



小尺度直角坐标系台阵面波走时三维直接成像方法

王华明, 胡景, 邵广周, 高级, 李兴旺, 黄宇奇, 白超英, 张海江

引用本文:

王华明, 胡景, 邵广周, 等. 小尺度直角坐标系台阵面波走时三维直接成像方法[J]. 地球物理学报, 2025, 68(3): 898–911.

Wang H M, Hu J, Shao G Z, et al. A new small-scale three-dimensional direct surface wave travel-time tomography method based on the Cartesian coordinate system[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2025, 68(3): 898-911.

<https://doi.org/10.6038/cjg2024R0566>

相关论文

曲线坐标系因式分解程函方程及其走时计算

周小乐, 兰海强, 陈凌, 郭高山

地球物理学报 2020, 63(2): 638–651 doi: 10.6038/cjg2020N0185

极坐标系有限差分中起伏地表边界条件处理

徐剑侠, 张伟, 陈晓非

地球物理学报 2021, 64(2): 546–554 doi: 10.6038/cjg2021M0316

基于起伏界面走时校正的三维最短路径射线追踪方法

秦泽光, 赵爱华, 徐涛, 姚时

地球物理学报 2025, 68(2): 578–594 doi: 10.6038/cjg2024S0167

近震远台的走时层析成像方法研究

章浩东, 刘少林, 杨顶辉, 申文豪, 徐锡伟, 李小凡, 杨树新, 潘阳

地球物理学报 2023, 66(10): 4206–4223 doi: 10.6038/cjg2022Q0496

基于非均一场源的球坐标大地电磁模拟方法

韩骑, 胡祥云, 彭荣华

地球物理学报 2020, 63(8): 3154–3166 doi: 10.6038/cjg2020N0207

基于伴随方法的线性台阵背景噪声面波和远震体波联合成像研究

张超, 姚华建, 童平, 刘沁雅, 雷霆

地球物理学报 2020, 63(11): 4065–4079 doi: 10.6038/cjg202000181



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

王华明, 胡景, 邵广周等. 2025. 小尺度直角坐标系台阵面波走时三维直接成像方法. 地球物理学报, 68(3): 898-911, doi: 10.6038/cjg2024R0566.

Wang H M, Hu J, Shao G Z, et al. 2025. A new small-scale three-dimensional direct surface wave travel-time tomography method based on the Cartesian coordinate system. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 68(3): 898-911, doi: 10.6038/cjg2024R0566.



小尺度直角坐标系台阵面波走时三维直接成像方法

王华明¹, 胡景^{1,2,3*}, 邵广周¹, 高级⁴, 李兴旺¹, 黄宇奇⁴, 白超英¹, 张海江⁴

- 1 长安大学地质工程与测绘学院, 西安 710054
- 2 安徽至博光电科技股份有限公司, 合肥 230088
- 3 海洋油气勘探国家工程研究中心, 北京 100028
- 4 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

摘要 面波频散成像对于研究不同尺度的地下介质横波速度结构有着重要作用. 近年来发展的面波走时直接成像 (Direct Surface wave travel-time Tomography, DSurfTomo) 算法, 由于其提高了频散数据的利用率以及考虑地下不均匀介质结构的横向相关性, 已被广泛地应用到不同尺度 (数公里至上千公里) 的三维横波速度结构研究中. 一般地, 对于探测深度 3 km 范围内的小尺度结构成像 (如城市规划、矿产勘探), 通常采用独立平面直角坐标系. 然而, DSurfTomo 是基于球坐标系下的快速行进法进行理论面波走时计算与射线追踪, 其比较适应于区域性的地下结构成像研究. 为了将 DSurfTomo 拓展到更小尺度的研究区, 本文发展了一种基于直角坐标系的面波走时三维直接成像算法, 数值实验表明其能够应用于更小的台阵孔径 (100 m). 通过山西阳泉矿区一个实际小尺度台阵数据的对比实验, 验证了新方法的有效性.

关键词 面波层析成像; 面波直接反演法; DSurfTomo; 频散曲线; 小尺度

中图分类号 P315

收稿日期 2023-08-28, 2024-01-08 收修定稿

DOI: 10.6038/cjg2024R0566

CSTR: 32084.14.cjg2024R0566

A new small-scale three-dimensional direct surface wave travel-time tomography method based on the Cartesian coordinate system

WANG HuaMing¹, HU Jing^{1,2,3*}, SHAO GuangZhou¹, GAO Ji⁴, LI XingWang¹,
HUANG YuQi⁴, BAI ChaoYing¹, ZHANG HaiJiang⁴

1 School of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710054, China

2 Anhui Zhibo Opto-Electronic Technology Co., Ltd., Hefei 230088, China

3 National Engineering Research Center of Offshore Oil and Gas Exploration, Beijing 100028, China

4 School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

Abstract Seismic tomography methods based on surface wave dispersion curves have been instrumental in investigating subsurface shear wave velocity structures at different scales. In recent years, the direct surface wave travel-time tomography (DSurfTomo) algorithm has been widely applied to solve three-dimensional shear wave velocity structures at scales ranging from several kilometers to thousands of kilometers. This is attributed

基金项目 国家自然科学基金青年项目 (42104051, 42304060), 中央高校基本科研业务费专项 (300102262103), 国家自然科学基金面上项目 (42174176) 联合资助.

第一作者简介 王华明, 男, 1993 年生, 博士研究生, 主要从事地震层析成像研究. E-mail: wanghuaming@chd.edu.cn

*** 通讯作者** 胡景, 男, 1992 年生, 讲师, 主要从事地震层析成像研究. E-mail: hujing@chd.edu.cn

to its enhanced utilization of seismic dispersion data and incorporation of horizontal correlation constraints for heterogeneous media. Generally, for small-scale seismic tomography with exploration depths reaching up to 3 km, such as in urban planning and mineral exploration, a local Cartesian coordinate system is employed for velocity model construction. However, DSurfTomo relies on the fast-marching method within a spherical coordinate system to calculate theoretical surface wave travel-times and perform seismic ray-tracing, making it more suitable for regional scale studies. To adapt DSurfTomo to smaller scales, we have developed a three-dimensional direct tomography algorithm for surface wave travel times based on the Cartesian coordinate system. Numerical experiments demonstrate that the newly proposed algorithm can be effectively applied to a smaller seismic array apertures as small as 100 meters. The validity of the new DSurfTomo program has been confirmed using actual surface wave dispersion data from a small-scale seismic array deployed in a mine in Yangquan, Shanxi province.

Keywords Surface wave tomography; Direct surface wave tomography; DSurfTomo; Dispersion curves; Small scale

0 引言

地震面波沿着地球表面传播,其传播速度随着频率发生变化(称为面波频散),且因其不同的频率成分对地下不同深度范围内的速度结构具有约束作用而被广泛地用于研究全球尺度(Shapiro and Ritzwoller, 2002; Meier et al., 2007)、区域尺度(Curtis et al., 1998; Yang et al., 2007; Bao et al., 2015; Shen et al., 2016)和工程尺度(Xia et al., 2009; 徐佩芬等, 2020; 邵广周等, 2022; 高级等, 2023)的横波速度结构。

一般在大尺度结构(几十公里到数千公里)研究中,基于面波频散成像的方法通常采用两步法策略(Nakanishi and Anderson, 1983; Ritzwoller et al., 2002; Bodin et al., 2012; Shen et al., 2016; Hu et al., 2020; Luo et al., 2022; Magrini et al., 2022),即先通过不同周期的面波走时来构建二维网格点对应周期的相速度图(或群速度图);其次根据每个网格点得到的相速度频散曲线(或群速度频散曲线)来反演该网格点下方的一维(1-D)横波速度结构;最后将所有网格点下方的1-D横波速度结构插值得三维横波速度模型。该种策略也被用来提高浅层面波勘探的水平分辨率(Yin et al., 2016; 尹晓菲等, 2018)。对于两步法,其需要观测量较多的周期数据来获得更高分辨率的相速度(或群速度)图像以提高横波速度结构的水平分辨率,而对于实际观测量较少的周期则被忽略掉,因此降低了数据的利用率;另外由于单个网格点单独反演无法考虑到相邻网格点下方横波速度结构的相关性,若某些网格点单点频散受

到干扰,则会出现虚假异常。

为解决两步法所带来的上述问题,近年来发展的面波直接成像算法(Fang et al., 2015; Zhang et al., 2018)可略过相速度(或群速度)成像,直接基于射线追踪思想,反演不同周期下的面波走时得到地下三维横波速度结构,该法称为一步法或直接面波成像算法。一步法相比两步法,可完全充分地使用每个周期下双台间的面波走时,提高了频散数据的利用率,并考虑到了水平网格点间横波速度空间相关性(如一阶平滑),有效地提高反演的稳定性以及横波速度结构的横向分辨率。Fang等(2015)提出了球坐标系下基于线性化迭代反演的直接面波走时成像算法,其通过线性化反演面波走时来获取三维横波速度模型,并开源了该算法包DSurfTomo。同样地,Zhang等(2018)提出了非线性反演的直接面波走时成像算法,该算法除获得三维横波速度结构外,还可给出速度模型的不确定性,但计算成本昂贵。Luo等(2021)在DSurfTomo的基础上进一步提出了多重交错网格的面波直接成像算法,利用不同网格反演得到的模型进行平均,获得最终模型以及模型的误差,该算法的数值测试结果显示其有助于提高模型的分辨率。随着密集台阵技术的发展,DSurfTomo算法已被广泛用于不同尺度的横波速度结构研究中,如百千米的地壳结构(Luo et al., 2019; 俞贵平等, 2020),数千米到百千米尺度的断裂带结构(Gu et al., 2019; Yang et al., 2020; Xu et al., 2021; 靳佳琪等, 2023)、盆地结构浅层(Li et al., 2016)、资源勘探区(Liu et al., 2018; 黄宇奇等, 2021)。DSurfTomo更为详细的应用可参考最近的综述文章(姚华建

等, 2023).

通常, 为了避免地球曲率对走时计算精度的影响, 在大尺度体波走时层析成像研究中是采用球坐标系的射线追踪方法来进行正演, 而小尺度 (震中距离小于 150 km) 体波走时成像则采用直角坐标系下的射线追踪算法进行正演 (Bai et al., 2017). DSurfTomo 采用基于球坐标系下的快速行进法进行射线追踪 (Rawlinson and Sambridge, 2004) 以及基于 Haversine 公式 (Daidzic, 2017) 计算两点间的球面距离, 因此适应于大尺度的地下结构研究. 然而, 在工程建设规划中, 其设计通常在平面上, 采用的是平面直角坐标系. 测量中采用的平面直角坐标系通常有两种: (1) 高斯平面坐标系, 其是通过高斯-克吕格投影变换得到的平面直角坐标系, 投影前后的角度相等, 中央子午线投影后为直线, 且长度不变, 但在低纬度地区以及靠近投影带边缘的地区, 投影后的长度和面积变形会很大; (2) 独立平面坐标系, 对于面积小于 100 km² 的研究区域, 通常将球面看做平面, 建立起独立平面坐标系, 其原点可假设 (潘正风等, 2004). 尽管传统 DSurfTomo 成像算法所得到的含经纬度坐标的速度结构可通过高斯-克吕格投影到平面直角坐标系下, 但该投影会造成速度结构异常的变形, 且矿产勘探与城市规划作业中大多采用独立平面坐标系, 不易将传统 DSurfTomo 的速度结构结果投影到独立平面坐标系下. 另外, DSurfTomo 输入的台站位置采用的是单精度, 而小尺度下台站位置经纬度坐标需要双精度来确保程序不会出现数值计算误差.

为了将直接面波成像算法拓展到更小尺度 (百米到几公里) 的地下结构成像中, 本文发展了基于

直角坐标系下的小尺度三维面波走时直接成像算法, 降低直接采用球坐标系的面波直接成像算法本身所带来的误差, 提高反演结果的准确度.

1 方法

我们首先回顾了 Fang 等 (2015) 提出的直接面波成像算法原理, 其次指出其在小尺度应用时的不足, 并提出本文的改进之处.

1.1 DSurfTomo 算法原理

Fang 等 (2015) 在高频近似的假设下提出了 DSurfTomo 算法, 用于确定台阵下方的三维横波速度结构. DSurfTomo 通过直接拟合不同频率下的面波观测走时来获得三维横波速度模型. 相比于两步法反演, 其特色在于考虑到网格点间的横向平滑约束, 并采用快速行进法 (Rawlinson and Sambridge, 2004) 求解二维程函方程得到理论面波走时以及射线路径, 提高了面波成像的精度. 接下来简述下 DSurfTomo 算法原理.

频率为 f 时, 第 i 条面波射线路径的观测面波走时 $t_i^{\text{obs}}(f)$ 与理论面波走时 $t_i^{\text{syn}}(f)$ 之差 $\delta t_i(f)$ 可以表示为

$$\delta t_i(f) = t_i^{\text{obs}}(f) - t_i^{\text{syn}}(f) \approx \sum_{k=1}^K l_{ik} \frac{-\delta U_k(f)}{U_k^2(f)}, \quad (1)$$

公式 (1) 中 K 表示二维群速度 (或相速度) 图的网格点数; $U_k(f)$ 和 $\delta U_k(f)$ 分别为第 k 个网格点的群速度 (或相速度) 及其扰动; l_{ik} 为第 i 条面波射线分配在二维群速度 (或相速度) 图上的第 k 个网格点的射线长度. 群速度 (或相速度) 的扰动 $\delta U_k(f)$ 可以表示为

$$\delta U_k(f) = \int \left[\sum_{i=1}^3 \frac{\partial U_k(f)}{\partial P_k^i(z)} \delta P_k^i(z) \right] dz = \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^3 \frac{\partial U_k(f)}{\partial P_k^i(z_j)} \delta P_k^i(z_j), \quad (2)$$

这里使用 P 代表网格点上的物理属性 (纵波速度、横波速度、密度), 公式 (2) 中 $P_k^i(z_j)$ ($i=1,2,3$) 分别表示深度上第 j 个网格点的纵波速度、横波速度和密度; $\delta P_k^i(z_j)$ ($i=1,2,3$) 分别表示深度上第 j 个网格点的纵波速度、横波速度和密度的扰动量; J 为深度方向的

网格点数. 由于面波频散对横波速度最为敏感, 可通过经验公式使用横波速度扰动 $\delta P_k^2(z_j)$ 来替换纵波速度扰动 $\delta P_k^1(z_j)$ 和密度扰动 $\delta P_k^3(z_j)$. 因此, 将公式 (2) 代入公式 (1), 可得

$$\delta t_i(f) = \sum_{k=1}^K \left[\frac{-l_{ik}}{U_k^2(f)} \sum_{j=1}^J \left[R_\alpha(z_j) \frac{\partial U_k(f)}{\partial P_k^1(z_j)} + \frac{\partial U_k(f)}{\partial P_k^2(z_j)} + R_\rho(z_j) \frac{\partial U_k(f)}{\partial P_k^3(z_j)} \right] \delta P_k^2(z_j) \right] = \sum_{i=1}^{K \times J} G_{ii} m_i, \quad (3)$$

公式 (3) 中的 $R_\alpha(z_j)$ 和 $R_\rho(z_j)$ 是基于经验公式的比例因子 (Fang et al., 2015). 对于所有频率下的面波射线, 其观测走时与理论走时差所形成的残差向量 Δd 可表示如下形式:

$$\Delta d = G\Delta m, \quad (4)$$

公式 (4) 中的 G 表示数据敏感度矩阵, Δm 为横波速度模型扰动向量. 为提高公式 (4) 中模型更新量的求解稳定性, 一般会加入阻尼和模型平滑正则化项 (Aster et al., 2018). 一般地, 采用迭代反演策略来求得最终三维横波速度模型, 即每次求得的模型更新量用来更新三维横波速度模型, 然后在新的模型基础上, 重新进行正演计算理论面波走时以及敏感核矩阵, 求解模型更新量, 来更新下一次迭代所需要的三维横波速度模型, 如此反复迭代直到反演收敛.

1.2 直角坐标系下的 DSurfTomo 算法

理论面波走时计算和射线追踪是 DSurfTomo 算法中重要的部分, 其采用球坐标系下的快速行进法 (Rawlinson and Sambridge, 2004) 来处理射线追踪和走时计算任务. 三维球坐标系下的程函方程 (Alkhalifah and Fomel, 2001) 中半径 r 为常数时, 可得

到如下二维程函方程:

$$\frac{1}{r^2} \left(\frac{\partial T}{\partial \theta} \right)^2 + \frac{1}{(r \sin \theta)^2} \left(\frac{\partial T}{\partial \Phi} \right)^2 = S^2(\theta, \Phi), \quad (5)$$

公式 (5) 中 θ 为纬度, Φ 为经度, T 为走时, S 为慢度. 其对应的直角坐标系下的二维程函方程可表示为

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 = S^2(x, y), \quad (6)$$

(x, y) 为直角坐标系下的位置. 由于面波在地表传播, 因此可用上述二维程函方程 (5) 或 (6) 来描述其运动学特征. 对于小尺度成像, 为了避免投影变形以及实际距离计算误差所带来的影响, 通常采用独立平面直角坐标系, 因此采用直角坐标系下的程函方程来计算面波理论走时以及射线路径更为方便有效.

另外, DSurfTomo 算法采用了 Haversine 公式 (Daidzic, 2017) 来测量两点间的大圆路径长度. 该公式假设地球为正球形, 忽略地球两点间的高程差异, 根据经纬度信息计算其两点的大圆路径长度, 计算精度低. Haversine 公式可表示为

$$D_{\text{sph}} = 2R \arcsin \left[\sqrt{\sin^2 \left(\frac{\Delta \theta}{2} \right) + \cos(\theta_1) \cos(\theta_2) \sin^2 \left(\frac{\Delta \Phi}{2} \right)} \right], \quad (7)$$

其中 R 为地球半径, θ_1 和 θ_2 分别为地球上两个点的纬度, $\Delta \theta$ 为两点之间的纬度差, $\Delta \Phi$ 为两点的经度差. 而在城市规划、矿产勘探等作业应用中, 为避免投影变形的影响, 通常采用独立平面直角坐标系来表示各个点的相对位置. 直线距离 (欧拉距离) D_{car} 可表示为

$$D_{\text{car}} = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2}, \quad (8)$$

其中 (x_1, y_1) 以及 (x_2, y_2) 分别为平面直角坐标系下两点的坐标.

为了拓展 DSurfTomo 的应用范围, 本文将 DSurfTomo 算法拓展到直角坐标系下, 可进行小尺度的直接面波成像研究. 为此, 本文采用二维直角坐标系下的程函方程公式 (6), 并基于快速行进法 (Sethian and Popovici, 1999; Rawlinson and Sambridge, 2004) 计算面波理论走时及进行射线追踪. 图 1 展示了直角坐标系下面波走时三维直接成像算法基本流程图.

2 算法测试

2.1 面波理论走时数值计算精度分析

本小结通过构建不同孔径大小的台阵, 进行不同坐标系下面波走时精度分析, 验证直角坐标系下面波走时数值计算的可靠性.

如图 2 所示, 由 25 个台站 (三角形) 所构成的台阵, 其孔径约 196 km. 这些台站为喜马拉雅二期台阵的一部分流动台站, 分布在宝鸡市及周边地区. 本文通过 pyproj4 软件包 (<https://pyproj4.github.io/pyproj/stable/>) 将 WGS-84 (EPSG: 4326) 坐标系投影到 UTM (Universal Transverse Mercator Grid System) 坐标系 (EPSG: 32648, 48 表示 UTM 区号), 得到以台阵中心为原点的独立平面直角坐标系. 随后, 根据台阵的中心经纬度坐标从 USTClitho2.0 模型 (Han et al., 2022) 中取出一维 V_s 速度模型, 其深度格点插值到 0、2、4、6、8、10、12、14、16、20、24、30、35、40、50、60 km, 对应的速度为 2.85、3.03、3.20、3.34、3.43、3.52、

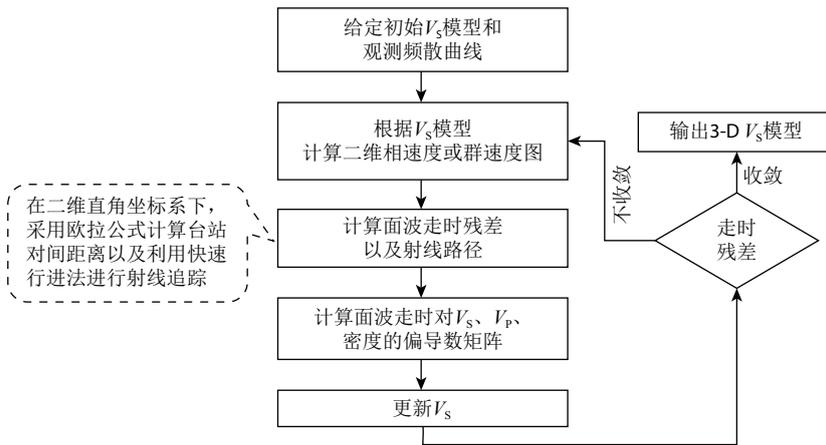


图 1 直角坐标系下面波走时三维直接成像算法流程图

Fig. 1 Flowchart of direct three-dimensional surface wave travel-time tomography algorithm in a Cartesian coordinate system

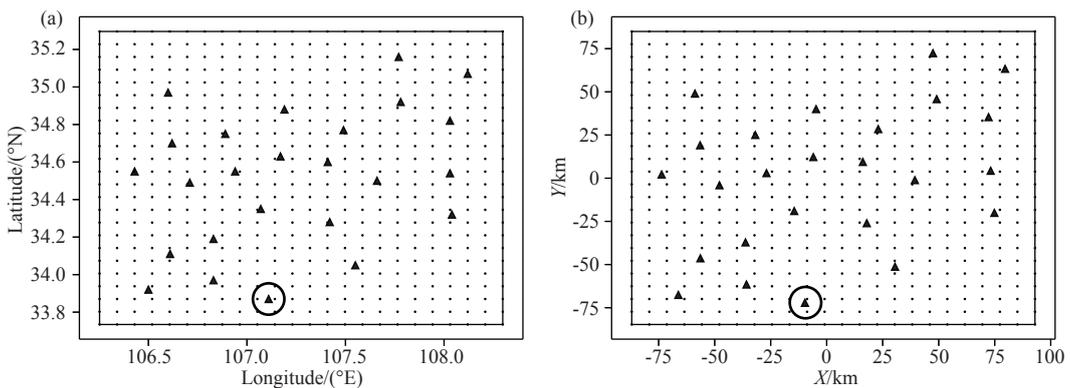


图 2 不同坐标系下孔径为 196 km 的台阵以及速度模型横向剖面网格点分布

(a) 球坐标系; (b) 直角坐标系. 三角形表示台站, 点表示模型横向剖面网格点分布, 圆圈包裹的三角形表示用于计算面波走时场的虚拟源.

Fig. 2 Configurations of the seismic array with an aperture of 196 km and horizontal grid points for discretizing the velocity model in different coordinate systems

(a) Spherical coordinate system; (b) Cartesian coordinate system. The triangles denote stations, and the dots mark the model horizontal grid points. The triangle wrapped by a circle denotes a virtual source that is used to compute the surface wave travel-time field.

3.55、3.58、3.61、3.63、3.69、3.79、3.90、4.01、4.28、4.55 $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. 为了尽可能保证不同坐标系下模型参数化形式一致, 本文将不同坐标系下的模型横向网格点数都设置为 24×24 , 其对应的网格大小约为 $7.6\text{ km}\times 7.7\text{ km}$, 纵向网格点数为 16. 本文将此台阵进行等比例缩放成不同孔径大小的台阵, 同样地按照上述步骤进行模型参数化, 构建了不同尺度的台阵, 进行不同坐标系下面波走时计算精度分析.

对于不同孔径大小台阵, 取第一个台站为源 (图 2 圆圈包裹的三角形), 通过循环每个网格点正演计算周期为 0.1 s 的相速度, 将其作为面波走时计算的速度场, 然后根据快速行进法计算源到各个台站的面波走时. 本文定义面波走时平均相对误差为

$$\frac{1}{N-1} \sum_{i=2}^N \frac{|t_{\text{syn}}(i) - t_{\text{num}}(i)|}{t_{\text{syn}}(i)},$$

其中 N 表示所有台站数, $t_{\text{syn}}(i)$ 表示源到第 i 个台站的理论面波走时, 其由源到第 i 个台站的距离与相速度之比得到 (三维各向同性层状介质得到的二维相速度图是均匀的); $t_{\text{num}}(i)$ 为源到第 i 个台站由数值计算得到的面波走时, 其由快速行进法计算得到.

图 3 展示了不同尺度的台阵在不同坐标系下通过快速行进法计算的面波走时平均相对误差, 范围为 0.04% ~ 0.12%, 表明两种坐标系下, 通过快速行进法数值计算得到的面波理论走时精度高. 值得一提的是, 无论在直角坐标系还是球坐标系下使用快速行进法求解程函方程所产生的数值误差不可避免, 其主要与网格剖分大小以及源区奇异有关 (张云等, 2018), 在反演过程中, 为了兼顾计算效率和计算精度, 需选取合适的网格.

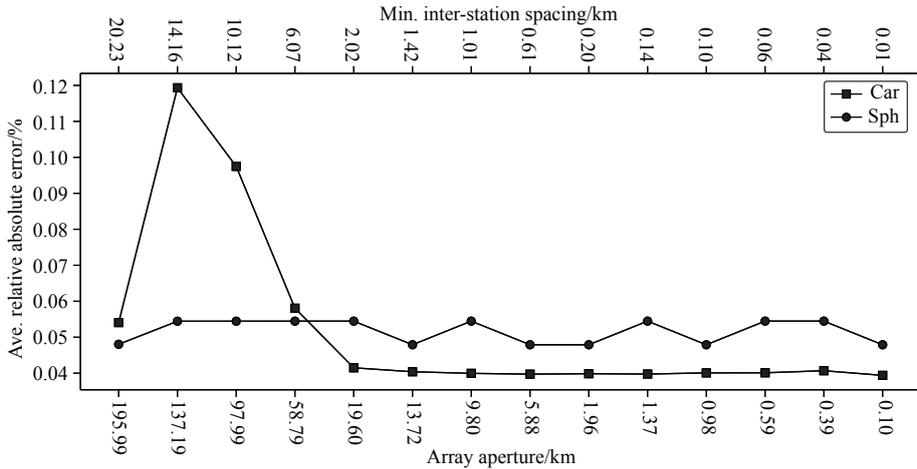


图 3 不同坐标系下理论面波走时平均相对误差随台阵孔径大小的变化

顶部横坐标表示最小台间距,底部横坐标表示台阵孔径,纵坐标表示理论走时平均相对误差。

带方块黑线和带点黑线分别表示直角坐标系和球坐标系下的面波走时误差。

Fig. 3 The average relative error of theoretical surface wave travel-time as a function of aperture of seismic array in different coordinate systems

The top x-axis denotes minimum station-pair spacing, the bottom x-axis denotes the seismic array aperture, and the y-axis denotes the average relative absolute error of theoretical surface wave travel-time. The black lines with squares and dots are for Cartesian and spherical coordinate systems, respectively.

2.2 不同距离计算公式对面波理论走时计算的影响

实际频散数据提取中,两台站的距离对于双台法 (Yao et al., 2006) 提取频散曲线是个关键参数。对于小尺度台阵 (<10 km) 来讲,其距离表示两点间的直线距离;对于大尺度来讲,地球不再是平面,其两点间距离可近似为大圆路径长度。DSurfTomo 程序包假设地球为正球体,使用的 Haversine 公式计算两点间的大圆路径距离。对于小尺度区域来讲,这种方式计算两点间的距离与利用局部平面坐标系计算出的距离有多大差异?其对于理论面波正演有多大影响?为探讨上述问题,本文选取了阳泉煤矿寺家庄井田工区所布设的阳泉台阵接收到的数据 (黄宇奇等, 2021) 来进一步分析。

黄宇奇等 (2021) 利用阳泉台阵所记录到的一个月连续背景噪声数据,并基于 DSurfTomo 程序包进行了地震面波背景噪声层析成像,得到了 0~800 m 深的精细三维横波速度结构,最后基于岩石物理实验建立了地震波速与瓦斯含量关系,并对工区进行了相应的瓦斯含量预测。该项研究从背景噪声互相关数据中获得了 2360 条群速度以及 2091 条相速度频散曲线,周期范围为 0.2~1.4 s,速度范围在 1.0~1.5 km·s⁻¹。阳泉台阵孔径约 6 km,平均台间距约 0.5 km,包含了 96 个短周期地震仪。台阵的子台实际位置由中海达 D8-RTK 测量仪测得,精度可达毫米。通过 RTK (Real-Time Kinematic) 测得的台阵位置信息包括地理坐标信息和独立坐标系下子台站的

平面坐标信息。图 4 展示了 2000 国家大地坐标系和独立平面直角坐标系下的阳泉台阵子台分布。

本文使用 Haversine 公式和欧拉距离公式计算所有台站对的大圆距离 D_{sph} 和直线距离 D_{car} ,并计算 Haversine 公式的绝对距离误差值 $|D_{\text{sph}} - D_{\text{car}}|$ 以及相对距离误差 $|D_{\text{sph}} - D_{\text{car}}|/D_{\text{car}}$ 分布 (图 5a 和图 5b)。基于 Haversine 公式计算出台间距离的绝对距离误差最大值约 12 m、平均值约 3.6 m,绝对距离相对误差最大达 0.25%。同时,本文根据相速度以及群速度数据、初始模型、给定的周期 (参见黄宇奇等, 2021),用球坐标系和直角坐标系下的 DSurfTomo 分别正演面波走时 T_{sph} 和 T_{car} ,并与面波理论走时 T_{true} 进行对比。图 5c 和图 5d 分别展示了球坐标系下和直角坐标系下的面波绝对走时误差分布,球坐标系和直角坐标系下面波绝对走时误差平均值分别约 4.7 ms 和 2.6 ms 以及最大值分别为 18.7 ms 和 11.5 ms。图 5e 和图 5f 分别展示了球坐标系和直角坐标系下面波绝对相对走时误差分布,其中由直角坐标系给出的平均走时相对误差为 0.11%,球坐标系给出的平均走时相对误差为 0.19%。进一步地,不同坐标系下面波走时相对误差随不同台间距离 (欧拉距离) 的变化如图 6 所示。两坐标系下 0.5% 以内的走时相对误差分布在台站对间距为 0.5~6.5 km 范围内 (图 6a 和图 6d),球坐标系下较大的面波走时相对误差 (>0.5%) 主要集中在台站对间距 0.5~4.2 km 范围内 (图 6b 和图 6c),而直角坐标系下较大的面波

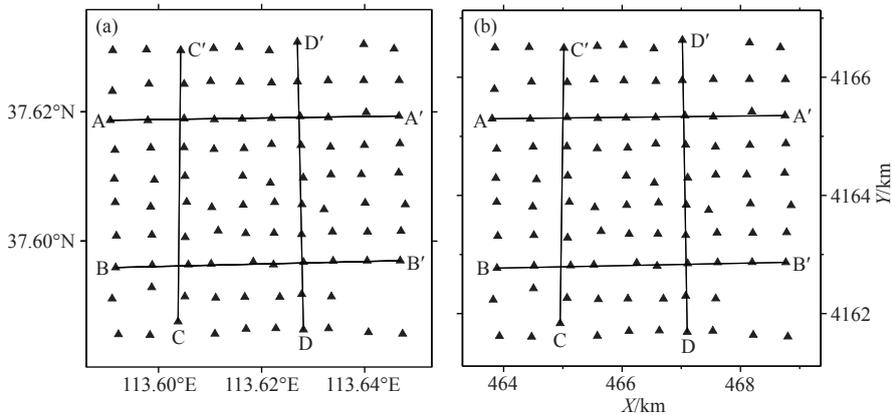


图 4 不同坐标系下的阳泉台阵分布

(a) 2000 国家大地坐标系; (b) 独立平面直角坐标系. 黑色三角形表示地震仪, 四条测线分别为 AA', BB', CC', DD' 剖面位置.

Fig. 4 Configurations of Yangquan seismic array in different coordinate systems

(a) China Geodetic coordinate system 2000; (b) Local Cartesian coordinate system. The black triangles mark seismometers. The four survey lines are the locations of AA', BB', CC' and DD' profiles.

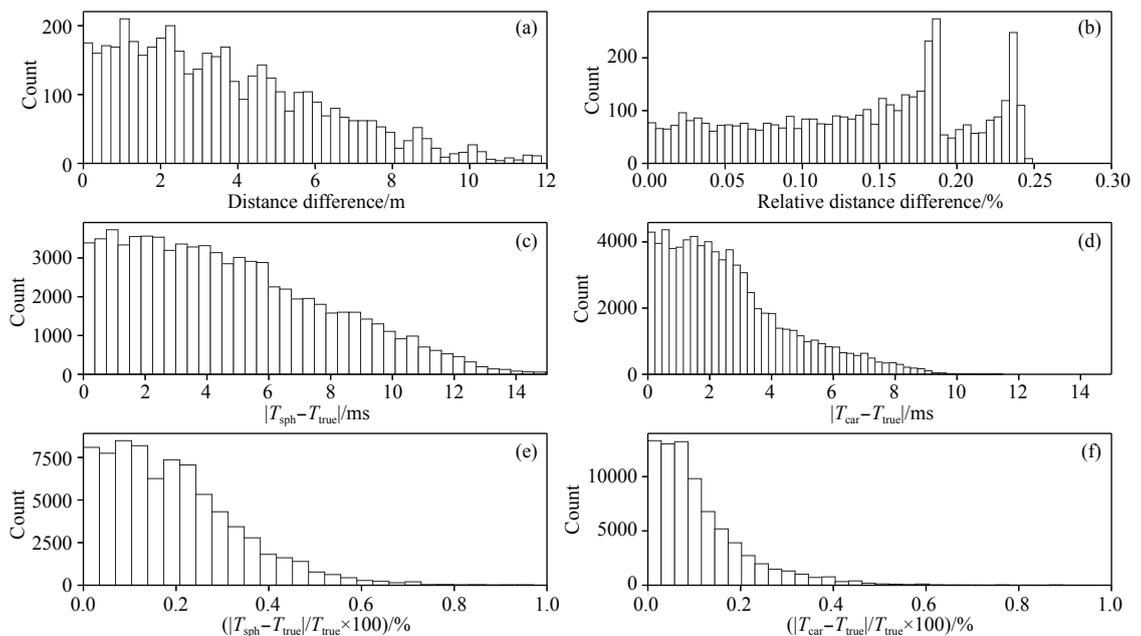


图 5 台站对距离误差以及不同坐标系下的面波走时误差分布

(a) 台站对距离绝对误差分布直方图; (b) 台站对距离相对误差分布直方图; (c) 和 (d) 分别为球坐标系和直角坐标系下的理论走时绝对误差分布直方图; (e) 和 (f) 分别为球坐标系和直角坐标系下的理论走时相对误差分布直方图.

Fig. 5 Histograms of station-pair spacing errors and surface wave travel-time errors for different coordinate systems

(a) Histogram of station-pair spacing absolute errors; (b) Histogram of station-pair spacing relative errors; Histograms of theoretical absolute travel-time errors for spherical coordinate system (c) and Cartesian coordinate system (d); Histograms of theoretical travel-time relative errors for spherical coordinate system (e) and Cartesian coordinate system (f).

走时相对误差 ($>0.5\%$) 主要集中在台站对间距为 0.5 ~ 1.8 km 范围内 (图 6e 和图 6f).

2.3 实际面波频散数据反演对比

为对比球坐标系与直角坐标系下的 DSurfTomo 对实际频散数据反演结果的差异, 本文进一步地采用黄宇奇等 (2021) 从阳泉台阵所提取的基阶瑞利波相速度和群速度数据进行面波直接法成像.

本文为避免不同坐标系下反演网格划分不一样的影响, 在保证垂直网格划分与黄宇奇等 (2021) 相同的情况下, 对水平网格划分采取如下策略: 在球坐标系下将台站的最大纬度 (或经度) 绝对差值进行等分; 同样地, 在直角坐标系下将台站最大 X 轴 (或 Y 轴) 坐标的绝对差值也进行等分. 南北和东西向的等分网格数分别设置为 9 个网格和

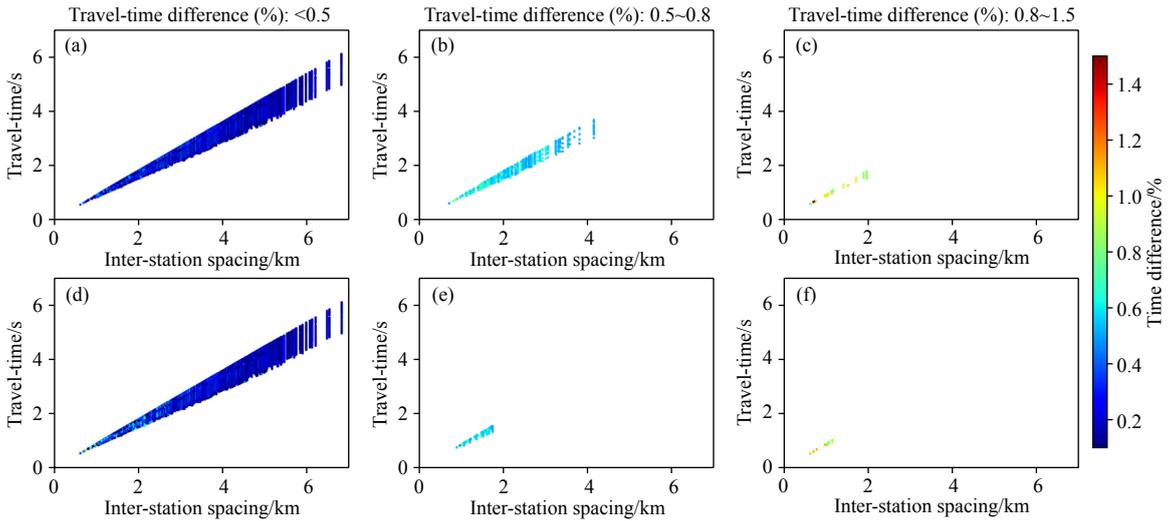


图 6 不同坐标系下面波走时相对误差随台站对间距变化的分布

(a—c) 球坐标系; (d—f) 直角坐标系. 横坐标表示台站对间距, 纵坐标表示理论面波走时, 彩色点表示面波走时相对误差.

Fig. 6 Relative error distributions of surface wave travel-time with station-pair spacing for different coordinate systems (a—c) Spherical coordinate system; (d—f) Cartesian coordinate system. The horizontal coordinates represent station-pair spacing, the vertical coordinates represent theoretical surface wave travel-time, and colored dots represent relative errors of surface wave travel-times.

13 个网格, 同时为保证射线追踪在计算域内, 将计算区域南北和东西向分别外扩 4 个网格 (图 7). 最终, 球坐标系下南北和东西方向的网格间距分别约为 0.005°和 0.0044°, 直角坐标系下南北和东西方向的网格间距分别约为 558.2 m 和 388.3 m.

在进行实际数据反演对比前, 本文根据实际观测系统分布, 进行不同坐标系下检测板恢复实验对比. 设置模型的深度范围为 0~3 km. 两坐标系合成测试所用的棋盘模型一致, 其都是在一维平均横波速度模型 ($V_s = 2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$) 的基础上, 设置异常空间大小在水平和垂直方向为 $4 \times 4 \times 12$ 个网格, 幅值范围

为 $1.7 \sim 2.3 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$, 如图 8a 和图 8b 所示, 分别展示了球坐标系和直角坐标系下深度为 600 m 真实棋盘的三维切片. 本文使用真实棋盘计算与实际观测系统一致的瑞雷波走时, 并在合成数据中添加 2% 的随机噪声, 以平均横波速度模型为初始模型进行反演, 得到球坐标系和直角坐标系下的恢复检测板模型分别如图 8c 和图 8d 所示, 在无距离误差情况下, 两坐标系所恢复的棋盘模型结果大致相当. 此外, 本文将球坐标系下的合成走时由直角坐标系合成的走时来替代 (引入台站距离相对误差 <0.25%), 并在球坐标系下进行反演, 恢复的棋盘结果如图 8e 所示,

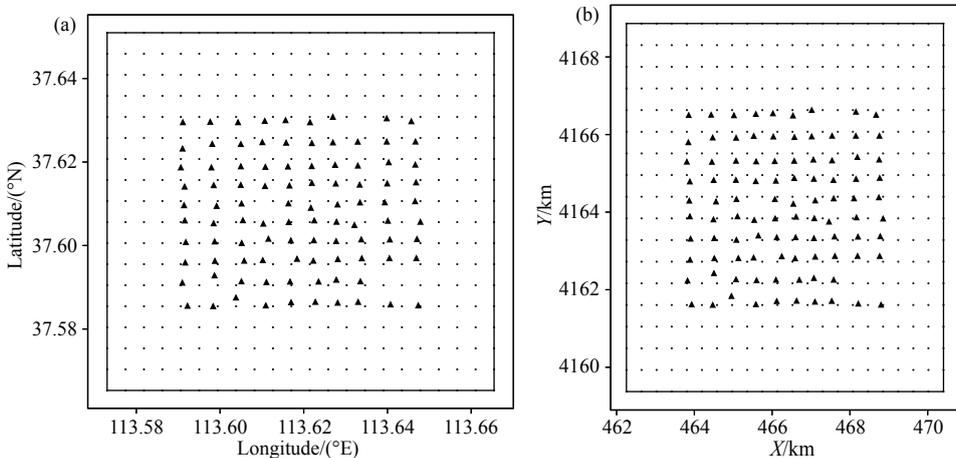


图 7 不同坐标系下横向反演网格点分布

(a) 球坐标系; (b) 直角坐标系. 三角形为台站, 点为网格点.

Fig. 7 Distribution of horizontal tomographic grid points for different coordinate systems

(a) Spherical coordinate system; (b) Cartesian coordinate system. Triangles mark stations. Points mark tomographic grid points.

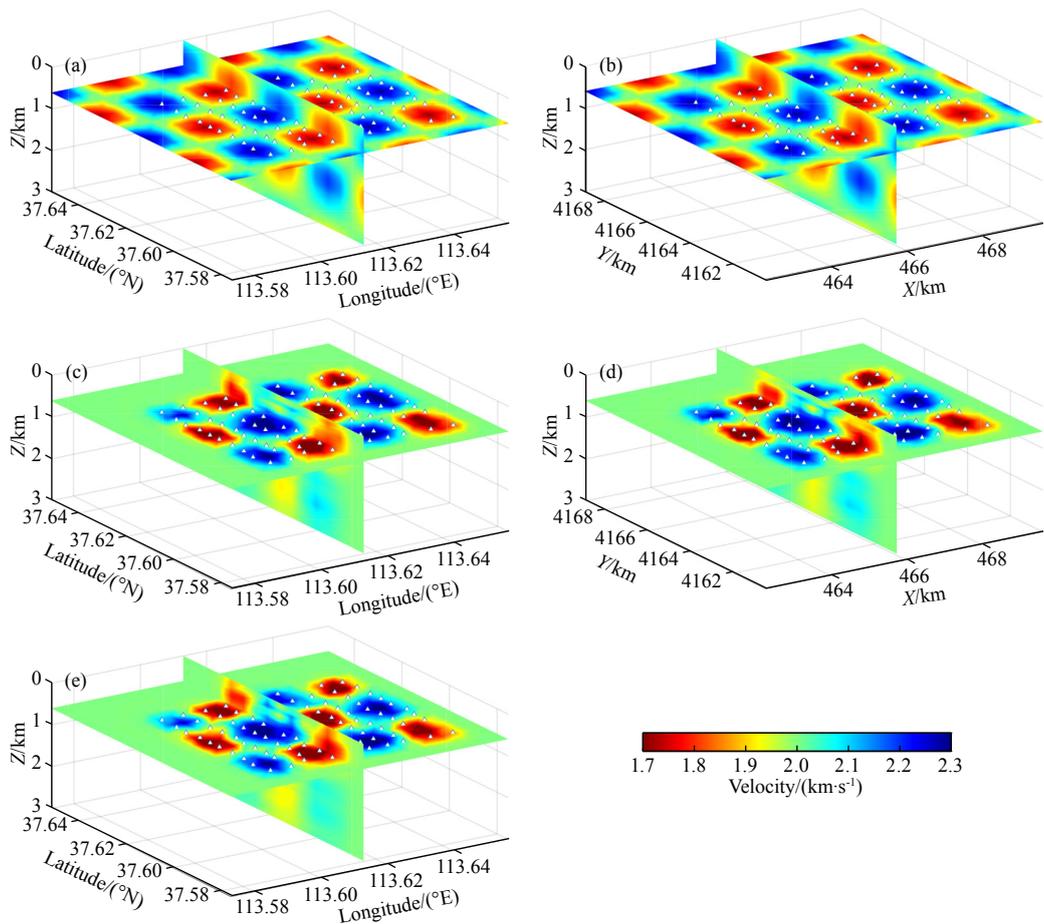


图 8 不同坐标系下的检测板实验对比

(a) 球坐标系下真实 V_S 模型; (b) 直角坐标系下真实 V_S 模型; (c) 球坐标系下无距离误差时恢复的 V_S 模型; (d) 直角坐标系下恢复的 V_S 模型; (e) 球坐标系下有距离误差时恢复的 V_S 模型. 横向切片深度为 600 m, 三角形表示台站.

Fig. 8 Comparison of checkerboard tests between different coordinate systems

(a) True V_S model for spherical coordinate system; (b) True V_S model for Cartesian coordinate system; (c) Inverted V_S model without distance error for spherical coordinate system; (d) Inverted V_S for Cartesian coordinate system; (e) Inverted V_S model with distance error for spherical coordinate system. The depths of horizontal slices are 600 m. Triangles mark stations.

其整体上, 与无距离误差的恢复检测板结果相当, 表明本文实际例子中较小的台站距离相对误差 ($<0.25\%$) 对反演结果的影响不大.

上述合成实验的对比结果展示了直角坐标系下面波走时直接成像算法的可靠性. 进一步地, 本文将其应用到阳泉实际频散数据中, 并与球坐标系给出的结果进行对比. 在实际反演中, 两者采用相同方式划分的反演网格 (图 7)、相同的初始速度模型以及最大迭代次数, 其中初始速度模型来自于黄宇奇等 (2021), 最大迭代次数设置为 10. 最终, 球坐标系和直角坐标系反演结果的最终均方根残差大致相当, 分别为 0.212 s 和 0.211 s. 根据黄宇奇等 (2021) 的群速度和相速度深度敏感曲线以及射线分布图, 其结果在 400 ~ 800 m 深度处的分辨率较高. 图 9a 展示了不同坐标系下面波直接成像算法得到的该深

度范围的 V_S 分布对比图, 可以看出两种方法反演得到的高低速异常分布表现出高度的一致性. 同样地, 不同坐标系下 4 条测线的横波速度分布 (图 9b) 也展现出高度的一致性. 此外, 图 10a 给出了图 9a 对应的 V_S 切片百分比差异以及图 10b 给出了图 9b 不同测线对应的 V_S 百分比差异, 整体上小于 0.2%.

3 讨论与结论

本文发展了一种基于直角坐标系下的小尺度面波走时三维直接成像方法. 首先通过数值实验, 对于不同孔径的台阵, 对比了直角坐标系与球坐标系下二维面波走时计算的精度, 验证了直角坐标系下二维面波走时计算的正确性; 其次基于阳泉台阵 (孔径约 6 km) 数据, 指出了利用 Haversine 公式计算

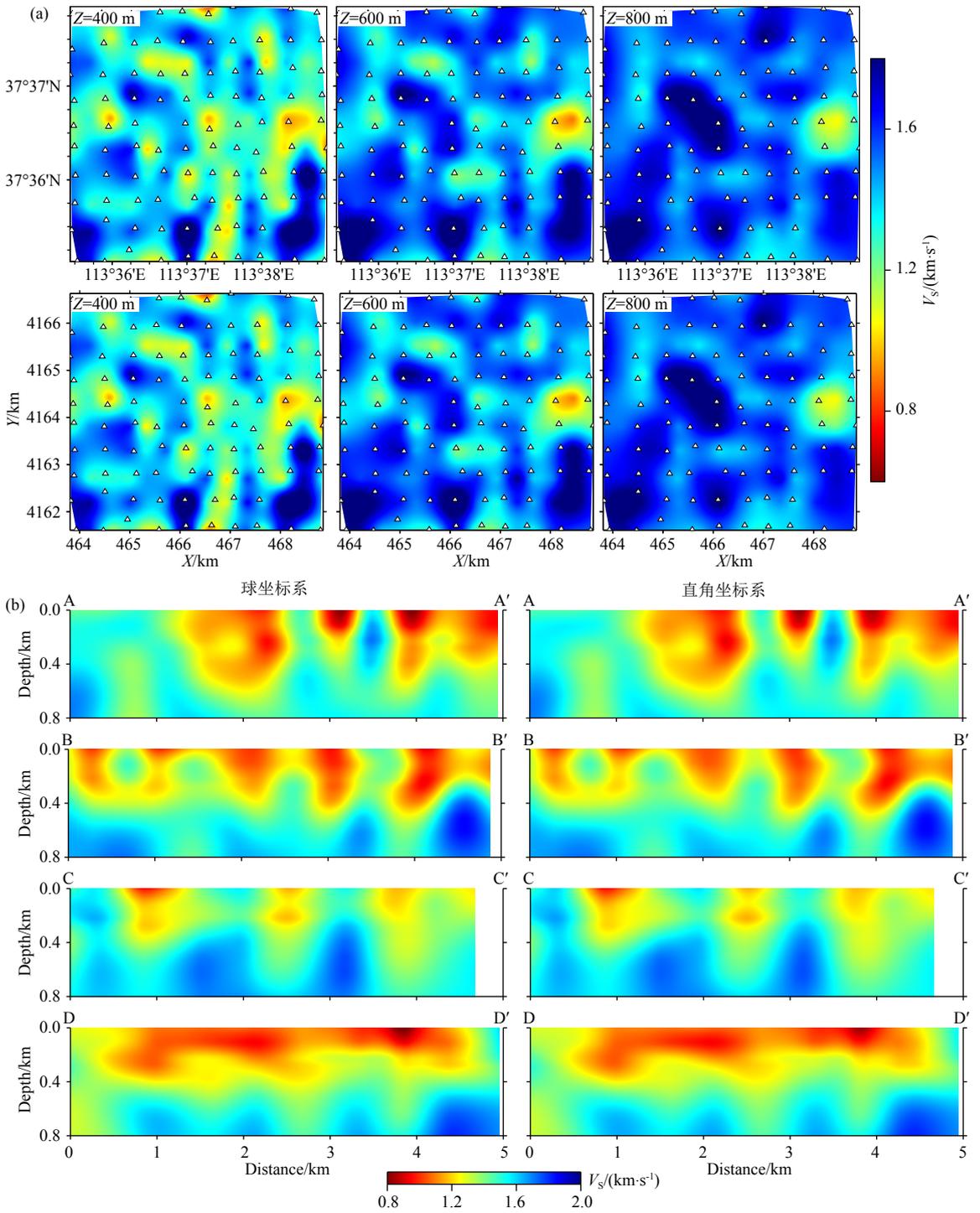


图 9 球坐标系和直角坐标系的面波直接法成像结果对比

(a) 不同深度的 V_S 切片; (b) 沿着不同测线的 V_S 剖面. AA', BB', CC', DD' 测线位置见图 4.

Fig. 9 Comparison of tomographic results using DSurfTomo algorithm based on spherical and Cartesian coordinate systems

(a) V_S slices at different depths; (b) V_S profiles along different survey lines. AA', BB', CC' and DD' survey lines are shown in Fig. 4.

台站对间距会对实际台站对距离造成高达 12 m 的误差 (相对误差 $<0.25\%$); 最后基于阳泉台阵实际频散数据, 对比了直角坐标系与球坐标系下三维面波走时直接成像算法的实际成像结果, 结果表明两坐标系下的成像结果具有高度的一致性, 侧面验证了

所提出的直角坐标系下的三维面波走时直接成像程序的有效性.

目前, 本文所提出的直角坐标系下的 DSurfTomo 算法与球坐标系下的 DSurfTomo 算法的唯一区别在于使用不同坐标系. 直角坐标系下的面波走时直

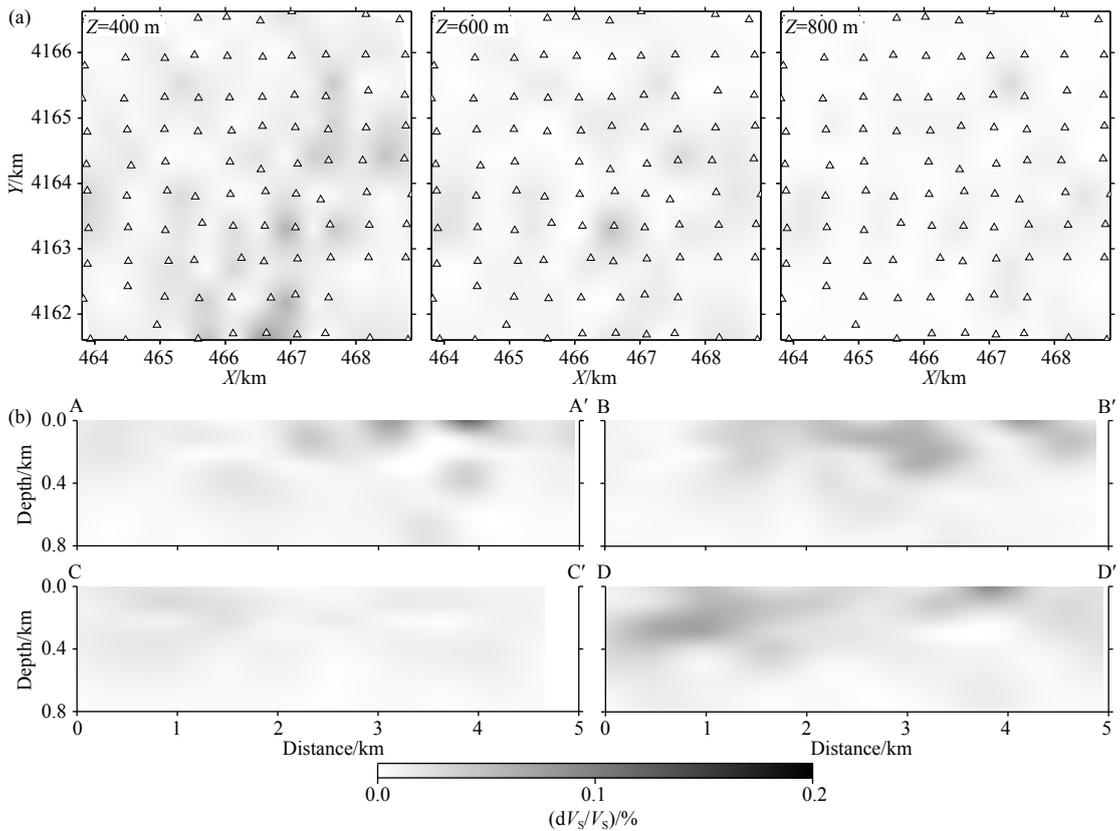


图 10 不同坐标系下 V_S 模型反演结果的百分比差异分布

(a) 不同深度反演的 V_S 百分比差异切片; (b) 沿着不同测线的 V_S 百分比差异. AA', BB', CC', DD' 测线位置见图 4.

Fig. 10 Distributions of percentage differences in V_S models derived from DSurfTomo algorithm based on different coordinate systems

(a) Slices of percentage differences in inverted V_S at various depths; (b) Profiles of percentage differences in inverted V_S along different survey lines. AA', BB', CC' and DD' survey lines are shown in Fig. 4.

接成像算法可直接与其他基于直角坐标系开发的反演算法 (如大地电磁成像或体波走时成像) 进行联合来降低地下介质物性结构反演所带来的非唯一性, 在联合反演过程中避免了不同坐标系参数转换问题. 此外, 新提出的方法相比球坐标系下的面波走时直接成像算法, 可应用于工程勘探所使用的局部独立坐标系中, 方便与钻探等勘查数据进行联合解释.

本文提出的方法与球坐标系下的 DSurfTomo 算法都依赖于双台法 (Yao et al., 2006) 所提取到的基阶频散信息, 无法应用于基于台阵方法所得到的频散数据, 如空间自相关法 (Aki, 1957; 徐佩芬等, 2020)、频率-贝塞尔变换 (Wang et al., 2019; Li et al., 2021)、 $\tau-p$ 变换法 (McMechan and Yedlin, 1981)、相移法 (Park et al., 1998; Deng et al., 2022)、高分辨率线性拉东变换法 (Luo et al., 2008).

尽管双台法不如基于台阵的频散曲线提取方法稳定, 但由于其能够提供更多的频散信息来提高

横向不均匀性结构的分辨率 (Ikeda and Tsuji, 2020) 以及适合不规则、稀疏的台站分布, 近年来也得到一定的改进, 如 Yan 等 (2022) 利用小波变换以及基于平面波分析的方法来提升两台间相速度的估计精度, 一定程度上抑制了周期模糊的问题; 另外, 近年来由于基于深度学习的策略能够提取出更多的特征, 其被用来频散曲线的自动提取 (Zhang et al., 2020; Yang et al., 2022; Hu et al., 2023; Jiang et al., 2023; Dai et al., 2021), 可从大量的相速度频散能量图以及群速度频散能量图中快速提取到有效的频散曲线用于频散成像或面波走时直接成像. 得益于小尺度结构研究中基于双台法获取高质量的面波频散数据将成为可能, 本文所提出的小尺度直角坐标系下的三维面波走时直接成像算法具有较高的应用价值.

最后, 本文提出了平面直角坐标系的面波走时三维直接成像算法, 以适应于小尺度面波成像, 数值实验以及实际数据测试验证了新算法的有效性,

为小尺度浅层精细面波勘探以及小尺度体波面波等联合反演策略提供了一个有力的工具。

数据和代码 直角坐标系下的 DSurfTomo 程序包可通过邮件联系通讯作者获取。

致谢 三位匿名审稿专家以及古宁博士对本文的修改和完善提出了宝贵意见; 方洪健副教授和姚建华教授提供了球坐标系下 DSurfTomo 软件包; 文中图件采用了 GMT(Wessel et al., 2013) 以及 Matplotlib (Hunter, 2007) 软件包绘制, 在此表示衷心感谢。

References

- Aki K. 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35: 415-456.
- Alkhalifah T, Fomel S. 2001. Implementing the fast marching eikonal solver: spherical versus Cartesian coordinates. *Geophysical Prospecting*, 49(2): 165-178.
- Aster R C, Borchers B, Thurber C H. 2018. *Parameter Estimation and Inverse Problems*. 3rd edn, Elsevier.
- Bai C Y, Li X W, Wang D, et al. 2017. The effect of ignoring Earth curvature on near-regional traveltimes tomography and earthquake hypocentral determination. *Pure and Applied Geophysics*, 174(12): 4329-4342.
- Bao X W, Song X D, Li J T. 2015. High-resolution lithospheric structure beneath Mainland China from ambient noise and earthquake surface-wave tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 417: 132-141.
- Bodin T, Sambridge M, Rawlinson N, et al. 2012. Transdimensional tomography with unknown data noise. *Geophysical Journal International*, 189(3): 1536-1556.
- Curtis A, Trampert J, Snieder R, et al. 1998. Eurasian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11): 26919-26947.
- Dai T Y, Xia J H, Ning L, et al. 2021. Deep learning for extracting dispersion curves. *Surveys in Geophysics*, 42(1): 69-95.
- Daidzic N E. 2017. Long and short-range air navigation on spherical Earth. *International Journal of Aviation, Aeronautics, and Aerospace*, 4(1): 2, doi: 10.15394/ijaaa.2017.1160.
- Deng B, Li J L, Liu J S, et al. 2022. The extended range phase shift method for broadband surface wave dispersion measurement from ambient noise and its application in ore deposit characterization. *Geophysics*, 87(3): JM29-JM40.
- Fang H J, Yao H J, Zhang H J, et al. 2015. Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: methodology and application. *Geophysical Journal International*, 201(3): 1251-1263.
- Gao J, Zhang H J, Zha H S, et al. 2023. The effect of different arrays and noise source distribution on microtremor imaging and its application in solute salt mine cavity detection. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 66(6): 2489-2506, doi: 10.6038/cjg2022Q0219.
- Gu N, Wang K D, Gao J, et al. 2019. Shallow crustal structure of the Tanlu Fault Zone near Chao Lake in eastern China by direct surface wave tomography from local dense array ambient noise analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 176(3): 1193-1206.
- Han S C, Zhang H J, Xin H L, et al. 2022. USTClitho2.0: Updated unified seismic tomography models for Continental China lithosphere from joint inversion of body-wave arrival times and surface-wave dispersion data. *Seismological Research Letters*, 93(1): 201-215.
- Hu J, Qiu H R, Zhang H J, et al. 2020. Using deep learning to derive shear-wave velocity models from surface-wave dispersion data. *Seismological Research Letters*, 91(3): 1738-1751.
- Hu W, Zhang H, Sang W J, et al. 2023. Surface-wave dispersion curves extraction method from ambient noise based on U-net ++ and density clustering algorithm. *Journal of Applied Geophysics*, 213: 105040, doi: 10.1016/j.jappgeo.2023.105040.
- Huang Y Q, Zha H S, Gao J, et al. 2021. Predicting the distribution of coalbed methane by ambient noise tomography with a dense seismic array. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 64(11): 3997-4011, doi: 10.6038/cjg2021O0483.
- Hunter J D. 2007. Matplotlib: A 2D graphics environment. *Computing in Science & Engineering*, 9(3): 90-95.
- Ikeda T, Tsuji T. 2020. Two-station continuous wavelet transform cross-coherence analysis for surface-wave tomography using active-source seismic data. *Geophysics*, 85(1): EN17-EN28.
- Jiang Y R, Wen J C, Tian Y, et al. 2023. Surf-Net: A deep-learning-based method for extracting surface-wave dispersion curves. *Frontiers in Earth Science*, 10: 1030326, doi: 10.3389/feart.2022.1030326.
- Jin J Q, Luo S, Yao H J, et al. 2023. Dense array ambient noise tomography reveals the shallow crustal velocity structure and deformation features in the Weifang segment of the Tanlu fault zone. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 66(2): 558-575, doi: 10.6038/cjg2022P0934.
- Li C, Yao H J, Fang H J, et al. 2016. 3D near-surface shear-wave velocity structure from ambient-noise tomography and borehole data in the Hefei urban area, China. *Seismological Research Letters*, 87(4): 882-892.
- Li Z B, Zhou J, Wu G X, et al. 2021. CC-FJpy: A Python package for extracting overtone surface-wave dispersion from seismic ambient-noise cross correlation. *Seismological Research Letters*, 92(5): 3179-3186.
- Liu Y, Zhang H J, Fang H J, et al. 2018. Ambient noise tomography of three-dimensional near-surface shear-wave velocity structure around the hydraulic fracturing site using surface microseismic monitoring array. *Journal of Applied Geophysics*, 159: 209-217.
- Luo S, Yao H J, Li Q S, et al. 2019. High-resolution 3D crustal S-wave velocity structure of the Middle-Lower Yangtze River Metallogenic Belt and implications for its deep geodynamic setting. *Science China Earth Sciences*, 62(9): 1361-1378.
- Luo S, Yao H J, Wang J N, et al. 2021. Direct inversion of surface wave dispersion data with multiple-grid parametrizations and its application to a dense array in Chao Lake, eastern China. *Geophysical Journal International*, 225(2): 1432-1452.

- Luo Y H, Xia J H, Miller R D, et al. 2008. Rayleigh-wave dispersive energy imaging using a high-resolution linear Radon transform. *Pure and Applied Geophysics*, 165(5): 903-922.
- Luo Y H, Huang Y, Yang Y J, et al. 2022. Constructing shear velocity models from surface wave dispersion curves using deep learning. *Journal of Applied Geophysics*, 196: 104524, doi: 10.1016/j.jappgeo.2021.104524.
- Magrini F, Lauro S, Kästle E, et al. 2022. Surface-wave tomography using SeisLib: a Python package for multiscale seismic imaging. *Geophysical Journal International*, 231(2): 1011-1030.
- McMechan G A, Yedlin M J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46(6): 869-874.
- Meier U, Curtis A, Trampert J. 2007. Global crustal thickness from neural network inversion of surface wave data. *Geophysical Journal International*, 169(2): 706-722.
- Nakanishi I, Anderson D L. 1983. Measurement of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy: 1. Analysis of great circle phase velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12): 10267-10283.
- Pan Z F, Yang Z Y, Cheng X J, et al. 2004. Principles and Methods of Digital Mapping (in Chinese). Wuhan: Wuhan University Press.
- Park C B, Miller R D, Xia J H. 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. //SEG Technical Program Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, 1377-1380.
- Rawlinson N, Sambridge M. 2004. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 156(3): 631-647.
- Ritzwoller M H, Shapiro N M, Barmin M P, et al. 2002. Global surface wave diffraction tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B12): 2335, doi: 10.1029/2002JB001777.
- Sethian J A, Popovici A M. 1999. 3-D traveltimes computation using the fast marching method. *Geophysics*, 64(2): 516-523.
- Shao G Z, Li Y L, Yue L. 2022. Joint application of active and passive Surface wave in 3D imaging of loess covered area. *Geophysical and Geochemical Exploration* (in Chinese), 46(4): 897-903.
- Shapiro N M, Ritzwoller M H. 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysical Journal International*, 151(1): 88-105.
- Shen W S, Ritzwoller M H, Kang D, et al. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion. *Geophysical Journal International*, 206(2): 954-979.
- Wang J N, Wu G X, Chen X F. 2019. Frequency-Bessel transform method for effective imaging of higher-mode Rayleigh dispersion curves from ambient seismic noise data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(4): 3708-3723.
- Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, et al. 2013. Generic mapping tools: improved version released. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 94(45): 409-410.
- Xia J H, Miller R D, Xu Y X, et al. 2009. High-frequency Rayleigh-wave method. *Journal of Earth Science*, 20(3): 563-579.
- Xu J, Wang K D, Li J L, et al. 2021. High resolution tomography of the Tanlu fault zone near Hefei with passive seismic and magnetotelluric linear array data. *Earthquake Science*, 34(1): 24-35.
- Xu P F, Du Y N, Ling S Q, et al. 2020. Microtremor survey method based on inversion of the SPAC coefficient of multi-mode Rayleigh waves and its application. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 63(10): 3857-3867, doi: 10.6038/cjg202000148.
- Yan Y W, Li J, Huai N, et al. 2022. Two-station analysis of passive surface waves with continuous wavelet transform and plane-wave-based beamforming. *Journal of Applied Geophysics*, 197: 104526, doi: 10.1016/j.jappgeo.2021.104526.
- Yang H F, Duan Y H, Song J H, et al. 2020. Fine structure of the Chenghai fault zone, Yunnan, China, constrained from teleseismic travel time and ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(7): e2020JB019565, doi: 10.1029/2020JB019565.
- Yang S B, Zhang H J, Gu N, et al. 2022. Automatically extracting surface-wave group and phase velocity dispersion curves from dispersion spectrograms using a convolutional neural network. *Seismological Research Letters*, 93(3): 1549-1563.
- Yang Y J, Ritzwoller M H, Levshin A L, et al. 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168(1): 259-274.
- 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. *Geophysical Journal International*, 166(2): 732-744.
- Yao H J, Luo S, Li C, et al. 2023. Direct surface wave tomography for three dimensional structure based on surface wave traveltimes: Methodology review and applications. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics (in Chinese)*, 54(3): 231-251.
- Yin X F, Xu H R, Wang L M, et al. 2016. Improving horizontal resolution of high-frequency surface-wave methods using travel-time tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 126: 42-51.
- Yin X F, Xu H R, Xia J H, et al. 2018. A travel-time tomography method for improving horizontal resolution of high-frequency surface-wave exploration. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 61(6): 2380-2395, doi: 10.6038/cjg2018L0373.
- Yu G P, Xu T, Liu J T, et al. 2020. Late Mesozoic extensional structures and gold mineralization in Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton: an inspiration from ambient noise tomography on data from a dense seismic array. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 63(5): 1878-1893, doi: 10.6038/cjg2020N0446.
- Zhang X, Curtis A, Galetti E, et al. 2018. 3-D Monte Carlo surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 215(3): 1644-1658.
- Zhang X T, Jia Z, Ross Z E, et al. 2020. Extracting dispersion curves from ambient noise correlations using deep learning. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(12): 8932-8939.
- Zhang Y, Yan X, Bai C Y. 2018. Multi-phase seismic ray tracing in 3D undulated layered media based on multistage FMM algorithm. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 33(3): 1013-1021, doi: 10.6038/pg2018BB0305.

附中文参考文献

- 高级, 张海江, 查华胜等. 2023. 台阵和噪声源分布对微动成像的影响及其在盐矿溶腔探测中的应用. *地球物理学报*, 66(6): 2489-2506, doi: 10.6038/cjg2022Q0219.
- 黄宇奇, 查华胜, 高级等. 2021. 基于密集台阵地震背景噪声成像预测煤矿瓦斯分布. *地球物理学报*, 64(11): 3997-4011, doi: 10.6038/cjg2021O0483.
- 靳佳琪, 罗松, 姚华建等. 2023. 密集台阵背景噪声成像揭示郯庐断裂带潍坊段地壳浅层速度结构及变形特征. *地球物理学报*, 66(2): 558-575, doi: 10.6038/cjg2022P0934.
- 潘正风, 杨正尧, 程效军等. 2004. 数字测图原理与方法. 武汉: 武汉大学出版社.
- 邵广周, 李远林, 岳亮. 2022. 主动源与被动源面波联合勘探在黄土覆盖区三维成像中的应用. *物探与化探*, 46(4): 897-903.
- 徐佩芬, 杜亚楠, 凌甦群等. 2020. 微动多阶瑞雷波 SPAC 系数反演方法及应用研究. *地球物理学报*, 63(10): 3857-3867, doi: 10.6038/cjg2020O0148.
- 姚华建, 罗松, 李成等. 2023. 基于面波走时的三维结构面波直接成像: 方法综述与应用. *地球与行星物理论评*, 54(3): 231-251.
- 尹晓菲, 胥鸿睿, 夏江海等. 2018. 一种基于层析成像技术提高浅地表面波勘探水平分辨率的方法. *地球物理学报*, 61(6): 2380-2395, doi: 10.6038/cjg2018L0373.
- 俞贵平, 徐涛, 刘俊彤等. 2020. 胶东地区晚中生代伸展构造与金成矿: 短周期密集台阵背景噪声成像的启示. *地球物理学报*, 63(5): 1878-1893, doi: 10.6038/cjg2020N0446.
- 张云, 严星, 白超英. 2018. 基于分区多步快速行进法下 3D 起伏层状介质中多震相射线追踪. *地球物理学进展*, 33(3): 1013-1021, doi: 10.6038/pg2018BB0305.

(本文编辑 胡素芳)