

关中、陕南及周边地区尾波衰减特性(Q_c)研究

孟智民, 谢家树, 张 宪

(陕西省地震局, 陕西 西安 710068)

摘要:根据单次散射模型的尾波功率谱分析方法, 利用陕西数字地震台网宽频带数字地震波形记录资料, 计算了关中陕南及周边地区13个频段的 Q_c 值。结果显示: 在 $2t_s \sim 35$ s的时间窗内, Q_c 值在37.54~72.59之间, 全区平均值为58.44, 在上升运动显著的秦岭山脉值较大, 关中盆地和陕南值较小; 在 $2t_s \sim 70$ s的时间窗内, Q_c 值在194.74~283.50之间, 全区平均值为186.79, 莫霍界面高波速区值较大, 低速区和低速梯度带值较小。

关键词: 单次散射; 功率谱; 尾波 Q_c 值; 时间窗

中图分类号: P315.3⁺¹

文献标识码: A

文章编号: 1000-0844(2005)01-0075-05

Research on the Q_c Value of Coda Wave in Shaannan, Guanzhong Area and Its Adjacent Region

MENG Zhi-min, XIE Jia-shu, ZHANG Xian

(Seismological Bureau of Shaanxi Province, Xi'an 710068, China)

Abstract: According to the method of power spectrum analysis of individual dispersion model, using the wide-band digital waveform data recorded by Shaanxi digital seismograph network, the Q_c values of coda wave in 13 frequency bands in Guanzhong, Shannan and the adjacent areas are estimated. The result shows that the coda Q_c values are in range of 37.54~78.59 with the average value of 58.44 in the $2t_s \sim 35$ s time window, and are higher in Qinling mountain chain region where the ascending motion is marked, otherwise are lower in Guanzhong basin and Shannan area. In the $2t_s \sim 70$ s time window, the Q_c values are in range of 194.74~283.50 with the average value of 186.79, and are higher in wave highvelocity area of moho-discontinuity comparing with lower values in wave lowvelocity area and lowvelocity gradient belt.

Key words: Individual dispersion; Power spectrum; Q_c value of coda wave; Time window

0 引言

在地震波的研究中, 尾波研究是一个重要领域。地方震尾波可用地球介质中随机分布的多种非均匀散射体对原生波的反向散射来解释^[1]。用单次散射模型可以很好地解释尾波的许多特点, 并为许多观测事实所支持^[2]。目前根据单次散射理论研究尾波衰减特性已获得一些重要结果^[3-12]。这些结果表明: 尾波 Q_c 值与频率表现出较强的依赖关系, 可近似表示为幂指数形式 $Q_c = Q_0 f^n$ 。构造活动较强的地区尾波衰减较快; 构造活动较弱的地区尾波衰减较慢^[11-12]。

地震波在介质中的耗散情况, 不仅对测定震源参数以了解地震的孕育发生及破裂过程十分重要, 而且有可能对地震预报、工程抗震及减小地震灾害提供一些有较明确物理意义的信息。

本文利用陕西数字地震台网宽频带数字记录资料, 根据尾波单次散射模型, 用两种时间窗, 研究了关中、陕南及周边地区尾波 Q_c 值空间分布。

1 方法原理

根据单次散射模型, 尾波功率谱可表示为^[2]

收稿日期: 2004-07-23

作者简介: 孟智民(1959-), 男(汉族), 陕西西安人, 工程师, 现从事测震监测和研究工作。

$$P(\omega/t) = \frac{v}{2} g(\pi) \varphi_0 \left| \omega \left| \frac{vt}{2} \right. \right|^2 \exp\left(-\frac{\omega}{Q_c} t\right) \quad (1)$$

其中, $\varphi_0 \left| \omega \left| \frac{vt}{2} \right. \right|^2$ 是在假设的无耗介质中 $r=vt/2$ 处直达波的富里叶变换; $g(\pi)$ 是反向散射系数; t 是从发震时刻起算的流逝时间; v 和 ω 分别为 S 波速度和角频率; Q_c 为尾波衰减品质因子。

Sato(1977) 提出了单次各向同性散射模式, 导出了角频率为 ω 的散射 S 波能量密度

$$E_s(\omega t) = \frac{W(\omega)}{8\pi LR^2} K\left(\frac{t}{t_s}\right) \exp\left(-\frac{\omega}{Q_c} t\right) \quad t > t_s \quad (2)$$

式中 t_s 为 S 波走时; $W(\omega)$ 是角频率为 ω 的 S 波的能量; R 为震源距; $L=1/n_0\sigma$ 是地球介质中 S 波的平均自由程。函数 K 为

$$K(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln\left(\frac{\alpha+1}{\alpha-1}\right) \quad (3)$$

三维情况下单次散射尾波功率谱为^[13]

$$P(\omega/t) = \frac{n_0\sigma v S(\omega)}{4a_1c_1} \ln\left(\frac{\alpha_1+c_1}{\alpha_1-c_1}\right) \exp\left(-\frac{\omega}{Q_c} t\right) \quad (4)$$

其中, $S(\omega)$ 为震源谱因子; $2a_1=r_1+r_2=2r=vt$ 为散射波所通过的全路程; $2c_1=d$ 为震源距。

对于窄频带滤波信号, $P(\omega/t)$ 在频率 $\omega_1 > \omega_0$ 之间不为零, 而在其它频率范围等于零。地震尾波记录的均方根振幅为^[2]

$$\langle A^2(\omega t) \rangle^{1/2} = [2P(\omega/t)\Delta f]^{1/2} \quad (5)$$

其中 $\Delta f=(\omega_1-\omega_0)2\pi$ 为带通滤波器的频带宽度。把式(4)代入式(5)可得

$$\langle A^2(\omega t) \rangle^{1/2} = [2P(\omega/t)\Delta f]^{1/2} = \left[\frac{n_0\sigma v S(\omega)\Delta f}{2a_1c_1} \ln\left(\frac{\alpha_1+c_1}{\alpha_1-c_1}\right) \exp\left(-\frac{\omega}{Q_c} t\right) \right]^{1/2} \quad (6)$$

令 $C(\omega)=[2S(\omega)\Delta fLv]^{1/2}$, 若频带宽度 Δf 仅为频率的函数, 则 $C(\omega)$ 就只是频率的函数。定义经过震源距校正的尾波折合均方根振幅为 $A_c(\omega t)$ ^[12]:

$$A_c(\omega t) = \langle A^2(\omega t) \rangle^{1/2} \cdot \left[t t_s \ln\left(\frac{t+t_s}{t-t_s}\right) t + t_s \right]^{1/2} \quad (7)$$

由式(6)和式(7)得

$$A_c(\omega t) = C(\omega) \exp\left(-\frac{\omega}{2Q_c} t\right)$$

两边取自然对数得

$$\ln A_c(\omega t) = \ln C(\omega) - \frac{\omega}{2Q_c} t \quad (9)$$

相应地, $\ln A_c(\omega t)$ 与流逝时间 t 之间呈线性关系, 直线斜率即为 $-\omega/2Q_c$ 。

2 资料选取及其处理

陕西数字地震台网使用 FBS-3 型宽频带地震计和 EDAS-C24B 型的 24 位数据采集器, 其频带宽 0.05~20 s, 采样为每秒 50 次。在 2001 年 1 月-2004 年 4 月期间宽频带记录资料中选取了 54 个波形记录清晰, 无干扰噪声叠加的, 并且至少有一个台在 70 km 之内有记录的地震的波形资料进行尾波分析。

为了计算不同频率所对应的介质 Q_c 值, 采用了分频道地震图的方法, 通过数字滤波由宽频带数字记录得到多道分频道地震图。所用带通滤波器的参数列于表 1。对分频道地震图分别进行尾波分析, 从而求得各频率的 Q_c 值。尾波均方根振幅的计算是在一时间窗内进行, 窗函数宽度取为 2 s, 同时以 1 s 为步长滑动取样窗口, 计算尾波均方根振幅随流逝时间 t 的变化。每个时间窗内地震信号的均方根振幅 A_s 为

$$A_s = A_T - A_N$$

式中 A_T 是该时间窗内记录信号均方根振幅, A_N 是噪声水平。利用地震 P 波初至到达之前记录的背景噪声来计算。

表 1 带通数字滤波器的参数

频道号	中心频率 f_c/Hz	带宽 /Hz	频道号	中心频率 f_c/Hz	带宽 /Hz
1	原始宽频带记录波形		8	5.0	2.6
2	1.2	0.6	9	6.3	3.2
3	1.6	0.8	10	8.0	4.0
4	2.0	1.0	11	10.0	5.0
5	2.5	1.2	12	12.6	6.4
6	3.2	1.6	13	16.0	8.0
7	4.0	2.0	14	20.0	10.0

尾波的起始点取流逝时间在 2 倍 S 波走时 ($2t_s$) 之后。当 S 波初至难以辨认时, 取 $t_s=1.732t_p$ (t_p 为 P 波走时)^[12]。为了避开多次散射的作用, 流逝时间限制在 70 s 之内。当信号的均方根振幅小于 2 倍噪声水平时, 停止计算 A_s 。

对应不同的带通数字滤波器的中心频率 f_c , Q_c 值由最小二乘法确定。已经发现 Q_c 值与频率表现出较强的依赖关系^[4,9,11-12], 可近似表示为幂指数形式 $Q_c=Q_0 f^n$ 。用各频率的 Q_c 值按此式拟合即可得 Q_0 和 n 值, Q_0 对应于频率为 1.0 Hz 的地震波衰减 Q_c 值。以宁陕台记录的 2002 年 1 月 28 日 M_L 2.3 地震为例(震中: $\varphi_N 33.56^\circ$, $\lambda_E 108.12^\circ$; 震源深度 12 km; 震中距 32.4 km。图 1 为地震的记录波形。第 1 道为 NS 向的原始宽频带记录波形, 第 2 道至

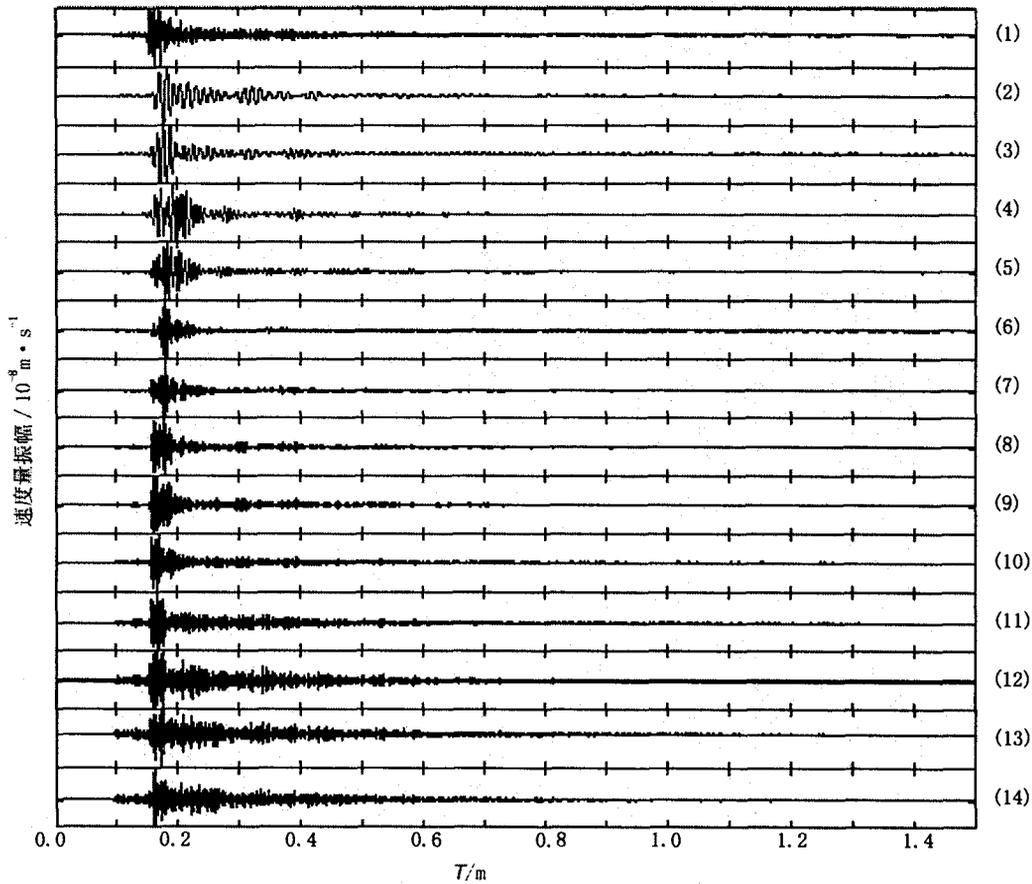


图 1 宽频带数字记录波形和分频道窄带通滤波波形图例

Fig. 1 Waves of wide band digital recorded and narrowband filtering.

第 14 道为中心频率 f_c 和带宽如表 1 所示的窄频带通滤波的波形。图 2 是窄频带通滤波后波形资料计算不同的 Q_c 值进行幂指数形式拟合曲线及 Q_c 和 n 值。基于单次散射模型的尾波功率谱分析方法,处理了发生于关中陕南及周边地区 54 个地方震宽频带数字记录资料,计算了流逝时间分别为 $2t_s \sim 35$ s 和 $2t_s \sim 70$ s 两种时段,关中、陕南地区不同频率地

震尾波衰减因子 Q_c 值和 Q_0 值、 n 值。并计算了各子台附近介质的 Q_0 值和 n 值,结果列于表 2。

3 尾波 Q_c 值与时间窗的关系

由本文和许多研究者的工作证实,尾波 Q_c 值与时间窗变化是有关系的^[3,5,11]。尾波 Q_c 值虽与地震波传播的具体路径无关,却与采样区域有关,反映了该区域内的局部平均性,而时间窗的不同正是表示了不同的采样范围。尾波的采样区是一个以接收台站和震源为焦点的椭球体。假定为表面震源,该椭球面在通过两焦点的铅垂平面的投影方程^[11]:

$$\frac{x^2}{(a/2)^2} + \frac{z^2}{(a/2)^2 - r^2} = 1 \quad (10)$$

取 $v=3.5$ km/s, $r=30$ km,图 3 给出了尾波采样范围随时间 t 的变化。尾波散射理论考虑了地球介质的小尺度不均匀性,而把这种不均匀性在大尺度内认为是统计分布上有均匀性,从而求得一个区域内统计平均的结果。当这种小尺度的不均匀性在大尺度内也是不均匀时,不同的采样范围必然会得到不同的结果。本文的时间窗选取 $2t_s \sim 35$ s 和 $2t_s \sim 70$ s

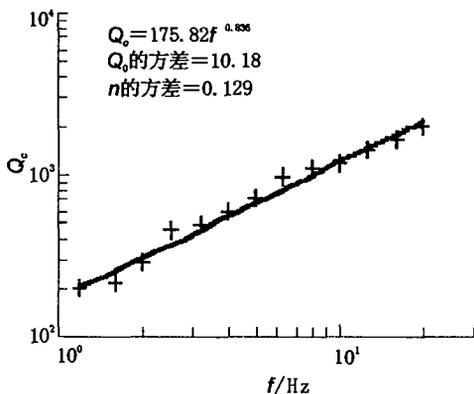


图 2 图 1 所示不同频率的 Q_c 值及拟合曲线
Fig. 2 Q_c values with different frequency and fitting curve from Fig. 1.

表 2 各子台附近地球介质的平均 Q_0 值

台站名	时间窗 $2t_s \sim 35s$					时间窗 $2t_s \sim 70s$				
	Q_0	方差	n	方差	地震数	Q_0	方差	n	方差	地震数
宁陕	71.57	12.28	1.326	0.132	10	166.53	18.14	0.860	0.157	14
太白	66.48	8.83	0.957	0.243	3	173.53	23.53	0.785	0.201	2
乾县	54.40	10.14	1.182	0.173	2	228.60	28.62	0.837	0.309	2
汉中	57.69	9.98	1.154	0.231	3	135.46	12.44	1.045	0.207	3
泾阳	58.56	10.85	0.955	0.246	1	194.74	25.86	0.914	0.234	4
西安	47.05	8.92	1.405	0.198	2	283.50	29.91	0.894	0.198	6
蒲城	50.81	11.37	1.496	0.218	2	171.63	26.73	1.096	0.216	2
合阳						158.30	19.49	0.864	0.139	2
华阴	69.96	10.68	1.215	0.201	6	239.32	24.28	0.785	0.228	5
周至	72.59	12.14	1.087	0.328	6	151.47	18.16	0.877	0.236	8
安康	37.54	8.79	1.428	0.169	4	131.12	15.37	0.918	0.198	3
陇县	56.20	8.24	1.272	0.193	4	207.31	23.86	0.784	0.218	3

两种,前者计算结果主要反映了地壳介质的情况;后者计算结果反映的范围较深,相应于地壳及地幔顶部的平均效果。

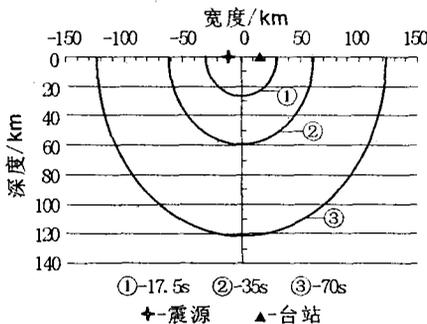


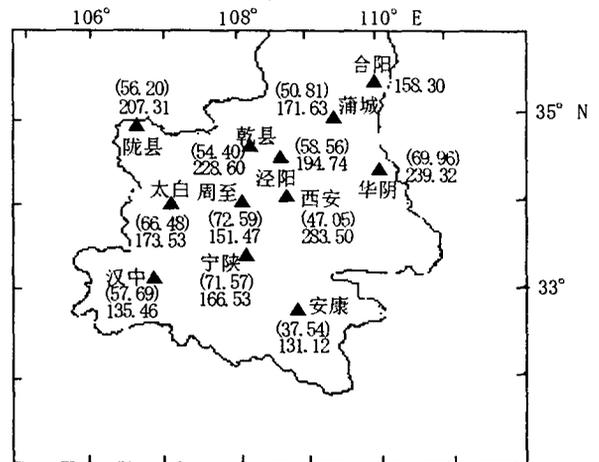
图 3 尾波采样区域垂直示意图
($r=30\text{ km}, v=3.5\text{ km/s}$)

Fig. 3 Vertical chart of code sampling area
($r=30\text{ km}, v=3.5\text{ km/s}$).

4 尾波 Q_0 值的空间分布

由于台站在区域上的布设不均匀,而所发生地震的位置呈条带状或随机的聚散状;又因符合单次散射模型尾波功率谱分析的地震波形样本所限,有的台记录波形样本数较多,有的较少。所以仅计算了一些离散点的尾波 Q_0 值和 n 值(表 2),但总体上反映了关中、陕南地区尾波 Q_0 值的一些特点。

如图 4 所示,对于 $2t_s \sim 35s$ 时间窗,主要反映了地壳介质的平均值, Q_0 值较低。全区在 37.54~72.59 的范围变化;中部的太白、宁陕、周至、华阴 Q_0 值较大,在 66.48~72.59 之间;南部和北部的 Q_0 值较小,在 37.54~58.56 之间。这可能与本区的地质构造有关:本区的北部为一地堑型新生代断陷盆地,盆地内沉积巨厚的新生界地层;中部为上升运动显著的秦岭山脉;南部为断块差异运动显著的秦巴山区,区内断裂发育。



131.12(37.54)— $2t_s \sim 70s$ 的 Q_0 值 ($2t_s \sim 35s$ 的 Q_0 值)
▲—台站及 Q_0 值位置

图 4 关中、陕南地区台站和尾波 Q_0 值分布图
(括号内为 $2t_s \sim 35s$ 时间窗的值,括号外为 $2t_s \sim 70s$ 时间窗值)

Fig. 4 Distribution of stations and Q_0 values in Guanzhong and Shannan area.

对于 $2t_s \sim 70s$ 时间窗,主要反映了地壳介质及上地幔顶部平均结果,全区 Q_0 值在 131.12~283.50 范围内变化;在陇县、乾县、泾阳、西安、华阴范围内, Q_0 值较大,在 194.74~283.5 之间;汉中、安康的值较小,分别为 135.46 和 131.12。

对照莫霍界面速度等值线分布图(图 5),由陇县、乾县、泾阳、西安、华阴围成的 Q_0 较大值区,属于西安、宝鸡高波速区,区内速度值很均匀,约 7.9 km/s。 Q_0 值较小的汉中、安康分别属于汉中~宁强低速梯度带和安康~岚皋低速带。前者速度从 7.9 km/s 由北向南急剧减小至 7.2 km/s;后者速度值为 7.6~7.3 km/s^[14]。

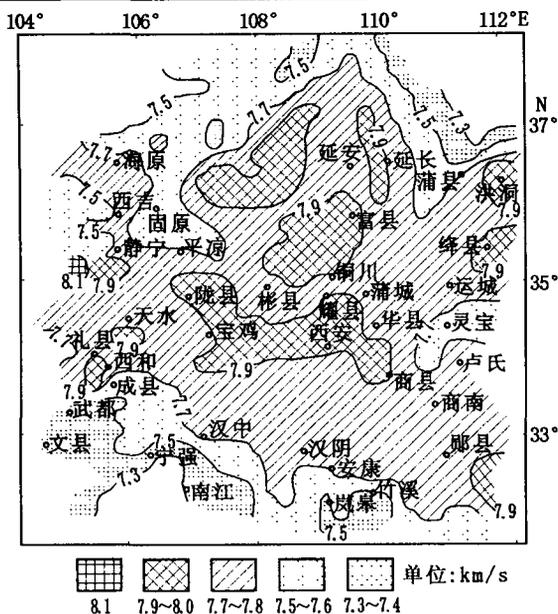


图 5 渭河陷断及邻近地区莫霍界面(P波)速度等值线分布图(据袁志祥(1995))

Fig. 5 Velocity isogram of Moho discontinuity beneath weihede fault depression and its adjacent areas.

5 结论和讨论

根据单次散射模型的尾波功率谱分析方法, 计算了关中、陕南及周边地区尾波衰减因子 Q_0 值。在 $2t_s \sim 35$ s 时间窗, 全区平均 Q_0 值为 58.44, n 值为 1.225。在 $2t_s \sim 70$ s 时间窗, 全区平均 Q_0 值为 186.79, n 值为 0.888。前述分析显示, 在 $2t_s \sim 35$ s 时间窗, 地壳介质尾波衰减因子 Q_0 值与地质构造有重要的关系; 在 $2t_s \sim 70$ s 时间窗, Q_0 值主要受地幔顶部介质特性影响, 高波速区 Q_0 值较大, 低波速区 Q_0 值较小。

表 3 一些地区尾波衰减因子统计表

地区名	Q_0 值	n 值	时间窗	资料来源
河北滦县	46	0.85	34~45s	李松林, 1990
	72	0.9	51~72s	
四川成都	117	0.975	$2t_s \sim 70s$	曾健, 1997
云南施甸	77	0.75	$2t_s \sim 60s$	钱小东, 2004
北京地区	113	小于 1	30~60s	马云生, 1995
滇西地区	88		19.5~58.5	张天中, 1990
关中陕南	186.79	0.888	$2t_s \sim 70s$	本文

我们统计了一些地区 Q_0 值的测定结果(表 3)。研究结果显示^[4, 11-12] 构造活动的地区衰减较快(Q_0 值较小), 而稳定地区则相反。构造活动地区 Q_c 对频率的依赖性较强(n 值较大), 随频率增加而很快地增加; 而稳定地区的 Q_c 值则呈现出对于频率的弱依赖性。由表 2 知, 在 $2t_s \sim 35$ s 的时间窗内, 本区东部(宁陕、西安、蒲城、安康、华阴) n 值在 1.215~

1.496 之间, 明显大于本区西部(汉中、乾县、太白、泾阳、周至 n 值在 0.955~1.182 之间) n 值, 显示了本区东部 Q_c 值对频率的依赖性较西部强。

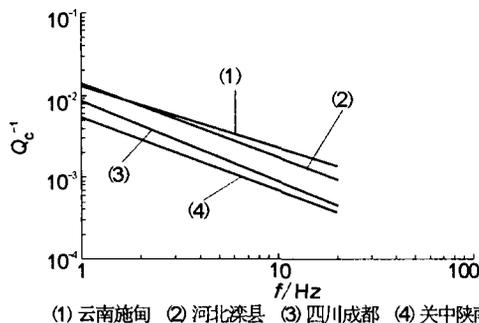


图 6 几个地区测定的 Q_c^{-1} 和 f 关系曲线
Fig. 6 Relation curves of Q_c^{-1} and f in some area.

由表 3、图 6 知, 相对于河北滦县、四川成都、云南施甸, 关中、陕南及周边地区的 Q_0 值较大, n 值较小。这是否蕴示着本地区构造活动较上述三地区弱, 值得我们进一步探讨分析。

[参考文献]

- [1] Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves[J]. J. Geophys. Res., 1969, 74: 615-631.
- [2] Aki K, Chouet B. Origin of coda waves; source, attenuation, and scattering effects[J]. J. Geophys. Res., 1975, 80: 3322-3342.
- [3] 张天中, 高龙生, 张卫平. 滇西试验场的 Q 值及其随时间窗的变化[J]. 地震学报, 1990, 12(1): 12-21.
- [4] 高龙生, 石汝武, 华正兴, 等. 唐山—北京地区 Q 因子随频率的变化[J]. 地震学报, 1986, 8(4): 354-365.
- [5] 马云生, 张天中, 张焕生. 北京及其周边地区尾波 Q 值分布特征的研究[J]. 地震学报, 1995, 17(4): 448-458.
- [6] 钱晓东, 李白基, 秦嘉政. 2001 年云南施甸 $M_s 5.9$ 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.
- [7] 胡家树, 丛连理, 苏有锦, 等. 云南及周边地区 L_g 尾波 Q 值的分布特征[J]. 地球物理学报, 2003, 46(6): 809-813.
- [8] 张耀国, 杨桂珍. 利用尾波测定四川部分地区的介质品质因子[J]. 地震学报, 1983, 5(3): 304-312.
- [9] 秦嘉政, 李宁, 胡克坚. 1985 年云南禄劝地震余震尾波 Q 值的某些研究[J]. 地震学报, 1987, 9(3): 237-251.
- [10] 黄才中, 葛焕称. 中国东部的尾波衰减特征和 Q_c 值估计[J]. 地震学报, 1995, 17(2): 196-202.
- [11] 李松林, 樊计昌, 惠乃玲, 等. 滦县地区尾波 Q 值及其与频率关系的研究[J]. 地震学报, 1990, 12(4): 357-366.
- [12] 曾健, 陈天长, 韩渭宾, 等. 成都遥测台网区域尾波衰减特征及 Q_c 值研究[J]. 地震学报, 1997, 19(3): 246-253.
- [13] 聂永安, 曾健, 冯德益. 三维尾波散射问题的理论研究[J]. 地震学报, 1995, 17(1): 83-87.
- [14] 袁志祥, 薛广盈, 丁福玉, 等. 渭河断陷及邻近地区莫霍界面速度图象[J]. 地震地质, 1995, 17(1): 446-451.