

云南地区尾波衰减特征研究^{*}

王伟君¹⁾ 刘 杰²⁾ 陈 凌³⁾

1) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

2) 中国北京 100036 中国地震台网中心

3) 中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所

摘要 利用 22 个云南区域数字地震台网近震资料,研究了云南地区地震尾波在 1~20 Hz 内 6 个频段的衰减特征. 首先使用单次散射模型计算各台站的尾波衰减系数 Q_c^{-1} ; 然后利用随机各向同性散射介质均匀分布的多次散射模型,使用多流逝时间窗分析方法,计算各台站的平均自由程 L_e 和地震反照率 B_0 ,得到总衰减系数 Q_t^{-1} ,并从中分离散射衰减系数 Q_s^{-1} 、吸收衰减系数 Q_a^{-1} . 云南地区基本衰减特征是 L_e . 主要集中在 10~30 km 内,在 2~6 Hz 之间有最大值; B_0 在 1~2 Hz 大致为 0.5 左右,在其它频段则小于 0.5. 也即在 1~2 Hz, Q_c^{-1} 与 Q_s^{-1} 数值相当,其它频段 Q_c^{-1} 逐渐大于 Q_s^{-1} ,成为尾波总衰减的主要原因. 除 1~2 Hz 外,其它频段 Q_c^{-1} 值接近 Q_t^{-1} . 云南地区的 Q_t^{-1} 尤其是 Q_s^{-1} ,在空间上有较大的差异,滇东略高于滇西北,滇西北高于滇西南地区. 与全球其它区域的研究结果比较发现,云南地区 Q_c^{-1} 略低于平均水平, Q_t^{-1} 略高于平均水平,而 Q_s^{-1} 则处于其它区域结果的中间.

关键词 尾波衰减 吸收衰减 散射衰减 云南地区

中图分类号: P315.3⁺¹

文献标识码: A

引言

自 Aki 1969 年开始地震尾波研究以来,有关尾波的理论和应用得到了不断地发展(Sato, Fehler, 1998). 尾波的最基本特征是尾波幅值随时间的衰减速率,一般使用单次散射模型(Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977)计算尾波衰减系数 Q_c^{-1} . Q_c^{-1} 被认为能够反映区域介质衰减的平均特征,在某个构造区域它是相对稳定的值域,随频率和流逝时间而变化;在不同的地质构造区域,其值一般表现为构造活动区大,构造稳定区小(Jin, Aki, 1988; Singh, Herrmann, 1983). 一些区域的研究表明(Jin *et al*, 2004), Q_c^{-1} 随时间的变化与该地区的特征地震发生频度有非常强的相关关系. 其中认为 Q_c^{-1} 反映岩石圈韧性层的破裂密度,而特征地震的频度可能代表岩石圈脆性层对应力加载破裂的反应. 基于这种相关关系, Q_c^{-1} 能够作为地震前兆应用于地震预报.

Q_c^{-1} 是一个视衰减系数,主要是固有吸收衰减和散射衰减的综合产物. 介质非弹性导致的固有吸收将地震波能量转换成热量,介质不均匀性导致的散射仅是改变波的传播方向或相位偏移. 总的衰减系数可表示为(Dainty, 1981): $Q_t^{-1} = Q_s^{-1} + Q_a^{-1}$,其中 Q_s^{-1} 为散射衰减系数, Q_a^{-1} 为吸收衰减系数. 由于散射能量并未消失,并且在不同流逝时间,其部分

^{*} “十五”国家科技攻关项目(2004BA601B01-04-03)和地震青年基金项目(140102-134-03)联合资助.
2005-05-30 收到初稿,2005-09-05 收到修改稿,2005-09-21 决定采用.

能量能够对接受点有贡献, 因此 Q_c^{-1} 应该处于 Q_t^{-1} 和 Q_s^{-1} 或 Q_i^{-1} 的值之间. 尽管在理论模型中 Q_c^{-1} 可以表示为 Q_s^{-1} 和 Q_i^{-1} 的流逝时间函数 (Hoshiba, 1991), 但大量的研究表明, Q_c^{-1} 与 Q_s^{-1} 和 Q_i^{-1} 的关系仍然是不明朗的 (Fehler, Sato, 2003), 因此有必要发展散射系数和吸收衰减系数非均匀分布模型来更好地解释 Q_c^{-1} .

介质不均匀性不仅产生了地震尾波, 同时也会使区域应力进行重新分配. 一些研究表明, 散射系数的空间分布与地震断层的活跃和地震活动性有相关关系 (Revenaugh, 2000), 因此了解介质散射特征是有意义的. 为了分离出散射衰减和吸收衰减, 基于能量辐射传输理论, Wu (1985) 提出了从总衰减中确定散射和固有吸收衰减的相对贡献量的方法. 在此基础上, Fehler 等 (1992) 和 Hoshiba (1993) 提出了“多流逝时间窗分析” (multi-lapse time window, MLTW) 方法, 根据对时间积分后的能量与距离的函数关系, 求取散射和吸收衰减系数. MLTW 方法被广泛应用于全球不同地质构造区的计算 (Fehler *et al*, 1992; Hoshiba, 1993; Jin *et al*, 1994; Canas *et al*, 1998; Hoshiba *et al*, 2001; Bianco *et al*, 2002; Ugalde *et al*, 2002; Dutta *et al*, 2004; Vargas *et al*, 2004; Matsunami, Nakamura, 2004). 这些结果表明, 不同的区域不仅在 Q_c^{-1} 上有很大的区别, 而且 Q_i^{-1} 和 Q_s^{-1} 以及两者在不同频率对 Q_c^{-1} 的贡献上也有着非常明显的差异. 这反映了全球不同区域介质散射和吸收衰减特征的差异性.

云南地区处在欧亚板块和印度板块碰撞会聚地带的东南边缘, 其地壳变动剧烈, 新构造活动强烈, 活动断裂发育, 是中国地震活动频度高和强度大的地区之一. 根据晚新生代和现代构造变形特征, 该区域可划分为川滇菱形、滇西和滇南 3 个活动地块 (张培震等, 2003). 秦嘉政和阚荣举 (1986) 用模拟记录资料研究了云南地区尾波 Q_0 值 (频率为 1.0 Hz) 分布, 认为总体上云南地区属低 Q 值地区, 并且在空间分布上有较大的差别. 本文将首先利用云南区域数字地震台网资料, 使用 Sato 单次散射模型计算各台站 S 波 Q_c^{-1} ; 然后使用 MLTW 方法计算各台站 S 波 Q_i^{-1} 和 Q_s^{-1} 以及 Q_c^{-1} 根据衰减与频率的曲线关系, 讨论云南地区的尾波衰减特征; 最后与全球其它地区的散射和吸收衰减系数作对比.

1 数据

本文使用 22 个云南区域数字地震台站的波形记录. 数据时间范围为 1999 年 7 月—2004 年 8 月, 共识别 5 765 个地震事件, 其中 2004 年地震为 $M_L \geq 3.0$. 这些台站采用 FBS-3 仪器, 仪器频率响应曲线在 0.05~20 Hz 为平坦, 采样字长为 16 位, 采样频率为 50 Hz. 以台站为中心, 选择距台站 80 km 范围内, 震源深度小于 30 km, $2.0 \leq M_L \leq 5.0$, 在计算时段内信号信噪比 (噪声定义为 P 波到时前 2~5 s 的信号) ≥ 3 的地震. 各台站符合上述条件的地震条目见表 1 中地震数一栏. 地震和台站分布如图 1 所示.

2 方法原理

Aki (1980) 发现对同一地区的地震尾波, 当流逝时间 t 较大时, 不同震中距的地震尾波的频谱特征是相似的. 尾波能量可以表示为: $e_{\text{coda}}(r, t) = S \cdot G \cdot C(t)$. 其中, r 为震中距, S 是与震源有关的因子, G 是与场地有关的因子. $C(t)$ 在同一地区对所有接收点是相同的, 即与震中距和辐射图案无关. 本文使用 Aki 的尾波归一化技术, 消除尾波能量中震源和场地因子的影响.

表 1 云南地区台站名、代码和参与计算地震数

台站名	代码	地震数	台站名	代码	地震数	台站名	代码	地震数
黑龙潭	HT01	31(222)	通海	TH02	91(197)	禄劝	LQ06	155(531)
马龙	MA04	21(129)	易门	YM05	137(576)	丽江	LJ09	109(1236)
楚雄	CX07	102(452)	永胜	YS08	223(1370)	东川	DC12	18(201)
云龙	YL10	335(1401)	鹤庆	HQ11	327(1504)	团山	TS15	124(1644)
沧源	CY13	40(218)	思茅	SM14	45(91)	景洪	JH18	33(75)
保山	BS16	404(1314)	云县	YX17	27(268)	文山	WS21	31(62)
中甸	ZD19	55(146)	畹町	WD20	74(215)			
昭通	ZT22	47(76)	弥勒	ML03	67(139)			

注：括号内数字为满足其它条件，但不计信噪比的原始地震数。

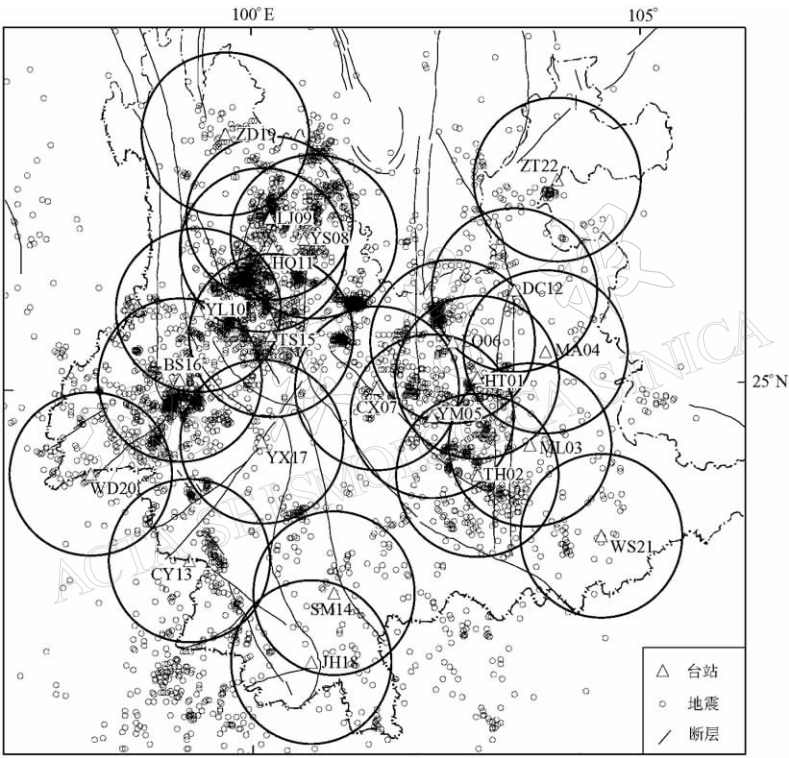


图 1 云南地区活动断层、地震台站及震中(1999-07—2004-08)分布图

对全区 P 波、S 波速度分别取 6.0 km/s 和 3.5 km/s. 对地震速度波形使用 10 阶 Butterworth 带通滤波器, 取 1~2 Hz、2~4 Hz、4~6 Hz、6~8 Hz、8~12 Hz、12~20 Hz 共 6 个频段. 然后以计算点为中心, ±1 s 为计算窗长, 以 0.5 s 为滑动步长, 计算滤波后速度波形的平方均值(MS)振幅, 最后再除以参考平方均值振幅得到归一化衰减曲线. 尾波归一化参考时间(t_{ref})的选择对所有地震满足 $t_{ref} \geq 2t_s$ (t_s 为 S 波到时), 这里取 47.5 s.

2.1 地震尾波衰减系数的计算

根据 Sato(1977)各向同性单次散射模型, S 波尾波能量衰减曲线对参考流逝时间 t_{ref} 的能量进行归一化后, 尾波可表示为

$$E_n(f, r, t, t_{ref}) = \frac{A^2(f, r, t)}{A_{ref}^2(f, r, t_{ref})} = \frac{K(\nu t/r)}{K(\nu t_{ref}/r)} e^{2\pi f(t-t_{ref})Q_c^{-1}} \tag{1}$$

其中, E_n 是归一化尾波能量, f 是计算频率, A 为尾波速度波形振幅, A_{ref} 为 t_{ref} 处振幅, v 为 S 波速度, t 是从发震时刻起算的流逝时间, r 是地震震源到台站的距离. 式中函数 $K(\alpha) = \alpha^{-1} \ln[(\alpha+1)/(\alpha-1)]$. 对式(1)求对数, 再以最小二乘法求得曲线斜率 b , 即可得到该频率的 $Q_c^{-1} = b/(2\pi f)$.

Q_c^{-1} 拟合时间段选择在发震时间后的 34~50 s. 根据尾波后传(back-scattering)理论, 这个时间段大致反映了以台站为中心 80 km 左右半径范围内介质的尾波衰减特征. 首先, 得到每次地震的 Q_c^{-1} 值后, 需要指出的是, 由于受噪声、方位、震级和震中距等因素和后续较小地震叠加到尾波时段的影响, 少数地震得到的结果具有较大的偏差, 因此, 本文仅对每个频率段均使用在 2 倍方差范围内的值进行平均得到该台的 Q_c^{-1} . 图 2 给出了 LQ06 台的计算结果.

2.2 MLTW 方法

2.2.1 S 散射波的能量理论计算

在随机各向同性均匀分布散射介质中, P 波向 S 波的散射转换要比 S 波向 P 波转换强, 也即 S 波在 S 尾波中占主导位置(Aki, 1992; Zeng *et al*, 1993). 如果不考虑 P 波能量, S 散射波的能流密度可以用下式表示(Zeng *et al*, 1991):

$$e(\mathbf{r}, t) = e_{\text{in}} \left(t - \frac{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|}{v} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|}}{4\pi |\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|^2} + \int_V L_e^{-1} B_0 e \left(\mathbf{r}_1, t - \frac{|\mathbf{r}_1 - \mathbf{r}|}{v} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|\mathbf{r}_1 - \mathbf{r}|}}{4\pi |\mathbf{r}_1 - \mathbf{r}|^2} d\mathbf{r}_1 \quad (2)$$

其中, $e(\mathbf{r}, t)$ 为时间 t 接收点位置 \mathbf{r} 处能流密度, \mathbf{r}_0 是源点位置, \mathbf{r}_1 是散射体的位置, v 为 S 波速度, V 为包含散射体的空间. 右边第一项表示从源点直接收点的入射能流密度, 其中 e_{in} 为源点在某一时刻的能流密度; 第二项表示所有散射体单次或多次散射对接收点的能量贡献, 其中的 e 表示 \mathbf{r}_1 处散射体在某一时刻的能流密度. L_e^{-1} 表示波衰减到开始能量的 e^{-1} 时所传播距离(平均自由程)的倒数. B_0 为地震返照率(seismic albedo), 表示散射衰减与总衰减的比率. 它们之间的关系为

$$\begin{cases} B_0 = Q_s^{-1}/Q_i^{-1} & Q_i^{-1} = L_e^{-1}v/\omega \\ Q_s^{-1} = Q_i^{-1}B_0 & Q_i^{-1} = Q_i^{-1}(1 - B_0) \end{cases} \quad (3)$$

对于方程(2), 本文使用 Zeng(1991)的混合解法计算理论值.

2.2.2 MLTW 方法

Fehler 等(1992)提出的 MLTW 方法主要基于两个观测现象: ① 在近震地震图中 S 波的开始部分直达波占主导, 并且其幅度由介质总的衰减系数控制; ② 其后的 S 尾波主要由散射 S 波组成, 其幅度主要由散射衰减系数决定(Sato, Fehler, 1998). 对不同震中距分布的地震, 分别计算 S 波到时后不同时段理论与观测数据的能量积分, 可以反演出散射衰

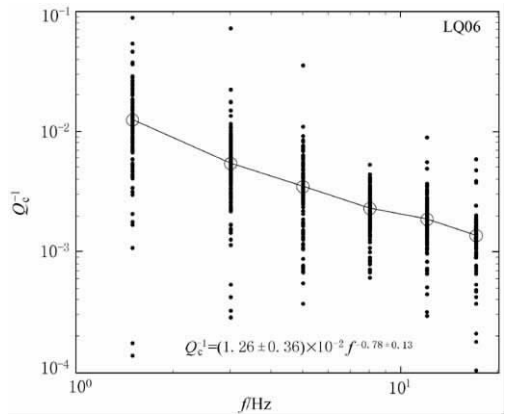


图 2 LQ06 台尾波衰减拟合结果

实心点表示一次地震在相应频率段的尾波衰减拟合值,
圆圈表示 2 倍方差范围内拟合值的均值

减系数和吸收衰减系数. 本文采用的方法如下: 对某一地震, 其震中距为 r_m .

1) 计算理论归一化能量. 在 S 波到时后, 划分 3 个时间段(从 S 波到时 t_s 起算, 分别选为 0~12 s、12~24 s、24~36 s), 分别计算这 3 个时段的理论能量密度积分为

$$E_i^{\text{syn}}(r_m; B_0, L_e^{-1}) = \int_i^{i+1} e(r_m, t; B_0, L_e^{-1}) dt \quad i = 1, 2, 3 \quad (4)$$

其中, $e(r_m, t; B_0, L_e^{-1})$ 由式(2) 计算得到. 经过尾波归一化处理 and 几何校正后, 理论归一化能量表示为

$$E_{ni}^{\text{syn}}(r_m; B_0, L_e^{-1}) = \lg \left[\frac{E_i^{\text{syn}}(r_m; B_0, L_e^{-1})}{e^{\text{syn}}(r_m, t_{\text{ref}}; B_0, L_e^{-1})} \cdot 4\pi r_m^2 \right] \quad i = 1, 2, 3 \quad (5)$$

$e^{\text{syn}}(r_m, t_{\text{ref}}; B_0, L_e^{-1})$ 为理论参考尾波能流密度.

2) 计算观测归一化能量. 3 个相同时段观测波形能流密度积分为

$$E_i^{\text{obs}}(r_m) = \rho v \int_i^{i+1} A_{\text{obs}}^2(r_m, t) dt \quad i = 1, 2, 3 \quad (6)$$

其中, ρ 为接收点介质密度, v 为地震波速; A_{obs} 为观测速度振幅, 其中包括源和场地因素的影响. 尾波的归一化处理将消除源、场地和介质密度等因素的影响. 尾波归一化处理和几何校正后, 观测归一化能量表示为:

$$E_{ni}^{\text{obs}}(r_m) = \lg \left[\frac{E_i^{\text{obs}}(r_m)}{e^{\text{obs}}(r_m, t_{\text{ref}})} 4\pi r_m^2 \right] = \lg \left[\frac{\int_i^{i+1} A_{\text{obs}}^2(r_m, t) dt}{A_{\text{obs}}^2(r_m, t_{\text{ref}})} 4\pi r_m^2 \right] \quad i = 1, 2, 3 \quad (7)$$

$e^{\text{obs}}(r_m, t_{\text{ref}})$ 为参考尾波观测能流密度.

3) 进行最小误差分析. 对所有的地震, 在预定的 B_0, L_e^{-1} 取值范围内, 计算拟合误差

$$\text{Res}(B_0, L_e^{-1}) = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N \sum_{i=1}^3 b_i (E_{ni}^{\text{syn}}(r_m; B_0, L_e^{-1}) - E_{ni}^{\text{obs}}(r_m))^2 \quad (8)$$

其中, N 是所有参与计算的地震数目; b_i 是计算加权值, 规定各个计算时段对误差的贡献. 以 6 100 对 (B_0, L_e^{-1}) 为拟合范围 ($B_0 = 0.01, 0.02, 0.03, \dots, 1.000$; $L_e^{-1} = 0.001, 0.0025, 0.004, \dots, 0.1 \text{ km}^{-1}$), 使用网格搜索方法在拟合范围内查找最小二乘误差点, 得到一对最佳拟合 $_{\text{opt}} B_0$ 和 $_{\text{opt}} L_e^{-1}$. 使用 F 测试估计来衡量 B_0 和 L_e^{-1} 的不确定性 (Jin *et al*, 1994; Matsunami, Nakamura, 2004). 由公式(3) 计算得到相应的散射衰减系数和吸收衰减系数. 图 3 为 LQ06 台两个频率段 MLTW 方法拟合结果. 可以看到, 第一个时段数据比较离散. Sato 等(1997)指出是由于非球面 S 波辐射造成的, 即不同的震源机制, 对尾波的开始部分有较大的影响. 因此, 对第一段能量在误差计算中使用了较低的加权值 ($b_1 = 0.3$), 其它两段则使用 $b_2 = b_3 = 0.35$ 的加权 (Jin *et al*, 1994).

3 结果分析与讨论

云南地区 22 个台站的 6 个频段的平均自由程和反照率如图 4 所示. 平均自由程在 1~2 Hz 介于 10~25 km 之间; 在其它频段, 除了 CY13、YX17、JH18、YL10 和 WD20 台的 2~8 Hz 频段内有介于 30~50 km 的平均自由程, 其它台站平均自由程主要介于 12~30 km 之间. 大部分台站均在 2~6 Hz 之间出现平均自由程的相对峰值. 反照率在 1~2 Hz 值介于 0.40~0.65 之间, 在其它频率段迅速下降, 基本上低于 0.5, 介于 0.45~0.1 之间.

这表明 Q_s^{-1} 对 Q_t^{-1} 的贡献要小于 Q_i^{-1} .

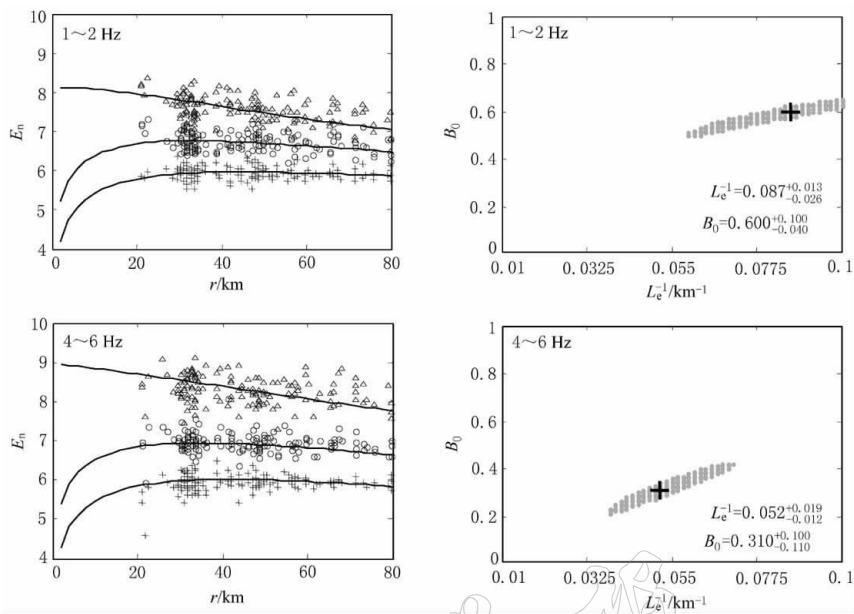


图 3 LQ06 台两个频率段的 MLTW 拟合结果

左图为经尾波归一化和几何校正后的能量积分的对数与震中距关系图，三角形、圆圈、十字标记分别表示 S 波到时后 0~12 s、12~24 s、24~36 s 时段的能量积分对数。3 条曲线表示用最佳拟合参数计算得到理论值。右图为相应频率段拟合误差分布图，+ 为最小二乘误差拟合点，浅色表示 75% 以内 F 测试置信区域， L_e^{-1} 、 B_0 拟合值右侧的 ± 值分别表示 1σ 拟合误差的上下限

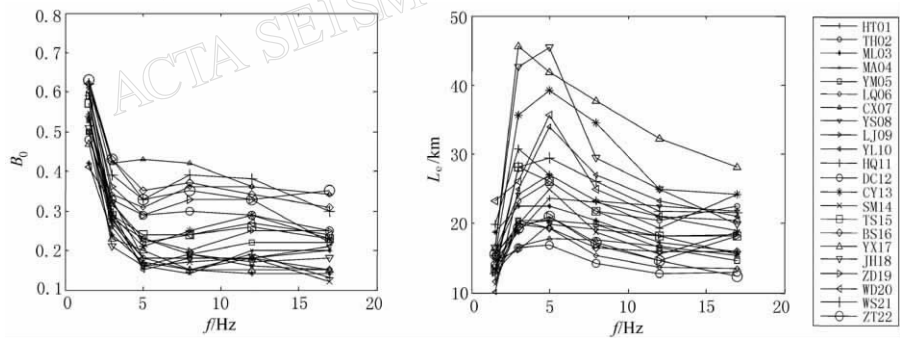


图 4 云南地区 22 个台站的地震反照率 B_0 和地震平均自由程 L_e 与频率 f 的关系

图 5 是按台站区域分布编号展开的 Q_t^{-1} 、 Q_s^{-1} 、 Q_i^{-1} 和 Q_c^{-1} 分布图。总的来说，台站间 Q_t^{-1} 的变化幅度小于 Q_c^{-1} 和 Q_s^{-1} 的变化幅度，其中， Q_s^{-1} 变化幅度最大。根据以台站为中心 80 km 覆盖范围分布及其与构造的关系，我们简单地将云南分为滇东(HT01、TH02、ML03、MA04、YM05、LQ06、CX07、DC12 和 ZT22，主要包含川滇菱形地块的东南部区域)、滇西北(YS08、LJ09、YL10、HQ11、TS15、BS16 和 ZD19，包含川滇菱形地块的西南部和滇南地块北部区域)、滇西南(CY13、JH18 和 WD20，主要为滇西和滇南地块边界的构造带区域)3 个区域。比较平均 Q_t^{-1} 、 Q_i^{-1} 、 Q_s^{-1} 和 Q_c^{-1} 值，滇东总体上略微高于滇西

北,而这两个区域总体上高于滇西南. SM14 和 YX17 台属于滇南地块南部, WS21 台属于华南地块,没有划入上述 3 个区. YX17 和 WS21 台地震活动相对稳定,具有低 Q^{-1} 值特征,而 SM14 台 Q^{-1} 值特征与滇西北类似.

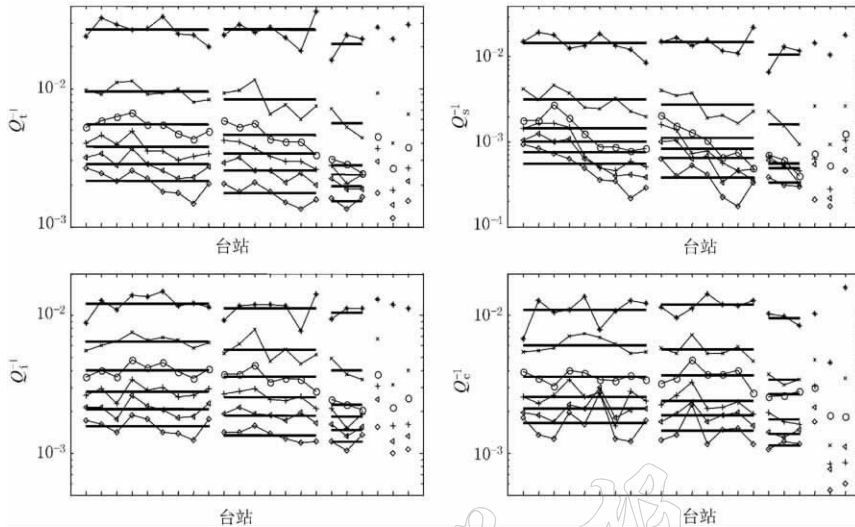


图 5 云南地区衰减系数的空间展布图

图中从上到下分别表示低频至高频 6 个频段的结果;粗实线从左到右分别表示滇东、滇西北和滇西南 3 个子区域的平均值;横坐标台站名称从左至右依次为 ZT22、LQ06、CX07、DC12、YM05、MA04、HT01、TH02、ML03、BS16、ZD19、TS15、YS08、HQ11、YL10、WD20、CY13、JH18、SM14、YX17、WS21

一般认为在一定的频率范围内, Q^{-1} 与频率 f 有 $Q^{-1}(f) = Q_0 f^{-\gamma}$ 的指数关系, 云南地区 22 个台站的 Q_t^{-1} , Q_s^{-1} , Q_t^{-1} , Q_c^{-1} 与频率的关系如图 6 所示. Q_t^{-1} 在 1~20 Hz 内有较好的频率指数衰减关系, 值域在 0.000 9~0.02 之间. Q_s^{-1} 频率指数衰减关系较差, 其值在 2 Hz 后明显下降, 值域在 0.000 1~0.03 之间. 受散射的影响, Q_t^{-1} 在 2 Hz 后也表现出明显下降的形态, 值域在 0.001~0.04 之间. Q_c^{-1} 值域在 0.000 5~0.02 之间, 除 YX17 台外, 其值域范围与 Q_t^{-1} 类似. 考虑到 1~2 Hz 相对其它频段有大的变化, 仅在 2~20 Hz 内对全区和分区的平均衰减系数进行指数关系拟合, 以得到区域或分区的统计特征, 其拟合值如图 6 所示. 1~2 Hz 的 Q_t^{-1} 和 Q_c^{-1} 值与 2~20 Hz 的拟合曲线比较吻合, 但 1~2 Hz 的 Q_t^{-1} 和 Q_s^{-1} 值则明显高于相应拟合曲线.

云南地区 Q_c^{-1} 与 Q_s^{-1} , Q_t^{-1} 和 Q_t^{-1} 关系的总体特征是: 在 1~2 Hz, Q_t^{-1} 与 Q_s^{-1} 数值相当; 除 ML03、YS08、DC12、YX17 和 WD20 台, 其它台 Q_s^{-1} 略大于 Q_t^{-1} . 大于 2 Hz 后, 所有台 Q_t^{-1} 逐渐大于 Q_s^{-1} , 成为尾波衰减的主要原因. 对于 1~2 Hz 以外的频段, 大多数台站 Q_c^{-1} 值都比较接近 Q_t^{-1} 值. 图 7 给出了两个典型的关系特征曲线.

从上面计算的结果可以看到, 总体上云南地区属低 Q 值地区. 衰减系数在空间上差异较大, Q_s^{-1} 尤其突出. 我们知道, Q_t^{-1} 是介质非弹性的表现, 受矿物成分、围压、温度、孔隙度、孔隙流体等诸多因素的影响(陈颢, 黄庭芳, 2001). Q_s^{-1} 主要与速度扰动的影响有关(Sato, Fehler, 1998), 这种扰动与介质分布的不均匀性、介质的破裂程度有很大关系.

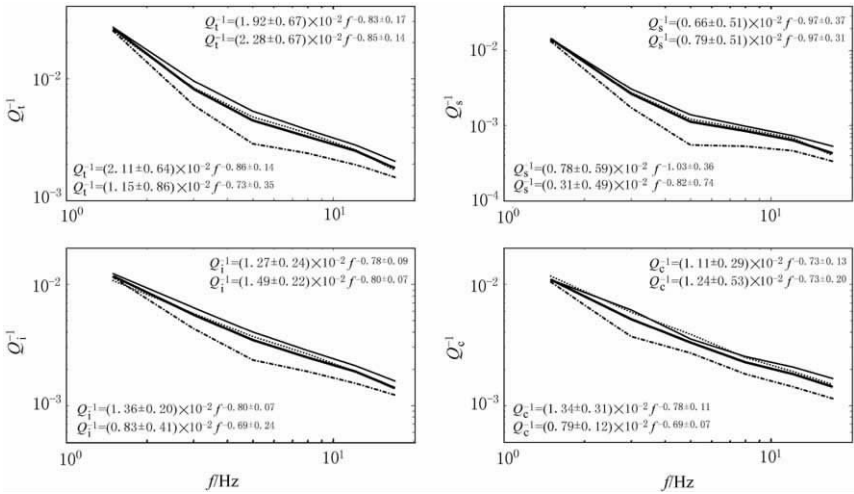


图 6 云南地区 22 个台站衰减系数与频率的关系

每个图中粗实线、细实线、细点线、细点划线分别为 22 个台、滇东、滇西北和滇西南
衰减系数平均值；从上到下 4 个公式分别对应它们在 2~20 Hz 的拟合值

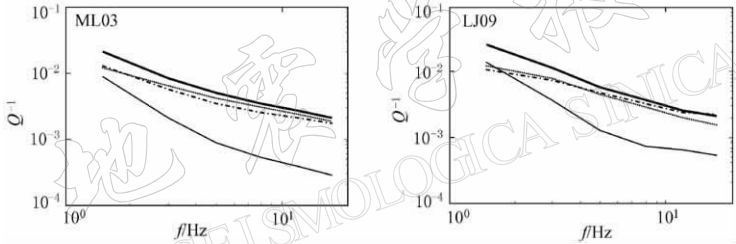


图 7 ML03 和 LJ09 台总衰减(粗实线)、散射衰减(细实线)、吸收衰减(点划线)
与尾波衰减(点线)的关系

大量的测井结果表明，在 m~km 级的尺度范围内，声波速度与空间尺度(f)的功率谱存在 $f^{-0.5} \sim f^{-1.5}$ 的指数关系(Holliger, Goff, 2003)。可以推测， Q_s^{-1} 的频率依赖性与这种速度扰动的空间尺度指数关系有关。对于速度扰动与空间尺度关系的解释，Leary(2003)认为是岩石的破裂数(S)与破裂尺度(L)频谱同样存在指数关系 $S(L) \propto L^{-\beta}$ ， β 集中在 1。其数值模拟认为， Q_c 衰减指数(η)在 $\beta=0$ 时为 1.17； $\beta=1$ 时为 0.6； $\beta=2$ 时为 0.05。因此， Q_c^{-1} 和 Q_s^{-1} 的平均 η 值为 0.73 和 0.97，在一定程度上反映了介质破裂强度关系。 Q^{-1} 空间分布差异的相对收敛和 Q_s^{-1} 的相对发散，可能意味着全区岩石非弹性的差异较小；滇东和滇西北(主要集中在川滇菱形块体内)岩石非弹性的差异要小于它们与滇西南的差异；而三者的差异可能主要表现在岩石的破裂程度上。

本文中滇东地区处于川滇菱形地块的东南角，是小江断裂与红河断裂的交汇点，因此可能介质破裂程度较强，在整体上表现为较高的 Q_s^{-1} 。另外这个区域表现出由北向南 Q_s^{-1} 递减的现象(LQ06、CX07、DC12>HT01、MA04、YM05>TH02、ML03)，可能与川滇菱形地块向东南流动并受阻于滇西南地块和华南地块(王庆延等，2002)，受阻区域由于积压作用使破裂发育受到限制有关。滇西北地区主要有金沙江断裂、红河断裂北段等深大断

裂, 高 Q_s^{-1} 主要表现为中甸—丽江一带(LJ09、ZD19)和保山(BS16)一带, 这些区域是地震相对活跃的地区. 尽管滇西南在历史上有多次 7 级以上的地震发生, 但是低 Q_s^{-1} 可能反映了该区域破裂的发育程度低于云南其它地区, 或反映了该区域破裂的新生性(虢顺民等, 1999; 苏有锦, 秦嘉政, 2001).

对于地震波的散射强度问题, Aki 和 Richards(1980)用非均匀规模长度 a 与地震波长 λ 的关系进行了划分, 即 $\lambda \gg a$ 时, 散射在所有方向都发生, 但随波长增大而减小; $\lambda \approx a$ 时, 散射在所有方向都发生且幅度最大; $\lambda \ll a$ 时, 散射有方向性, 幅度小且与波长无关. Yomogida 和 Benites(1995)的研究也表明, 由断裂引起的散射效应在地震波长为断裂长度的 2 倍时最为显著. 云南地区普遍存在 1~2 Hz Q_s^{-1} 高值, 2 Hz 以后大幅降低的现象; 另外相邻区域(如 YS08、LJ09、HQ11) Q_s^{-1} 在 1~2 Hz 差别不大, 但在 2 Hz 以后出现较大的差别. 可能说明云南地区存在对 1~2 Hz 波长(如 S 波速度 3.5 km/s, 对应 1.7~0.85 km)敏感的介质不均匀或破裂.

图 8 为收集了全球不同地区, 使用 MLTW 方法计算的 Q_s^{-1} , Q_i^{-1} 和 Q_c^{-1} . 与其它区域比较, 云南地区的衰减系数在这些研究的值域范围内, 其平均衰减系数与加那利群岛和南加州的衰减系数在数值上比较接近. 云南 Q_i^{-1} 处于这些区域结果的中间; Q_s^{-1} 值覆盖了较大范围, 并略低于平均水平; 而 Q_c^{-1} 值的分布比较集中, 且略高于平均水平. 在 2~20 Hz 范围内, 这些区域结果大部分都表现为: 随着频率的增大, Q_i^{-1} 逐渐大于 Q_s^{-1} , 成为衰减的主要因素(即 B_0 小于 0.5).

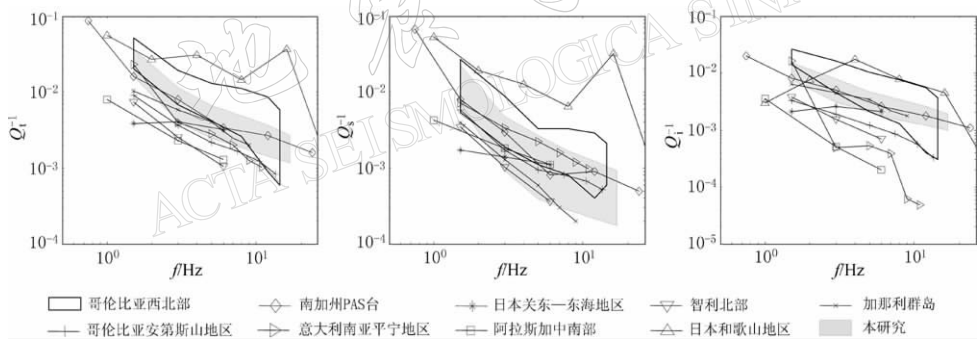


图 8 云南地区总衰减系数、散射衰减系数、以及吸收衰减系数与全球其它地区结果对比
哥伦比亚西北部(Vargas *et al*, 2004); 智利北部(Hoshiba *et al*, 2001); 意大利南平宁地区
(Bianco *et al*, 2002); 南加州 PAS 台(Jin *et al*, 1994); 加那利群岛(Canas *et al*, 1998); 阿
拉斯加中南部(Dutta *et al*, 2004); 日本关东—东海地区(Fehler *et al*, 1992); 哥伦比亚
安第斯山地区(Ugalde *et al*, 2002); 日本和歌山地区(Matsumami, Nakamura, 2004)

4 小结

1) 云南地区的平均自由程 L_e 主要集中在 10~30 km 内; 地震反照率 B_0 在 1~2 Hz 大致为 0.5 左右, 在其它频段则小于 0.5. 也即在 1~2 Hz, Q_i^{-1} 与 Q_s^{-1} 数值相当, 其它频段 Q_i^{-1} 逐渐大于 Q_s^{-1} , 成为尾波总衰减的主要原因.

2) 除了 1~2 Hz, Q_c^{-1} 的值接近 Q_i^{-1} . 在 1~20 Hz, Q_i^{-1} , Q_s^{-1} 和 Q_c^{-1} 数值范围主要为 $10^{-2} \sim 10^{-3}$. 云南地区普遍存在 1~2 Hz 高 Q_s^{-1} 值, 2 Hz 以后 Q_s^{-1} 大幅降低的现象. 这可

能说明云南地区存在对 1~2 Hz 波长敏感的介质不均匀或破裂.

3) 云南地区属低 Q 值地区, Q 值在空间上有较大的差异. 滇东 Q^{-1} 值略微高于滇西北, 滇西北高于滇西南. 空间的差别在 Q_s^{-1} 上表现得更为明显. 根据 Q_i^{-1} , Q_s^{-1} 和 Q_c^{-1} 的区域差异情况, 我们认为云南衰减的区域变化主要与介质分布的不均匀性, 以及介质的破裂程度有很大关系.

4) 与全球其它区域的研究比较发现, 云南地区 Q_s^{-1} 略低于平均水平, 而 Q_i^{-1} 略高于平均水平, Q_c^{-1} 则处于其它区域结果的中间.

云南省地震局遥测台网为本研究提供了资料, 云南省地震局分析预报中心苏有锦研究员和付虹研究员在资料处理中给予了帮助, 评审者提出了有益的意见, 在此一并表示衷心感谢.

参 考 文 献

- 陈颢, 黄庭芳. 2001. 岩石物理学[M]. 北京: 北京大学出版社, 54~68
- 魏顺民, 向宏发, 徐锡伟, 等. 1999. 滇西南龙陵—澜沧断裂带: 大陆地壳上一条新生的破裂带[J]. 地震地质, **22**(3): 277~284
- 秦嘉政, 阚荣举. 1986. 用近震尾波估算昆明及其周围地区的 Q 值和地震矩[J]. 地球物理学报, **29**(2): 145~156
- 苏有锦, 秦嘉政. 2001. 川滇地区强地震活动与区域新构造运动的关系[J]. 中国地震, **17**(1): 24~34
- 王庆延, 熊熊, 蒋福珍. 2002. 三江地区盐源—丽江及川滇地块的地震活动与构造运动态势[J]. 大地测量与地球动力学, **22**(2): 91~96
- 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学, D 辑, **133**(增刊): 12~19
- Aki K. 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz[J]. *Phys Earth Planet Int*, **21**: 50~60
- Aki K. 1992. Scattering conversion P to S vs S to P[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 1 969~1 972
- Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects[J]. *J Geophys Res*, **80**: 3 322~3 342
- Aki K, Richards P G. 1980. 定量地震学——理论和方法, 第 2 卷[M]. 北京: 地震出版社, 193~199
- Bianco F, Del Pezzo E, Castellano M, *et al.* 2002. Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the Southern Apennine zone, Italy[J]. *Geophys J Int*, **150**: 10~22
- Canas J A, Ugalde A, Pujades L G, *et al.* 1998. Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands [J]. *J Geophys Res*, **103**: 15 037~15 050
- Dainty A M. 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz[J]. *Geophys Res Lett*, **8**: 1 126~1 128
- Dutta U, Biswas N N, Adams D A, *et al.* 2004. Analysis of S-wave attenuation in South-Central Alaska[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **194**: 16~28
- Fehler M, Hoshiba M, Sato H, *et al.* 1992. Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance[J]. *Geophys J Int*, **108**: 787~800
- Fehler M, Sato H. 2003. Coda[J]. *Pure Appl Geophys*, **160**: 541~554
- Frankel A, Wennerberg L. 1987. Energy-flux model of seismic coda: Separation of scattering and intrinsic attenuation [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **77**: 1 223~1 251
- Holliger K, Goff J A. 2003. A generic model for the $1/f$ -nature of seismic velocity fluctuations[A]. In: Goff J A and Holliger K eds. *Heterogeneity in the Crust and Upper Mantle*[C]. New York: Kluwer Academic, 131~153
- Hoshiba M. 1991. Simulation of multiple scattered coda waves excitation based on the energy conservation law[J]. *Phys Earth Planet Int*, **67**: 123~136

- Hoshiha M. 1993. Separation of scattering attenuation and the intrinsic absorption in Japan using multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope[J]. *J Geophys Res*, **98**: 15 809~15 824
- Hoshiha M, Rietbrock A, Scherbaum F, *et al.* 2001. Scattering attenuation and intrinsic absorption using uniform and depth dependent model —— Application to full seismogram envelope recorded in Northern Chile[J]. *J Seism*, **5**: 157~179
- Jin A S, Aki K. 1988. Spatial and temporal correlation between coda *Q* and seismicity in China[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 741~769
- Jin A S, Aki K, Liu Z, *et al.* 2004. Seismological evidence for the brittle-ductile interaction hypothesis on earthquake loading[J]. *Earth Planets Space*, **56**: 823~830
- Jin A, Mayeda K, Adams D, *et al.* 1994. Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRAscope data[J]. *J Geophys Res*, **99**: 17 835~17 848
- Leary P C. 2003. Fractures and physical heterogeneity in crustal rock[A]. In: Goff J A and Holliger K eds. *Heterogeneity in the Crust and Upper Mantle*[C]. New York: Kluwer Academic, 155~186
- Margerin L, Campillo M, Shapiro N M, *et al.* 1999. Residence time of diffuse waves in the crust as a physical interpretation of coda *Q*: Application to seismograms recorded in Mexico[J]. *Geophys J Int*, **138**: 343~352
- Matsunami K, Nakamura M. 2004. Seismic attenuation in a nonvolcanic swarm region beneath Wakayama, southwest Japan[J]. *J Geophys Res*, **109**, B09302, doi:10.1029/2003JB002758
- Revenaugh J. 2000. The relation of crustal scattering to seismicity in southern California[J]. *J Geophys Res*, **105**: 25 403~25 422
- Sato H. 1977. Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation[J]. *J Geophys Earth*, **25**: 27~41
- Sato H, Fehler M C. 1998. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*[M]. New York: Springer-Verlag, 44~85
- Sato H, Nakahara H, Ohtake M. 1997. Synthesis of scattered energy density for nonspherical radiation from a point shear-dislocation source based on the radiative transfer theory[J]. *Phys Earth Planet Int*, **104**: 1~13
- Singh S, Herrmann R B. 1983. Regionalization of crustal coda *Q* in the continental United States[J]. *J Geophys Res*, **88**: 527~538
- Ugalde A, Vargas C A, Pujades L G, *et al.* 2002. Seismic coda attenuation after $M_w=6.2$ Amenia(Colombia)[J]. *J Geophys Res*, **107**(B6): 2 107, 10.1029/2001JB000197
- Vargas C A, Ugalde A, Pujades L G, *et al.* 2004. Spatial variation of coda wave attenuation in northwestern Colombia [J]. *Geophys J Int*, **158**: 609~624
- Wu R. 1985. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves —— Separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I: The theoretical modeling[J]. *Geophys J R astr Soc*, **82**: 57~80
- Yomogida K, Benites R. 1995. Relation between direct wave *Q* and coda *Q*: A numerical approach[J]. *Geophys J Int*, **123**: 471~483
- Zeng Y. 1991. Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **81**: 1 022~1 029
- Zeng Y, Su F, Aki K. 1991. Scattering wave energy propagation in a medium with randomly distributed isotropic scatterers, Part 1: Theory[J]. *J Geophys Res*, **96**: 607~619
- Zeng Y, Su F, Aki K. 1993. Theory of scattered P and S waves in a random isotropic scattering medium[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **83**: 1 264 ~1 276

CHARACTERISTICS OF CODA WAVE ATTENUATION IN YUNNAN AREA

Wang Weijun¹⁾ Liu Jie²⁾ Chen Ling³⁾

1) *Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*

2) *China Earthquake Network Center, Beijing 100036, China*

3) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

Abstract: The characteristics of seismic coda wave attenuation in Yunnan area in 7 frequency bands from 1 Hz to 20 Hz were estimated by using the local earthquake's waveform data recorded from 22 Yunnan digital seismic stations. Coda attenuation Q_c^{-1} of each station was firstly calculated by single scattering method. Then, mean free path L_e and seismic albedo B_0 of each station were calculated, and scattering attenuation Q_s^{-1} and intrinsic attenuation Q_i^{-1} were separated from total attenuation Q_t^{-1} by multiple lapse time window analysis based on the multiple scattering model in uniform random isotropic scattering medium. The attenuating characteristics in Yunnan show that most value of L_e are in 10~30 km, with maxima within 2~6 Hz; B_0 are about 0.5 at 1~2 Hz, but less than 0.5 at other frequency bands, which means after 1~2 Hz, Q_i^{-1} is greater than Q_s^{-1} and dominates the attenuation process. Q_c^{-1} is close to Q_i^{-1} at other frequency bands except 1~2 Hz. Results show that Q^{-1} especially Q_s^{-1} varies spatially, Q^{-1} in eastern Yunnan zone is a bit higher than in northwestern Yunnan zone, northwestern Yunnan zone higher than southwestern Yunnan zone. Comparing with other results in global, Q_s^{-1} in Yunnan is lower than the global average value among these results, Q_i^{-1} is higher than the global average value, and Q_t^{-1} lays the middle among these results.

Key words: coda attenuation; intrinsic attenuation; scattering attenuation; Yunnan area