中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 8 期: 1183 ~ 1197
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

华北构造区岩石圈二维 P 波速度结构特征: 来自盐城-包头深地震测深剖面的约束

段永红, 刘保金*, 赵金仁, 刘保峰, 张成科, 潘素珍, 林吉焱, 郭文斌

中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002
* 联系人, E-mail: lbj001@126. com

收稿日期: 2014-10-24; 接受日期: 2015-02-12; 网络版发表日期: 2015-07-23
国家自然科学基金项目(批准号: 91214205, 41174052)和公益性行业(地震)科研专项项目(编号: 200908001)资助

摘要 从长 1300 余公里的盐城-包头深地震宽角反射/折射剖面 21 次爆破所得到的地震记录截面中, 识别出 6 组清楚的壳内震相和 1 组岩石圈界面反射震相, 采用射线追踪技术得到了华北克拉通东部、山西断陷带和银川-河套裂陷带岩石圈二维 P 波速度结构. 研究结果表明, 太行山东、西两侧岩石圈结构差异明显, 太行山不仅是重力梯度带, 也是一条岩石圈厚度的突变带和岩石成分分隔带. 太行山以东的华北克拉通东部中新生代岩石圈结构遭受强烈改造和破坏, 岩石圈厚度减薄至 70~80 km; 华北盆地有巨厚的新生代沉积盖层, 结晶基底最深处约 7.0 km, 地壳厚度减薄至约 31.0 km; 鲁西隆起区结晶基底相对较浅, 埋深 1.0~2.0 km, 地壳厚度 33.0~35.0 km; 苏北盆地有较厚的新生代沉积, 结晶基底最大埋深 5.0~6.0 km, 地壳厚度 31.0~32.0 km; 郯庐断裂是一条岩石圈级别的深大断裂, 其两侧速度结构差异明显, 在华北克拉通东部的岩石圈破坏中起着重要作用. 太行山以西地壳厚度明显增厚, 山西断陷带下方地壳厚度约 46 km, 且其下方中地壳上部存在速度小于 6.1 km s^{-1} 的低速结构. 结合其他地球物理探测研究成果, 环鄂尔多斯块体的陕西-山西断陷带和银川-河套裂陷带岩石圈遭受的破坏是不均匀的, 其岩石圈厚度在大同-包头附近约为 80~90 km, 在定襄-神木附近为 75~137 km, 在安阳-宜川附近为 80~120 km. 造成岩石圈不均匀破坏的原因可能是环鄂尔多斯古老的构造带在长期的构造演化过程中, 受多期构造事件影响而活化, 被多次改造弱化, 弱化的程度与鄂尔多斯块体的作用有关, 在新生代印度板块与欧亚大陆的陆-陆碰撞和青藏高原块体北东向推挤的作用下, 其岩石圈受到进一步改造减薄.

关键词
华北构造区
深地震测深
地壳结构
岩石圈厚度
华北克拉通破坏

华北克拉通东部、太行山隆起区、山西断陷带及鄂尔多斯块体西北缘的银川-河套裂陷带, 是华北克拉通构造活动和地震活动最为强烈的地区, 历史上1303年山西洪洞8级地震、1556年陕西华县8级地震、1668年山东郯城8.5级地震、1679年三河-平谷8级地震, 以及1966年的邢台地震和1976年的唐山地震都

中文引用格式: 段永红, 刘保金, 赵金仁, 刘保峰, 张成科, 潘素珍, 林吉焱, 郭文斌. 2015. 华北构造区岩石圈二维 P 波速度结构特征: 来自盐城-包头深地震测深剖面的约束. 中国科学: 地球科学, 45: 1183–1197
英文引用格式: Duan Y H, Liu B J, Zhao J R, Liu B F, Zhang C K, Pan S Z, Lin J Y, Guo W B. 2015. 2-D P-Wave velocity structure of lithosphere in the North China tectonic zone: Constraints from the Yancheng-Baotou deep seismic profile. Science China: Earth Sciences, 58: 1577–1591, doi: 10.1007/s11430-015-5081-y

发生在华北构造区内. 华北克拉通是世界上最古老的克拉通之一, 有38亿年的长期演化历史(Liu等, 1992), 20世纪80和90年代中国科学家对中国东部新生代玄武岩及其橄榄岩包体的研究, 确定出新生代中国东部大陆岩石圈地幔为大洋型, 且厚度较薄(池际尚, 1988; 鄂莫岚和赵大升, 1987). 近年来围绕华北克拉通破坏范围机制等重要科学问题, 已经取得了大量的研究成果(Chen等, 2008, 2009; 陈凌等, 2010; 朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2011, 2012; Zheng等, 2009; Zhao等, 2009, 2012; Zhang等, 2013; 李志伟等, 2011). 现有研究结果显示, 华北克拉通岩石圈被改造和破坏具有强烈的横向非均匀性, 华北克拉通东部普遍分布着60~80 km的薄岩石圈, 在鄂尔多斯盆地之下仍保留着200 km厚的岩石圈. 在华北克拉通中部的陕西-山西断陷带和银川-河套裂陷带下岩石圈厚度变化比较复杂(Chen等, 2009). 由于华北克拉通中西部现有宽频带台站资料不充分以及地震层析成像横向分辨的限制, 对岩石圈厚度变化的细节约束不够. 尽管对于华北克拉通中生代以来发生岩石圈减薄和岩石圈性质和热状态改变的认识已经得到众多证据支持, 并被绝大多数学者所认同, 但在岩石圈减薄和破坏的时间、空间范围、具体过程以及动力学机制等方面还存在争议(朱日祥等, 2011; 吴福元等, 2008; 周新华, 2009). 在华北地区开展的众多深地震测深工作虽然可为研究华北地区的地壳上地幔结构提供重要资料(孙武城和刘昌铨, 1983; 孙武城等, 1992; 马杏垣等, 1991; 滕吉文等, 2004; 张先康等, 1996, 王椿镛等, 1994; 祝治平等, 1997; 嘉世旭和张先康, 2005; 张成科等, 2002; 王夫运等, 2004; 段永红等, 2002). 但由于测线短、爆破能量不够等因素限制而无法获得华北克拉通岩石圈结构信息. 本文利用2010年在华北构造区完成的江苏盐城至内蒙包头长约1300 km的高分辨折射和宽角反射/折射联合探测剖面资料, 采用射线追踪方法得到了剖面岩石圈二维P波速度结构, 结合其他研究结果对华北构造区的深部构造特征和深部过程进行研究和探讨.

1 地质构造背景和数据采集

盐城-包头深地震宽角反射/折射测深剖面自东向西穿过的地质单元主要有苏北盆地、鲁西隆起、华北盆地、太行山隆起和山西断陷带, 最后到达银川-河套裂陷带的西北侧(图1). 苏北盆地是华南板块东北缘苏北-南黄海的陆上部分, 是由多期、多类盆地叠加的复合残留盆地(杨琦和陈红宇, 2003). 鲁西隆起总体形态呈不规则的圆弧形, 前寒武纪结晶基底(太古宙和元古宙)构造层主要出露于地块的中部地区, 其上尚残留有部分尚未完全剥蚀掉的下古生界盖层. 从核部基底隆起向外, 呈同心环状展布的盖层主要有古生界、中生界和新生界. 华北盆地是迭置在华北地台古生界盖层之上的中、新生界断陷盆地, 盆地内广泛发育震旦亚界、古生界与中、新生界海陆两套沉积地层, 隆起与坳陷是华北盆地的基本构造格架. 剖面依次穿过了盆地内的冀中坳陷、沧县隆起和临清坳陷. 山西断陷带是在新生代产生和发展起来的, 分布着一系列断陷盆地. 盆地之间为隆起所分隔, 大致呈北东-南西向雁行状排列. 郯庐断裂和太行山山前断裂是盐城-包头剖面所穿过的最重要的两个断裂构造带. 其中, 郯庐断裂是纵贯中国东部的一条巨型断裂, 也是华南大陆与华北大陆的分界, 对中国东部的区域构造、岩浆活动、矿产资源的形成和分布以及现代地震活动都有重要的控制作用. 早白垩世郯庐断裂曾发生了大规模的左行平移, 晚白垩世-早第三纪断裂转变成巨型的伸展构造(朱光等, 2001, 2002a). 晚第三纪以来, 由于断裂遭受挤压使前期断陷盆地普遍抬升、消亡, 并出现了广泛的逆冲活动(国家地震局地质研究所, 1987; 王小凤等, 2000; 朱光等, 2002a). 太行山山前断裂位于太行山与华北盆地之间, 是华北克拉通东部与中部的边界断裂. 太行山是一条重力场和磁场的显著梯度变化带, 无论是地形地貌、地壳厚度、岩石圈厚度及介质性质, 其两侧都有明显的变化(李松林等, 2011).

盐城-包头深地震宽角反射/折射剖面起于江苏省盐城市东台县弶港镇北(120°49′00″E, 32°48′30″N; 桩号100 km), 向北西方向依次经过江苏省的大丰、阜宁、东海, 山东省的临沂、泰安、临清, 河北省的南宫、行唐, 山西省的繁峙、右玉, 内蒙古自治区的托克托等地, 终止于包头市固阳县金山镇西南(109°58′20″E, 40°55′00″N; 桩号1434 km), 剖面全长1334 km(图1). 图2是剖面的观测系统图. 沿剖面进行了21次爆破观测, 单炮药量800~5102 kg, 观测投入691台PDS三分

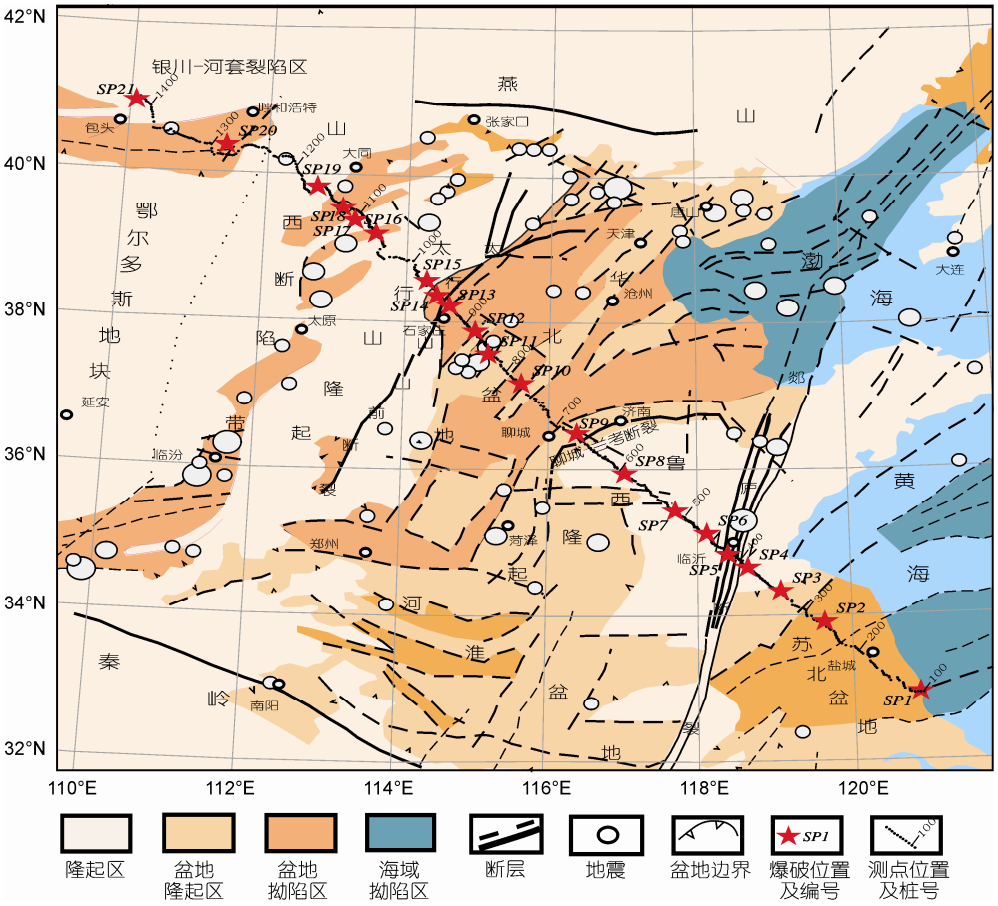

图 1　盐城-包头深地震测深剖面位置与主要地质构造图

据马杏垣(1989)

量轻便数字地震仪, 平均观测点距约2.0 km. 为了得到郯庐断裂、太行山山前断裂和山西断陷带的精细结构, 在这3个构造部位附近, 即桩号352~500, 882~1000和1051~1200 km布设了高分辨折射探测段, 高分辨观测段观测点距加密至0.8~1.5 km, 炮距加密至30~50 km. 在沿剖面21个炮点的爆破激发时, 沿测线布设的691台地震仪同时接收, 以实现高分辨率折射和宽角反射/折射的联合探测, 形成了追逐与相遇相结合的完整观测系统. 为获得反映岩石圈结构的地震记录, 单炮接收距离尽可能远, 采取了如增大激发点的炸药量, 接收点尽可能选择在基岩出露点等一系列措施, 在21个炮点中有9个炮点的药量超过2000 kg, 其中SP20炮点的药量达5102 kg. 由于在地震波激发和接收等方面采取了一系列措施, 因而记录效果较好, 最大的有效观测距离超过500 km.

2　震相分析

震相分析及识别是主动源地震探测研究地壳上地幔结构最基础也是最关键的一步(嘉世旭和张先康, 2008). 本次探测共进行了21次爆破激发, 得到了高质量的地震记录, 图3显示了5个炮点(SP2, SP6, SP11, SP13和SP21)的地震记录截面图(折合速度6.0 km s^{-1}). 从这些地震记录剖面中可识别出结晶基底折射波Pg、壳内界面反射波Pi(P1, P2和P3)、莫霍界面反射波Pm、上地幔顶部的折射波Pn和岩石圈底界面反射震相PL等7组震相. 总的看来, Pg波组较为连续, 震相清楚, 在21个炮点记录上都可清楚识别, 沿整条测线折合走时变化较大, 最小的接近零线, 最大的近2.0 s, 反映了沿测线沉积盖层速度和结晶基底埋深变化较大, 以及不同地质构造单元上部地壳的地质

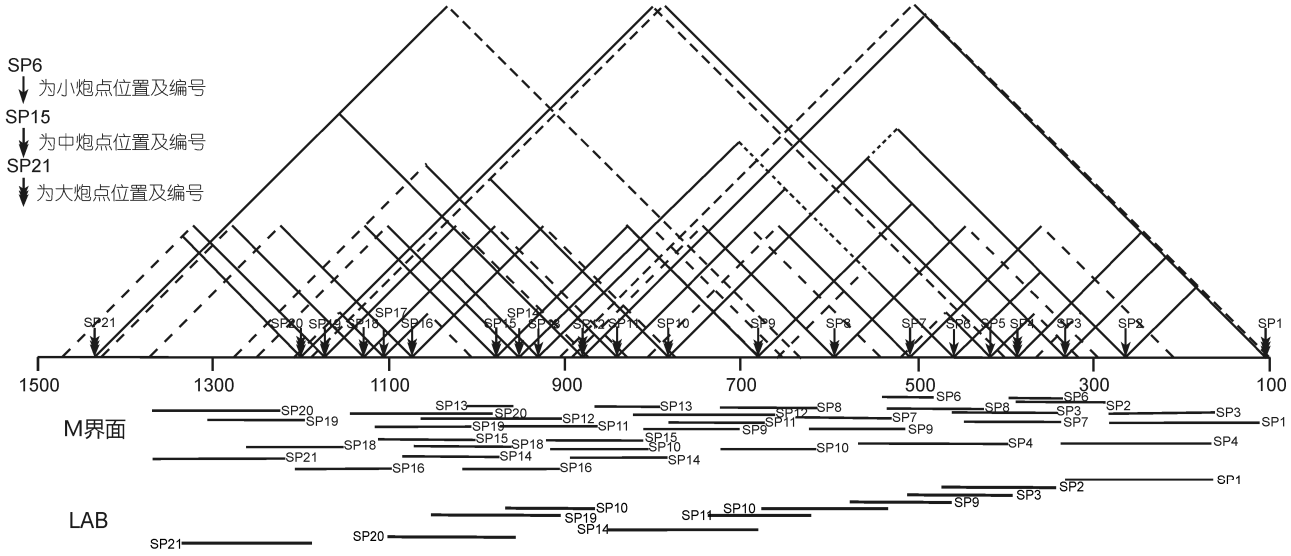

图 2　盐城-包头深地震测深剖面观测系统图

构造特征及其复杂性(有关剖面沿线的上部地壳精细结构将另文详细讨论); 壳内界面反射震相P1、P2和P3出现在炮检距30~180 km的范围内, 该波组震相总体较弱, 在部分炮点的记录中部分震相缺失; Pm是记录剖面上振幅最强、最易识别的一组反射震相, 其平均速度为6.2~6.4 km s^{-1}, 在炮捡距70 km以远, 该震相以明显的强振幅出现, 可连续追踪对比至280 km左右, 对应的莫霍界面深度在33.0~48.0 km. 在沿剖面17个炮点的记录截面上, Pn波组可在距炮点170~400 km追踪对比, 该波的平均视速度约为8.0 km s^{-1}. 下面对位于苏北盆地、鲁西隆起、华北盆地、山西断陷带、鄂尔多斯北缘银川-河套断陷带的典型地震记录剖面壳内震相(图3)和岩石圈底界反射震相(图4)的特征进行分析.

SP2炮点(桩号261 km)位于郯庐断裂以东的苏北盆地内, 其地震记录截面(图3(a))反映了苏北盆地的主要结构特征. 其中, Pg波震相清楚、振幅较强, 其追踪距离15~90 km, 折合走时最大为1.7 s, 说明该区域存在很厚的沉积盖层. Pg波组远端视速度约为6.2 km s^{-1}, 相对较高, 反映的可能是中元古界变质岩基底. 壳内反射震相P1波组能量较弱, P2和P3反射波组出现在炮检距30~180 km. Moho面反射波组Pm表现为强反射震相, 在炮检距约75 km以远可清晰追踪. 上地幔顶部的折射震相Pn在约炮检距140 km左右以初至波出现, 在约160 km处与零线相交. 一维速度-深度模型显示地壳厚度约33.0 km, 地壳平均速度西支为6.08 km s^{-1}, 东支为6.29 km s^{-1}.

SP6炮点(桩号457 km)位于鲁西隆起区东侧, 其记录截面(图3(b))西支反映了鲁西盆地的结构特征. Pg波组最大追踪距离可达150 km, 折合走时仅0.54 s, 贴近零线, 远端视速度为5.9~6.12 km s^{-1}, 反映了鲁西块体新生代沉积较薄的结构特征. 壳内反射波组Pi(P1, P2和P3)的出现区间为炮检距40~150 km. 莫霍界面反射波Pm振幅较强, 波形简单, 其追踪距离80~270 km. 反映了鲁西隆起区的Moho面是一个一级间断面. 一维速度-深度模型显示地壳厚度约34.0 km, 地壳平均速度西支为6.20 km s^{-1}, 东支为6.43 km s^{-1}.

在SP11炮点(桩号843 km)的地震记录截面(图3(c))展示了华北盆地的特征, Pg波的最大追踪距离仅70 km, 比鲁西隆起区追踪距离小很多, 远端视速度仅6.04 km s^{-1}, 最大折合走时达到2 s, 说明在华北盆地存在巨厚的沉积盖层. Pm波的追踪距离距炮点60~230 km, Pn波在约150 km左右作为初至出现, 可连续追踪至炮检距340 km左右. Pm波组是一个延续时间较长的波列, 与鲁西隆起上的简单波形相比有明显区别, 这一现象说明华北盆地的Moho面可能不再是一级间断面, 而是梯度变化带.

从位于太行山西侧SP13炮点(桩号925 km)的地震记录截面(图3(d))上可以看到, Pg波折合走时曲线贴近零线, 表明在太行山隆起区基底较浅、盖层较薄. Pm 波组与鲁西隆起相似, 波组较为清晰、振幅强、波

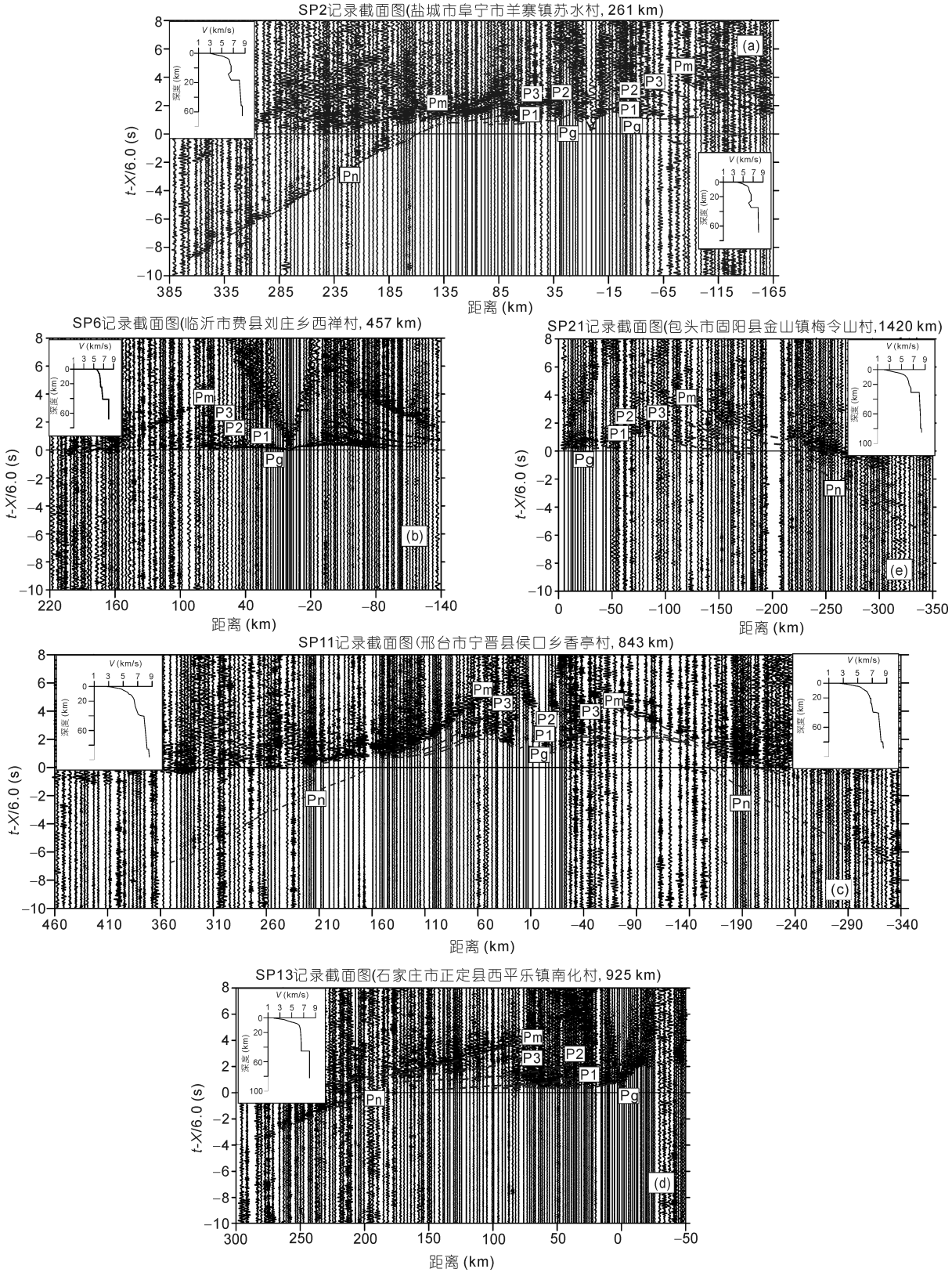

图 3　SP2, SP6, SP11, SP13 和 SP21 5 个炮点的记录截面及一维速度-深度模型图

的延续时间较短, Moho面也应该是一个一级间断面. 在图3(d)中,壳内反射波组P1和P2震相走时曲线远端基本平行, 意味着在P1震相所确定的C1界面和P2震相所确定的C2界面之间存在低速层, 这是山西断陷带下方存在低速层最直接的证据. 因为在地下介质速度为正梯度的条件下, P1和P2两组震相随距离的增大, 其时距曲线应逐渐靠近.

SP21炮点(桩号1420 km)位于包头附近, 初至Pg波可追踪的距离最大仅60 km, 折合走时靠近零线, 其远端视速度为6.0 km s^{-1}. Pm波组从炮间距约110 km可以清楚识别,一直追踪至约300 km, Pm震相比较复杂, 波组凌乱, 反映了鄂尔多斯北缘银川-河套盆地在晚中生代-新生代经历了盆地消亡、挤压隆升和拉张隆升等复杂的地质构造运动的构造特征(郑孟林等, 2006).

由于本次探测的剖面长达1300 km, 同时激发能量也足够, 因此在10个炮点(SP1, SP2, SP3, SP9, SP10, SP11, SP14, SP19, P20和SP21)的记录截面上Pn波震相之后, 可识别出较为清楚的一组震相PL, 其视速度约为8.4~8.6 km s^{-1}. 图4为SP1, SP10和SP20三个炮点以8.0 km s^{-1}为折合速度得到的典型地震记录截面图. SP1炮点(桩号104 km)位于测线最东端的江苏盐城, PL震相距炮点约370 km可以清楚识别, 一直可追踪至距炮点500 km, 其视速度为8.64 km s^{-1}. SP10炮点(桩号779 km)位于测线中部, 左右两支均可以识别出PL震相, 右支震相特别清楚, 距炮点约270 km开始可以识别, 并可一直追踪至距炮点470 km, 视速度为8.46 km s^{-1}. SP20炮点(桩号1293 km)位于剖面西段的呼和浩特市托克托县, 其右支PL震相距炮点约310 km可以清楚识别, 并可追踪至距炮点约450 km, 视速度约8.57 km s^{-1}.

正确识别PL震相及对震相性质的认识, 对于确定岩石圈结构有着极其重要的作用. 本文认为PL波组是来自岩石圈底界面的反射波组, 其主要证据是: (1) 从震相本身的特征来看, PL震相逐渐向两边延伸, 近炮点方向逐渐远离Pn震相, 远炮点方向逐渐接近Pn震相, 具有反射波组的双曲线特征; 从PL震相振幅最大的区段与临界距离之间的变化关系来看, PL震相的特征基本与Pm震相类似; 从视速度看, PL震相远端视速度为8.40~8.64 km s^{-1}, 明显大于Pn波组7.9~8.0 km s^{-1}的视速度, 接近岩石圈底界面上的真速度. 同时PL震相与壳内反射震相不平行, 且其走时时也无倍程关系, 因此, 可排除PL震相是多次波的可能. 上述的震相特征可以充分说明PL震相应是来自莫霍面之下的一组上地幔反射震相. (2) 从PL震相波组出现的时间来看, 它出现在Pn震相之后, 图4记录截面图中的一维速度-深度模型显示, 该组震相所反映的界面深度在60~90 km. (3) 远震接收函数方法对界面具有较高的灵敏度, 也是目前研究岩石圈结构最重要的手段之一, 从华北克拉通接收函数的研究成果(Chen等, 2008, 2009, 2014; 朱日祥等, 2011, 2012; 王兴臣等, 2013)来看, 华北克拉通东部的岩石圈厚度在60~80 km, 中部地区和银川-河套断陷带岩石圈的厚度80~170 km, 与本研究通过PL震相得到的岩石圈厚度结果基本一致. (4) 类似的长观测距深地震测深剖面(李松林等, 2011; 王帅军等, 2014)结果显示, 在Pn波之后出现的PL波组, 其特征和由其得到的华北克拉通东部的岩石圈厚度与本项研究的结果基本一致. (5) 大地电磁测深研究结果表明(魏文博等, 2008), 华北东部确实存在岩石圈减薄区, 其岩石圈厚度约50~80 km, 与本研究用PL震相所确定的反射界面深度基本相同. (6) 中国地震局地球物理勘探中心在江苏宿迁附近获得的深地震反射共炮点地震记录(图5)显示, 在双程到时约20.0~21.5 s, 可清楚地看到一组西倾的强反射震相RL, 按界面以上的平均速度7.4 km s^{-1}估算, 相应的岩石圈厚度约为74~80 km[1)]. 综合以上分析, 我们认为本研究所确定的PL震相是来自岩石圈底界面的一组反射震相.

在图2所示的观测系统图中, 黑粗线是PL震相确定的岩石圈底界面反射波的覆盖范围, 从其所覆盖范围来看, 除了在桩号900 km附近和1100 km西边分别有约20和70 km宽的覆盖空区外, 其余地段的岩石圈底界面反射基本覆盖了整条测线, 尽管在激发药量较小的SP4~SP8和SP15~SP18炮点的记录上没有识别出岩石圈底界面反射震相PL, 但根据其他10个炮点获得的PL震相确定的岩石圈底界反射波基本可

1) 中国地震局地球物理勘探中心. 2012. 华北构造区深地震反射探测研究报告

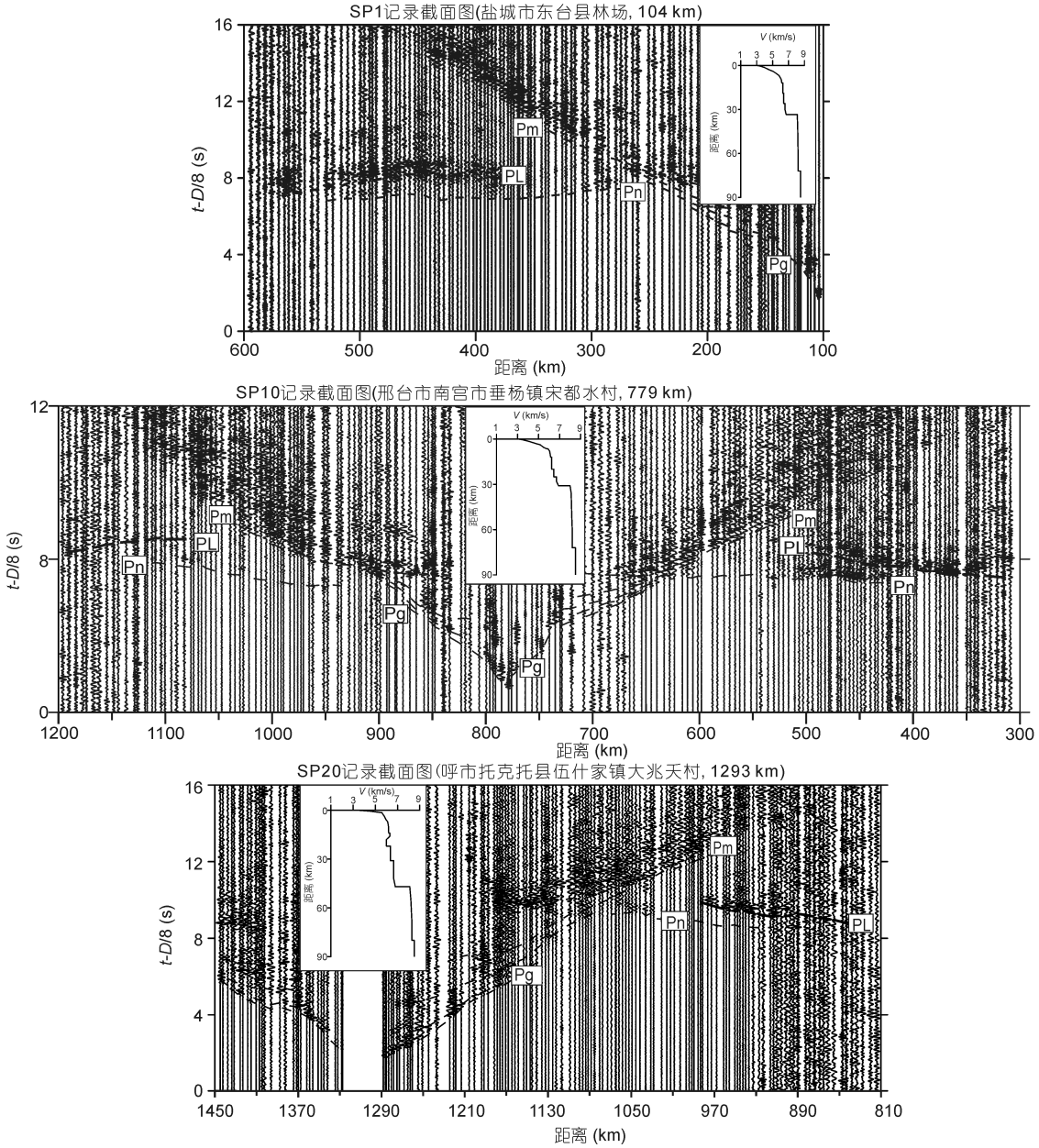

图 4　SP1, SP10 和 SP20 3 个炮点的地震记录剖面

折合速度为 8.0 km s^{-1}

覆盖整条剖面, 因此, 由PL震相确定的岩石圈厚度及其底界面的变化形态是可靠的.

3　人工地震剖面的岩石圈二维 P 波速度结构的反演

在对人工地震记录截面进行2~8 Hz滤波后, 根据不同属性的地震波组, 综合考虑其动力学与运动学的特征以及其他因素进行震相识别、对比、读取相应的震相到时. 根据震相分析及各波组走时提取, 完成了沿测线各炮点的一维垂向非均匀速度-深度模型的计算. 在构建二维速度模型过程中, 首先利用有限差分和时间项方法反演Pg波走时, 得到结晶基底速度结构和结晶基底界面深度. 在此基础上, 参考沿测

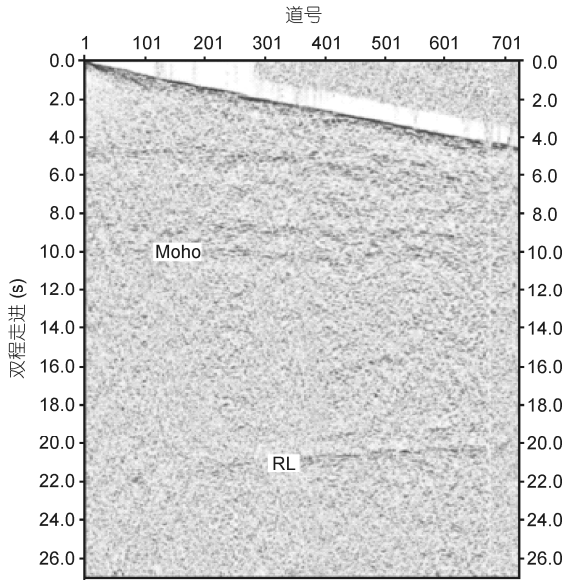

图 5　深地震反射共炮点记录

线已有的地球物理研究成果及地质研究成果(岳华峰和宋占龙, 1988; 马杏垣等, 1991; 任青芳等, 1992; 王椿镛等, 1994; 李松林等, 2001; 嘉世旭和张先康, 2005), 完成剖面二维非均匀结构模型的初始设计和利用改进的动力学射线追踪Seis83(Cervny和Psencik, 1984)软件包对剖面21个炮点的反射、折射波走时拟合计算. 通过反复计算、模型修改, 使各震相走时拟合误差(除个别点外)小于0.1 s. 图6(a)是地震记录截面图, (b)是理论地震图, (c)是走时拟合, (d)是射线追踪图. 图7是最后得到的盐城-包头深地震测深剖面岩石圈二维P波速度结构模型, 白虚线以上是射线覆盖范围.

4　主要结果和讨论

图7(a)显示的是沿剖面布格重力异常分布, 在太行山东侧重力异常均为正, 最大约为10 mGal, 而在太行山西侧重力异常均为负值, 异常值在−10~−170 mGal. 从重力布格异常可以看出, 太行山两侧的地壳结构有明显的差异. 图7(b)是沿盐城-包头剖面地壳平均速度的变化情况(计算平均速度时去除了速度小于5.0 km s^{-1}的沉积盖层). 地壳平均速度反映的是地壳物性结构的总体特征, 从图7(b)可以看到, 不同地质构造单元的地壳平均速度有明显差异. 在图7(c)的二维岩石圈P波速度结构剖面中, 由C1, C2, C3和M这4个界面可将地壳分为上地壳(地表至C1界面)、中地壳(C1界面至C3界面)和下地壳(C3界面至M界面)3层地壳结构, 其中, 上地壳又可分为上地壳上部(地表至G界面)和上地壳下部(G界面至C1界面), PL反射震相确定了岩石圈底界面(LAB界面).

4.1　主要地质单元的地壳结构特征

郯庐断裂位于桩号420 km附近, 其东侧是扬子板块东北部的苏北盆地. 苏北盆地的近地表速度较低(约3.0 km s^{-1}), 具有约5.0~6.0 km厚的新生代沉积盖层. 由于中生代华北大陆与杨子板块的碰撞拼合, 在喜山期苏北盆地进入更为广泛的拉张断陷、坳陷阶段, 苏北盆地主要表现为区域性拉张沉陷(杨琦和陈红宇, 2003). 苏北盆地下方的莫霍面深度为31.0~32.0 km, 地壳平均速度为6.30~6.35 km s^{-1}, 下地壳厚度约为8.0 km, 上地幔顶面速度为8.0 km s^{-1}. 除了在郯庐断裂附近外, 壳内界面相对平缓, 起伏不大, 显示了拉张的构造特征.

郯庐断裂西侧至聊城-兰考断裂(桩号约670 km)之间为鲁西隆起区, 从图7(c)看到近地表速度较高(大于5.0 km s^{-1}), 结晶基底埋深1.0~2.0 km, 部分地段出露地表, 结晶基底较苏北盆地明显变浅, 反映了鲁西隆起近地表主要以中生代沉积为主, 鲁西地块隆升并遭受剥蚀的构造特征(张锡明等, 2007). 鲁西隆起区的地壳平均速度为6.35~6.40 km s^{-1}, 下地壳厚约10.0 km, 比苏北盆地明显增厚. 鲁西块体的地壳厚度为33.0~34.0 km, 比苏北盆地地壳稍微加厚. 聊城-兰考断裂到太行山山前断裂之间为华北盆地. 华北盆地的结晶基底的形态是一个低速凹陷区, 浅部是速度3.0~5.0 km s^{-1}、厚约2.0~3.0 km的新生代沉积, 结晶基底埋深5.0~8.0 km. 在华北盆地低速凹陷区内部, 还可以看到几个小的凹陷和隆起区, 分别对应冀中凹陷、临清凹陷和沧县隆起. 华北盆地巨厚的沉积盖层反映了在新生代早第三纪, 在强烈的张扭性和张性断裂作用下, 老的断陷继续扩大、加深和陷落, 又产生一系列新的断陷和凹陷的复迭加型沉积盆地的构造特征(张文佑等, 1983; 李三忠等, 2004). 华北盆地的地壳平均速度为6.30~6.35 km s^{-1}, 地壳厚度为30.0~31.0 km, 相对苏北盆地和鲁西隆起M界面明显上隆, 且M面与G界面呈镜像关系.

太行山山前断裂以西为太行山隆起区和山西断陷带. 图7(c)显示, 太行山隆起区基底几乎出露地表,

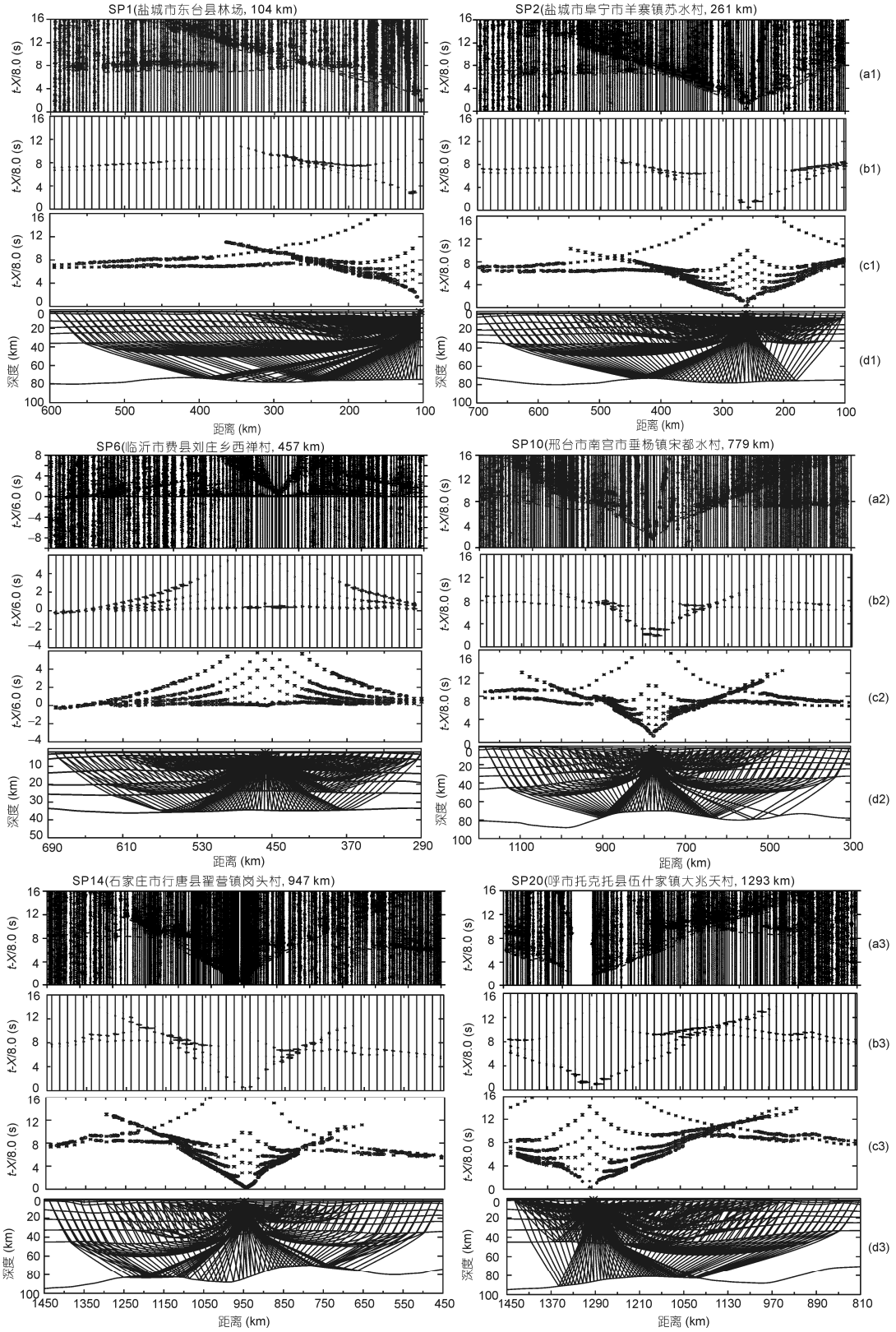

图 6　SP1, SP2, SP6, SP10, SP14 和 SP20 炮点的记录截面图(a)、理论地震图(b)、走时拟合(c)和射线追踪图(d)

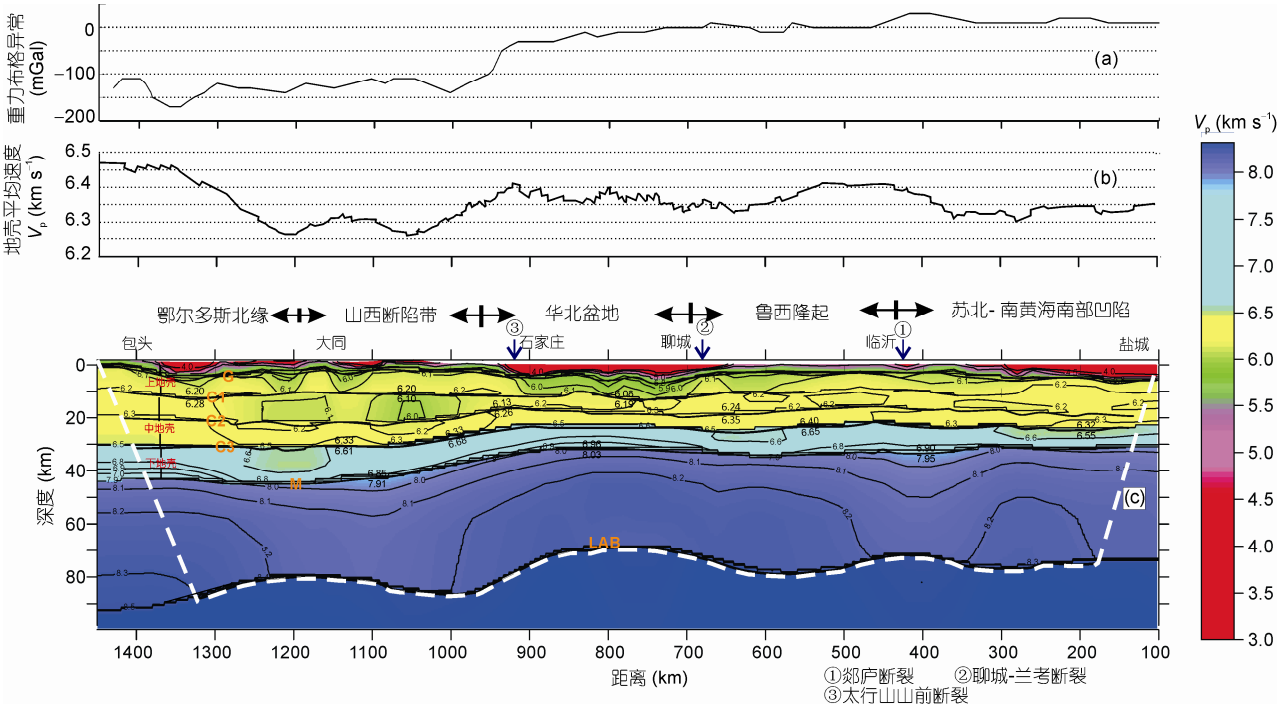

图 7　盐城-包头深地震测深剖面岩石圈二维速度结构构造图

(a) 沿测线布格重力值; (b) 沿测线平均速度图; (c) 深地震测深地壳

山西断陷带下方存在两个明显的低速凹陷区, 分别对应于忻定盆地和大同盆地. 壳内界面从东往西明显加深, 最大地壳厚度约45.0 km, 比华北盆地明显增厚. 在山西断陷带下方中地壳上部C1界面与C2界面之间(深度10.0~20.0 km)存在有两个速度约6.0~6.1 km s^{-1}的低速体, 这一低速结构在太原-宣化等多条深地震测深剖面上均有清楚的显示(张成科等, 1998; 祝治平等, 1999; 赵金仁等, 2006). 山西断陷带的地壳平均速度在6.25~6.30 km s^{-1}, 明显比华北盆地的6.35~6.40 km s^{-1}偏低. 该区上地幔顶部的速度为7.91 km s^{-1}, 比正常的8.0 km s^{-1}稍低. 由于大同火山群从上新世到晚更新世的多次喷发, 以中更新世最强, 并且地震成像结果显示大同火山群深部显示低速特征, 低速一直持续到400 km的深度(郑洪伟等, 2012). 因此, 可以推断上地幔岩浆侵入到山西断陷带的下地壳, 是造成山西断陷区下方存在低速结构及岩石圈减薄的因素之一.

4.2　沿剖面岩石圈厚度变化特征

本次探测剖面具有较长的观测距, 同时也具有足够的爆破能量和较好的接收条件, 在10个炮点的记录截面图上都能识别出清楚的PL震相, 该震相为确定岩石圈厚度提供了最直接的证据. 王帅军等(2014)在文登-阿拉善左旗深地震测深剖面太行山以西的地震记录截面图中, 识别出了PL1和PL2两组岩石圈地幔反射震相, 并认为太行山西侧岩石圈地幔为双层结构. 本研究仅识别出一组PL震相, 意味着在太行山以西山西断陷带的岩石圈结构较为复杂, 且在南、北向上岩石圈厚度变化较大. 从图7(c)显示的岩石圈厚度来看, 岩石圈底界埋深从东南(盐城)往西北(包头)方向具有东浅西深的特征, 在苏北盆地下方岩石圈厚约76 km, 在郯庐断裂下方减薄至约72 km, 过郯庐断裂进入鲁西隆起后逐步加厚至78 km, 在华北盆地下方, 岩石圈厚度最薄(约70 km), 在太行山隆起区, 岩石圈厚度加深至约85 km, 往西岩石圈厚度又逐步减薄, 至大同盆地附近约为80 km, 之后进入河套盆地后岩石圈厚度加深至约90 km.

在已完成的华北克拉通深地震测深剖面探测的资料中, 仅在少数剖面的记录截面图上能读出来自岩石圈底界面反射波PL震相的走时, 并由此确定出

岩石圈厚度, 例如在位于华北克拉通诸城-宜川人工地震剖面资料中, 由PL震相确定的岩石圈结构显示, 太行山东西两侧岩石圈厚度存在着巨大的差异, 东侧华北克拉通东部为70~80 km, 在西侧安阳-宜川附近为80~120 km(李松林等, 2010). 近东西向的文登-阿拉善左旗深地震测深剖面与本剖面在石家庄附近相交, 在该剖面的记录截面上识别出了两组岩石圈地幔的反射震相PL1和PL2, 其中, L2界面东浅西深在75~160 km范围内变化, 其深度与前人解释的岩石圈底界深度大致相当, 推断L2界面可能是岩石圈底界(王帅军等, 2014). 近年来利用远震接收函数资料, 对华北克拉通岩石圈厚度进行了约束(如陈凌等, 2010; 朱日祥等, 2011及其中的参考文献; Chen等, 2014). 其结果显示: 太行山以东的华北盆地和渤海湾岩石圈厚度大致在60~80 km, 华北盆地与燕山交界区域(主要是燕山地区)岩石圈厚度约130 km; 华北克拉通西部岩石圈厚度达200 km; 华北克拉通中部不同地区岩石圈厚度差别较大, 其北段岩石圈厚80~140 km, 而中南段岩石圈最厚处可达160~170 km. 从以上深地震测深结果和接收函数研究结果可见, 华北克拉通东部岩石圈明显减薄, 岩石圈厚度主体在100 km以下, 而华北克拉通中部岩石圈减薄极其不均匀. 另外对汉诺坝、阳原、大同等地采集的新生代玄武岩及其地幔包体以及中生代基性侵入岩的岩石和地球化学研究结果也指出, 在华北克拉通中部的一些局部区域可能也发生了或正在发生岩石圈减薄和改造, 并可能存在南北差异(吴福元等, 2008; Xu等, 2004, 2007; Wang等, 2006; Tang等, 2006, 2008). 这些证据表明, 山西裂陷带和银川-河套裂陷带的岩石圈也可能已经或正在遭受不均匀破坏. 造成这些地区岩石圈厚度变化较大的原因可能与其早期本身的不均一性有关(朱日祥等, 2011). 环鄂尔多斯古老构造带在长期的构造演化过程中, 受多期构造事件影响而活化, 被多次改造弱化, 弱化的程度与鄂尔多斯块体的作用有关, 在新生代印度板块与欧亚大陆的陆-陆碰撞和青藏高原块体北东向推挤的作用下, 其岩石圈受到进一步改造减薄. 从地球动力学角度来看, 中国西部的地质构造主要受制于印度板块与欧亚大陆的碰撞作用, 陕西-山西裂陷带和银川-河套裂陷带的岩石圈部分破坏其动力来源主要来源于印度板块与欧亚大陆的碰撞作用, 稳定的鄂尔多斯刚性块体的独特地质构造演化过程和地理位置在陕西-山西裂陷带和银川-河套裂陷带岩石圈破坏过程中应该起着非常重要的作用.

4.3 郯庐断裂及两侧构造特征

郯庐断裂位于剖面桩号420 km附近, 从速度结构来看, 郯庐断裂下方的G界面和C1界面都明显下凹, 而C2, C3和M界面都有约2.0 km左右的局部上隆. 在C1界面之下, 桩号420 km附近的P波速度明显要比两侧要高0.05~0.15 km s^{-1}, 在这一位置的上地幔顶部速度为7.95 km s^{-1}, 稍低于两侧. 郯庐断裂下的岩石圈厚度约72 km, 与两侧相比约上隆了约5.0 km, 也即郯庐断裂下方的软流圈出现上隆. 郯庐断裂东侧的苏北盆地与其西侧的鲁西隆起的地壳结构也存在明显的差异, 鲁西隆起之下的C2, C3界面要比苏北盆地浅2.0~3.0 km, 而鲁西隆起的Moho界面要比苏北盆地的Moho深1.0~2.0 km. 郯庐断裂下方Moho界面略有起伏, 但变化不大, 与郯庐带上重力场呈平缓梯度变化特征一致(朱光等, 2002b). 在C2~C3界面, 郯庐断裂东侧的苏北盆地内存在有速度约6.2 km s^{-1}的弱低速体, 而在郯庐断裂西侧不存在低速结构. 以桩号420 km为中心, 在Moho界面至LAB界面之间, 上地幔顶部的速度等值线呈凹陷形态. 从上面的分析可以看出, 郯庐断裂及其两侧从浅部直至岩石圈地幔的速度结构都有明显的差异. 朱光等(2002b)认为郯庐断裂是在地壳横向不均匀最为显著的部位, 断裂两侧在地壳速度结构和电性结构方面都明显不同, 并且这种结构差异贯穿了整个地壳. 以往地学断面的研究结果推断郯庐断裂下岩石圈结构普遍存在有软流圈的明显上隆(张贻侠等, 1998; 卢造勋和夏怀宽, 1992; 马杏垭等, 1991; 孙武城等, 1992; 郑晔和滕吉文, 1989). 最近的研究成果(李松林等, 2011; Chen等, 2008; 王帅军等, 2014)给出了不同地段的郯庐断裂下岩石圈的厚度是在60~80 km, 与本研究结果基本一致.

郯庐断裂是一条长达2400 km的大型断裂, 多数学者认为其起源于印支期华北与扬子克拉通碰撞造山过程中(朱光等, 2002b). 郑建平等(2000, 2006)通过郯庐断裂内、外地幔包体对比分析发现, 断裂内的地幔交代明显加强, 古老的岩石圈地幔完全被新生岩石圈物质所置换, 而远离该断裂的华北克拉通内部

仍有古老岩石圈地幔的残留, 表明该断裂是新生软流圈物质上涌及地幔改造与置换作用的良好通道. 本研究结果及其他研究结果均指示郯庐断裂应是华北克拉通岩石圈减薄过程中的强减薄带, 在华北克拉通破坏过程中起着极其重要的作用.

4.4 太行山两侧地壳速度构造差异

太行山山前断裂位于深地震剖面桩号950 km附近, 其东侧是华北盆地, 西侧是太行山隆起和山西断陷带. 太行山两侧速度结构存在明显的差异, 主要体现在:

东侧华北盆地上地壳是一个低速凹陷区, 地表速度较低, 约为3.0 km s^{-1}, 结晶基底深度5.0~8.0 km, 西侧的山西断陷带结晶基底较浅, 在太行山隆起区结晶基底几乎出露地表. 东部华北盆地中地壳不存在明显的低速体, 而西侧山西断陷带下方中地壳存在速度约为6.0 km s^{-1}的低速体. 华北盆地的地壳平均速度较高, 为6.35~6.40 km s^{-1}, 表明华北盆地仍保留了部分古老克拉通的地壳结构特征, 而太行山西侧山西断陷带的地壳平均速度较低, 在6.25~6.30 km s^{-1}, 山西断陷带在中、新生代遭受了强烈的地质构造变形, 地壳结构比较破碎.

除了G界面和C1界面外, 太行山西侧山西断陷带下的C2, C3界面和Moho界面的深度较东侧的华北盆地明显变深, 其中, Moho界面从东侧的约31.0 km逐步加深到西侧的46.0 km左右, 中地壳厚度从东侧华北盆地的约11.0 km逐步加厚至西侧约19.0 km, 同时下地壳也从华北盆地的9.0 km加厚至山西断陷带的15.0 km左右. 也就是说山西断陷带下的地壳增生主要是中-下地壳增生.

4.5 太行山两侧岩石圈厚度变化及意义

本研究结果表明, 太行山东侧华北克拉通东部的岩石圈厚度为70~78 km, 太行山西侧华北克拉通中部山西断陷带岩石圈厚度增加到80~90 km. 太行山两侧岩石圈结构存在的显著差异得到许多研究成果证实(陈凌等, 2010; 李松林等, 2011). 这种差异不仅表现在地壳速度的横向变化和岩石圈结构的变化上, 而且, 还表现在两侧的岩性及化学结构的变化上. 西部岩石圈地幔年龄相对较老, 而东部岩石圈的年龄较新(张洪福等, 2005; 邓晋福等, 2007; 郑建平, 2009). 这些现象都表明, 太行山以东地区的克拉通岩石圈结构已经遭受了严重的破坏和改造. 并且太平洋板块中生代对欧亚大陆的俯冲在华北克拉通构造演化的过程中起了重要作用. 由于太平洋板块俯冲作用, 使得上地幔发生快速和不稳定的流动. 这种区域地幔流动体系引起华北克拉通上地幔熔体、流体含量的增加, 促进了大陆岩石圈的软化(朱日祥和郑天愉, 2009). 而太行山以西鄂尔多斯块体岩石圈仍保持约200 km的厚度, 并且鄂尔多斯地块内部有较低的地表热流、缺少火山和地震活动, 以及长期稳定的构造特征, 可以认为基本没被破坏. 而在鄂尔多斯周缘, 特别是山西-陕西断陷带和银川-河套裂陷带岩石圈破坏的程度是不均匀的, 其不均匀细节有待进一步研究.

5 主要结论

盐城-包头深地震宽角反射/折射剖面进行了21次大吨量级爆破, 得到了非常清楚的地壳和岩石圈震相, 揭示了苏北盆地、鲁西隆起、华北盆地、太行山隆起、山西断陷带和鄂尔多斯北缘的岩石圈结构特征, 研究结果表明:

(1) 沉积盖层厚度沿剖面变化较大, 苏北盆地的近地表速度较低(约3.0 km s^{-1}), 具有约5.0~6.0 km厚的新生代沉积盖层. 鲁西隆起区的近地表速度较高(大于5.0 km s^{-1}), 结晶基底埋深为1.0~2.0 km, 较苏北盆地明显上隆; 华北盆地是一个有着巨厚沉积盖层的低速凹陷区, 凹陷区近地表速度2.5~3.0 km s^{-1}, 结晶基底深度约5.0~8.0 km. 山西断陷带上地壳上部存在两个明显的低速凹陷区, 分别对应于忻定盆地和大同盆地, 盆地内沉积盖层厚约1.0~2.0 km. 鄂尔多斯北缘的沉积盖层厚一般约在1.0~2.0 km, 在呼包盆地内厚度可达5.0~6.0 km.

(2) 以太行山重力梯级带为界, 东边的华北盆地和鲁西隆起的地壳平均速度为6.35~6.40 km s^{-1}, 体现了古老克拉通的部分速度结构特点. 山西断陷区地壳平均速度为6.25~6.30 km s^{-1}, 深度15.0 km上下存在速度约为6.1 km s^{-1}的低速体, 表明山西断陷带构造活动强烈, 构造遭受强烈变形. 而鄂尔多斯块体其平均速度约6.45 km s^{-1}, 较高的平均速度是古老的鄂尔多斯块体具有的构造特征. 沿盐城-包头剖面

Moho界面总体呈东浅西深形态, 在剖面最东边的苏北盆地地壳厚度约为32.0 km, 在鲁西隆起区增加至32.0~33.0 km, 华北盆地一般为31.0~32.0 km, 过太行山后地壳厚度迅速增加, 到山西断陷带下方地壳厚度增加至44.0~46.0 km.

(3) 岩石圈界面的起伏变化形态与Moho界面类似, 也是东浅西深. 以太行山为界, 东部在苏北盆地和鲁西隆起区, 其岩石圈厚度为75~80 km, 在华北盆地下方减薄至约70 km, 过太行山后岩石圈厚度增加至约90 km, 在山西断陷带下减薄至80 km.

(4) 郯庐断裂下方G, C1, C2, C3界面和Moho界面均有明显的起伏, 且断裂两侧的速度结构也有较大差异, 特别是岩石圈厚度在郯庐断裂下局部减薄至约72 km, 软流圈明显上隆, 郯庐断裂及其两侧岩石圈的这种整体性结构差异表明郯庐断裂是贯穿岩石圈的大规模断裂. 结合其他地质和地化研究成果, 郯庐断裂应是一个构造薄弱带, 为上地幔热物质上涌提供了通道, 在华北克拉通破坏中有极其重要的作用.

(5) 太行山以东的华北克拉通东部地区, 具有厚度小于35.0 km的地壳、厚度60~80 km的薄岩石圈, 以及高热流和强烈的地震活动特征, 说明华北克拉通东部地区岩石圈改造不仅范围大, 而且涉及到整个岩石圈. 太行山以西的华北克拉通中部地区, 地壳结构与华北克拉通东部有显著差异, 地壳厚度增至约46.0 km, 且地壳内存在明显的低速层, 在本剖面的研究范围内, 山西断陷带和银川-河套裂陷带下方的岩石圈厚度为80~90 km. 相对于鄂尔多斯块体内部约200 km的岩石圈厚度及稳定大陆构造特征, 山西断陷带和银川-河套裂陷带下的岩石圈可能已被破坏. 现有研究结果表明, 山西断陷带和银川-河套裂陷带下的岩石圈厚度南北方向上变化较大, 说明华北克拉通中部地区的山西断陷带和银川-河套裂陷带在长期的构造演化过程中, 受多期构造事件影响而活化, 被多次改造弱化, 且弱化程度与鄂尔多斯块体的相互作用有关, 在新生代印度与欧亚大陆的陆-陆碰撞的作用下, 其岩石圈受到进一步改造减薄且具有不均匀性.

致谢　野外观测资料是中国地震局地球物理勘探中心100多名野外工作人员辛勤劳动结果, 在资料处理解释过程中得到张先康研究员的大力支持, 与嘉世旭研究员进行了有益的讨论, 在此一并表示感谢. 衷心感谢两位审稿专家以及主编对本文提出的建设性意见和建议.

参考文献

陈凌, 危自根, 程骋, 等. 2010. 从华北克拉通中、西部结构的区域差异性探讨克拉通破坏. 地学前缘, 17: 212–228
池际尚. 1988. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究. 武汉: 中国地质大学出版社
邓晋福, 魏文博, 邱瑞照, 等. 2007. 中国华北地区岩石圈三维结构及演化. 北京: 地质出版社
段永红, 张先康, 方盛明, 等. 2002. 华北地区上部地壳结构的三维有限差分层析成像. 地球物理学报, 45: 362–369
鄂莫岚, 赵大升. 1987. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社
国家地震局地质研究所. 1987. 郯庐断裂. 北京: 地震出版社. 83–141
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: 611–620
嘉世旭, 张先康. 2008. 青藏高原东北缘深地震测深震相研究与地壳细结构. 地球物理学报, 51: 1431–1443
李三忠, 周立宏, 刘建忠, 等. 2004. 华北板块东部新生代断裂构造特征与盆地成因. 海洋地质与第四纪地质, 24: 57–66
李松林, 赖晓玲, 刘宝峰, 等. 2011. 由诸城-宜川人工地震剖面反演结果看太行山两侧岩石圈结构的差异. 中国科学: 地球科学, 41: 668–677
李松林, 张先康, 宋占龙, 等. 2001. 多条人工地震测深剖面资料联合反演首都圈三维地壳结构. 地球物理学报, 44: 360–368
李志伟, 郝天珧, 徐亚. 2011. 华北克拉通上地幔顶部构造特征: 来自台站间Pn波倒时差成像约束. 科学通报, 56: 962–970
卢造勋, 夏怀宽. 1992. 内蒙古东乌珠穆沁旗至辽宁东沟地学断面. 北京: 地震出版社
马杏垣, 刘昌铨, 刘国栋. 1991. 江苏响水至内蒙古满都拉地学断面. 北京: 地质出版社
马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社
任青芳, 张成科, 赵金仁, 等. 1992. 菏泽地区地壳结构特征与地震. 华北地震科学, 10 : 45–52
孙武城, 刘昌铨. 1983. 从地震测深看华北盆地地壳深部结构的若干特征. 见: 朱夏, 主编. 中国中新生代盆地构造和演化. 北京: 科学出

版社. 121–128
孙武城, 徐杰, 扬主恩, 等. 1992. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面. 北京: 地震出版社
滕吉文, 张中杰, 白武明, 等. 2004. 岩石圈物理学. 北京: 科学出版社
王椿镛, 张先康, 吴庆举, 等. 1994. 华北盆地滑脱构造的地震学证据. 地球物理学报, 37: 613–620
王夫运, 张先康, 陈颙, 等. 2004. 张渤构造带中东段二维 P 波速度结构-安新-香河-宽城剖面. 地震学报, 26: 31–41
王帅军, 王夫运, 张建狮, 等. 2014. 华北克拉通岩石圈二维P波速度结构特征-文登-阿拉善左旗深地震测深剖面结果. 中国科学: 地球科学, 44: 2697–2708
王兴臣, 丁志峰, 朱露培. 2013. 唐海-商都地震台阵剖面下方岩石圈结构. 地球物理学报, 56: 3828–3836
王小凤, 李中坚, 陈柏林, 等. 2000. 郯庐断裂带. 北京: 地质出版社. 320–321
魏文博, 叶高峰, 金胜, 等. 2008. 华北地区东部岩石圈导电性结构研究——减薄的华北克拉通岩石圈特点. 地学前缘, 15: 204–216
吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 24: 1145–1174
杨琦, 陈红宇. 2003. 苏北-南黄海盆地构造演化. 石油实验地质, 25(增刊): 562–565
岳华峰, 宋占龙. 1988. 从石家庄-喀喇沁旗人工地震测深结果看燕山山区与华北平原区地壳深部结构差异. 见: 国家地震局科技监测司, 主编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京: 地质出版社. 216–226
张成科, 张先康, 赵金仁, 等. 2002. 渤海湾及其邻区壳幔速度结构研究与综述. 地震学报, 24: 428–435
张成科, 张先康, 盖玉杰, 等. 1998. 大同-阳高震区及其邻近区壳幔速度结构与深部结构. 地震地质, 20: 391–398
张宏福, 周新华, 范蔚茗, 等. 2005. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理. 岩石学报, 21: 1271–1280
张文佑, 张抗, 赵永贵, 等. 1983. 华北断块区中、新生代地质构造特征及岩石圈动力学模型. 地质学报, 1: 33–42
张锡明, 张岳桥, 季玮. 2007. 山东鲁西地块断裂构造分布型式与中生代沉积岩浆构造演化序列. 地质力学学报, 13: 163–172
张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等. 1996. 延庆-怀来地区地壳结构——利用深地震反射剖面. 地球物理学报, 39: 356–364
张贻侠, 孙运生, 张兴洲, 等. 1998. 中国满洲里-绥芬河地学断面. 北京: 地质出版社
赵金仁, 张先康, 张成科, 等. 2006. 山西五台山地区地壳深部结构特征研究. 地球物理学报, 49: 123–129
郑晔, 滕吉文. 1989. 随县-马鞍山地带地壳与上地幔结构及郯庐构造带南段的某些特征. 地球物理学报, 32: 648–659
郑洪伟, 耿树方, 杨贵, 等. 2012. 中国东部地区深部结构的层析成像. 地质通报, 31: 1069–1077
郑建平. 2009. 不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生置换过程. 科学通报, 54: 1990–2007
郑建平, 路凤香, O'Reilly S Y, et al. 2000. 华北东部地幔改造作用和置换作用: 单斜辉石激光探针研究. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 373–382
郑建平, 路凤香, Griffin W L, 等. 2006. 华北东部橄榄岩与岩石圈减薄中的地幔伸展和侵蚀置换作用. 地学前缘, 13: 76–85
郑孟林, 金之钧, 王毅, 等. 2006. 鄂尔多斯盆地北部中新生代构造特征及其演化. 地球科学与环境学报, 28: 31–36
周新华. 2009. 华北中-新生代大陆岩石圈转型的研究现状与方向——兼论"岩石圈减薄"和"克拉通破坏". 高校地质学报, 15: 1–18
朱光, 刘国生, 牛漫兰, 等. 2002a. 郯庐断裂带新第三纪以来的挤压活动与深部过程, 地震地质, 4: 265–277
朱光, 宋传中, 牛漫兰, 等. 2002b. 郯庐断裂带的岩石圈结构及其成因分析. 高校地质学报, 8: 248–256
朱光, 王道轩, 刘国生, 等. 2001. 郯庐断裂带的伸展活动及其动力学背景. 地质科学, 36: 269–278
朱日祥, 陈凌, 吴福元, 等. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592
朱日祥, 徐义刚, 朱光, 等. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159
朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与元古代古板块构造体系. 科学通报, 54: 1950–1961
祝治平, 张建狮, 张成科, 等. 1999. 山西中南部壳幔结构的研究. 地震学报, 21: 42–49
祝治平, 张先康, 张建狮, 等. 1997. 北京-怀来-丰镇剖面地壳上地幔构造与速度结构研究. 地震学报, 19: 499–505
Cervny V, Psencik I. 1984. SEIS83-numerical modeling of seismic wavefield in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. In: Engdahl E R, ed. Documentation of Earthquake Algorithm. Boulder Colo Rep: World Data Center for Solid Earth Geohpysical, SE-35: 36–40
Chen L, Cheng C, Wei Z G. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 286: 171–183
Chen L, Jiang M M, Yang J H, et al. 2014. Presence of an intralithospheric discontinuity in the central and western North China Craton: Implications for destruction of the craton. Geology, 42: 223–226
Chen L, Wang T, Zhao L, et al. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 267: 56–68
Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. 1992. Remnants of ≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. Geology, 20: 339–342
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

Tang Y J, Zhang H F, Ying J F, et al. 2008. Refertilization of ancient lithospheric mantle beneath the central North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridot it exenoliths. Lithos, 101: 435–452

Tian Y, Zhao D P, Sun R M, et al. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. Phys Earth Planet Inter, 172: 169–182

Wang Y J, Fan W M, Zhang H F, et al. 2006. Early Cretaceous gabbroic rocks from the Taihang Mountains: Implications for a paleosubduction-related lithospheric mantle beneath the central North China Craton. Lithos, 86: 281–302

Xu Y G, Chung S L, Ma J, et al. 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. 2007. Diachronous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxinanling-Taihangshan gravity lineament. Lithos, 96: 281–298

Zhang Z, Zhang G W, Deng Y F, et al. 2013. Geophysical transect across the North China Craton: A perspective on the interaction between Tibetan eastward escape and Pacific westward flow. Gondwana Res, doi: 10.1016/j.gr.2013.07.004

Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, et al. 2009. Reactivation of an Archean craton: Constraints from P- and S-wave tomography in North China. Geophy Res Lett, 36: L17306, doi: 10.1029/2009GL039781

Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, et al. 2012. High-resolution body-wave tomography models of the upper mantle beneath eastern China and the adjacent areas. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q06007, doi: 10.1029/2012GC004119