

李想, 姚华建, 李昱, 刘启元. 2015. 偏离大圆路径传播对四川西部面波相速度成像的影响. 地震学报, 37(1): 15-28. doi:10.11939/jass.2015.01.002.
Li X, Yao H J, Li Y, Liu Q Y. 2015. Effect of off-great-circle propagation on surface wave phase velocity tomography in western Sichuan. *Acta Seismologica Sinica*, 37(1): 15-28. doi:10.11939/jass.2015.01.002.

偏离大圆路径传播对四川西部面波 相速度成像的影响^{*}

李 想^{1,2)} 姚华建^{1,2),†} 李 昱³⁾ 刘启元³⁾

- 1) 中国合肥 230026 中国科学技术大学地球与空间科学学院
2) 中国合肥 230026 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站
3) 中国北京 100029 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室

摘要 面波成像是研究地壳上地幔横波速度结构的一种重要方法. 通常, 面波相速度或群速度成像假设面波沿大圆路径传播. 但是, 在地下介质速度结构变化较大时, 面波会偏离大圆路径传播, 从而导致基于大圆路径假设下的面波成像结果存在一定的误差. 我们采用基于射线追踪的面波成像方法, 研究了面波的偏离大圆路径传播对四川西部地区面波相速度成像结果的影响. 使用快速行进法(fast marching method)进行面波传播路径的射线追踪, 采用子空间反演法(subspace inversion)进行迭代反演, 对理论模型合成数据和川西台阵的短周期背景噪声相速度频散数据进行成像分析, 并与使用大圆路径传播的成像结果进行对比. 对理论模型的测试结果表明, 当速度结构变化较大时, 基于偏离大圆路径传播的面波成像能够更好地恢复模型异常. 对川西台阵的真实数据反演结果显示: 在短周期为 6 s 时, 基于偏离大圆路径传播的反演方法较基于大圆路径传播的反演方法所获得的相速度异常的幅度更大些, 在四川盆地地区两者的差异接近 0.2 km/s; 在周期为 10 s 时, 两种反演方法的差异显著减小, 基本都在 0.1 km/s 以内. 这主要是因为 6 s 周期的面波相速度对复杂的上地壳浅层结构更为敏感, 从而使得面波的偏离大圆路径传播效应对反演结果的影响更为显著. 本文结果表明, 当某一周期不同路径的面波相速度测量值变化较大, 例如相对于平均相速度的异常超过 10% 时, 则需考虑采用基于偏离大圆路径传播的面波成像方法, 否则速度异常较大区域的反演结果可能会造成较大的偏差.

关键词 面波成像 偏离大圆路径传播 相速度 四川西部

doi:10.11939/jass.2015.01.002 中图分类号: P315.3⁺1 文献标志码: A

Effect of off-great-circle propagation on surface wave phase velocity tomography in western Sichuan

Li Xiang^{1,2)} Yao Huajian^{1,2),†} Li Yu³⁾ Liu Qiyuan³⁾

- 1) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China,
Hefei 230026, China

^{*} 基金项目 国家自然科学基金项目(41222028)、地震行业专项(201508008)和中央高校基本科研业务费专项资金(WK2080000053)共同资助.

收稿日期 2014-11-21 收到初稿, 2015-01-07 决定采用修改稿.

[†] 通讯作者 e-mail: hjyao@ustc.edu.cn

2) Mengcheng National Geophysical Observatory, Hefei 230026, China

3) State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

Abstract: Surface wave tomography is a very important tool to study shear wave velocity structures of crust and upper mantle. For surface wave phase or group velocity tomography we usually assume that surface waves propagate along great-circle paths. However, when the velocity structure has large variations, surface waves will propagate along off-great-circle paths, and therefore there may exist considerable errors in tomographic inversion results based on great-circle propagation of surface waves. We use the ray-tracing-based surface wave tomography method to analyze how off-great-circle propagation of surface waves influences the results of phase velocity tomography in western Sichuan. During the inversion, the fast marching method is used to track the ray paths of surface waves and the subspace inversion scheme is used for the inversion step. We use synthetic data from a theoretical model and short period ambient noise phase velocity dispersion data from the western Sichuan array for the analysis, and we compare the inversion results based on off-great-circle propagation and great-circle propagation of surface waves. Results of the synthetic tests show that the off-great-circle tomographic method recovers the anomaly better when the variation of the velocity structure is large. The inversion of real data from the western Sichuan array reveals that for the 6 s period data, the differences between the phase velocity tomographic results from the off-great-circle propagation and great-circle propagation methods are rather obvious, which are close to 0.2 km/s in the Sichuan basin. For the 10 s period data, differences between the two methods are much smaller, which are all less than 0.1 km/s. The main reason is due to that the 6 s period data are more sensitive to the complex shallow structure of upper crust, so the effect of off-great-circle propagation on the inversion results is more remarkable. Our results indicate that the off-great-circle propagation effect should be considered in the tomography if the observed phase velocities along different paths have large variations, for example, more than 10% of the average velocity, otherwise the inversion results of regions with large velocity anomalies might have considerable bias.

Key words: surface wave tomography; off-great-circle propagation; phase velocity; western Sichuan

引言

面波成像是研究地壳上地幔横波速度结构的一种重要方法,传统的面波成像一般采用地震面波数据,研究的周期范围通常都在 15 s 以上(Huang *et al*, 2003; Yao *et al*, 2005; 余大新等, 2014),主要反映中下地壳和上地幔的横波速度结构.近 10 年来发展起来的基于背景噪声的面波成像方法可以使面波成像的周期范围显著降低.在台站间距超过 50 km 时,一般噪声成像的周期范围为 5—40 s(Shapiro *et al*, 2005; Yao *et al*, 2006; Yang *et al*, 2007; Li *et al*, 2009; Fang *et al*, 2010; Zheng *et al*, 2011; 郑现等, 2013; 郑定昌等, 2014);但当台站间距在 10 km 左右或更小时,噪声成像的周期范围可以达到 1—2 s

(Huang *et al.*, 2010; 李昱等, 2010; Young *et al.*, 2011), 从而能够研究上地壳浅层 2—3 km 以内的速度结构.

通常面波成像方法均假定面波沿大圆路径传播, 忽略了复杂介质引起的面波传播路径弯曲对成像结果造成的影响. 这在介质情况不太复杂、相速度异常幅度较小时可以得到较好的相速度或群速度分布结果. 因此, 基本上所有的地震面波成像和背景噪声成像都是采用基于大圆路径假设的成像方法. 研究表明, 短周期面波成像揭示的相速度异常可以达到 30% 甚至更高 (Huang *et al.*, 2010; 李昱等, 2010), 显示地壳浅部存在很大的横向非均匀性. 在这种情况下, 面波的传播路径可能会显著偏离大圆路径. 如果仍然采用基于大圆路径假设的面波成像方法, 可能会导致短周期的成像结果存在较大误差.

考虑偏离大圆路径传播的面波成像方法目前主要有两种: 一种是基于面波传播路径射线追踪的面波成像方法 (Arroucau *et al.*, 2010; Young *et al.*, 2011), 另一种是基于程函方程成像 (eikonal tomography) 的方法 (Lin *et al.*, 2009; Zhou *et al.*, 2012). 后一种方法通过面波走时场直接求解程函方程, 进而得到相速度分布, 无需进行反演和迭代. 基于程函方程成像的方法对于台站密集且分布较均匀的情况, 可以获得可靠的成像结果, 但此方法不适用于台站较稀疏且分布不均匀的情况.

传统的射线路径追踪方法主要有打靶法 (Sambridge, Kennett, 1990)、路径弯曲法 (Julian, Gubbins, 1977) 以及基于网格的最短路径法 (Nakanishi, Yamaguchi, 1986) 和波前构建法 (Vinje *et al.*, 1993) 等. 但是, 这些方法或具有计算不稳定性, 或存在随台站数目增多所需计算时间大大增加的问题 (Leidenfrost *et al.*, 1999). 快速行进法 (fast marching method) (Sethian, 1996) 则是一种通过追踪波前界面的演化求解程函方程, 从而进行射线追踪并获得走时数据的方法. 由于该算法稳定性高, 计算速度快, 因此更适合在实际复杂介质中应用. Arroucau 等 (2010) 及 Young 等 (2011) 均采用该方法进行面波射线路径追踪并进行面波速度分布成像.

通常面波走时成像方法是基于广义最小二乘方法 (Tarantola, Valette, 1982; Barmin *et al.*, 2001) 或梯度法 (Rawlinson, Sambridge, 2003; Arroucau *et al.*, 2010; Young *et al.*, 2011) 的反演方法. 目标函数中的阻尼因子和平滑因子对反演结果有很大的影响, 通常需要使用数据的方差和模型的扰动/平滑性画出 L 曲线来获取合适的阻尼/平滑因子. 这种方法的缺点是需要较大的计算量 (Rawlinson, Sambridge, 2003).

本文采用基于射线追踪的面波成像方法 (Rawlinson, Sambridge, 2003; Arroucau *et al.*, 2010; Young *et al.*, 2011), 研究面波的偏离大圆路径传播对结构复杂的四川西部地区短周期面波相速度成像的影响. 利用理论模型合成数据和川西台阵的短周期背景噪声相速度频散数据进行成像分析, 并将其结果与使用大圆路径传播的成像结果进行对比.

1 研究区域及数据

龙门山位于四川盆地西北缘, 其两侧的地壳厚度存在很大差异, 西侧的松潘-甘孜地块地壳厚度为 60—70 km, 而东部的四川盆地地壳厚度约为 40 km (Liu *et al.*, 2014). 四川盆地的沉积层厚度约为 10 km (徐锡伟等, 2008). 四川盆地的短周期面波相速度表现为很强的低速异常, 龙门山西北高原地区基岩出露, 表现为高速异常 (李昱等, 2010).

图 1a 给出了研究区域的地形构造和川西台阵的分布. 川西台阵共有 297 个台站, 台站

间距约为 5—40 km(刘启元等, 2009). 本文使用的是从 2007—2009 年背景噪声互相关资料中提取的瑞雷波相速度频散数据(Liu *et al*, 2014), 选用的路径约为 6000 条周期为 6 s 的相速度数据(路径分布如图 1b 所示)和接近 10000 条周期为 10 s 的相速度数据. 具体噪声互相关函数计算方法及频散曲线提取方法请分别参考李昱等(2010)和Liu等(2014)文章.

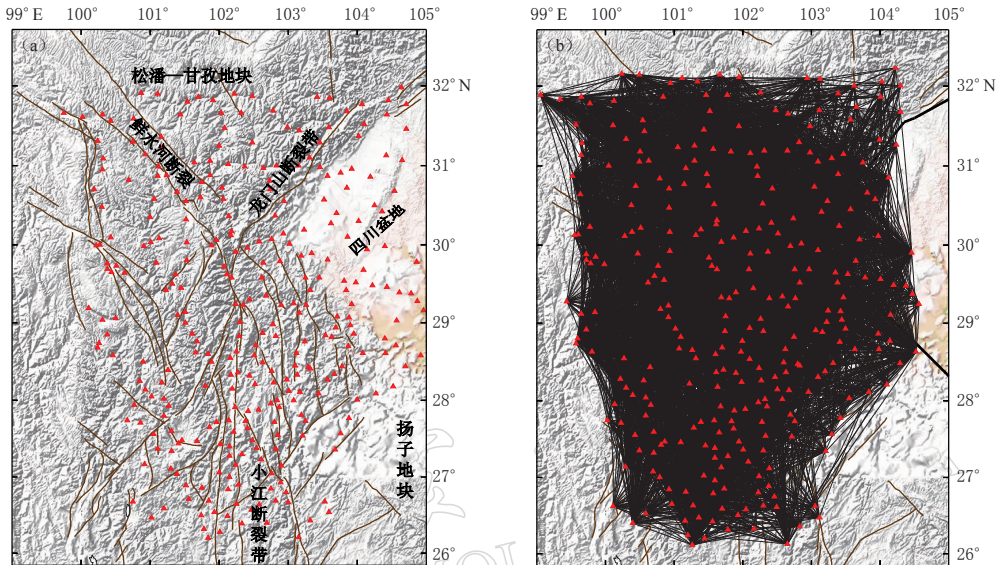


图 1 (a) 川西地区地形构造和川西台阵分布, 其中黑线表示断层分布(引自邓起东, 2004), 红色三角形表示台站; (b) 周期为 6 s 的双台相速度数据路径分布

Fig. 1 (a) Regional topography and tectonic setting of western Sichuan area and location of the seismograph array in western Sichuan. Black lines are faults (Deng, 2004) and red triangles are stations; (b) Path coverage of inter-station phase velocity measurements at the period of 6 s

2 快速行进面波成像方法

本文采用基于射线追踪的面波成像方法(Rawlinson, Sambridge, 2003)进行复杂介质下面波相速度的反演. 该方法采用快速行进法进行面波射线路径的追踪, 并采用子空间反演(subspace inversion)方法进行迭代反演成像. 下面对其进行简要介绍, 并说明如何选取反演中的阻尼因子和平滑因子.

2.1 快速行进法

快速行进法是通过追踪波前来确定面波的实际传播路径. 首先将研究区域划分网格, 从源点或某一时刻的波前出发, 用一阶迎风有限差分法(first-order upwind finite difference scheme)计算源点或波前上所有格点的相邻格点走时, 相邻格点中具有最小走时的点则成为下一时刻的波前. 反复此过程, 不断推进格点直到所有格点的走时都被计算. 由于该算法能够准确定位波传播过程中梯度不连续处的发展, 因此算法非常稳定. 当介质变化非常大时也能准确追踪波前的位置(Rawlinson, Sambridge, 2004).

2.2 子空间反演法

子空间反演法属于梯度法, 其目标函数定义为

$$S(m) = \frac{1}{2} [\Psi(m) + \epsilon\Phi(m) + \eta\Omega(m)], \quad (1)$$

式中, m 为模型相速度, $\Psi(m)$ 为数据方差, $\Phi(m)$ 为模型方差, $\Omega(m)$ 为模型平滑度, 其具体表达式如式(2)、(3)、(4)所示, ϵ 为阻尼因子, η 为平滑因子.

$$\Psi(m) = [g(m) - d_{\text{obs}}]^T [g(m) - d_{\text{obs}}], \quad (2)$$

$$\Phi(m) = (m - m_0)^T (m - m_0), \quad (3)$$

$$\Omega(m) = m^T D^T D m, \quad (4)$$

式中: d_{obs} 是根据观测得到的面波走时, 由相速度数据计算获得; m_0 是根据观测到的相速度数据选取的平均速度模型; $g(m)$ 为模型 m 的面波理论走时; D 是一阶有限差分矩阵, 用于施加模型中相邻格点之间的平滑约束. 目标函数对 m 求导, 求出目标函数极小时所对应的 m 即为需要的反演结果.

子空间反演法是一种求解非线性问题的方法, 求解方程(1)需要通过对

$$m_{n+1} = m_n + \delta m_n \quad (5)$$

进行迭代. 每次迭代中, 将该次迭代得到的解 δm_n 限制在一个 p 维的模型子空间中. 为简明起见, 省略 m 的下标, 令

$$\delta m = \sum_{j=1}^p \mu_j a^j = A \mu, \quad (6)$$

其中 $A = [a^j]$ 为子空间中的基矢量. 子空间法的目标函数可进一步转化为

$$S(m + \delta m) = S(m) + \sum_{j=1}^p \mu_j \hat{\gamma}^T a^j + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^p \sum_{k=1}^p \mu_j \mu_k (a^k)^T \hat{H} a^j, \quad (7)$$

其中, $\hat{\gamma} = \partial S / \partial m$, $\hat{H} = \partial^2 S / \partial m^2$.

然后, 通过目标函数对子空间中的投影矢量 μ 求导, 最小化目标函数, 便可得到 μ , 从而确定迭代解 δm 为

$$\delta m = -A[A^T(G^T G + \epsilon I + \eta D^T D)A]^{-1} A^T \hat{\gamma}, \quad (8)$$

式中, G 为联系观测数据(走时)与模型(相速度)之间的敏感度矩阵, 即 $g(m) = Gm$. 在基于大圆路径传播的反演中, 因为观测数据对应的路径保持不变, 所以 G 矩阵不变; 在基于偏离大圆路径传播的反演过程中, 随着模型的不断更新, 面波传播的路径也会随之不断更新, G 矩阵也会不断变化.

子空间法的优势在于计算过程中通过将每次迭代的求解过程限制在一个 p 维子空间, 使每次迭代只需求解一个 $p \times p$ 大小的线性方程组. 而子空间维度 $p \leq 8$ 就能很好地迭代出最终结果, 大大减小了运算量, 提高了运算效率. 关于子空间法的详细介绍请参考 Rawlinson 和 Sambridge(2003)文章.

2.3 阻尼因子和平滑因子的确定

由于利用 L 曲线同时判断目标函数的阻尼因子和平滑因子所需计算量较大, 这里我们通过数据方差 $\Psi(m)$ 和模型方差 $\Phi(m)$ 的物理意义首先确定阻尼因子 ϵ (Aki *et al.*, 1977), 然后再采用 L 曲线的方法获得合适的平滑因子.

由式(2)、(3)可知, 目标函数中的 $\Psi(m)$ 项代表数据的误差, $\Phi(m)$ 项代表模型相对于先验模型(这里为平均模型)的偏差. $\Phi(m)$ 项是通过迭代时产生的模型与平均模型比较而得到的, 而平均模型一般取观测数据的相速度分布平均值. 因此, 我们希望最终的结果不能偏离平均模型太远. 为此, 我们计算了模型方差项 $\Phi(m)$ 和数据方差项 $\Psi(m)$ 的值, 并且调节阻尼因子 ϵ , 使数据方差项 $\Psi(m)$ 与加了权重的模型方差项 $\epsilon \Phi(m)$ 的大小为同一数量

级,从而增大平均模型约束对结果影响的权重.

确定阻尼因子 ϵ 后,再选取不同的平滑因子 η ,通过画出归一化后的数据方差和模型平滑度,取其拐点处的值,从而确定平滑因子.

3 结果

3.1 测试模型

我们模拟四川盆地西南和西北部的地形情况构造了速度模型(图 2),选择 3.0 km/s 作为平均速度,高速区和低速区的异常幅度相对于平均速度分别为 $\pm 0.5 \text{ km/s}$. 选择所有在模型范围内的台站以及周期为 6 s 的真实路径分布,共有 4546 条路径. 通过理论模型计算所有路径的面波走时,然后对走时加上 1% 的高斯随机误差.

首先,我们使用 6 s 数据在测试模型范围内的所有路径进行反演,利用 2.3 节中所讨论的方法确定阻尼因子,对每次迭代选取不同的平滑因子 η 进行反演,画出该次迭代下的 L 曲线,从中找出合适的平滑因子. 图 3 为测试模型迭代至收敛时的 L 曲线. 红色点为本文选取的平滑因子所对应的归一化数据方差和模型平滑度.

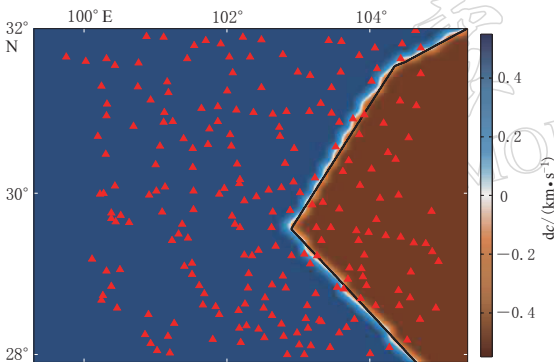


图 2 测试模型相速度异常 dc (km/s) 分布
红色三角形表示台站,黑色线表示高低速
异常分界线,平均相速度 $c = 3.0 \text{ km/s}$

Fig. 2 Distribution of phase velocity anomaly dc (km/s) for the test model
Red triangles present stations, the black line shows the boundary of the high/low velocity anomalous region, and the average phase velocity c is 3.0 km/s

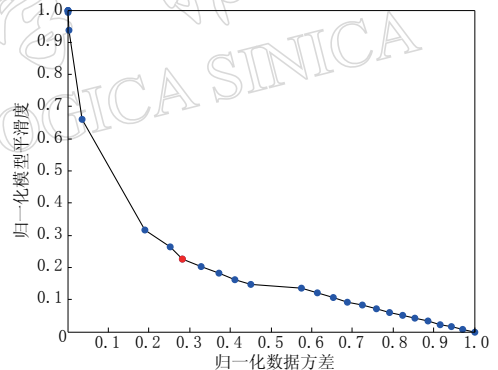


图 3 测试数据最后一次迭代时决定
平滑因子 η 的 L 曲线

蓝色点是取不同平滑因子时分别进行归一化后的数据方差和模型平滑度,红色点对应选定的平滑因子
Fig. 3 The L -curve for choosing the smoothing factor η for the last iteration using the test data
The blue points show the normalized data variance and normalized model roughness using different smoothing factors, and the red one is the chosen smoothing factor

然后,对同样的数据和路径分布采用子空间反演法,不进行射线路径追踪,而是测试基于大圆路径传播方法的成像结果.

如图 4 所示,由于数据的射线路径密度非常大,基于偏离大圆路径传播的反演结果很好地恢复出了高低速异常的趋势,异常交界处也能清晰地恢复出来. 从图 4b 显示的基于偏离大圆路径传播的反演方法与基于大圆路径传播的反演方法得到的相速度差异分布可以看出,两种方法恢复的异常形状和分布类似,但是基于大圆路径反演方法得到的相速度结果在异常幅度上比基于偏离大圆路径反演方法的结果要小,与输入模型的相差较大. 图 5b, c 分别显示了基于偏离大圆路径传播的反演得到的相速度 c_{og} 和基于大圆路径传播的反

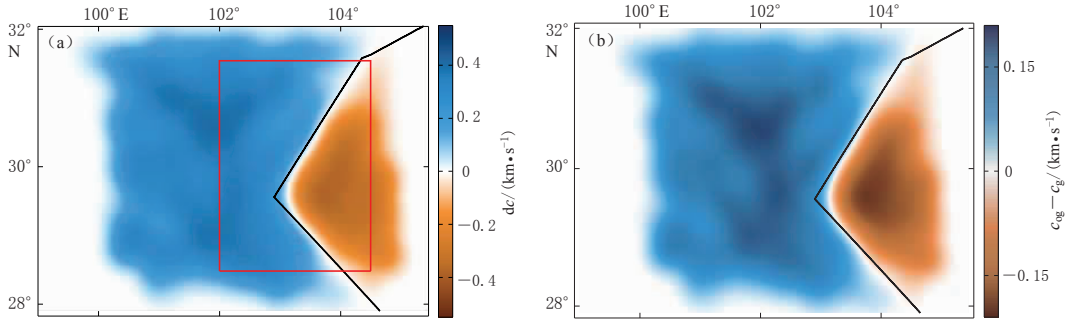


图 4 (a) 基于偏离大圆路径方法计算的相速度(c_{og})相对于平均相速度 c (3.0 km/s) 的变化分布, 红框内为下文中要单独分析的区域; (b) 基于偏离大圆路径方法得到的相速度与大圆路径方法得到的相速度(c_g)的差值($c_{og} - c_g$)分布

Fig. 4 (a) Perturbation of the phase velocity (c_{og}) using off-great-circle ray paths with respect to the average phase velocity c (3.0 km/s), where the area in the red rectangle box will be analyzed later; (b) Phase velocity difference ($c_{og} - c_g$) between the off-great-circle tomographic results and the great-circle tomographic results (c_g)

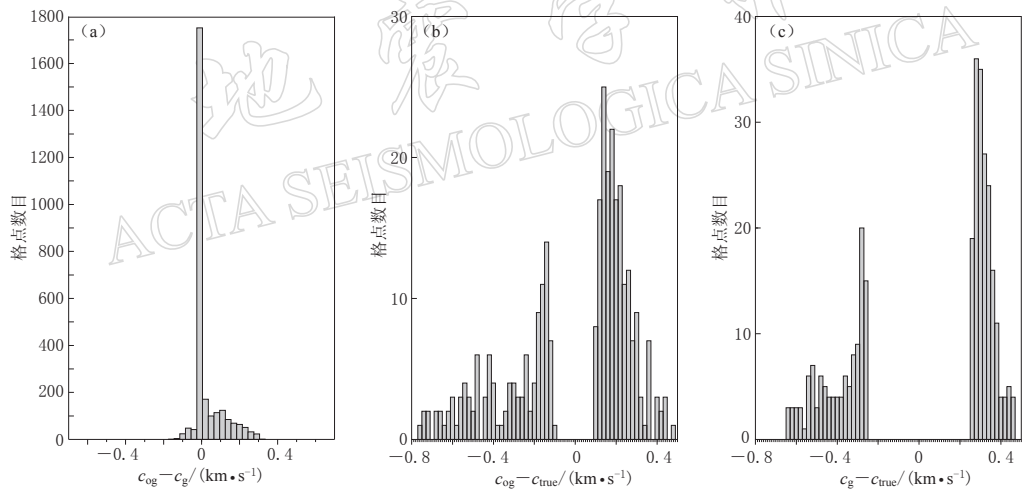


图 5 (a) 基于偏离大圆路径成像方法得到的相速度(c_{og})与基于大圆路径成像方法得到的相速度(c_g)在每个格点差值的统计数目分布图; (b)、(c)分别为图 4a 中红框内的区域基于偏离大圆路径方法和基于大圆路径方法得到的相速度与图 2 所示真实模型相速度(c_{true})在每个格点差值的统计数目分布图
Fig. 5 (a) Histogram of the phase velocity difference on every grid between the off-great-circle tomographic results (c_{og}) and the great-circle tomographic results (c_g). (b) or (c) shows the histogram of the phase velocity difference on every grid in the red rectangle area in Fig. 4a between the off-great-circle results or great-circle results and the true model phase velocity (c_{true}) in Fig. 2, respectively

演得到的相速度 c_g 在图 4a 所示红框(范围为 $28.5^{\circ} - 31.5^{\circ}N$, $102^{\circ} - 104.5^{\circ}E$)内每个格点的数据与真实模型相速度 c_{true} 差异的统计直方图。可以看出: 基于偏离大圆路径传播的反演结果与真实模型的差异分布基本集中在 ± 0.2 km/s 以内或附近, 即对于异常的振幅恢复基本能恢复 70%—80%; 而基于大圆路径传播的反演结果的差异分布偏离 0 点较远, 振幅恢复不足 60%。振幅恢复偏低是由于我们在反演目标函数中要求反演结果 m 与平均模型 m_0 之间的差异不能过大而造成的, 体现了模型约束项 $\Phi(m)$ 在目标函数中所起的作用。

当平均模型为 3.0 km/s ，设定高低速异常幅度为 0.5 km/s 时，其异常幅度约为平均模型的 16% 。此时基于偏离大圆路径传播的反演结果更加接近真实模型，而两种方法对模型的恢复差异在某些地区最大能达到 0.2 km/s 左右(图 4b, 图 5a)。

3.2 川西台阵实际数据分辨率测试

为检验本文方法的空间分辨率，我们设计了输入模型如图 6a 的 $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ 异常尺度的检测板测试，高低速区异常为 $\pm 0.5 \text{ km/s}$ 。首先根据周期为 6 s 的实际路径正演生成面波走时，并加入 1% 的随机高斯误差，然后再进行反演。由图 6b 可以看出：由于路径非常密集，在路径分布密集的区域，基于偏离大圆路径传播的反演方法对 $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ 尺度异常的恢复比较可靠，即使恢复的模型幅度比实际幅度偏小；而在射线路径较为稀疏的区域，只能恢复出异常的大致模式，并出现一些斜向拉长的效应；在没有路径覆盖的地区则没有分辨率。

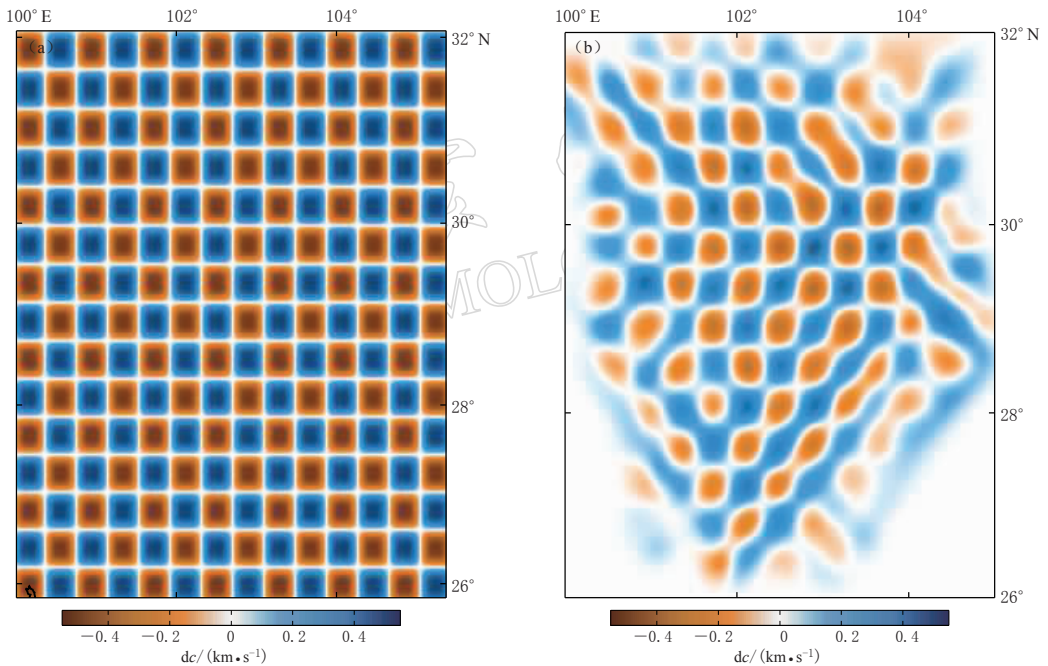


图 6 (a) $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ 异常尺度检测板测试的输入模型；(b) 用合成数据恢复出的检测板测试结果。图中平均相速度 $c = 3.0 \text{ km/s}$

Fig. 6 (a) Input checkerboard model with a $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ anomaly scale; (b) Recovery of the checkerboard model using the synthetic data. The average phase velocity c is 3.0 km/s

3.3 川西台阵实际数据反演结果

用前面提到的周期为 6 s 和 10 s 的瑞雷波相速度频散数据(Liu *et al*, 2014)作为输入，分别基于偏离大圆路径传播方法和大圆路径传播方法对川西区域进行成像。图 7 给出了不同路径相速度观测值的统计分布特征。可以看出，周期为 6 s 的数据相速度观测值最小值约为 2.58 km/s ，最大值约为 3.24 km/s ，集中分布在 $2.9\text{--}3.15 \text{ km/s}$ 。若选取 3.0 km/s 作为反演输入的平均模型，这样相对于平均模型观测相速度的异常幅度达到 14% 。周期为 10 s 的相速度观测值最小值约为 2.9 km/s ，最大值约为 3.35 km/s ，集中分布在 3.04--

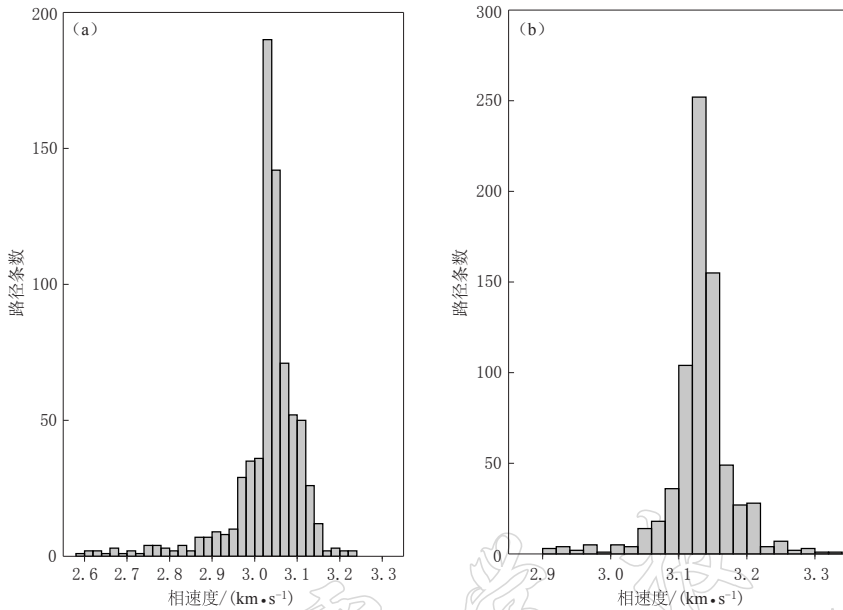


图 7 由背景噪声互相关数据得到的周期分别为 6 s(a)和 10 s(b)的不同路径的相速度观测值(数据来源于 Liu *et al.*, 2014)的统计分布图

Fig. 7 Histograms of the observed phase velocity values along different paths (data from Liu *et al.*, 2014) obtained from the ambient noise cross-correlation at periods 6 s (a) and 10 s (b)

3.22 km/s. 若选取 3.15 km/s 作为反演输入的平均速度, 这样相对于平均模型观测相速度的异常幅度在 8% 以内.

对周期为 6 s 和 10 s 的数据分别进行基于偏离大圆路径传播和基于大圆路径传播的反演, 并将每组数据的两种反演结果分别与每个格点上的相速度值进行对比, 结果如图 8 和图 9 所示. 可以看出, 由两种方法得到的异常空间分布从整体上非常相似, 但异常幅值存在差异. 周期为 6 s 时两种方法的差异无论是幅度还是格点的个数都比周期为 10 s 的明显. 徐果明等(2007)和易桂喜等(2008)研究认为, 基阶瑞雷面波的相速度对大约 $1/3$ 波长深度附近的横波速度结构最为敏感, 因此周期为 6 s 和 10 s 的瑞雷面波敏感深度大致为 6 km 和 11 km. 在 6 km 深度区域四川盆地表现为明显的沉积特征, 为低速异常区; 而 11 km 深度附近大致是四川盆地沉积层结束的深度, 其低速异常的范围及幅度小, 而在同样的水平范围内周期为 6 s 的面波相速度变化要大很多.

观测相速度(图 7)也显示周期为 6 s 数据的速度异常相对于平均速度在某些路径超过 10%, 甚至达到 14%, 而周期为 10 s 数据的速度异常相对于平均速度均低于 8%. 与 3.1 节测试模型的结果一致, 在速度异常约大于 10% 时, 基于偏离大圆路径传播的反演结果明显优于基于大圆路径传播的反演结果. 因此用基于偏离大圆路径传播的方法反演得到的相速度分布在进一步精确反演上地壳结构异常时能提供更为准确的相速度模型. 本文的相速度成像结果可以更好地约束四川盆地沉积层的速度结构及厚度, 也有助于精确反演川西高原中地壳存在的低速层速度异常幅度值及几何形态(Liu *et al.*, 2014). 比较图 8a 与图 8b 可看出, 当使用射线路径追踪时, 路径发生了向高速区域的弯曲, 而非沿距离最短的大圆路径传播, 这是由于实际的射线路径是沿走时最小的路径传播造成的.

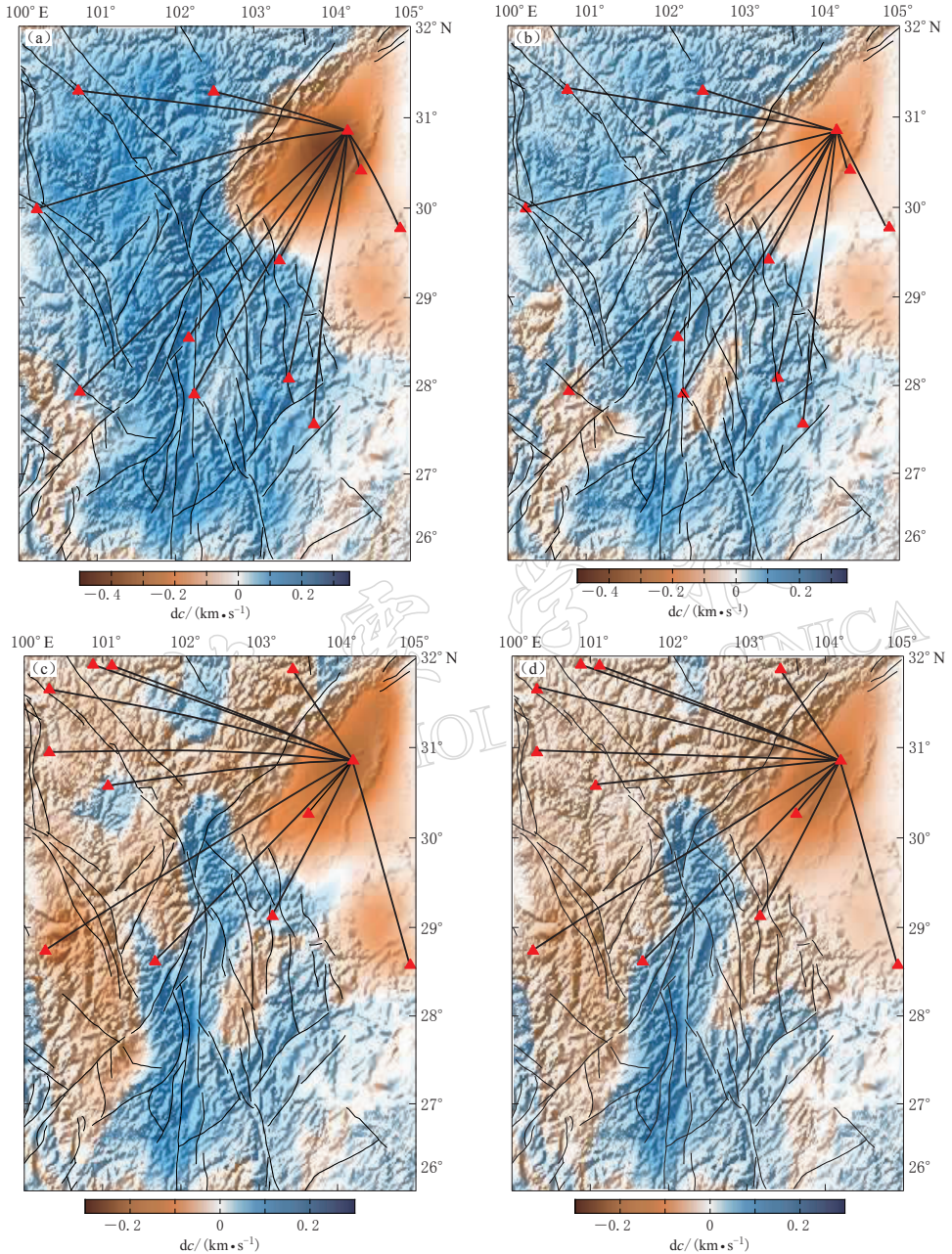


图 8 基于偏离大圆路径传播的成像方法分别反演 6 s(a)和 10 s(c)数据以及基于大圆路径传播的成像方法分别反演 6 s(b)和 10 s(d)数据得到的相速度变化分布(相对于平均相速度)和部分射线路径(连接红色三角形所示的部分台站的黑线). 图(a), (b)中平均相速度 $c=3.0 \text{ km/s}$; 图(c), (d)中平均相速度 $c=3.15 \text{ km/s}$

Fig. 8 Phase velocity variation maps (with respect to the average phase velocity) using the tomographic method considering off-great-circle propagation at periods 6 s (a) and 10 s (c) and considering great-circle propagation at 6 s (a) and 10 s (c). The black lines that connect part of the stations (red triangles) denote the ray paths. The average phase velocity c is 3.0 km/s in (a) and (b), and 3.15 km/s in (c) and (d)

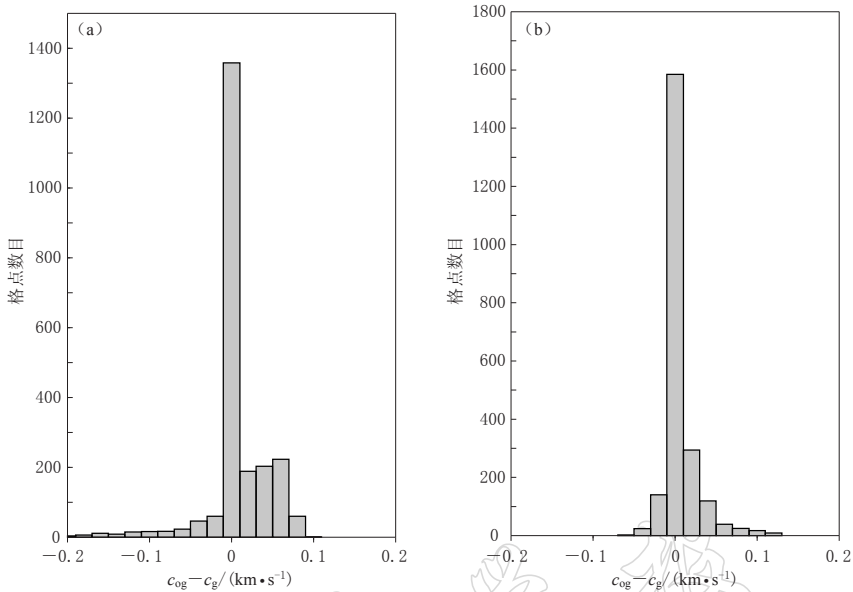


图 9 基于面波偏离大圆路径传播方法与大圆路径传播方法反演得到的 6 s (a) 和 10 s (b) 的相速度在每个格点上的差值统计数目直方图

Fig. 9 Histograms of the phase velocity difference between the inversion results based on off-great-circle propagation and great-circle propagation of surface waves on every grid at periods 6 s (a) and 10 s (b)

4 讨论与结论

Lin 等(2009)介绍了一种基于程函方程的成像方法,其不需要通过射线追踪但自动考虑面波的偏离大圆路径传播效应.这种方法基于程函方程,通过计算相位延迟面来追踪波前,再利用程函方程计算走时面上每个格点的梯度,得到梯度的大小就是这个格点的慢度,梯度的方向是射线传播方向;然后对这个格点由不同源点得到的慢度和方向进行平均,最终获得该格点的相速度及方位各向异性.这种方法不进行正演和反演,直接通过测量得到不同周期的走时场求解程函方程,从数据中得到速度结构的信息,避开了非线性问题的迭代求解过程,可以快速计算得到结果.由于没有常规的面波成像反演过程,不需要选取目标函数中的正则化因子,避免了选取正则化因子造成的误差.但是,由于基于程函方程的面波成像分辨率受到台间距的限制,故该方法存在不能求解结构异常尺度小于台间距的问题.但该方法在台站比较均匀密集的地方可以获得很好的成像结果(Lin *et al*, 2009; Gouédard *et al*, 2012; Zhou *et al*, 2012).

基于程函方程的成像方法需要保证走时场的空间光滑性,以便在求解走时场梯度时得到正常可靠的值.一般需要对观测走时场进行走时曲面拟合或相邻点平滑等处理(Lin *et al*, 2009),而在某种程度上引入相速度的空间平滑,类似于在反演求解过程中加入模型平滑项,故能分辨的异常体尺度一般比台间距还要大.而传统的通过射线追踪的面波成像方法分辨率由路径分布的密度控制,当台间距较大时,只要有合适的路径分布就可以得到相对可靠的结果.另外,通过射线追踪的面波成像方法避免了程函方程成像方法在计算格点走时时通过插值所带来的误差,有助于提高成像的精度.

由于本文研究区域位于四川盆地周边,以龙门山为分界线,其东部四川盆地海拔约为 300—700 m,西部高原地区海拔为 4—5 km,因此高低海拔交界处的地形起伏明显,地形梯度大.当地形变化的尺度与本文研究的面波波长相当时,可能会对反演结果造成一定的影响. Köhler 等(2012)利用三维波场模拟数据研究了地形起伏对于 3—10 s 短周期面波传播和相速度测量的影响,认为在该周期范围由于地形产生的误差可以通过接收器附近的地形梯度进行估算,且全球地形梯度最大的位置(喜马拉雅山附近)所产生的相速度测量误差小于 0.7%. 因此,由于地形起伏所产生的误差不会对本文中 6 s 和 10 s 周期的面波相速度成像结果产生明显影响. 但当周期低于 2 s 时,面波的波长一般小于 6 km,所以 4—5 km 的地形起伏可能会显著影响面波的传播,如产生复杂的散射或反射面波,从而影响到面波相速度测量及成像的结果. 这种情况需要通过考虑真实地形起伏的波场数值模拟方法(Zhang *et al*, 2012)进一步研究,或者通过波形成像的方法直接进行面波波场反演得到地下三维速度结构(Tape *et al*, 2009; Chen *et al*, 2014). 由于需要计算的波场频率较高(1 Hz 左右),所以通过波形成像研究几百千米区域尺度的三维结构所需的波场正演计算时间也将非常可观.

本文采用基于射线追踪的面波成像法研究了面波的偏离大圆路径传播对复杂速度结构面波相速度成像的影响,使用理论模型合成数据以及川西台阵的短周期背景噪声相速度频散数据进行成像分析. 通过与基于大圆路径传播的成像结果对比发现,基于偏离大圆路径传播的面波成像能够更好地恢复模型异常. 我们对川西台阵基于背景噪声方法获得的真实相速度数据进行了对比反演. 结果显示,在较短周期 6 s 时,基于偏离大圆路径的反演方法较基于大圆路径的反演方法所获得的相速度异常幅度更大些,在四川盆地区域二者的差异接近 0.2 km/s; 在周期为 10 s 时,两种反演方法的差异显著减小,基本都在 0.1 km/s 以内. 这主要是由于 6 s 周期的面波相速度敏感核的中心深度约为 6 km,受复杂的上地壳浅层结构影响更大,这使得面波的偏离大圆路径传播效应对反演结果的影响更为明显. 本文结果表明,当某一周期的面波相速度测量值变化较大时,例如相对于平均相速度的异常超过 10% 时,则需要考虑采用基于偏离大圆路径传播的面波成像方法,否则反演结果可能会存在较大的偏差.

感谢 Nick Rawlinson 博士提供本研究的基于射线追踪的面波成像方法,感谢审稿专家对本文提出的修改建议.

参 考 文 献

- 邓起东. 2004. 中国活动断层分布图(1:400 万)[M]. 北京: 科学出版社.
- Deng Q D. 2004. *Distribution of Active Faults in China* (1:4000 000)[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- 李昱, 姚华建, 刘启元, 陈九辉, van der Hilst R D, 李顺成, 黄慧, 郭颺, 王峻, 齐少华. 2010. 川西地区台阵环境噪声瑞利波相速度层析成像[J]. 地球物理学报, 53(4): 842–852.
- Li Y, Yao H J, Liu Q Y, Chen J H, van der Hilst R D, Li S C, Huang H, Guo B, Wang J, Qi S H. 2010. Phase velocity array tomography of Rayleigh waves in western Sichuan from ambient seismic noise[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(4): 842–852 (in Chinese).
- 刘启元, 李昱, 陈九辉, 郭颺, 李顺成, 王峻, 张绪奇, 齐少华. 2009. 汶川 $M_s 8.0$ 地震: 地壳上地幔 S 波速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 52(2): 309–319.
- Liu Q Y, Li Y, Chen J H, Guo B, Li S C, Wang J, Zhang X Q, Qi S H. 2009. Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake: Prelimi-

- nary study of the S-wave velocity structure of the crust and upper mantle[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **52**(2): 309–319 (in Chinese).
- 徐果明, 姚华建, 朱良保, 沈玉松. 2007. 中国西部及其邻域地壳上地幔横波速度结构[J]. *地球物理学报*, **50**(1): 193–208.
- Xu G M, Yao H J, Zhu L B, Shen Y S. 2007. Shear wave velocity structure of the crust and upper mantle in western China and its adjacent area[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **50**(1): 193–208 (in Chinese).
- 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 马保起, 陈杰, 周荣军, 何宏林, 田勤俭, 何玉林, 王志才, 孙昭民, 冯希杰, 于贵华, 陈立春, 陈桂华, 于慎鄂, 冉勇康, 李细光, 李陈侠, 安艳芬. 2008. 汶川 $M_s 8.0$ 地震地表破裂带及其发震构造[J]. *地震地质*, **30**(3): 597–629.
- Xu X W, Wen X Z, Ye J Q, Ma B Q, Chen J, Zhou R J, He H L, Tian Q J, He Y L, Wang Z C, Sun Z M, Feng X J, Yu G H, Chen L C, Chen G H, Yu S E, Ran Y K, Li X G, Li C X, An Y F. 2008. The $M_s 8.0$ Wenchuan earthquake surface ruptures and its seismogenic structure[J]. *Seismology and Geology*, **30**(3): 597–629 (in Chinese).
- 易桂喜, 姚华建, 朱介寿, van der Hilst R D. 2008. 中国大陆及邻区 Rayleigh 面波相速度分布特征[J]. *地球物理学报*, **51**(2): 402–411.
- Yi G X, Yao H J, Zhu J S, van der Hilst R D. 2008. Rayleigh-wave phase velocity distribution in China continent and its adjacent regions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **51**(2): 402–411 (in Chinese).
- 余大新, 李永华, 吴庆藩, 潘佳铁, 张风雪, 何静. 2014. 利用 Rayleigh 波相速度和群速度联合反演青藏高原东北缘 S 波速度结构[J]. *地球物理学报*, **57**(3): 800–811.
- Yu D X, Li Y H, Wu Q J, Pan J T, Zhang F X, He J. 2014. S-wave velocity structure of the northeastern Tibetan Plateau from joint inversion of Rayleigh wave phase and group velocities[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **57**(3): 800–811 (in Chinese).
- 郑现, 赵翠萍, 周连庆, 郑斯华. 2013. 利用背景噪声数据提取地震台站间面波的可靠性分析: 以中国大陆中东部地区的宽频带台站为例[J]. *地震学报*, **35**(2): 218–228.
- Zheng X, Zhao C P, Zhou L Q, Zheng S H. 2013. Reliability analysis of retrieving surface waves from ambient noise data between seismic station pairs: An example of application at broadband stations in central and eastern China[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **35**(2): 218–228 (in Chinese).
- 郑定昌, 盖增喜, 杨润海, 闵照旭, 唐有彩, 姜明明, 庞卫东. 2014. 云南地区背景噪声层析成像[J]. *地震学报*, **36**(4): 602–614.
- Zheng D C, Ge Z X, Yang R H, Min Z X, Tang Y C, Jiang M M, Pang W D. 2014. Broadband ambient noise tomography in Yunnan Province[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **36**(4): 602–614 (in Chinese).
- Aki K, Christofferson A, Husebye E S. 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere[J]. *J Geophys Res*, **82**(2): 277–296.
- Arroucau P, Rawlinson N, Sambridge M. 2010. New insight into Cainozoic sedimentary basins and Palaeozoic suture zones in southeast Australia from ambient noise surface wave tomography[J]. *Geophys Res Lett*, **37**: L07303.
- Barmin M P, Ritzwoller M H, Levshin A L. 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography[J]. *Pure Appl Geophys*, **158**(8): 1351–1375.
- Chen M, Huang H, Yao H J, van der Hilst R D, Niu F L. 2014. Low wave speed zones in the crust beneath SE Tibet revealed by ambient noise adjoint tomography[J]. *Geophys Res Lett*, **41**(2): 334–340.
- Fang L H, Wu J P, Ding Z F, Panza G F. 2010. High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise[J]. *Geophys J Int*, **181**(2): 1171–1182.
- Gouédard P, Yao H J, Ernst F, van der Hilst R D. 2012. Surface wave eikonal tomography in heterogeneous media using exploration data[J]. *Geophys J Int*, **191**(2): 781–788. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05652.x
- Huang Z X, Su W, Peng Y J, Zheng Y J, Li H Y. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions[J]. *J Geophys Res*, **103**(B2): 2073. doi:10.1029/2001JB001696.
- Huang Y C, Yao H J, Huang B S, van der Hilst R D, Wen K L, Huang W G, Chen C H. 2010. Phase velocity variation at periods of 0.5–3 seconds in the Taipei Basin of Taiwan from correlation of ambient seismic noise[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **100**(5A): 2250–2263.

- Julian B R, Gubbins D. 1977. Three-dimensional seismic ray tracing[J]. *J Geophys Res*, **43**(1): 95–113.
- Köhler K, Weidle C, Maupin V. 2012. On the effect of topography on surface wave propagation in the ambient noise frequency range[J]. *J Seismol*, **16**(2): 221–231.
- Leidenfrost A, Ettrich N, Gajewski D, Kosloff D. 1999. Comparison of six different methods for calculating traveltimes [J]. *Geophys Prospect*, **47**(3): 269–298.
- Li H Y, Su W, Wang C Y, Huang Z X. 2009. Ambient noise Rayleigh wave tomography in western Sichuan and eastern Tibet[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **282**(1/2/3/4): 201–211. doi:10.1016/j.epsl.2009.03.021.
- Lin F C, Ritzwoller M H, Snieder R. 2009. Eikonal tomography: Surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad-band seismic array[J]. *Geophys J Int*, **177**(3): 1091–1110.
- Liu Q Y, van der Hilst R D, Li Y, Yao H J, Chen J H, Guo B, Qi S H, Wang J, Huang H, Li S C. 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults[J]. *Nature Geoscience*, **7**(5): 361–365.
- Nakanishi I, Yamaguchi K. 1986. A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island arc structure[J]. *J Phys Earth*, **34**(2): 195–201.
- Rawlinson N, Sambridge M. 2003. Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere[J]. *Advances in Geophysics*, **46**: 81–197.
- Rawlinson N, Sambridge M. 2004. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method[J]. *Geophys J Int*, **156**(3): 631–647.
- Sambridge M, Kennett B L N. 1990. Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: A simple and versatile algorithm[J]. *Geophys J Int*, **101**(1): 157–168.
- Sethian J A. 1996. A fast marching level set method for monotonically advancing fronts[J]. *Proc Natl Acad Sci USA*, **93**(4): 1591–1595.
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller M H. 2005. High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise[J]. *Science*, **307**(5715): 1615–1618.
- Tape C, Liu Q Y, Maggi A, Tromp J. 2009. Adjoint tomography of the southern California crust[J]. *Science*, **325**(5943): 988–992.
- Tarantola A, Valette B. 1982. Generalised nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion[J]. *Rev Geophys*, **20**(2): 219–232.
- Vinje V, Iversen E, Gjøystdal H. 1993. Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction[J]. *Geophysics*, **58**(8): 1157–1166.
- Yang Y, Ritzwoller M H, Levshin A L, Shapiro N M. 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe [J]. *Geophys J Int*, **168**(1): 259–274.
- Yao H J, Xu G M, Zhu L B, Xiao X. 2005. Mantle structure from inter-station Rayleigh wave dispersion and its tectonic implication in western China and neighboring regions[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **148**(1): 39–54.
- Yao H J, van der Hilst R D, de Hoop M V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis, I: Phase velocity maps[J]. *Geophys J Int*, **166**(2): 732–744.
- Young M K, Rawlinson N, Arroucau P, Reading A M, Tkalčić H. 2011. High-frequency ambient noise tomography of southeast Australia: New constraints on Tasmania's tectonic past[J]. *Geophys Res Lett*, **38**(13): L13313. doi:10.1029/2011GL047971.
- Zhang W, Zhang Z G, Chen X F. 2012. Three-dimensional elastic wave numerical modeling in the presence of surface topography by a collocated-grid finite-difference method on curvilinear grids[J]. *Geophys J Int*, **190**(1): 358–378.
- Zheng Y, Shen W S, Zhou L Q, Yang Y J, Xie Z J, Ritzwoller M H. 2011. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography[J]. *J Geophys Res*, **116**: B12312. doi:10.1029/2011JB008637.
- Zhou L Q, Xi J Y, Shen W S, Zheng Y, Yang Y J, Shi H X, Ritzwoller M H. 2012. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography[J]. *Geophys J Int*, **189**(3): 1565–1583.