青藏高原东北缘地壳P波速度结构及其对地壳变形研究的启示

王帅军, 刘保金*, 田晓峰, 刘宝峰, 宋向辉, 邓晓果, 孙一男, 马策军, 杨宇东

中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002

* 通讯作者, E-mail: LBJ001@126.com

收稿日期: 2017-11-02; 收修改稿日期: 2018-05-14; 接受日期: 2018-05-24; 网络版发表日期: 2018-07-23

地震行业科研专项项目(编号: 201408023)和国家自然科学基金项目(批准号: 41474076和41474077)资助

摘要 青藏高原东北缘同鄂尔多斯块体及阿拉善块体过渡地区, 也是南北地震带的北段; 该区地震活动水平较高, 是发生强震危险性较大的地区。鉴于该区特殊的构造环境和深部构造背景, 本研究利用两条“十字交叉”的地震宽角反射/折射剖面进行相互约束, 以更为精确地获得研究区各个块体及其耦合部位的深、浅部地壳速度结构特征, 进而探讨历史强震区的深部孕震构造环境。文章对两条剖面获得的P波数据进行了资料处理和解释, 采用地震射线走时正演构建了沿两条剖面的二维地壳速度结构模型。结果显示: 两条剖面所穿过的不同块体速度结构、地壳内部界面形态及地壳厚度等存在较大差异。其中, 沿兰州-惠安堡-榆林地震测深剖面(L1)的地壳厚度由鄂尔多斯块体西缘的43.0km向西加深至祁连块体的55.9km。同时, 鄂尔多斯块体速度等值线横向变化平缓, 地壳平均速度为 6.30km s^{-1} ; 而祁连块体和弧形构造区壳内结构变化较为剧烈, 壳内平均速度低于鄂尔多斯块体 0.10km s^{-1} 左右。此外, 祁连块体与弧形构造区上地壳存在不连续低速层(LVZ1和LVZ2), 低于周围介质速度 $0.10\sim 0.20\text{km s}^{-1}$; 鄂尔多斯块体在L2(铜川-惠安堡-阿拉善左旗地震测深剖面)和L1剖面上平均地壳厚度基本一致, 均在43.0km左右起伏变化, 但沿L1剖面壳内界面、速度等值线平缓, 显示稳定的克拉通式地壳结构特征, 而沿L2剖面壳内速度等值线变化紊乱, 显示鄂尔多斯块体壳内结构具有显著区域差异。贺兰山造山带和银川盆地地壳结构呈现“隆凹”起伏变化, 表现出局部挤压变形特征, 且在贺兰山中-下地壳存在高低速相间的低速层, 低于周围介质速度 $0.15\sim 0.25\text{km s}^{-1}$ 。阿拉善块体地壳厚度为49.0km左右, 该块体上、中-下地壳层内速度等值线起伏形态差异较大。沿L1、L2地震测深剖面获得的复杂地壳速度结构特征揭示了不同地块的结构差异、相互耦合关系及历史强震区的速度结构, 从而为进一步研究该区强震的孕育环境和机制提供了更为精确的地壳结构约束。

关键词 青藏高原东北缘, 鄂尔多斯地块, 地壳速度结构, 人工地震测深

1 引言

南北地震带是中国大陆地震活动水平最高、发生

强震危险性较大的地区之一(邵志刚和张浪平, 2013; 刘福田等, 1986)。它地处中国中西部地区, 是西部经济发展水平较高、大中城市比较集中的地区, 又是中

中文引用格式: 王帅军, 刘保金, 田晓峰, 刘宝峰, 宋向辉, 邓晓果, 孙一男, 马策军, 杨宇东. 2019. 青藏高原东北缘地壳P波速度结构及其对地壳变形研究的启示. 中国科学: 地球科学, 49: 368–382, doi: [10.1360/N072017-00357](https://doi.org/10.1360/N072017-00357)

英文引用格式: Wang S, Liu B, Tian X, Liu B, Song X, Deng X, Sun Y, Ma C, Yang Y. 2018. Crustal P-wave velocity structure in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau and insights into crustal deformation. Science China Earth Sciences, 61: 1221–1237, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9227-7>

国工业原材料生产、水利电力资源、矿产资源非常集中的重要地区. 该地区一旦发生破坏性地震, 将会对国家经济发展、工程建设以及人民生命财产造成无可估量的损失. 因此, 在中国防震减灾工作中, 该地震带一直是备受中国地震局关注的重点地区. 从地震活动性来看, 在南北地震带的北段有历史记载以来曾发生过多次8.0级以上大地震, 如1654年天水8.0级地震, 1739年银川平罗8.0级地震, 1879年武都8.0级地震, 1920年海原8.5级地震, 1927年古浪8.0级地震等. 就区域地质构造而言, 在南北地震带北段及其邻近地区, 发育众多规模较大的断裂构造带(马杏垣, 1987; 邓起东等, 1994; 张培震等, 2003), 其中主要包括, 鄂尔多斯西缘断裂构造带、海原-中卫地区的弧形断裂构造带、以及一系列近东西向的断裂构造带, 如祁连断裂、东昆仑断裂和秦岭北缘断裂等. 统计表明, 南北地震带北段多数破坏性地震发生在地壳深部10.0~20.0km的范围内(尹京苑和梅世蓉, 1999; 朱守彪等, 2010), 要认识强震孕育和发生过程, 需要发震区地壳深部精细的结构信息. 因此, 对南北地震带北段发震构造背景及深部构造特征的探测研究是一项具有重要科学意义的工作.

在南北地震带北段地区现有的一些地球物理研究结果主要针对较小范围典型构造单元(袁道阳等, 2007; 李洪强等, 2013; 丁志峰等, 1999; 滕吉文等, 2010; Zhang等, 2011), 而对该区复杂的构造变形带、各个块体结构之间的差异和耦合关系、地震危险区深部结构特征缺乏全面系统的研究工作, 反映这些区域地壳深部结构特点的基础数据比较缺乏, 对该区深部构造环境及其运动背景还缺乏深刻认识. 因此, 有必要通过覆盖全区典型构造单元的人工地震探测研究获取该区的深部地壳结构信息并对其进行综合研究.

本研究利用2014年在南北地震带北段完成的两条人工地震深部探测剖面数据开展地壳结构重构. 两条各700余公里长的“十字交叉”人工地震测深剖面分别跨越了多个块体和活动构造带, 其中近东西为兰州-惠安堡-榆林地震测深剖面(L1剖面), 近南北为铜川-惠安堡-阿拉善左旗地震测深剖面(L2剖面). 本文通过构建研究区地壳二维速度结构模型, 并结合研究区已有的地质构造、地球化学、地球动力学等不同学科成果(Liu等, 2006; Chen等, 2009; Guo和Chen, 2017; 凌媛等, 2017; Zheng等, 2017; 王椿镛等, 2015; 吴庆举和曾融生, 1998; 王帅军等, 2015), 对各个块体的深浅部构造

特征、基底结构以及各个块体的结构差异和耦合关系进行了分析和讨论, 本研究将为探讨南北地震带北段深部构造变形过程及其浅部构造响应的空间差异性和多样性, 以及该区域的地震构造背景和孕震构造环境提供科学依据.

2 地质构造概况

南北地震带是中国大陆地震活动非常活跃的区域, 其深部构造背景和地球物理场特征的研究揭示了该带是一个重力异常梯度带, 也是一条地壳厚度向西急剧增厚的陡变带, 其主体的活动构造是青藏块体东缘不同段落、不同变形活动构造带的组合(Li和Moon-ey, 1998; 邓起东等, 2002). 南北地震带北段位于青藏高原东缘和东北缘, 主要指中央造山带沿昆仑-秦岭-大别山一线以北的区域. 该区是印度板块与欧亚板块碰撞作用由近南北向东和北东方向转换的重要场所, 同时也是青藏高原地壳物质东流的汇聚之处(Tapponnier等, 1982); 其地壳变形强烈, 研究区内构造活动剧烈, 在过去数百年间发生了多次8.0级以上的大地震. 印度板块的挤压不仅造成了青藏高原地壳的增厚和隆升, 也影响了中朝地台和阿拉善地台等相邻地区. 同时, 古老而稳定的鄂尔多斯块体在一定程度上也制约着青藏高原的移动. 本研究中布设的两条人工地震剖面分别穿过了南北地震带北段的祁连块体、鄂尔多斯块体、银川盆地、贺兰山造山带及阿拉善地块.

2.1 祁连地块

祁连地块位于青藏高原东北缘, 是一个褶皱冲断体系. 是夹持于华北地台与柴达木地块之间的造山带, 范围包括祁连山脉、河西走廊及陇东地区, 后经加里东运动和华力西运动, 形成褶皱带. 白垩纪以来祁连褶皱造山带主要处于断块升降运动中, 最后形成一系列平行地垒和地堑. 该区域多分布强烈的逆冲推覆构造, 断裂构造多呈现北西南东方向(Tapponnier等, 2001). L1剖面的西段位于祁连块体的东部区域, 为控制祁连块体内部速度结构特征设计了SP101和SP102两个炮点.

2.2 弧形构造区

青藏高原向东北方向生长受到鄂尔多斯地块阻

挡,在该区形成了一系列向北东凸出的北西走向的弧形断裂带及其控制的弧形山系和断陷盆地.本文所指的弧形构造区是海原弧形构造区的一部分,它连接三个构造单元:西南部的祁连褶皱带,东北部的鄂尔多斯地台和北部的阿拉善地台.它也是三个板内区块的交界处,类似于连接三个板块的三角连接点(Tian和Ding, 1998).这个区域主要的断裂有海原断裂,烟筒山断裂带,青铜峡-固原断裂.许多大地震都发生在该地区的弧形断裂,包括1920年在海原断裂带上发生的里氏8.5级海原地震.研究区L1剖面西段SP103~SP105炮点位于该弧形构造区域.

2.3 鄂尔多斯地块

鄂尔多斯地块是被秦岭和大青山挟持,西临贺兰山-六盘山,东以南北向延展的黄河为界的一个构造单元.其南部为陕北黄土高原,在河沟中可见到产状平缓的古生代和中生代地层;北部则是毛乌素沙漠,出露有古老的变质岩系.其基底由太古界变质岩组成,被认为是中国最稳定的构造区域之一(朱日祥等, 2011; 陈凌等, 2010; Qin, 2002; Wang等, 2014).鄂尔多斯盆地盖层为巨厚的中生界和新生界地层.鄂尔多斯盆地中部几乎没有地震,与它的边缘形成对比,进一步显示了这一块体的稳定性.研究区L1剖面东段SP106~SP11和L2剖面南段SP201~SP206共12个炮点位于稳定的鄂尔多斯块体.

2.4 银川盆地和贺兰山造山带

贺兰山造山带和银川盆地位于阿拉善地块和鄂尔多斯地块的结合部位.该区新元古代至早古生代是“拗拉槽”,晚古生代发生裂陷,中生代中期为“碰撞谷”,中生代晚期,在NW-SE向的挤压应力作用下,发育了NNE走向的褶皱和挤压逆冲断层,使中生代地层发生褶皱或被冲断,贺兰山地区开始褶皱隆起.始新世至渐新世开始进入陆内伸展阶段,银川地堑开始发育,晚新生代是其伸展构造变形的主要时期,且这种伸展构造变形现今仍在继续(Zhang等, 1998; Darby和Ritts, 2002; Jiang等, 2013).研究区L2剖面中段SP207和SP208炮点位于银川盆地和贺兰山造山带区域.

2.5 阿拉善地块

阿拉善地块传统上认为是中朝古板块西部,其南

侧为正在隆起的青藏高原,北部是新生代活动的蒙古高原,东侧为鄂尔多斯高原.该地块在中、新生代期间经受了比较强烈的构造运动.阿拉善地块的东缘是贺兰山西麓断裂,目前处于伸展状态,多数隐伏于第四系地层之下.该区域由于紧邻青藏高原北缘,在青藏高原北向的强烈挤压和高原生长作用下,形成陡变的地球物理场和强烈的地震活动(Deng和Liao, 1996; Hirn等, 1995).研究区L2剖面北段SP209~SP211炮点位于阿拉善地块.

3 人工地震剖面位置及观测系统

本研究共沿由700余台三分量数字地震仪组成的两条近于“十字相交”地震探测剖面布置了21个炮点的爆破激发(其中SP106为共用炮点),以获得反映南北地震带北段鄂尔多斯块体西部、弧形构造区及其阿拉善块体的地壳深部结构的地震资料,进行速度结构重构,揭示强震区的深部孕震构造背景.

3.1 L1剖面

L1地震测深剖面位于青藏高原东北缘及鄂尔多斯地块的中西部,呈近东西方向展布(图1),剖面西南端点起于甘肃省兰州市西固区平安镇附近(其坐标为36°10'00"N, 103°16'50"E, 剖面桩号50.0km),经白银市、同心县(北)、惠安堡、定边县(北)等地,止于榆林市大河塔乡西北约6.0km附近(其坐标为38°33'00"N, 110°06'12"E, 剖面桩号800.0km),长度为750.0km.剖面由西向东横跨了祁连块体、弧形构造区、鄂尔多斯块体和多条规模较大的断裂带,主要有青铜峡-固原断裂、香山-天景山断裂和海原断裂等.

3.2 L2剖面

L2地震探测剖面主要位于鄂尔多斯地块的西南部和阿拉善地块的东缘,北西方向展布,剖面自东南起于陕西省渭南市富平县刘集镇曾家村附近(其坐标为34°46'58"N, 109°19'30"E, 剖面桩号65.0km),经铜川市、正宁县(北)、环县(北)、惠安堡、吴忠市、阿拉善左旗(西)和屯池盐场等地,止于阿拉善盟阿拉善左旗巴彦诺日公苏木西约50.0km巴丹吉林沙漠内(其坐标为40°11'58"N, 103°55'38"E, 剖面桩号825.0km),剖面长度760.0km.剖面由南向北依次穿过渭河盆地西缘

图 1 深地震测深剖面位置

主要断裂: ① 巴彦乌拉山东缘断裂; ② 乌拉山北侧断裂; ③ 贺兰山东麓断裂; ④ 银川地堑东缘黄河断裂; ⑤ 青铜峡-固原断裂; ⑥ 烟筒山东麓断裂; ⑦ 香山-天景山断裂; ⑧ 海原断裂; ⑨ 毛毛山-南西华山断裂; ⑩ 庄浪河断裂; ⑪ 渭河盆地西缘断裂

断裂、银川地堑东缘黄河断裂、贺兰山东麓断裂和巴彦乌拉山东麓断裂。

两条剖面上共实施了21个炮点的井下组合爆破激发, 炮间距约30.0~95.0km, 激发药量2496~4200kg, 观测点距1.5~2.5km. 炮点间距和观测点距根据研究区段

的侧重点不同采取疏、密相间的布设方案, 两条剖面上共布设PDS-1、2数字地震接收仪器740台, 构成了以探测研究区各个地质构造单元地壳结构性质及其相互耦合较为完善的深地震测深观测系统. 同时, 两条剖面交叉位置附近的研究结果起到相互约束的作用, 提

高了研究结果的可靠性。

4 主要震相及其特征

通过对获得的共炮点记录数据进行3~15Hz滤波, 并采用 6.0 km s^{-1} 的折合速度得到了震相较为清楚的地震记录截面图。综合各个块体的地壳结构特征, 经过反复分析和仔细甄别, 共对比出6组较为清楚的壳内震相。分别为上地壳上部的回折波 P_g 、壳内反射波 P_{c1} 、 P_{c2} 、 P_{c3} 、壳幔分界面反射波 P_{mP} 和上地幔顶部的折射波 P_n 。其中, P_g 和 P_{mP} 波震相是剖面上的优势波组, 具有震相清晰、稳定, 且在所有炮点的记录截面上都可连续追踪对比。壳内反射波 P_{c1} ~ P_{c3} 在个别炮点上显示出了较强的振幅, 反映了地壳结构的局部特征, 上地幔顶部的 P_n 波震相在鄂尔多斯块体内部显示出清晰稳定且高视速度的特征。在弧形构造区和祁连块体

段显示连续性差、波形不清晰、视速度低等特征, 有的炮点几乎很难辨认该波组, 这可能与该地区的深部构造背景和该区长期受到青藏高原向东持续推挤等因素有关。

本文中展示了选自不同块体内的5个有代表性的炮点记录截面, 分别为: 鄂尔多斯块体内SP106炮点记录(图2)、弧形构造区内SP105炮点记录(图3)、祁连块体内SP102炮点记录(图4)、阿拉善块体SP210炮点记录(图5)、贺兰山和银川盆地SP208炮点记录(图6)。下面来分别介绍记录截面上各震相在不同块体内的波组特征、震相差异等。

P_g 波震相是来自结晶地壳顶层、结晶基底的折射波(回折波)组, 视速度稳定约 6.00 km s^{-1} , 与结晶基底的地表出露、风化改造强度相关。该波组为近观测距离内出现的一组初至波, 反映上地壳内基底结构的主要波组, 具有普遍意义。该波组震相清晰、可靠, 由于

图2 L1剖面盐池SP106炮(436km)的记录截面图

图3 L1剖面红寺堡SP105炮(380km)的记录截面图

图 4 L1剖面白银SP102炮(197km)的记录截面图

图 5 L2剖面巴彦诺日公SP210炮(723km)的记录截面图

各种因素的影响追踪距离在80.0~120.0km变化。两条剖面跨越了多个地质构造单元, 新生代、中生代沉积厚薄和分布区域大小不均, 地表速度高低不等。SP102炮位于祁连块体内部(图4), Pg波传播距离可追踪至距炮点120.0km以远, Pg波的折合时间为0.80~2.00s, 视速度小于 6.00 km s^{-1} ; 该炮点右支50km处Pg波震相出现明显的滞后, 这一位置与地表海原断裂相互吻合, 可能是地表断裂的显示; SP105位于祁连地块与鄂尔多斯地块交接的弧形构造区内(图3), Pg波最远追踪距离80.0km, 折合到时1.3~1.8s, 视速度小于 6.00 km s^{-1} 。左支炮检距60.0km处, Pg波出现明显的紊乱和滞后现象, 对应了香山-天景山断裂的位置; 进入鄂尔多斯地块, SP106左右两支存在明显的走时差异(图2), 右支鄂尔多斯内部走时明显滞后于左支鄂尔多斯西缘, 反映了基底速度结构的差异; SP210炮位于阿拉善块体内部

(图5), 左支在吉兰泰盆地有明显的滞后现象, 右支较为平直, 左右两支视速度差别较大, 左支视速度明显高于右支, 反映了炮点两侧基底结构的变化特征; SP208炮点位于银川盆地中部(图6), Pg波折合走时约为1.0s左右, 震相明显滞后, 显示出较厚的沉积层, 视速度小于 6.00 km s^{-1} 。Pg波震相在局部区域的超前与滞后、波组能量的强弱变化、追踪距离的远近等现象不仅与基底的厚度、岩性等有着密切的关系, 也与基底断裂构造的存在有关。

P_c 波震相为来自深约15.0~18.0km C_1 界面的反射波, 它是在基底折射波Pg之后识别对比出的一组反射波, 该波组距离炮点50.0km左右开始出现(图4), 最远可追踪至120.0km(图3)。 P_c 波组仅在祁连块体和弧形构造区段清楚的识别出来, 其他炮点上并未在该深度位置附近识别出该震相, 表现为地质构造单元差异性

图6 L2剖面永宁SP208炮(549km)的记录截面图

特征,且显示分段连续、振幅弱、追踪距离短的特点。

P_{c2} 波震相表现出明显的块体差异,反映祁连地块与弧形构造区地壳结构特征的SP102右支、SP105左支在炮检距120.0km以远开始出现(图3和4),传播距离较近、振幅较弱、震相识别困难。而反映鄂尔多斯地壳结构特征的SP105右支、SP106表现出与祁连地块截然不同的震相特征(图2和3),两炮点均在炮检距60.0~70.0km左右出现,而且振幅较强,随着传播距离加大振幅逐渐减小,可连续追踪100.0km左右;反映银川盆地、贺兰山造山带及反映阿拉善块体的 P_{c2} 震相在距离炮点80.0km左右开始出现,震相清晰、能量强、连续性好(图5和6)。

P_{c3} 波震相反映的是下地壳结构特征,在不同的块体内 P_{c3} 波反射特征也有所不同,在祁连地块与弧形构造区内,SP102左支、SP105、SP106左支的 P_{c3} 波反射都表现出较强的振幅(图2~4)。反映鄂尔多斯块体SP208右支及阿拉善块体SP210则表现出几乎相同的特征(图5和6),表现为振幅小、能量弱、识别难,反映了两块体下地壳较为均匀的地壳速度结构。

PmP波震相作为壳幔边界Moho界面反射波在两条剖面上都显示为可追踪强震相,距炮点80.0~120.0km以远可以清晰识别,可连续追踪对比至距炮点200.0km以远。SP105~SP106炮位于鄂尔多斯地块与弧形构造区的交界部位,记录截面清楚的反映了PmP震相左右两支存在变化(图2和3),右支反映鄂尔多斯Moho界面的特征,由于壳内反射较弱,所以PmP波振幅强、波组清晰、尖锐,体现了鄂尔多斯壳幔边界为一级间断面的震相特征,表明块体结构稳定、透明的

特征。而左支则由于壳内反射杂乱,使得PmP波震相不十分清楚且波组呈近1.5s宽度的强能量带,显示祁连地块与弧形构造区壳幔边界和下地壳曾经被改造的痕迹;SP102炮位于祁连地块内,但是由于激发与接收效果不理想,也有可能因为壳内物质被改造剧烈,导致PmP的识别不清楚(图4)。反映阿拉善块体的多数炮点的记录截面上(图5)PmP震相又与研究区其他块体的震相有明显的不同,震相显示厚度有6.0~8.0km的过渡带特征,从图6记录截面上可以清楚的看出SP208炮点左支反映了阿拉善块体壳幔过渡带特征,右支反映了鄂尔多斯块体一级间断面的震相特征。

Pn波震相是来自上地幔顶部的折射波,Pn波在两条剖面的记录截面上180.0km左右进入初至区,可追踪至350.0km以远。各块体记录到的Pn波震相变化较大,反映鄂尔多斯块体上地幔顶部结构特征的SP105右支、SP106右支及SP208右支Pn波能量强可连续追踪对比至300.0km以远(图2、3、6),视速度较高为 8.15 km s^{-1} 左右。这与稳定、古老的鄂尔多斯块体特征相吻合;祁连地块与弧形构造区上地幔顶部的Pn波能量明显减弱,追踪困难,在SP102、SP105、SP106三个炮点上Pn波均没能对比识别(图2~4)。排除炮点激发能量、接受条件的影响外,最大可能与该区的深部构造环境和运动背景有关;反映阿拉善地块下方的SP208左支和SP210左支记录,Pn波能量相对较弱(图5和6),距炮点220.0km左右进入初至区,可追踪对比至390.0km以远,视速度为 8.00 km s^{-1} 左右。沿剖面各个块体上地幔顶部速度结构差异非常明显,表明不同块体的壳幔过渡带结构特征明显不同。

5 地震测深剖面二维速度结构模型

5.1 上地壳初至波层析成像

基底结构是上地壳上部一个主要的构造层位, 对研究地壳浅部结构、断裂分布和深浅构造关系有重要意义, 根据研究区获得的Pg波实测资料, 采用有限差分正演走时场及最少二乘反演技术对两条地震测深剖面的初至波资料进行处理, 获取上地壳顶部的精细结构特征, 进而推断可能的断裂分布及深浅构造关系. 在反演过程中为了消除近炮点数据局部影响去掉了近炮点的数据(Pg走时小于1.5s), 为提高走时的计算精度, 在计算的过程中试用了多种网格间距, 对比反演结果认为0.5km的正反演网格间距效果较为理想, 经20次迭代后, 拟合差的均方差基本稳定在0.1s左右不再继续下降, 此时反演得到的速度模型认为是最后的反演结果.

根据射线数分布情况, 可以圈定反演结果的可靠区域. 图7a~8a中8.0km以上区域的射线覆盖密度和交叉程度较高, 反演结果可靠, 8.0km以下区域的反演结果只作参考. 从反演结果(图7b~8b)可以看出在速度等值线5.70~5.80km s⁻¹附近发生显著的变化, 自上而下,

速度由等值线密集的强梯度结构变为相对缓变的弱梯度结构. 表明该区域基底界面大约在5.80km s⁻¹速度等值线附近.

L1剖面基底速度结构显示横向变化剧烈, 总体显示由北东向南西逐渐变浅. 两条剖面交叉位置的鄂尔多斯块体基底埋深都显示出较深的特征, 基底最深处达到7.1km, 地表速度较低, 基底之上有巨厚的新生代沉积层, 从L1剖面上可以看出鄂尔多斯块体基底等值线和基底形态起伏不明显, 显示稳定块体特征; L1剖面270.0~400.0km桩号大致对应于弧形构造区, 该区域速度等值线及基底形态呈现波状起伏, 速度结构以高、低速相间分布, 表现为推覆挤压强烈变形特征. 约400.0km桩号附近存在一总体略向南西倾斜的低速条带, 该条带自地表以下1.0km向下延伸约4.6km, 倾向南西, 是青铜峡-固原断裂(F3)的构造影像. 在310.0~325.0km桩号之间也同样存在一个向北东方向倾斜的一个低速条带, 从地表一直延伸至5.0km以下, 为一超基底断裂特征, 该位置与香山-天景山断裂(F2)吻合; 祁连块体区域基底变化幅度较大(2.0~4.5km), 速度等值线起伏急剧, 表明该区域非均匀性强烈, 基底遭受

图7 L1剖面地壳上部基底速度结构

F1: 海原断裂; F2: 香山-天景山断裂; F3: 青铜峡-固原断裂

图8 L2剖面地壳上部基底速度结构

F1: 渭河盆地西缘断裂; F2: 银川地堑东缘黄河断裂; F3: 贺兰山东麓断裂; F4: 巴音乌拉山东麓断裂

强烈变形。该区域与弧形构造区耦合区域可见向南西倾的低速条带, 速度等值线自近地表向下表现出强烈的下凹形态, 低速条带明显向南西倾至基底界面, 与周围形成较大的速度差异, 显示了海原断裂(F1)基底被挤压改造的破碎结构特征。

L2剖面基底结构起伏变化较为明显, 剖面南东段进入渭河盆地的北缘, 地表速度较低, 沉积盖层较厚, 速度等值线起伏变化总体相对缓慢, 疏密分布较为均匀, 低速盖层最厚处约4.0km, 显示了沉积盆地特征。渭河盆地与鄂尔多斯块体交界位置附近的渭河盆地西缘断裂(F1)基底虽有起伏变化的特征, 但速度等值线起伏不明显, 这和剖面端点附近射线交叉密集分布程度有关; 鄂尔多斯块体和L1剖面结果较为一致, 这里不再赘述; 剖面中段490.0~550.0km为银川盆地, 其新生界沉积厚度总体变化趋势是由两端向中部加厚, 盆地中部最大沉积厚度到达7.0km, 由图8b可见, 盆地两侧明显存在着两条倾向盆地中部的低速过渡条带, 该条带从地表一直向下延续到基底, 并且随深度增加有继续向下延伸趋势, 它们是盆地北侧的贺兰山东麓断裂(F3)和南侧的银川地堑东缘黄河断裂(F2)。两条断裂

为超基底断裂且对银川盆地起到了控制作用; 贺兰山造山带在本剖面上基底最浅, 约为2.0km左右, 地表速度较高为 3.80km s^{-1} 左右; 贺兰山造山带向北西基底逐渐加深, 大约在700.0km桩号附近达到最深约为5.0km, 且由地表向下速度等值线呈现近直立状, 此位置刚好是吉兰泰盆地的北缘, 对应于巴彦乌拉山东麓断裂带。阿拉善块体基底深度在3.0~5.0km变化。

5.2 研究区壳幔二维速度结构模型

根据识别对比的6组壳内P波震相和拾取的震相走时数据, 在一维模型及有限差分获得的上地壳速度结构模型的基础上, 建立二维壳幔速度结构模型。模型参数的设置充分考虑研究区已有的钻孔资料、深地震反射剖面探测结果、地质资料、其他地球物理探测资料(段永红等, 2015; 滕吉文等, 2010; Wei等, 2013; Zhao等, 2005)和两条剖面的实际观测资料等利用深地震测深资料通用的Seis程序包, 进行射线追踪、走时拟合和理论地震图计算(Cerveny, 2001; Xu等, 2004, 2010, 2014), 通过反复调整模型参数进行理论走时和合成地震图计算, 实现理论计算结果与实测资料的最

佳拟合, 速度拟合精度误差控制在 $\pm 0.01 \text{ km s}^{-1}$ 、界面跳跃误差控制在 $\pm 0.05 \text{ km}$. 图9为两条剖面其中两个炮点的射线追踪、走时拟合、理论地震图.

6 研究剖面壳幔速度结构特征

通过对L1和L2测深剖面获得的地震数据分析、处理计算获得了两条剖面的地壳基本结构和构造模型(图10和11). 在对地震测深资料的处理与构建一维、二维地壳结构模型过程中, 使用一些重点地段已有的研究结果(Liu等, 2006; Tian等, 2009; 王帅军等, 2014; Li等, 2014; 刘保金等, 2016)进行了佐证和对比, 力求使得最终的研究结果更加客观、真实和可靠. 本文根据该区两条剖面地壳结构特征将其划分为上地壳、中地壳和下地壳三层结构.

6.1 L1剖面地壳速度结构

上地壳: 上地壳是指地表至 C_2 界面之间的层位, 上

地壳各个块体具有鲜明的特征. 剖面基底起伏变化较大($3.0 \sim 7.1 \text{ km}$), 地表速度在 $3.10 \sim 4.90 \text{ km s}^{-1}$ 变化. C_1 界面为一不连续界面, 仅在祁连块体和弧形构造区内存在. C_1 界面埋深在 $16.1 \sim 19.9 \text{ km}$, 弧形构造区下方界面上有上拱的趋势. C_2 界面起伏变化较为明显, 界面深度为 $20.0 \sim 28.0 \text{ km}$, 变化幅度为 8.0 km 左右. C_1 界面至 C_2 界面之间为大范围分布的壳内低速不连续体, 低速为 5.95 km s^{-1} 左右. 低于剖面其他区域 $0.10 \sim 0.20 \text{ km s}^{-1}$ 左右. 沿剖面祁连块体和弧形构造区内速度结构和界面起伏变化较大, 而鄂尔多斯块体速度结构和界面起伏则显示较为缓和的特征.

中地壳结构: 中地壳结构是由 C_2 界面与 C_3 界面之间的层位确定. C_3 界面起伏变化比较明显, 自东向西呈现逐渐加深的趋势, 特别是在鄂尔多斯块体西缘惠安堡附近有一急剧加深的特征. 界面的速度跳跃为 $0.05 \sim 0.15 \text{ km s}^{-1}$, 从二维速度结构图上可以看出祁连块体、弧形构造区及鄂尔多斯块体在本层速度结构变化明显, 鄂尔多斯块体速度高于弧形构造区和祁连地

图9 SP105、SP210理论地震图、走时拟合与射线追踪图

(a), (a') 理论地震图; (b), (b') 走时拟合图; (c), (c') 射线追踪图; T: 全到时间; D: 炮检距; ○: 折合走时; ×: 理论走时

图 10 L1剖面二维壳幔速度结构与构造图

F1: 海原断裂; F2: 香山-天景山断裂; F3: 青铜峡-固原断裂

块, 速度在 $6.40\sim 6.50\text{ km s}^{-1}$ 变化. 祁连块体与弧形构造区下方, $C_2\sim C_3$ 界面速度呈弱的正速度梯度变化, 且速度等值线异常紊乱, 显示了该区深部复杂构造背景和运动环境.

下地壳结构与莫霍界面: C_3 界面与M界面之间为下地壳, C_3 至M界面之间沿剖面速度呈正速度梯度变化, 由 C_3 界面下方的 6.65 km s^{-1} 左右变化至M界面上方的 6.80 km s^{-1} 左右. Moho界面沿测线起伏变化最为明显, 由东向西呈现逐渐加深趋势, 地壳厚度变化范围为 $40.6\sim 55.9\text{ km}$, 由东向西地壳增厚达 15.3 km ; 本研究剖面在弧形构造区以西上地壳厚度由鄂尔多斯块体的 20 km 增加到祁连块体下方的 27.0 km 左右, 地壳厚度向下增厚达 7.0 km . 这与Liu等(2006)的研究支持青藏高原东缘上地壳和下地壳同时增厚的结果较为一致.

上地幔顶部基本结构: 表征壳幔分界的M界面是一个明显的速度不连续界面, 上、下界面显然它是一个一级速度不连续面, 且上地幔顶部Pn波速度在各个块体显示出不同的速度结构差异特征, 祁连块体与弧形构造区内Pn波速度为 $7.95\sim 8.00\text{ km s}^{-1}$, 而在鄂尔多

斯块体内上地幔顶部Pn波速度显示为较高的特征为 $8.05\sim 8.10\text{ km s}^{-1}$.

6.2 L2剖面地壳速度结构

上地壳结构: 上地壳同样是指地表至 C_2 界面之间的层位, 本剖面上并没有在深度 20.0 km 范围内对比出 C_1 界面. 地表到G界面之间介质为一较强的正速度梯度结构, 地表速度由银川盆地的 2.20 km s^{-1} 变化在贺兰山造山带的 4.95 km s^{-1} . 沿剖面G界面上下起伏较大, 其埋深变化为 $3.2\sim 8.3\text{ km}$. 鄂尔多斯地块和阿拉善地块G界面起伏较缓, 银川盆地与贺兰山造山带G界面上隆与下凹变化强烈. C_2 界面埋深在 $18.5\sim 25.0\text{ km}$ 变化, C_2 界面起伏较为明显, 其中贺兰山下方较浅, 呈明显凸起.

中地壳结构: 中地壳是由 C_2 与 C_3 界面之间的层位确定, C_3 界面由东南向西北逐渐加深, 变化范围为 $27.0\sim 36.0\text{ km}$, 在银川地堑两侧界面呈明显的下凹, 落差变化约为 3.5 km 左右. $C_2\sim C_3$ 界面介质呈弱的正速度梯度变化, 中地壳贺兰山下方有一低速体存在(LVZ1),

图 11 L2剖面二壳幔速度结构与构造图

F1: 渭河盆地西缘断裂; F2: 银川地堑东缘黄河断裂; F3: 贺兰山东麓断裂; F4: 巴音乌拉山东麓断裂

速度为 6.30 km s^{-1} 左右, 横向分布范围约为 $550.0\sim 650.0\text{ km}$ 。

下地壳结构与莫霍界面: C_3 界面与M界面之间地层为下地壳, 下地壳速度结构变化剧烈, 速度由 C_3 界面下方的 $6.50\sim 6.80\text{ km s}^{-1}$ 左右变化至M界面上方的 $6.80\sim 6.99\text{ km s}^{-1}$ 左右, 呈正的速度梯度变化。Moho界面由南东的鄂尔多斯地块向北西的阿拉善地块逐渐加深, 整体埋深范围为 $39.0\sim 49.0\text{ km}$, 在银川地堑盆地内M界面埋深为 42.5 km , 呈现上隆特征, 在贺兰山下方M界面埋深为 47.0 km , 呈现凹陷特征。下地壳存在低速体(LVZ2), 速度约为 6.45 km s^{-1} , 与两侧介质速度相比差 0.25 km s^{-1} 左右。

上地幔顶部基本结构: 由Pn确定的上地幔顶部速度结构表明, 各个块体内速度变化较大, 银川盆地与贺兰山上地幔顶部速度略低约为 7.95 km s^{-1} 左右, 鄂尔多斯块体和阿拉善块体上地幔顶部速度为 8.05 km s^{-1} 。Moho界面至深度 65.0 km 速度变化范围 $7.95\sim 8.20\text{ km s}^{-1}$, 表明不同地质构造单元上地幔顶部

的速度结构差异特征。

7 讨论与结论

通过对两条“十字交叉”地震测深剖面的资料处理, 清楚的获得了研究区的地壳二维精细速度结构和构造特征, 揭示了鄂尔多斯块体、祁连块体和阿拉善块体的地壳速度结构特征、以及贺兰山、银川盆地、弧形构造区及其两侧地块的深部精细结构差异。综合获得的两条剖面基底速度分布、地壳P波速度结构以及研究区其他的研究结果(赵国泽等, 2010; 刘保金等, 2016; Pan和Niu, 2011; Liu等, 2006; Guo等, 2016; Guo和Chen, 2017; 凌媛等, 2017), 对两条地震测深剖面进行了综合分析和解释。讨论和分析结果如下:

(1) 两条“十字交叉”地震测深剖面地壳厚度差异特征。研究区沿两条剖面不同块体、构造部位的地壳厚度存在明显不同。L1剖面地壳厚度呈现由东向西逐渐加厚的特征, 弧形构造区内Moho界面出现了短距离

内的增厚特征, 表明鄂尔多斯西缘应是地壳厚度的突变带和速度变化的分界带(Liu等, 2006; Guo和Chen, 2017; 凌媛等, 2017); L2剖面地壳厚度呈现由南向北波浪式加深的趋势, 银川盆地和贺兰山造山带地壳厚度呈现隆凹变化, 与盆地基底呈“镜像”对应关系, 贺兰山和银川盆地地壳厚度急剧变化表现为块体挤压变形和过渡带特征。

(2) 两条“十字交叉”地震测深剖面地壳速度结构差异特征. 研究区两条地震测深剖面地壳二维P波速度结构表现出明显的横向非均匀性特征, 这种横向非均匀性变化自地表向下一直可延伸至上地幔顶部, 各个块体内部及其相互接触(耦合)部位速度结构差异特征明显. L1与L2二维壳幔速度结构特征表明, 鄂尔多斯块体周缘和内部稳定性并不相同, 贺兰山中-下地壳速度结构显示高低速互层结构特征, 阿拉善块体下地壳速度等值线平缓。

(3) 两条“十字交叉”地震测深剖面断裂构造特征. 两条剖面的基底速度结构和二维壳幔速度结构图像揭示了一系列不同地质时期形成的断裂. L1剖面上的海原断裂(F1)和青铜峡-固原断裂(F3)不论在基底结果还是二维壳幔速度结构上, 断裂两侧速度结构差异自地表一直延伸至Moho界面. L2剖面上银川盆地两侧的银川地堑东缘黄河断裂(F2)和贺兰山东麓断裂在二维速度结构上, 两侧的低速条带倾向银川盆地内部, 且形成逐渐加深的阶梯状斜坡, 具有正断层性质, 这些断裂构造向下延伸至中-下地壳和上地幔顶部, 属地壳尺度的深大断裂。

(4) 两条“十字交叉”地震测深剖面探测结果具有明显的分块特征. 两条二维地震测深剖面二维速度结构图像揭示, 研究区各个块体不同区域壳幔边界及地壳速度结构具有多样性构造特征, 两条剖面在鄂尔多斯块体内地壳厚度、壳内界面均变化平缓, 显示了古老稳定的克拉通地壳结构、介质横向均匀、速度分层清晰等“刚性”结构特征. 这与滕吉文等(2010)、Zheng等(2017)研究认为该块体地壳结构整体性好、且较为均匀的结果较为一致; L1剖面西段祁连块体地壳厚度明显比鄂尔多斯块体增厚, 平均速度降低, 显示了青藏高原祁连块体地壳的整体增厚与壳内岩石强度弱化、低速改造作用(Liu等, 2006; Guo等, 2016; 凌媛等, 2017); L2剖面上炮点SP208(图6)记录清晰的揭示了阿拉善块体和鄂尔多斯块体地壳厚度和介质横向结构差

异, 且阿拉善块体内PmP震相呈现一定厚度的强梯度过渡带特征(王帅军等, 2014)。

(5) 两条“十字交叉”地震测深剖面壳内低速异常特征. 两条地震测深剖面地壳二维P波速度结构在纵向和横向均显示非均匀性特征, 且在两条剖面上不同深度范围内存在低速异常现象. 在L1剖面上海原断裂带(F1)两侧, C_1 ~ C_2 界面的上地壳内显示出高低速相间的不连续低速异常体, 显示为失稳的滑脱层结构, 暗示了该区域长期受青藏高原北东与东向推挤, 壳内物质运移致使岩石韧性变形、速度弱化(李松林等, 2002; Liu等, 2006; 凌媛等, 2017). 这一低速体刚好与东北侧的海原断裂带(F1)相接共同控制了青藏高原东北缘的构造活动, 使得应力在海原断裂左侧区域缓慢积累、地震危险性大大增强(Zhang等, 2013; Ye等, 2015; Guo等, 2016; 张培震, 2008). L2剖面上贺兰山隆起区的中-下地壳具有高、低速相间的速度分布特点, 且中-下地壳内存在有明显的低速层. 贺兰山地区这种复杂的中-下地壳速度结构异常以及上地壳一系列的挤压褶皱等现象表明, 贺兰山在长期的形成、演化和隆升过程中, 其地壳结构已发生了较为强烈的变形(赵红格等, 2007)。

(6) 两条“十字交叉”地震测深剖面接触带、耦合区具有明显的过渡带结构特征. 两条地震测深剖面二维壳幔速度揭示块体与块体之间耦合区域介质性质与两侧块体相比产生了巨大差异. L1剖面上祁连块体与鄂尔多斯块体之间耦合区域壳内界面和速度结构都显示出韧性变形、速度弱化的特征. L2剖面上的贺兰山和银川盆地速度结构显示强烈的横向非均匀性, 具有强烈的挤压褶皱构造变形. 这些特殊构造位置上的变形揭示了研究区青藏高原与鄂尔多斯块体、阿拉善块体相互碰撞使得周缘介质由塑性向脆性发生形变, 致使岩石发生破碎、介质速度弱化导致剖面上速度结构与两侧块体差异, 形成过渡带结构特征。

(7) 两条“十字交叉”地震测深剖面两侧地震的发生与震源所处的构造环境和地壳结构异常分布密切相关. 研究剖面周缘地区由于长期受到青藏高原向东向北持续的推挤作用, 使得该区地壳结构挤压变形并加剧了断裂活动性, 导致其不断发生中等强度的地震发生. 我们把剖面两侧100km范围内发生的 $M_s \geq 4.0$ 级地震投影到二维地壳速度结构剖面上, 由图10和11可以看出, 95%以上的地震震源分布在10~20km深度范围

内, 且多数地震主要集中在断裂带、构造单元接触耦合区及高、低速异常区附近, 剖面上的低速区及地壳速度结构变化较为缓和地段地震数量明显偏低, 与华北东、中部的观测类似(王椿镛等, 2017). 这表明, 地震的发生与断裂构造环境及地壳速度结构异常分布关系较为密切.

致谢 中国地震局地球物理勘探中心120余名技术人员参加了本项研究的野外数据采集工作, 取得的高信噪比地震数据为后续的资料处理与分析、解释提供了良好的基础. 资料处理和解释得到了王夫运、赵金仁研究员的指导和帮助. 主编和审稿专家为本文提出了建设性的意见和建议, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

- 陈凌, 危自根, 程骋. 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
- 邓起东, 徐锡伟, 于贵华. 1994. 中国大陆活动断裂的分段特征及其成因. 见: *中国活动断层研究*. 北京: 地震出版社
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 楚全芝. 2002. 中国活动构造基本特征. *中国科学D辑: 地球科学*, 32: 1020–1030
- 丁志峰, 何正勤, 孙为国, 孙宏川. 1999. 青藏高原东部及其边缘地区的地壳上地幔三维速度结构. *地球物理学报*, 42: 197–205
- 段永红, 刘保金, 赵金仁, 刘保峰, 张成科, 潘素珍, 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
- 李洪强, 高锐, 王海燕, 李文辉. 2013. 用近垂直方法提取莫霍面——以六盘山深地震反射剖面为例. *地球物理学报*, 56: 3811–3818
- 李松林, 张先康, 张成科, 赵金仁, 成双喜. 2002. 玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究. *地球物理学报*, 45: 210–217
- 凌媛, 陈凌, 危自根, 姜明明, 王旭. 2017. 利用噪声层析成像研究华北克拉通中-西部南段及邻区祁连山带地壳S波各向异性速度结构. *中国科学: 地球科学*, 47: 1202–1219
- 刘保金, 鄯少英, 姬计法, 王帅军, 张建狮, 袁洪克, 杨国俊. 2017. 贺兰山和银川盆地的岩石圈结构和断裂特征——深地震反射剖面结果. *中国科学: 地球科学*, 47: 179–190
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 李强, 刘建华, 胡戈. 1986. 华北地区的地震层面成像. *地球物理学报*, 29: 442–449
- 马杏垣. 1987. *中国岩石圈动力学纲要*. 1:400万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书. 北京: 地质出版社
- 邵志刚, 张浪平. 2013. 南北地震带北段近期强震趋势研究. *中国地震*, 37: 26–36
- 滕吉文, 王夫运, 赵文智, 张永谦, 张先康, 闫雅芬, 阮小敏. 2010. 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*, 53: 67–85
- 王椿镛, 吴庆举, 段永红, 王志铄, 楼海. 2017. 华北地壳上地幔结构及其大地震深部构造成因. *中国科学: 地球科学*, 47: 684–719
- 王椿镛, 杨文采, 吴建平, 丁志峰. 2015. 南北构造带岩石圈结构与地震的研究. *地球物理学报*, 58: 3867–3901
- 王帅军, 刘保金, 张建狮, 刘宝峰, 段玉玲, 宋向辉, 臧怡然. 2015. 南北地震带滇西南地区地壳速度结构与构造研究: 勐海-耿马-泸水深地震探测剖面结果. *中国科学: 地球科学*, 45: 1853–1865
- 王帅军, 王夫运, 张建狮, 嘉世旭, 张成科, 赵金仁, 刘宝峰. 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
- 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
- 尹京苑, 梅世蓉. 1999. 邢台地震区地壳速度结构特征与强震孕育发生的关系. *地球物理学报*, 42: 629–639
- 袁道阳, 张培震, 方小敏, 王志才, 宋春晖, 郑德文. 2007. 青藏高原东北缘临盆地晚新生代构造变形及过程. *地学前缘*, 14: 243–250
- 张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 王琪. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. *中国科学D辑: 地球科学*, 33: 12–20
- 张培震. 2008. 青藏高原东缘川西地区的现今构造变形, 应变分配与深部动力过程. *中国科学D辑: 地球科学*, 38: 1041–1056
- 赵国泽, 詹艳, 王立凤, 王继军, 汤吉, 陈小斌, 肖骑彬. 2010. 鄂尔多斯断块地壳电性结构. *地震地质*, 32: 345–359
- 赵红格, 刘池洋, 王锋, 王建强, 李琼, 姚亚明. 2007. 贺兰山隆升时限及其演化. *中国科学D辑: 地球科学*, 37: 185–192
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 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
- 朱守彪, 张培震, 石耀霖. 2010. 华北盆地强震孕育的动力学机制研究. *地球物理学报*, 53: 1409–1417
- Cerveny V. 2001. *Seismic Ray Theory*. Cambridge: Cambridge University Press
- 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
- Darby B J, Ritts B D. 2002. Mesozoic contractional deformation in the middle of the Asian tectonic collage: The intraplate Western Ordos fold-thrust belt, China. *Earth Planet Sci Lett*, 205: 13–24
- Deng Q D, Liao Y H. 1996. Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, north central China. *J Geophys Res*, 101: 5873–5893
- Guo X Y, Gao R, Li S Z, Xu X, Huang X F, Wang H Y, Li W H, Zhao S J, Li X Y. 2016. Lithospheric architecture and deformation of NE Tibet: New insights on the interplay of regional tectonic processes. *Earth Planet Sci Lett*, 449: 89–95
- Guo Z, Chen Y J. 2017. Mountain building at northeastern boundary of Tibetan Plateau and craton reworking at Ordos Block from joint

- inversion of ambient noise tomography and receiver functions. *Earth Planet Sci Lett*, 463: 232–242
- Hirn A, Jiang M, Sapin M, Diaz J, Nercessian A, Lu Q T, Lépine J C, Shi D N, Sachpazi M, Pandey M R, Ma K, Gallart J. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. *Nature*, 375: 571–574
- Jiang M M, Ai Y S, Chen L, Yang Y J. 2013. Local modification of the lithosphere beneath the central and western North China Craton: 3-D constraints from Rayleigh wave tomography. *Gondwana Res*, 24: 849–864
- Li S, Mooney W D. 1998. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles. *Tectonophysics*, 288: 105–113
- Li Y H, Gao M T, Wu Q J. 2014. Crustal thickness map of the Chinese mainland from teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 611: 51–60
- Liu M J, Mooney W D, Li S, Okaya N, Detweiler S. 2006. Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos basin. *Tectonophysics*, 420: 253–266
- Pan S, Niu F. 2011. Large contrasts in crustal structure and composition between the Ordos plateau and the NE Tibetan plateau from receiver function analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 303: 291–298
- Qin C Y. 2002. The thickness of seismogenic layer under the areas surrounding the Ordos Block, Northern China. *Pure Appl Geophys*, 159: 2613–2628
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611–616
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Tian Q J, Ding G Y. 1998. Characteristics of tectonic region of quasi triple junction in the northeastern corner of Qinghai-Tibetan Plateau. *Earth Res China*, 14: 27–35
- Tian Y, Zhao D P, Sun R M, Teng J. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 172: 169–182
- Wang C Y, Sandvol E, Zhu L, Lou H, Yao Z X, Luo X H. 2014. Lateral variation of crustal structure in the Ordos Block and surrounding regions, North China, and its tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 387: 198–211
- Wei Z G, Chen L, Wang B Y. 2013. Regional variations in crustal thickness and V_p/V_s ratio beneath the central-western North China Craton and adjacent regions. *Geol J*, 48: 531–542
- Xu T, Xu G M, Gao E G, Zhu L B, Jiang X Y. 2004. Block modeling and shooting ray tracing in complex 3-D media. *Chin J Geophys*, 47: 1261–1271
- Xu T, Zhang Z, Gao E, Xu G, Sun L. 2010. Segmentally iterative ray tracing in complex 2D and 3D heterogeneous block models. *Bull Seismol Soc Am*, 100: 841–850
- Xu T, Li F, Wu Z, Wu C, Gao E, Zhou B, Zhang Z, Xu G. 2014. A successive three-point perturbation method for fast ray tracing in complex 2D and 3D geological models. *Tectonophysics*, 627: 72–81
- Ye Z, Gao R, Li Q, Zhang H, Shen X, Liu X, Gong C. 2015. Seismic evidence for the North China plate underthrusting beneath north-eastern Tibet and its implications for plateau growth. *Earth Planet Sci Lett*, 426: 109–117
- Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. 1998. 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*, 285: 41–75
- Zhang Z J, Bai Z M, Klemperer S L, Tian X B, Xu T, Chen Y, Teng J W. 2013. Crustal structure across northeastern Tibet from wide-angle seismic profiling: Constraints on the Caledonian Qilian orogeny and its reactivation. *Tectonophysics*, 606: 140–159
- Zhang Z J, Yang L Q, Teng J, Badal J. 2011. An overview of the earth crust under China. *Earth-Sci Rev*, 104: 143–166
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Res*, 136: 177–202
- Zheng T Y, Duan Y H, Xu W W, Ai Y S. 2017. A seismic model for crustal structure in North China Craton. *Earth Planet Phys*, 1: 26–34

(责任编辑: 陈凌)