

赵连锋, 谢小碧, 何熹, 沈琳, 张蕾, 姚振兴. 2022. 地震 Lg 波衰减成像方法、算法、数据处理流程及应用. 地球与行星物理理论评, 53(6): 721-744. doi: [10.19975/j.dqyxx.2022-024](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-024).

Zhao L F, Xie X B, He X, Shen L, Zhang L, Yao Z X. 2022. Seismic Lg-wave attenuation tomography: Method, algorithm, data processing flow and application. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 53(6): 721-744 (in Chinese). doi:[10.19975/j.dqyxx.2022-024](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-024).

地震 Lg 波衰减成像方法、算法、数据处理流程及应用

赵连锋^{1,2*}, 谢小碧³, 何 熹¹, 沈 琳¹, 张 蕾¹, 姚振兴¹

1 中国科学院地质与地球物理研究所 中国科学院地球与行星物理重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院地质与地球物理研究所 黑龙江漠河地球物理国家野外科学观测研究站, 北京 100029

3 美国加州大学圣克鲁兹分校 地球物理与行星物理研究所, 美国圣克鲁兹, CA 95064

摘要: 随着现代地震观测系统的快速发展, 地震信号能够在更宽的频带、更大的动态范围和更高的空间密度以数字形式被准确地记录下来, 由此提供了利用大量高质量地震数据获取地下介质品质因子 Q 值精细分布的可能性. 地震 Lg 波是区域地震记录中最显著的震相之一, 因其主要在地壳内以导波形式传播或能量集中在壳内的高阶面波的叠加, 所以常常被用来研究地壳的衰减属性. 本文对利用 Lg 波进行地壳衰减测量的理论和实践进行了系统回顾, 对相关的反演方法进行了介绍, 同时也对与此有关的大量实际问题有所涉及, 例如区域地震资料收集、震相分离、噪声分析和数据质量控制, 振幅谱计算、去噪处理等. 进一步介绍了衰减成像结果在研究地质学、地球物理学和地球动力学方面的应用. 以中国台湾及周边地区的地震数据处理为例, 介绍了地壳 Lg 波成像的具体流程. 根据 416 个区域地震事件在 86 个宽频带地震台站的 8650 条垂直分量波形记录, 建立了台湾岛及周边宽频带、高分辨率的地壳 Lg 波 Q 值模型, 模型频率范围为 0.05~10.0 Hz. 在数据覆盖较好的地区, 分辨率可达 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. 模型揭示出该区地壳 Lg 波 Q 值横向变化显著, 以岛内高 Q 值、周边低 Q 值为主要特征. 低 Q 异常主要出现在台湾东北部南日岛盆地、东南部台南盆地、台湾东部菲律宾板块俯冲带以及欧亚板块的碰撞带、花东海盆、琉球弧和冲绳海槽等区域. 这些强衰减区与板块碰撞引起的强烈构造活动有关.

关键词: Lg 波; 地壳衰减; Q 值成像; 反演方法; 数据处理; 台湾岛

doi: [10.19975/j.dqyxx.2022-024](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-024)

中图分类号: P315

文献标识码: A

Seismic Lg-wave attenuation tomography: Method, algorithm, data processing flow and application

Zhao Lianfeng^{1,2*}, Xie Xiaobi³, He Xi¹, Shen Lin¹, Zhang Lei¹, Yao Zhenxing¹

1 Key Laboratory of Earth and Planetary Physics, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 Heilongjiang Mohe Observatory of Geophysics, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3 Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Santa Cruz, CA 95064, USA

Abstract: With the rapid development of modern seismic network, seismological signals can be digitally recorded in broad frequency band, larger dynamic range, and higher spatial density, which provide the possibility of obtaining fine structures of the quality factor Q in the earth by using a large number of high-quality seismic data. Lg wave is one of the most significant seismic phases at regional distances. As a guided wave (or superimposed higher-order surface waves) propagating in the crust, the Lg wave is often used for investigating crustal attenuation.

收稿日期: 2022-03-19; 录用日期: 2022-05-16

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (U2139206, 42104055, 41974061, 41974054); 中国地震科学实验场资助项目 (2019CSES0103)

Supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. U2139206, 42104055, 41974061 and 41974054) and the China Seismic Experimental Site (Grant No. 2019CSES0103)

*通信作者: 赵连锋, 男, 研究员, 主要从事地震学研究. E-mail: zhaolf@mail.iggcas.ac.cn



This study systematically reviews the method for broadband Lg wave attenuation investigation, including the formulation of the tomographic inversion system and its relation with the data. We address many practical details regarding the data processing, including the regional seismic data collection, sampling the Lg signals and noise series, noise analysis, and data quality control, and the preparation of the single-station, two-station, and two-event data sets. We also briefly describe how the attenuation results can be applied to understand various geology, geophysics, and geodynamic problems. As an example, we demonstrate a complete workflow for investigating the Lg wave attenuation in the Taiwan Island in China and the surrounding region. Based on 8650 vertical-component seismograms from 416 earthquakes recorded by 86 broadband digital stations, we construct a high-resolution broadband Lg attenuation model in the study region. The frequency covers 0.05~10.0 Hz, and the resolution can reach to about $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ in areas with the best data coverage. The tomographic results reveal significant lateral variations of crust Q values in the study region. The Taiwan Island is generally characterized by high Q . The surrounding regions are mostly in low Q , e.g., the Nanri Island basin in northeast Taiwan, the Tainan basin in southeast Taiwan, the collision zone between the Philippine and the Eurasian plates in eastern Taiwan, the Huadong basin, the Ryukyu arc, and the Okinawa trough, are all highly attenuated. These low- Q areas are likely related to strong tectonic activities due to plate collisions.

Keywords: Lg wave; crustal attenuation; Q tomography; inversion method; data processing; Taiwan Island

0 引 言

地震 Lg 波是一种主要在大陆型地壳中传播、且在区域地震范围内 ($2^{\circ} \leq \Delta \leq 30^{\circ}$) 可以稳定观测到的震相。Lg 波的成因可以归结为 S 波在地壳内经多次超临界反射叠加形成的导波, 或由若干高阶面波叠加形成的短周期震相 (Knopoff et al., 1973; Bouchon, 1982; Kennett, 1984; Xie and Lay, 1994)。大陆地壳中 Lg 波的衰减较小, 因而适用于对较小事件进行体波震级测定和核爆当量估计等目的 (例如, Nuttli, 1973, 1986a, 1986b)。较薄的海洋地壳对 Lg 波具有阻挡作用, 因此通过纯粹海洋路径难以观测到 Lg 波 (Zhang and Lay, 1995; Shapiro et al., 1996)。在大陆架的延伸区域或陆地与水域的混合地区, 较大地震事件产生的 Lg 波仍能穿过较窄的海域 (Hong, 2010; Furumura et al., 2014), 因而在这类区域仍然可以通过 Lg 波获得衰减信息。Lg 波能量变化已被成功用于测量地壳衰减结构 (Nuttli, 1973; Kadinsky-Cade et al., 1981; McNamara et al., 1996; Mitchell et al., 1997; Rodgers et al., 1997; Cong and Mitchell, 1998; Mellors et al., 1999; Calvert et al., 2000; Sandvol et al., 2001; Fan and Lay, 2002, 2003a; Ottemöller, 2002; Ottemöller et al., 2002; Xie, 2002; 靳平等, 2004; 刘建华等, 2004; Xie et al., 2004, 2006; Phillips et al., 2005; 苏伟等, 2006; Zor et al., 2007; Mitchell et al., 2008; Phillips and Stead, 2008; 周连庆等, 2008; Zhao et al., 2010, 2013a, 2013b; Furumura et

al., 2014; Mousavi et al., 2014; Ranasinghe et al., 2015; Singh et al., 2015; Aggarwal and Khan, 2016; Zhao and Xie, 2016; 赵连锋等, 2018; He et al., 2021)。

地震波衰减可以用所通过介质的品质因子 Q 来描述。 Q 值越大, 衰减越弱, Q 值越小, 衰减越强 (例如, Knopoff, 1964)。造成 Lg 波振幅衰减的原因可分为固有衰减和散射衰减两类。通常稳定的古老陆块具有较低的温度和比较完整的结构。固有衰减和散射衰减都较低, 因而具有较高的 Q 值。反之, 形成地质年代较晚, 现今构造活动仍然比较活跃的陆块常常具有比较高的温度和相对较强的非均匀性, 因而固有衰减和散射衰减都比较强烈, 对应于较低的 Q 值 (例如, Mitchell et al., 1997, 2008)。鉴于上述原因, Lg 波的强烈衰减常常与所经区域的强烈构造活动、高温异常和部分熔融、地壳厚度变化、盆地沉积层厚度和海水覆盖等高度相关, 因此常被用作衡量构造活动性的重要指标之一 (例如, Campillo et al., 1985; Campillo et al., 1993; Zhang and Lay, 1995; Shapiro et al., 1996; Burgmann and Dresen, 2008)。在中国东北地区, 大兴安岭和长白山等火山岩地区具有较高的 Q 值, 二连、三江和松辽盆地等沉积盆地地区具有相对低的 Q 值 (Phillips et al., 2000; Zhao et al., 2010; Ranasinghe et al., 2015; 赵连锋等, 2018)。在中国华北克拉通地区, 除了渤海湾盆地和日本海盆地的地壳 Lg 波 Q 值较低, 其他区域均具有较高的 Q 值 (Phillips et al., 2000; Pei et al., 2006; Ford et al., 2010; Zhao et al.,

2013b). 中国华南块体的稳定性较强,地壳Lg波 Q 值较高(Chen and Xie, 2017). 在中国西部地区,青藏高原和天山山脉是构造活动区,都具有较低的 Q 值. 而高原周边的盆地区域,如塔里木盆地、柴达木盆地、鄂尔多斯盆地和四川盆地等,地壳Lg波 Q 值相对较高(Kadinsky-Cade et al., 1981; McNamara et al., 1995, 1996; Phillips et al., 2000; Fan and Lay, 2002, 2003b; Xie, 2002; Xie et al., 2006; Mitchell et al., 2008; 周连庆等, 2008; Zhao et al., 2013a). 从全球来看,在中东地区,土耳其东部到伊朗高原,阿富汗和巴基斯坦,均属于构造活动区, Q 值较低;阿拉伯和印度大陆的 Q 值相对较高(Rodgers et al., 1997; Cong and Mitchell, 1998; McNamara and Walter, 2001; Sandvol et al., 2001; Al-Damegh et al., 2004; Zor et al., 2007; Pasyanos et al., 2009a, 2009b; Kaviani et al., 2015; Zhao and Xie, 2016; Pasyanos et al., 2021; Reshma et al., 2022). 欧洲大陆的 Q 值较高,但阿尔卑斯山脉和地中海地区 Q 值较低(Kennett and Mykkeltveit, 1984; Chevrot and Cansi, 1996; Mitchell et al., 1997, 2008; McNamara and Walter, 2001; Xie et al., 2006). 非洲大陆整体 Q 值较高,但东非大裂谷地区的地壳Lg波 Q 值较低(Chow et al., 1979, 1980; Hlatywayo and Midzi, 1995; Ferdinand, 1998; McNamara and Walter, 2001). 在美洲大陆,以该地区Lg波衰减为主的研究揭示出,美国西部盆岭区域 Q 值相对较低,中部和东部地区 Q 值较高(Street et al., 1975; Mayeda and Walter, 1996; Shi et al., 1996, 1997, 1998; Benz et al., 1997; Baqer and Mitchell, 1998; Atkinson, 2004; Erickson et al., 2004; Langston et al., 2005; Aleqabi and Wyssession, 2006; Lawrence and Prieto, 2011; Gallegos et al., 2014, 2017; McNamara et al., 2014; Levandowski et al., 2021). 近年来,随着地震观测系统的不断完善,台站数量大大增加,台间距离显著缩小. 使得可资利用的地震数据大幅度增加,从而能够从Lg波振幅数据中提取关于地壳衰减结构更加精细的信息,获得一致性更好的 Q 值成像结果.

理论模型和实验观测均表明地震波衰减随温度升高增加. 地震Lg波主要在地壳内传播,因此对地壳物质的构成和物理状态非常敏感. 例如,在青藏高原北部地区,Lg波的强衰减与地壳Pnl震相和上地幔Sn波强烈衰减具有良好的对应关系,从而推测为幔源物质上涌引起地壳发生广泛的部分熔融(Rodgers and Schwartz, 1998; Fan and Lay, 2003b;

Zhao et al., 2013a). 然而,在青藏高原南部地区,地壳Lg波衰减相对较弱,但羊八井地堑具有强衰减特征,通常解释为上地壳的热液异常和火山岩流体富集(Xie et al., 2004; Zhao et al., 2013a). 因此,在构造运动强烈、火山活动频繁的区域,高分辨率的地壳Lg波衰减成像能够指示高温异常和潜在的地壳物质流动,成为约束地壳软弱区域分布形态的手段,能够为碰撞造山和壳幔物质交换的动力学过程提供地震学证据(Zhao et al., 2013a; Zhao and Xie, 2016; He et al., 2017, 2021; Zhang et al., 2022). Lg波衰减的横向变化成为地质块体分区的重要依据. 例如,澳大利亚大陆西部和中部是古老的克拉通,而东部是构造运动活跃的区域,其间的分界线是Tasman线,对于古陆重建具有重要意义(Kennett et al., 2004). 澳大利亚大陆地壳Lg波衰减模型能够提供对Tasman线位置在地壳尺度内的约束(Wei et al., 2017). 在海域与大陆混合的区域,如东南亚加里曼丹海域和东北亚的渤海、黄海、日本海等地区,常常因海水覆盖难以寻找外露的划分标识,对地质单元区划造成困难. Lg波衰减变化有助于厘清地质块体的隶属关系(Hong, 2010; Furumura et al., 2014; Luo et al., 2021).

除直接反映地壳介质的物理性质及构造活动性外,地壳Lg波衰减结构也是精确测定地震震级、估计震源参数、计算应力降,以及合理估计爆炸当量的基础资料. 由于上述这些参数绝大多数都是通过震源频谱获得的,所以对于衰减现象的校正必需利用宽频带衰减模型来完成. 例如,从2006年10月至2017年9月,朝鲜进行了6次地下核试验(Richards and Kim, 2007; Hong et al., 2008; Zhao et al., 2008, 2012, 2014; Hong and Rhie, 2009; Kim et al., 2009; Selby, 2010; Wen and Long, 2010; 范娜等, 2013; Hong, 2013; Zhang and Wen, 2013; 田有等, 2015; 林鑫和姚振兴, 2016; Zhao et al., 2016; Wei, 2017; Zhao et al., 2017; 赵连锋等, 2017; 谢小碧和赵连锋, 2018). 尽管核试验的当量较小,仍可激发能够明显观测到的Lg波. 如果知道所涉及路径上的宽频带Lg波 Q 值,就可以用其校正观测到的振幅谱,从而获得震级和爆炸当量的准确估计(例如, Nuttli, 1973; Zhao et al., 2016; 谢小碧和赵连锋, 2018). 根据Lg波的 Q 值模型,能够获得地壳内地震及其余震的震源参数,估计应力降(He et al., 2020; Shen et al., 2022).

地震Lg波 Q 值测量技术主要包括单台法、双台法、逆双台法和单台+双台+双事件的混合法

(Ford et al., 2008; 何静等, 2017) 等. Lg 波振幅谱主要由区域 Q 值、震源函数、辐射花样和台基响应等构成 (Xie and Mitchell, 1990). 对于地壳内 $m_b \leq 6.0$ 的地震事件, Lg 波受震源破裂过程的影响较小 (Fan and Lay, 2002). 忽略震源辐射花样的影响, 我们能够建立一种基于多台多事件对地壳内 2D 宽频带 Q 值分布、震源谱函数和台基响应的联合反演方法 (Zhao et al., 2010, 2013b). 在反演过程中无须引入任何 Q 值对于频率相关性的先验性假设, 各个频率独立反演. 因而克服了某些反演方法中先验性地假设 Q 值与频率之间存在指数关系, $Q = Q_0 \cdot f^\eta$, 其中 Q_0 为 1 Hz Q , f 是频率, η 是指数因子. 在广泛的频率范围内, Q 值与频率的指数模型一般并不存在 (Pasyanos et al., 2009a; Zhao et al., 2013b). 所以对各个频率独立反演能够得到关于 Q 值与频率之间更加客观的结果. 例如, 在图 1 所示的中东地区地壳 Lg 波宽频带 Q 值成像结果中

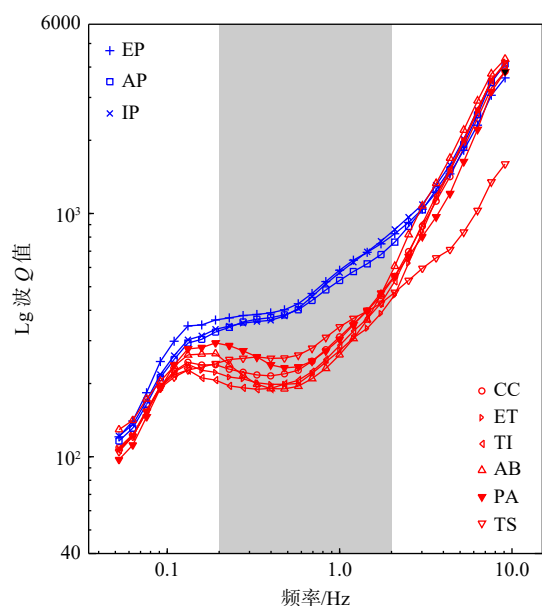


图 1 中东地区不同地质块体地壳 Lg 波宽频带 Q 值的频率依赖关系. EP: 欧亚板块; AP: 阿拉伯板块; IP: 印度板块; CC: 陆陆碰撞造山带; ET: 东土耳其高原; TI: 土耳其与伊朗高原; AB: 阿富汗地块; PA: 帕米尔; TS: 天山山脉. 其中蓝色表示地壳稳定地区, 红色表示构造活动强烈区域 (修改自 Zhao and Xie, 2016)

Fig. 1 Frequency-dependent Q_{Lg} for different geo-blocks in the Middle East. EP, the Eurasian plate; AP, the Arabian plate; IP, the Indian plate; CC, the continental collision orogenic; ET, the Eastern Turkish plateau; TI, the Turkish and Iranian plateau; AB, the Afghanistan block; PA, the Pamir; and TS, the Tianshan range, where blue symbols represent the stable geo-blocks, whereas red symbols indicate the active tectonic terranes (modified from Zhao and Xie, 2016)

可以看到 (Zhao and Xie, 2016), 在 0.05~10 Hz 范围内, Lg 波 Q 值与频率显然不符合指数模型. 特别是, 宽频带 Q 值结果揭示出地壳稳定地区和构造活跃地区具有系统性的差别. 在 0.2~2.0 Hz 范围内构造活跃区具有特别低的 Q 值且局部具有负的频率相关性. 这是通常的指数 Q 模型所无法获得的. 这种宽频带 Q 值成像方法, 已经在广泛地区获得了很多成功的应用. 例如, 中国东北地区地壳 Lg 波 Q 值成像 (Zhao et al., 2010), 华北克拉通地区地壳 Lg 波 Q 值成像 (Zhao et al., 2013b), 青藏高原地区地壳 Lg 波 Q 值成像 (Zhao et al., 2013a), 澳大利亚地区地壳 Lg 波 Q 值成像 (Wei et al., 2017), 北美东部地区地壳 Lg 波 Q 值成像 (Zhao and Mousavi, 2018), 青藏高原东南缘和中南半岛地区地壳 Lg 波 Q 值成像 (He et al., 2021), 新加坡、印度尼西亚、马来西亚和菲律宾等东南亚陆地、大陆架与海域混合区域地壳 Lg 波 Q 值成像 (Luo et al., 2021). 在本文中我们将详细介绍这种基于地震 Lg 波数据进行地壳中宽频带 Q 值成像的方法, 并以中国台湾地区为例, 介绍具体的处理方法以及如何利用所构建的衰减模型进行地质和地球动力学方面的分析.

1 地震 Lg 波衰减成像方法

利用区域地震 Lg 波构建地壳衰减结构, 主要包括单台法 (Xie, 1993; Pei et al., 2006; Pasyanos et al., 2009a; Zhao et al., 2010)、双台法 (Fan and Lay, 2002, 2003a; Xie, 2002; Xie et al., 2004, 2006; Zor et al., 2007)、逆双台法 (Chun et al., 1987; Akinci et al., 1995; Bao et al., 2011) 和单台+双台+双事件数据体的混合法 (Fan and Lay, 2003b; Zhao et al., 2010, 2013b; Zhao and Xie, 2016). 从单台法至双台法, 再到双台与逆双台方法组合, 衰减与震源函数和台基响应之间折衷造成的不确定性顺序降低, 成像可靠性逐步增加. 但是, 上述顺序又伴随着可资利用的数据量依次减少, 射线覆盖率降低, 从而使得 Q 值成像的空间分辨率变差, 这一点在高频情况下和强衰减区域特别严重. 为了有效处理衰减与震源函数之间的数据权衡, 既获得较高的 Q 值成像分辨率又能合理分开衰减项和震源项, Zhao 等 (2013a, 2013b) 使用双台和单台数据联合反演, 获得了华北克拉通和青藏高原地区高分辨率宽频带的地壳 Lg 波 Q 值模型. 在给定观测系统的

条件下, 对于每个频率, 可以构建用于 Q 值成像的单台、双台和双事件的 Lg 波谱振幅或振幅比值的数据集. 单台数据具有的高射线覆盖率可提供较高的成像分辨率; 双台数据因剔除了源函数而消除或减少了衰减和震源函数之间由于权衡而造成不确定性; 双事件数据因剔除了台基项而减少了台基响应和衰减之间数据权衡的不确定性. Zhao 和 Xie (2016) 联合使用单台、双台和双事件数据, 获得了中东地区高分辨率宽频带的地壳 Lg 波 Q 值模型.

1.1 Lg 波振幅谱的理论表达式

地震 Lg 波振幅谱与震源和路径参数的关系可以表示为 (Xie and Mitchell, 1990):

$$A(f, \Delta) = S(f) G(\Delta) \Gamma(f, \Delta) P(f) r(f) \quad (1)$$

其中 f 为频率, Δ 是震中距, $A(f, \Delta)$ 为 Lg 波位移谱.

$$S(f) = \frac{M_0 R}{4\pi\rho v_s^3} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^n} \quad (2)$$

是震源函数, 其中 M_0 是地震矩, R 是源辐射花样, ρ 和 v_s 分别是震源区的密度和剪切波速度, f_c 是拐角频率, n 是高频下降率 (Boatwright, 1980; Abercrombie, 1995). 对于中等强度的地震事件, 通常从统计上可以假定 Lg 波能量辐射是各向同性的, 即 $R=1$.

$$G(\Delta) = (\Delta_0 \Delta)^{-\frac{1}{2}} \quad (3)$$

是几何扩散因子, Δ_0 是参考距离, 通常设定为 100 km (Street et al., 1975; Herrmann and Kijko, 1983). $P(f)$ 是台基响应函数, $r(f)$ 是 Lg 波传播过程中的随机效应, 如随机干扰噪声等. $\Gamma(f, \Delta)$ 为表达衰减作用的函数, 可以表示为:

$$\Gamma(f, \Delta) = \exp \left[-\frac{\pi f}{V} \cdot \int_{\text{ray}} \frac{ds}{Q(x, y, f)} \right] \quad (4)$$

其中 V 是 Lg 波的群速度, $\int_{\text{ray}} ds$ 是沿大圆路径的积分, $Q(x, y, f)$ 是 Lg 波 Q 值, 它是频率与地表位置 (x, y) 的函数.

1.2 单台数据

根据公式 (1), 给定频率 f , 事件 k 在台站 j 观测到的 Lg 波振幅谱 A_{kj} 可以表示为 (如图 2a):

$$A_{kj} = S_k \cdot G_{kj} \cdot \Gamma_{kj} \cdot P_j \cdot r_{kj} \quad (5)$$

其中 S_k 是事件 k 的震源函数, $G_{kj} = (\Delta_0 \Delta_{kj})^{-\frac{1}{2}}$ 是几何扩散因子, Δ_{kj} 是事件 k 到台站 j 的震中距. 衰减项 (4) 式可以被表示为:

$$\Gamma_{kj} = \exp \left[-\frac{\pi f}{V} \cdot \int_k^j \frac{ds}{Q(x, y, f)} \right] \quad (6)$$

其中 $\int_k^j ds$ 是事件 k 到台站 j 沿大圆路径的积分. P_j 是台站 j 下方的局部地壳结构响应函数, 即台基响应; r_{kj} 是 Lg 波在事件 k 到台站 j 之间传播的随机效应.

1.3 双台数据

如果两个台站记录到同一个地震事件, 而且三者处于或近似处于同一大圆路径上, 如图 2b 和 2c 所示, 双台数据可以通过计算两个台站的 Lg 波振幅谱比值获得 (Xie et al., 2004; Zhao et al., 2013b). 在理想情况下, 两个台站 i 和 j 与事件 k 严格处于同一大圆之上, 如图 2b, 忽略路径随机响应, 双台振幅比 A_{ij} 可以通过下式准确得到:

$$A_{ij} = \frac{A_{kj}}{A_{ki}} = \left(\frac{\Delta_{kj}}{\Delta_{ki}} \right)^{-1/2} \cdot \exp \left[-\frac{\pi f}{V} \cdot \left(\int_i^j \frac{ds}{Q(x, y, f)} \right) \right] \cdot \frac{P_j}{P_i} \quad (7)$$

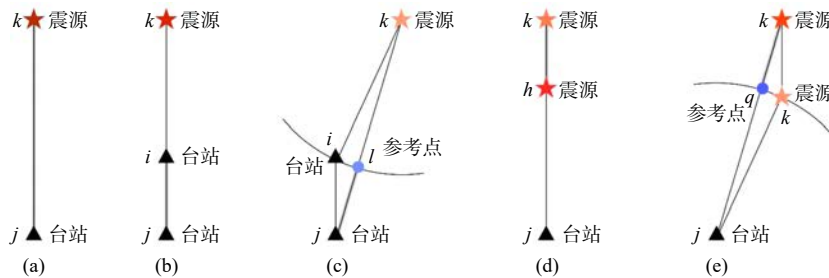


图 2 地震事件与台站的分布: (a) 单台; (b, c) 双台; (d, e) 双事件数据. 在选取参考点时, 无论是双台数据中的参考台站, 还是双事件数据中的参考事件, 均以其到达实际台站或事件的距离不大于成像网格边长的一半作为数据提取的阈值

Fig. 2 Schematics showing (a) event-station geometry for single-station data, (b) an ideal geometry for two-station data where the stations and the source are perfectly aligned, and (c) a more practical geometry where the source and stations are roughly aligned, (d) and (e) similar to (b) and (c), respectively, but for two-event data. To make the approximation valid, we require the distances between locations i and l , h and q smaller than half an inversion grid

在实际应用中,为了扩大可用资料的范围,容许两个台站与地震事件近似在一个大圆路径上,存在一定的偏差.Xie等(2004)使用两个台站的方位角偏差小于 15° 来限定数据选取.Zhao等(2013b)在事件 k 到台站 j 的路径上设置一个参考点 l ,取事件到参考点的距离 kl 与到台站 i 的距离 ki 相等,而且要求台站 i 与参考点 l 之间的距离小于离散成像网格边长的一半(图2c).台站 i 与参考点 l 之间的距离越小,精度越高,但满足的数据越少,可综合考虑台站分布和可选数据量,确定该距离.例如,由于台湾地区台站分布密度较大,我们设定台站 i 与参考点 l 之间的距离上限为离散成像网格边长的十分之一.当两个台站和地震事件符合上述这些标准时,计算台间振幅谱比:

$$A_{lj} \approx \frac{A_{kj}}{A_{ki}} = \left(\frac{\Delta_{kj}}{\Delta_{kl}} \right)^{-1/2} \cdot \exp \left[-\frac{\pi f}{V} \cdot \left(\int_l^j \frac{ds}{Q(x,y,f)} \right) \right] \cdot \frac{P_j}{P_i} \quad (8)$$

其中 Δ_{kl} 是在事件 k 和参考点 l 之间的距离.根据给定条件 $\Delta_{kl} = \Delta_{ki}$,事件 k 到台站 i 和参考点 l 有相似的传播路径,所以假定在台站 i 和参考点 l 观测到的Lg波振幅相同.

1.4 双地震事件数据

根据地震互易定理,将震源与台站交换,同样可以建立双事件数据,以增加可用数据量.与双台振幅类似,当一个台站记录到两个地震事件时,如果三者处于或近似处于一条大圆路径上,双事件数据可以通过计算振幅谱比值获得(Zhao and Xie, 2016).如图2d所示,如果台站 j 与事件 k 和事件 h 同在一个大圆路径上,忽略路径随机响应,双事件振幅谱比 A_{hk} 可以表示为:

$$A_{hk} = \frac{A_{kj}}{A_{hj}} = \frac{S_k}{S_h} \cdot \left(\frac{\Delta_{kj}}{\Delta_{hj}} \right)^{-1/2} \cdot \exp \left[-\frac{\pi f}{V} \cdot \left(\int_h^k \frac{ds}{Q(x,y,f)} \right) \right] \quad (9)$$

在实际应用中,上述条件难以完全满足.通过在射线路径 kj 上设置参考点 q ,令距离 qj 等于距离 hj ,并且要求事件 h 和参考点 q 之间的距离不超过空间网格边长的一半(图2e).事件 h 和参考点 q 之间的距离可以根据事件覆盖密度适当调整其上限.这样,可以近似计算双事件振幅比 A_{qk} :

$$A_{qk} \approx \frac{A_{kj}}{A_{hj}} = \frac{S_k}{S_h} \cdot \left(\frac{\Delta_{kj}}{\Delta_{qj}} \right)^{-1/2} \cdot \exp \left[-\frac{\pi f}{V} \cdot \left(\int_q^k \frac{ds}{Q(x,y,f)} \right) \right] \quad (10)$$

其中 Δ_{qj} 是参考点 q 和台站 j 之间的距离.根据给定条

件 $\Delta_{qj} = \Delta_{hj}$,台站 j 到事件 h 和参考点 q 有相似的传播路径,所以假定从事件 h 和参考点 q 到达台站 j 的Lg波振幅相同.

1.5 Lg波Q值层析成像的反演系统

为建立逐次线性化的Lg波Q值成像方程(赵连锋等, 2004; Zhao et al., 2010),根据扰动理论对方程(1)式两端取自然对数.假定Lg波传播的随机效应可以忽略,方程右端 $r(f)=1$,可得(例如, Xie and Mitchell, 1990):

$$\ln[A(f, \Delta)] = \ln[S(f)] + \ln[G(\Delta)] - \frac{\pi f}{V} \cdot \int_{\text{ray}} \frac{ds}{Q(x,y,f)} + \ln[P(f)] \quad (11)$$

令:

$$\frac{1}{Q(x,y,f)} \approx \frac{1}{Q^0(x,y,f)} - \frac{\delta Q(x,y,f)}{[Q^0(x,y,f)]^2} \quad (12)$$

$$\ln[S(f)] = \ln[S^0(f)] + \delta \ln[S(f)] \quad (13)$$

$$\ln[P(f)] = \ln[P^0(f)] + \delta \ln[P(f)] \quad (14)$$

得:

$$h = \sum_{i=1}^N [a_i \cdot \delta \ln Q_i] + e \cdot \delta(\ln S) + u \cdot \delta(\ln P) \quad (15)$$

其中:

$$h = \ln[A(f, \Delta)] - \ln[S^0(f)] - \ln[G(\Delta)] + \frac{\pi f}{V} \cdot \int_{\text{ray}} \frac{ds}{Q^0(x,y,f)} - \ln[P^0(f)] \quad (16)$$

是观测到的Lg波振幅谱与合成数据的残差,带有上标0的项表示初始值或上一次反演迭代得到的中间结果. δ 表示残差, N 是成像区域离散单元数,方程(15)中的 a 是微分系数, e 和 u 是系数,当震源函数或台基响应与数据对应时取1,否则为零.为简化表达,将方程(15)和(16)表示为矩阵形式,建立多台多事件的线性系统:

$$\mathbf{H} = \mathbf{A} \cdot \delta \mathbf{Q} + \mathbf{E} \cdot \delta \mathbf{S} + \mathbf{U} \cdot \delta \mathbf{P} \quad (17)$$

同理,将双台数据的方程(7)和(8)取对数和线性化后可表示为:

$$\mathbf{H}_{2\text{sta}} = \mathbf{A}_{2\text{sta}} \cdot \delta \mathbf{Q} + \mathbf{E}_{2\text{sta}} \cdot \delta \mathbf{S} \quad (18)$$

其中下标2sta表示双台数据.将双事件方程(9)和(10)取对数和线性化后可表示为:

$$\mathbf{H}_{2\text{eve}} = \mathbf{A}_{2\text{eve}} \cdot \delta \mathbf{Q} + \mathbf{U}_{2\text{eve}} \cdot \delta \mathbf{P} \quad (19)$$

其中下标2eve表示双事件数据.合并方程(17-19),最终得到基于单台、双台和双事件数据的Lg波Q值、震源函数和台基响应的联合反演系统:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{H} \\ \mathbf{H}_{2\text{sta}} \\ \mathbf{H}_{2\text{eve}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \mathbf{A}_{2\text{sta}} \\ \mathbf{A}_{2\text{eve}} \end{bmatrix} \cdot \delta \mathbf{Q} + \begin{bmatrix} \mathbf{E} \\ 0 \\ \mathbf{E}_{2\text{eve}} \end{bmatrix} \cdot \delta \mathbf{S} + \begin{bmatrix} \mathbf{U} \\ \mathbf{U}_{2\text{sta}} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \delta \mathbf{P} \quad (20)$$

其中矩阵 $\mathbf{H}$ 为合成数据与观测数据的残差, $\delta \mathbf{Q}$ 为待求的 $\mathbf{Q}$ 值修正值, $\delta \mathbf{S}$ 和 $\delta \mathbf{P}$ 分别为震源项和台基项的修正值. $\mathbf{A}$ 、 $\mathbf{E}$ 和 $\mathbf{U}$ 为相应的系数矩阵. 上式为利用 Lg 波数据反演地壳衰减的中心公式, 对它求解可以得到对 $\mathbf{Q}$ 值的修正值. 用其修正当前衰减模型后进行下一次迭代, 直至收敛到所需结果. 方程 (20) 可以使用最小二乘 QR 分解法 (LSQR) 求解, 其中包括数据规格化、阻尼和平滑约束 (例如, Paige and Saunders, 1982; Phillips et al., 2000). 初始输入模型是利用双台法求取的区域平均 $\mathbf{Q}$ 值, 迭代收敛通过最小化观测振幅谱与合成振幅谱之间残差的 L2 范数实现 (赵连锋等, 2004; Zhao et al., 2010, 2013b).

2 其他一些与构建反演系统有关的问题

2.1 高斯投影

在区域范围内开展成像计算, 需要进行地表展平近似. 高斯投影 (Gauss-Kruger projection) 是展平近似处理的常用方式 (Deakin et al., 2010). 通常中央经线和赤道投影后互相垂直并且成为投影的东西与南北对称轴线, 投影具有等角属性, 中央经线投影后长度不变, 形成高斯平面直角坐标系. 此类投影的中央经线为直线, 长度不发生变形, 等于球面实际长度. 其他经线呈弧线向极点收敛, 距中央经线愈远, 变形愈大. 高斯投影通常采用从零度经线起按经度差 3° 或 6° 分带投影, 优点是能使投影区边缘变形较小. 高斯投影算法的正反投影程序分别为 GaussProjCal (longitude, latitude, longitude0, X, Y) 和 GaussProjInvCal (X, Y, longitude0, longitude, latitude), 见附件 gausspro.txt.

2.2 建立双台、双事件数据体的非线性搜索算法

如图 2 所示, 无论是双台数据还是双事件数据, 都需要搜索事件 k 到最远台站 j 或台站 j 到最远事件 k 连线上的某一点 l 或 q , 使该点到中间台站 i 或中间事件 h 的距离小于成像网格单元边长的 1/10, 且该点与中间台站 i 或中间事件 h 到事件 k 或台站 j 之距离相等. 采用非线性寻优方法能够快速确定该点的坐标, 生成双台或双事件的数据体. 当采用模拟退火

法 (Kirkpatrick et al., 1983; Kirkpatrick, 1984) 搜索该参考点位置时, 目标函数为:

$$\text{Obj} = |d_{jl} + d_{lk} - d_{jk}| + |d_{lk} - d_{ik}| \quad (21)$$

或者:

$$\text{Obj} = |d_{jq} + d_{qk} - d_{jk}| + |d_{jq} - d_{jh}| \quad (22)$$

其中 d 表示距离, j 、 l 、 k 、 q 和 h 表示台站或事件的编号, 如图 2c 和 2e 所示, 其中 l 和 q 是待搜索的参考点. 搜索过程主要包括两个步骤:

(1) 以一个柯西分布函数产生随机模型

$$m_n^{\text{new}} = m_n^{\text{curr}} + \xi(m_n^{\text{max}} - m_n^{\text{min}}) \quad (23)$$

其中, ξ 是柯西分布函数:

$$\xi = \text{sign}(u - 0.5) \cdot T \cdot \left[\left(1 - \frac{1}{T} \right)^{|u-1|} - 1 \right] \quad (24)$$

m_n^{new} 是搜索产生的新的随机模型在第 n 维的值, m_n^{curr} 是当前模型在第 n 维的值. m_n^{min} 和 m_n^{max} 是第 n 维的搜索范围. u 是区间 [0, 1] 内均匀分布的随机数. 随温度的降低, 由柯西分布产生的模型有效扰动范围将逐渐缩小, 因此具有较高的搜索效率.

(2) 以概率 $P(\Delta E)$ 接收由步骤 (1) 产生的点位模型

$$P(\Delta E) = \begin{cases} 1, & \Delta E < 0 \\ e^{-\frac{\Delta E}{T}} = e^{-\frac{(E_{\text{new}} - E_{\text{curr}})}{T}}, & \Delta E \geq 0 \end{cases} \quad (25)$$

其中 ΔE 为模型的目标函数值 E_{new} 与当前模型的目标函数值 E_{curr} 之差. 当 $\Delta E < 0$ 时, 新的模型以概率 1 被接收为当前模型; 当 $\Delta E \geq 0$ 时, 新的模型以概率 $e^{-\frac{\Delta E}{T}}$ 被接收为当前模型; 其中 T 为当前的模拟退火温度. 降温方案采用 Rothman (1986) 的公式:

$$T_{\text{iter}} = T_{\text{iter}-1} \cdot \beta \quad (26)$$

其中, 下标 iter 为迭代次数, β 为退火速率, 一般 β 为介于 0.9~1.0 之间的常数.

双台、双事件数据体构建参考点搜索算法的模拟退火程序为 fitting_sub (xlon0, zlat0, slon, slat, r1x, r2x, r1z, r2z), 见附件 safitting.txt.

3 Lg 波衰减成像的处理流程

3.1 数据下载及预处理

海量高密度、宽频带、数字化数据是开展区域 Lg 波衰减成像研究的重要前提, 因此对地震数据的收集、筛检和预处理是进行高精度 Lg 波衰减

成像的首要步骤. 为此, 首先要对待研究区域地质构造的演化史、火山分布、矿产分布等资料进行了解, 确定研究范围后, 收集区域地震波形资料. 然后确定可资利用地震事件的目录, 要求是地壳内的地震, 震中距范围为 200~3 000 km, 震级范围在 m_b 4.0~6.0 之间, 其上限可根据可选择数据量而适当提高. 震源和台站所形成的传播路径, 包括单台路径、双台路径和双事件路径在研究区内尽量做到均匀分布. 作为参考, 可以采用 Jweed4.1.3 软件

(<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/jweed/>) 获取地震目录; 利用 CRUST1.0 地壳模型 (<http://ds.iris.edu/ds/products/emc-crust10/>) 筛选出地壳内的地震事件. 为了避免不同事件之间波形相互干扰, 尽量避免使用发震时刻相差小于半小时的事件. 国内和国外台站的数据下载和预处理流程略有不同. 对于国内台站数据, 可以到中国地震台网中心或国家测震台网数据备份中心下载波形数据和仪器响应. 数据一般为 seed 格式. 可以采用 RDSEED 软件 (<https://github.com/iris-edu-legacy/rdseed>) 提取 SAC 波形数据和仪器响应. 用 SAC 软件去除 (<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/sac/>) 地震记录中的仪器响应. 对于国外台站, 我们基于 Python 语言 Obspy 库 (<https://github.com/obspy/obspy/wiki/>) 开发了一套按单个事件批量下载波形数据和仪器响应并进行预处理的并程序, 分享在 https://github.com/Seislesley/Lg_wave_attenuation_preprocess. 其中 1.0_mass_download.py 脚本可按给定参数对单个事件完成波形数据和仪器响应的批量下载, 2.0_remove_reponse.py 脚本可去除波形数据的仪器响应. 该程序可完成多个平台共享的波形数据的批量下载, 包括美国地震学研究联合会 (IRIS, <http://service.iris.edu>)、北加州地震数据中心 (NCEDC, <http://service.ncedc.org>)、南加州地震数据中心 (SCEDC, <http://service.scedc.caltech.edu>)、德国联邦地球科学和自然资源研究所 (BGR, <http://eida.bgr.de>)、欧洲波形数据中心 (EIDA, <http://eida.ethz.ch>)、新西兰地质灾害信息网 (GEONET, <http://service.geonet.org.nz>)、德国地学中心 (GFZ, <http://geofon.gfz-potsdam.de>)、意大利国家地球物理与火山研究所 (INGV, <http://webservices.ingv.it>)、法国地震和大地测量网 (RESIF, <http://ws.resif.fr>)、荷兰皇家气象研究所 (KNMI, <http://rds.knmi.nl>)、土耳其坎迪利天文台和地震研究所 (KOERI, <http://eida.koeri.boun.edu.tr>)、雅典国家天文台 (NOA, <http://eida.gein.noa.gr>)、挪威地震数据合集 (UIB-NORSAR, <http://eida.geo.uib.no>)、圣保罗大学地震中心 (USP, <http://sismo.iag.usp.br>) 等. 对于得到的数据可以建立临时数据库将它们按照事件、台站、分量等系统存放, 以便于之后的进一步检索及处理.

3.2 中国台湾地区地震资料

这里结合台湾地区的数据具体介绍有关的过程. 地震 Lg 波 Q 值成像的原始数据来自宽频带数字地震图. 为建立宽频带地壳 Lg 波衰减模型, 通常选取宽频带数字地震记录, 地震仪器在 0.03~8.0 Hz 的带宽内具有平坦的速度响应曲线, 采样率分别为 20、40、50 或 100 s⁻¹. 图 3 显示的是中国台湾地区地形和水深图, 给出了台站和事件的位置, 其中方块表示台站, 十字表示地震事件. 地震事件和台站参数分别列于表 S1、S2. 台湾岛位于亚洲大陆东南, 纬度范围 22°N~25°N、经度范围 120°E~122°E, 南北长 394 km, 东西最宽为 144 km, 总面积达 36 188 km². 它与中国大陆以台湾海峡相隔, 海峡平均宽度为 150 km、水深 30 m. 对于这一面积较小的区域, 利用区域震相进行地壳尺度的成像具有较强的挑战性.

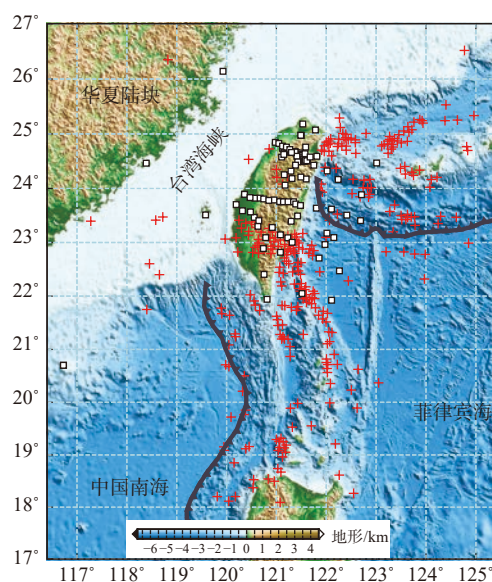


图 3 中国台湾及周边区域地表地形与水深图. 其中方块和十字分别表示地震台站和事件的位置

Fig. 3 Map showing the topography in the Taiwan Island and its vicinity, overlapped by the locations of the stations (square) and the epicenters of the earthquakes used in this study

地壳结构研究表明, 台湾岛位于板块俯冲带附近, 因此该地区 Moho 面深度变化较大. 例如, 中

央山脉的地壳厚度较大, 可达 45 km, 但其西侧为大陆架延伸区域, 地壳平均厚度是 30 km, 东侧为较薄的海洋地壳, 厚约 12 km. 这组地壳结构通常能够阻断较小地震激发的沿东西向传播的 Lg 波 (Zhang and Lay, 1995). 我们根据 CRUST1.0 (Laske et al., 2013) 选择地壳内的地震事件, 震级范围在 4.0~6.5 之间, 这样既可以避免震级过小无法观测到海水覆盖路径的 Lg 波, 又可避免较大震级的事件中震源破裂复杂性带来的负面影响. 因为受到震中距较大、震级偏小、路径经过高衰减区和多事件叠加等因素的影响, 观测数据常常具有较低的信噪比, 需要删除噪声干扰较大的波形. 因此, 需在地震记录的处理过程中, 包括原始记录, 去除仪器响应的速度地震图, 再到 Lg 波形和 P 波前噪声提取、计算振幅谱及信噪比、去噪处理等步骤中进行全程可视化监控, 确保数据质量. 尽管质量控制环节有可能导致一定数量的数据损失, 但能够确保获得高质量的数据, 有利于后续得到可靠的 Q 值成像结果.

通常利用群速度窗对 Lg 波进行采样. 因此, Lg 波群速度是数据构建的重要参数之一. 因为地壳厚度、地壳内地震波速度和震源深度等差异, 经过不同路径的 Lg 波其群速度不一定相同. Pasyanos 等 (2009a) 通过研究经 0.5~5.0 Hz 带通滤波的 Lg 震相, 发现经过伊朗南部和阿拉伯板块中部的 Lg 波群速度分别为 3.4 km/s 和 3.5 km/s. 利用波形能量叠加的方法, Zhao 和 Xie (2016) 得到中东地区的平均 Lg 波群速度为 3.5 km/s, He 等 (2021) 得到中南半岛地区 Lg 波群速度为 3.5 km/s. 台湾岛的地形和地壳厚度变化都很大, 因此有必要测定 Lg 波的群速度. 图 4 是中国台湾地区区域波形能量叠加的结果. 其中, 图 4a 是 2020 年 8 月 11 日发生在台东地区 (经度 122.757°E, 纬度 24.152°N, 深度 10.0 km) 的地震事件在 TW.TPUB 台站 (经度 120.63°E, 纬度 23.30°N, 高程 370 m) 的垂直分量速度记录, 滤波频带范围是 0.5~5.0 Hz, 震中距是 236.6 km. 图 4b 是归一化的波形能量, 其中标出了几个典型的群速度值. 对全部 8650 条区域地震波形进行叠加后获得的能量分布如图 4c 所示. 观测记录的震中距范围是 200~1000 km. 其中初至 P 波、Sn 波和 Lg 波能量较强, 波列较清晰. Lg 波的群速度为 3.5 km/s. Sn 波能量较强表明台湾地区上地幔顶部因板块俯冲作用形成较强的上地幔岩石圈.

作为例子, 图 5 和图 6 分别显示了两地震事

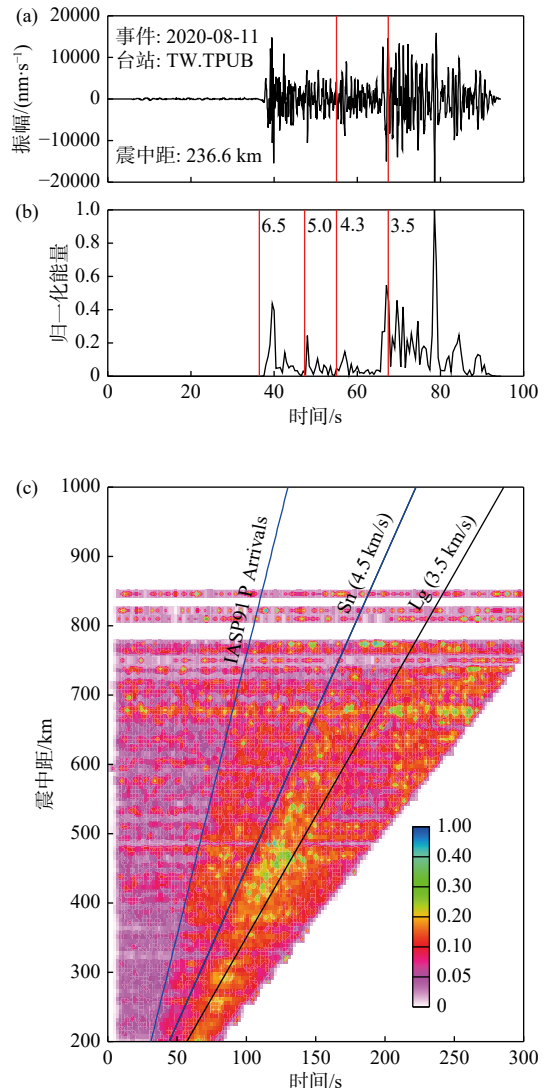


图 4 地震波形能量叠加. (a) TW.TPUB 台站的垂直分量地表运动速度记录; (b) 归一化的波形能量; (c) 全部地震波形能量叠加. 在较小震中距范围, 首波为 Pg 震相, 群速度约为 6.0 km/s, 较大震中距时 Pn 波成为初至震相, 群速度为 7.8 km/s. 图中虚线标出了 IASP91 模型的初至 P 波到时. 根据波形能量分布, Pn、Pg、Sn 和 Lg 震相均能清晰识别. Pg、Sn 和 Lg 波的群速度 (实线) 分别为 6.0 km/s、4.5 km/s 和 3.5 km/s

Fig. 4 Stacked waveform energy of vertical regional seismograms. (a) An example waveform for vertical ground velocity seismogram recorded at station TW.TPUB; (b) Its normalized waveform energy, and (c) stacked energy distribution for all regional seismograms used in this study. Also plotted in (b) and (c) are the group velocities, which are 6.0 km/s, 4.5 km/s and 3.5 km/s for the Sn- and Lg-waves, respectively

件在几个台站的观测波形记录. 对于 2020 年 8 月 11 日地震事件, 震中距范围为 40~450 km, 震中距大于 150 km 时 Lg 波与 Sn 震相开始分离, 在 3.6~3.0 km/s 群速度范围内, 可观测到明显的 Lg 波. 在 IU.TATO 台站, 对于采样率为 20、40 和

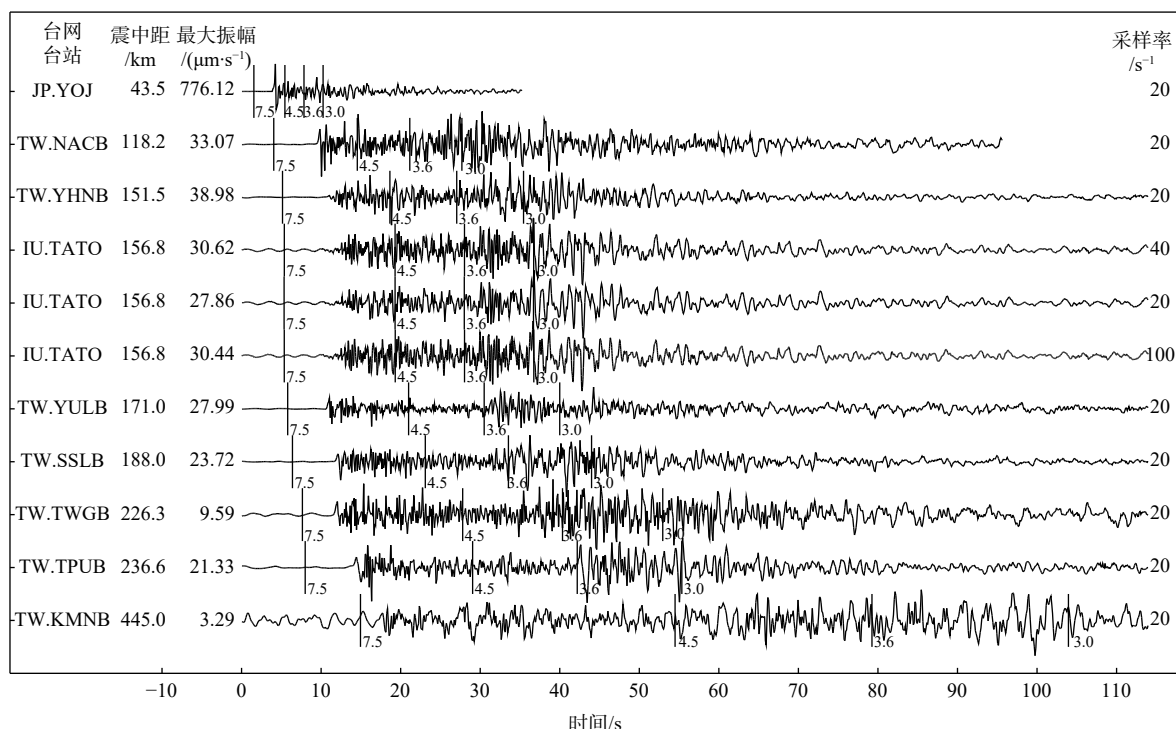


图 5 2020 年 8 月 11 日地震的速度波形记录, 按震中距排列, 滤波频带是 0.05~10.0 Hz. 震中距和归一化的最大地表垂直速度 (Max.am.) 标于波形左侧, 单位分别是 km 和 $\mu\text{m/s}$, 右侧标出观测波形的采样率, 波形上的竖线和数字为群速度值

Fig. 5 Observed seismograms for the earthquake on 11 August 2020. The stations are ordered according to their epicentral distances, and the normalized vertical ground velocities filtered between 0.05 and 10.0 Hz are plotted. The station names, distances, and maximum amplitudes are listed on the left-hand side and the sampling rates are listed on the right-hand side, where the amplitudes are measured in micrometers per second. Marks on the waveforms indicate apparent group velocities

100 的观测波形, 得到其归一化波形的最大振幅分别为 27.9 $\mu\text{m/s}$ 、30.6 $\mu\text{m/s}$ 和 30.4 $\mu\text{m/s}$, 基本相同. 2003 年 6 月 5 日地震事件的记录震中距范围是 130~460 km, 也显示出 Lg 波在大于震中距 150 km 时与 Sn 波分离. 根据中国台湾地区 416 个区域地震事件在 86 个宽频带数字地震台站的垂直分量波形记录, 构成地壳 Lg 波 Q 值成像的基础数据 (表 S1 和表 S2). 从中分离出 Lg 波和噪声并经过去噪处理后, 建立 Lg 波信号振幅谱数据集 (例如, Xie and Mitchell, 1990; Zhao et al., 2010, 2013b).

3.3 Lg 波振幅测量

地震 Lg 波 Q 值成像是从区域地震图上由群速度窗截取 Lg 波形, 通过 Fourier 变换获得振幅谱, 并据此进行 Q 值测量和成像. 受到震源深度和不同地区壳幔结构不确定性的影响, Lg 波的群速度窗会在区域平均值上产生一定变化. 为了确定采样窗的群速度范围, 我们在区域平均群速度基础上采用 0.6 km/s 长度的滑动窗口, 在垂直分量的高频地震图上确定能量最强的窗口作为实际采样窗. 滤波频带范围为 0.5~5.0 Hz, 滑动窗口的群速度范围

是 3.72~2.80 km/s, 滑动步长为 0.01 km/s (Zhao and Xie, 2016). 在 P 波初至前选取与 Lg 波等时间长度的采样窗提取噪声序列 (例如, Xie and Mitchell, 1990; Zhao et al., 2008). 获得信号和噪声序列后在波列两端各增加总窗口长度 10% 的余弦镶边消减. 对经过镶边处理的信号进行快速 Fourier 变换 (FFT), 得到 Lg 波和噪声的振幅谱 (例如, Zhao et al., 2010, 2013b). 图 7 是一个具体数据处理实例. 图 7a 是 2020 年 8 月 11 日地震事件在 TW.TPUB 台站的垂直分量原始记录, 最大振幅是 43 267.6 count. 去掉仪器响应后, 获得如图 7b 所示的地面速度记录, 最大振幅是 21 247.5 nm/s. 经过 0.5~5.0 Hz 的带通滤波得到如图 7c 所示的波形, 能够突出显示 Lg 波. 图 7d 是对滤波后的波形进行 Hilbert 变换得到的波形包络, 可用于 Lg 波窗口选取. 图 7b 中灰色部分是 Lg 波和噪声采样窗, 两边均含 10% 的余弦镶边. 图 7e、7f 是 Lg 和噪声波列. 图 7g 是 Lg 波和噪声的振幅谱和振幅采样. 我们在 0.05~10.0 Hz 的频段内选取对数域等间隔的参考频率点, 即 $\Delta\log_{10}(f_{\text{ref}})=0.04$. 对于每个参考频率 f_{ref} , Lg 波振幅谱 $A(f_{\text{ref}})$ 采用均方根的方法来求取, 即

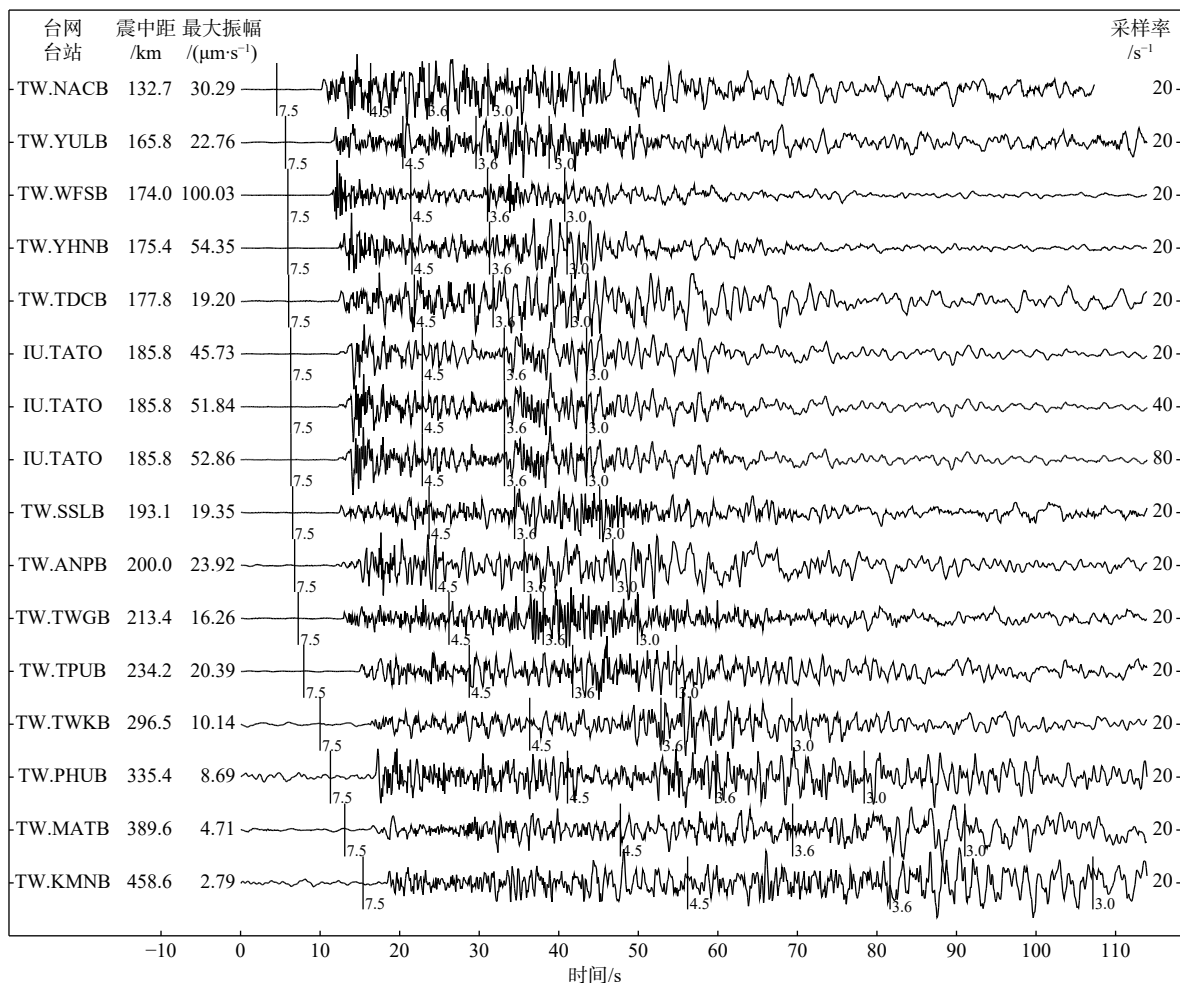


图 6 2003 年 6 月 5 日地震的速度波形记录, 参数与图 5 一致

Fig. 6 Similar to Figure 5, except these seismograms are for the earthquake on 5 June 2003

$A(f_{\text{ref}}) = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M [A(f_i)]^2}$, 其中 M 是采样点数, $f_i \in [f_{\text{ref}} - \Delta f, f_{\text{ref}} + \Delta f]$, 这里的 Δf 可由 $\Delta \log_{10}(\Delta f) = 0.02$ 来确定. 如此, 在 0.05~10.0 Hz 的频段内选择 58 个参考频率点. 图 7h 是信噪比, Lg 波在 1.0 Hz 附近具有足够的信噪比. 信噪比与震源大小、仪器截止频率和震中距以及台站背景噪声有关. 进行噪声校正可以有效提高谱振幅测量精度. 假定 Lg 波时窗内的波列为信号与噪声的叠加, 且信号与噪声序列不相关, 通过去噪处理后获得的信号有效幅度为 (Ringdal et al., 1992; Zhao et al., 2010, 2013b):

$$A_{\text{sig}}(f_{\text{ref}}) = \sqrt{A_{\text{obs}}^2(f_{\text{ref}}) - A_{\text{noi}}^2(f_{\text{ref}})} \quad (27)$$

其中 A 表示谱振幅, 下标 sig、obs 和 noi 分别表示信号振幅、观测值和噪声值, f_{ref} 为参考频率. 图 7i 是参考频率点上的 Lg 波信号谱. 设定信噪比的阈值为 2.0 来获取 Lg 波信号的振幅谱, 进而建立 Lg 波 Q 值成像的数据集.

3.4 Lg 波振幅谱计算与 Q 值成像流程

对于上述计算得到的 Lg 波振幅数据重新进行一次筛选, 要求同一事件至少被 3 个台站记录到, 并且一个台站至少记录到 3 个事件 (图 8). 确定最终使用的台站和事件后, 对相同震级事件的单台 Lg 波振幅值进行几何扩散的拟合, 剔除偏离较远的异常值; 分别提取双台数据和双事件数据. 利用双台数据, 可以计算得到区域平均 Lg 波 Q 值, 作为反演的初始模型. 依据理论公式分别计算单台、双台、双事件的合成 Lg 波振幅值, 计算 Lg 波振幅残差. 利用最小二乘 QR 分解算法进行联合反演, 不断修正模型, 最终得到 Lg 波宽频带 Q 值模型、震源函数和台基响应结果. 获得结果以后, 需对得到的 Q 值模型进行空间分辨率分析. 即根据实际的射线分布情况, 基于反演得到的震源函数和台基响应, 合成检测板模型的 Lg 波振幅谱值, 在合成数据中加入一定的噪声扰动量后, 反演计算 Q 值模型、震源函数和台基响应; 根据检测板模型的恢复

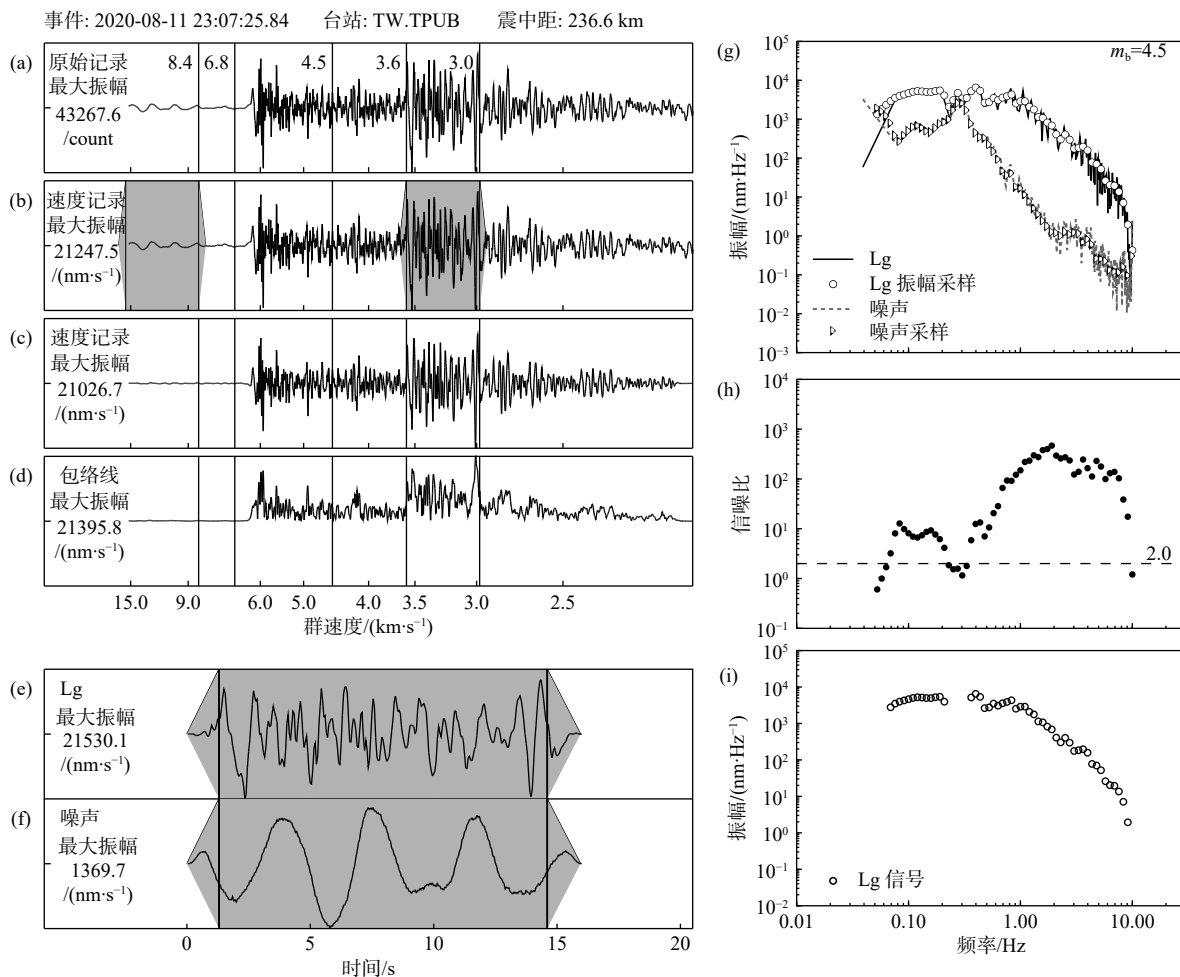


图 7 地震 Lg 波振幅谱测量实例. TW.TPUB 地震台站记录到的 2020 年 8 月 11 日地震事件. (a) 垂直分量波形, 震中距为 236.6 km; (b) 去掉仪器响应得到地表速度记录; (c) 经过 0.5~5.0 Hz 频带滤波的波形; (d) 波形包络曲线, 其中标出了典型的群速度值, 在波形的左边标出了归一化的最大振幅值和单位. 经采样获得的 (e) Lg 波和 (f) P 波前噪声, 左边标出了最大振幅值. (g) 计算得到的振幅谱, 实线与圆圈为参考频率处 Lg 波的振幅谱和均方根 (RMS) 振幅值, 虚线和三角为噪声谱和 RMS 振幅值. 信噪比如 (h) 所示, 舍弃信噪比小于 2.0 的数据; (i) 去噪后得到的 Lg 波信号谱

Fig. 7 Data processing procedure for amplitude measurement of Lg wave spectrum illustrated by using observation recorded at station TW.TPUB from the earthquake on 11 August 2020. (a) Original seismogram; (b) Velocity record after deconvolving with the instrument response; (c) Velocity waveform filtered between 0.5 and 5.0 Hz for highlighting Lg phase; (d) Envelop waveform after Hilbert transform from waveform in (c); (e, f) Windowed Lg phase and pre-P noise; (g) Lg-wave and noise spectra; (h) Signal-to-noise ratio, and (i) Lg-wave spectrum. Note that the data points have been dropped where the signal-to-noise ratio is below the threshold of 2.0

情况判断空间分辨率. 不确定性分析通常采用三种方法: 第一是 Lg 波谱振幅残差分布; 第二是 Q 值重建的标准偏差; 第三是给定异常区块的恢复测试. 进一步的成像结果分析包括基于块体单元的 Q 值统计, Q 值的频率依赖性分析, 宽频带 Q 值模型构建, Q 值频率剖面绘制等.

4 中国台湾地区 Lg 波衰减成像结果

根据上述台湾地区数据经联合反演得到的 Lg 波宽频带 Q 值模型包括整个台湾岛和周边地区从

0.05~10.0 Hz 范围内在对数域均匀分布的 58 个频率的离散 Q 值分布. 联合反演同时获得 416 个震源函数和 86 个台基响应. 反演过程通过逐次线性化过程完成, 每个频率迭代 250 次, 根据最小残差选取反演结果. 从图 9 可以看到, 初始模型造成的残差中均值存在系统偏差, 方差较大. 反演收敛后最优结果的计算残差呈正态分布, 均值接近零, 方差很小. 说明反演得到的震源函数、 Q 值和台基响应合理解释了观测数据.

图 10 显示了 Lg 波 Q 值分布、射线覆盖和 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 分辨率样板的恢复情况. 台湾地壳 Lg 波

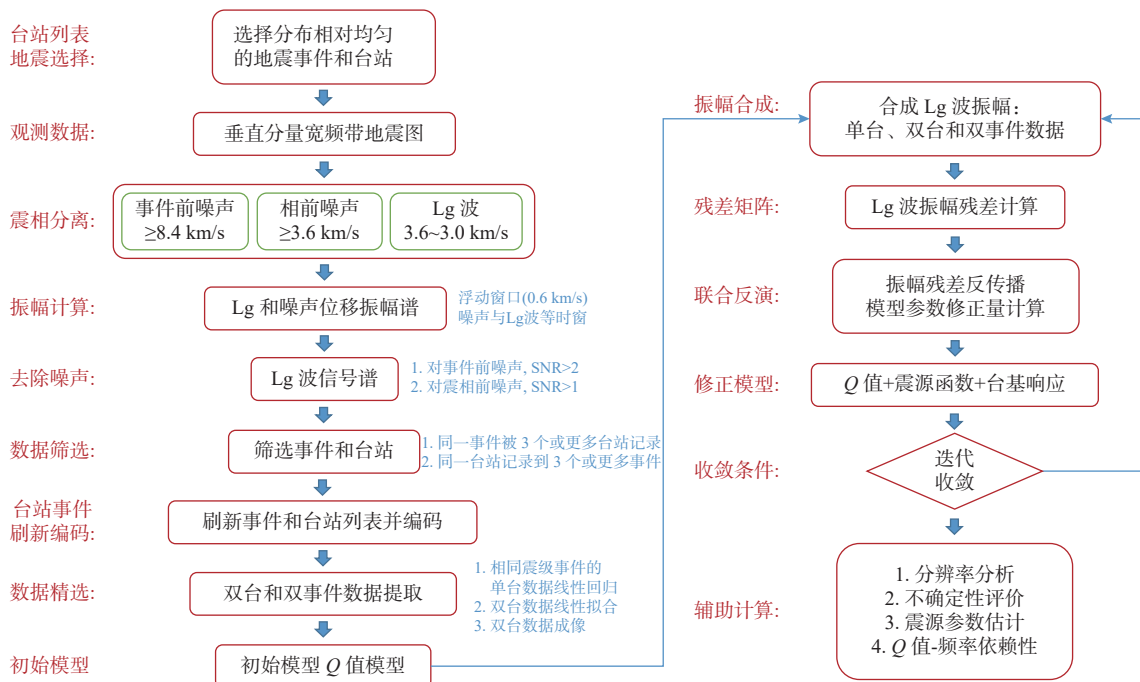
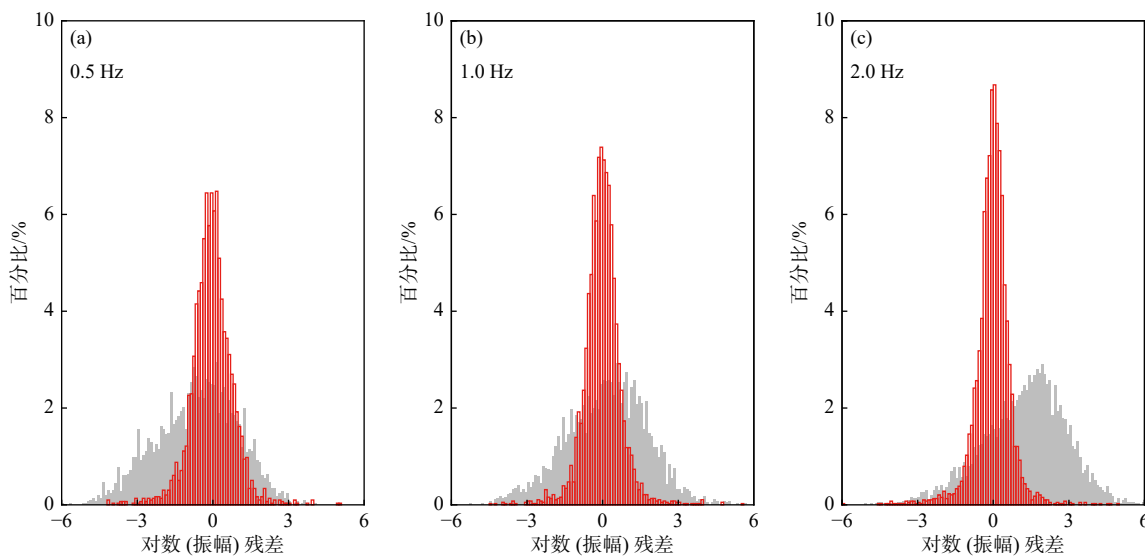
图 8 地震 Lg 波 Q 值成像数据处理流程图Fig. 8 The flow chart for data processing on seismic Lg wave Q tomography

图 9 Lg 波振幅谱拟合偏差的统计直方图, 其中灰色和红色分别表示反演前后的振幅偏差, 从左到右依次为 (a) 0.5 Hz; (b) 1.0 Hz; (c) 2.0 Hz

Fig. 9 Histograms of the Lg spectral amplitude misfits before (solid gray) and after (open red) inversions at (a) 0.5 Hz, (b) 1.0 Hz, and (c) 2.0 Hz

Q 值横向变化特征显著, 台湾岛为高 Q 值, 周边为低 Q 值, 低值异常主要集中在台湾东北部南日岛盆地 (#1, NB)、东南部台南盆地 (#2, TB)、台湾东部菲律宾板块俯冲与欧亚板块的碰撞带 (#3, #4, TD)、花东海盆 (#5, HDB)、琉球弧和冲绳海槽 (#6, #7, LQ) 等. 根据射线分布和分辨率分析, 台湾东部和中部区域具有较高的分辨能力, 在所展示的频率范围内可达到 0.25° , 大约 30 km, 其余区域也能达到 0.45° , 相当于 50 km 的分辨率.

为研究 Lg 波衰减随频率的变化特征, 我们对中国台湾地区各地质块体的 Q 值进行统计, 获得具有不同构造特征块体 Lg 波 Q 值随频率的变化. 图 11a、11b 分别展示了具有较强地壳的台湾岛和具有较弱地壳的台南海盆的 Q 值频率依赖性. 图 11c 为对所有 6 个子区域的统计结果, 明确显示两类性质地壳具有非常不同的 Q 值频率依赖性. 对台湾岛, Q_0 (1 Hz Q) 为 294, 在对数域计算标准差转到线性域, 误差范围是 146~593. 其他块体分别为, 南日

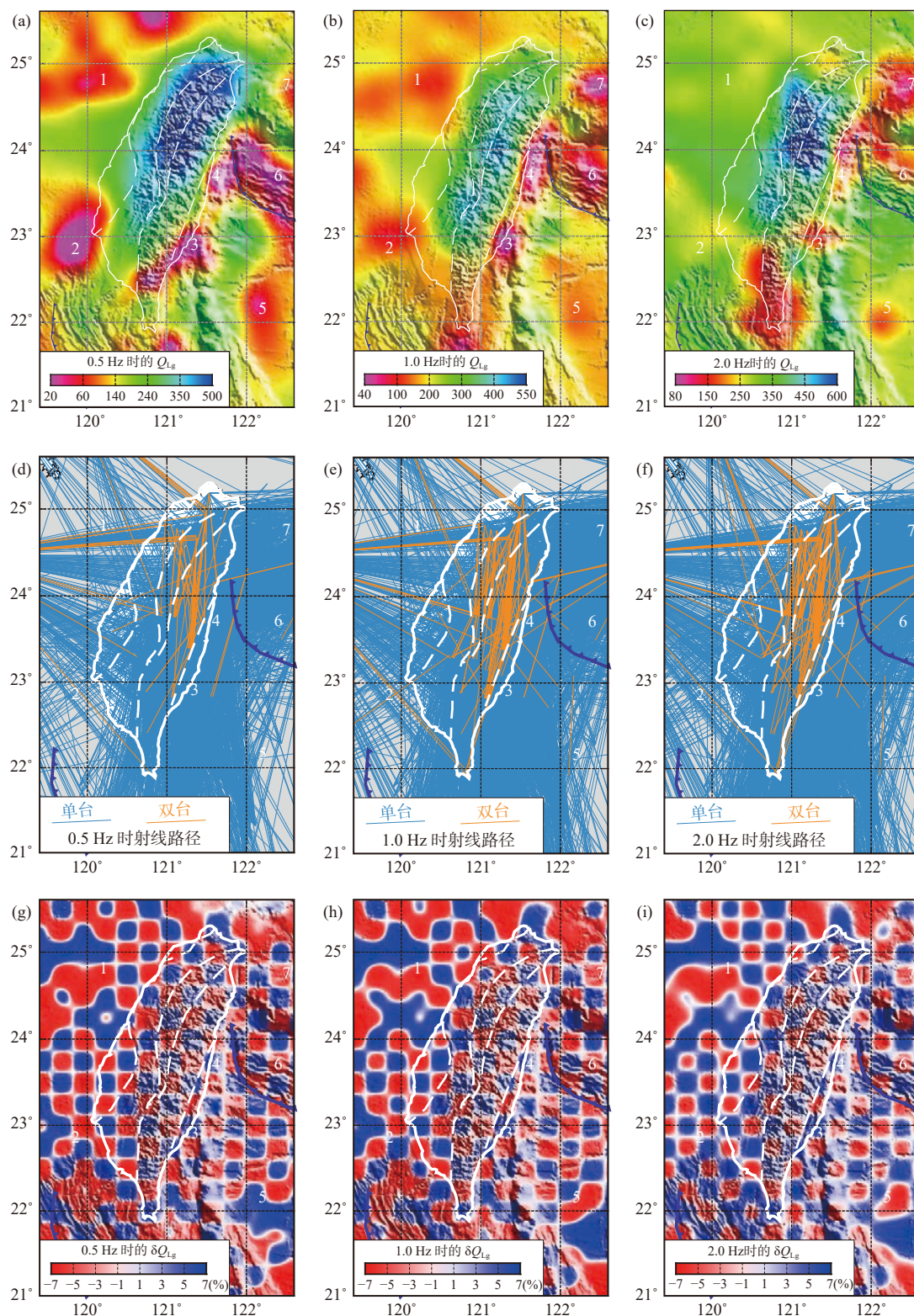


图 10 中国台湾地区地壳 Lg 波 Q 值分布 (a-c)、射线覆盖 (d-f) 和用于空间分辨率分析的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ Q$ 值扰动量的重建结果 (g-i). 从左至右各列分别对应频率为 0.5 Hz、1.0 Hz 和 2.0 Hz 的结果. 图中的数字标出 Q 值异常对应的地质块体, #1: NB: 南日岛盆地; #2: TB: 台南海盆; #3, #4: TD: 台湾东部菲律宾板块俯冲与欧亚板块碰撞带南段和北段; #5: HDB: 花东海盆; #6, #7: LQ: 冲绳海槽和琉球弧

Fig. 10 The Q_{Lg} distributions, ray path coverage, and spatial resolutions at selected frequencies 0.5 Hz (left column), 1.0 Hz (middle column), and 2.0 Hz (right column), respectively. The numbers indicate the geological blocks corresponding to low Q anomalies, #1: NB, Nanridao basin; #2: TB, Tainan Basin; #3, #4: TD, the southern and northern segments of the collision belt between the Philippine plate subduction and the Eurasian plate in Eastern Taiwan; #5: HDB, Huadong basin; #6 and #7: LQ, Okinawa Trough and Ryukyu arc

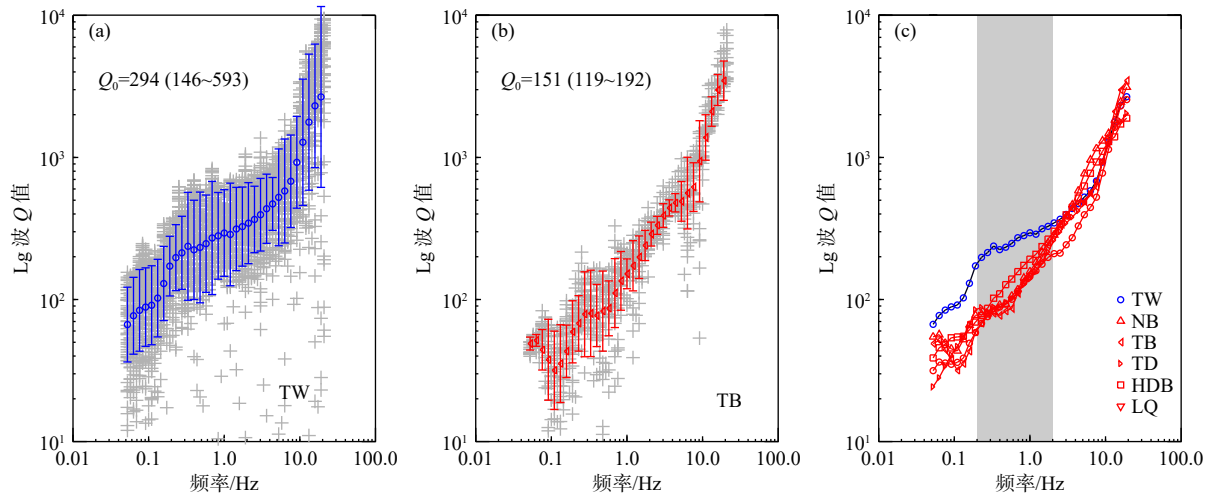


图 11 (a) 台湾岛和 (b) 台南海盆地壳 Lg 波 Q 值与频率的关系, 其中的灰色十字是成像直接得到的 Q 值, 蓝色圆圈和红色三角为统计均值, 竖线为标准差. (c) 对不同地质块体中 Q 值与频率关系的统计值: TW: 台湾岛; NB: 南日岛盆地; TB: 台南海盆; TD: 台东碰撞带; HDB: 花东海盆; LQ: 琉球弧和冲绳海槽. 阴影显示 0.2~2.0 Hz 的频段范围, 在此区间 Lg 波 Q 值对各地质块体的差异具有较高的区分能力

Fig. 11 Frequency-dependent Q_{Lg} for (a) the Taiwan Island (TW) and (b) the Tainan Basin (TB), and (c) Q_{Lg} versus frequency for different geological blocks: TW, the Taiwan Island; NB, the Nanridao Basin; TB, the Tainan Basin; TD, the collision orogenic belt in eastern Taiwan; HDB, the Huandong oceanic Basin; LQ, the Ryukyu arc and Okinawa Trough

岛盆地 $Q_0=157$ (123~199); 台湾岛东南部的台南盆地 $Q_0=151$ (119~192); 台湾东部菲律宾板块与欧亚板块的碰撞带 $Q_0=139$ (60~320); 花东海盆 $Q_0=192$ (161~227); 琉球弧和冲绳海槽 $Q_0=145$ (83~253). 台湾岛的地壳 Lg 波 Q 值明显高于周边海水覆盖的区域.

通过上述对不同地质单元 Q 值的统计可以看到, 其中 0.2~2.0 Hz 的频段对各地质块体之间的差异最敏感 (图 11c). 因此, 我们将该频段内的 Q 值求平均, 用来衡量所研究地区地壳 Lg 波 Q 值的区域变化. 图 12a 给出宽频带衰减分布, 它与单频率下的 Q 值具有类似的分布形态, 台湾岛相对稳定, 衰减较弱, 周边区域均表现为低 Q 异常. 东部菲律宾板块与欧亚板块碰撞带衰减尤为强烈, 特别是标识为 #3 和 #4 的异常, 可能源于碰撞破碎导致 Lg 波强烈衰减. 而且这些强衰减与 GPS 观测到的地表高运动速率相对应 (图 12b). 台东纵谷是欧亚板块和菲律宾板块碰撞的边界, 板块汇聚速率约 82 mm/a (Yu et al., 1997; Tsai et al., 2015; Wu et al., 2021). 在台湾东北部地表位移方向向东偏移, 源于菲律宾板块沿琉球海沟俯冲至欧亚板块之下导致的运动方向改变; 在台湾南部地区, 欧亚板块沿着马尼拉海沟俯冲到菲律宾板块之下, 影响到地表运动向西南方向偏移. 这种活跃的构造环境引发高频次的地震事件 (图 12c). 板块俯冲造成强烈的地震活动性, 在台湾东北和台湾南部区域震源深度

较大, 可能指示了板块的俯冲深度.

利用剖面图能够比较宽频带地壳衰减结构与地形起伏、区域构造和地震活动性之间的相关性 (Zhao et al., 2013a, 2013b; Zhao and Xie, 2016; 罗毅和盖增喜, 2019). 图 13 是 4 个宽频带 Q_{Lg} 剖面图, 其位置如图 12 所示. 沿各个剖面从上至下比较了地表地形、壳幔结构、地震活动性和 Q_{Lg} 随频率的变化, 其中 Moho 面深度来自 CRUST1.0 (Laske et al., 2013), 剖面图上方标有起始点坐标, 例如, 图 13a 所示剖面起点为 119.8°E、25.1°N, 终点为 122.6°E、23.5°N. 该剖面经过南日岛盆地 (#1)、台湾岛和琉球弧 (#6). 强衰减出现在琉球海沟和琉球弧下方, 可能与强烈的构造活动有关. 图 13b 为向南平移约 100 km 的剖面, 经过澎湖地台, 台湾岛和花东海盆 (HDB, #5), 地壳 Lg 波衰减逐渐增强, 位于海陆交界的海岸山脉以东区域, Q 值较低. 图 13c 是继续向南平移约 100 km, 经过台南盆地 (#2)、台湾岛和花东海盆 (#5). 从地震活动性剖面上可以看出, 欧亚板块向菲律宾板块俯冲, 台湾西部地壳 Lg 波 Q 值相对较高, 东部区域为低 Q 值. 海陆交汇部位的海岸山脉以东区域, 即 #3 异常, 主要是 1.5 Hz 以下的异常, 花东海盆地壳 Lg 波 Q 值在 6.0 Hz 以下均出现异常, 此类高频异常可能与海域地壳厚度变薄有关 (Zhang and Lay, 1995). 图 13d 为北东向剖面, 经过中国南海地盾, 台湾岛, 海岸山脉 (#4), 琉球海沟和琉球弧

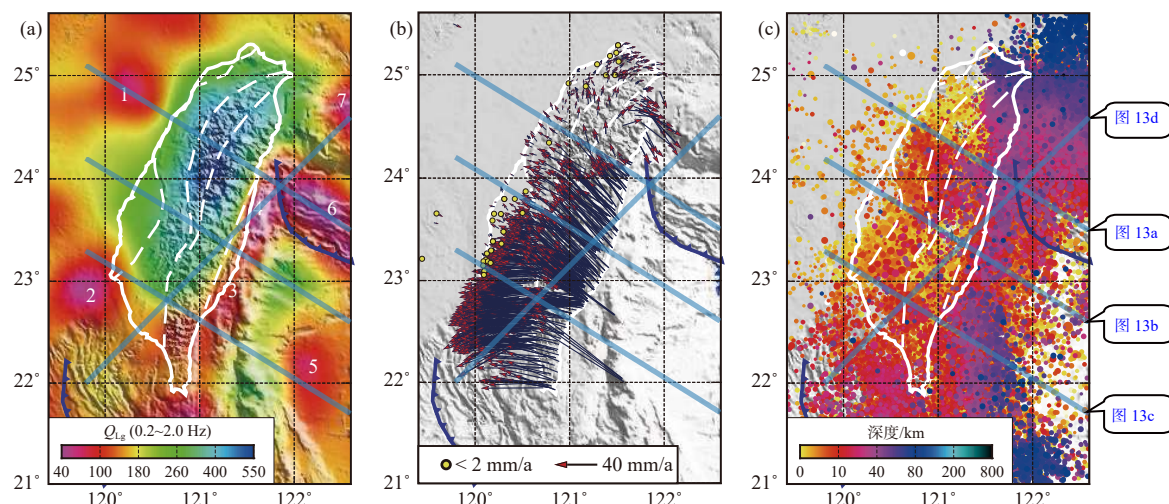


图 12 (a) 中国台湾地区 0.2~2.0 Hz 宽频带地壳 Lg 波 Q 值分布; (b) 全球定位系统 GPS 水平运动速率; (c) 区域地震活动性分布. 图中的蓝色线条标出图 13 的剖面位置

Fig. 12 Broadband Q_{Lg} between 0.2 and 2.0 Hz in and around the Taiwan Island (a), Global Position System (GPS) horizontal movement rate (b), and seismicity (c) in this region. Blue lines are section locations for comparisons among topography, crust and lithospheric structure, seismicity, and frequency-dependent Q_{Lg} in Fig. 13

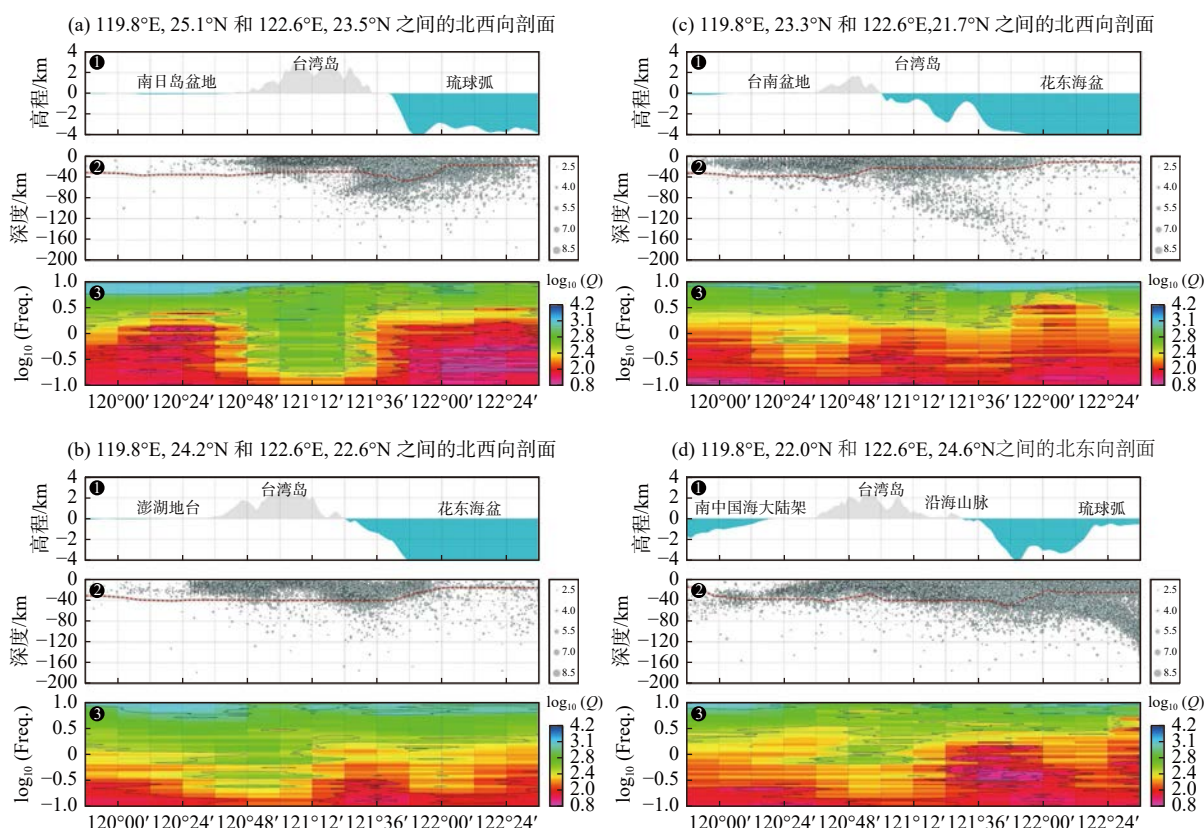


图 13 各种观测在横跨台湾岛剖面上的分布. 其中, 剖面所在位置见图 12 中的蓝色直线. 从上至下的框图分别是: ①地表地形、②壳幔结构和地震活动性和③宽频带 Lg 波 Q 值频率剖面

Fig. 13 Comparisons between surface topography, crust and lithospheric structure, seismicity, and frequency-dependent Q_{Lg} along different cross-sections shown by blue lines in Fig. 12

(#6). 海岸山脉 (#4) 位于海陆交界, 地壳 Lg 波衰减强烈. 因为菲律宾板块向欧亚板块西向仰冲与北向俯冲在此交汇, 强烈的构造活动性可能是地壳低 Q 值的成因.

5 讨论

地震 Lg 波衰减与地壳结构、温度和流体分布密切相关 (例如, Solomon, 1972; Campillo et al.,

1985; Campillo et al., 1993; Zhang and Lay, 1995; Shapiro et al., 1996; Burgmann and Dresen, 2008). 在中国台湾地区, 台湾岛的 Q 值较高, 意味着地壳具有较高强度, 但周边区域 Q 值较低, 地壳强度较弱. 观测到的低 Q 值与周边区域的强烈构造运动、海水覆盖、较厚沉积深度对应 (黄奇瑜, 2017). 通过建立中国台湾地区宽频带地壳 Lg 波衰减模型, 能够获得对该区地壳强度的认识.

除用于解释区域构造特征, 地壳 Lg 波 Q 值模

型还可用于若干其他目的. 例如, 有了比较可靠的宽频带衰减模型, 有助于更精确地研究各类震源的物理过程 (例如, Zhao et al., 2013b, 2014). 在反演 Q 值成像的过程中, 还同时获得了对 Lg 波震源谱和台基响应的估计. 图 14 是对中国台湾地区 9 个地震事件观测到的 Lg 波震源谱以及拟合得到的理论震源模型的比较. 根据方程 (2), 通过拟合 Lg 波源谱的观测值可以得到标量地震矩, 拐角频率和高频下降率等 3 个震源参数. 由于反演是在单独频

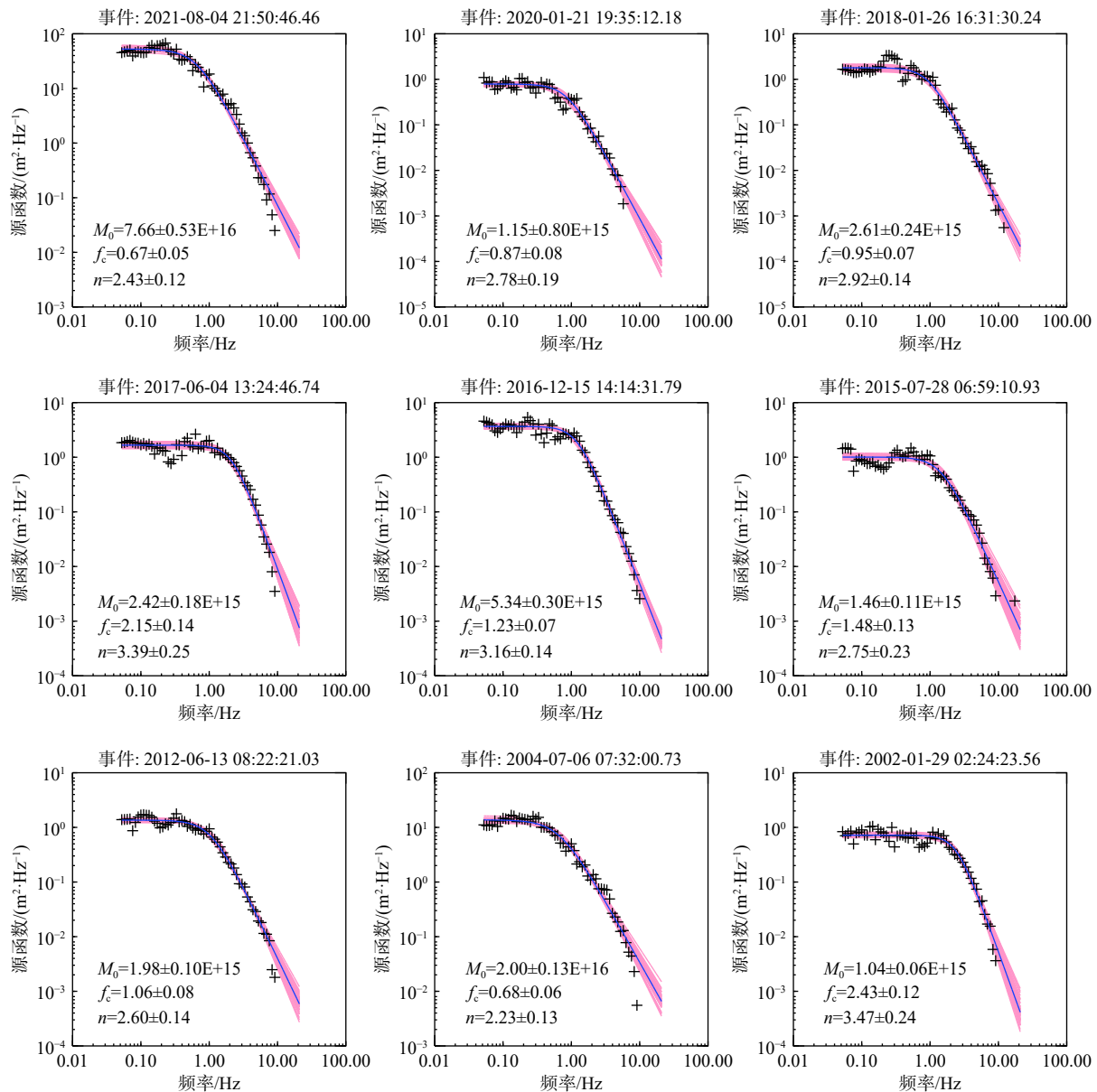


图 14 中国台湾地区地震 Lg 波震源谱. 各个事件的发震时刻标在图框之上. 图中黑色十字是通过成像反演获得的震源谱, 覆于十字之上的实线为最佳拟合的理论震源谱, 阴影区为标准偏差. 震源模型包括标量地震矩, 拐角频率和高频下降率, 这些参数及其标准差均标于图框左下角

Fig. 14 Lg-wave source excitation spectra for selected earthquakes in and around Taiwan Island. The origin time of each event is on the top of each panel. The black crosses are source spectra inverted from the observed Lg-wave spectra. Solid lines are synthetic source spectra from the best-fit source models, and pink shades are their standard deviations. The model parameters, including the seismic moment, corner frequency f_c , and high-frequency falloff rate n , along with their standard deviations, are labeled in each panel

率下独立进行的, 因此可以提供对 ω^{-n} 高频下降率的客观约束, 特别是在 0.05~10.0 Hz 之间的频率. 表 S2 列出了地震事件的标量地震矩、拐角频率和

性对预测地震强地面运动和地震破坏性具有重大意义. 图 15 显示了 6 个地震台站的台基放大效应. 联合反演得到的 Lg 波震源谱和台基响应的合理性, 为地壳 Lg 波 Q 值模型的准确性提供了额外的支持.

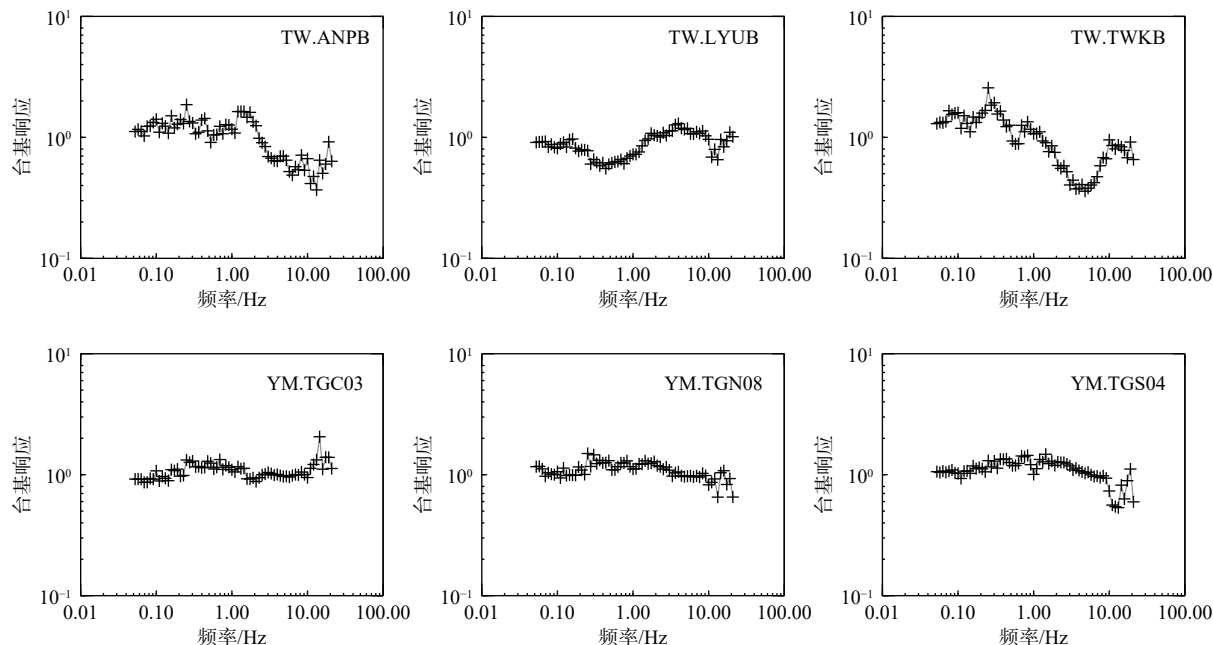


图 15 典型台站 TW.ANPB、TW.LYUB、TW.TWKB、YM.TGC03、YM.TGN08 和 YM.TGS04 与频率相关的台基响应, 台站位置列于表 S1 中

Fig. 15 Frequency-dependent site responses at selected stations, TW.ANPB, TW.LYUB, TW.TWKB, YM.TGC03, YM.TGN08, and YM.TGS04, whose locations are also listed in Table S1

6 结论和展望

相对于由地震波走时数据得到地球介质的速度结构, 利用地震波振幅衰减测定地下介质 Q 值结构的研究相对滞后. 究其原因, 主要是衰减研究对地震数据和台网的质量具有更高的要求. 例如对仪器的频带、动态范围、台网密度等均有较高要求. 早期的模拟地震记录能够用于测量到时, 但难以获得准确的振幅信息, 致使衰减研究方法发展相对较晚. 现代地震仪器的快速发展, 以及随之而来的宽频带、大动态范围、高密度数字地震记录的快速积累, 为研究地球的衰减结构奠定了基础. 我们以中国台湾地区地震 Lg 波 Q 值成像为例, 较为系统地介绍了区域地震资料收集、整理、分类、震相提取、振幅谱估计、去噪、 Q 值成像、反演计算等流程, 希望有助于推动区域地震 Lg 波衰减成像在地壳上地幔结构研究中的应用. 台湾岛地壳强度较高, 为 Lg 波低衰减、高 Q 值区域. 而周边区域的低 Q 值主要源于这些地区存在着广泛而活跃的构造运动, 部分地区也可能与海水覆盖、较深的沉积层和较薄

地壳对 Lg 波的阻隔有关.

地震 Lg 波衰减成像得到的是地壳中的视 Q 值. 一般来说, 硬的、冷的、古老的、稳定的地块具有高 Q 值特征. 软弱的、热的、年轻的、构造活动活跃的地区常常表现为低 Q 值. 这种对应关系使得地壳尺度的衰减结构成为研究地质、地球物理和地球动力学现象的重要约束, 因此具有广阔的应用前景. 然而, 地壳 Lg 波 Q 值成像研究在理论和方法方面依然存在一些有待解决的问题, 在应用领域也还有较大的开拓空间.

理论研究不仅能够促进成像方法的提高和完善, 且有助于揭示衰减的物理机制. 因此, 进一步加强 Lg 波正演模拟研究, 揭示地壳厚度变化、沉积层和深部低速层等对 Lg 波传播的影响机理, 对有效利用 Lg 波振幅变化获取对地壳性质的认识具有重要意义. 近年来, 随着超级计算机及机群等的快速发展, 计算能力大幅度提升, 使得接近实际结构的正演数值模拟成为可能. 因此, 利用已有的数值方法, 例如有限差分方法、谱元法等, 模拟 Lg 波传播是有待发展的方向之一. 地震 Lg 波 Q 值的成因

可以分为固有衰减和散射衰减两类.地震波在传播过程中克服介质内摩擦引起的能量损耗为固有衰减;由于地球介质不均匀性导致地震波散射造成的能量损失为散射衰减.介质软弱、高温或部分熔融等可引起固有衰减,但由此产生的小尺度不均匀性也同时造成地震波散射,所以将二者分离尤为困难.目前二者的效应是混合在一起的,在一定程度上能够用来解释构造活动,如果要进一步利用衰减研究介质本身的特性,分离固有衰减和散射衰减仍然是必需的,这也是Lg波衰减研究的重要方向之一.

本文介绍的Lg波宽频带衰减成像方法的突出优点之一是各个频率独立反演,因而可以在较宽的频率范围内(例如0.05~20 Hz)得到衰减与频率相关性的客观关系.目前的结果已经显示出构造稳定地区和构造活动地区的衰减频率相关性存在系统性差异(图1和图11c).但是,不同尺度的地下构造、介质特性以及物理状态如何造成观测到的频率相关性仍然有待探讨.这一问题应从理论和观测两方面来解决.综合来看,Lg波通过地壳时会受到不同尺度结构的影响.如大尺度的海陆地壳厚度差别,海陆交界处地壳厚度的过渡和颈缩等都会影响到地壳波导所能承载的波动模式,因为它们各自具有不同的本征频率而使得传播于其中的Lg波具有不同的频率特性.中小尺度的速度起伏则对传播的波具有散射作用.Lg波散射强度和散射方向通常与波长对散射体尺度之比有关,因而也与频率有关.构造活动带中广泛存在的断裂系统常常将介质分割为不同尺度的单元,从而使构造带比背景区域更为破碎;造山带形成的地表高度崎岖,莫霍面的局部起伏;局部熔融、岩浆囊等局部结构也表现为具有不同尺度的散射体;由上述现象造成的衰减均具有一定的频率相关性.它们如何反映到Lg波 Q 值空间分布和频率相关性上是需要解决的理论问题.从观测角度来说,地震Lg波被约束在自由面和莫霍面这两个强反射面之间传播,并在地壳深度范围内采样.所观测到的Lg波 Q 值以及它的空间分布和频率相关性是介质本身的衰减特性以一定的方式加权叠加的贡献.如何提高观测的分辨率并使得观测到的视 Q 值与作为介质特性的 Q 值联系起来仍然需要大量的统计研究.

在应用领域,除了已经获得的对若干构造活动区域的地壳Lg波 Q 值成像研究外,还需要开展全球范围的Lg波 Q 值成像.除了一对一的现象研究,还需要从统计学的角度,研究一定范围内不同结构

类型与 Q 值成像结果之间的普遍规律,包括其地理分布及频率相关性与地下结构特征之间的关系等.通过这些研究不仅能够获得Lg波传播方式因地壳属性差异而产生的变化,而且可以推动Lg波 Q 值成像方法的改进和提高.此外,发展单台Lg波尾波 Q 值成像方法,将尾波 Q 值与Lg波 Q 值联系起来,有助于揭示台站下方的壳幔结构特征.

致谢

感谢《地震学成像:方法与应用》专刊特约主编姚华建教授和编辑部约稿.地震波形资料从美国地震联合会数据管理中心(IRIS DMC)收集.图件绘制采用GMT软件(<https://forum.generic-mapping-tools.org/>)(Wessel and Smith, 1998).

附件

表 S1 研究中用到的台站参数

表 S2 研究中用到的地震参数

文本 S1 高斯投影算法的正反投影程序(gausspro.txt)

文本 S2 双台、双事件数据体构建参考点搜索算法的模拟退火程序(safitting.txt)

References

- Abercrombie R E. 1995. Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M(L) using seismograms recorded at 2.5-km depth[J]. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12): 24015-24036.
- Aggarwal S K, Khan P K. 2016. $Q(Lg)$ tomography in Gujarat, Western India[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 95: 135-149. DOI: 10.1016/j.pce.2015.12.003.
- Akinci A, Ibáñez J M, Delpezzo E, Morales J. 1995. Geometrical spreading and attenuation of Lg waves: A comparison between western Anatolia (Turkey) and southern Spain[J]. *Tectonophysics*, 250(1-3): 47-60.
- Al-Damegh K, Sandvol E, Al-Lazki A, Barazangi M. 2004. Regional seismic wave propagation (Lg and Sn) and Pn attenuation in the Arabian Plate and surrounding regions[J]. *Geophysical Journal International*, 157(2): 775-795.
- Aleqabi G I, Wyssession M E. 2006. $Q(Lg)$ distribution in the basin and range province of the western United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1): 348-354.
- Atkinson G M. 2004. Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3): 1079-1095.
- Bao X Y, Sandvol E, Ni J, et al. 2011. High resolution regional seismic attenuation tomography in eastern Tibetan Plateau and adjacent regions[J]. *Geophysical Research Letters*, 38: L16304. DOI: 10.1029/2011GL048012.
- Baquer S, Mitchell B J. 1998. Regional variation of Lg coda Q in the continental United States and its relation to crustal structure and

- evolution[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 153(2-4): 613-638.
- Benz H M, Frankel A, Boore D M. 1997. Regional Lg attenuation for the continental United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3): 606-619.
- Boatwright J. 1980. Spectral theory for circular seismic sources: Simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(1): 1-27.
- Bouchon M. 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances[J]. *Journal of Geophysical Research*, 87(B3): 1735-1741. DOI: [10.1029/Jb087ib03p01735](https://doi.org/10.1029/Jb087ib03p01735).
- Burgmann R, Dresen G. 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations[J]. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 36: 531-567. DOI: [10.1146/annurev.earth.36.031207.124326](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326).
- Calvert A, Sandvol E, Seber D, et al. 2000. Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa-Iberia plate boundary zone: Tectonic implications[J]. *Geophysical Journal International*, 142(2): 384-408. DOI: [10.1046/j.1365-246x.2000.00160.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00160.x).
- 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[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(5): 1395-1411.
- Campillo M, Feignier B, Bouchon M, Bethoux N. 1993. Attenuation of crustal waves across the Alpine range[J]. *Journal of Geophysical Research*, 98(B2): 1987-1996. DOI: [10.1029/92jb02357](https://doi.org/10.1029/92jb02357).
- Chen Y L, Xie J K. 2017. Resolution, uncertainty and data predictability of tomographic Lg attenuation models-application to southeastern China[J]. *Geophysical Journal International*, 210(1): 166-183.
- Chevrot S, Cansi Y. 1996. Source spectra and site-response estimates using the coda of Lg waves in western Europe[J]. *Geophysical Research Letters*, 23(13): 1605-1608.
- Chow R A C, Fairhead J D, Marshall P D. 1979. Magnitude determination in southern Africa using Lg wave amplitudes[J]. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 57(1): 258-258.
- Chow R A C, Fairhead J D, Henderson N B, Marshall P D. 1980. Magnitude and Q determinations in southern Africa using Lg wave amplitudes[J]. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 63(3): 735-745.
- Chun K Y, West G F, Kokoski R J, Samson C. 1987. A novel technique for measuring Lg attenuation-results from eastern Canada between 1 to 10 Hz[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(2): 398-419.
- Cong L L, Mitchell B J. 1998. Lg coda Q and its relation to the geology and tectonics of the Middle East[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 153(2-4): 563-585.
- Deakin R E, Hunter M N, Karney C F F. 2010. The Gauss-Krueger projection: Karney-Krueger equations. https://icaci.org/files/documents/ICC_proceedings/ICC2011/Oral%20Presentations%20PDF/D1-Map%20projection/CO-300.pdf.
- Erickson D, McNamara D E, Benz H M. 2004. Frequency-dependent Lg Q within the continental United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5): 1630-1643.
- Fan G W, Lay T. 2002. Characteristics of Lg attenuation in the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10): B102256. DOI: [10.1029/2001JB000804](https://doi.org/10.1029/2001JB000804).
- Fan G W, Lay T. 2003a. Strong Lg attenuation in the Tibetan Plateau[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5): 2264-2272.
- Fan G W, Lay T. 2003b. Strong Lg wave attenuation in the northern and eastern Tibetan Plateau measured by a two-station/two-event stacking method[J]. *Geophysical Research Letters*, 30(10): 101530. DOI: [10.1029/2002GL016211](https://doi.org/10.1029/2002GL016211).
- Fan N, Zhao L F, Xie X B, Yao Z X. 2013. Measurement of Rayleigh-wave magnitudes for North Korean nuclear tests[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56(3): 906-915 (in Chinese). DOI: [10.6038/cjg20130319](https://doi.org/10.6038/cjg20130319).
- Ferdinand R W. 1998. Average attenuation of 0.7-5.0 Hz Lg waves and magnitude scale determination for the region bounding the western branch of the East African Rift[J]. *Geophysical Journal International*, 134(3): 818-830.
- Ford S R, Dreger D S, Mayeda K, et al. 2008. Regional attenuation in northern California: A comparison of five 1D Q methods[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4): 2033-2046. DOI: [10.1785/0120070218](https://doi.org/10.1785/0120070218).
- Ford S R, Phillips W S, Walter W R, et al. 2010. Attenuation tomography of the Yellow Sea/Korean Peninsula from coda-source normalized and direct Lg amplitudes[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 167(10): 1163-1170.
- Furumura T, Hong T-K, Kennett B L. 2014. Lg wave propagation in the area around Japan: Observations and simulations[J]. *Progress in Earth and Planetary Science*, 1(1): 10.
- Gallegos A, Ranasinghe N, Ni J, Sandvol E. 2014. Lg attenuation in the central and eastern United States as revealed by the EarthScope Transportable Array[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 402: 187-196. DOI: [10.1016/j.epsl.2014.01.049](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.049).
- Gallegos A, Ranasinghe N, Ni J, Sandvol E. 2017. Lg attenuation, frequency dependence and relative site response of the western United States as revealed by the EarthScope Transportable Array[J]. *Geophysical Journal International*, 209(3): 1955-1971.
- He J, Wu Q J, Li Y H, Lei J S. 2017. Developments of earthquake Lg wave attenuation study and its application in the continental China[J]. *Progress in Geophysics*, 32(2): 466-475 (in Chinese). DOI: [10.6038/pg20170204](https://doi.org/10.6038/pg20170204).
- He J, Sandvol E, Wu Q J, et al. 2017. Attenuation of regional seismic phases (Lg and Sn) in eastern Mongolia[J]. *Geophysical Journal International*, 211(2): 979-989.
- He X, Zhao L F, Xie X B, et al. 2020. Stress drop assessment of the August 8, 2017, Jiuzhaigou earthquake sequence and its tectonic implications[J]. *Earthquake Science*, 33: 161-176. DOI: [10.29382/eqs-2020-0161-01](https://doi.org/10.29382/eqs-2020-0161-01).
- He X, Zhao L-F, Xie X-B, et al. 2021. Weak crust in southeast Tibetan Plateau revealed by Lg-wave attenuation tomography: Implications for crustal material escape[J]. *Journal of Geophysical Research*, 126: e2020JB020748. DOI: [10.29382/eqs-2020-0161-01](https://doi.org/10.29382/eqs-2020-0161-01).
- Herrmann R B, Kijko A. 1983. Short-period Lg magnitudes: Instrument, attenuation, and source effects[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(2): 551-561.

- ciety of America, 73(6): 1835-1850.
- Hlatywayo D J, Midzi V. 1995. Determination of Lg-wave attenuation using single-station seismograms: A case-study for Zimbabwe[J]. *Geophysical Journal International*, 123(1): 291-296.
- Hong T K, Baag C E, Choi H, Sheen D H. 2008. Regional seismic observations of the 9 October 2006 underground nuclear explosion in North Korea and the influence of crustal structure on regional phases[J]. *Journal of Geophysical Research*, 113(B3): B03305. DOI: 10.1029/2007jb004950.
- Hong T K, Rhie J. 2009. Regional source scaling of the 9 October 2006 underground nuclear explosion in North Korea[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4): 2523-2540. DOI: 10.1785/0120080007.
- Hong T K. 2010. Lg attenuation in a region with both continental and oceanic environments[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2): 851-858.
- Hong T K. 2013. Seismic discrimination of the 2009 North Korean nuclear explosion based on regional source spectra[J]. *Journal of Seismology*, 17(2): 753-769. DOI: 10.1007/s10950-012-9352-1.
- Huang C Y. 2017. Geological ages of Taiwan stratigraphy and tectonic events[J]. *Scientia Sinica Terrae*, 47(4): 394-405 (in Chinese). DOI: 10.1360/N072017-00023.
- Jin P, Xiao W G, Duan K. 2004. Estimating seismic moments and Q Lg using Lg spectra[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 26: 21-30 (in Chinese).
- Kadinsky-Cade K, Barazangi M, Oliver J, Isacks B. 1981. Lateral variations of high-frequency seismic-wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian Plateaus[J]. *Journal of Geophysical Research*, 86(B10): 9377-9396. DOI: 10.1029/Jb086ib10p09377.
- Kaviani A, Sandvol E, Bao X Y, et al. 2015. The structure of the crust in the Turkish-Iranian Plateau and Zagros using Lg Q and velocity[J]. *Geophysical Journal International*, 200(2): 1252-1266. DOI: 10.1093/Gji/Ggu468.
- Kennett B L N. 1984. Guided wave propagation in laterally varying media. 1. Theoretical development[J]. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 79(1): 235-255.
- Kennett L N, Mykkeltveit S. 1984. Guided wave propagation in laterally varying media. 2. Lg-waves in northwestern Europe[J]. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 79(1): 257-267.
- Kennett B L N, Fishwick S, Reading A M, Rawlinson N. 2004. Contrasts in mantle structure beneath Australia: Relation to Tasman Lines?[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 51(4): 563-569.
- Kim T S, Kang I B, Kim G Y. 2009. Yield ratio estimates using regional Pn and Pg from North Korea's underground nuclear explosions[J]. *Geophysical Research Letters*, 36(22): L22302. DOI: 10.1029/2009gl040495.
- Kirkpatrick S, Gelatt C D, Vecchi M P. 1983. Optimization by simulated annealing[J]. *Science*, 220(4598): 671-680. DOI: 10.1126/science.220.4598.671.
- Kirkpatrick S. 1984. Optimization by simulated annealing: Quantitative studies[J]. *Journal of Statistical Physics*, 34(5-6): 975-986. DOI: 10.1007/Bf01009452.
- Knopoff L. 1964. Q [J]. *Reviews of Geophysics*, 2(4): 625-661.
- Knopoff L, Schwab F, Kausel E. 1973. Interpretation of Lg[J]. *Geophysical Journal International*, 33(4): 389-404. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1973.tb02375.x.
- Langston C A, Bodin P, Powell C, et al. 2005. Bulk sediment $Q(p)$ and $Q(s)$, in the Mississippi embayment, central United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6): 2162-2179.
- Laske G, Masters G, Ma Z, Pasyanos M. 2013. Update on CRUST1.0 - A 1-degree global model of Earth's crust[C]//EGU General Assembly Conference Abstracts EGU2013-2658.
- Lawrence J F, Prieto G A. 2011. Attenuation tomography of the western United States from ambient seismic noise[J]. *Journal of Geophysical Research*, 116: B06302. DOI: 10.1029/2010jb007836.
- Levandowski W, Boyd O S, AbdelHameid D, McNamara D E. 2021. Crustal seismic attenuation of the central United States and intermountain west[J]. *Journal of Geophysical Research*, 126(12): e2021JB022097. 10.1029/2021JB022097.
- Lin X, Yao Z X. 2016. Yield and burial depth of the North Korean underground nuclear tests constrained by amplitude envelopes of regional seismic waveforms[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 59(6): 2066-2079 (in Chinese). DOI: 10.6038/cjg20160613.
- Liu J H, Liu F T, Yan X W, et al. 2004. A study of Lg coda attenuation beneath North China: Seismic imaging of Lg coda Q_0 [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 47(6): 822-831 (in Chinese).
- 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[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 62(3): 898-911 (in Chinese). DOI: 10.6038/cjg20160613.
- Luo Y, Zhao L F, Ge Z X, et al. 2021. Crustal Lg-wave attenuation in southeast Asia and its implications for regional tectonic evolution[J]. *Geophysical Journal International*, 226(3): 1873-1884.
- Mayeda K, Walter W R. 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 101(B5): 11195-11208. doi:10.1029/96jb00112.
- McNamara D E, Owens T J, Walter W R. 1995. Observations of regional phase propagation across the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research*, 100(B11): 22215-22229. DOI: 10.1029/95jb01863.
- McNamara D E, Owens T J, Walter W R. 1996. Propagation characteristics of Lg across the Tibetan Plateau[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2): 457-469.
- McNamara D E, Walter W R. 2001. Mapping crustal heterogeneity using Lg propagation efficiency throughout the Middle East, Mediterranean, Southern Europe and Northern Africa[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 158(7): 1165-1188.
- McNamara D E, Gee L, Benz H M, Chapman M. 2014. Frequency-dependent seismic attenuation in the eastern United States as observed from the 2011 central Virginia earthquake and aftershock sequence[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1): 55-72.
- Mellors R J, Camp V E, Vernon F L, et al. 1999. Regional waveform propagation in the Arabian Peninsula[J]. *Journal of Geophysical Research*, 104(B9): 20221-20235.

- Mitchell B J, Pan Y, Xie J K, Cong L L. 1997. Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution[J]. *Journal of Geophysical Research*, 102(B10): 22767-22779.
- Mitchell B J, Cong L L, Ekstrom G. 2008. A continent-wide map of 1-Hz Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to lithospheric evolution[J]. *Journal of Geophysical Research*, 113(B4): B04303. DOI: [10.1029/2007JB005065](https://doi.org/10.1029/2007JB005065).
- Mousavi S M, Cramer C H, Langston C A. 2014. Average Q (Lg), Q (Sn), and observation of Lg blockage in the Continental Margin of Nova Scotia[J]. *Journal of Geophysical Research*, 119(10): 7722-7744. DOI: [10.1002/2014JB011237](https://doi.org/10.1002/2014JB011237).
- Nuttli O W. 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America[J]. *Journal of Geophysical Research*, 78(5): 876-885. DOI: [10.1029/Jb078i005p00876](https://doi.org/10.1029/Jb078i005p00876).
- Nuttli O W. 1986a. Lg magnitudes of selected east Kazakhstan underground explosions[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(5): 1241-1251.
- Nuttli O W. 1986b. Yield estimates of Nevada test site explosions obtained from seismic Lg waves[J]. *Journal of Geophysical Research*, 91(B2): 2137-2151. DOI: [10.1029/Jb091ib02p02137](https://doi.org/10.1029/Jb091ib02p02137).
- Ottmöller L. 2002. Lg wave Q tomography in central America[J]. *Geophysical Journal International*, 150(1): 295-302.
- Ottmöller L, Shapiro N M, Singh S K, Pacheco J F. 2002. Lateral variation of Lg wave propagation in southern Mexico[J]. *Journal of Geophysical Research*, 107(B1): 12008. DOI: [10.1029/2001JB000206](https://doi.org/10.1029/2001JB000206).
- Paige C C, Saunders M A. 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares[J]. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(1): 43-71. DOI: [10.1145/355984.355989](https://doi.org/10.1145/355984.355989).
- Pasyanos M E, Matzel E M, Walter W R, Rodgers A J. 2009a. Broad-band Lg attenuation modelling in the Middle East[J]. *Geophysical Journal International*, 177(3): 1166-1176.
- Pasyanos M E, Walter W R, Matzel E M. 2009b. A simultaneous multiphase approach to determine P-wave and S-wave attenuation of the crust and upper mantle[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(6): 3314-3325.
- Pasyanos M E, Tarabulsi Y M, Al-Hadidy S Y, et al. 2021. Improved lithospheric attenuation structure of the Arabian Peninsula through the use of national network data[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(10): 914.
- Pei S P, Zhao J M, Rowe C A, et al. 2006. M_L amplitude tomography in North China[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4): 1560-1566.
- Phillips W S, Hartse H E, Taylor S R, Randall G E. 2000. 1 Hz Lg Q tomography in central Asia[J]. *Geophysical Research Letters*, 27(20): 3425-3428.
- Phillips W S, Hartse H E, Rutledge J T. 2005. Amplitude ratio tomography for regional phase Q [J]. *Geophysical Research Letters*, 32(21): L21301. DOI: [10.1029/2005GL023870](https://doi.org/10.1029/2005GL023870).
- Phillips W S, Stead R J. 2008. Attenuation of Lg in the western US using the USArray[J]. *Geophysical Research Letters*, 35(7): L07307. DOI: [10.1029/2007gl032926](https://doi.org/10.1029/2007gl032926).
- Ranasinghe N R, Gallegos A C, Trujillo A R, et al. 2015. Lg attenuation in northeast China using NECESSArray data[J]. *Geophysical Journal International*, 200(1): 67-76. DOI: [10.1093/gji/ggu375](https://doi.org/10.1093/gji/ggu375).
- Reshma K S, Illa B, Kumar P, Srinagesh D. 2022. Lg Q in the Indian shield[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 179(1): 149-168.
- Richards P G, Kim W Y. 2007. Seismic signature[J]. *Nature Physics*, 3(1): 4-6. DOI: [10.1038/Nphys495](https://doi.org/10.1038/Nphys495).
- Ringdal F, Marshall P D, Alewine R W. 1992. Seismic yield determination of Soviet underground nuclear explosions at the Shagan River test site[J]. *Geophysical Journal International*, 109(1): 65-77. DOI: [10.1111/j.1365-246X.1992.tb00079.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00079.x).
- Rodgers A J, Ni J F, Hearn T M. 1997. Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2): 396-413.
- Rodgers A J, Schwartz S Y. 1998. Lithospheric structure of the Qiangtang Terrane, northern Tibetan Plateau, from complete regional waveform modeling: Evidence for partial melt[J]. *Journal of Geophysical Research*, 103(B4): 7137-7152.
- Rothman D H. 1986. Automatic estimation of large residual statics corrections[J]. *Geophysics*, 51(2): 332-346.
- Sandvol E, Al-Damegh K, Calvert A, et al. 2001. Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 158(7): 1121-1163. DOI: [10.1007/Pl00001218](https://doi.org/10.1007/Pl00001218).
- Selby N D. 2010. Relative locations of the October 2006 and May 2009 DPRK announced nuclear tests using international monitoring system seismometer arrays[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(4): 1779-1784. DOI: [10.1785/0120100006](https://doi.org/10.1785/0120100006).
- Shapiro N, Bethoux N, Campillo M, Paul A. 1996. Regional seismic phases across the Ligurian Sea: Lg blockage and oceanic propagation[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93(3-4): 257-268. DOI: [10.1016/0031-9201\(95\)03069-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03069-7).
- Shen L, Zhao L F, Xie X B, et al. 2022. Stress drop variations of the 2019 M_L 6.0 Changning earthquake and its aftershock sequence in the southern Sichuan Basin, China[J]. *Geophysical Journal International*.
- Shi J H, Kim W Y, Richards P G. 1996. Variability of crustal attenuation in the northeastern United States from Lg waves[J]. *Journal of Geophysical Research*, 101(B11): 25231-25242.
- Shi J H, Kim W Y, Richards R G. 1997. Variability of crustal attenuation in the northeastern United States from Lg waves[J]. *Journal of Geophysical Research*, 102(B6): 11899-11899.
- Shi J H, Kim W Y, Richards P G. 1998. The corner frequencies and stress drops of intraplate earthquakes in the northeastern United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2): 531-542.
- Singh C, Mondal P, Singh S, et al. 2015. Lg attenuation tomographic models of Himalaya and southern Tibet[J]. *Tectonophysics*, 664: 176-181. DOI: [10.1016/j.tecto.2015.09.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.009).
- Solomon S C. 1972. Seismic-wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77(8): 1483-1502.
- Street R L, Herrmann R B, Nuttli O W. 1975. Spectral characteristics of Lg wave generated by central United States earthquakes[J]. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 41(1): 51-63.
- Su W, Wu J P, Ming Y H, Wang C Y. 2006. Lg coda Q_0 value and its relation with the tectonics in Chinese Mainland and adjacent re-

- gions[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 28(2): 132-140 (in Chinese). DOI: [10.6038/cjg20130212](https://doi.org/10.6038/cjg20130212).
- Tian Y, Liu Y L, Liu C, et al. 2015. Comparative study on seismological characteristics of 2009 and 2013 nuclear explosions in North Korea[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(3): 809-820 (in Chinese). DOI: [10.6038/cjg20150311](https://doi.org/10.6038/cjg20150311).
- Tsai M C, Yu S B, Shin T C, et al. 2015. Velocity field derived from Taiwan continuous GPS array (2007-2013)[J]. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26(5): 527-556.
- Wei M. 2017. Location and source characteristics of the 2016 January 6 North Korean nuclear test constrained by InSAR[J]. *Geophysical Journal International*, 209(2): 762-769. DOI: [10.1093/gji/ggx053](https://doi.org/10.1093/gji/ggx053).
- Wei Z, Kennett B L N, Zhao L F. 2017. Lg-wave attenuation in the Australian crust[J]. *Tectonophysics*, 717: 413-424.
- Wen L X, Long H. 2010. High-precision location of North Korea's 2009 nuclear test[J]. *Seismological Research Letters*, 81(1): 26-29. DOI: [10.1785/gssrl.81.1.26](https://doi.org/10.1785/gssrl.81.1.26).
- Wessel P, Smith W. 1998. New, improved version of the generic mapping tools released[J]. *Eos Transactions*, 79: 579.
- Wu W N, Lo C L, Doo W B, et al. 2021. Seismogenic structure along the deformation front off SW Taiwan revealed by the aftershocks of the 2017 Tainan near-shore earthquake with ocean bottom seismometers[J]. *Tectonophysics*, 815: 228995.
- Xie J, Mitchell B J. 1990. Attenuation of multiphase surface waves in the basin and range province, Part I: Lg and Lg coda[J]. *Geophysical Journal International*, 102(1): 121-137.
- Xie J. 1993. Simultaneous inversion for source spectrum and path-Q using Lg with application to 3 Semipalatinsk explosions[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5): 1547-1562.
- Xie J. 2002. Lg Q in the eastern Tibetan Plateau[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2): 871-876.
- Xie J, Gök R, Ni J, Aoki Y. 2004. Lateral variations of crustal seismic attenuation along the INDEPTH profiles in Tibet from Lg Q inversion[J]. *Journal of Geophysical Research*, 109(B10): B10308. DOI: [10.1029/2004JB002988](https://doi.org/10.1029/2004JB002988).
- Xie J, Wu Z, Liu R, et al. 2006. Tomographic regionalization of crustal Lg Q in eastern Eurasia[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(3): L03315. DOI: [10.1029/2005GL024410](https://doi.org/10.1029/2005GL024410).
- Xie X B, Lay T. 1994. The excitation of Lg waves by explosions: A finite-difference investigation[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(2): 324-342.
- Xie X B, Zhao L F. 2018. The seismic characterization of North Korea underground nuclear tests[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 61(3): 889-904 (in Chinese). DOI: [10.6038/cjg2018L0677](https://doi.org/10.6038/cjg2018L0677).
- Yu S B, Chen H Y, Kuo L C. 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area[J]. *Tectonophysics*, 274(1-3): 41-59.
- Zhang L, Zhao L F, Xie X B, et al. 2022. Lateral variations in crustal Lg attenuation in and around the Hangay Dome, Mongolia[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 111(2): 591-606.
- Zhang M, Wen L X. 2013. High-precision location and yield of North Korea's 2013 nuclear test[J]. *Geophysical Research Letters*, 40(12): 2941-2946. DOI: [10.1002/grl.50607](https://doi.org/10.1002/grl.50607).
- Zhang T R, Lay T. 1995. Why the Lg phase does not traverse oceanic crust[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6): 1665-1678.
- Zhao L F, Wang W M, Yao Z X. 2004. Seismic attenuation tomography using the successive linearization method[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 47(4): 691-696 (in Chinese).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, Yao Z X. 2008. Regional seismic characteristics of the 9 October 2006 North Korean nuclear test[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(6): 2571-2589. DOI: [10.1785/0120080128](https://doi.org/10.1785/0120080128).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2010. Seismic Lg-wave Q tomography in and around northeast China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115: B08307. DOI: [10.1029/2009JB007157](https://doi.org/10.1029/2009JB007157).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, Yao Z X. 2012. Yield estimation of the 25 May 2009 North Korean nuclear explosion[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(2): 467-478. DOI: [10.1785/0120110163](https://doi.org/10.1785/0120110163).
- Zhao L F, Xie X B, He J K, et al. 2013a. Crustal flow pattern beneath the Tibetan Plateau constrained by regional Lg-wave Q tomography[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 383: 113-122. DOI: [10.1016/j.epsl.2013.09.038](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.038).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2013b. Crustal Lg attenuation within the North China Craton and its surrounding regions[J]. *Geophysical Journal International*, 195(1): 513-531. DOI: [10.1093/gji/ggt235](https://doi.org/10.1093/gji/ggt235).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, Yao Z X. 2014. The 12 February 2013 North Korean underground nuclear test[J]. *Seismological Research Letters*, 85(1): 130-134. DOI: [10.1785/0220130103](https://doi.org/10.1785/0220130103).
- Zhao L F, Xie X B. 2016. Strong Lg-wave attenuation in the Middle East continental collision orogenic belt[J]. *Tectonophysics*, 674: 135-146.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2016. Seismological investigation of the 2016 January 6 North Korean underground nuclear test[J]. *Geophysical Journal International*, 206: 1487-1491. DOI: [10.1093/gji/ggw239](https://doi.org/10.1093/gji/ggw239).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2017. The September 9, 2016 North Korean underground nuclear test[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6): 3044-3051. DOI: [10.1785/0120160355](https://doi.org/10.1785/0120160355).
- Zhao L F, Xie X B, He X, et al. 2017. Seismological discrimination and yield estimation of the 3 September 2017 Democratic People's Republic of Korea (DPRK) underground nuclear test[J]. *Chinese Science Bulletin*, 62(35): 4163-4168 (in Chinese). DOI: [10.1360/N972017-00979](https://doi.org/10.1360/N972017-00979).
- Zhao L F, Mousavi S M. 2018. Lateral variation of crustal Lg attenuation in eastern North America[J]. *Scientific Reports*, 8: 7285. DOI: [10.1038/s41598-018-25649-5](https://doi.org/10.1038/s41598-018-25649-5).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, Yao Z X. 2018. A broadband crustal Lg wave attenuation model in Northeast China and the Korean Peninsula[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 61(3): 586-871 (in Chinese). DOI: [10.6038/cjg2018L0394](https://doi.org/10.6038/cjg2018L0394).
- Zhou L Q, Zhao C P, Xiu J G, Chen Z L. 2008. Tomography of Q_{Lg} in Sichuan-Yunnan zone[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 51(6): 1745-1752 (in Chinese).
- Zor E, Sandvol E, Xie J K, et al. 2007. Crustal attenuation within the Turkish plateau and surrounding regions[J]. *Bulletin of the Seismo-*

logical Society of America, 97(1): 151-161. DOI: 10.1785/0120050227.

附中文参考文献

- 范娜, 赵连锋, 谢小碧, 姚振兴. 2013. 朝鲜核爆的 Rayleigh 波震级测量[J]. 地球物理学报, 56(3): 906-915. DOI: 10.6038/cjg20130319.
- 何静, 吴庆举, 李永华, 雷建设. 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[J]. 地球物理学进展, 32(2): 466-475.
- 黄奇瑜. 2017. 台湾岛的年龄[J]. 中国科学: 地球科学, 47(4): 394-405.
- 靳平, 肖卫国, 段克敏. 2004. 由 Lg 波振幅谱估算地震矩及 Lg 波 Q 值[J]. 地震学报, 26: 21-30.
- 林鑫, 姚振兴. 2016. 利用区域地震波形振幅包络约束朝鲜地下核试验的埋深和当量[J]. 地球物理学报, 59(6): 2066-2079. DOI: 10.6038/cjg20160613.
- 刘建华, 刘福田, 阎晓蔚, 等. 2004. 华北地区 Lg 尾波衰减研究: Lg 尾波 Q 的测量[J]. 地球物理学报, 47(6): 822-831.

- 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[J]. 地球物理学报, 62(3): 898-911.
- 苏伟, 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2006. Lg 尾波 Q_0 值与中国大陆及邻区的地质构造关系[J]. 地震学报, 28(2): 132-140.
- 田有, 柳云龙, 刘财, 等. 2015. 朝鲜 2009 年和 2013 年两次核爆的地震学特征对比研究[J]. 地球物理学报, 58(3): 809-820. DOI: 10.6038/cjg20150311.
- 谢小碧, 赵连锋. 2018. 朝鲜地下核试验的地震学观测[J]. 地球物理学报, 61(3): 889-904. DOI: 10.6038/cjg2018L0677.
- 赵连锋, 王卫民, 姚振兴. 2004. 逐次线性化衰减层析成像方法研究[J]. 地球物理学报, 47(4): 691-696.
- 赵连锋, 谢小碧, 何熹, 等. 2017. 2017 年 9 月 3 日朝鲜地下核试验地震学鉴别和当量估计[J]. 科学通报, 62(35): 4163-4168. DOI: 10.1360/N972017-00979.
- 赵连锋, 谢小碧, 王卫民, 姚振兴. 2018. 中国东北和朝鲜半岛地区地壳 Lg 波宽频带衰减模型[J]. 地球物理学报, 61(3): 586-571.
- 周连庆, 赵翠萍, 修济刚, 陈章立. 2008. 川滇地区 Lg 波 Q 值层析成像[J]. 地球物理学报, 51(6): 1745-1752.

《地球与行星物理论评》变更文种公告

根据“国家新闻出版署关于《地球与行星物理论评》变更业务范围的批复”(国新出审〔2022〕493号), 同意《地球与行星物理论评》期刊业务范围中的文种由中文变更为中英文, 新编国内统一连续出版物号为 CN10-1855/P, 《期刊出版许可证》期刊名称登记为“《地球与行星物理论评(中英文)》”, 出版单位由“《地球与行星物理论评》编辑部”变更为“《地球与行星物理论评(中英文)》编辑部”。办刊宗旨不变。

根据批文及备案登记, 编辑部与主办单位、协办单位及现任期刊编委会专家讨论商定, 从 2023 年 1 期开始, 正式启用《地球与行星物理论评(中英文)》刊名。

特此公告!

《地球与行星物理论评》编辑部
2022 年 7 月