

用区域台网确定震源深度的一种方法

赵 珠

(中国成都 610041 四川省地震局)

摘要

传统的区域台网定位都是以近震震相的走时方程为依据的.如果没有至少一个震中距小于震源深度的台站存在,是不可能给出震源深度的精确解的.本文建议,在不要求如此严格的条件限制下,利用走时方程和视慢度方程,在速度-深度场中,建立两种位置和形状极不相同的 $v-h$ 曲线簇,曲线的交点确切地同时给出震源深度和介质速度的解.我们能够看到,视慢度的引入对深度的确定,起着很强的约束作用.文中给出了这个方法人工数值模拟的结果和应用实例,并讨论了它的精度和偏移.从理论上讲,走时和视慢度的结合使用,对解决区域台网精确确定震源深度的问题,也许是一条切实可行的途径.

关键词 震源深度; 走时; 视慢度; 速度

一、引言

众所周知,震源深度是一个难以解决而又非常重要的课题.地震学家用它来估计岩石圈板块的厚度,描绘板块边缘和内部岩石圈的变温结构和力学结构,以了解构造过程的详情,探索地震发生的力学机制和过程.最可靠的震源深度是在密集的区域台网包围地震,至少具有一个震中距小于震源深度的台站时,且对该区域的速度结构了解甚好条件下获得的.精度可达几 km,甚至 1 或 2 km(Stein *et al.*, 1986).但是,即使在四川这样地震频繁,大小台网包含有近百个台站的地区,地震发生在台站附近 20 km 范围内的机会也是为数不多的.因此,台网定位中给出的源深度大多数仍是不敢轻信取用的.国际地震中心用少数近台多数远台确定的源深度,常常具有数十 km 的精度.远震深度的精确确定,现在认为比较可靠的方法,是体波波形模拟和面波振幅谱和相位谱的方法.本文暂不讨论远震的问题,仅就区域台网确定震源深度的问题提出探讨,并给出模拟和地震实例计算的结果.

二、方 法

区域台网常用的定位方法是直接建立直达波的走时方程或采用近震走时表,更细致一点时,启用多种震相,比如清晰可辨的 S , P_n , $P_{\parallel m}$, S_n , $S_{\parallel m}$ 等.但是不管怎样细致,都只利用了地震波的到时,基本的依据都是走时方程.采用的方法一般都以迭代、线性化、最小二乘等为基础.当深度偏微商在量级和符号上相似时,深度和零时之间存在明显折中

1991 年 5 月 15 日收到本文初稿, 1991 年 12 月 20 日决定采用.

(Gomberg *et al.*, 1990). 当缺乏与深度相比拟的近台资料时, $\Delta^2 \gg h^2$ 数量级上显著的区别, 所得出的震中位置即使很精确, 但 h 值却未必正确, 还不乏出现深度为负的荒谬结论。因此, 在完成一般的定位运算后, 即在震中位置和发震时刻(也可用别的方法求得)确定之后, 再寻求一种独立确定震源深度的方法是必要的。我们曾经尝试过使用慢度来确定深度(赵珠等, 1987), 利用走时曲线的慢度变化极为灵敏的特点, 从中提取震源深度的信息。但慢度变化的过于灵敏又唯恐结果偏离真实, 走时变化的过于稳定又难以反映出深度的变化, 而且它们自身的准确程度也都分别与地区的速度结构有关。能否将二者结合使用, 即同时利用观测的走时和相邻记录点波的相关性(视慢度或射线参数或走时曲线斜率)来测定这个难以对付的源深度呢? 基于这样的思想方法, 我们给出使用主要近震震相: 直达波、反射波和首波的计算方法以及数值模拟的结果。

直达波的走时方程

$$t = \sqrt{\Delta^2 + h^2} / v$$

令

$$y = t^2, x = \Delta^2, a = 1/v^2, b = h^2/v^2$$

则

$$y = ax + b$$

将观测走时数据按此式拟合, 求得 a, b , 即可得出走时曲线

$$t = \sqrt{a\Delta^2 + b}$$

为双曲线。

由斯涅尔定律, 得出慢度曲线

$$p = \sin i/v = \Delta/v \sqrt{\Delta^2 + h^2} = \Delta/\sqrt{a} / \sqrt{\Delta^2 + b/a}$$

于是, 对走时曲线上的任一点 (t_i, Δ_i, p_i) , 可以绘制出两条 $v-h$ 曲线

$$t_i^2 v^2 - h^2 = \Delta_i^2 \quad (1)$$

$$p_i^2 v^2 (\Delta_i^2 + h^2) = \Delta_i^2 \quad (2)$$

v 的取值范围为

$$\Delta_i/t_i < v < 1/p_i$$

走时曲线上 N 个点, 即给出 N 对 $v-h$ 曲线(图 1a), 曲线的交点同时给出了震源深度和源上层覆盖介质的速度

$$h_i = \sqrt{(\Delta_i t_i / p_i)^2 - \Delta_i^2} \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (3)$$

$$v_i = \sqrt{\Delta_i / p_i t_i} \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

同理, 对反射波走时曲线上 N 个数据点 (t_i, Δ_i, p_i) , 由走时方程和慢度方程, 可以绘制出

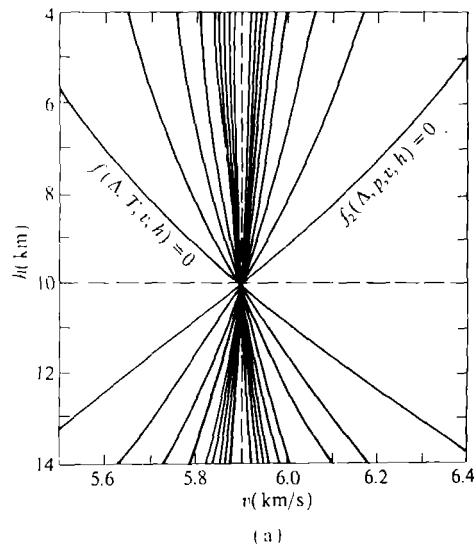


图 1(a) 直达波 $v-h$ 曲线。每一对曲线 $f_1(\Delta, t, v, h) = 0$ 和 $f_2(\Delta, p, v, h) = 0$ 对应不同震中距的一组观测值, 最外层曲线相应于最

小震中距

N 对 $v-h$ 曲线(见图 1b).

$$t_i^2 v^2 - (2H - h)^2 = \Delta_i^2 \quad (5)$$

$$p_i^2 v^2 [\Delta_i^2 + (2H - h)^2] = \Delta_i^2 \quad (6)$$

v 的可取值范围为 $\max(\Delta_i/t_i, \Delta_i/p_i \sqrt{4H^2 + \Delta_i^2}) < v < \min(1/p_i, \sqrt{4H^2 + \Delta_i^2}/t_i)$
式中, H 为层厚度, 层底为反射界面. 由(5)式和(6)式定义的

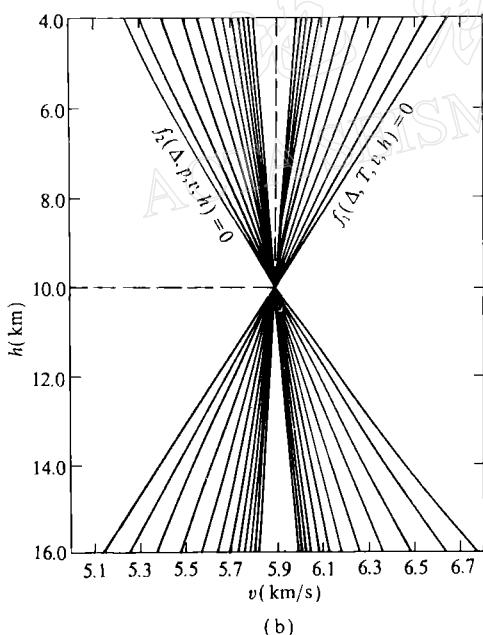
$$f_1(\Delta, T, v, h) = 0$$

曲线簇和

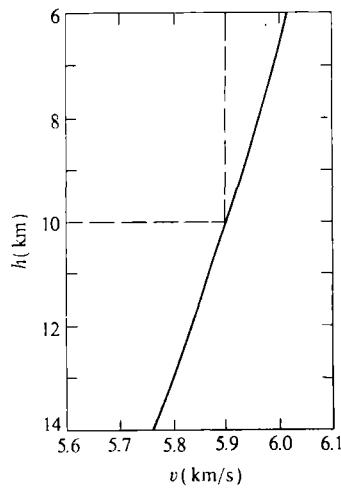
$$f_2(\Delta, p, v, h) = 0$$

曲线簇的交点给出源深度和层内介质速度(图 1b). 速度表达式与(4)式相同, 深度为

$$h = 2H - \sqrt{\frac{\Delta_i t_i}{p_i} - \Delta_i^2} \quad (7)$$



(b)



(c)

图 1(b) 反射波 $v-h$ 曲线. 每一对曲线 $f_1(\Delta, t, v, h) = 0$ 和 $f_2(\Delta, p, v, h) = 0$ 对应不同震中距的一组观测值, 最外层曲线相应于最小震中距

图 1(c) 首波 $v-h$ 曲线

首波的走时曲线为一直线, 因此慢度为一常数 $p = \frac{1}{v_2}$ (v_2 为层下速度, v_1 为层中速度, $v_2 > v_1$), 与 h 无关, 所以不能由慢度绘制 $v-h$ 曲线, 对首波只能由走时方程绘制一条 $v-h$ 曲线(图 3)

$$(2H - h)[1 - (pv_1)^2] - (v\tau)^2 = 0 \quad (8)$$

v_1 的取值范围为 $v_1 < \min(1/p, 1/\sqrt{(\tau/2H)^2 + p^2})$, 式中, τ 为首波走时曲线在时间轴上的截距. p 和 τ 均可由拟合走时数据得出. (8)式中不含 (t_i, Δ_i) , 也就是说由(8)式只能绘制一条 v_1-h 曲线而不是一族 v_1-h 曲线. 可见按此方法, 若不预先指定 v_1 , 由首波是不可能得出深度的确切取值的, 只可以沿此曲线取一系列的值. 尽管如此, 如果能将这条 v_1-h 曲线加到直达波或反射波的 $v-h$ 图上, 无疑对 v 和 h 的确定是一种很强的约束.

我们给出一个单层速度模型, 层厚 27.13 km, 层内 P 波速度 5.9 km/s, 层下速度 6.75 km/s, 震源深度 10 km, 计算出直达波、反射波和首波的理论走时数据, 以此数据按上述方法进行求解和作图. 由图 1a, b, c 可知, 在速度-深度场中, 由走时方程给出的 f_1 型曲线和慢度方程给出的 f_2 型曲线, 具有显然不同的位置和形状, 以至它们的交点分辨清楚而正确地给出了源深度(10 km)和源所在层内介质的速度(5.9 km/s). 这些曲线直截了当地表明了使用走时, 再加上视慢度, 对深度确定所起的极强的分辨约束作用. 若是单独只使用走时或视慢度, 那么源深度可以分别沿曲线 $f_1(\Delta, T, v, h) = 0$ 或 $f_2(\Delta, p, v, h) = 0$ 取一系列的值, 而不是某一确定的值. 表现出源深度与速度的互相调节和补偿. 另外, 直达波的 f_1 型曲线与首波或反射波的 f_1 型曲线, 亦位于 $v-h$ 场中左右两方不同的位置, 所以若单独使用走时定深度时, 若不仅使用直达波, 还加入首波或反射波观测数据, 亦能得到确切的深度结果.

三、人工数据试验、精度和偏移

近震定位中最常用的震相是直达波. 这里, 我们试验直达波走时数据扰动和偏离真实结构时对结果的影响.

1. 走时扰动

图 2a 显示了震源深度为 $h_0 = 20$ km, 介质速度为 $v_0 = 5.9$ km/s 时, 在震中距 $\Delta_0 = 70$ km 处, 走时以 0.1 s 的步长相对于真实值 $T_0 = 12.34$ s 减小或增大, 扰动幅度为 $(T_0 - 0.4, T_0 + 0.4)$ 时, 所得出的震源深度和介质速度的扰动. 深度相应减小或增大, 变化幅度为 $(h_0 - 4.9, h_0 + 3.9)$; 速度相应增大或减小, 变化幅变为 $(v_0 + 0.1, v_0 - 0.1)$. 走时扰动若由观测随机误差或台站校正值引起, 那么所造成的深度扰动可以由取交点汇聚中心或预先平滑和校正走时数据的方法来克服, 而各台记录走时系统偏差(即发震时刻超前或滞后)造成的深度偏差无法克服. 可见, 发震时刻的准确与否直接关系到深度的精确测定. 如果发震时刻精确到 0.1 s, 那么深度可以精确到 1 km, 介质速度可以精确到 0.025 km/s.

2. 震中距扰动

图 2b 显示了震中距以步长 1 km 相对于真值 $\Delta_0 = 70$ km 减小或增大, 变化幅度为

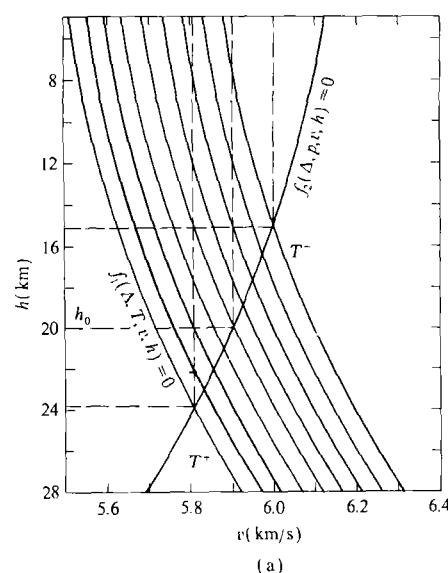
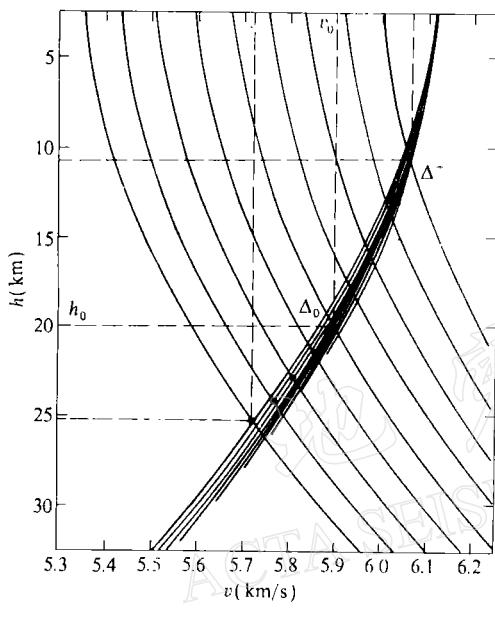
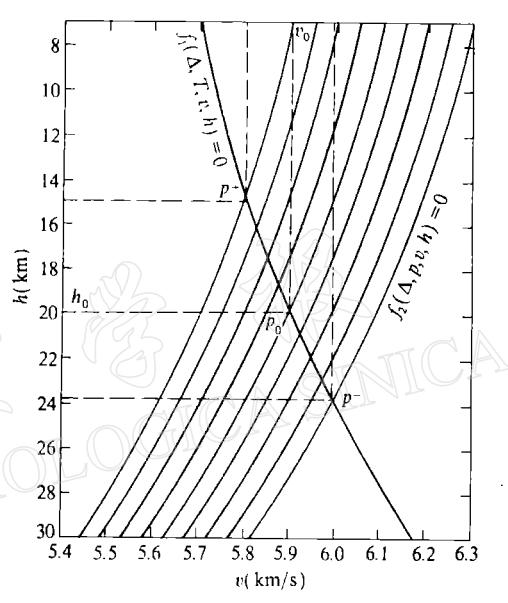


图 2(a) 直达波 T 扰动图示. 走时误差在曲线 $f_1(\Delta, T, v, h) = 0$ 上的影响

$(\Delta_0 - 4.0, \Delta_0 + 4.0)$, 走时和视慢度不变时, 造成的源深度增大或减小, 变化幅度为($h_0 - 9.0, h_0 + 5.0$); 介质速度相应减小或增加, 变化幅度为($v_0 - 0.16, v_0 + 0.17$). 由图可知: (1) 同样的震中距扰动, 曲线 $f_1(\Delta, T, v, h) = 0$ 的波动幅度 $\gg f_2(\Delta, p, v, h) = 0$ 的波动幅度. 可见, 震中位置不确定时, 慢度方程较走时方程, 给出了更稳定的深度曲线. 在深度确定中, 慢度的方法更为可靠; (2) 震中距偏大, 对深度的影响显著大于震中距偏小的影响. 仅当地震偏离台网之外时, 各台震中距才可能出现系统偏差. 震中偏远 1 km, 源深偏小 2.3 km, 震中偏近 1 km, 源深偏大 1.3 km, 速度误差为 0.04 km/s 左右.



(b)



(c)

图 2(b) 直达波 Δ 扰动图示. 震中距误差在曲线 $f_1(\Delta, T, v, h) = 0$ 和 $f_2(\Delta, p, v, h) = 0$ 上的影响

图 2(c) 直达波 p 扰动图示. 视慢度误差在曲线 $f_2(\Delta, p, v, h) = 0$ 上的影响

3. 视慢度扰动

图 2 c 显示了其它量不变, 仅视速度($1/p$)以 0.05 km/s 的步长增大或减小偏离真值($p_0 = 0.1630$), 扰动幅度为($v_0 - 0.2, v_0 + 0.2$)时, 引起的源深度增加或减小, 变化幅度($h_0 - 5, h_0 + 4$), 介质速度相应增加或减小, 变化幅度($v_0 - 0.1, v_0 + 0.1$). 由图可知, 要精确地确定源深度, 视慢度的估值也是重要的. Michel 等(1980)曾指出按圆锥曲线拟合走时数据, 可以将视慢度的估值精确到 0.05 km/s. 按此推算, 源深度可以精确到 1 km 附近, 速度可精确到 0.03 km/s. 这样的精度是很具吸引力的.

4. 速度结构的偏离

真实的速度结构如果是单层均匀模型, 那么按本文介绍的方法, 直达波和反射波可以准确地给出源深度 h_0 和速度 v_0 (图 1a, b), 就是首波的单曲线 $f_1 = 0$ 也准确地穿过(h_0, v_0)点(图 1c). 对于分层结构, 按照反射地震学的观点, 在射线与垂向夹角较小情况下, 若将 v_0 考虑为源以上介质的均方根速度, 单层模型亦是分层模型的良好近似, 否则得出的深度与真实值偏离很大(Pujol *et al.*, 1990). 例如, 我们采用双层模型, 第一层

层厚 27.13 km, P 波速度 5.9 km/s; 第二层厚 12.09 km, 速度 6.75 km/s. 真实源深度 $h_0 = 30.0$ km, 用直达波计算结果为 $h = 33.0$ km (偏大 3 km), $\bar{v} = 6.14$ km/s; 用反射波结果为 $h = 21.8$ km (偏小 8 km), $\bar{v} = 6.53$ km/s, 取直达波和反射波深度的算术平均 $h = 27.4$ km, 比较接近真值. 又例如, 真实源深度 $h_0 = 37.0$ km, 直达波结果: $h = 45$ km (偏大 8 km), $\bar{v} = 6.41$ km/s; 反射波结果: $h = 30.6$ km (偏小 6.4 km), $\bar{v} = 6.45$ km/s, 平均深度 $h = 37.75$ km, 与真值接近. 可见, 如果已知该地区的分层结构, 应采取先剥壳再定源所在层中源的深度的方法, 而不应简单地按单层的方法计算, 否则影响源深度测定的精度.

还需说明一点, 以单层代替分层模型的作法, 使首波对源深度的确定不能起到好的约束作用. 我们用直达波和反射波得出的速度或两者的平均速度, 分别在首波的 $v-h$ 曲线上内插出的深度值, 或大或小或多或少地偏离真值, 没有规律可循.

四、应用举例

在震中位置、发震时刻确定之后, 再联合使用走时和慢度数据给出精确的震源深度的关键, 在于如何获得精确的慢度数据. 测定慢度的方法很多, 归纳起来可分为三类:(1) 从区域台网的观测到时(或走时)数据中提取; (2) 对台阵记录的 $f-k$ 分析中提取; (3) 从三分量台站记录的波形中提取(Cassidy *et al.*, 1990). 鉴于四川台网的观测条件, 我们采用 Michel 等(1980)推荐的按圆锥曲线拟合观测走时数据, 再求视慢度的方法. 求深度用的走时数据是平滑校正后的值. 这里给出两个算例.

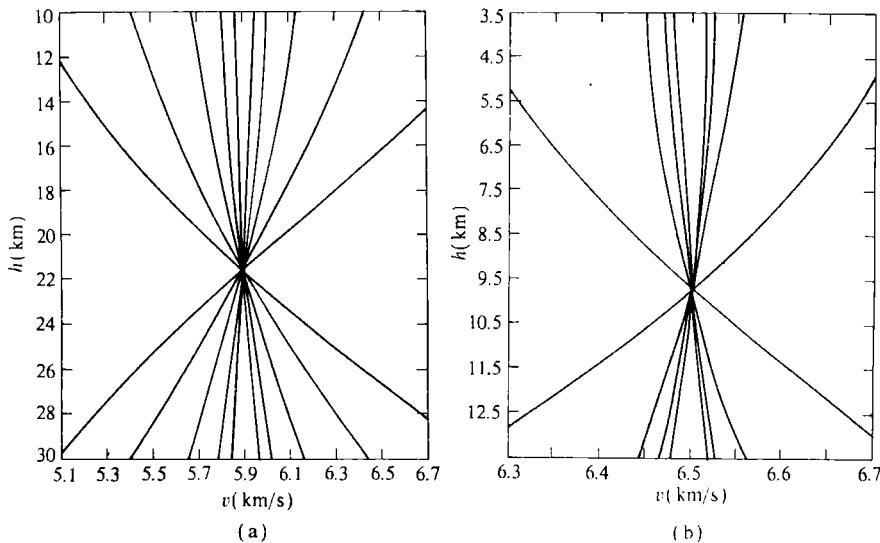


图 3(a) 彭县地震 $v-h$ 图; (b) 荣昌地震 $v-h$ 图

例 1 彭县地震(图3a). 1982年9月20日, 13h07min05.9 s, 103°51'31"E, 31°17'09"N, $h = 22$ km, $M = 3.7$. 震源参数取自《中国分区地震波走时表的研制》(1989)一书中, 是用四

川分区走时表交切定位的,震源参数可靠。使用与定位相同的到时数据,按单层模型的方法得出的源深度为 21.5 km,速度 5.9 km/s。不但深度准确,速度也与该地区符合。

例 2 荣昌地震(图3b)。1991 年 5 月 20 日,12 h 12 min 51.4 s, $105^{\circ}30'46.0''$ E, $29^{\circ}22'02.0''$ N, $h=20$ km, $M=2.7$, 精度 1。震源参数取自《四川地震台网地震目录》。该地震位于台网中心,震中位置准确,由于无近台的约束(一个 56 km,一个 105 km,其余均 160 km 以上),深度不太可靠。本文使用四川速度模型 model I(BB)(赵珠等,1987)剥壳处理后,得出精确的源深度 27.5 km。之所以说是精确的,是因为在得出源所在层源深度 9.7 km 的同时,得出该层速度 6.50 km/s,与在模型 I 中该层的速度 6.47 km/s 极为符合,在处理实际资料的过程中,我们欣喜地发现与源深度伴生的速度值,可以成为我们检验震中位置和零时是否正确的一个客观标准。

五、结 论

1. 区域台网传统的定位方法,均是以走时方程为基础的。从本质上讲,在震中距大于震源深度的情况下(普遍存在),要精确地确定源深度,具有不可克服的困难。若将走时方程和视慢度方程联合求解,即同时考虑单个的观测走时数据和走时数据间的相关性(视慢度),从理论上讲,无论是用直达波还是反射波,也可参考层底绕射首波,均可以精确地给出震源深度和层中介质的速度。

2. 震源深度与速度结构之间有着极为密切的依赖关系。所以,开展地震活动地区结构的精细研究是提高震源深度精度的先决条件之一。本文所介绍的方法中,在源深度确定的同时,也给出了层内介质的速度,一方面如果再按照某些原则(如:从浅到深剥壳或均方根速度公式等)进行系统整理,这也可成为一种获得更精细的分层结构的方法;另一方面,所得出的速度是否合理正确,也是检验定位是否正确的可信赖的标准。

3. 由图2b 可知,震中位置的偏差在走时方程的 $v-h$ 曲线簇上引起的波动很大,视慢度方程的 $v-h$ 曲线簇的波动很小。是否我们可以这样认为:在区域台网定位中,视慢度的使用不仅对深度的确定起着很强的约束作用,利用它来定深度本身就比利用走时更为可靠。尽管实际问题远比我们设想的情况更复杂,但从理论上讲,走时和视慢度的结合使用,对解决区域台网精确确定震源深度的问题,应该是一条切实可行的途径。

参 考 文 献

- 国家地震局科技监测司,1989. 中国分区地震波走时表的研制,33~42. 地震出版社,北京。
- 赵珠、曾融生,1987. 一种修定震源参数的方法. 地球物理学报,30, 379~388.
- 赵珠、张润生,1987. 四川地区地壳上地幔速度结构的初步研究. 地震学报,9, 154~166.
- Cassidy, F., Christoffersson, A., Husebye, E. S. and Rund, B. O., 1990. Robust and reliable techniques for epicenter location using time and slowness observations. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 80, 140~149.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M. and Roecker, S. W., 1990. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 80, 1605~1628.
- Michel, B. and Hirn, A., 1980. Velocity-depth estimation from wide angle seismic reflection arrivals. *Ann. Geophys.*, 36, 107~118.
- Pujol, J. and Smalley, R. Jr., 1990. A preliminary earthquake location method based on a hyperbolic approximation to travel time. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 80, 1629~1642.
- Stein, S. and Wiens, D. A., 1986. Depth determination for shallow teleseismic earthquakes: methods and results. *Rev. Geophys.*, 24, 806~832.