

# 滦县地区尾波 $Q$ 值及其与 频率关系的研究

李松林 樊计昌 惠乃玲 杨 健 孙桂香  
(国家地震局地球物理勘探大队)

## 摘 要

利用国家地震局地球物理勘探大队在滦县地震区取得的高精度的数字化地震记录资料,由尾波分析法计算了对应于 7 个不同频率( $f=1.5, 3.0, 6.0, 10.0, 15.0, 20.0, 25.0\text{Hz}$ )的介质  $Q_c$  值。发现在该频率范围内  $Q_c$  随频率的变化近似服从幂函数关系  $Q_c = a f^b$ 。对流逝时间较短(40 s 左右)的尾波资料,求得  $a = 46$ ,  $b = 0.85$ 。对流逝时间较长(60 s 左右)的资料,  $a = 72$ ,  $b = 0.90$ 。 $b$  值较大,表明  $Q_c$  值对于频率的强依赖关系,  $a$  值(1 Hz 的  $Q_c$  值)较小。这些结果表明该地区为一较强的构造活动区。

**关键词** 尾波;品质因数;衰减;本征吸收

## 一、引 言

直到六十年代早期,地震界的权威意见仍认为介质  $Q$  值是一个与频率无关的常数。引起这种看法的主要原因是,当时尚未有高达 10 Hz 地震波的观测结果。以后,随着观测技术与研究方法的不断进步,已经可以测定几十 Hz 频率波的  $Q$  值。结果表明,  $Q$  值对于频率的依赖关系相当明显<sup>[1-3]</sup>。

在对地球介质  $Q$  值与频率关系的研究中,尾波分析方法起着非常重要的作用。它采用了统计性方法,而不是传统的确定性方法来考察地震波振幅的衰减,由尾波振幅随时间的衰减趋势出发,计算不同频率时介质的  $Q$  值。以前常用的确定性方法则是通过测量近震体波记录实现的。然而,体波的振幅和相位受地壳的局部非均匀性的影响很大,以致于使得到的结果具有相当大的离散性<sup>[4]</sup>。

本文运用尾波分析的方法,由高精度的数字化磁带记录资料,计算了河北滦县地区介质  $Q$  值随频率的变化。在资料处理过程中,尽可能选取流逝时间(指从发震时刻计起的时间)较短的尾波部分。这样作的好处是:(1)多次散射效应的影响较小,可以采用较简单的单次散射模式进行计算<sup>[5]</sup>;(2)所对应的尾波采样范围较小,主要反映地壳介质的状况;(3)资料的信噪比较高。

当选用流逝时间较短的尾波资料时,不能再把地震震源和观测点视为同一个地方。因

1988 年 2 月 21 日收到本文初稿, 1989 年 3 月 18 日决定采用。

此,在计算中考虑了震源距离的影响因素。

## 二、方法原理

假定震源和接收点位于同一点,且仅考虑单次散射效应<sup>[6]</sup>,在三维介质中尾波功率谱  $P(\omega|t)$  可表示为:

$$P(\omega|t) = S(\omega)t^{-2}e^{-\omega t/2Q_c(\omega)} \quad (1)$$

其中  $S(\omega)$  为表征震源频谱特性的因子,  $Q_c$  为由尾波资料求得的介质品质因数,  $\omega$  为所考虑的波的频率,  $t$  为流逝时间,自发震时刻算起。

对于窄频带地震记录,尾波均方根振幅  $A(\omega|t)$  与功率间有如下关系<sup>[6]</sup>:

$$A(\omega|t) = [2P(\omega|t)\Delta f]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

其中  $\Delta f$  为滤波器频带宽度。于是,可以得到:

$$\ln[A(\omega|t)t] = C(\omega) - [\omega/2Q_c(\omega)]t \quad (3)$$

这里  $C(\omega)$  代表尾波的震源因子,仅与  $\omega$  有关。因而  $\ln[A(\omega|t)t]$  和  $t$  之间呈线性关系,其斜率为  $-\omega/2Q_c(\omega)$ 。

当涉及到流逝时间较短的尾波记录时,必须考虑到震源和接收点不在同一位置。据 Sato 提出的单次各向同性散射 (SIS) 模式<sup>[7]</sup>,散射的 S 波的能量密度为:

$$E(r, \omega|t) = \frac{W(\omega)}{4\pi l r^2} K'(\alpha) \quad (4)$$

其中  $W$  为单位角频段内震源释放的总能量,  $l$  为 S 波的平均自由程,  $r$  为震源至观测点的距离,  $\alpha = t/t_s$ ,  $t_s$  为 S 波的走时,

$$K'(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln \left( \frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} \right) \quad (5)$$

对于窄频带地震图,存在着关系式<sup>[6]</sup>:

$$E(r, \omega|t) = \rho \omega^2 P(r, \omega|t) \quad (6)$$

$P$  和  $\omega$  的意义同前,  $\rho$  为介质密度。由 (2), (6) 和 (4) 式,并考虑到介质的吸收因素,可以导出:

$$A(r, \omega|t) = \frac{1}{\omega} \left| \frac{W(\omega)\Delta f}{2\pi\rho l} \right|^{1/2} \frac{|K'(\alpha)|^{1/2}}{r} e^{-\omega t/2Q_c(\omega)} \quad (7)$$

即

$$A(r, \omega|t) = C'(\omega) K(r, \alpha) e^{-\omega t/2Q_c(\omega)} \quad (8)$$

其中

$$K(r, \alpha) = \frac{|K'(\alpha)|^{1/2}}{r}. \quad (9)$$

(8) 式两边取对数,可得到:

$$\begin{aligned} \ln[A(r, \omega|t)/K(r, \alpha)] \\ = C(\omega) - [\omega/2Q_c(\omega)]t \end{aligned} \quad (10)$$

类似地,  $\ln[A(r, \omega|t)/K(r, \alpha)]$  与  $t$  之间呈线性关系,直线的斜率仍为  $-\omega/2Q_c(\omega)$ 。

### 三、资料处理与结果

这次计算采用了 1984 年我队在河北省涞县地区地震观测的记录资料。各观测点使用仪器均为美国 KINEMETRIC 公司的 PDR-1 三分向数字地震仪。仪器记录的是地动速度, 其动态范围约 100 dB, 采样率为每秒 200 次。该仪器所用的拾震器为一个 L-4 A 垂直向检波器和两个 CDJ-4 水平向检波器。图 1 给出了检波器的速度频率特性曲线。据此对速度记录资料在频率域内作了校正, 以扣除仪器的影响。

范文等同志曾运用 HYPO 81 程序测定了各次地震的精确位置<sup>[8]</sup>。我们选用了其中震级较大、记录质量较好的部分资料。所选用地震的有关参数见表 1。震中及台站位置分布见图 2。图中, 所选用的地震记录以震中至相应台站的连线来表示, 其中三角形代表台站位置。

为了计算不同频率所对应的介质  $Q_c$  值, 我们采用了高龙生所提出的分频道地震图的方法<sup>1)</sup>。通过数字滤波, 由原始数字记录得到多道分频道地震图。尾波计算中使用的有关滤波参数见表 2。图 3 给出了一个原始地震记录及其相应的分频道地震图。对每道分频道地震图分别进行尾波分析, 从而求得各频率时的  $Q_c$  值。

尾波均方根振幅的计算是在一时间窗内进行的。计算时考虑了零线修正问题。窗函数的宽度依资料的不同分为 3 s 和 5 s 两种, 对应的数据点数分别为 600 个和 1000 个。同时, 每次以 1 s 的时间步长滑动取样窗口, 计算尾波均方根振幅随时间  $t$  的变化。利用(10)式, 由线性回归求直线的斜率, 得到  $-\omega/2Q_c(\omega)$  的值。

计算是在 PRIME 计算机上进行的。图 4 给出了 P4-9-Ch3 地震记录(第 4 号地震在第 9 号接收点的南北道记录)的  $\ln(A/K)-t$  的线性回归图。为简化计算, 我们计算的是速度的均方根振幅。对于窄频道地震图, 其位移和速度均方根振幅随时间的变化趋势基本相同。这是因为对每一时刻  $t$  位移振幅谱与速度振幅谱仅相差一因子  $\omega$ , 因而相当

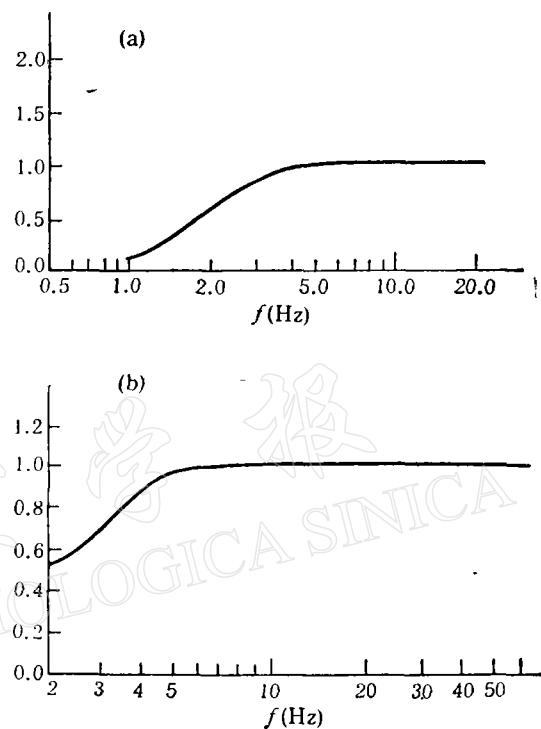


图 1 检波器的频率特性曲线  
(a) L-4A 型垂直检波器 (b) CDJ-4 型水平检波器

1) 高龙生, 1984。尾波分析的  $Q$  因子: 怎样区分散射引起的衰减和一般吸收引起的衰减。《全国地震学研究新成果交流会》论文之二。

表1 本项研究所使用的地震参数

序号	日期 (a. m. o. d.)	发震时刻 h-min-s	震级 $M_L$	震中		震源深度 (km)	采用的尾波流逝时间 (s)
				$\phi(N)$	$\lambda(E)$		
P3	1984.7.14	02-49-36.0	2.2	39°46.2'	118°41.7'	9.7	51—57
P4	1984.7.16	05-30-31.8	3.9	39°46.8'	118°29.7'	13.6	55—68
P7	1984.7.25	08-00-46.1	2.3	39°43.1'	118°47.2'	4.4	45
P8	1984.7.25	15-12-40.8	3.3	39°40.3'	118°20.8'	10.0	72
P10	1984.7.30	01-30-10.8	2.6	39°53.6'	118°57.3'	6.7	37
P16	1984.8.7	04-10-16.1	3.1	39°40.5'	118°20.9'	9.6	57
P24	1984.8.11	20-59-04.0	2.2	39°43.3'	118°43.7'	6.1	41
P28	1984.8.16	00-24-32.4	2.6	39°44.6'	118°39.5'	10.9	54
P43	1984.8.24	15-47-23.7	2.0	39°42.8'	118°43.9'	7.5	34
P45	1984.7.21	13-22-51.5	2.0	39°54.6'	118°59.1'	7.9	38—51
P57	1984.7.31	16-09-24.7	2.0	39°45.6'	118°42.3'	4.1	35

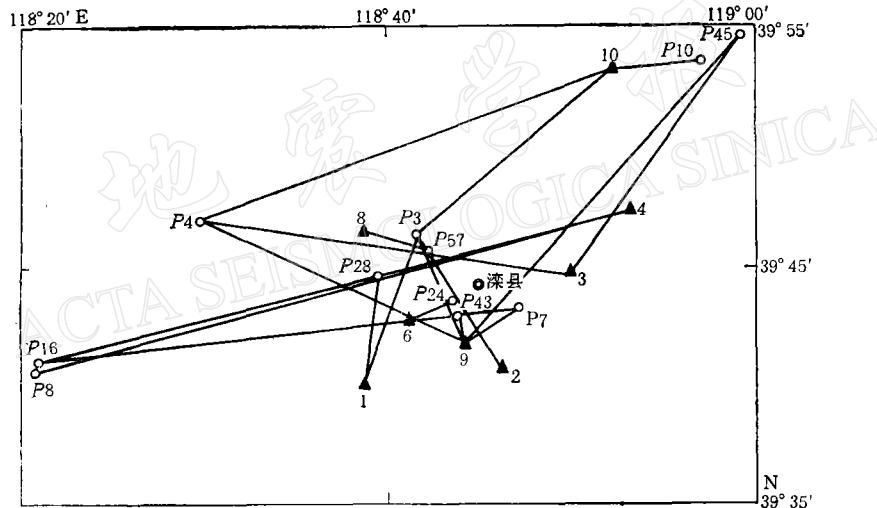
图2  $Q_c$  测量中所用的台站-地震事件对

表2 尾波分析中的滤波参数

波段	中心频率 (Hz)	带宽 (Hz)
1	0.75	0.5
2	1.5	1.0
3	3.0	2.0
4	6.0	4.0
5	10.0	4.0
6	15.0	4.0
7	20.0	5.0
8	25.0	5.0

于在图4中,纵坐标相对平移了  $\ln \omega$ ,而回归直线的斜率基本不变。

图4还给出了  $Q_c$  值的计算误差。引起资料偏离线性的可能原因有:(1)介质纵向

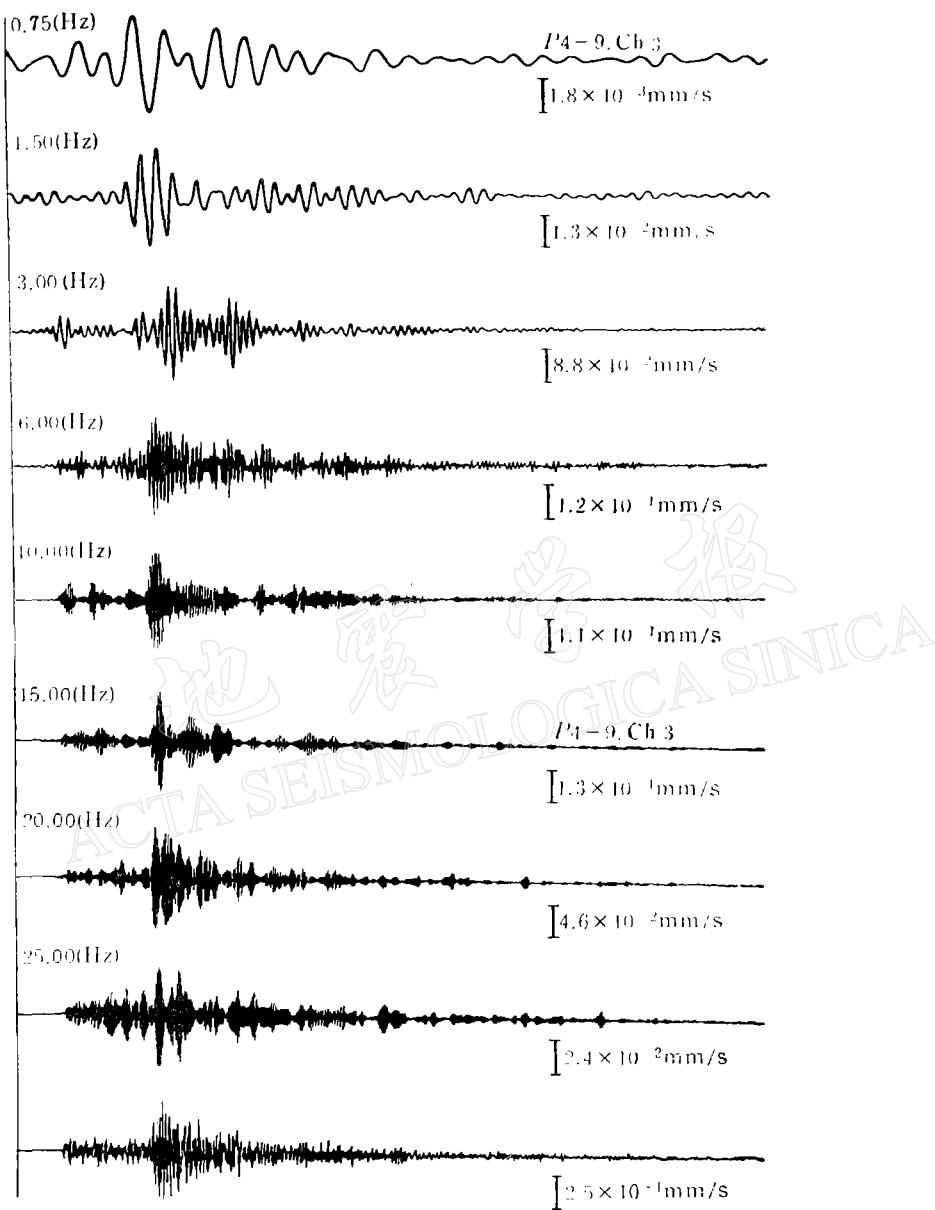
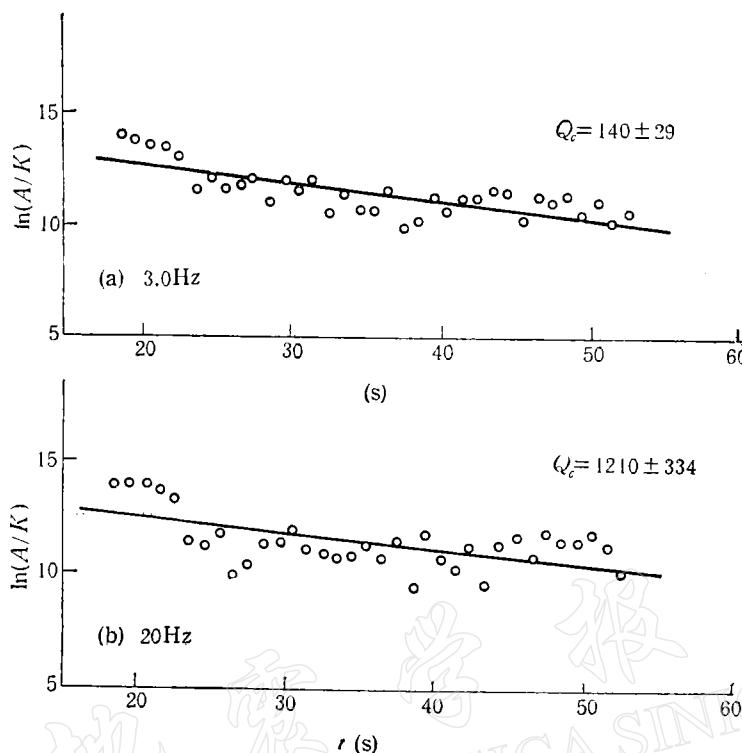


图 3  $P4-9, \text{Ch3}$  原始地震记录及相应的分频道地震图

和横向的非均匀性; (2)多次散射的影响; (3)每一分频道地震图中的相频效应。

表 3 给出了介质  $Q_e$  值的计算结果。依据不同的尾波资料情况将计算结果划分为两组。前一组对应流逝时间较短的尾波资料, 所采用的资料截止时间为 34—45 s。它相当于震源距离较小 (S-P 时差小于 2 s)、且震级较小 ( $M < 2.5$ ) 的地震。它们的尾波出现得较早, 延续时间亦较短。后一组对应流逝时间较长的尾波资料, 所采用的资料截止时间为 51—72 s。该组相当于震源距离较大 (S-P 时差大于 2 s)、且震级较大 ( $M > 2.5$ ) 的地震。其尾波出现得较晚, 延续时间亦较长。表 3 中, 除给出  $Q_e$  值的平均结果外, 还

图 4  $\ln(A/K)$  随时间  $t$  的变化 (P4-9·Ch3)表 3 介质  $Q_c$  值计算结果

$f$ (Hz)	测量次数	短流逝时间 (34—45s)		长流逝时间 (51—72s)	
		$Q_c$	$\beta$ (1/km)	$Q_c$	$\beta$ (1/km)
1.5	15	55 ± 11	0.026 ± 0.005	101 ± 21	0.014 ± 0.003
3.0	18	156 ± 49	0.018 ± 0.006	191 ± 41	0.015 ± 0.003
6.0	21	219 ± 46	0.026 ± 0.005	427 ± 126	0.013 ± 0.004
10.0	23	388 ± 128	0.025 ± 0.008	701 ± 113	0.014 ± 0.002
15.0	23	433 ± 76	0.033 ± 0.006	968 ± 157	0.015 ± 0.002
20.0	20	624 ± 116	0.031 ± 0.006	972 ± 211	0.019 ± 0.004
25.0	19	663 ± 36	0.036 ± 0.002	1232 ± 232	0.019 ± 0.004
总计	139				

给出了相应的衰减指数  $\beta$ ,  $\beta = \frac{\pi f}{\nu Q}$ ,  $\nu$  为横波传播速度. 因而, 由介质  $Q$  值引起的衰减因子可表示为:

$$e^{-\frac{\pi f R}{\nu Q}} = e^{-\beta R} \quad (11)$$

其中  $R$  为波的传播距离. 这次计算中, 共求出了 139 个对应不同频率的  $Q_c$  值. 相对来讲, 10 Hz 和 15 Hz 时求得的  $Q_c$  值的数值个数较多一些, 因此, 结果更可靠一些. 中心频率  $f = 0.75$  Hz 的滤波道, 因信噪比太低, 故无法进行计算.

所有的  $1/Q_c$  的值(与衰减成正比)随频率  $f$  的变化均示于图 5. 在双对数坐标下, 两

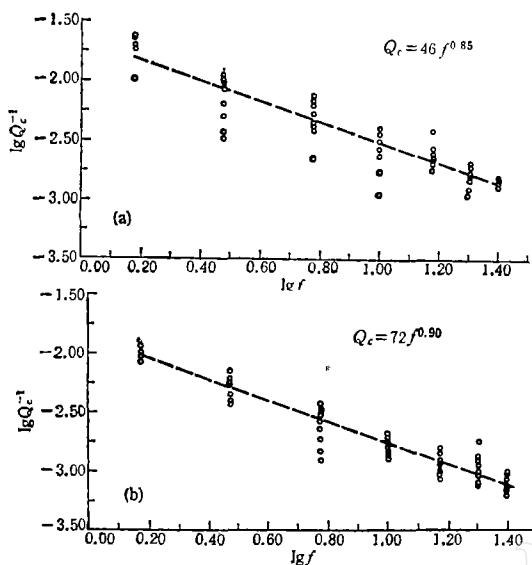


图 5 漣县地区  $Q_c$  值与频率的关系  
(a) 短流逝时间      (b) 长流逝时间

者基本呈线性关系。这意味着  $Q_c$  和  $f$  符合关系式:

$$Q_c = af^b \quad (12)$$

通过线性回归,求得在上述两种情况下  $Q_c$  值与频率  $f$  的关系分别为:

$$Q_c = 46f^{0.85} \quad (\text{短流逝时间}) \quad (13)$$

和

$$Q_c = 72f^{0.90} \quad (\text{长流逝时间}) \quad (14)$$

可以看出,  $Q_c$  值与频率  $f$  间存在着密切的关系。 $Q_c$  值随频率的增加而很快地增加。

#### 四、讨 论

尾波分析方法日益引起地震学界的重视。除介质  $Q$  值的计算外,该方法还被广泛地用于地震矩和地震前兆现象的研究中,如陈培善、金安蜀等人的工作<sup>[9,10]</sup>。这是由于尾波形成的统计机制所决定的。尾波表现了震源辐射和介质性质方向性的有效平均。介质  $Q$  值的测量正是利用了尾波随时间衰减形态的稳定性。正如瀘县地区的观测资料所表明的,该形态不仅与台站无关,而且与震级大小基本无关,仅仅由该区域内介质的平均统计性质所确定。

如图 2 所示,地震震源和观测点比较集中,位于瀘县附近一个很小的体积范围内。因此,对各个不同的记录而言,所得的计算结果反映的是,这一共同区域内介质的平均特性。 $Q_c$  值的计算结果与所选用尾波资料的流逝时间有关。我们初步认为,这是由于尾波采样范围的差异所引起的。考虑到震源和接收点互相分离,则尾波的采样范围为一椭球体,源和接收点为该椭球的两个焦点。假定为表面震源,该椭球面在通过两个焦点的铅垂平面

内的投影为如下椭圆方程:

$$\frac{x^2}{(\nu t/2)^2} + \frac{z^2}{(\nu t/2)^2 - r^2/4} = 1 \quad (15)$$

其中  $\nu$  和  $r$  的意义同前. 取  $\nu = 3.3 \text{ km/s}$ , 图 6 给出了尾波采样范围随时间  $t$  的变化. (a) 和 (b) 分别对应于  $Q_0$  的两组结果.

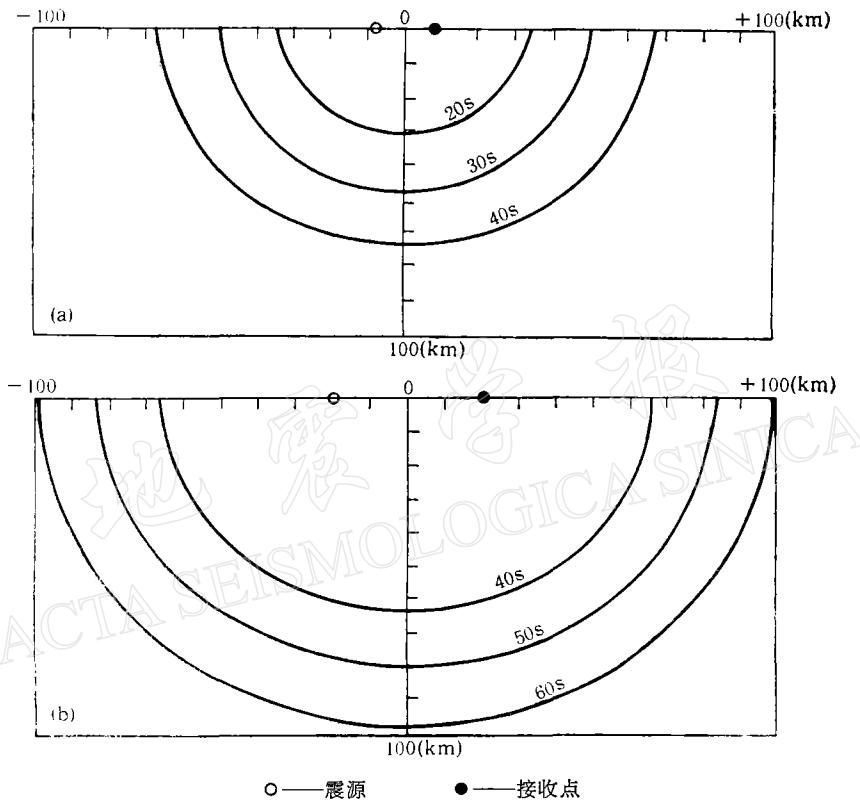


图 6 尾波采样范围随时间变化的垂直投影图

(a)  $r = 15 \text{ km}$ ,  $t_{\max} = 40 \text{ s}$  (b)  $r = 40 \text{ km}$ ,  $t_{\max} = 60 \text{ s}$

由图 6 可以看到, 前一组结果主要反映了地壳介质的情况, 后一组结果反映的范围较深, 相应于地壳及上地幔顶部介质的平均效果. 因此, 后一组的  $Q_0$  值比前一组的普遍大些. 尽管如此, 两组  $Q_0$  值随频率变化的关系基本相同. 这表现在幕的因次上. 一个为 0.85, 一个为 0.90. 两者非常接近, 说明它们来自同一物理机制.

据高龙生等人的工作<sup>[3]</sup>, 在唐山—北京地区,  $Q_0 = 189 \pm 42$ . 傅昌洪和朱传镇求得  $Q = 293$ <sup>[11]</sup>. 陈培善等求出北京地区  $Q_0$  值大致为 400 左右<sup>[9]</sup>. 相比之下, 本项工作所得的结果有些偏低. 产生这种现象的一个重要原因是所采用尾波资料的流逝时间问题. 为利用单次散射模式、并主要得到地壳介质的信息, 我们采用了流逝时间较短的资料(多数在 40 s—70 s 左右). 高龙生等采用了百余秒流逝时间的尾波<sup>[3]</sup>. 陈培善等人则采用了更长的资料<sup>[9]</sup>, 其流逝时间达数百秒甚至数千秒. 因而, 他们计算的结果反映了较大范围(水平距离和深度)内介质的平均特性.

由本项工作的结果可知, 地壳介质的品质因数十分强烈地依赖于频率。因此, 在研究地震波衰减的问题中, 尤其在 1—25 Hz 这样的频率范围内, 必须考虑到地震波频率这一影响因素。将介质的  $Q$  值视为一个与频率无关的常数, 势必会给结果带来难以接受的误差。

图 7 给出了几个典型地区的尾波  $Q_e^{-1}$  与频率  $f$  的关系曲线。为了便于对比, 也将我们的研究结果[关系式(14)]一并附上。由图 7 可知, 意大利是世界上衰减最快的地区之一(1 Hz 处  $Q_e$  为 40), 美国中部是衰减最慢的地区之一(1 Hz 处  $Q_e$  为 1000), 加州比日本稍快一点。这表明, 构造上活动的地区衰减较快(1 Hz 处  $Q_e$  值较小), 而稳定地区则恰恰相反。此外, 由该图亦可清楚地看到, 不同地区  $Q_e$  值随频率的变化趋势也存在着较大的差异。在构造活动地区,  $Q_e$  对频率的依赖性较强, 随频率增加很快地增加; 而稳定地区的  $Q_e$  值则呈现出对于频率的弱依赖性。

涞县地区的结果与意大利及美国加州的情况相类似: 1 Hz 的  $Q_e$  值较低, 且  $Q_e$  对频率的依赖性较强。这是否反映了涞县地区构造上的活动性, 值得进一步探讨。

怎样解释这种频率依赖性与构造活动的关系呢? 对这一问题, 目前尚难以作出肯定的答复。其中必须涉及到的一个问题是, 如何认识尾波测定的  $Q_e$  值。据 Frankel、高龙生等人最近的看法<sup>[12,13]</sup>, 单次散射模式所求得的  $Q_e$  值主要反映了介质的本征吸收部分  $Q_t$ 。事实上, Aki 和 Chouet 在 1975 年的一篇文章中对单次散射的  $Q_e$  也是这样解释的<sup>[6]</sup>。然而, 1980 年, Aki 在另一篇文章中<sup>[14]</sup>却提出,  $Q_e$  既包括本征吸收部分  $Q_t$ , 亦包括散射部分  $Q_s$ 。

笔者较倾向于前一种看法, 即单次散射模式所得到的  $Q_e$  主要为  $Q_t$  的贡献。接下来的一个很自然的问题是,  $Q_t$  为什么会随着频率的增加而增加, 且对频率的依赖性会因地区而异呢? 另外,  $Q_t$  随频率增加而增加的现象在地球内部适用范围究竟有多大, 是对任一深度的介质都适用呢, 还是仅适用于某一特定深度以上的介质呢? 这些都需要作进一步的工作。

高龙生研究员对我们的工作给予了热情的指导, 并对论文的编写提出了宝贵的意见。孙武城、刘昌铨两位高级工程师对该项工作给予了很大的鼓励和支持, 郑斯华、范文、范行等同志参加了部分工作, 在此一并表示感谢。

本文系地震科学联合基金资助的课题。

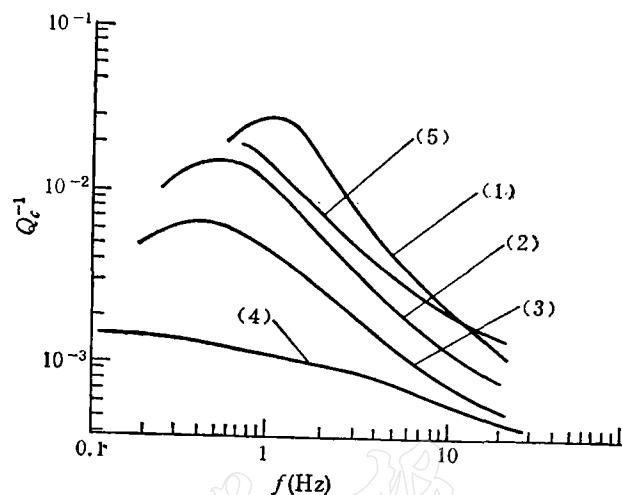


图 7 世界上几个典型地区观测的  $Q_e^{-1}$  与  $f$  关系曲线(据 Aki)

(1) 意大利; (2) 加州; (3) 日本; (4) 美国中部; (5) 涠县

## 参 考 文 献

- [1] Rautian, T. G., and Khalturin, V. I., 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **68**, 923—943.
- [2] Pulli, J. J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **74**, 1149—1166.
- [3] 高龙生、石汶斌、华正兴、李瑞瑾, 1986. 唐山—北京地区  $Q$  因子随频率的变化. 地震学报, **8**, 354—366.
- [4] Aki, K., 1984, Short-period seismology, *J. Comput. Phys.*, **54**, 3—17.
- [5] Gao, L. S., Biswas, N. N., Lee, L. C. and Aki, K., 1983. Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium. *Pure Appl. Geophys.*, **121**, 3—15.
- [6] Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322—3342.
- [7] Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects, single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth.*, **25**, 27—41.
- [8] 范文、原秦喜、惠乃玲、李松林、石林珂、张晓普, 1987. 漾县地区的近场地震观测. 华北地震科学, **5**, 2, 40—50.
- [9] Chen, P., O. Nuttli, W. ye, and Qin, J., 1984. Estimates of short period  $Q$  values and seismic moments from coda waves for earthquakes of the Beijing and Yunan regions of China. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **74**, 1189—1207.
- [10] Jin, A. and Aki, K., 1986. Temporal change in coda  $Q$  before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *J. Geophys. Res.*, **91**, 665—673.
- [11] 傅昌洪、朱传镇, 1980. 北京及其邻区  $Q$  值分布特征的研究. 西北地震学报, **2**, 11—22.
- [12] Frankel, A. and Wennerberg, L., 1987. Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **77**, 1223—1251.
- [13] Gao, L. S. and Li, S. L., 1989. Time domain solution for multiple scattering and the coda envelopes, *Pure and Appl. Geophys.*, **132**, 123—150.
- [14] Aki, K., 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Int.*, **21**, 50—60.

## A STUDY OF THE CODA $Q$ -VALUE AND ITS RELATIONSHIP WITH FREQUENCY OF THE LUANXIAN DISTRICT

LI SONGLIN, FAN JICHANG, HUI NAILING, YANG JIAN and SUN GUIXIANG  
(Geophysical Prospecting Brigade, State Seismological Bureau)

### Abstract

Through processing the data of digital seismic records with high precision collected in the Luanxian Region, the  $Q_c$  values of the medium corresponding to seven different frequencies ( $f=1.5, 3.0, 6.0, 10.0, 15.0, 20.0, 25.0$  Hz) have been obtained by using the coda wave analysis method. It is found that the  $Q_c$  value versus frequency can be approximated by the relation  $Q_c=af^b$ . We have obtained  $a=46$ ,  $b=0.85$  for shorter lapse time and  $a=72$ ,  $b=0.90$  for longer. The large values of  $b$  show the strong dependence of  $Q_c$  on frequency. The value of  $a$  (for  $Q_c$  at 1 Hz) is quite small. These results indicate that Luanxian is a region with strong tectonic motion.