

# 赣西北蒙山岩体的锆石 U-Pb-Hf、 地球化学特征及成因

钟玉芳<sup>1</sup>, 马昌前<sup>1,2</sup>, 余振兵<sup>1</sup>, 续海金<sup>1</sup>, 王世明<sup>1</sup>, 王连训<sup>1</sup>

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

**摘要:** 华南印支期花岗岩形成的构造背景和成因机制存在较大的争议, 赣西北印支期岩浆活动的规模及该次岩浆活动是否与基性岩浆的底侵有关, 仍缺乏可靠的资料。过去认为赣西北蒙山花岗岩形成于燕山期, 而本次锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学研究表明, 蒙山 3 次花岗岩岩浆活动的时间分别为  $236 \pm 3$  Ma,  $220 \pm 3$  Ma 和  $217 \pm 1$  Ma。蒙山花岗岩属准铝—过铝质, 高硅、富钾,  $K_2O + Na_2O$  为  $7.53\% \sim 8.86\%$ ; 稀土总量为  $213.09 \sim 380.75 \mu\text{g/g}$ , 轻稀土元素富集,  $\delta\text{Eu} = 0.07 \sim 0.40$ , 富集大离子亲石元素, Nb-Ta 弱亏损, P、Ti 亏损。大部分花岗岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为  $-9.9 \sim -6.1$ , Nd 二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  为  $1.5 \sim 1.8$  Ga。第 1 次形成的灰白色粗粒花岗岩锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值大部分集中在  $1.10 \sim 2.65$ , Hf 同位素单阶段模式年龄  $t_{\text{DM1}}$  集中分布于  $782 \sim 866$  Ma, 二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  集中分布在  $1096 \sim 1186$  Ma, 说明其物源主要为新元古代早期形成的地壳; 第 3 次形成的细粒花岗岩锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值集中分布于  $1.71 \sim 4.98$ ,  $t_{\text{DM1}}$  为  $671 \sim 832$  Ma,  $t_{\text{DM2}}$  集中在  $932 \sim 1139$  Ma。蒙山细粒花岗岩锆石的 Hf 同位素组成暗示成岩过程中有基性岩浆加入, 为华南部分印支期花岗岩的成因与基性岩浆底侵有关的关系提供了证据。蒙山花岗岩的 Nd 同位素和锆石 Hf 同位素出现了解耦现象, 解耦原因可能与花岗岩的物源主要为新元古代早期形成的具有 Nd-Hf 解耦特征的弧源地壳有关。根据目前获得的有关华南印支期火成岩的资料, 总结了华南印支期花岗岩类岩石的成因类型及其时空分布规律, 据此讨论了华南印支期的动力学背景和华南印支期花岗岩的成因机制, 认为华南印支期的构造—岩浆活动与古太平洋西北向俯冲于华南板块之下有关。

**关键词:** 花岗岩; 锆石 U-Pb 年龄; 地质年代学; Hf 同位素; 地球化学; 印支期; 华南。

**中图分类号:** P588; P597

**文章编号:** 1000-2383(2011)04-0703-18

**收稿日期:** 2010-10-08

## U-Pb-Hf Isotope of Zircons, Geochemistry and Genesis of Mengshan Granitoids in Northwestern Jiangxi Province

ZHONG Yu-fang<sup>1</sup>, MA Chang-qian<sup>1,2</sup>, SHE Zhen-bing<sup>1</sup>, XU Hai-jin<sup>1</sup>, WANG Shi-ming<sup>1</sup>, WANG Lian-xun<sup>1</sup>

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** The petrogenesis and tectonic setting of the Indosinian granites within the South China Block (SCB) are controversial, and there is no sound geochronological proof on occurrence of Indosinian magmatism in northwestern Jiangxi Province. Mengshan granitoids in this region were thought to be a Yanshanian intrusion. However, our new geochronological results show that Mengshan granites consist of three Indosinian magmatisms, with ages of  $236 \pm 3$  Ma,  $220 \pm 3$  Ma and  $217 \pm 1$  Ma respectively. Researches on geochemistry and Hf isotope of zircons are carried out. The Mengshan granites are metaluminous-peraluminous, having high  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$ , with  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$   $7.53\% - 8.86\%$ . The granites have  $\sum \text{REE}$  of  $213.09 - 380.75 \mu\text{g/g}$  and REE patterns of LREE-enrichment with moderate negative Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07 - 0.40$ ). There is strong enrichment in LILE, but showing pronounced negative anomalies in HFSE (Nb, Ta and  $\text{TiO}_2$ ) relative to neighbouring elements. Calculated  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values for most of samples are  $-9.9$  to  $-6.1$  and corresponding two-stage Nd model ages ( $t_{\text{DM2}}$ ) are  $1.5 - 1.8$  Ga. Most of the zircons from the greyish-white coarse biotite granites which were formed firstly have  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  of

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (Nos. 40334037, 40872053); 中国地质大学(武汉)中央高校基本科研业务费专项资金资助项目 (No. CUG090101); 中国地质调查局地质矿产调查评价专项 (No. 基[2011]02-17-07)。

**作者简介:** 钟玉芳 (1971-), 女, 博士, 副教授, 主要从事岩石学、矿物学的教学和研究工作。E-mail: zhongyufang@cug.edu.cn

1.10 to 2.65, their single-stage Hf model ages  $t_{DM1}$  range from 782 to 866 Ma and two-stage Hf model ages  $t_{DM2}$  are 1 096—1 186 Ma. The zircons from the fined-grained granites which were formed thirdly in Mengshan complex have  $\epsilon_{Hf}(t)$  values of 1.71—4.98, and Hf  $t_{DM1}$  of 671—832 Ma and Hf  $t_{DM2}$  mostly are 932—1 139 Ma. The compositions of zircon Hf isotope suggest an addition of newly mantle-derived magma during the diagenesis of Mengshan granites, which provide a direct proof for the relationship between basalts underplating and the genesis of some Indonesian granites in South China. Decoupling between Nd and Hf isotopes has been found in Mengshan granites, and it probably resulted from the involvement of Neoproterozoic island-arc crust. The regularity of genetic types and the temporal-spatial distribution of the Indosinian magmatism in SCB are summarized. On this basis, the Indosinian tectonic setting and the petrogenesis of the Indosinian granites in SCB are discussed. The northwestward subduction of Pacific was probably responsible to the Indosinian magmatisms in SCB.

**Key words:** granitoids; zircon U-Pb dating; geochronology; Hf isotope; geochemistry; Indosinian; South China.

华南印支期的构造背景和印支期花岗岩的形成机制一直备受地质工作者关注,目前对该问题的认识仍存在较大的分歧.华南印支期花岗岩类岩石及相关岩浆岩的精确年代学时空分布规律的厘定,是探讨花岗岩形成构造环境及分析区域构造演化的关键.过去对华南过铝质花岗岩及相关火成岩测定了大量同位素年龄,但许多年龄数据因样品的地质条件和代表性、测试对象和测试方法等原因,其结果具有不确定性.近年来,虽然利用锆石 SHRIMP 和 LA-ICP-MS U-Pb 定年技术获得了一批精确的华南印支期花岗岩的年代学数据(徐夕生等,2003;王岳军等,2005;Wang *et al.*, 2005a, 2007;Peng *et al.*, 2006;陈卫锋等,2007;周新民等,2007),但要建立华南印支期精细的构造—岩浆活动的年代学格架和弄清其空间分布规律,仍需开展进一步的年代学研究.华南印支期的花岗岩主要分布于海南岛、桂东南的十万大山—大容山、湖南、南岭及武夷山等地.原来认为赣西北武功山地区的张佳坊和青龙山等岩体为印支期花岗岩,但新的锆石 U-Pb 年代学研究(楼法生等,2005)表明,这些岩体形成于加里东期.最近的研究(罗志高等,2010)发现,武功山东面原认为是海西期的金滩岩体实际上形成于印支期,为赣西北地区存在印支期岩浆活动提供了年代学依据,但关于该区印支期岩浆活动的规模及是否有基性岩浆的底侵等问题仍缺乏可靠的资料.蒙山岩体出于赣西北地区扬子陆块和华夏陆块的拼合带附近,过去对该岩体的地质学、年代学和成因方面的研究都很薄弱,并认为其形成于燕山期.本次研究利用 LA-ICP-MS 技术对蒙山岩体进行了锆石 U-Pb 定年,野外地质调查资料和新的年代学数据表明,该岩体主要由印支期的 3 次岩浆侵入形成,再次证明赣西北地区存在印支期的岩浆活动.华南印支期准铝质—弱过铝质的花岗岩被认为与基性岩浆的底侵作用有关(Wang *et al.*, 2007),但这一推测仍缺乏相关的岩

石学和地球化学证据.本文在蒙山花岗岩年代学、全岩地球化学研究的基础上,进行了锆石 Hf 同位素研究,为揭示华南部分印支期花岗岩的成因与基性岩浆底侵的关系提供依据.结合前人的研究资料,总结了华南印支期花岗岩类及成因类型的时空分布规律,探讨了华南印支期的构造背景以及印支期花岗岩的形成机制.

## 1 岩体地质特征

蒙山岩体出露于赣西北上高县以南约 28 km 处,产于萍乡—广丰深大断裂带北侧的蒙山背斜核部,平面上呈椭圆形(图 1),出露面积 39 km<sup>2</sup>.围绕岩体具有明显的热液交代及热力变质作用形成的变质晕圈.晕圈的宽窄受岩体的产状、围岩的性质的影响,岩体的西部和东部晕圈厚度达数百米至 2 000 多米,长度达 4 500~6 200 m 左右.接触带自内向外具有矽卡岩化、绿泥石化、大理岩化、硅灰石化、透闪石化、萤石化和碳酸盐化等,并可分为 4 个带:(1)矽卡岩带,主要分布于岩体的西端和东端.岩性有石榴石矽卡岩,绿帘石、透辉石矽卡岩、透闪石、透辉石矽卡岩,与矽卡岩有关的矿产主要有:铜、锡、钨、铅、锌、铜、铁.(2)矽卡岩化大理岩带,分布于矽卡岩带的外围,常伴随铜的矿化,岩石普遍具硅化.(3)大理岩带,分布于矽卡岩化大理岩的外带,岩体东部最为发育,局部具矿化,宽约 70 m 至数百米.(4)结晶灰岩带,远离岩体,灰岩受热变质具重结晶现象(据江西省地质局 1977 年 1:20 万铜鼓幅区域地质调查报告).

据野外观察到的岩性特征和接触关系,可判断岩体由 3 次岩浆侵入形成:(1)第 1 次岩浆活动形成灰白色中—粗粒似斑状黑云母花岗岩,出露面积 27.7 km<sup>2</sup>,约占岩体总面积的 71%.岩石中钾长石、斜长石和石英斑晶约占 30%~40%,岩石主要由钾

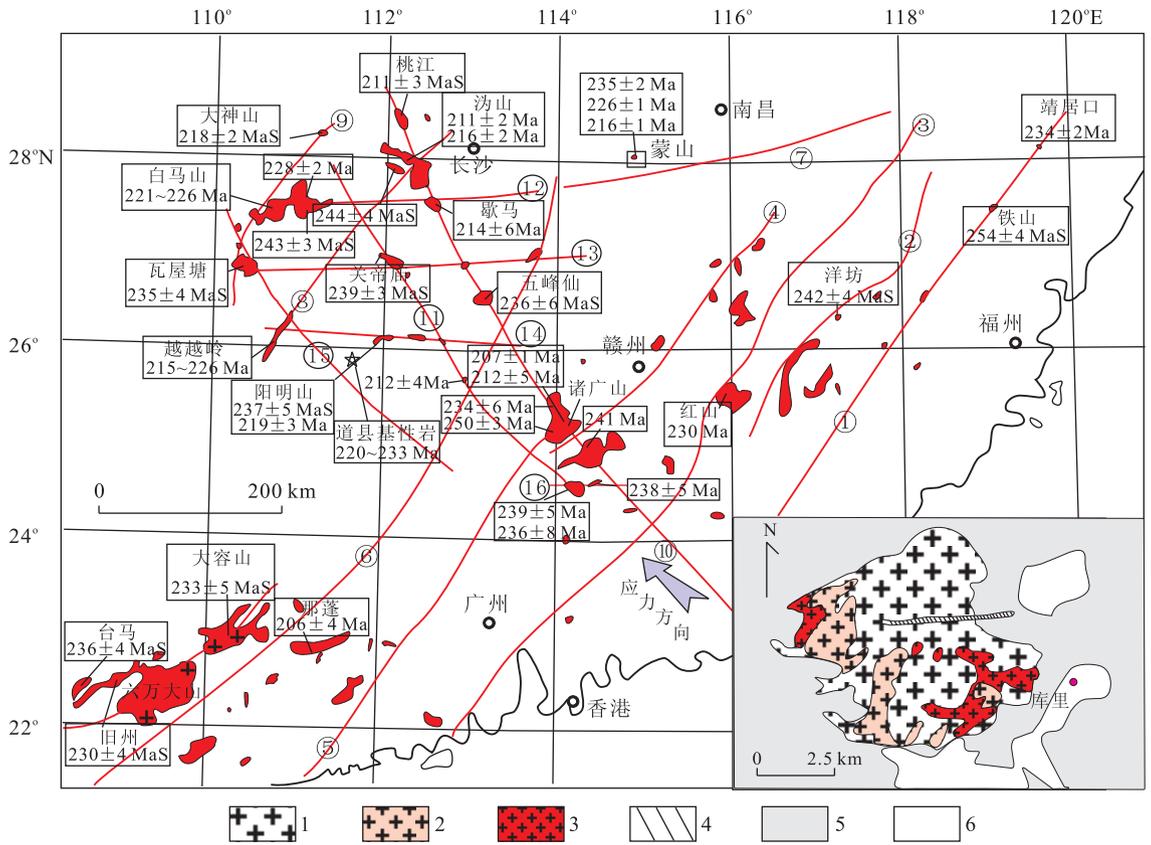


图 1 华南大陆印支期花岗岩体分布和赣西北蒙山花岗岩体地质略图

Fig. 1 Distribution of the Indosinian granites in South China and geological sketch map of Mengshan granites

1. 灰白色粗粒黑云母花岗闪长岩; 2. 肉红色中粒黑云母花岗岩; 3. 灰色细粒黑云母花岗闪长岩; 4. 闪长玢岩脉; 5. 二叠系地层; 6. 第四系; ①政和一大埔断裂; ②武平—浦城断裂; ③河源—广丰断裂; ④赣江断裂; ⑤四会—吴川断裂; ⑥梧州—郴州—茶陵断裂; ⑦萍乡—江山断裂; ⑧资源—宁乡 NE 向断裂; ⑨通道—安化 NE 向断裂; ⑩常德—安仁 NW 向断裂; ⑪邵阳—郴州 NW 向断裂; ⑫白马山—紫云山—板杉铺 EW 向断裂; ⑬绥宁—牛头寨—祁东 EW 向断裂; ⑭阳明山—塔山—上堡 EW 向断裂; ⑮新宁—蓝山 NW 向断裂; ⑯贵东—大东山 EW 向断裂; 底图据孙涛(2006)修改; 图中断裂参考饶家荣等(1993)、王岳军等(2005)、柏道远等(2006)和 Wang et al. (2007)

长石(约 20%)、斜长石(35%)、石英(约 40%~37%)和黑云母(5%~8%)组成。岩体边部钾长石环斑结构比较发育,环斑中心为钾长石,四周为斜长石,大小为 1 mm×2 mm~3 mm×15 mm,环带的形成反映了岩浆同化围岩碳酸盐,钙质增加,使岩浆成分改变的结果。(2)第 2 次岩浆侵入形成肉红色黑云母花岗岩,野外可见肉红色花岗岩脉贯入灰白色粗粒黑云母花岗岩中,由此判断其形成较晚。该类型花岗岩约占岩体总面积的 15%,主要出露于岩体的西面,边部岩石具细粒结构;暗色矿物为鳞片状黑云母和少量细针状角闪石,含量低,约 1%~2%。中心部分岩石具有粗粒似斑状结构,斑晶含量约 20%,主要为钾长石,大小约 10 mm×15 mm~15 mm×20 mm,并具有环带构造。岩石大约含 45%的钾长石、20%的斜长石和 30%的石英,暗色矿物(主要是黑云母)含量增至约 3%~5%。(3)第 3 次岩浆侵入

形成的花岗岩分布范围小,侵入于第 1 和第 2 次形成的花岗岩中,零星出露于岩体的东部和西部;岩性为灰白色细粒花岗岩,含少量(2%~5%)长石斑晶,局部长石斑晶可达 10%。岩石主要由钾长石(约 20%)、斜长石(约 40%)、石英(约 33%)、黑云母(约 5%)和少量(≤2%)角闪石组成。细粒花岗岩中可见第 1 次形成的粗粒灰白色花岗岩和第 2 次形成的肉红色花岗岩的捕虏体,野外见细粒黑云母花岗岩呈脉状(最宽处约 3 m)贯入灰白色粗粒黑云母花岗岩中,在粗粒花岗岩与细粒花岗岩接触带附近,粗粒花岗岩中发育有长柱状的角闪石,角闪石含量较其他部位高,约 2%~3%。在第 1 次和第 3 次形成的灰白色花岗岩中,有宽约 1~3 m 的绿黑色闪长玢岩脉侵入其中,笔者对该岩脉作了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,结果为燕山期(另文讨论)。

## 2 分析方法

主量元素分析在湖北省地质实验研究所完成,  $H_2O$  采用重量法、 $CO_2$  采用非水滴定法分析, 其余氧化物由 X 荧光光谱  $\alpha$  系数法测定, 分析精度(相对误差)为 1%。微量和稀土元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所用 ICP-MS 法分析, 经国际标准(GSR-1, GSR-2, GSR-3)标样监控, 相对误差小于 5%~10%。Rb-Sr、Sm-Nd 同位素测定在中国地质大学(武汉)地质过程和矿产资源国家重点实验室 Finnigan MAT 261 同位素质谱仪上完成, 同位素比值测定分别采用  $^{86}Sr/^{88}Sr=0.1194$  和  $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$  分别进行标准化。实验中, 标样 NBS987 的  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.710289 \pm 0.000004$ ; LaJolla 的  $^{143}Nd/^{144}Nd=0.511845 \pm 0.000002$ , BCR-2 的  $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512608 \pm 0.000002$ , 同位素详细分析方法见 Gao *et al.* (1999)。

本研究分别从 3 种类型的花岗岩中挑选了 3 个具有代表性的样品, 按照传统的重矿物分选方法分选出锆石晶体, 并在双目镜下挑选出晶形较完好、纯净透明的颗粒用于制靶和测试。将锆石镶嵌在环氧树脂中并抛光至锆石颗粒的一半, 然后进行锆石的光学显微镜和阴极发光(CL)照相及 LA-ICP-MS 分析。CL 图像分析在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针仪上完成, 根据 CL 图像以及显微镜下的透射光和发射光图像, 选取 U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素分析点的位置。

J03-8-1 和 J03-8-2 锆石 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力学教育部重点实验室的 Elan6100DRC 型 ICP-MS 和德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102 ArF 准分子激光器(工作物质 ArF, 波长 193 nm)光学系统的联机上进行, M02-1 锆石 U-Pb 测年在中国地质大学(武汉)地质过程和矿产资源国家重点实验室 GeoLas2005 激光系统和 Agilent7500a 等离子体质谱仪联机上完成。激光束斑直径为 30  $\mu m$ , 激光剥蚀样品的深度为 20~40  $\mu m$ 。锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标标准物质, 元素含量采用 NIST SRM610 作为外标, Si 作为内标(锆石中  $SiO_2$  的质量分数为 32.8%)。样品的同位素比值及元素含量计算采用 GLITTER(ver4.0, Macquarie University)程序, 年龄计算及谐和图的绘制用 Isoplot(Ver3)完成。详细分析步骤和数据处理方法参见袁洪林等(2003)。

锆石 Hf 同位素测试在中国科学院地质与地球

物理研究所 Neptune 多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)和 193 nm 激光取样系统上进行, 分析时激光束直径为 63  $\mu m$ , 激光剥蚀时间约 26 s, 分析中所用的激光脉冲速率为 6~8 Hz, 激光束脉冲能量为 100 mJ, 仪器的运行条件及详细的分析过程可参见徐平等(2004)。测定时用锆石国际标样 91500 作外标, 本次实验测定过程中 35 次分析 91500 的  $^{176}Hf/^{177}Hf$  加权平均值是  $0.2823165 \pm 0.0000064$ , 置信度为 95%。

## 3 锆石年代学分析结果

本次分别对三期花岗岩的代表性样品进行了锆石年代学的研究, 其中 J03-8-1 采自灰白色粗粒黑云母花岗岩, J03-8-2 采自灰白色细粒黑云母花岗岩, M10-2 采自肉红色花岗岩。J03-8-1 中的锆石为浅黄—浅褐黄色, 透明, 大小 30  $\mu m \times 70 \mu m \sim 90 \mu m \times 180 \mu m$ , 长宽比一般 1:1.5~1:3。J03-8-2 中的锆石呈浅褐黄—褐黄色, 透明, 少部分锆石颗粒较大, 最大可达 190  $\mu m \times 310 \mu m$ , 大部分锆石的粒径与 J03-8-1 相当, 长宽比约 1:1.5~1:2.5。M02-1 中的锆石呈浅黄褐色, 透明, 长宽比一般 1:2~1:3, 长轴一般在 150~280  $\mu m$  之间。3 个样品的锆石晶体形态都比较简单, 主要由四方柱、四方双锥组成的柱状, 锥面都不太发育, CL 图像中呈现出清晰的岩浆振荡环带, 环带较窄、环数较多, 少量锆石内部具有继承核, 其中 M02-1 中继承锆石的数量略多于其他 2 个样品。

用 LA-ICP-MS 对上述 3 个锆石样品进行了 U-Pb 年龄测定, 分析了 J03-8-1 中的 9 颗锆石, J03-8-2 中的 15 颗锆石, M02-1 中的 16 颗锆石, 分析结果见表 1。由于本文所测定的花岗岩形成于中生代, 而在锆石 LA-ICP-MS 定年中, 年轻或 U-Pb 含量低的样品, 其  $^{207}Pb/^{235}U$  以及  $^{207}Pb/^{206}Pb$  比值精度较差(袁洪林等, 2003)。因此, 本文采用  $^{206}Pb/^{238}U$  年龄进行加权平均值计算。

在 U-Pb 年龄谐和图中, J03-8-1 中的所有分析点均分布在谐和线上或者附近, 有一个分析点虽落在谐和线上, 其  $^{206}Pb/^{238}U$  年龄为  $286 \pm 2$  Ma, 明显偏老, 可能是分析过程中受继承锆石的影响。另有一个分析点落在谐和线附近, 其  $^{206}Pb/^{238}U$  年龄为  $222 \pm 1$  Ma, 明显低于其他锆石, 由于该数据点有些偏离谐和线, 可能是部分 Pb 丢失所致。其他样品点分布在一组曲线附近或者水平地偏离一致线, 表明



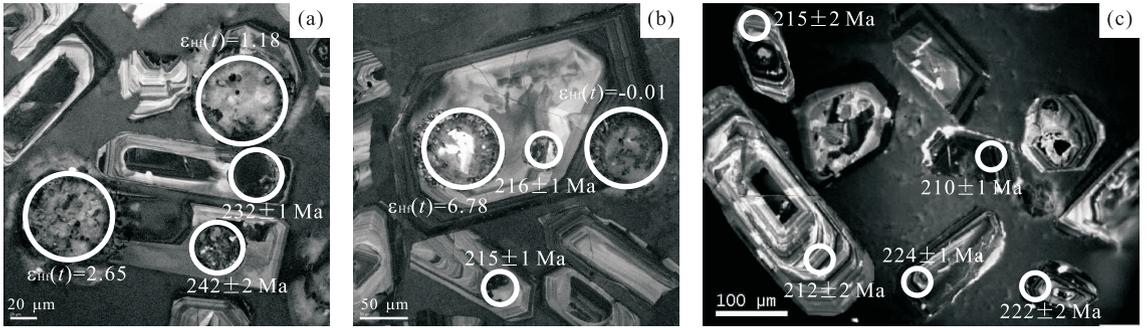


图 2 蒙山花岗岩部分锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 2 BSE images for some zircons from Mengshan granites

a. J03-8-1; b. J03-8-2; c. M02-1; 图中小圆圈表示 U-Pb 年龄分析点位置, 大圆圈表示 Hf 同位素分析点位置

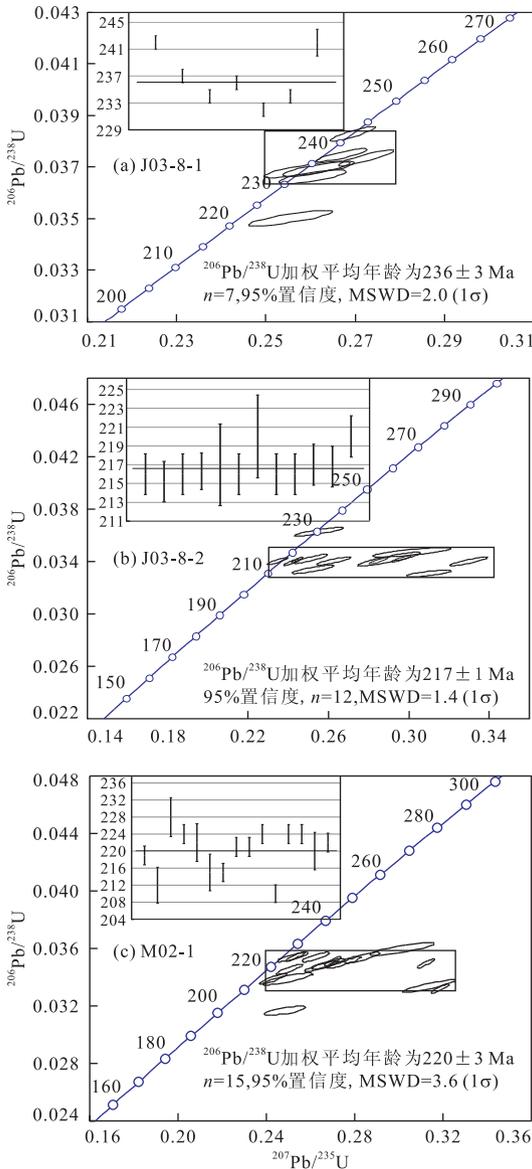


图 3 蒙山花岗岩中锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 3 U-Pb concordia diagram of zircons from the Mengshan granitoids in northwestern Jiangxi Province

它们的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄比较一致. 这种分布形式明显不同于 Pb 丢失引起的不谐和 (Mezger and Krogstad, 1997; Connelly, 2001), 而且锆石 CL 图像也显示清晰、自形的环带 (图 2b), 表明锆石并没有发生或明显发生 Pb 丢失, 数据点的这种分布形式应该与<sup>207</sup>Pb 的测定有关 (丁兴等, 2005), 并不影响<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 比值, 对于具放射性 Pb 丢失的古老锆石 (一般 > 500 Ma) 来说, <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄是对锆石年龄最有效的估计, 年轻锆石 (< 500 Ma) 则取<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄 (袁洪林等, 2003). 样品 J03-8-1 中 7 个分析点的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 加权平均年龄为 236 ± 3 Ma (图 3a).

对 J03-8-2 分析了 15 颗锆石, 大部分样品点在 U-Pb 年龄谐和图中基本分布于一条水平线上 (图 3b). 其中 1 个位于谐和线上的样品点的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄较大, 为 230 ± 1 Ma, 应该是先形成花岗岩中的锆石捕虏晶; 还有 2 颗锆石的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄较年轻, 分别为 210 ± 1 Ma 和 212 ± 1 Ma, 代表较晚结晶锆石的年龄; 其他样品点的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄集中分布于 215 ~ 220 Ma, 12 颗锆石的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄加权平均值是 217 ± 1 Ma.

分析了 M02-1 中的 16 颗锆石, 样品点水平地偏离谐和线, 分布形式类似于 J03-8-2. 其中有 1 颗锆石的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄为 201 Ma, 可能代表晚结晶的锆石年龄; 其他 15 颗锆石的数据点总体呈水平分布, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄在 210 ~ 228 Ma 之间, 加权平均值为 220 ± 3 Ma. 该花岗岩锆石的结晶年龄介于最先侵入的灰白色粗粒花岗岩和较晚侵入的灰白色细粒花岗岩的锆石结晶年龄之间, 年龄数据与野外观察到的现象都说明肉红色花岗岩为第 2 次岩浆活动形成的产物.

前人曾用黑云母 K-Ar 法测出蒙山粗粒黑云母

花岗岩的年龄为 174 Ma(地矿部南岭项目花岗岩专题组,1989). 由于蒙山岩体由多次岩浆侵入形成,且黑云母 K-Ar 体系封闭温度低,容易受后期热事件的影响,从而造成 K-Ar 年龄低于岩体实际的形成年龄,而锆石 U-Pb 体系具有封闭温度高、抗干扰能力强的特点,用微区原位技术测定的锆石 U-Pb 年龄能准确地反映岩体的形成时间. 因此,本次研究所获得的年龄数据是可信的,说明蒙山岩体是由印支期的 3 次岩浆脉动侵入形成的,并非原来所认为的燕山期. 近年来,大量新的锆石 SHRIMP、LA-ICP-MS U-Pb 年龄数据表明(王岳军等,2005; Wang *et al.*, 2007; 周新民等,2007), 华南印支期的花岗岩形成时间主要为 210~240 Ma. 可见蒙山花岗质岩浆活动的时间与华南其他印支期花岗岩侵入时间一致.

在蒙山花岗岩西南面约 50 km 处的武功山穹隆构造中,片麻状花岗岩的黑云母 K-Ar 和黑云母/白云母 Ar-Ar 年龄为 225~230 Ma(舒良树等,1998), 在该区开展的锆石 U-Pb 年代学研究表明片麻状花岗岩形成于加里东期(楼法生等,2005)而非印支期,因此武功山花岗岩的 K-Ar 和 Ar-Ar 年龄数据可能记录了赣西北地区印支期的变质变形事件,这些年龄数据与蒙山花岗岩浆活动的时间相对应,说明它们是同一构造-热事件的产物.

### 4 地球化学特征

蒙山花岗岩属于高硅、富钾( $K_2O > Na_2O$ )的岩石,全碱含量为 7.53~8.86,属高钾钙碱性系列岩石. 其中,第 1 次和第 2 次形成的花岗岩中  $SiO_2$  含量高于第 3 次侵入的花岗岩. 第 1 次形成的花岗岩

中,除 1 个样品的 A/CNK 大于 1.10,属强过铝质花岗岩外,其他样品均属准铝质;第 2 次形成的肉红色花岗岩属于准铝质;第 3 次侵入的细粒花岗岩相对富铝和镁,属准铝质-强过铝质岩石. 随着  $SiO_2$  含量的增加,蒙山各期花岗岩  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$ 、 $MgO$ 、 $FeOt$ 、 $CaO$ 、 $P_2O_5$  总体呈下降趋势,而  $K_2O$ 、 $Na_2O$  含量与  $SiO_2$  没有明显的相关性(图略). 3 种类型的花岗岩样品点的化学成分变化趋势不具同源岩浆演化的特征,说明三者的物源组成存在一定差异.

蒙山花岗岩的稀土总量为 213.09~380.75,  $\delta Eu = 0.07 \sim 0.40$ ,具有轻稀土富集型分配曲线(图 4a),轻稀土的分馏较重稀土明显,3 种类型花岗岩的轻稀土组成较为一致,而重稀土部分存在一定的差异,其中第 1 次和第 2 次形成的花岗岩的重稀土组成较接近,而第 3 次形成的细粒花岗岩重稀土含量较低. 三者负锶异常较明显,其中细粒花岗岩的负锶异常最弱,由肉红色花岗岩分异形成的花岗岩脉具有最明显的负锶异常.

用大洋中脊玄武岩标准化的微量元素蛛网图上(图 4b),蒙山花岗岩具有相似的微量元素组成,除 1 个细粒花岗岩样品的 U 含量比较低(3.95)外,其他样品的 U 含量在 10.2~23.5,富集大离子元素 Rb、Th 和稀土元素 Ce、Sm、Y,明显亏损 Sr、Ba、P、Ti、Nb、Ta 弱亏损,与扬子陆块东南缘的新元古代花岗岩的微量元素组成(Li *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2006; Zheng *et al.*, 2007, 2008; 钟玉芳,2007)类似,具有类似弧源花岗岩的特征. 第 1 次和第 2 次形成的花岗岩的微量元素组成更为接近,而第 3 次形成的细粒花岗岩的 Sr、Ba、Ni、Cr 略高于其他两种花岗岩(表 2).

花岗岩的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成见表 3. 其中 2 个灰白色粗粒花岗岩样品的钨和铈同位素组

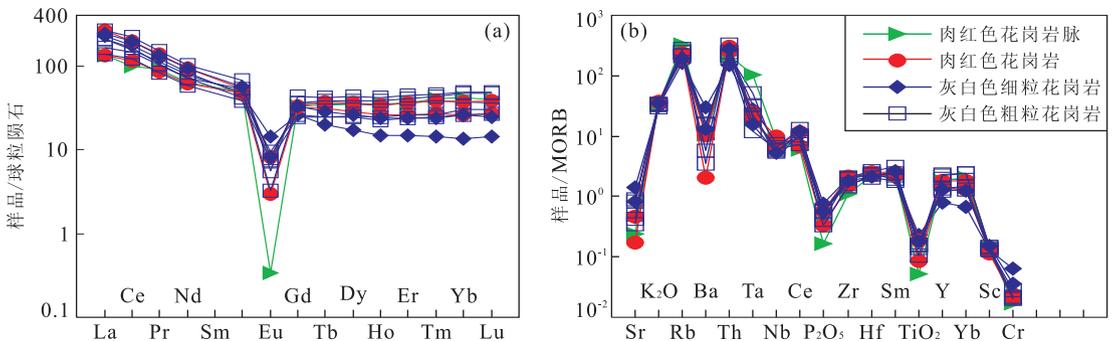


图 4 蒙山岩体的稀土元素分配曲线(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig. 4 MORB-normalized trace element diagrams (a) and chondrite-normalized rare earth element diagrams (b) for Mengshan granites 用于标准化的球粒陨石值据 Boynton(1984),大洋中脊玄武岩值据 Pearce(1983)

表 2 蒙山花岗岩代表性样品的主量元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析结果

Table 2 Major and trace element analyses of Mengshan granites

岩性	灰白色中-粗粒花岗岩					肉红色花岗岩脉		浅肉红色钾长花岗岩		灰白色细粒花岗岩	
样号	J03-8-1	M08-1	M09-1	M05-2	M12-1	J03-8-4	M02-1	M03-1	J03-8-2	M11-1	
SiO <sub>2</sub>	75.46	72.66	75.15	73.67	74.01	77.01	76.21	74.53	72.92	72.91	
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.24	0.21	0.24	0.16	0.08	0.13	0.28	0.35	0.27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	13.07	12.08	12.81	13.04	12.51	12.09	12.30	13.80	13.06	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.34	0.40	0.22	0.28	0.26	0.34	0.67	0.32	0.45	
FeO	1.32	1.48	1.23	1.37	1.15	0.35	0.77	1.30	1.52	1.50	
MnO	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	
MgO	0.32	0.44	0.36	0.57	0.30	0.15	0.22	0.48	0.61	0.62	
CaO	0.83	1.40	0.85	1.57	0.79	0.29	0.60	0.89	1.35	1.05	
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.12	3.34	3.11	3.69	3.08	3.14	3.05	2.92	3.00	
K <sub>2</sub> O	4.57	5.16	5.12	4.88	5.17	4.99	5.51	5.49	4.61	5.21	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.05	0.07	0.04	0.02	0.04	0.07	0.09	0.07	
H <sub>2</sub> O	0.79	0.84	0.68	0.71	0.59	0.68	0.57	0.62	1.12	1.06	
CO <sub>2</sub>	0.16	0.91	0.29	0.54	0.54	0.13	0.18	0.07	0.16	0.54	
总量	99.86	99.78	99.81	99.79	99.80	99.88	99.83	99.79	99.81	99.78	
K <sub>2</sub> O+N <sub>2</sub> O	7.68	8.28	8.46	7.99	8.86	8.07	8.65	8.54	7.53	8.21	
A/CNK	1.11	0.99	0.96	0.97	1.00	1.14	0.99	0.98	1.13	1.05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	55.65	54.46	57.52	53.38	81.50	156.38	93.00	43.93	39.43	48.37	
Be	9.39	9.99	11.9	8.95	10.4	11.53	7.96	4.87	4.74	6.14	
Sc	5.30	5.24	5.94	5.32	5.85	5.5	4.62	5.00	5.3	6.17	
V	11.1	14.4	9.2	18.3	7.4	1.9	5.4	16.7	23.0	17.8	
Cr	5.4	5.3	5.0	7.2	5.5	4.3	5.3	6.1	16.3	9.0	
Co	1.6	3.0	1.8	2.9	1.7	0.3	1.5	3.2	2.7	2.9	
Ni	2.83	2.14	2.41	3.26	2.45	1.84	1.90	2.34	4.28	3.71	
Cu	3.2	15.0	2.7	12.0	2.7	3.9	5.1	6.4	3.1	9.6	
Zn	21.8	32.5	30.8	20.8	26.8	13.4	22.0	34.3	20.0	30.6	
Ga	17.6	17.3	16.9	15.8	18.3	19.9	15.9	15.5	17.8	16.8	
Rb	458	498	429	442	546	667	474	387	328	390	
Sr	59	100	42.2	107	52	29	21	57	167	99	
Y	58.9	37.5	69.7	40.4	66.2	54.5	54.8	42.6	23.6	39.3	
Zr	183	176	185	146	134	98	138	193	183	164	
Nb	18.9	20.0	22.4	20.6	25.8	31.5	34.1	23.3	15.4	18.7	
Cs	41.4	30.6	23.6	39.7	28.0	45.3	40.4	22.9	30.2	45.8	
Ba	227	326	115	309	71	21	41	207	607	259	
Hf	5.72	5.56	6.20	5.00	5.64	5.27	5.44	6.08	5.38	5.19	
Ta	9.36	4.08	3.75	3.80	5.75	18.43	4.33	3.28	4.92	2.80	
Pb	42.9	60.5	2.0	61.4	59.4	45.0	80.7	67.2	42.3	56.5	
Th	43.4	42.6	66.3	39.6	48.8	42.7	51.7	60.9	30.2	55.6	
U	16.22	12.40	10.20	23.50	17.30	25.53	22.10	14.70	3.95	13.00	
锆石饱和温度(°C)	808	790	794	772	768	759	773	799	807	790	
La	49.2	48.9	63.3	32.6	39.0	31.8	31.1	62.3	53.4	57.7	
Ce	94.7	101.0	134.0	74.2	89.9	60.7	69.2	118.0	105.6	121.0	
Pr	10.50	10.00	14.30	7.86	9.71	8.50	8.15	13.20	11.50	12.70	
Nd	34.6	33.4	47.3	27.1	33.7	29.6	28.7	44.0	39.1	43.0	
Sm	7.44	6.48	10.20	5.88	8.07	7.30	7.24	8.20	6.89	8.54	
Eu	0.42	0.55	0.32	0.43	0.19	0.03	0.17	0.47	0.83	0.47	
Gd	7.43	5.39	8.75	5.08	7.40	6.86	6.78	6.63	5.40	6.72	
Tb	1.30	0.92	1.57	0.92	1.43	1.27	1.40	1.16	0.75	1.06	
Dy	8.78	6.27	11.0	6.44	9.76	8.76	9.23	7.16	4.33	6.64	
Ho	1.91	1.25	2.35	1.40	2.19	1.95	1.94	1.49	0.83	1.36	
Er	5.94	3.88	7.37	4.28	6.62	5.98	5.88	4.36	2.47	3.98	
Tm	0.96	0.62	1.17	0.67	1.11	1.01	0.98	0.69	0.37	0.60	
Yb	6.33	4.42	8.18	5.07	8.11	7.10	6.28	4.37	2.32	4.35	
Lu	0.92	0.67	1.24	0.76	1.19	1.00	0.96	0.68	0.36	0.62	
$\delta\text{Eu}$	0.17	0.28	0.10	0.24	0.07	0.01	0.07	0.19	0.40	0.18	
$\Sigma\text{REE}$	290.67	261.25	380.75	213.09	284.58	224.49	232.81	315.31	257.71	308.04	

成非常一致,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  分别为  $-6.1$  和  $-6.7$ ,  $t_{\text{DM2}}$  为  $1.5 \text{ Ga}$  和  $1.6 \text{ Ga}$ , 锶初始比值为  $0.7117$  和  $0.7143$ ;

2 个灰白色细粒花岗岩样品中, 其中一个样品的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为  $-9.9$ , 略低于其他两种类型的花岗岩, 而另

表 3 蒙山花岗岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成

Table 3 Isotopic compositions of Rb-Sr and Sm-Nd for Mengshan granites

岩性	灰白色粗粒花岗岩		肉红色花岗岩	灰白色细粒花岗岩	
样号	J03-8-1	M09-1	M02-1	J03-8-2	M11-1
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512 193	0.512 224	0.512 142	0.512 003	0.511 308
$\pm 2\sigma(10^{-6})$	1	2	1	1	4
Sm( $\mu\text{g}$ )	7.44	10.20	7.24	6.90	8.54
Nd( $\mu\text{g}$ )	34.6	47.3	28.7	39.1	43.0
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.130 6	0.130 0	0.152 8	0.106 6	0.119 9
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-6.7	-6.1	-8.4	-9.9	-23.8
$t_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	1.8	1.7	2.5	1.6	3.0
$t_{\text{DM2}}(\text{Ga})$	1.6	1.5	1.7	1.8	2.9
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.783 634	0.802 834	0.903 649	0.731 273	0.746 237
$\pm 2\sigma(10^{-6})$	2	3	3	3	3
Sr( $\mu\text{g}$ )	59	42	21	167	99
Rb( $\mu\text{g}$ )	458	429	474	328	390
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	22.575	29.660	68.000	5.698	11.469
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.714 3	0.711 7	0.690 9	0.712 2	0.707 9

注:  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  由 ICP-MS 方法测定的 Rb、Sr、Sm 和 Nd 的含量计算获得;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值计算采用  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.196 7$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512 638$ ; Nd 同位素亏损地幔模式年龄 ( $t_{\text{DM}}$ ) 计算采用  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.213 7$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513 15$ .

一个样品 (M11-1) 具有异常低的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值, 其 Rb/Sr 比值为 3.9, 铈的初始比值也较低 (为 0.707 9), 由于该岩石样品新鲜, 主量、微量和稀土元素组成与另一个细粒花岗岩样品相似, 排除了因样品蚀变或风化导致铈初始比值偏低的可能性, 但不清楚该样品具有异常铈和钆同位素组成的原因. 肉红色花岗岩 (M02-1) 的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值介于灰白色粗粒和细粒花岗岩之间, 为 -8.4, 其铈初始比值 0.690 9 较低, 可能是因为样品具有异常高的 Rb/Sr 比值 (高达 23) 而导致  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值测试的偏差, 使得样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值不准确. 蒙山花岗岩的 Nd 同位素组成显示出 S-型花岗岩的特征.

### 5 锆石 Hf 同位素分析结果

利用 MC-LA-ICP-MS 对蒙山早晚两次岩浆活动形成的花岗岩进行了锆石 Hf 同位素组成的微区原位测定, 分析了灰白色粗粒花岗岩 (J03-8-1) 中的 19 颗锆石, 灰白色细粒花岗岩 (J03-8-2) 中的 17 颗锆石共 19 个分析点, 除了 J03-8-2 中有 2 个分析点打在了具有核-幔结构的锆石核部外, 其他分析点均打在具有明显岩浆环带的部位. 锆石 Hf 同位素的参数以  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  和亏损地幔 Hf 模式年龄  $t_{\text{DM1}}$ 、亏损地幔二阶段 Hf 模式年龄 ( $t_{\text{DM2}}$ ) 给出, 在  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值计算中, 采用了 Blilchert-Toft and Albarède (1997) 推荐的球粒陨石  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  和  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  值, 计算  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  时所用的  $^{176}\text{Lu}$  衰变常数为  $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ .

计算亏损地幔的模式年龄时,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283 25$ ,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.033 2$  (Blilchert-Toft and Albarède, 1997), 假设平均大陆地壳的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ . 测定结果和计算参数见表 4.

J03-8-1 中, 除 1 颗锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(235)$  为 -5.20 外, 其他锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(236)$  均为正值 (0.11~5.64), 集中分布于 1.10~2.65;  $t_{\text{DM1}}$  为 668~1 083 Ma, 集中在 782~866 Ma,  $t_{\text{DM2}}$  集中在 1 096~1 186 Ma. J03-8-2 中锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(217)$  值, 除 1 个分析点为 -0.01 外, 其他均为正值, 多数分布在 1.71~4.98, 明显高于样品 J03-8-1;  $t_{\text{DM1}}$  为 512~882 Ma, 集中在 671~832 Ma,  $t_{\text{DM2}}$  集中于 932~1 139 Ma.

### 6 讨论

#### 6.1 蒙山花岗岩的物质来源和 Nd-Hf 同位素的解耦

蒙山花岗岩属准铝-过铝质, 部分花岗岩为强过铝质. 强过铝质花岗岩一般被认为是地壳中富铝质沉积物部分熔融的产物, 其  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  比值可以在一定程度上反映源区长石与粘土的比率, 可作为判断其源区成分的重要指标之一. 由泥质岩石熔融生成的强过铝花岗岩, 其  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值一般小于 0.3, 而由杂砂岩熔融形成的花岗岩, 其  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值一般大于 0.3 (张宏飞等, 2007; 时章亮等, 2009). 蒙山灰白色粗粒过铝质花岗岩和肉红色花岗岩的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值小于 0.3, 反映物源为泥质岩石; 而灰

表 4 蒙山花岗岩锆石 Hf 同位素组成

Table 4 Zircon Hf isotopic data of the Mengshan granites in northwestern Jiangxi Province

分析点	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$2\sigma$	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$
J03-8-1-01	0.055 704	0.0019 54	0.282 706	0.000 032	0.282 698	2.54	1.15	793	1100
J03-8-1-02	0.029 480	0.001 129	0.282 662	0.000 031	0.282 657	1.10	1.09	838	1 192
J03-8-1-03	0.038 329	0.001 365	0.282 706	0.000 020	0.282 700	2.60	0.73	782	1 096
J03-8-1-04	0.080 020	0.002 980	0.282 673	0.000 020	0.282 659	1.18	0.70	866	1 186
J03-8-1-05	0.042 995	0.001 577	0.282 679	0.000 020	0.282 672	1.64	0.70	824	1 157
J03-8-1-06	0.019 555	0.000 734	0.282 686	0.000 024	0.282 682	2.00	0.86	797	1 135
J03-8-1-07	0.083 403	0.002 975	0.282 678	0.000 033	0.282 664	1.36	1.17	859	1 175
J03-8-1-08	0.028 742	0.001 124	0.282 667	0.000 022	0.282 662	1.28	0.79	831	1 180
J03-8-1-09	0.036 504	0.001 267	0.282 700	0.000 024	0.282 694	2.40	0.85	788	1 109
J03-8-1-10	0.043 663	0.001 687	0.282 671	0.000 028	0.282 664	1.33	0.98	838	1 177
J03-8-1-11	0.060 723	0.002 254	0.282 684	0.000 021	0.282 674	1.70	0.76	832	1 154
J03-8-1-12	0.030 108	0.001 176	0.282 634	0.000 021	0.282 629	0.11	0.73	879	1 255
J03-8-1-13	0.028 188	0.001 085	0.282 725	0.000 023	0.282 720	3.34	0.80	748	1 050
J03-8-1-14	0.021 363	0.000 825	0.282 483	0.000 021	0.282 479	-5.20	0.73	1 083	1 590
J03-8-1-15	0.056 724	0.002 154	0.282 795	0.000 029	0.282 785	5.64	1.03	668	903
J03-8-1-16	0.038 010	0.001 430	0.282 636	0.000 033	0.282 629	0.12	1.15	883	1 254
J03-8-1-17	0.061 538	0.002 301	0.282 682	0.000 026	0.282 671	1.61	0.92	837	1 160
J03-8-1-18	0.080 442	0.002 908	0.282 714	0.000 024	0.282 701	2.65	0.85	803	1 093
J03-8-1-19	0.032 634	0.001 254	0.282 678	0.000 026	0.282 672	1.63	0.90	819	1 158
J03-8-2-01	0.036 919	0.000 956	0.282 704	0.000 034	0.282 700	2.23	1.20	775	1 106
J03-8-2-02	0.058 048	0.001 413	0.282 784	0.000 025	0.282 778	4.98	0.87	671	932
J03-8-2-03	0.050 658	0.001 269	0.282 743	0.000 028	0.282 738	3.57	1.00	726	1 021
J03-8-2-04	0.036 283	0.000 944	0.282 728	0.000 026	0.282 725	3.09	0.91	741	1 052
J03-8-2-05	0.031 344	0.000 750	0.282 729	0.000 024	0.282 726	3.16	0.85	735	1 048
J03-8-2-06-1 幔	0.027 832	0.000 752	0.282 734	0.000 028	0.282 730	3.30	0.99	730	1 038
J03-8-2-06-2 核	0.124 967	0.004 544	0.282 829	0.000 027	0.282 810	6.12	0.94	662	859
J03-8-2-07	0.069 408	0.002 049	0.282 901	0.000 032	0.282 893	9.03	1.13	512	673
J03-8-2-08	0.047 067	0.001 334	0.282 747	0.000 026	0.282 742	3.70	0.92	721	1 013
J03-8-2-9	0.048 853	0.001 671	0.282 760	0.000 027	0.282 753	4.10	0.94	710	988
J03-8-2-10	0.040 507	0.001 425	0.282 692	0.000 020	0.282 687	1.75	0.70	802	1 137
J03-8-2-11	0.069 663	0.002 350	0.282 786	0.000 027	0.282 777	4.93	0.97	685	934
J03-8-2-12	0.034 146	0.001 232	0.282 679	0.000 029	0.282 674	1.29	1.03	817	1 166
J03-8-2-13	0.102 195	0.003 548	0.282 789	0.000 034	0.282 775	4.87	1.20	704	939
J03-8-2-14-1 核	0.063 694	0.002 336	0.282 838	0.000 022	0.282 829	6.78	0.79	608	817
J03-8-2-14-2 幔	0.051 092	0.001 973	0.282 645	0.000 017	0.282 637	-0.01	0.61	882	1 248
J03-8-2-15	0.058 644	0.002 140	0.282 783	0.000 026	0.282 774	4.85	0.91	685	940
J03-8-2-16	0.088 017	0.003 167	0.282 698	0.000 022	0.282 685	1.71	0.78	832	1 139
J03-8-2-17	0.029 419	0.001 128	0.282 669	0.000 019	0.282 664	0.96	0.67	828	1 187

注： $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  表示 Hf 同位素初始比值； $t_{\text{DM1}}$  表示相对亏损地幔的 Hf 模式年龄； $t_{\text{DM2}}$  表示 Hf 同位素两阶段模式年龄，采用平均大陆壳  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$  (Griffin *et al.*, 2002) 进行计算。

白色细粒过铝质花岗岩的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  大于 0.3，反映物源为杂砂岩；此外，它们对应的  $\text{Rb}/\text{Sr}$  和  $\text{Rb}/\text{Ba}$  比值也反映它们的物源存在一定差别。

蒙山花岗岩产于“九岭古岛弧区”、第 1 次形成的灰白色粗粒花岗岩 (J03-8-1) 中，锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  和  $t_{\text{DM2}}$  分布比较集中，Hf 模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  集中于 1 096~

1 186 Ma，推测蒙山花岗岩的物源主要为新元古代的古岛弧物质，且锆石结晶于成分相对均匀的岩浆。细粒花岗岩样品 J03-8-2 中，锆石有 2 种类型：一种锆石的 CL 亮度较亮、基本不显环带，另一种锆石的 CL 亮度较暗且具有清晰密集的环带，前者的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值较高，相应的  $t_{\text{DM2}}$  较低，但具有与其他锆石近一致

的结晶年龄,常作为核被后者包裹(图2)。它们较高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值可能反映锆石结晶于相对基性的岩浆,然后在较酸性的、地壳存留时间较长的岩浆中继续生长,形成清晰的、有密集环带的幔。此外,不同锆石颗粒之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相差较大(可达9个单位),说明岩浆的来源不单一。部分分析点的二阶段 Hf 模式年龄小于 750 Ma,单阶段 Hf 模式年龄低至 512~662 Ma,小于区域上新元古代基性岩浆侵入的时间。区域资料表明,在印支运动以前,扬子陆块东南缘曾在中元古代晚期—新元古代(Zheng *et al.*, 2007, 2008)发生了较明显的地壳增生,但尚未有资料显示该区在加里东期有明显的新生地壳生长。蒙山细粒花岗岩锆石 Hf 的模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  小于区域上最年轻地壳的生长时间,很可能反映岩体在形成时有新生幔源岩浆的加入。此外,野外可观察到局部细粒花岗岩的岩性不均匀,并含一些暗色包体,包体中的矿物组成与细粒花岗岩一致,但其中的角闪石含量明显增加,这些现象也反映细粒花岗岩成岩过程中,有少量基性岩浆的加入。由于细粒花岗岩与粗粒花岗岩具有相似的地球化学特征,因此推测该次岩浆主要由新元古代早期的岛弧地壳熔融形成,成岩过程中有少量幔源岩浆的加入。本文对第2次侵入的肉红色黑云母花岗岩未做锆石的 Hf 同位素研究,但据其地球化学特征、同位素组成与其他两次侵入的花岗岩比较接近,推测其物源也应该主要来源于新元古代的年轻地壳。花岗岩的  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值可以用于判别源区部分熔融温度(Sylvester, 1998):若  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 100$ ,部分熔融温度低于 875 °C;若  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 100$ ,则部分熔融温度高于 875 °C。高温型过铝质花岗岩的成因,与地幔软流圈的上涌导致地壳受地幔热的输入而诱发部分熔融有关(张宏飞等,2007)。由表2可知,蒙山花岗岩(花岗岩脉除外)的  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值全部  $< 100$ ;此外,蒙山花岗岩的锆石饱和温度较高(768~808 °C),围岩发生大范围的矽卡岩化,说明蒙山花岗岩形成温度较高。根据以上资料推测,蒙山花岗岩的形成与基性岩浆的底侵作用有关。

华南印支期的基性岩规模较小,目前仅在湘南道县一带发现有 220~230 Ma 辉长岩包体及虎子岩基性岩(郭锋等,1997;Dai *et al.*, 2008),暗示 220~230 Ma 期间华南可能存在着诱发印支期过铝质花岗岩形成的岩浆底侵作用。Wang *et al.* (2007) 提出,湖南印支期花岗岩可分为两组,一组为具有 I-型花岗岩特征的准铝质—弱铝质花岗岩;另一组

为具有 S-型花岗岩特征的过铝质花岗岩,强过铝质花岗岩是由于加厚地壳中含水矿物(如白云母、绿帘石/黝帘石)的脱水反应导致地壳物质的熔融形成,而准铝质花岗岩具有 I-型花岗岩的特征,可能是由底侵的基性岩浆加热熔融地壳物质所致,花岗岩形成过程中有幔源岩浆的加入。本文的研究也表明,底侵的基性岩浆引起地壳物质的熔融,形成华南部分印支期花岗岩是完全有可能的。

蒙山花岗岩的 Nd 同位素与区域上出露的新元古代九岭花岗岩(Li *et al.*, 2003;Zhong *et al.*, 2007)和中元古界双桥山群的 Nd 同位素组成非常接近(张海祥等,2000),似乎暗示着蒙山花岗岩和九岭花岗岩可能由双桥山群部分熔融形成。然而,蒙山花岗岩 2 个锆石样品的 Hf 模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  集中分布在 0.9~1.1 Ga,小于新元古代九岭各期花岗岩锆石的 Hf 模式年龄(四期花岗岩的  $t_{\text{DM2}}$  集中分布于 1.2~1.4 Ga)(钟玉芳,2007;Zhong *et al.*, 2007)。蒙山花岗岩锆石 Hf 的  $t_{\text{DM2}}$  明显小于花岗岩 Nd 同位素的模式年龄( $t_{\text{DM2}} = 1.5 \sim 1.8$  Ga),全岩 Nd 同位素和锆石 Hf 同位素出现了解耦,这与扬子陆块东南缘的皖南新元古代花岗闪长岩(Wu *et al.*, 2006;Zheng *et al.*, 2007, 2008)及九岭新元古代花岗闪长岩(钟玉芳,2007;Zhong *et al.*, 2007)中出现的 Nd-Hf 同位素解耦的情况相似,而且蒙山花岗岩的 Nd 和 Hf 同位素的模式年龄相差更大,解耦的程度更明显。由此可见,扬子陆块东南缘不仅新元古代花岗岩出现 Nd-Hf 同位素解耦,印支期花岗岩中也同样出现 Nd-Hf 同位素的解耦。花岗岩 Nd-Hf 同位素解耦的原因比较复杂,目前国内外的学者对此问题的研究比较少,关于花岗岩 Nd-Hf 同位素解耦的原因还不是很清楚。一些学者(Wu *et al.*, 2006;Zheng *et al.*, 2007)曾提出所谓的“锆石效应”可能是造成扬子陆块东南缘新元古代 S-型花岗岩 Nd-Hf 同位素解耦的原因。然而,本文认为,下述因素可能是造成区域上花岗岩 Nd-Hf 同位素解耦的主要原因:在板块俯冲带,Nd 在俯冲过程产生的流体和熔体中其溶解性较 Hf 强,因此俯冲产生的流体/熔体具有高的 Nd/Hf 比值,其 Nd/Sm、Nd/Hf 值都高于球粒陨石,被这样的流体/熔体交代过的地幔,其 Nd-Hf 会发生解耦(Pearce *et al.*, 1999;Vervoort and Blichert-Toft, 1999;Polat and Münker, 2004;Janney *et al.*, 2005)。因而与被俯冲流体/熔体交代过的古岛弧区岩石有密切关系的物源花岗岩质岩浆,极可能继承其物源的特点而出现

Nd-Hf 同位素的解耦. 在上述情况下, 锆石的 Hf 同位素组成更能代表花岗岩的物源组成. 皖南—九岭地区在中元古代晚期—新元古代早期发生了弧—陆碰撞(Zheng *et al.*, 2007, 2008; Li *et al.*, 2008), 皖南—九岭地区的新元古代花岗岩和印支期蒙山花岗岩都具有弧源花岗岩的特征. 皖南新元古代 820~830 Ma 花岗岩的物源主要为新元古代早期弧—陆碰撞时增生的地壳经过快速的风化—搬运—沉积旋回的沉积物部分熔融形成(Wu *et al.*, 2006; Zheng *et al.*, 2007), 九岭花岗岩的物源由中元古界的地层和新元古代早期的岛弧地壳组成(Zhong *et al.*, 2007; 钟玉芳, 2007). 蒙山花岗岩锆石的 Hf 模式年龄明显小于新元古代花岗岩锆石的 Hf 模式年龄, 与弧源地壳增生的时间比较接近, 说明其物源主要为新元古代早期的岛弧物质. 因此, 花岗岩形成过程中新元古代早期古岛弧物质作为主要物源的参与和再造很可能是导致扬子陆块东南缘花岗岩 Nd-Hf 同位素解耦的主要原因, 可能由于古岛弧物质在蒙山花岗岩物源中所占的比例较大, 从而使蒙山花岗岩 Nd-Hf 同位素解耦程度也较九岭新元古代花岗岩更为明显.

## 6.2 华南印支期花岗岩形成构造背景的探讨

华南印支期的构造背景一直受到众多地质工作者的关注, 关于华南早中生代地质背景和印支期花岗岩的成因机制仍存在很大的争议, 主要的分歧在于华南早中生代的构造演化主要受控于古特提斯洋闭合引起的印支造山还是受古太平洋向华南陆块的西北向俯冲.

国内较多学者(孙涛等, 2003; 王德滋和沈渭洲, 2003; 周新民, 2003; 张文兰等, 2004; 丁兴等, 2005; 凌洪飞等, 2005; 梁新权等, 2005; 周新民等, 2007; Liang and Li, 2005; Zhou *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2007; Yu *et al.*, 2007; Shu *et al.*, 2008; Cai and Zhang, 2009)采用 Carter *et al.* (2001)提出的模型来理解华南印支期的动力学背景, 认为华南二叠—三叠纪的变质、变形和岩浆活动事件与华南板块—印支板块以及华南—华北板块在二叠纪的碰撞拼合有关, 并认为太平洋板块对华南陆块的西向俯冲可能直到晚中生代才开始启动. 持这一模式的学者在解释印支期花岗岩的成因时又存在一些差异: 如 Wang *et al.* (2007)认为, 华南印支期的花岗岩大致可分为印支早期(228~243 Ma)和印支晚期(220~206 Ma)两组, 因华南印支期花岗岩的形成时间与西南面越南境内的印支运动和北面的大别造山带具

有很好的时序耦合性, 因此认为华南印支期花岗岩的形成与华南陆块周缘强烈的俯冲/碰撞造山作用有关, 印支早期的花岗岩由加厚地壳物质部分熔融形成, 印支晚期花岗岩的形成与造山后环境下基性岩浆底侵有关. 王德滋和沈渭洲(2003)、孙涛等(2003)、周新民(2003), 周新民等(2007)、Zhou *et al.* (2006)则认为, 华南大多数印支期花岗岩的形成时间是 210~240 Ma, 它们滞后于印支碰撞运动之后约 20 Ma 才形成, 属于碰撞后花岗岩, 在地壳减薄、减压熔融为主导的机制下, 在中地壳深度, 早—中元古代泥砂质沉积变质岩系发生部分熔融形成. 而 Yu *et al.* (2007)则认为, 华南印支期花岗岩不可能形成于加厚地壳应力释放的伸展垮塌环境, 而形成于挤压环境.

最近, Li and Li(2007)提出太平洋板块平板式俯冲(flat-slab)模式来解释华南自早中生代以来的构造演化: 从早中生代(约 265 Ma)开始, 古太平洋板块开始沿 NW 向平缓地俯冲于欧亚大陆之下, 导致了华南大规模的印支期造山和印支—燕山期宽达 1 300 km 的岩浆活动, 在燕山早期, 由于板块的折断和反转, 华南陆块出现了大规模非造山的岩浆活动. 该模型把印支期花岗岩划属同造山花岗岩. Wang *et al.* (2005a)曾提出, 福建铁山(U-Pb 年龄为  $254 \pm 4$  Ma)和洋坊(U-Pb 年龄为  $242 \pm 4$  Ma)碱性正长岩形成于古太平洋西向俯冲导致的华南板块内部的区域伸展环境. 此外, 最近 Carter *et al.* (2001)、Carter and Clift(2008)、Ferrari *et al.* (2008)也提出, 印支运动仅限于描述越南境内与大陆生长有关的变形, 不应与华南地区三叠纪的岩浆作用、变质变形作用相联系, 华南和越南在三叠纪的变形在形式和起因上都存在明显的差别; 印支运动作为主要的造山事件仍缺乏证据, 华南陆块和印支板块在三叠纪的碰撞也缺乏确凿的证据; 华南印支期的构造—岩浆热事件与古太平洋的 NW 向俯冲有关.

华南印支期花岗岩的时空及成因类型的分布规律是探讨华南印支期构造背景的关键, 但目前对这一问题的认识仍存在不同的意见. 周新民等(2007)认为, 华南印支期的花岗岩总体呈面上分布. 然而, 随着近年来对华南花岗岩精确年代学数据的获得和积累, 不难发现, 华南印支期花岗岩在空间分布上具有线性特征(图 1): 在桂东南、武夷山一带的印支期花岗岩的空间分布及岩体的展布主要受 NE 向断裂带的控制(王岳军等, 2005; Wang *et al.*, 2005b; Li and Li, 2007; Wang *et al.*, 2007; Yu *et al.*,

2007),以被动侵位机制和弱挤压或挤压应力松弛环境下侵位为主.而在湖南省至赣南、粤北一带,印支期花岗岩的空间分布主要受 NW 向和 EW 向断裂带的控制:阳明山—大义山、瓦屋塘—关帝庙—将军庙、白马山—歌马等岩体形成了东西向的花岗岩带,粤北的贵东岩体的产出也严格受 E-W 向深大断裂的控制(周新民等,2007),其他印支期花岗岩则沿着 NW 向的常德—安仁断裂、邵阳—郴州断裂呈串珠状分布.从花岗岩成因类型的空间分布上看,桂东南、武夷山一带的印支期花岗岩(除了福建境内发现的碱性正长岩外)几乎全部为 S-型的强过铝花岗岩(邓希光等,2004;周新民等,2007);而湖南境内的印支期花岗岩则分为 2 种成因类型:一种为过铝质的 S-型花岗岩,另一种为具有 I-型花岗岩特征的壳幔混源型的准铝质—弱过铝质花岗岩,并且在湖南道县一带发现有小规模印支期基性岩浆的活动.近年来,在华南东南大陆的政和—大埔断裂和武平—浦城断裂一带发现了印支早期的碱性正长岩(Wang *et al.*, 2005a);在海南岛三亚发现了锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $244 \pm 7$  Ma 石榴霓辉石正长岩(谢才富等,2005),其 Sr、Nd、Pb 同位素组成与 EM 型富集岩石圈地幔类似;此外,在海南岛中部还发现了锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $272 \pm 7$  Ma 的钾玄岩(谢才富等,2006)和大量与俯冲有关的  $267 \sim 262$  Ma 钙碱性 I-型花岗岩和  $249 \sim 217$  Ma 高钾钙碱性 I-型花岗岩(李孙雄等,2005;Li and Li, 2007),这些岩浆活动记录了活动大陆边缘的存在(Li *et al.*, 2006).海南岛在印支期的构造线方向为 NEE-NE 向,与中国东南大陆印支期的构造线一致(谢才富等,2006),说明二者在印支期处于同一构造背景中.此外,华南晚二叠—中三叠沉积盆地的展向、同期的褶皱和推覆带的延伸方向主要为 NE 向(Shu *et al.*, 2008),并且华南印支期推覆作用、变质作用和岩浆活动的年龄有向内陆逐渐年轻化的趋势(Li and Li, 2007).

虽然周新民等(2007)认为,南岭印支期花岗岩的成因与印支运动有关,但同时也指出,对华南地区南北两侧的印支造山带,现有资料尚难以解释 2 个问题:(1)大别造山带不存在晚古生代—早、中三叠世特提斯洋的物质证据;(2)滇西—孟连—北越马江带虽有印支期蛇绿岩证据和韧性剪切年龄,但其构造线方向为 NW-SE,被认为是代表印支期华南陆块和越南板块碰撞证据的滇西—孟连—北越马江带蛇绿岩带,其方向是 NW 向.

由此可见,尽管印支期的花岗岩在形成时间上与华南周缘的造山作用具有较好的时序耦合,但如果把印支期花岗岩的成因与华南陆块周缘的造山运动联系起来仍然是令人费解的,印支造山带的展布方向与华南印支期主体为 NE 向的褶皱和推覆构造延伸方向极不协调,也难以解释华南印支期花岗岩的成因类型及其空间分布特征.因此,用华南板块周缘的印支造山事件来解释华南印支期的变质、变形和构造—岩浆热事件是值得置疑的. Wang *et al.* (2007)提出,湖南印支晚期花岗岩的形成与造山后环境下基性岩浆底侵有关.然而,湖南境内具有类似 I-型花岗岩特征的印支期花岗岩并非都形成于印支晚期,也有部分形成于印支早期(如五峰仙、阳明山、巷子口岩体).因此,具有类似 I-型花岗岩特征的印支期花岗岩的成因可能与基性岩浆的底侵有关,但不一定形成于造山后环境.

越来越多的证据表明,华南早中生代以来的构造—岩浆热事件可能与古太平洋的西北向俯冲有关.如政和—大埔断裂及其附近以及海南岛,发现了形成于伸展环境的印支早期的碱性岩、钾玄岩(Wang *et al.*, 2005a)以及 I-型岛弧花岗岩(Li *et al.*, 2006),这些花岗岩类岩石的形成与岛弧岩浆或流体/熔体有关,说明它们的成因可能与印支早期(约 265 Ma)开始启动的古太平洋的俯冲有关.此外,Chen *et al.* (2006)对台湾西面和闽江河口处的沉积物进行独居石的 CHIME 定年结果显示,有大量的  $275 \sim 195$  Ma 的热事件记录,并在约 275 Ma、220 Ma 和 195 Ma 处分别有一个明显的峰值.据 Xu *et al.* (2007)对华夏陆块东部的瓯江和华夏陆块西部的北江河流沉积物中碎屑锆石的年龄谱研究表明,以政和—大埔断裂为界的华夏东部和西部,从太古代到加里东期,具有不同的演化历史,但二者在印支期都有强烈的构造—热事件.这两项研究都表明,虽然华南陆块东南部出露的印支期花岗岩规模不如华南其他地方,但中国东南部在印支期的构造—热事件是非常强烈的,并且该区在印支早期的构造—热事件启动的时间可能早于越南境内印支早期的构造—热事件的时间( $258 \pm 6$  Ma $\sim 243 \pm 5$  Ma(Carter *et al.*, 2001)),更早于扬子板块与华北板块  $220 \sim 240$  Ma 的主碰撞期(Faure *et al.*, 2003; Weislogel *et al.*, 2006),这显然难以用华南陆块南北两侧造山作用的制约来解释华南印支期花岗岩的成因.

华南没有平行于 Sibumasu 和印支—华南板块碰撞带的印支造山带,因此华南印支期花岗岩不可

能形成于加厚地壳应力释放的伸展垮塌环境,而形成于挤压环境,华南印支期花岗岩很少出现定向面理,并非沿着造山带集中分布(Yu *et al.*, 2007). 在华夏陆块内部,花岗岩的产出主要受 NE 向断裂带控制;扬子陆块内部的湖南境内,则主要受 NW 向和 EW 向两组断裂带的控制,少数受 NE 向断裂控制. 虽然 Yu *et al.* (2007) 提出华南印支期花岗岩的成因受挤压形成的 NEE 和 NNW 向的走向剪切断层所控制. 然而, Yu *et al.* (2007) 所推测的湖南境内的 NEE 和 NNW 向的两组断裂的走向及位置缺乏足够的地质资料证明. 根据前人的研究(湖南省地质矿产局, 1988; 饶家荣等, 1993), 控制湖南印支期花岗岩空间分布的两组断裂带(NW 向和 EW 向断裂带)中的 EW 向断裂是基底断裂, 而 NW 向的常德—安仁断裂和郴州—邵阳断裂为地壳断裂. 过去认为沿常德—安仁断裂分布有一些加里东、印支、燕山等期的岩体, 由此推断该断裂形成于加里东期(饶家荣等, 1993). 但分布于该断裂带的桃江岩体, 过去认为其形成于加里东期(湖南省地质矿产局, 1982), 后经锆石 SHRIMP 测年研究甄别为印支期(课题组未刊资料), 且目前尚无可靠的年龄资料表明沿该断裂分布的岩坝桥、吴集等岩体形成于加里东期. 一般认为, 扬子陆块和华夏陆块在加里东期之后才形成统一的块体, 而 NW 向的常德—安仁断裂带从湖南北部一直延伸至广东东南面, NW 向的郴州—邵阳断裂也向南延伸至广东仁化一带, 这两条断裂均穿越了扬子陆块和华夏陆块的界线, 且一些印支期花岗岩沿着该断裂呈串珠状分布, 说明这两条断裂应该形成于印支期. 此外, 湖南省内其他印支期花岗岩则主要受 EW 向断裂带的控制, 沿着这两组断裂带分布的花岗岩既有印支早期的也有印支晚期的. 由此推测, 湖南省内 NW 向和 EW 向的断裂带可能是由应力剪切造成的两组共轭断裂带, 从这两组断裂带的空间分布来看, 导致这两组共轭断裂带形成的应力应该来自于东南方向(图 1). 这与 Wang *et al.* (2005b) 推测湖南雪峰山一带在印支期的构造应力场为沿 NW-SE 向缩短的挤压应力场, 向 NW 方向推覆的结论是一致的. 此外, 华南其他地方印支期构造线主要为 NE 向, 也说明挤压应力来自东南方向.

赣西北地区印支期的构造线主体为 NEE 向, 来自东南方向的应力挤压造成了武功山地区印支期的变质变形事件, 而在武功山北面的萍乡—广丰深大断裂附近, 可能造成局部的伸展及古断裂带的活化, 导致少量基性岩浆沿该断裂上升和底侵, 使地壳

物质发生部分熔融形成花岗质岩浆, 少量基性岩浆混入壳源岩浆, 形成了蒙山复式花岗岩体.

综上所述, 华南印支期的构造—岩浆热事件的动力应该来源于古太平洋向华南板块的俯冲. 在俯冲带附近的海南岛、政和—大埔断裂及武平—浦城断裂之间的弧后走滑区, 形成了一些拉张背景下产出的印支早期的碱性岩(Li and Li, 2007); 而桂东南—南岭—武夷山一带, 由于古太平洋俯冲造成对华南陆块的挤压, 形成了一系列 NE 向的逆冲推覆构造, 使该区地壳增厚, 导致部分地壳物质熔融, 岩浆沿着 NE 向的断裂侵位, 形成了该区呈 NE 向分布的地壳重熔型的过铝质花岗岩; 在离俯冲带较远的湖南、粤北地区, 形成了两组共轭走滑断裂, 在断裂带中发生减压, 有利于流体的渗入, 从而使地壳物质发生部分熔融在部分地区形成过铝质的 S-型花岗岩(Yu *et al.*, 2007), 而且一些深断裂也为幔源岩浆提供了上升通道, 因此在部分地区发生基性岩浆的底侵及其与壳源岩浆的混合作用, 形成了一些岩性特征与桂东南—武夷山一带的印支期花岗岩岩性等特征有所不同的、具 I-型特征的准铝质—弱过铝质花岗岩, 同时基性岩浆的侵入也为下地壳的高温熔融提供了热量, 湖南、粤北境内的部分印支期花岗岩的形成可能与基性岩浆的底侵有关.

致谢: 锆石的 LA-ICPMS 年龄测试得到了西北大学袁洪林教授和中国地质大学(武汉)刘勇胜教授的指导和帮助, 锆石 Hf 同位素的测试得到了中科院地质与地球物理所吴福元、谢烈文研究员和杨岳衡博士的指导和帮助, 锆石制靶和阴极发光照相得到了中国地质科学院矿产资源研究所周剑雄研究员、陈振宇博士的帮助, 岩石样品的微量和稀土元素的测试得到了陈福坤研究员的帮助, Sr-Nd 同位素测定得到了中国地质大学(武汉)凌文黎、周炼教授的帮助, 在此一并表示衷心的感谢. 感谢审稿人对本文修改提出的建设性意见!

## References

- Bo, D. Y., Huang, J. Z., Wang, X. H., et al., 2006. Sinistral strike-slip motion of the NW-trending Shaoyang-Chenzhou fault and genesis of the N-S-trending Shuikou-shan-Xianghualing tectonic zone in Hunan. *Geology in China*, 33(1): 56–63 (in Chinese with English abstract).
- Bilichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*,

- 148(1-2); 243-258. doi:10.1016/S0012-821X(97)00040-X
- Boynnton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Henderson, P., ed., Rare earth element geochemistry. Elsevier, 63-114.
- Cai, J. X., Zhang, K. J., 2009. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic. *Tectonophysics*, 467(1-4): 35-43. doi:10.1016/j.tecto.2008.12.003
- Carter, A., Clift, P. D., 2008. Was the Indosinian orogeny a Triassic mountain building or a thermotectonic reactivation event? *C. R. Geoscience*, 340(2-3): 83-93. doi:10.1016/j.crte.2007.08.011
- Carter, A., Roques, D., Bristow, C., et al., 2001. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia; significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogen) in Vietnam. *Geology*, 29(3): 211-214. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0211:UMAI>2.0.CO;2
- Chen, C. H., Lu, H. Y., Lin, W., et al., 2006. Thermal event records in SE China coastal areas: constraints from Monazite ages of beach sands from two sides of the Taiwan Strait. *Chemical Geology*, 231(1-2): 118-134. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.01.023
- Chen, W. F., Chen, P. R., Huang, H. Y., et al., 2007. Chronological and geochemical studies of granite and enclave in Baimashan pluton, Hunan, South China. *Science in China (Series D)*, 50(11): 1606-1627.
- Connelly, J. N., 2001. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. *Chemical Geology*, 172(1-2): 25-39. doi:10.1016/S0009-2541(00)00234-5
- Dai, B. Z., Jiang, S. Y., Jiang, Y. H., 2008. Geochronology, geochemistry and Hf-Sr-Nd isotopic compositions of Huziyuan mafic xenoliths, southern Hunan Province, South China; petrogenesis and implications for lower crust evolution. *Lithos*, 102(1-2): 65-87. doi:10.1016/j.lithos.2007.08.010
- Deng, X. G., Chen, Z. G., Li, X. H., et al., 2004. SHRIMP U-Pb zircon dating of the Darongshan-Shiwandashan granitoid belt in southeastern Guangxi, China. *Geological Review*, 50(4): 426-432 (in Chinese with English abstract).
- Ding, X., Chen, P. R., Chen, W. F., et al., 2005. Single zircon LA-ICPMS U-Pb dating of Weishan granite (Hunan, South China) and its petrogenetic significance. *Science in China (Series D)*, 35(7): 606-616 (in Chinese).
- Faure, M., Lin, W., Schärer, U., et al., 2003. Continental subduction and exhumation of UHP rocks; structural and geochronological insights from the Dabieshan (East China). *Lithos*, 70(3-4): 213-241. doi:10.1016/S0024-4937(03)00100-2
- Ferrari, O. M., Hochard, C., Stampfli, G. M., 2008. An alternative plate tectonic model for the Palaeozoic-Early Mesozoic Palaeotethyan evolution of Southeast Asia (northern Thailand-Burma). *Tectonophysics*, 451(1-4): 346-365. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.065
- Gao, S., Ling, W. L., Qiu, Y. M., et al., 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*, 62(13-14): 2071-2088. doi:10.1016/S0016-7037(99)00153-2
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., et al., 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China; insitu analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3-4): 237-269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8
- Guo, F., Fan, W. M., Lin, G., et al., 1997. Sm-Nd dating and petrogenesis of Mesozoic gabbro xenolith in Daoxian County, Hunan Province. *Chinese Science Bulletin*, 42(21): 1814-1816.
- HNGBMR (Bureau of Geology and Mineral Resources of Hunan Province), 1988. Regional geology of the Hunan Province. Geological Publishing House, Beijing, 286-507 (in Chinese).
- Janney, P. E., Le Roex, A. P., Carlson, R. W., 2005. Hafnium isotope and trace element constraints on the nature of mantle heterogeneity beneath the central Southwest Indian ridge (13°E to 47°E). *Journal of Petrology*, 46(12): 2427-2464. doi:10.1093/petrology/egi060
- Li, S. X., Yun, P., Fan, Y., et al., 2005. Zircon U-Pb age and its geological significance for Qiongzong pluton in Qiongzong area, Hainan Island. *Geotectonica et Metallogenia*, 29(2): 227-233, 241 (in Chinese with English abstract).
- Li, X. H., Li, W. X., Li, Z. X., et al., 2008. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China; a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 102(1-2): 341-357. doi:10.1016/j.lithos.2007.04.007
- Li, X. H., Li, Z. X., Ge, W. C., 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. doi:10.1016/S0301-9268(02)00207-3

- Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., et al., 2006. Initiation of the Indosinian orogeny in South China: evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island. *The Journal of Geology*, 114(3): 341–353.
- Li, Z. X., Li, X. H., 2007. Formation of the 1 300 km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: a flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179–182. doi: 10.1130/G23193A.1
- Liang, X. Q., Li, X. H., 2005. Late Permian to Middle Triassic sedimentary records in Shiwandashan basin: implication for the Indosinian Yunkai orogenic belt, South China. *Sedimentary Geology*, 177(3–4): 297–320. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.03.009
- Liang, X. Q., Li, X. H., Qiu, Y. X., et al., 2005. Indosinian collisional orogeny: evidence from structural and sedimentary geology in Shiwandashan basin, South China. *Geotectonica et Metallogenia*, 29(1): 99–112 (in Chinese with English abstract).
- Ling, H. F., Shen, W. Z., Deng, P., et al., 2005. Study of geochemistry and petrogenesis of the Maofeng granites, northern Guangdong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 677–687 (in Chinese with English abstract).
- Lou, F. S., Shen, W. Z., Wang, D. Z., et al., 2005. Zircon U-Pb isotopic chronology of the Wugongshan dome compound granite in Jiangxi Province. *Acta Geologica Sinica*, 79(5): 636–644 (in Chinese with English abstract).
- Luo, Z. G., Wang, Y. J., Zhang, F. F., et al., 2010. LA-ICPMS zircon U-Pb dating for Baimashan and Jintan Indosinian granitic plutons and its petrogenetic implications. *Geotectonica et Metallogenia*, 34(2): 282–290 (in Chinese with English abstract).
- Mezger, K., Krogstad, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15(1): 127–140. doi: 10.1111/j.1525-1314.1997.00008.x
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*. 230–249.
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M., et al., 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology*, 40(11): 1579–1611. doi: 10.1093/ptro/40.11.1579
- Peng, B. X., Wang, Y. J., Fan, W. M., et al., 2006. LA-ICPMS zircon U-Pb dating for three Indosinian granitic plutons from central Hunan and western Guangdong provinces and its petrogenetic implications. *Acta Geologica Sinica*, 80(5): 660–669. doi: 10.1111/j.1755-6724.2006.tb00290.x
- Polat, A., Münker, C., 2004. Hf-Nd isotope evidence for contemporaneous subduction processes in the source of Late Archean arc lavas from the Superior Province, Canada. *Chem. Geol.*, 213(4): 403–429. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.08.016
- Rao, J. R., Wang, J. H., Cao, Y. Z., 1993. Deep structure in Hunan. *Hunan Geology*, 7(Suppl.): 1–101 (in Chinese).
- Shu, L. S., Faure, M., Wang, B., et al., 2008. Late Palaeozoic-Early Mesozoic geological features of South China: response to the Indosinian collision events in Southeast Asia. *C. R. Geoscience*, 340(2–3): 151–165. doi: 10.1016/j.crte.2007.10.01
- Shu, L. S., Sun, Y., Wang, D. Z., et al., 1998. Mesozoic doming extensional tectonics of Wugongshan, South China. *Science in China (Series D)*, 41(6): 601–608.
- Sun, T., 2006. A new map showing the distribution of granites in South China and its explanatory notes. *Geological Bulletin of China*, 25(3): 332–335 (in Chinese with English abstract).
- Sun, T., Zhou, X. M., Chen, P. R., et al., 2003. Mesozoic strongly peraluminous granites from eastern Nanling range, South China: petrogenesis and implications for tectonics. *Sciences in China (Series D)*, 48(2): 165–174.
- Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4): 29–44. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00024-3
- TGRGNP (The Granitoid Research Group of Nanling Project), Ministry of Geology and Mineral Resources, 1989. *Geology of granitoids of Nanling region and their petrogenesis and mineralization*. Geological Publishing House, Beijing, 18–66 (in Chinese).
- Vervoort, J. D., Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3–4): 533–556. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00274-9
- Wang, D. Z., Shen, W. Z., 2003. Genesis of granitoids and crustal evolution in Southeast China. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 209–220 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Q., Li, J. W., Jian, P., et al., 2005a. Alkaline syenites

- in eastern Cathaysia (South China): link to Permian-Triassic transtension. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4): 339-354. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.023
- Wang, Y. J., Zhang, Y. H., Fan, W. M., et al., 2005b. Structural signatures and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Indosinian Xuefengshan tectonic belt, South China block. *Journal of Structural Geology*, 27(6): 985-998. doi:10.1016/j.jsg.2005.04.004
- Wang, Y. J., Fan, W. M., Liang, X. Q., et al., 2005c. SHRIMP U-Pb zircon dating of the Indo-Sinian granitoids in Hunan Province and its petrogenetic implications. *Chinese Science Bulletin*, 50(12): 1259-1266 (in Chinese).
- Wang, Y. J., Fan, W. M., Sun, M., et al., 2007. Geochronological, geochemical and geothermal constraints on petrogenesis of the Indosinian peraluminous granites in the South China block: a case study in the Hunan Province. *Lithos*, 96(3-4): 475-502. doi:10.1016/j.lithos.2006.11.010
- Weislogel, A. L., Graham, S. A., Chang, E. Z., et al., 2006. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Songpan-Ganzi complex: sedimentary record of collision of the North and South China blocks. *Geology*, 34(2): 97-100. doi:10.1130/G21929.1
- Wu, R. X., Zheng, Y. F., Wu, Y. B., et al., 2006. Reworking of juvenile crust: element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. *Precambrian Research*, 146(3-4): 179-212. doi:10.1016/j.precamres.2006.01.012
- Xie, C. F., Zhu, J. C., Zhao, Z. J., et al., 2005. Zircon SHRIMP U-Pb age dating of garnet-acmite syenite: constraints on the Hercynian-Indosinia tectonic evolution of Hainan Island. *Geological Journal of China Universities*, 11(1): 47-57 (in Chinese with English abstract).
- Xie, C. F., Zhu, J. C., Ding, S. J., et al., 2006. Identification of Hercynian shoshonitic intrusive rocks in central Hainan Island and its geotectonic implications. *Chinese Science Bulletin*, 51(20): 2507-2519.
- Xu, P., Wu, F. Y., Xie, L. W., et al., 2004. Hf isotope compositions of the standard zircons for U-Pb dating. *Chinese Science Bulletin*, 49(14): 1403-1410 (in Chinese).
- Xu, X. S., Deng, P., O'Reilly, S. Y., et al., 2003. LAM-ICPMS U-Pb single zircon dating of the Guidong complex (SE China) and its petrogenetic significance. *Chinese Science Bulletin*, 48(17): 1892-1899 (in Chinese).
- Xu, X. S., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., et al., 2007. The crust of Cathaysia: age, assembly and reworking of two terranes. *Precambrian Research*, 158(2007): 51-78.
- Yu, J. H., O'Reilly, S. Y., Zhao, L., et al., 2007. Origin and evolution of topaz-bearing granites from the Nanling Range, South China: a geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic study. *Mineralogy and Petrology*, 90(3-4): 271-300.
- Yuan, H. L., Wu, F. Y., Gao, S., et al., 2003. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. *Chinese Sci Bull*, 48(22): 2411-2421.
- Zhang, H. F., Xu, W. C., Guo, J. Q., et al., 2007. Indosinian orogenesis of the Gangdise terrane: evidences from zircon U-Pb dating and petrogenesis of granitoids. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(2): 155-166 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. X., Sun, D. Z., Zhu, B. Q., et al., 2000. Pb, Nd isotopic study of Proterozoic metamorphic sediments in North Jiangxi and its tectonic significance. *Regional Geology of China*, 19(1): 66-71 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, W. L., Hua, R. M., Wang, R. C., et al., 2004. Single Zircon U-Pb isotopic age of the Wuliting granite in Dajishan area of Jiangxi, and its geological implication. *Acta Geologica Sinica*, 78(3): 352-358 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. F., Wu, R. X., Wu, Y. B., et al., 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. doi:10.1016/j.precamres.2008.01.004
- Zheng, Y. F., Zhang, S. B., Zhao, Z. F., et al., 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: implications for growth and reworking of continental crust. *Lithos*, 96(1-2): 127-150. doi:10.1016/j.lithos.2006.10.003
- Zhong, Y. F., 2007. Petrogenesis and geological significance of Jiuling granitic complex batholith in northern Jiangxi Province (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese).
- Zhong, Y. F., Ma, C. Q., She, Z. B., et al., 2007. Study on source rocks of Jiuling Neoproterozoic granitoids in northern Jiangxi Province. *Journal of China University*

of *Geosciences*, 18(Special Issue): 458—460.

Zhou, X. M., 2003. My thinking about granite genesis of South China. *Geological Journal of University*, 9(4): 556—565 (in Chinese with English abstract).

Zhou, X. M., Chen, P. R., Xu, X. S., et al., 2007. Petrogenesis of the Mesozoic granites and the dynamic evolution of lithosphere in Nanling region. Science Press, Beijing (in Chinese).

Zhou, X. M., Sun, T., Shen, W. Z., et al., 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution. *Episodes*, 29: 26—33.

### 附中文参考文献

柏道远, 黄建中, 王先辉, 等, 2006. 湖南邵阳—郴州北西向断裂左旋走滑暨水口山—香花岭南北向构造成因. *中国地质*, 33(1): 56—63.

陈卫锋, 陈培荣, 黄宏业, 等, 2007. 湖南白马山岩体花岗岩及其包体的年代学和地球化学研究. *中国科学(D辑)*, 37(7): 873—893.

邓希光, 陈志刚, 李献华, 等, 2004. 桂东南地区大容山—十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. *地质论评*, 50(4): 426—432.

地矿部南岭项目花岗岩专题组, 1989. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京: 地质出版社, 18—66.

丁兴, 陈培荣, 陈卫锋, 等, 2005. 湖南浏山花岗岩中锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年: 成岩启示和意义. *中国科学(D辑)*, 35(7): 606—616.

郭锋, 范蔚茗, 林舸, 等, 1997. 湘南道县辉长岩包体的年代学研究及成因探讨. *科学通报*, 42(15): 1661—1664.

湖南省地质矿产局, 1988. 湖南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 286—507.

李孙雄, 云平, 范渊, 等, 2005. 海南岛琼中地区琼中岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. *大地构造与成矿学*, 29(2): 227—233, 241.

梁新权, 李献华, 丘元禧, 等, 2005. 华南印支期碰撞造山——十万大山盆地构造和沉积学证据. *大地构造与成矿学*, 29(1): 99—112.

凌洪飞, 沈渭洲, 邓平, 等, 2005. 粤北帽峰花岗岩体地球化学特征及成因研究. *岩石学报*, 21(3): 677—687.

楼法生, 沈渭洲, 王德滋, 等, 2005. 江西武功山穹隆复式花岗岩的锆石 U-Pb 年代学研究. *地质学报*, 79(5): 636—644.

罗志高, 王岳军, 张菲菲, 等, 2010. 金滩和白马山印支期花岗岩体 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年及其成岩启示. *大地*

*构造与成矿学*, 34(2): 282—290.

饶家荣, 王纪恒, 曹一中, 1993. 湖南深部构造. *湖南地质*, 7(增刊): 1—101.

时章亮, 张宏飞, 蔡宏明, 2009. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 34(4): 569—584.

舒良树, 孙岩, 王德滋, 等, 1998. 华南武功山中生代伸展构造. *中国科学(D辑)*, 28(5): 431—438.

孙涛, 2006. 新编华南花岗岩分布图及其说明. *地质通报*, 25(3): 332—335.

孙涛, 周新民, 陈培荣, 等, 2003. 南岭东段中生代过铝花岗岩成因及其大地构造意义. *中国科学(D辑)*, 33(12): 1209—1218.

王德滋, 沈渭洲, 2003. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化. *地质前缘*, 10(3): 209—220.

王岳军, 范蔚茗, 梁新权, 等, 2005. 湖南印支期花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其成因启示. *科学通报*, 50(12): 1259—1266.

徐夕生, 邓平, S. Y. O'Reilly, 等, 2003. 华南贵东杂岩体单颗粒锆石激光探针 ICPMS U-Pb 定年及其成岩意义. *科学通报*, 48(12): 1328—1334.

谢才富, 朱金初, 赵子杰, 等, 2005. 三亚石榴霓辉石正长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 对海南岛海西—印支期构造演化的制约. *高校地质学报*, 11(1): 47—57.

谢才富, 朱金初, 丁式江, 等, 2006. 琼中海西期钾玄质侵入岩的厘定及其构造意义. *科学通报*, 51(16): 1944—1954.

徐平, 吴福元, 谢烈文, 等, 2004. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素. *科学通报*, 49(14): 1403—1410.

袁洪林, 吴福元, 高山, 等, 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. *科学通报*, 48(14): 1511—1520.

张海洋, 孙大中, 朱炳泉, 等, 2000. 赣北元古代变质沉积岩的铅钨同位素特征. *中国区域地质*, 19(1): 66—71.

张宏飞, 徐旺春, 郭建秋, 等, 2007. 冈底斯印支期造山事件: 花岗岩类锆石 U-Pb 年代学和岩石成因证据. *地球科学——中国地质大学学报*, 32(2): 155—166.

张文兰, 华仁民, 王汝成, 等, 2004. 江西大吉山五里亭花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄及其地质意义探讨. *地质学报*, 78(3): 352—358.

钟玉芳, 2007. 赣北地区九岭复式花岗岩基的成因及成岩意义(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.

周新民, 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考. *高校地质学报*, 9(4): 556—565.

周新民, 陈培荣, 徐夕生, 等, 2007. 南岭地区中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社