

国家自然科学基金
地震科学联合基金 资助

地震测深资料解释的新方法

李松林 樊计昌 吴宁远 编著

0010101010110101010010010011001001001010101011001
101011110001101010101010100101010101010101010101
0101010100101010100101010101010101010101010101010
0101010010101010010101001010101010101010101010101
010

地震出版社

国家自然科学基金
地震科学联合基金 资助

地震测深资料解释的新方法

李松林 樊计昌 吴宁远 编著

地震出版社

图书在版编目(CIP)数据

地震测深资料解释的新方法/李松林, 樊计昌, 吴宁远编著. —北京: 地震出版社, 2006.1

ISBN 7-5028-2858-3

I. 地… II. ①李… ②樊… ③吴… III. 地震勘探-地震数据-数据处理 IV. P315.63

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2006) 第 000437 号

地震版 XT200500220

地震测深资料解释的新方法

李松林 樊计昌 吴宁远 编著

责任编辑: 张晓梅

责任校对: 庞娅萍

出版发行: 地震出版社

北京民族学院南路 9 号

邮编: 100081

发行部: 68423031 68467993

传真: 88421706

门市部: 68467991

传真: 68467991

总编室: 68462709 68423029

传真: 68467972

E-mail: seis@ht.rol.cn.net

经销: 全国各地新华书店

印刷: 北京地大彩印厂

版(印)次: 2006 年 1 月第一版 2006 年 1 月第一次印刷

开本: 787 × 1092 1/16

字数: 186 千字

印张: 7.5

印数: 001 ~ 600

书号: ISBN 7-5028-2858-3/P·1275 (3455)

定价: 25.00 元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题, 本社负责调换)

前 言

本书的书名为《地震测深资料解释的新方法》，顾名思义，就是试图将该领域国际上的新方法介绍给读者。在近几年的研究课题中，为了地震测深资料解释的需要，作者特意对国际上在该领域内所出现的新思路和新方法进行了全面的查阅和收集，系统的对比和总结，并根据需要作了一些必要的改动。其中一些方法，作者还结合国内观测资料作了首次应用的尝试。本书就是在此基础上整理而成的。

众所周知，地壳深部结构的探测，不仅对于大地构造、地壳演化和地球动力学的研究具有十分重要的理论意义，而且对于地震预测、地震烈度区划及矿产资源探测等具有非常重要的现实意义。因此，该项探测工作一直是地学界最为活跃的课题。

在众多的地球物理探测方法中，地震波方法最为有效，精度最高。按照地震波激发方式的不同，可分为主动震源（即人工地震）和被动源（即天然地震）两大类。相比之下，人工地震方法由于震源位置和发震时刻已知，因此可以得到更加可靠的结果。因而该方法备受国内外学者的重视。我国开展人工地震地壳深部结构的探测工作至今已有近 50 年的历史。人工地震剖面遍及全国各地，总数达一百余条，剖面总长度达 5 万余公里。这些剖面绝大部分为地震折射/宽角度反射剖面。同石油勘探中常用的地震反射方法相比，这种方法探测的深度和范围更大些，且能得到莫霍面的形态和地壳内各层的速度值，因此是目前国内外普遍采用的方法，通常所说的地震测深即指此种方法。

随着地震测深工作的逐步开展和资料的大量积累，相应的资料处理和解释工作便成了一个极其重要的环节。目前，已初步形成了一套常规的处理方法，包括从资料的预处理到震相对比；从一维和二维初始模型的建立到模型参数的修改；从射线追踪、理论走时的计算到理论地震图的合成等。这些常规处理方法，已在许多文献上作了系统的描述，并已被国内地震测深界所广泛应用，这里就不再赘述。然而，随着资料解释工作的逐步深入，许多新的问题又很自然地提了出来，

亟待解决。譬如,如何充分利用记录资料中所含的有关断层面和界面位置的信息,将这些参数确定得更加准确一些;对于同一剖面既有宽角度反射观测资料又有近垂直反射资料的情况,如何对其进行合理的综合解释?如何对多个互相交叉的地震剖面进行联合反演,求得一个统一的三维地壳模型?

有关这些问题,国际上近几年来出现了许多新思路和新方法。作者对这些方法一直很感兴趣,试图通过本书将其介绍给国内的同行和各界朋友们。为了使本书名副其实,本书的宗旨和显著特点就是突出一个新字。本书所涉及的都是国际上新近出现的比较适用的新方法。这些方法,新就新在目前在国内还鲜为人知。其中一些方法作者曾结合国内观测资料作了首次应用,另外一些方法在国内还是空白。这些方法,新就新在思路新颖,从新的角度出发考虑和解决问题。这些方法,新就新在能够从已有的观测资料中提出新的信息。笔者认为,这些新方法在国内的推广和应用,将会使我国地震测深的资料解释水平提高到一个新的高度,使我们对地壳深部结构有一个新的认识。

本书共分六章。第一章为单个剖面速度分布和界面位置的联合反演。由于速度分布和界面位置这两类参数的作用是相互耦合在一起的,共同影响地震波的走时。因而对此两类待求参数统一考虑、联合反演便显得尤为必要。该章除对方法进行了介绍外,对相应计算程序的特点和使用作了描述。第二章为透射波在界面反演中的应用及回折波层析成像。事实上,在上一章所述的反演程序中,已利用了透射波走时资料反演所穿透的界面的位置。本书中我们将这部分内容单独列为一章,以突出其重要性,并希望引起大家的注意。这是因为,以往的反演方法多局限于利用反射波走时资料确定界面位置,而对透射波中所含的界面位置的信息注意不够。本章介绍了利用透射波走时资料确定界面位置的原理和基于上述原理的回折波层析成像方法。文中还列举了作者的一个应用实例。第三章为单个剖面折射/宽角度反射资料和近垂直反射资料的联合反演,这与第一章刚好相反,这里的联合反演所指的不是不同类型的待求参数,而是两种不同类型的观测资料,即沿同一剖面上的折射/宽角度反射资料和近垂直反射资料。如何充分发挥这两类观测资料各自的优势,将两类走时资料有机地结合起来,建立统一的反演方程组,便成了该方法的关键,也是该章所要解决的问题。前面三章的方法都是针对单个地震测深剖面的资料解释的,而第四章的方法则适用于同一地区多条地震测深剖面资料的统一解释。该方法考虑了不同剖面资料间的相互联

系,通过联合反演,同时得到每个剖面的二维速度结构。如果研究地区人工地震测线足够密的话,还可通过线性插值的办法,由这些二维模型得到三维模型。这样得到的三维模型,我们称之为准三维模型。该方法尤其适合于我国地震测深剖面较多的地区。书中还给出了京、津、唐地区的计算结果。第五章介绍了剑桥大学地球科学系 Hobro 教授 2002 年提出的三维层析成像方法。该方法可利用不同类型的地震体波走时反演三维速度结构和界面位置。可使用折射波、宽角反射波、垂直入射和多道地震数据的走时,尤其适合于这些数据的联合使用。这是真正意义上的三维模型反演。第六章为断层震相与地壳育断层的三维成像。我们将关注的目光聚焦于地学界的最热门的话题之一:断层成像的问题。文中介绍了几种与断层有关的震相及其在断层研究中的应用,包括断层围陷波(Fault zone trapped waves)、断层面反射波和尖点衍射波。由于这些地震波直接来自断层面,因此携带了与断层有关的更加直接的信息,可用来更加精确地确定断层的位置和介质性质。近几年来,断层通道波的研究和利用已成了地震学界的热门话题。我国访美学者郇永刚博士在该领域作了开创性的工作。

除上述六章的内容外,本书还附上了中国大陆范围内现已完成的人工地震折射/宽角反射剖面位置图、各剖面有关参数及相应的参考文献,以便国内同行查阅。

由于时间仓促,更主要的是由于作者水平有限,因此书中错误肯定不少,恳切同行们给予指正。这对我们来说也是一个难得的学习和提高的机会。本书如果能够起到一个抛砖引玉的作用,由此唤起国内同行对新方法的重视,从而引出国内更多更好的新方法和更新成果来,作者将感到无比的欣慰和荣幸。

本书的编写是在国家自然科学基金会(40374032)和地震科学联合基金会(504002)的资助和鼓励下进行的。孙武城研究员、刘福田教授给予了我们热情的指导,对本书提出了宝贵的意见。朱世龙司长、李明副司长给予了大力的支持和帮助。张晓普高级工程师绘制和修改了大部分图件,张晓梅编审在文字和图件方面提出了宝贵的修改意见。作者在此一并表示衷心的感谢。

作 者

2005.12

目 录

第一章 单个剖面速度分布和界面位置的联合反演.....	(1)
第一节 联合反演的必要性.....	(1)
第二节 原理和方法.....	(1)
第三节 方法和计算程序的特点.....	(6)
第四节 数字模型检验.....	(7)
第五节 地震观测资料处理	(10)
第六节 结论与讨论	(15)
参考文献	(15)
第二章 透射波在界面反演中的应用及回折波层析成像	(17)
第一节 地震回折波	(17)
第二节 原理和方法	(18)
第三节 数字模型检验	(20)
第四节 地震观测资料处理	(22)
第五节 结论与讨论	(24)
参考文献	(24)
第三章 单个剖面宽角反射和近垂直反射资料的联合反演	(26)
第一节 引言	(26)
第二节 方法	(27)
第三节 理论数据反演试验	(34)
第四节 方法在 SAGE90-91 地震观测资料反演中的应用.....	(37)
第五节 结论	(42)
参考文献	(42)
第四章 多个剖面资料的准三维联合反演	(44)
第一节 引言	(44)
第二节 原理和方法	(45)
第三节 首都圈地区多条人工地震宽角反射/折射剖面资料的联合反演.....	(47)
参考文献	(52)

第五章 多个剖面资料的三维联合反演	(54)
第一节 引言	(54)
第二节 反演方法	(56)
第三节 合成数据试验	(62)
第四节 方法应用于观测数据	(71)
第五节 结论	(76)
参考文献	(76)
第六章 断层震相与地壳盲断层的三维成像	(79)
第一节 引言	(79)
第二节 断层震相的识别和利用	(80)
第三节 利用断层围陷波研究昆仑山 8.1 级地震的破裂面	(86)
第四节 利用断层围陷波研究海原 8.6 级地震的破裂面	(94)
第五节 利用断层面反射波研究海原 8.6 级地震的断层面	(97)
第六节 结论与讨论	(104)
参考文献	(105)
附录 中国大陆范围内现已完成的人工地震折射/宽角反射剖面	(107)
一、剖面位置图	(107)
二、中国地震局地球物理勘探中心完成的剖面	(108)
三、其他单位完成的剖面及参考文献	(110)

第一章 单个剖面速度分布和界面位置的联合反演

本章介绍了一种联合反演速度分布和界面位置的方法。该方法采用横向非均匀的介质模型，由地震波走时同时反演速度分布及各界面的位置。接着，介绍了基于上述方法的计算程序及其数值模拟试验。最后，以穿过青藏高原东北缘的玛沁-兰州-靖边人工地震剖面的实测资料处理为例，说明了该方法和程序的应用。

第一节 联合反演的必要性

随着深部探测工作的步步深入和日益增加的人工地震记录资料的取得，寻求一种有效的资料反演方法成了目前急待解决的问题。到现在为止，虽然已研制了不少走时反演程序，但许多程序中所采用的模型过于简单。例如有些采用分层均匀模型，有些采用分块均匀模型。前一种模型不能反映每层内速度的垂向和横向变化，后一种模型则引入了人为的垂向和横向的间断面。另外，很多程序没有将速度值和界面位置的调整同时考虑。事实上，界面和速度结构的作用是耦合在一起的，共同影响地震波的走时，对任何一方的近似或忽略都会影响另一方的反演效果。只有对速度分布和界面位置这两种参数同时进行反演，才能得到较可靠的结果（Bishop, 1985; 李松林, 1995; 李松林, 1997a; 李松林, 1997b）。

走时反演，就是利用地震波的走时残差反演模型的改变量。联合反演中即为节点速度值和界面节点深度两种不同的物理量。这是两种不同性质和量纲的物理量，两者不但方差不同，且对走时的影响程度亦不同。针对这一问题，国内外现已提出了多种方法，实现两类参数的相互分离（Pavlis, Booker, 1980; 刘福田等, 1986）。我们采用了 Pavlis 和 Booker 的参数分离法。

第二节 原理和方法

2.1 介质模型离散化

采用如图 1-1 所示的横向非均匀二维介质模型，内含若干界面。界面由一系列节点描述。在每一个界面节点处，赋予两个速度值，分别对应于界面两侧的速度。此外，还可根据需要在界面的其他位置增设速度节点。根据上述界面和速度的节点，每层内可划分为若干梯形块体。介质中每一点的速度由所在梯形四个顶点的速度二维线性内插得到。

有时，为了描述层内速度梯度随深度的不连续变化，亦可在该层内再增加些虚界面。沿虚界面速度无跳跃现象。

上述模型较真实地反映了地球介质的情况。它既刻画了介质的分层情况，又反映了每层内速度沿垂向和横向的变化，并且没有产生人为的间断面。在这样的模型下，问题归结为利用地震波走时资料同时反演界面节点的位置和各节点处的速度值。

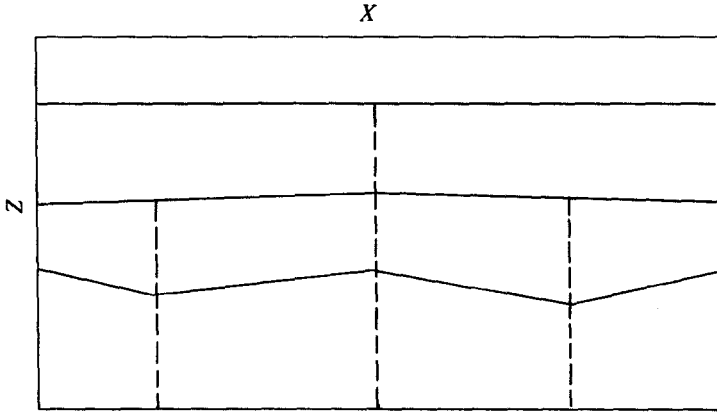


图 1-1 二维介质模型示意图

2.2 二维介质中的射线追踪

正演计算采用了横向非均匀的二维介质中的射线追踪方法。射线追踪可由龙格-库塔法求解下列一阶微分方程组来实现 (Cerveny et al., 1977):

$$\begin{aligned}\frac{dx(t)}{dt} &= v(x, z) \sin \theta \\ \frac{dz(t)}{dt} &= v(x, z) \cos \theta \\ \frac{d\theta(t)}{dt} &= -\frac{\partial v}{\partial x} \cos \theta + \frac{\partial v}{\partial z} \sin \theta\end{aligned}\quad (1)$$

其中， θ 为射线与垂向间的夹角。

上式中，可用空间变量取代 t 作为新的积分变量。在目前流行的各种算法中，都采用了固定步长的方法。我们则运用了变步长技术，积分步长可通过关系式：

$$\Delta = \frac{kv}{\left| \frac{\partial v}{\partial x} \sin \theta + \frac{\partial v}{\partial z} \cos \theta \right|} \quad (2)$$

沿射线自动改变。其中， k 为比例因子， θ 值取前一个步长的角度作为近似值。

步长 Δ 与速度沿射线方向的微商成反比。它在介质速度变化较小，射线接近直线的区域自动变得很大，而在介质速度变化剧烈、射线弯曲的地区自动变得很小。由于该技术的采用，大大加快了射线追踪的运算速度，并保证了射线追踪的精度。

为了克服界面上角点所引起的波的散射和会聚效应，射线追踪过程中应对界面进行适当

的平滑。

2.3 偏导矩阵的计算和反演公式的建立

建立反演公式时,需同时考虑界面位置和节点速度值两种变化因素。

首先,考虑节点速度 v_j 的变化对地震波走时的影响。由关系式

$$t = \int_S \frac{1}{v(v, z)} \quad (3)$$

可得到

$$\frac{\partial t}{\partial v_j} = \int_S -\frac{1}{v^2} \frac{\partial v}{\partial v_j} dS \quad (4)$$

积分沿地震射线路径 S 进行。在射线追踪过程中,沿射线进行累加,顺便求得 $\partial t / \partial v_j$ 的值。其中, $\partial v / \partial v_j$ 可由所对应的梯形块体内速度的二维线性插值公式求得,这里不作详述。

其次,考虑界面各节点深度的变化对走时的影响。下面结合图 1-2 给出反射波走时对于界面各节点深度变化的偏导公式。关于透射波相应的偏导公式,将在下一章另外给出。

图 1-2 (a) 中,界面两侧的速度分别为 v_1 和 v_2 。根据反射定律,射线的入射角和出射角均为 θ_1 。实线为界面和地震射线原来的位置,虚线为扰动后的位置。

由于界面位置变化 δl 引起的走时差异为:

$$\delta t = 2\delta l \frac{\cos \theta_1}{v_1} \quad (5)$$

于是

$$\frac{\partial t}{\partial l} = 2 \frac{\cos \theta_1}{v_1} \quad (6)$$

图 1-2 (b) 中, X_1 和 X_2 为界面上两节点的横坐标。由于该段界面左端点垂直下移 δz , 引起段内某一点垂直移动 δh 。很明显

$$\frac{\partial l}{\partial h} = \cos \alpha \quad (7)$$

其中 α 为该段界面和水平方向的夹角。

由简单的几何关系可得到 (Zelt, Smith, 1992):

$$\frac{\partial t}{\partial z} = 2 \frac{\cos \theta_1}{v_1} (\cos \alpha) \left(\frac{x - x_1}{x_2 - x_1} \right) \quad (8)$$

根据以上公式计算出偏导数后,对于每一条射线可求得一线性方程

$$\Delta t_i = \sum_{j=1}^{m_1} \frac{\partial t_i}{\partial v_j} \Delta v_j + \sum_{k=1}^{m_2} \frac{\partial t_i}{\partial z_k} \Delta z_k \quad (9)$$

其中, m_1 , m_2 分别为速度值和界面节点位置的个数。

综合各条射线的方程 (假设共有 n 个), 可得到线性方程组

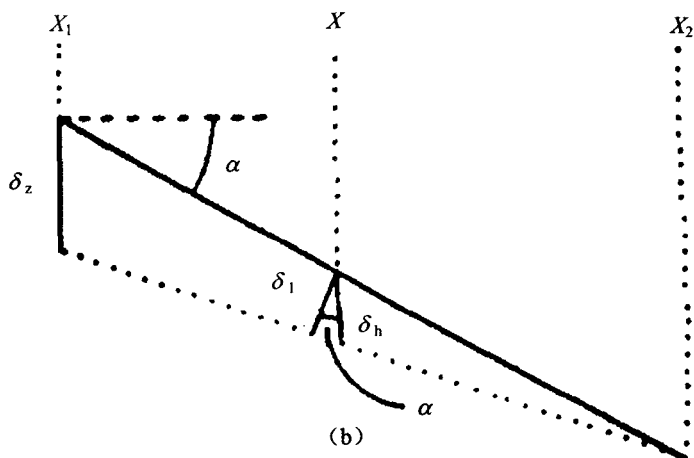
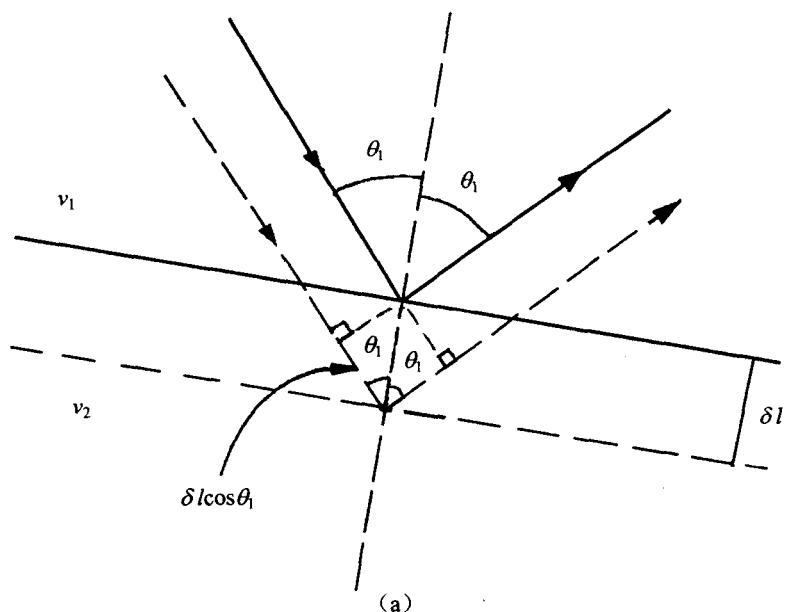


图 1-2 界面节点位置的扰动对反射波走时的影响

(a) 界面位置扰动 δl 所引起的射线路径的变化;

(b) δl 与界面节点位置垂向变化的几何关系

$$\Delta t = A_1 \Delta v + A_2 \Delta z \quad (10)$$

其中, A_1 为一 $n \times m_1$ 维矩阵, 相应于对速度的偏导矩阵, A_2 为一 $n \times m_2$ 维矩阵, 相应于对界面位置的偏导矩阵, Δv 和 Δz 分别为节点速度改正量和界面位置改正量, Δt 为实测走时与理论走时之差。

式 (10) 正是我们所需要的求解反演问题的方程组。

2.4 方程的求解

式(10)中, Δv 和 Δz 为两种不同性质和量纲的物理量。两者不但方差不同, 且对走时的影响程度亦不同。针对这一问题, 我们采用了参数分离法 (Pavlis, Booker, 1980)。

利用奇异值分解法, 可将矩阵 A_2 化为:

$$A_2 = U_p A_p V_p^T \quad (11)$$

的形式 (Menke, 1984)。

设 U_0 为零本征值对应的空间, 则有

$$U_0^T A_2 = 0 \quad (12)$$

(10) 式两边左乘以 U_0^T 并利用 (12) 式, 便可得到:

$$U_0^T \Delta t = U_0^T A_1 \Delta v \quad (13)$$

上式中, 若 Δv 为 Δv 的估计值, 代入 (10) 可得:

$$A_2 \Delta z = \Delta t - A_1 \Delta v \quad (14)$$

(13)、(14) 两式中, 两类不同的未知量 Δv 和 Δz 实现了相互分离。由于参数分离的结果, 大大降低了方程的维数和所需的内存量。

利用阻尼最小二乘法可分别求得上述两个方程组的解 (Marquardt, 1963)。

由于射线路径与模型参数有关, 因而地震走时反演为一高度非线性问题。因此, 在计算过程中采用了多次迭代的方法, 反复修改模型, 直至最终得到满意的结果。另外, 注意到模型参数的任何微小变化都会导致射线路径的较大变化, 每次迭代中, 我们都重新进行了射线追踪, 重新计算了偏导矩阵, 这样可提高收敛速度。

2.5 剥皮法与分层反演

在人工地震折射/宽角反射方法中, 观测到的震相种类较多, 分别来自不同的层位。最常见的有上地壳的回折波 P_g , 中地壳康拉德界面的反射波 PcP , 莫霍面的反射波 PmP 和上地幔顶部的回折波 Pn 。

在综合利用不同类型地震波的走时资料进行反演时, 有两个因素应当考虑。第一个因素是, 各种波传播的路径互不相同, 因而所携带的介质信息也互不相同。如 P_g 波仅携带了上地壳介质速度结构的信息, 而与下地壳的介质状况无关。依此类推, PcP 波携带了上地壳的速度结构和康拉德界面位置的信息, 与下地壳的速度结构及莫霍面的位置无关。 PmP 波携带了上、下地壳介质速度结构和莫霍面位置的信息。 Pn 波除了与整个地壳的速度结构及莫霍面位置有关外, 还与上地幔顶部的速度有关。

第二个因素是, 读取各类震相到时的精度互不相同。如 P_g 波为初至波, 因而震相到时的精度较高, PcP 波和 PmP 波由于是续至波, 因而震相到时的精度就差一些。 Pn 波振幅较小, 到时的精度就更差一些。

考虑到上述两个因素, 采用自上而下的逐层剥皮法, 进行分层反演不失为一种好的选择。该方法可将各种震相资料区别对待, 充分地利用各类震相的特点, 因而可以达到较好的反演结果。一个可行的反演步骤如下:

(1) 考虑到 Pg 波为初至波, 读取该震相到时的精度较高, 且其走时仅与上地壳的速度结构有关, 因此, 应首先利用 Pg 波资料反演上地壳的速度结构。在以后的反演过程中将上地壳速度结构固定, 用其他震相的资料反演中、下地壳的结构。

(2) 用 PcP 走时资料仅反演康拉德界面的位置。

(3) 保持上地壳速度结构和康拉德界面位置不变, 利用 PmP 波资料反演下地壳的速度结构和莫霍面的位置。

(4) 保持整个地壳速度结构和莫霍面位置不变, 利用 Pn 波资料反演上地幔顶部的速度结构。

第三节 方法和计算程序的特点

基于上述原理和方法, 我们编制了走时反演的计算程序 JOINT-VI。同目前流行的同类方法及计算程序相比, 本文的方法和程序有以下几个特点:

(1) 模型较完善、合理, 同时反演介质的速度分布和界面位置。

(2) 程序运算速度较快。

(3) 初反射波外, 还充分利用了透射波资料中所含的界面位置的信息, 大大提高了资料的利用效率。

(4) 程序具有多功能性, 使用起来灵活。

其中第(1)条, 前面已进行了系统的叙述, 这里就不再重复了。为了突出透射波的应用, 第(3)条将在下一章单独论述。这里着重对(2)、(4)条加以说明。

运算速度较快是该程序的一个特点。为了最大限度地提高运算速度, 在正演和反演计算中都采取了许多措施。

首先, 在射线追踪时, 采用了自动变步长技术。由于该方法的应用, 避免了在介质速度变化较小、地震射线接近直线区域仍以小步长缓慢前进, 浪费时间。同时, 又避免了在介质速度剧烈变化、射线曲率很大的区域步长过大, 影响射线追踪的精度。

在射线追踪过程中, 引入了内插技术。震源至各个观测点的理论走时及其对于模型参数的偏导数均可由出射点距该观测点最近的两相邻射线的对应值线性内插得到。由于这一技术的引入, 避免了非常耗费机时的两点射线追踪, 而只需实施试射法即可。

以上两种技术的运用, 对提高计算程序的运行速度起了相当大的作用, 同目前国内同类程序相比, 该程序运算速度快 5 倍以上。

下面再来看程序的多功能性和灵活性。

(1) 程序在射线追踪时采用了分层计算和分层编码的方式, 因此, 可灵活处理各层的问题。既可用于“一揽子”解决问题的整个模型一块儿反演, 也可用于化整为零的“分层反演”。后一种方法可对不同观测资料区别对待, 并大大减少未知数的个数, 因而深受大家的推崇。

(2) 保速度梯度反演的应用: 采用这种反演方式时, 可让层顶部速度和与其相对应的层底部的速度在速度改正过程中同步变化, 维持原来的速度梯度值不变。当已知某层内的速度随深度变化的梯度值时, 这种方式就特别有用, 且能减少未知数的个数。

(3) 保厚度反演的应用: 该反演方式与(2)的处理方式类似, 它适用于对界面节点深度改正时的情况。在这种方式下, 相邻两个界面位置将同步变化, 以保持层厚度不变。

第四节 数字模型检验

我们安排了专门的数值模拟试验，以检验方法和计算程序的可靠性。实验中，“实测”走时资料是通过对检验模型（即“真实”模型）射线追踪求得的。

图 1-3 给出了数字模型试验中的“真实”模型。该模型长 300km，深 40km，为一包含界面的横向非均匀模型。模型内部的四个界面将介质分为五层，分别对应于上地壳、中地壳、下地壳、壳幔过渡带和上地幔。地表略有起伏，用 13 个节点描述。上地壳和中地壳的分界面为水平状，深 10km。中地壳和下地壳的分界面呈上凸形状，深度由 22km 上隆至 17km，上凸幅度为 5km。下地壳内顶部与底部的速度差保持恒定，均为 0.4km/s。下地壳和上地幔之间为一个 2km 厚的壳幔过渡带。该带左段向上隆起，带内速度恒定为 7.5km/s。上地幔速度恒定为 8.0km/s。整个模型共划分为 24 个梯形。图中给出了每个梯形顶点处的速度值，介质中每一点的速度由所在梯形四个顶点的速度二维线性内插得到。

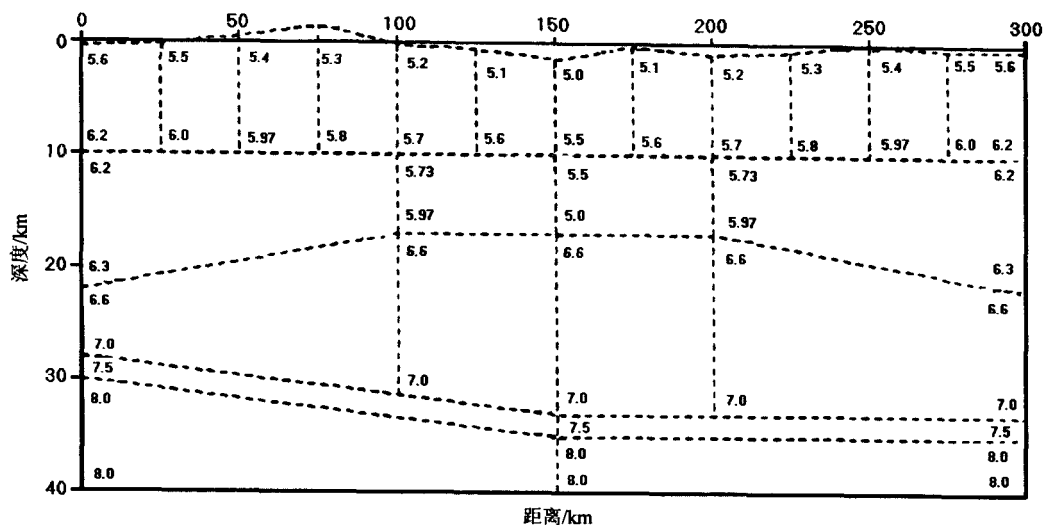


图 1-3 数字模型试验中的“真实”模型

接收仪器位于地表，接收点距为 5km。假定有两个地表炮点，分别位于测线的两端点，即 $X=0\text{km}$ 及 $X=300\text{km}$ 处，构成了相遇观测系统。利用这两个炮点对上述模型进行射线追踪，求得射线路径和理论走时。计算中考虑了上地壳和中地壳的回折波、中地壳底部和下地壳底部的反射波、以及沿壳幔过渡带底部滑行的首波，即 P_n 波。对计算得到的理论走时再附上随机噪声成份，便构成了数值模拟试验中的“观测”走时资料。

初始模型中，除地表外，假定其他界面为水平且比“真实”模型中的相应界面深一些；所有层内顶部和底部速度均无横向变化，且每一节点处的速度值均低于“真实”模型中的相应值。因此，初始模型中除了近地表部分外，均为横向均匀的。从这一模型出发，利用上地

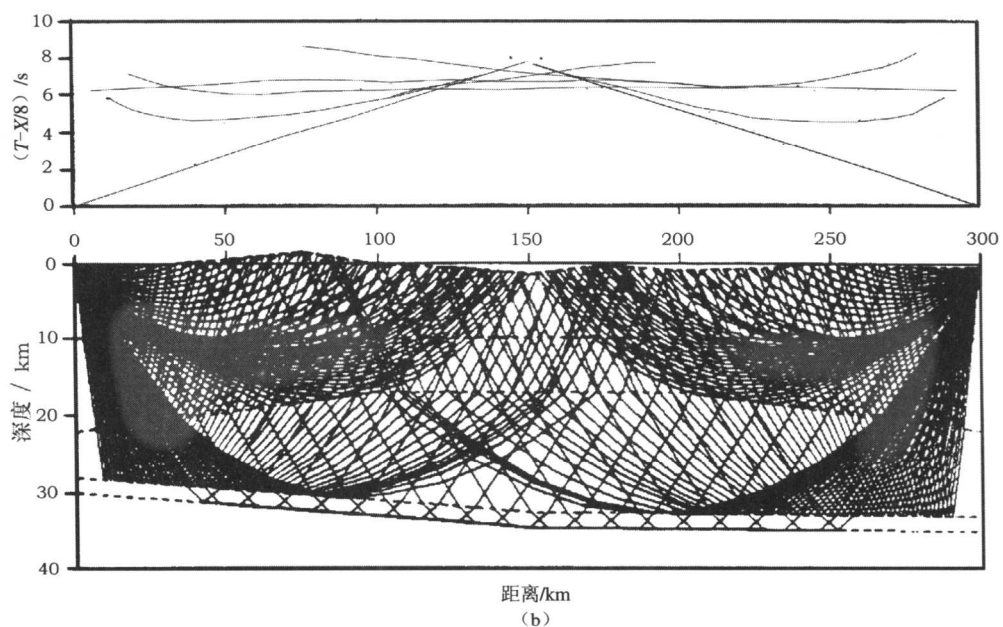
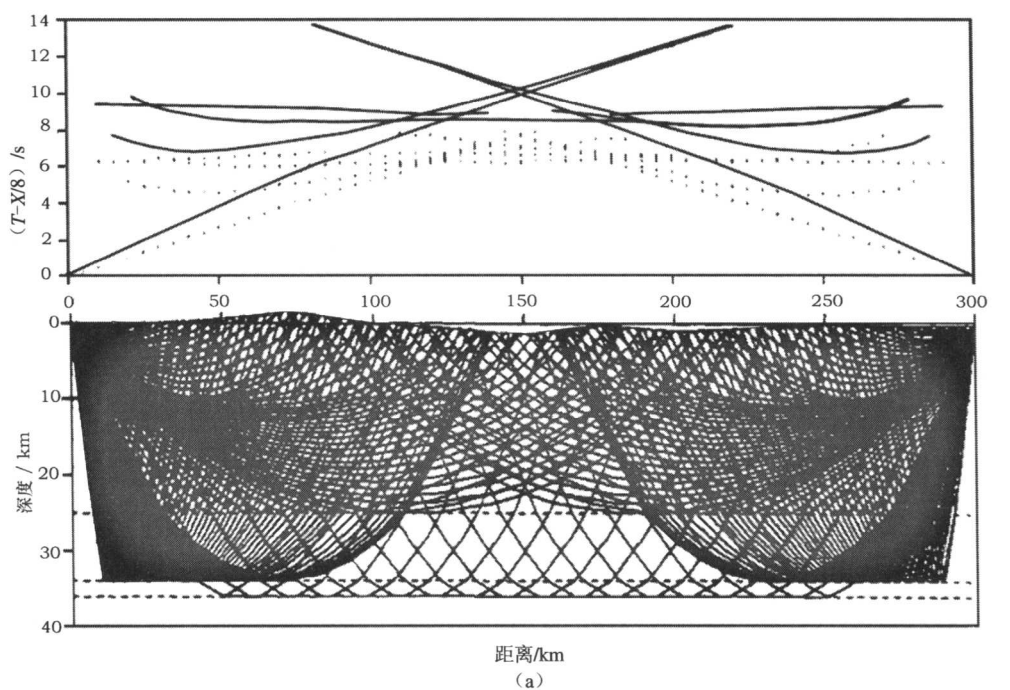


图 1-4 数字模型试验中的射线追踪以及理论走时曲线与“实测走时”的对比
(a) 初始模型; (b) 最终模型

壳和中地壳的回折波、中地壳底部和下地壳底部的反射波、以及沿壳幔过渡带底部滑行的首波等震相的走时进行反演计算。反演过程中，上地壳底界面位置保持不变。同时，保持下地壳的梯度速度不变，保持壳幔过渡带的厚度不变。经过 3 次迭代后，所得结果已和“真实模型”非常接近。图 1-4 为初始模型和最终模型的射线追踪及理论走时曲线图，其中短竖线为“实测”走时资料及其误差限。可以看出，虽然开始时理论走时曲线远远偏离观测资料，但经反演后，两者已非常接近。图 1-5 为经过 3 次迭代后所得到的最终模型。

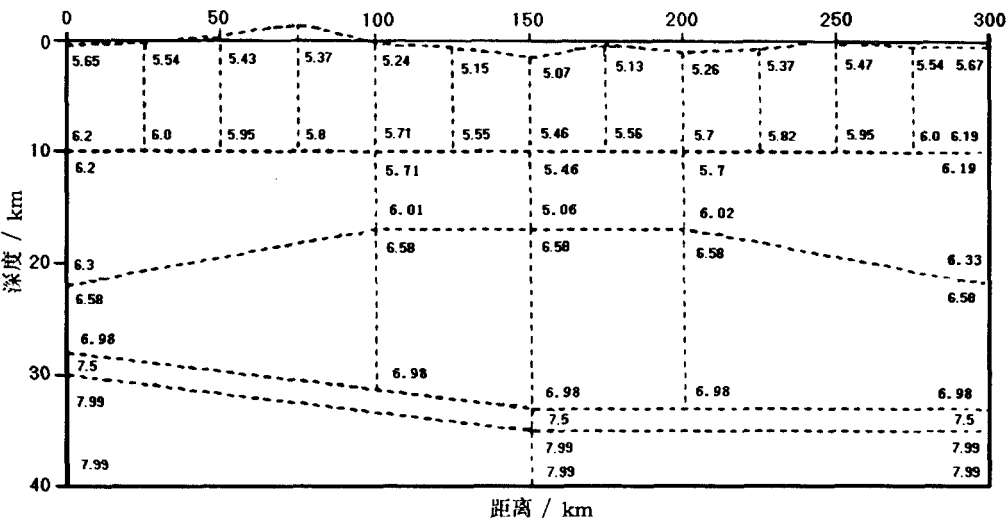


图 1-5 反演得到的最终模型

为了检验模型初始值对反演结果的影响，我们采用了几种不同的初始模型进行尝试。结果表明，只要初始模型与真实模型相比不是偏离得太远，则初始值虽然不同，但反演结果仍很接近。

程序还可给出各节点速度和界面位置的分辨及误差。总起来看，模型内部各节点处的分辨与地震射线分布有关。地震射线较密处，对该区域提供了较多的信息，因而分辨较高。射线较稀疏处，提供的信息较少，因而分辨较低。

为了检验观测系统对反演结果的影响，我们针对不同数目的炮点进行了数值试验。试验过程中，保持地震射线总条数大致相等。结果发现，炮点个数越多，则模型的分辨越高。也就是说，增加炮点个数比增加观测点个数更为有效。当然，这一结论是针对地震测深观测系统中，观测点个数远远大于炮点个数这一特定场合而言的。

从层析成像的角度来看，模型内不同区域的分辨不但与该区域内射线的疏密程度有关，更重要的是还与射线分布的角度范围有关。射线分布的角度范围越大，即射线越交叉，则该处的分辨越高。极端情况下，如只有一个炮点，尽管观测点数再多，由于各邻近射线近于平行，因而模型的分辨极低。