中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 5 期: 536 ~ 548
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
评 述 克拉通破坏与西太平洋板块俯冲专题

华北克拉通非均匀破坏的动力学原因: 来自地震学和地球动力学的约束

王坤[1,2], 赵亮[1,2*], 徐小兵[1,2], 杨建锋[1,2]

1. 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;
2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029
* 通讯作者, E-mail: zhaoliang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2017-05-25; 收修改稿日期: 2017-11-13; 接受日期: 2017-11-14; 网络版发表日期: 2018-01-22
国家自然科学基金项目(批准号: 91414301)资助

摘要 关于华北克拉通破坏的原因和机制, 学术界目前普遍接受的观点是由古太平洋板块俯冲及其触发的地幔流动、熔/流体的强烈交代改造导致, 但其具体的动力学作用过程还不明确, 是现阶段克拉通破坏研究的主要内容. 文章总结了华北克拉通地区密集地震台阵探测获得的深部结构图像和地球动力学数值模拟实验结果, 获得以下认识: 华北克拉通下方地幔转换带的纵、横波速度及速度比扰动的小尺度空间变化特征是太平洋板块存在非均匀脱水的证据; 俯冲板块引发了地幔转换带的湿上升流, 导致克拉通下方上地幔熔/流体的非均匀分布, 在地震波速度上表现为小尺度异常分布特征; 密集地震台阵探测揭示上地幔速度结构和变形的非均匀特性, 是华北克拉通岩石圈变形的应变集中效应和非均匀分布熔/流体破坏岩石圈的综合作用结果. 如果大洋板块俯冲非均匀脱水、熔/流体非均匀分布在早白垩世就已经发生, 那么它与华北克拉通岩石圈地幔之间的相互作用可以是华北克拉通非均匀破坏的动力学机制. 这个推测对于进一步协调和解释华北克拉通地区多学科观测证据具有重要意义.

关键词 克拉通破坏, 空间非均匀性, 地震成像, 动力学数值模拟

1 引言

克拉通是大陆的稳定构造单元, 可以免于后期地质作用的破坏而保持长期稳定(Sleep, 2005; 吴福元等, 2014). 朱日祥等(2015)将克拉通基本属性总结为: 具有古老、巨厚岩石圈; 整体稳定; 岩石圈地幔难熔并具有同位素组成富集组分以及强烈的壳幔耦合. 对应这些基本属性, 地球物理、地质和地球化学等多学科证据表明华北克拉通东部在显生宙期间发生了明显的岩石圈减薄, 大规模岩浆活动及伸展作用, 微量元素富集且壳幔解耦, 因此华北克拉通东部原有克拉通属性已不复存在(Menzies等, 1993; Griffin等, 1998; 朱日祥等, 2012), 这个过程被定义为克拉通破坏(吴福元等, 2008)或去克拉通化(Yang等, 2010).

关于华北克拉通破坏的动力学原因和机制, 学术界目前普遍接受的动力学模型是: 早白垩世古太平洋

中文引用格式: 王坤, 赵亮, 徐小兵, 杨建锋. 2018. 华北克拉通非均匀破坏的动力学原因: 来自地震学和地球动力学的约束. 中国科学: 地球科学, 48: 536–548, doi: 10.1360/N072017-00169
英文引用格式: Wang K, Zhao L, Xu X B, Yang J F. 2018. Heterogeneous destruction of the North China Craton: Coupled constraints from seismology and geodynamic numerical modeling. Science China Earth Sciences, 61: 515–526, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9142-1

© 2018 《中国科学》杂志社

板块(Izanagi板块)俯冲、回转与后撤，结果导致克拉通岩石圈减薄(郑永飞和吴福元，2009)乃至破坏(朱日祥和郑天愉，2009). 不过就这个俯冲影响模型来说，有“自上而下”和“自下而上”之分. “自上而下”模型假设，俯冲的古太平洋板片对华北克拉通岩石圈自东向西产生构造侵蚀，导致其弱化和水化乃至减薄(郑永飞和吴福元, 2009). “自下而上”模型假设, 俯冲的古太平洋板片滞留于地幔转换带，引起了地幔转换带及其上覆地幔的物性与流动状态的改变，形成非稳态地幔流动导致华北克拉通减薄(朱日祥和郑天愉, 2009). 无论哪种模型，克拉通岩石圈地幔底部都受到来自深部熔/流体强烈的交代改造, 形成强烈富集的岩石圈地幔(张宏福，2009; Xu Z等，2012; Zhu等，2012; 朱日祥等，2015). 尽管目前还不能回答古太平洋板块是否在早白垩世就已经停滞在地幔过渡带这个关键问题，但是将大洋板块俯冲作为克拉通破坏的动力学机制，这个一阶模型可以从克拉通尺度上定性的解释目前大多数的地球物理、地质学和地球化学证据(充分性)，而且还能进一步用于多学科新观测和新实验数据的解释(必要性). 例如, 地球物理研究显示, 现今地幔转换带中存在大范围的高速异常体，描绘了滞留的大洋板片的位置和形态(Huang和Zhao，2006)；地质学研究表明，大规模的伸展构造(盆地和变质核杂岩)伸展方向和极性特征与太平洋俯冲方向一致(Zhu等，2012；林伟等，2013)；地球化学研究(Zhang等，2009；Xu Y G等，2012，Xu Z等，2012)显示，中国东部新生代玄武岩中微量元素与年轻大洋地壳成分一致，暗示着古太平洋板块可能参与了华北克拉通的破坏过程.

高温高压实验表明地幔转换带具有很强的含水能力，而且可能是一个富水层(Bercovici和Karato，2003; Huang等，2005). 大洋板片俯冲过程中在<200km深度发生强烈的脱水作用，但依然有部分水能够被强含水能力的高密度含水镁硅酸盐(DHMS)或名义上无水矿物带入到更深的地幔(Iwamori，2004; Ohtani等，2004; 郑永飞等, 2016). 矿物实验表明, 即使少量的水对岩石的物理(密度、黏度、地震波速、电导率等)和化学(熔融温度、相变面等)性质都有重要影响(Karato和Jung，1998; Hirth等，2000; Hirth和Kohlstedt，2003; Wang等，2006; Hack和Thompson，2011)，无论富含水的地幔转换带的水来自于早期地球还是由俯冲板片带入的，俯冲的大洋板片都将引起地幔转换带复杂的动力学过程. 地球动力学数值模拟实验表明, 停滞板片可以促进地幔楔物质发生部分熔融, 降低软流圈的黏度, 从而加速岩石圈地幔的减薄(He, 2014). 然而古太平洋板块俯冲脱水后如何导致克拉通岩石圈破坏的具体动力学作用过程依然还不明确，是现阶段克拉通破坏研究的主要内容.

有关华北克拉通的破坏, 近20年来, 特别是自然科学基金委“华北克拉通破坏重大计划”实施以来，地球物理学、地质学和地球化学等多学科都提出了众多至关重要的基础证据. 本文以太平洋板块俯冲为动力学背景，首先概述了华北克拉通地区的深部结构地震探测研究结果，然后讨论了其揭示的华北克拉通壳幔结构、变形演化的特征；其次聚焦华北克拉通东部和中部岩石圈被破坏后的横向小尺度变化特征，探讨了非均匀破坏特征及其对华北克拉通破坏具体动力学过程的启示.

2　华北克拉通地区的深部结构地震探测研究

作为一个观测学科，地震学的研究进展依赖于地震观测台阵的覆盖范围和观测密度. 总体上说来，华北地区的深部结构地震探测研究进展可以分为密集地震台阵探测实施之前和之后两个阶段.

2.1　早期地震学探测

“克拉通计划”实施之前，相对地质学和地球化学研究，地球物理深部结构探测结果和研究程度是有限的. 受到观测手段和规模的限制，华北地区仅开展了部分区域且观测网络较稀疏的深部结构观测. 在此阶段，尽管所获得深部结构图像分辨率较低，还是对于“华北克拉通岩石圈减薄”机制及其动力学原因的初步确立起到了关键作用.

基于跨越秦岭地区地震层析成像、主动源探测研究获得的岩石圈速度结构，袁学诚(1996)推断蘑菇云状地幔上涌导致了秦岭造山带岩石圈层速度异常. 尽管秦岭地区并不是华北克拉通破坏的核心区域，而且受观测系统的限制该图像的空间分辨率不够理想，袁学诚(1996)的结果对于华北克拉通减薄的端元模型之一——“热侵蚀模型”的提出依然起到了至关重要的作用(例如, Griffin等，1998; Menzies和Xu，1998)，甚至影

响了之后有关华北克拉通减薄“热侵蚀”和“岩石圈拆沉”端元机制的长期争论.

应用国际地震中心和中国地震年报数据, Huang和Zhao(2006)获得了中国及邻区的地壳和上地幔纵波速度结构层析成像结果. 这项工作的主要贡献是重建了太平洋板块(菲律宾板块)俯冲形态, 显示板片前缘停滞在渤海湾盆地之下、119°E以东的地幔转换带之内, 从而为“太平洋板块俯冲导致华北克拉通破坏”这个推测提供了可能的结构证据.

2.2 密集地震台阵探测结果

21世纪以来, 中国地震观测平台和实验规模获得了突飞猛进的发展(图1). 中国科学院地质与地球物理研究所“华北深部结构计划”(North China Interior Structure Project, 包含NCISP1~7测线; Zheng等, 2005)、中国地震局首都圈计划以及北京大学等单位采用国际先进水平的宽频带流动地震台阵观测系统, 分别选取华北的关键区域开展了上千台之多的密集流动台阵研究. 2008年后, 中国地震局升级了全国固定宽频带地震台阵网(Zheng等, 2010). 这些相对均匀布设且顾及关键构造廊带的台阵优化了整体观测孔径布设, 为提高成像分辨率奠定了基础. 如下文所述, 基于密集地震台阵采集的数据, 地震学者们开展了大量地震成像工作. 相对前人研究, 高分辨率的图像进一步揭示了华北克拉通下方从地壳到地幔转换带非均匀的结构和变形特征. 本文的主要目的并非详细阐述已发表的大量地球物理证据. 但为了便于非地震学科背景读者的理解, 按照深部结构地震学探测属性的不同, 本文将从以下3个方面着重介绍利用密集台阵数据所揭示的壳幔速度和变形非均匀性特征的研究成果.

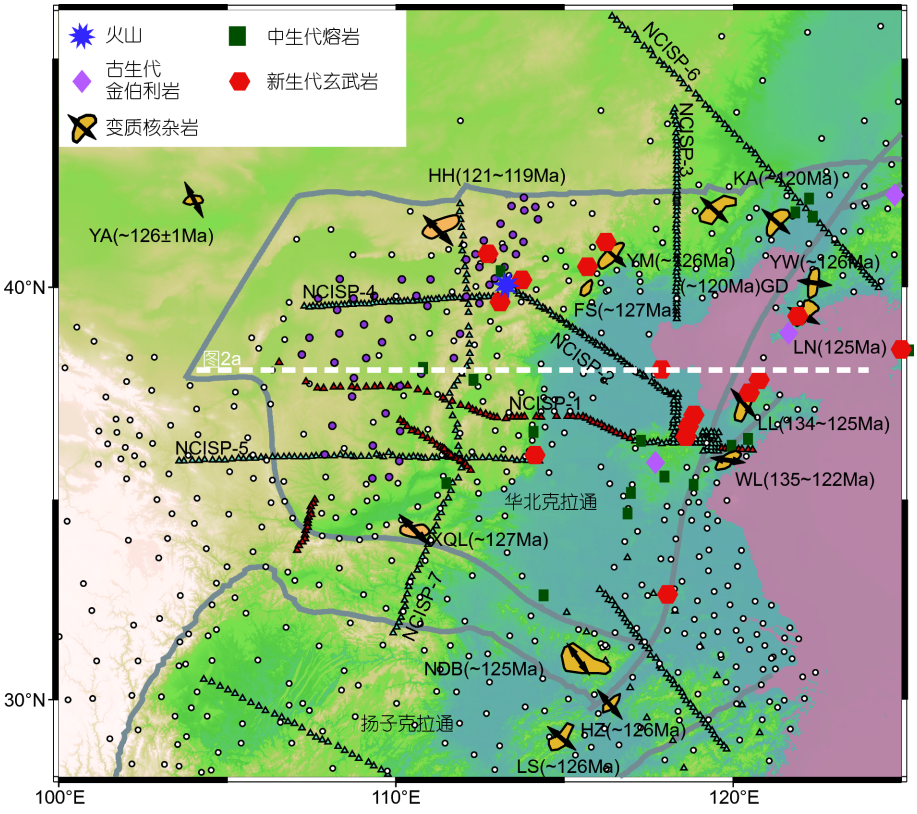

图 1　华北克拉通地区密集地震台阵、中生代变质核杂岩以及地幔来源岩浆岩分布位置

灰色实线指示华北克拉通和扬子克拉通; 淡蓝色三角指示中国科学院地质与地球物理研究所布设的流动台站的位置; 圆点指示中国地震局固定(白色)和流动(紫色)地震台站的位置; 红色三角为北京大学布设的台站. 黄色区域指示变质核杂岩的位置, 箭头指示其伸展方向, 括号内为其变形时期; 地幔来源岩浆岩示意见图例. YA: 亚干; HH: 呼和浩特; FS: 房山; YM: 云蒙山; KA: 喀喇沁; YW: 医巫闾山; GD: 古道岭; LN: 辽南; LL: 玲珑; WL: 五莲; NDB: 北大别; XQL: 小秦岭; HZ: 洪镇; LS: 庐山. 中生代变质核杂岩据Wang等(2012)、林伟等(2013)和Ni等(2016); 地幔来源岩浆岩分布位置据Liu等(2015)

2.2.1 壳幔速度间断面识别

接收函数方法是获得壳幔速度间断面结构的最有效方法. 应用接收函数成像方法, Zheng等(2007, 2008, 2012)完成了沿地震剖面的地壳精细结构成像, 结果显示华北克拉通东部地壳薄, 约为30km, 向西逐渐增至40km. 在燕山地区壳幔边界层垂向上表现为强烈的速度反差, 而太行山地区则表现为相对平缓的速度变化, 因此推断两个相邻地区壳幔边界存在截然差别. Chen等(2006)推断华北克拉通东部郯庐断裂下方岩石圈厚度为60~80km; 随后, 又将观测区域扩大到克拉通中部和西部, 进一步确定东部减薄的岩石圈, 在克拉通中岩石圈厚度显著增至140km, 西部鄂尔多斯盆地局部可达200km(Chen等, 2010). 这些论文提供了华北克拉通壳幔边界(Moho)和岩石圈底界面(lithosphere-asthenosphere boundary, LAB)强烈横向变化的地震学证据, 因此成为克拉通破坏范围研究影响最广泛的工作.

近年来, 全球学者在克拉通岩石圈内部一致识别出一个地震波速随深度降低的间断面, 以及对应的相对低速层, 称之为岩石圈内部间断面(mid-lithosphere discontinuity, MLD). Chen等(2014)进一步发现在克拉通中部和西部的岩石圈内也存在此间断面, 深度位于80~100km. 岩石圈内部间断面的形成机制还存在多种解释, 如熔/流体层、各向异性层、矿物成分层(Thybo, 2006; Wirth和Long, 2014; Karato等, 2015; Aulbach等, 2017; Chen, 2017). 这种岩石圈层内部薄弱带无疑是促进克拉通发生减薄的有利条件(Liao和Gerya, 2014), 这也可能是华北克拉通东部岩石圈内缺失MLD的原因.

410和660km是地幔转换带(mantle transition zone, MTZ)的矿物相变间断面, 即从橄榄石到瓦兹利石和林伍德石到钙钛矿的相变. 当地幔柱穿过转换带时, 会使地幔转换带厚度变小; 而俯冲板块穿过转换带时, 会使地幔转换带厚度变大. 近年来的高温高压实验和来自地幔转换带的包裹体都证实地幔转换带具有很强的含水能力, 并可能含有大量的水(Bercovici和Karato, 2003; Ohtani等, 2004; Pearson等, 2014). 全球和区域层析成像显示, 东亚下方的660km处平躺着高速异常体, 可能是俯冲的太平洋板块(Huang和Zhao, 2006; Li和Van der Hilst, 2010). 三重震相方法显示在地幔转换带内这个板块的厚度约为(140±20)km(Li等, 2013), 并且发现660km处具有复杂的结构形态, 华北克拉通中部和东部的地幔转换带厚度加厚, 而西部正常(Ai等, 2003; Chen和Ai, 2009). 这种结构变化特征与地表地形、重力场、岩石圈结构等的一致性, 可能暗示着俯冲的太平洋板块扰动了地幔转换带的流场对浅部的强烈响应.

2.2.2 壳幔速度结构变化特征

华北克拉通早期碰撞拼合遗迹可以在克拉通中部地区找到, 地震学证据显示地壳内部有明显倾斜的和水平展布的低速层, 以及深度达46km的地壳根带. 同时也显示现今的东部和西部地壳速度结构存在的显著差异, 东部壳内的高低速互层水平延展, 西部则为平坦分层的典型克拉通地壳(Zheng等, 2009), 进一步证明了华北克拉通破坏主要发生在太行山以东地区. 地壳结构的地震成像研究同时也为下地壳弱化提供了证据, 在这些变质核杂岩分布区域的下部地壳的低剪切波速度以及低速区内速度向下减小的独特结构特征(Zheng等, 2015).

Zhao等(2009, 2012)以及徐小兵等(2017)基于固定台网和流动台阵的数据, 应用有限频体波成像方法获得了克拉通下方上地幔和地幔转换带纵、横波速度结构. 纵、横波速度结构图像清晰地揭示了克拉通地区上地幔和地幔转换带的横向和垂向变化. 在100~400km深度范围, 华北克拉通东部地区展现出小尺度的相对低速异常特征; 中部地区展现为南北向展布的较强低速异常; 克拉通的西部则为高速异常. 徐小兵等(2017)开展了大量的分辨率测试, 岩石圈浅部由于射线密度分布较多, P波走时成像最高分辨率可达90km, 证明现有观测系统可以准确重建小尺度异常特征, 进而提出这些小尺度特征是华北克拉通上地幔被非均匀破坏的地震学表现.

2.2.3 上地幔变形特征

华北克拉通上地幔变形特征是记录华北克拉通演化过程中应变过程的最直接信息, 地震学一般通过测量各向异性特征来推断上地幔变形模式(例如, Savage, 1999). 宏观而言, 上地幔各向异性的主要原因是上地幔变形导致矿物(主要是橄榄石)产生了晶格优势方向特性(lattice-preferred orientation, LPO). 岩石物理实验表明(Karato等, 2008), 在无水或少水橄榄石中传播时, LPO的横波波快轴极化方向平行于地幔流动方向. SKS横波分裂测量是认识上地幔各向异性进而判断其

变形特征的可信手段, 可以获得台阵下方横波分裂快轴极化方向和各向异性强度, 进而判断地幔流动/变形模式. Zhao和Zheng(2005)利用SKS横波分裂方法首先观测到克拉通东部和中部地区变形模式的显著差别, 提出这可能是克拉通破坏的空间差异的反映. Zhao和Xue(2010)和Zhao等(2013)完成并总结了华北克拉通地区开展的横波分裂观测, 根据区域横波分裂参数特征, 将上地幔变形模式归结为华北克拉通固有特性和克拉通破坏的空间变化: 东部地区, 各向异性主要由北西-南东向地幔流动导致的伸展作用产生, 且局部存在不稳定小尺度的地幔流动; 中部地区, 来自地幔转换带的地幔流在碰到岩石圈底界面时, 由于东西岩石圈厚度差异使得地幔流动改变方向(近北东-南西向); 相比之下, 克拉通西部(鄂尔多斯)地区未观测到一致的变形方向, 说明上地幔可能保留克拉通核形成时期的变形特征(Wang等, 2014).

3 太平洋板块俯冲脱水对上地幔的非均匀改造

如前所述, 在地球动力学机制上, 华北克拉通破坏主要受控于古太平洋板块的西向俯冲(朱日祥等, 2012). 根据成矿地理位置, 朱日祥等(2015)推断早白垩世古太平洋俯冲板块后撤速率约为8.8cm a^{-1}. 虽然恢复已经消失的晚中生代古太平洋板块俯冲历史是极具挑战的科学难题, 但可以利用数值模拟实验重建俯冲板片脱水的过程, 并通过现今太平洋俯冲板块残留板片的地震学特征来判断太平洋俯冲板块的物理性质, 结合克拉通下方上地幔和地幔转换带速度结构判断俯冲脱水对上地幔的改造效应.

3.1 俯冲板片脱水作用

地震学的低速异常体暗示高温或者熔/流体的存在, 如图2a所示华北克拉通地区38°N下方地幔中存在较大规模的低速异常体. 升温、减压和流体(水)的作用都有利于部分熔融的发生. Xia等(2010, 2013)通过对华北克拉通中生代原始玄武岩和新生代橄榄岩捕虏体的实验模拟研究, 发现华北克拉通东部岩石圈地幔水含量存在从晚中生代至新生代逐渐降低的趋势: ~125Ma时总体上远高于洋中脊玄武岩(MORB)源区, 约80Ma时略高于MORB源区, 晚于40Ma后总体远低于MORB源区. 这是截至目前华北克拉通岩石圈流变性质改变的最直接证据. 华北克拉通作为一个本身含水量低的块体, 岩石圈富水特征必然是岩石圈下部供水所导致. 尽管华北克拉通自中生代以来分别被多个俯冲带所包围, 岩石圈中的水可能来自多个俯冲板块的脱水释放. 朱日祥等(2015)基于华北克拉通破坏的空间范围, 推断华北克拉通岩石圈富水特征主要来自于西向俯冲的太平洋板块.

Yang等(2017)设计了二维岩石学-热-力学的地球动力学模型, 模拟了太平洋板块俯冲过程与板片脱水过程对克拉通破坏的影响(图2b). 与以往的地球动力学数值模拟(He, 2014)不同, Yang等(2017)将矿物脱水的岩石实验结果通过温度-压力-岩石相态图版的方式引入到数值模拟过程中, 因此能更加准确地描述太平洋板块脱水-迁移的特性. 实验结果表明, 太平洋板块俯冲导致华北克拉通破坏的动力学过程可以分为4个步骤: (1) 冷的大洋板块能将大量的水带入至地幔转换带; (2) 俯冲板块触发地幔转换带深度上方的软流圈地幔发生部分熔融, 形成含水的地幔上升流; (3) 部分熔融作用形成的较轻的熔体侵入到克拉通下方, 混染了岩石圈地幔物质; (4) 由俯冲板块引起的上升流(含水/部分熔融)可以导致大陆岩石圈重新富集, 标志着华北克拉通的去克拉通化.

3.2 地幔转换带中停滞板片速度结构

在地幔转换带到上地幔深度范围, 相对纵波或横波速度, 纵横波速度比值(V_p/V_s)对部分熔融探测更加敏感(Goes和Van der Lee, 2002; Schmandt和Humphreys, 2010). 图3a显示了华北克拉通下方410~660km深度范围V_p/V_s扰动平均值的分布图. V_p、V_s速度扰动以及V_p/V_s(比值)扰动(Zhao等, 2012; 徐小兵等, 2017)均表明, 代表停滞俯冲板片的高速异常体并非是空间均匀的, 也没有明显的分区特征, 而是展现出明显的多尺度横向变化. 图3b和3c分别展示410~520km以及520~660km深度范围V_p/V_s扰动特征, 结果表明两个深度范围的扰动模式明显不同, 揭示地幔转换带的速度在垂向上也有显著变化, 进一步证明了上地幔结构的空间非均匀特征.

引起地幔转换带内部速度变化的可能因素包括: 俯冲板块形态、温度和成分的改变(Schmandt和Humphreys, 2010). 首先, 地幔转换带速度多尺度横向变化

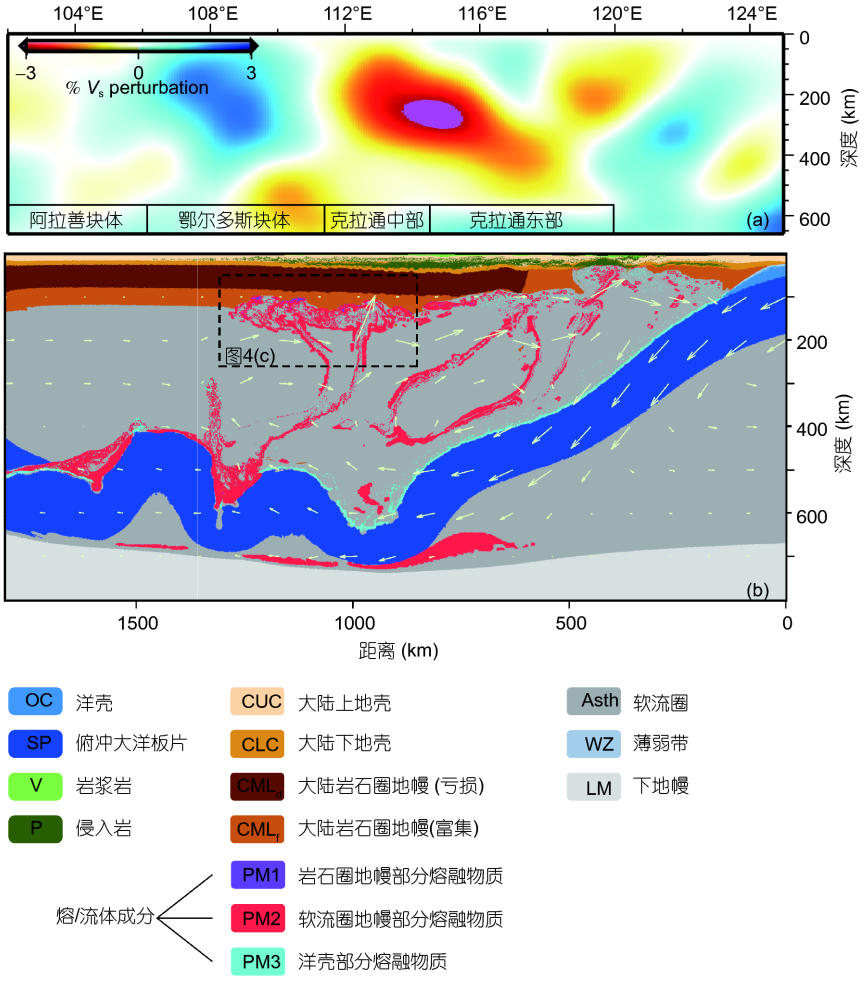

图 2　**华北克拉通上地幔非均匀低速异常剖面与太平洋板块俯冲脱水造成的较轻部分熔融体的非均匀分布图**

(a) 38°N东西向横波速度扰动剖面, 位置如图1中所示; (b) 地球动力学数值模拟大洋板片俯冲对克拉通岩石圈的作用过程. 白色箭头表示地幔中的速度流场, 颜色设置见图中表述

不应是大洋俯冲板片的机械撕裂引起, 因为机械撕裂更应该表现为线状异常特征; 其次, 因为大洋俯冲板片本身是相对均匀的大洋岩石圈物质, 停滞板块应该呈现出长尺度的异常特征, 单纯的温度异常很难引起小尺度分布异常. 因此, 地幔转换带速度多尺度横向变化反映本深度范围物质成分的空间变化, 可能是大洋板块携带的水以及非均匀脱水造成, 这与地球动力学数值模拟结果一致(图2b).

3.3　熔/流体对上地幔的改造

地球动力学数值模拟实验(Yang等, 2017)同时表明, 大洋板块在地幔转换带的脱水作用也是空间非均匀的, 其原因是区域温度和压力要达到一定条件时, 橄榄岩才可能发生脱水. 当俯冲板块平躺于地幔转换带时, 典型的温度范围900~1400℃, 在这个温压范围内, 橄榄岩的含水能力从2wt%减小到<1wt%(图4a). 板片表面的温度为~900℃, 与周围地幔的地温梯度极大(>1400℃), 当板片的含水量大于~0.75wt%时则发生强烈的脱水作用(图4b)并形成部分熔融. 由于地幔对流作用, 湿的上升流同时会携带着地幔转换带的水运移至岩石圈底部, 降低岩石圈地幔的熔点, 导致岩石圈地幔发生部分熔融, 从而形成混合熔体(即来自大陆岩石圈地幔、软流圈和洋壳的熔体, 图4c), 这与观测到的华北克拉通90~20Ma熔体的地球化学特征是一致的(Zhang等, 2009; Xu, 2014; Xu和Zheng, 2017).

此外, 地幔转换带顶部发生部分熔融, 形成较轻的

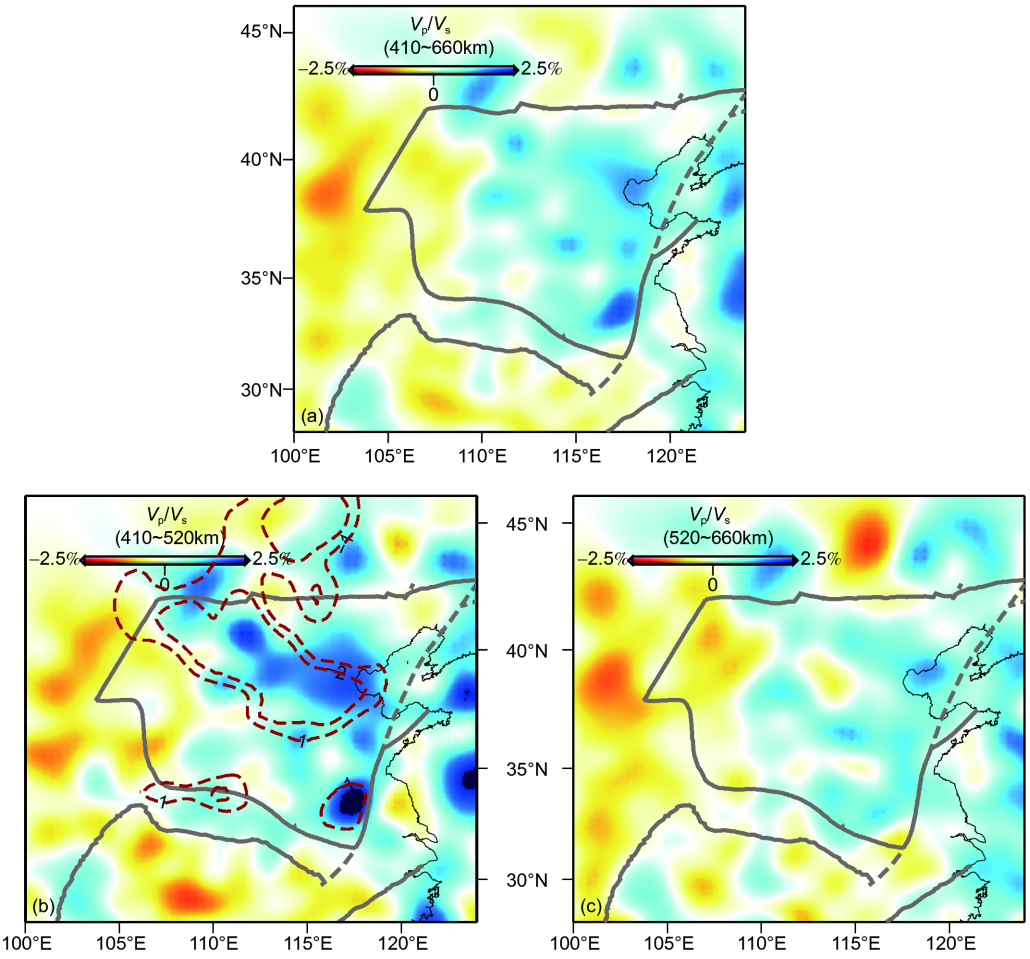

图 3　华北克拉通地幔转换带纵横波速度比值(V_p/V_s)扰动平均值的分布图

(a) 410~660km深度范围; (b) 410~520km深度范围, 红色虚线为300~400km深度范围−1%和−2%横波低速体轮廓(图5(b)); (c) 520~660km深度范围. 灰线为华北和扬子克拉通块体边界线

熔体在上升的过程中也是空间非均匀的(图4b). 高分辨率横波层析成像显示<−1%的低速异常体在200~400km深度范围内为非均匀地分布(图5). 此外, 在克拉通中部下方, <−1%的低速异常体的轮廓都位于410~520km深度范围V_p/V_s最大扰动值区域的上方(图5b和3b), 表明低速异常体可能与地幔转换带V_p/V_s扰动异常体相连, 暗示熔/流体可能起源于地幔转换带.

4　华北克拉通岩石圈非均匀性变形

太平洋板块在俯冲到一定程度后, 停滞在地幔转换带中, 由于无法继续下插, 以及自身重力较大, 板片发生后撤, 引发弧后扩张. 因此, 华北克拉通岩石圈发生强烈的伸展作用. 太平洋板块的俯冲携带大量的熔/流体进入克拉通下方, 触发更强烈的地幔流动, 促进岩石圈横向上的变化. 克拉通东部的横波分裂观测结果显示, SKS快轴极化方向整体上为北西-南东方向, 但在局部地区存在快速的变化(Zhao等, 2013), 表明上地幔在地幔流动背景下变形的空间非均匀性. 此外, 克拉通岩石圈本身的固有性质会使得非均匀性更加强烈.

4.1　岩石圈集中变形

Lu等(2011)采用黏-弹-塑性模型, 针对伸展背景下大陆岩石圈的形变开展了动力学数值模拟研究. 实验结果表明, 在地质过程中, 快的伸展应变率、冷的岩石圈温度以及高的岩石圈黏滞度(克拉通具备的特性)

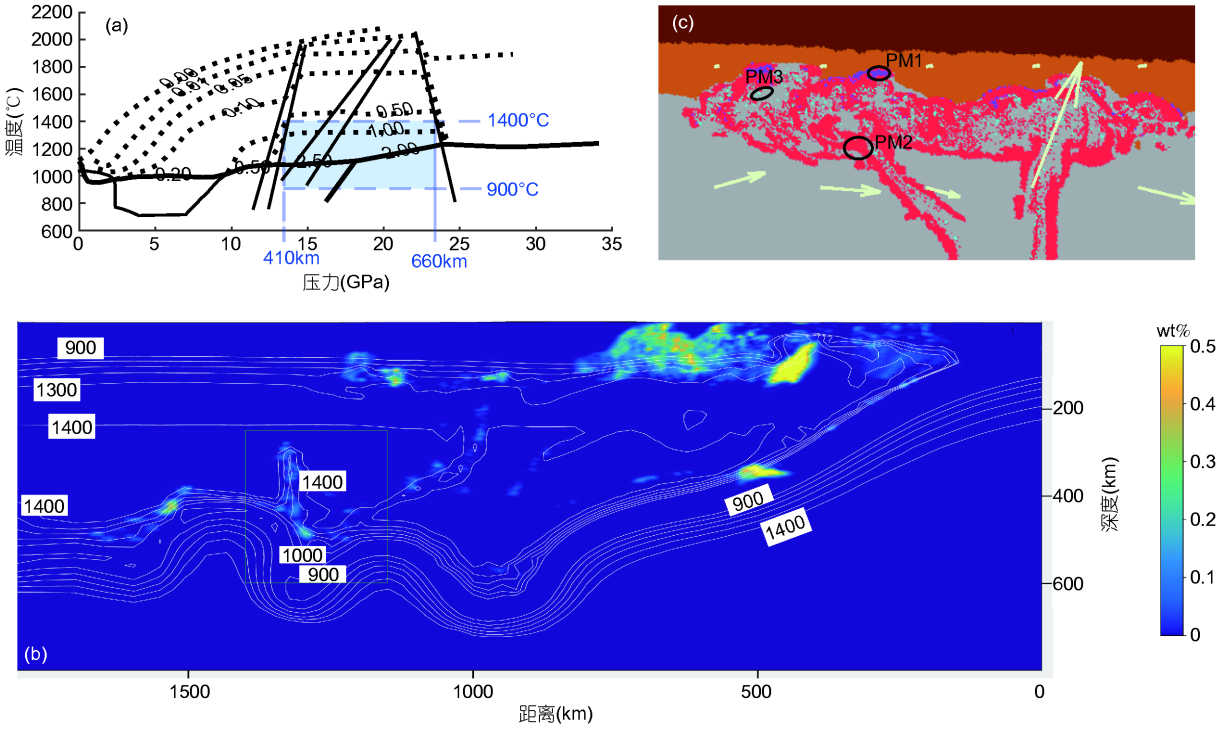

图 4　地幔转换带深度范围橄榄岩水含量(a)、地球动力学数值模拟中的自由水含量(b)和图2(b)中黑色虚线框中的放大图(c)

(a) 虚线表示矿物在不同温压下存储水的能力, 淡蓝色阴影区为大洋板片在地幔转换带的典型温度区间, 总结自Ohtani等(2004)和Yang等(2017). (b) 白色线为温度等值线, 数值为温度(℃), 色标表示矿物含水量(wt%). 造成克拉通破坏的部分熔融的熔体主要由3部分组成, 即来自大陆岩石圈地幔(PM1)、软流圈(PM2)和洋壳(PM3)的熔体

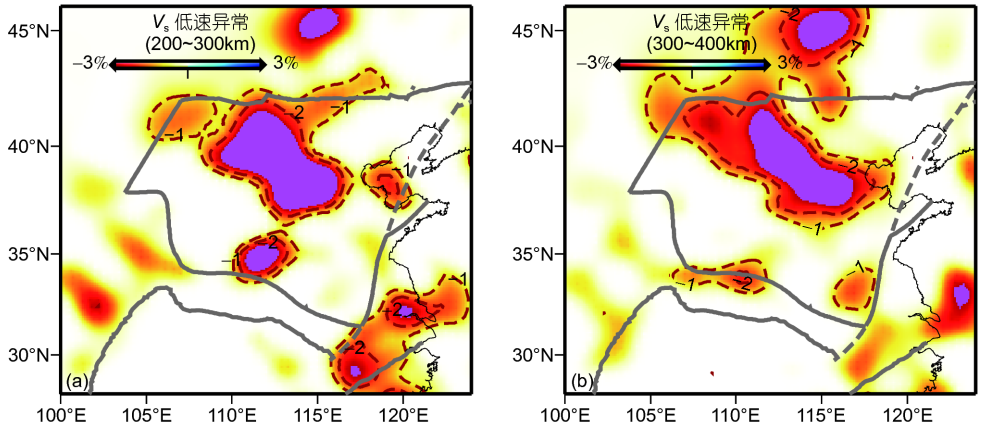

图 5　200~400km深度范围横波平均低速异常分布图

(a) 200~300km深度范围平均; (b) 300~400km深度范围平均. 轮廓线给出−1%和−2%速度异常的分布, 克拉通中部地区低速异常轮廓的模式与410~520km深度范围V_p/V_s扰动模式近似, 表明低速异常可能起源于地幔转换带

易于促使岩石圈发生应变集中现象. 对于克拉通型的岩石圈初始温度(对应于初始热扩散年龄>400Ma), 在伸展背景下, 岩石圈内部由于应变集中效应容易形成裂谷. 特别地, 在克拉通形成时期, 由于不同陆核的拼贴, 拼贴边界区是克拉通内部固有的相对薄弱带, 薄弱带的存在更容易导致应变集中. 从流变特性而言, 应变

集中带能够有效地减小作用于裂谷周边块体的应力. 因此, 克拉通固有的薄弱带可能是增加克拉通稳定性的重要因素. 应变集中可能是克拉通破坏初期岩石圈形变的表现形式. 但是随着克拉通东部岩石圈含水量的增加, 当局部存在>3000H/10^{6}Si的水量(名义上无水)以及温度升高后不再形成应变集中带(Lu等, 2011), 从而使岩石圈发生均匀拉伸减薄, 这是克拉通东部破坏后期变形的主要特征.

在伸展背景下, 变质核杂岩的拆离断层带是应变集中在地壳的表现形式(图6). 数值模拟结果显示, 在较高的初始温度梯度(T>800 ℃)、较低的伸展速率(v<1cm a^{-1})和软弱的下地壳, 和应变软化条件下, 利于形成非对称的变质核杂岩构造, 模型记录到的拆离断层物质的冷却速率与年代学实验结果具有良好的一致性(Wang等, 2015). 变质核杂岩形成的年龄集中于晚中生代, 暗示在该时期地温梯度较大, 易于熔体的形成. 拆离断层指示的方向为北西-南东向, 与太平洋板块俯冲方向一致. 因此, 大规模地壳来源的花岗岩和壳内韧性变形可视为克拉通破坏的岩石学和构造学标志(吴福元等, 2014).

4.2 壳幔解耦变形

含水量分布的不同以及应变集中机制都可能导致克拉通岩石圈对伸展作用的非均匀性响应, 从而导致上地幔变形模式的分区性、地壳变形的空间非均匀分布.

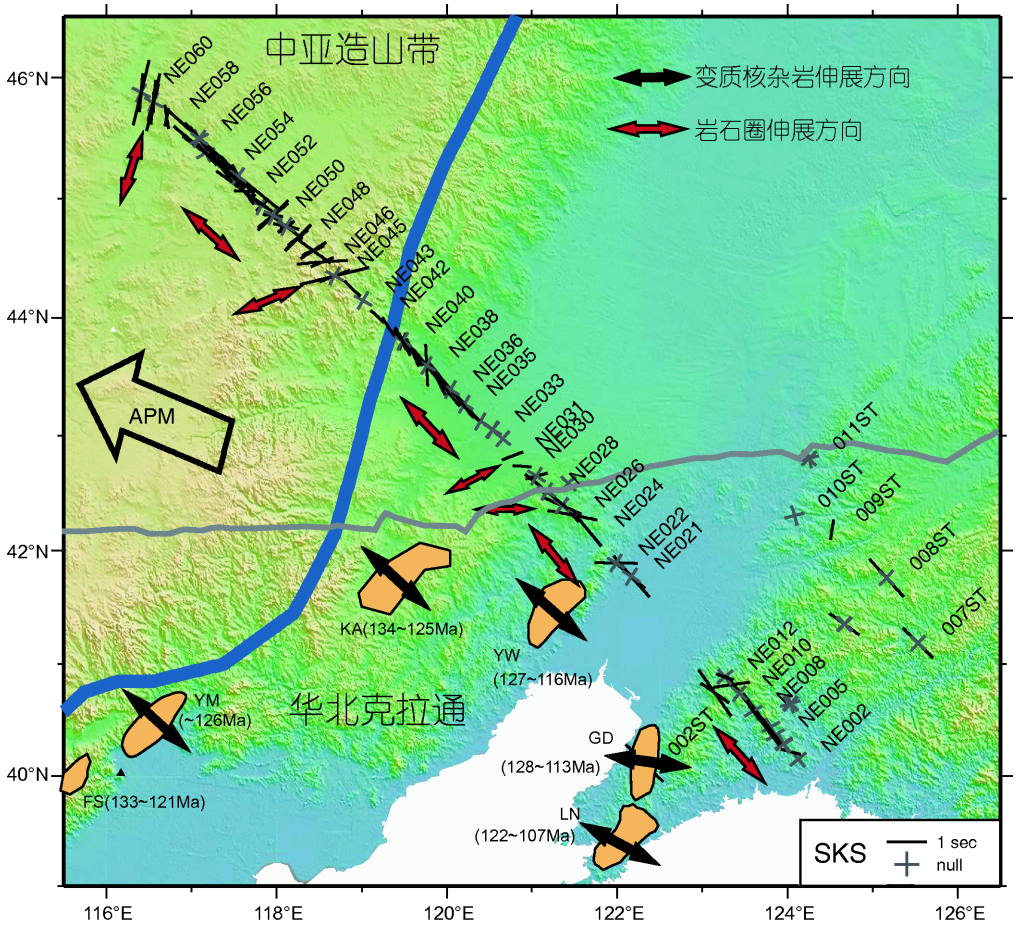

图 6　华北克拉通北缘地壳和岩石圈地幔变形特征

灰色长线为华北克拉通北侧边界, 深蓝色实线为南北重力梯度带; 黑色短线(指示快轴方向)和灰色十字(快轴方向不明显)为横波分裂结果, 英文和数字的组合表示台站名称; APM指示板块绝对运动方向; 黑色箭头为变质核杂岩指示的地壳韧性变形方向, 红色箭头为各向异性结果指示的地幔流动方向

以华北克拉通北缘为例，应用NCISP-6期的宽频带地震探测实验数据(Zheng等，2015)，本文增加了本地区横波分裂观测结果．沿着NCISP-6密集地震台阵剖面，从南东到北西，观测结果表明横波分裂的快轴方向和时间延迟大小发生快速的变化(图6)：在辽南和松辽盆地，横波分裂快轴方向(NE02~NE26)与太平洋板块俯冲方向一致，且与地壳变质核杂岩指示的伸展方向基本一致(见Wang等，2012；林伟等，2013等综述性文章)，表明地壳与上地幔耦合变形；从松辽盆地西缘往西，除部分区域快轴方向(NE33~NE43以及NE52~NE56)与地壳伸展方向一致外，其余区域快轴方向为北东-南西向或北北东-南南西向，表明地壳和上地幔的解耦变形．Zheng等(2015)对NCISP6的高分辨率地壳成像结果表明，在地表为伸展特征的地壳内部存在低速区域，其原因可能是中生代太平洋板块俯冲引起的弧后拉张触发的岩浆作用导致了地壳增长．但是太平洋板块俯冲导致的弧后拉张效应没有影响到中亚造山带．

5　讨论与结论

地震学和地球动力学的成果均表明华北克拉通经历的非均匀的破坏作用，这种非均匀性主要有两方面体现，(1) 地震层析成像得到的小尺度异常，指半径<100km的速度结构异常体．这些小尺度低速异常与华北克拉通四周的造山带和郯庐断裂带存在构造相关性；(2) 上地幔变形特征的小尺度变化，体现在横波分裂快轴方向的不一致性，如NSISP-6大部分的快轴方向与岩石圈伸展方向一致，但同时也可以识别出一些近乎与伸展方向垂直的快轴方向，表明地壳和岩石圈的解耦变形．

关于华北克拉通下方地幔转换带俯冲停滞板块的性质和年龄，是近年来华北克拉通研究的热点，也是难点．Huang和Zhao(2006)和Wang等(2014)研究显示，现今东亚大陆下方地幔转换带中存在高速异常体，是滞留的太平洋板片的体现．Li和Yuen(2014)发现在地幔930~1120km深处存在孤立的速度异常体，可解释为古太平洋(Izanagi)板片的残留．Whittaker等(2007)提出古太平洋和太平洋板块连续俯冲，洋中脊可能于60~55Ma俯冲到日本南部．洋盆动力学研究表明，太平洋板块在日本海沟处的年龄约为130Ma(Müller等，2008a, 2008b; Li等，2017)；Wen和Anderson(1995)结合地磁异常条带和极移特征重建的自130Ma以来(古)太平洋板块俯冲的历史，分析其地震层析成像结果与30Ma至今的板块俯冲具有较高的相关性；近期结合地震学层析成像和全球板块重建方法则推断太平洋板块俯冲至地幔转换带最多需要20Ma(Seton等，2012；Liu等，2017)．王欣欣等(2017)的二维数值模拟实验表明，即便尺度为500km×300km的大规模高温异常体在干上地幔模型中能持续被地震学观测的时间也仅为~20Ma．在华北克拉通地区地表也可观测到第三纪以来的火山活动，如大同、汉诺坝和长乐等地区(Chen等，2007)．但是，对于此时期克拉通板内火山的形成机制依然存疑．现今的地震学观测可以证实岩石圈以及软流圈的确存在非均匀的速度异常，这些异常更可能对应于太平洋板块俯冲脱水造成的较轻部分熔/流体的非均匀分布(图3)．从动力学数值模拟实验也证明，俯冲板片的脱水作用可以引起和促进克拉通岩石圈的破坏(图2和4)．在相似的太平洋板块俯冲体系下，北美克拉通和华北克拉通都经历了克拉通破坏(吴福元等，2014)，但存在着不同的特征，例如，北美西部哥伦比亚河溢流玄武岩喷发(Hooper等，2007)在时空上有明显的系统迁移特征，能很好地用法拉伦板块的俯冲、撕裂作用来解释(Liu和Stegman，2012)；然而华北克拉通中、新生代岩浆活动和伸展构造缺乏系统的时空变迁趋势，无疑增加了我们判断俯冲板片的性质和年龄的难度，今后还需要结合多学科的研究回答此问题．

本文总结了密集地震台阵探测获得深部结构图像，结合最新的地球动力学模拟结果讨论了太平洋板块俯冲影响华北克拉通破坏的动力学过程和机制，得到以下结论．

(1) 太平洋板块存在非均匀脱水．华北克拉通下方地幔转换带的纵、横波速度及速度比扰动存在明显的小尺度空间变化特征，无法单纯用板片形态或温度单独解释，更应是太平洋板块非均匀脱水的证据．

(2) 克拉通下方上地幔熔/流体的非均匀分布．200~400km深度范围<−1%的横波低速异常与地幔转换带纵横波速度扰动值空间模式匹配，暗示(古)太平洋板块俯冲脱水引发了地幔转换带的湿上升流，导致克拉通下方上地幔熔/流体的非均匀分布，在地震波速度上表现为小尺度异常分布特征；

(3) 非均匀熔/流体和应变集中机制导致克拉通岩

石圈非均匀破坏. 密集地震台阵探测揭示上地幔速度结构和变形的非均匀特性, 是华北克拉通岩石圈变形的应变集中效应和非均匀分布熔/流体破坏岩石圈的综合作用结果. 总体说来, 太平洋板块俯冲非均匀脱水以及非均匀熔/流体能够对克拉通岩石圈的破坏发挥作用. 如果这个作用可以从新生代推广到早白垩世的话, 古太平洋板片俯冲可以是华北克拉通非均匀破坏的动力学机制. 这个推测对于进一步协调解释华北克拉通地区地球科学多学科观测证据具有重要意义.

致谢 感谢三位审稿人和郑永飞主编详细而有帮助的评审意见使本文得以更加完善.

参考文献

林伟, 王军, 刘飞, 冀文斌, 王清晨. 2013. 华北克拉通及邻区晚中生代伸展构造及其动力学背景的讨论. 岩石学报, 29: 1791–1810

吴福元, 徐义刚, 高山, 郑建平. 2008. 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, 24: 1145–1174

吴福元, 徐义刚, 朱日祥, 张国伟. 2014. 克拉通岩石圈减薄与破坏. 中国科学: 地球科学, 44: 2358–2372

徐小兵, 赵亮, 王坤, 杨建锋. 2018. 华北克拉通地区体波层析成像——克拉通破坏的空间非均匀性. 中国科学: 地球科学, doi: 10.1360/N072017-00166

王欣欣, 赵亮, 杨建锋, 王坤, 吕刚. 2017. 利用动力学数值模拟实验探讨上地幔地震波速度结构图像的时效性. 中国科学: 地球科学, 47: 1110–1124

袁学诚. 1996. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型. 中国科学: 地球科学, 26: 209–215

张宏福. 2009. 橄榄岩–熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. 科学通报, 54: 2008–2026

郑永飞, 吴福元. 2009. 克拉通岩石圈的生长和再造. 科学通报, 54: 1945–1949

郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. 中国科学: 地球科学, 46: 253–286

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

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

朱日祥, 范宏瑞, 李建威, 孟庆任, 李胜荣, 曾庆栋. 2015. 克拉通破坏型金矿床. 中国科学: 地球科学, 45: 1153–1168

Ai Y S, Zheng T Y, Xu W W, He Y M, Dong D. 2003. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China. Earth Planet Sci Lett, 212: 63–71

Aulbach S, Massuyeau M, Gaillard F. 2017. Origins of cratonic mantle discontinuities: A view from petrology, geochemistry and thermodynamic models. Lithos, 268-271: 364–382

Bercovici D, Karato S I. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. Nature, 425: 39–44

Chen L. 2017. Layering of subcontinental lithospheric mantle. Sci Bull, 62: 1030–1034

Chen L, Ai Y. 2009. Discontinuity structure of the mantle transition zone beneath the North China Craton from receiver function migration. J Geophys Res, 114: B06307

Chen L, Jiang M M, Yang J H, Wei Z G, Liu C Z, 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, Zheng T, Xu W. 2006. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. J Geophys Res, 111: B09312

Chen L, Zheng T Y, Xu W W. 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 Y, Zhang Y, Graham D, Su S, Deng J. 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. Lithos, 96: 108–126

Goes S, Van der Lee S. 2002. Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography. J Geophys Res, 107: 2050

Griffin W L, Andi Z, O'reilly S Y, Ryan C G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. Mantle Dyn Plate Interact East Asia, 107–126

Hack A C, Thompson A B. 2011. Density and viscosity of hydrous magmas and related fluids and their role in Subduction Zone processes. J Petrol, 52: 1333–1362

He L J. 2014. Numerical modeling of convective erosion and peridotite-melt interaction in big mantle wedge: Implications for the destruction of the North China Craton. J Geophys Res-Solid Earth, 119: 3662–3677

Hirth G, Evans R L, Chave A D. 2000. Comparison of continental and oceanic mantle electrical conductivity: Is the Archean lithosphere dry? Geochem Geophys Geosyst, 1: 1030–1039

Hirth G, Kohlstedt D. 2003. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. Geophys Monograph Ser, 138: 83–105

Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 111: B09305

Huang X, Xu Y, Karato S I. 2005. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite. Nature, 434: 746–749

Hooper P R, Camp V E, Reidel S P, Ross M E. 2007. The origin of the Columbia River flood basalt province: Plume versus nonplume models. Geol Soc Am Spec Paper, 430: 635–668

Iwamori H. 2004. Phase relations of peridotites under H_2O-saturated conditions and ability of subducting plates for transportation of H_2O. Earth Planet Sci Lett, 227: 57–71

Li C, Van der Hilst R D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltime tomography. J Geophys Res, 115: B07308

Li J, Wang X, Wang X, Yuen D A. 2013. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath Northeast China: Evidence for a stagnant slab in hydrous mantle transition zone. Earth Planet Sci Lett, 367: 71–81

Li J, Yuen D A. 2014. Mid-mantle heterogeneities associated with Izanagi plate: Implications for regional mantle viscosity. Earth Planet Sci Lett, 385: 137–144

Li S, Zhao S, Liu X, Cao H, Yu S, Li X, Somerville I, Yu S, Suo Y. 2018. Closure of the Proto-Tethys Ocean and Early Paleozoic amalgamation of microcontinental blocks in East Asia. Earth-Sci Rev doi: 10.1016/j.earscirev.2017.01.011,

Liao J, Gerya T. 2014. Influence of lithospheric mantle stratification on craton extension: Insight from two-dimensional thermo-mechanical modeling. Tectonophysics, 631: 50–64

Liu L J, Stegman D R. 2012. Origin of Columbia River flood basalt controlled by propagating rupture of the Farallon slab. Nature, 482: 386–389

Liu J, Xia Q K, Deloule E, Ingrin J, Chen H, Feng M. 2015. Water content and oxygen isotopic composition of alkali basalts from the Taihang Mountains, China: Recycled oceanic components in the mantle source. J Petrol, 56: 681–702

Liu X, Zhao D P, Li S Z, Wei W. 2017. Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. Earth Planet Sci Lett, 464: 166–174

Lu G, Kaus B J P, Zhao L. 2011. Thermal localization as a potential mechanism to rift cratons. Phys Earth Planet Inter, 186: 125–137

Karato S, Jung H. 1998. Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle. Earth Planet Sci Lett, 157: 193–207

Karato S I, Jung H, Katayama I, Skemer P. 2008. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. Annu Rev Earth Planet Sci, 36: 59–95

Karato S I, Olugboji T, Park J. 2015. Mechanisms and geologic significance of the mid-lithosphere discontinuity in the continents. Nat Geosci, 8: 509–514

Menzies M A, Fan W, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geol Soc Lond Spec Publ, 76: 71–81

Menzies M A, Xu Y G. 1998. Geodynamics of the North China craton. Mantle Dynamics Plate Interact East Asia, 27: 155–165

Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, Steinberger B, Heine C. 2008a. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. Science, 319: 1357–1362

Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, Roest W R. 2008b. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. Geochem Geophys Geosyst, 9: Q04006

Ni J, Liu J, Tang X, Yang H, Xia Z, Zhang T. 2016. Early Cretaceous exhumation of the Sulu orogenic belt as a consequence of the eastern Eurasian tectonic extension: Insights from the newly discovered Wulian metamorphic core complex, eastern China. J Geol Soc, 173: 531–549

Ohtani E, Litasov K, Hosoya T, Kubo T, Kondo T. 2004. Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone. Phys Earth Planet Inter, 143-144: 255–269

Pearson D G, Brenker F E, Nestola F, McNeill J, Nasdala L, Hutchison M T, Matveev S, Mather K, Silversmit G, Schmitz S, Vekemans B, Vincze L. 2014. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. Nature, 507: 221–224

Savage M K. 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? Rev Geophys, 37: 65–106

Schmandt B, Humphreys E. 2010. Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western United States upper mantle. Earth Planet Sci Lett, 297: 435–445

Seton M, Müller R D, Zahirovic S, Gaina C, Torsvik T, Shephard G, Talsma A, Gurnis M, Turner M, Maus S, Chandler M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Sci Rev, 113: 212–270

Sleep N H. 2005. Evolution of the continental lithosphere. Annu Rev Earth Planet Sci, 33: 369–393

Thybo H. 2006. The heterogeneous upper mantle low velocity zone. Tectonophysics, 416: 53–79

Wang D, Mookherjee M, Xu Y, Karato S I. 2006. The effect of water on the electrical conductivity of olivine. Nature, 443: 977–980

Wang J, Wu H, Zhao D. 2014. P wave radial anisotropy tomography of the upper mantle beneath the North China Craton. Geochem Geophys Geosyst, 15: 2195–2210

Wang K, Burov E, Gumiaux C, Chen Y, Lu G, Mezri L, Zhao L. 2015. Formation of metamorphic core complexes in non-over-thickened continental crust: A case study of Liaodong Peninsula (East Asia). Lithos, 238: 86–100

Wang T, Guo L, Zheng Y, Donskaya T, Gladkochub D, Zeng L, Li J, Wang Y, Mazukabzov A. 2012. Timing and processes of late

Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes. Lithos, 154: 315–345

Wen L, Anderson D L. 1995. The fate of slabs inferred from seismic tomography and 130 million years of subduction. Earth Planet Sci Lett, 133: 185–198

Whittaker J M, Müller R D, Leitchenkov G, Stagg H, Sdrolias M, Gaina C, Goncharov A. 2007. Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time. Science, 318: 83–86

Wirth E A, Long M D. 2014. A contrast in anisotropy across mid-lithospheric discontinuities beneath the central United States—A relic of craton formation. Geology, 42: 851–854

Xia Q K, Hao Y T, Li P, Deloule E, Coltorti M, Dallai L, Yang X Z, Feng M. 2010. Low water content of the Cenozoic lithospheric mantle beneath the eastern part of the North China Craton. J Geophys Res, 115: B07207

Xia Q K, Liu J, Liu S C, Kovács I, Feng M, Dang L. 2013. High water content in Mesozoic primitive basalts of the North China Craton and implications on the destruction of cratonic mantle lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 361: 85–97

Xu Y G. 2014. Recycled oceanic crust in the source of 90–40 Ma basalts in North and Northeast China: Evidence, provenance and significance. Geochim Cosmochim Acta, 143: 49–67

Xu Y G, Zhang H H, Qiu H N, Ge W C, Wu F Y. 2012. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone? Chem Geol, 328: 168–184

Xu Z, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. Lithos, 146-147: 202–217

Xu Z, Zheng Y F. 2017. Continental basalts record the crust-mantle interaction in oceanic subduction channel: A geochemical case study from eastern China. J Asian Earth Sci, 145: 233–259

Yang J F, Zhao L, Kaus B J P, Lu G, Wang K, Zhu R X. 2018. Slab-triggered wet upwellings produce large volumes of melt: Insights into the destruction of the North China Craton. Tectonophysicsdoi: 10.1016/j.tecto.2017.04.009,

Yang J H, O'Reilly S, Walker R J, Griffin W, Wu F Y, Zhang M, Pearson N. 2010. Diachronous decratonization of the Sino-Korean Craton: Geochemistry of mantle xenoliths from North Korea. Geology, 38: 799–802

Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. Lithos, 110: 305–326

Zhao L, Allen R M, Zheng T, 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 X. 2012. High-resolution body wave tomography models of the upper mantle beneath eastern China and the adjacent areas. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q06007

Zhao L, Xue M. 2010. Mantle flow pattern and geodynamic cause of the North China Craton reactivation: Evidence from seismic anisotropy. Geochem Geophys Geosyst, 11: Q07010

Zhao L, Zheng T. 2005. 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, 32: L10309

Zhao L, Zheng T Y, Lu G. 2013. Distinct upper mantle deformation of cratons in response to subduction: Constraints from SKS wave splitting measurements in eastern China. Gondwana Res, 23: 39–53

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, He Y M, Yang J H, Zhao L. 2015. Seismological constraints on the crustal structures generated by continental rejuvenation in northeastern China. Sci Rep, 5: 14995

Zheng T Y, Zhao L, Chen L. 2005. A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin. Phys Earth Planet Inter, 152: 129–143

Zheng T Y, Zhao L, Xu W W, Zhu R X. 2008. Insight into modification of North China Craton from seismological study in the Shandong Province. Geophys Res Lett, 35: L22305

Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. 2009. New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China Craton. Geology, 37: 395–398

Zheng T Y, Zhu R X, Zhao L, Ai Y S. 2012. Intralithospheric mantle structures recorded continental subduction. J Geophys Res, 117: B03308

Zheng X F, Yao Z X, Liang J H, Zheng J. 2010. The role played and opportunities provided by IGP DMC of China National Seismic Network in Wenchuan earthquake disaster relief and researches. Bull Seismol Soc Am, 100: 2866–2872

Zhu G, Jiang D, Zhang B, Chen Y. 2012. Destruction of the eastern North China Craton in a backarc setting: Evidence from crustal deformation kinematics. Gondwana Res, 22: 86–103

(责任编委: 郑永飞)