

朱新运, 于俊谊, 张帆. 2013. 浙江珊溪水库库区地震波衰减特征研究. 地震学报, 35(2): 199-208.

Zhu Xinyun, Yu Junyi, Zhang Fan. 2013. Characteristics of seismic wave attenuation in Shanxi Reservoir area of Zhejiang Province. *Acta Seismologica Sinica*, 35(2): 199-208.

浙江珊溪水库库区地震波衰减特征研究^{*}

朱新运^{*} 于俊谊 张帆

(中国杭州 310013 浙江省地震局)

摘要 2002—2007年发生的珊溪水库地震事件是少震、弱震的浙江省区域显著的地震事件。搜集182次 $M_L > 2.0$ 地震的近场台站数字地震波形, 使用这些波形高信噪比的尾波时间域信号, 根据计算尾波 $Q_c(f)$ 值的Sato模型, 通过滤波及去除环境噪声, 计算了地震波传播路径上的尾波 $Q_c(f)$ 值; 拟合 $Q_c(f)$ 值与频率 f 之间的关系, 分析了水库区域地震波衰减的时空特征。根据信噪比及计算要求, 从近场9个台站的记录中挑选出641条三分向记录, 计算尾波衰减参数, 得到尾波 $Q_c(f)$ 与频率 f 的关系为: $Q_c(f) = 52.19 \pm 7.11 f^{0.9221 \pm 0.05}$ 。结果表明, 本区域为低衰减区域。震群活动使区域介质对高频率波衰减趋势性增大。进一步对尾波衰减参数及尾波采样体之间的关系分析发现, 该区域存在深部高衰减层。

关键词 震群 尾波 衰减参数 水库地震

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2013.02.006 中图分类号: P315.3⁺1 文献标志码: A

Characteristics of seismic wave attenuation in Shanxi Reservoir area of Zhejiang Province

Zhu Xinyun^{*} Yu Junyi Zhang Fan

(Earthquake Administration of Zhejiang Province, Hangzhou 310013, China)

Abstract: The earthquakes which occurred from 2002 to 2007 in Shanxi Reservoir area, Zhejiang Province, are very notable, because the province is not considered prone to earthquakes. We have collected waveform data of 182 $M_L > 2.0$ earthquakes recorded at near-source stations. By using the coda time series with high signal-to-noise ratio and filtering the data to eliminate background noises based on Sato model, the coda $Q_c(f)$ was calculated, and the relationship between $Q_c(f)$ and frequency (f) was obtained. Then, the characteristics of seismic wave attenuation in the reservoir area were analyzed. 641 three-component records chosen from 9 stations were used for this study. Our result shows that the relationship between the coda $Q_c(f)$ and f is: $Q_c(f) = 52.19 \pm 7.11 f^{0.9221 \pm 0.05}$, suggesting that the study area is a tectonically inactive zone. The attenuation coefficient for high frequency waves increases with seismic activity. Further analysis on the relationship between $Q_c(f)$ and sampling depth reveals that high

* 基金项目 中国地震局星火计划(XH12023)和中国自然科学基金(41090291)资助。

收稿日期 2012-02-29 收到初稿, 2012-09-22 决定采用修改稿。

(④)通讯作者 e-mail: zhuxinyu@126.com 网络出版时间: 2012-11-29 10:20:00 rights reserved. <http://www.cnki.net>

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.2021.P.20121129.1020.003.html>

attenuation layers exist deep beneath the study area.

Key words: earthquake swarm; coda; attenuation coefficient; reservoir earthquakes

引言

尾波理论是地震波衰减研究的基本理论, Aki (1969) 及 Herraiz 和 Espinosa (1987) 将地震图中所有直达波之后的部分称作尾波。研究表明, 不论地震震级大小, 在基本相同的区域或路径, 地震波尾波振幅随流逝时间的衰减基本相当。Aki (1969) 认为, 尾波是随机分布于一个椭球内的地壳和上地幔的无数间断面对地震波的散射波, 震中和台站位于椭球体与地面垂直面相交椭圆的两个焦点上。地震波的散射包括弱散射(或单次散射)(Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977)、多重散射(Gao *et al*, 1983a, b) 及强散射(或漫射)(Aki, 1969)等。其中, 单次散射模型(Pulli, 1984)假定散射场弱, 无二次散射。Aki (1969) 及 Aki 和 Chouet (1975) 在单次散射模型基础上提出了台、源重合情况下的尾波衰减系数计算方法。考虑到台、源分离情况下震源至接收点距离的影响, Sato (1977) 和 Pulli (1984) 对 Aki 和 Chouet (1975) 的尾波计算方法进行了必要的修正(Sato 模型)。由于单次散射模型的计算方法简单而得到了广泛应用 (Liu *et al*, 1994; Nava *et al*, 1999; Castro *et al*, 2003; Horasan, Guney, 2004)。

浙江珊溪水库区域属于浙东南褶皱带, 走向北东的泰顺—温州断裂和走向北西的景宁—苍南断裂交叉穿过库区, 构造复杂, 但地震活动性很弱, 历史上库区 70 km 范围内没有显著地震事件记录。珊溪水库蓄水 2.5 年之后, 该库区发生了显著的、间隙性的地震活动。虽然地震强度低, 最大震级仅有 $M_L 4.6$, 但由于农村民居结构简单, 抗震能力弱, 因而水库地震在当地也造成了很大的经济损失^①。

本研究搜集近场记录的信噪比较高的数字地震波资料, 采用单次散射的 Sato 计算模型, 计算地震波衰减参数, 以期对珊溪水库区域地震波衰减特征有一定的认识。

1 理论与方法

根据 Sato (1977) 提出的尾波衰减系数计算方法, 尾波振幅可以表达为

$$F(f) = \lg[(A_c(f)/A_s)^2 K^{-1}(a)] = C(f) - b(t - t_s) \quad (1)$$

式中, A_s 为 S 波最大振幅; $A_c(f)$ 为流逝时间 t 对应的合成振幅, 由式(3)和式(4)给出; $K(a)$ 为散射体附近的几何扩散因子, 可表示为

$$K(a) = \frac{1}{a} \ln \frac{a+1}{a-1} \quad (2)$$

式中, $a = t/t_s$, t_s 为 S 波的流逝时间, t 为从震源开始至尾波截断点的流逝时间

$$A_T = \sqrt{\frac{S_T(\text{EW})^2 + S_T(\text{NS})^2}{2}} \quad (3)$$

$$A_c(t) = (A_T^2 - A_n^2)^{1/2} \quad (4)$$

A_T 为一个采样周期 T 的地震波均方根振幅 (Drouet *et al*, 2005), $S_T(\text{NS})$ 和 $S_T(\text{EW})$ 分别为南北及东西分量. A_n 为 Pg 波到达前适当时间段 (2 s) 噪声均方根振幅, 用以进行地震波的噪声校正 (Pulli, 1984). 对同一地震的同一频率, $C(f)$ 为常数, 拟合出 $F(t)$ 与 $(t - t_S)$ 的线性关系, 得到 b . b 与 Q_c 的关系由式(5)给出.

$$b = (\pi f \lg e) / Q_c \quad (5)$$

衰减参数与频率的关系表示为

$$Q_c(f) = Q_0 f^\eta \quad (6)$$

式中, $Q_c(f)$ 为频率 f 时的尾波衰减参数, Q_0 为频率 $f=1$ 时的尾波衰减参数, η 代表尾波衰减参数 $Q_c(f)$ 对频率 f 的依赖性指数.

2 资料及数据处理

2.1 资料条件

珊溪水库位于浙江省南部温州市飞云江干流上游河段, 2001 年底建成并开始蓄水. 2002 年 7 月 28 日库区发生 $M_L 3.5$ 地震, 随后不断有小震发生. 同年 9 月 5 日发生了 $M_L 3.9$ 地震, 之后 $M_L 2.0$ 以上地震平静了 2 年, $M_L 3.0$ 以上地震平静了 3.5 年. 到 2006 年 2 月 4 日地震强度及频度突然升高, 2006 年 2 月 9 日发生的 $M_L 4.6$ 地震为震群最大地震, 至 2008 年 7 月 25 日库区共记录到 $M_L > 0$ 地震达 3544 次. 其中 $M_L 3.0$ — 3.9 地震 48 次, $M_L 4.0$ — 4.9 地震 11 次. 根据朱新运等 (2010) 的研究结果, 震群地震的最大深度为 9.5 km, 最浅 1.7 km, 震源深度平均 4.7 km, 震中呈北西向狭窄条带分布. 小震震源参数研究结果 (于俊谊, 朱新运, 2008; 朱新运等, 2010) 表明, 水库地震震源参数未表现出有别于构造地震的特征.

2006 年 2 月 4 日震区发生 $M_L 3.5$ 地震后, 浙江省地震局迅速在震源区布设了流动台站 (朱新运等, 2010). 尽管该序列地震震级不大, 但近距离流动台仍然获得了大量高信噪比数字地震波资料. 同时, WEZ 和 JIN 两个固定台距震中区小于 70 km, 也记录了大量的数字地震波资料. 除了部分极短时间间隔连发地震无法进行尾波衰减参数计算之外, 绝大部分资料可以获得稳定的尾波衰减参数. 本研究搜集了 $M_L 2.0$ 以上近场记录的波形资料, 根据信噪比及计算要求, 从中挑选出共 182 次地震在 9 个台站的 641 条记录, 计算尾波衰减参数. 地震震中、台站及射线分布见图 1.

2.2 数据处理

通过原始记录读取 Pg 和 Sg 震相到时. 在 Pg 波到时前取 2 s 为背景噪声, 使用均方根振幅比作为信噪比, 其值大于 2 满足尾波衰减参数进一步计算的基本条件, 截取可用尾

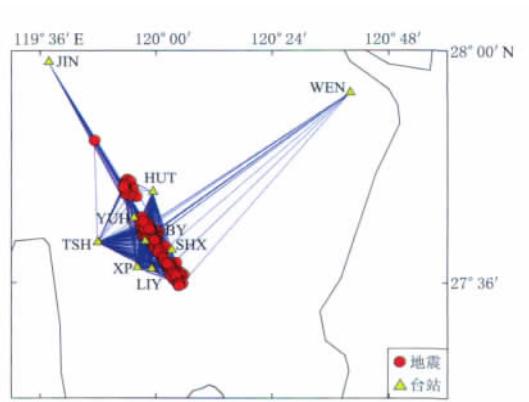


图 1 台站、震中及射线分布图(震中引自
朱新运等, 2010)

WEZ: 温州台; JIN: 景宁台; HUT: 黄塘台;
YUH: 云湖台; TSH: 泰顺台; BY: 包洋台;
XP: 新浦台; SHX: 珊溪台; LIY: 联云台

Fig. 1 Seismic stations (triangles), epicenters
(circles) and ray-paths (blue solid lines)

波波形(朱新运等, 2005, 2006). 在满足信噪比的情况下, 将流逝时间固定为 60 s, 在近场地 9 个台站记录的 182 次地震中, 挑选出地震波记录 641 条. 对每条记录, 确定分析频率段为 4—18 Hz, 间隔 1 Hz, 使用 6 阶 Butterworth 带通滤波器, 对分析频率 f , 以 $[2/3f, 4/3f]$ 带宽滤波. 尾波从 S 波震相到时之后 5 s 开始起算, 取采样窗长 2 s, 滑动步长 0.5 s, 根据式(3)和式(4)计算各时间点的合成振幅, 求解尾波 $Q_c(f)$; 根据式(6)拟合 $Q_c(f)$ 与 f 的关系, 获得 Q_c 及 η . 计算过程见图 2.

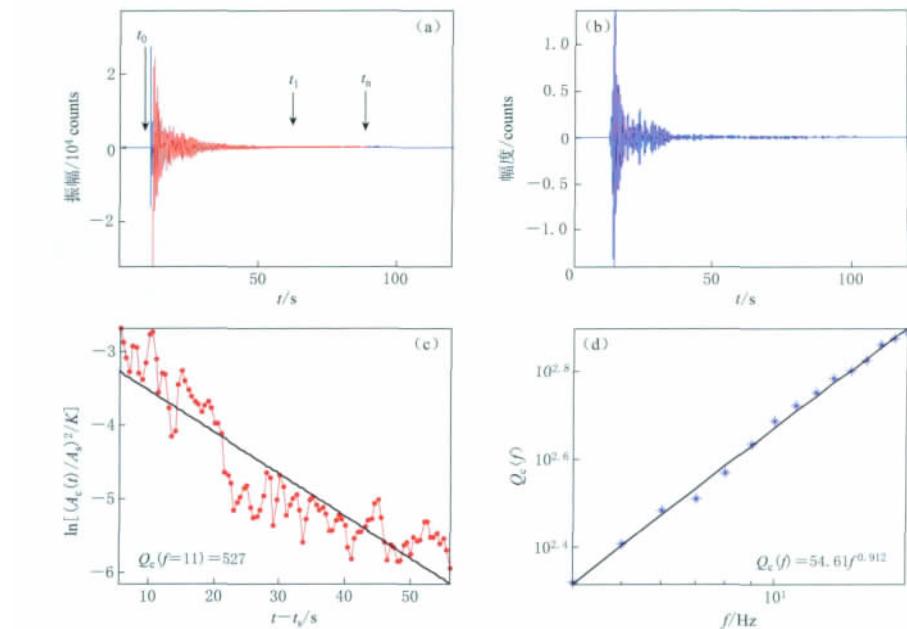


图 2 尾波衰减参数计算过程实例

(a) 使用波形原始记录(仅绘 EW 向), t_n 表示满足信噪比条件的尾波截断点, t_1 表示尾波计算实际使用的尾波截断点, t_0 表示地震发震时刻($t_1-t_0=60$ s); (b) $f=11(f\pm 1/3f)$ 数据滤波实例; (c) 主频率为 $f=11$ 的数据拟合; (d) $Q_c(f)$ 与频率关系

Fig. 2 Examples of coda wave attenuation parameter calculation

(a) E-W component velocity seismogram, t_n represents cutoff point of coda waves satisfying signal-to-noise ratio (SNR) condition, t_1 denotes cutoff point of coda waves used in the calculation, t_0 is the origin time ($t_1-t_0=60$ s); (b) Filtered seismogram ($f=11(f\pm 1/3f)$); (c) Data fitting with $f=11$; (d) Relationship between $Q_c(f)$ and frequency

3 数据结果

3.1 按区域及台站统计的衰减系数特征

对全区域全部结果进行统计, 地震波衰减参数可表示为式(7), 数据分布见图 3.

$$Q_c(f) = 52.19 \pm 7.11 f^{0.922 \pm 0.05} \quad (7)$$

为进一步进行数据分析, 本研究按获取记录的台站统计地震波衰减参数与频率的关系, 统计实例见图 4 及式(8), 各台站统计的衰减参数见表 1.

由 TSH 台单台获得的尾波衰减系数关系为

$$(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. \ http://www.cnki.net$$

$$Q_c(f) = 51.4 \pm 4.86 f^{0.969 \pm 0.036} \quad (8)$$

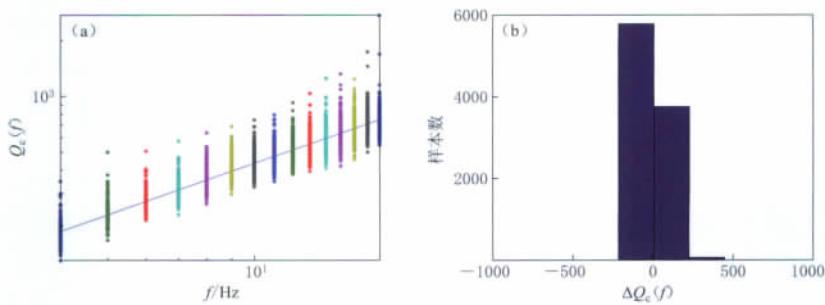
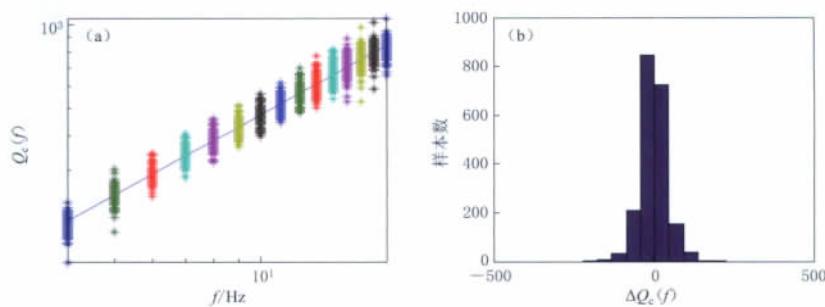


图3 全区域所有台站记录的尾波衰减参数与频率关系

(a) $Q_e(f)$ 与频率关系图,星号表示实测的 $Q_e(f)$ 值,实线表示衰减参数与频率的依赖关系;(b) 数据残差分布

Fig. 3 $Q_e(f)$ values versus frequency for all stations in the whole region

(a) Relationship between $Q_e(f)$ and frequency, asterisk represents measured $Q_e(f)$, solid line shows $Q_e(f)$ -frequency dependency relation for the whole region; (b) Residual distribution

图4 TSH台获得的 $Q_e(f)$ 与频率关系

(a) $Q_e(f)$ 与频率关系图,星号表示实测的 $Q_e(f)$ 值,实线表示衰减参数与频率的依赖关系;(b) 数据残差分布

Fig. 4 $Q_e(f)$ obtained as a function of frequency for TSH station

(a) Relationship between $Q_e(f)$ and frequency, asterisk represents measured $Q_e(f)$, solid line shows the $Q_e(f)$ -frequency dependency relation for the whole region; (b) Residual distribution

表1 各台站数据统计结果

Table 1 Statistical results of Q value from different stations

| 台站代码及位置 | | | 衰减参数 | | | | 记录数 |
|---------|--------|-------|-------------|--------------|--------------|---------------|-----|
| 代码 | 经度/°E | 纬度/°N | \bar{Q}_0 | ΔQ_0 | $\bar{\eta}$ | $\Delta \eta$ | |
| WEZ | 120.67 | 27.93 | 69.65 | 25.84 | 0.919 | 0.166 | 13 |
| SHX | 120.05 | 27.66 | 51.27 | 3.72 | 0.899 | 0.033 | 59 |
| HUT | 119.99 | 27.76 | 54.37 | 4.93 | 0.932 | 0.033 | 82 |
| LIY | 119.99 | 27.62 | 51.77 | 4.11 | 0.895 | 0.038 | 54 |
| XP | 119.94 | 27.63 | 51.89 | 5.36 | 0.905 | 0.036 | 122 |
| BY | 119.96 | 27.67 | 50.78 | 3.41 | 0.894 | 0.026 | 77 |
| TSH | 119.80 | 27.67 | 51.40 | 4.86 | 0.969 | 0.036 | 135 |
| YUH | 119.92 | 27.71 | 51.06 | 3.80 | 0.920 | 0.034 | 77 |
| JIN | 119.63 | 27.98 | 63.89 | 14.42 | 0.924 | 0.073 | 22 |
| 合计 | | | 52.19 | 7.11 | 0.9221 | 0.05 | 641 |

根据表1的数据结果绘制各台站平均衰减参数 \bar{Q}_0 及其对应残差 ΔQ_0 (图5). 从表1及图5可以看出,距库区较远的温州(WEZ)、景宁(JIN)两个台站 Q_0 及 ΔQ_0 较高, Q_0 达到60¹

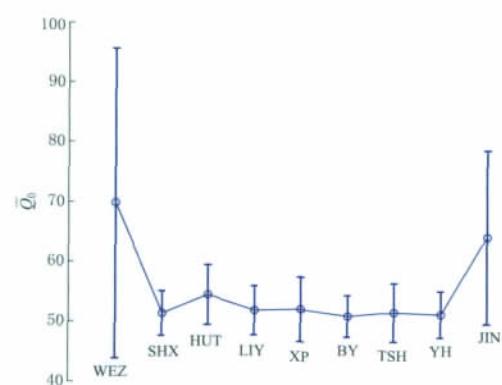
图 5 按台站统计的 \bar{Q}_0 及其残差分布

Fig. 5 \bar{Q}_0 value and residuals based on statistics of different stations

以上且标准偏差高达 37%，其余台站获得的 \bar{Q}_0 为 51 左右且标准偏差在 10% 以下。震源区（库区）近距离观测的尾波衰减参数非常一致。

已有研究 (Pulli, 1984; Wong *et al*, 2001) 表明，在震源距及地震剪切波速度确定的情况下，流逝时间越长，采样椭球体越大，采样深度越深。而随着深度增加应力增大，介质非均匀性降低 (Jacobson *et al*, 1984; Carpenter, Sanford, 1985; 刘希强等, 2009)， $Q_c(f)$ 值随尾波流逝时间增大而增大，介质对地震波造成的衰减降低。但也有不同，如 Petukhin 等 (2003) 在研究 Kinki 区域地震波衰减时，按地震深度把地震分为孕震层地震 (0—20 km) 和非孕震层地震 (20—70 km) 来研究浅层及深层的地震波衰减。结果表明，浅层地震波衰减的 \bar{Q}_0 高于深层。同样现象也发生在接近莫霍面的部分熔融的地壳中 (Pitt *et al*, 2002)。本研究中，在同一研究区，剪切波速度基本一致，地震均为浅源地震 (朱新运等, 2010)，尾波流逝时间相同。相比之下，温州 (WEZ) 和景宁 (JIN) 两个台站震中距大于库区台站，按尾波采样公式 (Pulli, 1984)，其尾波采样深度小于库区台站尾波采样深度，获得的 \bar{Q}_0 高于库区台站结果。说明该区域更深层采样的尾波衰减系数低，因而区域存在深部高衰减层。

域地震波衰减时，按地震深度把地震分为孕震层地震 (0—20 km) 和非孕震层地震 (20—70 km) 来研究浅层及深层的地震波衰减。结果表明，浅层地震波衰减的 \bar{Q}_0 高于深层。同样现象也发生在接近莫霍面的部分熔融的地壳中 (Pitt *et al*, 2002)。本研究中，在同一研究区，剪切波速度基本一致，地震均为浅源地震 (朱新运等, 2010)，尾波流逝时间相同。相比之下，温州 (WEZ) 和景宁 (JIN) 两个台站震中距大于库区台站，按尾波采样公式 (Pulli, 1984)，其尾波采样深度小于库区台站尾波采样深度，获得的 \bar{Q}_0 高于库区台站结果。说明该区域更深层采样的尾波衰减系数低，因而区域存在深部高衰减层。

3.2 与地震序列同步的衰减系数变化

3.2.1 近距离记录的衰减系数统计特征

库区近距离 7 个台站获得的 \bar{Q}_0 基本相等且标准偏差较低。这 7 个台站均为流动台，除 SHX 和 HUT 台外，其余台站均为 2006 年 2 月 4 日之后的数天内临时架设的。台站记录的 Sg 波与 Pg 波走时差绝大部分在 0—3 s 之间，即台站震中距离大约在 25 km 以内 (朱新运等, 2010)。由于受资料限制，2006 年 2 月 4 日之前地震时序与介质衰减对应关系无法分析。本研究按地震顺序对 7 个库区台站计算的尾波衰减系数进行了统计，并绘制了 2006 年 2 月 4 日之后的地震 M_{L-t} 图 (图 6c)。

从图 6c (M_{L-t} 图) 中可以看出，2006 年 2 月 4 日至年底有两个地震活动的时间段。2006 年 2 月初—7 月底经历了从活跃到平静的过程，活跃时段大体从 2 月初—5 月初，历时 3 个月，之后 3 个月对应平静时段，与地震活动相对应。地震活跃时段 \bar{Q}_0 发生较大幅度的跳跃，而 $\bar{\eta}$ 出现由大到小的变化；之后的地震平静时段， \bar{Q}_0 及 $\bar{\eta}$ 变化不大或不明显。之后在 M_{L-t} 图上出现第二组地震活动，其活跃时段在 2006 年 8—9 月份。在该组地震活动发生之前，第一组地震平静期结束时的最后 3 次地震出现了明显的 \bar{Q}_0 增大及 $\bar{\eta}$ 减小 (图 6 箭头所指位置)。第二组地震频度与强度均小于第一组。在第二组地震发生过程中， \bar{Q}_0 仍然出现明显跳跃，而 $\bar{\eta}$ 变化不明显。由此说明地震波衰减参数与地震序列存在相关性。

3.2.2 TSH 台记录的衰减系数特征

流动台稳定性较差，故障率较高，单台对序列地震记录的完整性较低。从表 1 可以看出，共 9 个台站记录的 182 次地震中，实际获取的记录仅为 641 条，台均记录只有 71 条。

在9个台站中,相比而言记录最完整的是库区TSH台,在182次地震中记录到了135次。按地震顺序绘制TSH台单台获得的 Q_0 及 η 图(图7),由图7a可以看到,在地震序列发展过程中,尾波衰减系数 Q_0 存在起伏变化,且前期起伏大,后期起伏小,但没有趋势性上升

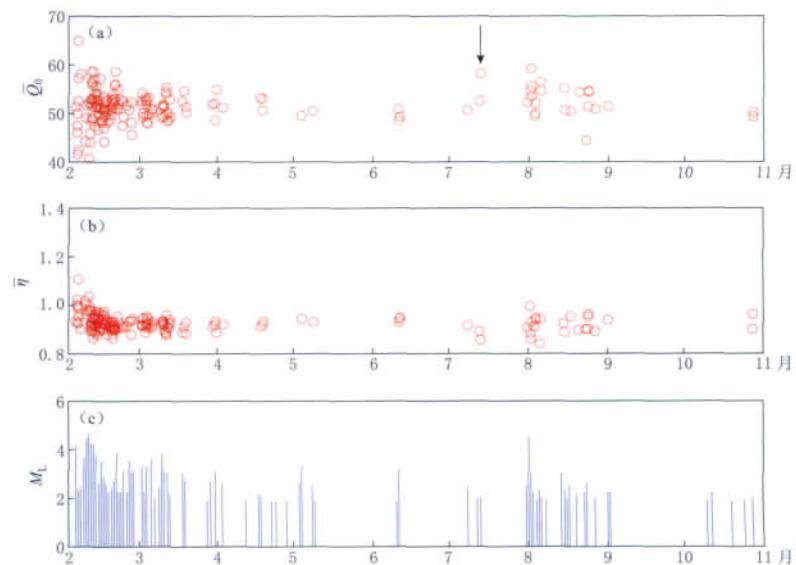


图6 2006年2—11月库区台统计的尾波 \bar{Q}_0 、 $\bar{\eta}$ 与地震发震时刻关系

(a) \bar{Q}_0 ; (b) $\bar{\eta}$; (c) 地震序列 M_{L-t} 图

Fig. 6 Variation of coda \bar{Q}_0 and $\bar{\eta}$ values with time from Feb. to Nov., 2006 at the stations in the reservoir area
(a) \bar{Q}_0 ; (b) $\bar{\eta}$; (c) M_{L-t} plot of the earthquake sequence

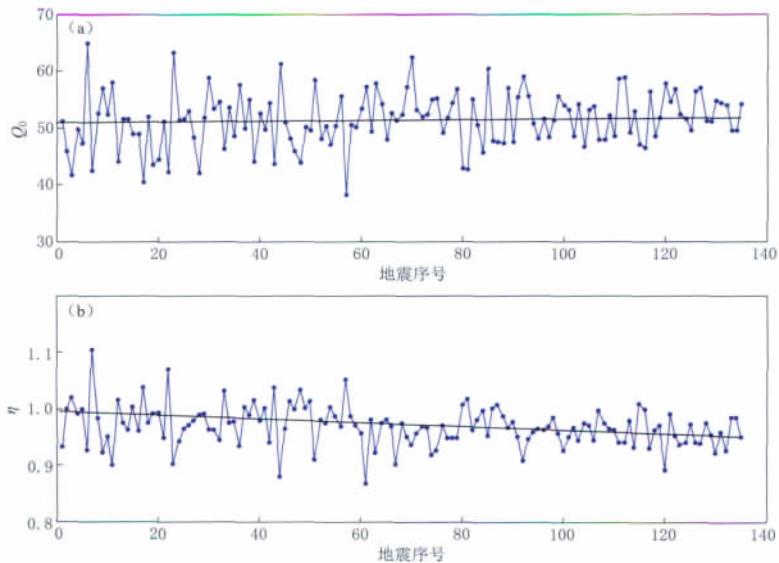


图7 TSH台获得的尾波衰减参数 Q_0 (a)和 η (b)随地震序列的变化

Fig. 7 Variation of coda Q_0 (a) and η (b) values with the earthquake sequence at TSH station

或下降, 或趋势性特征不明显. 而由图 7b 所反映的 η 除了起伏变化外, 整体上还表现出下降趋势. 根据式(6)中 $Q_c(f)$, Q_0 , η 及 f 的关系, 在 Q_0 不变的情况下, η 越小, 在频率高端的 $Q_c(f)$ 越低. 说明随着序列发展, 高频率波衰减系数降低, 衰减增大.

4 讨论与结论

本文搜集了使用同样方法在国内外其它区域获得的尾波衰减参数(表 2). 魏红梅等(2009)研究重庆荣昌区域尾波衰减参数时限定流逝时间为 60 s, 其结果中 \bar{Q}_0 为 42.24. 本研究获得的 \bar{Q}_0 明显高于魏红梅等(2009)的结果, 而 $Q_c(f)$ 对频率的依赖性指数 η 低于其研究结果. 说明重庆荣昌区域地震活动性高于浙江珊溪水库库区, 这与两区域实际的地震活动程度一致. 与师海阔等(2011)计算的宁夏区域尾波衰减参数相比, 本研究区结果 \bar{Q}_0 略高于宁夏全区域或分区的尾波衰减 Q_0 , 但师海阔等(2011)计算尾波衰减参数使用的流逝时间是 80 s, 本研究使用的流逝时间是 60 s, 两者相差 20 s. 一般情况下, 流逝时间越长, 反映的尾波采样深度越深, \bar{Q}_0 越大. 按数据推断, 以同样 60 s 的流逝时间计算, 本研究区域尾波 \bar{Q}_0 高于宁夏区域或分区的尾波衰减 Q_0 , 而本研究区地震活动水平低于宁夏区域地震活动水平. 表 2 中, 刘芳等(2007)选取尾波流逝时间为 70—80 s(高于本研究), 而其统计的 \bar{Q}_0 也大于本文的 \bar{Q}_0 , 研究区域包括整个内蒙古中西部地区, 数据结果难以比较; Amerbeh 和 Fairhead(1989)对喀麦隆火山区、Domínguez 和 Rebollar(1997)对巴哈北部地区的尾波衰减参数的研究没有固定尾波流逝时间, 其数据的随机起伏非常大, 无法加以比较; 而 Wong 等(2001)在研究 Tres Virgenes 火山区尾波衰减时虽然没有固定流逝时间, 但他限制了 12 s 的尾波窗, 在震源距变化不大的情况下, 尾波窗相对长度与流逝时间是等比例的, 本文结果与其结果基本相当.

表 2 国内外不同区域尾波衰减参数比较

Table 2 Comparison of coda attenuation parameters obtained at home and abroad

| 序号 | 研究区域 | 衰减参数 | | 尾波流逝时间/s | 备注 |
|----|-------------------|--------|--------|-----------|----------------------------|
| | | Q_0 | η | | |
| 1 | 内蒙中西部 | 69.98 | 0.899 | 70—80 | 刘芳等(2007) |
| 2 | 重庆荣昌 | 42.24 | 1.0118 | 60 | 魏红梅等(2009) |
| 3 | 喀麦隆火山区 | 65 | 1 | 25—50 | Amerbeh 和 Fairhead(1989) |
| 4 | 巴哈北部 | 41—207 | | 35—70 | Domínguez 和 Rebollar(1997) |
| 5 | Tres Virgenes 火山区 | 50 | 0.65 | 12 s(尾波窗) | Wong 等(2001) |
| 6 | 宁夏全区 | 44.81 | 0.9491 | 80 | |
| | 吉兰泰区 | 53.59 | 0.9148 | 80 | |
| | 银川区 | 53.04 | 0.921 | 80 | 师海阔等(2011) |
| | 卫宁同区 | 42.25 | 0.9532 | 80 | |
| 7 | 固海地震区 | 41.65 | 0.9636 | 80 | |
| | 珊溪全部记录 | 52.2 | 0.922 | 60 | 本文 |
| | 珊溪水库库区记录 | 51.4 | 0.96 | 60 | 本文 |

地震活动与地震波衰减是两个互为相关的问题, 一方面, 地震波衰减系数反映区域介质非均匀性程度, 而介质非均匀性正是地震活动的条件; 反过来, 地震活动会降低地震波传播区域介质均匀程度. 地震平静期在应力作用下, 震源区破裂介质也可能愈合, 使震源区介质趋向均匀. 本研究结果表明, 地震对区域介质衰减参数的影响与地震波频率有关.

无论频率高低,地震波衰减都是由介质对地震波的吸收、散射及能量转换引起的,而介质对高、低频率波的传播机制则有区别。对于高频率波,波长短,无法衍射,即使在地震发生后震源区介质破碎的情况下,也难以达到衍射条件,能量的传播主要通过反射进行;而低频率波波长长,在几何非均匀性介质中可以通过反射和衍射到达台站。地震导致的震源区介质弹性程度降低,而非弹性程度升高,以被吸收或能量转化为主要特征的高频率波衰减增大,衰减系数降低;对于低频率波则存在吸收或能量转化引起更大衰减及由于衍射而导致能量衰减程度减低这两个相互消长的过程,地震序列使 η 趋势性降低正好说明了这一点。

参 考 文 献

刘芳,苗春兰,高艳玲. 2007. 内蒙古中西部地区尾波Q值研究[J]. 地震, 27(1): 72-75.

刘希强,石玉燕,曲均浩,周彦文,李红,李铂,张坤. 2009. 品质因子的尾波测定方法讨论[J]. 中国地震, 25(1): 11-23.

师海阔,朱新运,贺永忠,张立恒. 2011. 基于Sato模型的宁夏及邻区尾波Q值研究[J]. 地震, 31(1): 118-126.

魏红梅,贺曼秋,黄世源,王同军. 2009. 重庆荣昌地区尾波Q_c值特征[J]. 西北地震学报, 31(1): 97-100.

于俊谊,朱新运. 2008. 浙江珊溪水库地震震源参数研究[J]. 中国地震, 24(4): 379-387.

朱新运,杨钢宇,张震峰. 2005. 基于Sato模型的近震S波尾波Q值求解及分析软件研制[J]. 地震地磁观测与研究, 26(3): 63-70.

朱新运,刘杰,张帆. 2006. 基于Aki模型的近震S波尾波Q值求解及分析软件研制[J]. 地震研究, 29(1): 76-80.

朱新运,张帆,于俊谊. 2010. 珊溪水库精细地震定位及构造研究[J]. 中国地震, 26(4): 380-391.

Aki K. 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scatter waves[J]. *J Geophys Res*, 74(2): 615-631.

Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects[J]. *J Geophys Res*, 80(23): 3322-3342.

Amerbeh W B, Fairhead J D. 1989. Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, West Africa[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 79(5): 1589-1600.

Carpenter P J, Sanford A R. 1985. Apparent Q for upper crustal rocks in the central Rio Grande Rift[J]. *J Geophys Res*, 90(B10): 8661-8674.

Castro R R, Cecilio J R, Inzunza L, Orozco L, Sánchez J, Gálvez O, Farfán F J, Méndez I. 2003. Direct body wave Q estimates in northern Baja California Mexico[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 103(1-2): 33-38.

Domínguez T, Rebollar C J. 1997. Regional variations of seismic attenuation from coda and Lg waves in northern Baja California[J]. *J Geophys Res*, 102(B7): 15259-15268.

Drouet S, Souriau A, Cotton F. 2005. Attenuation, seismic moments, and site effects for weak-motion events: Application to the Pyrenees[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 95(5): 1731-1748.

Gao L S, Lee L C, Biswas N N, Aki K. 1983a. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 73(2): 377-389.

Gao L S, Biswas N N, Lee L C, Aki K. 1983b. Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium [J]. *Pure Appl Geophys*, 121(1): 3-15.

Herraiz M, Espinosa A F. 1987. Coda waves: A review[J]. *Pure Appl Geophys*, 125(4): 499-577.

Horasan G, Guney A B. 2004. S-wave attenuation in the Sea of Marmara, Turkey[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 142(3-4): 215-224.

Jacobson R S, Shor G G, Shor J, Bée M. 1984. A comparison of velocity and attenuation between the Nicobar and Bengal deep sea fans[J]. *J Geophys Res*, 89(B7): 6181-6196.

Liu Z, Wuenscher M E, Herrmann R B. 1994. Attenuation of body waves in the central New Madrid seismic zone[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 84(4): 1112-1122.

Nava F A, Arthur R G, Castro R R, Suarez C, Marquez B, Cornu F N, Saavedra G. 1999. S wave attenuation in the coastal region of Jalisco-Colima, Mexico[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **115**(3): 247–257.

Petukhin A, Irikura K, Shiro O, Kagawa T. 2003. Estimation of Q-values in the seismogenic and aseismic layers in the Kinki region, Japan, by elimination of the geometrical spreading effect using ray approximation[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **93**(4): 1498–1515.

Pitt A M, Hill D P, Walter S W, Jonson M J S. 2002. Midcrustal, long-period earthquakes beneath Northern California volcanic areas[J]. *Seism Res Lett*, **73**(2): 144–152.

Pulli J J. 1984. Attenuation of coda waves in New England[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **74**(4): 1149–1166.

Sato H. 1977. Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation[J]. *J Phys Earth*, **25**: 27–41.

Wong V, Cecilio C J, Munguía L. 2001. Attenuation of coda waves at the Tres Vírgenes volcanic area, Baja California Sur, México[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**(4): 683–693.