

速度分布和界面位置的联合反演^{*}

李松林¹⁾ 吴宁远²⁾ 宋占隆¹⁾ 石金虎¹⁾
张先康¹⁾ 杨 健¹⁾ 宋建立¹⁾

1) 中国郑州 450003 国家地震局地球物理勘探中心

2) 中国北京 100036 国家地震局

摘要 提出了横向非均匀介质中由地震波走时资料同时反演介质速度分布和界面位置的方法. 计算中, 由于变步长技术和线性内插技术(包括理论走时和偏导矩阵的线性内插)的应用, 大大提高了运算速度. 与国内目前流行的同类程序相比, 运算速度快5倍以上. 而且, 在界面位置的反演中, 除反射波外, 还考虑了透射波走时对于界面位置的偏导数, 从而充分利用了各类透射波资料中所含界面位置的信息, 加快了收敛速度. 数字模拟实验和实测资料的处理结果表明了该方法和程序的有效性及实用性.

主题词 透射波 反演 变步长技术 线性内插技术

引言

岩石圈深部构造的探测与研究, 对于了解地球动力学过程、地震成因和划分潜在震源区等方面具有十分重要的理论意义和现实意义. 在国际上, 自从80年代提出“国际岩石圈计划”以来, 大陆岩石圈的研究取得了很大的进展(Mooney, 1987). 我国大陆的深部地震探测工作始于50年代末期, 近几年来发展很快, 迄今已完成地震测深剖面4万余公里, 现在仍以每年500多万元的资金支持这一研究工作. 除野外探测工作外, 资料解释工作也取得了很大的进展, 出现了许多可喜的研究成果(曾融生等, 1965; 滕吉文等, 1973; 冯锐等, 1981; 刘国栋, 刘昌铨, 1982; 刘启元, 邵学钟, 1985; 刘福田等, 1986; 孙武城等, 1988; 卢造勋等, 1990; 王椿镛等, 1993; 张先康等, 1996).

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

* 人事部留学回国人员和地震科学联合基金会共同资助课题.
1996-03-21 收到初稿, 1996-09-11 收到修改稿并决定采用.

能得到较可靠的结果.

针对上述情况, 本文旨在寻求一种切实可行的反演岩石圈结构和构造特征的方法. 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. 编制出一套精度高、运算速度非常快的计算程序, 并以华北地区菏泽—林县—长治地震测深剖面的实测资料处理为例, 说明该方法和程序的应用.

在模型选择上, 我们采用了分层非均匀模型. 界面可为任意形状, 每一层内速度既可沿垂向变化, 又可沿横向变化, 且速度的变化是连续的. 这样的模型能真实地反映地球介质的情况, 可被用来同时反演速度分布和界面位置这两种参数.

同时, 在程序编制中我们还充分考虑了运算速度问题. 这一因素在处理大量的人工地震数据时显得尤为重要. 一个耗费机时过长的程序, 即使功能再齐全也会失去应用价值. 为了大幅度地提高运算速度, 我们从正演和反演方面采取了一系列措施.

1 方法原理

1.1 介质模型描述

采用横向非均匀的二维介质模型, 内含若干界面. 界面由一系列节点描述. 在界面节点处, 赋于两个速度值, 分别对应于上层和下层的速度. 此外, 还可根据需要在界面的其它位置增设速度节点. 每层内再进一步划分为若干梯形块体. 介质中每一点的速度由所在梯形 4 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. 它既刻划了介质的分层情况, 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.

1.2 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):

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

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, 射线追踪过程中对界面进行了适当的平滑。

1.3 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_i 的变化对地震波走时的影响。由关系式

$$t = \int_s \frac{1}{v(x, z)} ds \quad (3)$$

可得到

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

其中, 积分沿地震射线 s 进行。在射线追踪过程中, 沿射线进行累加, 顺便求得 $\partial/\partial v_j$ 的值。 $\partial/\partial v_j$ 可由速度的二维线性插值公式求得; 其次, 考虑界面各节点深度的变化对走时的影响。传统的作法是在建立偏导矩阵时, 仅考虑对该界面上反射波走时的影响。透射波的走时虽然也受到界面位置的影响, 但是却没有反映在偏导矩阵中。例如 Bishop 等 (1985) 和李松林等 (1995) 的工作, 即属上述类型。Bishop 等 (1985) 已给出了反射波走时对于相应节点深度的偏导公式及其推导过程, 这里就不详述了。

上述作法虽然也是可行的, 却没有充分利用透射波中所含界面位置的信息。本文中, 我们针对上述问题对方法作了改进。除反射波外, 补充了透射波走时相对于节点深度的偏导数。下面结合图 1 给出透射波走时的偏导公式。

图 1(a) 中, 界面两侧的速度分别为 v_1 和 v_2 , θ_1 和 θ_2 为射线的入射和出射角, 两者服从折射定律。实线为界面和地震射线原来的位置, 虚线为扰动后的位置。由于界面位置变化引起的走时差异为

$$\delta t = \delta l \left(\frac{\cos\theta_1}{v_1} - \frac{\cos\theta_2}{v_2} \right) \quad (5)$$

于是

$$\frac{\partial t}{\partial l} = \frac{\cos\theta_1}{v_1} - \frac{\cos\theta_2}{v_2} \quad (6)$$

图 1(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)

$$\frac{\partial t}{\partial z} = \left(\frac{\cos\theta_1}{v_1} - \frac{\cos\theta_2}{v_2} \right) (\cos\alpha) \cdot \left(\frac{x - x_1}{x_2 - x_1} \right) \quad (8)$$

图 1 和式(5)~(8) 可适用于任何形式的透射波。无论是回折波, 还是来自深部的反射波均可。

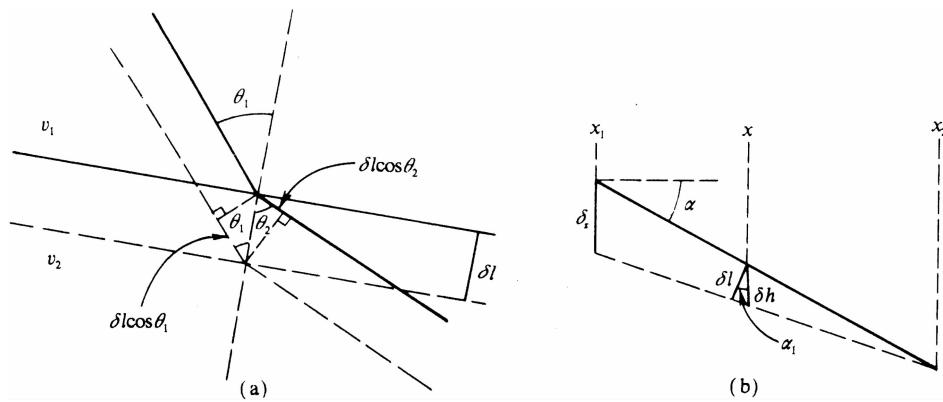


图1 (a) 界面位置扰动 δl 所引起的射线路径的变化;
(b) δl 与界面节点位置垂向变化的几何关系

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

$$\Delta t = \mathbf{A}_1 \Delta v + \mathbf{A}_2 \Delta z \quad (10)$$

其中, \mathbf{A}_1 为 $n \times m_1$ 维矩阵, 相应于对速度的偏导矩阵, \mathbf{A}_2 为 $n \times m_2$ 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.

1.4 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 \mathbf{A}_2 化为

$$\mathbf{A}_2 = \mathbf{U} \mathbf{P} \mathbf{A} \mathbf{P} \mathbf{V}^T \quad (11)$$

的形式(Menke, 1984).

设 \mathbf{U}_0 为零本征值对应的空间, 则有

$$\mathbf{U}_0^T \mathbf{A}_2 = 0 \quad (12)$$

式(10)两边左乘以 \mathbf{U}_0^T , 并利用式(12), 便可得到

$$\mathbf{U}_0^T \Delta t = \mathbf{U}_0^T \mathbf{A}_1 \Delta v \quad (13)$$

上式中, 若 $\hat{\Delta v}$ 为 Δv 的估计值, 则代入(10)可得

$$\mathbf{A}_2 \Delta z = \Delta t - \mathbf{A}_1 \hat{\Delta v} \quad (14)$$

式(13)、(14)中, 两类不同的未知量 Δv 和 Δz 实现了相互分离. 由于参数的分离, 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 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。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 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①、③ 两条, 前面已进行了系统的叙述, 这里就不再重复了。下面着重对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、地震射线接近直线的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; 其次, 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起反演, 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。

3 程序的数字模型检验

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 2 给出了数字模型一的检验结果。该模型为双层介质模型, 长 100 km, 深 20 km, 内有一弯曲界面。该界面中部呈上凸形状, 上凸幅度为 2.0 km(图 2a)。观测系统包括 3 个地表炮点, 分别位于测线的两端点和中部。其中中间炮点在两侧同时接收, 从而构成了追逐和相遇观测系统。

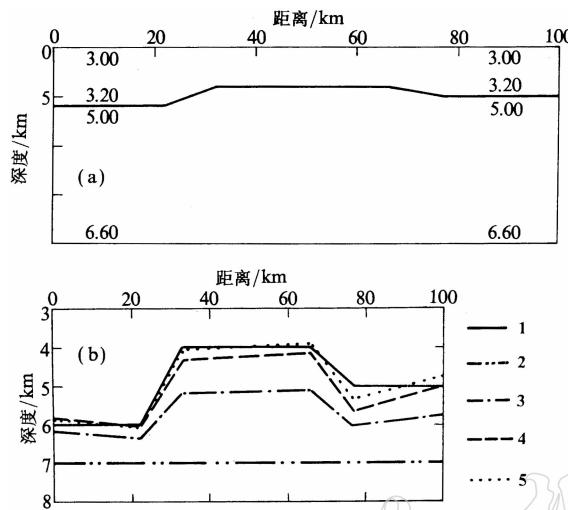


图 2 数字模型一的试验结果

(a) “真实”模型; (b) 每次迭代中界面位置的变化

1. “真实”界面; 2. 初始位置; 3. 第一次迭代; 4. 第二次迭代; 5. 第三次迭代

我们利用透射波的走时资料, 包括下层的回折波和底界面的反射波资料, 反演了该弯曲界面的形状。初始模型中, 假定该界面为水平且较深。经过 3 次迭代后, 所得结果已和“真实模型”非常接近。图 2b 显示了每次迭代中界面位置的变化。图 3 则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。

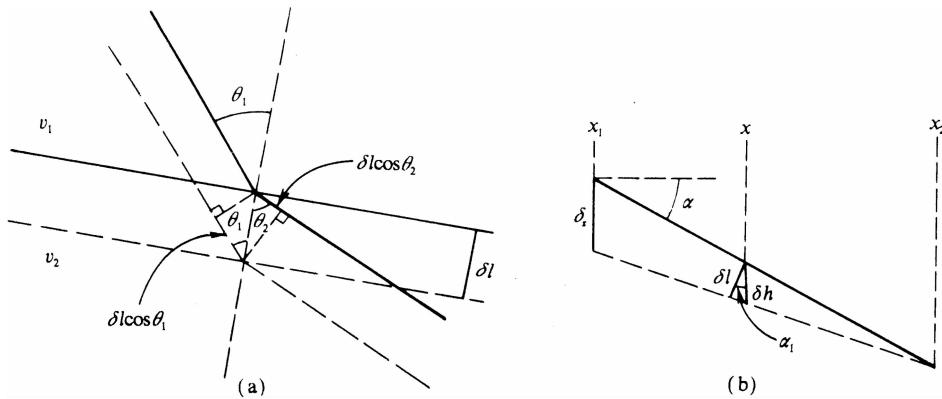


图 3 模型一试验中的射线追踪和理论走时曲线

(a) 初始模型; (b) 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. 图 4 中, 仍假定初始模型中的界面为水平, 但与图 2 不同的是, 假定该界面在初始时位置较浅. 经数次迭代后, 反演结果与图 2 的结果相差不大.

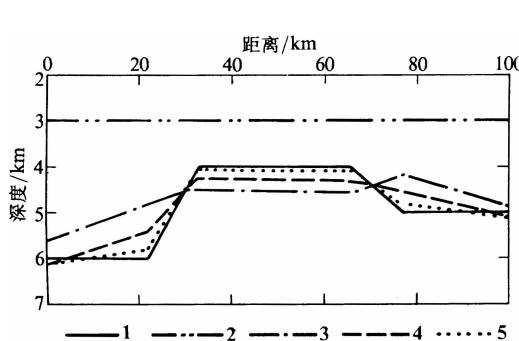


图 4 不同初始值的试验结果

1. “真实”界面;
2. 初始位置;
3. 第一次迭代;
4. 第二次迭代;
5. 第三次迭代

以上例子仅考虑了界面位置的反演. 下面考虑界面位置和速度值同时改变的情况. 图 5 给出了数字模型二的检验结果. “真实”模型内有一起伏的界面, 且在下层中部有一垂直的低速条带. 该低速条带宽 20 km, 速度比背景值低 0.4 km/s, 两侧各有一宽 10 km 的速度过渡带(图 5a). 从一个界面为水平且速度为横向均匀的初始模型出发, 仅利用下层的回折波走时资料进行反演计算. 经 6 次迭代后, 界面位置几乎与原位置完全重合; 速度值的反演也相当有效, 下层低速条带的大致位置和基本形态都反映了出来(图 5b). 图中实线为反演后速度偏离背景值的等值线, 虚线为低速条带的真正位置. 图 5c 给出了最终模型的射线路径.

表 1 给出了自左至右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高于模型左右两端. 这是由射线分布不均匀造成的. 在模型内部, 地震射线较密, 因而对该区域提供了较多的信息; 而在两端, 射线较稀疏, 则提供的信息较少.

表 1 数字模型二界面各节点的分辨及误差

界 面 节 点							速 度 节 点							
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8
分辨	0.88	0.89	0.89	0.89	0.89	0.88	0.33	0.85	0.81	0.87	0.86	0.81	0.85	0.33
误差	0.13	0.07	0.03	0.05	0.07	0.10	0.08	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.08

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.

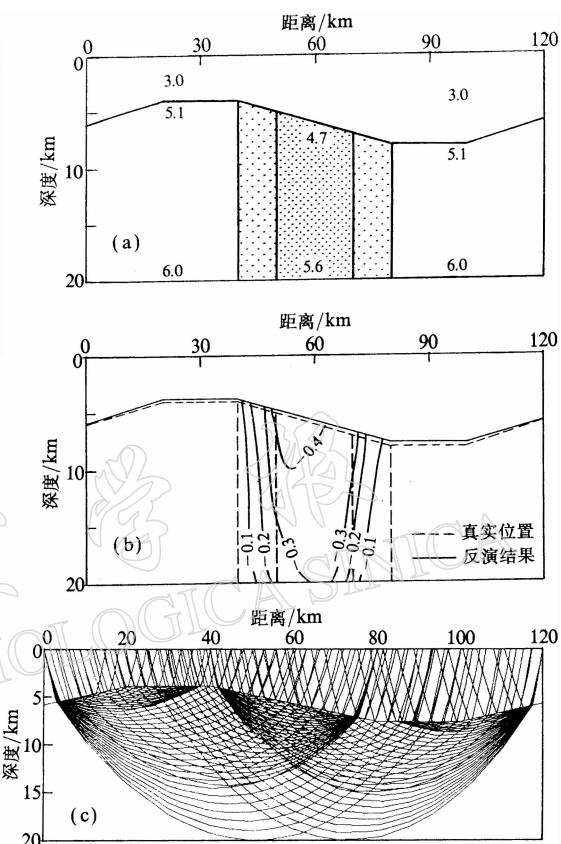


图 5 数字模型二的试验结果
(a)“真实”模型; (b) 反演结果; (c) 射线追踪

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。多次试验结果表明, 在某个区域至少有来自 3 个炮点的射线束穿过时, 才可保证该区域有较好的分辨度。模型二的试验结果就是如此。如果除了回折波外, 还有其它波组, 如反射波的存在(如模型一), 则上述条件可以适当放宽。

4 实测资料处理

作为上述方法的一个应用实例, 我们运用所编制的计算程序处理了菏泽—林县—长治地震测深剖面中的观测资料。利用 8 个炮点的地震波走时资料, 共 1 000 多个资料点, 反演了该剖面的地壳-上地幔二维速度结构。

从地质构造上看, 剖面自东向西穿过鲁西隆起、华北坳陷和太行山隆起 3 个不同性质的构造单元。沿测线中、新生代沉积层厚度有较大的变化。

由 15 个记录截面可以看出, 地震波形有如下特点:

(1) Pg 波振幅较大, 记录距离较远, 可连续追踪至 180 km 左右, 反映了上部地壳内正速度梯度层的存在。

(2) 来自莫霍界面的反射波 Pm 能量很强, 是记录图上续至区内最显著的震相。从震中距 60 km 开始, Pm 可连续追踪至 200 多公里。该震相沿整个剖面都很清晰, 表明该地区莫霍界面为一强间断面, 且很连续。

(3) 中间震相不明显, 仅能在局部地区观测到。这些震相振幅往往很弱, 且不能连续追踪, 表明沿该剖面壳内间断面速度跳跃很小。

(4) Pn 波能量较弱, 仅在太行山区才能观测到。

图 6 为其中的一个典型记录截面。

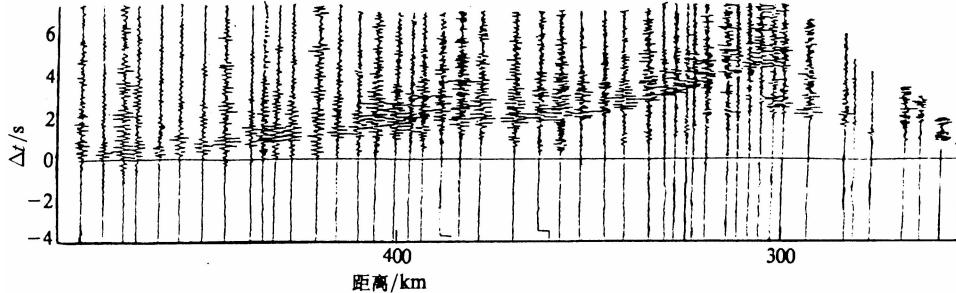


图 6 菏泽—林县—长治人工地震剖面 SP253.78 记录截面(西支)

在波组对比中, 充分利用了追逐和相遇观测系统的记录特征, 以保证震相识别的可靠性和地震波到时读取的正确性。同时, 为了消除观测点场地效应和介质小尺度非均匀性的影响, 还对得到的走时曲线进行了适当的平滑。

在使用上述程序进行反演计算之前, 首先对各记录截面地震走时资料进行了一维拟合, 得到各炮点的地壳速度-深度函数。然后, 综合这些速度-深度函数, 得到该剖面初始的二维速度结构模型。以此出发, 实施走时反演。

反演过程中, 始终将 15 个记录截面的走时资料统一考虑, 它们应同时满足一个共同的二维速度模型。但为了减少未知数的个数并使问题简化, 采用了由上而下分层反演的方法。首先, 利用近距离的 Pg 波资料反演结晶基底的位置和速度分布; 尔后, 将这些参数固定, 反演上地壳的结构, 然后再反演中地壳和下地壳的速度结构。图 7 为最终得到的地壳速度结构。

由图 7 可以看出, 地壳可分为上地壳、中地壳和下地壳三部分。上地壳由其上部厚 10 km 左右的强速度梯度层及下部厚 4 km 左右的弱速度梯度层构成。上地壳厚度在鲁西隆起区为 15 km, 逐渐加厚到中部坳陷区的 17 公里, 尔后向西变薄, 到山西隆起区为 13 km; 中地壳为一弱低速度层, 在中部坳陷区内较薄, 两边隆起区内较厚, 最大厚度为 17 km; 下地壳由两部分组成: 上部为一弱速度梯度层, 下部是一个强速度梯度薄层。下地壳的厚度在鲁西隆起区为 6 km, 东明凹陷与汤阴地堑相同, 为 5 km, 内黄隆起为 7 km, 由林县向西逐渐加厚至 9 km。

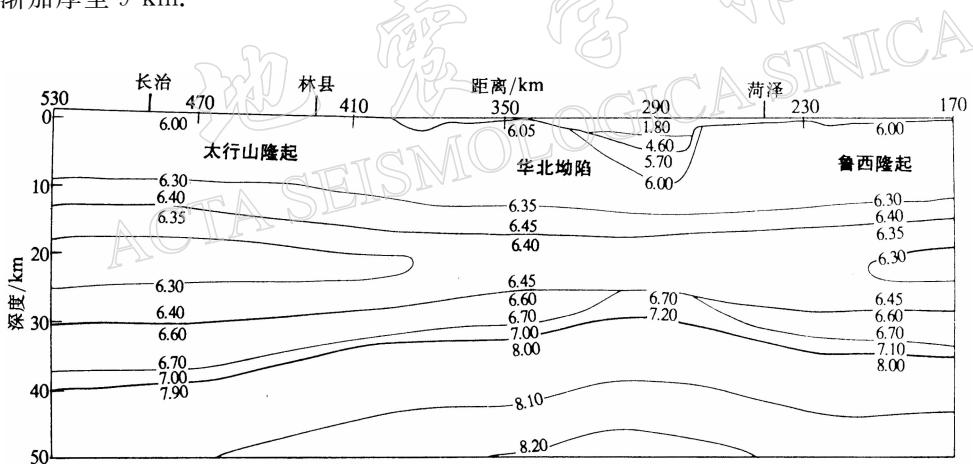


图 7 菏泽—林县—长治地震测深剖面反演结果

莫霍面为一强间断面, 沿剖面较连续, 在鲁西隆起区埋深 35 km, 东明凹陷为 30 km, 内黄隆起和汤阴地堑为 33 km, 由林县向西逐渐变深, 长治附近为 40 km。上地幔顶部速度梯度较弱, 所以实测的 Pn 震相很不清晰。

5 讨论和结论

(1) 利用本文所述的方法, 可由地震波的走时资料同时反演界面位置和速度分布。数值模拟和实测资料的计算结果说明了该反演方法和计算程序的有效性及实用性。

(2) 由于射线追踪变步长技术和地震波走时、偏导矩阵线性内插技术的应用, 大大提高了程序的运算速度。

(3) 本方法充分利用了透射波资料中所含界面位置的信息, 并将这些信息反映在偏导矩阵中。这样, 大幅度地提高了资料的利用效率, 加速了反演的收敛速度。

(4) 数值试验表明, 增加炮点个数比增加观测点个数更为有效. 当某个区域至少有来自 3 个炮点的射线束穿过时, 即可保证该区域有较好的分辨.

(5) 模型的选择一直是反演问题的关键. 本文中, 我们尽可能地选择接近实际情况的较合理的介质模型. 例如在每层内, 让介质速度在纵向和横向均呈连续性变化.

由于要将模型离散化, 这就势必存在着模型参数化方式的问题. 如介质的层数, 每层内描述介质速度的节点个数, 描述界面的节点的个数等. 显然, 不同的参数化方式所得的结果会有一定的差别. 然而, 所得到的模型的基本特征不应相差太远. 在目前的观测系统下, 我们倾向于采用较简化的模型, 尽可能减少界面节点和速度节点的个数, 并尽量使模型平滑变化.

(6) 该方法中, 描述界面位置的节点在调整过程中仅可沿垂直方向上下移动, 如同时还能沿水平方向左右移动, 则反演效果会更佳. 最近, 已有不少人致力于这方面的研究, 探讨模型节点位置的最佳调整 (Michelini, 1995).

(7) 本文中的方法和程序编制技巧可设法推广至三维问题中, 从而使三维介质模型下正反演计算的精度和速度提高一步.

本项目得到了人事部流动调配司、国家地震局人教司、地震科学联合基金会的热情指导和支持. 祝治平、张成科、任青芳等主动为我们提供了菏泽—林县—长治地震测深剖面的有关资料. 在项目执行过程中, 孙武城、王秀文、章思亚、崔士昌、刘小伟、张志波、周雪松、邱淑燕、孙桂香等给予了很大的鼓励和帮助, 在此一并表示由衷的感谢.

参 考 文 献

- 冯锐, 朱介寿, 丁蕴玉, 等, 1981. 利用面波研究中国地壳结构. 地震学报, **3**(4): 335~350
- 李松林, 樊计昌, 吴宁远, 1995. 利用地震层析成像技术确定横向非均匀介质中的速度分布和界面位置(英文). 地震研究, **18**(4): 430~444
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 等, 1986. 华北地区地震层面成像. 地球物理学报, **29**(5): 442~449
- 刘国栋, 刘昌铨, 1982. 华北北部地区地壳上地幔构造及其与新生代构造活动的关系. 中国科学(B辑), **26**(12): 1 132~1 140
- 刘启元, 邵学钟, 1985. 天然地震 PS 转换波动力学特征的初步研究. 地球物理学报, **28**(3): 291~302
- 卢造勋, 刘国栋, 魏梦华, 等, 1990. 中国辽南地区地壳上地幔介质的横向不均匀性与海城 7.3 级地震. 地震学报, **12**(4): 367~378
- 滕吉文, 阚荣举, 曾融生, 1973. 柴达木东盆地的基岩首波和反射波. 地球物理学报, **16**(1): 62~70
- 王椿镛, 王贵美, 林中洋, 等, 1993. 用深地震测深方法研究邢台地震区地壳细结构. 地球物理学报, **36**(4): 445~451
- 曾融生, 滕吉文, 阚荣举, 等, 1965. 我国西北地区地壳中的高速夹层. 地球物理学报, **14**(2): 94~106
- 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等, 1996. 延庆-怀来地区地壳细结构——利用深地震反射剖面. 地球物理学报, **39**(3): 356~364
- Bishop T N, Bube K P, Cutler R T, et al, 1985. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, **50**(6): 903~923
- Cerveny V, Molotkov I, Psencik I, 1977. *Ray Method in Seismology*. University of Karlova, Prague, Czechoslovakia, 58~63
- Marquardt D W, 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J.*, **11**: 431~441
- Menke W, 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. San Diego: Academic Press Inc., 119~125
- Michelini A, 1995. An adaptive-grid formalism for traveltime tomography. *Geophys J Int*, **121**: 489~510
- Mooney W D, 1987. Seismology of the continental crust and upper mantle. *Reviews of Geophysics*, **25**(6): 1 168~1 176
- Pavlis G L, Booker J R, 1980. The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenter and velocity structure. *J Geophys Res*, **85**: 4 801~4 810
- Sun W C, Li S L, Luo L L, et al, 1988. A preliminary study on low velocity layer in the crust in North China. *Earthquake Research In China*, **2**(2): 251~264
- Zelt C A, Smith R B, 1992. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys J Int*, **108**: 16~34