2014 年 7 月 (531-545)

李爽, 冯梅, 安美建, 董树文. 2014. 秦岭及周边地区瑞雷波方位各向异性. 地震学报, **36**(4): 531-545. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.04.001.

Li S, Feng M, An M J, Dong S W. 2014. Azimuthal anisotropy of Rayleigh wave in Qinling and its adjacent areas. Acta Seismologica Sinica, **36**(4): 531–545. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.04.001.

秦岭及周边地区瑞雷波方位各向异性

李 爽¹⁾ 冯 梅^{1),*} 安美建¹⁾ 董树文²⁾

1)中国北京 100081 中国地质科学院地质力学研究所
2)中国北京 100037 中国地质科学院

摘要 除了使用前人提取的面波频散曲线外,还从秦岭及周边地区布设的 59 个宽频流动地 震台的数据和中国地震局及各省局台网的数据中筛选出的地震事件波形和台站间噪声互相关 格林函数中提取瑞雷波群速度频散曲线.利用二维面波层析成像反演获得了瑞雷波周期为 10—50 s的各向同性群速度及方位各向异性分布.结果显示:周期为 10 s 的各向同性群速度 和方位各向异性分布与各构造单元存在明显的对应关系;周期为 10—50 s 的面波在四川盆地 和鄂尔多斯盆地内的快波方向多为近 NS 向.与前人研究结果不同的是,本文得到的秦岭、 大巴山构造带周期为 10—50 s 的面波快波方向均与山脉走向近似平行,且与 SKS 波分析得 到的快波方向一致.这表明秦岭和大巴山之下整个岩石圈的快波方向都与山脉走向平行,预 示着秦岭和大巴山整个地壳,甚至岩石圈发生了类似的变形.由于四川盆地和鄂尔多斯盆地 面波快波方向与 SKS 波结果差别较大,推测青藏高原隆升扩展对这两个盆地的地壳基本无 影响,但对其岩石圈上地幔却产生了重大影响.

关键词 瑞雷波 群速度 方位各向异性 地壳 秦岭 doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.04.001 中图分类号:P315.3⁺1 文献标志码:A

Azimuthal anisotropy of Rayleigh wave in Qinling and its adjacent areas

Li Shuang¹⁾ Feng Mei^{1),*} An Meijian¹⁾ Dong Shuwen²⁾

Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China
Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

Abstract: We retrieved Rayleigh-wave group velocity dispersion from earthquake waveforms and inter-station Green's functions cross-correlated from noises recorded by our 59 portable broadband seismic stations and hundreds of national and provincial stations of China Earthquake Administration in Qinling and its adjacent areas. Using the dispersion data and the previously published Rayleigh wave dispersions, we invert for isotropic group velocities and azimuthal anisotropies beneath Qinling and its adjacent areas for the periods of 10—50 s by

* 基金项目 中国地质调查工作项目"中央造山带与南北构造带交汇区地壳深部地质调查"、国家深部探测技术与 实验研究专项(SinoProbe-08)和国家自然基金(41174039)共同资助. 收稿日期 2013-09-22 收到初稿, 2014-01-09 决定采用修改稿.

• 通讯作者 e-mail: mei<u>f</u>en<u>g_c</u>n@163.com

2-D surface wave tomography. The results show that the distribution of isotropic group velocities and the azimuthal anisotropies in the period of 10 s is obviously correlated with the crustal tectonics in the entire study region. The fastpropagation direction for the Rayleigh waves in the periods of 10-50 s beneath the Sichuan and Ordos basins are mostly near N-S. Unlike previous studies, the fast direction for all the periods from 10 s to 50 s beneath Qinling and Daba mountains and adjacent areas is near E--W which is nearly parallel to the strike of the regional tectonics. The fast-propagation direction from surface waves are consistent with that by previous SKS splitting analyses beneath the Qinling and Daba mountains, indicating that the deformation at the depths of the whole crust beneath the Qinling and Daba mountains are similar, even down to the lithospheric base. However, the Rayleigh wave fast-propagation directions beneath Sichuan and Ordos basins are different from fast-wave directions inferred from previous SKS analyses, indicating that the uplifting and extending of Tibetan Plateau did not reform the crust but the lithospheric upper mantle beneath the two basins.

Key words: Rayleigh waves; group velocity; azimuthal anisotropy; crust; Qinling

引言

对地震波速各向异性的分析是了解地壳与上地幔运动和变形的有效方法之一(Backus, 1965, 1970; Christensen, Salisbury, 1979; Royden *et al*, 1997; Griot *et al*, 1998; Sharma, 2002; Crampin, Chastin, 2003; Marone, Romanowicz, 2007; Zhao, Xue, 2010). 地 壳结构(如矿物排列)或构造的定向一般被认为是导致地壳波速各向异性的主要原因, 故地 壳快波方向通常与构造的走向平行(Okaya *et al*, 1995; 张国苓等, 2010; Polat *et al*, 2012). 而在地幔中, 橄榄岩晶格优势取向往往被认为是导致波速各向异性的主要原因 (Mackenzie, 1972; Leven *et al*, 1981; Silver, Chan, 1991; Vinnik *et al*, 1992).

地震波速各向异性通常分为由横波分裂确定的剪切波各向异性和由面波速度确定的面 波各向异性.由于某周期的面波速度反映的是某深度以上结构的平均信息,故面波各向异 性研究可以给出各向异性所在的深度范围.面波各向异性又可以分为面波偏振各向异性和 面波方位各向异性.面波偏振各向异性是通过对比由瑞雷波和勒夫波反演确定的 S 波垂直 分量与水平分量之间的差异而获得的.对于同一区域,勒夫波的观测数据数量和质量往往 都低于瑞雷波,且两种面波对 S 波的敏感度也不同,从而使面波偏振各向异性结果的可靠 性一般较差,故这种分析应用相对较少.面波方位各向异性反映的是面波群速度或相速度 在各向异性介质中对传播方向的依赖性.基阶面波方位各向异性被发现(McEvilly,1964) 后,确认了瑞雷波快波方向与现今板块构造和板块运动的相关性(Tanimoto, Anderson, 1984,1985; Montagner, Nataf, 1986; 张中杰,2002; Trampert, Woodhouse, 2003).由 于勒夫波对方位的依赖性比瑞雷波要小(Smith, Dahlen, 1973; 刘希强等, 1998; Silveira, Stutzmann, 2002),本文将对瑞雷波的方位各向异性进行研究.

秦岭位于长期稳定的鄂尔多斯盆地与四川盆地之间,西邻青藏高原(图1).鄂尔多斯 盆地与四川盆地分属华北和华南两个不同的块体.秦岭造山带是从晚古生代晚期开始,并 在中新生代强烈的陆内造山作用下形成的(张国伟等,2001).鉴于面波方位各向异性与地 壳构造和板块构造间存在明显的关系,因此对秦岭地区开展面波方位各向异性研究不但有 助于深入了解秦岭造山带的形成机制,也有益于进一步了解青藏高原隆升扩展对该区域的 影响机制.



图 1 秦岭及周边地区地貌和构造简图 图中黑线表示构造线(引自任纪舜, 2003),灰线表示河流 Fig. 1 Topography and simplified tectonic map of Qinling and its adjacent areas Black lines represent delineation of blocks (after Ren, 2003), and gray lines represent rivers

前人对秦岭及其周边地区的各向异性进行了研究,但得到的各种结果差别明显.SKS 波分裂结果(王椿镛等,2007;常利军等,2008a,b,2009,2011;胡亚轩等,2011;王琼等, 2013)表明,秦岭造山带及其周边地区快波方向基本为近 EW 向,而四川盆地西缘 S 波分 裂快波方向以 NE 向为主(石玉涛等,2013)(图 2).部分远震瑞雷波研究(Su *et al*,2008; 易桂喜等,2010)显示,周期为 20—120 s 的面波快波在秦岭及周边地区都为近 NS 向(图 2),该快波方向与 SKS 分裂各向异性结果明显不同,且与近 EW 走向的秦岭山脉走向近似 垂直.黄忠贤(2011)的结果(图 2)则显示,瑞雷波快波方向在秦岭及附近存在明显的侧向 变化.例如,以大约 109°E 为界,周期为 14.6—31.6 s 的面波快波方向在东部为近 NS 向, 而西部为近 EW 向;但周期为 63.0—79.4 s 的面波快波方向却与此正好相反.综上所述, 前人在秦岭及周边地区的各向异性研究表明,面波方位各向异性与体波方位各向异性结果 不同,且不同面波间也存在一定差别.

为深入分析该地区各向异性分布,中国地质科学院和中国地质科学院地质力学研究所于 2011 年在三维地质填图试点工作中启动了对秦岭及周边地区进行流动宽频地震观测研究.本文利用三维地质填图试点于 2011 年起获得的数据以及中国地震局及相关省局固定



图 2 前人获得的秦岭及周边地区各向异性快波方向分布

图中蓝色和红色的细线段分别表示 SKS 波(王椿镛等,2007;常利军等,2008a,b,2009,2011; 胡亚轩等,2011;王琼等,2013)和 S 波(石玉涛等,2013)分裂快波方向;紫粗线段表示黄忠贤 (2011),其中紫色线段 1,2 和 3 分别表示周期为 11.6 s、14.6—31.6 s 和 63.0—79.4 s 的快波方 向,紫色线段 4 表示所示区域所有周期快波方向.绿色粗线表示 Su 等(2008)和易桂喜等(2010)的 瑞雷波快波方向研究结果.图中表示快波方向线段的长度不代表各向异性的强弱

Fig. 2 Published anisotropy results in Qinling and its adjacent areas Blue and red thin lines represent fast-propagation directions respectively from SKS (Wang *et al*, 2007; Chang *et al*, 2008a, b, 2009, 2011; Hu *et al*, 2011; Wang *et al*, 2013) and S (Shi *et al*, 2013) splitting; thick lines are from Rayleigh-wave azimuth anisotropy studies, such as purple thick lines from Huang (2011), green thick lines from Su *et al* (2008) The Yi *et al* (2010). Purple lines with labels of "1" to "3" represents fast directions respectively for periods of 11.6 s, 14.6—31.6 s, 63.0—79.4 s and purple line 4 represents fast directions for all periods of the region. The length of the above lines do not represent anisotropy strength

台观测的秦岭及周边地区地震事件波形数据和台站噪声互相关格林函数,以期对秦岭及周 边地区瑞雷波方位各向异性进行深入研究.

1 数据及其分析方法

1.1 观测数据

本文使用了 2011 年 11 月—2012 年 12 月中国地质科学院和中国地质科学院地质力学 研究所三维地质填图试点工作在秦岭及其周边地区布设的 59 个流动宽频地震台(图 3)数 据,并搜集了分别由中国地震台网中心和中国地震台网备份中心提供的中国地震局及各省 局在该区及周边地区的 581 个固定地震台记录的地震事件数据和降采样率连续数据(郑秀 芬等,2009; Zheng et al,2010).由于垂直分量上的瑞雷波不受探头 NS 方向误差和勒夫 波的影响,故这里只使用垂直分量的地震数据.我们不仅使用 USGS 或中国地震台网中心 发布的地震事件目录截取的地震事件波形,还利用噪声互相关技术(Shapiro, Campillo,



图 3 研究区的台站分布和射线覆盖(T=20 s) 红色三角形为流动地震台,绿色三角形为中国地震局及其各省局固定地震台 Fig. 3 Stations and path coverage in the study region for a period of 20 s

Red triangles represent portable seismic stations, green triangles represent permanent seismic stations of national and provincial stations of China Earthquake Administration

2004; Bensen et al, 2007; 赵琳等, 2011)从连续数据中提取台站间格林函数.

参照 Feng 等(2004,2011)介绍的面波频散分析步骤,利用多重滤波技术(multiple filtering technique,简写为 MFT)(Dziewonski *et al*,1969)对所有事件波形和互相关格林 函数进行了分析.在该过程中,首先用相匹配滤波方法(Herrin,Goforth,1977)从波形中 去除体波、高阶面波和噪声;然后在多重滤波时频分析过程中,实现高斯滤波器的宽度参数随频率和震中距的变化而变化,以此保证群速度频散曲线在频率域和时间域具有相似的

精度. 在读取面波频散数据过程中没有使用 通常所用的滤波周期, 而是使用了瞬时周 期, 这样可以使所得到的频散曲线更为准确 合理(Nyman, Landisman, 1977). 数据分析 中使用的是参照上述步骤对 Herrmann 和 Ammon (2002)时频分析软件修改后的软件 (Feng *et al*, 2004).

除了使用本文分析的频散曲线外,这里 还使用了 Feng 和 An(2010)以及 Feng 等 (2011)的面波频散曲线,总计使用了 9891 条瑞雷波群速度频散曲线. 各周期面波数量 如图 4 所示,其中周期为 20 s 群速度值主要 来自于台站间噪声互相关格林函数;而周期





为 40—50 s 群速度值主要来自于地震事件波形数据. 在所有周期中,周期为 22 s 的群速度 值最多,总计 8098 个. 周期为 20 s 面波路径分布见图 3. 从图 3 可以看出,其射线对整个 研究区形成了比较稠密且交叉良好的覆盖.

1.2 面波方位各向异性

对于地震射线上任意一点 i,任意周期 T 的面波传播速度 U 可以表示为该点传播方位 角 φ 的函数(Thurston, 1964),即

$$U_{i}(T) = U_{i0}(T) + A_{i1}(T)\cos^{2}\varphi + B_{i1}(T)\sin^{2}\varphi + A_{i2}(T)\cos^{4}\varphi + B_{i2}(T)\sin^{4}\varphi, \quad (1)$$

式中, U_{i0} 表示各向同性波速, A_{i1} 和 B_{i1} 表示方位角为 2φ 的各向异性系数, A_{i2} 和 B_{i2} 表示方 位角为 4φ 的各向异性系数.由于面波存在频散特性(即面波的波速随频率或周期的变化而 变化),故系数 U_{i0} , A_{i1} , B_{i1} , A_{i2} 和 B_{i2} 都是周期的函数.瑞雷波速度各向异性对 2φ 方位角 比较敏感,而勒夫波速度各向异性对 4φ 方位角比较敏感(Montagner, Jobert, 1988).若只 考虑瑞雷波,那么面波速度公式中的 4φ 项则可以忽略(Montagner, Tanimoto, 1991).

对于一条面波传播路径来说,某周期面波观测速度U_{obs}可以表示为沿射线路径的积分:

$$U_{\rm obs} = \frac{1}{L} \int_{0}^{L} L_0 U_l \mathrm{d}l, \qquad (2)$$

式中, U_l 为路径上某点l的速度,L为射线的总长度.为计算方便,通常把研究区离散化为单元网格,那么式(2)中的积分可表示为每个单元中速度与该单元中射线长度的叠加:

$$U_{\rm obs} = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{n} U_i l_i \,, \tag{3}$$

式中, n 表示总单元数, i 为单元序号, l_i 表示第 i 个单元内射线路径的长度. 将式(1)略去 4φ 项后代入到式(3)中, 可得

$$U_{\rm obs} = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{n} l_i [U_{i0}(T) + A_{i1}(T)\cos 2\varphi + B_{i1}(T)\sin 2\varphi], \qquad (4)$$

式中: U_{obs} , l_i ,L, φ 均为已知量; U_{io} , A_{i1} 和 B_{i1} 为第i个网格中的 3 个未知量.也就是说, 任意一条射线的观测速度均可以表示为研究区所有网格各向同性速度 U_{io} 和各向异性系数 A_{i1} 和 B_{i1} 的线性函数.

对于每个群速度观测均可以建立如式(4)所示的线性方程,把一个周期所有方程合起 来可以形成如下方程组:

$$\boldsymbol{d} = \boldsymbol{G}\boldsymbol{m}\,,\tag{5}$$

式中, *d* 是包含观测速度值的向量, *G* 是包含射线在各网格中的长度和传播方位等信息的 矩阵, *m* 是包含各网格各项同性速度和各项异性系数的向量(是待求量).利用公式求解 *m* 是一个线性反演问题, 但是由于矩阵 *G* 通常是一个大型稀疏病态矩阵, 因此需要在线性反 演中引入先验约束条件.我们在反演中加入了平滑约束条件 *F*, 使得相邻网格的模型参数 趋于一致.为此,公式中的线性方程组变为

$$\binom{d}{\mathbf{0}} = \binom{\mathbf{G}}{\lambda \mathbf{F}} \boldsymbol{m}, \tag{6}$$

其中,F是平滑矩阵, λ 是平衡观测数据拟合与模型平滑之间的权重. λ 越大,模型越平滑,

但观测数据拟合误差越大; λ 越小,模型越不平滑,但观测数据拟合误差越小.基于既保证 观测数据拟合误差不能太大,又要保证反演模型较为合理的原则,本文通过试错法确定了 λ 值.

将研究区划分为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的网格单元.利用最小二乘 QR 分解(LSQR)共轭梯度方法(Paige, Saunders, 1982a, b)反演获得了 10-50 s 范围内 16 个周期瑞雷波群速度各向同性速度 U_{i0} 和方位各向异性 A_{i1} , B_{i1} . 然后,根据下式(Smith, Dahlen, 1973)获得各向异性的快波方向 Θ 和强度 Λ :

$$\begin{cases} \Lambda = \sqrt{A_{i1}^2 + B_{i1}^2} \\ \boldsymbol{\Theta} = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{B_{i1}}{A_{i1}}\right). \end{cases}$$
(7)

1.3 模型分辨率

为了评估反演模型的横向分辨率,我们对典型周期的反演进行了棋盘格检测板测试. 在测试输入模型中,各向同性波速扰动由棋盘格样式的异常组成,相邻棋盘格快波方向相 差 90°.由于地壳上地幔各向异性强度一般在 8%以内(Dziewonski, Anderson, 1981),因 此在构建棋盘格模型时,各向同性群速度异常设置为 \pm 0.2 km/s(约相当于参考模型 6% 的扰动),各向异性强度设置为 0.14 km/s(约为研究区平均群速度的 5%).这里构建了大 小分别为 1°×1°、2°×2°和 3°×3°(图 5a-c)的棋盘格理论模型.对于每个理论模型,利用实 际地震射线分布系数矩阵 *G* 和式(5)计算了理论观测向量 *d*.最后将每个理论观测值添加 介于正负 10%之间的随机误差后作为观测值,再进行线性方程组反演即可获得检测板测试 的输出模型 <u>m</u>.

直观对比理论输入模型 *m* 与反演输出模型 <u>m</u> 的图像,即可通过输出模型可恢复理论 输入模型的程度来判断反演模型是否具有该棋盘格尺度的横向分辨率(Inoue *et al*, 1990; 冯梅,安美建, 2013).最小可恢复棋盘格宽度的 1/2 即为分辨长度(Lebedev, Nolet, 2003).

图 5 显示了利用周期为 10 s 和 50 s 分别对 3 组不同尺寸棋盘格模型的检测板测试结 果.测试结果表明,反演输出模型的横向分辨率与周期密切相关.周期为 10 s 时,反演模 型可以恢复整个研究区 2°(图 5e)和 3°(图 5f)棋盘格各向同性和各向异性的异常;在研究 区中心的秦岭及周边可以恢复 1°(图 5d)的棋盘格异常.即对于 10 s 周期数据,除了研究区 中心的分辨率可达 0.5°(棋盘格尺寸的 1/2)以外,其余地区的分辨率为 1°.周期为 50 s 时, 尺寸为 1°的棋盘格(图 5g)除了研究区中心的各向同性异常以外,其它地区无论是各向同 性异常幅值还是各向异性的快波方向都难以很好地恢复;而尺寸为 2°(图 5h)的棋盘格异 常虽然各向同性波速异常在整个研究区都被较好地恢复,但各向异性快波方向和幅值都只 在研究区中心被较好地恢复;尺寸为 3°(图 5i)的棋盘格异常除了在研究区边缘以外都能被 很好地恢复.因此对于 50 s 周期,各向同性分辨率在研究区中心可达 0.5°,在整个研究区 可达 1°;各向异性分辨率在研究区中心可达 1°,在研究区周边可达 1.5°.

总体而言,在秦岭及周边地区,周期为 10—50 s 的面波各向同性异常水平尺度大于等于 50 km 都是可靠的;对于各向异性异常,周期为 10 s 的水平尺度大于等于 50 km 的异常 是可靠的,周期为 50 s 的水平尺度大于等于 100 km 的异常是可靠的.



图 5 检测板测试结果

(a)—(c)为理论输入模型;(d)—(f)为利用周期 10 s 观测的输出模型;(g)—(i)为利用周期 50 s 观测的输出模型. 从顶部至底部 3 排子图分别表示对于异常大小 1°, 2°和 3°的测试.彩色阴影为各向同性群速度异常, 黑色短线表示各向异性的强度与快波方向.所有异常均相对于区域平均群速度值

Fig. 5 Checkerboard tests

(a)—(c) are input models; (d)—(f) are output models in a period of 10 s using observation paths; (g)—(i) are output models in a period of 50 s using observation paths. The three rows of subfigures from top to bottom are the tests respectively with anomaly sizes of 1°, 2° and 3°. Color shades represent isotropic group velocity anomalies, black bars represent anisotropy strength and fast wave directions.
All relative anomalies are relative to regional average group velocity

2 结果

图 6 给出了各周期的面波波速和各向异性分布.周期为 10 s 的瑞雷波主要反映数千米 深度内地壳浅层的速度结构特征.图 6a 显示了 10 s 面波群速度异常和各向异性分布.结 果表示,各向同性群速度异常分布与盆山地貌单元具有明显的对应关系.其中秦岭造山带 及青藏高原东缘山区表现为高速异常,而在四川盆地和鄂尔多斯盆地多数区域则表现为低 速异常,其中渭河(地堑)盆地速度值最低.通过山区与盆地异常对比可以看出,盆地的低 速异常与盆地沉积层较厚有关,而山区的高速异常则与沉积层较薄、基底较浅有关.





Fig. 6 Distribution of velocity and anisotropy of Rayleigh-wave at the periods of 10 s, 20 s, 35 s and 50 s
Green lines represent main fault structure lines, color shades represent isotropic group velocity anomalies,
black bars represent anisotropy strength and fast wave directions, and gray line represents rivers.
All relative anomalies are relative to regional average group velocity

整个研究区内包括多个独立的构造单元,相互作用复杂,各向异性强度和快波方向横 向变化较大.秦岭造山带、四川盆地西北部以及鄂尔多斯盆地东南的渭河地堑的各向异性 较强;四川盆地内部和鄂尔多斯盆地内部各向异性较弱,但鄂尔多斯盆地的各向异性比四 川盆地稍强.秦岭造山带及其邻近的多数区域(如鄂尔多斯南缘、四川盆地西侧和北缘及 大巴山地区)的快波方向为 EW 向或近 EW 向,这与秦岭造山带的走向近似平行.位于鄂 尔多斯盆地东南的渭河地堑,快波方向与地堑的 NE 走向一致;研究区东部快波方向表现 为近 NS 向.由上可见,研究区内周期为 10 s 面波各向异性强度和快波方向的变化与大地 构造单元间也存在明显关系.

周期为 20 s 的群速度主要反映中、上地壳(以上地壳为主)的平均速度结构.由于不同 周期群速度分布反映了不同深度范围内的平均速度特征,因此如果短周期的速度异常形态 与长周期相似,则说明在该周期内所反映的穿透深度范围内的速度异常具有一致性;如果 短周期速度异常形态与长周期速度异常形态相差较大,则说明该周期新增加的穿透深度范 围内速度结构发生了明显变化. 图 6b 显示了周期为 20 s 的面波群速度异常和各向异性分 布. 周期为 20 s 与 10 s 的各向同性速度异常及异常分布样式差别明显. 这些差别反映了 10 km 左右(约上地壳)的结构信息. 周期为 20 s 的各向同性速度在多数区域内表现为负异 常,且与大地构造的关系不明显. 这说明了山区和盆地在沉积层以下的岩性和结构没有随 大地构造的不同而出现明显的横向变化.

快波方向在秦岭和大巴山地区仍表现为近 EW 向.四川盆地东部地区为近 EW 向,而 西部地区却变为近 NS 向,但与之相邻的巴颜喀拉地块却仍以近 EW 向为主.阿拉善地区 和研究区东部的华北平原的快波方向以 NS 向居多,但两者之间的鄂尔多斯盆地内部快波 方向规律性不强,或者说各向异性弱.

周期为 35 s的群速度主要反映中、上地壳的平均速度结构,也包括一定的下地壳信息.图 6c显示了研究区周期为 35 s的面波群速度异常和各向异性分布.该周期的各向同性速度在研究区绝大多数地区内表现为低速异常,而东部地区多表现为高速异常.这种异常分布可能是由于东部地区比西部地区的地壳薄有关.例如处于东部边缘的华北平原地壳厚度不足 30 km(嘉世旭,张先康,2005),该区周期为 35 s面波波速包括了部分上地幔的信息.四川盆地和鄂尔多斯盆地地壳深度介于青藏高原厚地壳与东部平原薄地壳之间,其各向同性速度也介于二者之间.这种各向同性速度分布与郑现等(2012)得到的总体分布基本一致.

四川盆地和鄂尔多斯盆地内部各向异性弱于其边缘,这反映了两个盆地内部在历史上 经受的构造作用比周围地区较弱.快波方向在四川盆地、鄂尔多斯盆地、阿拉善地块及研 究区东部(如华北平原)的快波方向以近 NS 向为主;而在秦岭和大巴山地区中、东部表现 为 EW 方向,大巴山地区西部及四川盆地以西的巴颜喀拉地块表现为 NE 向.

周期为 50 s 的群速度反映上地幔顶部及以上的平均速度结构.图 6d 显示了 50 s 面波 群速度异常和各向异性分布.该周期的各向同性在青藏高原的巴颜喀拉地块、阿拉善地块 和秦岭造山带及其附近地区表现出的低速异常与该区域地壳较厚有关.秦岭和大巴山中东 部的快波方向仍为近 EW 向,这与鄂尔多斯盆地、四川盆地及其以西地区的快波方向(近 NS 向)不一致说明秦岭造山带在上地幔顶部仍存在 EW 向的各向异性.

综合以上结果可以看出,本文得到的位于秦岭周边的四川盆地和鄂尔多斯盆地的快波 方向与前人研究结果(苏伟等,2008;易桂喜等,2010;黄忠贤,2011)基本近似,但在秦岭 和大巴山地区,本文得到的结果与前人研究结果具有明显差别.本文得到的周期为10s的 快波方向为近 EW 向,与苏伟等(2008)和黄忠贤(2011)获得的该周期瑞雷波快波方向结果 不一致;我们所得到的周期为20s和35s结果与苏伟等(2008)和易桂喜等(2010)利用瑞 雷波频散得到的相应周期的结果不一致,而与黄忠贤(2011)利用瑞雷波面波频散得到的相 应周期的部分区域的部分结果一致.

本文结果显示秦岭和大巴山地区整个地壳的快波方向基本与其山脉走向平行,该方向 与前人利用 SKS 所得到的快波方向一致(图 7).具体地讲,本文利用面波得到的地壳和上 地幔顶部的快波方向与前人利用 SKS 得到的代表整个岩石圈平均各向异性的快波方向一 致,因此可以认为,秦岭和大巴山地区整个地壳和岩石圈及其内部各层的快波方向均与山 脉走向一致.由于波速各向异性可能与深部结构或构造定向有关,因此该各向异性特征说 明了秦岭和大巴山地区在形成过程中,其变形不单纯局限在地壳,而是整个岩石圈.



图 7 SKS 波与周期为 35 s的瑞雷波快波方向对比图 图中红色短线表示瑞雷波快波方向, 蓝色短线表示前人利用 SKS 波得到的快波方向 (王椿镛等, 2007; Su et al, 2008; 常利军等, 2008a, b, 2009, 2011; 易桂喜等, 2010; 胡亚轩等, 2011; 黄忠贤, 2011; 石玉涛等, 2013; 王琼等, 2013)

Fig. 7 Comparison of Rayleigh fast direction in the period of 35 s with SKS fast direction Red bars represent fast directions of Rayleigh wave; blue bars represent fast directions of SKS (after Wang et al, 2007; Su et al, 2008; Chang et al, 2008a, b, 2009, 2011; Yi et al, 2010; Hu et al, 2011; Huang, 2011; Shi et al, 2013; Wang et al, 2013)

鄂尔多斯盆地和四川盆地是中国大陆为数不多的保持长期稳定的克拉通地貌,并拥有 稳定和相对较厚的岩石圈(An, Shi, 2006). 该地区的面波方位各向异性结果显示两个盆 地内部的各向异性明显弱于其周边区域,这说明在很长时间内块体间的相互作用对这两个 盆地内部的影响较小,这与两个盆地在较长时间稳定是一致的. 两个盆地下面快波方向多 为近 NS 向,这与利用 SKS 波获得的岩石圈快波方向近 EW 向差别较大(图 7),因此可以 认为四川盆地与鄂尔多斯盆地的地壳和岩石圈上地幔各向异性性质不同.

地壳与上地幔各向异性的不同说明该区域曾经历了不同的地球动力学环境.由于 SKS 波得到的体波各向异性方向与整个研究区现今板块运动方向近似,据此推测两个盆地上地 幔的各向异性与现今动力学环境有关,那么即可推测两个盆地地壳的各向异性应该与地壳 形成时的动力学环境有关.鉴于两个盆地地壳各向异性与现今地球动力学环境没有明显关 系,那么我们可以认为新生代发生的青藏高原隆升扩展对这两个盆地的地壳基本没有什么 影响,却对两个盆地的岩石圈上地幔产生了重大影响,并决定了其各向异性分布.

3 结论

本文利用瑞雷波频散曲线反演得到了秦岭及其周边地区周期为 10—50 s 各向同性群 速度和快波方向分布.结果显示:四川盆地和鄂尔多斯盆地的快波方向多为近 NS 向,该 结果与前人面波研究结果基本吻合;但秦岭和大巴山地区的快波方向与前人结果有一定差

别. 秦岭及其周边周期为 10—50 s 的面波快波方向基本为近 EW 向,该方向与秦岭山脉的 走向基本平行,与地壳构造走向平行.该面波快波方向在秦岭及其附近地区与 SKS 波结果 一致,但在四川盆地和鄂尔多斯盆地则明显不同.

考虑到利用面波得到的地壳和上地幔顶部的快波方向与利用 SKS 波得到的代表整个 岩石圈平均各向异性的快波方向一致,因此可以认为,秦岭和大巴山地区整个地壳和岩石 圈及其内部各层的快波方向均与山脉走向一致.这可能说明了秦岭和大巴山地区在形成过 程中,其变形不单纯局限在地壳,而是整个岩石圈.前人 SKS 波分析得到的鄂尔多斯盆地 和四川盆地地区岩石圈快波方向为近 EW 向,但本文瑞雷波快波方向在该区为近 NS 向, 两者差别较大.由于 SKS 波得到的快波方向与研究区现今板块运动方向近似,据此推测两 个盆地上地幔的各向异性与现今动力学环境有关,因而这两个盆地地壳的各向异性就应该 与地壳形成时的动力学环境有关.具体说来,新生代发生的青藏高原隆升扩展对这两个盆 地的地壳基本无影响,却对两个盆地的岩石圈上地幔产生了重大影响.

中国地质科学院地质力学研究所、北京大学地空学院陈永顺研究组和甘肃省地震局沈 旭章研究组参加野外流动地震台阵布设和数据采集,中国地震局台网中心和数据备份中心 为本文提供了数据,审稿专家对本文提出了宝贵的意见,在此一并表示感谢.

参考文献

常利军,王椿橚,丁志峰. 2008a. 四川及邻区上地幔各向异性研究[J]. 中国科学: D辑, 38(12): 1589-1599.

- Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. 2008a. Seismic anisotropy of upper mantle in Sichuan and adjacent regions[J]. Science in China: Series D, **51**(12): 1683–1693.
- 常利军,王椿镛,丁志峰,周民都,杨建思,徐智强,姜旭东,郑秀芬.2008b. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究[J]. 地球物理学报,51(2):431-438.
- Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, Zhou M D, Yang J S, Xu Z Q, Jing X D, Zheng X F. 2008b. Seismic anisotropy of upper mantle in the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **51**(2): 431-438 (in Chinese).
- 常利军,王椿槦,丁志峰. 2009. 中国东部上地幔各向异性研究[J]. 中国科学: D辑, 39(9): 1169-1178.
- Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. 2009. Seismic anisotropy of upper mantle in eastern China[J]. Science in China : Series D, 52(6): 774–783.

常利军,王椿镛,丁志峰. 2011. 鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性研究[J]. 中国科学:地球科学,41(5):686-699.

Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. 2011. Upper mantle anisotropy in the Ordos block and its margins[J]. Science China: Earth Science, 54(6): 888–900.

冯梅,安美建. 2013. 反演模型分辨率的估算方法[J]. CT 理论与应用研究, 22(4): 587-604.

- Feng M, An M J. 2013. How to determine spatial resolution for an inverse problem [J]. CT Theory and Applications, 22(4): 587-604 (in Chinese).
- 胡亚轩,崔笃信,季灵运,郝明. 2011. 鄂尔多斯块体及其周缘上地幔各向异性分析研究[J]. 地球物理学报,54(6): 1549-1558.
- Hu Y X, Cui D X, Ji L Y, Hao M. 2011. Seismic anisotropy of upper mantle in Ordos block and adjacent regions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **54**(6): 1549–1558 (in Chinese).
- 黄忠贤. 2011. 华北地区地壳上地幔速度各向异性研究[J]. 地球物理学报, **54**(3): 681-691.
- Huang Z X. 2011. Velocity anisotropy in the crust and upper mantle of North China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 54(3): 681-691.
- 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.

- Jia S X, Zhang X K. 2005. Crustal structure and comparison of different tectonic blocks in North China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 48(3): 611-620 (in Chinese).
- 刘希强,周蕙兰,郑治真. 1998. 地震各向异性研究进展[J]. 地震研究, 21(2): 185-195.
- Liu X Q, Zhou H L, Zheng Z Z. 1998. Progress in research on the seismic anisotropy[J]. Journal of Seismological Research, 21(2), 185-195 (in Chinese).
- 任纪舜. 2003. 新一代大地构造图: 中国及邻区大地构造图(1:5000000)[J]. 地球学报, 24(1): 1-2.
- Ren J S. 2003. A new tectonic map of China: Tectonic map of China (1:5000000)[J]. Acta Geoscientia Sinice, 24(1): 1–2 (in Chinese).
- 石玉涛,高原,张永久,王辉,姚志祥. 2013. 松潘一甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂 [J]. 地球物理学报,56(2):481-494.
- Shi Y T, Gao Y, Zhang Y J, Wang H, Yao Z X. 2013. Shear-wave splitting in the crust in Eastren Songpan-Garzê block, Sichuan-Yunnan block and western Sichuan Basin[J]. Chinese Journal of Geophysics, 56(2): 481-494 (in Chinese).

苏伟,王椿镛,黄忠贤. 2008. 青藏高原及邻区的 Rayleigh 面波的方位各向异性[J]. 中国科学: D 辑, 38(6): 674-682.

- Su W, Wang C Y, Huang Z X. 2008. azimuthal anisotropy of Rayleigh waves beneath the Tibetan Plateau and adjacent areas[J]. Science in China: Series D, 51(12): 1717–1725.
- 王琼,高原,石玉涛,吴晶. 2013. 青藏高原东北缘上地幔地震各向异性:来自 SKS、PKS 和 SKKS 震相分裂的证据 [J]. 地球物理学报,56(3):892-905.
- Wang Q, Gao Y, Shi Y T, Wu J. 2013. Seismic anisotropy in the uppermost mantle beneath the northeastern margin of Qinghai-Tibet plateau: Evidence from shear wave splitting of SKS, PKS and SKKS[J]. Chinese Journal of Geophysics, 56(3): 892-905 (in Chinese).
- 王椿镛,常利军,吕智勇,秦嘉政,苏伟,Silver P, Flesch L. 2007. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型 式[J]. 中国科学: D辑, **37**(4): 495–503.
- Wang C Y, Chang L J, Lü Z Y, Qin J Z, Su W, Silver P, Flesch L. 2007. Seismic anisotropy of upper mantle in eastern Tibetan Plateau and related crust-mantle coupling pattern[J]. Science in China: Series D, 50(8): 1150–1160.
- 易桂喜,姚华建,朱介寿, van der Hilst R D. 2010. 用 Rayleigh 面波方位各向异性研究中国大陆岩石圈变形特征[J]. 地球物理学报, **53**(2): 256-268.
- Yi G X, Yao H J, Zhu J S, van der Hilst R D. 2010. Lithospheric deformation of continental China from Rayleigh wave azimuthal anisotropy[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(2): 256–268 (in Chinese).

张国苓,杨晓松,陈建业,闫小兵.2010.中下地壳岩石弹性波各向异性的影响因素[J].地震地质,32(2):327-337.

Zhang G L, Yang X S, Chen J Y, Yan X B. 2010. The influence factor of elastic anisotropy in middle to lower continental crust[J]. Seismology and Geology, 32(2): 327-337 (in Chinese).

张国伟,张本仁,袁学诚. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京:科学出版社: 1-855.

- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C. 2001. Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics[M]. Beijing: Science Press: 1-855 (in Chinese).
- 张中杰. 2002. 地震各向异性研究进展[J]. 地球物理学进展, 17(2): 281-293.

Zhang Z J. 2002. A review of the seismic anisotropy and its applications [J]. Progress in Geophysics, 17(2): 281-293.

赵琳,安美建,沈旭章,代光辉,田建雄. 2011. 云南地区的背景弹性波场分析[J]. 地震学报, 33(6): 723-734.

- Zhao L, An M J, Shen X Z, Dai G H, Tian J X. 2011. Analyses of the background weak seismic signals in Yunnan, China[J]. Acta Seismologica Sinica, 33(6): 723-734 (in Chinese).
- 郑现,赵翠萍,周连庆,郑斯华. 2012. 中国大陆中东部地区基于背景噪声的瑞利波层析成像[J]. 地球物理学报, 55(6):1919-1928.
- Zheng X, Zhao C P, Zhou L Q, Zheng S H. 2012. Rayleigh wave tomography from ambient noise in Central and Eastern Chinese mainland[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **55**(6): 1919–1928 (in Chinese).
- 郑秀芬, 欧阳飚,张东宁,姚志祥,梁建宏,郑洁. 2009. "国家数字测震台网数据备份中心"技术系统建设及其对汶川 大地震研究的数据支撑[J]. 地球物理学报,52(5):1412--1417.

- Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, Yao Z X, Liang J H, Zheng J. 2009. Technical system construction of Dada Backup Centre for China Seimograph Network and the dada support to researches on the Wenchuan earthquake[J]. Chinese Journal of Geophysics, 52(5): 1412–1417 (in Chinese).
- An M J, Shi Y L. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **159**(3/4): 257-266.
- Backus G E. 1965. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans[J]. J Geophys Res, **70**(14): 3429-3439.
- Backus G E. 1970. A geometrical picture of anisotropic elastic tensors[J]. Rev Geophys, 8(3): 633-671.
- 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[J]. Geophys J Int, 169(3): 1239-1260.
- Christensen N I, Salisbury M H. 1979. Seismic anisotropy in the oceanic upper mantle: Evidence from the bay of islands ophiolite complex[J]. J Geophys Res, 84(B9): 4601-4610.
- Crampin S, Chastin S. 2003. A review of shear wave splitting in the crack-critical crust[J]. Geophys J Int, 155(1): 221-240.
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model[J]. Phys Earth Planet Inter, 25(4): 297-356.
- Dziewonski A, Bloch S, Landisman M. 1969. A technique for the analysis of transient seismic singnals[J]. Bull Seismol Soc Am, 59(1): 427-444.
- Feng M, An M J. 2010. Lithospheric structure of the Chinese mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities[J]. J Geophys Res, 115(B6); B06317.
- Feng M, Assumpção M, van der Lee S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent[J]. Phys Earth Planet Inter, 147: 315-331.
- Feng M, An M J, Zhao W J, Xue G Q, Mechie J, Zhao Y. 2011. Lithosphere structures of northeast Tibetan Plateau and their geodynamic implications[J]. J Geodyn, 52(5): 432–442.
- Griot D A, Montagner J P, Tapponnier P. 1998. Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions [J]. J Geophys Res, 103(B9): 21215-21232.
- Herrin E, Goforth T. 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves[J]. Bull Seismol Soc Am, 67(5): 1259-1275.
- Herrmann R B, Ammon C J. 2002. Computer programs in seismology version 3.20: Surface waves, receiver functions, and crustal structure[CP/OL]. [2013-09-21]. http://mnw.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/.
- Inoue H, Fukao Y, Tanabe K, Ogata Y. 1990. Whole mantle P-wave travel time tomography[J]. Phys Earth Planet Inter, **59**(4): 294-328.
- Lebedev S, Nolet G. 2003. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography[J]. J Geophys Res, 108(B1): 2048.
- Leven J H, Jackson I, Ringwood A E. 1981. Upper mantle seismic anisotropy and lithospheric decoupling[J]. *Nature*, **289**(5795): 234-239.
- Mackenzie D B. 1972. Peridotite fabrics and velocity anisotropy in the Earth's mantle[J]. GSA, 132: 593-604.
- Marone F, Romanowicz B. 2007. The depth distribution of azimuthal anisotropy in the continental upper mantle[J]. Nature, 447(7141): 198–201.
- McEvilly T V. 1964. Central U.S. crust-upper mantle structure from Love and Rayleigh wave phase velocity inversion [J]. Bull Seismol Soc Am, 54(6A): 1997-2015.
- Montagner J P, Nataf H C. 1986. A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface waves[J]. J Geophys Res, 91(B1): 511-520.
- Montagner J P, Jobert N. 1988. Vectorial tomography: []. Application to the Indian Ocean[J]. *Geophys J Int*, **94**(2): 309-344.

- Montagner J P, Tanimoto T. 1991. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies[J]. J Geophys Res, 96(B12): 20337-20351.
- Nyman D C, Landisman M. 1977. The display-equalized filter for frequency-time analysis [J]. Bull Seismol Soc Am, 67(2): 393-404.
- Okaya D A, Christensen N, Stanley D, Stern T, South Iland Geophysical Transect (SIGHT) Working Group. 1995. Crustal anisotropy in the vicinity of the Alpine Fault Zone, South Island, New Zealand [J]. New Zeal J Geol Geophys, 38(4): 579-583.
- Paige C C, Saunders M. 1982a. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares[J]. ACM Trans Math Software, 8(2): 43-71.
- Paige C C, Saunders M. 1982b. Algorithm 583, LSQR: Sparse linear equations and least squares problems[J]. ACM Trans Math Software, 8(2): 195-209.
- Polat G, Lebedev S, Readman P W, O'reilly B M, Hauser F. 2012. Anisotropic Rayleigh-wave tomography of Ireland's crust: Implications for crustal accretion and evolution within the Caledonian Orogen[J]. *Geophys Res Lett*, **39**(4): L04302.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z L, Shen F, Liu Y P. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet[J]. Science, 276(5313): 788-790.
- Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise [J]. Geophys Res Lett, 31(7): L07614.
- Sharma M D. 2002. Group velocity along general direction in a general anisotropic medium[J]. Inter J Solid Struct, 39(12): 3277–3288.
- Silveira G, Stutzmann E. 2002. Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **132**(4): 237–248.
- Silver P G, Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation[J]. J Geophys Res, 96(B10): 16429–16454.
- Smith M L, Dahlen F A. 1973. The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium[J]. J Geophys Res, 78(17): 3321-3333.
- Su W, Wang C Y, Huang Z X. 2008. Azimuthal anisotropy of Rayleigh waves beneath the Tibetan Plateau and adjacent areas[J]. Science in China: Series D, **51**(12): 1717–1725.
- Tanimoto T, Anderson D L. 1984. Mapping convection in the mantle[J]. Geophys Res Lett, 11(4): 287-290.
- Tanimoto T, Anderson D L. 1985. Lateral heterogeneity and azimuthal anisotropy of the upper mantle: Love and Rayleigh waves 100-250 s[J]. J Geophys Res, 90(B2): 1842-1858.
- Thurston R N. 1964. Effective elastic coefficients for wave propagation in crystals under stress[J]. J Acoust Soc Amer, **37**(2): 348-356.
- Trampert J. Woodhouse J H. 2003. Global anisotropic phase velocity maps for fundamental mode surface waves between 40 and 150 s[J]. *Geophys J Int*, **154**(1): 154–165.
- Vinnik L P, Makeyeva L I, Milev A, Usenko A Y. 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle[J]. Geophys J Int, 111(3): 433-447.
- Zhao L, Xue M. 2010. Mantle flow pattern and geodynamic cause of the North China Craton reactivation: Evidence from seismic anisotropy[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, **11**(7): Q07010.
- Zheng X F, Yao Z X, Liang J H, Zheng J. 2010. The role played and opportunities provided by IGP DMC of China National Seismic Network in Wenchuan earthquake disaster relief and researches[J]. Bull Seismol Soc Am, 100(5B): 2866-2872.

作者简介



李 爽 中国地质科学院 在读硕士研究生.2011年 吉林大学地球物理学专业 毕业,获理学学士学位.现 主要从事瑞雷面波各向异 性方面的研究.



巴振宁 天津大学土木工 程系和天津市土木工程结 构及新材料重点实验室副 教授.2008年天津大学防 灾减灾及防护工程专业毕 业,获工学博士学位.长期 从事地震工程领域的教学 和科研工作.



管 见 中国地震局第一 监测中心助理工程师.2009 年中国地质大学(北京)地 球物理学专业毕业,获学 士学位;2013年中国地震 局地球物理研究所地球探 测与信息技术专业毕业, 获硕士学位.曾从事地震

浅勘震源分析工作.现主要从事地震各向异性方面的研究.



何 颖 天津大学土木工 程系和天津市土木工程结构及新材料重点实验室博 士后.2004年天津大学土 木工程专业毕业,获学士 学位;2006年天津大学防 灾减灾及防护工程专业毕 业,获硕士学位;2011年

天津大学防灾减灾及防护工程专业毕业,获博士 学位.主要从事地震工程及工程波动、场地识别等 方面的研究.



张玲山西省地震局高级工程师.2000年防灾技术高等专科学校地球物理学专业毕业,大专学历;2007年中国科学技术大学地球物理学专业毕业,获学士学位.曾从事短水准、地电等前兆观测与数据分

析处理工作.现主要从事地震速报与数字地震学 分析处理方面的研究工作.



魏文薪 中国地震局地震 预测研究所助理研究员. 2005年吉林大学测绘工程 专业毕业,获学士学位; 2007年吉林大学地图学与 地理信息系统专业毕业, 获硕士学位;2012年中国 地震局地质研究所固体地

球物理学专业毕业,获博士学位.现主要从事地壳 形变与地球动力学方面的研究.中国地震学会 会员.