

德兴铜厂斑岩型铜金矿床热液演化过程

潘小菲¹⁾, 宋玉财¹⁾, 王淑贤³⁾, 李振清²⁾, 杨志明¹⁾, 侯增谦¹⁾

1) 中国地质科学院地质研究所; 2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037;

3) 国家地质实验测试中心, 北京, 100037

内容提要: 德兴铜矿是中国东部大陆环境最具代表性的大型斑岩铜矿, 由朱砂红、铜厂及富家坞三大矿床组成, 其中的铜厂矿体以富金而别具特色。在前人研究基础上, 本文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, 系统地开展了各类脉体的流体包裹体研究, 查明了成矿流体的演化过程, 再塑了岩浆-热液矿化过程。初步识别出德兴矿床3组脉体类型, 分别记录了三个不同阶段的蚀变-成矿过程: 早期A脉分为4类, 形成于成矿早期斑岩尚未固结时, 伴有大规模的钾化和黑云母化甚至磁铁矿化; 中期B脉可分为7类, 形成于斑岩体固结后的大规模裂隙事件发育期, B脉石英呈梳状对称生长、黄铁矿以中心线生长; 后期D脉共有3类, 发育于成矿晚期, 系雨水大量加入和硫化物大量淀积产物。观察发现, 所有A、B及D脉沉淀过程中, 均伴随大量的岩浆流体出溶、热液蚀变、流体挥发等热液活动, 各脉均捕获了同体系内富含的热液流体。详细显微镜鉴定表明, 各类脉体的脉石矿物石英内发育的大部分包裹体与世界典型斑岩铜矿床的矿化特征相似, 从成矿早期A脉到成矿晚期D脉包裹体的类型发生如下变化: 早期以LVH(含单子晶或多子晶包裹体发育, 包裹体中还见有金属硫化物)+富气相包裹体为主→中期以含单子晶包裹体+富气相包裹体为主, 以及含有少量富液相包裹体→成矿晚期, 以富液相包裹体+少量富气相包裹体。包裹体显微测温结果总体上指示了温度、压力及热液成分在各类脉体的形成过程的变化规律, 从早期到晚期温度和盐度逐渐降低, 热液成矿作用明显经历三个阶段: 早期岩浆未完全固结, 温度达到800~600℃以上, 压力较高(140~50MPa), 发生强烈的钾硅酸盐化; 中期, 由于岩浆冷凝结晶, 岩体顶部围岩裂隙发育, 静岩压力向静水压力发生转换, 温度下降到450~550℃, 压力陡然从55~40MPa下降至20MPa(B脉); 而D脉形成时, 发生大规模绿泥石-水云母化, 温度下降至350~375℃, 压力完全降低至20MPa以下; 最后, 与成矿作用无关的热液活动了两次, 峰值温度分别是320~300℃和180~200℃, 形成了无矿碳酸盐脉、石英脉及黑云母。在成矿过程中, 成矿热液也从形成A/B脉时以岩浆热液为主, 转变为形成D脉时以雨水、地下水为主。与世界典型斑岩型铜矿床相比, 德兴斑岩铜矿床的蚀变-矿化系统基本一致, 都由强硅酸盐蚀变带——青磐岩蚀变带——泥岩蚀变带等构成, 在不同的蚀变阶段形成了具有特色的不规则形状A脉、脉石矿物梳状对称的B脉及粗颗粒大脉型D脉。德兴铜厂铜金矿各成矿阶段内主要成矿流体特征及其演化过程基本类似于世界典型斑岩矿床。但是, 也存在不同之处, 在铜厂铜金矿的A、B及D脉都发育了少量CO₂包裹体, 表明德兴铜厂成矿过程中CO₂参与成矿作用, 世界其它斑岩型矿床或没有报道发育CO₂包裹体(杨志明等, 2008), 或者仅在其中某个阶段发现了少量CO₂包裹体(Harris et al., 2004)。CO₂包裹体参与成矿是否有特殊指示意义, 须进一步的工作才能得出正确的结论。

关键词: 德兴铜厂; 矿化体系; 热液脉; 流体包裹体; 显微测温

斑岩型矿床作为Cu、Mo等金属的最重要来源, 一直受到矿床学家的高度关注。近几年来, 科学家们已经成功的建立了岛弧环境斑岩成矿理论(Sillitoe, 1972; Mitchell, 1973; Kerrich et al., 2000; Cooke et al., 2005), 并在其指导下, 找寻斑岩型矿床不断取得重大突破。侯增谦等(2007)、Hou等(2009)根据我国大陆斑岩型矿床的产出环

境特点, 经过多年的深入研究, 认为大型斑岩型矿床也可以产出于碰撞造山、陆内造山、后造山伸展或非造山坍塌等不同的大陆环境, 并对大陆碰撞环境——青藏高原(冈底斯和玉龙成矿带)斑岩铜矿床开展了“立典式”研究, 厘定了大陆碰撞带内含铜斑岩岩浆的成因、岩浆侵位过程中的构造控制、成矿物质的来源、矿床的蚀变及矿化特征等, 初步提出了大

注: 国家自然科学基金重点项目(编号40730419)和国家科技支撑计划项目(编号2006BAB01A08)资助的成果。

收稿日期: 2009-07-12; 改回日期: 2009-10-17; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 潘小菲, 女, 1977年生。博士, 助理研究员。主要从事矿床成因研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄路26号; 电话: 010-68999740; Email: pan_smile0551@sina.com。

陆碰撞带斑岩铜矿成矿模型(侯增谦等,2007,2009; Hou et al., 2003, 2006, 2009a,b; 杨志明等,2008; Yang et al., 2009)。

德兴铜矿是中国东部大陆环境最具代表性的大型斑岩铜矿,由朱砂红、铜厂及富家坞三大矿床组成,其中的铜厂以富金而别具特色。人们对德兴斑岩铜矿床的地质特征(包括岩体地球化学特征、控矿-导矿构造、围岩地层)、蚀变-矿化特征、成矿流体起源、演化及沉淀机制、成矿物质来源的研究历史悠久,并且有了相当深入的研究和认识(朱训等,1983; 芮宗瑶等,1984; 叶德隆等,1997; 左力艳等,2007),尤其是矿床的成矿动力学背景已得到认同,认为其属于陆内后造山伸展环境内的产物(芮宗瑶等,2004; 王强等,2004; Wang et al., 2004; 侯增谦等,2007),堪称是陆内造山环境斑岩型矿床的典型代表,选取其进行详细的矿床成因研究,可以弥补陆内造山环境斑岩成矿作用过程研究的不足,具有重要的科学意义。

为了了解矿床的成矿机制,必然需要查明成矿过程中的流体演化过程。然而,前人针对德兴斑岩铜矿床所进行的包裹体研究都是基于矿床内所有脉石矿物捕获的包裹体按照包裹体类型进行综合描述和测温,测定的温度、盐度和压力等物理化学参数仅进行数理统计处理,再根据概率结果,分析得出矿床形成过程中温度-盐度-压力的变化特征(朱训等,1983; 朱金初等,2002; 左力艳等,2007),这些资料对了解矿床的成矿热液流体性质及矿床的成因机制有一定的理论意义,但是对经历了岩浆-热液系统、乃至地下水、雨水及封存水参与的复杂成矿过程的德兴斑岩矿床而言,是无法从时间和空间上详细示踪斑岩矿床动态成矿作用过程。本文在前人的研究基础上,针对上述不足,选取德兴铜厂铜金矿床,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,厘清矿脉类型、特征及穿插关系,详细分析各阶段的热液蚀变、矿化及脉体的耦合关系等。并在上述研究成果的基础之上,对不同蚀变、矿化阶段的产物(主要是各期石英脉、硬石膏和方解石等透明矿物),在显微镜下开展详细的流体包裹体岩相学研究,通过冷热台显微测温分析,厘定沉淀各期脉体的性质及形成时的物理化学条件,建立起成矿流体不同演化阶段温度、压力及成分特征的图谱,推演大陆后造山伸展环境斑岩型铜金矿床详细的流体演化过程及金属沉淀机制。并与典型岛弧环境斑岩型铜金矿床进行对比,找出岛弧型与大陆斑岩型铜金矿床

成矿流体及其演化的异同之处,分析大陆斑岩型铜金矿床形成过程中关键的控制因子,以期建立大陆斑岩型铜金成矿理论。

1 德兴铜厂斑岩铜金矿床的地质背景

德兴斑岩铜矿地处江西怀玉山的官帽山西麓,矿区南部有大片大茅山花岗岩分布。德兴斑岩铜矿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1(a)),德兴斑岩铜矿位于扬子地块东南缘,赣东北深断裂旁。其形成发育与区域范围的燕山期大面积火成岩相的地壳张裂作用有关。区内主要出露一套震旦亚界双桥山群的浅变质岩,它是以泥质少量砂质和英安质火山碎屑沉积物为主的岩石,经过浅变质作用形成以板状千枚岩、千枚岩和变质沉凝灰岩为主,少量水云母板岩等的浅变质岩。在这套地层中,还夹有变质了的细粒闪长岩、石英闪长玢岩和辉绿玢岩等脉岩。铜矿化主要与燕山期花岗闪长斑岩和英安斑岩有关。花岗闪长斑岩为全晶质结构,块状构造。斑晶主要为自形晶板状中长石,其次为自形和半自形柱状普通角闪石、黑云母和板状钾长石及少量的熔蚀浑圆状石英。基质呈微粒它形粒状结构,主要由更长石、石英、钾长石及少量普通角闪石和黑云母组成。副矿物主要是磁铁矿、磷灰石、榍石、钛铁矿和锆石等(朱训等,1983)。斑岩铜矿体主要集中在斑岩体及其与围岩的接触带附近。区内东西向、北东向和北北东向断裂很发育(图1b)。

铜厂矿床属德兴斑岩铜(钼)矿田的中间部分,东南与富家坞斑岩铜矿床相接,西北与朱砂红斑岩铜矿床相接(图1(b)),矿区西南还有银山火山岩型的含铜铅锌矿床。铜厂斑岩铜金矿区内地层主要为中元古界双桥山群的变质沉凝灰岩与绢云母千枚岩类。铜厂斑岩铜金矿床主要与燕山期侵位的花岗闪长斑岩有关。矿体大部分赋存于花岗闪长斑岩主岩(株)体接触构造带两侧的强、中蚀变带内。主矿体厚度大,其下部及周围尚有较多的零星矿体伴随产出。主矿体为一个沿北西方向作 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 倾伏的不规则空心筒状体,规模巨大,形态比较完整,连续性好,外边界比较规则,内边界及边缘地段出现分支形态,较为复杂(图2)。

2 德兴铜厂斑岩铜金矿床的蚀变-矿化系统

30多年来,国内外矿床学家(Lowell et al.,

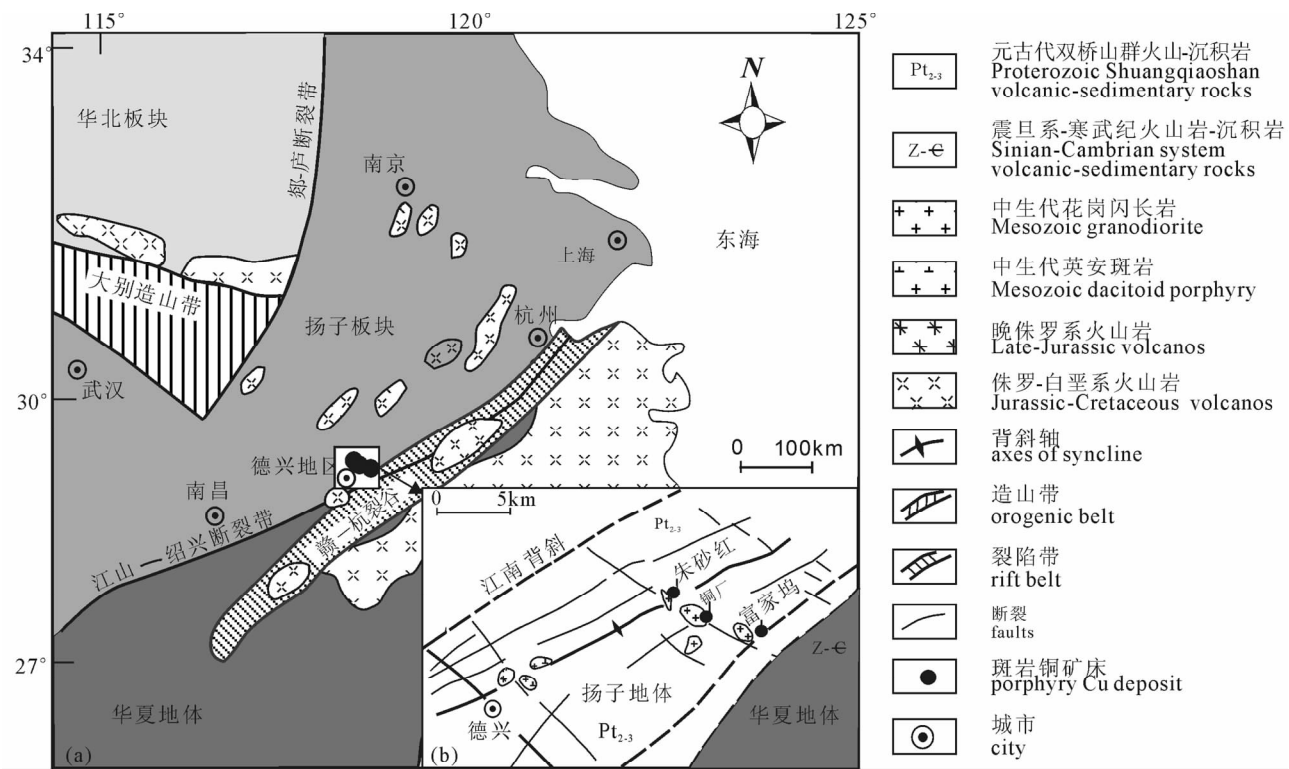


图 1 德兴斑岩铜矿床构造背景图

Fig.1 Structural setting of Dexing copper-gold deposit

1970; Gustafson et al., 1975; Hollister, 1974; Eastoe, 1983; Dilles, 1987; Dilles et al., 1992; Hedenquist et al., 1998; Ulrich et al., 2001a, b; Proffett, 2003; Seedorff et al., 2004a, b)对斑岩型矿床的蚀变-矿化特征研究取得了杰出成果,认为一般斑岩型矿床的热液蚀变,依据矿物组合,分为四种主要类型,即钾硅酸盐化、绢英岩化、泥化及青磐岩化,有时当绢英岩化和泥化空间上难以区分开来时,常合并称为长石破坏蚀变。斑岩中的深成矿化既可产于斑岩体之中,也可产于围岩之中,但大部分产于围岩之中。研究显示,深成矿化与热液蚀变密切相关,铜矿化主要产于钾硅酸盐化带内,但含铜硫化物的沉淀略晚于钾硅酸盐化,或形成于钾硅酸盐化蚀变向绢英岩化蚀变转化阶段(Lowell et al., 1970)。金属的沉淀是成矿物质溶解度降低及 SO_2 发生水解导致 H_2S 活动性增强的结果,而溶解度的降低可因温度、压力、盐度、PH 值、氧逸度等多种因素的改变所致(Herzarkhani et al., 1999)。

德兴斑岩铜矿床的蚀变特征研究已经相当成功。最初,朱训等(1983)详细研究了德兴铜矿床三个斑岩铜矿的围岩蚀变作用特征,认为德兴斑岩蚀变具有多阶段性,早期以钾长石化为主,中期以硅化

绢云母化和绿泥石化为主,晚期以碳酸盐化和硫酸盐化为主。各阶段的蚀变作用,从早到晚由岩体内部逐渐向外推移,而蚀变范围也随之扩大,因此,从各阶段蚀变矿物组合的分布范围来看,具有以岩体内部为中心的环状分带特征。随之,高风志(1992)分别从赋矿斑岩体和赋矿围岩两个载体详细研究了德兴铜厂岩体的蚀变特征,认为德兴花岗闪长斑岩体蚀变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,从外向矿体中心方向基本可以分为绿泥石-云母-粘土化和绿泥石-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(矿区的主要围岩是浅变质的泥质岩、沉凝灰岩和少量火山熔岩,以及与火山旋迴相应的脉岩。此外,还有受岩体侵位而产生的热变质岩石,主要有黑云母角岩和透闪阳起石角岩以及斑点板岩等)可以分为弱硅化绢云母千枚岩和弱硅化绿泥石化变质沉凝灰岩带(弱带)—石英绢云母岩、石英绢云母化千枚岩与绿泥石化硅化变质沉凝灰岩带(强带)。

我们项目组对德兴铜厂斑岩型矿床进行了系统的野外矿床特征调查,钻孔岩心编录,和室内岩相学

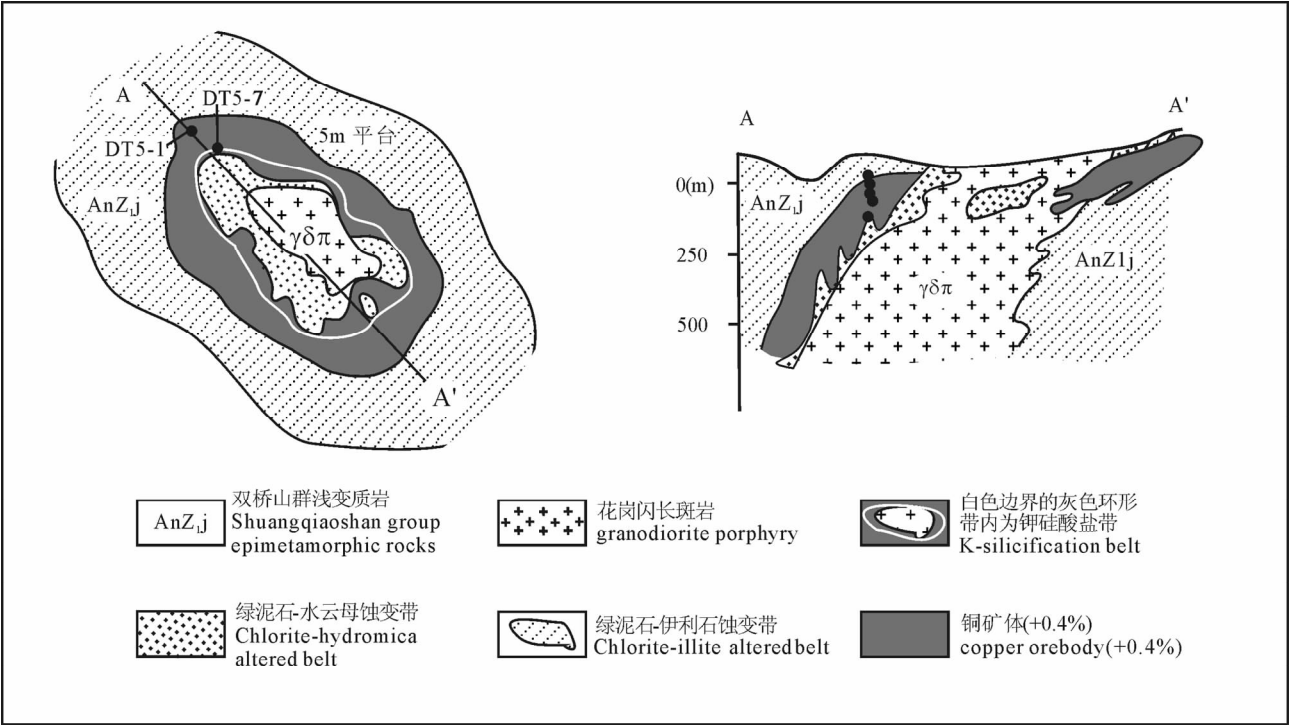


图 2 德兴铜厂铜金矿床矿体特征及剖面示意图

Fig. 2 Sketch map and profile of Dexing Tongchang copper porphyry deposit orebody

研究,认为德兴斑岩铜矿床的蚀变系统的确具有上述特征,总体上在与围岩接触的花岗闪长斑岩体内部发生最强的钾长石蚀变作用、不规则的硅化及零星分布的黑云母蚀变作用,围绕岩体共同形成呈环带状的钾硅酸盐化,宽约 1~5m 不等;向外部围岩和内部岩体方向渐渐过渡为以石英-绢云母-绿泥石化为主的蚀变系统,蚀变范围较宽;继续向外,石英-绢云母化蚀变不发育,形成绿泥石-伊利石化蚀变带(图 2),蚀变范围最宽,局部达到几千米,与东北部的朱砂红矿床和西南部的富家坞矿床的外围绿泥石-伊利石蚀变连成整体。

德兴铜厂铜金矿床的矿化作用复杂多期,与世界典型斑岩铜矿床的矿化特征 (Lowell et al., 1970; Gustafson et al., 1975) 既类似又有差异,大量发育各类型脉体,完整记录了蚀变与矿化过程中流体的演化过程:成矿早期,斑岩尚未固结完全,形成了不规则形状或边界不清晰的无矿或贫矿的 4 类 A 脉,该阶段发生大规模的钾长石化和黑云母化甚至磁铁矿化;成矿中期,各类斑岩已经基本固结、岩体顶部围岩大规模裂隙发育,形成了以石英梳状对称生长、黄铁矿以中心线生长的特征性 B 脉,共 7 类;成矿晚期,雨水、地下水等大量灌入裂隙,与岩浆-热液流体发生对流、不混溶作用,导致成矿热液

系统发生成分、氧逸度及温度-压力等骤然变化,而金属硫化物大规模卸载形成的晚期含大量金属硫化物 D 脉,共 3 类;以及成矿期后,无矿热液多次活动,形成了穿切 A、B、D 脉的黑云母脉、方解石-石英次生脉等。

A 脉 根据野外观察与室内光薄片鉴定,德兴矿床一共有 4 种类型的 A 脉(图 3)。第一类为无矿石英脉(A1: Sugar-Q 脉,见图 3(a), (b), (c)), 该类石英脉既有产在斑岩体顶部不规则的石英褶皱大脉,宽度一般>1cm,最宽甚至达到 1m 米,也有产出于斑岩接触带附近围岩中顺层或顺劈理的石英细脉(<0.8cm)。这类石英脉的不规则形态是斑岩未完全固结和高压力的具体体现,石英颗粒在显微镜下呈砂糖状,基本无矿化。第二类含黑云母-石英脉(A2: Q±Biotite 脉,见图 3(d))。稍晚于 A1 脉。第三类脉为石英-钾长石脉(A3: Q±Kfs 脉,见图 3(d))。第四类为含磁铁矿石英脉(A4: Q+Mag),磁铁矿呈一条或多条线状发育在石英脉中间或边缘。前三类 A 脉的生成关系明确,A1 早于 A2, A2 早于 A3。A4 脉明显切穿了 A1 脉(图 3(f)),但是与 A2 和 A3 脉的关系不明确,按照 Ulrich 等(2001)提及的斑岩分类方法,A4 脉可能与 A2 和 A3 脉同期或者更早。其中 A1 脉、A2 脉与钾长石化密切相关,

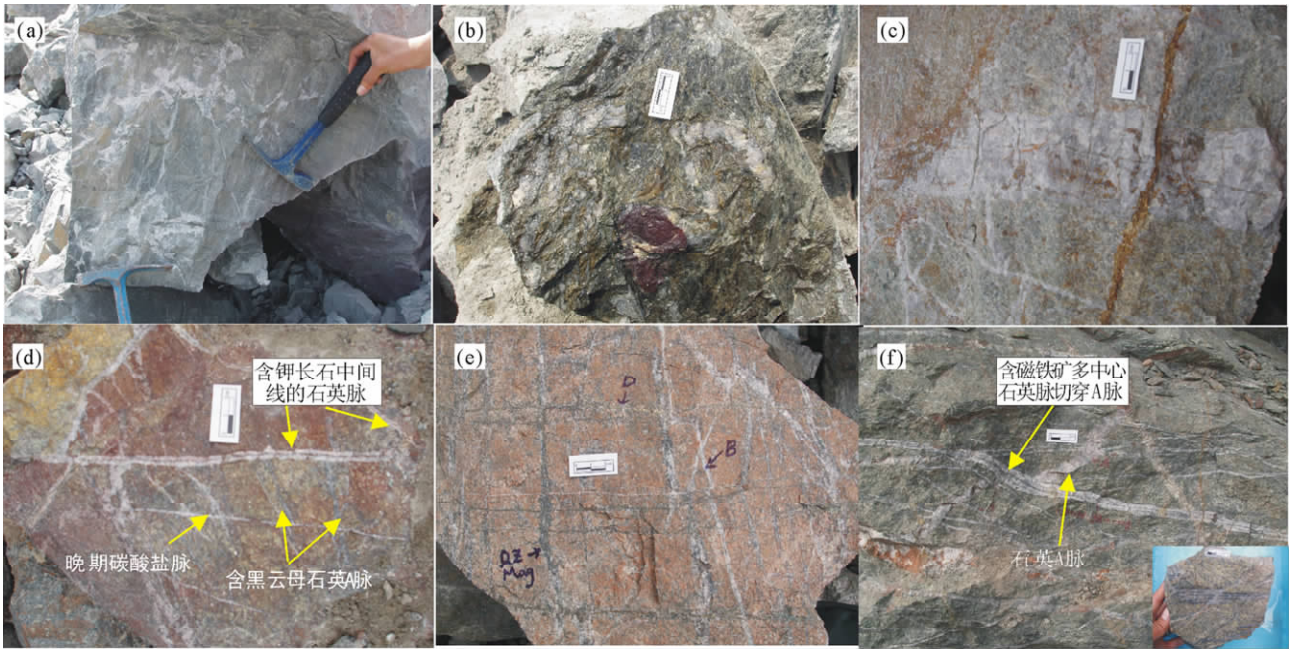


图 3 德兴铜厂矿区的 A 脉类型及与其它阶段矿脉的穿插关系

Fig. 3 A-type veins and their relationship with the veins of other stages in Tongchang copper-gold deposits in Dexing area (a)、(b)和(c)为 A1 脉:(a)一与斑岩接触的围岩内大量发育的不规则石英脉;(b)一切过围岩层理、片理的不规则石英脉;(c)一被黄铁矿、黄铜脉(D 脉)及赤铁矿晚期脉切穿的早期粗板状石英 A 脉;(d)一早期含黑云母石英脉(A2)脉被稍晚的含钾长石中间线的石英脉(A3)穿插;(e)一早期石英-磁铁矿 A4 脉,也称为 P 脉,被晚期的 B、D 脉切穿;(f)一含磁铁矿多中心线石英 A4 脉切穿早期板状石英脉(A1)。A1-A4 脉无矿化或者含少量浸染状黄铜矿-磁铁矿矿化,石英呈砂糖状

(a)—Lots of irregular quartz veins occurring in the wallrock that contacted with porphyry rock in; (b)—irregular quartz veins cutting stratification and schistosity of sedimentary wallrock; (c)—early coarse quartz vein being cut by later pyrite-chalcopyrite vein(D-type vein); (d)—early biotite-quartz vein (A2-type vein) being intersected by later quartz with k-feldspar-center-line (A3-type vein); (e)—early quartz-magnetite vein(A4-type vein), also named P-type vein, intersected by B-type veins and D-type veins; (f)—A4-type vein with more than one piece of magnetite center line intersect early A1-type quartz vein. All of the A1, A2, A3 and A4 veins contain no or barren disseminated chalcopyrite and magnetite with quartz showing sugar-like

而 A3 与黑云母化关系密切,A4 则与磁铁矿化关系密切。该阶段的矿化作用微弱,主要为 A4 石英脉内的线状磁铁矿化和少量的岩体和围岩内的浸染状黄铁矿化。

B 脉 野外和室内显微镜下一共确定了 7 类型的 B 脉(图 4)。第一类为含少量辉钼矿和黄铁矿的石英 B1 脉,脉壁平直。第二类脉(B2)细小不规则含更少量黄铁矿的石英脉,切穿 B1 脉。第三类是含黄铁矿及极少量黄铜矿细小中心线的较宽脉(B3:Q-Py±Cpy),脉体可达到 2~3cm,该脉切穿了 B1 和 B2 脉。B4 为乳白色石英细脉(图 3(c)),一般宽 0.1~0.3cm,边界含有少量黄铁矿颗粒,不规则,切穿 B3 脉。第五类 B 脉为含黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿断续中心线的石英大脉(B5:Q-Cpy±Moly±Brn,图 4(d))。B6 为石英-绿泥石脉(Q-Chl,样品 DT35-44)。各类 B 脉主要产在围岩内,其最突出的

特征是石英颗粒呈典型的梳状或长柱状对称于脉壁生长(图 7(a)~(a1))。而 B6 中绿泥石和 B7 脉绿帘石都为自形晶,也大致与脉壁垂直或成大角度生长,因此,将其归为 B 脉。该期脉体为德兴矿床的主要矿化阶段,产出了铜厂矿床大部分的黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿,它们与石英、硬石膏等脉石矿物同期沉淀或稍滞后作为中心线沉淀或脉边界线沉淀。该阶段的蚀变作用不强,主要为弱的石英-绢云母-绿泥石化作用。

D 脉主要发育 3 种:有水去母退色蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿±石英 D1 脉(Ser+Py+ Cpy±Q,图 5(a)),D1 脉的石英颗粒很少,大多蚀变为绢云母绿泥石,黄铁矿以细小的颗粒(约 0.05~0.1mm)自形-半自形产出,脉体局部被方解石脉切穿。无蚀变晕的石英-黄铁矿 D2 脉(Q+Py,图 5(b)),石英颗粒较粗,达到 1~2mm,半自形到他形,黄铁矿和黄

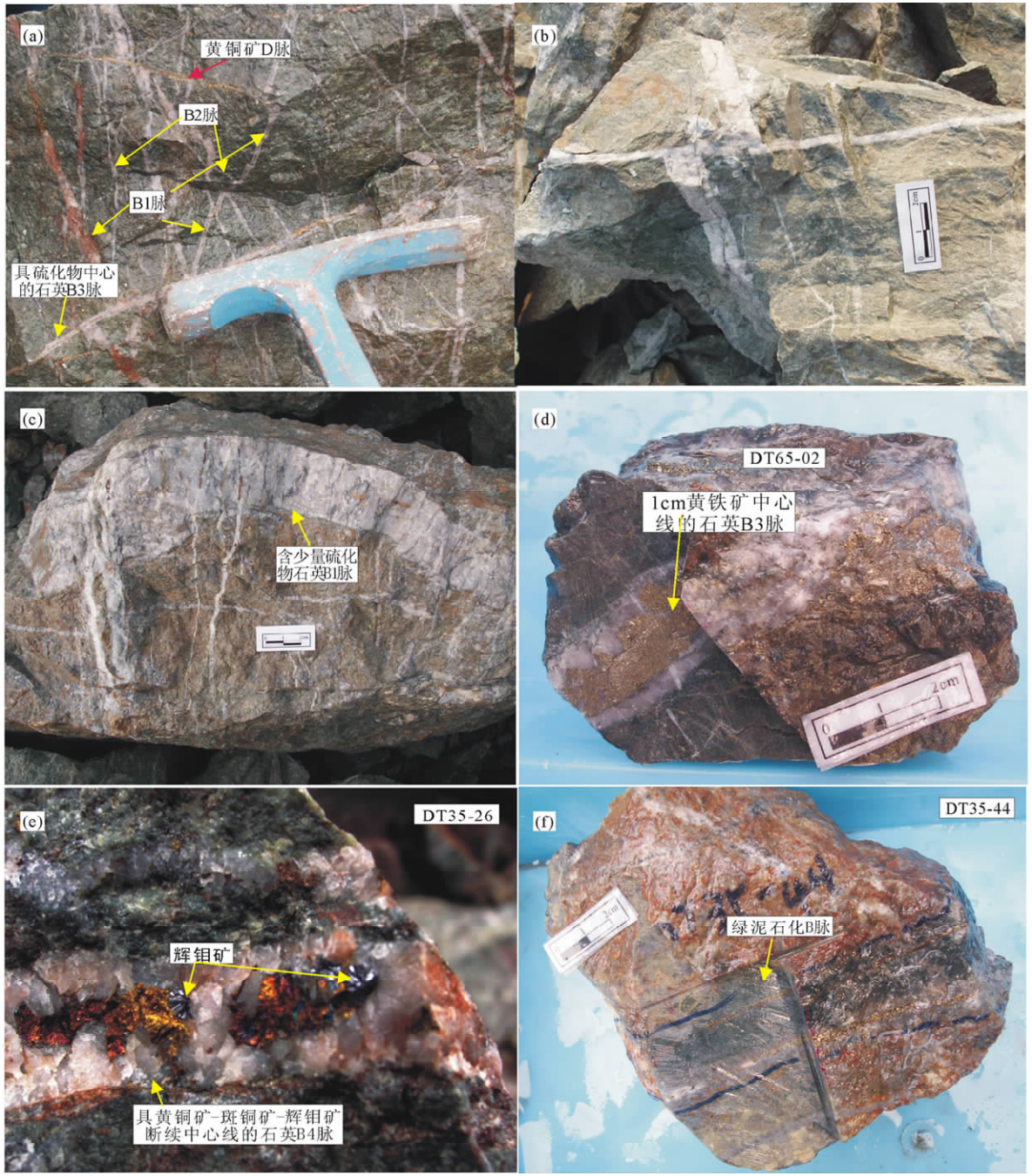


图 4 铜厂矿床各种类型 B 脉特征图

Fig. 4 B-type vein of Tongchang copper-gold deposit

(a) —具有 B1、B2、B3 脉和 D 脉的穿插关系的矿石图；含少量黄铁矿-辉钼矿的石英 B1 脉，脉壁平直；不规则细小含更少量黄铁矿石英 B2 脉，切穿 B1 脉；B3 是含黄铁矿中心线的第三种 B 脉，切穿 B1 和 B2 脉。黄铜矿 D3 脉切穿所有的 B 脉；(b) —边界含少量黄铜矿的乳白色石英 B4 脉切穿具黄铁矿中心线的 B3 脉，黄铜矿 D 脉切穿 B3 和 B4 脉；(c) —含少量黄铁矿-辉钼矿的石英 B1 脉被后期的碳酸盐脉且穿；(d) —含黄铁矿-黄铜矿中心线的石英大脉(B3 脉)被后期的黄铁矿-黄铜矿 D3 脉切穿；(e) —具黄铜矿-斑铜矿-辉钼矿断续中心线的石英 B5 脉；(f) —为绿泥石 B 脉，含少量石英和黄铁矿

(a) —it shows the relationship of B-type vein (B1, B2 and B3) and D-type vein; straight B1-type quartz vein with little of pyrite and molybdenite was intersected by fine irregular B2-type vein composed by quartz with less pyrite. B3-type veins bearing pyrite-center-line have intersected B1-type vein and B2-type vein; (b) —B3-type vein are intersected by B4-type vein which composed by milk-white quartz bordered with some chalcopyrite, and the chalcopyrite D4 vein intersected the B3 vein and B4 vein; (c) —straight B1-type quartz vein with little of pyrite and molybdenite was intersected by latest carbonate vei; (d) —B3-type veins bearing pyrite-chalcopyrite-center-line have been intersected by pyrite-chalcopyrite D-type Vein; (e) —it is the B5-type vein that is composed of quartz and discontinuous pyrite-bornite-molybdenite center line. (f) - it is B6-type vein composed of chlorite and little of quartz and pyrite

铜矿以板状产出,颗粒较粗,黄铁矿半自形到他形,黄铜矿完全他形产在黄铁矿边部;无蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿 D3 脉($\text{Py}+\text{Cpy}\pm\text{Q}$,图 5(c)),黄铁矿和黄铜矿多为他形,仅含少量的石英颗粒。该阶段的矿化作用也较强,但是相对 B 脉矿化程度有所降低,所有脉体的形成与石英绢云母化、长石绿泥石化、泥化蚀变作用关系密切。

晚期一共有三种类型的脉(图 5(d)-(g)),包括:赤铁矿脉(图 5(d)),宽度从 0.5~2cm 不等,该脉切穿所有的 A/B/D 脉;一类为黑云母大脉,宽达到 2~5cm,黑云母片状,达到 1cm(图 5(f));一类为方解石-石英脉(图 5(g))或方解石-白云石脉(图 5(e)),切穿 B 脉。

本次开展的流体包裹体样品采集于露天矿坑的 5m 平台,样品有 DT5-1、DT5-7(图 2);35m 平台内样品包括 DT35-01、DT35-03、DT35-09、DT35-11、DT35-26、DT35-36、DT35-44;65m 平台有 DT65-02、DT65-08、DT65-39、DT65-46;80m 平台有 DT80-5;125m 平台包括 DT125-13、DT125-15。其中具体的采样位置如图 2 所示。其中含有 A 脉的样品有 DT35-26、DT65-08、DT65-39、DT125-13、DT125-15;含有 B 脉的样品有 DT35-01、DT35-09、DT35-26、DT35-44、DT65-08、DT80-5、DT125-13、DT125-15;含有 D 脉的样品有 DT5-1、DT5-7、DT35-03、DT35-11、DT35-36、DT35-44、DT65-02、DT65-46。

3 流体包裹体研究

3.1 包裹体岩相学特征

近几十年来,国内外学者对斑岩铜矿床中的流体包裹体进行了大量的研究工作,不同矿床间的其他重要地质参数各不相同(杨志明等,2008),但包裹体资料却表现出惊人的相似性。大量的资料显示,斑岩铜矿床流体包裹体具有温度高、盐度高,且普遍发生了沸腾的特点,包裹体类型主要为富气相、含子矿物多相及富液相。德兴铜矿除了上述三类型流体包裹体外,还具有含 CO_2 的三相或两相包裹体,具体可以划分为:①富气相包裹体(VL):由气相和液相组成,有时可呈纯气相,加热后绝大部分均一成气相,少量呈临界或液相均一;其气相所占体积比集中在 50%~100%之间,主要存在于各类 A 脉及 B 脉之中;②含子矿物多相包裹体(LVH):由气相、液相和子矿物相组成,其中,子矿物可以有多个。包裹体中以透明子矿物为

主,亦可见少量不透明子矿物。透明子矿物形状主要为立方体的石盐,长柱状的硬石膏等,金属子矿物主要为黄铜矿等;主要存在于斑晶、A 脉中,B 脉中也大量发育;③富液相包裹体(LV):由液相和气相组成,加热后均一为液相,其气相充填度一般小于 30%;存在于各类脉体之中,但以 D 脉最为发育。④少量含 CO_2 的三相包裹体或者纯 CO_2 两相包裹体(LV CO_2)。以下是对各类脉体中的包裹体特征进行详述:

A 脉,按照上述脉体发育特征分析共有 4 类型的 A 脉。本次进行了包裹体研究的 A 脉仅有两类,一类为含少量浸染状黄铁矿-黄铜矿的砂糖状石英 A1 脉(Q,图 6(a)),脉体不规则,宽可达 10~30mm 宽,脉体局部可见被后期长石破坏蚀变,局部见绿泥石和绢云母。代表类型为 DT35-26 和 DT35-36、DT125-15 部分脉。一类为石英-钾长石细脉(A3 脉),形状不规则,仅 1~2mm 宽,石英颗粒细小,呈浸染状细脉形式散布在斑岩体类,含有少量钾长石颗粒。代表性为:DT65-09 和 DT65-39 部分脉体。第一类 A 脉中捕获了四种类型的包裹体,富气相包裹体(VL)、含子晶包裹体(LVH)及极其少量的富液相包裹体(LV)和 CO_2 包裹体(图 6(b)和(c))。其中大部分富液相包裹体为呈串珠状或定向排列的次生包裹体。富气相包裹体(VL)和含子晶包裹体(LVH)大多数为孤立生长,形状比较规则,为原生包裹体,部分含子晶包裹体的子矿物为不透明的金属硫化物(图 6(b))。含 CO_2 包裹体的 CO_2 比例恒定,为 30%。相比之下,石英-钾长石 A 脉中含子晶包裹体(LVH)和富气相包裹体(VL)较少,未进行包裹体显微测温。

对四种类型的 B 脉进行了包裹体观测和鉴定。第一类含一条或多条黄铁矿-黄铜矿细小中心线的石英 B3 脉($\text{B3:Q-Py}\pm\text{Chy}$,DT65-08,DT65-39,DT80-5,DT125-13,DT125-15),脉壁见黄铁矿-黄铜矿矿化,石英捕获的包裹体既有富气相(VL)和富液相(LV),还有大量含子晶包裹体,另外发现少量 CO_2 包裹体。第二类为黄铜矿-辉钼矿-斑铜矿断续中心线的石英脉($\text{B5:Q}\pm\text{Chy}\pm\text{Moly}\pm\text{Brn}$,图 7(a)),脉体宽,达到 1~2cm 宽,石英颗粒粗大,且垂直于脉壁生长,脉体边界平直(DT35-01,DT35-09,DT35-26)。该期脉石英中捕获了含子晶包裹体(LVH)、富气相(VL)和富液相(LV)三种类型的包裹体。第三类为石英-绿泥石脉(B6:Q-Chl),第四类为石英-绿帘石脉(B7:Q-Epi ,DT35-44)。该两类

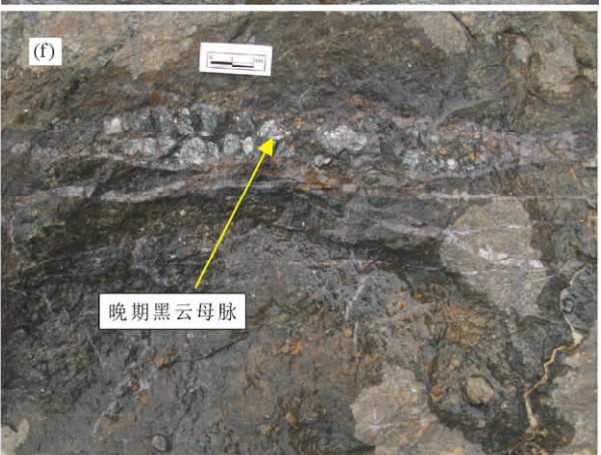
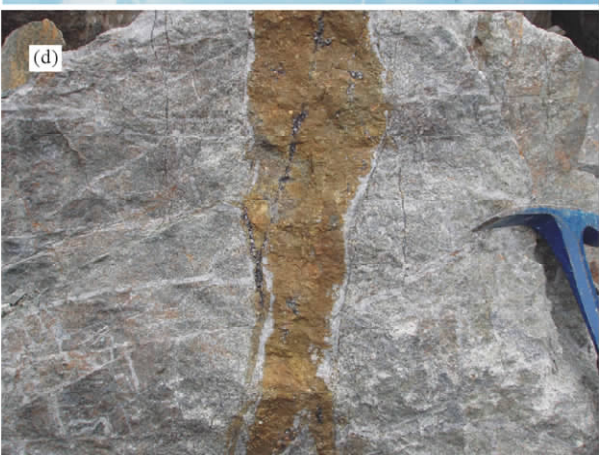


图 5 D 脉和晚期无矿热液脉特征

Fig. 5 B-type vein of Tongchang copper-gold deposit

(a)~(c)为 D 脉:(a)—具有近 1cm 宽水云母蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿 D1 脉;(b)—无蚀变晕的石英-黄铁矿或石英-黄铁矿-黄铜矿 D2 脉;(c)—2cm 厚的无蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿(Py+Cpy±Q),被晚期的白色碳酸盐切穿;(d)~(g)—晚期无矿热液脉特征:(d)—晚期赤铁矿脉,切穿所有的 A/B/D 脉;(e)—切穿 B 脉的碳酸盐脉;(f)—晚期黑云母脉;(g)—晚期石英-方解石脉

(a)~(c)—Show D-type veins. (a)—It is pyrite-chalcopyrite D1-type vein with about 1cm wide of hydromica halo; (b)—it is quartz-pyrite and quartz-pyrite-chalcopyrite D2-type veins without hydromica halo; (c)—it is about 2 cm wide of pyrite-chalcopyrite ± Quartz vein without hydromica halo; (d)~(g)—show veins formed after the latest mineralization stage, which intersects all of A-, B-, and D-type veins: (d)—it is hematite vein; (e)—carbonate veins cutting cross all B-type veins; (f)—showing latest biotite vein, and (g) showing coarse grain of quartz-calcite vein

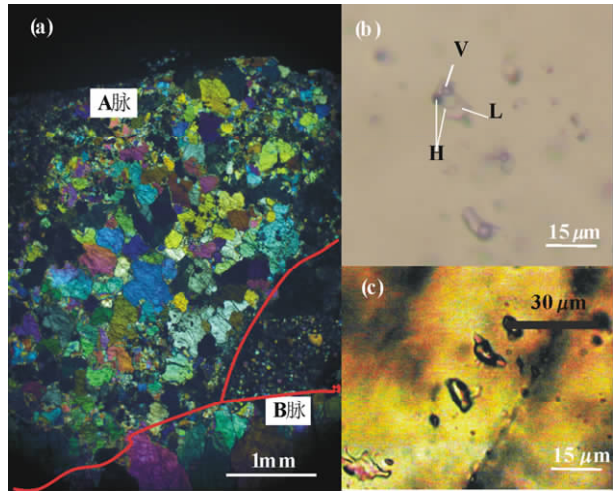


图 6 A 脉及 A 脉中的包裹体特征

Fig. 6 Photographs of A-type veins and its fluid inclusions

(a)—砂糖状石英 A 脉;(b)—石英中捕获的含不透明和透明子矿物的包裹体;(c)—富气相包裹体以及纯气相包裹体(气液比大于 50%)

(a)—Showing sugar-like quartz A-vein; (b)—showing LVH fluid inclusions (one or more daughter metal mineral or transparent minerals are contained in the fluid inclusions), coexisting with little of two-phases of aqueous fluid inclusions; (c)—showing VL fluid inclusions(more than 50% vapor in volume)

脉石英仅捕获了富气相(VL)和富液相(LV)两种包裹体。与 A 脉相比,富气相包裹体明显减少,富液相水溶液包裹体明显增多,LVH 包裹体所含的子晶矿物一般仅一个,未见到含不透明金属硫化物子晶。而且含 CO₂ 的三相包裹体的气相比增加到 50%,显示密度和压力均减小的特征(图 7(c))。

D 脉,有水云母蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿-石英 D1 脉(Ser + Py + Cpy ± Q, DT35-03、DT35-11、DT65-46)、无蚀变晕的石英-黄铁矿 D2 脉(Q+Py, DT80-5)和无蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿 D3 脉(Py+Cpy±Q, DT35-36、DT65-02、DT125-13)都进行了包裹体测试。由于有水云母蚀变晕的 D1 脉中的石

英大部分蚀变为水云母,仅有残余的石英颗粒可见到捕获的包裹体,主要为富液相包裹体(LV),一般较小,直径一般 3~8μm。少数与黄铁矿-黄铜矿具有明显共生关系的石英上含有形状规则的包裹体,包裹体既有富液相包裹体和富气相包裹体(图 8(a1), (b)-(e))共生特点,似乎暗示发生了沸腾作用。无蚀变的 D2 和 D3 脉中石英颗粒粗大,且形状规则,但是石英颗粒透明度差,包裹体发育少,主要为富液相包裹体(LV)。D 脉中的石英裂隙里偶尔可见少量次生 CO₂ 包裹体。

3.2 均一温度和盐度

流体包裹体显微测温在中国地质大学(北京)完成,所用冷热台型号为 Linkam THMS 600,测定温度范围为-196~+600℃,冷冻数据和均一温度数据精度分别为±0.1℃和±1.0℃。本次进行显微测温的包裹体一般较大(>7μm),包裹体通过加热测得了气液相均一温度(Th_{L-V})、冰点温度(Tm_{ice})及石盐和/或硬石膏子矿物的溶化温度(Tm_{NaCl}或Tm_{Anhy})。VL 相及 LV 相包裹体的盐度[(NaCl)%]利用 Potter (1978) 和 Hall (1988) 公式求出, LVH 相包裹体的盐度用 Bischoff (1991) 公式算得, CO₂ 包裹体的盐度和密度由 Shepherd (1985) 确定的均一温度-密度图解确定。

A 脉 详细的流体包裹体测温结果列于表 1 和图 9 和 10 中。砂糖状 A 脉(无矿 A1 脉)的包裹体测温表明,该脉(无矿 Q 脉)LVH 包裹体最后均以子晶完全均一。石盐子晶均一温度为 315~497℃,计算的包裹体盐度为 40.0%~59.4% NaCl,平均为 51.5% NaCl。LVH 包裹体的气相均一温度(Th)为 248~356℃,平均为 284℃,硬石膏子晶均一温度大多大于 550℃,仅测定两个数据为 556、578℃,对应的盐度为 67.6%~70.8%NaCl。富气相包裹体(VL)的均一方式既有气相均一,也有液相均一,一般气相均一温度高于液相均一温度,均一温度分布在 308~444℃,平

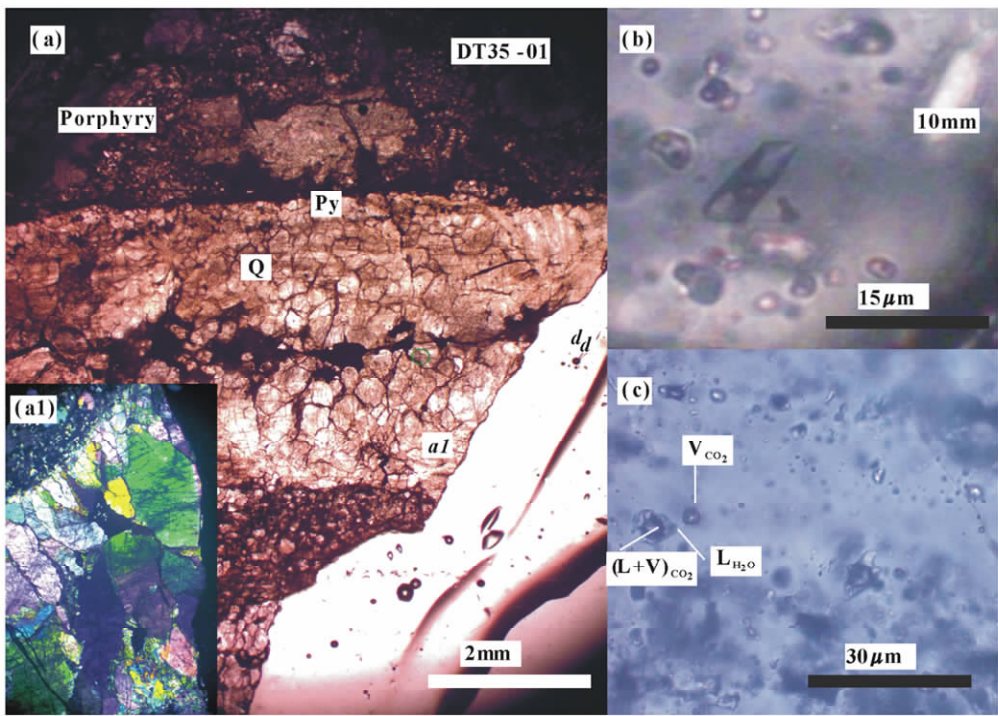


图 7 B 脉及其包裹体特征

Fig. 7 Photographs of B-type veins and its fluid inclusions

(a) —含黄铁矿细小中心线的石英 B 脉；(a1) —局部包裹体片的正交镜照片，显示石英呈梳状对称于脉壁生长；
(b) —B 脉中捕获的规则形状的含子晶的水溶液包裹体；(c) —捕获的少量含 CO₂ 的三相或单相包裹体

(a) —Showing quartz B with pyrite as its center line; (a1) —is a Orthogonal polarizing microscope photograph showing Comb-shaped symmetrical quartz growing vertical to both of vein walls in part of B-type vein which is locally magnified; (b) —showing regular LVH fluid inclusions (one or moe daughter metal mineral or transparent minerals are contained in the fluid inclusions), coexisting with little of two-phases of aqueous fluid inclusions; (c) —showing L-CO₂ fluid inclusions(two or three phases of fluid inclusions containing vapor and liquid carbon dioxide)

均温度为 392℃，测定的盐度为 4.5%~9.6% NaCl，平均为 7.1% NaCl。富液相包裹体(LV)的均一温度为 382~443℃，平均值为 424℃，根据冰点温度计算的盐度为 8.0%~9.2% NaCl，平均值为 8.5% NaCl。测定了两个含 CO₂ 包裹体，CO₂ 体积比占 30%，主要以水溶液为主，该类型包裹体的均一温度与两相水溶液包裹体的均一温度类似，但是盐度相对较低，仅为 3.3% NaCl，指示 CO₂ 均一时的密度为 6.01~6.22 g/cm⁻³。

与钾长石关系密切的石英脉(A3 脉)中的 LVH 包裹体较少，仅测定出一个包裹体的最终子晶均一温度为 468℃，气相均一温度为 383℃，低于子晶均一温度，另外一个包裹体的气相均一温度为 523℃，子晶在大于 550℃时仍然没有融化。另外一个含子晶包裹体(LVH)的气相和子晶在大于 550℃时都没有融化，表明该阶段流体捕获时的温度高于 550℃。

VL 包裹体也相对少一些，测定的一个富气相包裹体发生气相均一，均一温度为 417℃，冰点所对应的盐度为 3.6% NaCl。除少数包裹体发生爆裂外，所有的 LV 包裹体完全均一到液相，均一温度为 368~454℃，平均为 415℃，冰点对应的盐度为 5.1%~7.6% NaCl，平均值为 6.3% NaCl。

B 脉 各类 B 脉体石英包裹体测温结果显示于表 2 和图 9。Q-Py±Chy 脉含子晶包裹体既有以子晶最终均一也发现部分为气相为最终均一，子晶均一温度分布在 386~505℃，平均为 449℃，对应的盐度为 46.0%~65.9% NaCl。Q-Py±Chy 脉的 VL 包裹体较少，仅测得一个富气相包裹体(VL)的均一温度为 381℃，均一方式为气相均一。富液相包裹体(LV)的均一温度稍微降低，为 365~427℃，平均为 385℃，盐度为两类型，一为 6.9%~9.2% NaCl，另外的包裹体盐度为 14.5%~15.6% NaCl。测定

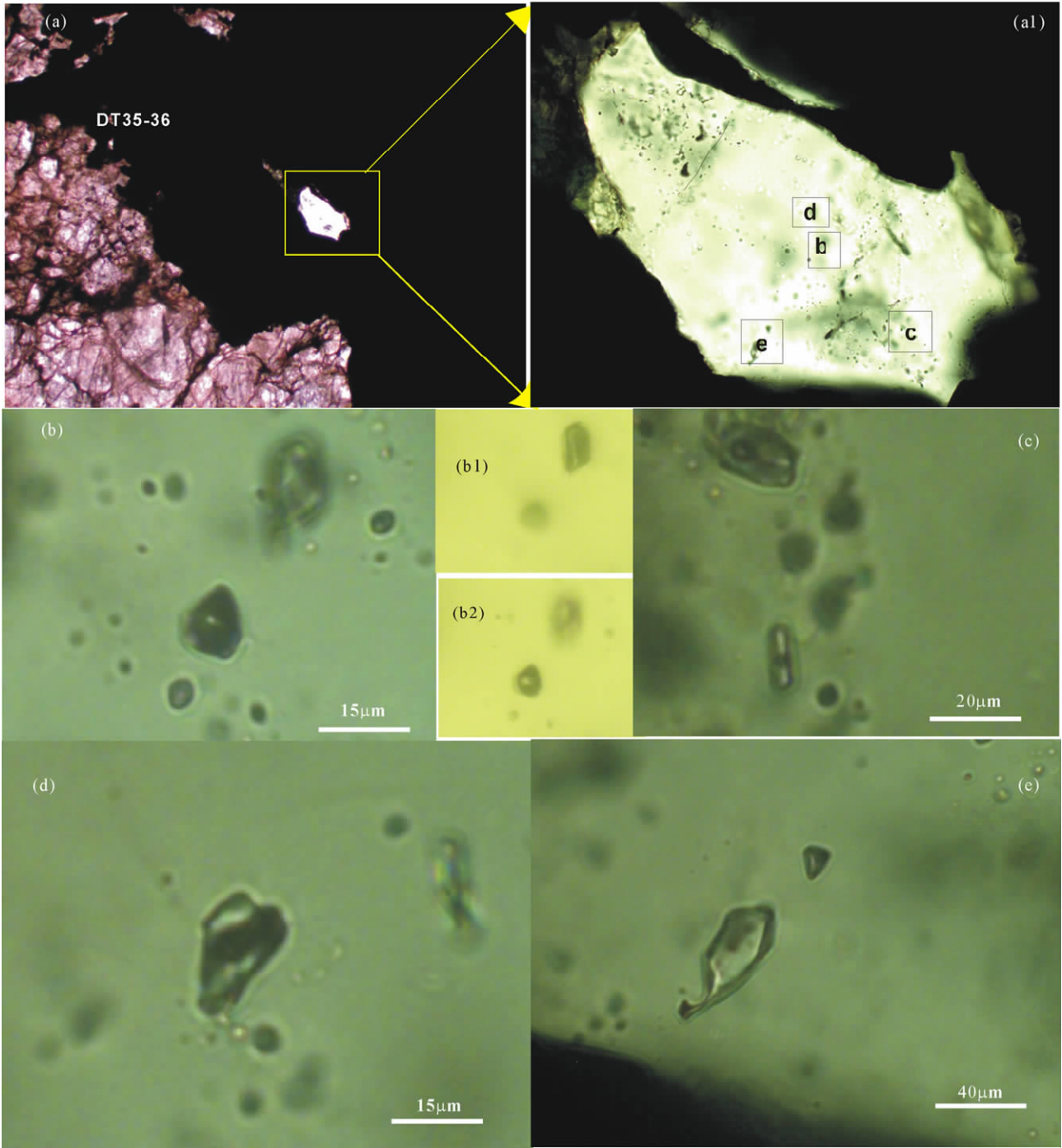


图 8 D 脉中的包裹体特征

Fig. 8 Photographs of D-type veins and their fluid inclusions

(a)—含少量石英的黄铁矿-黄铜矿 D 脉;(a1)—(a)的局部放大;(b)—与石英同期的原生气相包裹体,气液比 $>90\%$;(b1)和(b2)是(b)图中两包裹体在锥光下的照片;(c)—原生水溶液包裹体,气液比 10% ;(d)—次生水溶液包裹体,具有定向性。(e)—低密度原生富气相包裹体。DT35-36

(a)—Showing little quartz growing within pyrite-chalcopyrite D-type vein; (a1)—showing for a local amplification; (b)——showing primary regular VL fluid inclusions (more than 90% vapor in volume); (b1) and (b2) is the cone-light picture of (b); (c)—primary aqueous fluid inclusions (about 10% vapor in volume); (d)—oriental secondary aqueous fluid inclusions; (e)—showing primary VL fluid inclusions with low density. From DT35-36

表 1 德兴铜矿 A 脉石英中原生包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometer of primary fluid inclusions in quartz from A-type veins in Dexing Copper deposit

类型	形态	大小(μm)	相比(%)	子晶消失 T(℃)	Th _{LV} (℃)	冰点 T(℃)	盐度 (%)
砂糖状 A 脉 (A1 脉)							
LVH	不规则	3×6	10	550 ^{anhy} , 428	280		67.1
LVH	不规则	5×6	10	509 ^{anhy} , 315	292		60.99
LVH	规则	5×6	10	550, 550 ^a	356		59.36
LVH	规则	4×8	10	556 ^{anhy}	318		67.61
LVH	规则	4×6	20	578 ^{anhy}	307		70.78
LVH	规则	4×6	5	497	200		67.1
LVH	不规则	8×10	10	459	250		54.4
LVH	不规则	3×14	20	482	254		57.4
LVH	不规则	5×7	10	450	257		53.3
LVH	不规则	4×10	10	398	248		47.2
VL	规则	3×4	70		436→V		
VL	规则	3×5	70		444→V	−2.7	4.5
VL	不规则	6×6	80		341→V	−3.9	6.3
VL	不规则	2×12	50		390	−5.4	8.4
VL	不规则	10×10	50		430→V	−6.3	9.6
VL	规则	5×10	70		308	−4.1	6.6
LV	规则	3×4	20		317	−3.1	5.1
LV	不规则	4×5	20		267	−3.2	5.3
LV	规则	4×10	30		338		
LV	规则	4×6	20		289	−3.2	5.3
LV	不规则	4×6	30		422	−5.6	8.7
LV	不规则	2×6	20		439	−5.3	8.3
LV	不规则	2×4	20		382	−6.0	9.2
LV	不规则	3×8	10		330	−5.7	8.8
LVCO ₂	不规则	2×5	30	8.3	314	30.2	3.3
LVCO ₂	不规则	5×10	30	8.3	280	29.6	3.3
石英-钾长石脉 (A3 脉)							
LVH	规则	4×4	10	550 ^a	523		67.2
LVH	规则	4×4	10	550 ^a	550 ^a		67.2
LVH	规则	4×4	10	550 ^a	523		66.75 ^a
LVH	规则	2×6	10	458	383		54.3
VL	规则	3×5	80		317→V	−2.1	3.6
LV	不规则	3×5	30		403	−4.2	6.7
LV	不规则	2×3	10		350	−3.6	5.9
LV	不规则	2×4	10		462	−4.3	6.9
LV	不规则	3×6	20		454	−3.4	5.6
LV	规则	4×4	10		287	−3.3	5.4
LV	规则	3×4	10		292	−4.8	7.6
LV	规则	2×3	10		301	−4.6	7.3
LV	不规则	1×4	20		268	−3.1	5.1
LV	规则	2×6	10		231 ^b		

注:VL为富气相包裹体,LV为富液相包裹体,LVH为含子晶的包裹体。a为测温时达到设置的最高温度 550℃ 仍然没有均一或熔融的温度或盐度;b为爆裂温度;→V指均一为气相,其它未说明的均一为液相。anhy指硬石膏

表 2 德兴铜矿 B 脉石英中原生包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometer of primary fluid inclusions in quartz from B-type veins in Dexing Copper deposit

类型	形态	大小(μm)	相比(%)	子晶消失 T(℃)	Th _{LV} (℃)	冰点 T(℃)	盐度(%)
Q—py—cpy 脉(B3 脉),测试矿物:石英							
LVH	规则	4×5	5	386	556		46.0
LVH	不规则	5×10	10	505	438		60.5
LVH	不规则	5×7	10	450	257		53.3
LVH	不规则	4×10	10	398	248		47.2
VL	规则	3×7	80		381→V		
LV	不规则	2×5	20		267.0	—5.4	8.4
LV	不规则	2×6	20		272.0	—5.1	8.0
LV	规则	3×5	10		207	—11.6	15.6
LV	规则	3×8	15		278	—10.8	14.8
LV	规则	4×6	20		301	—10.5	14.5
LV	不规则	6×8	10		287	—11.5	15.5
LV	不规则	3×5	25		295	—4.9	7.7
LV	不规则	2×6	20		325	—5.5	8.6
LV	规则	2×3	20		327	—4.6	7.3
LV	规则	2×3	20		265	—6.0	9.2
LV	规则	2×3	20		274	—4.3	6.9
LV	规则	2×2	20		318	—4.3	6.9
				T _{triple-<chem>CO2</chem>}	Th _{<chem>CO2</chem>}	Th _{Total}	Tmclath(℃)
LVCO ₂	不规则	5×12	70	—58.8	31.1	306 ^b	5.8
LVCO ₂	规则	3×6	10			267	7.7
Q±Chy±Moly±Brn 脉(B5 脉),测试矿物:石英							
LVH	规则	3×3	10	496	322		59.22
LVH	规则	3×3	10	355	410		42.87
LVH	不规则	3×4	10	342	321		44.32
VL	规则	7×8	90		296→V		
VL	不规则	8×10	70		362→V	—7.7	11.3
VL	规则	7×7	60		344 ^b	—6.2	9.5
VL	不规则	8×10	50		397	—6.6	10.0
VL	规则	3×4	70		436→V		
VL	规则	3×5	70		444→V	—2.7	4.5
LV	规则	2×3	10		262	—2.9	4.8
LV	不规则	4×10	5		287	—3.0	5.0
LV	规则	4×5	10		386	—2.9	4.8
LV	规则	4×4	15		270	—6.3	9.6
LV	规则	6×10	30		324	—6.1	9.3
LV	规则	8×10	20		266	—6.3	9.6
LV	规则	3×4	20		317	—3.1	5.1
Q±Chl 脉(B6 脉),测试矿物:石英							
VL	规则	6×8	60		550 ^a		
LV	规则	2×5	20		287	—5.7	8.8
LV	规则	4×5	20		499	—6.2	9.5
LV	规则	4×8	10		240	—6.0	9.2
LV	规则	2×4	10		260	—5.6	8.7
LV	规则	2×4	10		247	—5.2	8.1
Q±Epi 脉(B7 脉),测试矿物:石英							
VL	不规则	5×10	50		378→V	—	—
LV	规则	8×10	20		277	—1.0	1.7
LV	规则	10×10	30		209	—1.5	2.6
LV	规则	5×8	10		243	—2.0	3.4

注:VL为富气相包裹体,LV为富液相包裹体,LVH为含子晶的包裹体。a为测温时达到设置的最高温度 550℃ 仍然没有均一或熔融的温度或盐度;b为爆裂温度;→V 指均一为气相,其它未说明的表示最后均一方式为液相均一。

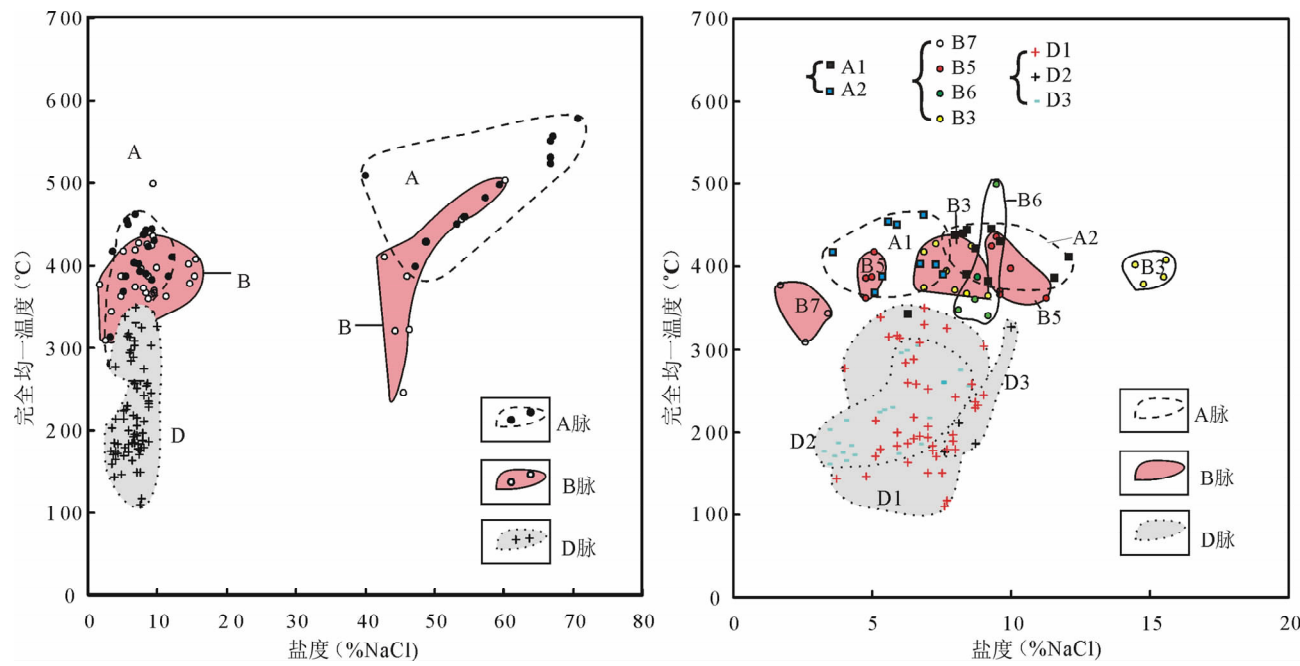


图 9 德兴铜厂铜矿各期脉体中流体包裹体盐度与均一温度关系图

Fig. 9 Diagrams of salinity vers. homogeneous temperature fluid inclusions of all types of veins from Dexing Tongchang copper-gold deposit

A—A 脉；B—B 脉；D—D 脉；A1—砂糖状无矿石英脉；A2—石英-钾长石脉；B3—Q-Py±Chy；
B5—Q±Chy±Moly±Brn 脉；B6—Q±Chl 脉；B7—Q±Epi 脉

A—A-type veins；B—B-type veins；D—D-type veins；A1—sugar-like barren quartz vein；A2—quartz and
k-feldspar vein；B3—Q-Py±Chy vein；B5—Q±Chy±Moly±Brn vein；B6—Q±Chl vein；B7—Q±Epi

的含 CO_2 包裹体(LV CO_2)， CO_2 占包裹体体积比降至 30%，测定的包裹体密度基本为临界密度，0.47 g/cm^3 ，密度显著低于砂糖状 A 脉中测定的 CO_2 包裹体密度值，可能预示了捕获的流体密度和压力的下降。

Q±Chy±Moly±Brn 脉体的含子晶包裹体既有以子晶最终均一也发现部分为气相为最终均一，子晶均一温度分布在 342~496℃，平均为 389℃，对应的盐度为 42.9%~59.2% NaCl。富气相包裹体(VL)全部以气相均一，均一温度分布在 362~436℃，平均为 397℃，测定的冰点计算的盐度为 9.5%~11.3% NaCl，平均为 10.1% NaCl。富液相包裹体均一温度 362~424℃，平均为 387℃，盐度分布在 4.8%~9.6% NaCl，平均值为 6.9% NaCl，比富气相包裹体盐度略低。

Q±Chl 脉的 VL 包裹体一直到 550℃ 以上都没有均一，而 LV 包裹体均一温度为 340~499℃，平均为 387℃，盐度比较集中，为 8.1%~9.5% NaCl。Q±Epi 脉 VL 包裹体测到一个，以气相均一方式在 378℃ 均一，盐度未测到。LV 包裹体均一温

度 309~377℃，盐度 1.7%~3.4% NaCl，远低于上述三种 B 脉的盐度。

D 脉 测温结果见表 3 和图 9。具水云母蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿±石英 D1 脉(Ser+Py+Cpy±Q)中石英颗粒捕获的包裹体大部分为富液相包裹体(LV)，均一温度从 111~375℃，平均值为 227℃，盐度分布为 1.4%~9.0% NaCl，平均值为 6.7% NaCl；少数的富气相包裹体(VL)仅测定了一个数据，以液相均一，温度为 375℃。无蚀变晕的石英-黄铁矿-黄铜矿 D2 脉(Q+Py+Cpy)的包裹体测定较少，都为富液相包裹体(LV)，均一温度为 177~327℃，平均值为 226℃，盐度为 7.6%~10.0% NaCl，平均值为 8.6% NaCl。无蚀变晕的含少量石英的黄铁矿-黄铜矿 D3 脉(Py+Cpy±Q)的包裹体也仅为富液相包裹体，均一温度为 160~304℃，平均为 213℃，盐度为 3.2%~8.4% NaCl，平均值为 5.3% NaCl。相比之下三类 D 脉的包裹体均一温度比较一致，盐度稍微有差异，D1 脉和 D3 脉的盐度较 D2 脉的盐度稍低。

表 3 德兴铜矿床晚期 D 脉的包裹体测温数据

包裹体类型	形态	大小(μm)	相比(%)	Th _{total} (℃)	T _{mice} (℃)	盐度(%)
D1 脉(Ser+Py+Cpy±Q),测试矿物:石英						
VL	不规则	2×5	90	375		
LV	不规则	3×9	20	289	—4.0	6.45
LV	不规则	2×4	10	258	—5.5	8.55
LV	不规则	2×3	10	252	—4.4	7.02
LV	不规则	4×8	20	325	—4.9	7.73
LV	不规则	2×7	10	260	—3.9	6.30
LV	规则	2×10	10	258	—4.1	6.59
LV	规则	3×4	5	206	—4.4	7.02
LV	规则	2×4	5	218	—4.0	6.50
LV	不规则	3×4	10	195	—4.2	6.74
LV	不规则	3×6	5	189	—5.0	7.86
LV	规则	3×4	10	236	—5.6	8.68
LV	规则	3×4	10	330	—4.3	6.88
LV	规则	4×5	5	178	—4.5	7.17
LV	不规则	2×6	10	200	—3.6	5.86
LV	不规则	3×4	10	186	—3.9	6.30
LV	不规则	3×4	5	118	—4.9	7.73
LV	规则	3×5	10	194	—4.4	7.02
LV	不规则	2×5	10	233	—5.7	8.81
LV	不规则	2×6	10	243	—5.1	8.00
LV	规则	4×5	10	246	—5.8	8.95
LV	规则	3×4	10	229	—5.6	8.68
LV	规则	3×4	10	180	—4.9	7.73
LV	规则	5×6	5	137	—0.8	1.40
LV	规则	3×8	5	144	—2.2	3.71
LV	不规则	4×12	10	156		
LV	不规则	6×16	3	139		
LV	不规则	6×20	5	146	—2.9	4.80
LV	规则	2×4	10	150	—4.7	7.45
LV	规则	2×3	5	150	—4.4	7.02
LV	规则	4×5	5	146		
LV	规则	6×8	10	170	—3.1	5.11
LV	规则	5×12	10	179	—3.2	5.26
LV	不规则	2×5	90	375		
LV	不规则	2×3	20	315	—3.4	5.56
LV	规则	2×3	30	314		
LV	不规则	4×8	10	350	—4.3	6.88
LV	不规则	2×4	5	214	—3.1	5.11
LV	规则	2×5	10	355		
LV	不规则	4×10	10	338	—3.2	5.26
LV	不规则	3×10	20	309	—4.2	6.74
LV	不规则	4×5	10	317	—3.6	5.86
LV	不规则	4×9	10	314	—3.7	6.01
LV	不规则	3×4	5	164	—3.9	6.3
LV	规则	3×4	10	256		
LV	不规则	2×4	10	184	—4.5	7.17
LV	不规则	2×4	20	284	—3.8	6.16
LV	规则	3×6	20	277	—2.4	4.03
LV	不规则	3×6	10	197	—5.0	7.86
LV	不规则	1×3	10	180	—5.1	8.00
LV	不规则	2×6	30	304	—5.8	8.95
LV	规则	2×3	10	171	—4.6	7.31
LV	不规则	2×2	10	192	—4.0	6.45

续表 3

包裹体类型	形态	大小(μm)	相比(%)	Th _{total} (℃)	Tmice(℃)	盐度(%)
D1 脉(Ser+Py+Cpy±Q),测试矿物:石英						
LV	不规则	3×4	10	111	−4.8	7.59
LV	规则	2×4	10	184	−3.6	5.86
D2 脉(Q+Py),测试矿物:石英						
LV	不规则	8×8	10	187	−5.6	8.68
LV	规则	3×6	30	327	−6.6	9.98
LV	不规则	4×8	10	211	−5.2	8.14
LV	规则	3×3	10	177	−4.8	7.59
D3 脉(Py+Cpy±Q),测试矿物:石英						
LV	不规则	4×5	20	260	−4.7	7.45
LV	规则	2×4	10	216	−4.4	7.02
LV	规则	2×4	10	185	−4.2	6.74
LV	规则	2×4	10	174	−3.6	5.86
LV	规则	4×4	40	304	−4.1	6.59
LV	不规则	2×8	20	298	−3.8	6.16
LV	不规则	4×4	20	295	−3.7	6.01
LV	规则	2×8	10	224	−3.2	5.26
LV	不规则	3×3	10	226	−3.3	5.41
LV	不规则	4×10	20	230	−3.5	5.71
LV	不规则	8×14	10	180		
LV	规则	3×8	10	214	−2.4	4.03
LV	不规则	2×12	10	176	−1.9	3.23
LV	不规则	4×5	10	186	−2.2	3.71
LV	不规则	2×5	10	175	−2.3	3.87
LV	规则	2×6	10	189		
LV	规则	3×12	10	165	−2.4	4.03
LV	不规则	2×6	10	172	−2.6	4.34
LV	规则	2×3	20	180		
LV	不规则	2×8	10	160	−2.0	3.39
LV	不规则	4×4	10	184	−2.5	4.18
LV	不规则	2×4	10	171	−2.1	3.55
LV	规则	3×4	10	190		
LV	规则	2×5	20	202	−2.0	3.39
LV	不规则	2×8	10	274	−5.2	8.14
LV	不规则	3×3	20	255	−5.4	8.41
LV	规则	3×3	20	260		

注:LV—气相包裹体;VL—富液相包裹体。Th_{total}最终均一温度,Tmice 为冰晶最终熔融温度。

4 成矿物理化学条件

A 脉 德兴铜厂斑岩铜金矿床 A 脉中 LVH 相包裹体,在进行显微升温测试过程中,与驱龙铜矿(杨志明,2008)、美国新墨西哥州的 Questa 斑岩钼矿(Cline et al., 1994)、伊朗的 Sungun 斑岩铜矿(Hezarkhani et al., 1999)、阿根廷的 Alumbreira 斑岩铜金矿(Ulrich et al., 2001)等)的早期含子晶矿物包裹体均一方式一样,全部以石盐子矿物的消失而均一,明显不同于常见的以气泡消失而均一的含子矿物多相包裹体,说明德兴斑岩铜矿床的此类包裹体捕获的条件可能存在两个:①是温压条件在气

相饱和和压力线之上捕获的石盐饱和溶液;②是温压条件介于液相线和等容线区间内捕获的流体。无论何种条件,都表明德兴铜厂铜矿床的早期脉形成于较高的压力条件。假定所测定的 LVH 包裹体的子矿物熔融温度和气相均一温度正确,如果按照 Beker et al(2008)提出的盐度大于 30%NaCl 的含子晶矿物包裹体(LVH)的 PVTX 计算方式,就可以计算出德兴斑岩 A 脉形成时的最低压力。图 10 给出了此类包裹体形成条件的 P-T 相图。但是,按照 Cline 等(1994)给出的压力估算图,可以得知德兴斑岩的形成压力达到 140MPa。结合两种计算方法,无矿砂糖状 A1 脉的 LVH 包裹体的压力范围应

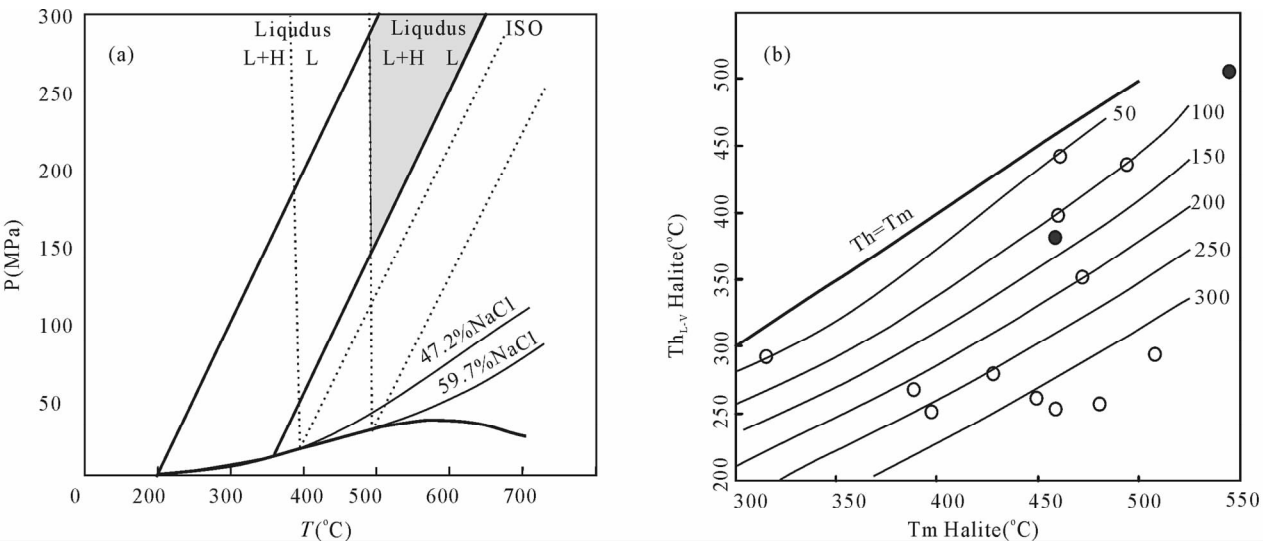


图 10 德兴斑岩铜矿床 A 脉的 LVH 包裹体 P-T 图和 Th_{LV}-T_mhalite 图

Fig. 10 Diagrams for Pressure with Temperature and diagram for homogeneous temperature of vapor and liquid with melting temperature of halite

(a)——据 Cline and Bodnar, 1994 修改, 本次计算以石盐熔融温度 (398~497℃) 为依据, 含阴影区域为德兴铜厂斑岩矿床 A 脉石英中含子矿物多相包裹体的最小 P-T 区域, 最低压力在 140MPa。由于本次测定的既有石盐熔融温度, 也有石膏熔融温度, 当以硬石膏熔融温度 578℃ 计算时, 最小 P-T 区域更小, 压力将达到 200 Mpa 以上; (b)——据 Becker 等, 2008 修改, 也测定了铜厂 A 脉形成的最低压力, 为 50MPa

(a)——is revised from Cline and Bodnar, 1994. It is calculated on the base of melting temperature of salt (398~497℃). The shadow district represents the smallest range of P-T condition of LVH fluid inclusions hosted in quartz from A-type veins in Dexing Tongchang copper-gold deposit, with the minmum pressure of 140 MPa; (b)——is from Becker et al, 2008, which showed the minimum pressure of A-type vein of Tongchang copper-gold deposit, 50MPa

该为 50~140Mpa, 表明铜厂早期的无矿 A1 脉形成时的深度至少为 1.9~5.4km。由于含子晶包裹体的温度最高可达 578℃, 认为此温度可能代表了该阶段脉体沉淀的温度。

铜厂铜矿的无矿砂糖状 A 脉中大量的富气相包裹体 (VL) 既有液相均一, 也有气相均一, 指示了压力较高的捕获条件。仔细鉴别包裹体测温结果发现, 富气相包裹体的均一温度主要集中在 390~444℃。富液相包裹体的均一温度为 382~439℃。富气相包裹体 (VL) 和含子晶包裹体 (LVH) 最终均一温度非常类似, 该现象的出现可能表明砂糖状 A 脉形成过程中捕获了正在沸腾的热液流体。另外, 该类脉局局部区域存在 H₂O-CO₂-NaCl 体系的包裹体 (表 1), 进一步说明了砂糖状 A 脉形成过程中流体发生了不混溶现象。比较奇怪的是富气相富液相包裹体的盐度比较集中, 为 8.4%~9.6% NaCl, 与深部原始岩浆出溶流体 (约 9% NaCl) 近乎一致, 似乎表明高温沸腾阶段捕获的流体为未发生相分离的出溶原始岩浆流体。如果如此, 那未发生相分离的岩浆流体在直接冷凝到捕获温度 (400~600℃ 左右) 必须具备相当高的压力才能完成, 该压力应在

120MPa 以上 (Pitzer and Pabalan, 1986, 图 11 中黑色圆圈 A-B 点指示图)。而该压力与含子晶包裹体 (LV) 估算的压力吻合 (50~140MPa), 因此认为该类 A 脉形成压力也达到 120MPa 左右。

石英-钾长石脉 (Q + Kfs) 的包裹体组合为 LVH、VL 及 LV 三种, 体现了不均一流体捕获现象。含子晶包裹体的温度范围为 460~>550℃。此温度代表了该阶段的脉体沉淀及与之伴随的钾长石蚀变发生的温度。唯一的 VL 包裹体的盐度 (3.6% NaCl, 气相均一温度 417℃) 差距较大, 结合与之共存的含子晶包裹体 (LVH) 的盐度特征 (盐度为 54.3%~66.8% NaCl), 认为可能是原始岩浆 (约 9%) 流体发生相分离, 导致富气相包裹体 (盐度 3.6% NaCl) 和含子晶包裹体 (LVH) 共存。富液相包裹体的盐度 (5.1%~7.6 % NaCl) 比较集中, 介于低盐度流体和高盐度流体之间, 而且均一温度 (368~462℃, 主要集中在 400~450℃) 与富液相包裹体均一温度大致一样, 表明其具有典型的沸腾包裹体特点, 推测该类包裹体是温度降低至 400℃, 热液体系发生了大规模流体沸腾作用所捕获的结果。据 Beker 等 (2008) 的压力公式计算可知在 T_m-Th_{LV} 图

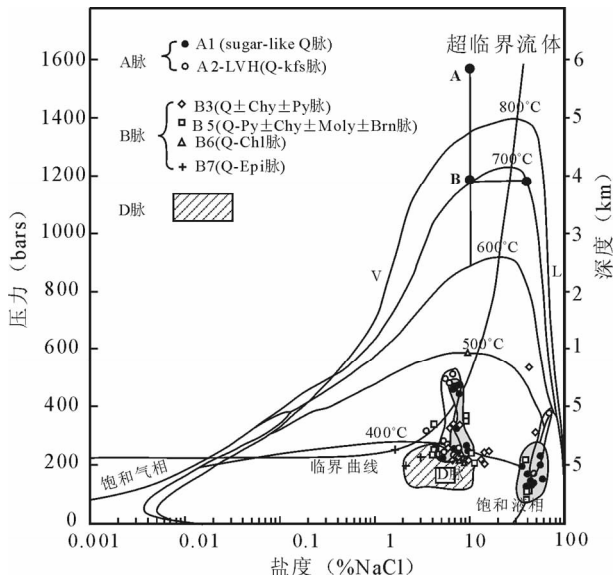


图 11 NaCl-H₂O 体系 P-X 相图。显示德兴铜厂铜矿 A 脉、B 脉及 D 脉中各类包裹体形成的温度及压力条件。其中，L—液相稳定区，V—为气相稳定区（据 Pitzer et al.，1986 修改）

Fig. 11 Pressure-composition phase-diagram for NaCl-H₂O system. It showing the forming condions of temperature and pressure of fluid inclusions hosted in quartz from A-, B-, and D-type veins. Of them, L is stable liquid area, V is stable vapor area. it is revised from Pitzer et al.，1986

上对应的压力为 100~120Mpa，而沸腾包裹体群按照 Pitzer 等(1986)方法估算压力约为 55MPa。因此估算石英-钾长石 A2 脉的形成压力范围为 120~55MPa。

根据压力估算结果，石英-钾长石 A2 脉与花岗岩-围岩内的无石英脉形成的压力近乎一致，上述流体包裹体特征及测温结果判断，两类脉的流体沸腾事件的温度近乎一致，且 A1 脉和 A2 脉的形成温度都高达 550℃ 以上(表 1)，因此两类 A 脉形成温度变化不大，充分说明略早的 A1 与 A2 脉之间或是同时，或是渐变过渡，温度-压力缓慢降低，都是岩浆热液发生相分离前后脉体捕获高温沸腾流体结果。

B 脉 B 脉的包裹体类型与 A 脉类似，但是富气相包裹体明显减少，富液相包裹体明显增多，而且包裹体的最终均一温度($T_{h\text{total}}$)也明显低于 A 脉，主要分布在 455~307℃ 之内，平均温度为 398℃，表明其热液温度已经下降。测试的气相包裹体全部以气相均一，且盐度一致，表明低密度的气相在沉淀脉体时的压力较低，不能使低密度气相在发生相变就直接发生冷凝收缩。含子晶包裹体(LVH)既有以

子晶最终均一，也有以气相最终均一，而且均一温度比较集中，表明脉体捕获流体时压力变化幅度大，且也表明压力已经大幅降低。

Q-Py±Chy 脉的包裹体类型也以 LVH、LV 为主，以及含有少量的 VL 包裹体和 LVCO₂ 包裹体，指示了不均一流体存在。富液相包裹体盐度变化范围大(6.9%~15.6% NaCl)，而唯一测定的富气相包裹体气相均一温度(381℃，盐度未定)与富液相包裹体温度(365~427℃)相似。Q±Chy±Moly±Brn 脉的包裹体组合与 Q-Py±Chy 脉类似，但是没有发现 CO₂ 包裹体。VL 和 LV 包裹体的盐度变化范围和温度变化范围一致，盐度集中在 4.8%~11.3% NaCl，温度集中在 360~440℃。两组脉体的 VL 和 LV 包裹体温度-盐度结果表明捕获时流体发生沸腾作用，而流体沸腾，蒸汽相的不断分出必然造成溶液中盐度的增大，当盐度大到过饱和时，就会出现子晶包裹体(LVH)。上述 LVH、VL 和 LV 包裹体的共存，为各种类型的包裹体在同温度条件下捕获了不均一成分(盐度)流体的结果。另外，含单颗粒子晶包裹体的大量出现，且其子晶矿物包裹体既有气相均一也有液相均一，指示流体压力大幅变化，故不能按照 Beker 等(2008)和 Cline 等(1994)的压力估算方式计算，但是按照 Pitzer 等(1986)确定的 NaCl-H₂O 体系 P-X 图上指示的压力(图 11)，Q-Py±Chy 脉的形成压力大约为 55Mpa，Q±Chy±Moly±Brn 脉的压力降低到 40MPa。

Q-Chl 脉石英中包裹体只见到富液相包裹体，其盐度集中在 8.1%~9.5% NaCl，非常类似于原始岩浆流体盐度，而且包裹体均一温度最高可到 499℃，可以认为 Q~Chl 脉受到岩浆热液的影响较多。而 Q-Epi 脉包裹体组合为 VL 和 LV 类型，盐度(1.7%~3.4% NaCl)非常低，与原始岩浆流体差异性较大，而且均一温度也非常低(309~378℃)，可能表明该脉体形成时的流体成分已受到外来热液的混染。根据 Pitzer 等(1986)确定的 NaCl-H₂O 体系 P-X 图可以计算 B6 和 B7 两种脉的形成压力分别为 60MPa 和 20MPa。

D 脉，据 D1 脉(Ser-Py-Cpy±Q 脉)的岩相学特征表明，与黄铁矿共生的石英捕获的富气相(VL)和富液相(LV)包裹体共生(图 8(b)~(e))，该类包裹体具有典型的沸腾作用特征。根据这些沸腾包裹体测温结果，仅测定一个富液相包裹体的盐度，为 6.9% NaCl。沸腾温度主要在 350~370℃，这个温度可能代表了 D1 脉黄铁矿-石英沉淀的温度。而根据

测温统计结果(图 11),除去几个沸腾包裹体的温度(350°C),D1 脉其它温度值具有两组峰值,一个在 $220\sim 240^{\circ}\text{C}$,一个在 280°C ,表明 D1 脉沉淀之后又发生了两阶段热液活动,其一即为水云母蚀变作用。D2 脉(Q-Py 脉)的包裹体极其少见,仅测定 4 个结果,但是也代表了两个阶段(高温: 327°C ,低温 180°C),其中高温可能代表了脉体沉淀温度,而低温为后期蚀变温度。D3 脉测温统计结果(图 11b)表明其也经历了两个阶段的热液活动,一为 $180\sim 220^{\circ}\text{C}$,其一为 300°C 。该温度与 D1 脉的结果近乎一致, 300°C 可能代表了 D3 脉沉淀温度,而 $180\sim 220^{\circ}\text{C}$ 为其后受后期热液影响的温度。而各类 D 脉的沉淀时候的压力相当低,已经降低到 20MPa 之下(图 11)。

5 德兴铜厂斑岩矿床的成矿过程

5.1 早期矿化与蚀变

尽管本次野外研究没有观测到铜厂赋矿岩体具典型的岩浆出溶特征,但是,大量产在岩体顶部的不规则形状 A 脉也间接说明了铜厂斑岩铜矿成矿早期,花岗闪长岩体并未完全固结。另外,早期不规则且不含矿或贫矿的热液脉其形成温度达 $600\sim 800^{\circ}\text{C}$ 之间,且部分热液与原始岩浆出溶流体类似,都表明德兴铜厂铜矿成矿早期与花岗闪长岩体的侵入、就位密切相关。此阶段成矿系统的压力达到 120MPa 。岩体的大量钾长石大斑晶和含钾长石中心线的贫矿 A2 石英脉揭示了此阶段钾长石化的发育,该阶段岩浆流体已经发生了相分离,但温度仍然很高,达到 $450\sim >550^{\circ}\text{C}$,压力也没有降低,压力范围为 $120\sim 55\text{MPa}$ 。与黑云母关系密切的 A3 脉与 A2 脉和 A3 脉的切穿关系指示了稍晚期的黑云母化也开始发育,而 A3 脉已基本变成规则形状,而且脉壁宽,可能表明岩浆已经基本固结的原因。部分无矿 A 脉捕获的含金属硫化物的流体包裹体可能指示了此时的岩浆流体携带了未卸载的金属离子。

5.2 主成矿阶段矿化与蚀变

以石英呈梳状对称生长的 B 脉大量发育,表明此阶段流体沿张性裂隙充填,该阶段形成的脉体主要记录了斑岩体顶部压力超过静岩压力,致使岩体顶部大规模裂隙发育,从静岩压力转换为静水压力的过程(杨志明,2008)。铜厂铜矿床内的 B 脉体非常发育(图 7),所有这些脉的石英都以梳状对称于脉壁生长, Q $\pm$ Py、Q-Py $\pm$ Cpy、Q-Cpy $\pm$ Moly $\pm$ Brn、Q-Chl 及 Q-Epi 脉等 7 种脉体完整的记录了该

阶段发生的压力崩塌事件。部分脉体(Q-Py $\pm$ Cpy、Q-Cpy $\pm$ Moly $\pm$ Brn、Q-Chl 及 Q-Epi 脉)的流体包裹体研究结果表明,其内含大量的子晶矿物包裹体和富气相包裹体,与 A 脉所捕获的岩浆热液类似,认为其仍以岩浆热液为主,但是沉淀出 B 脉的热液系统温度已大幅度降低,分布在 $300\sim 499^{\circ}\text{C}$ 之内,压力也从 $55\text{MPa}\rightarrow 40\text{MPa}\rightarrow 20\text{MPa}$ 之间变化。大部分的 B 脉(B1-B5)脉体平直,与围岩或岩体的关系截然,蚀变不太明显,仅有局部可见到少量的黑云母化细脉切穿 B 脉。而 B6 和 B7 脉表明大量绿泥石化和绿帘石化发育。B 脉金属矿物种类多,而且规模也相当大,德兴铜厂的铜金矿化主要产于该阶段。

5.3 晚期成矿阶段矿化与蚀变

晚期的蚀变以长石分解蚀变为特征,主要发育绿泥石、绢云母、伊利石甚至高岭土等。与蚀变有关的 D1 脉(Ser-Py-Cpy+Q)、D2 脉(Q-Py)及 D3 脉(Py-Cpy $\pm$ Q)为该阶段流体活动的产物。脉体一般为板状,为流体沿张性裂隙充填而形成,明显形成于静水压力条件下,形成温度主要集中在 $350\sim 375^{\circ}\text{C}$ 。形成压力显著低于 20MPa 。该阶段也有大量的 Cu 产出(板状黄铜矿、黄铁矿)。

D 脉形成后,矿区又经历了两期无矿热液活动的影响,分别为 $320\sim 300^{\circ}\text{C}$ 和 $180\sim 200^{\circ}\text{C}$ 温度段,最低可达到 140°C 。它们可能代表了碳酸盐脉、黑云母脉及石英脉生成时的温度,表明铜厂铜矿形成后在 $320\sim 300^{\circ}\text{C}$ 和 $180\sim 200^{\circ}\text{C}$ 温度段遭受到了两期外来热液的破坏作用。

6 德兴矿床流体演化特征及其与典型岛弧型斑岩型矿床对比

德兴斑岩铜矿床的蚀变系统从岩体向内外方向具有如下特征,在与围岩接触的花岗闪长斑岩体内部发生最强的钾长石蚀变作用、不规则的硅化及零星分布的黑云母蚀变作用,围绕岩体共同形成呈环带状的钾硅酸盐化;向外部围岩和内部岩体方向渐渐过渡为石英-绢云母-绿泥石化蚀变系统,向岩体内部蚀变范围比外部蚀变范围相对宽;在岩体向外继续发育绿泥石-伊利石化蚀变带,蚀变范围最宽,局部达到上千米,与东北部的朱砂红矿床和西南部的富家坞矿床的外围绿泥石-伊利石蚀变连成一体。其蚀变特征与世界典型斑岩型矿床的蚀变系统基本一致,都由强硅酸盐蚀变带—青磐岩蚀变带—泥岩蚀变带等构成。

德兴铜厂矿化作用复杂多期,矿床大量发育各类型脉体,共形成了 4 类 A 脉,7 类 B 脉及 3 类 D 脉。这些脉体的结构特征与其形成时的环境条件关系密切,形成了具有特色的不规则形状 A 脉、脉石矿物梳状对称的 B 脉及粗颗粒大脉型 D 脉,这些特征与世界典型斑岩铜矿床的矿化特征相似。

各类脉体的脉石矿物石英内发育的大部分包裹体与世界典型斑岩铜矿床的矿化特征相似,A 脉和 B 脉内主要捕获富气相包裹体(VL)和富含子晶的包裹体(LVH)。根据测温,获得它们捕获时的温度和压力条件,从最初的 800~600℃、140~50MPa(A 脉),下降到 450~550℃、55~40MPa(B 脉),之后又经历了静岩压力(550MPa)向静水压力(20MPa)的转变。在成矿过程中,成矿热液也从 A/B 脉时以岩浆热液为主,转变为形成 D 脉时以雨水、地下水为主。总体上指示了温度、压力及热液成分在各类脉体的形成过程的变化规律。但是,成矿流体与世界典型斑岩铜矿床的矿化特征也存在不同之处,在铜厂铜金矿的 A、B 及 D 脉都发育了少量 CO₂包裹体,表明德兴铜厂成矿过程中 CO₂参与成矿作用,其它斑岩型矿床或没有报道发育 CO₂包裹体(杨志明, 2008; Lickfold et al., 2003),或者仅在其中某个阶段发现了少量 CO₂包裹体(Harris et al., 2004)。而德兴铜厂从早到晚各个成矿阶段都发育了 CO₂包裹体,它们的发现是否有特殊指示意义,比如,指示了特定的形成环境、围岩化学性质、大陆动力学背景等,须进行进一步的工作才能得出正确的结论。

参 考 文 献

高风志. 1992. 德兴铜厂斑岩型铜钼矿床的围岩蚀变研究. 上海地质, 42(2): 24~34.

侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21: 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. 地质学报, 83(12): 1779~1817.

芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1~350.

芮宗瑶, 张立生, 陈振宇, 王龙生, 刘玉琳, 王义天. 2004. 斑岩铜矿的源区探讨. 岩石学报, 20(2): 229~238.

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. 岩石学报, 20: 315~324.

杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 李振清, 夏代详, 潘凤雏. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿. 矿床地质, 27(3): 279~317.

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. 地球科学—中国地质大学学报, 22(3): 252~256.

朱金初, 金章东, 饶冰, 李福春. 2002. 德兴铜厂斑岩铜矿流体过程. 南京大学学报(自然科学), 38(3): 418~434.

左力艳, 张德会, 李建康, 张文淮. 2007. 江西德兴铜厂斑岩铜矿成矿物质来源的再认识——来自流体包裹体的证据. 地质学报, 81(5): 684~695.

朱训, 黄崇珂, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡凉声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京: 地质出版社. 1~314.

Becker S P, Fall A, Bodnar R J. 2008. Synthetic Fluid Inclusions. XVII. 1 PVTX Properties of High Salinity H₂O-NaCl Solutions (> 30% NaCl): Application to Fluid Inclusions that Homogenize by Halite Disappearance from Porphyry Copper and Other Hydrothermal Ore Deposits. Economic Geology, 103: 539~554.

Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300℃ ~ 500℃. American Journal of Science, 291: 309~338.

Cline J S, Bodnar R J. 1994. Direct Evolution of Brine from a Crystallizing Silicic Melt at the Questa, New Mexico, Molybdenum Deposit. Economic Geology, 89: 1780~1802.

Dilles J H. 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: Evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. Economic Geology, 82: 1750~1789.

Dilles J H, Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada—a 6 km vertical reconstruction. Economic Geology, 87: 1963~2001.

Eastoe J. 1983. Sulfur isotope data and the nature of the hydrothermal systems at the Panguna and Frieda porphyry copper deposits, Papua New Guinea. Economic Geology, 78: 201~213.

Gao F Z. 1992. Wallrock alteration of Dexing Tongchang Cu-Mo porphyry deposit. Geology of Shanghai, 42(2): 24~34 (in Chinese with English abstract).

Gustafson L B, Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, 70: 857~912.

Hall D L, Sterner S M, Bondar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. Economical geology, 83: 197~202.

Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, Steele D A. 2004. Volatile phase separation in silicic magmas at Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, NW Argentina. Resource Geology, 54: 341~356.

Hedenquist J W, Arriba A J, Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Economic Geology, 93: 373~404.

Herzarkhani A, Williams J A, Gammons C. 1999. Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran. Mineralium Deposita, 34(8): 770~783.

Hollister V F, Potter R R, Barker A L. 1974. Porphyry-type deposits of the Appalachian orogen. Econ. Geol., 69: 618~

- 630.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T, Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet. *Econ. Geol.*, 98: 125~145.
- Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y. 2006c. Yulong deposit, East Tibet: A high-sulfidation Cu-Au porphyry Cu deposit in the eastern Indo-Asian collision zone. *International Geology Reviews*, 48: 235~258.
- Hou Z Q, Pan X F, Yang Z M, Qu X M. 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposits no Related to Ocenaic-Slab Subduction: Examples from Chinese porphyry Deposits in Continental Settings. *Geoscience*, 21: 332~351. (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G., Rui Z Y, Gao Y F, 2009a. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen *Ore Geology Reviews*, 36: 25~51.
- Hou Z Q, Cook N. 2009b. Metallogenesis of the Tibetan Collisional Orogen: A review and introduction to the special issue. *Ore Geology Reviews*, 36: 2~24.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: Characteristics, space-time distributions, and origins: *Reviews in Economic Geology*, 13: 501~551.
- Lickfold V, Cooke D R, Smith S G, Ullrich T D. 2003. Endeavour copper-gold porphyry deposits, Northparkes, New South wales: intrusive history and fluid evolution. *Economic Geology*, 98: 1007~1036.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65: 373~408.
- Mitchell A H G. 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. *Nature*, 245: 49~52.
- Pitzer K S, Pabalan R T. 1986. Thermodynamics of NaCl in steam. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1445~1454.
- Potter R W, Clynne M A, Brown D L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chlorides solutions. *Economical Geology*, 73: 284~285.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. *Economic Geology*, 98: 1535~1574.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, Xu Y, Zhang H T. 1984. Chinese porphyry Cu (Mo) deposit [M]. Beijing: geological publishing house, 1~350.
- Rui Z Y, Zhang L S, Chen Z Y, Wang L S, Liu Y L, Wang Y T. 2004. Discussion of source of porphyry copper deposits. *Acta petrologica Sinica*, 20(2): 229~238.
- Seedorff E, Einudi M T. 2004a. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style. *Econ. Geol.*, 99: 3~37.
- Seedorff E, Einudi M T. 2004b. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: II. Decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, 99: 39~72.
- Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blakie; Chapman & Hall. 1~239.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 67: 184~197.
- Ulrich, T, Heinrich, C A. 2001a. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96: 1719~1742.
- Ulrich T, Gunthur D, Heinrich C A. 2001b. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina: *Economic Geology*, 96: 1743~1774.
- Wang Q, Zhao Z H, Jian P, Xu J F, Bao Z W, Ma J L. 2004. SHRIMP zircon geochronology and Nd-Sr isotopic geochemistry of the Dexing grandiorite porphyries. *Acta petrologica Sinica*, 20: 315~324(in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, White N, Song Y C, Li Z Q, Chang Z S, Xia D X. 2009. Geology of the porphyry Cu-Mo deposit at Qulong in Tibet. *Ore Geology Reviews*, 36: 132~159.
- Yang Z M, Hou Z Q, Song Y C, Li Z Q, Xia D X, Pan F C. 2008. Qulong giant porphyry copper deposite in Tibet: geology, alteration and metallogeny. *Geology of Deposit*, 27(3): 279~317(in Chinese with English abstract).
- Ye D L, Ye S, Wang Q, Ye N. 1997. Tectonism-magmatism-mineralization system on Dexing porphyry-type deposit. 22(3): 252~256(in Chinese with English abstract).
- Zhu J C, Jin Z D, Rao B, Li F C. 2002. Ore-forming fluid process in Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province: Evidence from clay mineralogy, fluid inclusion and isotope tracing. *Journal of Nanjing University(Natural science)*, 38(3): 418~434(in Chinese with English abstract).
- Zuo L Y, Zhang D H, Li J K, Zhang W H. 2007. Source of ore-forming materials in the Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province: Evidence from aqueous fluid inclusions and silicate melt inclusions. *Acta geological Sinica*, 81(5): 684~695(in Chinese with English abstract).
- Zhu X, Huang C K, Rui Z Y, Zhou Y H, Zhu X J, Hu C S, Mei Z K. 1983. The geology of Dexing porphyry copper ore deposit. Beijing: Geological publishing house. 1~314.

Evolution of Hydrothermal Fluid of Dexing Tongchang Copper-gold Porphyry Deposit

PAN Xiaofei¹⁾, SONG Yucai¹⁾, WANG Shuxian³⁾, LI Zhengqing²⁾, YANG Zhiming¹⁾, Hou Zengqian¹⁾

1) *Institute of geology, CAGS, Beijing, 100037;* 2) *Institute of mineral resources, CAGS, Beijing, 100037;*

3) *National Research Center of Geoanalysis, Beijing, 100037*

Abstract

Dexing copper deposit, known for rich gold, is the most typical continental porphyry deposit in the east of China. Based on systematic field observation of whole ore body and cataloging of core rock, alteration-mineralization system of Dexing Tongchang porphyry copper-gold deposit is clearly studied to distinguish the order of mineral veins formation and to implement the microthermometere of fluid inclusions in the veins in this paper. According to the behavior of fluid inclusions of different mineralization stages and the result of microthermometer, the characteristics of ore-forming fluid of alteration-mineralization system of Dexing Tongchang porphyry copper-gold deposit are completely recognized. Dexing Tongchang porphyry copper-gold deposit was formed by multi-stages of alteration and mineralization from early to the end. In the early stage, the four A-type veins were formed when the porphyry rock is not completely solidified so that the veins are irregular or unclearly bordered with wall rock or porphyry rock and large-scale of K-feldspar alteration, biotite alteration and even magnetization. In the middle stage, the seven B-type veins where symmetrical pectinate quartz or chlorite are vertical to the vein wall and metal minerals are as their centerline, were largely formed when most of the ore minerals including the chalcopyrite, molybdenite, bornite and so on were formed contemporaneously. At the post-mineralization stage, three D-type veins with or without altered Hydromica halo and the latest hypothermal carbonate-quartz veins and biotite veins were formed when the mineralization system was opened and meteoric water and underground water infused into the open fissure. Mineralization and alteration system of Dexing Tongchang copper-gold deposit is similar to that worldwide typical porphyry deposit, showing that A-type Veins and K-silicification occurred on the boundary between wallrock and granodiorite porphyry, B- and D- veins and propylitization occurred outspreading along the wallrock and granodiorite porphyry near to the boundary, and the latest carbonate, quartz and biotite veins and argillization were spliced above or out of the propylitization belt. Fluid inclusions of different veins varied with the ore-forming process that there were mainly LVH (one or more daughter metal mineral or transparent minerals are contained in the fluid inclusions) and VL (more than 50% vapor in volume) types of inclusion in the early A-type veins, lots of LVH and VL and little of LV fluid inclusions in the B-type veins at middle stages, and VL and LV (less than or equal to 50% vapor in volume) fluid inclusions in the latest D-type veins. The behavior of fluid inclusions in the temperature-measuring process and the result of microthermometer have been used to evaluate the conditions of different mineralization stages. In the early stage, when porphyry magma still unsolidified, the A-type veins are formed at the 600~800°C and 120~50MPa or even above them; at the middle stage, the B-type veins are formed when the static rock pressure (55MPa) transferred to the static water pressure (20MPa); and at the latest stage, the temperature and pressure totally decrease to 350~375°C. After the mineralization of Tongchang deposit, two hydrothermal activation without mineralization overprinted on the former mineralization veins, respectively under 320~300°C and 180~200°C. The hydrothermal fluid varied from magma fluid as A- and B- veins formed to meteoric water or ground water as the D-type veins were formed. However, there are CO₂-bearing fluid inclusions hosted in Dexing Tongchang copper-gold deposit, which are never found in other porphyry deposits, or only little in one ore-forming stage in some porphyry deposit. Thus may represent abnormal in its metallogeny of Dexing Tongchang porphyry Cu deposit.

Key words: Dexing Tongchang; mineralization system; hydrothermal vein; fluid inclusions; microthermometer