

江西岩背锡矿床流体包裹体特征与成矿作用研究^{*}

余长发¹ 赵海杰^{2*} 徐林刚² 孙嘉¹ 柳勇¹ 张立成¹

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所
国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037)

摘要 岩背锡矿床位于武夷山南段江西会昌县境内, 是一个大型独立斑岩锡矿床。矿床产于花岗斑岩和流纹斑岩的接触带内, 矿体以富含原生黄玉为特征。矿石构造以浸染状、细脉浸染状和脉状为主。矿石矿物主要有锡石、黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿等, 脉石矿物主要有石英、黄玉、萤石、绿泥石、绢云母等。对岩背锡矿各阶段石英流体包裹体进行了岩相学观察、显微测温 and 激光拉曼探针分析。结果表明, 流体包裹体的类型主要为富液相气液两相包裹体, 其次为富气相气液两相包裹体、含 CO₂ 三相包裹体和含石盐子矿物多相包裹体。成矿前期和成矿后期以富液相气液两相包裹体为主, 均一温度分别为 228~433℃、147~195℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 4.34%~17.26%、1.91%~6.3%。成矿期 4 类包裹体均发育, 以富液相气液两相包裹体为主, 均一温度为 180~349℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.87%~15.47%。激光拉曼分析显示, 流体包裹体的气相成分主要是 H₂O、CO₂、SO₂、HCl 和 HF。已有的氢、氧同位素研究表明, 成矿流体主要来自岩浆水, 晚期有大气降水的混入。矿床的初始流体来源于岩浆水, 低温度、低盐度大气水的混入, 导致流体温度、盐度降低和锡石的沉淀。

关键词 地球化学 流体包裹体 成矿作用 岩背锡矿 江西

中图分类号: P618.44

文献标志码: A

Characteristics of fluid inclusions and mineralization in Yanbei tin deposit, in Jiangxi Province

YU ZhangFa¹, ZHAO HaiJie², XU LinGang², SUN Jia¹, LIU Yong¹ and ZHANG LiCheng¹

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Located in Wuyi Mountain within Huichang county of Jiangxi Province, the Yanbei tin deposit with rich original topaz is a large-sized tin deposit in the study area. Its major tin orebodies are mainly hosted in the contact zones of granite porphyry and rhyolitic porphyry. The ore mainly has disseminated, veinlet-disseminated and nervation. Ore minerals consist simply of cassiterite, pyrite, chalcopyrite, molybdenite etc; gangue minerals are mainly quartz, topaz, fluorite, chlorite, sericite etc; and the ores occur in disseminated and veinlet forms. Fluid inclusions in quartz from Yanbei tin deposit were studied by such means as petrography, microthermometry and Laser Raman Spectrometer analysis. Some conclusions have been reached through results: there

^{*} 本文得到国家自然科学基金重点项目(40930419)和国家重点基础研究发展计划 973 课题(2012CB416704)的联合资助

第一作者简介 余长发, 男, 1986 年生, 硕士研究生, 岩石学、矿物学、矿床学专业。Email: yuzhangfa188@sina.com

^{**} 通讯作者 赵海杰, 女, 1982 年生, 博士, 助理研究员, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: zhaohaijie_610@163.com

收稿日期 2012-03-05; 改回日期 2013-02-20。秦思婷编辑。

are mainly liquid rich two-phase vapor-liquid inclusions, gas rich two-phase vapor-liquid inclusions, CO_2 -bearing three-phase inclusions and minor daughter minerals-bearing polyphase inclusions. Fluid inclusions in quartz in the pre-ore stage and post-ore stage are mainly liquid rich two-phase vapor-liquid inclusions. The homogenization temperatures and salinities of the former stage vary from $228\sim 433^\circ\text{C}$ and from $4.34\%\sim 17.26\%$ respectively, and those of the latter stage vary from $147\sim 195^\circ\text{C}$ and from $1.91\%\sim 6.3\%$ respectively. During the mineralization stage, all the four types of fluid inclusions were formed in ores, their homogenization temperatures and salinities range from $180\sim 349^\circ\text{C}$ and from $3.87\%\sim 15.47\%$ respectively. The analytic results through Laser Raman Spectroscopy suggest that the fluids are rich in H_2O , CO_2 , SO_2 , HCl and HF . According to previously analyses of the isotopic composition of hydrogen and oxygen of the ores, it was suggested that the ore-forming fluid was mainly derived from the magmatic water and meteoric water mixing in the later. Combined with previous researches on Yanbei tin deposit, this paper maintains that the ore-forming fluid derived from magmatic water, meteoric water mixed in the later, resulted in the fell of temperature and salinities of the fluid, and made the deposition of cassiterite.

Key word: geochemistry, fluid inclusion, mineralization, Yanbei tin deposit, Jiangxi Province

岩背锡矿床是一个大型独立斑岩锡矿床,产于南武夷山锡矿成矿带内。自上世纪 80 年代江西地质科学研究所和省地矿局物化探大队发现该矿以来,许多学者对其开展过矿床地质特征、成岩成矿年代学等方面的研究(朱正书,1990;梅勇文,1994;熊小林等,1994;刘昌实等,1994;沈渭洲等,1996;唐维新等,1997;梅玉萍等,2007;李鸿莉等,2007)。朱正书(1990)基于矿床地质特征和矿化蚀变与花岗岩体的关系,认为该矿床属于斑岩型锡矿;沈渭洲等(1996)通过对花岗岩和矿体的脉石矿物石英的氢、氧同位素进行研究,认为其含矿热液成分主要来自岩浆;梅玉萍等(2007)通过对岩背锡矿的成岩成矿年代学研究,厘定其成岩成矿作用均发生于早白垩世晚期,成因与中生代火山期后高位侵入的花岗斑岩密切相关。为了进一步确定矿床的成因,本文利用流体包裹体显微测温 and 激光拉曼光谱分析技术对岩背锡矿进行了流体包裹体温度和成分的测试,进一步厘定该矿床含矿流体来源于岩浆水。

1 区域地质背景及矿床地质特征

岩背锡矿产于东南沿海燕山期火山活动带西缘与南岭 EW 向锡矿带交汇部位南武夷山锡矿成矿带内,区域上处于石城-寻乌断裂带与会昌环状构造复合部位的西侧。该地区经历了自加里东期以来的多次构造-岩浆活动,尤以燕山期活动最为强烈,广泛发育陆壳重熔型花岗岩和火山-侵入杂岩,矿化蚀变集中发育在高分异晚期花岗斑岩内部及与围岩接触

的接触带附近(沈渭洲等,1996)。

岩背矿区内出露的地层以上侏罗统火山岩为主,其次是寒武系的变质砂岩、板岩和少量白垩系的砂砾岩;断裂构造发育,以 NE 向和 NW 向为主;岩浆活动强烈,晚侏罗世为岩浆喷出,早白垩世表现为岩浆侵入活动(黄常立等,1997)。岩石种类属英安岩、流纹岩、花岗岩建造,类型相对简单,主要有凝灰岩、流纹斑岩、含黄玉花岗岩、黄英斑岩、英安流纹岩、闪长玢岩等(图 1)。

岩背锡矿产于会昌晚侏罗世中酸性火山岩盆地中,以富含黄玉为特征,矿体主要产于花岗斑岩和流纹斑岩的内外接触带中。矿床主要由 3 个矿体组成,包括 1 个主矿体和 2 个次矿体;矿体呈椭圆形,纵剖面上呈扁平透镜状、似层状或脉状。整个矿区锡的金属储量达 10.24 万 t,伴生铜金属储量为 2.9 万 t,锡的平均品位为 0.81%,矿化集中在主矿体内,主矿体储量占整个矿山锡金属储量的 98% 以上。矿石结构以自形-半自形晶粒结构、斑状变晶结构、放射状结构为主。矿石构造主要是浸染状、细脉浸染状,局部发育角砾状构造。矿石矿物以锡石、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、辉钼矿等为主,含有少量黑钨矿、黝锡矿等;脉石矿物主要为石英、黄玉、萤石、绿泥石,其次是叶蜡石、绢云母等。

围岩蚀变作用具有多期次、多类型叠加的特点,空间分带明显(图 2)。根据蚀变矿物组合及其分布特征,从下到上可分为 4 个蚀变带:① 钾长石化和硅化带;② 黄英岩化带;③ 绿泥石化和绢英岩化带;④ 黏土化和碳酸盐化带。矿化主要发育在黄英岩和绿泥

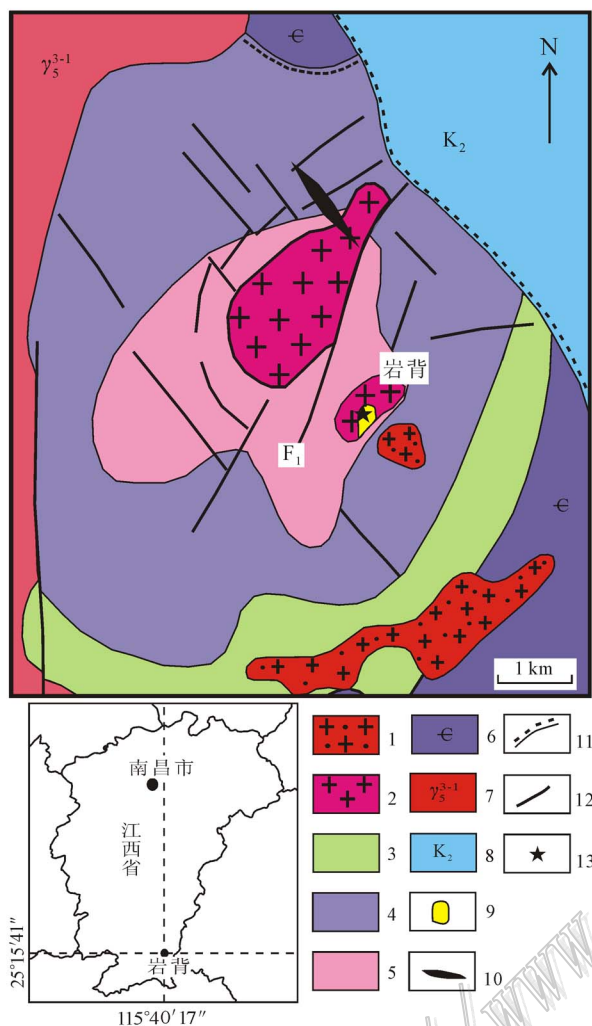


图 1 岩背锡矿地质略图(据沈渭洲等,1996)

- 1—早白垩世含黄玉花岗斑岩; 2—早白垩世含黄玉花岗岩; 3—晚侏罗世英安流纹岩; 4—晚侏罗世熔结凝灰岩; 5—晚侏罗世流纹斑岩; 6—寒武系地层; 7—燕山晚期花岗岩; 8—上白垩统地层;
9—锡矿体; 10—黄英岩脉; 11—不整合接触; 12—断层;
13—采样位置

Fig. 1 Geological Sketch map of Yanbei tin deposit
(after Shen et al., 1996)

- 1—Early Cretaceous topaz-bearing granite porphyry; 2—Early Cretaceous topaz-bearing granite; 3—Late Jurassic dacite rhyolite; 4—Late Jurassic ignimbrite; 5—Late Jurassic rhyolitic porphyry; 6—Cambrian stratum; 7—Late Yanshanian granite; 8—Upper Cretaceous; 9—Tin orebody; 10—Topazite dike; 11—Unconformity; 12—Fault;
13—Sampling location

石化、绢英岩化带,呈似层状或透镜状产出。黏土化和碳酸盐化为矿化后期蚀变,主要发育在矿床顶部,由绢云母、高岭石、叶蜡石、萤石等组成。

根据矿脉的矿物组合、空间分布及其相互穿插关系,将岩背锡矿的成矿过程从早到晚划分为 4 个阶段。成矿前期为第 I 阶段,即黄玉-石英-硫化物阶

段,围岩蚀变主要以钾长石化、硅化为主,其次是黄玉化;矿化主要是黄铁矿化和弱的锡石化;形成石英细脉,黄铁矿多呈细粒浸染状分布于石英细脉中。成矿期包括第 II 阶段和第 III 阶段。第 II 阶段为石英-锡石-硫化物阶段,主要形成石英、锡石、辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿;锡石呈粒状集合体分布在石英脉中,伴生有辉钼矿;岩石较破碎,可能经历过后期构造运动的改造;黄英岩化、硅化发育,局部可见绿泥石化、叶蜡石化。第 III 阶段为石英-锡石-绢云母-绿泥石-硫化物阶段,主要形成石英、锡石、辉钼矿、黄铁矿;可见锡石硫化物石英细脉,锡石呈粒状,含量较少;绿泥石化和绢云母化蚀变发育。成矿后期为第 IV 阶段,即黏土-碳酸盐岩阶段,主要由高岭土、叶蜡石、绿泥石、萤石、方解石等组成,基本无矿化。

2 流体包裹体研究

矿物包裹体是成岩成矿流体(含气液的流体或硅酸盐熔融体)在矿物结晶生长过程中,被包裹在矿物晶格缺陷或穴窝中的、至今尚在主矿物中封存并与主矿物有着相的界限的那一部分物质(卢焕章等,2004),其来源、运移和卸载代表了整个成矿过程(毛景文等,1999)。进行流体包裹体物理化学特征研究,可以揭示成矿流体的性质、组成、物理化学条件及演化,指示矿床成因等方面的信息(Roedder, 1984)。根据对岩背锡矿各阶段的流体包裹体岩相学观察,发现各个阶段的石英中普遍发育流体包裹体,因此,将不同阶段的石英矿物包裹体作为研究的主要对象。

2.1 样品特征及测试方法

本次研究共采集 27 件样品,根据野外产出特征和手标本观察结果,挑选出 14 件样品制成包裹体光薄片。在进行岩相学观察后,挑选出适合测温的样品,用丙酮浸泡,清洗薄片,准备测温。流体包裹体显微测温实验在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成,使用的仪器是英国产的 Linkam TH600 显微冷热台,其可测温度范围为 $-196 \sim 600^{\circ}\text{C}$,误差为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。流体包裹体气相成分分析在中国地质大学(北京)资源勘查实验室激光拉曼室完成,所用仪器为 LABHR-VISLABRAM HR 型显微激光拉曼光谱仪,激光波长为 532 nm,功率为 50 mW。

2.2 流体包裹体特征及类型

不同成矿阶段的石英矿物流体包裹体显微岩相

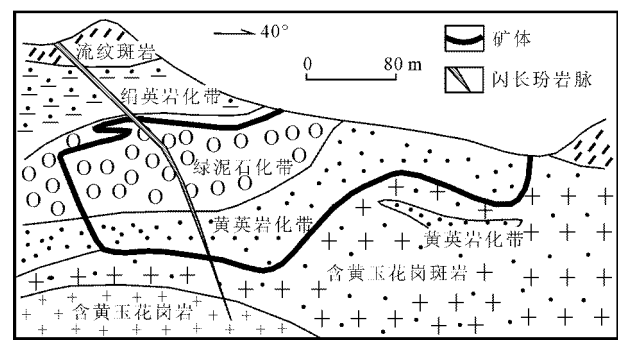


图 2 岩背锡矿 08 号勘探线地质剖面图
(据沈渭洲等,1996)

Fig.2 Geological section along No.8 exploration line
in the Yanbei tin deposit (after Shen et al. ,1996)

学观察表明,各阶段的流体包裹体主要是原生包裹体,可见少量呈线状分布的次生包裹体,还观察到一些包裹体具有拉长或挤压变形和“卡脖子”现象;流体包裹体大小不一,介于 $4\sim 20\mu\text{m}$ 之间,多数在 $8\sim 15\mu\text{m}$,气相分数为 $5\%\sim 20\%$,多数在 $10\%\sim 20\%$;

根据室温下包裹体的物理相态和化学组成,可以将原生流体包裹体分为以下 4 类:A 型(富液相气液两相包裹体)、B 型(含 CO_2 三相包裹体)、C 型(富气相气液两相包裹体)、D 型(含石盐子矿物多相包裹体)(图 3)。

A 型(富液相气液两相包裹体):是该矿床石英脉中的主要包裹体类型,在各成矿阶段广泛发育,约占包裹体总数的 95% 以上,气相分数为 $5\%\sim 20\%$,大小介于 $4\sim 28\mu\text{m}$,以 $8\sim 16\mu\text{m}$ 为主;呈次圆形、长条形和不规则形,少见负晶形,具有 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 气液两相流体包裹体特征。

B 型(含 CO_2 三相包裹体):该类包裹体保存数量较少,主要存在于第 I 阶段的石英中,大小介于 $8\sim 16\mu\text{m}$,呈次圆形或者不规则形,由盐水溶液、 CO_2 液体和 CO_2 气体组成,气液两相 CO_2 约占包裹体体积的 $40\%\sim 60\%$,代表了气化高温阶段的成矿流体性质。

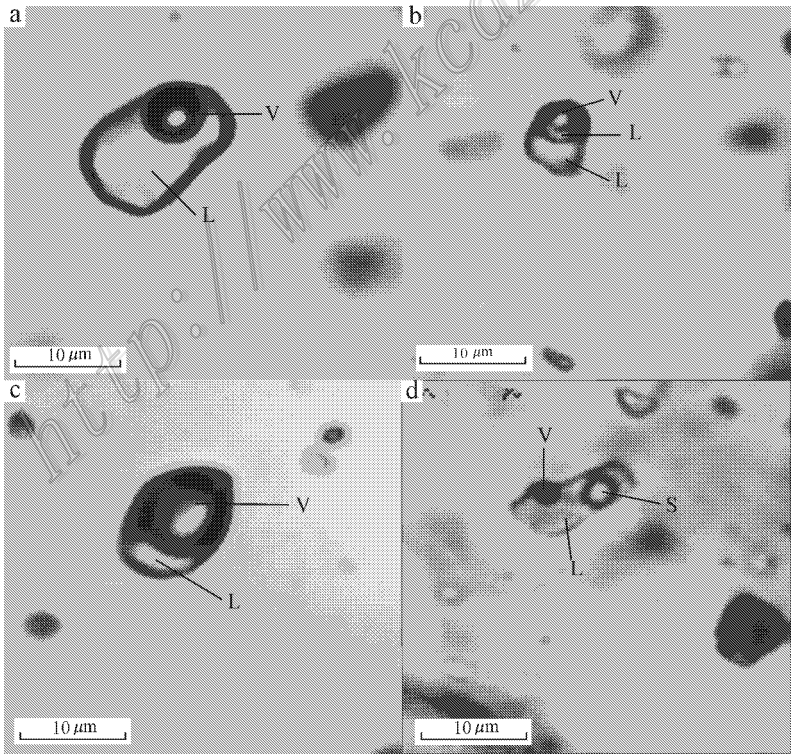


图 3 岩背锡矿流体包裹体照片

a. A 型包裹体;b. B 型包裹体;c. C 型包裹体;d. D 型包裹体
L—液相;V—气相;S—固相(子矿物)

Fig.3 Photographs of fluid inclusions of the Yanbei tin deposit

a. A type fluid inclusion;b. B type fluid inclusion;c. C type fluid inclusion;d. D type fluid inclusion
L—Liquid;V—Vapor;S—Solid (daughter mineral)

C 型(富气相气液两相包裹体): 这类包裹体只有少量出现在萤石石英脉中, 多呈椭圆状, 大小约为 10 μm , 主要由 H_2O 、 CO_2 等气体和盐水溶液组成, 气相分数为 60%~80%。

D 型(含石盐子矿物多相包裹体): 此类包裹体较少见, 只在第 I 阶段石英脉中见到; 大小介于 8~16 μm , 长条状; 子矿物为石盐, 大小约为 3 μm 。

2.3 显微测温研究

流体包裹体均一温度测试结果(表 1) 只统计 A 类包裹体数据, 其他类型包裹体测温数据较少, 未参与统计) 表明, 成矿温度范围 147~433 $^{\circ}\text{C}$, 各成矿阶段温度差别较明显(图 4)。

第 I 阶段流体包裹体样品主要取自硅化蚀变带中的黄铁矿化石英脉, 包裹体的类型有 A 型、B 型和 D 型, 包裹体大小介于 6~18 μm , 气相分数 10%~25%, 均一温度 228~433 $^{\circ}\text{C}$, 平均值 291 $^{\circ}\text{C}$ 。第 II 阶段的流体包裹体主要取自锡石-硫化物-石英脉, 包裹体的类型有 A 型、B 型、C 型和 D 型, 大小介于 4~20 μm , 气相分数 5%~20%, 均一温度为 201~349 $^{\circ}\text{C}$,

平均值 235 $^{\circ}\text{C}$ 。第 III 阶段的流体包裹体主要取自锡石-硫化物-绿泥石-石英脉, 包裹体类型有 A 型和 B 型, 大小介于 6~14 μm , 气相分数 5%~10%, 均一温度 180~267 $^{\circ}\text{C}$, 平均值 214 $^{\circ}\text{C}$ 。第 IV 阶段的流体包裹体主要取自萤石-叶蜡石-石英脉中, 包裹体类型主要为 A 型, 大小介于 6~12 μm , 气相分数 5%~15%, 均一温度为 147~195 $^{\circ}\text{C}$, 平均值 171 $^{\circ}\text{C}$ 。

各阶段流体包裹体的盐度变化, 对揭示成矿流体的演化过程具有重要意义。利用流体包裹体的冰点温度可以推算其盐度。Hall 等(1988) 提出的 H_2O - NaCl 体系冰点-盐度公式: $W = 0.00 + 1.78 T_m - 0.0442 T_m^2 + 0.000557 T_m^3$, W 为 NaCl 的质量百分数, T_m 为冰点下降的温度($^{\circ}\text{C}$)。由此公式根据冰点温度计算出流体包裹体的盐度(表 1), 各成矿阶段流体包裹体盐度直方图见图 5, 流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 1.91%~17.26%。其中, 第 I 阶段流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.34%~17.26%, 平均 10.25%; 第 II 阶段流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.8%~15.47%, 平均为 9.2%; 第 III 阶段流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.87%~13.83%, 平均为 8.67%; 第 IV 阶段流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.91%~6.3%, 平均为 4.31%。从第 I 阶段到第 IV 阶段流体包裹体的盐度逐渐降低, 成矿期流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要分布于 6%~10%。

表 1 岩背锡矿流体包裹体测温结果统计表
Table 1 Thermometric results of fluid inclusions

成矿阶段	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$		$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$		密度/(g/cm^3)		测试点数/个
	范围	均值	范围	均值	范围	均值	
I	228~433	291	4.34~17.26	10.25	0.69~0.94	0.83	30
II	201~349	235	4.8~15.47	9.20	0.7~0.98	0.89	27
III	180~267	214	3.87~13.83	8.67	0.81~0.96	0.91	23
IV	147~195	171	1.91~6.3	4.31	0.89~0.95	0.93	10

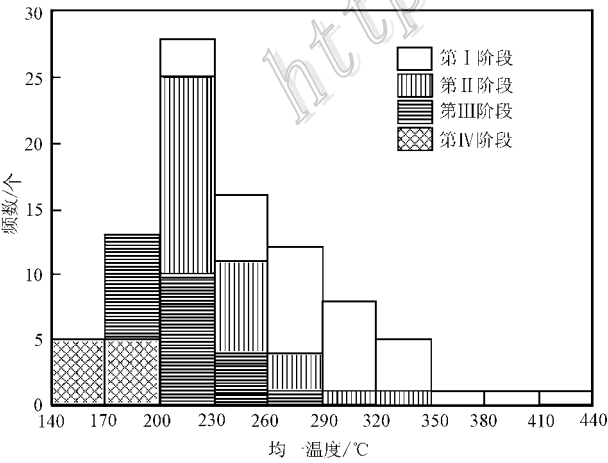


图 4 各成矿阶段流体包裹体均一温度直方图

Fig. 4 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in each ore-forming stage

为 3.87%~13.83%, 平均为 8.67%; 第 IV 阶段流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.91%~6.3%, 平均为 4.31%。从第 I 阶段到第 IV 阶段流体包裹体的盐度逐渐降低, 成矿期流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要分布于 6%~10%。

此外, 本文还根据流体包裹体密度公式进行了流体包裹体密度的估算(刘斌等, 1987; 1999) (表 1)。结果显示, 流体密度变化于 0.69~0.98 g/cm^3 ; 第 I 阶段流体密度为 0.69~0.94 g/cm^3 , 平均 0.83 g/cm^3 ; 第 II 阶段流体密度为 0.7~0.98 g/cm^3 , 平均 0.89 g/cm^3 ; 第 III 阶段流体密度为 0.81~0.96 g/cm^3 , 平均 0.91 g/cm^3 ; 第 IV 阶段流体密度为 0.89~0.95 g/cm^3 , 平均 0.93 g/cm^3 。可以看出, 从第 I 阶段到第 IV 阶段流体密度逐渐升高。

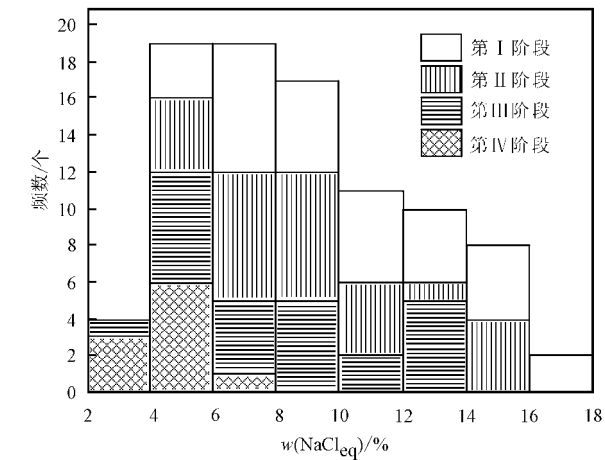


图 5 各成矿阶段流体包裹体盐度直方图

Fig.5 Histogram showing salinity of fluid inclusions in each ore-forming stage

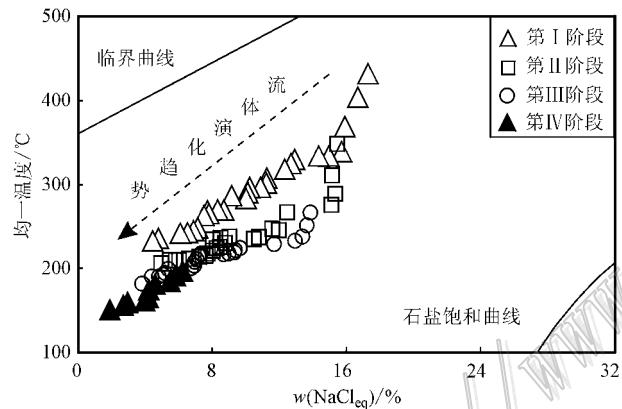


图 6 均一温度-盐度变化特征图

Fig.6 Characteristic diagram of homogenization temperature-salinity

利用流体包裹体均一温度和盐度联合作图,能较好地体现各成矿阶段流体包裹体均一温度和盐度的演化趋势。由图 6 可知,岩背锡矿的成矿温度主要分布在 200~260℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 6%~10% 之间。各阶段成矿流体均一温度与盐度均表现出一定的正相关性,从第 I 阶段到第 IV 阶段,流体温度和盐度逐渐降低,演化趋势明显。

2.4 激光拉曼分析

在显微测温的基础上,本文还对流体包裹体进行了激光拉曼分析,结果显示(图 7),流体包裹体中的气体成分主要是 H_2O 、 CO_2 、 SO_2 、 HCl 和 HF 。

2.5 氢、氧同位素组成

沈渭洲等(1996)、黄常立等(1997)对岩背锡矿的氢、氧同位素做过大量的研究工作,结果显示,岩

背锡矿中石英的 δD 为 $-66.8\text{‰} \sim -48.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 为 $7.46\text{‰} \sim 11.90\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 介于 $-2.44\text{‰} \sim -0.12\text{‰}$ 之间。

在 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 同位素组成模式图(图 8)上,锡石、石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于岩浆水和雨水值之间,但偏向岩浆水值,石英流体包裹体水 $\delta^{18}\text{O}$ 相对较低,更靠近雨水值。说明成矿流体来源于岩浆水,上侵的过程中有雨水或地下水混入,与成矿流体之间发生氧同位素的交换,使石英流体包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于岩浆水,呈现向雨水线偏移的趋势。

3 讨论

3.1 成矿流体物理化学特征

岩背锡矿的流体包裹体岩相学研究表明,各成矿阶段的流体包裹体绝大多数是富液相气液两相包裹体,含有少量的富气相气液两相包裹体、含 CO_2 三相包裹体和含石盐子矿物多相包裹体。流体包裹体测温结果表明,均一温度范围为 147~433℃,变化较大。主成矿作用发生在第 II 阶段和第 III 阶段,这两阶段的流体包裹体性质代表了成矿期流体的性质。第 II 阶段均一温度主要分布在 200~260℃,平均温度 235℃;第 III 阶段均一温度介于 180~267℃,均值 214℃。可以看出,主成矿作用发生在中等温度、中等盐度的环境中。第 IV 阶段均一温度介于 147~195℃,平均值 171℃;冰点温度范围 $-1.1 \sim -3.9\text{℃}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.91%~6.3%,平均值 4.31%。第 IV 阶段流体包裹体特征表明,此时成矿流体已经演变为低温、低盐度热液,成矿作用基本结束。从早到晚,流体温度、盐度有明显的下降(图 6),显示温度、盐度的降低对矿质的沉淀具有积极的作用。

本文还进行了压力的估算(邵洁莲,1988),得到各阶段的流体包裹体压力:第 I 阶段压力为 62~121 MPa,第 II 阶段为 55~95 MPa,第 III 阶段为 48~71 MPa,第 IV 阶段为 36~50 MPa。从早到晚成矿流体体系压力逐渐减小,成矿期压力为 48~95 MPa,由此估算矿床形成的古深度为 1.9~3.8 km。

流体包裹体成分分析结果显示,石英流体包裹体的气体成分主要有 H_2O 、 CO_2 、 SO_2 、 HCl 和 HF 。溶液中阳离子主要为 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ ,阴离子主要为 F^- 、 Cl^- 、 CO_3^{2-} 和 SO_4^{2-} (黄常立等,1997)。由此可见,岩背锡矿的成矿流体是一种富含氟、氯等挥发分的流体。

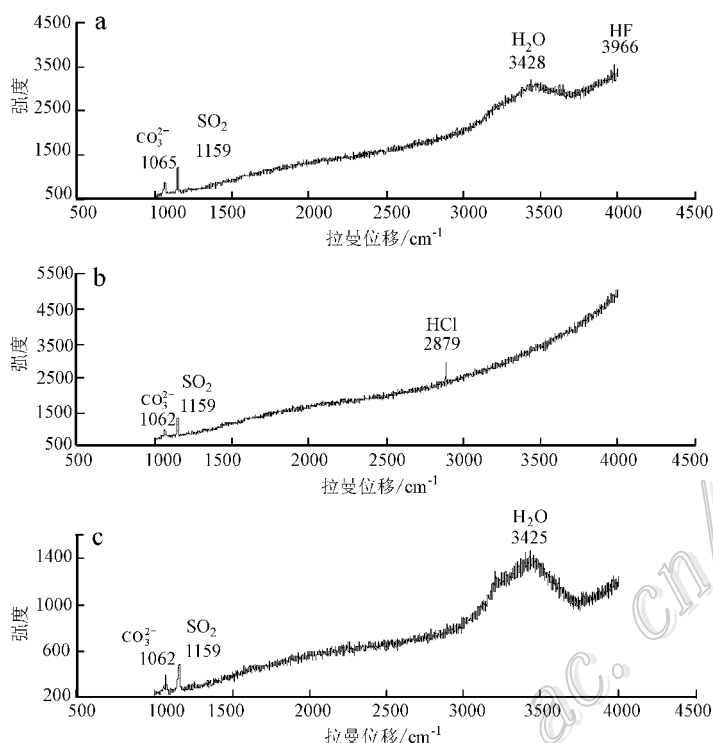


图 7 岩背锡矿床流体包裹体激光拉曼光谱

Fig. 7 Laser Raman spectrograms of fluid inclusions in the Yanbei tin deposit

石英、锡石的氢、氧同位素测试结果显示,石英、锡石矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布靠近岩浆水分布范围,呈向雨水线偏移的趋势;而石英流体包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于岩浆水和雨水线之间,更偏近雨水线。根据成矿花岗岩在 500°C 、 465°C 、 378°C 和 300°C 结晶时岩浆水所处的不同位置和演化趋势,可以证明成矿流体直接来自岩浆流体(黄常立等,1997)。在上侵过程中与大气水等低温流体混合,发生氧同位素的交换,使得石英流体包裹体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值向雨水线偏移,这一推测与流体包裹体温度、盐度的变化一致,说明确实存在低温、低盐度大气水与高温、高盐度岩浆热液的混合作用。

3.2 成矿作用讨论

华南地区曾经历了多期大陆形成和演化的构造运动,早中生代以来华南地区更是发生了强烈的构造变形。岩浆与沉积作用(范蔚茗等,2003)。在 180 Ma 左右,伊泽奈奇板块开始向北西方向运移,俯冲到东亚大陆之下,使中国大陆及邻区受到较强 NW 向的挤压和缩短作用(Maruyama et al., 1986; Moore, 1989; 万天丰, 1993; 万天丰等, 2002; 毛景文等, 2007)。至 135 Ma 左右,俯冲板块由斜向俯冲转为平行大陆边缘沿 NE 向走滑,造成大陆岩石圈大

面积伸展,形成与花岗岩有关的钨锡多金属矿化、浅成低温热液铜金银矿化等其他矿化(毛景文等, 2008)。梅玉萍等(2007)对岩背锡矿内含锡花岗斑岩和石英-黄玉-锡石-硫化物脉进行了 Rb-Sr 同位素年代学研究,得到岩背锡矿成岩年龄为 128 Ma 左右,成矿年龄约为 125 Ma,成岩成矿作用均发生在早白垩世。岩背锡矿应该是晚中生代华南地区构造-岩浆活动的产物,其成矿作用与花岗质岩浆的强烈侵位有着密切关系。

岩背锡矿流体包裹体测温结果表明,成矿温度和盐度从早阶段到晚阶段呈逐渐降低的趋势。就各成矿阶段的均一温度平均值而言,第 I 阶段到第 II 阶段温度迅速下降,期间可能有一个强烈的降温过程,如有大气水等低温流体混入成矿流体中,使得成矿流体体系温度迅速下降,这一推测与氢、氧同位素分析结果基本吻合。锡在高温、高盐度流体中主要以锡的络合物(如 SnCl_2 等)形式搬运(Taylor et al., 1993)。在搬运过程中,由于流体温度、盐度的降低, pH 值和氧逸度升高, SnCl_2 被氧化生成锡石(SnO_2)而沉淀成矿(Wilson, 1986)。Heinrich(1990)认为,低温、低盐度流体与高温、高盐度的岩浆热液流体的混合作用是导致锡石沉淀的最有效机制。氢、氧同位

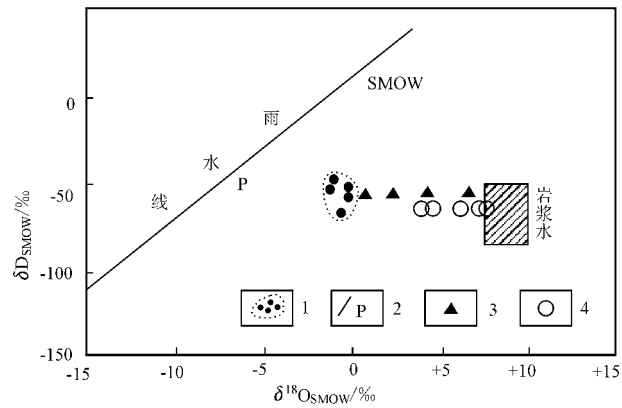


图 8 岩背锡矿流体包裹体 $\delta D_{SMOW}-\delta^{18}O_{SMOW}$ 同位素组成模式图(据黄常立等,1997)

1—矿脉石英包裹体水分布区;2—大吉山雨水点位置;3—成矿花岗岩在 500℃、465℃、378℃ 和 300℃ 结晶时岩浆水所处的不同位置;4—含矿石英脉中锡石、石英分布区

Fig. 8 $\delta D_{SMOW}-\delta^{18}O_{SMOW}$ diagram of the water in fluid inclusions from Yanbei tin deposit (after Huang et al., 1997)

1—Fluid inclusions in quartz; 2—Meteoric water line of Dajishan; 3—The position of magmatic connate water crystallized at 500℃, 465℃, 378℃ and 300℃; 4—Cassiterite and quartz in mineral-bearing quartz veins

素数据表明,岩背锡矿的成矿流体来源于岩浆流体在上侵过程中多次结晶分异后形成富含氟、氯金属络合物的富矿流体。富矿流体沿构造裂隙上侵过程中与大气水等发生混合,导致锡石、石英 $\delta^{18}O$ 值略低于岩浆水,呈现向雨水线偏移的趋势。这一推测与测温结果一致,说明高温、高盐度的富矿流体确实与低温、低盐度的大气水发生了混合。外界低温、低盐度流体的混入,破坏了原本相对均匀稳定的流体体系,使流体的温度、盐度降低,pH 值和氧逸度升高,导致锡的络合物被氧化成锡石而沉淀成矿。

根据流体包裹体的成分,推测岩背锡矿中锡石沉淀析出的化学过程为: $SnCl_2 + CO_2 + H_2O \rightarrow SnO_2 + CH_4 + HCl$ 。可见,锡在成矿流体中主要以氯等的络合物的形式搬运、迁移,锡石的形成富集过程,也是氯等的锡金属络合物的分解过程。

4 结 论

(1) 岩背锡矿产于花岗斑岩和流纹斑岩的内外接触带中。成矿过程分为 4 个阶段:黄玉-石英-硫化物阶段(Ⅰ)、石英-锡石-硫化物阶段(Ⅱ)、石英-锡石-绢云母-绿泥石-硫化物阶段(Ⅲ)和黏土-碳酸盐岩

阶段(Ⅳ)。
(2) 岩背锡矿流体包裹体测温结果显示,成矿期流体包裹体均一温度主要介于 200~260℃, $w(NaCl_{eq})$ 主要变化于 6%~10%,表明成矿作用主要发生在中等温度、盐度环境下。从成矿早阶段到晚阶段,流体包裹体均一温度、盐度、压力逐渐降低,密度逐渐升高。

(3) 综合流体包裹体测温结果和氢、氧同位素分析,认为成矿早阶段较高温度和盐度富矿流体与低温、低盐度流体的混合,导致流体的温度、盐度的降低,pH 值和氧逸度的升高,锡的络合物被氧化生成锡石(SnO_2)而沉淀成矿。

志 谢 成文过程中得到毛景文教授的悉心指导,同门师兄师姐给予了极大的帮助,审稿人对本文提出了指导性意见,在此一并表示衷心的感谢!

参考文献/References

范蔚茗,王岳军,郭峰,彭头平. 2003. 赣南地区中生代镁铁质岩浆作用与岩石圈伸展[J]. 地学前缘,10(3):159-169.
黄常立,唐维新,桂永年,王艳萍,叶景平,项常培. 1997. 会昌岩背式斑岩锡矿[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 1-95.
李鸿莉,毕献武,涂光炽,胡瑞忠,彭建堂,吴开业. 2007. 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.
刘斌,段光贤. 1987. $NaCl-H_2O$ 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报,7:345-352.
刘斌,沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社. 1-290.
刘昌实,沈渭洲,熊小林,王德滋. 1994. 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]. 岩石矿物学杂志,13(3):193-203.
卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社. 1-487.
毛景文,华仁民,李晓波. 1999. 试论大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质,18(4):291-299.
毛景文,谢桂青,郭春丽,陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用:成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报,23(10):2329-2338.
毛景文,谢桂青,郭春丽,袁顺达,程彦博,陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. 高校地质学报,14(4):510-526.
梅勇文. 1994. 会昌岩背斑岩锡矿床蚀变特征与成矿关系[J]. 江西地质,8(1):6-13.

- 梅玉萍,李华芹,王登红,路远发,杨红梅,许建祥,张家菁. 2007. 江西岩背斑岩锡矿的成岩成矿时代及其地质意义[J]. 地球学报, 28(5): 456-461.
- 邵洁莲. 1988. 金矿找矿矿物学[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1-158.
- 沈渭洲,王德滋,刘昌实,熊小林,赖鸣远. 1996. 岩背斑岩锡矿特征和成因[J]. 高校地质学报, 2(1): 85-91.
- 唐维新,赵 赣. 1997. 岩背矿床成矿地质条件及构造复合控岩控矿特征[J]. 江西地质科技, 24(4): 151-158.
- 万天丰. 1993. 中国东部中、新生代板内变形 构造应力场及其应用 [M]. 北京: 中国地质出版社. 1-103.
- 万天丰,朱 鸿. 2002. 中国大陆及邻区中生代—新生代大地构造与环境变迁[J]. 现代地质, 16(2): 107-120.
- 熊小林,朱金初,刘昌实,沈渭洲. 1994. 江西岩背斑岩锡矿蚀变分带及其主要蚀变岩的地球化学特征[J]. 矿床地质, 13(1): 1-10.
- 朱正书. 1990. 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, 9(4): 325-331.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution[J]. Econ. Geol., 83: 197-202.
- Heinrich C A. 1990. The chemistry of hydrothermal tin(-tungsten) ore deposition[J]. Econ. Geol., 85: 457-481.
- Maruyama S and Seno T. 1986. Orogeny and relative plate motion: Example of the Japanese Islands[J]. Tectonophysics, 127: 305-329.
- Moore G M. 1989. Mesozoic and Cenozoic paleographic development of the Pacific region[M]. Abstract, 28th IGC(2), Washington D C, USA: GAS Press, 455-456.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Reviews in mineralogy[J]. Mineral. Soc. Amer., 12: 1-664.
- Taylor J R and Wall V J. 1993. Cassiterite solubility, tin speciation, and transport in a magmatic aqueous phase[J]. Econ. Geol., (88): 437-460.
- Wilson G A. 1986. Cassiterite solubility and metal-chloride speciation in supercritical solutions[D]. PhD thesis, John Hopkins University, Baltimore, Maryland.

<http://www.kcdz.ac.cn/>