鄂尔多斯地块地壳上地幔速度结构及构造意义

陈兆辉¹, 王椿镛^{2*}, 楼海²

1. 中国地震局第一监测中心, 天津 300180;

2. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 联系人, E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

2017-08-09 收稿, 2017-10-16 修回, 2017-10-16 接受, 2017-12-29 网络版发表

国家自然科学基金重大研究计划(90914005)和中国地震局震情跟踪青年课题(2015010118, 2017010212)资助

摘要 基于鄂尔多斯地块及周缘地区稠密分布的地震台站所记录的远震波形资料, 采用FMTOMO走时层析成像方法获得了深至400 km的高分辨率地壳上地幔P波速度结构, 并分析和探讨了研究区的深部构造与火山、强震活动及克拉通破坏等相关的地球动力学问题。地壳上地幔速度结构横向变化和纵向差异的构造含义如下: 鄂尔多斯地块下方正异常速度的巨厚岩石圈是鄂尔多斯地块缺乏克拉通大规模破坏的证据; 大同火山群下方深至400 km的柱状低速异常表明大同火山的岩浆作用起源于地幔过渡带, 由太平洋板块俯冲作用引起熔融的玄武质岩浆上涌造成; 鄂尔多斯地块与四川盆地之间呈东西向分布的上地幔低速异常带, 可能是青藏高原东北缘软流圈流出的通道; 鄂尔多斯周缘地区深至上地幔的低速异常分布表明, 青藏高原北东向推挤和太平洋板块西向俯冲的共同作用, 促使鄂尔多斯地块整体的抬升和周缘拉张断陷带的形成, 为强震的孕育和发生提供了良好的应力环境, 导致鄂尔多斯地块周缘地区地震频繁发生。

关键词 鄂尔多斯地块, 地震层析成像, 华北克拉通, 大同火山群, 强震孕育

鄂尔多斯地块位于华北克拉通的西部, 与青藏高原东北部相邻。自中生代晚期开始, 华北地块东、西两部分的构造运动发生明显的区域分异。东部经历了岩石圈地幔的剧烈破坏以及地壳的强烈改造和减薄作用, 形成华北盆地^[1]。西部大范围堆积侏罗纪至早白垩世地层, 形成典型的断陷盆地, 之后又经历长期的隆升运动形成了现今的鄂尔多斯地块^[2]。地质学家认为, 鄂尔多斯地块的构造演化由太平洋板块西向俯冲造成的华北盆地的伸展与印度-欧亚板块碰撞产生的青藏高原东北缘的剪切挤压共同控制^[3~5]。鄂尔多斯地块在中国大陆的构造演化和深部孕震环境研究中占有重要地位。

鄂尔多斯地块南部、北部、西南部和西北部分别与秦岭造山带、阴山-燕山造山带、祁连褶皱系和阿

拉善地块相邻, 在东部通过山西断陷带与华北克拉通东部相邻(图1)。长期以来, 地质学研究普遍认为鄂尔多斯地块是中国大陆内部一个相对稳定的刚性块体^[6]。现代地震和历史地震目录^[7]证实, 鄂尔多斯地块内部地震活动强度低, 从未有过震级 $M>6$ 的地震。始新世以后, 鄂尔多斯地块周缘地区以垂直差异运动为主, 开始发育不同构造背景、展布方向和运动特征的新生代断裂带和断陷带, 包括南缘东西向渭河断陷带、东缘北东向山西断陷带、北缘东西向河套断陷带、西缘南北向银川-吉兰泰断陷带以及西南缘六盘山逆冲断裂带^[2,6]。这些断裂带和断陷带是中国大陆内部地震活动最强的地区之一, 作为我国主要的地震危险重点监视区, 近1000年以来发生过6次 $M\geq 8$ 强震: 1303和1695年的临汾 M_8 地震、1556年华

引用格式: 陈兆辉, 王椿镛, 楼海. 鄂尔多斯地块地壳上地幔速度结构及构造意义. 科学通报, 2018, 63: 327–339

Chen Z H, Wang C Y, Lou H. Crust and upper mantle velocity structure beneath the Ordos Block and its tectonic significance (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 327–339, doi: 10.1360/N972017-00741

图1 研究区构造背景和台站分布. 构造单元: A, 鄂尔多斯地块; B, 华北平原; C, 秦岭造山带; D, 阴山-燕山造山带; E, 祁连褶皱系; F, 阿拉善地块. 虚线为构造块体边界: F1, 山西断陷带; F2, 渭河断陷带; F3, 河套断陷带; F4, 银川-乌兰泰断陷带; F5, 海原-六盘山弧形断裂带. 三角形为地震台站位置, 红色三角形为大同火山群位置. 圆点表示地震震中位置(以及震级, 震源深度和震源机制解)

Figure 1 Map showing the regionally geologic tectonics and seismic stations. Tectonic blocks: A, Ordos Block; B, North China Plain; C, Qinling orogen; D, Yinshan-Yanshan orogen; E, Qilian fold system; F, Alxa block. Dashed lines denote the boundaries of tectonic blocks: F1, Shanxi rift; F2, Weihe rift; F3, Hetao rift; F4, Yinchuan-Jartai rift zone; F5, Haiyuan-Liupanshan arc fault zone. Back triangles denote seismic stations and red triangles denote the Datong volcano group. Circle denotes earthquake location (with magnitude, focal depth and mechanism)

县 $M8\frac{1}{4}$ 地震、1654年天水 $M8$ 地震、1739年平罗-银川 $M8$ 地震以及1920年海原 $M8.5$ 地震.

自20世纪80年代中期以来, 鄂尔多斯地块及其周缘地区取得了一批深部探测和研究成果. 深地震测深剖面探测结果^[8-12]显示, 鄂尔多斯地块内部的平均地壳厚度为 ~ 42 km; P波地壳平均速度为 ~ 6.35 km/s^[13]; 从祁连褶皱系到鄂尔多斯西南部, 在跨越六盘山逆冲断层带时地壳厚度剧烈减少了 ~ 7 km^[14]. 21世纪以来, 地球物理学界越来越关注鄂尔多斯块体及其周缘地区的地壳上地幔三维结构研究, 例如, 接收函数研究^[15,16]、P波和S波走时层析成像^[17,18]、地震面波层析成像^[19,20]、背景噪声成像^[21,22]以及上地幔各向异性研究^[23,24]等. 然而, 在鄂尔多斯地块中部和北部, 由于地震台站数量很少, 导致三维壳幔结构的横向分辨率不高. 在国家自然科学基金重大研究计

划“华北克拉通破坏”的资助下, 于2010~2011年在鄂尔多斯中部和北部布设了52个临时流动地震台站^[16]. 结合“华北科学台阵”及区域地震台网固定台站, 该地区形成了一个由338个地震台站稠密布局的宽频带地震台阵. 本文利用这些台站记录的波形数据, 采用远震P波走时层析成像的方法, 获得鄂尔多斯地块及周缘地区下方的地壳上地幔速度结构图像, 并探讨深部构造与华北克拉通岩石圈破坏, 以及火山、强震活动等相关的地球动力学问题.

1 地震数据与反演方法

1.1 地震台站分布以及远震数据

本文的研究范围为 $32^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$, $102^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$. 远震数据来自研究区域内338个宽频带地震台站所记录的

波形资料,包括鄂尔多斯地块中部和北部的52个流动台站^[16]、“华北科学台阵”的60个流动台站^[25]以及国家和区域地震台网的226个固定台站^[26]。除阿拉善地块之外,地震台站相对均匀地覆盖了研究区域(图1)。通过对地震数据重采样、滤波等预处理工作,筛选出2006~2011年期间震级大于 $M5.5$ 、震中距 $30^\circ\sim 90^\circ$ 的2646个远震事件,用自适应叠加方法^[27]拾取走时差,获得了107768个远震P波走时数据。图2为本文所用的远震事件的地理分布,显示出比较全面的方位角覆盖。图3给出了研究区台站平均相对走时残差分布情况,分析地震台站所记录到的所有地震事件的相对走时残差分布,可以更清楚地了解地震数据可能反映的地壳和上地幔结构特征。其中负值表示速度较高,正值代表速度偏低。可以看出:鄂尔多斯地块残差整体为负,与鄂尔多斯地块相对稳定的克拉通单元特征相符合;山西断陷带、太行山造山带及大同火山群地区正残差较大,说明其下方地壳上地幔可能存在低速异常;秦岭造山带附近大范围残差为负,表明其地壳上地幔可能存在高速异常。

1.2 成像方法

鉴于鄂尔多斯地块及周缘地区南部Moho界面的

图2 研究所用的远震事件分布。圆点为远震;蓝色方框为研究区域;虚线为震中距 30° 的位置

Figure 2 Distribution of all teleseismic events. The circles denote the teleseismic events; the blue box denotes the study area; the dashed line denotes 30° epicenter distance

图3 台站平均相对走时残差分布(红色圆圈表示台站下方的射线走时偏慢,蓝色圆圈表示走时偏快)

Figure 3 Distribution of average relative arrival time residuals of stations (the red and blue circles denote the delayed and early arrivals respectively)

起伏较大,地壳厚度从东部的32 km增加到西部的52 km,其中六盘山逆冲断层带两侧的变化达 ~ 7 km^[16],本文采用FMTOMO(fast marching tomography package)走时层析成像方法。该方法是近年来流行的研究地球内部速度结构的一种新方法,它既能有效解决复杂速度结构与界面的问题,也可以对界面形状和速度结构进行联合反演^[28]。FMTOMO通过多级FMM(fast marching method)算法进行射线追踪,具有稳定性强、快速高效等优点。反演计算利用子空间反演方法(subspace inversion method),适用于多种震相走时数据的联合反演。近年来该方法已应用于华北及邻区上地幔P波速度结构研究^[29]。

1.3 模型参数化

本文根据地震台站及地震射线三维空间分布特征对研究区进行模型参数化,将研究区在水平方向外扩 1° ,并剖分为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的网格,地壳深度的网格间距约为7 km,上地幔深度的网格间距约为25 km。初始一维速度模型如图4(a)所示,其中地壳部分采用人工地震测深的结果^[13],上地幔部分采用AK135模型^[30]。为了提高走时层析成像的可靠性,在三维模型参数中引入了Wang等人^[16]接收函数 $H-k$ 叠加获得的Moho界面起伏模型,如图4(b)所示。

图4 一维P波速度参考模型(a)和研究区地壳厚度模型(b)^[16]

Figure 4 One-dimensional P-wave velocity model (a) and variation of crustal thickness in the study area estimated from the *H-k* stacking analysis (b)^[16]

1.4 检测板分辨率测试

检测板分辨率试验是检验层析成像反演分辨率及模型稳定性的一种评价方法. 其基本原理是用一个特定的三维网格模型计算得到的理论走时值所构成的人工合成数据集代替已有的观测数据集, 这一特定三维网格模型的速度分布(即检测板)是在初始一维速度模型(图4(a))的基础上增加大小相同、正负相间顺序排列的扰动值构成的, 然后对人工合成数据集进行反演计算, 将反演得出的三维速度结构与“检测板”的相似程度, 作为解的可靠性的估计^[31]. 本文在检测板分辨率试验中, 设定初始模型 ± 0.4 km/s的扰动值, 并对合成走时数据加入60 ms标准差的高斯噪声. 试验结果如图5所示, 在400 km深度范围内, 台站分布密集的区域, 检测板恢复情况较好, 仅在台站分布稀疏的区域恢复效果略差, 如阿拉善地块和华北平原南部. 由于远震体波层析成像在台站下方射线入射角较小, 路径近垂直, 因此射线在深度方向上的交叉不足, 造成垂向分辨率稍差(图5(g)).

1.5 反演过程及残差分析

子空间反演的目标函数中, 设定了一组参数(阻尼因子和平滑因子)以控制数据的收敛程度和模型的平滑度^[32]. 本文确定最佳阻尼因子和平滑因子分别

为50和100, 这组参数不仅可以使数据残差得到有效收敛, 而且可较好地控制模型的平滑程度. 为获得可靠合理的速度模型, 本文共进行了6次反演迭代. 图6(a)为相对走时残差的方差随迭代次数的变化情况. 可以看出, 前3次迭代相对走时残差迅速减小, 经过6次迭代之后, 相对走时残差收敛到较为稳定状态, 方差从初始值 0.429 s^2 降到 0.228 s^2 , 共降低了47%. 图6(b)显示了反演前、后相对走时残差的统计结果. 在直方图中, 反演前残差大部分集中于 $(-1.5 \text{ s}, 1.5 \text{ s})$ 区间内, 反演后残差分布向中间汇集, 绝大部分分布在 $(-0.8 \text{ s}, 0.8 \text{ s})$ 区间内, 并符合正态分布, 表明该反演过程具有较好的收敛性, 且反演后的模型能够较好地拟合观测数据.

2 反演结果

通过FMTOMO反演获得了鄂尔多斯地块及周缘地区深至400 km深度范围内较高分辨率的三维地壳和上地幔P波速度结构. 图7显示了在20, 80, 150, 230, 300和400 km深度上的相对速度分布. 同时, 为追踪研究区三维P波速度结构的纵向变化, 我们选取6条垂直剖面(剖面位置见图7中400 km图幅上的粗线条)对其速度异常纵向分布特征进行了讨论分析, 结果如图8所示.

图7(a)和(b)显示, 在20和80 km深度上, 研究区

图 5 检测板分辨率试验结果。(a)~(f)分别是深度 20, 80, 150, 230, 300 和 400 km 的检测板; (g)为在 39°N 上垂直方向的检测板
Figure 5 Checkerboard test results. (a)~(f) The horizontal checkerboard at depth of 20, 80, 150, 230, 300 and 400 km, respectively; (g) the vertical checkerboard along 39°N

图6 走时残差方差随迭代次数变化(a)及走时残差分布直方图(b)(左: 初始模型(反演前); 右: 最终模型(反演后))

Figure 6 The variance of relative arrival time residuals with iterations (a) and histograms of relative arrival time residuals (b) (Left: the initial model (before inversion); right: the final model (after inversion))

速度异常分布反映了地壳和上地幔顶部速度结构的横向不均匀性和分区块特征,与地表地质构造格局具有较大的相关性.鄂尔多斯地块整体表现为明显的高速异常,地块内部速度横向变化较小,与其弱地震活动、少断裂发育特征^[2]相一致;在地块内部,37°N以北地区的高速异常值小于以南地区,与接收函数分析结果^[16]表明的鄂尔多斯地块37.5°N以北地壳厚度、波速比与以南地区呈差异性特征较为一致.鄂尔多斯地块周缘的山西断陷带、河套断陷带、银川-吉兰泰断陷带及西南缘弧形断裂带,在地壳内均表现为显著的低速异常.但鄂尔多斯地块南缘并未呈现低速异常,秦岭造山带在地壳和上地幔顶部以高速异常为主,这与Tian等人^[18]研究结果一致.大同火山群附近呈现强低速异常.华北平原呈现高速异常和低速异常相间分布的特征.华北平原和鄂尔多斯地块之间的太行山造山带,其速度分布表现为不连续的条带状低速异常特征.

在150和230 km深度上(图7(c)和(d)),研究区延续了鄂尔多斯地块内部地壳和上地幔顶部的高速异常,以及东缘山西断陷带、西缘银川-吉兰泰断陷带、北缘河套断陷带和西南缘弧形断裂带的低速异常.结合图8中垂直剖面的速度分布可见,鄂尔多斯地块下方存在均匀完整、巨厚的高速异常(H2).山西断陷带下方的低速异常(L6)延深至80 km深度.银川-吉兰泰断陷带下方的低速异常(L1)深至200 km深度左右,并向南延伸至鄂尔多斯西南缘下方.河套断陷带下方的低速异常(L7)在300 km深度(图7(e))依然较为明显,并倾向于鄂尔多斯地块下方,这一异常特征与毛慧慧等人^[33]和郭慧丽等人^[34]的研究结果基本一致.秦岭造山带在150 km深度整体以高速异常为主(图

7(c)),但在230 km深度开始出现东西向分布的低速异常(图7(d)),图8(a)显示该低速异常沿着秦岭造山带下方一直向东延伸到华北平原附近.图7(e)和(f)显示,在300和400 km深度上,鄂尔多斯地块内部的上地幔高速异常已经不太明显,其南缘和北缘开始出现大面积的低速异常.图8(b)和(c)显示,太行山造山带下方的低速异常体(L4)在局部地区向下延伸到400 km深度,并在约100 km深度处与山西断陷带下方的低速异常(L6)相连接.水平方向上的相对速度分布特征(图7)显示,大同火山群及周边地区自20~400 km深度始终表现为较为显著的低速异常特征,其垂直剖面(图8(b))显示该低速异常(L5)自上地幔400 km深度一直向上延伸至地壳内,呈现一个自下而上连续的柱状分布特征.

3 讨论

3.1 华北克拉通破坏

如图8所示,鄂尔多斯地块下方存在大范围完整的高速异常(H2),这一大范围高速异常体表示巨厚坚硬的岩石圈,表明鄂尔多斯地块是一个相对稳定的克拉通单元,岩石圈大规模破坏的痕迹不明显.太行山造山带位于岩石圈剧烈破坏的华北平原与稳定的鄂尔多斯地块之间,其速度异常分布与华北平原及鄂尔多斯地块均有显著的差异,在局部地区下方存在超过400 km深度的低速异常体分布(L4),并与山西断陷带下方的低速异常(L6)相连接.该低速异常体可能与华北克拉通东部岩石圈破坏相关联.大同火山群位于山西断陷带的东部,野外地质调查表明大同火山群内分布着大小30多座火山锥,火山群地表

图7 水平剖面相对速度结果。A, 鄂尔多斯地块; B, 华北平原; C, 秦岭造山带; D, 阴山-燕山造山带; E, 祁连褶皱系; F, 阿拉善地块。红色三角形为大同火山群。(f) 400 km深度速度图中粗线条I-IV表示P波速度异常分布的垂直剖面(图8)的位置

Figure 7 Horizontal slice of P-wave velocity perturbation. A, Ordos Block; B, North China Plain; C, Qinling orogen; D, Yinshan-Yanshan orogen; E, Qilian fold system; F, Alxa Block. The red triangle represents the Datong volcano group. The black lines I-IV in 400 km map (f) correspond to the locations of the vertical cross section of P-wave velocity perturbation in Figure 8

图8 垂直剖面相对速度结果。L1~L7, 低速异常区; H1~H2, 高速异常区; 红色三角形为大同火山群; (a) 剖面I; (b) 剖面II; (c) 剖面III; (d) 剖面IV。剖面位置见图7

Figure 8 Vertical slice of P-wave velocity perturbation. L1~L7, low-velocity anomaly areas; H1~H2, high-velocity anomaly areas. The red triangle represents the Datong volcano group. (a) Section I; (b) Section II; (c) Section III; (d) Section IV. The location of the sections are shown in Figure 7

附近存在大面积的新生代幔源玄武岩出露^[35,36], 成像结果清晰显示在大同火山群下方直至400 km深度呈现柱状低速异常(L5), 与Lei^[37]和Shen等人^[38]的研究结果基本一致。Huang和Zhao^[39]研究认为中生代以来太平洋板块对欧亚大陆的持续俯冲及滞留, 引起华北克拉通东部地幔对流和热软流圈物质上涌等深部动力学过程。因此大同火山群附近的低速异常分布表示大同火山的岩浆作用可能起源于地幔过渡带, 推测是由于太平洋板块俯冲作用引起部分熔融的玄武质岩浆上涌和喷溢形成的。

3.2 鄂尔多斯地块与周缘断陷带关系

鄂尔多斯地块的运动形式及其与周缘断陷带的活动关系, 长期以来备受关注。图8(b)显示, 六盘山及邻近地区下方存在大范围的低速异常体(L3), 该低

速异常经过高速的鄂尔多斯地块(H2)下方延伸到山西断陷带附近; 山西断陷带下方存在超过80 km深度的近NS向的低速异常(L6); 银川-吉兰泰断陷带下方存在200 km深度的连续低速异常(L1), 并延伸至鄂尔多斯西南缘下方; 河套断陷带下方存在深达300 km左右的低速异常, 并倾向于鄂尔多斯地块下方(L7)。鄂尔多斯地块下方的高速异常一般认为是刚性的岩石圈结构, 河套断陷带、山西断陷带和银川-吉兰泰断陷带下方的低速异常则可能代表了部分高温熔融的地幔物质, 这与黄方等人^[40]通过对鄂尔多斯地块深部热结构特征研究表明, 鄂尔多斯地块及周缘构造活动区来自深部的地幔热流很大, 而构造稳定区(鄂尔多斯地块)则来自深部的地幔热流较少的认识基本一致。因此, 印度-欧亚板块碰撞产生的青藏高原北东向挤压作用和太平洋板块西向的深俯冲作用,

受到刚性鄂尔多斯地块的阻挡,导致鄂尔多斯地块西南缘岩石圈强烈变形,并引起鄂尔多斯地块及周缘地区下方局部的高温熔融地幔物质运移和上涌。在鄂尔多斯地块及西南缘地区,上涌的高温地幔给予刚性鄂尔多斯地块整体的上拱力,同时加热地块岩石圈底部,造成岩石圈受热密度减小、浮力增加;在鄂尔多斯地块东缘、北缘和西缘地区,上涌的地幔物质将热量传递给地壳,加热地壳发生侧向伸展作用^[41~43]。因此,青藏高原东北缘巨大的挤压应力作用和太平洋板块俯冲作用,可能引起鄂尔多斯地块及周缘地区下方局部的地幔物质运移和上涌,在地幔物质垂向上涌及横向运移的共同动力作用下,促使鄂尔多斯地块及西南缘的整体隆升和周缘断陷带沉降,导致新生代以来鄂尔多斯地块的缓慢隆升和周缘断陷带的垂直差异运动,并诱使一些老断裂发生新的运动,使鄂尔多斯地块周缘地区地震频繁发生。Shen等人^[44,45]研究认为,鄂尔多斯地块西南缘上地幔存在高 V_p/V_s 比和弱速度梯度特征,部分高温熔融地幔物质发生上涌和侧向流动,并沿着阿拉善地块和鄂尔多斯地块的缝隙至银川断陷带下方,增加了岩石圈的横向应力作用,导致银川断陷带强地震发生。这在鄂尔多斯地块北缘地区也有类似响应,在鄂尔多斯地块北缘紧临的北西北-南东南向拉张的河套断陷带从渐新世开始发育,并伴随着鄂尔多斯地块北缘的整体抬升^[46,47]和较强的地震活动性。

3.3 青藏高原与华北克拉通的相互作用

自始新世印度板块与欧亚板块发生碰撞后,欧亚大陆地壳南北向缩短,在高原腹地形成一系列的逆冲和拉张构造带,边缘造山带发育了大量的走滑断裂,并导致了青藏高原地壳和上地幔物质向东挤出。青藏高原东北缘上地幔各向异性研究^[48,49]表明,该地区上地幔各向异性强烈,存在地幔物质大量溢出的可能性^[50]。如图8(a)所示,鄂尔多斯地块与四川盆地之间地带在地壳和上地幔顶部呈现显著的高速异常(H1),随着深度的增加高速异常转换为近东西向分布的低速异常带(L2),并一直向东延伸到华北平原附近,这一研究结果与Lei和Zhao^[51]在该地区P波速度结构的特征较为一致。因此,根据青藏高原地壳和上地

幔物质向东挤出的假设,鄂尔多斯地块与四川盆地之间的脆弱地带可能是青藏高原东北缘部分软流圈流出的狭窄通道^[52],这与常利军等人^[23]提出的在秦岭造山带下方可能存在青藏高原物质东流的地幔流通道相吻合。进一步推测,地幔物质在流动过程中可能导致渭河断陷带产生伸展拉张,并诱发大地震的发生。

4 结论

本文采用FMTOMO成像方法获得了研究区域较高分辨率的地壳上地幔三维P波速度结构和空间描述,揭示了鄂尔多斯地块及其周缘地区岩石圈和软流圈的接触关系、不同构造块体的深部构造形态及相互作用,并对深部构造与火山、强震活动、华北克拉通岩石圈破坏等相关的地球动力学问题进行了分析和讨论。

鄂尔多斯地块及周缘地区地壳和上地幔顶部速度结构的横向变化、纵向差异和显著的分区块特征,反映该地区深部结构与地表地质构造具有较大的相关性。鄂尔多斯地块下方正异常速度的巨厚岩石圈表明鄂尔多斯地块不存在大规模破坏的迹象。华北克拉通中部的太行山造山带,其速度异常分布与华北平原及鄂尔多斯地块均有显著的差异;南中北段表现为不连续的条带状速度异常特征;在局部地区下方存在超过400 km深度的低速异常可能与华北克拉通东部岩石圈破坏密切相关。大同火山群地区深至400 km深度呈现柱状低速异常表示大同火山的岩浆作用可能起源于地幔过渡带,由太平洋板块俯冲作用引起熔融的玄武质岩浆上涌和喷溢形成的。秦岭造山带下方东西向的低速异常带表明,在鄂尔多斯地块与四川盆地之间的秦岭造山带下方可能存在青藏高原东北缘部分软流圈物质流出的狭窄通道。鄂尔多斯地块及周缘地区深至上地幔的低速异常分布,表明青藏高原北东向的挤压应力作用和太平洋板块的西向俯冲作用,可能引起鄂尔多斯地块及周缘地区下方局部的地幔物质运移和上涌,促使了鄂尔多斯地块整体的抬升和周缘拉张断陷带的形成,深部物质垂向上涌与横向运移的动力作用,为强震的孕育和发生提供了良好的应力条件,促使鄂尔多斯地块周缘地区地震频繁发生。

致谢 感谢中国数字地震台网和国家数字测震台网数据备份中心提供地震波形数据。同时感谢主编和三位审稿专家提出宝贵意见和建议。文中所有图件均由GMT软件^[53]绘制。

参考文献

- 1 Zhu R X, Chen L, Wu F Y, et al. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 789–797 [朱日祥, 陈凌, 吴福元, 等. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41: 583–592]
- 2 Deng Q D, You H C. The tectonic activity and formation mechanism of the down-faulted basin around Ordos Block (in Chinese). In: *Institute of Geology, State Seismological Bureau of China, ed. Research on Recent Crustal Movement*. Beijing: Seismological Press, 1985. 58–78 [邓起东, 尤惠川. 鄂尔多斯周缘断陷盆地的构造活动和形成机制. 见: 国家地震局地质研究所, 编. 现代地壳运动研究. 北京: 地震出版社, 1985. 58–78]
- 3 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 1975, 189: 419–426
- 4 Tapponnier P, Peltzer G, Dain A Y L, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611–616
- 5 Northrup C J, Royden H, Burchfiel B C. Motion of the Pacific plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia. *Geology*, 1995, 23: 719–722
- 6 Deng Q D, Cheng S P, Min W, et al. Discussion on Cenozoic tectonics and dynamics of Ordos Block (in Chinese). *J Geomech*, 1999, 5: 13–21 [邓起东, 程绍平, 闵伟, 等. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. *地质力学学报*, 1999, 5: 13–21]
- 7 Gu G X. *Catalog of Chinese Earthquakes (1831 B.C.–1969 A.D.)* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1983. 200–201 [顾功叙. 中国地震目录(公元前 1831–公元 1969). 北京: 科学出版社, 1983. 200–201]
- 8 Zhang S Q, Wu L J, Guo J M, et al. Interpretation of Menyuan-Pingliang-Weinan DSS profile in west China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1985, 28: 460–472 [张少泉, 武利均, 郭建明, 等. 中国西部地区门源-平凉-渭南地震测深剖面资料的分析解释. *地球物理学报*, 1985, 28: 460–472]
- 9 Li Q H, Guo S, Lü D H. Deep Structures in Western and Southwestern Edges of the Ordos Block and Their Tectonic Implications (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1999. 153–167 [李清河, 郭守年, 吕德徽. 鄂尔多斯西缘与西南缘深部结构与构造. 北京: 地震出版社, 1999. 153–167]
- 10 Li S L, Zhang X K, Zhang C, et al. A preliminary study on the crustal velocity structure of Maqên-Lanzhou-Jingbian by means of deep seismic sounding profile (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2002, 45: 210–217 [李松林, 张先康, 张成科, 等. 玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构初步研究. *地球物理学报*, 2002, 45: 210–217]
- 11 Liu M J, Mooney W D, Li S L, et al. Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan Plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos Basin. *Tectonophysics*, 2006, 420: 253–266
- 12 Teng J W, Wang F Y, Zhao W Z, et al. Velocity structure of layered block and deep dynamic process in the lithosphere beneath the Yinshan orogenic belt and Ordos Basin (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2010, 53: 67–85 [滕吉文, 王夫运, 赵文智, 等. 阴山造山带-鄂尔多斯盆地岩石圈层、块速度结构与深层动力过程. *地球物理学报*, 2010, 53: 67–85]
- 13 Zhang X K, Li S L, Wang F Y, et al. Differences of crustal structures in northeastern edge of Tibet Plateau, Ordos and Tangshan earthquake region in north China—Results of deep seismic sounding (in Chinese). *Seismol Geol*, 2003, 25: 52–60 [张先康, 李松林, 王夫运, 等. 青藏高原东北缘、鄂尔多斯和华北唐山震区的地壳结构差异——深地震测深的结果. *地震地质*, 2003, 25: 52–60]
- 14 Wang C Y, Lin Z Y, Chen X B. Comprehensive study of geophysical data on geoscience transect from Menyuan, Qinghai Province, to Ningde, Fujian Province, China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1995, 38: 590–598 [王椿镛, 林中洋, 陈学波. 青海门源-福建宁德地学断面综合地球物理研究. *地球物理学报*, 1995, 38: 590–598]
- 15 Chen L, Cheng C, Wei Z G. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 286: 171–183
- 16 Wang C Y, Sandvol L E, Zhu L P, et al. Lateral variation of crustal structure in the Ordos Block and surrounding regions, North China, and its tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 387: 198–211
- 17 Li Y H, Wu Q J, An Z H, et al. The Poisson ratio and crustal structure across the NE Tibetan Plateau determined from receiver functions (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2006, 49: 1359–1368 [李永华, 吴庆举, 安张辉, 等. 青藏高原东北缘地壳 S 波速度结构与泊松比及其意义. *地球物理学报*, 2006, 49: 1359–1368]
- 18 Tian Y, Zhao D P, Sun R M, et al. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 2009, 172: 169–182
- 19 Yu D X, Li Y H, Wu Q J, et al. S-wave velocity structure of the northeastern Tibetan Plateau from joint inversion of Rayleigh wave phase and group velocities (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2014, 57: 800–811 [余大新, 李永华, 吴庆举, 等. 利用 Rayleigh 波相速度和群速度联合反演青藏高原东北缘 S 波速度结构. *地球物理学报*, 2014, 57: 800–811]

- 20 Wei Z, Chen L, Jiang M, et al. Lithospheric structure beneath the central and western North China Craton and the adjacent Qilian orogenic belt from Rayleigh wave dispersion analysis. *Tectonophysics*, 2015, 646: 130–140
- 21 Tang Y C, Chen Y S, Yang Y J, et al. Ambient noise tomography in North China Craton (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2011, 54: 2011–2022 [唐有彩, 陈永顺, 杨英杰, 等. 华北克拉通中部地区背景噪声成像. *地球物理学报*, 2011, 54: 2011–2022]
- 22 Fang L H, Wu J P, Wang W L, et al. Love wave tomography from ambient seismic noise in North China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 2268–2279 [房立华, 吴建平, 王未来, 等. 华北地区勒夫波噪声层析成像研究. *地球物理学报*, 2013, 56: 2268–2279]
- 23 Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. Upper mantle anisotropy in the Ordos Block and its margins. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 888–900 [常利军, 王椿镛, 丁志峰. 鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性研究. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41: 686–699]
- 24 Wang C Y, Chang L J, Ding Z F, et al. Upper mantle anisotropy and crust-mantle deformation pattern beneath the Chinese mainland (in Chinese). *Sci China Earth Sci*, 2014, 57: 132–143 [王椿镛, 常利军, 丁志峰, 等. 中国大陆上地幔各向异性及壳幔变形模式. *中国科学: 地球科学*, 2014, 24: 98–110]
- 25 Lü Z Y, Wu J P. 3D P wave velocity structure of crust and upper mantle beneath North China (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2010, 32: 1–11 [吕作勇, 吴建平. 华北地区地壳上地幔三维 P 波速度结构. *地震学报*, 2010, 32: 1–11]
- 26 Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, et al. Technical system construction of Data Backup Centre for China Seismograph Network and the data support to researches on the Wenchuan earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 1412–1417 [郑秀芬, 欧阳彪, 张东宁, 等. “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. *地球物理学报*, 2009, 52: 1412–1417]
- 27 Rawlinson N, Kennett B L N. Rapid estimate of relative and absolute delay times across a network by adaptive stacking. *Geophys J Int*, 2004, 157: 332–340
- 28 Rawlinson N, Sambridge M. Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *J Geophys*, 2004, 69: 1338–1350
- 29 Zhang F X, Li Y H, Wu Q J, et al. The P wave velocity structure of upper mantle beneath the North China and surrounding regions from FMTT (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2011, 54: 1233–1242 [张风雪, 李永华, 吴庆举, 等. FMTT 方法研究华北及邻区上地幔 P 波速度结构. *地球物理学报*, 2011, 54: 1233–1242]
- 30 Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. Constraints on seismic velocities in the earth from travel times. *Geophys J Int*, 1995, 122: 108–124
- 31 Wang C Y, Chan W W, Mooney W D. 3D velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2442, doi: 10.1029/2002JB001973
- 32 Rawlinson N, Reading A M, Kennett B L N. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2006, 111: 1–5
- 33 Mao H H, Lei J S, Teng J W. Teleseismic P-wave tomography of the upper mantle along the north-south profile under the northern Ordos basin (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2016, 59: 2056–2065 [毛慧慧, 雷建设, 滕吉文. 鄂尔多斯盆地北缘南北向剖面上地幔远震 P 波层析成像. *地球物理学报*, 2016, 59: 2056–2065]
- 34 Guo H L, Ding Z F, Xu X M. Upper mantle structure beneath the northern South-North Seismic Zone from teleseismic traveltimes data (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2017, 60: 86–97 [郭慧丽, 丁志峰, 徐小明. 南北地震带北段的远震 P 波层析成像研究. *地球物理学报*, 2017, 60: 86–97]
- 35 Zhang Y B. Characteristics of petrology of the Datong basalts (in Chinese). *Seismol Geol*, 1986, (1): 59–67, 102 [张彦波. 大同地区玄武岩的岩石学特征. *地震地质*, 1986, (1): 59–67, 102]
- 36 Liu M, Cui X J, Liu F T. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: A mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? *Tectonophysics*, 2004, 393: 29–42
- 37 Lei J. Upper-mantle tomography and dynamics beneath the North China Craton. *J Geophys Res*, 2012, 117: B06313, doi: 10.1029/2012JB009212
- 38 Shen X, Zhou H, Kawakatsu H. Mapping the upper mantle discontinuities beneath China with teleseismic receiver functions. *Earth Planet Space*, 2008, 60: 713–719
- 39 Huang J L, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
- 40 Huang F, He L J, Wu Q J. Lithospheric thermal structure of the Ordos Basin and its implications to destruction of the North China Craton (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 3671–3686 [黄方, 何丽娟, 吴庆举. 鄂尔多斯盆地深部热结构特征及其对华北克拉通破坏的启示. *地球物理学报*, 2015, 58: 3671–3686]
- 41 Kearey P, Klepeis K A, Vine F J. *Global Tectonics*. New Jersey: John Wiley & Sons, 2009. 152–208
- 42 Yang W C. Continental extension and rifting revealed by worldwide comparison of crust and upper mantle structures (in Chinese). *Geol Rev*, 2014, 60: 945–961 [杨文采. 从地壳上地幔构造看大陆岩石圈伸展与裂解. *地质论评*, 2014, 60: 945–961]

- 43 Cen M, Dong S W, Shi W, et al. Structural analysis on the formation mechanism of Datong Basin (in Chinese). *Geol Rev*, 2015, (6): 1235–1247 [岑敏, 董树文, 施炜, 等. 大同盆地形成机制的构造研究. *地质论评*, 2015, (6): 1235–1247]
- 44 Shen X, Zhou Y, Zhang Y S, et al. Receiver function structures beneath the deep large faults in the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 2014, 610: 63–73
- 45 Shen X, Liu M, Gao Y, et al. Lithospheric structure across the northeastern margin of the Tibetan Plateau: Implications for the plateau's lateral growth. *Earth Planet Sci Lett*, 2017, 459: 80–92
- 46 Zhang Y Q, Mercier J L, Vergely P. 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*, 1998, 285: 41–75
- 47 Tian X B, Teng J W, Zhang H S, et al. Structure of crust and upper mantle beneath the Ordos Block and the Yinshan mountains revealed by receiver function analysis. *Phys Earth Planet Inter*, 2010, 184: 186–193
- 48 Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, et al. Study on upper mantle anisotropy in the northeastern margin of Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 431–438 [常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. *地球物理学报*, 2008, 51: 431–438]
- 49 Lei J, Li Y, Xie F, et al. Pn anisotropic tomography and dynamics under eastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2014, 119: 2174–2198
- 50 Yin A, Harrison T W. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 51 Lei J, Zhao D. Teleseismic P-wave tomography and mantle dynamics beneath Eastern Tibet. *Geochem Geophys Geosyst*, 2016, 17: 1861–1884
- 52 Huang Z C, Xu M J, Wang L S, et al. Shear wave splitting in the southern margin of the Ordos Block, North China. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L19301, doi: 10.1029/2008GL03518
- 53 Wessel P, Smith W H F. New improved version of generic mapping tools released. *Eos Trans AGU*, 1998, 79: 579, doi: 10.1029/98EO00426

Summary for “鄂尔多斯地块地壳上地幔速度结构及构造意义”

Crust and upper mantle velocity structure beneath the Ordos Block and its tectonic significance

Zhaohui Chen¹, Chunyong Wang^{2*} & Hai Lou²

¹ First Crust Deformation Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Tianjin 300180, China;

² Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

* Corresponding author, E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

The Ordos Block in the western North China Craton (NCC) occupies an important position in the tectonic evolution and deep earthquake environment research in China continent. In previous seismic tomography studies, the sparse distribution of seismic stations resulted in a relatively low lateral resolution of 3D structure of crust and upper mantle in the Ordos Block. In this paper, a dense broadband seismograph network was established, including the permanent seismic stations of the regional networks and the temporary seismic stations funded by the “Destruction of the North China Craton” project and the North China Scientific Seismic Array. Based on the waveform data recorded by 338 seismic stations in the Ordos Block and surrounding regions, we used FMTOMO traveltimes tomography method to determine the high-resolution P-wave velocity structures of the crust and upper mantle down to 400 km depth, and analyzed the relationship between deep structure and a range of geodynamic issues, such as the volcanic and strong earthquake activities and the destruction of the NCC. The tectonic implications of the lateral and the vertical variations of P-wave velocity in the crust and upper mantle structures are described as follow. The transverse variation and vertical difference of velocity structure of crust and uppermost mantle indicate significant correlations between deep tectonics and surface geological setting. The thick lithosphere with positive velocity anomaly beneath the Ordos block suggests that the Ordos block did not suffer extensive destruction. The velocity anomaly distribution of the Taihang orogenic belt in the central NCC is characterized by discontinuous strip anomalies, which is significantly different from that of the North China Plain and Ordos block. The low-velocity anomalies deeper than 400 km might be related to the lithosphere destruction in the eastern NCC. A low-velocity columnar anomaly down to 400 km depth beneath the Datong volcanic groups indicates that the magmatism of the Datong volcanic group might originate from the mantle transitional zone, due to the upwelling and expulsion of basaltic magma caused by the subduction of the Pacific plate. The low-velocity zone in approximately EW direction in the upper mantle between the Ordos Block and the Sichuan basin suggests the possible existence of a narrow outflow channel of the asthenosphere. In summary, the low-velocity anomaly down to the upper mantle in the Ordos Block and surrounding regions indicates that the north-eastward compressive stress of the Tibetan Plateau and the westward subduction of the Pacific plate may induce the migration and upwelling of mantle materials, causing the overall uplift of the Ordos Block and the formation of extensional fault belt in surrounding regions. The vertical upwelling and lateral movement of the deep materials provide the stress conditions for the preparation and occurrence of strong earthquakes resulting in frequent occurrence of strong earthquakes in the regions around the Ordos Block.

Ordos Block, seismic tomography, North China Craton, Datong volcano groups, earthquake inoculation

doi: 10.1360/N972017-00741