第 12 卷 第 4 期　　地 震 学 报　　Vol. 12, No. 4
1990 年 11 月　　ACTA SEISMOLOGICA SINICA　　Nov., 1990

研究简报

北京地区尾波衰减的研究

刘万琴　韦士忠　辛书义
(国家地震局地球物理研究所)

Aki (1969)[1] 提出了单次反向散射模式，该模式认为，尾波是由许多随机分布的不均匀体产生的单次反向散射波叠加而成的，是随机过程的结果。因此，尾波的某些性质反映了不均匀介质的平均效应，而与震源到台站的具体路径无关。这个模式成功地解释了这样的观测事实，即不同的微震记录中尾波振幅随时间衰减的形式基本是一致的，与震中距的大小和波传播的具体路径无关。Aki 和 Chouet (1975)[2] 认为，由于散射波所经过的路径比震源距大得多，所以可把台站和震源近似地看作同一个点。在这种情况下，近震图上延迟时间为 t 的尾波是由半径为 $\beta \cdot t/2$ 的球体表面的不均匀体产生的单次反向散射波叠加而成(延迟时间 t 是从发震时刻算起的，β 是 S 波波速)。如果散射体随空间分布是稳定的不随时间变化，那么，由随机独立的反向散射波叠加而成的尾波序列是一个平稳的序列。平稳序列存在数学期望值和自相关函数，根据它们的关系和功率谱的物理意义，某一时刻 t 尾波的功率谱具有下面一般形式，

$$p(\omega/t) = s(\omega)e^{-\omega_c/Q_c t}t^{-2} \tag{1}$$

(ω)是震源项，它包括了原生波及散射波波源效应，t^{-2} 是几何扩散，Q_c 是尾波的介质品质因子。

据统计方法的一些关系得到，时间序列 $y(t)$ 的均方值是

$$\langle y^2(t)\rangle = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} p(\omega/t)d\omega \tag{2}$$

我们考虑暂短时间的序列，$\langle y^2(t)\rangle$ 可由 t 时刻附近尾波采样值求得，于是 $\langle y^2(t)\rangle$ 近似地等于 t 时刻尾波的振幅值 $A(\omega/t)$。从(2)式我们可以看到，用带通滤波器对尾波记录进行滤波，我们可以得到尾波衰减与频率的关系，例如 ω 是带通滤波器的中心频率，滤波后的尾波信号在 $\omega_1 > \omega > \omega_0$ 功率谱不为零，而在其他频率功率谱为零。由(1)和(2)式可得滤波后的尾波振幅，表示为：

$$A(\omega/t) = s(\omega)^{\frac{1}{2}} \cdot t^{-1} \cdot e^{-\omega t/2Q_c}(\Delta f)^{\frac{1}{2}} \tag{3}$$

Δf 是带通滤波器的带宽，$s(\omega)$ 是圆频率为 ω 的震源项值。(3) 式两边取对数整理后得到：

$$\lg(A(\omega/t)\cdot t) = \lg C(\omega) - bt \tag{4}$$

$$b = \lg(e)\cdot \pi f/Q_c \tag{5}$$

$$C(\omega) = (s(\omega)\cdot \Delta f)^{\frac{1}{2}} \tag{6}$$

1987 年 12 月 17 日收到本文初稿，1989 年 11 月 5 日决定采用.

http://www.dizhenxb.org.cn

$$\omega = 2\pi f \tag{7}$$

从方程(4)可知，介质的非弹性影响、几何扩散及震源因子是可以分开的，$A(\omega/t)\cdot t$ 随时间的变化是线性的，由它的斜率 b 可得到尾波 Q_c 与频率的关系。

本文利用北京台网中的五个台的数字化记录，研究北京地区 Q_c 随频率的变化。

一、资料处理与结果

本文使用北京台网的承德、昌黎、太师屯、南山村和涞源等五个台的数字化记录.这些台的拾震器(DD-1)记到的地震信号，经前置放大和调频遥测仪后，由电话线传输到北京市三里河中心值班室，在中心值班室解调后还原为地震信号，然后由 11 位 A/D 转换器数字化。这个系统的频带为 1—10Hz。图 1 给出这五个台的位置及本文使用的地震震中位置。表 1 列出这些地震有关的参数。资料处理过程如下：先是在记录磁带找到所需的地震，然后由绘图仪显示出地震记录，据这记录选择尾波开起点，一般情况下这一点选在 S 波最大振幅出现之后.记录振幅呈衰减趋势的某一点，资料窗长度约为 40s 左右.由于 A/D 转换器输出的数字化信号是叠加在一直流分量之上，我们用 P 波到达前一段时间的记录的平均值，作为该记录直流分量并把它扣除掉，然后将所得的记录用四阶巴特沃思数字滤波器进行滤波。表 2 列出本文使用的数字滤波器的参数，采样率为 50Hz。从表 2 可看到，本文使用的滤波器共有七个频道，就是说，一个台的尾波记录滤波后可得七条频率不同的尾波振幅衰减曲线，这些衰减曲线是以一个波包接一个波包的形式出现，而波包的峰值是随时间的增加而减少的。因此，我们连接衰减曲线的波包峰值及其峰值之

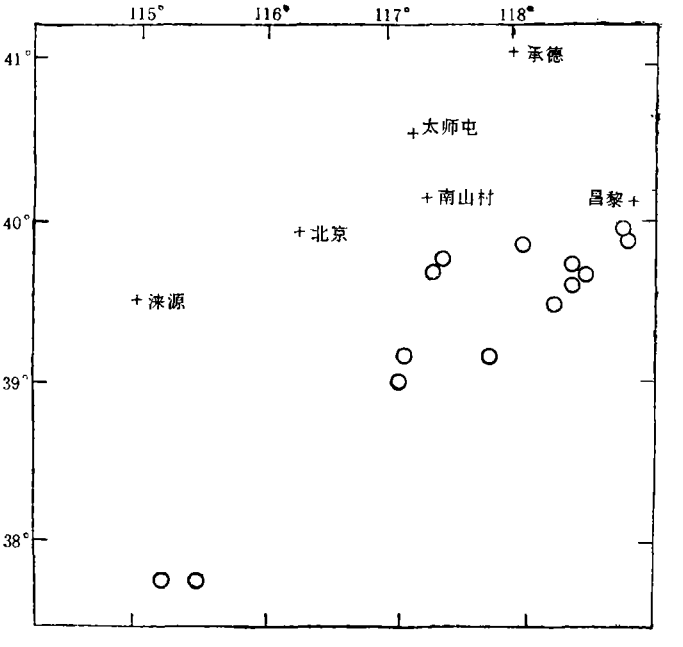

图 1　本文使用的台站位置和地震震中位置

http://www.dizhenxb.org.cn

表 1 本文使用的地震参数

序号	发震时刻		震中位置		震级	记录台站
	年·月·日	时-分-秒	φ_N	λ_E	M_L	
1	1985.04.05	03-49-37	39°12′	117°04′	2	太师屯
2	1985.04.05	05-14-15	39°12′	117°45′	2.4	南山村
3	1985.04.05	20-04-22	39°52′	118°05′	2.3	南山村
4	1985.12.15	20-39-26	39°30′	118°10′	2.8	南山村、太师屯、昌黎、承德
5	1986.02.05	05-06-43	39°46′	118°28′	2.8	南山村、太师屯、昌黎
6	1986.02.07	02-20-46	39°41′	118°23′	2.2	南山村、昌黎、承德
7	1986.02.07	20-37-29	39°39′	118°30′	2.7	承德
8	1986.02.15	15-36-02	37°40′	115°09′	2.3	涞源
9	1986.02.15	15-41-17	37°44′	115°14′	2.9	涞源
10	1986.02.17	15-36-02	39°39′	118°25′	2.3	南山村
11	1986.02.18	22-56-58	39°18′	117°59′	2.3	太师屯、昌黎、承德、南山村
12	1986.05.03	11-08-49	39°57′	118°54′	2.1	承德
13	1986.05.03	12-20-46	39°57′	118°56′	3.1	承德

间的一些较小的峰值，便得到各频道的尾波包络衰减图。为了研究各台站附近地区的 $Q_c(\omega)$，我们将同一台站记录经滤波后所得的尾波包络衰减曲线按频率分类合并，这些包络曲线是来自不同的地震。例如，承德台记到的五个微震的尾波滤波后，每个记录可得到七个频率的尾波包络，一共可得三十五条包络衰减曲线。然后，我们将频率相同但来自不同地震的包络曲线合并。具体办法是，将这些衰减曲线沿垂直坐标轴移动到一固定的位置，所得的结果如图 2 所示。图 2 (a)，图 2 (b) 和图 2 (c) 是频率分别为 1.2，3.0 和 6.2Hz 各台尾波包络衰减图，图 2(d) 是涞源台各频率的尾波包络衰减图。图中纵坐标是 $\lg(A(\omega/t)\cdot t)$，横坐标是延迟时间 t。从图 2 可看到，同一台站不同地震记录所得衰减曲线，若频率相同，则其尾波包络衰减图相似，只是由于震级大小不同，它们的振幅值差一常数。虚线是据包络衰减曲线作出的，它表明对于给定的频率 ω，由公式 (4) 表示的 $(A(\omega/t)\cdot t)$ 与 t 的线性关系。从(5)式可知，由这些虚线的斜率 b 值，我们可以求得各台站 Q_c 值与频率的关系。图 3 给出本文得到的各台 Q_c 值随频率的变化。假设它们

表 2 本文使用的四阶巴特沃思滤波器参数

道号	中心频率 (Hz)	带宽 (Hz)
1	1.2	1.0
2	2.0	1.4
3	3.0	1.4
4	3.8	1.5
5	4.9	1.6
6	6.2	1.8
7	8.2	2.4

http://www.dizhenxb.org.cn

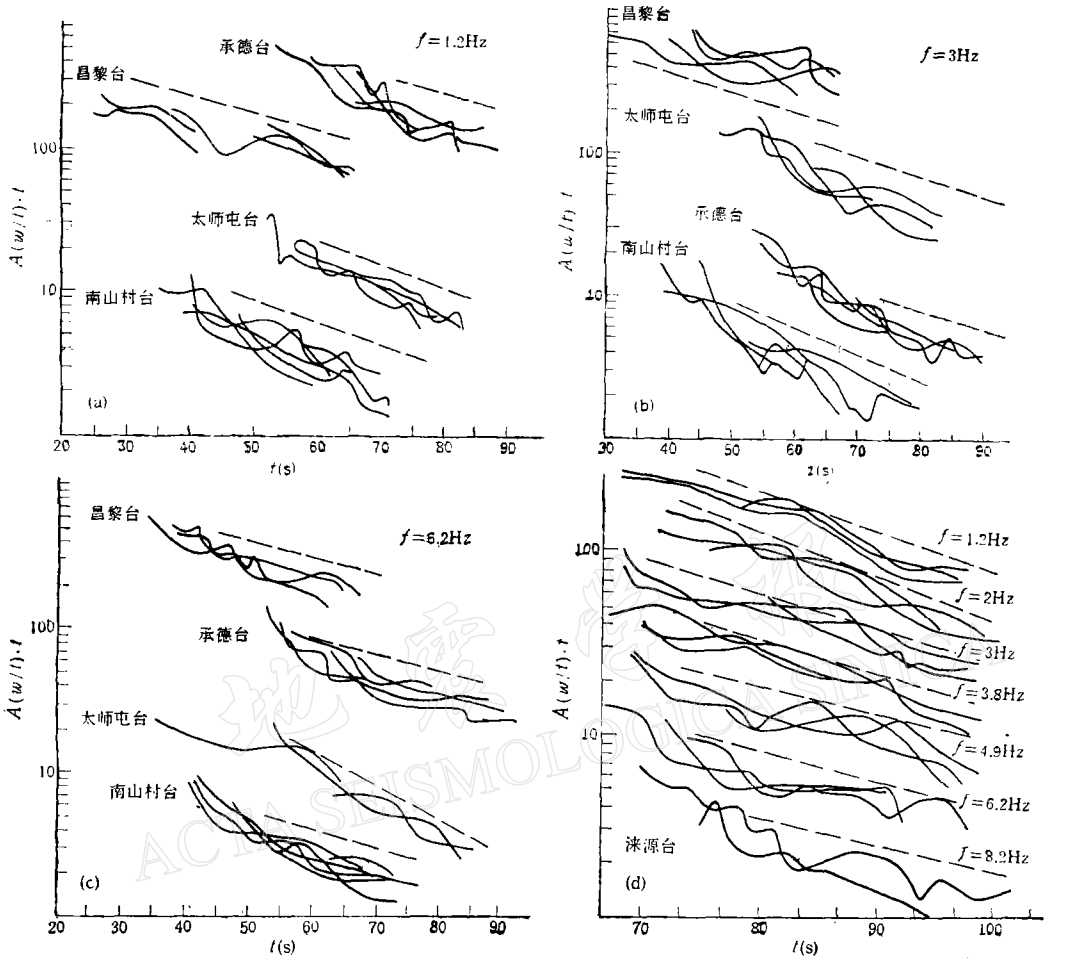

图 2　不同频率的尾波振幅包络衰减图

(a)—(c)——频率分别为 1.2Hz,3Hz 和 6.2Hz 的尾波振幅包络衰减图
(d)——涞源台不同频率的尾波振幅包络衰减图（图中的虚线是据包络图作出的 $(A(\omega/t)\cdot t)$ 与 t 的关系直线）

的关系具有幂函数 $Q_c=Q_0(f)^\eta$ 的形式，Q_0 是 $f=1$Hz 时的 Q_c 值，η 是 Q_c 随频率变化的幂次项。据各台观测资料拟合得到的 $Q_c=Q_0(f)^\eta$ 曲线如图 3 所示。各台拟合曲线所得的参数 Q_0 和 η 及不同频率对应的 Q_c 值一并列入表 4 和表3。从表 4 可看到，位于北京东北方向的南山村、太师屯、承德和昌黎台（见图 1），Q_c 值与频率的关系基本一致，Q_0 在 160—180 范围，η 约为 0.71．而位于北京西南方向的涞源台却有些差别。这个台的 Q_c 与频率关系表现为 $Q_c=120(f)^{0.87}$。在前面我们已提到过，用尾波延迟时间 t 可大约估计所求得的 Q_c 值反映台站周围多大范围介质的平均性质，这个范围由采样半径 $R=\beta t/2$ 表示。假设S波速为 3.5km/s，本文使用的尾波资料中延迟时间最长为 90s，因而，我们得出最大的采样半径约为 140km。而北京东北方向的

http://www.dizhenxb.org.cn

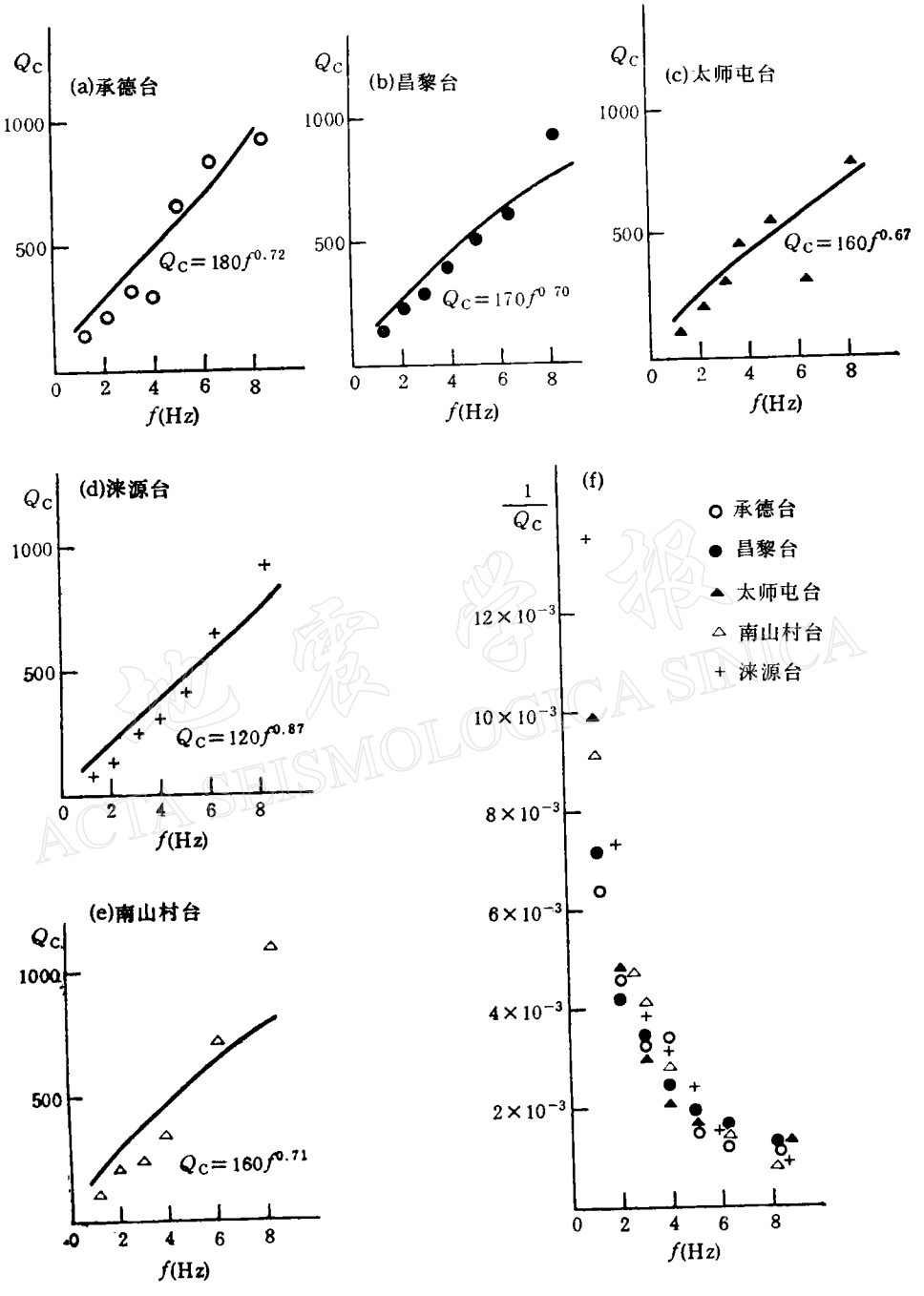

图 3 各台 Q_c 值与频率的关系图、拟合参数 Q_0 和 η（实线表示幂函数的拟合曲线）
(a) 承德台；(b) 昌黎台；(c) 太师屯台；(d) 涞源台；(e) 南山村台；
(f) 由五个台观测得到的 $1/Q_C$ 与频率 f 的关系图

四个台之间距离较近，最大距离只不过 100 多公里，最小的只有 20 多公里，如南山村和太师屯台。由于各台采样区相互重叠，这就不难理解这四个台的 Q_c 对频率的依赖关系基本相同。

http://www.dizhenxb.org.cn

表 3　北京邻近地区五个台的 Q_C 值及其对应的频率

承　德	f(Hz)	1.2	2.0	3.0	3.8	4.9	6.2	8.2
	Q_C	155	216	314	297	666	826	921
昌　黎	f(Hz)	1.2	2.0	3.0	3.8	4.9	6.2	8.2
	Q_C	136	238	291	400	514	602	929
太师屯	f(Hz)	1.2	2.0	3.0	3.8	4.9	6.2	8.2
	Q_C	101	209	314	470	555	351	796
南山村	f(Hz)	1.2	2.0	3.0	3.8	4.9	6.2	8.2
	Q_C	109	209	240	355		714	1115
涞源台	f(Hz)	1.2	2.0	3.0	3.8	4.9	6.2	8.2
	Q_C	74	136	251	304	416	648	929

表 4　北京邻近地区五个台的 Q_0 和 η 值

台　站	承　德	昌　黎	太师屯	南山村	涞　源
Q_0	180	170	160	160	120
η	0.72	0.70	0.67	0.71	0.87

二、结 束 语

由尾波振幅包络衰减图作出的 $\lg(A(\omega/t)\cdot t)$ 与 t 的线性关系，由于人为的原，因使得其斜率有一定的变化范围，这是用公式（5）计算 Q_C 值的主要误差来源．现在我们估计一下，直线斜率 b 的偏差将会引起所测的 Q_C 值多大的变化．本文所测的 b 值约为 0.012 ± 0.002，由公式(5)计算所得的 Q_C 值，在 $f=1$Hz 时，$Q_C=113\pm19$，在 $f=8.2$ 时，$Q_C=929\pm133$．因此，得出本文所求得的 Q_C 值，由于 b 值不确定引起的 Q_C 值相对误差小于 10%．

在计算过程中，我们不仅使用了 Aki(1969) 提出的模式，也用 Sato (1977)[3] 模式估计 Q_C 值．计算结果表明，这两个模式所得的结果差别不明显．Sato (1977) 模式与 Aki (1969) 模式的区别，主要是前者考虑了震源和台站的距离．

参　考　文　献

[1] Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, **74**, 615—631.

[2] Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, Attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322—3342.

[3] Sato, H., 1977. Energy propagation inaluding scattering effects; Single isotropic Acattering. *J. Phys. Earth.*, **25**, 27—41.

STUDY OF ATTENUATION OF CODA WAVES IN THE BEIJING REGION

Liu Wanqin, Wei Shizhong and Xin Shuyi

http://www.dizhenxb.org.cn