

甘肃地区的尾波震级

曹克信 王周元

(国家地震局兰州地震研究所)

1958年比斯特里尼提出用地震尾波持续时间测定震级, 1977年该震级得到了国际承认, 並把它定名为 M_D , 尔后又将此方法正式列入《地震观测业务手册》。近年来国内不少地区先后作了这方面的工作, 建立了一些地区性的经验公式^[1-4]。实践表明, 使用这种震级在机算测定震级中较方便, 在地震记录限幅时具有独特的好处。本文建立了甘肃地区的尾波持续时间与震级的公式, 为了震级的衔接和统一, 本文还讨论了尾波震级同地方震级 M_L 的关系。

一、尾波的衰减和持续时间的量取

地震波持续时间通常指初至P波开始至尾波振幅衰减到干扰水平或某一特定值为止的时间段。不同的人对判别持续时间终止点的规定不同^[3]。地震越大, 允许的持续时间测量误差越大。对于一个8级地震, 其误差可达37分以上^[1]。但是对于较大的地震其终止时刻可以追踪很远, 但较大地震之后不久一般都有余震发生, 因而会给 M_D 的测定带来不便。为此我们提出改进意见, 即用尾波振幅衰减规律即平滑的尾波包络来推算持续时间。图1是四个震级(M_L)为3.0~5.4级地震记录。尾波振幅随时间的衰减可用多种方式拟合, 经过试算对比发现对于固定台站的尾波衰减规律采用指数函数最好。

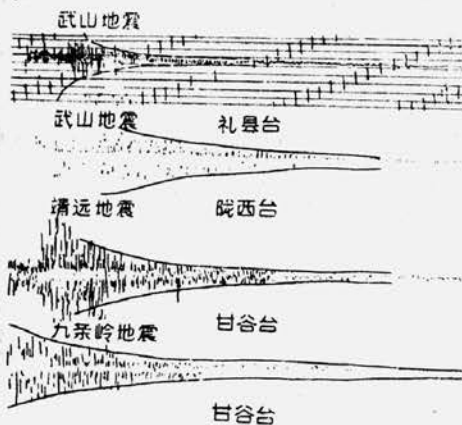


图1 尾波衰减包络有关数据的量取

$$y = y_0 10^{-k(t-t_0)} \quad (1)$$

这同赤松的研究结果^[6]接近, 式中 y_0 、 K 为待定常数, t_0 可为任意选定的时间原点。为测定方便作者规定把初至P波到时作为 t_0 , 并且令 $\tau = t - t_p$, 这样由(1)式可得到

$$\lg y = \lg y_0 - K\tau \quad (2)$$

即

$$\tau = \frac{\lg y_0 - \lg y}{K} \quad (3)$$

原则上由(3)式根据任一指定的振幅标准 y 均可推算出相应的 τ 值来, 并且据此可计算出震级 M_D 。但震级公式中必须包含终止点的振幅标准, 为简便计取 $y = 1 \text{ mm}$ 作为阈值, 则

$$\tau = \frac{\lg y_0}{K} \quad (4)$$

只要求出 y_0 和 K 就可得到 τ 值。为此需在记录图上取不少于3组观测值(y_i, t_i)，根据(2)式用最小二乘法求解 $\lg y_0$ 和 K 值。但应注意：(1) y_i 一定自基线量至包络线上，可能同实际记录略有出入；(2) y_i, t_i 一定要在尾波之中量取；(3)震级较大持续时间较长可多量取几组测值，间隔亦可稍长一些，反之较小地震可少量几组，间隔时间亦可短些，但测点不应少于三个；(4)各相邻二测点的间隔时间之间不要相差太大，这些要求都示意性地标于图1中。

二、 $\lg y_0$ 和 K 与震级的关系

选用配备万倍级仪器常数的台站27个，其中光记录18个，放大2万倍左右，烟记录9个，放大1.5~7.0万倍；取甘肃及邻近地区 $1.3 \leq M_L \leq 7.3$ 级地震200个，多台记录136个，单台记录64个；共测量1800个尾波的有关参数；台站的震中距均小于1000公里，选用地震的震中和台站位置示于图2。算出的 $\lg y_0 \sim M_L$ 和 $K \sim M_L$ 关系分别示于图3a和b中，其中 M_L 均为多台平均值。由图3可以看出， $\lg y_0 \sim M_L$ 的点较分散，用直线近似拟合。

$$\lg y_0 = 0.57 M_L - 0.36 \pm 0.32 \quad (5a)$$

相关系数 $R = 0.836$ ，在0.01水平上仍显著。由(1)式可知 $t = t_p$ 时 $y = y_0$ ，即 y_0 代表了观

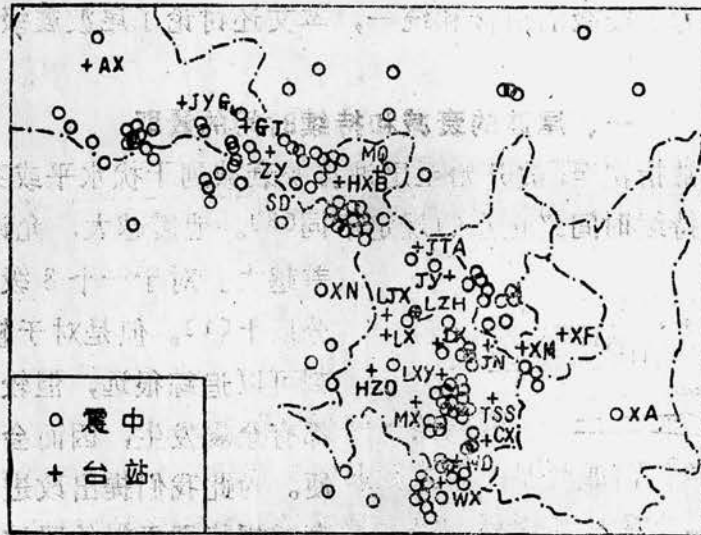


图2 台站和震中分布

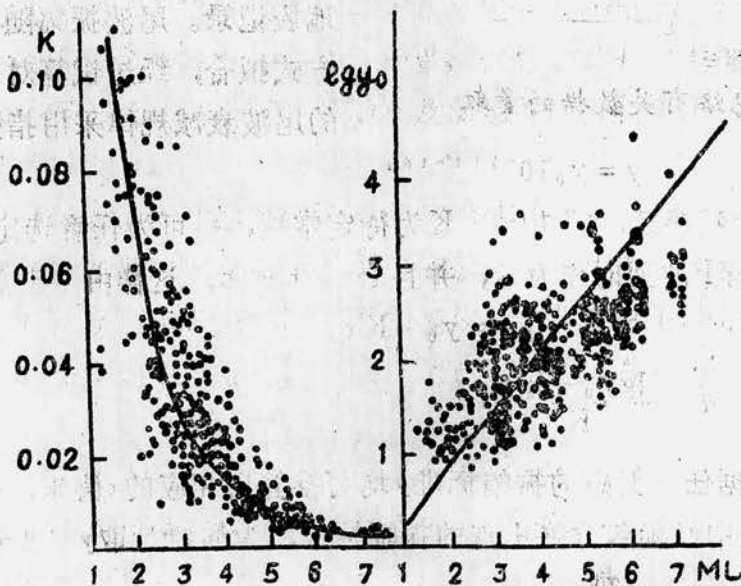


图3 y_0 、 K 同地震强度 M_L 的关系

测点P波初动时刻的尾波假想的最大振幅。(5a)式反映尾波最大振幅随地震强度大致呈指数变化,但点较分散,可能同震中距和放大倍数有关。据此根据尾波的最大振幅求得震级

$$M_D = 1.75 \lg y_0 + 0.64 \pm 0.56 \quad (5b)$$

衰减指数K随 M_L 的增加而急剧降低,用

$$M = \frac{M_0}{M_L^2} \quad (6a)$$

拟合可得

$$\lg K = -0.31 - 2.59 \lg M_L \pm 0.10 \quad (6b)$$

(6b)式的相关系数 $R = 0.959$,比 $\lg y_0 \sim M_L$ 的相关性强,这就意味着震级的变化同尾波最大振幅和尾波衰减指数均有关,而且主要体现在衰减指数的变化上。尾波主要体现了横向非均匀介质反向散射波的综合作用[5],地震越大,持续时间越长,K值越小。由K求出的震级比(5b)式给出的震级偏差要小些,因为K同距离和放大倍数均无关,将(6b)式变换得到:

$$M_{DK} = \frac{0.76}{K^{0.39}} \quad (6c)$$

三、持续时间与震级

图4给出了 $M_L \sim \lg \tau$ 关系, M_L 为多台平均结果。其中图4a的 τ 值由本文方法推算得到,图4b为地震图上直接量取 τ ,均取至 $y = 1 \text{ mm}$ 处,两张图的形态十分一致。因为是多台的结果所以点比单台分散,用直线拟合

$$M_{D1a} = 2.47 \lg \tau_a - 1.14 \pm 0.29 \quad (7)$$

$$M_{D1b} = 2.40 \lg \tau_b - 1.51 \pm 0.29$$

图中点的分布趋势略有弯曲,用二次曲线拟合有

$$M_{D2a} = 0.75 \lg^2 \tau_a - 0.62 \lg \tau_a + 1.91 \pm 0.25 \quad (8)$$

$$M_{D2b} = 1.01 \lg^2 \tau_b - 1.96 \lg \tau_b + 3.03 \pm 0.27$$

(7)~(8)式中拟合的系数及各种拟合的方差甚为接近,二次拟合则差别较大。为了便于比较,下面给出新疆、北京、上海、及丹江口的结果。

$$M_D = 2.46 \lg \tau - 0.919 \lg v + 2.001^{(8)} \quad (\text{维开克仪器})$$

$$M_D = 2.423 \lg \tau - 0.874 \lg v + 2.111$$

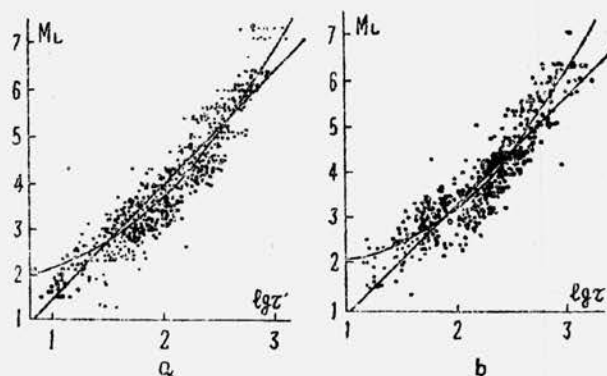


图 4

$$M_D = 2.47 \lg \tau - 1.66^{(+)} \quad (\text{DD-1 仪})$$

$$M_D = 2.36 \lg \tau + 1.16 \pm 0.19^{(1)}$$

$$M_D = 0.87 \lg \tau - 0.60 \lg \tau + 0.66 \pm 0.19^{(2)}$$

这些相应公式系数都非常接近, 仅常数项出入较大, 反映了用尾波持续时间计算震级其系数的地区差别不大, 这与尾波反映的物理性质有关, 而常数项的差别则同规定的尾波终止时间有关, 另一方面可能反映了地区的差异。

四、仪器常数影响的归算

同单台结果相比较, 多台的 $M_L \sim \lg \tau$ 点较分散, 均方差偏大, 这可能是: (1) 没有考虑台站改正值的影响, 将常规用横波最大幅测定 M_L 的台基改正值^[7]加进后看不到明显的效果, 说明: 尾波震级的改正值有别于 M_L 的改正值; (2) 没有考虑仪器放大倍数的影响, 尽管各类仪器常数都是万倍级, 在 1 ~ 7 万倍之间, 实际测定的震级差足以超出 ± 0.3 级; (3) 同一个台不同时期的仪器常数总有些变动, 烟记录每年测常数两次以上, 每次频率特性都会有些改变, 受干扰背景的影响衰减量也需经常变化, 使这些台测定震级的系统差也在变化; (4) 同一时期不同的震源错动性质激发的地震波其卓越周期会有一定的变化, 尾波衰减对不同区域不同台站也会有一定变化。因此把不同放大倍数的仪器测得的尾波换算的持续时间归算到同一放大倍数上很有必要, 以多数变化较小的维开克光记录动态放大 2 万倍为使用公式的标准放大倍数 V_0 , 对实际的仪器常数 V_1 有

$$\frac{y_1}{V_1} = \frac{y_0}{V_0}$$

(1) 式变为

$$y_1 = \frac{V_1}{V_0} y_0 10^{-k\tau} \quad (9)$$

$$\tau_1 = \frac{1}{K} \left(\lg \frac{y_0}{y_1} + \lg \frac{V_1}{V_0} \right) \quad (10)$$

取 $y_1 = 1$

$$\tau_1 = \frac{1}{K} \lg y_0 + \frac{1}{K} \lg \frac{V_1}{V_0} \quad (11)$$

令

$$\Delta \tau = \frac{1}{K} \lg \frac{V_0}{V_1} \quad (12)$$

$$\tau_0 = \frac{1}{K} \lg y_0 \quad (13)$$

则

$$\tau_0 = \tau_1 + \Delta \tau$$

这样任一放大倍数记录的尾波持续时间均可用此式归算出标准放大倍数相应的持续时间, 由此再计算震级则可消去因放大倍数变动而引起的震级偏差。式中明显可见, 改正值 $\Delta \tau$ 不但同放大倍数有关, 而且同 K 也就是同地震强度有关, 即震级越大、 K 越小, 改正值就越大。图 5 为作了放大倍数改正后的 $M_L \sim \lg \tau_0$ 关系图, 用直线和二次曲线拟合有:

$$M_{D1} = 2.27 \lg \tau - 0.69 \pm 0.25 \quad (14)$$

$$M_{D2} = 0.47 \lg^2 \tau + 0.43 \lg \tau + 1.02 \pm 0.25$$

相关性分别达到 0.97 和 0.98, 为了考虑平均震级和单台震级的差异的影响, 这里也给出单台震级 $M_L \sim \lg \tau$ 散点图和回归式

$$M_{D\text{单}} = 2.27 \lg \tau - 0.77 \pm 0.29 \quad (15)$$

相关系
但得到
处理,

1. 进
果如

波震
近, 1
常数
化检

及传
报震
移月
陕
震
5.1
文

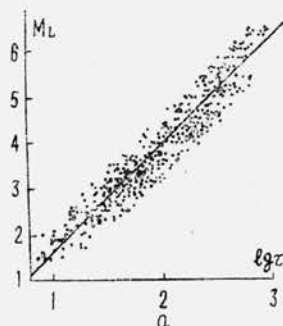


图 5

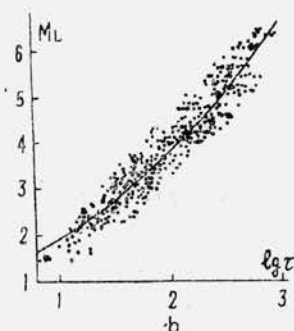


图 6

相关系数达到0.94, 比平均震级的方差略大, 可见多台平均震级情况比单台震级略胜一筹, 但得到的方程系数和常数项与平均震级得到的几乎完全一样。因此, 经过放大倍数的归一化处理, 系统差能够达到固定在一个不变的水平上。

五、外检验

1. 中小地震的检验

选取1984年1~6月甘肃及邻近地区的12个地震120多个尾波数据进行优化外检验, 结果如下: $S_{mL} = 0.38$, $S_{mD1a} = 0.27$, $S_{mD2a} = 0.28$, $S_{mD1b} = 0.32$, $S_{mD2b} = 0.32$ 。表明尾波震级的方差均小于 M_L , 而本文方法又明显优于直接量取 τ 的结果, 一次和二次拟合结果接近, 两种震级的系统差 $M_L - M_D = 0.18$, 在误差范围以内, 因而可以认为是一致的。用仪器常数归算后的经验公式再次检验, $S_{mD1} = 0.22$, $S_{mD2} = 0.23$, 平均系统差为0.15, 常数归一化检验水平说明仪器常数改正后的效果是显著的。

2. 中强震的检验

1984年元月6日甘肃武威南和1985年6月24日甘肃宕昌均发生了中强震, 当时甘肃台网及传输台的记录均限幅, 其震级仅由国家地震局根据全国基准台远台中长周期记录给出。速报震级分别为 $M_L = 5.5$; 5.2; 之后测震分析组根据垂直向低放大记录的P、S波最大地动位移用甘肃地区的经验公式测定地震级分别为 $M_L = 5.4$; 5.0; 编汇陕甘宁青四省目录时根据陕甘青较远台并参考甘肃的上述震级定出 $M_L = 5.4$; 5.2; 根据两次宏观考察报告, 该地区震中列度各为六度*和五度强, 推算地震强度均为 $M_s = 5.0$; 用本文的经验公式得 $M_{D1} = 5.4$ 5.3; $M_{D2} = 5.4$; 5.4, 这样可得武威地震 $M_L = 5.4 \pm 0.2$, 宕昌地震 $M_L = 5.3 \pm 0.2$ 。用本文提出的方法计算的震级均接近于平均值, 从而验证了这组公式的可行性。

参 考 文 献 (略)