

文章编号: 0258-7106 (2006) 04-0427-11

安徽铜陵狮子山铜(金)矿田成矿流体 地球化学研究*

李进文¹, 裴荣富¹, 梅燕雄¹, 朱和平², 王莉娟², 李铁军², 王永磊¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘 要 为深化认识狮子山铜(金)矿田的成矿机制和规律, 文章对该矿田的流体包裹体进行了观测和显微测温, 结果表明, 狮子山矿田铜(金)矿床与成矿有关的流体包裹体丰富, 可以划分为富气相包裹体、富液相包裹体和含子晶(多为石盐, 少量钾盐等)多相包裹体 3 种类型, 其均一温度集中于 131 ~ 570 °C, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 1.07 % ~ 60.72 %; 流体包裹体气相成分以 H_2O 为主, 富含 CO_2 和 N_2 , 普遍含有少量 CH_4 、 He 、 Ar 、 O_2 、 C_2H_6 、 H_2S 等成分; 阳离子主要是 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} , 阴离子成分主要为 SO_4^{2-} 和 Cl^- 。含矿石英和石榴石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为 0.38 ‰ ~ 10.7 ‰ (均值 5.49 ‰) 和 8.74 ‰ ~ 9.64 ‰ (均值 9.24 ‰), δD 值分别为 -94.3 ‰ ~ -58.64 ‰ (均值 -71.50 ‰) 和 -95.77 ‰ ~ -75.82 ‰ (平均 -85.25 ‰); 热液成因方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值集中于 -6.9 ‰ ~ -4.3 ‰, 不同于区内大理岩、灰岩、白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(0.1 ‰ ~ 5 ‰)。由此反映出, 成矿流体源自岩浆流体, 可近似地作为 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系, 属 NaCl 不饱和型, 经历了从高温、高盐度向中温、中低盐度的持续演化过程, 与成矿作用阶段基本对应。初始阶段的成矿流体呈超临界态, 演化过程中有一定比例的大气降水或地下水的参与。降温、减压、流体沸腾是导致流体中巨量铜(金)元素卸载的主要因素。

关键词 地球化学; 成矿流体; 流体包裹体; 地球化学; 铜陵狮子山铜(金)矿田; 安徽

中图分类号: P618.41; P618.51

文献标识码: A

Geochemistry of ore-forming fluids in Shizishan orefield, Tongling, Anhui Province

LI Jin Wen¹, PEI Rong Fu¹, MEI Yan Xiong¹, ZHU He Ping², WANG Li Juan², LI Tie Jun²
and WANG Yong Lei¹

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing 100029, China)

Abstract

Shizishan is the largest copper (gold) orefield in the Tongling ore district which is dominated by skarn and stratabound skarn deposits and characterized by complex metallogenic processes. The hydrothermal mineralization can be divided into three stages, i.e., skarn, quartz-sulfide and carbonate-quartz-sulfide stages. Studies of fluid inclusions might provide useful clues for ore-forming mechanism and regularities. Based on observation and microthermometry of the fluid inclusions, the authors hold that these copper (gold) deposits are rich in fluid inclusions. According to the nature and the volume proportions of phases at room temperature, the fluid inclusions in garnet, quartz and calcite can be divided into three types, namely, gas-rich, liquid-rich and daughter mineral-bearing polyphase brine inclusions with homogenization temperatures of 131 ~ 570 °C and salinities $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of

* 本文得到国土资源部专项研究计划(20010103)和中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室资助

第一作者简介 李进文, 男, 1964 年生, 博士, 副研究员, 从事矿床学和矿产勘查学研究。

收稿日期 2006-04-27; 改回日期 2006-06-13。李 岩编辑。

1.07% ~ 60.72%。The daughter minerals are mainly halites, with minor sylvite and other minerals, suggesting that the ore-forming fluids belong approximately to the NaCl-H₂O system and are of an unsaturated NaCl-type. The temperatures of homogenization and the salinities of the same type of inclusions gradually decrease in order of garnet → quartz → medium → coarse calcite. The dominant components of the vapor phase are H₂O and rich CO₂ and N₂, together with small amounts of CH₄, He, Ar, O₂, C₂H₆ and H₂S. The components of the liquid phase are mainly Na⁺, K⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻ and Cl⁻. The δ¹⁸O_{H₂O} values range from 0.38‰ to 10.7‰ (avg. 5.49‰) in quartz, and 8.74‰ to 9.64‰ (avg. 9.24‰) in garnet. The δD values range from -94.3‰ to -58.64‰ (avg. -71.50‰) in quartz, and -95.77‰ to -75.82‰ (avg. -85.25‰) in garnet. The δ¹³C values of hydrothermal calcite are clustered between -6.9‰ and -4.3‰, quite different from those (0.1 to 5‰) of local marble, limestone and dolostone. From these data, it can be concluded that the ore-forming fluids were derived from the magma and existed in a supercritical condition in their early stage, and experienced an evolution from high temperature and high salinity to moderate temperature and low-moderate salinity, corresponding well with the mineralization stages. There was the addition of meteoric water during the fluid evolution. Temperature decrease, decompression and boiling of the fluids were the main factors that led to the enrichment of large amounts of copper and gold.

Key words: geochemistry, ore-forming fluid, fluid inclusion, geochemistry, the Shizishan copper (gold) orefield in Tongling, Anhui

安徽狮子山铜(金)矿田属长江中下游成矿带中段的铜陵大型铜(金)矿集区,是矿集区内规模最大的矿田。其矿床类型多样,成矿作用复杂,备受国内外地质学者的关注,先后有众多国内外地质学者对该矿田进行过地质、矿产勘查和科学研究工作,并提出了诸如层控砂卡岩型矿床(常印佛等,1983)、“多层楼”成矿模式(黄许陈等,1993)等概念和认识,部分学者对矿田内的个别矿床进行了成矿流体方面的研究(刘裕庆等,1984;杨学明等,1997;凌其聪等,1998;肖新建等,2002)。铜(金)矿床的 Re-Os 同位素年龄表明该矿田为长江中下游白垩纪早期大规模成矿的组成部分(毛景文,2004)。然而,将该矿田作为成矿整体进行成矿流体及其演化研究还显得相对较薄弱。为此,本文拟通过对流体包裹体的地球化学研究,揭示导致大规模铜(金)堆积的成矿流体组成、来源及其演化,进而探讨成矿元素的淀积机理,为深入认识该矿田的成矿机制和规律提供依据。

1 成矿地质背景

研究区位于扬子板块北缘与华北板块的结合部位。区域出露地层为志留系—三叠系碳酸盐岩和碎屑岩。其中,晚石炭世沉积形成了原始矿源层(刘裕庆等,1984;1991;常印佛等,1991),成为层控砂卡岩型矿床的成矿“基岩”。晚侏罗世—早白垩世强烈的高钾富碱钙碱性系列(石英二长闪长岩、花岗闪长岩

等)岩浆活动以及相关的热液成矿作用是形成矿集区目前矿床(点)分布格局的关键。基底构造主要为近东西向和南北向的隐伏深断裂,其中以铜陵—沙滩脚隐伏断裂带最为重要;盖层构造以印支期北东向“S”形褶皱发育为特征,对岩浆就位与矿化分布具有重要的控制作用。

2 矿田地质特征

狮子山矿田处于近东西向的铜陵—沙滩脚基底破碎带与顺安北东向复式向斜中的青山次级背斜相交汇的部位。矿田主要出露下、中三叠统,钻孔中见上泥盆统一上二叠统。矿田内的褶皱、断裂均较发育,其中,印支期形成的北东向青山不对称背斜是矿田内的主要构造,矿化主要发育于该背斜的南东翼近轴部。自上泥盆统至中三叠统,在原生沉积间断面和岩性相对强度差异较大(如碳酸盐岩与碎屑岩)的界面处,形成了一系列层间裂隙及顺层滑脱构造,在垂向上构成多层顺层滑脱构造,是控制多层矿化的重要构造。形成于岩浆作用期后的近东西向断裂破碎带和北北东向断裂构造分别成为热液脉型矿床(体)的主要和次要容矿构造。矿田内的侵入岩非常发育,岩性以石英二长闪长岩和花岗闪长岩为主,次为辉石二长闪长岩。这些岩体多呈岩墙、岩枝状等小侵入体产出,并在不同水平面上相互沟通,构成广泛的浅成-超浅成相侵入岩系。而且,岩浆侵入作用

造成了矿田内较广范围的围岩(接触)热变质,使上石炭统一二叠统灰岩、白云岩、白云质灰岩和泥质条带灰岩等变质为大理岩、白云质大理岩和角岩(图1),同时也形成了较为发育且具有重要控矿作用的岩浆侵入接触构造。

狮子山矿田分布有多个铜(金)矿床,矿床类型主要有矽卡岩型、层控矽卡岩型和热液脉型等。其中,以前两种类型最为重要,它们囊括了该矿田所有的铜储量,同时,也占据整个矿田99%以上的金储量。矽卡岩型矿床主要有花树坡铜(金)矿、大团山铜(金)矿、西狮子山铜(金)矿、东狮子山铜(金)矿、老鸦岭铜(金)矿、胡村铜矿、白芒山金矿以及新华山铜矿、包村金矿等,矿床规模一般为中小型;层控矽

卡岩型矿床为大型冬瓜山铜(金)矿;热液脉型矿床规模较小,包括鸡冠石金银多金属矿和鸡冠山硫铁矿(图1)。这些矿床均围绕岩体产出,部分矿床(体)更是产于岩体内的断裂中,除层控矽卡岩型矿床曾经历海西期沉积成矿并形成规模有限的胶黄铁矿±黄铁矿层(Zang et al., 2004)外,均为与燕山期侵入岩有关的岩浆热液成矿作用的产物。亦即与燕山期岩浆侵入活动有关的热液成矿作用形成了狮子山铜(金)矿田,而不同类型的矿床均为统一的成矿作用所形成。它们多数为隐伏矿,赋存于上石炭统一中三叠统的不同层位,在空间上具有明显的分带特征:由下向上依次为层控矽卡岩型、矽卡岩型和热液脉型矿床。根据矿物共生组合特征和矿脉穿插关系并

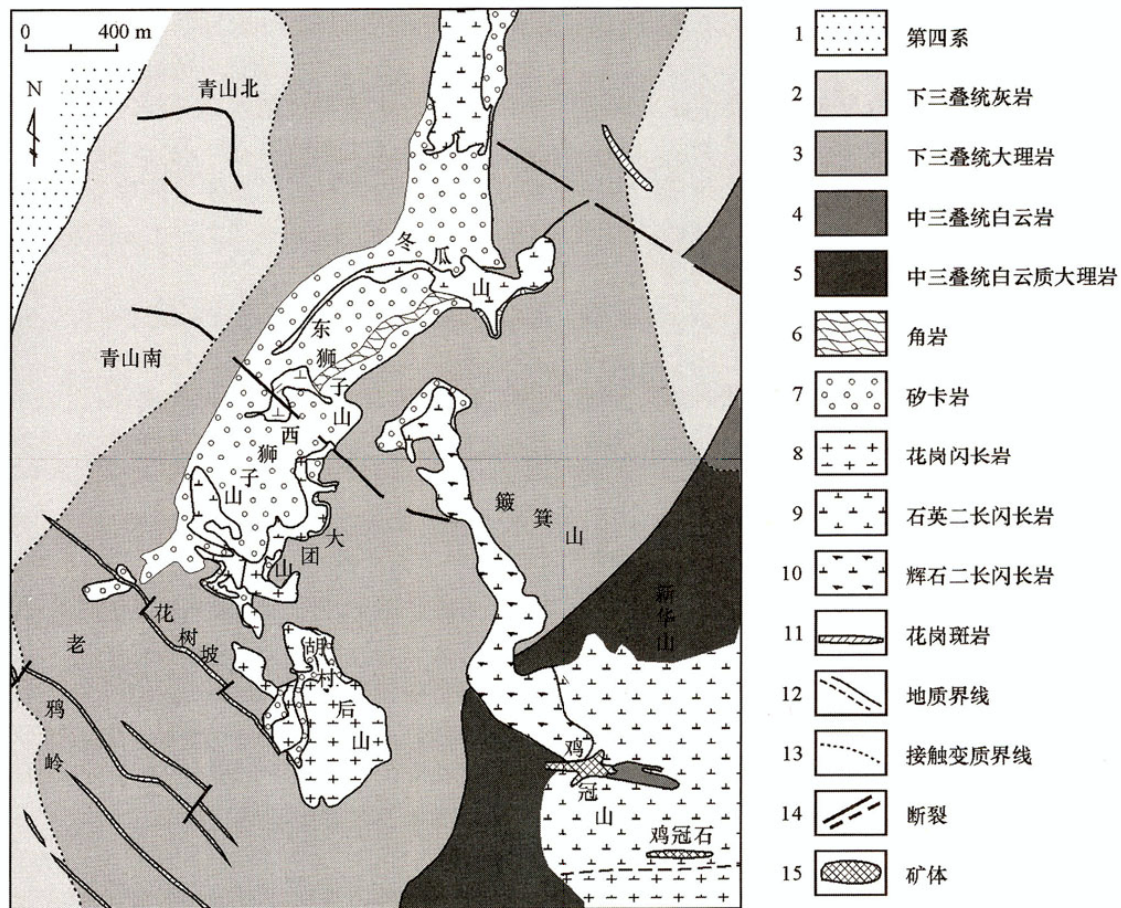


图1 狮子山矿田地质略图(据321地质队,1990[●]略改)

Fig. 1 Geological structural map of the Shizishan ore-field (modified from 321 Geology Team, 1990)

1—Quaternary; 2—Lower Triassic limestone; 3—Middle Triassic marble; 4—Middle Triassic dolomite; 5—Middle Triassic dolomite marble; 6—Hornstone; 7—Skarn; 8—Granodiorite; 9—Quartz monzodiorite; 10—Pyroxene monzodiorite; 11—Granite porphyry;

12—Geological boundary; 13—Contract metamorphic boundary; 14—Fault; 15—Orebody

● 安徽省321地质队, 1990. 铜陵地区狮子山矿田及外围地区立体地质填图成果报告.

结合镜下鉴定,狮子山铜(金)矿田热液成矿作用可以划分为矽卡岩阶段、石英-硫化物阶段和碳酸盐-石英-硫化物阶段,其中石英-硫化物阶段为主成矿阶段,而鸡冠石热液脉型矿床的形成仅经历后 2 个阶段。

3 流体包裹体岩相学与显微测温

样品采自矽卡岩型、层控矽卡岩型和热液脉型矿床的含矿石榴石矽卡岩、细脉状和团块状含矿石英以及含黄铜矿不规则团块状方解石,分别代表矽卡岩成矿阶段、石英-硫化物成矿阶段和碳酸盐-石英-硫化物成矿阶段。细脉状和团块状含矿石英无穿切关系,属同阶段产物。

流体包裹体显微测温在中国科学院地质与地球物理研究所矿物探查中心流体包裹体实验室完成。首先在 Nikon 显微镜下划分出包裹体类型并选出适合测温的包裹体,之后利用英国产 Linkam THMSG600 冷/热台(-198/600℃)进行测温,均一和冰点温度测定误差分别为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 和 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。尽可能对同一包裹体进行冰点和均一温度的双重测试。冰点测定时,升温速度由开始时的 $10^\circ\text{C}/\text{min}$ 渐次降低为 $5^\circ\text{C}/\text{min}$ 、 $3^\circ\text{C}/\text{min}$,接近相变点时的升温速率减小到 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ 。均一温度测定时,开始时的升温速率可以较快,达 $20^\circ\text{C}/\text{min}$,在接近相变时,升温速率降低到 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ 。

3.1 流体包裹体的岩相学特征

观测表明,脉状和不规则团块状石英、不规则团块状中粗粒方解石均捕获有丰富的流体包裹体,石榴石中的流体包裹体不发育。流体包裹体以原生为主,次生包裹体不发育。根据流体包裹体在室温时的相态特征,主要划分出富气相包裹体、富液相包裹体和含子晶多相包裹体 3 种类型。

富气相包裹体(I类)在包裹体中的数量较少,一般在 10% 以下。室温下为气相和液相两相(V+L),气相颜色普遍较深,气相百分数大于 45%,长轴长一般为 $2.5\sim 10\mu\text{m}$,呈不规则状、负晶形等(图 2a、b)。加热后一般均一到气相。主要出现在各类矽卡岩型矿床中较为发育的脉状和不规则团块状石英、中粗粒方解石中,石榴石中不发育。由于一些气相比较大的包裹体在加热时气相扩大至充满包裹体腔,使得均一温度难以准确掌握,以致此类包裹体数据较少。

富液相包裹体(II类)是各类寄主矿物中的主要类型,含量一般占包裹体总数的 50%~85%,在热液脉型矿床石英中甚至可以达到 85% 以上。室温下为两相(V+L)(图 2c、d),气相百分数(ϕ_{B})一般为 3%~15%,少部分达 30%~45%。形态为不规则状、近圆形、近椭圆形、负晶形等。大小相差较大,而且在不同寄主矿物中也不完全相同。石榴石中的流体包裹体一般较小,长轴长为 $2.5\sim 5\mu\text{m}$;石英中流体包裹体的长轴长一般为 $2.5\sim 7.5\mu\text{m}$,大者达 $12.5\sim 17.5\mu\text{m}$;方解石中流体包裹体稍大,一般为 $2.5\sim 10\mu\text{m}$,个别达 $17.5\sim 25\mu\text{m}$ 。加热后均一成液相。

含子晶多相包裹体(III类)在各类矽卡岩型矿床中的脉状和不规则团块状石英、中粗粒方解石以及石榴石内分布较为普遍,占包裹体总量的 10%~15%;在热液脉型矿体(床)的石英中少见。室温下为多相(V+L+S),长轴长一般 $2.5\sim 10\mu\text{m}$,大者达 $20\sim 25\mu\text{m}$;多呈不规则状,亦有长柱状、负晶形等。该类型包裹体主要含石盐子晶,少量氯化钾子晶和不明透明矿物。石盐子晶多呈透明立方体状、淡蓝色(图 2e、f),长轴长一般 $2.5\sim 5\mu\text{m}$;氯化钾子晶为浑圆状(图 2f),长轴长小于 $2.5\mu\text{m}$;不明透明矿物多为浑圆状(图 2h),长轴长一般 $1\sim 2.5\mu\text{m}$ 。根据子晶的种类及其组合,可以将该类型包裹体再划分为 4 种亚类:III1 含石盐子晶包裹体(图 2e、g);III2 石盐+氯化钾子晶包裹体(图 2f);III3 石盐子晶+不明透明矿物包裹体(图 2h)。其中,以 III1 亚类为主,其他亚类型尤其是 III3 亚类较少。需要指出的是,不明透明矿物在镜下与氯化钾子晶很难区分,其特征主要是熔融(消失)温度一般较高($>320^\circ\text{C}$),个别矿物甚至在升温到 530°C 也未消失,很可能是与流体一同直接捕获的“捕获晶”(围岩碎粒或新沉淀的晶粒,李荫清等,1988),而非子晶。具有捕获晶的包裹体是在非均匀状态下形成的(李荫清等,1988),说明成矿流体当时处于非均匀状态。

石英中可见 3 类包裹体同时出现的现象(图 2g),暗示包裹体被捕获时可能曾发生过流体沸腾。

3.2 流体包裹体显微测温

富液相包裹体的盐度值可通过冰点温度,查冰点-盐度换算表(刘斌等,1999)获得;含盐类子晶包裹体的盐度值则根据子晶熔融消失温度,利用刘斌等(1999)提供的相关公式求得。测试结果列于表 1。

石榴石流体包裹体的均一温度均大于冷/热台的实际可测上限,即达到 570°C 尚不均一,测得其少

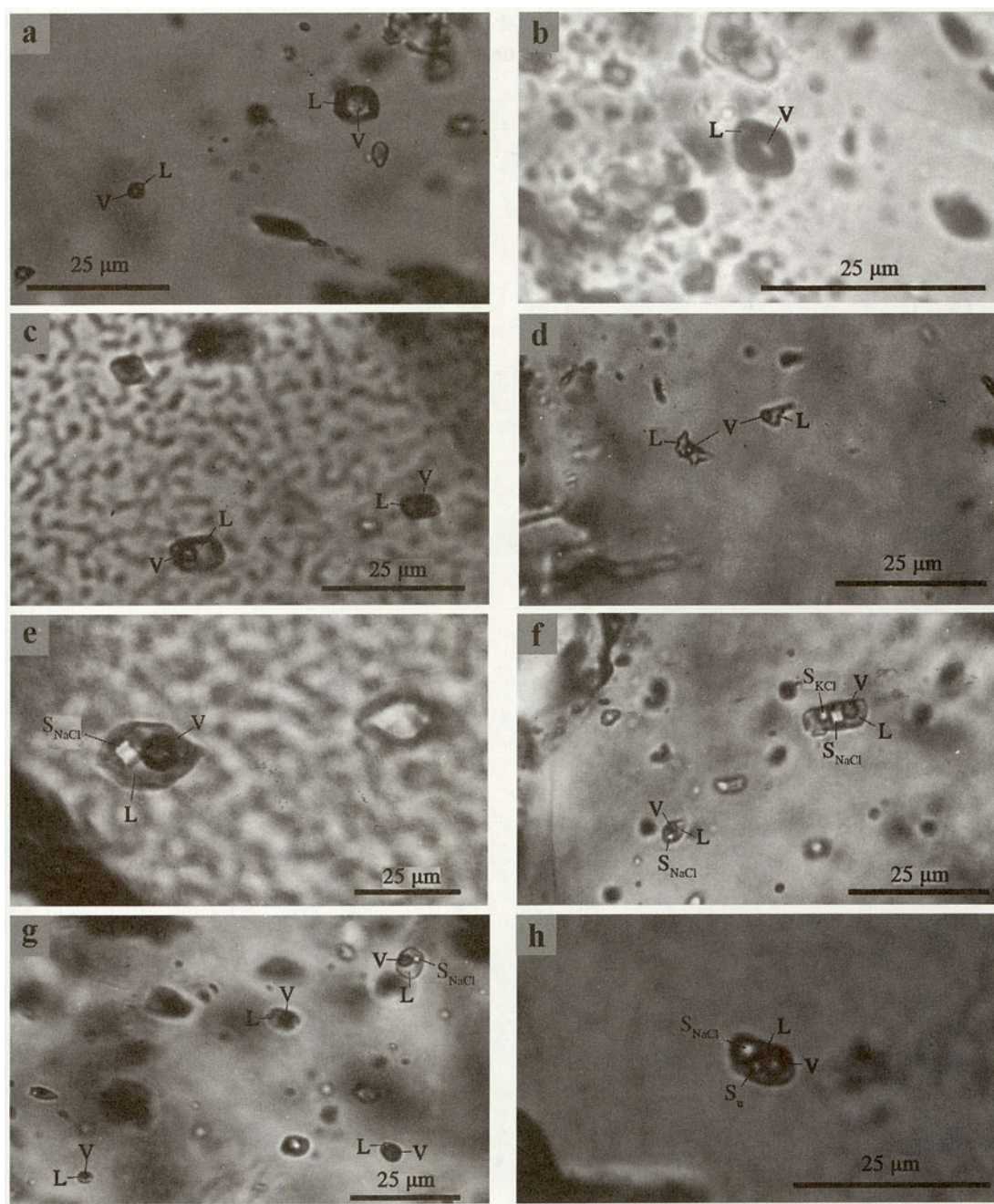


图 2 狮子山矿田流体包裹体显微照片

a. 石英中的 I 类包裹体; b. 方解石中的 I 类包裹体; c. 方解石中的 II 类包裹体; d. 石榴石中的 II 类包裹体; e. 方解石中的 III 类包裹体; f. 石英中 III 类含石盐、钾盐多相包裹体和 II 类包裹体共存; g. 石英中 3 种类型包裹体共存; h. 石英中 III 类含石盐、不明透明矿物包裹体。

图中: V—气相; L—液相; S_{NaCl} —NaCl 子晶; S_{KCl} —KCl 子晶; S_u —不明透明矿物子晶

Fig. 2 Micrographs of fluid inclusions in the Shizishan ore-field

a. Fluid inclusion of type I in quartz; b. Fluid inclusion of type I in calcite; c. Fluid inclusion of type II in calcite; d. Fluid inclusion of type II in garnet; e. Fluid inclusion of type III in calcite; f. Coexistence of multiphase inclusions containing halite and sylvite crystal and fluid inclusions of type II in quartz; g. Coexistence of fluid inclusions of three types in quartz; h. Fluid inclusion of type III containing halite and unidentified transparent daughter minerals in quartz

量含子晶多相包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 高达 44.32%~54.51%。肖新建等(2002)测得(东、西)

狮子山矿床透辉石流体包裹体的均一温度介于 422~468℃,而东狮子山矿床石榴石中分布的稀少的富

表 1 狮子山矿田流体包裹体显微测温结果
Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the Shizishan ore-field

矿床及主矿物 (薄片数)	类型	$t_{m,冰}/^{\circ}C$		$t_h/^{\circ}C$		$t_m(NaCl)/^{\circ}C$		$w(NaCl_{eq})/\%$	
		范围	平均(测量数)	范围	平均(测量数)	范围	平均(测量数)	范围	平均(测量数)
鸡冠石									
脉状石英(2)	I	-3.7	-3.7(1)	340	340(1)			6.01	6.01(1)
	II	-9.0 ~ -3.9	-8.2(10)	238 ~ 365	307.1(29)			6.30 ~ 12.85	11.91(10)
包村									
脉状石英(1)	III			268 ~ 507	384.3(7)	268 ~ 507	364.6(9)	35.85 ~ 60.72	44.37(9)
西狮子山									
团块状方解石(1)	I			280 ~ 285	282.7(3)				
	II	-0.6 ~ -21.1	-12.1(27)	131 ~ 366	196.1(35)			1.07 ~ 23.11	15.20(27)
	III			200 ~ 248	216.3(3)	200 ~ 248	216.3(3)	31.87 ~ 34.56	32.78(3)
块状石榴石(1)	II			> 570	> 570(2)				
	III			> 570	> 570(2)	370 ~ 460	415(2)	44.32 ~ 54.51	49.42(2)
老鸦岭									
脉状石英(1)	I	-21.1 ~ -8.2	-12.5(3)	336 ~ 487	408.8(8)			11.93 ~ 23.11	15.70(3)
	II	-20.8 ~ -5.2	-14.7(17)	240 ~ 441	349.6(23)			8.14 ~ 22.91	17.91(17)
	III			238 ~ > 570	310.2(5)	165 ~ 279	239.8(6)	30.27 ~ 36.61	34.23(6)
大团山									
脉状石英(3)	I	-14.9	-14.9(1)	274 ~ 437	351.6(8)			18.55	18.55(1)
	II	-20.4 ~ -4.8	-14.9(24)	205 ~ 430	292.3(63)			7.56 ~ 22.65	18.27(24)
	III			262 ~ 400	329.7(11)	245 ~ 365	310.1(11)	34.37 ~ 43.83	39.19(11)
块状石榴石(1)	II			> 570	> 570(4)				
花树坡									
脉状石英(1)	I		302	302(1)					
	II	-14.3 ~ -7.5	-13(23)	191 ~ 450	325.9(42)			11.10 ~ 18.04	16.83(23)
	III				240 ~ 357	298.5(2)	34.07 ~ 43.06	38.56(2)	
团块状石英(1)	I			312	312(1)				
	II	-14.0 ~ -10.0	-12.5(3)	256 ~ 380	323(7)			13.94 ~ 17.79	16.39(3)
	III			315 ~ 525	399.1(9)	254 ~ 422	357.4(10)	34.93 ~ 49.91	43.69(10)
块状石榴石(1)	II			> 570	> 570(2)				
冬瓜山									
脉状石英(2)	I			335 ~ 438	381(3)				
	II	-21.2 ~ -4.3	-9.8(9)	228 ~ 440	323.4(18)			6.88 ~ 23.18	12.63(9)
	III			235 ~ 545	373.1(13)	178 ~ 430	317.5(19)	30.83 ~ 50.85	40.27(19)
胡村									
团块状石英(1)	I			391	391(1)				
	II	-16.0 ~ -7.0	-11.4(14)	240 ~ 440	320.7(19)			10.49 ~ 19.45	15.14(14)
	III			205	205(1)	205	205(1)	32.13	32.13(1)

气相包裹体的均一温度高达 670 ~ 750 °C(凌其聪等, 1998)。此外,李荫清等(1988)对广西大厂矿田拉么矿区的显微测温研究表明,石榴石中的多相包裹体的均一温度为 557 ~ 731 °C,而且普遍高于 630 °C,平均为 652 °C。由此揭示出,矽卡岩型矿化初始阶段的成矿流体呈超临界态。

脉状与团块状石英中各类流体包裹体的均一温度及盐度基本一致。I 类包裹体均一温度为 274 ~ 487 °C(各矿床均值 302 ~ 408.8 °C),盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 6.01 % ~ 23.11 % (各矿床均值 6.01 % ~

18.55 %)。II 类包裹体均一温度变化范围较广,为 191 ~ 450 °C(各矿床均值 292.3 ~ 349.6 °C);盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 6.30 % ~ 23.18 % (各矿床均值 11.91 % ~ 18.27 %),为中等盐度包裹体。III 类包裹体均一温度变化于 205 ~ 570 °C(各矿床均值 205 ~ 399.1 °C),石盐子晶一般先于气相消失均一成液相或后于气相消失均一成液相,其熔化的平均温度一般为 205 ~ 415 °C,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 高达 30.27 % ~ 60.72 % (各矿床均值 32.13 % ~ 44.37 %),属高盐度流体包裹体。

不规则团块状中粗粒方解石 I 类包裹体均一温度变化范围为 280 ~ 285 °C (均值 282.7 °C)。II 类包裹体均一温度 131 ~ 366 °C (均值 196.1 °C), 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.07 % ~ 23.11 % (均值 15.20 %)。II 类包裹体均一温度 200 ~ 248 °C (均值 216.3 °C), 石盐子晶除个别早于气相消失外, 均晚于气相消失而均一为液相, 其熔化温度为 200 ~ 248 °C, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 31.87 % ~ 34.56 %, 属高盐度流体包裹体。

流体包裹体温度-盐度投图显示(图 3), 石榴石、石英和方解石分别集中于 i、ii 和 iii 区, 其流体包裹体的温度和盐度区间可能代表着成矿流体演化的 3 个不同阶段; 石英和方解石均有盐度不同的 2 类包裹体, 即高盐度 [盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) > 30\%$] 和低、中盐度 [盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) \leq 23.18\%$] 包裹体。包裹体中所见矿物多数为石盐, 少量钾盐等, 因此, 成矿流体可近似地作为 NaCl-H₂O 体系, 且属 NaCl 不饱和型。

4 成矿流体组成

流体包裹体气相和液相成分分析在中国科学院地质与地球物理研究所矿物探查中心进行, 具体测试方法见相关文献(朱和平等, 2001; Graney et al., 1995; Yochi et al., 1997)。氢、氧和碳同位素亦在中国科学院地质与地球物理研究所矿物探查中心测试完成。

4.1 流体包裹体气液相成分

在各类寄主矿物中, 包裹体的气相成分以 H₂O

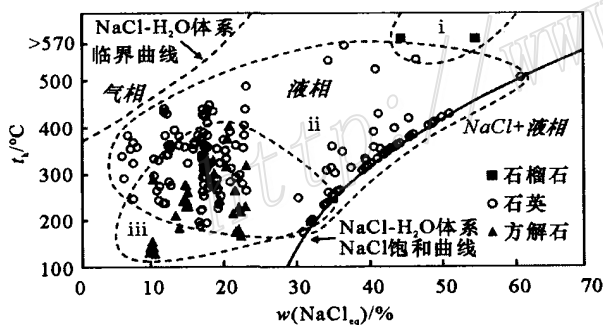


图 3 流体包裹体均一温度-盐度关系图(原图据 Hezarkhani et al., 1998)

i — 矽卡岩阶段; ii — 石英-硫化物阶段; iii — 碳酸盐-石英-硫化物阶段

Fig. 3 Homogenization temperature versus salinity diagram of fluid inclusions in garnet, quartz and calcite

i — Skarn stage; ii — Quartz-sulfide stage; iii — Carbonate-quartz-sulfide stage

为主, 富含 CO₂ 和 N₂, 并普遍含有少量到极少量的 CH₄、He、Ar、O₂、C₂H₆、H₂S 等成分。其中, 石榴石-磁铁矿、石英和不规则团块状中粗粒方解石矿物流体包裹体的 $x(\text{H}_2\text{S})$ 平均值分别为 0.071 %、0.124 % 和 0.002 %, $x(\text{CO}_2)$ 平均值分别为 16.705 %、3.125 % 和 5.500 %, CO₂/H₂O 比值为 0.247、0.033、0.059 (表 2)。

阳离子主要为 Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 含量较低, Ca²⁺ 高于甚至远高于 Mg²⁺, 阴离子主要为 SO₄²⁻ 和 Cl⁻, 仅个别样品含 F⁻。石榴石、石英和不规则团块状中粗粒方解石矿物流体包裹体的 K⁺ 平均含量分别为 4.00×10^{-6} 、 2.28×10^{-6} 和 1.17×10^{-6} ; 石榴石包裹体的 K⁺/Na⁺ 比值一般 > 1, 而石英和方解石包裹体的 K⁺/Na⁺ 比值则普遍 < 1 (表 3)。

4.2 成矿流体氢、氧和碳同位素组成

据测试结果(李进文, 2004), 含矿石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化范围为 0.38 ‰ ~ 10.7 ‰ (均值 5.49 ‰), 石榴石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化范围较小, 为 8.74 ‰ ~ 9.64 ‰ (均值 9.24 ‰), 后者平均值高于前者; 含矿石英的 δD 值变化范围为 - 94.3 ‰ ~ - 58.64 ‰ (均值 - 71.50 ‰), 石榴石的 δD 值变化范围仍较小, 为 - 95.77 ‰ ~ - 75.82 ‰ (平均 - 85.25 ‰), 前者平均值高于后者。由此可见, 随着成矿作用的进行和成矿体系温度的降低, 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 呈减小趋势; 而 δD 则相反, 呈升高趋势。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ - δD 图上(图 4), 石榴石的投影点位于原生岩浆水区及其下部, 显示成矿流体为正常岩浆水; 含矿石英的投影点大多位于原生岩浆水区及其附近, 部分投影点有向大气降水线和本区现代地表水分布区方向漂移的趋势, 反映了成矿流体来自岩浆水, 在演化过程中可能有大气降水或地下水的混入(刘裕庆等, 1984; 杨学明等, 1997)。

根据矿床中的热液成因方解石碳同位素测试数据(李进文, 2004)并结合前人资料(刘裕庆等, 1991)可得出, 热液成因方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要集中于 - 6.9 ‰ ~ - 4.3 ‰ 的较小范围内, 与本区大理岩、灰岩、白云岩 0.1 ‰ ~ 5 ‰ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(刘裕庆等, 1991)有着一定的差别, 说明该矿田成矿流体中碳的来源基本一致, 但直接来源于地层的可能性显然不大; 而与地幔岩部分熔融所形成的岩浆碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(- 5 ‰ ± 2 ‰, Ohmoto et al., 1979)相比较, 热液成因方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值显示为成矿流体的岩浆来源特征。

表 2 狮子山矿田流体包裹体气相成分

Table 2 Gaseous compositions of fluid inclusions in the Shizishan ore-field

取样位置 及样号	产状	矿物	x(B) / %									CO ₂ / H ₂ O	
			H ₂ O	N ₂	CO ₂	He	Ar	O ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	H ₂ S		
花树坡, - 520 m 中段													
BTL02116-1	石英二长闪长岩	石英	95.39	0.710	4.809	0.001	0.065	0.000	0.864	0.144	0.015	0.050	
BTL02125	(内)矽卡岩型铜矿石	石榴石	76.71	6.583	15.660	0.005	0.081	0.001	0.840	0.053	0.065	0.204	
BTL02117	硫化物—石英脉	石英	93.01	0.658	5.741	0.001	0.005	0.000	0.537	0.034	0.015	0.062	
东狮子山,塌陷区													
BTL02058	粗粒砂卡岩	石榴石	82.20	7.083	10.078	0.003	0.026	0.000	0.549	0.053	0.078	0.123	
西狮子山, - 220 m 中段													
BTL02155	(内)砂卡岩	石榴石	84.72	3.242	11.434	0.001	0.049	0.001	0.372	0.054	0.126	0.135	
BXS7B-2	黄铜矿-中粗粒方解石	方解石	93.20	1.015	5.500	0.000	0.071	0.000	0.158	0.054	0.002	0.059	
胡村, - 120 m 中段													
BHCK120-2	块状磁铁矿	磁铁矿	56.01	6.139	37.681	0.000	0.012	0.003	0.051	0.044	0.060	0.673	
BTL02075-2	黄铜矿-团块状石英	石英	97.01	0.763	2.100	0.000	0.010	0.000	0.080	0.034	0.002	0.022	
大团山, - 460 m 中段													
BTL02084	硫化物-石英脉	石英	97.74	0.242	1.305	0.000	0.011	0.004	0.085	0.034	0.580	0.013	
BTL02289	硫化物-石英脉	石英	93.66	0.482	4.936	0.000	0.006	0.001	0.770	0.048	0.097	0.053	
BTL02082	含铜砂卡岩	石榴石	84.86	5.737	8.670	0.003	0.064	0.000	0.577	0.064	0.025	0.102	
冬瓜山, - 730 m 中段													
BTL02295	硫化物-石英脉	石英	96.32	0.381	2.756	0.000	0.025	0.000	0.458	0.051	0.009	0.029	
BTL02095	硫化物-石英脉	石英	97.20	0.326	1.916	0.000	0.024	0.000	0.424	0.066	0.043	0.020	
鸡冠石, - 120 m 中段													
BTL02051	石英-硫化物脉	石英	79.38	2.416	16.036	0.000	0.024	0.018	0.065	0.038	2.022	0.202	

测试者:中国科学院地质与地球物理研究所,朱和平;实验仪器:RG202 四极质谱仪,仪器重复测定精密度 < 5%。

表 3 狮子山矿田流体包裹体液相成分

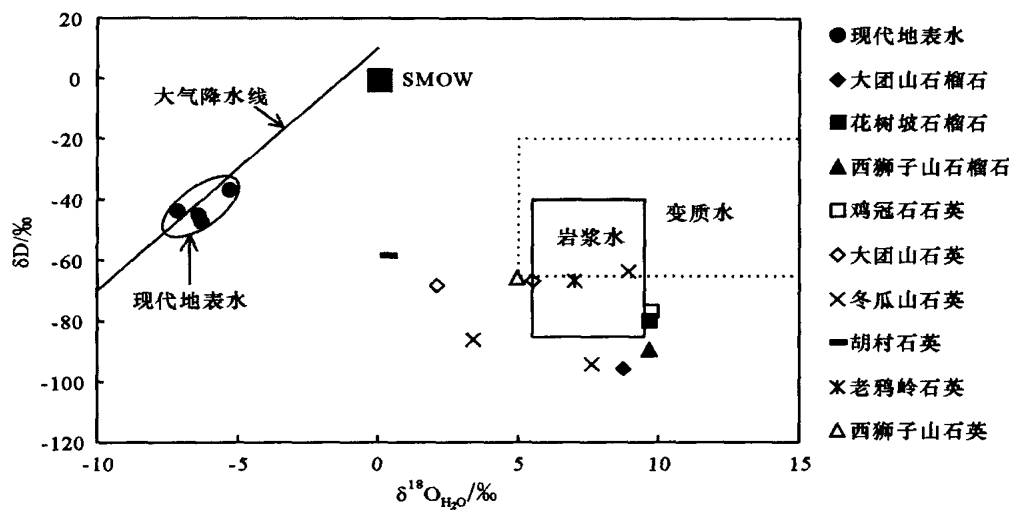
Table 3 Liquid compositions of fluid inclusions in the Shizishan ore-field

样品编号及矿物	$w_B/10^{-6}$							K ⁺ /Na ⁺	Ca ²⁺ /K ⁺	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	F ⁻ /Cl ⁻
	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺					
BTL02116-1 石英	4.800	5.910	3.810	9.140	4.920	0.091	2.360	0.538	0.480	25.934	0.645	0.812
BTL02058 石榴石	3.660	0.211	5.280	2.000	2.540	0.912	8.320	1.270	3.276	9.123	25.024	17.346
BTL02082 石榴石	-	7.657	110.765	0.699	0.469	0.143	0.251	0.671	0.534	1.752	14.466	-
BTL02125 石榴石	-	1.310	216.000	15.300	4.520	0.980	>20	0.295	>4.425	>20.408	164.885	-
BTL02155 石榴石	0.286	3.750	16.000	6.200	8.080	0.334	16.400	1.303	2.030	49.102	4.267	0.076
BHCK120-2 磁铁矿	-	41.700	873.000	27.000	23.200	21.200	26.600	0.859	1.147	1.255	20.935	-
BTL02084 石英	-	8.120	45.700	17.000	2.250	0.444	14.200	0.132	6.311	31.982	5.628	-
BTL02289 石英	-	14.000	3.370	20.200	0.892	0.062	2.140	0.044	2.399	34.516	0.241	-
BTL02295 石英	-	34.800	9.930	13.500	8.470	0.212	14.800	0.627	1.747	69.811	0.285	-
BTL02075-2 石英	-	3.250	1.710	3.620	1.110	0.045	1.070	0.307	0.964	23.778	0.526	-
BTL02095 石英	-	14.500	11.800	13.600	2.840	4.240	8.000	0.209	2.817	1.887	0.814	-
BTL02117 石英	-	17.400	12.600	22.500	2.250	0.152	6.690	0.100	2.973	44.013	0.724	-
BTL02051 石英	-	1.160	214.500	1.580	1.910	1.480	3.320	1.209	1.738	2.243	-	-
BXS7B-2 方解石	-	6.960	7.240	3.200	1.170	0.303	>20	0.366	>17.094	>66.007	1.040	-

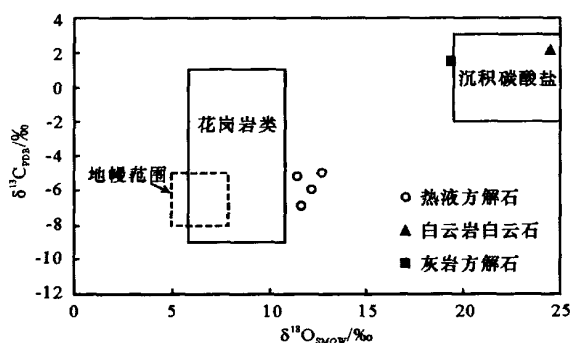
测试者:中国科学院地质与地球物理研究所,朱和平;实验仪器:HIC-6A 型离子色谱仪,重复测定精密度 < 5%;- :表示未检出。

$\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 投图显示(图 5),各类矿石中方解石的碳、氧同位素组成主要集中于花岗岩类分布区附近的一个较小范围内。这种结果无疑在暗示,成矿流体并非单一来源,可能是以岩浆水为主,并有一定比例大气降水的混合流体;沉积碳酸盐的碳虽然参与了(层控)矽卡岩型矿床的矿石中热液碳酸盐矿物的生成,但规模并不大,即对成矿流体中的 CO_2 的贡献

较小。造成这种结果的原因是多方面的,首先,可能是由于交代作用过程中,沉积碳酸盐的钙、镁与岩浆热液中的 SiO_2 结合生成各种矽卡岩矿物而被固定下来,而碳则多呈 CO_2 的形式逃逸,很少以新生碳酸盐矿物的形式被固定下来,目前的热液碳酸盐矿物主要为较晚期的岩浆热液带来的 CO_2 沉淀所形成的;再者,沉积碳酸盐中的碳可能确实参与了矿石中

图4 含矿石榴石、石英流体包裹体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ - δD 图

图中变质水和岩浆水范围据魏菊英等(1988), 现代地表水数据引自刘裕庆等(1984)

Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ - δD diagram of hydrogen and oxygen isotope value of fluid inclusions in garnet and quartz图5 碳酸盐矿物碳氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图
(底图据张瑞斌等, 2003 略改)Fig. 5 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diagram of oxygen and carbon isotope value of carbonate

热液碳酸盐矿物的生成,但由于受到种种改造而无法通过碳同位素组成很好地识别出来(张瑞斌等, 2003)。

5 成矿流体来源与演化

晚侏罗世—早白垩世,伴随着区域构造环境由挤压向伸展的转换,本区壳幔相互作用强烈,并发生下地壳或岩石圈地幔拆沉,下地壳、上涌地幔部分熔融,从而引发大规模的中酸性岩浆侵入,并分异形成了极丰富的地质流体,为该矿田大规模铜(金)堆积提供了重要载体。同位素测年结果表明,矿田内侵

入岩的形成时代为 $(135.8 \pm 1.1) \sim (139.8 \pm 0.8)$ Ma(吴才来等,1996),与 Cu(Au)成矿年龄 $(138 \pm 2) \sim (139.1 \pm 2.7)$ Ma(谢智等,2002;梅燕雄等,2005)基本一致,说明两者为同时期产物。青山脚岩体石英氧同位素组成 ($\delta^{18}\text{O} = 12.8\text{‰}$) 与冬瓜山、花树坡和老鸦岭矿床石英氧同位素组成 ($\delta^{18}\text{O}$ 分别为 15.0‰ 、 11.5‰ 、 13.1‰ , 均值 13.2‰) 十分接近,侵入岩石英以及石榴石、磁铁矿、含矿石英矿物流体包裹体的稀土、微量元素也具有基本相似的分布型式(李进文,2004),均明显反映出成矿流体与侵入岩的亲缘性。氢、氧、碳同位素组成表明,早期成矿流体源自岩浆流体,成矿主阶段流体的 δD 呈升高, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 呈降低趋势,表明在成矿流体演化过程中有一定比例的大气降水或地下水参与。此外,一定深度岩浆房的流体补充也是非常重要的,因为形成如此规模的矿田,仅依靠浅部规模较小的侵入岩体提供成矿流体和矿质是难以想像的。

从石榴石→石英→不规则团块状中粗粒方解石,相同类型包裹体的均一温度和盐度基本呈顺次降低(图3),说明从早阶段到晚阶段,成矿流体经历了从高温、高盐度向中温、中低盐度的持续演化过程,与成矿作用的阶段性基本对应,温度降低是流体中矿质淀积的主要影响因素之一。石英中可见3种类型的包裹体共存,且均一温度相近,表明包裹体在被捕获时可能发生过流体沸腾(Roedder,1984;Shep

herd et al., 1985; 卢焕章, 2000)。“捕获晶”可能是由于流体发生沸腾致使流体出现不均匀现象形成。因此,成矿作用主阶段可能普遍发生过成矿流体沸腾,与中国矽卡岩型矿床成矿流体曾普遍发生沸腾(赵一鸣等, 1990)的特征相符。矽卡岩阶段的流体沸腾现象不明显,说明此时体系处于相对封闭状态,流体的压力较高,不易产生沸腾;而东狮子山矿床成矿流体多达 4 次的沸腾(肖新建等, 2002)是与其特殊的成矿构造环境有关的。

成矿过程中,成矿流体的 H_2S 含量呈低 $\rightarrow$ 高 $\rightarrow$ 低的变化特征, CO_2 含量呈高 $\rightarrow$ 低 $\rightarrow$ 高变化, CO_2/H_2O 和 K^+/Na^+ 比值以及 K^+ 含量基本呈降低趋势, Cl^- 含量以成矿主阶段最高。这些特征反映了: ①从早阶段到晚阶段,成矿流体经历了由还原性增强再降低的动态演化过程,石英-硫化物阶段流体的还原性较强,有利于金属硫化物的沉淀; ②成矿压力不断降低,并因此引起主成矿阶段流体发生沸腾; ③ K^+ 含量降低可能主要与成矿过程中的钾质蚀变有关,与野外和镜下所观察到的普遍钾长石化吻合,体系温度降低可能对其也有一定影响; ④流体中铜等成矿元素主要以氯络合物形式搬运。

6 结 论

(1) 狮子山矿田流体包裹体较丰富,均一温度集中于 $131 \sim > 570^\circ C$, 盐度相差很大 [$w(NaCl_{eq})$ $1.07\% \sim 60.72\%$]。成矿流体可近似地看作 $NaCl-H_2O$ 体系,属 $NaCl$ 不饱和型。不同成矿阶段的流体包裹体具有不同的温度和盐度区间,显示成矿流体的演化具有阶段性特征,在成矿过程中经历了从高温、高盐度向中温、中低盐度的持续演化过程,基本与成矿作用阶段相对应,温度降低是流体中矿质淀积的主要影响因素之一。

(2) 成矿早阶段的成矿流体源自岩浆流体,在成矿流体演化过程中有一定比例的大气降水或地下水参与。从早阶段到晚阶段,成矿流体的氧化-还原性呈动态演化特征,而大量金属硫化物是在还原性相对较强的环境中沉淀的。

(3) 成矿流体的 Cl^- 含量较高,表明铜(金)等成矿元素可能主要以氯络合物形式运移。

(4) 初始阶段的成矿流体呈超临界态,由于减压,在成矿主阶段普遍发生过流体沸腾,并因此促使流体中巨量铜(金)元素卸载。

致 谢 铜陵狮子山铜矿周贵斌、刘经华高工和中国地质大学臧文拴博士在野外和研究工作中给予了很大帮助,成文过程中得到了张德全研究员的指导,笔者深表谢忱。

References

- Chang Y F and Liu X G. 1983. On strata-bound skarn deposits[J]. Mineral Deposits, 2(1): 11 ~ 20 (in Chinese with English abstract).
- Chang Y F, Liou X P and Wu Y C. 1991. The copper and ore belt in the middle and lower reaches of the Yangtze River[J]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 379 (in Chinese with English abstract).
- Graney J R and Kesler S E. 1995. Factors affecting gas analysis of inclusion fluid by quadrupole mass spectrometry[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 59(19): 3977 ~ 3986.
- Hezarkhani A and Williams-Jones A E. 1998. Controls of alteration mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes[J]. Econ. Geol., 93: 651 ~ 670.
- Li J W. 2004. Ore-control structures and metallogenic chemical kinetics of Tongling ore concentration area [dissertation for doctor degree] [D]. Tutor: Pei P F. CAGS. 142p (in Chinese with English abstract).
- Li Y Q, Ma X J and Wei J X. 1988. The application of fluid inclusions on study of deposits and petrology[M]. Beijing: Beijing Sci. & Technol. Press. 1 ~ 179 (in Chinese with English abstract).
- Ling Q C, Cheng H L and Chen B G. 1998. Geological characteristics and ore-forming and rock-forming mechanism of the Dongshizishan copper deposit in Tongling, Anhui Province[J]. Mineral Deposits, 17(2): 158 ~ 164 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y Q, Liu Z L and Yang C X. 1984. Stable isotope studies of the Dongguashan copper deposit in Tongling prefecture, Anhui Province [J]. Bulletin of the Institute of Mineral Deposits, (1): 47 ~ 114 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y Q and Liu Z L. 1991. Isotope geochemistry and genesis of the stratiform copper (iron-sulfur) deposits in Tongling area, Anhui Province[J]. Bulletin of the Institute of Mineral Deposits, (1): 70 ~ 101 (in Chinese with English abstract).
- Lu H Z. 2000. High temperature, salinity and high concentrated ore metal magmatic fluids: An example from Grasberg Cu-Au porphyry deposit[J]. Acta Petrologica Sinica, 16(4): 465 ~ 472 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Stein H, Du A D, Zhou T F, Mei Y X, Li Y F, Zang W S and Li J W. 2004. Molybdenite Re-Os precise dating for molybdenite from Cu-Au-Mo deposits in the middle-lower reaches of Yangtze River belt and its implications for mineralization[J]. Acta Geologica Sinica, 78(1): 121 ~ 131 (in Chinese with English abstract).
- Mei Y X, Mao J W, Li J W and Du A D. 2005. Re-Os dating of molybdenite from stratiform skarn orebodies in the Datuanshan copper de-

- posit, Tongling, Anhui Province, and its geological significance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 26(4): 327 ~ 331 (in Chinese with English abstract) .
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon[A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[C]. New York: A Wiley-interscience Publication. 509 ~ 567 .
- Roedder E. 1984. Fluid inclusion: Reviews in mineralogy[J]. *Mineralogical Society of America*, 12: 644 .
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie & Son Ltd. 1 ~ 239 .
- Wu C L, Zhou X R, Huang X C, Zhang C H and Huang W M. 1996. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ chronology of intrusive rocks from Tongling[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 15(4): 299 ~ 307 (in Chinese with English abstract) .
- Xiao X J, Gu L X and Ni Pi. 2002. Multi-episode fluid boiling in the Shizishan copper-gold deposit at Tongling, Anhui Province: Its bearing on ore formation[J]. *Sci. in China(Series D)*, 45(1): 34 ~ 45 .
- Xie Z, Sun W D, Chai Z F, Chen J F, Du A D, Li C S and M X Y. 2002. Comparison of Os-Os and Re-Os dating results of molybdenites [J]. *Nuclear Techniques*, 25(12): 1013 ~ 1018 (in Chinese with English abstract) .
- Yang X M, Yang X Y, Wang K R, Su G L, Gu B Z and Lin W T. 1997. Metallogenic geochemistry of the Laoyaling stratiform copper deposit, Tongling, Anhui Province, P. R. C[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 21(4): 347 ~ 361 (in Chinese with English abstract) .
- Yochi M, Ryo K, Takayuki S and Munetufe S. 1997. Gas composition of inclusion from the Mori geothermal reservoir, Southwestern Hokkaido, Japan[J]. *Resource Geology*, 47(5): 283 ~ 291 .
- Zang W S, Wu G G, Zhang D, Li J W, Zhang X X, Liu A H and Zhang Z Y. 2004. Genesis of the Xinqiao gold-sulfide orefield, Anhui Province, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(2): 548 ~ 557 .
- Zhang R B, Liu J M, Ye J and Li Y B. 2003. C & O isotopic geochemistry of Shouwangfen copper deposit, Hebei Province[J]. *Mineral Resources and Geology*, 17(2): 122 ~ 126 (in Chinese with English abstract) .
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, Li D X and Jiang C J. 1990. Skarn deposits of China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 354 (in Chinese with English abstract) .
- Zhu H P and Wang L J. 2001. Determining gaseous composition of fluid inclusions with Quadrupole Mass Spectrometer[J]. *Science in China (Series D)*, 31(7): 586 ~ 590 (in Chinese) .
- ### 附中文参考文献
- 常印佛, 刘学圭. 1983. 关于层控式矽卡岩型矿床——以安徽省内下扬子拗陷中一些矿床为例[J]. *矿床地质*, 2(1): 11 ~ 20 .
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 379 .
- 李进文. 2004. 铜陵矿集区矿田构造控矿与成矿化学动力学研究[博士学位论文][D]. 指导教师: 裴荣富. 中国地质科学院. 142 页 .
- 李荫清, 马秀娟, 魏家秀. 1988. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 1 ~ 59 .
- 刘裕庆, 刘兆康, 杨成兴. 1984. 铜陵地区冬瓜山铜矿的稳定同位素研究[J]. *中国地质科学院矿床地质研究所所刊*, 第1号: 47 ~ 114 .
- 刘裕庆, 刘兆康. 1991. 铜陵地区层状铜(铁、硫)矿床同位素地球化学和矿床成因研究[J]. *中国地质科学院矿床地质研究所所刊*, 第1号: 70 ~ 101 .
- 凌其聪, 程惠兰, 陈邦国. 1998. 铜陵东狮子山铜矿床地质特征及成岩成矿机理研究[J]. *矿床地质*, 17(2): 158 ~ 164 .
- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温和高成矿金属的岩浆成矿流体——以格拉斯伯格 Cu-Au 矿为例[J]. *岩石学报*, 16(4): 465 ~ 472 .
- 毛景文, Stein H, 杜安道, 周涛发, 梅燕雄, 李永峰, 臧文栓, 李进文. 2004. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示[J]. *地质学报*, 78(1): 121 ~ 131 .
- 梅燕雄, 毛景文, 李进文, 杜安道. 2005. 安徽铜陵大团铜矿床层状夕卡岩矿体中辉钼矿 Re-Os 年龄地质意义[J]. *地球学报*, 26(4): 327 ~ 331 .
- 吴才来, 周旬若, 黄许陈, 张成火, 黄文明. 1996. 铜陵地区中酸性侵入岩年代学研究[J]. *岩石矿物学杂志*, 15(4): 299 ~ 307 .
- 肖新建, 顾连兴, 倪培. 2002. 安徽铜陵狮子山铜金矿床流体多次沸腾及其与成矿的关系[J]. *中国科学(D辑)*, 32(3): 199 ~ 206 .
- 谢智, 孙卫东, 柴之芳, 陈江峰, 杜安道, 李春生, 毛雪瑛. 2002. 辉钼矿的 Os-Os 法与 Re-Os 法定年及结果比较[J]. *核技术*, 25(12): 1013 ~ 1018 .
- 杨学明, 杨晓勇, 王奎仁, 孙立广, 顾炳忠, 林文通. 1997. 安徽铜陵老鸦岭层状铜矿床的成矿地球化学研究[J]. *大地构造与成矿学*, 21(4): 347 ~ 361 .
- 张瑞斌, 刘建明, 叶杰, 李永兵. 2003. 河北寿王坟铜矿碳-氧同位素地球化学特征及其意义[J]. *矿产与地质*, 17(2): 122 ~ 126 .
- 赵一鸣, 林文蔚, 孙立广, 毕承思, 李大新, 蒋崇俊. 1990. 中国矽卡岩矿床[M]. 北京: 地质出版社. 123 ~ 136 .
- 朱和平, 王莉娟. 2001. 四极质谱测定流体包裹体中的气相成分[J]. *中国科学(D辑)*, 31(7): 586 ~ 590 .