



赣南富城岩体黑云母及其蚀变产物绿泥石的 矿物化学研究

——对铀成矿的指示意义*

赵友东, 吴俊奇, 凌洪飞** , 王洪作

(南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 地球科学与工程学院, 江苏 南京 210023)

摘要 富城花岗岩体位于赣南会昌盆地东侧, 该岩体西部与橄榄玄粗岩系列火山岩接触, 河草坑铀矿田就产于该花岗岩体的内外接触带中。在矿区外围花岗岩中发育大面积的蚀变带, 其中的黑云母普遍蚀变为绿泥石。为了深入探讨蚀变与铀矿化的关系, 文章运用电子探针技术对该蚀变带的黑云母及其蚀变产物绿泥石进行了矿物化学研究。结果表明, 黑云母大部分属铁叶云母, 估算出富城花岗岩岩浆的氧逸度 $\lg(f_{O_2})$ 值约为 $-15.0 \sim -14.3$, 氧逸度较低, 源岩为还原性较强的岩石, 有利于铀预富集于源区中, 富城产铀花岗岩中黑云母的 $w(F)$ 高达 $1.41\% \sim 2.01\%$, 表明花岗质岩浆富 F, 而富 F 岩浆中 U 溶解度高, 可能是富城岩体富铀的重要原因之一。黑云母被绿泥石交代后呈黑云母假象, 绿泥石矿物化学分析结果表明, 绿泥石以鲕绿泥石和蠕绿泥石为主, 属于富铁的绿泥石, 主要形成于还原环境, 绿泥石的形成温度介于 $246 \sim 307^\circ\text{C}$ 之间, 平均 276°C 。全岩 U、Th 含量分析结果表明, 上部“红化”蚀变层中的 $w(U)$ $3.5 \times 10^{-6} \sim 9.4 \times 10^{-6}$, 平均 6.6×10^{-6} 明显低于下部“绿色”蚀变层 $7.7 \times 10^{-6} \sim 23.1 \times 10^{-6}$, 平均 13.9×10^{-6} , 而“红化”蚀变层与“绿色”蚀变层的 Th 含量相似, $w(Th)$ 平均值分别为 35.7×10^{-6} 和 36.5×10^{-6} 。矿前期的带状面型“绿色”蚀变层活化了矿物晶格中的结构铀, 后期高氧逸度的流体萃取“绿色”蚀变层中已经活化的铀而形成含铀热液, 经迁移在还原带附近沉淀成矿。Th 的价态(正四价)难以随这种氧化还原条件的改变而改变, 因此未参与流体成矿过程。

关键词 地质学; 矿物化学; 黑云母与绿泥石; 铀成矿; 富城岩体; 赣南

中图分类号: P619.14

文献标志码: A

Mineral chemistry of biotite and chlorite in western part of Fucheng granite, southern Jiangxi Province: Implications for uranium mineralization

ZHAO YouDong, WU JunQi, LING HongFei and WANG HongZuo

(State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China)

Abstract

The Fucheng granite is located to the east of Huichang basin, southern Jiangxi Province. There are several uranium deposits in the western part of the Fucheng granite which is in contact with shoshonite series volcanic rocks, with the Caotaobei uranium deposit being one of them. Chloritization of biotite in the granite is very common in the western Fucheng granite. Based on electron microprobe analysis data and theoretic calculation results

* 本文得到国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号: 2012CB416703)和中国核工业地矿事业部十五高校基础科研项目的联合资助
第一作者简介: 赵友东, 男, 1988年生, 硕士研究生, 矿产普查与勘探专业。Email: zhaoyoudongnju@163.com

** 通讯作者: 凌洪飞, 男, 1960年生, 教授, 主要从事同位素地球化学及铀矿地质的科研和教学工作。Email: hfling@nju.edu.cn
收稿日期: 2015-04-20; 改回日期: 2015-07-21。张绮玲编辑。

of biotites and chlorites from the western part of the Fucheng granite, the authors studied the mineral chemistry of biotites and chlorites so as to discuss the relationship between chloritization of biotites and uranium mineralization. The results show that most of the biotites belong to siderophyllite. The oxygen fugacity ($\lg(fO_2)$) of magma of the Fucheng granite is estimated to be relatively low ($-15.0 \sim -14.3$), which means that the magma was relatively strongly reduced. Its source rock was strongly reduced, which was beneficial to preliminary enrichment of uranium. The F content in biotite is $1.41\% \sim 2.01\%$, showing that granitic magma was rich in F. As U are easy to form complex with F in magma, and this is probably one of the reasons that the Fucheng granite is rich in uranium. Chlorite was mainly derived from biotite by alteration, so it exhibits the shape of biotite. Chemical analysis of chlorite shows that the biotite mostly belongs to chamosite and prochlorite, both of which are rich in Fe element, and were mainly formed in a reductive environment. The formation temperatures of chlorite are between $246 \sim 307^\circ\text{C}$ (with an average of 276°C). The U values of the samples from the upper reddish alteration zone vary from 3.5×10^{-6} to 9.4×10^{-6} (with an average of 6.6×10^{-6}), significantly lower than U values of the samples from the lower greenish alteration zone ($7.7 \times 10^{-6} \sim 23.1 \times 10^{-6}$, 13.9×10^{-6} on average). The Th values of the samples from the reddish alteration and the greenish alteration zone are basically similar, with the average value being 35.7×10^{-6} and 36.5×10^{-6} , respectively. The large-volume greenish alteration of the granite at the early stage mainly promoted the U activation, and at the late stage, the upper part of the greenish alteration zone underwent hematitization during which U was leached out by oxidized fluids and mineralization when such U-rich fluids came across strongly reduced environment. Because the redox characteristics of Th are totally different from those of U, it is held that Th was not involved in this ore-forming process.

Key words: geology, mineral chemistry, biotite and chlorite, uranium mineralization, Fucheng granite, southern Jiangxi Province

富城花岗岩岩体紧邻会昌白垩纪断陷红盆南东缘,沿盆地南东侧分布着一条北东向呈狭长带状展布的花岗岩蚀变带,宏观上它们总体呈浅绿色,空间上该蚀变带具有“上红下绿”(“上红”主要由赤铁矿化造成,下文将其称为“红化”蚀变层;“下绿”主要由绿泥石化造成,下文称其为“绿色”蚀变层)的特征。河草坑(6720)铀矿田的主要铀矿床就产于这一蚀变带中,该蚀变带便成为控制河草坑铀矿田的重要因素,因此,详细研究富城花岗岩体西部热液蚀变带的矿物地球化学特征,对深入探讨该区热液蚀变与铀成矿关系具有重要意义。

黑云母是花岗岩中普遍存在的暗色造岩矿物,也是一种重要的指示岩石成因的矿物,它记录并保存了有关黑云母形成时的岩浆温度、物质来源及岩石成因方面的重要信息。对黑云母矿物化学的研究,不仅可以阐明黑云母的成因类型,判断主岩类型,而且还可以为探讨岩石的成因提供有用的地球化学信息。近年来,黑云母被广泛应用于探讨岩浆的氧逸度及其对铀、铜、铅、锌和银等成矿方面的研究(吕志成等,2003;蒋国豪等,2005;李鸿莉等,

2007a;2007b;刘彬等,2010;章健等,2011;王崴平等,2012;胡欢等,2014)。绿泥石是花岗岩型铀矿床成矿围岩普遍存在的一种热液蚀变矿物,也是热液铀矿床重要的蚀变矿物,与铀矿化关系密切的绿泥石多属铁绿泥石,常与黄铁矿、水云母及碳酸盐共生形成所谓的“绿色蚀变层”。绿泥石化之所以被用于铀矿化找矿标志,是因为绿泥石化为铀的还原富集提供了十分有利的地球化学环境。不少学者曾对铀矿床中绿泥石的产出形态、矿物组合、化学成分、光谱特征、形成温度以及水-岩相互作用开展了一系列研究,研究发现绿泥石的形成条件与铀矿床的形成存在着密切的联系(于秋莲等,2014;胡志华等,2013;张展适,2011;张展适等,2007;何建国等,2008;Zhang et al.,2008;丁万烈,2005;Marignac et al.,1999)。在“绿色”蚀变层中,花岗岩中的黑云母多蚀变为绿泥石。因此,研究绿泥石矿物化学特征将有助于指导铀矿勘查工作。本文对花岗岩中黑云母和绿泥石开展了详细的矿物化学成分研究,以期揭示花岗岩形成条件以及蚀变和成矿条件的信息。

1 地质概况

富城花岗岩体位于江西省赣州市会昌县境内, 大地构造上位于华夏陆块西缘, 处于南岭构造带北部与武夷山隆起带的交汇部位, 在著名的武夷山环形构造(会昌热隆)西北部, 河源-邵武、大余-会昌、会昌-云霄 3 组区域断裂(带)的交汇区域。因此, 花岗岩体中次级断裂构造极为发育, 热液活动频繁(罗锦德, 1983; 梅勇文, 1997; 舒良树等, 2004; 张万良, 2006; 任海涛等, 2013)。富城花岗岩体平面上呈不规则椭圆形, 近 NW 向展布, 地表出露面积约 850 km²。富城花岗岩的主体中-粗粒似斑状黑云母花岗岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄为 218~231 Ma(于津海等, 2007; 任海涛, 2013); 富城花岗岩的补体为细粒黑云母花岗岩, 其面积占 10% 左右, 其锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄为 218~221 Ma(任海涛等, 2013)。岩体北部侵入于震旦系坝里组和寒武系牛角河组地层中, 东侧与福建红山花岗岩

体相接, 北西侧为会昌上白垩统赣州组组成的断陷红盆超覆, 并与赣州组底部的橄榄玄粗岩(shoshonite)系列火山岩直接接触(图 1)。

富城花岗岩体西部的主体岩石为中-粗粒似斑状黑云母花岗岩, 岩石呈中-粗粒似斑状结构, 块状构造。主要造岩矿物为石英(24%~30%)、斜长石(28%~35%)、钾长石(32%~40%)、黑云母(5%~8%)、白云母(2%~4%)等。石英一般呈他形粒状或聚晶产出, 其内部可见黑云母、白云母等矿物包裹体。斜长石发育聚片双晶和卡钠复合双晶, 多被鳞片状绢云母交代。钾长石中条纹发育, 多具卡氏双晶, 亦有格子双晶出现, 常呈浅褐色泥化。黑云母呈自形-半自形晶, 具有深褐-黄绿色多色性, 内部常包含锆石、磷灰石等副矿物包裹体, 常蚀变为绿泥石。白云母可见原生白云母和次生白云母 2 类。

富城花岗岩体西北部是赣南重要的铀成矿区(图 1), 铀矿床主要产出在花岗岩的内外接触带上, 并与花岗岩蚀变带密切相关。该区不仅产有花岗岩型铀矿床(河草坑铀矿床、上寮铀矿床), 其赋矿主岩

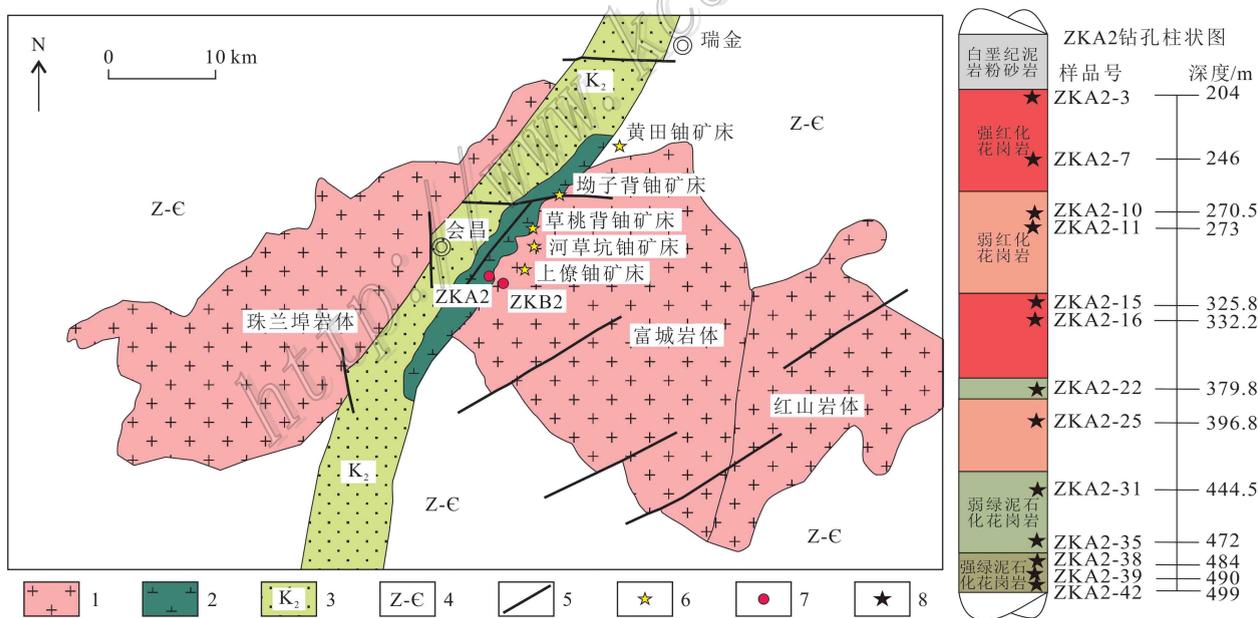


图 1 研究区地质简图(据江西省地矿局, 1989)及 ZKA2 钻孔柱状图

1—花岗岩; 2—早白垩世橄榄玄粗岩质火山岩; 3—上白垩统赣州组红色碎屑沉积岩; 4—震旦系—寒武系; 5—断裂破碎带; 6—铀矿床; 7—钻孔; 8—采样点

Fig. 1 Geological sketch map of the Fucheng granite (after Bureau of Geology and Mineral Resources of Jiangxi Province, 1989) and the rock column of drill hole ZKA2

1—Granite; 2—Early Cretaceous shoshonitic volcanic rocks; 3—Red beds of Ganzhou Formation of Upper Cretaceous; 4—Sinian-Cambrian strata; 5—Fault belt; 6—U deposit; 7—Drill hole; 8—Sampling location

为蚀变花岗岩;而且还有受橄榄玄粗岩隐爆角砾岩筒控制的火山岩型铀矿床(草桃背铀矿床),其赋矿主岩为花岗岩与火山岩接触带的隐爆角砾岩;此外还有与中基性脉岩有空间关系的坳子背铀矿床。其中花岗岩型铀矿床受区域断裂构造的交叉复合控制,矿体主要产于裂隙构造带以及层间破碎带。矿体形态复杂,常呈透镜状、团块状、脉状、似层状及不规则状产出。矿体规模长几米到百余米不等。与矿化有关的围岩蚀变有绿泥石化、水云母化、钠长石化、萤石化、碳酸盐化、赤铁矿化及硅化等。根据矿石矿物组合,可划分为铀-萤石、铀-赤铁矿和铀-绿泥石等矿石类型,矿石矿物有沥青油矿、铀石、铀黑和钛铀矿等(张万良,2005)。

2 样品及分析方法

样品取自富城西部花岗岩蚀变带 ZKA2 和 ZKB2 两个钻孔。将典型钻孔 ZKA2 的柱状图示于图 1。岩性为中粗粒似斑状黑云母花岗岩,且黑云母含量约 5%~8%,黑云母呈自形-半自形晶,少数有压扭性流变特征,其中包裹多种副矿物如锆石、磷灰石、钛铁矿、晶质铀矿和独居石等。黑云母普遍发生了绿泥石化和白云母化蚀变,并以绿泥石化蚀变为主(图 2)。

将岩石样品磨制成光、薄片,利用电子探针进行矿物的背散射电子图像观察和矿物化学分析。分析测试在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,所用仪器为 JEOL JXA-8100 型电子探针仪,工作条件为电压 15 kV,电流 20 nA,电子束斑直径为 1 μm ,测试完成后对所有数据进行 ZAF 处理。使用美国标准委员会提供的矿物标样钠长石(Na、Al、Si)、钙长石(Ca)、普通角闪石(Fe、Mg、Mn、Ti)、正长石(K)和磷灰石(F)进行标定。

3 分析结果

3.1 黑云母的化学组成及种属厘定

富城岩体西部蚀变花岗岩的黑云母电子探针成分分析结果见表 1。表中 Fe_2O_3 和 FeO 的含量采用林文蔚等(1994)的计算方法得到, H_2O^* 根据理论化学式计算得到,在此基础上,以 22 个氧原子为基础计算了黑云母的阳离子系数及部分参数。

从表 1 中数据可以看出,富城岩体黑云母成分的变化特点为: $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 26.0%~43.5%之间,平均为 33.6%; $w(\text{TiO}_2)$ 变化于 0.1%~3.8%之间,平均为 2.2%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化于 16.6%~26.6%之间,平均为 20.5%; $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 变化于 1.8%~3.0%之间,平均为 2.8%; $w(\text{FeO})$ 变化于 12.3%~36.3%之间,平均为 23.3%; $w(\text{MnO})$ 变化于 0.1%~0.7%之间,平均为 0.4%; $w(\text{MgO})$ 变化于 2.4%~4.7%之间,平均为 3.8%; $w(\text{K}_2\text{O})$ 变化于 1.4%~10.6%之间,平均为 7.8%。 $w(\text{F})$ 小于 2.0%,明显分为高氟和低氟两类:“绿色”蚀变花岗岩中未蚀变黑云母氟含量较高(ZKA2-39 样品除外,该样品已受到轻微绿泥石化影响), $w(\text{F})$ 为 1.41%~2.01%,平均值 1.69%;而所分析的“红化”蚀变花岗岩中黑云母的氟含量均低于检测值(由于“红化”蚀变叠加在“绿色”蚀变基础上,花岗岩蚀变更为强烈,“红化”蚀变层很少见到未蚀变黑云母,仅分析了 ZKA2-15 和 ZKA2-25 两个样品中的 4 个黑云母,氟已受到蚀变影响而基本丢失)。上述组分中,Fe 含量变化最大。对比华南其他花岗岩体的黑云母成分可以发现,富城岩体黑云母中的 $w(\text{SiO}_2)$ 、 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{MgO})$ 相对较低,而 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{FeO})$ 和 $w(\text{F})$ 相对较高。在 Foster(1960)的黑云母分类图解中(图 3a),富城岩体黑云母绝大多数落入铁叶云母区域,属于铁叶云母。

3.2 绿泥石的化学组成及种属厘定

绿泥石的电子探针化学成分分析结果见表 2。所有绿泥石分析结果以 28 个氧原子作为标准计算了绿泥石的结构式。由于绿泥石结构复杂,因此采用常规的电子探针技术分析绿泥石的成分比较困难,尤其是矿物的包裹体、混层结构和复杂的矿物共生关系都会造成分析绿泥石成分时产生误差。因此,对于绿泥石的电子探针分析结果,本文采用了 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) < 0.5\%$ 作为判别标准,如果 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) > 0.5\%$,则表明绿泥石的成分有混染(Foster,1962;Zang et al.,1995)。

从表 2 中数据可以看出,绿泥石的 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 20.5%~24.8% 之间,平均为 22.5%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化于 18.3%~23.1% 之间,平均为 20.8%; $w(\text{FeO}^{\text{T}})$ 变化于 35.3%~41.3% 之间,平均为 23.3%; $w(\text{MgO})$ 变化于 2.0%~6.4% 之间,平均为 4.7%;其中, FeO^{T} 含量变化较大。绿泥

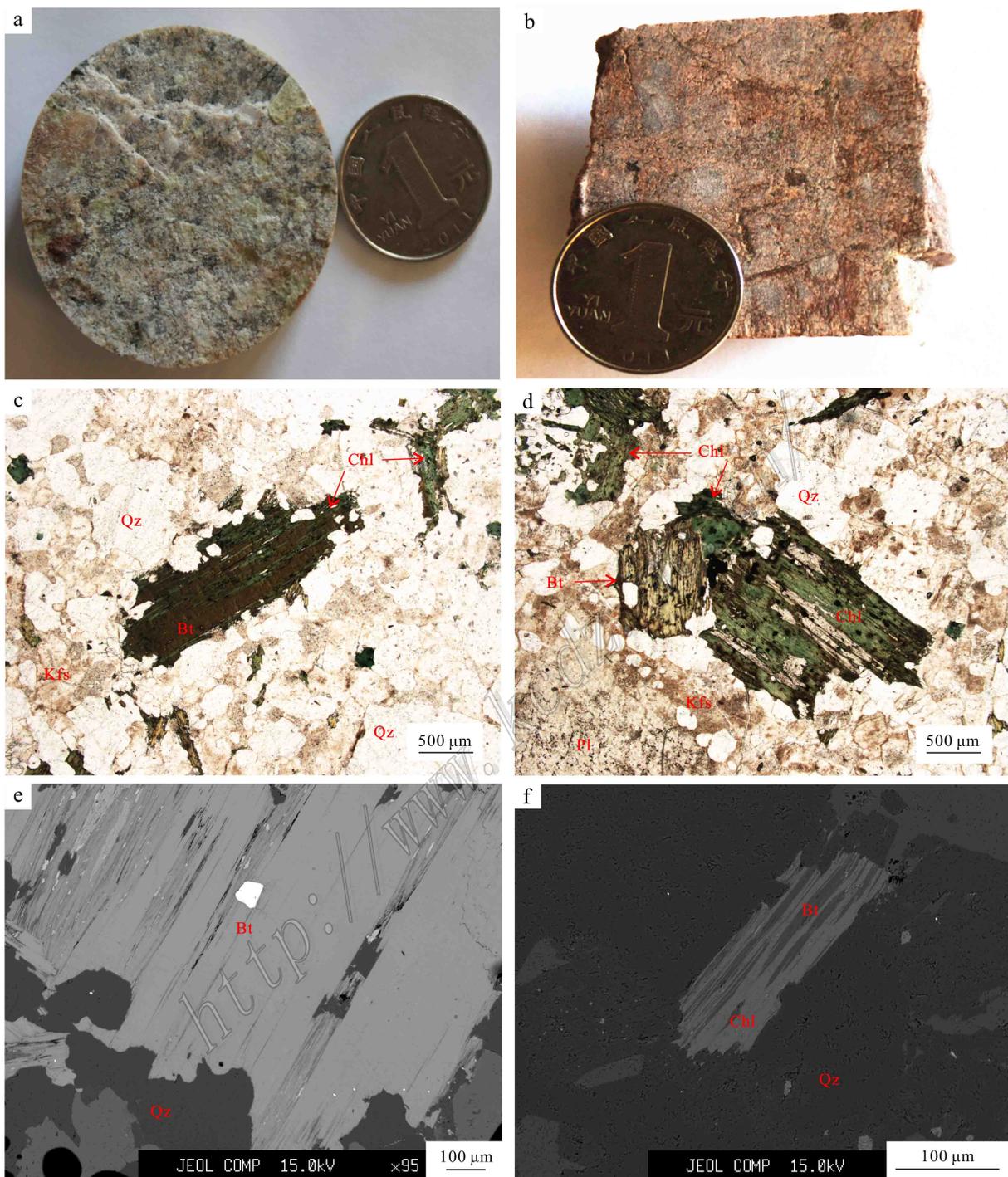


图 2 黑云母和绿泥石的显微照片及电子探针背散射图

a. “绿色”蚀变花岗岩，绿泥石化较明显；b. “红化”蚀变花岗岩，具绿泥石化现象；c. 黑云母边缘绿泥石化，蚀变不完全，核心仍为黑云母(单偏光)；d. 未蚀变的黑云母及完全蚀变为绿泥石的黑云母(单偏光)；e. 电子探针背散射图中的黑云母；f. 电子探针背散射图中的黑云母及其蚀变产物绿泥石

Bt—黑云母；Chl—绿泥石；Kfs—钾长石；Pl—斜长石；Qz—云母

Fig. 2 Micrographs and EPMA of biotites and chlorites

a. Obvious chloritization of green granite; b. Chloritization phenomenon in red granite; c. Incomplete chloritization of biotite (plainlight);

d. Biotite and chloritization of biotite (plainlight); e. Biotite in the image of EPMA; f. Biotite and chlorite in the image of EPMA

Bt—Biotite; Chl—Chlorite; Kfs—K-feldspar; Pl—Plagioclase; Qz—Quartz

表1 富城岩体西部蚀变花岗岩中黑云母电子探针分析结果和特征参数

Table 1 Electron microprobe analyses and characteristic parameters of biotites from the west of Fucheng granite

分析项目	ZKA2-15	ZKA2-22	ZKA2-25	ZKA2-37	ZKA2-39	ZKA2-41	ZKA2-42
	n=1	n=4	n=3	n=1	n=2	n=3	n=5
	$\omega(\text{B})\%$						
SiO ₂	38.77	34.43	31.12	31.83	38.98	32.35	34.06
TiO ₂	0.73	2.64	0.23	1.36	0.55	3.38	3.50
Al ₂ O ₃	26.26	19.72	25.20	21.48	25.46	17.53	17.01
FeO*	21.81	23.94	31.31	24.98	17.57	26.71	25.85
MnO	0.23	0.42	0.54	0.35	0.21	0.36	0.39
MgO	2.42	3.40	3.03	4.69	3.40	4.24	4.32
CaO	0.05	0.06	0.05	0.14	0.08	0.05	0.05
Na ₂ O	0.04	0.20	0.08	0.08	0.09	0.22	0.30
K ₂ O	4.98	10.43	3.02	4.09	5.82	10.15	9.59
F	-	1.67	-	-	-	1.68	1.71
Cl	0.01	0.04	-	0.02	0.03	0.08	0.07
Fe ₂ O ₃ (cal)	2.63	2.80	2.75	2.69	2.12	2.98	2.98
FeCl(cal)	19.45	21.42	28.84	22.55	15.66	24.03	23.17
H ₂ O(cal)	4.12	2.57	3.85	3.69	4.04	2.45	2.48
总和	99.69	99.80	98.71	92.97	96.44	99.50	99.63
	以22个氧为基础计算的黑云母阳离子系数及参数						
Si ⁴⁺	5.64	5.47	4.82	5.16	5.76	5.28	5.48
Al ^{IV}	2.36	2.53	3.18	2.84	2.24	2.72	2.52
Al ^{VI}	2.13	1.17	1.44	1.27	2.21	0.65	0.71
Ti ⁴⁺	0.08	0.32	0.03	0.17	0.06	0.42	0.42
Fe ³⁺	0.29	0.34	0.32	0.33	0.24	0.37	0.36
Fe ²⁺	2.36	2.85	3.80	3.06	1.97	3.28	3.12
Mn ²⁺	0.03	0.06	0.07	0.05	0.03	0.05	0.05
Mg ²⁺	0.52	0.81	0.71	1.13	0.76	1.03	1.04
Ca ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Na ⁺	0.01	0.06	0.02	0.02	0.03	0.07	0.10
K ⁺	0.92	2.12	0.59	0.85	1.10	2.11	1.97
Cl(F)	-	0.42	-	-	-	0.43	0.44
Cl(Cl)	0	0.01	-	0	0.00	0.01	0.01
Cl(OH)	2	1.36	2.00	2	2.00	1.33	1.33
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.82	0.78	0.84	0.73	0.72	0.76	0.75
Mg/(Fe ²⁺ +Mg)	0.18	0.22	0.16	0.27	0.28	0.24	0.25
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Fe ³⁺ +Mn)	0.16	0.20	0.15	0.25	0.26	0.22	0.23
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti	2.5	1.82	1.79	1.76	2.51	1.43	1.49
Fe ²⁺ +Mn	2.39	2.91	3.87	3.11	2.00	3.33	3.18
F/FM	0.9	0.88	0.91	0.84	0.84	0.86	0.86

注:表中n为分析点个数,数据为n个点的平均值;F/FM=(Fe₂O₃+FeO)/(Fe₂O₃+FeO+MgO);“-”表示低于检测限,cal表示计算值;总和为除去“FeO*”一项后的总和,因为“FeO*”经计算后被分成Fe₂O₃(cal)和FeCl(cal)。

石的Si-Fe图解常被用作绿泥石的分类和命名,在Deer等(1962)的黑云母分类图解(图3b)中,绿泥石主要集中在鲕绿泥石和蠕绿泥石区域,少数属于假鳞绿泥石,它们均属于相对富铁的绿泥石。

4 讨论

4.1 黑云母对岩石成因的限定

黑云母的化学成分与寄主岩石的地球化学组成和岩石成因息息相关,因此可根据黑云母的矿物化学成分特点来探讨寄主岩石的成因类型和形成环境

(Wones et al., 1965; Lalonde Bernard P., 1993; Abdel-Rahman, 1994; Finch et al., 1995; 陈佑纬等, 2010; 章健等, 2011; 胡欢等, 2014)。从本研究的黑云母化学成分计算结果看,黑云母的Al值为3.12~4.73,具有明显的富铝特征。在Abdel-Rahman(1994)提出的不同类型火成岩的黑云母FeO*-Al₂O₃-MgO判别图(图4)中,富城岩体西部蚀变花岗岩中的黑云母全部落在过铝质岩套区内(即为S型花岗岩),这与任海涛等(2013)报道的富城岩体西部主体花岗岩A/CNK值大于1.1(A/CNK=1.11~1.34),为S型花岗岩的结论一致。

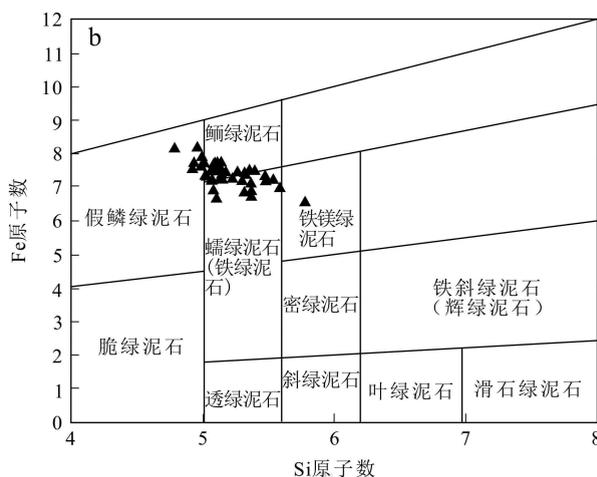
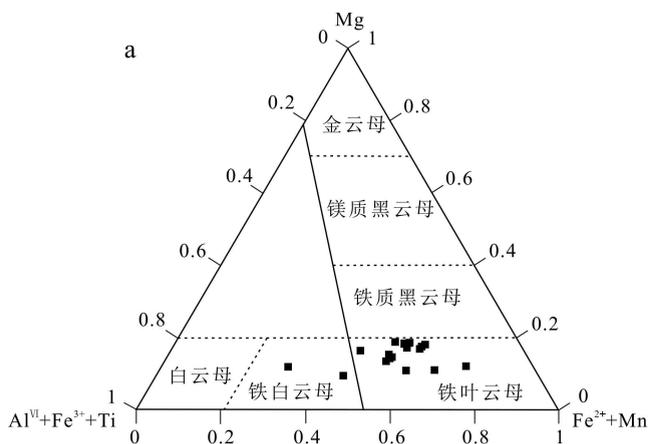


图 3 富城花岗岩黑云母分类图解(a, 底图据 Foster, 1960)和富城岩体西部蚀变带绿泥石分类图解(b, 底图据 Deer et al., 1962)

Fig. 3 Classification of biotites from the west of Fucheng granite (a, after Foster, 1960) and classification of chlorites from the west of Fucheng granite (b, after Deer et al., 1962)

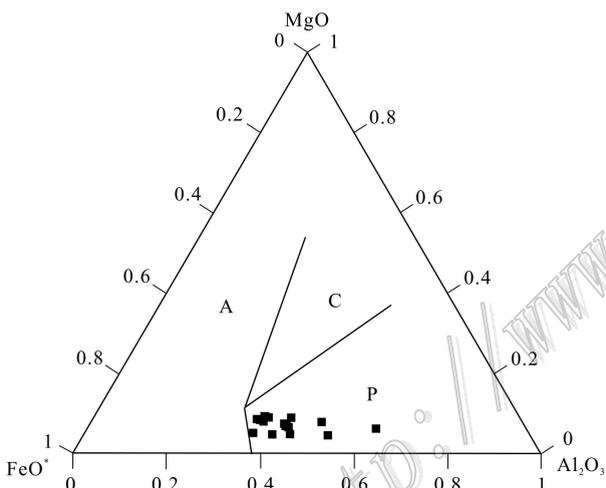


图 4 黑云母 FeO*-Al₂O₃-MgO 相关图 (底图据 Abdel-Rahman, 1994)

A—非造山带碱性杂岩(多为 A 型花岗岩); C—造山带钙碱性杂岩(多为 I 型花岗岩); P—过铝质岩套(包括碰撞型和 S 型花岗岩)

Fig. 4 FeO*-Al₂O₃-MgO diagram of biotites (base map after Abdel-Rahman, 1994)

A—Non-orogenic zones alkali complex (mostly A-type granite); C—Orogenic belt calcium alkaline complex (mostly I-type granite); P—Peraluminous suite (including collision-type and S-type granite)

黑云母的镁、铁组分与寄主岩石岩浆的类型和物质来源密切相关, 一般而言, 幔源型花岗岩常富含镁黑云母, 而壳源型花岗岩则以富铁黑云母为特征, 因此, 黑云母的镁、铁组分经常被用来判别寄主花岗岩的类型和物质来源 (Kanisawa, 1977; 张玉学, 1982; 赵连泽等, 1983)。富城岩体西部黑云母的镁、铁组分变化特征与华南改造型花岗岩相一致(图

5a), 在黑云母的 (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO)-MgO 相关图解(图 5b)中, 黑云母落于壳源范围内, 推断其母岩的岩浆物质来源于地壳。该结论也得到了于津海等(2007)报道的富城岩体具有高的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值(0.7135 ~ 0.7214)和低的 ε_{Nd} 值 (-16.9 ~ -9.4) 等特征的支持。综合以上特征, 可以推断富城花岗岩的源区岩石应为华夏板块富含泥质成分的变质沉积岩。

4.2 黑云母对岩浆氧逸度的指示

Wones 等 (1965) 通过研究与磁铁矿和钾长石共生的黑云母 Fe³⁺、Fe²⁺ 和 Mg²⁺ 原子百分数, 来估计岩浆的氧逸度。从富城花岗岩黑云母的 Fe²⁺-Mg-Fe³⁺ 图解(图 6a) 可以看出, 大部分黑云母成分投影点都落在 NNO(Ni-NiO 缓冲剂) 线上, 与华南产铀花岗岩的相对低氧逸度特征(章健等, 2011) 相一致, 表明富城花岗岩为还原性较强的岩浆形成。此外, Wones 等 (1965) 的研究还提供了在 p_{total} = 2070 × 10⁵ Pa 条件下黑云母的 lg(fO₂)-t 图解, 通过计算黑云母稳定度 [100 × Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg²⁺)], 结合花岗岩的主量元素数据, 计算得出富城花岗岩的锆石饱和温度为 782 ~ 793°C, 并根据黑云母的 Fe²⁺-Mg-Fe³⁺ 图解(图 6a) 投影点范围, 把黑云母数据投影到 lg(fO₂)-t 图解(图 6b) 中, 可以得到富城花岗岩岩浆的大致氧逸度, lg(fO₂) 值为 -15.0 ~ -14.3, 由此可知, 富城岩体具有较低的岩浆氧逸度值。

4.3 绿泥石的地球化学特征及成因

本次研究所挑选的绿泥石均由黑云母蚀变而

表2 富城岩体西部蚀变花岗岩中绿泥石电子探针分析结果和特征参数

Table 2 Electron microprobe analyses and characteristic parameters of chlorites from the west of Fucheng granite

分析项目	ZKA2-10	ZKA2-15	ZKA2-25	ZKA2-31	ZKA2-34	ZKA2-22	ZKA2-35	ZKA2-37	ZKA2-39	ZKA2-41	ZKA2-42
	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 4	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 4	<i>n</i> = 2
SiO ₂	22.70	22.91	23.70	21.68	22.23	22.88	22.27	22.57	22.46	22.60	21.75
TiO ₂	0.02	0.08	0.06	0.12	0.08	0.08	0.09	0.10	0.13	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	20.44	21.58	20.87	22.74	20.37	21.17	20.70	19.93	20.80	21.48	19.55
FeO*	37.09	37.68	38.41	39.86	37.99	39.08	37.42	38.09	37.34	37.05	37.65
MnO	0.82	0.76	1.00	1.18	0.58	0.64	0.65	0.67	0.55	0.30	0.46
MgO	5.61	3.99	2.81	2.34	5.24	3.58	5.32	5.16	4.99	5.43	5.51
CaO	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	—	0.02	0.08	—
Na ₂ O	0.06	0.04	0.13	0.03	0.02	0.06	0.08	0.07	0.05	0.07	0.04
K ₂ O	0.04	0.06	0.13	0.08	0.06	0.07	0.08	0.14	0.14	0.15	0.18
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	0.02	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01
总和	86.82	87.12	87.17	88.05	86.58	87.58	86.66	86.74	86.49	87.22	85.23
以28个氧为基础计算的绿泥石阳离子系数及参数											
Si	5.20	5.23	5.41	4.97	5.14	5.24	5.12	5.20	5.18	5.13	5.11
Al ^{IV}	2.80	2.77	2.59	3.04	2.86	2.76	2.88	2.81	2.82	2.87	2.90
Al ^{VI}	2.74	3.05	3.07	3.14	2.71	2.97	2.76	2.64	2.84	2.90	2.56
Al	5.54	5.83	5.66	6.17	5.57	5.73	5.63	5.44	5.66	5.77	5.45
Ti	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Fe ³⁺	0.05	0.15	0.24	0.11	0.01	0.11	0.02	0.07	0.05	0.05	0.00
Fe ²⁺	7.13	7.04	7.10	7.58	7.40	7.37	7.25	7.39	7.17	7.03	7.55
Fe	7.17	7.19	7.34	7.69	7.42	7.48	7.27	7.46	7.22	7.07	7.55
Mn	0.16	0.15	0.20	0.23	0.12	0.13	0.13	0.13	0.11	0.06	0.09
Mg	.91	1.36	0.96	0.80	1.80	1.22	1.83	1.77	1.71	1.83	1.93
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	—	0.01	0.02	—
Na	0.05	0.03	0.12	0.03	0.02	0.05	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04
K	0.02	0.04	0.08	0.05	0.03	0.04	0.05	0.08	0.08	0.09	0.10
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	0.02	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.79	0.84	0.89	0.91	0.80	0.86	0.80	0.81	0.81	0.80	0.80
Mg/(Mg+Fe)	0.21	0.16	0.12	0.10	0.20	0.14	0.20	0.19	0.19	0.21	0.20
Si/(Si+Al)	0.49	0.47	0.49	0.45	0.48	0.48	0.48	0.49	0.48	0.47	0.49
Al ^{VI} +Fe	9.91	10.25	10.41	10.83	10.13	10.44	10.03	10.06	10.05	9.97	10.05
A/AFM	0.38	0.41	0.41	0.43	0.38	0.40	0.38	0.37	0.39	0.39	0.37
Na+K+Ca	0.09	0.07	0.20	0.07	0.05	0.09	0.12	0.14	0.13	0.16	0.14
<i>d</i> ₀₀₁ /0.1 nm	14.11	14.11	14.12	14.09	14.10	14.10	14.10	14.06	14.08	14.08	14.05
<i>t</i> /°C	273	271	261	292	280	273	279	276	275	276	283

注:表中 *n* 为分析点个数,数据为 *n* 个点的平均值;A/AFM=Al/(Al+Fe+Mg)*; — 表示低于检测限。

来绿泥石化学成分既有黑云母的特征,又有很大变化。由表1和表2可知:①氟在黑云母中含量较高($\omega(\text{F})$ 介于1.41%~2.01%之间),当黑云母绿泥石化后,氟含量全部低于检测值,表明黑云母在蚀变成绿泥石的过程中,氟全部转移到流体中;②SiO₂明显减少, $\omega(\text{SiO}_2)$ 平均值在黑云母中为33.64%,绿泥石中为22.54%,Si含量显著受不同矿物晶体基本性质的制约;③Al₂O₃变化不大,黑云母和绿泥石

的 $\omega(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 平均值分别为20.5%和20.84%,这说明Al的化学性质不活泼而难以迁移;④MgO在蚀变过程中变化不显著,黑云母和绿泥石的 $\omega(\text{MgO})$ 的平均值分别为3.76%、4.76%,说明绿泥石中的Mg可能主要继承于黑云母;⑤绿泥石中的 $\omega(\text{FeO}^{\text{T}})$ 平均值为37.8%较黑云母(平均值为25.8%)明显增高,反映绿泥石的Fe除了继承黑云母中的铁以外,还有一部分来自外部富Fe的流体,

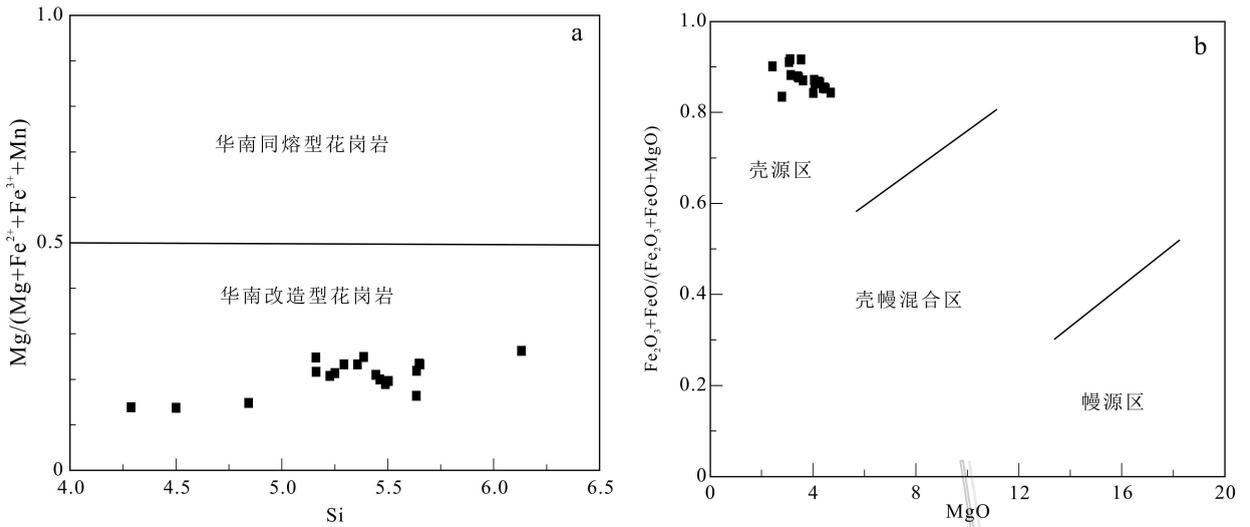


图 5 黑云母的 Si-Mg/(Mg + Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn) 相关图解(a, 底图据 Kanisawa, 1977) 和黑云母的 (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO)-MgO 相关图解(b, 底图据张玉学, 1982)

Fig. 5 Si-Mg/(Mg + Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn) diagram of biotites (a, base map after Kanisawa, 1977) and (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO)-MgO diagram of biotites (b, base map after Zhang, 1982)

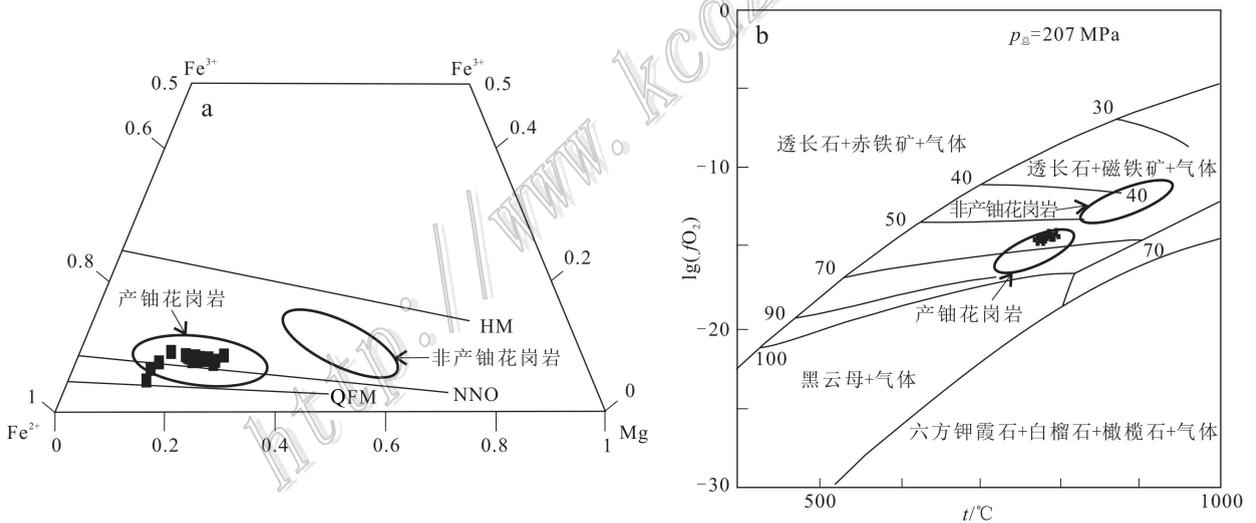


图 6 黑云母 Fe²⁺-Mg-Fe³⁺ 图解(a)(底图据 Wones et al., 1965; 产铀花岗岩及非产铀花岗岩区域据章健等, 2011) 和黑云母在总压力(H₂ + H₂O)为 2070 × 10⁵ Pa 条件下的稳定度 lg(*f*O₂)-*t* 图解(b)(底图据 Wones et al., 1965)
HM—赤铁矿-磁铁矿缓冲剂; NNO—Ni-NiO 缓冲剂; QFM—石英-铁橄榄石-磁铁矿缓冲剂

Fig. 6 Fe²⁺-Mg-Fe³⁺ diagram of biotites (a) (base map after Wones et al., 1965; the ranges of uranium-forming granites and non uranium-forming granites after Zhang et al., 2011) and lg(*f*O₂)-*t* diagram for the biotites at *p*_{total} = 2070 × 10⁵ Pa (b) (base map after Wones et al., 1965)

HM—Hematite-Magnetite buffer; NNO—Ni-NiO buffer; QFM—Quartz-Fayalite-Magnetite buffer

刘英俊等(1987)认为 Fe 的运移与流体介质具有的酸性和还原性特征有关, 说明绿泥石可能是在酸性和还原性的流体环境下形成的; ⑥ K₂O 在蚀变后几

乎全部丢失(黑云母的 *w*(K₂O)平均值为 7.78%; 绿泥石的 *w*(K₂O)平均值仅有 0.09%), 从而造成流体中 K 含量的升高; ⑦ 绿泥石 *n*(Al^{IV})值变化于 2.42

~3.21 之间, $n(\text{Al}^{\text{VI}})$ 变化于 2.38~3.24 之间(表 2)。样品的 $n(\text{Al}^{\text{IV}})/n(\text{Al}^{\text{VI}})$ 比值变化于 0.82~1.28 之间, 总体变化范围不大, Xi(1997) 的研究表明, 当绿泥石在四面体位置的阳离子替代关系是完全的钙镁闪石型替代时, $n(\text{Al}^{\text{IV}})$ 与 $n(\text{Al}^{\text{VI}})$ 之间呈现近于 1:1 的线性关系(相关因子 = 0.95), 本文所研究的绿泥石 $n(\text{Al}^{\text{IV}})/n(\text{Al}^{\text{VI}})$ 的相关关系为: $\text{Al}^{\text{VI}} = -0.14\text{Al}^{\text{IV}} + 3.17$, 其相关性差, 因此, 本区绿泥石四面体位置不是单纯的钙镁闪石型替代。由于四面体位置的铝在晶体结构中主要替代硅, 因此 $n(\text{Al}^{\text{IV}})$ 值及 $n(\text{Al}^{\text{IV}})/n(\text{Al}^{\text{VI}})$ 比值的变化特征反映了绿泥石中有较多的 Al^{IV} 替代了 Si, 这种替代产生的正电荷则由 Al^{VI} 在八面体位置上替代 Fe 或 Mg 来补偿, 从而达到电荷平衡, 这也在一定程度上解释了绿泥石中 Fe^{3+} 含量比较低的原因, ⑧ 由绿泥石的各阳离子关系图(图 7)可以看出: “红化”蚀变层与“绿色”蚀变层的绿泥石投影点交织在一起, 分布没有差别, 暗示“红化”蚀变层与“绿色”蚀变层中的绿泥石具有相同的特征, 都是早期形成面型绿泥石化了的流体交代作用的产物。

镜下对比两个蚀变层的绿泥石发现: “红化”蚀变层和“绿色”蚀变层的黑云母均有绿泥石化现象, 差别是“红化”蚀变层的绿泥石含量相对较少。此外, “红化”蚀变层普遍发育有赤铁矿化(图 8), 赤铁矿不仅沿矿物边缘和粒间孔隙生长(图 8a、b), 甚至充填于矿物的裂隙中(图 8c)。上述现象表明“红化”蚀变层岩石是在“绿色”蚀变基础上, 遭受后期“红化”蚀变(赤铁矿化)的叠加的结果, 即该蚀变带前期发生普遍的绿泥石化, 后期蚀变带的上部遭受了赤铁矿化的叠加, 使整个蚀变带表现为“上红下绿”的宏观特征。“红化”蚀变层中现存的绿泥石是较早发生的“绿色”蚀变产物的残余。

4.4 绿泥石的形成温度

绿泥石的形成温度与绿泥石的结构、化学组成及多型等之间的关系越来越受到研究者的重视。不同温度下形成的绿泥石离子间相互替换关系以及离子占据空间能力不同, 这是绿泥石作为地质温度计的基础。Cathelineau 等(1985)首先发现了绿泥石中 $n(\text{Al}^{\text{IV}})$ 和温度之间存在着正相关关系, 并提出了绿泥石固溶体温度计。Battaglia(1999)则运用 XRD 结果计算绿泥石形成时的温度。本文利用 Rausell-

Colom 等(1991)提出、又经 Nieto(1997)修改的关系式计算了绿泥石面网间距 d_{001} 的值, 计算公式为: $d_{001}(\text{Å}) = 14.339 - 0.115n(\text{Al}^{\text{IV}}) - 0.02011n(\text{Fe}^{2+})$ (该公式中绿泥石的结构式是按 14 个氧原子计算), 然后再根据 Battaglia(1999)提出的 d_{001} 与温度之间的关系方程计算绿泥石的形成温度 $t/^\circ\text{C} = (14.379 - d_{001}(\text{Å})) \times 0.001$ 。由表 2 计算结果可知, 富城西部蚀变花岗岩中绿泥石形成温度变化于 246~307 $^\circ\text{C}$ 之间, 平均 275.9 $^\circ\text{C}$, 峰值在 260~290 $^\circ\text{C}$ 之间。顾大钊等(2008)研究了该区河草坑地区铀矿床的流体包裹体均一温度特征, 并划分了不同的期次。其中成矿期前流体包裹体均一温度为 231.8~357.8 $^\circ\text{C}$, 峰值为 260~310 $^\circ\text{C}$; 成矿期为 163.4~300.3 $^\circ\text{C}$; 成矿期后为 125.4~190.9 $^\circ\text{C}$ 。本区绿泥石形成温度与成矿期前的流体包裹体均一温度相一致, 也支持富城西部花岗岩蚀变带的绿泥石化蚀变发生在成矿期前的结论。

4.5 花岗岩蚀变对铀成矿的意义

绿泥石的形成过程是一个由反应动力学控制的水-岩反应过程, 受温度、压力、水/岩比、流体和岩石化学成分等因素的制约(华仁民等, 2003)。Inoue(1995)认为在脉状矿床的热液蚀变中, 在低氧化、低 pH 条件下, 有利于形成富镁绿泥石, 而还原环境有利于形成铁绿泥石。本文研究结果表明, 富城花岗岩体西部蚀变带的绿泥石主要类型是鲕绿泥石和蠕绿泥石, 它们属于富铁绿泥石, 应形成于相对酸性和还原的流体交代环境。

富城西部花岗岩成矿前期形成的大体积围岩蚀变交代体实际上是强烈构造-热液活动的综合体现。从富城西部蚀变花岗岩的黑云母化学分析数据(表 1)以及两个不同蚀变层的全岩 U、Th 含量分析资料(表 3, 图 9)不难得出以下 3 点认识:

(1) 富城花岗岩中黑云母的氟含量明显分为两类: “绿色”蚀变花岗岩中黑云母除一个样品外, 其余氟含量较高, $w(\text{F})$ 为 1.41%~2.01%, 平均值 1.69%, 而“红化”蚀变花岗岩中黑云母的氟含量低于检测值, 这充分说明岩石在受到后期“红化”蚀变后, 黑云母中的氟基本丧失。因此, 除了黑云母蚀变为绿泥石可以使氟丢失之外, 后期“红化”蚀变的水-岩相互作用也可以使黑云母在不发生矿物相转变的

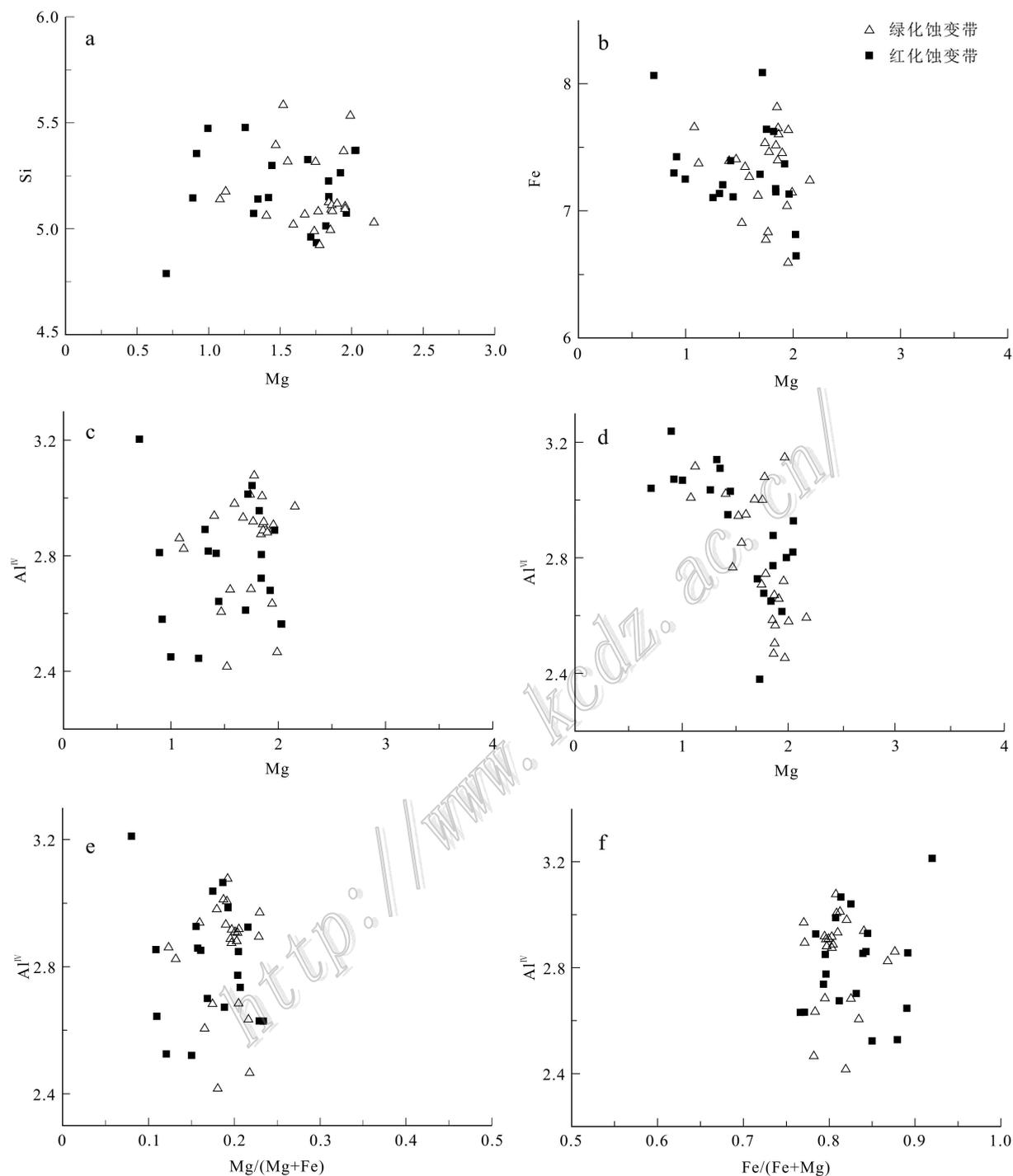


图7 绿泥石中主要阳离子间的关系图

Fig. 7 Correlation diagram of main cations in chlorite

同时丢失氟。因此,高氟类黑云母的氟含量可代表富城岩体黑云母的原始氟含量,其 $w(\text{F})$ 明显高于华南非产铀花岗岩体,如白马山岩体($w(\text{F})$ 平均0.42)和瓦屋堂岩体($w(\text{F})$ 平均0.70,章健等,2011)。众所周知,铀属于亲石元素,与O、F和Cl等元素有很

强的亲和力,在花岗质岩浆中挥发分氟增多时,铀在岩浆中的溶解度增高。Peiffert等(1996)对富氟熔体体系的研究结果表明,铀的流体/熔体分配系数($\lg D_{\text{流体/熔体}}(\text{U})$)为2.4%~4.2%,并与氧逸度呈正相关关系,这揭示了铀不但倾向赋存于富氟熔体

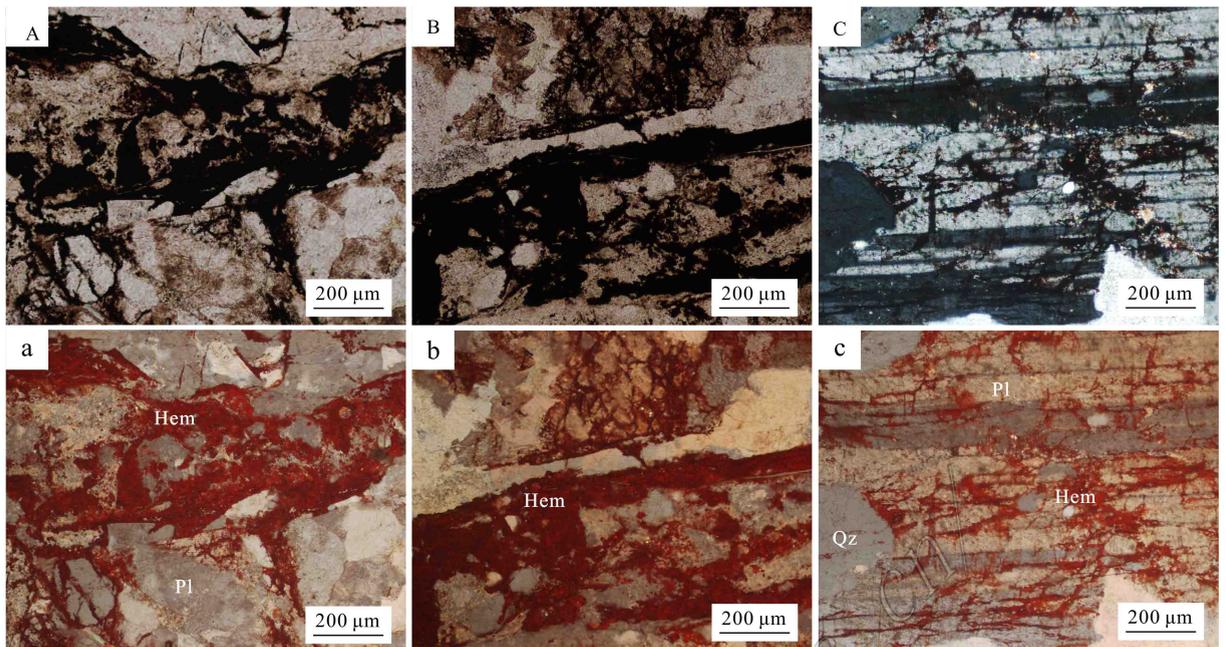


图8 赤铁矿化显微镜下照片
 (A)、(B)单偏光;(C)正交偏光;(a)(b)(c)赤铁矿内反射色
 Hem—赤铁矿;Pl—斜长石;Qz—石英
 Fig. 8 Micrographs of hematite
 (A) & (B), Plainlight; (C), Crossed nicols; (a), (b) & (c), Internal reflection color
 Hem—Hematite; Pl—Plagioclase; Qz—Quartz

表3 富城岩体西部蚀变带全岩Th、U含量

Table 3 Th and U content of the whole rock in western Fucheng pluton

样品号	蚀变类型	$w(B)/10^{-6}$	
		Th	U
ZKA2-3	“红化”蚀变	38.59	6.2
ZKA2-7		32.64	3.51
ZKA2-10		36.77	5.64
ZKA2-11		35.77	4.79
ZKA2-15		36.27	9.17
ZKA2-16		34.36	7.45
ZKA2-25		35.78	9.41
ZKA2-22		38.64	13.49
ZKA2-31		30.62	21.53
ZKA2-35		43.06	9.71
ZKA2-38	“绿色”蚀变	46.43	23.11
ZKA2-39		46.4	8.21
ZKA2-42		59.47	13.02
ZKB2-15		28.25	13.92
ZKB2-17		33.04	19.26
ZKB2-19		35.86	10.07
ZKB2-21		30.73	21.39
ZKB2-23		34.83	14.45
ZKB2-24		24.23	7.7
ZKB2-26		31.73	12.03
ZKB2-28	30.22	10.98	
ZKB2-29	34.08	10.06	

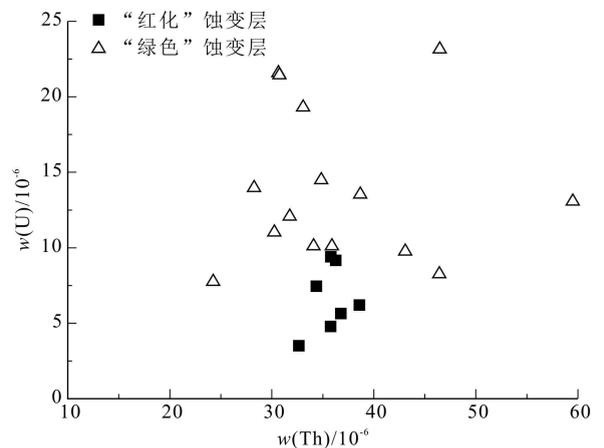


图9 富城岩体西部蚀变带全岩Th-U含量图解
 Fig. 9 Diagram of whole rock Th-U content of western Fucheng pluton

中,且随着氧逸度的降低,流体中铀溶解度会相应降低,而熔体中铀富集程度会相应增高。在花岗质熔体结晶演化过程中,挥发分氟主要赋存于磷灰石和黑云母中,因此,黑云母中的氟含量能有效的指示花岗质岩浆中氟含量的相对多少,同时黑云母所反映的岩浆的氧逸度也影响铀在熔体中的富集程度。富

城花岗岩中较高的铀含量($w(\text{U})$ 平均值为 13.9×10^{-6})与黑云母较高的氟含量($w(\text{F})$ 平均值 1.69%)和较低的氧逸度值($-15.0 \sim -14.3$)是一致的。

(2)富城花岗岩主体平均 $w(\text{U})$ 值高(17.6×10^{-6} ,任海涛,2013),本文研究结果表明富城花岗岩的源岩为泥质岩,氧逸度低的黑云母和富铀的花岗岩的形成应是岩浆继承了富铀的还原性泥质源岩的结果。相同岩性花岗岩“绿色”蚀变层中的 $w(\text{U})$ 平均为 13.9×10^{-6} ,略低于新鲜岩体的 U 含量,经过花岗岩的“红化”蚀变,其 $w(\text{U})$ 平均为 6.6×10^{-6} ,减少 1 倍,这暗示富城西部花岗岩在矿前期的带状面型“绿色”蚀变后,再经过“红化”蚀变的叠加发生铀的二次活化转移。富城产铀花岗岩是在酸性还原性热液流体作用下,黑云母转变为绿泥石,使原赋存于黑云母等矿物中的铀活化转移为裂隙铀或分散吸附状态的铀,被绿泥石等矿物所吸附,为铀的进一步迁移-富集、形成铀矿床提供了铀源。高氧逸度流体对富铀花岗岩中铀的浸取作用,是花岗岩型热液铀矿床形成的关键环节(凌洪飞,2011),高氧逸度流体的终极来源为地表的氧化性水体。白垩纪华南岩石圈发生强烈的伸展拉张,导致华南广泛的断陷作用,造成富城西部花岗岩中后期断裂构造发育,其西侧就发育白垩纪断陷红盆,这为源自地表的水体渗透提供了有利的通道。岩石圈的伸展拉张和地幔上涌,还使区域地温梯度升高,在富城花岗岩西部边界还发育橄榄玄粗岩系列火山岩浆活动带,从而在富城花岗岩西部形成一系列的流体对流循环中心。源自地表的氧化性水体沿花岗岩中的构造裂隙下渗并被加热,将早期绿泥石化蚀变而从花岗岩副矿物中活化出来的四价铀氧化为六价铀(同时发生赤铁矿化)形成铀酰离子络合物进入流体迁移;当这种含铀氧化性热液迁移至更强的还原障时,六价的铀酰离子被还原成四价铀沉淀,从而富集形成铀矿床。富城岩体西部蚀变带中的花岗岩型铀矿体多产于“红化”蚀变和“绿色”蚀变的接触部位,且上部“红化”蚀变层铀含量低,下部“绿色”蚀变层铀含量高,这为上述成矿过程提供了佐证。

(3)富城西部花岗岩的“红化”蚀变层与“绿色”蚀变层的 Th 含量相似, $w(\text{Th})$ 平均值分别为 35.7×10^{-6} 和 36.5×10^{-6} ,这说明矿前期的带状大体积面型蚀变对 Th 的活化转移影响不大。这是由于 Th 的价态(仅有四价)不随氧化还原性条件的改变而改变,与 U 的价态随氧化还原性条件的改变而改变不

同。

5 主要结论

(1)花岗岩中的黑云母矿物化学特征为探讨花岗岩成因类型和形成的物理化学条件提供了重要信息,同时也能一定程度的反映花岗岩的铀成矿能力。富城西部花岗岩体的黑云母绿泥石化蚀变较为强烈,从矿物的化学成分上看,黑云母大部分属铁叶云母,根据其铝铁镁组分的特征可判断寄主花岗岩为过铝质 S 型花岗岩,并暗示其母岩岩浆物质来源于地壳。富城花岗岩岩浆的氧逸度较低($\lg(f\text{O}_2) = -15.0 \sim -14.3$),推测源岩为富铀的还原性较强的泥质变沉积岩。富城花岗岩岩浆富 F,为铀的初步富集提供了有利条件。

(2)富城西部花岗岩蚀变带的绿泥石主要由黑云母蚀变而来,呈黑云母假象。绿泥石化学分析结果表明,富城西部花岗岩蚀变带的绿泥石以鲕绿泥石和蠕绿泥石为主,属于富铁的绿泥石。蚀变绿泥石的形成温度介于 $246 \sim 307^\circ\text{C}$ 之间,平均 275.9°C ,属于矿前期的带状面型热液蚀变的产物,该热液蚀变活化了赋存于黑云母等矿物中的晶格铀,使铀活化转变为裂隙铀或分散吸附状态的铀,被绿泥石等所吸附,从而对花草坑铀矿田中铀的预富集起到了至关重要的作用。

(3)下部“绿色”蚀变层主要由绿泥石化引起,上部“红化”蚀变层则是后期赤铁矿化的结果。上部“红化”蚀变层全岩 $w(\text{U})$ 值($3.51 \times 10^{-6} \sim 9.41 \times 10^{-6}$,平均 6.60×10^{-6})明显低于下部“绿色”蚀变层($7.70 \times 10^{-6} \sim 23.11 \times 10^{-6}$,平均 13.93×10^{-6}),矿前期的带状大体积面型“绿色”蚀变活化了 U,后期高氧逸度的源自地表的热液萃取了 U(同时形成了以赤铁矿化为主的“红化”蚀变层),在强还原障附近铀沉淀富集成矿。因此,富城花岗岩体西部“红化”蚀变与强“绿色”蚀变的接触带是寻找铀矿化的有利部位。

志 谢 野外工作期间,得到了核工业 270 研究所及中核赣州金瑞铀业有限公司有关领导和工作人员的大力支持;在实验过程中得到南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室刘倩老师、张文兰老师及诸泽颖、张迪、庞润连等同学的热情帮助,并且与孙立强、冯尚杰、李坤等师兄进行了有益

的探讨;两位审稿专家对本文提出了宝贵的修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

References

- Abdel-Rahman A M. 1994. Nature of biotites from alkaline calc-alkaline and peraluminous magma [J]. *Journal of Petrology*, 35 :525-541.
- Battaglia. 1999. Applying X-ray diffraction geothermometer to chlorite [J]. *Clays and Clay Minerals*, 47(1): 54-63.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Jiangxi Province. 1989. Geological map and survey of Jiangxi Province (Huichang Section) [R]. 1-119 (in Chinese).
- Cathelineau M and Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91 :235-244.
- Chen Y W, Bi X W, Hu R Z, Zhu W G, Xu L L and Dong S H. 2010. The geochemical characteristics of biotites and their constraints on uranium mineralization in Guidong pluton [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(4): 355-363 (in Chinese with English abstract).
- Deer W A, Howie R A and Iussman J. 1962. Rock-forming minerals: Sheet silicates [M]. London: Longman. 270p.
- Ding W L. 2005. Genesis of Malinov uranium deposit in Russia [J]. *World Nuclear Geoscience*, 22(2): 82-86 (in Chinese with English abstract).
- Finch A A, Parsons I and Mingard S C. 1995. Biotites as indicators of fluorine fugacities in late-stage magmatic fluids: The Gardar Province of South Greenland [J]. *Journal of Petrology*, 36(6): 1701-1728.
- Forster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral mica [J]. *Geological Survey Professional Paper*, 354 :11-49.
- Foster M D. 1962. Interpretation of the composition and classification for the chlorite [R]. *US Geology Survey Professional Paper*. 414A, 33.
- Gu D Z, Fan H H, Lin J R, He D B and Wang F G. 2008. Study on fluid inclusion from uranium deposits of Hecaocheng area in the south of Jiangxi Province, China [J]. *Uranium Geology*, 24(3):137-142 (in Chinese with English abstract).
- He J G, Rong J S, Mao Y X, Li J Z, Zhu M Q, Wang C L, Feng M Y and Rao M H. 2008. Chlorite in alteration zone of uranium deposits No.201, No.325 and No.706 [J]. *World Nuclear Geoscience*, 25(3):125-133 (in Chinese with English abstract).
- Hu H, Wang R C, Chen W F, Ding H H, Ling H F, Chen P R and Liu G N. 2014. Characteristics of biotite in uranium- and non-uranium-bearing granites from northeastern Guangxi Province, China: Implications on uranium mineralization [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, (3): 321-327 (in Chinese with English abstract).
- Hu Z H, Lin J R, Guo S Y, Pang Y Q, Gao F and Rong J S. 2013. Characteristics of chlorites from Huangnihu uranium deposit and their implications in uranium metallogenic environment in the southern part of Jiangxi Province [J]. *World Nuclear Geoscience*, 30(3): 135-142 (in Chinese with English abstract).
- Hua R M, Li X F, Zhang K P, Ji J F and Zhang W L. 2003. Characteristics of clay minerals derived from hydrothermal alteration in Jinshan gold deposit: Implication for the environment of water-rock interaction [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 23(1): 23-30 (in Chinese with English abstract).
- Inoue A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments, Viñe, origin and mineralogy of clays [M]. Berlin: Springer. 268-330.
- Jiang G H, Hu R Z, Xie G Q and Zhao J H. 2005. Compositional characteristics and petrological significance of the biotite in the Dajishan granite, Jiangxi Province [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(5): 58-61 (in Chinese with English abstract).
- Kanisawa S. 1977. Plutonism in relation to volcanism and metamorphism [A]. Paper Presented at The CPPP Meeting [C].
- Lalonde Bernard P. 1993. Composition and color of biotite from granites, two useful properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories [J]. *Canadian Mineralogist*, 31(1): 203-217.
- Li H L, Bi X W, Hu R Z, Peng J T, Shuang Y, Li Z L, Li X M and Yuan S D. 2007a. Mineral chemistry of biotite in the Qitianling granite associated with the Furong tin deposit: Tracing tin mineralization signatures [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2605-2614 (in Chinese with English abstract).
- Li H L, Bi X W, Tu G C, Hu R Z, Peng J T and Wu K X. 2007b. Mineral chemistry of biotite from Yanbei pluton: Implication for Sn-metallogeny [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 27(3): 49-54 (in Chinese with English abstract).
- Lin W W and Peng L J. 1994. The estimation of Fe³⁺ and Fe²⁺ contents in amphibole and biotite from EMPA data [J]. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24(2): 155-162 (in Chinese with English abstract).
- Ling H F. 2011. Origin of hydrothermal fluids of granite-type uranium deposits: Constraints from redox conditions [J]. *Geological Review*, (2): 193-206 (in Chinese with English abstract).

- Liu B, Ma C Q, Liu Y Y and Xiong F H. 2010. Mineral chemistry of biotites from the Tongshankou Cu-Mo deposit: Implications for petrogenesis and mineralization[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(2):151-165 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y J and Cao L M. 1987. An introduction to element geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House. 124-128 (in Chinese).
- Luo J D. 1983. The main fracture in south Jiangxi and its relationship with strong earthquakes[J]. *South China Journal of Seismology*, 3(2):48-54 (in Chinese).
- Lü Z C, Duan G Z and Dong G H. 2003. Mineral chemistry of biotite from granites associated with different mineralization in three stages of yanshanina period in the southern-middle parts of the Da Hinggan Ling Mountains and its petrogenetic and metallogenic significance [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 23(2):177-184 (in Chinese with English abstract).
- Marignac C and Cuney M. 1999. Ore deposits of the French Massif Central: Insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt [J]. *Mineralium Deposita*, 34:472-504.
- Mei Y W. 1997. A study on the nappe (sliding nappe) structural system in southern Jiangxi [J]. *Jiangxi Geology*, 11(3):51-59 (in Chinese with English abstract).
- Nieto F. 1997. Chemical composition of metapelitic chlorites: X-ray diffraction and optical property approach [J]. *Europe Journal of Mineral*, 9:829-841.
- Peiffert C, Nguyen-trung C and Cuney M. 1996. [3, 4] Uranium in granitic magmas: Part 2. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-NaX (X = Cl, F) system at 770°C, 2kbar [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(9):1515-1529.
- Rausell-Colom J A, Wiewiora A and Matesanz E. 1991. Relation between composition and d001 for chlorite [J]. *American Mineralogist*, 76:1373-1379.
- Ren H T. 2013. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Fucheng granite from Huichang country Jiangxi Province (dissertation for master degree) [D]. Supervisor: Ling H F and Wu J Q. Nanjing: Nanjing University. 1-75 (in Chinese with English abstract).
- Ren H T, Wu J Q, Ye X F, Ling H F and Chen P R. 2013. Zircon U-Pb age and geochemical characteristics of peraluminous fine-grained granite in western part of the Fucheng Pluton, Jiangxi Province [J]. *Geological Journal of China Universities*, 19(2):327-345 (in Chinese with English abstract).
- Shu L S, Zhou X M, Deng P, Yu X Q, Wang B and Zu F P. 2004. Geological features and tectonic evolution of Meso-Cenozoic basins in southeastern China [J]. *Geological Bulletin of China*, 23(9-10):876-884 (in Chinese with English abstract).
- Wang W P, Tang J X and Yong L J. 2012. Mineral chemical characteristics of biotites from Hornfels in the Jiama (Gyama) polymetallic copper deposit of Tibet and their geological significance [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(4):444-458 (in Chinese with English abstract).
- Wones D R and Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory and application [J]. *American Mineralogist*, 50:1228-1272.
- Xie X G. 1997. II b trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: Crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126:275-291.
- Yu J H, Wang L J, Wang X L, Qiu J S and Zhao L. 2007. Geochemistry and geochronology of the Fucheng Complex in the southeastern Jiangxi Province, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6):1441-1456 (in Chinese with English abstract).
- Yu Q L, Zhang Z S and Chen Z L. 2014. Characteristics and formation conditions of uranium deposits in Taoshan [J]. *Uranium Geology*, 30(6):340-344 (in Chinese with English abstract).
- Zang W and Fyfe W S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil [J]. *Mineralium Deposita*, 30:33-38.
- Zhang J, Chen W F and Chen P R. 2011. Compositional differences of the biotites from the uranium-forming and non uranium-forming indosinian granites in south China [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 35(2):270-277 (in Chinese with English abstract).
- Zhang W L. 2005. Ore-forming geological features and prospecting target types of Hecaokeng ore field in southern Jiangxi Province [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 20(3):192-194, 214 (in Chinese with English abstract).
- Zhang W L. 2006. Petrogeochemistry and tectonic environment of Dafuzu rock mass in southern Jiangxi Province [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(1):98-107 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y X. 1982. Geological characteristics and origin of Yangchuling porphyry W-Mo-deposit [J]. *Geochimica*, (2):122-132 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z S, Hua R M, Ji J F, Zhang Y C, Guo G L and Yin Z P. 2007. Characteristics and formation conditions of chlorite in No. 201 and No. 361 uranium deposits [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(2):161-172 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z S, Liu S and Wu J H. 2008. Characteristic and the formation

- conditions of chlorite in Xiaozhuang uranium ore-field, South China [J]. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 7X(12): A1092-A1092.
- Zhang Z S. 2011. Magmatism and its relationship with uranium mineralization about Xiaozhuang uranium deposit [M]. Beijing: Atomic Energy of China Publishing House. 1-144 (in Chinese with English abstract).
- Zhao L Z, Liu C S and Sun N. 1983. The petrological characteristics of the Taiping-Huangshan polygenetic composite batholith in southern Anhui [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, (2): 329-339 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈佑纬, 毕献武, 胡瑞忠, 朱维光, 胥磊落, 董少花. 2010. 贵东岩体黑云母成分特征及其对铀成矿的制约 [J]. *矿物岩石地球化学通报* 29(4): 355-363.
- 丁万烈. 2005. 俄罗斯马林诺夫铀矿床成因探讨 [J]. *世界核地质科学* 22(2): 82-86.
- 顾大钊, 范洪海, 林锦荣, 何德宝, 王凤岗. 2008. 赣南河草坑地区铀矿床流体包裹体特征研究 [J]. *铀矿地质* 24(3): 137-142.
- 何建国, 戎嘉树, 毛玉仙, 李建中, 祝民强, 汪晶亮, 冯明月, 饶明辉. 2008. 201、325 和 706 铀矿床蚀变带绿泥石研究 [J]. *世界核地质科学*, 25(3): 125-133.
- 胡欢, 王汝成, 陈卫锋, 丁海红, 凌洪飞, 陈培荣, 刘国宁. 2014. 桂东北苗儿山花岗岩黑云母矿物学特征对比及铀成矿意义 [J]. *矿物学报*, (3): 321-327.
- 胡志华, 林锦荣, 郭树英, 庞雅庆, 高飞, 戎嘉树. 2013. 赣南黄泥湖铀矿床绿泥石特征及其铀成矿环境指示意义 [J]. *世界核地质科学*, 30(3): 135-142.
- 华仁民, 李晓峰, 张开平, 季峻峰, 张文兰. 2003. 金山金矿热液蚀变粘土矿物特征及水-岩反应环境研究 [J]. *矿物学报*, 23(1): 23-30.
- 江西省地质矿产局. 1989. 江西省区域地质调查报告(1:5 万会昌幅) [R]. 1-119.
- 蒋国豪, 胡瑞忠, 谢桂青, 赵军红. 2005. 大吉山花岗岩体黑云母地球化学特征及其成岩成矿意义 [J]. *矿物岩石*, 25(5): 58-61.
- 李鸿莉, 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 双燕, 李兆丽, 李晓敏, 袁顺达. 2007a. 芙蓉锡矿田岭花岗岩黑云母矿物化学组成及其对锡成矿的指示意义 [J]. *岩石学报*, 23(10): 2605-2614.
- 李鸿莉, 毕献武, 涂光炽, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴. 2007b. 岩背花岗岩黑云母矿物化学研究及其对成矿意义的指示 [J]. *矿物岩石*, 27(3): 49-54.
- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} [J]. *长春地质学院学报* 24(2): 155-162.
- 凌洪飞. 2011. 论花岗岩型铀矿床热液来源——来自氧逸度条件的制约 [J]. *地质论评*, (2): 193-206.
- 刘彬, 马昌前, 刘园园, 熊富浩. 2010. 鄂东南铜山口铜(钼)矿床黑云母矿物化学特征及其对岩石成因与成矿的指示 [J]. *岩石矿物学杂志* 29(2): 151-165.
- 刘英俊, 曹励明. 1987. 元素地球化学导论 [M]. 北京: 地质出版社. 124-128.
- 罗锦德. 1983. 赣南主要断裂构造及其与中强地震关系 [J]. *华南地震* 3(2): 48-54.
- 吕志成, 段国正, 董广华. 2003. 大兴安岭中南段燕山期三类不同成矿花岗岩中黑云母的化学成分特征及其成岩成矿意义 [J]. *矿物学报* 23(2): 177-184.
- 梅勇文. 1997. 江西南部推(滑)覆构造系统研究 [J]. *江西地质*, 11(3): 51-59.
- 任海涛. 2013. 江西会昌富城花岗岩年代学、地球化学及岩石成因 (硕士学位论文[D]). 导师: 凌洪飞, 吴俊奇. 南京: 南京大学. 1-75.
- 任海涛, 吴俊奇, 叶锡芳, 凌洪飞, 陈培荣. 2013. 江西富城岩体西部过铝质细粒花岗岩锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征 [J]. *高校地质学报* 19(2): 327-345.
- 舒良树, 周新民, 邓平, 余心起, 王彬, 祖辅平. 2004. 中国东南部中生代盆地特征与构造演化 [J]. *地质通报* 23(9-10): 876-884.
- 王崴平, 唐菊兴, 应立娟. 2012. 西藏甲玛铜多金属矿床角岩中黑云母矿物化学特征及地质意义 [J]. *地球学报* 33(4): 444-458.
- 于津海, 王丽娟, 王孝磊, 邱检生, 赵蕾. 2007. 赣东南富城杂岩体的地球化学和年代学研究 [J]. *岩石学报* 23(6): 1441-1456.
- 于秋莲, 张展适, 陈载林. 2014. 桃山大布轴矿床绿泥石特征及其形成环境 [J]. *铀矿地质* 30(6): 340-344.
- 章健, 陈卫锋, 陈培荣. 2011. 华南印支期产铀和非产铀花岗岩黑云母矿物化学成分差异 [J]. *大地构造与成矿学* 35(2): 270-277.
- 张万良. 2005. 赣南河草坑铀矿田成矿地质特征及找矿目标类型 [J]. *地质找矿论丛* 20(3): 192-194, 214.
- 张万良. 2006. 赣南大富足岩体岩石地球化学特征及其构造环境判别 [J]. *大地构造与成矿学* 30(1): 98-107.
- 张玉学. 1982. 阳储岭斑岩钨钼矿床地质地球化学特征及其成因探讨 [J]. *地球化学* (2): 122-132.
- 张展适, 华仁民, 季俊峰, 张彦春, 郭国林, 尹征平. 2007. 201 和 306 铀矿床中绿泥石的特征及其形成环境研究 [J]. *矿物学报*, 27(2): 161-172.
- 张展适. 2011. 下庄铀矿田岩浆作用及其与铀成矿关系 [M]. 北京: 中国原子能出版社. 1-144.
- 赵连泽, 刘昌实, 孙霖. 1983. 安徽南部太平-黄山多成因复合花岗岩基的岩石学特征 [J]. *南京大学学报(自然科学版)* (2): 329-339.