

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

江西武功山穹隆花岗岩岩石地球化学特征与成因

楼法生 舒良树 于津海 王德滋

南京大学地球科学系, 210093

内容提要 江西武功山地区发育典型的穹隆花岗岩(变质核杂岩), 该区中心部位出露中生代花岗岩类和花岗质片麻岩, 近EW向展布的晚古生代—中生代萍乡、安福盆地分别位于其北、南两侧。武功山中生代花岗岩类以富SiO₂、K₂O、Rb、Th、LREE, 贫Ba、Nb, 且具明显Eu负异常为特点, 同时花岗岩中含有夕线石、石榴子石等富铝矿物, 表明属于S型花岗岩, 反映陆内构造环境。与中生代花岗岩相比, 山庄加里东期花岗闪长岩具有不同的岩石地球化学特点, I_{Sr}为0.7066, 接近于I型, 其构造背景与大陆边缘岩浆弧环境较为相似。中生代花岗岩类具有3个不同的岩相分带, 岩石学与地球化学研究表明, 不同岩相带具有相似的岩石学和地球化学特征, 说明武功山穹隆状花岗岩经历了从三叠纪到早白垩世的演化过程, 武功山变质核杂岩伸展构造发育在一个古老的加里东期变质基底之上。通过对该区花岗岩类及花岗质片麻岩的岩石学、地球化学特征分析, 为揭示穹隆花岗岩构造的形成机制和地球动力学背景提供了依据。

关键词 穹隆花岗岩 岩石地球化学 武功山 江西

武功山位于江西省中西部, 该区以其独特的岩石组合和构造样式, 长期以来一直受到地质学者的关注。早期普遍认为其为一典型混合岩田(江西省地质矿产局, 1984); 汤家富等(1991)则提出早期挤压、晚期伸展的认识。近年研究表明, 武功山为一个典型的中生代穹隆花岗岩伸展构造(Faure et al., 1996; 孙岩等, 1997; 舒良树等, 1998, 2000), 由花岗质变质核杂岩、大型拆离断层和南北两侧盆地构造所组成, 具明显的三层结构(舒良树等, 1998)。

到目前为止, 武功山变质核杂岩已作过较为详细的几何学及运动学研究, 同时做了部分岩石学和放射性年代学方面的综合研究。舒良树等(2000)还对武功山变质核杂岩的花岗岩类进行了Nd、Sr同位素研究。但对其岩石地球化学研究较为薄弱。本文拟对武功山变质核杂岩区的花岗岩类进行系统的地球化学研究, 包括常量元素、微量元素及REE型式等, 并对花岗岩的穹隆构造形成机制提出一些初步的认识。

1 地质背景

武功山穹隆花岗岩位于华南加里东褶皱带中

段, 华夏地块与扬子地块碰撞缝合带(周新民等, 1993; Shu et al., 1996; 陆松年, 1998), 即绍兴—江山—东乡—萍乡断裂南侧。区内由中低级变质的新元古代神山群、震旦系及古生代地层组成穹隆构造的基底和外壳。

武功山穹隆花岗岩大致分布在萍乡、新余、宜春、安福四地组成的近椭圆形区域内(图1), 其近EW向长轴约100 km, 近SN向短轴约50 km, 轴部大致沿洪江—万龙山一带分布, 且被中生代花岗岩所占据。南北两侧不对称分布糜棱岩化片麻状花岗岩、花岗质片麻岩、云母片岩及千枚岩等。

区内出露地层序列从老到新主要为: 上元古界神山群主要分布在穹隆中间, 岩性主要有云母片岩、千枚岩、片岩化火山碎屑岩夹变基性岩、细碧岩, 含变超镁铁质岩; 震旦系主要为片岩化凝灰岩、杂砂岩、含铁硅质岩等; 寒武系—奥陶系主要为变火山浊积岩、杂砂岩、千枚岩等; 上泥盆统主要出露岩石为石英砂岩和石英岩, 以区域不整合覆盖于变质的下古生界之上, 在武功山北侧, 该岩层已糜棱岩化, 不整合面被变形改造; 石炭系—下三叠统主要为灰色砂岩、页岩、灰岩、泥灰岩及白云岩等, 近穹隆花岗岩

注: 本文为国家自然科学基金重点项目(编号 40132010)和面上项目(编号 40172067, 40173001)的成果。

收稿日期: 2001-06-07; 改回日期: 2001-10-30; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 楼法生, 男, 1965年生。1999年获硕士学位。现为江西地质调查院高级工程师, 南京大学地球科学系岩石学专业在职博士生, 长期从事区域地质调查与研究。通讯地址: 210093, 南京大学地球科学系; 电话: 013970099561。通讯作者: 舒良树, 男, 1951年生。教授, 博士生导师。构造地质专业。通讯地址: 210093, 南京大学地球科学系; Email: lsshu@nju.edu.cn。

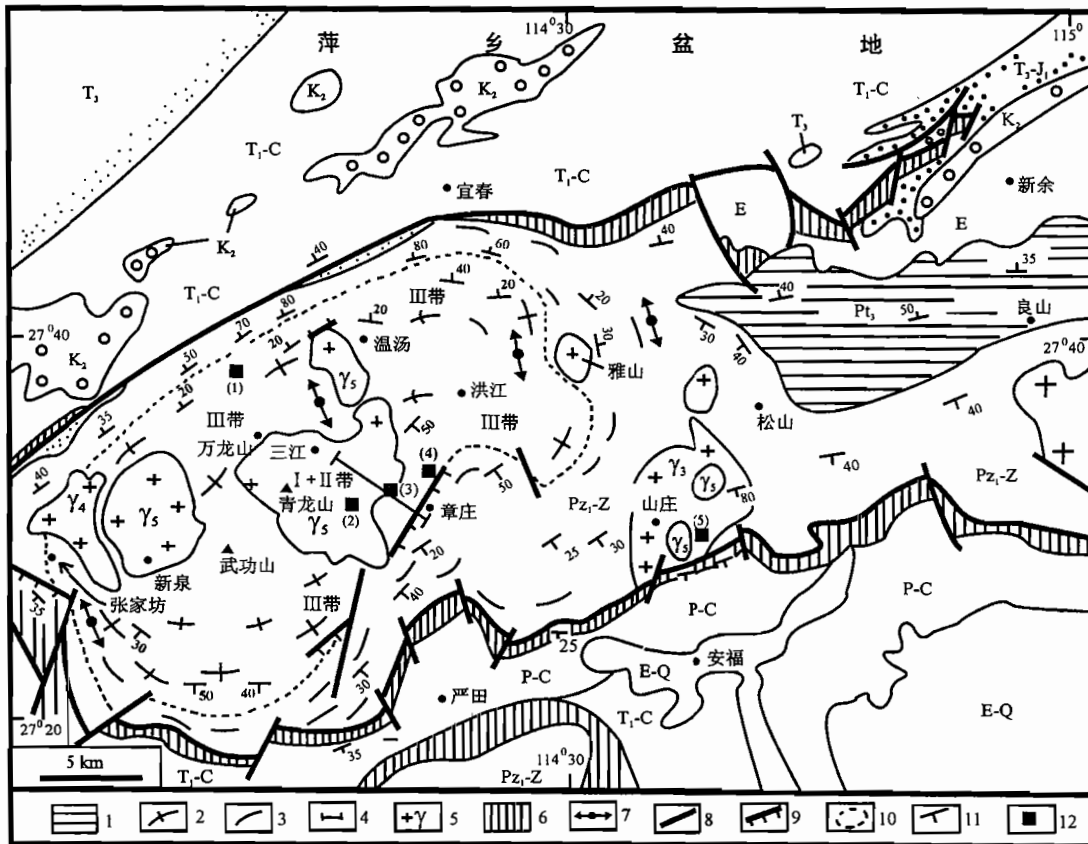


图 1 江西武功山地区地质简图(据舒良树等,1998,略作修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Wugongshan area, Jiangxi Province (modified after Shu Liangshu et al., 1998)

1—片岩;2—片麻岩、花岗岩片麻岩;3—板岩、千枚岩;4—剖面位置;5—花岗岩;6—上泥盆统石英岩、石英砂岩;7—沿线理的同轴韧性剪切;8—大型拆离断层,被后期断裂所切割;9—正断层;10—变质核杂岩边界;11—面理产状;12—各带样品编号的同位素测年点:(1)—225.6±2.9 Ma (白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar, Faure et al., 1996);(2)—145.0 Ma (黑云母 K-Ar, 江西省地质矿产局,1984);(3)—131.7±1.7 Ma (黑云母⁴⁰Ar/³⁹Ar, Faure et al., 1996);(4)—233.5±5.0 Ma (白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar, Faure et al., 1996);(5)—411.0 Ma (全岩 Rb-Sr, 汤加富等, 1991);Q—第四系冲积层;E—下第三系红层;K₂—上白垩统红层;T₃-J₁—上三叠统一下侏罗统碎屑岩;T₁-C—下三叠统沉积岩—石炭系;P-C—二叠系—石炭系碳酸盐岩;Z—Pz₁—变质变形的震旦系—下古生界岩石;Pt₃—上元古界神山群板岩、千枚岩、片岩;γ₅—燕山期花岗岩类;γ₄—印支期花岗岩;γ₃—加里东期花岗闪长岩;I 带, II 带, III 带图例见图2

1—Volcanoclastic schist; 2—gneiss and granitic gneiss; 3—slate and phyllite; 4—position of geological section; 5—granitic rocks; 6—Upper Devonian quartzite and quartz sandstone; 7—coaxial ductile shear along the lineation; 8—large detachment ductile fault that was cut by late faults; 9—normal fault; 10—the boundary of metamorphic core complex; 11—foliation; 12—radiometric dating points with sampling number; (1)—225.6±2.9 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar on muscovite, granitic gneiss; Faure et al., 1996); (2)—145.0 Ma (K-Ar on biotite, JBGMR, 1984); (3)—131.7±1.7 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar on biotite, granite; Faure et al., 1996); (4)—233.5±5.0 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar on biotite, granite; Faure et al., 1996); (5)—411.0 Ma (Rb-Sr on whole rock, granitic gneiss; Tang Jiafu, et al., 1991). Q—Quaternary alluvial deposit; E—Paleogene red bed; K₂—Upper Cretaceous red bed; T₃-J₁—Upper Triassic to Lower Jurassic clastic rocks; T₁-C—Lower Triassic to Carboniferous sedimentary rocks; P-C—Permian to Carboniferous carbonatite; Z—Pz₁—metamorphic and deformed Sinian—Lower Paleozoic rocks; Pt₃—slate, phyllite and schist of Shenshan Group, Upper Proterozoic; γ₅—Yanshanian granitoids; γ₄—Indosinian granitic rocks; γ₃—Caledonian granodiorite. I, II, III, same as the notes of Fig. 2

处已普遍产生塑性变形,构成萍乡盆地及安福盆地主要岩系;上三叠统一侏罗系主要为红色泥岩、砂岩及砾岩,不整合覆于上古生界之上;上白垩统红色砾岩、粗砂岩不整合于三叠系碎屑岩和已褶皱变形的上古生界岩石之上。

武功山穹隆花岗岩是一典型的变质核杂岩构造,它具三层结构,由脆性变形带、低绿片岩相变质流变层一角闪岩相糜棱岩带和变形的中生代花岗岩所构成(舒良树等,1998)。主拆离断层为一大型低角度犁式滑脱正断层,大多顺泥盆系薄弱层发育,发生

在脆性与韧性变形带之间,其上盘为脆性变形域,下盘为韧性变形域。上拆离盘脆性变形带广泛发育在位于南北两侧的安福与萍乡盆地中。在脆性变形域之下,糜棱岩化千枚岩、片岩呈近EW向分布于良山—松山一带,而糜棱岩化黑云斜长片麻岩、花岗片麻岩、片麻状花岗岩则环绕中生代花岗岩体分布;韧性变形域中各种宏、微观运动学标志发育,如不对称石香肠、S-C复合面理、不对称长石、石英残斑系、“云母鱼”、压力影、不对称眼球构造、剪切条带、石英拉开斜列构造等均十分发育,宏、微观运动学标志指示南侧岩块从顶向南、北侧岩块从顶朝北韧性滑动;而在中心部位,则表现为沿南北向的同轴韧性剪切变形。

脆性变形域与韧性变形域构造运动学研究表明,以洪江—万龙山为轴部,北侧无论是韧性变形域和脆性变形域均向北滑动,而南侧则均为向南滑动;韧性变形与脆性变形属同期变形(舒良树等,1998)。

本区从西往东主要出露7个深成岩体,分别为张家坊、新泉、青龙山、温汤、雅山、松山及山庄岩体(图1)。其中山庄花岗闪长岩形成时间最早,其Rb-Sr年龄值为411.0 Ma(汤家富等,1991);青龙山岩体出露面积最大,其边缘花岗质片麻岩年龄为234~226 Ma, (白云母、黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法, Faure et al., 1996),核部花岗岩年龄值为145~123 Ma(全岩Rb-Sr法, Liu et al., 1990;黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法, Faure et al., 1996;黑云母K-Ar法, 江西省地质矿产局, 1984),表明这些花岗岩分别形成于加里东期、晚印支期和燕山期。

2 岩石学特征

本文主要侧重研究山庄加里东期花岗闪长岩及青龙山中生代花岗岩。其中山庄花岗闪长岩为构造前花岗岩,青龙山花岗岩为同构造期花岗岩。

2.1 山庄加里东期花岗闪长岩基本特征

山庄花岗闪长岩呈似斑状、眼球状结构,斑晶成分主要为中长石($An=30\sim34$,占10%~15%),黑云母(10%)、石英(10%)及普通角闪石(2%~5%)等;基质主要矿物组成为:奥长石($An=15\sim20$) + 石英 + 微斜长石 + 白云母 + 黑云母等(65%);副矿物主要见有锆石、金红石、榍石及磁铁矿等,含量约占1%左右。一些奥长石分布在中长石斑晶边缘。

该岩体侵入于震旦系、寒武系变质地层中,并被上泥盆统砂岩不整合覆盖,岩体中发育有闪长岩包体,包体直径一般在50~180 cm之间,主要出露于

岩体南东边缘部位,闪长岩包体主要由斜长石和普通角闪石组成。

岩体经历了两期变质作用,第一期为角闪岩相,以细粒角闪石、不对称斜长石眼球体、黑云母、白云母等矿物组成为特征;第二期为低绿片岩相,特征矿物组成主要有绢云母、绿泥石、钠长石和石英集合体等,主要沿片麻状花岗闪长岩裂隙发育,显微镜下可见黑云母与棕色普通角闪石常蚀变为绿泥石。中长石蚀变为绿泥石、绢云母、高岭石等,说明第二期变质作用为退变质作用。

2.2 中生代花岗岩类岩相学特征

武功山中生代花岗岩类主要为同构造期花岗岩,以青龙山杂岩体为例,边部为印支期花岗质片麻岩,中心部位出露约100 km²燕山期钾长花岗岩。按岩石结构构造和变质变形特征,可将该杂岩体分为3个岩相带,核部为块状似斑状花岗岩带,中间为弱变形夕线石石榴子石花岗岩带,外缘为糜棱岩化片麻状花岗岩、花岗质片麻岩带(图2)。

核部似斑状花岗岩带(表1中样品WG23、27、35、41)中斑晶粗大,基质中粒结构;岩石中斑晶含量占20%~30%,长石斑晶可达(20~30) mm × (5~10) mm,以微斜长石为主,少量为石英、钠长石;基质粒径2~4 mm,占70%~80%,组成矿物主要有微斜长石、石英、白云母、黑云母和少量钠长石、夕线石等,副矿物主要有锆石、独居石、榍石、电气石及磷灰石等。该带中所有矿物均没有明显的定向性,矿物三联点发育,说明其形成于静态重结晶环境。

中间弱变形夕线石石榴子石花岗岩带出露宽度500~1000 m,环绕似斑状花岗岩带不对称分布,两者之间呈连续过渡。本带主要为弱变形似斑状花岗岩(表1中样品WG43、45、47),主要矿物组成与核部带相似,但该带中发育粒径在0.1~0.2 mm的夕线石、石榴子石颗粒。同时其矿物粒度与岩石结构亦与核部带存在差别,斑晶和基质为半自形结构,钾长石斑晶大小一般为5 mm × 20 mm,分布在粒度1.5~3.0 mm的基质中。在露头尺度,常见“晶粥”构造(Hibbard, 1987),基质矿物和钾长石斑晶呈近南北向强烈定向,组成矿物线理,为高温岩浆组构,而非糜棱岩。

外缘为片麻状花岗岩和花岗质眼球状片麻岩带(表1中样品WG51, 55, 59),出露宽度2~5 km。片麻岩由半自形、它形眼球状斑晶(15%~20%)和中—细粒基质(80%±)矿物组成。眼球状斑晶粒度(5~10) mm × (2~4) mm,主要由微斜长石和石英组

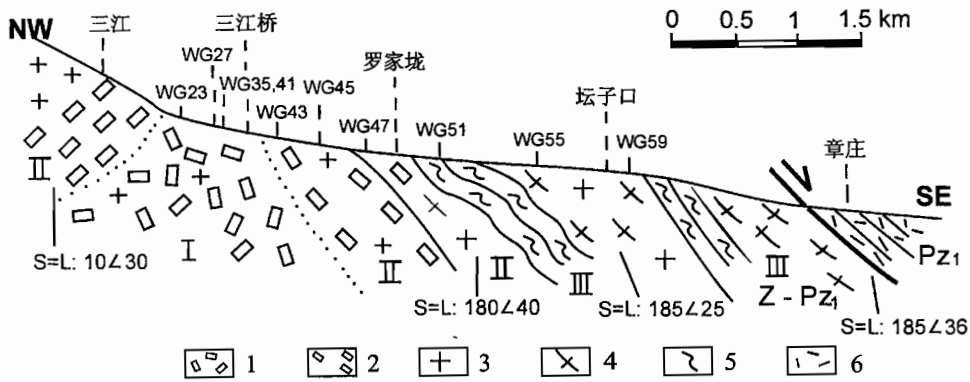


图 2 安福县三江—章庄地质剖面及采样位置图

Fig. 2 Geological section with sampling location from Sanjiang to Zhangzhuang, Anfu County

1—无定向排列的长石—石英斑晶；2—强烈定向排列的长石—石英斑晶；3—花岗岩；4—糜棱岩化岩石；5—片麻岩和花岗片麻岩；6—板岩和千枚岩；I—无定向斑状花岗岩（核部相）；II—强烈定向斑状花岗岩（中间相）；III—糜棱岩化花岗片麻岩、眼球状片麻岩、黑云斜长片麻岩；Z—Pz₁—变质的震旦系—下古生宙岩石；Pz₁—变质的下古生宙凝灰岩和杂砂岩；S—面理；L—拉伸线理；样品编号同表1

1—Non-oriented feldspar and quartz phenocrysts; 2—marked oriented feldspar and quartz phenocrysts; 3—granite; 4—mylonitic rocks; 5—gneiss and granitic gneiss; 6—slate and phyllite; Zone I—non-oriented porphyritic leucogranite (core part); Zone II—foliated granite with well oriented K-feldspar phenocryst (intermediate part); Zone III—mylonitized granitic gneiss and biotite-plagioclase gneisses, containing typical minerals of sillimanite, garnet and neo-muscovite; Z—Pz₁—metamorphosed Sinian and Early Paleozoic rocks; Pz₁—metamorphosed Early Paleozoic tuff and graywacke; S—foliation; L—stretching lineation; sample number same as the Table 1

成，常见大“S”形白云母和黑云母碎片；基质由它形石英、微斜长石、条纹长石、石榴子石、黑云母、钠长石和白云母等组成。存在两期石榴子石，早期的晶体粗大，但均已破裂，裂缝中充填细粒长石和石英等矿物；晚期的为细粒石榴子石，星点状分布，有时见其呈集合体分布，或沿大斑晶的裂缝充填。野外查明，外缘带中近 SN 走向的糜棱面理和拉伸线理非常发育，韧性剪切作用和各种运动学标志也十分发育；石英斑晶和基质均强烈变形，形成长拉压扁颗粒、波状消光、核幔构造、动力重结晶亚颗粒等各种韧性显微构造。

3 地球化学特征

为研究武功山变质核杂岩物质组成，采集了14件有代表性样品（13件为花岗岩，1件为闪长岩包体）进行常量元素、微量元素和稀土元素分析测试。所有分析的样品均为新鲜、无裂隙及弱蚀变样品，其中4件样品采自山庄岩体，另10件样品取自青龙山岩体（采样位置见图2）。分析测试工作在南京大学现代测试中心用 ICP 仪完成，分析结果见表1。微量元素标准化据 Pearce 等（1984），稀土元素标准化据 Sun 等（1989）。

3.1 山庄加里东期花岗闪长岩地球化学特征

该岩体共分析测试了4件样品，其中3件（表1中

样号 WG13,14,15)为花岗闪长岩样，1件（表1中样号 WG19)为闪长岩包体。

3件样品分析结果表明，SiO₂含量在66.45%~69.56%之间，岩石中CaO、Al₂O₃、K₂O组成较高，分别为：CaO=1.68%~3.26%；Al₂O₃=14.39%~15.76%；K₂O+Na₂O=7%~8%，K₂O>Na₂O，K₂O/Na₂O=1.3~1.5；碱性指数[(Al₂O₃+CaO+K₂O+Na₂O)/(Al₂O₃+CaO-K₂O-Na₂O)](Condie, 1989)在2.12~3.02之间，属钙碱性岩石系列。

铝饱和度判别指数[Al₂O₃/(CaO+K₂O+Na₂O)，摩尔数](Condie, 1989)在1.05~1.08之间，属于弱过铝花岗岩；该岩体中含有普通角闪石、磁铁矿和榍石等，表明其为I型花岗岩类(Taylor et al., 1985)。

闪长岩包体SiO₂含量为55.88%，属中性岩类，其中MgO含量较高(3.79%)，Cr为45×10⁻⁶，岩石中含较为丰富的Fe、Ti氧化物(3%)。

稀土元素分析结果显示花岗闪长岩和闪长岩包体均为轻稀土富集型，具中等Eu负异常(Eu/Eu* 0.58~0.7)(图3a,表1)。ORG标准化蛛网图(图3b, Pearce et al., 1984)显示岩石中Ba、Nb、Zr相对亏损，Rb、Ce、Th富集，Nb/Y=0.33~0.51。闪长岩包体样品与3个花岗闪长岩样品具有相似的微量元

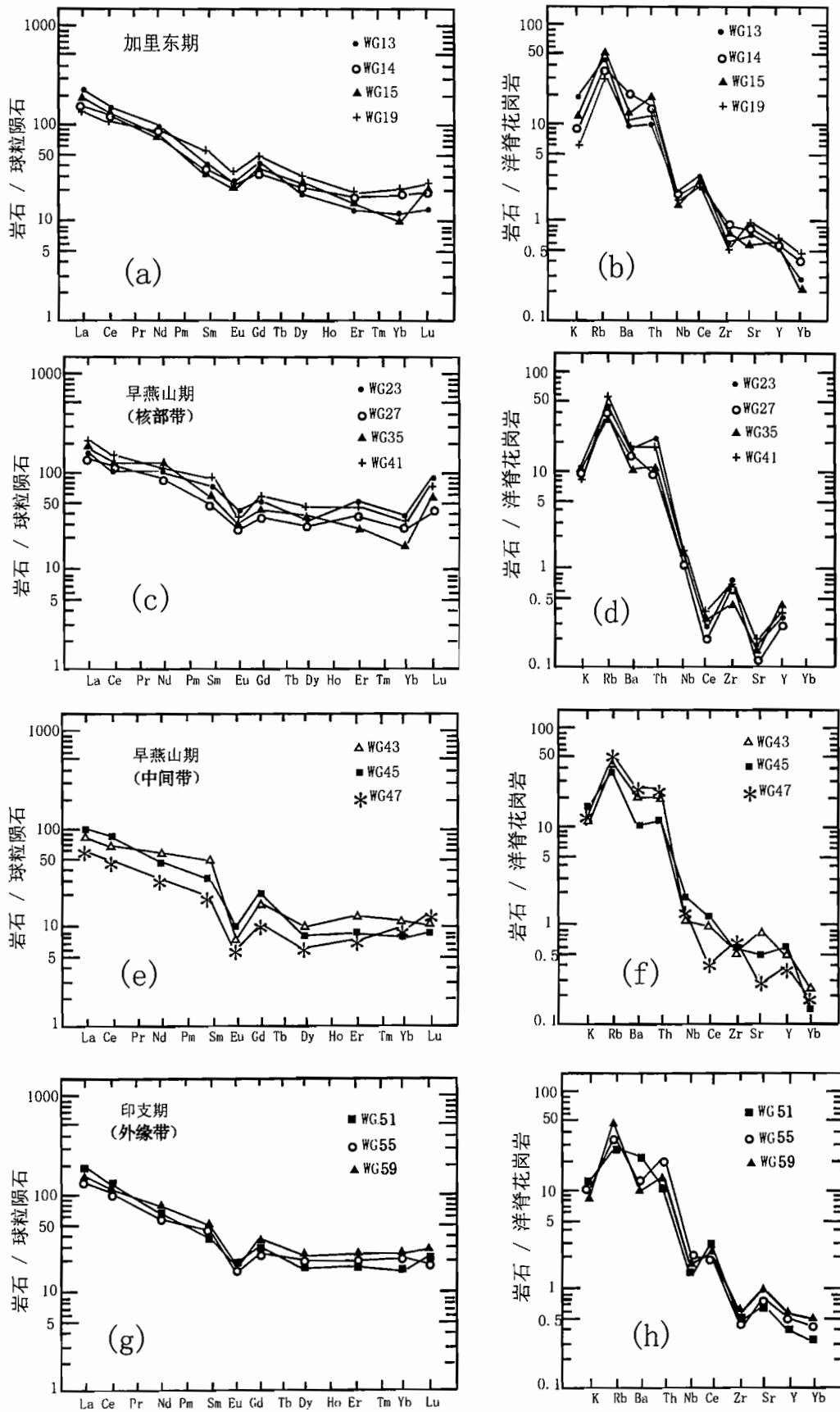


图 3 武功山花岗岩稀土元素配分型式与微量元素蛛网图 (样品编号同表 1)

Fig. 3 REE patterns and ORG-normalized trace element spidergrams of the Wugongshan granitoids (Sample number same as the Table 1)

表 1 武功山花岗岩类常量元素、微量元素和稀土元素组成

Table 1 Major, trace and rare earth element compositions of the Wugongshan granitoids

样品号	WG13	WG14	WG15	WG19	WG23	WG27	WG35	WG41	WG43	WG45	WG47	WG51	WG55	WG59
	山庄加里东期花岗岩类				青龙山中生代花岗岩类									
	花岗岩类			闪长岩包体	钾长花岗岩	淡色花岗岩	钾长花岗岩	花岗岩	花岗岩	黑云花岗岩	白云花岗岩	片麻状花岗岩		
SiO ₂	67.1	66.45	69.56	55.88	72.58	73.3	72.66	74.66	74.24	71.69	73.38	73.64	72.98	73.16
TiO ₂	0.55	0.5	0.43	1.07	0.33	0.36	0.2	0.2	0.2	0.33	0.27	0.24	0.24	0.24
Al ₂ O ₃	15.24	15.76	14.39	16.58	14.17	13.49	14.31	13.93	14.33	14.79	14.27	14.31	14.44	14.84
Fe ₂ O ₃	1.13	0.89	1.1	2.93	0.96	0.76	0.88	0.34	0.56	0.34	0.66	0.55	0.78	0.74
FeO	3.52	4	2.66	5.87	1.71	2.06	1.81	0.86	0.55	0.88	0.51	0.71	0.68	0.66
MnO	0.08	0.03	0.05	0.18	0.05	0.07	0.04	0.03	0.05	0.06	0.07	0.07	0.05	0.07
MgO	1.37	1.07	0.98	3.79	0.56	0.39	0.24	0.2	0.11	0.32	0.24	0.31	0.34	0.25
CaO	2.36	3.26	1.68	4.25	1	0.45	0.59	0.29	0.21	1.17	0.24	0.27	0.52	0.27
Na ₂ O	4.34	3.89	4.8	3.34	2.52	3.93	2.85	4.57	3.39	2.55	3.48	4.35	3.83	4.65
K ₂ O	3.1	2.93	3.25	2.24	4.77	4.1	4.66	3.41	4.8	5.16	4.98	4.8	4.55	3.45
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.15	0.29	0.16	0.14	0.19	0.16	0.14	0.16	0.18	0.12	0.15	0.14
LOI	0.84	0.68	0.87	2.85	1.06	0.66	1.23	0.87	1.16	2.01	1.46	0.52	0.97	1.28
Total	99.79	99.62	99.92	99.27	99.87	99.71	99.66	99.52	99.74	99.46	99.74	99.89	99.53	99.75
①	1.08	1.05	1.06	1.06	1.3	1.15	1.32	1.19	1.29	1.24	1.24	1.11	1.19	1.25
Ni	17	10	10	28	5	10	5	5	5	8	5	10.5	8	14.7
Cr	86	53	70	45	65	55	70	20.7	45	20.7	61	35	20.3	12.9
V	82	45	60	147	5	20	24	15.3	23	24.6	20	9	1.97	25.3
Zr	211	274	230	189	256	230	153	254	183	216	254	160	155	187
Y	36.55	36.4	39.4	41.65	24.12	19.8	29.6	25.1	36.4	41.2	29.6	26.7	36.11	39.2
Nb	18.6	16	13	15	15	12	14	15	13	18.6	14	15	21.2	17.8
Th	8	13	15	10	17	7	8	17	15	10	17	8	17	12
Sr	141	260	149	145	43	124	34.5	43	300	140	53	256	33.5	148
Rb	176	144	185	134	182	131	138	203	174	150	189	106	133	183
Ba	467	963	658	565	879	830	450	850	963	467	1107	1025	650	525
La	54.14	38.48	47.34	36.71	39.27	37.87	41.86	45.36	19.13	22.23	13.05	39.59	34.76	37.76
Ce	98.27	87.26	95.16	71.24	69.79	70.91	78.61	93.94	40.01	47.38	30.61	81.34	69.87	75.6
Nd	41.44	32.43	34.71	38.12	55.37	51.59	56.35	55.02	25.15	21.86	14.94	29.2	27.71	37.77
Sm	6.81	6.84	6.06	8.45	10.29	7.91	9.59	12.74	7.88	4.65	2.91	5.77	6.42	8.84
Eu	1.47	1.41	1.63	1.9	2.84	1.68	1.82	2.24	0.41	0.54	0.41	0.99	0.84	1.07
Gd	8.72	6.81	8.26	9.61	10.15	7.58	8.26	12.11	3.63	3.77	2.42	5.87	5.41	7.41
Tb	1.01	0.93	1.11	1.41	1.65	1.23	1.86	0.31	0.52	0.44	0.28	0.74	0.83	1.16
Ho	0.99	1.08	0.99	1.43	0.43	2.17	2.1	0.41	0.68	0.51	0.43	1.01	1.17	1.28
Dy	4.56	4.64	5.04	7.13	4.66	7.12	9.32	10.94	2.45	2.28	1.6	4.07	4.96	6.51
Er	2.31	2.86	2.27	3.24	17.73	6.38	4.68	7.84	2.11	1.35	1.24	2.9	3.16	3.38
Tm	0.36	0.44	0.38	0.56	1.44	0.88	0.77	1.02	0.36	0.24	0.23	0.44	0.56	0.6
Yb	2.12	3.12	1.78	3.56	6.88	4.78	3.25	5.88	1.92	1.39	1.73	2.72	3.52	3.87
Lu	0.34	0.48	0.66	0.63	2.12	1.08	1.16	1.88	0.28	0.23	0.35	0.54	0.53	0.63
Eu/Eu*	0.58	0.62	0.7	0.64	0.83	0.65	0.6	0.54	0.21	0.38	0.46	0.52	0.42	0.37
(La/Yb) _N	18.3	8.8	19	7.4	4.1	5.7	9.1	5.5	7.1	11.5	5.4	10.4	7.1	7

注：氧化物单位为%；微量元素和稀土元素单位为 $\times 10^{-6}$ ；① $\frac{n_{Al_2O_3}}{n_{Na_2O+K_2O+CaO}}$

素及稀土元素组成特征(图3a、b),说明前者为早期岩浆结晶凝聚体,两者为同源岩浆的产物。

Nd, Sr 同位素研究结果显示(舒良树等, 2000), 该岩体 $I_{Sr} = 0.7066$, $\epsilon_{Nd} = -12.0 \sim -10.5$ (平均为 -10.3), 表明山庄加里东期岩体的源区很可能是含有一些玄武岩浆底侵物质的陆壳部分熔融体。

3.2 青龙山中生代花岗岩类地球化学特征

10件地球化学分析测试样品分别采自青龙山岩体的3个岩相带中(图2), 分析结果显示在3个不同的岩相带中, 其常量元素组成没有很显著的差别(表1), 但微量元素特征存在一定的区别。与山庄加里东期岩体相比, 青龙山花岗岩矿物组成中斜长石、黑云母等含量较少, 而微斜长石含量丰富。含有特征的富Al矿物白云母、石榴子石等特殊成分, 具典型的S

型花岗岩成因特征(Condie, 1989)。化学成分分析结果也显示所有样品均为铝过饱和, $[Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O), \text{摩尔数}] > 1.1$, 显示出 S 型花岗岩成因特征。青龙山花岗岩类岩石具低 Fe_2O_3+FeO ($< 1.6\%$), 高 SiO_2 ($71.69\% \sim 74.16\%$), 高 K_2O+Na_2O ($7\% \sim 9\%$), 且 $K_2O > Na_2O$ ($K_2O/Na_2O = 1.1 \sim 2.0$) 的特点(表1), 属富钾硅饱和岩石。其中只有一个样品(WG59)具有与其他样品相反的 K_2O/Na_2O 值($K_2O/Na_2O = 0.74$), 这可能与该样品岩石弱钠长石化有关, 也可能与岩石形成于岩浆晚期有关(Yin et al., 1995)。

从表1及图3(c)~(h)可以明显看出, 所有样品均显示出轻稀土富集的特点, $(La/Yb)_N = 4.1 \sim 11.5$ (N 为标准化), 平均为 7.29; $Eu/Eu^* = 0.85 \sim 0.21$, 平均为 0.5, 具明显的 Eu 负异常。从 ORG 标准化蛛网图可见, 微量元素具 Ba、Nb 贫化, 暗示青龙山花岗岩类岩石成因为陆壳重熔型; 与此相关, 较高的 Rb、Th 含量显示出岩石具过铝质侵入体的特征(Harris et al., 1986), 说明该区古老的前寒武纪地壳组分影响着武功山花岗岩类岩石成分。青龙山中生代花岗岩类3个不同岩相带中微量元素组成存在着一定的区别。核部似斑状花岗岩带中4件样品稀土元素总量最高($222.62 \times 10^{-6} \sim 249.69 \times 10^{-6}$), 其球粒陨石标准化值及图解(图3c)清楚显示其为轻稀土富集型 [$(La/Yb)_N = 4.1 \sim 9.1$, 平均 6.6], 具弱 Eu 负异常 [$Eu/Eu^* = 0.54 \sim 0.83$, 平均 0.66]。在微量元素 ORG 标准化蛛网图中(图3d), 显示 Ce、Ba、Sr 贫化, Rb、Th、Zr 富集。中间弱变形夕线石石榴子石花岗岩带中, 3件样品分析结果显示具有较低稀土元素总量($70.2 \times 10^{-6} \sim 106.87 \times 10^{-6}$), 属轻稀土富集型(图3e), $(La/Yb)_N$ 平均值 8.0; 具较强 Eu 负异常, $Eu/Eu^* = 0.21 \sim 0.46$ 。微量元素 ORG 标准化蛛网图(图3f)与核部似斑状花岗岩带特征相似, Ce、Ba 贫化, Rb、Th、Zr 富集; 这种成分组成的演化特点与岩石学观测结果一致。外缘糜棱岩化片麻状花岗岩、花岗质片麻岩带中, 3件样品分析结果显示与核部带及中间带不同, 具有较高的稀土元素总量($159.74 \times 10^{-6} \sim 185.88 \times 10^{-6}$), $(La/Yb)_N$ 在 7~10.4 之间(平均为 8.2), 显示其为轻稀土富集型(图3g); $Eu/Eu^* = 0.37 \sim 0.52$, 具中等 Eu 负异常。微量元素 ORG 标准化蛛网图(图3h)显示具 Nb、Ba、Zr 贫化, Rb、Th、Ce、Sr 富集。

Nd、Sr 同位素研究结果显示(舒良树等, 2000), 中生代花岗岩类 $I_{Sr} = 0.70981 \sim 0.71696$, 平均为

0.71381; 印支期花岗岩类 $\epsilon_{Nd} = -12.7 \sim -10.5$ (平均为 -11.9), 而燕山期花岗岩类 $\epsilon_{Nd} = -14.9 \sim -11.1$ (平均为 -13.5), 表明其形成源区为大陆地壳。

4 讨论与结论

和北美西部盆岭地区伸展构造相仿, 武功山穹隆状花岗岩伸展构造发育在一个古老的加里东期变质基底之上。山庄加里东期花岗闪长岩属钙碱性岩石系列, SiO_2 含量较低, I_{Sr} 值也较低, 为 0.7066 (Xu et al., 1991; 舒良树等, 2000), 主要矿物组成为中长石、黑云母、石英、普通角闪石、磁铁矿、榍石等, 显示出 I 型花岗岩特点, 同时整个岩体变形较为均一, 为穹隆前花岗岩体。其构造背景与大陆岩浆弧环境较为相似。

武功山中生代花岗岩类为 S 型花岗岩, 以富 K、Si、Rb、Th、LREE, 贫 Ba、Nb, 且具明显的 Eu 负异常为特点, 岩石中含有夕线石、石榴子石及独居石等特征矿物成分, 与山庄加里东期花岗闪长岩存在着明显的差别, 反映陆内构造环境。青龙山岩体存在着 3 个岩相学分带, 但岩石学及地球化学研究结果表明, 其花岗岩类与花岗质片麻岩具有相似的岩石学和地球化学特征, 从一个侧面证明了武功山穹隆花岗岩经历了从三叠纪到早白垩世的一个演化过程。

从造山带的动力源来分析, 武功山穹隆花岗岩的形成, 除古老的加里东期变质基底地质因素之外(黄汲清等, 1977), 可能与两大动力学体系的影响密切相关(Xu Zhiqin, 1995)。起初是扬子板块与华北板块于印支期发生碰撞(张国伟等, 1996), 武功山处于扬子板块东南侧与之邻接的位置, 也受到强烈挤压作用的影响, 导致地壳增厚, 使地壳岩石部分熔融产生花岗质岩浆, 形成印支期花岗岩, 这期构造岩浆热事件拉开了武功山穹隆花岗岩形成的序幕。晚中生代, 由于太平洋板块向东亚陆缘的俯冲(郭令智等, 1983), 使位于中国东南大陆腹地的武功山地区发生显著构造岩浆活动。大约在 120~100 Ma, 中国东南大陆边缘经历了由挤压向拉张的转化, 地壳伸展减薄, 岩石圈厚度也明显减薄, 软流圈上涌, 玄武岩浆发生广泛底侵(Liu et al., 1990; 徐夕生等, 1999), 后者带来足够的热量, 促使中、下地壳部分熔融产生大量酸性岩浆, 形成燕山期花岗岩、火山岩。最近, 在江西乐安相山火山一侵入杂岩的花岗闪长岩环状岩墙中发现闪长质包体, 由于其与寄主岩浆发生过明显的岩浆混合作用, 估计其原始岩浆更偏

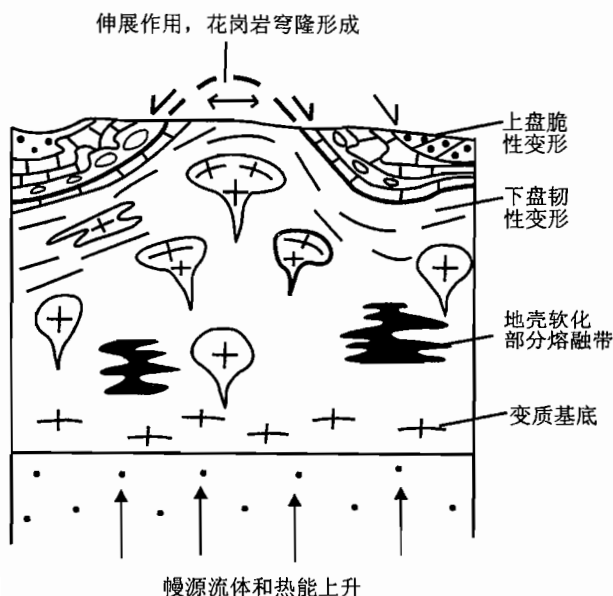


图 4 武功山穹隆状花岗岩形成示意图
(据 Faure 等, 1996)

Fig. 4 The sketch map showing formation of the Wugongshan dome granite
(after Faure et al., 1996)

于基性, 表明玄武岩浆的底侵作用达到了江西中部(范洪海等, 2001)。武功山地区由于变质基底厚度较大, 伸展作用可能并未将基底拉穿, 但由于其东、北两侧大断裂带的存在, 导致部分幔源流体和热量沿大断裂、沿武功山基底岩块中的断裂朝上涌动。东天山地区也有类似的断裂—岩浆作用地质记录(Shu et al., 1999)。它们在地壳减压处对地壳物质反复作用导致部分熔融, 形成大量花岗岩浆。陆壳中生成的花岗质岩浆必然要向上运移, 向地壳减压处迅速扩张, 产生氢气球效应, 使周围岩石软化, 乃至部分熔融, 进一步扩大岩浆规模。软化的或韧性的围岩环境有利于变质核杂岩被提升到地壳浅部, 最后形成核心为斑状花岗岩, 边缘(顶部)为韧剪带, 外围为脆性变形带的穹隆状花岗岩体(图 4)。

本研究得到刘昌实教授、朱金初教授、沈渭洲教授的帮助, 在此深表谢意。

参 考 文 献

范洪海, 王德滋, 刘昌实, 赵连泽, 沈渭洲, 凌洪飞, 段芸. 2001. 江西相山潜火山岩中淬冷包体的发现及其成因机制探讨. 地质学报, 75(1): 64~69.
郭令智, 施央申, 马瑞士. 1983. 西太平洋中、新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成和演化. 地质学报, 57(1): 11~21.
黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 等. 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, (2): 117~135.

江西省地质矿产局. 1984. 江西地质志. 北京: 地质出版社, 1~921.
陆松年. 1998. 新元古代时期 Rodinia 超大陆研究进展述评. 地质论评, 44(5): 489~495.
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.
舒良树, 王德滋, 沈渭洲. 2000. 江西武功山中生代变质核杂岩的花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. 南京大学学报(自然科学), 36(3): 306~311.
孙岩, 舒良树, 福赫, 等. 1997. 赣北地区武功山变质核杂岩的构造发育. 南京大学学报(自然科学), 33(3): 447~449.
汤家富, 王希明等. 1991. 江西武功山地区中浅变质岩 1:5 万区域调查方法研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~95.
徐夕生, 周新民, 王德滋. 1999. 壳幔作用与花岗岩成因——以中国东南沿海为例. 高校地质学报, 5(5): 241~250.
张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学(D辑), 26(3): 193~200.
周新民, 朱云鹤. 1993. 中国东南部晚元古代碰撞造山带与地缝合带的岩石学证据. 见: 李继亮主编. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 87~97.

References

- Condie K C. 1989. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, 476.
Faure M, Sun Y, Shu L S, Monie P, Charvet J. 1996. Extensional tectonics within a subduction-type orogen. The case study of the Wugongshan dome (Jiangxi Province, Southeastern China). Tectonophysics, 263: 77~106.
Fan Honghai, Wang Dezi, Liu Changshi, Zhao Lianze, Shen Weizhou, Ling hongfei, Duan Yun. 2001. Discover of quenched enclaves in subvolcanic rocks in Xiangshan, Jiangxi Province and its genetic mechanism. Acta Geologica Sinica, 75(1): 64~69 (in Chinese with English abstract).
Guo L Z, Shi Y S, Ma R S. 1983. On the formation and tectonic evolution of the Mesozoic—Cenozoic active continental margin and island arcs in the western Pacific area. Acta Geologica Sinica, 57(1): 11~21 (in Chinese with English abstract).
Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C, ed. Collision Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 19: 67~81.
Hibbard M J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems; granitic gneisses and their tectonic implications. J. Geol., 95: 543~561.
Huang Jiqing, Ren Jishun, Jiang Chunfa, et al. 1977. A general outline of China tectonics. Acta Geologica Sinica, (2): 117~135 (in Chinese with English abstract).
Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources. 1984. Regional geology of Jiangxi Province. Beijing: Geol. publ. House, 1~921 (in Chinese with English abstract).
Liu C S, Zhu J C, Shen W Z, Xu S J. 1990. Classification and material source of continental crust transformation series granitoids in South China. Acta Geologica Sinica (English Edition), 3(3): 287~298.
Lu Songnian. 1998. A review of advance in the research on the Neoproterozoic Rodinia Supercontinent. Geological Review, 44(5): 489~495 (in Chinese with English abstract).
Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element

- discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956~983.
- Shu liangshu, Charvet Jacques. 1996. Kinematics and geochronology of the Proterozoic Dongxiang—Shexian ductile shear zone: with HP metamorphism and ophiolitic melange (Jiangxi Region, South China). *Tectonophysics*, 267: 291~302.
- Shu L S, Sun Y, Wang D C, Faure M, Monie P, Charvet J. 1998. Mesozoic doming extensional tectonics of Wugongshan, South China. *Science in China (Series D)*, 41(6): 601~608.
- Shu Liangshu, Charvet Jacques, Guo Lingzhi, Lu Huafu, Laurent-Charvet Sebastien. 1999. A large-scale Palaeozoic dextral ductile strike-slip zone; the Aqqikkudug—Weiya zone along the northern margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 73(2): 148~162.
- Shu L S, Wang D Z, Shen W Z. 2000. Nd-Sr isotopic compositions of granitic rocks of the mesozoic metamorphic core complex in the Wugongshan area, Jiangxi Province. *J. of Nanjing University (Natural Sciences)*, 36(3): 306~311 (in Chinese).
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, ed. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 42: 313~345.
- Sun Y, Shu L S, Faure M, Charvet J. 1997. Tectonic development of the metamorphic core complex of the Wugongshan in the Northern Jiangxi Province. *J. of Nanjing University (Natural Sciences)*, 33(3): 447~449 (in Chinese).
- Tang J F, Wang X M, Liu F, Tang C. 1991. Tectonic deformation and geological survey of the Wugongshan metamorphic terrane. Wuhan: Publ. House China-Univ. Geosci, 1~95 (in Chinese).
- Taylor S R, Molennan S M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scient. Publ., 312.
- Xu S J, Shen W Z, Wang Y X, Yang J D. 1991. A study of Nd-Sr isotope of the Wugongshan granite. *Chin. Sci. Bull.*, (13): 1004~1006.
- Xu Xisheng, Zhou Xinmin, Wang Dezi. 1999. Crust-mantle interaction and the genesis of granite: A case study of coastal area of southeastern China. *Geological Journal of China Universities*, 5(3): 241~250 (in Chinese).
- Xu Zhiqin. 1995. Large shear zones in the main orogenic belts of China. *Episodes*, 18(1~2): 41~43.
- Yin L, Pollard P J, Hu S X. 1995. Geological and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. *Economic Geology*, 90: 577~585.
- Zhang Guowei, Meng Qingren, Yu Zaiping, Sun Yong, Zhou Dingwu, Guo Anlin. 1996. Orogenesis and dynamics of the Qinling Orogen. *Science in China (Series D)*, 39(3): 225~234.

Petrological and Geochemical Characteristics and Origin of the Wugongshan Dome Granite, Jiangxi Province

LOU Fasheng, SHU Liangshu, YU Jinhai, WANG Dezi

Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093

Abstract

In South China, a typical granitic dome (metamorphic core complex) is developed in the Wugongshan area, Jiangxi Province. Its centre is occupied by Mesozoic granitoids and granitic gneisses, and the E-W-trending Late Paleozoic—Mesozoic Pingxiang and Anfu basins are located along its northern and southern sides, respectively. The petrological and geochemical (major, trace, and rare earth elements) characteristics of the granitoids and granitic gneisses suggest that the Wugongshan Mesozoic granitoids, containing characteristic minerals of sillimanite and garnet, have high SiO_2 , K_2O contents, enriched in Rb and Th, and depleted in Ba and Nb. They also exhibit LREE-enriched patterns and marked negative Eu anomalies, indicating that they are peraluminous S-type granites. Compared with Mesozoic granitoids, the Caledonian Shanzhuang granodiorite has different petrological and geochemical characteristics, $I_{\text{Sr}} = 0.7066$, showing a weak geochemical affinity to I-type granites. The Mesozoic granitoids, having higher I_{Sr} values (0.7098~0.7288) and lower $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (-10.6 to -14.7), consists of three petrological zones, that is, an Early Cretaceous massive granitic zone in the core (Zone I), a foliated granitic zone (Zone II) and a Triassic granitic gneissic zone in the outer-rim (Zone III). The geochemical study suggests that these three zones have similar petrological and geochemical features, demonstrating that the Wugongshan granitic dome was subjected to a successive evolution from the Triassic to Early Cretaceous. The research results provide important geological and geochemical evidence for revealing the formation mechanism and geodynamical settings of the granitic dome.

Key words: dome granite; petrology and geochemistry; Wugongshan; Jiangxi Province