

文章编号: 0258-7106 (2012) 04-0850-11

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*

潘小菲¹, 宋玉财¹, 李振清², 胡保根³, 朱小云³, 王增科³,
杨 丹², 张天福^{1,4}, 李 岩^{1,4}

(1 中国地质科学地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;
3 江西铜业股份有限公司德兴铜矿, 江西 德兴 334224; 4 中国地质大学, 北京 100083)

摘 要 江西铜厂斑岩铜(钼金)矿床是德兴斑岩矿集区最大的矿床。文章根据铜厂矿床发育的钾硅酸盐化、绢英岩化、青磐岩化蚀变组合特征,和已厘定的铜厂矿床脉体类型,选取代表不同蚀变-矿化阶段的石英、黑云母、绢云母及绿泥石等,进行单矿物的 H、O 同位素测试。石英和黑云母单矿物 O 同位素,与石英、黑云母平衡流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值联合示踪结果显示,铜厂矿床早期 A 脉(不规则疙瘩状 A1 脉、石英-黑云母 A2 脉和石英-磁铁矿 A4 脉)和中期 B 脉(矿物组合为石英-黄铁矿+黄铜矿±辉钼矿±斑铜矿)形成时,成矿热液均为岩浆流体来源,但 B 脉可能混入了少量大气降水。晚期低温 D 脉和碳酸岩脉(180~200℃)的成矿热液全部为大气降水来源。斑晶黑云母平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变化范围较大表明,黑云母形成时的热液系统主要为岩浆水,局部受区域变质水和大气降水的混染,也可能与少量黑云母斑晶受到后期绿泥石化、水云母化蚀变有关。绿泥石蚀变主要由岩浆流体作用形成,但混入了一些大气降水,导致其 $\delta^{18}\text{O}$ 值少量降低。绢云母平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值(4.6‰和 -19.4‰)表明,绢云母是大气降水与千枚岩共同作用的结果。总体来说,铜厂矿床钾硅酸盐化、绿泥石化蚀变,以及钾硅酸盐化阶段形成的 A 脉和 B 脉,均由岩浆流体作用引起,大气降水在绿泥石化阶段进入蚀变-矿化系统,而绢云母化、晚期低温 D 脉和碳酸盐脉均是大气降水作用的产物。

关键词 地球化学 H-O 同位素 成矿热液 斑岩铜(钼金)矿床 铜厂

中图分类号 P618.41; P597

文献标志码 A

Restriction of H-O isotopes for alteration and mineralization system of Tongchang Cu (-Mo-Au) porphyry deposit, Jiangxi Province

PAN XiaoFei¹, SONG YuCai¹, LI ZhenQing², HU BaoGen³, ZHU XiaoYun³, WANG ZengKe³,
YANG Dan², ZHANG TianFu^{1,4} and LI Yan^{1,4}

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;
3 Dexing Copper Mine, Jiangxi Copper Co. Ltd., Dexing 334200, Jiangxi, China; 4 China University of Geosciences,
Beijing 100083, China)

Abstract

Tongchang is the biggest porphyry Cu (Mo, Au) deposit in the Dexing metallogenic ore concentration area. For tracing the origin of ore-forming fluid during complicated mineralization and alteration process of the

* 本文由国家科技支撑计划项目“安吉-德兴铜钼多金属矿带成矿规律及勘查模型”(编号:2011BAB04B02)、国土资源部公益性行业科研专项课题“大陆环境斑岩铜金矿床成因模型研究”(编号:201011011-2)及国家自然科学基金重点项目(编号:40730419)资助完成

第一作者简介 潘小菲,女,1977年生,副研究员,主要从事矿床成因研究。Email:pan-smile0551@sina.com

收稿日期 2012-04-26;改回日期 2012-06-10。张绮玲编辑。

Tongchang porphyry Cu (-Mo-Au) deposit, the work has been mostly devoted to oxygen isotopes of rocks or spatial anomaly delineation of oxygen isotopes of whole rock, whereas researches on combined hydrogen and oxygen isotopes of single minerals including altered minerals and gauge minerals are very insufficient. According to detailed classification of different alteration and mineralization assemblages, the authors analyzed H and O isotopes of quartz, biotite, chlorite and sericite of different stages in Tongchang porphyry Cu (Mo, Au) deposit to evaluate the source and evolution of the ore-forming fluid. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of water balanced with quartz and biotite from regular barren quartz veins in phyllite (A1), quartz-biotite veins (A2), quartz-magnetite veins (A4) and quartz-pyrite $\pm$ chalcopyrite veins (B) show that all the ore-forming fluids were derived from magma except for partial contamination of B-veins by a little meteoric water. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of quartz from the last low-temperature D-veins and carbonate veins lying at the end of the meteoric water-granodiorite porphyry line indicate that the ore-forming fluid during the last low-temperature stages ($180 \sim 200^\circ\text{C}$) were totally derived from meteoric water. Considerable variations of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of biotite phenocrysts from fresh and chloritization-hydromicazation porphyry suggest that minor amounts of meteoric water and regional metamorphic water were partially involved in the magmatic water during biotite phenocryst crystallization, or late weak chloritization-hydromicazation had already altered granodiorite porphyry. Chloritization was caused by magmatic water besides minor meteoric water, while the sericitization was triggered by the reaction of meteoric water with phyllite. In general, potassium-silicate alteration, chloritization, A-veins and B-veins were formed by the action of magmatic fluid, and meteoric water entered the alteration-mineralization system during chloritization. However, sericitization, late low-temperature D-veins and carbonate veins of the Tongchang deposit were formed by meteoric water.

Key words: geochemistry, hydrogen and oxygen isotopes, ore-forming hydrothermal fluid, Cu(-Mo-Au) porphyry deposit, Tongchang

德兴斑岩铜(钼金)矿集区是中国东部大陆环境最具代表性的大型斑岩型矿集区,成矿规模达到世界级(朱训等,1983;芮宗瑶等,1984),该矿集区主要由朱砂红、铜厂及富家坞 3 个矿床组成。其中的铜厂矿床,矿体规模最大,且以铜为主,自上世纪六七十年代起,就已有露天开采至今已有 30 多年的历史。德兴矿床的地质特征、形成条件、成矿时代、动力学背景研究程度相对较高,并取得了大量的成果(朱训等,1983;芮宗瑶等,1984;叶德隆等,1997;王强等,2004;Wang et al.,2006;毛景文等,2000;Zhao et al.,1998;Chen et al.,2002;Li et al.,2003;侯增谦等,2007)。关于德兴矿床的成矿流体来源研究也不少,从 80 年代初开始,许多学者在德兴铜矿的研究过程中不同程度地采用(氢)氧同位素方法对成矿流体的来源进行判别,对德兴斑岩矿床成矿流体的来源包括以大气降水为主、以岩浆水为主、或者两者共同作用结果等 3 种认识。岩浆-地下水混合来源模式至今仍然占主导:周耀华等(1981)认为德兴斑岩铜矿的成矿流体有部分水来自于深源的花岗闪长质岩浆,又有地下水渗入与岩浆气液混合而形成含

矿热液。朱训等(1983)指出德兴斑岩铜矿是由岩浆晚期、期后热液流体多次成矿作用叠加而形成的浅成热液铜矿床,成矿流体活动具有“正岩浆模式”与“(地下水)对流模式”复合的特征,有早期岩浆水和晚期地下水的双重来源。芮宗瑶等(1984)也有类似的结论。叶德隆等(1997)认为成矿早期热液流体主要来自深部的岩浆水,至成矿后期,地下热水在成矿流体中可能起着更重要的作用。但是一些研究者也强调其中的地下水才是成矿流体的主要来源。季克俭等(1989)根据德兴斑岩铜矿田外围铜的地球化学场提出围岩为成矿作用提供了铜源,间接证明地下水在成矿过程中的重要意义。梁祥济(1995)的实验研究也得出类似的结果。张理刚等(1996)则认为铜厂斑岩铜矿成矿流体是由大气降水渗入到深部被加热,在 300°C 以及 $W/R=0.5$ 左右条件下与千枚岩、花岗闪长斑岩发生水-岩交换而形成的。郭新生等(1999)研究了德兴铜厂花岗闪长斑岩的氧同位素组成特征在垂直方向上的变化规律,及蚀变作用对花岗闪长斑岩全岩和单矿物氧同位素组成的影响,认为大气降水演化为成矿热液是可能的。另一些研究

者(金章东等, 2000; 华仁民等, 2000; 朱金初等, 2002; 钱鹏等, 2003)则提出了以岩浆水为主的观点, 他们在对铜厂矿床进行地质、蚀变矿物组合、流体包裹体及 H_2O 等同位素研究后, 提出铜厂体系成矿金属物质的“正岩浆来源”, 认为成矿流体主要由岩浆出溶的 3 种不混溶岩浆水构成的, 然而在成矿晚阶段有大气降水的加入。

上述大部分数据为赋矿岩体和围岩全岩的 $\delta^{18}O$ 值, 少部分为斑岩体石英斑晶、长石、黑云母和绢云母等单矿物的 $\delta^{18}O$ 值, 个别为石英、黑云母单矿物的 δD 值。而经历了岩浆侵位、岩浆流体出溶、大气降水(包括地下水、雨水)及封存水对流、区域热液蚀变和大规模金属沉淀等一系列复杂成矿过程的德兴斑岩矿床, 其蚀变-矿化系统非常复杂, 成矿热液的来源肯定具有多元性和阶段性, 上述全岩、单矿物 H_2O 同位素数据, 是无法从成矿期次上详细示踪成矿作用动态过程中蚀变-矿化热液来源。作者通过系统的野外观测、详细的岩芯编录和全面的岩相学研究, 厘定了铜厂矿床的脉体类型和形成顺序, 已识别出德兴矿床 4 组脉体类型(成矿早期 A 脉、B 脉、晚期 D 脉及成矿后期碳酸盐脉等)(潘小菲等, 2009)。针对铜厂矿床岩浆结晶(黑云母斑晶)、钾硅酸盐化(黑云母脉、磁铁矿脉)以及同期生成的热液脉(A 脉和 B 脉), 将记录了岩浆阶段及向热液过渡阶段的黑云母、石英、绢云母及绿泥石单矿物颗粒进行分选挑纯, 测试其 H_2O 同位素组成, 并将结果联合投图, 对比示踪铜厂斑岩矿床不同蚀变-矿化过程种热液流体的来源及演化。

1 地质背景及矿床地质特征

德兴斑岩铜矿集区地处江西怀玉山的官帽山西麓, 矿区南部出露大面积大茅山花岗岩, 构造上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(图 1a), 属于扬子地块东南缘, 赣东北深断裂旁(图 1a), 是中国东部最大的斑岩型铜矿床(刘姭群等, 1984)。铜厂斑岩铜(钼金)矿床是德兴斑岩铜矿集区 3 个矿床中储量最大的矿床, 与朱砂红、富家坞矿床呈北西向线性排列, 间距小于 5 km, 多数学者将三者作为一个矿床(图 1b)。邵克忠(1979)、朱训等(1983)及刘姭群等(1984)根据岩芯编录结果, 详细研究了铜厂斑岩铜矿的蚀变矿物和蚀变分带情

况, 认为德兴铜厂矿床的蚀变具有特征的、以接触带为中心的蚀变分带模式, 以石英-绢云母化和绿泥石-伊利石-水云母化为主, 早期的钾硅酸盐化岩体内部发育(图 2, 朱训等, 1983; He et al., 1999), 形成弱的磁铁矿、黄铜矿、黄铁矿和辉钼矿化。最主要的 Cu-Mo-Au 矿体主要产于围岩之中, 形成于石英-绢云母化和绿泥石-伊利石-水云母化阶段。高风志(1992)按照斜长石斑晶环带保留、蚀变和暗色矿物(角闪石和黑云母等)保存程度等, 认为从外围向矿体中心方向基本可以分为绿泥石-云母黏土化和绿泥石-黑云母-钾长石化花岗闪长斑岩带、石英-绿泥石-绢云母和绿泥石-碳酸盐-绢云母化花岗闪长斑岩带、石英绢云母化花岗闪长斑岩和石英绢云母岩带, 而围岩主要是浅变质的泥质岩、沉凝灰岩和少量火山熔岩, 以及与火山旋迴相应的脉岩。到了本世纪初, 对斑岩型矿床的蚀变-矿化研究已经从最初的描述性认识转变到半定量分析上, 朱金初等(2002)根据铜厂存在的热液成因伊利石进行了热液活动范围估算, 认为铜厂矿床的热液流体活动在空间上分布在离接触带不到 2 km 的范围内。

近两年来, 本课题组通过对铜厂矿区的部分平台(-10 m、5 m、20 m、35 m、50 m、65 m 及 80 m 等几个正在开采的平台)进行了详细的大比例尺蚀变-矿化填图, 结果表明铜厂矿床与典型斑岩矿床经典的蚀变类型(钾硅酸盐化、石英-绢云母化、泥化及青磐岩化)(Lowell et al., 1970)相比, 具有一定的可比性。铜厂矿床存在多个蚀变-矿化阶段, 分别为早期的钾硅酸盐化蚀变和早期的 A 脉和 B 脉, 中期绢云母-石英蚀变和绿泥石-伊利石 ± 绿帘石蚀变和 D 脉, 晚期的碳酸盐-硫酸盐-氧化物蚀变和赤铁矿脉, 偶见泥化蚀变(高岭土-伊利石蚀变)(潘小菲等, 2009)。钾硅酸盐化蚀变, 在矿区内发育极不均匀, 主要在矿区东部-东北部花岗闪长斑岩体与围岩接触带附近呈补片状或零星状产出; 在矿区西南部, 斑岩大部分与围岩直接接触而少见钾化, 仅在斑岩与围岩接触带内 0.10~2.0 m 发生类似于烘烤边的角岩化, 发生角岩化的斑岩、板岩呈黑色, 密度增大, 少数具有较强的磁性。钾硅酸盐化蚀变主要为钾长石化、黑云母化和磁铁矿化, 常形成钾长石团块、钾长石-石英脉、钾长石-石英-黑云母脉或石英-磁铁矿脉等(图 3b、3c、3d), 在这些脉体偶见少量黄铜矿、斑铜矿, 为弱蚀变-矿化期。

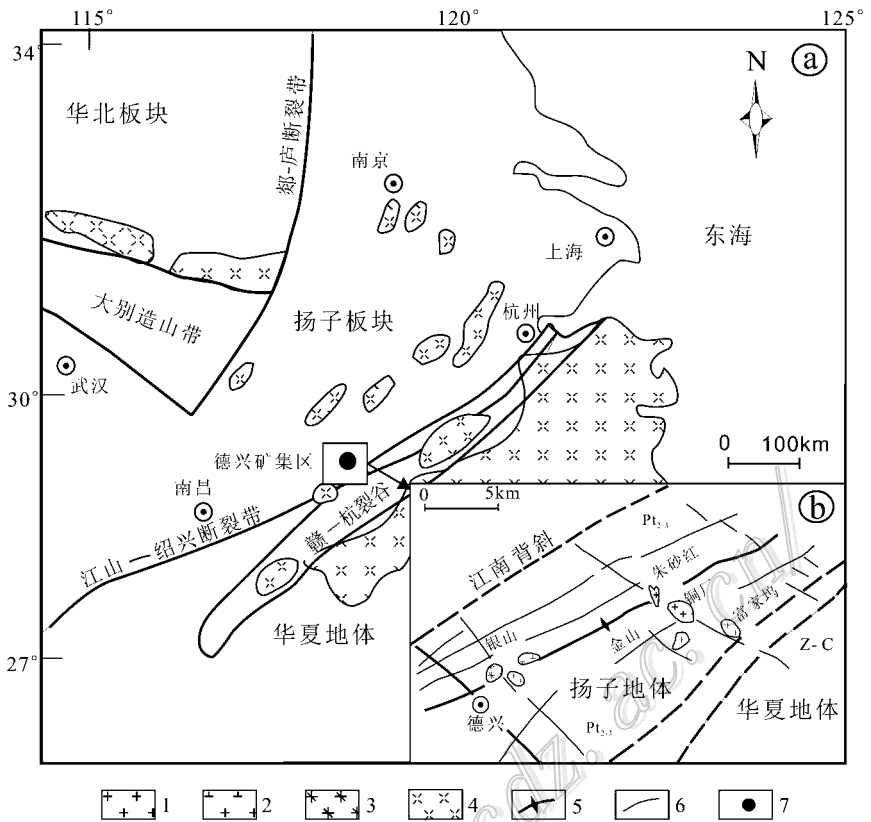


图 1 德兴斑岩铜(钼金)矿床大地构造背景图(据王强等修改,2004)

Pt₂₋₃—元古代双桥山群浅变质岩；Z—震旦系—寒武系火山-沉积岩；1—中生代花岗岩；2—中生代英安斑岩；3—上侏罗统火山岩；4—侏罗系—白垩系火山岩；5—背斜轴；6—断裂；7—斑岩矿床

Fig. 1 Regional structural setting of the Dexing copper-gold deposit (after Wang et al., 2004)

Pt₂₋₃—Proterozoic Shuangqiaoshan Group metamorphosed rock；Z—Sinian-Cambrian volcanic sedimentary rock；1—Mesozoic granodiorite；2—Mesozoic dacite porphyry；3—Late Jurassic volcanic rock；4—Jurassic and Cretaceous volcanic rock；5—Anticline axis；6—Fault；7—Porphyry deposit

2 样品特征和 H、O 同位素测试方法

所有样品均采自铜厂矿区。黑云母斑晶样品采自较新鲜的花岗闪长斑岩，黑云母斑晶自形，大小 0.1~0.5 cm。绢云母样品采自绢云母-石英盐化的角岩化花岗闪长斑岩。绿泥石样品采自绿泥石-伊利石化花岗闪长斑岩。5 个黑云母斑晶样品、1 个绿泥石脉样品和 1 个绢云母样品分别代表花岗闪长斑岩未蚀变、发生绿泥石化和绢云母化蚀变的产物。根据潘小菲等(2009)确定的脉体类型，本次共采集了 6 个围岩中不规则疙瘩状 A 脉的石英样品(图 3a)，石英-黑云母大脉的 4 个石英样品和 1 个黑云母(图 3b)，石英-磁铁矿脉的 9 个石英样品和 7 个磁铁矿样品(图 3c、3d)。围岩中疙瘩状石英脉、石英-黑云母脉及石英-磁铁矿脉分别为 A1、A2 和 A4 脉，它们在钾硅酸盐化过程中形成，代表了花岗闪长斑岩

体侵位时岩浆流体出溶沉淀和引起钾硅酸盐化蚀变的直接产物。而且 A1 脉代表了钾硅酸盐化早期岩浆出溶流体进入围岩内所沉淀下来的产物，A2 和 A4 脉代表了钾硅酸盐化中期的蚀变产物。共采集了 10 个 B 脉的石英样品(图 3e、3f)，这 10 个 B 脉样品代表了在顶部岩体坍塌形成裂隙时岩浆流体进入裂隙内因压力降低沉淀的产物，可能因裂隙开放而受到外界围岩和大气降水的混染作用。

在进行单矿物石英、黑云母和磁铁矿挑选前，先将石英-黑云母大脉、围岩中疙瘩状石英脉、B 脉及石英磁铁矿脉周围斑岩和围岩用切割机全部剔除，仅剩余干净、高纯度的脉体。挑选黑云母斑晶时将其脉体全部切除。然后将切割下来的纯脉体和斑岩块碎至 40~60 目，通过磁选—重液分选—稀 HCl 煮沸溶蚀—立体显微镜下精选等步骤分选出单矿物。其中石英和磁铁矿纯度高达 99.9%，黑云母、绿泥石和绢云母的纯度达 95%。

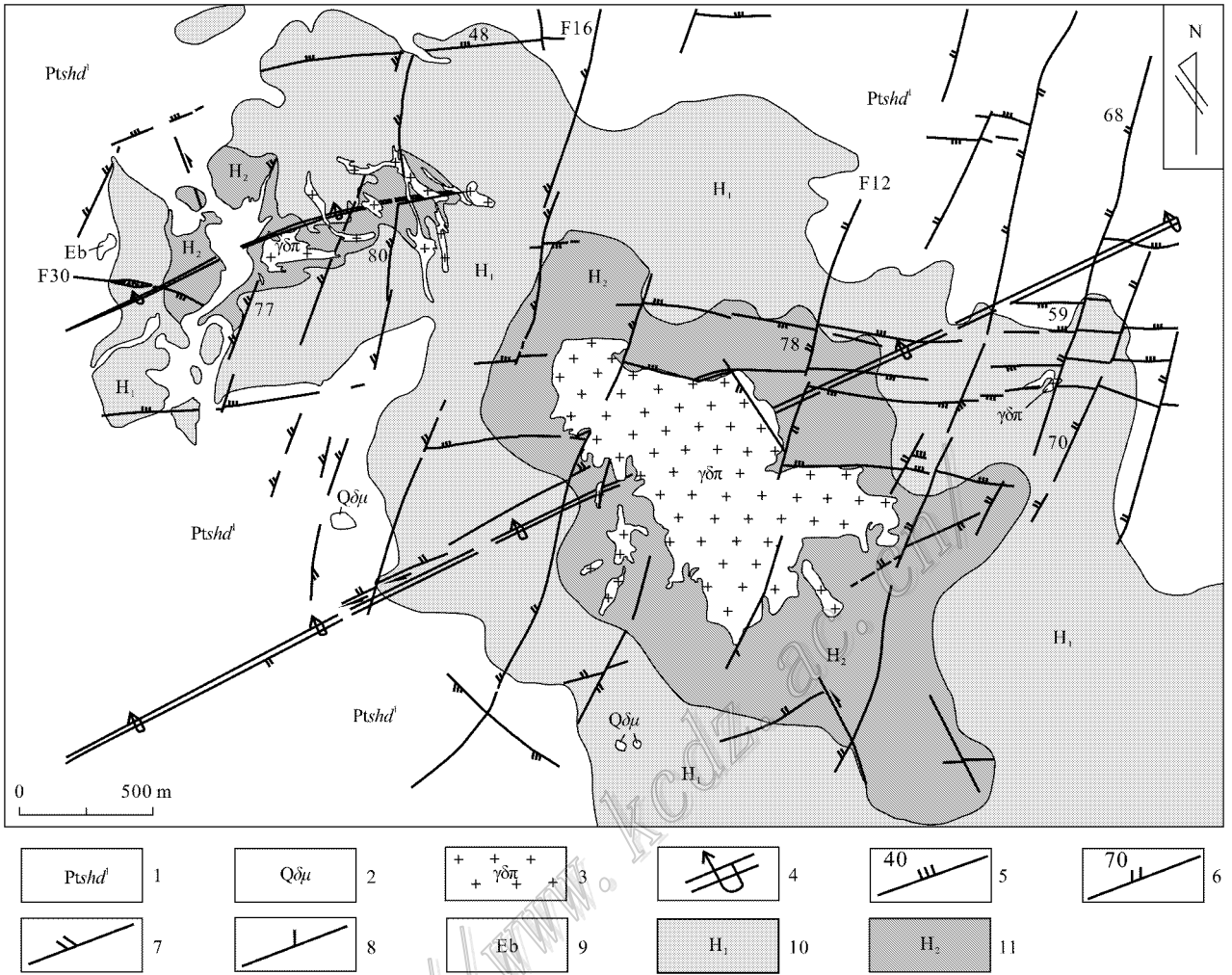


图 2 铜厂矿床地质图(据朱训等,1983 修改)

1—双桥山群杜村组下段变余凝灰岩、凝灰质千枚岩;2—石英闪长玢岩;3—花岗闪长斑岩;4—实、推测倒转背斜轴线;5—东西压性断裂;6—北东向压扭性断裂;7—北西向压扭性断裂;8—张扭性断裂;9—爆破角砾岩;10—弱蚀变千枚岩及变质凝灰岩;11—强烈蚀变千枚岩及变质凝灰岩

Fig. 2 Geological sketch map of the Tongchang porphyry deposit (modified after Zhu et al., 1983)

1—Relict tuffite and tuffaceous phyllite of the lower member of Ducun Formation, Proterozoic Shuangqiaoshan Group; 2—Quartz diorite porphyrite; 3—Granodiorite porphyry; 4—Axis of measured and inferred reverse anticline; 5—WE-trending compressional fault; 6—NE-trending compresso-shear fault; 7—NW-trending compresso-shear fault; 8—Tenso-shear fault; 9—Cryptexplosive breccia; 10—Weakly altered phyllite and metamorphic tuffite; 11—Intensely altered phyllite and metamorphic tuffite

H、O 同位素测试均在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室 MAT-253 质谱仪上完成。对硅酸盐样品的氧同位素分析采用传统的 BrF_5 分析方法(Clayton et al., 1963),用 BrF_5 与含氧矿物在真空和高温条件下反应提取矿物氧,并与灼热电阻——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。选取 40~60 目的纯净石英样品,在 150°C 低温下真空去气 4 小时以上,以彻底除去表面吸附水和次生包裹体水,然后在

400°C 高温下爆裂取水(对黑云母、绿泥石和绢云母矿物则采用火焰烧法取水),并与金属锌反应生成 H_2 ,分析精度为 $\pm 2\text{‰}$,相对标准为 V-SMOW。

3 分析结果

本文所测试的 29 件石英样品的 H 同位素和 O 同位素结果(表 1)表明,铜厂矿床围岩内疙瘩状石英脉(A1)、石英-黑云母大脉(A2)和石英-磁铁矿脉

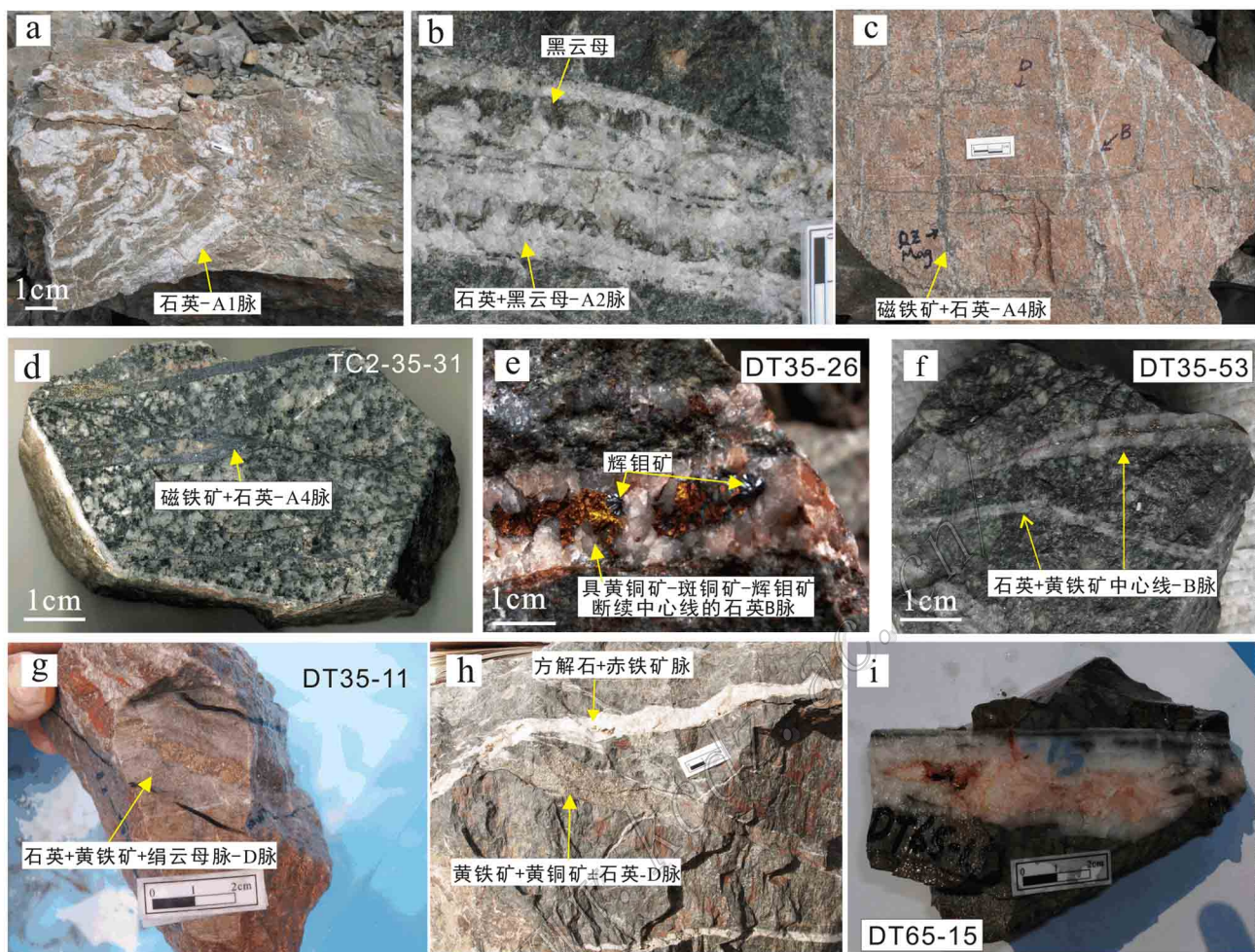


图 3 铜厂矿床脉体特征图

a. 围岩里不规则石英脉($\Delta 1$ 脉应在照片中表示, 余同); b. 斑岩内石英-黑云母大脉($\Delta 2$ 脉); c. 石英-磁铁矿脉($\Delta 4$), 以及与 B 脉/D 脉穿插关系; d. 弱水云母化蚀变花岗闪长斑岩内的石英-磁铁矿脉($\Delta 4$), 脉体周围含少量钾长石; e. 具黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿断续中心线的石英 B 脉; f. 具黄铁矿连续中心线的 B 脉; g. 具蚀变晕的黄铁矿-石英(D 脉), 蚀变晕为绢云母和绿泥石等; h. 黄铁矿脉(D 脉), 含少量石英, 被晚期的方解石脉体切穿; i. 为石英-方解石脉体。其中 a、b、c、d、e、f 照片内的 $\Delta 1$ 、 $\Delta 2$ 、 $\Delta 4$ 、B 脉为本次 H-O 同位素测试样品

Fig. 3 Characteristics of veins formed in the Tongchang porphyry Cu (Mo-Au) porphyry deposit

a. Irregular quartz veins ($\Delta 1$) in wall rocks; b. Quartz-biotite vein ($\Delta 2$) in granodiorite porphyry; c. Quartz-magnetite veins ($\Delta 4$) in potassic granodiorite porphyry and their relationship with B-veins and D-veins; d. Quartz-magnetite vein ($\Delta 4$ -veins) edged with a little K-feldspar in weakly hydrometamorphosed granodiorite porphyry; e. Quartz vein (B-veins) with discontinuous chalcopyrite, bornite and pyrite center-line; f. B-Vein with continuous pyrite center-line; g. Pyrite-quartz vein with sericite and chlorite halo (D-veins); h. Pyrite vein containing a little quartz (D-veins) and crosscut by calcite vein; i. Quartz-calcite vein. $\Delta 1$, $\Delta 2$, $\Delta 4$ and B-veins from photo a, b, c, d, e and f are the studied samples listed in Table 1 and 2

($\Delta 4$) 石英单矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围分别为 $9.3\text{‰} \sim 10.7\text{‰}$ 、 $9.1\text{‰} \sim 10.3\text{‰}$ 和 $8.7\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$, 石英流体包裹体水的 δD 值变化范围分别为 $-65\text{‰} \sim -87\text{‰}$ 、 $-60\text{‰} \sim -73\text{‰}$ 和 $-69\text{‰} \sim -78\text{‰}$, 平均值分别为: -72.7‰ 、 -66‰ 和 -74.6‰ 。铜厂矿床 B 脉石英单矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $9.0\text{‰} \sim 10.5\text{‰}$, 石英流体包裹体水的 δD 值为 $-64 \sim -79\text{‰}$ 。根据早期 A 脉测得的石英流体包裹体均一温度 $600 \sim 800^\circ\text{C}$, B

脉测得的石英流体包裹体均一温度 $450 \sim 550^\circ\text{C}$ 的最高值 800°C 和 550°C (潘小菲等, 2009), 运用郑永飞等(2000)创建的石英-水之间的氧同位素平衡分馏方程式: $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 4.48 \times 10^6 T^{-2} - 4.77 \times 10^3 / T + 1.71$, 由石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 测定值计算出 800°C 和 550°C 条件下与石英平衡的流体包裹体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 结果列于表 1。

表 1 铜厂矿床 A 脉和 B 脉石英的 H-O 同位素特征

Table 1 Hydrogen and oxygen compositions of A-vein and B-veins of the Tongchang Cu (-Mo-Au) porphyric deposit

样品号	石英的 $\delta^{18}\text{O}^{\text{a}}/\text{‰}$	平衡 H_2O 的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算值 ^b / ‰	包裹体 H_2O 的 $\delta\text{D}^{\text{c}}/\text{‰}$	样品特征	采用温度 ^d / $^{\circ}\text{C}$
DT35-A	9.3	8.1	-65	围岩中疙瘩状石英脉(A1)	800
DT65-17	9.9	8.7	-78	围岩中疙瘩状石英脉(A1)	800
DT65-20	10.7	9.5	-73	围岩中疙瘩状石英脉(A1)	800
DT65-32	10.0	8.8	-66	围岩中疙瘩状石英脉(A1)	800
DT125-19	9.6	8.4	-87	围岩中疙瘩状石英脉(A1)	800
DT125-37	9.3	8.1	-67	围岩中疙瘩状石英脉(A1)	800
DT5-13	9.6	8.4	-73	石英-黑云母大脉(A2)	800
DT5-13-2	9.3	8.1	-68	石英-黑云母大脉(A2)	800
DT35-25	9.1	7.9	-60	石英-黑云母大脉(A2)	800
DT35-31	10.3	9.1	-63	石英-黑云母大脉(A2)	800
DT35-14	9.5	8.3	-76	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT80-1	8.7	7.5	-69	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT80-3(1)	8.7	7.5	-69	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT80-3(2)	8.9	7.7	-79	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT80-4	9.2	8.0	-77	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT80-7	9.1	7.9	-71	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT80-11	8.8	7.6	-74	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT95-1	9.1	7.9	-78	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT95-3	9.0	7.8	-78	石英-磁铁矿脉(A4)	800
DT5-7	10.0	7.5	-78	B 脉	550
DT35-01	9.7	7.2	-66	B 脉	550
DT35-26	10.2	7.7	-73	B 脉	550
DT65-02	9.7	7.2	-64	B 脉	550
DT65-08	9.8	7.3	-71	B 脉	550
DT65-39	10.7	8.2	-74	B 脉	550
DT65-46	10.0	7.5	-76	B 脉	550
DT80-5	9.0	6.5	-72	B 脉	550
DT125-13	10.3	7.8	-79	B 脉	550
DT125-15	10.5	8.0	-74	B 脉	550

注:上角标 a. $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均为相对于国际标准 V-SMOW 之值;b. 平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 根据石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值以及分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 4.48 \times 10^6 T^{-2} - 4.77 \times 10^3/T + 1.71$ (郑永飞等,2000) 计算而得;c. 平衡 H_2O 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值由石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 测定值和分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$ 计算而得;d. 温度见潘小菲等,2009。

铜厂矿床花岗闪长斑岩黑云母斑晶、蚀变斑岩的绿泥石和绢云母的 H、O 同位素测试结果见表 2。较新鲜斑岩的 5 个黑云母斑晶样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $2.6\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$, δD 值为 $-54\text{‰} \sim -79\text{‰}$ 。1 个绢云母化斑岩内的绢云母 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值为 6.1‰ 和 -53‰ 。一个石英-黑云母大脉中黑云母的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值为 2.8‰ 和 -72‰ 。根据铜厂矿床 A 脉测得均一温度 $600 \sim 800^{\circ}\text{C}$, 推测花岗闪长斑岩斑晶结晶温度为 800°C 。取 D 脉包裹体测定的最高温度 375°C (均一温度 $350 \sim 375^{\circ}\text{C}$, 潘小菲等,2009) 代替绿泥石化和绢云母化蚀变温度。运用郑永飞等(2000)创建的黑云母-水之间的氧同位素平衡分馏方程式及绿泥石-水之间的氧同位素平衡分馏方程式(表 2), 分别计算出与黑云母、绿泥石平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。绢

云母-水之间的直接分馏方程式由伊利石-水之间的氧同位素平衡分馏方程式替代进行计算和绢云母平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。利用石英-绢云母平衡对方程式 ($10^3\ln\alpha_{\text{石英-绢云母}} = 2.20 \times 10^6 T^{-2} - 0.6$, Bottinga, 1973) 与石英-水平衡方程式联合推算的绢云母-水平衡分馏方程式 ($10^3\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 2.28 \times 10^6 T^{-2} - 4.77 \times 10^3/T + 2.3$) 所计算的结果一致。与黑云母和绢云母平衡的水的 δD 值则运用表 2 注释中的方程式分别计算出。计算结果列于表 2。

4 讨 论

测试分析结果表明, A1、A2 脉和 A4 脉石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(分别为 $9.3\text{‰} \sim 10.7\text{‰}$ 、 $9.1\text{‰} \sim 10.3\text{‰}$ 和

表 2 铜厂矿床黑云母、绿泥石及绢云母 H、O 同位素特征

Table 2 Hydrogen and oxygen compositions of biotite, chlorite and sericite of the Tongchang Cu (-Mo-Au) porphyric deposit

样品号	单矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 计算值 $^{\text{a}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{矿物}}$ $^{\text{a}}/\text{‰}$	平衡 H_2O 的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算值 $^{\text{b}}/\text{‰}$	平衡 H_2O 的 δD 计算值 $^{\text{c}}/\text{‰}$	样品特征	采用温度 $^{\text{d}}/\text{℃}$
DT65-33	黑云母	2.6	-54	5.1	-32.7	较新鲜斑岩	800
DT65-44	黑云母	4.9	-79	7.4	-57.7	较新鲜斑岩	800
DT65-53	黑云母	4.6	-61	7.1	-39.7	较新鲜斑岩	800
DT65-56	黑云母	3.8	-69	6.3	-47.7	较新鲜斑岩	800
DT95-6	黑云母	3.1	-68	5.6	-46.7	较新鲜斑岩	800
TC-Bi	黑云母	5.46	-82	8.0	-60.7	斑岩体中伟晶岩脉 d	800
TC-61Bi	黑云母	5.43	-79	8.0	-57.7	花岗闪长斑岩斑晶 d	800
DT65-50	绿泥石	4.1	-68	5.8	-67.8	绿泥石化斑岩	375
DTX-1	绢云母	6.1	-53	6.5	-19.4	绢英岩化角岩化斑岩	375
DT80-3(2)	片状黑云母	2.8	-72	5.3	-18.5	石英-大片状黑云母脉	800

注：上角标 a. $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均为相对于国际标准 V-SMOW 之值。
b. 平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 根据黑云母的 $\delta^{18}\text{O}$ 值以及分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{黑云母-水}} = 3.84 \times 10^6 T^{-2} - 8.76 \times 10^3/T + 2.46$ 、绿泥石-水之间的氧同位素平衡分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{绿泥石-水}} = 3.97 \times 10^6 T^{-2} - 8.19 \times 10^3/T + 2.36$ ，和伊利石-水之间的氧同位素平衡分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{伊利石-水}} = 4.14 \times 10^6 T^{-2} - 7.36 \times 10^3/T + 2.21$ ，(郑永飞等，2000)计算而得。其中绢云母以伊利石-水代替。
c. 平衡水的 δD 根据黑云母的 δD 值以及分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{黑云母-水}} = -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8$ (Suzuoki et al.，1976) 和白云母-水之间的 H 同位素平衡分馏方程式 $10^3\ln\alpha_{\text{白云母-水}} = -22.1 \times 10^6 T^{-2} - 2.8$ (Suzuoki et al.，1976) 计算而得。其中绢云母以白云母-水代替。
d. 数据来朱金初等，2002。

8.7‰~9.5‰，平均值分别为 9.8‰、9.6‰ 和 9.0‰)随着时间演化，呈略微降低的趋势，但是降低幅度小于 1‰。总体来说，本次测得的所有脉体石英单矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，与郭新生等 (8.4‰~9.8‰，平均值 9.1‰，1999)、朱金初等 (7.33‰~9.99‰，平均值 8.77‰，2002) 和刘姤群等 (1984)、朱训等 (1983) (8.2‰~10.0‰，平均值 9.5‰，1983) 测得的花岗闪长斑岩中石英单矿物 (斑晶和基质) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本一致。利用 A 脉测定的流体包裹体均一温度值 (800~600℃，取 800℃) 和 O 同位素分馏方程式计算出与石英平衡水的 O 同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 7.2‰~8.6‰、7.0‰~8.2‰ 和 6.6‰~7.4‰，平均值分别为 7.7‰、7.5‰ 和 6.9‰，也具有随着时间演化平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈略微降低的趋势。相比之下，三类脉体的 δD 值 (-65‰~-87‰、-60‰~-73‰ 和 -69‰~-78‰) 变化幅度较大 (8.6‰)，没有依次降低的趋势，平均值分别为：-72.7‰、-66‰ 和 -74.6‰。将计算所得平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与测试所得 δD 值联合投图后发现，除了一个石英-黑云母脉体的数据落入了围岩地层蚀变千枚岩的区域，三类脉体平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 δD 值基本落入了岩浆水的范围，与 A 脉石英共生的一个黑云母样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 δD 值也落入了岩浆水区域，而且所有与石英和黑云母平衡水与张理刚等 (1996) 确定的初始岩浆水非常接近，仅 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生了 <1.5‰ 的偏离 (图 4)。因

此，本次测试的三类 A (A1、A2 和 A4) 脉基本代表了与花岗闪长斑岩体原生石英形成的流体来源，即 A 脉为原始岩浆流体出溶的结果。

B 脉石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值非常集中，9.0‰~10.5‰，与 A1 脉石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值近乎一致。按分馏方程式计算出 450℃ 条件下平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 5.3‰~7.0‰，平均值 6.3‰。将该平衡水 $\delta^{18}\text{O}$ 值与测定的 δD 值联合投图结果显示，B 脉也完全落入了岩浆水区域。与 A1、A2 和 A4 脉相比，流体包裹体的 δD 值类似，但平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值却降低了约 1.4‰，也低于围岩千枚岩和赋矿岩体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，表明该值不可能与围岩或岩体单元发生 O 同位素交换作用，只有低于原始岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大气降水等的混入，才能使 B 脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有所降低，可能指示了成矿热液主要为岩浆流体，仅混入了极少量大气降水的混合来源。

将刘姤群等 (1984)、朱训等 (1983) 和张理刚等 (1996) 测定的 6 个金属硫化物脉体石英发育包裹体的 δD 值与计算的平衡水 $\delta^{18}\text{O}$ 值投入 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图解，所有数据点均落入了大气降水一侧 (图 4)，其计算时所采用的温度也非常低 (205℃)，与笔者测定的 D 脉晚期峰值温度 (180~200℃) 非常一致，他们所测试的样品可能为 D 脉和含金属硫化物碳酸盐脉体。相应地，其 H、O 同位素值指示了铜厂矿床晚阶段 D 脉和碳酸盐脉体形成时的成矿流体来源，即为大气降水。

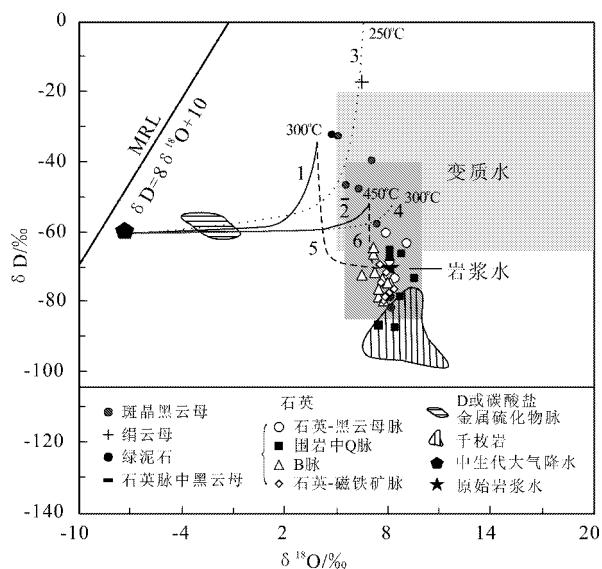


图4 铜厂矿床成矿流体组成及水-岩交换
氢氧同位素演化关系

测试值均来自本文和朱金初等(2002)。MRL为大气降水线。水/岩演化线引自张理刚等(1996),其中1和2实线为大气降水和花岗闪长斑岩在300℃和450℃条件下以不同W/R比值的大气降水演化线;3和4为大气降水和千枚岩在250℃和300℃条件下以不同W/R比值大气降水演化线;5和6虚线为岩浆水与花岗闪长斑岩在300℃和450℃条件下以不同W/R比值岩浆水演化线。初始岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 值取8.0‰, δD 值取-70‰;中生代大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值取-8.5‰, δD 值取-60‰。

Fig. 4 H and O isotopic compositions of ore-forming fluid and their evolutionary relation in water-rock exchange system

for Tongchang Cu (Mo-Au) porphyry deposit

All data are from this text and Zhu et al. (2002). MRL is meteoric water line. Water/rock evolution line is from Zhang et al. (1996). Of them, real line 1 and 2 are evolved meteoric water line for meteoric water with granodiorite porphyry at 300℃ and 450℃, respectively; dashed lines 3 and 4 are evolved meteoric water lines of magmatic water for meteoric water with phyllite at 250℃ and 300℃, respectively; dotted lines 5 and 6 are evolved magmatic water lines for magmatic water with granodiorite porphyry at 300℃ and 450℃, respectively. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of initial magmatic water are 8.0‰ and -70‰; and $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of Mesozoic meteoric water are -8.5‰ and -60‰.

本文测试5个黑云母斑晶样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为2.6‰~4.91‰,类似于朱金初等(2002)测得的黑云母斑晶的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.43‰)和斑岩体伟晶岩脉黑云母值(5.46‰),但与石英斑晶的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(8.2‰~10‰,数据来源于郭新生等,1999;朱金初等,2002;刘娟群等,1984;朱训等,1983)相比,差了2~3.8倍。尽管高温条件下黑云母和石英对 ^{18}O 的分馏差

异性使石英中富集相对多的 ^{18}O ,但是如此大的差异性很可能指示了黑云母受到了更多外界低 ^{18}O 单元的影响,比如大气降水。事实上,黑云母与石英相比,矿物-水表面反应的氧同位素交换速率前者比后者高了近3个数量级,而矿物-水反应对中,重氧偏向于进入流体(郑永飞等,2000)。因此,较低黑云母氧同位素值可能预示了黑云母接受了少量低 ^{18}O 单元如大气降水的氧同位素交换作用。根据平衡分馏方程计算出7个包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为5.1‰~8.0‰。黑云母的 δD 值变化幅度较大,-54‰~-82‰,与黑云母斑晶平衡的水的 δD 计算值为-32.7‰~-60.7‰。通过 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解显示,7个黑云母斑晶样品跨度非常大,从千枚岩、岩浆水一直向上延伸进入变质水区域,但大部分落入岩浆水区域,表明黑云母斑晶形成时的热液系统主要为岩浆水,局部受区域变质水和大气降水的混染(图4),也可能与少量黑云母斑晶受到后期绿泥石化、水云母化蚀变有关。

将1个绿泥石脉样品和1个绢云母样品计算所得平衡水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值投点至 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解(图4),与绿泥石平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在岩浆水边缘,向大气降水区域发生轻度偏离,类似低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的黑云母斑晶,可能指示绿泥石化蚀变主体由岩浆水引起,但是混染了少量大气降水。而绢云母样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值极低,进入非岩浆水和变质水区域,恰好落在250℃温度下大气降水-千枚岩的演化曲线上,指示该绢云母形成时流体内羟基中的H为大气降水与千枚岩共同来源,这与该样品原岩为斑岩与板岩接触带形成的角岩一致。事实上,关于斑岩矿床绢英岩化蚀变热液来源一直是人们争论的焦点(Ford et al., 1977; Eastoe, 1978)。由于经典的蚀变-矿化模式得到广泛认同,加之很多斑岩铜矿内从钾化向绢英岩化转换时确实发现成矿流体的性质发生了较大的转变(Beane et al., 1995),人们广泛地接受绢英岩化是大气降水稀释了岩浆流体形成的观点(Henley et al., 1978)。然而,Shinohara等(1997)提出了另外一个设想,认为岩浆房出溶的岩浆流体直接冷凝通过钾交代作用形成了绢英岩化(Hedenquist et al., 1998)。只测得了1个绢云母样品,但是其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值(6.1‰和-53‰)与经典的蚀变-矿化模式所认为绢英岩化由大气降水作用引起的结果一致,而与近年来其他研究者(Harris et al., 2002; Kusakabe et al., 1990; Hedenquist et al., 1998; Richards et al.,

1998)认为绢英岩化由岩浆水在温度衰减下形成的研究结果并不一致,此结果可能有2个原因,一是德兴铜厂斑岩矿床的绢英岩化蚀变由大气降水渗透进入蚀变系统的结果,另一方面,也可能是本次测试所选绢云母样品并非绢英岩化蚀变阶段形成,而是后期大气降水渗透进入蚀变系统的结果。

5 结 论

(1) 钾硅酸盐阶段的早期A脉(A₁、A₂和A₄脉)和晚期B脉单矿物石英、黑云母的H、O同位素结果显示,蚀变和成矿热液均为岩浆流体来源,但B脉稍低的 $\delta^{18}\text{O}$ 可能混入了少量大气降水的作用。低温(180~200℃)晚期D脉和碳酸岩脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值指示了其全部为大气降水来源。

(2) 与斑晶黑云母平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值表明,黑云母形成时的热液系统主要为岩浆水,局部受区域变质水和大气降水的混染(图4),也可能与少量黑云母斑晶受到后期绿泥石化、水云母化蚀变有关。绿泥石蚀变主要由岩浆流体作用引起,但是还是混入了一些大气降水的原因导致其 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生了少量降低。与绢云母平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值(6.5‰和-19.4‰)表明,绢云母化蚀变由大气降水与千枚岩共同作用形成的产物。

(3) 蚀变-矿化系统流体演化特征。铜厂矿床钾硅酸盐化、绿泥石化蚀变以及所形成的A脉和B脉,均由岩浆流体作用引起,大气降水仅在绿泥石化阶段开始进入蚀变-矿化系统,绢云母化、晚期低温D脉和碳酸盐脉均是大气降水作用的产物。虽然未对中高温(350~375℃)D脉进行H、O同位素测试,但是根据经典的斑岩型矿床成矿模式(Lowell et al., 1970),以及测得的绿泥石化(主要为岩浆水,混入少量大气降水),可以推测它是大气降水和岩浆水的混合对流作用的产物。关于不同的D脉形成时岩浆水和大气降水所占比例不能确定。

志 谢 野外期间得到了江西铜业股份有限公司德兴铜矿地测中心全体工作人员的大力帮助;H-O同位素测试分析过程中得到了中国地质科学院矿产资源研究所田世洪研究员、罗旭荣研究员的指导和帮助;侯增谦研究员、审稿人和编辑对文章的撰写提出了非常有建设性的修改建议和意见,在此表示最真挚的感谢。

参考文献/References

- 高风志. 1992. 德兴铜厂斑岩型铜钼矿床的围岩蚀变研究[J]. 上海地质, 42(2): 24-34.
- 郭新生, 季克俭, 黄耀生, 陈江峰. 1999. 德兴斑岩铜矿成矿热液来源及其演化——花岗闪长斑岩的氧同位素制约[J]. 高校地质学报, 5(3): 260-268.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 21: 332-351.
- 华仁民, 李晓峰, 陆建军, 陈培荣, 邱德同, 王 果. 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: 525-533.
- 季克俭, 吴学汉, 张国柄. 1989. 热液矿床的矿源水源和热源及矿床分布规律[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 1-322.
- 金章东, 朱金初, 李福春, 卢新卫, 黄耀生. 2000. 德兴斑岩铜矿成矿流体来源及其演化的氧同位素证据[J]. 西安工程学院学报, 22(4): 27-32.
- 梁祥济. 1995. 江西德兴斑岩铜矿成矿物质来源的实验研究[J]. 地质论评, 41(5): 463-471.
- 刘娟群, 杨世义, 张秀兰, 陈长江. 1984. 德兴斑岩铜矿斑岩和围岩蚀变特征及斑岩和成矿物质来源的讨论[J]. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 7: 77-95.
- 毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景初步探讨[J]. 矿床地质, 19(4): 289-296.
- 潘小菲, 宋玉财, 王淑贤, 李振清, 杨志明, 侯增谦. 2009. 德兴铜厂斑岩型铜金矿床成矿流体演化[J]. 地质学报, 83(11): 1929-1950.
- 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), 39(3): 319-326.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐 珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-350.
- 邵克忠. 1979. 论德兴斑岩铜矿床热液蚀变分带模式[J]. 河北地质学院学报, (2): 1-7.
- 王 强, 赵振华, 简 平, 许继峰, 包志伟, 马金龙. 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: 315-324.
- 叶德隆, 叶 松, 王 强, 叶 楠. 1997. 德兴式斑岩铜矿床的构造-岩浆-成矿体系[J]. 地球科学, 22(3): 252-256.
- 张理刚, 刘敬秀, 陈振胜, 于桂香. 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(3): 250-263.
- 郑永飞, 陈江峰, 编著. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 1-316.
- 周耀华, 梅占魁, 王传松. 1981. 德兴斑岩铜矿物质来源之刍议[J]. 江西地质科技, 1: 32-41.
- 朱金初, 金章乐, 饶 冰, 李福春. 2002. 德兴铜矿斑岩铜矿流体过程[J]. 南京大学学报(自然科学), 38(3): 418-434.
- 朱 训, 黄崇珂, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡淙声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社. 1-314.

Beane R E and Bodnar R J. 1995. Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits[A]. In: Wahl P W and Bolm

- J G, eds. Porphyry copper deposits of the American Cordillera[M]. Tucson, Arizona Geological Society. 83-93.
- Bottinga Y J. 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry[J]. Earth Planet Sci. Lett., 20 : 250-265.
- Chen P R, Hua R M, Zhang B T, Lu J J and Fan C F. 2002. Early Yanshanian post-orogenic granitoids in the Nanling region : Petrological constraints and geodynamic settings[J]. Science in China, 45 : 755-768.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 27(1) 43-52.
- Eastoe C J. 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea [J]. Econ. Geol., 73 : 721-748.
- Ford J H and Green D C. 1977. An oxygen and hydrogen isotope study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville[J]. Geological Society of Australia Journal, 24 : 63-80.
- Harris A C and Golding S D. 2002. New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration : Implications for the genesis of porphyry Cu deposits[J]. Geology, 30 : 335-338.
- He W W, Bao Z Y and Li T P. 1999. One dimensional reactive transport models of alteration in the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing district, Jiangxi Province, China[J]. Econ. Geol., 94(3) : 307-323.
- Hedenquist J W, Arriba A J and Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system : Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines [J]. Econ. Geol., 93 : 373-404.
- Henley R W and McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interactions in porphyry copper emplacement [J]. Econ. Geol., 73 : 1-20.
- Li X H, Chen Z G, Liu D Y and Li W X. 2003. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi Province, S E China : Age, origin and tectonic significance[J]. International Geology Reviews, 45 : 898-921.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. Econ. Geol., 65 : 373-408.
- 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 $Mg^{2+}/Fe^{2+}/Fe^{3+}$ ratios of hydrothermal biotite [A]. In : Herbert H K and Ho S E, eds. Stable isotopes and fluid processes in mineralization [M]. University of Western Australia Geology Department and Extension Services Publication. 23 : 226-243.
- Richards J P, Ronacher E and Johnston M. 1998. New mineralization styles at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea [R]. Geological Society of America Abstracts with Programs, 30(7) : 302.
- Shinohara H and Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines[J]. Journal of Petrology, 38 : 1741-1752.
- Suzuoki T and Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 40 : 1229-1240.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China : Implications for the genesis of porphyry copper mineralization [J]. Journal of Petrology, 47 : 119-144.
- Zhao Z H, Bao Z W and Zhang B Y. 1998. Geochemistry of the Mesozoic basaltic rocks in southern Hunan Province [J]. Science in China, 41 : 102-110.