

近震分析

中国科学院地球物理研究所编著

地震出版社

近 震 分 析

中国科学院地球物理研究所编著

W96/15



219461



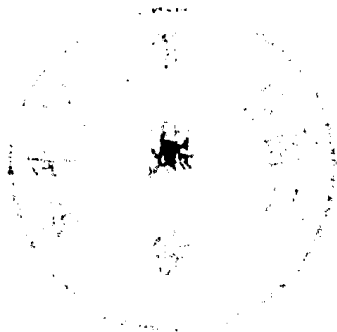
北林图 A00058176

地 震 出 版 社

1 9 7 7

内 容 提 要

本书以北京有线传输地震观测台网的近震分析工作为基础,比较详细地介绍了近震基本参数(ϕ , λ , h , O , M)的测定方法,其中包括常用的手工方法,速报用的量板法和计算机测定的方法。书中还介绍了为提高基本参数的测定精度而开展的地壳结构、近震走时表和台站布局等工作。可供地震专业工作者及有关专业学生参考。



近 震 分 析

中国科学院地球物理研究所编著

地震出版社 出版

北京三里河路54号

科技情报所印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

787×1092 1/16 17¹/₂ 印张 400千字

1977年3月第一版 1977年3月第一次印刷

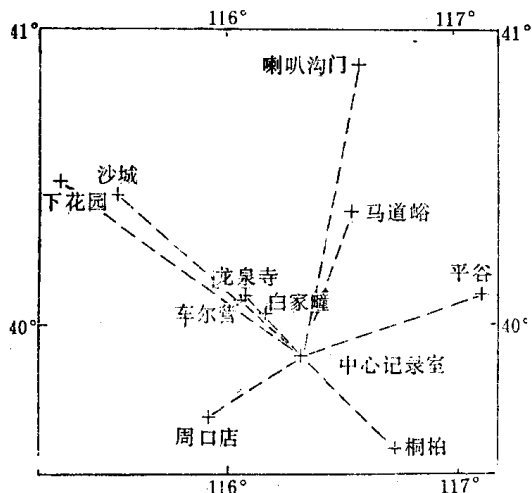
印数: 0001—29,000

统一书号: 13180·4 定价: 1.40元

限 国 内 发 行

前言

1966年，北京建立了一组有线传输地震观测台网（以下简称北京台网，见图）。1975年



北京有线传输地震观测台网（北京台网）
示意图（1966—1975）

这组台网又进行扩充和调整。各台装有短周期地震仪，地震讯号经电话线以载波方式传至中心记录室（三里河）。中心记录室还配有中长周期地震仪和强震仪，并对各台传输讯号统一授时和集中记录（包括可见记录和磁带记录）。

这组台网在北京及其邻近地区的地震监视和地震预报工作中发挥着重要作用。观测技术的改进，促进了分析工作的发展。近震分析，作为地震预报的一项基础性工作，近年来随着地震预报工作的开展，正在不断深入。《近震分析》这本书，就是在总结十年来北京台网近震分析工作的基础上编写的。

本书以介绍方法为主。力求讲明方法的原理和工作步骤，各种方法尽量附以实例。采用计算机计算的部分，只介绍编制程序的方框图，具体程序需根据不同功能的计算机和计算语言自行编制。

由于我们的思想水平和业务水平有限，书中难免出现错误和缺点。特别是测定地震参数和计算地壳结构的方法有的正在试验，还不成熟。希望读者批评指正。

本书由中国科学院地球物理研究所第一研究室北京台网分析组编写，张少泉同志执笔。在编写过程中曾得到所内外同志的大力协助，并提出了许多宝贵意见。书中第六章介绍的“改进的牛顿-高斯法”，取自上海复旦大学计算机科学系信息论教研室唐国兴等同志的工作成果；书中第八章介绍的“用地震计算台站位置的方法”，取自我所三室欧阳珽同志的工作成果。在此谨向他们表示谢意。

目 录

第一章 近震分析基础

第一节	近震范围	(1)
第二节	点源模型	(2)
第三节	近震的射线轨迹和走时曲线	(3)
第四节	近震震相	(10)
第五节	鉴别震相的方法	(15)
第六节	识别爆破的方法	(21)
第七节	台站(震中)的坐标变换公式	(29)
第八节	地面上两点距离的计算公式	(31)

第二章 已知传播速度或走时表测定近震时空参数的常用方法

第一节	石川法(弦法)	(35)
第二节	虚拟法	(39)
第三节	交切法和中线法	(43)

第三章 未知传播速度或走时表测定近震时空参数的常用方法

第一节	和达法	(48)
第二节	高桥法	(52)
第三节	半几何方法	(56)
第四节	常用方法小结	(61)

第四章 测定近震时空参数的快速量板法

第一节	双曲线量板	(64)
第二节	渐近线量板	(69)
第三节	直线量板	(75)

第五章 用计算机测定近震时空参数的初定方法

第一节	解线性方程组	(81)
第二节	V作为未知量的初定方法	(84)
第三节	V作为给定值的初定方法	(88)
第四节	V作为优选值的初定方法	(94)

第六章 用计算机测定近震时空参数的修定方法

- 第一节 改进的牛顿—高斯法.....(100)
- 第二节 下降法.....(111)
- 第三节 梯度法.....(118)

第七章 震源深度问题

- 第一节 石川法和和达法测定深度的误差.....(128)
- 第二节 直达波测定深度方法的补充.....(130)
- 第三节 反射波测定深度的方法.....(132)
- 第四节 折射波测定深度的方法.....(138)
- 第五节 测定震源深度方法小结.....(140)

第八章 台站布局问题

- 第一节 关于“死局”的讨论.....(142)
- 第二节 台站布局与参数误差(一).....(151)
- 第三节 台站布局与参数误差(二).....(155)
- 第四节 用地震计算台站位置的方法.....(158)

第九章 地壳均匀模型及其走时表

- 第一节 由 D, t 计算 $\bar{V}$ 和 σ_v 的方法.....(163)
- 第二节 直接计算 V 的方法补充.....(172)
- 第三节 计算地壳厚度的方法.....(178)
- 第四节 地方震走时表的编制.....(182)
- 第五节 均匀模型的困难.....(184)

第十章 地壳连续模型及其走时表

- 第一节 由爆破资料计算地壳连续模型的方法.....(186)
- 第二节 由地壳连续模型计算近震走时表的方法.....(195)
- 第三节 等效速度公式.....(204)

第十一章 地壳分层模型及其走时表

- 第一节 折合走时曲线.....(209)
- 第二节 由爆破或地震资料计算地壳分层模型的方法.....(211)
- 第三节 由地壳分层模型计算近震走时表的方法.....(218)
- 第四节 计算 M -面的倾向方位角和倾角的方法.....(225)

第十二章 近震震级

- 第一节 概要.....(237)
- 第二节 近震震级 M_L 的测定.....(238)

第三节 持续时间震级 M_{F-P} 的测定.....	(246)
第四节 面波震级 M_S 的测定.....	(249)
第五节 $M_L, M_{F-P}, M_S, E, I_0$ 的关系	(251)
附录1: 常用公式.....	(254)
附录2: 杰弗瑞斯-布伦(J-B)近震走时表	(257)
附录3: 塔吉克近震走时表.....	(260)
附录4: 国内平均双层地壳模型近震走时表.....	(264)
参考文献.....	(271)

第一章 近震分析基础

第一节 近震范围

本书要讨论的是近震。多大范围内的地震属于近震呢？这里，介绍一个粗略的估计方法。

大家知道，地球呈层状结构，地壳是最外面的一个薄层。地壳的平均厚度33公里，相当于地球平均半径（6371公里）的0.5%。地壳与地球相比，这是一个多么薄的层啊！然而，正是在这个薄层内发生了占全球百分之八十以上的地震。

图1—1中 $R+H$ 表示地球平均半径（ r_m ）， h 表示震源深度，O、E、S分别表示震源，震中和台站。该图清楚地表明，在地壳内发生的地震（浅源地震），其直达波射线由于地球曲率的影响，在一定距离将与地壳的底面（莫霍面，简称M-面）相切。那么，我们把与M-面相切的对应距离，近似地作为近震范围。

由图可知

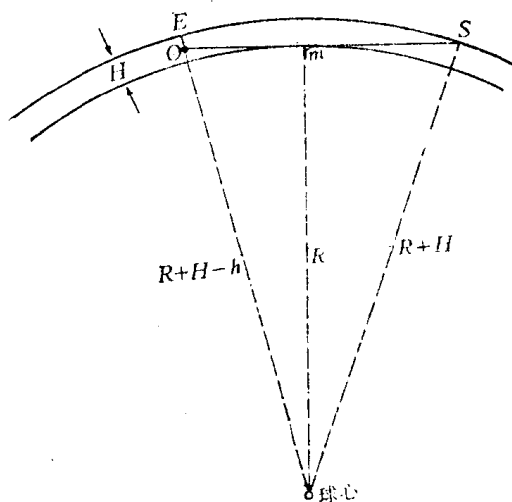


图1—1 近震范围的估计

$$\begin{aligned}\overline{OS} &= \overline{OM} + \overline{SM} \\ &= \sqrt{(R+H-h)^2 - R^2} + \sqrt{(R+H)^2 - R^2}\end{aligned}\quad (1-1-1)$$

因 $0 \leq h \leq H$ ，所以

$$\sqrt{(R+H)^2 - R^2} \leq \overline{OS} \leq 2\sqrt{(R+H)^2 - R^2}$$

将 $R+H=6371$ 公里， $R=6371-33=6338$ 公里代入（1—1—1），则得

$$640 \text{ 公里} \leq \overline{OS} \leq 1280 \text{ 公里}$$

即近震范围在1000公里左右。

上面估算，没有考虑各地区的地壳厚度差别，地震射线因速度分布不均匀而发生的弯曲和地震波在M-面上发生的折射波、反射波，等等。因此，这种估算只能给我们一个十分粗糙的数值。

通过这样一个十分粗糙的数值，可以帮助我们理解近震分析的一些特点：

例如近震震相，最常见的是直达波 $\bar{P}$ ， $\bar{S}$ ，M-面的反射波 P_{11} ， S_{11} 和M-面的折射波 P_n ， S_n ；

例如测定近震参数的方法，不需球极投影、乌尔夫网而直接用1/300万至1/50万的地图进行作图，不用球坐标而用平面坐标；

例如计算地壳结构模型时，不需球对称分层模型而采用水平分层模型，等等。

这一系列特点，都是由近震的“近”字产生出来的。

但是，应该指出：近与远是地震相对于观测者而言的。例如，1975年2月4日的辽南地震，对于辽南金县地震台来说是地方震（小于150公里的近震称为地方震或区域地震），对于相隔五、六百公里的北京台网来说是一般近震，而对于远隔约二千公里的乌鲁木齐台，则属于远震了。因此，同一个地震可以用近台进行测定，也可以用远台进行测定。前者属于近震分析内容，后者属于远震分析内容。经常是近远结合，互相补充。对于震中位置常以近台观测为主，对于地震震级又常以远台观测为主。特别是对于那些距离在1000公里左右的“不远不近”地震，更需要把两者结合起来。本书虽只介绍近震分析，但希望读者注意近震分析方法与远震分析方法的区别和联系。

第二节 点源模型

除了专门研究震源机制和震源物理等问题外，在一般的分析工作中，都把震源看成是一个几何点，并认为地震是在某个瞬间发生的。这就是“点源模型”。正是由于自觉或不自觉地采用了这个模型，我们才能去测定地震的空间位置 and 发震时间（总称为地震的时空参数）。

采用“点源模型”是否符合实际情况呢？

首先看三个例子。图1-2是通海、炉霍、邢台三次大震的宏观烈度示意图。

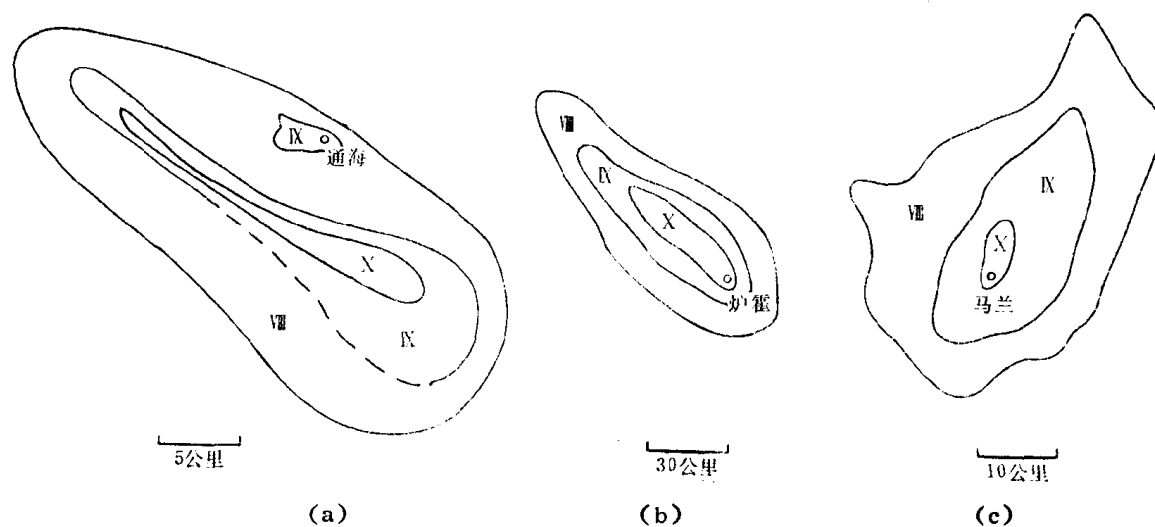


图1-2 三次地震的烈度示意图

- (a) 通海地震 (1970年1月5日 $M_s=7.7$, $h=13$ 公里)
- (b) 炉霍地震 (1973年2月6日 $M_s=7.9$, $h=17$ 公里)
- (c) 邢台地震 (1966年3月8日 $M_s=6.8$, $h=10$ 公里)

表1-1 是这三次地震根据波谱分析得出的破裂长度和破裂时间。

震源的实际情况和发震的实际过程，由于它是发生在地面下几公里或几十公里深处，目前还不能直接调查，只能通过地表的破坏现象和地面记录的地震波谱，间接地计算或推测。

图 1—2 和表 1—1 所提供的情况说明，震源并非一个几何点，而是有一定大小；发震也并非在某一瞬间，而是有一个过程。

这样说来，“点源模型”是否就成问题了呢？对此，要从两方面分析：一方面，点源模型确与实际情况有出入；但另一方面，作为“模型”，它只能反映震源的主要特征，或者说它只能在某些特定问题里反映震源的某些方面的特征。

那么，“点源模型”反映了震源的哪些特征呢？读者从图 1—2 中可以看到，尽管三个地震的震中区破坏范围相当大，然而都存在着一个破坏最为严重的极震区，在这个小范围内宏观烈度高达Ⅸ度！而且，宏观调查表明，在极震区内地表的破坏也不平衡，往往会出现一些破坏更为严重的更狭的区域。此外，波谱分析表明，震源处岩石的破裂或错动过程，不是爆发于某一点某一瞬间，而是从某一点开始，向单侧或双侧发展，从而释放出巨大的能量。这一点，震源物理研究中称为始破裂点。这样，我们从地表破坏和波谱分析两方面相对照，可以看出：尽管震源不是一个几何点，但确实存在着一个地下的始破裂点和地表的破坏最为

严重的狭小区域，而这个区域往往与我们用地震观测台网测定的震中位置非常接近（也有例外）。因此，我们认为“点源模型”反映的是震源开始破裂或开始错动的那一点，而开始破裂或开始错动的时间，就是发震时间。图 1—3 就是这种理解的示意图。

也有人认为，“点源模型”反映的是震源破裂最强或错动最大，即释放能量最多的那一点和相应的时刻。

这两种理解都有一定道理，并各有震例支持自己的观点。无论那一种理解，都认为“点源模型”是可行的。“点源模型”有效地反映了震源不同于其他振动源的主要特征。本书采用“点源模型”。

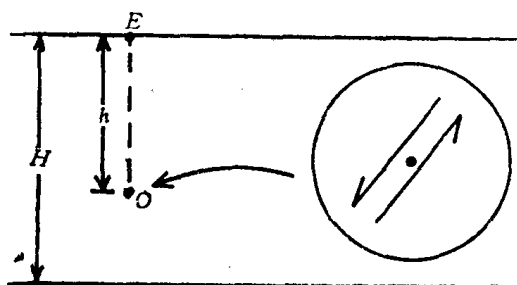


图 1—3 点源模型

第三节 近震的射线轨迹和走时曲线

震源处的岩石发生断裂或错动，将引起周围介质的振动，这个振动通过介质内部相互之间的作用，以应力和应变的相互转化形式，向四面八方传播，即为地震波。

地震波根据振动方式分为纵波和横波。所谓纵波，系振动方向与传播方向一致的波；所谓横波，系振动方向与传播方向垂直的波。这两种波，总称体波。体波到达地表或介质分界面，在一定的条件下，又会激发沿地面或分界面传播的面波。

纵波用P表示（P是Pull或Push的字头，表示振动的“一拉一推”的特征，或可解释为Primary的字头，意为“最初的”、“为首的”），横波用S表示（S是Shake的字头，表示振动的“摇摇晃晃”的特征，或可解释为Secondary的字头，意为“续至的”、“第二

表1—1

地 震	破裂长度	破裂时间
通海地震	74.5公里	21.4秒
炉霍地震	120 公里	20.6秒
邢台地震	40 公里	12.1秒

的”^[20]。纵波与横波的传播速度不同

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4\mu}{3}}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1-3-1)$$

式中 κ , μ , ρ 是介质的压缩模量、切变模量和密度。

纵波与横波的速度比值

$$K = \frac{V_p}{V_s} \quad (1-3-2)$$

将(1-3-1)式代入(1-3-2)式,经一定变化后可写成

$$K = \frac{2-2\sigma}{1-2\sigma}$$

这里 σ 是介质的泊松比。当 $\sigma = \frac{1}{4}$ 时, $K = \sqrt{3} \approx 1.73$ 。 K 是近震分析中常用的量,北京地区的 K 值与1.73这个理论值很接近(见第九章第一节)。由于

$$K > 1$$

所以纵波总是比横波提前到达。

地震波在介质内传播,其传播路径叫地震射线,或射线轨迹。与地震射线相垂直的几何面叫波阵面。在均匀介质中,地震射线是直线,波阵面是球面;在非均匀介质中,地震射线是曲线,波阵面是不规则的曲面。当台网跨度远远小于震中距时,波阵面可视为一平面,称为平面波。

地震波投射到两种介质的分界面时,要发生反射和折射现象。由于在弹性介质中能传播纵波和横波两种波,所以在分界面上,通常入射P波要产生反射P波和反射S波,以及折射P波和折射S波。当S波入射时,情况相同。通常把反射或折射后产生的与入射波性质相反的波(如P波产生S波,或S波产生P波),称为转换波。

入射波与反射波、折射波的射线在介质分界面处遵从斯涅尔定律^[5]

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} \quad (1-3-4)$$

式中 i_1 是入射波的地震射线与分界面的法线之间的夹角, V_1 是入射波所在介质的传播速度; i_2 是反射波或折射波的地震射线与分界面的法线之间的夹角, V_2 是反射波或折射波所在介质的传播速度。

(1-3-4)式的左右两边可以是同一性质地震波,也可以是不同性质的转换波。

(1-3-4)式在一定条件下还可以推广到速度 V 连续变化的情况,这时的 i 可理解为地震射线与铅垂线的夹角。

介质的传播速度连续变化的称为连续介质;介质的传播速度在水平方向均匀仅沿铅垂线方向间断变化的,称为水平分层介质。由于实际的地壳介质并非单纯的连续介质,亦非单纯的分层介质,只是在不同的地区或不同的研究问题中,可近似地视为连续变化或间断变化,因而有地壳连续模型和地壳分层模型之分。图1-4就是这两种模型的射线轨迹的示意图。地震波的射线轨迹由地震波的离源角和介质的速度分布决定。

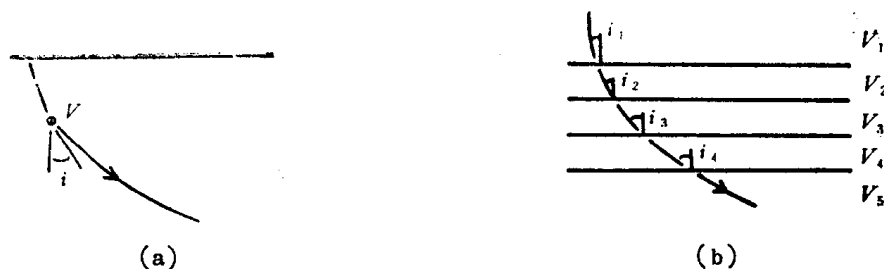


图 1-4 介质连续模型 (a) 和分层模型 (b) 的地震射线轨迹

无论那一种情况,对于近震来说,上述几种情况下沿着同一条射线上各点的比值 $\frac{\sin i}{V}$, 可以认为保持不变。不同射线的比值不同。

地震波沿射线传播,通常把地震波从震源到台站的整个行进时间,称为地震波走时,简称走时。若 t 表示走时,则

在分层介质中,

$$t = \frac{S_1}{V_1} + \frac{S_2}{V_2} + \dots + \frac{S_n}{V_n} \quad (1-3-5)$$

式中 $S_1, S_2, \dots, S_n$ 和 $V_1, V_2, \dots, V_n$ 表示各层的行进路程和各层的介质速度;

在连续介质中,

$$t = \int_0^s \frac{ds}{V} \quad (1-3-6)$$

式中 O 和 S 表示震源和台站, V 是沿射线各点的传播速度, ds 是射线各点沿射线方向上的弧元。

对于某个固定台站来说走时 t 是震源位置 (X, Y, h) 的函数,表示成

$$t = f(X, Y, h) \quad (1-3-7)$$

或

$$t = f(\Delta, h) \quad (1-3-8)$$

这里 Δ 是震中距,在近震范围内, Δ 可以近似表示成

$$\Delta = \sqrt{(X-x)^2 + (Y-y)^2} \quad (1-3-9)$$

这里 x, y 表示台站直角坐标, X, Y 表示震中直角坐标。

(1-3-7) 式和 (1-3-8) 式称为走时公式,只有在比较简单的情况下,才能写成显函数形式。将走时 t 与震中距 Δ 的对应值,依次点在直角坐标上,描成曲线,称为走时曲线或时距曲线。

下面以地壳均匀模型为例,介绍直达波、反射波和折射波的射线轨迹和走时曲线。

1. 直达波 ($\bar{P}, \bar{S}$)

由于介质均匀,射线为直线 (图1-5(a))。则可得出

$$t = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V} \quad (1-3-10)$$

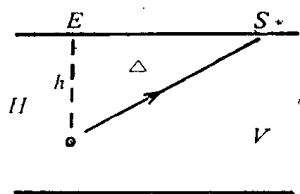
当 $\Delta = 0$ 时, $t = \frac{h}{V}$ 。令 $t_0 = \frac{h}{V}$, 则上式可写成

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

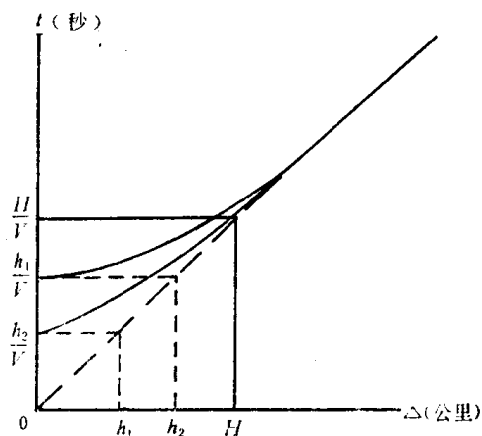
因 $\Delta, t \geq 0$, 所以, 将 t 与 Δ 点在直角坐标纸上, 则直达波的走时曲线是以 t_0 为实半轴, h 为虚半轴占据第一象限的双曲线族。图 1—5(b) 仅画出深度为 h_1 和 h_2 的两条走时曲线。

当 $h = 0$ 时, (1—3—10) 式写成

$$t = \frac{\Delta}{V}$$



(a)



(b)

图 1—5 直达波的射线轨迹(a)和走时曲线(b)

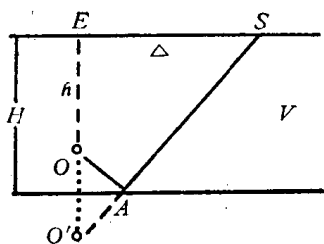
它是通过坐标原点的直线。当 $h \ll \Delta$ 时, (1—3—10) 式写成

$$t \approx \frac{\Delta}{V}$$

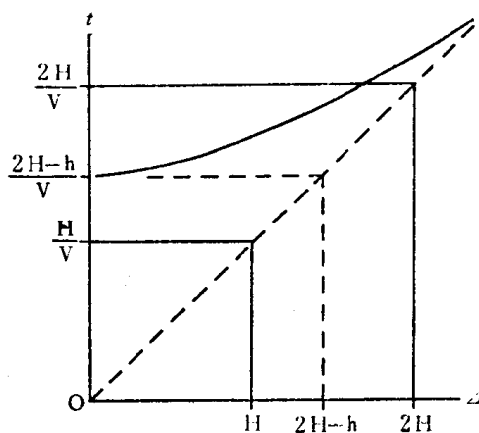
是双曲线的渐近线。

2. 反射波 (P_{11}, S_{11})

用镜象对称的原理, 很容易找到震源 O 的对称点 O' (斯涅尔定律)。在图 1—6(a) 中



(a)



(b)

图 1—6 反射波的射线轨迹(a)和走时曲线(b)

$$\overline{O'A} = \overline{OA}$$

$$\overline{O'E} = 2H - h$$

从而写出反射波的走时公式

$$t = \frac{\sqrt{\Delta^2 + (2H-h)^2}}{V} \quad (1-3-12)$$

当 $\Delta = 0$ 时, $t = \frac{2H-h}{V}$ 令 $t_0 = \frac{2H-h}{V}$, 则上式可写成

$$\frac{t^2}{t_0^2} - \frac{\Delta^2}{(2H-h)^2} = 1 \quad (1-3-13)$$

同样, 因 $\Delta, t \geq 0$, 将 Δ, t 点在直角坐标纸上, 亦为双曲线族 (图 1-6(b))。

反射波的走时曲线与直达波的走时曲线, 虽然都是双曲线, 但是, 虚半轴与实半轴的长短不同, 并且曲线与 h 的对应顺序也不相同。此外, 在直达波走时曲线中有一条通过原点的直线 ($h=0$), 但在反射波走时曲线中没有这样的直线, 仅仅在 $2H-h \ll \Delta$ 时, (1-3-12) 式可写成

$$t \approx \frac{\Delta}{V}$$

才是一条直线, 不过, 它不是走时曲线而是走时曲线的渐近线。

3. 折射波 (P_n, S_n)

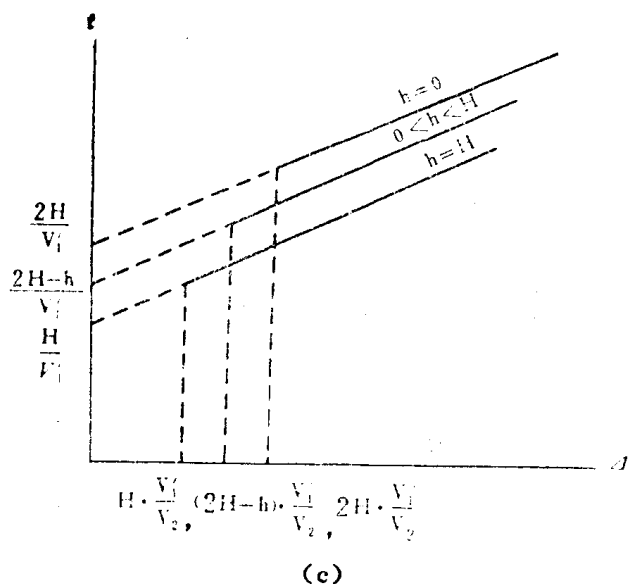
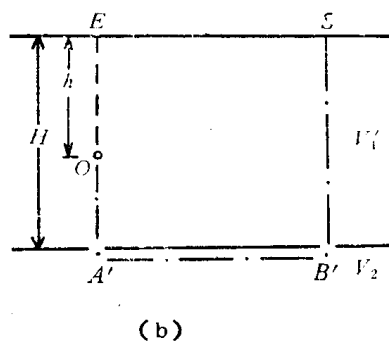
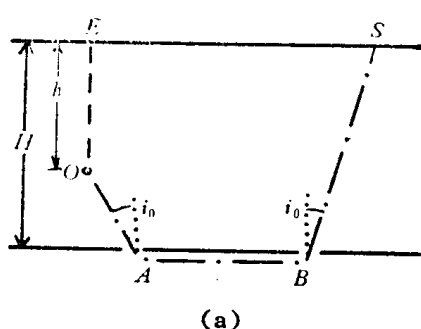


图 1-7 折射波的射线轨迹 (a), V_1' 和 t_0 的物理意义 (b) 和走时曲线 (c)

当地震波射线在M-面的入射角 (i_1) 恰恰等于临界角 (i_0) 时, 射线将沿着M-面的下界面滑行。

$$\sin i_0 = \frac{V_1}{V_2} \quad (1-3-14)$$

由斯涅尔定律 (1-3-4) 可知

$$\begin{aligned} \sin i_2 &= \frac{V_2}{V_1} \sin i_1 \\ &= \frac{V_2}{V_1} \sin i_0 \\ &= \frac{V_2}{V_1} \frac{V_1}{V_2} \\ &= 1 \end{aligned}$$

即
$$i_2 = \frac{\pi}{2}$$

图1-7 (a) 所示的射线轨迹可分成三段:

$$\overline{OA} \rightarrow \overline{AB} \rightarrow \overline{BS}$$

其中 $\overline{OA}$ 、 $\overline{BS}$ 两段是在M-面之上即地壳内传播的部分, 速度为 V_1 , 因此这两段可写成

$$\overline{OA} = \frac{H-h}{\cos i_0}, \quad \overline{BS} = \frac{H}{\cos i_0}$$

另一段 $\overline{AB}$ 是在M-面之下即地幔顶部滑行的部分, 速度为 V_2 , 因此这段可写成

$$\begin{aligned} \overline{AB} &= \Delta - (H-h) \tan i_0 - H \tan i_0 \\ &= \Delta - (2H-h) \tan i_0 \end{aligned}$$

所以这三段的走时 t 可写成

$$t = \frac{\overline{OA} + \overline{BS}}{V_1} + \frac{\overline{AB}}{V_2}$$

将 $\overline{OA}$ 、 $\overline{BS}$ 和 $\overline{AB}$ 代入, 得

$$\begin{aligned} t &= \frac{2H-h}{V_1 \cos i_0} + \frac{\Delta - (2H-h) \tan i_0}{V_2} \\ &= \frac{\Delta}{V_2} + (2H-h) \left(\frac{1}{V_1 \cos i_0} - \frac{\tan i_0}{V_2} \right) \\ &= \frac{\Delta}{V_2} + (2H-h) \cdot \frac{1 - \frac{V_1}{V_2} \sin i_0}{V_1 \cos i_0} \\ &= \frac{\Delta}{V_2} + (2H-h) \cdot \frac{1 - \sin^2 i_0}{V_1 \cos i_0} \\ &= \frac{\Delta}{V_2} + (2H-h) \cdot \frac{\cos i_0}{V_1} \end{aligned}$$

$$= \frac{\Delta}{V_2} + (2H-h) \cdot \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 \cdot V_2}$$

在上述推导中，用了（1—3—14）式。

令

$$V_1' = \frac{V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (1-3-15)$$

则

$$t = \frac{\Delta}{V_2} + \frac{2H-h}{V_1'} \quad (1-3-16)$$

令

$$t_0 = \frac{2H-h}{V_1'} \quad (1-3-17)$$

则

$$t = \frac{\Delta}{V_2} + t_0 \quad (1-3-18)$$

（1—3—16）式和（1—3—18）式是经常用到的折射波的走时公式。

在推导公式中引进 V_1' 和 t_0 这两个量，我们称 V_1' 为折射波的穿透速度，称 t_0 为折射波的时间项。 V_1' 、 t_0 与分层介质的结构有关，在第九、十、十一章中都将用到它们。 V_1' 与 t_0 的物理意义是什么呢？为此，将（1-3-16）式改写成

$$t = \frac{H-h}{V_1'} + \frac{\Delta}{V_2} + \frac{H}{V_1'}$$

由图 1—7 (b) 可知，那里的 A' 、 B' 是 O 、 S 的垂足，即

$$\overline{OA'} = H-h, \quad \overline{A'B'} = \Delta, \quad \overline{B'S} = H$$

将其代入上式后，则变成

$$t = \frac{\overline{OA'}}{V_1'} + \frac{\overline{A'B'}}{V_2} + \frac{\overline{B'S}}{V_1'}$$

这样一来，原是沿着 $\overline{OA} \rightarrow \overline{AB} \rightarrow \overline{BS}$ 路径传播的折射波，在走时方面等效于沿着 $\overline{OA'} \rightarrow \overline{A'B'} \rightarrow \overline{B'S}$ 路径行进的波。这时，沿 $\overline{OA'}$ 和 $\overline{B'S}$ 行进的速度是 V_1' ，相当穿过地壳的速度，所以，我们把 V_1' 叫折射波的穿透速度。再将（1—3—17）式改写成

$$t_0 = \frac{H-h}{V_1'} + \frac{H}{V_1'}$$

所以时间项 t_0 等效于以穿透速度 V_1' 从震源到 M 一面、再从 M 一面返回台站在铅直方向上的行进时间。

由公式（1—3—16）和（1—3—18）可知， t 与 Δ 是直线关系。在图 1—7 (c) 上，是对应于不同 h 的平行直线族，直线的斜率是 V_2 的倒数。每条直线都有起始点，这一点对应的震中距常用 Δ_0 表示， Δ_0 由下式计算

$$\Delta_0 = (2H-h) \tan i_0 \quad (1-3-19)$$

或

$$\Delta_0 = (2H - h) \cdot \frac{V_1'}{V_2} \quad (1-3-20)$$

这里的 i_0 是(1—3—14)式定义的临界角, V_1' 是(1—3—15)式定义的穿透速度。 Δ_0 也是反射波的全反射点。这里介绍的折射波,也称为侧面波,绕射波或首波。

第四节 近震震相

在上一节,以地壳均匀模型为例,介绍三种简单的地震波(直达波、反射波和折射波)。这三种地震波在记录图上是什么形态呢?还有没有其他地震波呢?我们打开近震范围内的地震记录图,在每一张图上都会看到:在比较平静的背景上存在着一系列比较规则的振动,如果这些振动通过分析、鉴别,确实与一定的地震波相对应,我们就称之为“震相”。因此,近震震相就是在1,000公里的近震范围内记录在地震图上的地震波。

近震震相有什么特点?

我们选取了十二幅基式仪三分向近震记录。这些记录按照震中距由小到大依次排列(图1—8)。仔细分析这些地震记录图,可以看出:

1. 在近震范围内出现的主要震相是 $\overline{P}$, $\overline{S}$; P_{11} , S_{11} ; P_n , S_n 和一定距离之后出现的 L_R , L_Q (瑞雷波和勒夫波)。

2. 震中距不同,主要震相不同。

当 $\Delta < 150$ 公里时,主要震相是直达波 $\overline{P}$, $\overline{S}$ 。在全反射点附近,尚能看到清晰的类似尖脉冲的反射波 P_{11} 和 S_{11} 。全反射点大约在90—100公里左右。

当 $150 \text{公里} < \Delta < 500 \text{公里}$ 时,主要震相是 P_n , $\overline{P}$, S_n , $\overline{S}$,并且,随着距离增加,面波 L_R 和 L_Q 逐渐成为记录中幅度最大的震相。但是,在短周期仪器(62-型,64-型,维开克,DD-1,哈林)记录图上,由于仪器的频率特性关系,面波仍极为微弱。

当 $500 \text{公里} < \Delta < 1,000 \text{公里}$ 时,主要震相是 P_n (P), $\overline{P}$ (π_g , P_{11}), S_n (S), $\overline{S}$ (L_g , S_{11}), L_R 和 L_Q 。一般认为这个范围虽属于近震,但在震相上远震的色彩已相当浓厚。有人说,这个范围是近震与远震的交错地带,在这个范围内出现的地震及其处理方法,具有近震与远震的两方面特征。特别是对震相的解释上,众说纷云,尚难统一。例如初至震相 P_n ,有人认为就是远震的地幔折射波;续至波 $\overline{P}$,有人认为是 π_g (P 波在花岗岩中的导波),对应于 $\overline{S}$ 是 L_g (S 波在花岗岩中的导波);也有人认为 $\overline{P}$, $\overline{S}$ 实际是大角度的反射波 P_{11} , S_{11} ;等等。我们将其他解释写在括弧内。

总之,距离不同,震相不同。而且随着距离增加,记录震相的种类也在增多,逐渐以直达波为主过渡到以折射波为主,以体波为主过渡到以面波为主。

3. 不同震相的周期、振幅和形态不同。

这里仅作一直观的讨论和粗略的解释,不作定量的计算。

图1—9是同一震中距的直达波、反射波和折射波的射线轨迹比较。若用 $D_{直}$, $D_{反}$, $D_{折}$ 表示它们的射线路径总长,显然

$$D_{直} < D_{反} \leq D_{折}$$

我们又知道,地震波振幅的衰减公式为

$$A = A_0 D^{-N} e^{-\alpha D}$$

式中 N 和 α 是扩散系数和介质的吸收系数。当 $D \gg \lambda$ (波长)时,直达波和反射波的 $N = 1$,