华北地壳上地幔结构及其大地震深部构造成因

王椿镛^{1,2*}, 吴庆举^{1,2}, 段永红³, 王志铄⁴, 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所, 北京 100081;

3. 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002;

4. 河南省地震局, 郑州 450016

* E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2016-11-16; 接受日期: 2017-02-06; 网络版发表日期: 2017-04-26

国家自然科学基金项目(批准号: 91014006, 90914005, 41474073)资助

摘要 华北克拉通是中国大陆东部的一个重要的大地构造单元. 20世纪60~70年代, 华北地区发生了一系列强烈地震. 近半个世纪以来, 中国地震学家对华北地区地壳上地幔结构开展了大量的探测和研究, 在地壳上地幔结构以及与强烈地震相关的深部构造环境等重大地球科学问题上取得了显著的进展. 华北大震区的深地震剖面探测显示了地壳上部铲式正断层和低角度的滑脱构造与震源下方贯通下地壳直至莫霍面的高角度深断裂共存的复杂构造图像. 地震层析成像揭示, 华北大震大多都发生在高速与低速区的过渡带上, 而唐山地震区中-下地壳存在明显的低速异常. 震源区下方的低速异常带, 地壳深浅构造不一致, 高角度超壳深断裂, 上地幔顶部速度偏低, 以及莫霍界面局部隆起等, 是华北伸展构造区深部孕震环境的共同特征, 表明华北岩石圈结构具有高度不均匀性. 华北克拉通现今的强烈地震活动性以及偏低的下地壳速度, 显著区别于世界上其他稳定克拉通. 所有这些是华北克拉通破坏的重要证据. 尽管深地震探测和地震层析成像研究大大丰富了深部构造和孕震环境的知识, 一些深层次的问题需要进一步的研究.

关键词 华北克拉通, 地壳上地幔结构, 深地震测深剖面, 深地震反射剖面, 宽频带地震台阵, 地震构造背景

1 引言

大地震激发的地震波传遍地球内部, 携带了大量有关地球内部结构和状态的信息. 地震和地震波信息的利用促进了固体地球科学的发展. 板块构造理论成功地解释了全球板块边界地震活动性的规律与机理, 但是该理论在解释大陆板块内部发生的地震(又称大陆地震)方面却遇到了许多困难. 中国大陆是全球板

内强烈地震频发的地区之一. 强烈地震的发生给人民造成深重的灾难. 长期以来, 中国地震学家为减轻这一自然灾害的影响而努力探索, 在寻找和总结地震发生的规律方面取得了重要的进展. 然而, 地震预测是地球科学领域至今尚未解决的科学难题之一. 对大陆岩石圈结构与构造的探测和研究, 包括强震震源区介质物性的变化和地壳细结构图像, 是地球科学为解决地震预测科学难题的必经之路.

中文引用格式: 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, doi: 10.1360/N072016-00168

英文引用格式: Wang C Y, Wu Q J, Duan Y H, Wang Z S, Lou H. 2017. Crustal and upper mantle structure and deep tectonic genesis of large earthquakes in North China. Science China Earth Sciences, 60: 821-857, doi: 10.1007/s11430-016-9009-1

美国科学家在1811~1812年间连续发生3次M8.0地震的新马德里(New Madrid)地区(Nuttli, 1973, 1982)开展详细的深部地球物理探测,发现在新马德里地震带下方存在一条隐伏的NE向前寒武纪裂谷,其延伸方向与现代微震活动基本一致. Braille等(1986)和Hinze等(1988)的进一步研究认为,新马德里地震的发生是由于区域挤压应力场作用下,古裂谷带重新活动的结果. 1994年美国洛杉矶北岭(North Range) M_s 6.7地震后,美国地质调查局和南加州地震中心联合实施了“洛杉矶地区地震实验”(LARSE)计划,利用人工地震和天然地震方法获得了该地区下方从地表直至震源深度的地壳细结构图像,并配合天然地震的高精度定位,揭示了洛杉矶盆地下方存在与破坏性地震相联系的隐伏断层(Murphy等, 2010). 华北地区是中国大陆内部地震活动强烈的地区之一. 在有历史记载的2000多年来,华北克拉通地区发生了一系列强震,其中有6次 $\geq M_8.0$ 地震(顾功叙, 1983). 20世纪60年代,华北盆地进入了近期强震活动的高潮期. 1966年邢台 M_s 7.2地震拉开了强震活动的序幕. 此后,相继发生了1969年渤海 M_s 7.4、1975年海城 M_s 7.3和1976年唐山 M_s 7.8等强烈地震. 邢台 M_s 7.2地震和唐山 M_s 7.8地震给人民生命财产造成了重大损失,受到国内外地学界的严重关注. 20世纪60年代初,傅承义先生就指出:“地震成因性的构造活动常起源于地壳深处. 要阐明地壳深部构造和深层过程,地面地质的观测是不够的,必须借助于地震仪器记录”(傅承义, 1963). 1966年邢台地震发生后,为监视华北地区的地震活动性建成了北京遥测地震台网. 随后陆续建成的国家台网和区域地震台网在持续运行中记录了大量的宽频带地震数据,为地震学和地球内部构造的相关研究奠定了基础.

自1966年邢台地震以来,中国地震科学领域加强了在地震孕育、发生及其与深部构造关系方面的研究. 曾融生先生于20世纪80年代初期与石油工业部合作开展地壳细结构探测试验,并指导唐山大震区野外深地震反射探测工程的实施(曾融生等, 1988). “八五”期间,国家科技攻关项目“地震地质灾害及城市减灾重大技术方法研究”(85-907)实施了华北北部重点地区开展大震震源区地壳细结构和介质物性的探测研究计划,以邢台 M_s 7.2地震震源区深部构造环境为研究目标,用多种地球物理探测方法揭示邢台地震区深部结构与孕震构造. 随后,在唐山 M_s 7.8地震区和华北的

其他大震区相继开展了深部探测及相关的研究. 2007年,国家自然科学基金委启动了重大研究计划“华北克拉通破坏”,华北地区再次成为国际地学界关注的热点(朱日祥等, 2012). 在强烈地震活动性的构造背景方面,华北克拉通区别于地球上其他稳定克拉通,被认为是华北克拉通破坏的重要依据. 本文试图在全面回顾华北地区50年来深部地球物理探测和地壳上地幔结构的研究成果的基础上,重点阐述华北强烈地震发生的深部构造背景方面的主要进展.

2 大地构造背景及其强震活动分布特征

2.1 华北地区构造背景

本文所述的华北地区包括华北盆地、鄂尔多斯高原、阴山-燕山造山带、汾渭构造带、太行山隆起带,以及郯庐断裂带等(图1). EW走向的阴山-燕山造山带是区域的北部边界,与兴蒙造山带相接. NW-SE走向的秦岭-大别造山带是区域南部边界,与扬子地台相连. NNE走向的郯庐断裂带是中国东部一条规模巨大、结构复杂的断裂带. 华北盆地是中国东部在华北地台上发展起来的一个大型中、新生代裂谷盆地. 该盆地以太古代变质岩为基底. 自太古代以来,华北地区经历了多次构造运动,其中燕山运动对华北地区现今构造格局的形成起决定性作用. 它不仅使前期地层发生褶皱,而且发育了一系列NE、NWW及近EW向的断裂,并伴有岩浆活动. 从始新世起,该地区地壳在新生代裂陷作用下,准平原面不断开裂和解体,形成大量的新断裂,断陷也随之产生. 始新世和渐新世期间,相应的断陷发展成为一系列断陷盆地;而在晚第三纪和第四纪阶段,由于区域性的大面积沉降,早第三纪的拗陷和隆起为上第三系掩覆,形成现今的华北盆地(马杏垣等, 1983; Ye等, 1985). 盆地内的断裂分布显示出NNE至NE的断裂带和穿插于其中的NWW向断裂带交织成块状结构的特征,而周边多为大型边界断裂所围绕. 自新生代至今,华北地块的构造活动依然强烈,近期则呈现频繁地震活动的特征.

2.2 地震活动性及应力场

华北地区具有强烈的地震活动性. 图2显示了该地区在两千多年以来发生的中强地震($M \geq 5.0$)分布

图 1 华北地区大地构造背景

1, 盆地隆起区; 2, 盆地拗陷区; 3, 海域拗陷区; 4, 块体运动方向; 5, 盆地伸展方向; 6, 块体扭转方向; 7, 断层; 8, 地震; 9, 盆地边界. 三个大写字母表示构造单元: ODB, 鄂尔多斯地块; YIM, 阴山; YAM, 燕山; QDM, 秦岭-大别山; THM, 太行山; TLF, 郯庐断裂带; NCB, 华北盆地; JDU, 胶东隆起; LXU, 鲁西隆起; HHB, 河淮盆地. 另外, 粗线条和ZMZ表示庄墓-张公渡DSS剖面. 引自汪一鹏等(1989)

图 2 华北地区 $M \geq 5.0$ 地震的震中分布图(公元前26年~2004年)

A, 张渤地震带; B, 河北平原地震带; C, 汾渭地震带; D, 鄂尔多斯西缘地震带. 紫色表示 $M8$ 以上地震. 红色线条表示主要断裂分布

(顾功叙, 1983; 国家地震局地球物理研究所, 1984~2004). 除鄂尔多斯地块内部外, 中强地震几乎遍布整个华北地区, 其中6次 M_8 地震: 1303年山西洪洞 M_8 地震, 1556年陕西华县 $M_{8\frac{1}{4}}$ 地震, 1668年山东郯城 $M_{8\frac{1}{2}}$ 地震, 1679年河北三河-平谷 M_8 地震, 1695年的山西临汾 M_8 地震, 1739年宁夏平罗-银川 M_8 地震等. 地震活动图像显示出地震空间分布的相对集中性和活动时间的相对一致性的特点, 表明地震活动具有分带性. 区域内有四条主要的地震带: 张家口-渤海地震带(简称张渤地震带)、河北平原地震带、汾渭地震带和鄂尔多斯西缘地震带.

张渤地震带西起太行山, 横贯燕山与华北盆地, 东入渤海, 是中国东部地区一条重要的北西向地震活动带. 该带上发生过1679年三河-平谷 M_8 地震, 1976年唐山 $M_{7.8}$ 地震和1969年渤海 $M_{7.4}$ 地震等(顾功叙, 1983). 张渤地震带分布着一系列雁行排列的北西至北西西向断裂, 该断裂带与多条NNE-NE向断裂带交汇, 形成了 M_6 以上的强震具有群集于与NE向断裂带交汇地段的特征(徐杰等, 1998). 河北平原地震带以NE走向斜穿河北平原, 并与张渤地震带相交. 它主要由4个强震(1830年磁县 $M_{7\frac{1}{2}}$ 地震、1966年邢台 $M_{7.2}$ 地震、1967年河间 $M_{6.3}$ 地震、1976年唐山 $M_{7.8}$ 地震)序列震中密集带串联而成. 地质学家将其定义为唐山-河间-磁县新生地震带(徐杰等, 1996). 汾渭地震带由山西地堑和渭河地堑的地震活动组成, 包括1303年山西洪洞 M_8 地震, 1556年华县 $M_{8\frac{1}{4}}$ 地震和1695年的临汾 M_8 地震. 沿渭河断陷带, 历史地震密集成NNE向带, 而现今地震却相对稀疏. 汾渭地震带的北段由NWW向应县-呼和浩特密集带, NE向应县-张家口密集带、NNE向大同西-黄旗海密集带和1976年和林格尔 $M_{6.2}$ 地震序列形成的NNE密集带组成(张四昌, 1993). 鄂尔多斯西缘地震带即中国大陆南北地震带的北段(33°N 以北), 地震带方位大致为NNE(王振声等, 1976). 历史记载的 M_7 以上的地震有1654年天水 $M_{7\frac{1}{2}}$ 地震, 1709年中卫 $M_{7\frac{1}{2}}$ 地震, 1718年通渭南 $M_{7\frac{1}{2}}$ 地震, 1739年平罗-银川 M_8 地震, 1879年武都南 $M_{7\frac{1}{2}}$ 地震, 1920年海原 $M_{8\frac{1}{2}}$ 地震等(顾功叙, 1983). 华北地区东部NNE向的郯庐断裂带上虽然发生过1668年郯城 $M_{8\frac{1}{2}}$ 地震, 但并没有形成统一的地震密集带(张四昌, 1993). 近期地震资料显示的地震活动图像总体上反映了华北地区现今地壳构造的

活动状态; 除郯庐断裂带外, 华北地区现今地震与历史地震的活动图像具有一致性.

地震震源参数是研究大震的孕震环境、深部构造以及地震成因的重要基础数据. 曾融生等(1991)对华北地区自1970年以来发生的地震的震源深度作统计显示, 大部分地震发生在深度为8~25km范围内, 最密集的区间是10~15km. 王椿镛等(1994b)对邢台地震及余震震源深度的统计结果表明, $M \geq 5$ 的地震85%以上落在深度10~20km的区间内, 而地震数急剧减少的最大深度为25km. 汪素云和许忠淮(1995)对北京及邻近地区的348个现代微震($M_L \geq 2.0$)重新定位, 定位后的大部分地震震源深度在5~20km范围内, 平均值为12.7km, 震中分布显示与活动断裂密切相关. 张国民等(2002)对中国大陆地震震源深度作统计分析, 得到华北盆地内所发生地震的平均震源深度为 $(14 \pm 7)\text{km}$.

汪素云和许忠淮(1985), 以及许忠淮等(1989)利用自1973年以来华北地区发生的小震的初动方向记录求取综合断层面解, 获得与多个小震相应的 P 、 B 、 T 轴来推断华北地区的应力场方向特征. 结果显示, 华北地区构造应力场的平均 P 轴和 T 轴近于水平, 并分别取NEE-SWW和NNW-SSE方向. 在这样的应力场作用下, 容易发生错动的断层系统将为NNE-SSW和NNW-SEE走向, 这正是华北地区发生的一系列强震断层面走向所取的方向. 徐菊生等(1999)利用GPS观测结果对华北地区现今构造应力场进行数值模拟, 计算结果表明, 华北地区现今构造应力场主压应力方向为NEE, 其边界力除受NE 55° -SW 235° 方向的压应力作用外, 还受到SE 120° -NW 300° 方向的拉张力作用, 这个结果与震源机制解获得的应力场方向基本一致.

3 华北地区地壳上地幔结构

华北地区地壳和上地幔结构知识主要利用人工地震探测和天然地震观测获得. 人工地震探测(或称主动源探测)包括地震宽角反射/折射剖面(即深地震测深, 简称DSS)和深地震反射剖面方法. 天然地震观测通常采用区域性固定地震观测台网和(或)局部性流动地震密集台阵相结合的方式, 观测资料用于揭示区域地壳速度结构的横向变化, 壳幔过渡带, 以及上地幔间断面和深部速度异常带(体)等.

3.1 深部地球物理探测与研究

3.1.1 深地震测深剖面探测和Pam波速度结构

1968年,在华北地区首次实施了元氏-济南DSS剖面(滕吉文等, 1974)。自1976~2014年,华北地区完成了45条DSS剖面的探测(图3)(孙武城等, 1986; 段永红等, 2016)。孙武城等(1988)、张先康等(2003)、嘉世旭和张先康(2005)给出了西部的鄂尔多斯中生代坳陷盆地,东部的新生代裂谷盆地和中部的太行山隆起带,以及北部的阴山-燕山造山带等构造单元的地壳结构主要特征。鄂尔多斯地块地壳结构简单,基底结构完整,地壳平均速度较高,壳内介质均匀,地壳厚度40~42km。太行山隆起带地壳结构相对简单,厚度38~40km。华北盆地厚度为32~35km,其中上地壳厚度为10~12km;中地壳厚度为8~10km,以低速层为主;下地壳厚度由东部沿海的~10km向山西高原加厚至~15km,莫霍界面向西倾斜。阴山-燕山造山带地壳厚度由东向西逐渐增加,从东部的32km增加至西部的43km。

基于华北北部地区DSS剖面解释获得的42条二维地壳速度结构,段永红等(2016)分别对各条剖面的二维速度分布和界面的起伏深度进行了网格化处理,并采用克里金(Kriging)插值方法构建了华北克拉通中东部三维地壳速度结构模型HBCrust1.0。地壳模型包括结晶基底面、Conrad界面和莫霍界面。这些界面的上、下方速度分别为5.0~5.5和5.8~6.0km s⁻¹, 6.2~6.4和6.5~6.6km s⁻¹, 6.7~7.0和7.9~8.0km s⁻¹。在结晶基底面以上部分,沉积盖层的表层速度和厚度变化都比较大,速度从2.0~5.6km s⁻¹增加至5.0~5.8km s⁻¹;表层厚度在太行山隆起区小于1.0km,而在冀中坳陷区达7.0km。结晶基底面和Conrad界面之间为上地壳,其层厚17~24km,速度为5.8~6.4km s⁻¹,在部分地区存在低速层(体);Conrad界面和莫霍界面之间为下地壳,层厚8~18km,速度为6.5~7.0km s⁻¹。华北盆地的中心区域地壳厚度减薄至30~32km。

在模型HBCrust1.0的背景下,近期发生的地震大多数落在上地壳的下层内,并且位于高低速变化带的高速一侧。从三维地壳模型截取两条剖面AA'和BB'(图3)获得二维地壳速度结构(图4)。AA'剖面沿39.4°N纬线展布,从西向东穿过山西地堑和太行山隆起区,进入华北盆地,止于渤海。图4a显示莫霍界面从大同西南(~42km)逐步变浅至盆地(~30km)。沿AA'剖面的地震

图3 华北北部地区DSS和深地震反射剖面位置图

在孙武城等(1988)和段永红等(2016)的基础上增补。红色线条为DSS剖面,紫色线条为深地震反射剖面。剖面名称及代码引自孙武城等(1988)。近期完成的DSS剖面(黑色线条)是:1,安新-香河-宽城剖面(王夫运等, 2006);2,文登-阿拉善左旗剖面(王帅军等, 2014);3,盐城-包头剖面(段永红等, 2015);4,诸城-宜川剖面(李松林等, 2011)。AA'和BB'表示从HBCrust1.0三维地壳模型截取的二维地壳速度结构(图4)的位置

主要分布在大同盆地和唐山地震区。唐山地震发生在上地壳内速度等值线发生明显变化的部位。山西地堑上地壳和下地壳均明显增厚,在上地壳底部和下地壳顶部存在明显的低速异常。在太行山东侧,华北盆地的莫霍面埋深30~35km。BB'剖面沿118.2°E经线展布,从北向南穿过燕山造山带,华北盆地,进入渤海湾,止于鲁西隆起。图4b显示唐山地震区下方莫霍面深度变化显著,且从上地壳一直延续到地壳存在明显的低速异常。

华北地区的大多数DSS剖面都限于华北北部(图3)。从华北盆地南部横穿大别山造山带至扬子准地台的庄墓-张公渡DSS剖面(图1)揭示了大别山造山带的地壳结构,以及华北克拉通与扬子克拉通在地壳结构上的差异(王椿镛等, 1997a)。地壳结构图像(图5a)显示,华北南部与扬子准地台均为地壳厚度~35km的三层地壳结构,但华北南部的上地壳存在低速层,比扬子准地台复杂。在大别山造山带,3km深度以内的基底具有正常的结晶基底速度(~6.0km s⁻¹)。在3km深度以

图4 根据HBCrust1.0地壳模型(段永红等, 2016)截取的两条剖面的二维地壳速度结构

(a) 沿AA'剖面(39.4°N)的速度结构; (b) 沿BB'剖面(118.2°E)的速度结构; 剖面AA'和BB'位置见图3. 圆圈是1970~2015期间发生在截面两侧各0.2°走廊内的地震($M \geq 3.0$)在截面上的投影

下的上地壳内, 北大别具有正常的速度, 而超高压带下方则为 $6.2 \sim 6.3 \text{ km s}^{-1}$ 的相对高速异常区, 可能表示含有较高的超高压变质岩成分(王椿镛等, 1997b). 在晓天-磨子潭断裂下方地壳的不对称增厚, 莫霍界面的垂直断错达4.5km, 这一断错可能表征三叠纪碰撞的古缝合线(图5b); 在造山带下方现今的“山根”仅5km厚可能意味着在华北和扬子克拉通碰撞之后莫霍界面被地壳均衡过程所改造(Wang等, 2000). 与DSS剖面平行的深地震反射剖面(Cheng等, 2003)显示的主要构造特征与图5揭示的二维地壳结构具有高度的一致性.

3.1.2 深地震反射剖面探测和地壳细结构

深地震反射剖面能够提供高分辨的地壳上地幔顶部结构图像. 在全球地球科学研究中, 深地震反射剖面探测手段已经成功地解决了造山带、裂谷带和板块缝合带研究中的一些大地构造基本问题, 被证明是地壳结构和介质物性研究的一项关键性工作(Leven等, 1990). 在华北地区, 前期的深地震反射剖面主要布设在大地震震中区, 如唐山地震区(陆涵行等, 1988; 刘保金等, 2011a)、邢台地震区(王椿镛等, 1993, 1994a)、怀来-延庆地区(张先康等, 1996)、三河-平谷地震区

(张先康等, 2002). 2000年以后, 随着城市活断层探测计划的实施, 在北京和华北地区相继完成了一批深地震反射剖面(例如, 刘保金等, 2009, 2011b, 2012; 赵成彬等, 2013; 李自红等, 2014; 杨晓平等, 2016). 华北深地震反射剖面显示了清晰的深部结构反射图像, 解决了其他探测方法的深部结构图像分辨率偏低的问题. 本文第四部分将进一步回顾邢台和唐山大震区的细结构图像.

近期, 杨文采等(1999)、董树文等(2005)、Zhang等(2014)、李文辉等(2014)、酆少英等(2015)和刘保金等(2015)分别使用深地震反射探测技术揭示了苏鲁超高压变质带, 大别造山带前陆带, 呼和浩特-包头盆地、中亚造山带的索伦缝合带, 以及郯庐断裂带等的地壳细结构, 并探讨大地构造的形成和演化, 以及地球动力学过程等. 吕庆田等(2003)为对重点成矿带和矿集区开展立体探测计划, 在铜陵矿集区实施了试验性探测.

3.1.3 大地电磁测深和电性结构

大地电磁测深(MT)是探测研究地壳上地幔电性结构的主要方法. 在一般情况下, 深部介质的电阻率与

图5 沿穿越华北南部和大别造山带的庄墓-张公渡DSS剖面

(a) 二维P波地壳结构. 虚线表示莫霍界面的断错. (b) 大别造山带结构的地质解释(见原文正文). 引自Wang等(2000)

温度有密切的关系, 其电性特征主要取决于地下的热状态. 20世纪90年代初完成的全球地学大断面(GGT)中, 有4条地学断面穿过华北地区(杨主恩, 1988), 其中包含了电性结构的研究, 如江苏响水-内蒙古满都拉地学断面(江钊等, 1990). 1980年前后在华北地区完成了一批MT剖面, 如柏各庄-唐山-马兰峪剖面、怀来-马兰峪剖面、宁晋-马兰峪剖面(刘国栋等, 1983, 1984). 在邢台地震区, 完成了一条电磁阵列剖面(EMAP)和4条MT测线, 其中威县-定县、南宫-赵县和冀县-赵县MT测线在束鹿凹陷内的位置分别与3条深地震反射剖面(王椿镛等, 1994a)重合. EMAP采用了多道仪器设备和密集的电磁极距, 同时采集电场分量和磁场分量信号, 然后对地壳的电性结构进行细致的成像(邓前辉等, 1998). 成像结果显示, 在主震震源区存在一条陡直的电性分界线(或断裂带), 其两侧的电性层一致向断裂带倾伏, 表示地壳经过强烈的挤压变形(图6).

1985~1986年间, 秦馨菱先生与瑞典Uppsala大学Pederson教授合作在唐山地震区及其周围开展了地壳

图6 邢台地震区大地电磁阵列剖面的地壳二维电性结构剖面位置见图16a. 图中细线表示电阻率等值线, 数值表示以10为底的对数值, 单位 $\Omega \cdot m$; 实心圆表示 $M_s 7.2$ 地震的震源位置, 震源下方的虚线表示推断的高角度深断裂 F_d . 引自邓前辉等(1998)

电性结构探测试验, 用于探讨大地电磁测深方法探测潜在震源的可能性(秦馨菱等, 1991). MT测线从河北

宣化通过唐山震区, 至乐亭共31个测点. 探测结果显示, 表层为低阻沉积层, 上地壳为高阻层, 其下方有一厚度为10~20km的低阻层($8\sim 30\Omega\cdot\text{m}$); 发现沿测线高阻和低阻的分界面起伏较大, 其中唐山地震区的高阻上地壳的厚度最大, 唐山主震震源位于高阻层下界面凸出的部位. 刘国栋等(1993)用深部瞬变电磁法探测获得的瞬变电场和磁场数据联合反演唐山地震区的电性结构, 反演结果显示在剖面上的两条断裂分别沿NE15°和NE30°延伸, 深度达5~6km, 倾向东南. 其中, 沿NE15°延伸的断裂似与陡河断裂和唐山断裂相对应, 推测为逆冲走滑断层; 沿NE30°延伸的断层分布在开平向斜内部, 该断裂的倾角较陡, 推测为具有逆冲分量的隐伏走滑断裂. 徐常芳(2003)认为唐山地震孕育和发生是一个复杂的过程, 受力源、介质强度、地壳构造和断裂蠕变等多种因素的影响, 但深部流体的存在和迁移起关键作用. 1994年实施的山西阳高-河北容城MT剖面通过大同-阳高1989年 $M_s6.1$ 地震区(赵国泽等, 1997), 探测结果显示了上地幔的低阻带, 而中-下地壳范围内发育断断续续的低阻带. 剖面北段上地壳存在明显的电性边界, 西北侧电阻率高, 而东南侧电阻率低, 推测这一电阻率差异可能与 $M_s6.1$ 地震有关. 张继红等(2010)对郯庐断裂带中段(沂沭断裂带)电性结构作研究, 结果显示1668年郯城 $M8\frac{1}{2}$ 地震震中区对应于电导率变化剧烈的部位, 在震源区附近存在高导体.

2001年和2005年在华北地区东部先后完成了应县-商河和文水-日照两条MT剖面探测(魏文博等, 2002, 2008). 分析结果表明, 沿探测剖面可以分成四个电性区, 华北盆地地壳电阻率很低, 为 $1.25\sim 25\Omega\cdot\text{m}$, 且区内存在下地壳高导带和上地幔高导层. 根据沿剖面的电性结构特征, 魏文博等(2002)推断华北地区东部地壳上地幔之间曾经发生过大规模的构造运动, 导致壳幔之间解耦. 他们同时发现华北东部岩石圈厚度仅为50~80km, 推断发生过岩石圈减薄的大规模构造运动. MT剖面显示岩石圈明显减薄的区域包括北太行山隆起, 华北裂谷带北部和鲁西断隆等, 并非如同前人提出的, 华北克拉通以太行山重力梯度带为界划分东、西两区, 简单地认为东区即是减薄区. Dong等(2014)提出了鄂尔多斯地块的岩石圈高分辨率三维电阻率模型. 在鄂尔多斯北部, 显著的岩石圈导电复合体从上地幔向上延伸到中-下地壳, 这与通常认为鄂尔多斯是一个稳定的克拉通地块不一致. 三维电阻率模型显示鄂尔多斯北部岩石圈局部变形, 以及河套地堑下方岩石圈减薄. Dong等(2014)认为, 异常的电导率结构可能是鄂尔多斯地块北缘在中到晚中生代时期的地幔物质上涌所导致.

3.1.4 重力和航磁异常分析

(1) 布格重力异常特征. 图7显示了华北地区的区

图7 华北地区区域重力布格异常图

数据取自全球重力模型EGM2008(Pavlis等, 2012). 等值线间距为 $10\times 10^{-5}\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$. 红色线条表示主要断裂分布

域布格重力异常分布, 其中布格重力异常数据取自全球重力模型EGM2008(Pavlis等, 2012). 纵贯中国大陆NNE-SSW走向的大兴安岭-太行山-武陵山重力梯级带在华北地区中部沿着太行山分布. 重力梯级带在石家庄附近走向发生偏转. 石家庄以北, 走向为NE40°, 向南则转为近南北走向; 北段梯级带宽度约50km, 重力梯度较大, 等值线密集; 南段梯度较小, 梯级带宽度达80km. 在华北北部, 太行山与燕山山脉相交的地区重力梯级带发生局部转折, 转向NE走向.

重力梯级带上布格重力异常变化范围为 $-120 \times 10^{-5} \sim -60 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$, 华北地区的布格重力异常可以划分为东、西两个分区. 太行山重力梯级带以东, 异常变化平缓, 异常值为 $-60 \times 10^{-5} \sim 20 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. 其中, 山东、江苏沿海地区布格重力异常为正, 在 $0 \sim 20 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$, 渤海和黄海海域为 $10 \times 10^{-5} \sim 30 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. 华北盆地负异常区. 在盆地上, 局部重力异常走向约为北东向, 反映出盆地内沉积层下前寒武地层侵蚀面的隆起和凹陷. 太行山重力梯级带以西, 布格重力异常值为 $-200 \times 10^{-5} \sim -120 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$, 且向西逐渐降低. 鄂尔多斯地块是重力异常平缓变化的异常区, 反映了鄂尔多斯地块地壳构造的整体性好; 根据其异常值西低东高, 推测鄂尔多斯块体可能曾经发生过整体倾斜. 与鄂尔多斯高原的覆盖层下出露的沉积地层“东边老, 西边新”所反映的地质现象(马丽芳, 2007)是一致的. 鄂尔多斯地块周围的一系列断陷盆地, 包括河套盆地、大同盆地、太原-晋中盆地和汾渭盆地等都显示了局部重力低异常. 华北地区南部的东秦岭造山带和大别山造山带为负重力异常区, 在大别造山带的负异常达到 $-60 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. 负异常区近东西走向, 是华北与扬子地块的构造分界.

方剑(1999)和王新胜等(2012)分别利用华北地区的地震波速度三维层析成像结果和布格重力异常联合反演了华北地区岩石圈结构. 反演结果表明: 华北地区岩石圈密度极不均匀, 反映了区内强烈的构造活动特征, 以及层内密度分布与大地构造的明显相关性. 古老地块对应高密度区, 年轻地块和高山区对应密度低区. 各断裂带不同程度地表现为密度异常梯级带. 地壳整体表现为低密度异常, 地幔岩石圈部分则以高密度异常为主. 鄂尔多斯块体地壳范围内以低密度异常为主, 80~120km深度上为高密度异常, 呈南北两端集中分布, 并分别与秦岭造山带和阴山造山带的高密

度异常分布相连. 在80~120km深度上, 华北克拉通东部地区的高密度异常呈南北向不均匀分布, 可能表示该地区受到克拉通破坏后上地幔物质的变化.

(2) 航磁异常特征. 航磁异常是地壳内磁性层, 磁性体的综合反映, 其中包括地壳上层磁铁矿和磁性火成岩岩体, 前寒武纪古老变质岩系(主要是太古宙地层)顶界面的升降, 隆凹起伏, 地壳磁性层厚度变化和上地幔深源因素等. 这些因素综合决定了航磁异常场的变化(余钦范和马杏垣, 1989). 在华北地区, 磁力高异常主要反映的是早前寒武纪, 特别是太古宙晚期(25亿年以前)的构造岩浆体, 给出了华北克拉通的基底构造的清晰图像, 即太古宙微大陆(或小板块)的形成与聚合, 并被复杂的早元古代造山带所围绕分隔. 一些古陆块已经出露地表, 另一些隐伏陆块也由钻探和地球物理探测所验证(朱英, 1986). 依照元古宙造山带的沉积、构造、变质和岩浆组合, 可以解释其为由板块俯冲而成的碰撞带.

以大同-吴起磁异常带和郯庐断裂带为界, 华北地区磁场从西向东可以分为三个区: 包头-银川陆块、华北陆块和胶辽陆块. 大同-吴起异常带为线性负异常带, 北东向斜穿鄂尔多斯块体中部, 可能为一条早元古代褶皱带, 缝合了包头-银川陆块和华北陆块, 后来又发育为中元古代的坳拉槽, 并为显生宙巨厚盖层所继承. 郯庐断裂带是自元古代形成后又经历多期构造运动的巨型走滑-逆冲断裂带, 沿断裂有广泛的深部岩浆活动, 它既是华北地区磁性分区的边界, 本身也是一条磁异常带(朱英, 1986).

太行山以东, 郯庐断裂带以西, 燕山以南, 大别山以北的河淮陆核区, 磁场变化剧烈复杂, 是该地区由若干小陆块拼合而成的镶嵌体的反映. 陆块的隆起和凹陷形成北东向排列的正负磁异常带. 郯庐断裂带以东为磁异常平静区, 从苏北到胶南有北东向正异常带, 为元古宙变质地层和众多超铁镁质岩体及蓝闪片岩所形成. 这个异常带可以隔着郯庐断裂带, 与北西走向的大别山异常带相联系, 后来被印支期的郯庐断裂左旋走滑运动向北推移了300km以上(余钦范和马杏垣, 1989).

3.1.5 大地热流值分布

根据Hu等(2000)的大地热流统计结果, 中国大陆的热流分布格局主要受中、新生代岩石圈构造——

热活动控制, 青藏高原为高热流区($>80\text{mW m}^{-2}$), 大陆东部(包括华北北部)为较高热流区($60\sim 75\text{mW m}^{-2}$), 中部和西北部地区以低热流($<60\text{mW m}^{-2}$)为特征. 陈墨香等(1990)在华北盆地共获得165个热流测点的数据, 全区的热流平均值为 $(61.5\pm 13.4)\text{mW m}^{-2}$, 其中辽河拗陷为 65.3mW m^{-2} , 冀中拗陷为 55.7mW m^{-2} , 济阳拗陷为 66.2mW m^{-2} , 沧县隆起为 61.5mW m^{-2} . 盆地四周隆起区广泛出露前寒武纪基岩, 其热流平均值为 $(47.7\pm 15.5)\text{mW m}^{-2}$. 因此, 华北盆地具有相对高的热流背景值(60mW m^{-2}), 但低于全球大陆现代裂谷区的高热流值($>83\text{mW m}^{-2}$). 鄂尔多斯地块的平均大地热流值为 45mW m^{-2} , 是一个低热流区. 与鄂尔多斯地块东南边界接壤的汾渭地堑是一个高热流区, 大地热流值达 73mW m^{-2} (Hu等, 2000). 邢台束鹿地区的39个大地热流值变化范围是 $50.1\sim 83.9\text{mW m}^{-2}$, 平均值为 62.7mW m^{-2} , 与华北盆地的大地热流值接近. 热流分布与构造环境有密切关系: 凹陷区热流值低, 凸起区热流值高(张汝惠和赵国泽, 1993).

随着观测资料的不断积累, 对已有的大地热流值及其分布的认识逐渐得到加深和改进. 在近期, 华北地区大地热流值获得一批新的观测结果(黄方等, 2015), 其中华北大地热流高值($75\sim 85\text{mW m}^{-2}$)主要分布在克拉通中东部; 除汾渭地堑外, 热流值大于 85mW m^{-2} 几乎全部在克拉通中东部. 热流低值则主要分布在克拉通西部的鄂尔多斯地块以及中间过渡带. 鄂尔多斯地块东部热流值相对较高, 为 $\sim 65\text{mW m}^{-2}$, 西部则相对较低, 为 55mW m^{-2} .

3.2 地震层析成像

至21世纪初, 华北及邻区已经有 ~ 500 个地震台站(包括国家和区域台站, 以及临时台站)在运行中. 这些台站所积累的海量地震数据为地震层析成像和其他相关的地震科学研究奠定了基础.

3.2.1 体波走时层析成像和地壳(V_P 、 V_S 和 V_P/V_S)结构

基于Aki和Lee(1976)和Aki等(1977)关于三维地震层析成像的先驱性研究, 世界上许多布设地震台网的地区得到了台网下方直至 100km 或更深的深度上的三维速度异常分布. 在华北地区, 用地震波走时资料研究地壳上地幔结构始于20世纪80年代初, 使用的走时数据来自1966年邢台地震后建成的北京遥测地震

台网.

(1) 地壳上地幔P波和S波三维速度结构成像. 金安蜀等(1980)用北京遥测地震台网的资料和ACH方法(Aki等, 1977)反演台网下方的三维P波速度结构, 发现不同构造区的地壳速度结构有明显差异. 刘福田等(1986)利用较丰富的地震走时资料对华北地区的地壳上地幔进行了水平方向 $1^\circ\times 1^\circ$ 网格的三维速度结构研究, 显示华北地区速度结构的横向不均匀性: 深度为 14km 的速度图象与地表地质构造相似; 深度为 75km 存在三个明显的低速区, 分别位于郯庐断裂带、太行山前断裂带和山西地堑; 大多数强震几乎都发生在高速、低速异常区的过渡带上. Shedlock和Roecker(1987)利用北京台网的远震和近震资料进行层析成像, 发现 20km 以上的P波速度结构与地表地质构造有相关性: 盆地下方为低速异常区, 山区下方为高速异常区. 自20世纪90年代以来, 陆续发表了一批利用走时数据反演华北地区地壳速度结构的成果, 如朱露培等(1990)、孙若昧和刘福田(1995)、李强等(1999)、于湘伟等(2003)、Huang和Zhao(2004, 2009)、齐诚等(2006)、王志铄等(2008)、Lei等(2008)、Tian等(2009)、Zhao等(2009, 2012). 大多数走时层析成像研究采用了刘福田等(1986)或Zhao等(1992)的算法. 近年来发展起来的FMTT(Fast Marching Teleseismic Tomography)方法(Rawlinson等, 2006)已应用于华北及邻区上地幔P波速度结构的研究(张风雪等, 2011).

区域台网记录的P波和S波走时数据可用于反演台网下方三维P波速度结构和 V_P/V_S 分布(例如, Hauksson和Haase, 1997). 杨歧焱(2016)基于华北及其邻区176个地震台站所记录的677个事件的区域地震走时数据, 采用SIMULPS14的算法(Thurber, 1983)获得华北地区三维P波速度结构和 V_P/V_S 分布(图8). 反演使用了经过走时残差分布检验(Haslinger和Kissling, 2001)的43354个P波震相(Pg, Pn)和30407个S波震相数据. 三维速度结构在 15 和 30km 深度上的P波速度和 V_P/V_S 分布分别表示上地壳和下地壳的P波速度和 V_P/V_S 分布的横向变化. 在上地壳, P波速度异常区和 V_P/V_S 异常区在太行山隆起带和华北盆地呈北东向分布, 在燕山隆起带则为近东西向分布, 与各构造单元内的地质构造走向和活动断裂方向基本一致. 在下地壳, 沿汾渭构造带、燕山隆起带、太行山隆起带以及唐山地震区均表现为P波低速异常; 汾渭构造带和太行山隆起带南段呈现低

图8 区域走时反演获得的三维P波速度 V_p 和波速比 V_p/V_s 图像

(a)~(d)分别显示在15和30km深度上的P波速度 V_p 和波速比 V_p/V_s 分布. 圆圈表示地震($M \geq 5$)震中位置, 五角星表示三河-平谷 M_8 地震. 引自杨歧焱(2016)

V_p/V_s 异常, 而燕山隆起带和河北平原地震带南段为高 V_p/V_s 异常分布. 沿张渤地震带截取的速度剖面上, 深度20km以下多处存在低P波速异常带, 以及较高的 V_p/V_s 异常. 唐山地震区上地壳(深度<20km)呈P波高速异常, 其下方则为低速异常区, 一直延伸到40km以下的深度, 推测唐山地震区下方可能存在幔源物质上涌的通道(杨歧焱, 2016). 我们注意到, 研究区域内波速比 V_p/V_s 均落在(1.61~1.83)区间内, 表明地壳内不存在大规模的部分熔融(Owens和Zandt, 1997).

Lei(2012)利用远震相对走时资料获得了华北地区地壳上地幔的P波速度结构, 发现在山西地堑区和郯庐断裂带下方深至300~400km存在明显的近南北向的低波速异常, 而在克拉通中、东部下方200~400km深度上存在高波速异常, 可能代表拆沉的岩石圈物质. 在克拉通西部的鄂尔多斯地块下方存在深至400km高波速异常, 可能暗示未被破坏的岩石圈.

杨婷等(2012)利用“华北科学探测台阵”(图9a)记录的近震和远震S波震相, 采用近震和远震联合成像方法反演地壳上地幔S波三维速度结构. 结果显示, 上地壳速度结构与地表地质构造相关, 燕山-太行山脉呈

高速异常, 延庆-怀来盆地和大同盆地表现为低速异常, 华北盆地内部的拗陷和隆起分别呈现低速和高速异常. 90km深度的速度结构(图9b)仍与地表构造有相关性. 唐山地区中地壳、山西地堑中-下地壳呈明显低速, 推测与流体和热物质作用有关.

(2) 上地幔顶部Pn波速度结构成像. 相对于中国大陆西部地区, 华北地区地壳厚度的变化比较平缓, 因而Pn波射线接近水平地沿上地幔顶部传播. 这一传播特征使得国家和区域地震台网记录的Pn射线对华北地区上地幔顶部具有较高的覆盖密度. 基于国家和区域地震台网以及DSS剖面获得的20301条Pn波射线的走时数据, 汪素云等(2003)采用Pn走时层析成像方法(Hearn等, 1991), 反演了华北地区上地幔顶部的Pn波速度结构, 平均速度值为 7.92 km s^{-1} , 横向速度变化的分辨率达 $3^\circ \times 3^\circ$.

汪素云等(2003)获得的Pn波速度结构显示华北地区自西向东Pn速度异常呈NNE向相间排列: 鄂尔多斯地块高速区、山西地堑低速区、冀中拗陷高速区、鲁西隆起及渤海湾低速区、郯庐断裂带以东高速区, 这一图像与华北地区内部NNE或NE向的盆岭相间排

图9 2006年布设的“华北科学探测台阵”以及国家和区域台网的宽频带地震台站分布(a)、华北地区90km深度的S波速度扰动分布(b)

三角形和正方形分别表示探测台阵和国家及区域台网的台站, 其中绿色表示宽频带, 红色表示甚宽带. 1, 唐海-商都剖面; 2, 清水河-德州剖面. (a) 引自Wang等(2012). (b) 引自杨婷等(2012). 单位: dV_s/V_s 的百分数. 黑色实心圆表示北京和唐山的地理位置.

列的构造形态大体一致. 1966年邢台 $M_s7.2$ 地震位于Pn高速异常区, 1969年渤海 $M_s7.4$ 地震和1975年海城 $M_s7.3$ 地震位于Pn低速异常区, 1976年唐山 $M_s7.8$ 地震则位于Pn高、低速异常的交界带. 反演结果还表明, 华北地区Pn波速异常与大地热流之间存在负相关关系. 低Pn波速异常对应高热流值, 如山西地堑和渤海湾; 而高Pn波速异常对应低热流值, 如冀中拗陷. 汪素云等(2003)认为, Pn波速度变化主要是上地幔顶部存在温度差异所产生.

3.2.2 地震面波层析成像和S波速度结构

早期华北地区面波层析成像研究的分辨率较低(如陈国英等, 1991), 且短周期的频散测量较少, 对浅部S波速度的约束较差. 近期由于宽频带数字台站的增加, 面波层析成像研究分辨率有较大的提高(例如, Huang等, 2009; Li等, 2009; An等, 2009). 环境噪声层析成像是近年来快速发展的一种新的成像方法. Shapiro等(2005)首先利用环境噪声计算互相关函数获得了瑞

利面波群速度分布. 由于环境噪声成像具有不依赖于地震事件和较高射线密度的优点, 在中短周期(1~100s)成像中得到了广泛的应用(例如, Yao等, 2006; Lin等, 2007; Yang等, 2007).

何正勤等(2009)和潘佳铁等(2011)先后利用华北科学探测台阵的远震记录进行华北东北部的面波相速度层析成像研究. Wang等(2012)则同时利用华北科学探测台阵和国家及区域宽频带地震台网(图9a)的远震数据, 获得了华北北部Rayleigh波相速度图像(图10). 在周期 $T=10$ s的相速度图像显示与地表地质构造和主要地形特征相一致: 盆地和凹陷区为低速异常, 而隆起和山地区为高速异常, 且速度异常带走向与构造走向一致. 大多数强震($M_s \geq 6.0$)位于高-低速带的过渡区. 在周期 $T=25$ s, 相速度图像显示冀中拗陷和北京-天津-唐山地区的低速异常, 意味着在这些地区可能形成地幔物质上升的低速通道. 周期 $T=60$ s的相速度图像则反映上地幔的信息. 在张渤地震带以北的燕山山脉观

察到高速异常, 表明在这些区域的软流圈或更深的位置上物质是稳定的. 低速异常主要出现在张渤地震带以南, 可能意味着软流圈较浅.

基于华北科学探测台阵(图9a)的地震记录, 鲁来玉等(2009)、Fang等(2010)、唐有彩等(2011)和房立华等(2013)分别利用环境噪声数据计算了Rayleigh波和Love波的群速度和相速度分布. 这些研究显示了华北地区的分区特征: 中西部块体的平均频散曲线与典型的克拉通相似, 而东部块体的频散曲线低于中西部块体, 意味着东部块体的地壳受到了强烈的破坏和改造, 而中西部块体被改造的程度较低, 仍保持稳定克拉通的性质. 房立华等(2013)根据太行山重力梯级带两侧的速度结构、频散特征和地壳厚度存在显著差异, 推测华北克拉通的破坏范围主要在太行山重力梯级带以东. 我们认为, 华北克拉通破坏是在岩石圈尺度下进行的, 仅从环境噪声成像及其他结果所反映的地壳速度结构横向变化来推断克拉通破坏范围是不够的. 从

图 10 华北地区北部 Rayleigh 波相速度图像

(a)~(d)分别为周期10、15、25和60s的相速度分布. 蓝色圆圈表示华北的主要城市. 红色虚线表示太行山重力梯级带. 红色圆点表示 $M_s \geq 6.0$ 的地震. 双大写字母表示局部的构造单元: HT, 呼和浩特-塔卡索盆地; YH, 延庆-怀来盆地; YY, 阳原-蔚县盆地; DT, 大同盆地; JZ, 冀中拗陷; HH, 黄骅拗陷; CX, 沧县隆起. 引自 Wang等(2012)

地震学的岩石圈结构成像和大地电磁测深结果,以及大地热流分布等多个方面综合分析确定克拉通的破坏范围才是更可信的. MT观测结果(魏文博等, 2002)不支持太行山重力梯级带是华北克拉通减薄的分区边界的观点. 从华北大震活动性来看, 汾渭地震带曾经发生过3次M8地震, 是遭受破坏严重的地区, 而且太行山以西的广大地区也遭受过破坏. 因此, 华北克拉通的破坏范围以太行山重力梯级带为界的提法欠妥.

3.3 远震接收函数分析

远震接收函数是根据等效震源假设, 对三分量远震体波波数据去除震源时间函数和传播路径效应后所获得的台站下方介质结构响应. 接收函数分为P波和S波接收函数, 其中P波接收函数由垂直分量对水平分量反褶积获得, S波接收函数由径向分量对垂直分量反褶积获得. 接收函数一般用时间序列的形式表示, 主要由远震在台站下方介质间断面所产生的转换波和多次波震相组成, 可以近似认为是远震平面波在台站下方壳幔介质传播的响应, 被广泛地应用于地壳上地幔S波速度结构反演、地壳厚度和波速比估算、地壳各向异性测定、壳幔速度间断面成像等研究.

3.3.1 密集台阵观测数据的分析和二维S波速度结构

华北地区地球内部结构研究计划(NCISP)在华北地区完成了7条宽频带地震剖面的观测, 积累了大量的宽频带地震数据, 并开展了相关的研究(朱日祥等, 2012). Zheng等(2006, 2007, 2009, 2012)采用接收函数综合成像方法完成了沿地震观测剖面的地壳精细结构成像. 东西走向的利津-大同-鄂克托剖面(NCISP-2, NCISP-4)的地壳S波速度结构图像揭示了华北克拉通演化留下的构造痕迹. 剖面东段渤海湾盆地下方有2~12km厚的沉积盖层, 地壳薄(~30km), 速度较低, 壳内高低速互层水平延伸. 在剖面西段, 近40km厚的平坦分层地壳结构具有克拉通地壳的特征. 剖面中部, 壳内有倾斜和水平展布的低速层, 以及深度达46km的地壳根带, 推测是陆块碰撞拼合构造作用的痕迹.

“华北科学探测台阵”项目布设了唐海-商都和清水河-德州两条NW向的宽频带地震观测剖面(图9a). 采用接收函数共转换点(CCP)叠加方法(Zhu, 2000), 武岩等(2011)获得了清水河-德州剖面的接收函数CCP叠加的图像. 图像显示华北克拉通地壳西厚东薄, 西部

陆块东侧的吕梁山下方地壳的突然减薄; 大同盆地东侧的台站下方出现了Moho面的不连续, 推测是地幔物质上涌的通道(Lei, 2012); 在太行山前缘的重力梯级带内Moho面急剧变浅至33km, 渤海湾盆地内地壳厚约32km. 武岩等(2011)推测沉积层基底的深度与地壳厚度呈负相关关系可能与渤海湾盆地受到的拉张剪切作用力相关. 王未来等(2009)用接收函数和面波联合反演方法获得唐海-商都剖面下方地壳上地幔S波速度结构(图11), 结果显示在唐山M_s7.8地震震中区附近, 地壳内部存在明显的低速体, 并且在接收函数剖面 and S波速度结构同时存在上地幔顶部小的隆起, 与人工地震剖面显示的唐山地震区地壳减薄的现象(刘昌铨和嘉世旭, 1986)相一致. 王兴臣等(2013)在提取S波接收函数的基础上, 用CCP叠加成像方法获得唐海-商都剖面下方的岩石圈结构, 显示了清晰的Moho界面和岩石圈-软流圈界面. 剖面下方地壳厚度从西端的42km逐渐减薄至东端的~30km. 西部陆块岩石圈厚度从100km向东逐渐减薄至70km, 中部和东部陆块岩石圈厚度为60~80km.

3.3.2 华北地区的地壳厚度和泊松比

利用华北地区稠密布局的宽频带地震台阵的远震记录中提取接收函数, 大多数研究采用时间域最大熵谱反褶积算法(Wu等, 2007). 当前, 接收函数的 H - κ 叠加分析方法(Zhu和Kanamori, 2000)大量用于求取台站下方的地壳厚度 H 和波速比 κ . 通常将叠加分析获得的波速比 $\kappa=V_p/V_s$ 用公式 $v=0.5 \times [1-1/(\kappa^2-1)]$ 转换为泊松比 v . 近期已经出现了一批研究成果, 例如, 王峻等(2009)、葛繁等(2011)、刘琼林等(2011)、Wang等(2014)、张莹莹等(2015)、Wei等(2016)和龚辰等(2016)等. 图12显示了根据Wang等(2014)和刘琼林等(2011)等对区内355个台站 H - κ 叠加分析获得的地壳厚度和泊松比分布图像. 这些台站的分布虽不大均匀, 在东南部的盆地区台站相对稀疏, 但基本上反映了华北地区的地壳厚度和泊松比分布特征.

华北地区平均地壳厚度为35km, 地壳厚度分布(图12a)显示了地壳由东向西逐渐增厚. 在东部, 华北盆地地区地壳厚度中等, 介于30~35km; 河淮盆地地壳最薄, 仅~30km; 鲁西隆起和胶东隆起地壳相对较厚, 达35km. 在中部, 燕山-太行山地区地壳厚度介于33~38km; 山西地堑为35~40km. 在西部, 鄂尔多斯块

图 11 用接收函数和面波联合方法获得的唐海-商都地震剖面地壳上地幔S波速度结构

倒三角形为台站位置, 图中的红圆点和蓝圆点是沿剖面40km宽的走廊带内发生的大于M5.0的地震. 蓝色圆点标出的地震为: 1, 1337年怀来M6.5地震; 2, 1679年三河-平谷M8地震; 3, 1976年唐山M_s7.8地震; 4, 1998年张北M_s6.2地震. 其中怀来M6.5地震和三河-平谷M8地震由于没有震源深度数据而未在图中标出. 引自王未来等(2009)

体内部地壳厚度变化不大, 地壳厚度为40~45km; 鄂尔多斯地块南缘和汾渭地堑下方的地壳厚度较周边地区要浅5~10km. 西缘的六盘山增加到52km. 图11a所显示的地壳厚度分布与DSS获得的结果(孙武城等, 1988; 段永红等, 2016)基本一致.

图12b显示, 华北地区的地壳平均泊松比变化范围为0.20~0.31. 根据Christensen(1996)提出的大陆地壳组分, 研究区域可划分为四个部分: (1) 华北盆地和山西地堑, 具有中等泊松比值($0.24 < \nu < 0.28$); (2) 太行山山前断裂带和鄂尔多斯地块东北角, 具有低度泊松比($0.22 < \nu < 0.25$); (3) 鄂尔多斯地块和阴山-燕山造山带, 具有中-高等的泊松比($0.26 < \nu < 0.28$); (4) 鄂尔多斯地块周边的几个区域, 即六盘山逆冲断层带, 汾渭地堑和银川-河套地堑为高泊松比值($0.28 \leq \nu < 0.31$). 地壳泊松比受多种因素的影响, 如地壳组分、沉积厚度、下地壳流体、大地热流和部分熔融等. 渭河地堑下方的莫霍界面显著凸起, 且具有高热流值(Hu等, 2000), 其高泊松比则可能与地壳的部分熔融有关. 我们注意到在华北地区内没有出现异常高的泊松比($\nu > 0.31$), 暗示地壳内不存在大规模的部分熔融(Owens和Zandt, 1997). 图12b显示的泊松比与走时层析成像获得的 V_p/V_s 结果(图7b和d; 杨歧焱, 2016)具有可比性. 例如阴山-燕山造山带的中-高等的泊松比, 与走时层析成像的下地壳高 V_p/V_s 分布相一致. 华北盆地的中等泊松比值与走

时层析成像的上地壳正常 V_p/V_s 分布相一致.

地壳厚度和泊松比之间的关系反映构造单元的地壳组分与演化. 在澳大利亚克拉通的元古界省, 泊松比随地壳厚度增加被认为是铁镁质下地壳增厚的结果(Chevrot和van der Hilst, 2000). 在华北地区, 一些研究(例如, Ji等, 2009; 刘琼林等, 2011; Wei等, 2016)探讨了泊松比与地壳厚度之间的相关性. 嵇少丞等(2009)提出了地壳厚度和泊松比之间存在反相关性的证据, 即泊松比随地壳厚度的增加而减小. 它意味着存在两种可能性, 即通过褶皱和逆冲过程使得长英质上地壳叠置而增厚, 或是地壳厚度因拆沉而减小, 从而镁铁质层从下地壳迁移到上地幔. 这两种情形均表示地壳增厚主要是上地壳增厚. 由于沉积层厚度、地壳厚度、地壳组分等的横向变化强烈, 刘琼林等(2011)的分析并没有获得华北地区整体上的地壳平均泊松比与地壳厚度之间相关性信息. 然而, 当采用较小的构造单元作分析对象时, 便有可能显示出这一相关性的信息. 我们分析华北盆地、鄂尔多斯地块和阴山-燕山造山带的地壳厚度和泊松比之间的相关性, 发现它们均具有反相关性特征, 但是如同图13所显示的, 它们的相关斜率有明显的差异. 与鄂尔多斯地块中等程度的相关性相比, 华北盆地的平均泊松比随地壳厚度减小而快速增加. 泊松比快速增加可以理解华北盆地在中、新生代构造伸展期间与岩石圈尺度的应变相关的地

图 12 用接收函数的 $H-\kappa$ 叠加方法得到的华北地区地壳厚度和泊松比
圆圈表示 $M \geq 6.0$ 的地震. (a) 地壳厚度分布; (b) 地壳泊松比分布

壳减薄的结果.

3.4 华北岩石圈厚度

岩石圈是地球上部相对于软流圈而言的刚性圈层. 软流圈指的是岩石圈之下有一层较软弱的, 可塑性较高的固体, 在高压下呈流动状态的圈层. Gutenberg(1926)提出地震波的波速在该圈层明显下降, 称之为低速带, 深度大约在100~250km. 因此, 软流圈具有低地震波速度、低密度、高电导率、高温和高塑性等物理性质. 基于不同的物理化学性质, 地球上部的岩石圈有多种不同定义, 如力学岩石圈、热学岩石圈、地震学岩石圈、弹性岩石圈、化学岩石圈、岩石学岩石圈和电

性岩石圈. 由于这些岩石圈定义不同, 其厚度的差异也是不可避免的.

在各种岩石圈定义中, 地震学观测是获得岩石圈厚度最有效的手段. P波接收函数一般用于反演岩石圈的S波速度结构, 或用于探测Moho界面、上地幔410和660km间断面以及未知的上地幔间断面, 而S波接收函数一般更多地用于探测岩石圈和软流圈分界面(LAB), 获得岩石圈的厚度. Chen等(2008, 2009)和Chen(2009)分别用S波和P波接收函数对岩石圈底界面转换波进行偏移成像, 获得华北克拉通岩石圈的厚度分布. 从NCISP台阵和中国地震台网的超过250个宽频带地震台站记录, Chen(2010)用S波接收函数基于波动方程偏

图 13 地壳厚度与泊松比相关性的统计分析

华北盆地、鄂尔多斯地块和阴山-燕山造山带的台站分别用绿色、红色和黑色圆圈表示

移方法构建了沿NCC的不同线性剖面的岩石圈结构图像(图14a)。偏移成像结果表明, 华北克拉通东部普遍为薄岩石圈分布, 其厚度从东南边缘郯庐断裂带的60~70km向西北内部逐渐增加至90~100km。克拉通中西部岩石圈厚度显示出强烈的横向非均匀性, 在鄂尔多斯地块东部下方的岩石圈厚度超过200km。陈凌等(2010)分析了华北克拉通边界带深部结构的区域差异, 东部郯庐断裂带岩石圈减薄和破坏最强烈的地区, 而燕山地区和鄂尔多斯北边界区域为厚、薄岩石圈共存和壳幔结构变化显著区域, 反映了岩石圈减薄和改造的空间不均匀性。在华北科学探测台阵223个台站对305个远震记录提取S波接收函数的基础上, 王兴臣等(2013)和Wang X C等(2016)确定了克拉通东北部的岩石圈结构(图14c), 岩石圈厚度变化趋势与Chen等(2009)的结果相似。密集的二维地震台阵观测使得S波的岩石圈底界面转换波易于连续追踪, 结果显示华北中部造山带和克拉通东部下方的岩石圈厚度从60~80km的变化, 表明岩石圈-软流圈界面的深度变化不大; 克拉通西部岩石圈厚度增加到80~100km, 其中鄂尔多斯地块西北部岩石圈厚度为110~130km。Chen等(2014)和Wang X C等(2016)先后观测到鄂尔多斯地块下方的岩石圈中部(深度~80km处)存在一个不连续面, 似与华北中部造山带和克拉通东部减薄的岩石圈底部相连接, 推测岩石圈中部的不连续面表示原始克拉通岩石圈的力学软弱带。Jiang等(2013)和Wei等(2015)的面波层析成像结果也显示了深度~80km的不

连续面。

地震波速垂向变化的最大负速度梯度所对应的深度可以用来定义岩石圈厚度(Van der Lee, 2002)。基于面波频散分析和层析成像和远震体波层析成像结果可以获得华北地区地震岩石圈厚度分布。图14b显示从Li等(2013)的Rayleigh波层析成像结果求取的岩石圈厚度分布。LITHO1.0模型的全球岩石圈厚度分布(Pasyanos等, 2014)则是通过构造一个合适的初始模型并扰动它以使得在很宽的频带上拟合高分辨率面波频散图(Love波和Rayleigh波、群速度和相速度)来创建的。An和Shi(2006)利用地震波速度反演得到上地幔温度分布, 然后按照热学岩石圈的定义计算岩石圈厚度, 获得中国大陆地震-热学岩石圈厚度的分布, 其中东部地区岩石圈较均匀, 厚度为100km左右, 属于薄岩石圈范畴。图14显示了不同方法获得的岩石圈厚度及其横向变化的差异。

岩石圈电性分布反映了现今地下深部的热结构和物质状态。通常根据上地幔高导层顶面的深度推断电性岩石圈的厚度。魏文博等(2008)从应县-商河和文水-日照的MT资料的解释获得剖面下方的壳幔电性结构。基于对岩石圈和软流圈电性结构的分析, 得出华北东部岩石圈厚度为50~80km。华北中部应县-商河剖面下方的软流圈电性特征并不明显, 直接影响到电性岩石圈厚度的确定(魏文博等, 2006)。由于岩石圈本身定义的模糊性及其厚度的不确定性, 地震活动与岩石圈强度之间的关系, 以及大陆岩石圈演化等问题有待于进一步研究和探讨(陈凌等, 2007)。

3.5 地壳上地幔各向异性

至今, 在大陆下方复杂的深部结构及其演化过程, 以及地壳与地幔之间耦合变形等方面虽然取得一些认识, 但是仍有一些重要问题需要进一步探讨。地幔各向异性是解决这些问题的有效途径之一。在地幔橄榄石是A-型晶格优势取向(LPO)的假定下, 远震剪切波分裂测量是获得上地幔各向异性结构的主要手段之一。它为推断大陆的深部结构和演化含义以及大陆下方的地幔变形提供了许多新证据。

3.5.1 SKS快波方向的分布特征和上地幔各向异性

郑斯华和高原(1994)、罗艳等(2004)、Zhao等(2007)、Liu等(2008)、Huang等(2008)和常利军等

图 14 华北地区地震学岩石圈厚度分布图

(a) 根据S波接收函数分析获得的LAB深度分布图(引自Chen, 2010); 半径为50km和最大有效半径为120km高斯帽用于深度插值。白色圆圈标记LAB深度迅速变化的地点。LU, 鲁西隆起; BBB, 渤海湾盆地; TM, 太行山; LM, 吕梁山; YM, 燕山; YinM, 阴山; Ordos, 鄂尔多斯地块; YC, 扬子克拉通; CAOB, 中亚造山带。(b) 地震面波分析获得的岩石圈厚度分布, 引自Li等(2013)。(c) 华北科学探测阵列S波接收函数获得的岩石圈厚度分布, 引自Wang X C等(2016)。ENCC、TNCC(CNCC)、WNCC分别表示华北克拉通东部、中部造山带和克拉通西部。灰色条带(NSGL)表示中国东部重力梯级带。注意到各图幅的色标有所不同

(2008, 2009)等先后用SKS分裂观测数据研究华北地区的上地幔各向异性。图15是根据常利军等(2011, 2012)、Chang等(2012)和王椿镛等(2014)利用最小切向能量法(Silver和Chan, 1991)的计算结果绘制的华北地区325个台站的SKS波分裂参数图像, 显示出较强的横向变化特征。在总体上, 华北东部的快波方向由南至北从近E-W方向到NNW-SSE方向变化; 华北中部以~35°N为界, 以北地区的快波方向自东向西从NW-SE方向到NNW-SSE方向变化, 而以南地区则表现为近E-W方向, 与华北东南部的快波方向一致; 华北西部, 即鄂尔多斯块体的快波方向比较复杂, 在块体北部为NNW-SSE方向, 而块体南部的快波方向为近E-W方

向, 与华北中部和东南部的快波方向一致。鄂尔多斯块体南缘的快波方向主要为NNW-SSE方向, 与华北南部的快波方向基本一致。整体来看, 华北南部快波方向为近E-W方向, 北部快波方向自东向西变化为从NNW-SSE到NW-SE, 然后到NNW-SSE, 再到NW-SE方向。对图15所显示的各台站SKS波分裂参数作统计分析, 华北地区SKS波分裂的平均时间延迟为1.05s。

3.5.2 地壳各向异性

当前, 从远震体波SKS震相记录中提取壳幔介质各向异性量值的方法均难于获得比较精确的地壳各向异性参数。McNamara和Owens(1993)利用在Moho界

图 15 华北地区SKS波分裂测量

红色线条的方向和长度分别表示SKS波分裂的快波方向和快慢波时间延迟,粗箭头表示华北地区绝对板块运动(APM)的方向。蓝色圆圈表示 $M \geq 6.0$ 的地震

面上从P转换到S波的Ps转换震相约束地壳各向异性,获得美国盆岭地区Ps转换震相的快慢波时间延迟为0.2s。在利用人工震源激发的剪切波(Sg, SmS)走时数据研究地壳各向异性结构呈现基本一致的结果,即地壳各向异性系数小于2%(Carbonell等, 2000; Satarugsa和Johnson, 2000; Readman等, 2009)。对天然地震资料分析获得华北地区的上地壳剪切波分裂产生的时间延迟约为 2.5 ms km^{-1} (吴晶等, 2007, 2008)。地壳内因裂隙定向排列产生的各向异性通常随深度增加而减小。裂隙的走向是上地壳内各向异性的主导机制,而下地壳的各向异性则可能是优选矿物方位所引起,其中云母起最重要的作用(Weiss等, 1999)。关于大陆地壳各向异性的约束,尽管存在着争议,但大多数研究结果都认为地壳各向异性是相对较小。Iidaka和Niu(2001)利用CDSN记录到的PpSms波研究了中国东部整个地壳的各向异性,其结果显示中国东部地壳各向异性相对很小,不超过0.1s。华北地区的平均地壳厚度为35km。这一厚度的地壳相应的延迟时间为0.1s量级,与人工震源激发的剪切波分裂分析的结果相一致。与华北地区SKS波分裂的平均时间延迟(1.05s)相比,地壳对SKS分裂强度的影响很小,因此推断SKS波分裂的时间延迟主要部分来自上地幔。

接收函数具有对地球内部速度间断面敏感的优点,因而可以用于获取地壳、上地幔各向异性结构特

征和速度间断面分布。接收函数在横向和垂向上均具有较高的分辨能力,已经应用到地壳各向异性研究(例如, Sun等, 2012; Wang Q等, 2016)。田宝峰等(2008)提出利用远场接收函数研究台站下方地壳各向异性特征的方法,对华北太行山区的一个台站计算结果表明,该台站下方存在明显的来源于中-上地壳的各向异性,浅层2.4km以内表现出强度约为10%的裂隙成因的慢轴型各向异性,裂隙面沿NNE方向展布,与该地区断层走向一致;中地壳表现出强度约为8%的晶体成因的快轴型各向异性。

3.5.3 华北地区壳幔变形方式

当前,壳幔变形运动学流行两个端元模型,即简单软流圈流动和垂直连贯变形(Silver, 1996)。简单软流圈流动则意味着板块自驱动,并由力学上软弱的软流圈与岩石圈解耦,地幔变形归因于软流圈顶部和底部的速度差异。岩石圈垂直连贯变形预示地壳强烈地耦合于地幔,地幔变形场和地面的变形场是相同的。

在图15显示的SKS波分裂参数横向变化的基础上,我们进一步讨论华北中、东部地区壳幔变形的总体特征。根据体波接收函数、面波层析成像和热学岩石圈厚度的研究结果(Chen, 2009; Wang X C等, 2016; Li等, 2013; An和Shi, 2006),我们获得华北中、东部地区平均岩石圈厚度的估计值为 $(80 \pm 5) \text{ km}$ 。若扣除平均地壳厚

度35km, 即得到地幔岩石圈平均厚度约为45km. 假定地幔岩石圈各向异性系数为3%(Mainprice和Silver, 1993; Ben-Ismail等, 2001), 以及S波平均速度为4.60km s⁻¹, 则快慢波时间延迟为~0.30s. 这一结果表明, 由于岩石圈较薄, 且现今和最近的岩石圈变形不具备产生强各向异性的条件, 相应的延迟时间仅是SKS分裂延迟时间的小部分, 因此其中的大部分(~0.65s)归因于软流圈. 这表明, 华北中、东部地区的壳幔变形模型属于简单软流圈流动. 由NNR-NUVEL1a模型(DeMets等, 1994)求取的华北地区相对于岩石圈无纯旋转参考架的绝对板块运动(APM)方向, 为NWW-SEE. 华北地区快波偏振方向与APM方向的一致性意味着上地幔各向异性主要产生于岩石圈与软流圈之间变形的差异, 即现今的软流圈流动. GPS测量得到的相对于稳定欧亚板块的中国大陆地区速度场(Wang等, 2001)揭示了现今中国大陆的地壳变形特征. 我们还注意到, 华北地区的地壳运动速度场(赖锡安等, 2004)的方向与APM方向具有一致性.

Becker等(2015)对远离板块边界的美国西部地震活动带作研究, 发现地壳和岩石圈从较薄的, 构造活动变形强烈到较厚的, 构造不活动的过渡带与这一地震带相重合. 根据改进的地幔流模型获得的结果揭示了地震活动性和“动态”地形变化率(即来自地幔流的垂直正应力)之间的关系. Becker等(2015)认为, 对于板内孕震变形, 活动地幔流是主要贡献, 而重力位能的变化仅起次要作用. 变形过程结果表现出与其他小尺度对流的移动带的研究结果(Faccenna和Becker, 2010)相一致, 说明在板内背景下地幔流在大地构造和地震灾害方面起着重要的作用. Wang等(2013)根据SKS快波方向分布特征研究华南地区的活动地幔流, 认为中国大陆东部地区软流圈流动是各向异性的主要来源. 虽然其中已经涉及到华北地块南部, 但未扩展到整个华北地区, 也就无法认识活动地幔流与华北地震活动性的可能联系.

4 邢台和唐山地震的地震构造及深部构造环境

华北地区20世纪以来共发生8次 $M \geq 7.0$ 的大地震(图2). 马宗晋和薛峰(1983)对中国大陆发生的2000多个地震的震源深度数据作统计分析的结果显示了地

震主要集中在10~25km深度范围内, 由此提出了地壳内存在“易震层”的概念. 20世纪90年代, 随着中国数字地震台网的建成, 地震定位精度得到较大的提高. 张国民等(2002)对大量的震源深度资料作统计证实了这一分布规律. 然而, 至20世纪90年代初, 我们对华北强震区的深部结构知识了解并不多, 无法回答在实践中遇到的一些关键问题. 例如, 华北地区现代的大震震源机制解均为以高角度走滑分量为主, 主压应力轴为NEE向, 与控制新生代裂谷、以NNE向为主的铲式正断层(根据石油地震剖面提供的)的浅部构造不一致(张四昌, 1993). 因此, 地壳细结构探测成为了解大震区深部构造环境的首要课题.

4.1 1966年邢台地震

1966年邢台地震发生在华北盆地冀中坳陷中南部的一个NE走向狭长的束鹿断陷及其附近(图16a). 1966年3月8日至29日共发生 $M_s \geq 6$ 的强震5次, 以3月8日的马拦 $M_s 6.8$ 和3月22日的东汪 $M_s 7.2$ 地震破坏最为严重. 主震 $M_s 7.2$ 震源深度为9km, $M_s 6.8$ 的震源深度为10km, $M 3$ 以上的余震主要集中在10~25km深度范围内(河北省地震局, 1986). 余震区总体呈一走向 $N35^\circ E$ 的椭圆形(长轴约110km, 短轴约60km), 主震位于余震区中部, $M 6$ 以上的前、余震以等间距、对称排列于主震南北两侧. $M_s 6.8$ 和 $M_s 7.2$ 地震的断层面解较一致, 断层面走向NNE, 且是近垂直断层面的右旋走向滑动. 主压应力轴近水平, 取向NEE. 为解释邢台地震具有较大的垂直形变现象(国家地震局测量队, 1975), 陈运泰等(1975)提出了复合位错模式, 用于拟合邢台地震前后的地面水平和垂直形变.

4.1.1 邢台地震区深部地球物理探测提出的证据

1990~1991年期间, 在邢台地震区实施了总长度150km的三条深地震反射剖面(图16a), 其中临城-巨鹿剖面和宁晋-新河剖面分别穿过 $M_s 6.8$ 和 $M_s 7.2$ 地震的震中(王椿镛等, 1993, 1994c, 1994d). 野外施工正值严寒季节, 场地噪音水平很低, 地震记录信噪比高, 大部分的单炮记录上清晰显示能量强的壳幔过渡带的反射波.

宁晋-新河CDP叠加剖面(图16b)和临城-巨鹿CDP叠加剖面(图16c)同时显示了从震源下方直至壳幔过渡带, 东西两侧的反射事件具有不同的能量、倾角和

图 16 邢台地震区深地震反射剖面

(a) 区域构造背景以及深地震反射测线和EMAP剖面的位置, 以及两次地震($M_s6.8$ 和 $M_s7.2$)的震源机制解. 单字母标示剖面名称, A: 宁晋-新河剖面, B: 临城-巨鹿剖面, C: 任县-宁晋剖面; 虚线表示EMAP剖面. (b) 宁晋-新河深地震反射剖面线描图; (c) 临城-巨鹿深地震反射剖面线描图; (d) 任县-宁晋深地震反射剖面线描图; 图中①为宁晋断裂; ②为新河断裂; ③表示中地壳的滑脱构造; ④表示拱形反射事件; ⑤表示鳄鱼状反射事件. 菱形表示 $M_s6.8$ 和 $M_s7.2$ 地震的震源位置. 震源下方的虚线表示推断的高角度地壳断裂. 引自Wang等(1997)

连续性,可能是高角度深断裂的效应.根据深断裂与地壳中下部反射叠层之间的相互关系推测深断裂应代表最新构造变动事件,而反射叠层结构则是较早时期构造运动的产物.任县-宁晋CDP叠加剖面(图16d)双程走时4s左右的反射事件呈拱形,对应于临城-巨鹿剖面和宁晋-新河剖面上滑脱面的位置.拱形事件的下部显示出鳄鱼状反射特征,对应于挤压或剪切构造变形环境下的下地壳反射现象.中-下地壳内的强反射事件具有叠层状,并经受强烈的变形,意味着存在地幔物质侵入的现象.岩浆的侵入为上、下地壳之间的解耦和滑脱构造的形成提供了必要的条件(Wang等, 1997).三条深地震反射剖面在双程走时10~11.5s上共同显示清晰反射事件对应于壳-幔过渡带,具有能量强、连续性好和多循环的特点(Meissner, 1973). Sandmeier和Wenzel(1986)用合成地震图的反射率法以高、低速薄层相间的壳幔过渡带模型成功地模拟了德国莱茵地堑(黑森林)的宽角反射资料,并推测这一能量强、连续性好和多循环特点的壳-幔过渡带可能起因于岩浆的底侵作用.

临城-巨鹿剖面CDP叠加处理结果(图16c)在双程走时1~4s以上部分显示出束鹿断陷盆地的半地堑结构图像,其中连续性好、呈倾斜状的局部强反射叠层对应于断陷盆地内部新生代早期沉积地层;双程走时小于1s的反射事件代表晚第三纪以来的沉积层;新河断裂为盆地东边界的主控断裂,倾角上陡下缓,以铲形方式延伸到4s(即8km深度)以下. CDP叠加剖面的中部,双程走时从西部2.5s向东部加深到4s,清晰显示了一个向东缓倾的强反射叠层,推断为早第三纪时期控制地表盆岭发育的上-中地壳的滑脱构造(拆离带),新河断裂归并于这一构造.这一强反射叠层可能起因于糜棱岩带,代表着新生代早期地壳伸展过程中上地壳内部的一种应变响应(王椿镛等, 1994a, 1994b). Jones和Nur(1983)的实验室结果表明,在速度和密度差异不大的背景下,糜棱岩带由于存在较强的各向异性,反射波可以清晰地观测到. Zeng等(1995)指出,中地壳滑脱构造的存在具有重要构造意义,它意味着华北盆地的形成和演化可能受壳内大型滑脱构造所控制.

元氏-济南DSS剖面穿过1966年邢台 $M_s7.2$ 地震震中区,解释结果显示了震中区地壳结构中存在高速梯度层以及穿过地壳伸至上地幔的断裂;地壳内部有多条断裂,莫霍界面上拱(滕吉文等, 1974, 1975; 陈学波

等, 1988). 泰安-隆尧-忻州DSS剖面和任县-武清DSS剖面解释结果显示,震源区下方有一个局部的低速体(6.10km s^{-1}).在牛家桥附近存在构造分界,其以东莫霍界面反射波振幅强,以西则震相不清晰(祝治平等, 1995; 宋松岩等, 1996). 邵学钟和张家茹(1993)用转换波探测方法获得邢台地震区的地壳结构,其中除了束鹿盆地南部次凹下方中、下地壳发育两条规模较大、倾角较大且彼此相背而倾的深断裂与深反射剖面结果(图16b)相差较大外,大部分地区基本一致.

穿过邢台 $M_s7.2$ 地震震中区的MT剖面(刘国栋等, 1983)显示震源区下方的电性结构参数急剧变化,暗示可能存在深断裂;在束鹿凹陷和宁晋凸起下方的10和20km深处存在两条向SEE方向的电阻率梯级带,在震源区附近被截断,同时上地幔高导层已经上移至下地壳内(~27.5km),可能表示地幔物质向下地壳渗入.电磁阵列剖面(EMAP)清晰显示出震源区地壳电性细结构(图6),深度4km以浅的电性结构简单,而4~20km的电性结构较复杂;剖面中部电性发生截然的变化,震源下方低阻体断开,高电阻形成明显梯级带,以此推断可能存在隐伏的高角度深断裂(邓前辉等, 1998).多种深部探测剖面重合布设,在同一剖面上对不同介质参数作综合分析,是追踪高角度深断层存在与否的一个有效方法(Mooney和Brocher, 1987).

4.1.2 邢台地震的孕震构造模型

根据石油地震剖面和陈学波等(1988)的DSS解释结果,徐杰等(1988)提出邢台 $M_s7.2$ 地震的发震断裂不是单一的浅部缓倾铲形新河断裂或其下方的高角度断裂(中地壳内)或深部东断裂,而是它们的组合.王椿镛等(1993, 1994c, 1994d)推断邢台 $M_s7.2$ 和 $M_s6.8$ 地震震源附近均存在贯通下地壳直至莫霍面的高倾角深断裂,该断裂在地面的投影在东汪-牛家桥一线,这不仅与NE向长40km的东汪-邢家湾余震密集带(河北省地震局, 1986)相一致,而且与地形变资料推断的地震断层(陈运泰等, 1975)一致.这一中-下地壳的深断裂被认为是邢台 $M_s6.8$ 和 $M_s7.2$ 地震的发震构造(张四昌等, 1995).新河铲形断裂归并于上-中地壳的滑脱构造,这一滑脱构造在上下地壳之间起解耦作用.据此, Wang等(1997)认为邢台地震与浅部的铲形新河断裂并无直接联系.宋惠珍等(1996)对邢台地震震源过程进行了数值模拟研究,既拟合地震断层的运动学参数

(滑动速率和错距), 也拟合动力学参数(应力和能量), 前者的结果作为后者的约束条件. 震源过程的数值模拟结果与地震实际发生的现象有明显的对应关系. 尹京苑等(1999)运用三维有限单元法, 探讨邢台地震区地壳速度结构特征与强震孕育发生的关系, 发现地壳内深、浅断裂的存在造成沿直立断层带的应力相对集中和不同部位的变化.

张四昌(1993)、张四昌等(1995)认为, 形成浅层地质构造与地震活动图像不协调的原因是两者在时间和空间上的差异. 华北地区进入新构造阶段以后, 沉积构造、应力状态发生了明显的变化, 早第三纪盆地的强烈拉张沉陷作用大大减弱, 断层滑动的水平扭转幅度和平均速率都比垂直运动幅度和平均速率大得多; 地幔上隆、地表张裂下陷模式已不适宜再用来解释新构造阶段的许多特点(丁国瑜和卢演传, 1983). 深浅构造的耦合关系, 即地壳深部的震源构造与浅层地质构造之间的差异在华北地震区深部构造研究中具有重要意义. 徐锡伟等(2000)提出, 邢台地震区控制早第三纪盆岭构造发育的铲形断裂及其下部向东缓倾的滑脱面与1966年邢台地震的发生无关, 邢台地震断层是先存地壳“深断裂”向上撕裂状破裂扩展的新生断层. 邓起东(1999)认为, 邢台地震构造模式对华北伸展构造区大震区的深-浅构造关系具有代表性. 一批研究(例如, 刘国栋, 1994; Zeng等, 1995; 张四昌等, 1995; 宋惠珍等, 1996; 张国民等, 1997; 梅世蓉等, 1999; 徐锡伟等, 2000, 2002; 丁国瑜, 2004; 邓起东和闻学泽, 2008; 滕吉文等, 2009)分别对邢台地震构造模式作出较详细的评述.

4.2 1976年唐山地震

1976年唐山地震及其余震在卢龙至宁河的菱形断块内展布, 呈N45°E的带状分布(薛志照, 1986), 其中有唐山 $M_s7.8$, 滦县 $M_s7.1$ 和宁河三次 $M_s6.0\sim6.9$ 强烈地震(图17a). 唐山地震区位于新生代华北裂谷系的北缘, NWW向的张渤地震带的中段. 第四纪以前该地区一直处于隆升过程, 第四纪开始下沉, 形成第四纪凹陷. 地震区内发育一系列中生代形成的NNE向褶皱构造, 其中开平向斜规模最大. 陡河断裂发育在古生代地层中, 沿断裂形成第四系等厚线的梯级带(国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 1982).

4.2.1 唐山地震区深部地球物理探测提出的证据

1985年在唐山地震区实施了两条深反射剖面: TS1和TS2. TS1测线从玉田县雅洪桥到唐山市吕家坨, TS2测线从唐山市马各庄到滦南县青坨营, 两条测线总长64km(图17a). 陆涵行等(1988)的分析认为块体之间发生的差异上升和沉降为唐山强烈地震产生提供条件, 陡河断裂是发震的重要构造之一. TS1测线CDP叠加剖面在双程走时10.5~11.0s的多循环、能量强的反射事件, 对应于地壳-上地幔过渡层, 推测这一过渡层是由复杂的高低速夹层物质所组成的. 曾融生等(1988)指出在唐山地震区下方存在一条高角度的隐伏深断裂, 延伸至上地幔顶部, 且这条高角度的深断裂与浅部断层之间存在一个并未连通的闭锁区; 陡河断裂是一条向SE方向倾斜的正断层, 位于震源的上方. 在TS2测线西端的马各庄以东~3km下方, CDP叠加剖面显示双程走时~4.0s和~7.0s均存在呈水平状的强反射带被间断, 推测为隐伏高角度断裂(图17b). 刘国栋(1994)称之为“塔头隐伏深断裂”, 认为 $M_s7.8$ 地震是塔头深断裂重新活动并向上发展的结果.

图17c显示横跨唐山断裂带南段的唐山-丰南深地震反射剖面(FN2011)获得的CDP叠加截面图(刘保金等, 2011a). 在浅部, 唐山断裂带表现为由一系列断裂组成的、与褶皱相伴生的复杂构造带. 在唐山断裂带下方, 出现明显的横向间断和反射波能量的变化, 推测存在错断中-下地壳和莫霍面的地壳深断裂. 下地壳有着良好的反射性质, 并在下地壳和壳幔过渡带顶部出现斜列的楔形或弧形强反射体. 上、下地壳分界面和莫霍面都表现为具有一定持续时间多相位复合反射叠层结构, 说明上地幔物质可能侵入到地壳内.

刘昌铨和嘉世旭(1986)对柏各庄-丰南-丰宁DSS剖面解释结果(图18a)显示了唐山地区莫霍面呈现从NW向SE变浅的斜坡; 唐山 $M_s7.8$ 地震的震源下方对应上地幔顶部的隆起区, 自震源区直至下地壳整体速度明显偏低. 进一步分析, 中地壳15~20km深度内存在低速层, 震源位于这个低速层的顶部附近. 李松林等(2001)用多条DSS剖面资料联合反演首都圈三维地壳结构. 反演结果揭示, 在唐山地震区的中地壳有一低速异常区, 并且震源位于莫霍面局部隆起区的东翼上方. 段永红等(2016)的地壳模型HBCrust1.0中截取的AA'剖面(图4a)同样显示了唐山地震区中地壳的低速

图 17 唐山地震区深地震反射剖面

(a) 唐山深反射剖面(粗线条)位置图; (b) TS2剖面CDP叠加线描图(修改自陆涵行等, 1988); (c) 唐山-丰南剖面CDP叠加图(引自刘保金等, 2011a). T_Q 、 T_N 和 T_{Mz} 分别为第四纪、新近纪和中生代地层的反射, T_O 和 T_{C-P} 为古生代的奥陶纪和石炭纪-二叠纪地层的反射, T_c 和 T_m 分别为上、下地壳分界面和壳幔过渡带的反射; $F_1 \sim F_8$ 为浅部断裂, F_d 为地壳深断裂

异常。图18b显示柏各庄-唐山-马兰峪MT剖面的电性结构(刘国栋等, 1984), 表明唐山地区壳内低速层与高导层的深度分布基本一致。地震走时层析成像结果均显示了唐山地区的中-下地壳存在明显的低速异常(刘福田等, 1986; Huang和Zhao, 2004, 2009; 王志铄等, 2008; Lei等, 2008; 杨婷等, 2012; 杨歧焱, 2016)。曾融生等(1985, 1991)认为, 地壳内连续的低速异常可能意味着上地幔热物质上涌已经到达上地壳的下部。李强等(1999)的走时层析成像提供了唐山、滦县和三河-平谷地区大范围的上地幔隆起的证据。

张先康等(1994)在唐山滦县震区进行了三维地震透射试验研究。成像结果显示中-上地壳存在一些带状的高、低速的异常分布, 1976年滦县 $M_s 7.1$ 地震震源区上方被高速异常体所覆盖, 并处于与滦县-卢龙断裂相应的深部NNE向低速异常带的北缘与近EW向低速异常带的交汇部位。NNE走向的滦县-卢龙断裂向下

至少延伸到上地壳, 并随深度向北西向倾斜; 中-上地壳存在着近东西向的低速异常条带, 位置与唐山断裂向NEE方向的延长线一致, 并在约3km的深度被一条近南北方向的高速异常条带阻断, 而在5km以下深度与滦县-卢龙断裂相交, 滦县 $M_s 7.1$ 地震发生在这一交汇部位附近。

刘启元等(2007)利用唐山地震区密集地震台阵观测数据和接收函数反演方法, 研究唐山地区60km深度范围内三维地壳上地幔速度结构。结果显示在唐山菱形地块下方上地幔顶部存在高度达10km的异常隆起, 唐山震区中-上地壳及上地幔顶部的S波速度都存在明显的低速异常, 推测唐山大震区下方有幔源物质的大规模侵入(如Lei等, 2008), 并在中-上地壳形成壳内低速体。赖晓玲和孙译(2013)从密集临时地震台网观测中获得5000多个P波到时数据用于唐山地震区三维速度成像。结果表明, 在上地壳底部(9~13km深度), 地

图 18 唐山地震区地壳速度结构和电导率结构

(a) 柏各庄-丰南-丰宁DSS剖面二维地壳速度结构图(速度单位为 km s^{-1})(引自刘昌铨和嘉世旭, 1986). (b) 柏各庄-唐山-马兰峪MT剖面电性结构(刘国栋等, 1984). 实心圆表示1976年唐山 $M_s 7.8$ 地震的震源位置, 斜线部分代表高导层剖面的位置, 虚线表示温度等值线. (c) 唐山地震区地壳上地幔结构示意图(修改自刘国栋等, 1982). 1, 新生界沉积; 2, 中-古生界沉积; 3, 前震旦纪变质岩系; 4, 上地壳; 5, 壳内低速-高导层; 6, 中地壳; 7, 下地壳; 8, 上地幔硬盖层; 9, 软流圈; 10, 上地壳内G界面; 11, Conrad界面; 12, 莫霍界面; 13, 软流圈上拱; 14, 上地壳侧向滑动; 15, 下地壳侧向流变; 16, 断层; 17, 唐山 $M_s 7.8$ 主震; 18, 海岸线; 19, 剖面间断; 20, 按构造区平均的大地热流值. $M_s 7.8$ 主震下方的中下地壳阴影区表示地震层析成像获得的低速异常区

震震中区以近东西方向展布的低速带为特征, 位置和方向与近东西向的丰台-野鸡坨断裂有对应关系, 反映了该断裂已延伸到中-下地壳并且断裂的规模较大. 据此, 他们认为中地壳低速层和速度陡变带是唐山地震构造的重要特征.

4.2.2 唐山地震发生的构造背景

在唐山地震研究的早期, 魏顺民等(1977)从浅部地质构造分析出发, 认为唐山地震发生在唐山菱形块体内部的唐山断裂带上, 唐山断裂带由唐山-古冶断裂、陡河断裂和唐山-巍山-长山南坡断裂组成. 唐山地震的地表破裂带为右旋走滑断裂, 长度约为8km. 王景明等(1981)考察唐山地震的地震裂缝分布, 提出唐山地震的发震断裂为陡河断裂, 即倾向NWW, 倾角 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 的唐山矿5号断层, 其地表位置和走向与地震时出现的地裂缝一致. 张四昌和刁桂苓(1992)认为唐山地震序列是一个由多条断裂参与并逐次活动的复杂构造过程, 主要由唐山断裂带右旋剪切, 蓟运河断裂左旋剪切, 滦县-乐亭断裂右旋剪切和卢龙断裂右旋剪切组成. 尤惠川等(2002)提出唐山断裂是一条高角度的西倾逆冲走滑断裂, 晚更新世以来的垂直位错达15m. 邱泽华等(2005)发现一条长约90km, 地面垂直错距为 ~ 3 m的付庄-西河断层, 具有铲形正断层特点, 认为它是与唐山地震相关的大断层. 对于尤惠川等(2002)和邱泽华等(2005)的观点, 江娃利(2006)认为如果唐山地震断层是西倾的逆冲走滑活动, 需要考虑唐山逆冲断裂的活动方式与唐山市西侧第四纪凹陷之间的关系, 而如果付庄-西河断裂是唐山地震震源构造的地表破裂, 则需要解释该西倾的倾滑断裂带与唐山市内走滑地裂缝带的成因联系. DSS和深地震反射剖面探测先后推断了深部断裂的存在及产状(刘昌铨和嘉世旭, 1986; 刘保金等, 2011a). 然而, 唐山地震区依然存在深浅构造关系的问题.

中国地震台网报告显示唐山 $M_s 7.8$ 地震的震源深度为11.0km(国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 1982), 与Nábělek等(1987)对地震波形的模拟结果相近. Butler等(1979)提出, 唐山 $M_s 7.8$ 主震震源机制解为高角度的右旋走滑型错动, 并包含走滑和逆冲事件. 张之立等(1980)则提出, 唐山 $M_s 7.8$ 地震发生在一个近似直立的右旋走滑断层上, 走向 $N30^{\circ}E$, 破裂方式为不对称的双侧破裂; 他们根据唐山地震的破裂过程

的力学分析, 认为唐山地震不同于发生在大断层(如圣安德烈斯断层)上能用黏滑机制解释的那类地震, 它除了水平应力场作用外, 还可能地壳物质的变迁, 由于这种变迁使局部地壳受到垂直力. 局部地壳受到垂直力与水平应力场共同作用下, 断裂带快速扩展而发生地震. 曾融生等(1988, 1991)认为在唐山地震的震源部位可能存在一个由脆性到塑性的过渡层, 上地幔顶部的热物质向地壳迁移可能通过开平断裂产生, 它对地震的发生有双重影响: 在上部地壳附近产生张应力, 同时软化开平断裂中的物质, 以使走滑断层的滑动更加容易.

根据孙若昧和刘福田(1995)对唐山、邢台地震区地震层析成像的结果, 梅世蓉(1995、梅世蓉等(1999)分析三维速度结构与邢台和唐山两次强震序列特征的关系, 提出震源区的中-上地壳内存在规模较大的高速体, 而四周则速度较低, 是一个相对低速介质包围的“坚固体”(又称“硬包体”)孕震模式. 华北深地震测深剖面(刘昌铨和嘉世旭, 1986)及其综合模型HBCrust1.0(段永红等, 2016)均显示唐山地震区下方莫霍面局部隆起显著, 且低速异常从上地壳延续到下地壳(图4和17a). 走时层析成像(图8)显示唐山地震区上地壳(深度 < 20 km)呈P波高速异常, 其下方则为低速异常区, 一直延伸到40km以下的深度(杨歧焱, 2016). 近震和远震S波走时联合成像显示唐山地区中地壳呈明显低速(杨婷等, 2012). 接收函数和面波联合反演(王未来等, 2009; 图11)和Rayleigh波相速度层析成像(Wang等, 2012; 图10)结果分别显示在唐山地区地壳内部存在明显的低速体, 以及在冀中拗陷和北京-天津-唐山地区的S波低速异常. 基于接收函数研究结果, 刘启元等(2007)认为唐山地震区存在“坚固体”型结构, 且唐山菱形地块下方上地幔顶部存在 ~ 10 km高度的异常隆起; 推测唐山大地震区之下可能有幔源物质的大规模侵入, 并在中-上地壳形成壳内低速体, 因此唐山大地震能量的积累并非限于震源附近的地壳深度, 而是与地幔物质的运移和变形密切相关. 唐山地震区位于新生代华北裂谷系的北缘, 张渤构造带的南侧. 对唐山地震区而言, 不同类型的数据和成像方法可能导致成像结果有一些差异, 但是其总体特征是相容的. 图18c显示唐山地震区地壳上地幔结构的解释性立体模型(修改自刘国栋等, 1982).

近40年来唐山地震区大量的深部结构的探测和

研究结果同时展示了两类成因的证据: 一类是强调地壳不同块体的水平相互作用, 另一类是强调壳幔物质交换, 导致地壳垂直变形的差异(刘启元等, 2007). 我们认为唐山地震是这两类成因共同作用的结果应是比较客观地反映了当前的认识水平. 新世纪以来, 唐山地震区已经做了一些新的试验(刘启元等, 2007; 刘保金等, 2011a; 赖晓玲和孙译, 2013), 从不同学科和不同角度对1976年唐山 $M_s7.8$ 地震进行了多方面的研究, 获得了有关地震破裂与形变、地壳上地幔结构与构造、地震活动与灾害等多方面的丰富资料, 但与邢台地震区相比, 唐山地震区浅、中、深层的构造特征及其相互关系的认识仍显得不足.

5 讨论

5.1 华北地区深部速度结构的异常特征

基于分层的地壳模型, Jeffreys(1926)提出以 $\sim 6.50\text{km s}^{-1}$ 的P波速度作为上下地壳的分界. 根据这一定义, 地震学家采用“二分法”对大陆地壳的细分, 即地壳由上、下地壳组成. 例如在华北地区, 段永红等(2016)提出的HBCrust1.0地壳模型. 在流变学意义下, 地壳的“二分法”即地壳由脆性的上地壳和韧性的下地壳组成. 华北地区的地震震源深度在8~25km范围内, 即绝大多数的地震发生在脆性上地壳的中下部(段永红等, 2016). 在20世纪80~90年代, 国内外一批地球物理学家考虑到在脆性的上地壳和韧性的下地壳之间存在过渡带, 对地壳模型使用了“三层细分”定义, 即地壳由上、中、下地壳组成, 例如当时华北地区提出的一些地壳结构模型(孙武城等, 1988). 由于“中地壳”已经被赋予多种构造含义, 如过渡带、孕震层和解耦层等, 至今仍有不少研究沿用“三层细分”的规则. 因此, 本文在引用前人的地壳结构有关论述时保持原作者对地壳细分的名称(如中地壳, 中-上地壳或中-下地壳).

图2显示, 除鄂尔多斯地台内部外, 华北地区中强地震分布几乎遍布整个地区. 然而, 华北 $M7$ 以上的强震都与深大断裂关系不大, 只有1668年郯城 $M8\frac{1}{2}$ 地震位于郯庐断裂带上是例外. 例如, 唐山 $M_s7.8$ 地震和三河-平谷 $M8$ 地震同处于NWW向的张渤地震带的构造背景下, 并未依傍深大断裂. 这与Liu等(2011)的分析相一致. 但是, 层析成像结果表明它们均处在介质速

度急剧变化的部位, 或与低速带相邻的速度陡变梯度带偏高速体的一侧(金安蜀等, 1980; 孙若昧和刘福田, 1995; Lei等, 2008). 因此, 地壳速度异常分布对认识华北地区强烈地震深部构造环境是至关重要的.

对DSS探测结果(孙武城等, 1988; 张先康等, 2003; 嘉世旭和张先康, 2005; 段永红等, 2016)作进一步分析, 显示出华北地区地壳结构的两个重要特征: 一是地壳平均速度偏低($6.20\sim 6.30\text{km s}^{-1}$), 其主要原因是下地壳速度偏低, 不存在 $\geq 7.0\text{km s}^{-1}$ 的速度层, 而高速下地壳($7.0\sim 7.4\text{km s}^{-1}$)是全球大陆地台和地盾共同的特征(Holbrook等, 1992; Rudnick和Fountain, 1995; Christensen和Mooney, 1995); 二是莫霍面下方的Pn波速度与全球大陆典型的Pn速度值($8.0\pm 0.1\text{km s}^{-1}$)相一致(Christensen和Mooney, 1995). DSS获得的Pn速度为 $8.0\sim 8.1\text{km s}^{-1}$ (孙武城等, 1988)和 $7.9\sim 8.0\text{km s}^{-1}$ (段永红等, 2016), Pn走时层析成像结果为 7.92km s^{-1} (汪素云等, 2003). 近期, 一批研究提出了华北深部存在克拉通破坏的许多证据, 包括岩石圈减薄, 地壳伸展和减薄, 下地壳被强烈改造, 岩石圈地幔内存在高速断片等(朱日祥等, 2012). 但是, 华北克拉通破坏的大背景下, 仍然保持正常的Pn速度, 这是一个值得认真思考的问题.

5.2 中-上地壳的低速-高导层

地壳低速层与构造运动(包括强烈地震发生)密切相关. 20世纪70年代, 地震学家用DSS方法识别地壳低速层并反演速度结构(例如, Giese和Prodehl, 1976). 一个熟悉的例子是Fuchs和Muller(1971)采用合成地震图方法模拟中欧Hilders-South DSS地震剖面, 获得含有中-上地壳低速层的地壳结构模型. 华北DSS剖面的探测结果表明, 中-上地壳存在低速层是构造活动区和新生代裂谷区地壳结构的共同特征(滕吉文等, 1974; 孙武城等, 1988). 地壳结构的研究表明, 在华北强烈地震区, 壳内低速层和高导层大多都是同时存在的(刘国栋等, 1984). 在深部地球物理探测中, 对地壳低速层成因的一种解释是介质的高孔隙压, 它来自云母和角闪石的脱水反应. 在中地壳的温度压力作用下, 脱水作用使中地壳顶部水分增加而产生部分熔融. 脱水和部分熔融可以用于解释壳内低速-高导层的存在(Meissner, 1986). 岩石实验结果证实, 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等(1989)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%. Müller和Raab(1997)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. 周永胜和何昌荣(2002)研究了华北地区壳内低速层与地壳流变的关系及其对强震孕育的影响, 认为中地壳下部和下地壳低速层是岩石塑性流变的结果, 而中地壳上部低速层是新生代地壳裂陷伸展时形成的水平拆离带和韧性剪切带, 因此岩石各向异性和流体作用可能是导致低速的主要原因.

20世纪90年代初, 地震学家注意到地壳内流体对强烈地震发生的可能影响. Hickman等(1995)认为, 流体与各种断裂过程是密切相关的. 这些过程包括断层蠕变, 以及成核、扩展、滞留和地震破裂复发. 流体压力在控制地壳断层带强度方面具有重要的作用. Sibson(1992)提出, 流体长时间的存在影响了断层带的结构和组成, 进而改变了断层带的应力状态. Huang和Zhao(2004), 黄金莉和赵大鹏(2005)发现华北多数大地震($M \geq 6.0$)的下方存在明显的低速和高导层, 认为它与日本1995年神户 $M_s 7.2$ 地震的情况(Zhao等, 1996)类似, 这些低速和高导异常与流体有关.

5.3 壳幔相互作用

如前所述, 华北地区多条深地震反射剖面都显示中-下地壳纹层状强反射图像, 同时在双程走时10~12.5s范围内还显示能量强、连续性良好和多循环的反射事件(如图16b、c和17c). 根据华北地区深反射地震剖面探测的数字记录, 王椿镛等(1995)用Sandmeier和Wenzel(1986)的方法模拟莫霍反射波震相, 获得了冀中拗陷区壳-幔过渡带的高低速相间结构. Mooney和Meissner(1992)根据全球不同大地构造背景下深反射剖面呈现中-下地壳的反射叠层的例子, 总结出三种解释: (1) 由下地壳存在自由水流体, 包含水流体的孔隙是层状的所产生; (2) 由下地壳韧性流动产生韧性剪切带, 具有近水平的组构或糜棱岩层所产生; (3) 由上地幔部分熔融的岩浆底侵和侵入下地壳所产生, 形成简单的席状侵入体或更为复杂的层状侵入体. 虽然下地壳存在自由水流体是华北地区深部构造的主流认识(例如, 刘国栋等, 1993; Zhao等, 1996), 但是仍然有不同的观点. 据徐锡伟等(2002)的报道, 华北地区所采集的下地壳包体的样品中, 并没有发现含水矿物如角闪石和金云母等. 他们认为, 假如下地壳强反射叠

层是由自由水流体引起的, 则必将与下地壳的岩石发生反应形成含水矿物, 因此对下地壳存在自由水流体的解释有疑问.

全球造山带和克拉通地区已经发现了多处出露地表的壳-幔过渡带剖面, 其中意大利Ivrea-Verbano带被认为是世界上最完整的壳-幔过渡带剖面(Rivalenti等, 1984). 被火山爆发携带至地表的壳-幔过渡带的岩石捕虏体的发现和研究(Rudnick, 1992)证实铁镁质麻粒岩与超铁镁质橄榄岩组成的壳-幔边界混合岩. 在华北克拉通北缘, 汉诺坝榴辉岩相石榴辉石岩提供了岩浆底侵作用和壳-幔过渡带的新证据. 樊祺诚等(2001, 2005)认为, 岩浆的底侵作用和拆沉作用是两个相反的过程, 它们主导了不同构造环境下壳-幔过渡带的演化. 汉诺坝榴辉岩相-石榴辉石岩相捕虏体的研究进一步证明, 岩浆底侵作用是显生宙以来大陆伸展构造区壳-幔相互作用和地壳垂向增生的重要方式.

6 小结

板块构造理论对解释板块边界的地震活动性规律与机理是有效的. 由于大陆内部深部构造的复杂性, 我们需要解决如何将板块构造理论延伸到大陆变形动力学的问题. 1966年邢台地震之后, 中国地震学家即时关注大陆内部地震活动性规律与机理的研究. 近半个世纪以来, 他们坚持不懈地开展大震区深部构造的探测和研究, 在强烈地震的深部构造环境方面获得了相当丰富的认识. 华北地区的几个大震区实施的深地震反射探测显示的地壳精细结构, 为华北大震孕育环境和构造模式提供了关键的证据. 根据多种深部地球物理数据的综合分析总结出, 震源下方的低速异常、高角度超壳深断裂、地壳深-浅构造不一致、上地幔顶部速度偏低、以及莫霍界面局部隆起等, 是华北强震区深部孕震环境的共同特征. 华北地区这一典型的大陆伸展构造环境与近期发生的强烈地震的走滑型震源机制解之间的不一致在邢台地震发震构造模式中获得了有机的统一.

地壳上地幔介质的不均匀性是地震产生的直接原因. 地震层析成像是深入了解地壳上地幔介质不均匀性的有效手段. 20世纪80年代以来, 一批学者用层析成像方法研究华北地区的地壳上地幔结构. 华北地区现今的强烈地震活动性和明显偏低的下地壳速度区别于世界上其他稳定克拉通, 以及岩石圈结构具有

高度不均匀性, 是华北克拉通破坏的重要证据. 近十几年来, 随着地震台站数量的大幅度增加和地震数据的积累, 反演的最终模型逐步精细化. 在前期, 人们对地壳介质不均匀性主要关注地壳的分层结构, 壳内低速-高导层, 或高速、低速层的相间分布, 以及上地幔局部隆起等方面. 在近期, 地震学家进一步注意到壳内高、低速体的三维分布, 流体和热物质的存在及其对地壳介质各向异性参数的影响. 然而, 至今对地壳上地幔结构不均匀性的细节、中-下地壳的流体和热物质分布, 以及地幔流作用的了解还不多. 加强重点地区的密集地震台阵观测, 并同时实施高分辨率的深部地球物理探测, 是获取清晰的震源构造图像和多种有关孕震环境的介质参数的有效手段, 必定能够为大陆地震预测提供更全面、更精细的深部构造模型.

今年恰逢邢台地震发生50周年和唐山地震发生40周年. 本文以回顾华北地区地壳上地幔结构以及强烈地震深部构造成因研究来纪念造成人们生命财产重大损失的这两个大地震.

致谢 感谢刘国栋、张先康和刘启元在中国大陆地球深部构造的探测研究, 特别是在强烈地震深部构造环境领域的长期、真诚的合作, 感谢丁志峰、吴建平、王夫运、刘保金、李永华和常利军等在资料和文献收集过程中给与的帮助, 并感谢主编和三位审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2008. 首都圈地区SKS波分裂研究. 地震学报, 30: 551–559
- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2009. 中国东部上地幔各向异性研究. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1169–1178
- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2011. 鄂尔多斯地块体及周缘上地幔各向异性研究. 中国科学: 地球科学, 41: 686–699
- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2012. 华北上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 55: 886–896
- 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 陈立华. 1991. 华北地区地壳上地幔结构. 地球物理学报, 34: 172–181
- 陈凌, 朱日祥, 王涛. 2007. 大陆岩石圈研究进展. 地学前缘, 14: 58–75
- 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
- 陈墨香, 汪集暘, 汪缉安, 邓孝, 杨淑贞, 熊亮萍, 张菊明. 1990. 华北

- 断陷盆地地热场特征及其形成机制. 地质学报, 64: 80–91
- 陈学波, 吴玉荣, 李金森. 1988. 邢台地震震中区深浅构造关系的研究. 见: 国家地震局地壳应力研究所, 编. 地壳构造与地壳应力文集. 北京: 地震出版社. 143–158
- 陈运泰, 林邦慧, 林中洋, 李志勇. 1975. 根据地面形变的观测研究1966年邢台地震的震源过程. 地球物理学报, 18: 164–182
- 邓超东. 1999. 世纪之交的地震地质学回顾与展望. 中国地震学会, 编. 中国地震学会成立20周年纪念文集. 北京: 地震出版社. 11–17
- 邓超东, 闻学泽. 2008. 活动构造研究——历史, 进展和建议. 地震地质, 30: 1–30
- 邓前辉, 张木生, 詹艳, 等. 1998. 邢台7.2级地震震源区的电磁阵列剖面法测量与电性特征研究. 地球物理学报, 41: 218–225
- 丁国瑜, 卢演涛. 1983. 华北地块新构造变形基本特点的讨论. 华北地震科学, 1: 1–9
- 丁国瑜. 2004. 发震构造确定的原则和方法. 见: 时振梁. 核电厂地震安全性评价中的地震构造研究. 北京: 中国电力出版社. 154–180
- 董树文, 高锐, 李秋生, 刘晓春, 钱桂华, 黄东定, 匡朝阳, 李三忠, 管焯, 白金, 贺日政, 李朋武. 2005. 大别造山带前陆深地震反射剖面. 地质学报, 79: 595–601
- 段永红, 刘保金, 赵金仁, 刘保峰, 张成科, 潘素珍, 林吉焱, 郭文斌. 2015. 华北构造区岩石圈二维P波速度结构特征: 来自盐城-包头深地震测深剖面的约束. 中国科学: 地球科学, 45: 1183–1197
- 段永红, 王夫运, 张先康, 林吉焱, 刘志, 刘保峰, 杨卓欣, 郭文斌, 魏运浩. 2016. 华北克拉通中东部地壳三维速度结构模型(HBCrust1.0). 中国科学: 地球科学, 46: 845–856
- 樊祺诚, 隋建立, 刘若新, 周新民. 2001. 汉诺坝榴辉岩相石榴辉石岩——岩浆底侵作用新证据. 岩石学报, 17: 1–6
- 樊祺诚, 张宏福, 隋建立, 翟明国, 孙谦, 李霓. 2005. 岩浆底侵作用和汉诺坝现今壳幔组成: 捕虏体岩石学和地球化学证据. 中国科学D辑: 地球科学, 35: 1–14
- 方剑. 1999. 华北地区岩石圈三维密度分布. 物探与化探, 23: 179–184
- 房立华, 吴建平, 王未来, 王长在, 杨婷. 2013. 华北地区勒夫波噪声层析成像研究. 地球物理学报, 56: 2268–2279
- 鄯少英, 刘保金, 姬计法, 何银娟, 谭雅丽, 李怡青. 2015. 呼和浩特-包头盆地岩石圈细结构的深地震反射探测. 地球物理学报, 58: 1158–1168
- 傅承义. 1963. 关于地震预告的几个问题. 科学通报, 3: 30–35
- 葛聚, 郑勇, 熊熊. 2011. 华北地区地壳厚度与泊松比研究. 地球物理学报, 54: 2538–2548
- 龚辰, 李秋生, 叶卓, 张洪双, 李文辉, 贺传松, 李英康. 2016. 远震P波接收函数揭示的张家口(怀来)—中蒙边境(巴音温多尔)剖面地壳厚度与泊松比. 地球物理学报, 59: 897–911
- 顾功叙. 1983. 中国地震目录(公元前1831–1969年). 北京: 科学出版社. 894
- 国家地震局地球物理研究所. 1984–2004. 中国地震台网观测报告

- (年刊). 北京: 地震出版社
- 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组. 1982. 一九七六年唐山地震. 北京: 地震出版社. 4–23
- 国家地震局测量队. 1975. 1966年邢台地震的地形变. 地球物理学报, 18: 153–163
- 魏顺民, 李志义, 程绍平, 陈献程, 陈孝德, 杨主恩, 李如成. 1977. 唐山地震区域构造背景和发震模式的讨论. 地质科学, 12: 305–320
- 河北省地震局. 1986. 一九六六年邢台地震. 北京: 地震出版社. 58–68
- 何正勤, 叶太兰, 丁志峰. 2009. 华北东北部的面波相速度层析成像研究. 地球物理学报, 52: 1233–1242
- 黄方, 何丽娟, 吴庆举. 2015. 鄂尔多斯盆地深部热结构特征及其对华北克拉通破坏的启示. 地球物理学报, 58: 3671–3686
- 黄金莉, 赵大鹏. 2005. 首都圈地区地壳三维P波速度细结构与强震孕育的深部构造环境. 科学通报, 50: 348–355
- 嵇少丞, 王茜, 杨文采. 2009. 华北克拉通泊松比与地壳厚度的关系及其大地构造意义. 地质学报, 83: 324–330
- 嘉世旭, 张先康. 2005. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究. 地球物理学报, 48: 611–620
- 江娃利. 2006. 有关1976年唐山地震发震断层的讨论. 地震地质, 28: 312–318
- 江钊, 孙洁, 徐常芳, 王继军, 史书林. 1990. 江苏响水-内蒙古满都拉地学断面地壳上地幔电性结构初探: 地学断面研究报道之三. 地震地质, 12: 193–206
- 金安蜀, 刘福田, 孙永智. 1980. 北京地区地壳上地幔的三维P波速度结构. 地球物理学报, 23: 172–182
- 赖锡安, 黄立人, 许菊生. 2004. 中国大陆现今地壳运动. 北京: 地震出版社. 390
- 赖晓玲, 孙译. 2013. 利用密集临时地震台网资料研究唐山地震区三维速度结构. 大地测量与地球动力学, 33: 1–4
- 李强, 王椿镛, 刘瑞丰. 1999. 应用层析成像技术研究华北地壳速度结构. 地震地磁观测与研究, 20: 88–97
- 李松林, 张先康, 宋占隆, 石金虎, 邓宏钊, 杨健, 张成科, 任青芳. 2001. 多条人工地震测深剖面资料联合反演首都圈三维地壳结构. 地球物理学报, 44: 360–368
- 李松林, 赖晓玲, 刘宝峰, 王志铎, 何加勇. 2011. 由诸城-宜川人工地震剖面反演结果看太行山两侧岩石圈结构的差异. 中国科学: 地球科学, 41: 668–677
- 李文辉, 高锐, Keller R, 李秋生, 侯贺晟, 李英康, 张世红. 2014. 华北克拉通北缘(怀来-苏尼特右旗)地壳结构. 地球物理学报, 57: 472–483
- 李自红, 刘保金, 袁洪克, 鄯少英, 陈文, 李稳, 寇昆朋. 2014. 临汾盆地地壳精细结构和构造——地震反射剖面结果. 地球物理学报, 57: 1487–1497
- 刘保金, 胡平, 孟勇奇, 鄯少英, 石金虎, 姬计法. 2009. 北京地区地壳精细结构的深地震反射剖面探测研究. 地球物理学报, 52: 2264–2272
- 刘保金, 曲国胜, 孙铭心, 刘亢, 赵成彬, 徐锡伟, 鄯少英, 寇昆朋. 2011a. 唐山地震区地壳结构和构造: 深地震反射剖面结果. 地震地质, 33: 383–397
- 刘保金, 张先康, 陈颀, 鄯少英, 姬计法, 袁洪克, 左莹. 2011b. 三河-平谷8.0级地震区地壳结构和活动断裂研究——利用单次覆盖深反射和浅层地震剖面. 地球物理学报, 54: 1251–1259
- 刘保金, 何宏林, 石金虎, 冉永康, 袁洪克, 谭雅丽, 左莹, 何银娟. 2012. 太行山东缘汤阴地堑地壳结构和活动断裂探测. 地球物理学报, 55: 3266–3276
- 刘保金, 鄯少英, 姬计法, 石金虎, 谭雅丽, 李怡青. 2015. 郑庐断裂带中南段的岩石圈精细结构. 地球物理学报, 58: 1610–1621
- 刘昌铨, 嘉世旭. 1986. 唐山地震区地壳上地幔结构特征: 二维非均匀介质中理论地震图计算和结果分析. 地震学报, 8: 341–353
- 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
- 刘国栋, 魏顺民, 刘昌铨. 1982. 地震地质背景. 见: 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 编. 一九七六年唐山地震. 北京: 地震出版社. 71–130
- 刘国栋, 顾群, 史书林, 孙洁, 石障松, 刘金汉. 1983. 京津唐渤和周围地区地壳上地幔电性结构及其与地震活动性的意义. 地球物理学报, 26: 149–167
- 刘国栋, 史书林, 王宝钧. 1984. 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, 9: 839–848
- 刘国栋, 张木生, 邓前辉. 1993. 唐山大震区的深部瞬变电磁法勘探, 见: 刘国栋, 邓前辉, 编. 电磁方法研究与勘探. 北京: 地震出版社. 21
- 刘国栋. 1994. 中国大陆岩石圈结构与动力学. 地球物理学报, 37(增刊): 65–81
- 刘琼林, 王椿镛, 姚志祥, 常利军, 楼海. 2011. 华北克拉通中西部地区地壳厚度与波速比研究. 地球物理学报, 54: 2213–2224
- 刘启元, 王峻, 陈九辉, 李顺成, 郭飏. 2007. 1976年唐山大地震的孕震环境: 密集地震台阵观测得到的结果. 地学前缘, 14: 205–213
- 陆涵行, 曾融生, 郭建明, 林中洋. 1988. 唐山震区可控震源深反射剖面结果分析. 地球物理学报, 31: 27–36
- 鲁来玉, 何正勤, 丁志峰, 姚志祥. 2009. 华北科学探测台阵背景噪声特征分析. 地球物理学报, 52: 2566–2572
- 罗艳, 黄忠贤, 彭艳菊, 郑月军. 2004. 中国大陆及邻区SKS波分裂研究. 地球物理学报, 47: 812–821
- 吕庆田, 侯增谦, 赵金花, 史大年, 吴宜志, 常印佛, 裴荣富. 2003. 深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳结构形态. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 442–450
- 马丽芳. 2007. 中国地质图集. 北京: 地质出版社. 318–319
- 马杏垣, 刘和甫, 王维襄, 汪一鹏. 1983. 中国东部中、新生代裂陷作用和伸展构造. 地质学报, 57: 22–32
- 马宗晋, 薛峰. 1983. 中国大陆地震深度分布与“易震层”初探. 地震

- 科学研究, 3: 43–46
- 梅世蓉. 1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布特征与机制研究(I)——坚固体孕震模式的由来与证据. 地震学报, 17: 273–282
- 梅世蓉, 薛艳, 尹京苑. 1999. 唐山、邢台地震序列特征与三维速度结构的关系. 地震学报, 21: 159–165
- 潘佳铁, 吴庆举, 李永华, 张风雪, 张广成. 2011. 华北地区瑞雷面波相速度层析成像. 地球物理学报, 54: 67–76
- 齐诚, 赵大鹏, 陈颀, 陈棋福, 王宝善. 2006. 首都圈地区地壳P波和S波三维速度结构及其与大地震的关系. 地球物理学报, 49: 805–815
- 秦馨菱, Pederson L B, 赵玉林, 张平, 钱复业, 钱卫, 李正南, 杜静娴. 1991. 唐山地震区地壳电性结构及大地电磁测深探索潜在震源的可能性. 地震学报, 13: 354–363
- 邱泽华, 马瑾, 刘国玺. 2005. 新发现的唐山地震大断层. 地震地质, 27: 669–677
- 邵学钟, 张家茹. 1993. 邢台地震区深部构造背景的地震转换波探测研究. 地球物理学报, 36: 609–620
- 宋惠珍, 刘洁, 刘国栋. 1996. 1966年邢台地震震源过程研究. 地震地质, 18(增刊): 99–111
- 宋松岩, 周雪松, 王椿镛, 张先康, 宋建立, 龚怡. 1996. 泰安-忻州剖面S波资料解释及邢台地震的相关性分析. 地震学报, 18: 295–303
- 孙若昧, 刘福田. 1995. 京津唐地区地壳结构与强震的发生——I: P波速度结构. 地球物理学报, 38: 599–607
- 孙武城, 祝治平, 张家茹. 1986. 华北地区深地震测深. 见: 国家地震局《深部物探成果》编写组, 编. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京: 地震出版社. 20–123
- 孙武城, 祝治平, 张利. 1988. 对华北地壳上地幔的探测与研究. 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. 19–37
- 唐有彩, 陈永顺, 杨英杰, 丁志峰, 刘瑞丰, 冯永革, 李鹏, 俞春泉, 魏松屹, 范文渊, 王海洋, 周仕勇, 宁杰远. 2011. 华北克拉通中部地区背景噪声成像. 地球物理学报, 54: 2011–2022
- 滕吉文, 冯炽芬, 李金森, 陈学波, 闻昆娣, 张家茹, 熊成君. 1974. 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(I). 地球物理学报, 17: 255–271
- 滕吉文, 王国正, 刘道洪, 邢纪润, 梁文斗, 徐世林. 1975. 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(II). 地球物理学报, 18: 196–207
- 滕吉文, 张中杰, 杨顶辉, 张永谦, 张雪梅, 杨辉, 阮小敏. 2009. 地震波传播理论与地震“孕育”、发生和发展的深部介质和构造环境. 地球物理学进展, 24: 1–19
- 田宝峰, 李娟, 王卫民, 赵连锋, 姚振兴. 2008. 华北太行山区地壳各向异性的接收函数证据. 地球物理学报, 51: 1459–1467
- 王椿镛, 王贵美, 林中洋, 张四维, 刘运生, 毛桐恩, 刘元生, 段以伟. 1993. 用深地震反射方法研究邢台地震区地壳细结构. 地球物理学报, 36: 445–452
- 王椿镛, 张先康, 吴庆举. 1994a. 冀中拗陷内深地震反射剖面揭示的滑脱构造. 科学通报, 7: 625–628
- 王椿镛, 张先康, 吴庆举, 祝治平. 1994b. 华北盆地滑脱构造的地震学证据. 地球物理学报, 37: 613–620
- 王椿镛, 张先康, 林中洋, 李学清. 1994c. 束鹿断陷盆地及其邻近的地壳结构特征. 地震学报, 16: 472–479
- 王椿镛, 张先康, 吴庆举. 1994d. 邢台地震区地壳细结构研究及对地震构造的新认识. 见: 陈运泰, 阚荣举, 滕吉文, 编. 中国固体地球物理学进展. 北京: 海洋出版社. 31–40
- 王椿镛, 吴庆举, 唐景见. 1995. 冀中拗陷壳幔过渡结构特征的探讨. 见: 辽宁省地震局, 编. 发展中的地震科学研究. 北京: 地震出版社. 172–179
- 王椿镛, 郑金涵, 胡鸿翔, 楼海, 张先康, 宋松岩, 陈步云, 陈学波. 1997a. 大别造山带地壳结构研究. 中国科学D辑: 地球科学, 27: 221–226
- 王椿镛, 张先康, 丁志峰, 阮红, 邓宏利. 1997b. 大别造山带地壳上部速度结构的有限差分成像. 地球物理学报, 40: 495–502
- 王椿镛, 常利军, 丁志峰, 刘琼林, 廖武林, Flesch L M. 2014. 中国大陆上地幔各向异性及壳幔变形模式. 中国科学: 地球科学, 44: 98–110
- 王夫运, 张先康, 陈颀, 李丽, 陈棋福, 赵金仁, 张建狮, 刘宝峰. 2006. 张渤构造带中东段二维P波速度结构-安新-香河-宽城剖面. 地球物理学报, 46(增刊): 31–41
- 王峻, 刘启元, 陈九辉, 李顺成, 郭飏, 李昱. 2009. 首都圈地区的地壳厚度及泊松比. 地球物理学报, 52: 57–66
- 王景明, 郑文俊, 陈国顺, 杨文田, 陈国林, 潘祖寿. 1981. 唐山地震地面主破裂带及地震成因探讨. 地震研究, 4: 437–450
- 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
- 汪素云, 许忠淮. 1985. 中国东部大陆的地震构造应力场. 地震学报, 7: 17–32
- 汪素云, 许忠淮. 1995. 北京及其邻区现代微震的重新定位及其构造含义. 中国地震, 11: 99–106
- 汪素云, 许忠淮, 裴顺平. 2003. 华北地区上地幔顶部Pn波速度细结构及其构造含义. 中国科学D辑: 地球科学, 33(增刊): 91–98
- 王未来, 吴建平, 房立华. 2009. 唐海-商都地震台阵剖面下方的地壳上地幔S波速度结构研究. 地球物理学报, 52: 81–89
- 王兴臣, 丁志峰, 朱露培. 2013. 唐海-商都地震台阵剖面下方岩石圈结构. 地球物理学报, 56: 3828–3836
- 王新胜, 方剑, 许厚泽, 郑伟. 2012. 华北克拉通岩石圈三维密度结构. 地球物理学报, 55: 1154–1160
- 汪一鹏, 邓起东, 朱世龙. 1989. 华北地区岩石圈动力学特征, 见: 马杏垣, 编. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 地图出版社. 59
- 王志铄, 王椿镛, 曾融生. 2008. 华北及邻区地壳上地幔三维速度结构的地震走时层析成像. CT理论与应用研究, 17: 15–27
- 王振声, 王周元, 顾瑾平, 熊晓易. 1976. 中国南北地震带的范围及

- 其活动特征初步探讨. 地球物理学报, 19: 110–117
- 魏文博, 谭捍东, 金胜, 邓明, 叶高峰, 邓靖武, 万战生. 2002. 华北中部岩石圈电性结构——应县-商河剖面大地电磁测深研究. 地球科学——中国地质大学学报, 27: 645–650
- 魏文博, 金胜, 叶高峰, 邓明, 景建恩. 2006. 华北地区大地电磁测深及岩石圈厚度讨论. 中国地质, 33: 762–771
- 魏文博, 叶高峰, 金胜, 邓明, 景建恩, 彭志强, 林昕, 宋石磊, 唐宝山, 屈栓柱, 陈凯, 杨宏伟, 李国强. 2008. 华北地区东部岩石圈导电性结构研究——减薄的华北岩石圈. 地学前缘, 15: 204–216
- 吴晶, 高原, 陈运泰, 等. 2007. 首都圈西北部地壳介质地震各向异性特征初步研究. 地球物理学报, 50: 209–220
- 吴晶, 高原, 陈运泰. 2008. 首都圈东南部地壳介质地震各向异性. 地震学报, 21: 1–10
- 武岩, 丁志峰, 朱露培. 2011. 利用共转换点叠加方法研究华北地区地壳结构. 地球物理学报, 54: 2528–2537
- 徐常芳. 2003. 中国大陆壳内与上地幔高导层成因及唐山地震机理研究. 地学前缘, 10(增刊): 101–111
- 徐杰, 方仲景, 杨理华. 1988. 1966年邢台7.2级地震的构造背景和发震构造. 地震地质, 10: 51–59
- 徐杰, 牛雯芳, 韩竹君. 1996. 唐山-河间-磁县新生地震带. 地震地质, 18: 193–198
- 徐杰, 宋长青, 楚全芝. 1998. 张家口-蓬莱断裂带地震构造特征的初步探讨. 地震地质, 20: 146–154
- 徐菊生, 袁金荣, 高士钧, 赖锡安, 李延兴, 黎凯武, 刘烈昭. 1999. 利用GPS观测结果研究华北地区现今构造应力场. 地壳形变与地震, 19: 81–89
- 徐锡伟, 于贵华, 王峰, 顾梦林, 孙振国, 刘保金, 尤惠川. 2000. 1966年邢台地震的发震构造模型: 新生断层形成? 先存活断层摩擦滑动? 中国地震, 16: 364–378
- 徐锡伟, 吴卫民, 张先康. 2002. 首都圈地壳最新构造变动与地震. 北京: 科学出版社. 376
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 高阿甲. 1989. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报, 32: 637–647
- 薛志照. 1986. 唐山地震震源深度分布与地壳结构的关系. 地震地质, 8: 69–78
- 杨歧焱. 2016. 华北克拉通与兴蒙造山带三维地震走时成像研究. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所. 129
- 杨婷, 吴建平, 房立华, 王未来, 吕作勇. 2012. 华北地区地壳上地幔S波三维速度结构. 地球物理学进展, 27: 441–454
- 杨文采, 程振炎, 陈国九, 胡振远, 白金. 1999. 苏鲁超高压变质带北部地球物理调查(1)——深地震反射. 地球物理学报, 42: 41–52
- 杨晓平, 刘保金, 詹艳, 姬计法, 徐锡伟, 鄯少英, 高翠君, 赵万里, 梁贵平, 杜晓泉. 2016. 太行山东缘石家庄南部地壳结构及断裂活动性探测. 地球物理学报, 59: 528–542
- 杨主恩. 1988. 中国东部地学大断面的编制和研究. 地震地质, 10: 44
- 尹京苑, 梅世蓉, 薛艳. 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
- 尤惠川, 徐锡伟, 吴建平, 何正勤. 2002. 唐山地震深浅构造关系研究. 地震地质, 24: 571–582
- 余钦范, 马杏垣. 1989. 华北地区航磁图象处理结果和地震构造解释. 地震地质, 11: 5–14
- 于湘伟, 陈运泰, 王培德. 2003. 京津唐地区中上地壳三维P波速度结构. 地震学报, 25: 1–14
- 曾融生, 张少泉, 周海南, 何正勤. 1985. 唐山地震区的地壳结构及大陆地震成因的探讨. 地震学报, 7: 125–142
- 曾融生, 陆涵行, 丁志峰. 1988. 从地震折射和反射剖面结果讨论唐山地震成因. 地球物理学报, 31: 383–397
- 曾融生, 朱露培, 何正勤, 丁志峰, 孙为国. 1991. 华北盆地的震源模型兼论强震以及盆地的成因. 地球物理学报, 34: 288–301
- 张风雪, 李永华, 吴庆举, 丁志峰. 2011. FMTT方法研究华北及邻区上地幔P波速度结构. 地球物理学报, 54: 1233–1242
- 张国民, 李丽, 焦明若. 1997. 我国地震预报研究近十年的发展与展望. 地球物理学报, 40(增刊1): 396–410
- 张国民, 汪素云, 李丽. 2002. 中国大陆地震震源深度及其构造含义. 科学通报, 47: 663–680
- 张继红, 赵国泽, 肖骑彬, 汤吉. 2010. 郯庐断裂带中段(沂沭断裂带)电性结构研究与孕震环境. 地球物理学报, 53: 605–611
- 张汝惠, 赵国泽. 1993. 河北邢东地区地壳上地幔的热作用. 中国地震, 9: 235–245
- 张四昌, 刁桂苓. 1992. 唐山地震序列的构造过程. 中国地震, 8: 73–80
- 张四昌. 1993. 华北地区地震活动图像反映的地震构造特征. 中国地震, 9: 223–228
- 张四昌, 赵军, 刁桂苓. 1995. 华北地区震源断层与深浅构造关系的初步研究. 华北地震科学, 13: 1–10
- 张先康, 杨玉春, 赵平, 赵金仁, 罗力雷, 王春林, 宋建立. 1994. 唐山滦县震区的三维地震透射研究——中、上地壳速度层析成像. 地球物理学报, 37: 759–766
- 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 宋建立, 罗力雷, 吴涛, 吴建春. 1996. 延庆-怀来地区地壳细结构: 利用深地震反射剖面. 地球物理学报, 39: 350–356
- 张先康, 赵金仁, 刘国华, 宋文荣, 刘保金, 赵成斌, 成双喜, 刘建达, 顾梦林, 孙振国. 2002. 三河-平谷8.0级大震区震源细结构的深地震反射探测研究. 中国地震, 18: 326–336
- 张先康, 李松林, 王夫运, 嘉世旭, 方盛明. 2003. 青藏高原东北缘、鄂尔多斯和华北唐山震区的地壳结构差异: 深地震测深结果. 地震地质, 25: 52–60
- 张莹莹, 高原, 石玉涛, Kelly L. 2015. 张家口-渤海地震活动带及其邻区的地壳厚度与泊松比分布. 地震学报, 37: 541–553
- 张之立, 李钦祖, 谷继成, 靳雅敏, 杨思源, 刘万琴. 1980. 唐山地震的破裂过程及其力学分析. 地震学报, 2: 111–129
- 赵成彬, 刘保金, 姬计法, 鄯少英, 石金虎. 2013. 北京南部地壳精细

- 结构深地震反射探测研究. *地球物理学报*, 56: 1168–1176
- 赵国泽, 刘铁胜, 江钊, 汤吉, 徐常芳, 詹艳, 白登海, 刘国栋. 1997. 山西阳高-河北容城剖面大地电磁资料的二维反演解释. *地球物理学报*, 40: 38–45
- 郑斯华, 高原. 1994. 中国大陆岩石层的方位各向异性. *地震学报*, 16: 131–140
- 朱露培, 曾融生, 刘福田. 1990. 京津唐张地区地壳上地幔三维P波速度结构. *地球物理学报*, 33: 267–277
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 42: 1135–1159
- 朱英. 1986. 中朝准地台大地构造和深部构造的若干问题——再论华北地块. *物探与化探*, 10: 247–256
- 祝治平, 张先康, 盖玉杰, 张建狮, 聂文英, 石金虎, 张成科, 阮红. 1995. 邢台地震区及相邻地区地壳上地幔速度结构. *地震学报*, 17: 328–334
- 周永胜, 何昌荣. 2002. 华北地区壳内低速层与地壳流变的关系及其对强震孕育的影响. *地震地质*, 24: 124–132
- Aki K, Lee W H K. 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model. *J Geophys Res*, 81: 4381–4399
- Aki K, Christoffersson A, Husebye E S. 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J Geophys Res*, 82: 277–296
- An M, Feng M, Zhao Y. 2009. Destruction of lithosphere within the north China craton inferred from surface wave tomography. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q08016
- An M, Shi Y. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 257–266
- Becker T W, Lowry A R, Faccenna C, Schmandt B, Borsa A, Yu C. 2015. Western US intermountain seismicity caused by changes in upper mantle flow. *Nature*, 524: 458–461
- Ben-Ismaïl W, Barruol G, Mainprice D. 2001. The Kaapvaal craton seismic anisotropy: Petrophysical analyses of upper mantle kimberlite nodules. *Geophys Res Lett*, 28: 2497–2500
- Braile L W, Hinze W J, Keller G R, Lidiak E G, Sexton J L. 1986. Tectonic development of the New Madrid rift complex, Mississippi embayment, North America. *Tectonophysics*, 131: 1–21
- Butler R, Stewart G S, Kanamori H. 1979. The July 27, 1976 Tangshan earthquake, China—A complex sequence of intraplate events. *Bull Seismol Soc Am*, 69: 207–220
- Carbonell R, Gallart J, Pérez-Estaún A, Díaz J, Kashubin S, Mechie J, Wenzel F, Knapp J. 2000. Seismic wide-angle constraints on the crust of the southern Urals. *J Geophys Res*, 105: 13755–13777
- Chang L J, Wang C Y, Ding Z. 2012. Upper mantle anisotropy beneath North China from shear wave splitting measurements. *Tectonophysics*, 522–523: 235–242
- Chen L. 2009. Lithospheric structure variations between the eastern and central North China Craton from S- and P-receiver function migration. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 216–227
- Chen L. 2010. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. *Lithos*, 120: 96–115
- Chen L, Cheng C, Wei Z G. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 171–183
- Chen L, Jiang M, Yang J, Wei Z, Liu C, Ling Y. 2014. Presence of an intralithospheric discontinuity in the central and western North China Craton: Implications for destruction of the craton. *Geology*, 42: 223–226
- Chen L, Wang T, Zhao L, Zheng T. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 56–68
- Cheng Y X, Klemperer S L, Bang T W, Xiang L L, Chetwin E. 2003. Crustal structure and exhumation of the Dabie Shan ultrahigh-pressure orogen, eastern China, from seismic reflection profiling. *Geology*, 31: 435–438
- Chevrot S, van der Hilst R D. 2000. The Poisson ratio of the Australian crust: Geological and geophysical implications. *Earth Planet Sci Lett*, 183: 121–132
- Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J Geophys Res*, 101: 3139–3156
- Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J Geophys Res*, 100: 9761–9788
- DeMets C, Gordon R G, Argus D F, Stein S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys Res Lett*, 21: 2191–2194
- Dong H, Wei W, Ye G, Jin S, Jones A G, Jing J, Zhang L, Xie C, Zhang F, Wang H. 2014. Three-dimensional electrical structure of the crust and upper mantle in Ordos Block and adjacent area: Evidence of regional lithospheric modification. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 2414–2425
- Faccenna C, Becker T W. 2010. Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature*, 465: 602–605
- Fang L, Wu J, Ding Z F, Panza G F. 2010. High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise. *Geophys J Int*, 181: 1171–1182
- Fuchs K, Muller G. 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophys J Int*, 23: 417–433
- Giese P, Prodehl C. 1976. 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. 148–149
- Gutenberg B. 1926. Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in den obersten Erdschichten und ihr Einfluss auf die Ergebnisse einiger Probleme der Seismometrie: *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 15: 51–63
- Haslinger F, Kissling E. 2001. Investigating effects of 3-D ray tracing methods in local earthquake tomography. *Phys Earth Planet Inter*, 123: 103–114
- Hearn T M, Beghoul N, Barazangi M. 1991. Tomography of the western United States from regional arrival times. *J Geophys Res*, 96: 16369
- Hickman S, Sibson R, Bruhn R. 1995. Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting. *J Geophys Res*, 100: 12831–12840
- Hinze W J, Braille L W, Keller G R, Lidiak E G. 1988. Models for mid-continent tectonism: An update. *Rev Geophys*, 26: 699–717
- Holbrook W S, Mooney W D, Christensen N I. 1992. The seismic velocity of the deep continental crust. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. New York: Elsevier. 34
- Hu S, He L, Wang J. 2000. Heat flow in the continental area of China: A new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 407–419
- Hauksson E, Haase J S. 1997. Three-dimensional V_P and V_P/V_S velocity models of the Los Angeles basin and central transverse ranges, California. *J Geophys Res*, 102: 5423–5453
- Huang J, Zhao D. 2004. Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China. *Tectonophysics*, 385: 159–180
- Huang J, Zhao D. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle under Beijing and surrounding regions. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 330–348
- Huang Z C, Xu M J, Wang L X, Mi N, Yu D, Li H. 2008. Shear wave splitting in the southern margin of the Ordos Block, north China. *Geophys Res Lett*, 35: L19301
- Huang Z X, Li H, Zheng Y, Peng Y. 2009. The lithosphere of North China Craton from surface wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 164–173
- Iidaka T, Niu F. 2001. Mantle and crust anisotropy in the eastern China region inferred from waveform splitting of SKS and PpSms. *Earth Planet Sp*, 53: 159–168
- Jeffreys H. 1926. On compressional waves in two superposed layers. *Math Proc Camb Phil Soc*, 23: 472–481
- Ji S C, Wang Q, Salisbury M H. 2009. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. *Tectonophysics*, 463: 15–30
- Jiang M M, Ai Y, Chen L, Yang Y. 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
- Jones T, Nur A. 1983. Velocity and attenuation in sandstone at elevated temperatures and pressures. *Geophys Res Lett*, 10: 140–143
- Lei J, Xie F, Lan C, Xing C, Ma S. 2008. Seismic images under the Beijing region inferred from P and PmP data. *Phys Earth Planet Inter*, 168: 134–146
- Lei J. 2012. Upper-mantle tomography and dynamics beneath the North China Craton. *J Geophys Res*, 117: B06313
- Leven J H, Finlayson D M, Wright C. 1990. 3rd international symposium on deep seismic profiling of the continents and their margins. *Tectonophysics*, 173: 1–645
- Li Y H, Wu Q J, Zhang R Q, Pan J, Zhang F, Zeng R. 2009. The lithospheric thinning of the North China Craton inferred from Rayleigh waves inversion. *Geophys J Int*, 177: 1334–1342
- Li Y H, Wu Q J, Pan J T, Zhang F, Yu D. 2013. An upper-mantle S-wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 377–378: 367–377
- Lin F C, Ritzwoller M H, Townend J, Bannister S, Savage M K. 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophys J Int*, 170: 649–666
- Liu K H, Gao S S, Gao Y, Wu J. 2008. Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia. *J Geophys Res*, 113: B01305
- Liu M, Stein S, Wang H. 2011. 2000 years of migrating earthquakes in North China: How earthquakes in midcontinents differ from those at plate boundaries. *Lithosphere*, 3: 128–132
- Mainprice D, Silver P G. 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Phys Earth Planet Inter*, 78: 257–280
- McNamara D E, Owens T J. 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range Province using moho P_s converted phases. *J Geophys Res*, 98: 12003–12017
- Meissner R. 1973. The “Moho” as a transition zone. *Geophys Surveys*, 1: 195–216
- Meissner R. 1986. *The Continental Crust: A Geophysical Approach*. London: Academic Press Inc. 20–241
- Mooney W D, Brocher T M. 1987. Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: A global review. *Geophys J Int*, 89: 1–6
- Mooney W D, Meissner R. 1992. 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. 45–79
- Müller H J, Raab S. 1997. Elastic wave velocities of granite at experimental simulated partial melting conditions. *Phys Chem Earth*, 22:

93–96

- Murphy J M, Fuis G S, Ryberg T, Lutter W J, Catchings R D, Goldman M R. 2010. Detailed P- and S-wave velocity models along the LARSE II transect, Southern California. *Bull Seismol Soc Am*, 100: 3194–3212
- Nábělek J, Chen W P, Ye H. 1987. The Tangshan Earthquake Sequence and its implications for the evolution of the North China Basin. *J Geophys Res*, 92: 12615
- Nuttli O W. 1973. The Mississippi valley earthquakes of 1811 and 1812: Intensities, ground motion, and magnitudes. *Bull Seismol Soc Am*, 63: 227–248
- Nuttli O W. 1982. Damaging earthquakes of the central Mississippi Valley. In: McKeown F A, Pakiser L C, eds. *Investigations of the New Madrid, Missouri, Earthquake Region*. US Geol Surv Prof Pap, 1236: 15–20
- Owens T J, Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387: 37–43
- Pasyanos M E, Masters T G, Laske G, Ma Z. 2014. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 2153–2173
- Pavlis N K, Holmes S A, Kenyon S C, Factor J K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J Geophys Res*, 117: B04406
- Rawlinson N, Reading A M, Kennett B L N. 2006. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *J Geophys Res*, 111: B02301
- Readman P W, Hauser F, O'Reilly B M, Do V C. 2009. Crustal anisotropy in southwest Ireland from analysis of controlled source shear-wave data. *Tectonophysics*, 474: 571–583
- Rivalenti G, Rossi A, Siena F, Sinigoi S. 1984. The layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, western Alps, Italy. *Min Petr Mitt*, 33: 77–99
- Rudnick R. 1992. Xenoliths-samples of the lower continental crust. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier Sci. 269–316
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev Geophys*, 33: 267–310
- Sandmeier K J, Wenzel F. 1986. Synthetic seismograms for a complex crustal model. *Geophys Res Lett*, 13: 22–25
- Satarugs P, Johnson R A. 2000. Constraints on crustal composition beneath a metamorphic core complex: Results from 3-component wide-angle seismic data along the eastern flank of the Ruby Mountains, Nevada. *Tectonophysics*, 329: 223–250
- Sato H, Sacks I S, Murase T. 1989. The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: Comparison with heat flow and electrical conductivity studies. *J Geophys Res*, 94: 5689–5704
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller M H. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307: 1615–1618
- Shedlock K M, Roecker S W. 1987. Elastic wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the North China Basin. *J Geophys Res*, 92: 9327–9350
- Sibson R H. 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, 211: 283–293
- Silver P G, Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J Geophys Res*, 96: 16429–16454
- Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 24: 385–432
- Sun Y, Niu F, Liu H, Chen Y, Liu J. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data. *Earth Planet Sci Lett*, 349–350: 186–197
- Thurber C H. 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, central California. *J Geophys Res*, 88: 8226–8236
- Tian Y, Zhao D, Sun R, Teng J. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 172: 169–182
- van der Lee S. 2002. High-resolution estimates of lithospheric thickness from Missouri to Massachusetts, USA. *Earth Planet Sci Lett*, 203: 15–23
- Wang C Y, Zhang X K, Lin Z Y, Wu Q J, Zhang Y S. 1997. Crustal structure beneath the Xingtai earthquake area in North China and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 274: 307–319
- Wang C Y, Zeng R S, Mooney M D, Hacker B R. 2000. A crustal model of the ultrahigh-pressure Dabie Shan orogenic belt, China, derived from deep seismic refraction profiling. *J Geophys Res*, 105: 10857–10869
- Wang C Y, Flesch L M, Chang L, Zheng T. 2013. Evidence of active mantle flow beneath South China. *Geophys Res Lett*, 40: 5137–5141
- Wang C Y, Sandvol E, Zhu L, Lou H, Yao Z, Luo X. 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
- Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, Bilham R, Larson K M, Lai X, You X, Niu Z, Wu J, Li Y, Liu J, Yang Z, Chen Q. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science*, 294: 574–577
- Wang Q, Niu F, Gao Y, Chen Y. 2016. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau constrained by teleseismic receiver function data. *Geophys J Int*, 204: 167–179
- Wang W L, Wu J P, Fang L H. 2012. High resolution Rayleigh wave phase velocity tomography in northern North China. *Geophys J Int*,

- 189: 647–658
- Wang X C, Ding Z F, Zhu L. 2016. Lithospheric structure of the north-eastern north China Craton imaged by S receiver functions. *Pure Appl Geophys*, 173: 2727–2736
- Wei Z, Chen L, Jiang M, Ling Y. 2015. Lithospheric structure beneath the central and western North China Craton and the adjacent Qilian orogenic belt from Rayleigh wave dispersion analysis. *Tectonophysics*, 646: 130–140
- Wei Z, Chen L, Li Z, Ling Y, Li J. 2016. Regional variation in Moho depth and Poisson's ratio beneath eastern China and its tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 115: 308–320
- Weiss T, Siegesmund S, Rabbel W, Bohlen T, Pohl M. 1999. Seismic velocities and anisotropy of the lower continental crust: A review. *Pure Appl Geophys*, 156: 97–122
- Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, Zeng R. 2007. Receiver functions from autoregressive deconvolution. *Pure Appl Geophys*, 164: 2175–2192
- Yang Y, Ritzwoller M H, Levshin A L, Shapiro N M. 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys J Int*, 168: 259–274
- Yao H, van der Hilst R D, de Hoop M V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I. Phase velocity maps. *Geophys J Int*, 166: 732–744
- Ye H, Shedlock K M, Hellinger S J, Sclater J G. 1985. The North China Basin: An example of a Cenozoic rifted intraplate basin. *Tectonics*, 4: 153–169
- Zeng R S, Wang C Y, Zhang D N. 1995. On the dynamics of extensional basin. *PAGEOPH*, 145: 579–603
- Zhang S, Gao R, Li H, Hou H, Wu H, Li Q, Yang K, Li C, Li W, Zhang J, Yang T, Keller G R, Liu M. 2014. Crustal structures revealed from a deep seismic reflection profile across the Solonker suture zone of the Central Asian Orogenic Belt, northern China: An integrated interpretation. *Tectonophysics*, 612–613: 26–39
- Zhao D, Hasegawa A, Horiuchi S. 1992. Tomographic imaging of *P* and *S* wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J Geophys Res*, 97: 19909
- Zhao D, Kanamori H, Negishi H, Wiens D. 1996. Tomography of the source area of the 1995 Kobe Earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter? *Science*, 274: 1891–1894
- Zhao L, Zheng T Y, Chen L, Tang Q. 2007. Shear wave splitting in eastern and central China: Implications for upper mantle deformation beneath continental margin. *Phys Earth Planet Inter*, 162: 73–84
- Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, Hung S H. 2009. Reactivation of an Archean craton: Constraints from *P*- and *S*-wave tomography in North China. *Geophys Res Lett*, 36: L17306
- Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, Zhu R. 2012. High-resolution body wave tomography models of the upper mantle beneath eastern China and the adjacent areas. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q06007
- Zheng T Y, Chen L, Zhao L, Xu W, Zhu R X. 2006. Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 43–58
- Zheng T Y, Chen L, Zhao L, Zhu R X. 2007. Crustal structure across the Yanshan belt at the northern margin of the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 161: 36–49
- Zheng T Y, Zhao L, Zhu R. 2009. New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China craton. *Geology*, 37: 395–398
- Zheng T Y, Zhu R, Zhao L, Ai Y. 2012. Intralithospheric mantle structures recorded continental subduction. *J Geophys Res*, 117: B03308
- Zhu L. 2000. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 183–190
- Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J Geophys Res*, 105: 2969–2980