科学通报 2024 年 第 69 卷 第 2 期: 200 ~ 214
香山科学会议专栏 评 述
第S68次学术讨论会·地球系统与全球变化

大陆岩石圈与地球深部动力过程的协同演化

刘丽军[1,2*], 陈凌[1,3]

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. Department of Earth Science and Environmental Change, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana IL 61801, USA;
3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: ljliu@mail.iggcas.ac.cn

2023-08-20 收稿, 2023-10-08 修回, 2023-10-24 接受, 2023-10-26 网络版发表
国家自然科学基金(42288201)资助

摘要 陆地是人类最主要的栖息地, 然而其下方岩石圈的性质仍存在很多未知的因素. 传统的板块构造理论认为大陆漂移是受大洋板块运动所控制, 大陆岩石圈与对流地幔的物质交换局限在板块边界或热点附近, 而大陆内部, 尤其是克拉通的构造变形主要是大陆岩石圈对深部动力过程的被动响应. 该认识的一个理论基础是tectosphere模型, 即大陆内部的克拉通岩石圈地幔密度小而黏度高, 从而能够长期稳定存在. 然而近期的研究表明, 克拉通岩石圈并非如传统认为的长期保持稳定, 很多克拉通都发生过不同程度的结构改变, 甚至破坏. 相应地, 对克拉通岩石圈地幔动力学性质的认知也在发生重大转变, 如发现其密度高于周围地幔并且具有分层性, 而其内部也存在不同尺度的薄弱带/层, 在特定的构造扰动下, 克拉通岩石圈会发生失稳而形成大规模拆沉. 因此, 本文认为, 大陆岩石圈与深部地幔在超大陆时间尺度上是协同演化的, 前者可以通过拆沉和折返的形式主动参与地幔对流, 进而更加深刻地影响深浅能量和物质交换. 这一认识的转变表明, 大陆岩石圈对深部动力过程具有主动作用, 因此我们对固体地球演化、环境气候变迁等重大问题的探索需要更多地引入大陆岩石圈本身的贡献.

关键词 大陆岩石圈, 大洋俯冲, 地幔柱, 拆沉, 深浅耦合, 协同演化

地球的演化过程与太阳系其他行星的明显区别在于, 前者存在大规模的中酸性地壳和长期的岩石圈横向运动, 以及独特的洋陆差异和线性构造. 20世纪中叶出现的板块构造理论[1]直观地解释了多数的地球基本特征, 如地形的洋陆差异(图1), 地震和火山沿板块边界呈带状分布, 不同陆块之间存在地质和古环境的关联性, 以及汇聚边界造山和拉伸边界沉降的现象. 然而进一步理解这些基本特征往往需要更加定量的地球动力学计算和数值模拟. 除此之外, 还有很多地质观测并不符合传统的板块构造理论. 例如, 有些地震和火山发生在远离板块边界的位置, 相似的大洋俯冲却导致截然不同的上覆板块变形特征, 稳定的克拉通内部也会出现剧烈的垂向运动(抬升和下降), 甚至横向变形(挤压和拉伸)等. 理解这些现象需要现代地球动力学研究手段.

本文简要回顾近年来相关的地球深部动力学研究进展, 尤其是聚焦大陆板内构造活动的深浅圈层耦合. 深部过程对大陆岩石圈的影响大致可以分为两种类型: (1) 地幔对流引起岩石圈底部的应力变化, 进而引起上覆大陆的地形变化, 通常称作动力地形, 该过程不改变大陆岩石圈本身的物质属性; (2) 深部动力过程导致大陆岩石圈本身的结构、密度和黏度等发生明显的改变, 从而改变岩石圈的重力均衡状态, 其地表响应主要是均衡地形的改变. 其中第二种类型的内容会随人们对

引用格式: 刘丽军, 陈凌. 大陆岩石圈与地球深部动力过程的协同演化. 科学通报, 2024, 69: 200–214
Liu L J, Chen L. Co-evolution of continental lithosphere and deep mantle dynamics (in Chinese). Chin Sci Bull, 2024, 69: 200–214, doi: 10.1360/TB-2023-0867

© 2023《中国科学》杂志社

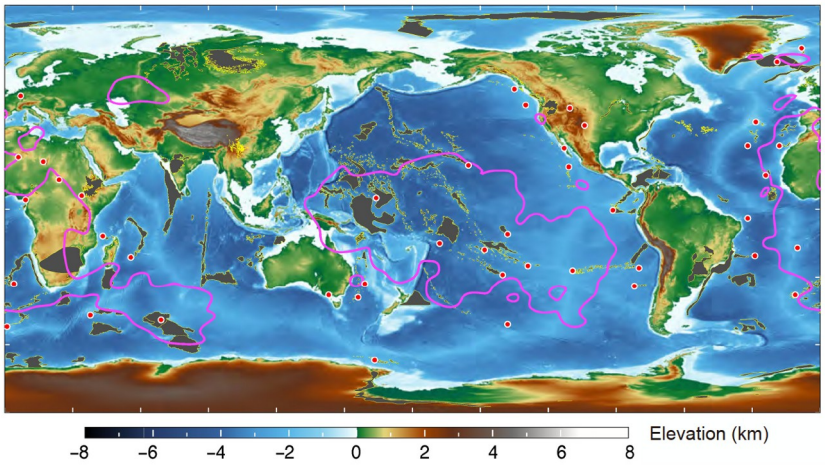


图 1 地表地形和主要的岩浆构造. 白圈内红点代表活动热点[2], 紫红色曲线是地震层析成像S40RTS[3]揭示的大剪切波低速省(large low-shear wave velocity province, LLSVP)在2800 km深度的轮廓, 对应−0.5%的剪切波速V_s异常, 灰色的区域是大火成岩省[4]

Figure 1 Global topography with major volcanic features. Red dots with white outlines mark active hotspots[2], magenta contours outline the two LLSVP at 2800 km depth, based on the −0.5% V_s anomaly in tomography image S40RTS[3]. Grey areas are large igneous provinces[4]

大陆岩石圈本身动力学特征的认知不同而变化; 一个最核心的转变是近年来发现克拉通岩石圈的结构、密度和黏度等均存在明显的垂向分层, 较重的下部岩石圈可能发生过近周期性的拆沉. 基于这些方面的研究进展, 我们提出大陆岩石圈, 包括古老克拉通部分, 不是一成不变的, 几何形态和动力学性质会随着深部动力过程而不断发生改变, 并对深部过程产生显著影响, 两者在很大程度上是协同演化的.

1 地球深部动力过程研究进展

出于探讨地球深浅圈层耦合的目的, 本文主要着眼于造成大陆地形变化和岩石圈改造与破坏的深部动力过程. 围绕地球深部动力过程及其对大陆岩石圈的影响主题, 前人的研究工作大致可以分为以下3类: (1) 地幔热-化学演化和对流; (2) 大洋俯冲对大陆岩石圈的改造; (3) 地幔柱-岩石圈相互作用. 下面我们对这三方面的地球动力学研究进展做简要介绍.

1.1 地幔热-化学演化和对流

地球的长期演化主要是其内部通过岩石圈向外散热的过程, 该过程还伴随多种物质成分的变化. 针对这一过程的地球动力学研究工作主要集中于相关的热-化学和对流问题. 在地质时间尺度上, 地球内部行为可以用高黏度(Stokes)流体的热传导和对流来描述. 这些深部过程的驱动力主要来源于温度和密度的横向不均一性, 而地球内部之所以存在这些不均一性的主要原因包括来自浅部的再循环岩石圈和来自核幔边界的地幔柱, 以及它们所扰动的其他地幔密度异常. 研究地幔对流和地表响应的动力学模型大都基于这些密度结构, 常用的方法包括: (1) 利用当前的深部地震空间分布近似俯冲板片的形态及对应的密度结构[5]; (2) 通过地表板块运动历史驱动俯冲或地幔柱演化(时间正演), 进而得出当前地幔的密度异常[6~8]; (3) 通过地震层析成像近似目前(瞬态模型)地幔的密度异常分布[9,10].

以上模拟方法中, 最后一种在研究深浅圈层耦合方面的应用最为广泛. 一个关键原因是, 过去几十年地球物理观测和研究(尤其是地震层析成像)的发展与进步[3,11~13], 能够越来越清晰地描绘出目前地幔内部的三维结构(图2). 这是其他两种方法难以完全实现的. 这些地震学结构图像清晰地显示离散板块边界(大洋中脊)下方对应着低波速(通常反应高温)地幔(图2(a)), 而汇聚边界(俯冲带)下方常见高波速(对应低温)俯冲板片(图2(b)), 从而很好地验证了板块构造理论. 其次, 这些结构图像揭示俯冲大洋板片具有多种形态, 有些刚进入对流地幔, 有些滞留在上地幔的底部, 有些连续俯冲到了核幔边界, 还有些与浅部板片脱离而堆积在下地幔深度. 这些板片形态为进一步理解不同区域的俯冲历史以及板片与深部地幔的相互作用提供了观测基础. 另外, 有些高速异常, 如出现在大西洋上地幔的异常(图2(b)), 明显远离任何俯冲带, 可能反映拆沉的大陆岩石圈物质, 因此被作为大陆岩石圈参与地幔对流的观测证据[14,15]. 除了高速异常, 地震学结构图像还揭示了大

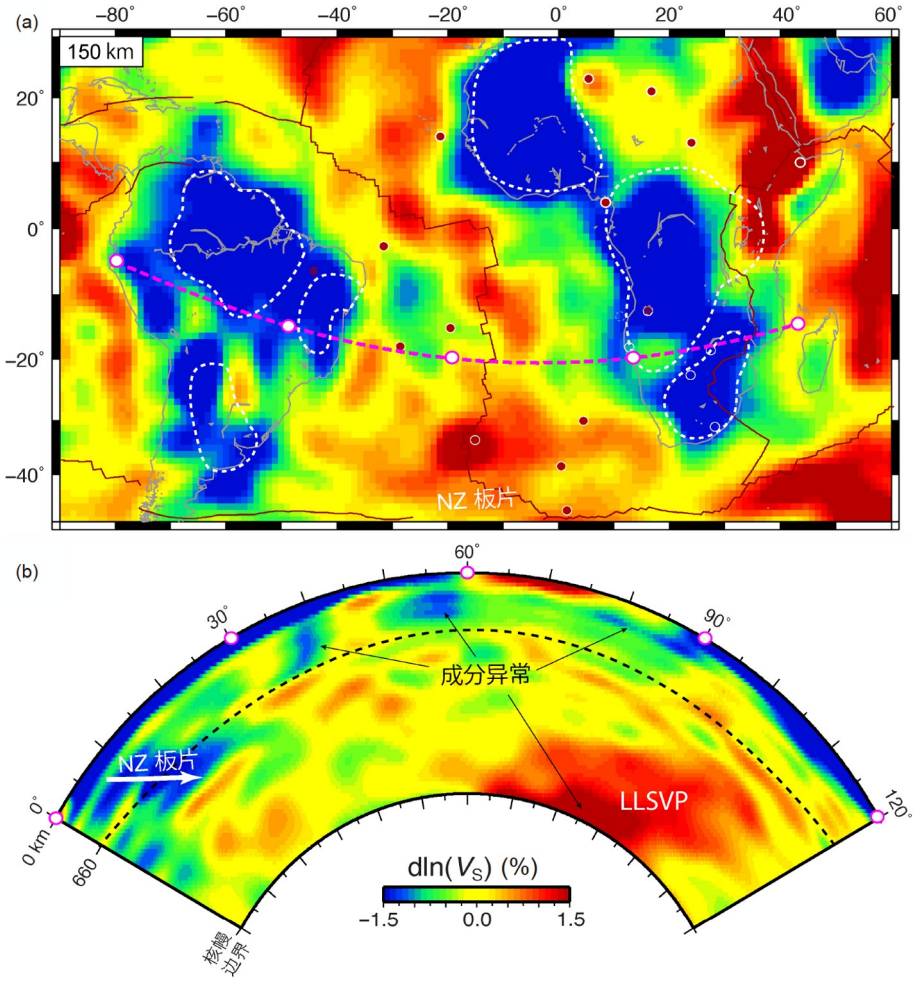


图 2 南大西洋下方的地幔结构. (a) S40RTS全球层析成像模型[13]揭示的150 km深度剪切波速异常. 白色虚线代表克拉通的范围, 红色圆点代表热点. (b) 沿(a)中紫色虚线所示地表位置以下横贯南美到南非的纵切面地幔结构. 该剖面显示了正在俯冲的Nazca(NZ)板片、非洲LLSVP, 以及其他可能的上地幔成分异常体

Figure 2 Mantle seismic structure below the South Atlantic. (a) V_s perturbation at 150 km depth based on S40RTS[13]. White dashed contours mark cartons, and red dots are hotspots. (b) V_s structure along the vertical cross section from South America to South Africa, with the surface trace shown as the magenta dashed line in (a). Shown features include the subducting Nazca (NZ) slab, the African LLSVP, and other possible compositional anomalies in the upper mantle

量的低速异常体, 可以帮助理解源自核幔边界的独特热结构或热化学结构, 包括位于太平洋和南大西洋下地幔的两个大剪切波低速省(large low-shear wave velocity province, LLSVP)和可能存在于它们侧面和上方的地幔热柱(图2).

研究以上这些地球内部复杂三维结构的成分、性质、演化和地表响应是地球动力学的一个核心问题. 基于此类地震图像的动力学模型通常假设高速和低速异常分别代表低温(高密度)和高温(低密度)的动力结构, 然而该假设并不是毫无争议的. 一个很有代表性的例子是位于地球下地幔呈现二阶球协函数状态的两个LLSVP的密度特征. 早期的动力学模型认为, 这些低速结构代表两个低密度的超级地幔柱, 其上涌过程导致地表出现大范围的动力抬升; 由于该高地形带来的地表重力正异常大于下地幔低密度超级地幔柱的影响, 从而可以解释地表观测到的同等尺度大地水准面形态[16]. 然而, 后来的研究对LLSVP密度和成分结构提出多种不同的认识, 包括LLSVP代表高密度的成分异常体[17,18]、低密度的高温地幔[19]、下重上轻[20]或下轻上重的动力结构[21]. 另一个例子是地幔高速异常的密度问题. 虽然多数情况下, 高速异常均可代表俯冲的板片, 因此具有高密度的特征, 但是有些高速体明显不属

于俯冲板片(图2(b)), 因此其动力学特征还有待进一步研究[8,22].

很显然, 不同的对流地幔密度结构对应的地表响应也是不同的. 上述的第二类(时间正演)和第三类(瞬态模型)动力学计算中, 地幔密度结构通常由累积的俯冲板片或地震层析图像转化而来. 由于早期的计算(多基于第三类模型)使用的观测约束有限, 因此通常假设地震波速异常到密度异常的转化系数是恒定值[16], 或是仅随深度变化[23,24]. 近期, 有研究通过引入更多的观测数据(如重力场)而尝试采用三维的波速-密度转化关系[25,26]. 由此得到的三维地幔密度结构驱动地幔对流并在岩石圈底部产生垂向应力, 进而引起地表的波动, 即动力地形. 因为这种扰动主要来自深部对流地幔, 其波长往往大于500 km[24,27]. 不难想象, 虽然这些计算都是基于结构整体类似的地震层析图像, 但是由于采纳的三维密度分布不同, 相应的动力地形也存在空间差异, 尤其是动力地形的幅度差别很大, 其中超长波长(二阶, 深部地幔对流的特征波长)的幅度从几百米到2 km不等[16,26,28].

基于过去俯冲历史约束当前地幔密度结构进而推算动力地形(第二类模型)是近年逐渐成熟的计算手段, 主要得益于板块重构精度的不断提高, 由此对俯冲历史的刻画更加完善. 就当前阶段来看, 该类计算获得的动力地形相较于第三类模型结果仍存在幅度和波长均偏大的问题[24]. 究其原因主要是, 此类正演模拟还不能完全重现地震层析成像观测到的地幔三维结构, 尤其是远离俯冲带的中小尺度高速异常体(图2(b))和广泛存在于上地幔深度的低速异常体(如东亚下方). 因此, 以地震层析成像为基础的动力学计算依然具有一定的优势. 鉴于上述讨论的通过波速推导密度所存在的不确定性, 结合多种观测约束, 尤其是综合与时间相关地质学证据[9,29~33]开展的学科交叉研究应该作为未来此类工作的前沿方向之一.

1.2 大洋俯冲对大陆岩石圈的改造

大洋板块俯冲是板块构造理论的直接延伸. 由于该过程被普遍认为是板块运动的主要驱动机制[34], 因此相关研究一直是地球动力学领域的核心内容之一. 俯冲过程的动力学基础是地球的热边界层理论[35]: 岩石圈, 尤其是大洋部分, 作为地球向宇宙空间散热的上边界, 其内部的热传导完全通过扩散过程来实现; 由于大洋岩石圈地幔的成分与下方的软流圈基本一致, 因此其低温特性导致其密度要大于软流圈, 从而倾向于重力失稳而发生俯冲, 而且年龄越老的大洋岩石圈密度越大. 基于该认识, 多数大洋俯冲模型只考虑板片的温度效应, 而忽略成分导致的密度差. 严格来讲, 低密度的玄武质洋壳会阻碍年轻的大洋板块俯冲, 这也是洋脊俯冲的驱动力仍然存在争议的原因. 大洋板块的平均温度(和密度)随年龄变化的趋势可能不是一成不变的, 这体现在洋底地形随年龄变深的趋势在洋壳年龄超过80百万年后趋于平缓. 因此, 很多动力学模拟一般以80百万年作为大洋年龄的上限. 另外, 由于大洋岩石圈的垂向温度梯度越靠近地表越陡(error function), 数值模型中要实现该梯度变化就需要更精细的网格, 而这个要求直接增加了大尺度俯冲模型的模拟难度. 因此, 有学者选择在保持大洋岩石圈整体密度不变的前提下降低其温度梯度[36], 也有学者选择忽略温度结构而通过成分来近似表达密度异常, 但这种近似无法准确反映大洋年龄变化导致的横向密度差异.

以上内容的研究焦点之一为俯冲板片的运动学和动力学行为, 包括大洋板片的热结构演化[37]、板片的变形过程[38]及其产生的地幔流场[22]. 此类研究由早期的二维模型为主[39]逐渐推进为近年的三维模型[40], 尤其是与实际观测紧密衔接的三维数据同化模型[8,37,41,42].

由于多数大洋板块的俯冲倾角都比较大(>30°), 其俯冲过程大多只影响到海沟附近(距离<300 km)的大陆岩石圈, 而且该作用通常与俯冲带的运动方式有关: 海沟后撤(前进)往往导致临近的上覆板块出现拉张(挤压)变形[43,44]. 除了俯冲板片与上覆板块直接作用所引起的变形, 俯冲过程产生的地幔流场还可以摩擦拖拽上覆板块的底部, 从而产生更大范围(~500 km)的陆内拉张作用, 如美国西部的盆岭省[45]和东亚边缘海的伸展过程[46]. 相比之下, 类似空间尺度的陆内挤压往往形成于陆陆碰撞环境中[44,47]. 如果进一步考虑陆内存在薄弱带/薄弱层的情况, 俯冲和碰撞过程均可以在更远的距离形成明显的应变集中, 进而导致局部的裂谷或造山运动以及变形随深度的显著变化[48~50].

比较公认的可以引起大范围高强度陆内形变的俯冲过程是低角度俯冲或平俯冲. 在这种情况下, 大洋板片可以贴着上覆板块的底部向内陆迁移上千公里的距离[51], 该过程既可以影响陆内的地形[52], 也可以造成岩石圈的强烈破坏[48,53]. 最具有代表性的一个例子是美国西部晚白垩世的Farallon板片平俯冲及其对应的Lar-

amide造山运动[53]. 另一个例子是东亚地区在晚中生代可能经历过的一次大范围平俯冲[49,54], 该过程可以解释以南北重力梯度带为界的东西地形和岩石圈厚度差异[55]. 平俯冲导致的一系列物理和化学过程可能还对临近俯冲带克拉通岩石圈的改造甚至破坏起到了关键作用[49,56,57].

最后一类可能影响上覆岩石圈构造的俯冲过程是位于地幔转换带内的滞留板片[12]. 这种俯冲形式以东亚最为典型, 虽然其他俯冲带也观察到类似的板片形态. 滞留板片的形成机制尚存在争议, 目前发表的模型包括与660 km界面处或板片内部相变相关的密度差[39,58]、黏度的分层性和海沟的后撤[42], 以及区域地幔风(横向流)的推动作用[59]. 有的数值模拟工作显示, 如果滞留板片携带了足够的水到地幔深处并逐步释放[60], 或者其本身将原本处于转换带内的水排挤出来进而形成含水熔体[61], 上升的流体会交代改造上覆岩石圈, 从而引起地表岩浆活动并导致岩石圈的减薄, 甚至破坏[62,63].

1.3 地幔柱-岩石圈相互作用

地幔柱被很多学者视作可与板块构造比肩的重要地球动力学过程. 按照热边界层理论[35], 地幔柱起源于核幔边界, 因此其穿过整个地幔上升到地表的过程为研究深部物质组分和结构性质提供了一个关键的窗口. 传统的地幔柱理论认为, 到达地表的地幔柱往往会伴随岩浆活动, 早期形成大火成岩省, 而持续的岩浆活动则形成长期存在的热点. 需要指出的是, 大火成岩省和稳定的热点在时空上并不总是相连的, 这二者很多时候反而单独存在(图1), 该现象的存在要求对传统的地幔柱模型进行改进.

地球上现存的大火成岩省均形成于地质历史时期, 如最年轻的Columbia River大火成岩省形成于1600万年前[64]. 这些地球上最大规模的岩浆事件一般被认为代表地幔柱柱头与岩石圈相互作用造成的岩浆喷发[64~66]. 然而也有不少学者质疑这一解释, 因为其他的构造事件也可能在局部形成大量的岩浆喷发, 包括新生的大洋中脊[67]、大陆裂谷[68,69]以及板片撕裂[70]. 因此, 这些重大岩浆事件的成因和影响, 尤其是否在陆内环境形成, 还有待进一步研究确认.

目前, 地球上依然有岩浆喷发的热点活动多数位于大洋内部. 一个原因是作为地幔柱主要起源地的两个LLSVP主要位于大洋板块之下(图1, 2), 这点也符合典型地幔柱热点的地理特征[2]. 另一可能的原因是大洋岩石圈比大陆岩石圈更薄, 从而更容易被地幔柱穿透. 大洋板块内部的链状热点轨迹很大程度上反映了板块的水平运动历史, 因此在考虑地幔流场和真极移等因素的基础上, 这些热点链为定量化板块重构研究提供了一个关键参考系[71~74]. 大洋热点普遍被认为是源自深部的地幔柱在地表的表现. 相关的数值模型除了研究热点链, 还关注地幔柱上涌导致的海底地形变化、洋岛玄武岩喷发过程及其成分异常[75,76].

相对大洋热点来说, 学术界对地幔柱与大陆岩石圈相互作用的理解还处在比较模糊的阶段. 首先, 由于上述原因, 陆内热点比洋内少得多, 仅有的几个大陆热点都集中在俯冲带附近(如美国西部)或LLSVP上方(如非洲)(图1). 其次, 大陆热点的成因也更具争议, 除了地幔柱, 陆内岩浆活动还可能源自其他构造过程, 如岩石圈拆沉或大洋俯冲[70,77~79]. 地幔柱-大陆岩石圈的相互作用代表地球科学领域的研究难点, 同时该工作对进一步认识大陆岩石圈的结构和演化也具有非常重要的意义(详见2.2节).

1.4 相关数值模型的优缺点

数值模拟作为研究复杂动力学过程的一个重要手段, 已极大地提升了人们对于深部地球的认知. 然而, 模拟方法的选取和模型的设计都需要根据具体的地球动力学问题量体裁衣. 就力学性质而言, 固体地球的内部演化在地质时间尺度上可以用高黏度的斯托克斯(Stokes)流体来描述, 需要满足物质、应力和能量的守恒关系, 相应的理论已经基本完备. 需要强调的是, 斯托克斯流体“牵一发而动全身”的物理性质远异于低黏度的地表流体, 因此其代表的地幔系统的数值解不仅由地球介质本身的力学性质决定, 还受到该系统的初始状态和模型边界条件的制约. 而后两个因素是地球动力学研究, 尤其是着眼深部过程的模型需要重点关注的, 因为不同的初始和边界条件会导致不同的模型结果. 例如, 很多区域模型采纳不可穿透的刚性侧边界条件, 这在地球内部其实是不存在的, 强加这样的边界条件很多情况下会扭曲地球内部的应力场和流场, 从而导致模型结果失真.

由于受到计算能力不足或模拟软件设计的制约, 很多数值模型都采用局部的横向和深度范围, 甚至只考虑二维模型空间. 近年来, 随着超级计算机算力的提高, 越来越多的地球动力学计算开始采用大范围和高

精度的三维区域与全球尺度模型，尤其是针对地幔时间演化问题的研究更是如此[7,8,36,42,43,80]. 一般来说，区域尺度的数值模型可以合理应用于研究相对独立的局部动力学过程，但是在模拟大范围的俯冲过程和地幔对流问题时经常会产生相较于全球模型的系统偏差[81]. 因此，重现大尺度地幔对流及其导致的岩石圈和地形变化通常需要涵盖整个地幔的全球尺度模型. 这是因为计算驱动地幔对流的压力场和相应的地形变化(动力地形)需要考虑全球范围的物质连接性和力学平衡[10,15,24,27]，而区域模型的刚性侧边界则会阻碍这个过程[81]. 希望这个简短的讨论能为将来的数值模拟工作提供帮助.

2 大陆岩石圈对深部动力过程的响应与作用

地球是太阳系里唯一具有大规模中酸性地壳的行星，该地壳联同其下方的低温巨厚热边界层被统称为大陆岩石圈. 按照板块构造理论，大陆岩石圈在各板块运动过程中扮演着被动的角色，然而这个推论与很多陆内观测相左，越来越多的研究表明，大陆岩石圈可以主动参与深部过程，甚至驱动地幔对流. 本文简要回顾近年来对大陆岩石圈结构和性质及其与深部过程协同演化认识的转变.

2.1 大陆岩石圈的结构和性质

相较于现存年龄一般不超过2亿年的大洋岩石圈，大陆岩石圈的生命周期更长，其最古老的核心年龄超过25亿年(图3). 根据同位素定年，现存成规模分布的大陆地壳可以明确划分为显生宙(小于5.4亿年)、元古宙(5.4~25亿年)和太古宙(大于25亿年). 显生宙陆壳主要由环绕克拉通的年轻构造带组成(图2)，它们的海拔范围很大，从低于海平面到高于8 km不等，相应的地壳厚度从20~70 km不等[82]，地幔岩石圈厚度一般不足150 km[83]. 整体而言，这些相对年轻的大陆地壳大致遵循重力均衡理论. 其地形和岩石圈特征可以由其所经历的横向变形历史来解释[84]：水平拉伸导致地壳和地幔岩石圈减薄，同时伴随地形沉降；水平挤压使岩石圈增厚和地形抬升. 因此，显生宙陆壳的演化特征大多可以用描述岩石圈水平运动的板块构造理论来解释.

相对于显生宙地壳，大部分元古宙和太古宙地壳形成以后没有再经历过明显的构造变形，因此传统上被称为稳定克拉通[63,85]. 大部分克拉通地区的海拔较低(低于1 km)，地形平坦，地壳厚度在35~45 km范围，对应的岩石圈厚度可达250 km. 然而，并非所有的克拉通都能长期维持其稳定的地形和巨厚的岩石圈. 例如，非洲大陆被认为是稳定克拉通的聚集地，然而其很大范围的海拔高于1 km，地表起伏显著(幅度超过1 km)，相应的地壳和岩石圈都薄于其他的稳定克拉通(图4(a), (b)). 类似的现象还存在于其他环大西洋和印度洋的克拉通边缘与内部[15,69]. 由于这些克拉通地壳并无明显的横向变形，其岩石圈的改造过程和机制可能有别于经典板块构造理论的推测.

还有些克拉通表现出显著的横向变形、结构改造甚至破坏. 最有代表性的例子是东亚的华北克拉通和北美西部的怀俄明克拉通，两者自中生代以来均发生了去克拉通化，即克拉通破坏[62,86~88]. 在该过程中，这两个地区的地形分别出现下降和抬升，地壳分别被横向拉张和挤压，而其地幔岩石圈也发生了明显减薄和增厚：华北克拉通东部岩石圈厚度目前主体不足100 km[89]，而怀俄明下方岩石圈厚度可能超过300 km[90]. 在时间和空间上，华北和怀俄明克拉通破坏事件分别对应同期的东亚燕山运动和北美Laramide陆内造山，而越来越多的研究发现两者均与当时的大洋俯冲紧密相关[54,57,63]. 因此，研究克拉通的稳定、改造与破坏均不能抛开板块构造和深部动力过程的影响.

克拉通为何能够长期稳定存在及以何种状态存在是地球科学的根本问题. 多数学者认为，克拉通自形成起其结构和性质就保持稳定不变. 支持该假说的传统解释是tectosphere模型[91]：克拉通岩石圈地幔形成时经历的高程度部分熔融导致的铁元素亏损使其密度偏低，而该效应抵消了其低温导致的密度升高，从而使岩石圈地幔在每个深度都具有跟周围软流圈大致相同的密度. 然而，广泛出露的地幔包体数据分析表明，该密度模型仅适用于少数克拉通地区[85,92]. 另一个重要的相关观测是全球大地水准面，一些学者将其形态明显缺乏海陆分布的特征作为支持tectosphere模型的有力证据，因为偏重的岩石圈地幔会导致大陆水准面显著低于大洋部分[93]. 然而，最近的研究发现，地形和大地水准面观测其实都反映了克拉通岩石圈地幔具有比周围软流圈地幔更重的分层密度结构(图4(c), (d)). 该结果对克拉通的稳定性提出了新的挑战，并暗示其结构和性质可能会随时间推移而发生变化[69,94,95].

除了密度，克拉通岩石圈的力学强度(黏度结构)也会影响其稳定性. 按照传统认识，克拉通地壳形成时其岩石圈地幔经历了高度的易溶物萃取，因此其黏度应

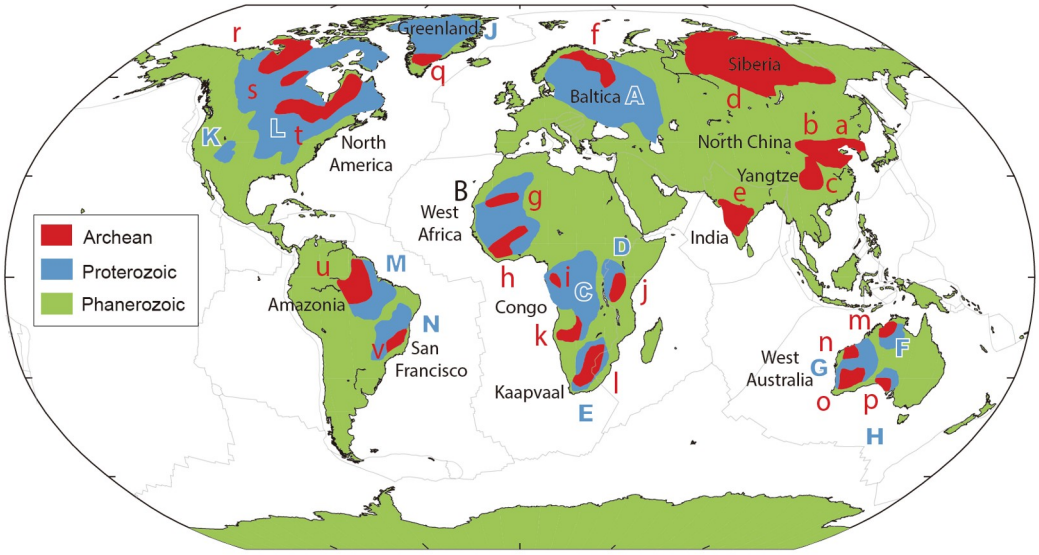


图 3 全球大陆地壳分布. 红色、蓝色和绿色分别对应太古宙、元古宙和显生宙的地壳[69]. 图中标识了主要的克拉通及其在图4(b), (d)里的字母序号

Figure 3 Global distribution of continental crusts. Red, magenta, and green areas correspond to Archean, Proterozoic, and Phanerozoic crusts[69]. All major cratons are annotated, with lower-case and upper-case letters denoting their order shown in Figure 4(b), (d)

该远高于软流圈地幔[84]. 相关动力学模拟证实, 克拉通岩石圈具有的远高于软流圈的黏滞强度可以帮助维持其长期的稳定性[96,97]. 然而, 最近的地震学观测表明, 克拉通岩石圈大多在70~100 km深度范围存在一个波速随深度明显下降的界面(岩石圈内部不连续面, middle lithospheric discontinuity, MLD(图4(c)), 之下可能存在一层相对低速、低黏度的结构. 该垂向分层结构可能是华北克拉通失稳破坏的关键因素之一[98]. 在全球范围内, 这一MLD还对应克拉通上部和下部岩石圈的径向各向异性分层, 因此可能也是其他克拉通岩石圈经历变形改造和剧烈垂向运动的重要原因[69]. 然而, 关于MLD的成因、结构特征及其与克拉通形成或长期演化的关系, 目前争议很大, 还未形成统一认识[99~101], 有待进一步深入研究.

综上可见, 大陆岩石圈的结构、成分、流变性质, 以及时空演化等方面尚存不少悬而未决的问题. 由于这些未知和复杂因素, 大陆动力学研究一般都优先考虑由岩石圈本身性质和结构变化所导致的结果, 尤其是针对活动构造如造山运动. 而地球深部过程的贡献只在岩石圈构造无法解释的情况下才被引入. 相对于大陆活动构造区, 传统认识往往将稳定克拉通内部的地形、地质特征等的变化归结于深部地幔的影响. 但最新的研究认为, 克拉通岩石圈在与深部地幔相互作用过程中发生的改造甚至破坏也是一个重要的因素. 可以预见, 克拉通岩石圈的时空演化、稳定与破坏方式、过程和机制仍将是未来大陆动力学领域的研究前沿和热点.

2.2 大陆岩石圈对深部过程的动态响应

虽然目前关于大陆岩石圈的本质与自身演化仍存在争议, 但一个公认的方面是地球深部动力学过程会影响大陆在地质时间尺度上的行为. 该深浅耦合的物理表现之一是动力地形, 即地幔内部的高黏度对流过程会在岩石圈底部产生一定的垂向应力, 而该应力可以动态地改变地表的地形. 另一方面, 俯冲过程和地幔上涌也不可避免地造成深浅圈层之间的物质和能量交换, 从而引起上覆岩石圈的机械变形和成分改变(图5(a)).

按照传统观点, 大陆尤其是克拉通岩石圈不参与深部对流, 而只是被动地响应深部过程. 动力学模型表明, 以大洋俯冲为主的地幔下降流可以在俯冲带附近(数百公里距离内)的大陆边缘产生明显的动力沉降(图5(b)), 该过程体现为强烈的重力正异常和广泛的陆缘海相沉积[29]; 大陆岩石圈相对下行板片的横向漂移还可以进一步导致陆内(距离俯冲带上千公里)的海侵[9,30], 以及河流和盆地系统的时间迁移甚至倒

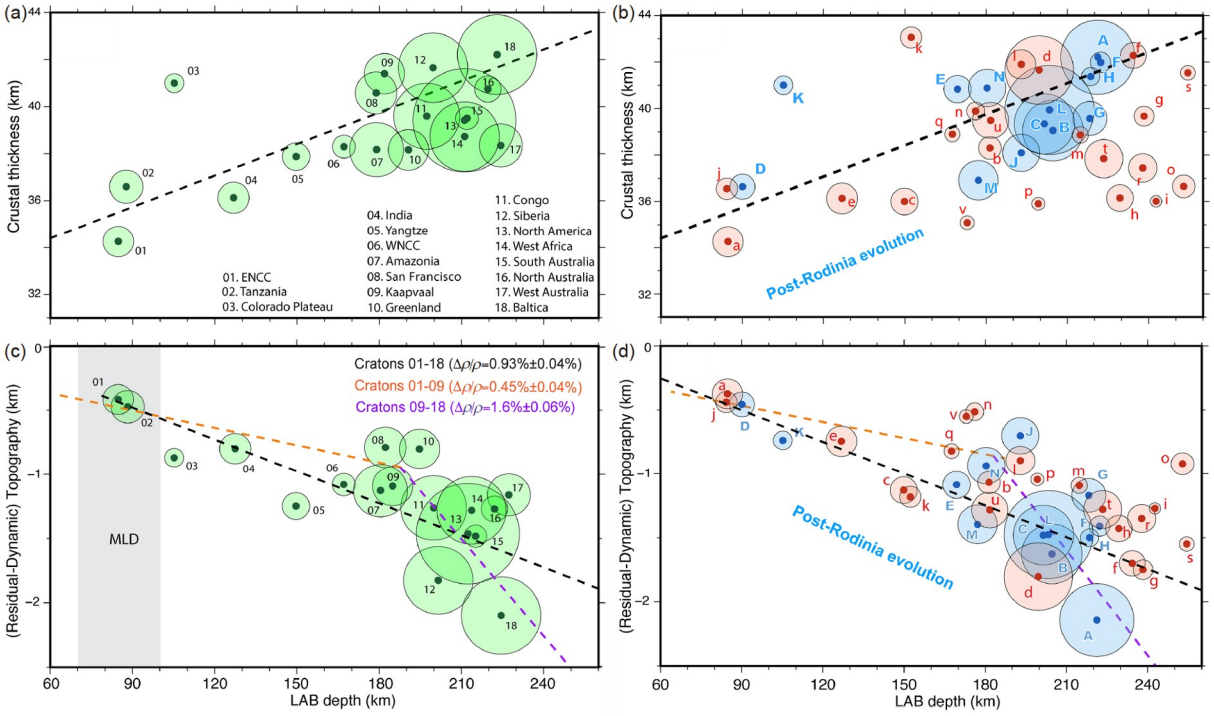


图 4 全球克拉通的海拔高度、地壳厚度和岩石圈底部深度的关系[69]. (a) 主要克拉通的地壳和岩石圈厚度关系. 绿圈的面积跟每个克拉通面积成正比, 当中的绿点代表平均值; 虚线是线性拟合. ENCC, 华北克拉通东部; WNCC, 华北克拉通西部. (b) 与(a)类似, 但区分太古宙(红色, 小些字母)和元古宙(蓝色, 大写字母)形成的克拉通(不同字母对应的区域见图3). (c) 残余地形(实际地形减去地壳和动力地形的影响)和岩石圈厚度的关系. 虚线为两种不同的线性拟合关系, 分别代表不同的岩石圈密度结构. (d) 与(c)类似, 但区分太古宙和元古宙年龄的克拉通

Figure 4 Relationships among the sediment-free elevation, crustal thickness, and lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) depth of all cratons[69]. (a) Relation between crustal and lithospheric thicknesses for major cratons. Area of the green circle is proportional to that of the corresponding craton, with the central green dot representing the mean value. The dashed line is a linear fit. ENCC, East North China Craton; WNCC, West North China Craton. (b) Similar to (a), but with Archean (red, lower case letters) and Proterozoic (blue, upper case letters) crusts plotted separately, whose spatial distribution is shown in Figure 3. (c) Relationship between residual topography (actual topography subtracted by the topographic effects of crust and dynamic topography) and lithospheric thickness. Dashed lines show two different linear fits, corresponding to two different lithospheric density profiles. (d) Similar to (c), but with the Archean and Proterozoic crusts separated

转[27,31,32,33,52,102]. 类似地, 地幔上升流可以产生大陆的动力抬升, 进而影响其地形地貌的时间演化[103~106]. 上述动力地形的基本特征包括幅度较小(数百米)、随时间变化(千万年尺度), 以及空间上相对局限(同时影响数百公里范围)等(图5(a), (b)).

需要指出的是, 动力地形在构造活跃的区域常常难以辨认, 因为岩石圈本身的变化也会影响地形, 而该信号(高达数公里)可以轻易掩盖深部的贡献. 这一由岩石圈内部变化所产生的地形改变通常称作均衡地形. 除了横向拉张或挤压之外, 地幔深部过程也可以直接影响上覆岩石圈的厚度, 如俯冲板片的刮擦、地幔柱的侵蚀以及熔体的交代等(图5(b)). 其中, 俯冲板片刮擦作用导致的上覆岩石圈减薄主要发生在大陆边缘, 但在平俯冲的情况下, 陆内岩石圈也可能被减薄. 如晚白垩世, 东亚大陆可能就经历了这个过程[55]. 数值模拟显示, 地幔柱底垫到大陆板块之下时可以局部减薄上覆岩石圈的厚度, 并形成一个隐藏的热点链[107]. 相比俯冲板片和地幔柱, 熔体交代作用应该是相对微观的, 其对大陆岩石圈的改造主要体现在改变岩石成分方面[62], 仅通过该过程改变岩石圈的厚度可能需要很长的地质时间.

从大陆演化的角度来说, 以上各种情况所导致的大陆岩石圈的垂向运动和厚度改变均属于被动行为, 基本符合传统板块构造理论的认知范畴, 即大陆板块不主动参与深部地幔对流. 然而, 基于该认识的大陆演化模式无法解释很多克拉通岩石圈的结构特征, 如其地壳与岩石圈厚度呈现的线性关系(图4(a))在无明显横向变形的前提下很难理解, 而全球范围内克拉通缓慢(几亿年)的反复抬升(产生新元古代和中生代的大陆不整合面)和沉降(形成古生代和新生代的克拉通盆地沉

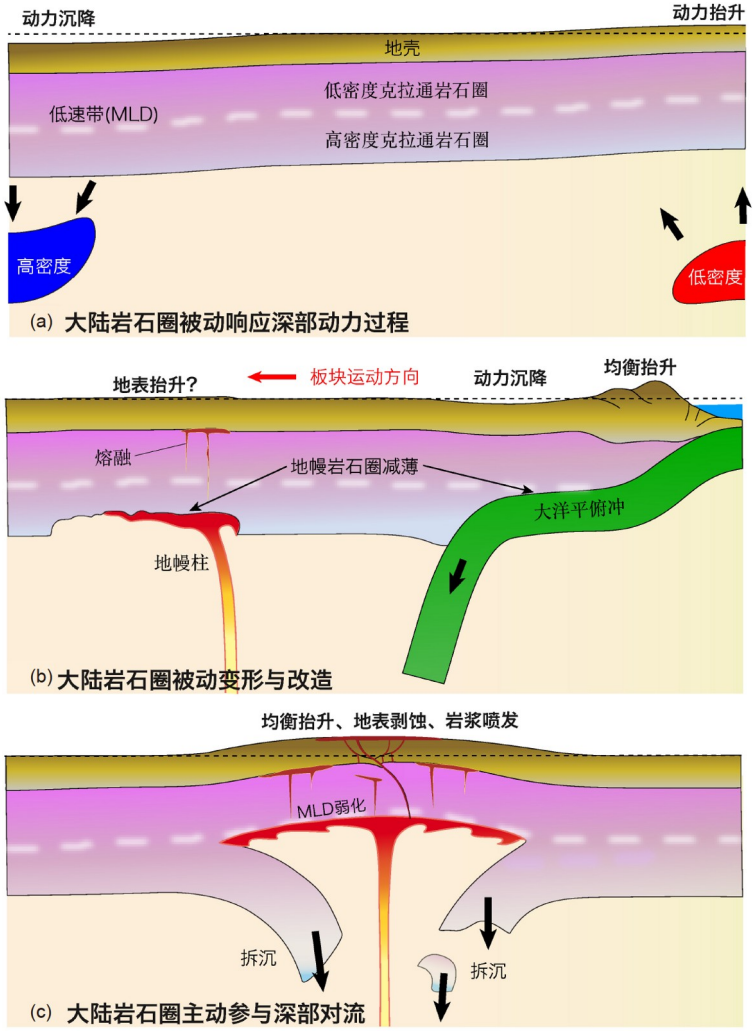


图 5 大陆岩石圈对深部过程的3种反应方式. (a) 地幔对流驱动的地表动力地形, 其中下沉的高密度异常体代表大洋板片或拆沉的大陆岩石圈, 低密度异常体代表上涌的地幔热物质或折返的拆沉大陆岩石圈. (b) 地幔柱侵蚀和大洋平俯冲的刮擦对岩石圈的减薄作用. (c) 高密度的下部大陆岩石圈在地幔柱扰动下沿薄弱带/层发生拆沉, 以及伴随的岩浆和地表过程. 拆沉的大陆岩石圈物质被地幔加热后变轻可以折返增生到上覆岩石圈底部

Figure 5 Three ways how continental lithosphere reacts to deep Earth dynamics. (a) Dynamic topography due to sub-lithospheric mantle convection, where the sinking high-density anomaly refers to oceanic slab or delaminated continental lithosphere, and the rising low-density anomaly refers to hot mantle upwelling or relaminating continental lithosphere. (b) Plume underplating or oceanic flat subduction leads to thinning of the overriding continental lithosphere. (c) Delamination of high-density lower continental lithosphere along weak zones/layers due to dynamic perturbation of a plume, generating magmatism and surface uplift. The delaminated continental lithosphere will warm up inside the mantle and eventually return to the base of the overriding lithosphere

积)[69]也难以通过地球深部过程来解答. 在众多岩石圈明显减薄的克拉通中(图4(a)), 华北克拉通东部和北美西部也许可以用中生代大洋板块平俯冲导致的刮擦减薄来解释[55], 但这些地区经历过明显的横向挤压和拉张, 与俯冲作用产生的结果类似, 这是大部分减薄的克拉通所没有的特征, 同时也没有证据表明其他克拉通都经历过平俯冲.

针对该问题, 一个合理的解释是岩石圈拆沉: 高密度的岩石圈拆沉不会引起明显水平向变形, 但可以产生大幅度长时期的地表抬升(图4(c), (d)显示岩石圈地幔对地形的影响超过2 km), 进而通过加速地表剥蚀导致地壳厚度减小(图5(c)). 由于风化剥蚀是自上而下进行的, 因此这个过程主要导致克拉通上地壳的减薄和缺失, 而这点也与实际观测相吻合, 如坦桑尼亚、印度和加拿大克拉通地区都存在广泛的中下地壳出露(One-Geology, http://portal.onegeology.org/OnegeologyGlobal/).

动力学模拟还发现, 拆沉的岩石圈会被逐渐加热, 其中高密度成分会脱离进入深部地幔, 而大部分物质在被地幔加热后最终会变轻并折返回到岩石圈底部, 从而弥补了拆沉过程中丢失的克拉通岩石圈部分; 这些折返物质逐渐冷却的过程还会形成上亿年的稳步地表沉降[8]. 全球大数据分析揭示, 此类拆沉和折返过程可能由超大陆和深部的LLSVP相互作用所控制, 由此产生的大尺度陆内抬升和沉降分别可以解释观测到的大范围不整合面和克拉通盆地的交替出现[69].

发生大规模岩石圈拆沉需要两个基本条件: (1) 岩石圈的密度高于周围地幔; (2) 岩石圈局部受外力扰动而弱化[108]. 按照传统的认识, 即克拉通岩石圈具有低密度和高黏度的特征, 如要发生拆沉, 则需要令其岩石圈变重的同时也被弱化, 而能够导致这些变化的深部动力学过程较为罕见. 如果克拉通岩石圈密度本身已经偏高, 发生拆沉就仅需要弱化其内部, 尤其是沿MLD处的薄弱层. 该过程可以通过很多深部动力学过程来实现, 包括平俯冲、地幔柱和熔体或流体交代(图5(b), (c)). 我们倾向于认同后一种解释, 即充分降低岩石圈流变强度[62,85]就可以引起稳定的克拉通岩石圈发生失稳和拆沉. 这一分析也是最近几项克拉通岩石圈拆沉研究的核心思想[8,15,69,109].

需要强调的是, 克拉通作为地球上最稳定的构造单元, 其岩石圈拆沉只在特定的环境下才可能发生, 如超大陆裂解时[69]. 其次, 地幔包体[85]和地球物理反演[95]发现, 克拉通地幔岩石圈上部(<100 km深度)的密度较小, 所以拆沉应该更多地发生在下部岩石圈[15]. 另外, 由于克拉通岩石圈本身的难熔特性, 拆沉进入对流地幔的物质大部分将保持其原来的成分特性, 并会在充分加热之后折返回到地表或岩石圈底部[8]. 在此拆沉模型下, 克拉通地壳和上部岩石圈依然可以保持结构和成分的长期稳定性, 而下部岩石圈会经历更多的变形和改造[69].

3 大陆岩石圈与深部过程协同演化的科学意义

随着地球科学各个学科的不断进展, 堪称经典理论框架的板块构造学说也在不断地被拓展和改造. 例如, 最初的刚性板块概念逐渐演变为板块内部也可以发生形变: 如沿碰撞边界的上覆大陆一侧可以形成宽泛的变形带, 包括挤压导致的山脉或高原隆升和拉伸导致的裂谷或盆地发育[43,46]; 而大洋俯冲造成的变形也并非局限于板块边界: 平俯冲可以产生延伸至陆内上千公里的构造变形[51,110]; 甚至火山活动也可以发生在板块内部, 如热物质受早期俯冲板片引起的流场牵引向内陆迁移[38,111]或地幔柱与运动的板块相互作用造成熔体沿岩石圈底部迁移[76,107]等. 在此基础上, 大部分的地质现象可以得到合理的解释(图5(a), (b)).

然而, 仍有一些重大的地质和地球动力学现象无法用现有的板块构造或地幔柱理论来解释, 如全球克拉通反复的抬升和沉降、超大陆的聚散机制、全球范围的俯冲起始或者重启以及早期地球的运行规律等. 一个重要的原因是: 传统认为的板块运动驱动力主要来自前进方向上大洋板块的俯冲, 而该大洋板块消亡后的大陆运动驱动力尚无定论; 另外, 现存的大洋板块均形成于Pangea超大陆裂解之后, 因此之前的大洋板块运动规律还存在很多未知因素. 近年来, 对板块构造与地幔柱构造在不同时空尺度相互联系、相互作用的综合认识[112]和对大陆岩石圈波速、密度结构与时间演化的新认识, 可以为深入理解跨越超大陆周期的地球系统动态演化过程提供全新的思路. 其中一个关键动力学因素可能是高密度的克拉通下部岩石圈伴随超大陆旋回发生周期性的拆沉与折返[69](图5(a), (c)).

如果大陆岩石圈, 尤其是克拉通岩石圈, 可以通过大规模拆沉的方式参与深部地幔对流, 那么该认识将补充甚至改写目前的板块构造理论. 首先, 受自身密度驱动的岩石圈拆沉是一种主动对流方式, 该现象可以弥补板块构造理论认为驱动力主体来源于大洋板块俯冲所带来的不足, 从而为认识大陆自身亿年时间尺度的演化提供一个新的视角. 其次, 岩石圈拆沉造成的地形变化比大洋俯冲和地幔对流的作用更持久, 而且幅度更大, 因此也为研究古地貌和古地理环境等的演变开辟了新的思路. 最后, 克拉通岩石圈作为可能的深部碳储库, 其周期性地与高温地幔发生物质和能量交换, 也许代表着长期气候变化的一个关键控制因素.

4 总结与展望

本文回顾了近年来关于大陆岩石圈的性质、形变和演化的相关工作, 尤其是基于数值模拟的研究进展. 一方面, 大陆板块在大洋俯冲和深部对流地幔的驱动下不断发生横向和垂向的运动, 而大陆岩石圈本身也可能被深部过程, 如地幔柱和平俯冲, 局部地进行改造. 这些行为均属于大陆板块对深部动力过程的被动响应, 基本满足板块构造理论对于大陆板块不参与地

幔对流的预测. 另一方面, 近年来的研究发现, 大陆下方的岩石圈地幔平均密度要显著高于周围的软流圈, 而且其密度和黏度均存在分层现象, 因此可能导致岩石圈地幔发生伴随超大陆周期的大规模拆沉和再造. 该预测不同于传统板块构造理论的认识, 属于大陆岩石圈主动参与深部地幔对流的行为. 综合以上两方面认识, 大陆岩石圈与深部动力过程的关系应该比传统认为的更加紧密, 因此二者应该是协同演化的.

放眼未来的地球动力学研究, 以下建议希望可以起到抛砖引玉的作用: (1) 针对近期建立的大陆岩石圈性质和演化模型开展相关的观测、实验和模拟, 进一步检验大陆岩石圈主动参与地幔对流的可行性. (2) 开展基于多学科、多尺度的热化学模型研究, 尤其是基于数据同化的四维地球模型, 这也是地球系统本身的复杂性必须用大量观测来降低模型非唯一性的要求. (3) 发展兼顾深部驱动和浅表过程的全地球系统模型, 这不同于仅限外部流体圈层的地球系统模型, 而是从最根本的深部动力来源来看待地球的系统行为.

致谢 感谢中国科学院广州地球化学研究所徐义刚院士的邀请. 感谢中国海洋大学的董昊参与绘图工作.

参考文献

1 Morgan W J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. J Geophys Res, 1968, 73: 1959–1982
2 Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth Planet Sci Lett, 2003, 205: 295–308
3 Ritsema J, Deuss A, van Heijst H J, et al. S40RTS: A degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements. Geophys J Int, 2011, 184: 1223–1236
4 Coffin M, Duncan R, Eldholm O, et al. Large igneous provinces and scientific ocean drilling: Status quo and a look ahead. Oceanography, 2006, 19: 150–160
5 Stadler G, Gurnis M, Burstedde C, et al. The dynamics of plate tectonics and mantle flow: From local to global scales. Science, 2010, 329: 1033–1038
6 Bunge H P, Richards M A, Lithgow-Bertelloni C, et al. Time scales and heterogeneous structure in geodynamic Earth models. Science, 1998, 280: 91–95
7 McNamara A K, Zhong S. Thermochemical structures within a spherical mantle: Superplumes or piles? J Geophys Res Solid Earth, 2004, 109: 1–14
8 Peng L, Liu L, Liu L. The fate of delaminated cratonic lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 2022, 594: 117740
9 Liu L, Spasojevic S, Gurnis M. Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous. Science, 2008, 322: 934–938
10 Steinberger B. Topography caused by mantle density variations: Observation-based estimates and models derived from tomography and lithosphere thickness. Geophys J Int, 2016, 205: 604–621
11 Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, et al. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. J Geophys Res, 1992, 97: 4809–4822
12 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 2006, 111: 1–21
13 van der Meer D G, van Hinsbergen D J J, Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. Tectonophysics, 2018, 723: 309–448
14 King S D, Ritsema J. African hot spot volcanism: Small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. Science, 2000, 290: 1137–1140
15 Hu J, Liu L, Faccenda M, et al. Western Gondwana craton modification by plume-lithosphere interaction. Nat Geosci, 2018, 11: 203–210
16 Hager B H, Clayton R W, Richards M A, et al. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. Nature, 1985, 313: 541–545
17 Ishii M, Tromp J. Normal-mode and free-air gravity constraints on lateral variations in velocity and density of Earth's mantle. Science, 1999, 285: 1231–1236
18 Masters G, Laske G, Bolton H, et al. The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: Implications for chemical and thermal structure. In: Karato S, Forte A, Liebermann R, et al., eds. Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale. Washington DC: AGU Monography, 2000, 117: 63−87
19 Davies D R, Goes S, Davies J H, et al. Reconciling dynamic and seismic models of Earth's lower mantle: The dominant role of thermal heterogeneity. Earth Planet Sci Lett, 2012, 353-354: 253–269
20 Lau H C P, Mitrovica J X, Davis J L, et al. Tidal tomography constrains Earth's deep-mantle buoyancy. Nature, 2017, 551: 321–326
21 Tan E, Gurnis M. Metastable superplumes and mantle compressibility. Geophys Res Lett, 2005, 32: L20307
22 Hu J, Faccenda M, Liu L. Subduction-controlled mantle flow and seismic anisotropy in South America. Earth Planet Sci Lett, 2017, 470: 13–24

23 Karato S, Karki B B. Origin of lateral variation of seismic wave velocities and density in the deep mantle. J Geophys Res, 2001, 106: 21771–21783
24 Flament N, Gurnis M, Müller R D. A review of observations and models of dynamic topography. Lithosphere, 2013, 5: 189–210
25 Forte A M, Moucha R, Simmons N A, et al. Deep-mantle contributions to the surface dynamics of the North American continent. Earth Planet Sci Lett, 2010, 481: 3–15
26 Yang T, Gurnis M. Dynamic topography, gravity and the role of lateral viscosity variations from inversion of global mantle flow. Geophys J Int, 2016, 207: 1186–1202
27 Liu L. The ups and downs of North America: Evaluating the role of mantle dynamic topography since the Mesozoic. Rev Geophys, 2015, 53: 1022–1049
28 Conrad C P, Husson L. Influence of dynamic topography on sea level and its rate of change. Lithosphere, 2009, 1: 110–120
29 Gurnis M. Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs. Nature, 1993, 364: 589–593
30 Gurnis M, Muller R D, Moresi L. Cretaceous vertical motion of Australia and the Australian-Antarctic discordance. Science, 1998, 279: 1499–1504
31 Liu S, Nummedal D, Liu L. Migration of dynamic subsidence across the Late Cretaceous United States Western Interior Basin in response to Farallon plate subduction. Geology, 2011, 39: 555–558
32 Shephard G E, Müller R D, Liu L, et al. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate-mantle interaction. Nat Geosci, 2010, 3: 870–875
33 Chang C, Liu L. Investigating the formation of the Cretaceous Western Interior Seaway using landscape evolution simulations. GSA Bull, 2021, 133: 347–361
34 Forsyth D, Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophys J Int, 1975, 43: 163–200
35 Turcotte D L, Schubert G. Geodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 636
36 Liu L, Stegman D R. Segmentation of the Farallon slab. Earth Planet Sci Lett, 2011, 311: 1–10
37 Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A. The global range of subduction zone thermal models. Phys Earth Planet Inter, 2010, 183: 73–90
38 Zhou Q, Hu J, Liu L, et al. Western U.S. seismic anisotropy revealing complex mantle dynamics. Earth Planet Sci Lett, 2018, 500: 156–167
39 Christensen U R. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. Earth Planet Sci Lett, 1996, 140: 27–39
40 Stegman D R, Freeman J, Schellart W P, et al. Influence of trench width on subduction hinge retreat rates in 3-D models of slab rollback. Geochem Geophys Geosyst, 2006, 7: Q03012
41 Hu J, Liu L, Zhou Q. Reproducing past subduction and mantle flow using high-resolution global convection models. Earth Planet Phys, 2018, 2: 189–207
42 Mao W, Zhong S. Slab stagnation due to a reduced viscosity layer beneath the mantle transition zone. Nat Geosci, 2018, 11: 876–881
43 Hu J, Liu L, Gurnis M. Southward expanding plate coupling due to variation in sediment subduction as a cause of Andean growth. Nat Commun, 2021, 12: 7271
44 Liu L, Liu L, Morgan J P, et al. New constraints on Cenozoic subduction between India and Tibet. Nat Commun, 2023, 14: 1963
45 Cao Z, Liu L. Origin of three-dimensional crustal stress over the conterminous United States. J Geophys Res Solid Earth, 2022, 126: e2021JB022137
46 Liu Y, Liu L, Li Y, et al. Global back-arc extension due to trench-parallel mid-ocean ridge subduction. Earth Planet Sci Lett, 2022, 600: 117889
47 Chen L, Capitanio F A, Liu L, et al. Crustal rheology controls on the Tibetan Plateau formation during India-Asia convergence. Nat Commun, 2017, 8: 15992
48 Chen L, Liu L, Capitanio F A, et al. The role of pre-existing weak zones in the formation of the Himalaya and Tibetan Plateau: 3-D thermomechanical modelling. Geophys J Int, 2020, 221: 1971–1983
49 Liu L, Liu L, Xu Y G. Mesozoic intraplate tectonism of East Asia due to flat subduction of a composite terrane slab. Earth-Sci Rev, 2021, 214: 103505
50 Gao Y, Chen L, Yang J, et al. Rheological heterogeneities control the non-progressive uplift of the young Iranian Plateau. Geophys Res Lett, 2023, 50: e2022GL101829
51 Saleeby J. Segmentation of the Laramide Slab—Evidence from the southern Sierra Nevada region. Geol Soc Am Bull, 2003, 115: 655–668
52 Heller P L, Liu L. Dynamic topography and vertical motion of the U.S. Rocky Mountain region prior to and during the Laramide orogeny. Geol Soc Am Bull, 2016, 128: 973–988
53 Liu L, Gurnis M, Seton M, et al. The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. Nat Geosci, 2010, 3: 353–357
54 Liu L, Peng D, Liu L, et al. East Asian lithospheric evolution dictated by multistage Mesozoic flat-slab subduction. Earth Sci Rev, 2021, 217: 103621
55 Peng D, Liu L, Wang Y. A newly discovered Late-Cretaceous East Asian flat slab explains its unique lithospheric structure and tectonics. J

Geophys Res, 2021, 126: e2021JB022103
56 Wu F Y, Xu Y G, Zhu R X, et al. Thinning and destruction of the cratonic lithosphere: A global perspective. Sci China Earth Sci, 2014, 57: 2878–2890
57 Wu F Y, Yang J H, Xu Y G, et al. Destruction of the North China Craton in the Mesozoic. Annu Rev Earth Planet Sci, 2019, 47: 173–195
58 King S D, Frost D J, Rubie D C. Why cold slabs stagnate in the transition zone. Geology, 2015, 43: 231–234
59 Peng D, Liu L, Hu J, et al. Formation of East Asian stagnant slabs due to a pressure-driven Cenozoic mantle wind following Mesozoic subduction. Geophys Res Lett, 2021, 48: e2021GL094638
60 Li Z. Flat subduction vs big mantle wedge: Contasting models fro deep hydration andd overriding craton modification. J Geophy Res, 2020, 125: e2020JB020018
61 Yang J, Faccenda M. Intraplate volcanism originating from upwelling hydrous mantle transition zone. Nature, 2020, 579: 88–91
62 Xu Y. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. Phys Chem Earth A, 2001, 26: 747–757
63 Zhu R, Zhao G, Xiao W, et al. Origin, accretion, and reworking of continents. Rev Geophys, 2021, 59: e2019RG000689
64 Camp V E, Ross M E. Mantle dynamics and genesis of mafic magmatismin the intermontane Pacific Northwest. J Geophys Res, 2004, 109: B08204
65 Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 1971, 230: 42–43
66 Griffiths R W, Campbell I H. Stirring and structure in mantle starting plumes. Earth Planet Sci Lett, 1990, 99: 66–78
67 Nakanishi M, Tamaki K, Kobayashi K. Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the northwestern Pacific. J Geophys Res, 1989, 94: 15437–15462
68 Müller R D, Zahirovic S, Williams S E, et al. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic. Tectonics, 2019, 38: 1884–1907
69 Wang Y, Cao Z, Peng L, et al. Secular craton evolution due to cyclic deformation of underlying dense mantle lithosphere. Nat Geosci, 2023, 16: 637–645
70 Liu L, Stegman D R. Origin of Columbia River flood basalt controlled by propagating rupture of the Farallon slab. Nature, 2012, 482: 386–389
71 Steinberger B. Plumes in a convecting mantle: Models and observations for individual hotspots. J Geophys Res, 2000, 105: 11127–11152
72 Müller R D, Seton M, Zahirovic S, et al. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. Ann Rev Earth Planet Sci, 2016, 44: 107–138
73 Torsvik T H, Steinberger B, Shephard G E, et al. Pacific-Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward. Geochem Geophys Geosyst, 2019, 20: 3659–3689
74 Li Y, Liu L, Peng D, et al. Evaluating tomotectonic plate reconstructions using geodynamic models with data assimilation, the case for North America. Earth-Sci Rev, 2023, 244: 104518
75 Ballmer M D, Ito G, Wolfe C J, et al. Double layering of a thermochemical plume in the upper mantle beneath Hawaii. Earth Planet Sci Lett, 2013, 376: 155–164
76 Zhang L, Cao Z, Zartman R E, et al. An emerging plume head interacting with the Hawaiian plume tail, Innovation, 2023, 4: 100404
77 Hales T C, Abt D L, Humphreys E D, et al. A lithospheric instability origin for Columbia River flood basalts and Wallowa Mountains uplift in northeast Oregon. Nature, 2005, 438: 842–845
78 Gao S S, Liu K H, Abdelsalam M G. Seismic anisotropy beneath the Afar depression and adjacent areas: Implications for mantle flow. J Geophys Res, 2010, 115: B12330
79 Leonard T, Liu L. The role of a mantle plume in the formation of Yellowstone volcanism. Geophys Res Lett, 2016, 43: 1132–1139
80 Hu J, Liu L, Hermosillo A, et al. Simulation of late Cenozoic South American flat-slab subduction using geodynamic models with data assimilation. Earth Planet Sci Lett, 2016, 438: 1–13
81 Peng D, Liu L. Importance of global spherical geometry to model slab dynamics and evolution in models with data assimilation. Earth Sci Rev, 2023, 241: 104414
82 Laske G, Masters G, Ma Z, et al. Update on CRUST1.0—A 1-degree global model of Earth's crust. Geophys Res Abs, 2013, 15: EGU2013-2658
83 Schaeffer A J, Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. Geophys J Int, 2013, 194: 417–449
84 McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet Sci Lett, 1978, 40: 25–32
85 Lee C T A, Luffi P, Chin E J. Building and destroying continental mantle. Annu Rev Earth Planet Sci, 2011, 39: 59–90
86 Menzies M A, Fan W, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geol Soc Lond Spec Publ, 1993, 76: 71–81
87 Carlson R W, Pearson D G, James D E. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. Rev Geophys, 2005, 43: RG1001

88 Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, et al. Destruction of the North China Craton. Sci China Earth Sci, 2012, 55: 1565–1587
89 Zhang Y, Chen L, Ai Y, et al. Lithospheric structure beneath the central and western North China Craton and adjacent regions from S-receiver function imaging. Geophys J Int, 2019, 219: 619–632
90 Schmandt B, Lin F C. P and S wave tomography of the mantle beneath the United States. Geophys Res Lett, 2014, 41: 6342–6349
91 Jordan T H. Composition and development of the continental tectosphere. Nature, 1978, 274: 544–548
92 Griffin W L, O'Reilly S Y, Abe N, et al. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle. Precambrian Res, 2003, 127: 19–41
93 Shapiro S S, Hager B H, Jordan T H. Stability and dynamics of the continental tectosphere. Dev Geotecton, 1999, 24: 115–133
94 Wang Y, Liu L, Zhou Q. Topography and gravity reveal denser cratonic lithospheric mantle than previously thought. Geophys Res Lett, 2022, 49: e2021GL096844
95 Wang Y, Liu L, Zhou Q. Geoid reveals the density structure of cratonic lithosphere. J Geophys Res, 2022, 127: e2022JB024270
96 Lenardic A, Moresi L N. Some thoughts on the stability of cratonic lithosphere: Effects of buoyancy and viscosity. J Geophy Res, 1999, 104: 12747–12758
97 Capitanio F A, Nebel O, Cawood P A. Thermochemical lithosphere differentiation and the origin of cratonic mantle. Nature, 2020, 588: 89–94
98 Chen L, Jiang M, Yang J, et al. Presence of an intralithospheric discontinuity in the central and western North China Craton: Implications for destruction of the craton. Geology, 2014, 42: 223–226
99 Selway K, Ford H, Kelemen P. The seismic mid-lithosphere discontinuity. Earth Planet Sci Lett, 2015, 414: 45–57
100 Chen L. Layering of subcontinental lithospheric mantle. Sci Bull, 2017, 62: 1030–1034
101 Karato S, Park J. On the origin of the upper mantle seismic discontinuities. In: Yuan H, Romanowicz B, eds. Lithospheric Discontinuities. Wiley: American Geophysical Union and John Wiley and Sons, 2019. 5–34
102 Liu L. Rejuvenation of Appalachian topography caused by subsidence-induced differential erosion. Nat Geosci, 2014, 7: 518–523
103 Gurnis M, Mitrovica J X, Ritsema J, et al. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. Geochem Geophys Geosyst, 2000, 1: 1020
104 Braun J, Robert X, Simon-Labric T. Eroding dynamic topography. Geophys Res Lett, 2013, 40: 1494–1499
105 Liu L, Gurnis M. Dynamic subsidence and uplift of the Colorado Plateau. Geology, 2010, 38: 663–666
106 Faccenna C, Glišović P, Forte A, et al. Role of dynamic topography in sustaining the Nile River over 30 million years. Nat Geosci, 2019, 12: 1012–1017
107 Yang T, Leng W. Dynamics of hidden hotspot tracks beneath the continental lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 2014, 401: 294–300
108 Liu L J, Sun W D. Fragmented cratonic mantle within the oceanic lithosphere (in Chinese). Chin Sci Bull, 2022, 67: 2976–2978 [刘丽军, 孙卫东. 大洋岩石圈地幔中的古老克拉通碎片. 科学通报, 2022, 67: 2976–2978]
109 Shi Y, Morgan J P. Plume-lithosphere interaction and delamination at yellowstone and its implications for the boundary of craton stability. Geophys Res Lett, 2022, 49: e2021GL096864
110 Li Z X, Li X H. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 2007, 35: 179–182
111 Zhou Q, Liu L, Hu J. Origin of Yellowstone Volcanic Province due to intruding hot mantle driven by ancient Farallon slab. Nat Geosci, 2018, 11: 70–77
112 Chen L, Wang X, Liang X F, et al. Subduction tectonics vs. plume tectonics—Discussion on driving forces for plate motion. Sci China Earth Sci, 2020, 63: 315–328 [陈凌, 王旭, 梁晓峰, 等. 俯冲构造vs.地幔柱构造——板块运动驱动力探讨. 中国科学: 地球科学, 2020, 50: 501–514]

Summary for “大陆岩石圈与地球深部动力过程的协同演化”

Co-evolution of continental lithosphere and deep mantle dynamics

Lijun Liu[1,2*] & Ling Chen[1,3]

[1] State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;
[2] Department of Earth Science and Environmental Change, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana IL 61801, USA;
[3] College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
* Corresponding author, E-mail: ljliu@mail.iggcas.ac.cn

Our knowledge about the continental lithosphere, over which human beings flourish, is still limited. According to the traditional plate tectonics theory, the movement of continental plates is driven by that of adjacent oceanic plates, during which the continental lithosphere only passively drifts around the Earth’s surface while it exchanges mass with the underlying convective mantle only at plate boundaries or hotspots; the continental interiors, especially craton regions, mostly respond to mantle convection passively with its underlying lithosphere remaining intact over geological time. The above understanding was partly based on the traditional tectosphere model, stating that the cratonic mantle lithosphere has low density and high viscosity due to repetitive melt extraction from the ancient process of crustal formation, thus allowing for its longevity. However, recent studies show that the cratonic lithosphere is not as stable as previously thought, with many suffering various degrees of structural deformation, alteration, or even destruction. Meanwhile, reexamination of continental topography, gravity anomaly and global geoid based on updated seismic constraints reveals that the geodynamic properties of the cratonic lithosphere are actually quite different from traditional views. For example, the density of the cratonic mantle lithosphere likely increases with depth, with its mean value being notably higher than that of the ambient mantle; the continental lithosphere bears many weak zones/weak layers, especially the middle lithosphere discontinuity (MLD) at 70–120 km depth that could rheologically decouple the upper and lower cratonic mantle lithosphere during deformation; these properties could collectively promote gravitational instability including large-scale delamination or removal of the dense mantle lithosphere under adequate dynamic perturbations.

Geodynamic processes that could trigger prominent lithospheric deformation, especially within the lower mantle lithosphere, include abnormal subduction behaviors of oceanic plates, and plume-lithosphere interaction during continental rifting. The former scenario, such as flat subduction, could dislocate or remove the lower continental lithosphere, causing permanent lithospheric thinning and facilitating craton destruction. This could account for the observed thinning and destruction of cratons within East Asia and western North America. The latter scenario may trigger episodic lower lithosphere delamination followed by gradual restoration, where the associated surface uplift and subsidence cause long-term thinning of the craton crusts and formation of intracratonic basins, respectively. The implied recycling of continental lithosphere into the convective mantle could be further supported by the large volumes of seismically fast anomalies at upper-mantle depths below the Atlantic Ocean, a region that has not experienced subduction during the past 200 million years, thus implying a compositional origin of these structures. In the above cases, the middle lithospheric discontinuity (MLD) may play a crucial role in separating the upper cratonic lithosphere from that below, such that the cratonic crusts remain largely unaffected or less deformed. This style of craton evolution differs significantly from the traditional wisdom, and could better explain many properties of the continental lithosphere.

By summarizing these recent findings, we suggest that the continental lithosphere and the convective mantle co-evolve through supercontinent cycles, where the former could not only passively respond to the underlying dynamic forces, but also actively participate in the latter through lithospheric delamination/removal and relamination, processes that significantly enhance the efficiency of energy and mass exchange between Earth’s surface and its interior. This transition in understanding demonstrates that evolution of the continental lithosphere may play a primary role in controlling the Earth’s system behaviors ranging from deep mantle dynamics to environmental and climate changes. Like any new research direction, this topic still needs additional observation, experimentation, and geodynamic validation before it could be widely accepted and assimilated into the main theory of Earth sciences.

continental lithosphere, oceanic subduction, mantle plume, delamination, surface-interior coupling, co-evolution

doi: 10.1360/TB-2023-0867