



论文

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

李松林^{①*}, 赖晓玲^①, 刘宝峰^①, 王志铄^②, 何加勇^③, 孙译^①^① 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002;^② 河南省地震局, 郑州 450006;^③ 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* E-mail: slli-cea@163.com

收稿日期: 2010-07-08; 接受日期: 2010-11-04

国家自然科学基金重大研究计划(批准号: 90814001)和国家自然科学基金(批准号: 40974053)资助

摘要 利用诸城-宜川人工地震折射/宽角反射剖面的资料, 得到了华北克拉通南部岩石圈二维速度结构. 结果表明, 太行山东西两侧岩石圈结构存在着巨大的差异. 东侧较薄, 为 70~80 km; 西侧较厚, 为 85~120 km. 在太行山重力梯度带附近, 岩石圈厚度出现了约 30 km 的突变. 岩石圈地幔和下地壳介质的 P 波速度值东侧较低, 西侧较高. 东侧的中下地壳内存在不同尺度的低速体, 西侧则尚未发现. 这些差异表明, 太行山重力梯度带也是一条岩石圈厚度突变带和岩石成分分隔带. 根据 Pm 波的波形特点, 推测东部地区的莫霍面不再是一个尖锐的间断面, 而是一个复杂的过渡带. 初步分析认为, 上地幔物质的热机械-化学侵蚀作用是引起太行山东侧岩石圈减薄和破坏的主要机制, 太平洋板块俯冲是改变华北克拉通岩石圈地幔性质的重要动力学因素.

关键词华北克拉通
克拉通破坏
人工地震剖面
太行山重力梯度带

太行山重力梯度带无疑是华北克拉通内部一条最为重要的分界线. 该带布格重力异常变化幅度为 80 mgal, 最大梯度达 1 mgal km^{-1} ^[1], 其东、西两侧在地貌、地球物理、地球化学、大地热流等方面均存在明显的差异^[2]. 许多学者认为, 东、西两侧的岩石圈伸展可能受不同的构造域控制^[3,4]. 近年来, 随着对华北克拉通构造演化研究的深入, 太行山重力梯度带的形成与其东侧岩石圈减薄之间究竟存在什么样的内在联系这一问题引起地学界的极大兴趣和广泛关注. 一些学者已在这方面作了大量的工作, 取得了许多很有意义的成果和认识^[5,6], 由于缺乏岩石圈结

构的第一手资料, 国内外学者提出的多种见解, 长期争议, 迄今仍莫衷一是. 本文依据诸城-宜川人工地震剖面揭示的岩石圈二维结构, 对上述问题进行初步的探讨.

1 剖面位置和数据采集

诸城-宜川人工地震折射/宽角反射剖面位于华北克拉通南部, 走向为北西西向, 长度近 1000 km. 剖面在安阳以西穿越了太行山. 如图 1 所示, 自东至西, 探测剖面依次穿越了辽胶、华北平原、太行山隆

起、汾渭断陷盆地、吕梁山隆起等地质单元, 西段进入了鄂尔多斯块体. 剖面穿越的主要断裂构造带有郯庐、兰考-聊城、太行山前、鄂尔多斯块体东缘断裂带等.

沿剖面共布设了7个炮点, 每炮炸药量为2~5 t. 其中, 宜川炮点分为两次爆破. 炮点的位置在图1中用箭头表示, 各炮的有关参数见表1. 在地震信号接收时, 将350台数字地震仪沿测线布设, 全部投入观测. 共得到了两千多个人工地震记录. 由于研究的重点为华北克拉通的东部地区, 因此, 仪器间距沿剖面不等. 剖面东段(太行山以东)仪器间距较小, 一般为1.5~2 km, 重点地段更密. 剖面西段仪器间距稍大, 一般为3~4 km. 为获得反映深部结构的地震记录, 要求单炮接收距离尽可能远, 采取了一系列措施, 使最大接收距离达到了400 km.

图2和3分别为聊城炮点和安阳炮点的记录截面. 这两炮的炸药量分别为2.5和2 t. 由图2和3可以看出, 尽管两炮的药量不是很大, 但由于在地震波激发

和接收等方面采取了一系列措施, 因而记录效果较好. 最大接收距离达400 km. 所记录的波形中, 除Pg和Pm等地壳震相外, 还出现了Pn和PL等上地幔震相. Pg为地壳内的廻折波, Pm为地壳底界面(Moho面)的反射波. 类似的, Pn为岩石圈地幔内的廻折波, PL为岩石圈底界面的反射波. 相比之下, PL震相振幅较小, 分辨率不高. 造成这种现象的一个原因是PL波的传播路径较长. 另一个重要的原因是, 岩石圈底界面同地壳底界面不同, 不是一个介质化学成分的分界面, 而是一个物理状态的界面. 因此, 该界面两侧波速差异不像Moho面那么大. 对于PL震相的判断, 我们考虑了走时曲线的形态. 由于PL是反射波组, 因而其走时曲线应为下凹型. 另一个更重要的手段是多个炮点追踪和相遇观测系统的利用, 综合考虑各炮的记录截面. 相遇观测系统中炮点互换法的利用, 在一定程度上提高了震相识别的可靠性. 即使如此, PL波到时的读取精度仍不及其他波组. 因此, 对岩石圈底界面深度的判断, 大致会产生4%~6%的误差.

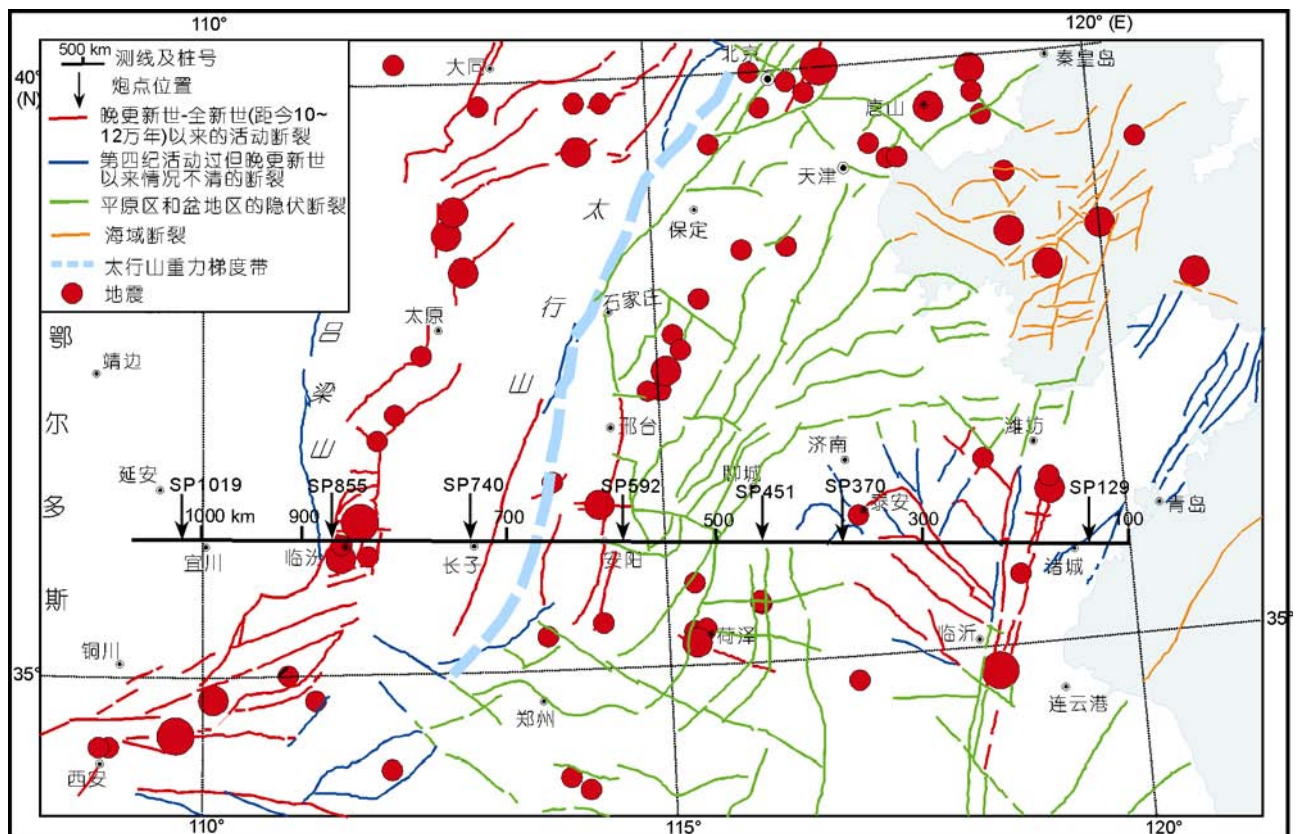


图1 地质构造和剖面位置图

地质构造根据文献[7]修改

表 1 诸城-宜川剖面炮点参数一览表

炮点名称	炮点桩号 (km)	炸药量(t)	2008 年 爆炸时间	炮点坐标		高程 (m)	炮点地名
				经度(E)	纬度(N)		
SP129	129.29	3.0	6 月 19 日 01 时 00 分	119°40′	36°04′	94	山东诸城
SP370	370.29	2.0	6 月 09 日 01 时 00 分	117°00′	36°04′	107	山东泰安
SP451	451.85	2.5	6 月 19 日 01 时 10 分	116°05′	36°08′	41	山东聊城
SP592	592.30	2.0	6 月 24 日 01 时 00 分	114°32′	36°08′	80	河南安阳
SP740	740.89	2.3	6 月 24 日 01 时 10 分	112°53′	36°13′	959	山西长子
SP855	855.07	2.0	6 月 30 日 01 时 10 分	111°36′	36°13′	441	山西洪洞
SP1019-1	1019.59	4.0	6 月 30 日 01 时 00 分	109°47′	36°07′	1203	陕西宜川
SP1019-2	1019.59	1.0	6 月 30 日 02 时 00 分	109°47′	36°07′	1203	陕西宜川

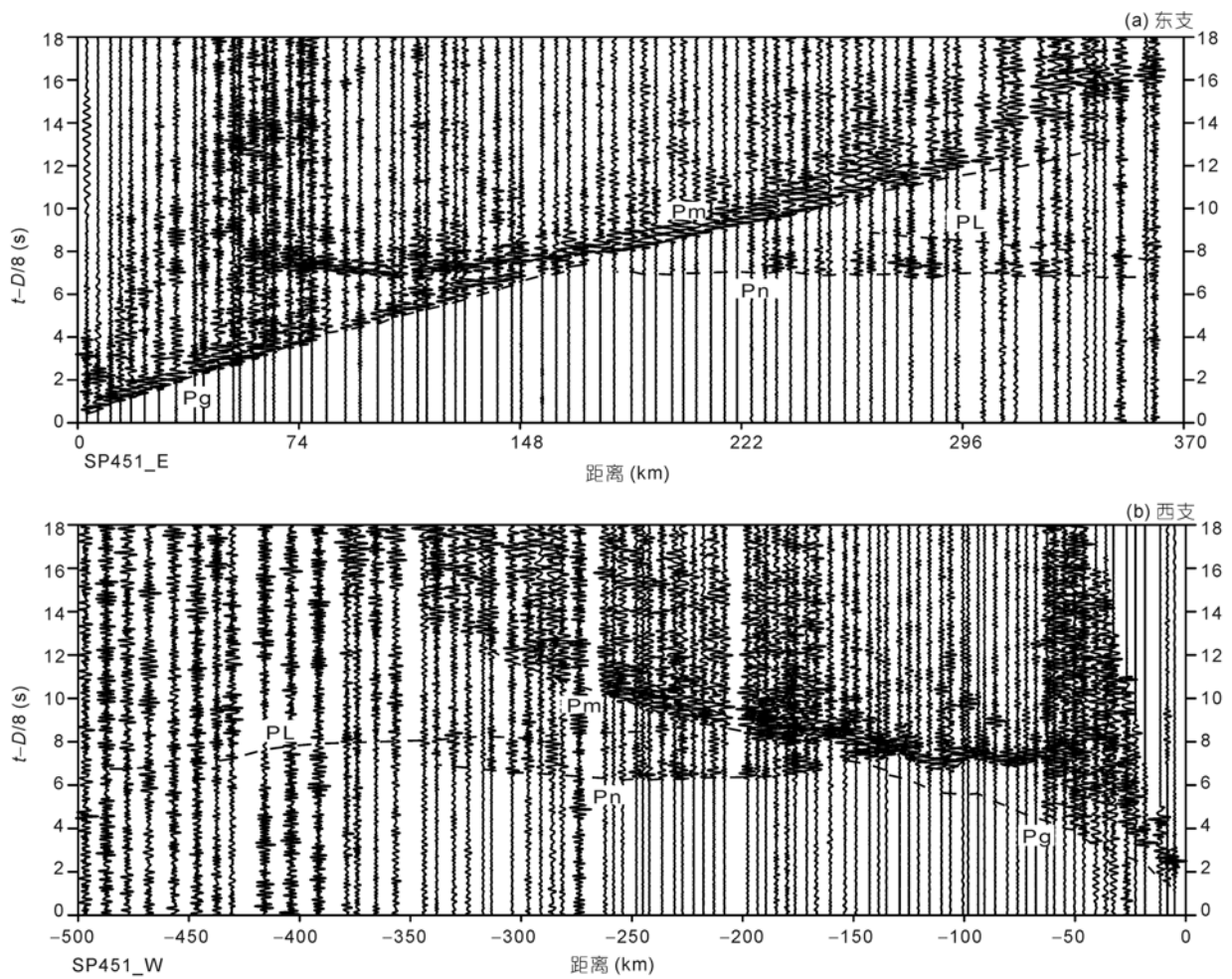


图 2 聊城炮点(SP451)地震记录截面

t , 时间, D , 距离

2 太行山两侧地震记录波形的差异

同以往的人工地震记录相比, 诸城-宜川剖面单炮的记录截面都较长. 然而, 当接收距离超过一定限

度后, 地震记录的信噪比会大大降低. 因此, 应利用数字信号处理的新方法、新技术, 对原始地震记录实施预处理, 最大限度地提高地震记录的信噪比.

主要运用基于小波变换原理的新方法、新技术,

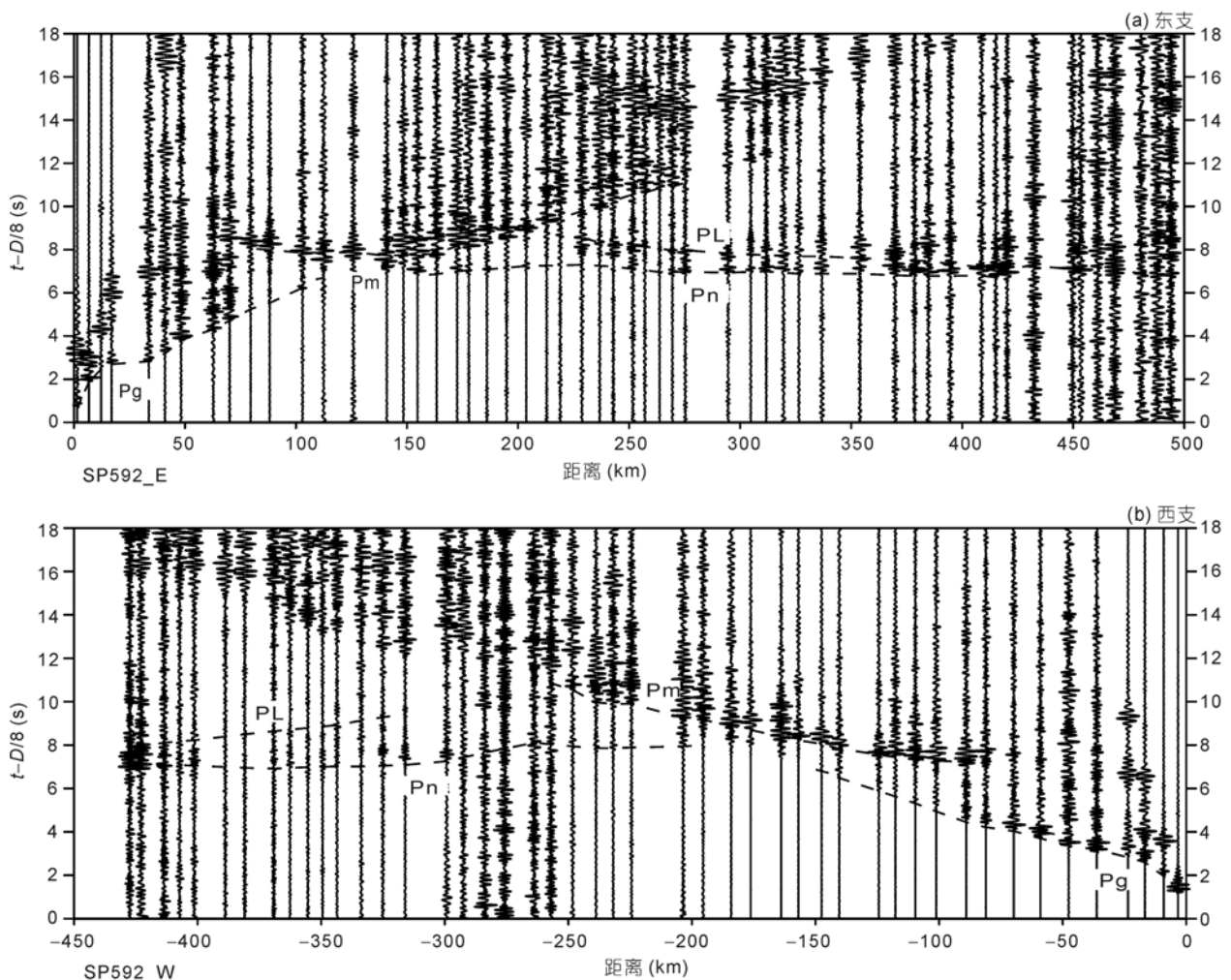


图3 安阳炮点(SP592)地震记录截面

包括小波变换多分量最佳组合、自适应阈值去噪、极小极大准则选阈值去噪等^[8]对原始地震记录进行了预处理. 对每个地震记录截面进行了反复实验、处理, 力求最大限度地提高信噪比. 实际应用效果表明, 这些方法优于常规的基于富氏变换的滤波方法. 不过震相类型不同、记录截面不同, 最佳的去噪方法也不同, 需要经反复实验选择.

图4给出了滤波处理的一个例子. 记录截面为安阳炮点东西两边的记录. 该炮点刚好位于太行山东西两侧的分界线附近, 因而其记录截面的东西两支分别反映了东西两侧的岩石圈结构情况. 为了突出莫霍面的反射波组 Pm, 我们选用了小波变换极小极大准则选阈值去噪方法. 由图4可以看出, 经去噪处

理后, 地震记录截面中 Pm 波组得到了明显的加强, 变得容易识别, 容易读取到时.

更重要的是, 图4(b)还显示了炮点两边 Pm 波波形的明显差异. 西边的 Pm 波组清晰、振幅强、波的延续时间短. 东边 Pm 波组模糊不清、振幅弱、波的延续时间长. 由于两侧的地震记录均来自同一个爆破震源, 震源时间函数和震源过程对记录波形的影响是相同的. 因此, 两侧 Pm 波形的差异反映了太行山东西两侧 Moho 面性质的不同. 经与理论地震图对比, 推测太行山以东的 Moho 面已被改造, 不再是一个尖锐的间断面, 而是一个复杂的过渡带. 相比之下, 太行山以西的 Moho 面改造程度较轻, 基本保持原来面目. Moho 面仍为一尖锐的间断面.

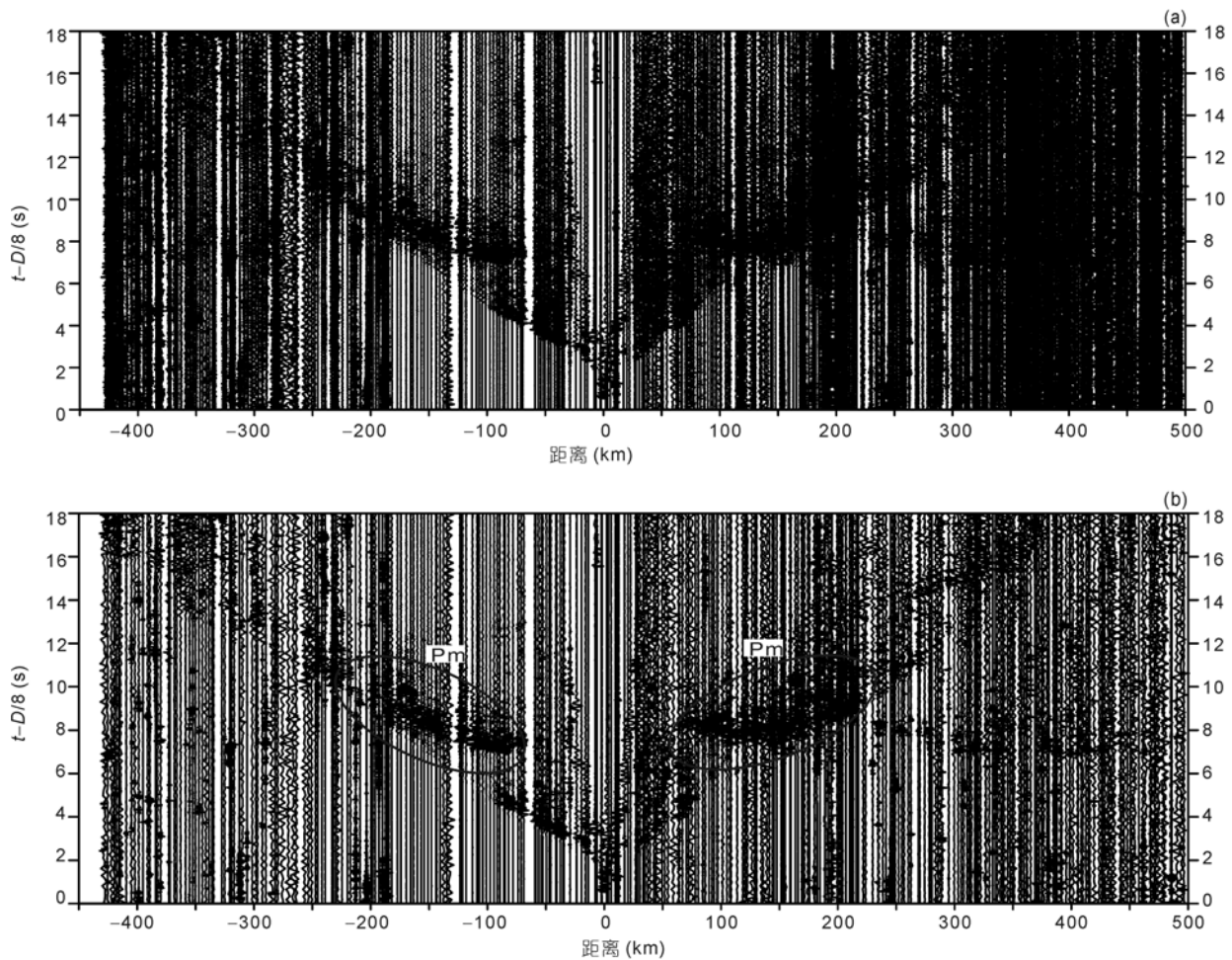


图4 安阳炮点地震记录截面滤波处理

(a) 原始记录; (b) 经小波变换极小极大准则选阈值去噪处理后的记录, 所圈定的 Pm 波为莫霍面的反射波

3 诸城-宜川人工地震剖面的岩石圈二维速度结构的反演

在人工地震记录截面滤波的基础上, 对比识别出地壳和岩石圈地幔内的各种震相, 读取了相应的到时. 重要的震相包括廻折波 Pg(地壳内)、Pn(岩石圈地幔内)、反射波 Pm(Moho 面)和 PL(岩石圈底界面反射波)等. 廻折波走时对相关廻折层内的速度非常敏感, 反射波走时则对相关界面的深度控制较好.

综合利用所有炮点的走时资料, 通过地震层析成像技术, 同时得到沿剖面岩石圈的速度结构和界面位置^[9]. 反演过程中, 除利用观测走时和理论走时的拟合外, 还考虑了记录波形和理论地震图波形的拟合. 图 5 和 6 为两个炮点的理论地震图、射线路径

和走时拟合.

图 7 为反演得到的岩石圈二维 P 波速度结构模型. 为了更加详细地显示速度的分布, 除给出速度的等值线(细线)外, 还给出了下地壳、岩石圈地幔两层内沿测线的平均速度(模型中的粗体数字).

从总的趋势来看, 沿剖面自东至西, 下地壳和岩石圈地幔介质的平均速度逐渐增加. 在太行山重力梯度带两侧, 速度结构有一突然的变化, 这在后面还要专门论述. 类似的, 自东向西, C 界面、Moho 界面和岩石圈底界面的深度也在逐渐增加. 但 3 个界面的变化幅度和起伏形态却有较大的差异. 岩石圈底界面的变化幅度和起伏最大, Moho 界面次之, C 界面最小. 这反映了构造运动的主要影响因素来自深部.

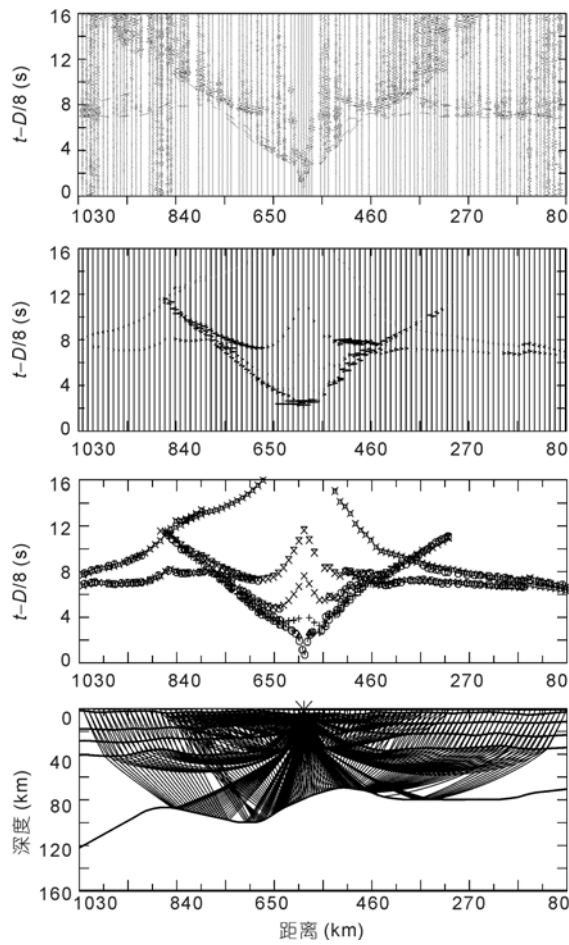


图 5 SP 592 理论地震图、射线路径和走时拟合图

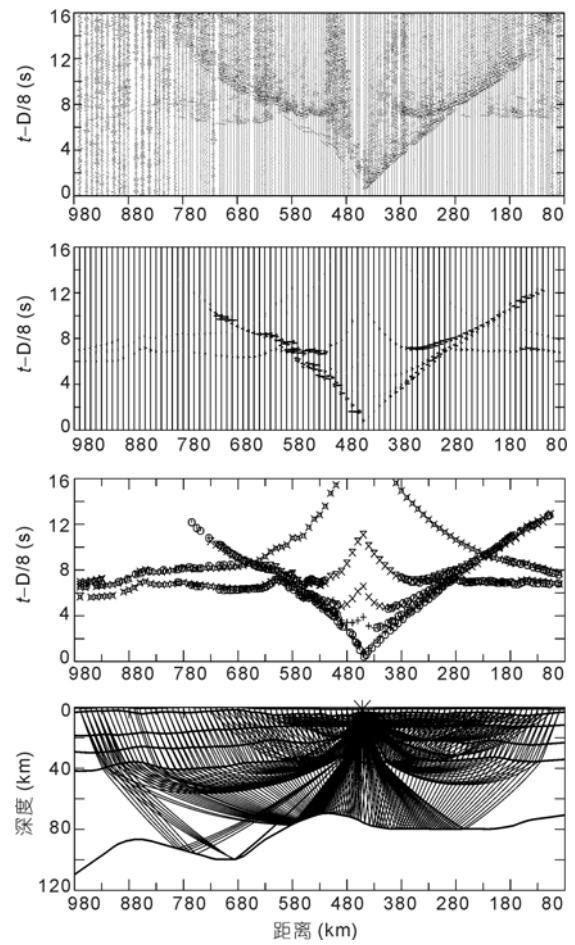


图 6 SP 451 理论地震图、射线路径和走时拟合图

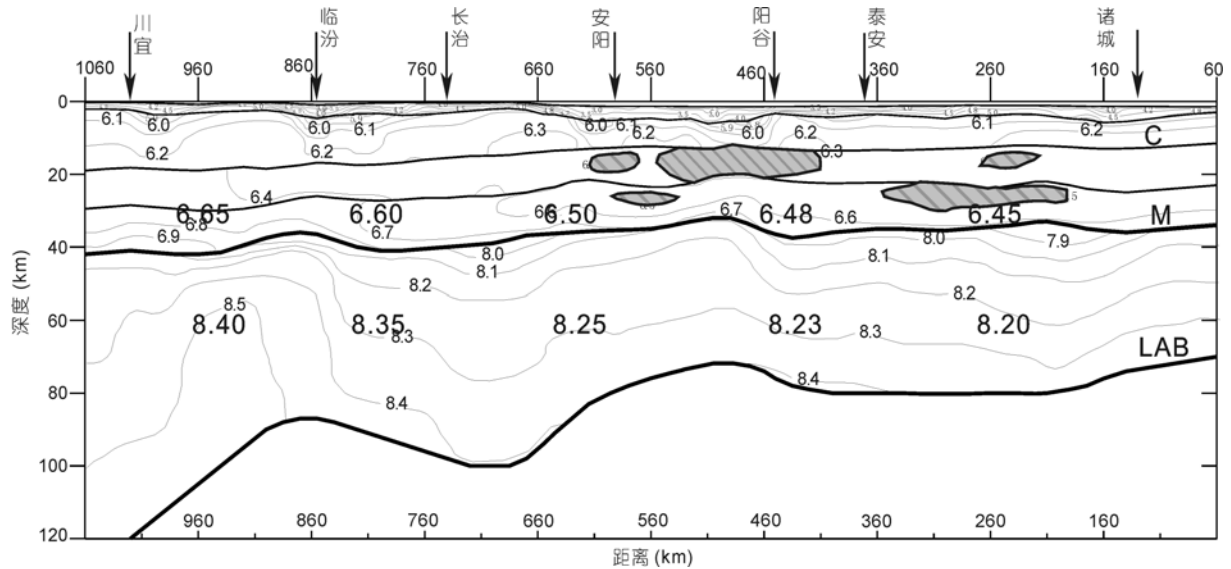


图 7 诸城-宜川人工地震剖面岩石圈速度结构

C 为克拉德界面, M 为 Moho 界面, LAB 为岩石圈和软流圈分界面. 阴影区为地壳内的低速层. 速度单位: km s^{-1}

4 太行山东西两侧岩石圈结构的差异及分析

由图7可以看出, 太行山东西两侧岩石圈结构存在着明显差异, 主要表现为如下几个方面:

(1) 岩石圈厚度. 东侧较薄, 为 70~80 km. 西侧较厚, 在 85~120 km 范围内变化. 太行山重力梯度带对应约 30 km 的岩石圈厚度跳变. Chen^[10]通过远震 P 波和 S 波接收函数的反演, 也发现了华北岩石圈厚度存在显著的横向变化: 在克拉通东部的渤海湾盆地平均约为 80 km, 从太行山下的约 120 km 向西至克拉通中部变为约 90 km. 从山东高密到济南岩石圈的厚度为 60~80 km^[11]. Xu 和 Zhao^[12]的地震 P 波走时成像结果, 也显示太行山两侧岩石圈厚度存在明显差异. 大地电磁测量也得到了类似的结果, 应县-商河大地电磁剖面的反演结果, 发现以曲阳附近的太行山前断裂为界, 岩石圈厚度存在显著的横向变化^[2].

(2) 岩石圈地幔介质的 P 波速度值. 东侧波速较低, 在 7.9~8.4 km s⁻¹ 范围内变化, 平均速度为 8.20~8.23 km s⁻¹. 西侧波速较高, 变化范围为 8.1~8.55 km s⁻¹, 平均速度为 8.35~8.40 km s⁻¹.

同以往的人工地震 Pn 波反演结果相比, 这次得到的上地幔的 P 波速度显得较高. 这是由于过去测线的最大接收距离大都在 200 km 以内, 所观测到的 Pn 波的射线路径非常贴近 Moho 面, 因而其反演结果反映的是上地幔最顶部的速度值. 这次试验最大接收距离要大得多, 所观测到的 Pn 波穿透较深, 因而反映的是上地幔内更深处的波速值.

(3) 下地壳介质的 P 波速度值. 东侧波速较低, 在 6.3~6.7 km s⁻¹ 范围内变化, 平均速度为 6.45~6.48 km s⁻¹. 西侧波速较高, 变化范围为 6.4~6.95 km s⁻¹, 平均速度为 6.60~6.65 km s⁻¹.

(4) 壳内低速体. 东侧的中下地壳内存在不同尺度的低速体, 而西侧的地壳内尚未发现.

此外, 考虑前面所述的太行山两侧 Pm 波的波形资料的差异, 推测东部地区的莫霍面不再是一个尖锐的间断面, 而是一个复杂的过渡带.

在分析东西两侧速度分布差异时, 主要考虑了深部介质的情况, 未对浅部的速度结构进行对比分析. 这是因为, 浅部介质速度主要受沉积层厚度和浅层构造的影响. 在盆地内和凹陷区速度偏低, 相对地,

在山区和隆起区速度偏高.

岩石圈地幔一直是华北克拉通研究的重点. 针对华北岩石圈地幔的岩性和化学结构, 许多学者作了大量的工作^[2,13,14]. 参照他们的结果, 图7中太行山东侧低速的介质相应于尖晶石二辉橄榄岩, 岩石圈地幔属弱亏损型. 相对地, 西侧高速的岩石圈地幔介质则相应于方辉橄榄岩, 岩石圈地幔属强亏损型. 一般来说, 西部岩石圈地幔年龄相对较老(晚太古代-元古代), 而东部岩石圈的年龄较新(主要为现代年龄, 少量为元古代).

上述差异表明, 太行山重力梯度带也是一条岩石圈厚度突变带和岩石成分分隔带. 从图7可以看出, 两侧地壳厚度虽有一定的变化, 但变化幅度有限. 仅以厚度变化难以解释如此强的重力梯度带. 不过, 将两侧岩石圈厚度和岩石成分变化的因素都考虑进去, 就可以较好地拟合太行山重力梯度带的规模和强度.

由此可知, 太行山以东地区的克拉通岩石圈结构受到了严重的破坏和改造. 这种破坏和改造表现为两个方面: 1) 岩石圈整体厚度的减小; 2) 岩石物理性质和成分的改变. 从图7可以看出, 岩石圈的减薄主要是由于岩石圈地幔厚度的减小所引起的, 而岩石物理性质和成分的改变不仅发生于岩石圈地幔内, 而且发生于地壳内. 华北地区噪声成像的最新研究, 也得到了类似的结果. 7, 12 和 16 s 瑞利面波群速度分布图像表明, 太行山东西两侧群速度存在明显的差异, 东侧的群速度比西侧低^[15,16].

关于华北克拉通东部岩石圈破坏的机制, 目前仍然存在很大的争论. 迄今为止, 国内外学者提出了拆沉作用、热机械-化学侵蚀作用、橄榄岩-熔体相互作用、机械拉张作用以及进入岩石圈的水弱化模型等有关破坏方式的多种见解^[17,18]. 相比之下, 前两种模型受到更多的关注.

上述几种模型, 主要是建立在岩石学和地球化学研究的基础上. 根据这次人工地震的结果, 并考虑其他地球物理学方法的研究, 作者更倾向于热机械-化学侵蚀作用. 当然, 考虑到诸城-宜川人工地震剖面的位置, 这一看法仅限于华北克拉通南部. 主要根据如下:

(1) 壳-幔边界的结构和性质. 壳-幔边界的结构和性质标志着该地区所经历的不同的壳-幔相互作用过程. 太行山两侧 PM 波的波形资料的差异表明, 东部地区的 Moho 面不再是一个尖锐的间断面, 而是一

个复杂的有一定厚度的过渡带. 这意味着岩浆的底侵或热侵蚀作用是该地区岩石圈破坏的主导因素. 岩石圈最底部物质在上涌软流圈的热传导“烘烤”下发生软化. 在软流圈水平流动产生的水平方向剪切应力的作用下, 这部分物质逐渐被剥蚀掉, 转变成软流圈的一部分. 这是一个相当缓慢的作用过程. 岩浆的侵入作用或“烘烤”作用, 还会继续向上影响到 Moho 面. 于是莫霍面也会被改造, 由原来的尖锐间断面逐步演变为一个复杂的有一定厚度的过渡带. 而拆沉作用是在相对较短的时间内完成的. 岩石圈因重力不稳定(如岩石圈因含有榴辉岩而比重大于软流圈)而被拆沉到软流圈中. 由于部分下地壳和岩石圈地幔拆沉, 软流圈地幔物质上升充填, 可以形成清晰的壳-幔界面. 壳-幔边界强烈的速度反差对应于较低速的长英质-镁铁质地壳物质与较高速的超镁铁质上地幔物质的化学界面. 有清晰壳-幔界面的燕山地区^[19]即属于这种类型, 岩石圈破坏以拆沉方式为主. Gao 等^[20]对燕山地区兴隆沟火山岩的地球化学研究结果也表明了这一点.

(2) 地壳内低速体的存在. 从图 7 可看出, 在太行山东侧的中下地壳内存在多个低速体, 而太行山西侧的地壳内却没有. 壳内低速体的发育从另一个侧面反映了上地幔热物质的侵入. 由于上地幔热物质的侵入, 地壳介质增温, 低速体发育.

类似的, 据刘启元等^[21]、王峻等^[22]利用接收函数反演得到的首都圈地壳上地幔三维 S 波速度结构, 发现在唐山、三河及延怀盆地等地区的地壳内也存在低速体, 且这些低速体伴随着壳幔界面的隆起; 他们也认为, 壳内低速体的形成可能与华北克拉通裂解过程中上地幔物质的侵入作用有关. 从地理位置来看, 他们研究的地区稍偏北一些, 但也是位于太行山东侧, 属于华北克拉通的东部地区.

(3) 大地热流值和岩浆活动. 据汪洋^[23]的研究, 东部地区具有较高的大地热流值和地幔热流值. 另外, 新生代以来, 华北地区东部玄武岩浆活动广泛发育^[24], 而西部却很少出现.

太行山东西两侧的多种差异的出现, 推测都和软流圈热物质的运动相联系. 也就是说, 复杂的壳-幔过渡带、壳内低速体、高的大地热流值和地幔热流值、广泛发育的玄武岩浆活动等属于同源产物, 这个源就是上地幔热物质的作用. 正是这种热侵蚀作用引起了岩石圈减薄和破坏.

5 引起岩石圈破坏的构造因素

可能引起华北克拉通破坏的构造因素有多种多样, 如: 印度-欧亚碰撞^[25], 华南-华北碰撞^[26], 地幔柱^[27]和太平洋板块俯冲^[28]等. 究竟哪一个因素更合理、影响作用更大些, 目前尚未取得一致的意见.

朱日祥和郑天愉^[29]分析了地球物理结果, 认为太平洋板块在中生代的俯冲对华北克拉通构造演化的起了重要作用. 由于俯冲作用, 使得上地幔发生快速和不稳定的流动. 这种区域地幔流动体系引起华北克拉通上地幔熔体、流体含量的增加, 促进了大陆岩石圈的软化.

Huang 和 Zhao^[30]的地震层析成像结果清楚地展示了太平洋板块向欧亚大陆之下俯冲的情况. 沿东西向的竖直切面上, 俯冲板块为一清楚的高速条带, 沿一定的角度向西俯冲. 然而, 在大约 400 km 深度的上地幔过渡带, 俯冲板片突然出现了转折, 呈非常缓的俯冲角度继续向西推进. 俯冲板片的前缘已推进到华北克拉通下方, 接近太行山重力梯度带的位置, 如图 8 所示. 该图据 Zhao 等^[31]的模型修改而成. 作者认为, 在地幔楔内, 由于俯冲板块的拖曳作用, 诱发软流圈物质向东流动. 这种东向的流动由于东部俯冲板块的限制阻挡, 必然会转变为强烈上涌. 上涌流动导致华北克拉通东部岩石圈底部的物质发生软化, 产生热侵蚀作用, 或者诱导软流圈来源的熔体与岩石圈地幔不断相互作用, 形成饱满的地幔橄榄岩^[32]. 此外, 俯冲板片的脱水作用也会对地幔楔内的物质性质产生较大的改变. 因此, 太平洋板块俯冲是改变华北克拉通岩石圈地幔性质的重要动力学因素.

考虑到俯冲板片前缘的位置, 也就不难理解太

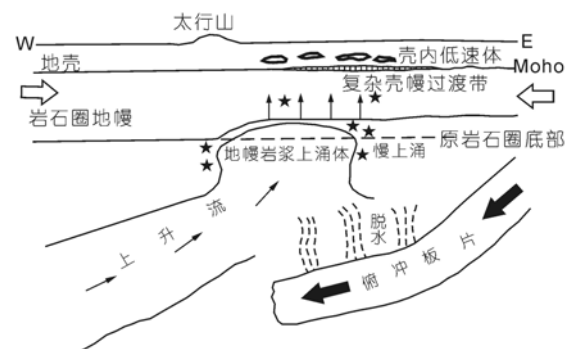


图 8 太平洋板块俯冲对华北克拉通影响的示意图

据 Zhao 等^[31]的模型修改

行山两侧岩石圈结构的差异. 这是因为, 俯冲板片的影响作用主要发生在地幔楔内, 而俯冲板片尚未到达的西部, 受影响小得多. 而太行山两侧岩石圈结构的差异, 尤其是东部岩石圈的显著减薄, 势必会导致两侧重力值出现较大的变化. 从这种意义上就不难理解为什么太平洋俯冲板片的前缘、华北岩石圈减薄区的西部边界、太行山重力梯度带三者位置上如此接近.

6 结论

诸城-宜川人工地震折射/宽角反射剖面揭示的华北克拉通南部岩石圈二维速度结构表明:

(1) 太行山东西两侧岩石圈结构存在着明显差异. 东侧岩石圈较薄, 为 70~80 km. 西侧岩石圈较厚,

在 85~120 km 范围内变化. 在太行山重力梯度带附近, 岩石圈厚度表现为约 30 km 的跳变. 东侧岩石圈地幔和下地壳介质的 P 波速度值较低, 西侧较高. 东侧的中下地壳内存在不同尺度的低速体, 而西侧尚未发现. 因此, 太行山重力梯度带也是一条岩石圈厚度突变带和岩石成分分隔带.

(2) 太行山两侧 PM 波的波形存在显著差异, 西侧 PM 波组清晰、振幅强、波的延续时间短. 东侧 PM 波组模糊不清、振幅弱、波的延续时间长. 表明东部地区的 Moho 面不再是一个尖锐的间断面, 而是一个复杂的过渡带.

基于以上分析, 推测上地幔物质的热机械-化学侵蚀作用是引起太行山东侧岩石圈的减薄和破坏的主要机制, 太平洋板块俯冲是改变华北克拉通岩石圈地幔性质的重要动力学因素.

致谢 金振民院士、赵大鹏教授对本项研究给予了热情指导; 野外观测资料是一百多名野外工作人员辛勤劳动结果; 中国地震局地球物理勘探中心领导对本项工作给予了大力支持; 两位审稿人对文稿提出了许多宝贵的意见; 在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 马杏垣. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 1989
- 2 邓晋福, 魏文博, 等. 中国华北地区岩石圈三维结构及演化. 北京: 地质出版社, 2007. 1-276
- 3 Ye H, Zhang R, Mao F. The Cenozoic tectonic evolution of the Great North China: Two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 1987, 133: 217-227
- 4 Liu M, Cui X, Liu F. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: A mantle dynamic link to the Indo-Asian collision. *Tectonophysics*, 2004, 393: 29-42
- 5 Xu, Y G, Chung S L, Ma J, et al. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in western and eastern Sino-Korean Craton: Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. *J Geol*, 2004, 112: 593-605
- 6 徐义刚. 太行山重力梯度带的形成与华北岩石圈减薄的时空差异性有关. *地球科学*, 2006, 31: 14-22
- 7 邓起东. 中国活动构造图. 北京: 地震出版社, 2007
- 8 赖晓玲, 张先康, 李松林, 等. 小波多分辨分析在壳幔非均匀尺度研究中的应用. *地球物理学报*, 2003, 46: 47-53
- 9 李松林, 樊计昌, 吴宁远. 地震测深资料解释的新方法. 北京: 地震出版社, 2006
- 10 Chen L. Lithospheric structure variations between the eastern and central North China Craton from S- and P-receiver function migration. *Phys Earth Planet Inter*, 2009, 173: 216-227
- 11 Chen L, Zheng T Y, Xu W W. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09312, doi: 10.1029/2005JB003974
- 12 Xu P F, Zhao D P. Upper-mantle velocity structure beneath the North China Craton: Implications for lithospheric thinning. *Geophys J Int*, 2009, 177: 12797-1283, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04120.x
- 13 郑建平. 不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生置换过程. *科学通报*, 2009, 54: 1990-2007
- 14 张宏福, 周新华, 范蔚茗, 等. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理. *岩石学报*, 2005, 21: 1271-1280
- 15 房立华, 吴建平, 吕作勇. 华北地区基于噪声的瑞利面波群速度层析成像. *地球物理学报*, 2009, 52: 663-671
- 16 房立华, 吴建平. 背景噪声频散曲线测定及其在华北地区的应用. *地震学报*, 2009, 31: 544-554
- 17 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. *岩石学报*, 2008, 24: 1145-1174
- 18 Menzies M, Xu Y, Zhang H, et al. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton.

- Lithos, 2007, 96: 1–21
- 19 Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. Insight into the geodynamics of cratonic reactivation from seismic analysis of the crust-mantle boundary. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L08303, doi: 10.1029/2008GL033439
- 20 Gao S, Rudnick R, Yuan H, et al. Recycling lower continental crust in the North China Craton. *Nature*, 2004, 432: 892–897
- 21 刘启元, 王峻, 陈九辉, 等. 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*, 2007, 14: 205–213
- 22 王峻, 刘启元, 陈九辉, 等. 根据接收函数反演得到的首都圈地壳上地幔三维 S 波速度结构. *地球物理学报*, 2009, 52: 2472–2482
- 23 汪洋. 华北和华南岩石圈热状态、流变学特征与地壳成分. 北京: 地质出版社, 2006. 4–21
- 24 刘若新. 中国新生代火山岩年代学和地球化学. 北京: 地震出版社, 1992. 1–427
- 25 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean Craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, et al, eds. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geol Soc Spe Pub London, 1993, 76: 71–78
- 26 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath eastern China: Evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth*, 2001, 26: 747–757
- 27 Deng J F, Mo X X, Zhao H L, et al. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: ‘Continental roots-plume tectonics’. *Earth-Sci Rev*, 2004, 65: 223–275
- 28 Griffin W L, Zhang A D, O’Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, et al. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Am Geophys Union Geodyn, 1998, 27: 107–126
- 29 朱日祥, 郑天愉. 华北克拉通破坏机制与元古代古板块构造体系. *科学通报*, 2009, 54: 1950–1961
- 30 Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
- 31 Zhao D P, Mishra O P, Sanda R. Influence of fluids and magma on earthquakes: Seismological evidence. *Phys Earth Planet Inter*, 2002, 132: 249–267
- 32 Zhang H, Nakamura E, Sun M, et al. Transformation of subcontinental lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: Evidence from a highly fertile mantle xenolith from the North China Craton. *Int Geol Rev*, 2007, 49: 658–679