

# 太行山构造带及其以东地区上地幔地震层析成像

张学民<sup>1,2)</sup>, 杨文采<sup>3)</sup>, 赵大鹏<sup>4)</sup>, 张从珍<sup>5)</sup>, 李永红<sup>6)</sup>, 刁桂苓<sup>5)</sup>

1) 中国地震局地震预测研究所, 北京, 100036; 2) 中国地震局地质研究所, 北京, 100029;  
3) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 4) Geodynamic Research Center, Ehime University, Matsuyama, 790-8577, Japan; 5) 河北省地震局, 石家庄, 050021;  
6) 山东省地震局, 济南, 250014

**内容提要:**基于首都圈地区及河北邯郸台网共 115 个台站记录的地方震、近震和远震 P 波和 S 波走时, 利用地震层析成像技术得到了太行山构造带及其以东地区下方 300km 深度范围内的 P、S 波速度结构。结果发现沿太行山构造带速度结构在上地幔中存在明显的横向不均匀性, 其南、中、北段显示了各自不同的构造特征。太行山以东盆地岩石圈厚度较薄, 在约 80km 深度进入地幔软流层, 但在 160km 深度下, P 波和 S 波速度结构呈现较大差异, 其中 P 波在华北东部地区逐渐以高速为主, 而 S 波速度剖面上虽然低速体被切割, 但仍然保持了大部分地区的相对低速。深部结构揭示, 太行山中段受华北地区岩石圈减薄过程作用最为强烈, 其速度结构与盆地地区更为相似。而南段构造作用与浅部断裂关系明显, 深部可能更多地保留了构造造山带岩石圈厚度大, 高速介质多的特征。太行山北段处于多构造交界地区, 速度结构比较复杂, 部分 S 波低速区可能与深部地幔物质上涌作用有关。

**关键词:** 地震层析成像; 太行山构造带; 上地幔; 低速体; 分段性特征

太行山构造带位于华北平原与鄂尔多斯高原之间, 是华北及中国东部地区一条重要的构造带, 总体走向 NNE, 北部与燕山构造带交汇, 南部与秦岭-大别构造带相连, 是华北地区地貌与构造的显著分界(图 1)。太行山构造带是分割山西高原与河北平原的边界, 其在重力场、磁场中都表现出是一条非常显著的梯度变化带(刘占坡等, 2003; 马宗晋等, 2006), 同时也是地壳厚度变化梯度带, 两侧地壳速度结构及介质密度等有明显的差异(嘉世旭等, 2005; 李志伟等, 2006)。自中新生代以来, 由于构造演化及重力均衡作用, 太行山构造带强烈隆升, 东侧盆地区拉张断陷, 形成了典型的盆山组合构造。

太行山东部的太行山山前断裂是一条大型拆离断裂系, 由数条北北东和近南北向断裂组成, 平面上呈“S”形展布。太行山的东部是华北沉降区, 由于新生代以来的太行山隆升作用, 发育大型沉积盆地。

盆地内分布有一系列犁式正断层, 这些正断层控制了新生代盆地的发展范围(徐杰等, 2001; 马宗晋等, 1999)。太行山东西两侧分别具有不同的构造框架和不同的演化历史(罗照华等, 1997; 杨宝俊等, 2005), 其东部地壳厚度在 30~35km, 而西部比较厚, 一般在 40km 左右, 但目前对于这个地区地幔结构的研究还相对较少。关于这个地区在中、新生代的演化模型, 很多学者都进行过研究探讨(牛树银等, 1995; 徐杰等, 2001; 王春华等, 1991; 任纪舜等, 1997), 但对于新生代以来为什么会在华北块体内部发育 NNE 向构造带, 构造带的具体演化过程跟什么有关, 是印度欧亚板块的碰撞导致介质的向东挤出, 还是与华北整个岩石圈减薄的过程有关, 仍然是目前争论的焦点。本文从研究沿太行山构造带及其东部地区的深部速度结构出发, 分析山脉下方的介质性质, 对盆山耦合构造的演化过程给出一定的约

注: 本文为国家重点基础研究 973 项目(编号 2003CB716505)、中国博士后自然科学基金(编号 20060390507)和地质过程与矿产国家重点实验室项目(编号 GPMR0550)共同资助的成果。

收稿日期: 2010-03-31; 改回日期: 2011-05-20; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 张学民, 女, 1969 年生。博士, 主要从事壳幔速度结构和地震电磁学研究。Email: zhangxm96@126.com。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20120307. 1328. 011 网络出版时间: 2012-3-7 13:28

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120307.1328.011.html>

束。

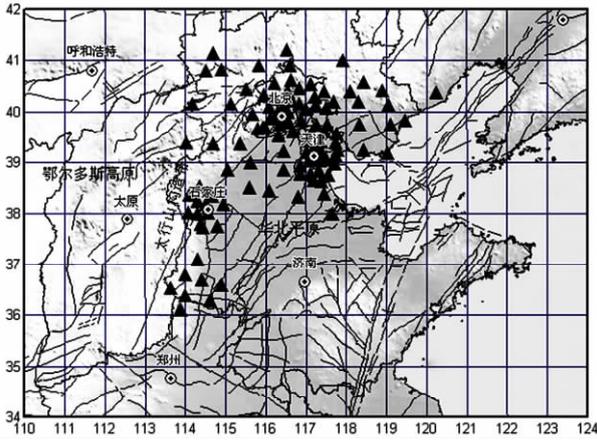


图 1 太行山及其以东地区地形图及地震台站分布图  
 Fig. 1 Topographic map and distribution of seismic stations in Taihangshan and areas at its east

### 1 数据和方法

首都圈数字地震台网自 2000 年正式运行以来,已记录到上万个地震事件,另外为补充太行山南段的研究工作,补充了河北省邯郸地震台网 8 个台站(位于河北省南部与河南省交界地区)的数据(地震台站分布见图 1)。本次研究从中挑选了 4565 个地方震、32 个国内地震和 1205 个国外强震的到时资料,图 2 中给出了本文地震层析成像研究中所采用的地震震中分布。记录这些地震的观测仪器采样率为 50Hz,其中包括短周期记录、宽频带记录及井下记录仪器。

本文的地震层析成像研究采用了赵大鹏发展的

方法(Zhao et al, 1992,1994),该方法的优点是在可以在反演中联合使用地方震、近震和远震资料,并可以在模型中引入速度间断面,而且相应的射线追踪方法考虑到了含有速度间断面的非均匀地球模型,模型中任意一点的速度都可以通过周围 8 点的速度内插获得,而不是简单的一维射线追踪。为了快速、精确地计算理论走时和地震射线路径,应用伪弯曲技术和 Snell 定律进行三维射线追踪,采用带阻尼因子的 LSQR 方法求解大型稀疏的观测方程组,非线性层析成像问题通过迭代的线性反演求解。

使用三维地球介质模型的网格节点技术,在水平方向上网格按 0.3°的间距划分,外围边界的网格节点间隔为 0.5°~1°。在垂直方向上,地球介质模型分为 19 层,上地幔中各层间距为 20km。反演结果显示,首都圈及河北南部地区绝大多数节点内射线数大于 5 个,P 成像在研究区域具有很好的覆盖性,但 S 波由于震相采集比较困难,可供使用的数据要少得多,而且 20°以上的远震大都分布在研究区域的东南部(图 2)。

### 2 深部体波速度结构分析

#### 2.1 上地幔 P 波和 S 波速度结构反演

为反演上地幔 300km 深度的 P 波速度结构,我们收集了 1205 个国外强震记录,其中震中距离在 26°~90°的远震记录为 983 个(图 2)。另外收集了国内 5 级以上地震震相记录,地壳部分选用了部分地方震的资料做补充,所用全部地震的震中分布见图 2。远震波形全部是新收集的 1999 年以后各省市地震台网陆续更新的数字地震仪器记录的结果,

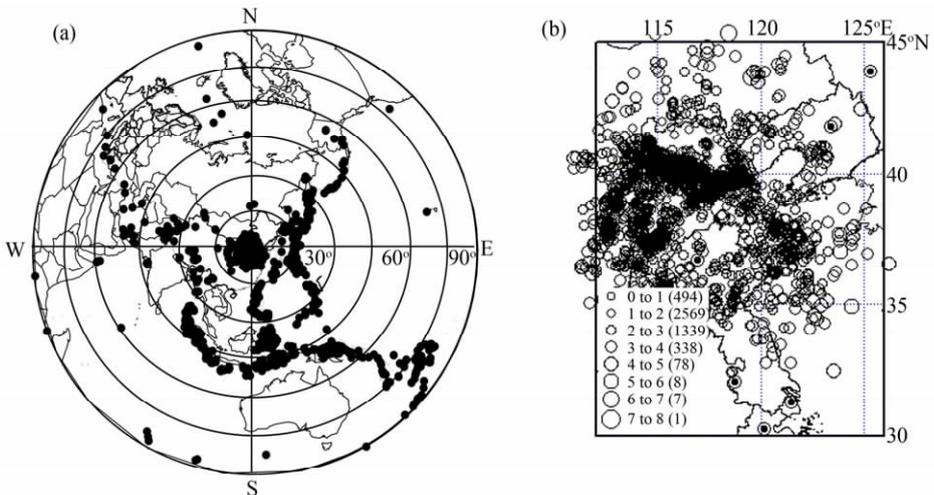


图 2 地震层析成像所用地震震中分布(a)及地方震分布图(b)

Fig. 2 Location of earthquakes(a) used in tomography and distribution of regional earthquakes(b)

保证了数据的读取精度。对于比较复杂的波形主要是采用多台波形对比及利用较清晰震相的相关性分析等方法来进行识别,以保证数据的可靠性。从地震分布方位来看,受不同地区地震发震概率的影响,所收集到的西部地震比较零散,而沿东部、南部一系列海域地震相对集中。

走时反演采用 Zhao 等(1994)的方法,他们在程序中可以综合使用地方震、近震和远震资料,对远震震相采取了理论到时差的数据处理方法,实现了不同类型地震震相的联合反演,最后不考虑地壳部分的地方震射线记录,经过上地幔各层的 P 波地震射线数目有 112035 条, S 波射线数目为 8273 条。地壳部分采用三层模型(杨文采等,2007),地幔部分的速度结构则根据 IASPEI91 模型确定(Kennett, 1991),上地幔中以 20~50km 深度不等分割层位。反演后, P 波走时的均方差从 0.75s 降低到了 0.53s,均方差降低了 29%; S 波走时的均方差从 1.03s 下降到 0.81s,降低了 21%。图 3、4 分别给出了研究区域上地幔不同深度的 P、S 波速度扰动图像,下面分别进行讨论分析。

### 2.1.1 P 波速度结构(图 3)

60km:在该深度层整个研究区域位于岩石圈中,但从图中可以清楚地看到,山区上地幔顶部的速度要高于盆地区,尤其是北部燕山构造带南缘一带,相对高速非常突出,最突出的低速区位于东部渤海湾盆地区。根据汪素云等(2003)对于华北地区 Pn 波的研究结果显示,华北地区 Pn 波在山区、隆起区比较高,为 8.10~8.20km/s,而在盆地区则比较低,为 7.70~7.90km/s。我们得到的结果也同样显示了盆地速度低、山区速度高的特征,这与地表大区域构造是吻合的。另外,在东部渤海湾盆地边缘可能已接近软流圈,所以速度下降比较快。

80km:图像的整体特征非常明显,即在北部的北京及燕山构造带南缘呈现高速异常,而整个华北平原区呈现大面积的低速,反映盆地区岩石圈厚度较薄,在 80km 深度已经接触到软流层,而山脉地区岩石圈厚度比较大,仍然保持比较高的速度结构。比较有意思的是太行山构造带的北段,即 39°N 以北地区出现一定的低速,同时在 41°N、115°E 附近呈现一定区域的低速,这两个地区分别对应了地表的河北蔚县和张家口地区。张岭等(2007)得到的渤海湾地区速度结构显示,低速异常出现在渤海湾盆地区,燕山构造带为高速异常,太行山隆起区为弱低速异常,我们得到的结果与其整体特征基本吻合,反

映了隆起区与盆地区的显著差异,结果同样表明太行山构造带在该深度上与东部盆地区差异不像燕山带那样明显,研究结果的一致性也说明了本次计算结果的可靠性。

100km:北京地区及其北部的高速仍然比较突出,但东部已经开始被低速体蚕食,说明该区域也开始进入地幔软流层。同样,在高速体的西部,低速区域的范围也在扩大。太行山中段慢慢被低速介质覆盖,与南北两段的高速形成鲜明对比,而与东部盆地区低速介质连成一片,反映太行山构造带的中段与盆地的演化构造运动最为密切,受到的影响也最大,而南北两段更多保留了山脉地区岩石圈厚度较大的特性,也说明后期南北两段的构造运动特别是地幔的上涌作用不像中段那么剧烈。

120km:图像上高低速结构间隔分布,中部盆地区的低速区域被条状高速体所分割,但在大部分盆地区以及太行山中段仍然是低速偏多,并且低速构造向太行山南段延续,反映了上地幔热物质的影响区域在增大。李志伟等(2006)利用环渤海地区 50 个台站的天然地震 P 波到时资料反演得到了 120km 深度的图像,结果显示,北京及其以北地区以高速为主,反映该区岩石圈厚度相对较厚;而低速区域从东部渤海湾向 NW 方向一直延伸到河北张家口地区,基本与我们的结果一致,但他们的低速区比本次结果大的多,这可能是与他们的网格间距比较大(0.5°×0.6°)有关,因为网格划分越松散,所反映的是一个较大区域的平均速度效应,而网格越小,可能局部效应越明显。

140km:从渤海地区向 NW 方向基本被高速体占据,可能反映这个区域已经在逐步跳出地幔软流层,或者盆地区下方有高速介质在这个深度残留。中部包括太行山区依然是低速体占主导地位,太行山南段高低速自西向东相间分布。

160km:从渤海湾向西高速区仍在扩展,并逐渐与 NW 向分布的燕山构造带脱离。燕山构造带的低速体增多,切割了高速结构,使之变得零散化。38°N 附近也就是河北石家庄地区下方东西两侧都有明显的低速体,南段高速体比较多。与张岭等(2007)165km 深度图比较,二者都显示了研究区域高速异常区域增加,低速异常区域减少的特点。

180km:东部的高速逐渐扩展到太行山山前断裂带附近,北部的北京地区低速体侵入,但构造走向仍为 NE 向,与太行山构造带走向一致,反映该区域构造演化仍然受到太行山构造带的演化作用影响。

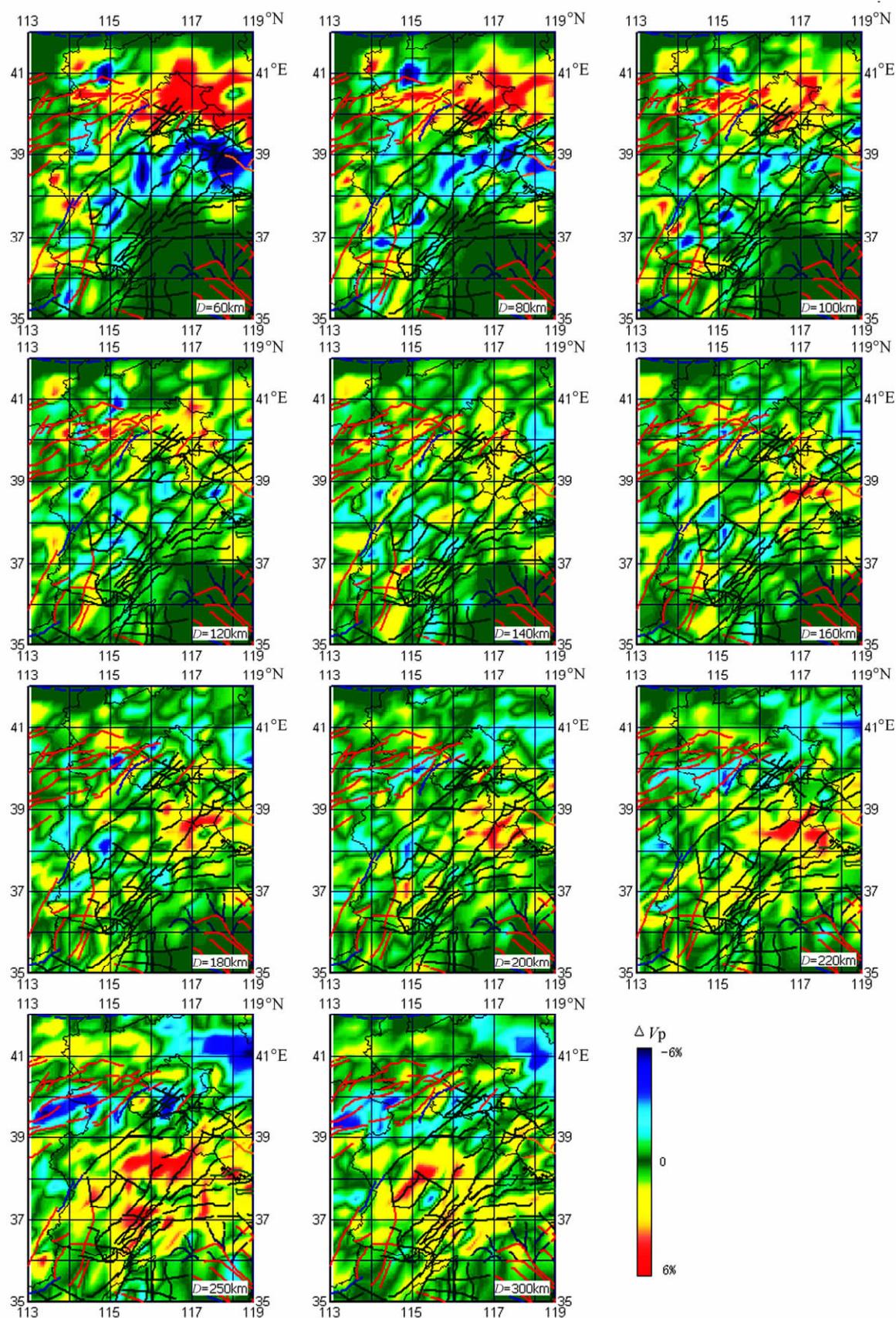


图3 不同深度上地幔P波速度剖面

Fig. 3 Upper mantle P wave velocity profile at different depth

最北段的燕山构造带分布大多是低速,与南部地区差异很大。太行山中南段仍然与上面的图像保持一致,但低速区域向南和东都有一定的延伸。

200km:盆地区域的高速逐渐连成一片,而周围的山脉地区则主要呈现低速形态,也就是到达200km深度山脉与盆地仍然能有较明显的区分,反映了山脉地区与盆地区整体介质的差异。太行山中北段在阜平和怀来地区仍然在延续,如果这两个区域确实存在热物质的话,说明其物质来源深度是比较大的,能达到200km以上。

220km:图像与200km深度有很好的延续性,东部的高速体占据了大部分区域,反映华北盆地区上地幔软流区可能已基本结束。西部河北怀来—阳原地区低速体发育,面积也在逐渐增大。另外,北京地区也呈现了低速构造,并与东北部地区相连。

250km:盆地区高速更加明显,山脉区呈相对低速。太行山构造带的中北段低速异常更加突出,中部石家庄以西地区低速体向西延伸到山西地区。北部北京地区低速体很明显,同时阳原地区低速体范围也增加了很多,显示了与其他地区完全不同的构造特征。

300km:研究区域中部的高速区向南迁移,北部呈现了更多的低速,西部蔚县—阳原地区的低速区向东扩展与北京地区的低速体连通,形成了近EW向分布的低速构造。

以上分析表明,一直到300km深度,华北地区横向不均匀性仍然很剧烈,构造单元之间没有形成统一的层位速度。而且与地壳结构类似,太行山构造带不同区段之间也没有融合,而是显示了各自不同的特点。其中比较突出的是中段与东部的盆地区融合比较快,特别是上地幔软流层出现的深度较浅,南段高速体比较多,北段随着深度的增加,低速体面积逐渐增大,并渐渐控制整个北段结构。

### 2.1.2 S波速度结构(图4)

60km:扰动比较大的图像分布在研究区域的南北段,主要是山脉区,反映了山区该深度速度上的差异,其中北京以北地区相对天津以北地区呈现相对低速;太行山南段高低速体交替分布。

80km:图像显示,沿太行山山前断裂带S波以低速为主,而东北与西南的几个区域多呈现高速。

100km:沿太行山构造带附近仍然保持低速,同时太行山南段即河北邯郸、邢台地区在这两个层位深度也保持了比较明显的低速,其周边被高速体所包围。图像中与P波存在显著差异的就是 $40^{\circ}\text{N}$ 以

北地区在P波图像上一直呈现明显的高速,而在S波图像上却显示了相对的低速。反映S波速度在岩石圈底部可能相对P波下降速度更快,也反映了该区上地幔介质与其南部的盆地区不同,盆地区是P、S同时下降,而北部山脉边缘地区S波速度下降比较多,P波速度却相对较高。

120km:整个太行山山前断裂的东部以低速为主,中间间隔以部分的高速体,反映整个盆地区在地幔软流层中变化。与P波类似,东部的河北唐山地区一直保持比较高的速度。

140km:整个盆地区依然以低速为主,夹杂以部分的高速体,尤其在 $37^{\circ}\text{N}$ 附近高速体比较多。

160km:华北盆地在中部高速介质增多,西南部的高速体变化幅度也比较大,在 $37^{\circ}\text{N}$ 附近形成条带状分割的高低速体,反映在160km深度,横向不均匀性依然很明显。

180km:高速体的面积在逐渐扩展,并形成盆地区的主流,与P波速度结构相类似,反映盆地区已经脱离地幔软流层,或在该层位残留有高速体。低速体在边缘地区比较多。

200km:自河北唐山向石家庄地区存在明显的低速区域,其东部和南部高速体突出,形成明显的对比。与同深度P波图像相比较,东部的高速比较一致,但石家庄至唐山的低速是完全不一样的,S波高速区域没有P波分布那么广泛。

220km:整个盆地区内仍然是高低速相间构造,高速体在东南部突出。

250km:整个速度图像向东南偏移,图像显示了极不均一的构造特征,高低速均被切割得很零散,没有形成统一的整体,低速区域有增加的趋势。

300km:图像继续向东南方向移动。高速体分布在东南边缘处,华北盆地区以低速为主。

S波速度结果与P波结果相同的是,在整个研究的深度范围内,波速的横向不均匀性明显,没有很均一的层位出现。但就地幔软流圈而言,S波速度呈现了更多的低速区域,而不象P波一样在140km左右逐渐出现大片高速区,这可能与S波的传播特性有关,在热的半熔融介质层内S波速度下降比较大,受到的影响要远高于P波,对于深部介质的成分及物理性质的界定可能还需要更多资料的支持。

## 2.2 分辨率检验

输入正负相间的速度扰动( $\pm 3\%$ ),使用与实际反演相同的数据集,反演得到了上地幔不同深度的速度扰动图像(图5)。由图可见,在60~300km速

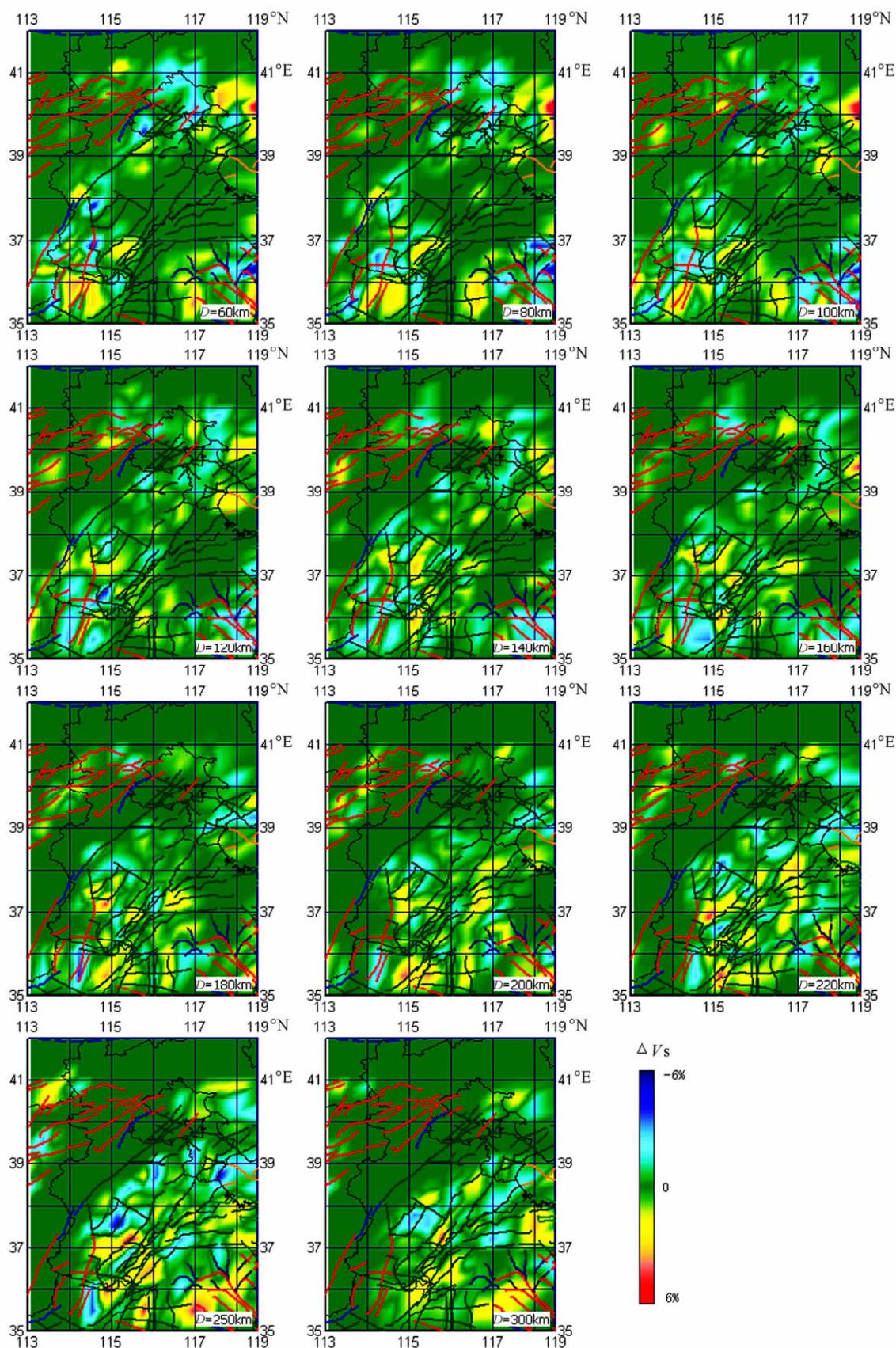


图 4 不同深度上地幔 S 波速度剖面

Fig. 4 Upper mantle S wave velocity profile at different depth

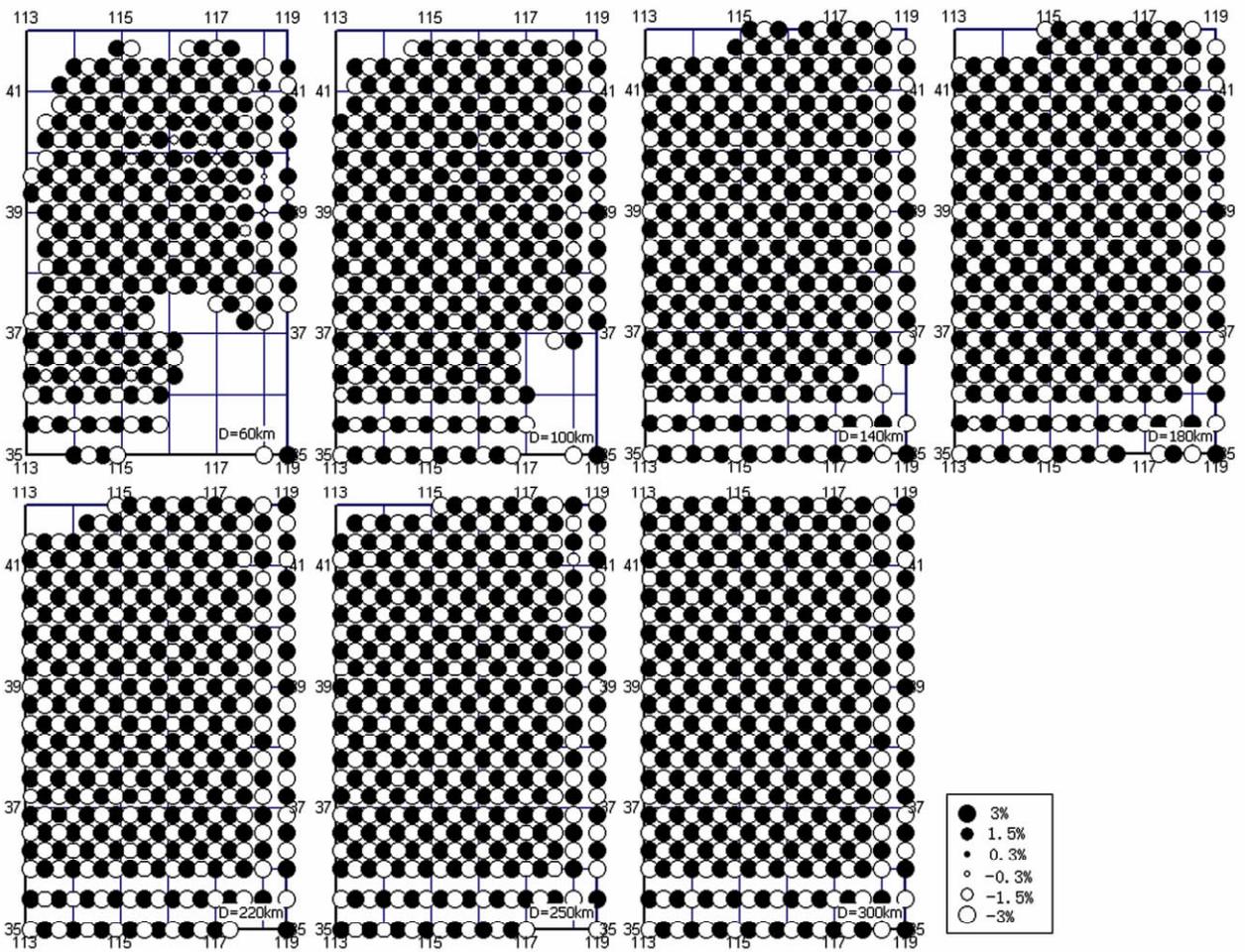


图 5 P 波速度结构检测板结果

Fig. 5 Checkboard results of P wave velocity structure

度剖面上研究区域内所有节点都得到了很好的恢复,但在地幔顶部因为东南部地区台站缺乏足够数据覆盖无法恢复,分辨率很差。随着深度的增加和射线的离散化分布,分辨率逐渐均匀化,对各节点的覆盖也开始比较均匀。因此在整个研究区域内所研究的深度范围对于太行山构造带及其邻近地区的分辨率一直是比较好的,结果的可靠性可以保证。

为了反映 S 波反演结果的可靠性,图 6 给出了上地幔中各个深度上射线穿过节点的数目图像。可以看到射线数目大于 20 的节点占总节点个数的 70% 以上,深部也在 50% 左右,小于 20 的节点数在 20% 左右。另外,个别地区没有射线穿过。与上面的 S 波图像进行对比,发现射线比较集中的地区 S 波变化图像相对更为细致,而射线数目少的地区, S 波的变化幅度也明显减弱。与 S 波变化图像一致的是,随着深度的增加,研究区域东南部的射线数目也逐渐增加,正好对应了上面 S 波变化比较突出的区

域,因此射线的数目对反演结果的影响还是非常明显的,也是很关键的因素。由此我们也可以知道,以上的反演图像在变化比较明显的地区都是射线比较充足的地区,其反演结果是有保障的。

### 3 结构差异及深部机理讨论

#### 3.1 速度结构的区域性差异

无论是 P 波速度结构还是 S 波速度结构在整个研究区域都表现了明显的横向不均匀性,与地表各构造单元相呼应,反映各构造单元在整个岩石圈乃至上地幔中仍然存在显著的差异,没有形成统一的介质层位。首先差异较大的是山脉区与盆地区,盆地区速度在 60km 以下比山脉区要低得多,反映盆地区地幔热作用比较强烈。另外在北部的燕山构造带与西部的太行山构造带下也明显不同,燕山构造带南缘在地幔顶部高速体相对较多,反映岩石圈结构比较稳定,厚度也相对较大,而太行山构造带相

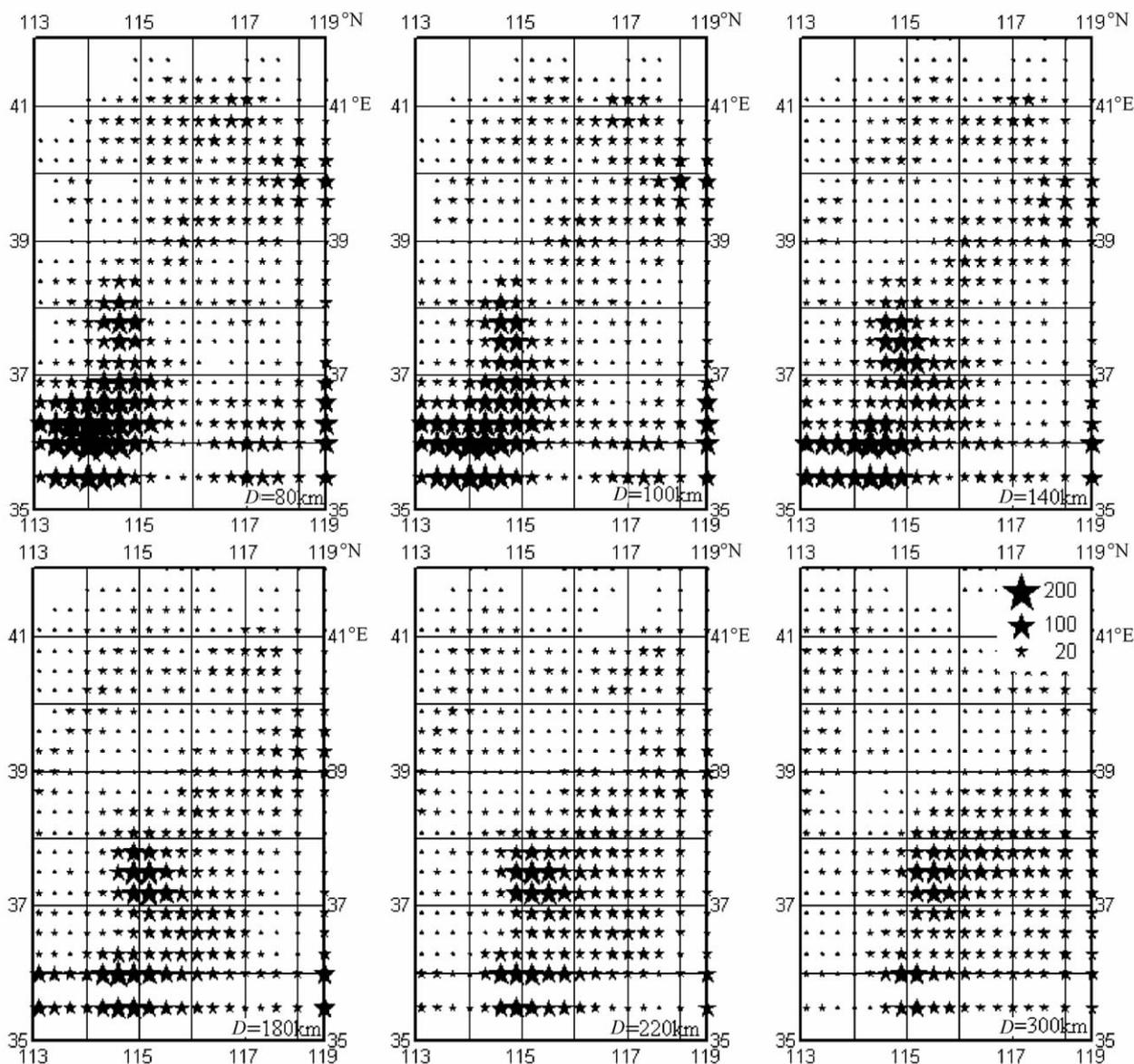


图6 各网格节点穿过的S波射线数目

Fig. 6 The number of S wave rays passing each node

对速度变化没有那么明显,而且随着深度增加,与华北盆地区的差异越来越小,反映太行山构造带与华北盆地演化的深部背景更趋于一致,而燕山构造带的形成与它们差别较大。

### 3.2 太行山不同区段横向变化对比

虽然同处太行山构造带内,但各区段的构造走向、山前断裂的发育形态都有明显的区别。该区中段太行山山前断裂相对比较单一,断裂走向NE,倾角很缓,约 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ ,是水平拉张活动和垂直差异活动最强烈的地段;而南段太行山构造带转折,断裂走向近SN,倾角在 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ,断裂活动强度不大(徐杰等,2000)。这些构造特性的差异反映了不同区段各

自不同的演化特点,在此利用各种不同的物理参数对不同区段的地下结构特征进行分析讨论。

(1) 涑水—怀柔段。上地幔P波速度结构显示,该区岩石圈厚度比较大,在80、100、120km的速度剖面上相对盆地区都表现为相对高速,140km以下才逐渐降低,200~300km呈现了比较大的低速区,反映该区虽然软流圈埋深相对较大,但比较厚。选择沿同一纬度的经向切面显示在图7中(图7a),结果同样反映出西部太行山构造带下地幔顶部的低速体,保持绵延向上的趋势,并与地表低速层连通,反映该区域地下存在热物质上涌通道。S波速度与P波明显不同,该区在多数上地幔剖面上在北京及

其以北都显示低速,东部天津以北相对速度较高。综合分析认为S波对软流圈的热介质更为敏感,所以速度下降表现得更为突出,也反映北京地区与其南部的盆地区地幔介质的物理性质不同。

(2) 涞水—石家庄段。上地幔P波速度结构显示,80km深度这个区段为相对高速,其西部和东部的盆地区为低速,但在100和120km深度剖面上,该区逐渐与华北平原低速区域相连通,低速区集中在石家庄左右两侧的区域范围内,该区低速一直延续到约200km深度,之后速度开始恢复,尤其在断裂带两侧一直到300km都保持相对高速。这个区域在上地幔结构中一直与华北平原区有很好的相似性和连通性,反映在华北断陷盆地区演化过程中受到的影响最为强烈。图7中在该段的经向切面(图7b)中太行山构造带明显高于其北段(图7a),而在华北盆地区低速区比较发达。另外比较突出的是盆地区下150~300km深度出现非常明显的高速体,与Xu等(2009)研究结果对比发现,由于他们的反演深度比较大,300km以下的高速体更加突出,而我们的结果在200~300km相对更明显,均反映了华北盆地在岩石圈减薄过程中被剥离的岩石圈介质。西部太行山构造带下也有高速介质存在,但不如盆地区鲜明。

(3) 石家庄—磁县段。该段太行山构造带有比较大的转折,成为近南北走向,主要断裂为邯郸断裂及其控制的邯郸凹陷。邯郸断裂走向NNE,倾角较缓,约 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ,其南部的几条断裂向南散开。断裂活动强度不大,水平和垂直断距均在1km左右。

上地幔中该区段南部一直以高速呈现,北部有P波低速介质在东西两侧展示出来,200km深度低速体最丰富(图7c)。S波正好相反,自80km深度就显示了大面积的低速,只在中间穿插有高速体,一直到300km深度。图像在该区的分辨率慢慢降低,但该区南段东部仍然以低速呈现,北段有高速体相间出现。

沿该区域的经向切面显示(图7c),整个切面上东西部虽有明显分解,但两部分变化幅度都不是很大,尤其是东部地区,虽然在200~300km保留了一定的高速体,但整体性已经非常弱,相反该高速体与西部太行山构造带连通性更好,可能反映了太行山南端山脉形成后受到的破坏相对较弱,所以在深部保留了更多的高速介质。而中段和北段都分别经历了岩石圈减薄及热物质上涌等地质活动过程,所以地下介质变迁较大。

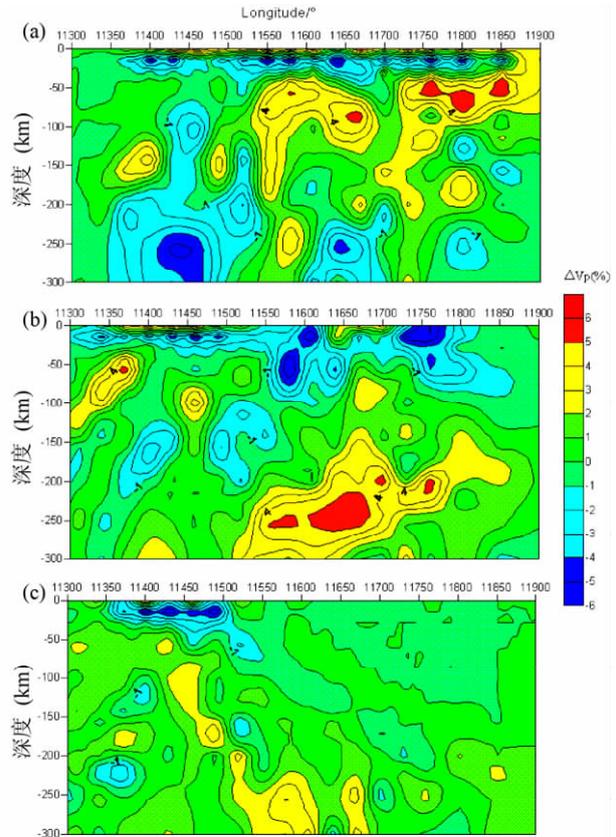


图7 太行山构造带三个不同区段经向切面图  
(a)  $39.9^{\circ}\text{N}$ ; (b)  $38.4^{\circ}\text{N}$ ; (c)  $36.6^{\circ}\text{N}$ )

Fig. 7 Longitudinal profiles at three segment in Taihangshan tectonic belt ((a)  $39.9^{\circ}\text{N}$ ; (b)  $38.4^{\circ}\text{N}$ ; (c)  $36.6^{\circ}\text{N}$ )

总之,整个研究区域在上地幔各深度剖面上都具有强烈的不均匀性,同样,太行山不同区段在同一深度也具有明显的横向不均匀性,反映了各区段不同的演化过程和地质构造特征。

### 3.3 太行山构造带不同区段与华北平原演化的动力学约束

对于华北东部太行山构造带与盆地区的形成和发育,有几种主要的观点。王春华等(1991)认为是地球内部的热能改变物质的相态,因此破坏地球内部的重力均衡,引起重力的不断调整,从而引发上地幔的底辟运动和对流运动,两对力对华北盆地区地壳的隆起与凹陷的塑造起重要作用。罗照华等(1997)根据太行山构造带的岩浆活动特征,认为太行山造山带属于一种新的造山带类型,受控于板缘俯冲作用的远距离效应,应力主要来自于上地幔深度,而不是地壳。徐杰等(2001)认为盆山之间的太行山前断裂是上地壳中的大型拆离构造,沿它拉张滑脱而盆降、山隆。盆山具统一的形成机制和同

一动力条件,盆地深部软流圈上隆和侧向分流导致岩石圈地幔和下地壳自下而上同向连锁流变,拖曳传力使上覆地壳拉张裂隙成盆,而且往西推挤相同圈层的物质使之缩短增厚并隆升,为盆地伸展让位,山脉随盆地发育。杨宝俊等(2005)使用了7条地学断面资料研究了大兴安岭重力梯级带的地球物理特征,分析认为壳幔物质的密度不均匀和莫霍界面的起伏造成了该带的重力异常。太平洋板块的远程俯冲效应,西侧青藏高原的弱碰撞效应,以及地幔柱产生的地幔热上涌作用,三者在该梯级带附近汇聚,导致该重力梯级带的形成。徐义刚(2006)通过研究太行山东西两侧的新生代玄武岩及其中的幔源包体,发现太行山东西两侧具有相反的演化趋势,反映新生代以来西部岩石圈逐渐减薄,而东部岩石圈逐渐加厚。他认为该重力梯度带的位置不是随机的,而是受控于华北克拉通内部古老岩石圈薄弱带和太平洋俯冲板片前缘位置的综合作用。

根据本文得到的上地幔速度结构,并结合以前的研究成果(张学民等,2006),作者认为太行山三个区段在新生代演化过程中存在明显的时空差异,其中太行山中段在整个华北地区岩石圈减薄过程中受到的影响最为显著,其地下介质的速度结构与东部盆地的融合度也最好,尤其在地幔深度更是如此。这也说明整个岩石圈演化的动力来自地幔,而不仅仅是地壳部分的作用。同时可以注意到目前华北地幔软流圈并不是一个稳定的低速层,而是在其中夹杂了很多的高速介质,这可能反映了该区地幔热物质的构造作用正在减弱。对于该区岩浆岩的年代学研究表明(徐义刚,2006),东部的岩石圈在逐渐增厚,而太行山西部的山西断陷带等岩石圈正在减薄,这与我们的研究结果相吻合。太行山构造带中段及其东部的冀中盆地区是华北地区岩石圈减薄运动中构造变化最彻底的区域,因此虽然盆地区中下地壳存在低速体、高导体,但地震活动并不活跃,主要是横向差异比较小的缘故。

太行山构造带的南段在上地幔中高速体最多,而很少呈现低速,这在原来的一维结构反演中也有类似特征(张学民等,2006),其地幔软流圈的上隆作用根本不明显,其盆地、隆起的形成更多受本地构造断裂活动所控制,沉降深度很有限。包括当前的高热流值显示,应该与该区目前应力场状态所引起的断层剪切拉张活动(李延兴等,2006)导致地幔介质沿脆弱带上涌有关,而与软流圈上隆、岩石圈减薄关系不是很密切。

太行山构造带的北段也是被小型断隆及多条断裂所切割,同时北端又与NWW走向的燕山构造带接壤。这个地区的电性结构剖面显示(邓前辉等,2001;赵国泽等,1997),在北京北部的三河—平谷地震带,及北京西北部的延怀地区都有高导体存在,有地幔物质上涌的迹象,尤其在延怀地区更为明显,这与北京地区S波低速度相一致。但盆地区与隆起区的结构特征很鲜明,没有明显均匀层状构造,而是各自为体,高导体直达地壳下部,甚至上地幔顶部,而电阻率值还低于河北平原区,反映热作用仍在持续。同时该区受到两个正交方向的应力场控制,是活动断裂交错分布的地区,根据地震活动的条带分布,目前仍是地震活跃区,这也说明该段是构造运动强烈的地段。

因此,太行山三个区段构造不同,其演化的时空过程也有差异,太行山山前断裂对盆地的控制作用差异也就很大,导致各区段完全不同的壳幔结构特征。与前人的想法一致,太平洋板块的深俯冲作用以及印度与欧亚板块的碰撞远程效应是其深部应力的来源。太行山中段有与盆地同期演化的特征,南北段在此期间活动不是特别强烈,盆地形成与浅部构造活动更为密切。徐义刚(2006)认为太行山可能是西太平洋板块的俯冲边界,所以其东西两侧盆地演化时空特性完全不同,但根据Huang等(2006)的结果显示,太平洋俯冲带延伸到渤海湾盆地下,而Zhao等(2004)结果却显示该俯冲板片一直延伸到西部山西大同火山区。由于没有更深部的资料约束,我们没法判定俯冲带的延伸距离及其截止位置,它在整个东部岩石圈构造演化中的作用还需要更多资料的验证。地幔顶部速度结构揭示,盆地区主要是低速,而山脉区是相对高速,反映地幔热影响主要集中在渤海湾盆地,山脉区只是受到了一定程度的波及。

## 4 结论

利用层析成像方法得到了太行山构造带及其东部地区上地幔P波和S波速度结构,给出了比较完整的各深度剖面,由于S波震相的数据不足,还有待今后工作的加强。经过对资料的详细分析及深部动力学过程的探讨,我们得到以下结论。

(1)上地幔P波速度结构显示华北盆地区比太行山区地幔软流层埋深更浅,在80km的图像上与山脉的分界就已经很明显。但在160~180km深度之下盆地区逐渐被高速介质所取代,可能有两种解

释:一是在该深度介质层已经不是地幔软流层;二是该深度范围内有残存的高速体。上地幔S波图像由于受到射线数目的限制,没有P波图像那么丰富,其总体特征是盆地区的地幔软流体持续深度还是比较大的。与P波类似的是在不同深度残留了一定的高速介质。

(2)太行山南、中、北段的速度结构显示了各自不同的特点,表现了强烈的横向不均匀性,反映了各自不同的活动程度及演化过程;由于山脉与盆地区两部分介质的巨大差异,反映太行山前断裂应该是切断地壳的深断裂。速度结构上相比北部的燕山构造带而言,太行山下高速特性并不是那么明显,有些区域在深部与盆地区有统一化趋势。

(3)太行山中段发育华北最大的断陷盆地——冀中盆地,这一段的速度结构也是与华北平原区在地幔结构中最早融合的一部分,上地幔软流层深度浅,速度下降比较快。反映该区段在新生代岩石圈减薄过程中该段受到的影响最为严重,上地幔结构发生巨大改变,与南北段明显不同。

(4)太行山南段在上地幔中存在很多的高速介质,反映后期深部构造运动比较弱,保留了古老克拉通岩石圈比较厚的标志,其浅部发育的盆地、断隆等更多受地表分布的活动断裂控制,与深部介质的关系不大。

(5)太行山北段反映其上地幔低速层比较厚,S波速度结构在上地幔顶部速度就已经开始降低,P波速度低值也从160km延续到300km深度,与电性结构等对比认为该区地幔热物质比较活跃。该区是太行山与燕山构造带的交汇部位,在东部太平洋板块的俯冲作用下,应力场分布显示了一定的拉张作用,目前是构造活动比较活跃的地区,深部地幔及浅部应力积累所引发的构造作用仍在持续。

## 注 释

① 张学民. 2005. 华北地区壳幔剪切波速度结构及与晚新生代地质演化关系研究. 北京:中国地质大学博士学位论文.

## 参 考 文 献

邓前辉,王继军,汤吉,詹艳,孙洁,李国深,肖思东,洪飞,叶青. 2001. 三河-平谷8级大地震区地壳上地幔电性结构特征研究. 地震地质,23(2):178~185.

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. 地球物理学报,48(3):611~620.

罗照华,邓晋福,赵国春,曹永清. 1997. 太行山造山带岩浆活动特征及其造山过程反演. 地球科学——中国地质大学学报,22(3):279~284.

李志伟,胥颐,郝天珧,刘劲松,张岭. 2006. 环渤海地区的地震层析成像与地壳上地幔结构. 地球物理学报,49(3):797~804.

李延兴,徐杰,陈聚忠,张静华,张中伏. 2006. 邢台、渤海、海城和唐山大地震震中区现今应变场的基本特征. 华北地震科学,24(2):36~39.

刘占坡,高祥林,黎益仕. 2003. 太行山重力梯级带的密度结构及其地质解释. 地震地质,25(2):266~272.

马宗晋,王国权. 1999. 中国东部现今岩石圈结构的板条构造分区. 高校地质学报,5(1):7~16.

马宗晋,高祥林,宋正范. 2006. 中国布格重力异常水平梯度图的判读和构造解释. 地球物理学报,49(1):106~114.

牛树银,董国润,许传诗. 1995. 论太行山构造岩浆带的岩浆来源及其成因. 地质论评,41(4):301~310.

任纪舜,牛宝贵,和政军. 1997. 中国东部的构造格局和动力演化. 地质研究,29-30:43~55.

王春华,廖素琼,徐杰,盛淑珍. 1991. 华北东部地区上地幔运动与盆地形成关系的模拟研究. 地震地质,13(3):276~282.

汪素云,许忠淮,裴顺平. 2003. 华北地区上地幔顶部Pn波速度结构及其构造含义. 中国科学D辑,33(增刊):91~98.

徐杰,高战武,宋长青,孙建宝. 2000. 太行山山前断裂带的构造特征. 地震地质,22(2):111~122.

徐杰,高战武,孙建宝,宋长青. 2001. 区域伸展体制下盆-山构造耦合关系的探讨. 地质学报,75(2):165~174.

徐义刚. 2006. 太行山重力梯度带的形成与华北岩石圈减薄的时空差异性有关. 地球科学——中国地质大学学报,31(1):14~21.

杨宝俊,刘万崧,王喜臣,李勤学,王建民,赵雪平. 2005. 中国东部大兴安岭重力梯级带地球物理场特征及其成因. 地球物理学报,48(1):86~97.

杨文采,张学民,于长青. 2007. 华北东部上地幔破裂带. 地质学报,81(10):1305~1312.

张岭,刘劲松,郝天珧,刘建华,胥颐. 2007. 渤海湾盆地及其邻域地区地壳与上地幔层析成像. 中国科学D辑,37(11):1444~1455.

张学民,刁桂苓,赵英萍,王卫民,束沛镛. 2006. 华北地区深部地幔剪切波速度结构研究. 地球物理学报,49(6):1709~1719.

赵国泽,刘铁胜,江钊,汤吉,徐常芳,詹艳,白登海,刘国栋. 1997. 山西阳高-河北容城剖面大地电磁资料的二维反演解释. 地球物理学报,40(1):38~45.

Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys. Res., 111, B09305: 1~21.

Kennett B L. 1991. IASPEI91 1991 seismological tables. Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, 167.

Xu P F, Zhao D P. 2009. Upper-mantle velocity structure beneath the North China Craton: implications for lithospheric thinning. Geophysical Journal International, 177: 1279~1283.

Zhao D, Hasegawa A, Horiuchi S. 1992. Tomographic Imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. J. Geophys. Res., 97: 19909~19928.

Zhao D, Hasegawa A, Kanamori H. 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic

events. *J. Geophys. Res.*, 99, 22313~22329.

subducting slabs: insight into deep Earth dynamics. *Phys Earth*

Zhao D P. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and

*Planet. Inter.*, 146, 3~34.

## Upper Mantle Seismic Tomography Under Taihangshan Tectonic Belt and Areas at Its East

ZHANG Xuemin<sup>1,2)</sup>, YANG Wencai<sup>3)</sup>, ZHAO Dapeng<sup>4)</sup>, ZHANG Congzhen<sup>5)</sup>,  
LI Yonghong<sup>6)</sup>, DIAO GuiLing<sup>5)</sup>

1) *Institute of Earthquake Prediction, China Earthquake Administration, Beijing, 100036;* 2) *Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, 100029;* 3) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;* 4) *Geodynamic Research Center, Ehime University, Matsuyama, 790-8577, Japan;* 5) *Seismological Bureau of Hebei Province, Shijiazhuang, 050021;* 6) *Seismological Bureau of Shandong Province, Jinan, 250014*

### Abstract

Based on P and S wave travel times of local, regional and far earthquakes recorded on 115 station distributed in capital area and Handan network in Hebei Province, P and S wave velocity structures beneath Taihangshan tectonic belt and areas at its east were obtained in the depth of 300km by seismic tomography technology. The results show that, there exists obviously transversal unhomogeneous in upper mantle velocity profiles along Taihangshan tectonic belt, where its southern, middle and northern segments exhibits their different structure features. Beneath the area at the east of Taihangshan, the lithosphere is thin, and the asthenosphere here is at the depth of about 80km. But under the depth of 180km, the P wave velocity structures show large differences in S wave velocity structures, in which at the east area of North China there presents mainly high P wave velocity, while S wave velocity maintains relatively low in most areas of North China basins although the low velocity media is cut by high velocity bodies. The deep structures demonstrate that, the middle segment of Taihangshan had been affected strongly by the lithospheric thinning in North China, and its velocity structure is much consistent with that beneath the basins. While the tectonic activity in southern segment was controlled apparently by shallow faults, but the upper mantle may maintain the character of old orogen with thick lithosphere and more high velocity media in upper mantle. The northern segment of Taihang belt, located at the boundary of multi-tectonic area, is complicated in velocity structure, and part low velocity region may be connected with mantle upwelling.

**Key words:** Seismic tomography; Taihangshan tectonic belt; Upper mantle; Low velocity body; Segmental characteristics