

江西永平铜矿区花岗岩热液蚀变与岩石成因： 矿物化学、元素地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素制约*

朱碧 蒋少涌** 丁昕 姜耀辉 倪培 顾连兴

ZHU Bi, JIANG ShaoYong**, DING Xin, JIANG YaoHui, NI Pei and GU LiangXin

南京大学地球科学系成矿作用国家重点实验室, 南京 210093

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2008-02-25 收稿, 2008-06-27 改回.

Zhu B, Jiang SY, Ding X, Jiang YH, Ni P and Gu LX. 2008. Hydrothermal alteration and petrogenesis of granites in the Yongping copper deposit, Jiangxi Province: Constraints from mineral chemistry, element geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 24(8):1900–1916

Abstract Yongping deposit is a large copper deposit located in the Qiantangjiang-Xinjiang intracontinental rift basin. The magmatic rocks in this deposit include porphyritic biotite granite body and quartz porphyry dykes. Within and around the biotite granite body occurred porphyry-type and skarn-type Cu-Mo-W polymetallic mineralization. Biotite analysis by electron microprobe reveals that the biotites in the porphyritic biotite granite are characteristic with high-Mg, low-Fe, and high-Ti, with $Fe/(Fe + Mg)$ ratios of 0.21 ~ 0.33 and TiO_2 contents of 2.12% ~ 4.28%. The biotites in the quartz porphyry contain even higher Mg with $Fe/(Fe + Mg)$ ratios of 0.10 ~ 0.15 and similar TiO_2 contents (2.43% ~ 3.86%). The biotite chemistry suggests a very high oxygen fugacity for the granitic magma, which is similar to those copper mineralization related granites in the Middle-Lower Yangtze regions. Various degrees of hydrothermal alteration took place in the Yongping granites, which caused biotite altered into chlorite. The chlorites from the quartz porphyry show Fe-rich, Mg-poor, Ti-poor features, with $Fe/(Fe + Mg)$ ratios of 0.72 ~ 0.76 and TiO_2 contents of 0.02% ~ 0.06%, and the calculated temperatures are between 139°C and 224°C. In contrast, the chlorites from the porphyritic biotite granite show lower $Fe/(Fe + Mg)$ ratio (0.36 ~ 0.44) and higher TiO_2 contents (0.05% ~ 0.36%), and the formation temperatures are higher from 229°C to 346°C, which are in the same range as those mineralization temperatures (220 ~ 400°C) deduced from fluid inclusion study. A systematic Sr-Nd-Hf isotope study indicates that the porphyritic biotite granite has a wider range and higher $\epsilon_{Hf}(t)$ and $\epsilon_{Nd}(t)$ values of -0.1 ~ -10.3 and -5.83 ~ -7.95, respectively, which suggest a crust-mantle mixing characteristic for the petrogenesis. The quartz porphyry show lower $\epsilon_{Hf}(t)$ and $\epsilon_{Nd}(t)$ values of -8.4 ~ -12.5 and -9.93 ~ -10.2, respectively, suggesting little or less contribution from the mantle source. Overall, the granitic rocks at Yongping are mainly products of remelting of basement rocks of Middle Proterozoic age in the area, with small but variable amounts of mantle contributions.

Key words Yongping copper deposit; Granites; Crust-mantle mixing; Sr-Nd-Hf isotopic compositions

摘要 永平铜矿床是位于华南钱塘江—信江断裂带中的一个大型铜矿床。矿区内出露的岩浆岩主要有似斑状黑云母花岗岩体和少量石英斑岩脉,黑云母花岗岩岩体内及接触带发育斑岩型和矽卡岩型铜钼钨多金属矿化。对岩体中黑云母的电子探针成分分析表明,似斑状黑云母花岗岩中黑云母具有富镁贫铁高钛的特点, $Fe/(Fe + Mg)$ 为0.21 ~ 0.33, TiO_2 含量为2.12% ~ 4.28%;而石英斑岩脉中黑云母更加富镁贫铁, $Fe/(Fe + Mg)$ 为0.10 ~ 0.15, TiO_2 含量为2.43% ~ 3.86%。黑云母的化学组成表明花岗岩岩浆形成时的氧逸度很高,与长江中下游地区其他含铜花岗岩质岩体相吻合。永平花岗岩体遭受了较强的热液蚀变作用,部分黑云母蚀变为绿泥石。石英斑岩中绿泥石具有富铁贫镁低钛的特征($Fe/(Fe + Mg) = 0.72 \sim 0.76$; $TiO_2 = 0.02\% \sim 0.06\%$),其形成温度为139 ~ 224°C。而似斑状黑云母花岗岩中绿泥石相对贫铁富镁高钛($Fe/(Fe + Mg) = 0.36 \sim 0.44$; $TiO_2 = 0.05\% \sim 0.36\%$),形成温度稍高,为229 ~ 346°C,与该矿床流体包裹体研究获得的成矿温度(220 ~

* 国家自然科学基金(40221301)、科技部十一五支撑计划课题(2006BAB01B06)和江苏省自然科学基金(BK2008026)联合资助。

第一作者简介:朱碧,女,博士研究生,从事矿床地球化学研究, E-mail: njuzhubi@gmail.com

** 通讯作者:蒋少涌, E-mail: shyjiang@nju.edu.cn

400℃)基本吻合。Sr-Nd-Hf 同位素综合研究表明,永平似斑状黑云母花岗岩具有变化较大且相对较高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($-0.1 \sim -10.3$)和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($-5.83 \sim -7.95$),反映岩石具有明显的壳幔混合成因特征。而石英斑岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($-8.4 \sim -12.5$)和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($-9.93 \sim -10.2$)均稍低于似斑状黑云母花岗岩,反映其形成过程中幔源物质贡献相对较小。永平岩体的地壳端元很可能就是该区中元古代基底地层重熔的产物。

关键词 永平铜矿;花岗岩;壳幔混合;Sr-Nd-Hf 同位素
中图法分类号 P588.121;P618.41;P597.3

1 引言

江西永平铜矿位于我国赣东北信江多金属成矿带中,是一个以 Cu-S 为主、伴有 W、Mo、Au、Ag 等有色金属矿产的大型矿床。该矿床产于靠近扬子与华夏板块晚元古代缝合线——江山—绍兴断裂带(图 1)。自二十世纪七十年代开始,前人在永平矿区作了大量的工作,对矿区的岩浆活动、构造地质条件、成矿控制因素、矿床成因等方面进行了大量深入研究(林毅高,1979;曾祥福,1986;任建国,1993;徐克勤等,1996;赵常胜,2001;廖宗廷等,2001;廖宗廷和刘金水,2003)。研究表明永平铜矿主要存在两种不同类型的矿化,一种是受石炭纪地层控制的层状矿体,另一种则是与花岗质岩体有关的矽卡岩型或斑岩型矿化。这一矿化特征与长江中下游地区许多铜多金属矿床(如城门山、武山等)的特征基本一致。长期以来,对这两种矿化类型的成因存在较大的争议:一种观点认为该矿床所有类型矿体均属于岩浆热液成因(Pan and Dong, 1999),另一种观点则认为该矿床中石炭纪地层中的层状矿体属于海西期海底热液喷流沉积形成,之后的燕山期岩浆热液对原始的层状矿体有叠加改造作用,同时形成了部分岩浆期后热液蚀变矽卡岩和/或斑岩型

矿体(徐克勤等,1996;赵常胜,2001;Gu *et al.*, 2007)。尽管两种不同观点的研究者均认为燕山期岩浆热液活动对该区成矿有重要意义,但从已发表的文献资料看,目前对区内岩浆岩的研究程度还比较薄弱(丁昕等,2005)。为此,本文以永平铜矿区与成矿有关的花岗质岩体为研究对象,通过系统的矿物化学、岩石主量元素和微量元素以及 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学研究,来探讨区内花岗质岩石的形成演化和热液蚀变作用。

2 矿区地质概况和研究样品

永平铜矿区位于钱塘江—信江断裂陷带南侧(图 1)。矿区出露两套地层,基底地层为元古界双桥山群,是一套以片岩、片麻岩为主的变质岩,在矿区范围内有混合岩化,与上覆地层呈明显的角度不整合接触;矿区所见盖层为石炭系和二叠系地层(包括中石炭统叶家湾组、上石炭统船山组、下二叠统茅口组和下二叠统李家组),其中中石炭统地层由泥质砂岩、页岩、碳酸盐岩和火山碎屑岩组成;上石炭统一二叠统地层以海相碳酸盐岩为主。叶家湾组在区内最发育,是一套以浅海相为主的细碎屑岩—碳酸盐岩地层,是主要的赋矿层位,根据沉积旋回和岩性可将其划分上、中、

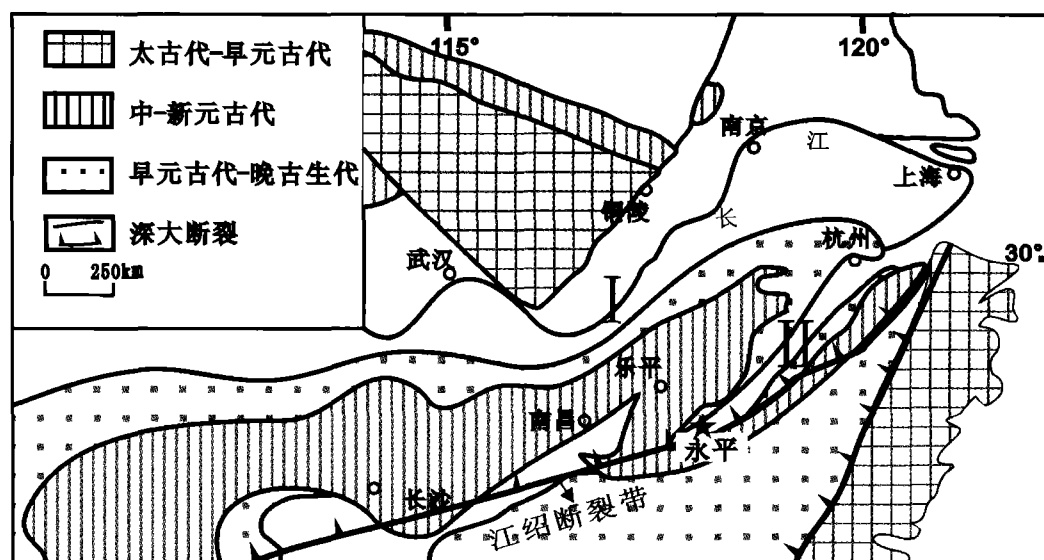


图1 永平铜矿区域地质简图(据倪培等,2005 改绘)

I-长江中下游断裂陷带,II-钱塘江—信江断裂陷带

Fig. 1 Regional geological map of the Yongping copper deposit (after Ni *et al.* 2005)

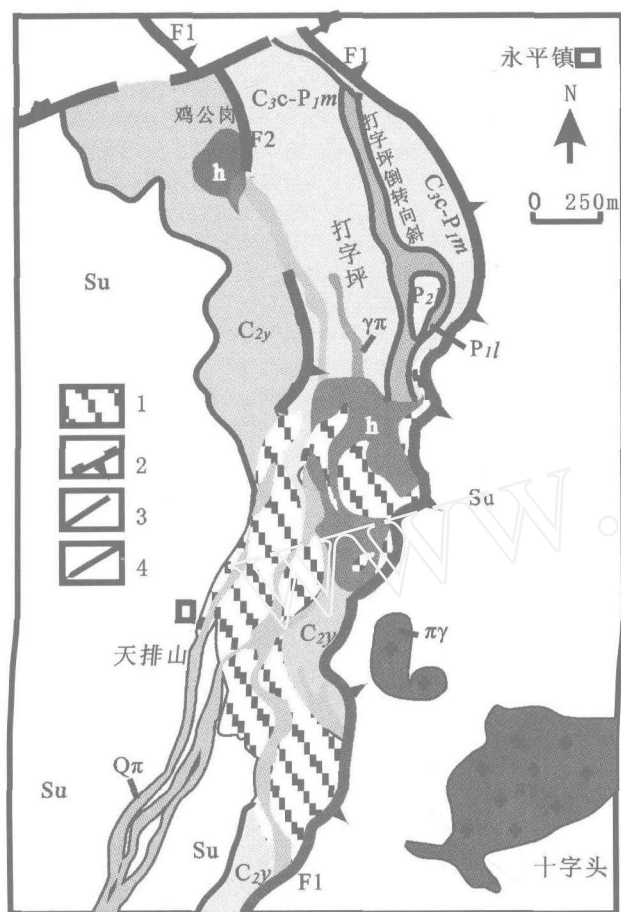


图2 永平铜矿矿区地质简图(据黄崇轲等,2001 改绘)
P₂l-上二叠统龙潭组; P₁l-下二叠统李家组; C₃c + P₁m-上石炭统船山组—下二叠统茅口组; C₂y-石炭统叶家湾组; Su-混合岩; πγ-似斑状黑云母花岗岩; Qπ-石英斑岩; γπ-花岗斑岩; h-含矿黑土; 1-矿体; 2-实测逆断层及倾向; 3-推测断层; 4-实测地质界线

Fig. 2 Geological map of the Yongping copper deposit (after Huang *et al.*, 2001)

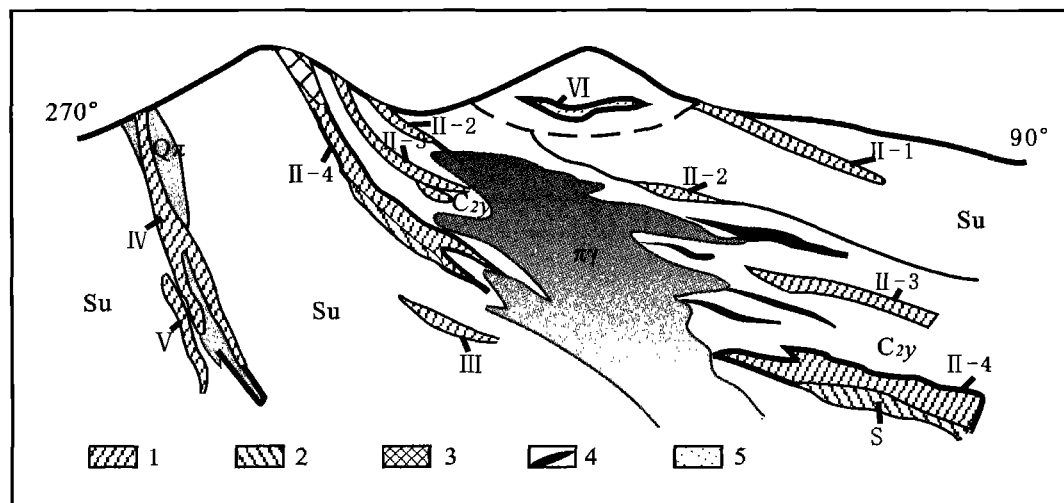


图3 永平矿区综合地质剖面示意图(据黄崇轲等,2001)

C₂y-石炭统叶家湾组; Su-混合岩; πγ-似斑状黑云母花岗岩; Qπ-石英斑岩; 1-铜硫矿体; 2-硫矿体; 3-铁帽; 4-铜矿体; 5-含矿黑土
Fig. 3 Sketch cross section of the Yongping copper deposit (after Huang *et al.*, 2001)

下三段:下段为灰白、灰黄色中厚层状石英砂岩,底部为砾岩;中上段为深灰色厚层状灰岩、泥灰岩、凝灰质砂岩和页岩。矿区含矿层位主要是中段,赋存有四个大型层状矿体,其含矿量(金属量)占全矿区的80%以上,该段也是砂卡岩矿化产出的主要层位。矿区主要的侵入岩体为十字头—火烧岗似斑状黑云母花岗岩体(图2),出露面积0.65km²,侵入时间为燕山期,该岩体由南至北贯入于基底地层中,并切割盖层和层状矿体(图3)(曾祥福,1986;廖宗廷等,2001;廖宗廷和刘金水,2003)。此外,矿区还出露大量石英斑岩脉,主要见于矿区西侧,呈北北东走向(图2,3)。

本次研究中,在永平铜矿区采坑和地表露头采集了似斑状黑云母花岗岩体和石英斑岩脉样品。似斑状黑云母花岗岩中可见较大(5cm~8cm)的长石斑晶(图4A),黑云母呈鳞片状晶体散布(图4B),个别样品中可见暗色基性包体,并见后期石英脉切割(图4C)。一些样品有不同程度的热液蚀变和矿化现象,如Q865a发育黄铁矿—石英细脉(图4D),Q857多期石英脉切割,脉边缘含磁铁矿和少许硫化物(图4E)。花岗岩中黑云母发生不同程度的绿泥石化(图5A-D)。石英斑岩中,石英呈烟灰色斑晶产出(图4F),边部见熔蚀现象(图5E),长石的绢云母化和碳酸盐化蚀变作用发育(图5F-H),局部可见白云母的膝折现象(图5G)。

3 分析测试方法

所有样品的主量元素、微量元素含量测定均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。其中,主量元素含量测定采用ICP-AES分析法完成,微量元素测定采用酸溶法,用Element2型高分辨等离子质谱(ICP-MS)进行测定,分析精度优于10%(高剑峰等,2003)。

样品的Sr、Nd同位素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。将样品烘干后称取

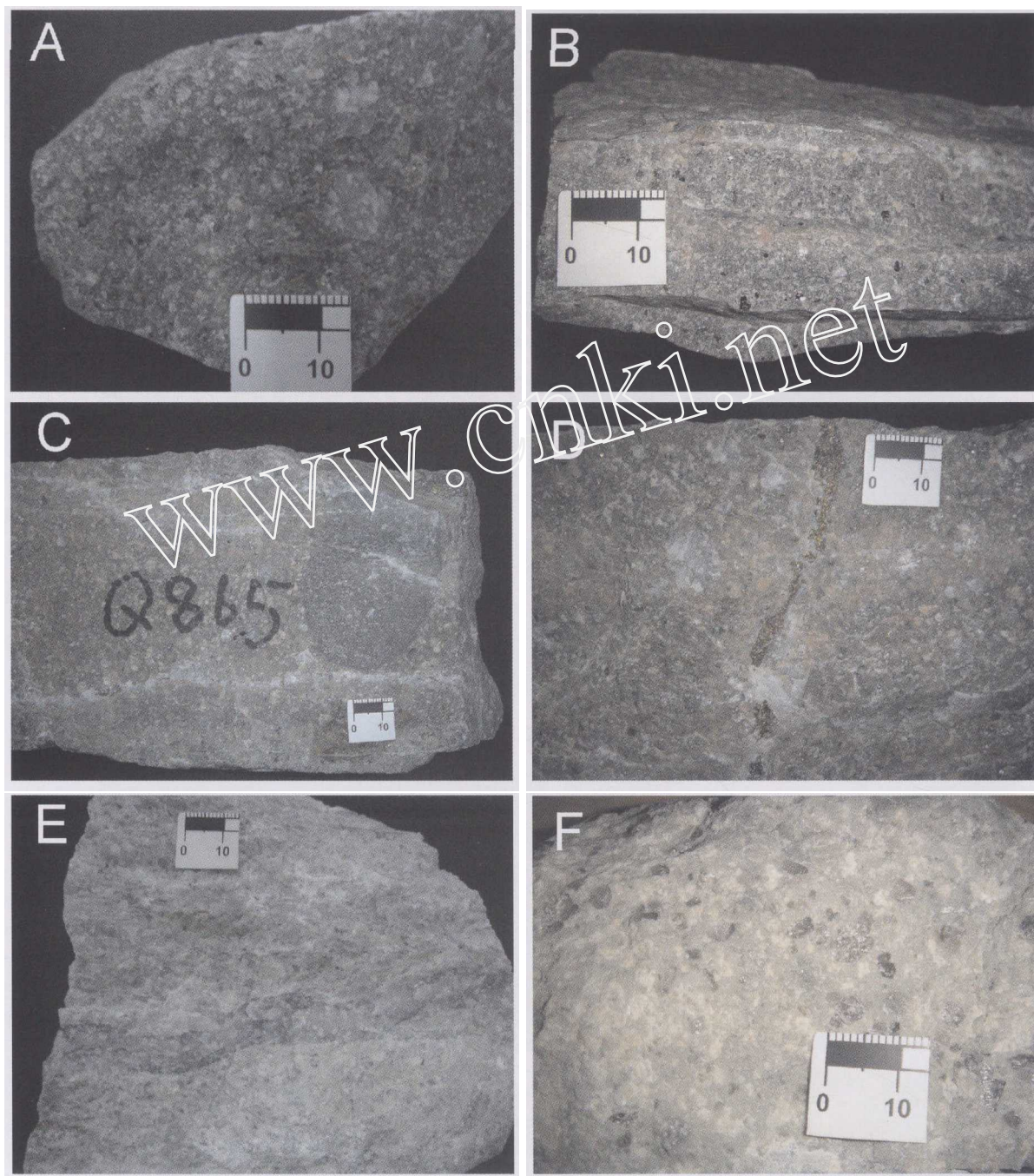


图4 永平铜矿区岩石样品手标本照片

A-Q862: 弱蚀变的似斑状黑云母花岗岩; B-Q863: 极弱蚀变的似斑状黑云母花岗岩; C-Q865: 强蚀变的似斑状黑云母花岗岩, 见一暗色包体。有晚期石英脉切割花岗岩及暗色包体; D-Q865a: 弱蚀变的似斑状黑云母花岗岩, 见晚期石英—硫化物脉(2mm~4mm宽)切割花岗岩; E-Q857: 强蚀变的花岗岩, 强硅化、多期石英脉切割, 脉边缘含磁铁矿和少许硫化物; F-Q889: 石英斑岩

Fig. 4 Photos of hand specimen of granites from the Yongping deposit

50mg, 完全溶解于 $\text{HF} + \text{HNO}_3$ 的混合酸中, 采用 Bio-Rad 50WX8 阳离子交换树脂分离提纯出 Sr 和 Nd。具体实验流程已有文献叙述(濮巍等, 2005)。分离产物用 Finnigan 公司的 Triton TI 热电离质谱仪进行 Sr 和 Nd 的同位素比值测量。同位素比值分析精度优于 0.005%。

永平花岗岩中锆石的 Hf 同位素分析在中国科学院地质

与地球物理研究所的原位激光探针(Geolas 193 nm laser)多道电感耦合等离子质谱仪(Neptune multi-collector ICP-MS)上完成。Hf 标准 JMC-475 和一颗标准锆石(91500)的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分别为 0.282160 ± 0.000027 和 0.282316 ± 0.000004 , 与文献报道的值在误差范围内相同(Xu *et al.*, 2004)。

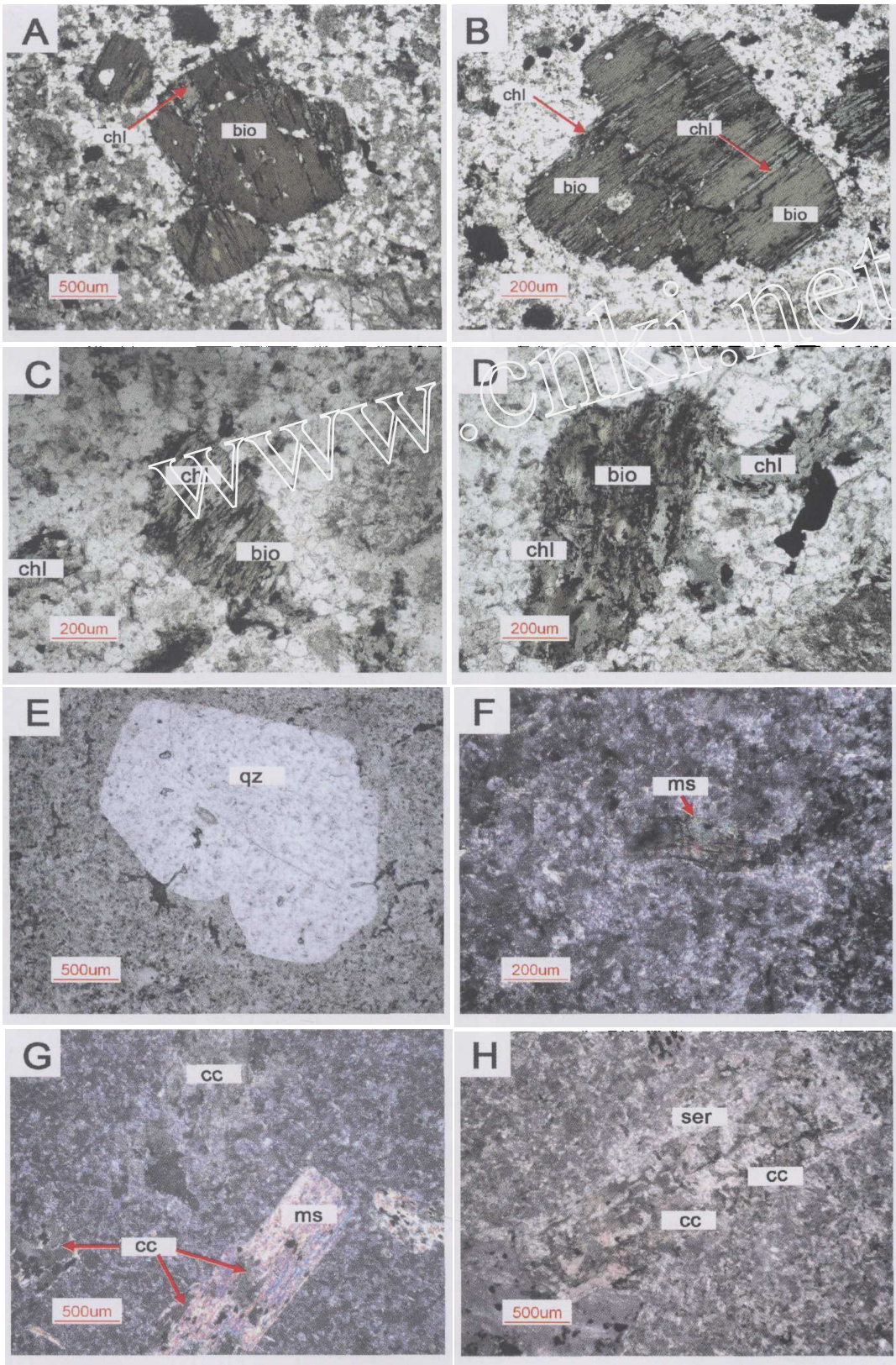


图5 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩显微照片
A-D 为似斑状黑云母花岗岩：A-黑云母蚀变程度较弱，局部可见少量绿泥石；B-黑云母蚀变程度略强于图A，蚀变沿解理缝发生；C-黑云母蚀变程度较强；D-黑云母发生强烈蚀变，局部可见残余黑云母；E-G 为石英斑岩：E-石英斑晶，边部被熔蚀；F-白云母的膝折现象；G-白云母的碳酸盐化；H-完全蚀变的长石颗粒，蚀变类型主要为碳酸盐化和绢云母化
Fig.5 Microphotographs of Yongping biotite granites and quartz porphyry

表 1 永平花岗岩中黑云母的电子探针成分分析结果 (wt%)

Table 1 Representative electron microprobe analytical results of biotite from Yongping granites (wt%)

样号	Q865a-4	Q865a-5	Q865a-7	Q865-1	Q865-7	Q863-1	Q863-13	Q863-18	Q889-1	Q889-2	Q889-3	Q889-4
SiO ₂	36.32	36.24	37.88	36.21	35.44	36.98	37.01	35.57	37.67	36.84	37.42	38.37
TiO ₂	2.13	3.70	3.82	3.53	4.28	3.82	3.47	3.66	3.39	3.57	3.86	2.43
Al ₂ O ₃	15.58	15.03	15.57	15.38	15.32	15.39	15.21	14.86	15.41	15.45	15.48	14.21
FeO *	17.05	17.05	16.18	17.44	18.10	15.84	15.79	15.55	12.78	11.16	11.50	13.46
MnO	0.13	0.21	0.04	0.10	0.14	0.20	0.17	0.22	0.14	0.06	0.05	0.26
MgO	13.72	13.34	14.18	13.16	13.32	14.14	13.87	13.80	16.22	15.57	16.72	16.19
CaO	0.05	0.03	0.06	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.01	0.13	0.01	0.00
Na ₂ O	0.16	0.28	0.22	0.25	0.16	0.23	0.24	0.16	0.22	0.29	0.30	0.05
K ₂ O	9.05	9.64	8.43	9.71	8.58	9.74	9.34	8.83	10.50	9.09	9.61	10.00
F	0.69	0.73	0.49	0.26	0.39	n. d (4)	n. d	n. d	n. d	n. d	n. d	n. d
Cl	0.11	0.12	0.12	0.14	0.13	n. d	n. d	n. d	n. d	n. d	n. d	n. d
Total	94.97	96.37	96.96	95.17	95.87	96.33	95.15	92.65	95.82	92.58	94.94	94.96
Fe ₂ O ₃	10.34	10.65	4.32	10.81	8.10	9.57	8.26	7.89	10.38	6.69	8.88	10.53
FeO	7.735	7.470	12.293	7.713	10.806	7.220	8.360	8.452	3.435	5.138	3.505	3.982
Cations calculated based on 22 oxygens												
Si	5.397	5.336	5.519	5.321	5.261	5.373	5.447	5.381	5.411	5.463	5.403	5.571
Al(4)	2.603	2.607	2.481	2.661	2.678	2.627	2.553	2.619	2.589	2.537	2.597	2.429
T-Site Total	8.000	7.943	8.000	7.982	7.939	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(6)	0.123	0.000	0.190	0.000	0.000	0.007	0.085	0.030	0.020	0.163	0.038	0.004
Ti	0.237	0.410	0.418	0.390	0.477	0.417	0.384	0.416	0.366	0.399	0.419	0.266
Mg	3.039	2.929	3.080	2.883	2.948	3.062	3.043	3.112	3.473	3.552	3.598	3.505
Fe ²⁺	0.961	0.920	1.498	0.948	1.341	0.877	1.029	1.069	0.413	0.637	0.423	0.483
Fe ³⁺	1.155	1.178	0.473	1.194	0.904	1.046	0.915	0.898	1.122	0.747	0.965	1.150
Mn	0.016	0.027	0.004	0.012	0.018	0.025	0.022	0.028	0.017	0.008	0.006	0.031
Ca	0.007	0.004	0.009	0.000	0.002	0.000	0.007	0.001	0.001	0.020	0.002	0.000
O-Site Total	5.538	5.468	5.672	5.427	5.690	5.435	5.483	5.555	5.411	5.526	5.452	5.439
K	1.715	1.811	1.567	1.819	1.625	1.804	1.753	1.704	1.831	1.720	1.769	1.852
Na	0.047	0.079	0.062	0.071	0.046	0.065	0.068	0.045	0.062	0.058	0.083	0.013
Interlayer Total	1.762	1.890	1.629	1.890	1.671	1.869	1.822	1.750	1.893	1.778	1.853	1.865
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Fe ²⁺)	0.546	0.561	0.240	0.557	0.403	0.544	0.471	0.457	0.731	0.540	0.695	0.704
Fe/(Fe + Mg)	0.240	0.239	0.327	0.247	0.313	0.223	0.253	0.256	0.106	0.152	0.105	0.121
TFe/(TFe + Mg)	0.410	0.417	0.390	0.426	0.432	0.386	0.390	0.387	0.307	0.280	0.278	0.318

样品 Q865a、Q865、Q863 为似斑状黑云母花岗岩，Q889-1、2、3、4 为石英斑岩；FeO * 为全铁含量；Fe₂O₃ 和 FeO 为计算值；n. d. 为未测定

表 2 永平花岗岩中绿泥石的电子探针成分分析结果 (wt%)

Table 2 Representative electron microprobe analytical results of chlorite from Yongping granites (wt%)

样号	Q852-2	Q852-4	Q862-1	Q865-2	Q865b-2	Q865b-3	Q889-1	Q889-2
SiO ₂	26.78	28.09	27.07	27.48	31.16	29.46	31.12	28.42
TiO ₂	0.09	0.05	0.08	0.33	0.10	0.36	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	21.46	20.16	20.33	20.04	21.36	20.24	20.92	21.84
FeO *	22.39	20.03	19.88	22.76	19.93	20.91	24.20	26.42
MnO	0.09	0.23	0.32	0.04	0.04	0.05	0.08	0.08
MgO	17.64	19.52	17.73	16.14	15.82	14.81	5.30	4.59
CaO	0.06	0.08	0.05	0.02	0.02	0.08	0.15	0.67
Na ₂ O	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
K ₂ O	0.03	0.00	0.04	0.41	0.63	0.39	2.25	1.01
F	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
total	88.57	88.20	85.49	87.46	89.04	86.32	84.04	83.14
Si	5.479	5.696	5.673	5.73	6.191	6.101	6.752	6.317

续表 2
Continued Table 2

样号	Q852-2	Q852-4	Q862-1	Q865-2	Q865b-2	Q865b-3	Q889-1	Q889-2
Al(IV)	2.521	2.304	2.327	2.27	1.809	1.899	1.248	1.683
T Site	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	2.651	2.51	2.69	2.651	3.188	3.037	4.097	4.034
Ti	0.014	0.007	0.012	0.051	0.014	0.056	0.002	0.011
Fe	3.832	3.398	3.485	3.968	3.311	3.622	4.391	4.911
Mn	0.016	0.040	0.056	0.008	0.007	0.008	0.015	0.016
Mg	5.381	5.901	5.54	5.017	4.686	4.573	1.713	1.522
Ca	0.013	0.016	0.011	0.004	0.004	0.018	0.034	0.158
Na	0.003	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.022
K	0.008	0.0	0.009	0.108	0.159	0.104	0.623	0.287
M Site	11.918	11.889	11.893	11.807	11.359	11.418	10.877	10.961
Fe/(Fe + Mg)	0.416	0.365	0.386	0.442	0.414	0.442	0.719	0.763
T(℃)-a	344	309	313	304	229	244	139	209
T(℃)-b	346	310	314	307	233	248	153	224

注: 样品 Q852、Q862、Q865 为似斑状黑云母花岗岩, Q889-1, 2, 3, 4 为石英斑岩; FeO* 为全铁含量; T(℃)-a 据 Cathelineau (1988) 公式计算: $T = 321.98Al(IV)/2 - 61.92$; T(℃)-b 据 Jowett (1991) 公式计算: $T = 319Al(IV) - 69$, $Al(IV)c = Al(IV)/2 + 0.1(Fe/(Fe + Mg))$

永平花岗岩中不同矿物的化学组成分析在南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室利用 JEOL JXA-8800 型电子探针完成。分析条件为离子流强度 10nA, 加速电压 15kV。

4 分析结果

4.1 矿物化学

对永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩样品中黑云母和蚀变矿物绿泥石的电子探针成分分析结果见表 1, 2。

永平似斑状黑云母花岗岩中的黑云母具有富镁贫铁高钛的特点, Fe/(Fe + Mg) 为 0.21 ~ 0.33, TiO₂ 含量为 2.12% ~ 4.28%。相比之下, 永平石英斑岩脉中黑云母更加富镁贫铁 (Fe/(Fe + Mg) 为 0.10 ~ 0.15), TiO₂ 含量为 2.43% ~ 3.86%, 与似斑状黑云母花岗岩中 TiO₂ 含量相当。将黑云母成分数据投入 Rieder *et al.* (1998) 的分类图解 (图 6) 中, 似斑状黑云母花岗岩中的黑云母主要投入黑云母区域, 部分靠近黑云母与金云母分类界线; 而石英斑岩脉中黑云母主要投入金云母区域。对黑云母电子探针分析结果, 在 Abdel-Rahman (1994) 的 Al₂O₃-FeO*-MgO 分类图解 (图 7) 上, 所有黑云母样品点都落入了 C 区, 表明它们属于钙碱性花岗岩。在 Mg/(Mg + Mn + Fe²⁺ + Fe³⁺) - Si 图解中 (图 8), 永平两类岩石均落入华南同熔型花岗岩区域。

无论是永平似斑状黑云母花岗岩还是石英斑岩样品中均存在相当数量的绿泥石, 它们是在热液蚀变过程中由黑云母蚀变而来 (图 5)。似斑状黑云母花岗岩中绿泥石 Fe/(Fe + Mg) 比值为 0.36 ~ 0.44, TiO₂ 含量为 0.05% ~ 0.36%; 相比之下, 石英斑岩中绿泥石具有更高的 Fe/(Fe + Mg) 比值 (0.72 ~ 0.76) 和极低的 TiO₂ 含量 (0.02% ~ 0.06%)。在

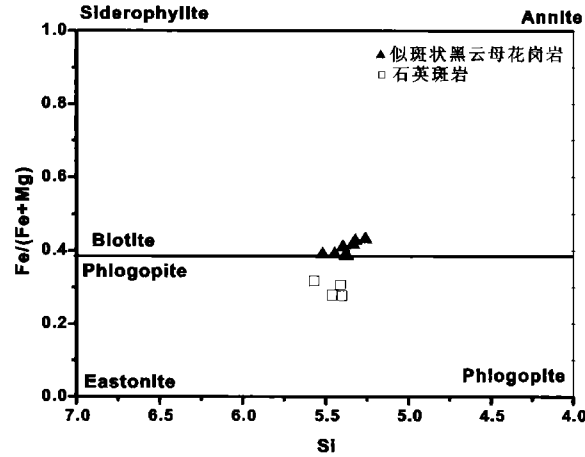


图 6 永平岩体黑云母分类图 (据 Rieder *et al.*, 1998)
Fig. 6 Classification of biotite from the Yongping granites (after Rieder *et al.*, 1998)

Melka (1965) 绿泥石的分类图上 (图 9), 似斑状黑云母花岗岩中绿泥石数据点投在斜绿泥石 (Clinochlore) 区域内, 而石英斑岩中绿泥石投在铁叶绿泥石 (Delessite) 区域内。

4.2 主量元素及微量元素

永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩样品的主量元素和微量元素测试结果见表 3。

永平似斑状黑云母花岗岩具有高 SiO₂ (65.79% ~ 79.41%)、高 K₂O (3.84% ~ 5.82%)、高 CaO (2.29% ~ 3.31%) 和低 MgO (0.66% ~ 1.28%)、低 Na₂O (0.02% ~ 3.22%)、低 P₂O₅ (0.08% ~ 0.17%) 的特征, A/CNK 值为 0.85 ~ 1.08。永平石英斑岩样品的化学组成特征类似于似斑状黑云母花岗岩, 同样为高 SiO₂ (69.7% ~ 70.5%)、高

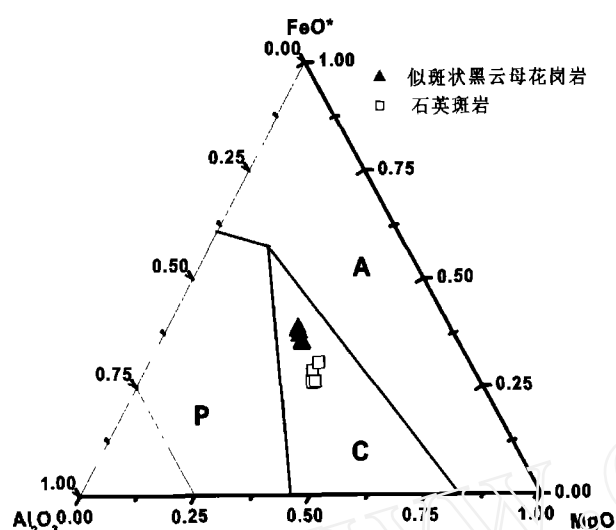


图7 永平岩体中黑云母的 Al_2O_3 - FeO^* - MgO 图解 (据 Abdel-Rahman, 1994)

A-非碱性造山带; P-过铝, 包括 S 型; C-钙碱性, 等同于 I 型

Fig. 7 Plot of Al_2O_3 - FeO^* - MgO of biotite from the Yongping granites (after Abdel-Rahman, 1994)

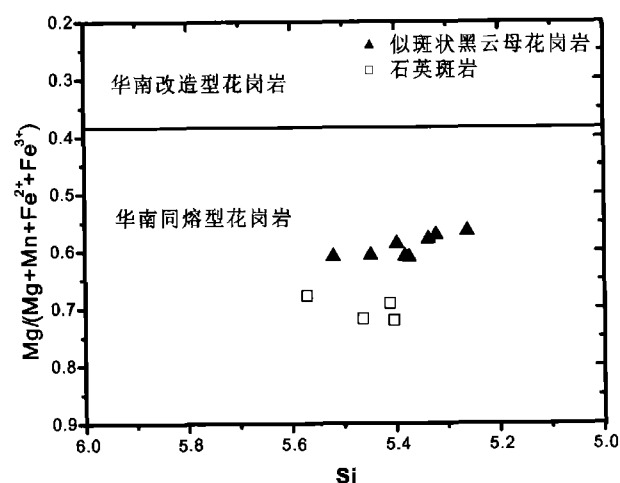


图8 永平岩体黑云母 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ -Si 图解 (据彭花明, 1997 修改)

Fig. 8 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ -Si diagram of biotite from the Yongping granites (after Peng, 1997)

K_2O (4.59% ~ 4.73%)、高 CaO (3.86% ~ 4.09%) 和低 MgO (0.73% ~ 0.80%)、低 Na_2O (0.02%) 和低 P_2O_5 (0.09% ~ 0.10%), A/CNK 值为 1.05 ~ 1.06。这些样品具有较高的烧失量, 似斑状黑云母花岗岩样品 LOI 为 1.99% ~ 3.54%, 石英斑岩样品 LOI 为 5.21% ~ 5.24%, 与这些岩石样品遭受了不同程度的蚀变作用相吻合。岩石的蚀变对主量元素含量产生一定的影响, 如岩石的高 SiO_2 含量可能与硅化有关, 高 CaO 含量和高 LOI 可能与碳酸盐化有关。在这种情况下, 我们就较难用上述岩石化学数据来进行岩石成因的探讨。

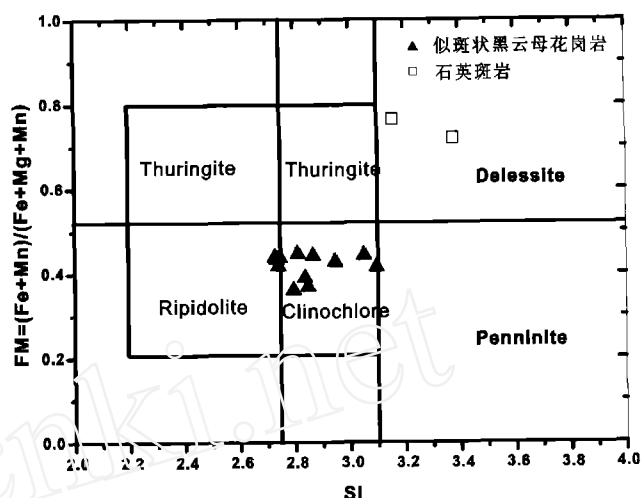


图9 永平岩体中绿泥石成分分类图解 (据 Melka, 1965)

Fig. 9 Classification of chlorite from the Yongping granites (after Melka, 1965)

在微量元素方面, 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩均未表现出富集大离子亲石元素的特征, 如它们的 Sr、Ba 含量均较低, 但前者 ($\text{Sr} = 71 \times 10^{-6} \sim 208 \times 10^{-6}$, $\text{Ba} = 708 \times 10^{-6} \sim 1167 \times 10^{-6}$) 略高于后者 ($\text{Sr} = 55 \times 10^{-6} \sim 66 \times 10^{-6}$, $\text{Ba} = 730 \times 10^{-6} \sim 910 \times 10^{-6}$) (表 3)。这些岩石还均表现出亏损 Cr ($6.8 \times 10^{-6} \sim 23.7 \times 10^{-6}$)、Ni ($2.0 \times 10^{-6} \sim 12.0 \times 10^{-6}$)、Co ($2.0 \times 10^{-6} \sim 9.6 \times 10^{-6}$) 和高场强元素 ($\text{Zr} < 187 \times 10^{-6}$, $\text{Hf} < 5.3 \times 10^{-6}$, $\text{Nb} < 13.1 \times 10^{-6}$) 的特征 (表 3)。在原始地幔标准化蛛网图上, Nb、Ta、Sr、P、Ti 等元素呈现弱的负异常 (图 10), 与样品的蚀变强弱无关。

永平似斑状黑云母花岗岩的稀土总量 ($60.66 \times 10^{-6} \sim 96.34 \times 10^{-6}$) 相对偏低 (图 11), 轻重稀土比值较大, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 12.91 ~ 24.41, Eu/Eu^* 为 0.79 ~ 0.90。相比之下, 石英斑岩的稀土总量 ($165.4 \times 10^{-6} \sim 175.8 \times 10^{-6}$) 稍高 (图 11), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值变化不大 (22.11 ~ 24.56), 而 Eu/Eu^* 稍低 (0.73 ~ 0.76)。在稀土元素的球粒陨石标准化配分图上, 两类岩石各自表现出较一致的配分曲线 (图 11)。

4.3 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成

我们曾对永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩中的锆石进行了离子探针 (SIMS) U-Pb 定年 (丁昕等, 2005), 结果表明两者的形成年龄相同, 为 $160 \pm 2.3 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.95$)。在似斑状黑云母花岗岩样品中, 还存在一组少量数据显示较为年轻的年龄, 为 $135 \pm 7.4 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.02$), 我们认为这组较年轻一些的年龄值可能反映了岩石受热液蚀变作用影响造成这些锆石中存在铅丢失的结果 (Klotzli *et al.*, 2004; Kempe *et al.*, 2004; 丁昕等, 2005)。

本文对同一批锆石进行了原位激光蚀样的 MC-ICP-MS Hf 同位素分析, 共计 22 个点, 分析结果见表 4。其中似斑状

表3 永平花岗岩主量元素含量(wt%)、微量及稀土元素含量($\times 10^{-6}$)分析结果Table 3 Major(wt%) and trace elements($\times 10^{-6}$) compositions of the Yongping granites

样号	Q851	Q852	Q857	Q862	Q863	Q865a	Q889-1	Q889-2	Q889-3
SiO ₂	79.41	67.57	76.54	66.77	67.01	65.79	69.70	69.73	70.50
TiO ₂	0.24	0.49	0.29	0.56	0.52	0.54	0.28	0.29	0.07
Al ₂ O ₃	8.26	14.67	10.47	14.99	13.54	14.32	13.14	13.01	12.71
Fe ₂ O ₃	0.80	1.60	0.90	2.03	2.27	2.26	0.69	0.72	0.78
FeO	0.32	1.07	0.27	1.49	1.12	1.01	1.24	1.25	1.28
MnO	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.06	0.07	0.07
MgO	0.66	1.28	0.71	1.40	1.22	1.20	0.73	0.79	0.80
CaO	3.06	2.74	2.29	3.13	3.31	3.31	4.09	4.00	3.86
Na ₂ O	0.02	3.22	0.08	3.03	1.96	2.23	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	3.84	4.89	5.39	4.45	5.82	5.79	4.67	4.73	4.59
P ₂ O ₅	0.08	0.16	0.10	0.17	0.16	0.17	0.09	0.09	0.10
烧失量(LOI)	3.54	2.28	3.01	1.99	3.07	3.19	5.23	5.24	5.21
总量	100.27	100	100.07	100.04	100.03	99.83	99.92	99.92	99.97
A/CNK	0.85	0.94	1.03	0.97	0.87	0.90	1.05	1.05	1.06
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	34.42	29.94	36.10	26.77	26.04	26.52	46.93	44.86	181.57
Li	18.9	17.7	18.3	18.7	18.1	16.2	30.7	27.1	24.8
Be	1.0	1.7	0.9	1.9	1.6	2.0	1.9	1.5	1.7
Sc	2.3	1.6	2.6	1.6	3.0	2.7	2.8	2.9	2.4
V	36.9	55.6	38.1	76.0	66.0	79.1	20.0	18.6	18.5
Cr	9.8	17.3	10.2	14.4	23.7	9.3	8.1	6.8	13.3
Mn	168	148	163	134	210	138	361	406	330
Co	6.7	3.2	5.8	5.0	9.6	6.1	2.3	2.3	2.0
Ni	6.0	5.2	7.6	7.3	12.0	4.3	2.9	2.3	4.9
Ga	9.8	14.2	10.1	14.8	13.7	15.4	16.0	15.0	14.6
Rb	89	32	105	26	89	69	80	73	63
Sr	71	205	86	208	141	133	58	66	55
Y	7.8	7.7	7.6	8.3	7.9	7.4	11.0	11.4	10.0
Zr	79	162	87	186	149	164	180	186	187
Nb	8.3	10.9	9.4	13.1	10.8	11.8	11.1	10.8	11.5
Mo	48	2.9	168	7.3	14.9	7.7	0.5	0.6	0.8
Sn	1.1	1.5	1.1	1.3	1.6	1.3	1.1	0.9	0.9
Cs	4.0	3.5	3.8	5.7	4.9	5.6	11.4	10.2	9.6
Ba	1021	820	1167	708	793	953	781	910	730
Hf	2.4	4.4	2.4	5.2	4.0	4.5	5.4	4.5	4.9
Ta	0.7	0.9	0.7	0.9	0.7	0.9	0.8	0.7	0.7
W	25.2	5.3	22.6	13.8	27	62	3.2	3.2	3.1
Pb	5.9	7.8	5.8	4.9	28	7.1	27	28	18.6
Bi	0.4	0.3	0.5	0.3	2.8	0.6	0.2	0.1	0.1
Th	5.9	6.0	4.8	5.4	5.6	5.7	14.5	13.9	12.7
U	2.0	1.2	1.7	1.5	1.2	2.4	3.0	2.2	1.5
La	12.6	17.3	15.1	19.0	18.8	19.3	39.4	40.4	39
Ce	25.8	39.3	29.1	41.9	41.1	41.7	80.5	83.7	77.0
Pr	2.79	4.95	3.25	4.84	4.65	4.84	8.19	8.17	7.65
Nd	10.7	19.1	11.2	18.4	17.8	18.4	29.1	29.1	27.6
Sm	1.97	3.16	2.04	3.61	2.98	3.17	4.30	3.98	3.96
Eu	0.60	0.90	0.55	0.95	0.80	0.85	0.97	0.92	0.92
Gd	2.26	2.97	2.24	3.22	3.06	3.08	3.63	3.72	3.50
Tb	0.32	0.37	0.28	0.40	0.35	0.36	0.46	0.46	0.44
Dy	1.61	1.84	1.62	2.16	1.87	1.87	2.43	2.42	2.30
Ho	0.29	0.27	0.26	0.32	0.27	0.27	0.43	0.37	0.40
Er	0.76	0.71	0.66	0.70	0.70	0.66	1.29	1.12	1.15
Tm	0.11	0.09	0.10	0.11	0.10	0.09	0.18	0.17	0.18
Yb	0.66	0.54	0.61	0.66	0.59	0.53	1.16	1.09	1.14
Lu	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.19	0.17	0.17
ΣREE	60.66	91.65	67.06	96.34	93.16	95.20	172.2	175.8	165.4
(La/Yb) _N	12.91	18.98	16.74	21.21	20.04	24.41	22.11	24.56	24.29
Eu/Eu*	0.88	0.90	0.79	0.85	0.81	0.83	0.75	0.73	0.76

表 4 永平花岗岩中锆石 Hf 同位素数据

Table 4 Hf isotopic data of zircons in the Yongping granites

样品	分析点	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{S.E.}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ga})$
Q862	1	0.00059	0.282527	4.2E-05	0.282526	-5.7	0.98
	2	0.00057	0.282470	3.0E-05	0.282468	-7.7	1.06
	3	0.00043	0.282525	3.2E-05	0.282523	-5.7	0.98
	4	0.00054	0.282684	3.8E-05	0.282682	-0.1	0.77
	5	0.00046	0.282489	2.7E-05	0.282488	-7.0	1.03
	6	0.00050	0.282396	3.5E-05	0.282394	-10.3	1.16
Q889-1	1	0.00050	0.282380	2.9E-05	0.282379	-10.9	1.18
	2	0.00058	0.282427	2.9E-05	0.282425	-9.2	1.12
	3	0.00066	0.282449	3.5E-05	0.282447	-8.4	1.09
	4	0.00051	0.282401	3.6E-05	0.282399	-10.1	1.15
	5	0.00085	0.282399	4.1E-05	0.282396	-10.2	1.16
	6	0.00039	0.282357	3.8E-05	0.282356	-11.7	1.20
	7	0.00046	0.282333	3.7E-05	0.282332	-12.5	1.24
	8	0.00065	0.282377	3.9E-05	0.282375	-11.0	1.18
	9	0.00086	0.282408	2.8E-05	0.282405	-9.9	1.15
	10	0.00055	0.282399	3.7E-05	0.282397	-10.2	1.15
	11	0.00066	0.282412	3.4E-05	0.282410	-9.7	1.14
	12	0.00082	0.282408	3.9E-05	0.282406	-9.9	1.15
	13	0.00101	0.282406	2.3E-05	0.282403	-10.0	1.16
	14	0.00074	0.282397	3.5E-05	0.282395	-10.3	1.16
	15	0.00060	0.282403	3.6E-05	0.282401	-10.1	1.15
	16	0.00109	0.282363	2.8E-05	0.282360	-11.5	1.22

样品 Q862 为似斑状黑云母花岗岩, Q889-1 为石英斑岩; 计算 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 初始值和 ε_{Hf} 值时, t 取 160Ma (丁昕等, 2005); ^{176}Lu 的衰变常数采用: $1.93 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$; 现代球粒陨石的值采用: $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.282772$, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ (Blichert-Toft and Albarede, 1997); t_{DM} 计算所用的现代亏损地幔的值为: $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ (Nowell *et al.*, 1998; Griffin *et al.*, 2000)

表 5 永平花岗岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 5 Sr-Nd isotopic composition of Yongping granites

样号	Q851	Q852	Q857	Q862	Q863	Q865a	Q889-1	Q889-2	Q889-3
Rb ($\times 10^{-6}$)	89.4	32.3	105	25.7	88.5	68.6	80.4	73.4	62.7
Sr ($\times 10^{-6}$)	71.4	205	85.9	208	141	133	58.2	65.6	54.5
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	3.644	0.456	3.534	0.357	1.818	1.490	3.997	3.241	3.332
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.719031	0.710974	0.718735	0.710457	0.714105	0.714025	0.722161	0.721082	0.72077
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.710742	0.709937	0.710697	0.709644	0.709971	0.710635	0.713069	0.713711	0.713191
Sm ($\times 10^{-6}$)	1.97	3.16	2.04	3.61	2.98	3.17	4.3	3.98	3.96
Nd ($\times 10^{-6}$)	10.71	19.13	11.16	18.38	17.76	18.41	29.09	29.09	27.57
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1112	0.0998	0.1105	0.1187	0.1014	0.1041	0.0894	0.0827	0.0868
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512229	0.51218	0.512247	0.512178	0.512129	0.512148	0.512001	0.512008	0.512005
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512113	0.512075	0.512131	0.512054	0.512023	0.512039	0.511907	0.511921	0.511914
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	-6.2	-6.92	-5.83	-7.34	-7.95	-7.63	-10.2	-9.93	-10.07
$t_{\text{DM2}}(\text{Ga})$	1.46	1.52	1.43	1.56	1.61	1.58	1.79	1.76	1.78

样品 Q851、Q852、Q857、Q862、Q863、Q865a 为似斑状黑云母花岗岩, Q889-1、2、3 为石英斑岩; $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 计算时 t 取 160Ma (丁昕等, 2005), 现代球粒陨石值采用: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ (DePaolo and Wasserburg, 1979); t_{DM2} 为两阶段地幔亏损模式 (Liew and Hofmann, 1988), 所用参数为 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{C}} = 0.118$ (Jahn and Condie, 1995)

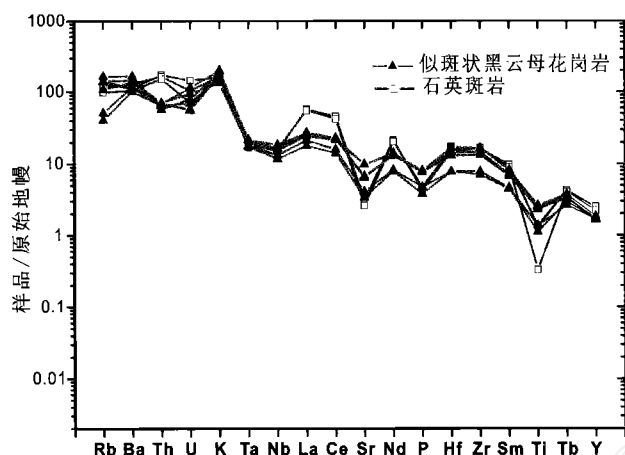


图10 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩微量元素的原始地幔标准化蛛网图(原始地幔数据引自 McDonough *et al.*, 1992)

Fig. 10 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram of the Yongping granites (primitive mantle data from McDonough *et al.*, 1992)

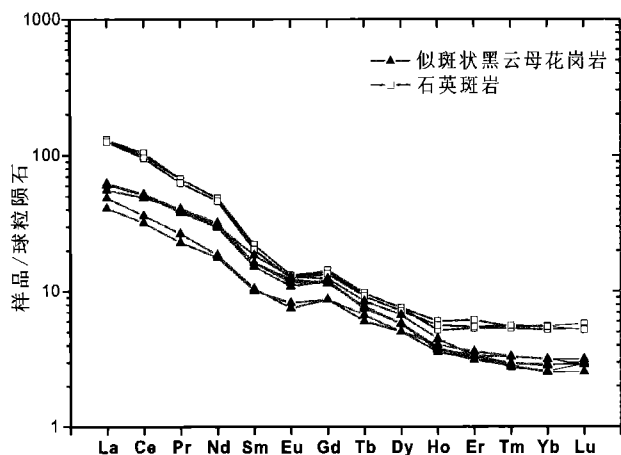


图11 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩稀土元素球粒陨石标准化曲线(球粒陨石值采用 Boynton, 1984)

Fig. 11 Chondrite-normalized REE patterns of the Yongping granites (chondrite data from Boynton, 1984)

黑云母花岗岩中锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 初始值在0.282394~0.282682之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化较大,在-0.1~-10.3之间,计算的 t_{DM} 值为0.769~1.155Ga,而石英斑岩中锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 初始值在0.282332~0.282406之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化在-8.4~-12.5之间,计算的 t_{DM} 值为1.088~1.237Ga。

4.4 Sr-Nd 同位素组成

永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩的Sr、Nd同位素分析结果见表5。从表5中可以看出:永平似斑状黑云母花岗岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化在0.7096到0.7107之间,

$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在-5.83到-7.95之间。利用两阶段模式(Liew and Hofmann, 1988)计算出的Nd同位素模式年龄 t_{DM2} 为1.29~1.55Ga,显示了较大的变化范围。相比之下,石英斑岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值稍高,在0.7131到0.7137之间, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值稍低,在-9.93到-10.2之间。Nd同位素模式年龄 t_{DM2} 为1.33~1.41Ga。

5 讨论

5.1 花岗岩热液蚀变的温度及流体成分演化

野外及室内研究均表明,永平铜矿区似斑状黑云母花岗岩体和石英斑岩均遭受了不同程度的热液蚀变作用,使得岩体中黑云母发生绿泥石化。前人研究表明,通过对蚀变成因绿泥石的成分分析,可以计算获得热液蚀变作用温度,如Li *et al.* (1998)对Bendigo金矿床中绿泥石的研究, Teklemariam *et al.* (1996)对Aluto-Langano地热田中绿泥石的研究,Zhao *et al.* (2005)等对湘南芙蓉锡矿床中绿泥石的研究均获得了可靠的热液蚀变作用温度。本文分别采用Jowett (1991)和Cathelineau (1988)提出的绿泥石地质温度计进行计算,两者计算结果大体相同,其中似斑状黑云母花岗岩中绿泥石形成温度为229~346℃,而石英斑岩中绿泥石形成温度稍低,为139~224℃(表2)。我们曾对永平铜矿床下盘脉状矿化的流体包裹体进行过系统研究,发现石英的均一温度介于220~400℃,流体盐度为5.1%~9.3%(倪培等, 2005)。这一温度范围与似斑状黑云母花岗岩的绿泥石化温度大体相当。而石英斑岩的绿泥石化则可能是在稍晚更低温度下发生的。

从绿泥石的化学组成看,它与寄主岩石中未蚀变矿物黑云母的化学组成并不匹配,即在似斑状黑云母花岗岩中的黑云母的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值(0.21~0.33)明显高于石英斑岩的(0.10~0.15)(表1),但绿泥石的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值变化则正好相反,石英斑岩中的高(0.72~0.76),而似斑状黑云母花岗岩中的低(0.36~0.44)(表2)。这一变化特征与Zhao *et al.* (2005)报道的湘南芙蓉锡矿床中绿泥石化花岗岩矿体中情况不同,在芙蓉锡矿中,蚀变产物绿泥石的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值与未蚀变矿物黑云母和角闪石的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值完全匹配,说明蚀变绿泥石成分受岩石原始成分的控制(Zhao *et al.*, 2005)。而永平铜矿的情况表明,蚀变绿泥石成分并不受岩石原始成分的控制,而可能主要受蚀变流体成分的制约,因此蚀变过程中体系应具有极高的水/岩比值,从高温到低温演化过程中,蚀变流体越来越富铁贫镁。

5.2 花岗岩热液蚀变过程中不同元素的行为

为了了解不同主量元素行为受岩石蚀变的影响程度,我们进行了主量元素相关性投图(图12)。结果表明,似斑状黑云母花岗岩样品的 SiO_2 含量与某些主量元素仍存在一定的线性相关性,即随 SiO_2 含量增高, TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 +

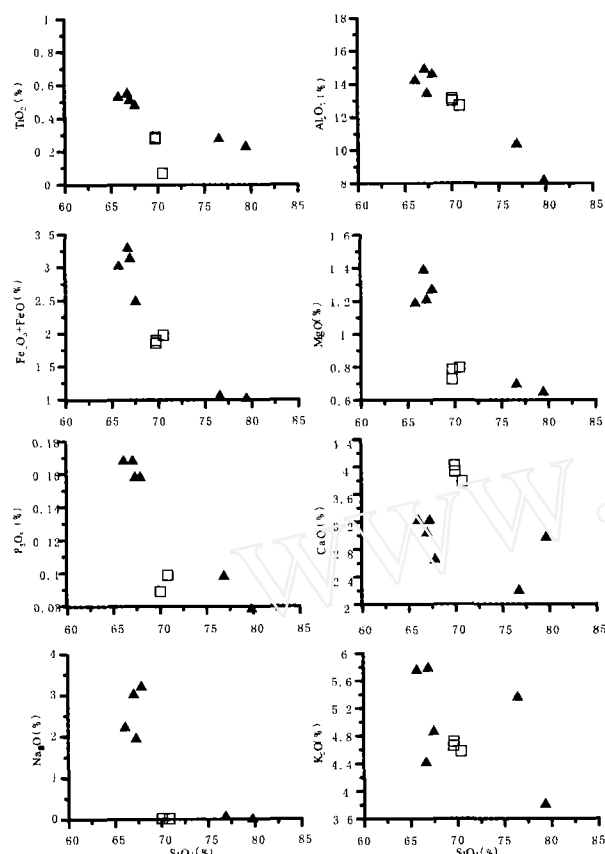


图 12 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩中主量元素相关性图解

Fig. 12 Correlation of major elements in the Yongping granites

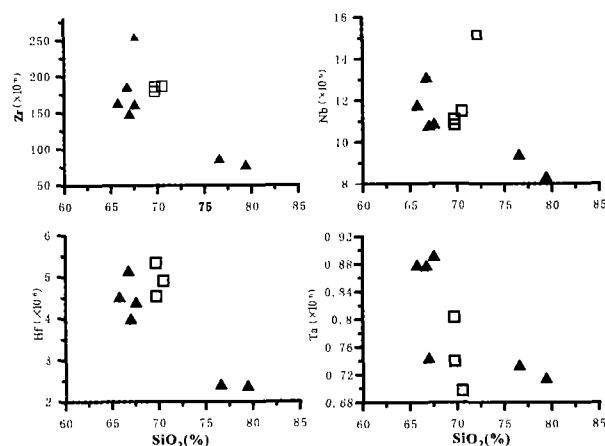


图 13 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩中 SiO_2 与高场强元素 (Zr, Hf, Nb, Ta) 相关性图解 (图例同图 12)

Fig. 13 Correlation of SiO_2 vs Zr, Hf, Nb, Ta in the Yongping granites (symbol as Fig. 12)

FeO 、 MgO 和 P_2O_5 含量具有降低趋势,这一趋势与华南和长江中下游地区许多花岗岩的成分演化趋势相同(例如,王强

等,2003;于津海等,2005;杨小男等,2007),可能反映了这些组分在热液蚀变过程中的活动性并不强,它们仍主要受岩浆演化程度和结晶分异过程所控制。但 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 与 SiO_2 之间无线性相关关系(图 12),这些元素在蚀变过程中存在较大的活动性。样品中较低的 Na_2O 和较高的 K_2O 和 CaO 含量可能表明斜长石已发生绢云母化和方解石化。

同主量元素一样,热液蚀变作用也会影响岩石中微量元素的含量变化。但一般认为高场强元素和稀土元素具有较大的不活泼性,它们受热液蚀变的影响较弱(Jiang *et al.*, 2005)。我们发现,在样品的 SiO_2 对微量元素相关图解中(图 13), SiO_2 与 Zr、Hf、Nb、Ta 之间仍存在一定的线性相关性,说明这些微量元素的含量也可能仍主要受岩浆演化程度和结晶分异过程所控制。从样品的稀土元素球粒陨石标准化曲线(图 11)看,我们发现无论是蚀变较为强烈样品还是蚀变较弱的样品,它们都表现出了一致的配分模式,表现为轻稀土相对于重稀土富集的右倾分布特征,曲线左陡右缓并显示弱的 Eu 负异常。这种十分一致的分配模式表明稀土元素很可能受蚀变作用影响小,因此稀土元素数据应当还是比较接近样品的实际值,能够反映岩浆结晶时岩石的稀土元素组成。

永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩的稀土配分曲线与华南典型陆壳改造型花岗岩所具有的“海鸥型”曲线(徐克勤等,1989)明显不同,而更加类似于杨小男等(2007)、毛建仁等(2002)和邱检生等(2004)报道的长江中下游、闽西南和粤东等地壳幔混合成因的花岗质岩石。

5.3 花岗岩形成时的温度和氧逸度

前人研究表明,利用花岗岩中铁镁硅酸盐矿物中 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 的含量可以估测岩浆结晶时的氧逸度条件(Wones and Eugster, 1965; Borodina *et al.*, 1999; Zhao *et al.*, 2005)。由于在电子探针分析过程中,我们只能获得矿物的全铁含量,因此,本文采用郑巧荣(1983)的过剩氧方法计算了黑云母中的二价铁和三价铁,结果表明,似斑状黑云母花岗岩中黑云母的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 比值为 0.24 ~ 0.56,而石英斑岩中黑云母的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 比值更高,达 0.54 ~ 0.73(表 1),说明这些岩石形成于比较氧化的岩浆环境中。将计算结果投点于 $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ 三元图解中(图 14),无论是似斑状黑云母花岗岩体还是石英斑岩脉样品点均落在 $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ 缓冲剂线之上,显示了成岩过程的高氧逸度环境。在该图中,我们也投入了徐夕生等(2004)和楼亚儿和杜杨松(2006)分析的长江中下游地区铜官山、繁昌—铜陵花岗质岩石中黑云母的数据,它们与永平的数据一致,均落在 $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ 缓冲剂线之上,显示出极高的氧逸度环境。这些岩体均与当地的铜多金属成矿作用有一定成因联系,说明高氧逸度有利于铜的成矿。前人研究业已证明,只有当岩浆熔源区呈现高氧逸度时,赋存在源区岩浆硫化物中的 Cu、Au 等成矿元素才能随硫化物的氧化而富集到岩浆熔体中,

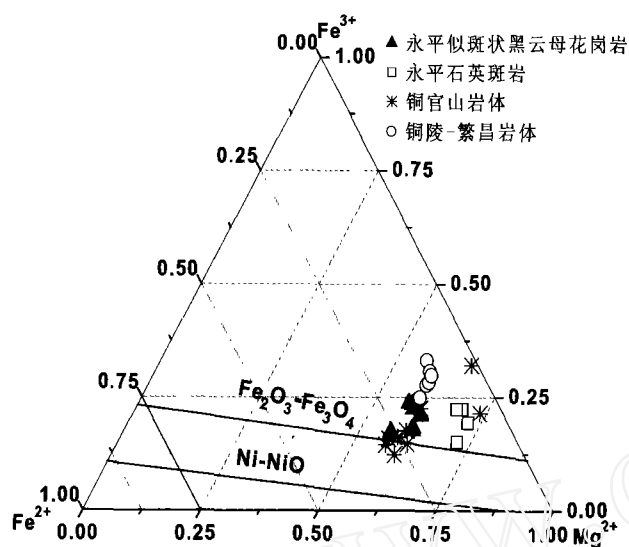


图 14 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩中黑云母 Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg 三元图解(据 Wones and Eugster, 1965)
其中铜官山黑云母数据引自徐夕生等(2004); 铜陵-繁昌黑云母数据引自楼亚儿和杜杨松(2006)

Fig. 14 Plot of Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg of biotites from the Yongping granites (after Wones and Eugster, 1965)

有利于随后随岩浆演化和上侵 Cu、Au 等成矿物质从熔体中释放而发生的大规模成矿作用(Wyborn and Sun, 1994; Sun *et al.*, 2004)。例如,在西南太平洋岛弧区与富碱铁镁质一中酸性侵入体有关的超大型斑岩-浅成低温热液型金(铜)矿床的形成过程中岩浆的高氧逸度就起了十分重要的作用(Muller, 1993)。

如何获取花岗岩形成时的温压条件是一项十分棘手的工作。前人曾利用锆石饱和温度计算(Watson and Harrison, 1983), 锆石的钛温度计(Watson and Harrison, 2005), 以及磷灰石、金红石和长石等温度计(Harrison and Watson, 1984; Watson *et al.*, 2006)成功获得花岗岩的形成温度。锆石饱和温度可近似代表花岗质岩石近液相线的温度, 所以, 作者用 Watson and Harrison(1983)提出的锆石饱和温度计算, 得到永平似斑状黑云母花岗岩的锆石饱和温度为 723 ~ 783℃。

5.4 花岗岩的成因

虽然永平花岗岩遭受了较强的蚀变作用, 但由于锆石具有较强的抗蚀变的能力, 因此锆石中记录的 Hf 同位素组成仍能准确可靠的记录岩浆结晶时的 Hf 同位素信息。上文讨论过样品的稀土元素受蚀变作用影响较小, 因此, 作为中稀土元素的 Nd 元素, 其同位素组成受到的影响也是相当微弱的。用样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 按 Vervoort *et al.* (1999) 提出的相关性公式 $\varepsilon_{\text{Hf}} = 1.34 \times \varepsilon_{\text{Nd}} + 2.82$ 进行计算, 可以获得全岩样品的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值。我们将这些计算获得的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与实测的样品锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值进行比较(图 15), 发现两者数据集中心

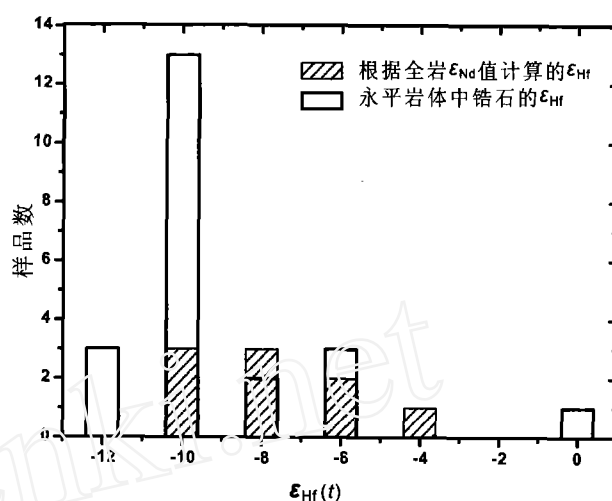


图 15 永平岩体 ε_{Hf} 直方图

a-根据全岩 ε_{Nd} 值计算的 ε_{Hf} 直方图; b-永平岩体中锆石的 ε_{Hf} 直方图

Fig. 15 The histogram of ε_{Hf} from the Yongping granites

域表现出了极好的一致性, 这也从一个侧面进一步说明样品的 Nd 同位素组成受到蚀变作用的影响较小。因此我们可以采用 Nd 同位素测试结果来探讨岩石的成因。从样品的 Sr 同位素与 LOI 图解上可以看出(图 16), 两者之间具有明显的相关性。由于 LOI 可以作为蚀变强度大小的一个标志, 所以上述现象说明随着蚀变作用的增强, 岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值升高, 这表明作用于岩石的流体具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的特点。然而, 样品的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与烧失量之间的相关性并不明显, 并且随着烧失量的升高, 初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值始终较为恒定, 这也说明了样品的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值很可能还是比较接近于新鲜样品的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。

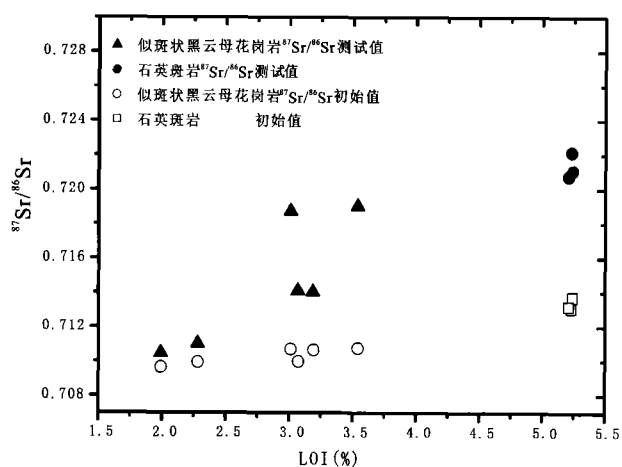


图 16 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. LOI 图解

Fig. 16 Plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. LOI of the Yongping granites

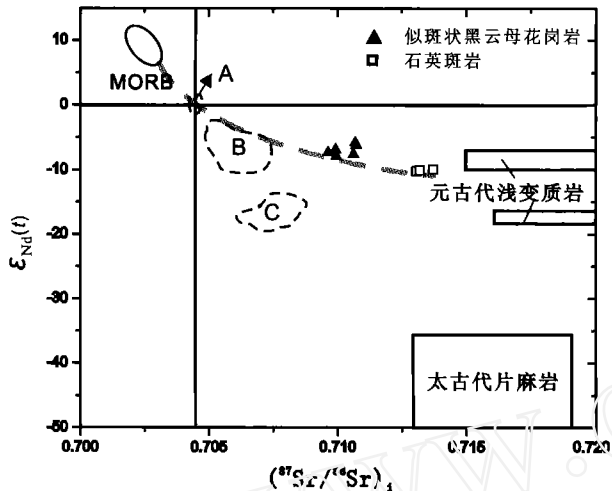


图 17 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 图解

A-德兴地区中侏罗世与铜矿有关的埃达克质岩石; B-扬子地块东部晚侏罗世-白垩纪时期由拆沉下地壳形成的与铜-金有关的埃达克质岩石; C-扬子地块东部及大别地区白垩纪时期又增厚下地壳形成且与铜-金无关的埃达克质岩石(据资锋等, 2007); 元古代及太古代数据引自 Chen *et al.* (2001)

Fig. 17 Plot of $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ of the Yongping granites

A-Middle Jurassic adakites with Cu deposit in Dexing area. B-Late Jurassic-Cretaceous adakites with Cu-Au deposit generated by partial melting of delaminated lower crust in east Yangtze block. C-Cretaceous adakites without Cu-Au mineralization generated by thickened lower crust in east Yangtze block and Dabie area (after Zi *et al.*, 2007). Proterozoic and Archean data after Chen *et al.*, 2001

对锆石的 Hf 同位素分析显示, 永平石英斑岩的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值 ($-8.4 \sim -12.5$) 相对较低, 同时它的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($-9.93 \sim -10.2$) 也相对较低, 与前人报道的华南壳源型花岗岩的 Hf-Nd 同位素组成大体一致(沈渭洲等, 1999; 凌洪飞等, 2004, 2005; 王丽娟等, 2007)。相比之下, 永平似斑状黑云母花岗岩锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值相对较高, 且变化较大 ($-0.1 \sim -10.3$); 全岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($-5.83 \sim -7.95$) 也较石英斑岩的高, 这种特征表明其岩浆具有明显的壳幔混合的特征。岩浆岩的高 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值理论上可以通过两种方式形成, 其一为起源于年轻地壳物质的部分熔融, 其二是形成过程中有不同比例的地幔物质的加入。由于本区基岩岩石的 Nd 模式年龄不倾向于年轻基底地壳的存在(陈江峰等, 1999), 所以样品 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 初始值高于 0.2826 以及其接近 0 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值显示了永平似斑状黑云母花岗岩形成过程中有地幔组分的加入。这一情况类似于华南其他一些发生过壳幔相互作用的花岗质岩体(汪相等, 2003; 于津海等, 2005)。在 $\epsilon_{Nd}(t)$ -

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 图解(图 17)中, 永平似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩样品数据点均位于第 IV 象限, 并呈明显的负相关关系, 显示了壳-幔混合的成因特征, 且似斑状黑云母花岗岩中幔源物质的比例明显较高。

与赣东北地区其它发生过壳幔混合作用的花岗质岩体相比, 如德兴花岗岩闪长斑岩 ($\epsilon_{Nd}(t)$ 为 $-1.14 \sim 1.8$, Nd 模式年龄为 $0.70 \sim 0.98Ga$) (王强等, 2004), 永平样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值显得较低, Nd 模式年龄也偏老, 这可能反映了两者在花岗岩源区岩浆混合比例和混合形式的不同, 上述特征也反映了永平花岗岩源区地幔组分的加入是有限的。在图 17 中我们可看出, 永平花岗岩体与扬子地块东部与 Cu、Au 有关的花岗质岩体和德兴斑岩铜矿斑岩体一道, 均位于由地幔端元和该区元古代地壳端元构成的混合线上, 其中永平似斑状黑云母花岗岩的数据位于扬子地块东部与 Cu、Au 有关的花岗质岩体右侧(资锋等, 2007), 而石英斑岩具有更富集的 Sr、Nd 同位素组成, 说明其地幔组分比例大大低于德兴和扬子地块东部的含矿花岗质岩体。

上述同位素方面的证据也进一步支持了长江中下游地区花岗岩成岩的观点(如陈江峰等, 1993; 杨小男等, 2007; 资锋等, 2007), 即长江中下游燕山期花岗岩源岩具有明显的壳幔混合性质, 地壳端元是 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Hf} 负值很高的岩石。

大量研究表明(Zhao *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2003; 王强等, 2004), 华南地区在早-中侏罗世发育了较为广泛的伸展型岩浆活动与成矿作用, 暗示该阶段华南为一伸展的动力学背景, 本区花岗岩就形成于该伸展的地质背景之下。在这种拉张的构造环境下, 十分有利于幔源的基性岩浆侵入位于下地壳底部, 对地壳进行热烘烤, 导致地壳熔融形成花岗质岩浆(Collins, 1996), 或是其自身作为其中的端元组分和地壳发生共同熔融(Liegeois *et al.*, 1998), 成为本研究区中生代岩浆活动的重要来源。在大地构造位置上, 永平铜矿区靠近赣东北深断裂带上, 该断裂切入地壳深部甚至上地幔, 因此在永平岩体的形成过程中, 地幔物质直接参与的可能性是存在的(沈渭洲等, 1999)。

6 结论

永平铜矿床产于华南钱塘江—信江断裂拗陷带中, 本文研究了区内与铜矿化关系密切的似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩样品的岩石化学、矿物学和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学, 得出如下主要结论:

(1) 似斑状黑云母花岗岩和石英斑岩中的黑云母均具有富铁贫钛高钛的特点, 黑云母的化学组成表明岩浆形成时的氧逸度较高。

(2) 在热液蚀变过程中, 岩体中黑云母转变为绿泥石。其中, 石英斑岩中绿泥石含铁明显高于似斑状黑云母花岗岩中的绿泥石, 根据绿泥石化学组分计算的蚀变温度分别为 $139 \sim 224^{\circ}C$ (石英斑岩) 和 $229 \sim 346^{\circ}C$ (似斑状黑云母花岗

岩),后者与该矿床流体包裹体测温结果相吻合。

(3)尽管岩石受到了不同程度的热液蚀变作用,但其 Sr-Nd-Hf 同位素组成仍为岩石成因提供了十分有用的信息。永平似斑状黑云母花岗岩具有变化较大且较高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 ($-0.1 \sim -10.3$) 和较高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-5.83 \sim -7.95$),反映岩石具有明显的壳幔混合成因特征。而石英斑岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 ($-8.4 \sim -12.5$) 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-9.93 \sim -10.2$) 均稍低于似斑状黑云母花岗岩,反映其形成过程中幔源物质贡献较小。永平岩体的地壳端元很可能就是该区中元古代基底地层重熔的产物。

致谢 野外工作中得到江西铜业公司永平铜矿地测科的大力支持,室内工作得到南京大学成矿作用国家重点实验室濮巍、张文兰和裘丽雯高工和中科院地质所吴福元研究员的帮助,作者在此深表谢意。

References

- Abdel-Rahman AM. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525–541
- Blichert-Toft J, Albarede F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci Lett.*, 148: 243–258
- Borodina NS, Fershtater GB and Votyakov SL. 1999. The oxidation ratio of iron in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: The role of P , T , and $f_{(\text{O}_2)}$. *Can. Mineral.*, 37: 1423–1429
- Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). *Rare Earth Elements Geochemistry*, Elsevier, 63–114
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Mineral.*, 23: 471–485
- Chen JF, Guo XS, Tang JF *et al.* 1999. Nd isotopic model ages: Implications of the growth of the continental crust of Southeastern China. *Jour. Nanjing Univ.*, 35(6): 649–658 (in Chinese with English abstract)
- Chen JF, Yan J, Xie Z *et al.* 2001. Nd and Sr isotopic compositions of igneous rocks from the Lower Yangtze region in Eastern China: Constraints on sources. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26(9–10): 719–731
- Chen JF, Zhou TX, Li XM *et al.* 1993. Sr and Nd isotopic constraints on source regions of the intermediate and acid intrusions from southern Anhui Province. *Geochimica*, 3: 261–268 (in Chinese with English abstract)
- Chen PR, Hua RM, Zhang BT *et al.* 2002. Early Yanshanian post-orogenic granitoids in the Nanliang region: Petrological constraints and geodynamic settings. *Science in China (Series D)*, 45(8): 755–768
- Collins WJ. 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: Products of three component mixing. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 87: 171–181
- Depaolo DJ, Wasserburg GJ. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 615–627
- Ding X, Jiang SY, Ni P *et al.* 2005. Zircon SIMS U-Pb geochronology of host granitoids in Wushan and Yongping copper deposits, Jiangxi Province. *Geol. Jour. China Univ.*, 11(3): 383–389 (in Chinese with English abstract)
- Gao JF, Lu JJ, Lai MY *et al.* 2003. Analysis of trace elements in rock samples using HR-ICPMS. *Jour. Nanjing Univ. (Natural Sci.)*, 39(6): 844–850 (in Chinese with English abstract)
- Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E *et al.* 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133–147
- Gu LX, Zaw K, Hu WX *et al.* 2007. Distinctive features of Late Palaeozoic massive sulphide deposits in South China. *Ore Geol. Rev.*, 31(1–4): 107–138
- Harrison TM and Watson EB. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 1451–1477
- Huang ZX, Bai Z, Zhu YS *et al.* 2001. Copper Deposit of China. Beijing: Geological Publishing House, 261–262 (in Chinese)
- Jain BM, Condie KC. 1995. Evolution of the Kaapvaal craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2239–2285
- Jiang SY, Wang RC, Xu XS *et al.* 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic- metamorphic- and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17–18): 1020–1029
- Jowett EC. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, 16: A62
- Kempe U, Bombach K, Matukov D *et al.* 2004. Pb/Pb and U/Pb zircon dating of subvolcanic rhyolite as a time marker for Hercynian granite magmatism and Sn mineralisation in the Eibenstock granite, Erzgebirge, Germany: Considering effects of zircon alteration. *Mineral. Deposita*, 39: 646–669
- Klotzli US, Buda G and Skiold T. 2004. Zircon typology, geochronology and whole rock Sr-Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). *Mineral. Petrol.*, 81: 113–134
- Li X, Kwak TAP and Brown RW. 1998. Wallrock alteration in the Bendigo gold ore field, Victoria, Australia: Uses in exploration. *Ore Geol. Rev.*, 13: 381–406
- Li XH, Chen ZC, Liu DY *et al.* 2003. Jurassic gabbro-granitesyenite suites from southern Jiangxi Province, SE China: Age, origin and tectonic significance. *International Geol. Rev.*, 45: 898–921
- Liao ZT and Liu JS. 2003. Evidences of submarine volcanic hydrothermal sedimentary mineralization in Yongping copper deposit. *Copper Engineering*, 1: 31–35 (in Chinese with English abstract)
- Liao ZT, Ma TT and Li YJ. 2001. On genesis of bedded skarn and mineralization in Yongping mining area. *Jour. Tongji Univ.*, 29(11): 1322–1326 (in Chinese with English abstract)
- Liegeois JP, Navez J, Hertogen J *et al.* 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonite versus alkaline and peralkaline granites: The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 12–28
- Liew TC and Hofmann AW. 1988. Precambrian crust components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indication from Nd and Sr study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 129–138
- Lin YG. 1979. The geology and genesis of the Yongping stratabound copper and sulfur deposits. *Geology. Huadong Metal. Geol.*, 3: 1–22 (in Chinese)
- Ling HF, Shen WZ, Deng P *et al.* 2004. Age, geochemistry and petrogenesis of the Sundong granite, northern Guangdong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 413–424 (in Chinese with English abstract)
- Ling HF, Shen WZ, Deng P *et al.* 2005. Study of geochemistry and petrogenesis of the Maofeng granite, northern Guangdong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 677–687 (in Chinese with English abstract)

- English abstract)
- Lou YE and Du YS. 2006. Characteristics and genesis of biotites from the Mesozoic intrusive rocks in the Fanchang-Tongling area, Anhui Province. *Acta Mineral. Sinica*, 26(2): 175–180 (in Chinese with English abstract)
- Mao JR, Tao KY, Lee CY *et al.* 2002. Geochronology and geochemical characteristics in Late Mesozoic Sifang pluton, southeastern Fujian and their significance. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 49–458 (in Chinese with English abstract)
- McDonough WF, Sun S, Ringwood AE *et al.* 1992. K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor symposium volume
- Melka K. 1965. Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. *Věst. úst. úst. Geol.*, 40: 23–27
- Muller D. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geol. Rev.*, 3: 303–406
- Ni P, Tian JF, Zhu XT *et al.* 2005. Fluid inclusion studies on footwall stringer system mineralization of Yongping massive copper deposit, Jiangxi Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1339–1346 (in Chinese with English abstract)
- Nowell GM, Kempton PD, Noble SR *et al.* 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionization mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chem. Geol.*, 149: 211–233
- Pan YM and Dong P. 1999. The lower Changjiang (Yangzi/Yangze River) metallogenic belt, east central China: Intrusion and wall rock-hosted Cu-Fe-Au, Mo-Pb-Zn-Ag deposits. *Ore Geol. Rev.*, 15: 177–242
- Peng HM. 1997. Geological characteristics of biotite from Yangxi granite body and their geological implications. *Acta Petro Miner.* 16(3): 271–281 (in Chinese with English abstract)
- Pu W, Gao JF, Zhao KD *et al.* 2005. Separation method of Rb-Sr, Sm-Nd using DCTA and HIBA. *Jour. Nanjing Univ. (Natural Sci.)*, 41(4): 445–450 (in Chinese with English abstract)
- Qiu JS, Hu J, McInnes BIA *et al.* 2004. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Longwo granodioritic pluton in Guangdong province. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6): 1363–1374 (in Chinese with English abstract)
- Ren JC. 1993. A new view on the genesis of the Yongping ore deposit, Jiangxi. *Mining Geol.*, 14(2): 93–98 (in Chinese with English abstract)
- Rieder M, Cavazzini G, D'yakov YS *et al.* 1998. Nomenclature of micas. *Can. Mineral.*, 36: 905–912
- Shen WZ, Ling HF, Li WX *et al.* 1999. Study on the Nd-Sr isotopic compositions of granitoids in SE China. *Geol. Jour. China Univ.*, 5(1): 22–32 (in Chinese with English abstract)
- Sun WD, Arculus RJ, Kamenetsky VS *et al.* 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature*, 431: 975–978
- Teklemariam M, Battaglia S, Gianelli G *et al.* 1996. Hydrothermal alteration in the Aluto-Langano geothermal field, Ethiopia. *Geothermics*, 25: 679–702
- Vervoort JD, Patchett PJ, Blichert-Toft J *et al.* 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168: 79–99
- Wang LJ, Yu JH, Xu XS *et al.* 2007. Formation age and origin of the Gutai-Xiaotao granitic complex in the southwestern Fujian Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1470–1484 (in Chinese with English abstract)
- Wang Q, Zhao ZH, Jiang P *et al.* 2004. SHRIMP zircon geochronology and Nd-Sr isotopic geochemistry of the Dexing granodiorite porphyrite. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 315–324 (in Chinese with English abstract)
- Wang Q, Xu JF, Zhao ZH *et al.* 2003. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive rocks in the Tongling area, Anhui Province, China and their constraint on geodynamic process. *Science in China (Series D)*, 33(4): 323–334
- Wang X, Griffin WL, Wang ZC *et al.* 2003. Hf isotopic compositions of zircon from Yajiangqiao granites, Hunan Province. *Chinese Sci. Bull.*, 48(4): 379–382
- Watson EB and Harrison TM. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295–304
- Watson EB and Harrison TM. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308: 841–844
- Watson EB, Wark DA and Thomas JB. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151: 413–433
- Wones DR and Eugster HP. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Am. Mineral.*, 50: 1228–1272
- Wones DR and Eugster HP. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *Am. Mineral.*, 50: 1228–1272
- Wyborn D and Sun SS. 1994. Sulphur-undersaturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits. *AGSO Research Newsletter*, 21: 7–8
- Xu KQ, Wang HN, Zhou JP *et al.* 1996. On the exhalative sedimentary massive sulfide deposits in south China. *Geol. Jour. China Univ.*, 2(3): 241–255 (in Chinese with English abstract)
- Xu KQ, Zhu JC, Liu CS *et al.* 1989. Genetic series and material sources of granitoids in South China. *Jour. Nanjing Univ. (Earth Sci. Ed.)*, 1(3): 1–19 (in Chinese with English abstract)
- Xu P, Wu FY, Xie LW *et al.* 2004. Hf isotopic compositions of the standard zircons for U-Pb dating. *Chinese Sci. Bull.*, 49(15): 1642–1648
- Xu XS, Fan QC, SY O'Reilly *et al.* 2004. U-Pb dating of zircons and petrogenic implications for Tongguanshan quartz diorite and its enclaves, Anhui Province. *Chinese Sci. Bull.*, 49(19): 2073–2082
- Yang XN, Xu ZW, Zhang J *et al.* 2007. Geochronology and origin of Nanhongchong pluton in Shizishanore field, Anhui Province. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1543–1551 (in Chinese with English abstract)
- Yu JH, Zhou XM, Zhao L *et al.* 2005. Mantle-crust interaction generating the Wuping granites: Evidenced from Sr-Nd-Hf-U-Pb isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 651–664 (in Chinese with English abstract)
- Zeng XF. 1986. The genesis of Yongping copper-tungsten deposit. *Jiangxi Geol. Sci. Tech.*, (2): 10–22 (in Chinese)
- Zhao CS. 2001. The feature of syngenetic hydrothermal sedimentation in Yongping copper deposit, Jiangxi. *Copper Engineering*, 3: 48–50 (in Chinese with English abstract)
- Zhao KD, Jiang SY, Jiang YH *et al.* 2005. Mineral chemistry of the Qitianling granitoid and the Furong tin ore deposit in Hunan Province, South China: Implication for the genesis of granite and related tin mineralization. *Eur. Jour. Mineral.*, 17: 635–648
- Zhao ZH, Bao ZW and Zhang BY. 1998. Geochemistry of the Mesozoic basaltic rocks in southern Hunan Province. *Science in China (Series D)*, 41(sup.): 102–110
- Zheng QR. 1983. Calculation of the Fe³⁺ and Fe²⁺ contents in silicates and Fe-Ti oxides from EMPA data. *Acta Mineral. Sin.*, 1: 55–62 (in Chinese with English abstract)
- Zi F, Wang Q, Dai SQ *et al.* 2007. Geochronology and geochemistry of Chuzhou and Shangyaopu adakitic intrusive rocks in the eastern area of Anhui Province: Implications for petrogenesis and mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1485–1500 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈江峰, 郭新生, 汤加富等. 1999. 中国东南地壳生长与 Nd 同位素模式年龄. 南京大学学报(自然科学), 35(6): 649-658
- 陈江峰, 周泰禧, 李学明等. 1993. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区铍、钨同位素制约. 地球化学, 3: 261-268
- 丁昕, 蒋少涌, 倪培等. 2005. 江西武山和永平铜矿含矿花岗质岩体锆石 SIMS U-Pb 年代学研究. 高校地质学报, 11(3): 383-389
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远等. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨等离子质谱分析. 南京大学学报, 39(6): 844-850
- 黄崇珂, 白治, 朱裕生等. 2001. 中国铜矿床. 北京: 地质出版社, 261-262
- 廖宗廷, 刘金水. 2003. 永平铜矿海底火山热液沉积成矿作用的依据. 铜业工程, 1: 31-35
- 廖宗廷, 马婷婷, 李玉加. 2001. 永平铜矿区层状矽卡岩的成因以及找矿意义. 同济大学学报, 29(11): 1322-1326
- 林毅高. 1979. 江西永平层状铜矿床地质特征及其成因分析. 华东冶金地质, (3): 1-22
- 凌洪飞, 沈渭洲, 邓平等. 2004. 粤北笋洞花岗岩的形成时代、地球化学特征与成因. 岩石学报, 20(3): 413-424
- 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
- 楼亚儿, 杜杨松. 2006. 安徽繁昌—铜陵中生代侵入岩的黑云母特征和成因探讨. 矿物学报, 26(2): 175-180
- 毛建仁, 陶奎元, 李寄娟等. 2002. 闽西南晚中生代四方岩体同位素年代学、地球化学及其构造意义. 岩石学报, 18(4): 449-458
- 倪培, 田京辉, 朱筱婷等. 2005. 江西永平铜矿下盘网脉状矿化的流体包裹体研究. 岩石学报, 21(5): 1338-1346
- 彭花明. 1997. 杨溪岩体中黑云母的特征及其地质意义. 岩石矿物学杂志, 16(3): 271-281
- 濮巍, 高剑峰, 赵葵东等. 2005. 利用 DCTA 和 HIBA 快速有效分离 Rb-Sr, Sm-Nd 的方法. 南京大学学报(自然科学), 41(4): 445-450
- 邱检生, 胡建, McInnes BIA 等. 2004. 广东龙窝花岗闪长质岩体的年代学、地球化学及岩石成因. 岩石学报, 20(6): 1363-1374
- 任建国. 1993. 永平矿床成因的新认识. 矿山地质, 14(2): 93-98
- 沈渭洲, 凌洪飞, 李武显等. 1999. 中国东南部花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. 高校地质学报, 5(1): 22-32
- 汪相, Griffin WL, 王志成等. 2003. 湖南丫江桥花岗岩种锆石的 Hf 同位素地球化学. 科学通报, 48(4): 379-382
- 王丽娟, 于津海, 徐夕生等. 2007. 闽西南古田—小陶花岗质杂岩体的形成时代和成因. 岩石学报, 23(6): 1470-1484
- 王强, 许继峰, 赵振华等. 2003. 安徽铜陵地区燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的制约. 中国科学(D 辑), 33(4): 323-334
- 王强, 赵振华, 简平等. 2004. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学. 岩石学报, 20(2): 315-324
- 徐克勤, 王鹤年, 翟建平等. 1996. 论华南喷流—沉积块状硫化物矿床. 高校地质学报, 2(3): 241-255
- 徐克勤, 朱金初, 刘昌实等. 1989. 华南花岗岩类的成因和物质来源. 南京大学学报(地球科学), 1(3): 1-19
- 徐夕生, 范钦成, O'Reilly SY 等. 2004. 安徽铜官山石英闪长岩及其包体锆石 U-Pb 定年与成因探讨. 科学通报, 49(18): 1883-1891
- 杨小男, 徐兆文, 张军等. 2007. 安徽狮子山矿田南洪冲岩体形成时代及成因机制研究. 岩石学报, 23(6): 1543-1551
- 于津海, 周新民, 赵蕾等. 2005. 壳幔作用导致武平花岗岩形成——Sr-Nd-Hf-U-Pb 同位素证据. 岩石学报, 21(3): 651-664
- 曾祥福. 1986. 论铅山永平铜硫钨矿床的成因. 江西地质科技, (2): 10-22
- 赵常胜. 2001. 江西永平铜矿床以喷流成矿为主体的成因特征. 铜业工程, 3: 48-50
- 郑巧荣. 1983. 由电子探针分析值计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} . 矿物学报, 1: 55-62
- 资锋, 王强, 戴圣潜等. 2007. 皖东滁州、上腰铺埃达克质侵入岩年代学及地球化学特征: 岩石成因与成矿意义. 岩石学报, 23(6): 1485-1500