

# 三维复杂速度结构中深发地震的双差分定位

江国明<sup>1,2</sup>, 赵大鹏<sup>3</sup>, 张贵宾<sup>2</sup>

1. 中国地质大学地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室, 北京 100083
2. 中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京 100083
3. 日本东北大学地球物理系, 仙台 980-8578

**摘要:** 双差分地震定位法采用了一维射线追踪法和直角坐标系, 不适合于复杂速度模型中的地震定位. 本研究采用三维射线追踪技术和球坐标系改进了双差分定位法, 扩大了它的应用范围. 为了检验新方法的可行性和准确性, 以日本海地区下方的深发地震为研究对象, 通过对比 4 种复杂速度模型中双差分定位结果, 分析速度结构对双差分定位的影响. 结果表明, 改进后的双差分定位法受速度结构变化的影响较小, 而且当震源区的速度模型越接近真实速度结构时, 定位结果的精度越高. 这为利用深发地震研究地球深部构造奠定了基础.

**关键字:** 地震; 双差分定位; 三维速度模型; 日本海.

中图分类号: P631

文章编号: 1000-2383(2009)06-1001-11

收稿日期: 2009-06-10

## Locating Deep Earthquakes in Complex 3-D Velocity Structure Using a Modified Double-Difference Location Method

JIANG Guo-ming<sup>1,2</sup>, ZHAO Da-peng<sup>3</sup>, ZHANG Gui-bin<sup>2</sup>

1. Key Laboratory of Geo-Detection of Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
2. School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
3. Department of Geophysics, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan

**Abstract** The double-difference (DD) earthquake location algorithm cannot be used to locate earthquakes in the complex 3-D velocity models because it adopts a 1-D ray tracing technique and the Cartesian coordinates. In this study, we have improved the DD location method by adopting a 3-D ray tracing method and the spherical coordinates, and thus extended the range of its applications. To testify the feasibility and the precision of this new method, we have relocated the deep earthquakes that occurred beneath the Japan Sea, and analyzed the effect of velocity models by comparing the relocation results in four kinds of 3-D velocity models. Our results show that the improved DD location method is less affected by the velocity model, and the closer the velocity structure in the hypocenter to the real one is, the higher the location precision is. The improved DD location technique would be very useful for studying the mantle structure by using data from deep earthquakes.

**Key words:** earthquakes; double-difference location; 3-D velocity model; Japan Sea.

地震定位是指确定地震的发震时刻和位置(经度、纬度、深度), 是地震学中一个最基本的问题. 对于研究地震活动特性、地球内部结构、震源的几何构造等地震学中的基本问题均具有重要意义(田玥和陈晓非, 2002). 早期的地震定位方法多以几何作图法为主, 例如交切圆法等. 但此类方法只能确定震中

位置, 无法确定震源深度和发震时刻, 而且定位效率和精度都较低, 因此应用并不广泛. 现行的地震常规定位方法多源于 Geiger (1912) 提出的经典方法, 即以走时残差为观测数据反演震源的 4 个参数. 随着计算机的迅速发展, 直到 20 世纪 70 年代, Geiger 的方法才被广泛应用于地震定位工作. 后来, 许多研究

基金项目: 地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室开放课题项目 (No. GDL0806); “863”计划重大项目 (Nos. 2006AA06A202, 2006AA06A203).

作者简介: 江国明(1979-), 博士, 主要从事天然地震层析成像方面的研究. E-mail: jiang\_guoming@cugb.edu.cn

工作者对此做了改进. Klein(1978)提出了 HYPO-INVERSE 算法; Nelson and Vidale(1990)改进了该算法, 提出了三维速度模型中的 QUAKE3D 方法. 赵仲和(1983)和吴明熙等(1990)均采用改进的常规方法对不同地区进行了地震定位.

然而, 常规定位方法的最大缺点是定位结果受地层速度结构的影响较大. 为解决这个问题, 许多学者提出了不同的方法. 多事件定位法就是其中一种较为有效的方法, 它是通过联合求解多个震源以及其他参数(如台站校正或速度模型), 解决用简单速度模型代替复杂的地壳结构时所引起的误差, 同时提高定位效率. Douglas(1967)最先提出了震源联合定位的理论, 后来, Crosson(1976)提出了震源位置与速度结构联合反演的方法, 解决了人为构造速度模型引起的误差. 刘福田(1984)引入正交投影算子实现震源参数与速度参数的分离, 减少了计算量. 除了震源联合反演法, 主事件定位法(Spencer and Gubbins, 1980)也是一种经典的、被广泛采用的方法, 但其弊端是群事件的绝对位置依赖于主事件.

为了降低或消除地层速度结构对地震定位的影响, Waldhauser and Ellsworth(2000)提出了双差分定位法, 是目前公认的一种较好的定位方法. 其基本思想是: 在两个震源间的距离相对于震源中心到观测台站的距离以及周围速度的变化尺度均较小的情况下, 这两个震源到同一观测台站的射线路径基本相同, 使得它们在该台站上的走时残差与两震源间的距离密切相关, 而与射线经过的地层速度关系不大. 这一思想决定了双差分定位方法能够降低地层速度结构对定位结果的影响, 从而提高定位精度. 国内一些研究者曾用 Waldhauser 编写的 hypoDD 程序对中国不同地区的地震进行了定位, 均取得了很好的结果, 例如玉门 5.9 级地震的定位(Rong and Li, 2004)、江苏张家港地震序列的精确定位(王小平等, 2005)、福建水口水库的微震定位(杨贵, 2006)、山东地区地震的双差分定位(李永红等, 2006)以及江西九江—瑞昌 5.7 级地震序列定位(杨中书和曾文敬, 2007)等. 尽管如此, 由于 hypoDD 程序采用了一维射线追踪技术和直角坐标系, 所以它本身仍存在一些不足和缺点, 主要表现在以下几个方面: (1) 占用内存资源太大; (2) 采用一维射线追踪计算理论走时, 精度较低; (3) 采用直角坐标系, 限制了定位区域范围; (4) 程序中将速度间断面近似为水平界面, 当界面深度变化较大时, 误差较大; (5) 采用一维速度模型, 当速度横向不均匀性较大时, 计算理

论到时精度降低. 针对 hypoDD 程序占用资源过大的问题, 姚运生等(2007)对源程序进行了改进, 将程序中占用空间较大的静态数组改为动态数组, 从而降低了内存占用量. 至于其他的缺点, 目前还没有研究者提出具体的解决方案. 本研究根据双差分定位的思想, 采用三维射线追踪技术和球坐标系重新编制双差分定位程序, 弥补了以上缺点, 不但扩大了双差分定位法的应用范围, 而且大大提高了复杂地层结构中深源地震的定位精度.

## 1 方法

常规的定位方法采用观测走时与理论走时之间的残差作为反演数据计算震源的位置和发震时刻. 为了准确地计算复杂地层结构中的理论到时, 本研究采用三维射线追踪法确定射线路径和走时. 三维射线追踪法是 Zhao *et al.*(1992)在近似弯曲法(Um and Thurber, 1987)的基础上针对处理复杂速度间断面而建立的.

一般来讲, 走时残差与震源参数及速度结构的关系式为:

$$dt_{ij} = \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi}\right)_{ij} \Delta \varphi_j + \left(\frac{\partial T}{\partial \lambda}\right)_{ij} \Delta \lambda_j + \left(\frac{\partial T}{\partial h}\right)_{ij} \Delta h_j + \Delta T_{0j} + \sum_k \frac{\partial T}{\partial V_k} \Delta V_k, \quad (1)$$

其中,  $dt_{ij}$  表示第  $i$  个台站观测到的第  $j$  个地震的走时残差;  $\varphi_j$ 、 $\lambda_j$ 、 $h_j$  和  $T_{0j}$  分别表示第  $j$  个地震的纬度、经度、深度和发震时刻;  $V_k$  表示射线经过的第  $k$  个网格节点的速度;  $\Delta$  表示各参数的扰动. 不难看出, 走时残差主要由震源扰动和射线所经地层的速度扰动引起. 只有当定位中所用的地层速度模型与实际地层结构比较接近时,  $\Delta V_k$  才近似为零. 在这种情况下, 走时残差基本上由震源的扰动引起, 式(1)可改写为:

$$dt_{ij} \approx \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi}\right)_{ij} \Delta \varphi_j + \left(\frac{\partial T}{\partial \lambda}\right)_{ij} \Delta \lambda_j + \left(\frac{\partial T}{\partial h}\right)_{ij} \Delta h_j + \Delta T_{0j}. \quad (2)$$

然而, 在实际的地震定位中, 我们很难获得真实的地层速度结构. 因此, 常规定位方法的定位结果受地层速度结构的影响较大.

为了减小或消除这种影响, Waldhauser and Ellsworth(2000)提出了双差分定位法. 假设在第  $j$

个震源附近存在第  $m$  个震源, 那么第  $m$  个震源在第  $i$  个台站上的走时残差可表示为:

$$dt_{im} = \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi}\right)_{im} \Delta \varphi_m + \left(\frac{\partial T}{\partial \lambda}\right)_{im} \Delta \lambda_m + \left(\frac{\partial T}{\partial h}\right)_{im} \Delta h_m + \Delta T_{0m} + \sum_k \frac{\partial T}{\partial V_k} \Delta V_k. \quad (3)$$

Waldhauser and Ellsworth (2000) 将两个相距较近的震源构建成“地震对”, 并且认为由该“地震对”发出的两条射线到同一台站所经历的地层速度结构几乎相同, 所以

$$\sum_k \frac{\partial T}{\partial V_k} \Delta V_k \approx \sum_k \frac{\partial T}{\partial V_k} \Delta V_k. \quad (4)$$

在这种情况下, 由(1)–(3)可得:

$$dr_i^{jm} = dt_{ij} - dt_{im} \approx \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi}\right)_{ij} \Delta \varphi_j + \left(\frac{\partial T}{\partial \lambda}\right)_{ij} \Delta \lambda_j + \left(\frac{\partial T}{\partial h}\right)_{ij} \Delta h_j + \Delta T_{0j} - \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi}\right)_{im} \Delta \varphi_m - \left(\frac{\partial T}{\partial \lambda}\right)_{im} \Delta \lambda_m - \left(\frac{\partial T}{\partial h}\right)_{im} \Delta h_m - \Delta T_{0m}. \quad (5)$$

由式(5)可以看出, “地震对”在某一台站上的走时残差的差, 即“双差走时”, 可近似认为是由构成“地震对”的两个地震的震源位置和发震时刻的变化引起的, 而与地层速度结构无关. 对于每个地震对, 我们都可以得到类似式(5)的观测方程, 而对于那些无法与其他震源构成“地震对”的震源(简称“孤立震源”), 我们只能采用式(2)中的观测方程对之进行约束. 将“地震对”和“孤立震源”的观测方程整合在一起, 组成观测方程组:

$$\begin{bmatrix} a_1 & -a_2 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & a_i & 0 & -a_m & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & 0 & a_k & 0 & \dots & \dots \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & a_N \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta x_1 \\ \Delta x_2 \\ \vdots \\ \Delta x_i \\ \Delta x_k \\ \Delta x_m \\ \vdots \\ \Delta x_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_l \\ \vdots \\ d_M \end{bmatrix} \quad (6)$$

其中,  $a_i = \left(\frac{\partial T_i}{\partial \varphi_i}, \frac{\partial T_i}{\partial \lambda_i}, \frac{\partial T_i}{\partial h_i}, 1\right)$  为系数矩阵元素;  $\Delta x_i = (\Delta \varphi_i, \Delta \lambda_i, \Delta h_i, \Delta T_{0i})^T$  为未知的震源扰动;  $N$  和  $M$  分别表示震源的个数和观测数据的总数.

在计算偏导系数时, Waldhauser and Ellsworth (2000) 采用了直角坐标系, 该坐标系适合于震源分布范围较小的区域, 例如地壳内的地震定位. 但本文的研究对象是深发地震, 如果仍采用直角坐标系, 将

会对计算结果造成较大的偏差, 因此我们选择了球坐标系. 如图 1, 假设在深度为  $H_0$  的地层内存在一个深发震源  $A$ , 沿该震源发出的某一射线方向上且距离点  $A$  非常近 ( $< 5 \text{ km}$ ) 的区域内存在点  $B$ ,  $AB$  间的空间距离为  $r$ , 若震源附近地层内的速度为  $V$ , 则在球坐标系中偏导系数可表示为:

$$\begin{cases} \frac{\partial T}{\partial \varphi} = \sin \alpha \times \cos \beta \times (R_0 - H_0) / V, \\ \frac{\partial T}{\partial \lambda} = \sin \alpha \times \sin \beta \times \cos \theta \times (R_0 - H_0) / V, \\ \frac{\partial T}{\partial h} = -\cos \alpha / V. \end{cases} \quad (7)$$

其中,  $R_0$  表示地球的平均半径,  $\alpha, \beta$  和  $\theta$  所代表的意义如图 1 所示.

由于 S 波的到时精度比 P 波低, 因此在实际应用中需对它们进行区别, 否则精度较低的数据将对结果产生较大的干扰. 为解决这个问题, 我们在式(6)的观测方程组中引入了权重因子  $w$ , 例如 P 波和 S 波数据的权重因子分别为 1.0 和 0.5. 式(6)可改写为:

$$W \circ A \circ \Delta X = W \circ b. \quad (8)$$

其中,  $W$  为  $M \times M$  维的对角矩阵. 式(8)属于大型稀疏线性方程组, 采用共轭梯度法——LSQR 算法 (Paige and Saunders, 1982) 求解即可得到震源扰动

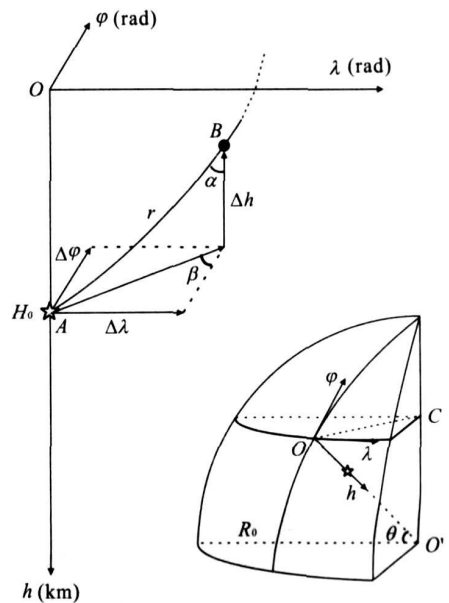


图 1 球坐标系及震源扰动示意图

fig. 1 A hypocenter perturbation in the spherical coordinates 空心五角星表示某一深发震源的位置. 纬度、经度和深度的单位分别为 rad 和 km.  $\theta$  表示震源的纬度

值的最小二乘解 $\overline{\Delta X}$ , 然后以 $X^* = X + \overline{\Delta X}$ 作为新的震源参数, 重新构建地震对和相应的观测方程组, 反复迭代, 直到式(8)中向量 $b$ 趋于稳定, 得到最终的震源参数。

## 2 数据

为了探讨新的双差分定位法对深发地震定位的精度问题, 本研究选取一些真实的地震到时数据进行实例演算. 众所周知, 日本列岛位于西太平洋地震带上, 因此其下方的地震活动非常频繁(据统计, 日本每年发生可定位的地震数万次). 为了观测地震活动和预防地震灾害, 日本政府投入大量资金建立了密集的数字地震观测台网, 例如 Hi-net 台网, 而且这些台网所记录的地震到时数据精度很高, 并且实时更新. 因此, 我们选择日本地区作为研究区域, 将 Hi-net 台网自 2002 年到 2008 年期间观测到的深发地震作为研究对象. 为了方便计算和解释双差分定位的过程和结果, 我们根据以下条件对所收集到的深发震源数据进行筛选: (1) 震中位于北纬 $37^\circ \sim 40^\circ$ 之间; (2) 震源深度大于 400 km; (3) 震级大于里氏 2.5 级; (4) 至少被 5 个台站同时观测到; (5) 震源位于俯冲的太平洋板块内. 为满足最后一个条件, 需要根据 Zhao *et al.* (1997) 计算的板块上边界深度和江国明等(2008)计算的板块厚度(85 km)来确定板块的空间位置. 最终, 816 个地震台站观测到

的共计 78 个深发地震满足以上条件(图 2), 其中记录的 P 波和 S 波初至到时数据分别为 6 322 条和 1 573 条. 从图 2 中可以看出, 所选择的深发地震均位于观测台网的外侧, 不宜采用常规定位方法定位. 为了采用双差分定位法, 首先依据以下原则构建“地震对”: (1) 两震源间的距离小于 50 km; (2) 两震源在同一台站上的观测到时数据大于 8 条. 除了最深的震源(深度大于 560 km)无法与其他震源“成对”以外, 其余 77 个震源共形成了 518 个“地震对”和 7 895 条“双差走时”数据.

## 3 理论测试

本研究采用三维射线追踪技术和球坐标系改进了 Waldhauser and Ellsworth(2000)提出的双差分定位方法, 并重新编制了 Fortran 程序, 使改进后的定位方法适用于三维复杂速度模型中深发地震的高精度定位, 大大拓宽了双差分定位的应用范围. 为了验证新方法的可行性和准确性, 我们提出以下测试步骤: (1) 构建三维速度模型; (2) 在该三维速度模型中, 保持实际观测数据中的震源(简记为 $E^{new}$ )和台站的位置不变, 采用三维射线追踪方法计算其相应的理论走时, 并且为了模拟实际观测数据中的随机噪声, 对每条理论走时加入标准差为 0.1 s 的随机误差, 得到新的理论走时, 简记为 $T^{new}$ ; (3) 对每个震源在深度方向上加入标准差为 15 km 的随机误差,

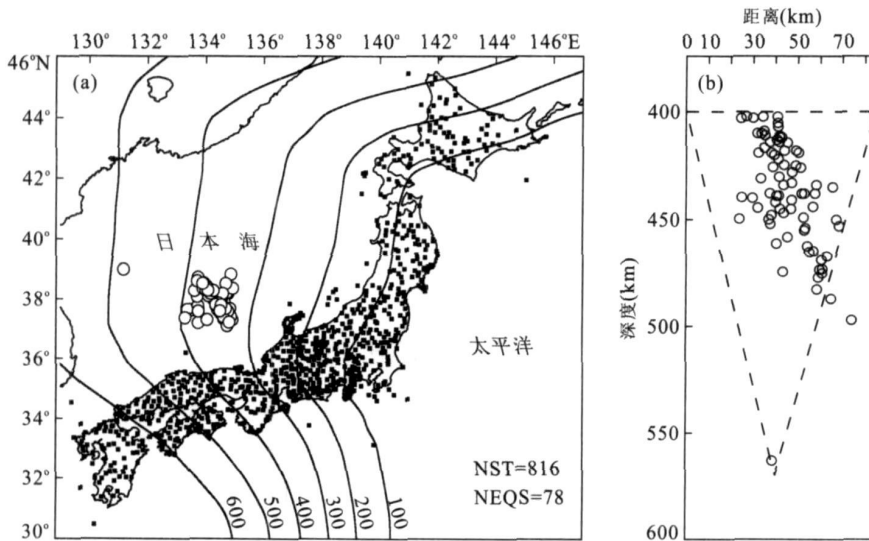


图 2 震中和地震观测台站位置分布

Fig. 2 Distribution of epicenters and seismic stations used in this study

a. 空心圆圈和黑色正方形分别代表 78 个深发地震的震中和 816 个地震观测台站; 等深线代表太平洋俯冲板块的上边界深度, km (Zhao *et al.*, 1997); b. 横坐标表示震源位置相对于板块上边界的距离, 纵坐标表示震源深度

在经度和纬度方向上分别加入标准差为  $0.1^\circ$  的随机误差, 而发震时刻保持不变, 这样就得到了一组新的震源位置, 简记为  $E^0$ ; (4) 在三维速度模型中, 采用改进的双差分定位方法对  $E^0$  重新定位, 并将定位后的震源与  $E^{new}$  进行对比, 如果两者一致, 则说明我们的方法和程序是切实可行的; (5) 改变三维速度模型, 采用同(4)相同的步骤分析速度结构对双差分定位精度的影响。

### 3.1 建立三维速度模型

如图 2b 所示, 78 个深发震源几乎都位于一个倒立的三角形内, 因此我们可以将整个地层划分为 3 个区域: (I 区)俯冲板块外; (II 区)俯冲板块内而倒立三角形外; (III 区)倒立三角形内(图 3b)。在一维 P 波速度模型—Jeffreys-Bullen(J-B)模型(Jeffreys and Bullen, 1940)的基础上对其他区域分别加入不同的速度扰动值  $dv_{out1}$ 、 $dv_{out2}$  和  $dv_{in}$ (图 3), 就建立了一种三维 P 波速度模型。同时, 根据  $V_p/V_s \approx 1.73$ , 很容易得到三维 S 波速度模型。此外, 我们采用起伏变化的速度间断面(康氏面、莫霍面和俯冲板块的上边界等)代替 J-B 模型中水平间断面, 以便更好地模拟真实的地壳和上地幔结构。

初始状态下,  $dv_{out1}$ 、 $dv_{out2}$  和  $dv_{in}$  分别取  $-1.0\%$ 、 $2.0\%$  和  $-6.0\%$ (表 1), 由此得到的三维速度模型被看作“初始模型”。为了进一步检验速度模型对双差分定位结果的影响程度, 我们通过改变其他区域的速度扰动值, 得到以下 4 种不同的三维速度模型(表 1): (1)模型 1, 与“初始模型”相同; (2)模型 2, 只有震源区附近的速度结构保持不变, 即 III 区内的速度扰动与“初始模型”相同, 而 I 区和 II 区内的速度扰动均为  $0\%$ ; (3)模型 3, 只改变震源

表 1 不同速度模型中的速度扰动值

Table 1 Velocity perturbation (in %) in different velocity models (see text for details)

名称	$dv_{out1}(\%)$	$dv_{out2}(\%)$	$dv_{in}(\%)$
初始模型	-1.0	2.0	-6.0
模型 1	-1.0	2.0	-6.0
模型 2	0.0	0.0	-6.0
模型 3	-1.0	2.0	0.0
模型 4	0.0	0.0	0.0

注: 各种符号所代表的意义如图 3b 所示。

附近的地质速度, 而射线所经地层的速度保持不变, 即 I 区和 II 区的速度扰动与“初始模型”相同, 而 III 区内的速度扰动为  $0\%$ ; (4)模型 4, 同时将其其他区域的速度扰动设置为  $0\%$ , 即三维速度模型简化为“准一维速度模型”。

为了后文讨论的方便, 将图 3b 中 I 区和 II 区内的速度称为射线路径速度, 而将 III 区内的速度称为震源区速度。

### 3.2 阻尼系数和定位次数

阻尼系数的作用是使用 LSQR 算法求解式(6)时, 控制数据  $d$  与模型  $X$  之间的平衡。一旦阻尼系数确定, 通过求解式(6)中的方程组便可得到一组近似解  $\Delta \bar{X}$ , 将该解代入式(6)便可得到  $\bar{b}$ 。阻尼系数越大,  $\|\Delta \bar{X}\|_2$  的值越小, 而  $\|b - \bar{b}\|_2$  的值越大, 即模型变化较小, 数据拟合较差; 反之, 阻尼系数越小, 模型变化较大, 数据拟合较好。为了选择一个恰当的阻尼系数, 在模型 1 中分别采用不同的阻尼系数求解式(6), 根据得到的震源位置变化与走时残差的均方根绘制折中曲线。如图 4 所示, 当阻尼系数为 20.0 时, 震源位置变化与走时残差之间存在最佳的折中关系。即使选用其他的速度模型, 也可得到类似的结

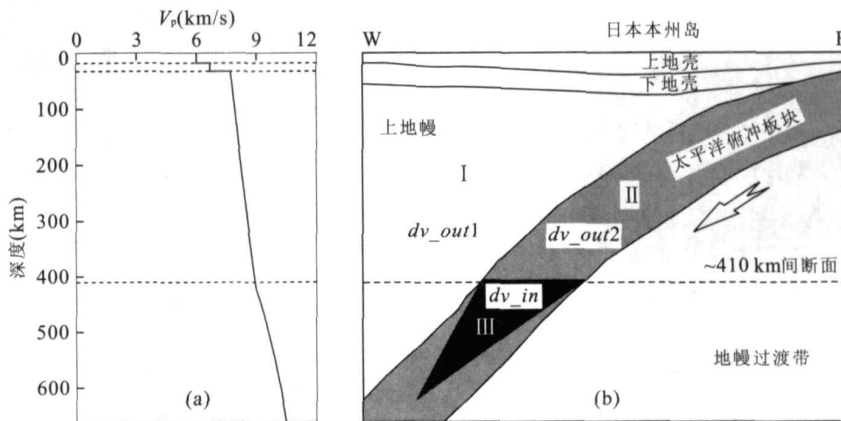


图 3 J-B 速度模型和三维速度模型纵剖面示意图

Fig. 3 1-D J-B velocity model and 3-D velocity model in the vertical direction

a. 3 条虚线自上而下分别代表康氏面、莫霍面和  $\sim 410$  km 间断面; b. 白色箭头表示太平洋板块俯冲的方向

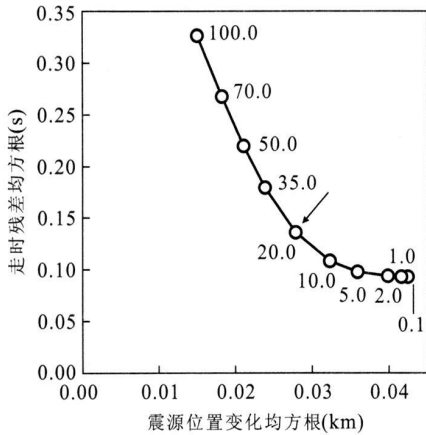


图 4 阻尼系数折中曲线图

Fig. 4 Trade-off curve of determining the optimal damping parameter (arrow)

横坐标表示反演后震源位置变化量的均方根;纵坐标表示反演后走时残差的均方根。圆圈旁的数字表示阻尼系数,箭头所指的即为最佳的阻尼系数

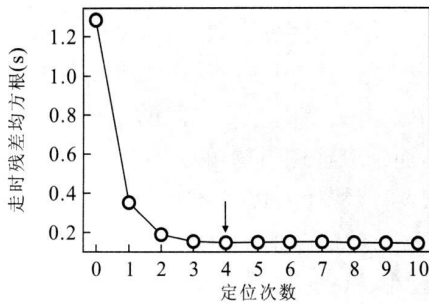


图 5 定位次数与走时残差均方根之间的关系

Fig. 5 Number of earthquake relocation versus the root-mean-square (RMS) travel-time residual

果.因此,在以后的计算中,我们均采用 20.0 作为阻尼系数.

阻尼系数确定后,经过一次定位并不能使扰动后的震源恢复到原始位置,因此需要多次定位.那么,如何确定最佳的定位次数呢?为了便于讨论,我们仍选择模型 1 作为反演模型.根据上文的叙述,在模型 1 中,由原始震源位置  $E^{\text{new}}$  可产生一组理论走时数据  $T^{\text{new}}$ .同理,由扰动后的震源位置  $E^0$  也可产生一组理论走时数据  $T^0$ .经过整理,可以得到式(6)中的观测数据向量  $d$ ,记为  $d^0$ ,其大小为  $\|d^0\|_2$ ,此值称为第 0 次定位后的走时残差的均方根.采用改进的双差分定位法对  $E^0$  定位一次后,得到震源  $E^1$ ,同时可产生新的观测数据向量  $d^1$ .以此类推,经过第  $i$  次定位后,便可得到震源  $E^i$  和相应的观测数据

向量  $d^i$ .每次定位后,都可计算得到  $\|d^i\|_2$  的值.当定位次数达到一定数量后,  $E^i$  与  $E^0$  之间的差异将趋于稳定,那么  $\|d^i\|_2$  的值也将趋于稳定.根据这一原则,只要比较每次定位后的走时残差的均方根,就很容易确定出最佳的定位次数.如图 5 所示,我们对  $E^0$  定位了 10 次.第 1 次定位后,  $\|d^1\|_2$  明显比  $\|d^0\|_2$  降低了许多.从图 6b2 中,我们也可看出,经过 1 次定位后,大约一半以上的震源能够恢复到距离原始震源 5 km 的范围内.经过 4 次定位后,超过 95% 的震源恢复到距离原始震源 3 km 的范围内,而且发震时刻只有较小的变化,其幅值在  $\pm 0.1$  s 内.此时的  $\|d^4\|_2$  也已基本稳定,即使增加定位次数,震源的位置和发震时刻也仅仅发生微小变化,因此我们认为定位 4 次后即可得到稳定且精度较高的震源.采用其他的模型进行上述计算后,仍得到相同的结论.

### 3.3 速度模型的影响

在确定了阻尼系数和定位次数后,现在讨论速度模型对定位结果的影响情况.在 4 种不同的速度模型中(详见 3.1 节),我们采用改进的双差分定位程序和相同的观测数据分别定位 78 个深发震源  $E^0$  的位置.同时将定位后的震源位置与采用常规定位法得到的震源位置进行比较,以凸显双差分定位法的优越性.为了方便比较,我们将定位后的震源与原始震源  $E^{\text{new}}$  之间的偏差作为比较对象,偏差越小,说明定位越好;反之,偏差越大,定位越差.在讨论速度模型的影响之前,有必要详细介绍一下  $E^0$  和  $E^{\text{new}}$  之间的初始偏差.如前所述,由于初始偏差是一组随机数,所以每一个震源的扰动程度是不同的.如图 7a~7d,经度和纬度方向上的偏差在  $\pm 0.2^\circ$  范围内,深度方向上的偏差在  $\pm 40$  km 范围内,3 个方向结合后,在空间上  $E^0$  相对于  $E^{\text{new}}$  的偏移距离在 0~40 km 范围内.为了更加直观地描述这种偏差,我们采用了柱状图的形式,“柱”的高低表示每一分段格内的震源个数与所有震源个数的百分比.如图 8a2 所示,绝大多数震源位置的初始偏差在 5~30 km 范围内.此外,需要说明的是,本文主要研究震源位置的变化,并不讨论发震时刻的变化,因此在对原始震源进行扰动时,发震时刻并不发生变化,即偏差为 0 s(图 7e 和图 8a1).理想情况下,定位后震源的发震时刻也应保持不变,但在实际的定位过程中,发震时刻和震源位置之间总是相互耦合的,这种耦合对改进后的双差分定位程序是一种挑战.如果反演后的发震时

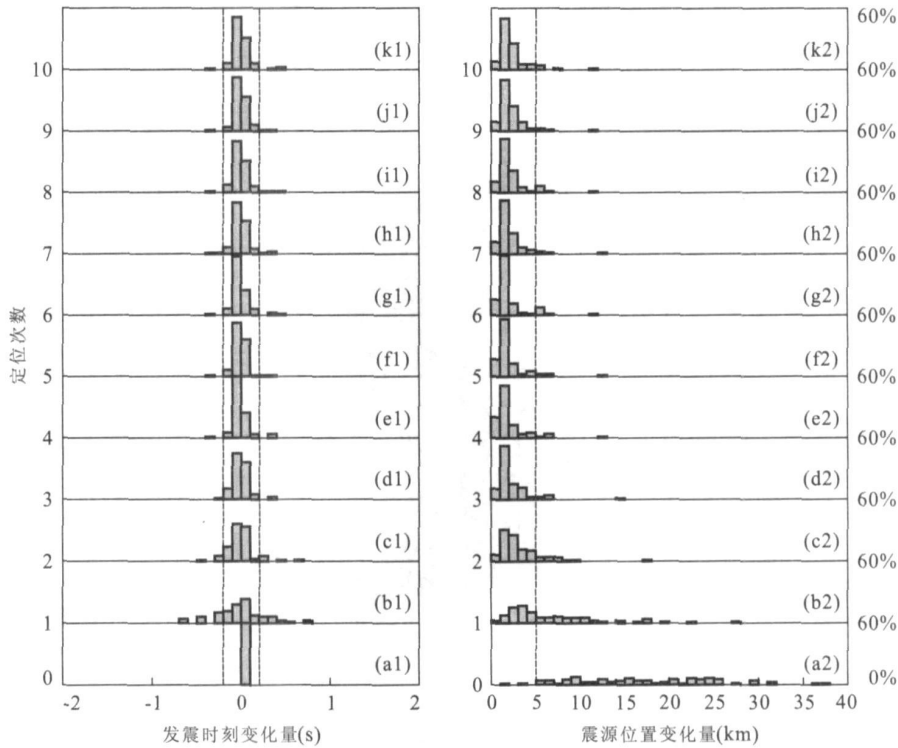


图 6 震源参数随定位次数的变化情况

Fig. 6 Changes in hypocenter parameters with the iteration number of earthquake relocations

左图和右图分别表示定位后的震源相对于  $E_{new}$  的发震时刻和空间位置的变化, 每个柱状图中, 每条“柱”的宽度分别为 0.1 s (发震时刻变化量) 和 1 km (震源位置变化量), 即横坐标, 而高度则表示在每个分段内的地震个数占总数的百分比, 即纵坐标. 右侧的 60% 表示每个子图中纵坐标的最大值, 而最小值默认为 0%

刻与原始发震时刻间的偏差为 0 s 或接近 0 s, 那么说明改进后的定位程序是稳定的. 下面分别阐述不同速度模型中的定位情况, 并进行必要的讨论.

**3.3.1 模型 1** 如图 7 所示, 在定位后的 78 个深发地震中, 除了第 33 个震源以外, 其余震源在纬度、经度和深度方向上基本都能恢复到原始震源的位置. 分析第 33 个震源后发现, 该震源的观测数据只有 20 条, 并且与周围的震源只能形成 1 个地震对, 因此在震源反演过程中所受约束较少. 此外, 它在空间上的初始偏差超过 25 km (图 7d), 如此大的偏差在如此少的观测数据约束下, 自然无法得到合理的解, 因此定位后的第 33 个震源偏离其原始位置较远. 从图 7e 中可以看出, 虽然发震时刻的初始偏差为 0 s, 但经过定位后几乎所有震源的发震时刻都发生了改变. 值得欣慰的是, 大约 90% 震源的发震时刻只变化了 0.1 s, 甚至更少 (图 8c1). 图 8c2 显示出超过 90% 的震源经定位后可以恢复到距离原始震源 2~3 km 的范围内. 这些结果说明我们的定位程序不但稳定, 而且精度较高.

由于 Waldhauser and Ellsworth (2000) 的定位

程序不适合定位如此复杂速度结构中的深发震源位置, 因此为了验证上述结果的可信性, 我们选择常规的定位方法重新定位, 其结果如图 8b1 和 8b2 所示, 无论是发震时刻还是震源位置, 均比双差分定位结果的精度略高. 这是因为模型 1 与初始速度模型完全一样, 所以定位过程中可不必考虑速度扰动的影响, 因此双差分定位法的优势也就无法得以体现. 如果定位时的速度模型与初始模型不一样, 结果又会怎样呢?

**3.3.2 其他模型** 模型 2 主要用于测试射线路径速度对定位结果的影响. 在模型 2 中, 采用常规定位法得到的结果显示出发震时刻产生了严重的偏差, 同时震源位置不但没有恢复到原始位置, 反而比定位前的偏差还要大 (图 8d1 和图 8d2). 而采用改进的双差分定位程序得到的结果要比常规定位结果好得多, 绝大多数震源的发震时刻的变化范围为  $\pm 0.2$  s 以内, 其位置与原始震源位置间的偏差在 4 km 以内 (图 8e1 和图 8e2), 这对于深度大于 400 km 的震源来讲已经足够精确了.

模型 3 与模型 2 相反, 主要用于测试震源区速

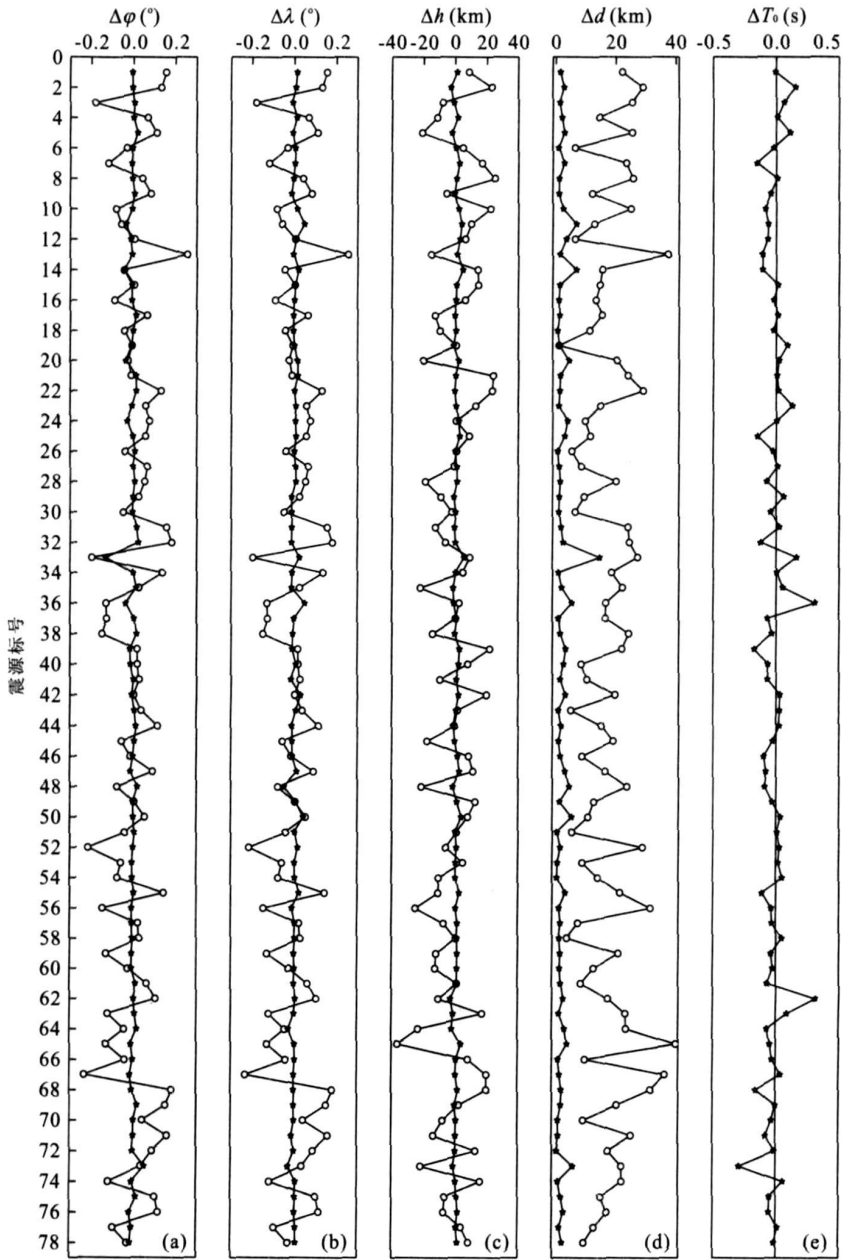


图 7 在模型 1 中每个震源定位前后的对比

Fig.7 Comparison of each hypocenter parameter before and after relocation in Model 1

a. 纬度方向; b. 经度方向; c. 深度方向; d. 空间距离; e. 发震时刻; 空心圆圈和五角星分别代表 78 个深地地震定位前和定位后的位置及发震时刻与  $E^{new}$  之间的偏差

度对定位结果的影响。在模型 3 中, 经过常规定位后, 大约一半的震源位置得到了较好的恢复(图 8f2), 比模型 2 中的常规定位结果更加准确。这说明在常规定位法中, 速度模型的变化对震源的位置影响较大, 而且射线路径速度比震源区速度对定位结果的影响更明显。在模型 3 中, 大约 70% 的震源经过双差分定位后能够恢复到 4 km 以内(图 8g2), 但这一结果仍然稍逊于模型 2 中的双差分定位结果。

将模型 2 和模型 3 中的双差分结果与模型 1 的相应结果进行比较, 不难发现, 速度结构的变化对双差分定位结果产生了一定影响, 但这种影响在可接受的范围内。

模型 4 综合了模型 2 和模型 3 的特征, 既没有震源区速度的扰动, 也没有射线路径速度的扰动, 但由于考虑了弯曲的速度间断面, 因此模型 4 是一个“准一维速度模型”。在这样的模型中, 采用双差分定



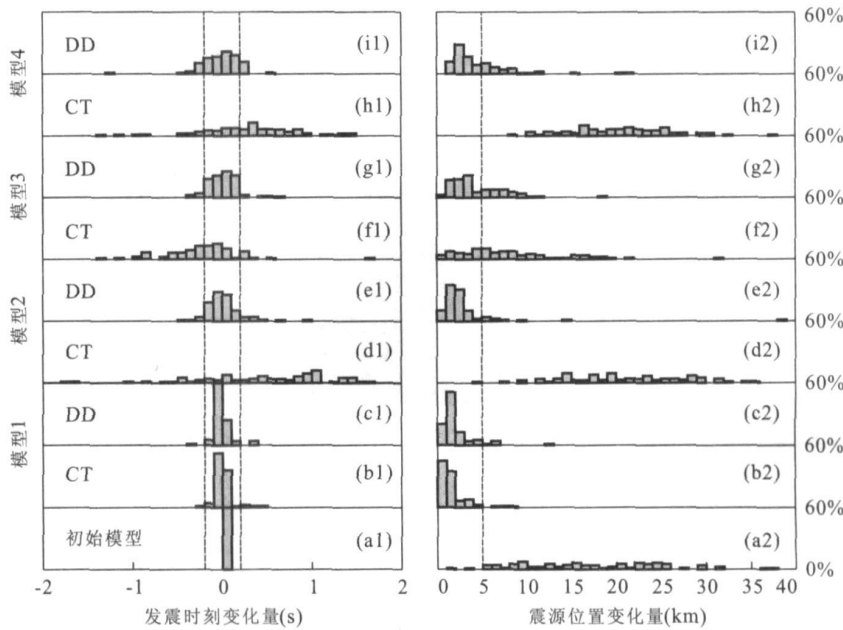


图 8 不同速度模型中的定位结果对比柱状

Fig. 8 Histogram of relocated hypocenters in different velocity models

CT 和 DD 分别代表常规定位和双差分定位, 左图和右图分别表示定位后的震源相对于  $E^{nw}$  的发震时刻和空间位置的变化

位法仍然能够得到较好的震源位置, 而常规定位法却无能为力(图 8h2 和图 8i2)。

对比模型 2、模型 3 和模型 4 中的双差分定位结果, 无论是发震时刻还是震源位置, 模型 2 的结果相对于其他两种模型来讲都是最好的, 这说明震源区速度比射线路径速度对双差分定位结果影响更显著, 也就是说, 只要震源区附近的速度结构接近于真实的速度结构, 那么采用本文提出的双差分定位法进行定位时就可以得到精度较高的震源位置, 这一结论对实际的地震定位具有重要的指导意义。

### 4 结论

本文采用三维射线追踪技术和球坐标系, 改进了 Waldhauser and Ellsworth(2000)提出的双差分定位方法, 使之适用于复杂的三维速度结构中的高精度地震定位. 为了验证改进后的双差分定位法的可行性和准确性, 本文以日本海地区下方的深发地震为研究对象, 以 Hi-net 台网记录的地震到时为观测数据, 采用改进后的双差分定位程序进行了 4 种速度模型的理论测试。

首先是建立三维速度模型, 并计算理论到时; 然后对每个震源位置加入随机误差, 产生新的震源; 接着确定双差分定位程序中的阻尼系数和定位次数;

最后采用改进后的双差分定位法和常规定位法分别对新的震源进行重新定位, 并改变三维速度模型, 以检验地层速度对定位结果的影响. 理论测试的结果表明: 当定位过程中所用的速度模型与初始模型完全一致时, 常规定位法比双差分定位法的定位精度略高; 当定位过程中所用的速度模型与初始模型之间存在偏差时, 由常规定位法得到的震源位置与原始震源位置间的偏差较大, 而由双差分定位法得到的震源位置基本都能恢复到距离原始震源位置 0~4 km 的范围内, 这些结果表明速度结构的变化对常规定位法影响较大, 而对双差分定位法影响较小. 进一步的研究发现, 双差分定位结果对震源区内的速度结构变化更为敏感, 也就是说, 只要震源区内的速度模型选择恰当, 即使射线路径上的速度结构存在偏差, 那么采用双差分定位后同样可以得到高精度的定位结果. 总之, 改进后的双差分定位方法不但适用于三维复杂速度结构中深发地震的定位, 而且精度较高, 这对利用深发地震研究地球深部构造具有重要的现实意义。

致谢: 感谢日本 Hi-net 台网提供的地震到时数据; 文中大部分图件由 GMT 软件完成, 感谢 Wessel and Smith(1998)提供的软件; 感谢匿名评审专家提出的宝贵意见和建议。

## References

- Crosson, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data. I: Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of Geophysics Research*, 81(17): 3036–3046.
- Douglas, A., 1967. Joint epicenter determination. *Nature*, 215: 45–48.
- Geiger, L., 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bulletin St. Louis University*, 8: 60–71.
- Jeffreys, H., Bullen, K. E., 1940. Seismological tables. British Association for the Advancement of Science. Gray Milne Trust London.
- Jiang, G. M., Zhao, D. P., Zhang, G. B., 2008. Detailed structure of the subducting Pacific slab beneath the Japan islands and Japan Sea. *Earth Science Frontiers*, 15(1): 222–231 (in Chinese with English abstract).
- Klein, F. W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE Part I: Users guide to versions 1, 2, 3 and 4. USA Geology Survey, Open-File Rept., 78–694.
- Li, Y. H., Pan, Y. S., Zhang, K., et al., 2006. The usage of the double-difference location approach in Shandong. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 27(4): 8–16 (in Chinese with English abstract).
- Li, F. T., 1984. Simultaneous inversion of earthquake hypocenters and velocity structure (I)—theory and method. *Acta Geophysica Sinica*, 27(2): 167–175 (in Chinese with English abstract).
- Nelson, G. D., Vidale, J. E., 1990. Earthquake locations by 3-D finite-difference travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(2): 395–410.
- Paige, C. C., Saunders, M. A., 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Software* 8(1): 43–71.
- Rong, D. L., Li, Y. R., 2004. Study on the generating fault and mechanism of the M5.9 Yumen earthquake on Dec. 14, 2002 according to the accurate location of the seismic sequences using the double-difference earthquake location algorithm. *Northwestern Seismological Journal*, 26(3): 223–227.
- Spencer, C., Gubbins, D., 1980. Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63(1): 95–116.
- Tian, Y., Chen, X. F., 2002. Review of seismic location study. *Progress in Geophysics*, 17(1): 147–155 (in Chinese with English abstract).
- Um, J., Thurber, C., 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77: 972–986.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm; Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6): 1353–1368.
- Wang, X. P., Wang, Y. W., Li, H. M., 2005. Precise location of Zhangjiagang earthquake sequence using double different earthquake location algorithm and the technology of seismic station net in Jiangsu. *Inland Earthquake*, 19(3): 257–263 (in Chinese with English abstract).
- Wessel, P., Smith, W. H. F., 1998. New improved version of generic mapping tools released. *Eos. Trans., AGU*, 79(47): 579.
- Wu, M. X., Wang, M., Sun, C. C., et al., 1990. Accurate hypocenter determination of aftershocks of the 1985 Luquan earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, 12(2): 121–129 (in Chinese with English abstract).
- Yang, G., 2006. Using the double-difference earthquake location algorithm to relocate small earthquakes in Shuikou reservoir region of Fujian Province. *Fujian Seismology*, 22(3–4): 51–55 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Z. S., Zeng, W. J., 2007. Relocation of the 26 Nov. 2005 Jiujiang-Ruichang M5.7 earthquake sequence using the double-difference earthquake location algorithm. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 28(2): 25–31 (in Chinese with English abstract).
- Yao, Y. S., Li, J. G., Lian, C., et al., 2007. Improvement of relocation program based on double-difference (DD) algorithm. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 27(3): 76–79 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, 97(B13): 19909–19928.
- Zhao, D., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., 1997. Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 102(1–2): 89–104.
- Zhao, Z. H., 1983. An earthquake location program with multiple velocity model and its application in the Beijing seismic network. *Acta Seismologica Sinica*, 5(2): 242–254 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 江国明, 赵大鹏, 张贵宾, 2008. 日本列岛下太平洋俯冲板块的精细结构. 地学前缘, 15(1): 222—231.
- 李永红, 潘元生, 张坤, 等, 2006. 双差分定位方法在山东地区的应用. 地震地磁观测与研究, 27(4): 8—16.
- 刘福田, 1984. 震源位置和速度结构的联合反演(I)——理论和方法. 地球物理学报, 27(2): 167—175.
- 田玥, 陈晓非, 2002. 地震定位研究综述. 地球物理学进展, 17(1): 147—155.
- 王小平, 王燕纹, 李慧民, 2005. 结合双差地震定位法及台阵技术对江苏张家港地震序列进行精确定位. 内陆地震, 19(3): 257—263.
- 吴明熙, 王鸣, 孙次昌, 等, 1990. 1985年禄劝地震部分余震的精确定位. 地震学报, 12(2): 121—129.
- 杨贵, 2006. 福建水口水库地区微震双差分重新定位. 福建地震, 22(3—4): 51—55.
- 杨中书, 曾文敬, 2007. 利用双差分法对2005年江西九江—瑞昌5.7级地震序列重新定位. 地震地磁观测与研究, 28(2): 25—31.
- 姚运生, 李井冈, 廉超, 等, 2007. 双差地震定位程序的改进. 大地测量与地球动力学, 27(3): 76—79.
- 赵仲和, 1983. 多重模型地震定位程序及其在北京台网的应用. 地震学报, 5(2): 242—254.