

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.229>



扬子陆块北缘西大别地区新元古界定远组双峰式火山岩地球化学特征、成因及其地质意义

朱 江^{1,2,3}, 邱啸飞³, 周 豹⁴, 张海军³, 吴 越^{1,2}, 邓 新³

1. 长江大学资源与环境学院, 湖北武汉 430100
2. 长江大学油气资源与勘探技术教育部重点实验室, 湖北武汉 430100
3. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北武汉 430205
4. 湖北省地质调查院, 湖北武汉 430034

摘 要: 西大别地区定远组双峰式火山建造主要由流纹岩、流纹质凝灰岩和玄武岩组成, 受区域变质作用影响较小, 保留了良好的新元古代火山岩构造, 成为理解扬子地块北缘大别山地区前寒武纪地质演化的极佳研究对象。为深化理解其成因和动力学背景, 对该火山岩系开展了详细的岩相学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素研究。流纹岩具有较高的 SiO₂ (70.06%~75.46%)、总碱 (7.13%~7.89%) 和 Al₂O₃ (12.96%~14.84%) 含量, 属于过铝质 (A/CNK=1.05~1.27)、钙碱性系列, 具 S 型花岗岩的亲缘性。岩石富集轻稀土 ((La/Yb)_N=5.30~19.81), 负 Eu 异常不明显。流纹岩锶同位素初始比值 I_{Sr} 为 0.703 5~0.707 7, 钕同位素 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 -10.6~-6.5, 两阶段 Nd 模式年龄 T_{DM2} =1.69~2.00 Ga。其锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值介于 -19.2~-7.2, 两阶段 Hf 模式年龄 T_{DM2} =1.77~2.59 Ga。玄武岩发育典型的气孔和杏仁构造, SiO₂ 含量为 48.26%~51.71%, Mg[#] 值为 0.32~0.59, 轻稀土元素弱富集 ((La/Yb)_N=3.21~10.23)。锶同位素初始比值 I_{Sr} 为 0.706 1~0.708 1, 钕同位素 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 -6.6~+3.4, 单阶段 Nd 模式年龄 T_{DM} =1.44~2.02 Ga。岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素特征显示, 定远组流纹岩起源扬子古老陆壳物质的部分熔融; 玄武岩原始岩浆可能起源于富集地幔物质的部分熔融。该玄武岩岩浆演化过程以分离结晶为主, 可能存在少量陆壳物质混染。在陆缘拉张背景下岩石圈地幔部分熔融产生热的基性母岩浆, 其底侵或上侵使得地壳岩石部分熔融, 产生酸性岩浆, 基性岩浆和酸性岩浆交替喷出形成了定远组双峰式火山岩系。扬子地块北缘大别地区新元古代中期 (740 Ma 左右) 岩石圈地幔表现为富集特征, 并处于岩石圈持续伸展的动力学背景。

关键词: 火山岩; 地球化学; 岩石成因; Sr-Nd-Hf 同位素; 岩石圈地幔; 大别山。

中图分类号: P581; P56

文章编号: 1000-2383(2021)04-1311-17

收稿日期: 2020-05-26

Neoproterozoic Bimodal Volcanic Rocks from Dingyuan Formation in Western Dabie Area, Northern Margin of Yangtze Block, China: Geochemistry, Petrogenesis and Geological Implications

Zhu Jiang^{1,2,3}, Qiu Xiaofei³, Zhou Bao⁴, Zhang Haijun³, Wu Yue^{1,2}, Deng Xin³

1. College of Resources and Environment, Yangtze University, Wuhan 430100, China

2. Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education, Yangtze University, Wuhan 430100, China

基金项目: 湖北省自然科学基金 (No. 2019CFB270); 中国地质调查局项目 (No. DD20190050); 油气资源与勘探技术教育部重点实验室基金 (No. KY-2018-05)。

作者简介: 朱江 (1985-), 男, 博士, 高级工程师, 主要从事矿床学和地球化学研究。ORCID: 0000-0003-1418-7075。
E-mail: zhujiang.01@foxmail.com

引用格式: 朱江, 邱啸飞, 周豹, 等, 2021. 扬子陆块北缘西大别地区新元古界定远组双峰式火山岩地球化学特征、成因及其地质意义. 地球科学, 46(4):1311-1327.

3. Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430205, China

4. Hubei Geological Survey, Wuhan 430034, China

Abstract: Neoproterozoic bimodal volcanic rocks from the Dingyuan Formation within the western Dabie terrain consist of rhyolite, rhyolitic tuff and basalt. Elemental, whole-rock Sr-Nd and zircon Hf isotopic analyses were carried out in this study for these volcanic rocks, in order to better understand their petrogenesis and geodynamic processes along the northern margin of Yangtze block. The rhyolite is characterized by high concentrations of SiO_2 and Al_2O_3 , belongs to the calc-alkaline series, and is peraluminous. It is enriched in light rare earth elements (LREEs) and shows unapparent Eu anomaly. The basalt has SiO_2 of 48.26% to 51.71%, $\text{Mg}^\#$ values of 0.32 to 0.59, and is weakly enriched in light rare earth elements. The rhyolite has initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ranging from 0.703 5 to 0.707 7, and negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of -10.6 to -6.5 , with calculated two-stage Nd model ages of 1.69 to 2.00 Ga, while the basalt has $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ of 0.706 1 to 0.708 1, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of -6.6 to $+3.4$, and the Nd model ages (T_{DM}) values of 1.44 to 2.02 Ga. In situ zircon Hf isotopic analyses show that the $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of zircons from the rhyolite vary from -19.2 to -7.2 , with calculated two-stage Hf model ages of 1.77 to 2.59 Ga. The geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic signatures suggest that the rhyolite has a close affinity to S-type granite, and is derived from partial melting of the ancient crust of the Yangtze block. The basalt is most likely derived from an enriched lithospheric mantle, with fractional crystallization and assimilation of crustal materials during the evolution of the magma. It is proposed that the Neoproterozoic bimodal volcanic suites from the Dingyuan and the Qijiaoshan formations are erupted coevally, but have different sources and magmatic processes. The bimodal volcanic rocks in this study provide evidences for an enriched lithospheric mantle beneath the Dabie terrain at ca. 740 Ma, and a rifting extensional setting for the north margin of the Yangtze block.

Key words: volcanic rock; geochemistry; petrogenesis; Sr-Nd-Hf isotope; lithospheric mantle; Dabie orogen.

0 前言

扬子地块北缘的南秦岭—大别造山带保留了大量新元古代岩浆活动记录(李怀坤等, 2003; Zheng *et al.*, 2003, 2008; 蔡志勇等, 2007; 凌文黎等, 2007; Wu *et al.*, 2007; 刘贻灿等, 2010; 薛怀民等, 2011; Zhu *et al.*, 2014, 2019; Yang *et al.*, 2016). 相比已有较多研究的南秦岭前寒武纪基性岩(如武当地区耀岭河群、武当山群火山岩和镁铁质岩脉, 李怀坤等, 2003; 蔡志勇等, 2007; 凌文黎等, 2007; Zhu *et al.*, 2014), 扬子陆块北缘大别山地区前寒武纪岩石研究多限于锆石 U-Pb 年代学(刘贻灿等, 2006, 2010; Wu *et al.*, 2007; Zheng *et al.*, 2008), 对其原岩组成、岩石成因和地幔地球化学的研究积累较薄弱. 其原因是大别山地区遭受了多次强烈的变质变形改造和抬升剥蚀, 导致前寒武纪岩石较难获得新鲜和弱变质样品. 此外, 目前对扬子北缘构造演化具有标志意义的新元古代火山岩研究更多聚焦于南秦岭及随枣地区(薛怀民等, 2011; Yang *et al.*, 2016), 而在大别山地区前寒武纪火山岩的揭露和研究有限.

笔者近期在西大别地区红安岩群和定远岩组中新识别出一系列新元古代双峰式火山岩系和变质中酸性侵入岩(Zhu *et al.*, 2019; 朱江等, 2019),

出露广泛且稳定. 不同于大别山地区经历角闪岩相—榴闪岩相区域变质作用的前寒武系岩石, 定远组火山建造没有经历超高压变质作用, 保留了较好的火山构造形迹, 是研究区保存良好的新元古代火山岩和拉张伸展体系的直接记录, 成为探讨西大别地区新元古代构造演化、深部地幔性质和动力学过程等的极佳窗口. 然而, 迄今对定远组火山岩的岩石地球化学和成因研究十分有限, 制约了对扬子陆块北缘新元古代深部地幔性质和构造演化等问题的理解. 定远组和红安岩群七角山岩组双峰式火山岩喷发时间接近, 二者是否具有相似的源区和岩浆演化过程, 这些问题仍需探讨. 本文对定远组双峰式火山岩系进行了岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素组成分析, 探讨了其岩石成因, 进而为西大别地区新元古代岩石圈地幔性质和动力学演化提供新约束.

1 地质背景和岩石学特征

秦岭—大别复杂造山带地处华北和华南两大板块接合部位. 由太古宙至早中生代, 该造山带经历了多期次、多阶段的碰撞—扩张—聚合的演化过程(张国伟等, 2001; Wu and Zheng, 2013). 新元古代晚期—早中生代板块俯冲—碰撞的构造体制造

就了秦岭—大别造山带的基本构造格局(张国伟等, 2001). 三叠纪后, 华北和华南板块拼合, 秦岭—大别造山带进入陆内演化阶段(张国伟等, 2001; Wu and Zheng, 2013). 晚中生代, 大别山地区发生了加厚下地壳拆沉、大规模幔源岩浆上涌和地壳强烈伸展, 并由此引发了大规模的岩浆活动和强烈的钼多金属成矿作用(张超和马昌前, 2008; Xu *et al.*, 2013).

大别山构造带是秦岭造山带的东延部分, 其西以新城—黄陂断裂与南秦岭构造带相隔(图1), 其中前寒武纪变质体占有重要地位(Zhong *et al.*, 2001). 商—麻断裂以西的西大别地区主要出露岩层包括新太古界—古元古界桐柏岩群深变质岩系、新元古界中浅变质碎屑岩—火山岩系、泥盆系南湾组浅变质陆源碎屑岩建造、下古生界中浅变质碎屑岩—火山岩系等(Liu *et al.* 2004; 徐树桐等, 2010; Wu and Zheng, 2013). 不同岩石构造单元间为构造接触关系.

定远组原属于苏家河群的一部分, 呈近东西向的半透镜状分布于宣化店、定远、苏家河一带(图1), 其北侧以鸡公潭韧性剪切带为界与泥盆系南湾组陆源碎屑岩构造接触, 南侧以八里畈韧性剪切带为界与中新元古界许湾岩组构造接触, 厚920~1 470 m. 苏家河群由北京地质学院于1961年建立, 分上、下两组, 上部定远组为一套低绿片岩相

的火山岩—火山碎屑岩系; 下部许湾组为一套高绿片岩相变质岩系. 河南省地矿局在2001年的1:5万区调填图中对苏家河群进行了解体, 由北向南分为定远组、肖家庙混杂岩和许湾岩组几个部分. 定远组岩性组合比较单调, 主要为一套低绿片岩相的火山—沉积建造, 由变酸性火山岩(流纹岩、晶屑凝灰岩等)和变基性火山熔岩(玄武岩)组成多个喷发韵律, 表现为一套双峰式火山岩系. 酸性火山岩和基性熔岩互层产出. 其变质程度浅、构造置换弱, 较好地保留了各种火山结构构造(图2). 变流纹岩保留了较好的流纹构造, 新鲜者呈灰白色, 斑状结构、流纹构造, 斑晶主要成分为石英、条纹长石和斜长石, 含量约8%. 基质呈条带状由长英质微粒紧密镶嵌组成. 宏观及显微特征表明, 流纹岩经历了一定韧性变形和低绿片岩相变质作用, 在片理面上有绢云母和绿泥石出现. 变玄武岩发育气孔和变余杏仁构造, 新鲜者呈灰黑色, 气孔大小在1~2 cm左右, 斑晶主要成分为基性斜长石, 杂乱分布的长条状斜长石格架中充填有辉石. 大部分玄武岩已因变质作用而成为斜长角闪岩, 其中斜长石、角闪石呈变余晶屑结构. 野外填图发现, 在定远乡和大洼一带变玄武岩的变质较弱, 较好地保留有辉石斑晶和气孔构造(图2c). 角闪石周围有退变质过程的绿泥石和绿帘石矿物生成. 笔者先前报道了定远组流纹岩和玄武岩锆石 U-Pb 年龄均为 740 Ma 左右(朱江等,

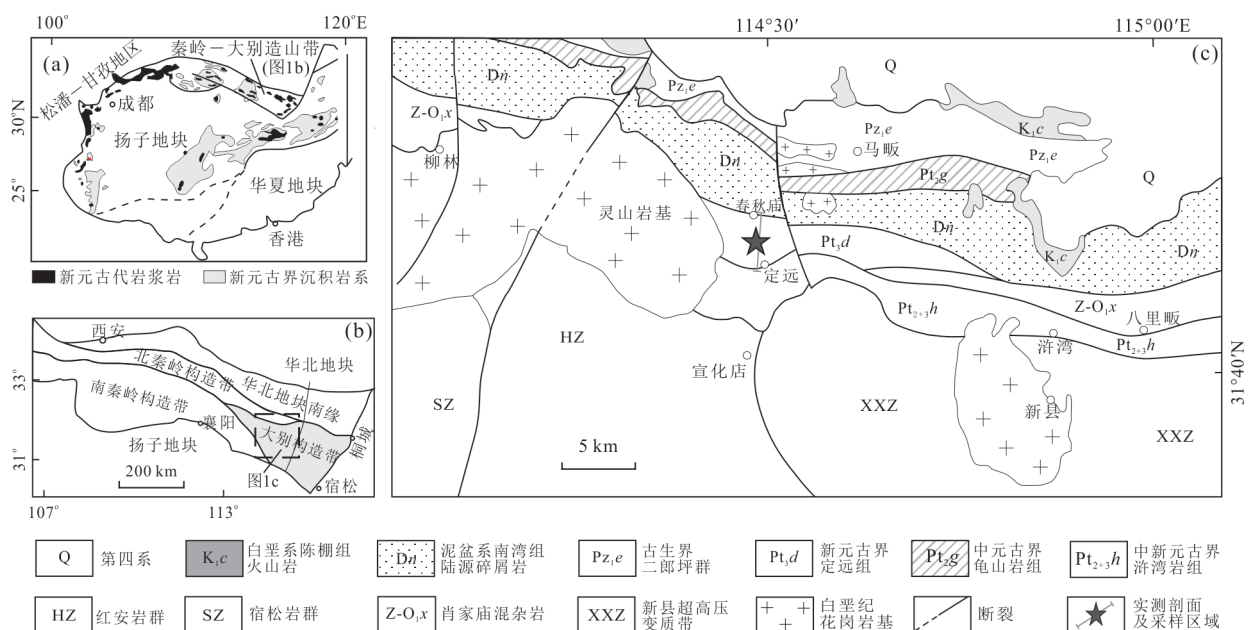


图1 西大别地区大地构造位置(a,b)和地质简图(c)

Fig.1 The tectonic setting (a,b) and geological sketch map(c) of the western Dabie area

图a和b据 Yang *et al.* (2016) 和 Dong and Santosh (2016); 图c据 Liu *et al.* (2004) 修改

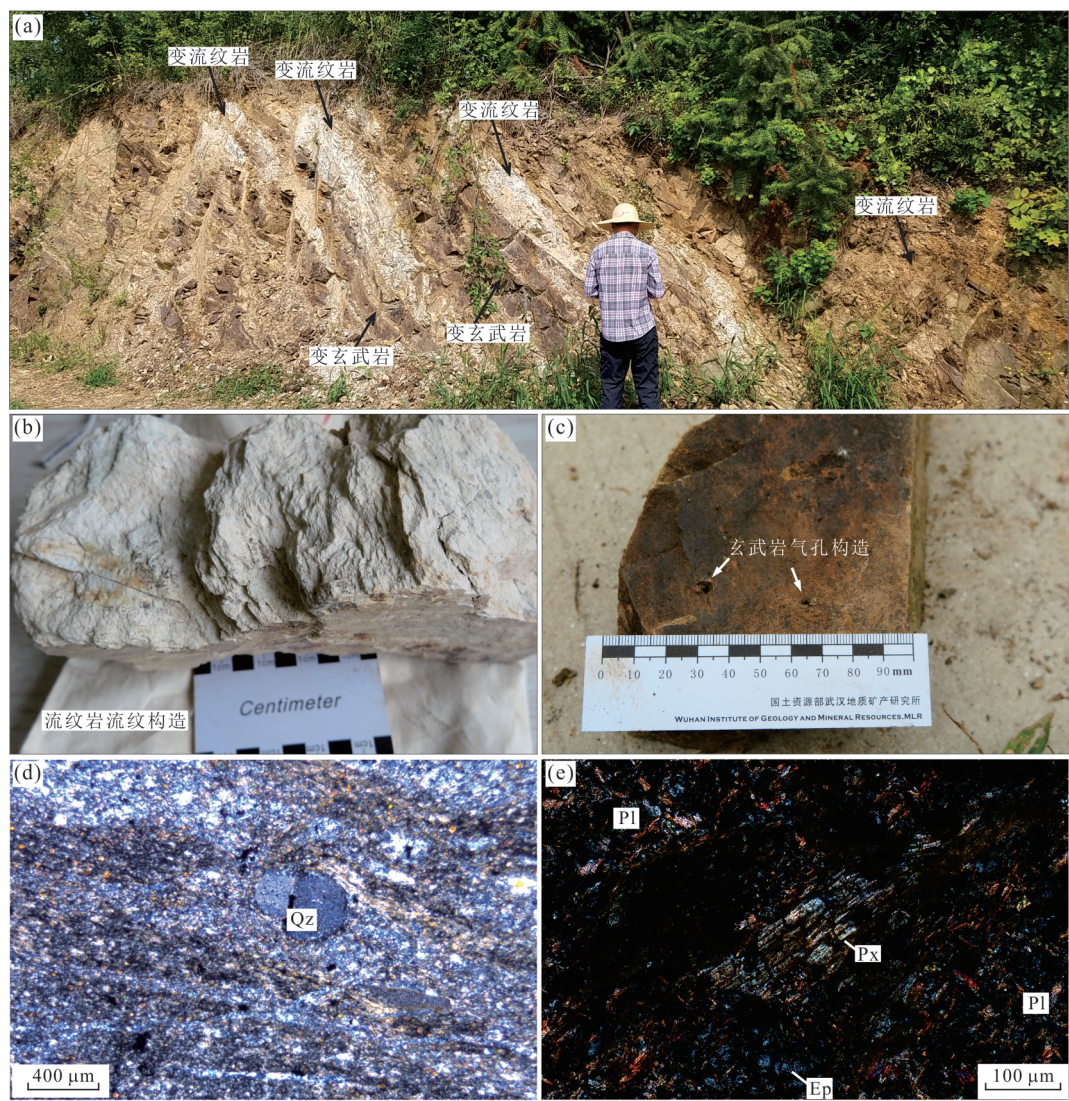


图2 定远组双峰式火山岩野外露头、手标本和镜下照片

Fig.2 Field photo, hand specimens and photomicrographs of the bimodal volcanic rocks from the Dingyuan Formation

a. 双峰式火山岩系典型野外露头,见变流纹岩和变玄武岩呈互层产出;b. 流纹岩手标本照片,见流纹构造;c. 变玄武岩手标本照片,见气孔构造和辉石斑晶;d. 流纹岩正交偏光显微照片,见石英和条纹长石斑岩,条纹长石斑晶不在视域内,基质呈条带状相间排列构成流纹构造,遇斑晶绕过;e. 变玄武岩正交偏光显微照片,间粒结构,可见绿帘石化和部分辉石残留.Qz. 石英;Pl. 斜长石;Px. 辉石;Ep. 绿帘石

2019),揭示其原岩形成时代为新元古代(并非前人所认识的古生代(叶伯丹等,1993;Li *et al.*, 1998)).实测剖面图和更多岩石学特征参见朱江等(2019).

2 样品和分析方法

样品采集在宣化店镇以北的平天畈—春秋庙一带进行的实测剖面工作中完成.在野外观察和岩相学工作基础上,选取出新鲜无蚀变、弱变质的15件火山岩样品进行主量、微量元素分析(流纹岩样品6件和玄武岩样品9件),对其中6件样品(流纹岩和玄武岩样品各3件)进一步开展Sr-Nd同位素组

成分析.在前期LA-ICP-MS锆石U-Pb测年研究基础上,选取2件流纹岩样品进行了锆石微区Lu-Hf同位素测定.因为玄武岩测年样品中锆石颗粒太小(长轴介于20~50 μm),未能满足Lu-Hf同位素测定的条件.

2.1 全岩地球化学分析

样品破碎至200目后,进行全岩主量元素和微量、稀土元素测试.测试分析在中国地质调查局武汉地质调查中心完成,主量元素分析仪器为荷兰PW2440型波长色散X荧光光谱仪,分析精度优于3.2%.微量和稀土元素分析仪器为美国等离子质谱仪和法国JY38S型等离子体原子发射光谱仪,分析

精度优于4%。

2.2 全岩 Sr-Nd 同位素分析

样品制备在中国地质调查局武汉地质调查中心进行,采用常规离子交换树脂技术进行样品分离。在该单位同位素实验室德国 Finnigan 公司 MAT-261 热电离蒸发固体质谱计 (TIMS) 上测定 Sr 和 Nd 同位素。用 NBS987 和 GBW04419 标准物质对仪器和分析流程进行监控。 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值由测得的 Rb、Sr、Sm 和 Nd 含量计算得出。Sr 和 Nd 同位素的分馏校正分别采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.119\ 4$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721\ 9$ 。测试期间, NBS987 标准给出的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值为 $0.710\ 34\pm 26\ (2\sigma)$, GBW04419 标准给出的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 平均值为 $0.512\ 725\pm 7\ (2\sigma)$ 。全程 Sr 空白 $<4\ \text{ng}$, Nd 空白 $<1\ \text{ng}$ 。详细分析步骤见 Zhu *et al.* (2017)。

2.3 锆石 Lu-Hf 同位素测定

锆石 Lu-Hf 同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室 Neptune

多接收 MC-ICP-MS 配套的 GeoLas 2005 剥蚀系统上进行。激光剥蚀所用斑束直径为 $44\ \mu\text{m}$, 能量为 $5.3\ \text{J}/\text{cm}^2$, 剥蚀过程中氦气作载气, 详细仪器条件和数据获取见 Hu *et al.* (2012)。为了校正 ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 的干扰, 取 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Hf}=0.026\ 56$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}=0.793\ 81$ 为定值 (Blichert-Toft *et al.*, 1997)。采用 $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}=1.124\ 8$ 和 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.732\ 5$ 分别对 Yb 同位素和 Hf 同位素进行指数归一化质量歧视校正 (Blichert-Toft *et al.*, 1997)。锆石标样 GJ-1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 标准值为 $0.282\ 013\pm 19$ (Hu *et al.*, 2012)。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、Lu-Yb-Hf 同位素比值校正)采用软件 ICPMSDataCal 完成。

3 测试结果

3.1 岩石地球化学

15 件定远组火山岩样品(含 6 件流纹岩和 9 件

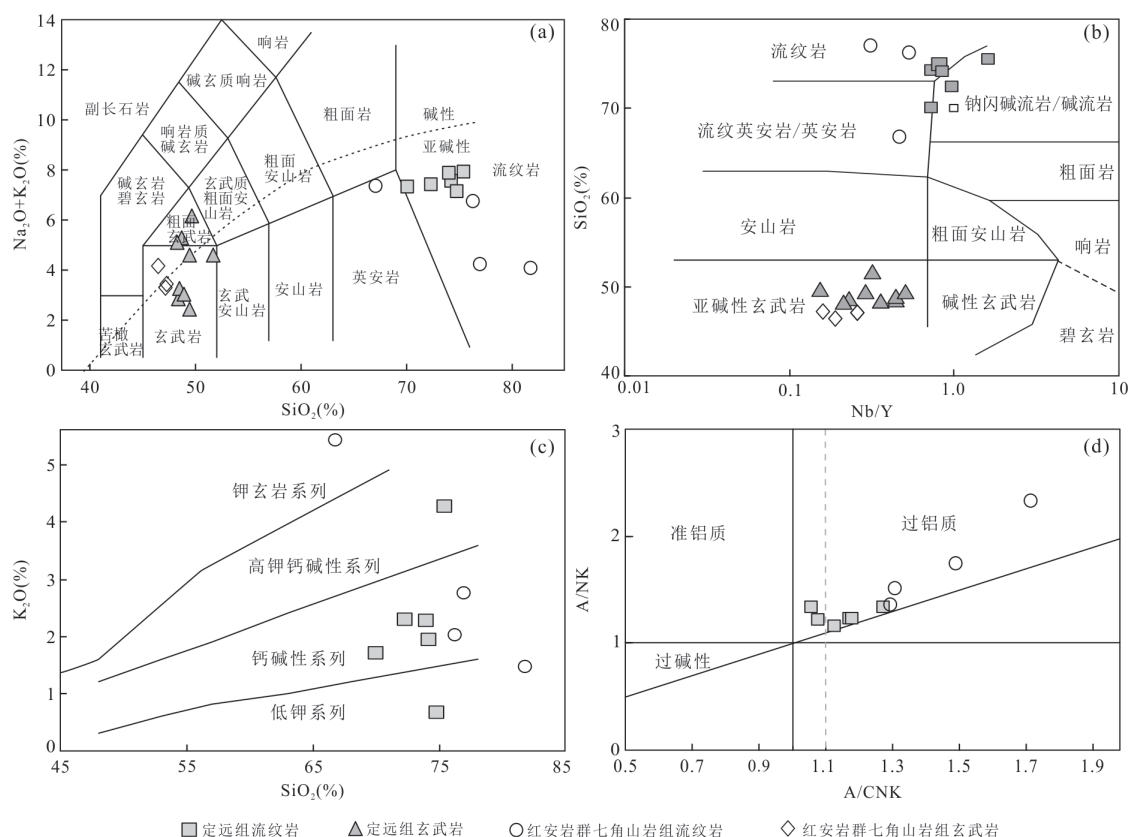


图3 定远组双峰式火山岩 SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 图解(a), Nb/Y — SiO_2 图解(b), SiO_2 — K_2O 图解(c)和 A/CNK — A/NK 图解(d)
Fig. 3 SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (a), Nb/Y versus SiO_2 (b), SiO_2 versus K_2O (c) and A/CNK versus A/NK (d) for the bimodal volcanic rocks from the Dingyuan Formation

图a据 Le Maitre (1989); 图b据 Winchester and Floyd (1977); 图c据 Pearce and Norry (1979); 图d据 Maniar and Piccoli (1989)

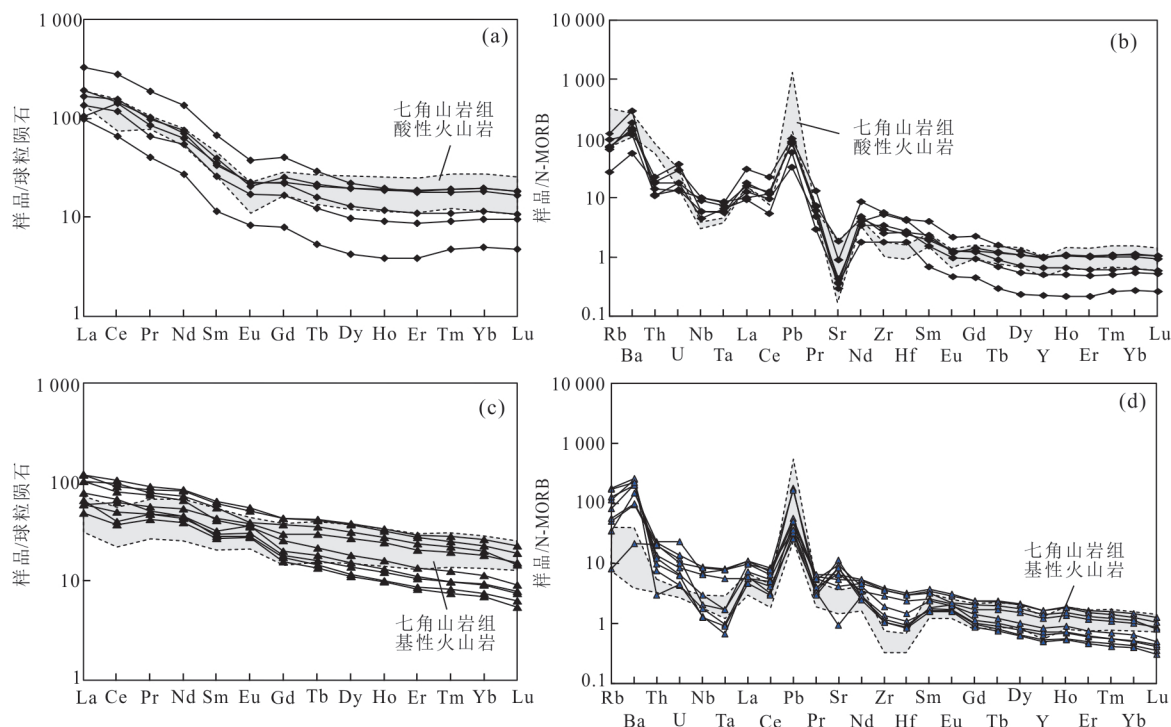


图4 定远组流纹岩(a,b)和玄武岩(c,d)的稀土元素配分图和微量元素标准化蛛网图

Fig.4 Chondrite-normalized REE pattern and normal mid-ocean ridge basalts (N-MORB)-normalized trace element diagrams for the rhyolite (a, b) and basalt (c, d) from the Dingyuan Formation

球粒陨石和 N-MORB 标准化值据 Sun and McDonough (1989); 红安岩群七角山岩组数据据 Zhu *et al.* (2019)

玄武岩)的主量和微量元素的分析结果列于表1。

流纹岩具有较高的 SiO_2 (70.06%~75.46%)、总碱 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.13\%\sim 7.89\%$)、 Al_2O_3 (12.96%~14.84%) 含量, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值介于 0.10~1.17, 和较低的 MgO (3.40%~6.51%)、 TiO_2 (0.21%~0.43%)、 FeO^T (1.69%~2.95%) 含量。 $\text{Mg}^\#$ 值为 0.19~0.32, 碱度率 AR 范围 2.60~3.95, 铝饱和指数 A/CNK 值为 1.05~1.27。样品在 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 关系图上主体落在钙碱性系列, 在 A/CNK-A/NK 关系图上投点在过铝质系列(图3)。岩石稀土元素总量介于 88~365 $\mu\text{g/g}$, 轻稀土富集, 重稀土平坦, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 5.30~19.81, 负 Eu 异常不明显 ($\delta\text{Eu}=0.65\sim 0.86$) (图4a)。在 N-MORB 微量元素蛛网图上, Nb、Ta、Ce 和 Sr 元素相对亏损, Ba、U 和 Pb 元素富集(图4b)。

玄武岩的 SiO_2 含量在 48.26%~51.71% 之间, 平均值为 49.24%; 总碱 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 含量为 2.45%~6.14%, 平均值为 4.15%; Al_2O_3 含量为 11.95%~18.36%, 平均值为 15.09%; CaO 含量为 1.34%~8.34%, 平均值为 7.07%; MgO 含量为 3.40%~6.51%, 平均值为 4.77%, $\text{Mg}^\#$ 值为 0.32~

0.59; TiO_2 含量为 0.98%~3.34%, 平均值为 2.00%; FeO^T 含量为 9.18%~15.69%。岩石稀土元素总量介于 72~182 $\mu\text{g/g}$, 轻稀土元素弱富集 ($(\text{La}/\text{Yb})_N=3.21\sim 10.23$), 负 Eu 异常不明显 ($\delta\text{Eu}=0.86\sim 1.44$) (图4c)。在 N-MORB 微量元素蛛网图上, Th、Ta 元素显示负异常, Rb、Ba 和 Pb 元素富集(图4d)。

3.2 全岩 Sr-Nd 同位素

3件流纹岩和3件玄武岩样品的 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素组成列于表2。

参照成岩年龄 ($t=740\text{ Ma}$) 计算, 流纹岩样品全岩初始 Sr 比值 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.703\ 5\sim 0.707\ 7$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.511\ 143\sim 0.511\ 350$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-10.6\sim -6.5$ 。利用两阶段模式 (Liew and Hofmann, 1988) 计算出 Nd 同位素模式年龄 $T_{\text{DM}2}=1.69\sim 2.00\text{ Ga}$ 。

玄武岩样品全岩初始 Sr 比值 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.706\ 1\sim 0.708\ 1$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.511\ 348\sim 0.511\ 858$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-6.6\sim +3.4$ 。利用单阶段模式 (Liew and Hofmann, 1988) 计算出 Nd 同位素模式年龄 $T_{\text{DM}}=1.44\sim 2.02\text{ Ga}$ 。

表 1 定远组双峰式火山岩主量元素(%)和微量、稀土元素 10^{-6})分析结果

Table 1 Major elements (%), trace elements (10^{-6}) and rare earth elements (10^{-6}) of the bimodal volcanic rocks from the Dingyuan Formation

样号	PM027-7	18DY-5	18DY-9	18DY-10	18DY-12	18DY-13	PM027-6	18DY-1	18DY-2	18DY-3	18DY-4	18DY-6	18DY-7	18DY-8	18DY-11
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武质	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO ₂	75.46	74.21	72.37	74.82	74.04	70.06	48.44	51.71	48.72	48.47	49.71	49.42	48.26	48.96	49.44
TiO ₂	0.23	0.21	0.43	0.30	0.29	0.42	3.20	1.15	1.08	2.51	1.33	1.14	0.98	3.23	3.34
Al ₂ O ₃	12.96	13.83	14.47	13.86	13.52	14.84	11.95	16.17	17.54	12.56	18.36	17.71	17.34	12.16	11.98
Fe ₂ O ₃	0.61	0.50	1.92	1.33	1.52	1.26	10.52	8.68	7.59	8.11	11.52	6.38	5.26	11.83	6.48
FeO	1.14	1.56	1.00	0.60	0.79	1.82	6.22	1.37	2.38	7.05	0.57	3.71	4.84	4.69	8.63
MnO	0.04	0.11	0.04	0.03	0.05	0.06	0.22	0.12	0.14	0.21	0.18	0.14	0.12	0.20	0.19
MgO	0.24	0.24	0.62	0.20	0.28	0.48	3.81	4.56	5.11	5.30	4.16	4.82	6.51	3.40	5.23
CaO	0.28	0.24	0.26	0.82	0.20	1.64	8.21	7.87	6.84	8.34	1.34	8.29	7.41	8.08	7.28
Na ₂ O	3.63	5.60	5.12	6.48	5.59	5.62	2.21	3.59	1.87	1.44	1.84	1.63	1.09	2.11	2.34
K ₂ O	4.26	1.92	2.28	0.65	2.26	1.70	0.64	1.02	3.41	1.84	4.30	2.96	4.02	0.93	0.11
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.10	0.44	0.24	0.20	0.28	0.18	0.29	0.15	0.46	0.42
灼失	0.74	0.65	1.35	0.81	2.25	0.98	3.09	3.77	4.22	2.17	6.30	3.31	3.61	3.65	3.33
A/NK	1.22	1.22	1.33	1.22	1.16	1.34	2.76	2.31	2.59	2.88	2.39	3.01	2.82	2.72	3.02
A/CNK	1.17	1.18	1.27	1.08	1.13	1.05	0.62	0.76	0.91	0.64	1.81	0.85	0.88	0.63	0.70
La	23.2	39.2	31.9	77.1	24.9	45.2	27.8	18.4	14.1	14.0	15.3	24.1	11.6	27.6	24.1
Ce	40.6	96.2	71.7	171.0	86.5	88.7	55.4	40.5	30.7	38.0	24.2	48.9	22.6	63.2	58.8
Pr	3.82	9.20	6.27	17.60	8.12	9.69	7.98	4.88	4.51	5.30	4.46	7.02	3.97	8.54	7.43
Nd	12.8	35.1	25.4	63.8	29.6	33.1	37.8	21.0	20.3	25.0	21.0	30.4	18.2	38.8	33.7
Sm	1.77	6.08	3.95	10.40	5.42	5.13	9.20	4.36	4.56	6.65	4.87	6.31	4.11	9.64	8.48
Eu	0.48	1.20	0.99	2.16	1.28	1.30	2.94	1.64	1.75	2.20	2.12	2.03	1.62	3.15	2.26
Gd	1.64	5.22	3.44	8.38	4.67	4.50	8.74	3.56	3.77	6.18	4.17	5.24	3.21	8.81	7.57
Tb	0.20	0.80	0.46	1.08	0.77	0.59	1.58	0.54	0.60	1.12	0.68	0.81	0.51	1.53	1.33
Dy	1.07	4.98	2.48	5.62	4.99	3.26	9.73	2.98	3.54	6.91	3.85	4.64	2.86	9.34	7.99
Ho	0.22	1.06	0.51	1.10	1.09	0.66	1.92	0.57	0.69	1.37	0.74	0.90	0.55	1.83	1.56
Er	0.64	3.00	1.44	2.99	3.07	1.83	4.83	1.45	1.77	3.42	1.83	2.24	1.37	4.56	3.95
Tm	0.12	0.49	0.23	0.46	0.49	0.28	0.73	0.21	0.25	0.50	0.25	0.32	0.19	0.64	0.56
Yb	0.84	3.34	1.63	3.10	3.37	1.94	4.48	1.29	1.54	3.13	1.58	1.94	1.20	3.88	3.42
Lu	0.12	0.47	0.24	0.42	0.47	0.27	0.57	0.16	0.19	0.39	0.20	0.23	0.14	0.48	0.37
Y	6.2	28.5	13.8	27.8	27.1	18.7	45.9	15.0	18.1	33.7	20.0	23.6	14.0	46.0	39.5
Cr	21.70	5.46	7.50	7.67	2.96	8.23	24.80	134.00	109.00	57.20	109.00	58.60	145.00	9.13	29.10
Co	0.90	0.76	2.72	1.58	0.68	2.69	40.10	30.20	30.60	48.40	39.70	25.50	35.50	40.50	51.80
Ni	2.64	2.12	2.35	3.14	2.11	2.95	33.40	46.00	71.90	58.80	81.70	16.50	124.00	28.60	44.50
Ga	13.4	18.2	15.4	16.2	16.9	16.7	24.6	18.4	19.8	23.6	18.8	22	18.4	24.3	19.7
Rb	68.6	39.6	54.0	15.4	37.1	40.8	19.4	28.3	64.8	46.4	101.0	70.4	96.2	31.6	4.5
Sr	33.6	31.9	38.1	81.6	26.7	166.0	478.0	1 020.0	754.0	608.0	84.2	848.0	751.0	590.0	378.0
Zr	133.0	185.0	252.0	414.0	390.0	219.0	264.0	101.0	86.9	211.0	78.6	143.0	77.3	282.0	269.0
Nb	10.60	21.00	13.40	23.00	22.90	13.60	16.40	4.75	4.18	15.00	3.08	6.84	2.96	20.20	19.90
Ba	1 820	935	734	348	1 160	862	952	590	1 580	1 320	1 610	1 250	1 390	612	135
Li	2.56	3.68	9.75	4.32	3.23	7.87	7.62	20.40	25.20	15.10	35.30	21.40	26.70	10.60	21.80
Hf	3.58	5.27	5.60	8.65	8.51	5.00	6.13	2.25	1.95	4.85	1.75	3.00	1.73	6.44	6.07
Ta	0.860	0.980	0.760	1.100	1.120	0.740	1.020	0.220	0.130	0.750	0.089	0.220	0.120	1.090	1.020
Pb	17.70	25.10	9.82	30.00	25.70	26.60	16.70	10.30	7.78	53.90	14.30	14.90	9.53	10.90	49.10
Th	1.31	2.12	1.33	2.20	1.69	2.64	2.72	2.38	0.90	1.65	0.35	1.49	1.19	2.66	2.47

续表1

样号	PM027-7	18DY-5	18DY-9	18DY-10	18DY-12	18DY-13	PM027-6	18DY-1	18DY-2	18DY-3	18DY-4	18DY-6	18DY-7	18DY-8	18DY-11
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武质	玄武岩	玄武岩	玄武岩
U	0.85	0.85	0.65	1.36	0.62	1.75	1.10	0.55	0.20	0.40	0.21	0.31	0.29	0.64	0.48
Cs	0.78	0.43	1.00	0.32	0.74	1.24	9.92	0.44	0.91	1.19	1.44	0.79	1.08	8.70	0.89
V	6.86	17.00	44.20	24.50	23.60	43.80	488.00	206.00	210.00	414.00	233.00	236.00	192.00	409.00	387.00
Sc	7.50	6.70	6.17	10.30	6.32	4.66	37.4	25.60	26.50	40.10	18.10	27.80	21.60	38.90	37.80
Be	1.69	2.55	2.54	1.68	2.09	2.38	1.25	0.74	1.37	1.55	1.15	1.48	1.12	2.05	1.36
F	226	233	315	212	214	326	602	933	526	409	646	846	647	567	607
Cl	24.60	31.30	28.30	33.00	26.40	34.20	67.20	60.70	64.80	143.00	60.30	65.50	69.80	84.20	253.00
ΣREE	88	206	151	365	175	196	174	102	88	114	85	135	72	182	162
(La/Yb) _N	19.81	8.42	14.04	17.84	5.30	16.71	4.45	10.23	6.57	3.21	6.95	8.91	6.93	5.10	5.05
δEu	0.86	0.65	0.82	0.71	0.78	0.83	1.00	1.27	1.29	1.05	1.44	1.08	1.36	1.04	0.86
δCe	1.06	1.24	1.24	1.14	1.49	1.04	0.91	1.05	0.94	1.08	0.72	0.92	0.82	1.01	1.08

表 2 定远组双峰式火山岩全岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 2 Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data of the bimodal volcanic rocks from the Dingyuan Formation

样品号	岩性	年龄 (Ma)	Rb (10 ⁻⁶)	Sr (10 ⁻⁶)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	<i>I</i> _{Sr}	Sm (10 ⁻⁶)	Nd (10 ⁻⁶)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (<i>t</i>)	<i>T</i> _{2DM} (Ga)	<i>T</i> _{DM} (Ga)
18DY-1	玄武岩	740	22.500	994.00	0.065 24	0.707 36	0.706 7	3.842	18.96	0.122 6	0.511 943	0.511 348	-6.6	2.02	2.02
18DY-3	玄武岩	740	43.830	585.30	0.215 90	0.708 41	0.706 1	6.466	24.71	0.158 3	0.512 626	0.511 858	3.4	1.44	1.45
18DY-11	玄武岩	740	3.978	390.20	0.029 40	0.708 45	0.708 1	7.959	32.00	0.150 5	0.512 554	0.511 824	2.7	1.44	1.44
18DY-5	流纹岩	740	44.890	80.96	1.601 00	0.720 44	0.703 5	5.985	34.64	0.104 5	0.511 856	0.511 349	-6.5	1.80	1.80
18DY-10	流纹岩	740	13.730	200.00	0.197 90	0.709 78	0.707 7	10.210	63.53	0.097 2	0.511 615	0.511 143	-10.6	2.00	2.01
18DY-13	流纹岩	740	46.580	327.50	0.410 10	0.710 94	0.706 6	4.908	32.43	0.091 6	0.511 794	0.511 350	-6.5	1.69	1.69

注:计算过程所用参数:(¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd)_{CHUR}= 0.196 7; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.512 638; (¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd)_{DM}=0.213 7; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.513 15.

3.3 锆石 Lu-Hf 同位素

对流纹岩样品中锆石进行了微区 Lu-Hf 同位素测定,分析结果列于表 3 和图 5. 前期显微镜、阴极发光图像和 Th/U 比值特征表明,测试所选择锆石均为岩浆成因.

流纹岩样品 (PM027-7) 中 14 颗锆石取得 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 和 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值变化范围分别为 0.281 782~0.282 124 和 0.000 996~0.007 678, 根据 U-Pb 年龄计算的锆石 ε_{Hf}(*t*) 值集中于 -19.2~-8.1, 平均值为 -14.4. 两阶段 Hf 模式年龄介于 1.98~2.59 Ga.

流纹岩样品 (PM027-10) 中 9 颗锆石取得的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 和 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值变化范围分别为 0.281 846~0.282 140 和 0.00 556~0.003 071, 根据 U-Pb 年龄计算的锆石 ε_{Hf}(*t*) 值集中于 -17.1~

-7.2, 平均值为 -11.9. 两阶段 Hf 模式年龄介于 1.77~1.96 Ga.

4 讨论

4.1 变质作用对原岩组分影响

定远组构造置换较弱, 保留了各种火山结构构造, 其层序代表了原始火山序列. 据镜下观察, 原岩主要造岩矿物斜长石、石英及部分辉石均以变余矿物保存, 新生的特征变质矿物组合为绢云母+黑云母+石英、绿泥石+绿帘石. 结合野外特征判断, 定远组火山岩经历了低绿片岩相变质作用. 定远组流纹岩 K/Na 比值变化很大 (0.10~1.17), 在 SiO₂ - K₂O 图解中跨越了 3 个系列, 这些特征暗示岩石地球化学组成受到了区域变质作用的一定影响, K、Na、Ca、Mg 等较活泼元素在变质过程中发生一定程度带

表 3 定远组流纹岩的锆石 Lu-Hf 同位素 LA-MC-ICP-MS 原位分析结果
Table 3 LA-MC-ICP-MS zircon Lu-Hf isotopic data of the rhyolite from the Dingyuan Formation

激光点号	年龄 (Ma)	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	1σ	ε _{Hf} (0)	1σ	ε _{Hf} (t)	1σ	T _{2DM} (Ga)	f _{Lu/Hf}
流纹岩样品 PM027-7											
PM027-7@01	740	0.001 697	0.059 479	0.281 896	0.000 019	−31.0	0.9	−15.5	0.9	2.38	−0.95
PM027-7@02	740	0.001 863	0.063 458	0.281 872	0.000 020	−31.8	0.9	−16.5	0.9	2.43	−0.94
PM027-7@03	740	0.002 255	0.078 416	0.281 838	0.000 021	−33.0	0.9	−17.8	0.9	2.51	−0.93
PM027-7@04	740	0.000 996	0.044 576	0.281 782	0.000 026	−35.0	1.1	−19.2	1.1	2.59	−0.97
PM027-7@05	740	0.007 678	0.307 686	0.282 105	0.000 034	−23.6	1.3	−11.1	1.4	2.14	−0.77
PM027-7@06	740	0.001 477	0.050 172	0.281 795	0.000 024	−34.6	1.0	−19.0	1.1	2.57	−0.96
PM027-7@07	740	0.002 467	0.085 258	0.281 847	0.000 023	−32.7	1.0	−17.6	1.0	2.50	−0.93
PM027-7@08	740	0.002 535	0.106 847	0.281 913	0.000 034	−30.4	1.3	−15.3	1.4	2.37	−0.92
PM027-7@09	740	0.002 089	0.072 915	0.281 902	0.000 020	−30.8	0.9	−15.5	0.9	2.38	−0.94
PM027-7@10	740	0.003 175	0.112 580	0.281 975	0.000 020	−28.2	0.9	−13.4	0.9	2.27	−0.90
PM027-7@11	740	0.002 449	0.083 438	0.282 007	0.000 019	−27.0	0.8	−11.9	0.9	2.19	−0.93
PM027-7@12	740	0.001 769	0.061 157	0.282 023	0.000 018	−26.5	0.8	−11.0	0.9	2.14	−0.95
PM027-7@13	740	0.001 700	0.059 541	0.282 070	0.000 019	−24.8	0.9	−9.4	0.9	2.05	−0.95
PM027-7@14	740	0.003 138	0.109 431	0.282 124	0.000 021	−22.9	0.9	−8.1	1.0	1.98	−0.91
流纹岩样品 PM027-10											
PM027-10@01	739	0.000 556	0.022 472	0.281 980	0.000 020	−28.0	0.9	−12.0	0.9	2.19	−0.98
PM027-10@02	739	0.001 322	0.043 633	0.282 020	0.000 021	−26.6	0.9	−10.9	0.9	2.13	−0.96
PM027-10@03	739	0.002 397	0.085 486	0.282 140	0.000 020	−22.4	0.9	−7.2	0.9	1.93	−0.93
PM027-10@04	739	0.003 071	0.107 312	0.282 100	0.000 025	−23.8	1.0	−9.0	1.0	2.03	−0.91
PM027-10@05	739	0.002 876	0.104 603	0.282 051	0.000 025	−25.5	1.0	−10.6	1.1	2.12	−0.91
PM027-10@06	739	0.001 205	0.053 666	0.281 846	0.000 036	−32.7	1.4	−17.1	1.4	2.47	−0.96
PM027-10@07	739	0.002 497	0.084 565	0.281 994	0.000 022	−27.5	0.9	−12.4	1.0	2.22	−0.92
PM027-10@08	739	0.002 664	0.097 001	0.281 947	0.000 022	−29.2	0.9	−14.2	1.0	2.31	−0.92
PM027-10@09	739	0.002 321	0.082 449	0.281 963	0.000 023	−28.6	1.0	−13.5	1.0	2.27	−0.93

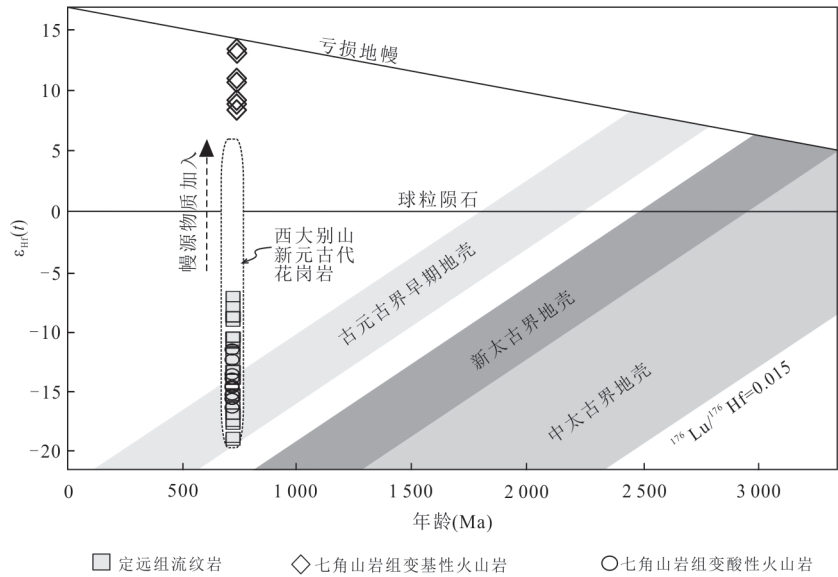


图 5 定远组流纹岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图解

Fig.5 Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age diagram for the rhyolite from the Dingyuan Formation
前寒武纪早期地壳范围依据大陆地壳平均演化线($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$,Griffin *et al.*, 2002)计算. 红安岩群七角山岩组火山岩及西大别地区新元古代花岗岩数据引自 Zhu *et al.*(2019)

入或带出,因此大家更多地依靠 Si、Ti 及其他不活泼

4.2 双峰式火山岩成因

玄武岩一般起源于地幔橄榄岩的部分熔融 (O'Hara, 1965; Green, 1973). 原始岩浆上升演化过程中可能进一步发生结晶分异、同化混染、岩浆混合等作用. 一般认为, 富 Mg 的玄武岩 ($\text{MgO} > 8\%$, $\text{Mg}^\#$ 值介于 0.67~0.73) 可以代表地幔源区产生的玄武质原始岩浆 (McKenzie and Bickle, 1988). 定远组玄武岩的 MgO 含量较低 (3.40%~6.51%), $\text{Mg}^\#$ 值为 0.32~0.59, 暗示其可能经历后期结晶分异或地壳物质混染. 大陆地壳具有亏损 Nb 特征 (Taylor and McLennan, 1985). 遭受了陆壳混染的玄武岩浆通常表现出富集 Th 和 LREE、亏损 Nb、Ta 等元素特征, 其 Nb/Th 值 (< 8) 低于原始地幔值 (Glazner *et al.*, 1991; Said and Kerrich, 2009). 定远组玄武岩 Nb/Th 比值介于 8.82~60.00, 远高于大陆地壳的 Nb/Th 比值, 并表现出亏损 Th 和 Ta 元素特征, 这些特征并不支持玄武岩浆上升过程中受到强烈的陆壳物质混染. 一般 MORB 和 OIB 的 Nb/U 值较高且均一 (37 ± 10), 而陆壳岩石的 Nb/U 值很低 (Hofmann *et al.*, 1986). 定远组玄武岩 Nb/Th 比值

元素来理解岩石成因.

介于 34~102, 同样不支持陆壳物质混染作用. 微量元素与 MgO 关系暗示, 定远组玄武岩的 MnO 、 TiO_2 、 FeO^T 、Th 随 MgO 含量降低, 为负相关关系, SiO_2 和 CaO 随 MgO 变化基本不变, 暗示其可能由母岩浆结晶分异演化形成. 稀土元素配分曲线上, 定远组玄武岩表现出 LREE 富集特征, 亦可能与结晶分异作用有关. Sr-Nd 同位素组成上, 定远组玄武岩初始 Sr 比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$) 介于 0.706 1~0.708 1, 其中两个样品具有正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (3.4 和 2.7), 但一个样品 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为负值 (-6.6), 暗示其成岩过程中可能存在地壳组分加入. 综上, 定远组玄武岩起源于富集地幔物质的部分熔融. 其母岩浆演化过程以分离结晶为主, 可能存在少量陆壳物质混染.

定远组流纹岩具有较高的 SiO_2 (70.06%~75.46%)、总碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.13\% \sim 7.89\%$) 和 Al_2O_3 (12.96%~14.84%) 含量. 其具有低的 $\text{Mg}^\#$ 值 (0.19~0.32), 铝饱和指数 A/CNK 值为 1.05~1.27, 表现为过铝质—强过铝质岩石特征. 据 CIPW 标准矿物计算, 其刚玉含量达 0.94%~3.23%. 这些特征均表明了该流纹岩与 S 型花岗岩的亲缘性. 不明显

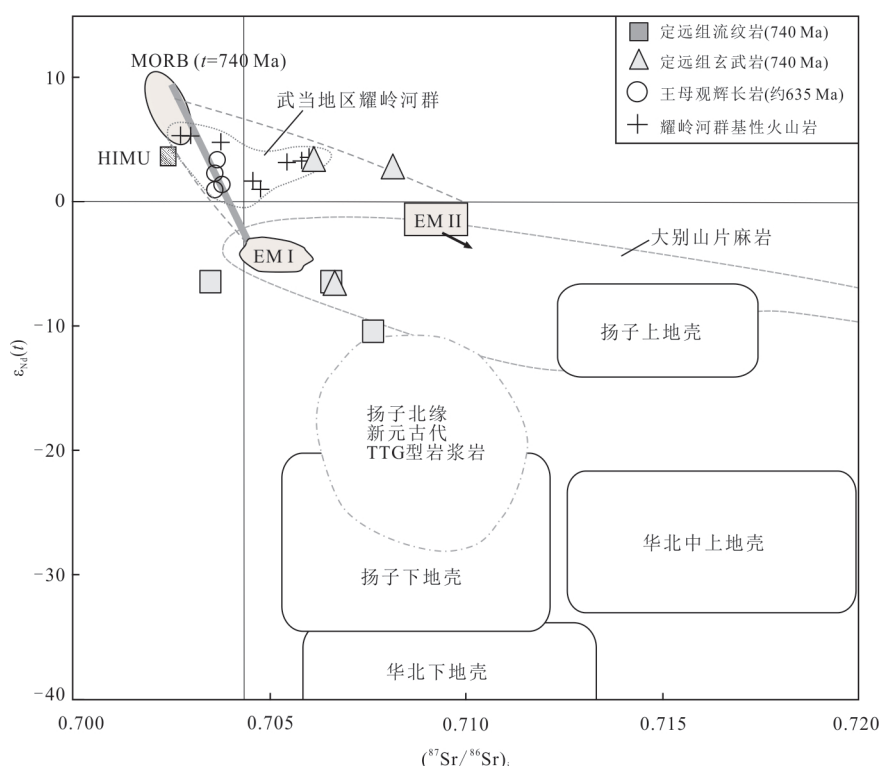


图 6 定远组双峰式火山岩 Sr-Nd 同位素组成

Fig. 6 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram for the bimodal volcanic rocks from the Dingyuan Formation

华北地块下地壳、中上地壳和扬子地块下地壳范围引自 Zhao and Zhou (2009). 大别山片麻岩数据引自 Ma *et al.* (2000). 武当地区耀岭河基性火山岩数据引自 Zhu *et al.* (2014), 西大别地区王母观辉长岩数据由张旗等 (1995) 重新计算 ($t=635$ Ma)

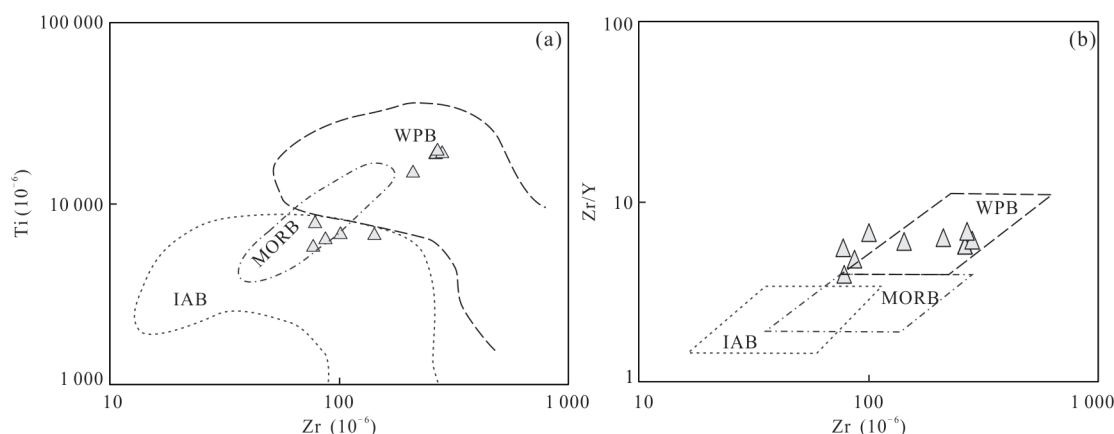


图7 定远组玄武岩Zr—Ti图解(a, 据Pearce, 1982)和Zr—Zr/Y图解(b, 据Pearce and Norry, 1979)

Fig. 7 Zr versus Ti diagram (a) (after Pearce, 1982) and Zr versus Zr/Y diagram (b) (after Pearce and Norry, 1979) for basalt from the Dingyuan Formation

IAB. 岛弧玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; WPB. 板内玄武岩

的Eu异常暗示岩石并未发生较程度结晶分异。该岩石具较低 I_{Sr} 值和负 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值($-10.6 \sim -6.5$), 二阶段Nd模式年龄 $T_{DM2} = 1.95 \sim 2.28$ Ga. Sr-Nd同位素图解上, 样品点落入大别山片麻岩区域(图6)。锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值均为较低的负值(介于 $-19.2 \sim -7.2$, 平均值为 -13.4), 二阶段Hf模式年龄 $T_{DM2} = 1.93 \sim 2.59$ Ga. 其Sr-Nd-Hf同位素组成支持定远组流纹岩母岩浆主要起源扬子古老陆壳物质的部分熔融。

在理解定远组双峰式火山岩成因时, 还需注意几点野外地质现象: (1)同时期玄武岩和流纹岩空间上互层产出; (2)火山喷发韵律从玄武岩溢流相开始, 到流纹岩溢流相, 到酸性爆发—酸性火山碎屑沉积结束; (3)定远—春秋庙典型剖面揭示, 流纹岩在规模上(面积和厚度)大于玄武岩。定远组变玄武岩在Zr—Zr/Y构造环境判别图解上落在板内区域(图7), 在Zr—Ti判别图解上落入板内和MORB区域, 暗示其形成的构造环境应为陆内或陆缘裂解环境。结合岩石成因分析, 定远组流纹岩起源于陆壳物质重熔, 表现出与玄武岩不同的地球化学和同位素特征, 且体量上占优势。因此, 流纹岩和玄武岩可能分别源自不同的母岩浆。另外, 在定远组玄武岩—流纹岩组合中, 流纹岩并没有表现出大的负Eu异常, 也表明该流纹岩并非通过玄武质岩浆结晶分异后形成。定远组可能与其他陆内裂谷环境(如东非裂谷)双峰式火山岩成因类似, 即: 地幔部分熔融产生热的基性母岩浆, 其底侵或上侵使得地壳岩石部分熔融, 产生酸性岩浆, 基性岩浆和酸性岩浆交替喷出即形成双峰式火山岩(Sigurðsson, 1977; Christiansen, 1984)。在幔源基性岩浆演化过程中可

能发生少量陆壳物质混染。

4.3 区域对比和构造演化

4.3.1 与红安岩群双峰式火山岩的对比 红安岩群七角山岩组是西大别地区出露面积较广的一套中级变质岩系, 主要岩性为白云钠长片岩、白云石英片岩、白云钠长片麻岩、变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩等, 其中不含磷锰矿层(徐树桐等, 2010; 邓乾忠等, 2013)。结合野外观察和镜下鉴定认为, 其原岩主要为陆源碎屑沉积岩和双峰式火山岩建造。笔者获得红安岩群七角山岩组双峰式火山建造中酸性端元和基性端元的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄分别为 730 ± 4 Ma和 735 ± 5 Ma(Zhu *et al.*, 2019), 与定远组火山岩系成岩时代基本一致(朱江等, 2019)。然而七角山岩组和定远组的岩石地球化学及Sr-Nd-Hf同位素组成存在差异, 暗示二者岩浆演化过程不同: (1)与定远组对比, 七角山岩组中酸性火山岩的铝饱和指数A/CNK值($1.29 \sim 1.48$)更高, 表现出强过铝质特征(Zhu *et al.*, 2019)。其在稀土元素配分曲线上负Eu异常比较明显($\delta Eu = 0.56 \sim 0.66$, 而定远组流纹岩为 $0.65 \sim 0.86$); 在微量元素蛛网图上Nb、Ta和Sr元素亏损更强烈, 这些特征暗示该岩石经历了更高分离结晶作用。七角山岩组和定远组流纹岩锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围为 $-19.2 \sim -7.2$, 暗示二者均主要起源于扬子古老陆壳物质。定远组流纹岩锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围要大于七角山岩组酸性端元(图5), 暗示其源区组成更复杂, 可能与陆壳不同组分物质重熔有关。(2)七角山岩组基性端元在稀土元素配分曲线较为平坦, 轻重稀土分馏不明显, $(La/Yb)_N$ 值介于 $2.34 \sim 2.52$, 锆

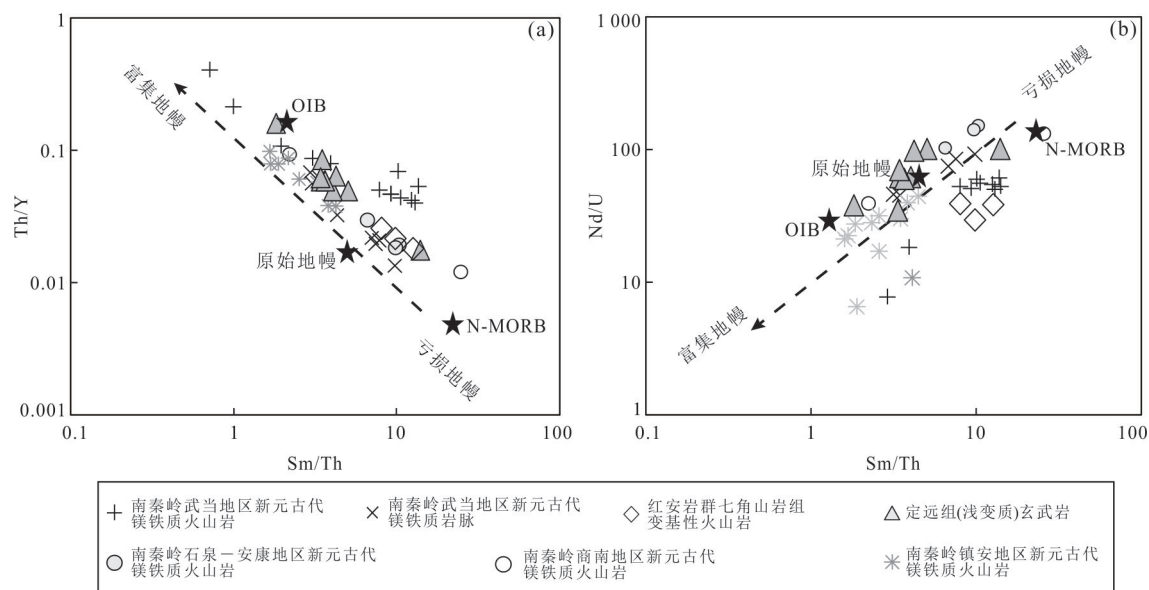


图 8 定远组玄武岩 Th/Y—Sm/Th(a)和 Nd/U—Sm/Th 图解(b)(据 Zhao and Zhou, 2009; Zhu *et al.*, 2019)

Fig.8 Th/Y versus Sm/Th(a) and Nd/U versus Sm/Th (b) diagrams for basalt from the Dingyuan Formation (after Zhao and Zhou, 2009; Zhu *et al.*, 2019)

原始地幔、洋岛玄武岩和正常洋中脊玄武岩数据引自 Sun and McDonough (1989), 南秦岭地区和红安岩群幔源基性岩数据引自 Zhao and Zhou (2009) 和 Zhu *et al.* (2019). OIB. 洋岛玄武岩, N-MORB. 正常洋中脊玄武岩

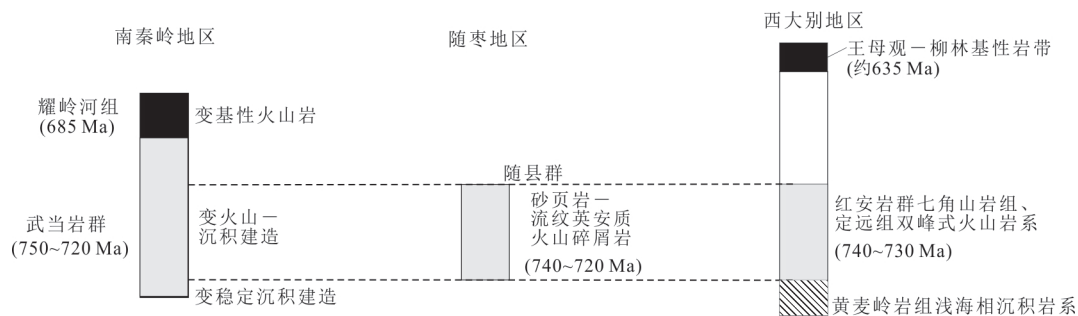


图 9 扬子陆块北缘南秦岭、随枣和大别地区新元古界岩系记录联系对比

Fig.9 Stratigraphic correlation diagram of Neoproterozoic rock series in the South Qinling, Suizhou-Zhaoyang, and Dabie areas

武当岩群和耀岭河组年龄引自凌文黎等(2007); Zhu *et al.* (2014); 随县群年龄引自 Yang *et al.* (2016); 七角山岩组和定远组年龄引自 Zhu *et al.* (2019); 朱江等(2019); 王母观基性岩年龄数据引自刘贻灿等(2006)

石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为较高的正值 (+8.3~+13.2, Zhu *et al.*, 2019), 母岩浆可能起源于较亏损地幔物质的部分熔融. 因此, 尽管具有相似的成岩年龄和构造背景, 红安岩群七角山岩组和定远组双峰式火山岩酸性端元均起源于扬子陆壳物质, 但结晶分异程度不同; 基性岩浆源区性质存在差异 (前者更倾向亏损地幔, 后者起源于富集地幔, 图 8), 可能为相同动力学背景下不同壳幔圈层演化的产物. 岩石圈拉张程度越大, 软流圈地幔组分对幔源基性岩浆源区的贡献越大.

4.3.2 与区域幔源基性岩对比 扬子地块北缘、南

秦岭及大别山地区发育有大量新元古代岩浆岩记录, 如耀岭河群火山岩、汉南和武当地区镁铁质—超镁铁质岩、大别地区变质花岗岩等 (李怀坤等, 2003; 蔡志勇等, 2007; 凌文黎等, 2007; Zhu *et al.*, 2014; Luo *et al.*, 2018). 其成岩环境长期存在“大陆裂谷” (Li *et al.*, 2003, 2010; Wang and Li, 2003; Wang *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2016) 和“洋岛—弧后盆地” (Dong *et al.*, 2012; Zhu *et al.*, 2014; Dong and Santosh, 2016; Luo *et al.*, 2018) 观点的争议. 岩石地球化学分析表明定远组玄武岩形成于陆内或陆缘裂解环境, 这与笔者前文 (朱江等, 2019) 所

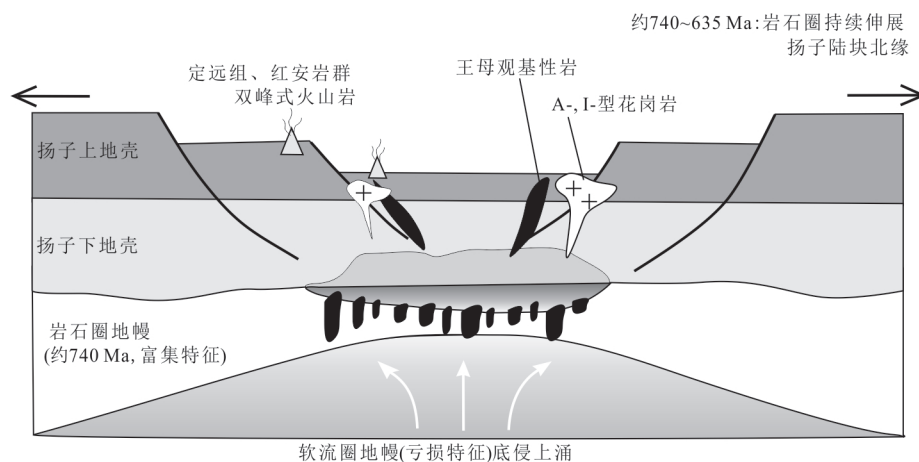


图10 扬子陆块北缘大别地区新元古代740~635 Ma地质构造模式

Fig.10 Schematic model showing the extensional setting with magmatism during 740 to 635 Ma in the Dabie area, northern margin of the Yangtze block

述区域地质观察证据相印证(图9),进一步支持扬子陆块北缘新元古代800~720 Ma的“大陆裂谷”动力学模型(Li *et al.*, 2003, 2010; Wang and Li, 2003; Wang *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2016). 定远组幔源玄武岩同位素特征显示其岩浆源区为富集岩石圈地幔,并表现出DMM和EMII混合的特征,这可能与新元古代早期扬子北缘洋壳俯冲消减以及陆源沉积物再循环进入软流圈地幔有关. 大别山和南秦岭新元古代中期740 Ma左右幔源基性岩浆的Sr-Nd同位素组成表现出DMM、EMII和EMI多端元组分混合的富集地幔源区特征(Zhao and Zhou, 2009; Zhu *et al.*, 2014),暗示其处于统一的深部动力学演化.

沿大别山北缘的柳林一定远—王母观—苏家河一带出露一条 NWW 走向基性岩带, 长度约 100 km, 由十余处岩体组成, 岩性以辉长岩为主。其中规模较大者有王母观橄榄辉长岩体和柳林辉长岩体等。基于 SHRIMP U-Pb 测年, 前人获得王母观橄榄辉长岩和柳林辉长岩的岩浆锆石 U-Pb 年龄分别为 635 ± 5 Ma 和 611 ± 13 Ma (刘贻灿等, 2006; 陈玲等, 2006)。岩石地球特征暗示其形成于板内环境, 代表了大别地区新元古代晚期 (约 635 Ma) 陆内裂解—岩浆事件 (张旗等, 1995; 陈玲等, 2006; 刘贻灿等, 2006)。王母观辉长岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +0.66 \sim +2.26$, 显示其源区亲近于弱亏损地幔, 具有 DMM、EMI 和 EMII 混合的特征 (图 6, 据张旗等 (1995) 重新计算)。通过对比定远组 (约 740 Ma)、七角山岩组 (约 730 Ma) 和王母观 (约 635 Ma) 基性岩同位素组成, 笔者勾画出西大别地区在 740~

635 Ma 期间岩石圈地幔表现出从富集地幔向弱亏损地幔演化的趋势,但这一推测还需要更多西大别新元古代幔源基性岩研究证实。

综合认为,新元古代早期的洋壳俯冲消减作用导致了扬子北缘岩石圈地幔具有富集地幔多端元混合特征。新元古代中期到晚期(740~635 Ma),西大别地区处于岩石圈长期伸展的构造演化,并伴随软流圈地幔的底侵上涌,表现出双峰式火山岩、A型花岗岩和各类基性岩脉等岩浆热事件以及陆源浅海相沉积记录(图10,陈玲等,2006;刘贻灿等,2006;毛新武等,2016;徐树桐等,2010;朱江等,2019;Zhu *et al.*, 2019)。新元古代晚期,岩石圈地幔中亏损地幔组分增加可能与亏损软流圈地幔底侵上涌有关。

5 结论

(1) 定远组双峰式火山建造中流纹岩具有高硅、富碱、过铝质特征, 表现了与 S 型花岗岩的亲缘性. 结合 Sr-Nd-Hf 同位素组成认为, 其岩浆主要起源扬子古老陆壳物质的部分熔融.

(2)定远组玄武岩的原始岩浆可能起源于富集地幔物质的部分熔融.该玄武质岩浆演化过程以分离结晶为主,可能存在少量陆壳物质混染.

(3)大别山地区和南秦岭在新元古代中期具有统一的深部动力学背景,处于伸展拉张构造体制.大别山地区岩石圈地幔(740 Ma左右)具有富集地幔特征,可能是新元古代早期洋壳俯冲消减作用所导致.

致谢:湖北省地质局第六地质大队刘锦明和张闯协助完成了野外调查和剖面测量工作;审稿专家对论文修改提出了宝贵建议,在此致以衷心感谢。

References

- Blichert-Toft, J., Chauvel, C., Albarède, F., 1997. Separation of Hf and Lu for High-Precision Isotope Analysis of Rock Samples by Magnetic Sector-Multiple Collector ICP-MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(3): 248–260. <https://doi.org/10.1007/s004100050278>
- Cai, Z. Y., Xiong, X. L., Luo, H., et al., 2007. Forming Age of the Volcanic Rocks of the Yaolinghe Group from Wudang Block, Southern Qinling Mountain: Constraint from Grain-Zircon U-Pb Dating. *Acta Geologica Sinica*, 81(5): 620–625(in Chinese with English abstract).
- Chen, L., Ma, C. Q., She, Z. B., et al., 2006. Liulin Gabbro in the Beihuaiyang Tectonic Belt of the Dabie Orogen: A Witness of the Late Neoproterozoic Rifting Event. *Earth Science*, 31(4): 578–584(in Chinese with English abstract).
- Christiansen, R. L., 1984. Yellowstone Magmatic Evolution: Its Bearing on Understanding Large-Volume Explosive Volcanism. In: Tait, S., ed., *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards*. National Academy Press, Washington D.C., 84–95.
- Deng, Q. Z., Li, X. W., Deng, Z., et al., 2013. Further Discussion on Stratigraphic Sequence of Hong'an Group and Relevant Problems. *Resources Environment & Engineering*, 27(2): 125–132(in Chinese with English abstract).
- Dong, Y. P., Liu, X. M., Santosh, M., et al., 2012. Neoproterozoic Accretionary Tectonics along the Northwestern Margin of the Yangtze Block, China: Constraints from Zircon U-Pb Geochronology and Geochemistry. *Precambrian Research*, 196–197: 247–274. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.007>
- Dong, Y. P., Santosh, M., 2016. Tectonic Architecture and Multiple Orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China. *Gondwana Research*, 29(1): 1–40. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.06.009>
- Glazner, A. F., Farmer, G. L., Hughes, W. T., et al., 1991. Contamination of Basaltic Magma by Mafic Crust at Amboy and Pishgah Craters, Mojave Desert, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8): 13673–13691. <https://doi.org/10.1029/91jb00175>
- Green, D. H., 1973. Experimental Melting Studies on a Model Upper Mantle Composition at High Pressure under Water-Saturated and Water-Undersaturated Conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(1): 37–53. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90176-3](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90176-3)
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., et al., 2002. Zircon Chemistry and Magma Mixing, SE China: In Situ Analysis of Hf Isotopes, Tonglu and Pingtan Igneous Complexes. *Lithos*, 61(3–4): 237–269. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(02\)00082-8](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00082-8)
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., et al., 1986. Nb and Pb in Oceanic Basalts: New Constraints on Mantle Evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1–2): 33–45. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90038-5)
- Hu, Z. C., Liu, Y. S., Gao, S., et al., 2012. Improved In Situ Hf Isotope Ratio Analysis of Zircon Using Newly Designed X Skimmer Cone and Jet Sample Cone in Combination with the Addition of Nitrogen by Laser Ablation Multiple Collector ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 27(9): 1391. <https://doi.org/10.1039/c2ja30078h>
- Le Maitre, R. W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193.
- Li, H. K., Lu, S. N., Chen, Z. H., et al., 2003. Zircon U-Pb Geochronology of Rift-Type Volcanic Rocks of the Yaolinghe Group in the South Qinling Orogen. *Geological Bulletin of China*, 22(10): 775–781(in Chinese with English abstract).
- Li, S., Han, W., Huang, F., et al., 1998. Sm-Nd and Rb-Sr Ages and Geochemistry of Volcanics from the Dingyuan Formation in Dabie Mountains, Central China: Evidence to the Paleozoic Magmatic Arc. *Scientia Geologica Sinica*, 7(4): 461–470.
- Li, X. H., Li, W. X., Li, Q. L., et al., 2010. Petrogenesis and Tectonic Significance of the ~850 Ma Gangbian Alkaline Complex in South China: Evidence from In Situ Zircon U-Pb Dating, Hf-O Isotopes and Whole-Rock Geochemistry. *Lithos*, 114(1–2): 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.07.011>
- Li, X. H., Li, Z. X., Ge, W., et al., 2003. Neoproterozoic Granitoids in South China: Crustal Melting above a Mantle Plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122(1–4): 45–83. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(02\)00207-3](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(02)00207-3)
- Liew, T. C., Hofmann, A. W., 1988. Precambrian Crustal Components, Plutonic Associations, Plate Environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indica-

- tions from a Nd and Sr Isotopic Study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2): 129–138. <https://doi.org/10.1007/bf00402106>
- Ling, W. L., Ren, B. F., Duan, R. C., et al., 2007. Timing of the Wudangshan, Yaolinghe Volcanic Sequences and Mafic Sills in South Qinling: U–Pb Zircon Geochronology and Tectonic Implication. *Chinese Science Bulletin*, 52(12):1445–1456 (in Chinese)
- Liu, X., Wei, C., Li, S., et al., 2004. Thermobaric Structure of a Traverse across Western Dabieshan: Implications for Collision Tectonics between the Sino–Korean and Yangtze Cratons. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 361–379. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00519.x>
- Liu, Y. C., Li, S. G., Gu, X. F., et al., 2006. Zircon SHRIMP U–Pb Dating for Olivine Gabbro at Wangmuguan in the Beihuaiyang Zone and Its Geological Significance. *Chinese Science Bulletin*, 51(18):2175–2180 (in Chinese).
- Liu, Y. C., Liu, L. X., Gu, X. F., et al., 2010. Occurrence of Neoproterozoic Low-Grade Metagranite in the Western Beihuaiyang Zone, the Dabie Orogen. *Chinese Science Bulletin*, 55(30): 3490–3498(in Chinese).
- Luo, B. J., Liu, R., Zhang, H. F., et al., 2018. Neoproterozoic Continental Back-Arc Rift Development in the Northwestern Yangtze Block: Evidence from the Hannan Intrusive Magmatism. *Gondwana Research*, 59: 27–42. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.03.012>
- Ma, C., Ehlers, C., Xu, C., et al., 2000. The Roots of the Dabieshan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Terrane: Constraints from Geochemistry and Nd–Sr Isotope Systematics. *Precambrian Research*, 102(3–4): 279–301.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)1010635:TD0G>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)1010635:TD0G>2.3.CO;2)
- Mao, X. W., Chen, C., Chen, M., et al., 2016. Detrital-Zircon Geochronology for the Metasedimentary Rocks of Hong'an Group Huangmailing Formation in the Northern Hubei and Its Geological Significance. *Geological Science and Technology Information*, 35(3): 49–55, 86 (in Chinese with English abstract).
- McKenzie, D., Bickle, M. J., 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3): 625–679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>
- O'Hara, M. J., 1965. Primary Magmas and the Origin of Basalts. *Scottish Journal of Geology*, 1(1): 19–40. <https://doi.org/10.1144/sjg01010019>
- Pearce, J., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R. S., ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, 525–548.
- Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33–47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Said, N., Kerrich, R., 2009. Geochemistry of Coexisting Depleted and Enriched Parana Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence for a Heterogeneous Mantle Plume Event. *Precambrian Research*, 174(3–4): 287–309. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.08.002>
- Sigurdsson, H., 1977. Generation of Icelandic Rhyolites by Melting of Plagiogranites in the Oceanic Layer. *Nature*, 269: 25–28. <https://doi.org/10.1038/269025a0>
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific, Oxford.
- Wang, J., Li, Z. X., 2003. History of Neoproterozoic Rift Basins in South China: Implications for Rodinia Break-up. *Precambrian Research*, 122(1–4): 141–158. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00209-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00209-7)
- Wang, X. C., Li, Z. X., Li, X. H., et al., 2011. Geochemical and Hf–Nd Isotope Data of Nanhua Rift Sedimentary and Volcaniclastic Rocks Indicate a Neoproterozoic Continental Flood Basalt Provenance. *Lithos*, 127(3/4): 427–440. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.020>
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20:325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., 2013. Tectonic Evolution of a Composite Collision Orogen: An Overview on the Qinling–Tongbai–Hong'an–Dabie–Sulu Orogenic Belt in Central China. *Gondwana Research*, 23(4): 1402–1428. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.09.007>
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Tang, J., et al., 2007. Zircon U–Pb Dating of Water–Rock Interaction during Neoproterozoic

- zoic Rift Magmatism in South China. *Chemical Geology*, 246(1/2): 65–86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.09.004>
- Xu, H. J., Ma, C. Q., Zhang, J. F., et al., 2013. Early Cretaceous Low-Mg Adakitic Granites from the Dabie Orogen, Eastern China: Petrogenesis and Implications for Destruction of the Over-Thickened Lower Continental Crust. *Gondwana Research*, 23(1): 190–207. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.12.009>
- Xu, S. T., Wu, W. P., Lu, Y. Q., et al., 2010. Low-Grade Metamorphic Rocks in Southern Dabie Mt.: The Susong and Zhangbaling Group. *Geology of Anhui*, 20(1): 5–13 (in Chinese with English abstract).
- Xue, H. M., Ma, F., Song, Y. Q., 2011. Geochemistry and SHRIMP Zircon U-Pb Data of Neoproterozoic Metamagmatic Rocks in the Suizhou-Zaoyang Area, Northern Margin of the Yangtze Craton, Central China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(4): 1116–1130 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Y. N., Wang, X. C., Li, Q. L., et al., 2016. Integrated in Situ U-Pb Age and Hf-O Analyses of Zircon from Suixian Group in Northern Yangtze: New Insights into the Neoproterozoic Low- $\delta^{18}\text{O}$ Magmas in the South China Block. *Precambrian Research*, 273: 151–164. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.008>
- Ye, B. D., Jian, P., Xu, J. W., et al., 1993. Sujiahe Convergent Belt in Northern Tongbai-Dabie Orogen and Its Constitution and Evolution. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Zhang, C., Ma, C. Q., 2008. Large-Scale Late Mesozoic Magmatism in the Dabie Mountain: Constraints from Zircon U-Pb Dating and Hf Isotopes. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 28(4): 71–79 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, G. W., Zhang, B. R., Yuan, X. C., et al., 2001. Qinling Orogenic Belt and Continent Dynamics. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhang, Q., Ma, W. P., Jin, W. J., et al., 1995. Geochemistry and Tectonic Significance of Post-Tectonic Gabbro from Wangmuguan of Xinxian County, Henan Province. *Geochimica*, 24(4): 341–350 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., 2009. Remelting of Subducted Continental Lithosphere: Petrogenesis of Mesozoic Magmatic Rocks in the Dabie-Sulu Orogenic Belt. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(9): 1295–1318. <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0134-8>
- Zhao, J. H., Zhou, M. F., 2009. Secular Evolution of the Neoproterozoic Lithospheric Mantle underneath the Northern Margin of the Yangtze Block, South China. *Lithos*, 107(3–4): 152–168. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.017>
- Zheng, Y. F., Fu, B., Gong, B., et al., 2003. Stable Isotope Geochemistry of Ultrahigh Pressure Metamorphic Rocks from the Dabie – Sulu Orogen in China: Implications for Geodynamics and Fluid Regime. *Earth-Science Reviews*, 62(1–2): 105–161. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(02\)00133-2](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(02)00133-2)
- Zheng, Y. F., Gong, B., Zhao, Z. F., et al., 2008. Zircon U-Pb Age and O Isotope Evidence for Neoproterozoic Low ^{18}O Magmatism during Supercontinental Rifting in South China: Implications for the Snowball Earth Event. *American Journal of Science*, 308(4): 484–516. <https://doi.org/10.2475/04.2008.04>
- Zhong, Z. Q., Suo, S. T., You, Z. D., et al., 2001. Major Constituents of the Dabie Collisional Orogenic Belt and Partial Melting in the Ultrahigh-Pressure Unit. *International Geology Review*, 43(3): 226–236. <https://doi.org/10.1080/00206810109465010>
- Zhu, J., Peng, S. G., Peng, L. H., et al., 2019. Geochronology of Bimodal Volcanic Rocks from Dingyuan Formation in Western Dabie Orogen, Central China: Implications for Extension during Breakup of Rodinia. *Earth Science*, 44(2): 355–365 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, J., Wang, L., Peng S., et al., 2017. U-Pb Zircon Age, Geochemical and Isotopic Characteristics of the Miaoya Syenite and Carbonatite Complex, Central China. *Geological Journal*, 52(6): 938–954. <https://doi.org/10.1002/gj.2859>
- Zhu, J., Wu, B., Wang, L. X., et al., 2019. Neoproterozoic Bimodal Volcanic Rocks and Granites in the Western Dabie Area, Northern Margin of Yangtze Block, China: Implications for Extension during the Break-up of Rodinia. *International Geology Review*, 61(11): 1370–1390. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1512058>
- Zhu, X. Y., Chen, F. K., Nie, H., et al., 2014. Neoproterozoic Tectonic Evolution of South Qinling, China: Evidence from Zircon Ages and Geochemistry of the Yaolinghe Volcanic Rocks. *Precambrian Research*, 245: 115–130. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.02.005>

附中文参考文献

- 蔡志勇, 熊小林, 罗洪, 等, 2007. 武当地块耀岭河群火山岩的时代归属: 单锆石 U-Pb 年龄的制约. *地质学报*, 81(5):

- 620—625.
- 陈玲,马昌前,余振兵,等,2006.大别山北淮阳构造带柳林辉长岩:新元古代晚期裂解事件的记录.地球科学,31(4):578—584.
- 邓乾忠,李雄伟,邓喆,等,2013.再论红安群地层序列与有关问题.资源环境与工程,27(2):125—132.
- 李怀坤,陆松年,陈志宏,等,2003.南秦岭耀岭河群裂谷型火山岩锆石U-Pb年代学.地质通报,22(10):775—781.
- 凌文黎,任邦方,段瑞春,等,2007.南秦岭武当山群、耀岭河群及基性侵入岩群锆石U-Pb同位素年代学及其地质意义.科学通报,52(12):1445—1456.
- 刘貽灿,李曙光,古晓锋,等,2006.北淮阳王母观橄榄辉长岩锆石SHRIMP U-Pb年龄及其地质意义.科学通报,51(18):2175—2180.
- 刘貽灿,刘理湘,古晓锋,等,2010.大别山北淮阳带西段新元古代浅变质花岗岩的发现及其大地构造意义.科学通报,55(24):2391—2399.
- 毛新武,陈超,陈冕,等,2016.鄂北红安群黄麦岭组变沉积岩碎屑锆石年代学及地质意义.地质科技情报,35(3):49—55,86.
- 徐树桐,吴维平,陆益群,等,2010.大别山南部的低级变质岩:宿松群和张八岭群.安徽地质,20(1):5—13.
- 薛怀民,马芳,宋永勤,2011.扬子克拉通北缘随(州)—枣(阳)地区新元古代变质岩浆岩的地球化学和SHRIMP锆石U-Pb年代学研究.岩石学报,27(4):1116—1130.
- 叶伯丹,简平,许俊文,等,1993.桐柏—大别造山带北坡苏家河地体拼接带及其构成和演化.武汉:中国地质大学出版社.
- 张超,马昌前,2008.大别山晚中生代巨量岩浆活动的启动:花岗岩锆石U-Pb年龄和Hf同位素制约.矿物岩石,28(4):71—79.
- 张国伟,张本仁,袁学诚,等,2001.秦岭造山带与大陆动力学.北京:科学出版社.
- 张旗,马文璞,金唯俊,等,1995.一个造山后的辉长岩—河南新县王母观岩体的地球化学特征.地球化学,24(4):341—350.
- 朱江,彭三国,彭练红,等,2019.扬子陆块北缘西大别地区定远组双峰式火山岩U-Pb年代学及其地质构造意义.地球科学,44(2):355—365.