

德兴朱砂红斑岩铜(金)矿床蚀变-矿化系统流体演化 ——来自 H-O 同位素的制约

张天福¹, 潘小菲², 杨 丹³, 李 岩^{2,4}, 赵 苗^{2,4}

(1. 天津地质调查中心, 天津 300170; 2. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037; 3. 中国地质科学院
矿产资源研究所, 北京 100037; 4. 中国地质大学, 北京 100083)

摘 要: 为查明朱砂红矿床成矿流体来源及矿床蚀变-矿化流体演化过程, 在已厘定的朱砂红矿床脉体类型基础上, 选取了不同蚀变阶段的蚀变矿物, 进行了系统的 H-O 同位素测试。研究发现: 早期 A 脉[无矿团块状石英脉(A1 脉)、石英-钾长石脉(A3 脉)]石英中包裹体 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+6.0\text{‰} \sim +11.2\text{‰}$, δD 值介于 $-90\text{‰} \sim -101\text{‰}$ 之间, 在 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ 图解中, A 脉样品的 H-O 值组成整体位于去气作用后的残余岩浆水范围, 表明引起早期钾硅酸盐化的流体性质为一套高温、高盐度岩浆热液; 绿帘石-石英脉(B1 脉)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值($+6.6\text{‰}$ 和 -101‰)显示青磐岩化蚀变形成与高温岩浆流体相分离后的低密度气相流体有关; 而斑岩中的石英-黄铁矿-黄铜矿(B3 脉)形成时, 流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值($+4.1\text{‰} \sim +6.0\text{‰}$)开始朝雨水线方向发生轻微的氧漂移, 表明开始有少量大气降水的加入; 晚期 D 脉形成时的成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值($+2.8\text{‰} \sim +4.9\text{‰}$)具有明显朝雨水线发生漂移的趋势, 表明引起石英-绢云母化及泥化蚀变的成矿热液为岩浆热液和大气降水的混合流体。总之, 朱砂红矿床钾硅酸盐化、青磐岩化蚀变, 以及该蚀变阶段形成的 A 脉和早期 B 脉, 均由岩浆热液作用引起, 大气降水在钾硅酸盐化向长石分解蚀变转变的阶段开始进入蚀变-矿化系统, 而长石分解蚀变为大气降水与岩浆热液共同作用的产物。

关键词: 成矿热液; H-O 同位素; 朱砂红斑岩矿床; 德兴; 江西

中图分类号: P618.41; P597⁺.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)04-0505-12

Fluid evolution of the alteration-mineralization system in the Zhushahong copper-gold porphyry deposit, Dexing, Jiangxi Province: Constraint from H-O isotopes

ZHANG Tian-fu¹, PAN Xiao-fei², YANG Dan³, LI Yan^{2,4} and ZHAO Miao^{2,4}

(1. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China; 2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: In order to trace the origin of ore-forming fluid during the complicated mineralization and alteration process of the Zhushahong porphyry copper-gold deposit, the authors analyzed H and O isotopes of quartz from different alteration and mineralization assemblages to evaluate the source and evolution of the ore-forming fluid. Some conclusions have been reached: ① $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of water show balance with A-type veins ($+6.0\text{‰} \sim +11.2\text{‰}$, $-90\text{‰} \sim -101\text{‰}$), quartz in phyllite (A1), Qtz-kfs veins (A3), B-type veins, straight quartz

收稿日期: 2014-07-03; 修订日期: 2015-05-08

基金项目: 国家科技支撑计划项目(2011BAB04B02); 国家自然科学基金重点项目(40730419); 国土资源部行业科研专项(201011011)

作者简介: 张天福(1985-), 男, 助理研究员, 矿床学专业, 主要从事矿产地质调查与研究工作, E-mail: tianfuzhang85@163.com; 通讯作者: 潘小菲, 女, 副研究员, E-mail: pan-smile0551@sina.com。

veins (B1), and Qtz-Moly-Py $\pm$ Anhy $\pm$ Cpy veins (B2), suggesting that all the ore-forming fluids were derived from magma; ② $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of water show balance with the B1-type veins ($+6.6\text{‰}$ and -101‰), implying that fluids inducing propylitic alteration were dominated by the fluid separated from magmatic vapor during exsolution with low density, low salinity and high temperature; ③ Considerable variations of $\delta^{18}\text{O}$ in Qtz-Py-Cpy veins (B3) ($+4.1\text{‰} \sim +6.0\text{‰}$) suggest that minor amounts of meteoric water and regional metamorphic water were partially involved in the magmatic water during transforming of K-silicate alteration to feldspar-destructive alteration; ④ During the formation of D-type veins, meteoric water and underground water were infused into the ore-forming fluid-system and mixed with magmatic water ($\delta^{18}\text{O}$: $+2.8\text{‰} \sim +4.9\text{‰}$). Feldspar-destructive alteration which overprinted most of the potassic alteration and part of the propylitic alteration was triggered by the reaction of mixed water with porphyries and phyllite. It is thus held that K-silicate alteration and propylitic alteration accompanying with A-type veins and early B-type veins were caused by the action of magmatic fluid. Meteoric water began being infused into the alteration-mineralization system from the transformation period. However, feldspar-destructive alteration was triggered by the mixed fluid of magmatic water and meteoric water.

Key words: ore-forming hydrothermal fluid; hydrogen and oxygen isotopes; Zhushahong porphyry deposit; Dexing; Jiangxi

德兴斑岩铜矿是中国东部大陆环境最具代表性的大型斑岩型矿集区之一,主要由朱砂红、铜厂和富家坞 3 个矿床组成,其中朱砂红矿床位于矿集区的北东端,其矿体规模最小,目前尚未开采。关于德兴成矿流体来源研究取得的认识归纳主要有 3 种:以大气降水为主、以岩浆水为主、或者两者共同作用的结果(朱训等,1983;芮宗瑶等,1984;叶德隆等,1997;季克俭等,1989;张理刚等,1996;金章东,1999;华仁民等,2000;朱金初等,2002;钱鹏等,2003)。以往的研究主要针对主成矿阶段的脉石矿物(石英、硬石膏等)进行,缺少对成矿前及成矿后流体性质的有效约束。近年来,潘小菲等(2009,2012)探索性地厘定出了铜厂岩浆-热液演化过程中脉体演化序列,以此为载体,详细示踪了铜厂斑岩矿床不同蚀变-矿化过程中热液流体的来源及演化过程。截至 2013 年底,朱砂红实施完成了矿区详查工作,地表以下 500 m(部分可达 1 000 m)均得到了较好的工程控制,使得矿床的精细研究成为可能。为此,张天福等(2012)通过对朱砂红典型剖面的详细解剖,厘定出了朱砂红发育的热液脉体类型及演化序列,确定了矿床的主要蚀变及矿化类型,建立了蚀变及矿化分带模式。基于以上工作,本次拟通过对不同阶段脉体蚀变矿物的 H-O 同位素研究,试图查清矿床不同演化阶段流体的性质及来源,重塑成矿热液演化过程,尝试查明成矿物质沉淀机制,进而揭示矿床成因,丰富对德兴矿集区成矿作用的理解和认识。

1 德兴朱砂红铜矿床地质背景

德兴铜矿田处于由扬子陆块与华夏陆块碰撞拼合而成的华南板块内部(Gilder *et al.*, 1996),空间上靠近十万大山-杭州裂谷带北段和江(山)-绍(兴)断裂带的北西侧(华仁民等,2000;王强等,2004)(图 1a)。矿田主要出露地层为新元古界双桥山群浅变质岩系,岩性主要以灰绿色的千枚岩、板岩和变质沉凝灰岩及其三者的过渡性岩石为主,矿体附近围岩地层多发生不同程度的蚀变(朱训等,1983);与成矿有关的斑岩体主要为燕山期的花岗闪长斑岩($171 \pm 3 \text{ Ma}$;王强等,2004);对于德兴的成岩、成矿动力学背景,近年来越来越多学者认为其属于陆内后造山伸展环境(王强等,2004;侯增谦等,2007;潘小菲等,2009)。矿区自九岭期以来至燕山期,经历了多旋回多期次的构造运动,发育的断裂主要为东西向、北东向和北北东向;其 Cu(Au)、Mo 矿化主体产于花岗闪长斑岩岩体顶部和上部的内外接触带,空间形态呈倾向北西的空心筒状体(朱训等,1983)。

朱砂红矿床与铜厂、富家坞呈北东-南西向排列,为德兴铜矿田发育的 3 个主要矿床之一(图 1b)。矿床蚀变主要有 3 种类型,分别为早期的钾硅酸盐化和青磐岩化蚀变,以及晚期形成的长石分解蚀变。钾硅酸盐化主要分布于花岗闪长斑岩体内部(图 1d),

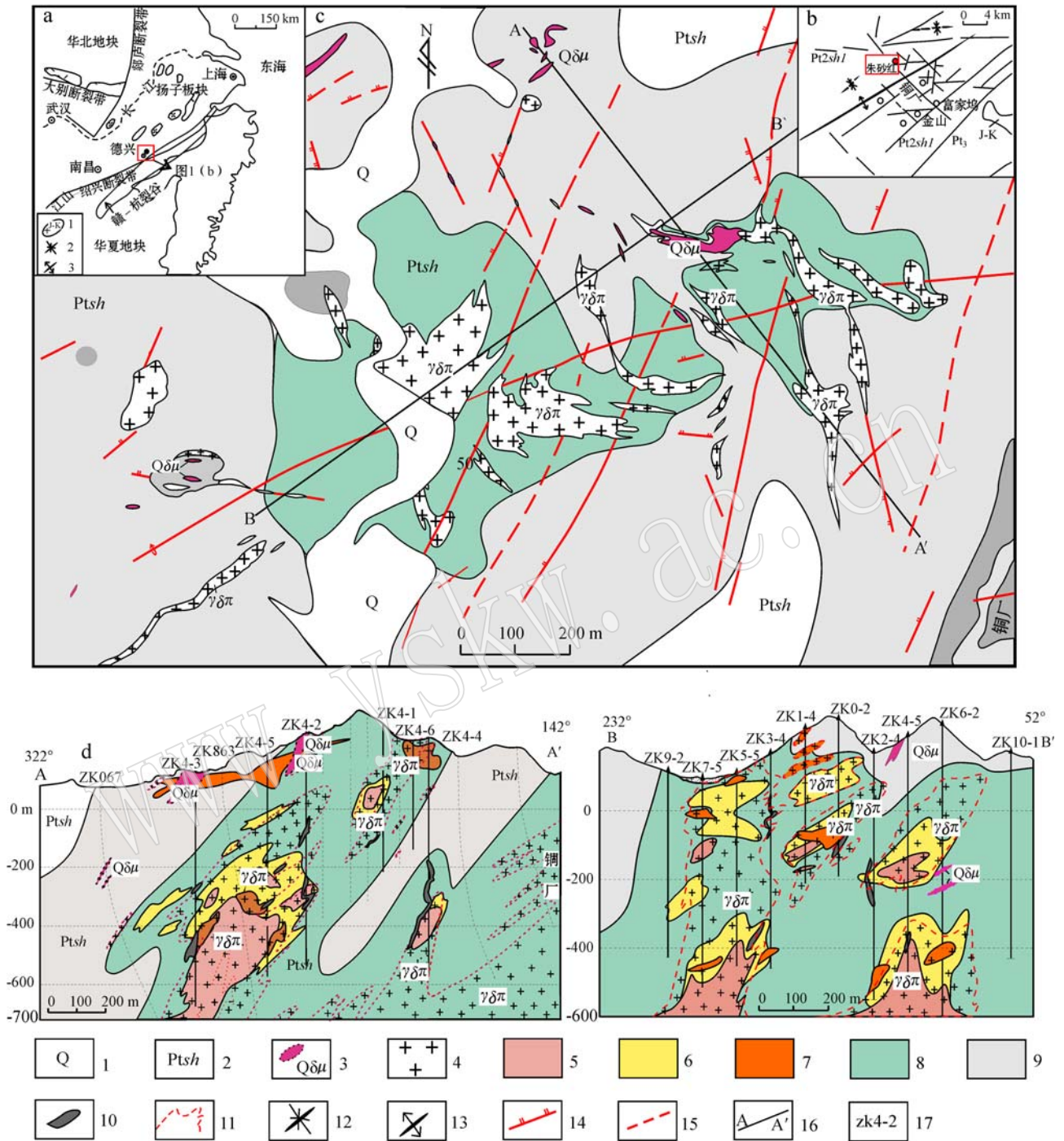


图 1 德兴朱砂红铜矿床产出的大地构造位置[a, b, 据王强等(2004), 侯增谦等(2009)]及矿床地质简图 [c 底图据朱训等(1983), d 据张天福等(2012)]

Fig. 1 Tectonic location (a, b, after Wang Qiang *et al.*, 2004; Hou Zengqian *et al.*, 2009) and simplified geological map (c modified after Zhu Xun *et al.*, 1983; d modified after Zhang Tianfu *et al.*, 2012) of the Zhushahong porphyry copper-gold deposit in Dexing

1—第四系; 2—新元古界双桥山群千枚岩、板岩; 3—石英闪长玢岩脉; 4—花岗闪长斑岩; 5—钾硅酸盐化花岗闪长斑岩; 6—石英-绢云母(白云母)化带; 7—泥化带; 8—绿泥石-绿帘石-水云母化带; 9—绿泥石-伊利石化带; 10—角岩化; 11—岩体界限; 12—向斜; 13—背斜; 14—压扭性断层; 15—未知性质断层; 16—剖面线; 17—钻孔编号

1—Quaternary; 2—phyllite and slate of Shuangqiaoshan Group; 3—quartz diorite porphyry; 4—granodiorite porphyrite; 5—K-silicification belt; 6—quartz-sericite (muscovite) alteration belt; 7—argillization belt; 8—chlorite-epidote-hydromica alteration belt; 9—chlorite-illite alteration belt; 10—hornfels alteration belt; 11—boundary; 12—syncline; 13—anticline; 14—compresso-shear fault; 15—fault; 16—section line; 17—serial number of drill hole

为该矿床最早的蚀变类型,其明显特征为钾长石、黑云母等较为发育,同时伴随有硬石膏和碳酸盐化。其中钾长石化蚀变较强,而黑云母化较弱且发育范围较小,时间上,朱砂红发育的钾长石化蚀变与黑云母化蚀变几乎同时,局部显示钾长石化蚀变稍早于黑云母化。青磐岩化蚀变范围较大,X 粉晶衍射测试结果显示朱砂红明显发育两类不同蚀变程度、不同蚀变矿物组合的青磐岩化:一类以产于花岗闪长斑岩及靠近斑岩体板岩(围岩)中的青磐岩化为代表,主要表现为蚀变程度较强,斑岩体内的青磐岩化蚀变矿物组合以绿泥石-绿帘石化为主,往外蚀变程度逐渐降低而过渡为绿泥石-伊利石化(图 1d);另一类则以产于稍远离岩体的双桥山群板岩、千枚岩为代表,主要表现为绿泥石化变弱而伊利石化较强,且很少发育绿帘石化,其蚀变组合为绿泥石-伊利石化(图 1d)。朱砂红铜矿发育的长石分解蚀变包括石英-绢云母(白云母)-绿泥石化和泥化,两者常叠加在早期的钾硅酸盐化上,有时青磐岩化也有长石分解

蚀变的叠加。朱砂红铜矿体在空间上赋存的基本特征与铜厂和富家坞类似,亦以斑岩体接触带为中心分布(朱训等,1983)。但由于本矿区斑岩体的剥蚀程度低,围岩顶盖大部分还留存,因此岩体顶界接触带和前锋部位的蚀变矿化被保存的较为完好,矿化不只是在岩体上、下盘的接触带富集成环状矿体,而且岩体顶部的接触带和岩体的中、上部亦成为矿化的富集部位,从而致使本区矿体平面上呈不规则透镜状至筒状。

2 样品特征和 H、O 同位素测试方法

从已厘定出的 16 种脉体中选取了其中具代表性的 8 种主要类型、共 25 件样品开展氢氧同位素分析(表 1),样品的岩相学特征请参考张天福等(2012)一文。此外,本文引用了潘小菲等(2012)对铜厂所测 5 个花岗闪长斑岩样品中黑云母斑晶的氢氧同位素数据,用来代表去气后的残余岩浆水(参考 Harris

表 1 朱砂红矿床各期脉体及岩浆矿物 H-O 同位素测试数据
Table 1 H-O isotopes of alteration and magmatic minerals at Zhushahong, Dexing area

样号	样品描述	测试矿物	温度 * /℃	测试值/‰		计算值/‰	
				$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$	$\delta\text{D}_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$	$\delta\text{D}_{\text{流体}}$
ZK4-2-672.1	斑岩中的 Qtz-Kfs 脉	石英	518	10.2	—	8.2	—
ZK4-3-482.2	斑岩中的 Q-Kfs 脉	石英	518	9.1	—	7.1	—
ZK4-3-787.1	斑岩中的 Q-Kfs 脉	石英	518	11.5	—	9.5	—
ZK2-7-700.1	钾化斑岩中 Q-Kfs 脉	石英	518	8.9	-88	6.9	-88
ZK8-4-902.3	斑岩中的 Qtz-Ksp 脉	石英	518	8	-79	6	-79
ZK4-5-417.1	钾化斑岩中 QtzA 脉	石英	518	9.6	-101	7.6	-101
ZK4-4-638.1	板岩中团块状 Qtz 脉	石英	518	13.2	-98	11.2	-98
ZK2-14-581.1	板岩中团块状 Qtz 脉	石英	518	11.1	-86	9.1	-86
ZK2-8-349	板岩中团块状 Qtz 脉	石英	518	11.5	-85	9.5	-85
ZK4-2-307.1	弱钾化斑岩中 B1 脉	石英	382	11	-117	6.5	-117
ZK4-2-557.2	斑岩中 B1 脉	石英	382	10.1	-110	5.6	-110
ZK2-7-695.1	斑岩中 B1 脉	石英	382	9.2	-88	4.7	-88
ZK4-3-477.1	斑岩中 B1 脉	石英	382	10	—	5.5	—
ZK4-3-719.1	斑岩中 Epi-QtzB1'脉	石英	382	11.1	-101	6.6	-101
ZK6-3-1057.1	斑岩中 B2 脉	石英	382	9.8	-74	5.3	-74
ZK4-2-696.1	板岩中 B3 脉	石英	382	12.7	—	8.2	—
ZK4-3-573.3	斑岩中典型 B3 脉	石英	382	9	-75	4.5	-75
ZK6-2-791.2	斑岩中典型 B3 脉	石英	382	10.5	-75	6	-75
ZK8-4-581.1	斑岩中典型 B3 脉	石英	382	8.6	-67	4.1	-67
ZK4-1-212.1	斑岩中 D3 脉	石英	326	10.4	-122	4.4	-122
ZK4-2-440.1	斑岩中 D3 脉	石英	326	9.8	-113	4.4	-113
ZK4-3-482.2	斑岩中 D3 脉	石英	326	8.8	-72	2.8	-72
ZK4-5-683.1	斑岩中 D3 脉	石英	326	10.9	-122	4.9	-122
ZK4-3-573.3	斑岩中 D4 脉	石英	326	10.3	-78	4.3	-78
ZK6-2-894.3	斑岩中 D4 脉	石英	326	10.3	-91	4.3	-91

注: * 采用张天福等(2012)流体包裹体测试结果,多为测试的最高的均一温度值;相应流体的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值计算采用的分馏公式 $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.34 \times 10^6 / t^2 - 3.31$ (Matsuhisa *et al.*, 1979)。

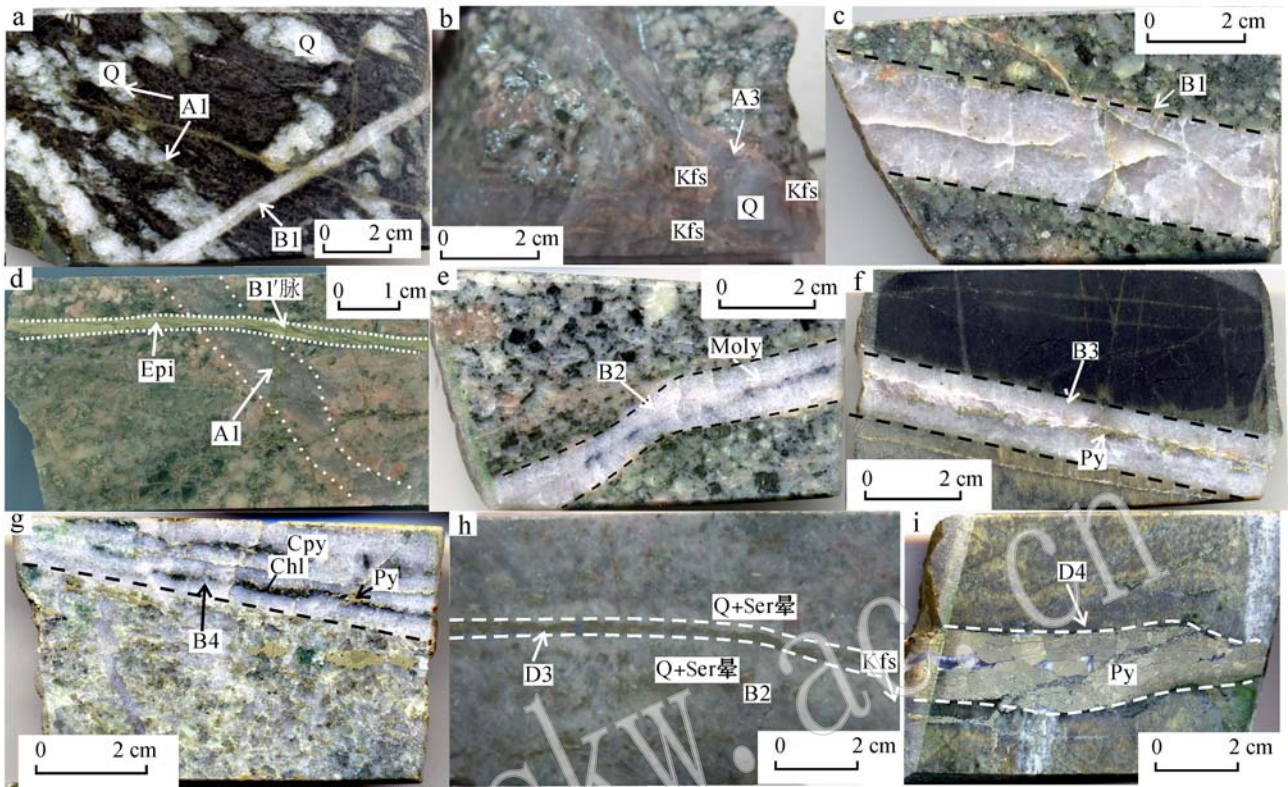


图2 德兴朱砂红矿床发育的各期脉体特征照片

Fig. 2 A, B, D-type veins and their relationship at the Zhushahong porphyry copper-gold deposit, Dexing area

a—顺板理或顺劈理产出的团块状无矿石英 A1 脉, 被后期 B1 脉切穿; b—石英-钾长石(A3 脉: Qtz-Kfs 脉), 脉壁两侧常见钾长石蚀变晕; c—平直的无矿纯石英 B1 脉, 脉壁两侧常有弱钾长石化; d—绿帘石脉(B1'脉), 该脉切穿了早期的无矿石英 A1 脉; e—具有黄铁矿和微细线状辉钼矿的较平直 B2 脉, 部分脉壁两侧偶见弱钾长石化; f—典型 B 脉: 具有黄铁矿及少量黄铜矿细小中心线的平直宽石英 B3 脉; g—石英-黄铜矿-绿泥石±黄铁矿脉(B4 脉), 脉两侧开始出现弱黄铁绢英岩化蚀变晕; h—具有石英-水云母蚀变晕的黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿±石英 D3 细脉; i—具蚀变晕的黄铁矿±石英较宽 D4 脉

a—cloddy quartz veins (A1) in the cleavage of the wall rock, cut by B1 veins; b—Qtz-Kfs veins (A3) with K-silicification halo; c—straight quartz veins (B1) with weak K-silicification halo; d—epidote veins (B1') cut early A1 veins; e—straight Qtz-Moly-Py veins (B2); f—typical B-type veins (B3): straight quartz veins with a little pyrite and molybdenite-line; g—Qtz-Cpy-Chl±Py veins (B4) with weak sericite-pyrite altered halo; h—Cpy-Py-Moly±Qtz veins (D3) with hydromica altered halo on the sides of the veins; i—wide Py±Qtz veins (D4) with altered halo

et al., 2005; 杨志明等, 2009; 潘小菲等, 2012)。本文所测 8 种脉体类型分别为① A1 脉: 板岩中的无矿团块状石英脉, 代表早期流体在围岩中所沉淀下来的产物(图 2a); ② A3 脉: 早期 Qtz-Kfs 脉, 代表引起钾长石化的早期流体(图 2b); ③ B1 脉: 具有弱钾长石蚀变晕平直的纯石英脉; ④ B1'脉: Epi-Qtz 脉; 其中 B1 脉、B1'脉分别代表引起晚期钾硅酸盐化和青磐岩化的流体(图 2c、2d); ⑤ B2 脉: 平直的石英-辉钼矿-黄铁矿-硬石膏±黄铜矿(Qtz-Moly-Py±Anhy±Cpy)脉; ⑥ B3 脉: 石英-黄铁矿-黄铜矿(Qtz-Py-Cpy)脉, 代表钾硅酸盐化向长石分解蚀变转变的阶段的流体(图 2e~2g); ⑦ D3 脉: 具有绢

英岩蚀变晕的黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿±石英(Cpy-Py-Moly±Qtz)脉; ⑧ D4 脉: 黄铁矿±石英(Py±Qtz)宽脉; D3 脉、D4 脉代表着引起绢英岩化的流体(图 2h、2i)。

为了尽可能的减少脉体两侧围岩的污染, 在挑选单矿物石英之前, 本文作者将所测样品中脉体两侧的围岩通过切割全部剔除。此外, 鉴于部分学者(如 Faure *et al.*, 2002; Faure, 2003)对流体包裹体 δD 的可靠性提出过强烈质疑, 本次研究中采取以下两种措施尽量减少晚期流体的同位素混合: 选取的样品均为晚期流体叠加较弱的样品; 在提取 A 脉、B 脉、D 脉包裹体时, 分别在约 400℃、300℃、200℃温

度下恒温 4 h, 尽量剔除各期脉体次生包裹体的影响。H-O 同位素分析是在国土资源部同位素地质重点实验室完成。氧同位素分析所用仪器为 MAT-253EM 型质谱计, 分析采用传统的 BrF_5 方法 (Clayton and Mayeda, 1963): 在真空和高温条件下, 用

BrF_5 与含氧矿物反应提取矿物氧, 然后与灼热电阻-石墨棒燃烧转化成 CO_2 气体, 分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$, 相对标准为 V-SMOW。详细测试结果见表 1 及图 3, 其中有 7 个样品由于含量较少, H 同位素没能测出。

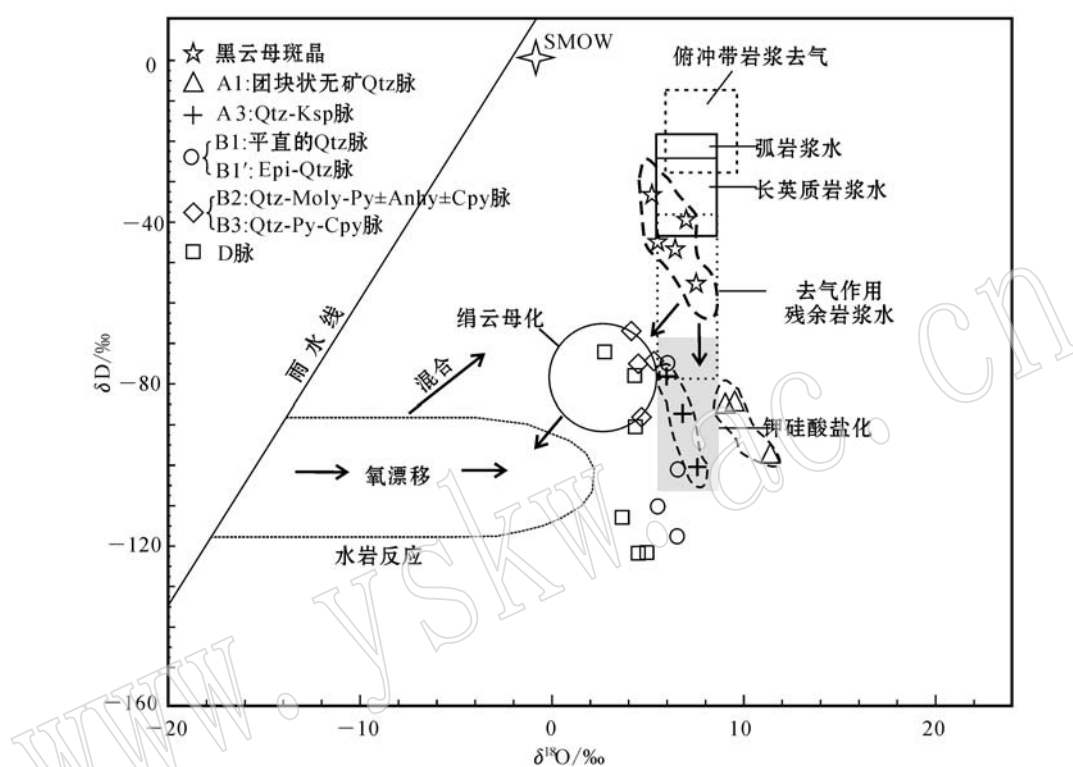


图 3 朱砂红各期热液石英脉的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 模式图 (底图据 Hedenquist and Lowenstern, 1994)

Fig. 3 Calculated $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of fluids responsible for different alteration assemblages at Zhushahong, Dexing (modified after Hedenquist and Lowenstern, 1994)

3 分析结果

黑云母斑晶: 潘小菲等 (2012) 对铜厂 5 个花岗闪长斑岩样品中黑云母斑晶进行了氢氧同位素测试, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 测试值变化于 $+2.6\text{‰} \sim +4.9\text{‰}$ 之间 ($n=5$), 平均为 $+3.8\text{‰}$; δD 测试值为 $-54\text{‰} \sim -79\text{‰}$ ($n=5$), 平均为 -66.2‰ 。计算得出的对应平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $+5.1\text{‰} \sim +7.4\text{‰}$ 之间, 平均为 $+6.3\text{‰}$; δD 值变化于 $-32.7\text{‰} \sim -57.7\text{‰}$ 之间, 平均为 -44.9‰ (潘小菲等, 2012)。计算所得平衡水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显位于长英质岩浆水和残余岩浆水的范围之内, 其中有两个样品处于长英质岩浆水区域的左边缘, 暗示着有少量雨水

的混合, 其原因很可能与斑岩受后期热液蚀变的影响有关, 其中的黑云母斑晶在后期多少都发生过一定程度的白云母化、绿泥石化蚀变。

A 脉: A 脉中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 测试值总体变化于 $+8.0\text{‰} \sim +13.2\text{‰}$ 之间 ($n=9$), 平均为 $+10.3\text{‰}$; 石英中包裹体 H_2O 的 δD 值介于 $-90\text{‰} \sim -101\text{‰}$ 之间 ($n=6$), 平均为 -90‰ 。采用张天福等 (2012) 中 A 脉中包裹体均一温度 (518°C), 求得与石英达到平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $+6.0\text{‰} \sim +11.2\text{‰}$ 之间 ($n=9$), 平均为 $+8.3\text{‰}$ 。其中, 团块状石英脉 A1 中的石英平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+9.1\text{‰} \sim +11.2\text{‰}$ ($n=3$), 平均 $+9.9\text{‰}$; Qtz-Kfs 脉 (A3) 中的石英平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+6.0\text{‰} \sim +9.5\text{‰}$ ($n=6$), 平均 $+7.55\text{‰}$, 团块状石英脉 A1 脉相对

Qtz-Ksp 脉(A3)具有稍微高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表 1, 图 3)。上述数据显示, 同世界典型斑岩铜矿床引起早期钾硅酸盐化的流体一样(参考 Harris *et al.*, 2005), 朱砂红铜矿引起早期钾长石化的流体其 H-O 值也处在残余岩浆水范围, 但 δD 值相对亏损(图 3)。

B 脉: B 脉中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 测试值总体变化于 $+8.6\text{‰} \sim +12.7\text{‰}$ 之间 ($n = 10$), 平均为 $+10.2\text{‰}$; 石英中包裹体 H_2O 的 δD 值介于 $-67\text{‰} \sim -117\text{‰}$ 之间, 平均为 -88‰ ($n = 5$)。采用张天福等(2012)中 B 脉中包裹体均一温度(382°C), 求得与石英达到平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $+4.1\text{‰} \sim +8.2\text{‰}$, 平均为 $+5.7\text{‰}$ 。其中, 具弱钾化蚀变晕 B1 脉和 $\text{Epi} \pm \text{Qtz}$ (B1') 脉平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+4.7\text{‰} \sim +6.5\text{‰}$ ($n = 4$), 平均为 $+5.9\text{‰}$; 而具有弱绢英岩化蚀变晕的 B2 和 B3 的平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+4.1\text{‰} \sim +6.6\text{‰}$ ($n = 4$), 平均为 $+4.8\text{‰}$ (表 1)。引起晚期假硅酸盐化(B1 脉)和青磐岩化的流体(B1' 脉)其 δD 值变化范围较大, 总体相对亏损, 但其 H-O 值投图仍位于残余岩浆水范围内(图 3): 在 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图解中, $\text{Epi} \pm \text{Qtz}$ (B1' 脉) 脉的 H-O 同位素组成靠近火山气区域内, 表明青磐岩化蚀变形成与高温岩浆流体相分离后的低密度气相流体有关; 而代表钾硅酸盐化向长石分解蚀变转变的阶段(B2、B3 脉)平衡的流体的 H-O 值投在了残余岩浆水范围的左侧边缘附近, 这暗示着晚期 B 脉形成时已开始有少量雨水的加入(图 3)。

D 脉: D 脉中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 测试值总体变化于 $+8.8\text{‰} \sim +10.9\text{‰}$ 之间 ($n = 6$), 平均为 $+10.1\text{‰}$; 石英中包裹体 H_2O 的 δD 值介于 $-72\text{‰} \sim -122\text{‰}$ 之间, 平均为 -100‰ ($n = 6$)。采用张天福等(2012)中 D 脉中包裹体均一温度(326°C), 求得与石英达到平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $+2.8\text{‰} \sim +4.9\text{‰}$, 平均为 $+4.1\text{‰}$ (表 1)。相对早期脉体, D 脉平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低, 介于岩浆水和雨水之间, 且 δD 值变化范围较大, 该阶段的 H-O 同位素组成投在了残余岩浆水与雨水的混合区域, 表明引起石英-绢云母(白云母)化的流体性质为岩浆流体分离后高密度液相与雨水的混合流体(图 3)。

4 讨论

4.1 流体性质及演化路径

通过以上数据分析, 结合张天福等(2012)所获

得的各期脉体的显微测温数据, 朱砂红矿床流体演化路径基本清楚。

成矿早期阶段: 早期成矿流体为高温($350 \sim 550^\circ\text{C}$)、中高盐度($2.9\% \sim 16.8\%$ NaCl 和 $52.9\% \sim 69.9\%$ NaCl)的岩浆热液, 对应压力范围大致介于 $50 \sim 170\text{ MPa}$, 甚至更高(张天福等, 2012)。这种高温岩浆热液引起了早期的钾硅酸盐化蚀变, 其中, 无矿石英脉、钾长石细脉及石英 $\pm$ 钾长石脉等不规则状 A 脉为早期成矿流体作用的地质记录。这些早期脉体中的原生包裹体以 VL 相和 LVH 相为主, 其中 LVH 相包裹体皆以石盐或硬石膏子矿物的消失而均一, 这种低盐度富气相和高盐度富液相包裹体共存现象暗示着该阶段的这种低密度气相和高盐度液相流体组合很可能是由岩浆出溶的高温、高压、中等盐度超临界流体(约 10% NaCl, Hedenquist and Lowensten, 1994; Richards, 2005, 2010)在出溶之后不久发生相分离所形成的(图 4, 左图), 另一种可能就是直接来自于熔融岩浆的出溶(Shinohara *et al.*, 1995)。此外, 该阶段含子矿物多相包裹体中可常见黄铜矿及高氧化态的子矿物(如赤铁矿、硬石膏), 这些指示了早期成矿热液还具有高氧逸度并富含成矿物质的特征(张天福等, 2012)。钾长石化蚀变阶段几乎无矿化, 黑云母化蚀变阶段开始有浸染状的 Cu 矿化及少量短微细脉状黄铜矿化; 此阶段没有发现明显的 Mo 矿化。

转换阶段: 伴随着出溶挥发分不断聚集, 流体内部压力不断增大, 岩体(脉)顶部及围岩由于聚集流体的液压致裂作用而产生大规模贯通性裂隙(图 4, 中图)。朱砂红矿床所发育的 B 脉脉壁平直、界限清晰, 脉中石英颗粒粗大而且较自形, 多垂直于脉壁对称生长, 这些都表明 B 脉形成于该张性裂隙大规模发育阶段。早期 B1 脉(无矿平直 Qtz 脉)和 B2 (Qt-Moly-Py $\pm$ Anhy $\pm$ Cpy)脉体两侧仍可以看到少量钾长石弱蚀变晕(图 2c, 2e), 而到了 B4 脉(Q-Chl $\pm$ Py 脉)的出现, 脉体两侧开始出现弱黄铁-绢英岩化蚀变晕(图 2g), 因此, B 脉的形成明显处于钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转换的阶段。该阶段成矿流体的 H-O 同位素研究表明其依然是以岩浆热液为主, 晚期 B 脉形成时已开始有雨水的混入(图 3), 其特征开始明显与早期成矿流体有所不同: 成矿流体温度降低至 $248 \sim 405^\circ\text{C}$ 范围, 盐度变化范围变得相对宽泛(集中在 $38.6\% \sim 58.0\%$ NaCl 和 $0.9\% \sim 10.6\%$ NaCl 范围内), 流体压力由 $25 \sim 50\text{ MPa}$ (B1、

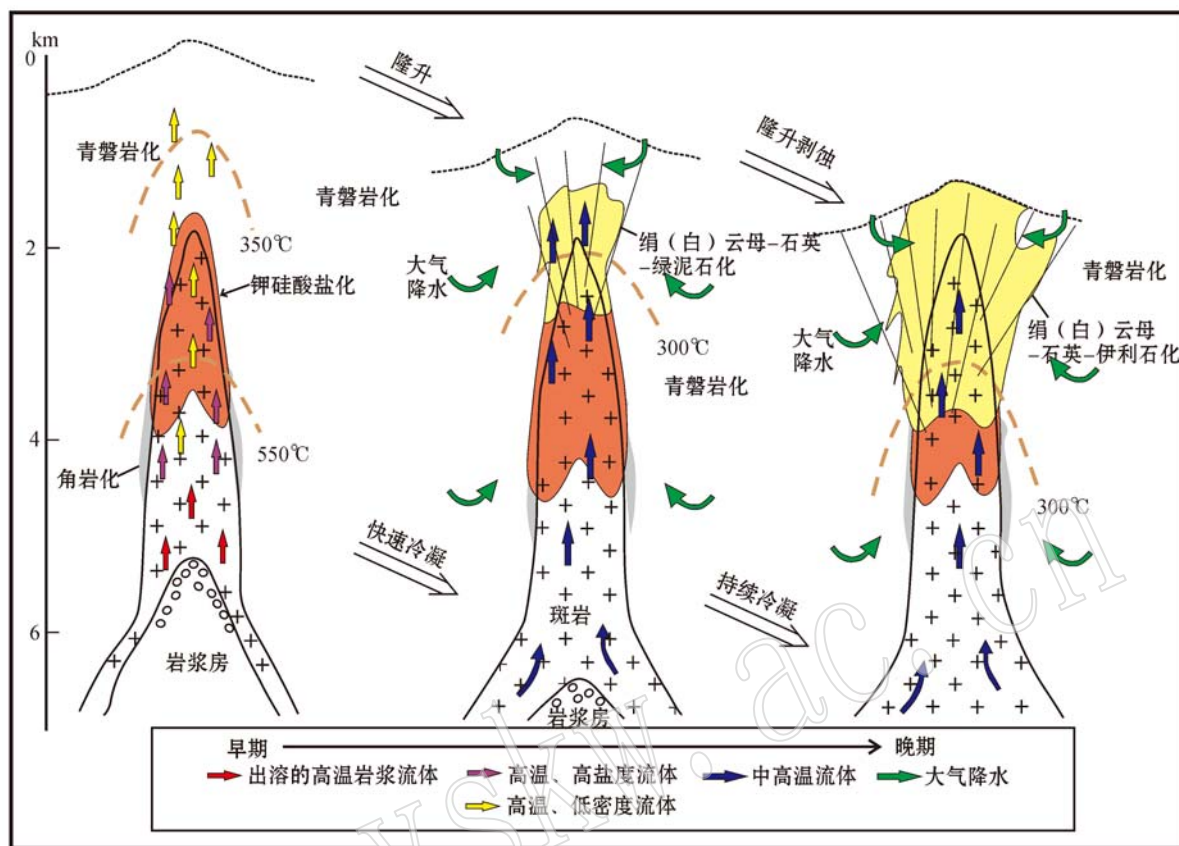


图 4 朱砂红矿床成矿流体演化及蚀变过程示意图

Fig. 4 Evolution process of the ore-forming fluid at the Zhushahong porphyry copper-gold deposit

B2 形成时)降低到 15~30 MPa(B3、B4 形成时),表明此时流体发生了从静岩条件向静水条件转变(张天福等,2012)。与此同时,该阶段成矿流体发生过减压沸腾作用,其在 B2 脉体中表现为原生 VL 和 LVH 相包裹体共存且完全均一温度相当,即沸腾包裹体组合的特征(张天福等,2012)。伴随着晚期少量外来雨水的混合和流体沸腾作用,成矿流体中的 Cu、Mo 金属开始发生大量沉淀,导致该阶段脉发育大量较为平直的石英-硫化物脉体和石英-辉钼矿-硫化物脉体。斑岩体内的绿泥石-绿帘石化蚀变很可能是该阶段早期岩浆热液所引起的,而远离斑岩体围岩中大范围的绿泥石-伊利石化蚀变很可能是岩浆热液与雨水大规模充分交互混合流体所引起的。

成矿晚期阶段:晚期阶段流体的活动形成了不同类型的 D 脉,同时导致大规模的长石分解蚀变,其典型代表有 Moly-Qtz-Ser ± Py ± Cpy、Py-Cpy-Chl-Ser ± Qtz 及 Cpy-Py-Moly-Ser ± Qtz 等脉体,这些脉体多为板状、宽脉状,且两侧具有明显的绢云母(白

云母)-石英-黄铁矿蚀变晕。该阶段成矿流体温度(127~326℃)和盐度(0.4%~5.1% NaCl)都明显低于早期流体,流体压力也降低至 15 MPa 以下(张天福等,2012)。多数学者认为该阶段流体除了具有岩浆热液外,还有大量大气降水混入的特征,致使成矿流体大规模的稀释(Reynolds and Beane, 1985; Taylor, 1997; 杨志明等,2009)。而最近国内外学者对于稳定 H、O 同位素数据的解译表明独立的岩浆流体也是有能力产生绿泥石-绢云母和绢云母矿物组合的(Kusakabe *et al.*, 1990; Hedenquist and Richards, 1998; Rusk *et al.*, 2004; Harris *et al.*, 2005)。朱砂红矿床长石分解蚀变阶段典型脉体石英的 H-O 同位素组成显示出该阶段的成矿流体具有前者特征,即岩浆热液与雨水混合的特征(图 3)。该阶段除形成大量的黄铁矿以外,也产生了大量的 Cu、Mo 矿化,其产出主要有脉状和浸染状两种形式,主要的 Cu、Mo 矿化脉有 Moly-Qtz-Ser ± Py ± Cpy 脉(D1)、Py-Cpy-Chl-Ser ± Qtz 脉及 Cpy-Py-Moly-Ser ± Qtz 等脉体;浸染状矿化主要分布在绢英岩化中,尤

其在叠加早期蚀变的部位,矿化会明显加强。长石分解蚀变阶段的 Cu 矿化原因目前存在争议,主要有两种解释:一种解释为该阶段成矿流体本身一直保持较高的 Cu 溶解度,直到长石分解阶段发生沉淀;另一种解释为该阶段的 Cu 矿化是因为该阶段流体呈酸性,溶解并迁移了早期蚀变阶段的含铜矿物而形成的。本文经过大量的镜下岩相学观察认为前者是该阶段 Cu 矿化形成的重要原因,后者也在该阶段 Cu 矿化过程中起到了一定的作用。

4.2 成矿物质萃取、迁移及沉淀机制

朱砂红矿床目前还缺少岩浆房初始出溶的地质记录,但朱砂红矿床所发育的蚀变规模很难用其体积较小的含矿斑岩体来解释,其岩枝、岩脉状的含矿斑岩体也很难提供足够的成矿物质形成其现有的成矿规模(Cu 资源量 0.6 Mt,平均品位 0.423%; Mo 资源量 1.5×10^4 t,平均品位 0.01%; Au 资源量 14.7 t,平均品位 0.1 g/t)。因此,本文推测朱砂红下部含矿斑岩体很可能与铜厂为同一斑岩体,并且在其深部很可能存在着体积较大的岩浆房,深部岩浆房的流体出溶才是造成整个德兴铜矿大规模蚀变和形成如此大规模成矿(Cu 资源量: 1 168 Mt,平均品位 0.45%)的主要原因。岩浆中挥发分出溶最主要原因是岩浆在上侵过程中的减压与结晶(Burnham, 1979, 1981; Burnham and Ohmoto, 1980),而朱砂红所发育众多的含矿岩枝、岩脉主要是为岩浆房出溶的流体向上运移提供通道。这种高温、高压流体在出溶过程中会不断萃取岩浆房和花岗闪长斑岩中的金属,与此同时,尚未完全固结或弱固结塑性斑岩在高应变率条件下会产生大规模的水压致裂断裂(Fournier, 1999),从而形成大面积分布的微细网脉(Burnham, 1979),而富含成矿物质的高温岩浆流体沿着不规则微裂隙及邻近板岩中的板理充填,从而形成了早期不规则-团块状的 A 脉,并引起早期的钾硅酸盐化,早期钾硅酸盐化蚀变中的石英脉无矿可能是由于成矿流体具有过高的温度以至于不可能形成显著的 Cu-Fe 硫化物。

主流观点认为 Cu 的迁移主要是以 Cl 的络合物形式(Burnham, 1997; Burnham and Ohmoto, 1980; Candela and Holland, 1984)及部分以 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 F^- 、 NO_3^- 等离子组成的络离子迁移、搬运的,但是最近实验研究工作和流体包裹体中 S 的分析表明,在气体阶段,挥发性 $\text{S}(\text{H}_2\text{S} \pm \text{SO}_2)$ 对于 Cu 和 Au 的迁移也具有很重要的作用(Nagase-

ki and Hayashi, 2008; Pokrovski *et al.*, 2008, 2009; Seo *et al.*, 2009; Zajacz and Halter, 2009),而在高盐度流体阶段 Mo 可能是以氧化物的形式迁移(Ullrich and Mavrogenes, 2008)。成矿流体在聚集、迁移过程中温度、压力、盐度及 pH 值等因素的变化都可能打破成矿流体的平衡状态,导致金属的沉淀,这也是朱砂红矿床在转换阶段(B 脉形成时)产生大量 Cu、Mo 矿化的原因:转换阶段大规模贯通性裂隙发育,导致成矿流体从静岩条件向静水条件转变,成矿流体发生减压沸腾作用,减压沸腾作用一方面致使成矿流体中的气体散失而使流体中金属元素的浓度提高,加上压力、温度的降低致使 Cu 溶解度也随之降低,促进 Cu、Mo 过饱和沉淀;另一方面,在转换阶段晚期有少量大气降水的混入,这在一定程度上改变了岩浆热液系统的温压、硫氧逸度、酸碱度及盐度等物理化学条件,导致 Cu、Mo 络合物不稳定而发生分解、沉淀。晚期长石分解蚀变也是朱砂红矿床重要的 Cu、Mo 矿化阶段,该阶段大量大气降水的混入并在高温岩浆热液驱动下形成循环地下水,一方面破坏了原岩浆热液系统的平衡状态,导致金属的沉淀;同时循环地下水很可能也带入一定量的围岩矿物质及少量有机气体,有机气体与上升岩浆热液混合,还原 SO_2 生成 H_2S 或 HS^- ,促进了金属硫化物的沉淀。

5 结论

(1) 本文获得朱砂红矿床各蚀变阶段的 H-O 同位素组成特征,并查明了不同成矿阶段流体性质及来源:早期 A 脉(A1 脉、A3 脉)单矿物石英的 H、O 结果显示引起早期钾硅酸盐化的流体性质为岩浆热液;代表青磐岩化蚀变的绿帘石-石英脉(B1'脉)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值显示引起青磐岩化蚀变的流体性质为高温岩浆流体相分离后的低密度气相流体;B3 脉形成时可能开始有少量大气降水的加入;D 脉形成时 $\delta^{18}\text{O}$ 值朝雨水线发生明显漂移,表明引起石英-绢云母化及泥化蚀变的成矿热液为岩浆热液和大气降水的混合流体。

(2) 成矿流体演化过程与蚀变矿化的耦合:朱砂红矿床早期的钾硅酸盐化、青磐岩化蚀变,以及该蚀变阶段形成的 A 脉和早期 B 脉,均由岩浆热液作用引起,大气降水在钾硅酸盐化向长石分解蚀变转变的阶段开始进入蚀变-矿化系统,而长石分解蚀

变(包括石英-绢云母化、泥化)为大气降水与岩浆热液混合对流作用的产物。

钾长石化蚀变阶段几乎无矿化;黑云母化蚀变阶段开始有浸染状的 Cu 矿化及少量短微细脉状的黄铜矿化,此阶段没有明显的 Mo 矿化;转换阶段裂隙发育,成矿流体发生减压沸腾作用,加之晚期有少量大气降水的混入,导致 Cu 、 Mo 过饱和及其络合物的不稳定而产生大量 Cu 、 Mo 沉淀;长石分解蚀变阶段也是朱砂红矿床重要的 Cu 、 Mo 矿化阶段,大气降水与岩浆热液混合对流作用在该成矿阶段起主要作用。

致谢 野外工作得到了江铜集团德兴铜矿涂小梅工程师的大力帮助,中国地质科学院矿产资源研究所实验室徐文艺研究员在测试过程中给予了指导和帮助,匿名审稿老师提出了宝贵修改意见和建议,在此一并表示感谢。

References

- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids[A]. Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed[C]. Wiley, New York, 71~136.
- Burnham C W. 1981. Physicochemical constraints on porphyry mineralization[J]. Arizona Geol. Soc. Digest, 14: 71~77.
- Burnham C W. 1997. Magmas and hydrothermal fluids[A]. Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3th edition[C]. New York, John Wiley and Sons, 63~123.
- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism[J]. Mining Geol. Spec. Issue, 8: 1~11.
- Candela P A and Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 373~380.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine in pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 27(1): 43~52.
- Faure K. 2003. δD values of fluid inclusions water in quartz and calcite ejecta from active geothermal systems: Do values reflect those of original hydrothermal water? [J]. Economic Geology, 98: 657~660.
- Faure K, Matsuhisa Y, Matsugi H, *et al.* 2002. The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: Oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids[J]. Economic Geology, 97: 481~498.
- Fournier R O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment[J]. Economic Geology, 94: 1 193~1 211.
- Gilder S A, Gill J and Coe R S. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China[J]. Jour Geophys Res., 101: 16 137~16 154.
- Harris A C, Golding S D and White N C. 2005. Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit: Stable isotope evidence for a porphyry-related hydrothermal system dominated by magmatic aqueous fluids[J]. Econ. Geol., 100: 863~886.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal of deposits[J]. Nature, 370: 519~527.
- Hedenquist J W and Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposit s. Techniques in hydrothermal ore deposits geology[J]. Reviews in Economic Geology, 10: 235~256.
- Hou Zengqian, Pan Xiaofei, Yang Zhiming, *et al.* 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to Oceanic-Slab subduction: examples from Chinese porphyry deposits in continental settings[J]. Geoscience, 21(2): 332~351(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian and Yang Zhiming. 2009. Porphyry deposits in continental settings of China: geological characteristics, magmatic-hydrothermal system, and metallogenic model[J]. Acta Geologica Sinica, 83(12): 1 779~1 817(in Chinese with English abstract).
- Hua Renmin, Li Xiaofeng, Lu Jianjun, *et al.* 2000. Study on the tectonic setting and ore-forming fluids of Dexing large ore-concentrating area, Northeast Jiangxi Province[J]. Advance in Earth Sciences, 15(5): 525~533(in Chinese with English abstract).
- Jin Zhangdong. 1999. Geochemistry and evolution of ore-forming fluids at Tongchang porphyry copper deposit, Dexing County, Jiangxi Province[D]. Nanjing University: 1~124(in Chinese with English abstract).
- Ji Kejian, Wu Xuehan and Zhang Guobing. 1989. The Mineral, Hydrothermal Source and Distribution of Hydrothermal Deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~156(in Chinese).
- Kusakabe M, Hort M and Matsuhisa Y. 1990. Primary mineralization-alteration of the El Teniente and Rio Blanco porphyry copper deposits Chile. Stable isotopes, fluid inclusions and $\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ratios of hydrothermal biotite[A]. Herbert H K and Ho S E. Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralization[C]. University of Western Australia Geology Department and Extension Services Publication, 23: 226~243.

- Matsuhisa Y, Goldsmith J R and Clayton R N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1 131~1 140.
- Nagaseki H and Hayashi K. 2008. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system[J]. *Geology*, 36: 27~30.
- Pan Xiaofei, Song Yucai, Wang Shuxian, *et al.* 2009. Evolution of hydrothermal fluid of Dexing Tongchang copper-gold porphyry deposit [J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1 930~1 950(in Chinese with English abstract).
- Pan Xiaofei, Song Yucai, Yang Dan, *et al.* 2012. Restriction of H-O isotopes for alteration and mineralization system of Tongchang Cu(-Mo-Au) porphyric deposit, Jiangxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 850~860(in Chinese with English abstract).
- Pokrovski G S, Borisova A Y and Harrichoury J C. 2008. The effect of sulfur on vapour-liquid fractionation of metals in hydrothermal systems[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 266: 345~362.
- Pokrovski G S, Tagirov B R, Schott J, *et al.* 2009. A new view on gold speciation in sulfur-bearing hydrothermal fluids from in situ X-ray absorption spectroscopy and quantum-chemical modeling [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 5 406~5 427.
- Qian Peng, Lu Jianjun and Yao Chunliang. 2003. Origin and evolution of ore-forming fluids of the Dexing porphyry copper deposit, Eastern China: fluid inclusion study[J]. *Journal of Nanjing University(Natural Sciences)*, 39(3): 319~326(in Chinese with English abstract).
- Reynolds T J and Beane R E. 1985. Evolution of hydrothermal characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit [J]. *Economic Geology*, 80: 1 328~1 347.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[A]. Porter T M. *Super-Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*[C]. PGC Publishing, Adelaide, 7~25.
- Richards J P. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Economic Geology*, 105: 3~41.
- Rusk B G, Reed M H, Dilles J H, *et al.* 2004. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusion from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, MT [J]. *Chemical Geology*, 210: 173~199.
- Rui Zongyao, Huang Chongke, Qi Guoming, *et al.* 1984. The Geology of Porphyry Copper(-Molybdenum) Deposits in China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~350(in Chinese with English abstract).
- Seo J H, Guillong M and Heinrich C A. 2009. The role of sulfur in the formation of magmatic-hydrothermal copper-gold deposits[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 282: 323~328.
- Shinohara H, Kazahaya K and Lowenstern J B. 1995. Volatile transport in a convecting magma column: Implication for porphyry Mo mineralization[J]. *Geology*, 23: 1 091~1 094.
- Taylor H P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits[A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (third edition)[C]. New York, John Wiley: 229~302.
- Ulrich T and Mavrogenes J. 2008. An experimental study of the solubility of molybdenum in H₂O and KCl-H₂O solutions from 500°C to 800°C, and 150 to 300 MPa[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2 316~2 330.
- Wang Qiang, Zhao Zhenhua, Jian Ping, *et al.* 2004. Shrimp zircon geochronology and Nd-Sr isotopic geochemistry of the Dexing granodiorite porphyries[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 315~324(in Chinese with English abstract).
- Ye Delong, Ye Song, Wang Qun, *et al.* 1997. The system of structural Geology-Magma-Mineralization in Dexing porphyry copper deposit [J]. *Scientific Journal of Earth Science*, 22(3): 252~256(in Chinese).
- Yang Zhiming and Hou Zengqian. 2009. Genesis of giant porphyry Cu deposit at Qulong, Tibet: Constraints from fluid inclusions and H-O isotopes[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1 838~1 856(in Chinese with English abstract).
- Zajacz Z and Halter W. 2009. Copper transport by high temperature, sulfur-rich magmatic vapor: Evidence from silicate melt and vapor inclusions in a basaltic andesite from the Villarica volcano (Chile) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 282: 115~121.
- Zhang Tianfu, Pan Xiaofei, Yang Dan, *et al.* 2012. A study of fluid inclusions in Zhushahong copper-gold porphyry deposit, Dexing, Jiangxi[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 861~881(in Chinese with English abstract).
- Zhang Ligang, Liu Jingxiu, Chen Zhensheng, *et al.* 1996. Hydrogen and oxygen isotope evolution for water-rock system in Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 31: 250~260(in Chinese).
- Zhu Jinchu and Jin Zhangdong. 2002. Ore-forming fluid process in the Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province: evidence from clay mineralogy, fluid inclusion and isotope tracing[J]. *Journal of Nanjing University(Natural Sciences)*, 38(3): 418~432(in Chinese with English abstract).

Zhu Xun, Huang Chongke, Rui Zongyao, *et al.* 1983. The Geology of Dexing Porphyry Copper Ore Field[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~314(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 21(2): 332~351.
- 侯增谦, 杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床: 基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12): 1779~1817.
- 华仁民, 李晓峰, 陆建军, 等. 2000. 德兴大型铜金矿集区构造环境和成矿流体研究进展[J]. 地球科学进展, 15(5): 525~533.
- 金章东. 1999. 德兴铜厂斑岩铜矿床成矿流体地球化学演化[D]. 南京: 南京大学, 1~124.
- 季克俭, 吴学汉, 张国柄. 1989. 热液矿床的矿源、水热和热源及矿床分布规律[M]. 北京: 科学技术出版社, 1~322.
- 潘小菲, 宋玉财, 王淑贤, 等. 2009. 德兴铜厂斑岩型铜金矿床热液演化过程[J]. 地质学报, 83(12): 1930~1950.
- 潘小菲, 宋玉财, 杨丹, 等. 2012. 德兴铜厂斑岩铜(钼金)矿床蚀变-矿化系统流体演化: H-O 同位素制约[J]. 矿床地质, 31(4): 850~860.
- 钱鹏, 陆建军, 姚春亮. 2003. 德兴斑岩铜矿成矿流体演化与来源的流体包裹体研究[J]. 南京大学学报: 自然科学版, 39(3): 319~326.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1~350.
- 王强, 赵振华, 简平, 等. 2004. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(2): 315~324.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H-O 同位素证据[J]. 地质学报, 83(12): 1838~1856.
- 叶德隆, 叶松, 王群, 等. 1997. 德兴式斑岩型矿床的构造-岩浆-成矿体系[J]. 地球科学, 22(3): 252~256.
- 朱训, 黄崇珂, 芮宗瑶, 等. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社, 1~314.
- 朱金初, 金章东. 2002. 德兴铜厂斑岩铜矿流体过程[J]. 南京大学学报, 38(3): 418~432.
- 张天福, 潘小菲, 杨丹, 等. 2012. 德兴朱砂红斑岩型铜(金)矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 31(4): 861~881.
- 张理刚, 刘敬秀, 陈振胜, 等. 1996. 江西德兴铜厂铜矿水-岩体系氢氧同位素演化[J]. 地质科学, 31: 250~260.