

赵爱华, 丁志峰, 孙为国等. 复杂介质地震定位中震源轨迹的计算. 地球物理学报, 2008, 51(4): 1188~1195

Zhao A H, Ding Z F, Sun W G, et al. Calculation of focal loci for earthquake location in complex media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(4): 1188~1195

复杂介质地震定位中震源轨迹的计算

赵爱华, 丁志峰, 孙为国, 王椿镛

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

摘 要 在地震定位中常常需要求解震源轨迹, 但由于复杂介质中的震源轨迹较为复杂, 难以给出其解析解, 因此震源轨迹的计算通常仅限于简单介质模型. 本文基于最小走时树射线追踪技术, 提出了一种计算复杂介质中震源轨迹的方法. 为回避发震时间问题, 以观测到时差作为震源轨迹的约束条件. 首先从模型节点中选出少量理论到时差与观测到时差之绝对差, 即双重时差较小的点作为震源轨迹的代表点, 然后以其中双重时差最小的点为初始点, 在双重时差场中利用最小走时树射线追踪方法计算出初始点到其他震源轨迹代表点的射线路径作为震源轨迹. 当选的震源轨迹代表点较多时, 得到的震源轨迹较为粗略, 此时可去掉射线经过次数较少的代表点的射线路径使震源轨迹更为精细. 为减少计算量, 对最小走时树射线追踪方法的终止条件做了修正. 以一个复杂介质模型中的地震为例, 计算了包括速度扰动、到时扰动等不同情况下的震源轨迹, 结果表明所提出的震源轨迹计算方法切实可行.

关键词 复杂介质, 震源轨迹, 地震定位, 最小走时树算法

文章编号 0001-5733(2008)04-1188-08

中图分类号 P631

收稿日期 2008-01-10, 2008-05-06 收修定稿

Calculation of focal loci for earthquake location in complex media

ZHAO Ai-Hua, DING Zhi-Feng, SUN Wei-Guo, WANG Chun-Yong

Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

Abstract Focal loci are often required in earthquake location. However, it is extremely difficult to analytically express them when the earthquake lies in a complex model. Therefore, the calculation of focal loci is usually limited to simple media. In this paper, we present a method for calculating focal loci in complex media by means of a minimum traveltime tree algorithm for ray tracing. The focal loci are constrained with observed arrival time differences at seismic stations so that the problem of origin time is evaded. From all the model nodes, we select a small part with smaller absolute residuals between observed and calculated traveltime differences (or double-differences) as reference points of the focal locus. The reference point with minimum double difference is assigned as an initial point. The ray paths from the initial point to the other selected reference points in the double-difference field actually represent the focal locus, which are traced with a minimum traveltime tree algorithm. When the obtained focal locus is rather rough due to the excessive amount of selected reference points, it can be improved by removing some ray paths to the reference points that there are less rays going through. Additionally, the stop condition of the minimum traveltime tree algorithm is modified to reduce computational time. The results of

基金项目 国家自然科学基金项目(40674044), 中央国家级公益事业单位基本科研业务费重点专项(DQJB06A02)资助.
中国地震局地球物理研究所论著编号: 08AC1004

作者简介 赵爱华, 男, 1970 年生, 1994 年毕业于中国矿业大学, 2000 年在中国科学院地质与地球物理研究所获理学博士学位, 主要从事复杂介质射线追踪方法及其应用研究. E-mail: ahzhao123@yahoo.com

numerical tests including velocity perturbations and noisy arrival data in a laterally heterogeneous model indicate that the presented method is feasible.

Keywords Complex media, Focal loci, Earthquake location, Minimum traveltime tree algorithm

1 引言

地震定位是地震学中最基本的问题之一. 准确的地震定位对地震活动性分析、震源机制求解以及地球内部结构探测等都是非常重要的^[1,2]. 地震定位的精度除了受地震台网分布、走时拾取精度、速度模型准确性以及所用的震相种类等因素影响外^[3], 还与定位方法密切相关^[2]. 经过近一个世纪的努力, 地震学家已发展了多种定位方法, 如 Geiger 法^[4]、双差法^[5]、网格搜索法^[6]以及交切法^[7~9]等. 这些方法各有特点, 其中交切法不仅直观而且效率高、稳健性强, 在地震台网中有广泛的应用^[10,11]. 交切法^[7~9]利用震源轨迹进行定位, 不要求解方程, 即使仅有少量的地震记录, 利用交切法也能获得有价值的震中信息. 但另一方面, 交切法的定位精度较低, 特别是震源深度的误差常常较大^[7]. 因此, 目前该方法主要作为辅助的定位手段. 交切法定位精度较低的原因主要是它假定地球模型为均匀或水平均匀介质, 震源轨迹为圆形或双曲线形^[8]. 实际上, 地球内部在径向上和横向上都存在较强的非均匀性^[12~14]. 使用远离实际、过于简化的速度模型必然导致或大或小的定位误差^[15,16]. 其次, 交切法是利用地表而非空间的震源轨迹进行定位, 即将震中定在地表震源轨迹的交会处, 震源深度定在对应地表震源轨迹交会得最好的深度. 当震源深度与震中距相比不是很小的时候, 即使对于均匀介质模型, 地表的震源轨迹也不会较好地交会于震中, 而是交会成一个区域^[17]. 如何在交会区域内确定震中位置仍然是一个有待研究的问题.

由以上可知, 提高交切法地震定位精度的关键是突破简单模型的限制并使用空间的震源轨迹. 当速度模型复杂时, 震源轨迹较为复杂而难以给出其解析解. 因此, 计算复杂地质模型中的空间震源轨迹是将传统的交切法推广到实际介质模型中的关键, 目前尚未见到有关报道. 本文尝试利用最小走时树射线追踪技术计算复杂介质中的震源轨迹. 为便于阐述, 计算方法以 2-D 模型为例进行说明.

2 最小走时树射线追踪方法

2.1 原理

将地质模型离散化为大小相等的正方形单元, 各离散单元内速度均匀. 当地震波传播到某一单元时, 根据惠更斯原理, 该单元将作为新的波源向周围传播子波^[18].

以某一单元中心点(即节点) O 点为坐标原点, 以单元正方形的边长为单位建立直角坐标系. 当地震波传播到该单元时, O 点则成为新波源向周围传播子波(图 1). 考虑以 O 点为中心, 边长为 $2n(n \in N)$ 的正方形区域 $ABCD$. 设 $P(x, y)$ ($x, y \in Z$)为正方形区域 $ABCD$ 内某一单元中心点, 则向量 OP 不

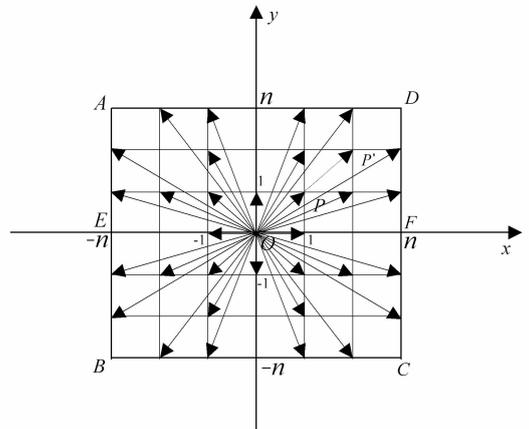


图 1 子波传播示意图

Fig. 1 Schematic diagram showing propagation of secondary waves

仅表示子波传播方向, 而且表示传播距离. 由于 O 点为坐标原点, 所以 P 点坐标本身就能表示子波传播方向. 从图 1 看出, P' 与 P 表示的是同一个方向, 而 $|OP'| > |OP|$, 所以在实际处理中, P' 点可以不予考虑. 在表示同一方向的点中, 与 O 点距离最近的点为 O 点的有效方向点. 由地震波互易原理可知, 若 P 为 O 的有效方向点, 则 O 也是 P 的有效方向点.

不难看出, 正方形 $ABCD$ 越大, 有效方向点越多, 考虑的子波传播方向也越精细, 精度越高, 计算

量也就越大. 我们称正方形 $ABCD$ 为 O 点的子波传播区域, 其边长的一半 n 为子波传播区域半径.

根据以上讨论可知, 空间某一点 P 可能接收到不同节点传出的子波, 即从惠更斯原理角度讲, 地震波从震源到 P 点的路径存在着多种可能性, 但根据费玛原理, 地震波实际传播路径是所有可能路径中走时最小的一条. 因此, 通过比较地震波走时大小, 可以求取地震波的射线路径^[19].

2.2 算法

最小走时树射线追踪方法的思想最早由 Nakanishi 等^[20] 提出, 其基本算法来自网络理论中的 Dijkstra 方法^[21]. 在基本算法中, 最小走时的确定通过构造最小走时树完成, 地震波激发点到模型所有节点的走时和相应的射线路径可同时计算. 和其他射线追踪方法相比, 最小走时树法具有稳健性强、能适应复杂地质模型的优点^[22]. Moser 等^[23]、Bai 等^[24] 将该方法应用于复杂地质模型的地震定位. 最小走时树法的基本算法效率较低, 为此得到了不断的改进和完善^[18, 19, 22, 24~33]. 赵爱华等^[34~36] 基于动态子波传播区域的思想提出的改进算法不仅计算效率高, 而且继承了基本算法稳健、简单的优点. 算法如下:

设 N 为模型节点的集合, $E_{DP}(i)$ 为点 $i \in N$ 有效方向点的集合, $j \in E_{DP}(i)$ 的可能子波源点集合为 $P_S(i, j)$, $P_S(i, j)$ 包括 i 的子波源点 $s(i)$ ^[18] 以及 $s(i)$ 周围的 8 个节点. 子波从 $i \in N$ 到点 $j \in E_{DP}(i)$ 的走时为 $dt(i, j)$. 初始时, 地震波激发点 O 处的初至波走时 $t(O)$ 为零. 随着地震波在介质中的传播, 集合 N 中的点可分为三部分: 走时已达到最小点的集合 P , 走时尚未达到最小但已更新过点的集合 Q 和其余点构成的集合 R . 计算从 O 点到点 $i \in N$ 初至波走时的算法为^[35]

(1) 初始化

$$P: = \phi, t(i): = \infty (i \in N)$$

$$Q: = \{O\}, R: = N - \{O\}, t(O): = 0;$$

(2) 查询

在 Q 中查询最小走时 $t(i) (i \in Q)$;

(3) 更新

$$t(j): = \min\{t(j), t(k) + dt(k, j)\}$$

$$(k \in P_S(i, j), j \in E_{DP}(i) \cap Q),$$

$$t(j): = \min\{t(k) + dt(k, j)\}$$

$$(k \in P_S(i, j), j \in E_{DP}(i) \cap R),$$

将 j 点从 R 转入 Q 中; 将 i 点从 Q 转入 P 中;

(4) 迭代条件检测

如果 $Q = \phi$, 则结束; 否则回到(2).

其中, $A: = B$ 表示将 B 赋值于 A , ϕ 表示空集合. 使用不同的地震波速度, 可计算相应不同地震波的走时和射线路径.

3 复杂介质中的震源轨迹

当介质较为复杂时, 震源轨迹通常难以用解析式表示, 为此对其在空间域中以离散方式进行表示. 在传统的交切法中^[7~11], 震源轨迹用观测到时差进行约束, 以避免发震时间问题, 本文亦采用这种做法.

假定某地区地下速度分布已知, 在地表有 M 个地震台站, $R_i (i=1, 2, 3, \dots, M)$. 为对区内的地震进行定位, 将速度模型离散成大小相等的正方形单元. 在模型单元内, 地震波速度为常数. 利用最小走时树射线追踪方法^[35] 分别计算在台站 $R_i (i=1, 2, 3, \dots, M)$ 激发的纵波(P波)和横波(S波)到节点 $\mathbf{x}=(x, z)$ 的初至波走时, $T(\mathbf{x}; R_i, P)$ 和 $T(\mathbf{x}; R_i, S)$ ($i=1, 2, 3, \dots, M$). 这样, 每 2 个走时场可构成 1 个走时差场:

$$DT(\mathbf{x}; R_{j_1}, W_{j_1}; R_{j_2}, W_{j_2}) = T(\mathbf{x}; R_{j_1}, W_{j_1})$$

$$- T(\mathbf{x}; R_{j_2}, W_{j_2}), j = 1, 2, 3, \dots, K, \quad (1)$$

其中, R_{j_1} 和 R_{j_2} 分别表示对应第 j 个走时差场的两个走时场的地震台站; W_{j_1} 和 W_{j_2} 分别表示波的类型, 即 P 或 S; K 为走时差场数. 对于区域内的某个地震, 震源在 $\mathbf{x}_0=(x_0, z_0)$, 发震时间为 t_0 , 台站 R_i 记录到的 P 波、S 波的初至到时分别为 $\tau_{R_i}^P$ 和 $\tau_{R_i}^S$, 根据震源-台站的对称性, 其震源轨迹满足如下方程:

$$DT(\mathbf{x}; R_{j_1}, W_{j_1}; R_{j_2}, W_{j_2}) = \tau_{R_{j_1}}^{W_{j_1}} - \tau_{R_{j_2}}^{W_{j_2}},$$

$$j = 1, 2, 3, \dots, K. \quad (2)$$

即考虑到计算误差, 震源轨迹在双重时差场

$$F_{DDT}(\mathbf{x}; R_{j_1}, W_{j_1}; R_{j_2}, W_{j_2}) =$$

$$|DT(\mathbf{x}; R_{j_1}, W_{j_1}; R_{j_2}, W_{j_2}) - I(\mathbf{x})(\tau_{R_{j_1}}^{W_{j_1}} - \tau_{R_{j_2}}^{W_{j_2}})|, \quad (3)$$

中具有接近于 0 的低值, 其中 $I(\mathbf{x})=1$.

图 2 显示了非均匀介质模型(图 3)的两个双重时差场灰度图像: (a) $F_{DDT}(\mathbf{x}; R_1, P; R_6, P)$ 和 (b) $F_{DDT}(\mathbf{x}; R_1, P; R_1, S)$. 图中灰度与双重时差大小成正比, 介质模型、台站分布及震源位置见后边的“模型算例”部分. 从图中可以清楚地看出, 复杂介质中的震源轨迹(图中最亮部分)既不是双曲线也不是圆, 而显得复杂得多. 需要指出的是, 为突出显示震源轨迹, 图 2 中的双重时差进行了归一化和取对数处理.

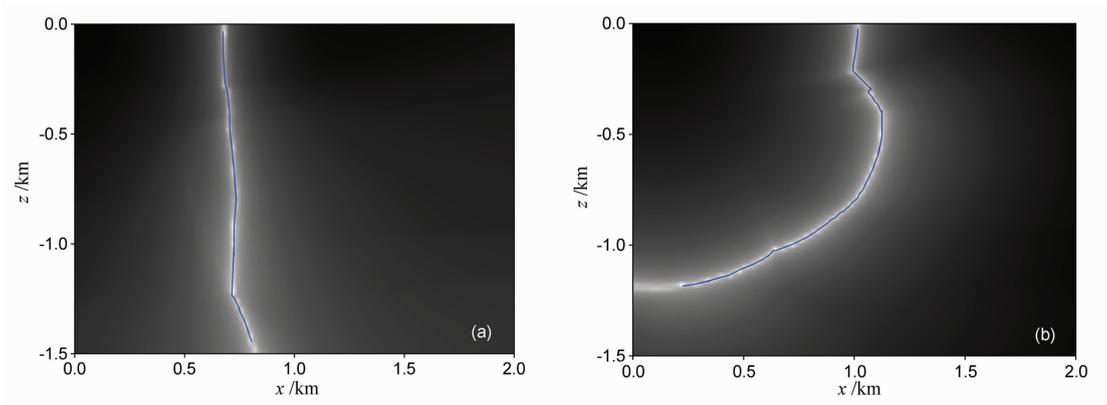


图2 复杂速度模型(图3)中地震的双重时差场图像及相应的震源轨迹
(a)不同台站P波到时差约束的震源轨迹;(b)同一台站P波、S波到时差约束的震源轨迹。
图像灰度和双重时差成正比,蓝线为计算的震源轨迹。

Fig. 2 Double-difference fields for an event in a complex velocity model (Fig. 3) and the corresponding focal loci

(a) The focal locus is constrained by the arrival time difference between P waves at two different stations; (b) The focus constrained by P and S wave arrival time differences at the same station. The grey color of the images is proportional to the absolute double-difference value, and the blue lines represent the calculated focal loci.

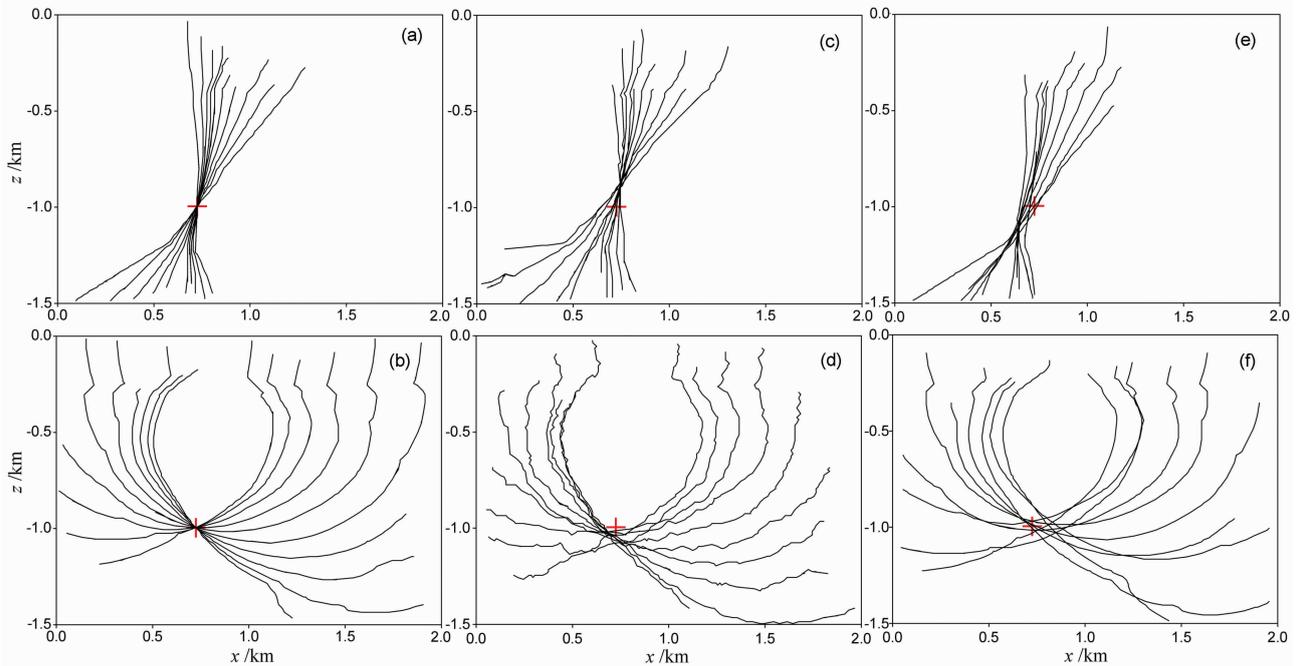


图4 图3速度模型中地震的震源轨迹

(a) 和(b)精确速度模型;(c)和(d)扰动速度模型;(e)和(f)扰动到时;(a),(c)和(e)中的震源轨迹以不同台站的P波到时差约束(I类);(b),(d)和(f)中的震源轨迹以相同台站P波和S波的到时差约束(II类)。图中红色的‘+’为实际震源位置。

Fig. 4 Focal loci of the earthquake in the model shown in Fig. 3

(a) and (b) accurate seismic velocities and arrival times, (c) and (d) randomly perturbed seismic velocities, (e) and (f) noisy arrival times. Focal loci in (a), (c) and (e) (type I) are constrained with arrival time differences between P waves at different seismic stations, and those in (b), (d) and (f) (type II) are constrained with arrival time differences between P and S waves at the same stations. The red signs of ‘+’ indicate the true hypocenter.

4 轨迹计算

从图 2 可以看出,与周围点相比,震源轨迹点具有相对很小的双重时差值.因此,若在双重时差值最小的点激发地震波,地震波在双重时差场中将沿震源轨迹快速传播,而在震源轨迹周边则传播得较慢,此时将双重时差看作地震波的慢度.这样从模型节点中选出小部分双重时差值较小的点作为震源轨迹的代表点,代表点到地震波初始点(即双重时差最小的点)的射线路径可粗略地代表震源轨迹.基于这种认识,我们提出了利用射线追踪技术计算复杂介质中震源轨迹的方法.

4.1 震源轨迹代表点的选取

对于某个双重时差场,设它的双重时差的概率密度函数为 $f(\xi)$,如果对 $f(\xi)$ 积分,则有

$$F(\xi) = \int_0^{\xi} f(\zeta) d\zeta, \quad (4)$$

由于 $F(\xi)$ 是 ξ 的单调递增函数,所以只要给定一个门限值 r_{FLP} ($0 < r_{\text{FLP}} < 1$),就能根据 $F(\xi) = r_{\text{FLP}}$,找到对应的 ξ 值 $\xi_{r_{\text{FLP}}}$.将双重时差值小于 $\xi_{r_{\text{FLP}}}$ 的点作为相应的震源轨迹的代表点.门限值 r_{FLP} 反映了震源轨迹代表点在整个模型节点中所占的比例.

4.2 路径计算

将双重时差看作地震波的慢度,则地震波在双重时差场中从双重时差最小的点(即初始点)到其他震源轨迹代表点的射线路径可利用 2.2 节的方法计算.在改进算法中,计算终止条件为计算出所有模型节点的走时,而对震源轨迹计算来说,仅需计算震源轨迹代表点的走时.震源轨迹代表点在整个模型节点中仅占很少的一部分,同时地震波到这些点的传播速度比到震源轨迹周围点的传播速度快得多.为此,将算法的终止条件修正为计算出所有代表点的走时,以提高计算效率.

当选择的震源轨迹代表点较多,即 r_{FLP} 较大时,计算的震源轨迹可能较为粗糙.此时,可去掉射线路径经过次数低于 n_{FLP} (n_{FLP} 为正整数)的代表点到地震波初始点的射线路径,以使得到的震源轨迹更为精细.图 2 中蓝线为相应震源轨迹的计算结果,其中 $r_{\text{FLP}} = 0.001$, $n_{\text{FLP}} = 2$.

上边介绍的震源轨迹计算方法利用三维的最小走时树方法^[18,28,36]可推广到三维速度模型.对于三维模型,激发点在地震台站处的地震波走时场的计算较为费时,但仅需要计算一次.因此,对于观测地

震台网和地质结构较为稳定的地区,当研究区内多个地震时,震源轨迹的计算效率较高.

5 模型算例

5.1 速度模型

图 3 显示了一个二维速度模型,图中 v_p 、 v_s 分别为 P 波、S 波速度,单位为 km/s.从图 3 可以看出,该模型不仅具有水平、倾斜和弯曲三种界面,而且在第二层介质中有高速椭圆区,速度结构较为复杂^[34].将模型离散成 $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ 的正方形单元,在地表布设 10 个地震台站 R_i ,其位置为 $(200 \times i - 95 \text{ m}, -5 \text{ m})$, $i = 1, \dots, 10$.假定某个地震发生在 x_0 ($725 \text{ m}, -995 \text{ m}$) 处,发震时间 $t_0 = 0 \text{ s}$ ^[37].震源 x_0 到地震台站 R_i 的 P、S 波到时间 $\tau_{R_i}^P$ 、 $\tau_{R_i}^S$ 使用最小走时树改进算法^[35]模拟,子波传播区域半径 $n = 3$.

对图 2 模型中的地震,首先参照 Gajewski 和 Tessmer^[38]的做法,计算其准确速度模型、扰动速度模型和扰动到时三种情况的震源轨迹,以检验所提出的震源轨迹计算方法.然后,用简化的均匀介质模型替代复杂速度模型,以考察传统交切法定位中介质非均匀性对定位结果的影响.为进一步验证方法的正确性,以定位到时残差绝对值之和最小的均匀模型(即等效均匀模型)为例,将计算的震源轨迹和理论的震源轨迹进行比较.激发点在地震台站处的地震波的初至走时使用最小走时树改进算法^[35]计算,子波传播区域半径 $n = 3$;双重时差场中的震源轨迹使用终止条件修正过的改进算法计算, $n = 1$.

5.2 精确速度模型

在第一种情况中,使用精确速度模型和准确到

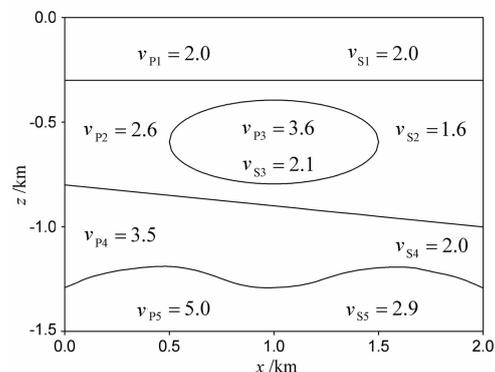


图 3 复杂速度模型

P 波和 S 波速度 v_p 、 v_s 单位为 km/s (据赵爱华等^[34])

Fig. 3 A 2-D model with known velocities of P (v_p) and S (v_s) waves in km/s (from Zhao et al. ^[34])

时计算震源轨迹. 为便于叙述, 将震源轨迹分为两类: I类以不同地震台站 P 波的到时差约束, 双重时差场为 $F_{DDT}(\mathbf{x}; R_1, P; R_{i+5}, P)$ 和 $F_{DDT}(\mathbf{x}; R_{1+i}, P; R_{10}, P)$, $i=1, \dots, 5$; II类以相同地震台站 P、S 波的到时差约束, 双重时差场为 $F_{DDT}(\mathbf{x}; R_i, P; R_i, S)$, $i=1, \dots, 10$. 计算的 I、II 类震源轨迹见图 4(a) 和 (b), 图中红色的“+”为实际震源位置. 可以看出: (1) I 类震源轨迹在震源处的方位分布较窄, 基本上为垂直方向, 对震源深度的约束不强; (2) II 类震源轨迹在震源处的方位分布较宽, 能较好地约束震源位置; (3) 两类震源轨迹交会于震源位置, 而非地表震中.

5.3 扰动速度模型

通常, 地下速度结构是难以精确获知的. 为模拟速度模型有误差的情况, 对图 3 模型 P、S 波的速度分别加其平均值 $\pm 10\%$ 的随机扰动, 均方速度扰动为 5.8%, 最大相对速度扰动量分别为 16.0% 和 15.7%. 这样, 图 3 模型变为随机介质模型. 基于随机介质模型计算的 I、II 类震源轨迹分别见图 4(c)

和(d). 由于介质速度的随机性分布, 震源轨迹的光滑性变差, 同时也不再交会于震源点, 而是交会成一个小的区域. I、II 类震源轨迹交会最密集

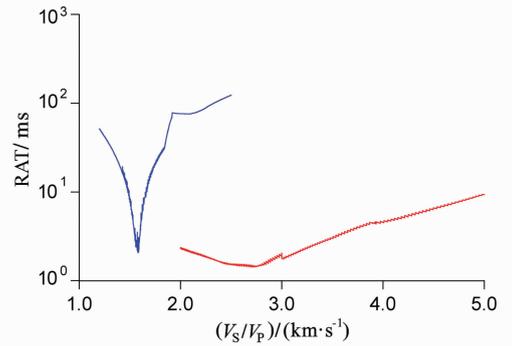


图 5 图 3 模型中地震事件定位到时残差(RAT)随替代均匀介质模型地震波速度的变化
红色线: RAT 随 P 波速度的变化, 蓝色线: RAT 随 S 波速度的变化.
Fig. 5 Variation of the location arrival time residuals (RAT) with seismic velocities of the substituting homogeneous medium for the earthquake in the complex model in Fig. 3
The red line presents the RAT against the P wave velocity, and the blue one presents the RAT against the S wave velocity.

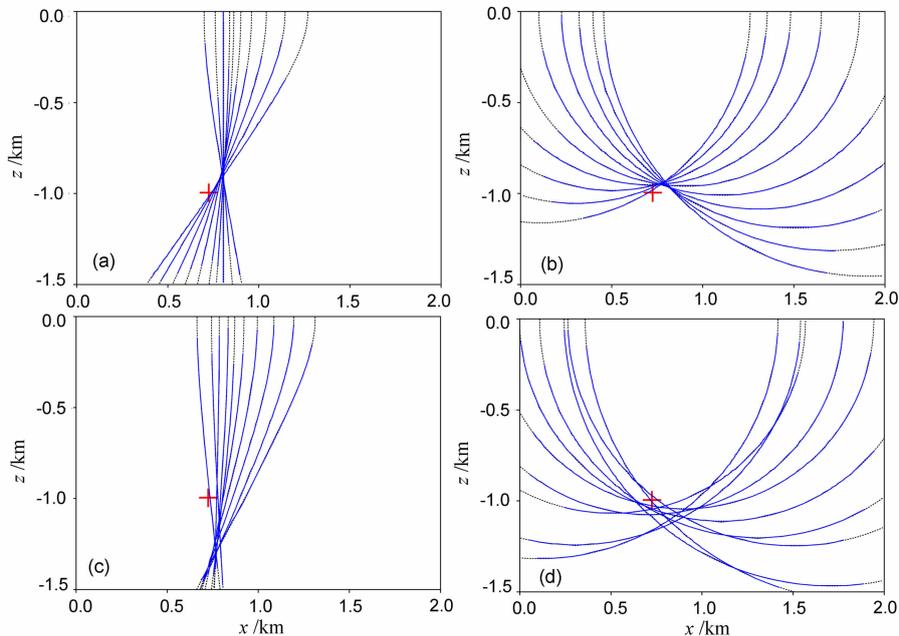


图 6 复杂速度模型中地震基于等效均匀介质模型的震源轨迹

(a) 和(b) 准确到时; (c) 和(d) 扰动到时; (a) 和(c) I 类震源轨迹; (b) 和(d) II 类震源轨迹. 图中红色的“+”为实际震源位置.

Fig. 6 Focal loci of the earthquake in the complex model based on the equivalent homogeneous media

(a) and (b) correct arrival times; (c) and (d) noisy arrival times; (a) and (c) focal loci of type I; (b) and (d) focal loci of type II. The red signs of “+” indicate the true hypocenter.

的点分别位于震源位置的上、下方. 因此, 综合使用这两类震源轨迹, 将可能减少由速度扰动导致的定位误差.

5.4 扰动到时

为考察到时拾取误差对震源轨迹分布的影响,

对理论到时加 ± 10 ms 的随机扰动, P、S 波的均方到时扰动量分别为 7.08 ms 和 6.77ms. 计算的 I、II 类震源轨迹分别如图 4(e) 和(f) 所示. 可以看出, 当拾取到时有误差时, 震源轨迹交会最密集的点 and 实际的震源位置也存在偏差, 两类震源轨迹在空间分

布上具有互补性. 因此, 若综合使用 I、II 类震源轨迹进行定位, 可能对震源位置能更好地约束.

5.5 等效均匀介质模型

将图 3 的复杂速度模型简化为均匀介质模型, 均匀介质 P、S 波的速度分别为 V_P 和 V_S . 首先使用 I 类震源轨迹进行定位, 震源定位于震源轨迹交会最密集的点, 即双重时差之和最小的点处^[37], V_P 取 2.0~5.0 km/s, 间隔 0.001 km/s. 在实践中, 定位效果通常以平均定位到时残差 RAT^[6] 估计. RAT 随 V_P 的变化如图 5 中红色曲线所示. 当 V_P 取 $V_P^* = 2.697$ km/s 时, RAT 达到最小. 固定 $V_P = V_P^*$, V_S 取 1.2~2.5 km/s, 间隔 0.001 km/s, 使用 II 类震源轨迹定位. 图 5 中蓝色曲线显示了 RAT 随 V_S 的变化. 可以看到, V_S 取 $V_S^* = 1.580$ km/s 时 RAT 最小. 将 $V_P = V_P^*$ 、 $V_S = V_S^*$ 的均匀介质模型称为图 3 模型的等效均匀模型.

图 6(a)和(b)分别显示了观测到时准确时等效均匀模型 I、II 类震源轨迹的分布. 其中, 蓝色实线是本文方法计算结果, 点线为理论值. 可以看出, (1) 计算的震源轨迹和理论结果符合得很好, 说明所提出的震源轨迹计算方法是可行的; (2) 两类轨迹交会得较为集中, 但交会最密集的和实际的震源位置存在显著的差异. 这表明, 即使平均定位到时残差很小, 震源轨迹交会得较为集中, 所确定的震源位置仍然有可能具有较大的误差. 当观测到时有误差时, 等效均匀模型 I、II 类震源轨迹的分布分别显示在图 6(c)和(d)中, $V_P^* = 2.199$ km/s, $V_S^* = 1.447$ km/s.

6 结 论

本文提出的震源轨迹计算方法基于最小走时树射线追踪技术, 具有良好的稳健性, 可适用于复杂的速度模型. 对最小走时树算法终止条件的修正, 减少了大量不必要的计算. 由于相对费时的走时场计算仅需一次, 因此对于速度结构稳定、同一台网记录的多个地震, 震源轨迹计算效率较高. 震源轨迹精确计算的实现, 使将传统的交切定位方法推广到复杂速度模型成为可能.

数值模型计算表明: 当速度结构复杂时, 震源轨迹既不是圆形, 也不是双曲线形; 不同台站 P 波到时差约束的震源轨迹在震源处以垂直分布为主, 约束震源深度较为困难; 相同台站 P、S 波到时差约束的震源轨迹具有较好的方位分布, 对震源位置有较好的约束; 使用多条震源轨迹, 有助于减少由随机因

素导致的定位误差; 即使平均定位到时残差很小, 震源轨迹交会较为集中, 确定的震源位置仍然有可能具有较大的偏差.

致 谢 感谢中国科学院地质与地球物理研究所张中杰研究员对本文初稿进行了仔细审校和修改. 同时, 作者也非常感谢评审专家中肯的评论.

参考文献(References)

- [1] 田 玥, 陈晓非. 地震定位研究综述. 地球物理学进展, 2002, **17**(1): 147~155
Tian Y, Chen X F. Review of seismic location study. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2002, **17** (1): 147~155
- [2] 蔡明军, 山秀明, 徐 彦等. 从误差观点综述分析地震定位方法. 地震研究, 2004, **27**(4): 314~317
Cai M J, Shan X M, Xu Y, et al. Review of earthquake-locating methods from error. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 2004, **27**(4): 314~317
- [3] 杨文东, 金星, 李山有等. 地震定位研究及应用综述. 地震工程与工程振动, 2005, **25**(1): 14~20
Yang W D, Jin X, Li S Y, et al. Study of seismic location methods. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration* (in Chinese), 2005, **25**(1): 14~20
- [4] Geiger L. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.*, 1912, **8**: 60~71
- [5] Waldhauser F, Ellsworth W L. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2000, **90**(6): 1353~1368
- [6] Shearer P M. Improving local earthquake location using the L1 norm and waveform cross correlation: Application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102** (B4): 8269~8283
- [7] Udias A. Principles of Seismology. Cambridge: Cambridge University Press, 1999
- [8] Pujol J. Earthquake location tutorial: graphical approach and approximate epicentral location techniques. *Seis. Res. Lett.*, 2004, **75**(1): 63~74
- [9] 廉 超, 李胜乐, 董 曼等. 球面交切法地震定位. 大地测量与地球动力学. 2006, **26**(2): 99~103
Lian C, Li S L, Dong M, et al. Method of spherical surface shearing in earthquake location. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2006, **26**(2): 99~103
- [10] 孟玉梅, 赵 永, 王 斌. 中国地震观测台网地震速报定位偏差的分析. 地震, 2001, **21**(3): 65~69
Meng Y M, Zhao Y, Wang B. The analysis on deviation of rapid location by China Seismic Observational Network. *Earthquake* (in Chinese), 2001, **21**(3): 65~69
- [11] 宋 锐, 顾小红, 王永力等. 国家数字地震台网中心实时处理及大地震速报软件系统. 地震, 2001, **21**(4): 47~59

- Song R, Gu X H, Wang Y L, et al. The software system for real-time processing and large earthquake rapid determination of NCDSN. *Earthquake* (in Chinese), 2001, **21** (4): 47~59
- [12] 张中杰, 滕吉文, 张霖斌等. 地球深部研究的复杂性及其对策. *地球物理学进展*, 1996, **11**(3): 10~20
Zhang Z J, Teng J W, Zhang L B, et al. The complexity in the study of earth depth and its countermeasure. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 1996, **11**(3): 10~20
- [13] Zhang Z J, Badal J, Li Y K, et al. Crust-upper mantle seismic wave velocity structure across southeastern China. *Tectonophysics*, 2005, **395**: 137~157
- [14] Zhang Z J, Klemperer S L. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J. Geophys. Res.*, **110** (B9), B09403, doi:10.1029/2004JB003139
- [15] Billings S D, Sambridge M S, Kennett B L N. Errors in hypocenter location; picking, model and magnitude dependence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1994, **84**(6): 1978~1990
- [16] Chen H, Chiu J M, Pujol J, et al. A simple algorithm for local earthquake location using 3D V_P and V_S Models: test examples in the central United States and in central eastern Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2006, **96**(1): 288~305
- [17] Ruff L J. How to locate epicenters. *Seis. Res. Lett.*, 2001, **72**(2): 197
- [18] 王辉, 常旭. 基于图形结构的三维射线追踪方法. *地球物理学报*, 2000, **43**(4): 534~541
Wang H, Chang X. 3-D tracing method based on graphic structure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2000, **43**(4): 534~541
- [19] 赵爱华, 张中杰, 王光杰等. 非均匀介质中地震波走时与射线路径快速计算技术. *地震学报*, 2000, **22**(2): 151~157
Zhao A H, Zhang Z J, Wang G J, et al. A new scheme for fast calculation of seismic traveltimes and ray paths in heterogeneous media. *Acta Seismologica Sinica*, 2000, **13** (2): 166~173
- [20] Nakanishi I, Yamaguchi K. A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island arc structure. *J. Phys. Earth*, 1986, **34** (2): 195~201
- [21] Dijkstra E W. A note on two problems in connection with graphs. *Numer. Math.*, 1959, **1**(2): 269~271
- [22] Moser T J. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 1991, **56**(1): 59~67
- [23] Moser T J, van Eck T, Nolet G. Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using shortest path method. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**(B5): 6563~6572
- [24] Bai C Y, Greenhalgh S. 3D local earthquake hypocenter determination with an irregular shortest-path method. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2006, **96** (6): 2257~2268
- [25] 黄联捷, 李幼铭, 吴如山. 用于图像重建的波前法射线追踪. *地球物理学报*, 1992, **35**(2): 223~233
Huang L J, Li Y M, Wu R S. The wave-front ray tracing method for image reconstruction. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1992, **35**(2): 223~233
- [26] Cao S, Greenhalgh S. Calculation of the seismic first-break time field and its ray path distribution using a minimum traveltimes tree algorithm. *Geophys. J. Int.*, 1993, **114**(3): 593~600
- [27] Fischer R, Lees J M. Shortest path ray tracing with sparse graphs. *Geophysics*, 1993, **58**(7): 987~996
- [28] Klimes L, Kvasnicka M. 3-D network ray tracing. *Geophys. J. Int.*, 1994, **116**(3): 726~738
- [29] 刘洪, 孟凡林, 李幼铭. 计算最小走时和射线路径的界面网全局方法. *地球物理学报*, 1995, **38**(6): 823~832
Liu H, Meng F L, Li Y M. The interface grid method for seeking global minimum travel-time and the correspondent raypath. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1995, **38**(6): 823~832
- [30] Cheng N, House L. Minimum traveltimes calculation in 3-D graph theory. *Geophysics*, 1996, **61**(6): 1895~1898
- [31] 张建中, 陈世军, 徐初伟. 动态网络最短路径射线追踪. *地球物理学报*, 2004, **47**(5): 899~904
Zhang J Z, Chen S J, Xu C W. A method of shortest path raytracing with dynamic networks. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(5): 899~904
- [32] 张美根, 贾豫葛, 王妙月等. 界面二次源波前扩展法全局最小走时射线追踪技术. *地球物理学报*, 2006, **49**(4): 1169~1175
Zhang M G, Jia Y G, Wang M Y, et al. A global minimum traveltimes raytracing algorithm of wavefront expanding with interface points as secondary sources. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **49**(4): 1169~1175
- [33] 张美根, 程冰洁, 李小凡等. 一种最短路径射线追踪的快速算法. *地球物理学报*, 2006, **49**(5): 1467~1474
Zhang M G, Cheng B J, Li X F, et al. A fast algorithm of shortest path ray tracing. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **49**(5): 1467~1474
- [34] 赵爱华, 张中杰, 彭苏萍. 复杂地质模型转换波快速射线追踪方法. *中国矿业大学学报*, 2003, **32**(5): 513~516
Zhao A H, Zhang Z J, Peng S P. Fast ray tracing method for converted waves in complex media. *Journal of China University of Mining & Technology* (in Chinese), 2003, **32** (5): 513~516
- [35] Zhao A H, Zhang Z J, Teng J W. Minimum travel time tree algorithm for seismic ray tracing: improvement in efficiency. *J. Geophys. Eng.*, 2004, **1**(4): 245~251
- [36] 赵爱华, 张中杰. 三维复杂介质中转换波走时快速计算. *地球物理学报*, 2004, **47**(4): 702~707
Zhao A H, Zhang Z J. Fast calculation of converted wave traveltimes in 3-D complex media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(4): 702~707
- [37] Zhao A H, Ding Z F. An intersection method for locating earthquake in complex velocity models. *Applied Geophysics*, 2007, **4**(4): 294~300
- [38] Gajewski D, Tessmer E. Reverse modelling for seismic event characterization. *Geophys. J. Int.*, 2005, **163**(1): 276~284