华北克拉通重力梯度带两侧晚中生代火山岩地球化学特征 对比研究及其对岩石圈减薄的时空制约

刘金菊1, 叶 蕾1, 牛耀龄23*, 郭鹏远1, 孙 普1, 崔慧霞1

兰州大学 地质科学与矿产资源学院,兰州 730000; 2. 中国科学院 海洋研究所,青岛 266071;
Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK

摘要:对华北克拉通重力梯度带东西两侧的河北承德袁家庄和内蒙古四子王旗白脑包出露的晚中生代火山岩进行了地球化 学对比研究。全岩主量元素、微量元素和Sr-Nd-Hf同位素数据表明,袁家庄火山岩和白脑包火山岩具有相似的地球化学特 征。这些火山岩轻、重稀土强烈分异,富集大离子亲石元素(如Rb,Ba,Th,U,K等),亏损高场强元素(如Nb,Ta,Zr, Hf,Ti等);其同位素具有高(⁸⁷Sr/⁶⁶Sr),低ε_{Nd}(t)和低ε_{Id}(t)的特征,因此认为袁家庄和白脑包火山岩具有相似的源区,即均来 源于被交代的古老岩石圈地幔的部分熔融。结合文献资料,作者认为,这些晚中生代火山岩是华北克拉通岩石圈减薄的直 接产物,中生代时期华北克拉通岩石圈的减薄不仅仅局限于重力梯度带以东地区,以西的部分地区也有发生。

关键词:晚中生代火山岩;华北克拉通;岩石圈减薄/破坏;重力梯度带;袁家庄;四子王旗;Sr-Nd-Hf同位素
中图分类号: P597; P618
文献标识码: A
文章编号: 1006 -7493 (2014) 04-0491-16

The Geochemistry of Late Mesozoic Volcanic Rocks From the North China Craton and Temporal and Spatial Constraints on the Lithospheric Thinning

LIU Jinju¹, YE Lei¹, NIU Yaoling^{2,3*}, GUO Pengyuan¹, SUN Pu¹, CUI Huixia¹

School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;
Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;
Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK

Abstract: The Yuanjiazhuang and Bainaobao volcanic rock suites are of late Mesozoic age located respectively in the east and west of the Daxing'anling–Taihangshan gravity gradient zone. These volcanic rocks display similar characteristics in incompatible trace elements and radiogenic isotopes. They are highly fractionated in rare earth elements (REE) with a high LREEs/HREEs ratio, enriched in large ion lithophile elements (such as Rb, Ba, Th, U, K), relatively depleted in high field strength elements (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti), high (87 Sr/ 86 Sr)_i and low $\varepsilon_{Nd}(t)$ and $\varepsilon_{Hf}(t)$. All these data suggest that the sources for the two volcanic rock suites are similar and their parental melts must have derived from partial melting of ancient metasomatized mantle lithosphere. Combined with the data in the literature, we propose that the lithospheric thinning beneath the North China Craton happened not only in the east but also to the west of the gradient zone in the late Mesozoic.

Key words: Late Mesozoic volcanic rocks; North China Craton; lithospheric thinning/destruction; gravity gradient lineament; Yuanjiazhuang; Siziwangqi; Sr-Nd-Hf isotopes

Corresponding author: NIU Yaoling, Professor; E-mail: yaoling.niu@foxmail.com

收稿日期: 2014-06-06; 修回日期: 2014-09-10

基金项目:国家自然科学基金(91014003;41130314)资助

作者简介:刘金菊,女,1988年生,硕士研究生,矿物、岩石、矿床学专业; E-mail: liujinj08@lzu.cn *通讯作者: 牛耀龄,教授; E-mail: yaoling.niu@foxmail.com

近年来国内外研究表明,华北克拉通破坏/岩 石圈减薄已经是不争的事实(鄂莫岚和赵大升, 1987; 池际尚, 1988; 邓晋福, 1988; Fan and Hooper, 1989; Griffin et al., 1992; Fan and Menzies, 1992; Menzies et al., 1993; Menzies and Xu, 1998; 许文良 等, 2004; Niu, 2005; Chen et al., 2008; 朱日祥和郑天 愉, 2009; 朱日祥等, 2011, 2012; Guo et al., 2013), 但 减薄的时间、空间和机制仍存在争论(吴福元等, 2003, 2008; Xu, 2001; Niu, 2005; 徐义刚, 2006; 徐义 刚等,2009)。关于减薄的时间,大部分作者(吴 福元等, 2008; 徐义刚等, 2009; 朱日祥等, 2011) 认 为华北岩石圈减薄发生于中生代;而路凤香等 (2005)认为岩石圈减薄的高峰期应在新生代。关 于华北克拉通岩石圈减薄的幅度,大多数学者认 为减薄仅限于岩石圈地幔内部 (Menzies et al., 1993; Xu et al., 1995; Zheng et al., 2001, 2007); 也 有部分学者认为减薄涉及到地壳(Gao et al., 2002, 2004; Wu et al., 2005a, b; 邓晋福等, 1994)。关于华 北克拉通破坏的空间(地理)范围,目前倾向认 为克拉通破坏主要发生在太行山以东地区(如, Gao et al., 2002)。关于华北克拉通破坏/岩石圈减 薄的机制,主要有如下观点:1)拆沉作用(Gao et al., 2002, 2004; 高山等, 2009; 吴福元等, 2003); 2) 热侵蚀作用(Menzies et al., 1993; Xu, 2001; Xu et al., 2008); 3) 地幔柱作用 (Deng et al., 1998); 4) 底部加水弱化 (Niu, 2005)。

中国现今地势西高东低,大兴安岭-太行山 重力梯度带是东西两侧的分界(Zhao et al., 2001), 该带东西两侧的地貌、地壳厚度、岩石圈厚度及 大地热流值都有显著差异。如东部岩石圈厚度薄 (<80 km), 地表热流值高; 西部岩石圈厚度厚 (100~150 km), 地表热流值低。Niu(2005) 称之 为东-西梯度界。重力梯度带东部中生代岩浆作用 较为发育,费县(Pei et al., 2004)、方城(Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013)、四合屯(Gao et al., 2008)、义县(李伍平等, 2001a)等地均有中生代火山 岩分布,这些火山岩是岩石圈减薄/克拉通破坏最 直接的产物。而西部中生代玄武岩出露相对较 少,李毅等(2006,2007)报道了四子王旗地区中 生代玄武岩, 邹和平(2010)报道鄂尔多斯地块北部 的杭锦旗地区有中生代玄武岩的分布。前人将重 力梯度带作为华北克拉通破坏的边界(Xu, 2007),主要是因为它两侧的地壳和岩石圈厚度存 在明显的差异。徐义刚(2006)通过对比华北太 行山重力梯度带两侧玄武岩及其包体成分发现东 西部新生代玄武岩有相反的演化趋势,并认为新 生代以来西部的岩石圈逐渐减薄,而东部岩石圈 逐渐加厚。并且,Guo等(2014)最近通过对重力 梯度带以西的集宁地区中-新生代玄武岩的研究认 为,重力梯度带以西的部分地区岩石圈发生了减 薄。因此,华北克拉通破坏/岩石圈减薄的空间范 围仍然有待深入研究。

河北承德盆地位于华北克拉通东部,四子王 旗位于华北克拉通西北部(图1a),且这两个地区 均有晚中生代火山岩的出露。本文拟通过对比研 究这两个地区晚中生代火山岩地球化学特征,来 探讨其岩浆源区性质,进一步揭示重力梯度带两 侧均经历过岩石圈减薄,为华北克拉通破坏/岩石 圈减薄的空间范围提供新的认识。

1 区域地质背景及样品描述

河北承德盆地位于华北克拉通东部,燕山造 山带中段。区内中生代火山活动始于早侏罗世, 在晚侏罗世-早白垩世达到顶峰(Davis et al., 2001)。中生代火山岩底部为髫髻山组,中部为张 家口组,上部为大北沟组。大北沟组火山岩出露 于河北承德袁家庄附近(图1c),该组火山岩自下 至上岩性变化明显。底部为黑色安山岩, 气孔、 杏仁发育;中部为柱状节理玄武岩,含橄榄石、 辉石斑晶;上部为紫红色、灰白色含辉石、角闪 石、长石斑晶的安山岩。本文袁家庄火山岩样品 采集于承德附近的袁家庄(图1c),包括玄武岩和 安山岩。汪方跃(2007)报道该组火山岩锆石 U-Pb年龄为113.6 Ma。玄武岩呈黑色, 斑状结 构。斑晶含量<10%,粒径为0.5~1 mm,以橄榄石 为主,且多发生蚀变(图2a),细长条状的斜长石 微晶呈半定向分布在基质中(图2a)。安山岩气孔 杏仁发育,斑晶含量为5%~20%,主要为斜长石 (图 2b),其次为单斜辉石(图 2c),粒径为 0.5~ 1.5 mm。斜长石和单斜辉石斑晶表面多发生轻微 蚀变。基质主要为玻璃质,含有少量斜长石、单 斜辉石和磁铁矿颗粒。杏仁充填物以方解石等碳 酸盐矿物为主。

内蒙古四子王旗位于华北板块北缘中段,北



图1 (a) 华北克拉通地质构造简图(华北克拉通由西部块体、大兴安岭一太行山重力梯度带和东部块体组成; 右下角示意华北克拉通在中国大陆地质构造中的位置)

(b) 内蒙古四子王旗地质简图及采样位置,左上角小图为四子王旗所处的大地构造位置;(c) 承德盆地区域地质简图及采样位置

Fig. 1 (a) Simplified map of the North China Craton, which is subdivided into the West block, the Daxing'anling-Taihangshan gravity gradient zone and the East block;

(b) The geological sketch map and tectonic location of the Siziwangqi area, Inner Mongolia;

(c) Geological sketch map of the Chengde Basin



(a) YJZ11-28, 橄榄石斑晶和由斜长石、橄榄石组成的基质; (b) YJZ11-20, 斜长石斑晶,基质主要为玻璃质,有少量斜长石和磁铁矿颗粒;
(c) YJZ11-22, 单斜辉石斑晶,基质主要为玻璃质; (d) BNB11-01, 由橄榄石、辉石和斜长石微晶组成的基质
(a) YJZ11-28, olivine phenocryst and the matrix composed of plagioclase and olivine; (b) YJZ11-20 plagioclase phenocrysts and the matrix composed of plagioclase and olivine; (b) YJZ11-20 plagioclase phenocrysts and the matrix composed of plagioclase microlites, magnetite and glass; (c) YJZ11-22, clinopyroxene phenocrysts and the matrix composed of plagioclase; (d) BNB11-01, matrix composed of olivine, pyroxene, plagioclase.

图2 袁家庄和白脑包火山岩的显微照片

Fig. 2 Photomicrographs of Yuanjiazhuang and Bainaobao volcanic rocks.

邻索伦一贺根山蛇绿岩带(梁日喧,1994),南邻 大青山大型逆冲推覆构造带,大地构造上位于华 北板块和西伯利亚板块的交接部位(图1b左上角 小图)。本区于早白垩世进入大陆内部伸展构造发 育阶段,形成拉伸断陷盆地并伴随高钾火山岩出 现(陈燕等,2004)。白脑包火山岩采于白脑包后 的采石场(图1b)。许询等(2005)报道该火山岩 的K-Ar年龄为128.4 Ma。这些火山岩为黑色致密 块状,不含捕掳体,为无斑间粒结构,由橄榄 石、辉石和斜长石微晶组成(图2d)。

2 分析方法

样品前处理:选取新鲜且具有代表性的样品,切成薄块,用石英砂磨盘磨去锯痕及风化面,用不锈钢碎样器粗碎至5mm,剔除样品中的杏仁体和斑晶,用去离子水在超声波中清洗两次,放入烘箱中烘干,最后在干净环境下用玛瑙研磨仪磨至200目粉末。

分析方法:袁家庄样品的主、微量元素在中国科学院广州地球化学研究所实验室测得。主量元素分析由X荧光光谱仪(XRF,Rigaku 100e)完

成,大部分元素精度优于1% (Goto and Tatisumi, 1996)。微量元素由电感耦合等离子质谱仪 (ICP-MS, Elan 6000)测得,大多数元素的精确度 优于5%。样品处理详细步骤见Xu (2002)。白脑 包样品的主、微量元素在中国地质大学(北京) 地质过程与矿产资源国家重点实验室测定。主 量元素分析采用碱熔法,用电感耦合等离子发 射光谱仪(ICP-OES)测试,测试精度为1%~3% (Zhai et al., 2013)。微量分析元素采用混合酸溶样 法,用Agilent 7500a型四级杆电感耦合等离子质谱 仪(ICP-MS)测试,分析精度依所测元素的浓度 高低变化于5%~10%之间(Song et al., 2010)。

袁家庄火山岩样品和BNB11-06的Sr-Nd-Hf同 位素的元素分离在中国科学院地球物理研究所岩石 圈演化国家重点实验室完成。详细的元素分离流程 见Yang等(2010)。Sr同位素比值测试在天津地质 矿产研究所同位素实验室用Triton热电离质谱仪 (TIMS)完成(李潮峰等,2011),Nd同位素在中国 地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实 验室用多接受等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)测 定,Hf同位素在中国科学院地质与地球物理研究所 用 MC-ICP-MS 测定(Chu et al., 2009)。BNB11-01 和 BNB11-04的 Sr-Nd-Hf 同位素的分离测试工作在 澳大利亚昆士兰大学放射性同位素实验室完成,样 品的详细分析测试过程见 Guo等(2014)。

3 分析结果

3.1 主量元素

袁家庄和白脑包火山岩的全岩主量元素分析 结果见表1。由于火山岩样品易蚀变且存在方解石 等气孔充填物,所以尽量选取新鲜的样品进行分 析测试。尽管如此,主量元素分析结果仍具有较 高的烧失量。袁家庄火山岩气孔、杏仁构造发育 且镜下可见蚀变特征(图2b,c)。因此,在数据 处理时用两类方法弥补:一是将主量元素分析数 据重新换算成100%,再用于地球化学图解分析; 二是尽量选择受蚀变影响较小的Ti,Zr,Nb,Y, Ta,Hf,P等高场强元素和稀土元素(REE)进行 讨论,而不采用或少采用对蚀变比较敏感的Rb, Ba,K等活动性元素。白脑包火山岩为致密块状且 镜下见到的蚀变程度很小(图2d),因此,受后期 蚀变的影响不大。

袁家庄火山岩的 SiO₂含量变化范围较大 (51.9%~63.5%), MgO 含量低, 样品 YJZ11-28 的 MgO 含量相对较高, 为7.6% (Mg^{*}=61.9)。扣除烧 失量后投图,在TAS 图中(图3),大部分样品位 于粗面岩、粗面安山岩、安山岩和玄武质粗面安 山岩 (YJZ-28) 区域中。在TiO₂, Fe₂O₃^T, CaO, Al₂O₃, CaO/Al₂O₃, Cr, Ni 对 MgO 的协变图 (图 4) 中,本文新数据和文献数据(汪方跃, 2007) 显示出比较明显的变化趋势。特别是,MgO小于 2%~3%时,SiO₂急剧升高,而TiO₂和Fe₂O₃^T急剧下 降。随着 MgO 的降低,SiO₂有升高的趋势(图 4a),TiO₂,Fe₂O₃^T,Ni,Cr有降低的趋势(图 4b,



袁家庄火山岩的文献数据(灰色三角形)引自汪方跃等(2007);白脑 包火山岩的文献数据(灰色圆形)引自李毅等(2006)

The literature data for Yuanjiazhuang volcanic rocks (grey solid triangle) are from Wang et al. (2007), and for Bainaobao volcanic rocks (grey solid circles) from Li et al (2006).

图 3 袁家庄和白脑包火山岩样品的TAS图解 Fig. 3 TAS diagram of Yuanjiazhuang and

Bainaobao volcanic rocks

表1 袁家庄和白脑包火山岩的主量元素(%)分析测试结果

Table 1 Major elements (%) data of volcanic rocks from Yuanjiazhuang and Bainaobao

元麦					袁家庄						白脑包	
儿永	YJZ11-01	YJZ11-04	YJZ11-07	YJZ11-11	YJZ11-13	YJZ11-22	YJZ11-28	YJZ11-32	YJZ11-33	BNB11-01	BNB11-04	BNB11-06
${\rm SiO}_2$	63.5	61.2	60.2	57.3	58.7	58.9	51.9	58.8	59.6	56.2	55.4	54.9
${\rm TiO}_2$	0.78	1.05	0.93	0.99	0.67	0.96	1.49	2.17	0.56	1.90	1.97	1.94
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	14.3	16.6	15.6	16.5	11.2	16.6	14.4	15.8	13.1	13.6	14.0	13.8
$\mathrm{Fe_2O_3T}$	5.13	7.03	6.42	6.44	4.23	6.14	9.76	4.49	6.19	9.76	8.66	9.72
MnO	0.11	0.05	0.07	0.14	0.31	0.28	0.13	0.26	0.30	0.11	0.11	0.09
MgO	0.71	1.16	1.00	1.19	0.33	1.11	7.57	0.71	0.84	2.99	2.51	3.21
CaO	3.94	1.50	4.81	4.25	10.2	3.50	6.27	5.24	6.16	6.20	7.31	6.11
Na ₂ O	5.23	5.52	3.76	4.92	3.48	5.38	3.13	4.30	2.08	3.67	3.67	3.64
K_2O	2.25	3.06	3.28	3.19	2.55	2.82	2.03	2.36	4.55	2.35	2.25	2.65
P_2O_5	0.56	0.51	0.45	0.49	0.32	0.47	0.73	1.39	0.16	1.06	1.11	1.10
LOI	3.19	2.12	3.24	4.47	8.36	3.70	2.41	4.32	6.53	1.13	2.30	1.89
total	99.8	99.8	99.8	99.9	100	99.9	99.8	99.8	100	98.8	99.3	99.1
Mg^{*}	22.5	25.8	24.6	27.8	14.0	27.5	61.9	24.9	22.2	39.1	37.7	40.9

Mg[#]=100×Mg/(Mg+Fe²⁺),设FeO/Fe₂O₃^T(全铁)=0.85

c, g, h), CaO, Al₂O₃, CaO/Al₂O₃随 MgO 变化趋势不规律(图4d, e, f)。

白脑包火山岩的 SiO₂含量变化范围较小(54.9%~56.2%), MgO 为 2.5%~3.2%, 具有富碱(Na₂O+K₂O>5.9%) 和高钾(Ka₂O/Na₂O>0.5)特征,在TAS图(图3)中属玄武质粗面安山岩。在

TiO₂, Fe₂O₃^T, CaO, Al₂O₃, CaO/Al₂O₃, Cr, Ni 对 MgO 的协变图(图4)中,本文新数据和文献数据 (李毅等, 2006)呈现比较明显的变化趋势。随着 MgO 的降低,SiO₂和 CaO/Al₂O₃有升高的趋势(图 4a, f),TiO₂,Fe₂O₃^T,Al₂O₃有降低的趋势(图 4b,c,e),Ni,Cr没有明显变化(图4g,h)。



图4 SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃^T, CaO, Al₂O₃, CaO/Al₂O₃, Cr, Ni对MgO的协变图(图例和参考文献同图3) Fig. 4 MgO-variation diagrams showing major element, oxides and trace element (Ni, Cr) for Yuanjiazhuang and Bainaobao volcanic rocks (The symbols and references are the same as in Fig. 3)

3.2 微量元素

袁家庄和白脑包火山岩的全岩微量元素分析 测试结果见表2。球粒陨石标准化的稀土配分图解 (图5a)显示袁家庄火山岩样品表现出轻稀土元素 (LREE)富集、重稀土亏损、轻重稀土分馏强烈 ([La/Yb]_N=12.7~49.6)的特征,暗示岩浆源区有石 榴石的残留,或部分熔融程度很低。袁家庄火山 岩具有轻微的Eu负异常,Eu^{*}(=2×Eu_N/[Sm_N+Gd_N]) 为0.77~0.96,暗示有少量斜长石的结晶分异。在 原始地幔标准化的蛛网图(图5b)上可以看出, 袁家庄火山岩强烈富集Rb,Ba,K,Th,U等大离 子亲石元素,相对亏损Nb,Ta,Zr,Hf,Ti等高 场强元素的特征。袁家庄火山岩样品的组成变化 较大,但微量元素特征基本相同,暗示它们有共 同的源区和密切的成因关系。

白脑包火山岩与袁家庄火山岩的微量元素特征相似, 球粒陨石标准化的稀土配分图解(图5c)显示:白脑包火山岩具有轻稀土元素富集、重稀土亏损、轻重稀土分馏强烈([La/Yb],=39.8~40.0)的特征。且有轻微的负 Eu 异常, (Eu*的平均值为0.91),暗示有少量斜长石的结晶分异。原始地幔标准化的蛛网图(图5d)显示的特征与袁家庄火山岩相似,即强烈富集大离子亲石元素如 Rb, Ba, K, Th, U等,相对亏损 Nb, Ta, Zr, Hf, Ti等高场强元素。

值得注意的是,袁家庄和白脑包火山岩的微量元素特征与华北克拉通中生代中基性火山岩如 方城(Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013)、费县 (Pei et al., 2004)、乌拉哈达(Zhang et al., 2003)、 义县(李伍平等, 2001a)、杭锦旗(邹和平等, 2010)、宝音图(何付兵等, 2013)等特征相似, 即都有富集大离子亲石元素,亏损高场强元素的 特征。

3.3 Sr-Nd-Hf 同位素

袁家庄和白脑包火山岩的全岩 Sr, Nd, Hf 同位素分析测试结果见表 3。袁家庄火山岩的 Sr ([⁸⁷Sr/⁸⁶Sr];=0.705811~0.706848), Nd([¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd];= 0.511810~0.512132, ε_{Nd} (t)=-7.0~-13.3) 同位素比 值很低, Hf([¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf];= 0.282221~0.282324, ε_{Hf} (t)=-13.3~-17.0) 同位素组成变化相对较小且很 低。虽然袁家庄火山岩的主量元素组成变化很大 (表1,图3和图4),但Sr, Nd, Hf 同位素的初始 值变化范围很小,表明袁家庄火山岩来源于同一 岩浆源区。与袁家庄火山岩相比,白脑包火山岩 的 Sr 同位素初始比值较高(0.707201~0.707311), 四子王旗白脑包火山岩的 Nd和Hf同位素组成与袁 家庄火山岩类似,即它具有很低的 Nd和Hf同位素 比值(*e*_{Nd}(t)=-11.5~-12.2,*e*_{Hf}(t)=-13.5~-13.7)。

在 $ε_{Nd}(t)$ -(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i图(图6)中,袁家庄火山岩 和白脑包火山岩与华北克拉通其它中生代中基性火 山岩如:方城玄武岩(Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013)、乌拉哈达高镁安山岩(Zhang et al., 2003)、 杭锦旗玄武岩(邹和平等, 2010)、四合屯安山岩 (Gao et al., 2008)和北京西山的髫髻山组火山岩 (李伍平等, 2001b)有类似特征,具有富集的Sr, Nd同位素特征,其样品的投点接近EM1型地幔源 区。在 $ε_{Hf}(t)-ε_{Nd}(t)$ 关系图(图7)中,袁家庄和白脑 包火山岩的Nd,Hf同位素组成与方城玄武岩 (Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013)相似,样品投 点都远离MORB和OIB区域, $ε_{Hf}(t)$ 和 $ε_{Nd}(t)$ 都很低。

4 讨论

4.1 地壳混染和结晶分异

相比于大洋玄武岩,大陆玄武质岩浆在向地 表运移的过程中要经过比较厚的地壳,可能会受 到地壳物质不同程度的混染而具有更复杂的地球 化学特征。因此,这些地球化学特征是源区地幔 性质的反映还是地壳混染的结果,需要认真分析。

袁家庄火山岩普遍不含幔源捕掳体或捕掳 晶,说明岩浆上升的速度比较慢,在上升过程中 有与地壳物质相互作用的可能性 (Glazaer and Farmer, 1992)。Zr/Nb比值受结晶分异的影响有 限,但岩浆混合或地壳混染对该比值的影响很 大。袁家庄火山岩的主量元素变化很大,但Zr/Nb 比值变化范围有限,说明其受地壳混染的程度有 限;另外 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 与Zr/Nb的相关关系图(图 7a, b) 显示, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 与Zr/Nb的相关关系比较 弱,同样说明受地壳混染程度并不高;华北克拉 通地壳物质有富SiO2和大离子亲石元素,亏损高场 强元素,高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr和低*E*Md(t)特征,如果存在明显 的地壳物质混染,这些火山岩的(87Sr/86Sr);与SiO2应 该存在正相关关系, End(t)与SiO2应该存在负相关关 系,而本文数据和文献数据(图7c,d;汪方跃等, 2007)显示, 袁家庄火山岩的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-SiO₂, ε_{Md}

	表2	袁家庄和白脑包火山岩的微量元素(×10 ⁻⁶)分析测试结果
--	----	---

Table 2 Trace elements (×10⁻⁶) data of volcanic rocks from Yuanjiazhuang and Bainaobao

二志					袁家庄						白脑包	
儿杀	YJZ11-01	YJZ11-04	YJZ11-07	YJZ11-11	YJZ11-13	YJZ11-22	YJZ11-28	YJZ11-32	YJZ11-33	BNB11-01	BNB11-04	BNB11-06
Sc	6.29	13.5	9.96	11.7	11.4	11.5	14.5	14.3	16.0	13.8	13.8	13.6
V	30.6	109	96.4	101	51.2	93.7	152	142	20.0	167	166	165
Cr	60.2	115	80.7	97.4	53.6	71.3	203	121	49.4	68.4	69.1	67.8
Co	10.2	18.3	16.4	22.5	8.24	19.4	38.3	12.0	7.69	21.9	22.3	22.6
Ni	38.9	81.3	62.5	79.1	28.9	56.6	218	31.3	77.5	27.3	26.7	27.5
Cu	15.5	19.9	25.6	21.8	45.9	24.6	40.6	34.8	18.1	19.3	19.1	19.2
Zn	35.6	105	64.1	106	28.9	81.3	129	184	94.8	143	145	143
Ga	10.3	22.2	19.9	22.1	12.6	20.9	20.4	21.7	22.5	22.6	22.6	22.6
Rb	33.7	79.5	79.2	79.2	45.4	56.9	30.1	58.5	88.2	70.0	80.9	70.5
\mathbf{Sr}	860	733	830	1073	663	799	1128	629	407	975	970	941
Y	23.3	19.1	14.9	19.7	10.5	15.7	20.4	26.2	26.0	24.1	23.7	23.7
Zr	152	263	236	243	165	249	250	382	446	443	443	442
Nb	17.4	24.9	22.7	23.7	17.2	25.8	23.6	23.7	37.2	35.0	34.8	34.9
Cs	0.30	1.20	1.39	1.86	0.52	1.20	4.56	1.98	3.27	0.62	0.61	0.40
Ba	1375	1303	1902	1500	945	1550	1302	634	2320	1376	1411	1367
La	44.2	60.4	53.6	62.3	34.6	56.9	52.2	93.0	43.4	87.1	87.4	87.0
Ce	97.3	115	99.0	110	70.3	101	103	205	91.8	159	158	159
Pr	11.4	13.2	11.5	12.2	7.59	11.50	12.3	23.4	11.1	21.2	21.3	21.2
Nd	42.2	45.5	38.3	42.5	26.3	39.5	45.9	87.3	41.8	73.9	74.3	74.3
Sm	7.12	7.23	5.93	6.44	4.18	6.29	7.66	13.7	8.11	11.8	11.8	11.8
Eu	1.68	1.93	1.70	1.70	1.15	1.68	2.14	3.81	2.28	3.14	3.15	3.17
Gd	5.87	5.34	4.59	5.37	3.09	4.51	6.29	9.87	6.95	8.75	8.75	8.73
Tb	0.78	0.70	0.57	0.65	0.40	0.58	0.78	1.15	1.03	1.09	1.08	1.09
Dy	4.11	3.64	2.86	3.15	2.03	2.88	3.74	5.12	5.71	4.78	4.77	4.77
Ho	0.79	0.70	0.53	0.60	0.38	0.56	0.68	0.93	1.09	0.90	0.89	0.89
Er	2.06	1.75	1.38	1.57	0.95	1.44	1.75	2.21	2.75	2.10	2.08	2.07
Tm	0.27	0.27	0.19	0.22	0.14	0.21	0.24	0.28	0.40	0.29	0.29	0.29
Yb	1.50	1.62	1.16	1.40	0.83	1.26	1.46	1.63	2.45	1.57	1.57	1.56
Lu	0.20	0.25	0.17	0.21	0.12	0.19	0.22	0.24	0.34	0.22	0.23	0.22
Hf	3.42	5.84	5.06	5.15	3.76	5.31	4.93	7.64	7.77	10.2	10.1	10.2
Та	1.05	1.64	1.56	1.54	1.17	1.82	1.42	1.22	1.73	2.09	2.07	2.11
Pb	10.6	18.3	18.1	17.2	17.8	17.8	11.0	21.0	16.5	15.2	15.2	13.9
Th	4.71	6.57	6.72	6.71	4.82	7.51	4.21	4.68	5.46	5.15	5.17	5.12
U	0.38	1.29	1.21	1.30	0.74	1.33	0.84	1.01	0.38	0.93	1.39	0.94

表3 袁家庄和白脑包火山岩的Sr-Nd-Hf同位素组成

			•	
Table 3 Sr-Nd-	-Hf isotopic	compositions o	f volcanic rocks from	Yuanjiazhuang and Bainaobao

岩体	样品号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	143Nd/144Nd	$(^{^{143}}Nd/^{^{144}}Nd)i$	$\epsilon \mathrm{Nd}(t)$	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) <i>i</i>	$\epsilon H f(t)$
袁家庄	YJZ11-01	0.1135	0.706227	0.706044	0.1016	0.512208	0.512132	-7.0	0.0081	0.282266	0.282248	-16.0
	YJZ11-04	0.3142	0.706491	0.705983	0.0957	0.511949	0.511877	-12.0	0.0060	0.282245	0.282232	-16.6
	YJZ11-11	0.2138	0.707194	0.706848	0.0913	0.511965	0.511897	-11.6	0.0057	0.282267	0.282254	-15.8
	YJZ11-28	0.0773	0.705936	0.705811	0.1005	0.512133	0.512058	-8.5	0.0063	0.282338	0.282324	-13.3
	YJZ11-32	0.2692	0.707194	0.706759	0.0946	0.511880	0.511810	-13.3	0.0044	0.282773	0.282221	-17.0
	BNB11-01	0.2079	0.707584	0.707204	0.0959	0.511950	0.511869	-11.8	0.0031	0.282317	0.282309	-13.5
	BNB11-04	0.2416	0.707644	0.707202	0.0956	0.511949	0.511869	-12.2	0.0032	0.282314	0.282306	-13.7
	BNB11-06	0.2169	0.707707	0.707311	0.0954	0.511963	0.511882	-11.5	0.0031	0.282315	0.282307	-13.6

1)³⁷Rb/⁶⁸Sr,¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd,¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 由全岩的 Rb,Sr,Sm,Nd,Lu,Hf 含量计算而得;2)(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr),=[(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr),=[(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr),=(e¹¹-1), (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd),=[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,=[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd),=[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,=[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,=[(¹



样品包括:现代洋岛玄武岩平均值(OIB; Weaver, 1991)、大陆地壳平均值(Gao et al., 1998; Rudnick and Gao, 2003)、方城玄武岩平均值(Zhang et al., 2002)、碱锅平均值(张宏福和郑建平, 2003)和杭锦旗玄武岩(邹和平等, 2010);球粒陨石和原始地幔数据引自Sun & McDonough(1989) For comparison, average composition of ocean island basalts (OIB; Weaver, 1991), NCC crust (Gao et al., 1998; Rudnick and Gao, 2003), Fangcheng basalts (Zhang et al., 2002), Jianguo basalts(Zhang et al., 2003) and Hangjinqi basalts(Zou et al., 2010) are also plotted; Chondrite and primitive mantle values are from Sun and McDonough (1989).

图5 袁家庄火山岩和白脑包火山岩的球粒陨石标准化稀土配分模式图(a,c)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b,d)

Fig. 5 Chondrite-normalized rare earth element (a, c) and primitive mantle normalized incompatible element patterns (b, d) for Yuanjiazhuang and Bainaobao volcanic rocks



a 图中:样品包括山东蒙阴古生代金伯利岩和方城玄武岩(Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013)、碱锅玄武岩(张宏福和郑建平, 2003)、杭锦旗玄武岩(邹和平等, 2010)、四合屯火山岩(Gao et al., 2008)、乌拉哈达高镁安山岩(Zhang et al., 2003)、义县组火山岩(李伍平等, 2001b, 2002)和髫髻山组火山岩(李伍平等, 2001b), 图例同图 3; b 图中: 方城、碱锅玄武岩和乌拉哈达高镁安山岩的 Hf 同位素数据来源同图 6a

(a) For comparison, The Paleozoic kimberlite and peridotite from Mengyin, Fangcheng basalts (Zhang et al. 2002; Guo et al., 2013), Jianguo basalts (Zhang et al., 2003, in Chinese), Sihetun volcanic rocks (Gao et al., 2008), Wulahada high-Mg andisite (Zhang et al., 2003), Yixian Formation volcanic rocks (Li et al., 2001), are also plotted; the symbols are the same as in Fig. 3. (b) the Hf isotope data sources for the Fangcheng basalts, Jianguo basalts, and Wulahada high-Mg Andesite are the same as fig 6a.

图6 袁家庄和白脑包火山岩的 $\varepsilon_{M}(t)$ -(${}^{sr}Sr/{}^{se}Sr)_{i}$ 相关图 (a)和 $\varepsilon_{HI}(t)$ - $\varepsilon_{MI}(t)$ 相关关系图(b)

Fig. 6 Correlations between $\varepsilon_{Nd}(t)$ and $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_i$ of volcanic rocks from Yuanjiazhuang and Bainaobao (a) and $\varepsilon_{Nd}(t)$ vs. $\varepsilon_{Hf}(t)$ diagram

for Yuanjiazhuang and Bainaobao volcanic rocks (b)



for Yuanjiazhuang and Bainaobao volcanic rocks

(t)-SiO₂没有明显的相关性。袁家庄火山岩 La/Nb 比 值高于中国东部大陆地壳平均值(1.7, Gao et al., 1998),单纯的地壳混染也不能解释这一特征。

白脑包火山岩的主、微量元素和Sr,Nd,Hf 同位素组成变化很小(表1,2,3),暗示其受地 壳混染程度非常有限;白脑包火山岩的低 Rb/Ba, Rb/Sr和高Ti/Y 比值特征,也可排除地壳混染作用 (Turner et al., 1996; Han et al., 1999)。此外,而本 文数据和文献数据(图7c,d;李毅,2006)显示, 白脑包火山岩的(87 Sr),-SiO₂, ϵ_{Nd} (t)-SiO₂没有明 显的相关性;此外,白脑包火山岩 La/Nb 比值高于 中国东部大陆地壳平均值(1.7,Gao et al, 1998), 单纯的地壳混染也不能解释这一特征。这一结论 与已有研究得出的结论一致(李毅等, 2006, 2007)。

袁家庄火山岩样品的低MgO(0.7%~7.6%),高 SiO₂(51.9%~63.5%)特征,暗示该区火山岩经历了

较大程度结晶分异作用:随着 MgO 的降低,特别 是 MgO≤2%~3%, SiO₂急剧升高(图4a), TiO₂, Fe_2O_3 ^T急剧降低(图4b, c),表明岩浆演化过程中 存在Ti-Fe氧化物的结晶分异;随着MgO的降低, 存在Ni, Cr降低的趋势(图4g, h),说明也存在 单斜辉石和橄榄石的结晶分异;另外,袁家庄火 山岩样品弱的Eu负异常(Eu*为0.77~0.98),说明 有斜长石的结晶分异。以上的推论与岩相学特征 相符(图2a, b, c)。四子王旗白脑包玄武岩样品 的主量元素变化范围很小, MgO 含量较低。但 是,本文数据和文献数据(李毅等,2006)显示出 明显的变化趋势:随着MgO的降低,SiO₂,CaO和 CaO/Al₂O₃有升高的趋势(图4a, d, f),表明有斜 长石的结晶分异; TiO₂, Fe₂O₃^T有降低的趋势(图 4b, c), 表明有Ti-Fe氧化物的结晶分异。因此, 白脑包火山岩代表了演化程度较高的岩浆。所 以,位于东-西梯度界东部承德袁家庄和西部四子 王旗白脑包中生代火山岩虽然演化成度高,低镁 高硅,但他们是高程度结晶分异演化的结果,而 不是地壳混然的结果(如果有,影响非常微弱), 所以这些火山岩的同位素和微量元素特征主要反 映其母岩浆玄武岩的地幔源区特征。

4.2 岩浆的起源

袁家庄火山岩具有大离子亲石元素和轻稀土元 素富集、重稀土亏损、轻重稀土分馏强烈(图5a, b)和富集的Sr,Nd,Hf同位素特征。袁家庄火山 岩的Sr, Nd 同位素比 OIB 和古老岩石圈地幔更富 集,但Sr同位素富集程度远低于方城玄武岩(图 6a, Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013)。袁家庄火山 岩的 Sr, Nd 同位素组成与乌拉哈达高镁安山岩 (Zhang et al., 2003)的组成类似,样品投影点都接 近EMI型地幔源区(图6a)。EMI型地幔端元是Hart (1984)根据大洋玄武岩同位素组成定义的,但其 成因众说纷纭。一种观点认为EMI型特征起因于历 史上被交代富集的软流圈地幔(如 McDonough, 1990);另一种观点认为EMI型特征起因于古老克 拉通下的富集型岩石圈地幔(如Tatsumoto et al., 1992; 徐义刚, 2006)。根据研究资料,本文认为袁 家庄火山岩的EMI型同位素特征起因于古老克拉通 下富集的岩石圈地幔。因为已有的研究成果显示, 华北克拉通古老岩石圈地幔具有低 End(t)和高(87Sr/ ⁸⁶Sr),值(Tatsumoto et al., 1992;郑建平, 1999),属 于富集型地幔;区域上具有富集的Sr和Nd同位素 性质、LREE富集、HFSE和HREE亏损、Eu异常不 明显等特征的太行山和燕山中生代基性岩,其母岩 浆被认为是来源于 EMI 型富集地幔的部分熔融 (Chen et al., 2004; 陈斌等, 2005; 刘玲等, 2009); 北 京早白垩世双峰式岩墙群地球化学特征反映其岩浆 主要来源于EMI富集型岩石圈地幔(李伍平等, 2001b; 2002); 形成于130~120Ma期间遍布华北地 区的中基性岩浆岩 ($\varepsilon_{Ma}(t) < 0$),也被认为是主要来 源于富集型岩石圈地幔(徐义刚, 2006);与袁家庄 火山岩Sr, Nd同位素组成相似的乌拉哈达高镁安山 岩的源区也被认为是EMI型源区,如被交代富集的 岩石圈地幔(Zhang et al., 2003)。

另外,袁家庄玄武岩的Sr,Nd同位素组成与 华北克拉通其他中生代中基性火山岩(图6a;如 乌拉哈达,杭锦旗,义县组火山岩)类似,介于 方城玄武岩和碱锅玄武岩之间(图6a)。袁家庄火 山岩的Nd,Hf同位素组成与方城玄武岩相似(图 6b),与起源于软流圈的MORB,OIB(Vervoort, 1999)和碱锅玄武岩(张宏福等,2003)组成差异 很大。方城玄武岩(125 Ma)被解释为起源于曾 受到过俯冲的陆壳物质强烈改造的岩石圈地幔 (Zhang,2002),而碱锅玄武岩(105 Ma)被解释为 起源于亏损的软流圈地幔(张宏福和郑建平, 2003)。路凤香等(2005)认为华北克拉通地幔自 显生宙以来具有以下演化规律:1700 Ma至古生代 末,这一时期的地幔特征为弱富集型(*exa*(t)> -5);中生代地幔为富集型(*exa*(t)<-5);100 Ma 至新生代,这一时期的地幔为亏损的软流圈地幔 (*exa*(t)>0)。即显生宙以来华北克拉通东部的地幔 特征发生了变化。本文认为袁家庄火山岩主要源 于受富集物质交代的古老岩石圈地幔的部分熔融。

四子王旗白脑包火山岩与袁家庄火山岩类 似,同样具有大离子亲石元素和轻稀土元素富 集、高场强元素亏损、轻重稀土强烈分馏和富集 的Sr, Nd, Hf同位素特征。白脑包火山岩的Sr, Nd同位素比现今的OIB和古老的岩石圈地幔更富 集,Sr同位素富集程度低于方城玄武岩(Zhang et al., 2002; Guo et al., 2013), 略高于袁家庄火山岩。 白脑包火山岩的Sr, Nd 同位素组成特征与杭锦旗 玄武岩(邹和平等,2010)相似,样品投影点都比 较接近EM1型地幔源区(图6a),其Nd,Hf同位 素组成与方城玄武岩类似(Guo et al. 2013)。本文 认为白脑包火山岩和袁家庄火山岩类似, 岩浆的 主要源区为EMI富集地幔,即被交代富集的岩石 圈地幔。因为:河北阳原幔源橄榄岩捕掳体的Sr, Nd同位素特征显示华北克拉通在太行山以西一侧存 在EMI型古老富集地幔(马金龙和徐义刚, 2006); 与白脑包火山岩特征相似的杭锦旗玄武岩(邹和 平等,2010) 被解释为来源于EMI型富集地幔,表 明华北克拉通西部存在EMI型富集地幔源区。

地幔交代模型用于解释岩石圈地幔富集富集特征,交代形成的富集岩石圈地幔是碱性火山岩的重要源区(Lloyd and Bailey, 1975; Hawkesworth et al., 1990)。Niu和合作者提出增生大洋岩石圈与地震波低速带(LVZ)的界面(也叫岩石圈和软流圈的界限面)是与OIB成因有关的地幔交代作用发生的主要场所(Niu and O'Hara, 2003; Niu et al., 2011)。大洋岩石圈主要通过LVZ物质底部加入的

方式增生,挥发分降低橄榄岩的熔点形成低熔融 程度且富集挥发分和不相容元素的初始熔体。这 些低熔度熔体聚集、上升并形成橄榄辉石岩脉、 角闪辉石岩脉和角闪岩脉(Niu, 2008; Pilet et al., 2008)。大洋岩石圈的增长历史就是其交代历史 (Niu, 2008)。这种广泛存在于大洋岩石圈中的交 代作用很可能在华北克拉通岩石圈地幔中也存在。

4.3 中生代时期华北克拉通西部部分地区存在岩石圈减薄

吴福元(2008)根据前人研究资料认为华北 克拉通的破坏始于三叠世,并在130~120 Ma达到 高峰。徐义刚等(2009)从岩浆生成和演化的规 律推断华北岩石圈减薄可能始于晚石炭纪-晚三叠 纪,在晚侏罗纪-白垩纪达到高峰,并一直持续到 白垩纪末期-新生代早期的认识。徐义刚(2006) 认为早白垩纪岩浆中富集的同位素组成暗示当时 的岩石圈厚度应该大于100 km,否则应该会有亏 损同位素组成的岩浆产生。近几年研究发现辽西 阜新地区存在来源于软流圈地幔的玄武岩(大约 110 Ma; Zhang et al., 2003), 且所携带的地幔橄榄 岩包体显示与华北东部新生代地幔橄榄岩包体相 同的岩石地球化学特征(许文良等, 1999; Zheng et al., 2007; Meng et al., 2014), 所以他们认为华北克 拉通的破坏主要发生于110 Ma之前。目前大多数 学者认为,克拉通破坏主要发生于重力梯度带以 东地区。其主要证据是西部鄂尔多斯盆地在中新 生代期间保持稳定,岩浆活动微弱,地温梯度 低;太行山附近的新生代玄武岩携带的地幔橄榄 岩包体显示出的年龄与太行山东部地区不同(Gao et al., 2002; Xu et al., 2008; Zheng et al., 2007)。 而 宽甸和汉诺坝地区的岩石圈橄榄岩包体绝大部分 具Sr,Nd同位素亏损的特征(与华北克拉通东部 新生代玄武岩的特征相似),但Os同位素显示的地 幔时代是古元古宙,对这一现象的解释是华北的 西部也发生过岩石圈的减薄与后期的增生,即不 能否认华北的西部发生过减薄,或者西部岩石圈 新生代以来正处于岩石圈减薄的过程中(Xu et al., 2004; Meng et al., 2014).

华北克拉通自形成后一直保持相对稳定,尽 管在华北克拉通西部没有发现金伯利岩,但华北 克拉通西部岩石圈在减薄之前应该不少于200 km。 陈凌等(2010)基于密集移动地震台阵和固定台 网记录的远震P波和S波接收函数资料,获得华北 克拉通岩石圈和上地幔的结构图像。揭示了华北 克拉通中、西部岩石圈厚、薄共存的强烈横向非 均匀性,如稳定的鄂尔多斯盆地保留着200 km的 厚的岩石圈,而在新生代银川—河套、陕西—山 西裂陷区域存在小于100 km的薄的岩石圈,即 中、西部的部分地区存在显著减薄的岩石圈,并 且表明克拉通破坏和岩石圈减薄不仅仅发生于东 部,而且可能影响了中、西部在内的更大区域。 焦亚先等(2013)利用镜质体反射率古温标模拟 了鄂尔多斯盆地的热历史,并计算了盆地中生代 晚期、古近纪初期和现今的热岩石圈厚度,从地 热学的角度证实了华北克拉通西部的鄂尔多斯盆 地的"热"岩石圈厚度在早白垩世末期经历了一 次减薄高峰,平均热岩石圈厚度在65 km左右,早 古生代 200 km 的厚岩石圈已经不存在。Guo 等 (2014) 最近通过对重力梯度带以西的集宁地区 中-新生代玄武岩的研究认为,重力梯度带以西的 部分地区在晚中生代时期有岩石圈的减薄。邹和 平(2010)通过对内蒙古鄂尔多斯地块北部中、 新生代玄武岩的研究认为华北克拉通西部的鄂尔 多斯地块所处的岩石圈自早白垩世以来发生过规 模较小的减薄作用。

重力梯度带西部中生代岩浆活动相对微弱, 李毅等(2006,2007)报道了四子王旗地区中生代 火山岩, 邹和平等(2010) 报道了鄂尔多斯地块 北部杭锦旗地区的中生代玄武岩,何付兵等 (2013)报道了内蒙古宝音图隆起地区早白垩世玄 武质火山岩,这些火山岩都具有与华北克拉通东 部典型的中生代中基性火山岩相似的特征。而本 文研究的华北克拉通西部四子王旗区域的白脑包 火山岩的微量元素和同位素组成特征也与中国东 部中生代火山岩(如袁家庄、乌拉哈达、方城、 义县等)相似。这说明早白垩世期间,华北克拉 通东、西部具有类似的岩石圈地幔属性, 华北克 拉通东部广泛发育的中生代火山岩是华北克拉通 岩石圈减薄的产物,所以本文推测白脑包火山岩 和鄂尔多斯地块北部的杭锦旗玄武岩(邹和平等, 2010)、内蒙古宝音图隆起地区早白垩世玄武质火 山岩(何付斌等, 2013)同样地是华北克拉通西部 部分地区岩石圈减薄的产物。这说明在中生代时 期,华北克拉通岩石圈减薄并不仅仅局限于重力 梯度带以东地区,以西的部分地区在中生代时期 也发生了减薄。白脑包(本文)、杭锦旗(邹和平 等,2010)、和宝音图(何付斌等,2013)等地区晚 中生代火山岩的存在从岩石学上为中生代华北克 拉通西部岩石圈发生减薄提供了证据。

4.4 岩石圈减薄的动力学机制

山东蒙阴和辽宁阜县金伯利岩中的金刚石及 矿物包裹体揭示华北克拉通东部早古生代(~4.6 亿年) 岩石圈厚度约为180~200 km, (Fan and menzies, 1992; Menzies et al., 1993; Menzies and Xu, 1998; Griffin et al., 1998)。新生代玄武岩起源深 度及地幔橄榄岩捕掳体矿物平衡温度和压力推断 新生代岩石圈厚度约80 km (Menzies et al., 1993; Griffin et al., 1998)。这说明华北克拉通约100多公 里的岩石圈地幔丢失了,但引起华北克拉通岩石 圈减薄的机制一直存在争论。目前,关于华北克 拉通岩石圈减薄的机制主要有: 地幔柱作用 (Deng et al., 1998)、热侵蚀作用 (Menzies et al., 1993; Xu, 2001; Xu et al., 2008)、拆沉作用(Gao et al., 2002, 2004; 吴福元等, 2003) 和底部加水弱化 作用(Niu, 2005)。中生代发育的大面积的火山活 动只是岩石华北克拉通岩石圈减薄的地质响应。

Deng等(1998)提出用地幔柱解释华北克拉 通破坏和中新生代大规模岩浆活动。但地震层析 成像图(Kárason and van der Hilst, 2000)显示,中 国东部之下过渡带(410~660 km)存在有水平向 西延伸的冷的古太平洋俯冲板片, Zhao (2004) 和Pei等(2004)得到了类似的层析成像,这表明 中国东部之下过渡带内确实存在这样的冷的水平 板块。这一冷的板块是一个冷的热边界层, 它会 阻止热地幔物质上升,不利于地幔柱的形成。所 以用地幔柱来解释中-新生代火山活动没有说服力 (Niu, 2005)。热侵蚀模型要求地球深部上升的物 质具有较高的温度,但由于冷的板块需要从其上 部和下部吸收热量达到热均衡,所以,没有过剩 的热量导致岩石圈减薄。拆沉作用虽然可以直观 地解释华北克拉通岩石圈的减薄 (Gao et al., 2004), 但无法解释为什么释密度较小的岩石圈会 下沉到密度相对大的软流圈地幔这一基本的物理 问题。因此,华北克拉通岩石圈减薄的机制有待 进一步探讨。

Niu(2005)提出华北克拉通岩石圈底部加水

导致中国东部岩石圈减薄的假说, 认为中国东部 之下过渡带内的水平板块在过渡带加热的过程中 会发生脱水作用,这些水分(富水熔体)穿过软 流圈地幔到达岩石圈地幔、弱化岩石圈底部,导 致岩石圈的刚性和粘度降低。这实际是将刚性、 粘度高的岩石圈地幔转变为刚性、粘度低的软流 圈地幔的过程,这可以解释整个中国东部岩石圈 的减薄。需要注意的是地震层析图像所见的水平 板块只能代表现今情况,并不能反映中生代时的 情况。中生代时期,俯冲太平洋板块是否在过渡 带内水平向西运动是未知的。Niu(2005)估算太 平洋板块从开始俯冲到现今观察到的太平洋板块 的最西端处(110°E),需要的时间是75 Ma。也许 在110°E更西端存在更古老的板块,但因为与周围 地幔达到热平衡,已不能通过地震方法检测到, 这暗示中国东部过渡带内的古太平洋板块在白垩 纪或更早时就已经水平存在。另外,四子王旗区 内的128 Ma的花岗岩被认为是古太平洋板块在早 白垩世已经俯冲至四子王旗之下的证据(聂凤军 等,2009)。中国东部广泛分布的NNE-SSW燕山期 花岗岩类也是古太平洋板块向中国大陆俯冲的有 力的证据(Niu, 2014)。所以,底部加水弱化是解 释导致华北克拉通岩石圈减薄相对合理的机制, 但这一假设还有待进一步检验。

所以,我们认为中国东部岩石圈的减薄与古 太平洋的俯冲密切相关,朱日祥和郑天愉 (2009)和朱日祥等(2011)从地质、地球物理和 地球化学角度对华北克拉通岩石圈减薄的机制进 行深入探讨并认为太平洋板块俯冲是改变华北克 拉通岩石圈地幔性质的重要动力学因素,也是引 起华北克拉通岩石圈减薄的主要因素。徐义刚等 (2009)认为太平洋板块的俯冲对华北岩石圈破坏 的影响是决定性的。中国东部岩石圈的减薄与古 亚洲洋的闭合无关,因为古亚洲洋板块并未滞留 在过渡带而是俯冲到了下地幔(van der Voo et al., 1999)。因此,袁家庄和白脑包晚中生代火山岩的 形成与古太平洋的俯冲有着密切的关系。我们目 前尚未发表的研究也支持这一推论(Niu, 2014)。

5 结论

 1) 袁家庄火山岩的主量元素组成变化较大, 是由组成近似幔源玄武岩浆不同程度结晶分异演化 的结果(以橄榄石、单斜辉石以及钛铁氧化物等矿物结晶为主)。白脑包火山岩主量元素成分变化较小,是以斜长石与钛铁氧化物等结晶分异的结果。

2) 袁家庄火山岩和白脑包火山岩的微量元素 和同位素特征相似,都具有轻稀土元素和大离子 亲石元素(Rb, Ba, Th, U, K)富集、高场强元 素(Nb, Ta, Hf, Ti等)相对亏损,低(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_i 和(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i的特征,表明它们有相似的源区, 均来源于被交代过的古老岩石圈地幔。

3)在中生代时期,华北克拉通岩石圈减薄不 仅仅发生在东部地区,西部部分地区也发生了减 薄。白脑包火山岩的存在,为华北克拉通西部岩 石圈减薄提供了岩石学证据。

 4)华北克拉通岩石圈的减薄以及袁家庄和白脑包晚中生代的岩浆活动是古太平洋板片脱水 "弱化"华北岩石圈底部的结果。

致谢: 傅飘儿、孙文礼和马玉鑫在采样和样品前 处理过程中给予了很大帮助; 苏犁教授、周炼教 授、李怀坤研究员、杨进辉研究员等在全岩主、 微量和Sr, Nd, Hf同位素的测试过程中给予了大 力支持和帮助,在此表示感谢!

参考文献(References):

- 池际尚. 1988. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究[M]. 武汉: 中国地质 大学出版社: 277.
- 陈斌,田伟,翟明国,等.2005.太行山和华北其它地区中生代岩浆作 用的锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征及其岩浆成因和地球动力学 意义[J]. 岩石学报,21(1):13-24.
- 陈凌, 危自根, 程聘. 2010. 从华北克拉通中、西部结构的区域差异性 探讨克拉通破坏[J]. 地学前缘, 17(1): 212-228.
- 陈燕,吴泰然,许询,等.2004.内蒙古四子王旗东八号中新世含深源 捕虏体富钾橄榄玄武岩的发现及其意义[J].高校地质学报,12: 586-593.
- 邓晋福. 1988. 大陆裂谷岩浆作用及深部过程,中国东部新生代玄武岩 及上地幔研究[M]. 北京:地质出版社: 201-218.
- 邓福晋,莫宣学,赵海玲,等.1994.中国东部岩石圈根/去根作用与大 "活化" [J].现代地质,8:349-356.
- 鄂莫岚,赵大升.1987.中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体[M].北 京:科学出版社:490.
- 高山,章军锋,许文,刘勇胜. 2009. 拆沉作用于华北克拉通破坏科学 通报[J]. 54(14): 1962-1973.
- 何付斌,孙永华,张磊,等.2013.内蒙古宝音图隆起地区早白垩世玄 武质火山岩地球化学特征及其意义[J].矿物岩石地球化学通报,32 (4):437-446.
- 焦亚先,邱楠生,李正文,等.2013.鄂尔多斯盆地中-新生代岩石圈厚 度演化-来自地热学的证据[J].地球物理学报56(9):3051-3060.
- 李潮峰,李献华,郭敬辉,等.2011. 微量岩石样品中Rb-Sr和Pb一步

分离及高精度热电离质谱测试[J]. 地球化学, 40(5): 399-406.

- 李伍平,路凤香,李献华,等.2001a. 辽西义县组火山岩的起源及壳幔 相互作用[J]. 矿物岩石,21(4):1-6.
- 李伍平,张大港,路凤香,等.2001b.北京西山髫髻山组火山岩的地球 化学特征与岩浆起源[J]. 岩石矿物学杂志,20(2):123-139.
- 李伍平,李献华,路凤香,等.2002.辽西义县组火山岩的地质特征及 其构造背景[J]. 岩石学报,18(2):193-204.
- 李毅,吴泰然,罗红玲,等.2006.内蒙古四子王旗早白垩世钾玄岩的 地球化学特征及其形成构造环境[J].岩石学报,22(11):2791-2800.
- 李毅,吴泰然,罗红玲,等.2007.华北克拉通北缘早白垩世岩石圈减 薄: 钾玄岩的Pb同位素证据[J].北京大学学报(自然科学版),43 (2):176-182.
- 梁日暄. 1994. 内蒙中段古蛇绿岩特征及地质意义[J]. 中国区域地质, 1: 37-45.
- 刘玲,陈斌,刘安坤.2009.北太行紫荆关基性岩体的成因:岩石学和地 球化学证据[J].地球科学,34(1):165-178.
- 路凤香,郑建平,张瑞生,等.2005.华北克拉通东部显生宙地幔演化 [J]. 地学前缘,12(1):61-67.
- 马金龙,徐义刚.2006.河北阳原幔源包体的Sr-Nd同位素特征指示华 北克拉通中部存在EMI型古老富集地幔[J].科学通报,51(10): 1190-1196.
- 聂凤军,许东青,江思宏,等.2009.苏-查萤石矿区钾长花岗岩锆石 SHRIMP年龄及地质意义[J].地球学报,30(6):803-811.
- 汪方跃,高山,牛宝贵,等.2007.河北承德盆地114 Ma大北沟组玄武 岩地球化学特征及其对华北克拉通岩石圈减薄作用的制约[J].地学 前缘,14(2):98-108.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 2003. 中国东部岩石圈减薄中的几个问题[J]. 地学前缘, 10(3): 51-60.
- 吴福元,徐义刚,高山,等.2008.华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究 的主要学术争论[J].岩石学报,24(5):1145-1174.
- 许文良,郑常青,王冬艳.1999.辽西中生代粗面玄武岩中地幔和下地 壳捕掳体的发现及其地质意义[J].地质评论,45(增刊): 444-449.
- 许文良,王清海,王冬艳,等.2004.华北克拉通东部中生代岩石圈减 薄的过程与机制:中生代火成岩和深源捕掳体证据[J].地学前缘, 11(3):309-317.
- 许绚,吴泰然,张双涛,等.2005.内蒙古四子王旗早白垩世深源捕掳 体的发现及意义[J].北京大学学报,41(4):563-569.
- 徐义刚. 2006. 太行山重力梯度带的形成与华北岩石圈减薄的时空差异 有关[J]. 地球科学, 31(1): 588-596.
- 徐义刚,李洪颜,庞崇进,等.2009.论华北克拉通破坏的时限[J].科学 通报,54:1974-1989.
- 张宏福,郑建平.2003.华北中生代玄武岩的地球化学特征与岩石成因: 以辽西阜新为例[J].科学通报,48(6):603-609.
- 郑建平,路凤香,O'ReillySY,等.1999.华北地台东部古生代与新生 代岩石圈地幔特征及其演化[J].地质学报,73(1):48-57.
- 邹和平,张珂,刘玉亮,等.2010.鄂尔多斯地块北部中、新生代玄武 岩地球化学特征及其地质意义 [J].大地构造与成矿学,34(1): 92-104.
- 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 [J].科学通报,54:1950-1961.
- 朱日祥,陈凌,吴福元,等.2011.华北克拉通破坏的时间、范围与机

制[J]. 中国科学: 地球科学, 41(5): 583-592.

- 朱日祥,徐义刚,朱光,等.2012.华北克拉通破坏[J].中国科学:地球 科学,42(8):1135-1159.
- Chen B, Jahn B M, Arakawa Y, et al. 2004. Petrogenesis of the Mesozoic instrusive complexes from the southern Taihang orogen, north China Craton: elemental and Sr-Nd-Pb isotopic constraints [J]. Contrib. Mineral. Petrol.,148: 489–501.
- Chen L, Tao W, Zhao L, et al. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the northeastern North China Craton [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 267: 56–68.
- Chu Z Y, Wu F Y, Walker R J, et al. 2009. Temporal evolution of the lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton [J]. Journal of Petrology, 50(10): 1857–1898.
- Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoling Provinces, northern China [J]. Geol. Soc. Of Am. Memoir, 194: 171–198.
- Deng J F, Zhao H L, Luo Z H, et al. 1998. Mantle Plumes and Lithosphere Motion in East Asia [M]//Flower M, Chung S L, Lo C H, Lee T Y (Eds.), Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union, Washington D.C.: 59–65.
- Fan W M and Menzies M A. 1992. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath easten China [J]. Geotectonica Metallogenia, 16: 171–180.
- Fan Q C and Hooper P R. 1989. The mineral chemistry of ultramafic xenoliths of easten China: Implication for upper mantle composition and the palogeotherms [J]. J. Petrol., 30: 1117–1158.
- Gao S, Luo T C, Zhang B R, et al. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. Geochemical Acta, 62: 1959–1975.
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et al. 2002. Re-Os evidence for replacement of acient mantle lithosphere beneath the North China Craton [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 198: 307–322.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. 2004. Recycling lower continental crust in the North China Craton [J]. Nature, 432: 892–987.
- Gao S, Rudnick R L, Xu W L, et al. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton [J]. Elsevier, 270: 41–53.
- Glazer A F and Farmer G L. 1992. Production of isotopic variability in continiental basalt by cryptic crustal contamination [J]. Science, 255: 72-74.
- Goto A and Tatsumi Y. 1996. Quantitative analyses of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer [J]. The Rigaku Journal, 13: 20-39.
- Griffin W L, O'Reilly S Y and Ryan C G. 1992. Composition and Thermal Structure of the Lithosphere Beneath South Africa, Siberia and China: Proton Microprobe Studies Proc International Symposium on Cenozoic Volcanic Rocks and Deep-Seated Xenoliths of China and Its Environs [M]. Beijing: Science Press: 65–66.
- Guo J T, Guo F, Wang Y, et al. 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 [J]. Lithos, 13.
- Guo P Y, Niu Y L, Ye Le, et al. 2014. Lithosphere thinning beneath west

North China Craton: evidence from geochemical and Sr-Nd-Hf isotope composition of Jining basalts [J]. lithos, doi: 10.1016/j.lithos. 2014.04.024

- Han B F, Wang S G, Kagami H. 1999. Trace element and Nd-Sr isotope constraints on origin of the Chifeng flood basalts, North China [J]. Chemistry Geology, 155: 187–199.
- Hart S R. 1984. A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle [J]. Nature, 309: 753–757.
- Hawkesworth C J, Erlank A J, Kempton P D, et al. 1990. Mantle metasomatism: isotope and trace-element trends in xenoliths from Kimberley, South Africa [J]. Chemical Geology, 85: 19–34.
- Kúrason H and Van der Hilst R D. 2000. Constraints on mantle convection from seismic tomography [J]. The History and Dynamics of Global Plate Motions, 121: 277–288.
- Lloyd F E and Bailey D. 1975. Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences [J]. Physics and Chemistry of the Earth, 9: 389–416.
- McDonough W F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 101: 1–8.
- Meng F X, Gao S, Niu Y L, et al. 2014. Mesozoic–Cenozoic mantle evolution beneath the North China Craton: A new perspective from Hf–Nd isotope of basalts [J]. Gondwana Research, doi: 10.1016/j.gr.2014.01.014.
- Menzies M A, Fan W M and Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobe and the lass of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In Magmatic Process and Plate Tectonic [J]. Geol. Soc. Special Publ, 76: 71–81.
- Menzies M A and Xu Y G. 1998. Geodynamics of the North China Craton [A]//Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Am. Geophy. Union, Washington, D. C., Geodyn. Ser, 27: 155–165.
- Niu Y L. 2005. Generaction and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in Eastern China [J]. Geo. J. China. Uni, 11: 9–46.
- Niu Y L and O'Hara M J. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations [J]. Journal of Geophysical Research, 108(B4): 2209.
- Niu Y L. 2008. The origin of alkaline lavas [J]. Science, 320: 883-884.
- Niu Y L, Wilson M, Hymphreys E R, et al. 2011. The Origin of Intra-plate Ocean Island Basalts (OIB): The lid effect and its geodynamic implications [J]. Journal of Petrology 52: 1443–1468.
- Niu Y L. 2014. Subduction Initiation, Trench Retreat and Global Tectonic Consequences: The Origin of Backarc Basins in the Western Pacific and Effect on Eastern China Geology Since the Mesozoic [M]//Zhai M G and Xiao W J (Eds.). Plate Tectonics, Geological Events and Resources: New Advances in Geological Sciences. Beijing: Science Press: 15.
- Pilet S, Baker M B and Stolper E M. 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas [J]. Science, 320: 916–919.
- Pei F P, Xu W L, Wang Q H, et al. 2004. Mesozoic basalt and mineral chemistry of the mantle [J]. Lithos, 12: 1–17.
- Pei S, Chen Y J and Zhao D P. 2004. Tomographic structure of east Asia: Data and results [G]. San Francisco: AGU Fall Meeting.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust [M]. Treatise on Geochemistry: 1–64.

- Song S G, Su L, Li X H, et al. 2010. Tracing the 850 Ma continental flood basalts from a piece of subduated continental crust in North Qaidam UHPM belt, NW China [J]. Precambrian Research, 183: 805.
- Sun S S and Mcdonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for matle compensitions and processes [J]. Geological society, Lndon: Special Publications: 42: 313–345.
- Tastsumoto M, Basu A R, Huang W K, et al. 1992. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China Enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 113: 107–128.
- Turner S P, Amaud N, Liu J, et al. 1996. Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implication for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts [J]. Journal of Petrology, 37: 45–71.
- Van der Voo R, Spakman W and Bijwaard H. 1999. Mesozoic subducted slabs under Siberia [J]. Nature, 397: 246–249.
- Vervoort J D, Biichert P J, Toft J B, et al. 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system [J]. Earth and Planetary Science Letters, 168: 79–99.
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace elment and isotopic constraints [J]. Earth and Planetary Science Letters, 104: 381–397.
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. 2005a. Nature and significance of the early Cretaceous giant igneous event in Eastern China [J]. Earth Plant. Sci. Lett., 233: 103–119.
- Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, et al. 2005b. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China [J]. Chem. Geol., 221: 127–156.
- Xu Y G, Fan W M and Lin G. 1995. Lithosphere-asthenosphere interaction: a comparative study on Cenozoic and Mesozoic basalts around Bohai area [J]. Geotectonivc Metallogeny, 19(4): 1–13
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath eastern China: evidence, timing and mechanism [J]. Phy. Chem. Earth(A), 26: 747–757.
- Xu Y G. 2002. Evidence for crustal components in mantle source and constraints on recycling mechanism: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China [J]. Chemical Geology, 82: 301–322.
- Xu Y G. 2004. Contrasting cenozoic lithospheric evolution and Architectuer in the Weastern and Eastern Sino-Korean: Constraints from geochenmistry of basalts and mantle xenoliths [J]. Jurnal of Geoligy,112:

593-605.

- Xu Y G. 2007. Diacharonous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxin'anning-Taihangshan gravity lineament [J]. lithos, 96: 281–298.
- Xu Y G, Blusztain J, Ma J L, et al. 2008. Late Archean to Early Proterozoic lithospheric mantle beneath the western North China craton: Sr–Nd–Os isotoes of peridotite xenoliths from Yangyuan and Fansi [J]. Lithos, 102: 25–42.
- Yang Y H, Zhang H F, Chu Z Y, et al. 2010. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using multi-collector ICP-MS and TIMS [J]. International Journal of Mass Spectrometry, 290: 120–126.
- Zhai Q G, Jahn B M, Wang J, et al. 2013. The Carboniferous ophiolite in the middle of the Qiangtang terrane, Norh Tibet: SHRIMP U-Pb dating, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characteristics [J]. Lithos, 168: 186-199.
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major, trace elements and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts [J]. Contrib. mineral. Petrol., 144: 241–253.
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. 2003. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 67: 4373–4387.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution [J]. Precambrian Research, 107: 45–73.
- Zhao D P. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 146(1-2): 3-34.
- Zheng J P, O' Reilly S Y, Griffin W L, et al. 2001. Relict refractory mantle beeath the easten North China Block: significance for lithosphere evolution [J]. Lithos, 57: 43–66.
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. 2007. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: peridotitic Xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and regional synthesis [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 71: 5203–5225.