

田宝峰, 李娟, 姚振兴. 2008. 利用接收函数方位变化研究太行山区地壳各向异性. 地震学报, 30(4): 355-366.
Tian Baofeng, Li Juan, Yao Zhenxing. 2008. A study on crust anisotropy of Taihang Mountain Range by analyzing azimuthal variation of receiver functions. *Acta Seismologica Sinica*, 30(4): 355-366.

利用接收函数方位变化研究 太行山区地壳各向异性*

田宝峰[†] 李娟 姚振兴

(中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所)

摘要 探讨了利用接收函数方位变化研究各向异性复杂地区速度结构的可能性. 详细介绍了具有任意对称轴方向的横向各向同性系统中介质响应的计算过程, 并将利用接收函数方位变化研究地壳各向异性的方法应用于华北太行山地区. 结果表明, 研究台站下方地壳具有明显的各向异性特征, 其中地表盖层表现为 8%—15% 的慢轴型各向异性; 深部地壳各向异性略小, 表现为 3%—5% 的快轴型各向异性特征. 不同台站获得的各向异性对称轴的方向及深度分布不具有明显的一致性. 区域构造环境的变化可能是导致地壳各向异性存在的原因.

关键词 接收函数 各向异性 方位变化 太行隆起地区

文章编号: 0253-3782(2008)04-0355-12

中图分类号: P313.2

文献标识码: A

A study on crust anisotropy of Taihang Mountain Range by analyzing azimuthal variation of receiver functions

Tian Baofeng[†] Li Juan Yao Zhenxing

(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China)

Abstract: We discussed the possibility of studying crust anisotropy by analyzing azimuthal variation of the receiver functions and presented a technique for computing the transmission response of a flat-layered medium with arbitrarily oriented hexagonally symmetric anisotropy using the reflectivity algorithm. Using this method we investigated the crust anisotropy of Taihang Mountain Range (TMR). Our result shows that there is significant anisotropy with a slow symmetry axis in upper crust and a fast symmetry axis in lower crust. The anisotropy magnitude of about 8%—15% is found in the upper crust and a smaller magnitude of about 3%—5% in the lower crust. Orientation of the symmetry axes and the depth of anisotropy appearance as deduced from the seismic records of four individual seismic stations are different from each other. The crust anisotropy beneath the four stations may be associated with the local crustal fabrics in a small area.

* 基金项目 国家自然科学基金项目(40774042, 90714012)资助.

收稿日期 2008-03-14 收到初稿, 2008-05-20 决定采用修改稿.

[†] 通讯作者 e-mail: bftian@mail.iggcas.ac.cn

Key words: receiver function; anisotropy; azimuthal variation; Taihang Mountain Range

引言

地震各向异性是指地震波速度随传播方向不同而变化的性质。地震各向异性的研究起步较晚,至今只有半个世纪的研究历史,但已有不少学者做了大量的工作。20 世纪 50 年代,Anderson (1961)等系统研究了地球各向异性介质中地震面波的传播规律。20 世纪 60 年代,Hess (1964)发现太平洋中脊存在方位各向异性,为海底扩张学说提供了重要的地球物理证据。自从 20 世纪 80 年代 Crampin 和 Booth(1985)发现剪切波分裂现象以来,剪切波分裂方法得到广泛应用,迅速成为研究地壳、上地幔各向异性的主要方法之一。地震波各向异性特征中包含有地球内部的构造变形 (Tommasi *et al*, 1999)、动力学过程 (Montagner, 1998) 及地幔对流 (Karato, 1998) 等方面的信息,因而对地震波各向异性的研究逐渐成为理论地震学、勘探地震学、地球动力学以及地震灾害等研究的热点。

华北克拉通地区岩石圈演化是当今研究的热点,目前对岩石圈减薄等问题还存在很大的争议,需要更多的地球化学、地球物理等方面的结果来验证。地震各向异性的研究可以从另一个角度了解华北克拉通地区的深部结构、板块内部应力状态,进而探讨区域地幔对流、板块运动等演化过程。目前华北地区各向异性研究多采用剪切波分裂方法(郑斯华, 高原, 1994; 刘希强等, 2001; 罗艳等, 2004; 吴晶等, 2007; Iidaka, Niu, 2001; Zhao, Zheng, 2005)。剪切波分裂方法原理简单,但不同学者对同一区域的研究结果往往存在较大差异,即使同一学者对不同地震事件处理得到的各向异性参数也有明显不同。Liu 等 (2008) 综合对比了华北地区相关剪切波分裂研究结果,认为这一差异主要由研究中采用的地震事件数量有限以及数据处理方法上有所不同造成,并按照一定的数据选取标准采用较多的地震事件对华北地区各向异性做了深入的研究。虽然可以通过处理方法上的改进来减少一些人为误差,但剪切波分裂方法无法具体确定各向异性存在的深度,且只适用于可近似为具有水平对称轴的各向异性结构比较单一的横向各向同性介质的情况。因而还需要一种能够适用于更复杂的各向异性结构,且可提供更多各向异性信息的方法来与剪切波分裂方法相互补充与验证。

接收函数对地球内部速度间断面比较敏感,利用接收函数研究地球内部结构现已成为一种通用的手段(刘启元等, 1997; Wu *et al*, 2007a, b; Owens *et al*, 1984)。接收函数中含有地球内部介质各向异性的信息,然而传统的接收函数偏移成像或者波形反演等方法通常都基于各向同性介质模型,无法考虑接收函数的方位变化和切向分量。只有采用具有任意方向对称轴的横向各向同性介质等各项异性模型,通过计算模型的介质响应,才可以充分提取接收函数径向、切向分量及其方位变化中包含的各向异性信息。近年来,国外学者在利用接收函数方位变化信息研究地壳各向异性结构方面已取得了不少成果。例如,Levin 和 Park (1997) 使用远震接收函数,研究了乌拉尔山地槽区 ARU 台站下方的地壳各向异性,发现地表低速层(大约 1 km 厚度)及下地壳(33—40 km)存在明显的各向异性; Savage (1998) 用理论接收函数研究了新西兰 SNZO 台站下地壳各向异性和倾斜界面特征; Ozacar 和 Zandt (2004) 综合考虑了倾斜界面和各向异性的影响,研究了青藏高原 BNS 台站下方的地壳各向异性,发现各向异性的形成可能与地壳变形模式或地壳流有关; Sherrington 等

(2004) 利用邻域算法(NA)反演了 11 个 PASSCAL 台站下方的速度结构, 发现在青藏高原东部地区地壳的不同深度上存在 4%—14% 的各向异性, 浅表对称轴的排列方向与地壳 E-W 走向的断层及缝合线等构造密切相关.

利用接收函数方位变化研究地壳各向异性的方法适用于各向异性结构复杂的地区, 可以更加详细地给出研究区域地下结构的各向异性参数, 包括各向异性的深度分布特征等. 本文详细介绍了如何计算各向异性介质响应及地壳各向异性参数的反演过程, 系统列出了介质响应计算中的重要公式, 并将该方法用于华北太行隆起地区的地壳各向异性研究中, 获得了该地区地壳存在不同程度各向异性的接收函数证据.

1 各向异性介质的响应

1.1 横向各向同性系统

介质的弹性对称性是研究固体各向异性问题中的一个重要概念. 从固体晶格学来讲, 介质的各向异性可依据其弹性的对称性分类. 不同对称性的介质其弹性系数也不同, 对称性越高其独立弹性系数个数就越少. 对称性最差的介质(三斜系对称)具有 21 个独立弹性系数, 而对称性最高的介质(各向同性介质)只有两个独立的弹性系数 (Crampin, Booth, 1985). 地震各向异性的分类是从晶体的弹性各向异性中引申而来. 在地震学中常提到的具有代表性的对称系统有三斜对称系统、单斜对称系统、正交对称系统、六角对称[即横向各向同性(transverse isotropy, 缩写为 TI)]系统及各向同性系统.

TI 系统是描述地壳介质性质的一种简单而有效的系统. 根据系统对称轴方向又可分为具有垂直对称轴的横向各向同性(transverse isotropy with a vertical symmetry axis, 缩写为 VTI)系统、具有水平对称轴的横向各向同性(transverse isotropy with a horizontal symmetry axis, 缩写为 HTI)系统和具有任意方向对称轴的横向各向同性系统. 现有研究 (Tsvankin, Thomsen, 1994; 郑海山, 张中杰, 2005; 杜启振, 杨慧珠, 2004) 多集中于 VTI 系统和 HTI 系统. 然而, 在地质构造复杂地区, 裂隙或者岩层的排列不再接近垂直或水平方向, 使用 VTI 或 HTI 介质近似就会引起较大的误差.

对于对称轴任意倾斜的 TI 介质, 弹性张量非常复杂且很难知道其中每个元素所代表的具体含义, 因而在模型中无法直接给出各元素的值. 通过引入 5 个描述各向异性强度的变量(A, B, C, D, E)和 2 个描述各向异性对称轴方位角(φ)和倾角(θ)的变量(Park, 1996), 我们可以获得弹性张量各元素的值. 对于具有任意对称轴方向 \hat{w} 的 TI 介质, 弹性张量 \mathbf{A} 可表示为

$$\mathbf{A} = A\mathbf{A}_A + B\mathbf{A}_B + C\mathbf{A}_C + D\mathbf{A}_D + E\mathbf{A}_E \tag{1}$$

这里

$$\begin{cases} \mathbf{A}_A = \mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \\ \mathbf{A}_B = \mathbf{W} \otimes \mathbf{I} + \mathbf{I} \otimes \mathbf{W} \\ \mathbf{A}_C = 8\mathbf{W} \otimes \mathbf{W} - \mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \\ \mathbf{A}_D = (13)\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} + (14)\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} - 2\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \\ \mathbf{A}_E = 2[(13)\mathbf{A}_B + (14)\mathbf{A}_B - 2\mathbf{A}_B] + \mathbf{A}_D \end{cases} \tag{2}$$

其中, “ \otimes ”为克罗内克积符号, \mathbf{I} 为单位张量, $\mathbf{W} = \hat{w} \otimes \hat{w} - \frac{1}{2}\mathbf{I}$, 数字符号(ij)表示张量各

元素的第 i 脚标与第 j 脚标互换(如 $\{(13)\mathbf{I} \otimes \mathbf{I}\}_{ijkl} = (13)\delta_{ij}\delta_{kl} = \delta_{kj}\delta_{il}$).

对于 A, B, C, D, E 五个描述各向异性强度变量的物理意义,可由特殊的各向异性例子获得一些认识.当介质为各向同性时, $B=C=E=0, A=\lambda+2\mu, D=\mu$. 其中, λ, μ 为拉梅常数.当介质各向异性对称轴为水平方向时,沿水平方向传播且与对称轴成 ξ 角度的准 P 波、准 SV 波和准 SH 波波速可表示为

$$\begin{cases} \rho\alpha^2(\xi) = A + B\cos 2\xi + C\cos 4\xi \\ \rho\beta_{\text{SV}}^2(\xi) = D + E\cos 2\xi \\ \rho\beta_{\text{SH}}^2(\xi) = D + C(1 - \cos 4\xi) + E \end{cases} \quad (3)$$

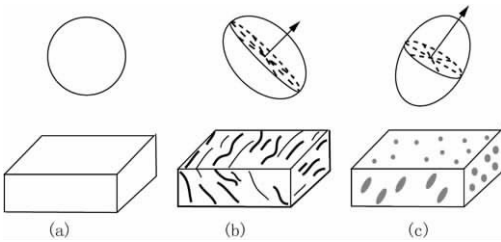


图 1 不同类型介质中相速度面及可能的地质成因示意图

(a) 各向同性, $B=0, E=0$; (b) 慢轴型各向异性, $B<0, E<0$; (c) 快轴型各向异性, $B>0, E>0$. B, E 为各向异性强度参数,箭头指示横向各向同性介质中对称轴的方向

Fig. 1 Illustration of phase velocity surface for different mediums and possible geologic explanation

(a) Isotropy, $B=0, E=0$; (b) Anisotropy with a slow symmetry axis, $B<0, E<0$; (c) Anisotropy with a fast symmetry axis, $B>0, E>0$. B and E are parameters of anisotropy magnitude, and the arrow-head shows the orientation of anisotropy symmetry axis

由此可看出: A, D 反映了介质中 P 和 S 波的平均速度; B, E 反映了各向异性的强度; C 是对 P 波各向异性椭圆近似的修正项,一般情况下 $C \ll B$.

根据相速度面的形状又可将 TI 介质分为快轴型和慢轴型各向异性介质.当地震波沿 TI 介质对称轴方向的传播速度最大时,描述相速度的准椭球面呈细长的西瓜形状,各向异性参数 $B>0, E>0$, TI 介质为快轴型各向异性,相应的对称轴称为快轴;反之,各向异性参数 $B<0, E<0$,准椭球面呈扁平的南瓜形状, TI 介质为慢轴型各向异性,相应的对称轴称为慢轴,如图 1 所示.

1.2 横向各向同性介质的响应

由各向异性介质层的弹性张量,我们可以通过求解弹性波动方程获得在该层介

质中 3 种上行和 3 种下行传播的平面波解,也即获得这 6 种平面波的垂直慢度(波数)及偏振方向.由齐次弹性波动方程易知,平面波通解 $\mathbf{u} = U_0 \exp(i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - i\omega t)$ 满足

$$(k^2 \mathbf{C} - \rho \omega^2) \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (4)$$

其中, U_0 为常数, \mathbf{r} 为位移矢量, ω 为角频率, Christoffel 矩阵 $\mathbf{C} = \hat{\mathbf{k}} \cdot \mathbf{A} \cdot \hat{\mathbf{k}}$, \mathbf{k} 为平面波波数矢量,波数 $k = |\mathbf{k}|$,波数单位向量 $\hat{\mathbf{k}} = \mathbf{k}/k$.介质中传播的 3 种上行波和 3 种下行波具有相同的水平波数(慢度),可令 $\mathbf{k} = p\hat{\mathbf{x}} + \nu\hat{\mathbf{z}}$,并与公式(1)一起代入公式(4)可得

$$(p^2 \mathbf{T} - \rho \mathbf{I} + \nu p \mathbf{S} + \nu^2 \mathbf{R}) \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (5)$$

这里

$$\begin{cases} \mathbf{T} = (A - B + C - D + E)\hat{\mathbf{x}} \otimes \hat{\mathbf{x}} + (D + (2\omega_x^2 - 1)E)\mathbf{I} + \\ \quad (8\omega_x^2 C + 2E)\hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{w}} + (B - 4C - 2E)\omega_x(\hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{x}} + \hat{\mathbf{x}} \otimes \hat{\mathbf{w}}) \\ \mathbf{S} = (A - B + C - D + E)(\hat{\mathbf{x}} \otimes \hat{\mathbf{z}} + \hat{\mathbf{z}} \otimes \hat{\mathbf{x}}) + 4\omega_x \omega_z E \mathbf{I} + 16\omega_x \omega_z C \hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{w}} + \\ \quad (B - 4C - 2E)[\omega_z(\hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{x}} + \hat{\mathbf{x}} \otimes \hat{\mathbf{w}}) + \omega_x(\hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{z}} + \hat{\mathbf{z}} \otimes \hat{\mathbf{w}})] \\ \mathbf{R} = (A - B + C - D + E)\hat{\mathbf{z}} \otimes \hat{\mathbf{z}} + (D + (2\omega_z^2 - 1)E)\mathbf{I} + \\ \quad (8\omega_z^2 C + 2E)\hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{w}} + (B - 4C - 2E)\omega_z(\hat{\mathbf{w}} \otimes \hat{\mathbf{z}} + \hat{\mathbf{z}} \otimes \hat{\mathbf{w}}) \end{cases} \quad (6)$$

相应于公式(5)的 Christoffel 方程 $\det(p^2\mathbf{T}-\rho\mathbf{I}+\nu\rho\mathbf{S}+\nu^2\mathbf{R})=0$ 仍是关于 ν 的 6 次方的方程, ν 值的求取比较困难. Park (1996) 对公式(5)做了巧妙的转换, 由原来的 3×3 系统中求解 6 次方程的根转变为 6×6 系统中求取特征值、特征向量的问题, 如公式(7)所示.

$$\left(\begin{bmatrix}-\tilde{\mathbf{S}} & -\tilde{\mathbf{T}} \\ \mathbf{I} & 0\end{bmatrix}-\nu\begin{bmatrix}\mathbf{I} & 0 \\ 0 & \mathbf{I}\end{bmatrix}\right)\cdot\begin{bmatrix}\nu\mathbf{u} \\ \mathbf{u}\end{bmatrix}=0\tag{7}$$

其中, $\tilde{\mathbf{T}}=\mathbf{R}^{-1}\cdot(p^2\mathbf{T}-\rho\mathbf{I})$, $\tilde{\mathbf{S}}=\rho\mathbf{R}^{-1}\cdot\mathbf{S}$. 定义 $\mathbf{Q}=\begin{bmatrix}-\tilde{\mathbf{S}} & -\tilde{\mathbf{T}} \\ \mathbf{I} & 0\end{bmatrix}$, \mathbf{Q} 矩阵的 6 个特征值就是介质中传播的 6 种平面波的 6 个慢度值($\nu_1, \nu_2, \nu_3, \nu_4, \nu_5, \nu_6$), 由各特征值相应的特征向量则可获得介质中传播的 6 种平面波的偏振矢量.

水平分层均匀 TI 介质中, 第 k 层内位移-应力矢量可由 \mathbf{Q} 矩阵所得的特征向量及特征值线性组合的方式描述为

$$\mathbf{f}^{(k)}(z)=\mathbf{E}^{(k)}\cdot\boldsymbol{\gamma}^{(k)}\cdot\mathbf{c}^{(k)}\tag{8}$$

其中, $\mathbf{E}^{(k)}$ 为 6×6 矩阵, 其列向量为一种平面波的偏振矢量及其相应的应力矢量组成的位移-应力矢量, 前 3 列为下行波, 后 3 列为上行波; $\boldsymbol{\gamma}^{(k)}$ 是由 6 个特征值构成的对角矩阵, $\boldsymbol{\gamma}^{(k)}(z)=\text{diag}\{e^{i\nu_1(z-z_{k-1})}, e^{i\nu_2(z-z_{k-1})}, e^{i\nu_3(z-z_{k-1})}, e^{i\nu_4(z-z_k)}, e^{i\nu_5(z-z_k)}, e^{i\nu_6(z-z_k)}\}$; $\mathbf{c}^{(k)}$ 为 6 种平面波所对应的振幅系数, $\mathbf{c}^{(k)}=(\mathbf{c}_d^{(k)}, \mathbf{c}_u^{(k)})^T$, d 表示下行, u 表示上行. 根据广义反射率方法(Chen, 1993), 我们可以获得

$$\begin{cases}\mathbf{c}_u^{(1)}=\hat{\mathbf{T}}_u^{(1)}\cdot\hat{\mathbf{T}}_u^{(2)}\cdot\cdots\cdot\hat{\mathbf{T}}_u^{(k)}\cdot\mathbf{c}_u^{(k+1)} \\ \mathbf{c}_d^{(1)}=\hat{\mathbf{R}}_{ud}^{(0)}\cdot\mathbf{c}_u^{(1)}\end{cases}\tag{9}$$

其中, $\hat{\mathbf{T}}_u^{(k)}, \hat{\mathbf{R}}_{ud}^{(k)}$ 为地震波经过第 k 层介质下界面处的广义透射、反射系数, $k=0$ 时为自由表面. 在半无限空间中上行波只有入射波, 因而若入射波为 P 波, 则 $\mathbf{c}_u^{(k+1)}$ 可用归一化向量表示为 $(1, 0, 0)$.

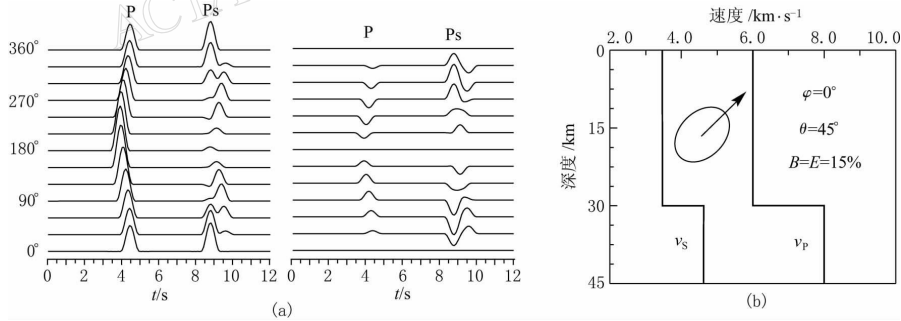


图 2 (a) 单层水平均匀各向异性介质模型中介质响应的方位变化图. 左右两栏分别为径向和切向分量, 左侧数字给出了相应的后方位角, P 和 Ps 分别为直达 P 波和界面上的 P-S 转换波; (b) 采用的速度模型. φ 和 θ 分别表示各向异性对称轴的方位角和倾角, B 和 E 为各向异性强度参数

Fig. 2 (a) Reverberations in a flat-layered anisotropic medium. Left plot shows radial component and the right shows transverse component. The number at the start of a horizontal trace denotes corresponding back azimuth, P and Ps show direct P arrival and P to S conversion, respectively; (b) Velocity model used in producing Fig. 2a. φ and θ are the trend and plunge of the symmetry axis, respectively, and B and E show the anisotropy magnitude

将 $E^{(1)}$, $\gamma^{(1)}$, $c^{(1)}$ 的值代入公式(8), 可获得地表处质点位移. 由于以上计算均在频率-空间域中进行, 得到的位移实际上是位移谱. 通过 Fourier 变化即可以获得时-空域中地表的位移, 即介质的响应. 图 2 为单层水平均匀各向异性介质模型中不同后方位角入射 P 波的介质响应.

2 华北地壳各向异性

2.1 数据来源及资料处理

近年来在华北克拉通地区布设了大量宽频带、高灵敏度的流动观测台站, 大量数字化地震波形记录的获得为我们利用接收函数方法研究该地区地壳各向异性特征提供了数据来源. 我们收集了华北地区地球内部结构探测计划-II (northern China interior structure project-II, 缩写为 NCISP-II) 流动台站资料, 并挑选出方位覆盖较好的 182 台、184 台、189

台和 194 台 4 个台站(图 3)的地震资料用于本文的研究. 选用的流动台站沿 NW-SE 方向横穿位于中央转换带的太行山隆起区. 研究区域的西部主要为鄂尔多斯中生代拗陷盆地, 东部为新生代裂陷盆地.

依照全球地震目录对各流动台站记录到的 2001 年 9 月—2003 年 2 月 $M_s \geq 5.0$ 的原始地震记录进行信号识别和筛选, 挑选出震中距为 30° — 90° 、震相清晰、初动尖锐的地震记录进行接收函数计算. 为充分提取接收函数随方位角的变化特征, 在某些地震事件稀少的方位角处, 我们选取了部分震中距稍低于 30° 或稍高于 90° 的地震事件.

径向和切向接收函数的计算采用时间域最大熵谱反褶积方法(吴庆举等, 2003). 其中, 高斯系数 α 取为 2.5. 为提高信噪比以清晰观察接收函数的方位变化特征, 我们以 10° 为单位, 将位于同一后方位角区间内的接收函数进行叠

加, 并按照后方位角排列, 从而得到了各台站的接收函数径向和切向分量的方位变化图(图 4、图 6).

2.2 接收函数方位变化与各向异性

接收函数波形由直达 P 波及其在速度间断面处的 S 转换波以及各种多次波组成. 当介质不存在各向异性及非均匀性时, 远场 P-S 转换波的偏振处于震源—接收点所在的大圆面上, 即为 SV 转换波. 因而地震波的能量只体现在接收函数径向分量上, 切向接收函数不存在波形变化. 如果介质中存在着横向不均匀性, 如倾斜界面, 或者各向异性时, 地震波传播的能量则会偏离入射平面, P 波在速度间断面会同时发生 P-SV 和 P-SH 转换. 各向异性和倾斜界面对接收函数的影响在某些情况下较为相似, 但也存在一定的差异. 例如, 小倾角的倾斜界面和各向异性均能使接收函数各震相的振幅、极性及时呈现出沿后方位

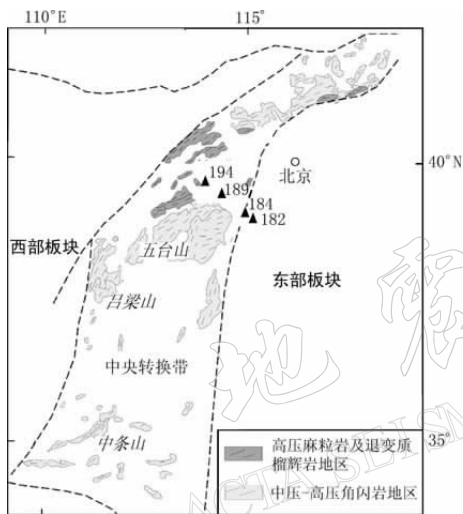


图 3 研究区域的地质构造及 4 个台站分布图(据 Lu, 2008 图 3 修改)

Fig. 3 Geologic scheme of the study region and location of the four seismic stations (modified after Lu *et al.*, 2008, Fig. 3)

角的周期性变化，径向和切向分量与后方位角分别呈现出 180° 的对称和反对称关系 (Li *et al*, 2007). 但各向异性能够引起横波分裂，表现在接收函数上转换震相会出现双峰现象 (田宝峰等, 2008); 而倾斜界面则不能引起此现象. 理论上可以通过接收函数方位变化模式的异同来判别该变化的成因，但由于实际数据的信噪比及方位覆盖并不十分理想，解释引起接收函数方位变化的原因往往具有不唯一性. 本文不考虑倾斜界面的影响，认为接收函数的方位变化仅由介质的各向异性导致.

2.3 地壳各向异性反演——以 189 台站为例

由于待反演的地壳各向异性参数比较多，且各参数对接收函数波形的影响存在一定的耦合，反演结果具有很大的不唯一性. 在实际处理过程中，我们首先通过分析接收函数中明显的震相及其方位变化的规律，给出台站下方合理的地壳初始模型来降低反演结果的不唯一性. 另外还做了一些近似和假设，如假定 S 波的各向异性强度等同于 P 波的各向异性强度 (即 $B=E$)，在地表首层 $v_p/v_s=2.0$ ，深部地壳中 $v_p/v_s=1.73$ ，介质的密度由公式 $\rho=0.32v_p+0.77$ 确定等.

上述 4 个台站中，189 台站的数据信噪比最高，方位角覆盖较好，波形也相对简单，因此我们将以 189 台站为例详细介绍地壳各向异性的反演过程. 图 4a 上下两图分别为 189 台站观测到的径向、切向接收函数随后方位角的方位变化图. 可以看出，实际接收函数在 0, 1, 2, 3 s 和 5 s 附近振幅较为明显. 其中 0 s 处对应地表接收到的初至 P 波震相. 参照 Zheng 等 (2006, 2007) 及嘉世旭和张先康 (2005) 华北地壳速度结构模型，太行山地区地表浅层存在约 2 km 厚的覆盖层. 简单的正演模拟表明，该覆盖层会在 1 s 和 2 s 附近产生明显的多次波，由此我们初步判定该两处的震相并非 P-S 转换波，而是地表覆盖层内的多次波. 3 s 和 5 s 处的振幅极性与初至 P 波相同，可认为对应于不同深度间断面处的 P-S 转换震相. 其中 5 s 处转换波对应的速度界面即为 Moho 面. 综上所述，我们可用一个 3 层水平

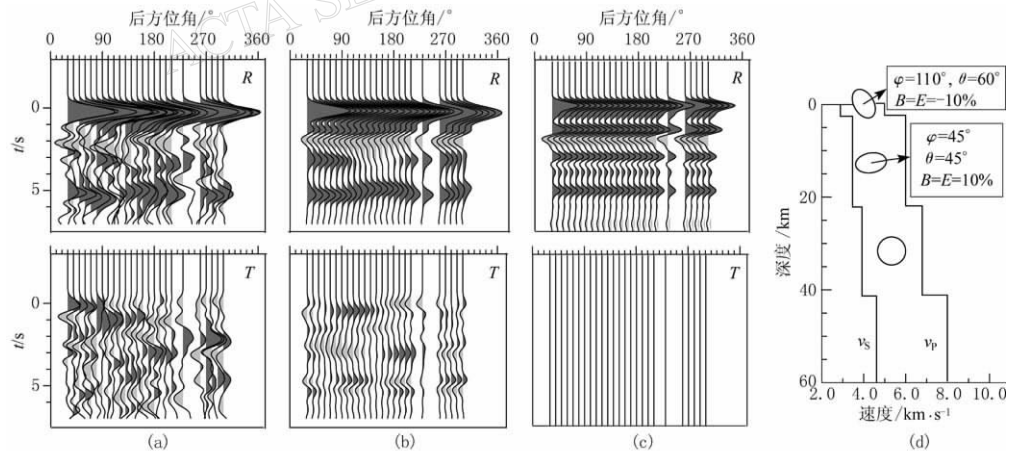


图 4 (a) 189 台站实际观测到的接收函数; (b) 反演得到的各向异性模型计算出的理论接收函数; (c) 不考虑各向异性情况下，以反演所得的平均速度模型计算出的理论接收函数; (d) 反演得到的地壳速度模型. R, T 分别为径向和切向分量

Fig. 4 (a) Receiver functions obtained from records; (b) Synthetic receiver functions computed from the anisotropy model obtained by inversion; (c) Synthetic receiver functions computed from an isotropic model with the average velocity of the anisotropy model; (d) Crustal velocity model from inversion. R means radial component and T transverse

分层模型来近似研究台站下方的地壳速度结构.

我们采用试错法, 不断调整模型的参数, 最终得到与实际接收函数波形拟合程度较好的理论接收函数(图 4b 上下两图)和相应的地壳各向异性模型(图 4d). 为明晰各向异性的存在对接收函数造成的影响, 我们还对比给出了以图 4d 所示的平均速度模型作为各向同性介质模型的理论接收函数, 其径向和切向分量如图 4c 所示. 可以发现, 各向异性对接收函数波形的影响非常显著, 当实际地球介质含有各向异性时, 若仅以简单的各向同性模型为基础进行波形拟合, 则会导致结果与真实介质模型的较大偏离.

2.4 反演结果

将上述地壳各向异性反演过程运用到其它几个台站, 我们最终获得了华北太行隆起地区 4 个台站下方的地壳各向异性参数(表 1). 图 5 示意性给出了台站下方地壳各向异性模型速度结构图.

图 6 给出了 3 个台站观测到的接收函数(左)与理论接收函数(右)方位变化对比图, 上下栏分别对应径向和切向分量. 可以看出, 观测到的接收函数具有明显的切向分量, 而且

表 1 太行隆起地区地壳各向异性反演结果

Table 1 Crustal anisotropy obtained from receiver function inversion

台站	深度/km	$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	各向异性强度	倾角/ $^{\circ}$	方位角/ $^{\circ}$
182	0.9	6.0	-0.15	85	145
	1.9	5.8	0.0	0	0
	5.9	6.1	0.0	0	0
	12.0	6.0	0.05	20	345
	18.5	6.2	0.0	0	0
	24.0	6.4	0.03	65	20
	34.0	6.5	0.0	0	0
	0.0	8.0	0.0	0	0
184	0.9	5.8	-0.15	30	295
	6.0	6.1	0.0	0	0
	8.0	6.3	0.05	30	195
	15.0	6.4	0.0	0	0
	22.0	6.5	0.05	30	80
	31.0	6.4	0.05	90	0
	38.0	6.5	0.0	0	0
	0.0	8.0	0.0	0	0
189	2.4	5.0	-0.1	60	110
	22.0	6.0	0.08	80	320
	41.0	6.8	0.0	0	0
	0.0	8.0	0.0	0	0
194	1.1	5.8	-0.08	30	260
	10.5	6.3	0.0	0	0
	16.0	6.2	0.05	35	300
	21.0	6.45	0.0	0	0
	27.0	6.5	0.03	35	300
	30.0	6.6	0.0	0	0
	38.0	7.0	0.03	90	225
	43.0	7.5	0.05	20	0
	0.0	8.0	0.0	0	0

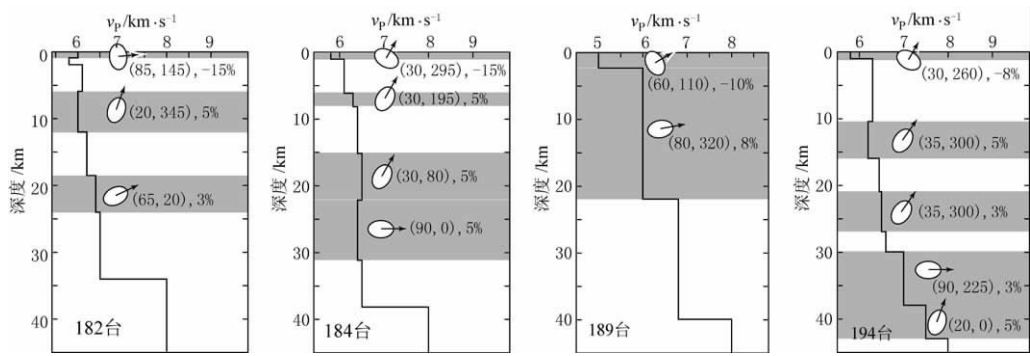


图 5 反演得到的地壳各向异性速度模型示意图。图中阴影区代表存在各向异性的介质层，其中的数字分别给出了相应介质层各向异性对称轴的倾角、方位角和强度大小

Fig. 5 Illustration of the anisotropic velocity model. Gray areas show the layers with anisotropy and the numbers on them denote corresponding anisotropy parameters (plunge, trend) and magnitude

径向和切向分量直达波及其转换波的振幅和到时随后方位角不同而不同，呈现出一种周期性的变化。采用各向异性模型获得的理论接收函数能够较好地拟合实际接收函数随后方位角的这种渐变特征。在某些方位角范围内，理论接收函数与观测数据存在一定的差异，尤其是切向分量的拟合差异较大。这可能是由于我们的数据在切向分量信噪比不高或者模型过于简单所引起。

本文研究结果表明，华北太行隆起地区地表浅层的覆盖层虽然只有大约 1 km 的厚度，但却具有较强的各向异性，其各向异性强度约为 8%—15%，且均为慢轴型的各向异性。该地区地壳深部也存在明显的快轴型各向异性特征，其强度约为 3%—5%，低于浅层地表的各向异性强度。

3 讨论和结论

在本文的实际研究过程中，共收集了华北太行山地区从 181 台站到 200 台站的 NW-SE 向测线上共 20 个台站的地震观测资料。数据的初步处理结果表明，仅有上述挑选出的 4 个台站具有较明显的、简单的各向异性特征。其它台站中，除个别接收函数信噪比太低，无法区别有效的地震信号外，其余台站接收函数均呈现出不同程度的方位变化。但可能由于噪声干扰或者台站下方地壳同时具有各向异性、横向不均匀性等多种结构，接收函数波形变化较为复杂，直接从接收函数波形中提取各向异性信息较为困难。

地壳各向异性的成因比较复杂，可能与地球内部矿物的固有各向异性有关，也可能与岩石的各向异性结构背景有关。一些岩石中矿物具有强烈的固有各向异性，由于应力场的作用及软流圈或地幔对流中的流动，矿物晶体发生定向排列，从而形成显著的各向异性；上地壳岩石中大量存在的裂隙或孔隙在应力场作用下多呈定向排列，地震波在此类介质中传播时会表现出各向异性效应，同时裂隙内所含的油、气、水对地震波速度和衰减各向异性也有重要的影响；由多层相同或周期性重复出现的不同小厚度的岩层组成的地层会表现出长波长各向异性，由薄层或薄互层构成的沉积岩各向异性主要就是由此引起的；此外，在河流相或相变剧烈的地区，沉积环境的变化也表现为岩性在各个方向上的差异，从而也产生各向异性。

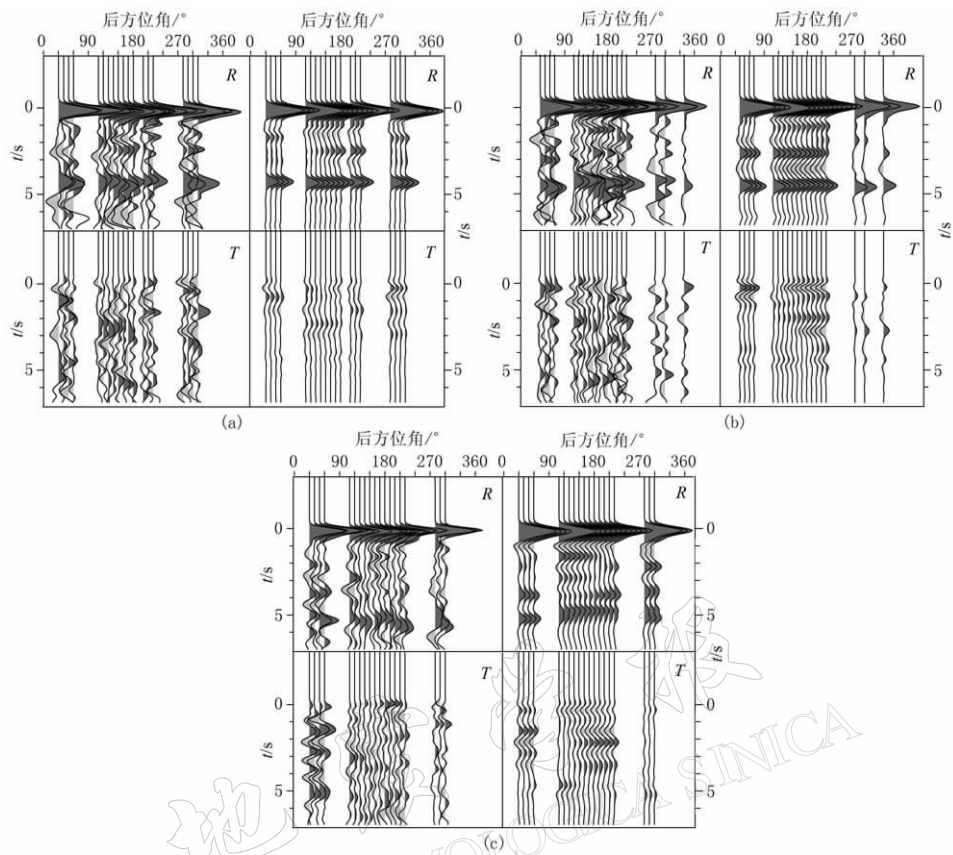


图 6 182 台站(a)、184 台站(b)和 194 台站(c)观测到的接收函数(左)与由反演最佳速度模型计算出的理论接收函数(右). R, T 分别表示径向和切向分量

Fig. 6 Receiver functions from record (left) and synthetics computed with the velocity model from inversion (right). R means radial and T transverse.

(a) Station 182; (b) Station 184; (c) Station 194

各向异性成因的多样性和复杂性使得地壳各向异性具有明显的区域特征,不但具有横向尺度的变化,而且随深度也会发生变化. Winterstein 和 Meadows (1991a, b) 分析了不同地区的垂向地震剖面实验资料(加利福尼亚的 Cymric、Railroad 和 Lost Hiccs 油田),表明在几百米深度范围内沉积层各向异性轴及强度均随深度发生变化. Lynn (1991) 利用小区域范围实验观测及 Savage 和 Silver (1993) 利用远震记录资料也得到了类似结论. 本文所研究的 4 个台站下方地壳各向异性对称轴方向也不具有明显的一致性,可能是由各台站所处的小尺度区域构造环境不同而导致;同一台站的不同深度,其各向异性对称轴方向也存在较大差异,预示着不同深度各向异性形成的时期及成因机制的不同. 华北太行山地区经过多期的构造运动,地壳结构比较复杂可能是这种各向异性存在区域差别的原因所在. 本文结果给出的 4 个台站下方地壳各向异性在深度、对称轴方向上不具有明显一致性也支持了上述推断.

利用接收函数方位变化来研究地壳各向异性不仅可以从另一种途径获得丰富的地球介质各向异性信息,同时也可以对剪切波分裂方法得到的结果加以补充和相互验证. 利用远

震 SKS 分裂可以获得各向异性的快轴方向和慢波延迟大小, 且一般认为各向异性存在于上地幔, 地壳中不含有各向异性. 然而阮爱国等(2004)的数值模拟结果表明, 地壳各向异性在一定条件下, 如地幔各向异性对称轴方向与地壳各向异性对称轴方向相差较大时, 会给剪切波分裂结果造成很大的影响. 地壳各向异性的存在也许是剪切波分裂结果误差或不同学者研究结果差别较大的主要原因之一, 因此在解释地幔各向异性相对较小的华北地区地幔各向异性特征或应力场作用时, 应综合考虑地壳各向异性对剪切波分裂所带来的影响.

利用接收函数方位变化研究地壳各向异性的方法可用于各向异性结构比较复杂的地区, 同时可以给出更加详细的各向异性参数, 包括各向异性强度大小、对称轴方向(方位角、倾角)以及各向异性存在的深度等. 本文采用该方法反演了横穿太行山地区的 4 个具有明显各向异性特征的台站下方地壳各向异性结构. 结果表明, 在上述 4 个台站下方地表的盖层和地壳深部均存在明显的各向异性. 地表盖层主要为慢轴型各向异性, 深部为快轴型各向异性. 区域构造环境的变化可能是导致地壳各向异性存在的原因. 剪切波分裂方法在这些地区的结果需要综合考虑不同深度地壳各向异性的影响. 已有的华北太行山地区台站事件波形记录方位角分布以及数据信噪比还不够理想, 而考虑各向异性之后的模型参数较多, 因此利用接收函数波形反演获得的地壳各向异性模型具有很大的非唯一性. 本文结果也许并不能在细节上与真实台站下方的地壳结构相吻合, 但却给出了确凿的华北太行山部分地区地壳存在各向异性的地震学证据.

本文数据来源于中国科学院地质与地球物理研究所地震台阵探测实验室, 在此深表谢意.

参 考 文 献

- 杜启振, 杨慧珠. 2004. 裂缝性地层黏弹性地震多波波动方程[J]. 物理学报, **53**(8): 2801-2806.
- 嘉世旭, 张先康. 2005. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究[J]. 地球物理学报, **48**(3): 611-620.
- 刘启元, Kind R, 李顺成. 1997. 中国数字地震台网的接收函数及其非线性反演[J]. 地球物理学报, **40**(3): 356-368.
- 刘希强, 周惠兰, 李红, 季爱东. 2001. 中国大陆及邻区上地幔各向异性研究[J]. 地震学报, **23**(4): 337-348.
- 罗艳, 黄忠贤, 彭艳菊, 郑月军. 2004. 中国大陆及邻区 SKS 波分裂研究[J]. 地球物理学报, **47**(5): 812-821.
- 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[J]. 地球物理学报, **47**(3): 441-448.
- 田宝峰, 李娟, 王卫民, 赵连锋, 姚振兴. 2008. 华北太行山区地壳各向异性的接收函数证据[J]. 地球物理学报, **51**(5): 待发表.
- 吴晶, 高原, 陈运泰, 黄金莉. 2007. 首都圈西北部地区地壳介质地震各向异性特征初步研究[J]. 地球物理学报, **50**(1): 209-220.
- 吴庆举, 田小波, 张乃玲, 李卫平, 曾融生. 2003. 计算台站接收函数的最大熵谱反褶积方法[J]. 地震学报, **25**(4): 382-389.
- 郑海山, 张中杰. 2005. 横向各向同性(VTI)介质中非线性地震波场模拟[J]. 地球物理学报, **48**(3): 660-671.
- 郑斯华, 高原. 1994. 中国大陆岩石层的方位各向异性[J]. 地震学报, **16**(2): 131-140.
- Anderson D L. 1961. Elastic wave propagation in layered anisotropic media[J]. *J Geophys Res*, **66**: 2953-2963.
- Chen X. 1993. A systematic and efficient method of computing normal mode for multi-layered half-space[J]. *Geophys J Int*, **115**: 391-409.
- Crampin S, Booth D C. 1985. Shear-wave polarization near the North Anatolian fault: II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy[J]. *Geophys J R astr Soc*, **83**: 75-92.

- Hess H H. 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under ocean[J]. *Nature*, **203**: 629–631.
- Iidaka T, Niu F L. 2001. Mantle and crust anisotropy in the eastern China region inferred from waveform splitting of SKS and PpSms[J]. *Earth Planets Space*, **53**: 159–168.
- Karato S I. 1998. Seismic anisotropy in the deep mantle, boundary layers and the geometry of mantle convection[J]. *Pure Appl Geophys*, **151**: 565–587.
- Levin V, Park J. 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions[J]. *Geophys Res Lett*, **24**: 1283–1286.
- Li J, Tian B F, Wang W M, Zhao L F, Yao Z X. 2007. Lateral variation in the sedimentary structure of west Bohai Bay Basin inferred from P-multiple receiver functions[J]. *Bull Seismol Soc Amer*, **97**(4): 1355–1363.
- Liu K H, Gao S S, Gao Y, Wu J. 2008. Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia[J]. *J Geophys Res*, **113**: B01305.
- Lu S N, Zhao G C, Wang H C, Hao G J. 2008. Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of the North China Craton: Review[J]. *Precambrian Research*, **160**: 77–93.
- Lynn H B. 1991. Field measurements of azimuthal anisotropy: First 60 meters, San Francisco Bay area, CA, and estimation of the horizontal stresses ratio from V_{s1}/V_{s2} [J]. *Geophysics*, **56**(6): 822–832.
- Montagner J P. 1998. Where can seismic anisotropy be detected in the earth's mantle? In boundary layers[J]. *Pure Appl Geophys*, **151**: 223–256.
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms[J]. *J Geophys Res*, **89**: 7783–7795.
- Ozacar A A, Zandt G. 2004. Crustal seismic anisotropy in central Tibet: Implications for deformational style and flow in the crust[J]. *Geophys Res Lett*, **31**: L23601.
- Park J. 1996. Surface waves in layered anisotropic structures[J]. *Geophys J Int*, **126**: 173–184.
- Savage M K, Silver P G. 1993. Mantle deformation and tectonics: Constraints from seismic anisotropy in the western United States[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **78**: 207–227.
- Savage M K. 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries: Effects on receiver functions and a case study in New Zealand[J]. *J Geophys Res*, **103**(B7): 15 069–15 087.
- Sherrington H F, Zandt G, Frederiksen A. 2004. Crustal fabric in the Tibetan Plateau based on waveform inversions for seismic anisotropy parameters[J]. *J Geophys Res*, **109**: B02312.
- Tommasi A, Tikoff B, Vauchez A. 1999. Upper mantle tectonics: Three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **168**: 173–186.
- Tsvankin I, Thomsen L. 1994. Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media[J]. *Geophysics*, **59**: 1290–1304.
- Winterstein D F, Meadows M A. 1991a. Shear-wave polarization and subsurface stress directions at Lost Hills field[J]. *Geophysics*, **56**(9): 1331–1348.
- Winterstein D F, Meadows M A. 1991b. Changes in shear-wave polarization azimuth with depth in Cymric and Railroad Gap oil fields[J]. *Geophysics*, **56**(9): 1349–1364.
- Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, Zeng R S. 2007a. Wavelet modelling of broad-band receiver functions[J]. *Geophys J Int*, **170**: 534–544.
- Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, Zeng R S. 2007b. Receiver functions from autoregressive deconvolution[J]. *Pure Appl Geophys*, **164**: 2175–2192.
- Zhao L, Zheng T Y. 2005. Using shear wave splitting measurements to investigate the upper mantle anisotropy beneath the North China Craton: Distinct variation from east to west[J]. *Geophys Res Lett*, **32**: L10309.
- Zheng T Y, Chen L, Zhao L, Xu W W, Zhu R X. 2006. Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **159**: 43–58.
- Zheng T Y, Chen L, Zhao L, Zhu R X. 2007. Crustal structure across the Yanshan belt at the northern margin of the North China Craton[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **161**: 36–49.