中国科学: 地球科学 2020 年 第 50 卷 第 3 期: 391 ~ 403
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

利用接收函数研究中亚造山带中部地区的地幔转换带结构

何静[1*], 吴庆举[2†]

1. 中国地震局地壳应力研究所, 地壳动力学重点实验室, 北京 100085;
2. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
* 通讯作者, E-mail: hejing11@163.com
† 通讯作者, E-mail: wuqj@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2018-07-31; 收修改稿日期: 2019-06-21; 接受日期: 2019-08-01; 网络版发表日期: 2019-09-26
国家自然科学基金项目(批准号: 41704054、41674094)、国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0601406、2017YFC0601505)、科技部国际科技合作专项项目(编号: 2011DFB0210)以及中国地震局地壳应力研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项项目(编号: ZDJ2017-04)资助

摘要 中亚造山带新生代火山成因存在不同的观点和认识, 地幔转换带间断面的结构能够为火山成因提供约束. 文章采用不同的速度模型对远震P波的径向接收函数进行共转换点叠加, 研究中亚造山带中部地区410km(D410)和660km(D660)间断面的结构, 结果显示不同速度模型获得的地幔转换带形态基本一致. 汉诺坝火山东侧地区D410明显变浅, D660微幅加深, 造成这种现象的机制可能是, 局部区域岩石圈拆沉并滞留在D410附近, 引发软流圈物质上涌充填拆沉所留下的空间, 进而诱发火山活动. 达里甘嘎火山西侧D410和D660均明显加深, D660加深更为显著, 导致地幔转换带的增厚. D660的加深可能有两种解释, 或与中亚造山带碰撞增生岛弧拆沉后滞留在D660附近有关, 或由太平洋板块俯冲穿过D660界面造成, 进一步推测滞留于或俯冲至D660的物质诱发了热物质上涌或小尺度对流, 造成了D410的加深. 肯特山与中戈壁火山地区的地幔转换带虽然出现了小幅度的减薄, 但其规模还不足以支持地幔转换带赋存高温异常体, 基本上可以排除源于地幔转换带或下地幔热物质上涌的可能性.

关键词 中亚造山带, 新生代火山, 地幔转换带, 接收函数

1 引言

中亚造山带地处西伯利亚克拉通和中朝-塔里木克拉通之间, 是东亚大陆历史最长、构造岩浆作用最为复杂的造山带(任纪舜, 1991; Sengör和Natal'In, 1996). 伴随着古生代古亚洲洋和中生代鄂霍茨克洋的闭合(Yin和Nie, 1996; Windley等, 2007; Donskaya等, 2013), 形成了一系列由蛇绿岩带、微板块以及洋壳残片等组成的造山带(Badarch等, 2002). 新生代以来, 中亚造山带经历了高原隆升、走滑挤压的地壳形变, 并伴随强烈的火山活动(Barry和Kent, 1998; Calais等, 2003; Barruol等, 2008). 前人对中亚造山带的新生代

中文引用格式: 何静, 吴庆举. 2020. 利用接收函数研究中亚造山带中部地区的地幔转换带结构. 中国科学: 地球科学, 50: 391–403, doi: 10.1360/N072018-00217
英文引用格式: He J, Wu Q. 2020. Mantle transition zone structure beneath the Central Asian Orogenic Belt. Science China Earth Sciences, 63: 548–560, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9429-3

© 2019 《中国科学》杂志社

玄武岩的来源、形成演化以及动力学机制进行了一系列的研究, 形成了不同的构造演化模型(Molnar和Tapponnier, 1975; Zonenshain和Savostin, 1981; Windley和Allen, 1993; Koulakov, 1998; Petit等, 2002; Zorin等, 2003; Cunningham, 2005; Mordvinova等, 2007; Barruol等, 2008; Tiberi等, 2008). 由于研究尺度、数据以及分辨率不同, 不同研究方法对低速物质来源的深度约束存在着差异, 从而导致了对中亚造山带地区新生代火山成因存在着不同解释.

大地电磁、重力以及地震等结果显示, 中亚造山带上地幔存在着多个低密度或低速异常区(Windley和Allen, 1993; Petit等, 2002; Zorin等, 2003; Kulakov, 2008; Tiberi等, 2008; Chen等, 2015; Zhang等, 2017; Comeau等, 2018). 上地幔低密度或低速异常体可能暗示着不同规模地幔热物质的上涌或深源/浅源地幔柱的存在. Petit等(1998)利用走时成像方法获得了贝加尔裂谷地区的深部结构, 认为西伯利亚克拉通与中亚造山带交界处存在一个地幔柱. Zorin等(2003)利用地震结合重力数据揭示了中亚造山带的萨彦山脉、杭爱高原、肯特山以及贝加尔裂谷北部等地区上地幔低速区的存在, 认为存在着多个次级地幔柱. 同时, 重力与地震数据联合反演显示, 杭爱高原下的低速或低密度异常体位于80~225km(Tiberi等, 2008), 可能与小范围低密度软流圈物质上涌有关(Petit等, 2002). 然而深部地震波成像结果显示, 肯特山下方的100~200km处的低速物质与杭爱高原下方来源于地幔深处约800km处的低速异常相连通, 显见与杭爱高原下方深源的地幔柱有关(Chen等, 2015). 但地球化学研究结果显示, 中亚造山带新生代火山岩来自大致相同的源区, 均源于较浅的软流圈(Barry等, 2007). 最新的有限频体波走时层析成像结果显示, 在濒临中蒙边境的戈壁地区存在一个从150km延伸至800km深的低速结构, 认为是地幔热物质上涌到岩石圈底部形成局部热源所造成(Zhang等, 2017), 地幔热物质上涌可能与深俯冲的太平洋板块后撤所导致的小尺度对流有关(Davies和Bunge, 2006; Faccenna等, 2010).

地幔转换带(mantle transition zone, MTZ)是指两个全球尺度间断面410km(D410)和660km(D660)之间的地幔部分(Shearer和Flanagan, 1999). 转换带间断面主要与橄榄石的高压相变相关(Ringwood, 1977), D410与橄榄石(α相橄榄石)到瓦兹利石(β相橄榄石)的相变有关, 表现为正的克拉伯龙斜率, 而D660与后尖晶橄榄石(γ相橄榄石)到钙钛矿和铁方镁石的相变有关, 呈现负的克拉伯龙斜率(Ito和Takahashi, 1989; Bina和Helffrich, 1994), 故可利用正负相反的克拉伯龙斜率估算地幔转换带的热结构异常. 当转换带间断面存在热异常, 如下地幔热物质上涌穿越地幔转换带进入上地幔, D410加深而D660则变浅, 导致地幔转换带减薄, 减薄的幅度取决于热异常与周围地幔的温度差; 反之, 当转换带间断面存在低温异常结构, 如冷的海洋板片俯冲穿透地幔转换带进入下地幔, D410变浅而D660则加深, 地幔转换带增厚, 增厚的幅度主要受控于海洋板片的温度(Vacher等, 1998; Akaogi等, 2002; Andrews和Deuss, 2008). 因此, 了解中亚造山带地幔转换带的结构特征对认识该区域上地幔的组成和演化、地幔柱的起源深度、俯冲板片的归属以及地幔对流的尺度等地球深部动力学过程有着重要的启示作用(Schmerr和Garnero, 2007).

P波接收函数已经被广泛应用于地幔转换带结构的研究中(Shen等, 1996; Dueker和Sheehan, 1997; Liu和Gao, 2006; Ai等, 2007; Tian等, 2010; Zhang等, 2016; 白一鸣等, 2018). P波接收函数是利用远震P波波形数据通过反褶积获得台站下方介质的响应, 它对地球的速度界面非常敏感(吴庆举和曾融生, 1998), 因此通过接收函数能够获得较为可靠的壳幔间断面的状态、起伏甚至精细结构. D410和D660间断面橄榄石高压相变相反的克拉伯龙斜率可用来估算地幔转换带的热异常结构, 为认知上地幔低速热物质的起源深度提供证据.

本文的研究范围包括从贝加尔裂谷经蒙古中部到华北北缘的中亚造山带中部地区, 拟利用在中亚造山带中部地区新布设的105个流动台以及4个固定台记录的远震波形数据, 计算接收函数并进行共转换点(common conversion point, CCP)叠加, 获得研究区下方地幔转换带的结构, 为深入理解中亚造山带的深部结构特征以及动力学演化历史提供约束.

2 数据来源

本研究使用的地震波形数据主要包含4部分(图1): 中国地震局地球物理研究所和蒙古科学院天文与地球物理研究中心合作, 于2011年8月到2013年8月布设的69个宽频带地震台站(红色圆圈)记录的数据; 中国地

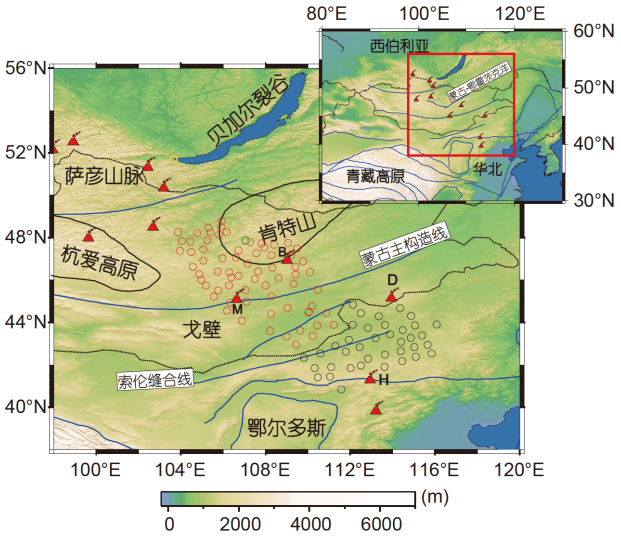


图 1　研究区域地质构造与地震台站分布

右上角的插图为研究区在大比例尺地图中的位置. 蓝色实线代表断裂, 黑色实线为蒙古地区主要的构造单元肯特山和杭爱高原. 红色三角形表示新生代火山: B, Bus-Obo火山; D, 达里甘嘎火山; H, 汉诺坝火山; M, 中戈壁火山. 红色、黑色、紫色、绿色以及黄色圆圈表示本研究使用不同时期数据的台站分布位置, 分别为2011-08~2013-08、2013-01~2015-07、2009~2015、1994~2005、1990~2015

震局地球物理研究所于2013年1月到2015年7月布设的36个宽频带地震台站(黑色圆圈)记录的数据; 中国地震台网分布在内蒙地区的2个固定台站(紫色圆圈)记录到的2009~2015年的波形数据; 以及全球台网在蒙古地区布设的一个固定台站(绿色圆圈)和贝加尔地区布设的一个固定台站(黄色圆圈)记录到的1994~2015年和1990~2015年期间的波形数据. 台站分布跨越了中蒙两国边界, 南至华北克拉通, 北至贝加尔裂谷. 从台站记录到的远震地震波形中挑选出震级大于5.0级, 震中距在30°~95°范围内且P波初动清晰的4468个远震事件, 整体上地震事件具有较好的方位角覆盖(图2).

3　成像方法

本研究采用时间域迭代反褶积方法求取接收函数(Ligorría和Ammon, 1999). 截取P波初至前50s至后150s的地震波形数据, 对截取的波形数据进行去均值、去倾斜以及重采样处理. 为去除高频信号的影响且易于识别Ps转换震相, 本研究采用0.05~2Hz的频率范围进行带通滤波且在反褶积过程中选取高斯系数为2.5进行高斯低通滤波. 对获得的接收函数, 利用互相关以及

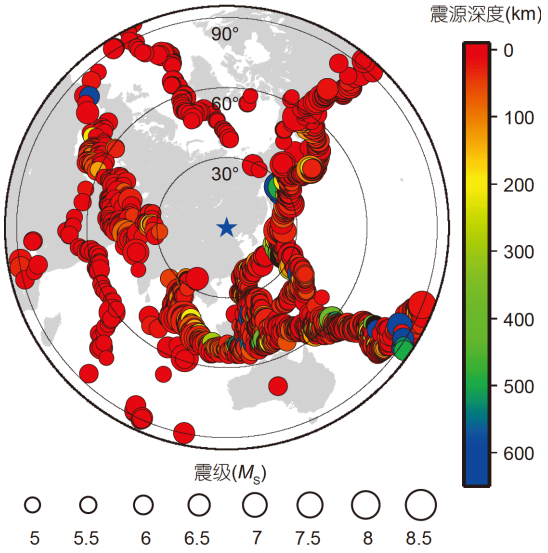


图 2　本研究使用的远震事件分布图

人工筛选相结合的方法进行严格挑选, 保证每一条接收函数的P波初至振幅为正且具有最强的振幅并存在显著的Ps震相, 最后获得可靠的接收函数共22190条.

共转换点叠加法(CCP)是根据共转换点叠加原理发展起来的转换波界面成像方法(Dueker和Sheehan, 1997; Zhu, 2000). 来自地幔转换带间断面的P410s和P660s转换震相通常较弱, 易被噪声淹没, 通过偏移进行共转换点叠加可以有效压制噪声、增强弱转换震相. 首先将研究区域沿水平和垂直方向三维网格化; 然后选取初始速度模型, 根据径向接收函数的反方位角和水平慢度以及所选取的速度模型, 进行射线追踪和时深转换; 进而将每条接收函数的振幅根据其相对到时投影到射线路径所对应的网格点; 最后将经过同一个网格点的接收函数振幅叠加并取平均值, 这样可以直观地获得转换波的叠加剖面. 显然, 射线密度和成像网格大小决定着成像结果的可靠性和分辨率(Zhu, 2000).

网格大小以及平滑区间控制着CCP叠加图像的分辨率和信噪比. 经反复测试, 本研究设置网格大小在垂直方向为1km、水平方向为10km, 设置平滑区间大小分别为水平方向9个网格、垂直方向3个网格. 在350~750km深度范围进行叠加成像. 分别沿经度和纬度以1°间隔抽取剖面, 并沿方位角为135°的方向抽取4条剖面. 通过自动与人工结合的方法拾取D410和D660界面的深度, 最终获得地幔转换带界面的二维深度

分布.

为探讨上地幔初始速度模型对D410和D660深度及地幔转换带厚度反演结果的影响，本文分别选取了一维、准三维和三维3种速度模型进行CCP偏移成像. 一维速度模型采用IASP91模型(Kennett和Engdahl, 1991)；准三维速度模型从Zhang等(2017)的三维P波和S波速度结构中抽取每个台站所在网格正下方的速度扰动，与IASP91模型叠加，作为该台站所有接收函数偏移成像的一维速度模型；三维速度模型则以IASP91模型为背景速度，获得每一条参与叠加的接收函数直达P波和Ps转换波从地表至400km深度处的射线路径，再将Zhang等(2017)给出的三维P波和S波速度扰动与IASP91模型叠加，给出与每一条接收函数一一对应的一维速度结构. Zhang等(2017)远震体波层析成像给出的是研究区域相对的速度变化，虽然不能很好地约束D410和D660的绝对深度，但能够消除上地幔速度横向变化带来的D410和D660间断面转换震相成像深度的起伏假象，还能准确地刻画地幔转换带厚度的横向变化.

4 CCP成像结果

图3为根据IASP91速度模型获得的410和660km处Ps转换波的穿透点位置图，图中红色实线代表图4中CCP叠加剖面的位置. 图4中展示了3条剖面根据三种速度模型获得的结果. 叠加剖面中虚线所指示的~410和~660km深度附近的两个连续的正振幅分别代表D410和D660的转换波.

图5a~5f展示的是三种速度模型计算获得的D410和D660间断面深度以及转换带厚度分布. IASP91速度模型所获得的D410和D660的深度变化范围分别为约385~426和649~680km；准三维速度模型获得的结果分别约为386~433和646~685km；三维速度模型获得的结果分别约为401~432和649~680km. 从图5a~5f不难发现，三种速度模型计算获得的D410和D660具有非常一致的深度变化趋势，并大体呈现D410和D660同步加深的现象，表明IASP91模型和准三维模型能够获得与三维模型基本相似的D410和D660深度起伏形态. 图5a~5c显示三种速度模型获得的D410的埋深. 蒙古主构造线和索伦缝合带之间、汉诺坝火山以西D410有平均10km左右的加深. 一维和准三维速

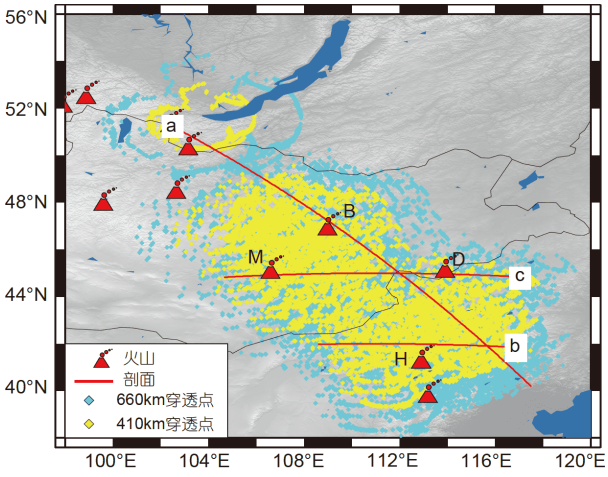


图 3　透射点和叠加剖面的位置分布

黄色和蓝色菱形分别表示410km和660km处的穿透点位置，三角形为新生代火山(见图1)，红色实线表示为图4中CCP叠加剖面的位置

度模型的结果显示，汉诺坝以东地区D410出现近20km的变浅，三维速度模型所得到的D410抬升幅度相对较小. 除贝加尔裂谷西南地区的火山位于D410的凹陷区内部外，研究区的其他火山基本分布于D410加深区域的边缘(图5a~5c). 从图6d中也可以看出，410km深度P波和S波的速度变化与D410的深度变化具有相关性，D410加深区对应着低速异常，D410抬升区对应着高速异常.

图5d~5f清楚地显示，三种速度模型所揭示的D660呈现非常相似的加深现象，加深幅度在约10~20km左右. 肯特山的Bus-Obo火山附近D660存在轻微的变浅. 达里甘嘎火山东西两侧D660存在明显的差异，火山西侧D660深达680km，不仅与D410加深区相对应，而且与图6e中S波的高速异常相对应；火山东侧D660略有抬升. 汉诺坝火山附近D660略有加深或处于正常深度. 除达里甘嘎火山附近外，图6e所示的660km深度的速度结构与D660的起伏并不存在明显的高速对应着D660的加深、低速对应着D660的变浅这种对应关系.

三种速度模型获得的地幔转换带厚度变化(图5g~5i)分别为238~271、235~274和237~265km. 三种速度模型得到的地幔转换带厚度的整体变化趋势基本一致、系统偏差不大. 汉诺坝火山东侧和达里甘嘎西侧地幔转换带厚度有10km以上的明显增厚. 汉诺坝西部以及Bus-Obo火山附近地区有5~10km的减薄. 蒙古中

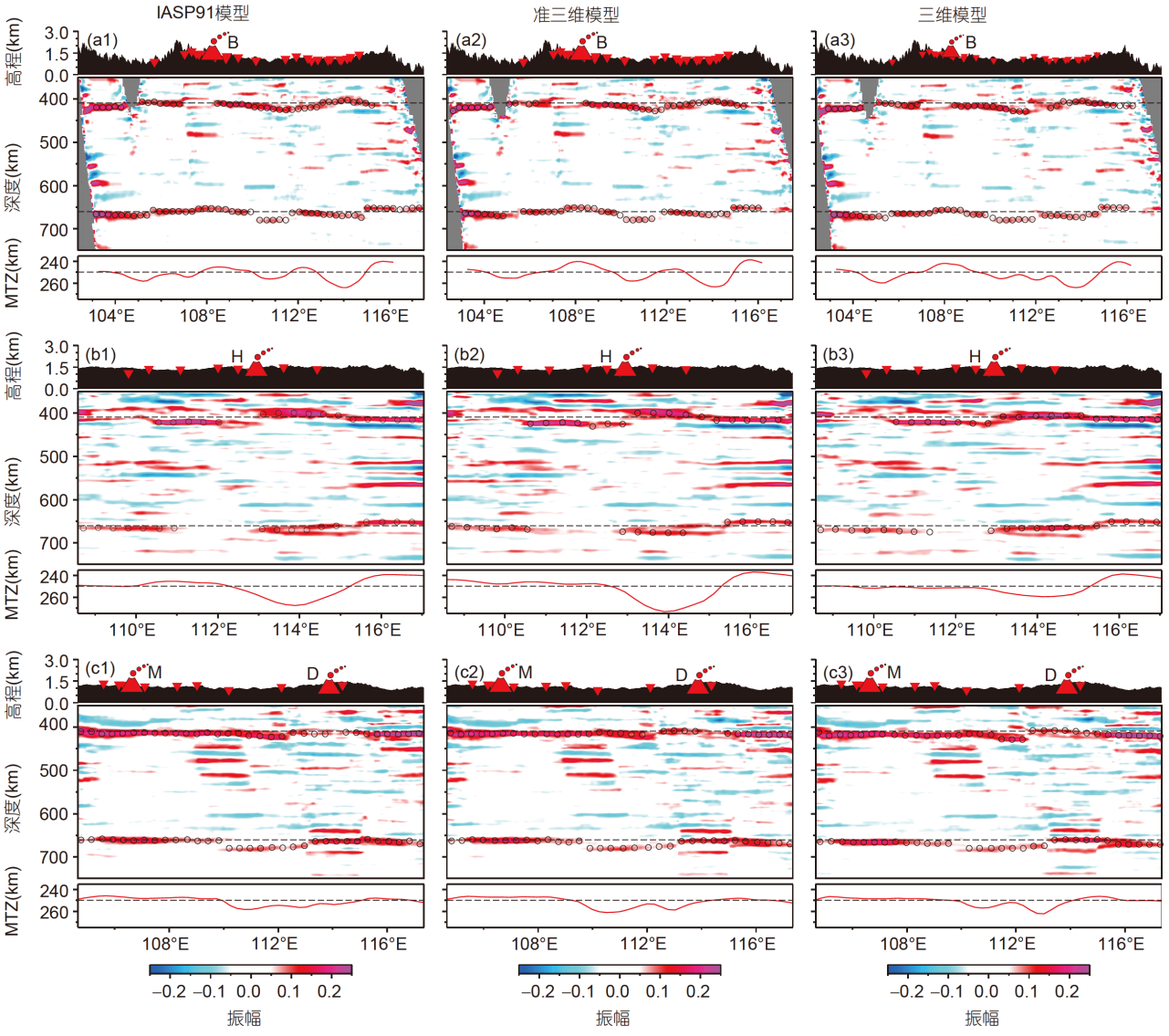


图 4　CCP叠加剖面图

图4 (a1)~(a3)、(b1)~(b3)以及(c1)~(c3)分别为图3中剖面a、b和c的IASP91、准三维以及三维结果图. 每幅图靠上黑色部分为地形, 倒三角形为台站位置, 三角形为火山位置(见图1); 中间部分为CCP叠加获得地幔间断面剖面, 圆圈代表着拾取的观测到的D410和D660的深度. 黑色虚线指示着410和660km深度; 最下面为地幔转换带对应的厚度图, 红线为该剖面对应的地幔转换带厚度, 黑色虚线为250km厚度处

戈壁火山的南部地区出现~5km的小幅度的减薄. 一个值得关注的现象是地幔转换带厚度变化与图6e所示的660km深度的速度结构有一定的相关性, 高速对应着地幔转换带的增厚, 低速对应着地幔转换带的减薄.

5　讨论

上地幔速度的非均匀性对D410和D660的成像存在一定的影响, 采用三维速度模型对D410和D660成像, 能获得更为准确的地幔转换带深部的结构图像, 所获得D410和D660的深度以及地幔转换带厚度能更准确地指示地幔转换带物质的温度异常信息. 显见三种速度模型所揭示的地幔转换带结构具有非常相似的特征和变化趋势, 但存在一定的差异, 下面我们将针对三维模型获得的地幔转换带结构开展深入的讨论.

有研究表明, 若只考虑温度对转换带厚度的影响,

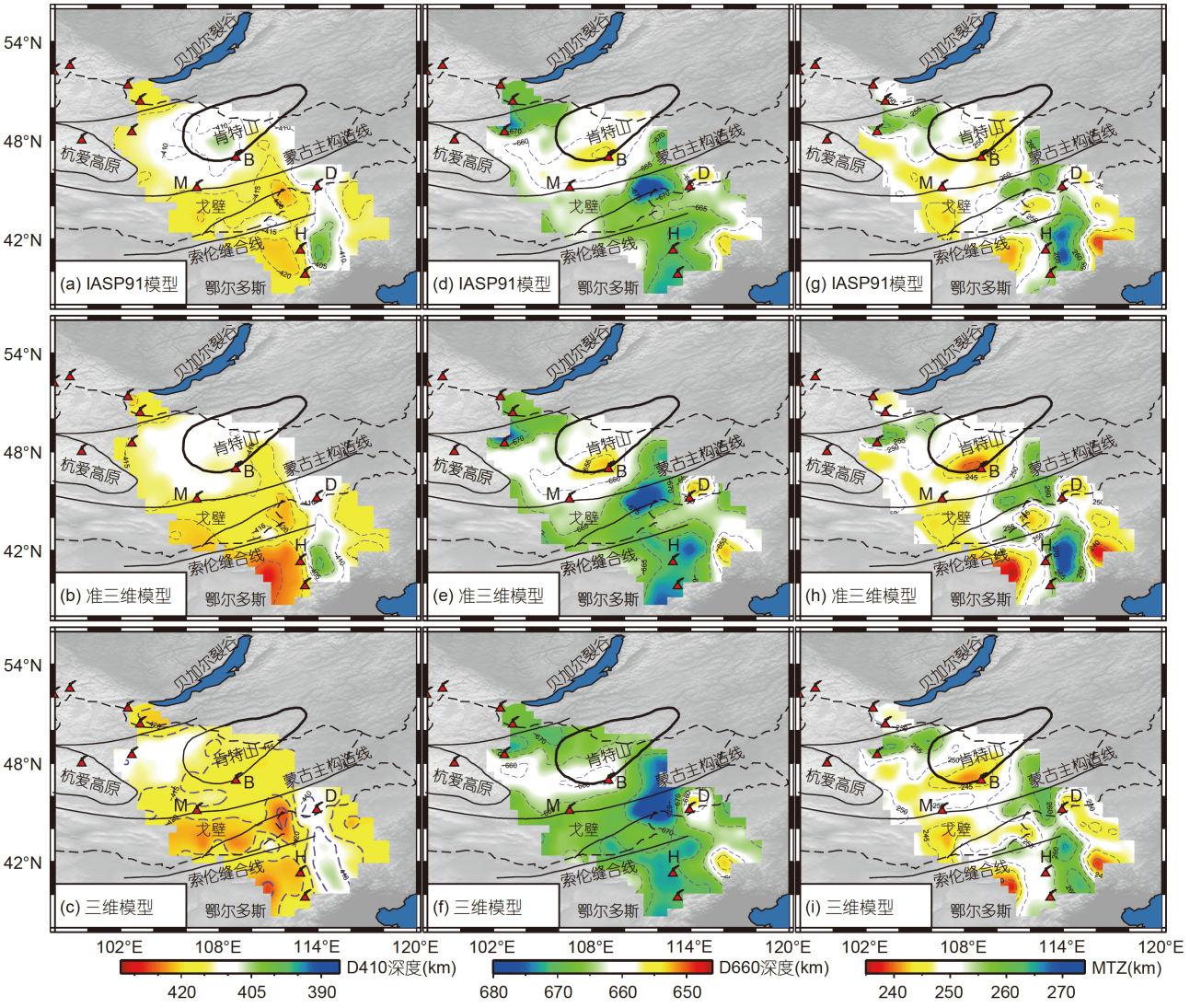


图 5　中亚造山带中部不同速度模型的D410和D660间断面深度以及地幔转换带厚度分布

红色三角形表示新生代火山, 同图1

每100K的温度异常会引起~10km的厚度变化(Helffrich, 2000; Kind等, 2002), P波速度相对于温度的敏感度约为−0.43%/100K(Cammarano等, 2003), −100K的温度变化引起+0.43%的P波速度异常(Cammarano等, 2003). 因此, 0.43%的P波速度异常可能造成地幔转换带厚度10km左右的变化. 体波层析成像显示研究区410和660km深度处的P波速度变化基本上小于±0.5%(图6), 据此可以推测, 研究区地幔转换带厚度的变化基本上在~10km范围内, 从另一个侧面佐证了本文结果的可靠性.

5.1　汉诺坝火山地区

汉诺坝火山处于太行山重力梯度带以西、华北克拉通北缘与兴蒙造山带的交界处. 在汉诺坝火山东侧地区, D410存在显著的变浅, 而D660虽然存在小幅度的加深, 但基本位于正常深度, 地幔转换带近~30km的增厚主要由D410的变浅引起. 显著变浅的D410指示410km深度附近存在显著的低温异常. 前人的接收函数研究也观测到汉诺坝火山下方D410的变浅(Liu等, 2015; Zhang等, 2016). 需要指出的是, Zhang等(2016)

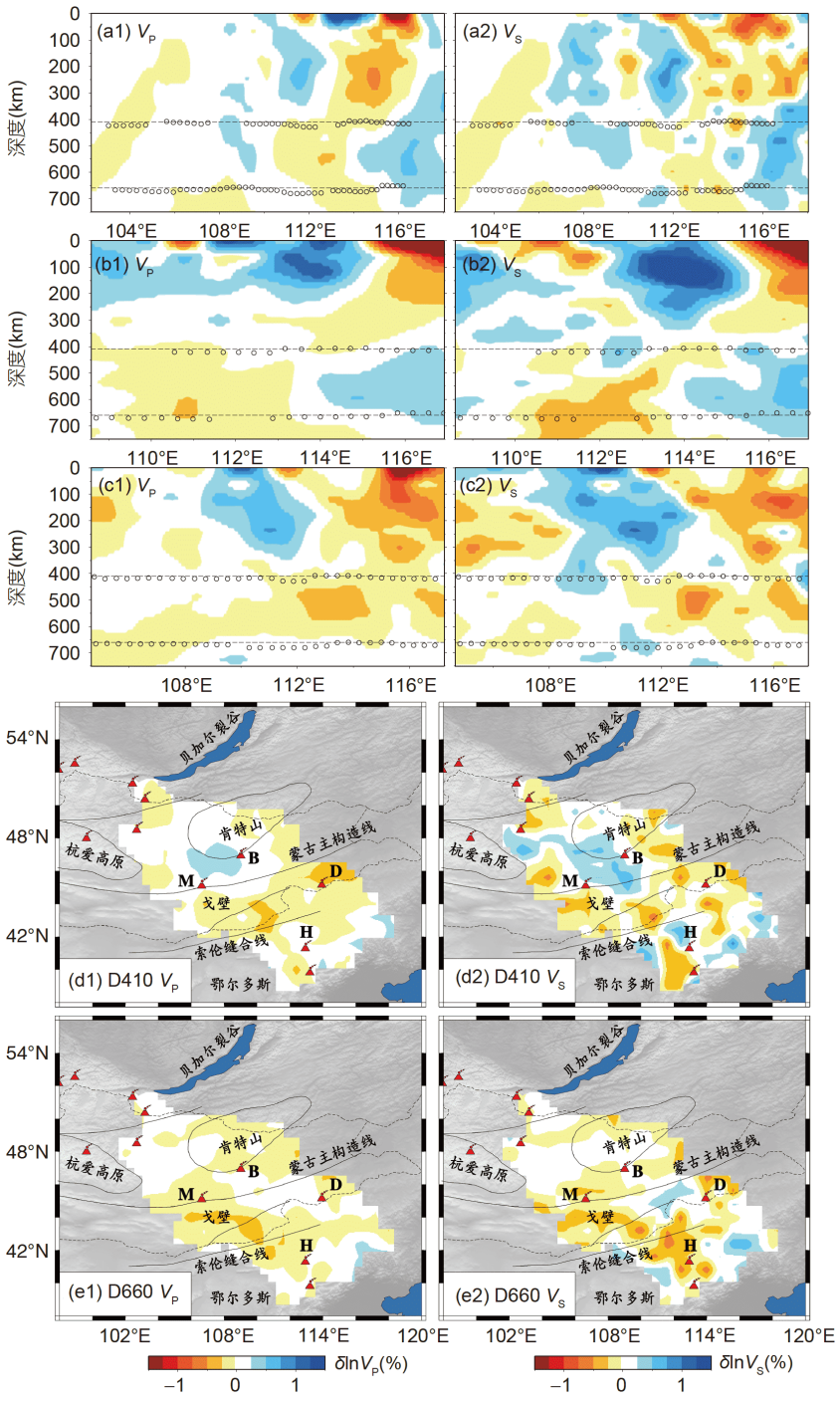


图 6　速度剖面以及410km和660km深度处的速度结构图

图中的速度数据来自于Zhang等(2017). (a1)~(c1)和(a2)~(c2)分别为图3中剖面a~c的P波和S波速度结构, 其中圈圈表示对应的3D速度模型中CCP叠加图中拾取的界面深度结果. (d)和(e)分别是410和660km深度处的速度结构图. 红色三角形表示新生代火山, 同图1

的结果显示, 准三维速度模型所揭示的汉诺坝火山下方D410的变浅较一维速度模型更为明显. 本文研究则显示一维和准三维速度模型所获得的汉诺坝火山下方D410的变浅较三维模型更为显著, 约有~10km的变浅

(图4b1~b3). 本文所用的远震数据以及三维速度模型反演所用的地震数据主要集中于汉诺坝的北部地区, 而Zhang等(2016)的数据主要集中于汉诺坝火山的东部和南部地区, 所用的速度模型为面波成像所获得的S波速度结构, 这些因素可能导致了结果略有差异. 但本文和Zhang等(2016)的结果均显示汉诺坝火山地区地幔转换带厚度增厚的现象.

汉诺坝玄武岩属于大陆板块内部的拉斑玄武岩及碱性玄武岩系列, 主要来源于上地幔, 邱家骧等(1986)认为汉诺坝玄武岩的喷出受大陆裂谷环境下深切至上地幔的断裂控制, 地表出露主要沿东西向阴山山前断裂这一超岩石圈断裂分布(解广轰等, 1989). 汉诺坝玄武岩地球化学研究显示, 汉诺坝的拉斑玄武岩和碱性玄武岩的源区组分可能是来自岩石圈地幔的富集型EMI和来自软流圈的亏损型DMM地幔端元的混合(Ho等, 2011; 周漪, 2012). 随着年代的更新, 新生代碱性玄武岩Yb含量逐渐增加, La/Yb比值逐渐减少, 地球化学特征逐渐接近拉斑玄武岩(Xu等, 2004; 张文慧等, 2005; 张文慧和韩宝福, 2006; Ho等, 2008; 周漪, 2012). Xu等(2004)认为汉诺坝玄武岩地球化学性质的变化是该区新生代持续的岩石圈减薄的反映.

相比于晚中生代古太平洋俯冲后撤导致的华北克拉通岩石圈伸展, 华北克拉通西部地区的岩石圈减薄主要受印度-欧亚板块碰撞引起的沿着岩石圈薄弱地区形成的地幔流动与对流影响(Molnar和Tapponnier, 1975; Xu, 2001, 2002). 有研究认为(Ren等, 2002; Zhang等, 2003), 自晚中新世以来, 华北西部地区在北西向拉张应力场作用下, 形成了狭长的环鄂尔多斯块体裂谷凹陷系统, 北西向拉张应力场与青藏高原持续向北挤压所导致的鄂尔多斯块体逆时针旋转有关. 由于华北克拉通地区的裂谷主要是沿岩石圈断裂与构造边界发育, 如郯庐断裂、山西地堑等, 因此认为岩石圈最先的拉伸与减薄主要沿着岩石圈薄弱、且易于形成局部地幔对流的岩石圈断裂与构造边界形成(Xu等, 2004). 拉张环境形成的局部软流圈对流, 导致岩石圈地幔底部发生热侵蚀作用, 并可能诱发部分岩石圈发生拆沉作用进入软流圈(Xu等, 2005; 张文慧和韩宝福, 2006). 因此, 汉诺坝新生代玄武岩可能是大陆岩石圈伸展作用的产物(Xu等, 2004), 与太平洋板块俯冲残留没有直接的联系(Tang等, 2006).

综合上述分析, 认为本文观察到的D410的变浅可能是晚中生代或新生代拆沉的低温岩石圈滞留在410km深度附近所引起(Zhang等, 2016)(如图7). 拆沉的岩石圈引发软流圈物质上涌充填岩石圈拆沉后留下的空间, 从而导致汉诺坝新生代玄武岩浆的喷发.

5.2 达里甘嘎火山地区

达里甘嘎火山与中国境内的阿巴嘎火山相连, 是东亚新生代玄武岩出露面积最大的地区. Zhang等(2017)根据岩浆区无明显异常的热流值(Hunt等, 2012)、缺少代表来自下地幔地幔柱的高^{3}He/^{4}He比物质(Barry等, 2007)以及全球成像中该区地幔深处较高的地震波速度(Simmons等, 2010; French和Romanowicz, 2015)等特征, 认为该区并不存在来自于核幔边界的典型的大规模地幔柱. 地球化学研究结果显示, 高Ti含量的阿巴嘎玄武岩暗示着岩浆来源于地幔深部, 可能是地幔软流圈部分熔融的产物(Ho等, 2008).

本文结果显示在达里甘嘎火山西侧, D410与D660呈现同步加深的现象. 加深的D410与地震波成像研究结果展示的达里甘嘎火山西侧戈壁下方约200~400km大范围的低速异常相对应(Li等, 2013; 张风雪等, 2014; Zhang等, 2017), 该低速异常可能是上地幔热物质上涌的反映. 体波成像研究结果还显示达里甘嘎火山西侧下方低速异常向南延伸至上地幔转换带(张风雪等, 2014; Zhang等, 2017), 我们观测到的达里甘嘎火山西南部中蒙边境地区地幔转换带厚度的局部减薄可能是该低速异常体的体现. 在达里甘嘎火山的西侧, D660约20km的显著加深导致了地幔转换带近10km的增厚, 可能暗示着D660处冷的高速异常体的存在. 从图6e中的速度结构可以看出, D660的加深区正好对应于高速异常区, Zhang等(2017)甚至认为该高速异常体向下延伸至了下地幔700~800km处.

Zorin等(2006)认为蒙古地区多个上地幔热物质上涌, 可能是滞留在地幔转换带的太平洋俯冲板片后撤产生的次级地幔对流上升分叉形成. 先前的层析成像结果显示与西太平洋俯冲板片连接并滞留在转换带的高速异常体西边界到达了中蒙边境地区(Zhao, 2004; Zorin等, 2006; Li和van der Hilst, 2010), 本文观测到加深的D660位于俯冲滞留板片边缘处. 依据成像结果与古海床资料, 推测滞留在东亚地幔转换带的太平洋俯冲板片最西端的年龄不到30Ma, 而太平洋板块向东亚后撤发生在至少~60Ma左右(Liu等, 2017), Zhang等

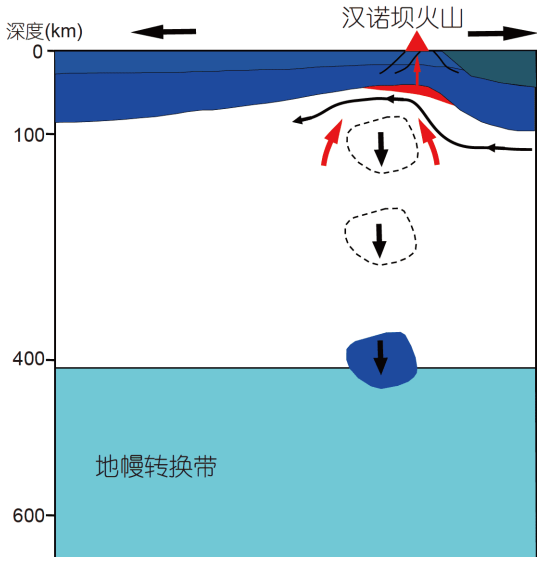


图 7　汉诺坝火山成因示意图

拉张环境形成的局部软流圈对流，导致岩石圈地幔底部发生热侵蚀作用，并可能诱发部分岩石圈发生拆沉作用进入软流圈，引发软流圈物质上涌充填岩石圈拆沉后留下的空间，从而导致汉诺坝新生代玄武岩浆的喷发，晚中生代或新生代拆沉的低温岩石圈现今滞留在410km深度附近

(2017)层析成像研究为30Ma之前的滞留板块是否向西延伸还是进入了下地幔提供了线索，他们观测到的高速异常体可能是滞留在地幔转换带并下沉到D660至下地幔的太平洋板块的残留(如图8a).

我们所观测到的加深的D660除了可能与太平洋板片俯冲滞留有关外，也可能与华北板块和西伯利亚板块在拼接过程中小规模俯冲板片的残留有关. 中亚造山带从古生代至中生代相继经历了古亚洲洋的闭合、鄂霍茨克洋的张开与闭合等多次俯冲闭合，形成了规模宏大的岛弧增生体系. 前所述及的高速异常体距晚中生代闭合的蒙古-鄂霍茨克洋缝合线约400km，前人的结果发现，似乎只有陡角度甚至垂直俯冲才能在不足500km的范围俯冲至转换带(Espurt等, 2008)，如西太平洋俯冲带(Miller等, 2006; Goes等, 2017). 此外，晚中生代蒙古-鄂霍茨克洋闭合后，下沉的残留洋壳是否还滞留在地幔转换带也是需要考虑的一个问题. 有研究观测到美国大平原地区D660的加深(Gao和Liu, 2014)与下地幔的高速异常(Porritt等, 2014)，认为与晚中生代150Ma俯冲的法拉龙板块的残留体下沉至D660有关. 虽然有证据显示现今可以观测到滞留在D660的晚中生代俯冲板片，但蒙古-鄂霍茨克洋是否为陡角度俯冲还需要更多的证据.

另外一种可能的解释是，与汉诺坝火山局部区域岩石圈拆沉后滞留在D410相似, 达里甘嘎火山D660加深区所对应的高速异常，也可能是中亚造山带碰撞增生岛弧拆沉后滞留在D660的反映(如图8b). 滞留深度的差异应该与拆沉的年代早晚及规模大小有关. 若这种机制是正确的，则暗示着达里甘嘎火山岩石圈的拆沉在年代上先于、在规模上大于汉诺坝火山.

在这个过程中，我们认为D660附近残留的俯冲板片引起了局部地幔热物质的上涌、或者俯冲滞留板块边缘出现了裂隙，为下方地幔热物质上涌提供了通道、或者岩石圈拆沉滞留在D660导致软流圈热物质上涌, 在大陆岩石圈整体拉张状态下, 地幔热物质更易于形成局部地幔对流，并沿着岩石圈薄弱地区上涌至地表，同时导致了D410的下沉(图8). 这个相对复杂的动力学机制似乎能更好地解释达里甘嘎和阿巴嘎火山的热物质来源及成因，但仍需更多的来自达里甘嘎火山地区的地质和地球化学佐证.

5.3　蒙古中部地区

肯特山的Bus-Obo火山地区D410、D660以及地幔转换带均呈现小幅度的变化. 整体上肯特山地区的地幔间断面起伏变化很小. 已有研究结果揭示肯特山地区约100~250km深度处存在低速异常结构(Gao等, 1994, 2003; Zorin等, 2003; Li等, 2013; 张风雪等, 2014; Chen等, 2015; Zhang等, 2017). 转换带厚度的小幅度减薄主要源于D660的轻微抬升，可能暗示着上地幔的低速异常并未到达地幔间断面. 从剖面a的叠加结果(图4a1~a3)来看，该地区D410似乎仅受到上地幔低速异常体的影响，在D410附近出现了类似于地壳沉积层的多次波双层界面.

中戈壁火山西南部地幔转换带也呈现小幅度变薄的特征, 其D410和D660在三维速度模型中都呈现小幅度的同步加深，而在一维和准三维速度模型中D660是处于正常深度. D410较D660更大一点幅度的加深是转换带小幅度变薄的主要原因. 体波成像结果显示, 中戈壁地区上地幔的低速异常延伸至300~400km深度，并有沿深度方向延伸至其西侧杭爱高原的态势(张风雪等, 2014; Zhang等, 2017). D410和D660小幅度的同步加深也暗示着低速异常体位于D410之上的上地幔，支持层析成像在该地区观测到的上地幔低速异常.

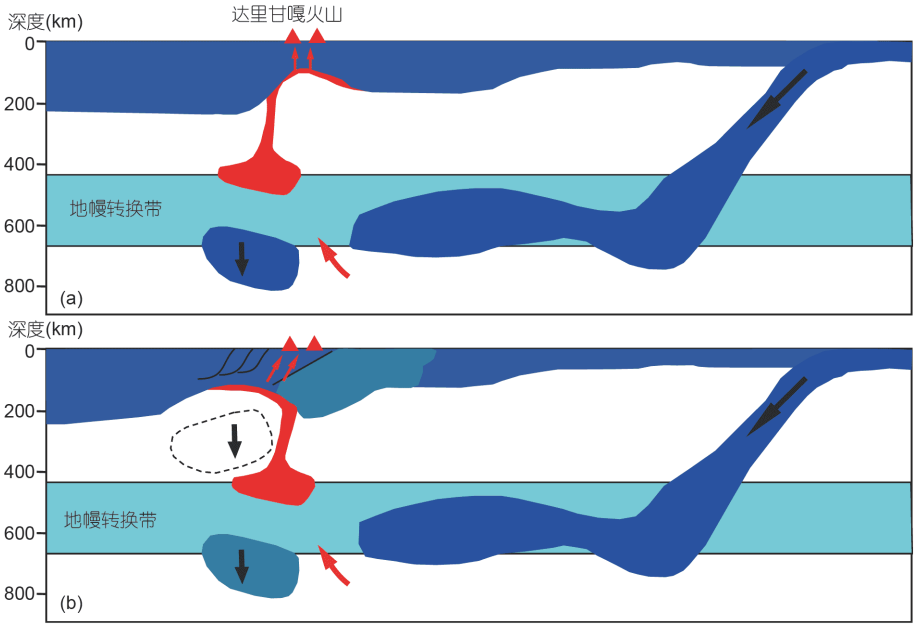


图 8　达里甘嘎火山深部成因示意图

D660附近残留的俯冲板片引起了局部地幔热物质的上涌、或者俯冲滞留板块边缘出现了裂隙，为下方地幔热物质上涌提供了通道、或者岩石圈拆沉导致软流圈热物质上涌，在大陆岩石圈整体拉张作用下，地幔热物质更易于形成局部地幔对流，并沿着岩石圈薄弱地区上涌至地表. (a)模型中D660界面的异常体可能是滞留在地幔转换带并下沉到D660至下地幔的太平洋板块的残留(模型修改自Wang等(2015)). (b)模型中D660界面的异常体可能是中亚造山带碰撞增生岛弧拆沉后滞留在D660的反映

肯特山和中戈壁火山地区地幔转换带幅度~5km的减薄部位与Zorin等(2003)揭示的重力和地震波异常体位置基本吻合. 若只考虑温度的影响，−5km的转换带厚度变化可能引起50K的温度异常，对应着−0.22%的速度异常，这与体波成像显示的速度异常变化较一致(张风雪等, 2014; Zhang等, 2017). 基于现有的结果，地幔转换带小幅度的减薄以及D660整体微幅抬升的观测现象还不足以支持源于D660的热物质上涌或来自下地幔的地幔热柱的存在.

6　结论

本文利用中亚造山带中部地区的固定和流动台站资料，采用不同的速度模型进行接收函数CCP叠加，获得了该区域D410和D660间断面的埋深和地幔转换带的厚度分布. 研究结果显示，不同的速度模型观测到的地幔转换带起伏形态变化不大. 中亚造山带中西部地区的D410和D660间断面起伏变化较小. 汉诺坝火山地区D410的变浅导致了地幔转换带显著增厚，可能与小规模岩石圈拆沉并滞留在D410间断面附近有关. 达里甘嘎火山西侧戈壁地区，D410与D660呈现同步加深的特征，暗示着上地幔热异常的存在. 达里甘嘎火山西侧D660深达680km，推测可能与古太平洋俯冲板片或中亚造山带碰撞增生岛弧拆沉后滞留在D660附近有关，残留在D660的俯冲板块或残余洋壳引起了地幔热物质的上涌，上涌的地幔热物质穿过D410进入上地幔，为这一地区的火山活动提供了岩浆动力和物质源泉. 在新生代大陆岩石圈整体拉张的作用下，地幔热物质易于形成局部地幔对流，沿着岩石圈薄弱地区上涌至地表形成火山. 肯特山的Bus-Obo火山与中戈壁火山地区的地幔转换带都出现了小幅度的减薄，与其上地幔的速度结构变化相一致，但并不支持在来源于地幔转换带或下地幔的深部地幔热物质上涌.

致谢　感谢中蒙国际合作项目以及内蒙项目中所有参与台站布设、数据采集、数据处理等工作的人员. 非常感谢两位审稿老师以及主编提出的建设性意见. 部分数据来源于中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心及IRIS数据中心.

参考文献

白一鸣, 艾印双, 姜明明, 何玉梅, 陈棋福. 2018. 利用P波接收函数方法研究青藏高原东南缘地幔转换带结构. 地球物理学报, 61: 570–583

解广轰, 王俊文, Tatsumoto M, Basu A R. 1989. 汉诺坝玄武岩及大同火山群的岩石学和同位素地球化学. 地球化学, (4): 277–296

邱家骧, 李昌年, 马昌前. 1986. 汉诺坝玄武岩板块构造环境及岩浆成因机理的分析. 岩石学报, 2: 1–12

任纪舜. 1991. 论中国大陆岩石圈构造的基本特征. 中国区域地质, (4): 289–293

吴庆举, 曾融生. 1998. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构. 地球物理学报, 41: 669–679

张风雪, 吴庆举, 李永华, 高孟潭, Ulziibat M. 2014. 蒙古中南部地区的上地幔P波速度结构. 地球物理学报, 57: 2790–2801

张文慧, 韩宝福. 2006. 内蒙古集宁新生代玄武岩的K-Ar年代学和地球化学及其深部动力学意义. 岩石学报, 22: 1597–1607

张文慧, 韩宝福, 杜蔚, 刘志强. 2005. 内蒙古集宁新生代玄武岩的地幔源区特征: 元素及Sr-Nd-Pb同位素地球化学证据. 岩石学报, 21: 1569–1582

周漪. 2012. 赤峰地区新生代汉诺坝期玄武岩的地球化学及成因研究. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学

Ai Y S, Chen Q F, Zeng F, Hong X, Ye W Y. 2007. The crust and upper mantle structure beneath southeastern China. Earth Planet Sci Lett, 260: 549–563

Akaogi M, Tanaka A, Ito E. 2002. Garnet-ilmenite-perovskite transitions in the system $Mg_4Si_4O_{12}$-$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ at high pressures and high temperatures: Phase equilibria, calorimetry and implications for mantle structure. Phys Earth Planet Inter, 132: 303–324

Andrews J, Deuss A. 2008. Detailed nature of the 660 km region of the mantle from global receiver function data. J Geophys Res, 113: B06304

Badarch G, Cunningham W D, Windley B F. 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. J Asian Earth Sci, 21: 87–110

Barruol G, Deschamps A, Déverchère J, Mordvinova V V, Ulziibat M, Perrot J, Artemiev A A, Dugarmaa T, Bokelmann G H R. 2008. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia. Earth Planet Sci Lett, 274: 221–233

Barry T L, Kent R W. 1998. Cenozoic magmatism in Mongolia and the origin of central and east Asian basalts. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. Mantle Dynamics and Plate interactions in East Asia. American Geophysical Union Monograph, Geodynamics Series, 27: 347–364

Barry T L, Ivanov A V, Rasskazov S V, Demonterova E I, Dunai T J, Davies G R, Harrison D. 2007. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia. Lithos, 95: 415–424

Bina C R, Helffrich G. 1994. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. J Geophys Res, 99: 15853

Calais E, Vergnolle M, San'kov V, Lukhnev A, Miroshnitchenko A, Amarjargal S, Déverchère J. 2003. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia. J Geophys Res, 108: 2501

Cammarano F, Goes S, Vacher P, Giardini D. 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. Phys Earth Planet Inter, 138: 197–222

Chen M, Niu F L, Liu Q Y, Tromp J. 2015. Mantle-driven uplift of Hangai Dome: New seismic constraints from adjoint tomography. Geophys Res Lett, 42: 6967–6974

Comeau M J, Käufl J S, Becken M, Kuvshinov A, Grayver A V, Kamm J, Demberel S, Sukhbaatar U, Batmagnai E. 2018. Evidence for fluid and melt generation in response to an asthenospheric upwelling beneath the Hangai Dome, Mongolia. Earth Planet Sci Lett, 487: 201–209

Cunningham D. 2005. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. Earth Planet Sci Lett, 240: 436–444

Davies J H, Bunge H P. 2006. Are splash plumes the origin of minor hotspots? Geology, 34: 349

Donskaya T V, Gladkochub D P, Mazukabzov A M, Ivanov A V. 2013. Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. J Asian Earth Sci, 62: 79–97

Dueker K G, Sheehan A F. 1997. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track. J Geophys Res, 102: 8313–8327

Espurt N, Funiciello F, Martinod J, Guillaume B, Regard V, Faccenna C, Brusset S. 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. Tectonics, 27: TC3011

Faccenna C, Becker T W, Lallemand S, Lagabrielle Y, Funiciello F, Piromallo C. 2010. Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? Earth Planet Sci Lett, 299: 54–68

French S W, Romanowicz B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. Nature, 525: 95–99

Gao S S, Davis P M, Liu K H, Slack P D, Zorin Y A, Mordvinova V V, Kozhevnikov V M, Meyer R P. 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone. Nature, 371: 149–151

Gao S S, Liu K H. 2014. Mantle transition zone discontinuities beneath the contiguous United States. J Geophys Res-Solid Earth, 119:

6452–6468

Gao S S, Liu K H, Davis P M, Slack P D, Zorin Y A, Mordvinova V V, Kozhevnikov V M. 2003. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone. J Geophys Res, 108: 2194

Goes S, Agrusta R, van Hunen J, Garel F. 2017. Subduction-transition zone interaction: A review. Geosphere, 13: 644–664

Helffrich G. 2000. Topography of the transition zone seismic discontinuities. Rev Geophys, 38: 141–158

Ho K S, Liu Y, Chen J C, Yang H J. 2008. Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: Implications for petrogenesis and mantle process. Geochem J, 42: 339–357

Ho K S, Liu Y, Chen J C, You C F, Yang H J. 2011. Geochemical characteristics of Cenozoic Jining Basalts of the Western North China Craton: Evidence for the role of the lower crust, lithosphere, and asthenosphere in petrogenesis. Terr Atmos Ocean Sci, 22: 001

Hunt A C, Parkinson I J, Harris N B W, Barry T L, Rogers N W, Yondon M. 2012. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: Geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting. J Petrol, 53: 1913–1942

Ito E, Takahashi E. 1989. Postspinel transformations in the system Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 and some geophysical implications. J Geophys Res, 94: 10637–10646

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

Kind R, Yuan X, Saul J, Nelson D, Sobolev S V, Mechie J, Zhao W, Kosarev G, Ni J, Achauer U, Jiang M. 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian plate subduction. Science, 298: 1219–1221

Koulakov I. 1998. Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continent. Geophys J Int, 133: 467–489

Kulakov I Y. 2008. Upper mantle structure beneath southern Siberia and Mongolia, from regional seismic tomography. Rus Geol Geophys, 49: 187–196

Li C, van der Hilst R D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltime tomography. J Geophys Res, 115: B07308

Li Y, Wu Q, Pan J, Zhang F, Yu D. 2013. An upper-mantle S-wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography. Earth Planet Sci Lett, 377-378: 367–377

Ligorría J P, Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bull Seismol Soc Am, 89: 1395–1400

Liu K H, Gao S S. 2006. Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas. J Geophys Res, 111: B11301

Liu X, Zhao D, Li S, Wei W. 2017. Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. Earth Planet Sci Lett, 464: 166–174

Liu Z, Niu F L, Chen Y S J, Grand S, Kawakatsu H, Ning J Y, Tanaka S, Obayashi M, Ni J. 2015. Receiver function images of the mantle transition zone beneath NE China: New constraints on intraplate volcanism, deep subduction and their potential link. Earth Planet Sci Lett, 412: 101–111

Miller M S, Kennett B L N, Toy V G. 2006. Spatial and temporal evolution of the subducting Pacific plate structure along the western Pacific margin. J Geophys Res, 111: B02401

Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. Science, 189: 419–426

Mordvinova V V, Deschamps A, Dugarmaa T, Deverchére J, Ulziibat M, Sankov V A, Artem'ev A A, Perrot J. 2007. Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves. Izv Phys Solid Earth, 43: 119–129

Petit C, Koulakov I, Deverchère J. 1998. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. Tectonophysics, 296: 125–144

Petit C, Déverchère J, Calais E, San'kov V, Fairhead D. 2002. Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hövsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modeling. Earth Planet Sci Lett, 197: 133–149

Porritt R W, Allen R M, Pollitz F F. 2014. Seismic imaging east of the Rocky Mountains with USArray. Earth Planet Sci Lett, 402: 16–25

Ringwood A E. 1977. Composition and petrology of the Earth's Mantle. Earth-Sci Rev, 13: 115

Ren J, Tamaki K, Li S, Zhang J X. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, 344: 175–205

MacDonald G J. 1977. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. Earth-Sci Rev, 13: 115

Schmerr N, Garnero E J. 2007. Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity. Science, 318: 623–626

Sengör A C, Natal'In B A. 1996. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. Annu Rev Earth Planet Sci, 24: 263–337

Shearer P M, Flanagan M P. 1999. Seismic velocity and density jumps across the 410- and 660-kilometer discontinuities. Science, 285: 1545–1548

Shen Y, Solomon S C, Bjarnason I T, Purdy G M. 1996. Hot mantle transition zone beneath Iceland and the adjacent Mid-Atlantic Ridge

inferred from P-to-S conversions at the 410- and 660-km discontinuities. Geophys Res Lett, 23: 3527–3530

Simmons N A, Forte A M, Boschi L, Grand S P. 2010. GyPSuM: A joint tomographic model of mantle density and seismic wave speeds. J Geophys Res, 115: B12310

Tang Y J, Zhang H F, Ying J F. 2006. Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China Craton. Chem Geol, 233: 309–327

Tian X B, Zhao D P, Zhang H S, Tian Y, Zhang Z J. 2010. Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt. J Geophys Res, 115: B10308

Tiberi C, Deschamps A, Déverchère J, Petit C, Perrot J, Appriou D, Mordvinova V, Dugaarma T, Ulzibaat M, Artemiev A A. 2008. Asthenospheric imprints on the lithosphere in Central Mongolia and Southern Siberia from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment). Geophys J Int, 175: 1283–1297

Vacher P, Mocquet A, Sotin C. 1998. Computation of seismic profiles from mineral physics: The importance of the non-olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity. Phys Earth Planet Inter, 106: 275–298

Wang X C, Wilde S A, Li Q L, Yang Y N. 2015. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. Nat Commun, 6: 7700

Windley B F, Allen M B. 1993. Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia. Geology, 21: 295–298

Windley B F, Alexeiev D, Xiao W, Kröner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. J Geol Soc, 164: 31–47

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

Xu Y G. 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: Pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. Chem Geol, 182: 301–322

Xu Y G, Chung S L, Ma J, Shi L. 2004. Contrasting cenozoic lithospheric evolution and architecture in the western and eastern sino-korean craton: Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. J Geol, 112: 593–605

Xu Y G, Ma J L, Frey F A, Feigenson M D, Liu J F. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. Chem Geol, 224: 247–271

Yin A, Nie S. 1996. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In: Yin A, Harrison T M, eds. The Tectonic Evolution of Asia. New York: Cambridge University Press. 442–485

Zhang F X, Wu Q J, Grand S P, Li Y H, Gao M T, Demberel S, Ulziibat M, Sukhbaatar U. 2017. Seismic velocity variations beneath central Mongolia: Evidence for upper mantle plumes? Earth Planet Sci Lett, 459: 406–416

Zhang R Q, Gao Z Y, Wu Q J, Xie Z X, Zhang G C. 2016. Seismic images of the mantle transition zone beneath Northeast China and the Sino-Korean Craton from P-wave receiver functions. Tectonophysics, 675: 159–167

Zhang Y Q, Ma Y S, Yang N, Shi W, Dong S W. 2003. Cenozoic extensional stress evolution in North China. J Geodyn, 36: 591–613

Zhao D P. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics. Phys Earth Planet Inter, 146: 3–34

Zhu L P. 2000. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves. Earth Planet Sci Lett, 179: 183–190

Zonenshain L P, Savostin L A. 1981. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. Tectonophysics, 76: 1–45

Zorin Y A, Turutanov E K, Kozhevnikov V M, Rasskazov S V, Ivanov A V. 2006. Cenozoic upper mantle plumes in east Siberia and central Mongolia and subduction of the Pacific plate. Dokl Earth Sc, 409: 723–726

Zorin Y A, Turutanov E K, Mordvinova V V, Kozhevnikov V M, Yanovskaya T B, Treussov A V. 2003. The Baikal rift zone: The effect of mantle plumes on older structure. Tectonophysics, 371: 153–173

(责任编委: 袁怀玉)