

华卫, 赵翠萍, 陈章立, 郑斯华. 2009. 龙滩水库地区 P 波、S 波和尾波衰减. 地震学报, 31(6): 620-628.
Hua Wei, Zhao Cuiping, Chen Zhangli, Zheng Sihua. 2009. Attenuation of P, S and coda waves in Longtan reservoir region. *Acta Seismologica Sinica*, 31(6): 620-628.

龙滩水库地区 P 波、S 波和尾波衰减^{*}

华 卫^{*} 赵翠萍 陈章立 郑斯华

(中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所)

摘要 利用发生在龙滩水库地区的 144 次 $M_L \geq 1.0$ 地震资料, 研究了该地区地壳介质的衰减特征, 并采用尾波归一化方法分别估算了 P 波、S 波的品质因子 Q_p 和 Q_s , 用单次反散射模型计算了尾波品质因子 Q_c . 结果表明, 该地区上述 3 个值与频率的依赖关系分别为 $Q_p(f) = (7.43 \pm 0.78) f^{(1.05 \pm 0.06)}$, $Q_s(f) = (13.08 \pm 3.20) f^{(1.76 \pm 0.15)}$, $Q_c(f) = (50.52 \pm 2.71) f^{(1.13 \pm 0.03)}$, 总体呈现低 Q_0 和高 η 值的特点. 在所研究的频带范围 1—16 Hz 内, Q_s/Q_p 比值均大于 1, 表明该地区体波衰减中散射可能起着较大作用. Q_c 与 Q_s 的比较结果表明, 在小于 8 Hz 时, $Q_s < Q_c$; 而大于 8 Hz 时, 则 $Q_s > Q_c$. 这可能是由于介质的多次散射作用的结果.

关键词 地震波衰减 尾波归一化 龙滩水库

文章编号: 0253-3782(2009)06-0620-09 **中图分类号:** P315.3⁺¹ **文献标识码:** A

Attenuation of P, S and coda waves in Longtan reservoir region

Hua Wei^{*} Zhao Cuiping Chen Zhangli Zheng Sihua

(Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China)

Abstract: Seismic attenuation properties of the crust medium in Longtan, Guangxi, reservoir region have been investigated using digital seismogram data of 144 $M_L \geq 1.0$ earthquakes occurred in the region. The extended coda-normalization method has been used to calculate the quality factors for P wave (Q_p) and S waves (Q_s), and the single back-scattering model was used to determine the quality factors for coda wave (Q_c). The results show that the frequency dependent relationships of these three quality factors in the region are $Q_p(f) = (7.43 \pm 0.78) f^{(1.05 \pm 0.06)}$, $Q_s(f) = (13.08 \pm 3.20) f^{(1.76 \pm 0.15)}$ and $Q_c(f) = (50.52 \pm 2.71) f^{(1.13 \pm 0.03)}$, respectively, indicating a property of low Q_0 and high η . The ratio Q_s/Q_p is found to be greater than one for the frequency range (1–16 Hz) considered here, indicating scattering being an important factor of body wave attenuation in the region. A comparison between Q_c and Q_s shows that $Q_s < Q_c$ for frequencies below 8 Hz and $Q_s > Q_c$ for frequencies above 8 Hz. This may be attributed to the multiple scattering effect of the medium.

Key words: seismic wave attenuation; coda normalization; Longtan reservoir

* 基金项目 国家科技支撑项目(2006BAC01B04-02-01)、国家科技支撑项目(2008BAC38B02-3)和地震科学联合基金项目(606042)共同资助.

收稿日期 2008-09-27 收到初稿, 2009-02-06 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: huawei@seis.ac.cn

引言

广西龙滩水电站总装机容量为 630 万千瓦, 电站于 2001 年 7 月正式开工建设, 2003 年 11 月大江截流。电站水库库容 273 亿立方米, 2006 年 9 月 30 日首次蓄水, 水库水位上升至 320 m。在此期间, 龙滩库区小震活动明显增强, 发生的最大地震是 2007 年 3 月 17 日贵州罗甸 3.8 级地震; 2007 年 6 月 1 日第二次蓄水, 水库水位升高至 342 m, 小震活动进一步增强, 发生了 2007 年 7 月 17 日天峨 $M_{\text{L}} 4.6$ 地震。水库蓄水及水位的变化与地震活动之间的关系明显。

区域地震波衰减(介质品质因子 Q 值)的研究对于计算地震震源参数、预测工程地震中强地面运动造成的灾害非常重要。因此, 研究人员采用不同的方法在世界不同地区广泛地开展了这方面的研究, 采用的主要方法有多台多震联合反演方法计算 S 波衰减(Atkinson, Mereu, 1992; Singh *et al.*, 1999; 黄玉龙等, 2003), 尾波方法(Aki, Chouet, 1975)和尾波归一化方法(Aki, 1980; Sato, 1980; Yoshimoto *et al.*, 1993; 王勤彩等, 2005; Sharma, Kumar, 2007)。

“龙滩水电站工程数字遥测地震台网”工程, 于 2005 年 11 月 25 日建设完成并投入试运行, 2006 年 3 月 29 日通过验收。该台网由 10 个地震台站组成, 完整地记录到了龙滩水库两次蓄水期间所诱发的小震活动。研究水库地区介质衰减特征并将其与一般构造地震作比较是一个令人感兴趣的课题。本文利用 2006 年 9 月—2007 年 8 月该台网记录到的龙滩水库的小震资料, 采用尾波归一化方法测定 P 波、S 波 Q 值以及尾波 Q 值, 开展水库地区地壳介质衰减特征的研究。

1 方法原理

1.1 用尾波归一化方法测定 Q 值

Aki 和其他许多人的研究都表明, 对于不同的地区、不同的地震, 尾波和 S 波的振幅比与频率的依赖关系较稳定, 或者说, 尾波振幅与 S 波振幅成比例, 依此提出了用尾波谱振幅归一化 S 波谱振幅(振幅比)来测定 S 波 Q 值的方法(Aki, 1980)。1993 年 Yoshimoto 等(1993)将尾波归一化方法扩展到同时测定 P 波、S 波衰减。对于地方震, 在扣除了噪音、仪器响应和台站场地响应后, S 波谱振幅为

$$A_S(f) = S(f, \theta)R^{-1}e^{-\frac{\pi Rf}{\beta Q_S(f)}} \quad (1)$$

式中, $S(f, \theta)$ 为包含了震源辐射图象效应的震源谱, R 代表震源距, β 表示 S 波速度。扣除噪音、仪器响应和台站场地效应后, 对于地方震, 尾波的振幅可用式(2)表示(Aki, Chouet, 1975), 只是这时 $S(f)$ 仅为震源谱。

$$A_c(f, t_c) = S(f)C(f, t_c) \quad (2)$$

式中

$$C(f, t_c) = t_c^{-1}e^{-\frac{\pi f}{Q_c(f)}t_c} \quad (3)$$

式中, t_c 为尾波的走时, 即从地震发震时间算起至尾波测量的时间, 一般 $t_c > 2R/\beta$ 。

将式(1)除以式(2), 并取对数, 整理后得

$$\ln \frac{A_S(f)R}{A_c(f, t_c)} = \ln \frac{S(f, \theta)}{S(f)} - \ln C(f, t_c) - \frac{\pi f}{\beta Q_S(f)}R \quad (4)$$

为了消除震源辐射图象的影响, 即消去上式右边的第一项, 对展布在 $R \pm \Delta R$ 范围 (R 不同, θ 不同) 的多个地震求平均, 即对不同的 R 进行回归计算 (用 $\langle \rangle$ 表示), 即有

$$\langle \ln \frac{A_s(f)R}{A_c(f, t_c)} \rangle_{R \pm \Delta R} = -\ln C(f, t_c) - \frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} R \quad (5)$$

根据式(3), $C(f, t_c)$ 仅是频率 f 和走时 t_c 的函数, 与震源和台站的位置无关, 故当对所有地震都取同样的走时 t_c 时, 则对某中心频率 f_K , $\ln C(f_K, t_c)$ 为常数, 这里不妨令

$$a = -\ln C(f_K, t_c) \quad b = \frac{\pi f_K}{\beta Q_s(f_K)} \quad (6)$$

即有

$$\langle \ln \frac{A_s(f_K)R}{A_c(f_K, t_c)} \rangle_{R \pm \Delta R} = a - bR \quad (7)$$

在对地震记录滤波后, 对各中心频率 f_K 在 S 波窗和尾波窗 (对于每次地震, t_c 相同, 在 t_c 前后取一定长度的尾波记录) 分别计算 S 波和尾波的均方根振幅, 然后对式(7), 以 R 为变量, 用最小二乘法进行回归计算, 得到斜率 b , 从而得到

$$Q_s(f_K) = \frac{\pi f_K}{b\beta} \quad (8)$$

由一系列的 $Q_s(f_K)$ 即得到 $Q_s(f) = Q_0 f^\gamma$. 由于 P 波的谱振幅 $A_p(f)$ 与 S 波谱振幅 $A_s(f)$ 成正比, 故有 $A_p(f) \sim A_s(f)$, 于是用该方法也可求得 P 波的 Q 值 $Q_p(f)$.

1.2 尾波方法测定 Q 值

依据 S 波单次反散射模型, Aki 和 Chouet(1975) 提出尾波是地球介质中随机分布的各种非均匀体对原生波的反向散射形成的. 前面已提及, 尾波的振幅可用式(2)表示, 对该式两边取自然对数得

$$\ln[A_c(f, t_c)t_c] = \ln S(f) - \frac{\pi f}{Q_c(f)} t_c \quad (9)$$

式(9)右边是 t_c 的线性方程. 在某一频率上测量出一个地震记录的 $A_c(f, t_c)$ 和 t_c , 即可求出直线的斜率 K , 进而得到品质因子

$$Q_c(f) = \pi f / K \quad (10)$$

计算不同频率下的尾波 Q_c 值, 利用公式 $Q_c(f) = Q_0 f^\gamma$, 拟合求得 Q_c 与频率的关系.

2 资料选取与处理

图 1 是龙滩水库示意、台站及 1970 年以来的地震活动分布图. 龙滩水库是一座高山峡谷型高坝大库容水库, 库区地势西高东低. 龙滩水库主要由红水河、布柳河、南盘江、北盘江、蒙江及曹渡河汇聚而成, 水库坝址位于库区东南部 (图 1 中的黑色块体). 库区内较大范围的北西向张剪性断裂非常发育, 但在库区内部分布有小规模的 NE 向断层. 根据地质调查, 断层间有挤压破碎带存在, 裂隙和岩溶裂隙泉沿断层呈线状分布 (郭培兰等, 2006). 10 个台站均匀分布于水库周围, 仁顶、天峨两个台站地震计为 FBS-3B 宽频带速度地震计 (平坦范围 20 s—40 Hz), 其它台站地震计为 FSS-3A 短周期速度地震计 (平坦范围 1—40 Hz), 采样率均为 100 Hz. 台网网径东西方向约 90 km, 南北方向约 73 km. 地震监测能力在主要库水区达 $M_L 1.0$ 以下 (姚宏等, 2007, 2008).

根据中国地震局台网中心提供的地震目录, 龙滩水库地区 (24.6°N — 25.6°N , 106° —

107.4°E)历史上仅发生过1次中强地震,即1875年广西乐业 M_s 6.0地震(图1中粗空心圆所示).对比龙滩水库蓄水前后地震活动空间分布(图1)发现,2006年9月30日龙滩水库首次蓄水后,地震活动主要集中在以前没有发生地震的地方,地震呈丛状分布,水库蓄水诱发中小地震的特征非常明显.由于龙滩水库数字地震台网建立以来,龙滩水库首次蓄水前该地区地震活动水平很低.因此,我们只挑选了2006年9月—2007年8月龙滩水库地区 $M_L \geq 1.0$ 的144次地震(图1中实心圆)进行研究.

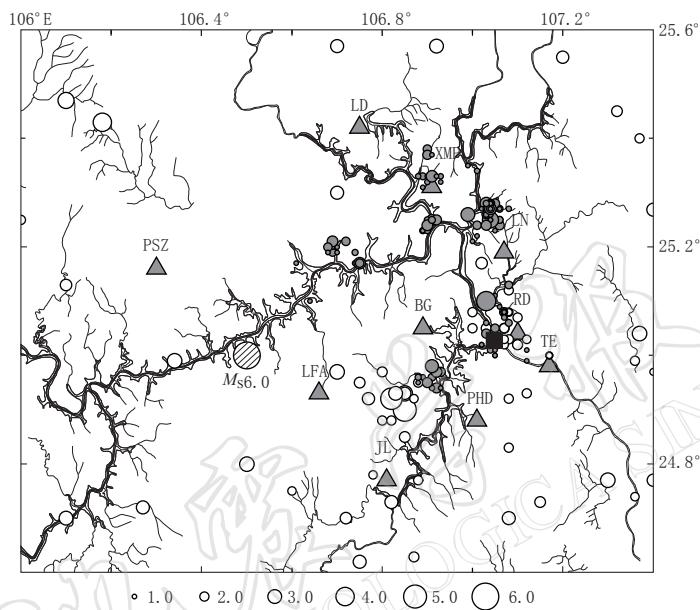


图1 龙滩水库示意、台站及地震活动分布图

空心圆表示蓄水前发生的地震, 阴影圆是1875年发生的 M_s 6.0地震, 实心圆表示蓄水后发生的地震. 三角形表示台站, 黑色正方形表示坝址位置

Fig. 1 Map showing Longtan reservoir, seismic stations and epicenters of earthquakes
Open circles represent earthquakes before reservoir impoundment, the circle with shadow
stands for M_s 6.0 earthquake in 1875; solid circles denote the earthquakes
after reservoir impoundment. Stations and the dam are shown
with gray triangles and solid black square, respectively

采用尾波归一化方法求解P波、S波Q值, 对地震和台站的分布有一定的要求, 即要求地震相对于台站均匀分布. 为此, 我们只选择八广台(BG)和仁顶台(RD)两个地震台进行研究. 另外, 由于地震到八广台和仁顶台两个台站的距离不相同, 我们选取的尾波结束的流逝时间为20 s(BG)和13 s(RD). 首先在4个不同频带范围内利用巴特沃斯带通滤波器进行滤波, 在此基础上, 选取尾波信号大于2倍噪声的地震计算尾波归一化Q值.

为了便于比较, 我们利用相同的资料, 采用Aki和Chouet(1975)的方法计算尾波Q值. 取南北向的记录进行计算, 先进行高斯滤波, 中心频点分别为2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0和16.0. 仍然选取八广台和仁顶台两个地震台的地震资料, 尾波测量的结束时间分别固定在流逝时间为20 s(八广台)和13 s(仁顶台)的时刻, 以该时间为终点, 取8 s的时间进行数据拟合. 测量时尾波起始的走时都大于1.5倍的S波走时, 滑动窗长为2 s, 滑动间隔为1 s, 取P波到时前2 s的记录为噪声.

3 计算结果与分析

3.1 尾波归一化结果

表1、表2分别给出了两个台站在各频带上利用尾波归一化方法得到的P波、S波Q值计算结果。图2和图3以八广台为例分别展示了各频带上经尾波归一化后P波、S波振幅与震源距关系。图4分别给出了两个台站得到的P波、S波Q值拟合曲线。将两个台站各频点的Q值平均后重新拟合，得到龙滩水库地区的P波和S波的Q值分别为： $Q_p(f) = (7.43 \pm 0.78)f^{(1.05 \pm 0.06)}$ 和 $Q_s(f) = (13.08 \pm 3.20)f^{(1.76 \pm 0.15)}$ 。两个结果均呈现出低Q₀值和高η值的特点。

表1 龙滩水库各频带的P波Q值结果及所用地震数($M_L \geq 1.0$)

Table 1 Result of P wave Q value at different frequencies and number of $M_L \geq 1.0$ events used in Longtan reservoir region

台站名	1—2 Hz	2—4 Hz	4—8 Hz	8—16 Hz	Q_0	η	地震数
八广	13.09 ± 0.89	17.27 ± 0.81	37.13 ± 0.61	75.62 ± 0.67	8.03 ± 0.70	0.87 ± 0.05	60
仁顶	6.68 ± 1.06	43.28 ± 0.59	53.75 ± 0.79	120.68 ± 0.61	5.79 ± 1.49	1.28 ± 0.16	17

表2 龙滩水库各频带的S波Q值结果及所用地震数($M_L \geq 1.0$)

Table 2 Result of S wave Q value in all different frequencies and the number of $M_L \geq 1.0$ events used in Longtan reservoir region

台站名	1—2 Hz	2—4 Hz	4—8 Hz	8—16 Hz	Q_0	η	地震数
八广	26.33 ± 0.70	133.40 ± 0.65	634.25 ± 0.51	1119.36 ± 0.58	15.47 ± 3.09	1.85 ± 0.12	60
仁顶	17.13 ± 0.64	54.05 ± 0.73	419.44 ± 0.90	303.67 ± 0.60	11.26 ± 4.12	1.54 ± 0.22	17

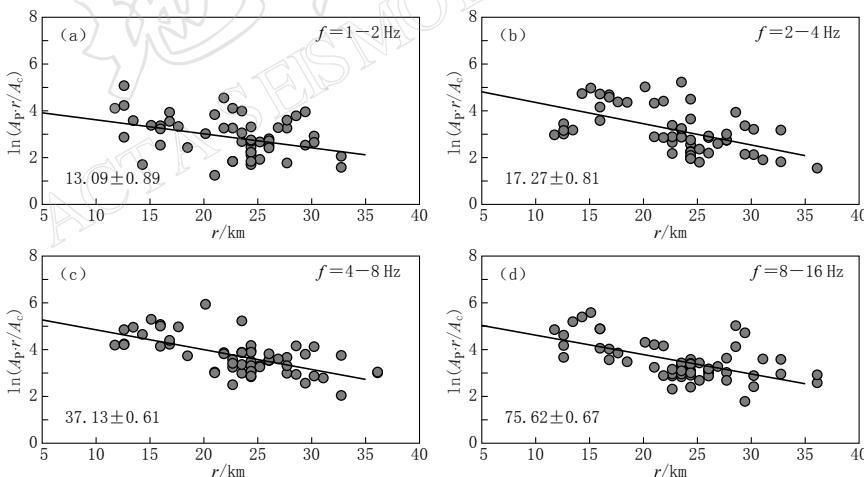


图2 八广台经尾波归一化后P波振幅随震源距的衰减

右上角数值表示相应的频率范围，左下角数值表示各频率范围相应的Q值及误差

Fig. 2 Coda-normalized peak amplitude decay of P wave with hypocentral distance from the station BG. Frequency range is shown at top right corner, and Q value and corresponding error at lower left corner

3.2 尾波结果

用每个地震台站记录到的每次地震的波形资料，在每个频点都可以计算出相应的Q

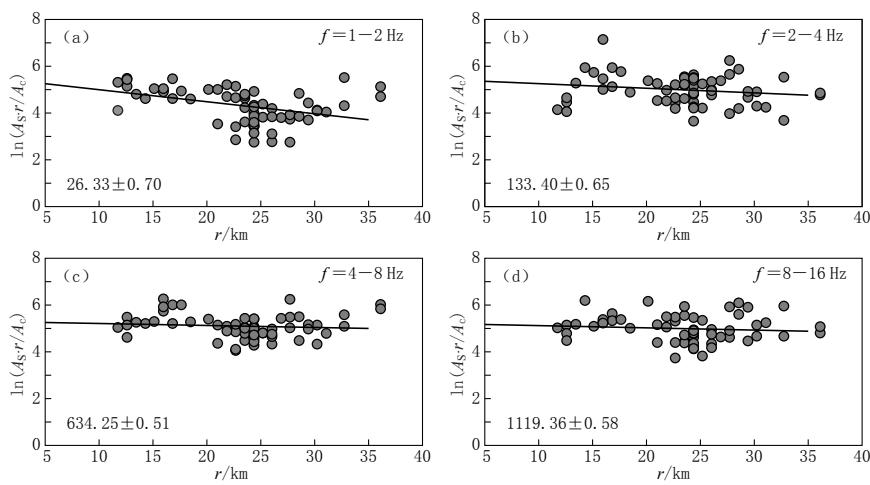


图 3 八广台经尾波归一化后 S 波振幅随震源距的衰减

右上角数值表示相应的频率范围, 左下角数值表示各频率范围相应的 Q 值及误差

Fig. 3 Coda-normalized peak amplitude decay of S wave with hypocentral distance at station BG
The frequency range is shown at top right corner and the value at down left corner
stands the Q value and its error for corresponding frequency range

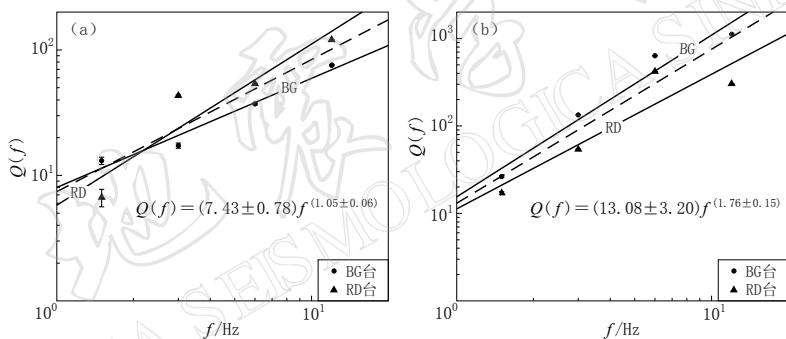


图 4 P 波(a)和 S 波(b)尾波归一化 Q 值频率曲线图

实线代表每个台站的拟合曲线, 虚线代表两个台站各频点平均后的拟合曲线.

图例中不同符号代表不同的台站, 字符为相应台站的代号

Fig. 4 Q value as a function of frequency for P wave (a) and S wave (b)
derived by using the extended coda-normalization method
Solid line represents the fitting line for each station and dash line stands for the fitting line
after average at each frequency for two stations. Symbols in the legend denote
different station and labels are their station code, respectively

值。对每个频点, 将由每个地震台站记录到的所有地震计算得到的 Q 值进行平均, 即可得到该台站相应频点的 Q 值。对所有频点的 Q 值进行最小二乘拟合, 最后得到每个台站的尾波 Q 值。表 3 是龙滩水库地区两个台站尾波 Q 值的计算结果, 图 5a, b 是其相应的拟合曲线。

从两个台站尾波方法得到的 Q 值结果来看, 总体上呈现出低 Q_0 值和高 η 值的特点。对每个频点, 将由两个台站的记录得到的 Q 值进行平均, 得到龙滩水库地区的尾波 Q 值为: $Q_e(f) = (50.52 \pm 2.71)f^{(1.13 \pm 0.03)}$ (图 5c)。

表 3 龙滩水库地区两个台站尾波 Q 值计算结果

Table 3 Result of Q value for coda wave derived from two stations in Longtan reservoir region

台站 (代码)	参与计算 的地震数	各频率点计算的均值							拟合结果	
		2.0 Hz	3.0 Hz	4.0 Hz	8.0 Hz	10.0 Hz	12.0 Hz	16.0 Hz	Q_0	η
八广(BG)	9	151.35	332.31	393.71	667.43	1338.24	1557.01	1518.55	80.61 ± 6.441	1.13 ± 0.041
仁顶(RD)	13	60.02	62.70	61.94	239.09	227.83	383.87	564.31	18.79 ± 2.052	1.17 ± 0.055

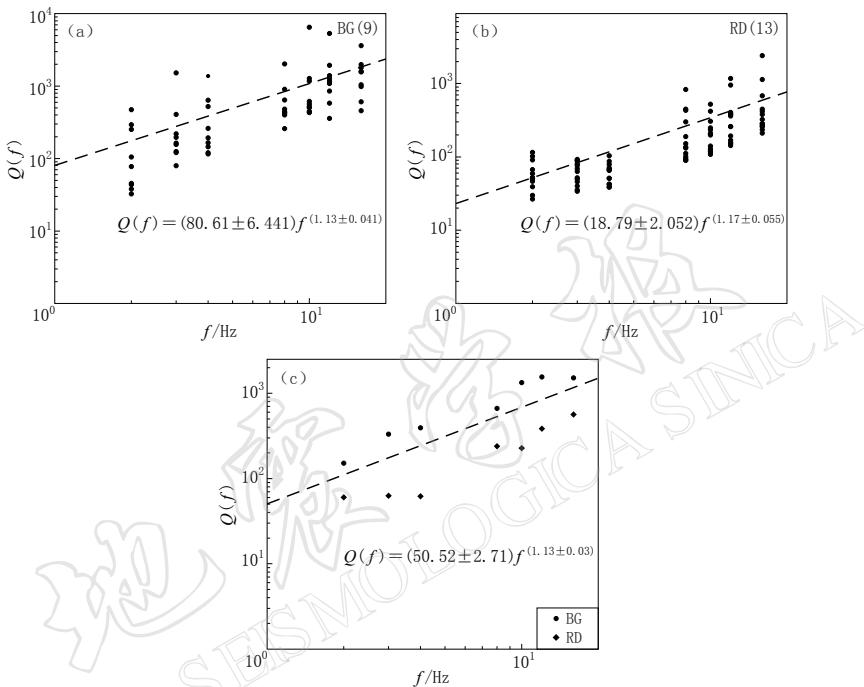


图 5 龙滩水库地区两个台站尾波 Q 值及平均结果

(a) 八广台; (b) 仁顶台. 右上角字母表示台站名, 括号内是地震数; (c) 平均结果. 虚线表示拟合曲线

Fig. 5 Q values and its average value for coda wave as a function of

frequency at two stations in Longtan reservoir region

(a) Station BG; (b) station RD, number of earthquakes used is given in parentheses

at top left corner; (c) average value. Dash line represents the fitting line

4 讨论与结论

对于水库地区介质品质因子 $Q(f) = Q_0 f^\eta$ 的研究, 国外做过类似的工作。Sharma 和 Kumar(2007)利用尾波归一化方法及尾波方法得到印度 Koyna 水库地区的结果为: $Q_p(f) = (59 \pm 1) f^{(1.04 \pm 0.04)}$, $Q_s(f) = (71 \pm 1) f^{(1.32 \pm 0.08)}$, $Q_c(f) = (117 \pm 2) f^{(0.97 \pm 0.07)}$ 。Gupta 等(1998)利用 5 个不同流逝时间窗得到的尾波 Q 值结果显示, 指数 η 值均大于 1。从龙滩水库地区 P 波、S 波和尾波 Q 值计算结果(图 6)可看出, Q 值随频率增大而增大, 显示 Q 值与频率呈现出一种强的依赖关系。3 个 Q 值结果中, 指数 η 值都比较高, 且均大于 1。与上述作者在 Koyna 水库地区的结果有较好的一致性。这是否有可能是水库地震独有的特征值得进一步研究。造成 η 值大于 1 的原因可能有多方面因素的影响, 从本质上来讲,

Q 值与介质的均匀程度相关联。介质均匀程度较低的地区, Q_0 值较小, 而 Q 值与频率的依赖程度(指数 η)越高。很多研究人员研究了 η 值与地震活动水平之间的关系(Aki, 1980; Pulli, Aki, 1981; VanEck, 1988), 他们认为构造活动地区具有高 η 值, 而构造稳定地区 η 值则比较低。另外, 有些研究结果表明, η 值的高低与流逝时间的长短也有关系, 流逝时间的减小会造成 η 值的增大(Rocker *et al*, 1982; Pulli, 1984; Gupta *et al*, 1998; Sharma, Kumar, 2007)。从前面的分析来看, 龙滩水库蓄水前后地震活动水平都较低。但本研究中, 由于地震与台站震中距比较小, 流逝时间均小于 20 s。另外, 本文所使用的地震资料的震源深度大部分在 5—12 km 之间, 而地壳浅层介质非均匀性较高, 这些都可能是造成龙滩水库地区 η 值偏高的原因。

本研究中得到的 P 波、S 波及尾波的 Q_0 值分别为 7.43, 13.08 和 50.52, 相对于研究范围更大地区所得到的结果, 这些 Q_0 值都比较低。造成这种现象的原因在于, 本研究中所用资料的震中距比较小, 而 Q_0 值的高低与所用资料震中距离的跨度有关(Dinesh *et al*, 2005, 2006; Sharma, Kumar, 2007)。当地震波在很长的距离传播时, 它穿透地壳的深度会更大, 相应地得到的 Q_0 值比较高; 反之, Q_0 值则较低。

针对 P 波、S 波 Q 值结果之间的比较, 国内外研究人员进行过研究。Yoshimoto 等(1993)经做过仔细分析, 发现在低频处(<1 Hz)和高频处(>1 Hz), Q_S/Q_P 竟完全颠倒过来。实验室的观测结果表明, 对于水饱和岩石, $Q_S/Q_P < 1$, 而对于干性岩石, $Q_S/Q_P > 1$ (Toksoz *et al*, 1979; Mochizuki, 1982; Winkler, Nur, 1982)。Johnston 等(1979)的研究结果显示, 在地表压力下, 大多数干性岩石具有 $Q_S/Q_P > 1$ 。Yoshimoto 等(1993)在日本 Kanto 地区得到的结果显示, 在频率大于 1 Hz 时 $Q_S/Q_P > 1$ 。这些研究结果表明, 比值 Q_S/Q_P 不仅与频率范围而且还与岩石的性质有关。比较本研究得到的 P 波、S 波 Q 值结果可看出(图 6), 在所研究的频带范围 1—16 Hz 内, 比值 Q_S/Q_P 均大于 1。注意到本研究所使用的仅是水库首次蓄水后头一年的地震资料, 从某种意义上来说, 我们可以得到这样的认识, 即当时龙滩水库地区岩石还没有达到水饱和状态。在条件允许的情况下, 追踪水库地区比值 Q_S/Q_P 随时间的演变过程是一件很有意义的事情。另外, 有些研究结果表明, 散射较多的地区 $Q_S/Q_P > 1$ (Sato, 1984; Hough, Anderson, 1988)。因此可以推测出, 在龙滩水库地区的体波衰减中散射可能起着较大作用。

图 6 显示的 Q_c 与 Q_S 的比较结果表明, 在小于 8 Hz 时, $Q_S < Q_c$; 而大于 8 Hz 时, 则 $Q_S > Q_c$ 。这可能是由于介质的多次散射作用的结果, 因为散射过程对于这两类波的影响可能不尽相同(Sharma, Kumar, 2007)。当然, 这需要采用多次散射模型来验证(Hoshiba, 1991)。

广西省地震局姚宏、郭培兰在资料收集和整理上给予了诸多帮助, 审稿者提出了宝贵

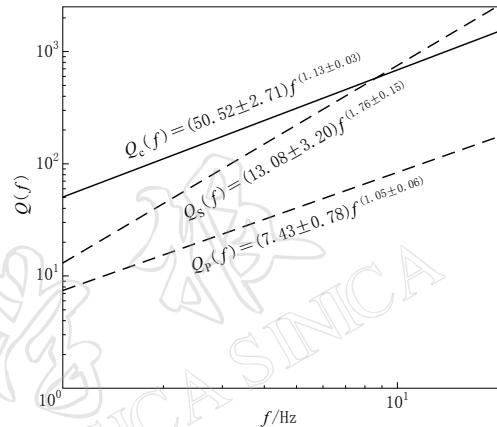


图 6 龙滩水库地区 P 波、S 波及尾波 Q 值计算结果

Fig. 6 Estimated Q values as a function of frequency for P, S and coda waves

建议，在此一并致谢！

参 考 文 献

- 郭培兰, 姚宏, 袁媛. 2006. 龙滩水库地震危险性分析[J]. 高原地震, **18**(4): 17–23.
- 黄玉龙, 郑斯华, 刘杰, 赵兴权, 康英. 2003. 广东地区地震衰减和场地响应的研究[J]. 地球物理学报, **46**(1): 54–61.
- 王勤彩, 刘杰, 郑斯华, 陈章立. 2005. 云南地区与频率有关的 P 波、S 波衰减研究[J]. 地震学报, **27**(6): 588–597.
- 姚宏, 杨松文, 陈斌. 2007. Canopy 宽带接入系统在龙滩水电工程数字遥测地震台网信道优化设计中的应用[J]. 地震地磁观测与研究, **28**(6): 63–68.
- 姚宏, 陈鑫, 黄树生, 龙政强. 2008. 龙滩水电工程数字遥测地震台网监测能力检验[J]. 地震地磁观测与研究, **29**(4): 62–66.
- Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects[J]. *J Geophys Res*, **80**: 3322–3342.
- Aki K. 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **21**(1): 56–60.
- Atkinson G M, Mereu R F. 1992. The shape of ground attenuation curves in Southeastern Canada[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**(5): 2014–2031.
- Dinesh K, Sarkar I, Sriram V, Khattri K N. 2005. Estimation of the source parameters of the Himalaya earthquake of October 19, 1991, average effective shear wave attenuation parameter and local site effects from accelerograms[J]. *Tectonophysics*, **407**: 1–24.
- Dinesh K, Sriram V, Khattri K N. 2006. A study of source parameters, site amplification functions and average effective shear wave quality factor Qseff from analysis of accelerograms of the 1999 Chamoli Earthquake, Himalaya[J]. *Pure Appl Geophys*, **163**: 1369–1398.
- Gupta S C, Teotia S S, Rai S S, Gautam N. 1998. Coda Q Estimates in the Koyna Region, India[J]. *Pure Appl Geophys*, **153**: 713–731.
- Hoshiba M. 1991. Estimation of scattering and intrinsic attenuation in Japan: Application of multiple lapse time window method[C]// Programme and Abstracts of the Seismological Society of Japan 2: 209.
- Hough S E, Anderson J G. 1988. High-frequency spectra observed at Anza, California: Implications for Q structure[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 672–691.
- Johnston D H, Toksoz M N, Timur A. 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms [J]. *Geophysics*, **44**(4): 691–711.
- Mochizuki S. 1982. Attenuation in partially saturated rocks[J]. *J Geophys Res*, **87**: 8598–8604.
- Pulli J J, Aki K. 1981. Attenuation of seismic waves in the lithosphere: Comparison of active and stable areas, in earthquakes and earthquake engineering[C]// Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor, Michigan: 129–141.
- Pulli J J. 1984. Attenuation of coda waves in New England[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **74**(4): 1149–1166.
- Rocker S W, Tucker B, King J, Hatzfeld D. 1982. Estimates of Q in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **72**(1): 129–149.
- Sato H. 1980. Q^{-1} value for S wave under the Kanto district in Japan[J]. *Zisin*, **33**: 541–543.
- Sato H. 1984. Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere[J]. *J Geophys Res*, **89**(B2): 1221–1241.
- Sharma B, Kumar S. 2007. Attenuation of P, S, and coda waves in Koyna region, India[J]. *J Seismol*, **11**: 327–344.
- Singh S K, Ordaz M, Dattaramayam R S, Gupta H K. 1999. A spectral analysis of 21 May 1997, Jabalpur, India, Earthquake ($M_w=5.8$) and estimation of ground motion from future earthquakes in the Indian shield region[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**(6): 1620–1630.
- Toksoz M N, Johnston D H, Timur A. 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements[J]. *Geophysics*, **44**(4): 671–690.
- VanEck T. 1988. Attenuation of coda waves in the Dead Sea region[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 770–779.
- Winkler K W, Nur A. 1982. Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional sliding[J]. *Geophysics*, **47**(1): 1–15.
- Yoshimoto K, Sato H, Ohtake M. 1993. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method[J]. *Geophys J Int*, **114**: 165–174.