边界驱动对流与克拉通岩石圈减薄: 二维热-力学模拟

刘丹红^{1,2}, 陈林^{1*}

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

2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: chenlin@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2019-02-03; 收修改稿日期: 2019-05-14; 接受日期: 2019-05-24; 网络发表日期: 2019-08-21

国家重点研发计划项目(编号: 2016YFC0600406)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB18000000)资助

摘要 古老克拉通与相邻的年轻活动带之间通常存在着岩石圈厚度的突变, 二者之间温度和密度的横向差异能引发小尺度地幔对流(边界驱动对流). 在这里我们利用二维热-力学数值模拟方法探讨克拉通与活动带之间的岩石圈台阶引发的边界对流及其在克拉通岩石圈减薄中的作用. 模拟结果显示: 在同等初始条件下, 边界对流对克拉通的改造作用取决于克拉通岩石圈自身的性质及其与周缘物质的物性差异. 当克拉通岩石圈密度相对较大时, 高强度的克拉通岩石圈抵御边界驱动对流的能力强, 克拉通岩石圈减薄仅局限于边缘. 而低强度的克拉通岩石圈抵御边界驱动对流的能力弱, 克拉通岩石圈在下降流的作用下被逐渐侵蚀, 从而造成了克拉通岩石圈的大规模减薄. 当克拉通岩石圈的密度相对较小时, 无论克拉通岩石圈的强度高低, 低密度的克拉通岩石圈都很好的抑制了边界驱动对流的影响, 上升流驱使克拉通岩石圈边缘流向活动带岩石圈的底部, 岩石圈减薄仅发生在边缘. 太古代的华北克拉通被显生宙的活动带所围限, 其岩石圈减薄最早发生在北缘和东缘, 且经历了一个缓慢的过程. 我们认为边界驱动对流可能在华北克拉通岩石圈减薄过程中发挥了重要作用, 尤其是在岩石圈减薄的启动过程中, 但不排除其他多元机制的共同作用.

关键词 边界驱动流, 岩石圈台阶, 岩石圈减薄, 数值模拟, 克拉通

1 引言

克拉通是地球表层长期稳定存在的构造单元(图1), 由古老的($\geq 1\text{Ga}$)地壳和熔体亏损的岩石圈地幔构成(吴福元等, 2008; Lee等, 2011). 由于克拉通岩石圈经历了长期的演化, 岩石圈地幔中的易熔组分被抽取, 它们通常具有厚度大、密度相对较轻、含水量低、流

变强度大等特征(朱日祥和郑天愉, 2009). 这些特性使其能长期漂浮在对流的软流圈之上而免于遭受破坏. 然而, 研究表明某些太古宙的克拉通岩石圈已经遭受了明显的减薄甚至破坏(吴福元等, 2008; 郑永飞和吴福元, 2009; 徐义刚等, 2009). 例如, 北美的怀俄明(Wyoming)克拉通, 金伯利岩喷发提供的约束表明, 其岩石圈厚度从380Ma的 $>200\text{km}$ 减薄至50Ma的150km

中文引用格式: 刘丹红, 陈林. 2020. 边界驱动对流与克拉通岩石圈减薄: 二维热-力学模拟. 中国科学: 地球科学, 50: 258–273, doi: 10.1360/SSTe-2019-0025
英文引用格式: Liu D, Chen L. 2019. Edge-driven convection and thinning of craton lithosphere: Two-dimensional thermal-mechanical modeling. Science China Earth Sciences, 62: 2106–2120, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9371-0>

图 1 前寒武(>540Ma)和显生宙(<540Ma)大陆地壳基底的分布图

1, Slave克拉通; 2, Wyoming克拉通; 3, Superior克拉通; 4, Greenland克拉通; 5, Fennoscandian克拉通; 6, Siberian克拉通; 7, 华北克拉通; 8, west Australian克拉通; 9, Indian Shield克拉通; 10, Tarim克拉通; 11, Tanzanian克拉通; 12, Zimbabwe和Kaapvaal克拉通; 13, Congo克拉通; 14, west African克拉通; 15, Amazonian克拉通; 16, 科罗拉多高原。红色五角星表示岩石圈已发生减薄的克拉通。修改自Lee等(2011)

(Carlson等, 1999); 同样, 根据金伯利岩中的地幔包体和金刚石中所含的矿物捕虏体提供的约束, 学者们推断在~480Ma华北克拉通东部的岩石圈厚度达到~200km, 而新生代玄武岩中地幔包体所制约的岩石圈厚度不足80km(路凤香等, 1991; Menzies等, 1993; Griffin等, 1998)。这表明, 从480Ma至今华北克拉通东部的岩石圈厚度减薄了至少100km。地震接收函数的研究显示, 现今华北克拉通西部的岩石圈厚度约为200km, 而东部则仅为60~80km(Chen等, 2008), 这与金伯利岩提供的约束一致。伴随着岩石圈的减薄, 华北克拉通东部自中生代以后发生了强烈的岩浆、构造变形、成矿以及盆地形成等构造活动, 表明华北克拉通不仅发生了厚度减薄, 还遭受了破坏, 已丧失了克拉通固有的稳定性。

长期稳定存在的克拉通岩石圈为何在后期发生大规模的减薄? 对于这一问题, 前人提出了多种可能的

机制, 主要包括: (1) 岩石圈拆沉作用(邓晋福等, 1994; Gao等, 1998); (2) 热侵蚀作用(Menzies等, 1993; Menzies和Xu, 1998; Griffin等, 1998; Xu, 2001); (3) 橄榄岩-熔体相互作用(Zhang等, 2002; 张宏福等, 2004); (4) 岩石圈地幔水化作用(Niu, 2005; Kusky等, 2014); (5) 机械拉伸作用(Liao和Gerya, 2014); (6) 地幔热柱侵蚀作用(Wilde等, 2003; Yang和Leng, 2014; Gorczyk等, 2017); (7) 大洋板块的俯冲/滞留作用(Sun等, 2007; Windley等, 2010; 朱日祥等, 2011, 2012; He, 2014; Wang等, 2016; Yang等, 2018)等。最近, 刘明启和李忠海(2018)将与大洋板块俯冲相关的机制进一步划分为“自下而上”和“自上而下”两类。前者强调俯冲板片扰动富水的地幔转换带, 导致熔流体上涌, 改造岩石圈地幔的成分和性质, 促进地幔对流, 从而导致岩石圈减薄; 后者则强调大洋板片在克拉通岩石圈底部的平板俯冲及其脱水弱化作用, 随着平板俯冲转变为陡俯

冲, 软流圈上涌引起的热侵蚀导致被弱化的克拉通岩石圈地幔的减薄. 刘明启和李忠海(2018)从数值模拟的角度, 对克拉通岩石圈减薄/破坏的过程和机制进行了系统的综述, 读者可从中了解相关的研究现状, 在此我们不再赘述.

上述的导致克拉通岩石圈减薄的机制都有一定的依据, 但也都存在各自的问题. 例如, 一种较为流行的观点认为太平洋板块的俯冲导致了华北克拉通的减薄和破坏, 但研究表明华北克拉通的破坏始于晚石炭纪(324~300Ma), 相关的岩浆活动均出现在华北克拉通的边缘(北缘和东缘)(徐义刚等, 2009). 单从华北克拉通破坏起始的时间和空间上看, 太平洋板块俯冲机制都难以解释. 另一种主流观点认为克拉通的减薄主要通过地幔热柱的热侵蚀而实现, 但目前尚未发现地幔热柱导致克拉通破坏的实例(吴福元等, 2014).

值得重视的是古老的克拉通通常被显生宙的活动带所包围(见图1). 例如, 北美和中亚太古代的克拉通被新元古代的岩石圈所包围, 而在非洲、南美以及西欧, 太古代的克拉通则与更年轻(从古生代到新生代)的岩石圈并置. 由于克拉通岩石圈比其周围年轻的岩石圈厚度大, 因此二者交界处的岩石圈-软流圈边界(lithosphere-asthenosphere boundary, LAB)上经常出现一个陡峭的台阶(简称为岩石圈台阶, 下同). 古老克拉通和年轻活动带之间的岩石圈台阶已在全球不同地区为地震学探测所证实, 其量级可达几十甚至上百千米(Hieronymus等, 2007; Chen等, 2008; Fishwick等, 2008; Sine等, 2008; Yuan和Romanowicz, 2010; Bao等, 2014). 从动力学角度看, 岩石圈厚度在横向上的显著变化预示着地温梯度的横向突变, 因此它会引发小尺度地幔对流, 即边界驱动对流(edge-driven convection; King和Anderson, 1995, 1998). 边界驱动对流会在克拉通下方产生下降流; 下降流通过对流侵蚀克拉通岩石圈的边界, 可以导致克拉通的减薄(Hieronymus等, 2007; van Wijk等, 2010; Hardebol等, 2012). 相对上述的各种克拉通破坏机制而言, 边界驱动对流在克拉通岩石圈减薄中的作用受到较少的关注和研究, 已有的数值模拟研究大多集中于探讨在边界驱动对流作用下克拉通边界的保存条件(Lenardic等, 2000; Wang等, 2014; Currie和van Wijk, 2016).

在这里, 我们利用二维热-力学数值模拟方法研究克拉通与活动带之间存在的岩石圈台阶在克拉通岩石

圈减薄中的作用. 首先, 我们介绍采用的数值模拟方法和模型设计; 然后, 系统测试克拉通与活动带岩石圈地幔之间密度及流变性质差异的影响, 探讨边界驱动对流导致克拉通岩石圈发生大规模减薄的形成条件; 最后, 我们将模拟结果用于探讨华北克拉通减薄/破坏的可能机制.

2 数值模拟方法

为了模拟边界驱动对流的动力学过程, 我们采用二维热-力学程序I2VIS(Gerya和Yuen, 2003). 该程序将交错网格有限差分方法与粒子标记(marker-in-cell)技术相结合, 对控制物质蠕变的动量守恒、物质守恒和能量守恒的三组方程进行联合求解, 能同时兼顾大尺度与局部变形的模拟.

2.1 控制方程

(1) 动量守恒-斯托克斯方程

$$\frac{\partial \sigma'_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma'_{xy}}{\partial y} = \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \sigma'_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma'_{yx}}{\partial x} = \frac{\partial P}{\partial y} - \rho g(P, T, C, M), \quad (2)$$

式中, x 和 y 分别为水平和垂向坐标; g 是重力加速度; 密度 ρ 是温度(T)、压力(P)、成分(C)和部分熔融百分数(M)的函数; σ'_{xx} 、 σ'_{xy} 和 σ'_{yy} 代表偏应力张量, 其本构关系为

$$\begin{aligned} \sigma'_{xx} &= 2\eta_{\text{eff}} \dot{\epsilon}_{xx}, \\ \sigma'_{xy} &= 2\eta_{\text{eff}} \dot{\epsilon}_{xy}, \\ \sigma'_{yy} &= 2\eta_{\text{eff}} \dot{\epsilon}_{yy}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_{xx} &= \frac{\partial v_x}{\partial x}, \\ \dot{\epsilon}_{yy} &= \frac{\partial v_y}{\partial y}, \\ \dot{\epsilon}_{xy} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

式中, $\dot{\epsilon}_{xx}$ 、 $\dot{\epsilon}_{xy}$ 、 $\dot{\epsilon}_{yy}$ 是应变率张量; η_{eff} 表示有效黏度(后文定义); v_x 和 v_y 分别为速度的水平和垂向分量.

(2) 物质守恒-连续性方程

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} = 0. \quad (5)$$

(3) 能量守恒-热传导方程

$$\begin{aligned}
 \rho C_P \frac{DT}{Dt} &= -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} + H_r + H_a + H_s, \\
 q_x &= -k(T, P, C) \frac{\partial T}{\partial x}, \\
 q_y &= -k(T, P, C) \frac{\partial T}{\partial y}, \\
 H_r &= \text{constant}(C), \\
 H_a &= T\alpha \frac{dP}{dt}, \\
 H_s &= \sigma'_{xx} \dot{\epsilon}_{xx} + \sigma'_{yy} \dot{\epsilon}_{yy} + 2\sigma'_{xy} \dot{\epsilon}_{xy},
 \end{aligned} \quad (6)$$

式中, C_P 是等压热容; t 是时间; D/Dt 为物质导数; q_x 和 q_y 分别代表水平和垂直方向的热流; 热导率 k 是温度、压力和成分的函数; α 是热膨胀系数; H_r 表示放射性生热, 依赖于成分; H_a 表示绝热, 依赖于压力变化; H_s 表示剪切热, 表示变形中的机械能转化为热能。

2.2 黏-塑性流变

在地质时间尺度上, 岩石的流变性质由塑性和黏性变形机制共同控制。在低压高应力条件下, 物质的塑性变形遵从 Drucker-Prager 屈服准则 (Ranalli, 1995):

$$\eta_{\text{plastic}} = \frac{\sigma_{\text{yield}}}{2\dot{\epsilon}_{\text{II}}}, \quad (7)$$

$$\sigma_{\text{yield}} = C_0 + P \sin(\varphi_{\text{dry}})(1 - \lambda), \quad (8)$$

其中, σ_{yield} 为屈服应力; $\dot{\epsilon}_{\text{II}} = (0.5\dot{\epsilon}_{ij}\dot{\epsilon}_{ij})^{1/2}$ 是应变率张量第二不变量; C_0 是 $P=0$ 条件下的岩石剩余强度; φ_{dry} 表示无水条件下的内摩擦角; λ 表示孔隙流体压力因子, 它控制着含流体孔隙介质的脆性强度。

随着压力的增加, 岩石变形机制由塑性转变为黏性(或韧性)。与塑性变形机制不同, 黏性变形机制强烈依赖于岩石类型、温度、压力和应变率 (Ranalli, 1995):

$$\eta_{\text{viscous}} = \frac{1}{2} f(B^*) (\dot{\epsilon}_{\text{II}})^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{E_a + PV_a}{nRT}\right), \quad (9)$$

$$B^* = A_D \frac{1}{n}, \quad (10)$$

式中, A_D 、 n 、 E_a 、 V_a 分别代表物质常数、应力指数、活化能和活化体积, 这 4 个流变参数来自于岩石物理实验的约束; R 为气体常数; B^* 为指前常数, 它与物质参数的关系见式(10); f 为比例因子, 用于线性改变物质的有效黏度, 它能让我们调节物质相对于实验条件下的

流变强度(详细介绍见 Beaumont 等, 2006)。

物质的有效黏度(η_{eff})定义为 η_{plastic} 和 η_{viscous} 之间的小值:

$$\eta_{\text{eff}} = \min(\eta_{\text{plastic}}, \eta_{\text{viscous}}). \quad (11)$$

在模拟过程中, 我们采用岩石物理实验约束的“湿石英”流变参数代表大陆上地壳流变性质, “斜长石(A_{75})”代表大陆下地壳, “干橄榄石”代表岩石圈地幔和岩石圈下的地幔 (Ranalli, 1995)。模拟中用到的详细参数见表 1。

2.3 模型设计

根据克拉通与相邻活动带之间岩石圈厚度的差异, 我们设计了一个如图 2 所示的初始模型。模型的水平宽度为 4000 km, 垂向深度为 820 km (图 2a)。模型空间被一个由 2041×481 个节点组成的非均匀网格系统所划分。在水平方向上, 模型的中心区域 (1000~2500 km) 是 1 km 的高分辨率区; 从中心区域向外, 两侧各设计一个网格分辨率从 1 km 逐渐降低为 5 km 的 100 km 宽的过渡区; 在过渡区的外侧, 网格分辨率均为 5 km。在垂向上, 370 km 深度以浅的区域分辨率为 1 km, 370~470 km 的深度范围内分辨率为 1 km 逐渐降低为 5 km, 470 km 至模型底部的范围内分辨率均为 5 km。这样的网格设计确保了对克拉通边界驱动的地幔对流有足够的分辨能力, 同时也保证了计算效率。

初始模型的左侧代表克拉通, 由 40 km 厚的大陆地壳 (25 km 上地壳和 15 km 下地壳) 和 120 km 厚的岩石圈地幔组成, 克拉通岩石圈总厚度为 160 km; 模型的右侧代表活动带, 由 40 km 厚的大陆地壳 (25 km 上地壳和 15 km 下地壳) 和 40 km 厚的岩石圈地幔组成, 活动带岩石圈总厚度为 80 km。二者之间存在着一个厚达 80 km 的岩石圈台阶 (图 2b)。我们采用稳态温度定义模型的初始温度结构 (Furlong 和 Chapman, 2013), 克拉通和活动带对应的地表热流分别为 49 和 59 mW m^{-2} 。为了有效地模拟边界驱动对流, 我们借鉴 King 和 Anderson (1998) 的做法, 在岩石圈之下的地幔中增加一个长波长的热扰动 (King 和 Anderson, 1998):

$$\begin{aligned}
 T(x, y) &= T_{\text{lab}} + K \cdot (z - z_{\text{lab}}) \\
 &\quad + \text{pert} \cdot \sin\left(\pi \cdot \frac{z}{z_0}\right) \cos\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{x}{x_0}\right),
 \end{aligned} \quad (12)$$

式中, T_{lab} 为岩石圈底界温度 (克拉通下方为 1380°C; 活

表 1 模型参数及取值^{a)}

物质	流变性质	η_0 (Pa ⁿ s)	n	E_a (kJ)	V_a (J bar ⁻¹)	C_0 (MPa)	$\sin(\phi_{dry})$	ρ_0 (kg m ⁻³)	k (W m ⁻¹ K ⁻¹)	Q_L (kJ kg)	H_r (μW kg ⁻³)
大陆上地壳	湿石英岩	1.97×10^{17}	2.3	154	0.8	1	0.15	2700	k1	300	1.2
大陆下地壳	斜长石(An ₇₅)	4.80×10^{22}	3.2	238	0.8	1	0.15	3000	k2	380	0.4
克拉通岩石圈	干橄榄岩	$3.98 \times 10^{16*}$	3.5	532	0.8	1	0.6	3300*	k3	400	0.022
活动带岩石圈	干橄榄岩	3.98×10^{15}	3.5	532	0.8	1	0.6	3300	k3	400	0.022
岩石圈下地幔	干橄榄岩	3.98×10^{15}	3.5	532	0.8	1	0.6	3300	k3	400	0.022
参考文献	1, 2	4	4	4	4	—	—	1, 2	3	1, 2	1

a) η_0 为参考黏度, 计算公式为: $\eta_0=(1/A_D) \times 10^{(6n)}$; 表中 $k_1=[0.64+807/(T_K+77)]\exp(0.00004P_{\text{MPa}})$; $k_2=[1.18+474/(T_K+77)]\exp(0.00004P_{\text{MPa}})$; $k_3=[0.73+12.93/(T_K+77)]\exp(0.00004P_{\text{MPa}})$; 克拉通岩石圈为初始模型中的左侧厚岩石圈, 其参考密度和参考黏度取值在不同实验中有不同, *, 仅代表参考模型中的取值; 活动带岩石圈为初始模型中的右侧薄岩石圈。其他通用的模型参数: $C_p=1000\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$; $\rho=\rho_0[1-\alpha(T-T_0)] \times [1+\beta(P-P_0)]$, 其中 ρ_0 为室温条件下岩石的参考密度, $\alpha=3 \times 10^{-5}\text{K}^{-1}$, $\beta=1 \times 10^{-11}\text{Pa}^{-1}$, $T_0=20^\circ\text{C}$, $P_0=10^5\text{Pa}$ 。参考文献: 1, Turcotte和Schubert(1982); 2, Bittner和Schmeling(1995); 3, Clauser和Huenges(1995); 4, Ranalli(1995)

图 2 初始模型

(a) 模型空间及边界条件; (b) 模型结构和初始温度分布。白色实线为等温线。岩性色标为: 0, 空气层; 5, 大陆上地壳; 6, 大陆下地壳; 9, 克拉通岩石圈; 10, 岩石圈之下的地幔; 14, 活动带岩石圈

动带下方为 1340°C); $K=0.5^\circ\text{C/km}$ 代表绝热地温梯度; $\text{pert}=27^\circ\text{C}$ 为热扰动幅度。测试表明当热扰动幅度不超过10%时, 热扰动引起的长波长地幔流并不会对边界驱动对流产生实质影响(网络版附图1, <http://earthn.scichina.com>)。

力学边界条件如下: 模型的侧边界和上边界均为

自由滑边界条件, 下边界为渗透性边界(Burg和Gerya, 2005; Li等, 2016; Hu等, 2018), 这预示着在计算区域下方500km处满足自由滑条件, 其数学表达式为: $\partial v_x / \partial y = 0$ 和 $\partial v_y / \partial y = -v_y / \Delta y_{\text{external}}$, 其中 $\Delta y_{\text{external}}$ 表示模型下边界到外部边界的垂直距离并满足自由滑 $\partial v_x / \partial y = 0$ 和 $v_y = 0$ 。由于模型底部(800km)位于下地

慢顶部, 其性质难以准确约束, 常用的自由滑或无滑边界都将限制地幔对流的垂向运动, 而这里采用的渗透性边界条件则可以在一定程度上解决模型底部的边界效应问题. 热边界条件为: 模型上边界温度固定为 0°C , 侧边界为绝热边界, 下边界采用了外部边界固定的温度条件(Burg和Gerya, 2005; Li等, 2016; Hu等, 2018), 这预示在计算区域下方500km处满足固定的温度条件. 数学表达式表示如下: $\partial T / \partial y = (T_{\text{external}} - T) / \Delta y_{\text{external}}$, 其中 T_{external} 表示外部边界的温度, $\Delta y_{\text{external}}$ 表示模型下边界到外部边界的垂直距离. 这样能使模型底部的温度和热流随模型演化动态调整. 此外, 在模型的顶部我们增加了一个20km厚的低黏度($10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$)、低密度($1\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)的伪空气层, 以预测在模型演化过程中的地形演化(Schmeling等, 2008). 为了集中探讨岩石圈厚度变化驱动的小尺度地幔对流, 模型的演化由模型自身的初始状态驱动, 在整个过程中都没有施加任何外力.

3 模拟结果

为了探究岩石圈台阶驱动小尺度地幔对流的动力学过程及其在克拉通岩石圈减薄中的作用, 我们开展了一系列数值模拟实验(表2). 在模拟过程中, 我们保持活动带岩石圈流变性质和参考密度不变, 集中测试克拉通岩石圈地幔的参考黏度(即表1中的 η_0)和参考密度(即表1中的 ρ_0)对边界驱动对流的影响, 进而考察不同条件下克拉通抵御边界驱动对流的能力. 为了简单起见, 我们定义 $\Delta\eta = \eta_{\text{craton}} / \eta_{\text{mobile}}$ 为克拉通与活动带岩石圈地幔之间的参考强度差异; 定义 $\Delta\rho = \rho_{\text{craton}} - \rho_{\text{mobile}}$ 为克拉通与活动带岩石圈地幔之间参考密度的差异; 定义 $\Delta h = h_0 - h_t$ 为克拉通岩石圈深度减薄量, 其中 h_0 和 h_t 分别表示模型初始和 t 时刻的岩石圈厚度. 我们以 $\Delta\eta=0$ 和 $\Delta\rho=0\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 的模型为参考模型(即表2中的模型“edc.1”). 为了便于描述模拟结果, 下面我们将模型的左侧定义为西, 将右侧定义为东.

3.1 参考模型

在参考模型中(图3), 克拉通和活动带岩石圈地幔的差异仅体现在二者的参考黏度, 即克拉通岩石圈地幔的参考黏度是活动带的10倍($\Delta\eta=10$), 二者的参考密度相同($\Delta\rho=0\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). 在长波长热扰动的触发下, 克拉

通下方的软流圈向活动带下方流动, 形成了一个自西向东的背景地幔流场(图3a). 10Myr之后, 克拉通和活动带之间的岩石圈厚度突变在二者的结合部引发了明显的小尺度地幔对流, 即边界驱动对流. 由于克拉通岩石圈较冷而具有较大密度, 克拉通岩石圈边缘物质在边界驱动对流的作用下沉进入软流圈(在此称之为下降流), 导致了克拉通边缘的对流侵蚀(图3b). 模型运行到100Myr时, 边界驱动对流造成了克拉通边缘以西100~200km范围内的岩石圈减薄了近50km(图3c、3e), 初始陡峭的岩石圈台阶已侵蚀为角度小于 45° 的平缓过渡带(图3d).

由于克拉通岩石圈地幔的参考黏度比活动带高一个数量级, 在演化过程中克拉通总体表现出高强度的特性(图4). 正因为如此, 边界驱动对流的影响范围仅局限于克拉通边缘以西100~200km的范围, 更往西的广阔区域克拉通岩石圈几乎未受影响. 模型经过100Ma的演化, 温度场逐渐趋于均衡(图4), 地幔对流也随之减弱, 在没有外力的作用下, 克拉通岩石圈可得以长期保存.

3.2 克拉通岩石圈强度的影响

为了测试克拉通岩石圈强度的影响, 我们保持克拉通岩石圈参考密度不变, 系统改变克拉通岩石圈地幔的参考黏度(见表2中的edc.2~4). 图5对比了模型edc.2($\Delta\eta=1$, $\Delta\rho=0\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)和edc.4($\Delta\eta=50$, $\Delta\rho=0\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). 当克拉通岩石圈地幔的参考黏度与活动带相同时, 模型演化与参考模型类似, 即克拉通岩石圈的边缘随时间逐渐被边界驱动对流所侵蚀(图5a~5d). 边界驱动对流在模型演化后期占主导, 完全掩盖了长波长地幔流. 到了100Myr, 克拉通边界被侵蚀了约200km, 导致克拉通与活动带之间岩石圈台阶转变为一个缓过渡带($<30^{\circ}$). 相比之下, 当克拉通岩石圈地幔的参考黏度增加50倍时(图5f~5i), 虽然岩石圈厚度变化也引发了边界驱动对流, 但高强度的克拉通岩石圈地幔极大抑制了边界驱动对流对克拉通边缘的侵蚀作用. 即便模型演化100Myr之后, 相对长波长地幔流而言, 边界驱动对流也未形成优势, 克拉通岩石圈未发生明显减薄, 并且克拉通与活动带之间的岩石圈台阶依然陡峭. 这表明在同等小尺度地幔对流的作用, 克拉通岩石圈能否发生显著减薄取决于克拉通岩石圈地幔自身的强度.

为了进一步探讨克拉通强度的影响, 我们开展了

表 2 开展的数值模拟实验

模型	$\Delta\eta$	$\Delta\rho(\text{kg m}^{-3})$	坡度($^{\circ}$)	减薄模式	图件
edc.1	10	0	90	边缘减薄	图3; 图9
edc.2	1	0	90	边缘减薄	图5a~5c; 图9
edc.3	20	0	90	边缘减薄	图9
edc.4	50	0	90	无明显减薄	图5f~5h; 图9
edc.5	10	60	90	区域减薄	图9
edc.6	1	60	90	区域减薄	图9
edc.7	20	60	90	区域减薄	图9
edc.8	50	60	90	边缘减薄	图9
edc.9	10	40	90	边缘减薄	图9
edc.10	1	40	90	区域减薄	图6a~6c; 图9
edc.11	20	40	90	边缘减薄	图9
edc.12	50	40	90	边缘减薄	图6f~6h; 图9
edc.13	10	20	90	区域减薄	图9
edc.14	1	20	90	边缘减薄	图9
edc.15	20	20	90	边缘减薄	图9
edc.16	50	20	90	边缘减薄	图9
edc.17	10	20	90	边缘减薄	图9
edc.18	1	-20	90	边缘减薄	图9
edc.19	20	-20	90	无明显减薄	图9
edc.20	50	-20	90	无明显减薄	图9
edc.21	10	-40	90	边缘减薄	图9
edc.22	1	-40	90	边缘减薄	图7a~7c; 图9
edc.23	20	-40	90	边缘减薄	图9
edc.24	50	-40	90	边缘减薄	图7f~7h; 图9
edc.25	10	-60	90	边缘减薄	图9
edc.26	1	-60	90	边缘减薄	图9
edc.27	20	-60	90	边缘减薄	图9
edc.28	50	-60	90	边缘减薄	图9
edc.29	10	0	60	边缘减薄	图8a~8c
edc.30	10	0	45	边缘减薄	图8f~8h
edc.31	10	0	30	边缘减薄	图8k~8m
edc.32	10	0	90	边缘减薄	网络版附图1a~1c
edc.33	10	0	90	边缘减薄	网络版附图1f~1h

另外两组模型实验. 在第一组模型中, 克拉通岩石圈的密度同样保持不变, 但克拉通岩石圈的参考密度比活动带大 40kg m^{-3} (即 $\Delta\rho=40\text{kg m}^{-3}$), 测试克拉通岩石圈地幔参考黏度的影响(见表2中的edc.9~12). 图6显示的是克拉通岩石圈地幔参考密度增大的条件下不同强度的克拉通对边界驱动对流的响应. 当克拉通与活动带

岩石圈的参考黏度相同时($\Delta\eta=1$), 初始阶段边界驱动对流导致克拉通边缘岩石圈的侵蚀减薄(图6a). 相对下覆的软流圈而言, 克拉通岩石圈冷且密度大. 随着模型演化的进行, 克拉通岩石圈发生重力失稳, 岩石圈减薄从边缘逐渐向克拉通内部传递(图6b). 到了100Myr时, 克拉通岩石圈已整体性减薄了约40km(图

图 3 参考模型的成分场演化

岩性色标同图2, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小

6e), 同时克拉通与活动带之间原本陡峭的边界也转变为相对平缓的边界(图6c、6d). 另一组模型中, 克拉通岩石圈地幔的参考黏度比活动带高50倍时($\Delta\eta=50$)(图6f~6i), 即使克拉通岩石圈地幔的参考密度增大, 强硬的克拉通岩石圈能有效抵御边界驱动对流, 只在克拉通边缘处形成一个小范围的下降流. 到了100Myr时, 岩石圈减薄仅发生在克拉通边缘处, 克拉通边界依然陡峭($>60^\circ$). 在克拉通岩石圈的参考密度相对于活动带更小时($\Delta\rho=-40\text{ kg m}^{-3}$, edc.21~24), 模型edc.22($\Delta\eta=1$, $\Delta\rho=-40\text{ kg m}^{-3}$)和edc23($\Delta\eta=50$, $\Delta\rho=-40\text{ kg m}^{-3}$)均显示克拉通岩石圈在自身密度的作用下边缘底部物质通过横向流流向相邻活动带岩石圈底部(在此称之为“上升流”), 形成了克拉通岩石圈边缘底部物质向活动一侧的过渡台阶, 从而造成了克拉通岩石圈边缘减薄(图7).

3.3 克拉通岩石圈密度的影响

一般情况下, 克拉通岩石圈地幔的参考密度要轻于饱满的软流圈地幔(同温同压下), 但是在长期的地质演化过程中其他机制(太平洋板块俯冲、岩石圈拆

图 4 参考模型的温度场和黏度场演化

(a)~(c)显示的是温度场随时间的演化; (d)~(f)显示的是黏度场随时间的演化, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小

图5 克拉通岩石圈地幔强度的影响($\Delta\rho=0\text{ kg m}^{-3}$)

(a)~(c)为模型edc.2($\Delta\eta=1$)的成分演化; (d)显示的是模型edc.2相应时间的LAB分布; (e)表示克拉通岩石圈厚度相应时间的减薄程度; (f)~(h)为模型edc.4($\Delta\eta=50$)的成分演化; (i)显示的是模型edc.4相应时间的LAB分布, 成分色标同图2, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小; (j)表示克拉通岩石圈厚度相应时间的减薄程度

沉等)的加入可能造成了克拉通岩石圈的富集, 从而导致克拉通岩石圈密度的增加. 为了探讨克拉通岩石圈密度的影响, 我们保持克拉通岩石圈的参考黏度不变, 测试了不同的参考密度变化对模型结果的影响. 图8表示的是参考密度分别为 $\Delta\rho=60\text{ kg m}^{-3}$ (模型edc.6)和 $\Delta\rho=-60\text{ kg m}^{-3}$ (模型edc.26)条件下的两个端元模型对边界对流的影响. 模型edc.6(图8a~8e)显示当克拉通的参考密度相对较大时($\Delta\rho=60\text{ kg m}^{-3}$), 克拉通岩石圈边缘受边界驱动对流影响较大, 克拉通岩石圈的边缘不断被边界驱动对流侵蚀产生下降流进入下面的地幔中, 导致克拉通岩石圈厚度不断从边界向内部减薄, 模型演化到100Myr, 克拉通岩石圈整体减薄了约50km, 局部达70km(图8c、8e), 这表现出了与edc.10相似的演化效果类似, 只是这里的岩石圈减薄更为快, 也更为显著. 模型edc.26(图8f~8j)显示当克拉通岩石圈参考密度相对较小时($\Delta\rho=-60\text{ kg m}^{-3}$), 克拉通岩石圈在自身浮力的作用下横向流至活动带岩石圈之下, 导致了活动带

岩石圈的局部对流减薄, 结果与模型edc.22相似, 只是这里向活动带的横向流动更加显著. 这组实验表明克拉通岩石圈的密度大小对自身减薄方式有着重要的控制作用.

3.4 克拉通岩石圈坡度的影响

为了考察克拉通岩石圈台阶坡度对边界对流的影响, 我们测试了岩石圈台阶的坡度分别为 60° 、 45° 和 30° 的实验, 其他参数与参考模型保持一致. 图9显示了不同坡度模型的模拟结果. 当岩石圈台阶的坡度 $\geq 45^\circ$ 时, 边界驱动对流对克拉通岩石圈的减薄仍然表现出与模型edc.1相似的减薄特征, 它们之间的差别仅仅表现在随坡度变缓, 克拉通岩石圈开始减薄的时间越晚(图9a~9j). 当克拉通岩石圈坡度减小为 30° 时(模型edc.31), 模型演化到75Myr时, 边界驱动对流仍然出现在了克拉通岩石圈的边界(图9i), 到了150Myr, 边界驱动对流同样造成了克拉通岩石圈边缘处的下降

图 6 克拉通岩石圈地幔强度的影响($\Delta\rho=40\text{ kg m}^{-3}$)

(a)~(c)为模型edc.10($\Delta\eta=1$)的成分演化, (d)显示的是模型edc.10相应时间的LAB分布, (e)表示模型edc.10相应时间克拉通岩石圈的减薄; (f)~(h)为模型edc.12($\Delta\eta=50$)的成分演化, (i)显示的是模型edc.12相应时间的LAB分布, (g)表示模型edc.12相应时间克拉通岩石圈的减薄. 成分色标同图2, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小

流(图9m), 同样造成了克拉通岩石圈的局部减薄(图9o). 模型结果表明随着岩石圈台阶坡度减小, 边界驱动对流启动的越晚, 但只要边界驱动对流启动就会对克拉通岩石圈有一定的侵蚀效应(图9e、9j、9o).

4 讨论

4.1 与已有模型的对比

我们系统测试了不同性质的克拉通岩石圈对边界驱动对流的响应, 着重探讨边界驱动对流导致克拉通岩石圈大规模减薄的形成条件. 我们的模拟结果与已有的相关工作(Hieronymus等, 2007; Hardebol等, 2012; Wang等, 2014; Currie和van Wijk, 2016)相比, 存在诸多类似之处, 但也有重要差别.

Hieronymus等(2007)研究了位于北欧Sorgenfrei-Tornquist带一个150km厚的垂直岩石圈台阶, 认为要维持与地震观测相一致的结果, 克拉通与周围岩石圈

的黏度比要达到50倍时才能保持岩石圈横向变化的长期存在, 他们只考虑了弱的岩石圈流变, 未曾考虑密度的变化, 模型演化结果与我们的模型预测($\Delta\rho=40\text{ kg m}^{-3}$)一致(图5f~5j). 但是, 我们的模型演化预测认为模型的黏度比达到10倍时, 在一定程度上也阻碍了克拉通减薄, 同时我们认为密度对克拉通岩石圈减薄有至关重要的作用.

Hardebol等(2012)研究了加拿大西部克拉通岩石圈厚度变化, 模型结果显示厚的克拉通在弱的、湿的橄榄石流变条件发生了侵蚀, 而在干的橄榄石条件下则保持了稳定. 他们同样未考虑密度的影响, 同时他们的流变方程中不包含活化体积, 这可能造成了干橄榄石的强度比实验室测得的结果(Ranalli, 1995)大得多. 而我们的模型显示干橄榄石条件下的克拉通岩石圈边界处依然可以发生减薄.

Wang等(2014)考虑了一个双层的克拉通岩石圈, 其边界深度为144km, 上层和下层的密度分别为70和

图7 克拉通岩石圈地幔强度的影响($\Delta\rho=-40\text{ kg m}^{-3}$)

(a)~(c)为模型edc.22($\Delta\eta=1$)的成分演化, (d)显示的是模型edc.22相应时间的LAB分布, (e)表示模型edc.22相应时间克拉通岩石圈的减薄; (f)~(h)为模型edc.24($\Delta\eta=50$)的成分演化, (i)显示的是模型edc.24相应时间的LAB分布, (j)表示模型edc.24相应时间克拉通岩石圈的减薄. 成分色标同图2, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小

42 kg m^{-3} , 他们的流变强度与我们基本相同. 他们的模型结论整体上与我们相似, 他们的结果表明厚的、强的和浮力的克拉通岩石圈可以使其边界作为陡峭台阶得以保存. 换句话说, 较弱的和密度较大的克拉通岩石圈促进了克拉通岩石圈边界的陡峭台阶被侵蚀.

Wang等(2015)同样考虑了大量具有不同浮力数和岩石圈瑞雷数的牛顿模型和非牛顿模型, 对于非牛顿流体, 数值模拟结果表明, 大的浮力数和相对较弱的克拉通岩石圈导致了克拉通岩石圈的重力不稳定性, 且重力不稳定性首先局部发生于温度较低的浅部岩石圈中. 然后不断的以小尺度对流的形式由一侧向另一侧传播, 造成了岩石圈的减薄. 我们的较高密度和较低黏度的克拉通岩石圈的模拟结果证实了他们的结论. 不同的是我们认为产生这种机制的原因是克拉通与活动带之间的岩石圈厚度差异导致的边界驱动对流.

Currie和van Wijk(2016)对影响加拿大西部的克拉

通岩石圈厚度变化的因素(包括黏度和密度)进行了一系列的测试, 他们所用的湿橄榄岩黏度比我们用的干橄榄岩黏度更低, 他们的模型结果与我们所得结果相似, 认为低强度、高密度的克拉通岩石圈造成了其边界处开始减薄(图10a~10c). 他们认为弱的、低密度的克拉通岩石圈成分通过横向流流向相邻活动带岩石圈底部并沿活动带岩石圈底延伸, 造成了克拉通岩石圈边缘减薄, 这与我们模型中的edc.22(图7a~7c)结果一致, 但我们的模型显示高强度的克拉通岩石圈也存在类似的现象.

4.2 边界驱动对流与克拉通岩石圈减薄

图10系统地展示了不同强度和密度条件下的克拉通岩石圈在模型运行到100Myr时对边界驱动对流的响应, 归纳了克拉通岩石圈减薄模式以及80~160km深度范围内克拉通岩石圈台阶的倾角. 模型结果显示, 在边界驱动对流占主要作用的情况下(图10中的红色圆

图 8 克拉通岩石圈地幔密度的影响($\Delta\eta=1$)

(a)~(c)为模型edc.6($\Delta\rho=60\text{ kg m}^{-3}$)的成分演化, (d)显示的是模型edc.6相应时间的LAB分布, (e)表示模型edc.6相应时间克拉通岩石圈的减薄量; (f)~(h)为模型edc.26(kg m^{-3})的成分演化, (i)显示的是模型edc.26相应时间的LAB分布, (j)表示模型edc.26相应时间克拉通岩石圈的减薄量. 成分色标同图2, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小

圈), 控制克拉通岩石圈减薄的最重要因素在于克拉通岩石圈的自身强度, 如果克拉通岩石圈的强度较弱($\Delta\eta\leq 10$), 克拉通岩石圈抵御边界驱动对流较弱, 造成了活动带岩石圈向克拉通岩石圈的平缓过渡. 与之相比, 在全部的强克拉通条件下($\Delta\eta=50$), 克拉通岩石圈抵御边界驱动对流能力较强, 克拉通岩石圈的边界在模型运行到100Myr时依然保持着陡峭台阶.

对于所有低密度克拉通岩石圈的模型, 边界驱动对流被抑制, 克拉通岩石圈在自身密度的作用下以横向上升流的形式进入相邻的活动带岩石圈底部横向延伸(图10中的绿色圆圈), 造成了克拉通岩石圈向活动带岩石圈的过渡台阶. 这进一步表明克拉通岩石圈浮力很大程度上决定了克拉通减薄的形式, 而克拉通岩石圈强度的变化不能改变克拉通岩石圈减薄模式.

4.3 对华北克拉通岩石圈减薄的启示

克拉通最大的特点在于它的稳定性, 然而越来越

多的研究表明: 一些太古代的克拉通岩石圈发生了显著的减薄. 例如, 印度克拉通岩石圈从1.1Ga时的200km厚减薄到65Ma时的80km(Nehru和Reddy, 1989; Rao等, 2001, 2013; 吴福元等, 2014); 西伯利亚克拉通岩石圈在360~220Ma期间厚度从200km减薄至150km(Griffin等, 1999; Howarth等, 2014); 华北克拉通岩石圈在480Ma时厚度达200km, 到新生代减薄到不足80km(Griffin等, 1998; Menzies等, 1993; 路凤香等, 1991). 这些克拉通都被相对年轻的活动带所包围, 减薄过程历时都超过100Ma. 事实上, 岩浆岩的研究结果表明华北地区最早的岩浆活动集中出现在华北北缘, 为一套晚石炭世钙碱性花岗岩, 预示华北克拉通岩石圈减薄从北缘开始(徐义刚等, 2009). 在晚三叠世, 华北克拉通东缘发生了另一期较早的岩浆作用, 同位素示踪表明这期岩浆作用中有地幔物质的参与, 预示晚三叠世华北克拉通东缘也开始发生岩石圈减薄(Yang等, 2005). 据此, 徐义刚等(2009)将华北克拉通岩石圈减薄

图9 克拉通岩石圈地幔坡度的影响($\Delta\eta=10$, $\Delta\rho=0\text{kg m}^{-3}$)

(a)~(c)为模型edc.29的成分演化, (d)显示的是模型edc.29相应时间的LAB分布, (e)表示模型edc.29相应时间克拉通岩石圈的减薄程度; (f)~(h)为模型edc.30的成分演化, (i)显示的是模型edc.30相应时间的LAB分布, (j)表示模型edc.30相应时间克拉通岩石圈的减薄程度; (k)~(m)为模型edc.31的成分演化, (n)显示的是模型edc.31相应时间的LAB分布, (o)表示模型edc.31相应时间克拉通岩石圈的减薄程度. 成分色标同图2, 白色箭头表示地幔对流的方向和大小

的特征归结为以下两点: (1) 岩石圈减薄是一个缓慢的过程, 始于晚石炭世-晚三叠世, 在晚侏罗世-白垩纪达到高峰, 并一直持续到白垩纪末期-新生代早期; (2) 岩石圈减薄最早发生于克拉通的边缘或内部薄弱带, 并由边缘向内部进行. 此外, 根据古大陆重建的研究结果(Huang等, 2018; Zhao等, 2018), 在晚石炭-晚三叠, 古老的华北克拉通的北缘和东缘与相对年轻的大洋或造山带并置. 这与我们的模型(edc.6和edc.10)预测的结果一致: 古老克拉通与年轻活动带之间岩石圈厚度差异引发边界对流, 在初始阶段边界对流侵蚀克拉通边缘, 随后发生重力失稳使岩石圈减薄逐渐向克拉通内部迁移, 经过100Ma后克拉通岩石圈发生大规模减薄. 因此, 我们认为边界驱动对流可能在华北克拉通岩石

圈减薄的过程中发挥了重要的作用. 值得注意的是: 边界对流导致岩石圈减薄是一个相对缓慢的过程, 它可能在华北克拉通岩石圈发生减薄的初期起着重要作用, 而晚侏罗世-白垩纪的减薄高峰可能是由其他机制(如太平洋板块的俯冲、拆沉作用等)的加入所导致, 二者并不矛盾.

5 结论

我们利用二维热-力学数值模拟方法探讨了克拉通与活动带之间的岩石圈台阶引发的边界对流及其在克拉通岩石圈减薄中的作用, 获得的主要结论如下.

(1) 克拉通岩石圈对边界驱动对流的响应受克拉

图 10 不同条件下边界驱动对流对岩石圈减薄作用模式图
颜色代表克拉通岩石圈的三种不同流动模式: 红色圆圈表示下降流, 绿色圆圈表示上升流, 蓝色圆圈表示轻微变化, 带有角度的白色圆圈表示克拉通岩石圈台阶被侵蚀情况, 橘黄色长方形区域表示克拉通岩石圈发生了明显减薄, 黑色虚线表示克拉通岩石圈物质流动方向的分界线

通岩石圈自身的强度和密度控制。克拉通岩石圈在高密度($\Delta\rho \geq 20 \text{ kg m}^{-3}$)和低强度($\Delta\eta < 10$)条件下, 抵御边界驱动对流的能力弱, 克拉通岩石圈可发生大规模减薄。

(2) 在克拉通岩石圈密度较大的条件下($\Delta\rho \geq 40 \text{ kg m}^{-3}$), 克拉通岩石圈的强度在克拉通岩石圈减薄中起到了主要的作用, 克拉通岩石圈的成分浮力相对于强度为次要作用。当克拉通岩石圈的密度相对活动带更小时($\Delta\rho \leq -40 \text{ kg m}^{-3}$)时, 无论克拉通岩石圈的强度如何, 边界驱动对流的效应均被有效抑制, 克拉通岩石圈边缘在浮力的作用下流向活动带岩石圈底部, 克拉通岩石圈减薄仅局限于边缘。

(3) 华北克拉通岩石圈减薄最早发生在北缘和东缘, 经历了一个缓慢的过程, 我们认为边界驱动对流在华北克拉通岩石圈减薄过程中, 尤其是初期, 发挥了重要作用, 但不能排除其他机制的共同作用。

致谢 衷心感谢Taras Gerya教授提供的I2VIS程序。感谢徐义刚研究员、陈凌研究员、陈赞副研究员对我们的工作提出的宝贵意见。感谢国家超级计算天津中心“天河一号”为我们提供计算平台。感谢编委和两位审稿人提出的建设性意见, 提高了文章的质量。

参考文献

- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 罗照华, 杜杨松. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”——东亚型大陆动力学模式研究计划. 现代地质, (3): 349–356
- 刘明启, 李忠海. 2018. 克拉通岩石圈减薄与破坏机制的动力学数值模拟. 中国科学: 地球科学, 48: 844–877
- 路凤香, 韩柱国, 郑建平, 任迎新. 1991. 辽宁复县地区古生代岩石圈地幔特征. 地质科技情报, 10(S1): 2–20
- 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
- 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 何斌. 2009. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 54: 1974–1989
- 张宏福, 英基丰, 徐平, 马玉光. 2004. 华北中生代玄武岩中地幔橄榄石捕虏晶: 对岩石圈地幔置换过程的启示. 科学通报, 49: 784–789
- 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
- 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, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592
- 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
- Bao X, Eaton D W, Guest B. 2014. Plateau uplift in western Canada caused by lithospheric delamination along a craton edge. *Nat Geosci*, 7: 830–833
- Beaumont C, Nguyen M, Jamieson R, Ellis S. 2006. Crustal flow modes in large hot orogens. In: Law R D, Searle M P, Godin L, eds. *Crustal Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*, 268. Geol Soc London Spec Publ. 91–145
- Bittner D, Schmeling H. 1995. Numerical modelling of melting processes and induced diapirism in the lower crust. *Geophys J Int*, 123: 59–70
- Burg J P, Gerya T V. 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *J Metamorph Geol*, 23: 75–95

- Carlson R W, Irving A J, Hearn Jr B C. 1999. Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite. In: Gurney J L, Pascoe M D, Richardson S H, eds. *Montana: Clues to process of lithosphere formation, modification and destruction*. Cape Town: Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. 90–98
- Chen L, Tao W, Zhao L, Zheng T. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 56–68
- Clauser C, Huenges E. 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In: Aherens T J, ed. *Rock Physics and Phase Relations*. Washington D C: American Geophysical Union. Reference Shelf. 3: 105–126
- Currie C A, van Wijk J. 2016. How craton margins are preserved: Insights from geodynamic models. *J Geodyn*, 100: 144–158
- Fishwick S, Heintz M, Kennett B L N, Reading A M, Yoshizawa K. 2008. Steps in lithospheric thickness within eastern Australia, evidence from surface wave tomography. *Tectonics*, 27: TC4009
- Furlong K P, Chapman D S. 2013. Heat flow, heat generation, and the thermal state of the lithosphere. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 41: 385–410
- Gao S, Zhang B R, Jin Z M, Kern H, Luo T C, Zhao Z D. 1998. How mafic is the lower continental crust? *Earth Planet Sci Lett*, 161: 101–117
- Gerya T V, Yuen D A. 2003. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties. *Phys Earth Planet Inter*, 140: 293–318
- Gorczyk W, Mole D R, Barnes S J. 2017. Plume-lithosphere interaction at craton margins throughout Earth history. *Tectonophysics*, 746: 678–694
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, Ryan C G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Washington D C: American Geophysical Union. *Geodyn Ser*, 27: 107–126
- Griffin W L, Ryan C G, Kaminsky F V, O'Reilly S Y, Natapov L M, Win T T, Kinny P D, Ilupin I P. 1999. The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, 310: 1–35
- Hardebol N J, Pysklywec R N, Stephenson R. 2012. Small-scale convection at a continental back-arc to craton transition: Application to the southern Canadian Cordillera. *J Geophys Res*, 117: B01408
- He L. 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
- Hieronymus C F, Shomali Z H, Pedersen L B. 2007. A dynamical model for generating sharp seismic velocity contrasts underneath continents: Application to the Sorgenfrei-Tornquist Zone. *Earth Planet Sci Lett*, 262: 77–91
- Howarth G H, Barry P H, Pernet-Fisher J F, Baziotis I P, Pokhilenko N P, Pokhilenko L N, Bodnar R J, Taylor L A, Agashev A M. 2014. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths. *Lithos*, 184–187: 209–224
- Hu J S, Liu L J, Zhou Q. 2018. Reproducing past subduction and mantle flow using high-resolution global convection models. *Earth Planet Phys*, 2: 189–207
- Huang B, Yan Y, Piper J D A, Zhang D, Yi Z, Yu S, Zhou T. 2018. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times. *Earth-Sci Rev*, 186: 8–36
- King S D, Anderson D L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planet Sci Lett*, 136: 269–279
- King S D, Anderson D L. 1998. Edge-driven convection. *Earth Planet Sci Lett*, 160: 289–296
- Kusky T M, Windley B F, Wang L, Wang Z, Li X, Zhu P. 2014. Flat slab subduction, trench suction, and craton destruction: Comparison of the North China, Wyoming, and Brazilian cratons. *Tectonophysics*, 630: 208–221
- Lee C T A, Luffi P, Chin E J. 2011. Building and destroying continental mantle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 39: 59–90
- Lenardic A, Moresi L, Mühlhaus H. 2000. The role of mobile belts for the longevity of deep cratonic lithosphere: The crumple zone model. *Geophys Res Lett*, 27: 1235–1238
- Liao J, Gerya T. 2014. Influence of lithospheric mantle stratification on craton extension: Insight from two-dimensional thermo-mechanical modeling. *Tectonophysics*, 631: 50–64
- Li Z H, Liu M, Gerya T. 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 5186–5211
- 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. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Washington D C: American Geophysical Union. *Geodyn Ser*, 27: 155–165
- Nehru C, Reddy A. 1989. Ultramafic xenoliths from Vajrakarur kimberlites. *India Geol Soc Aust Spec Publ*, 14: 745–758
- Niu Y L. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-

- Cenezoic basaltic volcanism in Eastern China. *Geol J China Univ*, 11: 9–46
- Ranalli G. 1995. Rheology of the Earth, Deformation and Flow Processes in Geophysics and Geodynamics. 2nd ed. London: Chapman & Hall. 413
- Rao N V C, Wu F Y, Mitchell R H, Li Q L, Lehmann B. 2013. Mesoproterozoic U-Pb ages, trace element and Sr-Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the Eastern Dharwar craton, southern India: Distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event. *Chem Geol*, 353: 48–64
- Rao K, Dhakate M, Nayak S. 2001. Petrology and mineralogy of mantle xenoliths of Wajrakarur and Narayanpet kimberlite fields, Andhra Pradesh. *India Geol Surv India Spec Publ*, 58: 577–591
- Schmeling H, Babeyko A Y, Enns A, Faccenna C, Funicello F, Gerya T, Golabek G J, Grigull S, Kaus B J P, Morra G, Schmalholz S M, van Hunen J. 2008. A benchmark comparison of spontaneous subduction models—Towards a free surface. *Phys Earth Planet Inter*, 171: 198–223
- Sine C R, Wilson D, Gao W, Grand S P, Aster R, Ni J, Baldrige W S. 2008. Mantle structure beneath the western edge of the Colorado Plateau. *Geophys Res Lett*, 35: L10303
- Sun W, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 262: 533–542
- Turcotte D L, Schubert G. 1982. Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. New York: Cambridge University Press. 450
- van Wijk J W, Baldrige W S, van Hunen J, Goes S, Aster R, Coblenz D D, Grand S P, Ni J. 2010. Small-scale convection at the edge of the Colorado Plateau: Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere. *Geology*, 38: 611–614
- Wang H, van Hunen J, Pearson D G, Allen M B. 2014. Craton stability and longevity: The roles of composition-dependent rheology and buoyancy. *Earth Planet Sci Lett*, 391: 224–233
- Wang Y, Huang J, Zhong S. 2015. Episodic and multistaged gravitational instability of cratonic lithosphere and its implications for reactivation of the North China Craton. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 815–833
- Wang Z, Kusky T M, Capitanio F A. 2016. Lithosphere thinning induced by slab penetration into a hydrous mantle transition zone. *Geophys Res Lett*, 43: 11567–11577
- Wilde S A, Zhou X, Nemchin A A, Sun M. 2003. Mesozoic crust-mantle interaction beneath the North China craton: A consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. *Geology*, 31: 817–820
- Windley B F, Maruyama S, Xiao W J. 2010. Delamination/thinning of sub-continental lithospheric mantle under Eastern China: The role of water and multiple subduction. *Am J Sci*, 310: 1250–1293
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 747–757
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A, Chu M F, Lo C H, Song B. 2005. Petrogenesis of Early Cretaceous intrusions in the Sulu ultrahigh-pressure orogenic belt, east China and their relationship to lithospheric thinning. *Chem Geol*, 222: 200–231
- Yang S H, Li Z H, Gerya T, Xu Z Q, Shi Y L. 2018. Dynamics of terrane accretion during seaward continental drifting and oceanic subduction: Numerical modeling and implications for the Jurassic crustal growth of the Lhasa Terrane, Tibet. *Tectonophysics*, 746: 212–228
- Yang T, Leng W. 2014. Dynamics of hidden hotspot tracks beneath the continental lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 401: 294–300
- Yuan H, Romanowicz B. 2010. Lithospheric layering in the North American craton. *Nature*, 466: 1063–1068
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Fan W M, Zhai M G, Yin J F. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib Mineral Petrol*, 144: 241–254
- Zhao G, Wang Y, Huang B, Dong Y, Li S, Zhang G, Yu S. 2018. Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea. *Earth-Sci Rev*, 186: 262–286

(责任编辑: 刘丽军)