

浙江及邻区尾波 Q 值研究朱新运^{1,2}, 张帆^{2,3}

(1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

2. 浙江省地震局, 浙江 杭州 310013; 3. 中国科技大学, 安徽 合肥 230031)

摘要: 基于单次散射(Aki)模型, 利用2000年至今浙江及安徽台网记录的37次 $M_L 3.0$ 以上地震的数字地震波资料, 计算了浙江及邻近省区平均尾波 Q 值, 并拟合了 Q 值对频率的依赖关系数据。结果为: $Q(f) = 212 \pm 33.5f^{0.62 \pm 0.11}$, 与国内其它区域相比, 本区域为 Q 值高值、对频率低依赖性区域。认为本研究区内构造活动弱, 地震活动水平低。本文就 Q 值对频率、尾波窗长等的依赖性特征及影响 Q 值计算的噪声水平、滤波器、数据采样等因素进行了深入分析。

关键词: 单次散射; 尾波 Q 值; 依赖性; 浙江

中图分类号: P315.3⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-0844(2006)02-0108-06

Research on Coda Q Value in Zhejiang Province and Neighbouring AreasZHU Xin-yun^{1,2}, ZHANG Fan^{2,3}

(1. Institute of Geophysics, CEA, Beijing 100081, China; 2. Earthquake Administration of Zhejiang Province, Hangzhou 310013, China; 3. University of Science and Technology China, Hefei 230031, China)

Abstract: Based on the single scatter model(Aki), using 37 earthquake digital wave data above $M_L 3.0$ from 2000 to now recorded by Zhejiang and Anhui earthquake nets, the average Q value of coda in relative region is calculated, and relationship between Q value and frequency is polyfitted. The result is $Q(f) = 212 \pm 33.5f^{0.62 \pm 0.11}$. Contrasting the result with that of other domestic region, the coda scatter feature is that the Q value is higher but dependence on frequency is lower, so it is considered that tectonic activity and seismicity are low in this region. Also the effects from those factors including coda windows length, noise level, filter type and so on, which are thought to change Q value in data processing, are analysed deeply in this paper.

Key words: Single scatter; Q value of coda; Dependent relation; Zhejiang

0 引言

地震波衰减(Q 值)研究是地球物理研究的重要部分, 相关研究结果的应用非常广泛。 Q 值是描述地壳介质非均匀程度^[1]的确定性指标, Q 值大小及其对频率的依赖程度反映了介质的非均匀性和非弹性特征。 Q 值与区域构造活动及地震活动性密切相关^[2-4], 这一点在地震预报中被广泛应用^[5-8]。

地震记录是受记录系统、台站间的介质传递系统及台站场地响应调制的地震波, 要使用一种确定性方法研究与传播路径有关的参数(Q 值), 几乎是

不可能的。Aki^[9]提出了利用地震尾波的统计性方法求解 Q 值模型, 后来又得到不断的修正^[10], 因其简单、易于数据运算而被广泛应用于区域 Q 值研究中^[11]。在使用Aki模型求解 Q 值的相关研究中, 与具体计算直接相关的某些问题有必要进行深入研究:

(1) 大多数研究者采用定步长采样。为了反映数据的频率特征, 能否改进采样模式, 利用与待求 Q 值对应频率的周期作为采样步长进行动态采样。

收稿日期: 2005-09-25

基金项目: 浙江省科技计划项目(2004c33079); 中国地震局地震图像与数字化地震观测资料应用实验资助

作者简介: 朱新运(1968—), 男(汉族), 甘肃文县人, 在读博士, 主要从事数字地震资料应用及地震监测预报研究工作。

(2) 不同研究者采用不同滤波器进行数据滤波,各不相同的滤波器性能对结果数据有多大影响。

(3) 尾波段选择除了考虑多次散射等因素外,必须考虑尾波数据记录的可用性。数据可用性以尾波截断点信噪比高于某一定值来保证,如何确定该值大小使记录质量较差的地震波也可以用于计算 Q 值,同时噪声对 Q 值未造成太大影响。

本研究利用浙江省及邻近区域数字地震波资料,依据 Aki 模型对影响尾波 Q 值计算的噪声水平、数据采样、滤波器使用等因素进行深入研究。计算了该区域尾波 Q 值,分析尾波 Q 值对频率、尾波窗长等的依赖性特征,对该区域的介质衰减特征及区域地震活动性进行了客观评估。

1 方法简介

本研究采用尾波方法求解 Q 值,用单一散射模式描述尾波衰减。通过以某频率为中心频率的一定带宽滤波器滤波后的尾波振幅可以表述为

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

其中 S(f) 为震源因子; t 为发震时刻算起的地震波流逝时间; u 为常数,体波 u = 1, 面波 u = 0.5, 本研究全部采用近震记录,因此 u 取值为 1; Q_c(f) 为对应于中心频率点 f 的尾波 Q 值; A(f,t) 是对应 t 时刻一个采样周期的幅度最大值。

对式(1)两边取自然对数并整理变为

$$\ln(A(f,t) \cdot t^u) = \ln S(f) - a \cdot t \quad (2)$$

$$Q_c(f) = -\pi f/a \quad (3)$$

具体操作上,首先对地震波以 f 为中心频率,以 [2/3 f, 3/3 f] 带宽,使用 8 级巴特沃斯滤波器进行滤波;之后以 f 对应的周期 T 为采样步长,分别采集不同流逝时间 t 对应的 A(f,t),将所有数据点分别代入式(2),联列构成二元一次方程组,用最小二乘法求解该地震记录该频率点的 Q 值,得到本条地震记录对应单一频率点的 Q 值;为了研究整个区域地震波衰减总体特征,可通过该区域所有记录对不同频率点求 Q 值,并对不同频率点求 Q 值平均值,用平均值作为该区域对应频率点的 Q 值。

作为比较本研究也采用更直接的方法求解。每条地震记录上每个数据点都可以表述为

$$y_{ik} = b_k + a \cdot t_{ik} \quad (4)$$

$$i = 1, 2, 3, \dots, m; k = 1, 2, 3, \dots, n$$

其中 y_{ik} = ln(A_{ik}(f,t) · t); b_k 为第 k 个地震的震源因子项; k 为地震序号; i 为采样点序号。一对对应采样数据代入式(4)构成一个方程,将所有地震记

录某一频率的所有数据点构成的方程联立,如下式:

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & t_{11} \\ 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & t_{21} \\ \dots & & & & & & \\ 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & t_{m1} \\ 0 & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 & t_{12} \\ \dots & & & & & & \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & t_{mn} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \dots \\ b_k \\ \dots \\ b_n \\ a \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_{11} \\ y_{21} \\ \dots \\ y_{ik} \\ \dots \\ y_{mn} \end{pmatrix} \quad (5)$$

其中 m 为单个地震各台站采样数据点总数; n 为参与分析的地震总数。用最小二乘法求出 a 值,利用式(3)得到研究区该频率点的 Q 值。

2 观测资料

2000 年以来浙江及邻近地区共发生 M_L3 以上地震 37 次(表 1),其中最大地震震级 M_L4.3。浙江省地震台网、安徽省地震台网对这 37 次地震中的大

表 1 地震基本参数

序号	日期	纬度/°	经度/°	震级/M _L	震中
1	2000-01-20	31.58	116.49	3.2	安徽六安
2	2000-02-06	32.76	120.89	3.2	江苏东台
3	2000-03-03	32.01	120.35	3.9	江苏靖江
4	2000-04-10	34.25	119.69	4.0	江苏响水
5	2000-04-10	34.27	119.74	3.2	江苏响水
6	2000-05-09	33.60	120.64	3.1	黄海
7	2000-05-19	31.43	120.85	3.2	江苏昆山
8	2000-06-11	31.38	116.19	3.1	安徽霍山
9	2000-07-26	33.19	120.79	3.9	江苏大丰
10	2000-07-26	33.13	120.76	3.0	江苏大丰
11	2000-12-26	34.17	119.65	3.6	江苏响水
12	2001-11-03	31.76	120.75	3.7	江苏常熟
13	2001-12-25	31.92	120.93	3.9	江苏南通
14	2002-01-28	30.90	117.87	3.3	安徽铜陵
15	2002-05-03	32.45	118.65	3.8	安徽来安
16	2002-06-14	31.79	120.69	3.5	江苏张家港
17	2002-06-15	31.79	120.69	3.1	江苏张家港
18	2002-07-14	31.38	116.11	4.0	安徽霍山
19	2002-07-28	27.76	119.99	3.5	浙江文成
20	2002-07-31	31.91	116.48	3.7	安徽六安
21	2002-08-02	31.93	116.50	3.2	安徽六安
22	2002-08-07	27.70	119.68	3.3	浙江文成
23	2002-08-07	27.70	119.96	3.0	浙江文成
24	2002-08-09	27.61	119.15	3.2	浙江庆元
25	2002-08-29	31.43	116.16	4.0	安徽霍山
26	2002-08-29	31.42	116.16	3.2	安徽霍山
27	2002-09-05	27.69	119.97	3.9	浙江文成
28	2002-09-11	33.43	120.71	3.4	江苏大丰
29	2002-10-15	31.41	119.31	3.2	江苏溧阳
30	2003-03-22	33.96	120.27	3.0	江苏溧阳
31	2003-03-24	33.51	119.68	3.0	江苏建湖
32	2003-07-29	32.15	119.97	3.3	江苏泰兴
33	2004-03-27	31.37	116.10	3.4	安徽霍山
34	2004-04-27	30.91	119.16	3.5	安徽朗溪
35	2004-05-26	30.25	122.61	4.3	浙江岱山
36	2004-05-27	30.25	122.65	3.9	浙江岱山
37	2004-05-27	32.93	120.43	3.9	江苏东台

部分地震有较好记录。本研究收集了比较清晰的地震记录共 317 条,从中筛选信噪比较高的有效地震记录共 230 条计算 Q 值。地震震中及台站分布如图 1。台站配备 3 分向速度记录仪,数字采样率为 50/s,仪器响应的平坦段频率低端在 0.1 Hz 以下。本研究的工作频率段为 4 ~ 18 Hz,所有仪器响应在该频率范围内均平坦。

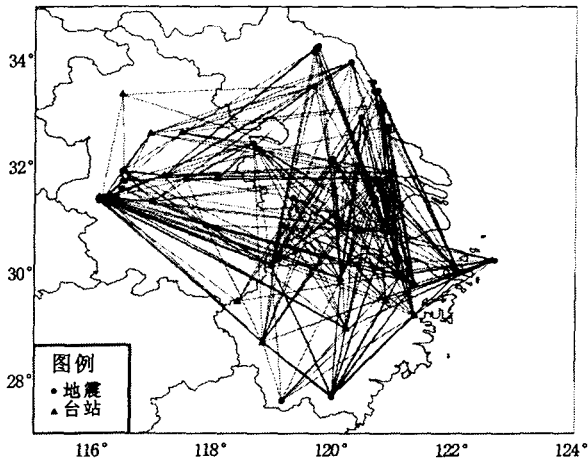


图 1 地震及台站分布(直线表示采用的地震记录的地震射线路径)

Fig. 1 Distribution of earthquake epicenters and seismic station.

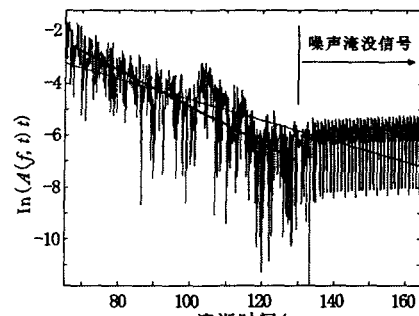
3 数据处理及结果

数据处理包括尾波段选择、波形数据信道选择、滤波器使用及数据采样等几个重要部分,每一部分都直接影响最终数据结果,因此有必要分别加以讨论。

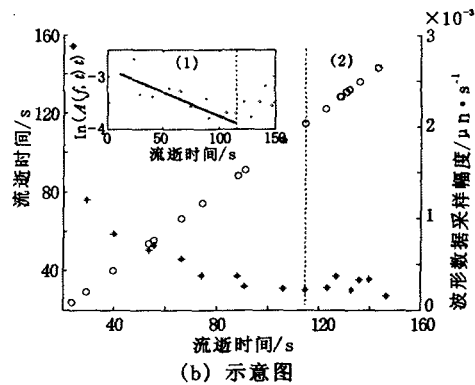
3.1 噪声及尾波段选择

基于 Rautain 和 Khalturin^[12] 的实验分析,尾波段起点取 2 倍的 S 波走时。至于尾波窗的截断时间,大部分研究者以信噪比为 2 作为截断标准,也有在信噪比大于 5 甚至更高截断的^[13]。很显然截断点信噪比越高结果数据的可信度越高,但对于台站背景噪声较大、震级较小地震的地震波资料流逝时间取至 2 倍的 S 波走时时,信噪比已经降得很低,截断点信噪比要求太高就意味着这一地震信号中可截取的尾波太短或根本截取不到尾波。尾波窗太短,结果数据很不稳定,由此以来在台站分布密度低、背景噪声高的地区就很难收集足够的资料来研究该地区 Q 值;而截断信噪比太低,按尾波模型分析结果数据会被趋势性抬高(图 2)。图 2 表示一个实际的尾波 Q 值求解情况及示意图。图中能明显看到:尾

波窗取得过长,式(2)中的 $\ln(A(f,t) \cdot t^u)$ 部分会被趋势性抬高,其原因是:因子 t 是线性增长的,当信噪比很低时, $A(f,t)$ 的取值实际上已经是噪声数据。噪声是随机的,因此在信号被噪声淹没之后所取得的各 $A(f,t)$ 值大小基本相当, $\ln(A(f,t) \cdot t^u)$ 的值就会随 t 的增加趋势性增大。因此在尾波窗选择时既要考虑尾波窗大小以保证数据稳定并能反映 Q 值对深度的依赖性特征,同时必须考虑截断点信噪比大小,以保证数据的可靠性。



(a) 计算实例



(b) 示意图

图 2 噪声对数据的影响(其中空心圆代表时间因子,星号代表 $A(f,t)$,子图是 t 与 $\ln(A(f,t) \cdot t^u)$ 的关系)

Fig. 2 Effects of noise on seismic wave (hollow circle represent time factor, asterisk represent $A(f,t)$, Subgraph shows relationship between t and $\ln(A(f,t) \cdot t^u)$).

那么在截断点信噪比多大时可以降低噪声对 Q 值的影响呢? 本研究中作者进行了数据反演测算。具体做法是:假定某一频率点的 Q 值,将 Q 值数据、频率数据及流逝时间数据代入式(1),将式(1)中的 $S(f)$ 取作常数由此计算 $A(f,t)$;之后在整个数据段叠加计算机随机噪声,再以一定信噪比截断,用式(2)、(3)求 Q 值。在信噪比取至 $\sqrt{2}$ 及以上截断信号时,计算值与理论值非常接近,未出现趋势性偏差,从数值关系上是可以接受的。本研究以信噪比高于 $\sqrt{2}$ 截断尾波作为最大可用尾波段,对于记录质量较

高的地震波以此标准截断的尾波窗可能很长,尾波窗太长,不可避免的引入了多次散射作用^[14]。对此,本研究限制尾波窗长在 80 s 内。

3.2 数据采样

在同类研究中,尾波幅度采样基本上采用固定时间步长^[8,15]或有限改变采样步长^[16]。而尾波 Q 值研究是对应不同频率点进行的,如果用固定时间窗长采样,难以准确反映不同频率点尾波衰减特征。为此本研究引入了动态采样法,即对低频率点求 Q 值时采样数据密度低;对高频率点求 Q 值时采样数据密度高。具体做法是用待求 Q 值的频率点 f 对应周期作为采样步长采样,图 3 表示对实例波形进行动态采样后的数据及拟合情况。动态时间步长采样与固定时间步长采样比较,虽然没有具体的实例来说明其优越性,但就原理上讲动态时间步长采样至少可以反映出数据采样的频率特征。

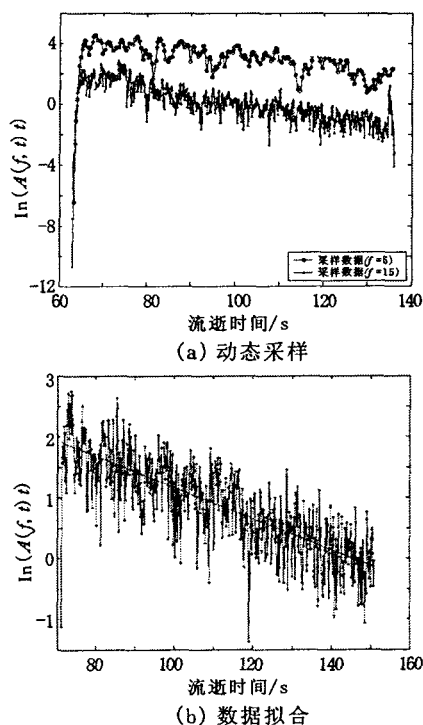


图 3 数据动态采样与拟合图

Fig. 3 Drawing of dynamic sample and fitting.

3.3 滤波器选择

数据滤波是求解 Q 值重要的环节,在相关研究中研究者对其使用的滤波器及性能都有特别的描述。本研究使用不同滤波器及相同滤波器不同性能对尾波 Q 值求解影响情况进行了实例地震波计算,并列比较了巴特沃斯滤波器、切比雪夫(I)滤波器、高斯滤波器三种滤波器及相应滤波器在取不同参数进行数据滤波对 Q 值数据结果的影响。结果

表明:所使用滤波器在相应参数下若未引起波形的严重畸变,则基本不会对 Q 值造成太大影响。图 4 是对同一条地震记录使用不同滤波器并改变滤波器参数后的数据计算结果。本研究采用 8 级巴特沃斯滤波器进行滤波。

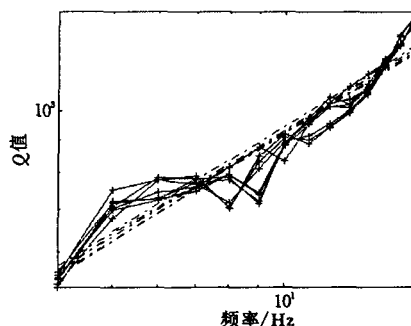


图 4 不同类型、不同性能滤波器对尾波 Q 值的影响(“+”表示实测数据,虚线表示各结果 Q 值对频率的拟合情况)

Fig. 4 Filter with different types and feature effect on Q value (“+” represents actual measuring data, dot line represents fitting value depended on frequency).

3.4 数据信道选择

尾波求解 Q 值方法基本上是对单道信号数据(一般为垂直向)进行的^[13,15],也有使用两道(东西和南北向)信号数据^[8]或三道信号数据^[16]进行的。在本研究中对同一地震记录三分向数据分别求解 Q 值,同时求出各频率点三分向结果的平均值。在数据处理中发现,同一地震记录三分向数据分别求解得到的 Q 值结果在低频端并不一致,而在高频端数据却非常一致(图 5)。为此本研究采用三分向数据的平均值作为判断该地震波衰减特征的 Q 值指标。

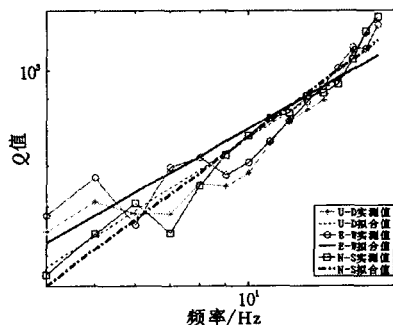


图 5 不同分向 Q 值数据比较

Fig. 5 Comparison among Q values of different direction.

3.5 结果

利用 230 条地震记录,使用 8 级巴特沃斯滤波器进行滤波并进行动态数据采样,尾波截断处信噪比大于 $\sqrt{2}$ 且最大尾波窗长在 80 s 以内,用椭球体公

式计算尾波最大采样深度 92 km, 每条记录以 4 至 18 整数频率点为中心频率, 计算 15 个频率点数据, 对每个频率点的所有 Q 值求平均值作为该频率点该区域的 Q 值, 拟合平均 Q 值与对应频率之间的关系其结果为

$$Q(f) = 212 \pm 33.5 \cdot f^{0.62 \pm 0.11} \quad (6)$$

对各频率点分别联立如式(5)的方程求 Q 值, 得到结果为

$$Q(f) = 207 \cdot f^{0.67} \quad (7)$$

两者数据基本相当(图6)。

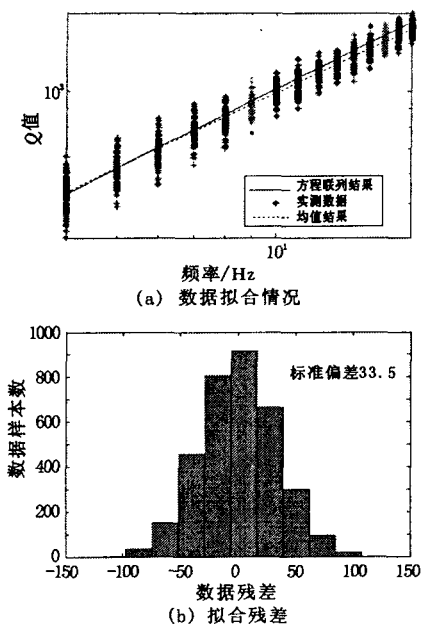


图6 Q 值与频率的关系

Fig. 6 Relationship between Q value and frequency.

4 讨论和结论

(1) Q 值大小反映了地震波衰减程度, Q 值对频率的依赖程度与地壳介质均匀程度有关, 依赖程度越大, 地壳介质均匀程度越低, 相关区域构造活动越强烈, 地震活动水平越高^[2-3]。该研究区 $Q_0 = 212$, 对频率的依赖性指数 0.62, 与国内不同区域 Q 值及其对频率的依赖性程度^[14, 17-20] 相比较(图7)属于高 Q 值区, 地震波衰减缓慢, Q 值对频率表现出弱依赖性。由此可以认为, 研究区区域构造活动弱, 地震活动水平较低。

(2) 由同一地震同一台站记录的三分向数据求得同一频率的 Q 值结果在低频率端不一致(图5), 这与 Aki 等^[21-22] 的观点是一致的。低频率端 Q 值大小主要受介质几何非均匀性控制, 而高频率端 Q 值大小主要受介质非弹性特征控制^[21]。当地震波

波长与介质中的散射体线度、散射体之间的距离基本相当时地震波的散射最强, 能量衰减表现出对频率的强依赖性^[22]。由于介质几何非均匀性, 介质中散射体不同取向的线度差别引起了低频端不同分向 Q 值结果的差别。Aki 等^[21] 认为受介质几何非均匀性控制的低频率端为 5 Hz 以下; 本研究三分向数据不一致段频率高于 5 Hz, 最高可达 8 Hz, 这说明不同地区受介质几何非均匀性控制的低频率端范围是不同的。

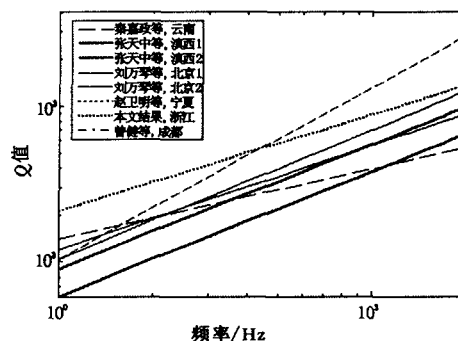


图7 Q 值与频率关系的国内相关研究结果比较

Fig. 7 Comparison among the domestic research results for Q value with frequency.

(3) 随着深度增加应力增大, 介质非均匀性降低^[23-24], 地震波尾波后到部分与先到部分相比较采样深度更深, 反映到实际计算中表现为 Q 值随尾波窗长增大^[20] 而增大。本研究结果是: 总的趋势上 Q 值随尾波窗长度增加而增大, 而在细节上表现为阶跃式增加, 即平坦-跳跃-平坦的模式。利用记录质量高的地震波, 可以截取足够长的地震尾波对这一特征加以验证。图8是2000年3月3日江苏靖江地震在浙江嘉兴台地震波记录的计算情况, 计算时以 20 s 为尾波窗长起点, 每增加 5 s 计算一次。通过图8能直观地看到数据大致分成了三段, 第一段(20~55 s)数据不稳定, 第二段(60~80 s)数据

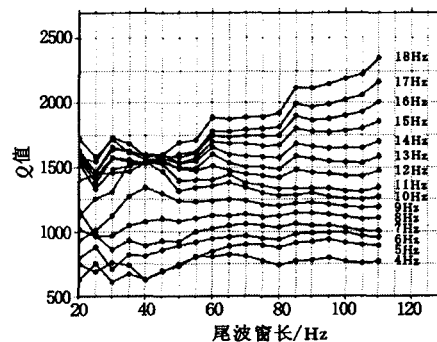


图8 尾波窗长对数据结果的影响

Fig. 8 Coda windows length effects on Q value.

抬高并持续了近 20 s 的平坦,再次跳跃并进入第三个平坦段,平坦持续了近 30 s,并且频率越高这种趋势越明显。这一现象说明地震尾波 Q 值可能与分层的地壳速度结构有一定关系。吴建平^[25]在青藏高原 Q 值的结构反演中发现,在对应 S 波的低速区存在一个低 Q 值区,这也佐证了 Q 值与速度结构存在某种联系这一特点。

本研究得到郑斯华教授、刘杰教授具体、细致的指导,在此表示衷心感谢!

[参考文献]

- [1] Roecker S W, Tucker B, King J, et al. Estimation of Q in central Asia as function of frequency and depth using locally recorded earthquakes[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1982, **72**:129-149.
- [2] Singh S, Herrmann R B. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States[J]. J. Geophys. Res., 1983, **88**:527-538.
- [3] Rhea S. Q determined from local earthquakes in the South Carolina Coastal plain[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1984, **74**:2257-2268.
- [4] Jin A, Cao T, Aki K. Regional change of coda Q in oceanic lithosphere[J]. J. Geophys. Res., 1985, **90**:8651-8659.
- [5] Chout B. Temporal Variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California[J]. Geophys. Res. Lett., 1979, **6**:143-146.
- [6] Jin A, Aki K. Spatial and temporal correlation between Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism[J]. J. Geophys. Res., 1989, **94**:14041-14059.
- [7] 荣代潞,李亚荣,金铭. 甘肃近期 2 次中强震前后震源区微震尾波(Q_c)的变化特征[J]. 高原地震, 2000, **12**(2):11-24.
- [8] 李白基,秦嘉政,钱晓东,等. 云南姚安地区尾波衰减[J]. 地震学报, 2004, **26**(1):47-52.
- [9] Aki K. Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered wave[J]. J. Geophys. Res., 1969, **74**:615-631.
- [10] Aki K, Chouet B. Origin of Coda wave: source, attenuation and scattering effects[J]. J. Geophys. Res., 1975, **80**:3322-3342.
- [11] Pulli J J. Attenuation of coda waves in New England[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1984, **74**:1149-1166.
- [12] Rautain T G; Khalturin V I. The use of the coda for determination of earthquake source spectrum[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1978, **75**:1371-1382.
- [13] Kvamme L B, Havskov J. Q in Southern Norway[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1989, **79**:1575-1588.
- [14] 曾健,陈天长,韩渭宾,等. 成都遥测台网区域尾波衰减特性及 Q_c 值研究[J]. 地震学报, 1997, **19**(3):246-253.
- [15] 王彩勤,郑斯华,刁桂苓,等. 张北地震序列的尾波 Q 值研究[J]. 防震减灾工程学报, 2004, **24**(1):37-40.
- [16] Amerbeh W B, Fairhead J D. Coda Q estimates in the mount Cameroon Volcanic region West Africa[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1989, **79**:1589-1600.
- [17] 赵卫明,杨明芝,金延龙. 宁夏中北部地区尾波 Q 值研究[J]. 地震学报, 2000, **22**(3):249-256.
- [18] 秦嘉政,李宁,胡克坚. 1985 年禄劝地震余震尾波 Q 值的某些研究[J]. 地震学报, 1987, **9**(3):239-252.
- [19] 刘万琴,韦士忠,辛书义,等. 北京地区尾波 Q 值研究[J]. 地震学报, 1990, **12**(4):442-447.
- [20] 张天中,高龙生,张卫平. 滇西实验场区的 Q 值极其随时间窗变化[J]. 地震学报, 1990, **12**(1):12-21.
- [21] Aki K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere[J]. J. Geophys. Res., 1980, **85**:6496-6504.
- [22] Dainty A M. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz[J]. Geophys. Res. Letters., 1981, **8**:1126-1128.
- [23] Jacobson R S, Shor G G, Shor Jr, et al. A comparison of velocity and attenuation between the Nicobar and Bengal deep sea fans[J]. J. Geophys. Res., 1984, **89**:6181-6196.
- [24] Carpenter P J, Sanford A R. Apparent Q for upper crustal rocks the central Rio Grande Rift[J]. J. Geophys. Res., 1985, **90**:8661-8674.
- [25] 吴建平,曾融生. 青藏高原 Q 值的结构反演[J]. 地震学报, 1996, **18**(2):208-214.