



卡斯卡迪亚俯冲带高分辨率宽频带地壳Pg波衰减模型及其对壳内流体分布的启示

杨庚, 赵连锋, 杨英杰, 谢小碧, 李若婕, 姚振兴

引用本文:

杨庚, 赵连锋, 杨英杰, 等. 卡斯卡迪亚俯冲带高分辨率宽频带地壳Pg波衰减模型及其对壳内流体分布的启示[J]. *地球物理学报*, 2025, 68(10): 3810–3822.

Yang G, Zhao L F, Yang Y J, et al. High-resolution broadband Pg-wave attenuation in the Cascadia subduction zone and its implications for crustal fluid distribution[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2025, 68(10): 3810–3822.

<https://doi.org/10.6038/cjg2025T0211>

相关论文

瑞利波相速度和椭圆率与远震P波联合反演蒙古中南部地壳高分辨率S波速度结构

徐荟, 吴庆举

地球物理学报 2024, 67(1): 89–107 doi: 10.6038/cjg2023R0237

压缩感知高分辨率接收函数叠加成像及其应用

白兰淑, 吴庆举, 张瑞青

地球物理学报 2022, 65(11): 4354–4368 doi: 10.6038/cjg2022P0419

利用密集台阵远震接收函数研究辽宁海城地震区高分辨率地壳结构

邵媛媛, 白兰淑, 刘嘉栋, 孙庆山, 张瑞青, 王亮, 焦明若, 贾丽华, 吴庆举

地球物理学报 2025, 68(2): 517–530 doi: 10.6038/cjg2024R0834

宽频带海底地震仪的地震重定位对马尼拉俯冲板片形态的约束

任昱, 赵明辉, 张佳政, 吕作勇, 庞新明, 丘学林

地球物理学报 2020, 63(5): 1927–1937 doi: 10.6038/cjg2020N0014

高压流体条件下叶蛇纹石摩擦特性及其对俯冲带慢滑移事件的启示

刘世民, 张雷, 何昌荣

地球物理学报 2023, 66(4): 1334–1347 doi: 10.6038/cjg2022Q0290

面波频散谱多模式高分辨率成像的多道信号比较法

易佳, 刘伊克, 胡昊, 张郁山, 杨宗奇

地球物理学报 2021, 64(5): 1710–1720 doi: 10.6038/cjg2021O0184



关注微信公众号，获得更多资讯信息

杨庚, 赵连锋, 杨英杰等. 2025. 卡斯卡迪亚俯冲带高分辨率宽频带地壳 Pg 波衰减模型及其对壳内流体分布的启示. 地球物理学报, 68(10): 3810-3822, doi: 10.6038/cjg2025T0211.

Yang G, Zhao L F, Yang Y J, et al. 2025. High-resolution broadband Pg-wave attenuation in the Cascadia subduction zone and its implications for crustal fluid distribution. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 68(10): 3810-3822, doi: 10.6038/cjg2025T0211.



卡斯卡迪亚俯冲带高分辨率宽频带地壳 Pg 波衰减模型及其对壳内流体分布的启示

杨庚¹, 赵连锋^{2,3,4*}, 杨英杰¹, 谢小碧⁵, 李若婕^{2,3}, 姚振兴²

1 南方科技大学地球与空间科学系, 广东深圳 518055

2 中国科学院地质与地球物理研究所, 行星科学与前沿技术重点实验室, 北京 100029

3 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

4 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, 黑龙江漠河 165300

5 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 美国西北部的卡斯卡迪亚是典型的暖俯冲带, 在其沿岸地区观测到大量非火山震颤, 呈不均匀分布. 非火山震颤的发生与俯冲带中流体引发的孔隙压力升高有关, 然而, 该地区流体分布和运移模式一直存在争议. 在震颤区附近弧火山活动减弱, 甚至缺失, 其减弱的原因也不清楚. 由于壳内熔体或流体会导致地震 Pg 波振幅的显著衰减, 因此通过 Pg 波 Q 值成像能够提供对地壳流体分布的约束. 本研究收集了卡斯卡迪亚俯冲带 623 个台站记录的地壳 Pg 波波形资料, 构建了宽频带衰减模型, 分辨率达到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. 成像结果显示, 在震颤密集区西侧存在两个强衰减异常区, 可能指示地壳内流体富集. 卡斯卡迪亚沿岸“强-弱-强”分段式衰减结构与震颤的分布高度吻合, 与“低-高-低”的速度和电阻率观测保持一致, 说明壳内流体赋存形态的横向不均匀性. 具有较低的渗透率的 Siletzia 地体表现为弱衰减特征, 可能阻碍了流体运移, 导致震颤强度减弱和复发周期增大. 浅部流体聚集可能导致进入深部地幔楔的流体较少, 抑制了熔体的产生, 因而在震颤区附近弧火山活动减少.

关键词 Pg 波衰减成像; 卡斯卡迪亚俯冲带; 非火山震颤; 流体运移; 火山活动

中图分类号 P315

收稿日期 2025-04-21, 2025-06-16 收修定稿

DOI: 10.6038/cjg2025T0211

CSTR: 32084.14.cjg2025T0211

High-resolution broadband Pg-wave attenuation in the Cascadia subduction zone and its implications for crustal fluid distribution

YANG Geng¹, ZHAO LianFeng^{2,3,4*}, YANG YingJie¹, XIE XiaoBi⁵, LI RuoJie^{2,3}, YAO ZhenXing²

1 Department of Earth and Space Sciences, Southern University of Science and Technology, Shenzhen Guangdong 518055, China

2 Key Laboratory of Planetary Science and Frontier Technology, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4 Heilongjiang Mohe Observatory of Geophysics, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Mohe Heilongjiang 165300, China

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

基金项目 国家自然科学基金 (42430306, 42404067), 中国博士后科学基金 (2024M751295) 和国家资助博士后研究人员计划 (GZC20240638) 联合资助.

第一作者简介 杨庚, 男, 1997 年生, 博士后, 主要研究方向为地震学. E-mail: yangg@sustech.edu.cn

*** 通讯作者** 赵连锋, 男, 1972 年生, 研究员, 主要研究方向为地震学. E-mail: zhaolf@mail.iggcas.ac.cn

Abstract Cascadia in the northwestern United States is a typical warm subduction zone, where many nonvolcanic tremors are unevenly distributed along the coastal region. These tremors are associated with elevated pore pressure induced by fluids within the subduction system. However, the distribution and migration patterns of these fluids remain debated. Arc volcanism near tremor zones is often absent or diminished and poorly understood. Since melts and fluids significantly attenuate seismic Pg-wave amplitudes, Pg-wave Q tomography can constrain the crustal fluid distribution. In this study, we collected Pg waveforms recorded at 623 stations across the Cascadia subduction zone and constructed a broadband crustal attenuation model with a resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. The imaging result reveals two strong attenuation anomalies west of the dense tremor zones, indicating fluid accumulation in the crust. Along the Cascadia margin, a “strong-weak-strong” segmented attenuation pattern closely correlates with the tremor distribution. It aligns with previously identified “low-high-low” velocity and resistivity structures, suggesting significant lateral heterogeneity in crustal fluid content. The Siletzia terrane with low permeability exhibits weak attenuation, which may impede fluid migration and contribute to reduced tremor intensity and longer recurrence intervals. Shallow fluid accumulation may limit transport to the deeper mantle wedge, thereby suppressing melt generation and reducing arc volcanic activity near the tremor zones.

Keywords Pg-wave attenuation tomography; Cascadia subduction zone; Nonvolcanic tremor; Fluid migration; Volcanism

0 引言

卡斯卡迪亚 (Cascadia) 俯冲带位于美国西北部, 是法拉龙板块 (Farallon plate) 的残余部分继续向北美大陆下方俯冲的区域 (van der Lee and Nolet, 1997), 属于典型的暖俯冲带 (图 1a)。在俯冲带北部, 胡安德富卡板块 (Juan de Fuca plate) 向东俯冲, 在温哥华岛西北部形成夏洛特皇后三联点 (Queen Charlotte triple junction)。在俯冲带中南部, 戈尔达板块 (Gorda plate) 向东俯冲, 在加利福尼亚州北部形成门多西诺三联点 (Mendocino triple junction)。虽然卡斯卡迪亚俯冲带地震活动性不强, 几乎没有深度超过 75 km 的地震, 但是沿俯冲带走向发育大量非火山震颤和慢滑移地震事件。非火山震颤发生的周期大约为 152 个月, 持续时间 3 周, 深度在 20 ~ 45 km 之间 (Wech, 2010; Ide, 2012; 杜久升等, 2024)。非火山震颤 (nonvolcanic tremor) 是一种微小地震事件, 特点为震级小、持续时间长、缺乏高频信号 (Beroza and Ide, 2011), 通常发生在暖俯冲带的地幔楔角附近。全球多个暖俯冲带都识别出非火山震颤区, 包括日本岛西南部, 阿拉斯加中南部、墨西哥等地区 (如, Beroza and Ide, 2011; Ide, 2012)。这些俯冲带的共同特点是: (1) 海洋板块年轻, (2) 俯冲倾角小, (3) 常发生非火山震颤、低频地震和慢滑移地震, (4) 震颤区附近弧火山往往缺失或减少。非火山震颤的发生通常被认为与俯冲带中流体引发的孔隙压力升高有

关 (Obara, 2002)。卡斯卡迪亚俯冲带非火山震颤的密度和发生周期在空间上存在变化。如图 1a 所示, 俯冲带北部的奥林匹克半岛 (46.5°N — 49°N) 和南部的俄勒冈海岸山脉 (40°N — 44°N) 附近震颤密度大, 重复周期间隔短。在俯冲带中段的 Siletzia 地体中部 (44°N — 46.5°N), 震颤密度降低, 重复周期也更长 (Wech, 2010)。由于震颤和中深层地震活动都被认为与流体活动有关, 这种空间变化可能反映了俯冲带中流体的不均匀分布。然而, 暖俯冲带的流体产生和运移过程一直存在争议 (Condit et al., 2020)。对俯冲带温压条件以及不同矿物组合的模拟研究发现, 卡斯卡迪亚俯冲带中流体释放深度约为 35 ~ 40 km 和 50 ~ 80 km (Fagereng and Diener, 2011; Condit et al., 2020), 与震颤的深度 (25 ~ 40 km) 并不完全一致。阿拉斯加中南部亚库塔特板块 (Yakutat plate) 的脱水深度被估计为 75 ~ 85 km (Abers et al., 2013), 比震颤发生的位置 (40 ~ 58 km) 深 (Chuang et al., 2017; Wech, 2016)。日本西南部纪伊半岛的下方流体释放深度约为 70 km, 同样比震颤发生的位置 (~30 km) 深 (Condit et al., 2020)。因此, 引发震颤的流体是源自震颤区的原位 (in-situ) 脱水作用 (Condit et al., 2020), 还是源于更深部的脱水作用并沿板片向上运移 (Hyndman et al., 2015) 一直存在争议。而且, 在卡斯卡迪亚俯冲带 (图 1a), 弧火山主要集中在俄勒冈州西部和华盛顿州西南部 (43°N — 47°N), 位于震颤稀疏区的东侧。在震颤密集区附近, 火山活动明显减

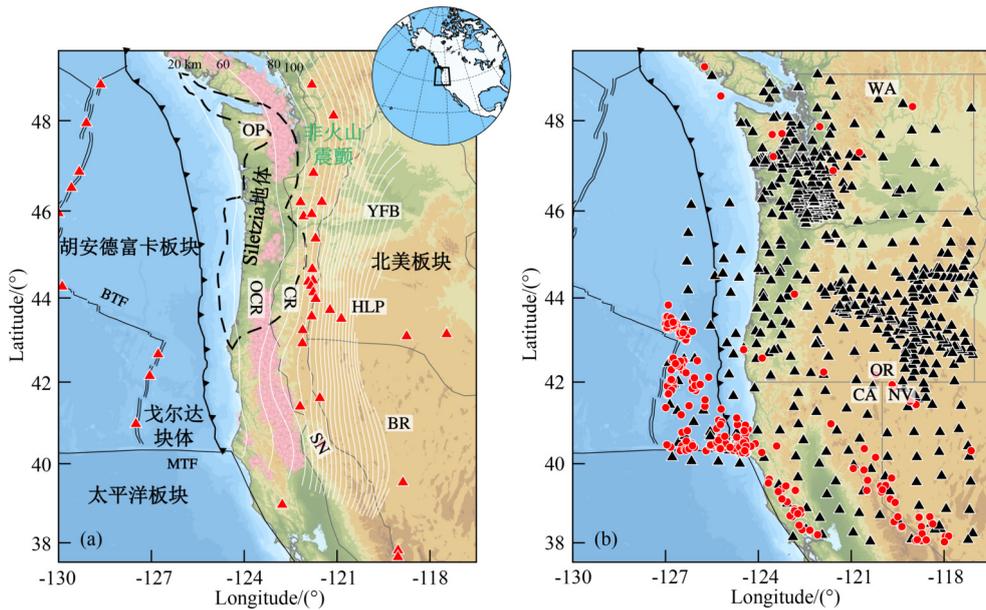


图 1 (a) 卡斯卡迪亚俯冲带区域地质构造. 粉色圆点表示 2008 年 1 月 1 日至 2008 年 12 月 31 日期间发生的非火山震颤 (Wech, 2010; <https://www.pnsn.org/tremor>). 红色三角形表示火山的位置. 白色实线为板块俯冲深度等值线 (Hayes et al., 2018). 灰色实线为地质块体的边界. 黑色虚线表示 Siletzia 地体的边界 (Wells et al., 1998). BR: 盆地与山脉省, BTF: 布兰卡转换断层, CR: 卡斯卡迪亚山脉, HLP: 高地熔岩平原, MTF: 门多西诺转换断层, OCR: 俄勒冈海岸山脉, OP: 奥林匹克半岛, SN: 内华达山脉, YFB: 雅基马褶皱带. (b) 地震及台站分布. 红色圆点表示地震位置, 黑色三角形表示台站位置. CA: 加利福尼亚州, NV: 内华达州, OR: 俄勒冈州, WA: 华盛顿州.

Fig. 1 (a) Regional tectonic setting of the Cascadia subduction zone. Pink dots represent tremors from January 1, 2008, to December 31, 2008 (Wech, 2010; <https://www.pnsn.org/tremor>). Red triangles denote the locations of volcanoes. White solid lines represent the depth isobaths of the subducting slab (Hayes et al., 2018). Gray solid lines denote the boundaries of major geological blocks. The black dashed line indicates the outline of the Siletzia terrane (Wells et al., 1998). BR: Basin and Range Province, BTF: Blanco Transform Fault, CR: Cascade Range, HLP: High Lava Plains, MTF: Mendocino Transform Fault, OCR: Oregon Coast Range, OP: Olympic Peninsula, SN: Sierra Nevada Range, YFB: Yakima Fold Belt. (b) Map showing the distribution of earthquakes and stations. Red circles indicate earthquakes, and black triangles represent stations. CA: California, NV: Nevada, OR: Oregon, WA: Washington.

少, 火山减少的成因和机制也不清楚.

由于俯冲带中存在的熔融物质和流体会导致地震波速度降低和振幅衰减, 因此地球物理成像可以为上述问题提供有效的约束. 在前人的研究中, 背景噪声速度成像揭示了俄勒冈海岸山脉和奥林匹克半岛地壳中的两个低速区, 与其东侧的震颤密集区具有较好的对应关系 (Porritt et al., 2011; Delph et al., 2018). 地震速度成像也揭示了胡安德富卡和戈尔达板块上界面附近的低速层, 可以解释为富含流体的洋壳或沉积层 (Bostock et al., 2002; Brocher et al., 2003; Calvert et al., 2011; Chen et al., 2015). 大地电磁成像在卡斯卡迪亚俯冲带沿岸地壳的浅部观测到大面积的低阻体, 推测是流体饱和的变质沉积物 (Egbert et al., 2022). 地震波衰减成像能够获得地下介质的 Q 值结构. 一般来说, 高 Q 表示衰减弱, 反映了稳定且冷的地壳结构, 而低 Q 对应较强的衰减, 表明地壳处于热的构造环境或者富含流体. 衰减成

像对数据质量的要求较高, 因此与速度成像相比, 在卡斯卡迪亚地区开展的与衰减相关的研究较少. Chen 等 (2021) 在美国西北部开展了地壳 Lg 波衰减成像, 卡斯卡迪亚俯冲带整体表现为强衰减 (低 Q) 特征. Gallegos 等 (2017) 获得的美国西部地壳衰减模型也在卡斯卡迪亚俯冲带的部分地区观测到地壳强衰减异常. 然而, 由于该区域位于成像边缘, 因此射线覆盖少, 成像分辨率较低. 地壳中传播的 Pg 波同样是研究地壳结构的理想震相 (如, Bao et al., 2011; Pyle et al., 2017; Li et al., 2023). 直达 P 波 (Pg 波) 包含直射射线和多次反射射线 (Krishna and Ramesh, 2000; Sato et al., 2012), 可用于调查整个地壳的衰减特性. 因此, 本研究基于卡斯卡迪亚地区 623 个台站记录的垂直分量波形数据 (图 1b), 构建高分辨率宽频带地壳 Pg 波衰减模型. 综合已有的地质和地球物理观测资料, 为暖俯冲带流体运移模式和火山缺失的成因提供新的启示.

1 数据与方法

1.1 Pg 波振幅提取

图 1b 展示了卡斯卡迪亚俯冲带区域 623 个宽频带台站和 266 个壳内地震的分布. 我们收集了这些事件的 20808 条垂直分量波形资料. 为避免大地震事件震源破裂过程对 Pg 波产生方向性差异, 事件体波震级选择范围在 4.0 ~ 6.5 之间. 台站和事件的详细信息参见电子附表 S1 和 S2. 在区域地震记录中, 近震 Pg 波是首波初至震相, 在跨越交叉距离后成为继 Pn 波后第二到达的震相 (Pyle et al., 2017), 其震中距范围为 1° 至 10° (Nicolas et al., 1982). 根据国际地震学与地球内部物理学联合会 (IASPEI) 的定

义, 短距离传播的 Pg 波来自上地壳震源的上行 P 波或在上地壳底部反射的 P 波, 较远距离的 Pg 波则由整个地壳内 P 波多次反射组成, 其群速度约为 $5.8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ (Storchak et al., 2003). 本研究采用广义的 Pg 波定义, 不仅包含初至波部分, 还包括由整个地壳反射组成的部分 (Sato and Fehler, 2012). 选取震中距 70 至 800 km 范围内、群速度介于 6.3 至 $5.4 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间的 Pg 波. 在此条件下, Pg 波衰减反映了全地壳的结构特征. 图 2 以 CC.KWBU 台站记录的 2020 年 04 月 11 日地震波形为例, 展示了 Pg 波振幅提取流程. 首先对观测波形数据去除仪器响应, 在 $6.3 \sim 5.4 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 群速度窗口内提取 Pg 波列, 在 P 波初至前利用与 Pg 波窗口等长度的采样窗提取事件前噪声序

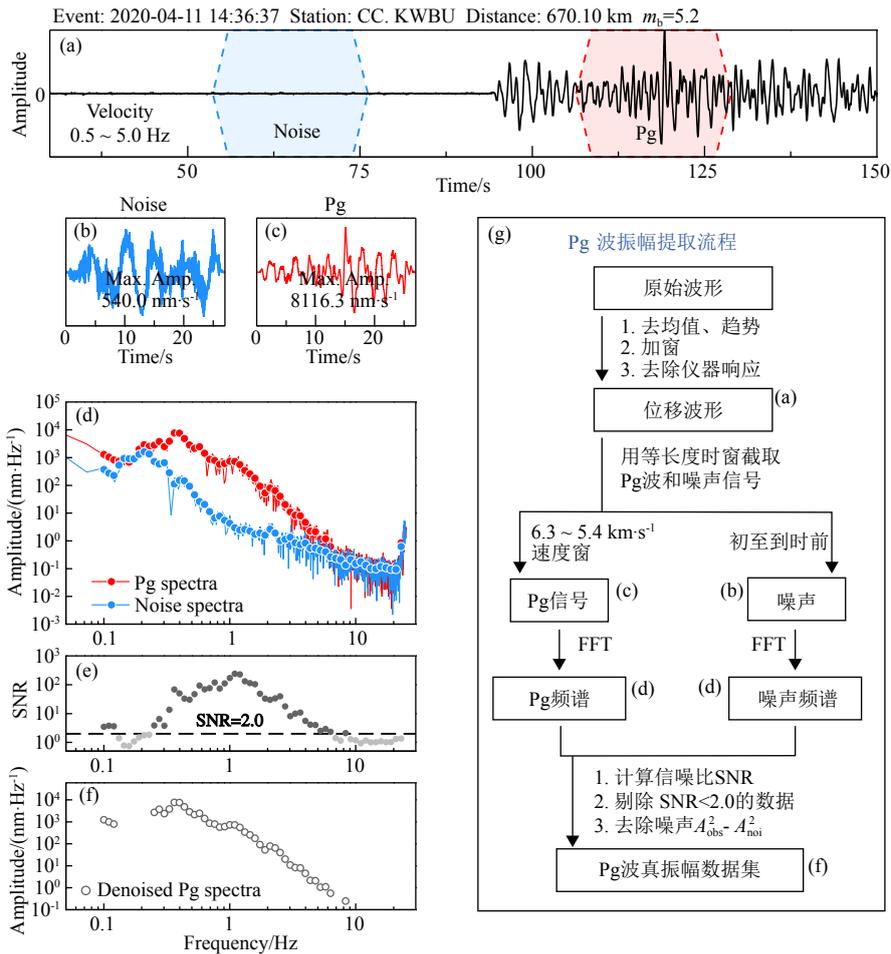


图 2 Pg 波振幅测量

(a) CC.KWBU 台站记录的 2020 年 04 月 11 日地震的垂直分量波形图, 两个等时长的窗口分别采样噪声 (蓝色) 和 Pg 波 (红色) 信号; (b—c) 放大的噪声信号和 Pg 波信号; (d) Pg 波和噪声信号傅里叶频谱; (e) 用于数据选择的信噪比 (SNR), 其中信噪比小于 2.0 的数据被去除 (浅灰色点); (f) 噪声校正后的 Pg 波振幅谱; (g) 振幅提取流程图.

Fig. 2 Measurement of Pg-wave spectral amplitude

(a) Vertical-component seismograms from the 2020/04/11 earthquake recorded at station CC.KWBU, where the noise (blue) and Pg signals (red) were sampled within two equal-time length windows; (b—c) Enlarged waveforms of the noise and Pg signal; (d) Pg and noise Fourier spectra; (e) Signal-to-noise ratio (SNR) for data selection. Data with $\text{SNR} < 2.0$ were removed (light gray dots); (f) Denoised Pg amplitude spectra; (g) Workflow for amplitude measurement.

列(图 2a). 求取 Pg 波和噪声信号的振幅谱(图 2b—d), 经去噪处理, 选取事件前信噪比大于 2.0 的 Pg 波真振幅谱数据(图 2e—f). 这里假设噪声在一定时间段内是稳定且随机的, 那么可以使用振幅能量和噪声能量之差来进行噪声校正: $A_s^2(f) = A_o^2(f) - A_n^2(f)$, 其中下标 s、o 和 n 分别表示去噪后振幅、去噪声前振幅和噪声信号(Ringdal et al., 1992). 我们还对 Pg 波振幅谱进行多点平滑处理, 并在频率域对信号进行等间隔采样, 即可得到较平稳的振幅谱. 最终获得频率范围 0.1 ~ 10.0 Hz 的 Pg 波振幅成像数据集(图 2f).

1.2 Pg 波振幅谱的模拟方法

Pg 波的振幅谱可以表示为(Sereno et al., 1988; Xie, 2007; Li et al., 2023)

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

其中, $A(f)$ 表示频率为 f 时的振幅, $S(f)$ 表示源谱函数, $G(\Delta, f)$ 表示几何扩散函数, Δ 为震中距离, $\Gamma(\Delta, f)$ 为衰减项, $P(f)$ 表示场地效应, $r(f)$ 为随机效应. 源项 $S(f)$ 可以表示为(Sereno et al., 1988)

$$S(f) = M_0 / (4\pi\rho\beta^3) \cdot \left[1 + \frac{f^2}{f_c^2}\right]^{-1}, \quad (2)$$

其中 M_0 表示地震矩; ρ 代表密度 ($2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), β 是地震波速度(设定为 $5.8 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$), f_c 表示拐角频率. 衰减项 $\Gamma(\Delta, f)$ 可以表示为

$$\Gamma(\Delta, f) = \exp\left[-\frac{\pi f}{\beta} B(\Delta, f)\right], \quad (3)$$

与频率相关的质量因子 $Q(f)$ 可以写成幂律形式: $Q(f) = Q_0 f^\eta$, 其中 Q_0 和 η 分别表示频率 1.0 Hz 时的 Q 值和频率相关系数. $G(\Delta, f)$ 为 Pg 波的几何扩散, 可以表示为

$$G(\Delta, f) = (1/\Delta_0)(\Delta_0/\Delta)^m, \quad (4)$$

其中 Δ_0 为参考距离 70 km (Pyle et al., 2017), $m=0.5$ 为几何扩散系数(Street et al., 1975), 该几何扩散系数多用于前人的 Pg 波衰减成像研究(Walter et al., 2007; Pyle et al., 2017; Singh et al., 2019; Li et al., 2023). 在一些研究中也用到了不同的 Pg 波几何扩散系数. Paul 等(1996)开展了天山地区体波和尾波衰减成像, Pg 波几何扩散系数设置为 1.5. Bao 等(2011)在中东地区开展的 Pg 衰减成像研究中, 几何扩散系数设置为 1.3. 不同的几何扩散系数会微小改变较大区域范围的整体 Pg 波 Q 值水平, 但不会改变局部区域内 Pg 波 Q 值的横向变化模式(Li et al., 2023). 本研究中我们设定几何扩散系数为 0.5.

提取双台振幅比数据能够有效处理震源谱函

数与区域 Q 值分布之间的数据均衡. 当某个地震信号被两个台站 i 和 j 接收, 具有不同的震中距离和相同的方位角, 即可计算两个台站信号的振幅比值, 进而约束台站间的衰减 Q 值. 然而实际情况中, 符合事件-台站对位于同一大圆路径上的数据较少. 因此, 我们在射线路径 kj 上设置参考点 l , 使其距离 kl 等于距离 ki (Xie et al., 2004; Zhao et al., 2013), 将其近似视为同一大圆路径. 双台振幅比可以表示为:

$$\frac{A_i}{A_j} = \left(\frac{\Delta_i}{\Delta_j}\right)^{-\frac{1}{2}} \Gamma_{ij}\left(\frac{P_i}{P_j}\right) = \left(\frac{\Delta_i}{\Delta_j}\right)^{-\frac{1}{2}} \cdot \exp\left[-\frac{\pi f}{\beta} \int_j^i \frac{ds}{Q(x, y, f)}\right], \quad (5)$$

其中 Γ_{ij} 表示台站 i 和 j 之间路径产生的衰减项. 我们在选择参考台站位置时, 考虑其与实际台站位置距离, 取 0.2 倍的成像网格单元边长作为双台数据提取的必要条件.

1.3 Pg 波 Q 值反演方法

单台振幅数据可以提供密集的射线覆盖, 双台振幅比数据可以消除震源对衰减测量的影响, 单双台数据的联合使用可以提高衰减成像的分辨率和可信度. 我们在对数域中线性化单台振幅和双台振幅比方程(1)和方程(5), 以建立单台和双台联合反演系统(赵连锋等, 2018, 2022). 对于单台振幅方程(1), 忽略随机扰动和场地效应, 两边同时取对数得到

$$\ln[A(f)] - \ln[G(\Delta, f)] = \ln[S(f)] - \frac{\pi f}{\beta} B(\Delta, f). \quad (6)$$

衰减项和源函数可以进一步分离为背景值和相对扰动:

$$\frac{1}{Q(x, y, f)} \approx \frac{1}{Q^0(x, y, f)} - \frac{\delta Q(x, y, f)}{[Q^0(x, y, f)]^2}, \quad (7)$$

$$\ln[S(f)] = \ln[S^0(f)] + \delta \ln[S(f)]. \quad (8)$$

因此, 方程(6)可进一步表示为:

$$\begin{aligned} \ln[A(f)] - \ln[G(\Delta, f)] - \ln[S^0(f)] + \frac{\pi f}{\beta} B^0(\Delta, f) \\ = \delta \ln[S(f)] - \frac{\pi f}{\beta} \delta B(\Delta, f), \end{aligned} \quad (9)$$

其中上标 0 表示初始模型的值或前一次迭代时过渡模型的值, δQ 是 Q_{Pg} 的扰动值, $\delta \ln[S(f)]$ 是源函数的对数扰动值. 衰减扰动可以进一步表示为

$$\delta B(\Delta, f) = \sum_{n=1}^N \int_n \frac{\delta Q(x, y, f)}{[Q^0(x, y, f)]^2} ds. \quad (10)$$

对于多个震源和台站, 我们可以将方程(9)和(10)组合为线性系统:

$$\mathbf{H}_s = \mathbf{A}_s \cdot \delta \mathbf{Q} + \mathbf{E} \cdot \delta \mathbf{S}, \quad (11)$$

其中 \mathbf{H}_s 是由观测振幅和理论振幅之间的残差组成

的向量. 矩阵 \mathbf{A}_s 和 \mathbf{E} 分别为 δQ 和 \mathbf{H}_s 以及 δS 和 \mathbf{H}_s 之间的关系矩阵. 类似地, 对于双台振幅比数据同样可以建立一个线性系统

$$\mathbf{H}_t = \mathbf{A}_t \cdot \delta Q, \quad (12)$$

其中, \mathbf{H}_t 是由观测振幅比和理论振幅比之间的残差组成的向量, 矩阵 \mathbf{A}_t 可以通过对方程 (5) 离散化获得. 结合单台方程 (11) 和双台方程 (12), 我们可以获得单双台联合层析成像方程:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{H}_s \\ \mathbf{H}_t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_s \\ \mathbf{A}_t \end{bmatrix} \cdot \delta Q + \begin{bmatrix} \mathbf{E} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \delta S. \quad (13)$$

针对该线性反演问题, 我们通过最小二乘 QR 分解 (LSQR) 反演方法 (Paige and Saunders, 1982), 求解各个频率下的衰减项、震源项和台基项. 采用迭代的

反演策略, 每次迭代期间 δQ 保持较小的量, 以满足一阶泰勒展开的近似形式 (方程 (8)). 不断更新 Q 和 S , 以此重新计算理论振幅, 再次求解线性方程组, 得到新的衰减和源的修正量. 重复这个步骤, 直到计算收敛, 即残差向量 \mathbf{H} 二范数减小至稳定, 就得到了 P_g 波衰减 Q 值模型以及相应的震源激励函数 (赵连锋等, 2022; Li et al., 2023; Yang et al., 2024). 我们进一步将震源项进行拟合, 求解矩阵级 M_0 和拐角频率 f_c , 三个震源函数反演的实例如图 3 所示. 反演过程中, 假定研究区内台基响应数之和为零, 即 $\sum_{i=1}^N \delta \ln P_i = 0$, 并控制其相对变化 (Ottemöller et al., 2002; Zhao and Mousavi, 2018). 图 4 展示了 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 下的台基响应分布.

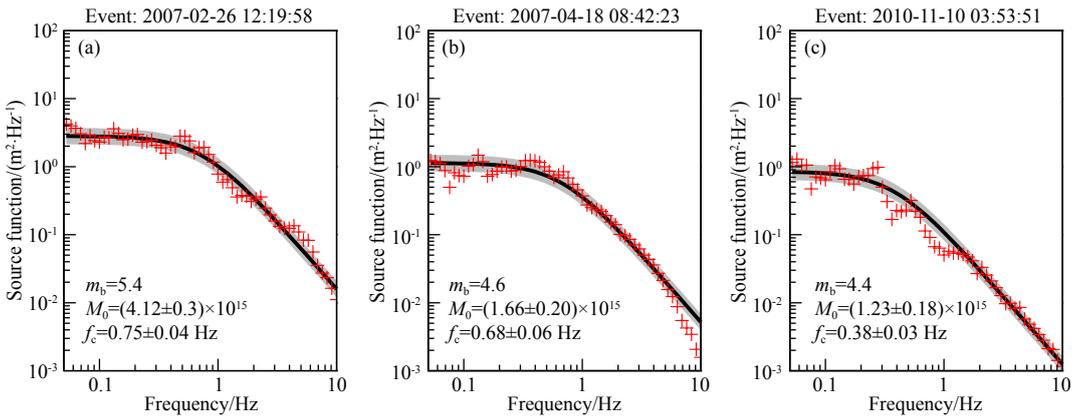


图 3 三个地震事件的 P_g 源谱函数

红色十字为反演获得的 P_g 源谱. 黑色和灰色线为最佳拟合的 ω^2 震源模型及其标准差. 矩震级 M_0 和拐角频率 f_c 标记在图中.

Fig. 3 P_g source spectral functions for three selected earthquakes

The red crosses represent the inverted P_g source spectra. Black and gray lines show the best-fitting ω^2 source models and their standard deviations. The resultant seismic moment M_0 and corner frequency f_c are also labeled.

2 结果

我们构建了 0.1 ~ 10.0 Hz 范围内 51 个不同频率的衰减模型. 如图 5 所示, 反演前后振幅的残差明显向零值收敛, 更接近于高斯分布. 振幅残差的均值和标准差降低, 说明 Q_{P_g} 模型很好的拟合了观测振幅. 图 6 展示了频率为 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 的地壳 Q_{P_g} 模型及射线覆盖. 在射线覆盖较密集的区域, 成像分辨率可以达到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (图 7). 在卡斯卡迪亚沿岸地区, 低 Q_{P_g} 异常出现在北部的奥林匹克半岛 (OP) 和俄勒冈海岸山脉 (OCR) 南部, Siletzia 地体中部表现为大面积高 Q_{P_g} 特征. 高地熔岩平原 (HLP) 的部分地区表现为低 Q_{P_g} 异常特征. 弧火山分布密集的区域也观测到地壳低 Q_{P_g} 特征.

衰减 Q 值具有较强的频率依赖性, 随着频率的升高, 整体 Q 值增大. 雅基马褶皱带 (YFB) 在低频表现为低 Q_{P_g} 异常, 随着频率的升高 Q_{P_g} 逐渐升高至区域平均值. 为了获得宽频带内稳定的衰减特征, 我们统计了不同的地质块体内 Q_{P_g} 的频率依赖性. 如图 8 所示, Siletzia 地体和盆地与山脉省在较宽的频带内均表现为高 Q_{P_g} . 雅基马褶皱带、戈尔达板块和奥林匹克半岛表现为低 Q_{P_g} . 当频率大于 5.0 Hz 时, Q_{P_g} -频率曲线相互重叠, Q_{P_g} 表现为更强的频率依赖性. 当频率小于 0.5 Hz 时, 部分频段的 Q_{P_g} 值随着频率的增加而减小, 表现出更为复杂的频率依赖关系, 不满足幂律形式. 低频段中类似的频率依赖性也在其他地区被观测到, 例如蒙古 (Zhang et al., 2022) 和青藏高原东南缘 (Li et al., 2023). 因此我们选取 0.5 ~

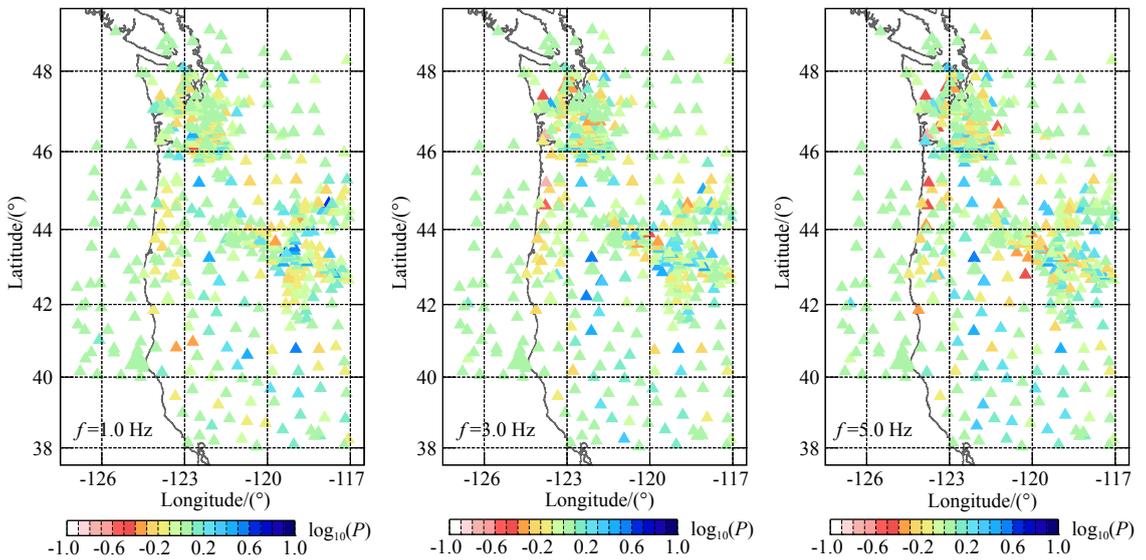


图 4 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 频率下的台基响应分布

Fig. 4 Site response distributions at 1.0, 3.0, and 5.0 Hz, respectively

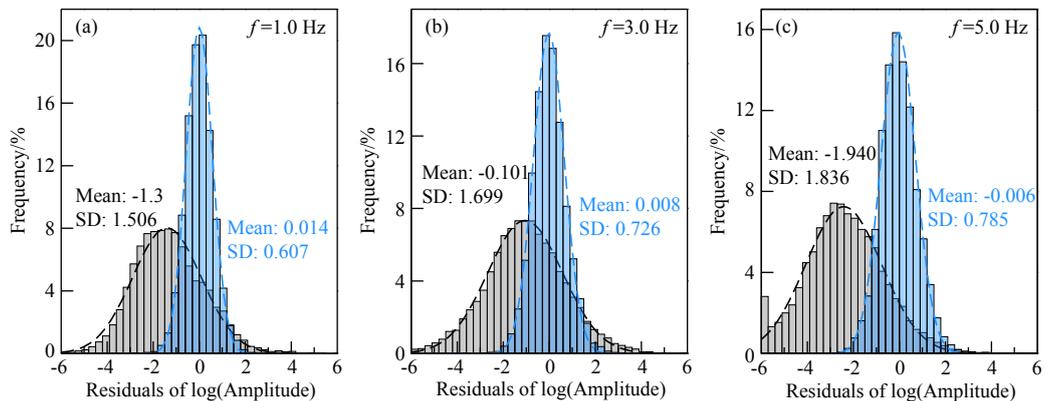


图 5 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 频率下反演前 (灰色)、后 (蓝色) Pg 谱振幅残差分布直方图

虚线为最佳拟合高斯分布. 反演前后残差的均值和标准差标记在图中.

Fig. 5 Histograms of the Pg spectral amplitude misfits before (gray) and after (blue) inversions at 1.0, 3.0, and 5.0 Hz, respectively

Dashed lines are the best-fit Gaussian distributions. The means and standard deviations (SD) of residuals are labeled both before and after inversions.

5.0 Hz 作为 Pg 波衰减模型的特征频段, 通过计算不同频率 Q_{Pg} 的对数平均, 获得了宽频带平均衰减模型. 如图 9a 所示, 卡斯卡迪亚俯冲带沿岸的北部和南部地壳表现为两个低 Q_{Pg} 异常区, 与非火山震颤密集区的位置具有较好的对应. Siletzia 地体内部表现为高 Q_{Pg} , 与震颤稀疏区相对应. 火山下方观测到条带状低 Q_{Pg} 异常, 与火山弧分布大致对应. 低 Q_{Pg} 区也出现在高地熔岩平原下方.

3 讨论

3.1 与前人成像结果的比较

Chen 等 (2021) 获得了美国西北部地壳 Lg 波衰

减模型, 其中卡斯卡迪亚沿岸表现为强衰减特征, 1.0 Hz 频率的 Q_{Lg} 整体小于 300. 本研究的成像结果显示, 卡斯卡迪亚地壳大部分地区为低 Q_{Pg} 特征 ($Q_{Pg} < 250$), 仅 Siletzia 地体表现为明显的高 Q_{Pg} . 前人在卡斯卡迪亚俯冲区开展了大量的速度成像研究 (如, Porritt et al., 2011; Gao and Shen, 2014; Delph et al., 2018; Gao, 2018; Janiszewski et al., 2019; Zhao and Hua, 2021; Jiang et al., 2023). 图 9 比较了地壳衰减、电阻率和剪切波速度模型. Porritt 等 (2011) 和 Delph 等 (2018) 均在卡斯卡迪亚沿岸观测到“低速-高速-低速”地壳结构, 深度在 0 ~ 30 km 范围内 (图 9c-d 和 10d). 大地电磁成像也在卡斯卡迪亚沿岸北部和南部观测到两个低阻区 (Egbert et al., 2022) (图 9b 和

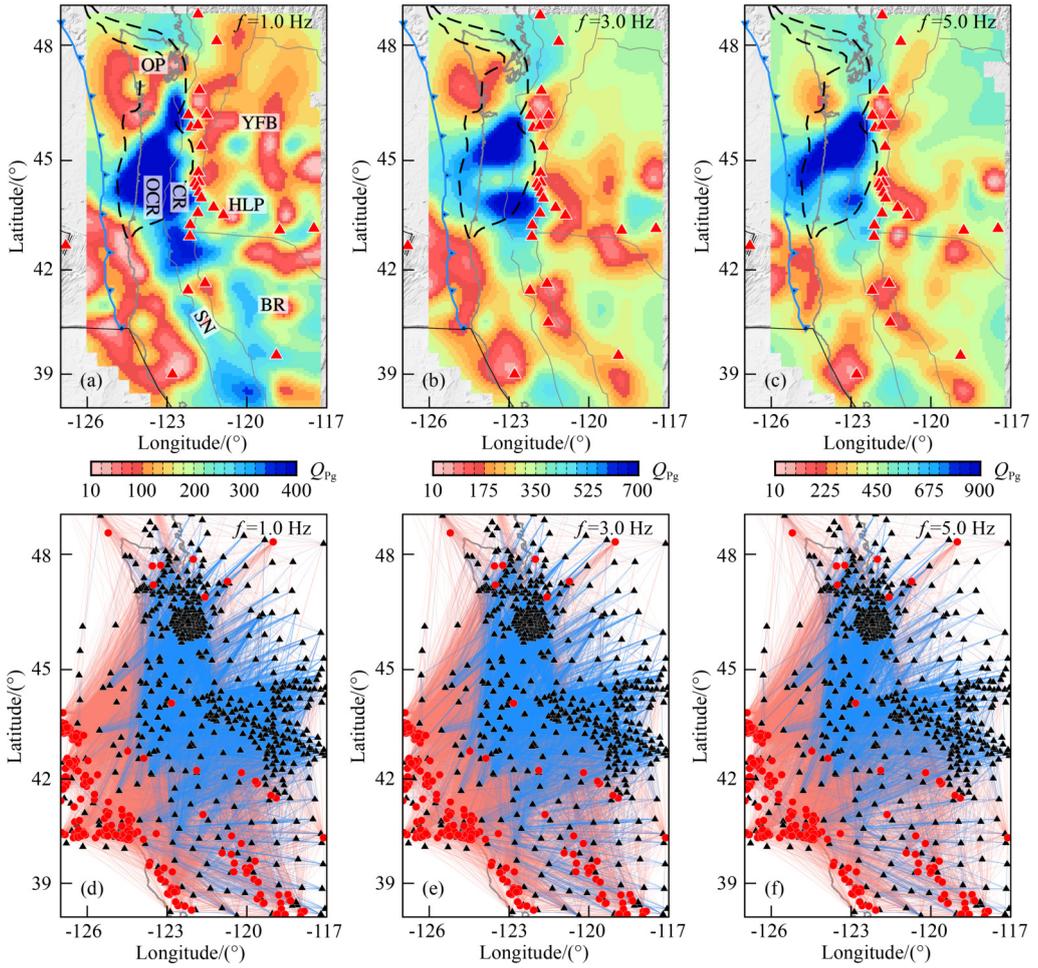


图 6 (a—c) 频率为 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 的地壳 Q_p 模型; (d—f) 频率为 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 的射线分布, 蓝色线代表双台射线路径, 红色线代表单台射线路径

Fig. 6 (a—c) Crustal Q_p models at 1.0, 3.0, and 5.0 Hz, respectively; (d—f) Raypath distributions at 1.0, 3.0, and 5.0 Hz, respectively. Blue lines indicate two-station raypaths, and red lines indicate single-station raypaths

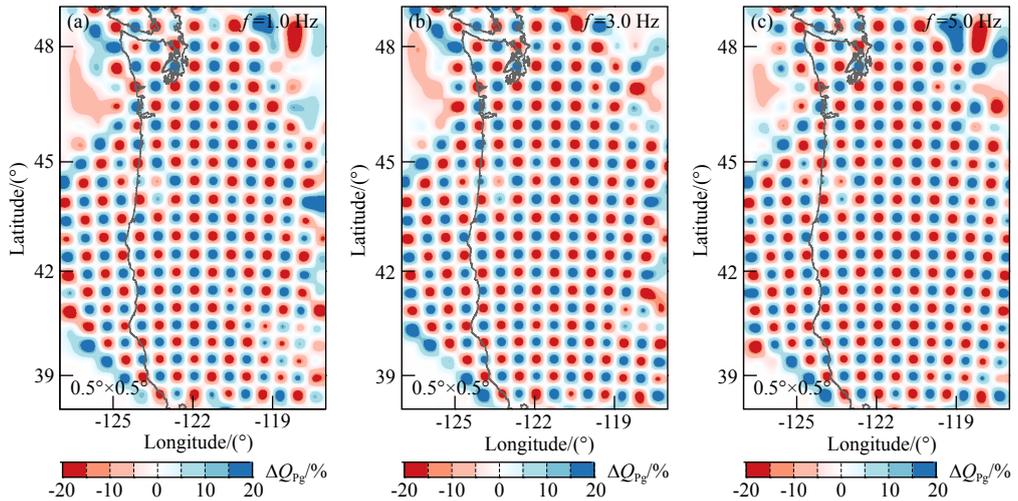


图 7 频率 1.0, 3.0 和 5.0 Hz 的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 棋盘分辨率测试结果

Fig. 7 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ checkerboard resolution tests at 1.0, 3.0 and 5.0 Hz

10e). 从北部的奥林匹克半岛到俄勒冈沿岸山脉南部, 地壳“强-弱-强”的衰减模式和“低-高-低”的速度

以及电阻率变化分布一致, 与非火山震颤的分布吻合. Siletzia 地体中部在 0~30 km 深度范围内也表现

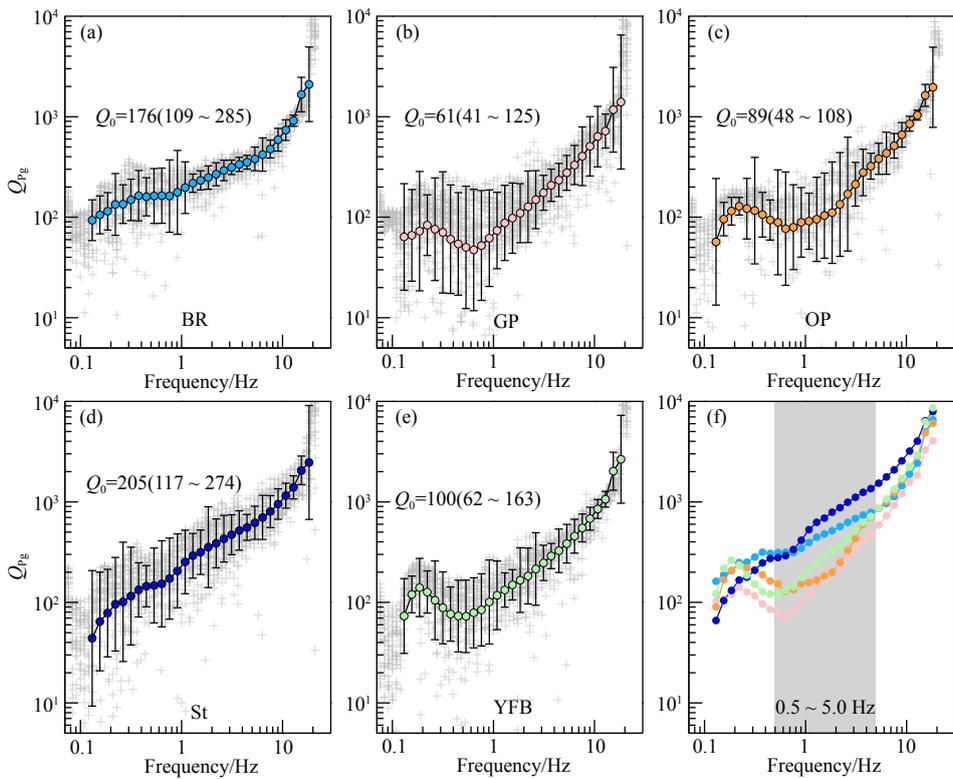


图 8 不同地质块体的 Q_{Pg} 频率依赖性

(a—e) 不同块体 Q_{Pg} 值 (灰色十字) 随频率的变化, 彩色圆点为每个窄频带内的平均值, 误差棒表示对数标准差. 1.0 Hz Q_{Pg} 值 (Q_0) 标在图中; (f) 不同的地质块体之间 Q_{Pg} -频率曲线的对比. 阴影频带 0.5 ~ 5.0 Hz 用于计算宽频带平均 Q_{Pg} . BR: 盆地与山脉省, GP: 戈尔达板块, OP: 奥林匹克半岛, St: Siletzia 地体, YFB: 雅基马褶皱带.

Fig. 8 Frequency-dependent Q_{Pg} for selected geological blocks

(a—e) Inverted Q_{Pg} values (gray crosses) versus the frequency for individual blocks, along with their mean values (colored circles) within narrow frequency bands and logarithmic standard deviations (error bars). The Q_{Pg} at 1.0 Hz (Q_0) are labeled in each panel; (f) Comparison of Q_{Pg} -frequency curves for different geological blocks. The shaded band between 0.5 and 5.0 Hz indicates the range used to calculate broadband average Q_{Pg} . BR: Basin and Range province, GP: Gorda Plate, OP: Olympic Peninsula, St: Siletzia terrane, YFB: Yakima Fold Belt.

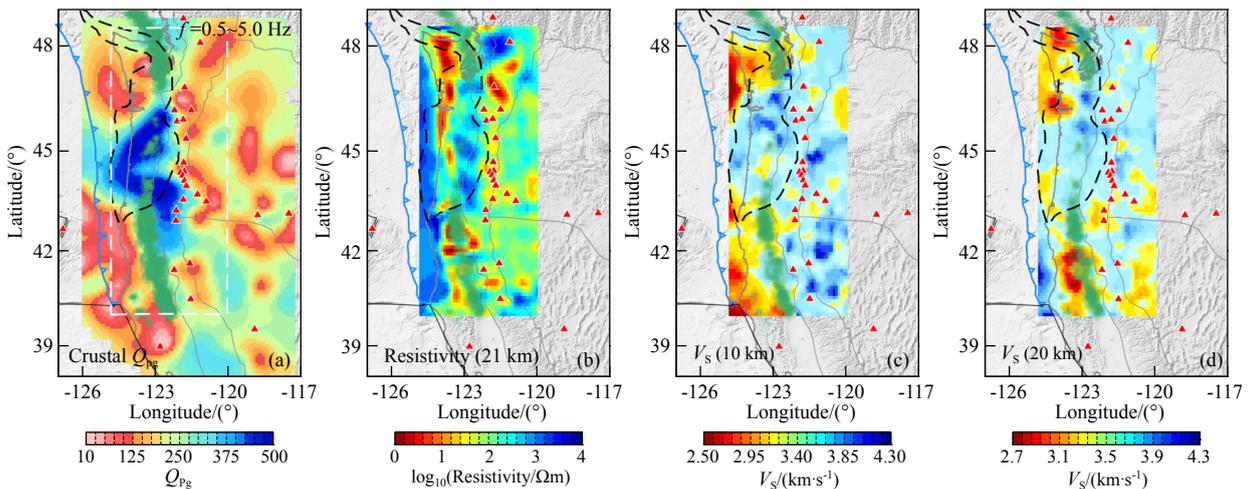


图 9 地壳衰减、电阻率和速度模型对比

(a) 0.5 ~ 5.0 Hz 宽频带地壳 Q_{Pg} 模型, 白色虚线框为图 (b—d) 的模型范围; (b) 21 km 深度的电阻率切片, 数据来自 Egbert 等 (2022);

(c—d) 10 km 和 20 km 深度的剪切波速度切片, 数据来自 Delph 等 (2018).

Fig. 9 Comparison of crustal attenuation, electrical resistivity, and velocity models

(a) Broadband crustal Q_{Pg} model between 0.5 ~ 5.0 Hz. The white dashed box indicates the model extent shown in panels (b—d); (b) Electrical resistivity slice at depths of 21 km, modified from Egbert et al. (2022); (c—d) Shear wave velocity slices at depths of 10 km and 20 km, modified from Delph et al. (2018).

为高速和高阻的特征, 与地壳高 Q_{Pg} 相对应。地壳衰减和电阻率成像结果中均在弧火山密集区 (43°N — 47°N) 观测到低 Q_{Pg} 和低电阻率异常 (图 9a—b), 而在地壳速度模型中, 火山下方并没有观测到明显的低速 (图 9c—d)。这可能因为地震波振幅衰减和电阻率对于熔体分布更为敏感。

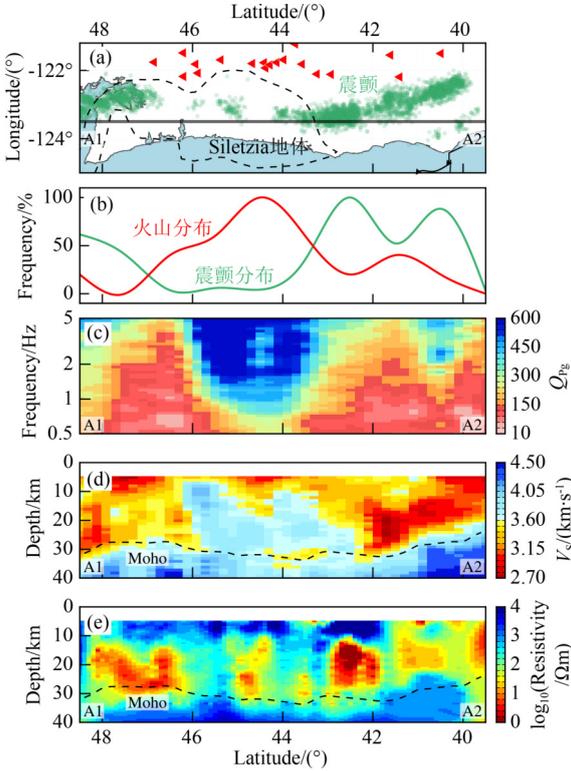


图 10 地壳衰减、速度、电阻率和非火山震颤分布的比较 (a) 火山和震颤分布图; (b) 火山和震颤沿纬度的发生频率, 其定义为 $f = \frac{N(x)}{N_{\max}}$, 其中 f 表示发生频率, $N(x)$ 代表随纬度变化 (间隔 1°) 的发生次数, N_{\max} 为 $N(x)$ 的最大值; (c) Q_{Pg} -频率剖面; (d) 剪切波速度剖面, 数据来自 Delph 等 (2018), 虚线表示莫霍面深度, 数据来自 Schmandt 等 (2015); (e) 电阻率剖面, 数据来自 Egbert 等 (2022)。

Fig. 10 Comparison of crustal attenuation, velocity, electrical resistivity, and nonvolcanic tremor distribution (a) Map showing the distributions of volcanoes and tremors; (b) Latitudinal variation in the occurrence frequency of volcanoes and tremors, defined as $f = \frac{N(x)}{N_{\max}}$, where f denotes frequency, $N(x)$ represents the number of occurrences versus latitude (1° interval), and N_{\max} is the maximum value of $N(x)$; (c) Q_{Pg} -frequency cross-section; (d) Cross-sections of shear wave velocity, modified from Delph et al. (2018). The dashed line denotes the Moho depth, based on data from Schmandt et al. (2015); (e) Cross-section electrical resistivity, modified from Egbert et al. (2022).

3.2 分段式衰减结构与流体分布

沿着卡斯卡迪亚边缘, 非火山震颤主要集中在华盛顿州和加利福尼亚州北部, 深度范围 $20 \sim 45 \text{ km}$, 而在俄勒冈州中部和北部则震颤密度明显减小 (图 10a—b)。在非火山震颤区西侧 (俯冲浅部), 我们

观测到了地壳“强-弱-强”分段式衰减结构, 其中低 Q_{Pg} 稳定存在于较宽的频带内 (图 10c)。低 Q_{Pg} 与 $10 \sim 30 \text{ km}$ 范围内的低速和低阻区吻合 (图 10d—e)。这引发了一个问题, 非火山震颤的发生是否与浅部地壳结构之间存在某种关联? 由于暖俯冲带中的震颤和中深层地震活动与流体有关, 我们认为震颤区西侧的低 Q_{Pg} 异常为富含流体的地壳或沉积层。前人的速度成像结果也揭示了胡安德富卡和戈尔达板块顶部存在沿俯冲方向延伸的低速层 (Bostock et al., 2002; Brocher et al., 2003; Abers et al., 2009; Calvert et al., 2011; Porritt et al., 2011; Chen et al., 2015; Delph et al., 2018), 这些低速层表现为高 V_P/V_S (>1.9) (Bostock et al., 2002; Peacock et al., 2011; Guo et al., 2021) 和高泊松比 (>0.29) (Audet et al., 2009; Calvert et al., 2020; Merrill et al., 2020), 认为赋存流体。Egbert 等 (2022) 也观测到卡斯卡迪亚沿岸的低阻体, 认为该地区存在富含流体的变质沉积物。热力学模拟研究关于暖俯冲带的脱水深度存在争议, 可能位于发生震颤的深度或者更深 (Fagereng and Diener, 2011; Condit et al., 2020)。我们观测到的分段式的地壳结构并没有分布在震颤区下方, 而是出现在沿俯冲反方向的浅部 (西侧)。因此我们推测卡斯卡迪亚俯冲带可能存在流体的向上运移 (Hyndman et al., 2015; Delph et al., 2018), 导致浅部流体富集, 进而形成浅部地壳或沉积层的强衰减、低速和低电阻率特征。俯冲板块弯曲过程中产生的断层以及中深度地震活动产生的破裂可以为深部流体的向上运移提供通道 (Delph et al., 2018)。暖俯冲带弧前地幔楔容易发生蛇纹石化, 蛇纹岩层渗透率较低 (Okazaki et al., 2013), 因此流体更倾向于沿高渗透率的海洋地壳运移 (Fisher, 1998; Kummer and Spinelli, 2009)。

卡斯卡迪亚地区震颤强度的不均匀分布很可能与 Siletzia 地体有关。Siletzia 是一个洋壳玄武岩地体, 于始新世早期拼贴到北美大陆 (Schmandt and Humphreys, 2011)。它从俄勒冈州和华盛顿州的沿海地区延伸至温哥华岛南部 (Wells R E et al., 1998; Wells R et al., 2014)。Siletzia 地体中部最厚, 在俄勒冈州中北部延伸至大约 30 km 深, 对应高 Q_{Pg} 、高速和高电阻率特征 (图 10)。该玄武岩地体具有较低的渗透率 (Merrill et al., 2020; Egbert et al., 2022), 可能阻碍了流体的向上运移, 进而抑制了震颤的发生, 形成了震颤的横向不均匀分布。

卡斯卡迪亚地区的火山活动在 Siletzia 地体

东侧更加密集,而在震颤区东侧火山活动减少(图 10a—b),这与我们观测到的地壳“强-弱-强”衰减结构形成对比.我们认为,卡斯卡迪亚北部和南部的俯冲板块在浅部富集了大量流体,使得进入深部地幔楔的流体较少,抑制了熔体的产生,进而形成火山活动的减少.在其他暖俯冲带的震颤区附近,也观测到了火山活动的缺失或减少现象,例如日本岛西南部和阿拉斯加中南部.因此,这些火山活动的缺失很可能与俯冲带中的流体的不均匀分布相关 (Chuang et al., 2017).

4 结论

本研究收集了卡斯卡迪亚俯冲带 623 个宽频带台站记录的垂直分量波形数据,构建了该地区高分辨率、宽频带地壳 Pg 波衰减模型,成像分辨率可达 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. 成像结果显示,北部的奥林匹克半岛和俄勒冈沿岸山脉南部表现为明显的地壳强衰减特征,弧火山下方也观测到强衰减异常,而 Siletzia 地体中部表现为弱衰减特征.地壳“强-弱-强”分段式衰减结构与震颤的分布高度吻合,同时也与“低-高-低”的速度和电阻率观测保持一致.因此,震颤区西侧的低 Q_{Pg} 异常很可能与流体相关,流体的不均匀分布导致了震颤强度和发生周期的横向变化.浅部流体的聚集也导致深部地幔楔缺乏流体,抑制了熔融的产生,使得震颤区附近火山活动减少.

致谢 地震波形资料来自美国地震学研究联合会数据管理中心 (IRIS DMC). 图件绘制采用 GMT 软件 (<https://www.generic-mapping-tools.org/>). 感谢评审专家的宝贵意见. 谨此祝贺成都理工大学朱介寿教授从事地球物理教学和科研工作七十周年.

References

Abers G A, MacKenzie L S, Rondenay S, et al. 2009. Imaging the source region of Cascadia tremor and intermediate-depth earthquakes. *Geology*, 37(12): 1119-1122, doi: [10.1130/g30143a.1](https://doi.org/10.1130/g30143a.1).

Abers G A, Nakajima J, van Keken P E, et al. 2013. Thermal-petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 369-370: 178-187, doi: [10.1016/j.epsl.2013.03.022](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.022).

Audet P, Bostock M G, Christensen N I, et al. 2009. Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225): 76-78, doi: [10.1038/nature07650](https://doi.org/10.1038/nature07650).

Bao X Y, Sandvol E, Zor E, et al. 2011. Pg attenuation tomography within

the Northern Middle East. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4): 1496-1506, doi: [10.1785/0120100316](https://doi.org/10.1785/0120100316).

Beroza G C, Ide S. 2011. Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1): 271-296, doi: [10.1146/annurev-earth-040809-152531](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152531).

Bostock M G, Hyndman R D, Rondenay S, et al. 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, 417(6888): 536-538, doi: [10.1038/417536a](https://doi.org/10.1038/417536a).

Brocher T M, Parsons T, Tréhu A M, et al. 2003. Seismic evidence for widespread serpentinized forearc upper mantle along the Cascadia margin. *Geology*, 31(3): 267-270, doi: [10.1130/0091-7613\(2003\)031<0267:Sefwsf>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0267:Sefwsf>2.0.Co;2).

Calvert A J, Preston L A, Farahbod A M. 2011. Sedimentary underplating at the Cascadia mantle-wedge corner revealed by seismic imaging. *Nature Geoscience*, 4(8): 545-548, doi: [10.1038/ngeo1195](https://doi.org/10.1038/ngeo1195).

Calvert A J, Bostock M G, Savard G, et al. 2020. Cascadia low frequency earthquakes at the base of an overpressured subduction shear zone. *Nature Communications*, 11(1): 3874, doi: [10.1038/s41467-020-17609-3](https://doi.org/10.1038/s41467-020-17609-3).

Chen C X, Zhao D P, Wu S G. 2015. Tomographic imaging of the Cascadia subduction zone: Constraints on the Juan de Fuca slab. *Tectonophysics*, 647-648: 73-88, doi: [10.1016/j.tecto.2015.02.012](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.012).

Chen Y F, Gu Y J, Mohammed F, et al. 2021. Crustal attenuation beneath western North America: Implications for slab subduction, terrane accretion and arc magmatism of the Cascades. *Earth and Planetary Science Letters*, 560: 116783, doi: [10.1016/j.epsl.2021.116783](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116783).

Chuang L, Bostock M, Wech A, et al. 2017. Plateau subduction, intraslab seismicity, and the Denali (Alaska) volcanic gap. *Geology*, 45(7): 647-650, doi: [10.1130/g38867.1](https://doi.org/10.1130/g38867.1).

Condit C B, Guevara V E, Delph J R, et al. 2020. Slab dehydration in warm subduction zones at depths of episodic slip and tremor. *Earth and Planetary Science Letters*, 552: 116601, doi: [10.1016/j.epsl.2020.116601](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116601).

Delph J R, Levander A, Niu F L. 2018. Fluid controls on the heterogeneous seismic characteristics of the Cascadia Margin. *Geophysical Research Letters*, 45(20): 11021-11029, doi: [10.1029/2018gl079518](https://doi.org/10.1029/2018gl079518).

Du J S, Wang Y, Hou Z, et al. 2024. Spatiotemporal detection of slow slip information in Cascadia based on GNSS. *Journal of Navigation and Positioning (in Chinese)*, 12(1): 130-136, doi: [10.16547/j.cnki.10-1096.20240116](https://doi.org/10.16547/j.cnki.10-1096.20240116).

Egbert G D, Yang B, Bedrosian P A, et al. 2022. Fluid transport and storage in the Cascadia forearc influenced by overriding plate lithology. *Nature Geoscience*, 15(8): 677-682, doi: [10.1038/s41561-022-00981-8](https://doi.org/10.1038/s41561-022-00981-8).

Fagereng Å, Diener J F A. 2011. Non-volcanic tremor and discontinuous slab dehydration. *Geophysical Research Letters*, 38(15): L15302, doi: [10.1029/2011gl048214](https://doi.org/10.1029/2011gl048214).

Fisher A T. 1998. Permeability within basaltic oceanic crust. *Reviews of Geophysics*, 36(2): 143-182, doi: [10.1029/97rg02916](https://doi.org/10.1029/97rg02916).

Gallegos A, Ranasinghe N, Ni J, et al. 2017. Lg attenuation, frequency dependence and relative site response of the western United States as revealed by the EarthScope Transportable Array. *Geophysical Journal International*, 209(3): 1955-1971, doi: [10.1093/gji/ggx145](https://doi.org/10.1093/gji/ggx145).

Gao H Y, Shen Y. 2014. Upper mantle structure of the Cascades from full-

- wave ambient noise tomography: Evidence for 3D mantle upwelling in the back-arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 390: 222-233, doi: [10.1016/j.epsl.2014.01.012](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.012).
- Gao H Y. 2018. Three-dimensional variations of the slab geometry correlate with earthquake distributions at the Cascadia subduction system. *Nature Communications*, 9(1): 1204, doi: [10.1038/s41467-018-03655-5](https://doi.org/10.1038/s41467-018-03655-5).
- Guo H, McGuire J J, Zhang H J. 2021. Correlation of porosity variations and rheological transitions on the southern Cascadia megathrust. *Nature Geoscience*, 14(5): 341-348, doi: [10.1038/s41561-021-00740-1](https://doi.org/10.1038/s41561-021-00740-1).
- Hayes G P, Moore G L, Portner D E, et al. 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410): 58-61, doi: [10.1126/science.aat4723](https://doi.org/10.1126/science.aat4723).
- Hyndman R D, McCrory P A, Wech A, et al. 2015. Cascadia subducting plate fluids channelled to fore-arc mantle corner: ETS and silica deposition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6): 4344-4358, doi: [10.1002/2015jb011920](https://doi.org/10.1002/2015jb011920).
- Ide S. 2012. Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3): B03302, doi: [10.1029/2011jb008840](https://doi.org/10.1029/2011jb008840).
- Janiszewski H A, Gaherty J B, Abers G A, et al. 2019. Amphibious surface-wave phase-velocity measurements of the Cascadia subduction zone. *Geophysical Journal International*, 217(3): 1929-1948, doi: [10.1093/gji/ggz051](https://doi.org/10.1093/gji/ggz051).
- Jiang C X, Schmandt B, Abers G A, et al. 2023. Segmentation and radial anisotropy of the deep crustal magmatic system beneath the cascades arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(3): e2022GC010738, doi: [10.1029/2022gc010738](https://doi.org/10.1029/2022gc010738).
- Krishna V G, Ramesh D S. 2000. Propagation of crustal-waveguide-trapped Pg and seismic velocity structure in the south Indian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(5): 1281-1294, doi: [10.1785/0119990028](https://doi.org/10.1785/0119990028).
- Kummer T, Spinelli G A. 2009. Thermal effects of fluid circulation in the basement aquifer of subducting ocean crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B3): B03104, doi: [10.1029/2008jb006197](https://doi.org/10.1029/2008jb006197).
- Li R J, Zhao L F, Xie X B, et al. 2023. Crustal deformation in the southeastern margin of the Tibetan Plateau: Insights from broad-band Pg-wave attenuation tomography. *Geophysical Journal International*, 235(3): 2870-2886, doi: [10.1093/gji/ggad404](https://doi.org/10.1093/gji/ggad404).
- Merrill R, Bostock M G, Peacock S M, et al. 2020. A double difference tomography study of the Washington forearc: Does Siletzia control crustal seismicity?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(10): e2020JB019750, doi: [10.1029/2020jb019750](https://doi.org/10.1029/2020jb019750).
- Nicolas M, Massinon B, Mechler P, et al. 1982. Attenuation of regional phases in western Europe. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6A): 2089-2106.
- Obara K. 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296(5573): 1679-1681, doi: [10.1126/science.1070378](https://doi.org/10.1126/science.1070378).
- Okazaki K, Katayama I, Noda H. 2013. Shear-induced permeability anisotropy of simulated serpentinite gouge produced by triaxial deformation experiments. *Geophysical Research Letters*, 40(7): 1290-1294, doi: [10.1002/grl.50302](https://doi.org/10.1002/grl.50302).
- Ottmöller L, Shapiro N M, Krishna Singh S, et al. 2002. Lateral variation of Lg wave propagation in southern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1): ESE 3-1-ESE 3-13, 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. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(1): 43-71.
- Paul A, Jongmans D, Campillo M, et al. 1996. Amplitudes of regional seismic phases in relation to crustal structure of the Sierra Nevada, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B11): 25243-25254, doi: [10.1029/96jb01906](https://doi.org/10.1029/96jb01906).
- Peacock S M, Christensen N I, Bostock M G, et al. 2011. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39(5): 471-474, doi: [10.1130/g31649.1](https://doi.org/10.1130/g31649.1).
- Porritt R W, Allen R M, Boyarko D C, et al. 2011. Investigation of Cascadia segmentation with ambient noise tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1-2): 67-76, doi: [10.1016/j.epsl.2011.06.026](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.026).
- Pyle M L, Walter W R, Pasyanos M E. 2017. High-resolution 2D Lg and Pg attenuation models in the Basin and Range Region with implications for frequency-dependent Q. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6): 2846-2858, doi: [10.1785/0120170172](https://doi.org/10.1785/0120170172).
- Ringdal F, Marshall P D, Alewine R W. 1992. Seismic yield determination of Soviet underground nuclear explosions at the Shagan River test site. *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).
- Sato H, Fehler M C, Maeda T. 2012. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. 2nd ed. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Schmandt B, Humphreys E. 2011. Seismically imaged relict slab from the 55 Ma Siletzia accretion to the northwest United States. *Geology*, 39(2): 175-178, doi: [10.1130/g31558.1](https://doi.org/10.1130/g31558.1).
- Schmandt B, Lin F C, Karlstrom K E. 2015. Distinct crustal isostasy trends east and west of the Rocky Mountain Front. *Geophysical Research Letters*, 42(23): 10290-10298, doi: [10.1002/2015gl066593](https://doi.org/10.1002/2015gl066593).
- Sereno T J, Bratt S R, Bache T C. 1988. Simultaneous inversion of regional wave spectra for attenuation and seismic moment in Scandinavia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B3): 2019-2035, doi: [10.1029/JB093iB03p02019](https://doi.org/10.1029/JB093iB03p02019).
- Singh C, Jaiswal N, Mukhopadhyay S. 2019. Pg Q model for Nepal Himalaya. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 286: 13-20, doi: [10.1016/j.pepi.2018.10.009](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2018.10.009).
- Storchak D A, Schweitzer J, Bormann P. 2003. The IASPEI standard seismic phase list. *Seismological Research Letters*, 74(6): 761-772.
- Street R L, Herrmann R B, Nuttli O W. 1975. Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes. *Geophysical Journal International*, 41(1): 51-63, doi: [10.1111/j.1365-246X.1975.tb05484.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05484.x).
- van der Lee S, Nolet G. 1997. Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate. *Nature*, 386(6622): 266-269, doi: [10.1038/386266a0](https://doi.org/10.1038/386266a0).

- Walter W R, Mayeda K, Malagnini L, et al. 2007. Regional body-wave attenuation using a coda source normalization method: Application to MEDNET records of earthquakes in Italy. *Geophysical Research Letters*, 34(10): L10308, doi: [10.1029/2007gl029990](https://doi.org/10.1029/2007gl029990).
- Wech A G. 2010. Interactive tremor monitoring. *Seismological Research Letters*, 81(4): 664-669, doi: [10.1785/gssrl.81.4.664](https://doi.org/10.1785/gssrl.81.4.664).
- Wech A G. 2016. Extending Alaska's plate boundary: Tectonic tremor generated by Yakutat subduction. *Geology*, 44(7): 587-590, doi: [10.1130/g37817.1](https://doi.org/10.1130/g37817.1).
- Wells R, Bukry D, Friedman R, et al. 2014. Geologic history of Siletzia, a large igneous province in the Oregon and Washington Coast Range: Correlation to the geomagnetic polarity time scale and implications for a long-lived Yellowstone hotspot. *Geosphere*, 10(4): 692-719, doi: [10.1130/ges01018.1](https://doi.org/10.1130/ges01018.1).
- Wells R E, Weaver C S, Blakely R J. 1998. Fore-arc migration in Cascadia and its neotectonic significance. *Geology*, 26(8): 759-762, doi: [10.1130/0091-7613\(1998\)026<0759:Famica>2.3.Co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0759:Famica>2.3.Co;2).
- Xie J, Gok R, Ni J, et al. 2004. Lateral variations of crustal seismic attenuation along the INDEPTH profiles in Tibet from Lg Q inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B10): B10308, doi: [10.1029/2004jb002988](https://doi.org/10.1029/2004jb002988).
- Xie J K. 2007. Pn Attenuation beneath the Tibetan Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6): 2040-2052, doi: [10.1785/0120070016](https://doi.org/10.1785/0120070016).
- Yang G, Zhao L F, Xie X B, et al. 2024. Strong Lg -wave attenuation reveals quarter-toroidal crustal melting around the Yakutat terrane in south-central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129(9): e2024JB029104, doi: [10.1029/2024jb029104](https://doi.org/10.1029/2024jb029104).
- Zhang L, Zhao L F, Xie X B, et al. 2022. Lateral variations in crustal Lg attenuation in and around the Hangay Dome, Mongolia. *International Journal of Earth Sciences*, 111(2): 591-606, doi: [10.1007/s00531-021-02131-8](https://doi.org/10.1007/s00531-021-02131-8).
- Zhao D P, Hua Y Y. 2021. Anisotropic tomography of the Cascadia subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 318: 106767, doi: [10.1016/j.pepi.2021.106767](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106767).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2013. Crustal Lg attenuation within the North China Craton and its surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 195(1): 513-531, doi: [10.1093/gji/ggt235](https://doi.org/10.1093/gji/ggt235).
- Zhao L F, Mousavi S M. 2018. Lateral variation of crustal Lg attenuation in Eastern North America. *Sci. Rep.*, 8(1): 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, 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](https://doi.org/10.6038/cjg2018L0394).
- Zhao L F, Xie X B, He X, et al. 2022. Seismic Lg -wave attenuation tomography: Method, algorithm, data processing flow and application. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics (in Chinese)*, 53(6): 721-744, doi: [10.19975/j.dqyxx.2022-024](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-024).

附中文参考文献

- 杜久升, 王羽, 侯争等. 2024. 卡斯卡迪亚慢滑移信息的 GNSS 时空探测. *导航定位学报*, 12(1): 130-136, doi: [10.16547/j.cnki.10-1096.20240116](https://doi.org/10.16547/j.cnki.10-1096.20240116).
- 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](https://doi.org/10.6038/cjg2018L0394).
- 赵连锋, 谢小碧, 何熹等. 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).

(本文编辑 何燕)