中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 7 期: 912 ~ 923
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

用接收函数方法研究华北克拉通中部造山带及其邻域地壳方位各向异性

杨妍[1], 姚华建[1,2*], 张萍[1], 陈凌[3]

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院地震与地球内部物理实验室, 合肥 230026;
2. 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;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029
* 通讯作者, E-mail: hjyao@ustc.edu.cn;

收稿日期: 2017-10-10; 收修改稿日期: 2018-02-23; 接受日期: 2018-04-19; 网络版发表日期: 2018-05-24
国家自然科学基金项目(编号: 41574034, 41688103, 91414301)资助

摘要 华北克拉通是中国东部的重要组成部分, 近年来众多研究结果表明, 华北克拉通东部在中生代以来发生了明显的岩石圈减薄和破坏. 深部岩石圈破坏过程必然伴随地壳构造变形. 因此, 详细的地壳变形信息可为认识华北克拉通东部的破坏过程和方式提供基本观测依据. 文章采用远震接收函数集约束地壳方位各向异性结构的方法, 对华北克拉通198个流动地震台站的莫霍面Ps转换波进行谐波分析, 获得了其中23个台站下方稳定可靠的地壳平均方位各向异性结构信息, 并进一步分析判断了这些台站所在的渤海湾盆地边缘、阴山-燕山造山带及太行山地区的地壳变形特征. 研究结果显示, 华北克拉通中部造山带邻域台站下方地壳的S波快慢波分裂时间从0.05到0.68s不等, 平均值为0.23s, 说明在研究区域存在明显的地壳方位各向异性. 分析认为, 华北克拉通破坏峰期中国东部强烈的NW-SE向伸展变形事件对该区域地壳方位各向异性的贡献很大. 除此以外, 渤海湾盆地边缘台站下方近E-W向的快波方向, 说明该区域可能还受到ENE-WSW方向的现今地壳最大水平主压应力场的作用; 阴山-燕山构造带附近地壳各向异性特征还受到侏罗纪到早白垩世多期主要为N-S向的缩短变形运动的影响; 太行山地区的台站分裂时间较大, 快波方向呈现一致的NW-SE向, 与远震SKS波分裂方法得到的快波方向的一致性较好, 推测该区域地壳变形可能主要与晚中生代到新生代以来的岩石圈改造和上地幔物质底侵有关.

关键词 华北克拉通, 接收函数, 地壳, 方位各向异性

1 引言

华北克拉通位于中国大陆的东部, 是中国最大最古老的克拉通, 它由三个主要部分组成: 西部块体、中部造山带和东部块体(Zhao等, 2001, 2005). 中生代以来, 华北克拉通经过了强烈的岩石圈减薄, 东部块体古老、巨厚(约200km)、难熔的克拉通型岩石圈地幔被年轻、较薄(小于100km)、相对富集的大洋型岩石圈地幔取代, 并伴随着大规模的构造变形、岩浆活动和拉伸盆地的形成(Menzies等, 1993; Griffin等, 1998;

中文引用格式: 杨妍, 姚华建, 张萍, 陈凌. 2018. 用接收函数方法研究华北克拉通中部造山带及其邻域地壳方位各向异性. 中国科学: 地球科学, 48: 912–923, doi: 10.1360/N072017-00334
英文引用格式: Yang Y, Yao H, Zhang P, Chen L. 2018. Crustal azimuthal anisotropy in the trans-North China orogen and adjacent regions from receiver functions. Science China Earth Sciences, 61: 903–913, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9209-9

© 2018 《中国科学》杂志社

Xu, 2001; Wu等, 2005; Chen, 2010; 朱日祥等, 2011). 相比之下，西部块体大部分区域保持着稳定的克拉通性质，岩浆活动不发育，地表热流值较低(Hu等, 2000). 中部造山带由东西部块体在大约18.5亿年前碰撞造山形成，标志着地表地形、重力异常、岩石圈厚度等性质的显著变化(Zhao 等, 2001, 2005; 朱日祥等, 2011), 因此这是一个研究岩石圈性质变化方式的理想位置. 研究区域包括三个主要的构造单元, 北部的阴山-燕山造山带, 东部的渤海湾盆地以及中间的太行山地区(图1). 从晚侏罗世到早白垩世，北部的阴山-燕山造山带经历了多期N-S向缩短变形，随后产生了大规模E-W向伸展构造和岩浆活动(Davis等, 2001; 郑亚东等, 2000). 另一方面，华北克拉通破坏峰期古太平洋板块俯冲方向的改变控制了地壳浅部的弧后拉张方向，中国东部在早白垩世晚期经历了强烈的NW-SE向拉伸, 渤海湾盆地的下陷和太行山的隆起常被认为与这期NW-SE向的伸展构造有关(Xu, 2001; Ren等, 2002; Zheng等, 2008; Zhu等, 2012).

构造变形会产生地震波波长尺度上的各向异性(Mainprice和Nicolas, 1989), 因此地震波各向异性成为了研究岩石圈构造形变及其演化历史的有效方法. 上地壳各向异性主要可以分成两类: 区域应力作用下含水裂隙的定向排列导致的各向异性和断层、沉积层等结构引起的各向异性(Crampin等, 2003; Boness和Zoback, 2006); 而中下地壳到上地幔的各向异性的来源则常被解释为各向异性矿物晶格的定向排列(Silver, 1996). 横波分裂是最常用的研究方位各向异性的手段之一，相应的描述各向异性的参数是快波偏振方向和快慢波分裂时间. 快波偏振方向主要对应于各向异性介质定向排列的对称轴方向，快慢波分裂时间与介质各向异性强度以及横波在介质中传播路径长度有关(Bowman和Ando, 1987; Silver和Chan, 1991). 前人在基于横波分裂方法的华北克拉通地壳上地幔各向异性研究上已经做了大量的工作. Zhao和Zheng(2005)发现中部造山带和东部块体SKS快波方向的显著差异，并给出了对应的软流圈地幔流模型. 高原等(2010)发现近震S波与远震SKS波快波方向结果的不一致, 认为该区域地壳和上地幔不是简单的耦合关系. 常利军等(2012)SKS波分裂的结果发现华北地区上地幔的各向异性方向与板块绝对运动方向有很好的一致性，且中部造山带并不存在与东部和西部克拉通地区快波方向的显著差异. 壳内地震S波分裂的结果通常仅反映中上地壳方位各向异性信息，而SKS波分裂结果往往忽略地壳方位各向异性的贡献，把横波分裂时差归结为上地幔的贡献(Vinnik等, 1984, 1989; Silver和Chan, 1991). 阮爱国等(2004)的数值模拟结果表明，在一定情况下，如壳幔各向异性对称轴方向平行或垂直时, 地壳各向异性的存在会对SKS波分裂结果造成很大的影响. 因此我们认为获得完整的地壳方位各向异性信息，并结合壳内地震S波分裂反映的中上地壳方位各向异性信息、远震SKS波分裂反映的地壳上地幔平均方位各向异性信息，有助于我们在不同分辨深度上更好地了解壳幔变形特征.

近年来，有地震学者把横波分裂的分析方法用于接收函数的Ps转换波研究，并发现了显著的地壳各向异性(McNamara和Owens, 1993; McNamara等, 1994; Nagaya等, 2008). Liu和Niu (2012) 在他们的基础上发展了一种基于接收函数集的各向异性分析方法，能够比较稳定和准确地分析地壳各向异性，该方法已成功应用于青藏高原东南缘(Sun等, 2012)和东北缘(Wang等, 2015)等区域的地壳方位各向异性和变形研究. Sun等(2012)发现青藏高原东南缘的部分台站下方的地壳方位各向异性很强，可能是远震横波分裂的主要贡献. Chen等(2013)根据莫霍面Ps波分裂和远震SKS波分裂得到的快波方向的显著差异，推断青藏高原外部的云南地区壳幔变形方式是解耦型. Wu等(2015)基于两层方位各向异性假设的远震XKS波(包括PKS波、SKS波、SKKS波)分裂分析方法，得到青藏高原西部地区上层分裂参数与莫霍面Ps波分裂参数基本一致，反映了快波方向为NE-SW向的地壳平均方位各向异性, 认为可以支持青藏高原西部中下地壳流的假说.

为了进一步认识华北克拉通中部造山带及其邻域的地壳构造变形特征和壳幔耦合方式，本文采用基于远震接收函数集的各向异性分析方法(Liu和Niu, 2012)和谐波分析手段(Sun等, 2012), 获得了较为可靠的地壳平均横波分裂结果，并探讨了该区域地壳方位各向异性的空间变化特征及其产生的构造原因.

2 数据和方法

2.1 数据处理

中国地震局地球物理研究所于2006~2009年期间

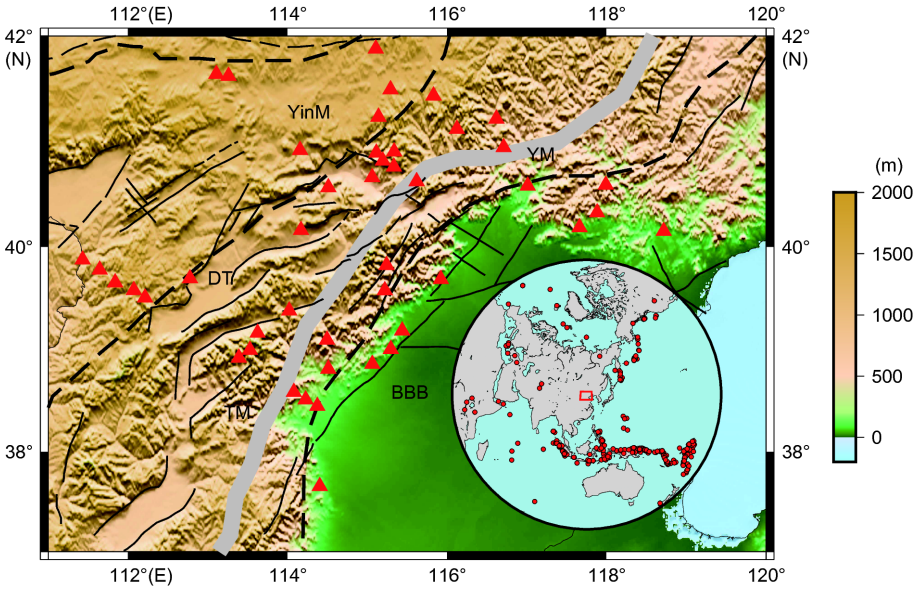


图 1　研究区域构造背景和台站分布

背景颜色代表地形变化(单位: m), 红色三角形代表台站, 黑色实线代表断层分布, 灰色条带表示南北重力梯度带, 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. 右下小图中红色框表示研究区域, 红色圆点表示地震事件. 图中英文缩写代表的构造单元: YinM: 阴山; YM: 燕山; TM: 太行山; BBB: 渤海湾盆地; DT: 大同盆地

在华北地区布设了包括250个流动地震台的华北科学探测台阵(中国地震科学台阵, 2006), 覆盖区域为37°~42°N, 111°~120°E, 位于华北克拉通东北部, 旨在研究该地区的地壳上地幔的精细结构. 本次研究使用了其中198个宽频带台站从2006年12月到2008年8月记录到的322个远震事件来提取接收函数, 具体事件选取标准为: 三分量数据齐全, 震中距在30°~90°, 矩震级大于5. 大部分事件的后方位角集中在110°~240°(图1).

处理原始数据时选取IASP91模型(Kennett和Engdahl, 1991)计算P波到时. 截取时间窗为P波到时前20s至后100s, 重采样到10Hz后滤波到[0.1,1]Hz, 最后剔除初始P波震相不可识别或信噪比较低的数据. 提取接收函数时使用时间域反褶积方法(Ammon, 1991), 高斯参数设为2.5, 最终得到了超过20000条接收函数. 为了得到较为可靠的各向异性结果, 经过对全部198个台站径向接收函数波形的仔细观察和对比, 我们最终只选取了莫霍面Ps转换波震相清晰、后方位角覆盖相对较好的45个基岩台站(图1). 台站主要分布在华北克拉通中部造山带及其邻域, 而受沉积层影响较大的东部台站则几乎没有覆盖到.

由于研究地壳方位各向异性是通过Ps波到时随后方位角的变化, 我们需要先去除不同射线参数对Ps到时的影响. 根据前人用H-κ叠加得到的地壳参考模型(武岩, 2011), 莫霍面以下使用PREM模型(Dziewonski和Anderson, 1981), 我们计算了不同震中距和震源深度对各速度界面Ps转换波到时的影响, 最终以震中距60°, 震源深度0km(射线参数大约为6.8s/(°))为基准将接收函数进行拉伸或压缩, 校正了所有接收函数的Ps波到时. 为了提高信噪比, 我们进一步将单台下方的接收函数按后方位角每5°叠加, 并手动拾取了Ps波的时窗(图2).

2.2　基于接收函数集的地壳方位各向异性分析

当径向极化的S波入射到各向同性地壳, 能量主要集中在径向上, 切向上几乎没有能量. 经过具有水平对称轴的各向异性地壳时, 它的能量会发生分裂并有一部分能够投影到切向分量上, S波在径向上的到时和切向上的极性会随着后方位角有180°的周期变化. 这是方位各向异性区别于其他壳内不均匀性质的显著特征.

用接收函数Ps波分析地壳各向异性的传统方法是基于单个事件的(McNamara和Owens, 1993; McNamara等, 1994; Nagaya等, 2008), 类似SKS波分裂方法, 最终将所有事件的横波分裂参数取平均值来表征各向

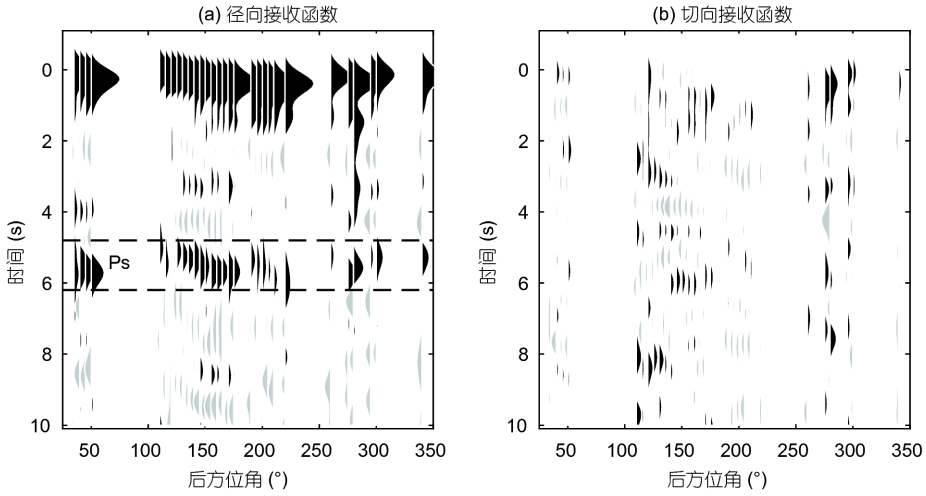


图 2　A106台接收函数波形示意图

按后方位角每5°叠加. 径向Ps波到时随后方位角变化, 而切向接收函数信噪比通常较低, 很难看出明显的Ps波能量

异性结构. 本文使用的是基于接收函数集的地壳方位各向异性分析方法(Liu和Niu, 2012), 把单台下方所有后方位角的接收函数视作一个接收函数集, 联合分析这个接收函数集并得到一对最优的横波分裂参数. 这个方法主要包括计算三个独立目标函数和一个联合目标函数. 三个独立目标函数的意义是搜索到一对平均方位各向异性参数(快波方向φ和快慢波分裂时间δt)使得: (1) 径向接收函数集做余弦校正后Ps波时窗内的波形叠加的峰值能量I_{rcos}最大; (2) 径向接收函数集做各向异性校正后Ps波时窗内的所有波形相关系数I_{rcc}最大; (3) 切向接收函数集做各向异性校正后Ps波时窗内的总能量I_t最小. 联合目标函数按下式由三个独立目标函数的平均值计算:

$$I(\varphi,\delta t)=\frac{I_{rcos}(\varphi,\delta t)I_{rcc}(\varphi,\delta t)}{I_t(\varphi,\delta t)}. \quad (1)$$

更多方法上的细节可以参考Liu和Niu(2012).

图3显示了对A801台使用这种各向异性分析方法的结果, φ和δt的搜索范围是(0~360°, 0~1.2s), 间隔为(1°, 0.01s). 图3a~c是三个独立目标函数的搜索结果, 为了便于观察, 图3c显示的是切向能量I_t的倒数. 图3a~c中目标函数的最大值(红色区域)显示了快波方向较好的一致性, 图3d中显示的联合目标函数的搜索结果更明显地给定了快波方向和分裂时间. 图4a和b分别画出了该台站的原始接收函数波形和利用这种分析方法得到的各向异性参数校正后的波形. 可以看到按照该分析方法得到的各向异性参数, 速度结构参考武岩(2011)的各向同性地壳模型, 正演出的Ps震相到时能够较好地吻合实际数据, 校正后波形叠加得到的Ps波能量也明显强于原始波形, 显示出地壳存在方位各向异性.

2.3　谐波分析

影响Ps转换波到时的因素除了方位各向异性外, 还可能有倾斜莫霍界面、P波各向异性、地壳结构的小尺度横向变化等. 过去很多研究表明, 不同的地壳结构引起的Ps到时随后方位角的变化具有不同的谐变阶数: 倾斜莫霍界面、P波各向异性或具有倾斜对称轴的S波各向异性会造成Ps波到时谐变阶数为1的变化, S波方位各向异性会造成Ps到时谐变阶数为2的变化, 而地壳中的裂隙等小尺度变化会造成更高阶数的到时变化(Kosarev等, 1984; Levin和Park, 1997; Savage, 1998; Bianchi等, 2010). 前人的正演测试证明, 倾斜莫霍面的存在会对使用Ps转换波方法得到的各向异性强度产生较大影响(王琼等, 2016). 为了分辨这种干扰的存在, 我们使用了Sun等(2012)提出的谐波分析的方法. 具体思路是: 对于按后方位角排列的接收函数集, 我们可以用不同阶数的谐波来拟合其Ps波到时随后方位角的变化, 计算按不同阶数的谐波校正后的接收函数叠加得到的最大振幅和最大能量, 用来判断Ps到时变化的主要贡献是否来自方位各向异性.

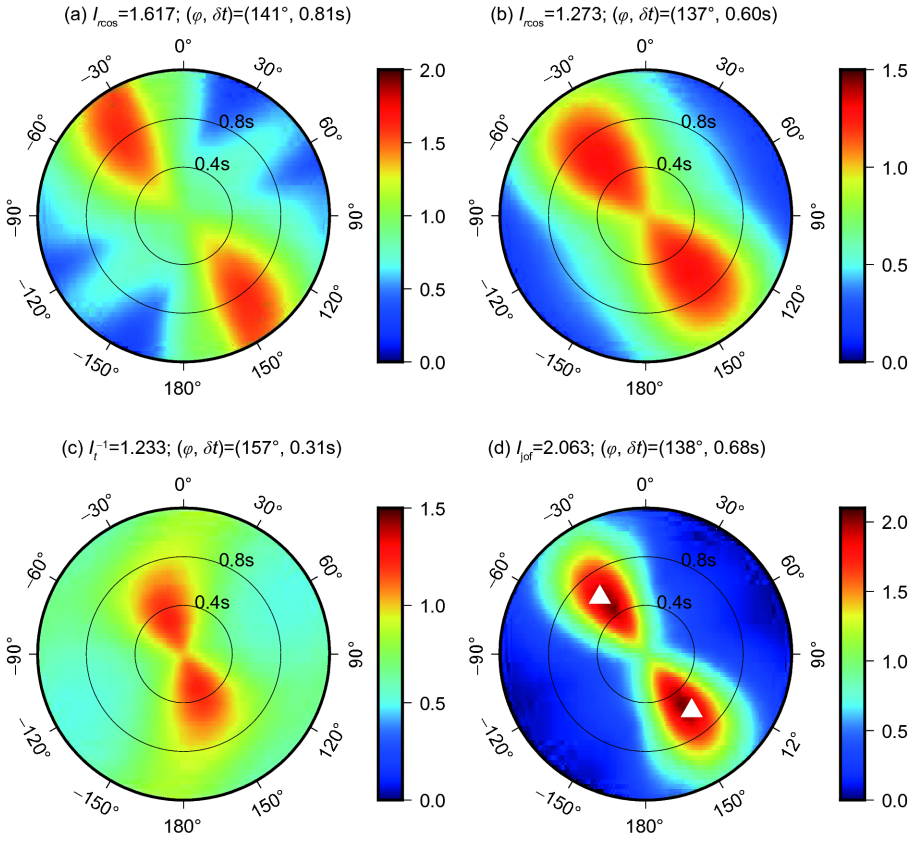


图 3　A801台方位各向异性分析的结果

(a) 余弦时差校正后径向Ps波区间峰值能量(I_{rcos}); (b) 各向异性校正后径向Ps波区间相关系数(I_{rcc}); (c) 各向异性校正后切向Ps波区间能量的倒数($1/I_t$); (d) 联合目标函数值, 白色三角形标注了最大值对应的快波方向和分裂时间(138°, 0.68s). 图中半径表示分裂时间, 方位角对应快波方向, 显示的(φ, δt)的搜索范围是(0~360°, 0~1.2s), 间隔为(1°, 0.01s)

图5显示了对A801台使用谐波分析的结果. 接收函数叠加的最大振幅和最大能量在谐变阶数等于2时达到最大值, 这证明各向异性参数的结果主要来自于地壳方位各向异性而非其他不均匀的地壳性质.

2.4　误差分析

对于这种基于接收函数集的各向异性计算方法的误差分析, 常用的是一种信噪比测试方法(Liu和Niu, 2012; Sun等, 2012; Wang等, 2015). 但本研究中提取接收函数使用了稳定性更高的时间域反褶积, 无法得到P波到达之前的噪音水平, 因此不能使用这种误差估计方法. 本文使用了统计学上的自助抽样法(bootstrap)来估计各向异性参数的误差. 具体方法为: 在单台下的所有接收函数中有放回地随机抽取同样数量的事件, 产生一个新的接收函数集. 按新道集随后方位角的分布重新以每5°叠加接收函数, 再对重新叠加的结果用同样的分析方法来搜索各向异性参数. 对每个台站重复这个过程50次后观察搜索结果的分布, 最后根据均值和标准差来给出各向异性参数的误差.

图6是A801台的统计结果分布, 原始结果与多次重新抽样结果的平均值很接近, 快波方向相差不到2°, 分裂时间相差不到0.02s, 说明了这种分析方法得到的结果的稳定性.

3　研究结果

对45个台站的接收函数集做谐波分析后, 我们发现有部分台站的1阶谐变系数较大, 分裂时间结果很可能受到来自倾斜界面的干扰(王琼等, 2016). 所有台站中有23个具有明显的谐变系数为2的到时变化, 说明

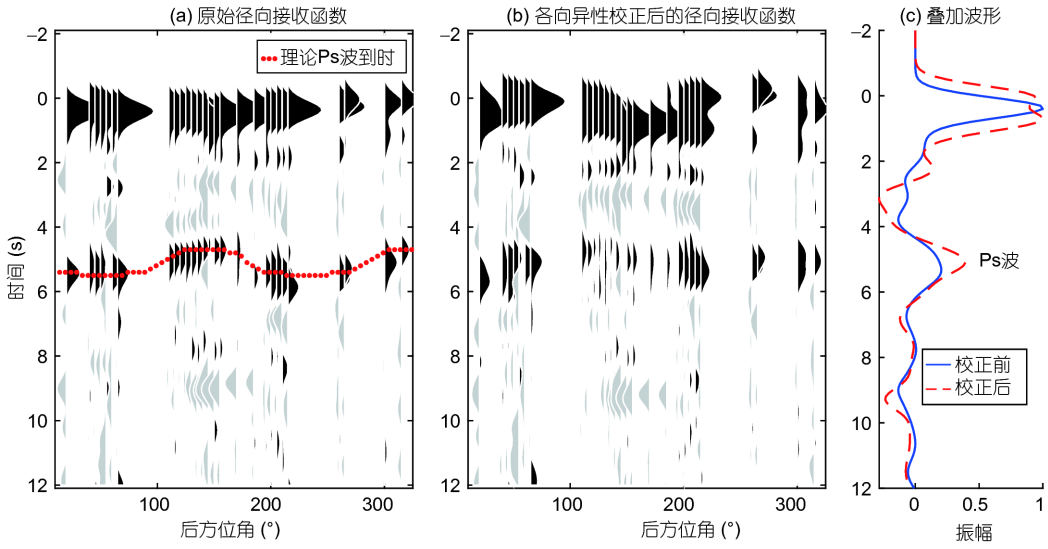


图 4　A801台方位各向异性校正前后径向接收函数波形对比

(a) 原始波形, 红色点标出了对应该台站方位各向异性分析结果的单层地壳结构的Ps震相理论到时; (b) 方位各向异性校正后的波形; (c) 余弦时差校正前后所有后方位角波形叠加的Ps峰值对比, 蓝色为原始波形叠加结果, 红色虚线为校正后的叠加结果

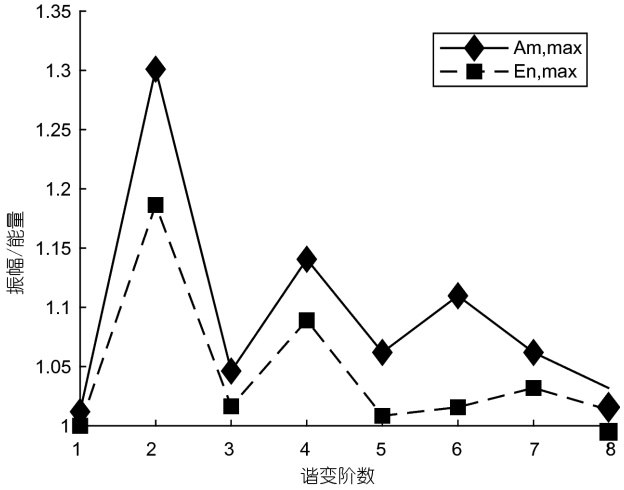


图 5　A801台站接收函数谐波分析结果

实线和虚线分别表示接收函数Ps波到时按不同谐变阶数拟合后Ps波的最大振幅和最大能量

这23个台站的横波分裂结果主要是来自于方位各向异性. 表1中列出了这23个台站下方的各向异性参数, 并由自助抽样法的结果分布给出95%置信区间.

总体来说, 我们在中部造山带及其邻域发现了明显的地壳方位各向异性, 所有23个台站的平均分裂时间为0.23s, 各向异性最大的A801台站甚至达到0.68s. 图7给出了各台站下方的地壳方位各向异性, 可以看到不同台站的各向异性方向和强度存在较大差异. 由于该区域经历了多期不同的变形过程, 变形的复杂性和变形强度的空间差异性会导致地壳方位各向异性在空间上的显著差异. 本文用莫霍面Ps转换波得到的横波分裂参数是基于单层方位各向异性假设的, 因此较小的分裂时间也可能是多层复杂各向异性的平均结果. 为了比较, 图中同时画出了常利军等(2012)用远震SKS波分裂得到的相同台站下方的上地幔方位各向异性结果、平均最大水平主压应力方向以及板块绝对运动方向. 根据各向异性的大小和快波方向, 结合研究区域的地质背景, 我们大致可以把研究区域中的这些台站分为三个部分(图7): 渤海湾盆地边缘的几个台站, 快波方向大致为近E-W向; 燕山褶皱带附近的台站, 快波方向大致为NW-SE向, 从北向南分裂时间增大; 太行山隆起附近及中部造山带的其他台站, 各向异性明显, 快波方向与SKS波结果一致性较好, 大致为NW-SE向.

4　分析与讨论

4.1　渤海湾盆地边缘台站各向异性特征

在东部块体内, 位于太行山隆起和渤海湾盆地交

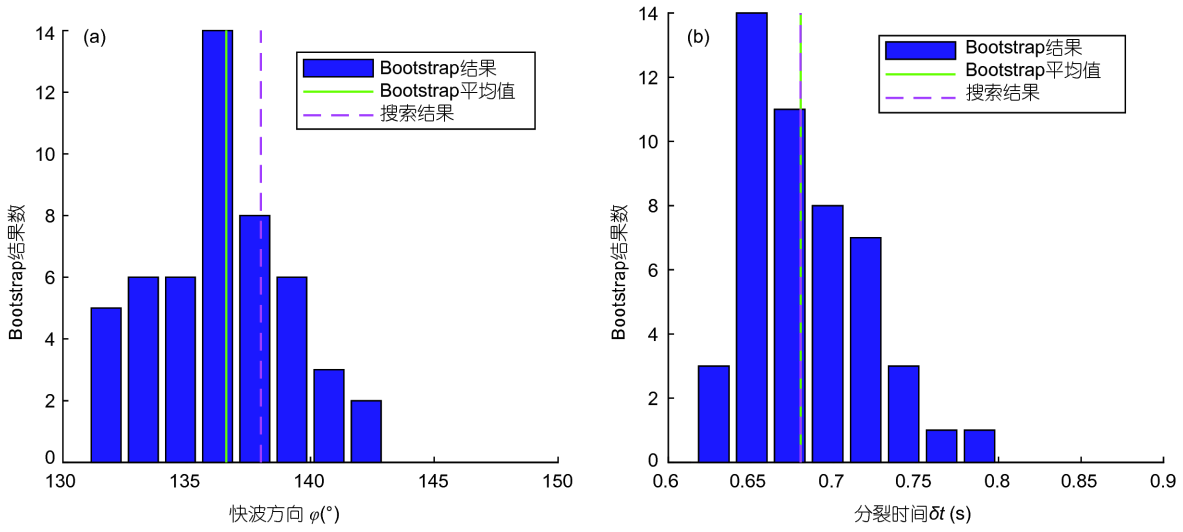


图 6　自助抽样(bootstrap)法得到的A801台站方位各向异性参数统计直方图

(a) 快波方向分布; (b) 分裂时间分布. 红色虚线表示原始的搜索结果, 绿线表示自助法重新抽样结果的平均值

界处共分布五个台站, 自西南向东北为VZAH、A909、ZHKD、ZUNH和A406. A909、ZUNH和A406三个台站的地壳各向异性分裂时间在0.2s左右, 快波方向显示出一致的近E-W向, 这与该区域壳内剪切波分裂的平均偏振方向N86°E(Gao等, 2011)一致. 根据断层运动学、沉积学、岩石学等方面的综合分析, 在早白垩世太平洋板块运动方向的变化控制了大陆边缘的弧后拉伸方向, 导致华北克拉通东部强烈的NW-SE向拉伸(Xu, 2001; Ren等, 2002; Zhu等, 2012). 根据震源资料和深井钻探资料得到的华北地区平均最大主压应力方向为N71.6°E(许忠淮, 2001). 我们推测渤海湾盆地边缘近E-W向的快波方向可能是早白垩华北克拉通破坏峰期时的地壳拉张变形(NW-SE向)与现今地壳最大水平主压应力场(ENE-WSW向)共同作用的结果.

ZHKD和VZAH台站的分裂时间很小, 在0.05s左右, 但Ps转换波仍显示出明显的谐变系数为2的变化, 这很可能说明地壳各向异性在深度上存在较大变化, 比如上地壳与下地壳的快波方向近于正交, 从而导致在一层方位各向异性假设下得到的平均各向异性强度很小.

与其他位于中部造山带内部的区域不同, 该区域台站下方地壳方位各向异性的观测结果与SKS波分裂的结果(常利军等, 2012)存在较大差异. SKS波分裂得到的快波方向与现今绝对板块运动方向(WNW-ESE向)比较一致, 表明该区域上地幔的形变受到现今地幔物质剪切流动的影响较大, 而该区域内地壳变形则可能受到现今地壳最大水平主压应力场(ENE-WSW向)的影响, 因此形成了壳幔观测到的快波方向的差异. 且这几个台站处于盆地和隆起的边界带(图7), 位于可能近似正交的两个岩石圈拉张区域的边界(Zhao等, 2008), 台站下方可能会产生较为复杂的变形, 从而影响地壳平均方位各向异性结果.

4.2　阴山-燕山造山带台站的各向异性特征

位于燕山构造带附近的台站, 南部的台站如A106、K018、K020和K022, 各向异性明显, 分裂时间在0.3s左右, 且显示出一致的NW-SE向的快波方向, 表明主要受到早白垩期间华北克拉通东部经历的强烈的NW-SE 向伸展变形事件影响 (Xu, 2001; Ren等, 2002; Zhu等, 2012).

位于研究区域北部的A105、A110和VFEN台与南边不同, 显示出较小的分裂时间, 快波方向更接近E-W向. 野外构造和区域火成岩的相关研究表明, 在侏罗纪到早白垩世燕山地区经历了多期主要为N-S向的缩短变形(Davis等, 2001; 郑亚东等, 2000). 这几个台下方的介质可能受到N-S向挤压变形和NW-SE 向伸展变形的共同影响, 从而形成较为复杂的地壳各向异性模式, 使得观测到的地壳平均方位各向异性较小. 研究区域西北侧, 位于西部块体内阴山褶皱带附近的的K001台, 分裂时间超过0.3s, 近E-W向的快波方向与SKS结果非

表 1　华北克拉通中部造山带各台站地壳方位各向异性参数

台站	纬度 (°N)	经度 (°E)	$\varphi\pm\Delta\varphi$ (°)	$\delta t\pm\Delta\delta t$ (s)	事件数
A103	41.2	115.1	123±4	0.3±0.08	142
A105	41.5	115.3	118±10	0.05±0.02	108
A106	40.9	115.3	120±2	0.29±0.03	203
A110	41.4	115.8	134±8	0.13±0.05	158
A202	41.1	116.1	88±3	0.16±0.03	173
A406	40.2	118.7	67±8	0.15±0.03	198
A504	40.9	114.2	156±7	0.11±0.03	126
A507	40.6	114.5	123±2	0.33±0.04	185
A603	39.8	115.2	121±4	0.24±0.03	213
A801	39.7	112.8	138±3	0.68±0.04	143
A806	39.0	113.5	132±3	0.27±0.05	137
A807	39.2	113.6	134±5	0.31±0.05	142
A904	39.1	114.5	112±3	0.41±0.09	102
A909	39.2	115.4	88±2	0.23±0.02	179
K001	41.6	113.1	84±5	0.33±0.06	145
K018	40.9	115.1	135±4	0.27±0.07	150
K020	40.8	115.3	116±2	0.41±0.05	169
K022	40.6	115.6	115±4	0.31±0.04	193
VFEN	41.2	116.6	112±11	0.06±0.03	230
VLIQ	39.4	114.0	150±7	0.16±0.05	202
VZAH	37.7	114.4	154±6	0.07±0.03	239
ZHKD	39.7	115.9	78±19	0.05±0.02	227
ZUNH	40.2	117.7	88±2	0.23±0.02	179

常接近. 相对于岩石圈减薄严重的东部块体, 西部块体内介质变形受华北克拉通破坏峰期NW-SE向伸展变形的影响很小, 形变可能主要来自侏罗纪到早白垩的多期N-S向的挤压变形, 因此地壳和岩石圈的快波方向几乎都平行于造山带的方向.

4.3　太行山地区台站的各向异性特征

华北克拉通中部转换带北部的其他台站, 大部分位于太行山地区, 如A806、A904、A507、A603, 以及大同盆地附近的A801台等. 这些台站下方的分裂时间普遍较大, 快波方向与SKS波分裂快波方向呈现一致的NW-SE向. 常利军等(2012)把中部造山带SKS波分裂的结果归结于上地幔各向异性, 并解释为平行于绝对板块运动方向的地幔流的影响. 但是该区域部分台站的壳幔快波方向与板块绝对运动方向并不完全一致(图7), 而且现今板块绝对运动速度小, 难以用来解释较明显的SKS波分裂观测, 即明显的地幔变形. 我们在该区域得到的较大的分裂时间、平行于SKS波分裂结果的快波方向说明, 该区域地壳各向异性在SKS波分裂结果中的贡献是不可忽略的. 接收函数成像结果显示太行山下方具有较厚的壳幔转换带(Zheng等, 2008), 面波成像观测到了中下地壳到上地幔的低速异常(Jiang等, 2013; Zhang等, 2018), 大地电磁测深成像结果发现中地壳到上地幔存在强烈的低阻区(Zhang等2016), 而且该区域地表热流值较高(Hu等, 2000; Guo等, 2016), 中新生代存在显著的岩浆活动并伴随岩浆底侵作用等(Chen等, 2001; Xu等, 2005; Li等, 2013). 这些地球物理和岩石地球化学的证据均显示该区域遭受了局部的岩石圈减薄和改造, 说明晚中生代强烈的NW-SE向伸展变形也影响了太行山地区. 因此我们认为晚中生代伸展事件对太行山地区地壳变形影响显著, 新生代以来的岩石圈进一步改造也对该地区的地

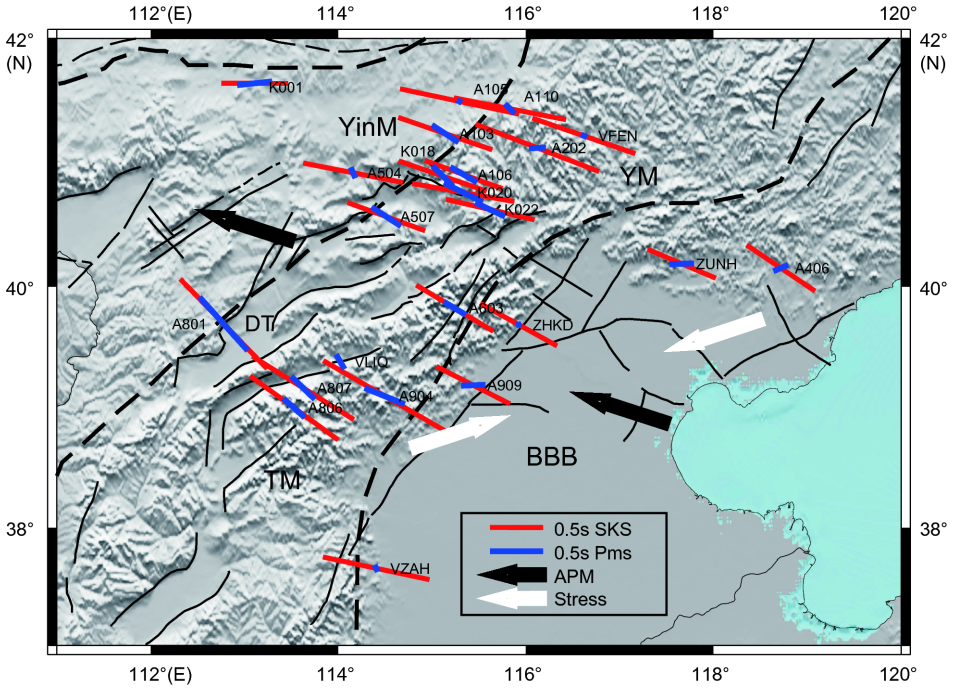


图 7　接收函数方法得到的研究区域地壳方位各向异性结果

蓝色短线为本文通过接收函数莫霍面Ps转换波研究的地壳平均方位各向异性结果, 红色短线为常利军等(2012)用SKS波分裂方法得到的上地幔方位各向异性结果, 其中短线方位角表示快波偏振方向, 长度表示分裂时间大小. 黑色箭头指示板块绝对运动方向N288°E(Gripp和Gordon, 2002), 白色箭头指示华北地区最大水平主压应力方向N71.6°E(许忠淮, 2001). 背景图标注与图1相同

壳变形有一定贡献.

大同盆地附近的A801台下方地壳各向异性特别大, 分裂时间达到0.68s, 快波方向与周围台站略有不同, 有可能与第四纪大同地区玄武质岩浆活动的影响有关, 岩浆底侵更为发育(Zheng等, 2008; Chen等, 2001), 从而导致下地壳物质更强的各向异性特征.

4.4　各向异性分析方法讨论

地壳上地幔各向异性的测量方法除了横波分裂外, 还有接收函数波形反演、面波成像等. 横波分裂方法常用的震相包括SKS(SKKS)波, 莫霍面Ps转换波和壳内S波等. 远震横波分裂结果表示从核幔边界一直到台站的横波传播路径上的平均方位各向异性, 接收函数Ps转换波和壳内S波结果分别表示莫霍面以上整个地壳和中上地壳的平均方位各向异性特征(e.g. Vinnik等, 1984, 1989; Silver和Chan, 1991). 由于分裂时间是由介质各向异性的强度和横波在介质中传播路径的长度共同决定的, 横波分裂方法的垂向分辨率通常较低. 接收函数对地球内部间断面敏感, 具有分辨多层各向异性的能力(e.g. Savage, 1998; Farra和Vinnik, 2000; Frederiksen和Bostock, 2000). 面波能同时分辨方位各向异性和径向各向异性, 且具有较好地垂向分辨率, 但由于面波周期和波长长, 水平分辨率不如横波分裂和接收函数方法(e.g. Yao等, 2010; Lin等, 2011; Xie等, 2015). 本文的结果反应研究区整个地壳深度范围平均方位各向异性结构特征, 部分台站下方各向异性可能存在深度上的变化, 导致在一层方位各向异性假设下得到的平均各向异性强度很小, 无法分辨其方位各向异性快波方向. 未来我们希望能用多种类型的数据联合反演, 更好地约束分层介质的各向异性, 得到更为精细的地壳和上地幔随深度变化的方位各向异性结构信息.

5　结论

综合华北克拉通中部造山带及其邻域接收函数Ps转换波分裂的地壳方位各向异性分析结果和区域其他地质地球物理认识, 我们得出以下结论: 晚中生代中国

东部强烈的NW-SE伸展变形事件导致的地壳拉张对该区域的地壳方位各向异性有显著影响. 渤海湾盆地边缘台站下方分裂时间在0.2s左右, 快波方向大致为近E-W向, 与壳内直达剪切波的结果接近, 除了受较强的NW-SE向拉张构造活动影响外, 可能还受到现今ENE-WSW方向的地壳最大水平主压应力场的作用. 阴山-燕山构造带附近的台站下方分裂时间从0.05s到0.3s不等, 快波方向大致为NW-SE到E-W, 北部台站受到侏罗纪到早白垩世多期主要为N-S向的缩短变形运动的影响. 太行山地区的台站分裂时间较大, 快波方向大致为NW-SE, 与SKS波分裂得到的快波方向相似, 推测与该区域晚中生代到新生代以来的岩石圈改造和岩浆底侵作用密切相关.

致谢　感谢中国地震局地球物理研究所"中国地震台阵数据中心"提供了本研究所需要的波形数据. 感谢两位审稿人对本文提出的修改意见和建议.

参考文献

常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2012. 华北上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 55: 886–896

高原, 吴晶, 易桂喜, 石玉涛. 2010. 从壳幔地震各向异性初探华北地区壳幔耦合关系. 科学通报, 55: 2837–2843

阮爱国, 王椿镛, 李清河, 臧宏. 2004. 上地幔各向异性分析中地壳的影响. 地球物理学报, 47: 441–448

王琼, 高原, 钮凤林, 陈运泰. 2016. 利用接收函数计算地壳各向异性的可靠性分析及倾斜界面的影响. 地震, 36: 14–25

武岩. 2011. 利用接收函数方法研究华北克拉通地壳上地幔结构. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所

许忠淮. 2001. 东亚地区现今构造应力图的编制. 地震学报, 23: 492–501

郑亚东, Davis G A, 王琮, Darby B J, 张长厚. 2000. 燕山带中生代主要构造事件与板块构造背景问题. 地质学报, 74: 289–302

中国地震科学台阵. 2006. 中国地震科学探测台阵波形数据. 中国地震局, doi: 10.12001/ChinArray.Data

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

Ammon C J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. Bull Seismol Soc Amer, 81: 2504–2510

Bianchi I, Park J, Piana Agostinetti N, Levin V. 2010. Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy. J Geophys Res, 115: 12317

Boness N L, Zoback M D. 2006. Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California. Geology, 34: 825–828

Bowman J R, Ando M. 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. Geophys J Int, 88: 25–41

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

Chen Y, Zhang Z, Sun C, Badal J. 2013. Crustal anisotropy from Moho converted Ps wave splitting analysis and geodynamic implications beneath the eastern margin of Tibet and surrounding regions. Gondwana Res, 24: 946–957

Crampin S, Chastin S, Gao Y. 2003. Shear-wave splitting in a critical crust: III. Preliminary report of multi-variable measurements in active tectonics. J Appl Geophys, 54: 265–277

Davis G A, Zheng Y D, Wang C, Darby B J, Zhang C H, Gehrels G. 2001. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China. Mem Geol Soc Amer, 194: 171– 197

Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model. Phys Earth Planet Inter, 25: 297–356

Farra V, Vinnik L. 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. Geophys J Int, 141: 699–712

Frederiksen A W, Bostock M G. 2000. Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. Geophys J Int, 141: 401–412

Gao Y, Wu J, Fukao Y, Shi Y, Zhu A. 2011. Shear wave splitting in the crust in North China: stress, faults and tectonic implications. Geophys J Int, 187: 642–654

Griffin W L, Andi Z, O'Reilly S Y, Ryan C G. 1998. Phanerozoic Evolution of the Lithosphere Beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Am Geophys Union, 27: 107–126

Gripp A E, Gordon R G. 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. Geophys J Int, 150: 321–361

Guo Z, Chen Y J, Ning J, Yang Y, Afonso J C, Tang Y. 2016. Seismic evidence of on-going sublithosphere upper mantle convection for intra-plate volcanism in Northeast China. Earth Planet Sci Lett, 433: 31–43

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

Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophys J Int, 105: 429–465

Kosarev G L, Makeyeva L I, Vinnik L P. 1984. Anisotropy of the mantle inferred from observations of P to S converted waves. Geophys J Int, 76: 209–220

Levin V, Park J. 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains Foredeep from teleseismic receiver functions. Geophys Res Lett, 24: 1283–1286

Li S R, Santosh M, Zhang H F, Shen J F, Dong G C, Wang J Z, Zhang J Q. 2013. Inhomogeneous lithospheric thinning in the central North China Craton: Zircon U-Pb and S-He-Ar isotopic record from magmatism and metallogeny in the Taihang Mountains. Gondwana Res, 23: 141–160

Lin F C, Ritzwoller M H, Yang Y, Moschetti M P, Fouch M J. 2011. Complex and variable crustal and uppermost mantle seismic anisotropy in the western United States. Nat Geosci, 4: 55–61

Liu H, Niu F. 2012. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data. Geophys J Int, 188: 144–164

Mainprice D, Nicolas A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: Application to the seismic anisotropy of the lower crust. J Struct Geol, 11: 175–189

McNamara D E, Owens T J, Silver P G, Wu F T. 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 99: 13655–13665

McNamara D E, Owens T J. 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range Province using moho *Ps* converted phases. J Geophys Res, 98: 12003–12017

Menzies M A, Fan W, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geol Soc London Spec Publ, 76: 71–81

Nagaya M, Oda H, Akazawa H, Ishise M. 2008. Receiver functions of seismic waves in layered anisotropic media: Application to the estimate of seismic anisotropy. Bull Seismol Soc Am, 98: 2990–3006

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

Savage M K. 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand. J Geophys Res, 103: 15069–15087

Silver P G, Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. J Geophys Res, 96: 16429–16454

Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. Annu Rev Earth Planet Sci, 24: 385–432

Sun Y, Niu F, Liu H, Chen Y, Liu J. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data. Earth Planet Sci Lett, 349-350: 186–197

Vinnik L P, Farra V, Romanowicz B. 1989. Azimuthal anisotropy in the earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations. Bull Seismol Soc Amer, 79: 1542−1558

Vinnik L P, Kosarev G L, Makeyeva L I. 1984. Anisotropy in the lithosphere from the observations of SKS and SKKS. Dok Acad Nauk SSSR, 278: 1335−1339

Wang Q, Niu F, Gao Y, Chen Y. 2015. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau constrained by teleseismic receiver function data. Geophys J Int, 204: 167–179

Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X, Yang J H. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 233: 103–119

Wu J, Zhang Z, Kong F, Yang B B, Yu Y, Liu K H, Gao S S. 2015. Complex seismic anisotropy beneath western Tibet and its geodynamic implications. Earth Planet Sci Lett, 413: 167–175

Xie J, Ritzwoller M H, Brownlee S J, Hacker B R. 2015. Inferring the oriented elastic tensor from surface wave observations: Preliminary application across the western United States. Geophys J Int, 201: 996–1021

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. ChemGeol, 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, van der Hilst R D, Montagner J P. 2010. Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography. J Geophys Res, 115: B12307

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, 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

Zhao G, Sun M, Wilde S A, Sanzhong L. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues

revisited. Precambrian Res, 136: 177–202

Zhao G, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. Precambrian Res, 107: 45–73

Zhao L, Zheng T, Lü G. 2008. Insight into craton evolution: Constraints from shear wave splitting in the North China Craton. Phys Earth Planet Inter, 168: 153–162

Zhao L, Zheng T. 2005. Using shear wave splitting measurements to investigate the upper mantle anisotropy beneath the North China Craton: Distinct variation from east to west. Geophys Res Lett, 32: L10309

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

Zhu G, Jiang D, Zhang B, Chen Y. 2012. Destruction of the eastern North China Craton in a backarc setting: Evidence from crustal deformation kinematics. Gondwana Res, 22: 86–103

(责任编委: 郑勇)