

民乐盆地及其周围地区的 Q 值研究*

姚立珣 ** 虞雪君 ** 汪 进 *** 温增平

(中国兰州 730000 国家地震局兰州地震研究所)

摘要

1988年,中法合作建立的张掖数字化地震台网投入观测,该台网位于河西走廊和祁连山中段的重点监视区内.利用张掖数字化台网的资料,测定了民乐盆地及其周围地区地壳介质的 Q 值.研究结果表明,该区 Q_p 约为 500—780, Q_s 约为 230—460.盆地内部 Q 值较高,盆地外围 Q 值较低,中、强地震大多发生在盆地外围的断裂带上.此外, Q 值随地震射线的穿透深度而增加.本文也讨论了肃南地震 ($M_s=5.7$) 前后 Q 值随时间变化的一些问题.这些结果可以用于研究和监测民乐盆地的地震危险性.

关键词 民乐盆地; 频谱比; Q 值; 前兆

1. 引言

地震的发生与地壳的局部构造或岩石介质的不均匀性密切相关.然而,精确地测定这种不均匀性是十分困难的.利用地震波资料测定地壳介质品质因子 Q 值,则可以对地壳介质的不均匀性给出定量的描述.

民乐盆地位于青藏块体北缘的甘肃省河西走廊中部.盆地北缘有龙首山断裂带,盆地南缘有祁连山断裂带.在民乐盆地周围发生过多次强烈地震.1980年以来,河西走廊中部和祁连山中部地区地震趋于活跃,该区被划为重点监视区.1988年9月由中国和法国合作建立的张掖数字化地震台网投入观测,并记录到多次小地震.我们使用这些地震资料测定了民乐盆地及其周围地区的地壳介质 Q 值,为重点监视区提供了有实用价值的资料.

2. 原理和方法简述

地震波在地球内部传播的过程中,其能量除了因波阵面的几何扩散而减小外,还会由于传播途径上介质的非弹性吸收而减小.在观测点得到的地震波可以表示为

$$A(x) = A_0 f(x) \exp[-\omega x / 2Qc] \quad (1)$$

式中, A_0 为地震波的初始振幅, $f(x)$ 为几何扩散因子, ω 为圆频率, x 为震源到观测点的距

* 1991年7月20日收到本文初稿,1992年10月30日决定采用.

** 现在地址中国杭州 310007 浙江省地震局.

*** 现在美国南加里福尼亚大学地质科学系.

离, Q 为介质的品质因子, c 为地震波的速度. 一般说来, Q 是 ω 的函数, 但在频率 10^{-1} — 10^2 Hz 内 Q 为常数. 我们研究的就在这一范围之内.

依据半确定半统计的震源位错模型, 对于均匀弹性无限介质中的剪切位错源产生的远场位移得到的震源谱, 可以表示为(徐果明、周惠兰, 1982)

$$|\Omega(\omega)| = \frac{\mu D_0 W L}{\sqrt{1 + \left(\frac{\cos\theta}{c} - \frac{1}{v}\right)^2 \left(\frac{\omega}{k_L}\right)^2}} \sqrt{1 + \left(\frac{\omega}{k_T}\right)^2} \quad (2)$$

式中, μ 为剪切模量, D_0 为错动幅度, W 为断层宽度, L 为断层长度, θ 为观测点与错动方向(取极轴方向)之间的夹角, v 为破裂速度. k_L 和 k_T 分别称为相关长度和相关时间, 它们是统计学参数. 由(2)式, 当 $\omega \rightarrow 0$ 和 ω 足够大时可以得到

$$|\Omega(\omega)| = \begin{cases} \frac{\mu D_0 W L}{\left(\frac{\cos\theta}{c} - \frac{1}{v}\right) \omega} & \text{当 } \omega \rightarrow 0 \text{ 时} \\ \frac{\mu D_0 W L k_L k_T}{\left(\frac{\cos\theta}{c} - \frac{1}{v}\right) \omega^2} & \text{当 } \omega \text{ 足够大时} \end{cases} \quad (3)$$

由(3)式可以看到, 震源谱的低频段可以近似为常数 $M_0 = \mu D_0 W L$, 即地震矩; 震源谱的高频段与 ω^{-2} 成比例, 高频段随 ω 增大迅速衰减, 其衰减趋势一般与破裂方式有关. 在上述模型中高频衰减趋势为 ω^{-2} . 对于实际地震, 可以用下述方法从地震波谱中求其高频衰减趋势: 在观测点得到的地震波谱可以表示为

$$F(\omega) = \Omega(\omega) B(\omega) P(\omega) S(\omega) I(\omega) \quad (4)$$

其中, $\Omega(\omega)$ 为震源谱, $B(\omega)$ 为介质衰减因子,

$S(\omega)$ 为场地响应, $P(\omega)$ 为路径响应, $I(\omega)$ 为仪器响应. 对于同一台地震仪记录到同一地点的大小不同的两次地震, 其波谱比便等于震源频谱之比, 即

$$\frac{F_1(\omega)}{F_2(\omega)} = \frac{\Omega_1(\omega)}{\Omega_2(\omega)} \quad (5)$$

理论频谱和频谱比示于图 1. (5)式已消除了路径、场地、仪器响应和介质吸收的影响, 因此图 1b 中曲线的两个拐点给出大、小地震的拐角频率 f_{c1} 和 f_{c2} , 位于拐角频率 f_{c1} 和 f_{c2} 之间的斜线部分就给出震源谱的高频衰减趋势.

如果地震波在传播过程中没有介质的非弹性吸收, 那么在观测点得到的地震波谱扣除仪器响应、路径响应和场地响应之后, 其高频衰减应符合 ω^{-2} . 实际上并非如此, 这种差别主要是由于介质对地震波的非弹性吸收引起的. 上述理论提供了一种求 Q 值的方法, (吴大铭等, 1987). 对求得的地震频谱, 扣除仪器响应、路径响应和场地响应之后, 再用衰减因子

$$B(\omega) = \exp[-\omega x / 2Qc] \quad (6)$$

去修正频谱, 使修正之后的频谱高频衰减渐近线逼近 ω^{-2} . 不断改变 Q 值进行尝试, 使这

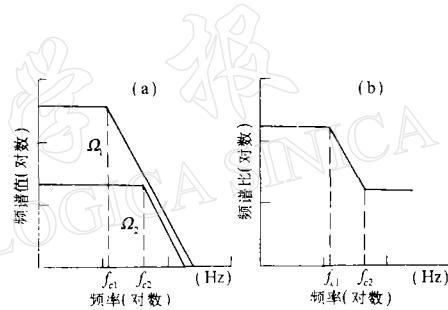


图 1 大、小地震理论频谱(a)与其频谱比(b)(吴大铭等 1987)

种修正达到最佳情况,这时的 Q 值即为所求的传播路径上的 Q 值.

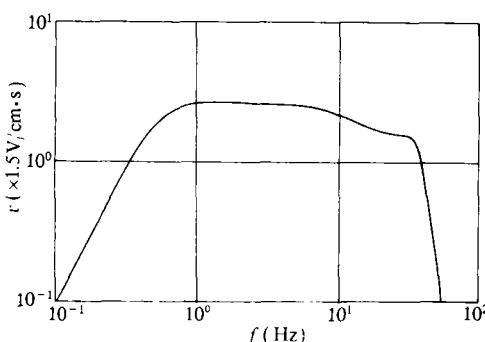


图 2 L·4C 型地震仪频率响应曲线

进行谱分析时,使用直达波资料,采样长度大于 3 s,最长为 6 s. 每秒钟采样 92 次, $f_N = 46$ Hz. 所选用的地震记录一般噪声很小,可以选用矩形窗. 对于个别高频干扰大的资料,使用带通滤波器进行了滤波.

4. 测定结果

4.1 频谱高频衰减趋势

使用肃南、临泽、张掖 3 个地区的地震资料,选用同一地震台记到的震中相近,大、小不同的两次地震计算了频谱比,以测定频谱的高频衰减趋势. 由 17 个 P 波频谱比图测得高频衰减趋势为 $\omega^{-1.45} - \omega^{-2}$, 平均为 $\omega^{-1.9}$; 由 32 个 S 波频谱比图测得高频衰减趋势为 $\omega^{-1.4} - \omega^{-2.4}$, 平均值为 $\omega^{-1.9}$. 两种波测得的结果一致,基本符合 ω^{-2} 的震源模型. 他人测定也有类似结果(Frankel *et al.*, 1989; Walter *et al.*, 1988). 图 3 给出 1988 年 11 月 24 日肃南 3.3 级地震和 1989 年 4 月 2 日肃南 2.2 级地震的频谱比图. 两次地震震中相距为 5 km, 高频衰减趋势近似 ω^{-2} .

4.2 介质品质因子 Q 值

用前面叙述的方法测定了民乐盆地及其周围地区的 Q_p 和 Q_s . 图 4 给出了一例用 Q 值对频谱修正的情况. 用这种方法求 Q 值的相对误差约为 4%. 表 1 是由各台站测定的 Q 值, 使用的是肃南地震序列资料. 图 5 给出民乐盆地及其周围地区 Q_p 和 Q_s 的分布情况.

由图 5 可以看到, 民乐盆地及其周围地区 Q 值存在一定差异. 总体看来, 穿过民乐盆地路径上的 Q 值比较高, Q_p 约为 780, Q_s 约为 450. 民乐盆地周围地区的 Q 值较低, 沿祁连

3. 资 料

张掖数字台网包括 11 个子台, 张掖台为三分向地震仪, 其余均为单分向地震仪. 中国仪器为 PTY-8 型, 周期 1.0 s, 记录位移. 法国仪器为 L·4C 型, 周期 1.0 s, 记录速度, 仪器频率特性曲线如图 2 所示. 该台网孔径约为 160 km, 可以较好地记录发生在该地区的小地震. 我们选取了 1988 年 10 月 1 日至 1990 年 4 月发生在台网附近的 26 次小地震 ($M_L = 1.9 - 3.5$). 被选用的地震一般记录良好, 干扰小, 震相清晰可辨.

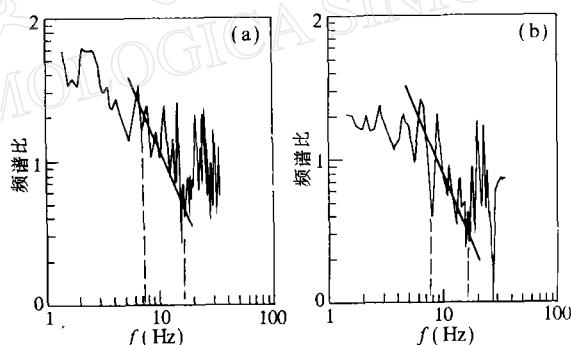


图 3 肃南一对大、小地震频谱比

(a) P 波频谱比; (b) S 波频谱比

表 1 由肃南地震序列测定的各路径介质 Q 值

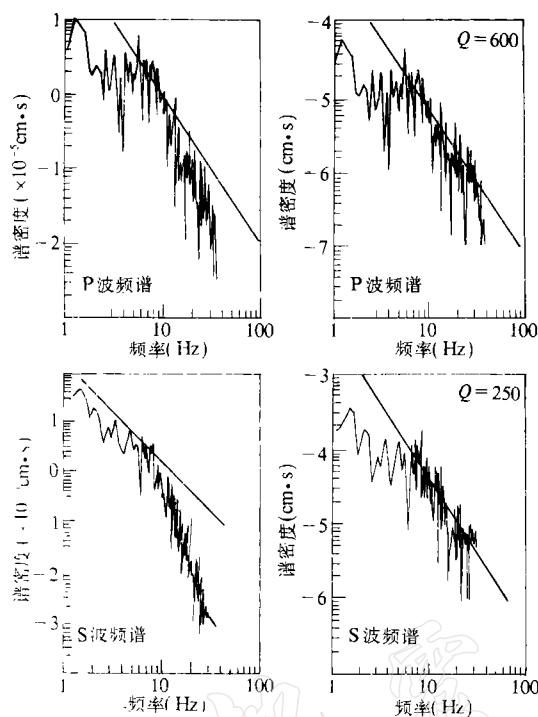


图4 1988年10月1日肃南3.1级地震频谱,左边的图是未修正的,右边的图是经过修正的

径方向,震中距大的台站测定的 Q 值偏大。可以从肃南—平奕堡—口子里,肃南—张掖—努日盖,肃南—西武当—东乐以及肃南—鸡心山—民乐几条路径上看到这一现象。对于同一地点的地震,震中距越远的台站接收到的地震波通过深部介质的路径越长,由于深部介质比浅部介质完整性好,故显示出较大的 Q 值。在其它地区也发现 Q 值随深度变大的现象(付昌洪、朱传镇,1982; Hough, 1988)。

由 Q 值的空间分布可以探讨介质对地震波衰减问题,衰减可以用 $K(r) = \int dr/Qc$ 来描述。 Q 值越小意味着介质对地震波的衰减越强烈。表1给出了同一台站 Q_p 与 Q_s 之比,震中

山断裂带 Q_p 约为500, Q_s 约为300。民乐盆地西缘横穿河西走廊的路径上 Q 值也较低, Q_p 约为660, Q_s 约为350。将穿过盆地内部的路径(肃南—东乐,肃南—平坡)与通过盆地外围的路径(肃南—扁都口,肃南—平奕堡)相比较,路径长短大体相同,但前者 Q 值高于后者,这表明盆地内部介质比较完整,没有大的断裂带。沿祁连山断裂带介质完整性较差,盆地西缘横跨河西走廊,也存在规模较小的北西西和北北东向断裂带,介质完整性也较差,故 Q 值较民乐盆地内部低。由图5看出,一些中、强地震都发生在民乐盆地周围地区,如1954年2月11日山丹7.3级地震,1978年8月16日民乐4.7级地震,1988年11月22日肃南5.7级地震,以及同年12月26日临泽4.7级地震都发生在民乐盆地周围地区,民乐盆地内部没有较大地震。

由图5还可以看到,沿同一条路

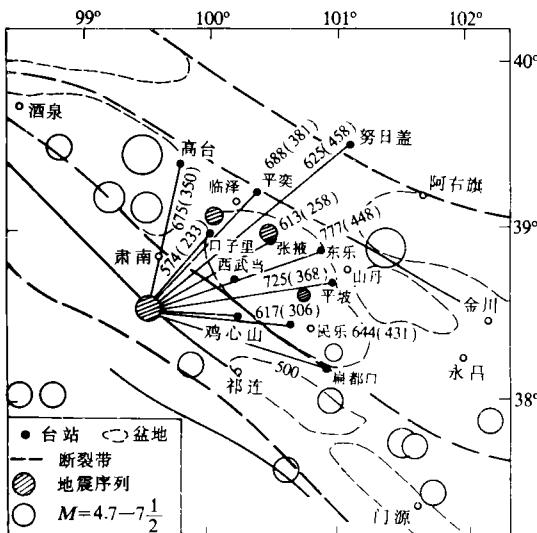


图5 民乐盆地及其周围地区 Q 值分布
(括号内的数字为 Q_p ,括号外的数字为 Q_s)

距近的台站 Q_p/Q_s 较大,约为2.4;震中距远的台站 Q_p/Q_s 较小,约为1.4—2.0.这种差别可能主要来源于介质对不同类型的地震波衰减不同.表2给出了同一路径方向上震中距小的台站测定的 Q 值与震中距大的台站测定的同一种波的 Q 值之比.

由表2可以看出,在同一方向路径上,当震中距变小时, Q_p 和 Q_s 都变小,比值均小于1.但 Q_s 减小的更多.这意味着浅层介质对S波衰减比对P波衰减快.这可能是由于在上地壳浅部存在较多的小断裂以及丰富的裂隙和孔隙,并且有流体存在,这些因素不利于S波传播.特别是流体饱和时,对S波衰减比对P波更显著(Winkler and Nur, 1979).

表2 同一路径方向上近台测定 Q 值与远台测定 Q 值之比

地 震 波	$Q_1:Q_2$	$Q_5:Q_4$	$Q_9:Q_3$	$Q_{13}:Q_{12}$
P 波	0.89	0.96	0.70	0.92
S 波	0.61	0.71	0.48	0.56

注:Q的下角标表示台站编号.

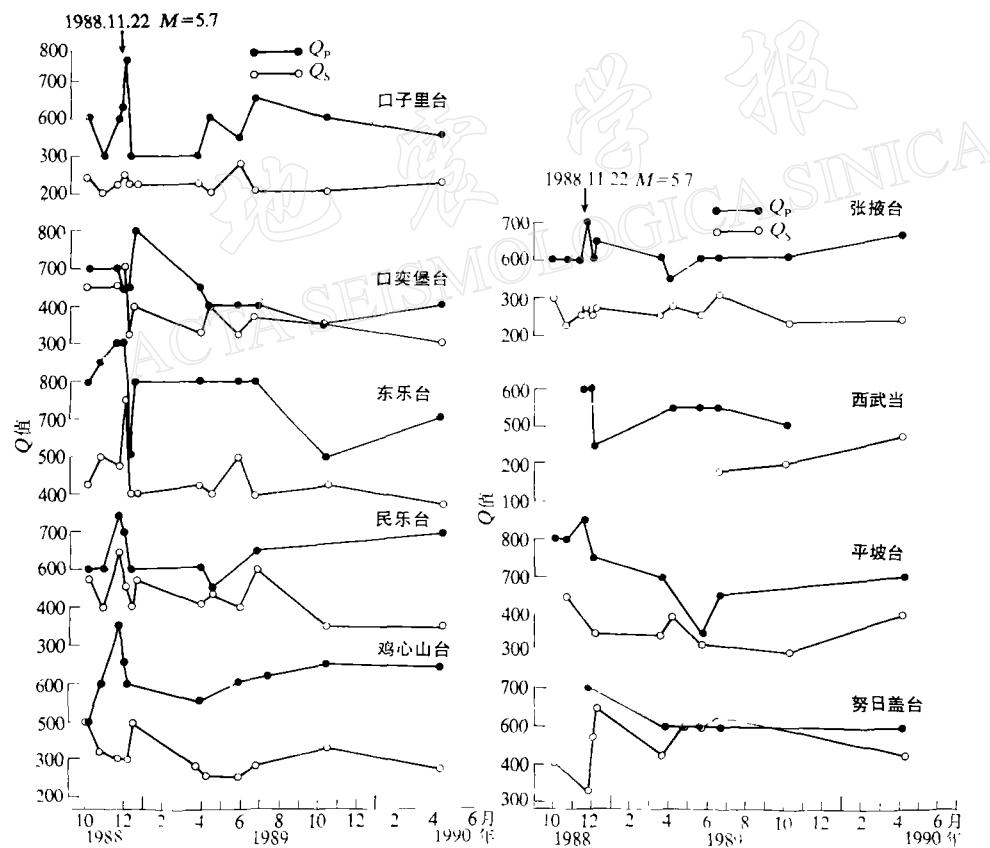


图6 Q 值随时间变化图

图6给出从1988年10月1日至1990年4月 Q 值随时间变化情况.由图6可以看到,在1988年11月22日肃南5.7级地震前,口子里、平奕堡、东乐、民乐和鸡心山台测定的 Q 值高于平均值,张掖台的高值出现在地震之后.这些异常值幅度变化为16%—29%,

虽然变化幅度不大,但超过 4% 的误差,可能是一种前兆信息。地震之后, Q 值有逐渐下降的趋势,如果认为 Q 值降低属于正常状态的话,近期民乐盆地及其周缘地区发生强震的可能性会减小。

5. 结 论

根据上述研究,概括为以下几点:

- (1) 民乐盆地内部地区 Q 值比较高,盆地周围地区 Q 值比较低。民乐盆地内部没有大的断裂带,介质比较完整。盆地周围分布着较多的断裂带,介质完整性较差,具备发生中、强地震的介质条件。更精细地研究 Q 值的空间分布对于划定地震危险区是有用的。
- (2) 民乐盆地及其周围地区 Q 值随震中距增加而增大。说明上地壳深部 Q 值大于浅部 Q 值。意味着上地壳深部更具备孕育较大地震的介质条件。
- (3) 在同一方向路径上不同距离的台站测定的 Q 值表明,震中距小时,介质对 S 波衰减比对 P 波衰减强烈。表明浅层介质中的裂隙、孔隙和流体情况对 S 波传播影响较大。
- (4) 从 Q 值随时间变化的结果看,在 1988 年 10 月 22 日肃南 5.7 级地震前, Q 值上升 16%—29%,可能是前兆信息。目前各路径 Q 值均趋于减小,民乐盆地周围发生大震的危险性会减小一些。

参 考 文 献

- 付昌洪、朱传镇,1982. 北京地区地壳 Q 值随深度的分布特征。西北地震学报, 4, 4, 63—68.
- 吴大铭、王培德、陈运泰,1987. 北京和云南剑川地区的 Q_P 和 Q_S 。地震学报, 9, 337—346.
- 徐果明、周蕙兰,1982. 地震学原理,345—349. 科学出版社,北京.
- Frankel, A. and Wennerberg, L., 1989. Microearthquake spectra from the Anza, California Seismic Network: Site response and source scaling. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 79, 3, 581—609.
- Hough, S. E., 1988. High frequency observed at Anza California; Implication for Q structure. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 78, 2, 692—707.
- Walter, W. R., Brune, J. N., Priestley, K. F. and Fletcher, J. 1988. Observation of high-frequency P-wave earthquake and explosion spectra compared with ω^{-3} , ω^{-2} and shape source models. *J. Geophys. Res.*, 93, B6, 6318—6324.
- Winkler, K. and Nur, A., 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 1, 1—4.