

量规函数、台站方位、台基及不同 测量方法对近震震级 M_L 的影响*

陈培善

(国家地震局地球物理研究所)

秦嘉政

(云南省地震局)

摘 要

本文研究了量规函数、台站方位、台基以及不同测量方法对测定震级 M_L 的影响。结果表明:

- 1) 得到了一个新的量规函数 $R_3(\Delta)$, 它比原有的 $R_1(\Delta)$ 和 $R_2(\Delta)$ 更适合于我国西南地区;
- 2) 由于地震波辐射的方向性, 处在不同方位的台站震级差可达 0.3—0.5 级。用 P 波与 S 波的某种组合可消除一些方向性影响;
- 3) 基岩台基的校正值不大, 某些较大的“台基校正值”可能是仪器放大倍数没测准的影响;
- 4) 除用 S 波的水平分量求震级外, S 波的垂直分量以及 P 波的水平分量和垂直分量乘以适当的倍数后, 都可用来求震级 M_L 。求得的结果与常规方法的结果之间几乎没有什么差别。

一、引 言

震级是一个表征地震大小的物理量, 许多研究工作都要用到它。例如地震统计, 用地震波估算应力值^{[1],[2]}, 震源物理研究, 地震烈度, 地震与前兆现象的关系等等。这些研究工作都需要一个比较准确而统一的震级值。但是目前在震级测定工作中存在着不少问题, 使得震级不统一不准确。因此迫切需要阐明震级测定工作中存在的问题和找到解决这些问题的方法。国际上为研究震级已成立了专门的委员会^[8], 可见此项工作的复杂性和重要性。

二、影响近震震级 M_L 的因素

按 M_L 的原始定义和台站规范^[3], 用公式

* 1981年4月2日收到初稿, 1982年5月18日收到修改稿。

$$M_L = \log(A_\mu) + R_2(\Delta) \tag{2.1}$$

测定近震震级 M_L . A_μ 是两水平分向的最大地动位移的算术平均值, 以微米计. 在不同的台站上用此公式测得的 M_L 差别甚大, 其原因可从四方面去分析:

- (1) 震源的影响. 震源辐射的能量和能量谱各个方向不一样, 表现为测定震级的方向性差异.
- (2) 地震波通过的介质有地区性差异或有特殊构造, 因此各个地区的震级量规函数

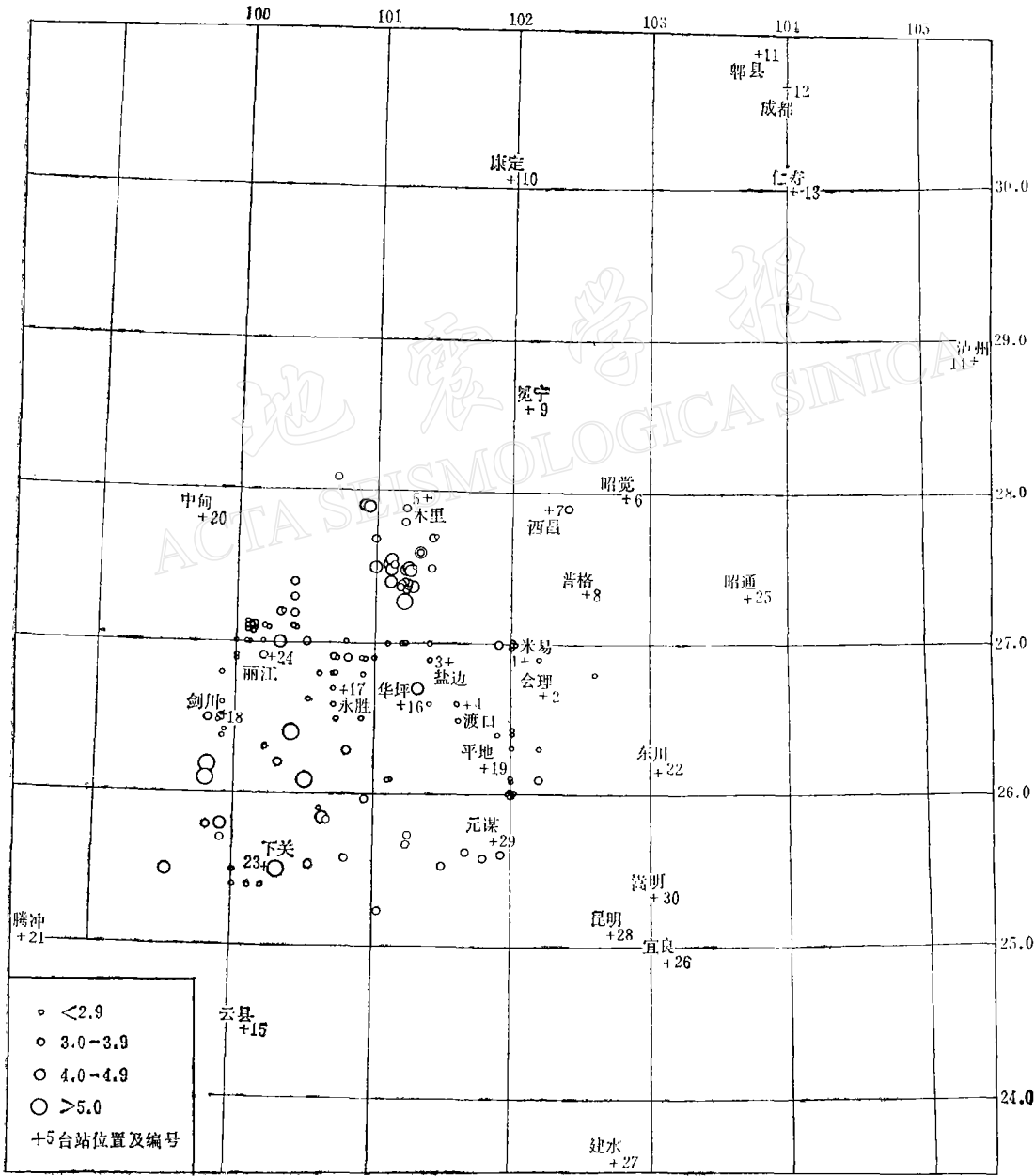


图 1 台站位置及震中分布图

应有所不同。如果量规函数不合适,则表现在同一方位不同震中距的台站测得的 M_L 不同(假如其它条件相同或近似)。

(3) 接收地点台站和仪器的影响,表现为不同台基和不同仪器测得的 M_L 不同^[5]。

(4) 利用不同震相和不同方法带来的影响,例如用 S 波(甚至 P 波)垂直向最大振幅来求 M_L ,用尾波持续时间求 M_L ^[6,7,8],用最大地动速度代替位移求 M_L 等。

三、使用的地震资料和台站分布

由于地壳构造的复杂性和不均匀性,使地震波通过地壳变得非常复杂,再加上上述的各种因素的影响,使地震波振幅的变化千变万化,因此必须用大量的数据进行统计分析。我们选用了台网比较密集的云南、四川地区,共选用了 30 个台,1972—1978 年共 140 个地震,震级由 2.1—4.6 级。台站和地震的分布见图 1。

这些台站绝大部分都是短周期维式记录地震仪,放大倍数在 2.7 万倍左右。这种仪器比较稳定可靠。24 号丽江和 27 号建水台是 64 型光记录地震仪。28 号昆明,29 号元谋,30 号嵩明是熏烟记录地震仪。28、29、30 号台的数据未参加运算,只作参考。选用的地震从 2.1 级到 4.6 级。3.3 级以上的较大地震,每个地震大约有 20 个台站可以记录到。较小地震亦有 4 个左右的台站能记录到。我们测量了每个地震台记录到的 P 波三个分向的最大振幅(PV 、 PE 、 PN)和 S 波三个分向的最大振幅(SV 、 SE 、 SN),以及三个分向的地震波持续时间(DV 、 DE 、 DN)。这样大约得到 2 万个数据,在 DJS-6 电子计算机上进行了各种统计分析。

四、量规函数的地区性差异和台站校正值

我国现在使用的量规函数都是在古登堡和李希特给出的原始量规函数 $R_0(\Delta)$ 的基础上,经过周期校正得到的。目前使用的有两种 $R_1(\Delta)$ 和 $R_2(\Delta)$ ^[3]。对短周期地震仪使用 $R_1(\Delta)$,对基式仪使用 $R_2(\Delta)$,但台站规范给出的是 $R_2(\Delta)$ 。

显然,量规函数是代表地震波随震中距的平均衰减的特性,此特性与当地的地壳构造有密切的关系。原始 $R_0(\Delta)$ 反映了美国加利福尼亚地区的地震波衰减特性,并不一定能反映我国的地壳构造特性。如果量规函数不对,则反映在近台和远台(在仪器一样,台基相似的条件)下对同一地震求出的地震震级不一样。我们用云南、四川台网的数据试求的结果表明就是如此。在 $\Delta < 60$ 公里的范围内求出的震级比平均震级普遍偏小,而在 $\Delta > 200$ 公里的震级普遍偏大。因此有必要对量规函数进行研究。

我们的做法如下:与文献[4]相似,对第 i 个地震第 j 个台,按公式(2.1)求得震级 M_{Li} ,然后对第 i 个地震,对所有记到的台求震级平均值和标准误差。

$$M_{Li} = \sum_{j=1}^{N_i} M_{Lij} / N_i \quad (i = 1, 2, \dots, N_e) \quad (4.1)$$

$$SD(M_{Li}) = \left(\sum_{j=1}^{N_i} (M_{Lij} - M_{Li})^2 / N_i \right)^{1/2} \quad (i = 1, 2, \dots, N_e) \quad (4.2)$$

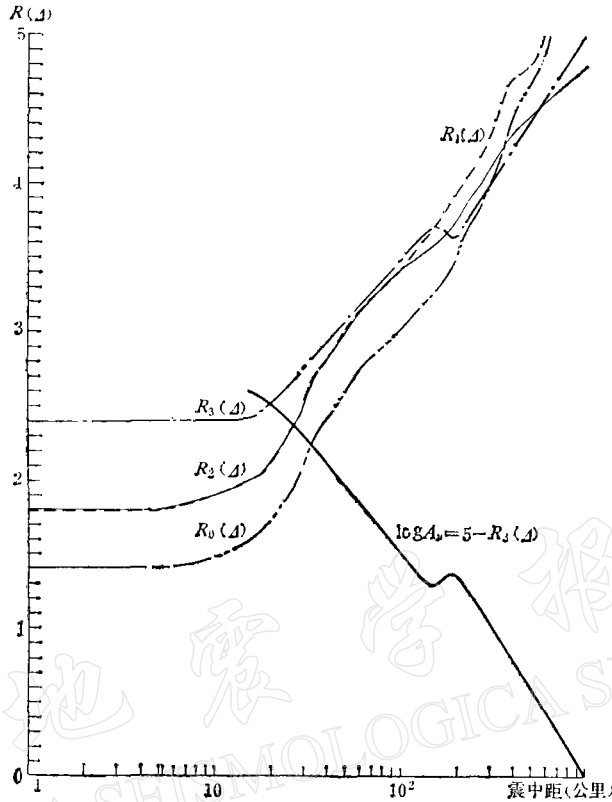


图 2 各种量规函数及地震波随震中距的衰减

显然标准误差 $SD(M_{Li})$ 是衡量按某种方法求得的震级的优劣程度的一个统计指标。求得的结果表明它在 0.13—0.32 之间,大部分地震在 0.2 左右,而所有地震的平均值(或称平均标准误差)为 0.26。

$$SD(M_L) = \sum_{i=1}^{N_e} SD(M_{Li}) / N_e \quad (4.3)$$

上述计算结果列于表 1。

下面求各台与平均震级 M_{Li} 的残差值 $\Delta M_{Li,j}$

$$\Delta M_{Li,j} = M_{Li,j} - M_{Li} \quad (i = 1, 2, \dots, N_e) \quad (4.4)$$

$$(j = 1, 2, \dots, N_s)$$

如果量规函数正确,则 $\Delta M_{Li,j}$ 随震中距 Δ 的变化就应该在 0 附近摆动,否则就有一个趋势。我们画出了 $\Delta M_{Li,j}$ 随距离 Δ 的变化图(图 3)。对图 3 的点按每 20 公里的震中距间距进行平滑,得到如图 3 所示的一平滑曲线。从这条曲线可以看到:在震中距 < 80 公里时,震级残差值为负,说明定出的震级偏小;在 $\Delta > 180$ 公里时,残差值为正,说明定出的震级偏大。再有在 100—180 公里处有一个凹陷。我们把这样得到的震级校正值加到 $R_2(\Delta)$ 上去,得到一个新的量规函数 $R_3(\Delta)$ 。 $R_3(\Delta)$ 列表如下:

表 1 各种震级的系统差和标准误差

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		M_{L3} $R_3(\Delta)$	M_L $R_2(\Delta)$	M_L P_5	M_L $1.50SV$	M_L $0.7SH$	M_L $0.88\max$ $(SESN)$	M_L $2.7PV$	M_L $2.6PM$	M_L $1.8PH$	M_L $2.26\times$ \max $(PEPN)$	M_D DUV	M_D $0.5(DUE$ $+DUN)$
加台基校正	系统差 dif	0	-0.040	0.056	0.034	0.003	-0.002	-0.010	0.010	0.012	0.004	-0.067	-0.049
	标准 误差 SD	0.206	0.224	0.173	0.193	0.201	0.206	0.192	0.186	0.187	0.191	0.147	0.142
	系统差 dif	0	-0.053	0.059	0.019			-0.009				-0.056	
	标准 误差 SD	0.233	0.260	0.202	0.228			0.215				0.185	0.190
未加校正													

表 2 适用于云南地区的新量规函数 $R_3(\Delta)$

Δkm	0—5	10—15	20	25	30	35	40
$R_3(\Delta)$	2.4	2.4	2.5	2.6	2.74	2.8	2.9
Δkm	45	50	55	65	75	90	100
$R_3(\Delta)$	3.0	3.06	3.10	3.2	3.3	3.4	3.5
Δkm	110	120	140	155	160	170	180
$R_3(\Delta)$	3.54	3.6	3.7	3.7	3.7	3.68	3.64
Δkm	190	200	210	230	250	270	300
$R_3(\Delta)$	3.64	3.65	3.70	3.76	3.8	3.9	4.0
Δkm	320	340	360	380	400	420	440
$R_3(\Delta)$	4.05	4.1	4.16	4.2	4.24	4.30	4.30
Δkm	460	480	500	520	550	580	600
$R_3(\Delta)$	4.34	4.36	4.4	4.46	4.50	4.55	4.6
Δkm	650	700	750	800	850	900	1000
$R_3(\Delta)$	4.65	4.7	4.76	4.80	4.86	4.90	5.00

$R_3(\Delta)$ 亦画在图 2 上。从图上可以看到在 $\Delta = 190$ 公里附近有一凹陷。实际上，这反

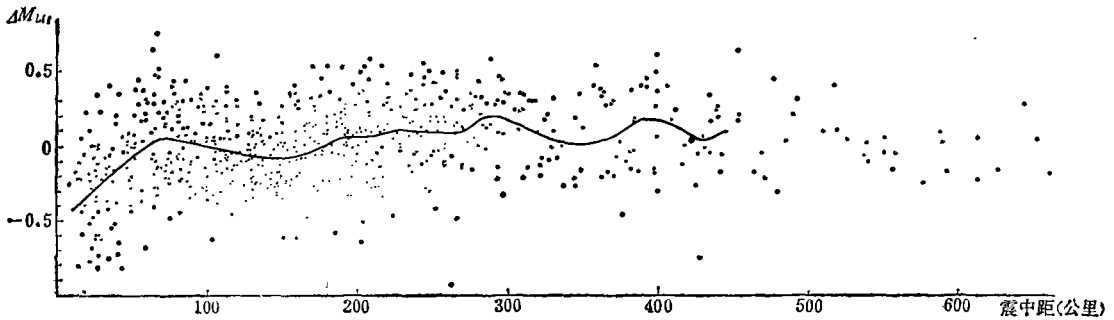


图 3 震级残差随震中距的变化

映了莫霍界面反射波的影响。图上还画了一条 $5-R_3(\Delta)$ 曲线, 这条曲线代表了 5 级地震最大振幅随震中距的变化。 Δ 在 35—120 公里的这一段, 地震波大约以 $\Delta^{-1.4}$ 衰减。这一段是直达波。在 150 公里以后莫霍界面的反射波振幅逐渐超过直达波振幅, 到 190 公里左右反射波振幅达到最大。如果认为这点是莫霍面的全反射点, 则可估计出这一地区的平均地壳厚度。从 200 公里到 1000 公里, 反射波和 P_{11} 波大约以 $\Delta^{-2.0}$ 衰减。我们用新量规函数 $R_3(\Delta)$ 代替 (2.1) 式中的 $R_2(\Delta)$ 求出了各个台的震级 $M_{L_{3i}}$ 、平均震级 M_{L_3} 、标准误差 $SD(M_{L_{3i}})$ 以及所有地震的平均标准误差 $SD(M_{L_3})$ 。表 1 列出了用各种方法求出的平均标准误差。由表中的第一列和第二列可以看到, 用新量规函数 $R_3(\Delta)$ 求出的 $SD(M_{L_3})$ (0.233) 比用 $R_2(\Delta)$ 求出的 $SD(M_{L_2})$ (0.260) 略小一些, 说明 $R_3(\Delta)$ 更适合于西南地区。

为了考察用 $R_3(\Delta)$ 求得的震级 M_{L_3} 与 $R_2(\Delta)$ 求得的震级 M_{L_2} 有无系统偏差, 计算平均系统差:

$$\text{dif} = \sum_{i=1}^{N_e} (M_{L_{3i}} - M_{L_{2i}}) / N_e = -0.04 \quad (4.5)$$

说明新震级标度与原有标度几乎无系统差。 -0.04 可视为误差。

顺便说一下, 若用 $R_1(\Delta)$, 则远台求出的震级将更加偏大, 所以 $R_1(\Delta)$ 是更差的量规函数。

把 $\Delta M_{L_{ij}}$ 对地震相加, 则得到台基校正值 S_j

$$S_j = \sum_{i=1}^{N_e} \Delta M_{L_{ij}} / N_e \quad (j = 1, 2, \dots, N_s) \quad (4.6)$$

S_j 列于表 3。

从表 3 看到, 台基校正值绝大部分是比较小的, 个别比较大。事实上 S_j 既包含了台基校正值也包含了地震仪器放大倍数测得不准造成的影响, 如果放大倍数 V_0 测得偏大, 则 S_j 可表现为负值。27 号建水台 V_0 可能偏小, 28 号昆明台和 30 号嵩明台有较大的负 S_j , 很可能是熏烟台放大倍数测得偏大的缘故。垂直向和水平向台基校正值不一样, 可能是仪器放大倍数某一分量测得不准或者是两个方向的校正值本来就不一样。台基校正值的标准误差约 0.05, 所以比较小的台基校正值是没有意义的, 我们一律取作 0。

表 3 各个台站的仪器放大倍数和台基校正值

编号	台站名	仪器静态放大倍数			台基校正值		台 基
		垂直向 (V_{OU}) $\times 10^4$	东西向 (V_{OE}) $\times 10^4$	南北向 (V_{ON}) $\times 10^4$	垂直向	水平向	
1	米易	2.8	2.7	3.0	0	-0.20	辉长岩
2	会理	3.1	3.1	3.2	0	0	砂 岩
3	盐边	2.9	3.1	2.9	0	0	页 岩
4	渡口	3.4	3.6	3.6	0	-0.10	花岗岩长岩
5	木里	2.8	2.7	2.6	0	0	石灰岩
6	昭觉	2.4	2.2	2.1	0	0.11	砂 岩
7	西昌	2.3	2.2	2.3	0.10	0.07	砂 岩
8	普格	2.4	2.6	2.5	0	0.06	页 岩
9	冕宁	2.4	2.3	2.4	-0.11	0	砂 岩
10	康定	2.1	2.0	2.1	-0.07	0	石灰岩
11	邛县	2.3	2.5	2.5	0.12	0.10	砾 岩
12	成都	2.3	2.4	2.4	0	0	冲积层
13	仁寿	3.3	2.8	3.4	0.06	0.11	砂 岩
14	泸州	2.3	2.3	2.5	0.17	0	砂 岩
15	云县	3.0	2.7	2.5	0.11	0.29	花岗岩
16	华坪	3.5	3.5	3.5	-0.10	-0.17	石灰岩
17	永胜	2.9	2.7	2.7	0.11	0	石灰岩
18	剑川	2.6	3.1	2.8	-0.11	0	石灰岩
19	平地	3.0	2.9	2.7	0	0	花岗岩
20	中甸	2.7	2.5	2.4	0	0	石灰岩
21	腾冲	2.0	2.0	2.0	0.13	0.22	石灰岩
22	东川	2.6	2.8	2.6	0.09	0.12	砾 岩
23	下关	2.8	2.8	2.9	0.15	0.12	砂 岩
24	丽江	2.3	2.0	2.0	0	0	石灰岩
25	昭通	2.5	2.9	2.8	-0.08	-0.17	玄武岩
26	宜良	2.0	2.3	2.4	-0.06	0	砂 岩
27	建水	0.9	0.4	0.4	0.28	0.53	石灰岩
28	昆明	8.2	3.6	4.8	-0.62	-0.30	石灰岩
29	元谋	4.0	5.0	6.0	0	-0.18	石灰岩
30	嵩明	6.7	9.8	5.8	-0.50	-0.55	石灰岩

把台基校正值加上以后再进行上述计算,则平均方差从 0.233 降低到 0.206。而一些台基校正值较大的台站测得的震级向平均震级靠拢了许多。

经过量规函数的改进和加上台基校正值,使得单台测定的震级的标准误差由 0.260 级下降到 0.206 级,如果是多台(N_s 个台)测定震级取其平均值,则标准误差可下降为 $0.206/\sqrt{N_s}$ 。如果 $N_s > 5$, 则震级误差 < 0.1 级。

五、用不同的震相求出的震级之间的关系

由于地震波位移是矢量,从理论上讲,用两水平分量的矢量和 SH 波来定震级似乎比较合理。于是,我们用 SH 波为基准,看其它波与 SH 波的关系。

1. $(SE + SN)/2$ 与 SH 的关系

首先我们统计了 S 波东西分量 SE 与南北分量 SN 的算术平均值 $SM = (SE + SN)/2$ 与 $SH = \sqrt{SN^2 + SE^2}$ 之比随震中距的变化。

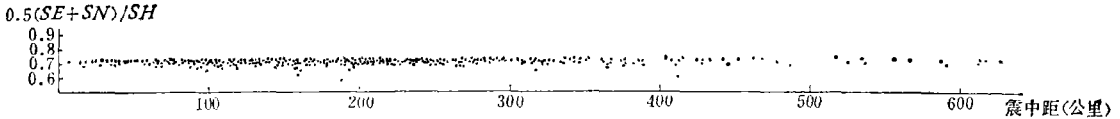


图 4 $(SE + SN)/2$ 与 SH 之比随震中距的变化

由图 4 可以看到, 它们的比值是非常稳定的, 拟合出的直线方程为

$$\frac{SM}{SH} = \frac{0.5(SE + SN)}{\sqrt{SE^2 + SN^2}} = 0.700 - 0.134 \times 10^{-6} \Delta \quad (5.1)$$

所以用 $0.7SH$ 求震级和用 SM 求震级几乎没有差别。见表 1 第 5 列。而用 SM 运算比较简单。直接用 SH 求出的震级比 SM 求出的震级系统地大一个常数值 0.155 级。

2. SV/SH

图 5 画出了 S 波垂直向最大振幅 SV 与 SH 的关系。由图可以看到, 点子比较分散, 说明了地震波传播的复杂性。但比值约为 0.5, 如果拟合一直线, 则为

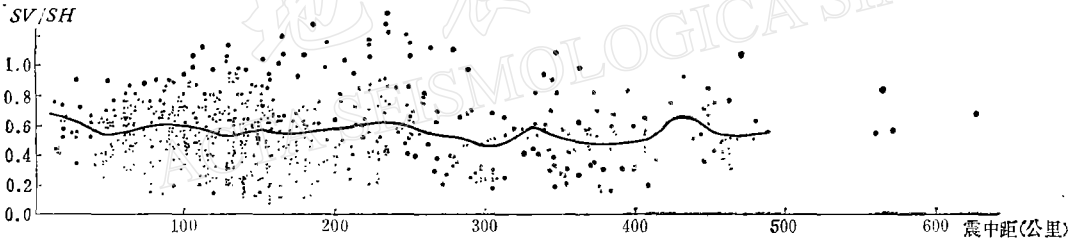


图 5 S 波垂直向最大振幅与 SH 之比随震中距的变化

$$SV/SH = 0.49 + 1.0 \times 10^{-5} \Delta \quad (5.2)$$

若取 $SV = 0.5SH$, $SM = 0.7SH$, 则 $SV = \frac{1}{1.4} SM$ 。所以若用 $1.4SV$ 代替(2.1)式

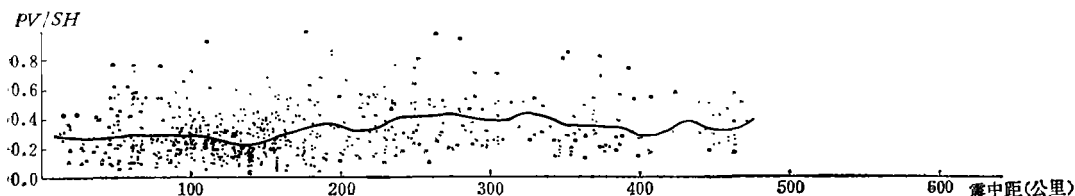
中的 A_μ 来求震级, 则求出的震级应该与用 SM 求出的震级一样, 它们之间不应该有系统偏差。但实践的结果表明, 用 $1.4SV$ 求出的震级有一 0.08 级的系统差。若用 $1.5SV$ 则更好一些。这是由于: $SV/SM = \frac{1}{1.4}$ 是直接对振幅求平均得到的。而在求震级时, 是先对振幅取对数再求平均, 所以两者有点不同。用这种方法求出的震级平均标准误差与 SM 差不多, 见表 1 第 4 列。如果直接用 SV 求震级, 不乘 1.5 倍, 则求出的震级系统地偏小 0.176 级。

3. PV/SH

图 6 画出了 P 波垂直向最大振幅 PV 与 SH 的关系。

由图可以看到, 当 $\Delta < 200$ 公里时, $PV/SH = 0.28$, 当 $\Delta > 200$ 公里时, $PV/SH =$

0.4。拟合出的直线方程为

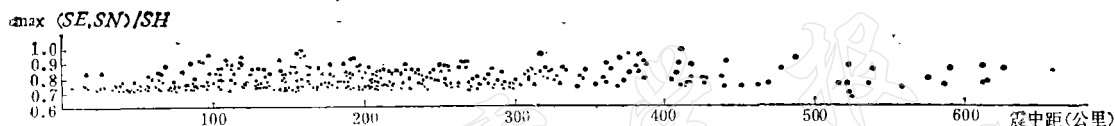
图 6 P 波垂直向最大振幅与 SH 之比随震中距的变化

$$PV/SH = 0.24 + 0.00056\Delta \quad (5.3)$$

与用 $1.5SV$ 求震级而不用 $1.4SV$ 同样的理由,取 $2.7PV$ 求震级,则无系统差,这样求得的震级的平均标准误差与 SM 的差不多。见表 1 第 7 列。

4. $\text{Max}(SE, SN)/SH$

图 7 给出了东西向和南北向之中的最大者与 SH 比值的关系。

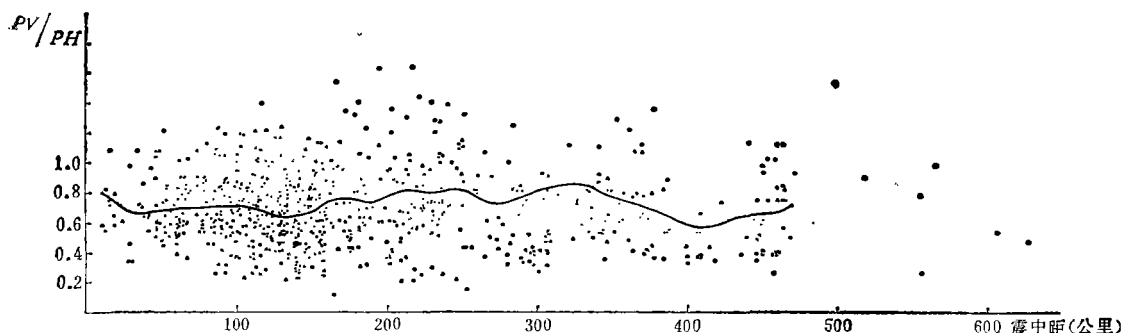
图 7 $\text{max}(SE, SN)/SH$ 随震中距的变化

从图中看到绝大部分的点集中在 $0.7-0.9$ 之间,平均约为 0.78 。拟合的直线为

$$\text{Max}(SE, SN)/SH = 0.78 + 4.6 \times 10^{-5}\Delta \quad (5.4)$$

若取 $0.88\text{Max}(SE, SN)$ 求震级,则与用常规方法求得的震级无系统差,但平均标准误差则大 0.01 。见表 1 第 6 列。

5. 我们还计算了 P 波垂直分量 PV 与水平分量 $PH = \sqrt{PE^2 + PN^2}$ 之比随震中距的变化。图 8。

图 8 PV/PH 随震中距的变化

拟合出的直线方程为

$$PV/PH = 0.71 + 0.88 \times 10^{-4}\Delta \quad (5.5)$$

若取 $1.8PH$ 求震级,则求得的震级值和平均标准误差与用常规方法求得的差不多。见表 1 第 9 列。

6. 仿照 S 波, 取 P 波两水平分量的算术平均值 $PM = (PE + PN)/2$ 与 PH 之比, 拟合的直线方程为

$$PM/PH = 0.70 - 1.49 \times 10^{-5} \Delta \quad (5.6)$$

画出图来与图 4 相似. 若取 $2.6PM$ 求得的震级值和平均标准误差与常规方法差不多. 见表 1 第 8 列.

7. 仿照 S 波, 取 P 波两水平分量的最大者与 PH 之比, 拟合的直线方程为

$$\text{Max}(PE, PN)/PH = 0.78 + 3.0 \times 10^{-5} \Delta \quad (5.7)$$

画出图来与图 5 相似. 若取 $2.26\text{Max}(PE, PN)$ 求震级, 则结果与用 $0.88\text{Max}(SE, SN)$ 求震级的结果相似. 见表 1 第 10 列.

8. 我们还计算了 $PT/ST = \sqrt{PV^2 + PE^2 + PN^2}/\sqrt{SV^2 + SE^2 + SN^2}$ 图 9 是 P 波与 S 波总矢量和之比随震中距的变化.

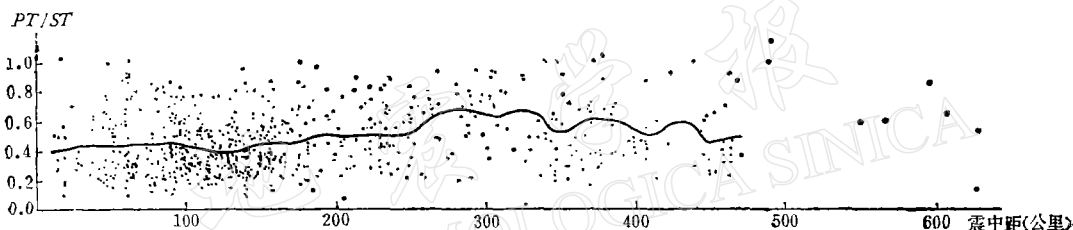


图 9 PT/ST 随震中距的变化

可看出点子亦相当分散. 反映出地震波辐射的方向性, 平均来说 $PT/ST \approx 0.4$, 拟合的直线方程为

$$PT/ST = 0.402 + 7.3 \times 10^{-4} \Delta \quad (5.8)$$

这个方程反映了 P 波与 S 波之间能量的分配.

综合上述可以看到, S 波水平向和垂直向都可以用来求震级, P 波水平向和垂直向亦可用来求震级. 而求出的结果与用常规方法求得的几乎一样. 当 S 波出格而 P 波未出格时, 用 P 波求震级是方便的. 当只有一个垂直分向时, 用 PV 与 SV 均可求震级.

六、地震波辐射的方向性

由于地震波辐射的方向性, 处在不同方位上的台站, 测定的震级自然会不一样. 位错理论可以严格地算出各个方向上地震波辐射的能量的大小. 如果我们知道每个地震的破裂方向和破裂速度, 就可以进行严格的方位校正. 对某些大地震, 已有人这样做了. 但是对于较小的地震, 这样做是不现实的. 震级机制的研究表明, 我国境内发生的绝大部分浅源地震都是走滑型的, 或以走滑为主. 如果是垂直走滑断层地震, 则可以利用 P 波与 S 波能量辐射互补的特点, 进行方位校正. 如图 10 所示, 在节线方向 S 波辐射最强, P 波辐射为 0. 在与节线成 45° 的方向, 则正好相反. 这时 P 波辐射很强, P 波振幅往往超过 S 波振幅, 这就是所谓大头 P 波的现象.

如果用下述公式

$$Ac = (2.7PV + SM)/4 + \text{Max}(2.7PV, SM)/2 \quad (6.1)$$

进行校正,用 Ac 来求震级,则方位的影响可以得到一定程度的校正. 对于一般的正常地震,即 S 波与 P 波之比在 0.25 倍左右的地震,校正与不校正,差别不大;而对于大头 P 波或 P 波特别小的地震,也就是处于与节线成 45° 方位附近或在节线附近的台站,校正有较明显的效果.

由于有限的破裂速度,使辐射花样不对称. 根据我们的初步研究,破裂前方与破裂后方的台站,震级可差 0.3—0.5 级左右. 要对这部分进行校正,实际上是很困难的,因为它依赖于破裂方向和破裂速度. 对中小地震,这两者都是不清楚的,所以目前暂不考虑.

我们用 Ac 求震级的结果表明,平均方差由 0.206 下降到 0.173,见表 1 第 3 列. 表明用 P 波与 S 波联合起来进行方位校正是有效的.

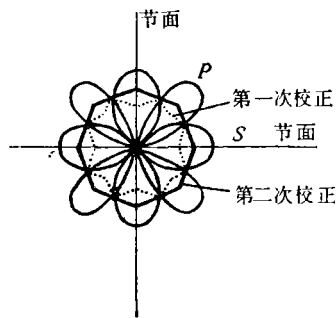


图10 垂直光滑型地震的方位校正示意图

七、结论与讨论

1. 求 M_L 的量规函数有地区性差异. 用新的量规函数 $R_3(\Delta)$ 求出的震级的标准误差比原有的 $R_1(\Delta)$ 和 $R_2(\Delta)$ 的标准误差要小,说明 $R_3(\Delta)$ 比 $R_2(\Delta)$ 更适合云南地区. $R_3(\Delta)$ 反映了云南地区的地壳构造特点,那里的莫霍界面较深.

2. 不同基岩的台基校正值都不大. 想要得到正确的台基校正值,必须首先把仪器放大倍数测准,否则求出的所谓校正值,可能是仪器的影响.

3. 除用 S 波水平分量求震级外, S 波的垂直分量以及 P 波的水平分量和垂直分量乘以适当的倍数后,都可用来定震级 M_L . 求得的结果与常规方法的结果之间几乎没有什么差别.

4. 地震波辐射的能量和能量谱各个方向不一样,这是产生震级误差的重要原因之一. 震级差可达 0.3—0.5 级. 利用 P 波与 S 波辐射的方向性的互补特点,用 P 波与 S 波的适当组合,可使方向性效应得到一定程度校正.

5. 疏松土层台基及不同仪器对 M_L 的影响没有涉及. 然而这些影响仍然是一个重要问题,拟留待以后讨论.

这项工作是国家地震局地球物理所与云南省地震局合作的项目,阚荣举和刘祖荫同志参加了有关讨论,黄毓珍同志参加了部分工作,在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- [1] 陈培善等,从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报,地球物理学报,20,3,1977.
- [2] 陈培善等,唐山地震前后京津唐张地区的应力场,地球物理学报,21,1,1978.
- [3] 中国科学院地球物理所编著,近震分析,地震出版社,1977.
- [4] L. Christoskov, N. V. Kondonskaya and J. Vanek, Homogeneous magnitude system of the Eurasian continent, *Tectonophysics*, 49, 131—138, 1978.
- [5] P. L. Willmore, Manual of seismological observatory practice, 1979.
- [6] K. Tsumura, Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation, *Bull.*

Earth. Res. Inst., Tokyo, 45, 7—18, 1967.

- [7] W. H. K. Lee, etc., A method of estimating magnitude of local earthquake from signal duration, U. S. Geological Survey open file report, 1972.
- [8] W. H. K. Lee and R. J. Wetmiller, Survey of practice in determining magnitude of near earthquakes, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report Se-9, 1978.

THE EFFECTS OF THE CALIBRATION FUNCTION, AZIMUTHS AND SITES OF THE STATIONS AND DIFFERENT METHODS OF APPROACH ON THE MAGNITUDE DETERMINATION OF NEAR EARTHQUAKES, M_L

CHEN PEISHAN

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

QIN JIAZHENG

(*Seismological Bureau of Yunnan Province*)

Abstract

The effects of the calibration function, the azimuthal angles of the stations relative to the earthquakes, the ground conditions of the station sites and also the different methods of approach on the magnitude determinations of near earthquakes M_L have been studied. The results are as follows:

(1) A new calibration function $R_s(\Delta)$ can be found for southwestern China better than the original ones $R_1(\Delta)$ and $R_2(\Delta)$.

(2). Due to the azimuthal variation of wave radiation, magnitude determinations at stations located in different azimuths differ by about 0.3—0.5 in M_L . Proper combination of P and S waves can reduce to certain extent the azimuthal effect.

(3) Corrections for the station sites on bed rocks are relatively small. However, some larger correction values may be attributed to erroneous magnification values of the seismographs.

(4) Besides using horizontal components of the S-wave, the vertical component of S-wave and the horizontal and vertical components of the P-wave, multiplied by appropriate factors may also be used for determining the local magnitude M_L , giving nearly the same values as the ordinary method.