科学通报 2009 年 第 54 卷 第 14 期: 1962 ~ 1973
专题: 华北克拉通破坏 评 述 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

拆沉作用与华北克拉通破坏

高山[①②], 章军锋[①], 许文良[③], 刘勇胜[①]

① 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;
② 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069;
③ 吉林大学地球科学学院, 长春 130061
E-mail: sgao@263.net

2009-03-12 收稿, 2009-05-04 接受
国家自然科学基金(批准号: 90714010, 90714005, 90814003, 40673019)、教育部和国家外国专家局高等学校学科创新引智计划(编号: B07039)和大陆动力学国家重点实验室与地质过程与矿产资源国家重点实验室科技部专项基金资助项目

摘要 综述了近年来对岩石圈拆沉作用化学和物理过程的研究及其对华北克拉通破坏的效应, 强调了榴辉岩熔体-橄榄岩反应形成的辉石岩源区及其导致的地幔化学不均一性是拆沉作用的地幔直接响应. 由此形成的来自辉石岩源区的玄武岩具有独特的矿物学和地球化学标志, 可很好地解释华北克拉通中生代玄武岩. 熔体-橄榄岩反应可能是导致克拉通岩石圈地幔富化、密度升高、弱化、最终失稳的重要原因. 其中熔体的性质是鉴别不同克拉通破坏机制的关键.

关键词
拆沉作用
华北克拉通
熔体-橄榄岩反应
榴辉岩
辉石岩

大陆与海洋是地球的两个基本单元, 虽然两者的地壳和岩石圈地幔的形成均与上地幔部分熔融产生玄武岩浆有关, 然而大陆岩石圈由于密度较低, 能够长期稳定, 难以被俯冲破坏而保留了地球上最古老(44 亿年)和完整的地质记录[1]. 而大洋岩石圈密度较大, 易于被俯冲, 因此现今大洋岩石圈年龄<2 亿年. 大陆中又以太古宙克拉通密度最轻、最冷, 具有>200 km的巨厚岩石圈根, 不易破坏, 因而能够稳定存在 25 亿年以上, 表现在太古宙以后无明显构造-岩浆-成矿活动, 现今也无明显地震活动, 而成为地球上最稳定的地区[2~9]. 然而, 华北克拉通却表现出与世界其他克拉通十分不同的特征[10~35]. 该克拉通保存有世界上罕见的大于 38 亿年的陆壳记录[36,37]. 自 18 亿年华北克拉通形成后至古生代, 它就一直保持相对稳定, 并存在巨厚的太古宙岩石圈根(包括下地壳和岩石圈地幔)[18,23]. 然而, 构造地质学、地幔包体和岩浆岩的岩石学和地球化学以及地球物理(包括地震和地热)研究均证明, 华北克拉通自中生代以来遭受了强烈的活化改造[8~35,38~49], 发生了大规模的构造变形和岩浆活动, 形成了多种类型的盆地, 并伴随产生了大量金属矿产和油气资源[44], 致使原有的克拉通的结构和性质遭到明显的破坏. 例如, 由新生代玄武岩及其中的地幔橄榄岩捕虏体所获得的华北克拉通现今岩石圈厚度在 60~80 km左右[10,11,15~17,45], 与地球物理探测所获得的岩石圈厚度相吻合[47~49], 且岩石圈地幔的性质与现代大洋地幔相似[10,11,15~17,45].

华北克拉通由于存在产于奥陶纪金伯利岩中的地幔包体和产于中生代-新生代不同时期玄武岩和侵入岩中的地幔包体, 而成为世界上唯一保留有大陆根破坏前后岩石圈地幔物质的地区, 而成为回答和研究大陆稳定与改造等地球动力学核心问题的最佳天然实验室之一[4~6]. 需要说明的是, 克拉通的破坏并非是华北克拉通独有的. 例如, 北美的Wyoming克拉通自中元古代以来也发生了减薄和破坏[5,6]. 对全球大陆地壳生长历史的研究表明, 现今大陆地壳质量的>60%形成于太古宙[50~52], 然而, 现今太古宙克

引用格式: 高山, 章军锋, 许文良, 等. 拆沉作用与华北克拉通破坏. 科学通报, 2009, 54: 1962~1973
Gao S, Zhang J F, Xu W L, et al. Delamination and destruction of the North China Craton. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0395-9

拉通仅约占全球大陆面积的 7%[53]，这表明先前存在的太古宙克拉通可能已被大量改造．一个典型的实例是南非的Kapvaal克拉通．该克拉通 3.2~3.5 Ga的地壳在 3.1 Ga时由于岩石圈地幔的拆沉作用而被改造[54]．因此，华北克拉通破坏是具有全球意义的世界级大陆动力学现象．也正是如此，华北克拉通岩石圈破坏(减薄、去根或置换)已成为继青藏高原和大别-苏鲁超高压变质带之后，我国又一在国际地球动力学界引起广泛关注的重大科学问题，已成为国际地球科学前沿研究领域．

本文在简述华北克拉通研究存在问题以及拆沉作用研究现状基础上，探讨了拆沉作用在华北克拉通破坏中的可能作用及其证据．

1 存在问题

通过几代人的努力，国内外学者围绕华北克拉通破坏已取得大量高水平成果(例如文献[10~35, 38~49])，但有关破坏作用的时间、空间、机制和驱动力等 4 个问题仍未解决:

(1) 破坏作用的时间． 虽然绝大部分学者认为华北克拉通岩石圈破坏发生在中新生代，但对破坏发生的起始时间和高峰期存在三叠纪、晚侏罗-早白垩世和晚白垩世-新生代等不同认识．Re-Os同位素与地质研究还表明[23]，破坏的时空分布可能是不均一的，可能不只一期，如华北克拉通中部带发生于 1.9 Ga，华北克拉通东部带则发生于中生代、新生代．

(2) 破坏作用的空间分布． 现有研究表明，中生代、新生代华北克拉通破坏作用主要发生在东部带，但是否影响到中部带和西部带，以及是否整个中国东部带均受到影响，大兴安岭-太行山-武陵山重力梯度带的形成与克拉通破坏之间有何关系[47]?

(3) 破坏作用的动力学机制． 目前提出的模型主要是热-化学侵蚀[10,13~22,30,33]和拆沉作用[12,23,24,26,29,34,42,43]两类，分别对应岩石圈破坏的化学-机械过程(自下而上)和物理过程(自上而下)两个不同的侧面；此外，还有橄榄岩-熔体相互作用[27,46]，岩石圈拉张和俯冲脱水模型[55]等．另外，破坏作用垂向深度上的分布，即下地壳和岩石圈地幔是整体(whole-sale)被破坏，还是有古老物质残留？目前的研究者从各自的角度分别强调了热-化学侵蚀和拆沉作用的重要性，这两种看似不相容的克拉通破坏机制是否存在内在联系?

(4) 破坏作用的构造驱动力． 是扬子与华北的陆陆碰撞，洋壳(如古太平洋、Mongol-Okhotsk 洋或 Solonker 洋)俯冲，冈瓦那大陆的裂解还是地幔柱的作用?

以上均是激烈争论的问题，这也正体现了华北克拉通破坏研究的活力所在．引起上述争论的主要原因之一在于，目前获得的有关该克拉通破坏的地质、地球化学和地球物理证据很多是多解和不确定的．例如，秦岭和华北克拉通岩石圈深部地震波速蘑菇云状构造被用来作为热侵蚀的重要地球物理证据[15,48]，然而类似的地震波速结构被用来解释Alboran Sea和Serra Nevada地区岩石圈拆沉作用[56~58]．

有关华北克拉通破坏研究现状和存在问题的更详尽的讨论见吴福元等人[59]．

在华北克拉通破坏重大研究计划新一轮研究中，寻找和研究更具有明确成因指示意义的标志和证据，对现有各种模型开展可证明的检验，是研究计划成败的关键所在．

2 拆沉作用

拆沉作用泛指由于重力的不稳定性导致岩石圈地幔、大陆下地壳或大洋地壳沉入下伏软流圈或地幔的过程．其中，重力不稳定性是拆沉作用的驱动力，其直接结果是造成岩石圈地幔和下地壳沉入软流圈，热的软流圈物质相应上涌至地壳下部置换冷的上地幔．岩石圈加厚是大陆岩石圈和下地壳拆沉的前奏．岩石圈加厚的作用包括两方面: (1) 促使基性下地壳转变为榴辉岩; (2) 迫使冷的、密度较大的岩石圈地幔沉入热的、浮力更大的软流圈中[60]．

俯冲大洋岩石圈中榴辉岩的拆沉再循环是板块构造的直接产物，其对地幔的影响已被广泛研究(例如夏威夷地区)[61,62]．但人们对大陆下地壳榴辉岩的再循环作用仍存在很多争议．

大陆下地壳榴辉岩与下覆岩石圈地幔的拆沉再循环作用被认为在地幔柱岩浆作用、地壳演化以及地幔化学不均一性的形成中起着重要作用[24,34,42,43,60,63~72]．其中榴辉岩(包括更广义的辉石岩)由于独特的物理和化学性质，在拆沉作用中扮演着决定性角色．榴辉岩的密度比岩石圈地幔的密度高 0.2~0.4 $g\cdot cm^{-3}$ [66,70,71,73]．这种差异将造成重力上的不稳定性，使榴辉岩拆沉再循环进入地幔中[63,64,66,69~72]．榴辉岩的熔点明显低于地幔橄榄岩[61,62,73~79]，因此一旦拆沉进入地幔，硅饱和的榴辉岩将被加热，熔融，形成长英质(英云闪

长-奥长花岗质或埃达克质)熔体，这种熔体与地幔橄榄岩反应将形成辉石岩，而辉石岩的熔融可形成玄武岩[61,62,74~79]. 然而，较少研究考虑了拆沉下地壳榴辉岩对幔源岩浆成分的影响[34,63,67~69,71,80,81].

拆沉作用是涉及壳幔交换的物理和化学过程，并导致山脉的隆升、岩浆作用、岩石圈的伸展减薄与盆地的形成. 下面将侧重讨论近年来国际上对拆沉作用涉及的化学和物理过程的研究. 有关拆沉作用导致山脉的隆升、岩石圈的伸展减薄与盆地的形成，可见参考文献[60].

2.1 拆沉作用的化学过程

由于下地壳主要由镁铁质岩石组成，因此下地壳的拆沉作用最直接的结果是造成大陆地壳向长英质方向演化，产生与其他行星不同的、独一无二的中性安山质或英云闪长质成分. 这一问题已在大量文献中讨论[24,34,42,43,63,65,73,80~88]. 下面重点讨论，近年来人们更为关注的榴辉岩拆沉进入地幔后的化学过程.

榴辉岩主要是玄武质的. 榴辉岩除密度高于下覆地幔外，另一重要特点是熔点比地幔二辉橄榄岩低约 300℃(图 1)[61,62,74~79]. 地幔的潜能温度为 1350~1400℃[70]，其随区域的变化幅度很少超过 100℃. 这一温度范围不仅将导致地幔橄榄岩发生熔融，而且将造成榴辉岩更大程度的熔融. 大量实验研究证明，玄武质的榴辉岩部分熔融产生的熔体是长英质的英云闪长-奥长花岗-花岗闪长(TTG)质或埃达克质岩浆[89~93]. 实验结果进一步表明，这种硅过饱和的熔体与地幔橄榄岩反应将形成辉石岩或石榴辉石岩[62,74~79]. 辉石岩和石榴辉石岩的熔融温度同样低于地幔橄榄岩，因此榴辉岩熔体对地幔的反应交代形成辉石岩和石榴辉石岩，将进一步促使地幔部分熔融. 辉石岩和石榴辉石岩部分熔融熔体的成分可从碱性玄武岩至苦橄岩[61,62,74~79]. 许多研究者认为，地幔柱玄武岩即是俯冲洋壳榴辉岩熔体与地幔橄榄岩反应形成辉石岩或石榴辉石岩部分熔融的产物，或至少其中含有榴辉岩或辉石岩组分[61,62,74~79]. 例如，Sobolev等人[62]的研究表明，洋中脊玄武岩、洋岛-大陆玄武岩以及科马提岩中含有的辉石岩-榴辉岩熔体组分比例分别为 10%~ 30%，>60%和 20%~30%. 大陆下地壳成因的榴辉岩或辉石岩被广泛用来解释地幔的EMI组分[34,67~71]. 因此，低熔点的拆沉榴辉岩可能在不同构造环境的地幔玄武岩源区的改造、熔融和熔体产率方面起到的作用比以往认为的重要得多[34,61,62,67~71,81].

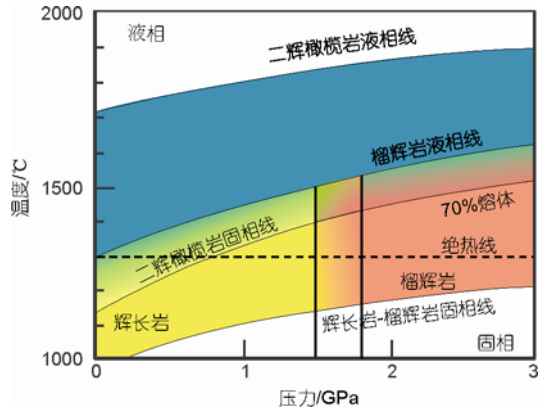

图 1 实验获得的干二辉橄榄岩和榴辉岩的熔融关系[70]
虚线表示 1300℃的地幔绝热参考线. 榴辉岩一旦进入正常温度的地幔即将发生熔融. 在干的二辉橄榄岩发生熔融之前，约 70%的榴辉岩将熔融. 两条垂直线分开了榴辉岩区与辉长岩区. 介于两线之间为两种岩石的混合区[70]

2.2 榴辉岩熔体-橄榄岩反应的化学标志

拆沉进入地幔的榴辉岩将发生部分熔融，所产生的熔体有两种命运. 第一，它们在上升穿过地幔时未被耗尽，最终将进入地壳，形成携带有地幔特征的高镁($Mg^{\#}$>45)埃达克质岩浆岩，因为榴辉岩本身部分熔融形成的埃达克质岩浆$Mg^{\#}$<45[19,24,41,42,75]. 第二，榴辉岩熔体将与地幔橄榄岩反应而耗尽. 实验表明，榴辉岩部分熔融产生的TTG或埃达克质熔体与地幔橄榄岩反应将消耗硅不饱和的橄榄石，形成辉石岩或石榴辉石岩. 有关高镁TTG或埃达克岩成因近年来已有大量文献讨论，可参考相关文献[24,42,43,75,94~100]. 下面将集中讨论来自被榴辉岩熔体交代地幔的玄武岩熔体特征. 它们与高镁TTG或埃达克质熔体分别代表了榴辉岩熔体与地幔反应导致的壳幔交换作用对地壳与地幔效应.

由于来自榴辉岩或石榴辉石岩的熔体均与残余体石榴石平衡，由此产生的TTG或埃达克质熔体以轻重稀土元素明显分异(高La_N/Yb_N)、高Sr/Y比值、高Th/U比值、但低Lu/Hf比值为特征[24,34,42,43,61,62,88,89,92,97,99,100]. 这种熔体与橄榄岩反应产生的辉石岩及由此部分熔融产生的玄武岩将继承上述TTG或埃达克质熔体特征，而明显不同与地幔橄榄岩部分熔融产生的玄武质岩浆. 原始玄武质岩浆的成分亦可有效鉴别源区性质和其形成的压力条件[79](图 2(a)). 此外，辉石岩源区中不存在橄榄石，由此产生的玄武岩熔体比橄榄岩源区产生的玄武岩熔体具有高的Ni/MgO比值、更低

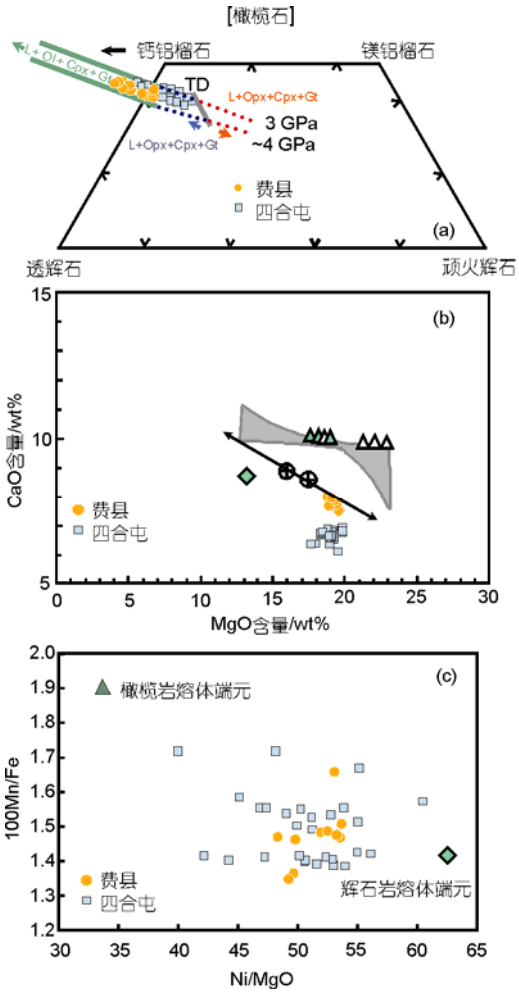

图 2　原始玄武岩岩浆成分图

(a) 矿物组分(Mole %)投影图及 3～4 GPa共结点[79]. TD为成分空间中富橄榄石与富SiO_2熔体之间的热分界; L，液体; Opx，斜方辉石; Cpx，单斜辉石; Gr，石榴石; Ol，橄榄石. (b) MgO对CaO图解. 图中实心三角和空心三角代表来自橄榄岩的玄武岩原始熔体和固相线熔体[62,79]; 实心菱形代表来自辉石岩的熔体[79]. 阴影区为压力为 3~7 GPa堆晶部分熔体的成分[79]. 带加号的实心和空心圆表示高SiO_2和低SiO_2的夏威夷玄武岩熔体[79]. 向右和向左箭头分别表示橄榄石增加和减少方向. (c) 与Ni/MgO对 100Mn/Fe比值图解. 图中来自橄榄岩和辉石岩端元的熔体成分据Sobolev等人[62]. 华北克拉通早白垩世辽西四合屯玄武岩和鲁西费县玄武岩原始岩浆数据据Gao等人[34]

的1000 Mn/Fe比值和更低的CaO含量[34,61,62,79,81]. 例如, Herzburg[79]的实验表明, 无论是亏损还是富集的地幔橄榄岩, 其产生的玄武岩原始熔体, 一直到压力为 7.0 GPa, CaO含量均稳定在 10%左右, 而来自辉石岩的熔体[62]的CaO含量明显<10%. Sobolev等人[62]的实验研究表明(图 2(b)), 橄榄岩部分熔融产生的熔体Ni/MgO比值约 34, 1000Mn/Fe比值约为 1.9, 而辉石岩部分熔融产生的熔体Ni/MgO比值约 62, 1000 Mn/Fe比值约为 1.4(图 2(c)). 同位素组成上, 来自大陆下地壳榴辉岩熔体-橄榄岩反应的辉石岩源区的玄武岩将继承榴辉岩熔体的高放射性成因Sr和Os同位素比值、低放射性成因Nd和Pb同位素比值等EMI地幔组分特征[34,69].

矿物学上, 由于来自榴辉岩部分熔融产生的TTG或埃达克质熔体与地幔橄榄岩反应将消耗硅不饱和的橄榄石, 形成无橄榄石的辉石岩或石榴辉石岩. 由于橄榄石斑晶是玄武岩中最早晶出的矿物, 能够最好地记录原始玄武岩浆的特征, 因此来自辉石岩或石榴辉石岩源区的玄武岩浆, 其中晶出的橄榄石斑晶将具有高Ni含量、高 100Ni/Mg和Ni/(Mg/Fe)/100 比值, 低 100Mn/Fe比值[60,61].

上述玄武岩全岩及其中橄榄石斑晶成分特征为示踪玄武岩中榴辉岩或辉石岩组分提供了有效指标. 进一步根据元素和同位素特征可区别大陆下地壳成因和俯冲洋壳成因的榴辉岩. 前者应具有大陆下地壳的地球化学特征, 如低的放射性成因Pb同位素比值, 低的Nd同位素比值以及Nb-Ta亏损, Pb富集. 而后者应具有大洋地壳的特征, 如具有高的放射性成因Pb同位素, 与MORB相当的Nd同位素组成. 但由于岩石的化学组成存在区域性变化, 上述元素和同位素一般原则应综合应用, 同时应结合区域岩石的实际地球化学特征. 例如, 来自华北克拉通东南缘徐淮地区产于高镁闪长岩中的榴辉岩和石榴辉石岩包体[42]中含有的前寒武纪继承锆石与华北克拉通一致, 均以 2.5 和 1.9 Ga为特征, 这些包体具有典型的地壳亏损Nb-Ta和富集Pb的元素特征. 它们是华北克拉通前寒武纪大陆下地壳基底镁铁-超镁铁质岩石于三叠纪华北与扬子克拉通碰撞加厚的产物[24,42]. 但这些大陆下地壳包体及及寄主的高镁闪长岩却具有与洋壳(MORB和沉积物)相同的高Pb同位素组成(许文良和高山未发表资料).

2.3　拆沉作用的物理过程

如前所述, 拆沉作用(Delamination)泛指由于重力不稳定导致岩石圈地幔和/或下地壳沉入软流圈或深部地幔的过程. 高山和金振民[60]认为将“delamination”译为“拆沉作用”能同时准确体现其所代表的部分岩石圈相对其余部分的分离(即“拆”的过程)和重力不稳定性导致的下沉(即“沉”的过程). 对这两个物理过程的了解和把握直接涉及拆沉作用的最本质的动力学

机制问题. 围绕这两个过程, 前人已提出了各种拆沉模型[60]. 已提出的下地壳拆沉模型可分为两种: 第一种是岩石圈地幔(或与下地壳一起)作为一个整体拆沉(参考文献[60]及其中包含的 1997 年以前的文献; 文献[66,69~71]), 这也是目前比较为人认可的经典模型; 第二种是下地壳单独拆沉, 即下地壳穿过刚性的岩石圈地幔拆沉进入软流圈[99,101,102]. 对岩石圈拆沉作用的数值模拟结果大都倾向于支持岩石圈地幔单独或与下地壳一起发生拆沉[66,68,103~105].

由岩石圈不同部分密度上的差异导致的上重下轻是拆沉作用发生的前提条件. 对这种密度差异的成因认识有两种观点: 一种观点简单地认为岩石圈地幔温度较低而具有相对大的密度所以可以下沉进入热的软流圈[104,105], 但综合考虑温度和压力影响的岩石圈密度剖面计算结果并不支持该观点[106]; 为更多人认同的观点是认为加厚下地壳镁铁-超镁铁岩石相变为高密度的榴辉岩是造成岩石圈拆沉作用的主因, 并可以合理解释相关的地壳成分演化、岩浆作用、以及地幔化学不均一性等一系列重要科学问题[24,34,63~66,69,72,73,82~84,87,100].

岩石圈中最显著的岩石学和力学界面是莫霍面, 莫霍面附近的榴辉岩化下地壳被认为直接控制了拆沉作用的发生[107], 而壳幔流变强度和黏度的耦合程度则直接决定了拆沉作用中"拆"的过程发生的难易程度[66]. 对来自华北克拉通下地壳镁铁质麻粒岩的高温高压流变学实验研究表明其流变性强度远低于岩石圈地幔和中上地壳, 相对力学强度在岩石圈中最低, 流动性最好[108]. 然而一旦麻粒岩相变为榴辉岩, 其流变强度和黏度将与上地幔方辉橄榄岩相当, 而明显高于典型的地壳岩石(如镁铁质麻粒岩、长英质麻粒岩、长英质侵入岩等)(图 3)[113,115], 说明大陆下地壳和相变后的榴辉岩质下地壳及岩石圈地幔之间是比较容易发生拆沉的. 而拆沉的榴辉岩因与地幔橄榄岩有相似的流变学强度和黏度, 决定了其很难单独拆沉, 应与地幔橄榄岩一起发生拆沉才有可能.

岩石圈拆沉作用中"沉"的过程一方面取决于拆沉物质与下覆岩石圈之间密度差异的大小, 同时也取决于它们之间黏度差异的大小, 前者反映了导致下沉的向下的力的大小, 后者则决定了下沉能否发生或下沉的速度. 人们对拆沉作用的规模和速度仍缺乏研究. 一般认为, 拆沉作用是快速大规模的过程. 然而, 如果榴辉岩与下覆地幔岩石密度相差不大, 按

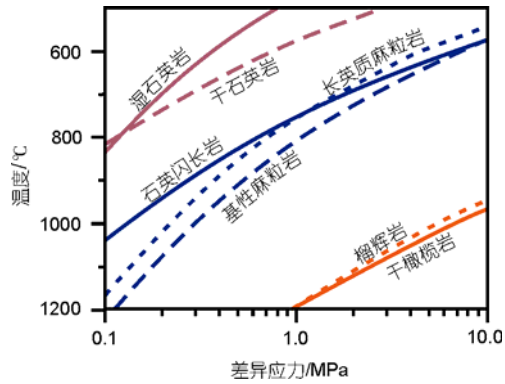

图 3 常见壳幔岩石流变强度对比图(应变速率 10^{-14} s^{-1})

曲线数据来自: 湿石英岩[109]; 干石英岩[110]; 石英闪长岩[111]; 基性麻粒岩[108]; 长英质麻粒岩[112]; 榴辉岩[113]; 干橄榄岩[114]

照已有的麻粒岩、榴辉岩、橄榄岩流变学数据, 也可能发生长周期、小规模的拆沉作用. 每次拆沉的物质的量可能不会很大, 但可能会因持续进行而维持一个相对较长的周期或在较大的区域上同时或先后发生, 直到所有的下地壳榴辉岩消耗完为止, 其最终的累积规模主要取决于下地壳的榴辉岩规模. 这是需要今后深入研究的问题. 然而, 熔体交代可导致岩石圈地幔富化(refertilization, rejuvenation)[8,9], 增加岩石圈地幔的密度, 使其弱化, 从而有利于拆沉作用的进行. 导致原本的刚性岩石圈地幔发生弱化的其他外部条件还包括升温, 部分熔融和水逸度增加或断裂带的存在等[114,116]. 数值模拟结果表明, 高温和高水逸度环境可以一方面促进麻粒岩向榴辉岩的转化, 同时可以有效软化刚性的岩石圈地幔, 从而促进拆沉作用的发生, 特别是在较热的岛弧和大陆拉张地区[66,107].

3 华北克拉通破坏拆沉作用模型及其存在问题

热-化学侵蚀和拆沉作用是华北克拉通破坏的两种主要模型. 两种模型均不同程度解释了有关华北克拉通破坏或岩石圈减薄所观察到的现象(详见吴福元等人[59]). 其中, 拆沉作用较好解释了: (1) 华北克拉通广泛存在高镁埃达克质岩浆岩及在徐淮-鲁西地区其中还含有榴辉岩和石榴辉石岩以及地幔橄榄岩包体[24,42,43]. 其中寄主的高镁埃达克质岩浆岩中存在大量华北克拉通前寒武纪基底特征的以 2.5 Ga为主的继承锆石. 这些高镁埃达克质侵入岩被解释为拆沉榴辉岩部分熔融产生的熔体穿过地幔时与地幔反

应的产物[24,42,43]. 埃达克质岩浆岩的广泛存在，特别是榴辉岩的出现无疑证明了华北克拉通中生代存在加厚的高原，这是拆沉作用的前提. (2) 华北克拉通中新生代玄武岩及橄榄石和辉石中存在明显的大陆下地壳榴辉岩组分特征[34,81]. 矿物学、地球化学和高温高压实验均表明，鲁西产于高镁闪长岩中的纯橄榄岩包体是来自榴辉岩的埃达克质熔体与地幔橄榄岩反应的产物[43]. (3) 华北克拉通存在的幕式岩浆活动[26]. 由于拆沉作用将导致软流圈上涌，使地壳加热，从而产生大规模岩浆活动，因此拆沉作用应预期岩浆的集中活动. (4) 华北克拉通及整个中国东部地壳整体和下地壳相对低的地震波速度和泊松比值，下地壳包体中具有较多的中性和长英质麻粒岩以及中国东部地壳成分研究均证明了华北克拉通及整个中国东部具有较全球大陆更演化的地壳组成，下地壳含有更多的长英质物质[82~84,117~119]. (5) 地幔包体的Os同位素研究表明，华北克拉通东部带古生代岩石圈地幔是太古宙的，而新生代的岩石圈地幔是年轻的，与现在对流地幔一致，尚未发现太古宙地幔残余，两时期岩石圈地幔性质截然不同，早先存在的古老岩石圈地幔在新生代时已不复存在[23,25,28,120].

然而，现有的拆沉作用模型仍难以解释以下现象[14,59]: (1) 如果在早白垩世之前有拆沉作用发生，为何未见到同时的玄武岩喷发? (2) 华北克拉通中生代岩浆活动持续了约 100 Ma，如此长的时间与一般认为的拆沉作用应导致的短期内强烈岩浆活动不符[14]. (3) 古生代华北克拉通岩石圈地幔是亏损的，应具有低的密度，即使有榴辉岩下地壳存在也难以抵消岩石圈地幔的浮力.

4 榴辉岩熔体-橄榄岩反应对华北克拉通破坏机制的制约

以往对华北克拉通拆沉作用岩浆岩的研究主要限于壳源埃达克质岩浆岩(包括低镁和高镁者)[24,42,43,101,121,122]，很少从幔源岩浆岩的角度开展对拆沉作用的研究[34,123]. 虽然国际上已有不少与拆沉作用有关的幔源岩浆岩地球化学示踪研究，但仍无相关的矿物学研究.

按照拆沉模型应预期，榴辉岩拆沉进入地幔后由于其熔点较低，优先熔融，产生埃达克质岩浆，该埃达克质岩浆在上升过程中将与地幔橄榄岩反应产生辉石岩源区，辉石岩源区的部分熔融将产生具有辉石岩源区特征的玄武岩. 上述过程不仅应在地球化学而且应在矿物学方面留下证据. 为了验证和示踪华北克拉通岩石圈深部可能发生的再循环作用，我们对来自华北克拉通东部的两套早白垩世玄武岩进行了研究[34]: 第一套是来自辽西四合屯地区义县组底部的高镁玄武岩(124~125 Ma; SiO_2 = 49.4%~50.5%, MgO = 9.7%~11.9%, $Mg^{\#}$ = 70~74). 第二套是来自鲁西费县地区的费县碱性苦橄岩(119 Ma; SiO_2 = 48.3%~50.5%; MgO = 12.7%~14.6%, $Mg^{\#}$ = 72~76). 根据两套火山岩中所含的岩浆橄榄石斑晶的成分，计算出的Mg-Fe在橄榄石与岩浆之间的分配系数为 0.30~0.33，表明这两套玄武岩成分近于原始岩浆，因此它们的成分能够更好地示踪地幔源区.

两套玄武岩以下矿物学和地球化学特征表明其源区是拆沉榴辉岩熔体与太古宙岩石圈地幔橄榄岩反应形成的贫橄榄石、含石榴石的辉石源区，原始岩浆形成压力为 3～4 GPa[34]:

(1) 这两套玄武岩中均含核部低 MgO 但高 Na_2O 的单斜辉石反环带. 其中，费县碱性苦橄岩中单斜辉石斑晶核部 Na_2O 达 2.4%(对应于 17.3%硬玉分子)，并常见钛铁矿出溶体，表明它们是从榴辉岩熔体中结晶出来的. 相反，单斜辉石幔部 Na_2O 含量较低(<0.92%，对应于<6.5%硬玉分子)，不含钛铁矿出溶体. 单斜辉石无论核部还是幔部均具有高的 Al_2O_3 含量(达 6.9%)，说明无论是核部还是幔部均是在地幔深度从富 Al 的熔体中结晶出来的，但核部的形成深度(≥2.5 GPa)明显高于幔部(≥1.5 GPa).

(2) 根据 LA-ICP-MS 获得的单斜辉石核部成分，利用微量元素在单斜辉石与岩浆之间的分配系数反演出的与单斜辉石平衡的岩浆成分与高温高压实验获得的榴辉岩部分熔融产生的 TTG 熔体一致，也与辽西兴隆沟组埃达克岩成分一致.

(3) 利用Herzburg等人[124]的PRIMELT软件反演出的原始玄武岩岩浆成分指示形成压力为 3~4 GPa. 且费县玄武岩是沿L+Ol+Cpx+Gt共结线形成的；四合屯玄武岩是沿L+Opx+Cpx+Gt 或L+Ol+Cpx+Gt共结线形成的(图 2(a)).

(4) 玄武岩全岩和反演的玄武岩原始岩浆具有明显低的 CaO 含量(图 2(b))和 100 Mn/Fe 比值以及高的 Ni/MgO 比值(图 2(c))，高的 Sr/Y, La_N/Yb_N 和 Th/U 比值，低的 Lu/Hf 比值以及高的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$ 比值、低的 ε_{Nd} 值.

(5) 这两套玄武岩中均具有含量不等的高 Fo_{92-93}, 低 CaO 的橄榄石捕获晶, 其高的 Fo 值与华北克拉通太古宙地幔橄榄石相似.

(6) 两套玄武岩中岩浆成因橄榄石(CaO>0.10%)均具高 Ni 含量(图 4)、100Ni/Mg 和 Ni/(Mg/Fe)/1000 比值和低的 100Mn/Fe 值(图 5).

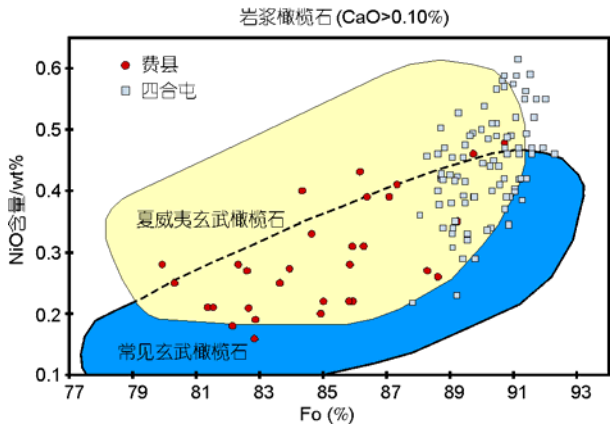

图 4 来自辉石岩源区的夏威夷玄武岩橄榄石斑晶与来自橄榄岩源区的常见玄武岩中橄榄石斑晶 Fo 与 Ni 含量图解

据Sobolev等人[61]. 可见夏威夷玄武岩橄榄石斑晶具有明显高的Ni含量. 华北克拉通早白垩世辽西四合屯玄武岩和鲁西费县玄武岩橄榄石斑晶(据Gao等人[34])亦具有较高的Ni含量

(7) Nd-Os 同位素模拟结果表明, 四合屯玄武岩源区含有 30%~40%的榴辉岩组分, 而费县碱性苦橄岩中含有明显较高(60%~70%)的榴辉岩组分.

上述单斜辉石反环带表明TTG岩浆先于玄武岩浆形成. 同时华北克拉通高镁埃达克质岩浆活动(至少起始于侏罗纪)也先于早白垩世大规模玄武岩浆喷发. 这些幔源的长英质熔体难以用热侵蚀模型解释. 热侵蚀作用主要是来自软流圈的玄武质熔体对岩石圈地幔的改造. 即使热侵蚀之前岩石圈地幔发生了富集作用(如与长英质熔体反应), 在随后的热侵蚀过程中也难以形成长英质熔体, 因为无论是地幔橄榄岩还是地幔橄榄岩被长英质熔体交代形成的辉石岩其部分熔融产物均是玄武质的[62,74,76~79], 除非部分熔融是在水过饱和条件下, 才可能形成安山质熔体[126]. 在水含量正常的地幔条件下, 幔源的埃达克质长英质熔体不能用富集地幔来解释, 需要地幔源区存在玄武质(如榴辉岩)岩石. 此外, 热侵蚀模型和俯冲脱水模型难以解释为何鲁西高镁闪长岩中有太古宙地幔包体[34,43].

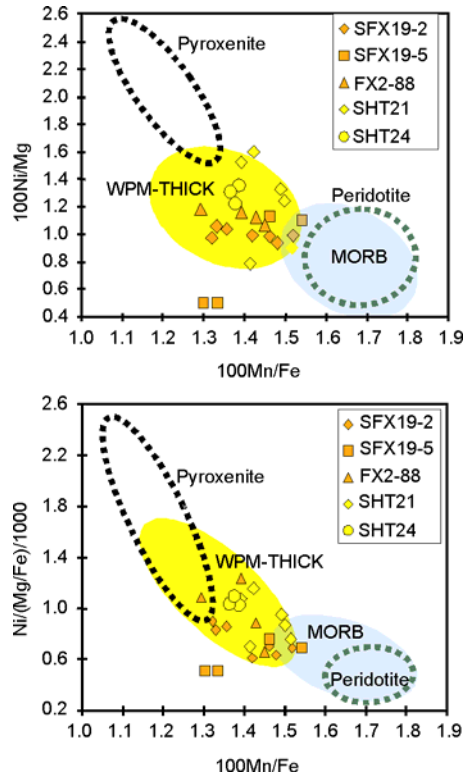

图 5 费县和四合屯玄武岩橄榄石斑晶中(Ni/(Mg/Fe))/1000 及 100Mn/Fe 比值随 Fo 值的变化

其中厚岩石圈(厚度>70 km)玄武岩(WPM-THICK)、洋中脊玄武岩(MORB)以及来自橄榄岩(Peridotite)和辉石岩(Pyroxenite)源区的玄武岩中岩浆橄榄石的范围据Sobolev等人[62]. 费县和四合屯玄武岩数据据郑曙和胡兆初[125]

Liu等人[81]的研究进一步表明, 榴辉岩与橄榄岩之间相互作用产生玄武岩的方式不仅限于榴辉岩熔体与橄榄岩反应, 然后部分熔融这一种模式, 还包括榴辉岩与橄榄岩之间的混合作用, 然后混合物的部分熔融, 这种人们尚未认识到的新模式. 玄武岩的Nb-Ta含量和比值可较好的区别这两种过程. 其中, 前一种过程产生的玄武岩以低Nb-Ta含量和高Nb/Ta比值为特征. 后一种过程如果榴辉岩中的金红石在部分熔融过程中分解, 则产生的玄武岩具有高Nb-Ta含量和低的Nb/Ta比值. Liu等人[81]用这两种榴辉岩与橄榄岩相互作用过程分别解释了华北克拉通>110 Ma的中生代玄武岩和<110 Ma的中生代末-新生代玄武岩. 因此, 华北克拉通中新生代玄武岩可用榴辉岩与橄榄岩之间相互作用的统一模型解释.

5 研究展望

无论是热-化学侵蚀模型、拆沉模型还是熔体橄

榄岩反应模型均认为熔体-橄榄岩反应在克拉通破坏中起着重要作用. 其中热-化学侵蚀模型和熔体橄榄岩反应模型认为, 这种作用是克拉通破坏的诱因. 而拆沉模型认为这种反应是拆沉作用的结果. 如前所述, 单一的热侵蚀模型难以产生长英质熔体, 即使热侵蚀之前地幔是富集的. 因此, 确定熔体-橄榄岩反应中熔体的性质是鉴别克拉通破坏机制的关键. 对幔源玄武岩(特别是近于原始的玄武岩)全岩及其中矿物和熔体包裹体的深入研究有可能提供有关熔体性质更可靠的证据.

与地幔部分熔融作用相反, 熔体-橄榄岩反应将导致地幔向富集方向发展[8,9]. 熔体的加入将使亏损的太古宙克拉通地幔变得富集, 密度增加, 同时熔体作用带也是地幔中的薄弱带, 这些均导致克拉通的稳定性降低, 并最终失稳. 在研究克拉通破坏时, 对华北克拉通密度和稳定性的认识不能用经典的克拉通来衡量, 而应考虑到熔体的加入再富集作用对华北克拉通地幔的物理和化学性质的深刻改造. 因此, 深入研究熔体-地幔橄榄岩反应的时空分布, 对华北克拉通破坏的研究亦是十分重要的. 许文良等(未发表资料)对鲁西铁铜沟高镁闪长岩中的纯橄榄岩包体以及Liu等人[1)]对汉诺坝玄武岩中熔体-橄榄岩反应形成的石榴石辉石岩脉体的锆石U-Pb定年表明, 华北克拉通熔体对地幔橄榄岩交代作用是多期的.

以往不同研究者从不同角度提出了华北克拉通破坏的不同可能机制, 往往将这些不同机制视为对立不相容的, 很少考虑这些不同机制之间可能是相互联系的, 是华北克拉通破坏作用不同侧面的反映. 例如, 拆沉作用导致的熔体-橄榄岩反应是否是热-化学侵蚀作用的诱因? 另一方面, 热-化学侵蚀作用可使岩石圈地幔弱化, 被切割成孤立的块体, 从而导致拆沉作用[9].

目前对华北克拉通破坏机制的认识主要基于地质、地球化学和地球物理观测, 缺乏高温高压实验(如典型下地壳和岩石圈地幔岩石流变学、部分熔融、熔体-橄榄岩作用)和计算数字模拟的证据, 而这对于制约和深刻认识不同作用的动力学机制及其时间尺度(如榴辉岩拆沉的机制、下沉的速度和榴辉岩部分熔融程度及产生的熔体与橄榄岩反应程度等), 至关重要. 高温高压实验和计算模拟是今后华北克拉通破坏研究中需要特别加强的方向.

华北克拉通破坏的构造驱动力是另一个需要研究的重要问题. 我们曾指出华北克拉通中生代拆沉作用的构造驱动力可能包括[24]: (1) 华北与扬子克拉通之间的三叠纪碰撞作用; (2) 古太平洋的俯冲; (3) 华北-蒙古板块与西伯利亚板块的碰撞; (4) 甚至是受全球构造(如地幔柱)的控制; 或者是这些不同的中生代过程的联合. 目前资料难以说明, 哪个过程在华北克拉通破坏中是第一驱动力.

致谢 感谢金振民和 Rudnick R. L.多年来在拆沉作用研究方面的讨论和合作.

参考文献

1 Wilde S A, Valley J W, Peck W H, et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the earth 4.4 Gyr ago. Nature, 2001, 409: 175—178

2 Boyd F R, Gurney J J, Richardson S H. Evidence for a 150—200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. Nature, 1985, 315: 387—389[doi]

3 Pollack H N. Cratonization and thermal evolution of the mantle. Earth Planet Sci Lett, 1986, 80: 175—182[doi]

4 Sleep N H. Survival of Archean cratonal lithosphere. J Geophys Res, 2003, 108,[doi]

5 Sleep N H. Evolution of the continental lithosphere. Annu Rev Earth Planet Sci, 2005, 33: 369—393[doi]

6 Carlson R W, Pearson D G, James D E. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. Rev Geophys, 2005, 43: RG1001,[doi]

1) Liu Y S, Gao S, Gao C G, et al. Continental crust and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: Evidence from U-Pb age, Hf isotopic and trace element compositions of zircons in the mantle composite xenoliths. J Petrol, 2009, in revision

7 King S D. Archean cratons and mantle dynamics. Earth Planet Sci Lett, 2005, 234: 1—14[doi]
8 Griffin W L, O'Reilly S Y, Afonso J C, et al. The Composition and evolution of lithospheric mantle: A re-evaluation and its tectonic implications. J Petrol, 2008,[doi]
9 Foley S F. Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. Nat Geosci, 2008, 1: 503—510[doi]
10 范蔚茗, Menzies M A. 中国东部古老岩石圈下部的破坏与软流圈地幔的增生. 大地构造与成矿, 1992, 16: 171—180
11 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, et al, eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol Soc Spec Pub, 1993, 76: 71—78[doi]
12 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 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, 1994, 8: 349—355
13 Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the North China Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Amer Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 155—165
14 Menzies M A, Xu Y G, Zhang H F, et al. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton. Lithos, 2007, 96: 1—21[doi]
15 Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Amer Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 107—126
16 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中新生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999
17 Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. On and off the north China craton: Where is the Archaean keel? J Petrol, 2000, 41: 933—950[doi]
18 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. Phys Chem Earth, 2001, 26: 747—757[doi]
19 Liu Y S, Gao S, Lee C-T A, et al. Melt-peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-$Mg^{\#}$ signature of continental crust. Earth Planet Sci Lett, 2005, 234: 39—57[doi]
20 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Late Mesozoic-Eocene mantle replacement beneath the eastern North China Craton: Evidence from the Paleozoic and Cenozoic peridotite xenoliths. Inter Geol Rev, 2005, 47: 457—472[doi]
21 Zheng J P, Sun M, Zhou M F, et al. Trace elemental and PGE geochemical constraints of Mesozoic and Cenozoic peridotitic xenoliths on lithospheric evolution of the North China Craton. Geochim Cosmochim Acta, 2005, 69: 3401—3418[doi]
22 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y. Mineral chemistry of garnet peridotites from Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic lithosphere: Constraints on mantle evolution beneath eastern China. J Petrol, 2006, 47: 2233—2256[doi]
23 Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton. Earth Planet Sci Lett, 2002, 198: 307—322[doi]
24 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 2004, 432: 892—897[doi]
25 Wu F Y, Walker R J, Ren X W, et al. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. Chem Geol, 2003, 196: 107—129[doi]
26 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 103—119[doi]
27 Zhang H F. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. Earth Planet Sci Lett, 2005, 237: 768—780[doi]
28 Wu F Y, Walker R J, Yang Y H, et al. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton. Geochim Cosmochim Acta, 2006, 70: 5013—5034[doi]
29 Deng J F, Su S G, Niu Y L, et al. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism. Lithos, 2007, 96: 22—35[doi]
30 路凤香, 郑建平, 张瑞生, 等. 华北克拉通东部显生宙地幔演化. 地学前缘, 2005, 12: 61—67
31 翟明国, 樊祺诚, 张宏福, 等. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程: 岩浆底侵、置换与拆沉作用. 岩石学报, 2005, 21: 1509—1526
32 周新华. 中国东部中、新生代岩石圈转型与减薄研究的若干问题. 地学前缘, 2006, 13: 50—54
33 Zhai M G, Fan Q C, Zhang H F, et al. Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: Underplating, replacement and delamination. Lithos, 2007, 96: 36—54[doi]
34 Gao S, Rudnick R L, Xu W L, et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China craton. Earth Planet Sci Lett, 2008, 270: 41—53[doi]
35 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Mesozoic decratonization of the North China block. Geology, 2008, 36: 467—470[doi]

36 Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. Geology, 1992, 20: 339—342[doi]
37 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. 3.6 Ga lower crust in central China: New evidence on the assembly of the North China craton. Geology, 2005, 32: 229—232[doi]
38 陈国达. 中国地台"活化区"的实例并着重讨论华夏古陆问题. 地质学报, 1956, 36: 239—272
39 陈国达. 地洼学说活化构造及成矿理论体系概论. 长沙: 中南工业大学出版社, 1996. 1—455
40 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. 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, 2002, 144: 241—253
41 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. Geochim Cosmochim Acta, 2003, 67: 4373—4387[doi]
42 Xu W L, Gao S, Wang Q H, et al. Mesozoic crustal thickening of the eastern North China Craton: Evidence from eclogite xenoliths and petrologic implications. Geology, 2006, 34: 721—724[doi]
43 Xu W L, Hergt J M, Gao S, et al. Interaction of adakitic melt-peridotite: Implications for the high-Mg# signature of Mesozoic adakitic rocks in the eastern North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 2008, 265: 123—137[doi]
44 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China craton: An association with lithospheric thinning. Ore Geol Rev, 2003, 23: 125—152[doi]
45 Rudnick R L, Gao S, Ling W L, et al. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. Lithos, 2004, 77: 609—637[doi]
46 Tang Y J, Zhang H F, Ying J F. Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China Craton. Chem Geol, 2006, 233: 309—327[doi]
47 Xu Y G. Diachronous lithospheric thing of the North China Craton and formation of the Daxin'anling-Taihangshan gravity lineament. Lithos, 2007, 76: 281—298[doi]
48 袁学诚. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 209—215
49 Chen L, Zheng T Y, Xu W W. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. J Geophys Res, 2006, 111,[doi]
50 Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985
51 Hawkesworth C J, Kemp A I S. Evolution of the continental crust. Nature, 2006, 443: 811—817[doi]
52 Hawkesworth C J, Kemp A I S. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. Chem Geol, 2006, 226: 144—162[doi]
53 Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. Rev Geophys, 1995, 33: 267—309[doi]
54 Moser D E, Flowers R M, Hart R J. Birth of the Kaapvaal tectosphere 3.08 billion years ago. Science, 2001, 291: 465—468[doi]
55 Niu Y L. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in Eastern China. Geol J China Univ, 2005, 11: 9—46
56 Seber D, Barazangi M, Ibenbrahim A, et al. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. Nature, 1996, 379: 785—790[doi]
57 Calvert A, Sandvol E, Seber D, et al. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. J Geophys Res, 2000, 105(B): 10871—10898
58 Boyd O S, Jones C H, Sheehan A F. Foundering lithosphere imaged beneath the Southern Sierra Nevada, California, USA. Science, 2004, 305: 660—662[doi]
59 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 2008, 24: 1145—1174
60 高山, 金振民. 拆沉作用(Delamination)及其壳-幔演化动力学意义. 地质科技情报, 1997, 16: 1—9
61 Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. Nature, 2005, 434: 590—597[doi]
62 Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science, 2007, 316: 412—417
63 Arndt N T, Goldstein S L. An open boundary between lower continental crust and mantle: Its role in crust formation and crustal recycling. Tectonophysics, 1989, 161: 201—212[doi]
64 Kay R W, Kay S M. Creation and destruction of lower continental crust. Geol Rundschau, 1991, 80: 259—278[doi]
65 Rudnick R L. Making continental crust. Nature, 1995, 378: 571—577[doi]
66 Jull M, Kelemen P B. On the conditions for lower crustal convective instability. J Geophys Res, 2001, 106: 6423—6446[doi]
67 Escrig S, Capmas F, Dupré B, et al. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts. Nature, 2004, 431: 59—63[doi]

68 Elkins-Tanton L T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination. In: Foulger G R, Natland J H, Presnall D C, et al, eds. Plates, Plumes, and Paradigms. Geol Soc Am Spec Pap, 2005, 388: 449—462

69 Lustrino M. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. Earth Sci Rev, 2005, 72: 21—38[doi]

70 Anderson D A. Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. Elements, 2006, 1: 271—275[doi]

71 Anderson D A. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. Tectonophysics, 2006, 146: 7—22[doi]

72 Bédard J H. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. Geochim Cosmochim Acta, 2006, 70: 1188—1214[doi]

73 Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. Rev Geophys, 1995, 33: 267—309[doi]

74 Yaxley G M, Green D H. Reactions between eclogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. Schweiz Mineral Petrogr Mitt, 1998, 78: 243—255

75 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. Chem Geol, 1999, 160: 335—356[doi]

76 Yaxley G M. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt plus peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. Contrib Mineral Petrol, 2000, 139: 326—338[doi]

77 Kogiso T, Hirschmann M M. Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. Contrib Mineral Petrol, 2001, 142: 347—360

78 Kogiso T, Hirschmann M M, Frost D J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. Earth Planet Sci Lett, 2003, 216: 603—617[doi]

79 Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. Nature, 2006, 444: 605—609[doi]

80 McKenzie D, O'Nions R K. Mantle reserviors and oceanic basalts. Nature, 1983, 301: 229—231[doi]

81 Liu Y S, Gao S, Kelemen P B, et al. Recycled lower continental crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in Eastern China. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 2349—2376[doi]

82 Gao S, Zhang B R, Luo T C, et al. Chemical composition of the continental crust in the Qinling Orogenic Belt and its adjacent North China and Yangtze Cratons. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 3933—3950[doi]

83 Gao S, Zhang B R, Jin Z M, et al. How mafic is the lower continental crust? Earth Planet Sci Lett, 1998, 161: 101—117[doi]

84 Gao S, Luo T C, Zhang B R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. Geochim Cosmochim Acta, 1998, 62: 1959—1975[doi]

85 Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. J Petrol, 1995, 36: 891—931

86 Wedepohl K H. The composition of the continental crust. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59: 1217—1232[doi]

87 Kelemen P B, HanghøJ K. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick R L, ed. Treatise in Geochemistry: The Crust. Oxford: Elsevier, 2003. 3: 593—659

88 Rudnick R L, Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick R L, ed. Treatise in Geochemistry: The Crust. Oxford: Elsevier, 2003. 1—64[doi]

89 Rapp R P, Watson E B, Miller C F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Res, 1991, 51: 1—25

90 Barth M G, Foley S F, Horn I. Partial melting in Archean subduction zones: constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogitic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions. Precambrian Res, 2002, 113: 323—340[doi]

91 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. Nature, 2003, 425: 605—609[doi]

92 Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 2005, 79: 1—24[doi]

93 Xiong X L. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite. Geology, 2006, 34: 945—948[doi]

94 Kamenetsky V S, Maas R, Sushchevskaya N M, et al. Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge. Geology, 2001, 29: 243—246[doi]

95 Kay R W. Aleutian magnesian andesites melts from subducted Pacific ocean crust. J Volcanol Geotherm Res, 1978, 4: 117—132[doi]

96 Stern R A, Hanson G N. Archean high-Mg granodiorite: A derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. J Petrol, 1991, 32: 201—238

97 Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 1993, 362: 144—146[doi]
98 Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 1999, 46: 411—429[doi]
99 Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? Geology, 2002, 30: 1111—1114[doi]
100 Tatsumi Y. Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of enriched mantle I component in the mantle. Geochem Geophys Geosys, 2000, 1: 2000GC000094
101 张旗, 金惟俊, 王元龙, 等. 大陆下地壳拆沉模式初探. 岩石学报, 2006, 22: 265—276
102 Percival J A, Pysklywe R N. Are Archean lithospheric keels inverted? Earth Planet Sci Lett, 2007, 254: 393—403[doi]
103 Schott B, Schmeling H. Delamination and detachment of a lithospheric root. Tectonophysics, 1998, 296: 225—247[doi]
104 Morency C, Doin M P, Dumoulin C. Convective destabilization of a thickened continental lithospheree. Earth Planet Sci Lett, 2002, 202: 303—320[doi]
105 Morency C, Doin M P. Numerical simulations of the mantle lithosphere delamination. J Geophys Res, 2004, 109: B03410,[doi]
106 Djomani Y H P. The density structure of subcontinental lithosphere through time. Earth Planet Sci Lett, 2001, 184: 605—621[doi]
107 Kukkonen I T, Kuusisto M, Lehtonen M, et al. Delamination of eclogitized lower crust: control on the crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield. Tectonophysics, 2008, 457: 111—127[doi]
108 Wang Y, Zhang J, Jin Z, et al. Rheology of mafic granulite at high pressure and temperature: Implications for crust-mantle interactions. Eos Trans Am Geophys Union, Fall Meet. Suppl, 2008, 89: abstract#V31C—2153
109 Kronenberg A K, Tullis J. Flow strengths of quartz aggregates: Grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening. J Geophys Res, 1984, 89: 4281—4297[doi]
110 Jaoul O, Tullis J, Kronenberg A. The effect of varying water contents on the creep behaviour of Heavitreee Quartzite. J Geophys Res, 1984, 89: 4298—4312[doi]
111 Hanse F D, Carter N L. Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. EOS Trans Am Geophys Union, 1982, 63: 437
112 Wilks K R, Carter N L. Rheology of some continental lower crustal rocks. Tectonophysics, 1990, 182: 57—77[doi]
113 Zhang J, Green H W. Experimental investigation of eclogite rheology and fabrics at high pressure. J Metamorph Geol, 2007, 25: 97—117[doi]
114 Hirth G, Kohlstedt D. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In: Eiler J, ed. Inside the Subduction Factory: Geophysics Monograph Series. Washington D C: American Geophysical Union, 2003. 138: 83—105
115 Zhang J, Wang Y, Jin Z, et al. Viscosity profile of the cratonic lithosphere of Eastern China and its implications for craton reactivation. Eos Trans Am Geophys Union, Fall Meet Suppl, 2008, 89: abstract#V31C—2154
116 Jin Z M, Green H W, Zhou Y. Topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation. Nature, 1994, 372: 164—167[doi]
117 Liu Y S, Gao S, Jin S Y, et al. Geochemistry of lower crustal xenoliths from Neogene Hannuoba Basalt, North China Craton: Implications for petrogenesis and lower crustal composition. Geochim Cosmochim Acta, 2001, 65: 2589—2604[doi]
118 Li S, Mooney W D, Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. Tectonophysics, 2006, 420: 239—252[doi]
119 Ji S, Wang Q, Salisbury M H. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. Tectonophysics, 2009, 463: 15—30[doi]
120 Zhang H F, Goldstein S, Zhou X H, et al. Evolution of subcontinental Lithospheric mantle beneath eastern China: Re-Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts. Contrib Mineral Petrol, 2008, 155: 271—293
121 张旗, 王焰, 刘红涛, 等. 中国埃达克岩的时空分布及其形成背景. 地学前缘, 2003, 10: 385—400
122 Yang W, Li S. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. Lithos, 2008, 102: 88—117[doi]
123 Huang F, Li S, Yang W. Contributions of the lower crust to Mesozoic mantle derived mafic rocks from the North China Craton: Implications for lithospheric thinning. In: Zhai M G, Windley B F, Kusky T M, et al, eds. Mesozoic Sub-Continental Lithospheric Thinning under Eastern Asian. Geol Soc London Spec Pub, 2007, 280: 55—75[doi]
124 Herzberg C, Asimow P D, Arndt N, et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. Geochem Geophys Geosys, 2007, 8: Q02006,[doi]
125 郑曙, 胡兆初. 橄榄石中 Ni、Ca、Mn 含量的电子探针与激光等离子体质谱准确分析. 地球科学, 2009, 34: 220—224
126 Hirose K. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. Geology, 1997, 25: 42—44[doi]