

昆明地震台网多事件定位 问题的初步研究*

王椿镛 王溪莉

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

颜其中

(中国昆明 650041 云南省地震局)

摘要

根据昆明电信传输台网 1983—1989 年记录的区域地震初至 P 波走时资料,用参数分离和多事件定位的方法得到台网内各台站的 P 波走时校正值。这组校正值在一定程度上反映了该地区地壳上部横向不均匀结构的特征。台站校正值的地理分布明显地分为 3 个地区:台站最密集的滇西地区,所有台站(不包括南边的云县、施甸和畹町)的台站校正值不超过 0.15s;东部地区(楚雄以东)台站分布仍较密集,但间距比滇西大,其中大部分台站显示为正延迟;南部地区包括文山、思茅、普洱以及云县、施甸和畹町,它们均显示出较大的负延迟。这与云南地区的地质构造特征基本上是一致的。走时校正后重新定位的精度有较大的提高,因此,这组台站校正值可以提供地震台网的常规定位使用。

关键词 多事件定位;台站校正值;参数分离法;地震台网

1. 引言

天然地震定位是地震学中的一个基本问题。多年来,许多地震学家对这一问题作过深入的研究,其中最著名的是 Geiger(1912)提出的线性化定位方法。这一方法至今仍在广泛地采用。然而,如众所周知,地震定位问题至今并未真正解决,因为定位的结果往往不能令人满意。除了台站的地理位置及周围环境的影响使得记录质量较差或定位计算过程不收敛等因素之外,在定位中使用横向均匀的一维速度模型是造成定位精度不高的重要原因。近十几年来在我国进行的地壳上地幔探测结果表明,在许多地区地壳内地震波速度的横向变化是明显的,尤其是在构造活动强烈的地区。因此,有必要在常规的地震定位分析工

* 地震科学联合基金会资助课题。国家地震局地球物理研究所论著 93A0030。
1991 年 11 月 11 日收到本文初稿,1992 年 7 月 11 日决定采用。

作中建立一个快速而有效,且能顾及到速度横向变化的定位方法.理想的选择是采用完全的三维射线追踪计算理论走时,但当前困难较大,因为这一计算只能在速度结构已经了解相当清楚的区域内进行.另外,完全的三维射线追踪需要耗费很多计算机时,这在大量地震数据的常规分析工作中是难于进行的.近似的三维射线追踪方法虽然有时能基本上满足走时计算的精度,但并不总是合理的.既然如此,一些地震学家们考虑采用更为实用的方法,例如联合震源定位法(Douglas, 1967),主事件法(Dewey, 1972),残差平均法(Frohlich, 1979)和分离地震定位法(Pavlis and Hokanson, 1985)等.这些方法的共同点是不必进行三维射线追踪,而选择合适的一维模型作为研究区域的参考模型,用于计算理论走时,然后用各台站的走时校正值(或称路径异常值)作校正,并求得在观测走时与校正后的理论走时之残差在最小二乘意义下的震源参数,从而达到提高定位精度的目的.它们的主要差别在于从台网记录的资料中求取台站校正值的方法上.

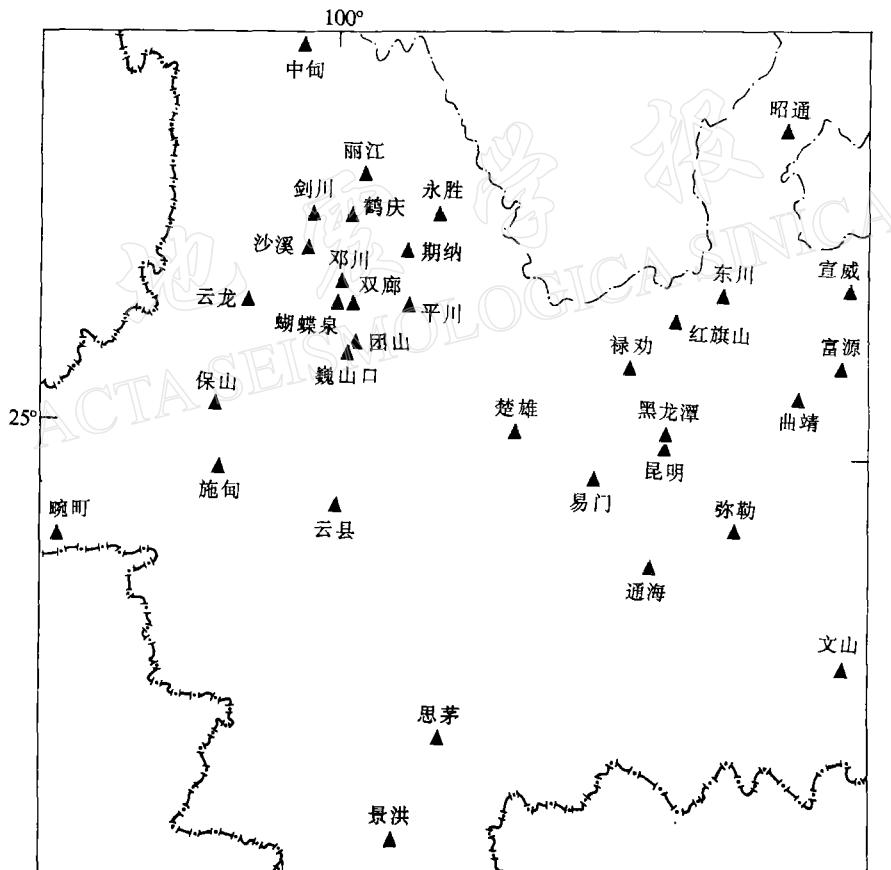


图 1 昆明台网台站位置图

云南省位于印度板块和欧亚板块碰撞带的东缘,构造运动相当强烈。长期以来,该地区的地震活动具有频度高、强度大的特点,中小地震几乎遍及各地,尤其是在近20年来多次发生破坏性地震。昆明台网(即电信传输台网)从1982年元月起投入正常运行并按月定期编辑出版云南地震目录,这一遥测型地震台网采用集中记录并在记录中心统一授时的方式,大大提高了时间服务的精度。该区域内台站稠密且布局比较合理(图1),至今已经

积累了大量的地震资料.因此,在这一地区进行地震定位问题的研究是有基础的.1982年和1987年在云南省境内先后实施了两次规模较大的人工地震测深工程,这些剖面跨越了该地区主要的构造单元.这两次测深资料的分析研究结果使得对云南地区地壳上地幔结构的认识比过去更为清晰(胡鸿翔等,1986; Yan et al., 1985).我们不仅取得了沿各条纵剖面的二维速度结构,而且由于测线分布范围较广,加上非纵测线的观测,因此实际上已取得了这个地区三维结构的基本轮廓.研究结果表明,该地区地壳上地幔内速度横向变化及莫霍界面的深度起伏均相当明显.本文中,我们试图以提高台网定位精度为目的,对昆明台网的定位问题进行分析和讨论,并确定台网内已有的各台站的走时校正值.与此同时对台网内的地震进行了重新定位,它们将作为确定该地区三维速度结构的基础资料.由于我们对三维速度结构的反演计算是以线性化理论为基础的,因此参与反演的地震(或事件)经过精确的再定位是有必要的.

2. 基本方法

从一个地震台网取得的最基本数据之一是体波走时.用这些走时求得发震时刻和震源位置称之为地震定位.至今人们常使用的地震定位方法都是在 Geiger 法基础上发展起来的.在考虑了各个台站的校正值之后,走时残差 \mathbf{r}_k (即第 k 个地震的观测走时与理论走时之差形成的矢量)与震源参数及各台站校正值的扰动可以表示成矩阵形式

$$\mathbf{r} = A\mathbf{dx} \quad (1)$$

其中, A 是偏导数矩阵, \mathbf{dx} 是扰动矢量, 残差矢量 $\mathbf{r} = [\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2, \dots, \mathbf{r}_m]^T$, m 是事件的个数.(1)式可以表示成如下较具体的矩阵分块的式子:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{r}_1 \\ \mathbf{r}_2 \\ \mathbf{r}_3 \\ \vdots \\ \mathbf{r}_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_1 & 0 & 0 & \cdots & 0 & S_1 \\ 0 & A_2 & 0 & \cdots & 0 & S_2 \\ 0 & 0 & A_3 & \cdots & 0 & S_3 \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & A_m & S_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{dx}_1 \\ \mathbf{dx}_2 \\ \mathbf{dx}_3 \\ \vdots \\ \mathbf{dx}_m \\ \mathbf{dS} \end{bmatrix} \quad (2)$$

其中, A_k 是第 k 个事件的偏导数矩阵, 即 $(A_{il})_k = (\partial T / \partial x_l) |_{(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}'_k)}$, \mathbf{x}_i 是台站位置, \mathbf{x}'_k 是震源位置, S_k 是台校正值的偏导数矩阵, \mathbf{dx}_k 是第 k 个事件的震源参数扰动矢量, \mathbf{dS} 是台站校正值扰动矢量.(1)式中 A 是 $M \times N$ 阶矩阵, $M = \sum_{k=1}^m m_k$, $N = 4m + n_s$, m_k 为第 k 个事件的到时个数, n_s 是台网的台站个数.

对方程组(2)的求解,在众多的方法中,我们的计算采用 Pavlis and Hokanson (1985) 的参数分离方法.这一选择是因为我们面对大量的地震数据.该方法的优点在于多事件定位中采用了化零变换.(2)可以改写为

$$\begin{bmatrix} \mathbf{r}_1 \\ \mathbf{r}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{r}_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & A_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & A_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{dx}_1 \\ \mathbf{dx}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{dx}_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_m \end{bmatrix} [\mathbf{dS}] \quad (3)$$

对于上式中的每个 A_k , 它的奇异值分解为

$$A_k = U_k \Lambda_k V_k^T \quad (4)$$

其中, U_k 是 $m_k \times m_k$ 阶的正交矩阵, V_k 是 4×4 阶的正交矩阵, Λ_k 是 $m_k \times 4$ 阶含有 A_k 的奇异值的对角矩阵. 因而, A_k 的广义逆可以表示为

$$A_k^+ = V_k \Lambda_k^+ U_k^T \quad (5)$$

式中, Λ_k^+ 包含 n 个非零奇异值($n \leq 4$)的倒数. 使用如下形式的正交矩阵:

$$U^T = \begin{pmatrix} U_R^T \\ U_N^T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (U_R^T)_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & (U_R^T)_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & (U_R^T)_m \\ (U_N^T)_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & (U_N^T)_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & (U_N^T)_m \end{pmatrix} \quad (6)$$

(6)式中

$$U_k^T = \begin{pmatrix} (U_R^T)_k \\ (U_N^T)_k \end{pmatrix} \quad (7)$$

是第 k 个事件由(5)式计算得到的, (7)式中 $(U_R^T)_k$ 和 $(U_N^T)_k$ 分别表示所生成的范围空间和零空间, 它们也都是正交矩阵. 用(6)乘以(2), 得到

$$\begin{pmatrix} (\mathbf{r}_R)_1 \\ (\mathbf{r}_R)_2 \\ \vdots \\ (\mathbf{r}_R)_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (\mathbf{A}_R)_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & (\mathbf{A}_R)_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & (\mathbf{A}_R)_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{d}\mathbf{x}_1 \\ \mathbf{d}\mathbf{x}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{d}\mathbf{x}_m \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} (S_R)_1 \\ (S_R)_2 \\ \vdots \\ (S_R)_m \end{pmatrix} [\mathbf{d}\mathbf{S}] \quad (8)$$

以及

$$\begin{pmatrix} (\mathbf{r}_N)_1 \\ (\mathbf{r}_N)_2 \\ \vdots \\ (\mathbf{r}_N)_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (S_N)_1 \\ (S_N)_2 \\ \vdots \\ (S_N)_m \end{pmatrix} [\mathbf{d}\mathbf{S}] \quad (9)$$

其中

$$\begin{aligned} (\mathbf{r}_R)_k &= (U_R^T)_k \mathbf{r}_k & (\mathbf{A}_R)_k &= (U_R^T)_k A_k & (S_R)_k &= (U_R^T)_k S_k \\ (\mathbf{r}_N)_k &= (U_N^T)_k \mathbf{r}_k & (S_N)_k &= (U_N^T)_k A_k & k &= 1, 2, \dots, m \end{aligned} \quad (10)$$

从(9)式可以看出, $(\mathbf{r}_N)_k$ 与震源参数的扰动无关. 若令

$$\begin{aligned} \mathbf{r}_N &= [(\mathbf{r}_N)_1, (\mathbf{r}_N)_2, \dots, (\mathbf{r}_N)_m]^T \\ \mathbf{S}_N &= [(S_N)_1, (S_N)_2, \dots, (S_N)_m]^T \end{aligned}$$

则(9)简写成

$$\mathbf{r}_N = \mathbf{S}_N \mathbf{d}\mathbf{S} \quad (9')$$

在 M 为大值时, \mathbf{S}_N 可能变成巨大的数组, 因此直接求(9)中 \mathbf{S}_N 的广义逆的方法是不可取

的;而且 S_N 常常是奇异的.一般选择称为“顺序累加”的修正 QR 分解算法,即令

$$S_N = Q_s R_s \quad (11)$$

其中, Q_s 和 R_s 分别是 $(M - 4m) \times n_s$ 和 $n_s \times n_s$ 阶矩阵.若把(9')写成

$$R_s dS = Q_s^T r_N = r_Q \quad (12)$$

则 Q_s 不必直接计算,而且有

$$dS = R_s^+ r_Q \quad (13)$$

其中, R_s^+ 是 R_s 的广义逆,它可以从 R_s 的奇异值分解中得到.这一过程优点在于不必直接形成矩阵 S_N ,从而避免了大数组的问题,而且可以取得良好的数值稳定性.因此,本文的工作可以在一般的微机(286 或 386 等)上进行.与广义逆矩阵相关的分辨矩阵和协方差矩阵用于评价参数估计的可靠性.Pavlis and Booker(1983)给出了它们在分块求解情况下的具体计算过程.

上述计算过程可分为三个步骤:(1)考虑台站校正值的当前估计,用常规的单个事件定位方法作地震定位;(2)用化零变换分离线性方程组为两个或多个维数较小的方程组,计算由上述确定的震源位置取得的无偏倚的化零数据;(3)用化零数据估计台站校正值.重复这三个步骤直至满足要求精度为止.

3. 昆明台网台站校正值的确定

3.1 资料

用于监测云南省境内地震活动性的昆明台网先后建立的台站共 35 个,本研究中使用了其中 34 个台站(图 1)的记录.我们从 1982 到 1989 年的地震目录汇编中选取了 640 个地震(图 2)作为本项研究的基本数据集.这些地震在地震目录中大部分属于一、二类精度(即定位误差小于 10km),少数为三类精度(定位误差小于 20km),它们的震源深度大部分都在 5 至 25km 之间.

为使得地震定位过程能正常收敛,我们用每个地震的台站方位最大的空隙不超过 160° ,P 波走时观测的最少个数为 6 个,最大走时残差为 1.5s 作为在基本数据集中挑选参与计算的地震(或事件)的标准.走时资料大部分取自台网的观测报告.对于一些在报告中资料不全而不满足上述条件,但就震中分布而言仍为相对重要的地震,我们重新从有关台站的观测记录地震图中读取到时值.

3.2 一维参考模型的选取

理想的一维模型和它相应的台站校正值不仅反映了地表的地质背景,而且还反映了该区域整个地壳结构的基本特征,虽然这只是真实地壳模型的一个粗略近似,这样的一维模型和相应的台站校正值对参与计算的全部地震将具有总的走时残差平方和最小的特征.由于一维模型具有多解性,一般都能够找到几个不同的模型,它们具有基本相同的走时残差平方和,因此,需要有先验的信息.本文中,我们选取的一维模型考虑了深地震测深研究的结果.

从滇深 82 测深工程的 3 条折射剖面(洱源—江川,遮放—宾川和思茅—马龙)、滇深

86—87 测深工程的 5 条折射剖面(中甸—思茅, 宾川—盈江, 孟连—思茅, 景谷—沧源, 支梯—盐井)和 5 条非纵测线的研究结果表明, 云南地区的地壳内一般都存在 4 个界面。结晶基底深度在 0.3—3.5km 之间, 界面速度约 5.90km/s。地壳上部的反射面深度在 12 至 24km 之间, 界面速度约 6.30km/s。该界面下方是一梯度层, 它延续至莫霍面, 其中在 30 至 35km 深处局部地区存在弱反射面。莫霍面的深度在 37 至 46km 之间变化。虽然在一些局部的地区可能存在上地壳底部的低速层, 但作为整体的一维模型, 我们忽略了局部的特征。整个区域的平均一维模型如图 3 所示。为计算上的方便, 模型采用速度随深度连续变化的形式。速度用 0.2km 的深度间隔取值, 间隔内用线性插值。用较大的速度梯度描述地壳内速度间断面。在这一模型下, P_n 波解释为莫霍界面下方弱梯度层上的潜波。

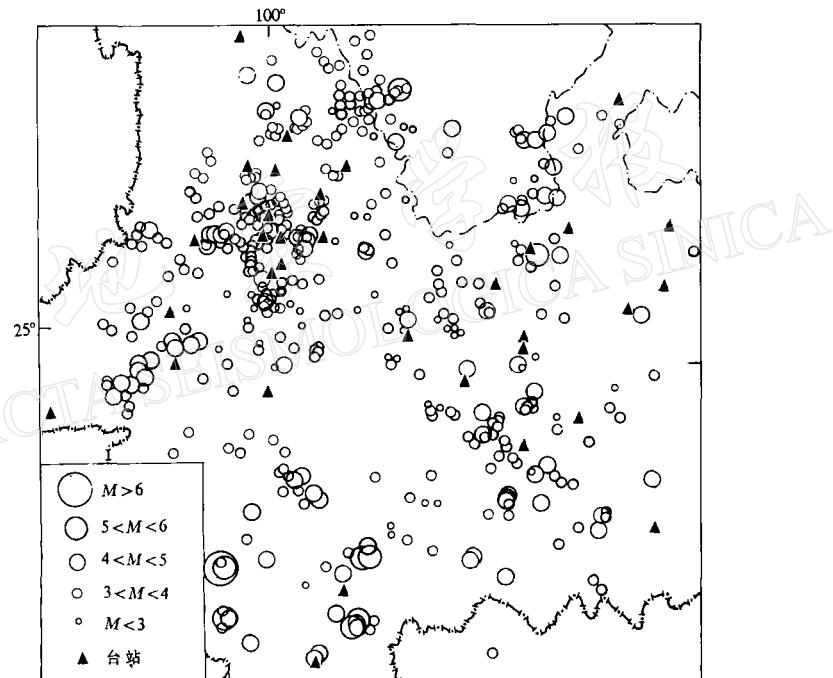


图 2 用于确定各台站 P 波走时校正值的地震分布图

在走时的高程校正中, 参考高程取为 1860m(即台网中全部台站高程的平均值)。图 3 中速度模型的 0km 与这一参考高程相对应。这一参考高程上方为一常速度层, 其速度值为一维模型中 0km 深度上的速度值 4.30km/s。参考高程下方(即负深度)也以同样的方式处理。然而, 台站高程与参考高程相差过大时, 上述高程校正方法误差较大, 高程影响在校正值中表现为正高程具有正的台站延迟, 负高程具有负的台站延迟。

3.3 收敛准则

在单个事件的定位中, 我们选择 Lawson and Hanson (1974) 的伪逆解法, 其中使用

了奇异值分解并以条件数 1000 截断小的奇异值. F 检验用来舍弃那些与总体平均相比表现为异常大的残差加权平方和(在 95% 置信水平上)的地震所包含的所有数据. 单个事件定位迭代过程收敛的准则是: 震源参数的最后一次调整的矢量长度小于 1.5km, 其中发震时刻的调整量用震源所在深度上的 P 波速度折合为空间的调整量. 台站校正值迭代过程的收敛准则有两条: 第一, 所有台站校正值的调整量均为台站校正值标准误差之半; 第二, 用 F 检验判别在相邻两次迭代中总体数据集的残差平方和并不出现有意义的减小.

3.4 结果

根据图 3 所示的平均一维速度模型计算理论走时, 从图 2 所示的基本事件数据集中挑选了定位过程能正常收敛的 511 个地震参与台站校正值的计算. 经过 3 次迭代之后即收敛到台站校正值的当前解. 参与计算的走时数据个数为 4451, 整个数据集的残差平方和为 495.86, 总的自由度为 2443, 昆明台网各台站校正值如表 1 所示.

对于含有 34 个台站的昆明台网, 计算表明 (11) 式中的 QR 分解矩阵 R_s 具有 33 个可使用的奇异值, 另一个奇异值为 6.27×10^{-6} 被舍弃, 这一结果是合理的, 因为台网内全部台站校正的平均值是不确定的. 表 1 中在平均值为零的条件下列出各台站校正值. 在这种意义上, 台站校正值可唯一确定.

关于分辨矩阵的计算, 由于矩阵 S_N 是奇异的, 我们仅计算 Wiggins (1972) 定义的自由矢量, 即计算满足 $S_N V_0 = 0$ 的一组正交矢量 V_0 . 而不直接计算分辨矩阵. 对于昆明台网, 最终台站校正解的自由矢量只有一个, 即 $V_0 = [0.1715, 0.1715, \dots, 0.1715]^T$, 该矢量的 34 个元素均为 0.1715.

关于协方差矩阵的求值, 它容易从矩阵 R_s 的广义逆中计算得到. 表 1 中各台站的标准误差对应于协方差矩阵中对角线元素的平方根. 它作为台站校正值的误差估计.

云南地区的地震活动性具有范围广的特点, 地震遍及全省大部分地区. 作为地震监测用的昆明台网, 其 34 个台站已经相当多了. 然而, 除了滇西的部分地区外, 由于台站的间隔仍比较大, 大多数地震的定位需要同时使用 P 和 P_n 两种震相. 云南地区莫霍面的深度起伏和 P_n 速度的横向变化都比较大(胡鸿翔等, 1986), 因此, 用一维模型计算出的 P_n 震相的走时残差变化范围也相应比较大. 这直接影响到地震定位的精度和台站校正值的求取. 对于稠密分布的台网, 仅用 P 到时进行计算, 便可取得精度相当高的地震定位和走时校正, 这是很容易理解的, 而且已经有不少这方面的结果. 为使得在昆明台网的计算中能取得满意的精度, 我们对 P_n 到时资料的选取作了限制, 仅使用震中距在 300km 以内的 P_n 震相, 从而使得莫霍面起伏及其下方的速度横向变化对计算结果的影响得到减小, 台站校正值的迭代能正常收敛.

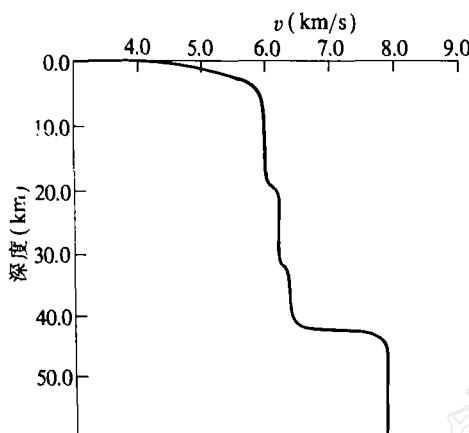


图 3 一维平均速度模型

表1 昆明台网的台站校正值

台站名	校正值(s)	标准误差(s)	台站名	校正值(s)	标准误差(s)
楚 雄	0.21	0.09	黑龙潭	0.19	0.11
通 海	-0.04	0.14	弥 勒	-0.12	0.14
曲 靖	0.16	0.15	易 门	0.11	0.10
禄 劝	-0.01	0.10	永 胜	0.05	0.09
丽 江	0.01	0.10	云 龙	-0.02	0.09
鹤 庆	-0.02	0.09	东 川	0.17	0.14
剑 川	0.01	0.11	思 茅	-0.23	0.16
团 山	0.13	0.09	文 山	-0.52	0.21
昭 通	-0.12	0.23	景 洪	-0.81	0.37
中 甸	0.15	0.16	畹 町	-0.06	0.22
云 县	-0.12	0.09	保 山	-0.05	0.11
平 川	0.03	0.12	双 廊	0.02	0.12
邓 川	0.05	0.12	昆 明	0.24	0.22
蝴蝶泉	-0.07	0.15	巍 山 口	-0.01	0.13
期 纳	0.05	0.18	沙 溪	-0.05	0.28
施 甸	-0.57	0.30	红 旗 山	0.50	0.56
富 源	0.68	0.39	宣 威	-0.08	0.39

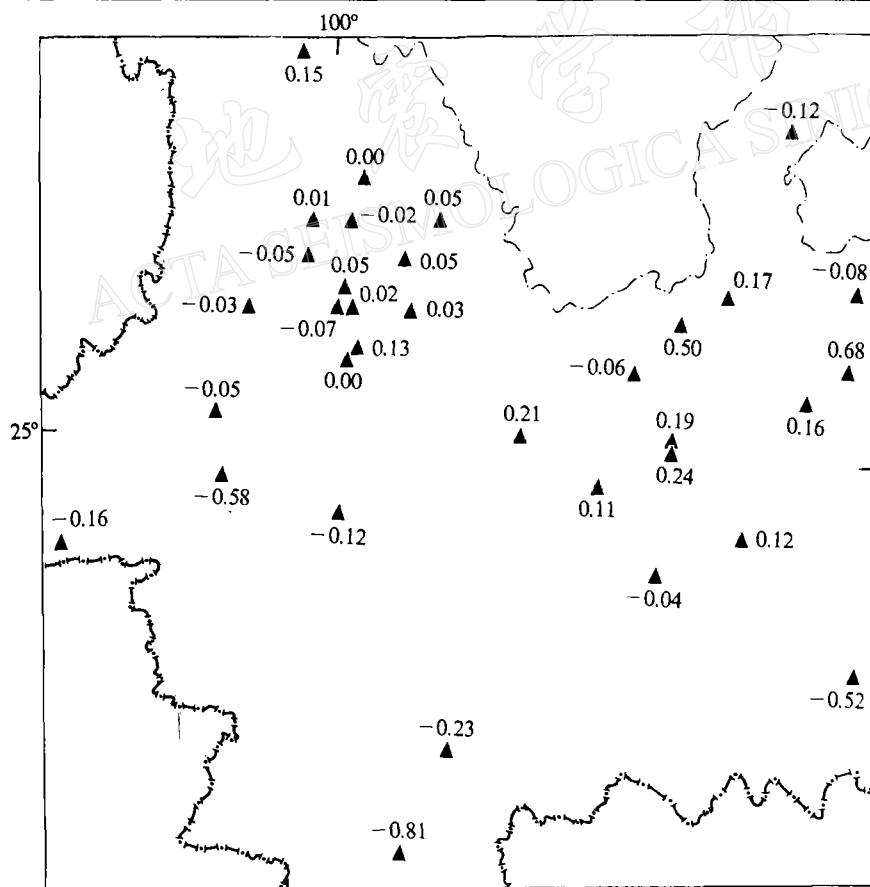


图1 昆明台网台站校正值分布图

在理论上,台站校正值反映了台网下方地壳的横向不均匀性.对于昆明台网,从计算结果(图 4)看出,台站校正值的地理分布明显地分为 3 个地区:(1) 台站最密集的滇西地区,所有台站(不包括云县,施甸和畹町)的台站校正值不超过 0.15s;(2) 东部地区(楚雄以东)台站分布仍较密集,但间距比滇西稍大,其中大部分台站显示为正延迟.虽然红旗山和富源台站标准误差较大,但仍可看出它具有正延迟值.唯一的例外是昭通台,但它的标准误差较大;(3) 南部地区包括文山、思茅、普洱以及云县、施甸和畹町,它们均显示出较大的负延迟.当然,台站延迟还可能与台站下方的局部结构有关,例如正延迟可能由于台站下方具有较厚的低速沉积层而引起.由于昆明台网的孔径较大,台站校正值作为较长路径上走时的平均效果,因而对局部的横向变化的反映并不是直接就可以看出的.就总体而言,云南地区的台站校正值地理分布与地壳构造的特征基本是一致的.沙溪、施甸、红旗山、富源和宣威台站由于观测数较少,台站校正值的不确定性即标准误差较大.另外,在台站较稀的地区或位于台网边缘的台站,标准误差一般都较大.昆明台网的读数精度,一般情况下在 0.15s 左右,少数情形为小于 0.1s,表 1 中除上述情形外的台站校正值的标准误差大部分在这一读数精度范围内.

4. 讨 论

(1) 台站校正值的估计存在固有的不唯一性,它表现在两个方面:1) 如果计算中仅使用天然地震资料,则台站校正的平均值是不确定的.解决的办法通常是取台站校正的平均值为零;2) 如果试图对范围较小的一簇地震进行联合定位,则一般地 S_N 的秩不大于 $(n_s - 4)$,这反映了该震群的绝对位置和发展时间的不确定性.本文对展布在整个昆明台网所在区域上的大量地震作台站校正值的估计,因此,在取全部台站校正的平均值为零的前提下,其解是唯一确定的.

(2) 对于台网内一个范围较小的震群来说,它的绝对位置是不确定的.这里可以采用“参考路径异常”(Pavlis and Hokanson, 1985)来解决,它的分量是每个台站相对于一维参考速度模型的路径异常.在台站校正值的迭代过程,通过对参考异常值的引用来把实际的偏移值加进台站校正值中.这个参考路径异常必须是事先给定的.因此,对当前本文的工作而言,我们已经取得了在较大范围内发生的大量事件的基础上的台站校正值,它便可以作为研究这一区域内某个震群的多事件定位问题的参考路径异常.

(3) 在台站校正值的估计中,“分辨”与预期误差之间存在一个折中的关系.由于真正的台站校正值是震源位置的函数,一旦我们在区域中的一系列点上估计了台站校正值,则这个函数可以用内插方式得到.在每一个点上减少台站校正值中的统计误差的唯一方法是增加地震个数;而当地震个数固定时,则统计误差的减少必须用增大震源的范围来取得.然而,增大震源的范围会降低有效的“分辨”,因为最终的台站校正值是射线路线在更大范围的空间上的平均.本文取得的台站校正值,实际上是在整个研究区域上的平均,它与震源的位置可认为是没有关系的.

(4) 许多研究工作(Chatelain *et al.*, 1980)论述了结合 S 波到时的重要性.从走时对

震源坐标的偏导数表达式中看出,P波和S波项分别以它们各自的慢度作换算,其结果是防止了在偏导数矩阵中产生奇异性的最共同的来源,即矩阵中相应于震源深度和发震时刻的列之间所具有的近似平行性.在P波和S波联合定位中,它们之间的相对重要性一般可以加权方案来实现.

(5)本文求得的台站校正值可以作为随后常规定位中使用.对已有的地震作重新定位,精度有明显的提高(总体 RMS 从 0.50s 下降到 0.28s).在一段时间后把区域内发生的地震数据加入到原数据集中,预料可取得更高精度的台站校正值.由于地震数目的增加并不导致本文使用的算法对内存需求的增加,因此这一工作是容易进行的.作为本研究工作的进一步考虑,把台网覆盖的区域划分为几个小的子区域,每个子区域都可求得一组台站校正值,这样做可提高上述的“分辨”,同时有目的地把大地构造的背景结合到研究之中.

本文计算是在 PMEL 算法(Pavlis and Hokanson, 1983)的基础上作必要的修改后进行的,笔者感谢 Pavlis 提供他的 PMEL 算法程序;这项工作还得到曾融生先生的指导;笔者与国家地震局地球物理研究所和云南省地震局的许多同志进行过多次讨论;宋亦青同志协助整理文稿.在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 胡鸿翔、陆涵行、王椿镛、何正勤、朱良保、颜其中、樊跃新、张国庆、邓英娥,1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究.
地球物理学报,29,133—144.
- Chatelain, J. L., Roecker, S. W., Hatzfeld, D. and Molnar, P., 1980. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu Kush region and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 85, 1365—1387.
- Dewey, J. W., 1972. Seismicity and tectonics of western Venezuela. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 62, 1711—1751.
- Douglas, A., 1967. Joint epicentre determination. *Nature*, 215, 47—48.
- Frohlich, C., 1979. An efficient method for joint hypocenter determination for large groups of earthquake. *Comput. Geosci.*, 5, 387—389.
- Geiger, L., 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenter from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 60—71.
- Lawson, C. H. and Hanson, R. J., 1974. *Solving Least Squares Problems*, 260—267, 295—300. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R., 1983. Progressive multiple event location (PMEL). *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 73, 1753—1777.
- Pavlis, G. L. and Hokanson, N. B., 1985. Separated earthquake location. *J. Geophys. Res.*, 90, 12777—12789.
- Wiggins, R. A., 1972. The general linear inverse problem: implications of surface waves and free oscillations for earth structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 251—285.
- Yan, Q., Zhang, G., Kan, R. and Hu, H., 1985. The crustal structure of Simao to Malong profile, Yunnan Province, China. *J. Seism. Res.*, 8, 249—280.