φ ，等效速度恒大于上覆介质中的速度 v ，其大小与界面倾角 φ 有关，倾角越大， v_φ 越大，当 $\varphi=0$ 时， $v_\varphi=v$ 。

(4) 形成反射波的条件是地层有波阻抗的差异，反射波的强度（振幅）取决于波阻抗差。与入射波波阻抗的差值越大，反射波越强；要形成折射波的条件是下层速度大于上层速度，且波的入射角等于临界角，这样就会形成滑行波，滑行波传播过程中，反过来影响第一种介质，并在第一种介质中激发新的波，这种由滑行波引起的波在地震勘探中叫折射波。在实际的地层剖面中只有某些地层能满足形成折射波这个条件，因此“折射层”的数目要比“反射层”的数目少得多。

(5) 地震波沿测线传播的速度，称为视速度。而实际上地震波并不是沿测线传播的，而是沿垂直于波前的射线方向，视速度 v^* 与真速度 v 的关系为 $v^* = v/\sin\alpha$ ，该式称为视速度定理。

(6) 实际地层介质是非常复杂的，在地震勘探中，人们根据研究目的、对问题研究的深入程度以及对成果精度的要求等因素，建立了多种地层介质结构模型，诸如各向同性介质、各向异性介质等。在常规地震勘探中，主要研究的介质模型有均匀介质、层状介质以及连续介质三种。

1.3.4 计算题

(1) 解：如图 1.3.2 所示，根据费马原理，波从 A 点传到 B 点应满足所需时间最短，即传播路程最短。设波的传播路程为 S ，则

$$S = \overline{AO} + \overline{BO}$$

令 $\overline{AB}=x$ ， $\overline{OO'}=h$ ， $\overline{AO'}=x_1$ ，那么

$$\overline{AO} = \sqrt{x_1^2 + h^2}, \quad \overline{BO} = \sqrt{(x - x_1)^2 + h^2}$$

则

$$S = \sqrt{x_1^2 + h^2} + \sqrt{(x - x_1)^2 + h^2}$$

对 x_1 求导，令 $S'=0$ ，则 $x_1 = \frac{1}{2}x$ ，即 $\overline{AO'} = \overline{BO'}$ ，那么 $\theta_1 = \theta_2$ （即证）。

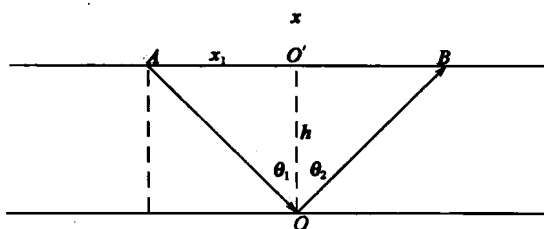


图 1.3.2 反射波示意图

(2) 解：参见图 1.1.3，利用虚震源法，得地震波反射的旅行时间 t ：

$$t = \frac{O^*S}{v}$$

其中

$$\overline{O^*S} = \sqrt{\overline{MO^*}^2 + \overline{MS}^2}$$

$$\overline{MO^*}^2 = \overline{OO^*}^2 - \overline{OM}^2 = 4h^2 - x_M^2$$

$$\overline{MS} = \overline{OS} - \overline{OM} = x - x_M$$

所以

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

有

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

其中

$$x_M = \pm 2h \sin \varphi$$

则反射波的时距曲线为

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

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2 + 4xh \sin \varphi} \quad (\text{下倾方向})$$

第2章 地震数据采集

2.1 理论概述

地震勘探野外工作是整个地震勘探中的基础工作，是地震勘探中获取地下地质信息的基本环节。因此，数据采集的质量直接影响到勘探工作的效果。

2.1.1 地震勘探分辨率

地震分辨率是指可分辨的最小地层厚度或最窄地质体的宽度，前者称为地震垂向分辨率，后者称为地震横向分辨率。

2.1.1.1 垂向分辨率

地震垂向分辨率是指可分辨的最小地层厚度。垂向分辨率实际表征地震勘探分辨薄层顶底反射波的能力。所谓可以分辨的最小地层厚度，意指顶底反射波“刚刚能分辨开”的地层厚度。不同的学者提出了不同的分辨率标准，主要有瑞利标准、瑞克标准以及维代斯标准。

(1) 瑞利标准：两个子波的到达时差大于或等于子波的半个视周期，则这两个子波是可分辨的，否则是不可分辨的。

(2) 瑞克标准：两个子波的到达时差大于或等于子波主极值左右侧两个拐点间隔时，则这两个子波可分辨。

(3) 维代斯标准：一个地层上、下介质的波阻抗相等，并都明显小于该地层波阻抗，当该地层厚度小于 $\lambda/8$ 时，即其顶底反射波时差小于 $\tau/4$ (λ 、 τ 分别对应入射子波的优势波长、优势周期) 时，其顶底反射子波的特征不可分辨。

2.1.1.2 菲涅尔带

波动理论认为，地面观测点所接收到的地震反射波不是仅来自反射界面上的一个点（几何地震学的反射点），而是反射界面上各二次波源发出的振动之和，其中反射信号的主要贡献来自第一菲涅尔带。

波从震源到界面上每个点再到接收点都对应一个旅行时，其中一个点对应的旅行时最小。以该点为中心的周围有一个范围，其内各点对应的旅行时之差不大于半个周期，这个范围就称为第一菲涅尔带。图 2.1.1 是震源与接收点为同一点情况下菲涅尔带示意图，其中以 R_0 为圆心， R_1 为半径的圆内即为第一菲涅尔带。当接收点与震源不在一个点上时，第一菲涅尔带的半径比上面 R_1 表示的大，菲涅尔带实际上是射线理论的反射点附近二次波源发出的振动相长叠加区。

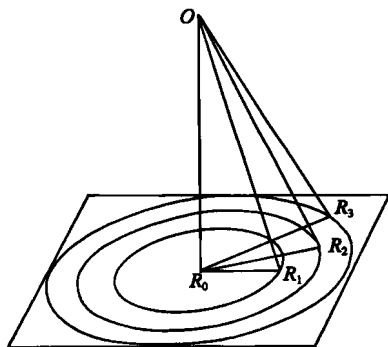


图 2.1.1 菲涅尔带示意图