论文

山西断陷带地区高分辨率地壳速度结构及其构造演化意义

窦立婷^{1,2}, 姚华建^{2,3,4*}, 房立华⁵, 罗松², 宋美琴¹, 闫晓美¹, 成诚¹

1. 山西省地震局, 太原 030021;

2. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026;

3. 中国科学技术大学蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 蒙城 233500;

4. 中国科学院比较行星学卓越创新中心, 合肥 230026;

5. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 通讯作者, E-mail: hjyao@ustc.edu.cn

收稿日期: 2020-10-11; 收修改稿日期: 2020-12-08; 接受日期: 2020-12-16; 网络版发表日期: 2021-03-30

中国地震局地震科技星火计划项目(编号: XH20009Y)、国家自然科学基金项目(批准号: 41790464、41574034、41704064)和中国科学院王宽诚教育基金会卢嘉锡国际团队项目(编号: GJTD-2018-12)资助

摘要 山西断陷带是中国大陆内部一条著名的板内强震带, 位于华北克拉通中部造山带. 华北克拉通中部造山带是华北克拉通东部块体和西部鄂尔多斯块体的缝合带, 中部造山带形成后遭受了后期构造活动的改造, 内部岩石圈结构复杂. 获得山西断陷带地区的精细地壳结构对于认识山西地区的构造演化、发震机制有重要意义, 并且能够为研究华北克拉通的形成演化提供参考. 为了得到山西断陷带区域的精细地壳结构, 本文利用山西及周边地区 108 个台站共 18 个月的连续波形数据, 利用背景噪声互相关方法提取了 4437 条瑞利面波相速度频散曲线, 周期范围为 5~45 s, 然后使用基于面波射线路径追踪的面波直接成像方法得到了 0~60 km 深度的三维横波速度结构模型. 模型的横向分辨率在多数区域可达 50~80 km. 成像结果显示, 太原盆地的沉积厚度小于 5 km. 0~10 km 深度的速度分布与山西地表构造有很好的对应关系, 裂谷中部为低速, 而两侧隆起区为高速, 低速区东西两侧边界与控盆断裂基本重合. 随着深度的增加, 低速区域有所收缩, 且低速异常一直从地表沉积延伸到地下 15 km 左右. 从 25 km 深度附近开始, 中南部太原盆地、临汾盆地、运城盆地由上地壳的低速异常转为下地壳的高速异常, 并一直延伸到上地幔顶部, 可能为盆地拉张之前第三纪早期的玄武岩岩浆底侵至下地壳深度, 之后冷却呈现出高速特征. 大同火山区低速异常从上地幔顶部一直向上延伸至 20 km 深度, 并由西向东转移, 较清晰地显示了大同火山岩浆上涌通道. 北纬 38° 以北大面积的低速区, 可能是新生代以来大同火山大量的岩浆活动引起地壳升温乃至部分熔融造成的. 该地区的地震主要分布在断陷带区域的 5~20 km 深度范围内, 且地震大都发生高低速转换区域偏向高速的地区. 本研究获得的三维高分辨率地壳速度结构模型为认识山西断陷带地区的构造演化及地震分布特征提供了重要的地震学约束.

关键词 山西断陷带, 背景噪声成像, 横波速度结构, 岩浆底侵, 地震分布

中文引用格式: 窦立婷, 姚华建, 房立华, 罗松, 宋美琴, 闫晓美, 成诚. 2021. 山西断陷带地区高分辨率地壳速度结构及其构造演化意义. 中国科学: 地球科学, 51(5): 709–724, doi: [10.1360/SSTe-2020-0270](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0270)

英文引用格式: Dou L, Yao H, Fang L, Luo S, Song M, Yan X, Cheng C. 2021. High-resolution crustal velocity structure in the Shanxi rift zone and its tectonic implications. Science China Earth Sciences, 64(5): 728–743, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9710-x>

1 引言

断陷带的形成和演化对于认识壳幔地球动力学过程, 深部岩浆活动、岩石圈演化、开展地热等资源勘探, 研究区域地震活动性分布、地震灾害及其次生灾害特征具有重要的科学意义. 山西断陷带是华北克拉通中部一条重要的转换带, 总体呈北北东向, 总长度约1000km. 中国大陆的华北克拉通是世界上最古老的克拉通之一, 主要由三大块体组成, 即东部块体、中部造山带和西部块体(Zhai和Liu, 2001; Zhao等, 2005; 朱日祥等, 2011). 中生代以来, 华北克拉通东部经历了强烈的岩石圈变形和破坏, 东部块体岩石圈明显减薄, 由最初约200km厚度减薄为不到100km, 并伴随大量的构造变形、火山活动和拉张盆地的形成(Xu, 2001; Chen, 2010). 西部块体仍保持着稳定的克拉通特性, 比如低的地表热流值、较小的地震活动性(Hu等, 2000), 表明西部块体受到的破坏程度较小. 而中部造山带是显著

破坏的华北克拉通东部块体和西部稳定的鄂尔多斯块体之间的过渡区域. 华北克拉通中部造山带主要包括S形的陕西-山西断陷带和两侧隆起区(吕梁山和太行山)(Zhang等, 1998, 2003), 其中吕梁山和太行山的隆起形成于晚白垩至新生代, 山西断陷带(图1)形成于新生代晚期, 并且在横向上地壳、岩石圈厚度、地表地势、重力特征等都有着剧烈的变化(朱日祥等, 2011). 研究结果显示华北克拉通中部造山带的岩石圈结构也遭受了局部改造(Chen, 2010), 因此研究华北克拉通中部精细地壳结构对于认识华北克拉通破坏过程以及由东至西的构造演化具有重要意义.

本文研究区域为109°E~115°E, 34°N~42°N, 包含了整个山西断陷带以及两边的太行山和吕梁山地区(图1), 区域构造复杂. 山西断陷带由一系列盆地组成(图1), 从北往南依次为大同盆地、忻定盆地、太原盆地、临汾盆地和运城盆地, 东北端转为北东东向而延伸入河北北部与怀来盆地、蔚县盆地连接, 西南端也

图1 研究区域构造背景和台站分布

(a)中红色框表示研究区域; (b)中背景颜色代表地形变化, 紫色三角形代表流动台站, 蓝色三角形代表固定台站, 黑色虚线代表华北克拉通西部块体、中部造山带以及东部块体的分界线, 黑色圆圈代表五大盆地, 分别为①大同盆地, ②忻定盆地, ③太原盆地, ④临汾盆地, ⑤运城盆地; TNCO (Trans North China Orogen)为华北克拉通中部转换造山带. (c)中蓝色实线代表断层分布, 蓝色文字代表一些重要的断层, 分别为F₁: 口泉断裂, F₂: 恒山北麓断裂, F₃: 交城断裂, F₄: 太谷断裂, F₅: 霍山断裂, F₆: 罗云山断裂, F₇: 中条山山前断裂. 红色圆圈代表4级以上地震分布, 本文使用的地震均为宋美琴等(2012)给出的1981~2008年地震目录

转为北东东延伸入陕西境内与渭河盆地连接(国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组, 1988). 山西断陷带的形成主要经历了三个阶段: 首先是中生代燕山期阶段的挤压破裂, 第二阶段是新生代喜马拉雅运动早期地幔物质上涌、地壳剪切-拉张破裂断陷, 第三阶段是新近纪以来断陷带形成, 最终形成现今山西中部断陷盆地的地貌形态(邓起东和尤惠川, 1985; 邢集善, 1990; 李树德, 1997). 该断陷带是华北中强地震频发区域, 有史料记载以来, 研究区共发生5级以上地震80多次, 其中6.0~6.9级地震13次, 7.0~7.9级地震5次, 8.0~8.9级地震1次. 晋冀蒙交界地区曾多年被圈定为年度地震危险区. 因此研究山西断陷带地区的地壳上地幔速度结构对于揭示该地区的动力学演化过程和地震活动性及地震灾害具有重要的意义.

很多学者对山西断陷带进行了研究. 一些研究使用人工地震测深方法得到了山西断陷带的二维P波速度剖面结构(张建狮等, 1997; 祝治平等, 1999; 张学民等, 2003), 但这些探测只局限在少数几条断裂带, 没有对山西断陷带及两侧山脉的地壳上地幔结构进行约束. 唐有彩等(2010)利用接收函数获得了沿台阵横穿山西断陷带的地壳和上地幔的精细结构. 李自红等(2014)利用折射地震测深剖面获得临汾震区的地壳结构, 得到临汾盆地的沉积厚度, 并发现了临汾盆地周边的控盆断裂带等信息. Zhang等(2016)利用大地电磁测深获得了大同火山区的电导率结构. 王长在等(2018)采用双差层析成像方法, 反演得到了太原盆地及周边地区的三维P波速度结构. Chen等(2009)利用面波和体波的接收函数偏移成像得出了东部块体和中部块体经历了不同的岩石圈改造的证据. Zhang等(2019)采用波动方程偏移成像方法对Ps转换波和PpPs多次波进行成像, 结果显示华北克拉通东北部地区的Moho面横向变化信息. Zheng等(2009)利用地震数据对华北克拉通进行研究, 找到了俯冲新证据, 并且研究了渤海湾和太行山地区的速度结构.

在过去的15年里, 由于背景噪声层析成像方法具有不依赖天然地震分布并对地壳及上地幔顶部成像具有高分辨率等优点, 在不同尺度的地区都得到了很好的应用(Shapiro等, 2005; Yao等, 2006, 2008; Fang等, 2015; Shen等, 2016). 很多学者使用背景噪声层析成像方法对该区域进行研究, 例如房立华(2010)、房立华等(2013)利用瑞利波、勒夫波成像得到了华北地区

的地壳速度结构, Zhang C等(2018)采用背景噪声波形成像的方法得到了华北地区一条密集台阵剖面下方的高分辨率地壳二维横波速度结构模型. Shen等(2016)利用全国2000多个台站的面波频散数据反演得到了中国及邻区地壳和上地幔顶部瑞利波相速度方位各向异性和横波速度结构模型. 宋美琴等(2013)、周铭等(2016)、王霞等(2015, 2019)、郭震等(2015)获得了山西境内及周边地区地壳及上地幔顶部的面波相速度或横波速度结构. 这些研究显示, 山西北部大同地区中下地壳出现成片低速, 并且存在南硬北软等特征. 前人研究使用的台站在山西断陷带, 特别是太原盆地附近相对较少, 使用背景噪声方法得到的分辨率相对较低, 而且都是采用先反演相速度分布图再反演横波速度结构的两步法, 并没有考虑复杂地区面波射线路径弯曲对结构成像的影响.

基于上述原因, 本文利用山西及周边省共108个固定和流动台站(图1)的连续波形的垂向分量数据, 从噪声互相关函数中提取5~45s周期的基阶瑞利面波相速度频散曲线. 将Shen等(2016)的横波速度模型进行三维平滑, 作为本研究反演的初始模型, 再利用基于射线路径追踪的面波频散直接成像方法(Fang等, 2015)进行反演, 得到山西断陷带地区更加精细的地壳及上地幔顶部的三维横波速度结构, 并讨论了其反映的地质构造和深部地球动力学含义, 以及该地区地震分布与地壳结构之间的关系.

2 数据与处理

本文收集了山西、河南、陕西、河北、内蒙古108个地震台站2015年4月至2016年9月共18个月的垂向连续波形数据. 其中, 固定台站69个, 流动台站39个(图1). 在中部断陷带, 地震台站分布非常密集, 达到10~30km的台站间距, 可以较好地约束山西断陷带地区的横波速度结构.

数据处理流程如下: 首先将原始波形重采样为5Hz波形, 将空值补零并去均值、去趋势、去仪器响应, 得到以天为单位的连续波形数据. 为了减小地震信号的干扰对噪声互相关函数质量的影响, 我们先对数据进行频率域谱白化(Bensen等, 2007), 之后将地震数据分成三个频带范围(5~10s、10~20s、20~45s)分别进行滑动平均时域归一化处理(Zhang Y等, 2018), 之

后再叠加成5~45s周期的归一化宽频带信号, 然后再计算两两台站对之间的噪声互相关函数, 并将同一台站对所有天的互相关函数归一化后叠加, 即得到一个台站对之间最终的互相关函数. 图2显示了信噪比大于25的互相关函数, 红色虚线显示面波窗口. 互相关时间从20天到291天不等, 可以看到明显的面波信号, 并且互相关函数的正负两支比较对称, 说明噪声源分布相对均匀, 对测量Rayleigh面波相速度影响小.

叠加后的互相关函数经希尔伯特变化后得到面波经验格林函数(Yao等, 2011), 即可提取频散曲线. 由于相速度的测量误差一般低于群速度(Bensen等, 2008), 因此本文仅提取相速度频散曲线. 频散曲线的提取使用Yao等(2006, 2011)提出的基于图像分析和滑动时窗

的方法, 提取经验格林函数信噪比大于5、台间距大于两倍波长且平滑可靠的频散曲线. 提取完后根据相似路径的频散曲线相似的原则(Zhang Y等, 2018), 剔除掉一些路径相似但相速度值差异较大的频散点, 最终得到4437条相速度频散曲线. 图3a给出了所有相速度频散曲线, 图3b给出了5~45s内各个周期的路径数. 图4给出了周期为8、20与35s的射线路径覆盖, 中短周期路径覆盖较密, 长周期相对稀疏, 但在太原盆地等中部断陷带区域路径覆盖仍然较为密集. 为了了解瑞利面波相速度对深度上速度结构的约束效果, 我们还进行了敏感核测试(网络版附录A, <http://earthcn.scichina.com>).

3 三维横波速度结构反演方法及结果

3.1 反演方法

本文使用面波频散走时直接反演三维横波速度结构的成像方法(Fang等, 2015; Li等, 2016). 该方法不用反演二维群速度或相速度分布图, 对不同周期的面波射线路径分别进行射线追踪, 可以更好地获得结构复杂地区的三维横波速度结构模型. 该方法采用快速行进法(Rawlinson和Sambridge, 2004)计算某一周期的瑞利面波相位传播时间和射线路径. 具体反演方法请参考Fang等(2015).

关于初始模型, 为了证明结果对初始模型的依赖比较小, 本文分别使用了经三维平滑后的Shen等(2016)获得的中国大陆横波速度模型(以下简称为Shen模型)和Shen模型在某个水平面的平均值进而得到一

图2 5~45s周期的噪声互相关函数
对称的红色虚线分别对应群速度为2和5 km s⁻¹的时距线

图3 5~45s频段的基阶瑞利面波相速度频散曲线(a)和在不同周期的路径数量(b)
红线为平均频散

图 4 三个周期(8、20、35s)的路径覆盖
红色三角形表示台站

个一维模型作为初始模型。我们通过检测板测试得到了网格参数,在水平方向的网格选择为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。考虑到短周期面波频散对地壳浅部的敏感性更强(网络版附图S1),故在深度上对浅部网格设置的间隔较小,深部间隔增大,深度上的格点最后定为[0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 70 80 90 100] km,共17个控制点。在直接成像反演算法中使用的是一阶Tikhonov正则化。反演中一个重要的反演参数就是权重因子的确定,权重因子是用来权衡目标函数中的数据残差项和模型正则化项的比重。 λ 越小,模型正则化项的作用越小,数据拟合也会越好,但当模型平滑过低的时候会造成速度结构假象; λ 越大,模型会越平滑,导致异常体不能很好的分辨。因此我们利用L-curve方法(Hansen, 2007)得到合适的权重因子 λ 的取值为10。经过多次迭代反演,最终收敛效果很好(网络版附录B)。

3.2 成像结果

本文反演中使用的两种初始模型反演出来的三维横波速度模型在主要特征上基本一致,只在细微处利用经三维平滑后的Shen模型反演的结果与地质特征对应更好,故本文以三维平滑后的Shen模型作为初始模型进行分析,文中仅展示了6个不同深度(5、10、15、25、35、43km)的横波速度反演结果图(图5)。为探讨地震与深部速度结构之间的关系,本文使用宋美琴等

(2012)利用绝对定位法和双差相对定位法获得的目前最完整的1981~2008年山西地区地震目录数据,在水平方向和震源深度上定位精度都非常高,特别是在震源深度上重定位后可以较清晰地勾画出山西断陷带形成过程的地质状况和盆地、隆起等特征,将此地震目录内震级4级以上、固定深度 ± 2 km范围的地震叠加在相应深度的横波速度结构剖面上。

5km深处的横波速度特征与地表地质构造单元存在很好的相关性。隆起区与盆地的分界线非常明显,大同盆地、忻定盆地、太原盆地、临汾盆地、运城盆地(图5a)由于覆盖较厚的沉积层,均表现为低速异常。盆地间的灵石隆起(图5a中A位置)和石岭关隆起(图5a中B位置)表现为高速异常。两侧的太行山脉、吕梁山隆起(图1)由于基岩露头和较薄的风化层表现为明显的高速特征。断陷带内新生代沉积厚度与盆地的形成密切相关,运城盆地的沉积厚度约5500m,为5个盆地中最厚的(邢集善, 1990; 张世民, 2000)。临汾盆地是在剪切应力环境下形成的,沉积厚度最薄,大概为2200m(邢集善, 1990; 张世民, 2000)。太原盆地沉积厚度为3800m、大同盆地沉积厚度为3000m(邢集善, 1990; 王秀文等, 2000; 张世民, 2000; 邢作云等, 2005)。除大同盆地外,在5km处四个盆地的低速异常幅度与盆地沉积厚度呈正相关,太原与运城盆地的速度最低,临汾盆地相对较高。此低速特征一直持续到15km深度,

图5 不同深度横波速度分布

黑色细线代表断层. (a)中黑色圆圈代表城市, A为灵石隆起、B为石岭关隆起的位置; (b), (c)中黑色圆圈代表地震(宋美琴等, 2012), 圆圈的大小表示震级的大小, 地震的时间范围是1981~2008年, 这里仅显示大于4级的地震; (d)中黑色五角星显示玄武岩携带地幔包体出露的位置(Tang等, 2006). (e)中红线给出图10中速度结构纵剖面的位置, (f)中红色三角形表示大同火山位置(DTV)

随着深度的逐渐增加盆地内的低速异常逐渐变小.

图5b中10km的速度特征基本延续了浅层的速度结构, 可以看出地震大部分发生在高低速交界处附近. 图5c中15km深处的横波速度与5~10km深处的横波速度差异基本一致, 主要表现为山西北部存在更大区域的低速异常, 而南部的低速区域有所减小, 中间太原

盆地的低速异常逐渐消失, 而两侧的吕梁山和太行山依然呈现明显的高速特征. 此深度处地震较浅层多, 并基本发生在高低速交界处附近.

图5d显示25km深处的横波速度分布, 玄武岩携带地幔包体点的位置(Tang等, 2006), 均表现为为较大区域的低速异常, 如大同、阳原、繁峙及东部的平坝、

左权. Xu等(2005)的研究结果也显示该区具有大面积的新生代幔源岩浆岩出露, 与此处存在火山活动残留物导致低速异常一致. 断陷带内南部三大盆地的速度结构则发生了根本性的变化, 由浅部的低速特征表现为明显的深部高速特征. 图5e中30km深处的速度特征基本持续了25km深处的速度结构, 南部三大盆地仍表现为持续的高速特征, 而北部的低速异常则逐渐向西南方向扩展直到下地壳深度.

图5f为43km深处的横波速度结构, 以北纬38°左右为界, 呈现出南高北低的速度特征, 这是由于莫霍面深度的南北差异造成的. 南部莫霍面在35~37km, 太原盆地莫霍面在39km, 大同盆地与忻定盆地的莫霍面约40~42km(邢集善, 1990; 邢作云等, 2005; Zhang等, 2019). 与本文使用的Shen模型的莫霍面深度一致(图6), 43km深处时南部已经完全到达地幔而北部刚进入地幔. 并且南北速度差异分界线呈现为北东向的临界特征, 这与邢集善(1990)得到结果中的方向一致.

我们做了基于Monte Carlo误差传递方法的模型误差分析(Aster等, 2013; Fang等, 2015), 结果显示(网络版附录C)在60km内的大部分区域的模型误差在 0.05 km s^{-1} 以内, 表明我们所得的最终模型的模型误差相对较小, 并且比较稳定可靠.

3.3 成像结果的分辨率分析

为了判断本次反演中横向和纵向的分辨率, 本文做了一系列不同尺度的检测板分辨率测试(图7、8). 本文使用Shen等(2016)的三维横波速度模型而不是平均的一维模型作为测试的参考模型. 速度异常体的扰动值是参考模型横波速度的 $\pm 8\%$, 检测板试验过程中的输入参数与反演实际观测数据时所采用参数完全一致.

图7为检测板水平切片图. 其中图7a~7c的速度异常体大小为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 图7d~7i的速度异常体大小为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$. 当在模拟数据中加入0.1%的噪声数据时, 图中展示的三个深度10、25、35km能相对较好地恢复 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (图7a~7c)和 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (图7d~7f)的异常体形态, 但在35km深处两种异常体的幅值恢复相对较差(图7c、7f), 这与此深度对应的频散路径数相对较少有关. 当在模拟数据中加入1%的噪声时, 由于噪声的增加, 恢复能力变差, 此时 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的异常恢复较差, 但是在整个研究区域尤其是本文所聚焦的中间断陷带区

图6 研究区域参考模型莫霍面深度

单位为km. 莫霍面深度是通过Shen模型给出的单点横波速度模型在某点速度变化最大处估计的(Shen等, 2016)

域还是能够分辨 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 的异常体(图7g~7i).

图8显示图7a、7d、7g中剖面AA'、BB'、CC'的纵向恢复情况. 我们注意到, AA'和CC'边缘的分辨率略降低, 这应该是由于在边缘路径覆盖相对较差导致的, 也可能与权重因子 λ 的选取有关. 其次, 随着深度的增加, 纵向上异常体的恢复逐渐变差, 这与面波分辨率随着深度的增加而逐渐降低有关. 对比BB'和CC', 可以看出随着噪声的增加, 分辨率也有所降低, 但整体上, 几个剖面在40km以内的异常体形态都得到了较好的恢复, 这为本文后面对主要结果的讨论提供了支撑.

4 讨论

4.1 太原盆地的控盆断裂与速度梯度带的相关性

图9a为2km深度处的横波速度水平剖面图, 低速异常区与太原盆地水平展布区域高度吻合, 这是由于山西中部(即太原盆地附近)布设了39个流动台站, 且直接面波走时成像方法没有假设面波沿大圆路径传播, 而是使用射线追踪的方式考虑射线路径弯曲效应, 使得太原盆地的分辨率非常高, 更加说明了直接面波走时成像方法在浅部速度结构反演中的优势. 检测板

图7 检测板测试的水平切片结果

深度分别为10km((a)、(d)、(g))、25km((b)、(e)、(h))、35km((c)、(f)、(i)), 噪声分别为0.1%((a)~(f))、1%((g)~(i))以及速度异常体大小分别为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ((a)~(c))、 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ ((d)~(i))时的模型恢复效果

测试结果也显示在太原盆地附近的分辨率达到 $0.5^{\circ} \sim 0.75^{\circ}$ 。即使在不了解控盆断裂位置的情况下也可通过三维横波速度结构高低速边界来确定, 这是前人成像研究精度所达不到的(宋美琴等, 2013; 郭震等, 2015; 周铭等, 2016)。因此可利用直接面波走时成像方法以及较密的台站分布来探测一些地下隐伏断层(Li等, 2016; Li等, 2020)。PP'和QQ'为图9a中两条红线的纵剖面, 上新世中后期各盆地开始强烈下沉, 盆地相邻的隆起强烈抬升, 围绕各盆地沉降中心形成湖盆。剖

面QQ'中间为太原盆地, 图中 2.8 km s^{-1} 等值线近似代表沉积层与下覆基岩之间的界面, 刻画出太原盆地的沉积厚度小于5km, 与前人研究结果较为一致(张世民, 2000; Meng等, 2003; 邢作云等, 2005)。剖面PP'为一个横切太原盆地的剖面, 可看出太原盆地两侧的断裂在水平剖面上控盆作用很清晰, 低速区域被限制在两断裂中间, 但在垂直方向上太原盆地西侧交城断裂和东侧太谷断裂附近的高低速变化不明显。这可能是由于在纵向上设置的网格点间距相对较大, 垂向分辨率基

图 8 检测板测试的纵向剖面结果

剖面位置如图7a、7d、7g中黑线所示。(a)、(b) 噪声为0.1%, 水平剖面速度异常体大小分别为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 、 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$, 深度上速度异常体厚度大小分别为10、15km时, 反演所恢复的模型; (c) 噪声为1%, 水平剖面速度异常体大小为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$, 深度上速度异常体厚度大小为15km时, 反演所恢复的模型

图 9 横波速度切片及其纵剖面

(a) 2km深度的横波速度切片, 其中A灵石隆起, B石岭关隆起; (b)和(c)分别为(a)中红线所标识的横波速度纵剖面

本大于5km以上, 并且面波在深度上的纵向分辨率相对较差, 今后可以通过更为密集的短周期台阵来更好地研究这些控盆断裂构造(Gu等, 2019; Li等, 2020).

4.2 中上地壳的速度结构与区域地震活动性

图10为图5e中30km深度的4个纵剖面(AA'、BB'、CC'和DD')的横波速度随深度变化的垂向截面图. 图10的纵剖面图可看出地震主要发生在5~20km深度范围内, 山西地区地壳中有明显的低速高层层存在(邢作云等, 2005), 地震往往发生在其上部或者周缘. 剖面AA'穿过北部朔州地区, 在中下地壳存在大片的低速区, 地震在整个区域内都有分布, 但主要分布在高低速交界带上. 剖面BB'西起吕梁山隆起, 跨过太原盆地向东到达长治盆地. 太原盆地、长治盆地地表具有较厚的沉积层, 所以在浅层显示了较低的速度特征, 同时由于沉积厚度的不同导致了两个盆地的低速异常厚度不同, 太原盆地的沉积厚度明显大于长治盆地的沉积厚度. 剖面结果显示地震集中分布在太原盆地下方的15~25km, 特别是南端地震分布较密集与交城断裂距离较近, 且发生在高低速度交界处. 与太原盆地相比, 长治盆地下方的地震活动性明显减弱, 并且主要发生在高低速交界处偏向高速的地区, 浅层地震较多, 这是由于长治盆地位于活动性较弱的晋获断裂带上. 剖面CC'跨过临汾盆地, 临汾盆地下方的地震密集, 且大都发生高低速转换区域偏向高速的地区. 剖面BB'与CC'上地震断层主要在盆地周围, 地震分布较集中, 图中左侧吕梁山地区基本无地震发生, 可能主要由于吕梁山属于隆起地区结构稳定, 地震活动性较弱, 与该地区无壳内低速层对应. 剖面DD'从南向北跨越整个山西断陷带, 在临汾盆地、太原盆地下方地震密集说明应力较集中, 太原盆地下方的地震主要分布在太原盆地北部边缘, 这也与蔡妍等(2014)的结果一致, 而北部地区包括大同盆地下方的地震活动性整体要弱, 且地震分布不集中, 与大同盆地下方整体存在低速异常、应力不容易集中很好的对应. 剖面DD'中黑色椭圆位置的低速形态特征显示了灵石隆起和石岭关隆起的特征, 与山西断陷带内后推成台的隆起方向一致(邢作云等, 2005).

4.3 大同火山低速区及其地幔物质上涌

断陷带北部大同盆地从15至43km的莫霍面附近

表现出大范围的低速特征(图5c~5f), 这与人工地震勘探(张建狮等, 1997)以及背景噪声面波波形成像(Zhang C等, 2018)和远震面波层析成像(宋美琴等, 2013; Li等, 2018)结果一致, 也与该区域的高热流值相对应(Hu等, 2000; Guo等, 2016). 徐小兵等(2018)利用有限频体波层析成像观测到大同火山下方60km存在低速异常, 并向下延伸至地幔转换带, Sun等(2020)利用French等(2013)和Bao等(2015)得到的层析成像模型绘制出的大同地区下方Moho面附近至上地幔均是低速特征, 与本文得到的大同地区地壳低速特征相连, 证实了地幔物质上涌. 一些学者利用接收函数研究表明该地区具有较厚的地壳, 壳幔过渡带厚度显著增加, 甚至可达10km, 这可能与热的上地幔软流圈物质的底侵和壳幔物质的混合交换有关(Zheng等, 2008; Wei等, 2011; Zheng等, 2011). 大同盆地于中新世晚期开始发育(张岳桥等, 2019), 到中更新世出现了以橄榄玄武岩、玄武岩为主的幔源基性火山岩, 火山锥地貌十分清楚. 岩石学和地球化学观测表明在大同以北地区有玄武岩捕虏体, 以及一些尖晶石二辉橄榄岩和铁镁质变质岩的混合成分(Chen等, 2001; Zheng等, 2008), 说明该地区地壳和地幔发生了一定的混合作用. 这些研究都表明山西北部幔源热物质上涌和岩浆底侵, 存在强烈的壳幔物质相互作用, 导致中下地壳可能有部分熔融物质.

大同盆地的低速范围从中地壳至下地壳逐渐扩大至整个山西北部, 而不仅仅局限在大同火山(DTV)附近, 并且在39°N以北, 从15至43km低速异常体逐渐向西南方向扩展(图5c~5f, 图10e), 一直延伸到38°N, 即图5f中EE'中红色箭头所示的大同火山下方地幔热物质上涌方向. Zhang等(2016)利用大地电磁的成像方法观测到在该地区中下地壳至上地幔存在高电导率异常, 较清晰地显示了大同火山地区岩浆上涌通道, 与本文中大同火山群下方低速体随着深度增加向西移动的结果一致. 虽然深部热上升流的具体发源处仍存在争议, 但可以肯定的是热物质上涌来源于地幔, 比如Ai等(2019a, 2019b)使用面波和接收函数联合反演, 观测到大同地区从地幔120km或者更深处向上至60~70km存在低速热物质上涌通道. Li等(2018)使用背景噪声和远震面波联合反演得到这个低速异常可到达200km的上地幔, 并且随着深度的增加该低速区域与鄂尔多斯北部岩石圈的倾斜方向一致向西延伸, 与本文得到的结果一致(图10e). Jiang等(2013)利用双平面波成像观测

图 10 横波速度纵剖面图

(a)~(d)剖面位置见图5e中的红线。灵石隆起下方两个黑色箭头和石岭关隆起下方的黑色箭头对应的黑色椭圆表示成片低速形态特征。黑色小圆圈代表距离剖面 ± 4 km内的大于2级的地震,其大小表示震级的大小,地震的时间范围为1981~2008年。(e)为大同火山区下方横波速度纵剖面图(剖面的位置见图5f中EE')。黑色粗线是参考模型莫霍面(Shen等, 2016)

到北部的低速异常延伸至200km的深度,表明山西断陷带北部的低速区及岩石圈的改造与来自地幔转换带的热物质上涌有关,并且认为此低速可能与俯冲滞留的太平洋板块引起的地幔对流过程有关。也有人认为这个上涌可能与印度洋板块与欧亚板块碰撞导致青藏高原上地幔软流圈向东逃逸有关(Zhang等, 2016; Guo和Chen, 2017)。受限于我们的成像深度,无法进一步约束热物质上涌的深部来源以及背后的动力学机制,但

是我们的成像结果精细刻画了热物质上涌对研究区的地壳改造特征,对认识新生代岩浆活动的发生与机理研究具有重要的意义,为研究华北克拉通新生代的岩石圈演化提供了线索,对地热资源勘探具有一定的指导意义。

综合地震学、岩石学、地球化学等前人的研究结果,我们认为大同地区的低速特征很可能是由于第四纪火山活动时地幔软流圈热物质上涌至岩石圈产生部

分熔融物质,下地壳发生底侵,同时使得中下地壳物质也发生部分熔融,从而形成中下地壳低速异常以及壳幔过渡带显著增厚的特征。Shen等(2000)通过GPS观测到在华北北部裂谷约40N°处仍存在扩张,并且由于大同第四纪火山持续活动,因此我们认为此地幔热物质上涌可能是一种持续的过程(图11)。

4.4 断陷带南部高速异常体及其构造演化特征

与北部地区低速相比,南部太原、临汾、运城盆地从下地壳25~43km呈现一致性的高速特征。丁韞玉等(2000)和徐树斌等(2013)分别利用接收函数和S波层析成像均在运城盆地及其周边地壳结构研究中发现了中下地壳存在高速区,Ai等(2019a)采用背景噪声面波与接收函数联合反演也观测到太原盆地、运城盆地的下地壳高速特征一致,本文得到山西南部的高速特征与三大盆地的控盆断裂对应非常好,由上地壳的低速特征变为中下地壳的高速特征,这是之前成像结果分辨率所达不到的。由于青藏高原挤压导致鄂尔多斯逆时针旋转,山西断陷带从西南至东北逐渐拉张形成(Xu和Ma, 1992; Ren等, 2002),其形成从始新世晚期开始至渐新世早期,随后沿着断陷带向东北向传播(Zhang等, 1998),南部盆地稳定形成主要在中新世至上新世(张培震等, 2003)。与北部较多的第四纪火山活动相比,山西断陷带南部新生代岩浆活动都较少,所以形成的高速特征不可能是新生代时期断陷带拉张出现盆地的过程中地幔物质上涌冷却造成的。前人

对地幔橄榄岩捕虏体的地球化学研究表明山西中南部地区在显生宙经历了明显的幔源岩浆作用(Liu等, 2001; Zhang等, 2013),唐有彩等(2010)利用接收函数得到山西南部太原盆地和临汾盆地的Moho面有明显的上隆现象,说明它的形成和上地幔上隆有密切关系。地球化学资料也显示,在运城盆地和太原盆地的地壳中含有榴辉岩(Ryan, 2001),正常情况下浅于40km不可能存在完全的榴辉岩,说明南部曾经发生过强烈的岩浆活动。华北克拉通中部橄榄岩捕虏体表明地幔物质与岩石圈相互作用,并且推断出此处存在岩浆岩底侵(Tang等, 2008; Zhang等, 2009, 2013),该底侵主要发生在第三纪早期(Tang等, 2006; Xu等, 2008),并且现今GPS观测到该地区无快速运动(Shen等, 2000),表明目前构造活动较少,因此我们推测南部高速特征可能是断陷带拉张之前玄武岩浆底侵,地幔中的岩浆在剧烈的活动过程中部分滞留在相对薄弱的位置,在足够长的时间内玄武质岩浆逐渐冷却导致南部三大盆地地下地壳呈现一致的高速特征,因此这个薄弱地带集中分布的位置在后续的断陷盆地拉张过程中导致盆地的形成(图11)。

5 结论

本文收集了山西及周边108个台站共18个月的垂直分量连续波形数据,使用背景噪声成像方法得到了山西断陷带地区的三维精细地壳上地幔顶部横波速度

图 11 山西断陷带形成的深部动力学背景卡通示意图

蓝色字体代表断陷带的五大盆地,红色代表幔源包体发现残留的地点,黑色字体表示山西地区重要的地级市,红色虚线表示北部正在遭受岩浆岩侵入的地区,紫色虚线范围内表示已经冷却的第三纪早期底侵岩浆岩,白色虚线表示南北分界线

结构, 结合地质、地球化学以及其他地球物理资料, 获得如下认识.

(1) 太原盆地很好地位于低速的断陷带内, 说明直接面波走时成像方法在浅部速度结构反演中的优势, 盆地两侧的断陷带位置也可以通过高低速边界来大致确定, 并且通过速度结构得到太原盆地的沉积厚度小于 5km.

(2) 5~15km 速度分布与山西地势有很好的对应, 中间裂谷为低速而两侧隆起区为高速, 五大盆地的低速区边界与东西两侧控盆断裂位置基本重合, 且石岭关隆起(忻定盆地与太原盆地之间)灵石隆起(太原盆地与临汾盆地之间)呈现出显著的高速. 地震主要发生该深度范围内, 且主要分布在高低速过渡带及其临近区域.

(3) 断陷带中南部的太原盆地、临汾盆地、运城盆地由上地壳的低速变为下地壳的高速特征, 可能是断陷拉张之前第三纪早期的玄武岩浆底侵造成的, 从而存在足够的时间冷却后导致南部三大盆地地壳呈现一致的高速特征.

(4) 北纬 39° 以北大同火山区的低速异常从上地幔顶部一直向上延伸至中地壳, 且出现由西向东转移的特征, 较清晰地显示了地幔岩浆上涌特征, 并且北纬 38° 以北存在大范围的低速区, 可能是大同火山地区存在来自上地幔的热玄武质岩浆上涌底侵, 引起地壳升温乃至部分熔融造成的.

致谢 感谢两位审稿人和编委对本文提出的修改意见和建议. 感谢中国地震局地球物理研究所“中国地震台阵数据中心”提供波形数据. 感谢中国科学院地质与地球物理研究所陈凌研究员以及澳大利亚国立大学张萍对本研究工作和论文的宝贵修改建议. 本研究反演获得的三维速度模型文件请见网络版附件文档 SXChinaVs_2020.txt, 其中 P 波速度和密度是根据经验公式(Brocher, 2005)由 S 波速度转换得到.

参考文献

- 蔡妍, 吴建平, 房立华, 王未来, 黄静. 2014. 鄂尔多斯东缘地震重定位及拉张盆地过渡区的地震分布特征. 地球物理学报, 57: 1079–1090
- 邓起东, 尤惠川. 1985. 鄂尔多斯周缘断陷盆地的构造活动特征及其形成机制. 现代地壳运动研究. 北京: 地震出版社. 58–78

- 丁毓玉, 狄秀玲, 袁志祥, 薛广盈. 2000. 渭河断陷地壳三维 S 波速度结构和 V_p/V_s 分布图像. 地球物理学报, 43: 194–202
- 房立华. 2010. 华北地区瑞利面波噪声层析成像研究. 国际地震动态, 2: 40–42
- 房立华, 吴建平, 王未来, 王长在, 杨婷. 2013. 华北地区勒夫波噪声层析成像研究. 地球物理学报, 56: 2268–2279
- 郭震, 陈永顺, 殷伟伟. 2015. 背景噪声面波与布格重力异常联合反演: 山西断陷带三维地壳结构. 地球物理学报, 58: 821–831
- 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社
- 李树德. 1997. 中国东部山西地堑系的形成机制及构造地貌、地震探讨. 北京大学学报(自然科学版), 33: 467–474
- 李自红, 刘保金, 袁洪克, 鄧少英, 陈文, 李稳, 寇昆朋. 2014. 临汾盆地地壳精细结构和构造-地震反射剖面结果. 地球物理学报, 57: 1487–1497
- 宋美琴, 何正勤, 郑勇, 吕芳, 刘春, 梁向军, 苏燕, 李丽. 2013. 山西地区面波相速度分布图像. 地球物理学进展, 28: 1836–1848
- 宋美琴, 郑勇, 葛黎, 李斌. 2012. 山西地震带中小震精确位置及其显示的山西地震构造特征. 地球物理学报, 55: 513–525
- 唐有彩, 冯永革, 陈永顺, 周仕勇, 宁杰远, 魏松屹, 李鹏, 俞春泉, 范文渊, 王海洋. 2010. 山西断陷带地壳结构的接收函数研究. 地球物理学报, 53: 2102–2109
- 王长在, 吴建平, 杨婷, 王未来, 范莉苹, 房立华. 2018. 太原盆地及周边地区双差层析成像. 地球物理学报, 61: 963–974
- 王秀文, 赵文星, 杨国华. 2000. 山西地堑系的最新水平运动. 山西地震, 116: 20–24
- 王霞, 宋美琴, 王亮, 李宏伟, 吴昊昱, 罗勇. 2015. 口泉断裂及其邻近地区的地壳速度结构. 地震地质, 37: 939–952
- 王霞, 宋美琴, 郑勇, 艾三喜. 2019. 山西及邻区壳幔速度图像特征及其构造意义. 地震地质, 41: 1–17
- 邢集善. 1990. 试以深部地球物理资料探讨山西板内构造. 1990 年中国地球物理学会第六届学术年会论文集
- 邢作云, 赵斌, 涂美义, 邢集善. 2005. 汾渭裂谷系与造山带耦合关系及其形成机制研究. 地学前缘, 12: 247–262
- 徐树斌, 米宁, 徐鸣洁, 王良书, 李华, 于大勇. 2013. 利用接收函数研究渭河地堑及其周边地壳结构. 中国科学: 地球科学, 43: 1651–1658
- 徐小兵, 赵亮, 王坤, 杨建锋. 2018. 华北克拉通地区有限频体波层析成像——克拉通破坏的空间非均匀性. 中国科学: 地球科学, 48: 1223–1247
- 张建狮, 祝治平, 张先康, 张成科, 盖玉杰, 聂文英. 1997. 山西高原北部地壳上地幔地震波速结构与深部构造. 地震地质, 19: 220–226
- 张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 毛凤英, 王琪. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 12–20

- 张世民. 2000. 汾渭地堑系盆地发育进程的差异及其控震作用. *地质力学学报*, 6: 30–37
- 张学民, 束沛镛, 刁桂苓. 2003. 山西省部分台站下方S波速度结构研究及与地震关系探讨. *地震学报*, 25: 341–350
- 张岳桥, 施炜, 董树文. 2019. 华北新构造: 印欧碰撞远场效应与太平洋俯冲地幔上涌之间的相互作用. *地质学报*, 93: 971–1001
- 周铭, 徐朝繁, 耿伟, 魏运浩. 2016. 山西地区地壳S波速度结构. *大地测量与地球动力学*, 36: 912–917
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. *中国科学: 地球科学*, 41: 583–592
- 祝治平, 张建桥, 张成科, 赵金仁, 刘明清, 唐周琼, 盖玉杰, 任青芳, 聂文英, 杨清. 1999. 山西中南部壳幔结构的研究. *地震学报*, 21: 42–49
- Ai S, Zheng Y, He L, Song M. 2019a. Joint inversion of ambient noise and earthquake data in the Trans-North China Orogen: On-going lithospheric modification and its impact on the Cenozoic continental rifting. *Tectonophysics*, 763: 73–85
- Ai S, Zheng Y, Riaz M S, Song M, Zeng S, Xie Z. 2019b. Seismic evidence on different rifting mechanisms in southern and northern segments of the Fenhe-Weihe rift zone. *J Geophys Res*, 124: 609–630
- Aster R C, Borchers B, Thurber C H. 2013. *Parameter Estimation and Inverse Problems*. New York: Academic Press
- Bao X, Song X, Li J. 2015. High-resolution lithospheric structure beneath Mainland China from ambient noise and earthquake surface-wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 417: 132–141
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Shapiro N M. 2008. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States. *J Geophys Res*, 113: B05306
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, Levshin A L, Lin F, Moschetti M P, Shapiro N M, Yang Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys J Int*, 169: 1239–1260
- Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull Seismol Soc Am*, 95: 2081–2092
- Chen L, Cheng C, Wei Z. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 171–183
- Chen L. 2010. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. *Lithos*, 120: 96–115
- Chen S, O'Reilly S Y, Zhou X, Griffin W L, Zhang G, Sun M, Feng J, Zhang M. 2001. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: Evidence from xenoliths. *Lithos*, 56: 267–301
- Fang H, Yao H, Zhang H, Huang Y C, van der Hilst R D. 2015. Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: Methodology and application. *Geophys J Int*, 201: 1251–1263
- French S, Lekic V, Romanowicz B. 2013. Waveform tomography reveals channeled flow at the base of the oceanic asthenosphere. *Science*, 342: 227–230
- Gu N, Wang K, Gao J, Ding N, Yao H, Zhang H. 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 Appl Geophys*, 176: 1193–1206
- Guo Z, Chen Y J. 2017. Mountain building at northeastern boundary of Tibetan Plateau and craton reworking at Ordos block from joint inversion of ambient noise tomography and receiver functions. *Earth Planet Sci Lett*, 463: 232–242
- Guo Z, Afonso J C, Qashqai M T, Yang Y, Chen Y J. 2016. Thermochemical structure of the North China Craton from multi-observable probabilistic inversion: Extent and causes of cratonic lithosphere modification. *Gondwana Res*, 37: 252–265
- Hansen P C. 2007. Regularization Tools version 4.0 for Matlab 7.3. *Numer Algor*, 46: 189–194
- Hu S, He L, Wang J. 2000. Heat flow in the continental area of China: A new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 407–419
- Jiang M, Ai Y, Chen L, Yang Y. 2013. Local modification of the lithosphere beneath the central and western North China Craton: 3-D constraints from Rayleigh wave tomography. *Gondwana Res*, 24: 849–864
- Li C, Yao H, Fang H, Huang X, Wan K, Zhang H, Wang K. 2016. 3D near-surface shear-wave velocity structure from ambient-noise tomography and borehole data in the Hefei urban area, China. *Seismol Res Lett*, 87: 882–892
- Li C, Yao H, Yang Y, Luo S, Wang K, Wan K, Wen J, Liu B. 2020. 3-D shear velocity structure in the shallow crust of Tanlu fault zone in Lujiang, Anhui, and adjacent areas and its tectonic implication. *Earth Planet Phys*, 4: 317–328
- Li S, Guo Z, Chen Y J, Yang Y, Huang Q. 2018. Lithospheric structure of the northern Ordos from ambient noise and teleseismic surface wave tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, 123: 6940–6957
- Liu Y S, Gao S, Jin S Y, Hu S H, Sun M, Zhao Z B, Feng J L. 2001. Geochemistry of lower crustal xenoliths from neogene hannuoba basalt, North China Craton: Implications for petrogenesis and lower crustal composition. *Geochim Cosmochim Acta*, 65: 2589–2604
- Meng Q, Hu J, Jin J, Zhang Y, Xu D. 2003. Tectonics of the late Mesozoic wide extensional basin system in the China-Mongolia border region. *Basin Res*, 15: 397–415
- Rawlinson N, Sambridge M. 2004. Wave front evolution in strongly

- heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophys J Int*, 156: 631–647
- Ren J, Tamaki K, Li S, Junxia Z. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344: 175–205
- Ryan P D. 2001. The role of deep basement during continent-continent collision: A review. *Geol Soc London Special Publ*, 184: 39–55
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller M H. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307: 1615–1618
- Shen W, Ritzwoller M H, Kang D, Kim Y, Lin F C, Ning J, Wang W, Zheng Y, Zhou L. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion. *Geophys J Int*, 206: 954–979
- Shen Z K, Zhao C, Yin A, Li Y, Jackson D D, Fang P, Dong D. 2000. Contemporary crustal deformation in East Asia constrained by global positioning system measurements. *J Geophys Res*, 105: 5721–5734
- Sun W, Zhao L, Yuan H, Fu L Y. 2020. Sharpness of the midlithospheric discontinuities and craton evolution in North China. *J Geophys Res Solid Earth*, 125: e18594
- Tang Y J, Zhang H F, Ying J F. 2006. Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China Craton. *Chem Geol*, 233: 309–327
- Tang Y J, Zhang H F, Ying J F, Zhang J, Liu X M. 2008. Refertilization of ancient lithospheric mantle beneath the central North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. *Lithos*, 101: 435–452
- Wei Z, Chen L, Xu W. 2011. Crustal thickness and V_p/V_s ratio of the central and western North China Craton and its tectonic implications. *Geophys J Int*, 186: 385–389
- Xu X, Ma X. 1992. Geodynamics of the Shanxi Rift system, China. *Tectonophysics*, 208: 325–340
- Xu Y G, Blusztajn J, Ma J L, Suzuki K, Liu J F, Hart S R. 2008. Late Archean to early proterozoic lithospheric mantle beneath the western North China Craton: Sr-Nd-Os isotopes of peridotite xenoliths from Yangyuan and Fansi. *Lithos*, 102: 25–42
- Xu Y G, Ma J L, Frey F A, Feigenson M D, Liu J F. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. *Chem Geol*, 224: 247–271
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 747–757
- Yao H, Beghein C, van der Hilst R D. 2008. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophys J Int*, 173: 205–219
- Yao H, Gouédard P, Collins J A, McGuire J J, van der Hilst R D. 2011. Structure of young East Pacific Rise lithosphere from ambient noise correlation analysis of fundamental-and higher-mode Scholte-Rayleigh waves. *Comptes Rendus Geosci*, 343: 571–583
- Yao H, 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. *Geophys J Int*, 166: 732–744
- Zhang C, Yao H, Liu Q, Zhang P, Yuan Y O, Feng J, Fang L. 2018. Linear array ambient noise adjoint tomography reveals intense crust-mantle interactions in North China Craton. *J Geophys Res Solid Earth*, 123: 368–383
- Zhang H F, Goldstein S L, Zhou X H, Sun M, Cai Y. 2009. Comprehensive refertilization of lithospheric mantle beneath the North China Craton: Further Os-Sr-Nd isotopic constraints. *J Geol Soc*, 166: 249–259
- Zhang H, Huang Q, Zhao G, Guo Z, Chen Y J. 2016. Three-dimensional conductivity model of crust and uppermost mantle at the northern Trans North China Orogen: Evidence for a mantle source of Datong volcanoes. *Earth Planet Sci Lett*, 453: 182–192
- Zhang H F, Zhu R X, Santosh M, Ying J F, Su B X, Hu Y. 2013. Episodic widespread magma underplating beneath the North China Craton in the Phanerozoic: Implications for craton destruction. *Gondwana Res*, 23: 95–107
- Zhang P, Yao H, Chen L, Fang L, Wu Y, Feng J. 2019. Moho depth variations from receiver function imaging in the northeastern North China Craton and its tectonic implications. *J Geophys Res Solid Earth*, 124: 1852–1870
- Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. 1998. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics*, 285: 41–75
- Zhang Y, Ma Y, Yang N, Shi W, Dong S. 2003. Cenozoic extensional stress evolution in North China. *J Geodyn*, 36: 591–613
- Zhang Y, Yao H, Yang H Y, Cai H T, Fang H, Xu J, Jin X, Kuo-Chen H, Liang W T, Chen K X. 2018. 3-D crustal shear-wave velocity structure of the Taiwan Strait and Fujian, SE China, revealed by ambient noise tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, 123: 8016–8031
- Zhai M, Liu W J. 2001. The formation of granulite and its contribution to evolution of the continental crust. *Acta Petrol Sin*, 17: 28–38
- Zhao G, Sun M, Wilde S A, Li S. 2005. Late Archean to

- Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. [Precambrian Res](#), 136: 177–202
- Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. 2008. Insight into the geodynamics of cratonic reactivation from seismic analysis of the crust-mantle boundary. [Geophys Res Lett](#), 35: L08303
- Zheng T, Zhao L, Zhu R. 2009. New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China craton. [Geology](#), 37: 395–398
- Zheng Y, Shen W, Zhou L, Yang Y, Xie Z, 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 Geophys Res](#), 116: B12312

(责任编辑: 袁怀玉)