卷(Volume) 27, 期(Number) 3, 总(Total) 109
页(Pages) 49- 54, 2007, 9, (Sept, 2007)

矿 物 岩 石
JMINERAL PETROL

岩背花岗岩黑云母矿物化学研究及其对成矿意义的指示

李鸿莉[1,2], 毕献武[1], 涂光炽[1], 胡瑞忠[1], 彭建堂[1], 吴开兴[3]

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;
3. 江西理工大学, 江西 赣州 341000

【摘 要】 对岩背火山-斑岩型锡矿含黄玉黑云母花岗岩和含黄玉花岗斑岩中黑云母矿物化学研究表明, 含黄玉黑云母花岗岩中的黑云母属于富铁黑云母, 含黄玉花岗斑岩中的黑云母属于铁叶云母。含黄玉花岗斑岩的成岩温度为 720 ℃~ 730 ℃, $\log f_{O_2}$ 为 - 15.5~ - 15.7; 含黄玉黑云母花岗岩的成岩温度为 510 ℃~ 550 ℃, $\log f_{O_2}$ 为 - 19.2~ - 18.7。含黄玉花岗斑岩成岩温度、氧逸度高于含黄玉黑云母花岗岩成岩温度和氧逸度。与含黄玉花岗斑岩共存热液流体 $\log(f_{H_2O}/f_{HCl})^{fluid}$ 值为 4.29~ 4.99, 与含黄玉黑云母花岗岩共存热液流体 $\log(f_{H_2O}/f_{HCl})^{fluid}$ 值为 3.15~ 3.67。因此, 相对于含黄玉黑云母花岗岩, 含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程中分异出的流体富 F 和 Sn, 即岩背含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程分异出的原始流体以富 F 和 Sn 为特征, 结合有关岩背 Sn 矿成矿流体的研究结果, 进一步揭示出岩背 Sn 矿成矿流体为岩背含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程分异出的岩浆热液, 相对于含黄玉黑云母花岗岩, 含黄玉花岗斑岩与锡成矿关系更密切。

【关键词】 岩背锡矿; 黑云母; 矿物化学; 成岩成矿
中图分类号: P618.44 文献标识码: A
文章编号: 1001- 6872(2007)03- 0049- 06

0 引 言

花岗质岩浆成岩过程中物理化学条件(氧逸度、温度、压力等)和组分的变化, 直接影响成矿元素在硅酸盐熔体相和流体相之间的分配, 从而导致多矿种与花岗质岩浆演化具有密切的成因联系。大量研究表明, 许多矿床都与花岗质岩石具有密切的时空或成因联系, 如钨、锡、钼、铋、铀、金、银、铜、铁、铅、锌、铌、钽、锆和稀土矿床等。因此, 开展岩浆结晶过程中热化学参数的研究, 对认识岩浆演化及其与成矿关系具有重要意义。

岩背锡矿是我国近年来发现的特大型火山-斑岩型锡矿[1], 处于著名的武夷山稀有金属成矿带上, 是典型的 Sn-F 型矿床[2,3]。据有关资料预测①, 该矿田的锡资源储量在 122×10^4 吨以上, 平均品位达

收稿日期: 2007- 04- 25; 改回日期: 2007- 07- 23
基金项目: 国家自然科学基金(编号: 40373020); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX3-SW-125); 中国科学院"西部之光"人才计划项目; 中国科学院"百人计划"项目
作者简介: 李鸿莉, 女, 28 岁, 博士生, 矿床地球化学专业, 研究方向: 富碱侵入岩与成矿关系.
①江西地质矿产调查研究大队, 江西省会昌县岩背矿区锡矿地质勘探报告, 1988.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

0.81%,其中有益伴生组分为 Cu, Ag。自岩背锡矿发现以来,许多学者对该矿区开展了岩石学、同位素年代学、元素地球化学和流体包裹体等方面的工作。研究表明,岩背锡矿床属中-低温斑岩型矿床,锡成矿与岩背火山-侵入杂岩晚阶段分异产物(黄玉花岗斑岩)具有密切的时间、空间和成因联系,花岗岩岩浆演化过程分异出富锡的成矿流体[4~7]。尽管取得上述重要的认识,但以往主要是以热液活动产物(蚀变岩石和矿石)为研究对象,探讨成矿流体与岩浆演化分异出的流体(原始流体)之间的关系,缺乏对原始流体的性质和组成的研究。因此,通过对岩背含黄玉黑云母花岗岩和黄玉花岗斑岩中黑云母矿物化学研究,可了解岩背花岗岩岩浆演化过程分异出的原始流体的组成特征,并探讨其与锡成矿的关系。

1 地质概况

江西会昌岩背锡矿位于会昌县城南偏西约 50 km 处,面积为 1.2 km^2,处于华南地槽系武夷山后加里东隆起区南段、邵武—河源深大断裂西侧的中生代陆相火山盆地中(图 1)。矿区位于区域容荆坝-曲水坑东西断裂带与老茶亭-罗溪山北北东向断裂带的复合部位,断裂十分发育,以较大的东西向断裂和北北东向压扭性断裂为主。矿区地层出露较简单,主要为上侏罗统鸡笼嶂组下部的流纹质晶屑凝灰熔岩和上侏罗统鸡笼嶂组中部的流纹质角砾凝灰岩、熔结凝灰岩、凝灰熔岩。锡矿体呈畚箕状赋存于火山凝灰岩和花岗斑岩的内外接触带。矿化类型简单,以斑岩型为主。矿化分带明显,从顶板到底板依次为:方铅矿-闪锌矿矿化带,锡石-闪锌矿带,锡石-黄铜矿带,锡石-黄铜矿-辉银矿带和辉钼-闪锌矿带。矿石主要矿物有锡石、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、黄铁矿。

矿区内出露的岩石以晚侏罗世—早白垩世流纹质火山-侵入杂岩为主,Rb-Sr 等时线年龄为 136 Ma ~ 122 Ma[3,5],在空间上呈典型的中心式火山机构[7]。杂岩体由 3 个喷发-侵入旋回构成[4,6]。第 1 旋回分 3 个阶段,第 1 阶段主要由流纹质熔结凝灰岩和火山散落相的凝灰岩和少量角砾凝灰岩组成;第 2 阶段为流纹斑岩;第 3 阶段为中深成相含黄玉花岗岩和浅成相含黄玉花岗斑岩。第 2 旋回英安流纹岩,第 3 旋回为闪长斑岩。花岗岩的 εNd 值为 -4.8~ -4.0,流纹质火山岩的 εNd 值为 -9.3~ -8.9,表明二者不是同源岩浆的产物[5]。

与锡矿有关的花岗岩体按照岩性、岩相特征及

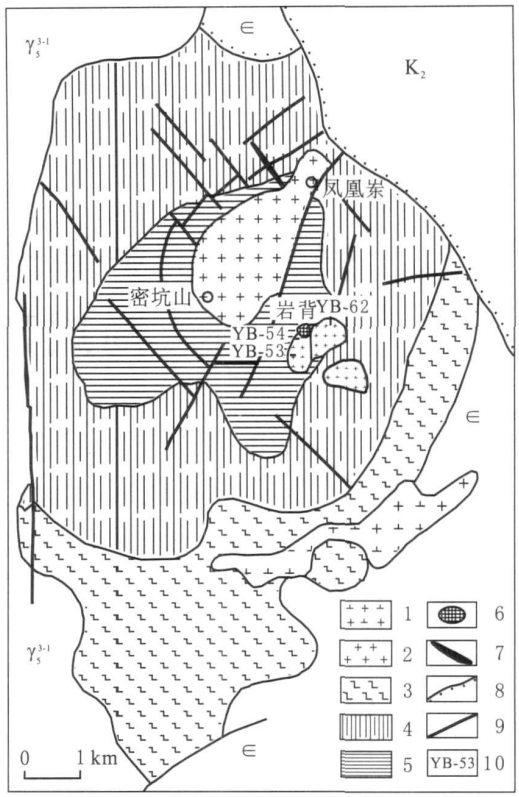

图 1 岩背锡矿地质简图(据江西地矿矿局区测图修改)
1. 含黄玉花岗斑岩; 2. 含黄玉花岗岩; 3. (次)英安流纹岩; 4. 熔结凝灰岩、凝灰岩夹流纹斑岩; 5. (次)流纹斑岩; 6. 锡矿体; 7. 黄英岩脉; 8. 不整合接触面; 9. 断层; 10. 采样位置及样品号; γ_5^{3-1}. 燕山早期花岗岩; ∈. 寒武系; K_2. 上白垩统;
Fig. 1 Simplified geologic map of Yanbei (modified after geological Survey of Jiangxi)

相互穿插关系,可分为主侵入阶段的含黄玉黑云母花岗岩和补充侵入的含黄玉花岗斑岩,它们是同源岩浆多次侵入的结果[5]。两类岩体富 SiO_2(75.92%~ 75.94%)和 K_2O(5.05%~ 5.06%),贫 TiO_2(0.02%~ 0.04%)和 MgO(0~ 0.18%)[5]。含黄玉黑云母花岗岩的 F(0.90%)和 Sn(50.3×10^{-6})质量分数明显高于含黄玉花岗斑岩 F(0.58%)和 Sn(11.1×10^{-6})[5]。

矿区围岩蚀变较强,具多期多阶段和多类型叠加的特点。岩体蚀变类型以锡矿体为中心,向外形成不对称的蚀变分带:黄玉石英化-黄玉石英化叠加绢云母绿泥石化-绢云母化、粘土化、碳酸盐化等[4,8],其中靠近岩体围绕锡矿体形成“黄玉石英壳”。

2 样品分析

样品采自较新鲜含黄玉花岗斑岩和含黄玉黑云母花岗岩。显微镜下鉴定发现:含黄玉花岗斑岩呈斑状结构,主要矿物为钾(条纹)长石(30%~ 35%)、斜长石(18%~ 21%)、石英(38%~ 41%)、黑云母

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

(4%~5%), 副矿物有黄玉、磁铁矿、磷灰石、锆石、独居石、黄铜矿、闪锌矿、锡石等; 含黄玉黑云母花岗岩呈似斑状结构, 主要矿物为钾长石(24%~26%)、斜长石(20%~26%)、石英(32%~37%)、黑云母(3%~5%)组成。副矿物有磁铁矿、钛铁矿、锆石、独居石、磷钇矿、黄玉、萤石、黑钨矿、锡石、金云母及金红石等。

含黄玉黑云母花岗岩中黑云母的含量为 4%~6%, 颗粒大小为 6.0 mm × 3.7 mm~12.7 mm × 6.9 mm, 呈黄绿色—黄褐色, 多色性强, 解理发育; 岩背含黄玉花岗斑岩中黑云母含量为 3%~5%, 片状, 颗粒大小为 2.3 mm × 2.0 mm~6.6 mm × 4.5 mm, 呈浅黄绿色—黄绿色, 多色性强, 解理发育。

黑云母采用日本岛津公司生产的 EPMA-1600 型电子探针分析, 在中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室完成。标样主要有: 黑云母、角闪石、橄榄石、磷灰石、铍方钠石。

3 黑云母成分特征

黑云母化学成分分析见表 1。黑云母的 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 值采用林文蔚[9]的计算方法获得, 黑云母的结构式以(O, OH, F/2, Cl/2)为 24 计算的阳离子数。

$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 比值是氧化态岩浆的重要标志。岩背含黄玉黑云母花岗岩中黑云母的 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 比值为 0.94~0.98, 含黄玉花岗斑岩中的黑云母的 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 比值为 0.68~0.71, 表明黑云母未遭受后期流体改造[10]。据 Rieder(1998)提出的黑云母命名方法结合 $Mg-Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}+Mn$ 图解[11]对黑云母进行分类(图 2), 含黄玉花岗斑岩中的黑云母属于铁叶云母, 含黄玉黑云母花岗岩中的黑云母属于富铁黑云母。两种类型的黑云母均强烈的富 Fe(FeO^* 值为 24.78%~35.71%)贫 Mg, $Mg^{\#}$ 值为 0.02~0.31 之间, Al 的质量分数偏高(Al_2O_3 = 19.16%~20.95%), 以 24 个氧原子为单位计算的阳离子数中

表 1 岩背岩体的黑云母成分. $w(B)/\%$

Table 1 The biotite composition of Yanbei pluton(in percentage)

样品号		含黄玉花岗岩									含黄玉花岗斑岩			
		YB-53-C			YB-53-D			YB-54-A			YB-62-C		YB-62-D	
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	3	2	3
黑云母电子探针分析结果	SiO_2	38.33	38.63	38.40	36.94	37.59	37.84	38.59	38.18	37.82	24.24	24.94	24.66	24.89
	TiO_2	1.00	1.25	1.24	1.29	1.31	1.30	1.07	1.02	0.76	0.11	0.15	0.08	0.06
	Al_2O_3	19.79	19.16	20.09	20.07	19.53	19.89	19.48	19.63	19.85	20.63	20.95	20.58	19.86
	FeO	24.78	25.09	26.42	26.70	27.21	25.43	25.83	25.97	24.85	36.00	34.54	35.47	35.71
	MnO	0.98	0.92	0.83	0.91	0.95	0.95	0.88	0.95	0.91	1.59	1.32	1.42	1.46
	MgO	0.69	0.73	0.74	0.75	0.64	0.65	0.27	0.19	0.26	7.78	8.42	8.22	8.17
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.02
	Na_2O	0.10	0.11	0.15	0.27	0.19	0.21	0.13	0.15	0.09	0.00	0.00	0.01	0.04
	K_2O	9.44	9.53	9.23	9.07	9.05	9.19	9.29	9.38	9.29	0.05	0.09	0.06	0.14
	F	2.05	2.39	2.17	2.02	1.99	2.16	2.05	2.59	2.45	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl	0.08	0.09	0.12	0.16	0.14	0.10	0.05	0.05	0.06	0.02	0.00	0.00	0.02
	FeO_{cal}	20.46	20.73	21.94	22.39	22.77	21.07	21.35	21.55	20.53	33.57	31.49	32.88	33.27
	Fe_2O_{3cal}	4.80	4.84	4.99	4.79	4.94	4.84	4.98	4.92	4.81	2.70	3.27	2.88	2.71
	H_2O_{cal}	0.88	0.72	0.84	0.87	0.90	0.82	0.89	0.63	0.67	1.68	1.71	1.70	1.68
	Total	98.60	99.10	100.75	99.52	99.98	99.04	99.02	99.23	97.49	92.41	92.37	92.51	92.30
以阴离子数为 24 计算的阳离子数	Si	6.14	6.18	6.05	5.93	6.00	6.06	6.17	6.12	6.14	4.31	4.38	4.36	4.42
	AlIV	1.86	1.82	1.95	2.07	2.00	1.95	1.83	1.88	1.86	3.69	3.62	3.64	3.58
	T-site	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
	AlVI	1.87	1.78	1.78	1.72	1.68	1.80	1.83	1.83	1.94	0.64	0.71	0.65	0.58
	Ti	0.12	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.13	0.12	0.09	0.02	0.02	0.01	0.01
	Fe^{3+}	0.58	0.58	0.59	0.58	0.59	0.58	0.60	0.59	0.59	0.36	0.43	0.38	0.36
	Fe^{2+}	2.74	2.77	2.89	3.00	3.04	2.82	2.85	2.89	2.79	4.99	4.63	4.86	4.94
	Mn	0.13	0.13	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.24	0.20	0.21	0.22
	Mg	0.17	0.17	0.17	0.18	0.15	0.16	0.06	0.05	0.06	2.06	2.20	2.17	2.17
	Y-site	5.60	5.58	5.69	5.76	5.75	5.65	5.60	5.61	5.59	8.31	8.19	8.28	8.28
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
	Na	0.03	0.04	0.05	0.08	0.06	0.06	0.04	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
	K	1.93	1.94	1.86	1.86	1.84	1.88	1.89	1.92	1.92	0.01	0.02	0.01	0.03
	X-site	1.96	1.98	1.90	1.94	1.90	1.94	1.93	1.97	1.95	0.02	0.03	0.02	0.05
	Cations	15.56	15.56	15.59	15.70	15.65	15.59	15.53	15.58	15.55	16.33	16.22	16.30	16.32
	CF	2.08	2.42	2.17	2.05	2.01	2.19	2.07	2.63	2.51	0.00	0.00	0.00	0.00
	CCl	0.04	0.05	0.07	0.09	0.08	0.06	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01
	COH	0.94	0.77	0.88	0.93	0.96	0.88	0.95	0.67	0.73	2.00	2.00	2.00	2.00
$Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$		0.94	0.94	0.94	0.94	0.95	0.95	0.98	0.98	0.98	0.71	0.68	0.69	0.70
$Mg/Fe^{2+}+Mg$		0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.29	0.32	0.31	0.30

注: FeO_{cal}, Fe_2O_{3cal} 根据林文蔚[10]计算; 1, 2, 3 为同一样品中的不同测点; CF, CCl, COH 是黑云母分子中 OH 位置的 F, Cl, OH 的摩尔分数

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

六次配位铝(Al^{VI})的质量分数为 0.58~1.87 之间。而含黄玉花岗斑岩中的黑云母比含黄玉黑云母花岗岩中的黑云母更富 Al,贫 Ti,F。

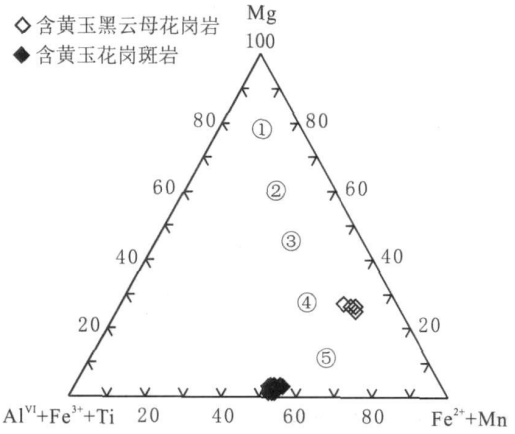

图 2 岩背花岗岩黑云母分类图解(据 Forster,1960 年)
①.金云母;②.富镁黑云母;③.镁铁黑云母;④.富铁黑云母;⑤.铁叶云母

Fig.2 Classification diagram of biotitie in granite of Yanbei(after Forster,1960)

4 成岩物理化学条件

Wones 和 Eugster(1965)通过研究与磁铁矿和钾长石共生的黑云母 Fe^{3+},Fe^{2+} 和 Mg^{2+} 原子百分数来估计岩浆的氧逸度。从岩体黑云母的 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 图解(图 3)中可以看出,两类花岗岩中黑云母样品点均落在 Ni-NiO 与 Fe_2O_3-Fe_3O_4 两条缓冲线之间,其中含黄玉花岗斑岩中黑云母样品点接近 Fe_2O_3-Fe_3O_4 缓冲线,含黄玉黑云母花岗岩的黑云母样品点落在 Ni-NiO 缓冲线的附近,可见相对于含黄玉黑云母花岗岩,含黄玉花岗斑岩形成于更高的 fO_2 条件。

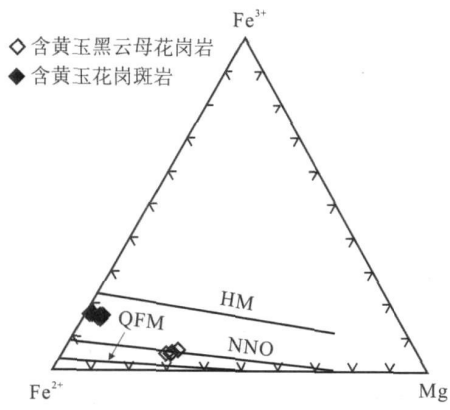

图 3 岩背花岗岩 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 图解
(底图据 Wones,1965)

Fig.3 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg diagram of biotite in Yanbei granite (after Wones,1965)

Wones D P 和 Eugster(1965) P_{H_2O} = 207.0 MPa 条件下黑云母的 $\log fO_2$-T 图解,结合 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 图解[12]和 Fe/Fe+Mg-T 图解[13]研究黑云母的结晶温度和氧逸度。根据黑云母在 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 图解中的相对位置和稳定度[100×Fe/(Fe+Mg)]投影到黑云母的稳定度图解 $\log fO_2$-T 图中,得出本区花岗岩大致的形成温度和氧逸度。岩背含黄玉花岗斑岩的成岩温度为 720 ℃~730 ℃,含黄玉黑云母花岗岩的成岩温度为 510 ℃~550 ℃。含黄玉花岗斑岩的 $\log fO_2$ 为 -15.5~-15.7,而含黄玉黑云母花岗岩的 $\log fO_2$ 为 -19.2~-18.7。含黄玉花岗斑岩的成岩温度和氧逸度明显高于含黄玉黑云母花岗岩的成岩温度和氧逸度。

5 与花岗岩有关的共存流体性质的研究

黑云母中的 F,Cl 不仅可以用来判定岩体的矿化和非矿化程度[13,14],而且可以用来确定与花岗岩共存流体的 HF,HCl,H_2O 逸度[15~18]。计算热液流体的 $\log(fHF/fHCl)$,$\log(fH_2O/fHCl)$,$\log(fH_2O/fHF)$ 的计算公式如下[15]:

$$\log(fH_2O)/(fHF)^{fluid} = 1000/T(2.37+1.1(X_{Mg})^{bio}) + 0.43 - \log(X_F/X_{OH})^{bio} \quad (1)$$

$$\log(fH_2O)/(fHCl)^{fluid} = 1000/T(1.15+0.55(X_{Mg})^{bio}) + 0.68 - \log(X_{Cl}/X_{OH})^{bio} \quad (2)$$

$$\log(fHF)/(fHCl)^{fluid} = -1000/T(1.22+1.65(X_{Mg})^{bio}) + 0.25 + \log(X_F/X_{Cl})^{bio} \quad (3)$$

其中 X_F,X_{Cl},X_{OH} 是黑云母分子中 OH 位置的 F,Cl,OH 的摩尔分数,$(X_{Mg})^{Bio}$ 为 Mg/(Mg+Fe),T 为卤素交换温度。

由表 2 可见,与含黄玉黑云母花岗岩共存的热液流体的 $\log(fH_2O/fHCl)^{fluid}$ 值为 3.15~3.67(平均值为 3.37),$\log(fH_2O/fHF)^{fluid}$ 值为 2.37~2.47(平均值为 2.39),$\log(fHF/fHCl)^{fluid}$ 值为 -0.33~-0.31(平均值为 -0.32)。与含黄玉花岗斑岩共存的热液流体的 $\log(fH_2O/fHCl)^{fluid}$ 值为 4.29~4.99(平均值为 4.53),由于含黄玉花岗斑岩中黑云母的 F 含量测试结果为 0,计算 $\log(fHF/fHCl)^{fluid}$ 和 $\log(fH_2O/fHF)^{fluid}$ 无意义。可以看出,与两类岩体共存的热液流体在成分上存在一定的差异,与含黄玉花岗斑岩共存的热液流体的 $\log(fH_2O/fHCl)^{fluid}$ 值明显大于与含黄玉黑云母花岗岩共存流体的值。

6 讨 论

温度、压力、氧逸度、挥发分含量制约着元素

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2 和岩背岩体共存流体的 HF, HCl, H_2O 逸度

Table 2 The HF, HCl, H_2O fugacity ratios of fluids coexisting with Yanbei pluton

样品号	YB-53-C			YB-53-D			YB-54-A			YB-62-C		YB-62-D	
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	3	2	3
温度/℃	550	550	550	550	545	545	530	510	530	720	730	725	725
$\log f_{O_2}$	-18.7	-18.7	-18.7	-18.7	-18.9	-18.9	-19.0	-19.2	-19.0	-15.7	-15.5	-15.6	-15.6
X_{Mg}	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.28	0.30	0.29	0.29
$\log(f_{H_2O}/f_{HF})^{fluid}$	3.03	2.87	2.98	3.03	3.06	2.99	3.07	2.88	2.87	–	–	–	–
$\log(f_{H_2O}/f_{HCl})^{fluid}$	3.45	3.32	3.24	3.15	3.21	3.32	3.67	3.54	3.48	4.29	–	4.99	4.29
$\log(f_{HF}/f_{HCl})^{fluid}$	0.36	0.38	0.19	0.06	0.10	0.27	0.58	0.64	0.59	–	–	–	–

注: X_{Mg} = Mg/(Mg+ Fe)(Zhu and Sverjensky, 1992)

(Sn, Cu, W, Mo 等) 在熔体/流体相中的分配、流体体系的地球化学行为及其成矿效应[19~24]。Linndn 等(1995, 1996) 在恒温恒压条件下对人造花岗岩中的锡石溶解度与氧逸度关系研究发现, 在还原环境中锡石在熔体中的溶解度高。相对于岩背含黄玉花岗斑岩, 含黄玉黑云母花岗岩体形成于低氧逸度条件, Sn 在熔体中的溶解度较高。熊小林(1999) 研究发现含黄玉黑云母花岗岩中 Sn 质量分数为 50×10^{-6}, 而岩背含黄玉花岗斑岩中 Sn 质量分数为 11×10^{-6}, 明显低于含黄玉黑云母花岗岩 Sn 质量分数, 这和 Linndn 等(1995, 1996) 的试验结果相吻合[25,26]。岩背含黄玉黑云母花岗岩中的黑云母含 F 为 1.99%~2.59%, 而含黄玉花岗斑岩中的黑云母含 F 量几乎为零。熊小林(1999) 研究发现, 形成岩背含黄玉黑云母花岗岩全岩 F 含量为 0.9%, 而含黄玉花岗斑岩全岩 F 含量为 0.58%, 明显低于含黄玉黑云母花岗岩的 F 含量。不论是从黑云母的 F 含量还是从全岩 F 含量的研究情况均可表明岩背含黄玉黑云母花岗岩富 F。而 F 含量的增加明显降低了岩浆的固相线和液相线温度[27,28], 这和含黄玉黑云母花岗岩成岩温度较低(510 ℃~550 ℃) 一致。岩背含黄玉黑云母花岗岩和含黄玉花岗斑岩属于同源岩浆多次侵入的产物, 含黄玉黑云母花岗岩 F 含量较高, 与含黄玉黑云母花岗岩共存的流体相对贫 F。而含黄玉花岗斑岩的 F 含量较低, 与含黄玉花岗斑岩共存的流体相对富 F。

矿物流体包裹体的研究表明, 成矿热液中阳离子以 K^+, Na^+, Ca^{2+} 为主; 阴离子以 F^-, Cl^-, SO_4^{2-} 为主, 微量气体以 CO_2, H_2O 为主; 成矿热液呈酸-弱酸性(pH = 4.23~6.83), 盐度中等, 为 5.6%~11.0%[29], 这些特征表明成矿流体为富含碱金属和挥发组分的残余岩浆热液。

熊小林(1994) 研究黄玉石英化蚀变岩中黄铁矿和方铅矿的 $\delta^{34}S$/‰变化围范为 -3.67~1.5[4]。石英的 $\delta^{18}O$/‰为 9.30 和 7.24, 其范围落入岩背含黄玉花岗岩 $\delta^{18}O$/‰= 12.34~7.24 范围之内, 硫同位素和氧同位素都反映了蚀变矿化流体主要为岩浆热液。蚀变岩岩石化学成分及稀土元素组成与其原岩比较表明, 蚀变流体富含 F, Sn, Cu, Fe^{3+}, F^{2+}, Al, Ca, 热液中 F 的存在有利于 Sn, W, Fe, Cu 的迁移和富集。

上述研究表明, 相对于含黄玉黑云母花岗岩, 含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程中分异出的流体富 F 和 Sn, 即岩背含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程分异出的原始流体以富 F 和 Sn 为特征, 进一步揭示出岩背 Sn 矿成矿流体为岩背含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程分异出的岩浆热液。

7 结 论

岩背花岗岩类中黑云母矿物化学研究表明, 含黄玉花岗斑岩中的黑云母属于铁叶云母, 含黄玉黑云母花岗岩中的黑云母属于富铁黑云母。相对于含黄玉黑云母花岗岩, 含黄玉花岗斑岩成岩温度和氧逸度较高。与含黄玉花岗斑岩共存的热液流体的 $\log(f_{H_2O}/f_{HCl})^{fluid}$ 值为 4.29~4.99, 含黄玉黑云母花岗岩 $\log(f_{H_2O}/f_{HCl})^{fluid}$ 值为 3.15~3.67。因此, 相对于含黄玉黑云母花岗岩, 含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程中分异出的流体富 F 和 Sn, 岩背 Sn 矿成矿流体为岩背含黄玉花岗斑岩岩浆演化过程分异出的岩浆热液。相对于含黄玉黑云母花岗岩, 含黄玉花岗斑岩与锡成矿关系更密切。

参考文献

[1] 朱正书. 江西会昌岩背锡矿床地质特征及矿床类型的划分[J]. 矿床地质, 1990, 9(4): 325-331.
[2] 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 等. 江西岩背斑岩锡矿区火山-侵入杂岩[J]. 南京大学学报, 1993, 29(4): 638-650.
[3] 王德滋, 沈渭洲, 刘昌实, 等. 江西岩背火-侵入杂岩的地球化学特征和成因[J]. 中国科学(B 辑), 1994, 24(5): 531-538.
[4] 熊小林, 朱金初, 王德滋, 等. 花岗岩浆一热液过渡阶段的稀土元素分异: 来自岩背锡矿区蚀变岩的依据[J]. 桂林冶金地质学院学报, 1994, 14(3): 275-283.
[5] Xiao-Lin Xiong. An F-rich, Sn-bearing volcanic intrusive complex in Yanbei, South China[J]. **Economic geology**, 1999, 94: 325-342.
[6] 刘昌实, 沈渭洲, 熊小林, 等. 江西岩背斑岩锡矿区火山侵入杂岩稀土元素特征和成岩模拟[J]. 矿物岩石学杂志, 1994, 13(3): 193-203.
[7] 沈渭洲, 王德滋, 刘昌实, 等. 岩背斑岩锡矿特征和成因[J]. 高校地质学报, 1996, 2(1): 85-91.
[8] 毛大发, 王 宁, 李汉烈, 等. 试论火山-斑岩型锡矿床中的氟异常分布及其成因机理-以岩背锡矿为例[J]. 资源调查与环境, 2003, 24

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

(2): 101-106.
[9] 林文蔚, 彭丽君. 电子探针分析数据计算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+}, Fe^{2+} [J]. 长春地质学院学报, 1994, 24(2): 155-162.
[10] Stone D. Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens river area, northwest superior province, Ontario, Canada[J]. **The Canadian Mineralogist**, 2000, 38: 455-470.
[11] Forster M D. Interpretation of the Composition of trioctahedral micas [J]. **U S Geol survey prof aper**, 1960, 354-B.
[12] Wones D R, Eugster H P. Stability of biotite: experiment, theory, and application[J]. **Am Mineral,** 1965, 50: 1 228-1 272.
[13] Kesler S E, Issigonis M J, Brownlow A H, *et al*. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems[J]. **Econ Geol,** 1975, 70: 559-567.
[14] Stollery G, Borcsik M, Holland H D. Chlorine in intrusives: a possible prospecting tool[J]. **Econ Geol,** 1971, 66, 361-367.
[15] Munoz J L. Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations[J]. **Geol Soc Am Abstr Programs**, 1992, 24: A221.
[16] Zhu C, Sverjensky D A. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids[J]. **Geochim Cosmochim Acta,** 1991, 55: 1 837-1 858.
[17] Zhu C, Sverjensky D A. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite[J]. **Geochim Cosmochim Acta,** 1992, 56: 3 435-3 467.
[18] 蒋国豪, 胡瑞忠, 谢桂青, 等. 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, 2005, 25(5): 58-61.
[19] Kepper H, Wyllie P J. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U and Th between melt and aqueous fluid in the system haplogranite-H_2O-HCl and haplogranite-H_2O-HCl[J]. **Contrib Mineral Petrol**, 1991, 109: 139-150.
[20] Pollard P J, Pichavant M, Charoy B. Contrasting evolution of fluorine-and boron-rich tin systems[J]. **Mineral Deposita,** 1987, 22: 315-321.
[21] Khitarov N I, Malinin S P, Lebedev Y B, *et al*. The distribution of Zn, Cu, Pb, and Mo between a fluid phase and a silicate melt of granitic composition at high temperatures and pressure[J]. **Geochem. International,** 1982, 19: 123-136.
[22] Candela P A, Holland H D. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids[J]. **Geochimica et Cosmochimica Acta,** 1984, 48: 373-380.
[23] Manning D A C, Henderson P. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems[J]. **Contrib Mineral Petrol**, 1984, 86: 286-293.
[24] Bai T B, Koster van Groos. The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids[J]. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 1999, 63: 1 117-1 131.
[25] Linnen R L, Pichavant M, Holtz F, *et al*. The effect of fO_2 on the solubility, diffusion, and speciation of tin in hapologranitic melt at 850 ℃ and 2 Kbar[J]. **Geochim Cosmochim Acta**, 1995, 59: 1 579-1 588.
[26] Linnen R L, Pichavant M, Holtz F, *et al*. The combined effect of fO_2 and melt composition on SnO_2 solubility and tin diffusivity in hapologranitic melt[J]. **Geochim Cosmochim Acta,** 1996, 60: 4 965-4 976.
[27] Manning D A C, Henderson P. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems[J]. **Contrib Mineral Petrol,** 1984, 86: 286-293.
[28] 张德会, 张文淮, 许国建. 富 F 熔体-流体体系地球化学及其成矿效应-研究现状及其存在问题[J]. 地学前缘, 2004, 11(2): 479-490.
[29] 梅勇文. 岩背斑岩型锡矿床地质特征与预测标志[J]. 地质与勘探, 1994, (1): 13-19.

MINERAL CHEMISTRY OF BIOTITE FROM YANBEI PLUTON: IMPLICATION FOR Sn-METALLOGENY

LI Hong-li[1,2], BI Xian-wu[1], TU Guang-chi[1],
HU Rui-zhong[1], PEN Jian-tang[1], WU Kai-xing[3]

1. *State Key Laboratory of Ore Deposite Geochmistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang* 550002, *China;*
2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039, *China;*
3. *JiangXi University Of Science And Technology, Ganzhou* 341000, *China*

Abstract: The characteristics of mineral chemistry of the biotite from the topaz-bearing biotite granite and the topaz-bearing granite porphyry which associated with Yanbei volcano-porphyry tin deposit were discussed in this paper. The biotite from the topaz-bearing biotite granite was annite, and that of the topaz-bearing granite porphyry is siderophyllite. The crystallization temperature and oxygen fugacity ($\log fO_2$) of the topaz-bearing granite porphyry were 720 ℃~ 730 ℃ and -15.5~ -15.7, respectively and those of the topaz-bearing biotite granite were 510 ℃~ 550 ℃ and -19.2~ -18.7, respectively. The temperature and oxygen fugacity of the topaz-bearing granite porphyry are higher than that of the topaz-bearing biotite granite. The value of $\log (fH_2O/fHCl)^{fluid}$ of the fluid coexisted with the topaz-bearing granite porphyry was 4.29~ 4.99, and that with the topaz-bearing biotite granite was 3.15~ 3.67 respectively. Therefore, relative to the topaz-bearing biotite granite, the topaz-bearing granite porphyry excreted F-rich and Sn-rich fluid. Combining above analysis with the previous results of the ore forming fluid of Yanbei tin deposit, it could be concluded that the fluid was characteristic of magmatic fluid which was separated from the magma of the topaz-bearing granite porphyry during the period of its evolution. Therefore, the topaz-bearing granite porphyry had a closer relation with tin deposit relative to the topaz-bearing biotite granite.

Key words: Yanbei tin deposit; biotite; mineral chemistry; mineralogy significance

ISSN 1001-6872(2007)03-0049-06; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Li Hongli, female, 28 years old, a doctoral student of ore deposit geochemistry. Now she is engaged in the research of alkali-rich intruded rock and ore-forming relationship.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net