

上海地震台阵标定及结果分析

任 隽¹, 朱元清², 秦浩文²

(1. 中国科学技术大学地球和空间科学系, 安徽 合肥 230026;

2. 上海市地震局, 上海 200062)

摘要: 阐述了台阵的地震定位原理和建立台阵标定数据库的必要性, 说明了如何利用上海地震台网资料和上海地震台阵建成后的资料建立台阵标定数据库. 最后, 对上海台阵标定的结果进行了导致定位误差的横向速度变化的位置和范围的讨论.

关键词: 上海地震台阵; 台阵标定; 视慢度

中图分类号: P315.73 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0844(2002)04-0325-05

0 引言

通过分析台阵数据, 利用 F-K 方法^[1]与 Beamform 方法^[2]可确定视慢度和后方位角. 但是在通常情况下地震射线传播的介质并非完全均匀, 因此所确定的视慢度和后方位角并不绝对正确, 其偏差是由于射线在台阵下部各向异性介质中发生扭曲而造成的^[1]. 在台阵内, 采用各子台点之间的相位差来增加慢度解的稳定性. 但由于地形起伏与地质因素引起波的散射效应, 出现慢度解的扰动. 随着频率的增加空间分辨率增加, 而地壳与上地幔的分层影响了长周期地表响应, 地表地形和近地表结构扰动了地表质点运动, 尤其是短周期的慢度解, 附加的相位扰动会影响结果的准确性^[3]. 由此需要进行台阵标定来校正视慢度和后方位角, 从而进一步校正震源位置. 此外台阵标定也可校正由于台阵接收系统而导致视慢度和后方位角的偏差. 上海地震台阵由于建成不久, 建立标定数据库的样本数相对不足; 而前期上海地震台网已良性运行了十多年, 记录了大量可以充当样本的良好数据^[3]. 由于台阵所记录的地震事件用台阵定位 F-K 方法和 Beamform 方法与用台网波阵面法计算出的视慢度与后方位角结果具有较好的一致性; 所以我们采用台网所记录的近十年地震事件作为台阵标定数据库的前期样本. 而随着上海台阵记录地震事件作为样本不断补充进该数据库, 其标定样本权重也将随之增加, 标定数据库也将越来越完善, 对地震的定位校正也将越来越准确.

1 台阵地震定位原理

地震台阵定位的基本原理是采用聚束和 F-K 分析方法, 对来自各子台的地震信号进行处理, 以减低干扰背景并提高有用的地震信号. 在对地震记录的初动震相作聚束处理后, 利用台阵各子台的延时量作为各子台的相对到时, 进而用波阵面法^[4]计算地震的方位角和视慢度,

由此确定地震的震中位置。

台阵的聚束方法可以有效地压制噪声干扰, 增强地震信号. 其基本原理是: 首先对所选时段的各子台记录地震波形进行对应排齐, 是否对齐的判定标准有相关性最大原则、最大信噪化原则等. 然后按视慢度进行延时叠加后输出, 形成“聚束”. 得到低噪声背景高地震信号、震相清晰的地震波形.

台阵的 F-K 分析方法可以从高背景噪声中提取有用的地震信号, 提高事件定位精度, 并对不同慢度和不同频率的波进行识别和分离. 同时也可以用于分辨上地幔地区差异、确定地震噪声场特性等地球物理研究.

视慢度即视速度的倒数, 是用于台阵地震定位和计算台阵响应特性的重要参量. 波数 $\vec{k}$ 为矢量, 其值为波长的倒数, 方向为波的传播方向. 由于将波的传播方向理解为地震波延地面掠过台阵的方向, 故此波数应该是视波数, 而波长也为视波长. 则视波数

$$\vec{k} = \frac{1}{X_a} = \frac{f}{V_a \vec{n}} = f \vec{S}'_a$$

式中 X_a 为视波长; V_a 为视波速; $\vec{S}'_a$ 即为视慢度.

2 理论视慢度震中距表和实际的差异

上海地震台阵的标定数据库使用了上海遥测地震台网近 10 年的地震分析结果作为初始数据, 利用台阵所记录的地震拓展数据库. 根据台阵所记录的地震数据分析所得的视慢度和方位角及震中位置与同一事件在国际数据中心 ISC 与 NEIC 的分析结果对比, 求得其差值并存入数据库.

利用 J-B 表^[6]中的 P 波走时表, 可以作出一个理论的“视慢度震中距表”, 由此可以通过波阵面法计算得到的视慢度值推算地震震中距, 进而计算地震震中位置. 然而该方法推算的震中距误差很大, 因此通过上海台网最近 10 年的将近两千个地震定位数据统计, 以了解台网所定震中与台阵所定震中的差别. 可以看到震中距离越近, 误差越大. 例如所有的台湾地震在计算出视慢度后, 使用 J-B 表推算出的“视慢度震中距表”在理论上得出其震中距大约是 16 度, 但实际震中距只有 7 度.

图 1 为近十年上海台网所记录到的地震事件在平面上的投影, 原点为上海台网中心. 统计了图 1 中所有地震事件的视慢度与震中距的关系, 根据实际情况得到了一个上海地震台阵的实际视慢度-震中曲线. 图 2 为不同方位角区域的视慢度与震中距关系, 以及趋势线(根据拟合效果采用不同方式). 图 3 为不考虑方位角因素的震中距与视慢度关系图. 对比图 2 和图 3 中的视慢度曲线, 可以发现在同一震中距下, 不同的方位角造成视慢度值的不同. 这我们将在第 4 节中予以讨论.

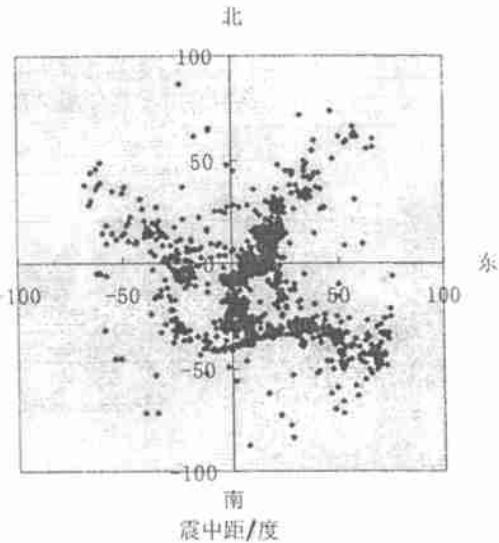


图 1 上海地震台网 震中投影图
Fig. 1 The projections of the epicenters from
Shanghai seismic network.

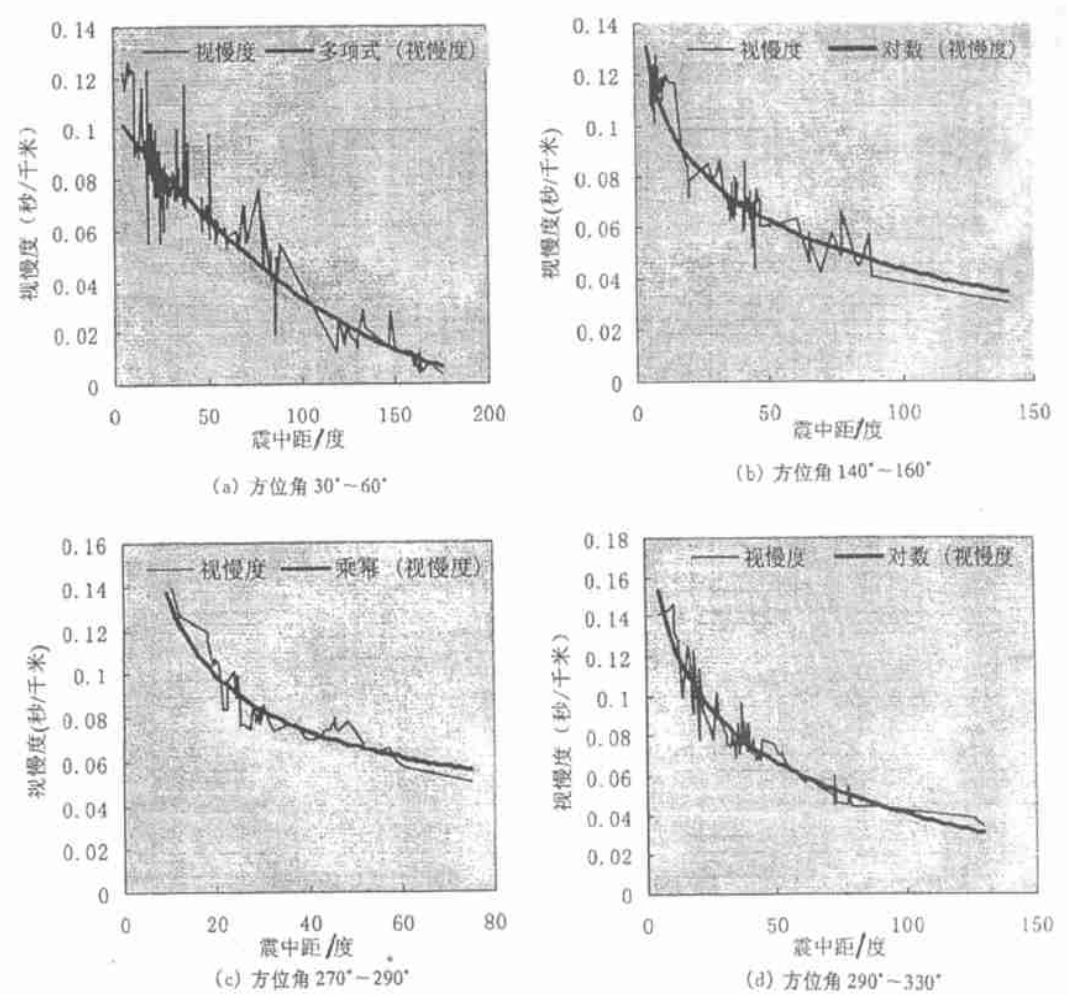


图 2 不同方位角区域视慢度与震中距关系

Fig.2 Relation between the apparent slowness and the epicentral distance in different azimuth zones.

3 上海台阵标定数据库的建立

上海地震台阵标定数据库是利用历史地震资料, 将从上海地震台网和台阵记录的地震数据所得的视慢度和方位角及震中位置, 与同一事件在国际数据中心 ISC 与 NEIC 的理论值相比较后的值进入数据库。

上海地震台阵标定数据库建立后, 每当上海地震台阵记录到地震数据时, 会自动弹出一个对话框, 询问“是否将所记录到的地震列入上海地震台阵标定数据库”, 这样来增加上海地震台阵标定数据库的样本数. 对于上海地震台阵分析所得的视慢度和方位角及震中位置, 利用分段三次埃尔米特插值法, 在台阵标定数据库中得到校正后的视慢度和方位角及震中位置. 在视慢度-方位角域中, 将台阵历史事件视慢度、方位角的修正结果图形化, 并以箭头形式来表示目前计算所得视慢度矢量的校正过程, 结果如图 4 所示. 图中, 误定位矢量的分布表示在这个以上海台阵中心为圆心, 半径为 90° (震中距) 的圆上. 这些矢量从观测值 (上海台网地震定位结果) 指向理论值 (国际数据中心 ISC 与 NEIC 的同一地震定位结果)。

由于上海台阵相对于全球构造区域的位置所限, 北边的大部分方位和南边远端的一些方

位没有得到很好的覆盖. 对于在慢度域中没有被满意覆盖的地区, 一旦有适当的地震事件发生, 数据集就能立即被增补, 不存在任何问题.

4 讨论

由图 4 可以明显看出, 对于大约从方位角 150° 到 180° (南南东方向) 区域来的地震波, 定位的震中距在大多数情况下过小, 即观测到的慢度过大; 对于大约从方位角 350° 到 30° (北北西

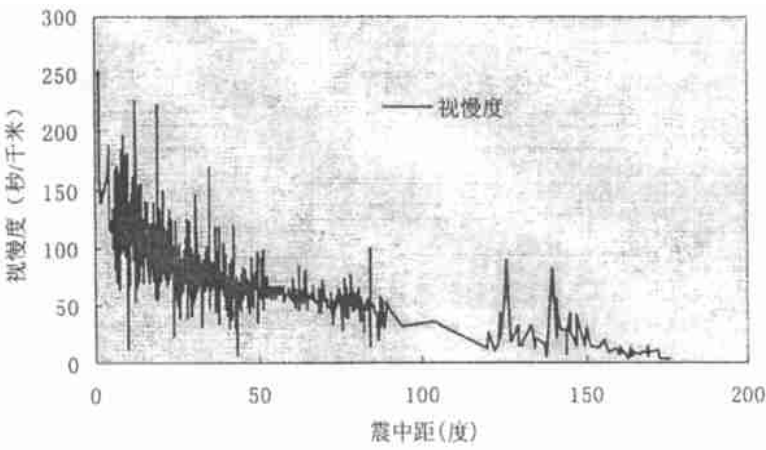


图 3 震中距与视慢度关系 (所有区域)
Fig.3 Relation between the epicentral distance and the apparent slowness (in whole region).

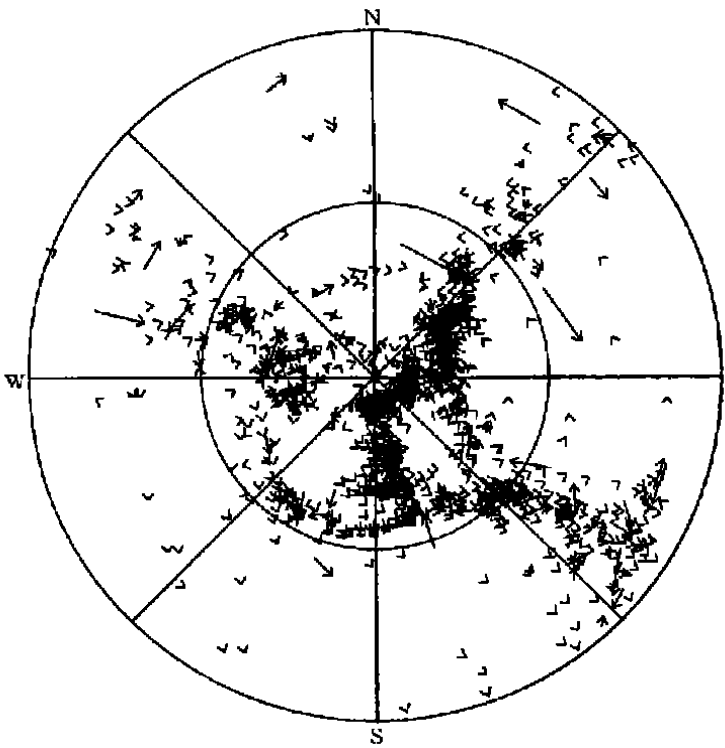


图 4 上海台阵震中定位校正图
Fig. 4 Calibrated epicenters from Shanghai array.

范围内递增^[7]. 这可能与岩石圈同软流圈的边界向南倾斜有关.

在我国, 地震台阵数据处理方法的研究还处于起步阶段, 上海地震台阵标定方法将会在此后的实践与理论研究中日渐成熟. 本方法经过实际检测, 运行结果与期望效果相似. 需要注意的是, 一般而言台阵校正数据库是以所有台阵的记录得出的, 因此如果某一事件只有少数的几

到北北东方向) 的区域, 定位误差是在相反的方向上. 对于相当大的震源区, 误定位矢量的方向和绝对值通常是稳定的. 在一些方位上, 例如北西西方向的一些区域, 误定位矢量对于相邻的慢度值指向不同的方向. 误定位矢量对慢度的这种依赖关系说明了在上海台阵区域中存在一些小的横向变化, 这些横向变化的效应取决于到达波前的入射角, 而它们的慢度异常叠加在这种区域异常上. 误定位矢量确实是指向使波速减小的方向, 对于上海台阵, 它们指南至南东, 只有少数例外 (例如在东北方向上). 误定位观测值的反演结果表明, 岩石圈下部的速度在从北向南越过台阵的

个子台有记录数据,会影响校正质量.

[参考文献]

[1] 安艺敬一,理查兹 P. G. . 定量地震学(第二卷)[M] . 北京:地震出版社, 1986. 59—77.
[2] 郑治真. 波谱分析基础[M] . 北京:地震出版社, 1983. 105—170.
[3] 上海市地震局. 上海市地震局遥测地震台网观测报告. 1991 年~2001 年[R] .
[4] 国家地震局科技监测司,地震观测技术[M] . 北京:地震出版社. 1995.
[5] Goldstein P. . Deteministic frequency—wavenumber methods and direct measurements of rupture propagation during earthquakes using a dense array: Theory and methods[J] . J. Geophys. Res. , 1991, **96**(B4): 6173—6185.
[6] 国家地震局地球物理研究所. 震相走时速查表[M] . 北京:地震出版社, 1989.
[7] Faber s. Array Calibration[A] . In: Ten Years of the Grafenberg Array Geol. Jb, E35, 1986.

RESULT ANALYSIS AND CALIBRATION FOR SHANGHAI ARRAY

REN Jun¹, ZHU Yuan-qing², QIN Hao-wen²

(1. *Department of Earth and Space Science, Univ. of Science and Technology of China, Hefei 230026, China*; 2. *Seismological Bureau of Shanghai, Shanghai 200062, China*)

Abstract: The principle of locating epicenter in array and the necessity of establishing a calibrated data-base of array are expounded, and the establishing process of the calibrated database of Shanghai array which use seismic data of both Shanghai seismic network and Shanghai array is explained. At the end, the location and range of lateral velocity heterogeneity which cause locating epicenter error in the data of Shanghai array are discussed.

Key words: Shanghai array; Array calibrate; Apparent slowness