与青藏高原东北部地球动力学相关的深部构造问题

王椿镛^{①②*}, 李永华^{①②}, 楼海^②

① 中国地震局地震观测和地球物理成像重点实验室, 北京 100081;

② 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 联系人, E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

2015-02-03 收稿, 2016-03-29 修回, 2016-03-30 接受, 2016-06-13 网络版发表

国家自然科学基金(41474073, 41174070)和国家科技专项(SinoProbe-02-06)资助

摘要 青藏高原东北部是探索青藏高原地球动力学的重点地区之一。自20世纪60年代以来实施的一系列深部地球物理探测和相关研究获得了该地区地壳上地幔结构的基本特征。深部地球物理探测揭示高原的地壳增厚, 且具有低P波速度、低电阻率和高热流值的特点; 体波走时层析成像、面波频散和远震体波接收函数反演共同显示中下地壳的低剪切波速度。回顾青藏高原东北部已有的深部地球物理研究成果, 梳理出当前存在一些与地球动力学相关的问题。它们是: (1) 中上地壳的低速-高导层; (2) 高原地壳的增厚方式; (3) 地壳和地幔各向异性; (4) 下地壳通道流; (5) 向南俯冲的欧亚大陆岩石圈。这些问题尚未达成一致的认知。不同的深部构造模型和观点使得对例如“下地壳通道流”和“俯冲的欧亚大陆岩石圈”有关议题争论持续不断。未能达成共识的重要原因之一可能是现有台网的数据成像分辨率和精度仍不足以识别在地壳和上地幔深处的细节。在国家和区域地震台网的基础上, 正在实施的大规模流动地震台阵观测, 以及重点地区开展高分辨的深部地球物理探测, 将较大幅度地改善目标模型的分辨率和可靠性。这是增进青藏高原东北部深部结构和地球动力学知识的有效途径。

关键词 青藏高原东北部, 地壳增厚, 深部结构, 下地壳流, 地震台阵, 地壳泊松比

大约70 Ma以来, 印度洋板块和欧亚板块之间的碰撞导致高原的隆升和其下方的地壳增厚, 并使得青藏高原内部及边缘产生强烈的变形和断裂作用。至今, 横跨青藏高原的陆内汇聚和变形仍然在继续, 并向北到达更广阔的区域。为解释青藏高原演化过程, 地球科学家提出了多个大陆动力学模型, 如侧向滑移模型^[1,2]认为, 沿青藏高原内部几条近东西走向深大断裂发生的显著滑移促使地壳物质向东挤出; 均一缩短模型^[3]认为, 由于印度板块和欧亚板块的碰撞, 地壳水平缩短而垂直增厚, 它可用黏滞薄板近似的模型作数值模拟; 下地壳塑性流模型^[4,5]则认为地壳物质以中下地壳流的方式从青藏高原内部向高原东缘流动。由此可见, 关于青藏高原的一些基

本地质问题依然存在争论。

地处阿拉善地块以南, 鄂尔多斯块体以西的青藏高原东北部是印度洋板块和欧亚板块碰撞作用由近南北方向向东和东北方向转换的重要场所。从北到南, 分别以南祁连缝合带、昆仑断裂、金沙江缝合带和班公-怒江缝合带为界, 青藏高原东北部可分为: 祁连褶皱系、柴达木地块、松潘-甘孜地块和羌塘块体^[6]。青藏高原东北部地质构造复杂, 强烈地震活动频繁^[7]。地质调查^[6,8]与GPS观测^[9]及地震震源机制研究表明, 青藏高原东北部正在遭受强烈的NE向的变形与缩短。其中的西秦岭造山带是中国东部和西部、南部和北部的地壳结构、地壳厚度和地球物理场的转换带, 其岩石圈结构与深部构造关系记录了

引用格式: 王椿镛, 李永华, 楼海. 与青藏高原东北部地球动力学相关的深部构造问题. 科学通报, 2016, 61: 2239–2263

Wang C Y, Li Y H, Lou H. Issues on crustal and upper-mantle structures associated with geodynamics in the northeastern Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2016, 61: 2239–2263, doi: 10.1360/N972016-00160

青藏高原东北缘板块碰撞的深部过程以及高原向东和东北向发展演化的深部信息,但这个转换带的深部动力学机制目前仍不清楚^[10].自2000年以来,松潘-甘孜地块边缘相继发生了多次7.0级以上的地震,如2001年东昆仑8.1级地震、2008年汶川8.0级地震、2010年玉树7.1级地震和2013年芦山7.0级地震.其中,汶川8.0级地震造成人民生命财产的巨大损失.松潘-甘孜地块边缘强震频发被认为是青藏高原向北推挤及其与周缘块体相互作用的结果.深入研究青藏高原东北部的深部构造对理解青藏高原构造演化及其深部动力学背景具有重要意义.

自20世纪80年代以来,地球科学家先后采用深地震测深(和深地震反射)剖面、大地电磁测深剖面和宽频带地震研究等方法,在青藏高原东北部实施了一系列深部结构探测和研究计划,获得了一批有价值的地壳上地幔结构和介质各向异性的成果.这些深部地球物理探测和研究增进了对青藏高原东北部深部结构特征的总体认识.然而,在众多的深部地球物理探测和研究中,仍有一些深部构造问题并未取得共识.这些问题对于深入探讨青藏高原东北部的地球动力学过程是至关重要的.本文在回顾深部构造研究的基础上,梳理出当前仍有争议的一些问题,并探讨可能的原因.

1 青藏高原东北部地壳上地幔结构

1.1 青藏高原东北部已有的深部地球物理研究

深地震测深剖面是利用人工震源探测深部结构的一种经典方法,它同时揭示地壳分层介质的速度和分界面,获得具有横向变化的地壳上地幔速度结构.长期以来,深地震剖面的探测被认为是地壳上地幔结构研究不可缺少的基础性工作.1958年,地球物理学家曾融生先生的研究小组在柴达木盆地的低频地震探测试验^[11],拉开了青藏高原东北部深部地球物理研究的序幕.自20世纪60年代以来,在该地区开展了一系列深部地球物理探测,共完成了27条深地震剖面的探测^[12-42].这些地震剖面形成了对该地区良好的覆盖(图1),为各大地构造单元提供地壳上地幔结构的基本约束.其中,一批深地震反射剖面探测揭示了重点构造区的地壳细结构^[39-41].用大地电磁测深方法^[43-48]和布格重力异常资料^[49-51]分别研究了深部的电性结构和密度结构.另一方面,基于地震台

图1 青藏高原东北部的构造背景(引自任纪舜等人^[25])和地震测深剖面的位置.粗线表示构造单元边界.细线表示断裂:① 阿尔金断裂;② 东昆仑断裂;③ 金沙江缝合带;④ 班公-怒江缝合带;⑤ 雅鲁藏布缝合带;⑥ 龙门山断裂带.粗虚线段和细虚线段分别表示深地震测深剖面 and 深地震反射剖面:1, 阿尔金-龙门山剖面^[17,26];2, 共和-玉树剖面^[18];3, 竹巴龙-泸定-资中剖面^[21];4, 奔子栏-唐克剖面^[22];5, 玛沁-兰州-靖边剖面^[20];6, 马尔康-禄曲-古浪剖面^[27];7, 格尔木-额济纳旗剖面^[16];8, 莫坝-贵德剖面^[28];9, 龙门山三角形剖面^[13];10, 门源-渭南剖面^[12];11, 临潭-灵台剖面 and 成县-西吉剖面^[14];12, 通渭-黄陵剖面^[29];13, 康县-十堰剖面^[30];14, 大巴山深反射剖面^[31];15, 海原深反射剖面^[39];16, 唐克-合作-临夏深反射剖面^[41];17, 合作-景泰剖面^[32];18, 若尔盖-龙门山-四川盆地深反射剖面^[40];19, 阿坝-茂县-遂宁剖面^[33];20, 金川-芦山-乐山剖面^[34];21, 拉萨-长河坝剖面^[15];22, 中甸-思茅剖面^[35];23, 盐源-西昌-马湖剖面^[36];24, 塔里木-柴达木剖面^[37];25, 囊谦-玉树-玛多剖面^[38];26, 玛多-共和-雅布赖剖面^[38];27, INDEPTH IV剖面^[42]

Figure 1 Geologic setting of the Northeastern Tibetan Plateau (from Ren et al.^[25]) and location of deep seismic exploration profiles. Thick lines denote the boundary of tectonic unit, and thin lines denote the faults: ① Altyn Tagh Fault; ② East Kunlun Fault; ③ Jingshajang Suture; ④ Bangong-Nujiang Suture; ⑤ Yarlung Zangbo Suture; ⑥ Longmenshan Fault Belt. Thick and thin dashed lines denote deep seismic sounding profile and deep seismic reflection profile, respectively. 1, Altyn Tagh-Longmenshan profile^[17,26]; 2, Gonghe-Yushu profile^[18]; 3, Zhubalong-Luding-Zizhong profile^[21]; 4, Benzilan-Tangke profile^[22]; 5, Maqin-Lanzhou-Jinbian profile^[20]; 6, Barkam-Luqu-Gulang profile^[27]; 7, Golmud-Ejin Qi profile^[16]; 8, Moba-Guide profile^[28]; 9, Longmenshan triangular profile^[13]; 10, Menyuan-Weinan profile^[12]; 11, Lintan-Lingtai profile and Chengxian-Xiji profile^[14]; 12, Tongwei-Huangling profile^[29]; 13, Kangxian-Shiyan profile^[30]; 14, Dabashan deep reflection profile^[31]; 15, Haiyuan deep reflection profile^[39]; 16, Tangke-Hezuo-Linxia deep reflection profile^[41]; 17, Hezuo-Jintai profile^[32]; 18, Ruorgai-Longmenshan-Sichuan Basin deep reflection profile^[40]; 19, Aba-Maoxian-Suining profile^[33]; 20, Jinchuan-Lushan-Leshan profile^[34]; 21, Lazha-Changheba profile^[15]; 22, Zhongdian-Simao profile^[35]; 23, Yanyuan-Xichan-Mabian profile^[36]; 24, Tarim-Qaidam profile^[37]; 25, Nangqian-Yushu-Maduo profile^[38]; 26, Maduo-Gonghe-Yabulai profile^[38]; 27, INDEPTH IV profile^[42]

站的天然地震记录,用体波走时层析成像、面波群速度和相速度层析成像分别获得地壳上地幔三维P波和

S波速度结构^[52~62]。21世纪以来,随着宽频带地震台站大幅度增加,现代地震学方法,如远震接收函数反演、背景噪声成像和地震各向异性研究等的应用进一步揭示了青藏高原东北部地壳上地幔结构和变形的特征^[63~70]。

近年来,国内外地球科学家加强了在青藏高原东北部深部构造和大陆动力学研究。基于区域数字地震台网和宽频带流动地震台阵记录的研究取得了很大的进展^[71~81]。一批国家重大科研项目和国际合作计划(如INDEPTH-IV台阵等)的实施,由此获得并发表的研究成果^[42,82~89]大大地丰富了对青藏高原东北部深部构造的认识。

作为青藏高原东北部深部结构的基础知识,深地震探测剖面(图1)揭示了地壳结构及其横向变化的细节,并从不同的角度探讨高原地壳深部介质的流变性。本文扼要回顾对该地区具重要构造意义的若干深地震剖面的地壳结构特征和主要的地壳介质参数。

(1) 阿尔金-龙门山测线^[17,26]。从阿尔金断裂带,穿过祁连褶皱系、柴达木盆地、阿尼玛卿褶皱带和松潘-甘孜地块,进入扬子准地台。二维速度模型显示在测线西端,阿尔金断裂带西北侧的塔里木地块地壳厚度为50 km,往东南的祁连褶皱系厚度增加至70 km,在柴达木盆地减少至~58 km。在花石峡附近地壳厚度为68 km,测线东端(成都-简阳段)仅40 km厚。各构造单元的地壳厚度和平均速度分别是:祁连褶皱系为65 km和6.36 km/s;柴达木盆地为58 km和6.41 km/s;阿尼玛卿褶皱带为68 km和6.41 km/s;巴颜喀拉褶皱带为65 km和6.50 km/s;松潘-甘孜弧形褶皱区为63 km和6.39 km/s;龙门山以东的四川盆地为43.5 km和6.45 km/s。其中在川西高原,中地壳存在速度为5.8 km/s、厚度3~6 km的低速层结构。

(2) 共和-玉树剖面^[18,19]。从柴达木盆地,穿过东昆仑隆起带和巴颜喀拉褶皱带,进入羌塘地块。纵剖面和非纵剖面的联合解释结果显示:自北向南,莫霍(Moho)界面呈现为阶梯状展布。羌塘地块具有最厚的地壳,厚约76 km,平均速度为6.35 km/s。巴颜喀拉地块地壳减薄至68 km,平均速度减小到6.30 km/s。在柴达木盆地及其东缘,地壳厚度减小到64 km,平均速度为6.26 km/s。东昆仑隆起带的南北两侧的速度结构存在着明显的差异:南部地区的地壳中部10~30 km之间存在速度为5.80~5.85 km/s、厚约12 km的低速层;在北部地区的柴达木盆地东缘,没有低速

层出现,而且下地壳的地震波速明显偏小。对深地震测深剖面的非纵观测记录作动校正和时/深转换,显示出金沙江缝合带北侧的松潘-甘孜地块比南侧的羌塘地块地壳抬升近10 km。

(3) 川西-藏东剖面包括竹巴龙-泸定-资中剖面和奔子栏-唐克剖面^[90]。竹巴龙-泸定-资中测线沿北纬30°线跨越松潘-甘孜地块和龙门山构造带,后进入扬子地块;奔子栏-唐克测线沿NNE方向穿过松潘-甘孜地块。这两条剖面揭示川西高原的地壳厚度为60~65 km,但是到达唐克附近的地壳厚度减小至仅为52 km。马尔康以南大部分地区的中上地壳10~20 km深度范围内存在一个厚度为~8 km的低速层。川西高原的地壳厚度、地壳平均速度和Pn速度分别为62 km, 6.27 km/s和7.60~7.80 km/s,而四川盆地则为43 km, 6.45 km/s和8.10~8.20 km/s(图2(a))。川西高原在~30 km的深度上存在明显的地壳内部界面(康拉界面),但是四川盆地这一界面并不清晰。川西高原下地壳介质具有强衰减($Q_p=100\sim300$)。相对而言,四川盆地为弱衰减($Q_p\geq 1000$)。大地电磁测深^[45]揭示了在与深地震测深同一剖面中上地壳的相近深度上存在高导层(图2(b))。

(4) 玛沁-兰州-靖边测线^[20,91]从西南至东北穿过巴颜喀拉地块的北部、西秦岭造山带、祁连褶皱系、海原弧形构造区,进入鄂尔多斯地块。如图3所示,地壳结构在横向上变化较大,自北东至西南地壳厚度逐渐增加,而地壳平均速度逐渐减小。鄂尔多斯地块、海原弧形构造区、祁连褶皱系、西秦岭造山带和松潘-甘孜地块的P波平均速度分别为:6.30, 6.22, 6.25, 6.20和6.10 km/s;S波波速度分别为3.48, 3.40, 3.54, 3.51和3.46 km/s。沿剖面地壳P波平均速度为6.22 km/s。在剖面南段的松潘-甘孜地块和西秦岭造山带存在多个中地壳低速层,在海原弧形构造区存在壳内低速带和叠层界面。

(5) 马尔康-曲禄-古浪剖面^[27]。自松潘-甘孜地块,经阿尼玛卿褶皱带进入祁连褶皱系。如图4所示,沿测线的地壳厚度变化较小,为48~51 km。但不同构造块体的地壳内部结构差异明显,其中剖面南段(马尔康-曲禄)上部地壳速度横向变化激烈;阿坝弧形断裂以南和阿尼玛卿褶皱带附近的壳内界面起伏较大,在深度20 km以下清晰呈现壳内低速异常结构。在西秦岭造山带至松潘-甘孜地块,相应的地震记录呈现复杂、强烈的中下地壳反射和相对较弱的Moho

图2 川西地区沿30°N剖面的探测结果. (a) 深地震测深获得的P波速度结构^[21]; (b) 大地电磁测深获得的电导率结构^[45]; (c) 接收函数与面波频散联合反演获得的S波速度结构^[78]

Figure 2 Exploring results along 30°N profile in the western Sichuan area. (a) P-wave velocity structure inferred by deep seismic sounding (from Wang et al.^[21]); (b) conductivity structure inferred by magnetotelluric sounding (from Sun et al.^[45]); (c) S-wave velocity structure from joint inversion of receiver function and surface-wave dispersion (from Liu et al.^[78])

反射震相, 显示了该地区中下地壳低速异常的特征. 若尔盖盆地的中下地壳(20 km以下)速度随深度逐渐增加, 层间低速结构特征减弱, 呈现相对刚性地块的特征. 阿尼玛卿褶皱带的西段^[17]与东段^[27]的地壳厚度变化较大, 其中东段为51 km, 而西段为68 km.

(6) 唐克-合作-临夏深地震反射剖面^[23,41]. 长达

400 km的唐克-合作-临夏深地震反射剖面由分别于2004和2008年完成的唐克-合作剖面和合作-临夏剖面组成. 对2条深反射剖面探测资料进行联线处理后得到的叠加剖面显示青藏高原东北缘地壳及上地幔盖层的精细结构. TWT(双程走时)6.0~7.0和16.5~18.0 s两组强反射事件将0~20 s的叠加剖面划分为上

图3 玛沁-兰州-靖边深地震测深剖面二维地壳速度结构^[91]。地壳从东北向西南逐步增厚,但整个剖面的上地壳厚度变化不大。C2为上、下地壳的分界面

Figure 3 2-D crustal velocity structure on Maqin-Lanzhou-Jingbian deep seismic sounding profile (from Liu et al. ^[91]). The crust is gradually thickening from the northeast to the southwest, but the thickness variation of the upper crust along the profile is not large. C2 is the interface between upper crust and lower crust

图4 通过松潘-甘孜地块和东昆仑-西秦岭造山带的马尔康-曲禄-古浪深地震剖面的二维地壳速度结构^[27]。(a)沿测线的布格重力异常;(b)沿测线高程;(c)二维地壳速度结构,粗线条表示地壳界面,细虚线条表示速度等值线。阿尼玛卿褶皱带下方(坐标250~350 km),Moho界面深度无明显增加。上部地壳速度横向变化比较细致的二维图像根据Pg走时的有限差分层析成像获得

Figure 4 2-D crustal velocity structure on the Barkam-Qulu-Gulang deep seismic profile, which passes through the Songpan-Garze block and the East Kunlu-West Qinling orogenic belt (from Zhang et al. ^[27]). (a) Bouguer gravity anomaly profile; (b) topography profile; (c) 2-D crustal velocity structure, where thick lines denote intracrustal interfaces, thin dashed lines represent the velocity contours. Below the A'nyemaqen fold belt (250–350 km), Moho discontinuity does not obviously deepen. Detailed 2-D image of upper crust is determined by the finite difference tomography of the Pg travel times

地壳、下地壳和上地幔3套反射层系。剖面还显示西秦岭造山带下地壳向若尔盖逆冲推覆的深部构造特

征。西秦岭下地壳的北倾强反射及其北侧的南倾强反射事件揭示出扬子与华北两个大陆板块在西秦岭

造山带下的汇聚行为. TWT 16.5~18.0 s范围内Moho界面的埋深和起伏形态暗示青藏高原东北缘地壳经历了高原隆升后强烈的伸展减薄作用. 高锐等人^[23,92]认为该剖面显示的以北倾为主的强反射特征是若尔盖盆地下地壳整体向西秦岭构造带俯冲的证据. 如此造成的上地壳加厚能很好地解释西秦岭构造带的低波速比分布.

1.2 青藏高原东北部地壳介质参数分布特征

(i) 青藏高原东北部布格重力异常特征. 青藏高原是一个大范围的重力低异常区, 布格重力异常为 $-400 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 以下. 高原东北部的重力低异常区是整个青藏高原重力低异常区的一部分. 在高原周围, 布格重力异常都在 $-250 \times 10^{-5} \sim -150 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 左右, 与高原内部的重力异常区具有明显的反差, 形成环绕高原的重力梯级带. 重力梯级带北段与祁连山与河西走廊斜交, 为东南走向; 向东到西秦岭造山带转向近南北向, 沿龙门山西侧分布. 再向南, 转为西南走向, 沿小金河断裂带分布. 在丽江附近, 又转为东西向. 图5显示了青藏高原东北部的布格重力异常分布, 其中布格重力数据取自Pavlis等人^[93]的全球重力模型EGM2008.

在祁连褶皱系, 布格重力异常西低东高, 从 $-450 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 变化至 $-300 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$, 反映了沿造山带的走向有不同的深部构造特征. 柴达木盆地局部重力高异常区. 昆仑中央断裂带是青藏高原北部的重要构造分界线, 也是布格重力异常分区边界, 断裂带北侧布格重力异常值较高, 为 $-400 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 左右, 南侧异常值较低, 在 $-450 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 以下. 沿断裂带分布有局部重力异常, 与沿断裂带广泛出露的岩浆岩和变质岩有关. 断裂带南侧的松潘-甘孜地块内部布格重力异常变化相对平稳, 与该地区的厚度较大的中生代沉积地层有关. 松潘-甘孜地块的东部与四川盆地相邻, 这里重力场变化最为强烈, 从川西高原的 $-400 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 变为四川盆地的 $-100 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$, 重力梯级带变窄, 重力等值线最为密集. 松潘-甘孜地块以南的羌塘地块, 布格重力异常更低, 在 $-500 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 以下, 是青藏高原内重力异常最低的地区, 被认为是青藏高原内部地壳厚度最大的地区.

(ii) 青藏高原东北部地壳厚度和泊松比分布. 用远震体波波中的Moho界面转换震相Ps以及多个后至震相PpPs, PsPs和PpSs来求取地壳厚度 H 和波速

图5 青藏高原东北部的布格重力异常图(单位: 10^{-5} m/s^2). 等值线间距为 $25 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$

Figure 5 Bouguer gravity anomaly map in the northeastern Tibetan Plateau (unit: 10^{-5} m/s^2). Contour interval is $25 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$

比 κ , 即接收函数作 H - κ 叠加分析^[94]. 应用 H - κ 叠加分析时有必要顾及模型误差的影响, 若 V_p 取值存在5%的误差, 地壳厚度估计值则有2 km左右的偏差. 一些研究^[58,71,72,85,95~97]先后基于固定地震台网和流动地震台站的宽频带地震记录, 采用远震接收函数方法获得了青藏高原东北部的地壳厚度和波速比.

图6(a)显示研究区域内410个地震台站下方的地壳厚度分布. 松潘-甘孜地块内部, 地壳厚度横向变化以 $\sim 102^\circ\text{E}$ 为界, 以西变化急剧, 从58 km增加至70 km; $\sim 102^\circ\text{E}$ 以东变化较平缓, 厚度为52~56 km. 西秦岭造山带地壳厚度明显偏小, 仅50~52 km. 祁连褶皱系厚度为58~62 km; 柴达木地块厚度为52~55 km. 羌塘块体厚度最大, 达76 km. 金沙江缝合带两侧地壳厚度变化急剧, 与深地震测深剖面的解释^[18]一致. 华南地块厚度为42~45 km. 龙门山南段, 断裂带两侧地壳厚度从扬子地块的 $\sim 41 \text{ km}$ 急剧增厚到川西高原的 $\sim 53 \text{ km}$. 在龙门山北段, 断裂带两侧地壳厚度差异较小.

图6(b)显示研究区域的地壳泊松比分布, 其中泊松比 ν 是将 H - κ 叠加获得的波速比 $\kappa = V_p/V_s$ 利用关系式 $\nu = 0.5 \times [1 - 1/(\kappa^2 - 1)]$ 转换得到. 青藏高原东北部的祁连褶皱系, 松潘-甘孜地块北部($\sim 32^\circ\text{N}$ 以北)和西秦岭造山带具有低-中等泊松比($\nu < 0.26$), 柴达木盆地和祁连褶皱系西北部具有中-高等泊松比($0.26 < \nu < 0.29$), 松潘-甘孜地块南部($\sim 32^\circ\text{N}$ 以南)和扬子地块

图6 用接收函数的 $H-\kappa$ 叠加方法得到的青藏高原东北部地壳厚度和泊松比。(a) 地壳厚度变化;(b) 地壳泊松比变化

Figure 6 Crustal thicknesses and Poisson's ratios in the northeastern Tibetan Plateau, inferred by use of the $H-\kappa$ stacking method of receiver function. (a) Variation of crustal thickness in the study area; (b) variation of crustal Poisson's ratio in the study area

的西南部具有高泊松比($0.27 < \nu < 0.33$)。青藏高原东北部的地壳泊松比明显低于高原中部^[98]。六盘山断裂带、金沙江断裂带和龙门山断裂带南段地壳具有高泊松比($\nu > 0.30$)，其他大部分地区不具有超高的泊松比($\nu > 0.30$)，而龙门山断裂带北段为低-中等泊松比($\nu < 0.26$)。

地壳泊松比 ν 与地壳的物质组成及温度变化等有关。一般来说，当岩石的 SiO_2 含量 $\geq 55\%$ 时，其泊松比与 SiO_2 含量构成负相关关系^[99]。泊松比 ν 还随熔融体的熔融程度提高而增大^[100]。如部分熔融程度为5%时花岗岩的 ν 约为0.31，而没有熔融的花岗岩的 ν 约为0.24。因此， $\nu > 0.30$ 可解释为地壳存在部分熔融^[98]。为此，高泊松比可以看成是地壳铁镁质组分增加和/或部分熔融的证据。龙门山断裂带南段的高泊松比，可解释为断裂带深部(下地壳)在强挤压作用下形成部分熔融状态或富含流体，造成S波速度降低，泊松比增大。虽然这些结果并不足以确认松潘-甘孜地块存在下地壳流，但至少表明这里存在有利于青藏高原地壳物质流动的富含流体或处于温度较高甚至达到部分熔融状态的层位。

(iii) 青藏高原东北部上地幔S波速度结构。图7显示青藏高原东北部及其邻区的上地幔100和150 km深度上的S波速度扰动分布，其中S波速度参考值分别为4.40和4.45 km/s。该图取自Li等人^[74]在东亚大陆地区的Rayleigh面波层析成像结果，所示的上地幔速

度结构表明，在100 km深度范围的上地幔部分，松潘-甘孜地块、祁连褶皱系及川滇块体南部等构造活动的块体整体表现为上地幔低速异常，而四川盆地、柴达木盆地、鄂尔多斯和阿拉善地块则表现为高速异常，暗示这些地质上稳定的构造块体具有厚的岩石圈根。在150 km深度上，除四川盆地保持高速异常外，其他稳定块体下方的高速异常逐渐消失，表明四川盆地的岩石圈厚度较其他块体要厚。柴达木盆地、鄂尔多斯地块和西秦岭表现为低速异常。

(iv) 深部结构研究结果的相容性。已有的青藏高原东北部深部结构研究成果大部分都具有相容性。例如，背景噪声、面波层析成像和接收函数反演在大范围上显示中下地壳的低剪切波速度，深部地球物理探测显示了低P波速度、低电阻率和高热流值。这些相容性结果对认识青藏高原东北部基本构造特征是至关重要的。值得提出的是，在一些重要的区域构造细节上，不同探测方法获得的结果可以互相印证。下面列举三个例子。

(1) 马尔康-禄曲-古浪剖面的西秦岭褶皱带至松潘-甘孜块体部分^[27]，在相应的记录截面图上显示了复杂、强烈的中-下地壳反射，而Moho反射震相则较弱，这一特征在奔子栏-唐克剖面^[22]也出现。与其相一致的是，相邻的合作-唐克深地震反射剖面显示在双程走时6~7 s开始到整个下地壳出现强反射^[92]。宽角反射/折射剖面显示深17~21 km的壳内界面与深

图7 青藏高原东北部上地幔三维S波速度结构(单位: dV_s/V_s 的百分数). (a) 100 km深度的速度扰动分布(参考值 4.40 km/s); (b) 150 km深度的速度扰动分布(参考值 4.45 km/s)

Figure 7 3-D S-wave velocity structure of upper mantle in the northeastern Tibetan Plateau (unit: percentage of dV_s/V_s). (a) Velocity perturbation at depth of 100 km (reference value: 4.40 km/s); (b) velocity perturbation at depth of 150 km (reference value: 4.45 km/s)

地震反射剖面6~7 s的反射层相一致,且共同呈现若尔盖盆地中部隆起、向南北两侧倾斜的形态.这一强反射现象可能来自于下地壳存在的自由水流体,包含水流体的孔隙是层状的.下地壳强反射现象在全球的许多不同的构造区都存在^[101].我国华北伸展构造区和东秦岭的深反射剖面^[102,103]也显示强烈的纹层状反射.

(2) 花石峡-简阳深地震剖面的解释^[17]显示地壳由上、中、下地壳三层构成,其中地壳的中部存在的速度为5.8 km/s、厚度3~6 km的低速层在测线通过的川西高原地区连续分布.这一模型与川西-藏东深地震剖面^[21,22]和龙门山三角剖面的地壳速度结构^[13]相一致.阿坝-遂宁深地震剖面^[33]显示,川西高原壳内介质速度横向较为均匀,结晶地壳平均速度约6.23 km/s,地壳厚53~57 km,上地幔顶部速度约7.90 km/s.四川盆地地壳内部介质速度随深度稳定增加,结晶地壳平均速度约6.45 km/s,地壳厚41~43 km,上地幔顶部速度8.1~8.2 km/s,为典型克拉通性质的地壳上地幔速度结构.这些参数与陈学波等人^[13]和王椿镛等人^[21]基本一致.

(3) Liu等人^[78]对用密集的宽频带流动地震台阵的接收函数与面波频散联合反演获得的三维S波速度结构,与沿30°N线截取的二维剖面与Wang等人^[90]基

于深地震测深资料获得的竹巴龙-资中剖面的二维P波速度模型作比较,显示了二者模型的相似性,尤其是在龙门山造山带下方Moho界面的深度及其变化形态的一致性(图2(a)和(c)).另外,图2还显示不同方法获得的上地壳底部结构存在低P波、低S波和低电阻率异常的一致性.

2 与青藏高原东北部动力学有关的深部构造问题

2.1 中-上地壳的低速-高导层

大陆地壳低速层定义为地壳内部水平或近水平分布的、P波和/或S波的速度逆转大于3%的层位.低速层内部速度减小的量值及其所在的深度范围随大地构造背景的差异而不同,即不同地区的地震特征是不同的.壳内高导(低阻)层定义为地壳内深度15~25 km,厚度数千米,电阻率值为几至几十欧米的层位,大地电磁测深方法有利于探测壳内高导层^[104].

(i) 壳内低速层的地震学证据.在岩石圈速度结构的研究中,曾用体波走时曲线反演含有低速层的速度结构^[105],用地震面波频散曲线反演地壳上地幔的速度结构.与其他反演地球内部结构的方法相

比, 深地震测深方法易于识别与低速层相关的震相, 且可以直接将识别的震相走时用于低速层参数的定量计算. Giese和Prodehl^[106]提出了用两条互相平行的走时曲线的中断识别低速层的存在; 用相邻的两个反射面的走时曲线判断反射面之间的层位是否为低速层的方法. Fuchs和Muller^[107]将合成地震图方法应用于中欧Hilders-South折射地震剖面解释中, 得到的地壳结构模型明确地显示了中-上地壳的低速层.

自20世纪70年代以来, 中国大陆实施了一大批高质量的深地震测深剖面. 其中一些剖面的解释模型对地壳内存在低速层有明确的显示. 例如在华北伸展构造区, 一些深地震剖面的二维地壳结构模型显示出中-上地壳的P波低速层, 速度为5.5~5.8 km/s, 深度范围为10~25 km^[108,109]. 青藏高原东北部的多条深部探测剖面的解释结果也表明, 中-上地壳(10~20 km深度)存在P波低速层^[20-22,110]. 阿尼玛卿缝合带下方壳内界面变形强烈, 壳内低速异常结构明显^[27]. 更进一步, 沿川西-藏东地区的竹巴龙-泸定-资中剖面的二维速度剖面和电阻率剖面^[21,45]上, 在中-上地壳的深度范围内显示了低速层和高导层的同时存在(图2(a), (b)). Li 等人^[70]用背景噪声层析成像方法揭示松潘-甘孜地块和羌塘地块存在中地壳低速层. 刘启民等人^[97]用远震接收函数方法获得的S波速度结构, 显示在青藏高原东北缘下方存在中地壳低速层. 张洪双等人^[111]从接收函数反演结果中发现高原东北缘的上、下地壳之间普遍存在S波低速层, 推测为一壳内滑脱层, 表明上地壳变形与下地壳解耦. 然而, 尽管青藏高原东北部一些深地震测深和大地电磁测深剖面显示了低速-高导层存在的证据, 也有一些剖面的解释结果并未显示中-上地壳低速层的存在^[12]. 因此, 中-上地壳低速层是局部地区还是大范围存在, 还需要做更全面的探测和研究.

对遍布中国大陆的深地震探测剖面的综合分析显示, 与现代活动构造区相比, 构造稳定区地壳低速层的特征相对较弱, 或许不存在. 从地壳内深度区间上看, 不同地区的低速层深度也不尽相同. 下地壳和地壳底部的低速异常可能与上地幔的热物质交换和拆沉作用有关. 我们注意到, 王有学等人^[26]提出的花石峡-简阳深地震测深剖面二维P波速度结构, 其中上地壳低速层仅存在于昆仑山断裂带西北的柴达木和南祁连山地块, 而昆仑山断裂东南的松潘甘孜地块下方并不存在低速层, 这一速度模型与崔作舟

等人^[17]和蔡学林等人^[110]对同一剖面的解释结果差异较大.

(ii) 地壳介质的脱水和部分熔融. 深部探测的结果显示, 在大陆构造活动区 and 大地热流高值区, 壳内低速层和高导层往往同时存在, 而且层位也一致. 在大地热流高值区, 壳内高导层可能起因于长英质矿物的部分熔融. 一些实验结果证实, 少量的熔融体便可以大量吸收弹性波能量, 造成地震波速的明显下降. 例如, Sato和Sacks^[112]发现地幔橄榄岩中只要有5%的熔融体存在就可以导致地震波速下降约5%; Muellor和Raab^[113]发现低度的部分熔融会造成花岗岩波速的显著下降和泊松比的提高. 大陆地壳通过一系列脱水反应进行渐进的变质作用. 在深部地球物理探测中, 对地壳低速层的一种解释是高孔隙压, 它来自云母和角闪石的脱水反应. 由于高孔隙压力而产生脱水反应, 并以产生低速带的方式降低有效压力(即岩石静压力与孔隙压力之差). 因此, 脱水和部分熔融可以用于解释壳内低速-高导层的存在^[114,115], 它是地壳内的一个软弱层位, 难于积累应变能, 并对发育在其上部脆性地壳中的断裂具有吸收作用. 大量的浅部断裂都中止于该层之上, 或收敛于该层之中. 在构造应力场的作用下, 上部脆性地壳易于沿着这个低摩擦系数的软弱面滑动, 或者软弱层内部物质发生流变、伸展, 导致上部脆性地壳破裂. 这是发生强烈地震的重要深部构造环境.

青藏高原东北部是现代活动构造区, 强烈地震活动频繁^[7]. 根据Hu等人^[116]的统计结果, 整个青藏高原的大地热流值在61~140 mW/m²范围内, 平均值为86 mW/m², 总体表现为高热流; 而中国大陆中部和西北部则为低热流区(40~60 mW/m²). 青藏高原东北缘的大地热流值介于二者之间, 其中一些地区表现为高热流, 如松潘-甘孜地块南部. 如图2所示, 川西高原南部具有存在壳内低速-高导层的构造环境^[21]. 它有利于龙门山断裂带滑脱-逆冲型断裂的活动和局部地区高角度逆冲构造的形成. 布格重力异常分析^[117]表明, 在中-上地壳, 四川盆地的密度较高, 松潘-甘孜地块密度较低; 龙门山断裂带位于密度较高的一侧, 推断为松潘-甘孜地块向东南方的四川盆地逆冲的结果. 在逆冲断裂带的作用下龙门山叠置于四川盆地之上. 远震P波接收函数和布格重力异常的联合分析支持与该低速-高导层结构相连接的龙门山断裂带为滑脱-逆冲型构造的推断^[71].

2.2 高原地壳的增厚方式

(i) 高原地壳的增厚及增厚方式. 青藏高原经历了漫长的渐变过程和急剧的骤变阶段. 有关研究表明, 古生代以前高原范围内的地壳趋于稳定, 接受了古生界的台型沉积. 从中生代开始, 在高原范围内发生较剧烈和有规律的构造运动, 在其周边相对较硬地块的相向挤压下, 导致高原地壳在水平方向上缩短, 而在垂直方向上增厚. Yin和Harrison^[6]推断, 自70 Ma以来至少有1300 km的南北向缩短量被喜马拉雅-青藏高原造山带所吸收. 青藏高原东北缘的柴达木-祁连山地区GPS速度矢量由高原内部的15~20 mm/a减小到边界地带的5~10 mm/a, 甚至更小, 地壳缩短明显^[9,118].

前述已经提及, 深地震测深剖面^[17,20,21,33,90,119]和接收函数研究^[58,63,71,85,95-97]都揭示青藏高原东北部的地壳厚度为60~75 km, 与周边的四川、鄂尔多斯盆地相比, 地壳显著增厚. 普遍认为, 青藏高原地壳在周边相对较硬的地块的挤压下缩短是地壳增厚的主要原因. 但关于青藏高原地壳增厚的机制, 仍存在诸多争议, 归纳起来至少包括以下3种典型的假说: (1) 地壳均一缩短增厚说^[3], 该模型认为青藏高原的形成和隆升是由于地壳和岩石圈均匀缩短引起的; (2) 下地壳增厚说^[4,5], 该模型认为青藏高原上地壳没有明显缩短背景下, 下地壳或中地壳的流动是地壳增厚的主要原因, 即地壳增厚主要发生在下地壳部分; (3) 上地壳增厚说^[19], 该模型强调地壳缩短导致上地壳岩层的褶皱和变形以及断片的堆叠, 是地壳增厚的主要方式(图8).

Conrad^[120]发现在Moho界面上方存在速度 V_P 为6.50 km/s的玄武岩层. 基于分层的地壳模型, 设定以~6.50 km/s的P波速度作为上下地壳的分界^[121]. 青藏高原东北部深地震剖面的记录截面图共同显示的壳内一组强反射震相, 被识别为来自康拉界面的反射波^[20-22,27,33], 相应地地壳模型被康拉界面分成上地壳和下地壳. 沿玛沁-兰州-靖边剖面的分层二维速度结构(图3)显示地壳从东北向西南逐步增厚, 但整个剖面的上地壳厚度变化不大, 表明地壳厚度的变化主要来自下地壳. 下地壳厚度从鄂尔多斯地块下方的21 km, 增加到西秦岭造山带和松潘-甘孜地块下方的36 km; 下地壳增厚(15 km)占整个地壳增厚(21 km)的~70%^[91]. 这种下地壳增厚的模型并未涉及到物质的流动, 与Clark和Royden^[5]提出的下地壳增厚说有不同含义. 背景噪声与地震面波成像^[70,77,122]、接收函数与面波联合反演研究^[79]结果表明青藏高原东北部(尤其是昆仑断裂以南地区)地壳中存在明显的壳内低速带, 这些观测似乎都可以进一步用于支持地壳流假说^[5]. 但是需要注意的是, 上述背景噪声和面波成像研究和接收函数与面波联合反演研究所揭示的壳内低速带主要分布在40 km以浅的中上地壳范围内, 而不是在下地壳范围.

基于人工地震测深剖面所显示的Moho界面强反射震相(PmP), Galve等人^[19]推测青藏高原东北部不存在显著的壳内部分熔融; 昆仑断裂以北的秦岭-祁连褶皱系地壳P波和S波速度与长英质成分的地壳相当, 并推断上地壳增厚是地壳增厚的主要因素. 一方面, 在该区的多条深地震测深剖面^[20-22,27,28]一致显示在该地区地壳底部缺少 $V_P > 6.9$ km/s的铁镁质岩石层(图

图8 地壳增厚的三种模式. (a) 下地壳增厚模式, 要求低速下地壳的存在, 地壳厚度与地壳平均泊松比存在正相关关系, 且其上覆的地壳可能与下伏岩石圈地幔具有不同的变形方式; (b) 地壳均一缩短增厚模式, 地壳增厚后地壳泊松比保持不变, 连续变形发生在整个岩石圈尺度; (c) 上地壳增厚模式, 地壳厚度和泊松比之间存在反相关性

Figure 8 Three modes of crustal thickening. (a) Lower crustal thickening mode, with low velocity in the lower crust, positive correlation between crustal thickness and average Poisson's ratio, and different deformation patterns of the overlying crust from the underlain lithospheric mantle; (b) uniform crustal shortening-thickening mode, with crustal Poisson's ratio remaining unchanged after crustal thickening, and continuous deformation occurring in the lithosphere scale; (c) upper crustal thickening mode, with negative correlation between crustal thickness and Poisson's ratio

3和4),而是交替的长英质和中性层,证实该区下地壳的组分仍为长英质.另一方面,接收函数研究^[58,71,76,81,95,123]表明,青藏高原东北部地壳平均波速比(图6(b))与全球大陆的平均值相近,也表明研究区不存在大规模的壳内部分熔融与地壳流,其地壳组分以长英质为主.

地壳厚度与泊松比相关性研究^[58,95,96,124]表明,青藏高原东北部地壳厚度和泊松比之间存在反相关性,即泊松比随地壳厚度的增加而减小,并据此推断该区地壳增厚主要来自上地壳的贡献,如上地壳纯剪切增厚,或上地壳向北仰冲的简单剪切叠置增厚,而下地壳的底部与地幔岩石圈并未明显缩短,这也与阿尼玛卿褶皱带的地壳厚度并未明显的增厚^[27]相一致.

Lease等人^[125]利用热年代学和磁性地层的约束,在青藏高原东北缘的几个平衡剖面预算新生代缩短记录.根据青藏高原东北部现今地壳厚度为 56 ± 4 km,除去新生代缩短的地壳恢复表明,印度-亚洲大陆碰撞之前西藏东北部的地壳厚度为 45 ± 5 km.这一碰撞前厚度的估计等于与青藏高原相邻的平均大陆地壳厚度(44 ± 4 km),表明纯剪切就可以解释在青藏高原东北部新生代的地壳增厚.这一结果也可以认为是青藏高原东北部地壳增厚模型不存在下地壳流的证据.

然而,在青藏东北部开展的大量剪切波分裂研究^[64,126]表明,研究上地幔介质的各向异性快波方向与造山带走向一致.Wang等人^[66]进一步通过联合分析GPS观测、第四纪断裂滑动速率数据确定的地面变形场和由剪切波分裂研究确定的地幔变形场,推断在造山过程中青藏高原内部地壳和岩石圈地幔表现为强壳幔耦合型,即青藏高原东北部的地壳和上地幔的运动以垂直连贯变形为主.Wang等人^[81]采用接收函数方法计算得到的地壳各向异性快波偏振方向与前人采用SKS波分裂研究得到的各向异性快波偏振方向一致,也被用来支持岩石圈垂直连续变形这一假说.上述证据似乎都支持研究区地壳均匀缩短增厚这一观点.尽管该观点明显不同于上地壳增厚说,但是也能对青藏高原东北部低-中等水平的地壳平均波速比这一现象给出了合理的解释^[76,81,96].

(ii) 岩石圈拆沉作用——增厚地壳的归宿? 深地震测深剖面获得的二维速度结构显示,在奔子栏-唐克剖面的西北段地壳厚度 ~ 52 km^[22],马尔康-曲祿

-古浪剖面地壳厚度为 $48\sim 51$ km^[27].值得注意的是,测线穿过阿尼玛卿褶皱带的地壳厚度未发生明显的增厚(图4).根据格尔木-额济纳旗深地震剖面获得的二维速度结构^[16],柴达木盆地至祁连褶皱系地壳厚度由 53 km 增厚到 ~ 70 km^[18],东昆仑地壳厚度估计为 64 km^[23].以此推断,松潘-甘孜地块北部-西秦岭造山带具有伸展的构造背景.西秦岭造山带地壳厚度减薄了 ~ 15 km.王海燕等人^[41]推测青藏高原东北缘地壳经历了高原隆升后强烈的伸展减薄作用.西秦岭造山带下方的岩石圈地幔经历了部分熔融、再结晶、变形和交代作用,用以应对新生代伸展的构造环境的软流圈上涌和最近的减压.这些过程可能与印度-亚洲碰撞引起的青藏高原隆升和演化密切相关^[127].

接收函数研究^[71,96]和深地震测深剖面^[17,20,22,27]所显示的松潘-甘孜地块和西秦岭造山带中-低的地壳泊松比和地壳底部缺少 $V_p > 6.9$ km/s的铁镁质岩石层的构造特征可能是岩石圈拆沉作用导致的.相对于强反射的下地壳,该地区Moho反射震相较弱^[22,23,27],推测Moho面是在拆沉之后重新形成的.拆沉作用使下地壳铁镁质岩石还原,Moho间断面重新形成,地壳组分整体向长英质演化,从而地壳泊松比减小.Liu等人^[91]进一步推测随着青藏高原向东北生长和地壳持续增厚,西秦岭造山带北部和祁连褶皱系下地壳基性麻粒岩将来有可能相变为榴辉岩,进而拆沉.根据松潘-甘孜地块印支期岩浆侵入作用及其岩石组合,Zhang等人^[128]提出松潘-甘孜地块在印支期曾发生岩石圈拆沉作用.根据印支期岩石圈地幔发生部分熔融作用,蔡宏明等人^[129]进一步提出松潘-甘孜地块印支期岩石圈拆沉作用的证据.

必须指出,当前大多数对地壳增厚的讨论都属于定性的分析,对于上下地壳之间的分界并没有明确的概念,对分界面也没有确切的深度位置. Lease等人^[125]也只是根据深部探测的地壳厚度数据作推测,未涉及到上、下地壳的问题.深部构造的探测结果显示的二维地壳结构有助于更深入探讨地壳增厚是上地壳为主还是下地壳为主的问题.这一讨论的前提是:(1)较准确的分层速度估计;(2)上下地壳分界面(康拉界面)清晰,其深度有较高的准确度.一般而言,壳内反射波振幅比较小.如果该反射震相是模糊的,则界面的深度和两侧的速度估计必然存在较大的误差.(3)对于宽频带地震台站接收函数,要求

H - κ 叠加分析有高的可信度,同时要求有较多的台站参与地壳厚度和泊松比的相关性分析.在具有高可信度的 H - κ 叠加结果基础上,讨论地壳厚度和泊松比之间的相关性才是有意义的.

事实上,只有深地震测深剖面探测能够定量地给出现今青藏高原东北部的地壳厚度及其横向变化,以及康拉界面较准确的深度位置.在多条深地震测深剖面记录截面图上,康拉界面反射波能量都比较强,且可以连续追踪,相关的震相分析准确无误.例如,李松林等人^[20]在玛沁-兰州-靖边地震剖面的记录截面图上确认Pc震相(康拉界面的反射波)在强度上仅次于PmP震相,表明地壳内部的康拉界面是可信的,其深度的横向变化也是可靠的.如果确认深地震测深获得的地壳结构是无误的,则必须认真寻找松潘-甘孜地块和西秦岭造山带新生代期间岩石圈拆沉的证据.然而,在那里至今并没有找到新生代火山活动的证据^[130].

2.3 地壳和地幔各向异性

地震各向异性是地壳和上地幔结构和变形的重要参数^[131].近30年来,用地震各向异性方法推断大陆的深部结构和演化以及大陆下方的地幔变形、物质流动方面已经获得了许多新认识^[132-137].一般认为,上地壳的各向异性主要是由于大量裂隙在应力作用下定向排列造成的,中-下地壳则由主要造岩矿物(如黑云母和角闪石)晶格的优势排列所致.上地幔各向异性被认为是由于形变导致橄榄岩等矿物晶格的优势排列引起的.产生地幔物质形变的原因可能多种多样,但最为直接的原因是板块运动.板块运动的速度和方向在很大程度上决定了上地幔各向异性的强度和方向.

(i) SKS波分裂测量和地幔各向异性. 20世纪80年代, GPS观测开始用于地壳形变和动力学研究.早期的研究认为,由GPS观测获得的地表变形场可能表示了从地表向下到岩石圈底部的变形.由于岩石圈变形的复杂性,许多学者认为这种假设过于简单,地表变形只可以代表地壳的变形,或代表从地表到大约20 km深度的地壳变形,也即至少代表上地壳的变形.基于大量的GPS观测数据的地壳形变和地球动力学研究已经获得了一批重要的成果^[97,138].与此同时,中国大陆台站数量及其相应的远震波形数据的大幅度增加,为研究壳幔变形提供了好机会.因此,将剪切波分裂结果与GPS观测相结合成为推断在大尺

度意义下地壳上地幔形变模式的一种有效方法.

基于青藏高原及其周边地区的区域和流动地震台网178个台站记录的远震SKS波形资料, Wang等人^[66]用偏振分析和最小切向能量方法获得台站下方的快波方向和快慢波的时间延迟,并与从GPS数据描述的地面变形场联合推断的地幔变形场,检验青藏高原岩石圈地幔的变形方式.图9显示了青藏高原内部环绕喜马拉雅东构造结旋转,以及高原内部和高原外部的云南西部地区明显不同的地壳-地幔变形特征.预测的上地幔各向异性方向与SKS波分裂的快波方向之间良好的一致性,表明青藏高原上地幔各向异性主要来自岩石圈的垂直连贯变形. Long和Silver^[139]指出,在大陆动力学研究中剪切波分裂和地壳变形联合分析是至关重要的,在驱动变形中重力松弛重要性的前提下,推断地壳与地幔力学耦合,是对青藏高原的变形方式设定的一级约束.所观测到的各向异性的空间变化反映了岩石圈的大尺度变形模式,经历造山增厚的岩石圈地幔变形在造山过程后还残留着.

GPS观测显示的青藏高原东北缘水平运动速度场,自西向东运动方向由NE、NEE、逐渐转向东偏南的顺时针缓慢扭转运动.以祁连-海原断裂带为界,南侧的扭转运动显著大于北侧,形成显著的剧烈挤压和左旋剪切变形区,运动总体呈挤压、逆冲和扭动的特征^[118].近几年来,一些作者^[64,73,140]在青藏高原东北部获得较多台站的SKS波分裂快波偏振方向与Wang等人^[66]在大尺度上是一致的,即在青藏高原东北部,维持着环绕喜马拉雅东构造结旋转的变形方式,以及岩石圈力学耦合的证据. Leon Soto等人^[126]利用INDEPTH-IV台阵和前人发表的剪切波分裂测量数据构建了更全面的图像,并据此提出,在高原东部,从东南部到东北部,SKS波分裂快波偏振方向的观测结果是相当连续的,支持对青藏高原东部变形提出的连续模型^[141]. Eken等人^[87]对横跨青藏高原东北缘的INDEPTH IV台阵的23个台站记录作SKS波分裂测量,确认了前人关于现今地表变形(GPS)与地震各向异性所记录的长期变形^[66,126]具有明显的一致性.由于Pn波是被限制在上地幔顶部的一个薄层内传播的, Pn波成像能提供上地幔顶部速度和各向异性结构.已有的Pn波成像结果^[142,143]显示青藏东北缘和西秦岭地区Pn波快波传播方向与剪切波分裂得到的快波方向相一致,这也支持了研究区壳幔变形耦合^[66]这一结论.

图9 青藏高原东部剪切波分裂观测和地表变形场预测的各向异性方向的比较^[66]。Wxk: 运动学涡度, 用于判别由GPS获取的三个地表预测量 ϕ_{sl} , ϕ_{sr} 和 ϕ_{ps} 中的哪一个可以与地幔各向异性相比较

Figure 9 Comparison between the shear wave splitting observations and the anisotropy directions predicted from the surface deformation field in the eastern Tibetan Plateau^[66]. Wxk: Kinematic vorticity number for discriminant which of the three surface predictions: ϕ_{sl} , ϕ_{sr} and ϕ_{ps} can be compared with the mantle anisotropy

SKS波分裂的高水平分辨率表现在相对小的空间尺度上分裂参数出现显著的变化。但是, 由于观测到的SKS波分裂延迟时间和快波方位是传播路径在整个地幔区间上的求积分, SKS波分裂对各向异性层深度位置的分辨率较低。当然, 在已知深部介质速度分布的前提下, 它能够对各向异性层的深度给出合理的约束^[144]。地震面波能够提供较高的垂直分辨的介质各向异性参数, 即介质各向异性随深度变化信息。因此, 地震面波层析成像可以同时获得地壳上地幔S波速度结构和方位各向异性。苏伟等人^[145]在7~184 s范围内的42个中心周期的混合路径Rayleigh面波群速度频散曲线的基础上反演面波方位各向异性(图10(a))。结果显示, 在垂直方向上, 高原东北部地区上地壳、下地壳和岩石圈地幔的方位各向异性方向基本一致, 揭示岩石圈变形是垂直连贯变形。在可分辨的范围内, 面波方位各向异性的快波方向与高原内SKS波分裂快波偏振方向基本上一致。图10(b)

图10 两项研究^[145,146]获得Rayleigh面波方位各向异性及其随周期变化的比较。(a) 青藏高原东部周期50.1 s的方位各向异性^[145]; (b) 图(a)中虚线框内(即松潘-甘孜地块和西秦岭造山带)的方位各向异性(快波方向和强度)的平均值随周期(横坐标)的变化; 右上角显示周期7~124 s的快波方向平均值; (c) 青藏高原及邻区周期20, 35, 100 s方位各向异性的对比^[146], 图中虚线框表示用于与图(a)相对比的区域

Figure 10 Comparison of Rayleigh surface wave azimuthal anisotropy and its variation with period between two studies^[145,146]. (a) Azimuthal anisotropy at period of 50.1 s in the eastern Tibetan Plateau^[145]; (b) average value of azimuthal anisotropy within the dashed box (i.e., the Songpan-Garze block and the western Qinling orogenic zone) in Figure 10(a), and its variation with the periods (abscissa). Average value of the fast directions at periods from 7 to 124 s displays in the upper right corner. (c) Comparison of azimuthal anisotropies at periods of 20, 35, 100 s in the Tibet Plateau and its adjacent areas^[146]. The dashed box indicates the area used to compare with Figure 10(a)

显示青藏高原东北部的面波方位各向异性的平均快波方向随周期的变化^[145]: 在7~124 s周期上平均快波方向为 $127.2^\circ \pm 9.3^\circ$, 表明不同周期的平均快波方向变化不大。易桂喜等人^[146]在提取Rayleigh面波相速度频散资料的基础上, 反演20~120 s周期Rayleigh面波相速度方位各向异性。反演结果显示(图10(c)), 青藏高原中东部及东缘地区不同周期快波方向差异明

显,短周期(20 s)快波方向与长周期(100 s)快波方向接近正交,说明中地壳与上地幔形变存在明显差异,地壳与上地幔似乎不存在垂直连贯变形特征,与苏伟等人^[145]得到的Rayleigh面波群速度方位各向异性的结果有较大的差异.这种差异在一定程度上妨碍了SKS波分裂快波偏振和面波方位各向异性之间关联性的讨论.对同一地区不同的面波层析成像结果作细致的比较和分析是必要的.

(ii) 地壳各向异性. 从全球来看,平均的地壳延迟时间仅仅约为SKS延迟时间的20%^[144,147],甚至在例如南美的Altiplano地壳增厚地区也基本相同^[148].青藏高原各地震台站的平均SKS波分裂延迟时间为1.2 s.现有的利用远震S波(SKs/SKKS)分裂提取壳幔介质各向异性参数的方法均难以获得比较精确的地壳各向异性参数. McNamara 等人^[132]利用在Moho界面上从P转换到S波的Ps转换震相约束地壳各向异性,获得青藏高原的时间延迟为0.17~0.26 s.随后根据Moho界面Ps转换震相开展的地壳各向异性研究^[149]和接收函数波形模拟研究^[150,151]都表明青藏高原地壳各向异性的慢波延迟时间约为0.2 s. Chen等人^[152]根据98个台站的接收函数径向和切向分量,确定青藏高原东缘各构造单元Pms分裂的平均时间延迟和快波偏振方向.计算结果表明,在高原地区台站的Pms分裂平均时间延迟大于周边地区的台站;最大值(0.23 s)在川西地区,松潘-甘孜地块为0.20,其他地区为~0.17 s.常利军等人^[153]和石玉涛等人^[154]分别通过近垂直入射、记录清晰的直达S波在青藏高原东北部估算的地壳各向异性延迟时间为0.1~0.2 s.

Wang等人^[81]应用从接收函数波形提取地壳各向异性参数的方法^[155]获取了青藏高原东北部部分台站下方的地壳各向异性.结果显示,在青藏高原东北缘172个地震台站中仅有12个分布在祁连褶皱系的地震台站可以得到可靠的地壳各向异性分裂参数,其慢波延迟时间为0.36~1.06 s.无论是分裂的时间延迟,还是快波偏振方向,都与从SKS/SKKS数据所估计的值接近.显然,这一最新结果与前述其他地壳各向异性研究结果相差甚远.如果将采用接收函数方法得到的地壳各向异性归因于上地壳部分的裂隙在应力作用下定向排列所致,那么,该机制导致的分裂延迟应该不超过0.2 s,这无法解释Wang等人^[81]所观测到的0.36~1.06 s的分裂延迟.另一个可能的原因则是下地壳主要造岩矿物的定向排列,其排列方向与地壳

流的几何形态有关^[156]. Sun等人^[157]曾经将青藏东南缘地区高达0.7 s的Pms平均分裂延迟归结为下地壳流动导致的地壳物质变形所致.然而,已有研究表明在青藏东北缘,尤其是祁连褶皱系并不存在显著的地壳流动的地球物理证据.

2.4 下地壳通道流

(i) 下地壳的物理状态. 在与青藏高原东北部下地壳物理状态相关的深部介质参数方面,已经取得了一些共同的认识:面波层析成像和远震体波接收函数反演显示中下地壳低剪切波速度,深部地球物理探测揭示低P波速度,低电阻率和高热流值^[158];接收函数 H - κ 分析显示在一定范围内的低-中等的地壳泊松比分布,不存在介质部分熔融的证据.这两个方面似乎是相互矛盾的.进一步的问题是,它们与下地壳的物质流动是否存在直接的关系.许多研究者从地震层析成像中获得下地壳显示速度的负异常,便直接推断存在下地壳流.这中间似乎还缺少一个至关重要的连接,即下地壳流数值模拟中的关键参数:介质黏滞系数.

青藏高原下地壳黏滞系数是定量数值研究中的关键参数之一,它的数值量级将大大地影响模拟的结果^[159].然而,深部地球物理探测至今仍无法直接获得这一关键参数.通常所说的黏滞度实际上是等效黏滞度,即在一定的温度和应变速率下的有效黏滞度.在牛顿流体近似下估算的等效黏滞度与应变速率有关,也与时间因素、应力水平和不同应力状态有关. Royden等人^[160]认为青藏高原地壳柔软,黏滞度范围介于 10^{12} ~ 10^{21} Pa s之间,当应变速率为 3×10^{-15} /s时,黏滞度为 10^{18} Pa s.一些研究^[159,161,162]以黏弹性模型模拟对高原北部的形变进行数值模拟,需要用较大的黏滞度(10^{19} ~ 10^{21} Pa s).由此可见,不同的方法用不同的资料,得出的结果存在着较大的差异.张晔军等人^[159]将大地震后较短时间和较长时间的变形及实验室实验之间的等效黏滞系数差异问题,归因于等效黏滞系数与应变速率存在非线性关系所致.

(ii) 与壳幔变形相关的下地壳流. Royden等人^[160]的研究表明,上地壳的黏滞度为 10^{20} ~ 10^{21} Pa s,而深部地壳通道厚度为20 km,黏滞度比周围低几个数量级时,便可能产生地壳通道流. Clark和Royden^[5]用底层15 km厚的下地壳通道模拟了青藏高原东北部

的向东北倾斜的地形,并解释了在塔里木盆地和四川盆地之间走廊带的地壳流.青藏高原与外围块体大尺度构造地貌关系的模拟计算^[5],以及地壳流变结构的温压实验^[163]都提出了青藏高原具有存在下地壳流的可能性. Bendick和Flesch^[164]的数值模拟结果表明,地壳物质能否流动主要依赖于下地壳的黏滞度,如果下地壳与上地壳之间黏滞度差异达不是一个以上的数量级,则即使是软弱的物质也不一定能够流动. 基于地质和地球物理的约束,Chen等人^[165]构建了多个模型以模拟横跨青藏高原东部龙门山构造带的地表形态. 计算结果表明,存在部分熔融的中地壳具有相对于周围的材料较低的黏滞度,但并不导致上地壳与下地壳解耦. 这与Wang等人^[66]的地震各向异性研究结果相一致,说明在高原东部地壳和岩石圈地幔的变形是耦合的. Chen等人^[165]还认为,即使在没有部分熔融的地壳,陡峭地形也可以通过汇聚岩石圈之间等静压差异建立起来.

在物质组分上,人们已经认识到地壳的泊松比是判断物质部分熔融的关键参数. 一些研究^[58,71,76,95,96]将接收函数方法获得的祁连、松潘-甘孜和西秦岭造山带低泊松比(~ 0.240)解释为地壳物质组成以长英质为主,青藏高原东北缘地带可能并不存在显著的壳内部分熔融. 此外,利用昆仑断裂附近收集的大地测量和地质数据, Hilley等人^[166]估计西藏北部下方中到下地壳的黏滞度是大的($10^{19}\sim 10^{21}$ Pa s),而不是通道流所需的($10^{16}\sim 10^{18}$ Pa s). Lease等人^[125]利用平衡剖面方法估计青藏高原东北部新生代的地壳缩短速度,并认为仅地壳缩短就足够解释该地区的地壳增厚. Hubbard和Shaw^[167]利用平衡剖面推断,仅用上地壳变形就足以解释龙门山的地壳厚度. 这些相似的研究结果表明,在考虑青藏高原外缘的新生代地壳增厚时,下地壳流动是不必要的.

2.5 向南俯冲的欧亚岩石圈

自21世纪初以来,面波层析成像^[74,168~170]、体波层析成像^[86,171,172]、接收函数^[75,82,85,173~175]和重力模拟^[176]等获得的证据使得印度岩石圈至少俯冲到高原南部的观点被普遍接受,尽管这些研究仍旧无法对高原下方现今的印度大陆岩石圈向北俯冲的方式和范围提供明确的约束. 例如,层析成像给出了多种不同的地壳上地幔速度结构模型,从印度板块在滇缅弧下方的陡峭俯冲^[61,143,177]到在喜马拉雅下方印度板

块的近水平俯冲^[171]. Zhou和Murphy^[171]根据P波走时层析成像结果,认为印度板块俯冲到整个青藏高原的下方. 而Li等人^[61]的体波成像结果则认为印度板块向北俯冲的距离存在明显的横向变化. 在西部,印度板块俯冲在喜马拉雅和整个青藏高原之下;在东部,其向北的俯冲则限定在雅鲁藏布缝合带以南;在中部,印度板块向北逆冲到班公-怒江缝合带附近. 地震体波成像研究^[61,172]还显示,在西藏中部(沿青藏公路)班公-怒江缝合带(BNS)附近的地幔高速异常体从100 km一直延伸到400 km深度,甚至更深. 这一高速异常体被解释为印度大陆岩石圈,它俯冲到拉萨地块之下,然后再垂直俯冲到BNS下方的上地幔^[172],或解释为高角度俯冲的印度大陆岩石圈,它开始于喜马拉雅带,而后进入到高原中部的上地幔过渡带^[61].

自从Tapponnier等人^[178]提出受印度-欧亚板块碰撞的影响,青藏高原的北部也可能存在向南俯冲的亚洲岩石圈这一假设之后,一些研究相继给出了青藏高原北部下方存在亚洲岩石圈向南俯冲的地震学证据. Kind等人^[174]利用西藏中部多期观测的地震数据组合成一条沿拉萨到格尔木公路的“东部剖面”. 其接收函数偏移成像结果揭示了在西藏北部存在向南倾的界面,这一特征可从昆仑断层带下方 ~ 100 km深度向南追踪到羌塘地块中心 ~ 250 km深度. 这一南倾的界面被解释为欧亚板块(柴达木盆地)地幔岩石圈向青藏高原俯冲的证据. 但Kosarev等人^[173]在相似位置揭示出的向北逆冲的印度岩石圈地幔在该剖面中并没有显示.

随后,Kumar等人^[175]、Zhao等人^[75]和Zhao等人^[82]先后采用P、S波接收函数技术获取了多条近南北向的横穿青藏高原的接收函数成像结果. 这些结果不仅给出了印度向北逆冲的证据,同时还进一步揭示出亚洲大陆岩石圈向南俯冲的证据. 基于接收函数研究结果,Zhao等人^[75]推断从东喜马拉雅构造结到塔里木盆地的西缘,印度岩石圈以逐渐变低的角度俯冲到西藏下方,并逐步达到西藏北部. 与Li等人^[61]的地震体波成像相类似,接收函数结果也显示自东向西,印度板块向北俯冲的距离逐渐变远. 但接收函数和体波成像二者所揭示的印度向北俯冲的具体位置并不完全一致. 如接收函数研究显示,在青藏高原的中、东部,印度板块向北俯冲到达了班公-怒江缝合带附近.

Zhao等人^[75]和Zhao等人^[82]分别提出的接收函数结果还显示,向南俯冲的欧亚大陆岩石圈在青藏高原中东部可以达到班公-怒江附近.这样在俯冲的印度-欧亚板块之间,即在西藏北部就形成了一个特殊的岩石圈区域,其地球物理场特征表现为低的上地幔顶部速度、低效的Sn传播^[179]和异常强的地震各向异性^[134].即青藏高原下方由3种不同类型的岩石圈(印度岩石圈、青藏岩石圈和欧亚岩石圈)组成^[167].这一结果似乎得到了部分面波成像结果的支持,如基于高阶面波波形成像研究得到的地幔S波速度模型^[168,169]显示,整个高原地壳下伏为相对较冷的岩石圈地幔,即“热壳冷幔”型结构. Lei等人^[177]的Pn波走时成像研究显示,拉萨和柴达木盆地下方存在一个近南北向的上地幔顶部高速异常,被认为可能与印度-欧亚板块双向俯冲有关.

然而, Yue等人^[85]和Shen等人^[180]的接收函数研究,并没有发现与亚洲岩石圈俯冲相关的证据.此外, Liang等人^[86]基于地震体波成像得到的P, S波速度模型显示, 青藏北部的柴达木和昆仑山下方上地幔存在截然不同的高低速界限, 进而提出了不存在向南俯冲的欧亚岩石圈地幔. 事实上, 已有的地震波成像研究^[74,86,88,89]都显示, 青藏高原北部(尤其是柴达木盆地及其以北地区)下方存在显著的上地幔高速异常, 该高速异常也许是稳定的欧亚岩石圈的反映, 或许与小尺度的欧亚大陆岩石圈俯冲有关^[89]. 但如果在青藏高原北部确实存在俯冲的亚洲岩石圈地幔, 且印度-欧亚岩石圈叠置在一起^[75,82], 那么不同尺度的地震波成像研究将会在藏北地区观测到类似大尺度面波成像^[168,169]所显示的异常低速的地壳和高速的岩石圈地幔^[74], 即藏北的低速异常应该局限在100~150 km以浅的地壳和上地幔顶部, 而不应该在更深的上地幔部分. 然而, 基于面波频散反演研究^[74]、体波成像研究^[60,86]、体波和面波频散联合反演研究^[89,181]得到的速度模型则显示, 藏北的北美塘地块和松潘-甘孜地块下方存在显著的上地幔低速异常, 该低速异常从上地幔顶部一直向下延伸到200^[74], 400 km^[86], 甚至下地幔深度^[60].

3 讨论与展望

对于大陆岩石圈, 我们需要了解包括纵波和横波速度、地震波衰减、密度、电导率、磁化率、热产量、渗透率、黏滞系数、强度和流变性等物理性质参

数, 以及包括温度、压力状态和流体孔隙压力等物理状态参数. 如果这些物理性质和状态参数得到可靠的估计, 则岩石圈过程和组成便可以从与地质背景和岩石性质的实验室测量的结合中得到合理的推断. 在青藏高原东北部已有的深部地球物理探测, 宽频带地震观测和相关的研究成果中, 总体而言, 依赖于深部地球物理探测(包括主动源深地震测深、大地电磁测深等)和远震体波接收函数分析获得了较详细的地壳和上地幔顶部结构, 而上地幔结构主要依靠体波和面波的层析成像. 然而, 当前的地球物理探测只能获得其中的一部分参数, 而且, 获得的一些参数测量和解释的不确定性仍较大. 再则, 在同一地区用不同的深部地球物理探测方法得到的结果, 也存在一定的差异. 因此, 减少地球物理测量和解释的不确定性是深部地球物理面临的一项重要任务.

在地震层析成像方面, 在同一地区出现不同结果的原因是多方面的, 可能是受到台站布局和接收条件的限制, 数据集是不完备的, 也可能受到反演问题解的不唯一性以及分辨率的制约. 反演往往依赖于初始模型的选取, 这些因素不可避免地会引入反演误差. 已有的地震数据, 例如当前在青藏高原进行地震观测所获得的数据集, 用地震层析成像方法确定复杂的深部构造时往往是不完备的. 信息与信息量的不足使得目的模型分辨率的不足, 从而难于得到确切的和定量的结论. 因此, 在现阶段, 多数以层析成像结果为基础的动力学模型均带有较大的推测成分, 这也许就是地球科学研究的特色.

加强与区域地质与大地构造及演化相结合. 为对地下的速度结构进行地质解释, 需要将速度值转化为岩性分布, 也即不同岩性的波速值. Holbrook等人^[182]列举了中地壳和下地壳的21种岩石在实验室测定的密度和速度值. 然而, 每一种岩石都有一个较宽的速度分布范围, 而不同类型岩石的速度分布范围之间存在相互重叠的现象, 因此用速度值估计岩性是一个粗略的近似, 同一速度值可能出现多种地质解释. 解决这一问题的一种有效方法是多种深部地球物理手段的综合观测, 多种地球物理参数能够对地质解释提供更全面的约束.

当前, 在青藏高原东北部及其邻近地区, 与大陆动力学相关的一些深部构造问题仍有不同的认识. 不同的认识可能来自, 或至少部分来自现有的观测资料对“下地壳通道流”和“俯冲的大陆岩石圈”等模

型的分辨率不足。大量的深部地球物理数据是高分辨率研究的基础,为使成像获得具有横向连续性好,非均匀性强的模型,必须设法在较大范围上对印度-亚洲碰撞模式提供稠密的区域采样。提高地震观测的分辨是获取真实地球深部构造的关键,其主要途径是加强地震台站的分布密度。改进观测系统,大大

增加观测数据量,构建在大陆尺度下接近均匀分布的数据库是迫在眉睫的工作。当前实施以“中国地震科学台阵”计划已经或正在为地壳上地幔结构研究提供了海量的台站数据,从而有可能在更高分辨的地壳上地幔结构图像上去探究与青藏高原东北部相关的地球动力学问题。

参考文献

- 1 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 1975, 189: 419–426
- 2 Tapponnier P, Peltzer G, Dain A Y L, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611–616
- 3 England P C, Housman G A. Finite strain calculations of continental deformation: 2, Comparison with the India-Asia collision zone. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664–3676
- 4 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788–790
- 5 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28: 703–706
- 6 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 7 Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, et al. Basic features of active tectonics in China. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2002, 52: 166–179 [邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 中国活动构造基本特征. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32: 1020–1030]
- 8 Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 1998, 135: 1–47
- 9 Zhang P Z, Shen Z, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32: 809–812
- 10 Zhang G W, Guo A L, Yao A P. Western Qinling-Songpan syntaxis in the Chinese continental tectonics (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2004, 11: 23–32 [张国伟, 郭安林, 姚安平. 中国大陆构造中的西秦岭-松潘大陆构造结. *地学前缘*, 2004, 11: 23–32]
- 11 Zeng R S, Kan R J, He C D. Head waves and wide-angle reflected waves in Qaidam Basin by low-frequency seismic exploration (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1961, 10: 54–66 [曾融生, 阚荣举, 何传大. 柴达木盆地的低频地震探测的基岩首波和大角度反射波. *地球物理学报*, 1961, 10: 54–66]
- 12 Zhang S Q, Wu L J, Guo J M, et al. Analysis and interpretation of deep seismic sounding data on the Menyuan-Pingliang-Jinduicheng profile in western China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1985, 28: 460–472 [张少泉, 武利军, 郭建明, 等. 中国西部地区门源-平凉-金堆城地震测深剖面资料的分析解释. *地球物理学报*, 1985, 28: 460–472]
- 13 Chen X B, Wu Y Q, Du P S, et al. Crustal velocity structure at the two flanks of Longmenshan tectonic belt (in Chinese). In: Department of Scientific Programming and Earthquake Monitoring, SSB, ed. *Developments in the Research of Deep Structures of China's Continent*. Beijing: Geological Publish House, 1988. 97–113 [陈学波, 吴跃强, 杜平山, 等. 龙门山构造带两侧地壳速度结构特征. 见: 国家地震局科技监测司, 编. *中国大陆深部构造的研究与进展*. 北京: 地质出版社, 1988. 97–113]
- 14 Li Q H, Guo J K, Zhou M D, et al. Crustal structure along the Chengxian-Xiji seismic profile (in Chinese). *Northwest Seismol J*, 1991, 13(Suppl): 37–43 [李清河, 郭建康, 周民都, 等. 成县-西吉剖面地壳速度结构. *西北地震学报*, 1991, 13(增刊): 37–43]
- 15 Cui Z Z, Lu D Y, Chen J P, et al. Deep crustal structure and tectonics in Panxi region (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1987, 30: 556–580 [崔作舟, 卢德源, 陈纪平, 等. 攀西地区的深部地壳结构与构造. *地球物理学报*, 1987, 30: 566–580]
- 16 Cui Z Z, Li Q S, Wu C D, et al. The crustal and deep structure in Golmud-Ejin Qi GGT (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1995, 38(Suppl): 15–28 [崔作舟, 李秋生, 吴朝东, 等. 格尔木-额济纳旗地质断面的地壳结构与深部构造. *地球物理学报*, 1995, 38(增刊): 15–28]
- 17 Cui Z Z, Chen J P, Wu L. Deep Crustal Structure and Tectonics from Huashixia to Shaoyang (in Chinese). Beijing: Geological Publish House, 1996. 49–168 [崔作舟, 陈纪平, 吴零. 花石峡-邵阳深部地壳的结构和构造. 北京: 地质出版社, 1996. 49–168]
- 18 Wang Y X, Qian H. A study of crustal structure in the eastern Qinghai (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2000, 7: 568–579 [王有学, 钱辉. 青海东部地壳速度结构特征研究. *地学前缘*, 2000, 7: 568–579]
- 19 Galve A, Hirn A, Jiang M, et al. Modes of raising northeastern Tibet probed by explosion seismology. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 35–43
- 20 Li S L, Zhang X K, Zhang C, et al. A preliminary study on the crustal velocity structure of Maqên-Lanzhou-Jingbian by means of deep seismic sounding profile (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2002, 45: 210–217 [李松林, 张先康, 张成科, 等. 玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构初步研究. *地球物理学报*, 2002, 45: 210–217]

- 21 Wang C Y, Wu J, Lou H, et al. P-wave crustal velocity structure in the western Sichuan and eastern Tibetan region. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2003, 46(Suppl): 254–265 [王椿镛, 吴建平, 楼海, 等. 青藏高原东缘的地壳P波速度结构. *中国科学D辑: 地球科学*, 2003, 33(增刊): 181–189]
- 22 Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal velocity structure in the Songpan-Garze Orogenic Belt (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2003, 16: 237–250 [王椿镛, 韩渭宾, 吴建平, 等. 松潘-甘孜造山带地壳速度结构. *地震学报*, 2003, 25: 229–241]
- 23 Gao R, Wang H Y, Ma Y S, et al. Tectonic relationship between the Zoige Basin of the Songpan block and the West Qinling orogen at lithospheric scale: Results of deep seismic reflection profiling (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2006, 27: 411–418 [高锐, 王海燕, 马永生, 等. 松潘地块若尔盖盆地与西秦岭造山带岩石圈尺度的构造关系——深地震反射剖面探测成果. *地球学报*, 2006, 27: 411–418]
- 24 Zhang X K, Yang Z X, Xu C F, et al. Upper crust structure of Eastern A'nyemaqên Suture Zone: Results of Barkam-Luqu-Gulang deep seismic sounding profile (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2007, 29: 592–604 [张先康, 杨卓欣, 徐朝繁, 等. 阿尼玛卿缝合带东段上地壳结构——马尔康-碌曲-古浪深地震测深剖面结果. *地震学报*, 2007, 29: 592–604]
- 25 Ren J S, Jiang C F, Zhang Z K, et al. *Geotectonic Evolution of China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 1–124 [任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. *中国大地构造及其演化*. 北京: 科学出版社, 1980. 1–124]
- 26 Wang Y X, Mooney W D, Han G H, et al. Crustal P-wave velocity structure along the profile from Altyn Tagh to Longmen mountains in Taiwan-Altai Geoscience Transect (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2005, 48: 98–106 [王有学, Mooney W D, 韩果花, 等. 台湾-阿尔泰地学断面阿尔金-龙门山剖面的地壳纵波速度结构. *地球物理学报*, 2005, 48: 98–106]
- 27 Zhang X K, Jia S X, Zhao J R, et al. Crustal structures beneath West Qinling-East Kunlun orogen and its adjacent area—Results of wide angle seismic reflection and refraction experiment (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 439–450 [张先康, 嘉世旭, 赵金仁, 等. 西秦岭-东昆仑及邻近地区地壳结构——深地震宽角反射/折射剖面结果. *地球物理学报*, 2008, 51: 439–450]
- 28 Zhang Z, Klempner S, Bai Z, et al. Crustal structure of the Paleozoic Kunlun orogeny from an active-source seismic profile between Moba and Guide in East Tibet, China. *Gondwana Res*, 2011, 19: 994–1007
- 29 Li Y K, Gao R, Mi S X, et al. Crustal velocity structure in the Liupanshan-Ordos basin in the northeastern edge of Tibetan Plateau (in Chinese). *Geol Rev*, 2014, 60: 1147–1157 [李英康, 高锐, 米胜信, 等. 青藏高原东北缘六盘山-鄂尔多斯盆地的地壳速度结构特征. *地质论评*, 2014, 60: 1147–1157]
- 30 Li Y K, Gao R, Gao J W, et al. Crustal velocity structure along the west-east trending profile in the Qinling Orogen (in Chinese). *Prog Geophys*, 2015, 30: 1056–1069 [李英康, 高锐, 高建伟, 等. 秦岭造山带的东西向地壳速度结构特征. *地球物理学进展*, 2015, 30: 1056–1069]
- 31 Dong S W, Zhang Y Q, Li Q S, et al. Study on Dabashan Mountains Intracontinental Orogenic Belt (in Chinese). Beijing: Geological Publish House, 2014. 15–40 [董树文, 张岳桥, 李秋生, 等. *论大巴山陆内造山带*. 北京: 地质出版社, 2014. 15–40]
- 32 Zhang Z, Bai Z, Klempner S L, et al. Crustal structure across northeastern Tibet from wide-angle seismic profiling: Constraints on the Caledonian Qilian orogeny and its reactivation. *Tectonophysics*, 2013, 606: 140–159
- 33 Jia S X, Liu B J, Xu C F, et al. Crustal structure in the central segment of Longmenshan fault belt and its two sides and seismic tectonics of Wenchuan earthquake (in Chinese). *Sci Sin Terrae*, 2014, 44: 497–509 [嘉世旭, 刘保金, 徐朝繁, 等. 龙门山中段及两侧地壳结构与汶川地震构造. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44: 497–509]
- 34 Wang S J, Wang F Y, Zhang J S, et al. Deep seismogenic environment of Lushan $M_s7.0$ earthquake zone revealed by a wide-angle reflection/refraction seismic profile (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 3193–3204 [王帅军, 王夫运, 张建狮, 等. 利用宽角反射/折射地震剖面揭示芦山 $M_s7.0$ 地震震区深部孕震环境. *地球物理学报*, 2015, 58: 3193–3204]
- 35 Lin Z Y, Hu H X, Zhang W B, et al. Study of crustal and upper mantle velocity structure in the western Yunnan (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 1993, 15: 427–440 [林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. *地震学报*, 1993, 15: 427–440]
- 36 Wang F Y, Duan Y H, Yang Z X, et al. Velocity structure of upper crust in Yanyuan-Mabian seismic zone, Western Sichuan, and research on active fault (in Chinese). *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2008, 38: 611–621 [王夫运, 段永红, 杨卓欣, 等. 川西盐源-马边地震带上地壳速度结构和活动断裂研究. *中国科学D辑: 地球科学*, 2008, 38: 611–621]
- 37 Zhao J M, Mooney W D, Zhang X K, et al. Crustal structure across Altyn Tagh Range at the northern margin of the Tibetan Plateau and tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 241: 804–814
- 38 Zhang J S, Wang F Y, Liu B F, et al. A study of the crust-mantle velocity structure beneath the Yushu earthquake zone and its adjacent areas (in Chinese). *Seismol Geol*, 2014, 36: 322–332 [张建狮, 王夫运, 刘宝峰, 等. 玉树震区及邻近地区壳幔速度结构特征. *地震地质*, 2014, 36: 322–332]
- 39 Wang C S, Gao R, Yin A, et al. A mid-crustal strain transfer model for continental deformation: A new perspective from high resolution deep seismic reflection profiling across NE Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 306: 279–288
- 40 Guo X Y, Gao R, Keller G R, et al. Imaging the crustal structure beneath eastern Tibet and implications for the uplift of Longmen Shan range. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 379: 72–80

- 41 Wang H Y, Gao R, Li Q S, et al. Deep seismic reflection profile from Songpan-western Qinling-Lingxia Basin, Tibetan Plateau—Data collection, processing and initial interpretation (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2014, 57: 1451–1461 [王海燕, 高锐, 李秋生, 等. 青藏高原松潘-西秦岭-临夏盆地深地震反射剖面——采集、处理与初步解释. *地球物理学报*, 2014, 57: 1451–1461]
- 42 Karplus M S, Zhao W, Klempner S L, et al. Injection of Tibetan crust beneath the south Qaidam Basin: Evidence from INDEPTH IV wide-angle seismic data. *J Geophys Res*, 2011, 116: B07301, doi: 10.1029/2010JB007911
- 43 Li L, Jin G Y. Study on the electromagnetic sounding of the crust and upper mantle in the Panxi rift zone and Longmen Mountain Fault Zone (in Chinese). *Geophys Geochem Expl*, 1987, 11: 161–169 [李立, 金国元. 攀西裂谷及龙门山断裂带地壳上地幔大地电磁测深研究. *物探与化探*, 1987, 11: 161–169]
- 44 Guo S N, Li Y. Crustal and upper mantle's electricity structure in north part of North-South Seismic Belt and discussion on the survey data (in Chinese). *Northwest Seismol J*, 1999, 21: 62–72 [郭守年, 李勇. 南北地震带北段地壳上地幔电性结构及有关资料问题的讨论. *西北地震学报*, 1999, 21: 62–72]
- 45 Sun J, Jin G W, Bai D H. Exploration of the electrical structure in the crust and upper mantle in eastern margin of Tibetan Plateau and its geotectonic implications. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2003, 46(Suppl): 243–253 [孙洁, 晋光文, 白登海, 等. 青藏高原东缘地壳上地幔电性结构探测及其大地构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(增刊): 173–180]
- 46 Zhao G Z, Tang J, Zhan Y, et al. Study on the relationship between the crustal electrical structure and the deformation in the northeastern margin of Tibetan Plateau (in Chinese). *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2004, 34: 908–918 [赵国泽, 汤吉, 詹艳, 等. 青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 908–918]
- 47 Tang J, Zhan Y, Zhao G Z, et al. Electrical conductivity structure of the crust and upper mantle in the northeastern margin of the Tibetan Plateau along Maqin-Lanzhou-Jingbian profile (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2005, 48: 1205–1216 [汤吉, 詹艳, 赵国泽, 等. 青藏高原东北缘玛沁-兰州-靖边剖面地壳上地幔电性结构研究. *地球物理学报*, 2005, 48: 1205–1216]
- 48 Wang X B, Zhu Y T, Zhao X K, et al. Deep conductivity characteristics of the Longmenshan thrust structure in the eastern margin of Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 564–571 [王绪本, 朱迎堂, 赵锡奎, 等. 青藏高原东缘龙门山逆冲构造深部电性结构特征. *地球物理学报*, 2009, 52: 564–571]
- 49 Yin X H, Li Y S, Liu Z B. Crustal and upper mantle density and magnetic structure in the northern part of North-South earthquake zone (in Chinese). *Crust Deform Earthq*, 1998, 18: 11–17 [殷秀华, 黎益仕, 刘占波. 南北带北段地壳上地幔密度与磁性结构. *地壳形变与地震*, 1998, 18: 11–17]
- 50 Lou H, Wang C Y. Wavelet analysis and interpretation of gravity data in Sichuan-Yunnan region (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2005, 27: 515–523 [楼海, 王椿镛. 川滇地区重力异常的小波分解与解释. *地震学报*, 2005, 27: 515–523]
- 51 Li Y, Xu G D, Zhou R J, et al. Isostatic gravity anomaly of the Longmen Shan and its constrain on the crust uplift in the eastern margin of Tibetan Plateau (in Chinese). *Geol Bull China*, 2005, 24: 1162–1168 [李勇, 徐公达, 周荣军, 等. 龙门山均衡重力异常及其对青藏高原东缘山脉地壳隆升的约束. *地质通报*, 2005, 24: 1162–1168]
- 52 Liu J H, Liu F T, Wu H, et al. Three-dimensional velocity images of the crust and upper mantle beneath North-South seismic zone in China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1989, 32: 143–152 [刘建华, 刘福田, 吴华, 等. 南北地震带的地壳上地幔三维速度结构. *地球物理学报*, 1989, 32: 143–152]
- 53 Chen G Y, Zeng R S, Wu D M, et al. Lateral variation of Rayleigh wave phase velocity and deep structure in Tibetan Plateau (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 1992, 14(Suppl): 565–572 [陈国英, 曾融生, 吴大铭, 等. 青藏高原瑞利波相速度与深部结构的横向变化. *地震学报*, 1992, 14(增刊): 565–572]
- 54 Ding Z F, He Z Q, Sun W G, et al. 3-D velocity structure of crust and upper mantle in eastern Tibetan Plateau and surrounding areas (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1999, 42: 197–205 [丁志峰, 何正勤, 孙卫国, 等. 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*, 1999, 42: 197–205]
- 55 Su W, Peng Y J, Zheng Y J, et al. Crustal-upper mantle shear wave velocity structure in Tibetan Plateau and adjacent areas (in Chinese). *Acta Geosci Sin*, 2002, 23: 193–200 [苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构. *地球学报*, 2002, 23: 193–200]
- 56 Wang C Y, Chan W W, Mooney W D. 3-D velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2442, doi: 10.1029/2002JB001973
- 57 Guo B, Liu Q Y, Chen J H, et al. Seismic tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath northeastern edge of Tibetan Plateau and the Ordos area (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2004, 47: 790–797 [郭飏, 刘启元, 陈九辉, 等. 青藏高原东北缘-鄂尔多斯地壳上地幔地震层析成像研究. *地球物理学报*, 2004, 47: 790–797]
- 58 Li Y H, Wu Q Q, An Z H, et al. Crustal S-wave structure and Poisson's ratio in northeastern margin of Tibetan Plateau and their tectonic implications (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2006, 49: 1359–1368 [李永华, 吴庆举, 安张辉, 等. 青藏高原东北缘地壳 S 波速度结构与泊松比及其意义. *地球物理学报*, 2006, 49: 1359–1368]
- 59 Zhou M D, Zhang Y S, Shi Y L, et al. Three-dimensional crustal velocity structure in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan

- Plateau (in Chinese). *Prog Geophys*, 2006, 21: 127–134 [周民都, 张元生, 石雅鏐, 等. 青藏高原东北缘地壳三维速度结构. 地球物理学进展, 2006, 21: 127–134]
- 60 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
- 61 Li C, van der Hilst R D, Meltzer A S. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 157–168
- 62 Wu J P, Huang Y, Zhang T, et al., Aftershock distribution of the *Ms*8.0 Wenchuan earthquake and three dimensional P-wave velocity structure in the around source region (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 320–328 [吴建平, 黄媛, 张天中, 等. 汶川 *Ms*8.0 级地震余震分布及周边区域 P 波三维速度结构研究. 地球物理学报, 2009, 52: 320–328]
- 63 Chen J H, Liu Q Y, Li S C, et al. Crust and upper mantle S-wave velocity structure across Northeastern Tibetan Plateau and Ordos block (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2005, 48: 333–342 [陈九辉, 刘启元, 李顺成, 等. 青藏高原东北缘-鄂尔多斯地块地壳上地幔 S 波速度结构. 地球物理学报, 2005, 48: 333–342]
- 64 Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, et al. Study on upper mantle anisotropy in the northeastern margin of Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 431–438 [常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 2008, 51: 431–438]
- 65 Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, et al. Study on upper mantle anisotropy in the Ordos block and adjacent areas. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 888–900 [常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性研究. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 686–699]
- 66 Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. *Geology*, 2008, 36: 363–366
- 67 Wang C Y, Lou H, Silver P, et al. Crustal structure variation along 30°N in the eastern Tibetan Plateau and its tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 289: 367–376
- 68 Liu Q Y, Li L, Chen J H, et al. Wenchuan *Ms*8.0 earthquake: Preliminary study of S-wave velocity structure of the crust and upper mantle (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 309–319 [刘启元, 李昱, 陈九辉, 等. 汶川 *Ms*8.0 地震: 地壳上地幔 S 波速度结构的初步研究. 地球物理学报, 2009, 52: 309–319]
- 69 Zhang Z, Yuan X H, Chen Y, et al. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 292: 254–264
- 70 Li H, Shen Y, Huang J, et al. The distribution of the mid-to-lower crustal low-velocity zone beneath the northeastern Tibetan Plateau revealed from ambient noise tomography. *J Geophys Res*, 2014, 119: 1954–1970
- 71 Wang C Y, Zhu L, Lou H, et al. Crustal thicknesses and Poisson's ratios in the eastern Tibetan Plateau and their tectonic implications. *J Geophys Res*, 2010, 115: B011301, doi: 10.1029/2010JB007527
- 72 Wang C Y, Sandvol E, Zhu L P, et al. Lateral variation of crustal structure and composition in the Ordos block and surrounding regions, North China. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 387: 198–211
- 73 Li Y H, Wu Q, Zhang F, et al. Seismic anisotropy of the Northeastern Tibetan Plateau from shear wave splitting analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 304: 147–157
- 74 Li Y H, Wu Q J, Pan J T, et al. An upper-mantle S-wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 377–378: 367–377
- 75 Zhao J M, Yuan X, Liu H, et al. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2010, 107: 11229–11233
- 76 Pan S, Niu F. Large contrasts in crustal structure and composition between the Ordos plateau and the NE Tibetan Plateau from receiver function analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 303: 291–298
- 77 Bao X, Song X, Xu M, et al. Crust and upper mantle structure of the North China Craton and the NE Tibetan Plateau and its tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 369: 129–137
- 78 Liu Q, van der Hilst R, Li Y, et al. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. *Nat Geosci*, 2014, 7: 361–465
- 79 Deng Y F, Shen W S, Xu T, et al. Crustal layering in northeastern Tibet: A case study based on joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Geophys J Int*, 2015, 203: 692–706
- 80 Ye Z, Gao R, Li Q, et al. Seismic evidence for the North China plate underthrusting beneath northeastern Tibet and its implications for plateau growth. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 426: 109–117
- 81 Wang Q, Niu F L, Gao Y, et al. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan Plateau constrained by teleseismic receiver function data. *Geophys J Int*, 2016, 204: 167–179

- 82 Zhao W, Kumar P, Mechie J, et al. Tibetan plate overriding the Asian plate in central and northern Tibet. *Nat Geosci*, 2011, 4: 870–873
- 83 Karplus M S, Klemperer S L, Lawrence J F, et al. Ambient-noise tomography of north Tibet limits geological terrane signature to upper-middle crust. *Geophys Res Lett*, 2013, 40: 808–813
- 84 Mechie J, Zhao W, Karplus M S, et al. Crustal shear (S) velocity and Poisson's ratio structure along the INDEPTH IV profile in northeast Tibet as derived from wide-angle seismic data. *Geophys J Int*, 2012, 191: 369–384
- 85 Yue H, Chen J, Sandvol E, et al. Lithospheric and upper mantle structure of the northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2012, 117: B05307, doi: 10.1029/2011JB008545
- 86 Liang X, Sandvol E, Chen Y J, et al. A complex Tibetan upper mantle: A fragmented Indian slab and no south-verging subduction of Eurasian lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 333–334: 101–111
- 87 Eken T, Tilmann F, Mechie J. Seismic anisotropy from SKS splitting beneath Northeastern Tibet. *Bull Seism Soc Am*, 2013, 103: 3362–3371
- 88 Nunn C, Roecker S W, Priestley K F, et al. Imaging the lithosphere beneath NE Tibet: Teleseismic P and S body wave tomography incorporating surface wave starting models. *Geophys J Int*, 2014, 196: 1724–1741
- 89 Nunn C, Roecker S W, Priestley K F. Joint inversion of surface waves and teleseismic body waves across the Tibetan collision zone: The fate of subducted Indian lithosphere. *Geophys J Int*, 2014, 198: 1526–1542
- 90 Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 2007, 112: B07307, doi: 10.1029/2005JB003873
- 91 Liu M J, Mooney W D, Li S L, et al. Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan Plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos basin. *Tectonophysics*, 2006, 420: 253–266
- 92 Gao R, Ma Y S, Li Q S, et al. Structure of the lower crust beneath the Songpan block and West Qinling orogen and their relation as revealed by deep seismic reflection profiling (in Chinese). *Geol Bull China*, 2006, 25: 1361–1367 [高锐, 马永生, 李秋生, 等. 松潘地块与西秦岭造山带下地壳的性质和关系——深地震反射剖面的揭露. *地质通报*, 2006, 25: 1361–1367]
- 93 Pavlis N K, Holmes S A, Kenyon S C, et al. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J Geophys Res*, 2012, 117: B04406, doi: 10.1029/2011JB008916
- 94 Zhu L, Kanamori H. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J Geophys Res*, 2000, 105: 2969–2980
- 95 Tian X, Liu Z, Si S, et al. The crustal thickness of NE Tibet and its implications for crustal shortening. *Tectonophysics*, 2014, 634: 198–207
- 96 Yao Z X, Wang C Y, Zeng R S, et al. Crustal structure in western Qinling tectonic belt and its adjacent regions deduced from receiver functions (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2014, 36: 119–126 [姚志祥, 王椿镛, 曾融生, 等. 利用接收函数方法研究西秦岭构造带及其邻区地壳结构. *地震学报*, 2014, 36: 119–126]
- 97 Liu Q M, Zhao J M, Lu F, et al. Crustal structure of northeastern margin of the Tibetan Plateau by receiver function inversion. *Sci China Earth Sci*, 2014, 57: 741–750 [刘启民, 赵俊猛, 卢芳, 等. 用接收函数方法反演青藏高原东北缘地壳结构. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44: 668–679]
- 98 Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for model of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 1997, 387: 37–43
- 99 Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J Geophys Res*, 1995, 100: 9761–9788
- 100 Watanabe T. Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 2933–2936
- 101 Mooney W D, Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: A review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier Sci Ltd., 1992. 45–79
- 102 Wang C Y, Zhang X K, Lin Z Y, et al. Crustal structure beneath Xingtai earthquake area in the North China and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 1997, 274: 307–319
- 103 Yuan X C, Xu M C, Tang W B, et al. Eastern Qinling seismic reflection profiling (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1994, 37: 749–758 [袁学诚, 徐明才, 唐文榜, 等. 东秦岭陆壳深地震反射剖面. *地球物理学报*, 1994, 37: 749–758]
- 104 Liu G D, Shi S L, Wang B J. Intracrustal high conductivity layer and its relationship to crustal tectonic activity in North China (in Chinese). *Sci China Ser B*, 1984, 9: 839–848 [刘国栋, 史书林, 王宝钧. 华北地区壳内高导层及其与地壳构造活动性的关系. *中国科学 B 辑*, 1984, 9: 839–848]
- 105 Gerver M, Markushevitch V. Determination of a seismic wave velocity from the travel time curve. *Geophys J Roy Astr Soc*, 1966, 11: 165–173
- 106 Giese P, Prodehl C. Problems of evaluation of seismic refraction data for crustal and upper mantle studies. In: Giese P, Prodehl C, Stein A, eds. *Explosion Seismology in Central Europe: Data and Results*. Berlin: Springer-Verlag, 1976. 148–149
- 107 Fuchs K, Muller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophys J Roy Astr Soc*, 1971, 23: 417–433
- 108 Teng J W, Feng Z F, Li J S, et al. Crustal structure in the central part of North China plain and the Xingtai earthquake (1) (in Chinese).

- Chin J Geophys, 1974, 17: 255–271 [滕吉文, 冯帆芬, 李金森, 等. 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(一). 地球物理学报, 1974, 17: 255–271]
- 109 Sun W C, Zhu Z P, Zhang L, et al. Exploration and research of crust and upper mantle's structure in North China (in Chinese). In: Department of Scientific Programming and Earthquake Monitoring, SSB, ed. *Developments in the Research of Deep Structures of China's Continent*. Beijing: Geological Publish House, 1988. 19–37 [孙武城, 祝治平, 张利, 等. 对华北地壳上地幔探测与研究. 国家地震局科技监测司, 编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京: 地质出版社, 1988. 19–37]
 - 110 Cai X L, Cao J M, Zhu J S, et al. A preliminary study on 3-D crustal structure of the Longmenshan lithosphere and genesis of the great Wenchuan earthquake, China. *J Chendu Univ Technol*, 2008, 35: 357–365 [蔡学林, 曹家敏, 朱介寿, 等. 龙门山岩石圈地壳三维结构及汶川大地震成因浅析. 成都理工大学学报, 2008, 35: 357–365]
 - 111 Zhang H S, Gao R, Tian X B, et al. S-wave crustal velocity structure beneath the northeastern Tibetan Plateau and its dynamical implications—Evidence inferred from teleseismic P-wave receiver functions (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 3982–3992 [张洪双, 高锐, 田小波, 等. 青藏高原东北缘地壳 S 波速度结构及其动力学含义——远震接收函数提供的证据. 地球物理学报, 2015, 58: 3982–3992]
 - 112 Sato H, Sacks I S. The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low velocity zone. *J Geophys Res*, 1989, 94: 5689–5704
 - 113 Mueller H J, Raab S. Elastic wave velocities of granite at experimental simulated partial melting conditions. *Phys Chem Earth*, 1997, 22: 93–96
 - 114 Meissner R. *The Continental Crust: A Geophysical Approach*. London: Academic Press Inc, 1986. 20–241
 - 115 Jones A G. Electrical properties of the lower continental crust. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier Sci Ltd., 1992. 81–143
 - 116 Hu S, He L, Wang J. Heat flow in the continental area of China: A new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 179: 407–419
 - 117 Lou H, Wang C Y, Lü Z Y, et al. Deep tectonic setting of the 2008 Wenchuan *M*_s8.0 earthquake in southwestern China—Joint analysis of teleseismic P-wave receiver functions and Bouguer gravity anomalies. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 166–179 [楼海, 王椿镛, 吕志勇, 等. 2008 年汶川 *M*_s8.0 级地震的深部构造环境——远震 P 波接收函数和布格重力异常的联合解释. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1207–1220]
 - 118 Wang S X, Jiang F Y, Hao M, et al. Investigation of features of present 3-D crustal movement in eastern edge of Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 3334–3345 [王双绪, 蒋锋云, 郝明, 等. 青藏高原东缘现今三维地壳运动特征研究. 地球物理学报, 2013, 56: 3334–3345]
 - 119 Wang C Y, Lin Z Y, Chen X B. Comprehensive study of geophysical results in geoscience transect from Menyuan, Qinghai, to Ningde, Fujian (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1995, 38: 590–598 [王椿镛, 林中洋, 陈学波. 青海门源-福建宁德地学断面综合地球物理研究. 地球物理学报, 1995, 38: 590–598]
 - 120 Conrad V. Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. November 1923, *Mitt Erdb Komm Wiener Akad Wiss*, 1925, 59: 1–23
 - 121 Jeffreys H. On compressional waves in two superposed layers. *Proc Cambridge Philos Soc*, 1926, 23: 472–481
 - 122 Yang Y J, Ritzwoller M, Zheng Y, et al. A synoptic view of the distribution and connectivity of the midcrustal low velocity zone beneath Tibet. *J Geophys Res*, 2012, 117: B04303, doi: 10.1029/2011JB008810
 - 123 Vergne J, Wittlinger G, Qian H, et al. Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 25–53
 - 124 Ji S C, Yang W C, Wang Q. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. *Tectonophysics*, 2009, 463: 15–30
 - 125 Lease R O, Burbank D W, Zhang H, et al. Cenozoic shortening budget for the northeastern edge of the Tibetan Plateau: Is lower crustal flow necessary? *Tectonics*, 2012, 31: TC3011, doi: 10.1029/2011TC003066
 - 126 Leon Soto G, Sandvol E, Ni J F, et al. Significant and vertically coherent seismic anisotropy beneath eastern Tibet. *J Geophys Res*, 2012, 117: B05308, doi: 10.1029/2011JB008919
 - 127 Su B X, Zhang H F, Ying J F, et al. Nature and processes of the lithospheric mantle beneath the western Qinling: Evidence from deformed peridotitic xenoliths in Cenozoic kamaufugite from Haoti, Gansu Province, China. *J Asian Earth Sci*, 2009, 34: 258–274
 - 128 Zhang H F, Parrish R, Zhang L, et al. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination. *Lithos*, 2007, 97: 323–335
 - 129 Cai H M, Zhang H F, Xu W C, et al. Petrogenesis of Indosinian volcanic rocks in Songpan-Garze fold belt of the northeastern Tibetan Plateau: New evidence for lithospheric delamination. *Sci China Earth Sci*, 2010, 53: 1316–1328 [蔡宏明, 张宏飞, 徐旺春, 等. 松潘带印支期岩石圈拆沉作用新证据: 来自火山岩岩石成因的研究, 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 1518–1532]
 - 130 Deng W M. Cenozoic volcanic activity and its geotectonic background in the western China—Formative excitation mechanism of volcanic rocks in the Tibet and adjacent districts (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2003, 10: 471–478 [邓万明. 中国西部新生代火山活动及其大地构造背景——青藏及邻区火山岩的形成机制. 地学前缘, 2003, 10: 471–478]

- 131 Silver P G, Chan W W. Share-wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J Geophys Res*, 1991, 96: 16429–16454
- 132 McNamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 1994, 99: 13655–13665
- 133 Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. *Nature*, 1995, 375: 571–574
- 134 Sandvol E A, Ni J F, Kind R, et al. Seismic anisotropy beneath the southern Himalayas-Tibet collision zone. *J Geophys Res*, 1997, 102: 17813–17823
- 135 Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 238: 248–268
- 136 Lev E, Long M D, van der Hilst R. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 251: 293–304
- 137 Sol S, Meltzer A, Burgmann R, et al. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 2007, 35: 563–566
- 138 Wang Q, Zhang P, Freymüller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by global positional system measurements. *Science*, 2001, 294: 574–577
- 139 Long M D, Silver P G. Shear wave splitting and mantle anisotropy: Measurements, interpretations, and new direction. *Surv Geophys*, 2009, 30: 407–461
- 140 Zhang H, Teng J, Tian X, et al. Lithospheric thickness and upper-mantle deformation beneath the NE Tibetan Plateau inferred from S receiver functions and SKS splitting measurements. *Geophys J Int*, 2012, 191: 1285–1294
- 141 England P C, Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature*, 1990, 344: 140–142
- 142 Pei S, Zhao J, Sun Y, et al. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography. *J Geophys Res*, 2007, 112: B05312, doi: 10.1029/2006JB004409
- 143 Lei J, Li Y, Xie F, et al. Pn anisotropic tomography and dynamics under eastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2014, 119: 2174–2198
- 144 Silver P G. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1996, 24: 385–432
- 145 Su W, Wang C Y, Huang Z X. Azimuthal anisotropy of Rayleigh waves in the Tibetan Plateau and its vicinities. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2007, 51: 1717–1725 [苏伟, 王椿镛, 黄忠贤. 青藏高原及邻区的面波的方位各向异性. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 674–682]
- 146 Yi G X, Yao H, Zhu J, et al. Lithospheric deformation of continental China from Rayleigh wave azimuthal anisotropy (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2010, 53: 256–268 [易桂喜, 姚华建, 朱介寿, 等. 用 Rayleigh 面波方位各向异性研究中国大陆岩石圈形变特征. 地球物理学报, 2010, 53: 256–268]
- 147 Savage M K. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting. *Rev Geophys*, 1999, 37: 69–106
- 148 Polet J, Silver P G, Beck S, et al. Shear wave anisotropy beneath the Andes from the BANJO, SEDA, and PISCO experiments. *J Geophys Res*, 2000, 105: 6287–6304
- 149 Herquel G, Wittlinger G, Guilbert J. Anisotropy and crustal thickness of Northern Tibet: New constraints for tectonic modeling. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 1925–1928
- 150 Frederiksen A W, Folsom H, Zandt G. Neighborhood inversion of teleseismic Ps conversions for anisotropy and layer dip. *Geophys J Int*, 2003, 155: 200–212
- 151 Ozacar A, Zandt G. Crustal seismic anisotropy in central Tibet: Implications for deformational style and flow in the crust. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L23601, doi: 10.1029/2004GL021096
- 152 Chen Y, Zhang Z, Sun C, et al. Crustal anisotropy from Moho converted Ps wave splitting analysis and geodynamic implications beneath the eastern margin of Tibet and surrounding regions. *Gondwana Res*, 2013, 24: 946–957
- 153 Chang L J, Ding Z F, Wang C Y. Variation of shear wave splitting in the 2010 Yusu Ms7.1 earthquake region (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2010, 53: 2613–2619 [常利军, 丁志峰, 王椿镛. 2010 年玉树 7.1 级地震震源区横波分裂的变化特征. 地球物理学报, 2010, 53: 2613–2619]
- 154 Shi Y T, Gao Y, Zhang Y J, et al. Shear-wave splitting in the crust in eastern Songpa-Garze block, Sichuan-Yunnan block, and western Sichuan basin (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 481–492 [石玉涛, 高原, 张永久, 等. 松潘-甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂. 地球物理学报, 2013, 56: 481–492]
- 155 Liu H F, Niu F L. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data. *Geophys J Int*, 2012, 188: 144–164
- 156 Ko B, Jung H. Crystal preferred orientation of an amphibole experimentally deformed by simple shear. *Nat Commun*, 2015, 6: 6586, doi: 10.1038/ncomms7586

- 157 Sun Y, Niu F L, Liu H F, et al. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan Plateau revealed by receiver function data. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 349-350: 186-197
- 158 Wei W, Unsworth M, Jones A, et al. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 2001, 292: 716-718
- 159 Zhang C J, Cao J L, Shi Y L. Study on the viscosity coefficient of the lower crust in the Tibetan Plateau from post earthquake deformation (in Chinese). *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2008, 38: 1250-1257 [张晔军, 曹建玲, 石耀霖. 从震后形变探讨青藏高原下地壳黏滞系数. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1250-1257]
- 160 Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 2008, 321: 1054-1058
- 161 Shen Z K, Zeng Y, Wang M, et al. Postseismic deformation modeling of the 2001 Kokoxili earthquake, western China. *Geophys Res Abs*, 2003, 5: 07840
- 162 Ryder I, Parsons B, Wright T J, et al. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modeling. *Geophys J Int*, 2007, 169: 1009-1027
- 163 Zhou Y S, He C R. The rheologic structures of crust and mechanics of high-angle reverse fault slip for Wenchuan $M_s8.0$ earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 474-484 [周永胜, 何昌荣. 汶川地震区的流变结构与发震高角度逆断层滑动的力学条件. *地球物理学报*, 2009, 52: 474-484]
- 164 Bendick R, Flesch L M. Reconciling lithospheric deformation and lower crustal flow beneath central Tibet. *Geology*, 2007, 35: 895-898
- 165 Chen L, Gerya T, Zhang Z, et al. Numerical modeling of eastern Tibetan-type margin: Influences of surface processes, lithospheric structure and crustal rheology. *Gondwana Res*, 2013, 24: 1091-1107
- 166 Hilley G E, Burgmann R, Zhang P Z, et al. Bayesian inference of plastosphere viscosities near the Kunlun Fault, northern Tibet. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L01302
- 167 Hubbard J, Shaw J H. Uplift of the Longmen Shan and Tibetan Plateau, and the 2008 Wenchuan ($M=7.9$) earthquake. *Nature*, 2009, 458: 194-197
- 168 Priestley K, Debayle E, McKenzie D, et al. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography. *J Geophys Res*, 2006, 111: B10304, doi: 10.1029/2005JB004082
- 169 Lebedev S, Nolet G. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2048, doi: 10.1029/2000JB000073
- 170 Lebedev S, van der Hilst R D. Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and S-wave forms. *Geophys J Int*, 2008, 173: 1-14
- 171 Zhou H W, Murphy M. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 2005, 25: 445-457
- 172 Tilmann F, Ni J, INDEPTH Seismic Team. Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath central Tibet. *Science*, 2003, 300: 1424-1427
- 173 Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. *Science*, 1999, 283: 1306-1309
- 174 Kind R, Yuan X H, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate subduction. *Science*, 2002, 298: 1219-1221
- 175 Kumar P, Yuan X, Kind R, et al. The lithosphereasthenosphere boundary in the Tien Shan-Karakoram region from S receiver functions: Evidence for continental subduction. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L07305, doi: 10.1029/2004GL022291
- 176 Jiménez-Munt I, Fernández M, Vergés J, et al. Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 267: 276-289
- 177 Lei J, Zhao D, Su Y. Insight into the origin of the Tengchong intraplate volcano and seismotectonics in southwest China from local and teleseismic data. *J Geophys Res*, 2009, 114: B05302, doi: 10.1029/2008JB005881
- 178 Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671-1677
- 179 McNamara D E, Owens T J, Walter W R. Observations of regional phase propagation across the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 1995, 100: 22215-22229
- 180 Shen X Z, Yuan X H, Liu M. Is the Asian lithosphere underthrusting beneath northeastern Tibetan Plateau? Insights from seismic receiver functions. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 428: 172-180
- 181 Obrebski M, Allen R M, Zhang F, et al. Shear wave tomography of China using joint inversion of body and surface wave constraints. *J Geophys Res*, 2012, 117: B01311, doi: 10.1029/2011JB008349
- 182 Holbrook W S, Mooney W D, Christensen N I. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier Sci Ltd., 1992. 1-43

Issues on crustal and upper-mantle structures associated with geodynamics in the northeastern Tibetan Plateau

WANG Chun-Yong^{1,2}, LI YongHua^{1,2} & LOU Hai²

¹ Key Lab of Seismic Observation and Geophysical Imaging, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China;

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

The northeastern Tibetan Plateau is one of the key regions to explore the geodynamics of the Tibetan Plateau. In 1958, a research team led by Prof. Zeng Rongsheng did low-frequency seismic exploration in the Qaidam Basin, which was a prelude to deep geophysical research in the northeastern Tibetan Plateau. Since 1960s, a series of scientific projects have been carried out, including 27 deep seismic sounding profiles, which provided good coverage and fundamental constraints on velocity structure of the crust and upper mantle of tectonic units in the region. Among them, a number of deep seismic reflection profilings were used to reveal fine crustal structures of key tectonic areas. Moreover, crustal electrical structure and density structure were inferred from magnetotelluric sounding profiling and Bouguer gravity anomaly data, respectively. 3-D P-wave and S-wave velocity structures were determined using body-wave travel time tomography, surface-wave group velocity and phase velocity tomography based on seismic data. Since 2000, with the dramatically increased number of broadband seismic stations, application of modern seismology methods, such as teleseismic receiver function inversion, ambient noise imaging, as well as shear-wave splitting and seismic anisotropy, led to further understanding of structure and deformation of crust and upper mantle in the northeastern Tibetan Plateau. Among published research papers, most results on the deep structure are compatible. For example, the ambient noise imaging, surface wave tomography and receiver function inversion jointly show a wide distribution of low shear wave velocity in the middle and lower crust. Deep geophysical explorations show coexistence of crustal thickening, low P-wave velocities, low resistivity and high heat flow values. H - κ stacking analysis of receiver functions shows low-to-moderate crustal Poisson's ratios in the Qilian fold system, the northern Songpan-Garze block and the west Qinling orogenic belt. The crustal Poisson's ratios in the northeastern Tibetan Plateau are obviously lower than those in the central plateau. These compatibilities are crucial to understanding basic features of the deep structure. However, several issues related to the dynamics of the region remain in debate: (1) low velocity-high conductivity layer in the upper-middle crust; (2) crustal thickening mode; (3) crustal and mantle anisotropy; (4) lower crustal channel flow; (5) southward subduction of the Eurasian lithosphere. No consensus has been reached for these issues yet at present. Although several deep seismic sounding profiles and magnetotelluric sounding profiles collectively displayed evidence of existence of a low velocity-high conductive layer in the upper-middle crust, results of some other profiles did not show such layer. Mechanism of crustal thickening in the northeastern Tibetan Plateau can be summarized in the following three end-member hypotheses: (1) uniform crustal thickening; (2) lower crustal thickening; (3) upper crustal thickening. A prevailing view is that the crustal shortening generates folding and deformation of the upper crust, and fragment stacking is the main mode of crustal thickening. However, this is inconsistent with the crustal model from deep seismic sounding profiles. Different deep tectonic models and interpretations are causes of the on-going debate on issues such as the "lower crustal channel flow" and "southward subduction of Eurasian continent". One of the reasons for lack of consensus might be that the resolution power of the existing seismic data is still not high enough to identify the details in deep crust and upper mantle. The national and regional seismic networks, and large-scale temporary seismic array observation, which is currently being implemented, will greatly improve the reliability and resolution of the target model. This is an effective way to enhance the knowledge of crustal and upper mantle structures and geodynamics in the northeastern Tibetan Plateau.

northeastern Tibetan Plateau, crustal thickening, deep structure, lower crustal flow, seismic array, crustal Poisson's ratio

doi: 10.1360/N972016-00160