

江西九江-瑞昌震区的尾波衰减特征初探^{*}

吕 坚^{1, 2}, 朱新运³, 高建华¹, 沈小七⁴, 汤兰荣¹, 肖 建华¹

(1. 江西省地震局, 江西 南昌 330039; 2. 中国科学技术大学, 安徽 合肥 230026;
3. 浙江省地震局, 浙江 杭州 230031; 4. 安徽省地震局, 安徽 合肥 230031)

摘要: 根据单次散射模型, 利用数字地震记录资料研究和讨论了江西省九江-瑞昌震区的尾波衰减特征, 获得了可信的结果。经过计算, 震中距 30 km 内的 5 个地震台站得到 Q_0 值在 75~79 内波动。 η 值大体可以分为两类: 九江台和范镇台 η 值为 0.86~0.88; 丁家山、狮子洞和武蛟台 η 值为 0.94~0.97, 这种差别可能与台站方位有一定的关系。考虑到此次地震的破裂尺度不会太大, 可采用后 3 个台的计算结果, 拟合得到九江-瑞昌震区尾波 Q_c 值随频率的变化关系为 $Q_c(f) = (77.5 \pm 15.6) f^{0.96 \pm 0.09}$ 。九江-瑞昌震区的 Q_0 值为 77.5, η 值为 0.96, 与云南武定、施甸地区接近, 这种类似现象是构造运动活跃地区的特征体现还是反映了中强地震破裂区局部介质性质的一种共性, 有待于进一步深入研究。本研究参与计算的 5 个台站最大尾波流逝时间为 40~44 s, 得到的平均采样体深度约为 53 km, 相对江西地区地壳平均厚度 33 km 而言, 结果反映的是九江-瑞昌震区地壳和上地幔顶部的介质性质。

关键词: 尾波 Q_c 值; 九江-瑞昌震区; 介质性质

中图分类号: P315.3 文献标识码: A 文章编号: 1000-3274(2006)04-0015-07

引言

2005 年 11 月 26 日 8 时 49 分, 在江西省九江县与瑞昌市交界处发生了 5.7 级地震, 造成 13 人死亡, 82 人重伤, 693 人轻伤, 直接经济损失 20.4 亿元人民币。此次地震是近几年来我国损失最大、灾害最严重的地震, 并且发生在通常认为的少震区和人口稠密区, 引起了社会各界和地震学者的广泛关注。目前, 对于此次地震的各项研究正在逐步开展, 本文则利用架设在震区的流动地震台网和九江固定台的数字地震记录资料, 研究和讨论九江-瑞昌震区的 Q_c 值特征, 以期探寻该区地震活动与地球内部介质性质的关系。

1 方法原理

依据 S 波一次反散射模型, Aki 等^[1]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。在仪器频率响应特性相同或已扣除的前提下, 同一个地震台

^{*} 收稿日期: 2006-04-11; 修改回日期: 2006-07-05
基金项目: 中国地震局监测预报司“九江-瑞昌地震数字化观测资料应用与研究”专项
作者简介: 吕坚(1975), 男, 江西寻乌人, 2005 年在读研究生, 主要从事地震预测和地震安全性评价等研究。

记录到同一地区的地震,其尾波变化具有相同的衰减形态,这种随时间 t 的衰减和频率 f 有关,而与地震大小、台站、震中距无关。尾波的振幅可以表示为

$$A(f, t) = S(f) \bar{t}^{-v} e^{-\pi f t / Q_c(f)} \quad (1)$$

式中, $A(f, t)$ 为台站观测谱; $S(f)$ 为包含震源谱和场地响应两种因素在内的谱; t 是从发震时刻起算的流逝时间,一般 $t > 2R/\beta$, R 为震中距, β 为 S 波速度。 v 为常数。

对式(1)两边取自然对数得

$$\ln A(f, t) = \ln S(f) - v \ln t - \frac{\pi f t}{Q_c(f)} \quad (2)$$

对于体波 $v = 1$, 式(2)变成

$$\ln(A(f, t)t) = \ln S(f) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)} \quad (3)$$

公式(3)右边是 t 的直线方程,从某个地震记录在某一频率上测出 $A(f, t)$ 和 t , 即可求出直线的斜率 K , 得到介质品质因子

$$Q_c(f) = \pi f / K \quad (4)$$

计算不同频率下的尾波 Q_c 值, 利用式子 $Q_c(f) = Q_0 f^n$, 即可拟合求得 Q_c 值与频率 f 的关系。

2 资料处理

九江-瑞昌 5.7 级主震发生后,江西省地震局和福建省地震局迅速赶赴地震现场布设了流动观测台网。该台网包括丁家山、范镇、狮子洞和武蛟 4 个子台,加上原有的九江固定台,这样震区的数字地震台站总数为 5 个,震中距全部小于 30 km,较好地分布在震中周围。除狮子洞流动台采用 JCV-100D 型地震计和 EDAS-3 型 16 位数采外,其余 4 个台站采用 FBS-3B 型地震计和 EDAS 型 24 位数采。台站仪器全部采用三分向记录,采样率 50 点/s,九江固定台的观测频带为 0.1~20 Hz,4 个流动台的观测频带为 2~20 Hz。本研究用以求尾波 Q_c 值的地震震级为 $M_L 2.0 \sim 4.5$,要求尾波持续时间相对长且振幅不饱和、干扰小且 S 波清晰,共挑选出符合条件的余震 48 次,地震序列分布与观测台站位置如图 1 所示。

本研究采用在时间域中求取尾波 Q_c 值的方法^[2],分析频率段为 4~18 Hz(仪器频率响应的平坦段),间隔 1 Hz,对原始波形进行带宽[0.7f, 1.3f]的六阶 Butterworth 滤波器滤波。数据采样上使用动态采样方法^①,即对低频率点求 Q_c 值时,采样数据密度低,而对高频率点求 Q_c 值时,采样数据密度高,具体做法是用待求 Q_c 值的频率点 f 的周期作为采样步长。尾波起算时间起始于 2 倍 S 波走时,背景噪声取 P 波初动以前 2 s 的平均信号,当采样信号的能量密度小于 1.5 倍的背景噪声能量密度时,终止采样。

因为不同的流逝时间反映了不同深度的 Q_c 值,计算时同一台站记录到不同地震所取的尾波流逝时间应尽量一致。同时,为保持线性拟合的稳定性,所截取的尾波窗长不能太短。根据九江-瑞昌地震的实际观测资料,本文选取各台的尾波流逝时间略有差别,目的是为了能够在不同台站不同震源距的情况下获得相近的平均采样体深度,反映同一深度层的

① 朱新运等,浙江省及邻近区域尾波 Q 值研究, 2006。

介质品质因子特征(表 1)。如果拟合时某个台站某个地震某个分向的计算相关系数小于 0.6, 则剔除该条记录。计算出各频点的 Q_c 值后, 利用关系式 $Q_c(f) = Q_0 f^{-\eta}$ 来拟合 Q_c 值随频率的变化关系, Q_0 为频率 1 Hz 时的 Q_c 值。由于篇幅有限, 本文只给出 2005 年 12 月 19 日 23 时 38 分 $M_L3.1$ 地震的范镇台计算实例, 作为一个示意图(图 2)。

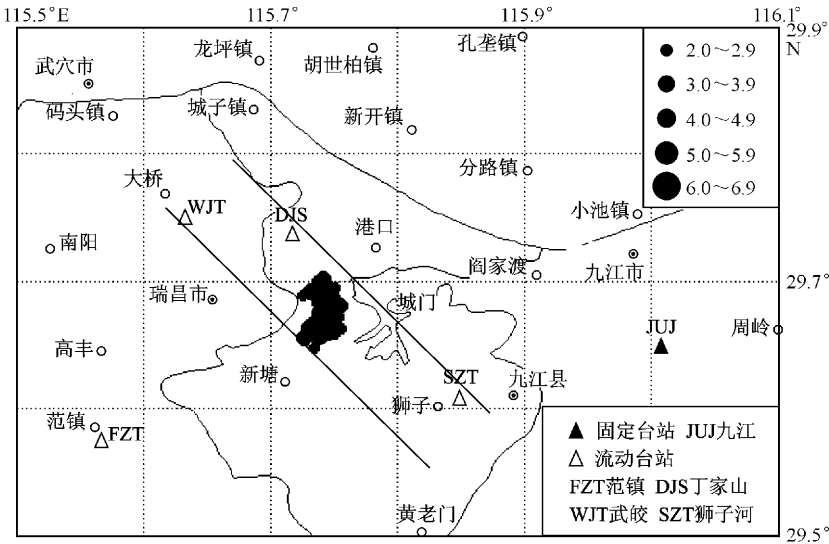


图 1 地震序列和观测台站位置分布图

表 1 九江-瑞昌震区 Q_c 值计算参数和计算结果

台站名	平均震源距 r/km	尾波起始时间 ($t_1 = 2t_s$)/s	尾波最大 流逝时间/s	平均采样体 深度/km	Q_0 值	标准偏差	η 值	标准偏差
九江	28	15.2	40	54.3	75.3	19.6	0.88	0.09
范镇	23	12.6	40	52.5	78.6	16.0	0.86	0.09
武蛟	16	8.6	44	53.2	78.4	19.7	0.95	0.12
丁家山	12	6.6	44	51.7	76.7	12.2	0.97	0.07
狮子洞	16	8.6	44	53.2	77.4	14.7	0.94	0.09
九江-瑞昌震区拟合均值(采用后 3 个台计算)				52.7	77.5	15.6	0.96	0.09

3 讨论

尾波 Q_c 值主要反映了以震源和记录台站为两个焦点的椭球范围内的品质因子特性。用一个台站记录到不同地震求出的 Q_c 值, 反映了台站附近的品质因子特征。如果用某一区域内所有台站资料计算 Q_c 值, 就得到该区域的品质因子特征。经过计算, 上述 5 个地震台站得到 Q_0 值在 75~ 79 内波动。 η 值大体可以分为以下两类: 九江台和范镇台距离震中超过 20 km, 相对较远, 这两个台 η 值接近, η 值为 0.86~ 0.88; 丁家山、狮子洞和武蛟台距离震中不到 20 km, 相对较近, 这 3 个台得到的 η 值也接近, η 值为 0.94~ 0.97。考虑到 5.7 级地震的破裂尺度不会太大, 本文用后 3 个台的计算结果经多台拟合后, 得到九江-瑞昌震区尾波 Q_c 值随频率的变化关系为 $Q_c(f) = (77.5 \pm 15.6)f^{0.96 \pm 0.09}$ (图 3, 表 1)。

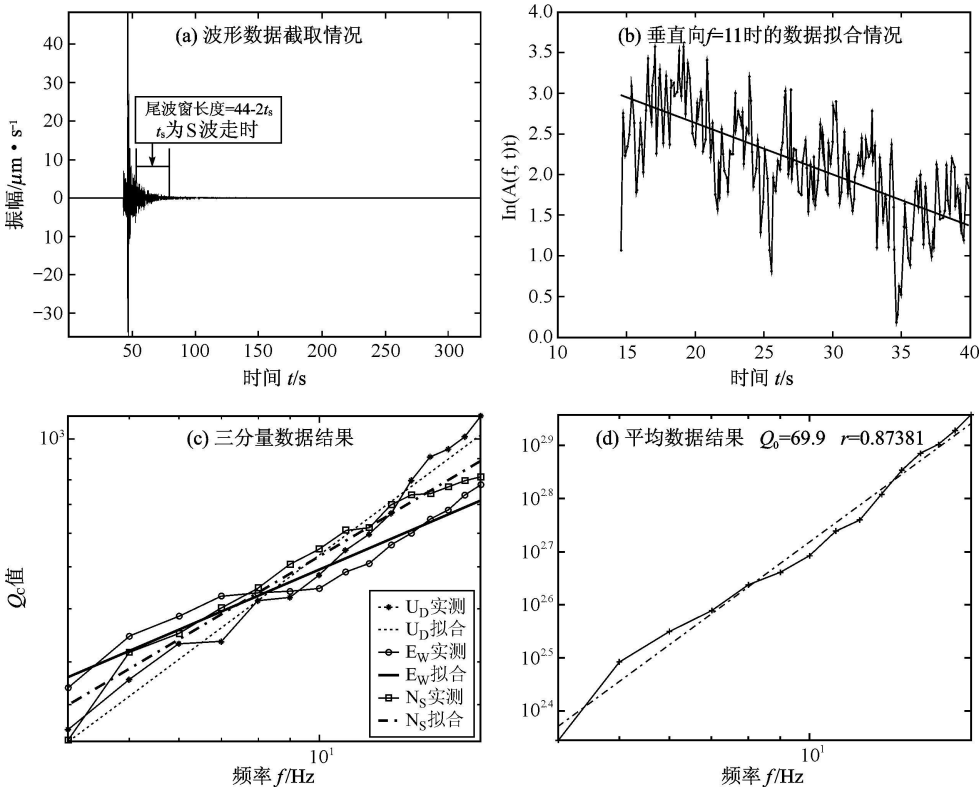


图 2 2005 年 12 月 19 日 23 时 38 分 $M_L3.1$ 地震的范镇台计算实例
(a) 尾波截断图; (b) 数据拟合图; (c) 三分向结果; (d) 平均结果

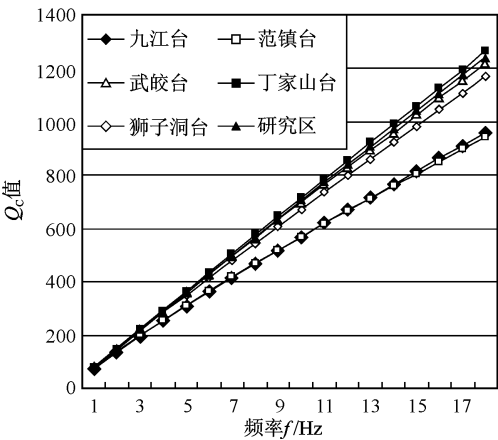


图 3 尾波 Q_c 值随频率的变化关系拟合图

尾波流逝时间的大小, 反映了椭球区域的大小和深度。根据 Pulli^[3] 的研究, 可以把椭球体在平面上的投影表示为:

$$x^2/(vt/2)^2 + y^2/((vt/2)^2 - r^2/4) = 1 \tag{5}$$

式中, x 、 y 为平面坐标, 椭球的长半轴 $a_1 = vt/2$, 短半轴 $a_2 = \sqrt{(vt/2)^2 - r^2/4}$, r 为震源距; v 为 S 波传播速度, 在江西地区地壳 P 波传播速度平均为 6.3 km/s, 纵、横波波速比为 1.71, S 波传播速度大致为 3.68 km/s^[4]; t 为尾波流逝时间, $t_1 = 2t_s$ 表示尾波起始时间为 2 倍 S 波走时, t_2 为尾波最大流逝时间。当 $t = t_2$ 时, 得到最大采样体体

积, 当 $t = (t_1 + t_2)/2$ 时, 得到平均采样体体积; 采样体深度 $Z = a_2 + d/2$, d 为震源深度。在本研究中, 选用地震的平均震源深度为 11 km 左右, 参与计算的 5 个台站记录的尾波最大流逝时间根据各自的平均震源距确定, 得到的平均采样深度约为 53 km。相对江西地区地壳的平均厚度 33 km 而言, 本研究结果主要反映的是九江-瑞昌震区地壳和上地幔顶部

的介质品质因子特征。

因为本研究已考虑到台站远近和 Q_c 值对深度的依赖关系, 在计算中固定尾波采样深度选择尾波窗, 这种处理方式剔除了深度影响。分析上述 5 个地震台站得到的 η 值大体分为两类的原因, 可能主要与台站方位有一定关系, 因为丁家山、狮子洞和武蛟 3 个台与地震序列基本展布在一个北西向的带状区域内(图 1), 而九江台和范镇台处于与地震序列优势走向大致垂直的方向, 这种 Q_c 值对台站方位的依赖关系已有相关文献进行过讨论^[5], 但推测这种 η 值差别结果的严谨分析需要有合理布局的高密度台站。

诸多的研究认为^[6~8], 尾波 Q_c 值是衡量某个地区构造活动的一个指标, 地震活动频繁的地区 Q_c 值低, 地震活动相对平静的地区 Q_c 值高。年代久远的地质单元或构造运动稳定的地区 Q_c 值高, 反之, 晚近代地质单元或构造运动活跃地区 Q_c 值低。根据秦嘉政等^[9]和钱晓东等^[10]的研究结论, 云南施甸地区的 Q_0 值为 77, η 值为 0.75, 云南武定地区的 Q_0 值为 60, η 值为 0.96, 这两个地区均为地震活动频繁的构造运动活跃地区, 其用于 Q_c 值研究的方法和资料、尾波起算起始时间和最大流逝时间都和本研究相近, 结果具有可比性。本研究得到的 Q_c 值特征显示, 九江-瑞昌震区的 Q_0 值为 77.5, η 值为 0.96, 与云南武定、施甸地区接近, 这种类似现象是构造运动活跃地区的特征体现还是反映了中强地震破裂区局部介质性质的一种共性, 有待于后续不同地区更多地震资料来进一步分析。从地震地质背景看, 九江-瑞昌震区处于华北活动地块区和南华活动地块区的分界地带^[11], 可能处于郯庐断裂带和赣江断裂带的衔接部位, 区内北西向和北东向断裂非常发育, 两组断裂交汇控制了岩体和矿床的分布^[12]。1995 年以来, 该区的地震活动明显增强, 发生了 1995 年 4 月 15 日瑞昌-九江 M_L 4.9、2004 年 1 月 26 日瑞昌-德安 M_L 4.1 和 2005 年 11 月 26 日九江-瑞昌 5.7 级地震, 这种通常认为的少震区发生破坏性地震的现象可能意味着该区的地下介质性质发生了改变, 应当引起重视和深入研究。

由于此次地震序列的 M_L 5.3、 M_L 4.5 地震和多数 $M_L \geq 3.0$ 余震均发生在主震后两天内, 而这个时段距离震中 50 km 范围内只有九江台有近场观测记录, 该台计算尾波 Q_c 值时低频部分数据离散太大, 拟合误差较大, 导致这些频率点的结果不能参与计算, 只有半数地震可以拟合得到 Q_c 值, 不太适合讨论其随时间变化的进程。

4 结论

根据单次散射模型, 在时间域中研究了九江-瑞昌震区的尾波衰减特征。经过计算, 震中距 30 km 内的 5 个台站得到 Q_0 值在 75~79 内波动。 η 值大体可以分为两类: 九江台和范镇台 η 值为 0.86~0.88; 丁家山、狮子洞和武蛟台 η 值为 0.94~0.97, 这种差别可能与台站方位有一定的关系。考虑到此次地震的破裂尺度不会太大, 可采用后 3 个台的计算结果, 拟合得到九江-瑞昌震区尾波 Q_c 值随频率的变化关系为 $Q_c(f) = (77.5 \pm 15.6) f^{0.96 \pm 0.09}$ 。

九江-瑞昌震区的 Q_0 值为 77.5, η 值为 0.96, 与云南武定、施甸地区接近, 这种类似现象是构造运动活跃地区的特征体现还是反映了中强地震破裂区局部介质性质的一种共性, 有待于进一步深入研究。本研究的一个特点是, 参与计算的五个台站记录的尾波最大流逝时间根据各自的平均震源距确定, 最大尾波流逝时间为 40~44 s, 得到的平均采样深度约为 53 km。相对江西地区地壳的平均厚度 33 km 而言, 其结果反映的是九江-瑞昌震区

地壳和上地幔顶部的介质性质。

本文采用朱新运、刘杰研制的软件计算,得到《地震图像与数字化观测资料应用实验室》和刘杰、华卫、车时、刘桂萍、李永林、黄蔚北等先生的帮助,特此致谢。

参考文献:

- [1] Aki K, Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects[J]. J Geophys Res, 1975, 80: 3 322-3 342.
- [2] 朱新运, 刘杰, 张帆, 等. 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, 2006, 29(1): 76-80.
- [3] Pulli J. Attenuation of coda wave in New England[J]. Bull Seis Soc Amer, 1984, 1149-1166.
- [4] 杨明桂, 王昆. 江西省地质构造及地壳演化[J]. 江西地质, 1994, 8(4): 239-251.
- [5] Castro R R, Luca T, Giancarlo M, et al. The spectral Decay Parameters K in the region of Umbria Marche, Italy[J]. J Geophys Res, 2000, 105(B10): 23 811-23 823.
- [6] Jin A, Aki K. Temporal changes in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975[J]. J Geophys Res, 1986, 91: 665-673.
- [7] 秦嘉政. 云南地区短周期波区域 Q 值与地震烈度衰减[A]. 云贵地区地震危险性研究文集[C]. 昆明: 云南科技出版社, 1989. 253-260.
- [8] 陈学庭. 澜沧和耿马大地震 Q 值随时间的变化[M]. 北京: 地震出版社, 1992.
- [9] 秦嘉政, 李白基, 钱晓东, 等. 云南武定地震余震近场尾波衰减的区域特征[J]. 地震学报, 2001, 23(1): 87-97.
- [10] 钱晓东, 李白基, 秦嘉政. 2001 年云南施甸 $M_s5.9$ 地震余震序列尾波 Q_c 值研究[J]. 地震地磁观测与研究, 2004, 25(1): 9-17.
- [11] 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学(D 辑), 2003, 33(增刊): 12-20.
- [12] 崔学军, 陈祥云, 杨建国, 等. 广济九江同步耦合断裂及其控岩、控矿作用[J]. 地质科技情报, 2002, 21(3): 1-6.

Research on coda attenuation feature in Jiujiang Ruichang seismic areas

LÜ Jian^{1, 2}, ZHU Xirun³, GAO Jiarhua¹, SHEN Xiaoqi⁴

TANG Larong¹, XIAO Jiarhua¹

(1. Earthquake Administration of Jiangxi province, Nanchang 330039; 2. University of Science and Technology of China, Hefei 230026; 3. Earthquake Administration of Zhejiang province, Hangzhou 310013; 4. Earthquake Administration of Anhui province, Hefei 230031, China)

Abstract: Based on the single scatter model (Aki), value of coda was calculated in Jiujiang—Ruichang earthquake stricken area in Jiangxi province, using digital seismic wave recorded by five stations whose epicenter distance was less than 30 km. The result shows the seismic coda attenuation feature in the relative region as follows: ① The value of η varies from 70 to 79, based on value of η , the result showed two kinds of change, the η value, obtained from these wave data recorded in the Jiujiang and Fangzhen stations, varies from 0.86 to 0.88, the other value, obtained from the wave data recorded in the Dingjiashan, Shizidong and Wujiao stations, varies from 0.94 to 0.97. The deference among the value of η may correlated to the direction of stations which recorded these wave. Taking the size of the earthquake rupture into account, the mean coda attenuation coefficient in the area was obtained just using the wave data obtained from the late 3 stations, the result is $Q_c(f) = (77.5 \pm 15.6)f^{0.96 \pm 0.09}$. ② The result is in accordance with what obtained in Wuding Shidian area in Yunnan Province, the result may show that the geologic structure is identical in the two areas. In the study 40~44 s of elapsed time windows were used to calculate the attenuation coefficient, the corresponding sampling depth is about 53 km. The result shows the attenuation feature of the earth crust and the upper mantle in the area.

Key words: Value of coda; Jiujiang Ruichang earthquake stricken area; Feature of medium