

华南早古生代花岗岩中暗色包体的成因: 岩石学、地球化学和锆石年代学证据

关义立^{1,2}, 袁超¹, 龙晓平¹, 张运迎^{1,2}, 王鑫玉^{1,2},
黄宗莹^{1,2}, 陈蓓^{1,2}, 曲少东³

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049; 3.中煤科工集团西安研究院有限公司, 陕西 西安 710054)

摘要: 早古生代是华南构造演化和陆内造山过程的关键时期。在扬子板块的东缘, 早古生代花岗岩发育大量暗色包体。该地区的宏夏桥岩体(434 Ma)为 I-型花岗闪长岩, 其中的暗色包体具有细粒岩浆结构, 形态以椭圆形和水滴状为主, 与寄主岩的接触界线清晰。与寄主岩相比, 暗色包体具有较低的 SiO_2 (52.19%~58.72%)含量, 较高的 MgO (2.98%~9.28%)、 Fe_2O_3^T (6.17%~8.35%)和 CaO (5.08%~6.91%)含量, 相似的全碱含量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=3.79\%\sim 5.92\%$)。岩相学和地球化学特征显示这些暗色包体为典型的镁铁质微粒包体(MME)。寄主岩与暗色包体之间的互相包裹关系说明它们可能是近同时间形成的, 暗色包体的锆石 U-Pb 年龄(~430 Ma)与寄主岩年龄(434 Ma)的相接近也支持这一解释。部分斜长石贯穿包体与寄主岩之间的边界, 寄主岩中部分斜长石被细粒的黑云母环绕, 暗色包体中含有大量的针状磷灰石。电子探针数据显示暗色包体中的斜长石斑晶具有反环带特征。这些现象均呈现出高温的基性岩浆注入到低温的酸性岩浆并发生岩浆混合作用的特点。高的 Ni(12~171 $\mu\text{g/g}$)、Cr(69~424 $\mu\text{g/g}$)含量, 高 $\text{Mg}^\#$ (>60)值, 以及低的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-2~-15)表明暗色包体可能来源于富集的岩石圈地幔, 与华夏板块同时期辉长岩和玄武岩的源区特征一致。因此, 我们认为早古生代华南板块东部地区(扬子板块东缘+华夏板块)存在一个广泛的受古俯冲板块交代过的岩石圈地幔, 并于 430 Ma 左右发生了部分熔融。通过对宏夏桥岩体中 MME 的成因研究, 我们认为华南早古生代大面积花岗岩的形成可能经历了如下过程: 早古生代造山后的伸展垮塌导致了被古俯冲板片交代的岩石圈地幔发生部分熔融, 这些高温的地幔熔体底侵于中下地壳, 使中下地壳发生大规模的部分熔融, 在伸展背景下形成了面状分布的华南早古生代花岗岩。在花岗岩形成过程中, 地幔物质不仅有热量的供应, 而且有物质的直接参与。

关键词: 华南; 早古生代; 陆内造山; 暗色包体; 岩浆混合; 富集岩石圈地幔; 底垫

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)01-0109-016

0 引言

华南东部的早古生代造山带是一个特殊的陆内造山带(Faure et al., 2009; Charvet et al., 2010; Li et

al., 2010; Wang et al., 2013a), 其早古生代陆内造山过程不仅使前泥盆纪地层发生了强烈的变形和变质, 而且导致了大面积 S-型花岗岩的形成。近期的研究发现, 华南早古生代造山带中还发育有少量的基性

收稿日期: 2013-11-22; 改回日期: 2014-04-13

项目资助: 国家自然科学基金项目(41073031)和中国科学院知识创新项目(KZCX2-YWQ08-3-6)联合资助。

第一作者简介: 关义立(1984-), 男, 博士研究生, 岩石地球化学方向。Email: guanyili@gig.ac.cn

岩(玄武岩和辉长岩)(Yao et al., 2012; Wang et al., 2013b)和 I-型花岗岩(Li et al., 2012; Huang et al., 2013; Zhao et al., 2013)。对于早古生代的基性岩和花岗岩之间的成因关系仍然不清楚,如地幔物质是否参与了花岗岩的形成过程,还是仅仅提供了热源?这些问题的解决对花岗岩的成因和演化过程的解析至关重要。

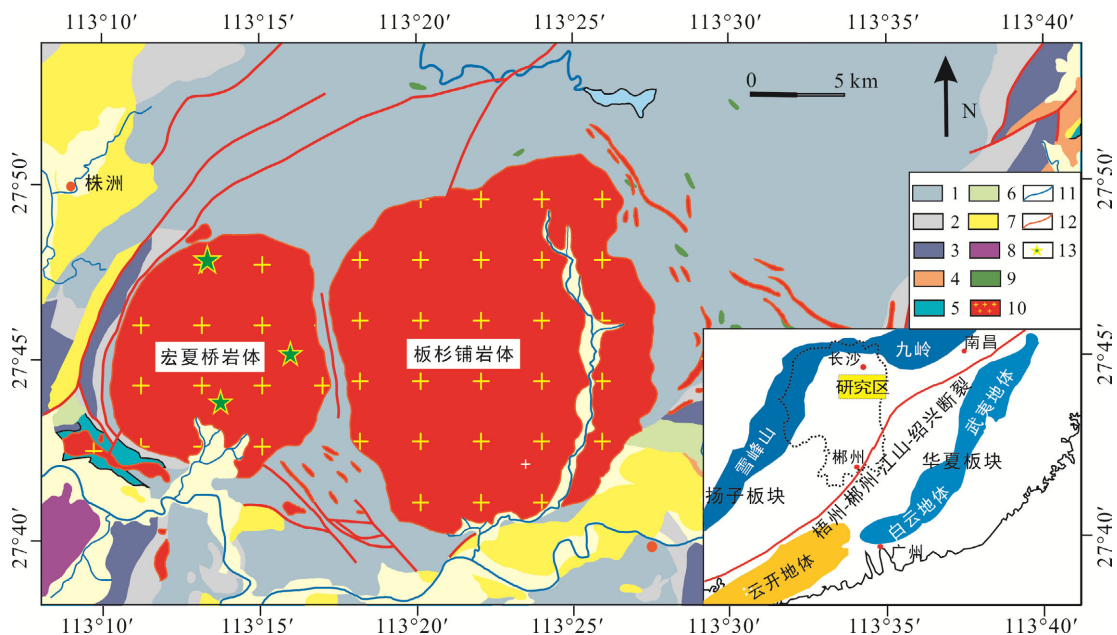
花岗岩的形成常与幔源岩浆的底侵有关(Warren and Ellis, 1996; Seghedi et al., 2004; Zhao et al., 2009)。然而,对于华南早古生代花岗岩的形成,目前并没有发现地幔岩浆与花岗岩直接作用的证据。花岗岩岩体中往往含有大量的包体,包括捕掳体、残留体、镁铁质微粒包体和析离体等。其中,镁铁质微粒包体(MME)代表了岩浆混合的产物,普遍出现在钙碱性花岗质岩石中(Didier and Barbarin, 1991),这些镁铁质包体能够为钙碱性花岗质岩浆的起源和演化提供重要的证据(Barbarin, 2005)。岩浆混合作用往往伴随着大量的物质交换,掩盖了岩浆源区的部分地球化学信息。然而,岩石学和锆石 Hf 同位素证据能够在岩浆演化过程中得到很好的保存,可以作为判断岩浆混合作用发生的依据(Janoušek et al., 2004)。在没有基性岩体和基性岩墙出露的情况下,成分变化较小的暗色包体被用作近似代表原始岩浆。

尽管前人对华南早古生代花岗岩有过相关研究,但是花岗岩体中的暗色包体却未引起足够的重视(Zhang et al., 2012a)。我们选择扬子东缘的宏夏桥 I-型花岗闪长岩中的暗色包体作为研究对象(图 1),通过岩石学、锆石 U-Pb 年代学和地球化学等多种手段对暗色包体的成因进行了全面细致的研究,并探讨了华南早古生代陆内造山带中大面积花岗岩的岩石成因。

1 地质概况和样品描述

1.1 地质概况

华南板块由东南部的华夏板块和西北部的扬子板块组成,它们被近 NE-SW 走向的江山-绍兴断裂带分开。新元古代以前,扬子板块和华夏板块是两个独立的块体,具有不同的地质演化历史。扬子板块具有太古宙基底(Gao et al., 1999),而华夏板块的基底主要为中-新元古代物质(Wan et al., 2007; Wang et al., 2007b)。格林威尔期造山作用使扬子板块与华夏板块沿江山-绍兴断裂带拼合到一起形成统一的华南板块。格林威尔造山后的伸展垮塌形成了南华裂谷并导致了大量的裂谷岩浆作用(Zheng et al., 2008),但是这个裂谷并没有完全地撕开华南陆块,被称作“failed rift”(Li et al., 2010)。新元古代(~750 Ma)



1. 新元古界变质沉积岩; 2. 泥盆系; 3. 石炭系; 4. 二叠系; 5. 三叠系; 6. 侏罗系; 7. 白垩系; 8. 古近系; 9. 辉长岩脉; 10. 花岗闪长岩; 11. 河流; 12. 断层; 13. 采样点。

图 1 研究区地质简图及采样点

Fig.1 Geological schematic map of the studied area and sample locations

到奥陶纪, 华南陆块处于岩浆活动平静期, 接受了连续的沉积作用。早古生代陆内造山事件不仅导致了南华裂谷的最终闭合, 而且造成了前泥盆纪地层的严重变形和变质, 以及大面积花岗岩的形成。挤压造山作用使地壳不断抬升, 导致了华南陆块, 特别是华南陆块东部地区的志留系大面积缺失。泥盆系则不整合覆盖在前泥盆纪的地层和火成岩之上。早古生代之后, 华南陆块东部地区又遭受了两期强烈的构造热事件, 即中生代的印支期和燕山期陆内造山作用, 它们强烈改造了华南前中生代的地壳, 并形成了大面积的火成岩(Wang et al., 2013a)。

华南早古生代陆内造山带的核部位于武夷-云开地区(Li et al., 2010), 而扬子东缘则处于华南早古生代造山带的翼部。造山带内早古生代花岗岩呈东多西少的趋势, 呈面状分布, 以 S-型花岗岩为主。近期的研究发现, 华南早古生代陆内造山带内还存在同时期的玄武岩和辉长岩以及基性杂岩体, 被认为是地幔参与造山事件的证据。这些基性岩具有富集地幔的特征, 被认为是交代的岩石圈地幔发生部分熔融的产物(Yao et al., 2012; Wang et al., 2013b; Zhong et al., 2013)。但是, 在花岗岩中却很难找到地幔物质参与的直接证据。随着研究的深入, 华南早古生代的 I-型花岗岩也相继被报道(Li et al., 2012; Huang et al., 2013; Zhao et al., 2013)。这些 I-型花岗岩主要为块状黑云母花岗岩、角闪石黑云母花岗岩和花岗闪长岩。

1.2 宏夏桥岩体概况(寄主岩)

宏夏桥岩体位于江山-绍兴断裂带以西的扬子板块东缘, 行政区域上位于湖南省东北部(图 1)。岩体呈眼球状, 主要由灰白色中粒花岗闪长岩组成, 出露面积大约为 111 km²。岩体侵入到新元古代的冷家溪群中, 其侵位年龄为 434.3 Ma (关义立等, 2013), 被泥盆系不整合覆盖。岩体主要矿物组成为: 石英(10%~20%), 斜长石(40%~50%), 钾长石(10%~20%), 黑云母(5%~15%), 角闪石(10%~15%)。副矿物以锆石、磷灰石和 Fe-Ti 氧化物为主, 属于 I-型高钾钙碱性花岗闪长岩(关义立等, 2013)。

1.3 暗色包体描述

宏夏桥岩体内部产出有大量形状大小各异的暗色包体(图 2)。暗色包体主要由灰黑色细粒的闪长质岩石组成, 形态以椭圆和水滴状为主(图 2a、b), 包体大小从几厘米到几十厘米不等。此外, 岩体边部可见零星的棱角状变沉积岩捕虏体(图 2c)。包体与

寄主岩之间的界线清晰, 部分包体具有过渡带(图 2d)或者反向脉(图 2f), 也有包体中包裹有寄主岩(图 2e)。暗色包体与寄主岩中的矿物种类大致相同, 主要为斜长石、碱性长石、石英、黑云母和角闪石, 暗色包体中镁铁质矿物(角闪石和黑云母)含量更高, 为块状构造, 似斑状结构, 似斑晶主要为板状斜长石和碱性长石(图 3a~c), 也存在少量的粒状石英和黑云母斑晶(图 3d~e), 基质主要为长条状斜长石、长柱状角闪石、片状黑云母和粒状石英(图 3)。这种特征与寄主岩的等粒结构和块状构造形成鲜明对比。包体中的斑晶多大于 1.5 mm, 基质颗粒则多小于 0.5 mm。斑晶在包体中的比例为 10%~20%, 基质中斜长石为 30%~50%, 角闪石为 10%~30%, 黑云母为 10%~30%, 石英为 1%~3%, 副矿物以磷灰石和不透明的钛铁氧化物为主。暗色包体中碱性长石斑晶和石英斑晶中多包裹有细小自形的角闪石、黑云母和斜长石小颗粒(图 3a, b, d), 黑云母似斑晶则为筛孔状, 筛孔中充填石英、长石和铁质氧化物(图 3e)。部分斜长石似斑晶跨越包体与寄主岩之间的边界(图 3c), 几乎所有的斜长石斑晶都有增生边。磷灰石多为针状和长柱状, 以副矿物形式存在于多种矿物中(图 3a, b, d)。

2 分析方法

2.1 锆石的分离、CL 图像采集和 U-Pb 年代学测定

将暗色包体样品粉碎至 60 目以下, 利用重液法和磁选法将锆石挑选出来, 然后在双目镜下对其进行纯化。随机地挑选出 100 颗左右的锆石粘到双面胶带上, 然后用环氧树脂固定锆石制成锆石靶并抛光至锆石的核部暴露出来。在透射光和反射光条件下对锆石拍照。我们利用中国科学院广州地球化学研究所的 JXA-8100 电子探针分析仪采集锆石的阴极发光 CL 图像, 用于观察锆石的内部结构和选择合适的锆石 U-Pb 定年点位。U-Pb 锆石定年在香港大学地球科学系完成。测试仪器为装载在 New Wave Research LUV213 nm 激光器上的四极杆 VG PQ-Excel ICP-MS。分析点直径 30~50 μm, 采样频率 10 Hz, 输出能量 0.6~1.3 mJ/脉冲。测试标样和外标校样以及更详细的分析条件和分析流程见 Xia et al. (2004)。选用 ICPMSDataCal8.4 (Liu et al., 2010)软件对锆石分析信号进行选择、漂移校正和定量标准化。利用 ISOPLOT (version 3.0)(Ludwig, 2003)进行谐和曲线作图和年龄计算。

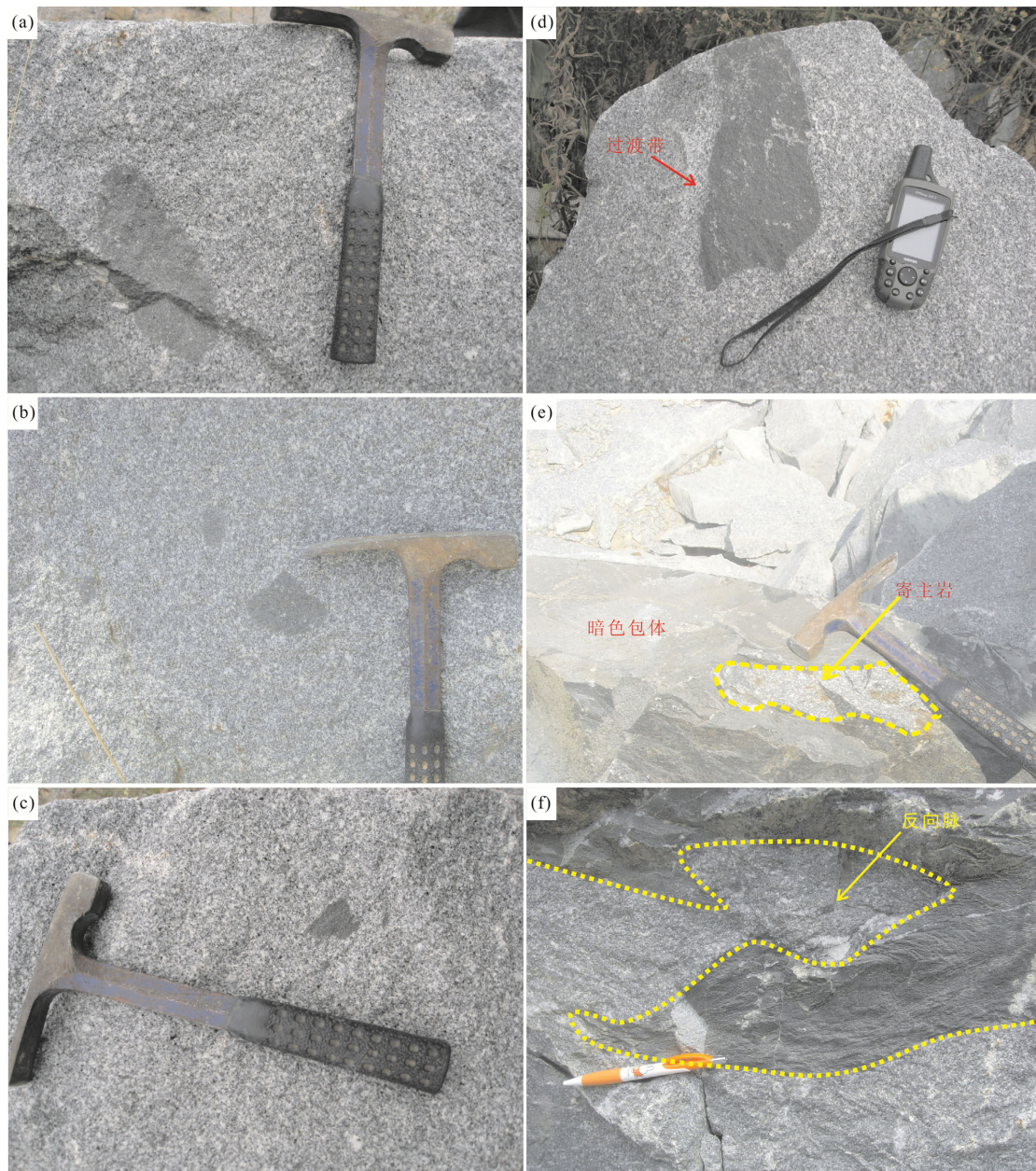


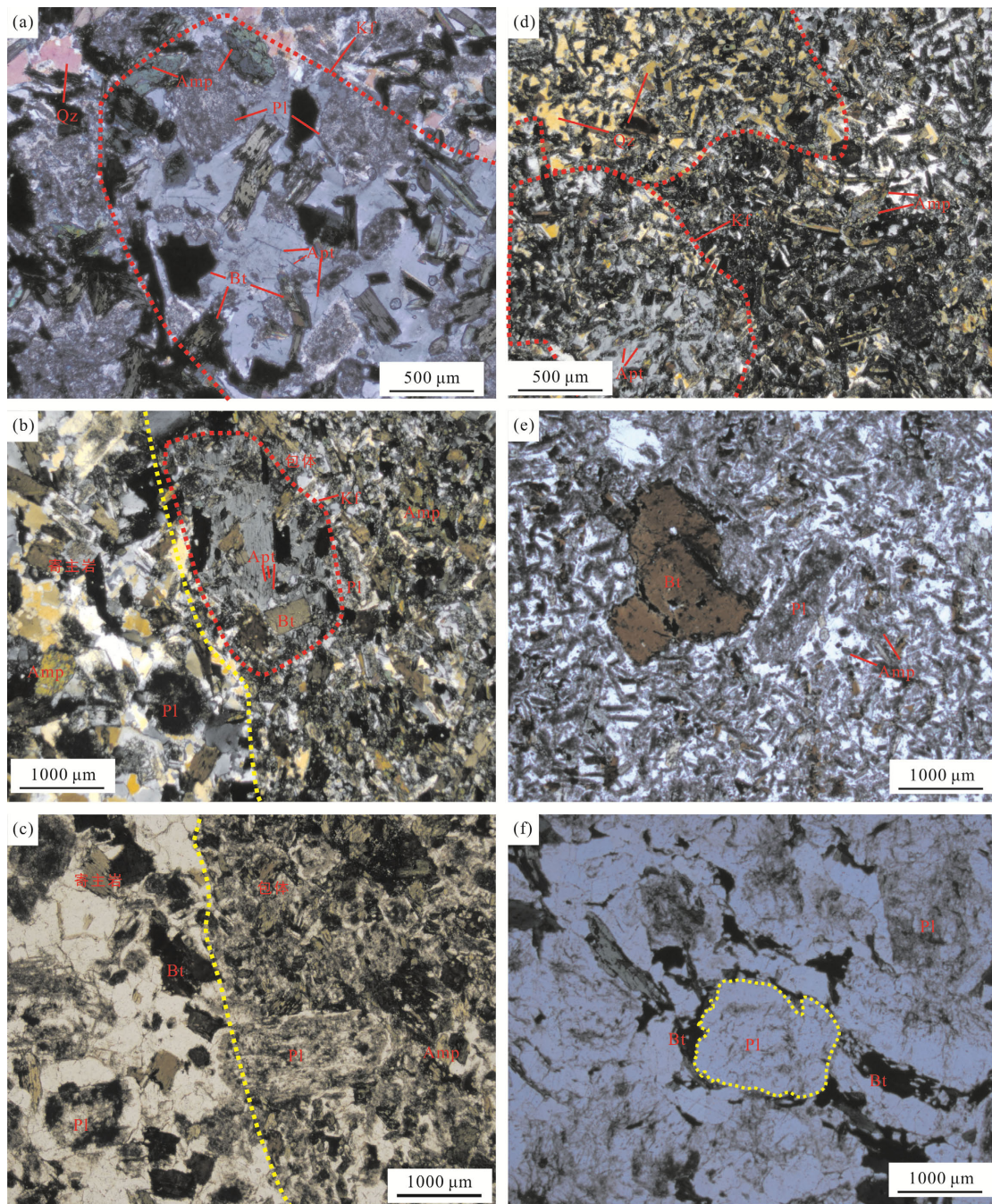
图 2 包体和寄主岩的野外岩石学特征

Fig.2 Field petrological characteristics of enclaves and host rocks

2.2 全岩地球化学分析

新鲜的岩石样品被破碎成拇指大小的碎块之后用 5% 的稀盐酸溶液在超声波条件下清洗, 然后用清水冲洗干净, 烘干后剔除肉眼看得到的被污染的样品碎块。将岩石碎块在玛瑙研钵中压碎磨成小于 200 目的粉末, 这些粉末被用于主、微量元素分析和 Sr-Nd 同位素测定, 这些实验均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。将样品和 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 按质量比 1 : 8 的比例混合后高温熔融成玻璃, 通过型号为 Rigaku ZSX100e 的 X 荧光光谱仪对主量元素进行测试分析。XRF 分析的

精度: SiO_2 为 1%, MnO 和 P_2O_5 为 5%, 其他氧化物为 2% (Li et al., 2003)。微量元素 (包括 REE) 分析在中国科学院广州地球化学研究所的 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 质谱仪上进行, 详细测试过程见 Li et al. (2002)。样品粉末 (50 mg) 在 Teflon 杯中用 HNO_3 和 HF 进行初步溶解, 然后将其放到钢套中高温高压溶解 48 h 用以将难溶矿物溶解掉。用元素 Rh 作为内标对样品的信号漂移进行校正。美国地质勘探局 USGS 的岩石标样 G-2、W-2、MRG-1、AGV-1 和中国国家岩石标样 GSD-12、GSR-1、GSR-2、GSR-3 作为元素浓度计算的标样。分析精度误差在 5% 以内。



(a)包体内部的钾长石斑晶,与内部自形细粒的角闪石、黑云母、针状磷灰石和斜长石构成镶嵌结构(正交偏光);(b)寄主岩与包体的界线截然,包体内部的矿物颗粒明显比寄主岩中的矿物颗粒偏小,包体中角闪石和黑云母的含量更高(正交偏光);(c)穿越寄主岩与包体边界的斜长石似斑晶(单偏光);(d)包体中的石英和钾长石似斑晶(正交偏光);(e)包体中的筛状黑云母似斑晶和板条状斜长石似斑晶,基质主要为等粒自形的板条状斜长石、片状黑云母和细粒角闪石(单偏光);(f)寄主岩中的斜长石被黑云母包裹(单偏光)。矿物名称缩写: Amp. 角闪石; Apt. 磷灰石; Bt. 黑云母; Kfs. 钾长石; Pl. 斜长石; Qz. 石英。

图 3 暗色包体具有代表性的岩相学照片

Fig.3 Representative photomicrographs of MME

2.3 Sr-Nd 同位素地球化学分析

利用阳离子树脂交换柱对 Sr 和 Nd 元素进行提取, 盐酸作为淋洗液。Sr、Nd 同位素比值的测定在广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验

室 MC-ICP-MS 仪器上完成, 实验过程具体描述见韦刚健等(2002)和 Li et al. (2004)。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测试的比值分别通过 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 标准化, 而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

的报道比值则分别通过 NBS SRM 987 标准 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.71025 和 Shin Etsu JNdi-1 标准 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512115 进行校正(Yuan et al., 2010)。

2.4 电子探针分析

电子探针分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室 JXA-8100 型电子探针仪上完成。其实验条件为: 1 μm 的束斑; 加速电压为 15 kV, 电流为 20 nA; 用 ZAF 校正方法校正。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

一个具有相对高 Zr-Hf 含量的样品 10BG1-02 和一个具有相对低 Zr-Hf 含量的样品 10BG1-06 被用于锆石 U-Pb 定年, 分析结果见表 1。暗色包体中的锆

石多为淡黄色和半透明状, 粒状、棱镜状和短柱状为主, 无继承核, 锆石长度为 50~100 μm , 长宽比在 1~1.5 之间。阴极发光(CL)图像中锆石多为斑驳状, 亮暗环带多被破坏, 是典型高 U-Th 含量的锆石特征选择具有明显震荡环带的颗粒进行测试。

样品 10BG1-02 和 10BG1-06 均具有高的 Th/U 比值, 分别为 0.45~1.34 和 0.62~1.70, 显示为岩浆锆石特征。样品 10BG1-02 中的 17 粒锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在 423~436 Ma, 其加权平均值为 430.4 ± 1.9 Ma (MSWD=0.98) (图 4a)。样品 10BG1-06 中的 9 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在 426~432 Ma, 其加权平均值为 429.8 ± 2.5 Ma (MSWD=0.18) (图 4b)。这两个包体的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值在误差范围内与寄主岩的年龄 434.3 Ma 基本一致(关义立等, 2013)。

表 1 扬子东南缘宏夏桥岩体中暗色包体 10BG1-02 和 10BG1-06 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb age results for samples 10BG1-02 and 10BG1-06 from the enclaves in the Hongxiaqiao pluton

分析点	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
10BG1-02											
1	0.73	0.05640	0.00015	0.54480	0.00627	0.06997	0.00083	442	4.1	436	5.0
2	1.14	0.05982	0.00027	0.56621	0.00391	0.06882	0.00048	456	2.5	429	2.9
3	0.50	0.05800	0.00043	0.55069	0.00760	0.06909	0.00109	445	5.0	431	6.6
4	0.50	0.05804	0.00047	0.55463	0.00624	0.06922	0.00049	448	4.1	431	2.9
5	0.50	0.05826	0.00031	0.55779	0.00712	0.06938	0.00091	450	4.6	432	5.5
6	0.98	0.05752	0.00025	0.55265	0.00768	0.06943	0.00088	447	5.0	433	5.3
7	0.94	0.05888	0.00028	0.55784	0.00882	0.06832	0.00086	450	5.8	426	5.2
8	1.15	0.05737	0.00013	0.55032	0.00495	0.06954	0.00064	445	3.2	433	3.9
9	0.84	0.05669	0.00024	0.54308	0.00468	0.06941	0.00060	440	3.1	433	3.6
10	0.52	0.05620	0.00066	0.52871	0.00902	0.06819	0.00087	431	6.0	425	5.3
11	0.45	0.05691	0.00044	0.54457	0.00569	0.06951	0.00067	441	3.7	433	4.0
12	1.34	0.05641	0.00023	0.53717	0.00611	0.06899	0.00073	437	4.0	430	4.4
13	0.67	0.05554	0.00039	0.52457	0.00526	0.06877	0.00066	428	3.5	429	4.0
14	0.85	0.05570	0.00025	0.52024	0.00407	0.06776	0.00046	425	2.7	423	2.8
15	0.71	0.05577	0.00018	0.53763	0.00518	0.06992	0.00063	437	3.4	436	3.8
16	0.96	0.05597	0.00045	0.52816	0.00489	0.06887	0.00069	431	3.3	429	4.2
17	0.74	0.05642	0.00026	0.54052	0.00520	0.06950	0.00055	439	3.4	433	3.3
10BG1-06											
1	0.78	0.05607	0.00029	0.53314	0.00414	0.06894	0.00048	434	2.7	430	2.9
2	0.63	0.05633	0.00023	0.53909	0.00474	0.06933	0.00058	438	3.1	432	3.5
3	1.70	0.05737	0.00074	0.53745	0.00706	0.06842	0.00091	437	4.7	427	5.5
4	1.70	0.05654	0.00098	0.53652	0.00975	0.06910	0.00057	436	6.4	431	3.5
5	1.41	0.05694	0.00052	0.53817	0.00680	0.06897	0.00084	437	4.5	430	5.1
6	1.01	0.05696	0.00019	0.54364	0.00491	0.06916	0.00058	441	3.2	431	3.5
7	0.62	0.05714	0.00029	0.54019	0.00497	0.06867	0.00062	439	3.3	428	3.8
8	1.59	0.05856	0.00047	0.55569	0.00761	0.06873	0.00071	449	5.0	429	4.3
9	0.90	0.05891	0.00053	0.55729	0.00739	0.06864	0.00078	450	4.8	428	4.7

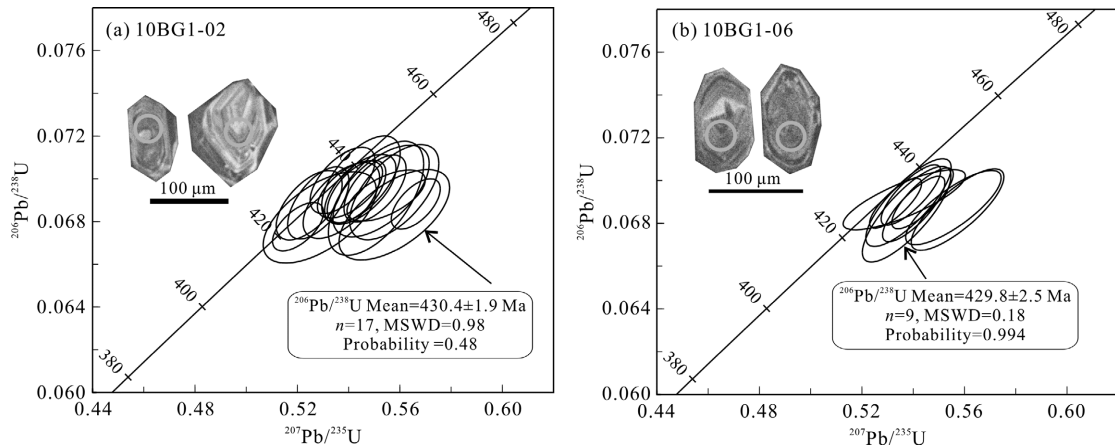


图 4 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig.4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagrams

3.2 岩石地球化学和同位素地球化学

7 个暗色包体主、微量和同位素地球化学分析结果列于表 2。相对于寄主岩, 包体具有相对低的 SiO₂(52.19%~58.72%)含量, 高的 MgO(2.98%~9.28%)、Fe₂O₃^T(6.17%~8.35%)和 CaO(5.08%~6.91%)含量。包体中的全碱含量(K₂O+Na₂O=3.79%~5.92%)与寄主岩相当(图 5), 由于包体中的 CaO 含量高于寄主岩, 因此包体具有更低的 A/CNK 值, 显现为准铝质特征(图 6a)。包体中具有比寄主岩偏低的 K₂O 含量, 主要表现为高钾钙碱性(图 6b)。暗色包体在岩性判别图中落入闪长岩和辉长闪长岩区域(图 5)。

相对于寄主岩, 暗色包体中具有更高的相容元素 Ni 和 Cr(图 6c), 更低的不相容元素 Ba 和 Sr(图 6d), 这种特征可能与包体中含有更多的暗色矿物和相对少的长英质矿物有关。包体与寄主岩具有相似

的稀土配分模式图, 显示富集轻稀土元素(LREE)和亏损重稀土元素(HREE), 但包体具有相对低的轻稀土和高的重稀土含量(图 7a)。这种高重稀土含量的特征可能与其含有更多的暗色矿物(如角闪石)相关。部分暗色包体中的轻稀土和 U、Th 含量明显低于其他暗色包体中的含量(图 7a, 表 2), 可能与富集 LREE 和 Th、U 的副矿物(如独居石和褐帘石等)结晶分异或分布不均匀相关。从微量元素蛛网图中可以看出暗色包体和寄主岩都具有富集大离子亲石元素(Rb、Ba 和 K 等), 亏损高场强元素(Nb、Ta 和 Ti 等)的特征(图 7b)。

包体具有较高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 比值(0.711524~0.714292)和较低的 ε_{Nd}(t)值(-7.03~-7.33), 与寄主岩的 Sr-Nd 同位素几乎重合, 但是个别暗色包体中具有相对低的 Sr 同位素比值和较高的 ε_{Nd}(t)值(图 8)。

3.3 电子探针矿物学结果

一颗暗色包体中的斜长石斑晶和一颗寄主岩中的斜长石分别被用作电子探针微区分析, 分析结果列于表 3。斜长石的背散射图像显示其具有环带状的成分分带特征(图 9a, b)。电子探针数据显示, 寄主岩中的斜长石具有一个高 An₅₅ 的核部和相对稳定的幔部 An₄₃₋₄₆, 以及斜长石牌号逐渐下降的边部(图 9c)。包体中的斜长石则具有成分相对稳定的核部 An₃₈₋₄₃, 幔部的斜长石牌号 An₅₇₋₅₆ 突然升高, 边部则表现为正常的斜长石牌号逐渐降低的演化趋势 An₄₁₋₃₁(图 9d)。寄主岩中斜长石的核部和暗色包体中斜长石的幔部具有几乎相同的 An₅₅ 值, 而寄主岩中斜长石的幔部和暗色包体中斜长石的核部具有近似相同的 An₄₃ 值。可以认为寄主岩和暗色包体发生混合时均处于半固态, 晶体可以发生互相迁移; 寄主岩中富钠斜长石进入到暗色包体之后被富钙的

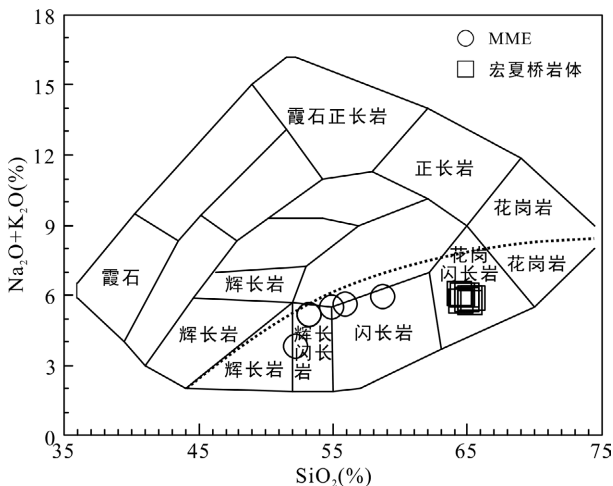
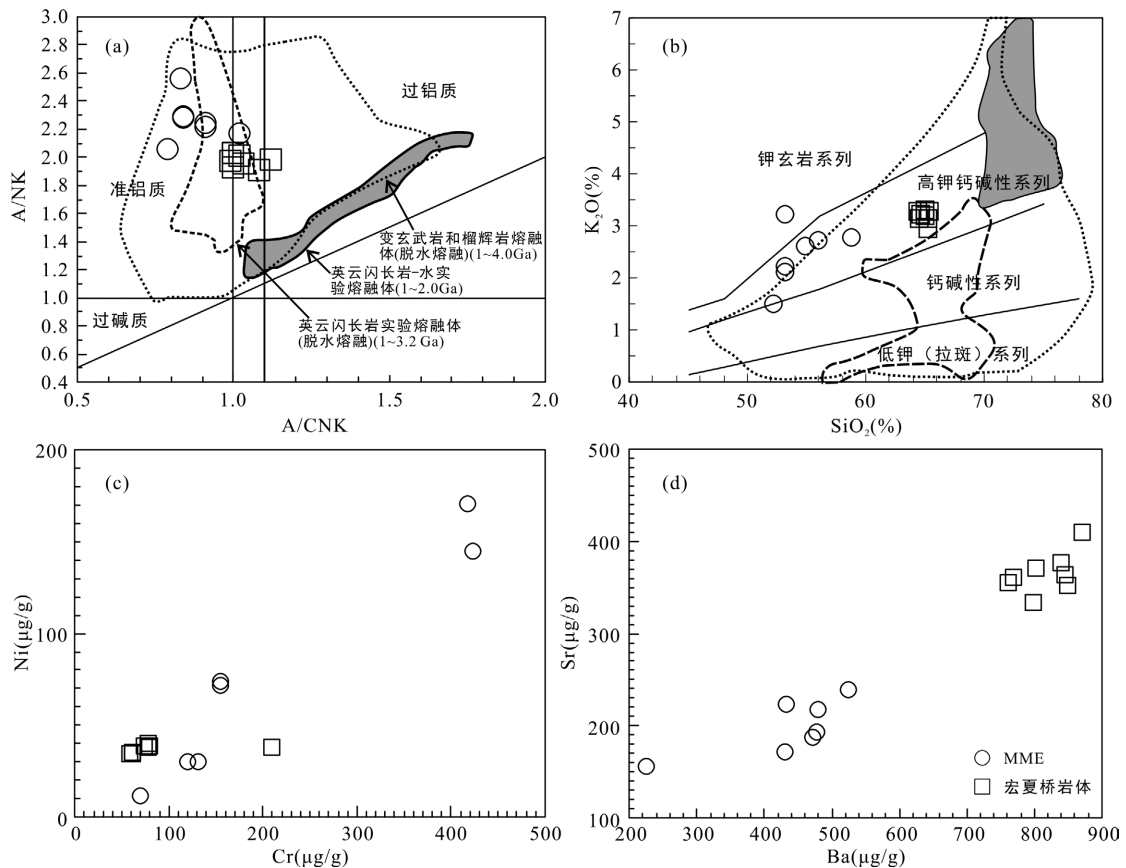


图 5 岩石系统命名图解(宏夏桥岩体数据来自关义立等, 2013, 图中虚线为碱性岩和亚碱性岩的界线据 Cox et al., 1979; Wilson, 1989)

Fig.5 Nomenclature diagram for granitoids

表 2 暗色包体(MME)主量元素(%),微量元素($\mu\text{g/g}$)和 Sr-Nd 同位素测试结果(寄主岩平均值据关义立等, 2013)Table 2 Major (%), trace element ($\mu\text{g/g}$) concentrations and Sr-Nd isotope for the MME

Sample	10BG1-01	10BG1-02	10BG1-04	10BG1-06	10BG2-3	10BG2-4	10BG2-5	寄主岩平均值
SiO ₂	55.92	53.20	53.23	54.88	58.72	53.19	52.19	64.91
TiO ₂	0.86	0.81	0.80	0.92	0.85	0.84	0.86	0.60
Al ₂ O ₃	17.03	16.69	16.72	17.08	17.76	13.80	13.82	15.59
Fe ₂ O ₃ ^T	7.39	8.35	8.34	7.89	6.17	7.33	7.30	4.61
MnO	0.15	0.17	0.17	0.15	0.09	0.11	0.11	0.07
MgO	4.93	5.84	5.90	5.25	2.98	9.28	8.56	2.71
CaO	6.02	6.91	6.89	6.15	5.08	5.96	6.19	4.01
Na ₂ O	2.88	3.06	2.97	2.91	3.13	1.97	2.29	2.69
K ₂ O	2.72	2.10	2.22	2.61	2.79	3.21	1.50	3.19
P ₂ O ₅	0.23	0.40	0.37	0.26	0.24	0.28	0.28	0.17
LOI	1.41	2.04	1.95	1.45	1.76	3.68	6.89	1.35
Total	99.55	99.57	99.57	99.55	99.56	99.64	99.99	99.90
Sc	17.6	18.9	18.4	18.5	11.8	16.1	15.97	12.93
Ti	3285	3081	3104	3536	3259	3231	3278	3135
V	110	112	113	120	100	100	101	91.15
Cr	132	154	155	119	69	418	424	87.40
Mn	738	871	880	817	440	563	559	586
Co	16.66	20.7	21.2	18.0	12.7	25.7	24.3	42.43
Ni	30.5	72	74	30	11.9	171	145	37.25
Cu	141	178	167	150	48	7.9	9.4	31.05
Zn	60.1	65	66	64.2	44	53	60	50.95
Ga	14.0	14.7	14.5	14.2	13.6	11.16	11.5	17.58
Ge	1.78	1.96	1.9	1.74	1.42	2.15	2.43	1.42
Rb	111	88	97	118	101	165	66	162
Sr	193	218	224	188	240	171	157	365
Y	18.6	25.5	25.7	19.9	13.9	10.85	11.07	16.11
Zr	152	293	284	152	162	151	151	204
Nb	10.6	11.8	11.6	11.9	7.47	6.5	6.8	9.02
Cs	9.94	3.93	5.7	11.5	7.5	25.5	12.15	12.86
Ba	477	479	432	472	524	430	226	817
La	10.0	27.7	25.1	10.2	32.2	24.7	24.3	5.45
Ce	30.3	69	64	31.8	64.2	55	55	0.95
Pr	5.13	10.31	10.1	5.42	7.8	7.4	7.38	124
Nd	23.8	44.2	43.5	25.59	28.3	29.7	29.7	25.14
Sm	5.27	8.52	8.4	5.59	4.48	4.54	4.56	5.31
Eu	1.07	1.47	1.47	1.09	0.98	0.94	1.00	37.13
Gd	4.26	6.65	6.65	4.45	3.7	3.25	3.40	75.09
Tb	0.68	0.97	0.97	0.72	0.51	0.445	0.463	9.11
Dy	3.81	5.20	5.1	4.02	2.76	2.23	2.30	30.64
Ho	0.77	1.03	1.01	0.83	0.55	0.45	0.45	4.83
Er	2.10	2.88	2.81	2.21	1.58	1.21	1.26	0.994
Tm	0.309	0.401	0.40	0.321	0.224	0.184	0.175	3.72
Yb	2.00	2.63	2.62	2.11	1.55	1.15	1.21	0.499
Lu	0.299	0.389	0.39	0.311	0.230	0.178	0.179	2.75
Hf	4.95	9.3	9.2	5.0	5.12	4.8	4.84	0.528
Ta	1.09	1.11	1.07	1.2	0.73	0.526	0.55	1.40
Pb	30	27.7	27.0	29.9	28.2	26.1	39.2	0.213
Th	12.8	22.2	27.0	16.4	24.1	29.7	29.5	1.43
U	3.87	6.21	6.66	4.15	3.82	4.24	4.35	0.224
Mg [#]	61	62	62	61	53	75	73	57.75
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr(S)	1.6246	1.1351	1.2200	1.7715	1.1856	2.7093	1.1918	1.2203
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd(S)	0.1402	0.1223	0.1225	0.1385	0.1006	0.0970	0.0976	0.0988
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.723693	0.720946	0.721272	0.724513	0.721471	0.728195	0.721625	0.722189
2 σ	0.000013	0.00002	0.000019	0.000017	0.000019	0.000015	0.000016	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512106	0.512059	0.512063	0.512092	0.512002	0.511996	0.511982	0.511976
2 σ	0.000008	0.000008	0.000006	0.000008	0.000009	0.000008	0.000006	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i)	0.713696	0.713961	0.713765	0.713613	0.714176	0.711524	0.714292	0.714680
$\epsilon_{\text{Nd}}(430\text{Ma})$	-7.27	-7.19	-7.13	-7.45	-7.11	-7.03	-7.33	-7.58
$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	2157	1813	1812	2135	1544	1504	1530	
$t_{2\text{DM}}(\text{Ma})$	1756	1752	1747	1771	1747	1740	1765	



图例同图 5, (a)和(b)中的变玄武岩和榴辉岩熔融体(脱水熔融)(1~4.0 Ga)、含水英云闪长岩实验熔融体(1~2.0 Ga)和英云闪长岩实验熔融体(脱水熔融)(1~3.2 Ga)区域来自 Wang et al. (2007a)。

图 6 A/NK-A/CNK 图解(a, 底图据 Maniar and Piccoli, 1989); K_2O-SiO_2 相关图解(b, 底图据 Le Maitre et al., 1989); Ni-Cr 相关图解(c); Sr-Ba 相关图解(d)

Fig.6 A/NK vs. A/CNK (a), K_2O vs. SiO_2 (b), Ni vs. Cr (c), and Sr vs. Ba (d) diagrams

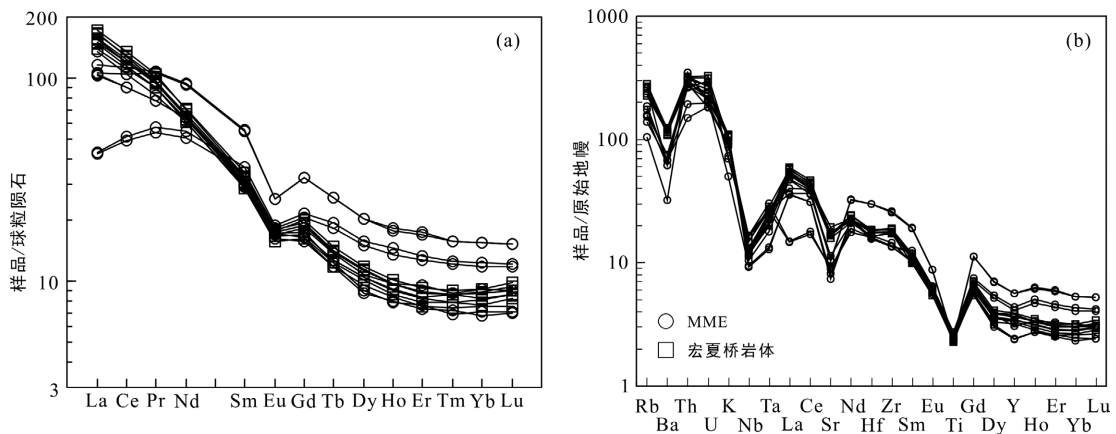


图 7 球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准化数据来自 Sun and McDonough, 1989)

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns (a), and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b)

斜长石包裹, 而暗色包体中富钙斜长石进入到寄主岩后被富钠的斜长石包裹。由于寄主岩中的斜长石颗粒较大, 所以进入到暗色包体后形成了较

大的富钠斜长石核部。暗色包体中的斜长石颗粒较小, 所以寄主岩中的斜长石具有小的富钙的核部。

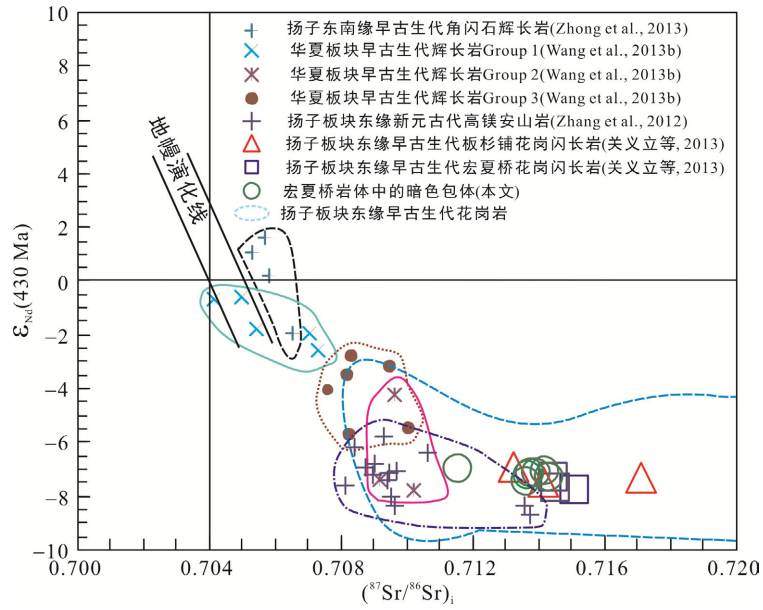


图 8 Sr-Nd (430 Ma)同位素组成图解
Fig.8 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($t=430$ Ma) diagram

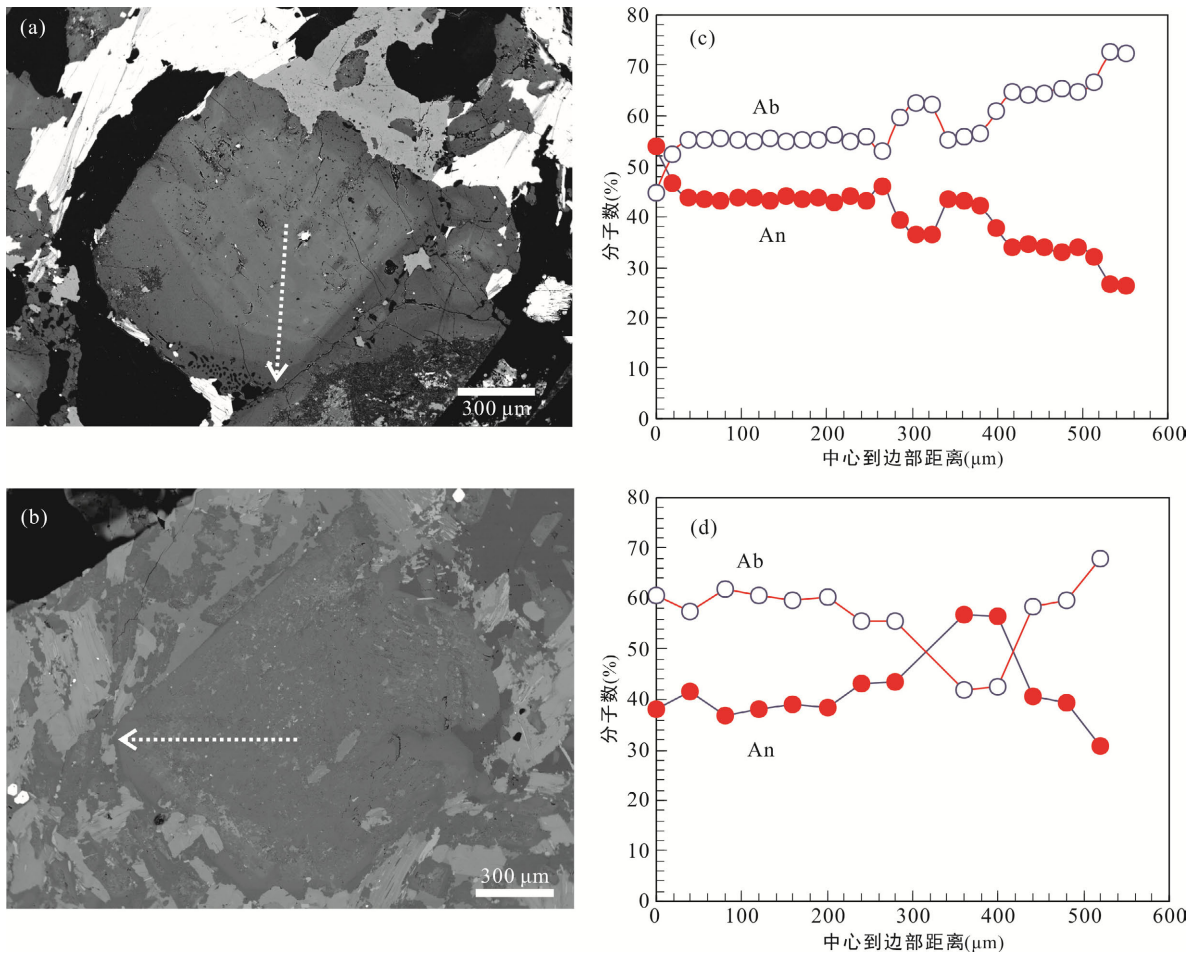


图 9 寄主岩中的斜长石晶体背散射图像(a)和电子探针数据(c); 暗色包体中的斜长石斑晶背散射图像(b)和电子探针数据(d) (白色箭头为从中心到边部的电子探针分析路径, An 为钙长石, Ab 为钠长石)

Fig.9 Back-scattered electron images of plagioclases (a, b), and analysis data of the plagioclases component (c, d) of host rocks and MMEs, respectively

表 3 斜长石的电子探针数据
Table 3 Microprobe analysis data of plagioclases

Samples	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Ca	Na	K	Total	An	Ab	Or
BG302-1	57.36	27.90	9.08	4.14	0.18	98.66	2.580	1.479	0.438	0.361	0.010	4.867	54	45	1
BG302-2	51.91	27.73	8.92	5.52	0.18	94.26	2.474	1.557	0.456	0.510	0.011	5.008	47	52	1
BG302-3	56.55	27.57	8.85	6.18	0.18	99.32	2.550	1.465	0.428	0.540	0.010	4.993	44	55	1
BG302-4	56.89	27.47	8.55	6.01	0.19	99.10	2.565	1.460	0.413	0.525	0.011	4.973	44	55	1
BG302-5	57.25	27.19	8.44	5.98	0.19	99.05	2.580	1.444	0.407	0.523	0.011	4.965	43	56	1
BG302-6	56.84	27.74	8.78	6.10	0.18	99.64	2.552	1.468	0.422	0.531	0.010	4.984	44	55	1
BG302-7	56.97	26.93	8.56	5.94	0.21	98.59	2.581	1.438	0.415	0.521	0.012	4.967	44	55	1
BG302-8	56.67	27.57	8.71	6.19	0.19	99.32	2.554	1.464	0.421	0.540	0.011	4.990	43	56	1
BG302-9	57.42	27.41	8.53	5.88	0.18	99.43	2.577	1.450	0.410	0.512	0.010	4.959	44	55	1
BG302-10	56.95	27.71	8.68	6.08	0.21	99.63	2.556	1.466	0.418	0.529	0.012	4.981	44	55	1
BG302-11	57.31	27.70	8.62	6.02	0.17	99.82	2.565	1.461	0.413	0.523	0.010	4.971	44	55	1
BG302-12	57.30	27.60	8.69	6.26	0.16	100.00	2.563	1.455	0.416	0.543	0.009	4.986	43	56	1
BG302-13	56.95	27.68	8.56	5.87	0.16	99.21	2.563	1.468	0.413	0.512	0.009	4.964	44	55	1
BG302-14	57.53	27.62	8.55	6.12	0.14	99.95	2.570	1.454	0.409	0.530	0.008	4.972	43	56	1
BG302-15	56.89	27.87	8.98	5.73	0.16	99.62	2.552	1.474	0.432	0.498	0.009	4.965	46	53	1
BG302-16	58.37	27.10	7.85	6.61	0.16	100.09	2.601	1.423	0.375	0.571	0.009	4.978	39	60	1
BG302-17	59.62	26.44	7.34	6.94	0.20	100.52	2.640	1.379	0.348	0.596	0.011	4.974	36	62	1
BG302-18	59.42	26.52	7.40	6.99	0.24	100.57	2.632	1.385	0.351	0.600	0.013	4.982	36	62	1
BG302-19	57.25	27.80	8.59	6.01	0.18	99.84	2.562	1.466	0.412	0.521	0.010	4.971	44	55	1
BG302-20	57.14	27.96	8.88	6.34	0.15	100.46	2.547	1.469	0.424	0.548	0.009	4.997	43	56	1
BG302-21	57.71	27.20	8.28	6.13	0.21	99.53	2.587	1.437	0.398	0.532	0.012	4.967	42	57	1
BG302-22	59.12	26.42	7.37	6.56	0.22	99.69	2.637	1.389	0.352	0.567	0.013	4.958	38	61	1
BG302-23	59.86	26.05	6.98	7.37	0.21	100.46	2.653	1.361	0.331	0.633	0.012	4.989	34	65	1
BG302-24	60.07	25.95	6.98	7.16	0.25	100.41	2.661	1.355	0.331	0.615	0.014	4.976	34	64	1
BG302-25	60.08	26.12	6.94	7.26	0.24	100.63	2.656	1.361	0.329	0.622	0.013	4.981	34	65	1
BG302-26	59.90	25.70	6.75	7.36	0.25	99.95	2.666	1.348	0.322	0.635	0.014	4.984	33	65	1
BG302-27	60.13	25.64	6.76	7.11	0.20	99.83	2.675	1.344	0.322	0.613	0.011	4.966	34	65	1
BG302-28	60.88	25.76	6.61	7.56	0.21	101.01	2.678	1.336	0.312	0.645	0.012	4.982	32	67	1
BG302-29	63.11	24.65	5.34	8.09	0.10	101.29	2.752	1.267	0.250	0.684	0.006	4.959	27	73	1
BG302-30	61.95	24.74	5.47	8.27	0.18	100.60	2.729	1.284	0.258	0.707	0.010	4.987	26	73	1
BG103-1	58.39	26.65	7.57	6.68	0.20	99.50	2.615	1.407	0.363	0.580	0.012	4.977	38	61	1
BG103-2	57.23	27.05	8.22	6.25	0.14	98.88	2.583	1.439	0.397	0.547	0.008	4.975	42	57	1
BG103-3	59.08	26.38	7.30	6.78	0.23	99.76	2.636	1.387	0.349	0.586	0.013	4.970	37	62	1
BG103-4	58.67	26.75	7.53	6.65	0.22	99.82	2.618	1.407	0.360	0.575	0.013	4.972	38	61	1
BG103-5	57.90	26.91	7.88	6.66	0.19	99.55	2.596	1.422	0.379	0.579	0.011	4.987	39	60	1
BG103-6	58.87	26.76	7.67	6.64	0.22	100.16	2.619	1.403	0.366	0.573	0.013	4.973	38	60	1
BG103-7	57.55	27.54	8.37	5.96	0.18	99.60	2.577	1.453	0.402	0.518	0.010	4.960	43	56	1
BG103-8	57.38	27.85	8.77	6.22	0.17	100.40	2.557	1.463	0.419	0.537	0.010	4.985	43	56	1
BG103-9	52.96	29.70	10.90	4.46	0.19	98.21	2.427	1.604	0.535	0.397	0.011	4.974	57	42	1
BG103-10	52.98	29.80	10.86	4.53	0.15	98.32	2.425	1.608	0.533	0.402	0.009	4.977	56	43	1
BG103-11	58.39	27.28	8.10	6.43	0.17	100.37	2.595	1.429	0.385	0.554	0.010	4.973	41	58	1
BG103-12	58.21	26.86	7.80	6.54	0.19	99.59	2.606	1.417	0.374	0.567	0.011	4.975	39	60	1
BG103-13	61.53	25.66	6.26	7.64	0.25	101.34	2.694	1.324	0.294	0.649	0.014	4.975	31	68	1

注: 表中 BG302 为寄主岩, BG103 为暗色包体。

4 讨论

4.1 暗色包体成因

酸性岩体中的包体分为五类: 残留体、同源包体、析离体、捕掳体和镁铁质微粒包体(MME)(Didier and Barbarin, 1991)。本研究中包体的锆石年代学显示其形成年龄为~430 Ma, 在误差范围内与寄主岩形成年龄 434 Ma 一致(关义立等, 2013), 包体具有明显的岩浆结构特征(图 3), 由此可以排除其为残留体和捕掳体的可能性, 因为这两种来源的包体都具有比寄主岩年龄偏老的特征。同源包体或堆晶体中的矿物颗粒往往较大, 而且其边界与周围的酸性寄主岩之间是渐变的。如果包体是结晶分异或者堆晶形成的, 由于残留熔体中的斜长石数量减少将导致熔体中的 Eu 负异常明显, 包体应该具有更高的斜长石含量并表现为 Eu 和 Sr 的正异常。图 7 显示, 包体中的 Eu 异常与寄主岩相当, 而包体中的 Sr 异常更明显, 并且包体的岩相学中不具有堆晶结构, 因此可以排除包体是寄主岩的同源岩浆堆晶作用形成的可能性。酸性岩体中的析离体主要为豆荚状和透镜状, 矿物颗粒定向排列, 与寄主岩的界线为渐变关系(Didier and Barbarin, 1991)。堆晶的矿物成分也是随着岩浆的固结而正向演变, 如斜长石的牌号从中心向边部逐渐降低的特征, 这与本文中观察到的包体中斜长石的反环带结构相矛盾。相反, 椭圆状和水滴状的包体是镁铁质微粒包体(MME)的主要存在形式(Didier and Barbarin, 1991; Yang et al., 2006), 它们与寄主岩的界线清晰截然(图 2)。实验岩石学的研究表明针状磷灰石是快速冷却的结果(Wyllie et al., 1962), 暗色包体中出现大量的针状磷灰石代表其具有一个快速降温的过程(图 3a、3d)。另一个快速降温的宏观表现证据就是反向脉的出现(图 3f), 反向脉是由于高温的暗色包体快速冷却导致其边部收缩后寄主岩熔体贯入形成的。暗色包体中斜长石核部具有与寄主岩中斜长石幔部大致相同的斜长石牌号 An_{43} (图 9), 说明暗色包体中的斜长石来自寄主岩。部分斜长石似斑晶横跨在暗色包体与寄主岩的边界上(图 3c), 这是暗色包体与寄主岩物质交换的直接证据。暗色包体与寄主岩之间的互相包裹关系说明包体与寄主岩是在塑性条件下发生的混合作用(图 3e)。在镜下也可以看到寄主岩中的部分斜长石和石英等浅色矿物颗粒被暗色矿物黑云母所包围(图 3f), 说明在寄主岩岩浆结晶固结的过程中有镁铁质物质的加入(Gourgaud, 1991)。暗色包体的岩石

学和矿物学显示其为岩浆来源, 锆石年代学表明其与寄主岩是同时存在的两种类型的岩浆。暗色包体中的斜长石似斑晶来自于寄主岩说明基性岩注入到寄主岩中的时候寄主岩还处于流动状态(部分结晶), 宏夏桥岩体是高温的基性岩浆贯入酸性岩浆后岩浆混合不均匀的产物。

4.2 基性岩浆源区

实验岩石学显示, 只有超高温(>1100 °C)条件下才能让玄武岩经过脱水熔融形成镁铁质准铝质低硅熔体($SiO_2 < 56\%$), 而且这种条件下得到的熔融体具有低 $Mg^{\#} (< 44)$ 和高 $Na_2O (> 4.3\%)$ 含量的特征(Altherr et al., 1999)。然而, 暗色包体中的高 $Mg^{\#} (> 60)$ 和低 $Na_2O (< 3.13\%)$ 含量的特征与其并不符合。暗色包体一旦进入酸性岩就不再发生结晶分异作用, 其成分的变化主要来自与寄主岩之间的交换(Chen et al., 2009)。暗色包体中 Cr(最大值为 424 $\mu g/g$)和 Ni(最大值为 171 $\mu g/g$)含量也比大陆下地壳 Cr(215 $\mu g/g$)和 Ni(88 $\mu g/g$)含量要高得多(表 2), 部分样品具有低的 Cr 和 Ni 含量可能是由于岩浆混合过程中元素迁移所致。因此, 我们认为暗色包体更可能来源于地幔的部分熔融。

虽然包体和寄主岩之间经过了矿物和元素的交换, 但是仍然没有达到完全的成分间平衡, 它们的主量和微量元素均存在着较大的差异(表 2), SiO_2 含量越低的包体与其原始岩浆成分更接近。因此, 我们选择 SiO_2 最低和 $Mg^{\#}$ 最高的两个样品(10BG2-4 和 10BG2-5)作为初始岩浆成分, 其 SiO_2 和 MgO 含量分别为 52.19%、53.19% 和 8.56%、9.28%, $Mg^{\#}$ 为 73、75(表 2)。暗色包体具有富集的 Sr-Nd 同位素组成, 这种特征有两种成因: 一种是来自富集的岩石圈地幔的部分熔融; 另一种是来自亏损地幔的部分熔融, 但被古老的地壳物质强烈混染。如果亏损地幔的熔融体被古老地壳物质强烈混染, 不仅会改变其同位素特征, 主、微量元素和 $Mg^{\#}$ 值都会有相应的变化, 如 SiO_2 含量升高, MgO 含量和 $Mg^{\#}$ 值降低(Zhong et al., 2013), 这些特征与本次研究的暗色包体不相符。因此, 这两个具有高 MgO 含量和 $Mg^{\#}$ 值的样品并没有受到明显的地壳混染作用和寄主岩物质交换的影响。我们认为这两个暗色包体的 Sr-Nd 同位素与其原始岩浆相当, 来自富集的岩石圈地幔。我们测得的暗色包体锆石 Hf 同位素值($\epsilon_{Hf}(430 \text{ Ma}) = -2.6 \sim -11.7$)(作者未发表数据)同样支持此推论。

俯冲板片析出流体(或熔体)交代上部的岩石圈地幔是造成地幔富集的主要和普遍的方式(Prouteau

et al., 2001)。暗色包体高的 Zr/Nb 比值、低的 Nb/La 比值、蛛网图中低 Nb-Ta 异常和不明显的甚至高的 Zr-Hf 异常更像是岛弧岩浆的特征(Pearce and Peate, 1995; George et al., 2003)。因此, 暗色包体可能来自于经过板片交代的岩石圈地幔。板片流体和熔体新交代的地幔楔往往具有正的 ϵ_{Nd} 值, 这与暗色包体的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值约为 -7 是相矛盾的。而且, 多种证据表明华南板块早古生代时期并不存在洋壳(Wang et al., 2013b)。因此, 这种富集的岩石圈地幔可能来自古板片流体交代过的岩石圈地幔。新元古代时期扬子板块同华夏板块沿江山-绍兴断裂带聚合, 扬子板块东部汇聚边缘下的岩石圈地幔经历了板片熔体的交代作用变成富集的岩石圈地幔(Wang et al., 2008; Zhang et al., 2012b)。扬子板块东部的经过板片交代作用后的岩石圈部分熔融形成了高镁安山岩(Zhang et al., 2012b), 这种高镁安山岩具有同暗色包体相同的 ϵ_{Nd} 值(图 8), 可能与暗色包体具有相同的源区。在岩体附近并没有发现同时期的来自富集岩石圈地幔的基性火成岩, 我们推测在宏夏桥岩体的下部可能存在基性隐伏岩体。

4.3 构造演化启示

研究表明早古生代的陆内造山事件导致了华南东部地区中下地壳的普遍加厚(Li et al., 2010), 并在极短的时间内(440~420 Ma)普遍出现了中下地壳部分熔融, 形成大面积呈面状分布的花岗岩(Wang et al., 2013a)。虽然前人对于这些花岗岩的成因做过大量的工作(Wang et al., 2013a), 但对于呈爆发式面状分布的成因机理, 尤其是地幔物质在花岗岩形成过程中所承担的角色并不清楚。

除大面积的早古生代花岗岩外, 华南还发育少量同期的辉长岩和玄武岩(Yao et al., 2012; Wang et al., 2013b), 这些少量基性岩同大面积的花岗岩形成鲜明对比。而且, 这些基性岩主要分布于华夏板块, 在扬子板块同时期仅有个例的基性杂岩在近期被报道(Zhong et al. 2013)。宏夏桥岩体中来自幔源的暗色包体是该时期扬子板块东缘基性岩浆活动的直接证据, 暗示了岩浆混合作用的发生, 为壳幔相互作用的提供了直接证据。

由于早古生代华夏板块被交代的岩石圈地幔部分熔融形成的基性火成岩与本文讨论的起源于富集岩石圈地幔的暗色包体时代(430 Ma)几乎同时, 因而我们认为早古生代华南陆块东部的岩石圈之下, 可能存在一个分布广泛的经过古板片交代的岩石圈地幔。造山后的伸展垮塌导致这种被交代过的岩石

圈地幔大面积部分熔融, 其熔融体上侵并底垫于中下地壳。在这种高温的底垫作用下, 中下地壳发生部分熔融形成了呈面状分布的大面积 S-型和少量 I-型花岗岩。本文对华南早古生代花岗岩中的暗色包体研究表明, 地幔物质不仅为华南大面积的花岗岩的形成提供了热量, 还直接参与了成岩过程。如前所述, 江山-绍兴断裂带作为缝合带将华南板块分为扬子和华夏两个板块, 它们拼合的时间为新元古代(1000~800 Ma)。华夏板块下的富集岩石圈地幔, 被认为是由于新元古代洋壳的俯冲之后交代地幔楔形成的(Wang et al., 2013b)。本文暗色包体的研究显示了扬子板块东缘也存在同时期的富集岩石圈地幔。在缝合带两侧同时存在富集的岩石圈地幔可能指示了扬子板块与华夏板块拼合时洋壳是双向俯冲的(Zhao and Cawood, 2012)。

5 结 论

(1) 华南早古生代宏夏桥岩体中的暗色包体是起源于富集岩石圈地幔的镁铁质微粒包体(MME), 宏夏桥岩体为岩浆混合后的产物。

(2) 华南大面积的早古生代花岗岩可能为幔源岩浆底垫作用下, 中下地壳同时发生部分熔融的产物。

致谢: 中山大学王岳军教授和另一位匿名审稿人对本文进行了认真审阅并提出了宝贵的修改意见, 使得本文质量有了新的提高, 在此表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- 关义立, 袁超, 龙晓平, 王毓婧, 张运迎, 黄宗莹. 2013. 华南地块东部早古生代的陆内造山作用: 来自I-型花岗岩的启示. 大地构造与成矿学, 37(4): 698-720.
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. 液体和固体样品的Sr同位素组成. 地球化学, 31(3): 295-299.
- Altherr R, Henjes-Kunst F, Langer C and Otto J. 1999. Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch Pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(4): 304-322.
- Barbarin B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1): 155-177.
- Charvet J, Shu L S, Faure M, Choulet F, Wang B, Lu H F and Le Breton N. 2010. Structural development of the

- Lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 309–330.
- Chen B, Chen Z and Jahn B. 2009. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. *Lithos*, 110(1–4): 343–358.
- Cox K G, Bell J D and Pankhurst R J. 1979. The interpretation of igneous rocks. London: George, Allen and Unwin: 1–450.
- Didier J and Barbarin B. 1991. Enclaves and granite petrology. Amsterdam: Elsevier: 1–625.
- Faure M, Shu L S, Wang B, Charvet J, Choulet F and Monie P. 2009. Intracontinental subduction: A possible mechanism for the Early Palaeozoic Orogen of SE China. *Terra Nova*, 21(5): 360–368.
- Gao S, Ling W L, Qiu Y M, Lian Z, Hartmann G and Simon K. 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(13–14): 2071–2088.
- George R, Turner S, Hawkesworth C, Morris J, Nye C, Ryan J and Zheng S H. 2003. Melting processes and fluid and sediment transport rates along the Alaska-Aleutian arc from an integrated U-Th-Ra-Be isotope study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5).
- Gourgaud A. 1991. Comagmatic enclaves in lavas from the Mont-Dore composite volcano, Massif Central, France // Enclaves and Granite Petrology, Elsevier, Amsterdam: 221–233.
- Huang X L, Yu Y, Li J, Tong L X and Chen L L. 2013. Geochronology and petrogenesis of the early Paleozoic I-type granite in the Taishan area, South China: Middle-lower crustal melting during orogenic collapse. *Lithos*, 177: 268–284.
- Janoušek V, Braithwaite C J R, Bowes D and Gerdes A. 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: An integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78(1): 67–99.
- Katzir Y, Litvinovsky B, Jahn B, Eyal M, Zanzivilevich A, Valley J, Vapnik Y, Beerli Y and Spicuzza M. 2007. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, northernmost Arabian-Nubian Shield: Geochemical and isotope constraints. *Lithos*, 97(3): 336–364.
- Langmuir C H, Vocke Jr R D, Hanson G N and Hart S R. 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3): 380–392.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre J, Le Bas M, Sabine P, Schmid R, Sorensen H and Streckeisen A. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Oxford: 1–193.
- Li X H, Li Z X, Ge W C, Zhou H W, Li W X, Liu Y and Wingate M T D. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122(1–4): 45–83.
- Li X H, Li Z X, Zhou H W, Liu Y and Kinny P D. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113(1–2): 135–154.
- Li X H, Liu D Y, Sun M, Li W X, Liang X R and Liu Y. 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuoyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China. *Geological Magazine*, 141(2): 225–231.
- Li Z, Qiu J S and Zhou J C. 2012. Geochronology, geochemistry, and Nd-Hf isotopes of early Palaeozoic-early Mesozoic I-type granites from the Hufang composite pluton, Fujian, South China: Crust-mantle interactions and tectonic implications. *International Geology Review*, 54(1): 15–32.
- Li Z X, Li X H, Wartho J A, Clark C, Li W X, Zhang C L and Bao C. 2010. Magmatic and metamorphic events during the early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogeny, southeastern South China: New age constraints and pressure-temperature conditions. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5–6): 772–793.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version

- 3.00—A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 1–70.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635–643.
- Pearce J and Peate D. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–286.
- Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M and Maury R. 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410(6825): 197–200.
- Seghedi I, Downes H, Szakács A, Mason P R, Thirlwall M F, Roşu E, Pécskay Z, Márton E and Panaiotu C. 2004. Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: A synthesis. *Lithos*, 72(3): 117–146.
- Wan Y S, Liu D Y, Xu M H, Zhuang J M, Song B, Shi Y R and Du L L. 2007. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and geochemistry of metavolcanic and metasedimentary rocks in Northwestern Fujian, Cathaysia block, China: Tectonic implications and the need to redefine lithostratigraphic units. *Gondwana Research*, 12(1–2): 166–183.
- Wang Q, Wyman D A, Xu J F, Jian P, Zhao Z H, Li C F, Xu W, Ma J L and He B. 2007a. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(10): 2609–2636.
- Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, Jiang S Y and Shi Y R. 2008. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic mafic rocks from western Hunan, South China: Implications for petrogenesis and post-orogenic extension. *Geological Magazine*, 145(2): 215–233.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W and Zhang Y H. 2013a. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Research*, 23(4): 1273–1305.
- Wang Y J, Fan W M, Zhao G C, Ji S C and Peng T P. 2007b. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block. *Gondwana Research*, 12(4): 404–416.
- Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, Zhang Y H and Zhang Y Z. 2013b. Origin of paleosubduction-modified mantle for Silurian gabbro in the Cathaysia Block: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 160–161: 37–54.
- Warren R G and Ellis D J. 1996. Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic *P-T-t* paths. *Geology*, 24(7): 663–666.
- Wilson B M. 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. London: Unwin Hyman: 1–300.
- Wyllie P, Cox K and Biggar G. 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3(2): 238–243.
- Xia X P, Sun M, Zhao G C, Li H M and Zhou M F. 2004. Spot zircon U-Pb isotope analysis by ICP-MS coupled with a frequency quintupled (213 nm) Nd-YAG laser system. *Geochemical Journal*, 38(2): 191–200.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A and Chu M F. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89(1–2): 89–106.
- Yao W H, Li Z X, Li W X, Wang X C, Li X H and Yang J H. 2012. Post-kinematic lithospheric delamination of the Wuyi-Yunkai orogen in South China: Evidence from ca. 435 Ma high-Mg basalts. *Lithos*, 154: 115–129.
- Zhang F F, Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, Zhang Y Z and Zi J W. 2012a. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of Middle Paleozoic (Kwanghsian) massive granites in the eastern South China Block. *Lithos*, 150: 188–208.
- Zhang Y Z, Wang Y J, Fan W M, Zhang A M and Ma L Y. 2012b. Geochronological and geochemical constraints on the metasomatized source for the Neoproterozoic (~825 Ma) high-mg volcanic rocks from the Cangshuipu area (Hunan Province) along the Jiangnan domain and their tectonic implications. *Precambrian Research*, 220–221: 139–157.
- Zhao G C and Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. *Precambrian Research*, 222–223: 13–54.
- Zhao K D, Jiang S Y, Sun T, Chen W F, Ling H F and Chen P R. 2013. Zircon U-Pb dating, trace element and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of Paleozoic granites in the Miao'ershan–Yuechengling batholith, South China: Implication for petrogenesis and tectonic–magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 244–264.
- Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, Bai Z H and Qiao Y L. 2009. Late Paleozoic underplating in North Xinjiang: Evidence from shoshonites and adakites. *Gondwana*

Research, 16(2): 216–226.

Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, Zhang S B, Yuan H L and Wu F Y. 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163(3–4): 351–383.

Zhong Y F, Ma C Q, Zhang C, Wang S M, She Z B, Liu L and Xu H J. 2013. Zircon U-Pb age, Hf isotopic compositions and geochemistry of the Silurian Fengdingshan I-type granite Pluton and Taoyuan mafic-felsic Complex at the southeastern margin of the Yangtze Block. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 11–24.

Genesis of Mafic Enclaves from Early Paleozoic Granites in the South China Block: Evidence from Petrology, Geochemistry and Zircon U-Pb Geochronology

GUAN Yili^{1,2}, YUAN Chao¹, LONG Xiaoping¹, ZHANG Yunying^{1,2}, WANG Xinyu^{1,2}, HUANG Zongying^{1,2}, CHEN Bei^{1,2} and QU Shaodong³

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CCTEG Xi'an Research Institute, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract: The early Paleozoic is an important period for intracontinental orogeny of South China Block. In the eastern Yangtze Block, massive mafic enclaves occurred in the granitic plutons. The Hongxiaqiao pluton (434 Ma), located at the eastern Yangtze Block, is a typical I-type granodioritic pluton. Mafic enclaves from this pluton are mainly ellipsoid and stilliform with fine-grained magmatic texture. In contrast to the host rock, the mafic enclaves have lower SiO₂ (52.19% -58.72%), higher MgO (2.98% -9.28%), Fe₂O₃^T (6.17% -8.35%) and CaO (5.08% -6.91%), and homogeneous total alkali contents (K₂O+Na₂O=3.79% -5.92%). This indicates that the enclaves are typical mafic microgranular enclaves (MME). The relationship of mutually enwrapped texture between the MMEs and host rocks suggests that these rocks formed contemporaneously, which is also supported by their similar zircon U-Pb ages (~430 Ma). In the enclaves, acicular apatites and plagioclases with reverse zoning bestriding the interface between MMEs and host rocks can be observed. These features indicate that the parental high-temperature mafic magma must have injected into a low-temperature acid magma. High Ni (12-171 μg/g) and Cr (69-424 μg/g), high Mg[#] (>60), and low ε_{Hf}(t) (-2- -15) of zircons suggest that the MMEs may derived from a metasomatized lithospheric mantle, similar to the source of contemporaneous gabbros and basalts in Cathaysia Block. Therefore, it is possible that metasomatized lithospheric mantle beneath the eastern South China Block (eastern Yangtze Block and whole Cathaysia Block), and the metasomatized lithospheric mantle melted at ~430 Ma. We propose a scenario to interpreter the formation of massive early Paleozoic granites in South China Block. Partial melting of enriched mantle was triggered by the post-orogenic extensional collapse, and then the high-temperature enriched melts underplated into the middle and lower crust and caused extensive crustal partial melting. Thereafter, the early Paleozoic granites were generated in an extension setting with planar-distribution. During the formation of these granites, the mantle has provided not only heat but also materials.

Keywords: South China; the Early Paleozoic; intracontinental orogeny; MME; magmatic mixing; enriched lithospheric mantle; underplating