

体波震级综合起算函数的研究

左兆荣 郭履灿

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

为了改进中国地震台网体波震级的测定工作,本文利用“中国地区地震P波和S波走时表”及其相应的地壳地幔速度模型和“地球的吸收带Q值模型”(简称ABM-Q值模型),讨论了地震波的几何扩散效应和地球介质的吸收效应;通过数值计算,制定了中国地震台网体波震级的综合起算函数。经初步使用检验表明,新的震级起算函数,由于引进了与周期相对应的补偿,使得所测不同周期的体波震级基本趋向一致,改善了Gutenberg和Richter(1956)的起算函数在短周期上低估震级的倾向;而且,ABM-Q值模型较之SL8-Q值模型更加符合体波的衰减特性。

一、引 言

鉴于震级在各种地球物理和工程问题研究中,特别是在地震活动性图象研究中所具有的重要意义,震级标度问题已经引起国内外地震工作者的普遍重视和热烈讨论,从而进一步探讨了震级的物理含义,改进并发展了震级标度,为地震量化研究开拓了新途径^[1-6]。

震级表征着震源的属性。计算震级的一般公式为

$$m = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h, T) \quad (1)$$

式中: A 为所用震相的最大振幅, T 为相应的周期, $f(\Delta, h, T)$ 为震级起算函数,是震中距、震源深度和地震波周期的函数。人们知道,震级的测定,归根结底就是用起算函数对地震波沿其传播路径的扩散和衰减予以补偿,使得所测震级能够表征地震本身的大小。

长期以来,人们在测定体波震级时,一直沿用Gutenberg和Richter(1956)^[7]所制定的震级起算函数。这个传统的震级起算函数是个半经验半理论的结果,其主要缺点在于,将该起算函数用于震级测定时,没有与不同周期相对应的补偿作用,致使在短周期上低估了震级^[8]。究其原因,是由于在制定起算函数的过程中,在考虑介质的吸收效应时,曾经假设整个地球的吸收系数为常数。

已经有许多研究者发表过改善了的震级起算函数^[9-15]。其中, Solovieva(1978)及

Nortmann 和 Duda (1982, 1983) 的工作表明,选用适当的地球模型,通过理论计算可以制定更佳的震级起算函数,以便突出地反映地球内部一些主要不均匀因素,诸如速度分布和滞弹性性质的效应.可是,上述作者在考虑介质的吸收效应时,都采用了 $SL8-Q$ 值模型^[16];这是一种常数 Q 值模型,意即在地震频带段内,品质因素 Q 与频率无关.

中国地震台网采用 M_B 来标度体波震级,而且在测定体波震级时,同样也使用了传统的震级起算函数.因此,中国地震台网体波震级系统有待改进.本文讨论了制定体波震级综合起算函数的有关问题,可看作为所述改进工作中的一个重要组成部分.

二、资 料

为了制定中国地震台网体波震级的综合起算函数,本文选用了“中国地区地震 P 波和 S 波走时表”及其相应的地壳地幔速度模型和“地球的吸收带 Q 值模型”,用以讨论地震波的几何扩散效应和介质的吸收效应.所用模型如图 1 所示.

对中国地区地震波走时问题经过多年研究之后,郭履灿等 (1981)^[47] 提出了“中国地区地震 P 波和 S 波走时表”. 该表系根据 1952—1971 年间, 发生在我国及其邻区共

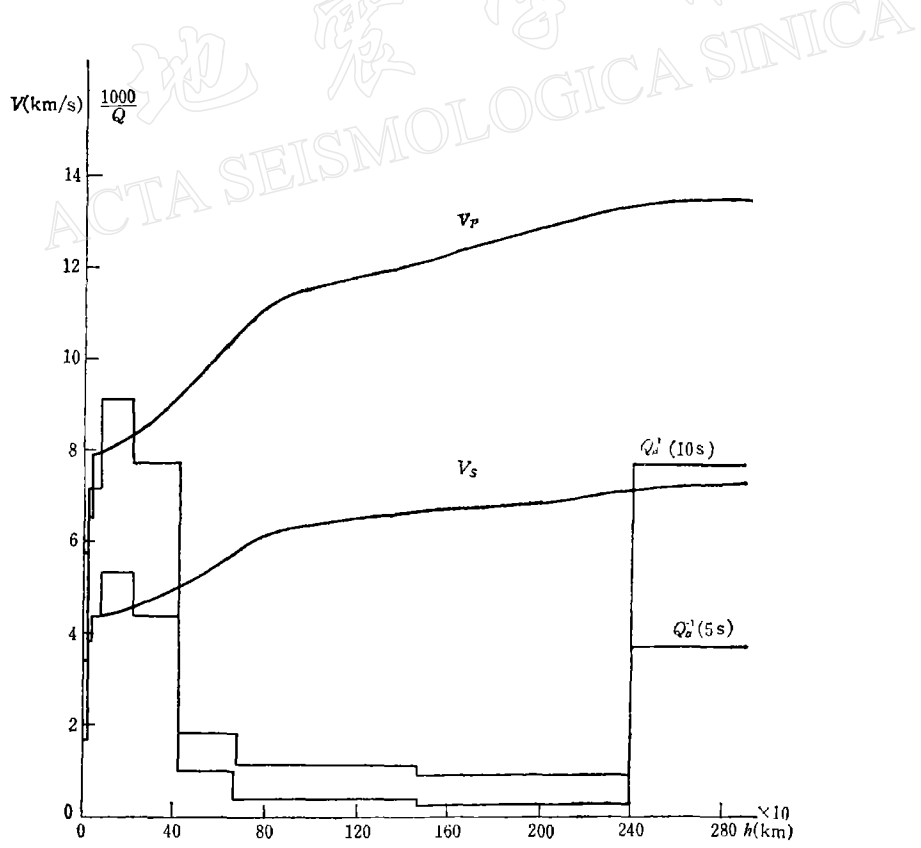


图 1 制定综合起算函数所用的 GLC-速度模型和 ABM- Q 值模型
Fig. 1 The GLC-velocity model and ABM- Q model used for determination of synthetic calibration function

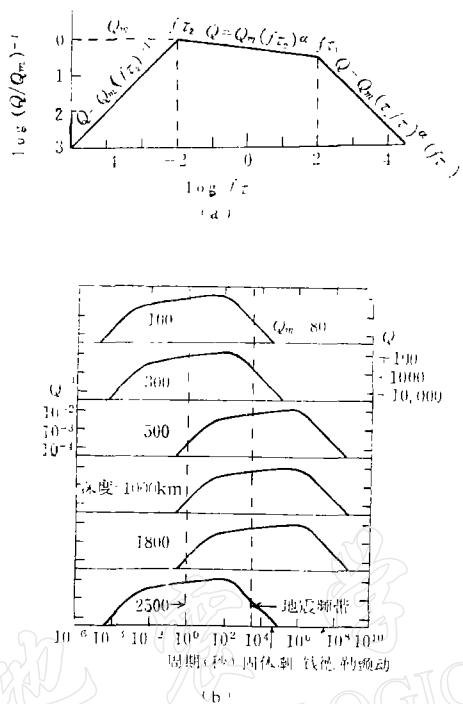


图 2 ABM- Q 值模型的特征(引自 Anderson 和 Given (1982) 的图 1 和图 3)。

(a) Q_s 吸收带示意图。图中 Q_m 、 α 、 τ_1 和 τ_2/τ_1 为吸收带参数。 $\bar{\tau} = (\tau_1\tau_2)^{1/2}$ 。
(b) Q_s 的吸收带位置拟作为地幔深度的函数。

Fig. 2 Characteristics of the ABM- Q model

(a) Sketch of the absorption band Q_s ; the absorption band parameters are Q_m , α , τ_1 and τ_2/τ_1 . $\bar{\tau} = (\tau_1\tau_2)^{1/2}$ (b) Location of the absorption band as a function of mantle depth

(Reproduced from Anderson and Given's Fig. 1 and Fig. 3(1982))

266 次地震的走时资料编制而成的。与此同时，也提出了该地区的地壳地幔速度模型(简称 GLC 模型)。据使用检验表明，中国表使我国地震台网的测震分析和定位工作有所改善^[18]，说明所提出的速度模型在一定程度上反映了该地区结构上的特征。

在震害学中，通常采用品质因素 Q 来表征地震波在地球介质中的衰减特性。人们已经比较深入地探讨了地震波的衰减理论^[19]，并且认为，热激活过程 (thermally activated process) 很可能是地幔中地震波衰减的主要机制；从这一机制出发，结合表象的流变学理论，以构制理论 Q 值模型^[20,21]。利用体波、面波和自由振荡波的衰减资料，可得到较为满意的 Q 值结构，近期有 SL8-、PREM- Q 值模型^[22]。综合 Q 值在地幔中随深度的分布趋势可概括为：高 Q 的岩石层、低 Q 的上地幔、高 Q 的下地幔。

然而，用于量度固体和液体中地震波衰减特性的品质因素 Q 具有频率依赖性^[23]。有迹象表明，短周期的体波需要更高的 Q 值^[24]。某些应用也需要估算地震频带段外一些地球物理参量，其中包括计算固体潮的洛夫数、地轴运动的钱德勒颤动周期等等。鉴于这些原因，就不能采用不依赖于频率的 Q 值模型。于是，Anderson 和 Given (1982)^[25] 提出了“地球的吸收带 Q 值模型”，简称 ABM- Q 值模型。与常数 Q 值模型相比，ABM- Q 值

模型的主要特征为:

(1) 如图 2(a) 所示, 在吸收带内

$$Q(h, T) = Q_m \cdot [\tau_2(h) \cdot f]^\alpha \quad (2)$$

式中, 属吸收带参数的有: 最小 Q 值 $Q_m = 80$, 参数 $\alpha = 0.15$, 松弛时间 τ_1 、 τ_2 分别为短周期截止和长周期截止。频率 $f = \frac{1}{T}$ 。

(2) 为了更好地拟合体波、面波和自由振荡波的观测资料, 假定地震松弛谱随频率和深度只有位置的变化, 而其形状保持不变[见图 2(b)]。

(3) 考虑了体耗散的影响。

计算表明, SL8- Q 值模型相当于 ABM- Q 值模型中 100 秒周期的值, 而 PREM- Q 值模型相当于 ABM- Q 值模型中 100—600 周期的 Q 值。

三、球对称介质中地震波的振幅

现在让我们来讨论体波振幅沿地表的变化, 因为它是制定震级起算函数的基础。为此, 我们假定: 在球对称的地球模型中, 地震波的速度 v 和介质的品质因素 Q 随空间的分布, 都仅仅是离地心的距离 r 的函数。在这种情况下, 由点源所激发出来的体波振幅可表述为

$$A(\Delta, h, T) = A(\Delta, h) \cdot \exp(-\pi \cdot i^*/T) \quad (3)$$

式中, i^* 为表征体波衰减的一个参数, 它是体波走时与沿射线路径的平均品质因素 Q 值之比, 其在地球内部沿路径的变化可写成积分形式

$$i^*(\Delta, h, T) = \int_{s_h}^{s_0} \frac{ds}{Q(r, T) \cdot v(r)} = \int_{s_h}^{s_0} \frac{dt(s)}{Q(r, T)} \quad (4)$$

式中, 带脚标“ o ”和“ h ”的量分别表示位于地表和震源处的值。

(3) 式中的 $A(\Delta, h)$ 为振幅变化函数。据研究, 由地震射线几何扩散所引起的振幅随距离的变化为

$$A(\Delta, h) \sim \sqrt{G(\Delta, h)} \quad (5)$$

式中, $\sqrt{G(\Delta, h)}$ 称为几何扩散因子。将 (5) 式及 (4) 式代入 (3) 式, 则有

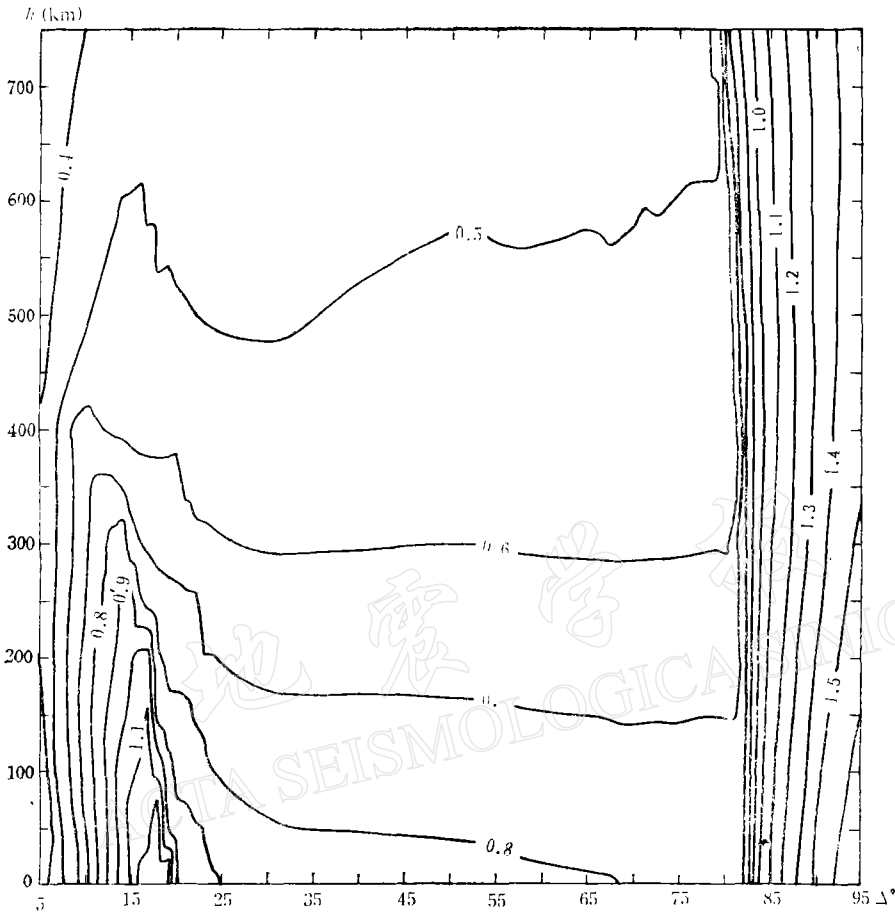
$$A(\Delta, h, T) \sim \sqrt{G(\Delta, h)} \cdot \exp\left[-\frac{\omega}{2} \cdot \int_{s_h}^{s_0} \frac{dt(s)}{Q(r, T)}\right] \quad (6)$$

式中, 角频率 $\omega = 2\pi f$ 。由 (6) 式可见, 体波振幅沿地表的变化主要是由于几何扩散和衰减效应所致, 且几何扩散与频率无关, 衰减与频率有关。

四、综合起算函数

假设由震源处单位立体角内所辐射的平均功率为 $I(T)$, 接受点处自由表面效应为 $S_0(\Delta, h)$, 则根据射线理论^[26], (6) 式可写成:

$$\frac{A(\Delta, h, T)}{T} = \frac{1}{C} \cdot \sqrt{I(T)} \cdot \sqrt{G(\Delta, h)} \cdot S_0(\Delta, h)$$



(a)

图 3

(a) P 波的 $\alpha(\Delta, h)$ 等值线图

Fig.3

(a) The $\alpha(\Delta, h)$ contour for P -waves

$$\exp[-\pi \cdot t^*(\Delta, h, T)/T] \tag{7}$$

式中, C 为常数. 令 $K_G = \log C$, 则有

$$\begin{aligned} \log \left[\frac{A(\Delta, h, T)}{T} \right] &= \frac{1}{2} \log I(T) - K_G + \frac{1}{2} \log G(\Delta, h) \\ &\quad + \log S_0(\Delta, h) - \frac{\pi}{T} \cdot t^*(\Delta, h, T) \cdot \log e \end{aligned}$$

式中, K_G 的意义为垂直移动理论振幅距离曲线, 以拟合观测振幅距离曲线. 若令体波震级 m 为:

$$m = \frac{1}{2} \log I(T) - K_G + K_f \tag{8}$$

则对照 (1) 式, 综合起算函数的一般表达式为:

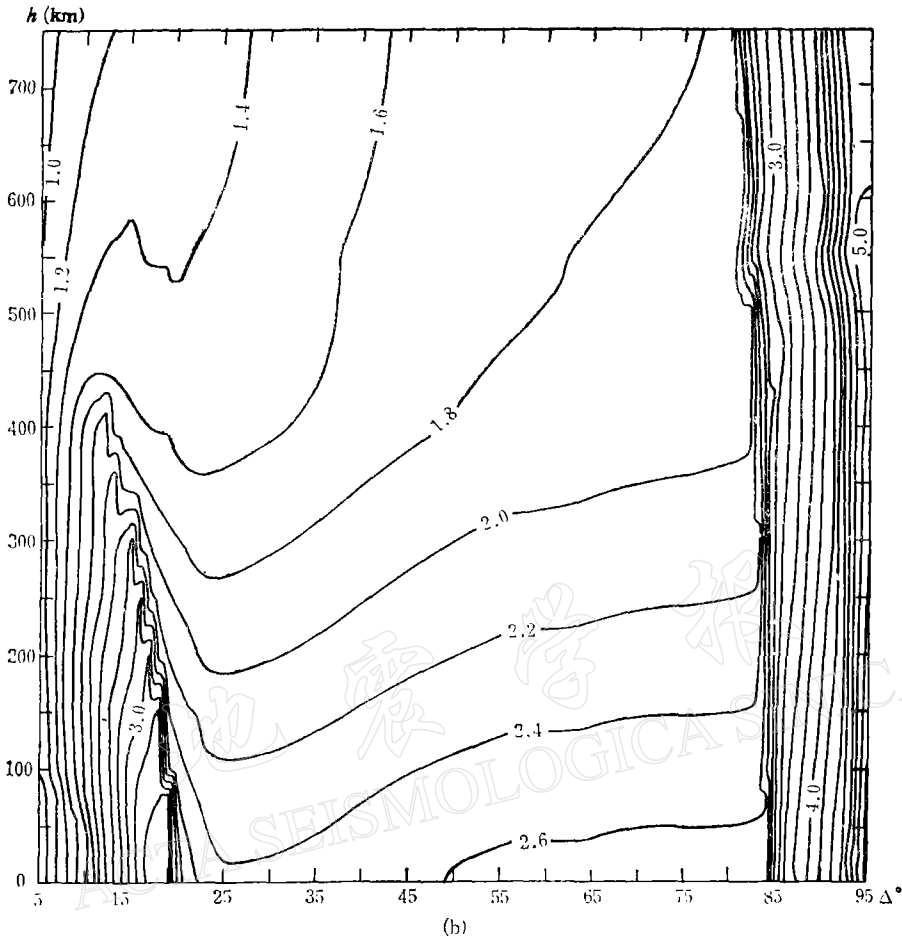


图 3

(b) S 波的 $\pi(\Delta, h)$ 等值线图

Fig.3

(b) The $a(\Delta, h)$ contour for S-waves

$$f(\Delta, h, T) = g(\Delta, h) + a(\Delta, h, T)/T \quad (9)$$

式中

$$g(\Delta, h) = K_f - \frac{1}{2} \log G(\Delta, h) - \log(S_0(\Delta, h)) \quad (10)$$

$$a(\Delta, h, T) = \pi \cdot i^*(\Delta, h, T) \cdot \log e \quad (11)$$

需要说明的是,所引进的标定常数 K_f , 用以调节综合起算函数,使得 PZ 波的 $f(90^\circ, 0, 5S)$ 和 SH 波的 $f(90^\circ, 0, 10S)$ 与 Gutenberg 和 Richter (1956) 的起算函数之对应值保持一致。

1. $a(\Delta, h)$ 等值线图

我们假定可将 Q 值中的频率效应和深度效应加以分离,并可写成如下形式

$$Q(r, T) = Q(r) \cdot f^a$$

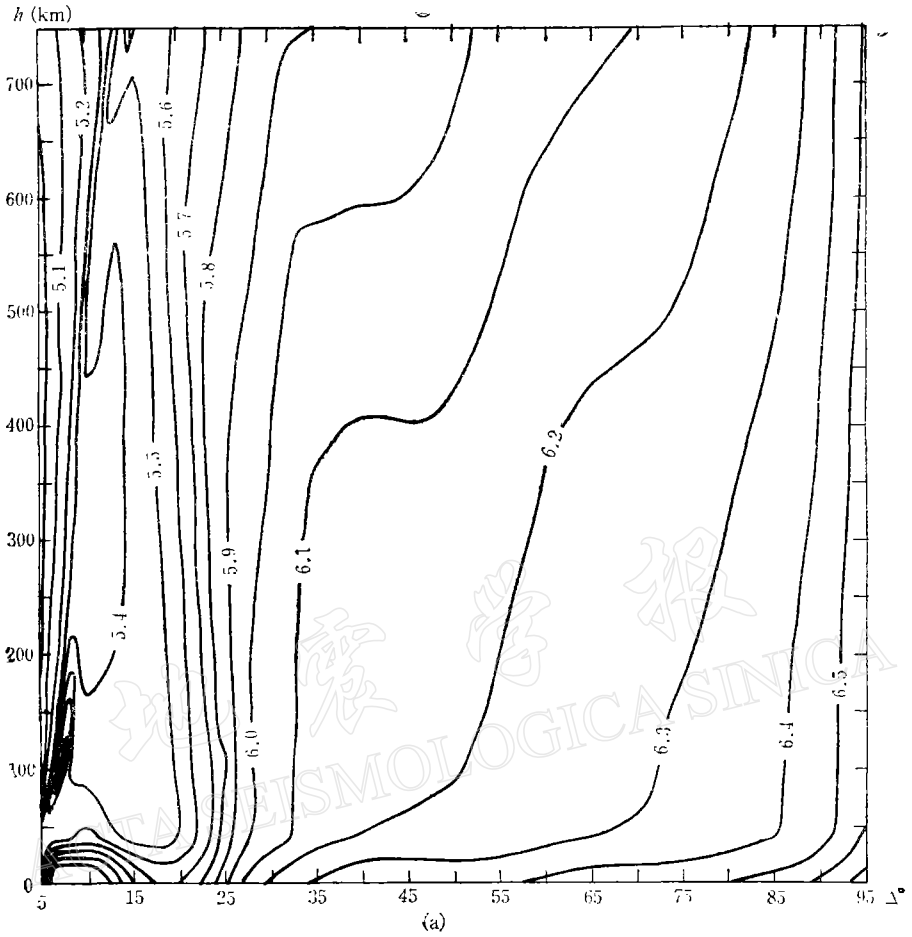


图 4

(a)PZ 波的 $g(\Delta, h)$ 等值线图

Fig.4

(a) The $g(\Delta, h)$ contour for PZ-waves

式中 $r = R_0 - h$, R_0 为地球半径. 于是 (5) 式可写成

$$t^*(\Delta, h, T) = t^*(\Delta, h) \cdot T^\alpha \quad (12)$$

这里

$$t^*(\Delta, h) = \int_{s_h}^{s_0} \frac{dt(s)}{Q(r)} \quad (13)$$

于是, (9) 式可写成:

$$f(\Delta, h, T) = g(\Delta, h) + a(\Delta, h)/T_{rel} \quad (14)$$

式中

$$a(\Delta, h) = \pi \cdot t^*(\Delta, h) \cdot \log e \quad (15)$$

$$T_{rel} = T^{1-\alpha} \quad (16)$$

利用前面所给出的速度分布和 Q 值模型, 对 (12) 式和 (15) 式进行数值计算, 便可对

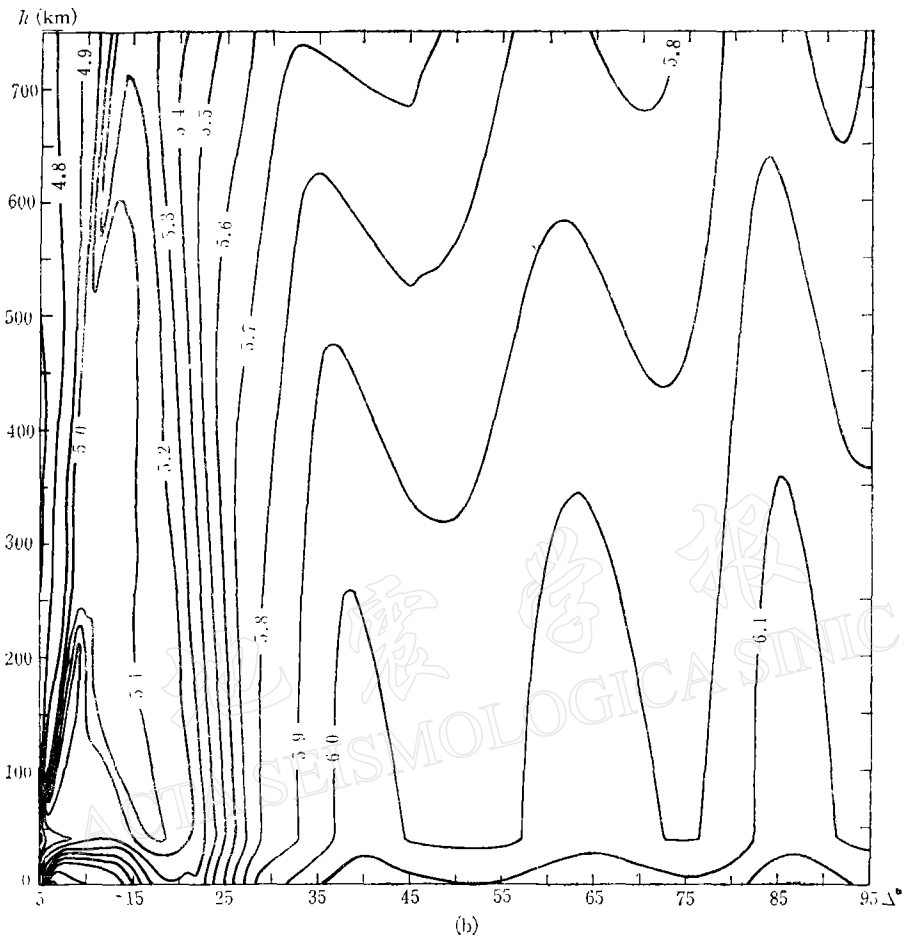


图 4

(b) SH 波的 $g(\Delta, h)$ 等值线图

Fig.4

(b) The $g(\Delta, h)$ contour for SH -waves

P 波和 S 波绘制 $a(\Delta, h)$ 等值线图, 分别如图 3(a、b) 所示

2. $g(\Delta, h)$ 等值线图

几何扩散因子 $\sqrt{G(\Delta, h)}$ 反映了地震波射线由震源向外扩展的几何特征, 并且

$$G(\Delta, h) = \frac{\eta_0}{r_0 \cdot \eta_h} \cdot \frac{p|dp/d\Delta|}{\sin \Delta} \cdot \frac{1}{[(\eta_0^2 - p^2) \cdot (\eta_h^2 - p^2)]^{1/2}} \tag{17}$$

式中:

$$\eta = r/v \tag{18}$$

$$p = dt/d\Delta \tag{19}$$

$$\frac{dp}{d\Delta} = \frac{d^2t}{d\Delta^2} \tag{20}$$

可见, 几何扩散因子 $\sqrt{G(\Delta, h)}$ 的数值与速度分布及其相应的走时曲线的微商有关。

我们根据“中国地区地震 P 波和 S 波走时表”及其相应的地壳地幔速度模型,对 (17) 式进行了数值计算;与此同时,也考虑了自由表面效应,即 $S_0(\Delta, h)$ 的影响^[26]. 于是,通过 (10) 式便可绘制 PZ 波和 SH 波的 $g(\Delta, h)$ 等值线图,分别如图 4(a、b) 所示.

综上所述,新的震级起算函数,综合了地震波的几何扩散效应和介质的吸收效应,并且通过品质因素 Q 所固有的频率依赖性,使新的起算函数自然地与地震波周期相联系,由此而得到与任意周期相对应的补偿作用.

五、使用与检验

目前,存在着两种不同的体波震级标度,即 m_b 和 m_B , 其中 m_b 系根据周期为 1 秒左右的 P 波振幅测定的,而 m_B 系根据周期为 4—12 秒范围内的体波最大振幅测定的. 因此,尽管它们都是基于 (1) 式和传统的震级起算函数测定的,但它们在数值上却有着显著偏离. 据 Miyamura (1983)^[8] 研究, $T \leq 3$ 秒的平均 m_b 值大于 $T < 2$ 秒的平均 m_b 值,而 $T > 3$ 秒的平均 m_B 值又显著地大于 $T \leq 3$ 秒的平均 m_b 值. 当然,造成所测不同周期上的体波震级,发生如此显著偏离有着多种因素. 除了上述在振幅和周期测量程序上的差别而外,还有另外一个重要原因,那就是传统的震级起算函数仅适用于周期分别为 5 秒和 10 秒的 P 波和 S 波. 所以,一旦所用波的周期偏离这些数值时,便会在震级数值上造成差异和不确定性.

为了对我们所制定的新的震级起算函数测定震级的效果作出估价,我们选用美国地质调查局 (USGS) 的地震读数报告 (EDR) 中, 1978—1979 年间一些较大地震的振幅周期资料,依据不同的起算函数重新测定震级,进行对比分析. 选用震例的标准是: (1) 不是明显的多重地震; (2) 震级足够大 ($m_b > 5.9$), 致使在 5° — 100° 间和 1—12 秒周期范围内有足够多的资料点.

图 5 所示为三个震例的震级随周期的分布图象. 图中的每个资料点表示所在周期上的平均震级,而且符号“较大圆圈”表示震级 $m(GR)$ 是用 Gutenberg 和 Richter (1956) 的起算函数测定的,“较小圆圈”表示震级 $m(ND)$ 是用 Nortmann 和 Duda (1982) 的起算函数测定的,符号“黑点”表示震级 $m(New)$ 是用本文所制定的起算函数测定的. 为表达清晰起见,我们将 $m(GR)$ 上升一个震级单位,将 $m(ND)$ 下降一个震级单位. 然后用直线进行拟合,所得结果如图中的实线所示.

根据图 5 中 $m(GR)$ 、 $m(ND)$ 和 $m(New)$ 的分布趋势,我们得到一个定性的认识,即对应于传统的起算函数,其震级表现出随周期的增大而增大的趋势;对应于 Nortmann 和 Duda (1982) 的起算函数,其震级却展现出随周期的增大而减小的趋势;而采用本文所制定的震级起算函数,则所测不同周期的平均震级大致趋向一致.

六、结论和讨论

综上所述,可以把我们的工作归结为如下几点:

(1) 通过品质因素 Q 所固有的频率依赖性,在综合起算函数的表达式中引进了一个

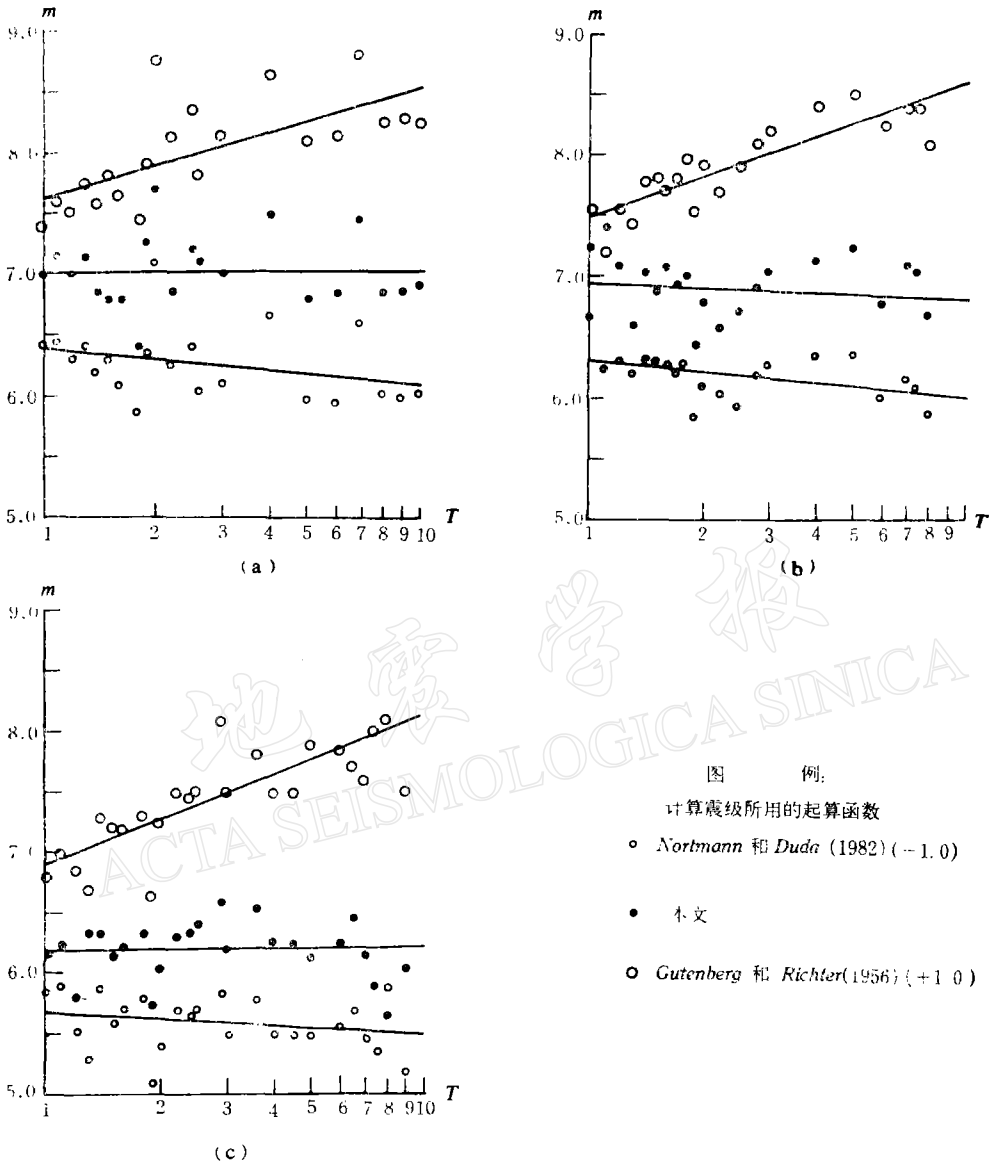


图 5 根据不同的起算函数所测震级随周期的分布图象 (图中每个资料点表示所在周期上的平均震级)

(a)——1979 年 4 月 10 日, 01-42-22.0, 塔劳群岛地震, $h = 37$ 公里, $m_b = 6.6$, $M_{SZ} = 6.8$; (b)——1978 年 4 月 10 日, 20-52-18.9, 松巴哇岛以南地震, $h = 33$ 公里, $m_b = 6.7$, $M_{SZ} = 6.4$; (c)——1979 年 1 月 16 日, 09-50-10.1, 伊朗地震, $h = 33$ 公里, $m_b = 5.9$, $M_{SZ} = 6.7$

Fig. 5 The magnitude distribution with periods by different calibration functions (Every data point denotes the average magnitude over the corresponding periods)

(a) Apr. 10, 1979. 01h42m 22.0s, 2.963°N, 126.933°E (Talaud Islands), Depth = 37km, $m_b = 6.6$, $M_{SZ} = 6.8$. (b) Apr. 10, 1978. 20h 52m 8.9s, 11.36°S, 116.69°E (South of Sumbwa Island), Depth = 33km, $m_b = 6.7$, $M_{SZ} = 6.4$. (c) Jan. 16, 1979. 09h 50m10.1s, 33.897°N, 59.472°E (Iran), Depth = 33km, $m_b = 5.9$, $M_{SZ} = 6.7$.

因子 $T^{1-\alpha}$, 亦即

$$f(\Delta, h, T) = g(\Delta, h) + a(\Delta, h)/T^{1-\alpha} \quad (21)$$

式中的参数 α , 在 ABM- Q 值模型中表征着品质因素 Q 对频率依赖性强弱程度的指标, 而在这里却被赋予新的含义, 即表征震级起算函数对周期的依赖关系。而且, 这种依赖关系可以通过 α 加以调节。我们认为, 这是对制定体波震级起算函数的理论所作的一项改进工作。

(2) 我们利用“中国地区地震 P 波和 S 波走时表”及其相应的地壳地幔速度模型和 ABM- Q 值模型, 进行了数值计算, 从而, 制定了中国地震台网体波震级综合起算函数。将我们的结果与 Nortmann 和 Duda (1982, 1983) 的等值线图相比较, 明显不同之处在于, 我们的 $a(\Delta, h)$ 图象, 表现在为地壳和上地幔以及地幔底部具有更高的补偿作用。这一结果是与人们迄今所知有关品质因素 Q 随深度的分布趋势相一致的。

(3) 经初步使用检验表明: 新的震级起算函数与 Gutenberg 和 Richter (1956) 的起算函数在短周期上以及 Nortmann 和 Duda (1982) 的起算函数在长周期上低估震级的倾向相反, 致使所测不同周期的震级大致趋于一致。

(4) 在进一步考虑仪器带宽效应之后, 新的起算函数便可改造成为测定体波谱震级的起算函数。

需要说明的是, 有关地球的 Q 值结构, 是一个与走时和固有频率很不一样的问题。地球的弹性问题是建立在具有三百年发展史的物理学基础之上的, 而有关地球的 Q 值结构却为地处前沿的探索性课题。表象学过程是勿容置疑的, 但却缺少在有关温、压条件下和地震频带段上的实验指标。 Q 值模型的构制, 必须考虑其频率的依赖性, 但类似于 ABM- Q 值模型的吸收带模拟, 也缺乏引以借鉴的经验。现有的 Q 值模型之间, 在数值上都相差较大, 这就使我们看到这样一种情形, 即不同的走时表及其相应的速度模型, 所对应的表征几何扩散效应的 $g(\Delta, h)$ 图象十分相象, 而不同的 Q 值模型所对应的表征介质吸收效应的 $a(\Delta, h)$ 图象却大不相同。尽管震级起算函数主要取决于 $g(\Delta, h)$ 图象, 但却由于 $a(\Delta, h)$ 图象的变化, 最终也会引起 $f(\Delta, h, T)$ 图象的变化。

本文在准备过程中, 使用了冶金工业部建筑研究总院栾芳和梁庚荣为 DJS-6 机所设计的等值线绘图程序, 特此致谢。

参 考 文 献

- 【1】 Abe, K., Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904—1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 1, 72—92, 1981.
- 【2】 Abe, K. and S. Noguchi, Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898—1917, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **32**, 1, 45—59, 1983.
- 【3】 Kanamori, H., Magnitude scale and quantification of earthquakes, *Tectonophysics*, **93**, 185—199, 1983.
- 【4】 Purcaru, G. and H., Berckhemer, Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes, *Tectonophysics*, **84**, 1, 57—128, 1982.
- 【5】 Purcaru, G., S. J. Duda, and H. Berckhemer, Earthquake classification using spectral magnitudes, 引自1983年德国汉堡IUGG第18届会议(待发表).
- 【6】 Duda, S. J., 震级与地震定量化, 地震地磁观测与研究, 阎志德、左兆荣译, **4**, 4, 64—92, 1983.
- 【7】 Gutenberg, B. and C. F. Richter, Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. di Geofis. (Rome)*, **9**, 1—15, 1956.
- 【8】 Mivamura, S., Considerations for the body-wave magnitude determination in the recent Earthquake

- Data Report of the United States Geological Survey, *Tectonophysics*, **93**, 313—318, 1983.
- [9] Duda, S. J., Travel time and body wave magnitude, *Pure Appl. Geophys.*, **87**, 13—37, 1971.
- [10] 左兆荣、郭履灿、许忠淮, 地震波的几何扩散效应, 地震地磁观测与研究, **4**, 4, 52—63, 1983.
- [11] Solovieva, O. N., Determination of magnitude of deep-focus earthquakes, *Izvestiya AN SSSR, Ser. Fizika Zemli*, **1**, Moscow, 25—35, 1978.
- [12] Christoskov, L., et al., Homogeneous magnitude system of the Eurasian continent, *Tectonophysics*, **49**, 131—138, 1978.
- [13] Veith, K. F. and G. E. Clawson, Magnitude from short-period P-wave data, *BSSA*, **62**, 435—452, 1972.
- [14] Nortmann, R. and S. J. Duda, The amplitude spectra of P-and S-wave and the body-wave magnitude of earthquakes, *Tectonophysics*, **84**, 17—32, 1982.
- [15] Nortmann, R. and S. J. Duda, Determination of spectral properties of earthquakes from their magnitudes, *Tectonophysics*, **93**, 251—275, 1983.
- [16] Anderson, D. L., and R. S. Hart, *Q* of the Earth, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5869—5882, 1978.
- [17] 郭履灿, 唐友梅, 阎志德等, 中国地区地震 P 波和 S 波走时表, 地震学报, **3**, 197—209, 1981.
- [18] 阎志德, 郭履灿, 唐友梅, 中国地区地震 P 波和 S 波走时表的实用检验, 西北地震学报, **3**, 13—17, 1981.
- [19] Minster, J. B. and D. L. Anderson, A model of dislocation-controlled rheology for the mantle, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **299**, 319—356, 1981.
- [20] Gordon, R. B. and C. W. Nelson, Anelastic properties of the earth, *Rev. Geophys.*, **4**, 457—474, 1966.
- [21] Anderson, D. L., and R. S. Hart, Attenuation models of the earth, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **16**, 289—306, 1978.
- [22] Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson, Preliminary reference earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297—356, 1981.
- [23] Der, Z. A., et al., An investigation of the regional variations and frequency dependence of anelastic attenuation in the mantle under the United States in the 0.5—4Hz band, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **69**, **1**, 67—100, 1982.
- [24] Clements, J. R., Intrinsic *Q* and its frequency dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, **3**, 286—299, 1982.
- [25] Anderson, D. L. and J. W., Given, Absorption band *Q* model for the earth, *J. Geophys. Res.*, **87**, 3893—3904, 1982.
- [26] Bullen, K. E., An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge University Press, London, 1963.

STUDY OF THE SYNTHETIC CALIBRATION FUNCTION OF BODY WAVE MAGNITUDE

ZUO ZHAORONG GUO LÜCAN

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

The synthetic calibration functions of body-wave magnitude for Chinese stations are formulated in terms of “ P and S wave travel times from earthquakes in the Chinese region” and its corresponding velocity distribution model in the crust and mantle and “absorption band Q model for the earth” (abbreviated ABM- Q model), discussing the effects of geometrical spreading of seismic waves and absorption by the medium in the earth. The results obtained demonstrate:

(1) A factor $T^{1-\alpha}$ in the synthetic calibration function is introduced through the frequency-dependence of quality factor Q . That is

$$f(\Delta, h, T) = g(\Delta, h) + a(\Delta, h)/T^{1-\alpha}$$

Where the parameter α characterizes the degree of frequency-dependence of the quality factor Q in the ABM- Q model, but here it represents the period-dependence of the calibration functions. This is a theoretical improvement on the calibration functions of Gutenberg and Richter (1956) and of Nortmann and Duda (1982).

(2) The term $a(\Delta, h)$ characterizing effect of absorption has higher compensation obviously in the upper mantle and the bottom mantle in the new calibration functions, in comparison with Nortmann and Duda's (1982). This is consistent, so far as known with the tendency of Q distribution with depth.

(3) The tendency of underestimating magnitude by Gutenberg and Richter (1956) calibration functions in the short period range and by Nortmann and Duda (1982) calibration function in the long period range is improved in the preliminary practical tests, so that the magnitudes determined from different seismic wave periods are basically consistent.

(4) The new calibration functions can be used as basic data in formulating the calibration function of body-wave spectral magnitude.