

8-15 联合利用走时与波形反演技术研究地壳
三维速度结构(I)——理论与方法

张元生 李清河

(中国地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

徐果明

(中国科技大学, 合肥 230026)

摘要 论述了地震波走时反演技术中的阻尼最小二乘方法. 为了提高解的唯一性, 我们把人工地震资料的解释结果作为该方法的特定约束条件. 同时还论述了波形反演技术中的遗传算法.

主题词 联合反演 阻尼最小二乘法 地震波走时 地震波形 遗传算法

1 前言

随着计算机科学的迅速发展, 走时反演在地球物理反演中起到了不可估量的促进作用. Crosson 首先于 1976 年提出利用地方震到时资料联合反演震源位置及一维速度结构的理论^[1]. 后来又有许多人对该理论进行了发展, 提出直方块理论模型, 允许横向为均匀性. 还有人提出块模型, 并在块边界之间采用插值等办法^[2]. 80 年代又出现三维网格模型理论^[3~4], 使得研究地壳内部横向不均匀性工作有了很大的发展^[5]. 国内科学家也在这方面作了大量创新的工作^[6~7]. 自从 Dines 和 Lytle 首次于 1979 年把成像技术应用于地球物理学^[8] 中以来, 成像技术在地球物理学中得到了广泛应用, 在这十几年里, 国外有不少科学家做了大量的研究工作^[9~14], 该方法得到了不断改进和更新.

然而走时反演中存在着 3 个非常严重的问题: 解的不唯一性, 原始资料的不精确性和反演过程中对震源深度的分辨问题. 这 3 个问题不是孤立的, 而是相互依存和制约的. 根据反演理论, 增加约束是减少解的不唯一性的有效办法. 人们已用了除 P 波之外的其它波, 如 S 波直达波、反射波及折射波, 联合使用便增加了新的物理量, 可以使多解性得到一定改善, 但是增加了新的不同源震相, 又带来了界面变化以及速度不均匀等待定因素, 故其约束能力有限. 选取合用的资料进而提高原始资料的精度, 如使用 S—P 走时差资料可做到这一点. 因为使用 S—P 走时差资料至少可以避免两个问题, 即避免了发震时刻的不准确性和时钟存在的误差问题. 使用 S—P 走时差资料不但能提高原始资料的精度, 而且还可以减少待求参量的数目, 从而改善了解的不唯一性. 在原始资料中震源深度的误差一般为 $\pm 5\text{km}$, 甚至更大. 在提高震源深度的分辨率上, 总是希望得到震中附近的记录资料.

收稿日期: 1997-10-21

第一作者简介: 张元生, 男, 1965 年 7 月生, 硕士学位, 助理研究员, 主要从事地震波速结构研究

走时反演仅用了地震记录中很少一部分信息,大量的波形记录未加开发,实在是信息的极大浪费.因为波形把波源、波所通过的介质吸收、速度散射等全部特征集中反映出来,而走时不过是波形记录中的一个物理量.把同源的诸多物理量共同开发出来互为约束,必然使解的稳定性大大提高,并获得其它大量的物理量.然而由于波形反演要比单一的走时反演难度大,数字化记录资料非常有限,所以到目前为止,利用地震波波形来研究地球内部结构还远不如利用地震波走时来研究地球内部结构那么普遍.但是利用波形资料来研究地球内部结构方面也取得了很大的成就,尤其是近几年来,这方面的研究有了很大的进展.在80年代主要是利用折射波波形来建立一维速度模型^[15-16].近几年来,在全波理论的应用方面有了很大的发展^[17-20],但是对地方震资料的利用还很少.尽管如此,随着地震观测技术与观测精度的不断提高,理论上的不断完善,使用各种波形资料对横向不均匀性的研究将成为可能.波形反演中主要存在两个问题:震源机制解或震源机制解的误差问题和介质的吸收问题.由于这两个问题的存在,要把波形拟合得非常好就有相当的难度,所以在本文中只强调波形在形状上的拟合程度,而不重视波形振幅的绝对大小.

本文的主要贡献在于:① 利用人工地震资料的二维解释结果作为三维反演的特定约束条件,② 用波形反演方法(遗传算法)对速度模型作进一步修正.

2 模型的参数化和三维射线追踪

2.1 模型的参数化

我们把地壳或上地幔分成许多层水平层状介质,再把每一层分成若干个长方形的立方块,这些立方块的大小可以不等.这样就有可能找到最佳模型使得 Jacobian 矩阵的阶数最少.一些其它的 SSH 方法在模型的网格点上一般使用的是二维内插速度函数或三维内插速度函数,这样做的优点是:在块与块之间的垂向人工边界上起到了部分平滑的作用.但它是失去对模型的几何分辨率为代价的,并需要一个更为复杂的射线追踪程序.这一问题已被 Koch(1985)提出^[4]并被 Scales 等人(1990)证明.同时他们还指出,最合适的模型是精细的离散化模型.

2.2 三维射线追踪

射线追踪是反演过程中的首要问题,所以在反演之前必须解决三维射线追踪问题.地震波走时的一般表达式为:

$$T = \int_s \frac{1}{V(x, y, z)} ds \quad (1)$$

式中 $V(x, y, z)$ 是地震波速度, s 表示震源与台站之间的射线路径,是沿射线路径的地震波速度的非线性函数.根据(1)式可计算各台站的走时和 Jacobian(或 Frechet) 矩阵 $A = \nabla T$, ∇T 是关于震源参数和地震波速度 $X = (H, V)$ 的偏导数.下面我们分别来计算直达波、折射波和反射波的走时 T 和 Jacobian 矩阵(A).用简单的图1来描述各种波的传播情况.

2.2.1 直达波

直达波走时(公式(1))是直达波射线所穿过的各个块体中的走时之和.为了求得直达波的传播路径,首先用一个初始离源角和出射线的方位角,并根据斯奈尔定理来确定波在块与块之间的传播情况,用迭代法^[4]来寻找符合精度的离源角和出射线的方位角.因射线在块边界存在着横向折射,所以射线是非线性的而且是精确的,与早期的一些方法^[3]相反,但与最近的 SSH 方法更相似.根据 Koch(1985)的文章,忽略了横向折射大约以5%的横向扰动速度,其结果可导致走时误差达0.1s.虽然在目前的研究中,这一误差是完全可以接受的,但在要求使用

高精度走时时,这一误差还是不能接受的.

根据 Fermat 原理, Jacobian 矩阵(A)在每一块中的走时 T_i 与未知速度 V_i 的微分 $\partial T_i / \partial V_i$ 可用表达式 $\partial T_i / \partial V_i = -L_i / V_i^2$ 来确定,其中 L_i 是射线在第 i 块中的路径长度. 注意,这一表达式对反射波和折射波都有效. 只要算出射线所穿过的每一块的路径长度,矩阵 A 中有关速度微分项即可得到. 再根据射线的离源角和方位角来计算矩阵 A 中对震源参数 $H_j(x_j, y_j, z_j, t_j)$ 的微分项 $\partial T_i / \partial H_j (j = 1, 2, \dots, q)$. 大家所熟知的表达式为: $\partial T_i / \partial x_j = -P \sin \varphi$, $\partial T_i / \partial y_j = -P \cos \varphi$, $\partial T_i / \partial z_j = \cos \theta / V_s$, 式中 $P = \sin \theta / V_s$ 是射线参数, V_s 是震源处的波速, φ 是出射线与正北方向的夹角(即方位角).

2.2.2 折射波

由图 1 可见, 折射波的传播路径由三部分组成: ① 从震源向下到折射面上发生全反射的那一点之间的射线段; ② 波沿界面传播(首波)的射线段; ③ 从 Q_2 点到观测点之间的射线段. 对于横向均匀介质, 离源角 θ 可以用射线参数直接求出, 即 $\theta = \sin^{-1}(V_s / V_r)$, 其中 V_r 是波在折射界面上的速度. 根据射线参数 P 就可得到 Q_1 和 Q_2 两点的坐标, 但由于在块边界上存在着横向折射, 这就需要用迭代的办法来寻找 Q_1 和 Q_2 两点的位置. 在计算矩阵 A 时, 除了 $\partial T_i / \partial z_j$ 项有一负号之外, 其余各微分项与直达波的计算完全相同. 而射线参数为 $P = 1 / V_r$.

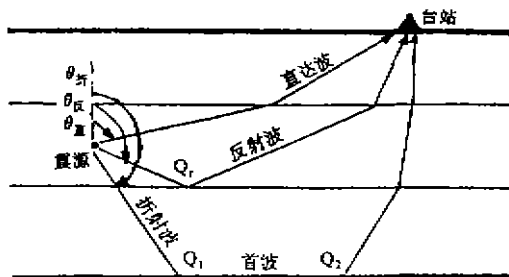


图 1 地震波传播路径

Fig. 1 Principle of the seismic wave propagation.

2.2.3 反射波

反射波的射线追踪要复杂得多. 与直达波射线追踪相似, 也用迭代的办法来寻找离源角 θ 、方位角 φ 和反射点 Q_r . 只要找到恰当的离源角 θ 、方位角 φ 和反射点 Q_r 之后, 计算走时 T 和 Jacobian 矩阵的方法与直达波有关算法相同.

3 联合走时反演方法(阻尼最小二乘法)

阻尼最小二乘法就是在最小二乘法与最速下降法之间采取某种插值, 要求增量 Δx 应保证目标函数在下降的方向上以最大步前进. 它的基本思想可描述如下, 在迭代的每一步, 最好尽量用接近最小二乘法改正方向以便使校正向量的步长尽可能增大. 如果这种情况不能收敛时, 再逐渐改用接近最速下降法的负梯度方向, 同时缩小校正步长以保证收敛. 数学描述如下

$$(A^T A + \gamma^2 I) \Delta x = A^T (t_0 - t(x)) \quad (2)$$

其中系数矩阵 A 是关于震源参数以及模型参数对走时的微分, t_0 是观测走时差, $t(x)$ 是理论走时差. 这里 I 是单位矩阵, γ 为适当的正数, 称为阻尼因子. 这样便可保证正规方程组总是非奇异正定的. 校正向量的解为

$$\Delta x = (A^T A + \gamma^2 I)^{-1} A^T (t_0 - t(x)) \quad (3)$$

由(3)式不难看出, 迭代过程中阻尼系数 γ 起着重大作用. 当 $\gamma = 0$ 时, 退化为一般最小二乘法. 当 γ 由零逐渐变大时, $(A^T A + \gamma^2 I)$ 的对角元素也随之增大, 解 Δx 逐渐由最小二乘方向转向最速下降方向 g . γ 愈大, 愈接近于最速下降方向. 另一方面, 当 γ 愈来愈大时, 校正向量 Δx 长度也愈来愈小, 以至趋于零. 这种情况下, 虽然收敛很慢, 但总能保证迭代过程稳定进行.

3.1 分辨矩阵和协方差矩阵

用广义逆进行地球物理反演计算时,可根据反演过程所用参数及矩阵计算两个重要补充信息,即分辨矩阵和协方差矩阵.这两个信息对评价反演结果有重要意义.在1976年 Crosson 又把它们计算推广到阻尼最小二乘法中去.分辨矩阵和协方差矩阵的计算公式分别为

$$R = (A^T A + \gamma^2 I)^{-1} A^T A \quad (4)$$

$$C(\hat{X}) = \sigma_b^2 (A^T A + \gamma^2 I)^{-1} A^T A (A^T A + \gamma^2 I)^{-1} \quad (5)$$

计算出协方差矩阵 $C(\hat{X})$ 后,其主对角线元素就是各相应反演参数的方差.最后,我们考虑在反演的分辨率与模型参数可靠性之间取折衷(Trade-off)的问题.显然,我们希望由反演算得的参数的误差愈小愈好,但参数误差小会引起另一个问题,即反演结果不稳定(唯一性差).

3.2 反演问题中的约束条件

解地球物理反演问题的不唯一性是由信息不足引起的.要减少这种不唯一性首先要补充信息,即把经验的(或先验的)及由其它手段提供的资料加入到反演计算中来.

“地球模型”先验的资料构成了反演计算的约束条件,使得参数平面上的解限制在一定范围内,称为约束域 D_c .因此,地球物理反演问题的最终解实际上是由解的可行域 D_φ 与约束域 D_c 之交(即 $D_\varphi \cap D_c$)来决定的.显然,要减少解的不唯一性,可通过缩小域 D_φ 或 D_c 来实现.由此可见,地球物理反演问题实质上是一个有约束条件的最优化问题,或者是在约束范围内求目标函数极小值的问题.事实上,我们总可以用经验的办法或其它可靠的资料对模型的参数进行约束以缩小域 D_c .一般说来,约束条件有:非负约束、区间约束、函数关系约束及特定约束.本文中用的是特定约束条件.这种约束关系是由确切的资料(例如由钻井或爆破地震得到的地层厚度和速度等资料)得到的约束关系,将地球某些参数作为已知数加以限定,在作反演计算时把它作为已知量来处理以减少待求的参数个数.特定约束条件可写成 $x_i = b_i$.在有约束条件(如较高精度的人工爆破资料)时,设有 m_1 个爆炸源, m_2 个天然地震源,则反演问题变为

$$\begin{aligned} & \left\| \begin{bmatrix} t_{m_1} \\ (I - P_B)t_{m_2} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} A_{m_1} \\ (I - P_B)A_{m_2} \end{bmatrix} \delta v \right\|_2^2 = \min \\ & \|\delta v\|_2 = \min \\ & \left\| P_B(t_{m_2} - A_{m_2} \delta v) - B \delta x \right\|_2^2 = \min \\ & \|\delta x\|_2 = \min \end{aligned}$$

式中 t_{m_1}, A_{m_1} 对应人工爆破源, t_{m_2}, A_{m_2} 对应天然震源, P_B 为从投影算子 R^m 到 B (对震源参数的偏微分)的象空间上的正交投影算子,其实质为不等精度的不同加权^[21].

若把所获得的二维速度结构剖面看作为速度约束而不是走时约束,则反演问题变为:

$$\delta v = (\delta v_0, \delta v_1)$$

求最小范数解 δv_1 和 δx , 使得

$$\begin{aligned} & \left\| (I - P_B)t - (I - P_B)A \delta v \right\|_2^2 = \min \\ & \left\| P_B(t - A \delta v) - B \delta x \right\|_2^2 = \min \end{aligned}$$

对于每一块而言,用速度约束与走时约束一样,即自动实现块内走时计算,在速度反演时,这些速度值不变.

解约束条件下最优化问题称为数学规划.由于目标函数 $F(X)$ 及约束函数 $f_i(x)$ 中某些函数总是非线性的,所以地球物理反演问题一般可归结为约束非线性规划问题.处理这类问题

的方法大体可分为两类:一类是直接处理约束条件,另一类是进行某些变换将它化为无约束最优化问题.地球物理反演理论中正愈来愈多地研究这类问题的解法.本文只用前一类解法.

4 地震波波形反演的遗传算法

4.1 速度模型的描述

我们假设一组未知参数($i=1, 2, \dots, M$)表示模型向量 $\vec{m}$.对每一个参数 x_i 都有一对边界值,即用 a_i 和 b_i 表示,并且 $a_i \leq x_i \leq b_i$.为对参数离散化而引用一个步长 d_i ,并由下式给定:

$$d_i = \frac{(b_i - a_i)}{N_i} \quad (6)$$

模型参数 x_i 可写成如下形式

$$x_i = a_i + jd_i \quad (j = 0, 1, 2, \dots, N_i) \quad (7)$$

由(7)式可建立起所有的模型,用 N 表示模型的总数,即:

$$N = \prod_{i=1}^M N_i \quad (8)$$

本文中初始模型的参数值是从前面的阻尼最小二乘法反演结果中获取的,并对初始模型的每一个参数值给出其边界值,确定其相应的步长 d_i ,这就为下面的波形反演建立起了模型.但是遗传算法不同于 Monte Carlo 法. Monte Carlo 法是在总的模型(N)中随机地选一个模型并计算其目标函数值,直到随机挑选出来的模型所对应的目标函数满足某一精度为止.而遗传算法是在所有的模型 N 中随机地挑选出一组模型 Q 作为其初始模型空间.遗传算法优于 Monte Carlo 法,这一事实已由 Sambridge 作了详细的说明.

4.2 理论地震图的合成

波形反演的首要问题是理论地震图的合成.理论地震图的合成过程是非常简单的,虽然在原理上我们可以使用任何一种射线理论,但是在实际运用中,渐近射线理论(ART)是相当实用的.为了对中间层小振幅震相进行研究,运用渐近射线理论(ART)要比用 WKBJ 或 Maslov 理论方法更为优越.它对那些走时差和振幅偏小而走时又较大的相邻震相有切断作用.要计算理论地震图,首先得较精确地计算出在观测点处的每一个震相相对应的射线参数、走时、几何扩散系数、界面的反射折射系数和中间变量 T^* .其计算公式可写成:

$$X(P) = X \quad (9)$$

式中 P 为射线参数, X 是波传播的距离.在距离 X 处的第 i 个位移分量可写成下式:

$$u_i(X, t, \varphi) = s(t) * \sum_{k=1}^N G_k(X) Q_k(t, T_k^*) \prod_{j=1}^M B_{kj} R_{ok}(X, \varphi) W_k(X, t) \quad (10)$$

式中 $i=1, 2, 3$, φ 是观测站相对于震源的方位角; $s(t)$ 是震源的时间函数; N 是射线总数,即震相的个数, M 是界面的数目; $G_k(X)$ 是介质的扩散系数; B_{kj} 为在第 k 条射线第 j 个界面上的反射折射系数; $R_{ok}(X, \varphi)$ 表示与自由界面有关的接收函数,若最后一节射线为P波,则O取作P;若为S波,则取作S,该函数是把一个单位的位移转变成记录位移分量的转换函数. $W_k(X, t)$ 是子波函数,它是由 δ 函数和 Hilbert 变换的某些线性组合, $Q_k(t, T_k^*)$ 是第 k 条射线的介质吸收因子,它是由 Fufferman 算子组成的,而 T_k^* 的值可用下式来计算

$$T_k^* = \int_{\Gamma_k} \frac{dt}{Q} \quad (11)$$

式中 Γ_k 是第 k 条射线的路径. Q 为介质的品质因子(我们一般假定 Q 值与频率 ω 无关,但仍

保持它在有限的频率范围内近似地为一常数). 为了便于计算, 把公式(10)写成频率域的形式

$$u_i(X, \omega, \varphi) = s(\omega) * \sum_{k=1}^N G_k(X) Q_k(\omega, T_k^*) \prod_{j=1}^M B_{kj} R_{qk} W_k(\omega, T_k, T_k^*) \quad (12)$$

地震波在传播过程中的振幅将随传播距离的增大而减少, 造成地震波振幅衰减的因素有两个: ① 由于波阵面在传播过程中不断扩展而造成振幅衰减, 用几何衰减因子 $G(x)$ 描述; ② 由于地球介质的非完全弹性, 即介质的吸收性质造成振幅衰减, 用介质吸收因子 $Q(t, T_k^*)$ 描述. 后者将使地震波的波形在传播过程中发生畸变, 波形中的高频成分随着传播距离的增加而迅速地减少, 地震波的波形逐渐变得光滑起来. 介质的吸收性质通常用一个无量纲量 Q 来描述, 称之为介质的品质因子. 由于吸收的影响, 初始波形为 δ 函数的脉冲波经过一段距离传播后畸变成对称脉冲. 这个波形表示质点在地震波到达观测点之前就已经运动了, 这显然是违反因果规律的, 因此需要放弃波的相速度与频率无关(即波速为常值)的假定. 这样地震体波就具有频散性质, 当引入波速与频率 ω 有关的假定之后, 畸变后的波形为一不对称脉冲, 从而解决了与因果规律矛盾的问题.

4.3 遗传算法

遗传算法分为 3 个步骤, 即繁殖、交配、变异^[22].

4.3.1 繁殖

从总的模型 N 中随机地产生一组模型 Q , 我们把这一组模型 Q 称之为父模型. 对这一组模型我们分别计算每一个模型所对应的目标函数 $\varphi(m_k)$ ($k = 1, 2, \dots, Q$), 根据目标函数 $\varphi(m_k)$ 的值, 我们可以确立第 k 个模型繁殖的可能性, 这种可能性有两种最常用的表示方式, 一种是用线性函数来表示, 而另一种是用指数函数来表示. 可以把它们分别写为:

$$P_r(m_k) = a - b\varphi(m_k) \quad (13)$$

$$P_r(m_k) = A \exp[-B\varphi(m_k)] \quad (14)$$

上两式中的 4 个常数分别为:

$$b = Q^{-1}(\varphi_{\max} - \varphi_{\text{avg}})^{-1}, \quad a \geq b\varphi_{\max},$$

$$B = (\varphi_{\sigma})^{-1}, \quad A = \left[\sum_{j=1}^Q \exp(-B\varphi_j) \right]^{-1}$$

其中 $\varphi_{\max}$ 、 φ_{avg} 和 φ_{σ} 分别是目标函数 φ 的最大值、平均值和标准差.

4.3.2 交配

用交配的办法从父模型中得到新的模型, 这些新的模型被称作子模型, 每一个子模型都是从两个父模型中产生出来的. 最初, 所有的父模型被随机地配对, 将产生 $Q/2$ 对模型, 并且每一对模型都是可能交配的. 产生 0 到 1 之间的随机数来决定当前的这一对模型是否需要交配, 如果随机数小于常数 P_c 或随机数满足某一不等式即可交配, 否则不交配, P_c 表示模型交配的可能性. 还是用随机的办法产生一随机数来确定所要交换的位置, 在该位置处把一对父模型的两个二进制串分别切成两段, 只要交换其中对应的一段即可, 这样就产生了两个子模型, 在 $Q/2$ 对父模型中产生 Q 个子模型.

4.3.3 变异

遗传算法的最后一个过程就是变异过程. 这里的变异是指把子模型二进制代码中的某些位的值(0 或 1)进行修改, 即等同于对模型中某些参数的修改. 至于要修改二进制代码中的哪一位, 这是由一个随机数来确定的. 变异产生于每一个子模型内部, 而一个子模型可以产生多次变异. 值得注意的是: 对一组父模型不管怎样进行配对而交叉产生的每一个子模型中的各参

数值都不会超出各自的边界值,可是变异就不然,所以必须规定子模型二进制代码中每一位发生变异的可能性.我们用 P_m 来表示这种可能性的大小, P_m 的值一般来说是相当小的.当变异这一过程完成之后,一组新的模型 Q 被产生出来,又可以进行下一次迭代.在迭代过程中对那些繁殖可能性($P_r(m_k)$)较小的模型可以去掉,用繁殖可能性较大的模型来替代.

4.4 地震体波波形反演

Helmberger 等(1980)和 Wallace 提出一种用区域性地震的 P_n 波记录资料求地震断层面解的线性反演方法.该方法的误差函数是由观测记录与理论地震图的相关系数决定的,它对地震体波振幅的绝对大小并不敏感,而强调波间的拟合.这个线性反演方法比较符合地震的实际情况,因而在实际使用中比较有效.该方法可直接推广用于地方震体波波形反演.为了反映观测地震波波形与合成地震图之间的差异,这就要求建立一个失配函数来预测最优化波形反演.在频率域内失配函数的表达式如下:

$$\varphi_{\text{wf}} = \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K |u_j^0(x, \omega_k) - Cu_j(x, \omega_k)|^2 / \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K |u_j^0(x, \omega_k)|^2 \quad (15)$$

式中 K 为最大频率,取 $J = 3$ 表示 3 个分量, $u_j^0(x, \omega_k)$ 表示对观测地震波形经付氏变换并扣除其相应的仪器参数的振幅谱函数(在这里我们认为同一台站的不同分量的仪器参数是相同的), $u_j(x, \omega_k)$ 是合成地震图的振幅谱函数, C 为常数,即观测数据与合成地震图的数据之间的最大振幅比.计算 C 的方法有好几种,但在这里我们引用 Sambridge(1992)的近似公式:

$$C = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \frac{E\{|u_j^0(x, t_{\max})|\}}{E\{|u_j(x, t_{\max})|\}} \quad (16)$$

其中 $E\{\}$ 是包络函数, $u_j^0(x, t_{\max})$ 和 $u_j(x, t_{\max})$ 分别是观测数据和理论合成数据, $t_{\max}$ 是指在合成包络线上幅值最大的点.

5 讨论

阻尼最小二乘法是在最小二乘法与最速下降法之间采取某种插值的方法,要求增量 Δx 保证目标函数在下降的方向上以最大步前进.它的基本思想可描述如下,在迭代的每一步,最好尽量使用接近最小二乘法改正方向以便使校正向量的步长尽可能增大.如果在这种情况下不能收敛时,再逐渐改用接近最速下降法的负梯度方向,同时缩小校正步长以保证收敛,确保解的稳定性.遗传算法是一种非线性的全局优化方法,它不是通过某种形式的扰动对单一模型进行改善,而是用随机过程产生一组模型,然后同时对这组模型进行改善,它与生物进化特征相似.就遗传算法而言,参数空间中搜索点的顺序是随机的,然而收缩和集中于参数空间的最优解是确定的,这种随机搜索过程既简单又高效.总之,把人工地震资料的解释结果作为阻尼最小二乘法的特定约束条件并采用波形反演技术是可以提高速度结构模型精度的.

参考文献

- 1 Crosson R S. Crustal structure modeling of earthquake data. I. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameter. J. Geophys. Res., 1976, 81: 3036 ~ 3046
- 2 Hawley B W, Zandt G, Smith R B. Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered. J. Geophys. Res., 1981, 86(B6): 7073 ~ 7086.
- 3 Thurber C H. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. J. G. R., 1983, 88: 8226 ~ 8236
- 4 Koch M. A theoretical and numerical study on the determination of the 3-D structure of the lithosphere by linear and non-linear

- inversion of teleseismic traveltimes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1985, 80: 73~93.
- 5 Koch M. Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres including direct, refracted and reflected phases- I. Development, validation and optimal regularization of the method. *Geophys. J. Int.*, 1993, 112: 385~412.
 - 6 赵仲和. 北京地区地震参数与速度结构的联合测定. *地球物理学报*, 1983, 26(2): 131~139.
 - 7 朱露培. 等. 京津唐地区地壳上地幔三维 P 波速度结构. *地球物理学报*, 1990, 33(3): 267~277.
 - 8 Dnes K A, Lytle R J. Computerized geophysical tomography. *Proc. IEEE*, 1979, 67: 1065~1073.
 - 9 Bishop T N, et al. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, 1985, 50: 903~923.
 - 10 Ivauson S. A study of methods for tomographic velocity estimation in the presence of low-velocity zones. *Geophysics*, 1985, 50: 961~988.
 - 11 Farra V, et al. Non-linear reflection tomography. *Geophys. J.*, 1988, 95: 135~147.
 - 12 Humphreys E, et al. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. *J. Geophys. Res.*, 1988, 93: 1073~1085.
 - 13 Williamson P R. Tomographic inversion in reflection seismology. *Geophys. J. Int.*, 1990, 100: 255~274.
 - 14 Hole J A. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *J. G. R.*, 1992, 97(B5): 6553~6562.
 - 15 Chapman, et al. Least-squares fitting of marine seismic refraction data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1985, 82: 339~374.
 - 16 Shaw R R, et al. Waveform inversion of seismic refraction data and application to young Pacific crust. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1985, 82: 375~414.
 - 17 Clarke T J, Silver P G. A procedure for the systematic interpretation of body wave seismograms-I. Application to Moho depth and crustal properties. *Geophys. J. Int.*, 1991, 104: 41~72.
 - 18 Clarke T J. The complete ordered ray expansion-I. Calculation of synthetic seismograms. *Geophys. J. Int.*, 1993, 115: 421~434.
 - 19 Clarke T J. The complete ordered ray expansion- II. Multiphase body wave tomography. *Geophys. J. Int.*, 1993, 115: 435~444.
 - 20 Geller R J, Hara T. Two efficient algorithms for iterative linearized inversion of seismic waveform data. *Geophys. J. Int.*, 1993, 115: 699~710.
 - 21 刘福田. 震源位置和速度结构的联合反演(1)-理论和方法. *地球物理学报*, 1984, 27(2): 167~175.
 - 22 Sambridge M. Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, 1992, 109: 323~342.

COMBINED INVERSION TECHNIQUE TO STUDY 3-D CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE BY USING SEISMIC WAVE TRAVEL-TIME AND WAVE FORM(I)—THEORY AND METHOD

ZHANG Yuansheng LI Qinghe

(Earthquake Research Institute of Lanzhou, CSB, Lanzhou)

XU Guoming

(University of Science and Technology of China, Hefei)

Abstract

The damped least squares method in seismic wave travel-time inversion was expounded. In order to increase the uniqueness of solution, the interpretation results of deep seismic sounding data were constrained as a special condition. The genetic algorithm for seismic wave form inversion was discussed.

Key words Combined inversion, Damped least squares method, Seismic wave travel-time, Seismic wave form, Genetic algorithm