华北中生代镁铁质岩浆作用与克拉通减薄和破坏

郑永飞*, 徐峥, 赵子福, 戴立群

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

* E-mail: yfzheng@ustc.edu.cn

收稿日期: 2017-07-12; 收修改稿日期: 2017-12-12; 接受日期: 2017-12-14; 网络版发表日期: 2018-01-23

国家重点基础研究计划项目(编号: 2015CB856100)和国家自然科学基金重大项目(批准号: 41690620)资助

摘要 华北克拉通在中生代发生了岩石圈减薄, 古老的大陆岩石圈地幔在减薄后被年轻的新生岩石圈地幔所取代. 与此同时, 华北克拉通发生了破坏, 以大规模早白垩世岩浆作用为标志. 尽管对这个现象有了共识, 但是对华北克拉通岩石圈破坏的机制仍然存在争议. 文章以华北中生代镁铁质岩浆作用为视角, 试图对上述争议提出解决办法. 华北中生代镁铁质岩浆作用以早白垩世的~121Ma为分界点, 在此之前的镁铁质岩浆岩兼具岛弧玄武岩微量元素组成和明显富集Sr-Nd同位素组成的特点, 而在此之后才开始出现兼具洋岛玄武岩微量元素组成和亏损至弱富集Sr-Nd同位素组成的镁铁质岩浆岩. 这个差异表明, 华北克拉通岩石圈地幔的地球化学性质在~121Ma发生了根本性转变. 尽管华北克拉通在晚三叠世也出现过镁铁质岩浆作用, 但是其成因是深俯冲华南陆块折返的结果, 而古太平洋板块俯冲在那时尚未启动. 古太平洋板块自侏罗纪开始向欧亚大陆东部之下俯冲, 俯冲板片与上覆岩石圈地幔楔之间处于耦合状态, 是俯冲板片脱水导致华北克拉通地幔的弱化阶段. 古老岛弧型镁铁质岩浆岩的地幔源区可能既有侏罗纪时期俯冲古太平洋板片衍生流体与华北克拉通岩石圈地幔之间反应的产物, 也有三叠纪时期俯冲华南陆壳衍生熔体与华北克拉通岩石圈地幔之间反应的产物. 对于新生洋岛型镁铁质岩浆岩的地幔源区来说, 则可能是俯冲古太平洋板片衍生熔体与华北岩石圈之下软流圈地幔之间反应的产物. 从~144Ma开始, 俯冲的古太平洋板片发生回卷, 克拉通岩石圈底部受到侧向充填的软流圈地幔加热, 导致弱化的克拉通岩石圈地幔发生减薄. 在130~120Ma期间, 减薄后的大陆岩石圈发生大规模破坏, 不仅地幔楔下部超镁铁质交代岩发生部分熔融形成具有古老岛弧型地球化学信息的镁铁质岩浆岩, 而且这些地区的下地壳岩石也受到加热发生大规模长英质岩浆作用. 与此同时, 回卷板片地壳岩石受到侧向充填的软流圈地幔加热, 产生长英质熔体交代上覆软流圈地幔橄辉岩, 这样在~121Ma开始部分熔融形成具有新生洋岛型地球化学信息的镁铁质岩浆岩, 标志着华北克拉通岩石圈地幔已经被新生岩石圈地幔所取代. 古太平洋板片在中生代时期向中国东部大陆之下的俯冲并不像现今地震层析成像所观察到的那样直接俯冲至地幔过渡带, 而是像纳斯卡板块向美洲大陆之下俯冲那样为低角度俯冲. 这种低角度俯冲不仅物理上可以直接侵蚀岩石圈地幔, 而且化学上可以交代岩石圈地幔. 因此, 古太平洋板片与大陆岩石圈地幔之间的相互作用才是导致华北克拉通岩石圈地幔减薄和破坏的一级地球动力学机制.

关键词 克拉通破坏, 镁铁质岩浆, 岛弧型, 洋岛型, 岩石圈减薄, 板块俯冲

中文引用格式: 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, doi: 10.1360/N072017-00235

英文引用格式: Zheng Y F, Xu Z, Zhao Z F, Dai L Q. 2018. Mesozoic mafic magmatism in North China: Implications for thinning and destruction of cratonic lithosphere. Science China Earth Sciences, 61: 353–385, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9160-3>

1 引言

克拉通指古老的、自形成以来一直保持稳定的大陆岩石圈构造体系。它包括古老的大陆地壳及其下伏的岩石圈地幔(例如Jordan, 1975, 1981; Rudnick, 1995; O'Reilly等, 2001; Carlson等, 2005; Foley, 2008)。它的厚度一般高达200~300km(Prodehl和Mooney, 2012)。然而进入显生宙以来, 由于各种各样的原因, 克拉通会发生不同形式的演化(Jull和Kelemen, 2001; Carlson等, 2005; Sleep, 2005; Peslier等, 2009; Lee等, 2011; Kusky等, 2014): 有些克拉通岩石圈地幔发生显著减薄, 但构造格架并未发生根本改变(例如印度克拉通); 有些克拉通不仅发生了显著的岩石圈减薄, 而且出现了大规模岩浆作用, 改变了克拉通的基本构造布局(例如华北克拉通)。后者通常被称为克拉通破坏(吴福元等, 2008, 2014; 朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2011)。大陆岩石圈减薄在地质历史上是一个常见现象, 在造山带地区尤为突出(Krystopowicz和Currie, 2013)。但是, 减薄的克拉通岩石圈未必都发生了破坏, 例如印度、西伯利亚和巴西克拉通(Carlson等, 2005; 吴福元等, 2014)。

华北克拉通是世界上最古老的陆核之一, 也是中国最大的克拉通块体(Carlson等, 2005; Zhao和Cawood, 2012; Kusky等, 2016)。它经历了重大的构造再活化过程, 这个过程伴随着岩石圈厚度的显著变化, 表现为华北克拉通东部区域的减薄(Menzies等, 1993; Griffin等, 1998; Fan等, 2000; Xu, 2001; Gao等, 2002; Zheng等, 2005; Wu等, 2006; Kusky, 2011)。大量研究表明, 中生代时期华北大块岩石圈的厚度已经由>200km锐减为克拉通东部的60~80km, 并且古老、较冷和难熔的大陆岩石圈地幔被新生、较热和饱满的岩石圈地幔所替代(例如, Xu, 2001; Gao等, 2002; Zheng等, 2005; Wu等, 2006; Menzies等, 2007; Chen等, 2009; 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥和郑天愉, 2009; Chen, 2010)。

前人对华北克拉通东部破坏的地球动力学机制提出了若干假说, 原则上可以分为三组: (1) 软流圈地幔底垫引起的热/化学侵蚀(Griffin等, 1998; Xu, 2001; Zheng等, 2005); (2) 大陆下地壳重力拆沉(Gao等, 2004, 2008; Wu等, 2005a); (3) 西太平洋板块俯冲(Niu, 2005; 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥和郑天愉, 2009)。侵蚀模型认为, 华北克拉通岩石圈的减薄是受

到下伏软流圈衍生熔体热/化学侵蚀所造成的, 减薄是一个自下而上的缓慢过程。拆沉模型认为, 克拉通岩石圈的减薄是由榴辉岩化下地壳连同古老岩石圈地幔拆沉进入下伏对流地幔所致, 减薄是一个自上而下的快速过程。然而越来越多的观察表明, 侵蚀和拆沉过程可能只是华北克拉通破坏的二级机制, 而古太平洋板块的西向俯冲才是华北克拉通破坏的一级机制。尤其值得关注的是, 华北克拉通岩石圈所呈现西厚东薄的现象与古太平洋板块由东向西的俯冲方向相一致。这个观察表明, 俯冲大洋板块对岩石圈地幔的侵蚀作用可能是华北克拉通岩石圈减薄的构造机制(郑永飞和吴福元, 2009; Xu Z等, 2012), 也是一个自上而下的过程。如果是停滞在地幔过渡带的西太平洋板片脱水引起上覆软流圈不稳定流动导致华北克拉通破坏(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2012), 则是一个自下而上的过程。

之前的研究通过统计花岗岩中锆石U-Pb年龄数据, 发现120~130Ma是华北克拉通岩浆作用的峰期年龄(例如Wu等, 2005a; Zhu等, 2012; Zhang等, 2014)。因此, 这个年龄段也被看作为华北克拉通破坏的峰期时间(例如Menzies等, 2007; Zhu等, 2012, 2015)。然而, 花岗岩是地壳熔融的产物, 花岗岩的大规模产出只说明大陆地壳在此时发生了强烈的再造。华北克拉通破坏是以古老岩石圈地幔减薄为先导, 因此理解大陆岩石圈地幔的演化是认识克拉通破坏的关键所在。作为幔源岩浆作用产物, 镁铁质岩浆岩是除地幔包体之外认识地幔岩石学和地球化学性质的另一个研究对象(赵子福等, 2015; 郑永飞等, 2015)。如果在同一地区不同年龄的镁铁质岩浆岩在地球化学性质上发生了变化, 这个变化可以用来反演岩石圈地幔性质所发生的变化(DePaolo和Daley, 2000; Xu, 2001; 徐义刚, 2006; Dai等, 2016)。

华北地区在中生代时期形成有许多镁铁质岩浆岩, 但这些岩石的形成并不是贯穿整个中生代, 而只是以幕式岩浆作用出现, 指示华北克拉通的构造背景在中生代时期处于变化之中。特别是晚中生代时期华北地区镁铁质岩浆岩的地球化学特征在早白垩世的~121Ma出现了根本性的变化(Dai等, 2016), 由岛弧玄武岩型微量元素组成和富集的Sr-Nd同位素组成转变为洋岛玄武岩型微量元素组成和亏损的Sr-Nd同位素组成, 这个变化代表着克拉通岩石圈地幔的性质已经

发生了根本转变. 这种洋岛玄武岩型地球化学特征在中国东部新生代大陆玄武岩广泛出现(Xu和Zheng, 2017), Zhang等(2009)最早将这些大陆玄武岩的成因与西太平洋板块的俯冲联系起来. 然而, 华北克拉通破坏主要出现在早白垩世(Wu等, 2005a; Zhu等, 2012; Zhang等, 2014), 而西太平洋板块的俯冲是从新生代早期才开始的(Whittaker等, 2007; O'Connor等, 2013), 两者之间存在显著的时间间隔. 不过, 古太平洋板片(也称作Izanagi板片)从侏罗纪开始就俯冲到了东亚大陆之下(Müller等, 2008; van der Meer等, 2012), 这个过程对华北乃至中国东部中生代构造格局都产生了显著影响(Zheng等, 2013). 因此, 华北克拉通破坏是与现今停滞在地幔过渡带的西太平洋板片有关还是与中生代时期俯冲的古太平洋板片有关, 成为一个亟待解决的问题. 本文通过总结华北陆块中生代镁铁质岩浆岩的同位素年龄和地球化学组成, 试图在其基础上反演华北中生代时期岩石圈地幔的演化过程, 并由此探讨华北克拉通岩石圈减薄/破坏的关键时间节点和大陆岩石圈地幔演化过程.

2 华北中生代镁铁质岩浆岩的分布和年龄

华北陆块在晚三叠世时期就有镁铁质岩浆岩出现, 主要分布在辽东半岛(图1), 年龄最早为220Ma, 岩性为辉绿岩和闪长岩等(Yang J H等, 2007a, 2007b, 2012). 在华北其它地区尚未报道有这一时期的镁铁质岩浆岩出现. 这一期镁铁质岩浆作用直至201Ma, 随后一直到早白垩世为止, 只在辽东半岛报道有155Ma左右的煌斑岩(姜耀辉等, 2005), 在冀东至太行山有130Ma至158Ma的髻髻山组火山岩以安山质岩石为主、零星分布有玄武质岩石(申志超等, 2015; 段超等, 2016), 在华北其它地区均未报道有侏罗纪镁铁质岩浆岩的出现.

从早白垩世开始, 华北陆块东部开始出现广泛的镁铁质岩浆作用. 其主体分布在山东中西部的济南、邹平、莱芜、沂南和北部的蓬莱、烟台等地以及胶东地区的烟台、威海、荣成、青岛、日照等地(图1). 其岩性主要为辉长岩、闪长岩等侵入岩, 也有零星的玄武岩. 这些岩石的侵位年龄为~144至~108Ma. 在~121Ma之后, 华北镁铁质岩浆岩主要出现在胶东的青

图1 华北陆块中生代镁铁质岩浆岩分布图

图中年龄单位为Ma. 绿色五角星代表岛弧型岩浆岩, 紫色五角星代表洋岛型岩浆岩, 黄色黑边五角星代表岛弧型和洋岛型岩浆岩均有出现. 年龄数据来源: Fan等(2001); 李伍平等(2002); Zhang等(2002, 2003); Zhang J等(2008, 2012); 闫峻等(2003); Zhou等(2002); Guo等(2004); 姜耀辉等(2005); 孟繁聪等(2005); 王晓蕊等(2005); Yang等(2005a, 2005b, 2007a, 2007b); Yang J H等(2012); Yang D B等(2012); Yang Q L等(2012a, 2012b); 张宏等(2005); Liu S等(2006, 2008, 2009, 2012); 王微等(2006); 黄华等(2007); Gao等(2008); Yang和Li(2008); Huang等(2012); Kuang等(2012); Zhao等(2012); Guo等(2013); Guo F等(2014); Ma等(2014, 2016); Hong等(2017)

岛和胶北的蓬莱, 辽西的抚顺、阜新以及内蒙古的集宁等地, 侵位年龄为~121至~70Ma。除了集宁玄武岩为早白垩世(~115Ma)外, 山东和辽宁的镁铁质岩浆岩均具有早白垩世和晚白垩世年龄。在~121Ma以后出现的玄武质火山活动一直持续到新生代, 并由华北陆块边缘扩展至华北陆块内部(例如山西阳原、河南鹤壁等地)。

3 华北中生代镁铁质岩浆岩地球化学性质

3.1 主量元素

华北中生代镁铁质岩浆岩 SiO_2 含量为44至55wt.%. 在TAS图解(图2)上, 老于~121Ma的镁铁质岩浆岩大多落于玄武岩和玄武质粗面安山岩范围内, 少数落于粗面玄武岩、玄武质安山岩及粗面安山岩范围内。这些岩浆岩大部分具有亚碱性成分。与之相比, 年龄小于~121Ma的镁铁质岩浆岩大多具有碱性成分, 落于玄武岩、粗面玄武岩、碧玄岩、玄武质粗面安山岩及响岩质碱玄岩范围内。苏鲁造山带中的镁铁质岩浆岩亦主要为碱性岩, 在TAS图解上大多落于粗面玄武岩和玄武质粗面安山岩范围内。年龄在~108至~121Ma之间的镁铁质岩浆岩则兼有上述两类岩石的特征。

华北镁铁质岩浆岩大部分富 Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<1$), 部分老于~121Ma的镁铁质岩浆岩富 K_2O 。在主量元素对 $\text{Mg}^\#$ 图解(图3)上, 老于~121Ma的镁铁质岩浆岩 $\text{Mg}^\#$ 与 CaO 含量和 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值之间显示出正相关关系, 而与 SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 和 Al_2O_3 之间则显示出负相关关系。对于年龄小于~108Ma的镁铁质岩浆岩, 其主量元素与 $\text{Mg}^\#$ 之间的相关关系不明显。

3.2 微量元素

华北中生代镁铁质岩浆岩的微量元素分布型式可分为两个系列。第一系列显示出富集LILE、Pb和LREE, 亏损Nb等HFSE的特点(图4a), 具有低的Nb/U和Ce/Pb比值(图5), 与岛弧玄武岩相似(岛弧型), 并表现出不同程度的Eu异常(Eu/Eu^* 为0.42至1.74)。此类型包含老于~121Ma和部分~108至~121Ma的镁铁质岩石。第二系列虽然也富集LILE和LREE, 但是显著亏损K和Pb、不亏损甚至富集Nb等HFSE(图4b), 具有高的Nb/U和Ce/Pb比值(图5), 与洋岛玄武岩相似(洋岛型), 并

图2 华北中生代镁铁质岩浆岩TAS图解

底图引自Le Maitre(2002)。岛弧型镁铁质岩浆岩数据来源: Fan等(2001); 李伍平等(2002); Zhang等(2002, 2003, 2012); Zhou等(2002); Guo等(2004); 裴福萍等(2004); Yang等(2004, 2005a, 2005b, 2007a, 2007b); Yang J H等(2012); Yang D B等(2012); Yang Q L等(2012a, 2012b); 姜耀辉等(2005); 孟繁聪等(2005); 王晓蕊等(2005); 张宏等(2005); Liu S等(2006, 2008, 2009, 2012); 黄华等(2007); Gao等(2008); Huang等(2012); Zhao等(2012); Cai等(2013); Guo等(2013); Ma等(2014); Hong等(2017)。洋岛型镁铁质岩浆岩数据来源: 闫峻等(2003); Zhang等(2003, 2008); 王微等(2006); Yang和Li(2008); Kuang等(2012); Guo P Y等(2014); Ma等(2016)。

且Eu异常不明显(Eu/Eu^* 为0.94~1.27, 大部分小于1.10)。此类型包含年龄小于~108Ma和部分~108至~121Ma的镁铁质岩石。这两个系列均显示出LREE富集, 其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为2.0至72.9。

3.3 放射成因同位素

与微量元素组成相对应, 华北中生代镁铁质岩浆岩放射成因Sr-Nd同位素也分成两个系列(图6a), 其中岛弧型岩石显示出明显富集的Sr-Nd同位素组成($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 <0), 称为古老岛弧型系列。与之相反, 洋岛型岩石基本显示出亏损的Sr-Nd同位素组成($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 >0), 仅有少数岩石Sr-Nd同位素较为富集($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 <0), 但仍较岛弧型岩石亏损, 因此称为新生洋岛型系列。

在华北岛弧型系列镁铁质岩浆岩中未发现Sr-Pb同位素组成之间的明显相关性, 但是洋岛型系列镁铁质岩浆岩则显示出Sr-Pb同位素之间的负相关关系(图6b)。虽然两类岩石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值差别不大, 但是岛弧型系列岩石 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值明显高于洋岛型系列岩石(图6c和图6d)。这些镁铁质岩浆岩大部

图3 华北中生代镁铁质岩浆岩主量元素与 $Mg^\#$ 图解

分落在北半球参考线(Hart, 1984)上方, 表现出DUPAL正异常。

4 华北中生代镁铁质岩浆岩的源区性质

4.1 古老岛弧型系列

华北岛弧型镁铁质岩浆岩都具有富集的Sr-Nd同位素组成(图6a), 前人将其源区地幔称为克拉通型(Menzies等, 2007)。但是, 克拉通岩石圈地幔橄榄岩一般相对亏损熔体活动性不相容微量元素(例如LILE和LREE), 而华北岛弧型镁铁质岩浆岩具有岛弧型微量元素分布型式(图4a)。由于陆壳本身具有岛弧型微量

元素分布型式(Taylor和McLennan, 1995; Rudnick和Gao, 2014), 因此其部分熔融产物(长英质熔体)也会具有这个型式, 因此华北岛弧型镁铁质岩浆岩的地幔源区中含有相对古老的大陆地壳组分。由此交代地幔橄榄岩所形成的超镁铁质交代岩在经受部分熔融时所形成的镁铁质岩浆岩也会继承陆壳岩石的岛弧型微量元素特征(Zhao等, 2013; 赵子福等, 2015)。前人对地幔源区中的陆壳组分来源有两种观点, 一是华北克拉通拆沉下地壳(例如Gao等, 2004, 2008; Yang J H等, 2012; Yang D B等, 2012), 二是俯冲华南陆块地壳(例如Zhang等, 2002, 2003; Xu等, 2004a; Yang等, 2004; Yang Q L等, 2012a, 2012b)。但是, 前人对这些可能的

图4 华北中生代镁铁质岩浆岩微量元素分布模型图解

曲线给出了对镁铁质岩浆岩成因模拟计算结果。 R_{DMM} , 亏损地幔; F_{DG} , 花岗岩脱水产生的流体; M_{DIOC} , 脱水洋壳岩浆岩衍生的熔体; M_{DS} , 脱水沉积物衍生的熔体; M_{LCC} , 下地壳衍生的熔体

图5 华北中生代镁铁质岩浆岩Nb/U与Ce/Pb比值图解

图中平均大陆上地壳和下地壳成分数据引自Rudnick和Gao(2014)

华北或者华南陆壳组分并没有给出鉴定性特征, 一般只是推测它们的可能存在, 缺乏进一步的检验和证明。

华北东北部辽东半岛部分晚三叠世闪长岩和同时代长英质岩石具有类似于埃达克岩的高Sr/Y和低Y特征(Defant和Drummond, 1990)。根据这个观察, Yang J H等(2012)认为长英质岩石源自华北克拉通拆沉下地壳的部分熔融, 而闪长岩源区则是这种下地壳衍生熔体交代克拉通岩石圈地幔的产物。Yang D B等(2012)根据Sr-Nd同位素向下地壳端元混合的趋势, 以及Pb同位素组成与华南陆块地壳及大别-苏鲁造山带榴辉岩(代表俯冲华南陆壳)不一致, 认为华北东南部济南辉长岩地幔源区中的地壳组分来自拆沉华北克拉通下地壳。Ying等(2011)则根据Sr-Nd同位素向下地壳端元混合的趋势以及残留和岩浆锆石Hf同位素组成可以由下地壳演化模式计算得到, 提出华北中部山西太原和临汾地区正长-二长岩类地幔源区中的壳源组分来自拆沉华北克拉通下地壳。Liu Y S等(2008)在对华北中-新生代玄武岩的研究中, 提出>110Ma玄武岩地幔源区中的陆壳组分是拆沉下地壳部分熔融产生的熔体。Gao等(2008)根据费县中生代苦橄岩单斜辉石斑晶核部微量元素组成计算得到的母岩浆具有埃达克质成分, 并且其与辽西四合屯玄武岩Sr-Nd-Os同位素组成均反映有埃达克质熔体交代地幔, 因此认为这些基性火山岩是华北克拉通拆沉下地壳与岩石圈地幔之间相互作用的产物。

华北东南部济南和邹平辉长岩的两阶段Nd模式年龄为1.39~2.24Ga, 暗示其地幔源区中地壳组分的形成时间为中元古代-古元古代(Yang Q L等, 2012a), 与华北太古代地壳生长时间(Wu等, 2005b)不一致。因此Yang Q L等(2012a)认为这些辉长岩地幔源区中的地壳组分可能来自北向俯冲的华南陆壳。另一些诸如华北东南缘沂南、铁铜沟等地的镁铁质岩石Pb同位素组成则与华南陆壳一致, 因此这些岩石地幔源区中的地壳组分可能来自俯冲的华南陆壳(Yang J H等, 2012; Yang Q L等, 2012b)。值得注意的是, 华北东南部镁铁质岩浆岩随着与苏鲁造山带距离的增大, 表现出Sr-Nd同位素富集程度减弱、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值降低、Nb/La比值升高等现象(Yang D B等, 2012; Yang Q L等, 2012b), 表明远离苏鲁造山带的地幔源区中地壳组分含量在减少, 指示这些镁铁质岩浆岩的形成与华南陆块俯冲到华北克拉通地幔之下的大陆俯冲隧道中的壳幔相互作用有关(Yang D B等, 2012; Yang Q L等, 2012b)。另一方面, 在胶东镁铁质岩浆岩中发现有新元古代U-Pb年龄

图 6 华北中生代镁铁质岩浆岩Sr-Nd-Pb同位素组成图解

的残留锆石(Zhang等, 2012), 并且其Sr-Nd-Pb同位素组成与华南陆壳或大别-苏鲁造山带花岗片麻岩相吻合(赵子福和郑永飞, 2009; Zhao等, 2012), 指示这些镁铁质岩浆岩地幔源区中的地壳组分可能来自俯冲的华南陆壳。

华北中生代岛弧型镁铁质岩浆岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值与初始 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值之间的关系由于前者变化范围较小而不十分明显, 而后者与Nb/La比值之间呈现较弱的负相关关系(图7)。由于陆壳通常亏损Nb, 结果Nb/La比值低(Rudnick和Gao, 2014), 因此低Nb/La端元的高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值表明, 地幔源区中的地壳组分应该具有高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值。由于上下地壳相对于亏损地幔分别具有高和低的U/Pb比值(Rudnick和Gao, 2014), 在长时间放射成因积累后会分别具有较高和较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 因此地幔橄榄岩与上下地壳衍生熔体之间的反应应该分别导致 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与Nb/La之间的负相关和正相关关系。综上所述, 华北岛弧型镁铁质岩浆岩表现出的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与Nb/La之间弱的负相关关系反映的是壳源物质中上地壳贡献占主导。如果克拉通下地壳拆沉是其再循环的主导机制, 那么应该是下地壳贡献占主导, 这与上述观测不一致。因此, 下地壳拆沉可能不是华北克拉通岛弧型镁铁质岩浆岩地幔源区中地壳组分再循环的主导机制。

图 7 华北中生代镁铁质岩浆岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值与Nb/La比值图解

另一方面, 大陆板块俯冲是陆壳物质再循环的有效机制(Zheng, 2012; Zheng和Chen, 2016)。如同俯冲大洋板片衍生流体会与上覆地幔楔橄榄岩反应形成岛弧型镁铁质岩浆岩的地幔源区一样, 俯冲大陆地壳衍生熔体也会与上覆地幔反应形成岛弧型镁铁质岩浆岩的地幔源区, 这在碰撞后岩浆岩的地球化学研究中得到了充分论证(Zhao Z F等, 2005, 2007, 2011, 2012, 2013; Dai等, 2012, 2014, 2016, 2017)。不过, 部分岩石Pb同位素与华南陆壳不一致而与华北克拉通下地壳

相似, 指示其地幔源区中壳源物质可能含有华北下地壳衍生物, 而不是完全来自俯冲的华南陆壳。这需要考虑Pb作为高度挥发性元素在俯冲带变质脱水和部分熔融过程中的地球化学迁移性质, 因此还需要进一步研究。

4.2 新生洋岛型系列

华北中生代洋岛型镁铁质岩浆岩显示出亏损至弱富集的Sr-Nd同位素组成(图6a), 看上去其源区似乎是亏损地幔, 因此前人将这种源区地幔称为大洋型(Menzies等, 2007)。然而在其微量元素组成上, 华北中生代洋岛型镁铁质岩浆岩表现为洋岛型(图4b), 表明其源区并不像正常洋中脊玄武岩源区那样具有亏损LILE和LREE的特点, 可能是软流圈地幔受到地壳衍生物交代所形成的富集地幔。

在华北地区, 这些中生代洋岛型镁铁质岩浆岩与新生代大陆玄武岩在地球化学组成上类似, 因此前人一般将它们一并讨论。Liu Y S等(2008)将华北中生代以来玄武岩的产生归结为一个连续的过程, 认为这些年轻玄武岩的地幔源区中含有提取过熔体的拆沉下地壳组分, 而下地壳产生的熔体则是较老玄武岩地幔源区中的地壳组分。随后的研究发现, 中国东部新生代大陆玄武岩地幔源区中的地壳组分具有俯冲洋壳属性(Zhang等, 2009; Wang等, 2011; Xu Y G等, 2012; Xu等, 2012, 2014a, 2014b, 2017; Li H Y等, 2014; Li Y Q等, 2016)。因此, 一般将这些玄武岩的地幔源区看作为俯冲洋壳(包含玄武质洋壳及其上覆沉积物)衍生物与软流圈地幔之间相互作用的产物(Xu Z等, 2012, 2017; Xu, 2014)。

一般认为, 洋岛型镁铁质岩浆岩的微量元素组成继承自俯冲的大洋地壳(Hofmann和White, 1982; Hofmann等, 1986; Sun等, 2008; 黄士春和郑永飞, 2017), 但是俯冲洋壳在80~160km的弧下深度经历过脱水作用(例如Stracke等, 2003; Zhang等, 2009; Xu等, 2017; Xu和Zheng, 2017)。在脱水过程中流体活动性不相容元素发生丢失, 而金红石保持稳定, 这样在弧下深度所产生的流体以相对富集大离子亲石元素和Pb等流体活动性不相容元素、亏损Nb和Ta等高场强元素为特征(Ringwood, 1990; Zheng, 2012; Xu和Zheng, 2017)。这些脱水后的洋壳岩石在>200km的弧后深度发生部分熔融, 在这个条件下金红石发生分解, 所产生的熔体

相对富集LILE和LREE等熔体活动性不相容元素、亏损Pb、不亏损Nb和Ta等高场强元素(Ringwood, 1990; Zheng, 2012; Xu和Zheng, 2017)。一旦这类熔体与软流圈地幔橄榄岩发生反应, 就会产生Nb和Ta等高场强元素不亏损但是Pb亏损的超镁铁质交代岩, 由此部分熔融所形成的玄武岩就会表现出洋岛型微量元素组成。因此, 华北中生代洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区中的壳源物质主要是俯冲洋壳所衍生的熔体。由于玄武质洋壳在Sr-Nd同位素组成上比陆壳岩石要亏损的多, 结果前者衍生物所交代的地幔仍能保持亏损或至多弱富集的Sr-Nd同位素特征(Xu等, 2017; Xu和Zheng, 2017)。不过, 洋壳上的海底沉积物可以含有古老的陆源物质, 它们在Sr-Nd同位素组成上表现为相对富集的特点, 由此衍生的熔体与地幔橄榄岩反应则产生Sr-Nd同位素组成富集的交代岩(Xu等, 2017; Xu和Zheng, 2017)。

与华北新生代玄武岩相似, 中生代洋岛型镁铁质岩浆岩也显示出($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 之间的负相关关系(图6b)。由于玄武质洋壳的Rb/Sr和U/Pb比值均高于亏损地幔(Sun和McDonough, 1989; Salters和Stracke, 2004; Coogan, 2014; White和Klein, 2014; 黄士春和郑永飞, 2017), 这样其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值也高于亏损地幔, 因此只能导致($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 之间的正相关关系。从这个角度来看, 洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区中除了洋壳物质外, 可能还有其它壳源物质。下地壳Rb/Sr和U/Pb比值分别高于和低于亏损地幔(Rudnick和Gao, 2014), 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 也会分别高于和低于亏损地幔。因此, 下地壳组分的加入会导致($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 之间的负相关。除此之外, 低Nb/La样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 亦低(图7), 也支持下地壳组分加入到地幔源区中的推论。这些下地壳组分可能是在大洋板片俯冲过程从华北克拉通边缘中刮削下来的, 通常称为俯冲侵蚀(von Huene等, 2004)。

5 华北中生代镁铁质岩浆岩成因的地球化学模拟

依据上述对华北中生代镁铁质岩浆岩地球化学数据的岩石成因解释, 本文对这些岩浆岩的源区形成和部分熔融进行了定量地球化学模拟。对古老岛弧型镁铁质岩浆岩, 我们假设俯冲上地壳花岗岩和沉积物在<60至80km的弧前深度经受高压变质时发生脱水, 其

中变花岗岩在弧下深度发生再次脱水, 而变沉积物在弧下深度发生部分熔融. 变花岗岩释放的流体和变沉积物产生的熔体分别交代上覆岩石圈地幔, 形成中生代岛弧型镁铁质岩浆岩的地幔源区. 对新生洋岛型镁铁质岩浆岩, 我们则参照Xu和Zheng (2017)中的方法, 假设俯冲洋壳在弧下深度经历过脱水, 随后在弧后深度部分熔融产生熔体交代上覆地幔形成板内玄武岩的地幔源区.

虽然对华北岩石圈地幔的微量元素组成缺乏相关数据, 但是地幔橄榄岩的熔体活动性不相容微量元素丰度总是显著低于大陆地壳岩石. 根据Xu等(2017)和Xu和Zheng (2017)的模拟计算结果, 镁铁质岩浆岩地幔源区的微量元素组成基本取决于壳源物质成分, 由此我们在计算岛弧型和洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区成分时均采用亏损地幔(Salters和Stracke, 2004)作为地幔端元. 花岗岩采用Xia等(2008)报道的大别山黄镇地区花岗片麻岩. 陆壳沉积物和洋壳沉积物分别采用PAAS(Taylor和McLennan, 1985)和GLOSS-II(Plank, 2014). 下地壳则综合了Rudnick和Gao(2014)报道的平均下地壳和Zhou等(2002)报道的汉诺坝玄武岩中的下地壳包体成分. 俯冲洋壳岩浆岩则按照Stracke等(2003)的方法, 假设其为25%新鲜MORB(Hofmann, 1988)、25%蚀变MORB(Staudigel等, 1996)和50%辉长岩(Hart等, 1999)的混合物. 表1列出了模拟计算所采用的相关初始物成分.

在模拟计算过程中, 矿物-流体分配系数取自Kessel等(2005)、Kimura等(2010)和Martin等(2011). 对于矿物-熔体分配系数, 橄榄石、单斜辉石、长石、石榴石和金红石的取自Pilet等(2011); 蓝晶石的取自Brey等(2015); 柯石英的取自Nash和Crecraft(1985)和Brey等(2015); 多硅白云母的则依据Zack等(2002)测定的多硅白云母-单斜辉石分配系数和Pilet等(2011)报道的单斜辉石分配系数进行复合计算得到. 表2和表3分别列出了模拟计算所采用的相关分配系数.

洋壳岩浆岩和沉积物脱水时的矿物组成依据Kimura等(2010)计算得到的结果; 花岗岩变质脱水时的矿物组成依据Xia等(2008); 洋壳岩浆岩和沉积物部分熔融时的矿物组成依据Schmidt等(2004)和Spandler等(2008, 2010)的实验结果估计而来; 大陆下地壳部分熔融时的矿物组成依据Qian和Hermann(2013)的实验结

果估计而来. 地幔交代岩部分熔融时的矿物组成则根据Mallik和Dasgupta(2012)的熔体-橄榄岩反应实验结果和Pilet等(2011)根据Walter(1998)的橄榄岩熔融实验结果总结的转熔反应方程(7橄榄石 + 68单斜辉石 + 25石榴石 = 16斜方辉石 + 84熔体), 假设熔融比例为5%计算得到. 表4列出了模拟计算所采用的相关矿物组成. 计算时采用瑞利分馏公式 $C_s = C_0 \times (1-F)^{(1/D-1)}$ 和 $C_L = (C_0/D) \times (1-F)^{(1/D-1)}$ 来分别获得脱水残留体和壳源流/熔体的成分, 采用批式分馏公式 $C_L = C_0/[D+F(1-D)]$ 来获得地幔交代岩部分熔融所产生的镁铁质熔体成分. 上述公式中 C_0 、 C_s 、 C_L 、 D 和 F 分别表示脱水/熔融前初始物、脱水残余、流/熔体的元素含量, 全岩流/熔体分配系数和脱水/熔融程度.

模拟结果表明(图4), 在弧下深度由大约0.5%至2.5%左右的花岗岩脱水释放出的流体和0.025%至0.01%左右的沉积物熔融产生的熔体交代地幔橄榄岩, 就可以使最终的镁铁质岩浆岩具有Nb亏损、Pb富集等典型的岛弧型微量元素分布型式. 而在弧后深度由洋壳岩浆岩、沉积物和下地壳熔融产生的熔体各占约1%至5%、0.002%至0.01%和0.004%至0.02%来交代地幔橄榄岩, 就可以使最终的镁铁质岩浆岩出现Nb不亏损、Pb亏损等典型的洋岛型微量元素分布型式. 模拟计算实践显示, 下列因素会不同程度地影响最终产物的地球化学成分: (1) 源区岩石成分, (2) 矿物与流体之间在不同温度压力条件下的元素配分系数, (3) 俯冲带变质脱水和部分熔融的温度压力, (4) 某些特殊含水矿物和副矿物的稳定性. 由于本文模拟计算时着重考虑了Nb和Pb等元素的行为, 模拟结果对少数其它元素有显著偏离(如图4b中的Ba、Th和U).

Sr和Nd作为熔体活动性不相容微量元素, 在地壳衍生的长英质熔体中发生相对富集, 通过熔体-橄榄岩反应将地壳信息传递给地幔源区. 这样, 富含古老表壳组分的地幔源区就会具有相对较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值(>0.7045)和负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 而富含新生地壳组分的地幔源区就会具有相对较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值(<0.7045)和正的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值. 因此, 镁铁质岩浆岩的初始Sr-Nd同位素组成主要决定于地幔源区中地壳组分的性质, 而地幔橄榄岩由于其非常低的Sr-Nd丰度而影响很小(Xu等, 2017; Xu和Zheng, 2017).

表 1 用在模拟计算中的初始物微量元素组成(单位: ppm)^{a)}

元素	DMM	IOC	GLOSS II	PAAS	LCC	花岗岩
Ba	1.20	18.1	786	650	920	1262
Th	0.01	0.17	8.10	14.6	1.20	6.90
U	0.01	0.15	1.73	3.10	0.10	0.87
Nb	0.21	2.67	9.42	18.0	5.00	9.78
La	0.23	3.89	29.1	38.2	19.0	40.2
Ce	0.77	11.8	57.6	79.6	31.0	76.1
Pb	0.02	0.46	21.2	20.0	4.00	21.2
Nd	0.71	9.08	27.6	33.9	7.96	35.9
Sr	9.80	143	302	200	477	234
Zr	7.90	78.6	129	210	68.0	225
Hf	0.20	2.12	3.42	5.00	1.90	6.44
Sm	0.27	2.92	6.00	5.55	1.30	6.76
Eu	0.11	1.08	1.37	1.08	1.10	1.47
Gd	0.40	3.99	5.81	4.66	3.10	5.74
Dy	0.53	4.79	5.43	4.68	3.10	5.49
Y	4.10	27.1	33.3	27.0	16.0	17.1
Er	0.37	2.86	3.09	2.85	1.90	3.11
Yb	0.40	2.74	3.01	2.82	1.50	2.99
Lu	0.06	0.41	0.46	0.43	0.25	0.44

a) 数据来源: 亏损地幔(DMM), [Salters和Stracke\(2004\)](#); 洋壳岩浆岩(IOC), [Stracke等\(2003\)](#); GLOSS II, [Plank \(2014\)](#); PAAS, [Taylor和McLennan \(1985\)](#); 下地壳(LCC), [Rudnick和Gao\(2014\)](#); 花岗岩, [Xia等\(2008\)](#)

6 华北中生代岩石圈地幔地球化学性质的转变

华北中生代镁铁质岩浆岩的全岩地球化学组成随年龄的变化关系(图8)表明, 在~121Ma, 镁铁质岩浆岩主体已经从古老岛弧型系列转变为新生洋岛型系列. 这个地球化学变化是突出的, 说明华北克拉通岩石圈地幔性质在~121Ma发生了根本性的转变, 从古老岛弧型岩石圈地幔转变为新生洋岛型岩石圈地幔([Dai等, 2016](#)). 不过, 古老岛弧型镁铁质岩浆作用的持续时间

一直到~108Ma.

从华北地幔橄榄岩包体的岩石学研究结果来看, 中生代大陆玄武岩中携带的橄榄岩包体中橄榄石Mg[#]较高(>90)、单斜辉石Mg[#]较高(>90)和Al₂O₃偏低(<5wt.%), 并且呈现出富集的Sr-Nd同位素组成([Zhang H F等, 2008](#)), 表明中生代之前的地幔是经过熔体提取的、典型的难熔克拉通地幔([Zheng等, 2001, 2006a, 2007](#); [Ying等, 2006](#); [Chu等, 2009](#); [Zhang H F等, 2001, 2008](#); [Zhang J等, 2011](#); [Liu S等, 2012](#)). 而新生代大陆玄武岩中携带的橄榄岩包体中橄榄石Fo较低(<90)、

表 2 用在模拟计算中的流体-矿物分配系数^{a)}

元素	Cpx $D=a \times e^{bT}$		Grt $D=a \times e^{bT}$		Fspar	Ms/Bi	Rt	Phe	Coe	Ep/Zo	Law	Serp	$D^{\text{Chl/Cpx}}$	$D^{\text{Amp/Cpx}}$
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>										
Ba	0.26	-0.002	0.47	-0.004	0.50	0.50	0.10	0.50	0.00	0.04	4.34	0.010	0.06	8.36
Th	5.90	-0.004	32775	-0.014	0.00	1.53	0.010	1.53	0.00	1.76	38.0	0.100	0.01	11.0
U	0.92	-0.002	104034	-0.014	0.00	1.58	500	1.58	0.00	0.01	84.0	0.008	0.08	7.81
Nb	24515	-0.013	1304203	-0.016	0.00	3.93	500	3.93	0.00	0.35	79.1	0.026	0.15	34.3
La	0.12	0.000	4155	-0.011	0.00	3.84	2.50	3.84	0.00	1.19	1383	0.010	0.04	11.2
Ce	0.12	0.000	4155	-0.011	0.00	3.31	1.50	3.31	0.00	2.63	1000	0.006	0.05	9.74
Pb	0.009	0.002	2.00	-0.005	0.00	1.00	1.00	1.00	0.00	1.31	23.0	0.010	0.07	4.02
Nd	0.059	0.001	25564	-0.011	0.00	5.00	0.014	5.00	0.00	1.29	700	0.010	0.04	9.85
Sr	0.005	0.003	145	-0.009	0.00	1.37	100	1.37	0.00	2.90	2465	0.050	0.07	6.03
Zr	2150	-0.009	506877	-0.013	0.00	2.93	100	2.93	0.00	0.93	20.4	0.017	1.15	3.21
Hf	2150	-0.009	249526	-0.012	0.00	3.00	0.70	3.00	0.00	1.17	12.3	0.017	0.27	3.21
Sm	1.17	-0.002	68380	-0.011	0.00	6.07	0.80	6.07	0.00	1.58	600	0.015	0.05	10.0
Eu	3.30	-0.003	68512	-0.010	0.00	7.00	0.08	7.00	0.00	1.90	438	0.025	0.06	7.22
Gd	16.8	-0.004	113718	-0.010	0.00	8.50	1.30	8.50	0.00	1.54	307	0.035	0.03	6.30
Dy	1964	-0.008	133886	-0.009	0.00	11.0	2.00	11.0	0.00	2.20	130	0.090	0.03	4.77
Y	1.52	0.001	38850	-0.008	0.00	10.5	2.00	10.5	0.00	2.53	100	0.132	0.08	4.02
Er	43437	-0.011	213021	-0.009	0.00	11.5	2.50	11.5	0.00	2.74	70.0	0.25	0.03	3.26
Yb	55522	-0.011	233356	-0.009	0.00	11.5	3.00	11.5	0.00	2.93	40.0	0.60	0.05	2.34
Lu	57210	-0.011	155900	-0.008	0.00	11.4	3.00	11.4	0.00	3.01	30.0	0.90	0.11	2.17

a) 矿物缩写: Cpx, 单斜辉石; Grt, 石榴石; Fspar, 长石; Ms, 白云母; Bi, 黑云母; Coe, 柯石英; Phe, 多硅白云母; Rt, 金红石; Chl, 绿泥石; Ep, 绿帘石; Zo, 黝帘石; Law, 硬柱石; Serp, 蛇纹石; Amp, 角闪石. 分配系数来源: (1) 矿物Cpx、Grt、Fspar、Ms、Bi、Coe、Law、Serp、Chl/Cpx和Amp/Cpx取自Kimura等(2010), 其中T的单位为°C; (2) 矿物Rt和Phe的分别取自Green和Adam (2003)和Ayers(1998); (3) 矿物Ep和Zo的取自Martin等(2011)

单斜辉石Mg[#]较低(<90)和Al₂O₃偏高(>5wt.%), 表明进入新生代以来华北克拉通岩石圈地幔已经转变为易熔的地幔(Xu等, 1996, 2000; Xu等, 2002; Yu等, 2003, 2006, 2011; Zheng等, 2006a, 2012; Tang等, 2008, 2011; Chu等, 2009; Xiao等, 2010; Princivalle等, 2014). 然而, 部分易熔的地幔包体中单斜辉石的微量元素组成依然为岛弧型(Zheng等, 2001; Xu等, 2008; Princivalle等,

2014), 与正常MORB源区地幔及新生代玄武岩的微量元素分布型式不同, 因此这些橄榄岩包体不是来自克拉通岩石圈减薄后替换古老克拉通岩石圈地幔的洋岛型新生地幔, 而可能是代表中生代岛弧型镁铁质岩浆岩的地幔源区. 由于新生代玄武岩中同时含有上述易熔地幔包体和代表典型难熔克拉通岩石圈地幔的包体, 因此可以认为华北克拉通岩石圈地幔只是部分发

表 3 用在模拟计算中的熔体-矿物分配系数^{a)}

元素	Ol	Opx	Cpx	Grt	Fspar	Ky	Rt	Coe
Ba	0.0003	0.001	0.00068	0.0007	0.60	0.022	0.01	0.035
Th	0.00001	0	0.0008	0.0015	0.070	0.02	0.50	0.009
U	0.0004	0	0.0008	0.005	0.11	0.02	0.50	0.02
Nb	0.005	0.0031	0.0077	0.020	0.05	0.019	83.4	0.011
La	0.0004	0.002	0.054	0.010	0.27	0.009	0.30	0.007
Ce	0.0005	0.003	0.086	0.021	0.20	0.011	0.25	0.005
Pb	0.00001	0.0013	0.01	0.0005	0.36	0.023	0.22	0.111
Nd	0.001	0.0068	0.19	0.087	0.14	0.014	0.10	0.006
Sr	0.00019	0.007	0.13	0.006	3.00	0.02	0.15	0.026
Zr	0.010	0.010	0.12	0.32	0.030	0.05	5.95	0.010
Hf	0.005	0.010	0.26	0.32	0.030	0.049	7.08	0.017
Sm	0.001	0.010	0.29	0.22	0.11	0.011	0.080	0.013
Eu	0.002	0.013	0.47	0.40	0.73	0.013	0.050	0.004
Gd	0.002	0.016	0.48	0.50	0.066	0.009	0.040	0.008
Dy	0.002	0.022	0.44	1.06	0.055	0.017	0.028	0.004
Y	0.005	0.028	0.40	2.11	0.060	0.015	0.018	0.006
Er	0.002	0.030	0.39	3.00	0.041	0.027	0.015	0.005
Yb	0.0015	0.049	0.43	4.03	0.031	0.036	0.012	0.014
Lu	0.0015	0.060	0.43	5.50	0.025	0.040	0.010	0.004

a) 矿物缩写Ol, 橄榄石; Opx, 斜方辉石. 其余参见表2. 分配系数数据来源: (1) Ol、Cpx、Opx、Fspar、Grt和Rt取自Pilet等(2011); (2) Ky取自Brey等(2015) 其中Th和U根据相邻元素数据估计而来; (3) Coe取自Nash和Crecraft(1985)以及Brey等(2015)

生了置换. 换句话说, 晚中生代以来, 华北克拉通岩石圈地幔可能并不都是新生的, 其上部仍保存有一些原来的克拉通岩石圈地幔, 而下部则存在类似晚中生代-新生代洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区的岩石.

事实上除了这次大范围的地幔性质转变外, 华北克拉通东北角的辽东半岛在晚三叠世(~223Ma)已经出现过一次Sr-Nd同位素亏损的镁铁质岩浆作用(Yang J H等, 2012). 这表明在晚三叠世期间, 华北克拉通局部出现过由富集地幔向亏损地幔的转变. 三叠纪时期在中国大陆东部有两个重要的大陆俯冲体系, 一是北

部的华南陆块向华北陆块俯冲, 二是南部的印支陆块向华南陆块俯冲(Zheng等, 2013). 在这两个大陆岩石圈俯冲之前, 均伴有古特提斯洋的消失, 指示古大洋岩石圈的俯冲. 这两个古特提斯俯冲体系至少从石炭纪就开始活动, 直到三叠纪才转换为大陆俯冲体制, 从而构成了古太平洋板块向中国大陆边缘之下俯冲的天然屏障. 因此, 古太平洋板块俯冲到中国东部大陆之下的时间不会早于200Ma. 由此看来, 前人关于古太平洋板块在三叠纪乃至二叠纪就俯冲到中国东部大陆之下的推测是有问题的. 从这个角度来看, 在中国东部产出

表 4 模拟计算中使用的矿物比例(%)^{a)}

组分	Ol	Cpx	Opx	Grt	Fspar	Ms	Bi	Coe	Ky	Chl	Amp	Phe	Serp	Law	Zo	Ep	Rt	Fluid	Melt
MP	55.0	17.0	18.0	10.0															
脱水																			
IOC		43.0		34.0				6.5				2.0	4.9	8.4			1.2	7.6	
GLOSS II		10.8		18.4				30.5			3.3	36.4					0.6	6.2	
PAAS								28.3		1.0	21.8	32.8		6.3	9.2		0.6	4.1	
花岗岩高压				3.0	35.0	15.0	2.0	38.0		5.0						2.0		4.7	
花岗岩超高压				3.0	35.0	15.0	2.0	38.0		5.0						2.0		7.4	
部分熔融																			
IOC		53.5		40.0				1.5											5.0
GLOSS II		24.4		12.4	15.0			34.0	4.0								0.2		10.0
PAAS		30.0		25.0				33.0	4.0										8.0
LCC		64.0		30.0															6.0

a) 矿物缩写请参考表2和表3. 洋壳岩浆岩(IOC)、GLOSS II和PAAS脱水时的矿物组成根据Kimura等(2010)估计而来; 花岗岩则根据Xia等(2008)确定. 被交代的橄榄岩(MP)、IOC、GLOSS II、PAAS和LCC熔融时的矿物组成分别根据Malik和Dasgupta(2012)、Spandler等(2008)、Spandler等(2010)和Qian和Hermann(2013)的实验估计而来. 表中所列MP的矿物组成是在熔融之前, 而IOC、GLOSS II、PAAS和LCC的熔融时矿物组成是在熔融之后

的三叠纪镁铁质岩浆活动与古太平洋板块俯冲无关. 不过, 晚三叠世时期深俯冲华南陆块在苏鲁造山带东部发生折返(Zheng等, 2009), 对应有同时期的构造拉张(Guo等, 2012; 郑永飞等, 2015). 因此, 在华北克拉通东部出现的晚三叠世镁铁质岩浆活动可能是构造拉张作用的产物, 而这个拉张就有可能引起软流圈地幔局部上涌, 进而产生相对亏损的镁铁质岩浆活动.

7 华北克拉通破坏的地球动力学机制

7.1 华北岩石圈的地球物理结构

华北克拉通是一块面积约1500000km² 的三角形区域(图1). 它由东部克拉通、西部克拉通以及两者之间的古元古代中央造山带组成(Zhao和Zhai, 2013). 构造上它与北边的中亚造山带、南边的秦岭-桐柏-红安-大别-苏鲁造山带、西边的祁连造山带和东边的西太

平洋分别接壤(Zheng等, 2013). 基于这种构造格局, Windley等(2010)认为不同方向上的板块俯冲可能对华北克拉通减薄和破坏起到了一定的作用(图9).

中国东部大陆边缘与西太平洋毗邻, 地球物理上可见太平洋板块西向俯冲到东亚大陆边缘之下(例如Huang和Zhao, 2006). 因此, 一般将这个构造作用看作是中国东部中生代乃至新生代岩浆作用的地球动力学机制(例如, Wu等, 2005a; Li和Li, 2007; Zheng等, 2013). 另一方面, 根据地震层析成像研究, 华北地区东部的大陆岩石圈比西部薄(An和Shi, 2006; Chen等, 2009; Huang和Zhao, 2009; Tian等, 2009; Xu和Zhao, 2009; Chen, 2010; Tang等, 2013). 从西往东, 大陆岩石圈厚度由鄂尔多斯盆地的200~250km变化至太行造山带的100~150km、华北平原的60~100km和山东半岛及渤海盆地的<60km. 一般将产生这个厚度差异的构造机制与华北克拉通岩石圈减薄和破坏联系起来(例

图8 中生代镁铁质岩浆岩地球化学组成与侵位年龄关系图解

图9 华北克拉通在古生代-中生代时期与邻近板块之间关系图(修改自Windley等, 2010)

如, 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥和郑天愉, 2009; Zhu等, 2012; 朱日祥等, 2012)。虽然这个机制很吸引人, 但是大洋板片俯冲如何导致克拉通减薄/破坏的问题仍然亟待解决。此外, 类似的大陆岩石圈厚度变化也出现在华南陆块的东西部之间。根据地震层析成像研究, Zhou等(2012)发现华南西北部的扬子克拉通厚度 ≥ 190 km, 而东南部的华夏地块和江南造山带厚度为100~110km。总体来说, 中国东部大陆岩石圈厚度存在东薄西厚的格局, 因此太平洋板片西向俯冲是如何导致这个厚度变化还有待澄清。

7.2 大地幔楔模型

地震层析成像结果显示, 在欧亚大陆东部410至660km深的地幔过渡带中存在高速异常, 通常被解释为停滞在那里的俯冲的西太平洋板片(例如Fukao等,

1992, 2009; 赵大鹏等, 2004; Huang和Zhao, 2006; Li和van der Hilst, 2010; Wei等, 2012, 2015)。赵大鹏等(2004)在他们首次探测到东北地区存在滞留板片时, 就提出在俯冲太平洋板片与东亚大陆岩石圈之间存在一个大地幔楔。他们将这种大地幔楔模型应用于这个区域弧后地幔低P波速的解释, 认为滞留板片对触发板片上面的板内火山作用发挥了重要作用。滞留板片在东亚大陆东部的广泛存在指示, 陆下岩石圈地幔与俯冲太平洋板片之间存在软流圈地幔, 就是滞留板片之上的大地幔楔(Zhao D P等, 2007; Zhao和Ohtani, 2009)。

地球物理学研究通常把这个大地幔楔中的软流圈地幔上涌与中国大陆东北地区新生代火山活动联系起来(赵大鹏等, 2004; Lei和Zhao, 2005; Huang和Zhao, 2006; Zhao D P等, 2011; Wei等, 2015)。基于这个现今地震层析成像结果, 越来越多的研究采用大地幔楔模型来解释包括西伯利亚(Ivanov, 2007)、中国东部(Niu, 2005; Kuritani等, 2011, 2013; Xu Y G等, 2012; Sakuyama等, 2013; Xu, 2014; Huang等, 2015; Li Y Q等, 2015, 2016; Li H Y等, 2016a, 2016b, 2017; Wang等, 2015)和朝鲜半岛中部(Sakuyama等, 2014)在内的东亚大陆玄武岩的成因。这些研究假设滞留板片是含水的, 在地幔过渡带中由于受到加热而脱水; 板片释放的水可以引起上覆地幔的局部熔融, 最终导致地表的大陆

玄武质火山活动(Maruyama等, 2009; Ohtani和Zhao, 2009; Zhao和Ohtani, 2009; Kuritani等, 2011). 由此认为, 东亚板内火山活动与大地幔楔中来源于板片脱水产生的底辟体有关(Richard和Iwamori, 2010). 在冷的俯冲板片中, 含水矿物与名义上无水矿物一起将水传输到地幔过渡带(例如, Ohtani等, 2004; 郑永飞等, 2016).

Richard等(2006)发展了一套耦合板片中热和化学扩散的模型, 从理论上分析了滞留板片的脱水过程. 模拟结果表明, 在对滞留板片加热过程中热和水扩散的耦合可以产生板片局部水过饱和现象, 板片在地幔过渡带的脱水可以产生富水流体. 地幔过渡带的高储水能力似乎得到金伯利岩中金刚石包裹的林伍德石高水含量(1.4wt.%)的支持(Pearson等, 2014). 林伍德石是地幔过渡带中最主要的矿物相(>50%), 如果将其高水含量推广到整个地幔过渡带的话, 这个构造单元可以是一个巨大的水储库. 但是, 地幔过渡带之上和之下的地幔都具有显著较低的水含量. 要将高含量水携带至地幔过渡带, 不仅要求大洋俯冲带地温梯度足够低(<6°C/km), 而且俯冲的速率还要足够大, 这样板片携带的高水含量才能没有在地幔过渡带之上发生平衡降低. 因此, 地幔过渡带的高水含量是否属于平衡含量尚有待检验. 如果俯冲板片矿物水没有与周围地幔矿物水之间达到热力学平衡, 地幔过渡带高水含量就是一个局部非平衡现象, 那么它的实际平衡水含量可能要低得多.

大洋板片俯冲至弧下深度时, 其最上部10km保存的水含量不会超过0.1wt.%, 而且在最冷的板片中部水含量可能更高(Kerrick和Connolly, 2001; Poli和Schmidt, 2002). 这些水含量接近OIB和富集MORB的地幔源区值, 不会引起大规模地幔熔融. 地幔过渡带中水的富集可以由俯冲隧道中板片/地幔界面上含有0.1–0.4wt.%水的低粘滞力薄边界层的迁移所实现(例如, Iwamori, 2007; Tonegawa等, 2008). 然而, 即使这种情况能够出现, 由于橄榄石可以储存0.5–0.8wt.%的水, 水依然不能引起深部上地幔橄榄岩的大规模熔融. 深俯冲至北美下地幔的Farallon板片可视为验证这种模式的一个例子. 这里含水底辟体会在约660km不整合面处与地幔过渡带分离(van der Lee等, 2008). 此外, 地幔过渡带可能是水的一个过滤器(Bercovici和Karato, 2003), 因此含水硅酸盐熔体可能不会穿过410km不

整合面. 另一方面, 从滞留板片析出的流体会与大地幔楔橄榄岩之间发生化学反应, 将 H_2O 和 CO_2 还原成 CH_4 或 H_2 , 后者具有非常低的硅酸盐溶解度和低湿润角, 结果这种流体在上地幔的迁移能力有限.

Yamamoto等(2012)试图依据大地幔楔模型中与岩浆形成相关的猜想来解释弧后地幔的高热流. 他们认为, 地幔楔橄榄岩会被俯冲到弧前深度洋壳所释放的富水流体所水化, 这种水化橄榄岩会在弧下深度经历不完全脱水, 结果地幔楔底部的水化橄榄岩会受俯冲隧道中的角力流作用向下运移(Iwamori, 2000). 随着温度压力的升高, 水化橄榄岩会在弧后深度发生部分熔融, 在深部上地幔产生玄武质熔体. 含水量小于5wt.%的玄武质熔体在410km深度左右处于重力稳定状态(Suzuki等, 1995; Matsukage等, 2005; Sakamaki等, 2006). 随着滞留板片之上地幔过渡带温度的升高, 其中像瓦兹利石和林伍德石等矿物中水的溶解度降低(Ohtani等, 2000; Demouchy等, 2005). 由此Yamamoto等(2012)推测, 地幔过渡带矿物析出水的垂向对流会增加玄武质熔体中水的含量. 而含水量的增加会引起玄武质熔体的重力不稳定, 导致含水熔体上升穿过弧后地幔到达浅部. 这样他们得出结论, 这种玄武质岩浆作用造成了弧后岩石圈变暖, 进而引起大陆岩石圈减薄和弧后上地幔浅层P波速的降低.

弧后岩石圈的变暖常被认为是大洋板片俯冲回卷造成的. 由于弧后可能存在高热流区域, 这个特点起初是被用来解释随着大尺度地幔上涌的逐渐移动而变化的西太平洋地区边缘盆地的地壳年龄(Miyashiro, 1986). 对西太平洋俯冲带之上东亚大陆高热区域的形成有两种解释. 一种是西太平洋板块俯冲使地幔楔中的对流重启, 导致弧后区域均一的高温(例如Currie等, 2004, 2008; Currie和Hyndman, 2006; Kukačka和Matyska, 2008). 这种解释假定岩石圈流变较弱, 以说明在Cascade观察到的 $75 \pm 15 \text{ mW/m}^2$ 的表面热流(Currie等, 2008; Kukačka和Matyska, 2008), 但这并没有得到流变学数据的有力支持. 岩石圈地幔局部层析成像观察到异常的P波速扰动($\leq 6\%$), 暗示东北地区存在 100 mW/m^2 左右的高热流(Huang和Zhao, 2009). 另一种是与滞留板片相关的软流圈上涌及随后的岩石圈减薄(例如Nohda等, 1988; Tatsumi等, 1990; Xu, 2001; Okamura等, 2005). 这种解释是基于幔源包体确定的地热梯度和大陆玄武岩地球化学的地球动力学解释推测得出.

然而, 由于古地幔热事件与现代地表热流之间存在一定的时间间隔, 地幔包体确定的地热梯度可能与地表热流并无对应关系。

Tatsumi和Eggins(1995)对软流圈地幔上涌模型进行了扩展, 提出了方辉橄榄岩柱模型, 假设滞留板片上方弧后区域的方辉橄榄岩块体上浮并减压熔融, 在弧后区域形成具有相对富集俯冲洋壳物质地球化学成分的大陆玄武质火山作用。像放射成因Sr、Nd和Pb同位素富集信号在东亚新生代大陆玄武岩中就很常见(例如, Zhou等, 1988; Zou等, 2000; Okamura等, 2005; Kuritani等, 2011; Xu Z等, 2012; Xu Y G等, 2012; Xu和Zheng, 2017)。另一种扩展模型是Iwamori(1992)的湿区域假说, 假定弧后地幔由于深源流体的渗入而处于湿的环境, 导致地幔固相线的降低。Ichiki等(2006)依据中国东北上地幔电导率和地震P波速的观察检验了这个模型。他们对该区域上地幔提出了两种结构模型。一种支持湿区域假说, 即滞留板片之上地幔由含水量中等的地幔岩组成。另一种支持方辉橄榄岩柱模型, 即该区域上地幔可分为两个部分: 干的、热的浅部方辉橄榄岩地幔和湿的深部地幔。由Yamamoto等(2012)的工作所推断出的岩石圈性质在本质上与浅部干的、热的方辉橄榄岩地幔相吻合。

地震层析成像结果显示, 在环太平洋大陆之下都存在滞留的板片(Fukao等, 2009)。然而, 许多研究者只是聚焦于东亚大陆岩石圈之下的大地幔楔, 由此将中国东部新生代玄武岩成因归因于俯冲太平洋板片与大地幔楔之间的相互作用(例如Niu, 2005; Kuritani等, 2011, 2013; Xu Y G等, 2012; Sakuyama等, 2013; Xu, 2014; Huang等, 2015; Huang和Xiao, 2016; Li Y Q等, 2015, 2016; Li H Y等2016a, 2016b, 2017; Li S G等, 2017; Wang等, 2015, 2017)。如果大地幔楔模型能够解释东亚大陆玄武岩成因, 这个模型也应该能够解释西美大陆玄武岩成因。有研究提出, 就在这个太平洋板块俯冲至地幔过渡带的过程中, 弧后扩张引起大地幔楔中的软流圈地幔上涌, 进而导致华北克拉通岩石圈地幔遭到侵蚀而减薄(Zheng等, 2006a, 2007; Xu等, 2008)。此时停滞在地幔过渡带的太平洋板块所释放的流体可能扰动了大地幔楔内部的地幔对流, 从而导致克拉通地幔破坏(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2012), 或者引起华北克拉通岩石圈地幔水化而弱化乃至减薄乃至破坏(Niu, 2005; Windley等, 2010; Kusky

等, 2014)。甚至有人采用数值模拟方法来理解西太平洋板块俯冲至地幔过渡带所产生的扰动(Wang等, 2016), 认为后者可以引起地幔过渡带中的物质上涌, 其中水由于压力降低而释放至华北克拉通岩石圈地幔中导致后者被水化, 水化岩石圈地幔的强度变弱得以被软流圈所侵蚀。然而, 与东太平洋毗邻的美洲西部大陆之下也存在滞留板片(Fukao等, 2009)。如果大地幔楔模型能够用来解释华北克拉通破坏, 那么这个过程也会导致西美克拉通破坏。然而, 西美克拉通破坏虽然发生了减薄, 但是尚未破坏(Carlson等, 2005; Kusky等, 2014)。

中国东部新生代大陆玄武岩都具有洋岛型地球化学特征, 与白垩纪洋岛型镁铁质岩浆岩之间并无本质差别(Dai等, 2016; Xu和Zheng, 2017)。然而, 有研究将大地幔楔模型推广到那些白垩纪洋岛型镁铁质岩浆岩(Huang等, 2015; Huang和Xiao, 2016; Li S G等, 2017)。这个推广假设, 至少在早白垩世(~110Ma)太平洋板块也已俯冲至地幔过渡带并在此滞留, 然后与大地幔楔发生相互作用形成洋岛型镁铁质岩浆岩。对中国东部大陆玄武岩的镁同位素地球化学研究认为, 洋岛型玄武岩的地幔源区可能受到俯冲板片碳酸盐熔体所交代(Huang等, 2015; Li S G等, 2017)。根据碳酸盐相变线(Sato和Katsura, 2001; Morlidge等, 2006; Tao等, 2014), 板片可能不需要俯冲至过渡带(Huang和Xiao, 2016), 其中的碳酸盐就会相变成富镁碳酸盐, 这种碳酸盐会产生富镁碳酸盐熔体交代亏损地幔, 进而使受交代地幔(即玄武岩浆源区)的镁同位素组成与亏损地幔不同。这个研究是假设菱镁矿将低镁同位素组成带入深部地幔, 由此估计的碳酸盐化橄榄岩地幔源区深度为300-360km。如果是白云石将低镁同位素组成带入地幔源区, 则深度为<300km; 如果是辉石岩作为地幔源区, 则深度也会<300km。因此, 虽然富镁碳酸盐熔体在洋岛型玄武岩的形成中发挥了作用, 但是目前在大陆玄武岩中尚未发现能够指示深度的地幔包体矿物如高石榴石、瓦茨利石和林伍德石, 因此这些大陆玄武岩的地球化学成分还不能用来支持大地幔楔模型。

实验岩石学研究得到, 俯冲到地幔过渡带深度的大洋板片由于含水矿物分解, 而引起地壳岩石发生部分熔融(Zhang等, 2017)。显然, 地壳岩石在地幔过渡带深部经受的不是简单的脱水, 而是脱水熔融; 所产生的不是富水流体, 而是含水的长英质熔体。虽然两者都

可以将地壳水迁移到地幔过渡带, 但是它们对不相容元素的迁移能力是大不相同的, 对地幔橄榄岩的交代效果也是有显著差异的. 另一方面, 这个实验岩石学结果能否用来支持大地幔楔模型, 值得商榷. Zhang等(2017)所进行的实验温度压力分别是1300~1400°C和16~22GPa. 虽然这个实验压力与地幔过渡带深度相当, 但是温度则比地幔过渡带的1600~1800°C低300~400°C. 如果俯冲板片是以1300~1400°C进入地幔过渡带并发生脱水熔融, 那么这个板片还是刚刚进入地幔过渡带, 两者尚未达到热平衡, 这个差异一般出现在大洋板片俯冲的早期阶段, 俯冲板片还不属于滞留板片. 滞留板片应该在地幔过渡带已经居留了相当一段时间, 两者之间已经达到或者接近热平衡, 这个只会出现在大洋板片俯冲的晚期阶段. 当然, 在1300~1400°C能够发生的部分熔融在1600~1800°C只会发生的更为明显, 所产生的长英质熔体会与上覆大地幔楔中的橄榄岩发生化学反应形成辉石岩, 这是地壳交代作用(黄士春和郑永飞, 2017). 辉石岩的固相线低于橄榄岩, 由此部分熔融会产生含水玄武质熔体. 如果这种熔体可以穿过大地幔楔到达大陆岩石圈地幔底部, 在那里还可能发生熔体-橄榄岩反应, 引起地幔交代作用(黄士春和郑永飞, 2017). 但是, 这两类交代作用产物在何时何地经历部分熔融以及熔融产物能否到达地表成为现在所观测到的大陆玄武岩, 则有待进一步检验.

7.3 华北克拉通破坏

东北亚大陆之下地幔过渡带滞留板片之上的上地幔被看作为大陆岩石圈之下的大地幔楔(赵大鹏等, 2004; Huang和Zhao, 2006; Zhao和Ohtani, 2009). 据此, 假设滞留板片在地幔过渡带脱水, 所产生的流体不仅引起上覆软流圈地幔水化和弱化, 而且导致克拉通地幔发生热/化学侵蚀直至减薄和破坏(Niu, 2005; Windley等, 2010; Kusky等, 2014). 另一方面, 朱日祥和郑天愉(2009)提出华北克拉通破坏可能由东亚大陆之下快速的、不稳定的软流圈地幔流所致, 这种地幔流通过上部地幔流体通量的增加引起克拉通地幔的软化. 根据地震层析成像观察结果, 毫无疑问现今的太平洋板块确实俯冲并滞留在地幔过渡带. 然而, 现在观察到的西太平洋板片是在早新生代(~50Ma)才俯冲到欧亚大陆东缘之下(Fukao等, 2001, 2009; Whittaker等, 2007; O'Connor等, 2013; Lallemand, 2016), 滞留在地

幔过渡带的西太平洋板片是最近20-30Ma才俯冲下去的(朱日祥等, 2015; Liu等, 2017). 因此, 现在所观察到的滞留在地幔过渡带的西太平洋板片与华北克拉通在早白垩世时期的减薄/破坏无关(朱日祥等, 2015; Liu等, 2017; Xu和Zheng, 2017; Zhao D P等, 2017). 中生代时期古太平洋板块俯冲到欧亚大陆之下, 在早新生代(60~50Ma)转换为太平洋板块俯冲. 尽管这个转换过程伴有洋中脊与大陆边缘之间在海沟的碰撞(Stern, 2004), 太平洋板块还是将古太平洋板片推入软流圈地幔乃至地幔过渡带之下. 地震层析成像在中国东部大陆之下930~1120km深度发现有长达800km的高速异常, 可能代表俯冲到地幔过渡带之下的古太平洋板片(Li和Yuen, 2014).

如果古太平洋板片俯冲是导致克拉通岩石圈减薄/破坏的地球动力学机制, 那么中生代时期古太平洋板片就还没有高角度俯冲到地幔过渡带, 而是先在华北克拉通岩石圈底部进行低角度俯冲(Zhang等, 2009; 郑永飞和吴福元, 2009; Xu Z等, 2012; Kiminami和Imaoka, 2013), 如同东太平洋Nazca板块在美洲大陆岩石圈底部俯冲(Scire等, 2016)一样; 在~144Ma之后俯冲角度变大, 然后逐渐下沉至地幔过渡带以下的深度. 这一过程与东太平洋Farallon板块俯冲至北美板块之下的过程(Schmid等, 2002)相似. 早白垩世时期的洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区的形成可能是对俯冲古太平洋板片回卷的响应, 而不是现今停滞在地幔过渡带的太平洋板片与地幔楔之间发生相互作用的结果. 另一方面, 即使地幔过渡带中会发生俯冲洋壳的深熔(Xu Y G等, 2012; Sakuyama等, 2013; Xu, 2014), 富集LILE和LREE的长英质熔体也会在上升过程中与软流圈地幔橄榄岩反应, 引起地壳交代作用而不是地幔交代作用(Zheng, 2012). 这样洋壳衍生的流体/熔体成分在50百万年之内由于地幔对流而出现相对均一化, 获得了与MORB相似的亏损LREE和LILE的地球化学信息. 这与大陆玄武岩富集LREE和LILE的特点相矛盾. 因此大地幔楔模型既不能应用于中生代华北克拉通破坏, 也不能应用于东北新生代大陆玄武岩的成因.

郑永飞和吴福元(2009)提出, 华北克拉通地幔减薄是由于大陆岩石圈地幔受到大洋板片俯冲侵蚀而导致其下部被移去(拆沉), 与此同时软流圈地幔侧向对流进入残留古老岩石圈地幔与俯冲板片之间的空隙并形成了新生岩石圈地幔. 俯冲古太平洋板片的东向回

卷支持了这种可能性, 这样充填进来的软流圈地幔会加热回卷板片的表面并使其部分熔融(金红石分解). 因此, 富集LILE和LREE的地壳熔体会在新生岩石圈地幔楔之下的大洋俯冲隧道内产生, 并与上覆地幔橄榄岩之间发生化学反应形成贫橄榄石但富辉石的超镁铁质交代岩(Zhang等, 2009; Wang等, 2011; Xu Z等, 2012, 2017; Xu和Zheng, 2017). 这种交代岩相对于橄榄岩不仅密度小而且固相线低, 倾向于从地幔深部运移至浅部. 另一方面, 现今地震层析成像所观察到的滞留太平洋板片是最近20~30Ma才发生的过程, 可能是俯冲大洋板片重力下沉的结果, 而在新生代早期还是处于低角度俯冲状态. 从这个意义上讲, 西太平洋板片上的地幔楔可能是由早新生代的小地幔楔变成晚新生代地幔过渡带之上的大地幔楔.

根据大陆漂移理论, 中生代以来大西洋周围的板块在逐渐远离开来, 并逆冲于太平洋中的各个板块之上(McKenzie和Parker, 1967; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968). 由于地球的半径保持不变, 因此古太平洋必定在变小, 海沟就会朝大陆方向移动; 美洲板块和欧亚板块受抽吸力作用发生相向运动(Elsasser, 1971). 由于大陆板块受到另一侧洋脊传递过来的推力的影响而朝大洋方向移动, 因此欧亚大陆会向东漂移几千公里, 导致西古太平洋俯冲带的海沟后撤和俯冲西古太平洋板片的回卷. Elsasser(1971)将这种抽吸力形象化为由于大洋板片在海沟处持续不断的挠曲所形成的空间, 这个空间由朝大洋方向移动的大陆板块不断填充的空间. 然而Forsyth和Uyeda(1975)指出, 由于其它板块运动驱动力的存在(例如洋脊推动、板片牵拉和地幔对流), 对这种抽吸力的物理性质仍有不明之处. 即便如此, 虽然海沟是板块互相推挤的汇聚边界, 这种抽吸力仍使用于解释上述空间的充填. 如果假设俯冲过程中上盘板块是相对停滞的、被动的, 那么俯冲可以看作是一种主动过程. 另一方面, 在抽吸的情况下, 仰冲会变成主动过程, 而俯冲板片变得被动, 导致仰冲过程中海沟后撤和板片回卷.

有许多数值模拟研究来解译俯冲过程对上盘板块的动力学影响(例如van Hunen等, 2000, 2004; Arcay等, 2008; Gerya和Meilick, 2011). 根据van Hunen等(2000, 2004)的数值模拟结果, 上盘板块向海沟的快速水平运动(仰冲)会使俯冲角度在浅部变缓, 就如同在南北美洲大陆西海岸部分地区所观察到的一样. 这个过程主

要是由年轻的大洋岩石圈以安第斯型俯冲方式俯冲至年轻的大陆边缘下所致. 相反, 上盘板块向海沟的慢速移动会使得俯冲角度在深部变陡, 如同亚洲大陆东岸那样, 造成年轻大洋板片向克拉通岩石圈之下的非安第斯型俯冲. Arcay等(2008)将他们提出的热/化学侵蚀模型应用到大洋俯冲带应力的研究中, 论证了上盘板块高速向海沟运动会促进低角度浅俯冲. 岩浆过程导致的上盘板块流变学上的弱化也被若干研究所证实(例如, Ueda等, 2008; Sizova等, 2010), 这种弱化会通过海沟后撤和伸展引起上盘板块的显著减薄(例如Gerya和Meilick, 2011).

对于俯冲板片的岩石学和热力学数值模拟, 可以揭示大洋俯冲带之上地幔楔的复杂结构. 由俯冲板片地壳岩石脱水和深熔所造成的Raleigh-Taylor不稳定会形成巨大的上升底辟体, 这种底辟体在数值模型中被视作冷柱(Gerya和Yuen, 2003; Gerya等, 2004). 已经采用数值模拟方法研究了俯冲板片之上冷柱的稳定性和成分变化, 所针对的构造环境包括大洋\大洋俯冲带(Gerya和Yuen, 2003; Gerya等, 2004, 2006; Gorczyk等, 2007a, 2007b; Nikolaeva等, 2008)、大洋\大陆俯冲带(Gerya和Stöckhert, 2006; Currie等, 2007; Gorczyk等, 2007c; Gerya等, 2008a)和大陆\大陆俯冲带(Gerya等, 2008b). 对大洋\大陆俯冲带还分别模拟了板片回卷和前进俯冲两种情况(Gerya和Meilick, 2011). 由于水化且部分熔融地幔楔和俯冲板片顶部地壳岩石的正浮力, 推测这种冷柱结构在俯冲带较为常见(例如Gerya和Yuen, 2003; Gerya等, 2006; Currie等, 2007; Gerya和Meilick, 2011). Gerya等(2006)评估了地幔楔中地壳柱的地球物理含义, 认为冷柱结构可以解释地幔楔中显著的局部地震波速正负异常.

根据岩石学-热力学-机械耦合模型, Gerya和Meilick(2011)模拟了洋\陆俯冲带上盘板块的动力学特征. 这个模型包括一个自由剥蚀/沉积的界面、自发的板片弯曲、俯冲地壳的脱水、富水流体的迁移、地壳和地幔岩石的部分熔融以及以弧火山作用导致新生地壳生长的镁铁质熔体的提取. 模拟结果对上盘板块提出下面5种动力学体系: (1) 稳定俯冲, 地幔楔中不伴有弧后扩张中心, 亦没有大的上升底辟体(冷柱); (2) 回卷俯冲, 伴有一个集中的弧后扩张中心, 无冷柱; (3) 回卷俯冲, 伴有弧内扩张和穿越岩石圈的冷柱; (4) 前进俯冲, 伴有底垫(侧向伸展)的冷柱; (5) 稳定至前进

俯冲, 伴有静止(侧向受限)的冷柱. 这些体系之间的转换主要受流变学弱化效应控制, 该效应与富水流体从俯冲板片向上覆地幔楔的渗入, 或者与产自地幔楔内部分熔融区域的镁铁质熔体向地表的迁移有关. 富水流体在高地温梯度下主要影响弧前区域, 而在低地温梯度下对弧下区域影响较大(郑永飞等, 2016). 与水相关的强烈的弱化作用促使俯冲带深部两个板块之间的脱耦, 降低了俯冲拖曳作用, 进而导致海沟沉积物在增生楔上的堆积(Wada和Wang, 2009). 相反, 水弱化作用的降低会导致板块之间的强烈耦合, 引起与碰撞型俯冲作用相似的过程并伴有俯冲侵蚀作用的增强, 从而促使上盘板块的加厚和地幔楔之下巨大冷柱的出现. 根据Gerya和Meilick(2011)的模拟, 产自俯冲板片之上地幔楔中热区的镁铁质熔体会使弧下大陆岩石圈发生流变学弱化, 进而控制上盘板块的伸展和挤压. 从贯穿大陆岩石圈的冷柱所提取的长英质熔体会在大陆岩石圈内部产生一条弱的垂直隧道, 这些熔体会通过这条隧道就位于弧下地壳中. 如果熔体相关的弱化不充分, 冷柱就无法上升而横向伸展于地幔楔之下, 即底垫在岩石圈之下. 另一方面, 含水长英质熔体会产生自地幔楔下冷柱的脱水熔融, 这种熔体会引起地幔楔强烈的流变学弱化. 如果这种弱化作用与弱的板片耦合在一起, 就会引发回卷俯冲并伴随俯冲板片的重力下沉.

不同作者对板块重建所确定的太平洋板片向东亚大陆之下俯冲的启动时间也有差别. 西太平洋板片可能是从始新世开始向东亚大陆之下俯冲(Whittaker等, 2007; O'Connor等, 2013), 而古太平洋板片可能在中侏罗世(~170Ma)才俯冲到东亚大陆之下(Müller等, 2008; van der Meer等, 2012; Kiminami和Imaoka, 2013). 根据保存的磁力线和破裂带(Atwater和Severinghaus, 1989; Nakanishi等, 1992)以及对称扩张假设, Müller等(2008)认为太平洋板块在170Ma的中侏罗世以三角形的形式形成于Farallon、Phoenix和Izanagi板块之间的三角地带(Engelbreton等, 1985). 如果这个重建是正确的话, 古太平洋板片就可能从~170Ma才开始向欧亚大陆东缘之下俯冲, 从而导致了大陆之下俯冲隧道中的大洋板片/地幔相互作用. 另一方面, 古太平洋板片的回卷可能是对中生代时期大西洋打开所产生的欧亚大陆东向漂移的响应(Elsasser, 1971). 这引起了白垩纪俯冲古太平洋板片向地幔过渡带的重力下沉, 后者表面看起来好像是在早白垩世 (Seton等, 2012)或晚白垩世(Li

和van der Hilst, 2010)发生的板片俯冲. 因此, 白垩纪时期古太平洋板片在西太平洋地区向欧亚大陆东侧之下的俯冲相对于其在东太平洋地区向南美大陆之下的俯冲来说表现得更被动些. 这个构造过程可能是使中生代时期古太平洋板片向欧亚大陆东缘之下俯冲形成非安第斯型大陆边缘的基本原因.

目前还没有关于中生代古太平洋俯冲隧道中板片/地幔界面熔体-橄榄岩反应的同位素年代学数据. 不过, 对这个反应的时间可以从以下三个途径进行估计. 第一, 埃达克质熔体的提取可能标志着高密度榴辉岩及其下伏大洋岩石圈地幔重力下沉进入软流圈地幔的开始. 对中国东部新生代大陆玄武岩中麻粒岩包体的锆石U-Pb定年得到 140 ± 4 至 117 ± 5 Ma的年龄(Huang等, 2004), 这个年龄可以看作是俯冲洋壳表层的陆源沉积物在麻粒岩相部分熔融时熔体提取的时间. 鲁西蒙阴辉绿岩记录了早白垩世时期最早出现的岩浆侵位时间是 144 ± 2 Ma(Liu S等, 2008). 将这两个年龄结合起来, 我们推测古太平洋板片从~144Ma开始回卷, 由低角度俯冲至克拉通岩石圈地幔之下转变为高角度俯冲(Xu Z等, 2012), 引起俯冲地壳岩石发生部分熔融(Zhang等, 2009). 第二, 从中国东部广泛出现的花岗岩中获取了大量130~120Ma的锆石U-Pb年龄(Wu等, 2005a; Zhang等, 2014), 指示软流圈上涌至减薄后的大陆岩石圈底部所带来的热效应. 第三, 俯冲板片回卷时的板片/地幔脱耦对于俯冲洋壳部分熔融来说是一个有效的机制(郑永飞等, 2016). Wada和Wang (2009)通过对大洋俯冲带的热力学数值模拟, 认为在俯冲板片与地幔楔界面之间脱耦的弧下深度存在高地表热流. 因此, 早白垩世俯冲古太平洋板片的显著回卷可能是大洋俯冲隧道中俯冲洋壳岩石深熔和随后熔体-橄榄岩反应的地球动力学机制(Dai等, 2016). 与此相比, 古太平洋板片在侏罗纪时期的俯冲可能是克拉通地幔底部被俯冲板片来源的富水流体所弱化的地球动力学机制.

除了华北克拉通东部, 其周缘地区在显生宙时期也被岩浆作用所活化(Zhu等, 2012). 这说明先前存在的增生/碰撞造山带是克拉通岩石圈破坏的有利地带(Zheng等, 2013). 另一方面, 晚古生代洋壳在南北两个方向均俯冲到华北克拉通岩石圈之下, 由此所造成的脱水将大大有利于中生代时期克拉通岩石圈的减薄/破坏(Windley等, 2010). 对大别-苏鲁造山带及其邻区

中生代镁铁质侵入岩的地球化学研究指示, 华北克拉通东南缘之下三叠纪华南陆块俯冲过程所形成的大陆俯冲隧道中, 出现过由俯冲地壳衍生熔体交代上覆地幔楔的板片/地幔相互作用(Dai等, 2011, 2012, 2015; Yang J H等, 2012; Yang D B等, 2012; Zhang等, 2012; Zhao等, 2012, 2013). 虽然华北克拉通和华南陆块的东缘都与西太平洋俯冲带毗邻, 但是至今尚未在中国大陆东部沿岸地区发现有中生代新生弧地壳的生长(Zheng等, 2013). 这曾经归因于俯冲板片衍生流体在抵达地幔楔导致蚀变前发生丢失(Zou等, 2008). 然而对俯冲带热结构的地球动力学研究表明, 富水流体的确是俯冲地壳岩石在弧下深度脱水产生的(van Keken等, 2011), 但地幔楔底部的温度决定了被交代地幔是否发生部分熔融产生岛弧岩浆作用(郑永飞等, 2016). 从这个意义上讲, 大陆岩石圈地幔之下的确存在富水流体从俯冲的古太平洋板片的显著释放, 但冷的俯冲带性质才是导致这些区域缺乏中生代弧岩浆作用的基本原因. 尽管如此, 中国东部新生代大陆玄武岩记录了其地幔源区形成于大洋俯冲隧道中板片/地幔界面的熔体-橄榄岩反应(Xu等, 2017; Xu和Zheng, 2017). 这个构造过程是在华北克拉通东部由俯冲板片脱水引起克拉通地幔弱化之后进行的. 在这之后克拉通地幔下部拆沉进入软流圈地幔, 接下来软流圈地幔加热减薄后的大陆岩石圈底部导致强烈的岩浆作用(Zheng和Chen, 2017), 从而导致了中国大陆东部克拉通岩石圈的破坏.

8 对华北克拉通减薄/破坏机制的制约

8.1 华北中生代镁铁质岩浆作用随时间的演化

对于克拉通岩石圈减薄的时间, 前人根据辽东半岛产出的弱富集煌斑岩年龄, 将克拉通岩石圈减薄的最早时间限定在155Ma左右(姜耀辉等, 2005). 另一方面, 根据老第三纪拉斑玄武岩的产出, 可将华北克拉通减薄的最晚时间限定在早新生代(徐义刚等, 2009). 值得注意的是, 华北中生代镁铁质岩浆作用在时间上并不是连续的. 早期岩浆作用以苏鲁造山带东端荣成基性岩墙所记录的三叠纪/侏罗纪交界年龄 201 ± 1 Ma结束(Yang等, 2005a), 而晚期岩浆作用以鲁西蒙阴辉绿岩所记录的早白垩世年龄 144 ± 2 Ma开始(Liu S等, 2008). 这期间出现了大约55百万年的镁铁质岩浆作用

稀少期. 在这个稀少期之前和之后产出的岩浆岩在地球化学组成性质上并无根本区别, 总体上为古老岛弧型; 只是到了早白垩世的~121Ma, 出现了新生洋岛型镁铁质岩浆岩, 显示它们的地幔源区地球化学性质发生了根本转变(Dai等, 2016). 但是在~121Ma之后到~108Ma依然有古老岛弧型镁铁质岩浆岩的产出, 说明这次转变是相当连续的, 并未出现明显的岩浆作用间歇期. 这个~55Ma的镁铁质岩浆作用稀少期时间较长, 可能指示有某种构造过程不利于镁铁质岩浆作用. 不过, 在华北东部的胶东半岛和辽东地区出现有晚侏罗世时期侵位的花岗岩(郭敬辉等, 2005; Wu等, 2005c; Zhang等, 2010), 可能指示古太平洋板块俯冲引起三叠纪时期俯冲华南陆壳及其先前俯冲古特提斯洋壳的拆沉作用.

地幔岩石发生部分熔融可以有三种机制(Grove等, 2012): (1) 降压熔融, 岩石所处压力快速降低但温度基本保持不变或保持绝热状态, 例如发散板块边缘软流圈地幔降压熔融形成洋中脊玄武岩; (2) 加热熔融, 岩石受到外部热源的作用, 使其温度升高到固相线以上发生部分熔融, 例如造山带岩石圈地幔在减薄后受到软流圈地幔加热发生部分熔融形成的造山后镁铁质岩浆岩; (3) 加水熔融, 岩石中加入水可使其固相线温度降低, 尽管岩石所处的温压条件没有改变, 但是岩石会发生部分熔融, 例如受到板片流体交代的地幔楔橄榄岩在1100~1250°C之间就可以发生部分熔融形成岛弧玄武岩. 这三种机制都可以独立引起岩石熔融, 也可以两种机制联合引起岩石熔融. 由于前两种机制很难同时发生, 因此一般是第三种机制与前两种机制之一联合引起岩石熔融. 当大洋板片俯冲到弧下深度时, 洋壳岩石中的含水矿物会发生分解脱水, 所析出的富水溶液会与上覆地幔楔橄榄岩发生反应. 反应后橄榄岩的固相线会低于未被交代的橄榄岩, 因此前者的熔融会产生含水镁铁质熔体. 正如Carlson等(2005)指出, 地幔交代作用是古老克拉通地幔转变为新生岩石圈地幔的物理化学机制, 并引起化学上正漂浮的岩石圈发生重力失稳, 进而通过克拉通去根而丧失浮力.

对俯冲带之上镁铁质岩浆岩来说, 其地幔源区形成的时间总是不同程度地早于源区熔融时间, 具体取决于俯冲带热结构的变化(郑永飞等, 2016). 相对于正常的地幔橄榄岩, 交代成因的地幔超镁铁质岩石一般具有相对较低的固相线温度(例如Mallik等, 2016), 因

此地幔交代岩在较低温度下就可以发生部分熔融。但是, 如果地幔橄榄岩是在显著较低的温度下($<900^{\circ}\text{C}$)受到地壳衍生物质的交代, 这时交代成因地幔岩的固相线温度仍然处于所在位置的正常温度之下, 那么这种地幔交代岩就不会在交代作用进行的同时发生部分熔融。只有当地幔交代岩所在岩石圈受到拉张引起压力降低, 或者是岩石圈地幔受到深部较热软流圈地幔的加热, 这时才会发生部分熔融。在这种情况下, 镁铁质岩浆岩的形成时间显著滞后于其地幔源区的形成时间。根据这个原理, 郑永飞等(2016)对岛弧玄武岩的形成机制提出了新的看法。尽管他们并不否认俯冲带镁铁质岩浆岩的源区是俯冲大洋板片析出流体交代上覆地幔楔橄榄岩的产物, 但并不认同这些岩浆岩就是流体交代作用的直接产物。他们认为, 在俯冲带壳幔相互作用发生时, 上覆地幔楔底部已经被充分冷却($<900^{\circ}\text{C}$), 即使流体加入也不会使地幔交代岩的固相线温度降低太多导致熔融, 因此在这种情况下简单的流体加入不能引发地幔楔立即发生熔融。只有在地幔楔受到加热后, 这些地幔交代岩才会发生部分熔融引起岛弧岩浆作用。

引起地幔楔加热的原因可以有多种, 最常见的就是俯冲板片发生回卷而与上覆地幔楔脱耦(图10), 这样软流圈地幔就会进入回卷板片块与地幔楔之间的空隙, 一方面加热地幔楔底部导致板下作用, 另一方面加热回卷板片表面导致板上作用。前者引起地幔楔下部交代岩部分熔融产生镁铁质岩浆作用, 后者引起板片表面地壳岩石部分熔融产生长英质熔体进一步交代上覆地幔橄榄岩(Dai等, 2016)。同理, 大陆俯冲带中俯冲陆壳在弧下深度部分熔融产生的熔体交代上覆大陆岩石圈地幔, 交代成因地幔岩由于本身温度太低不可能在俯冲期间发生部分熔融; 在造山后阶段, 地幔交代岩由于碰撞造山带根部拆沉而暴露到热的软流圈地幔之上, 结果受到加热发生部分熔融(郑永飞等, 2016)。这可以解释许多碰撞造山带中同俯冲/碰撞镁铁质岩浆岩相对缺乏而碰撞后镁铁质岩浆岩大量出现的现象(Zheng和Chen, 2016, 2017)。

对于华北克拉通来说, 在 $\sim 201 \pm 1\text{Ma}$ 之前和 $144 \pm 2\text{Ma}$ 之后所形成的镁铁质岩浆岩在地球化学性质上并没有本质区别(图8), 说明这些岩浆岩的地幔源区中壳源组分还是相似的。如果古老岛弧型镁铁质岩浆岩是俯冲华南陆壳衍生物质与华北克拉通岩石圈地幔之

间相互作用的结果, 其地幔源区的形成应该是在华南陆块俯冲之时, 即三叠纪。但很多岩浆岩的出现却推迟到了早白垩世(赵子福和郑永飞, 2009), 中间存在80~100百万年的间隔。这种源区形成与岩浆作用时间间隔较大的现象说明, 古老岛弧型镁铁质岩浆岩源区形成时克拉通岩石圈地幔尚未减薄, 因此俯冲的陆壳还没有与软流圈地幔直接接触。

大陆岩石圈地幔橄榄岩在受到俯冲陆壳衍生熔体的交代时, 其底部最先发生反应形成地幔交代岩。熔体还会沿着地幔橄榄岩中的裂隙上升, 并与围岩发生反应生成地幔交代岩。如果熔体数量足够多, 地幔裂隙足够长, 那么交代岩可能从地幔底部到较浅的深度均有分布。在交代岩形成时, 所在位置的温度较低, 一般尚不足以使交代岩发生部分熔融(郑永飞等, 2016), 因此同俯冲镁铁质岩浆岩一般不会出现大陆俯冲带。直至晚三叠世时由于俯冲华南陆壳与上覆华北克拉通岩石圈地幔发生脱耦, 使得克拉通岩石圈地幔楔底部的交代岩直接暴露到热的软流圈地幔, 这样先前形成的地幔交代岩被加热发生部分熔融形成晚三叠世岛弧型镁铁质岩浆岩(郑永飞等, 2015)。

自侏罗纪起, 古太平洋板块在华北克拉通岩石圈之下开始低角度俯冲。在这个时期俯冲的古大洋板片与上覆克拉通岩石圈之间处于耦合状态, 虽然俯冲洋壳岩石在弧下乃至弧后深度发生变质脱水乃至部分熔融, 但是这个陆下俯冲带的温度总体较低, 俯冲地壳析出的流体虽然交代了上覆地幔楔, 但是不足以引发地幔交代岩部分熔融形成古老岛弧型镁铁质岩浆岩。因此在 $201 \pm 1\text{Ma}$ 至 $144 \pm 2\text{Ma}$ 这段时间出现了大约55百万年的镁铁质岩浆作用稀少期(图11)。在这段时间里, 华北克拉通岩石圈地幔受到流体交代而弱化, 甚至由于古太平洋板片西向俯冲的物理侵蚀而减薄(郑永飞和吴福元, 2009)。如果古太平洋板片是在中侏罗世才俯冲到东亚大陆之下的话(Müller等, 2008; van der Meer等, 2012; Kiminami和Imaoka, 2013), 那么古太平洋板片俯冲对华北克拉通岩石圈产生了挤压作用, 导致了其东部从 $\sim 170\text{Ma}$ 至 $\sim 144\text{Ma}$ 这段时间发生隆起形成高原。不过, 由于俯冲带地温梯度较低($<10^{\circ}\text{C}/\text{km}$), 属于冷俯冲引起的造山作用(Zheng和Chen, 2017), 因此在华北克拉通东部没有产生安第斯型火山岩(Zheng等, 2013)。

在 $144 \pm 2\text{Ma}$ 之后, 俯冲的古太平洋板片开始回卷,

图 10 古太平洋板片俯冲到华北克拉通岩石圈之下演化示意图

在俯冲早期阶段, 俯冲角度较小, 洋壳岩石发生脱水作用; 随着俯冲进行, 板片发生回卷, 俯冲角度显著增大, 在这个俯冲晚期阶段发生部分熔融。板下作用指软流圈地幔加热覆板块底部引起部分熔融, 板上作用指软流圈地幔加热回卷板片表面引起部分熔融

图 11 古太平洋板片俯冲与华北克拉通破坏随时间演化示意图

整个中国东部大陆岩石圈都可能受到软流圈地幔东向流动(地幔风)的影响, 造山带岩石圈的根部受到对流地幔的侧向侵蚀发生逐渐拆沉和减薄, 伴有小规模镁铁质岩浆作用。这个过程可能持续到135~130Ma, 减薄的大陆岩石圈地幔底部直接暴露到上涌的软流圈地幔面前, 导致强烈的岩浆作用出现在130~120Ma(Wu等, 2005a; Zhang等, 2014), 在华北东部伴有变质核杂岩的形成(Liu等, 2013)。这个时间段不仅是华北克拉通破坏的峰期时间(Zhu等, 2012), 也是中国东部岩浆作

用的峰期时间(Zhao Z F等, 2017)。岛弧型岩浆岩以郯庐断裂带为界, 以西的岩浆岩普遍老于以东的岩浆岩(图1)。这种时空分布规律也可以归因于俯冲古太平洋板片的东向回卷, 因为这个过程会使华北东部克拉通岩石圈地幔的西侧更早地接受软流圈地幔烘烤而发生部分熔融。显然, 早白垩世时期俯冲古太平洋板片的整体回卷引起软流圈地幔的大规模东向流动(地幔风), 结果在克拉通岩石圈底部发生侧向侵蚀导致其减薄, 类似于俯冲加厚造山带的去根作用(Zheng和Chen, 2017)。在130~120Ma期间, 俯冲板片回卷引起的弧后拉张作用达到顶峰, 导致减薄之后的华北克拉通东部发生大规模部分熔融, 所产生的长英质岩浆上升引起地壳隆起形成高原。这个高原的形成也是一种造山作用, 不过其地温梯度较高($>30^{\circ}\text{C}/\text{km}$), 属于裂熔过程引起的造山作用(Zheng和Chen, 2017), 结果在华北克拉通东部产生大量的花岗质岩石。如果减薄后得岩石圈地幔下部含有富化、富集的基性-超基性岩, 其部分熔融就会形成安山质-玄武质岩浆岩(郑永飞等, 2015)。

另一方面, 如果大洋板片与上覆岩石圈地幔之间在低角度俯冲过程中处于耦合状态, 其表面温度较低, 主要发生变质脱水作用(郑永飞等, 2016), 一般不会引起板片地壳岩石的部分熔融(Gutscher等, 2000; Ramos和Folguera, 2009)。例如English等(2003)对Laramide造山带处Farallon板片平俯冲的数值模拟结果表明, 在深度约为60km处, 与岩石圈地幔耦合的平俯冲板片表面温度低于 500°C 。不过, Liu和Currie (2016)的数值模拟结果显示, 这种平俯冲板片在100~200km深处的表面温度可达 $\sim 900^{\circ}\text{C}$ 。无论如何, 这些温度都低于实验岩石学测定的榴辉岩化洋中脊玄武岩以及含水沉积物的固相线温度(Dasgupta等, 2005; Gerbode和Dasgupta, 2010; Grassi和Schmidt, 2011; Kiseeva等, 2012)。因此, 在板片与上覆岩石圈地幔耦合的平俯冲过程中难以发生部分熔融。

由于俯冲板片在早白垩世的回卷, 板片与岩石圈地幔脱耦而受到软流圈地幔加热, 俯冲洋壳得以在 $>200\text{km}$ 深度发生部分熔融, 所产生的熔体就会直接与上覆的软流圈地幔橄榄岩反应形成新生洋岛型镁铁质岩浆岩的源区。这种地幔交代岩的部分熔融产物在 $\sim 121\text{Ma}$ 开始侵位, 标志着华北克拉通破坏峰期阶段的结束(Dai等, 2016)。因此, 俯冲到中国东部大陆之下的

古太平洋板片在侏罗纪时期位于克拉通岩石圈地幔的底部, 只是在早白垩世板片-地幔楔解耦($144 \pm 2 \text{ Ma}$)后才逐渐下沉到地幔过渡带. 正是这个解耦过程出现板片衍生熔体对上覆软流圈地幔的交代作用, 形成洋岛型大陆玄武岩的地幔源区. 从这个角度来看, 板片-地幔相互作用发生的深度大约在 $200 \sim 300 \text{ km}$. 俯冲到这个深度的洋壳岩石已经在弧下深度经历过显著的脱水作用(导致 Pb 丢失), 而在这个深度的部分熔融能够引起金红石分解, 因此所衍生的长英质熔体以亏损 Pb、富集 Nb 和 Ta 以及 LILE 和 LREE 为特征, 具备了洋岛玄武岩微量元素分配模型的雏形(Xu 和 Zheng, 2017).

无论是三叠纪时期华南陆块俯冲到华北克拉通之下过程中所产生的地幔交代岩, 还是侏罗纪时期古太平洋板块俯冲到华北克拉通之下所产生的地幔交代岩, 它们都不同程度地具有岛弧型地球化学组成. 在华北克拉通岩石圈地幔发生减薄后, 这些地幔交代岩就不同程度地暴露在下伏软流圈地幔面前, 从而受到加热发生部分熔融, 形成早白垩世古老岛弧型镁铁质岩浆岩. 由于这些地幔交代岩中的地壳地幔组分在成因上具有相似性, 因此早白垩世和晚三叠世古老岛弧型镁铁质岩浆岩地球化学组成也具有许多相似之处. 在白垩纪和新生代新生洋岛型镁铁质岩浆岩中发现有地幔包体, 其中单斜辉石的微量元素组成表现出岛弧型特点, 表明在浅处岩石圈地幔中仍然存在有先前形成的地幔交代岩. 只是由于克拉通岩石圈地幔还没有减薄到这些地幔交代岩所处位置, 这些交代岩未在华北克拉通破坏期间受到加热发生部分熔融, 从而得以保留下来. 因此, 现今的华北大块岩石圈地幔上部依然是古老的克拉通岩石圈地幔, 而其下部才是新生岩石圈地幔. 虽然二者都受到了壳源物质的交代作用, 但是上部受到的是古老岛弧型流体交代, 而下部受到的是新生洋岛型熔体交代.

8.2 华北克拉通减薄和破坏过程

虽然华北克拉通毋庸置疑发生了岩石圈减薄, 但是对减薄的机制仍然存在争议. 20 世纪末至 21 世纪初的研究可归结为地幔热/化学侵蚀(Griffin 等, 1998, 2013; Xu, 2001; Zheng 等, 2005)和下地壳拆沉(Gao 等, 2004, 2008; 高山等, 2009)两种模型. 第一种模型认为, 是上涌的软流圈地幔对古老岩石圈地幔底部产生热/化学侵蚀作用, 将岩石圈地幔逐步剥离. 第二种模型认

为, 是岩石圈先加厚引起下地壳榴辉岩化, 密度增大, 导致岩石圈的重力不稳, 继而引起岩石圈地幔和下地壳与克拉通本体分离沉入软流圈地幔中. 随着对华北克拉通破坏研究的日益深入, 特别是随着华北克拉通破坏研究的深入(吴福元等, 2008, 2014), 越来越多的研究倾向于板块俯冲改造模型(Zhang 等, 2009; 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥和郑天愉, 2009; Xu Z 等, 2012; 朱日祥等, 2012, 2015), 认为古太平洋板片西向俯冲是引起华北克拉通岩石圈地幔弱化乃至减薄乃至破坏的一级地球动力学机制(Xu 等, 2017; Xu 和 Zheng, 2017).

前人对华北克拉通某些中生代古老岛弧型镁铁质岩浆岩的研究得到, 其源区含有拆沉的下地壳组分, 由此被用来支持第二种模型. 然而本文研究表明, 中生代古老岛弧型镁铁质岩浆岩源区中含有下地壳组分的结论可能有问题. 如果拆沉的确发生, 古老克拉通岩石圈地幔拆沉后必将会有软流圈地幔上涌填充遗留下的空位, 此时软流圈地幔很有可能因为压力快速降低而导致减压熔融(Jull 和 Kelemen, 2001), 从而会引起如同大洋中脊处那样的 MORB 型镁铁质岩浆岩的出现. 然而在华北克拉通尚未报道有这一类型的岩浆岩. 因此, 拆沉可能不是克拉通岩石圈减薄的一级机制. 另一方面, 热/化学侵蚀相对拆沉对岩石圈地幔的影响较为温和. 如果是软流圈垂向上涌导致岩石圈地幔发生侵蚀, 在岩石圈减薄的同时可能会造成软流圈地幔的减压熔融; 如果是软流圈侧向流动对岩石圈地幔产生侵蚀, 那么在岩石圈减薄的同时可能不会造成软流圈地幔的减压熔融(Platt 和 England, 1994; Houseman 和 Molnar, 1997; Molnar 等, 1998). 数值模拟也表明, 在某些条件下岩石圈地幔可以由 200 km 因热侵蚀减薄至 120 km (乔彦超等, 2013). 不过地球物理学观测表明, 华北克拉通岩石圈所呈现的西厚东薄现象与古太平洋板片由东向西的俯冲方向相一致, 表明俯冲大洋板块对岩石圈地幔的侧向侵蚀作用可能是华北克拉通岩石圈减薄的主导构造机制(郑永飞和吴福元, 2009; Xu Z 等, 2012). 无论是一级还是二级机制, 克拉通岩石圈地幔在减薄乃至破坏过程中都发生过熔体-橄榄岩反应(张宏福, 2009). 因此, 进一步的研究需要采用现代岩石学和地球化学方法来鉴定熔体源区性质(俯冲的洋壳、拆沉的大陆下地壳、地幔交代岩还是正常软流圈地幔)和被交代地幔性质(古老克拉通地幔、新生岩石圈地幔还是正常软流圈地幔).

根据上文讨论可见, 华北克拉通之所以在 $201 \pm 1 \text{ Ma}$ 至 $144 \pm 2 \text{ Ma}$ 之间出现了大约55百万年的古老岛弧型镁铁质岩浆活动稀少期。古太平洋板片到中侏罗世才俯冲到东亚大陆之下, 嗣后华北克拉通岩石圈受到古太平洋板片的西向俯冲, 由此将克拉通岩石圈地幔与软流圈地幔分隔开来, 难以引起岩石圈地幔中的交代岩发生部分熔融, 而是俯冲挤压作用导致了晚侏罗世地壳隆起引起造山作用。如果古太平洋板块俯冲引起了华北克拉通岩石圈的减薄, 那么其俯冲到华北克拉通岩石圈下的时间应该就是克拉通岩石圈地幔水化乃至弱化的时间, 即 $\sim 170 \text{ Ma}$ 至 $\sim 144 \text{ Ma}$ 。如果在这个时期有软流圈地幔来热/化学侵蚀克拉通岩石圈地幔, 有可能导致镁铁质岩浆作用。由于古老岛弧型镁铁质岩浆作用主要发生在早白垩世时期的 $130 \sim 120 \text{ Ma}$, 指示只是在这个时间段克拉通岩石圈地幔中的地幔交代岩已经被剥露出来并暴露到热的软流圈地幔面前, 结果发生加热熔融形成丰富的古老岛弧型镁铁质岩浆岩, 伴有大规模长英质岩浆作用导致地壳隆起引起造山作用。因此, 克拉通岩石圈减薄的开始时间可能是标志岩浆稀少期结束的 $\sim 144 \text{ Ma}$, 这个减薄过程可能持续到 $\sim 120 \text{ Ma}$ 。

在 $\sim 130 \text{ Ma}$ 之后, 减薄岩石圈的底部受到软流圈地幔的加热, 在 $130 \sim 120 \text{ Ma}$ 这个时间段形成大规模古老岛弧型镁铁质岩浆岩(图11)。与此同时, 充填进入地幔楔下方的软流圈地幔加热俯冲回卷的古太平洋板片表面, 使其顶层地壳岩石发生部分熔融产生长英质熔体(金红石分解), 由此交代上覆软流圈地幔橄榄岩就形成了新生洋岛型镁铁质岩浆岩的源区。虽然在古老岛弧型与新生洋岛型镁铁质岩浆活动之间没有明显的间歇期, 但是新生洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区的形成是在俯冲古太平洋板片的回卷过程中($130 \sim 120 \text{ Ma}$)而不是克拉通岩石圈地幔减薄的过程中($144 \sim 130 \text{ Ma}$)。如果俯冲的古太平洋洋壳在华北克拉通之下就发生部分熔融, 那么在那些早白垩世古老岛弧型镁铁质岩浆岩中就会出现俯冲洋壳的地球化学信息, 但是这个信息在华北华南的早白垩世古老岛弧型镁铁质岩浆岩中都没有发现。另一方面, 新生洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区形成的时间是在华北克拉通减薄之后的破坏过程中, 只有在这个时期软流圈地幔上涌加热减薄的岩石圈才会导致大规模的地壳熔融形成广泛的长英质岩浆作用(Zheng和Chen, 2017)。

在上述中生代岩浆活动过程中, 克拉通岩石圈地幔的弱化/减薄应该主要出现在 $\sim 155 \text{ Ma}$ 至 $\sim 130 \text{ Ma}$ 这个时间段。在 $\sim 144 \text{ Ma}$ 岛弧型镁铁质岩浆活动再次开始之后, 由于软流圈地幔侧向流动对岩石圈地幔底部的侵蚀(地幔风效应), 华北克拉通岩石圈东部减薄至 $60 \sim 120 \text{ km}$ 的厚度; 并且越靠近太平洋, 大陆岩石圈越薄。当软流圈地幔侧向侵入减薄后的大陆岩石圈地幔之下后, 在受到回卷古太平洋板片衍生熔体交代的同时发生冷却固化, 形成新生岩石圈地幔, 结果华北岩石圈的厚度由于新生岩石圈地幔的形成而又发生增大。因此, 华北大陆岩石圈实际上经历了减薄和增厚这两个过程(Xu, 2001; Xu等, 2004b), 现在观察到的大陆岩石圈厚度并不是克拉通岩石圈所残留的厚度, 而是减薄了的古老岩石圈和新生岩石圈地幔叠加的结果。古老岛弧型镁铁质岩浆岩出现的最晚年龄是 108 Ma , 这个年龄可以用来限定克拉通岩石圈破坏结束的时间。

根据上述讨论, 可将华北克拉通岩石圈减薄和破坏相关的中生代镁铁质岩浆活动概括如下(图12)。在古太平洋板块俯冲之前, 华北克拉通岩石圈底部的地幔交代岩部分熔融产生了晚三叠世古老岛弧型镁铁质岩浆岩(图12a)。在古太平洋板块低角度俯冲侵蚀造成克拉通地幔弱化的过程中($170 \sim 144 \text{ Ma}$), 由于其与冷的克拉通岩石圈地幔相耦合, 俯冲带地温梯度较低($5 \sim 10^\circ \text{C/km}$), 俯冲洋壳主要发生变质脱水产生富水流体交代克拉通岩石圈地幔, 克拉通岩石圈地幔中所形成的地幔交代岩也不会发生部分熔融(图12b)。在进入早白垩世的 $\sim 144 \text{ Ma}$ 之后, 俯冲的古太平洋板片发生回卷, 软流圈地幔开始侧向流动填补回卷板片与岩石圈地幔之间的空隙, 此时水化/弱化的克拉通岩石圈地幔岩石被软流圈地幔加热, 从而部分熔融产生早白垩世古老岛弧型镁铁质岩浆岩, 伴有克拉通岩石圈地幔的减薄。在 $130 \sim 120 \text{ Ma}$ 期间, 软流圈地幔侧向充填到减薄后的克拉通岩石圈底部, 引起其加热发生广泛得部分熔融, 从而导致克拉通发生显著破坏。与此同时, 俯冲回卷的古太平洋洋壳也被软流圈地幔所加热, 由此部分熔融产生的长英质熔体就会交代上覆的软流圈地幔橄榄岩, 而这部分软流圈地幔也会冷却形成新生岩石圈地幔。在新生岩石圈地幔底部分布有受到俯冲古太平洋洋壳衍生熔体交代所产生的地幔交代岩(图12c)。由于此时这些地幔交代岩之下还有俯冲的古太

图 12 华北大陆岩石圈地幔中生代以来演化示意图

华北克拉通在144至135Ma期间发生显著减薄, 在130至120Ma期间发生强烈破坏. 这两个阶段过程与汇聚板块边缘俯冲加厚造山带的减薄和破坏过程相似. 第一阶段是造山带去根作用引起加厚岩石圈减薄, 第二阶段是减薄的造山带岩石圈发生裂熔作用产生双峰式岩浆岩(Zheng和Chen, 2017)

太平洋板片, 因此并未与热的软流圈地幔直接接触, 因此不会发生部分熔融. 在~121Ma之后, 俯冲古太平洋板片的回卷方式发生变化, 地幔交代岩就被软流圈地幔加热发生部分熔融, 形成新生洋岛型系列镁铁质岩浆岩(图12d).

9 结论

华北中生代镁铁质岩浆岩在地球化学成分可以分成两个系列. 一个是古老岛弧型系列, 其活动出现在220~201Ma和144~108Ma; 另一个是新生洋岛型系列, 出现在~121Ma之后. 古老岛弧型系列岩石得突出表现是负 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值、亏损Nb、富集Pb. 这些岩浆岩地幔源区中的地壳组分可能主要是俯冲华南陆壳衍生物, 而地幔组分则为华北克拉通岩石圈地幔. 新生洋岛型系列岩石得突出表现是正 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值、不亏损甚至富集

Nb、亏损Pb. 对于这些岩浆岩地幔源区中的地壳组分主要为俯冲的古太平洋洋壳镁铁质岩石及其上覆的海底沉积物, 而地幔组分则为亏损的软流圈地幔. 华北克拉通岩石圈地幔在~200至~144Ma之间的镁铁质岩浆活动非常稀少, 指示这个时期古太平洋板片与上覆华北克拉通岩石圈地幔之间的俯冲处于耦合状态, 俯冲带温度较低, 克拉通岩石圈地幔受到物理和化学两个方面的弱化和侵蚀作用. 从~144Ma起俯冲的古太平洋板片开始回卷, 在135~130Ma期间克拉通岩石圈地幔发生显著减薄, 在130~120Ma期间克拉通发生强烈破坏, 而古老岛弧型镁铁质岩浆岩出现的最迟时间~108Ma则限定了克拉通破坏结束的时间. 因此, 华北克拉通岩石圈的减薄和破坏分别出现在前后两个阶段, 其一级地球动力学机制是古太平洋板片的俯冲, 而热/化学侵蚀或者下地壳拆沉只是二级机制.

中生代时期古太平洋板块俯冲可能并不像现今观察到的太平洋板块一样直接滞留在地幔过渡带, 而是先低角度俯冲至华北克拉通岩石圈底部, 引起克拉通岩石圈地幔弱化和侵蚀, 然后发生回卷并逐渐下沉到地幔过渡带之下的深度. 这种低角度俯冲不仅物理上可以直接侵蚀岩石圈地幔, 而且化学上可以交代岩石圈地幔. 因此, 古太平洋板片与大陆岩石圈地幔之间的直接相互作用才是导致华北克拉通岩石圈地幔减薄乃至破坏的一级地球动力学机制. 东亚大陆之下出现的滞留西太平洋板片被看作为大陆岩石圈之下的大地幔楔, 据此有研究提出中国东部新生代玄武岩成因与滞留板片脱水有关, 有研究提出华北克拉通破坏是大地幔楔内部的地幔不稳定上升流所致. 然而, 这些建议依然只是推测或者假设, 既不是证明也缺乏证据. 实际上, 大地幔楔模型面临两个主要挑战. 第一, 在东亚地区板内火山岩中尚未发现深部地幔来源的矿物(例如超硅石榴石、瓦茨利石或者林伍德石)包体, 将这些大陆玄武岩成因与停滞在地幔过渡带的西太平洋板片联系起来缺乏必要的证据. 第二, 停滞在地幔过渡带的大洋板片是现今地球物理观测结果, 西太平洋板片开始俯冲到东亚大陆边缘的时间是新生代早期的始新世. 在侏罗纪-白垩纪时期俯冲到中国东部大陆之下的是古太平洋板片, 这个板片在早白垩世时期是否就位于地幔过渡带, 目前还没有任何证据.

参考文献

- 段超, 毛景文, 谢桂青, 陈志宽, 马国玺, 王志敏, 陈焱, 李伟. 2016. 太行山北段木吉村髻髻山组安山岩锆石U-Pb年龄和Hf同位素特征及其对区域成岩成矿规律的指示. *地质学报*, 90: 250–266
- 高山, 章军峰, 许文良, 刘勇胜. 2009. 拆沉作用与华北克拉通破坏. *科学通报*, 54: 1962–1973
- 郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, Siebel W, 翟明国. 2005. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆Geol Soc London Spec Publ石U-Pb年代学. *岩石学报*, 21: 1281–1301
- 黄华, 高山, 胡赵初, 柳小明, 袁洪林. 2007. 辽西彰武地区中生代高镁安山岩地球化学及其对新生地壳拆沉作用的指示. *中国科学D辑: 地球科学*, 37: 1287–1300
- 黄士春, 郑永飞. 2017. 地幔地球化学: 洋岛玄武岩制约. *中国科学: 地球科学*, 47: 1125–1152
- 姜耀辉, 蒋少涌, 赵葵东, 倪培, 凌洪飞, 刘敦一. 2005. 辽东半岛煌斑岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及其对中国东部岩石圈减薄开始时间的制约. *科学通报*, 50: 2161–2168
- 李伍平, 李献华, 路凤香, 周瑶琪, 章大港. 2002. 辽西早白垩世义县组火山岩的地质特征及其构造背景. *岩石学报*, 18: 193–204
- 孟繁聪, 薛怀民, 李天福, 杨怀仁, 刘福来. 2005. 苏鲁造山带晚中生代地幔的富集特征——来自辉长岩的地球化学证据. *岩石学报*, 21: 1583–1592
- 裴福萍, 许文良, 王清海, 王冬艳, 林景任. 2004. 鲁西费县中生代玄武岩及幔源捕虏晶的矿物化学: 对岩石圈地幔性质的制约. *高校地质学报*, 10: 88–97
- 乔彦超, 郭子祺, 石耀霖. 2013. 数值模拟华北克拉通岩石圈热对流侵蚀减薄机制. *中国科学: 地球科学*, 43: 642–652
- 申志超, 侯增谦, 于枫, 陈志宽, 李秋耘, 马国玺, 葛峰, 王志敏. 2015. 太行山北段王安镇杂岩体中酸性岩锆石SHRIMP U-Pb定年、Hf同位素组成及其地质意义. *岩石学报*, 31: 1409–1420
- 王晓蕊, 高山, 柳小明, 袁洪林, 胡赵初, 张宏, 王选策. 2005. 辽西四合屯早白垩世义县组高镁安山岩的地球化学: 对下地壳拆沉作用和Sr/Y变化的指示. *中国科学D辑: 地球科学*, 35: 700–709
- 王微, 许文良, 纪伟强, 杨德彬, 裴福萍. 2006. 辽东中生代晚期和古近纪玄武岩及深源捕虏晶——对岩石圈地幔性质的制约. *高校地质学报*, 12: 30–40
- 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. 2006. 用玄武岩组成反演中-新生代华北岩石圈的演化. *地学前缘*, 13: 93–104
- 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
- 闫峻, 陈江峰, 谢智, 周泰禧. 2003. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔源捕虏体: 对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据. *科学通报*, 48: 1570–1574
- 张宏, 柳小明, 李之彤, 杨芳琳, 王晓蕊. 2005. 辽西阜新-义县盆地及附近地区早白垩世地壳大规模减薄及成因探讨. *地质论评*, 51: 360–372
- 张宏福. 2009. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. *科学通报*, 54: 2008–2026
- 赵大鹏, 雷建设, 唐荣余. 2004. 中国东北长白山火山的起源: 地震层析成像证据. *科学通报*, 49: 1439–1446
- 赵子福, 郑永飞. 2009. 俯冲大陆岩石圈重熔: 大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩成因. *中国科学D辑: 地球科学*, 39: 888–909
- 赵子福, 戴立群, 郑永飞. 2015. 大陆俯冲带两类壳幔相互作用. *中国科学: 地球科学*, 45: 900–915
- 郑永飞, 吴福元. 2009. 克拉通岩石圈的生长和再造. *科学通报*, 54: 1945–1949
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. *中国科学: 地球科学*, 45: 711–735
- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. *中国科学: 地球科学*, 46: 253–286
- 朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. *科学通报*, 54: 1950–1961
- 朱日祥, 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
- 朱日祥, 范宏瑞, 李建威, 孟庆任, 李胜荣, 曾庆栋. 2015. 克拉通破坏型金矿床. *中国科学: 地球科学*, 45: 1153–1168
- An M, Shi Y. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 257–266
- Arcay D, Lallemand S, Doin M P. 2008. Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q05015
- Atwater T, Severinghaus J. 1989. Tectonic maps of the northeast Pacific. In: Winterer E L, Hussong D M, Decker R W, eds. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Vol. N: The Geology of North America. McLean: Geological Society of America. 15–20
- Ayers J. 1998. Trace element modeling of aqueous fluid - peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contrib Mineral Petrol*, 132: 390–404
- Bercovici D, Karato S I. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature*, 425: 39–44
- Brey G P, Giris A V, Bulatov V K, Höfer H E, Gerdes A, Woodland A B. 2015. Reduced sediment melting at 7.5–12 GPa: Phase relations, geochemical signals and diamond nucleation. *Contrib Mineral Petrol*, 170: 18
- Cai Y C, Fan H R, Santosh M, Liu X, Hu F F, Yang K F, Lan T G, Yang Y H, Liu Y. 2013. Evolution of the lithospheric mantle beneath the southeastern North China Craton: Constraints from mafic dikes in

- the Jiaobei terrain. *Gondwana Res*, 24: 601–621
- Carlson R W, Pearson D G, James D E. 2005. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. *Rev Geophys*, 43: RG1001
- Chen L, Zheng T, Xu W. 2006. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. *J Geophys Res*, 111: B09312
- Chen L, 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
- Chen L. 2009. Lithospheric structure variations between the eastern and central North China Craton from S- and P-receiver function migration. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 216–227
- Chen L, Cheng C, Wei Z. 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
- 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
- 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
- Coogan L A. 2014. The lower oceanic crust. In: *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier. 4: 497–541
- Currie C A, Wang K, Hyndman R D, He J. 2004. The thermal effects of steady-state slab-driven mantle flow above a subducting plate: The Cascadia subduction zone and backarc. *Earth Planet Sci Lett*, 223: 35–48
- Currie C A, Hyndman R D. 2006. The thermal structure of subduction zone back arcs. *J Geophys Res*, 111: B08404
- Currie C A, Huisman R S, Beaumont C. 2008. Thinning of continental backarc lithosphere by flow-induced gravitational instability. *Earth Planet Sci Lett*, 269: 436–447
- Currie C A, Beaumont C, Huisman R S. 2007. The fate of subducted sediments: A case for backarc intrusion and underplating. *Geology*, 35: 1111–1114
- Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Li Q, Yang Y, Dai M. 2011. Zircon Hf–O isotope evidence for crust–mantle interaction during continental deep subduction. *Earth Planet Sci Lett*, 308: 229–244
- Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J. 2012. The nature of orogenic lithospheric mantle: Geochemical constraints from postcollisional mafic–ultramafic rocks in the Dabie orogen. *Chem Geol*, 334: 99–121
- Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2014. Geochemical insights into the role of metasomatic hornblende in generating alkali basalts. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 3762–3779
- Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J. 2015. Source and magma mixing processes in continental subduction factory: Geochemical evidence from postcollisional mafic igneous rocks in the Dabie orogen. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 659–680
- Dai L Q, Zheng Y F, Zhao Z F. 2016. Termination time of peak decratonization in North China: Geochemical evidence from mafic igneous rocks. *Lithos*, 240–243: 327–336
- Dai F Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2017. Partial melting of the orogenic lower crust: Geochemical insights from post-collisional alkaline volcanics in the Dabie orogen. *ChemGeol*, 454: 25–43
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Dellas N. 2005. The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa. *Contrib Mineral Petrol*, 149: 288–305
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Demouchy S, Deloule E, Frost D J, Keppler H. 2005. Pressure and temperature-dependence of water solubility in Fe-free wadsleyite. *Am Miner*, 90: 1084–1091
- DePaolo D J, Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem Geol*, 169: 157–185
- Elsasser W M. 1971. Sea-floor spreading as thermal convection. *J Geophys Res*, 76: 1101–1112
- Engelbreton D C, Cox A, Gordon R G. 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. *Geol Soc Am Spec Paper*, 206: 1–60
- English J M, Johnston S T, Wang K. 2003. Thermal modelling of the Laramide orogeny: Testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 619–632
- 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
- Fan W M, Guo F, Wang Y J, Lin G, Zhang M. 2001. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in Eastern China. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 733–746
- Foley S F. 2008. Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. *Nat Geosci*, 1: 503–510
- Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys J Int*, 43: 163–200
- Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, Nenbai M. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J Geophys Res*, 97: 4809–4822
- Fukao Y, Widiyantoro S, Obayashi M. 2001. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev Geophys*, 39: 291–323
- Fukao Y, Obayashi M, Nakakuki T, the Deep Slab Project Group. 2009.

- Stagnant slab: A review. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 37: 19–46
- 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
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897
- Gao S, Rudnick R L, Xu W L, Yuan H L, Liu Y S, Walker R J, Puchtel I S, Liu X, Huang H, Wang X R, Yang J. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 270: 41–53
- Gerbode C, Dasgupta R. 2010. Carbonate-fluxed Melting of MORB-like pyroxenite at 2.9 GPa and genesis of HIMU ocean island basalts. *J Petrol*, 51: 2067–2088
- Gerya T V, Yuen D A. 2003. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 47–62
- Gerya T V, Yuen D A, Sevre E O D. 2004. Dynamical causes for incipient magma chambers above slabs. *Geology*, 32: 89–92
- Gerya T V, Connolly J A D, Yuen D A, Gorczyk W, Capel A M. 2006. Seismic implications of mantle wedge plumes. *Phys Earth Planet Inter*, 156: 59–74
- Gerya T, Stöckhert B. 2006. Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 95: 250–274
- Gerya T V, Connolly J A D, Yuen D A. 2008a. Why is terrestrial subduction one-sided? *Geology*, 36: 43–46
- Gerya T V, Perchuk L L, Burg J P. 2008b. Transient hot channels: Perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust-mantle associations in collision belts. *Lithos*, 103: 236–256
- Gerya T V, Meilick F I. 2011. Geodynamic regimes of subduction under an active margin: Effects of rheological weakening by fluids and melts. *J Metamorph Geol*, 29: 7–31
- Gorczyk W, Gerya T V, Connolly J A D, Yuen D A. 2007a. Growth and mixing dynamics of mantle wedge plumes. *Geology*, 35: 587–590
- Gorczyk W, Guillot S, Gerya T V, Hattori K. 2007b. Asthenospheric upwelling, oceanic slab retreat, and exhumation of UHP mantle rocks: Insights from Greater Antilles. *Geophys Res Lett*, 34: L21309
- Gorczyk W, Willner A P, Gerya T V, Connolly J A D, Burg J P. 2007c. Physical controls of magmatic productivity at Pacific-type convergent margins: Numerical modelling. *Phys Earth Planet Inter*, 163: 209–232
- Grassi D, Schmidt M W. 2011. The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km Depth. *J Petrol*, 52: 765–789
- Green T H, Adam J. 2003. Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650–700°C. *Eur J Mineral*, 15: 815–830
- Green D H, Hibberson W O, Kovács I, Rosenthal A. 2010. Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature*, 467: 448–451
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, Ryan C G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. *Geodyn Ser*, 27: 107–126
- Griffin W L, Begg G C, O'Reilly S Y. 2013. Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nat Geosci*, 6: 905–910
- Grove T L, Till C B, Krawczynski M J. 2012. The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 40: 413–439
- Guo F, Fan W, Wang Y, Zhang M. 2004. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos*, 78: 291–305
- Guo X, Encarnacion J, Xu X, Deino A, Li Z, Tian X. 2012. Collision and rotation of the South China block and their role in the formation and exhumation of ultrahigh pressure rocks in the Dabie Shan orogen. *Terra Nova*, 24: 339–350
- Guo J T, Guo F, Wang C Y, Li C W. 2013. Crustal recycling processes in generating the early Cretaceous Fangcheng basalts, North China Craton: New constraints from mineral chemistry, oxygen isotopes of olivine and whole-rock geochemistry. *Lithos*, 170–171: 1–16
- Guo F, Fan W, Li C, Wang C Y, Li H, Zhao L, Li J. 2014. Hf-Nd-O isotopic evidence for melting of recycled sediments beneath the Sulu Orogen, North China. *Chem Geol*, 381: 243–258
- Guo P Y, Niu Y, Ye L, Liu J, Sun P, Cui H, Zhang Y, Gao J, Su L, Zhao J, Feng Y. 2014. Lithosphere thinning beneath west North China Craton: Evidence from geochemical and Sr-Nd-Hf isotope compositions of Jining basalts. *Lithos*, 202–203: 37–54
- Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, Bourdon E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28: 535–538
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309: 753–757
- Hart S R, Blusztajn J, Dick H J B, Meyer P S, Muehlenbachs K. 1999. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochim Cosmochim Acta*, 63: 4059–4080
- Hofmann A W, White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 57: 421–436
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, White W M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 79: 33–45
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 90: 297–314
- Hong L B, Zhang Y H, Xu Y G, Ren Z Y, Yan W, Ma Q, Ma L, Xie W. 2017. Hydrous orthopyroxene-rich pyroxenite source of the

- Xinkailing high magnesium andesites, Western Liaoning: Implications for the subduction-modified lithospheric mantle and the destruction mechanism of the North China Craton. *Lithos*, 282-283: 10–22
- Houseman G A, Molnar P. 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophys J Int*, 128: 125–150
- Huang X L, Xu Y G, Liu D Y. 2004. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, east China. *Geochim Cosmochim Acta*, 68: 127–149
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: B09305
- Huang J, Zhao D. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle under Beijing and surrounding regions. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 330–348
- Huang X L, Zhong J W, Xu Y G. 2012. Two tales of the continental lithospheric mantle prior to the destruction of the North China Craton: Insights from Early Cretaceous mafic intrusions in western Shandong, East China. *Geochim Cosmochim Acta*, 96: 193–214
- Huang J, Li S G, Xiao Y, Ke S, Li W Y, Tian Y. 2015. Origin of low $\delta^{26}\text{Mg}$ Cenozoic basalts from South China Block and their geodynamic implications. *Geochim Cosmochim Acta*, 164: 298–317
- Huang J, Xiao Y. 2016. Mg-Sr isotopes of low- $\delta^{26}\text{Mg}$ basalts tracing recycled carbonate species: Implication for the initial melting depth of the carbonated mantle in Eastern China. *Int Geol Rev*, 58: 1350–1362
- Ichiki M, Baba K, Obayashi M, Utada H. 2006. Water content and geotherm in the upper mantle above the stagnant slab: Interpretation of electrical conductivity and seismic P-wave velocity models. *Phys Earth Planet Inter*, 155: 1–15
- Ivanov A V. 2007. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps. *Geol Soc Am Spec Paper*, 430: 669–691
- Iwamori H. 1992. Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: Evidence for mantle upwelling by flux melting. *J Geophys Res*, 97: 10983–10995
- Iwamori H. 2000. Deep subduction of H_2O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth Planet Sci Lett*, 181: 41–46
- Iwamori H. 2007. Transportation of H_2O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chem Geol*, 239: 182–198
- Jordan T H. 1975. The continental tectosphere. *Rev Geophys*, 13: 1
- Jordan T H. 1981. Continents as a chemical boundary layer. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 301: 359–373
- Jull M, Kelemen P B. 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *J Geophys Res*, 106: 6423–6446
- Kelemen P B, Hanghøj K, Greene A R. 2014. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier. 4: 749–806
- Kerrick D M, Connolly J A D. 2001. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. *Earth Planet Sci Lett*, 189: 19–29
- Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P, Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437: 724–727
- Kiminami K, Imaoka T. 2013. Spatiotemporal variations of Jurassic-Cretaceous magmatism in eastern Asia (Tan-Lu Fault to SW Japan): Evidence for flat-slab subduction and slab rollback. *Terra Nova*, 25: 414–422
- Kimura J I, Kent A J R, Rowe M C, Katakuse M, Nakano F, Hacker B R, van Keken P E, Kawabata H, Stern R J. 2010. Origin of cross-chain geochemical variation in Quaternary lavas from the northern Izu arc: Using a quantitative mass balance approach to identify mantle sources and mantle wedge processes. *Geochem Geophys Geosyst*, 11: Q10011
- Kiseeva E S, Yaxley G M, Hermann J, Litasov K D, Rosenthal A, Kamenetsky V S. 2012. An Experimental Study of Carbonated Eclogite at 3.5–5.5 GPa—Implications for Silicate and Carbonate Metasomatism in the Cratonic Mantle. *J Petrol*, 53: 727–759
- Kuang Y S, Wei X, Hong L B, Ma J L, Pang C J, Zhong Y T, Zhao J X, Xu Y G. 2012. Petrogenetic evaluation of the Laohutai basalts from North China Craton: Melting of a two-component source during lithospheric thinning in the late Cretaceous–early Cenozoic. *Lithos*, 154: 68–82
- Kuritani T, Ohtani E, Kimura J I. 2011. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. *Nat Geosci*, 4: 713–716
- Kuritani T, Kimura J I, Ohtani E, Miyamoto H, Furuyama K. 2013. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China. *Lithos*, 156-159: 1–12
- Kukačka M, Matyska C. 2008. Numerical model of heat flow in back-arc regions. *Earth Planet Sci Lett*, 276: 243–252
- Kusky T M. 2011. Geophysical and geological tests of tectonic models of the North China Craton. *Gondwana Res*, 20: 26–35
- 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
- Kusky T M, Polat A, Windley B F, Burke K C, Dewey J F, Kidd W S F, Maruyama S, Wang J P, Deng H, Wang Z S, Wang C, Fu D, Li X W, Peng H T. 2016. Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: A record of outward growth of Precambrian continents. *Earth-Sci Rev*, 162:

- 387–432
- Krystopowicz N J, Currie C A. 2013. Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 361: 195–207
- Lallemand S. 2016. Philippine Sea Plate inception, evolution, and consumption with special emphasis on the early stages of Izu-Bonin-Mariana subduction. *Prog Earth Planet Sci*, 3: 15
- Le Maitre R W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press
- Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *J Geophys Res*, 73: 3661–3697
- Lee C T A, Luffi P, Chin E J. 2011. Building and destroying continental mantle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 39: 59–90
- Lei J, Zhao D. 2005. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia. *Tectonophysics*, 397: 281–295
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35: 179–182
- Li C, van der Hilst R D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltimes tomography. *J Geophys Res*, 115: B07308
- Li J, Yuen D A. 2014. Mid-mantle heterogeneities associated with Izanagi plate: Implications for regional mantle viscosity. *Earth Planet Sci Lett*, 385: 137–144
- Li H Y, Huang X L, Guo H. 2014. Geochemistry of Cenozoic basalts from the Bohai Bay Basin: Implications for a heterogeneous mantle source and lithospheric evolution beneath the eastern North China Craton. *Lithos*, 196–197: 54–66
- Li Y Q, Ma C Q, Robinson P T, Zhou Q, Liu M L. 2015. Recycling of oceanic crust from a stagnant slab in the mantle transition zone: Evidence from Cenozoic continental basalts in Zhejiang Province, SE China. *Lithos*, 230: 146–165
- Li H Y, Xu Y G, Ryan J G, Huang X L, Ren Z Y, Guo H, Ning Z G. 2016a. Olivine and melt inclusion chemical constraints on the source of intracontinental basalts from the eastern North China Craton: Discrimination of contributions from the subducted Pacific slab. *Geochim Cosmochim Acta*, 178: 1–19
- Li H Y, Zhou Z, Ryan J G, Wei G J, Xu Y G. 2016b. Boron isotopes reveal multiple metasomatic events in the mantle beneath the eastern North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 194: 77–90
- Li Y Q, Ma C Q, Robinson P T. 2016. Petrology and geochemistry of Cenozoic intra-plate basalts in east-central China: Constraints on recycling of an oceanic slab in the source region. *Lithos*, 262: 27–43
- Li H Y, Xu Y G, Ryan J G, Whattam S A. 2017. Evolution of the mantle beneath the eastern North China Craton during the Cenozoic: Linking geochemical and geophysical observations. *J Geophys Res Solid Earth*, 122: 224–246
- Li S G, Yang W, Ke S, Meng X, Tian H, Xu L, He Y, Huang J, Wang X C, Xia Q, Sun W, Yang X, Ren Z Y, Wei H, Liu Y, Meng F, Yan J. 2017. Deep carbon cycles constrained by a large-scale mantle Mg isotope anomaly in eastern China. *Nat Sci Rev*, 4: 111–120
- Liu J, Shen L, Ji M, Guan H, Zhang Z, Zhao Z. 2013. The Liaonan/Wanfu metamorphic core complexes in the Liaodong Peninsula: Two stages of exhumation and constraints on the destruction of the North China Craton. *Tectonics*, 32: 1121–1141
- Liu S, Zou H, Hu R, Zhao J, Feng C. 2006. Mesozoic mafic dikes from the Shandong Peninsula, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochem J*, 40: 181–195
- Liu S, Hu R, Gao S, Feng C, Qi Y, Wang T, Feng G, Coulson I M. 2008. U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China. *Lithos*, 106: 365–379
- Liu S, Hu R, Gao S, Feng C, Yu B, Feng G, Qi Y, Wang T, Coulson I M. 2009. Petrogenesis of Late Mesozoic mafic dykes in the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton and implications for the foundering of lower crust. *Lithos*, 113: 621–639
- Liu S, Hu R, Gao S, Feng C, Feng G, Qi Y, Coulson I M, Yang Y, Yang C, Tang L. 2012. Geochemical and isotopic constraints on the age and origin of mafic dikes from eastern Shandong Province, eastern North China Craton. *Int Geol Rev*, 54: 1389–1400
- Liu S, Currie C A. 2016. Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction. *Tectonophysics*, 666: 33–47
- Liu X, Zhao D, Li S, Wei W. 2017. Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 464: 166–174
- Liu Y S, Gao S, Kelemen P B, Xu W. 2008. Recycled crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 2349–2376
- Ma L, Jiang S Y, Hofmann A W, Dai B Z, Hou M L, Zhao K D, Chen L H, Li J W, Jiang Y H. 2014. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton? *Geochim Cosmochim Acta*, 124: 250–271
- Ma L, Jiang S Y, Hofmann A W, Xu Y G, Dai B Z, Hou M L. 2016. Rapid lithospheric thinning of the North China Craton: New evidence from Cretaceous mafic dikes in the Jiaodong Peninsula. *Chem Geol*, 432: 1–15
- Mallik A, Dasgupta R. 2012. Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 329–330: 97–108
- Mallik A, Dasgupta R, Tsuno K, Nelson J. 2016. Effects of water, depth

- and temperature on partial melting of mantle-wedge fluxed by hydrous sediment-melt in subduction zones. *Geochim Cosmochim Acta*, 195: 226–243
- Martin L A J, Wood B J, Turner S, Rushmer T. 2011. Experimental measurements of trace element partitioning between lawsonite, zoisite and fluid and their implication for the composition of arc magmas. *J Petrol*, 52: 1049–1075
- Maruyama S, Hasegawa A, Santosh M, Kogiso T, Omori S, Nakamura H, Kawai K, Zhao D. 2009. The dynamics of big mantle wedge, magma factory, and metamorphic–metasomatic factory in subduction zones. *Gondwana Res*, 16: 414–430
- Matsukage K N, Jing Z, Karato S I. 2005. Density of hydrous silicate melt at the conditions of Earth's deep upper mantle. *Nature*, 438: 488–491
- McKenzie D P, Parker R L. 1967. The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216: 1276–1280
- 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 London Spec Publ*, 76: 71–81
- Menzies M, Xu Y, Zhang H, Fan W. 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton. *Lithos*, 96: 1–21
- Miyashiro A. 1986. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific. *Tectonophysics*, 122: 195–216
- Morlidge M, Pawley A, Droop G. 2006. Double carbonate breakdown reactions at high pressures: An experimental study in the system CaO–MgO–FeO–MnO–CO₂. *Contrib Mineral Petrol*, 152: 365–373
- Molnar P, Houseman G A, Conrad C P. 1998. Rayleigh–Taylor instability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere: effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and of horizontal shortening of the layer. *Geophys J Int*, 133: 568–584
- Morgan W J. 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *J Geophys Res*, 73: 1959–1982
- Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, Steinberger B, Heine C. 2008. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science*, 319: 1357–1362
- Nakanishi M, Tamaki K, Kobayashi K. 1992. A new Mesozoic isochron chart of the northwestern Pacific Ocean: Paleomagnetic and tectonic implications. *Geophys Res Lett*, 19: 693–696
- Nash W P, Crecraft H R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim Cosmochim Acta*, 49: 2309–2322
- Nikolaeva K, Gerya T V, Connolly J A D. 2008. Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs. *Phys Earth Planet Inter*, 171: 336–356
- Niu Y L. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a new view on the origin of the Mesozoic–Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. *Geol J China Univ*, 11: 9–46
- Nohda S, Tatsumi Y, Otofuiji Y, Matsuda T, Ishizaka K. 1988. Asthenospheric injection and back-arc opening: Isotopic evidence from northeast Japan. *Chem Geol*, 68: 317–327
- O'Connor J M, Steinberger B, Regelous M, Koppers A A P, Wijbrans J R, Haase K M, Stoffers P, Jokat W, Garbe-Schönberg D. 2013. Constraints on past plate and mantle motion from new ages for the Hawaiian–Emperor Seamount Chain. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 4564–4584
- Ohtani E, Mizobata H, Yurimoto H. 2000. Stability of dense hydrous magnesium silicate phases in the systems Mg₂SiO₄–H₂O and MgSiO₃–H₂O at pressures up to 27 GPa. *Phys Chem Miner*, 27: 533–544
- Ohtani E, Litasov K, Hosoya T, Kubo T, Kondo T. 2004. Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone. *Phys Earth Planet Inter*, 143–144: 255–269
- Ohtani E, Zhao D. 2009. The role of water in the deep upper mantle and transition zone: Dehydration of stagnant slabs and its effects on the big mantle wedge. *Rus Geol Geophys*, 50: 1073–1078
- Okamura S, Arculus R J, Martynov Y A. 2005. Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: The role of lithosphere Versus asthenosphere. *J Petrol*, 46: 221–253
- O'Reilly S Y, Griffin W L, Poudjom Djomani Y H, Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time. *GSA Today*, 11: 4
- Pearson D G, Brenker F E, Nestola F, McNeill J, Nasdala L, Hutchison M T, Matveev S, Mather K, Silversmit G, Schmitz S, Vekemans B, Vincze L. 2014. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature*, 507: 221–224
- Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, Lazarov M. 2009. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons. *Nature*, 467: 78–81
- Pilet S, Baker M B, Muntener O, Stolper E M. 2011. Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts. *J Petrol*, 52: 1415–1442
- Plank T. 2014. The chemical composition of subducting sediments. In: *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier. 4: 607–629
- Platt J P, England P C. 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *Am J Sci*, 294: 307–336
- Poli S, Schmidt M W. 2002. Petrology of subducted slabs. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 30: 207–235
- Princivalle F, De Min A, Lenaz D, Scarbolo M, Zanetti A. 2014. Ultramafic xenoliths from Damaping (Hannuoba region, NE-China): Petrogenetic implications from crystal chemistry of

- pyroxenes, olivine and Cr-spinel and trace element content of clinopyroxene. *Lithos*, 188: 3–14
- Prodehl C, Mooney W D. 2012. Exploring the Earth's crust: History and results of controlled-source seismology. *Geol Soc Am Mem*, 208: 1–764
- Qian Q, Hermann J. 2013. Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: constraints on adakite and TTG formation. *Contrib Mineral Petrol*, 165: 1195–1224
- Ramos V A, Folguera A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geol Soc London Spec Publ*, 327: 31–54
- Richard G, Bercovici D, Karato S I. 2006. Slab dehydration in the Earth's mantle transition zone. *Earth Planet Sci Lett*, 251: 156–167
- Richard G C, Iwamori H. 2010. Stagnant slab, wet plumes and Cenozoic volcanism in East Asia. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 280–287
- Ringwood A E. 1990. Slab-mantle interactions. *Chem Geol*, 82: 187–207
- Rudnick R L. 1995. Making continental crust. *Nature*, 378: 571–578
- Rudnick R L, Gao S. 2014. Composition of the continental crust. In: Holland H D, Turekian K K, eds. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier. 4: 1–51
- Sakamaki T, Suzuki A, Ohtani E. 2006. Stability of hydrous melt at the base of the Earth's upper mantle. *Nature*, 439: 192–194
- Sakuyama T, Tian W, Kimura J I, Fukao Y, Hirahara Y, Takahashi T, Senda R, Chang Q, Miyazaki T, Obayashi M, Kawabata H, Tatsumi Y. 2013. Melting of dehydrated oceanic crust from the stagnant slab and of the hydrated mantle transition zone: Constraints from Cenozoic alkaline basalts in eastern China. *Chem Geol*, 359: 32–48
- Sakuyama T, Nagaoka S, Miyazaki T, Chang Q, Takahashi T, Hirahara Y, Senda R, Itaya T, Kimura J I, Ozawa K. 2014. Melting of the uppermost metasomatized asthenosphere triggered by fluid fluxing from ancient subducted sediment: Constraints from the quaternary basalt lavas at Chugaryeong Volcano, Korea. *J Petrol*, 55: 499–528
- Salters V J M, Stracke A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 5: Q05B07
- Sato K, Katsura T. 2001. Experimental investigation on dolomite dissociation into aragonite+magnesite up to 8.5 GPa. *Earth Planet Sci Lett*, 184: 529–534
- Schmid C, Goes S, van der Lee S, Giardini D. 2002. Fate of the Cenozoic Farallon slab from a comparison of kinematic thermal modeling with tomographic images. *Earth Planet Sci Lett*, 204: 17–32
- Schmidt M W, Vielzeuf D, Auzanneau E. 2004. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: The key role of white mica. *Earth Planet Sci Lett*, 228: 65–84
- Scire A, Zandt G, Beck S, Long M, Wagner L, Minaya E, Tavera H. 2016. Imaging the transition from flat to normal subduction: variations in the structure of the Nazca slab and upper mantle under southern Peru and northwestern Bolivia. *Geophys J Int*, 204: 457–479
- Seton M, Müller R D, Zahirovic S, Gaina C, Torsvik T, Shephard G, Talsma A, Gurnis M, Turner M, Maus S, Chandler M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Sci Rev*, 113: 212–270
- Sizova E, Gerya T, Brown M, Perchuk L L. 2010. Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments. *Lithos*, 116: 209–229
- Sleep N H. 2005. Evolution of the continental lithosphere. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 369–393
- Spandler C, Yaxley G, Green D H, Rosenthal A. 2008. Phase relations and melting of anhydrous K-bearing eclogite from 1200 to 1600°C and 3 to 5 GPa. *J Petrol*, 49: 771–795
- Spandler C, Yaxley G, Green D H, Scott D. 2010. Experimental phase and melting relations of metapelite in the upper mantle: implications for the petrogenesis of intraplate magmas. *Contrib Mineral Petrol*, 160: 569–589
- Staudigel H, Plank T, White B, Schmincke H U. 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic Crust: DSDP sites 417 and 418. *Geophys Monog*, 96: 19–38
- Stern R. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth Planet Sci Lett*, 226: 275–292
- Stracke A, Bizimis M, Salters V J M. 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochem Geophys Geosyst*, 4: 8003
- Sun S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol Soc London Spec Publ*, 42: 313–345
- Sun W, Hu Y, Kamenetsky V S, Eggins S M, Chen M, Arculus R J. 2008. Constancy of Nb/U in the mantle revisited. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 3542–3549
- Suzuki A, Ohtani E, Kato T. 1995. Flotation of diamond in mantle melt at high pressure. *Science*, 269: 216–218
- 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, 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, Chen Y J, Zhou S, Ning J, Ding Z. 2013. Lithosphere structure and thickness beneath the North China Craton from joint inversion of ambient noise and surface wave tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, 118: 2333–2346

- Tao R, Zhang L, Fei Y, Liu Q. 2014. The effect of Fe on the stability of dolomite at high pressure: Experimental study and petrological observation in eclogite from southwestern Tianshan, China. *Geochim Cosmochim Acta*, 143: 253–267
- Tatsumi Y, Maruyama S, Nohda S. 1990. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: Role of asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 181: 299–306
- Tatsumi Y, Eggins S. 1995. Subduction Zone Magmatism. London: Blackwell Science. 211
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 312
- Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev Geophys*, 33: 241–265
- Tian Y, Zhao D, Sun R, Teng J. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 172: 169–182
- Tonegawa T, Hirahara K, Shibutani T, Iwamori H, Kanamori H, Shiomi K. 2008. Water flow to the mantle transition zone inferred from a receiver function image of the Pacific slab. *Earth Planet Sci Lett*, 274: 346–354
- Ueda K, Gerya T, Sobolev S V. 2008. Subduction initiation by thermal-chemical plumes: Numerical studies. *Phys Earth Planet Inter*, 171: 296–312
- van der Lee S, Regenauer-Lieb K, Yuen D A. 2008. The role of water in connecting past and future episodes of subduction. *Earth Planet Sci Lett*, 273: 15–27
- van der Meer D G, Torsvik T H, Spakman W, van Hinsbergen D J J, Amaru M L. 2012. Intra-Panthalassa Ocean subduction zones revealed by fossil arcs and mantle structure. *Nat Geosci*, 5: 215–219
- van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2000. A thermo-mechanical model of horizontal subduction below an overriding plate. *Earth Planet Sci Lett*, 182: 157–169
- van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study. *Phys Earth Planet Inter*, 146: 179–194
- van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, Abers G A. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *J Geophys Res*, 116: B01401
- von Huene R, Ranero C R, Vannucchi P. 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, 32: 913–916
- Wada I, Wang K. 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q10009
- Walter M J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J Petrol*, 39: 29–60
- Wang Y, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J J. 2011. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 125: 940–955
- Wang X C, Wilde S A, Li Q L, Yang Y N. 2015. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. *Nat Commun*, 6: 7700
- 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
- Wang X J, Chen L H, Hofmann A W, Mao F G, Liu J Q, Zhong Y, Xie L W, Yang Y H. 2017. Mantle transition zone-derived EM1 component beneath NE China: Geochemical evidence from Cenozoic potassic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 465: 16–28
- Wei W, Xu J, Zhao D, Shi Y. 2012. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism. *J Asian Earth Sci*, 60: 88–103
- Wei W, Zhao D, Xu J, Wei F, Liu G. 2015. *P* and *S* wave tomography and anisotropy in Northwest Pacific and East Asia: Constraints on stagnant slab and intraplate volcanism. *J Geophys Res Solid Earth*, 120: 1642–1666
- White W M, Klein E M. 2014. Composition of the oceanic crust. In: *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier. 4: 457–496
- Whittaker J M, Müller R D, Leitchenkov G, Stagg H, Sdrolias M, Gaina C, Goncharov A. 2007. Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time. *Science*, 318: 83–86
- 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
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X, Yang J H. 2005a. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 103–119
- Wu F, Zhao G, Wilde S A, Sun D. 2005b. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 24: 523–545
- Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, Zhang X O. 2005c. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chem Geol*, 221: 127–156
- 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
- Xia Q X, Zheng Y F, Zhou L G. 2008. Dehydration and melting during continental collision: Constraints from element and isotope geochemistry of low-*T*/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen. *Chem Geol*, 247: 36–65
- 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 P, Zhao D. 2009. Upper-mantle velocity structure beneath the North China Craton: Implications for lithospheric thinning. *Geophys J Int*, 177: 1279–1283
- Xu X, O'Reilly S Y, Zhou X, Griffin W L. 1996. A xenolith-derived geotherm and the crust-mantle boundary at Qilin, southeastern China. *Lithos*, 38: 41–62
- Xu X, O'Reilly S Y, Griffin W L, Zhou X. 2000. Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: An LAM-ICPMS trace element study. *J Petrol*, 41: 111–148
- 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
- Xu Y G, Sun M, Yan W, Liu Y, Huang X L, Chen X M. 2002. Xenolith evidence for polybaric melting and stratification of the upper mantle beneath South China. *J Asian Earth Sci*, 20: 937–954
- Xu Y G, Ma J L, Huang X L, Iizuka Y, Chung S L, Wang Y B, Wu X Y. 2004a. Early Cretaceous gabbroic complex from Yinan, Shandong Province: Petrogenesis and mantle domains beneath the North China Craton. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 93: 1025–1041
- Xu Y G, Chung S L, Ma J, Shi L. 2004b. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in the western and eastern Sino-Korean Craton: Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. *J Geol*, 112: 593–605
- 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 G, Zhang H H, Qiu H N, Ge W C, Wu F Y. 2012. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone? *Chem Geol*, 328: 168–184
- Xu Y G. 2014. Recycled oceanic crust in the source of 90–40Ma basalts in North and Northeast China: Evidence, provenance and significance. *Geochim Cosmochim Acta*, 143: 49–67
- Xu Z, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012. Slab–mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. *Lithos*, 146–147: 202–217
- Xu Z, Zheng Y F, He H Y, Zhao Z F. 2014a. Phenocryst He-Ar isotopic and whole-rock geochemical constraints on the origin of crustal components in the mantle source of Cenozoic continental basalt in eastern China. *J Volcanol Geotherm Res*, 272: 99–110
- Xu Z, Zheng Y F, Zhao Z F, Gong B. 2014b. The hydrous properties of subcontinental lithospheric mantle: Constraints from water content and hydrogen isotope composition of phenocrysts from Cenozoic continental basalt in North China. *Geochim Cosmochim Acta*, 143: 285–302
- Xu Z, Zheng Y F. 2017. Continental basalts record the crust-mantle interaction in oceanic subduction channel: A geochemical case study from eastern China. *J Asian Earth Sci*, 145: 233–259
- Xu Z, Zheng Y F, Zhao Z F. 2017. The origin of Cenozoic continental basalts in east-central China: Constrained by linking Pb isotopes to other geochemical variables. *Lithos*, 268–271: 302–319
- Yamamoto J, Nishimura K, Ishibashi H, Kagi H, Arai S, Prihod'ko V S. 2012. Thermal structure beneath Far Eastern Russia inferred from geothermobarometric analyses of mantle xenoliths: Direct evidence for high geothermal gradient in backarc lithosphere. *Tectonophysics*, 554–557: 74–82
- Yang J H, Chung S L, Zhai M G, Zhou X H. 2004. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China: Evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle. *Lithos*, 73: 145–160
- Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F, Chu M F, Lo C H, Fan H R. 2005a. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chem Geol*, 214: 99–125
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A, Chu M F, Lo C H, Song B. 2005b. 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 J H, Sun J F, Chen F, Wilde S A, Wu F Y. 2007a. Sources and petrogenesis of late Triassic dolerite dikes in the Liaodong peninsula: Implications for post-collisional lithosphere thinning of the eastern North China Craton. *J Petrol*, 48: 1973–1997
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Liu X M. 2007b. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton. *Chem Geol*, 242: 155–175
- Yang W, Li S. 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, 102: 88–117
- Yang J H, Sun J F, Zhang J H, Wilde S A. 2012. Petrogenesis of Late Triassic intrusive rocks in the northern Liaodong Peninsula related to decratonization of the North China Craton: Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence. *Lithos*, 153: 108–128
- Yang D B, Xu W L, Pei F P, Yang C H, Wang Q H. 2012. Spatial extent of the influence of the deeply subducted South China Block on the southeastern North China Block: Constraints from Sr-Nd-Pb isotopes in Mesozoic mafic igneous rocks. *Lithos*, 136–139: 246–260
- Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012a. Modification of subcontinental lithospheric mantle above continental subduction zone: Constraints

- from geochemistry of Mesozoic gabbroic rocks in southeastern North China. *Lithos*, 146-147: 164–182
- Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012b. Slab-mantle interaction in continental subduction channel: Geochemical evidence from Mesozoic gabbroic intrusives in southeastern North China. *Lithos*, 155: 442–460
- 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
- Ying J F, Zhou X H, Su B X, Tang Y J. 2011. Continental growth and secular evolution: Constraints from U-Pb ages and Hf isotope of detrital zircons in Proterozoic Jixian sedimentary section (1.8–0.8 Ga), North China Craton. *Precambrian Res*, 189: 229–238
- Yu J H, O'Reilly S Y, Griffin W L, Xu X, Zhang M, Zhou X. 2003. The thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. *J Volcanol Geotherm Res*, 122: 165–189
- Yu J H, O'reilly S Y, Zhang M, Griffin W L, Xu X. 2006. Roles of melting and metasomatism in the formation of the lithospheric mantle beneath the Leizhou peninsula, South China. *J Petrol*, 47: 355–383
- Yu Y, Xu X S, Griffin W L, O'Reilly S Y, Xia Q K. 2011. H₂O contents and their modification in the Cenozoic subcontinental lithospheric mantle beneath the Cathaysia block, SE China. *Lithos*, 126: 182–197
- Zack T, Foley S F, Rivers T. 2002. Equilibrium and disequilibrium trace element partitioning in hydrous eclogites (Trescolmen, Central Alps). *J Petrol*, 43: 1947–1974
- Zhang H F, Sun M. 2002. Geochemistry of Mesozoic basalts and mafic dikes, southeastern North China Craton, and tectonic implications. *Int Geol Rev*, 44: 370–382
- Zhang H F, Sun M, Lu F X, Zhou X H, Zhou M F, Liu Y S, Zhang G H. 2001. Geochemical significance of a garnet lherzolite from the Dahongshan kimberlite, Yangtze Craton, southern China. *Geochem J*, 35: 315–331
- 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
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Zhou M F, Fan W M, Zheng J P. 2003. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *Geochim Cosmochim Acta*, 67: 4373–4387
- 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 J, Zhang H, Ying J, Tang Y, Niu L. 2008. Contribution of subducted Pacific slab to Late Cretaceous mafic magmatism in Qingdao region, China: A petrological record. *Isl Arc*, 17: 231–241
- Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 110: 305–326
- Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, Dai M. 2010. Postcollisional magmatism: Geochemical constraints on the petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Sulu orogen, China. *Lithos*, 119: 512–536
- Zhang J, Zhang H, Kita N, Shimoda G, Morishita Y, Ying J, Tang Y. 2011. Secular evolution of the lithospheric mantle beneath the eastern North China craton: Evidence from peridotitic xenoliths from Late Cretaceous mafic rocks in the Jiaodong region, east-central China. *Int Geol Rev*, 53: 182–211
- Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, Liu X, Xie L. 2012. Zircon Hf-O isotope and whole-rock geochemical constraints on origin of postcollisional mafic to felsic dykes in the Sulu orogen. *Lithos*, 136-139: 225–245
- 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, Wang C, Jin Z, Zhu L. 2017. Partial melting of stagnant oceanic lithosphere in the mantle transition zone and its geophysical implications. *Lithos*, 292-293: 379–387
- Zhao D P, Maruyama S, Omori S. 2007. Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics. *Gondwana Res*, 11: 120–131
- Zhao D P, Ohtani E. 2009. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: Evidence from seismology and mineral physics. *Gondwana Res*, 16: 401–413
- Zhao D P, Yu S, Ohtani E. 2011. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics. *J Asian Earth Sci*, 40: 689–709
- Zhao G C, Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. *Precambrian Res*, 222-223: 13–54
- Zhao G, Zhai M. 2013. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications. *Gondwana Res*, 23: 1207–1240
- Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu Y B, Chen F, Jahn B. 2005. Zircon U-Pb age, element and C-O isotope geochemistry of post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie orogen in east-central China. *Lithos*, 83: 1–28

- Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu Y B. 2007. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos*, 93: 248–272
- Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu F Y. 2011. Origin of postcollisional magmatic rocks in the Dabie orogen: Implications for crust-mantle interaction and crustal architecture. *Lithos*, 126: 99–114
- Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J, Dai L Q, Li Q, Liu X. 2012. Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. *Chem Geol*, 328: 70–88
- Zhao Z F, Dai L Q, Zheng Y F. 2013. Postcollisional mafic igneous rocks record crust-mantle interaction during continental deep subduction. *Sci Rep*, 3: 3413
- Zhao D P, Isozaki Y, Maruyama S. 2017. Seismic imaging of the Asian orogens and subduction zones. *J Asian Earth Sci*, 145: 349–367
- Zhao Z F, Liu Z B, Chen Q. 2017. Melting of subducted continental crust: Geochemical evidence from Mesozoic granitoids in the Dabie-Sulu orogenic belt, east-central China. *J Asian Earth Sci*, 145: 260–277
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, Lu F, 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, Sun M, Zhou M F, Robinson P. 2005. 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, Yang J, Li T, Zhang M, Zhang R Y, Liou J G. 2006a. 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, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yang J S, Zhang R Y. 2006b. A refractory mantle protolith in younger continental crust, east-central China: Age and composition of zircon in the Sulu ultrahigh-pressure peridotite. *Geology*, 34: 705–708
- 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, Griffin W L, Ma Q, O'Reilly S Y, Xiong Q, Tang H Y, Zhao J H, Yu C M, Su Y P. 2012. Accretion and reworking beneath the North China Craton. *Lithos*, 149: 61–78
- Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. 2009. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. *Tectonophysics*, 475: 327–358
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 328: 5–48
- Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G. 2013. Introduction to tectonics of China. *Gondwana Res*, 23: 1189–1206
- Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. *Nat Sci Rev*, 3: 495–519
- Zheng Y F, Chen R X. 2017. Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J Asian Earth Sci*, 145: 46–73
- Zhou X H, Zhu B Q, Liu R X, Chen W J. 1988. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China. In: Macdougall, J D, ed. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 311–330
- Zhou X, Sun M, Zhang G, Chen S. 2002. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: Isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean craton. *Lithos*, 62: 111–124
- Zhou L, Xie J, Shen W, Zheng Y, Yang Y, Shi H, Ritzwoller M H. 2012. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography. *Geophys J Int*, 189: 1565–1583
- Zhu R X, Yang J H, Wu F Y. 2012. Timing of destruction of the North China Craton. *Lithos*, 149: 51–60
- Zou H, Zindler A, Xu X, Qi Q. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chem Geol*, 171: 33–47
- Zou H, Fan Q, Yao Y. 2008. U-Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab. *Chem Geol*, 255: 134–142

(责任编辑: 吴福元)