

文章编号: 1007-3701(2011)02-0090-011

南岭地区新元古代花岗岩的岩石成因及构造意义

贾小辉, 王晓地, 牛志军, 杨文强

(武汉地质矿产研究所, 武汉 430205)

摘要:南岭地区新元古代花岗岩表现出了一定的共性:片麻状构造和过铝质特征。南岭西段岩体可归属于S型花岗岩,主要源自基底变沉积岩石的部分熔融,成岩过程中有少量幔源组分的参与;东段岩体为铝质A型花岗岩,源自还原性的长英质火成岩,有变沉积物的参与。这些花岗岩可能形成于“短期的地幔柱活动+长时限的俯冲”的构造背景中。

关键词:新元古代花岗岩;岩石成因;构造背景;南岭地区

中图分类号:P588.12

文献标识码:A

扬子地块周边地区新元古代花岗岩一直是研究的热点问题^[1-4],随着Rodinia超大陆及其裂解问题研究的兴起,这些花岗岩的岩石成因及构造意义引起了更加普遍的关注^[5-7]。相对而言,华夏地块极少有相关报道,南岭地区也是如此,研究程度极低。本文将南岭地区作为一个整体,通过对南岭地区西段和东段新元古代花岗岩的形成时代、岩石学、矿物学、地球化学等方面差异的对比分析,探讨它们的岩石成因和构造背景。

1 南岭地区新元古代花岗岩时空分布

1.1 空间分布

新元古代花岗岩,在华南地区主要分布于广义的板溪群所在区域,即带状的“江南古陆”^[8],如桂北本洞和三防、赣北九岭、皖南休宁和许村等,联系到川西、陕南、豫南-鄂北等地同期花岗岩和火山岩,共同构成了分布于扬子地块周围的环形岩浆岩带,且大体上分布于扬子地块周边内侧位置。此外,湖南金狮冲、佛岭冲等地也有零星分布^[9]。对于

南岭地区而言,除桂北地区外,其余地区很少有新元古代花岗岩的相关报道。最近,1:5万城步幅区调报告^①和1:25万连平幅区调报告^②分别发现了湘南城步花岗岩和粤北细坳花岗岩,二者均形成于新元古代,为南岭地区前寒武纪花岗岩类的研究提供了宝贵资料。前人已对华南地区前寒武纪花岗岩类进行过大量的研究^[8-9],在高精度测年资料基础上,我们对华南地区典型岩体的形成时代进行了汇总(表1)。

1.2 同位素年龄

随着实验仪器精度的提高和试验方法的日渐完善,越来越多的高精度定年结果被报道,这对于古老的花岗岩的研究具有非常重要的意义。由于实验条件的制约和认识的差异,南岭西段桂北地区新元古代花岗岩类年代学的研究经历了漫长的争论过程,最近才逐渐明朗。通过精确定年,在湘南和粤北等地也发现了新元古代花岗岩。

桂北地区前寒武纪花岗岩可以分为两类,一类是中酸性的花岗闪长岩及少量的石英闪长岩和英云闪长岩,代表岩体有本洞、龙有、大寨、寨滚、蒙洞口和峒马等;另一类是酸性的黑云母花岗岩,黑云母二长花岗岩和少量的二云母碱长花岗岩,岩体有三防、元宝山、平英、天朋等。早期年龄数据比较分散且普遍偏老,对于本洞花岗闪长岩,伍实^[17]测得的矿物U-Pb年龄为1100 Ma,所测的四组U-Pb年龄不一致,线性关系很不好,仅有一个上交点;赵

收稿日期:2010-09-28

基金项目:南岭成矿带基础地质综合研究项目(K201024)和中南地区基础地质综合研究项目(D200611)资助。

作者简介:贾小辉(1980—),男,硕士,现从事岩石地球化学研究工作。Email: jxh1226@126.com

①湖南地质调查院,湖南城步1:5万区调报告,2009。

②广东省佛山地质局,广东1:25万连平县幅区调报告,2009

子杰等^[18]获得全岩 Rb - Sr 年龄为 957 ± 64 Ma,但由于后期热事件对 Rb - Sr 体系扰动较大,对于这些古老岩石而言,该方法误差太大;李献华^[19]获得 SHRIMP 锆石 U - Pb 年龄为 820 ± 7 Ma;王孝磊等^[3]获得 LA-ICP-MS 锆石 U - Pb 年龄为 822.7 ± 3.8 Ma,与李献华所测结果一致,可以代表本洞岩体的形成年龄。花岗岩的年龄测定结果也有很多报道,如赵子杰等^[18]三防花岗岩的全岩 Rb - Sr 等时线年龄为 845.2 Ma,锆石 U - Pb 表面年龄为 899.2 Ma;李献华^[19]获得三防花岗岩颗粒锆石 U - Pb 年龄为 825 ± 6 Ma,元宝山颗粒锆石 U - Pb 年龄为 824 ± 4 Ma,因此认为本洞和三防、元宝山岩体为同期岩浆活动的产物($820\sim825$ Ma)。但该结论与地质事实相悖,野外可见三防岩体侵入本洞岩体,田朋岩体侵入寨滚岩体,且本洞岩体东部为丹洲群所覆盖,表明花岗闪长岩形成时代要早于黑云母花岗岩^[5]。王孝磊等^[3]获得三防 LA-ICP-MS 锆石 U - Pb 年龄为 804.3 ± 5.2 Ma、田朋 LA-ICP-MS 锆石 U - Pb 年龄为 794.2 ± 8.1 Ma,该组年龄所用实验手段更为精确,且与地质事实相吻合,更可能代表岩体的形成年龄。

表 1 华南地区前寒武纪典型花岗岩类岩体及年代表
Table 1 Isotopic age statistics of typical Precambrian granite in South China

| 区域 | 岩体 | 主要岩性 | 同位素年龄(Ma) | 定年方法 | 来源 |
|----|-----|----------|---------------|-----------|----------------------------------|
| 桂北 | 本洞 | 花岗闪长岩 | 822.7 ± 3.8 | LA-ICP-MS | 王孝磊等 ^[3] |
| | 三防 | 黑云母花岗岩 | 804.5 ± 5.2 | LA-ICP-MS | 王孝磊等 ^[3] |
| 湘南 | 城步 | 黑云母二长花岗岩 | 806 ± 9 | SHRIMP | 湖南地质调查院 ^① |
| | 城步 | 黑云母花岗闪长岩 | 807 ± 11 | SHRIMP | 湖南地质调查院 ^① |
| 粤北 | 细坳 | 黑云母二长花岗岩 | 742.3 ± 9.3 | SHRIMP | 广东佛山地质局 ^② |
| | 下仔坑 | 花岗闪长岩 | 996 ± 29 | Pb-Pb | 广东佛山地质局 ^② |
| 赣北 | 九岭 | 堇青石花岗岩 | 818 ± 10 | SHRIMP | 李献华等 ^[11] |
| | 许村 | 堇青石花岗岩 | 829 ± 11 | SHRIMP | 李献华等 ^[11] |
| 皖南 | 休宁 | 堇青石花岗岩 | 964 ± 184 | 全岩 Rb-Sr | 周新民和王德滋 ^[12] |
| | 歙县 | 堇青石花岗岩 | 825 ± 3 | 单颗粒锆石 | 唐红峰等 ^[13] |
| 湖北 | 黄陵 | 奥长花岗岩 | 819 ± 7 | SHRIMP | 马国干等 ^[14] |
| 云南 | 峨山 | 黑云母钾长花岗岩 | 819 ± 8 | SHRIMP | Li et al. ^[4] |
| 陕西 | 汉南 | 花岗质杂岩 | 824.8 ± 3.8 | Rb-Sr | 张宗清等 ^[15] |
| 川西 | 格宗 | 花岗岩 | 829 | 锆石 U-Pb | Roger & Calassou ^[16] |

湖南地质调查院获得湘南城步地区花岗闪长岩和花岗岩的 SHRIMP 锆石 U - Pb 年龄分别为 806 ± 9 Ma 和 807 ± 11 Ma,与三防、田朋等岩体在误差范围之内一致。广东省佛山地质局^②测得粤北细坳花岗岩的 SHRIMP 锆石 U - Pb 年龄为 742.3 ± 9.3 Ma,晚于桂北及湘南地区 $60\sim80$ Ma。此外,最近于津海等^[20]通过对南岭东段闽西南地区麻粒岩相变质岩的研究,认为其原岩为新元古代(~736 Ma)的花岗质岩石,说明该地区存在 ~740 Ma的花岗质岩浆活动。

就目前报道来看,南岭地区新元古代花岗岩

主要表现为西部形成时代较早,且大体上可分为 $830\sim820$ Ma 和 $810\sim800$ Ma 的两期,岩浆活动也较为剧烈;而东部地区形成时代较晚($745\sim735$ Ma),岩浆活动表现相对较弱。

2 岩石学特征

南岭西段桂北地区 $830\sim820$ Ma 期间的花岗岩类,主要岩性为花岗闪长岩,少量石英闪长岩和英云闪长岩,花岗闪长岩与石英闪长岩不具有明显的岩相分带现象,不含闪长质包体。主要造岩矿物为石英、斜长石、钾长石和黑云母,缺乏角闪石。有时黑云母边缘出现次生白云母。副矿物为钛铁矿、

①湖南地质调查院,湖南城步 1:5 万区调报告,2009。
②广东省佛山地质局,广东 1:25 万连平县幅区调报告,2009

磁铁矿、磷灰石、绿帘石、锆石及金红石,以钛铁矿为主^[21],无榍石。本洞岩体中可见少量的石榴子石。岩石中含有大量的黑云母,缺乏原生白云母和晚期电气石。英云闪长岩中常见铬尖晶石,赵子杰等^[18]认为它们不是花岗岩类的同生副矿物,而是一种“继承性”矿物,可能是从围岩中捕获,或者是作为一种源岩的耐熔矿物继承下来。铬尖晶石的存在,可能暗示基底地层中的变质镁铁质-超镁铁质岩石可能参与了花岗闪长岩的成岩过程^[9]。但对于铬尖晶石本身的矿物学、来源及其对花岗岩类成因的指示意义等问题仍有待进一步研究。

南岭西段晚期(810~800 Ma)黑云母花岗岩的岩石组合为斑状二长花岗岩、斑状花岗岩和二云母花岗岩,片麻状构造。主要造岩矿物为石英、钾长石、斜长石、黑云母和少量白云母。普遍含有电气石囊状集合体和电英岩包体,呈圆球-椭球状,大小不一,说明在岩体形成时,挥发份中含有相当多的硼(B)^[22]。副矿物组合中出现原生白云母和电气石等矿物,还普遍出现石榴子石,并发现少量刚玉,显示了岩石的过铝质特征。湘南城步地区新元古代花岗岩岩性较为复杂,主要为黑云母花岗闪长岩、二长花岗岩,其次为花岗斑岩,岩石变质变形较强烈,一般为片麻状构造、花岗变晶结构或变余花岗结构^[10]。其中花岗闪长岩变质后成二长片麻岩,片麻状构造表现为变晶长石、石英及云母等矿物定向分布。主要造岩矿物为石英、斜长石、钾长石、黑云母和少量白云母。二长花岗岩也为片麻状构造,花岗变晶结构。主要造岩矿物与花岗闪长岩相同。

南岭东段粤北地区细坳岩体为一套片麻状中酸性岩类,主要岩性为二长花岗岩,局部为块状、条纹条带状和眼球状构造。主要造岩矿物为石英、斜长石、钾长石,少量黑云母和白云母^②。副矿物以石榴子石为主,次为磁铁矿、黄铁矿、独居石和锆石等。相对于桂北地区黑云母花岗岩,细坳花岗岩中的黑云母含量较少,副矿物组合明显不同。

南岭地区新元古代花岗岩表现出了某些共性:首先,岩石类型及主要造岩矿物基本一致,均含有白云母及石榴子石,均表现出过铝质的特征(桂北早期花岗岩除外);其次,均为片麻状构造。该特点与华南其他地区同期块状花岗岩不同,后者普遍

含有丰富的高铝矿物堇青石^[6],如赣北九岭,皖南休宁、许村、歙县花岗岩等。这些含堇青石花岗岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值趋近于零,表现出矿物学特征与同位素证据相互矛盾的特点^[12]。一般来说,堇青石花岗岩形成于较大深度,不太富水,有幔源底侵玄武质岩浆卷入,甚至是玄武岩直接部分熔融所形成。南岭地区片麻状花岗岩在岩石类型、成因及物源等方面与这些堇青石花岗岩差异显著^[9],暗示它们之间的岩石成因有较大差异。此外,南岭地区新元古代花岗岩均未发现角闪石,这对岩石成因类型的判别起着一定的指示作用。城步地区花岗岩与桂北地区黑云母花岗岩无论是岩石构造,还是造岩矿物上均非常接近,暗示它们的源区可能比较接近;而细坳花岗岩与南岭西段地区黑云母花岗岩相比,黑云母含量较少,副矿物组合有较大差异。

3 地球化学特征

3.1 元素地球化学

南岭地区新元古代花岗岩比较突出的共性是过铝质-强过铝质,具有高的全碱含量。在 SiO_2 - K_2O 图解上(图1a),南岭西段地区花岗岩类大部分落入高钾钙碱性岩图区,而城步花岗岩一部分落入钙碱性岩区,东段细坳花岗岩则落入橄榄玄粗岩系列。几乎所有的样品 A/CNK 均 >1.1 ,在 A/CNK - A/NK 图解上绝大部分样品落入过铝质图区(图1b),其中城步花岗岩最高(大多数样品 >1.4)表现为强过铝质。相对而言,细坳花岗岩具有更高的全铁(FeO^T)、 MgO 、 MnO 、 CaO 、 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})$ 值以及更高的全碱含量和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值,相对低的 SiO_2 、 Na_2O 、 P_2O_5 等元素。

微量元素特征上,细坳花岗岩具有相对高的REE总量($229.5\times 10^{-6}\sim 415.7\times 10^{-6}$),轻重稀土元素分馏程度强($(\text{La}/\text{Yb})_N=9.27\sim 11.6$),Eu负异常相对不明显($\delta\text{Eu}=0.53\sim 0.81$)。城步花岗岩与桂北地区花岗岩闪长岩具有非常一致的稀土元素配分模式,桂北黑云母花岗岩稀土元素总量最低,且轻重稀土分馏不明显,具有明显的稀土四分组效应,说明在岩浆演化的晚期有较多流体组分的参与。桂北地区花岗岩类具有富集高场强元素HFSE(Zr、P和HREE等)而亏损大离子亲石元素LILE(Ba、Sr等),城步花岗岩与细坳花岗岩均表现为富集大离

①湖南地质调查院,湖南城步1:5万区调报告,2009。

②广东省佛山地质局,广东1:25万连平县幅区调报告,2009。

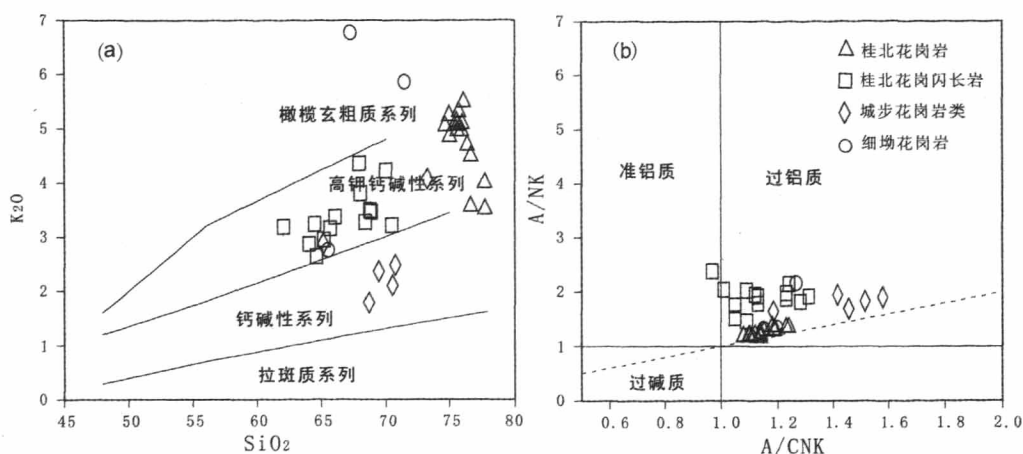


图1 南岭地区前寒武纪花岗岩的 SiO_2 - K_2O 图(a)^[23]和 A/CNK - A/NK 图(b)

Fig. 1 SiO_2 - K_2O (a) and A/CNK - A/NK (b) plots for Precambrian granites in the Nanling area
桂北花岗岩、花岗岩闪长岩数据引自文献^[5]和^[7];城步花岗岩数据引自^①;细坳花岗岩数据引自^②

子亲石元素 LILE (Rb、Ba、K、Sr 等) 而亏损高场强元素 HFSE (Nb、Ta、Zr、P、Ti 等), 城步花岗岩具明显的 Sr 亏损, 结合其具有 Eu 负异常的特点, 暗示岩浆在演化过程中有斜长石的结晶分离。

3.2 同位素地球化学

由于城步和细坳岩体仍没有同位素资料的报道, 我们将南岭西段桂北地区花岗岩类的 Nd 同位素进行汇总。桂北地区黑云母花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值一般 < -5 , Nd 同位素两阶段模式年龄 $T_{2\text{DM}}$ 为 1.8 ~ 2.1 Ga, 花岗闪长岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值一般 > -5 , Nd 同位素两阶段模式年龄 $T_{2\text{DM}}$ 为 1.8 ~ 1.9 Ga。李献华和 McCulloch^[24] 对桂北四堡群变质基底岩石进行了 Nd 同位素测定, 根据其结果, 以 825 Ma 计算变沉积岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-8.0 \sim 0.4$, Nd 同位素两阶段模式年龄 $T_{2\text{DM}}$ 为 1.5 ~ 2.1 Ga, 黑云母花岗岩和花岗闪长岩均在该范围内变化 (图 2)。区域上基性岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-7.1 \sim 5.1$, Nd 同位素两阶段模式年龄 $T_{2\text{DM}}$ 为 1.1 ~ 2.1 Ga, 花岗闪长岩与之相似 (图 3)。此外, 锆石原位 Hf 同位素也表明桂北地区花岗岩和花岗闪长岩的源区组分主要为壳源物质。花岗岩与花岗闪长岩 Hf 同位素组成基本一致, 花岗岩的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282175 \sim 0.282149$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -5.25 \sim -4.4$, Hf 同位素两阶段模式年龄 $T_{2\text{DM}} = 1.7 \sim 1.8$ Ga; 花岗闪长岩 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282176$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -3.70$, Hf 同位素两阶段模式年龄 $T_{2\text{DM}} = 1.7$ Ga^[3]。

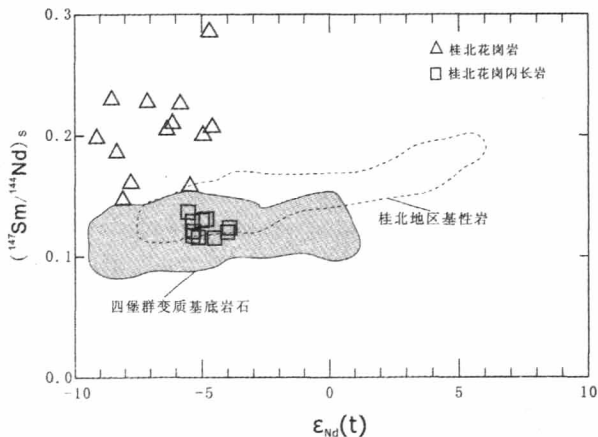


图2 桂北地区花岗岩类 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s$ 图解

Fig. 2 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s$ plot for granites in northern Guangxi province

(图例同图 1, 四堡群变质基底岩和基性岩数据分别引自文献^[24-25])

4 岩石成因

4.1 岩石成因类型

花岗岩的成因类型是花岗岩研究的基础问题, 而对于华南地区这些古老的花岗岩而言, 这种基础性问题的研究往往存在很大争议, 说明华南新元古代花岗岩的研究程度仍然很低。如桂北地区新元古代花岗岩类历经近半个世纪的研究, 其岩石成因类型存在 M 型、I 型和 S 型花岗岩之争, 迄今仍不能完全统一认识。

①湖南地质调查院, 湖南城步 1:5 万区调报告, 2009。

②广东省佛山地质局, 广东 1:25 万连平县幅区调报告, 2009。

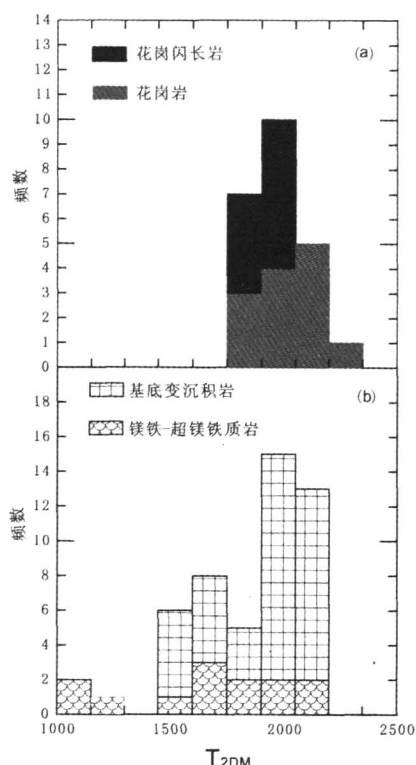


图3 Hf同位素两阶段模式年龄 T_{DM2} 频谱图

Fig. 3 The frequency diagram for T_{DM2} model ages calculated from isotopic compositions of Hafnium

徐克勤^[26]和王德滋^[27-28]认为广西本洞岩体和浙江西裘岩体是华南地区典型的幔源型花岗岩,即本洞岩体为M型花岗岩;赵子杰等^[18]通过对本洞和三防岩体的岩石化学、同位素研究,认为前者应相当于I型花岗岩,后者应归属于S型花岗岩;揭开了桂北花岗岩到底是M型和I型花岗岩之争的序幕^[9]。大量的研究成果显示,桂北地区本洞花岗闪长岩的矿物学及同位素组成与大洋斜长花岗岩差异显著,不可能是M型花岗岩类,而地球化学特征上与I型花岗岩也具较大差异^[3-5,21-22,25],因此,将桂北地区花岗岩类归属于S型花岗岩可能更加合理。主要证据有:(1)在矿物学上,含有大量的过铝质矿物电气石、石榴石,标准矿物刚玉;副矿物以钛铁矿为主,属于钛铁矿系列花岗岩;不含I型花岗岩的标准矿物角闪石。(2)在元素地球化学上,主量元素相对贫 Na_2O 、而富 K_2O 、 P_2O_5 等,在 SiO_2 - P_2O_5 图解上(图4), P_2O_5 不随 SiO_2 的增加而呈现明显的降低趋势,与I型花岗岩演化趋势具有明显差异;在 Rb - Y 和 Rb - Th 图解上(图5),花岗闪长岩和黑云母花岗岩样品均与S型花岗岩演化趋势基本一致。(3)同位素组成,花岗闪长岩与黑云母花岗岩具有低的 $\epsilon_{Nd}(t)$

值,与四堡群变质沉积岩一致^[24];它们都具有高的O同位素组成($\delta^{18}O\text{‰}=8.1\sim 14.1$),表现出壳源特征^[18]。(4)锆饱和温度^[29],估算花岗闪长岩形成温度相对较高($751\sim 784^\circ\text{C}$),黑云母花岗岩较低($743\sim 774^\circ\text{C}$),但均不高于 800°C (图6)。

以上证据表明,桂北地区新元古代花岗岩类应归属于S型花岗岩。城步岩体与桂北地区岩体在矿物组合、地球化学特征上具有相似性,更重要的是城步花岗岩与桂北黑云母花岗岩形成时代一致,二者处于同一区域,可能是同源、同次岩浆活动的产物,属于后碰撞花岗岩^[10]。

我们初步认为,南岭东段细坳花岗岩可能是铝质A型花岗岩,其理由是:(1)在矿物学上,细坳岩体不含角闪石、堇青石、红柱石等特征矿物,与铝质A型花岗岩矿物组合相似,如福建沿海铝质A型花岗岩^[30];(2)在地球化学特征上,高的 FeO^T 含量($3.36\text{ wt.}\%\sim 6.46\text{ wt.}\%$)和 FeO^T/MgO 值,低的 P_2O_5 含量($0.07\text{ wt.}\%\sim 0.12\text{ wt.}\%$),稀土元素含量较高,为轻稀土元素富集型;(3)形成温度上,岩体形成温度估算为 $807\sim 894^\circ\text{C}$,高的岩浆形成温度,与A型花岗岩相仿;(4)区域上同期的双峰式火山岩的发育^[31],暗示岩浆形成时处于伸展的构造背景下,为A型花岗岩的形成提供了便利条件。

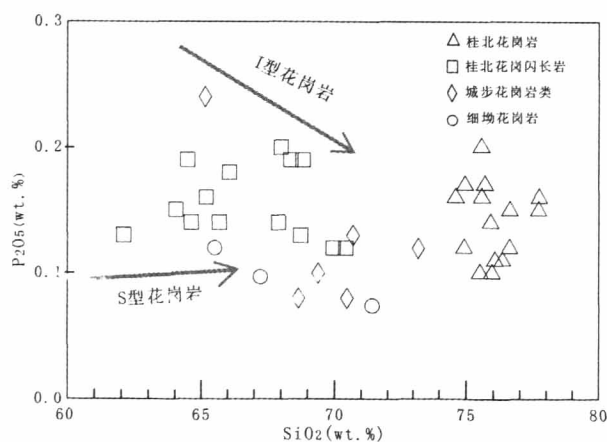


图4 SiO_2 - P_2O_5 图解(图例同图1)

Fig. 4 SiO_2 vs P_2O_5 diagram

4.2 物源判别

南岭西段桂北地区花岗闪长岩和黑云母花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为低的负值($-9.1\sim -3.9$),表明它们主要源于地壳物质的部分熔融^[5]。其中黑云母花岗岩具有更低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值($-9.1\sim -4.6$),而花岗闪长岩相对较高(图3),暗示它们的源区存在一定差异。黑云母花

岗岩与四堡群变沉积岩具有一致的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和 $T_{2\text{DM}}$ 值,而花岗闪长岩与四堡群变质岩及区域上的镁铁质-超镁铁质岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和 $T_{2\text{DM}}$ 值具有一致性,暗示着黑云母花岗岩可能是四堡群变质基底直接部分熔融形成的,而花岗闪长岩的源区物质也主要来自四堡群基底,但在成岩过程中有幔源物质的参与,可能

是夹杂了镁铁-超镁铁质组分的成熟度低的地壳物质部分熔融形成的^[5],也可能是由成熟度高的地壳物质熔融形成的岩浆在成岩过程中有幔源物质的参与形成的^[25]。Hf同位素组成也支持上述结论。城步花岗岩与桂北地区花岗岩具有诸多相似之处,二者处于同一区域,可能具有相似的源区组成。

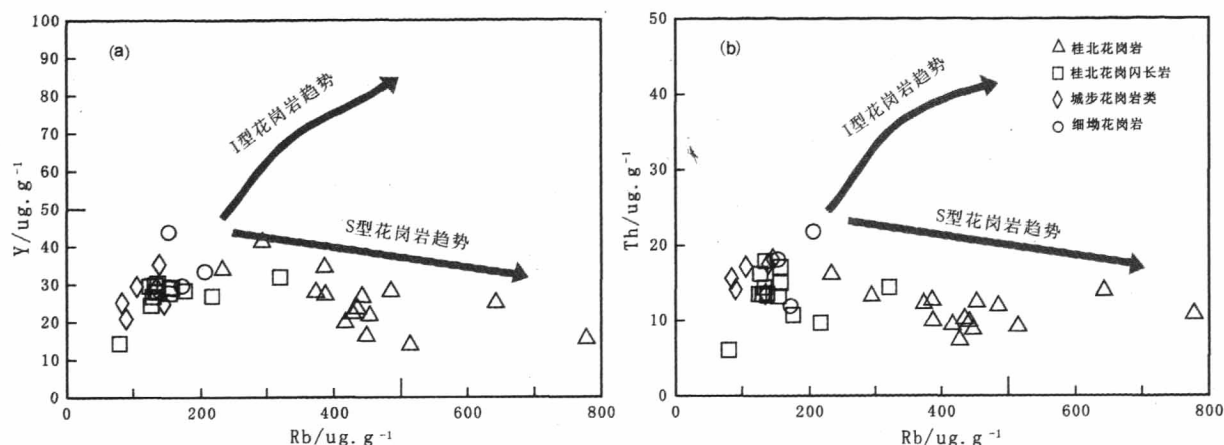


图5 Rb-Y(a)和Rb-Th图解(b)(图例同图1)

Fig. 5 Rb vs Y (a) and Rb vs Th (b) diagrams

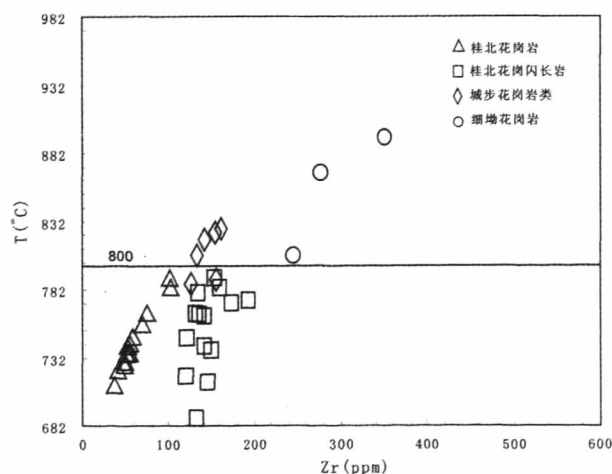


图6 Zr-T(°C)图解(图例同图1)

Fig. 6 Zr vs T(°C) diagram

南岭东段细坳花岗岩为铝质A型花岗岩,我们运用“还原型”和“氧化型”两个A型花岗岩亚类的分类方法对它进行研究。近些年来,有的学者把A型花岗岩依据氧化还原状态分类,即分为“还原型”和“氧化型”两个亚类^[32-33],这种分类抛开了构造环境对A型花岗岩亚类划分的约束,将A型花岗岩作为一个整体,综合野外地质、矿相学、地球化学以及物

理化学条件等因素对A型花岗岩进行新的解析^[33]。一般认为,氧化型A型花岗岩源自下地壳氧化性质的长英质火成岩^[33-34],还原型A型花岗岩源自还原性质的长英质火成岩,可能有变沉积物的参与^[34],或是源自分异的拉斑质源区^[32]。将细坳花岗岩样品投入相关图解,主要落入“还原型”A型花岗岩区(图7)。源自分异的拉斑质还原型花岗岩可由玄武质岩浆极度分异或者底侵玄武质的部分熔融形成,岩体中通常含有角闪石,局部可能有铁橄榄石甚至辉石,在地球化学特征上,表现为相对富铁、镁、钙(通常 $\text{FeO}^T > 3.0\%$ 、 $\text{MgO} > 0.2\%$ 、 $\text{CaO} > 1.5\%$),相对富集过渡元素(如,Cr、Ni、V等),一般具有高的成岩温度($> 900^\circ\text{C}$)。而细坳岩体仅含有少量的黑云母和白云母,相对贫铁、镁、钙和过渡元素,同时具有相对低的形成温度($807 \sim 894^\circ\text{C}$),所以,细坳花岗岩不可能源自分异的拉斑质源区。细坳花岗岩具有较为明显的壳源重熔的特点^①,其源区可能是还原性的长英质火成岩,且在成岩过程中可能有变沉积物的参与。

①广东省佛山地质局,广东1:25万连平县幅区调报告,2009.

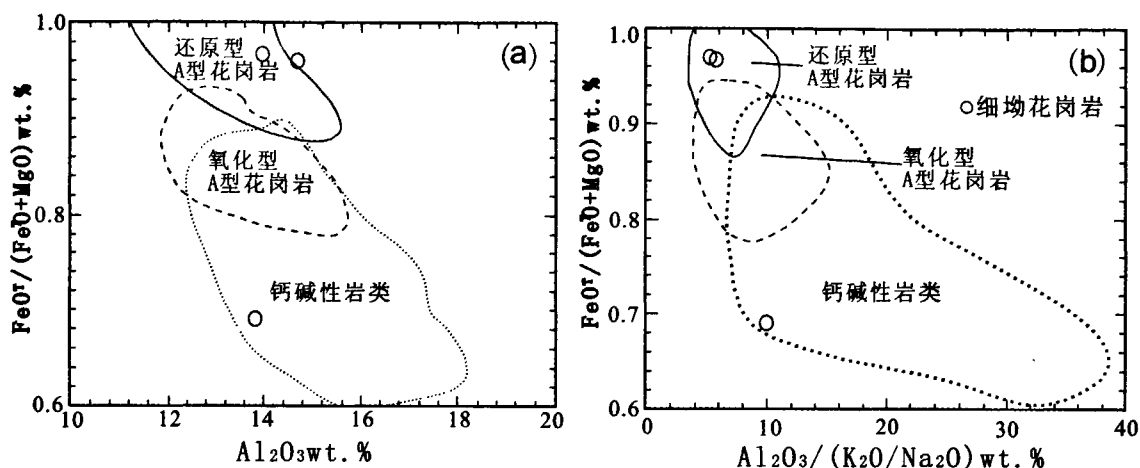


图7 Al_2O_3 - $\text{FeO}^\text{T}/(\text{FeO}^\text{T}+\text{MgO})$ (a)和 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ - $\text{FeO}^\text{T}/(\text{FeO}^\text{T}+\text{MgO})$ (b)图解^[33]

Fig. 7 Al_2O_3 - $\text{FeO}^\text{T}/(\text{FeO}^\text{T}+\text{MgO})$ (a) and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ - $\text{FeO}^\text{T}/(\text{FeO}^\text{T}+\text{MgO})$ (b) diagrams

5 构造意义

关于华南地区新元古代花岗岩的构造背景,迄今为止仍存在很大的争议,主流的观点大体上有两种:一是碰撞^[3, 5]或俯冲作用^[35],二是地幔柱或超级地幔柱^[6, 31]。桂北地区新元古代花岗岩类及其构造背景的研究一直是个热点课题,总体上也存在上述两种观点的分歧。刘家远^[9]将整个新元古代作为一个碰撞造山的构造旋回过程,把不同时期的花岗岩类的形成时代对应于前造山、同碰撞造山、晚碰撞造山和后碰撞造山四个阶段岩浆活动,而将桂北地区花岗岩类归于晚碰撞造山阶段(据修改后的年代学资料);邱检生等^[5]认为桂北花岗岩类是华夏地块与扬子地块由于俯冲作用(~1000 Ma)而产生的陆-陆碰撞期的岩浆活动,花岗闪长岩和黑云母花岗岩是俯冲碰撞的不同阶段的岩浆活动的产物;王孝磊等^[9]认为华夏地块与扬子地块碰撞俯冲作用的后期,即后碰撞阶段(~825 Ma),由于俯冲的岩石圈拆沉、深部地幔物质的上涌加热上伏地壳物质而产生了桂北地区花岗岩类。上述碰撞俯冲模式可以很好地解释扬子地块南缘的岩浆活动,但对于下列问题却缺乏说服力:(1)扬子地块周边地区,包括桂北、赣北、皖南、浙西、陕南、川西和湖北黄陵等大量分布的同期(~825 Ma)花岗岩类和镁铁质-超镁铁质岩(岩墙群),这些岩体在空间上不具有线形带状规律^[4],分布于扬子地块周边的内侧,大体上呈环带状^[8];(2)华南新元古代裂谷盆地群及其上覆的大量双峰式火山岩(~820 Ma)。这些地质现象不是单

一的华夏地块向扬子地块的俯冲所能解释的,扬子地块东西两侧都是岛弧的观点也不能囊括一切^[37]。对于解决上述问题,地幔柱或超级地幔柱的观点表现出了更大的优势,为越来越多的研究者所认同^[4, 6, 25, 31, 36]。如Li et al.^[4, 6, 36]认为~825 Ma开始的地幔柱活动,促使了Rodinia超大陆裂解,并形成了相应的板内花岗岩类和基性岩(或岩墙群);夏林圻等^[31]认为华南新元古代地幔柱或超级地幔柱作用,形成了830~780 Ma期间的岩浆活动。然而,至今仍然没有地幔柱活动直接产物的报道,目前算得上的证据主要有:(1)古地磁、岩相古地理证据^[6];(2)~825 Ma普遍发育的基性岩(岩墙群),其分布、产状规律有待进一步核查汇总;(3)桂北地区四堡群(及侵位其中的~820 Ma的花岗岩)与上覆裂谷型火山沉积岩之间的不整合接触,说明该地区地壳曾有过快速的抬升,而且抬升幅度高达几千米^[37]。而环扬子地块周边的环带状分布的大面积花岗岩确切地说只能作为地幔柱存在的必要条件,远不能作为证据看待。进一步,上述地幔柱或超级地幔柱观点忽视的一个问题是,地幔柱的活动时限。通常认为,地幔柱喷发时间<1~5 Ma,如德干高原玄武岩^[38]和峨眉山玄武岩^[39]。华南新元古代岩浆岩活动跨度较大,既有~825 Ma大量的花岗岩类和镁铁质-超镁铁质岩,也有大量827~746 Ma双峰式火山岩^[31],还有南岭东段~740 Ma的花岗岩岩浆活动^[20]。所以,单纯的地幔柱或超级地幔柱模式也不能解释华南新元古代岩浆活动问题。

鉴于上述论述,我们认为“短期的地幔柱+长时

限的俯冲作用”模式对理解华南包括南岭地区新元古代花岗岩及相应的岩石类型可能更为合适^[18,40]。可能的情况是:~825 Ma,地幔柱活动发生,由于侧向伸展作用及地幔岩浆带来的热量使得四堡群变质基底岩石部分熔融形成了花岗质岩浆,在其成岩过程中有镁铁质组分加入,最终形成了南岭西段~825 Ma的岩浆岩;之后的~820 Ma或更晚的某个时期,华夏地块与扬子地块碰撞俯冲,俯冲碰撞高峰之后,由于俯冲板块的拆沉引起了岩石圈的拉张,深部软流圈地幔物质上涌,拉张环境和深部带来的热量使得地壳发生部分熔融,形成了南岭西段桂北和湘南~800 Ma的花岗岩。在此期间,南岭东段由于距离地幔柱中心较远,影响较小,处于岩浆平静期。再之后,俯冲的板片发生类似于洋壳消减作用晚期的拆沉作用和后撤作用(slab roll-back)^[41],俯冲拆沉和俯冲后撤导致了岩石圈伸展,软流圈地幔上涌,形成了板内环境的岩浆活动,细坳铝质A型花岗岩就是在这种伸展的背景下形成的。此外,研究表明,地幔热柱的上升产生的水平应力不足以引起大陆裂解^[42-43],地幔柱活动可能仅仅决定了大陆裂解发生的时间和位置^[43],这就意味着新元古代华南 Rodinia 超大陆裂解的动力机制仍没有明确,而俯冲板片的拆沉和后撤作用则可以为超大陆裂解提供长期的动力来源。

6 结论

(1)南岭地区新元古代花岗岩类均为片麻状,均含有过铝质矿物,表现为过铝质-强过铝质特征,表现出了一定的共性。

(2)桂北地区新元古代花岗岩类为S型花岗岩,主要源自四堡群变质基底岩石,成岩过程中有少量幔源组分的参与;细坳岩体为铝质A型花岗岩,可能源自还原性的长英质火成岩,在成岩过程中可能有变沉积物的参与。

(3)~825 Ma发生的地幔柱活动,形成了扬子地块同期的岩浆岩,之后发生的俯冲及俯冲拆沉和后撤作用,形成了华南820~740Ma期间的岩浆活动。

徐德明研究员为本文提供了宝贵的修改意见,在此表示衷心感谢!

参考文献:

- [1] 郭令智,施央申,马瑞士,等.华南大地构造格架和地壳演化[A].第26界国际交流地质学术论文[C].北京:地质出版社,1980,109-116.
- [2] 邢凤鸣,徐祥,陈江峰,等.江南古陆东南缘晚元古代大陆增生史[J].地质学报,1992,66(1):59-72.
- [3] 王孝磊,周金城,邱检生,等.桂北新元古代强过铝花岗岩的成因:锆石年代学和Hf同位素制约[J].岩石学报,2006,22(2):326-342.
- [4] Li X H, Li Z X, Ge W, *et al.* Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? [J]. *Precambrian Res.*, 2003, 122: 45-83.
- [5] 邱检生,周金城,张光辉,等.桂北前寒武花岗岩类岩石的地球化学与成因[J].岩石矿物学杂志,2002,21(3):197-208.
- [6] Li Z X, Li X H, Kinny P D, *et al.* The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, 173: 171-181.
- [7] Li Z X, Li X H, Kinny P D, *et al.* Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia [J]. *Precambrian Res.*, 2003, 122: 85-109.
- [8] 周新民.对华南花岗岩研究的若干思考[J].高校地质学报,2003,9(4):556-565.
- [9] 刘家远.华南前寒武纪花岗岩类的构造演化、成因类型及与成矿的关系[J].安徽地质,1994,4(1-2):39-48.
- [10] 柏道远,贾宝华,刘到伟,等.湖南城步火成岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其对江南造山带新元古代构造演化的约束[J].地质学报,2010,84(12):1715-1726.
- [11] 李献华,李正祥,葛文春,等.华南新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J].矿物岩石地球化学通报,2001,20(4):271-273.
- [12] 周新民,王德滋.皖南低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始比的过铝花岗岩闪长岩及其成因[J].岩石学报,1988,4(3):37-45.
- [13] 唐红峰,张光辉,周新民,等.一个造山后花岗岩基:石耳山花岗岩的形成时代和成因[J].南京大学学报(自然科学版),1997,4:587-595.
- [14] 马国干,张自超,李华芹,等.扬子地台震旦系同位素年代地层学的研究[J].中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊,1989,14:83-124.
- [15] 张宗清,张国伟,唐索寒,等.汉南侵入杂岩年龄及其快速冷凝固原因[J].科学通报,2000,45(23):2567-2572.
- [16] Roger F, Calassou S. U-Pb geochronology on zircon and isotopic geochemistry (Pb, Sr and Nd) of the basement in the Songpan-Ganze fold belt (China) [J]. *C. R. Acad.*

- Sci. Ser. II. 1997, 324, 819-826.
- [17] 伍 实. 广西晚元古代本洞岩体同位素年代学研究[J]. 地球化学, 1979, 3: 187-194.
- [18] 赵子杰, 马大铨. 桂北前寒武纪花岗岩本洞、三防岩体的研究[A]. 宜昌地质矿产研究所. 南岭地质矿产科研报告集(一)[C]. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1987, 1-27.
- [19] 李献华. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其构造意义[J]. 地球化学, 1999, 28(1): 1-9.
- [20] 于津海, 周新民, Y S O' Reilly, 等. 南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质: 锆石的 U-Pb-Hf 同位素研究[J]. 科学通报, 2005, 50(16): 1758-1767.
- [21] 毛景文, 陈毓川. 关于桂北四堡期花岗岩闪长岩成因的探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 1988, 7(4): 289-298.
- [22] 梁祥济, 王福生, 乔莉. 桂北雪峰期含锡黑云母花岗岩成因的见证[J]. 地球学报, 1995, 1: 55-68.
- [23] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58: 63-81.
- [24] 李献华, McCulloch M T. 扬子南缘沉积岩的 Nd 同位素演化及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 1996, 12(3): 359-369.
- [25] 葛文春, 李献华, 李正祥, 等. 桂北新元古代花岗岩类过铝花岗岩的地球化学研究[J]. 地球化学, 2001, 30(1): 24-34.
- [26] 徐克勤, 朱金初, 刘昌实, 等. 华南花岗岩类的成因系列和物质来源[J]. 南京大学学报(地球科学), 1989, (3): 1-18.
- [27] 王德滋, 周新民, 孙幼群. 华南前寒武纪幔源花岗岩类的基本特征[J]. 桂林冶金地质学院学报, 1982, 4: 1-8.
- [28] 王德滋. 华南花岗岩研究的回顾与展望[J]. 高校地质学报, 2004, 10 (3): 305-314.
- [29] Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 64: 295-304.
- [30] 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, 等. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因[J]. 地球化学, 2000, 29 (4): 313-321.
- [31] 夏林圻, 夏祖春, 李向民, 等. 华南新元古代中期裂谷火山岩系: Rodinia 超大陆裂谷化-裂解的地质纪录[J]. 西北地质, 2009, 42(1): 1-33.
- [32] Frost C D, Frost B R, Chamberlain K R, et al. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite [J]. Journal of Petrology, 1999, 40: 1771-1802.
- [33] Dall'Agnol R, de Oliveira D C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites [J]. Lithos, 2007, 93: 215 - 233.
- [34] Anderson J L, Morrison J. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica [J]. Lithos, 2005, 80: 45-60.
- [35] Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 196: 51-67.
- [36] Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 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 [J]. Lithos, 2008, 102: 341-357.
- [37] 徐义刚. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J]. 地学前缘, 2002, 9(4): 341-353.
- [38] Courtillot V, Féraud G, Maluski H, et al. Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary [J]. Nature, 1988, 333: 843-846.
- [39] Erwin D H. The Permo-Triassic extinction [J]. Nature, 1994, 367: 231-236.
- [40] Parsons T, Thompson G A, Sleep N H. Mantle plume influence on the Neogene uplift and extension of the U. S. western Cordillera? [J]. Geology, 1994, 22: 83-83.
- [41] Thouvenot F, Fréchet J. Seismicity along the northwestern edge of the Adria microplate [A]. In: Pinter N et al. (eds), The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards [C]. Springer, Dordrecht, 2006, 335-349.
- [42] Hill R I. Staring plumes and continental break-up [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104: 398-416.
- [43] Storey B C. The role of mantle plumes in continental break-up: Case histories from Gondwanaland [J]. Nature, 1995, 377: 301-308.

Petrogenesis and Tectonic Significance of Neoproterozoic Granite
in Nanling Range

JIA Xiao-hui, WANG Xiao-di, NIU Zhi-jun, YANG Wen-qiang
(Wuhan Institute of Geology and Mineral Resources, Wuhan 430205, China)

Abstract: Neoproterozoic granites are poorly found in Nanling Range, but they have some same features: gneissic structure and peraluminum. These granite bodies in western Nangling Range belong to S-type, while other ones in eastern Nanling Range are assigned to aluminous A-type granite. The former were most probably derived by partial melting of basement metasediment rocks and involved by mantle-derived mafic materials, however, the source of the latter ones were reduced felsic igneous rocks and metasediment. They both may formed at “short-term mantle plume plus long-term subduction” setting.

Keywords: Neoproterozoic granites; petrogenesis; tectonic setting; Nanling Range

《华南地质与矿产》

2011年 第3期 要目预告

| | |
|-------------------------------------|------|
| 川西漳腊黄土地层与气候变化 | 杨文光等 |
| 辽宁五龙金矿控矿构造分析及找矿方向 | 王明志等 |
| 激电在汝阳县绿竹坪铅锌矿区勘查中的应用 | 邵晓聪等 |
| 河南祁雨沟隐爆角砾岩型金矿床成矿特征浅析 | 田 磊等 |
| 鄂西地区泥盆系-石炭系泥质岩沉积地球化学特征及沉积环境研究 | 李 珉等 |
| 新疆东戈壁斑岩型钼矿床之斑岩体特征 | 杨志强等 |
| 碱质A型花岗岩的判别、成因与构造环境 | 周佐民 |