



地球物理观察和岩石包体约束华北岩石圈地幔结构、性质及过程

郑建平^{1*}, 夏冰^{1,2}, 戴宏坤¹, 马强¹

1. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;

2. 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

* 通讯作者, E-mail: [jpzheng@cug.edu.cn](mailto:jpzhang@cug.edu.cn)

收稿日期: 2020-03-16; 收修改稿日期: 2020-09-15; 接受日期: 2020-09-24; 网络版发表日期: 2020-11-10

国家自然科学基金重点项目(批准号: 41930215)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2006CB403503)资助

摘要 对岩石圈物理、化学结构进行多维度的高精度限定, 可为其形成演化等重要基础科学问题提供可靠依据. 华北深部岩石圈经历多期次复杂改造过程, 导致物理、化学结构参数的改变. 厘清岩石圈精细结构中各参数空间分布特征, 有助于对改造范围、程度及机制进行有效制约. 通过地震学、重力学及地热学综合研究, 结合深源岩石包体的定深(岩石圈中的层位)、定性(化学的和物理的)和定年(形成和改造年龄)成果, 文章构建了华北岩石圈地幔多维度物理、化学结构模型. 研究表明: 华北陆块岩石圈地幔横向上存在高度不均一性, 除陆块内部的局部地区保留有太古宙-古元古代难熔、强烈交代的地幔, 大部分已转变为元古代甚至显生宙饱满、弱交代的地幔. 岩石圈地幔结构组成特征表明, 华北东部地幔受改造强烈, 甚至最终完全置换; 华北中部过渡带和西部保持相对稳定, 但是西南缘岩石圈受到明显改造.

关键词 岩石圈热结构, 岩石圈密度结构, 包体橄榄岩, 不均一地幔置换, 华北陆块

1 大陆岩石圈物理、化学结构研究的意义及方法

岩石圈是地球最外层的坚硬圈层, 包括地壳及岩石圈地幔, 是地球的基本组成单元之一. 有关岩石圈结构、组成及演化的研究, 对了解大陆的形成和演化以及板块构造等动力学过程至关重要(Griffin等, 1999; Lee等, 2011). 综合岩石学、地球化学和地球物理学手段是认识岩石圈物理、化学结构和物质组成的重要途径

(Artemieva, 2011; Eaton等, 2009). 以岩石圈热结构研究为例, 根据地表热流的实测值, 借助岩石圈生热元素含量和热导率分布, 利用热传导方程计算可以获得现今岩石圈的热结构(Pollack和Chapman, 1977; Furlong和Chapman, 2013); 深部地壳和上地幔岩石包体的平衡温压计算, 亦可限定地质历史时期区域岩石圈热状态(Rudnick等, 1998). 对于新生代火山岩携带捕虏体或后期未发生大规模构造热运动区域, 两种方法获得的结果可以相互反馈和补充.

中文引用格式: 郑建平, 夏冰, 戴宏坤, 马强. 2021. 地球物理观察和岩石包体约束华北岩石圈地幔结构、性质及过程. 中国科学: 地球科学, 51(2): 201–217, doi: [10.1360/SSTe-2020-0064](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0064)

英文引用格式: Zheng J, Xia B, Dai H, Ma Q. 2021. Lithospheric structure and evolution of the North China Craton: An integrated study of geophysical and xenolith data. Science China Earth Sciences, 64(2): 205–219, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9682-5>

值得注意的是, 地球物理方法虽然可以从不同角度对岩石圈结构进行大范围的限定, 但是得到的是现今岩石圈结构, 不能对地质历史上的岩石圈结构进行有效约束. 与深源岩石包体相关的矿物岩石地球化学和同位素年代学研究是探索不同地质时期岩石圈物质组成的重要方法(Rudnick, 1992), 但其出露及分布通常有其局限性(O'Reilly和Griffin, 2013). 数值模拟可以在地质过程时间连续性的约束上提供可能的探索, 但在实际应用中输入参数进行的简化会带来一定的误差和偏差. 由此可见, 单一方法可以获得岩石圈速度结构、热状态和物质组成等某一方面的认识, 却难以全面刻画岩石圈的结构组成和演化历史. 为了全面了解岩石圈的物理、化学结构及其演化过程, 有必要开展地球物理学、地质学、地球化学及地球动力学多维度的综合限定(Artemieva, 2009; Eaton等, 2009; O'Reilly等, 2001).

不同地质时代的岩石圈具有不同的物质组成和物理性质(图1). 太古宙地区通常以巨厚(>200km)的岩石圈(Fischer等, 2010)、低地表热流值(<50mW m⁻²; Pollack等, 1993)等为特征, 岩石圈地幔主要由难熔的方辉橄榄岩(石榴石相)组成(平均Mg[#]=92.7, 其中Mg[#]=Mg/(Mg+Fe²⁺), 原子比), 具有低密度(标准温压: 3.31~3.33g cm⁻³; Artemieva, 2011; Djomani等, 2001; Lee, 2003)、高波速(标准温压: $V_p=8.34\text{km s}^{-1}$, $V_s=4.88\text{km s}^{-1}$; Griffin等, 1999)的特点. 元古宙地区岩石圈厚度大多变化于120~170km(Fischer等, 2010), 地表热流值为40~75mW m⁻²(Pollack等, 1993), 岩石圈地幔主要由方辉橄榄岩和二辉橄榄岩组成(平均Mg[#]=90.6); 标准温压条件下, 密度为3.34~3.37g cm⁻³(Lee, 2003; Artemieva, 2011)、 V_p 和 V_s 分别为8.30和4.84km s⁻¹(Griffin等, 1999). 显生宙形成的岩石圈厚度通常为60~140km、地表热流值通常大于50mW m⁻²(Pollack等, 1993), 岩石圈地幔则主要由饱满的二辉橄榄岩(尖晶石相)组成(Mg[#]=90; Griffin等, 1999), 且密度高(标准温压3.36~3.39g cm⁻³; Djomani等, 2001; Lee, 2003)、波速低(标准温压: $V_p=8.30\text{km s}^{-1}$, $V_s=4.82\text{km s}^{-1}$; Griffin等, 1999).

克拉通地区形成时间早, 一般经历过多期地质事件改造, 记录地质历史事件完整, 是认识大陆岩石圈长期演化的重要区域(Goodwin, 1996). 传统意义上太古宙克拉通被认为是地球上最稳定区域的代表, 但是

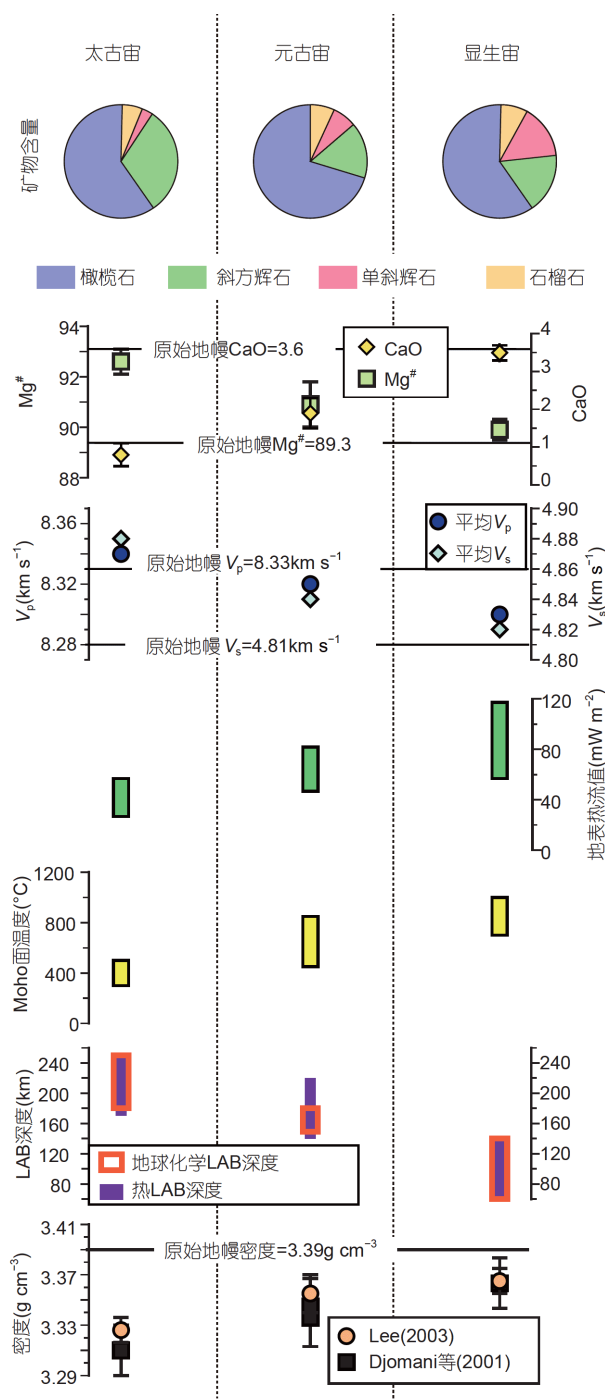


图1 不同时代岩石圈地幔矿物组成及地球化学、地球物理参数性质对比

矿物组成、Mg[#]、CaO含量数据来自Griffin等(1999), PM为初始地幔(Primitive mantle), 数据来源McDonough和Sun(1995); 平均 V_p 、 V_s 均为标准温压状态, 数据来源Griffin等(1999); 地表热流值、Moho面温度及热岩石圈厚度来源Artemieva(2006), LAB岩石深度来源Griffin等(1999); 岩石圈地幔密度为标准温压状态, 分别依据矿物组成(Djomani等, 2001)及Mg[#](Lee, 2003)计算

随着研究的深入,发现部分克拉通并非传统所认识的那样自形成以来一直保持稳定,它们受到后期地质作用的影响、发生不同程度的减薄和破坏,结果显示出元古宙乃至显生宙岩石圈的特征(Carlson等, 2005; Levander等, 2011). 太古宙克拉通是否能长时间稳定存在、克拉通稳定性的控制因素等问题,是固体地球科学领域研究重点和热点之一(Sleep, 2003; Lenardic等, 2003). 华北陆块(特别是其东部)是显生宙时期岩石圈减薄、地幔性质发生改造,出现克拉通破坏和地幔增生置换的典型区域(Griffin等, 1998; Wu等, 2019; Yang等, 2008; 吴福元等, 2008; Zhao等, 2009; 郑建平, 2009; 朱日祥等, 2012; 郑永飞等, 2018; 朱日祥和徐义刚, 2019). 例如,对渤海湾盆地的古温度恢复及数值模拟工作揭示,克拉通破坏后(自70Ma以来),地表热流值由峰期 $\sim 90 \text{ mW m}^{-2}$ 降低到 $\sim 60 \text{ mW m}^{-2}$ (Liu等, 2018a).

对华北陆块展开全面的物质组成、结构及物理性质研究,进而了解克拉通发生改造/破坏的范围和程度、深入探究引发改造/破坏的机制,是回答太古宙地块稳定存在条件这一重要科学问题的关键突破口. 为

此,本文利用新建立的华北陆块高精度地壳模型(NC_{crust}, Xia等, 2017),结合地表热流值(Jiang等, 2019)、S波接收函数约束的岩石圈厚度模型(Zhang等, 2019)以及自由空气重力异常数据(EGM2008, Pavlis等, 2012),进行岩石圈热结构及地幔密度的计算. 结合下地壳和岩石圈地幔岩石包体矿物岩石地球化学的定深(来源深度)、定性(包括化学的和物理的性质)和定年(形成年龄)研究成果,构建华北岩石圈多维度物理、化学结构模型,为华北陆块深部岩石圈改造范围、程度及可能的机制提供多学科的有效制约.

2 华北陆块地质及地球物理背景

华北陆块覆盖约 1500000 km^2 的三角形区域,北部以晚古生代中亚造山带与西伯利亚克拉通分开、南缘及东缘分别为早古生代至中生代秦岭-桐柏-红安造山带及中生代大别-苏鲁超高压变质带与扬子克拉通相连,西南缘毗邻青藏高原东北缘(图2). 华北陆块存在始太古代-古太古代陆核,并于新太古代大规模陆壳增

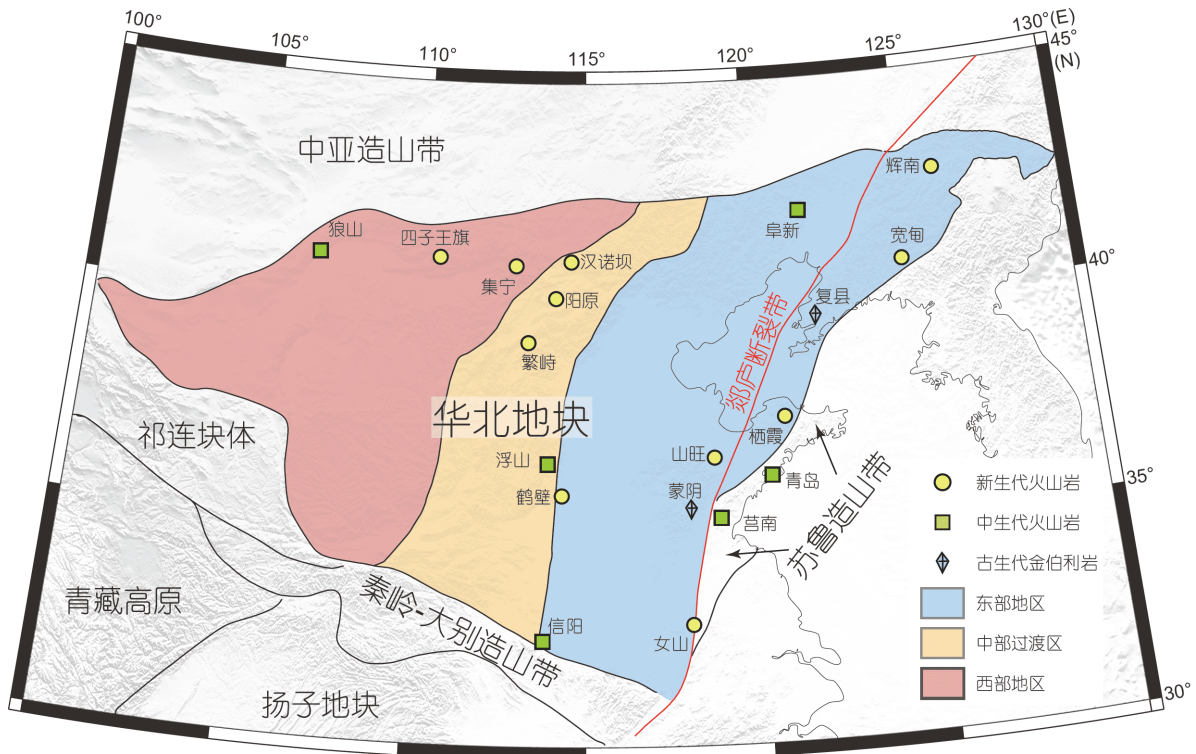


图2 华北陆块构造单元、构造分区及地幔岩石包体出露位置

改自Zhao等(2001), 岩石包体出露详见文中2.2描述

生, 新太古代末期完成克拉通化(Zhai和Santosh, 2011). 稳定克拉通形成后, 华北陆块受元古代-中生代周边造山、构造活动影响, 并经历晚中生代以来岩石圈强烈减薄、克拉通破坏和地幔置换作用等复杂过程(Fan等, 2000; Griffin等, 1999; Rudnick等, 2004; Wu等, 2006; Xu等, 1998; Zhang等, 2008; Zheng等, 1998, 2007; 郑永飞等, 2018; 朱日祥和徐义刚, 2019).

2.1 岩石圈地幔演化研究进展

华北陆块分布着不同时代含深源岩石包体的火山岩, 这些包体为研究岩石圈地幔演化提供了直接样品(图2). 橄榄岩包体的综合研究显示, 华北东部岩石圈地幔具有高度时空不均一性(Zheng等, 2007; Zhang等, 2008). 时间上, 辽宁复县和山东蒙阴古生代金伯利岩中的地幔捕虏体以难熔的方辉橄榄岩为主, 并含有金刚石, 具有富集的微量元素和放射性同位素组成(郑建平, 1999; Griffin等, 1999), Re-Os同位素记录了太古宙的年龄, 平衡温压条件计算显示较低的地热梯度, 表明古生代时期华北东部岩石圈地幔具有巨厚、难熔、复杂交代、年龄古老、低温等特点, 与世界上典型古老稳定克拉通地幔类似(郑建平, 1999; Gao等, 2002; Zhang等, 2008). 晚中生代至新生代时期, 华北东部广泛分布的橄榄岩捕虏体以饱满或过渡型的尖晶石二辉橄榄岩为主, 微量元素和放射性同位素较为亏损, Re-Os同位素年龄较新, 平衡温压条件显示地温高, 即晚中生代至新生代时期华北东部岩石圈地幔具有厚度薄、饱满、弱交代、年轻、较高地温的特点, 明显区别于典型的克拉通地幔(Wu等, 2003; Xu等, 2006, 2008; Zheng等, 1998, 2007). 空间上, 华北内部, 如符山和鹤壁等地(Liu等, 2011; Tang等, 2011, 2013; Xu等, 2010; Zheng等, 2001, 2005a), 中、新生代的火山岩中的地幔岩石包体仍为难熔的尖晶石方辉橄榄岩, 显示古老地幔的浅部残留; 华北边缘(如汉诺坝、辉南、宽甸、青岛、莒南等地)和岩石圈深大断裂带内部(如阜新、山旺、女山等地)火山岩中的橄榄岩包体主体为饱满的二辉橄榄岩, 指示古老难熔地幔已被强烈改造和置换(吴福元等, 2008; 张宏福, 2006; 郑建平, 1999; Fan等, 2000; Griffin等, 1999; Rudnick等, 2004; Wu等, 2006; Xu等, 1998, 2008; Zhang等, 2008; Zheng等, 1998, 2005a, 2005b). 这种时空不均一性显示, 中生代是华北岩石圈地幔性质发生转变的关键时期, 块体内

部薄弱带和块体边缘是地幔置换的优先发生区域, 表明中生代华北地幔置换是板内和板缘过程协同作用的结果(郑建平和戴宏坤, 2018).

2.2 地球物理背景

岩石圈地球物理背景中, 重要的一点即为岩石圈厚度(或软流圈-岩石圈边界(LAB)深度). 对于华北东部和中部, 多种地球物理方法结果均揭示岩石圈厚度为80~120km及~130km(李松林等, 2011; Chen等, 2009; Huang等, 2009; Sun等, 2013), 明显低于典型的太古代克拉通稳定区. 而对华北西部岩石圈厚度, 不同的约束方法存在~50km的最大差异. 例如: 人工源折射剖面(王帅军等, 2014; 李松林等, 2011)、面波层析成像(Huang等, 2009)及岩石圈热结构(Sun等, 2013; Liu等, 2016; Yan等, 2019)给出的整体厚度约120km, 最深处可达150km; 然而, P波各项异性(Wei等, 2016)和S波接收函数(Chen等, 2009; Chen, 2010; Zhang等, 2019)约束的厚度整体变化于130~170km, 局部厚达200km.

华北陆块东部现今地表热流值偏高, 平均值约为 64 mW m^{-2} (图3a), 高于典型的稳定克拉通块体($<50\text{ mW m}^{-2}$, Pollack等, 1993). 在华北陆块西部的西缘及东部的南缘还存在与典型克拉通相似的 $45\sim 50\text{ mW m}^{-2}$ 地表热流值, 而那些通常被认为较稳定的西部地区平均地表热流值多为 $>60\text{ mW m}^{-2}$, 部分区域甚至高达 $65\sim 70\text{ mW m}^{-2}$ (He, 2015; Jiang等, 2019). 自由空气重力异常EGM2008结果揭示(图3b), 华北陆块整体具有复杂的均衡状态(Pavlis等, 2012), 其中东部、西部的大部分地区自由空气重力异常 $\leq \pm 20\text{ mGal}$, 揭示了其基本达到岩石圈均衡的特征; 中部过渡区及西部的极少部分地区自由空气重力异常 $> \pm 60\sim 80\text{ mGal}$, 表明尚未达到完全均衡状态.

3 岩石圈热结构

温度对岩石圈的波速(Christensen和Mooney, 1995)、密度(Herzberg等, 1983)、电导率(Xu等, 2000)等多种岩石物理参数都有重要影响, 导致岩石多种物理参数在高温高压的原位条件下与标准温压状态下存在差别. 因而, 在赋予深部岩石圈结构中各参数实际地质意义的过程中, 需要进行温度校正. 要实现上述校正, 高精度的热岩石圈结构模型尤其是Moho面温度是

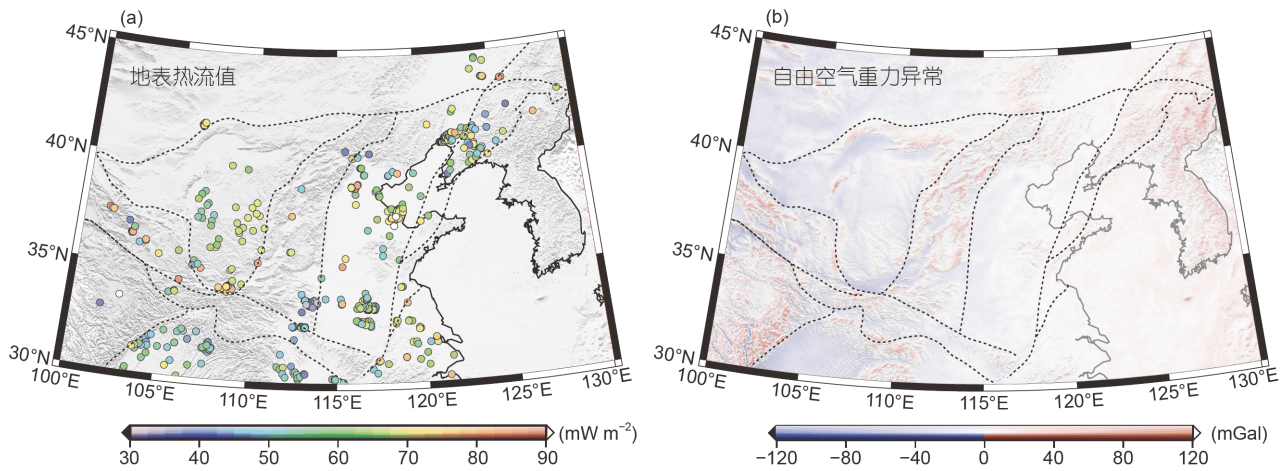


图3 华北陆块地球物理背景

(a) 地表热流实测数据(Jiang等, 2019); (b) 自由空气重力异常分布. 数据来源EGM2008 (Pavlis等, 2012)

必不可少的, 它主要受地表热流值、地壳内部结构尤其是上地壳厚度、Moho面深度及岩石圈厚度影响. 通过全球热岩石圈结构模型与地壳年龄分析发现, 热岩石圈结构模型与地壳年龄密切相关(图1, Artemieva, 2006). 对于现今岩石圈热结构的直接认识, 通常依据现今地表热流实际测量结合地壳结构计算(Artemieva和Mooney, 2001; Pollack和Chapman, 1977); 火成岩携带的深源岩石包体温压计算结合寄主岩定年的研究, 则可以约束不同地质历史时期岩石圈热结构特征(Brey等, 1990; Rudnick等, 1998). 依据高温高压下岩石弹性和非弹性行为对温度变化的强烈依赖性进行间接计算也是认识岩石圈热结构的重要途径(Afonso等, 2008; Fulla等, 2009; Karato, 1993), 但这些计算过程中地幔组成、熔体量及各向异性等都会对结果造成巨大影响. 例如, 电导率对温度具有相对较高的敏感性(Lilley, 2007), 其中上地幔高导层顶面深度和地表热流具有很好的相关性(Artemieva, 2006), 但是当中下地壳存在镁铁质岩浆底侵时, 应充分考虑热导率的变化条件下才可以准确估计莫霍面的温度(Xu等, 2017).

本文利用最新汇编的地表热流值数据(Jiang等, 2019)及高精度地壳结构模型(Xia等, 2017), 构建了华北陆块岩石圈现今热结构模型. 为验证岩石圈热结构模型构建过程中各参数选取是否合理, 我们选取华北陆块火成岩携带的地幔岩石包体进行了平衡温压计算, 并与所构建的热结构模型进行相互对比反馈验证(图4). 中、新生代火成岩携带地幔包体平衡温压对应

华北地表热流值整体变化于 $60\sim 80\text{mW m}^{-2}$, 与实际测量值具有一致性.

岩石圈热结构模型所依据的地表热流值数据取自第四版中国大陆地区大地热流数据汇编(Jiang等, 2019)中的两类高质量测量值. 为保证地表热流值精度, 在这些高质量数据的基础上去除测量深度偏浅($<200\text{m}$)测点(Hofmeister和Criss, 2005). 所采用的热导率、生热率参数见表1.

岩石圈-软流圈边界层(LAB)在计算中定义为 1300°C 等温线, 计算依据为一维稳态公式:

$$T_{\text{底}} = T_{\text{顶}} + \frac{z \times Q_{\text{顶}}}{k(z)} - \frac{1}{2} \times z^2 \times \frac{A(z)}{k(z)}, \quad (1)$$

式中, $T_{\text{底}}$ 为界面底部温度, $T_{\text{顶}}$ 为界面顶部温度, $Q_{\text{顶}}$ 为界面顶部热流值, $k(z)$ 、 $A(z)$ 分别为地壳层内部热导率、产热率, z 为地壳内部层厚度. 误差计算见表2.

华北陆块现今具有比典型太古宙稳定克拉通地区偏高的地表热流, 其Moho温度和热流值以及岩石圈厚度也均表现为中-新元古代时期的特征(图5). Moho面温度整体变化于 $500\sim 850^{\circ}\text{C}$ (局部区域 $>850^{\circ}\text{C}$); Moho面热流值整体变化于 $30\sim 45\text{mW m}^{-2}$, 其分布趋势与地表热流值分布特征相似. 华北东部大部分地区热岩石圈厚度变化于 $120\sim 140\text{km}$, 其中郯庐断裂带及渤海湾盆地部分区域等个别高地表热流地区不足 110km . 华北西部地区Moho面温度平均值为 $(798\pm 140)^{\circ}\text{C}$, 热岩石圈厚度平均值为 $(135\pm 27)\text{km}$; 个别地区如其南缘新生代断陷盆地-汾渭盆地区的地表热流值高达 70.8

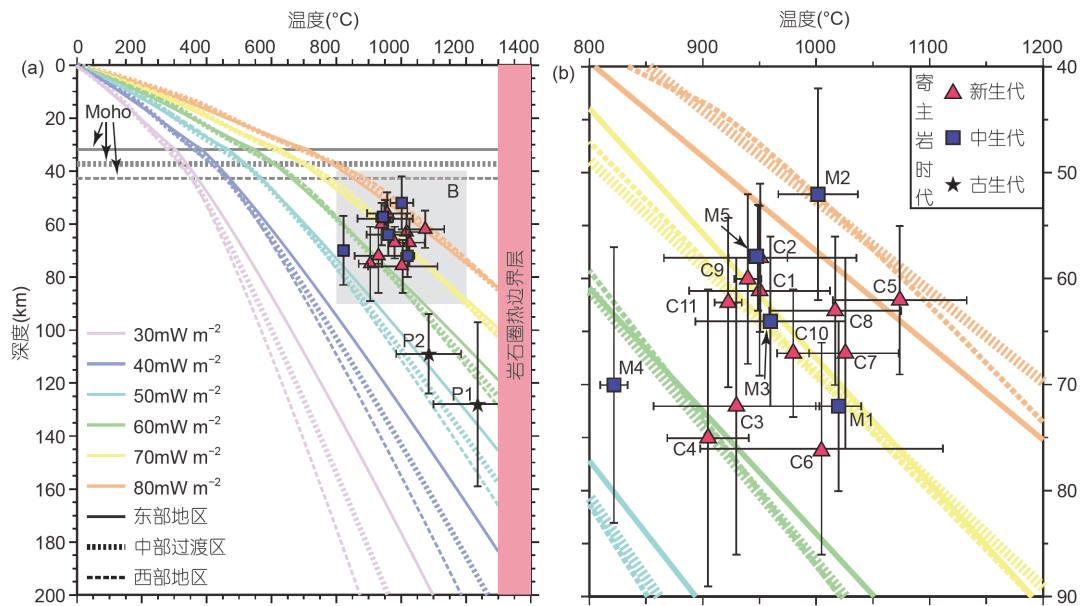


图 4 依据高精度地壳结构模型及最新地表热流值测量得到华北陆块现今不同地表热流值(彩色曲线)对应的地温曲线 (b)为(a)阴影部分放大. C1~C11表示捕虏体寄主岩为新生代火成岩: C1, 辉南; C2, 宽甸; C3, 山旺; C4, 蓬莱; C5, 女山; C6, 鹤壁; C7, 繁峙; C8, 阳原; C9, 汉诺坝; C10, 集宁; C11, 四子王旗. M1~M5代表捕虏体寄主岩为中生代火成岩: M1, 胶东; M2, 莒南; M3, 阜新; M4, 符山; M5, 狼山. P1、P2分别为复县、蒙阴古生代金伯利岩携带捕虏体. 捕虏体矿物探针数据来源Zheng等(2007)、Lin等(2019)、Zou等(2016)、Xu等(1998)、Liu等(2011)、Tang等(2008)、Chu等(2009)、Dai等(2018)、Ying等(2006)、Xiao等(2010)、Wu等(2017)及其参考文献

表 1 岩石圈各层热导率、产热率参数表^{a)}

岩石圈各层	热导率($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	热导率参考文献	产热率($\mu\text{W m}^{-3}$)	产热率参考文献
沉积层	0.86~4.90 (2.38 ± 0.47 , $N=475$)	Jiang等(2019)	1.35	Artemieva和Mooney(2001)
上地壳(0~10km)	3.0	Cermak和Rybach(1982)	0.9	Gao等(1998)
上地壳(>10km)	3.0	Cermak和Rybach(1982)	0.4	Artemieva和Mooney(2001)
中地壳	2.5	Seipold(1992)	0.3	Artemieva和Mooney(2001)
下地壳	2.0	Seipold(1992)	0.2	Artemieva和Mooney(2001)
岩石圈地幔	4.0	Schatz和Simmons(1972)	0.01	Rudnick等(1998)

a) 地壳内部结构划分详见Xia等(2017)

表 2 热岩石圈模型误差计算

热岩石圈模型	模型均值	参数改变后值	参数改变率	岩石圈厚度变化率	岩石圈地幔密度变化影响(g cm^{-3})
平均产热率($\mu\text{W m}^{-3}$)	0.6	0.5	20%	14%	<0.01
平均热导率($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	2.6	2.1	15%	-10%	<0.01
岩石圈地幔热导率($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	4	3.5	13%	-9%	<0.01
地表热流值(mW m^{-2})	65	58.5	10%	21%	0.01

$\pm 4.8 \text{ mW m}^{-2}$ 、Moho 面温度也较高($>850^\circ\text{C}$), 对应的热岩石圈厚度 $<120 \text{ km}$. 东部与西部地区热异常区域与常见的大陆裂断构造背景一致.

4 岩石圈地幔密度结构

岩石圈地幔密度可以从一个侧面揭示大尺度岩石

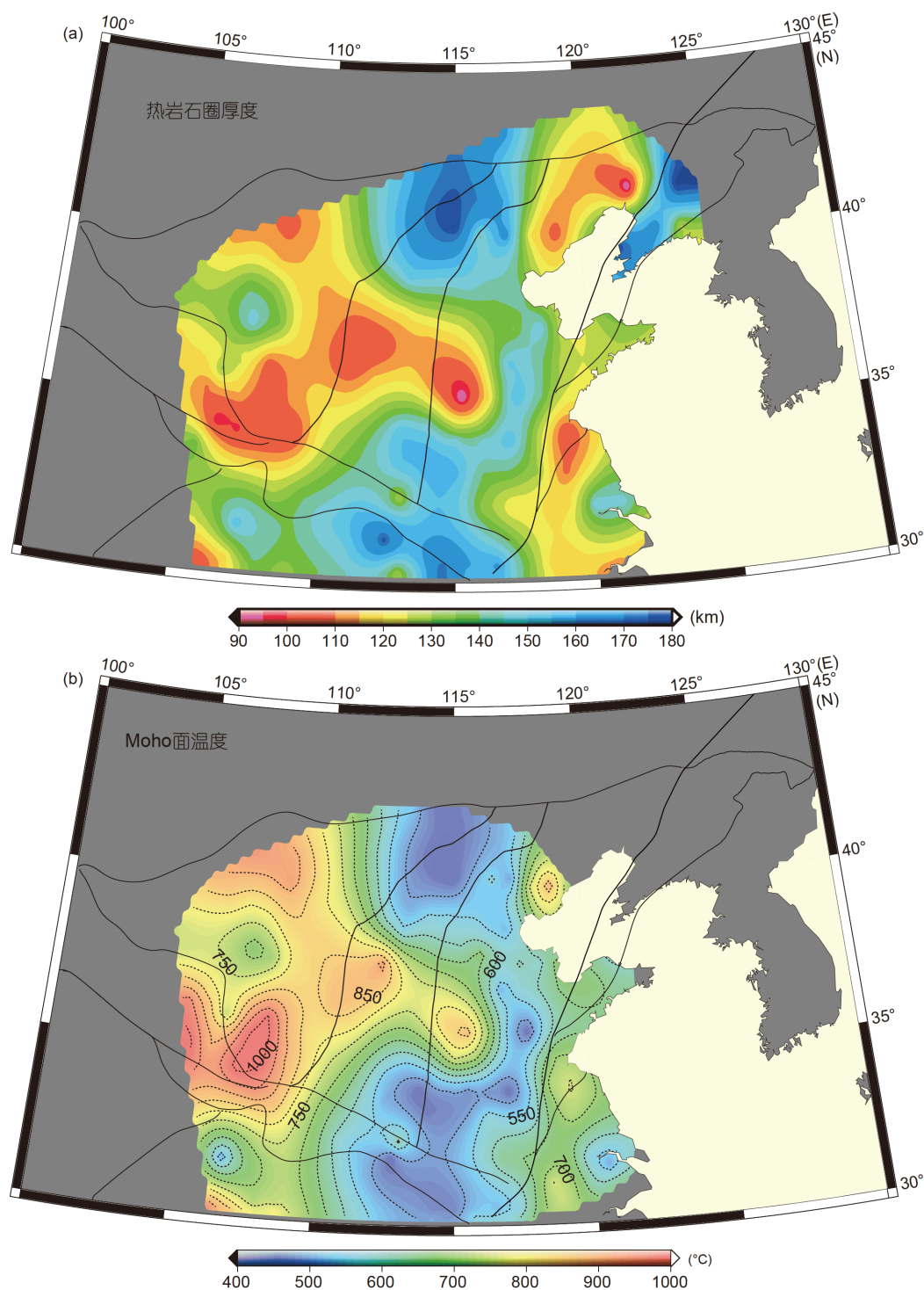


图 5 本文计算得到的热岩石圈厚度(a)与Moho面温度(b)

圈地幔整体组成, 为了解其属性和演化过程提供可能. 总体而言, 岩石圈地幔的矿物、化学组成与其形成时代有相关性, 可通过密度来反映(Djomani等, 2001). 虽

然地幔岩石包体直接测量或者通过地球化学方法计算都可以获取其密度, 但包体出露位置存在局限性; 通过重力进行计算的方法可以反映大尺度范围内岩石圈地

慢的密度结构, 为探讨岩石圈地幔演化提供了重要依据(Kaban等, 2003).

结合高精度全球重力模型EGM2008(图3b, Pavlis等, 2012)、全球高精度地形起伏模型ETOPO1(Amante和Eakins, 2009)、华北陆块及周边地壳结构模型NC_{crust}(Xia等, 2017)和地震学岩石圈模型(Chen等, 2009; Chen, 2010; Zhang等, 2019)资料, 本文计算了华北岩石圈地幔在原位高温高压及室温下的密度. 岩石圈地幔密度计算通过重力异常分离完成, 从自由空气重力异常模型中, 依次去除各界面起伏造成重力异常, 得到岩石圈地幔残留重力异常, 进一步推测岩石圈地幔原位(高温高压状态下)密度, 并利用本文建立的高精度岩石圈热结构模型(分辨率0.25°)进行温度校正得到标准温压密度, 本文仅简要描述计算过程, 详细计算过程及误差分析见Xia等(2020).

地壳结构: 地壳结构中沉积层、Moho面起伏对重力影响较大, 沉积层底界面、莫霍面起伏依据NC_{crust}给出的地壳结构模型; 沉积层密度、结晶地壳密度利用NC_{crust}模型中 V_p 计算. V_p 与密度(ρ)的相关关系(Brocher, 2005)为

$$\rho = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5. \quad (2)$$

地壳平均密度通过叠加的地壳内部各层密度获取:

$$\rho = \frac{\sum \rho_i h_i}{\sum h_i}. \quad (3)$$

岩石圈地幔厚度: 由不同地球物理方法得到的LAB的深度存在较大差异, 我们选取热岩石圈厚度(前文描述)及S波接收函数约束的岩石圈厚度(Zhang等, 2019)模型进行重力校正.

岩石圈地幔温度: 由于岩石圈地幔捕虏体研究为标准温压状态, 为与捕虏体研究结果对比, 对上述计算得到原位岩石圈地幔密度($\rho_{in-situ}$)进行温度校正得到标准温压条件下岩石圈地幔密度(ρ_{STP})

$$\rho_{STP} = \frac{\rho_{in-situ}}{1 - \alpha \times T_{LM}}, \quad (4)$$

膨胀系数 α 取值为 $3.5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, 岩石圈地幔平均温度 T_{LM} , 为Moho面温度 T_{Moho} 与LAB温度 T_{LAB} 平均值:

$$T_{LM} = \frac{1}{2} \times (T_{Moho} + T_{LAB}). \quad (5)$$

对于热岩石圈模型, T_{Moho} 通过前文描述计算获取, 定义 T_{LAB} 为 1300°C .

对于地震学岩石圈结构模型, T_{Moho} 通过LAB深度与岩石圈地幔温度梯度(dT/dz)计算, 此处选取全球平均参考梯度(Artemieva, 2006):

$$dT/dz = 537 \times (z_{LAB})^{-0.88}, \quad (6)$$

Moho面温度 T_{Moho} 即为

$$T_{Moho} = T_{LAB} - \frac{dT}{dz} \times (Z_{LAB} - Z_{Moho}), \quad (7)$$

式中, Z_{LAB} 为S波接收函数约束的LAB深度(Zhang等, 2019), Z_{Moho} 为Moho面深度, 来源于NC_{crust}. 这一Moho面温度变化范围为 $450 \sim 850^\circ\text{C}$, 与岩石圈地幔厚度变化具有一致性, 其中岩石圈地幔厚度越小, Moho面温度越高.

重力校正: 岩石圈地幔残余重力异常(Δg_{rmg}), 可在结合参考模型重力(Δg_{ref})基础上, 通过自由空气重力异常(Δg_{obs})减去地壳(沉积层、Moho面)及LAB起伏产生的重力影响获得(Δg_{crust} , Δg_{LAB}):

$$\Delta g_{rmg} = \Delta g_{obs} - \Delta g_{crust} - \Delta g_{LAB} + \Delta g_{ref}, \quad (8)$$

式中 Δg_{ref} 、 Δg_{crust} 、 Δg_{LAB} 通过布格平板校正计算. 在本文分辨率情况下, 研究区内沉积层、Moho面均为渐变, 且沉积层、地壳密度都相对均一(Xia等, 2017), 因此相邻网格间引起的重力异常极小, 转化为岩石圈地幔密度时其影响小于 0.01 g cm^{-3} (Shulgin和Artemieva, 2019). 校正参数误差计算见表3和4.

通过与岩石包体计算所得岩石圈地幔密度对比印证, 可以探讨华北岩石圈的改造范围及程度(表5; 图6和7), 研究发现如下:

(1) 华北岩石圈地幔密度结构具高度不均一性. 基于重力模型得到的密度在原位高温高压状态下变化于 $3.21 \sim 3.26 \text{ g cm}^{-3}$, 经温度校正恢复至标准温压状态下整

表3 重力计算参数表^{a)}

层位	深度(km)	原位密度(g cm^{-3})
地壳层	0~32	依据 V_p - ρ
岩石圈地幔	32~50	3.24
软流圈地幔		3.21

a) 参考地壳层及岩石圈地幔深度依据为华北区域地壳结构特征, 二者取值分别为Moho面最浅和最深处(Xia等, 2017). 地壳参考密度基于地壳速度结构计算(Brocher, 2005; Xia等, 2017), 岩石圈、软流圈地幔密度通过 3.36 g cm^{-3} 校正至 1000 、 1300°C 下密度(Djoman等, 2001)

表 4 岩石圈密度误差计算^{a)}

模型中参数	参考模型	改变后值	参数改变率	密度变化影响(g cm ⁻³)
参考地壳厚度(km)	32	36	12.50%	0.02
岩石圈地幔厚度(km)	50	80	60%	0.02
Moho面温度(℃)	800	500	37.5%	<0.02 [*]

a) *, 仅对温度校正后密度变化有影响

表 5 华北地块岩石圈常温常态条件岩石圈地幔密度

构造位置	热岩石圈(g cm ⁻³)		接收函数岩石圈(g cm ⁻³)	
	平均值	标准差	平均值	标准差
华北地块整体	3.36	0.02	3.36	0.02
东部块体	3.36	0.02	3.37	0.03
中部带	3.34	0.02	3.34	0.02
西部块体	3.37	0.02	3.36	0.02

体为3.34~3.37g cm⁻³, 局部表现偏高或较低的岩石圈地幔密度; 东部地区的东缘、西部的地区北缘及西南缘高达>3.38g cm⁻³, 中部过渡区的中段及至南缘, 密度相对偏低为3.32~3.34g cm⁻³; 两种不同方法约束得到的岩石圈地幔密度结果在中部过渡区北缘有明显差异, 可能与这一地区明显偏低的现今地表热流值(仅有的两个测点<40mW m⁻²)有关. 因此, 在下述讨论及图7中, 这一地区采用地震学约束得到岩石圈地幔密度结果.

利用橄榄石Mg[#]-ρ关系(Lee, 2003)计算得到华北东部边缘地区的岩石圈地幔密度变化于3.36~3.38g cm⁻³, 中部过渡区北缘的为3.35~3.36g cm⁻³, 中段及南缘为3.34g cm⁻³(表6). 不难看出, 两种方法计算结果较为一致.

(2) 通过与岩石圈地幔密度(Djomani等, 2001)所揭示的地幔性质对比表明, 华北中部的中段至南缘和华北西部的核部显示出较为典型的太古宙岩石圈地幔性质, 并得到符山、鹤壁等地中、新生代岩浆岩中橄榄岩包体的验证(图7). 中部过渡区的北段、西部的大部分区域岩石圈地幔密度则展现出元古宙地幔特征; 东部地区的东缘、西部地区的北缘及西南缘, 有相对较高的岩石圈地幔密度, 揭示这些区域的岩石圈地幔在显生宙时期受到强烈构造热事件影响.

5 不均匀的岩石圈地幔改造和置换过程

5.1 东部地区

在地幔密度方面, 华北东部地区现今标准温压下

岩石圈地幔密度总体变化于3.33~3.38g cm⁻³(表5; 图6和7), 明显高于典型太古宙岩石圈地幔密度, 印证了东部块体古生代时期所具有的太古宙岩石圈地幔经历后期改造作用而表现为非太古宙(如古元古代-显生宙)岩石圈地幔特征. 华北东缘及部分热流值偏高地区, 岩石圈地幔密度高达3.36~3.38g cm⁻³, 说明后期改造程度相对较高. 华北西南缘岩石圈偏厚部分地区地表热流值相对较低, 岩石圈地幔密度为3.33~3.34g cm⁻³, 隐含着后期较弱的改造过程; 在捕虏体化学组成方面, 华北东部地区周缘, 中、新生代时多数地区岩石圈地幔捕虏体为饱满的二辉橄榄岩(橄榄石Mg[#]<92), 与上覆古老地壳是解耦的, 即在古老地壳之下原本的古老难熔地幔已被新生饱满的岩石圈地幔强烈改造和置换(Zheng等, 2006, 2007); 同时, 地幔单斜辉石的Ca/Al、稀土配分模式及Sr同位素组成, 记录了多阶段交代改造作用(宗克清和刘勇胜, 2018). 此外, 大别-苏鲁造山带地体橄榄岩中的锆石具有复杂的U-Pb年龄组成和Hf同位素特征, 揭示了华南陆块深俯冲作用对华北陆块东南缘岩石圈的强烈改造过程(Zheng等, 2014; Li等, 2016). 总体来看, 地幔密度和捕虏体化学组成所记录的地质过程可以相互印证, 都显示华北东部经历的强烈改造作用限制于东缘, 中部和西部的改造相对较弱.

岩石包体温压、地热学及多种地震学等不同方法得到岩石圈厚度尽管有一定的差异, 但都显示华北陆块东部地区岩石圈相对典型太古代块体较薄. 华北东

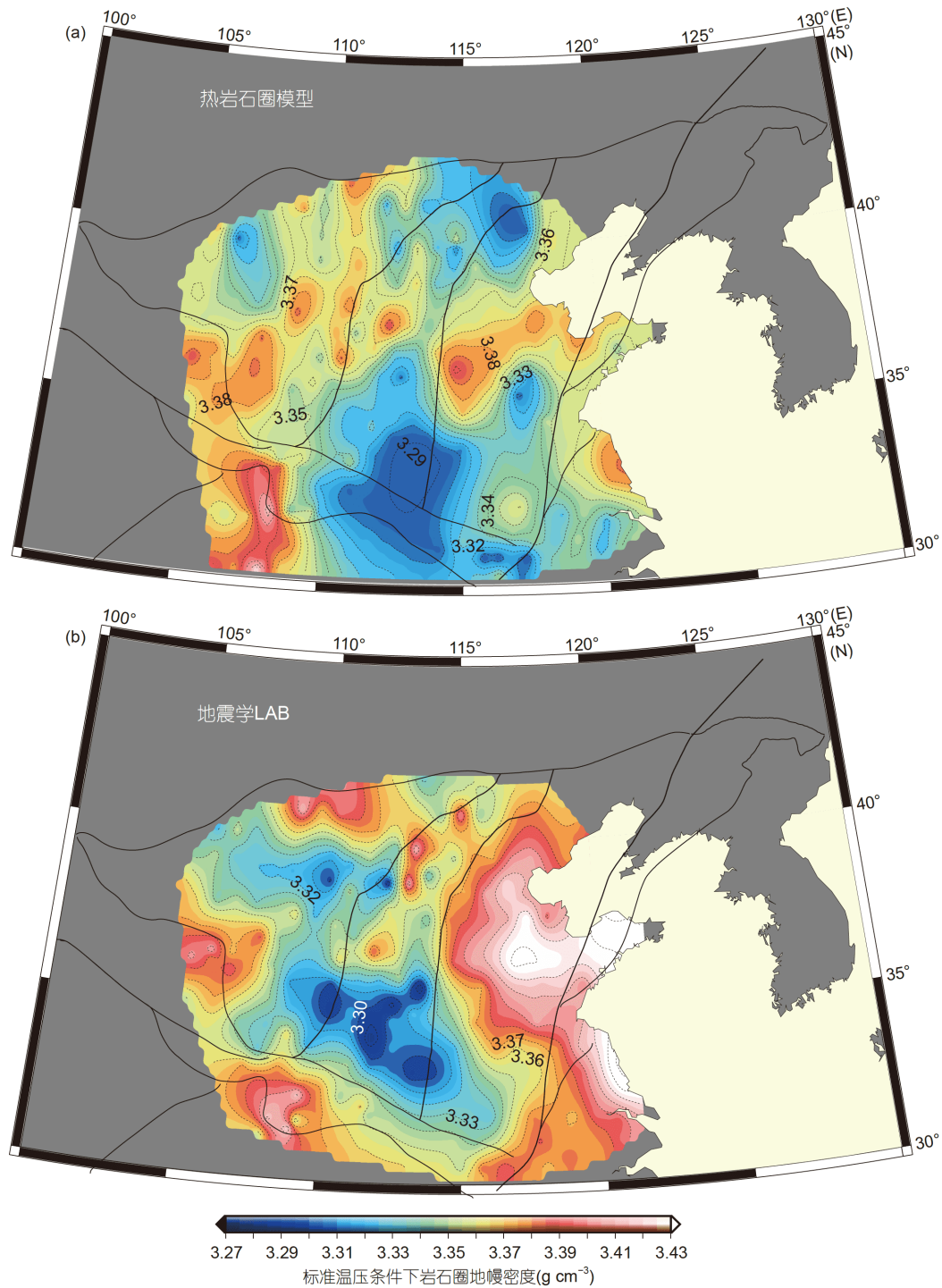


图 6 标准温压状态下岩石圈地幔密度热岩石圈结构模型(a)和S波接收函数岩石圈结构模型(b)

据Chen(2010)和Zhang等(2019). 受偏低地表热流值影响, 中部过渡区北缘由热岩石圈结构模型约束的地幔密度偏低, 可能存在较大误差

部除少数地区地幔包体有石榴石相橄榄岩报道外, 大部分地区的中-新生代火成岩所携带的地幔岩石包体是尖晶石相橄榄岩, 指示了东部地区岩石圈厚度

<80km(郑建平, 1999, 2009). 华北东部大部分区域的热岩石圈厚度不足140km, 其中岩石圈深大断裂带区(如郯庐断裂带)附近甚至低于100km, 热岩石圈厚度较

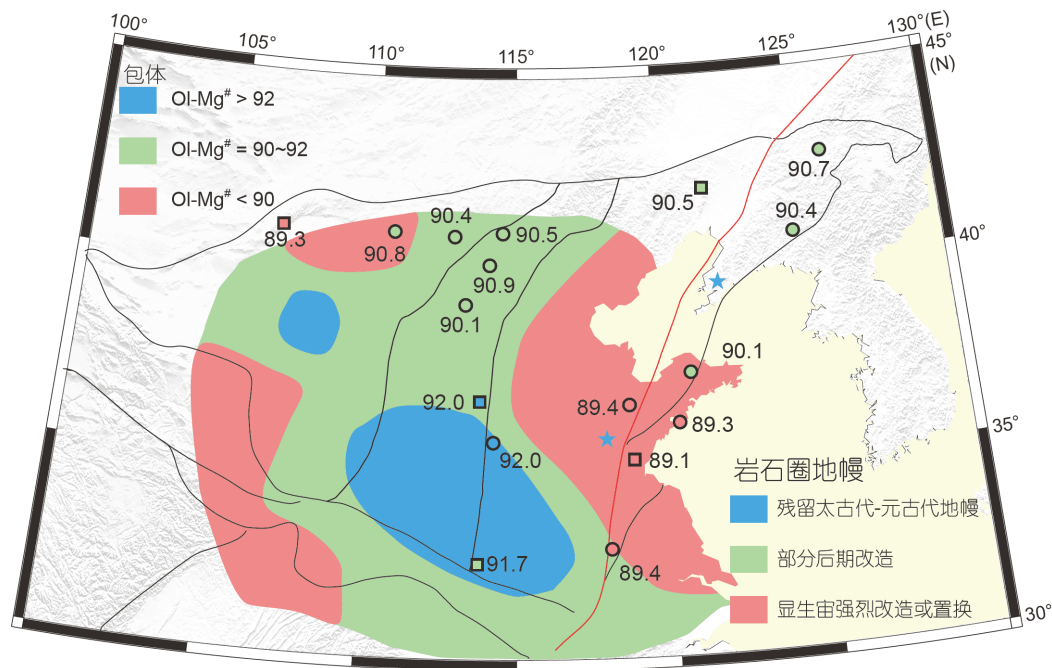


图 7 华北陆块岩石圈地幔密度揭示的岩石圈地幔性质示意图
图中包体出露点数据为橄榄岩Mg[#], 参考文献与图4相同; 中部过渡区北缘主要参照图6(b)

表 6 华北地块岩石圈地幔捕虏体计算得到的密度^{a)}

位置	Mg [#]	密度 (g cm ⁻³)	参考文献
阜新	90.5	3.36	Zheng等(2007)
符山	92.2	3.33	Xu等(2010)
狼山	89.3	3.37	Dai等(2018)
信阳	91.7	3.34	Zheng等(2005a)
莒南	89.1	3.38	Ying等(2006)
青岛	89.3	3.37	Xiao等(2010)
辉南	90.7	3.35	Lin等(2019)及其参考文献
宽甸	90.4	3.36	Lin等(2019)及其参考文献
集宁	90.4	3.36	Liu等(2011)及其参考文献
汉诺坝	90.5	3.36	Liu等(2011)及其参考文献
阳原	90.9	3.35	Liu等(2011)及其参考文献
繁峙	90.1	3.36	Liu等(2011)及其参考文献
鹤壁	92.1	3.33	Zheng等(2001, 2005b)
女山	89.4	3.37	Xu等(1998)
山旺	89.4	3.37	Zheng等(1998, 2005b, 2006)
栖霞	90.1	3.36	Zheng等(1998)、Rudnick等(2004)
四子王旗	90.8	3.35	Wu等(2017)

a) 密度为标准温压条件下, 计算公式来自于Lee(2003)

大的(如120~140km)地区仅在其西南缘的部分地区(图5a)。人工测深地震剖面结果显示, 岩石圈底界在华北东部为75~90km(李松林等, 2011; 王帅军等, 2014; 刘志等, 2015)。接收函数限定的岩石圈底界在华北东部大部分地区变化于70~110km, 仅在其西南缘达到140km(Chen等, 2014)。面波层析成像得到的华北东部岩石圈厚度为70~140km(Huang等, 2009)。这些不同方法所得到的结果都表明, 华北东部大部分地区的岩石圈底界<120km, 远低于北美Superior、南非Kaapvaal等典型太古宙克拉通地区。

总之, 岩石圈密度、厚度及地表热流值和岩石包体等不同方法, 均揭示出华北克拉通东部遭受了显著的减薄和破坏, 其岩石圈地幔性质也受到不同程度改造, 并显示空间上不均一性特点, 例如东部除其西南缘改造相对较弱, 还保留少量早元古代岩石圈性质地幔外, 多数地区已被显生宙岩石圈地幔所取代(置换), 特别是其边缘和内部的岩石圈深大断裂带(如郯庐断裂带区)。

5.2 中部过渡区

重力分离计算结果揭示华北中部过渡区的北侧标

准温压条件下岩石圈地幔密度为 $3.35\sim 3.37\text{ g cm}^{-3}$, 与元古宙岩石圈地幔密度较为吻合($3.34\sim 3.37\text{ g cm}^{-3}$)。其中北段, 包括繁峙、大同、阳原、集宁、汉诺坝等地, 地幔包体主体为饱满的二辉橄榄岩, 橄榄石 $\text{Mg}^\#$ 变化于90~91, 利用 $\text{Mg}^\#-\rho$ 关系计算得到密度为 $3.36\sim 3.37\text{ g cm}^{-3}$ (表4), 与重力分离计算结果较为一致。橄榄岩包体部分有古元古代Re-Os年龄记录(2.1~1.8Ga; Liu等, 2011)。上述证据揭示, 华北中部地区北段岩石圈呈元古宙地幔特征, 受到明显后期改造, 这些影响过程可能包括前寒武纪时期的陆块拼合及显生宙时古亚洲洋的闭合释放熔流体改造。

中部过渡区的中-南段岩石圈地幔密度相对较低, 通过重力分离计算得到标准温压条件下的密度为 $3.32\sim 3.34\text{ g cm}^{-3}$, 介于典型太古宙岩石圈地幔密度($3.31\sim 3.33\text{ g cm}^{-3}$)与古元古代岩石圈地幔密度($3.34\sim 3.37\text{ g cm}^{-3}$)之间(表5; 图6和7), 暗示这一区域有太古宙岩石圈地幔残留, 后期改造相对较弱。中部过渡区中段(如符山和鹤壁的)地幔岩石包体有难熔的尖晶石方辉橄榄岩, 具有太古宙年龄(Sun等, 2012; Zheng等, 2007)和较高的橄榄石 $\text{Mg}^\#$ 值(92~93), 为古老地幔的浅部残留(Zheng等, 2001); 中部过渡区的南侧, 信阳岩石圈地幔不同物理化学结构得到不同结果, 可能揭示了该区经历复杂改造后仍残留古元古宙地幔物质, 如这里的地幔橄榄石平均 $\text{Mg}^\#$ 为91.7, 标准温压下岩石圈地幔密度为 $3.31\sim 3.33\text{ g cm}^{-3}$, 同时这一地区地表热流值相对偏低 $45\sim 55\text{ mW m}^{-2}$ (图3a, He, 2015; Jiang等, 2019), 上述参数均揭示信阳地区岩石圈残留古元古宙地幔特征。S波接收函数、S波层析成像的结果也都显示岩石圈厚度为110~120km(Huang等, 2009; Zhang等, 2019), 比典型太古宙克拉通区偏小而与古元古代稳定区特征一致。

岩石圈地幔密度计算结果及深部岩石包体证据均指示, 华北中部过渡区的北段与中南部地幔性质也有一定的差异。北段岩石圈地幔相对饱满, 而在中南部(特别是中部)还有太古代克拉通浅部岩石圈地幔残留。

5.3 西部地区

华北西部岩石圈地幔标准温压状态下, 密度整体变化于 $3.34\sim 3.37\text{ g cm}^{-3}$, 未显示典型的太古宙岩石圈地幔特征。岩石圈地幔密度结构表现为华北西部整体呈元古宙特征, 而在其南、北边缘显示显生宙特征(表

5; 图6和7)。近期的高质量地表热流值测量结果表明(He, 2015; Jiang等, 2019), 华北西部地区地表热流值与东部地区整体相似, 为 $60\sim 75\text{ mW m}^{-2}$, 该值远高于太古宙稳定克拉通地区地表热流值, 仅西缘少部分地区为 $45\sim 50\text{ mW m}^{-2}$, 显示太古宙典型地表热流值特征(图3a)。

基于最新高分辨率地壳模型及地表热流值测定基础上计算所获得的热岩石圈结构模型(图5), 可见华北西部地区热岩石圈厚度在东缘为110~130km, 仅在西缘低地表热流值($45\sim 50\text{ mW m}^{-2}$)的地区可达到140~150km。这些结果与前人的热岩石圈厚度(Sun等, 2013; Liu等, 2016; Yan等, 2019)、面波层析成像(Huang等, 2009)及超长人工源折射剖面地震工作(王帅军等, 2014; 李松林等, 2011)等所揭示的岩石圈厚度比较一致, 而比由P波各项异性(Wei等, 2016)和S波接收函数(Chen等, 2009; Chen, 2010; Zhang等, 2019)约束的结果略薄。这些不同地球物理学方法尽管给出了不一致的华北西部岩石圈厚度结果, 但都显示岩石圈内部存在不连续界面(Chen等, 2014; Sun和Kennett, 2017; Zhang等, 2019)。有关这一界面的成因, 不同作者虽然还有不同的解释(Thybo, 2006; Karato等, 2015; Chen, 2017; 徐义贤等, 2019), 但它可能为西部边缘易于受外界影响而发生减薄和破坏创造了条件(Liu等, 2018b; Wang等, 2018)。不同地球物理方法约束的LAB深度存在差异的现象, 实际上也普遍存在于全球其他克拉通地区(Artemieva和Mooney, 2002)。可能与对岩石圈底界的定义、岩石圈内部存在不均一性及各向异性(Artemieva, 2009, 2011; Eaton等, 2009; Sleep, 2003)、或地震层析成像中参考模型在220km处内置低速层(Kennett, 2006)等多种因素有关。例如, 岩石圈与软流圈之间边界层实际上有热边界层、流变边界层、岩石边界层等多种定义, 而地表热流结果对应的热边界层通常要比由部分接收函数结果所对应的流变学或岩石学边界层浅(Artemieva, 2009, 2011; Artemieva和Mooney, 2002), 即通常所说的岩石圈-软流圈边界深度有一定范围, 热边界层和流变边界层/岩石边界层可能分别代表着边界层的顶和底。

从地质观测上看, 在显生宙时期, 华北西部地区边缘地区发育岩浆、构造活动(Zhang等, 2014)。例如, 其北缘及西南缘岩石圈地幔标准温压条件下密度 $>3.37\text{ g cm}^{-3}$, 表现为典型的显生宙岩石圈地幔特点。晚

中生代至新生代西部地区的北缘火山岩研究显示, 岩浆源区普遍存在再循环洋壳物质, 且其北缘的岩石圈厚度薄($\sim 80\text{km}$, Guo等, 2014; Dai等, 2019), 与面波层析成像一致(Huang等, 2009). 这些火山岩携带的橄榄岩包体研究表明(Wu等, 2017; Dai等, 2018), 华北西部北缘岩石圈地幔具有饱满、弱交代的特点. 这种饱满、弱交代特征的岩石圈地幔与浅部古老地壳是明显解耦的, 推测华北西北缘的地幔置换作用与古亚洲洋俯冲交代有关. 西部地区的西南缘地处青藏高原向东北方向扩展的前缘部位, 岩石圈地幔密度显示典型的显生宙性质($>3.37\text{g cm}^{-3}$); 此外远震面波成像结果表明, 祁连块体岩石圈地幔存在低速层(Wei等, 2017), 地震学各向异性研究也揭示高原北东向逃逸物质流主要存在于岩石圈地幔顶部(常利军等, 2011).

华北西部的核心地区依然保留了典型的太古宙岩石圈性质, 但也有些地区有较高的岩石圈地幔密度、偏高的地表热流值、较薄的岩石圈厚度, 显示非太古代的地幔性质. 这些特征可能指示华北西部岩石圈地幔也经历了不均一的改造. 例如, 华北北缘岩石圈地幔显示了强烈的改造和置换, 可能记录了周边块体的拼合. 华北西南缘地处青藏高原隆升的前缘位置, 岩石圈地幔密度显示出显生宙特征, 可能与印度-欧亚板块碰撞所引起的软流圈扰动有关.

6 主要认识

(1) 地球物理观察和地幔岩石包体是约束岩石圈结构组成及演化过程的重要手段. 与其他典型克拉通相比, 华北陆块现今地表热流值整体较高, 平均值 $>60\text{mW m}^{-2}$ (除中部过渡区南缘偏低外); Moho面温度总体变化为 $500\sim 850^\circ\text{C}$ (除西部地区南缘局部高于 900°C 外), 热岩石圈厚度为 $100\sim 170\text{km}$ (大部分地区 $<140\text{km}$).

(2) 原位高温状态下华北陆块岩石圈地幔密度为 $3.21\sim 3.26\text{g cm}^{-3}$ (常温状态下为 $3.33\sim 3.38\text{g cm}^{-3}$), 整体未显示典型的太古宙克拉通岩石圈地幔密度特征. 其中东部地区特别是其东缘岩石圈地幔具典型的显生宙岩石圈密度(常温状态下 $>3.36\text{g cm}^{-3}$), 仅在其南缘部分区域显生宙的改造影响较弱; 中部过渡区尽管也遭受过后期改造, 但范围及强度都相当有限; 西部地区整体岩石圈地幔密度为 $3.33\sim 3.36\text{g cm}^{-3}$, 北缘和西南

缘部分区域略高于 3.37g cm^{-3} , 显示较明显的受改造程度.

(3) 华北陆块岩石圈地幔整体受显生宙改造的影响, 仅在中部过渡区的内部及西部地区的核心有太古宙难熔岩石圈地幔残留($\text{Mg}^\#>92$). 其中华北东部的大多数地区以及西部的北缘及西南缘, 多显示出典型的显生宙饱满岩石圈地幔特征($\text{Mg}^\#<90$). 饱满地幔置换古老岩石圈主要与俯冲的古大洋板片回卷所引起的软流圈扰动有关.

致谢 感谢正副主编及三位审稿专家对本文所付出的心血. 利用岩石包体岩石学与地球物理学结合起来揭示岩石圈地幔属性和形成演化过程, 是一种尝试, 难免有不足之处, 欢迎批评指正. 感谢魏颖和林阿兵博士在岩石包体数据收集中的帮助.

参考文献

- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2011. 鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性研究. 中国科学: 地球科学, 41: 686–699
- 李松林, 赖晓玲, 刘宝峰, 王志铄, 何家勇, 孙译. 2011. 由诸城-宜川人工地震剖面反演结果看太行山两侧岩石圈结构的差异. 中国科学: 地球科学, 41: 668–677
- 刘志, 王夫运, 张先康, 段永红, 杨卓欣, 林吉焱. 2015. 华北克拉通东部地壳与地幔盖层结构——长观测距深地震测深剖面结果. 地球物理学报, 58: 1145–1157
- 王帅军, 王夫运, 张建狮, 嘉世旭, 张成科, 赵金仁, 刘宝峰. 2014. 华北克拉通岩石圈二维P波速度结构特征——文登-阿拉善左旗深地震测深剖面结果. 中国科学: 地球科学, 44: 2697–2708
- 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
- 徐义贤, 郑建平, 杨晓志, 夏群科. 2019. 岩石圈中部不连续面的成因及其动力学意义. 科学通报, 64: 2305–2315
- 张宏福. 2006. 橄榄岩-熔体相互作用: 岩石圈地幔组成转变的重要方式. 地学前缘, 13: 65–75
- 郑建平. 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社
- 郑建平. 2009. 不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生过程. 科学通报, 54: 1990–2007
- 郑建平, 戴宏坤. 2018. 西太平洋板片俯冲与后撤引起华北东部地幔置换并导致陆内盆山耦合. 中国科学: 地球科学, 48: 436–456
- 郑永飞, 徐峥, 赵子福, 戴立群. 2018. 华北中生代镁铁质岩浆作用与克拉通减薄和破坏. 中国科学: 地球科学, 48: 379–414
- 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, 徐义刚. 2019. 西太平洋板块俯冲与华北克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 49: 1346–1356
- 宗克清, 刘勇胜. 2018. 华北克拉通东部岩石圈地幔碳酸盐交代作用与克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 48: 732–752
- Afonso J C, Fernández M, Ranalli G, Griffin W L, Connolly J A D. 2008. Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: Methodology and applications. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q05008
- Amante C, Eakins B W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24
- Artemieva I M. 2006. Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416: 245–277
- Artemieva I M. 2009. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos*, 109: 23–46
- Artemieva I M. 2011. *The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach*. Cambridge: Cambridge University Press. 1–773
- Artemieva I M, Mooney W D. 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *J Geophys Res*, 106: 16387–16414
- Artemieva I M, Mooney W D. 2002. On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag. *Tectonophysics*, 358: 211–231
- Brey G P, K Hler T, Nickel K G. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites i. Experimental results from 10 to 60 kb. *J Petrol*, 31: 1313–1352
- Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull Seismol Soc Am*, 95: 2081–2092
- Carlson R W, Pearson D G, James D E. 2005. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. *Rev Geophys*, 43: 2004RG000156
- Cermak V, Rybach L. 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. In: Angenheister G, ed. *Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. Berlin: Springer-Verlag. 213–256
- Chen L. 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 L. 2017. Layering of subcontinental lithospheric mantle. *Sci Bull*, 62: 1030–1034
- Chen L, Jiang M, Yang J, Wei Z, Liu C, 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, Cheng C, Wei Z G. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 171–183
- Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J Geophys Res*, 100: 9761–9788
- Chu Z Y, Wu F Y, Walker R J, Rudnick R L, Pitcher L, Puchtel I S, Yang Y H, Wilde S A. 2009. Temporal evolution of the lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton. *J Petrol*, 50: 1857–1898
- Dai H K, Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, Xiong Q, Xu R, Su Y P, Ping X Q, Chen F K. 2019. Langshan basalts record recycled Paleo-Asian oceanic materials beneath the northwest North China Craton. *Chem Geol*, 524: 88–103
- Dai H K, Zheng J P, Xiong Q, Su Y P, Pan S K, Ping X Q, Zhou X. 2018. Fertile lithospheric mantle underlying ancient continental crust beneath the northwestern North China Craton: Significant effect from the southward subduction of the paleo-Asian ocean. *GSA Bull*, 131: 3–20
- Djomani Y H P, O'Reilly S Y, Griffin W L, Morgan P. 2001. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth Planet Sci Lett*, 184: 605–621
- Eaton D W, Darbyshire F, Evans R L, Grütter H, Jones A G, Yuan X. 2009. The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109: 1–22
- Fan W M, Zhang H F, Baker J, Jarvis K E, Mason P R D, Menzies M A. 2000. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel? *J Petrol*, 41: 933–950
- Fischer K M, Ford H A, Abt D L, Rychert C A. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 38: 551–575
- 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
- Fullea J, Afonso J C, Connolly J A D, Fernández M, García-Castellanos D, Zeyen H. 2009. LitMod3d: An interactive 3-d software to model the thermal, compositional, density, seismological, and rheological structure of the lithosphere and sublithospheric upper mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q08019
- Gao S, Luo T C, Zhang B R, Zhang H F, Han Y W, Zhao Z D, Hu Y K. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 1959–1975
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, McDonough W F, Liu Y S. 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 198: 307–322
- Goodwin A M. 1996. *Principles of Precambrian Geology*. London: Academic Press

- Griffin W L, Andi Z, 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. 107–126
- Griffin W L, O'Reilly S Y, Ryan C G. 1999. The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: Fei Y W, Bertka C M, Mysen B O, eds. *Mantle Petrology: Field Observation and High pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. Houston: Geochemical Society Special Publication
- Guo P Y, Niu Y L, Ye L, Liu J J, Sun P, Cui H X, Zhang Y, Gao J P, Li S, Zhao J X, Feng Y X. 2014. Lithosphere thinning beneath west North China Craton: Evidence from geochemical and Sr-Nd-Hf isotope compositions of Jinling basalts. *Lithos*, 202–203: 37–54
- He L J. 2015. Thermal regime of the North China Craton: Implications for craton destruction. *Earth-Sci Rev*, 140: 14–26
- Herzberg C T, Carr M J, Fyfe W S. 1983. Density constraints on the formation of the continental Moho and crust. *Contrib Mineral Petrol*, 84: 1–5
- Huang Z X, Li H Y, Zheng Y J, Peng Y J. 2009. The lithosphere of North China Craton from surface wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 164–173
- Hofmeister A M, Criss R E. 2005. Earth's heat flux revised and linked to chemistry. *Tectonophysics*, 395: 159–177
- Jiang G Z, Hu S B, Shi Y Z, Zhang C, Wang Z T, Hu D. 2019. Terrestrial heat flow of continental China: Updated dataset and tectonic implications. *Tectonophysics*, 753: 36–48
- Kaban M K, Schwintzer P, Artemieva I M, Mooney W D. 2003. Density of the continental roots: Compositional and thermal contributions. *Earth Planet Sci Lett*, 209: 53–69
- Karato S I. 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography. *Geophys Res Lett*, 20: 1623–1626
- Karato S I, Ogunboji T, Park J. 2015. Mechanisms and geologic significance of the mid-lithosphere discontinuity in the continents. *Nat Geosci*, 8: 509–514
- Kennett B L N. 2006. On seismological reference models and the perceived nature of heterogeneity. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 129–139
- Lee C T A. 2003. Compositional variation of density and seismic velocities in natural peridotites at STP conditions: Implications for seismic imaging of compositional heterogeneities in the upper mantle. *J Geophys Res*, 108: 2441
- 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 N, Mühlhaus H. 2003. Longevity and stability of cratonic lithosphere: Insights from numerical simulations of coupled mantle convection and continental tectonics. *J Geophys Res*, 108: B62303
- Levander A, Schmandt B, Miller M S, Liu K, Karlstrom K E, Crow R S, Lee C T A, Humphreys E D. 2011. Continuing Colorado Plateau uplift by delamination-style convective lithospheric downwelling. *Nature*, 472: 461–465
- Li H Y, Chen R X, Zheng Y F, Hu Z. 2016. The crust-mantle interaction in continental subduction channels: Zircon evidence from orogenic peridotite in the Sulu orogen. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 687–712
- Lilley T. 2007. Conductivity Geothermometer. In: Gubbins D, Herrero-Bervera E, eds. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Dordrecht: Springer
- Lin A B, Zheng J P, Xiong Q, Aulbach S, Lu J G, Pan S K, Dai H K, Zhang H. 2019. A refined model for lithosphere evolution beneath the decratonized northeastern North China Craton. *Contrib Mineral Petrol*, 174: 15
- Liu J G, Rudnick R L, Walker R J, Gao S, Wu F Y, Piccoli P M, Yuan H L, Xu W L, Xu Y G. 2011. Mapping lithospheric boundaries using Os isotopes of mantle xenoliths: An example from the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 3881–3902
- Liu L, Morgan J P, Xu Y G, Menzies M. 2018a. Craton destruction 2: Evolution of cratonic lithosphere after a rapid keel delamination event. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 10069–10090
- Liu L, Morgan J P, Xu Y, Menzies M. 2018b. Craton destruction 1: Cratonic keel delamination along a weak midlithospheric discontinuity layer. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 10040–10068
- Liu Q Y, Zhang L Y, Zhang C, He L J. 2016. Lithospheric thermal structure of the North China Craton and its geodynamic implications. *J Geodyn*, 102: 139–150
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 120: 223–253
- O'Reilly S Y, Griffin W L. 2013. Moho vs crust-mantle boundary: Evolution of an idea. *Tectonophysics*, 609: 535–546
- O'Reilly S Y, Griffin W L, Poudjom Djomani Y H, Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in continental lithospheric mantle through time. *GSA Today*, 11: 4–10
- Pavlis N K, Holmes S A, Kenyon S C, Factor J K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J Geophys Res*, 117: B04406
- Pollack H N, Chapman D S. 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38: 279–296
- Pollack H N, Hurter S J, Johnson J R. 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Rev Geophys*, 31: 267–280
- Rudnick R L. 1992. Xenoliths-samples of the lower continental crust.

- In: Fountain D, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier. 269–316
- Rudnick R L, McDonough W F, O'Connell R J. 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chem Geol*, 145: 395–411
- Rudnick R L, Gao S, Ling W, Liu Y, McDonough W F. 2004. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. *Lithos*, 77: 609–637
- Schatz J F, Simmons G. 1972. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. *J Geophys Res*, 77: 6966–6983
- Seipold U. 1992. Depth dependence of thermal transport properties for typical crustal rocks. *Phys Earth Planet Inter*, 69: 299–303
- Shulgin A, Artemieva I M. 2019. Thermochemical heterogeneity and density of continental and oceanic upper mantle in the European-North Atlantic region. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 9280–9312
- Sleep N H. 2003. Survival of Archean cratonic lithosphere. *J Geophys Res*, 108: 2302
- Sun J, Liu C Z, Wu F Y, Yang Y H, Chu Z Y. 2012. Metasomatic origin of clinopyroxene in Archean mantle xenoliths from Hebi, North China Craton: Trace-element and Sr-isotope constraints. *Chem Geol*, 328: 123–136
- Sun W, Kennett B L N. 2017. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton. *Geophys Res Lett*, 44: 1302–1310
- Sun Y J, Dong S W, Zhang H, Li H, Shi Y L. 2013. 3D thermal structure of the continental lithosphere beneath China and adjacent regions. *J Asian Earth Sci*, 62: 697–704
- Tang Y J, Zhang H F, Nakamura E, Ying J F. 2011. Multistage melt/fluid-peridotite interactions in the refertilized lithospheric mantle beneath the north china craton: Constraints from the Li-Sr-Nd isotopic disequilibrium between minerals of peridotite xenoliths. *Contrib Mineral Petrol*, 161: 845–861
- Tang Y J, Zhang H F, Ying J F, Zhang J, Liu X M. 2008. Refertilization of ancient lithospheric mantle beneath the central North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. *Lithos*, 101: 435–452
- Tang Y J, Zhang H F, Ying J F, Su B X, Chu Z Y, Xiao Y, Zhao X M. 2013. Highly heterogeneous lithospheric mantle beneath the central zone of the North China Craton evolved from Archean mantle through diverse melt refertilization. *Gondwana Res*, 23: 130–140
- Thybo H. 2006. The heterogeneous upper mantle low velocity zone. *Tectonophysics*, 416: 53–79
- Wang Z, Kusky T M, Capitanio F A. 2018. On the role of lower crust and midlithosphere discontinuity for cratonic lithosphere delamination and recycling. *Geophys Res Lett*, 45: 7425–7433
- Wei W, Zhao D, Xu J, Zhou B, Shi Y. 2016. Depth variations of P-wave azimuthal anisotropy beneath Mainland China. *Sci Rep*, 6: 29614
- Wei X, Jiang M, Liang X, Chen L, Ai Y. 2017. Limited southward underthrusting of the Asian lithosphere and material extrusion beneath the northeastern margin of Tibet, inferred from teleseismic rayleigh wave tomography. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 7172–7189
- Wu D, Liu Y S, Chen C F, Xu R, Ducea M N, Hu Z C, Zong K Q. 2017. *In-situ* trace element and Sr isotopic compositions of mantle xenoliths constrain two-stage metasomatism beneath the northern North China Craton. *Lithos*, 288–289: 338–351
- Wu F Y, Walker R J, Ren X W, Sun D Y, Zhou X H. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chem Geol*, 196: 107–129
- Wu F Y, Walker R J, Yang Y H, Yuan H L, Yang J H. 2006. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 5013–5034
- Wu F Y, Yang J H, Xu Y G, Wilde S A, Walker R J. 2019. Destruction of the North China Craton in the Mesozoic. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 47: 173–195
- Xia B, Thybo H, Artemieva I M. 2017. Seismic crustal structure of the North China Craton and surrounding area: Synthesis and analysis. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 5181–5207
- Xia B, Thybo H, Artemieva I M. 2020. Lithosphere mantle density of the North China Craton. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125, e2020JB020296
- Xiao Y, Zhang H F, Fan W M, Ying J F, Zhang J, Zhao X M, Su B X. 2010. Evolution of lithospheric mantle beneath the Tan-Lu fault zone, eastern North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. *Lithos*, 117: 229–246
- Xu W L, Yang D B, Gao S, Pei F P, Yu Y. 2010. Geochemistry of peridotite xenoliths in early cretaceous high-Mg[#] diorites from the central orogenic block of the North China Craton: The nature of Mesozoic lithospheric mantle and constraints on lithospheric thinning. *Chem Geol*, 270: 257–273
- Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, Zhou X M, Huang X L. 1998. The nature of the Cenozoic lithosphere at Nushan, eastern China. 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. 167–195
- Xu Y G, Blusztajn J, Ma J L, Hart S R. 2006. In searching for old lithospheric relict beneath North China craton: Sr-Nd-Os isotopic composition of peridotite xenoliths from Yangyuan. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: A714
- Xu Y G, Blusztajn J, Ma J L, Suzuki K, Liu J F, Hart S R. 2008. Late Archean to early proterozoic lithospheric mantle beneath the western north china craton: Sr-Nd-Os isotopes of peridotite

- xenoliths from Yangyuan and Fansi. *Lithos*, 102: 25–42
- Xu Y X, Zhu L P, Wang Q Y, Luo Y H, Xia J H. 2017. Heat shielding effects in the Earth's crust. *J Earth Sci*, 28: 161–167
- Xu Y S, Shankland T J, Poe B T. 2000. Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *J Geophys Res*, 105: 27865–27875
- Yan D, Tian Y, Zhao D P, Liu C, Zhu H X, Li H H. 2019. Upper mantle temperature structure of the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 293: 106269
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Belousova E, Griffin W L. 2008. Mesozoic decratonization of the North China block. *Geology*, 36: 467–470
- Ying J, Zhang H, Kita N, Morishita Y, Shimoda G. 2006. Nature and evolution of Late Cretaceous lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Constraints from petrology and geochemistry of peridotitic xenoliths from Jūnan, Shandong Province, China. *Earth Planet Sci Lett*, 244: 622–638
- Zhai M G, Santosh M. 2011. The Early Precambrian Odyssey of North China Craton A Synoptic Overview. *Gondwana Res*, 20: 6–25
- Zhang H F, Goldstein S L, Zhou X H, Sun M, Zheng J P, Cai Y. 2008. Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re-Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts. *Contrib Mineral Petrol*, 155: 271–293
- Zhang S H, Zhao Y, Davis G A, Ye H, Wu F. 2014. Temporal and spatial variations of Mesozoic magmatism and deformation in the North China Craton: Implications for lithospheric thinning and decratonization. *Earth-Sci Rev*, 131: 49–87
- Zhang Y Y, Chen L, Ai Y S, Jiang M M. 2019. Lithospheric structure beneath the central and western North China Craton and adjacent regions from S-receiver function imaging. *Geophys J Int*, 219: 619–632
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res*, 107: 45–73
- Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, Hung S H. 2009. Reactivation of an Archean craton: Constraints from P- and S-wave tomography in North China. *Geophys Res Lett*, 36: L17306
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Liou J G, Zhang R Y, Lu F X. 2005a. Late Mesozoic-Eocene mantle replacement beneath the eastern North China Craton: Evidence from the Paleozoic and Cenozoic peridotite xenoliths. *Int Geol Rev*, 47: 457–472
- Zheng J P, Sun M, Zhou M F, Robinson P. 2005b. Trace elemental and PGE geochemical constraints of Mesozoic and Cenozoic peridotitic xenoliths on lithospheric evolution of the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 3401–3418
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yu C M, Zhang H F, Pearson N, Zhang M. 2007. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 5203–5225
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, Lu F X, Zhang M. 1998. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong peninsula, Sino-Korean craton, eastern China. *Int Geol Rev*, 40: 471–499
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, Lu F X, Zhang M, Pearson N J. 2001. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: Significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 57: 43–66
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yang J H, Li T F, Zhang M, Zhang R Y, Liou J G. 2006. Mineral chemistry of peridotites from Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic lithosphere: Constraints on mantle evolution beneath eastern China. *J Petrol*, 47: 2233–2256
- Zheng J P, Tang H Y, Xiong Q, Griffin W L, O'Reilly S Y, Pearson N, Zhao J H, Wu Y B, Zhang J F, Liu Y S. 2014. Linking continental deep subduction with destruction of a cratonic margin: Strongly reworked North China SCLM intruded in the Triassic Sulu UHP belt. *Contrib Mineral Petrol*, 168: 1028
- Zou D Y, Zhang H F, Hu Z C, Santosh M. 2016. Complex metasomatism of lithospheric mantle by asthenosphere derived melts: Evidence from peridotite xenoliths in Weichang at the northern margin of the North China Craton. *Lithos*, 264: 210–223

(责任编辑: 郑永飞)