

灵武地震尾波频率特性及介质参数的测定

杨明芝

(中国银川 750001 宁夏回族自治区地震局)

摘要

本文提出了一种利用地方震尾波测定地壳介质相关长度和 Q 值的方法. 该方法基于全面考虑了震源谱、介质散射特性和仪器响应诸因素对尾波优势频率的影响, 得到公式

$$t^* = \frac{2}{\pi} \left[\frac{1}{f(1+u_1^2 f^2)} + \frac{1}{f(1+u_2^2 f^2)} - \frac{1}{f} + \frac{1}{2} \frac{d}{df} \ln I(f) \right]$$

其中 $t^* = t/Q$, f 为尾波优势频率, u_1 , u_2 分别为由介质相关长度和震源拐角频率确定的参数, $I(f)$ 为仪器响应. 当给定震源参数(u_2)时, 可通过对已测尾波 $f-t$ 曲线反演计算求解相关长度 a 和 Q 值, 应用这一方法, 我们处理了灵武地区 1982 至 1989 年期间 40 余次地震的尾波资料. 测定了相关长度 a 和 Q 值, 并对中强地震前后介质相关长度的时间变化作了初步研究. 结果表明, 震前介质相关长度表现出减小的迹象.

关键词 灵武地区; 尾波; 相关长度; 时间变化

一、前 言

自从 Aki 关于尾波散射理论提出之后, 利用尾波资料研究震源和介质的某些参数, 并进而探讨地震预报问题受到广泛重视. 基于 Aki 的理论, Herrmann(1980) 提出一种比较简便测定地方震尾波 Q 值的方法. 国内许多学者将这一方法作了推广和发展, 测定了不同地区的尾波 Q 值, 研究了某些大震前 Q 值的变化. 这对于认识地壳介质性质, 深化地震预报研究是十分有益的. 但是, 在通常使用的方法中, 还存在不足之处. 首先, 由于假设了震源拐角频率大于仪器响应的峰值频率, 忽略了震源谱对尾波频率特性的影响. 这一条件在震中距小或流逝时间短时, 可能并不总能得到满足. 其次, 在应用 Herrmann 方法中, 一般都不考率介质散射系数的频率依赖性对尾波频率的影响. 实际观测表明, 近台记录的尾波频率并不完全符合 Herrmann 方法给出的理论曲线, 出现明显偏离. 因此, 对该方法做适当改进是必要的.

近年来, 尾波研究有了新的突破. 一方面, 在 Aki 的单次散射模型之后, 处理了多次散射问题. 另一方面, 基于随机介质理论方法, 由 Sato, Wu 和 Aki 等的工作大大改进了人们对尾波的认识. 在这些工作的启示下, 本文研究了震源频谱, 介质不均匀尺度等因素对地方震尾波频率特性的影响. 并试图通过这些讨论寻求利用地方震尾波资料, 测定震源和介质某些参数的适用方法. 使尾波的应用领域得到扩展.

1989 年 11 月 17 日收到本文初稿, 1990 年 12 月 2 日决定采用.

1984至1988年期间,宁夏灵武地区相继发生了四次 $M_s \geq 5$ 的中强地震(见表1).伴随这些5级地震,该区发生过大量小地震(包括余震),积累了比较丰富的尾波资料,为研究这一问题提供了有利条件.本文基于这些资料,研究了地方震尾波的频率特性,及测定介质相关长度和 Q 值的新方法,并进而探讨了介质相关长度作为前兆观测量的可能性.

表1 灵武地区1984—1988年 $M_s \geq 5$ 地震目录

发 震 时 刻		震 中 位 置		震级 M_s
年·月·日	时·分·秒	φ_N	λ_E	
1984.11.23	17-45-26.4	38°04'	106°13'	5.3
1987.8.10	20-12-15.8	38°03'	106°17'	5.5
1988.1.4	05-32-26.3	38°06'	106°13'	5.5
1988.1.10	15-24-36.7	38°03'	106°16'	5.0

二、地方震尾波的频率响应

在Aki尾波理论的基础上, Herrmann(1980)得出对于面波散射的尾波峰-峰振幅 $A(t^*)$ 公式

$$A(t^*)/\sqrt{8} = I(f) M_0 B(f) Q^{1/4} \left| \frac{dt^*}{df} \right|^{-1/4} t^{*-1/2} e^{-\pi f t^*/Q} \quad (1)$$

式中, $t^* = t/Q$, $I(f)$ 表示仪器响应, $B(f)$ 称为尾波激发因子, f 为 t 时刻观测到的尾波优势频率.Herrmann认为,在尾波中观测到的优势频率 f 是震源、仪器响应和地球介质滤波器的函数.滤波系统(包括 Q 滤波)的优势频率由下式决定(Chen *et al.*, 1984):

$$\frac{d}{df} \left\{ \ln [I(f) \exp(-\pi f t^*)] \right\} = 0 \quad (2)$$

但是,此式对于地震震源拐角频率小于仪器响应峰值频率或与仪器峰值频率相当时将不再适用.另外,地球介质中也未考虑介质散射系数的频率依赖性对尾波谱产生的影响.为此,需做必要的推广.

Aki(1969)曾利用一个峰值频率 f 处的误差函数作为功率谱的近似得到:

$$\langle y^2(t) \rangle = \frac{1}{(2\pi)^{1/2}} \left[\frac{Q}{-dt/d\omega} \right]^{1/2} P(\omega, t) \quad (3)$$

并且给出对于向后散射的S波的尾波功率谱 $P(\omega, t)$ 表示为(Aki, 1980):

$$P(\omega, t) = \frac{\beta}{2} g_\pi(\omega) |S(\omega)|^2 \left(\frac{\beta t}{2} \right)^{-2} e^{-\omega t/Q} \quad (4)$$

式中, g_π 表示向后散射系数, $S(\omega)$ 表示震源谱.由于尾波峰值振幅 $A(t)$ 与尾波讯号均方值 $\langle y^2(t) \rangle$ 存在如下关系:

$$\langle y^2(t) \rangle^{1/2} = A(t)/\sqrt{8} |I(f)|^{-1} \quad (5)$$

由(3),(4)和(5)式,得到用散射系数 g_π ,震源谱 $S(\omega)$,仪器响应 $I(f)$ 表示的尾波峰值振幅:

$$A(t)/\sqrt{8} = |I(f)| |g_{\pi}^{\frac{1}{2}}(f)| |S(f)| \left[\frac{Q}{-dt/df} \right]^{1/4} \left(\frac{\beta}{2} \right)^{-\frac{1}{2}} t^{-1} e^{-\pi f t / Q} \quad (6)$$

根据上式,当震源谱,地球介质散射的频率依赖性不能忽略时,(2)式可以改写成:

$$\frac{d}{df} \left\{ \ln [I(f) S(f) g_{\pi}^{\frac{1}{2}}(f) \exp(-\pi f t^*)] \right\} = 0 \quad (7)$$

并满足条件

$$\frac{d}{df} [\ln I(f) + \ln S(f) + \frac{1}{2} \ln g_{\pi}(f)] > 0$$

由(7)式可得

$$t^* = \frac{1}{\pi} \frac{d}{df} [\ln I(f) + \ln S(f) + \frac{1}{2} \ln g_{\pi}(f)] \quad (8)$$

Sato, Wu 与 Aki 等分别从平均波场理论研究了反向散射系数的频率依赖性.按照 Wu 和 Aki(1985)给出的 S-S 散射系数 g_{π}^{ss} 如下:

$$g_{\pi}^{ss}(\omega) = 8a^3 \frac{\omega^4}{\beta^4} \tilde{Z}_{\beta}^2 \frac{1}{\left[1 + 4 \frac{\omega^2}{\beta^2} a^2 \right]^2}$$

其中 a 为相关长度, \tilde{Z}_{β} 是 S 波均方阻抗波动.令 $u_1 = 4\pi a \beta^{-1}$,代入上式并改写为:

$$g_{\pi}(f) = G_0^2 \left[\frac{f^2}{1 + u_1^2 f^2} \right]^2 \quad (9)$$

G_0 为与频率无关的常数, $G_0 = 4\pi \sqrt{2} \beta^{-2} a^{3/2} \tilde{Z}_{\beta}$.设震源谱的拐角频率为 f_0 , 令 $u_2 = 1/f_0$, 取震源谱具有如下形式:

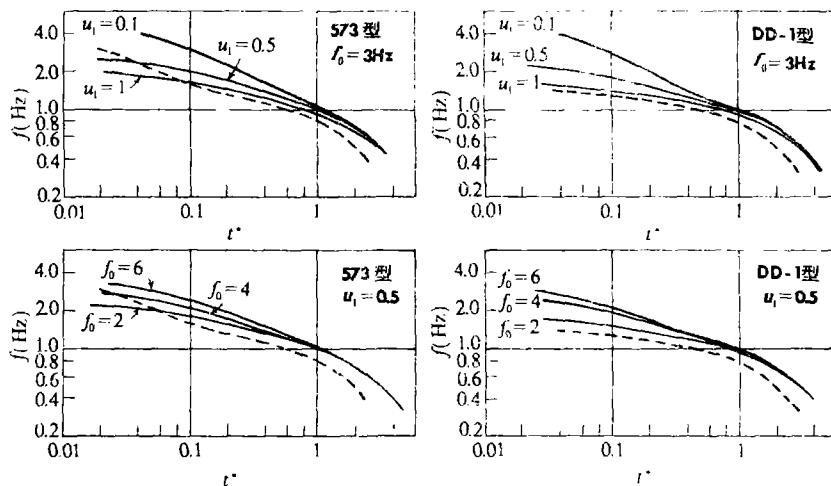
$$S(f) = S_0 \frac{1}{1 + u_2^2 f^2} \quad (10)$$

将(9)和(10)代入(8)式,得出

$$t^* = \frac{2}{\pi} \left[\frac{1}{f(1 + u_1^2 f^2)} + \frac{1}{f(1 + u_2^2 f^2)} - \frac{1}{f} + \Delta(f) \right] \quad (11)$$

其中, $\Delta(f) = (1/2) d[\ln I(f)]/df$ 若仪器的频率响应 $I(f)$ 具有解析表达式,可根据(11)式计算尾波 t^*-f 理论曲线.显然,在一般情况下,尾波频率特性除与仪器响应 $I(f)$, Q 值因素有关外,还与介质相关长度参数 u_1 ,震源参数 u_2 密切相关.当 $u_1 \rightarrow \infty$, $u_2 \rightarrow 0$ 时,尾波频率才能够只看作仪器和介质 Q 滤波器的函数.

地方台网通常使用两类短周期地震仪.一类是熏烟纪录为主的线性放大器——积分型记录笔系统;另一类是以 DD-1 为代表的积分放大器——线性记录笔系统.图 1 分别绘出这两类地震仪在给定震源拐角频率和相关长度参数时的尾波 $f-t^*$ 理论曲线.图中虚线是相应于忽略震源谱和相关长度影响时的理论曲线.

图1 尾波 f_i-t^* 特征曲线

三、灵武地区尾波散射相关长度

为了利用(11)式研究灵武地区散射介质的性质,初略估计相关长度的量值,我们采用 Frankel 和 Kanamori(1983)给出的 P 波初动半周期方法,测定了灵武地区一些 $M_L > 3.5$ 地震的震源尺度和拐角频率。其方法的基本思想是,地震震源时间函数的半脉冲宽度 τ_s 等于 P 波初动半周期 τ 减去传播路径与仪器的综合脉冲响应 τ_{int} (近似等于同一路径小地震的 P 波初动半周期):

$$\tau_s = \tau - \tau_{\text{int}}$$

然后由下两式计算震源半径和拐角频率:

$$r = \frac{\tau_s v}{1 - \frac{v}{v_p} \sin Q} \quad (12)$$

和

$$f_0 = \frac{2.34 v_s}{2\pi r} \quad (13)$$

式中 v 是破裂速度,一般取 $v=0.9v_s, v_s, v_p$ 分别为 S 波、P 波速度。 θ 可取 45° 。表 2 列出震源参数的测定结果。

在地震图上用零交点法等间隔测量尾波频率 $f_i (i=1, 2, \dots, n)$ 。然后在双对数坐标纸上绘出 f_i-t_i 曲线。为了提高计算精度,可对 f_i-t_i 曲线作适当平滑。平滑后的曲线作为拟合的目标曲线。在拟合中,目标函数取对数型误差。令 $t(f_i)$ 为理论值, $\bar{t}(f_i)$ 为观测值 ($i=1, 2, \dots, n$)。则目标函数由下式表示:

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\ln t(f_i) - \ln \bar{t}(f_i)]^2 \quad (14)$$

表2 P波初动半周期测定灵武地区小震震源拐角频率 f_0

发震时刻		震中位置		M_L	初动半周期			r (m)	f_0 (Hz)
年·月·日	时·分·秒	φ_s	λ_t		台站	τ (s)	τ_{min} (s)		
1985.1.8	17-33-29.5	38°04'	106°14'	4.2	银川	0.3	0.12	737	1.77
					中卫	0.2	0.09		
1985.2.18	0-13-28.1	38°05'	106°11'	4.4	中卫	0.175	0.09	567	2.30
					宗别立	0.2	0.075		
					石咀山	0.275	0.15		
1988.1.8	23-52-1.0	38°05'	106°21'	4.8	银川	0.25	0.12	737	1.77
					中卫	0.25	0.09		
1988.2.16	12-47-35.5	38°00'	106°18'	3.3	银川	0.175	0.12	228	5.72
					中卫	0.125	0.09		
1988.4.26	23-16-25.6	37°57'	106°20'	3.8	银川	0.225	0.12	419	3.11
					中卫	0.15	0.09		
1988.8.27	14-19-36.9	38°02'	106°16'	3.7	银川	0.175	0.12	413	3.16
					中卫	0.175	0.09		
					宗别立	0.20	0.075		
					石咀山	0.225	0.15		
1988.9.22	0-12-22.1	37°58'	106°14'	3.4	银川	0.20	0.12	364	3.54
					中卫	0.15	0.09		
					石咀山	0.225	0.15		

根据(11)式,当知道震源拐角频率时(即 u_2 值),通过对 $f-t$ 曲线进行反演来确定参数 u_1 和 Q 值.

在计算中我们选用位于震中区的灵武地震台和新华桥临时地震台的尾波资料.其中灵武台使用573型熏烟记录地震仪,其频率响应由下式给出:

$$I(f) = \frac{1}{\sqrt{[1 - (f_s/f)^2]^2 + 4D_1^2(f_s/f)^2}} - \frac{1}{\sqrt{1 + [(f/f_B)^2 - 1]^2 / 4D_3^2(f/f_B)^2}} \quad (15)$$

f_s 为摆的固有频率, f_B 为记录笔的固有频率, D_1 , D_3 分别为摆和记录笔的阻尼系数.新华桥台使用DSL-1型流动地震仪.仪器的频率响应表示为:

$$I(f) = \frac{1}{\sqrt{[1 - (f_s/f)^2]^2 + 4D_1^2(f_s/f)^2}} - \frac{f}{\sqrt{1 + (2\pi\tau f)^2}} - \frac{1}{\sqrt{[1 - (f/f_B)^2]^2 + 4D_3^2(f/f_B)^2}} \quad (16)$$

τ 为积分放大器的积分时间常数,其它参数同(15)式.图2给出了这两台仪器的频率特性.由于仪器的实际频率响应与理论响应存在偏差.可通过适当调正(15),(16)式中常数使理论值与实测值达到最佳吻合.

将 u_1 , Q 作为未知参量,利用(14)式,我们在PC-1500机上进行计算处理.在具体计算中利用最优化方法中的梯度法做迭代计算,使理论曲线与实测曲线达到最佳拟合.测定结果列于表3.

表中 $u_i = 4\pi\beta^{-1}a$, 求得各次地震尾波测定的介质相关长度 a . a 反映了介质不均匀尺度的大小, 对所测结果求平均, $\bar{a} = 83.9 \pm 16.5$ (m) 这个数值可以看作灵武地区地壳介质相关长度的代表值. 这一结果较前人测定的部分结果(1~10km)要小, 而接近于 Beaujot (1970) 爆破资料和日本关东地区测井资料给出的结果 (Herranz and Espionosa, 1987).

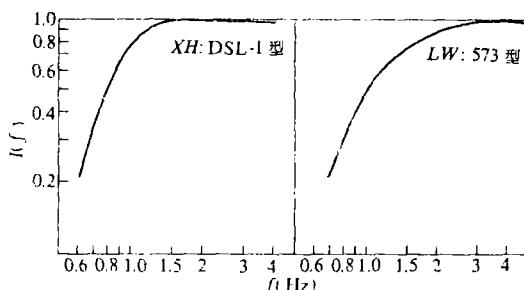


图 2 新华桥台和灵武台地震仪频率特性曲线

表 3 灵武地区相关长度参数 $u_i = 4\pi\beta^{-1}a$ 测定结果

时 间	台 站	仪 器	M_L	f_0	u_i	Q
1985.1.8	灵武	573	4.2	1.77	0.29	220.0
1985.2.18	灵武	573	4.4	2.30	0.34	250.9
1988.1.8	新华桥	DSL-1	4.8	1.77	0.21	245.0
1988.2.16	灵武	573	3.3	5.72	0.36	162.1
1988.2.16	银川	573	3.3	5.72	0.34	181.1
1988.4.26	灵武	573	3.8	3.11	0.24	163.2
1988.8.27	灵武	573	3.7	3.16	0.38	280.4
1988.9.22	灵武	573	3.4	3.54	0.25	169.0

四、介质相关长度的时间变化

介质随机散射相关长度与地壳中岩石裂隙的大小, 或裂缝聚群(crack cluster)的平均尺度有关, 而裂隙的开闭和大小分布及聚群特性对地区应力状态的变化非常敏感. 因此, 在孕震过程中介质的相关长度完全有可能发生变化. 根据这一思路, 我们对灵武地区中强地震前后, 介质相关长度随时间的变化做了初步研究.

在(11)式中, 影响 $f-t$ 曲线形状的参数 u_1 , u_2 的函数形式相同. 因此, 利用反演计算不能同时确定 u_1 , u_2 和 Q . 为了研究相关长度的时间变化, 必须首先知道震源参数 u_2 . 由于利用波谱分析或初动半周期方法, 测定近台小地震震源参数受到种种条件的限制. 为此, 在测定相关长度中作如下假定: (1) 对于同一地区而言, 地震应力降随地区应力变化不敏感, 大体为常数; (2) 认为震源拐角频率只依赖于震级. 由此, 可根据震级来估计小震震源谱拐角频率. 对于小地震 Schick 给出震级与震源半径之间的经验公式

$$M_L = 2 \lg (2r) + 3.5$$

震源拐角频率可由布伦公式算出:

$$f_0 = \frac{2.34 u}{2\pi r}$$

表 4 灵武地震尾波测定介质相关长度参数 u_i , Q 值结果

发 震 时 间	震 中 位 置	M_i	f_0 (Hz)	u_i	Q		
年·月·日	时·分·秒	φ_N	λ_e				
1982.10.24	10-44-12.7	37°49'	106°12'	3.6	2.32	0.45	300.2
1982.12.23	1-21-3.4	38°02'	106°16'	3.3	3.28	0.41	207.0
1984.1.1	20-40-35.1	38°05'	106°11'	3.0	4.63	0.34	138.1
1984.6.28	17-36-16.2	37°42'	106°22'	3.5	2.60	0.14	135.6
1984.9.26	5-13-50.1	38°04'	106°18'	3.9	1.64	0.10	245.8
1984.10.26	8-27-14.7	38°00'	106°14'	4.4	0.92	0.09	315.6
1984.11.19	12-35-57.6	37°55'	106°17'	3.5	2.60	0.31	189.2
1984.11.21	21-57-41.5	38°04'	106°13'	3.1	4.13	0.34	144.7
1984.11.23	20-50-20.0	38°04'	106°16'	3.2	3.68	0.35	134.9
1984.12.1	15-12-47.4	38°05'	106°14'	3.7	2.07	0.31	195.2
1984.12.3	16-41-52.1	38°03'	106°19'	3.3	3.28	0.34	154.1
1985.1.8	17-33-29.5	38°04'	106°14'	4.2	1.16	0.30	278.7
1985.2.17	23-24-22.1	38°05'	106°11'	3.0	4.63	0.31	134.0
1985.2.18	00-13-28.1	38°05'	106°11'	4.4	0.92	0.24	402.0
1985.3.4	13-48-49.2	38°05'	106°14'	3.2	3.68	0.31	153.0
1985.5.3	17-55-53.9	38°03'	106°15'	3.2	3.68	0.31	161.9
1985.8.22	13-19-5.9	38°03'	106°14'	3.0	4.63	0.31	177.7
1986.1.16	9-13-17.5	38°04'	106°16'	3.5	2.60	0.35	208.6
1986.6.29	16-20-7.4	37°42'	106°07'	3.3	3.28	0.47	172.9
1986.11.14	22-51-27.7	38°04'	106°20'	3.4	2.92	0.28	160.1
1986.11.18	22-13-8.6	37°57'	106°22'	3.7	2.07	0.26	166.0
1986.11.21	20-13-17.2	37°57'	106°19'	3.8	1.84	0.24	161.7
1987.4.30	4-50-24.2	38°04'	106°15'	2.9	5.20	0.28	124.2
1987.6.17	19-41-14.5	37°59'	106°21'	3.7	2.07	0.15	167.8
1987.7.4	22-41-46.5	38°05'	106°13'	4.0	1.46	0.14	260.0
1987.7.11	4-27-27.7	38°03'	106°12'	3.5	2.60	0.24	150.5
1987.8.10	20-34-25.0	38°06'	106°10'	2.7	6.54	0.44	123.1
1987.8.11	1-34-0.8	38°04'	106°16'	2.9	5.20	0.54	173.9
1987.8.11	3-34-50.2	38°00'	106°20'	3.1	4.13	0.51	193.0
1987.8.11	10-52-23.2	38°03'	106°18'	3.0	4.63	0.44	143.7
1987.8.11	11-46-40.0	38°03'	106°15'	3.0	4.63	0.51	153.7
1987.8.11	15-59-26.1	38°04'	106°16'	3.4	2.92	0.44	149.2
1987.8.13	21-12-12.1	38°02'	106°20'	3.5	2.60	0.31	185.9
1987.8.16	10-56-28.4	38°04'	106°18'	3.0	4.63	0.41	152.4
1987.9.26	14-57-24.3	38°05'	106°21'	3.5	2.60	0.33	307.5
1987.10.1	20-25-54.9	38°04'	106°18'	3.1	4.13	0.44	176.3
1987.10.15	23-13-41.5	38°05'	106°15'	2.9	5.20	0.35	184.3
1988.1.10	8-53-6.2	38°05'	106°17'	4.4	0.92	0.14	325.5
1988.2.16	12-47-35.5	38°04'	106°17'	3.3	3.28	0.30	173.9
1988.4.26	23-16-25.6	37°57'	106°20'	3.8	1.84	0.28	206.5
1988.8.27	14-19-36.9	38°02'	106°16'	3.7	2.07	0.24	262.3
1988.9.22	00-12-22.1	37°58'	106°14'	3.4	2.92	0.22	166.5
1989.2.10	6-31-25.5	38°04'	106°21'	4.3	1.03	0.22	509.0

在已知震源拐角频率的条件下,用上节所述的反演方法,求解介质相关长度参数 u_1 和 Q 值。从图 1 可以看出,当 t^* 比较小,尾波 $f-t$ 曲线受 u_1, u_2 影响显著。因此,在求解参数 u_1 时使用近台资料比较有利。我们选用位于震中区的灵武台尾波资料,表 4 中列出了各次地震测定的 u_1 和 Q 值。图 3 还给出了部分地震 $f-t$ 曲线的拟合情况。其拟合精度 ε 一般在 0.02 左右。图 4 绘出相关长度参数 u_1 的时间变化。

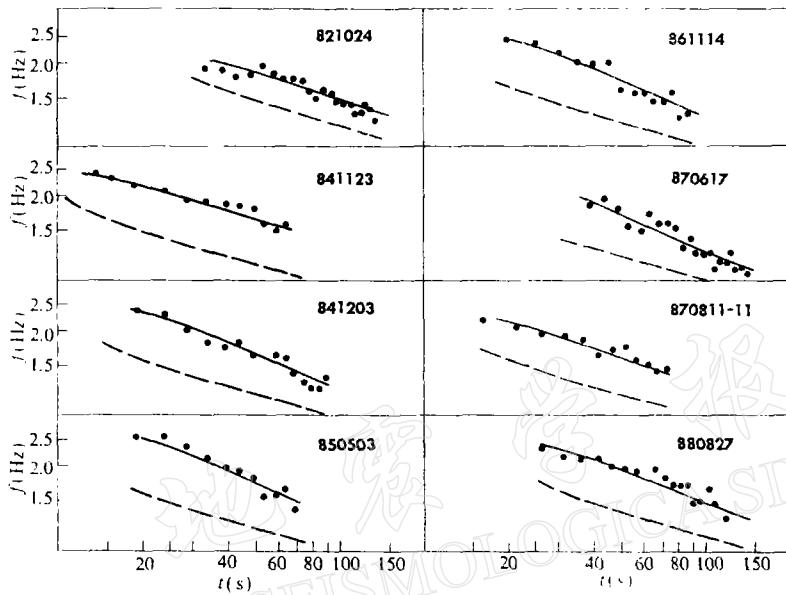


图 3 尾波 $f-t$ 观测值与理论拟合曲线(实线)对比图(图中虚线表示由(2)式给出的理论曲线)

从表 4 和图 4 看出,在 1982—1989 年期间,似乎显示了灵武地区中强地震前出现 u_1 降低的现象。例如,1984 年 11 月 23 日灵武 5.3 级地震和 1987 年 8 月 10 日 5.5 级地震前, u_1 表现出先出现下降,临震前回升的变化。由表 4 中看出,1984 年 6 月 28 日至 10 月 26 日发生的三次地震,测定的 $u_1 < 0.15$,远低于平均水平(平均值 $\bar{u} = 0.31$)。临震前 11 月 19 日和 21 日二次地震 u_1 已恢复至平均值水平;1987 年 8 月 10 日 5.5 级地震前,6 月 17 日和 7 月 4 日两次地震测得 u_1 比较低,约为 0.15。之后,7 月 11 日 3.5 级地震 u_1 已恢复至 0.24,相隔 1 个月,主震发生。两次 5 级地震的余震尾波测得的 u_1 值都在平均值附近或大于平均值。由于 1988 年 1 月 4 日 5.5 级地震前,自 1987 年 10 月至 1988 年 1 月 4 日期间该区未发生 3 级以上地震, u_1 的变化情况不明。但随后于元月 10 日该区又发生了一次 5.0 级地震。这次 5.0 级地震前发生的一次 4.4 级地震, u_1 出现 0.14 的低值。这两次 5 级地震后至 1989 年 2 月 10 日,尾波测得的 u_1 值维持至略低于平均值的稳定水平。

灵武地区中强地震前 u_1 的变化,可能反映了震源区介质性质和应力状态的变化。在孕震过程中,随着区域应力场的增强,震源及其周围区域介质中的裂隙张开、扩展,同时还会形成新生裂缝,使介质等效散射尺度变小, u_1 降低。相关长度由原来的 $a \approx 80m$ 减小到 $a \approx 40m$ 。在临震前,由于应力向未来破裂面高度集中,裂隙除在未来破裂面附近更加密集外,破裂面外围区域的大多数裂缝重新闭合,从而在临震前出现 u_1 值的恢复。介质散射相关长度 a 也相应恢复到原来数值。这一过程随各次地震前区域应力动态特性不同, u_1 的变

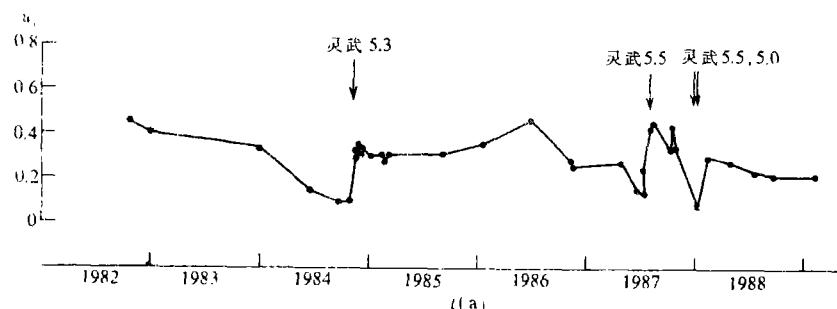


图 4 灵武地区介质相关长度参数 u_1 随时间变化曲线

化形态也有所差异。

Q 值的测定结果离散性较大。从总体上说, 同我们过去用尾波测定的该区 Q 值大体一致(杨明芝和董卫国, 1985), Q 约 200 左右, 但似乎看不出有意义的前兆变化。

五、结语

地方震尾波中含有大量有用信息。本文中, 我们发展了一种利用尾波频率测定介质相关长度, Q 值的方法。并将这一方法应用于宁夏灵武地区, 着重讨论了介质相关长度作为一种前兆测量的可能性和前景。笔者认为, 利用相关长度研究地震前兆变化的物理意义是清楚的, 方法也是可行的。尽管这一方法还存在许多值得探讨的问题。但根据灵武地区的震例看, 它对于探索地震预报问题是具有一定应用前景的。当然, 本研究仅仅是开始, 还需要用更多观测资料加以检验。尚待进一步完善和深化。

参 考 文 献

- 杨明芝、董卫国, 1985. 利用地方震出格记录尾波测定宁夏北部及邻区 Q 值. 西北地震学报, 7, 2, 23–30.
- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* **74**, 3322–3342.
- Aki, K., 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.* **85**, B11, 6496–6502.
- Chen, P. S., Nuttli, O. W., Ye, W. H. and Qin, J. Z., 1984. Estimates of short-period Q values and seismic moments from coda waves for earthquakes of the Beijing and Yunnan regions of China. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **74**, 44–53.
- Frankel, A. and Kanamori, H., 1983. Determination of rupture duration and stress drop for earthquakes in southern California. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **73**, 1527–1551.
- Herrmann, R. B., 1980. Q Estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **70**, 447–468.
- Herraiz, M. and Espionosa, A. F., 1987. Coda waves: A review. *PAGEOPH.* **125**, 540–554.
- Wu, R. S. and Aki, K., 1985. Elastic waves scattering by a random medium and the small-scale inhomogeneities in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **90**, B12, 10261–10273.