



华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系

朱日祥, 郑天愉

中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

E-mail: rxzhu@mail.igcas.ac.cn

2009-04-15 收稿, 2009-06-02 接受

国家自然科学基金重大研究计划(批准号: 90814000)资助项目

摘要 在对华北克拉通岩石圈地幔性质发生变化的物理、化学过程和时空范围深入研究的基础上, 探寻其动力学作用, 需要对华北克拉通岩石圈及其周围的地幔状态和构造有整体的认识。从地震学研究构建的华北克拉通地壳、上地幔速度结构出发, 分析研究了岩石圈厚度、壳-幔边界性质、上地幔结构和变形的构造特征和变化规律; 结合岩石地球化学研究结果, 提出了华北克拉通上地幔流动模型。我们认为: 主要是太平洋板块俯冲使东亚大陆下方地幔流动呈现快速和不稳定的特点, 这一独特的区域地幔流动体系促进了华北克拉通上地幔中熔流体含量的增加和岩石圈软化, 导致了华北克拉通不同地区分别以拆沉和热侵蚀为主的不同方式被破坏。同时, 根据华北克拉通地壳记录的东-西块体碰撞拼合、古洋壳消减以及古陆壳残留的证据, 揭示了地球在古元古代已经进入与现今相似的板块构造体系。

关键词

华北克拉通破坏
地震成像
地幔流动
古元古代
板块构造

克拉通是地球表面最重要的一类构造单元, 对它形成、演化和破坏的研究是认识演化中的地球及其动力系统的有效途径。关于克拉通形成, 存在垂直增生、水平叠置等多种假设和争论^[1]。近几年的研究发现: (1) 熔体亏损-密度小和难熔、含水量低-强度大(流变性弱)、厚度大(约 200 km) 是克拉通下部岩石圈地幔的基本特征; (2) 地球最古老物质的年龄大约是 44 亿年左右, 推断克拉通的形成与此相当^[2]; (3) 存在克拉通被破坏的观测证据, 包括受地幔上涌发生部分破坏的大陆裂谷(如东非裂谷)^[3], 克拉通边缘地幔对流作用引发的板内火山(非洲和南美)^[4], 格外引人注目的是被大规模破坏的华北克拉通和北美怀俄明克拉通^[5]。

从地球整体行为来研究克拉通, 有可能提供窥测地球内部动力学过程的新途径。古老、稳定的克拉通能保存地球早期动力学过程的信息, 这为我们研究壳-幔分异后圈层结构和板块构造体制的形成提供了条件。而被破坏(或者说活化)的克拉通, 则向人们

提出了新的研究命题: 是地球动力系统的局部平衡失稳还是全局性破坏(如大陆裂解)的前兆?

华北克拉通既有被破坏的东部块体, 也有基本保持稳定的西部块体, 可以说是研究大陆形成与演化的最佳场所。岩石学和地球化学研究获得了华北克拉通岩石圈减薄的证据, 探讨了岩石圈地幔性质发生变化的物理化学可能方式。本文侧重从地球物理的角度来认识华北克拉通破坏的动力学机制以及古元古代地球是否进入板块构造体制。

1 华北克拉通破坏的岩石地球化学研究

1.1 岩石圈减薄的证据

早在 20 世纪 50 年代, 我国地质学界在对华北克拉通构造演化的研究中就提出了“地台活化”的见解^[6,7]。近 20 年来, 国内外学者通过岩石学和地球化学研究, 获得了岩石圈减薄的多种实验和观测证据, 加深了对华北克拉通破坏/活化的认识^[8-10]。

金伯利岩岩浆来自深达 200 km 的地幔。地幔内

引用格式: 朱日祥, 郑天愉. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. 科学通报, 2009, 54: 1950~1961

Zhu R X, Zheng T Y. Destruction geodynamics of the North China Craton and its Paleoproterozoic plate tectonics. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0451-5

部在高温、高压及低氧逸度的环境下可以结晶出金刚石。当岩浆快速上升时携带了地幔捕虏体及其矿物，金刚石也是被携带的矿物之一。对华北克拉通东部出露的早奥陶世含金刚石金伯利岩(山东蒙阴和辽宁复县)中地幔捕虏体的研究，证明了早古生代华北东部岩石圈地幔具有典型克拉通的性质。同时，这些金伯利岩中地幔橄榄岩的高Fo(地幔橄榄岩中橄榄石的百分含量Fo)越高，其组成越难熔，或者形成年龄可能越古老，或者是高程度熔体提取后的残留体)以及Re-Os同位素定年结果，证明这些捕虏体岩石所代表的岩石圈地幔形成于太古代^[8]。

然而，对中国东部新生代玄武岩及其橄榄岩包体的研究发现，新生代岩石圈地幔的性质不同于古生代。在岩石类型上，新生代玄武岩中的地幔橄榄岩以尖晶石二辉橄榄岩为主，与古生代金伯利岩中的橄榄岩包体表现为出现大量的石榴石和方辉橄榄岩明显不同。在主要元素成分上，古生代橄榄岩主要表现为难熔的特点，表明是经历过较高程度熔体提取后的地幔残留体；而新生代地幔橄榄岩则具有相对饱满的特点，反映只经历过较低程度的熔体提取。从Sr-Nd-Hf同位素看，古生代华北岩石圈地幔主要表现为富集的特点，而新生代岩石圈地幔主要表现为亏损特点。对橄榄岩包体及产于金伯利岩的金刚石中矿物包裹体的温压条件研究显示，古生代时的地热状况与世界上典型的克拉通相似，约为 40 mW/m^2 ；而新生代时的地热梯度上升达到 80 mW/m^2 ，与裂谷构造带等现代大陆活动区类似。这些证据揭示，华北克拉通东部自古生代以来，岩石圈地幔的物理和化学性质发生了根本改变，华北克拉通东部已经被改造甚至发生了破坏^[8,10]。

1.2 华北克拉通破坏方式

从地球圈层结构形成机制来看，岩石圈地幔是在特定温度、压力条件下(对应大陆区域特定深度范围)稳定存在的特定物质组分的集合体。如上所述，对来源于岩石圈地幔的物质形成年龄、组分和性质的测定，是了解不同时代克拉通岩石圈地幔性质最基本的途径。为了从地球深部的样品中提取定时、定位(深度)的信息，需要不断发展测试技术，减少不确定性。在不断获得新测试数据的基础上，通过研究岩石圈地幔形成条件(温度、压力、组分差异等)、岩浆作用、区域地质构造事件等，人们试图认识究竟是何种地球动力学过程使华北克拉通岩石圈地幔性质

发生了变化？这是发现岩石圈减薄以来人们思考的主要问题。为了回答这个科学命题，不同研究者展开了对华北克拉通破坏发生的时间、岩石圈减薄的垂直幅度、克拉通破坏的空间分布、克拉通破坏方式和动力学机制等多方位的研究。

Gao等人^[11]在燕山地区(辽西兴隆沟)的研究，获得了下地壳和岩石圈地幔物质进入软流圈地幔的岩石学证据，认为“拆沉作用”是岩石圈减薄的方式。他们最近对华北克拉通东部带早白垩世原始岩浆的鲁西费县碱性苦橄岩和辽西四合屯高镁玄武岩的研究，为拆沉作用提供了进一步证据^[12]。郟庐断裂带及其附近地区的新生代(山旺、女山)捕虏体橄榄岩是研究克拉通东部新生岩石圈地幔性质的主要样品；郟庐断裂被认为是岩石圈地幔内薄弱带。国内外学者^[13-17]的相关研究，提出了软流圈热物质上涌主导的热侵蚀作用是岩石圈破坏的热-化学/机械侵蚀方式。Zhang^[18]通过分析玄武岩携带的橄榄石捕虏晶和辉石捕虏晶中的环带结构，论证了地幔橄榄岩-熔体反应对岩石圈地幔改造与破坏的影响，提出多来源熔体与橄榄岩相互作用是造成岩石圈地幔性质改变的有效途径。岩石学和地球化学研究，获得了许多来自地球深部样品的直接数据，探讨了可能改变岩石圈地幔性质的物理和化学过程，提出了拆沉作用、热-化学/机械侵蚀作用、橄榄岩-熔体相互作用和机械拉张，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^[8,19]。

2 华北克拉通地壳-上地幔构造特征

虽然上述岩石学和地球化学研究为华北克拉通破坏提供了直接证据，也是目前华北克拉通破坏研究的重要领域。然而，岩石学和地球化学研究所依据的深部样品分布存在局限和不均匀性，大大制约了从整体上对华北克拉通破坏方式和机制的认识。要寻找其动力学作用，就需要对整个华北克拉通岩石圈及其周围的地幔流动状态作整体和较全面的认识^[20]。

地震波在地球内部传播的性质，确定了地震学探测地球深部结构的独特优势。从全球数字化地震台网的建立到全球数据共享，进而推进到密集流动地震台阵探测；使地震学家从对全球性大尺度结构和构造的研究，进一步深入到对许许多多复杂多样的典型构造域深部细结构的探测研究。本文基于近

年来获得的华北克拉通高质量、高分辨的地震波记录资料,对探测剖面及相关区域下的地壳-上地幔结构作了综合分析研究,力图为华北克拉通破坏研究的深化提出一些新的思考.

2.1 华北克拉通岩石圈减薄的空间差异性

通过分析地震流动台阵观测资料给出的岩石圈-软流圈分界面的地震成像结果,将对华北克拉通岩石圈结构的认识,扩展到一维和二维.从山东高密到济南岩石圈的厚度约为60~80 km^[21],太行山及其以东地区的岩石圈厚度分布为60~130 km(图1)^[22],说明现今华北克拉通东部沉积盆地下部岩石圈厚度发生了明显减薄.图1说明华北克拉通东部整体都被破坏,但岩石圈减薄存在显著的空间差异性;这样的深部结构特征,暗示了华北克拉通破坏过程在整体上存在由东向西逐渐减弱的变化趋势.

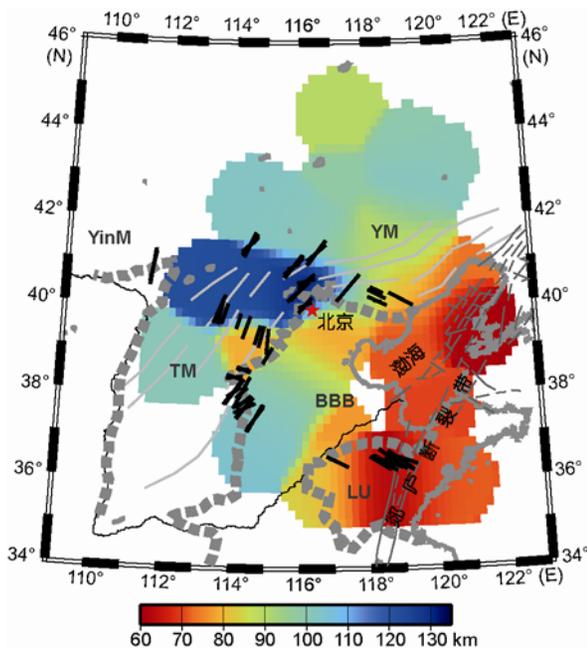


图1 由接收函数偏移成像推断的华北克拉通东部岩石圈厚度分布^[22]

下方的色柱标志岩石圈厚度,图中黑色线段是横波分裂测量结果;BBB,渤海湾盆地;LU,鲁西隆起;TM,太行山;YinM,阴山;YM,燕山

2.2 壳-幔过渡带结构差异——克拉通破坏方式的多样性

当地震波通过不同速度介质的分界面时产生反射和折射;其中上行入射P波在Moho面折射后的S波部分,称为Moho面P-S转换波.图2和3为华北克拉

通不同区域观测的径向接收函数叠加剖面 and 壳-幔界面P-S转换波波形分析结果.在接收函数剖面(图2),除了出现在4~5 s处的Moho面P-S转换波震相外,在燕山剖面(B和C)、鄂尔多斯剖面(A)和鹤壁-庆阳剖面(F)的小部分(沁水盆地东部),在约14~16 s处可清晰追踪到另一个较强震相,它们是Moho面的PpPs多次波震相.比较可以看到,在太行山剖面(D和E),郟庐-鲁西剖面(G)和鹤壁-庆阳剖面(F)的大部分, Moho面的PpPs多次波震相分布不集中,振幅较小. Zheng等人^[23]通过分析研究燕山地区和太行山地区Moho面PpPs多次波波形的差异(图3),论证了这两个地区Moho面的PpPs多次波震相波形特征的差异是二者壳-幔过渡层结构不同所引起的.通过比较这多条剖面的观测资料判断,在燕山地区和沁水盆地东部有清晰的Moho界面,与克拉通东部其他地区的壳-幔界面速度逐渐增加的结构不同.

遭受破坏的华北克拉通东部带和中部带,不同区域有着截然不同的地壳厚度与壳-幔边界结构,它标志着被破坏的华北克拉通曾经历了不同的壳-幔相互作用过程.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地幔物质的化学界面.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.对厚的壳-幔过渡层的成因可以有多种解释,例如地壳岩石和地幔岩石由于底侵作用而发生混存,地幔岩的剪切变形,镁铁质岩石的相变等等.有清晰壳-幔界面的燕山地区,地壳明显较薄,岩石圈破坏应该以拆沉方式为主,这与Gao等人^[4]对兴隆沟(燕山地区)火山岩的岩石地球化学研究结果一致.而在相邻的太行山地区有厚的地壳与壳-幔过渡层,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,抑或该区发生破坏的程度较为有限.在地壳和岩石圈最薄的郟庐断裂带,壳-幔过渡层具有与太行山地区相同的特征,也就是说沿郟庐断裂带岩石圈的破坏可能也是以底侵或热侵蚀为主导.但考虑该区中新世代岩浆活动极为强烈,目前也不排除该区发生拆沉后,地壳底部发生大规模岩浆底侵的可能性.因此,即使在华北克拉通的东部,不同部位曾经历的破坏方式也是不同的.

2.3 上地幔变形的区域差异性

从地幔物质的晶格排列或变形造成地震各向异性的机理,可以分析地幔现今的流动方向,或者早期

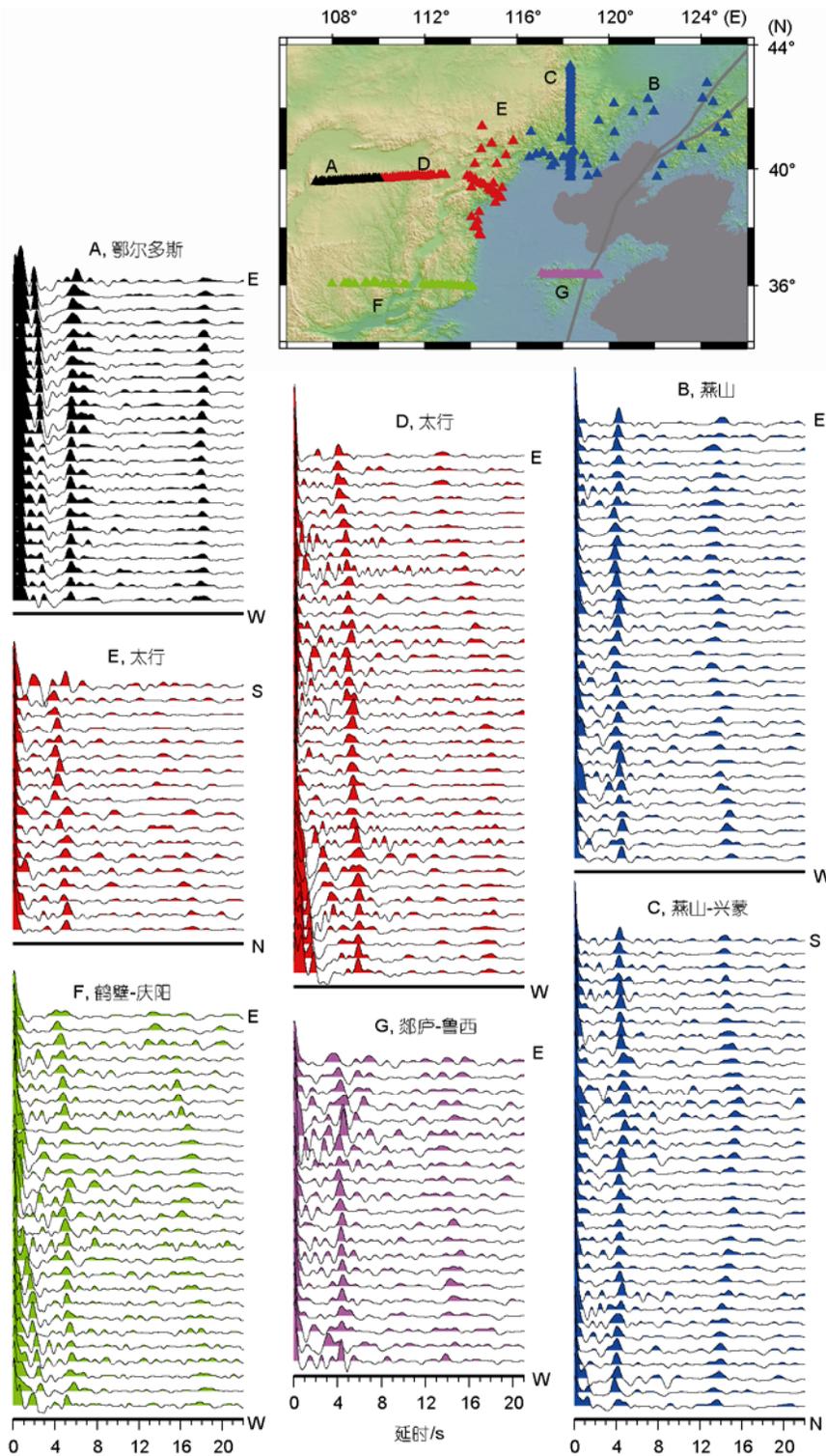


图2 叠加的径向接收函数记录剖面

每道接收函数是同一台站远震记录的叠加结果。右上角插图是地震台站分布图；三角表示地震台，台站颜色与接收函数波形颜色对应。A, 鄂尔多斯剖面；B, 燕山 E-W 剖面(西段是中国地震局首都圈数字地震台网, 东段是基金项目 40474022 探测台阵)；C, 燕山-兴蒙剖面；D, 太行山 E-W 剖面；E, 太行山 S-N 剖面(中国地震局首都圈数字地震台网)；F, 鹤壁-庆阳剖面(基金重大研究计划项目 90814002 探测台阵)；G, 郑庐-鲁西剖面；未加说明的是《华北地区内部结构探测研究计划》(NCISP)的探测台阵

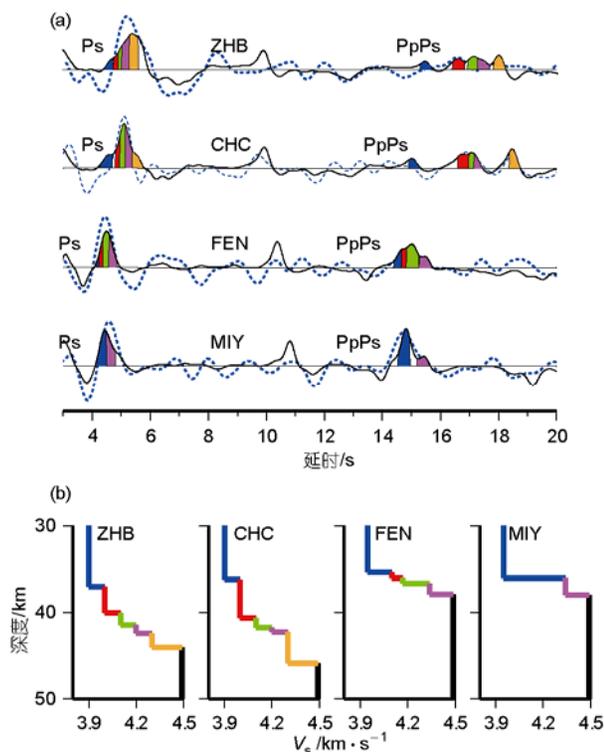


图3 壳-幔界面P-S转换波波形分析^[23]

(a) 4个台站的观测和相应理论接收函数波形。其中蓝色虚线是实际记录；黑线是理论波形，它们是根据波形反演确定的速度模型(b)计算得到。Ps和PpPs波形中不同颜色分别表示来自不同界面的转换波和多次波，波形颜色与模型图分层的颜色一一对应。(b) S波速度模型。ZHB, 张北台; CHC, 赤城台; 二者位于太行山地区; FEN, 丰宁台; MIY, 密云台; 二者位于燕山地区

构造演化、地幔变形留下的记忆。华北克拉通内部各向异性参数表现为剧烈的空间变化^[24-26]，在鲁西隆起和渤海湾盆地的快轴极化方向一致趋向NW-SE方向，平行于中、新生代构造拉伸方向。在克拉通中部的太行山地区，快轴方向较一致地趋向NE或NNE向，平行于本地区地质构造走向。在两个构造区分界的分界处，在小于100 km尺度的范围内，快轴方向相互垂直。在华北克拉通北缘燕山地区，存在一个代表垂直的各向异性对称轴或者是各向异性矿物杂乱无章叠置的测量结果。在华北克拉通西部，快轴方向又变成NW-SE方向，快慢分量时间延迟(表示各向异性强度)达到1.8 s，到西侧迅速下降。对华北克拉通区域性的地震各向异性测量，暗示了地幔变形的不均匀性。

地幔上涌是能够导致克拉通破坏的动力学因素。如果地震各向异性主要是由地幔柱作用造成，那么

各向异性残留痕迹有两种分布图像：一是大尺度地幔物质垂直上涌造成橄榄岩晶体对称轴垂直排列，从而观测不到SKS的分裂；二是快速上升的地幔柱侵蚀岩石圈底部，这种柱状物质从中心向外流动，于是产生围绕弱各向异性的地幔柱中心的径向分布的快波方向。郅庐断裂带曾是前人推测地幔柱作用的影响区域^[27,28]。在进行了密集地震探测的郅庐断裂带中段区域，横波分裂呈现规律性的明显变化，一个约40 km宽的过渡带把该区域划分为截然不同的两部分：东部方向为NE-SW或ENE-WSW向，而西部方向为NW-SN向(图4)^[29]。这种横向变化明显的横波分裂结果说明，沿郅庐断裂带不存在大尺度地幔柱作用的痕迹。

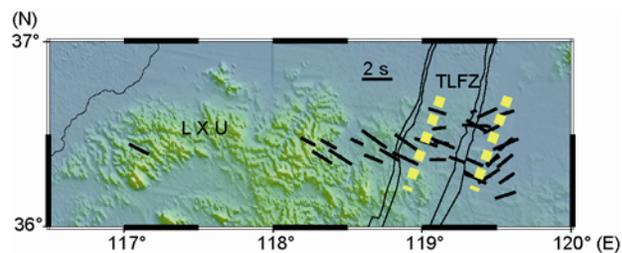


图4 对郅庐断裂带(中段)地区的横波分裂测量结果^[29]

各测点处的线段方向为快轴极化方向，长短表示快慢波延迟时间。LXU, 鲁西隆起; TLFZ, 郅庐断裂带

流动地震台阵探测在华北克拉通东部的多条剖面下观测到，地壳内广泛发育了低速夹层，标志了构造热事件留下的记忆^[29-31]。高密到济南剖面下方岩石圈S波速度结构成像还揭示了郅庐断裂两侧的岩石圈结构和性质显著不同^[29]，证实了郅庐断裂是深达岩石圈地幔的构造薄弱带。但值得注意的是，低速夹层不存在似对称分布或集中分布的图像，也没有发现大尺度地幔柱作用的历史记录。

2.4 华北克拉通上地幔流动状态

随着地震记录资料的积累和分析方法的改进，提高了层析成像的分辨率。新的层析成像结果提供了华北克拉通及相关区域上地幔结构的一些基本特征^[32,33]。(1) 华北克拉通东部上下地幔过渡带为高速体，在高速体上、下存在一些低速异常体(图5)；(2) 华北克拉通西部地壳下的高速体延伸到约200 km深处(图6)。接收函数叠加成像是构建地幔过渡带结构的有效手段，密集台站探测提供的精细结构成像结果显示，华北克拉通东部地幔过渡带厚，中间略

薄(与全球平均厚度比较),西部又稍变厚.根据 410 和 666 km 间断面形态的反相关性质,通过反演 410 km 间断面结构,推测华北克拉通中部(太行山和汾渭地堑)下方,是上地幔低速区.

华北克拉通东部下方的地幔过渡带结构保存了太平洋板块俯冲物质在过渡带停滞的特性.华北克拉通中部上地幔的低速结构以及横波分裂观测结果表明,存在局部不均匀的地幔对流状态.华北克拉通西部的高速体表明,厚的古老岩石圈根没有被破坏.这些地震成像结果展示了华北克拉通上地幔结构的概貌,提供了窥视深部构造特征的图像.

综合不同资料和分析方法得出的华北克拉通不同深度的地震成像结果,可以探讨华北克拉通岩石圈周围的地幔流动,以及克拉通岩石圈与周围地幔相互作用的信息.我们推测,华北克拉通东部上地幔在晚中生代的流动主要是受太平洋板块俯冲导致的大地幔楔^[34]的影响.俯冲板块脱水、俯冲海洋岩石圈进入上地幔,并对上覆地幔造成局部扰动,使华北克

拉通下方的上地幔呈现快速和不稳定的流动特征;不稳定的上地幔流与华北克拉通内部的薄弱带(如太行山地区和郯庐断裂带)相互作用的结果激化了热/化学侵蚀、与没有被破坏的西部鄂尔多斯克拉通根相互作用的结果导致了地幔湍流的形成;鄂尔多斯盆地下方地幔则处在自西向东相对稳定的流动状态(图 7).岩石圈厚度剧烈变化过渡区的低速上地幔,以及一些零散分布的低速体,是地幔流动中的局部不稳定区域.

3 华北克拉通破坏方式与动力学机制

华北克拉通破坏方式是争论最激烈的问题,拆沉和热侵蚀是目前最主要的两种模型.拆沉模型的本质是指由于重力失稳导致的垮塌.在拆沉过程中,加厚的下地壳转变成榴辉岩,此榴辉岩与下伏的岩石圈地幔一起被拆沉进入软流圈地幔.显然,该模型预测的现今岩石圈地幔几乎都是新生的,且岩石圈减薄已涉及到地壳.热侵蚀作用模型的基本涵义是

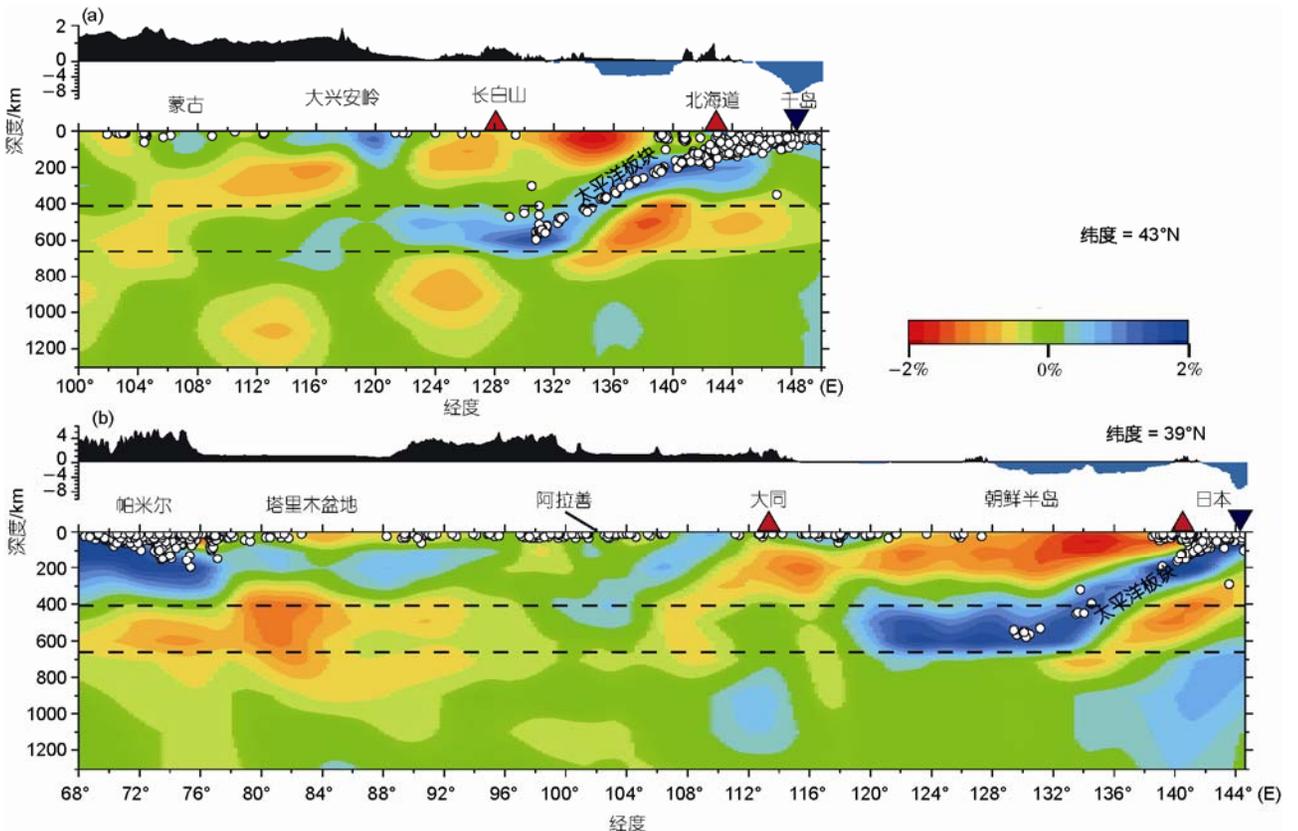


图 5 P波速度扰动的垂直剖面图^[32]

(a)和(b)分别是在 43°和 39°N 的 E-W 向剖面.剖面顶部是地貌;白点表示地震震中位置,红色和蓝色三角分别表示火山和海沟位置,黑色虚线表示 410 和 666 km 间断面.速度扰动值的颜色刻度在图(a)右下侧

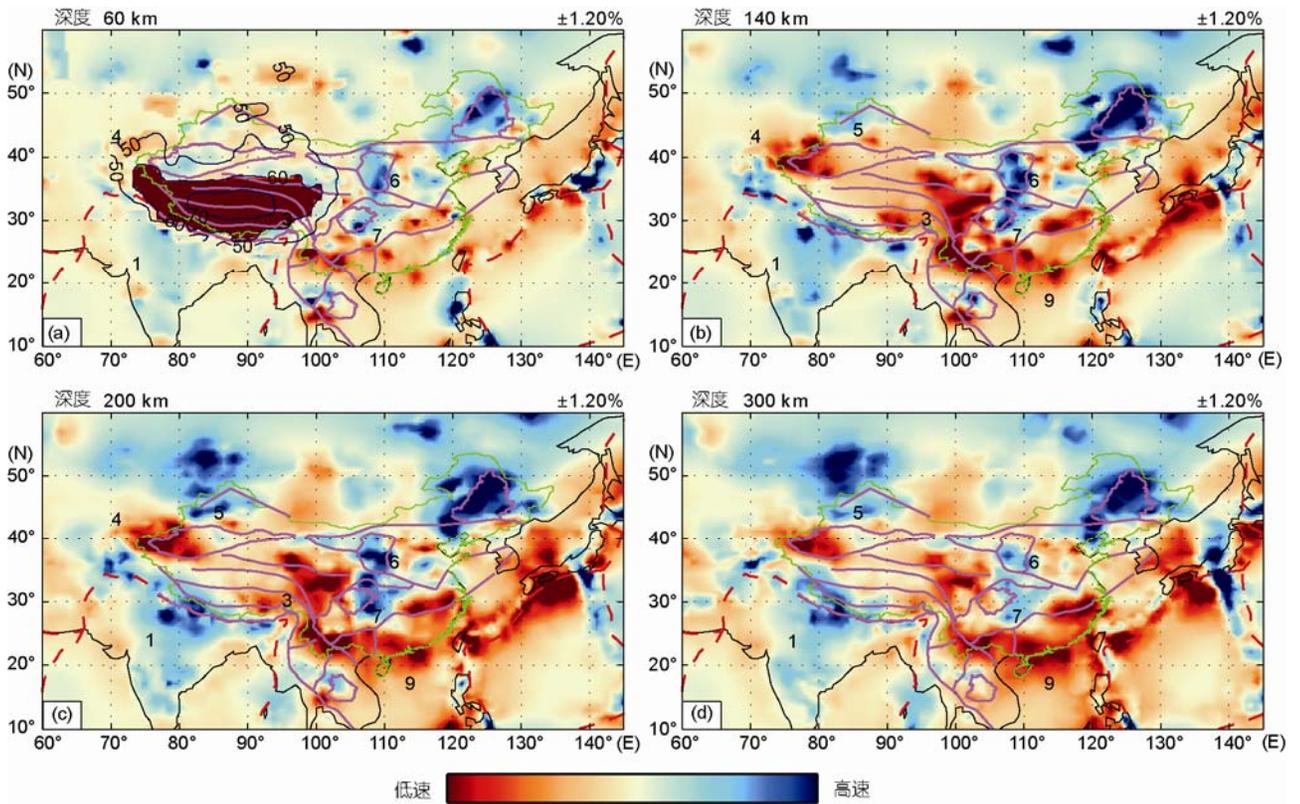


图6 不同深度的P波速度扰动图^[33]

红色和蓝色分别表示低速和高速；图中数字对应原文中垂直剖面上的标志性位置

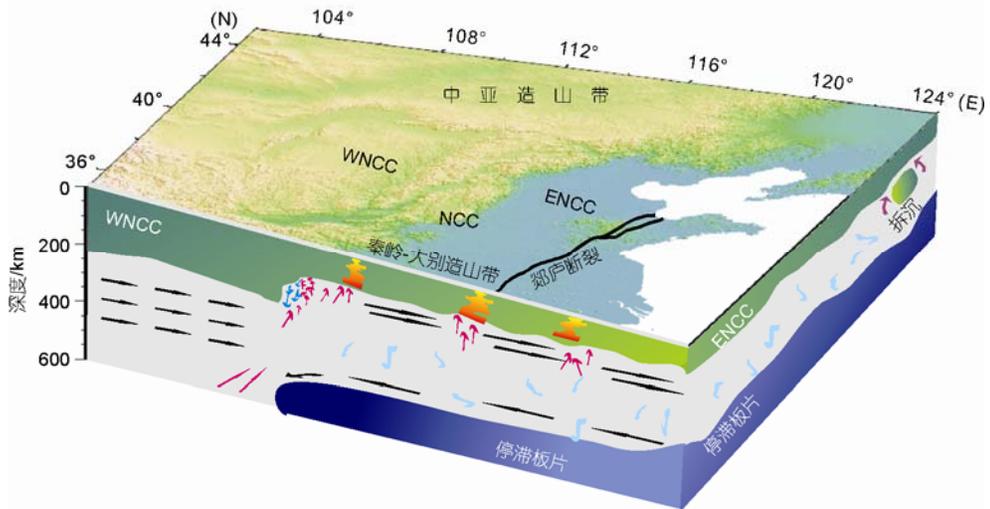


图7 华北克拉通下的地幔流动体制示意图

顶部是研究区域的地形图；垂直剖面是俯冲板块停滞物质(深蓝色)、邻近古老克拉通根(绿色)的构造以及地幔对流示意图。地幔流动包含稳定对流(黑色箭头)和局部扰动(红和蓝色小箭头)。在郯庐断裂带和太行山下方示意热侵蚀破坏方式；在辽东下方示意拆沉破坏方式。NCC, 华北克拉通; ENCC, 华北克拉通东部; WNCC, 华北克拉通西部

垂直上涌软流圈物质的热传导“烘烤”会使岩石圈最底部物质发生软化。在软流圈水平流动产生的切向剪切应力作用下,这一部分物质就会转变成软流圈的一部分。这样的剥蚀会加剧软流圈向上伏岩石圈传导热的程度,从而进一步软化岩石圈底层,导致新一轮的剥蚀,这种相互关联的热软化和机械剥蚀被称为热-机械侵蚀;与此相伴还会发生岩石圈的化学侵蚀。除这两种讨论较多的模型外,还有橄榄岩-熔体相互作用、机械拉张作用、岩浆提取作用等模型。

自古生代以来,发生在华北克拉通及周边的构造事件,诸如晚石炭世古亚洲洋向南的俯冲、三叠纪扬子与华北板块的碰撞、中生代-新生代太平洋板块俯冲。此外,冈瓦那超大陆裂解,地幔柱作用,甚至印度板块同欧亚大陆的碰撞,均被列入可能导致华北克拉通破坏的动力学原因。随着观测和实验数据的不断积累,多种解释各自的依据似乎越来越充分,矛盾也越来越尖锐。因此,需要从地质、地球物理和地球化学综合研究的角度,对华北克拉通破坏的方式和机制进行更深入的探讨。

华北克拉通破坏的特点是:(1)大范围(整个克拉通东部);(2)岩浆活动持续时间长;(3)岩浆性质和时空分布以及构造特征都表现了多样性和区域差异性;(4)缺乏源于核幔界面大地幔柱引起的软流圈上涌证据。因此,我们推断华北克拉通的破坏是源于非地幔柱的地球深部动力过程。不管这种动力学过程是单一因素的还是多因素的,都会与岩石圈地幔和周围软流圈地幔的相互作用密切相关。尽管早期周缘块体对华北克拉通的挤压造山作用,使地壳增厚和下地壳向榴辉岩转化,导致局部重力失稳。但从地震学研究的角度来看,我们看到华北克拉通下部地幔流动体系的独特之处是局部快速运动和不稳定性以及太平洋俯冲板块和停滞物质与岩石圈地幔相互作用,产生了如图7示意的地幔流动体系。在这一地幔流动体系中,俯冲板块脱水使地幔弱化;俯冲板块脱水、物质拆离进入上地幔使地幔中的熔流体增加;对流地幔的增温、减压作用等,导致岩石圈部分熔融,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^[18,35]。

岩石圈地幔破坏的方式可以是多样性的,既可能是拆沉方式,也可能是热侵蚀方式。譬如,郯庐断裂带两侧岩石圈结构差异提供了华北克拉通活化中存在软流圈地幔物质上升通道的深部探测证据,加

之厚的壳-幔过渡带特征,说明郯庐断裂带及其周边克拉通的破坏方式是以热侵蚀为主导的;地震探测揭示的太行山及其周边深部结构特征说明,该地区克拉通的破坏也是以热侵蚀为主导的;而燕山及其周边地区克拉通的破坏则是以拆沉方式完成的。概括来说,华北克拉通的破坏是以多种方式完成的,不同的先存构造背景会产生破坏方式的相应差异。

晚石炭世古亚洲洋的南向俯冲以及后续的碰撞和晚二叠世开始的扬子与华北板块碰撞拼合,都对华北克拉通周边岩石圈的物理化学性质和稳定性产生了一定的影响,但其基本属性并未被改变。从俯冲引起的地幔运动与岩石圈地幔相互作用的角度来说,我们认为,俯冲的太平洋板块引起的地幔楔造就了作用于华北克拉通岩石圈的一个活跃的地幔流动体系(图7)。在太平洋板块俯冲和华北克拉通岩石圈根被破坏过程中,俯冲板块及其停滞于地幔转换带中的俯冲物质和地幔楔的规模和位置不断变化,使东亚大陆下方地幔对流加速和不稳定性增强。这种流动体系不仅改变了软流圈物性,而且促进了软流圈沿克拉通岩石圈薄弱带上涌(诸如郯庐断裂和太行山区)和热侵蚀作用。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,华北克拉通破坏时间的峰期在130~120 Ma之间的认识^[36]也进一步佐证本文结论的正确性。

4 古元古代板块构造体制

板块构造启动的时间和机制是地球科学研究中悬而未决的重大问题之一。在认识板块构造动力学体系和研究板块构造地质判别标志的同时,一个重要的研究途径是在地质记录中发现和识别这些标志。例如古地磁极漂移,蛇绿岩、蓝片岩和超高压变质带,岩浆岩序列中代表消减环境的地球化学和同位素特征,俯冲作用残留在深部的构造痕迹等^[37,38]。在前寒武纪,地球的构造运动是否也如同现今的板块构造体系?要探究这一问题,古老的克拉通是最理想的研究对象。岩石地球化学研究,特别是Nd和Hf同位素模式年龄提供的证据表明,华北地区最古老的地壳形成信息可追溯到40亿年左右,25~30亿年是华北地壳形成的重要时代,其峰值在28~29亿年^[8]。地震学研究也揭示,在西部的鄂尔多斯盆地下,地壳结构具有典型稳定大陆的特点,由均匀、平行成层的上、中、下地壳组成。因此,根据这些结果,在没有被破

坏的华北克拉通西部,有可能追寻地球早期构造和演化的信息.过去20年中,对华北不同变质岩区(如五台山、太行山、恒山、吕梁山、内蒙古南部等地)开展了丰富的岩石学、地球化学、同位素地质定年等研究.对区域构造格局和碰撞造山过程的研究提出,在新太古代或古元古代期间,华北的东、西陆块之间被古大洋分割;古大洋向陆块下俯冲,导致大陆边缘岩浆弧、岛弧和弧后盆地的形成;古大洋全部俯冲消失后,陆块碰撞拼合,最后形成了华北克拉通.对于华北克拉通拼合的时间和方式,提出了古大洋向西部陆块下俯冲,古大洋向东部陆块下俯冲,两个古大洋先后俯冲等多种构造演化模式^[39-41].通过对华北克拉通北部和南部、自东向西横跨克拉通的两条剖面的流动地震台阵探测,我们构建了观测剖面下方地壳的细结构(图8).北剖面探测揭示了华北克拉通北部的中部碰撞带和西部块体下有两条延伸二、三百公里的低速带(图8(a)中的L1和L2);考虑到华北克拉通拼合的地质学和地球化学研究结果,我们认为从近地表向西倾斜到Moho面的低速带L1是被西部古洋壳俯冲带入的古陆壳残留体,平躺在下地壳的低速带L2

则是被东部古洋壳带入到岩石圈顶部的古陆壳折返到下地壳的残留体^[42].华北克拉通东西块体是在18.5亿年左右碰撞拼合而成,这说明在古元古代地球就已经具有与现今相类似的板块构造运动体制.

如果我们的解释是正确的话,应该在横跨华北克拉通东西部的不同位置都能从深部探测中发现古板块俯冲的残留体.为此,我们在华北克拉通南部沿鹤壁-庆阳布设了另一条与北部的利津-鄂托克剖面近平行的东-西向流动地震台阵观测剖面(图8(c)).虽然受观测场地条件限制,南剖面的东、西两端都延伸得不够,我们依然探测到了与北部剖面相似的、从近地表向西倾斜到Moho面的低速带(图8(b)中的L1).在相距400多公里的两条地震探测剖面下发现同样的特征构造,确认了这一倾斜构造,揭示了地球至少在18.5亿年就进入了板块构造体制.由此我们提出了华北克拉通东-西块体碰撞拼合、古洋壳消减以及古陆壳残留的古板块构造模型(图9).当然,由于华北克拉通自形成以来经历了复杂的后续构造活动,以及中生代-新生代活化对地壳、特别是对其下

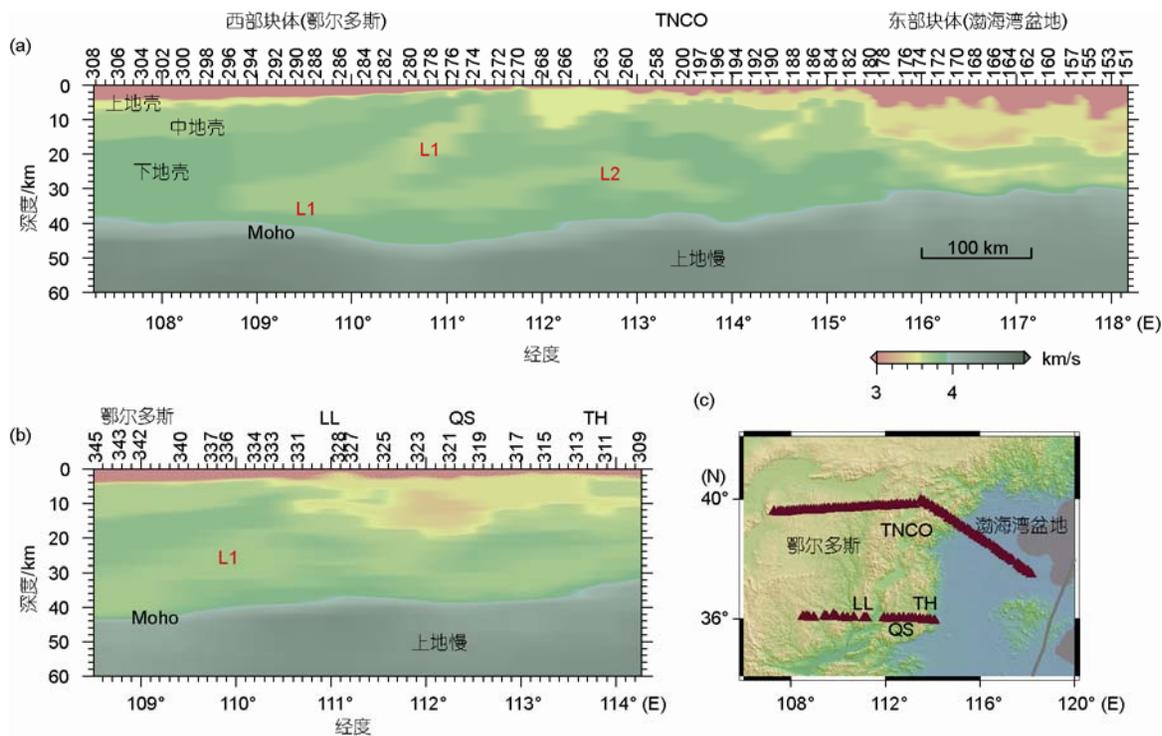


图8 地壳剪切波速度结构

(a) 北剖面(利津-鄂托克)^[42], (b) 南剖面(鹤壁-庆阳); (c) 地震台站(红色三角)位置. 速度结构剖面顶部标注了部分台站号: LL, 吕梁山; TH, 太行山; TNCO, 中部造山带; QS, 沁水盆地

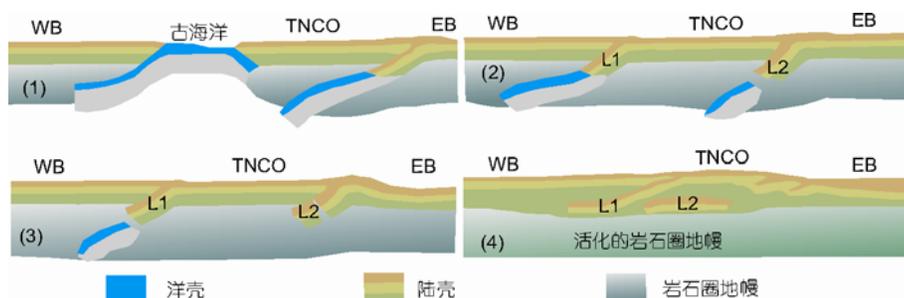


图9 华北克拉通东-西块体拼合的碰撞-消减古板块构造模型图^[42]

TNCB, 中部造山带; EB, 东部块体; WB, 西部块体

伏岩石圈的改造,使原始俯冲陆壳的形态发生了变化,造成俯冲残留体形态与现今俯冲板块形态存在差异。

古地磁研究证明^[43,44],岩石中记录的25亿年时古地磁场与现代地球磁场具有相似的特征。譬如这些古老岩石的剩磁也记录了地磁极性倒转和长期变化,并且那时的地磁场强度也与现代相类似。这说明,至少在古元古代地球内核已经从分层状态变为对流状态,从而启动了地球发电机过程;也就是说,那时的地球内部结构与动力学过程已经与现今相近。因此古元古代地球进入板块构造体系就是很自然的事了。

5 结语

多年的研究揭示,华北这一中国最大的克拉通具有与世界上其它克拉通明显不同的特点和演化历史。这些独特性主要体现在:(1)华北是世界上少数保存大于38亿年古老地质记录的地区;(2)华北的地壳增生主要发生在28~29亿年左右,明显年轻于其他

克拉通;最显著的岩浆活动发生在25亿年左右,而这一时期却是地球上其它地区岩浆活动的宁静期;

(3)华北保存有较多古元古代块体拼合的地质记录与地球物理证据,根据这些记录和证据所恢复的构造演化样式与现今板块构造相似;(4)华北同时也是地球上被破坏最为典型的克拉通,为研究克拉通破坏这一独特地球演化事件提供了极佳的天然实验室。在国家自然科学基金重大研究计划“华北克拉通破坏”的支持下,通过地球深部探测和岩石地球化学等不同学科相结合,把华北克拉通破坏置于整体地球演化的时空进程之中,进一步探究地球是何时进入板块构造体制、华北克拉通破坏的动力学机制及其在大陆形成与演化中的意义。这样的研究需要依靠从多学科获取观测证据,需要有多学科的知识 and 视野。从研究华北克拉通拓展到中国大陸东部、甚至全球构造;从研究克拉通破坏拓展到认识克拉通形成、演化。只要我们坚持,未来有望在地球动力学研究领域取得一些新认识和突破。

致谢 感谢吴福元和高山教授对本文诸多的建议和修改,感谢郑永飞教授的约稿和对本文的认真修改。

参考文献

- 1 King S. Archean cratons and mantle dynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 234: 1—14[doi]
- 2 Wilde S, Valley J, Peck W, et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 2001, 409: 175—178[doi]
- 3 Keranen K, Klemperer S. Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift: Implications for development of continental rifts. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 265: 96—111[doi]
- 4 King S, Ritsema J. African hot spot volcanism: Small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*, 2000, 290: 1137—1140[doi]
- 5 O'Neill C, Lenardic A, Griffin W, et al. Dynamics of cratons in an evolving mantle. *Lithos*, 2008, 102: 12—24[doi]
- 6 陈国达. 中国地台“活化区”的实例并着重讨论华夏古陆问题. *地质学报*, 1956, 36: 239—272

- 7 陈国达. “满蒙地块”及其大地构造特点. 地质论评, 1958, 18: 190—200
- 8 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
- 9 周新华. 华北中-新生代大陆岩石圈转型的研究现状与方向——兼论“岩石圈减薄”和“克拉通破坏”. 高校地质学报, 2009, 15: 1—18
- 10 范蔚茗, Menzies M A. 中国东部古老岩石圈下部的破坏和软流圈地幔的增生. 大地构造与成矿学, 1992, 16: 171—180
- 11 Gao S, Rudnick R, Yuan H, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 2004, 432: 892—897[[doi](#)]
- 12 Gao S, Rudnick R, Xu W, et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 270: 41—53[[doi](#)]
- 13 Menzies M, Fan W, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. *Geol Soc Spec Pub*, 1993, 76: 71—78[[doi](#)]
- 14 Zheng J, O'Reilly S, Griffin W, et al. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong Peninsula, Sino-Korean craton, eastern China. *Int Geol Rev*, 1998, 40: 471—499[[doi](#)]
- 15 Zheng J, Griffin W, O'Reilly S, et al. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 5203—5225[[doi](#)]
- 16 Xu Y. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth*, 2001, 26: 747—757[[doi](#)]
- 17 Xu Y, Huang X, Ma J, et al. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. *Contrib Mineral Petrol*, 2004, 147: 750—767
- 18 Zhang H. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 768—780[[doi](#)]
- 19 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[[doi](#)]
- 20 朱日祥, 郑天愉, 赵亮. 华北克拉通破坏机制的地球物理证据. 见: 金翔龙, 秦蕴珊, 朱日祥, 编. 中国地质地球物理研究进展. 北京: 海洋出版社. 2008
- 21 Chen L, Zheng T, Xu W. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2006, 111: B09312[[doi](#)]
- 22 Chen L, Tao W, Zhao L, et al. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 267: 56—68[[doi](#)]
- 23 Zheng T, Zhao L, Zhu R. Insight into the geodynamics of cratonic reactivation from seismic analysis of the crust-mantle boundary. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L08303[[doi](#)]
- 24 Zhao L, Zheng T. Using shear wave splitting measurements to investigate the upper mantle anisotropy beneath the North China Craton: Distinct variation from east to west. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L10309[[doi](#)]
- 25 Zhao L, Zheng T. Complex upper-mantle deformation beneath the North China Craton: Implications for lithospheric thinning. *Geophys J Int*, 2007, 170: 1095—1099[[doi](#)]
- 26 Zhao L, Zheng T, Lü G. Insight into craton evolution: Constraints from shear wave splitting in the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 2008, 168: 153—162[[doi](#)]
- 27 滕吉文, 张中杰. 渤海地球物理场与深部潜在地幔热柱的异常构造背景. *地球物理学报*, 1997, 40: 468—480
- 28 路凤香, 郑建平. 中国东部显生宙地幔演化的主要样式: “蘑菇云”模型. *地学前缘*, 2000, 7: 97—108
- 29 Zheng T Y, Zhao L, Xu W W, et al. Insight into modification of North China Craton from seismological study in the Shandong Province. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L22305[[doi](#)]
- 30 Zheng T, Chen L, Zhao L, et al. Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 159: 43—58[[doi](#)]
- 31 Zheng T, Chen L, Zhao L, et al. Crustal structure across the Yanshan belt at the northern margin of the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 2007, 161: 36—49[[doi](#)]
- 32 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2006, 111: B09305[[doi](#)]

- 33 Li C, van der Hilst R, Nafi T M. Constraining P-wave velocity variations in the upper mantle beneath Southeast Asia. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 154: 180—195[[doi](#)]
- 34 Zhao D, Maruyama S, Omori S. Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics. *Gondwana Res*, 2007, 11: 120—131[[doi](#)]
- 35 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[[doi](#)]
- 36 Wu F, Lin J, Wilde S, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 103—119[[doi](#)]
- 37 Cawood P, Kröner A, Pisarevsky S. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 2006, 16: 4—11
- 38 Stern R J. 板块构造启动的时间和机制: 理论和经验探索. *科学通报*, 2007, 52: 489—501
- 39 Kusky T, Li J. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 2003, 22: 383—397[[doi](#)]
- 40 Kröner A, Wilde S, Li J, et al. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 577—595[[doi](#)]
- 41 Faure M, Trap P, Line W, et al. Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt—New insights from the Luliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs. *Episodes*, 2007, 30: 96—107
- 42 Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. New evidence for subduction during assembly of the North China Craton. *Geology*, 2009, 37: 395—398[[doi](#)]
- 43 Smirnov A, Tarduno J, Pisakin B. Paleointensity of the early geodynamo (2.45 Ga) as recorded in Karelia: A single-crystal approach. *Geology*, 2003, 31: 415—418[[doi](#)]
- 44 Smirnov A, Tarduno J. Secular variation of the Late Archean-Early Proterozoic geodynamo. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L16607,[[doi](#)]