

海原西断层松山附近地区微震尾波 Q 值 ——中法合作数字微震监测台(网)应用之一——

荣代潞

(国家地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

摘要 利用中法合作建立的微震数字地震台的资料研究了海原西断层松山附近地区的微震尾波的衰减特征. 计算了 170 次地震的 7 个频带的尾波 Q_c 值, 得出该地区尾波衰减可用 $Q_c = 52f^{1.09}$ 表示, 表明这个地区是构造活动水平较高的地区.

主题词: 甘肃 微震观测 尾波 Q 值法 海原

1 引言

根据中国和法国双方的协议, 在合作研究项目《海原西断层地震危险性研究》中, 在景泰-古浪间建立微震监测台网, 第一阶段在天祝县松山乡朗索村建立了第一个数字式微震监测台. 该台于 1994 年 8 月建成投入运行, 至今已获得大量高质量的地震数字记录. 在此基础上, 我们对该台附近地区的微震尾波 Q 值进行了研究, 希望能对海原西断层附近地区的介质性质有一定的了解, 同时也是数字式微震记录资料应用的一种尝试.

2 台站技术概况

天祝县松山乡朗索村数字式微震监测台的地理位置为 $37^{\circ}06'30''N$, $103^{\circ}37'05''E$, 安装的拾震器为 1 Hz 的 L22 三分向速度摆, 所使用的记录器为 REFTEK. 该记录器由微机控制, 可设置 6 道记录, 放大倍数从 1 到 2048 可选 (1, 8, 16, 32, 128, 512, 1024, 2048), 频带宽 0~225 Hz, 采样率 50~500 Hz 可选, 动态范围可达 130 dB. 可设置连续记录、无线电信号触发记录和事件触发记录. 事件触发记录为 STA/LTA 比率触发. 记录长度和触发前记录长度可选.

拾震器安放在松山乡朗索村的基岩上. 整个系统由蓄电池和两块 30 W 太阳能电池板联合供电.

记录事件数据存于仪器内部的硬盘上, 可通过微机控制将硬盘上的数据拷贝于磁带上, 通过 PC 机上的专用数据采集通道回放于 PC 机中的硬盘上, 以供进一步分析研究.

3 微震尾波 Q 值计算方法

地方震的尾波衰减反映了包含震源和接收台站的区域的介质的平均性质, 包括裂隙和流体分布等, 是一个比较稳定的参数. 因此, 尾波衰减率的研究受到极大的重视.

对于尾波 Q_c 的测量, 迄今为止的观测和研究结果都支持单次散射模型. 根据 Aki 和 Chouet (1975)^[1] 的结果, 在一频带上的平均尾波功率谱可表示为:

$$P(\omega | t) = C(\omega) \cdot t^{-m} \exp(-\omega t / Q_c) \quad (1)$$

其中 $C(\omega)$ 代表在中心频率 ω 处的尾波震源因子, m 是决定于几何扩散的常数(对于体波, $m = 2$), t 是从发震时刻起算的流逝时间.

由(1)式可得:

$$\ln[P(\omega | t) \cdot t^2] = \ln C(\omega) - \omega t / Q_c \quad (2)$$

因此, $\ln[P(\omega | t) \cdot t^2]$ 与 t 之间是线性关系. 移动时间窗对尾波进行谱分析, 计算出对若干中心频率和一定频带宽的尾波功率谱值, 然后对(2)式进行线性回归, 即可得出这一频带的 Q_c 值.

上述为震源距为零时的单次散射衰减模型. 在此基础上曾健(1988)^[2] 和聂永安(1995)^[3] 提出了震源距不为零的单次与多次散射模型. 其中三维情况下单次散射尾波功率谱为:

$$P(\omega | t) = \frac{v s(\omega)}{4L a_1 c_1} \ln\left(\frac{a_1 + c_1}{a_1 - c_1}\right) \exp\left(-\frac{\omega}{Q_c} t\right) \quad (3)$$

式中 L 是地球介质中 S 波的平均自由程, v 为 S 波速度, $s(\omega)$ 为震源谱因子, $2a_1$ 为散射波通过的全路程, $2c_1$ 为震源距. 由上式可以看出, 当经过震源距校正后, 流逝时间与折合的功率谱的对数之间仍存在某种线性关系. 这可作为估算尾波 Q_c 值的基础. 为方便计算, 不少作者采用均方根振幅. 对于某一窄频带上的地震记录, 其尾波均方根振幅 $A(\omega | t)$ 与功率谱之间有如下关系(Aki and Chouet, 1975)^[1]:

$$A(\omega | t) = [2P(\omega | t) \Delta f]^{1/2} \quad (4)$$

其中 Δf 为滤波器的频带宽度, 将(1)式代入, 可以得到:

$$\ln[A(\omega | t) \cdot t] = \ln C(\omega) - \omega t / (2Q_c) \quad (5)$$

如果考虑到震源距校正, 定义经过校正的尾波折合均方根振幅为:

$$A_c(\omega | t) = \langle A^2(\omega | t) \rangle \cdot [t \cdot t_s / \ln\left(\frac{t + t_s}{t - t_s}\right)]^{1/2} \quad (6)$$

由此可得:

$$\ln A_c(\omega | t) = \ln C(\omega) - \omega t / (2Q_c) \quad (7)$$

(7)式与(2)式有相同的形式.

根据所获得的资料情况, 我们用(2)式和(7)式作为计算的基础. 对于流逝时间较长的尾波记录, 根据研究(Rautian 和 Khalturin, 1978)^[4], 当所取流逝时间大于直达 S 波的两倍时, 尾波衰减率变得与震源距离无关, 在这种情况下, 可直接用(7)式计算折合的尾波均方根振幅.

由于只有一个台的记录, 无法较准确地定出震中, 因此我们利用甘肃台网的目录, 选取数字台和甘肃台网共同记录到的、记录质量较好的地方震, 以及 1996 年 6 月 1 日天祝-古浪地震及其大量的余震, 截止到 7 月 3 日共记录到发生在该区域的余震 132 次. 其地震参数列于表 1, 震中分布见图 1.

计算时采用分频道记录的方法, 通过带通数字滤波, 由原始数字记录得到多道分频道地震图, 滤波采用蝶形带通滤波器, 参数见表 2. 滤波程序中已对零线及平均噪声水平进行了校正.

图 2 是一个记录的多道分频带记录图的例子, (0)为原始记录, (1)~(7)为分频道记录, 原始记录的幅度标度是其余的两倍. 整个时间长度为 50 s.

计算的时间窗采用 0.5 s(100 个样本), 滑动窗采用 0.1 s. 根据资料情况滑动 10 个步长.

表1 计算 Q_c 值所用地震参数

地震 序号	发震时间	纬度(N)	经度(E)	震级 M_L	数字台记录 文件名
1	1994-08-23 13 h 14 min 42.8 s	37°00'	103°05'	2.3	2E5985CC
2	1994-09-11 5 h 20 min 56.0 s	36°51'	103°08'	2.0	2E6580E1
3	1994-09-16 12 h 00 min 54.3 s	36°54'	103°15'	2.4	2E79187C
4	1994-09-29 12 h 31 min 4.2 s	36°51'	103°11'	2.2	2E8A430F
5	1994-09-30 3 h 52 min 11.7 s	37°07'	103°36'	2.9	2E8B1AEC
6	1994-10-04 14 h 27 min 52.1 s	37°04'	104°01'	3.2	2E90F5EE
7	1994-11-03 01 h 04 min 9.0 s	37°04'	103°33'	3.0	2EB7C689
8	1994-11-10 15 h 34 min 8.5 s	31°54'	103°44'	3.0	2EC1A1AB
9	1994-12-27 00 h 11 min 31.7 s	37°12'	103°13'	3.0	2EFBEB18
10	1994-12-28 00 h 12 min 21.9 s	37°11'	104°05'	1.1	2F003CEF
11	1995-01-12 09 h 36 min 50.5 s	36°48'	104°57'	2.8	2F1487C6
12	1995-04-11 11 h 46 min 40.8 s	36°55'	103°15'	2.1	2F89FBA8
13	1995-04-14 19 h 39 min 46.2 s	37°14'	103°59'	2.3	2F8E5F04
14	1995-04-24 13 h 37 min 34.7 s	36°55'	103°12'	1.9	2F9B3926
15	1995-06-25 09 h 21 min 50.4 s	37°08'	103°30'	2.3	2FECBA30
16	1995-08-09 07 h 47 min 37.6 s	36°24'	103°13'	2.1	3027F7A8
17	1995-08-09 07 h 48 min 37.6 s	36°23'	103°11'	3.3	3027F7E4
18	1995-09-20 12 h 09 min 56.8 s	36°48'	103°19'	1.7	305F941D
19	1995-10-19 15 h 47 min 16.4 s	36°56'	103°17'	2.4	3086028B
20	1995-10-20 15 h 17 min 21.7 s	36°49'	103°11'	1.9	30874D09
21	1995-10-26 15 h 14 min 6.5 s	37°06'	103°36'	2.3	308F353F
22	1995-11-28 12 h 36 min 35.6 s	36°55'	103°14'	2.7	30BA91DA
23	1995-12-06 13 h 50 min 10.0 s	36°53'	103°17'	2.6	30C52F19
24	1995-12-31 06 h 58 min 24.4 s	37°08'	103°38'	2.2	30E5C411
25	1996-01-12 17 h 42 min 24.2 s	37°03'	104°03'	2.5	30F62D08
26	1996-01-13 01 h 07 min 35.0 s	37°06'	104°00'	2.4	30F713EE
27	1996-01-24 16 h 13 min 25.5 s	36°52'	103°16'	2.5	3105EA22
28	1996-01-31 11 h 18 min 16.0 s	36°48'	103°19'	0.5	310EDF7F
29	1996-02-13 11 h 20 min 13.7 s	36°57'	103°00'	2.9	31200377
30	1996-02-23 00 h 16 min 17.8 s	37°25'	103°15'	3.3	312C96DA
31	1996-03-28 23 h 18 min 39.5 s	36°23'	103°09'	2.1	315AADD F
32	1996-04-16 14 h 29 min 48.2 s	36°54'	103°09'	2.4	31733E63
33	1996-04-17 02 h 52 min 1.9 s	37°37'	102°45'	1.1	3173EC60
34	1996-04-23 03 h 40 min 23.8 s	37°05'	103°55'	2.7	317BE0AB
35	1996-04-29 21 h 06 min 40.9 s	37°39'	102°24'	3.2	3183B61D
36	1996-04-30 18 h 34 min 56.1 s	37°46'	102°18'	3.1	3185ECE7
37	1996-05-24 00 h 29 min 39.9 s	37°42'	102°26'	2.4	31A49288
38	1996-06-01 20 h 49 min 12.6 s	37°17'	102°45'	5.8	31B03C56

表 2 对地震记录进行带通滤波的参数

频道	中心频率 (Hz)	频带宽 (Hz)
1	1.58	0.6
2	2.50	1.264
3	3.94	1.997
4	6.23	3.155
5	9.85	4.977
6	15.56	7.88
7	24.58	12.45

计算是在 HP486 计算机上自编程序进行, 直接采用台站的速度记录. 因此计算的是速度的均方根振幅. 对于窄频道地震图, 其位移和速度均方根振幅随时间的变化趋势基本相同, 不影响线性回归的直线的斜率.

由于所用拾震器和记录器频带很宽, 因而我们没有进行仪器频率校正.

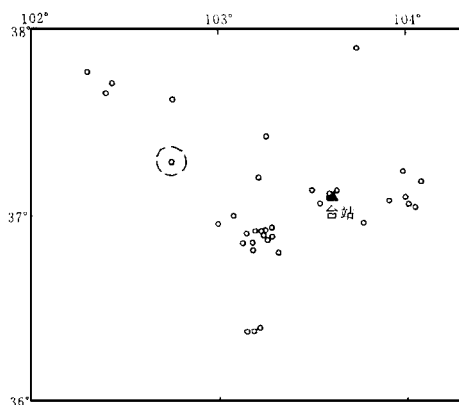
图 1 计算尾波 Q 值所用地震震中分布图

Fig. 1 Distribution of epicenters of the earthquakes used in calculating Q_c -values.

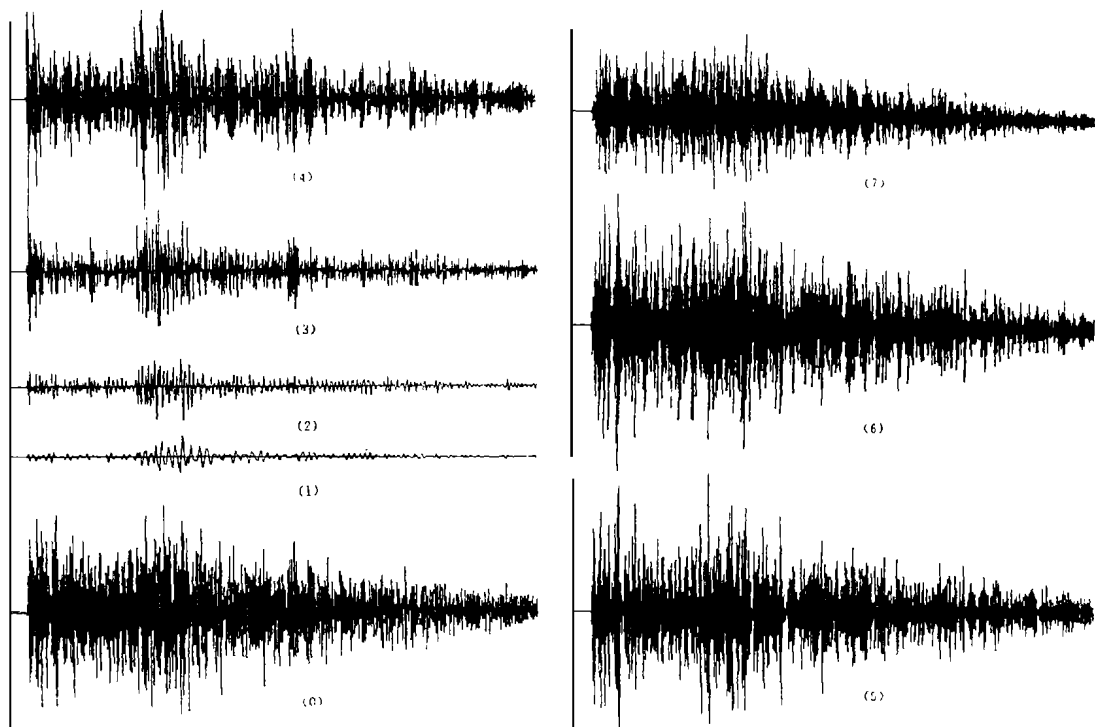


图 2 原始记录图和经窄带带通滤波后的分频道地震图

Fig. 2 Seismograms.

(0) 原始记录图; (1)~(7) 经带通滤波后的地震图

4 计算结果

本文对 170 个地震采用均方根振幅方法计算了每个地震对不同中心频率 f_c 的尾波衰减, Q_c 值由最小二乘法确定.

研究表明(高龙生等, 1986)^[5], Q_c 值与频率的关系可以表示为

$$Q_c = Q_0 f^n \tag{8}$$

的形式. 根据我们的计算结果, 截止 1996 年 7 月 3 日前的资料用相关系数大于 0.6 的 Q_c 值得出:

$$Q_c = 52f^{1.09} \quad R = 0.99 \tag{9}$$

可见我们得出的结果也很好符合这一关系.

这里需要说明的是, 计算中发现, 对某些地震和某些频率, 无法得出合理的 Q_c 值(包括 Q_c 为负值或相关系数 < 0.6), 考虑到我们用的是同一个台站的记录, 因此我们可以将各次地震相同频率计算出的合理的 Q_c 值进行平均, 这样得出的 Q_c 值可以反映记录台周围一定范围的区域介质衰减的平均特性. 在双对数坐标中, 对 Q_c 和 f 进行线性回归, 最后得到(9)式的结果.

5 讨论

(1) 本文计算结果反映了台站附近一定范围内介质的平均衰减性质, 可以作为研究区附近介质性质方面的一个基础性的资料.

(2) 不少作者计算过不同地区的 Q_c 值, 得出的结果差异很大, 这一方面与使用的资料、计算的方法等有关, 另一方面这也表明了尾波衰减是因地区而异的.

我们的结果与其他地区的结果列于图 3(李松林等, 1990)^[6]. 对于尾波 Q_c 的地区差异, 一般认为构造活动的地区的衰减比稳定地区快, 构造活动地区 Q_c 的频率依赖性强. 这两个性质表现在(8)式中为构造活动地区 Q_0 值小, n 值较大. 我们得出的结果 $Q_0 = 52, n = 1.09$, 表明台站附近地区明显地属于构造活动地区. 这与该区的构造活动的实际情况是符合的.

(3) 在我们的资料统计的时段内, 甘肃省发生了两次中强地震, 一次是 1995 年 7 月 22 日永登 5.8 级地震, 震中位于台站西南方向约 80 km; 一次是 1996 年 6 月 1 日天祝-古浪 5.6 级地震, 震中在台站西约 70 km. 为了研究在一次地震孕育和发震过程中介质衰减特性的变化, 我们分别计算了两次地震前后的 Q_c 值, 结果如下:

永登 5.8 级地震:

1995 年 1 月 1 日 ~ 1995 年 7 月 18 日 $Q_c = 44f^{1.34}$

1995 年 8 月 8 日 ~ 1995 年 12 月 31 日 $Q_c = 46f^{1.11}$

天祝-古浪地震

1994 年 8 月 23 日 ~ 1996 年 3 月 22 日 $Q_c = 60f^{1.12}$

1996 年 3 月 28 日 ~ 1996 年 5 月 18 日 $Q_c = 68f^{1.02}$

1996 年 6 月 2 日 ~ 1996 年 7 月 3 日 $Q_c = 40f^{1.12}$

由以上计算结果可以看到, 在永登地震前后, Q_0 值无明显变化, 但 n 值有所减小. 天祝-古浪地震后 Q_0 值有所减小, n 值从 1.02 增加为 1.12. 但这些变化尚不明显, 有

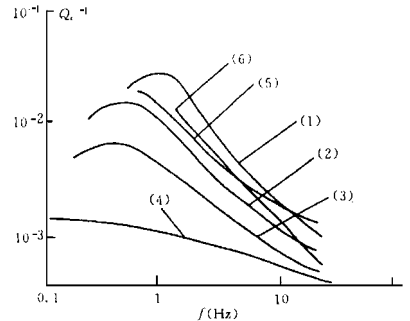


图 3 世界上几个典型地区的 $1/Q_c$ 与 f 的关系曲线

Fig. 3 Relative curves between $1/Q_c$ and f several typical regions in the world.

- (1) 意大利(据 Aki); (2) 加州(据 Aki);
- (3) 日本(据 Aki); (4) 美国中部(据 Aki);
- (5) 河北滦县(据李松林等);
- (6) 本文研究区(天祝松山地区)

待于进一步的研究.

荣代潞(1994)^[7]曾利用中法张掖台网的资料研究过肃南 5.7 级地震前后尾波 Q_c 值的变化特征,得到一些结果.我们认为,鉴于地震的发生是介质中应力积累的结果,那么可以期望在孕震和发震过程中介质的衰减特性会发生某种变化.对于永登地震和天祝-古浪地震来说,可能是由于台站与震中较远,且震级不大,所以没有发现明显的变化.如果台网进一步完善,那么我们可以期望在该地区未来大震危险性的判定及前兆研究中,尾波衰减的研究将会起到一定的作用.

在中法合作微震监测台建台工作和资料处理过程中,法国宇宙科学研究院巴黎地球物理研究所 Pascal Bernard 教授参加了主要工作.

贺玉亭、金铭、李亚荣、高中强和蒋续媛参加了建台和资料收集工作.

参考文献

- 1 Aki, Chouet. Origin of coda wave, source, attenuation and scattering effects. *J G R*, 1975, 88: 3322~3342.
- 2 曾健,等.单次与多次散射对地方震尾波的作用.地震学报,1988,11(1):12~13.
- 3 聂永安,曾健,冯德益,等.三维尾波散射问题的理论研究.地震学报,1995,17(1):83~87.
- 4 Rautian, Khalutrin. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull Seismol Soc Am*, 1978, 68: 923~940.
- 5 高龙生,石汝斌,华正兴,等.唐山~北京地区 Q 因子随频率的变化.地震学报,1986,8(4):354~365.
- 6 李松林,等.深县地区尾波 Q 值及其与频率关系的研究.地震学报,1990,12(4):357~366.
- 7 荣代潞,等.张掖-民乐盆地中强地震前后微震尾波 Q 值的变化特征及其短临预报意义.见:河西祁连山中段地震危险基础研究.北京:地震出版社,1994.

THE Q -VALUE OF CODA OF MICROEARTHQUAKES IN THE AREA ALONG WESTERN HAIYUAN FAULT NEAR SONGSHAN ——APPLICATION OF DATA OF THE DIGITAL NETWORK COOPERATIVELY SET UP BY CHINA AND FRANCE (1)

RONG Dailu

(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, Lanzhou 730000*)

Abstract

Using the data of the digital network monitoring micro-earthquake cooperatively set up by China and France, the attenuation characteristics of the Q -value of coda of microearthquakes in the area along western Haiyuan fault near Songshan have been studied. The coda Q_c -values on 7 frequency bands of 170 earthquakes have been calculated. The coda attenuation in the area can be represented by $Q_c = 52f^{1.09}$. It is shown that this area is a highly tectonic activity area.

Key words: Gansu, Microseismic observation, Q -value method of coda wave, Haiyuan