

罗毅, 盖增喜. 2019. Lg 波  $Q$  值随震源深度的变化作为地壳本征衰减深度的判据. 地球物理学报, 62(3):898-911, doi:10.6038/cjg2019M0234.

Luo Y, Ge Z X. 2019. Dependence of Lg  $Q$  on depth as a criterion to determine the depth of intrinsic attenuation in the crust. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 62(3):898-911, doi:10.6038/cjg2019M0234.

# Lg 波 $Q$ 值随震源深度的变化作为地壳本征衰减深度的判据

罗毅, 盖增喜\*

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

**摘要** Lg 波的  $Q_{Lg}$  值是描述区域地壳结构及介质衰减特性的重要参数之一,  $Q_{Lg}$  层析成像被广泛应用于地壳衰减结构横向不均匀性的研究中. 但是, 对  $Q_{Lg}$  在垂直方向上的不均匀性的研究较少. 当发现一个地区发生  $Q_{Lg}$  值低时, 我们希望进一步了解这种介质衰减深度. 本文通过数值模拟合成地震图的方法, 通过分析不同震源深度和介质模型计算  $Q_{Lg}$ , 判断 Lg 波发生主要衰减的深度. 研究结果显示: (1) 当震源深度浅时, 上地壳介质衰减对于 Lg 波  $Q$  值的影响明显比下地壳的影响更大, 而震源深度深时, 两者贡献基本相当; (2) 如果上地壳介质衰减强, 则随着震源深度的增加,  $\eta$  值逐渐减小; 如果下地壳介质衰减强,  $\eta$  值先增大后减小; 但如果下地壳存在低速层, 则  $\eta$  值持续增大; (3) 如果上地壳介质衰减强, 则随着震源深度的增加,  $Q_0$  逐渐增大; 反之如果下地壳介质衰减强, 则  $Q_0$  逐渐减小. 因此, 我们可以通过调查某一区域不同深度地震的 Lg 波衰减规律, 来判断这一地区的地壳介质衰减情况.

**关键词** Lg 波; 衰减; 品质因子  $Q$  值; 合成地震图

doi:10.6038/cjg2019M0234

中图分类号 P315

收稿日期 2018-04-13, 2018-08-29 收修定稿

## Dependance of Lg $Q$ on depth as a criterion to determine the depth of intrinsic attenuation in the crust

LUO Yi, GE ZengXi\*

School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

**Abstract**  $Q_{Lg}$  attenuation is an important parameter used in studies of region crustal structure and media physical nature. Lg  $Q$  tomography is widely used in study of crustal horizontal heterogeneity. However, studies of vertical heterogeneity are very few in the literature. When there is a low  $Q_{Lg}$ , it is essential to know the depth that generate it. In this paper, we use synthetic seismograms for models with different focal depth to estimate the depth of the intrinsic  $Q$ . Our results show that: (1) when source depth is shallow, upper crust attenuation has obvious impact on Lg wave  $Q$  than that in lower crust. When source depth is deep, upper crust and lower crust has similar impact. (2) If upper crust has a strong media attenuation,  $\eta$  decreases as source depth increases. If lower crust has a strong media attenuation,  $\eta$  increases first and then decreases. However, when there is a low-velocity layer in lower crust,  $\eta$  increases as source depth increases. (3) If upper crust has a strong media attenuation,  $Q_0$  increases as source depth increases. Conversely, if lower crust has

**基金项目** 国家自然科学基金(41774047)和地质调查项目钦杭结合带及邻区深部地质调查(DD20160082)资助.

**第一作者简介** 罗毅, 硕士研究生, 主要研究方向为地震学. E-mail: luo\_yi@pku.edu.cn

\* **通讯作者** 盖增喜, 副教授, 主要研究方向为地震学. E-mail: zge@pku.edu.cn

a strong media decline,  $Q_0$  decreases as source depth increases. Using this conclusion, according to the research of the Lg decline rule of different depths in a region, we can estimate the depth of high attenuation of the studied region.

**Keywords** Lg wave; Decline; Quality factor Q; Synthetic seismograms

## 0 引言

Lg 波是一个复杂的含高频 P 和 S 波能量的短周期地壳导波,其群速度一般在  $3.0 \sim 3.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 频率主要集中于  $0.5 \sim 5 \text{ Hz}$  (Press and Ewing, 1952), 是区域震相中强度最为突出、能量最大的震相, 振幅对地壳构造与地壳介质物理性质变化非常敏感(周连庆等, 2008a). 目前对 Lg 波的形成与传播机制主要有以下两种解释(何静等, 2017): 其一, 根据 Lg 波群速度频散曲线与面波高阶振型群速度的相似性, Lg 波被认为是大陆地壳内高阶振型的 Love 和 Rayleigh 波的叠加 (Knopoff et al., 1973; Der et al., 1984; Kennett and Mykkeltveit, 1984); 其二, Lg 波被认为是 S 波在 Moho 面的超临界反射形成的各种反射波叠加而成的导波 (Herrin and Richmond, 1960; Bouchon, 1982). 地下介质的 Q 值反映了地震波的衰减程度, 高 Q 值对应弱衰减, 低 Q 值对应强衰减. 由于 Lg 波是地壳内传播的导波, 绝大部分能量集中在地壳通道内传播, 穿过莫霍界面向下的漏能极少, 故 Lg 波的衰减性质可应用在地壳 Q 值横向不均匀性的研究中 (Campillo et al., 1985).  $Q_{Lg}$  反映了地壳中形状、厚度变化、非均匀散射与介质衰减. 当地壳中出现厚度变化与熔融时, Lg 波会迅速衰减. 在构造活动强烈的区域, 发育的裂隙、破碎的介质、上涌的地幔物质均会造成  $Q_{Lg}$  值的明显降低 (胡家富等, 2003; 徐彦等, 2005; 毛燕等, 2005; 苏伟等, 2006; 刘红桂等, 2008; 周连庆等, 2008b; Zhao et al., 2010; Bao et al., 2011; 何永锋等, 2015; 何静等, 2017; 赵连锋等, 2018). 因此 Lg 波的  $Q_{Lg}$  值是描述区域地壳结构及介质物理特性的重要参数之一. 同时,  $Q_{Lg}$  也是研究区域范围地震波传播特征, 进而进行强地面运动模拟和确定地震震级的重要参数.

在以往的研究当中, 1 Hz Lg 波的品质因子  $Q_0$  与反映  $Q_{Lg}$  随频率变化趋势的  $\eta$  值常被用作描述  $Q_{Lg}$  的重要参数. 近几年来, Lg 波  $Q_0$  与  $\eta$  值层析成像被广泛应用于区域地壳结构横向不均匀性的研究

中. 相比于速度结构层析成像, 横向不均匀最多只有 10% 至 20%, 而 Q 值层析成像的横向不均匀可达几倍至几十倍, 有更好的分辨率. 目前对  $Q_{Lg}$  的研究方法主要有单台法 (SSM) (Aki, 1980; Herrmann, 1980; Xie and Nuttli, 1988) 和双台法 (TSM) (Tsai and Aki, 1969; Xie and Mitchell, 1990) 等. 其中, 基于单台法发展而来的单台叠加谱比法 (SSR) (Xie and Nuttli, 1988) 被普遍应用于中国及附近地区的 Lg 波 Q 值反演研究中 (胡家富等, 2003; 徐彦等, 2005; 毛燕等, 2005; 苏伟等, 2006; 刘红桂等, 2008; 周连庆等, 2008b; 何永锋等, 2015). 由近年来的研究可见, Lg 波 Q 值分析方法已趋于成熟, 并被广泛使用在地壳结构研究中.

值得注意的是, 前人的工作多着重于研究  $Q_{Lg}$  的横向不均匀性, 对垂直方向上不均匀性的研究很少, 其主要原因是目前尚无有效的方法确定  $Q_{Lg}$  的深度.  $Q_{Lg}$  一般被用来笼统地解释整个传播路径上的介质衰减, 而对不同地壳深度的介质衰减缺乏详细说明. 然而, 很多时候, 介质衰减的深度具有重要的动力学意义. 当一个地区存在低  $Q_{Lg}$  时, 我们希望进一步了解这种介质衰减具体出现在地壳的哪一深度. Shi 等 (2000) 的研究指出, 震源深度对 Lg 波能量传播有一定的影响. 当震源处于不同的速度层, 在相同的震中距处, 浅震源的地震波能量明显比深震源的地震波能量大; 但若是处于同一速度层时, 震源深度对 Lg 波的传播影响可以忽略. 不同速度结构对 Lg 波的传播也有着明显的影响. Lg 波传播 150 km 之后, 震源机制对 Lg 波的传播影响不大, 但是垂直走滑震源除外 (何静等, 2017). 但是, Shi 等 (2000) 的研究没有建立震源深度与 Lg 波衰减关系的数学表述, 也未对产生这一现象的原因做进一步解释.

本研究通过数值模拟的方式, 使用分层地壳模型, 研究不同深度的震源对 Lg 波  $Q_0$  与  $\eta$  值的影响, 探究 Lg 波  $Q_0$  与  $\eta$  值随震源深度的变化规律. 同时, 利用 Lg 波的导波性质, 改变分层模型的介质衰减分布, 进一步区分上下地壳哪一层对 Lg 波的衰减贡献更大, 以判断 Lg 波发生主要衰减的速度层.

# 1 原理和方法

目前在 Lg 波 Q 值研究中使用的 Lg 波振幅公式都是基于 Sato(1967)提出的体波频率域振幅公式修改而成. 根据 Xie 和 Mitchell(1990)和 Xie(1993)研究结果, 台站记录到的 Lg 波位移谱可以用以下公式表示:

$$A(f) = S(f, \theta)(\Delta_0 \Delta)^{-1/2} \exp\left(-\frac{\pi f \tau}{Q_{Lg}(f)}\right) X(f) r(f), \quad (1)$$

其中,  $f$  为频率,  $A(f)$  为台站记录到的 Lg 波位移谱(一般使用地震波垂直分量计算 Lg 波 Q 值),  $\theta$  为方位角,  $\Delta$  为震中距,  $\tau$  为 Lg 波群走时,  $Q(f)$  为源到台站的品质因子,  $S(f, \theta)$  为  $\theta$  方向上的 Lg 波源辐射图案.  $\Delta_0$  为参考距离, 可取为 100 km(Street et al., 1975), 本文研究不涉及其取值.  $X(f)$  为台站对 Lg 波的场地响应函数,  $r(f)$  表示其他原因造成的随机干扰.

本文中, 为了计算介质的品质因数对  $Q_{Lg}(f)$  的影响, 使用相同的震源与接收台站, 在完全弹性介质中, 得到台站  $i$  记录到的无传播衰减下的 Lg 波位移谱如下:

$$A_0(f) = S(f, \theta)(\Delta_0 \Delta)^{-1/2} X(f) r'(f). \quad (2)$$

由于使用了相同的震源参数与接收台站,  $S(f, \theta)$ ,  $X(f)$  与式(1)中相同. 而数值模拟中不存在随机干扰项, 因此将式(1)与式(2)相除, 可得

$$\frac{A(f)}{A_0(f)} = \exp\left(-\frac{\pi f \tau}{Q_{Lg}(f)}\right), \quad (3)$$

即不同 Q 值的模型得到的振幅谱比只与  $Q_{Lg}$  有关, 将(3)式整理得

$$Q_{Lg}(f) = -\pi f \Delta U^{-1} \left(\ln \frac{A(f)}{A_0(f)}\right)^{-1}, \quad (4)$$

$A(f)$  为接收台站记录到的 Lg 波频谱值,  $A_0(f)$  为相同台站在传播路径无衰减状态下(即模型  $Q_p, Q_s$  无穷大)记录的频谱值.  $\Delta$  为震中距.  $U$  为 Lg 波平均群速度, 本文选取  $U = 3.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Lg 波品质因子  $Q_{Lg}$  与频率  $f$  有式(5)所示的依赖关系(Mitchell, 1980):

$$Q_{Lg} = Q_0 f^\eta, \quad (5)$$

其中

$$Q_0 = Q_{Lg}(f = 1 \text{ Hz}), \quad (6)$$

$$\log_{10} Q_{Lg} = \eta \log_{10} f + \log_{10} Q_0, \quad (7)$$

$Q_{Lg}$  随频率  $f$  呈指数变化, 其中  $\eta$  是指数的幂,  $Q_0$  为频率取 1Hz 时  $Q_{Lg}$  的取值. 通过研究  $\eta$  与  $Q_0$  随模型

介质衰减的变化, 可以得到  $Q_{Lg}$  的变化规律.

由于本文研究的是传播路径中的介质衰减问题, 要去除震源机制对研究的影响. 为了去除地震波在不同方位角上的差异, 对于式(4), 将不同方向角上的  $\ln(A/A_0)$  取平均值进行计算, 并求取标准差. 为了在结果中表示出不同方位角对结果造成的误差, 根据标准差传递原理, 计算结果中各物理量的标准差.

本文使用平行层状地球合成地震图软件 QSEIS06(Wang, 1999)计算合成地震图. 取震源深度均匀分布在 0~30 km 内. 选取震源为双力偶源(震源 1: 走向 178°, 倾角 56°, 滑动角 140°), 震中距设置为 500 km(在合理范围内选取任意震中距对本文结论不造成影响), 12 个台站方位角两两间隔 30° 均匀分布, 台站深度均设置在地表. 本文主要探究上地壳与下地壳介质衰减对 Lg 波 Q 值的影响大小, 一共选取了三种分层地壳模型进行计算, 分别是按照 PREM 模型进行简化的三层平行介质的模型 1(表 1)、下地壳层低速异常的模型 2(表 2)、上覆低速沉积层的模型 3(表 3). 下文将分别采用三种模型分别进行计算, 并比较结果区别.

## 1.1 模型 1: 三层平行介质模型

模型 1 选择 PREM 模型进行适当调整, 设置三层平行介质模型, 由地表向深部分为上地壳、下地壳和地幔. 上下地壳厚度均设置为 15 km, 界面处深 15 km, P 波与 S 波速度按照 PREM 模型选取. 具体参数见表 1、图 1 黄线所示.

表 1 模型 1

Table 1 Model 1

$D/\text{km}$	$v_p/\text{km}$	$v_s/\text{km}$	$\rho/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	$Q_p$	$Q_s$
0	5.800	3.200	2.600	1456	600
15	5.800	3.200	2.600	1456	600
15	6.800	3.900	2.900	1350	600
30	6.800	3.900	2.900	1350	600
30	8.111	4.491	3.381	1446	600

示例中选择震源深度为 10 km 和 20 km, 分别位于上地壳和下地壳. 按照模型 1, 设置上下地壳  $Q_p = 10000, Q_s = 5000$  计算无衰减情况下的合成地震图. 取合成地震图垂直分量, 按照 Lg 波群速度范围  $2.9 \sim 3.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 使用梯形时窗截取理论地震记录中的 Lg 波内容. 如图 2 所示, 蓝线为无衰减状态下求得的 12 个台站的合成地震图. 从图中可以看出, 不同方位角的台站尽管 Lg 波的最大振幅相差

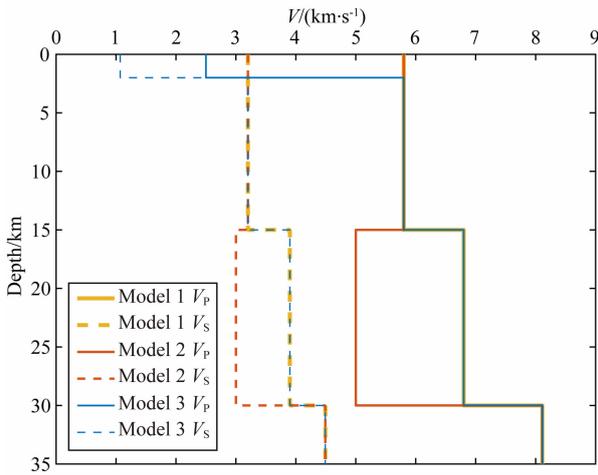


图 1 三种模型波速分布图

其中黄色实线为模型 1 的 P 波速度,黄色虚线为模型 1 的 S 波速度;红色实线为模型 2 的 P 波速度,红色虚线为模型 2 的 S 波速度;蓝色实线为模型 3 的 P 波速度,蓝色虚线为模型 3 的 S 波速度。

Fig. 1 Wave velocity of three models

Solid yellow line indicates P wave velocity of Model 1. Dotted yellow line indicates S wave velocity of Model 1. Solid red line indicates P wave velocity of Model 2. Dotted red line indicates S wave velocity of Model 2. Solid blue line indicates P wave velocity of Model 3. Dotted blue line indicates S wave velocity of Model 3.

不大,但是不同方位的波形存在较大差异.特别是在 Lg 窗的早期相差较大,这是因为不同方位的 Lg 波存在不同的辐射因子造成的.再对结果进行傅里叶变换,读取频率范围 0.1~2.5 Hz 内各频率所对应的频谱值  $A_{fi}$ .为了去除某些频率点频谱值突变的影响,使用设定的频率窗计算各频率  $f$  所对应频谱

值的均方根结果,即  $A_0(f) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |A_{fi}(f_i)|^2}$ ,

其中  $A_{fi}(f_i)$  为傅里叶变换直接得到的频谱值,  $f_i \in [f_1, f_2]$ ,  $\log_{10}(f) - \log_{10}(f_1) = \log_{10}(f_2) - \log_{10}(f) = 0.02$  (Zhao et al., 2010).如图 3 所示,蓝线为无衰减合成地震图的频谱图。

分别固定上地壳(或下地壳)  $Q_p$  和  $Q_s$  值不变,改变下地壳(或上地壳)  $Q_p$  和  $Q_s$  值,计算得到合成地震图.示例中使用  $Q_p = 600$ ,  $Q_s = 300$  进行计算,如图 2 所示,红线和黄线分别为震源位于 10 km 和 20 km 深度时的地震波.再通过傅里叶变换及均方根计算得到频谱值  $A$ ,如图 3 所示,红线和黄线分别为震源位于 10 km 和 20 km 深度时地震波的频谱图.我们可以看到在此模型下,黄色线的振幅略大于红色线的振幅,说明震源位于上地壳时地震波的衰

减更强.将 12 个台站求得的  $\ln(A/A_0)$  求平均值,以消除震源机制的影响,并计算标准差.根据公式(4),分别计算不同深度震源得到该震源深度下的  $Q_{Lg}$  随频率  $f$  的变化曲线,如图 4 所示.再根据公式(5)、(6)、(7),计算得到该震源深度下反映  $Q_{Lg}$  随  $f$  变化关系的参数  $\eta$  与  $Q_0$ .

从图 4a 所示结果可知,当震源处于上地壳中时,上下地壳改变  $Q$  值对于  $Q_{Lg}$  值的影响显著不同.上地壳的  $Q$  值降低导致的  $Q_{Lg}$  值降低更显著,而下地壳取相同  $Q$  值得到的  $Q_{Lg}$  值更高.由图 4b 所示结果可知,当震源处于下地壳中时,上下地壳改变  $Q$  值对于  $Q_{Lg}$  值的影响没有显著差异.图 4a、图 4b 两图中斜率  $\eta$  与截距  $Q_0$  有着明显不同的变化趋势。

## 1.2 模型 2:下地壳低速层模型

在实际情况下,下地壳中有时会存在低速层.为了研究低速层介质衰减对  $Q_{Lg}$  值的影响,如表 2 和图 1 红线所示,在模型 1 的基础上进行修改,降低了下地壳 P 波、S 波速度,用上文中相同的分析方法进行计算和处理。

表 2 模型 2

Table 2 Model 2

D/km	$v_p$ /km	$v_s$ /km	$\rho/(g \cdot cm^{-3})$	$Q_p$	$Q_s$
0	5.800	3.200	2.600	1456	600
15	5.800	3.200	2.600	1456	600
15	5.500	3.000	2.500	1350	600
30	5.500	3.000	2.500	1350	600
30	8.111	4.491	3.381	1446	600

使用模型 2,设置震中距 500 km,震源深度分别设置 10 km、20 km,分别改变上地壳(或下地壳)  $Q$  值,计算  $\lg Q_{Lg} - \lg f$  曲线,结果如图 5 所示。

计算结果如图 5a、图 5b 所示.与模型 1 类似,当震源深度浅时,上地壳  $Q$  值降低对  $Q_{Lg}$  的影响比下地壳  $Q$  值降低更显著.当震源深度深时,上下地壳  $Q$  值降低对  $Q_{Lg}$  的影响差异不再明显.比较图 4a、图 5a 中红线可以看到,模型 2 下地壳低  $Q$  值计算的  $Q_{Lg}$  斜率与模型 1 下地壳低  $Q$  值计算的  $Q_{Lg}$  斜率相比由正变负,说明随着地震波频率升高,模型 2 下地壳  $Q$  值降低导致的地震波衰减增强。

## 1.3 模型 3:上覆沉积层模型

当地壳上部覆盖着沉积层时,沉积层中的波速较低,介质衰减明显.为了研究有沉积层覆盖情况下的 Lg 波衰减规律,如表 3 和图 1 蓝线所示,在模型 1 的基础上进行修改,在地壳上面加一层低速沉积

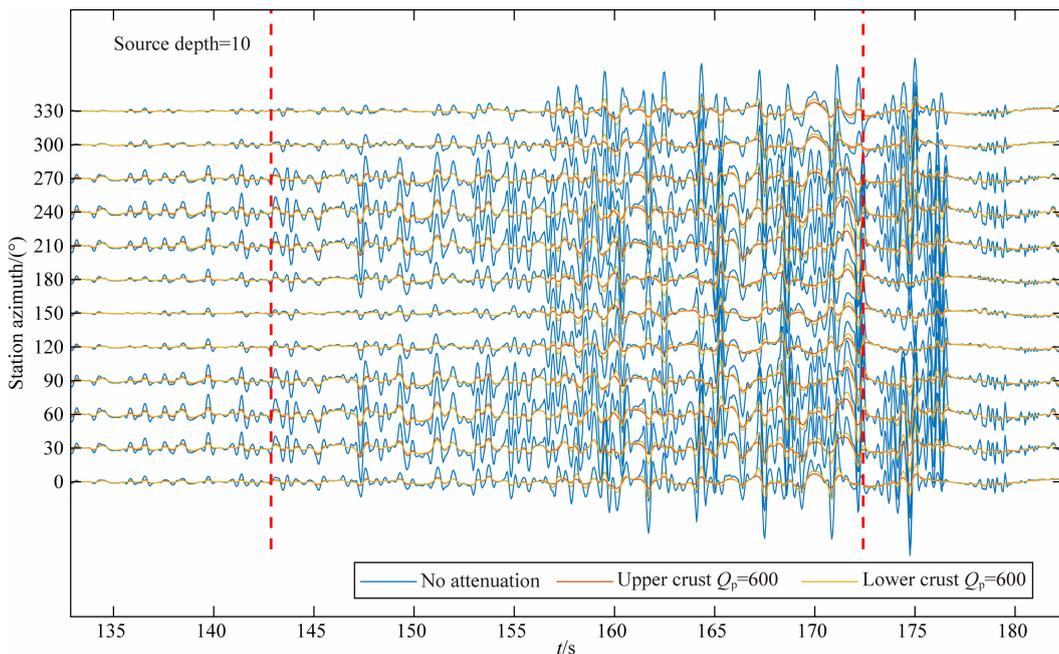


图 2 使用模型 1,震源深度设置为 10 km 计算得到的 12 个台站的 36 条合成地震图  
其中蓝色线为无衰减的结果,红色线为上地壳  $Q_p=600$ 、 $Q_s=300$  的结果,黄色线为下地壳  $Q_p=600$ 、 $Q_s=300$  的结果. 两条红色粗虚线所夹部分是用 Lg 波群速度范围计算得到的时间窗。

Fig. 2 36 synthetic seismograms of 12 stations calculated by using Model 1 and 10km source depth  
Blue curves indicated results without attenuation. Red curves indicated results when  $Q_p=600$  and  $Q_s=300$  in upper crust. Yellow curves indicated results when  $Q_p=600$  and  $Q_s=300$  in lower crust. The time window between two red dashed lines is calculated using group velocity range of Lg wave.

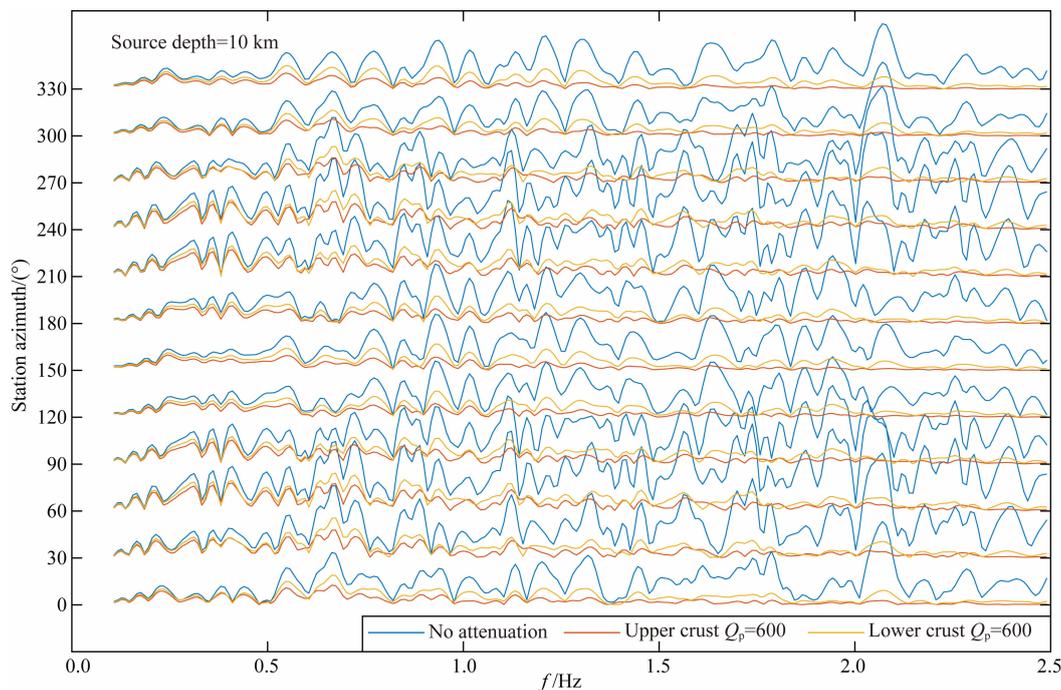


图 3 12 个台站的 36 条合成地震图的频谱图

其中蓝色线为无衰减的结果,红色线为上地壳  $Q_p=600$ 、 $Q_s=300$  的结果,黄色线为下地壳  $Q_p=600$ 、 $Q_s=300$  的结果。

Fig. 3 Spectrums of 36 synthetic seismograms of 12 stations

Blue curves indicated results without attenuation. Red curves indicated results when  $Q_p=600$  and  $Q_s=300$  in upper crust. Yellow curves indicated results when  $Q_p=600$  and  $Q_s=300$  in lower crust.

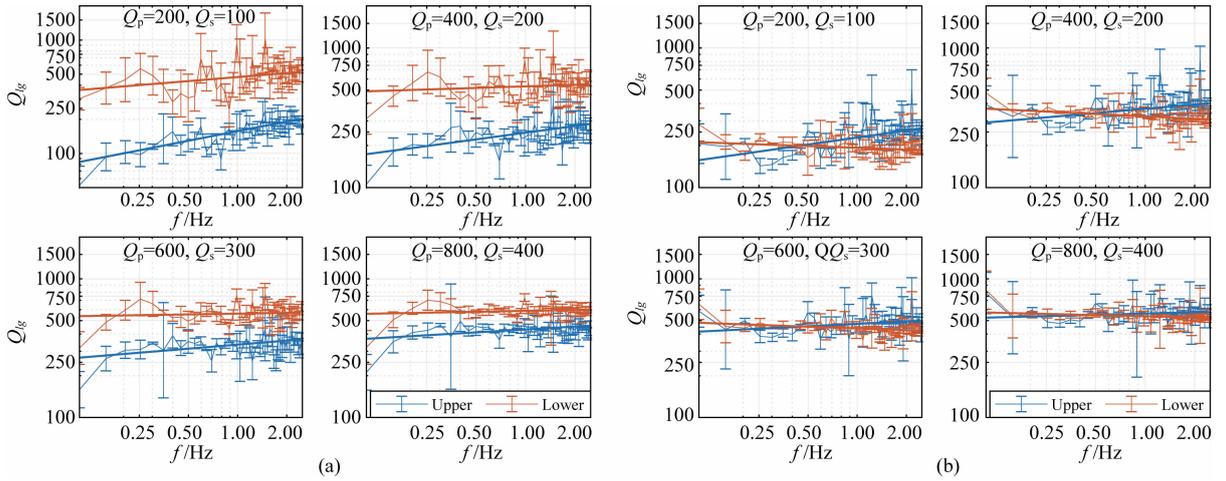


图 4 使用模型 1 计算不同  $Q$  值分布下  $Q_{Lg}$  与频率的变化规律

(a) 震源深度 10 km; (b) 震源深度 20 km. 误差棒值为不同方位角结果的标准差.

Fig. 4 Relation between  $Q_{Lg}$  and frequency with different  $Q$  distribution by using Model 1

(a) Source depth 10 km; (b) Source depth 20 km. Errorbars indicate standard deviations of results from different station azimuths.

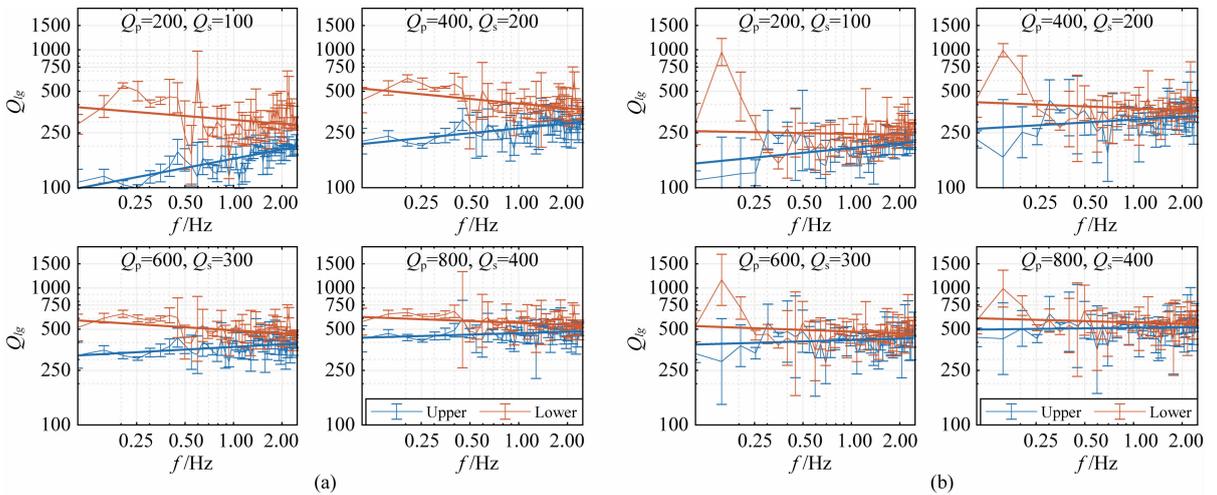


图 5 使用模型 2 计算不同  $Q$  值分布下  $Q_{Lg}$  与频率的变化规律

(a) 震源深度 10 km; (b) 震源深度 20 km. 误差棒值为不同方位角结果的标准差.

Fig. 5 Relation between  $Q_{Lg}$  and frequency with different  $Q$  distribution by using Model 2

(a) Source depth 10 km; (b) Source depth 20 km. Errorbars indicate standard deviations of results from different station azimuths.

层. 由于表层波速降低, 相应地调整 Lg 波群速度至  $2.6 \sim 3.2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 用相同方法进行计算.

使用模型 3, 设置震中距 500 km, 震源深度分别设置 10 km、20 km, 分别改变上地壳(或下地壳)  $Q$  值, 计算  $\lg Q_{Lg} - \lg f$  曲线, 结果如图 6 所示. 与模型 1 和模型 2 中的测试结果类似, 当震源位于上地壳中时,  $Q_{Lg}$  对上地壳的  $Q$  更为敏感, 当震源位于下地幔时, 上、下地壳中  $Q$  值总体大小相当, 然而上地壳的  $Q$  值引起的  $Q_{Lg}$  随着频率的变化更大.

表 3 模型 3

Table 3 Model 3

$D/\text{km}$	$v_p/\text{km}$	$v_s/\text{km}$	$\rho/(\text{g} \cdot \text{cm}^3)$	$Q_p$	$Q_s$
0	2.500	1.070	2.110	300	150
2	2.500	1.070	2.110	300	150
2	5.800	3.200	2.600	1456	600
15	5.800	3.200	2.600	1456	600
15	6.800	3.900	2.900	1350	600
30	6.800	3.900	2.900	1350	600
30	8.111	4.491	3.381	1446	600

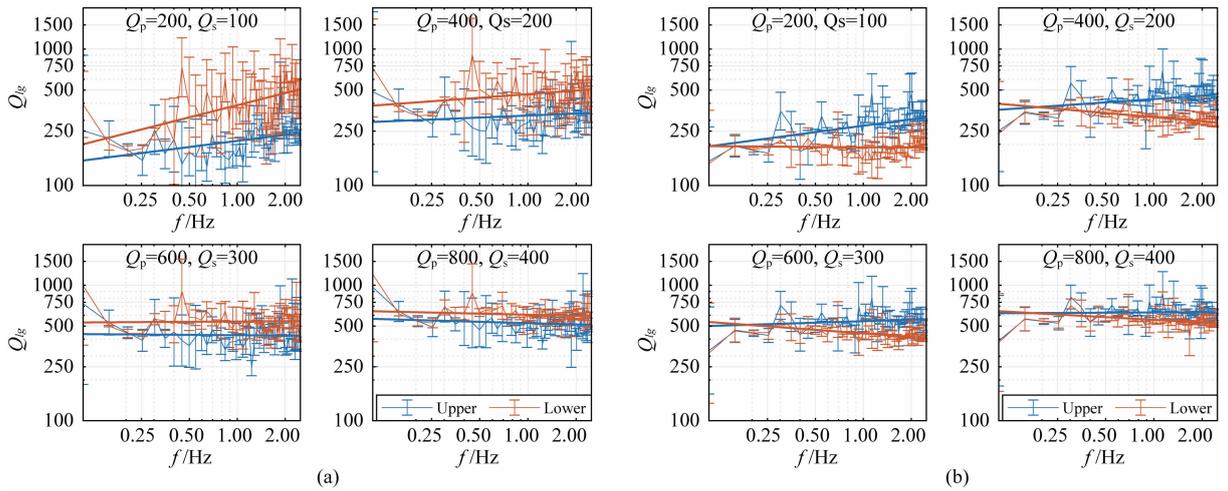


图 6 使用模型 3 计算不同  $Q$  值分布下  $Q_{Lg}$  与频率的变化规律

(a) 震源深度 10 km; (b) 震源深度 20 km. 误差棒值为不同方位角结果的标准差.

Fig. 6 Relation between  $Q_{Lg}$  and frequency with different  $Q$  distribution by using Model 3

(a) Source depth 10 km; (b) Source depth 20 km. Errorbars indicate standard deviations of results from different station azimuths.

## 2 $Q_{Lg}$ 与震源深度的关系

上节的研究结果表明,同一模型下,使用不同介质层中的震源所求得的  $Q_{Lg}$  存在着较大差异. 我们猜想,  $Q_{Lg}$  与震源深度之间可能存在着一定的联系. 为了系统的探究不同震源深度中  $Lg$  波的传播性质,我们将震源深度按 2 km 间隔分别设置在 5~27 km 深度,震中距同样设为 500 km,分别使用模型 1、模型 2、模型 3,计算  $\lg Q_{Lg} - \lg f$  曲线的斜率  $\eta$  与截距  $Q_0$ ,将不同深度震源的计算结果汇总,绘制  $\eta$ 、 $Q_0$  随震源深度变化曲线如图 7 所示.

使用模型 1 进行计算的结果如图 7(a,b) 所示. 如图 7a 所示结果可知,上地壳  $\eta$  值基本随震源深度的增大而减小;下地壳  $\eta$  值曲线主要分为两段,当震源处于上地壳中时  $\eta$  值随震源深度的增大而增大,当震源处于下地壳中时  $\eta$  值随震源深度增大明显减小,  $\eta$  值曲线的拐点处于上下地壳界面深度附近. 上地壳  $\eta$  值普遍大于下地壳  $\eta$  值. 如图 7b 所示结果可知,上地壳  $Q_0$  值随震源深度的增大而增大,下地壳的  $Q_0$  值随震源深度的增大而减小. 曲线变化有着明显的区别.

使用模型 2 进行计算的结果如图 7(c,d) 所示. 如图 7c 所示,上地壳  $\eta$  值随震源深度的增大而减小,下地壳  $\eta$  值随震源深度增大而增大. 如图 7d 所示,上地壳  $Q_0$  值随震源深度的增大而增大,下地壳的  $Q_0$  值随震源深度的增大而减小.  $Q_0$  随深度变化曲线整体变化趋势与模型 1 的计算结果基本相似.

使用模型 3 进行计算的结果如图 7(e,f) 所示. 在上覆低速沉积层的情况下,不同方位角求得的合成地震图差异较大,使得结果误差值较大. 如图 7e 所示,上地壳  $\eta$  值随震源深度变化不明显,下地壳  $\eta$  值曲线仍然分为两段,当震源处于上地壳中时  $\eta$  值随震源深度的增大而增大,当震源处于下地壳中时  $\eta$  值明显减小. 如图 7f 所示,上地壳  $Q_0$  值随震源深度的增大而增大,下地壳的  $Q_0$  值随震源深度的增大而减小.

为了验证震源机制的差异对结论不产生影响,根据 Aki 和 Richards(2002) 研究表明,任意取向的剪切位错矩张量均可分解成四个基本矩张量的加权之和,即任意取向的剪切位错辐射出的波,总是可以写成由具有同一走向的四个不同基本剪切位错辐射的波. 这四个基本剪切位错分别是:水平断层(震源 2: 倾角  $0^\circ$ , 滑动角  $0^\circ$ )、纯走滑断层(震源 3: 倾角  $90^\circ$ , 滑动角  $0^\circ$ )、纯倾滑断层(震源 4: 倾角  $90^\circ$ , 滑动角  $90^\circ$ )和倾角为  $45^\circ$  的纯逆倾滑断层(震源 5: 倾角  $45^\circ$ , 滑动角  $90^\circ$ ). 由于 12 个台站以  $30^\circ$  方位角为间隔,均匀分布在以震源为圆心、500 km 为半径的圆上,震源的走向不对结果造成影响,故震源走向均设置为  $0^\circ$ . 我们分别使用四种基本断层作为震源机制,分别使用三种模型作为传播路径,重复上述计算,结果如所示. 与图 7 对比可知,虽然数据点和误差值有微小区别,但整体曲线变化趋势高度一致,说明对任意震源机制本文结论均成立.

为了使  $Lg$  波充分发育,震中距不能设置太近. 同时本文使用的是平行介质模型,震中距不能设置

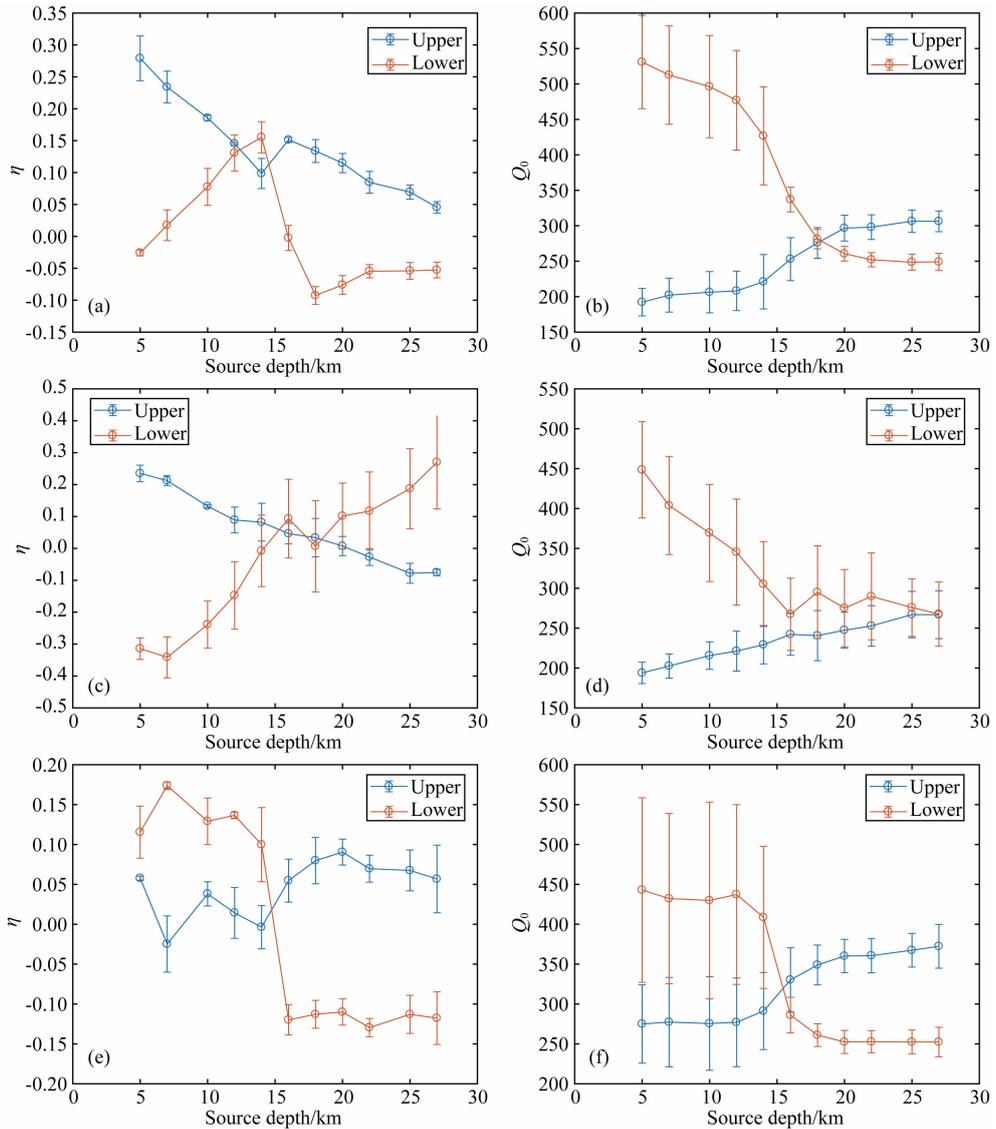


图 7 不同模型下  $\eta$  值和  $Q_0$  值随震源深度的变化规律

(a) 模型 1,  $\eta$  值; (b) 模型 1,  $Q_0$  值; (c) 模型 2,  $\eta$  值; (d) 模型 2,  $Q_0$  值; (e) 模型 3,  $\eta$  值; (f) 模型 3,  $Q_0$  值. 蓝线表示在所选模型基础上修改上地壳介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$  的计算结果, 红线表示在所选模型基础上修改下地壳介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$  的计算结果.

误差棒值为不同方位角结果的标准差.

Fig. 7 Relation between  $\eta$  or  $Q_0$  and source depth of different models

(a)  $\eta$  of Model 1; (b)  $Q_0$  of Model 1; (c)  $\eta$  of Model 2; (d)  $Q_0$  of Model 2; (e)  $\eta$  of Model 3; (f)  $Q_0$  of Model 3. Blue curve indicated result when upper crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150. Red curve indicated result when lower crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150.

Errorbars indicate standard deviations of results from different station azimuths.

太远. 综合分析之下, 本文将震中距设置为 500 km. 为了验证震中距差异对结论不产生影响, 我们使用模型 1, 将震中距由 500 km 改变为 750 km、1000 km 重复上述计算, 结果如图 9 所示. 与图 7(a, b) 对比可见, 数据值存在微小区别, 但整体曲线变化趋势高度一致, 说明在合理范围内选取不同的震中距, 对本文结果不造成影响. 使用模型 2 和模型 3 改变震中距进行计算, 结果仍和上文一致, 此处不再赘述.

为了验证本文 Lg 波  $Q$  值计算方法的可靠性,

使用理论地震图, 利用目前广泛应用于区域 Lg 波  $Q$  值反演研究的双台法进行验证. 利用模型 1, 分别修改上地壳(或下地壳)介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$ , 使用与上文相同的震源深度分布, 设置震中距为 500 km 和 1000 km, 计算合成地震图, 使用双台法计算传播路径上的 Lg 波  $Q_0$  值, 结果如图 10 所示. 与图 7b 对比可见, 使用双台法计算的结果与本文计算方法得到的结果相似, 曲线变化趋势一致, 说明本文 Lg 波  $Q$  值的计算方法可靠.



图 8 使用三种模型计算不同震源机制下  $\eta$  值和  $Q_0$  值随震源深度的变化规律

每列分别为四种基本剪切位错: 水平断层(震源 2), 纯走滑断层(震源 3), 纯倾滑断层(震源 4), 倾角为  $45^\circ$  的纯逆倾滑断层(震源 5); 每行分别为: 模型 1,  $\eta$  值, 模型 1,  $Q_0$  值, 模型 2,  $\eta$  值, 模型 2,  $Q_0$  值, 模型 3,  $\eta$  值, 模型 3,  $Q_0$  值. 蓝线表示在所选模型基础上修改上地壳介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$  的计算结果, 红线表示在所选模型基础上修改下地壳介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$  的计算结果. 误差棒值为不同方位角结果的标准差.

Fig. 8 Relation between  $\eta$  or  $Q_0$  and source depth of different focal mechanism solutions using three models

Each column indicated one of four elementary moment tensors: horizontal fault plane (source 2), pure strike-slip fault (source 3), pure dip-slip fault (source 4) and pure up-dip thrust fault dipping at  $45^\circ$  (source 5). Each row indicated:  $\eta$  of Model 1,  $Q_0$  of Model 1,  $\eta$  of Model 2,  $Q_0$  of Model 2,  $\eta$  of Model 3,  $Q_0$  of Model 3. Blue curve indicated result when upper crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150. Red curve indicated result when lower crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150. Errorbars indicate standard deviations of results from different station azimuths.

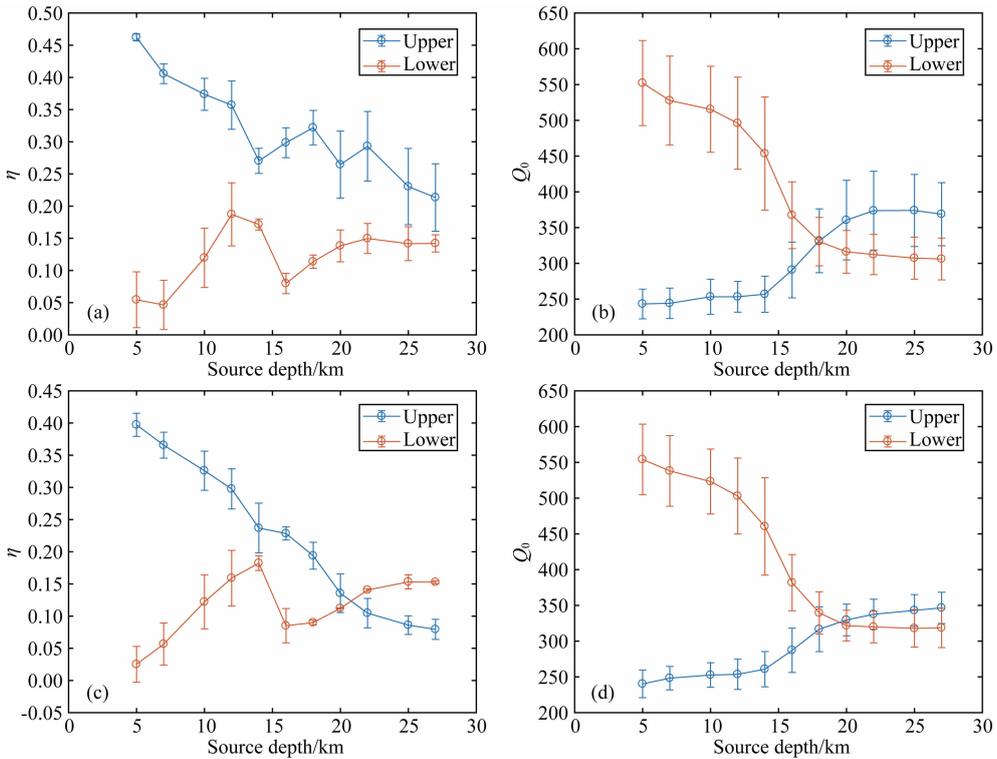


图 9 使用模型 1 在不同震中距下计算  $\eta$  值和  $Q_0$  值随震源深度的变化规律

(a) 震中距 750 km,  $\eta$  值; (b) 震中距 750 km,  $Q_0$  值; (c) 震中距 1000 km,  $\eta$  值; (d) 震中距 1000 km,  $Q_0$  值. 蓝线表示在模型 1 基础上修改上地壳介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$  的计算结果, 红线表示在模型 1 基础上修改下地壳介质衰减至  $Q_p=300$ ,  $Q_s=150$  的计算结果. 误差棒值为不同方位角结果的标准差.

Fig. 9 Relation between  $\eta$  or  $Q_0$  and source depth of different epicentral distance using Model 1

(a)  $\eta$  of 750km; (b)  $Q_0$  of 750km; (c)  $\eta$  of 1000km; (d)  $Q_0$  of 1000km. Blue curve indicated result when upper crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150. Red curve indicated result when lower crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150. Errorbars indicate standard deviations of results from different station azimuths.

我们认为 Lg 波的导波性质造成了上述结果的差异. 为了解释这一结果, 我们分别使用模型 1 和模型 2, 模拟震源深度为 10 km 和 20 km 的地震波传播过程, 结果如图 11 所示, 并绘制不同出射角地震波的传播示意图图 12. 由图 11a 可以看出, 模型 1 中当震源在上地壳中时, 地震波的大部分能量都在上地壳内传播, 进入下地壳和地幔的地震波能量很少. 由图 12a 所示, 当震源在上地壳中时, 由于 Lg 波的导波性质, 地震波由上地壳射入下地壳时, 因为上地壳 S 波波速小于下地壳 S 波波速小于地幔 S 波波速 (即  $\beta_1 < \beta_2 < \beta_3$ ), 红线所示入射角大于康拉德面全反射临界角 (即  $\arcsin\beta_1/\beta_2 < \theta < \pi/2$ ) 的地震波在康拉德面发生全反射, 使得地震波的能量主要在上地壳内传播. 蓝线所示入射角小于康拉德面全反射临界角、但大于莫霍面全反射临界角 (即  $\arcsin\beta_1/\beta_3 < \theta < \arcsin\beta_1/\beta_2$ ) 的地震波可以在全地壳内传播. 绿线所示入射角小于莫霍面全反射临界角 (即  $0 < \theta < \arcsin\beta_1/\beta_3$ ) 的地震波进入地幔传播.

因为大部分地震波在上地壳内传播, 进入下地壳的地震波很少, 所以上地壳的介质衰减对地震波的衰减起到了更显著的影响. 而由图 11b 可以看出, 模型 1 中当震源在下地壳中时, 地震波可以穿过上下地壳界面, 地震波能量在上下地壳均有分布. 由图 12b 所示, 当震源在下地壳中时, 地震波由下地壳进入上地壳时不再发生全反射, 红线和蓝线所示入射角大于莫霍面全反射临界角 (即  $\arcsin\beta_1/\beta_3 < \theta < \pi/2$ ) 的地震波可以在全地壳内传播. 大部分地震波在全地壳内传播, 因此上下地壳的介质衰减对地震波的衰减贡献接近.

而在模型 2 中, 下地壳 S 波波速小于上地壳 S 波波速小于地幔 S 波波速 (即  $\beta_2 < \beta_1 < \beta_3$ ). 由图 11c 可以看出, 模型 2 中当震源处于上地壳时, 地震波能量在上下地壳均有分布. 由图 12c 所示, 当震源处于上地壳时, 地震波由上地壳射入下地壳时不再发生全反射, 红线和蓝线所示入射角大于莫霍面全反射临界角 (即  $\arcsin\beta_2/\beta_3 < \theta < \pi/2$ ) 的地震波可以在

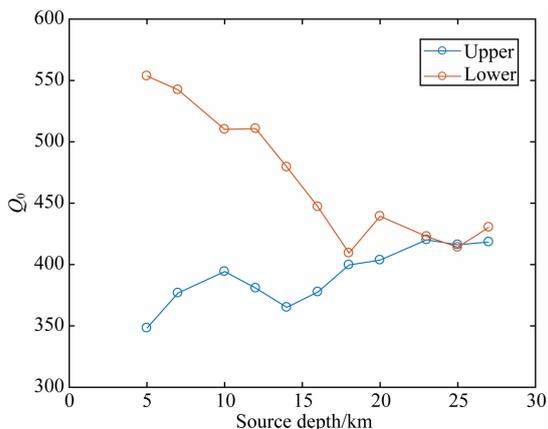


图 10 使用双台法计算 Lg 波  $Q_0$  值  
随震源深度的变化规律

蓝线表示在模型 1 基础上修改上地壳介质衰减至  $Q_p = 300$ 、 $Q_s = 150$  的计算结果,红线表示在模型 1 基础上修改下地壳介质衰减至  $Q_p = 300$ 、 $Q_s = 150$  的计算结果.

Fig. 10 Relation between Lg wave  $Q_0$  and  
source depth using Two Stations Method

Blue curve indicated result when upper crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150. Red curve indicated result when lower crust  $Q_p$  is set to 300 and  $Q_s$  is set to 150.

全地壳内传播.而当震源处于下地壳时,由图 11d 可以看出,地震波的能量主要在下地壳内传播.由图 12d 所示,由于 Lg 波的导波性质,地震波由下地壳射入上地壳时,红线所示入射角大于康拉德面全反射临界角(即  $\arcsin\beta_2/\beta_1 < \theta < \pi/2$ ) 的地震波在康拉德面发生全反射,使得地震波主要能量集中于下地壳中传播.蓝线所示入射角小于康拉德面全反射临界角、但大于莫霍面全反射临界角(即  $\arcsin\beta_2/\beta_3 < \theta < \arcsin\beta_2/\beta_1$ ) 的地震波可以在全地壳内传播.入射角小于莫霍面全反射临界角(即  $0 < \theta < \arcsin\beta_2/\beta_3$ ) 的地震波进入地幔传播.同时,由于 Lg 波包含了不同慢度的地震波,因此不同震源机制对不同方位和出射角的辐射因子不同,也会造成不同 Lg 时间窗内大振幅震相的实际到时和频率特征不同,最终引起不同方位的  $Q_{Lg}$  的差异.

### 3 结论

本文利用数值模拟方法,分别使用三种地壳模型并改变震源深度,计算理论地震图并判断 Lg 波发生主要衰减的深度.通过研究不同深度的介质衰减对  $Q_{Lg}$  的影响,我们可以得到以下结论:

(1) 当震源深度浅时,上地壳介质衰减对于 Lg 波  $Q$  值的影响明显比下地壳的影响更大.而震源深

度深时,两者贡献基本相当;

(2) 如果上地壳介质衰减强,则随着震源深度的增加, $\eta$  值逐渐减小;如果下地壳介质衰减强, $\eta$  值先增大后减小;但如果下地壳存在低速层,则  $\eta$  值持续增大;

(3) 如果上地壳介质衰减强,则随着震源深度的增加, $Q_0$  逐渐增大;反之如果下地壳介质衰减强,则  $Q_0$  逐渐减小.我们可以根据不同深度地震得到的不同的  $Q_0$ ,来判断主要衰减是在上地壳还是在下地壳.

我们认为造成这种结果的主要原因是 Lg 波的导波性质. Lg 波由低波速介质射入高波速介质时会发生超临界反射,震源的深度和分层地壳结构的速度分布显著影响 Lg 波的传播路径,导致 Lg 波衰减与地壳结构呈现明显的关系.我们可以利用这一结论研究某地区 Lg 波发生主要衰减的深度.类似的研究有, Pedersen 和 Campillo(1991)使用 Rg(基阶瑞利波)研究芬兰中部的 S 波波速与衰减情况,发现芬兰中部的 S 波  $Q$  值随深度变化有明显的相关性.在深度 100 m 处  $Q$  值很小,随着深度增加到 1000 m,  $Q$  值急剧增大.他们认为波罗地海地盾存在一个厚 1 km 的强衰减上覆地层,而深部地壳则衰减很小.他们按照观测结果设置速度与衰减模型并计算合成地震图,得到了与实际地震图相近的波形到时与振幅,验证了结论的可靠性.

在接下来的研究中,我们准备使用天然地震的实际案例来验证这一结论.通过统计某一地区不同震源深度所发生的地震,分别计算  $\eta$  值与  $Q_0$  值,研究  $\eta$  值与  $Q_0$  值随深度的变化规律,与文章中利用合成地震图计算的理论结果作比较,可以判断这一地区 Lg 波发生主要衰减的原因是上地壳的  $Q$  值降低还是下地壳的  $Q$  值降低.还可以与模型 2、模型 3 进行比较,判断这一地区是否存在低速层和沉积层,对认识这一地区的速度结构提供判据.

**致谢** 本项目由国家自然科学基金(41774047)和地质调查项目钦杭结合带及邻区深部地质调查(DD20160082)提供资助.文中合成地震图的计算使用了德国地球科学研究中心汪荣江研究员的 QSEIS06 软件(Wang, 1999).感谢中国科学院地质与地球物理研究所赵连锋研究员为本文研究给予的建设性意见.本研究组中北京大学宋超、蔡振宇、陈晨旭同学参与了本文讨论.感谢两位匿名审稿人与《地球物理学报》编辑为本文提出的宝贵意见,你们的支持使本篇文章增色不少.

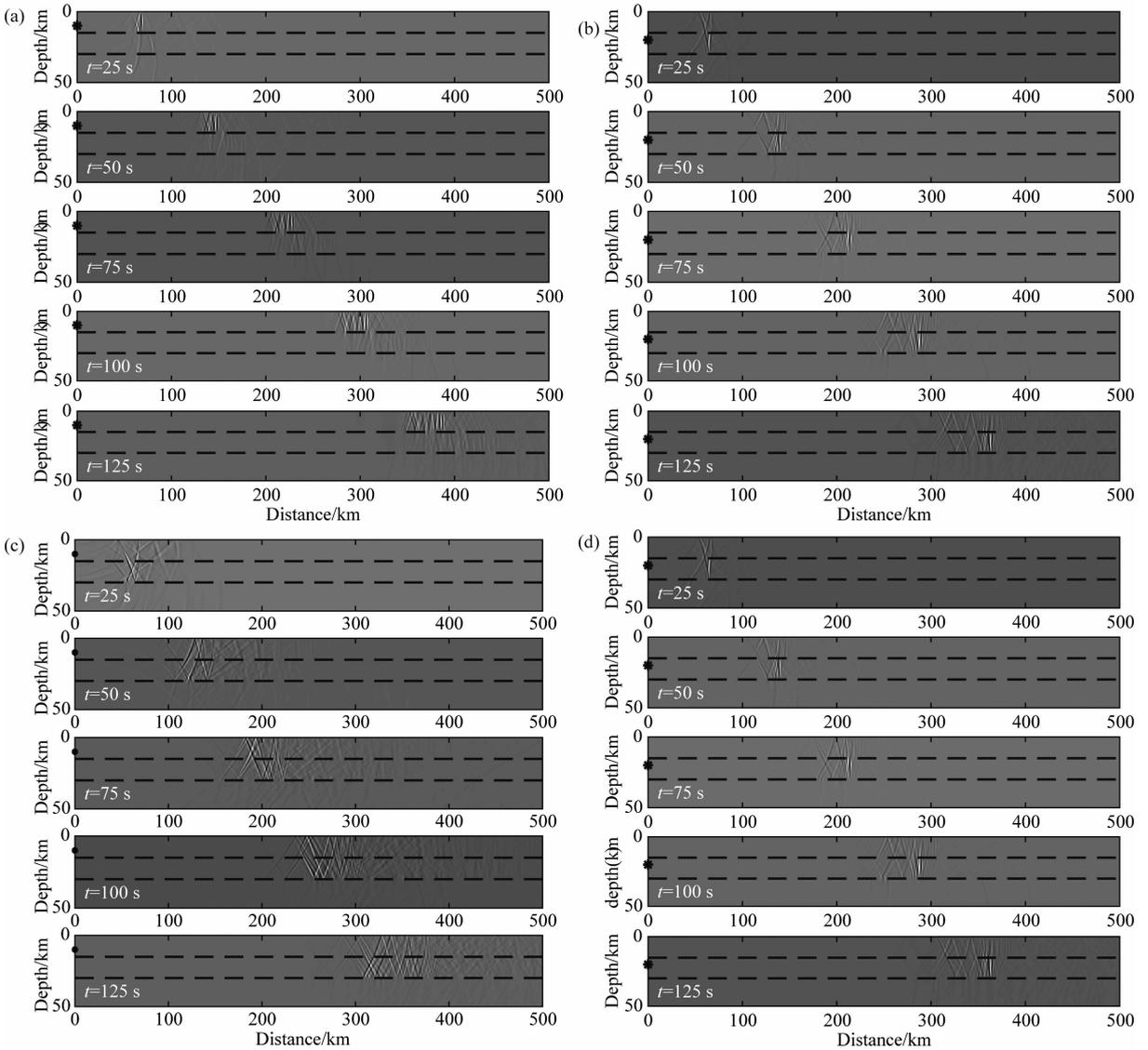


图 11 合成地震波的传播过程快照

(a) 模型 1, 震源深度 10 km; (b) 模型 1, 震源深度 20 km; (c) 模型 2, 震源深度 10 km; (d) 模型 2, 震源深度 20 km.

Fig. 11 Propagation process of synthetic seismic waves

(a) Model 1, source depth 10 km; (b) Model 1, source depth 20 km; (c) Model 2, source depth 10 km;

(d) Model 2, source depth 20 km.

## References

- Aki K. 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11): 6496-6504.
- Aki K, Richards P G. 2002. *Quantitative Seismology*. 2nd ed. Sausalito, California: University Science Books, 112-113.
- Bao X Y, Sandvol E, Ni J, et al. 2011. High resolution regional seismic attenuation tomography in eastern Tibetan Plateau and adjacent regions. *Geophysical Research Letters*, 38 (16): L16304, doi:10.1029/2011GL048012.
- Bouchon M. 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases

at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B3): 1735-1741.

- Campillo M, Plantet J L, Bouchon M. 1985. Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves: Data analysis and numerical modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(5): 1395-1411.
- Der Z A, Marshall M E, O'Donnell A, et al. 1984. Spatial coherence structure and attenuation of the Lg phase, site effects, and the interpretation of the Lg coda. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(4): 1125-1147.
- He J, Wu Q J, Li Y H, et al. 2017. Developments of earthquake Lg-wave attenuation study and its application in the continental China. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 32(2): 466-475, doi: 10.6038/pg20170204.

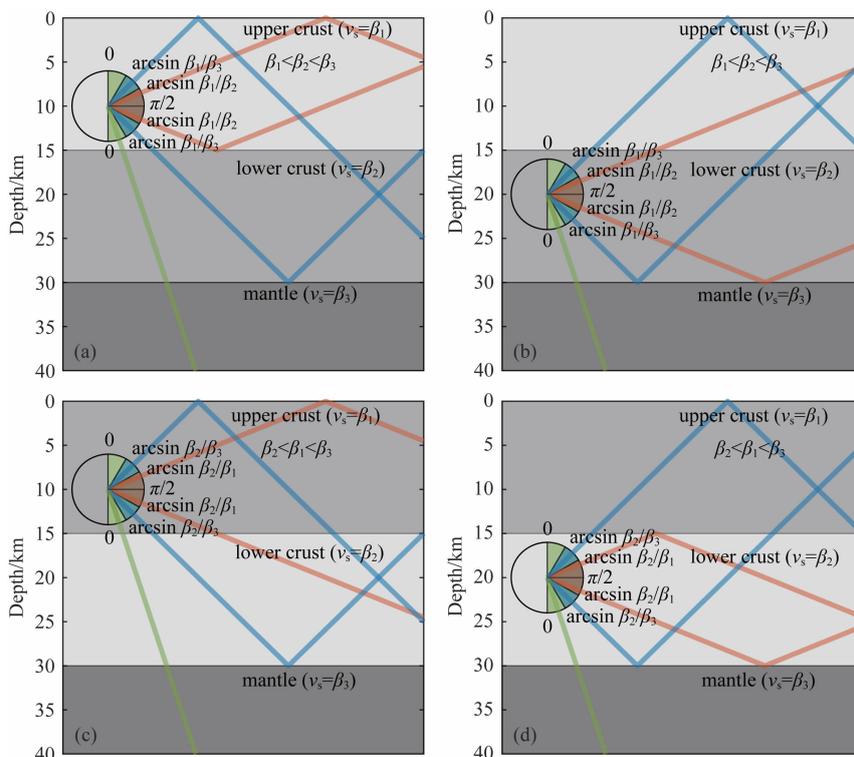


图 12 不同入射角地震波的传播情况

(a) 模型 1, 震源深度 10 km; (b) 模型 1, 震源深度 20 km; (c) 模型 2, 震源深度 10 km; (d) 模型 2, 震源深度 20 km.

Fig. 12 Propagation process of seismic waves in different angles

(a) Model 1, source depth 10 km; (b) Model 1, source depth 20 km; (c) Model 2, source depth 10 km;

(d) Model 2, source depth 20 km.

He Y F, Li K, Liu B C, et al. 2015. The characteristics of Lg waves induced by the underground nuclear explosions in the waveguides using frequency-wavenumber algorithm. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 37(2): 257-265.

Herrin E, Richmond J. 1960. On the propagation of the Lg phase. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 50(2): 197-210.

Herrmann R B. 1980. Q estimates using the coda of local earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(2): 447-468.

Hu J F, Cong L L, Su Y J, et al. 2003. Distribution characteristics of Q value of the Lg coda in Yunnan and its adjacent regions. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 46(6): 809-813.

Kennett B L N, Mykkeltveit S. 1984. Guided wave propagation in laterally varying media—II. Lg-waves in north-western Europe. *Geophysical Journal International*, 79(1): 257-267.

Knopoff L, Schwab F, Kauselt E. 1973. Interpretation of Lg. *Geophysical Journal International*, 33(4): 389-404.

Liu H G, Zhou H H, Chen S Q, et al. 2008. Lg coda attenuation and its distribution image beneath Ordos massif. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 23(2): 351-358.

Mao Y, Xu Y, Hu J F, et al. 2005. Regional variation of Lg coda Q in Sichuan region using stack spectral ratio method. *Journal of Yunnan University*, 27(2): 123-128.

Mitchell B J. 1980. Frequency dependence of shear wave internal friction in the continental crust of eastern North America.

*Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85 (B10): 5212-5218.

Pedersen H, Campillo M. 1991. Depth dependence of Q beneath the Baltic Shield inferred from modeling of short period seismograms. *Geophysical Research Letters*, 18(9): 1755-1758.

Press F, Ewing M. 1952. Two slow surface waves across North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 42 (3): 219-228.

Sato R. 1967. Attenuation of seismic waves. *Journal of Physics of the Earth*, 15(2): 32-61.

Shi J H, Richards P G, Kim W Y. 2000. Determination of seismic energy from Lg waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2): 483-493.

Street R L, Herrmann R B, Nuttli O W. 1975. Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 41(1): 51-63.

Su W, Wu J P, Ming Y H, et al. 2006. Lg coda  $Q_0$  value and its relation with the tectonics in Chinese mainland and adjacent regions. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 28(2): 24-113.

Tsai Y B, Aki K. 1969. Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(1): 275-287.

Wang R J. 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions. *Bulletin of the*

- Seismological Society of America*, 89(3): 733-741.
- Xie J, Nuttli O W. 1988. Interpretation of high-frequency coda at large distances; Stochastic modelling and method of inversion. *Geophysical Journal International*, 95(3): 579-595.
- Xie J, Mitchell B J. 1990. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range province, part I: Lg and Lg coda. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 102(1): 121-137.
- Xie J K. 1993. Simultaneous inversion for source spectrum and path Q using Lg with application to three Semipalatinsk explosions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5): 1547-1562.
- Xu Y, Mao Y, Hu J F, et al. 2005. Study of Regional variations of Lg coda Q in Xinjiang using stack spectral ration method. *Yunnan Geographic Environment Research* (in Chinese), 17(2): 6-10, 27.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2010. Seismic Lg-wave Q tomography in and around Northeast China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8): B08307, doi: 10.1029/2009JB007157.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2018. A broadband crustal Lg wave attenuation model in Northeast China and the Korean Peninsula. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 61(3): 856-871, doi: 10.6038/cjg2018L0394.
- Zhou L Q, Zhao C P, Xiu J G, et al. 2008a. Methods and developments of research on crustal Q value by using earthquakes. *Recent Developments in World Seismology* (in Chinese), (2): 1-11.
- Zhou L Q, Zhao C P, Xiu J G, et al. 2008b. Tomography of  $Q_{Lg}$  in Sichuan-Yunnan Zone. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 51(6): 1745-1752.

### 附中文参考文献

- 何静, 吴庆举, 李永华等. 2017. 天然地震 Lg 波衰减研究进展及其在中国大陆地区的应用. *地球物理学进展*, 32(2): 466-475, doi: 10.6038/pg20170204.
- 何永锋, 李锴, 刘炳灿等. 2015. 基于理论地震图方法的波导结构对地下核爆炸 Lg 波传播特性研究. *地震学报*, 37(2): 257-265.
- 胡家富, 丛连理, 苏有锦等. 2003. 云南及周边地区 Lg 尾波 Q 值的分布特征. *地球物理学报*, 46(6): 809-813.
- 刘红桂, 周红晖, 陈书清等. 2008. 鄂尔多斯块体 Lg 尾波衰减及其分布图像. *地球物理学进展*, 23(2): 351-358.
- 毛燕, 徐彦, 胡家富等. 2005. 用叠加谱比法研究四川地区 Lg 尾波 Q 值的区域性变化. *云南大学学报(自然科学版)*, 27(2): 123-128.
- 苏伟, 吴建平, 明跃红等. 2006. Lg 尾波  $Q_0$  值与中国大陆及邻区的地质构造关系. *地震学报*, 28(2): 24-113.
- 徐彦, 毛燕, 胡家富等. 2005. 用叠加谱比法研究新疆地区 Lg 尾波 Q 值的区域性变化. *云南地理环境研究*, 17(2): 6-10, 27.
- 赵连锋, 谢小碧, 王卫民等. 2018. 中国东北和朝鲜半岛地区地壳 Lg 波宽频带衰减模型. *地球物理学报*, 61(3): 856-871, doi: 10.6038/cjg2018L0394.
- 周连庆, 赵翠萍, 修济刚等. 2008a. 利用天然地震研究地壳 Q 值的方法和进展. *国际地震动态*, (2): 1-11.
- 周连庆, 赵翠萍, 修济刚等. 2008b. 川滇地区 Lg 波 Q 值层析成像. *地球物理学报*, 51(6): 1745-1752.

(本文编辑 胡素芳)