

文章编号: 0253-3782(2002)06-0617-10

由地方台网记录确定远震信号的方位角和慢度*

靳 平 潘常洲

(中国西安 710024 西北核技术研究所)

摘要 介绍一种新的适合于地方遥测台网数据处理的方法, 估算远震信号到达台站的方位角和慢度。该方法是根据信号在各台站上的到时与台站位置矢量在信号传播方向上的投影之间的相关性的原理。实际分析结果表明, 应用该方法对地方台网的记录进行处理时可以准确地计算出信号的方位角和慢度, 并能准确快捷地对地方台网记录的远震信号进行解释。

关键词 地方台网 远震 方位角 慢度

中图分类号: P315.63 **文献标识码**: A

引言

地震信号到达台站的方位角(以下简称方位角)和慢度是两个重要的信号特征量, 对其进行准确地估算对于震相识别和地震定位都非常重要。地震台站一般有两种类型, 即三分量单台和台阵。对三分量单台来说, 一般采用偏振分析的方法(Jurkevics, 1988)来计算信号的方位角和慢度; 对台阵来说, 则广泛采用频率-波数谱分析(简称 $f-k$ 分析)的方法(Kvaerna, Doornbos, 1986; Capon, 1969)来进行计算。

一般情况下, 台阵信号 $f-k$ 分析的方法可以比较准确地提取出信号的方位角和慢度, 但该方法要求台阵各个子台上的信号基本相似, 且噪声尽量地不相似。用偏振分析的方法从三分量单台记录提取方位角的误差一般较大(Koch, Kradolfer, 1997), 而慢度的估算结果更是非常不可靠。这是三分量台站在地震监测方面的作用远不如台阵作用大的主要原因之一。

目前, 我国各省级的地震监测机构(即省一级的地震局)都陆续建立了地方性的遥测地震监测台网, 以监测重要城市附近的地震活动性。这些遥测台网的孔径大小一般在数百公里以内, 除了记录地方震和区域震之外, 这些台站还记录到大量的远震信号。由于地方性遥测台网的记录一般不与国内其它地方的台站或台网的记录作关联处理, 因此, 对于这些地方台站的远震记录一般难以准确地加以解释。因为对远震事件来说, 地方台网的张角很小, 很难依靠地方台网的资料和传统的定位方法比较准确地确定出地震的震中位置和发震时间。但是, 如果能先确定出远震信号的方位角和慢度, 则不但能比较准确地判别地震信号的震相名称, 一般还可以比较好地确定出地震的震中位置。

但是, 前面提到的两种方位角和慢度估算方法一般难以应用于地方台网的记录中。三

* 国防科技预先研究军控核查技术(56-1-2)资助项目。
2001-06-19 收到初稿, 2002-10-10 收到最后修改稿并决定采用。

分量偏振分析技术在估算信号方位角和慢度时本身具有一定的不确定性. 而对地方台网来说, 由于台与台之间的间距较大且台址条件相对复杂, 使得不同台站上记录的信号之间的相似性较低, 难以应用频率波数谱分析的方法来估算慢度矢量. 除上述两种方法之外, 应用于区域台网远震定位的波阵面法(徐果明, 周惠兰, 1982), 实际上也是一种估算信号方位角和慢度的方法. 但该方法不如本文将要介绍的方法便于应用.

笔者在利用陕西遥测台网的数据来对某特定地区内可能进行的地下爆炸进行监测时注意到, 对特定方向, 比如西南方向的地震, 则地震信号在台网中西南方向台站上的到时要提前于东北方向台站上的到时. 对稍有经验的地震分析人员来说, 可能都曾注意到这一点. 正是基于这样一种简单原理, 本文提出一种新的可应用于地方台网的方位角和慢度估算方法. 利用该方法可以简便且相当准确地计算出远震信号的方位角和慢度, 从而提高分析和解释地方台网记录远震信号的能力, 并能比较好地确定出地震的震中位置.

1 原理

如图 1 所示, 设由 N 个台站组成的地方台网, 以台网的地理中心为坐标原点, 以正北方向为 x 轴方向, 正东方向为 y 轴方向, 各个台站的地理位置坐标为 (x_i, y_i) , 其中下标 i 表示台网中的第 i 个台站. 假定在坐标原点 o 处观测时远震信号是以方位角 α 和慢度 p 到达台站的, 如果地震的震中距远大于台网的孔径, 忽略各个台站上信号方位角和慢度的微小变化, 则第 i 个台站 S_i 上信号的到时可近似地表示为

$$t_i = t_0 - pd_i \tag{1}$$

其中, t_0 是信号在坐标原点处的到时, d_i 是从原点到台站的位置矢量 oS_i 在信号传播方向上的投影 oD_i (文中简称台站的位置投影), 即

$$d_i(\alpha) = x_i \cos \alpha + y_i \sin \alpha \tag{2}$$

根据上述原理可以很简便地从地方台网的记录求出远震信号的方位角和慢度. 具体做法如下: 记台网中各个台站上的信号到时组成的向量为 $\mathbf{t} = [t_1, t_2, \dots, t_M]^T$, 其中, M 为实际记录到信号的台站的数目, 上标 T 表示矩阵的转置运算. 同时记位置投影矢量

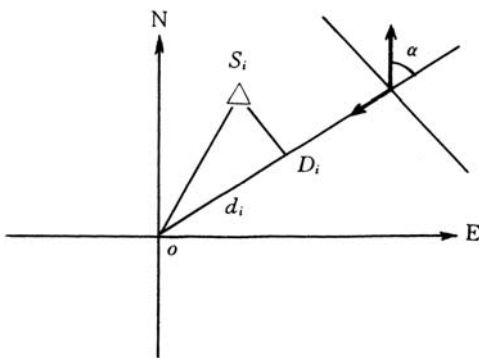


图 1 信号到时与其到达台站的方位角之间的关系示意图

$\mathbf{d}(\alpha) = [d_1, d_2, \dots, d_M]^T$, 则问题化为求解方位角 α_e , 使得 \mathbf{t} 和 \mathbf{d} 最大程度地负相关. 在求出 α_e 后, 慢度 p 则为 \mathbf{t} 和 $\mathbf{d}(\alpha_e)$ 之间的斜率. 在实际的计算过程当中, 可以简单地采用穷举搜索的方法来求解 α_e .

由于这一方法的主要特点是求解使各台站的到时和位置投影最大地负相关的方向, 因此, 本文将这一方法称作到时-位置矢量投影最大负相关法, 简称到时负相关法.

2 应用

本节通过具体的例子来说明上述方法在地方台网远震记录分析当中的成功应用. 用于分析的数据是陕西省地震局遥测台网的记录. 该台网总共包括 14 个遥测台站, 这 14 个台站及其地理坐标列在表 1 中, 图 2 则是它们的分布图.

表 1 陕西遥测台网台站及其地理位置

台站	$\varphi_{\text{站}}/(^{\circ})$	$\lambda_{\text{站}}/(^{\circ})$	台站	$\varphi_{\text{站}}/(^{\circ})$	$\lambda_{\text{站}}/(^{\circ})$
安康	32.7	109.0	蓝田	34.1	109.3
彬县	35.1	108.1	陇县	35.0	106.7
大孔	35.1	109.4	宁陕	33.3	108.3
汉中	33.0	107.0	乾县	34.6	108.2
合阳	35.4	110.1	太白	34.1	107.3
华阴	34.5	110.2	周至	34.1	108.3
泾阳	34.7	108.8	子午	34.0	108.9

第一个例子是 2001 年 4 月 6 日发生于北大西洋洋脊上的一次 $m_b4.5$ 地震在陕西遥测台网台站上的记录. 图 3 是各台站上的记录结果. 从图中可以看出, 滤波过后多数台站上的信号比较清晰, 能较好地确定出信号的到时. 图 4 给出了用偏振分析方法确定出的各个台站上的信号的方位角和慢度, 可看出分析结果的离散度很大, 而估算的慢度值差不多都偏小.

利用上一节的到时负相关法重新估算了信号的方位角和慢度. 图 5a 是用不同的方位角值计算出的 t 和 d 之间的相关系数, 相关系数为负的最大值对应的角度为信号实际方位角的估计值, 即 341° . 图 5b 是取该方位角值时得出的 t 和 d 之间的关系, 回归直线斜率的绝对值为慢度值的估计值, 我们这个例子中为 0.043 s/km 或 $4.79\text{ s}/(^{\circ})$. 在确定出信号的方位角和慢度之后, 可以比较容易地确定出地震震中的大致位置, 我们得到的结果是 53.9°N 、 36.2°W , 应当是北大西洋洋脊地区发生的一次地震, 距陕西遥测台网各台站的距离约在 $85.5^{\circ}\sim 88.5^{\circ}$, 发震时间约为国际标准时间 $9\text{h}33\text{min}10\text{s}$.

上述分析结果与国际数据中心 (IDC) 审核事件公报 (REB) 的结果一致. 根据 IDC 的 REB 结果, 上述时间和地点确实发生了一次地震, REB 中给出的发震时间为 $2001-04-06\ 09:33:09.1$, 震中在 53.57°N 、 35.25°W , 震级为 $m_b4.5$. 根据这一结果, 我们计算了 P 震相在陕西各遥测台站上的理论方位角和慢度, 连同前面用到时负相关方法得出的方位角和慢度一起也绘在图 4 之中. 由于台网的孔径远远小于震中距, 因此各台站的理论方位角和慢度基本上聚在了一起. 从图中我们看出, 由到时负相关法得出的方位角和慢度与理论值非常接近.

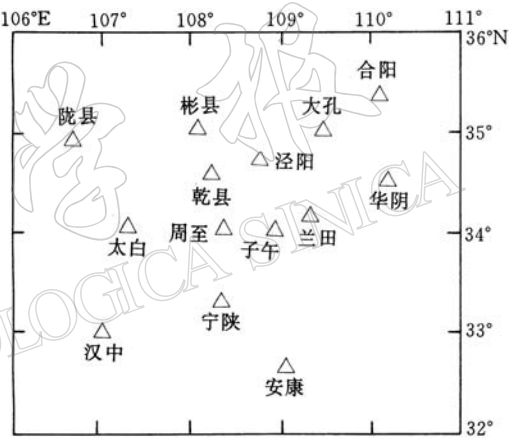


图 2 陕西遥测台网台站位置示意图

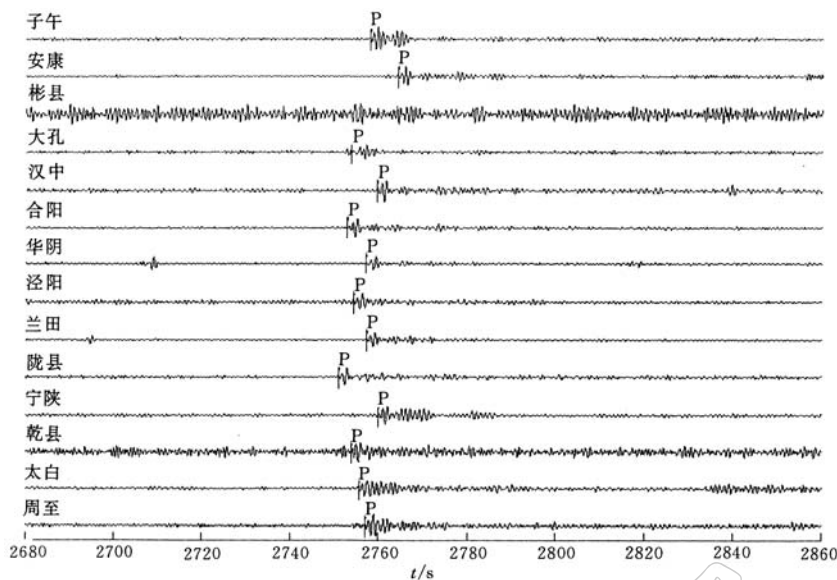


图 3 2001 年 4 月 6 日北大西洋洋脊地震在陕西遥测台网站上的记录. 图中显示的波形已经过 0.75~1.5 Hz 的窄带滤波并标出各台站上 P 波的到时, 起算时间为 09:00:00

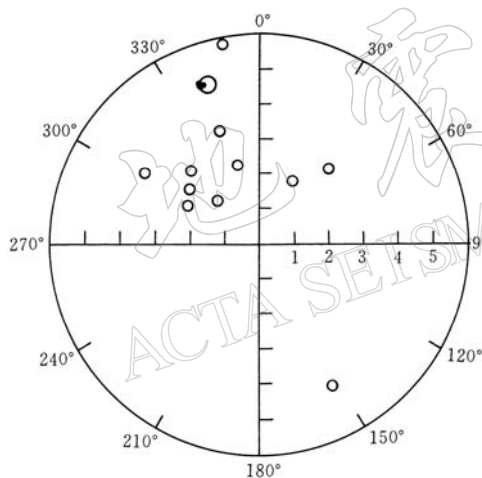


图 4 2001 年 4 月 6 日北大西洋洋脊地震记录的方位角和慢度估算结果. 图中小空心圆表示三分量偏振分析的估算结果, 大空心圆表示到时负相关法的估算结果, 实心圆表示理论结果. 由于台网的孔径远远小于震中距, 所以各台站的理论结果基本上聚在了一起

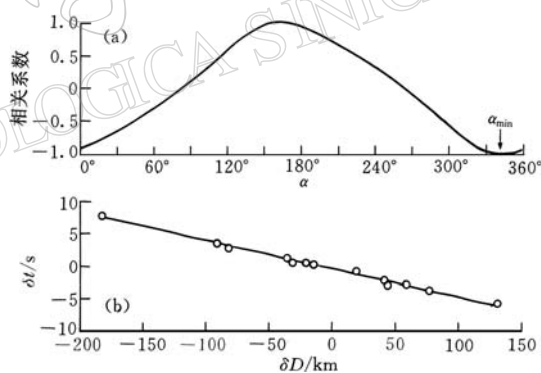


图 5 (a) 不同方位角对应的到时差与台站位置投影之间的相关系数. 图中负的最大相关所对应的方位角 α_{\min} 为实际的信号方位角; (b) $\alpha = \alpha_{\min}$ 时到时差与台站位置投影之间的关系. 回归直线斜率的绝对值为信号慢度

第二个例子是千岛群岛的一次地震. 根据 IDC 的处理结果, 该地震的发震时间为 2001-04-07 03:46:27.9, 震中为 49.39°N、155.96°E, 震源深度为 24.8 km, 震级 m_b 4.6. 图 6 给出了由偏振分析法和到时负相关法估算出的信号方位角和慢度, 同时给出的有各台站上的理论方位角和慢度值. 从图中可以看出, 多数台站上由偏振分析方法给出的方位角和

地震所在的东北方向基本一致,但方位角和慢度的离散度都比较大,而到时负相关法给出的结果与理论值非常接近.

第三个例子是发生在云南的一次地震,根据IDC的REB结果,其震源参数为发震时间 2001-04-05 18:12:10.3,震中为 25.81°N、102.20°E,震级 m_b 4.3. 该地震距陕西遥测台网各台站的距离约 1 000 km. 用到时负相关方法计算的P波和S波的方位角分别为 217°和 215°,慢度分别为 13.06 和 23.72 s/(°) (图 7). 从陕西遥测台网中心(34.26°N、108.54°E)到该地震震中的大圆的方位角为 214.8°,由IASPEI 1991 地球模型(Kennett, 1991)计算的P波和S波的慢度分别为 13.70 和 24.56 s/(°).

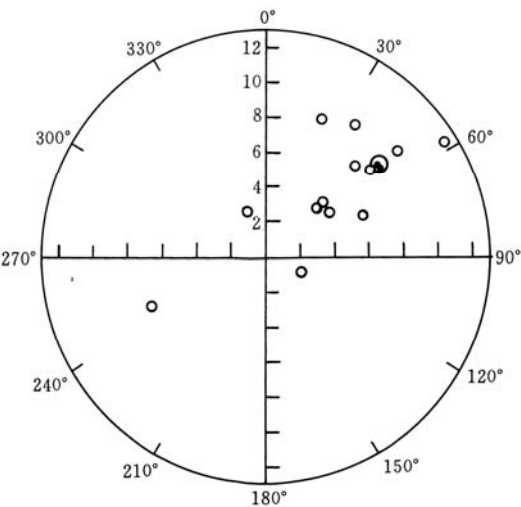


图6 2001年4月7日千岛群岛地震记录的方位角和慢度估算结果

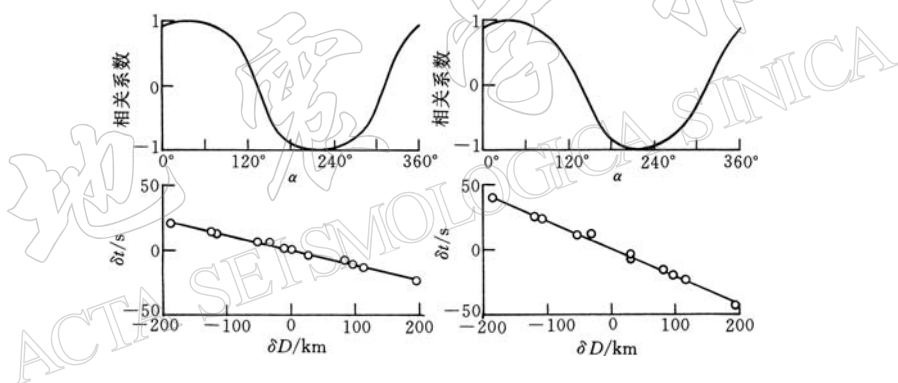


图7 用到时负相关法计算 2001 年 4 月 5 日 18:12:10.3 云南地震在陕西遥测台网上 P 波和 S 波的方位角和慢度. 左侧是 P 波的计算结果, 右侧为 S 波计算结果

表 2 对 2001 年 4 月 7~10 日 4 天当中陕西遥测台网记录到的所有远震 P 波(包括极远震的 PKP 和 PKPbc)的实测方位角和慢度与它们的理论值进行了比较. 表中的震源参数是 IDC 的 REB 结果,而信号的理论方位角和慢度则根据这些震中位置和陕西遥测台网的中心位置得到. 图 8a 给出了实测的慢度矢量相对于理论值的误差. 作为比较,图 8b 也给出了用波阵面法得出的结果相对于理论值的误差. 可以看出,对表 2 中所有地震的 P 波,用到时负相关法计算的方位角和慢度与理论值总体上吻合得很好,并明显好于波阵面法的计算结果. 其中,除 2001-04-09 09:00:57.8 发生在南美距陕西遥测台网的距离约 178°的地震的 PKP 震相外,对其它地震的 P 波(包括 PKP 和 PKPbc 等),到时负相关法的方位角误差绝对值的平均值约为 2.0°,最大的方位角误差不超过 8°,慢度误差绝对值的平均值约为 0.34 s/(°),而波阵面法的方位角误差绝对值的平均值约为 5.3°,最大不超过 15°,慢度误差平均约为 0.71 s/(°).

表 2 远震 P 波台站方位角和慢度估算结果一览表

日期	时间	震源参数		理论值			实测值		震相名称
		$\phi(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	深度/km	震级	距离/ $(^{\circ})$	方位角/ $(^{\circ})$	慢度	
2001-04-06	09:33:09.1	53.57N	35.25W	0.0	4.5	87.06	339.3	4.85	P
2001-04-07	03:46:30.2	49.4 N	156.00E	46.9	4.4	37.81	51.7	8.42	P
2001-04-07	05:58:33.6	32.62N	48.08E	23.5	4.0	49.82	286.0	7.60	P
2001-04-07	11:10:53.5	21.74N	143.34E	24.8	4.3	33.00	103.0	8.72	P
2001-04-07	12:05:05.4	8.53S	131.61E	0.0	4.1	47.85	148.5	7.75	P
2001-04-07	12:13:28.2	21.70N	143.43E	26.6	5.1	33.09	103.0	8.71	P
2001-04-07	19:21:04.7	17.76S	178.63W	579.4	4.1	86.38	114.2	4.72	P
2001-04-07	19:21:45.7	0.67S	127.48E	0.0	4.3	39.03	149.0	8.36	P
2001-04-07	23:17:34.3	27.47S	176.24W	0.0	5.2	93.98	120.5	4.58	P
2001-04-08	03:51:50.2	32.12S	111.12W	0.0	4.3	146.88	97.6	2.93	PKPbc
2001-04-08	10:54:10.4	24.99S	67.71E	0.0	4.7	70.53	219.0	6.11	P
2001-04-08	11:57:27.4	4.42S	102.17E	64.9	4.8	38.94	190.1	8.35	P
2001-04-08	13:43:50.8	24.26N	123.58E	52.5	3.9	16.46	123.3	12.54	P
2001-04-08	19:26:43.6	11.90S	65.94E	0.0	4.5	61.19	229.1	6.80	P
2001-04-08	23:05:12.7	37.12N	70.20E	34.2	4.3	31.13	286.4	8.80	P
2001-04-09	06:09:44.9	17.86S	178.41W	496.3	3.8	86.61	114.1	4.73	P
2001-04-09	09:00:57.8	32.39S	72.66W	0.0	5.8	177.88	28.6	0.14	PKP
2001-04-09	13:28:56.1	6.01S	102.50E	0.0	4.4	40.46	189.3	8.27	P
2001-04-09	17:38:40.4	40.21N	20.65E	36.6	4.4	67.44	304.0	6.32	P
2001-04-09	21:14:46.5	55.05S	33.36W	0.0	4.7	146.44	220.0	2.99	PKPbc
2001-04-09	23:29:29.6	33.10N	137.78E	324.8	3.5	24.33	84.5	9.00	P
2001-04-10	01:04:01.0	35.23N	140.19E	98.9	4.2	25.97	78.8	9.02	P
2001-04-10	02:33:38.8	28.17N	130.90E	0.0	4.2	20.05	101.5	10.89	P
2001-04-10	03:16:51.3	13.16N	88.34W	49.5	4.6	130.18	21.7	1.88	PKP
2001-04-10	07:33:26.7	4.40N	125.77E	192.2	4.2	33.75	147.9	8.61	P
2001-04-10	09:00:26.7	4.68S	153.45E	14.2	4.1	57.37	123.3	7.07	P
2001-04-10	14:00:05.0	34.32N	26.15E	0.0	4.6	66.09	296.2	6.43	P
2001-04-10	14:47:58.0	26.73S	178.27W	282.7	3.7	92.09	121.0	4.60	P
2001-04-10	15:17:37.5	7.80S	108.00E	55.0	4.2	41.83	180.8	8.16	P
2001-04-10	19:54:40.9	3.46S	67.94E	0.0	3.8	53.55	233.9	7.35	P
2001-04-10	20:57:26.8	3.41S	68.19E	0.0	3.9	53.35	233.7	7.36	P
2001-04-10	23:27:55.9	2.35S	68.07E	0.0	3.7	52.65	234.7	7.41	P
2001-04-10	23:57:26.9	3.62S	67.81E	0.0	4.2	53.75	233.8	7.33	P

注：震源参数根据 IDC 的结果；理论值根据陕西遥测台网中心位置 (34.3°N, 108.5°E) 计算；慢度的单位为 s/(°)；

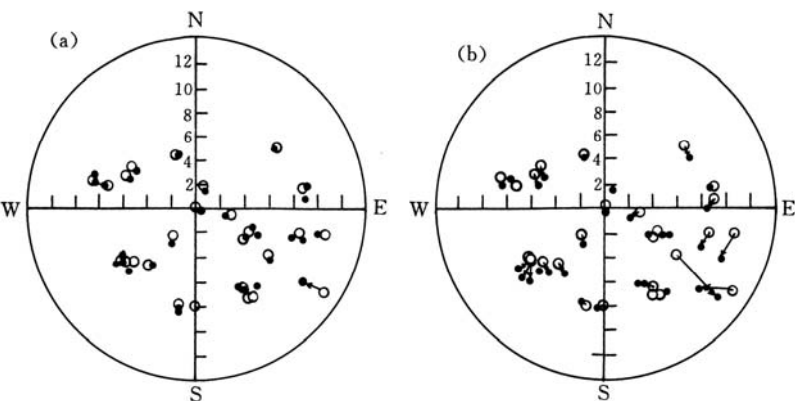


图 8 表 2 中各次地震的 P 波信号的实测慢度矢量与理论慢度矢量的比较. 图中空心圆表示理论慢度矢量, 实心圆表示由到时负相关法或波阵面法的计算结果, 连接理论值与实测值的箭头表示实测值相对于理论值的误差
(a) 到时负相关法的结果; (b) 波阵面法的结果.

Koch 和 Kradolfer (1997) 对参加 GSETT-3 试验的基本地震台站测量的方位角残差进行过统计分析. 所谓 GSETT-3 是为进行《全面禁止核试验条约》核查而进行的一次全球规模的地震数据传输与处理分析技术试验. 根据 Koch 和 Kradolfer 的分析结果, 用 $f-k$ 分析方法在最可靠的地震台阵 (如澳大利亚的 WRA 和美国的 YKA 等) 上测量的方位角误差接近 $\pm 20^\circ$, 而用三分量偏阵分析方法在最可靠的三分量台站 (如中非联合国的 BGCA 和澳大利亚的 STKA) 上测量的方位角误差约为 $\pm 30^\circ$, 因此, 如果将我国的地方台网看成一种甚大孔径的台阵的话, 则用到时负相关法估算远震信号方位角和慢度的精度要远远高于传统方法由三分量单台甚至台阵的估算精度, 这对于禁核试核查地震监测工作中利用非国际监测系统的台站来提高地震定位精度是很有意义的.

3 讨论

上一节的 3 个例子及表 2 的结果说明, 用到时—位置投影最大负相关的方法可以由地方台网相当准确地估算远震信号的方位角和慢度, 并能比较准确地对远震信号加以解释. 本节进一步讨论上述方法的适用范围.

首先, 我们将该方法的适用对象限定为震中距远大于台网直径的地震所产生的信号. 因为震中距接近台网直径时, 不能将信号简化为平面波并忽略不同台站上信号方位角和慢度的变化. 其次, 可以判断, 上述到时负相关方法的适用条件是, 时间测量中的随机误差及模型简化 (包括忽略信号方位角和慢度的变化) 所引起的时间误差都远小于地震波经过台网所需的时间. 在实际应用时, 可以根据台网的孔径大小、布局以及不同方位和震中距上的地震的分析结果来评估该方法的适用范围. 本节先对方法的适用范围作一些理论上的讨论, 然后利用数值模拟的方法针对陕西遥测台网的实际布局加以分析.

为简单起见, 我们在平面坐标当中进行讨论. 设从地震波的入射方向上看台网在横向和纵向上的尺度分别为 L_1 和 L_2 , 地震到台网中心的距离为 Δ , 则台网相对于震中的张角 α 满

足

$$\tan \frac{\alpha}{2} = \frac{L_1}{2\Delta}$$

而忽略此张角引起的震中距误差近似为

$$\delta d \approx \Delta \left(\frac{1}{\cos \alpha/2} - 1 \right) \approx \frac{L_1^2}{8\Delta} \tag{3}$$

因为假定 $L_1 \ll \Delta$ ，所以上面的推导过程中采用了以下近似关系：

$$\frac{1}{\cos \alpha/2} = \sqrt{1 + \tan^2 \alpha/2} \approx 1 + \frac{1}{2} \tan^2 \alpha/2$$

因此，忽略台网张角引起的时间误差为

$$\delta t_1 = p \delta d \approx p \frac{L_1^2}{8\Delta} \tag{4}$$

地震波经过该台网所需的时间为

$$\delta T = T \left(\Delta + \frac{L_2}{2} \right) - T \left(\Delta - \frac{L_2}{2} \right) \approx p(\Delta) L_2 \tag{5}$$

其中， $T(\Delta)$ 表示震中距为 Δ 时地震波的走时（为简单起见并不失一般性，此处忽略了震源深度项）。根据式（4）和（5），可以忽略台网张角的条件是 $L_1^2 \ll 8\Delta L_2$ 。假定 $L_1 = L_2 = 4^\circ$ （ 1° 约为 111.1949 km），则对震中距 10° 以上的地震，这一条件都是基本满足的。

另外，可以用式（5）中将地震波经过该台网所需的时间近似为 $p(\Delta)L_2$ 所引入的相对误差来判断忽略慢度变化的影响。记这一近似的相对误差为

$$\chi = \frac{[T(\Delta + L_2/2) - T(\Delta - L_2/2)] - p(\Delta)L_2}{p(\Delta)L_2} \tag{6}$$

仍然假定 $L_2 = 4^\circ$ ，则对震中距 $10^\circ \sim 100^\circ$ 的地震，根据 IASPEI 1991 走时表，这一相对误差不超过 10%。综合上述两个方面的分析结果，可以初步确定，当台网在各个方向上的直径相差不大而且直径在 400 km 量级的情况下，对震中距 10° 以上的远区地震，可以忽略信号方位角和慢度的变化，并用到时负相关法来估算信号在台网中心处的方位角和慢度。

针对图 2 所示的实际台网布局，我们用数值模拟的方法来进一步验证上述结论。相对于台网的中心位置（ 34.3°N , 108.5°E ），假定位于不同方向和距离上的一系列震中位置。对每一个震中位置计算 P 波在台网中每一个台站上的理论走时，并叠加上方差为 1 s 的呈高斯分布的随机时间误差。用引入了误差的理论走时和到时负相关的方法来计算信号的方位角和慢度，并将计算结果与台网中心位置上的理论方位角及慢度进行比较。对每一个震中位置用理论到时加上不同的随机时间误差反复进行计算（实际分析时对每一震中位置各进行 50 次计算），并统计出所得方位角和慢度的均值和方差。图 9 是处于台网中心东北和东南两个方向而震中距不同的一系列震中位置的计算结果，以这两个方向上的结果作为代表

是因为陕西遥测台网近似呈东北-西南走向的狭长形布局. 可以看出, 到时负相关法的估算结果与台网中心点上的理论值总体上符合得很好. 在假定到时测量误差的方差为 1 s 的情况下, 在 2σ 的置信度内, 方位角的误差基本上都不超过 10° . 对震中距较小的地震, 方位角计算结果的方差更小一些, 这与震中距较小时信号慢度较大有关. 此外, 比较图中东北和东南方向的结果可以发现, 前者对应的方位角的方差较大而慢度的方差较小, 这与陕西遥测台网的布局结构是一致的.

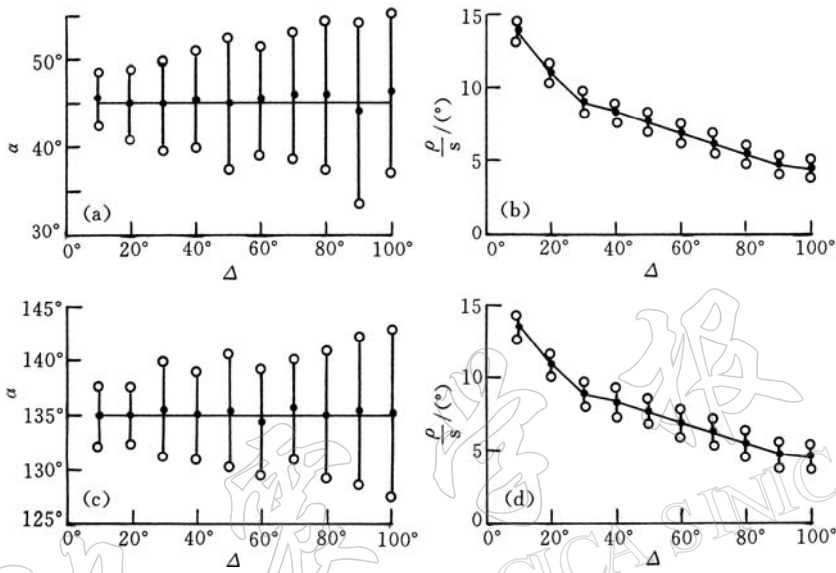


图 9 数值模拟陕西遥测台网对不同震中位置的震源产生的 P 波方位角和慢度估算误差.

图中横坐标为震中位置相对于台网中心的距离 实心圆表示实际
计算结果的均值, 垂线连接的空心圆表示 2σ 置信范围,
实线表示台网中心点对应的理论方位角或慢度

(a) 震中位置相对于台网中心的方位角为 45° 时的方位角估算结果; (b) 对应于 (a) 的慢度估算
结果; (c) 震中位置相对于台网中心的方位角为 135° 时的方位角估算结果;
(d) 对应于 (c) 的慢度估算结果.

4 结论

对地方遥测台网来说, 利用远震信号到达各遥测台站的初动时间与台站位置矢量在信号传播方向上的投影之间的相关性, 可以简单但非常准确地确定出信号到达台站的方位角和慢度, 并帮助提高对地方台网记录的远震信号的震相识别能力和地震定位能力. 与频率波数谱分析方法相比, 上述方法不要求各台站记录的信号必须相似, 因此, 适合于孔径达百公里量级的地方台网的远震记录分析. 对实际数据的分析结果和数值模拟计算结果都表明, 由这一方法估算的慢度矢量的精度要远远高于用传统方法由三分量单台甚至台阵估算的慢度矢量的精度, 同时也高于用波阵面法从同一台网估算结果的精度.

陕西省地震局王虎恩同志及笔者同事郑学峰、王军为相关数据的收集提供了热情帮助, 审稿专家对本文提出了宝贵修改意见. 在此一并表示衷心感谢.

参 考 文 献

- 徐果明, 周惠兰. 1982. 地震学原理[M]. 北京: 科学出版社, 320~321
- Capon J. 1969. High resolution frequency-wavenumber spectrum analysis [J]. *Proc IEEE*, 57: 1 408~1 418
- Jurkevics A. 1988. Polarization analysis of three-component array data [J]. *Bull Seism Soc Amer*, 78: 1 725~1 743
- Kennett B L N. 1991. *IASPEI 1991 Seismological Tables, Research School of Earth Sciences*[M]. Canberra: Research School of Earth Sciences, Australian National University, 165~167
- Koch K, Kradolfer U. 1997. Investigation of azimuth residuals observed at stations of the GSETT-3 Alpha Network [J]. *Bull Seism Soc Amer*, 87: 1 576~1 597
- Kvaerna T, D oombos D J. 1986. An i ntegrated app roach t o s lowness a nalysis wi th ar rays an d th ree-component s tations, i n Semiannual Technical Summary, 1 Oct 85-31 Mar 86, NORSAR Sci. Report 2-85/86, Kjeller, Norway.

ESTIMATION OF AZIMUTH AND SLOWNESS OF TELESEISMIC SIGNALS RECORDED BY A LOCAL SEISMIC NETWORK

Jin Ping Pan Changzhou

(Northwest Institute of Nuclear Technology, Xi'an 710024, China)

Abstract: A new method that is applicable to local seismic networks to estimate the azimuth and slowness of teleseismic signals is introduced in the paper. The method is based on the correlation between the arrival times and station positions. The analyzed results indicate that the azimuth and slowness of teleseismic signals can be accurately estimated by the method. Average errors for azimuth and slowness measurements obtained by this method using data of Xi'an Digital Telemetry Seismic Network are 2.0° and $0.34 \text{ s}/(^\circ)$, respectively. The conclusions drawn from this study indicate that this method may be very useful to interpret teleseismic records of local seismic networks.

Key words: local station network; teleseismic event; azimuth; slowness