

编号: 0258-7106(2011)02-0231-18

西藏甲玛铜多金属矿床成矿流体来源及演化*

周云¹, 汪雄武^{1*}, 唐菊兴², 秦志鹏¹, 彭惠娟¹, 李爱国³, 杨科³,
王华³, 李炯³, 张继超³

(1 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;
3 中国科学院上海应用物理研究所, 上海 201204)

摘要 对斑岩、矽卡岩及角闪岩矿物中石英的熔融包裹体和流体包裹体进行测温, 得到甲玛铜多金属矿床斑岩体形成温度为 634~887℃, 斑岩体中流体开始出溶的压力为 59.1 MPa。从岩浆阶段、岩浆-热液阶段、矽卡岩阶段、矽卡岩退变质阶段到石英-硫化物阶段, 温度范围为 170~540℃, 盐度集中在 15%~50% 范围内, 密度为 0.9233~1.0805 g/cm³, 成矿流体主要为 NaCl-H₂O 体系。早期最低成矿压力为 31.8 MPa, 最浅成矿深度为 1.1778 km。通过流体包裹体的离子成分、气相成分比值与图解、氢氧同位素数据分析, 表明甲玛铜多金属矿床的成矿流体为岩浆来源, 并有后期大气降水的混入。成矿流体的形成和演化经历了岩浆出溶、超临界流体的相分离、流体的减压沸腾作用及岩浆热液、挥发分与碳酸盐围岩接触带的充填/交代作用。岩浆-热液演化过程中的成矿元素, 从最早的岩浆结晶分异阶段开始到岩浆期后热液阶段, 都强烈地选择性进入挥发分气相中进行迁移。流体的减压沸腾、混合作用最终导致成矿元素的沉淀, 甲玛矿床在成因上与斑岩-浅成低温热液成矿系统中的岩浆-热液成矿作用有关。

关键词 地球化学; 成矿流体; 特征; 来源; 演化; 甲玛; 西藏

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Origin and evolution of ore-forming fluids from Jiama copper polymetallic deposit in Tibet

ZHOU Yun¹, WANG XiongWu¹, TANG JuXing², QIN ZhiPeng¹, PENG HuiJuan¹, LI AiGuo³,
YANG Ke³, WANG Hua³, LI Jiong³ and ZHANG JiChao³

(1 College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Shanghai Institute of Applied Physics, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 201204, China)

Abstract

A study of the homogenization temperature and characteristics of melt inclusions and fluid inclusions in the Jiama copper polymetallic deposit shows that the formation temperature of the porphyry body was 634~887℃, and the exsolution pressure of the fluids was 59.1 MPa. The temperature of five ore-forming stages was 170~540℃, the salinity concentration was 15%~50%, and the density was 0.9233~1.0805 g/cm³. The ore-forming fluids were mainly of the NaCl-H₂O system. The early ore pressure was higher than 31.8 MPa, and the early mineralization occurred below 1.1778 km. The ratios and illustration diagrams of ion compositions and gas

* 本文得到“科技部行业专项协作研究(200911007-12)地保工程项目(1212010012005)青藏专项(编号:1212010818089)西藏华泰龙矿业开发有限公司勘探项目、技术开发项目“西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿床地质特征及找矿方向研究”项目(编号:E0804)的联合资助

第一作者简介 周云,女,1984年生,博士生,主要从事成矿规律与成矿预测研究工作。Email:zhouyun0910@163.com

**通讯作者 汪雄武,男,1964年生,教授,主要从事岩石学研究工作。Email:yewxw502198@163.com

收稿日期 2010-11-10;改回日期 2011-01-12。张琦玲编辑。

compositions and the analyses of oxygen and hydrogen isotopes indicate that the ore-forming fluids of the Jiama copper polymetallic deposit were derived from magma, with the mixing of precipitated water in the late period. The formation and evolution of the ore-forming fluids experienced exsolution of magma, phase separation of supercritical fluid, decompression and boiling, the filling or metasomatism between magmatic hydrothermal-volatile fluids and carbonate wall rocks. The metallogenic elements selectively entered the volatile and were transported. The decompression, boiling and mixing resulted in the eventual precipitation of metallogenic elements. The ore deposit is genetically of magmatic-hydrothermal mineralization in the unified porphyry-skarn-epithermal ore-forming system.

Key words: geochemistry, ore-forming fluid, characteristic, origin, evolution, Jiama, Tibet

甲玛铜多金属矿床是冈底斯成矿带中一个重要的代表性矿床,其中已经发现的斑岩型、矽卡岩型、角闪岩型矿体构成了一套典型的斑岩成矿系统(唐菊兴等,2010),但该矿床到底是海底沉积喷流成因(杜光树等,1998;姚鹏等,2002;2006a;2006b;潘凤雏等,2002),还是岩浆热液充填交代成因(冯孝良等,2001;李光明等,2005;余宏全等,2006;唐菊兴等,2009a,2010;郑文宝等,2010),一直存在较大的争议。最新的矽卡岩型矿石辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 $(15.18 \pm 0.98) \text{ Ma} \sim (15.34 \pm 0.10) \text{ Ma}$ 与斑岩锆石 U-Pb 年龄(应立娟等,2009;秦志鹏等,2011)极为相近,显示出不同矿石类型的矿体,即矽卡岩、斑岩型矿体矿化的时空和成因存在紧密的联系。

目前国内外有关岩浆热液流体出溶和演化对金属成矿制约的研究主要基于常规流体包裹体冷热台测温、单个流体包裹体原位无损成分分析和单个熔融包裹体的有损成分分析技术(Heinrich et al., 1992, 1993; Halter et al., 2002; Davide et al., 2006; Zoltain et al., 2007)。岩浆热液过渡阶段是一个非常复杂的多相体系,它对与岩浆热液有关的金属成矿极为重要,从岩浆到热液阶段各期次的流体特征及演化的研究对于矿床类型的确定、研究成矿物质来源、元素分带、成矿机理、流体运移轨迹等,以及建立成矿模式与找矿的概念模型,均具有重要意义。国外在这方面的研究已经取得了很大进展(Halter et al., 2004a, 2004b; Landtwing et al., 2005; Tibor et al., 2008; Matthew et al., 2009)。冈底斯成矿带中的岩浆热液矿床非常发育,关于岩浆热液过渡阶段的研究也取得了很大进展,杨志明等(2005;2006;2008a, 2008b, 2009)对西藏驱龙和厅宫矿床进行了大量的研究工作,在驱龙斑岩铜钼矿床中发现初始岩浆流体的直接记录(UST 石英,浅成侵位的斑岩及深部岩浆房均发生了流体出溶,认为大量流体出溶

的深部岩浆房,是矿区早期蚀变流体的主要来源;同时通过研究得出厅宫矿床的部分成矿流体来源于深部岩浆的出溶作用。甲玛矿床作为在冈底斯成矿带内新发现的超大型斑岩-矽卡岩型铜多金属矿床,还未有过此方面的研究。因此,本文试图通过对熔融包裹体和流体包裹体的显微测温、成分分析工作,验证甲玛铜多金属矿化与岩浆热液活动的关系。围绕流体出溶和演化及对金属成矿制约等问题做研究,对甲玛矿床的成因研究及指导找矿都具有重要意义。

1 矿床地质概况

西藏甲玛铜多金属矿床是青藏高原冈底斯铜多金属成矿带上目前已探明的超大型铜多金属矿床(唐菊兴等,2010),矿床位于冈底斯铜多金属成矿带东段,冈底斯火山-岩浆弧之上,拉萨地体南缘,平行展布于雅鲁藏布江缝合带北侧,矿床就位于甲玛弧间盆地中,是目前冈底斯成矿带中较具代表性的斑岩-矽卡岩型超大型铜多金属矿床。

矿区出露地层主要为下白垩统林布宗组(K_1l)的灰、暗灰色砂岩与板岩互层,灰黑色粉砂岩夹碳质泥页岩,黑色的斑点板岩及灰白色的绢云母板岩,上侏罗统多底沟组(J_3d)灰黑色中厚层灰岩,少量沿沟谷分布的第四系冰水冲洪积物和沿坡分布的残坡积物构成的一套被动陆缘期碎屑-碳酸盐岩系。矿区的构造由红-塔背斜、牛马塘背斜和夏工普向斜、推覆滑覆构造及层间构造构成。

矿区出露的侵入岩主要有花岗斑岩、二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩。矿区内的侵入体分布于林布宗组及多底沟组地层中,集中分布于北西向的牛马塘背斜-红山头背斜之间,塔龙尾断裂的两侧。岩体出露明显受区域拉张环境及走滑断层

控制,与区域构造密切相关。象背山花岗斑岩岩体位于矿区西部的象背山背斜核部,为长轴近东西向的似椭圆状岩株。塔龙尾花岗斑岩岩体位于矿区西部红山头东 600 m 处,塔龙尾倒转背斜的核部。独立峰石英闪长玢岩岩体,位于矿区南部独立峰,铜山滑覆体的西端。东风垭花岗斑岩岩体,出露于矿区南部边缘东风垭,红-塔倒转背斜的倒转翼。矿区侵入体呈近东西向、北北向、近南北向的放射状展布,在近北向及近东西向呈雁列式分布,且岩浆侵位早于铜山推覆滑覆体,侵入体呈枝叉状侵入于围岩中(唐菊兴等 2009a,秦志鹏等 2011)。

甲玛铜多金属矿矿体在平面上呈北西西走向,倾向北北东,矿体总体上为隐伏-半隐伏,矿体主要呈似层状产于多底沟组与林布宗组接触部位的矽卡岩及角岩、花岗斑岩中,少数以似层状、透镜状和脉状产于多底沟组顶部或林布宗组底部,部分矿体产于顶板角岩中以及底板大理岩中,为热液型矿体(图 1)。

甲玛铜多金属矿矿石中的主要金属矿物有黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿、辉铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁

矿、铜蓝、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、孔雀石、蓝铜矿、蓝辉铜矿、自然铜、自然金、自然银、褐铁矿等,非金属矿物以矽卡岩矿物和斑岩矿物为主,主要的矽卡岩矿物有石榴子石、硅灰石、透辉石、绿帘石等,斑岩的主要矿物有斜长石、钾长石、石英,其余的脉石矿物有黑云母、绢云母、方解石等。矿区围岩蚀变发育,主要有矽卡岩化、硅化、角岩化、大理岩化,另外,还有绢云母化、绿帘石化、绿泥石化、泥化等。

根据甲玛铜多金属矿床地质特征,可将成矿阶段大致分为 5 个阶段,分别为岩浆阶段、岩浆-热液阶段、矽卡岩阶段、矽卡岩退变质阶段、石英-方解石-硫化物阶段。其中后 3 个阶段又可统称为岩浆期后热液阶段。岩浆阶段和岩浆-热液阶段主要形成花岗斑岩、二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩等侵入岩体,典型的矿物组合为斑晶石英、长石、角闪石、黑云母、黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿及少量黄铜矿。岩浆期后热液阶段的金属矿物主要为黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿、辉铜矿、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿、金矿物、孔雀石等。矽卡岩阶段的矿物主要为石

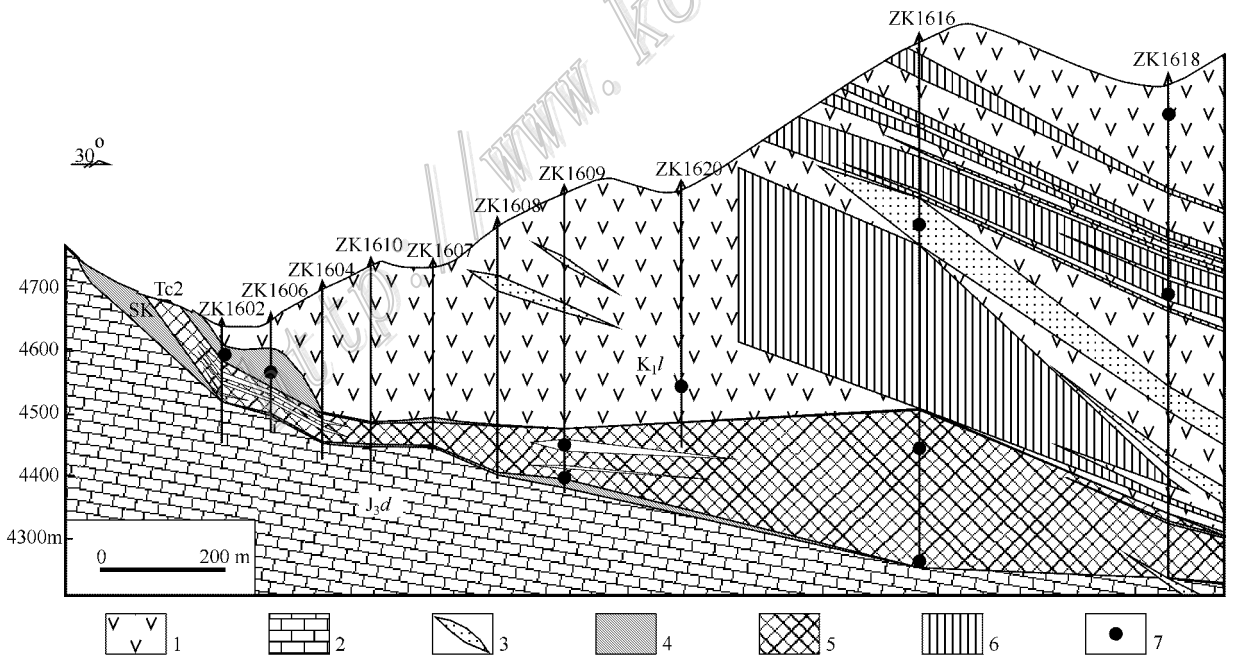


图 1 甲玛矿床 16 号勘探线剖面图

1—林布宗组砂板岩、角岩；2—多底沟组灰岩、大理岩；3—花岗斑岩脉；4—矽卡岩；5—矽卡岩型铜多金属矿体；6—角岩型钼(铜)矿体；7—16 号勘探线样品位置

Fig.1 Geological section along No. 16 exploration line in the Jiama ore deposit

1—K₁l sandy slate and hornfels；2—J₃d limestone and marble；3—Granite porphyry dyke；4—Skarn；5—Skarn type Cu-polymetallic body；6—Hornfels type Mo(Cu) body；7—Sample location along No.16 exploration line

榴子石、硅灰石、透辉石、透闪石,矽卡岩退变质阶段的产物主要为绿帘石、绿泥石等含水矿物,石英硫化物阶段则主要为脉石英、方解石、萤石等矿物。矽卡岩是该矿床主要的容矿岩石类型,大部分矿化发生在矽卡岩中的石英脉中,与硅化密切相关。

2 包裹体特征

本次研究的样品主要取自甲玛铜多金属矿床 0~48 号勘探线的近 32 个钻孔中。按不同成矿阶段采集了 87 件样品,基本上包含与矿化有关的所有岩石类型与脉体、蚀变类型。岩性包括花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩、矽卡岩(石榴子石、硅灰石、透辉石、绿帘石、萤石)角岩等。其中,熔融包裹体的样品主要取自钻孔 ZK2010、ZK1618、ZK2007、ZK3207、ZK4804 和东风垭的花岗斑岩岩体与石英闪长玢岩岩体中,ZK2010 位于图 1 中 16 号勘探线上的钻孔 ZK1616 南南西向 500 m 处,ZK1618 位于钻孔 ZK1616 北东向 400 m 处,ZK2007 位于钻孔 ZK1602 北东向 300 m 处,ZK3207 位于钻孔 ZK1602 正东向近 450 m 处,ZK4804 位于独立峰岩体北东向近 270 m 处。将上述岩石与矿石样品制成双面抛光的包裹体薄片,然后在光学显微镜下观察,确定不同阶段、不同类型包裹体的特点,对其中的原生包裹体进行了显微测温。

2.1 熔融包裹体显微特征

甲玛铜多金属矿床的结晶质熔融包裹体一般见于花岗斑岩或石英闪长玢岩中自形较好的石英斑晶

中,有的石英斑晶边缘发生了熔蚀,呈蠕虫状、港湾状,熔融包裹体直径多为 5~20 μm ,一般呈不规则状、负晶形孤立分布,有的沿石英斑晶的生长方向呈线形分布(图 2)。镜下观察熔融包裹体,气相不明显,分布不均匀,使得熔融包裹体整体或部分偏黑,颜色较暗且不均匀,同时,结晶质固相在正交偏光下显非均质性。

2.2 流体包裹体显微特征

根据甲玛铜多金属矿床斑岩矿物、矽卡岩矿物中室温条件下流体包裹体的相态种类、充填度特征以及均一过程,可将其分为 2 大类 5 个亚类(图 3):

I 类气液相水溶液包裹体(L+V) 在石英斑晶和网脉状的石英中均大量发育。由气相和液相组成,加热后均一为液相、气相或临界相。根据其气相充填度及均一温度特征又可进一步分为 3 个亚类:

I-1 亚类:气相充填度在 5%~60% 的液相包裹体(图 3A),室温下为气液两相(V+L),气液比变化大,个体大小在 3~20 μm 之间,形态为圆形、椭圆形、米粒状、负晶形,不规则状,其含量占包裹体总数的 20%~70%,加热后均一为液相。

I-2 亚类:气相充填度在 60%~100% 的气相包裹体(图 3B),在石英斑晶和石英脉中均较发育,其含量占包裹体总数的 30%~80%,是矿区最发育的一类包裹体。室温下为气液两相(V+L)或纯气相(V),气相颜色为淡灰色或灰黑色,大小为 10~50 μm ,呈负晶形、椭圆形、不规则状,加热后均一为气相,一般成群分布,其均一温度高于 I-1 亚类。

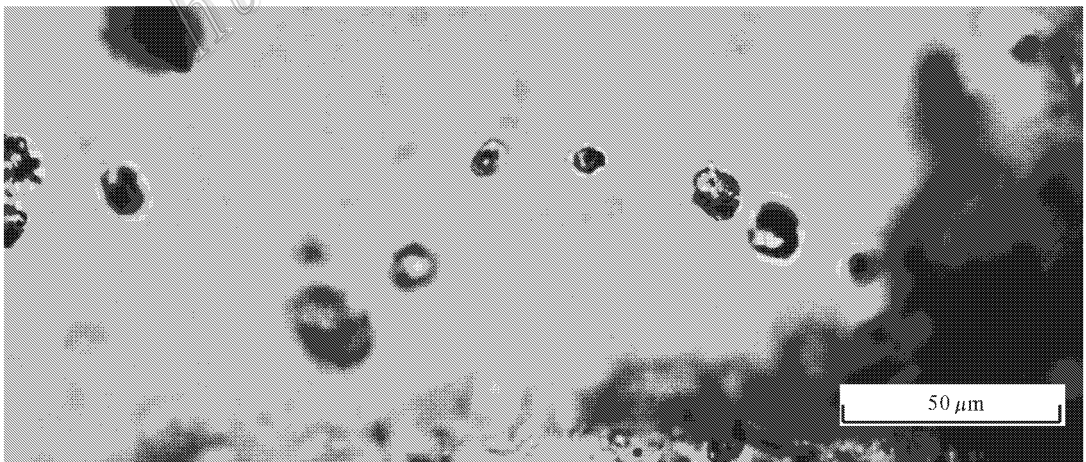


图 2 原生结晶质熔融包裹体(样品编号 2010-493.8-2,采样位置 ZK2010)

Fig. 2 Primary crystalline melt inclusions (sample number: 2010-493.8, sample location: ZK2010)

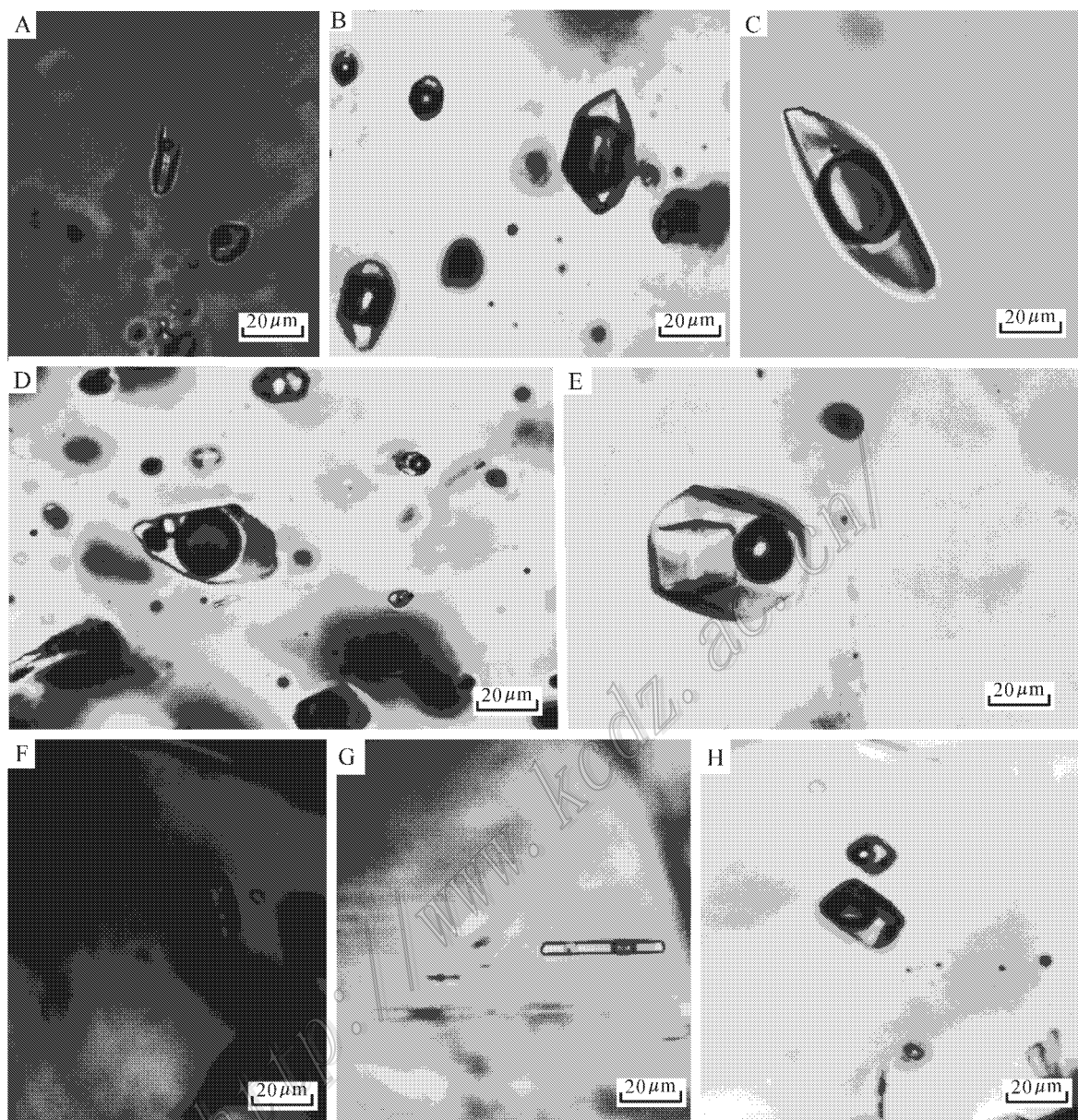


图3 甲玛矿床斑岩矿物和砂卡岩矿物中的两大类型流体包裹体

A. 岩浆后期热液阶段石英脉中充填度在5%~15%的液相包裹体, 样品编号:706-231, 采样位置:ZK706; B. 岩浆热液阶段石英斑晶中充填度在60%~80%的液相包裹体, 样品编号:2010-636.2, 采样位置:ZK2010; C. 岩浆热液过渡阶段花岗斑岩的石英斑晶中气相充填度在40%~60%的气液相临界包裹体, 样品编号:812-139, 采样位置:ZK812; D. 岩浆热液阶段石英斑晶中流体包裹体的石盐子晶熔化温度小于气液相均一温度, 含不透明子矿物, 样品编号:2007-134.5, 采样位置:ZK2007; E. 岩浆后期热液阶段石英脉中流体包裹体石盐子晶熔化温度大于气液相均一温度, 样品编号:2807-89, 采样位置:ZK2807; F. 砂卡岩石榴子石中充填度在15%~30%的含石盐三相包裹体, 样品编号:409-77, 采样位置:ZK409; G. 硅灰石中充填度在15%~30%的含石盐三相包裹体, 样品编号:409-77.1, 采样位置:ZK409; H. 方解石中充填度在30%~50%的液相包裹体, 样品编号:3601-b, 采样位置:ZK3601

Fig. 3 Two types of fluid inclusions in different minerals from the Jiama copper polymetallic deposit

A. 5%~15% gas filling fluid inclusion in quartz vein of post-magmatic hydrothermal stage, sample number:706-231, sample location:ZK706; B. 60%~80% gas filling fluid inclusion in quartz phenocryst of the magmatic-hydrothermal stage, sample number:2010-636.2, sample location:ZK2010; C. 40%~60% gas filling critical fluid inclusion in quartz phenocryst from granite-porphry of the magmatic-hydrothermal stage, sample number:812-139, sample location:ZK812; D. Daughter salt crystal melting temperature lower than gas homogeneous temperature, with non-transparent daughter mineral, sample number:2007-134.5, sample location:ZK2007; E. Daughter salt crystal melting temperature of fluid inclusion higher than gas homogeneous temperature, sample number:2807-89.6, sample location:ZK2807; F. 15%~30% gas filling and salt bearing three-phase fluid inclusion in garnet of skarn, sample number:706-231, sample location:ZK706; G. 15%~30% gas filling and salt bearing three-phase fluid inclusion in wollastonite of skarn, sample number:409-77.1, Sample location:ZK409; H. 15%~30% gas filling fluid inclusion in calcite of skarn, sample number:3601-b, sample location:ZK3601

I-3 亚类:气相充填度在 40%~60%(图 3C),呈负晶形、椭圆形,加热后均一为临界相,一般与 I-2 亚类共存,均一温度相近,但远没有 I-2 类分布广泛,占包裹体总数的 5%左右。对单个流体包裹体进行激光拉曼光谱分析发现,部分 I-2、I-3 亚类包裹体的气相内不同程度地含有 CO_2 和 CH_4 ,这些包裹体在室温及冷冻、升温过程中相态特征表现不明显。富 CO_2 包裹体形态多样,多呈菱形、椭圆形、不规则状,个体变化较大,直径约 5~25 μm ,常温下表现为单相,三相不明显(图 3B),降温过程中不易观察到典型的三相结构。含 CH_4 包裹体的气相边缘为亮黑色,中心亮灰,在配备荧光仪的光学显微镜下,可观察到包裹体具有荧光效应。蓝荧光下含有机质包裹体显示为黄色,紫荧光下含有机质包裹体显示为蓝灰色,包裹体中气相部分荧光现象表现明显,且大部分有机质分布于包裹体气相中的环边区域。降温过程中不易观察到典型的 CH_4 相变特征。

II 类含子晶的多相包裹体 分布较广,在矿化石英脉的石英中与花岗斑岩石英斑晶中大量发育,其含量占包裹体总数的 15%~60%。室温下为三相(V+L+S),大小为 5~40 μm ,一般 15~30 μm ,呈负晶形、椭圆形或不规则状。子晶以石盐为主,还有钾盐子晶和不透明子矿物。石盐子晶多呈立方体,淡绿色,大小一般 <10 μm ,钾盐子晶呈浑圆状、长方体状,不透明矿物子晶主要为黄铜矿和黄铁矿,以黄铜矿为主。黄铜矿呈不规则状、三角形,多数粒度较小。根据子晶的种类与组合,可分为多子晶包裹体、含石盐子晶包裹体和含不透明矿物子晶包裹体(图 3D、E、F、G)。多子晶包裹体内常含有石盐和黄铜矿等多个子晶。含石盐子晶包裹体只含有石盐子晶,其分布的数量在斑晶石英、硅化石英脉、硬石膏、矽卡岩矿物中依次减少。含不透明矿物的包裹体内液相体积一般较大,根据子矿物的熔化温度与气液相均一温度之间的关系又可分为 2 个亚类。

II-1 亚类:子矿物熔化温度小于气液相均一温度(图 3D、F、G),主要发育于花岗斑岩石英斑晶、矽卡岩矿物中,也见于石英脉的石英中。其均一温度大于 II-2 亚类。

II-2 亚类:子矿物熔化温度大于气液相均一温度(图 3E),主要发育于石英脉的石英中,花岗斑岩的石英斑晶中也可见到。这类包裹体与 II-1 亚类共存。

以上 2 大类 5 个亚类的流体包裹体中, I-1 亚

类的液相包裹体在岩浆-热液阶段的石英斑晶中较少,主要分布于岩浆期后热液阶段的脉石英、矽卡岩矿物和方解石等矿物中。I-2 亚类的气相包裹体在各阶段均有分布,在岩浆-热液阶段的石英斑晶中最为发育, I-3 亚类临界包裹体仅在岩浆-热液阶段的石英斑晶中少量发育,分布较局限,仅在钻孔 ZK2010 和 ZK816 中见到,显示其位置可能为成矿流体来源中心位置。II-1 和 II-2 亚类三相流体包裹体在岩浆-热液阶段和岩浆期后热液阶段也均有不同程度发育,代表了岩浆源高盐度流体和不均一捕获现象。

2.3 包裹体显微测温

熔融包裹体与流体包裹体显微测温研究实验在宜昌地质矿产研究所中南实验检测中心和长江大学地球化学实验室完成,所使用的仪器包括德国 ZEISS 公司生产的 Axioskop40 型正交偏反光显微镜,德国徕卡公司生产的 LeiCA DM 2500P 型正交偏反光显微镜,放大倍数为 100~800 倍,英国产 THMSG600 地质型显微冷热台, MDS 显微冷热台, 0~-196℃ 的精度为 $\pm 0.5^\circ\text{C}$, 0~600℃ 的精度为 $\pm 2^\circ\text{C}$,同时配套使用荧光仪,英国产 Linkam TS1500 热台,温度 25~1500℃,精度为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。

含不饱和挥发分熔融包裹体的完全均一温度代表主矿物的最低结晶温度,采用阶段性升温、恒温与连续观察方法(Student et al., 2004),在 Linkam TS1500 热台上对甲玛斑岩石英斑晶 14 个样品进行结晶质熔融包裹体的均一测温。将样品以 30℃/min 的升温速率从室温 25℃ 加热至 500℃(约 20 min 内),恒温 24 h,然后将升温速率改为 10℃/min, 600℃ 时结晶质熔融包裹体边缘棱角圆滑,结晶质开始熔化,其边缘在镜下显示粉红色。将升温速率改为 1~2℃/min, 750℃ 时结晶质熔化了 80%,气泡逐渐增大, 810~855℃ 时,结晶质全部熔化,气相开始收缩,按 1~2℃/min 的升温速率直到完全均一,均一标志是结晶质和挥发分气泡完全溶解(图 4)。有些情况下结晶质与气泡在同一温度下消失。加热过程大约 3~4 h,恒温时间约 24 h,整个均一过程持续约 28 h。将均一后的样品迅速取出置于铜片上淬火。另外值得注意的是,在结晶质仅部分熔化时,气相并不是马上汇聚成一个气泡,而是分散成 2~3 个气泡,最终汇聚并达到均一。将花岗斑岩和石英闪长玢岩的石英斑晶中熔融包裹体的均一温度范围列于表 1。在加热过程中,石英斑晶中熔融包裹体各相态

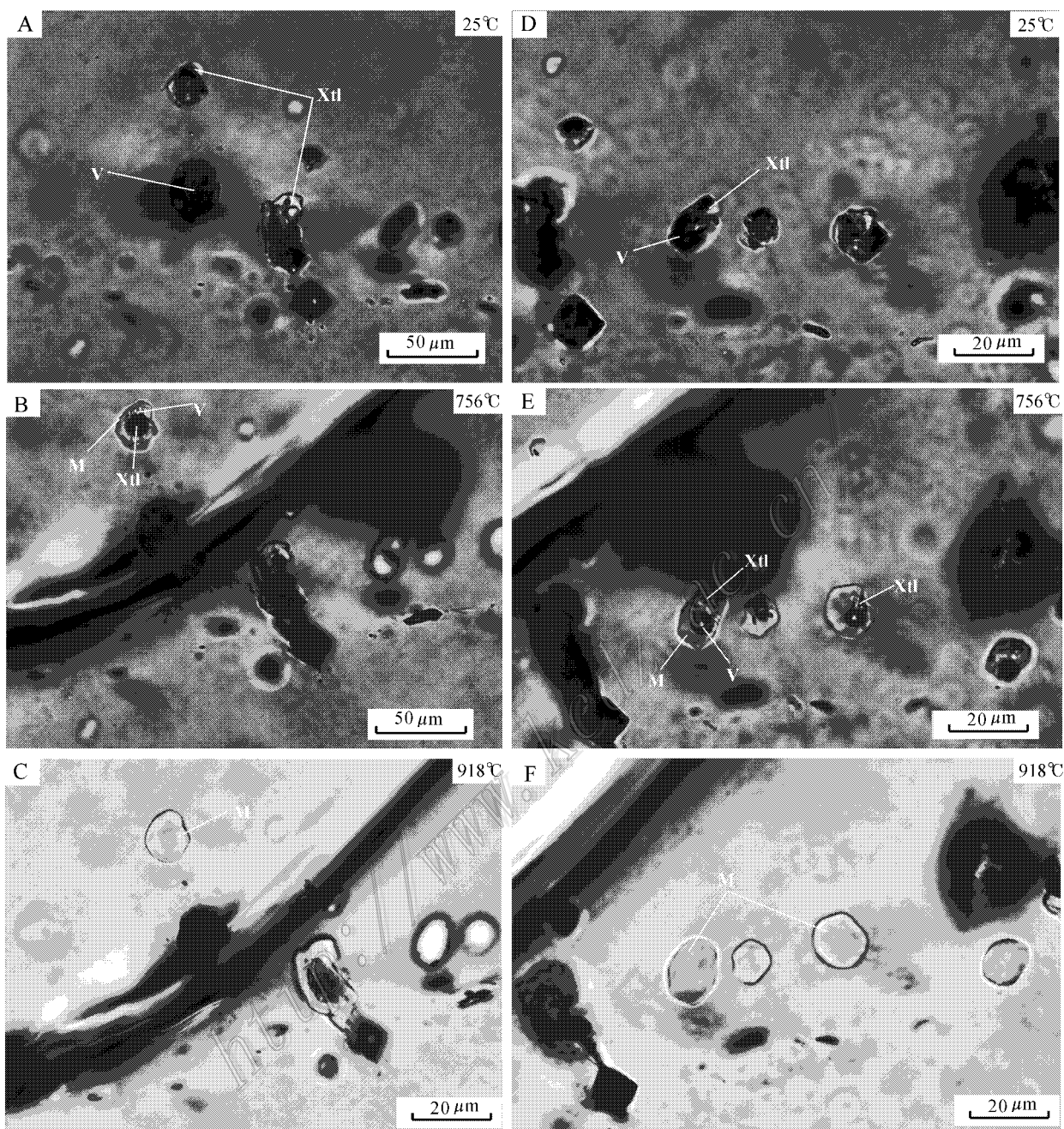


图4 花岗斑岩石英斑晶中多个硅酸盐熔融包裹体在加热时从室温(25℃)升温到均一温度(918℃)过程中的岩相显微变化

A. 室温下的硅酸盐熔融包裹体(25℃); B. 硅酸盐熔融包裹体在756℃时大部分熔化; C. 硅酸盐熔融包裹体完全均一(918℃); D. 室温下的硅酸盐熔融包裹体(25℃); E. 硅酸盐熔融包裹体大部分熔化(756℃); F. 硅酸盐熔融包裹体完全均一(918℃);

样品编号: 2010-493.8 采样位置 ZK2010; V—气相, M—玻璃质熔体, Xtl—结晶质

Fig. 4 Microscopic lithofacies changes of several silicate melt inclusions in quartz phenocryst during the heating from room temperature to homogenization temperature in the Jiama ore deposit

A. Silicate melt inclusion in room temperature(25℃); B. Silicate melt inclusion mostly melted at 756℃; C. Silicate melt inclusion in complete homogenization(918℃); D. Silicate melt inclusion in room temperature(25℃); E. Silicate melt inclusion mostly melted(756℃); F. Silicate melt inclusion in complete homogenization(918℃), sample number: 2010-493.8, sample location: ZK2010. V—Gas, M—Glass melt, Xtl—Crystal

表1 甲玛铜多金属矿床斑岩中结晶质熔融包裹体均一温度

Table 1 Crystalline melt inclusion homogenization temperatures of the Jiama copper polymetallic deposit

样品编号	样品名称	矿物名称	熔融包裹体形态	大小/ μm	均一温度范围/ $^{\circ}\text{C}$
JM2010-493.8-1	花岗斑岩	石英斑晶	椭圆形、不规则	5~25, 个别>50	820~916
JM2010-493.8-2	花岗斑岩	石英斑晶	椭圆形、负晶形, 分布密度较大	5~20	786~885
JM2010-479.7	花岗斑岩	石英斑晶	椭圆形、近圆形	5~25	826~987
JM2007-109.8	石英闪长玢岩	石英斑晶	负晶形、不规则	5~30	820~943
JM3207-355.2-2	石英闪长玢岩	石英斑晶	圆形、椭圆形	2~25	760~867
JM4804-292.6	石英闪长玢岩	石英斑晶	MI 较少, 孤立分布, 圆形	3~20	784~858
DFY	花岗斑岩	石英斑晶	负晶形	5~25	840~1080
TWQ6R	花岗斑岩	石英斑晶	圆形、椭圆形	4~20	785~870
JM2010-481.4	石英闪长玢岩	石英斑晶	圆形、不规则	4~20	793~924
JM1618-26.6	石英闪长玢岩	石英斑晶	MI 密集分布, 圆形、椭圆形	1~15	734~840

消失的顺序与温度范围分别为 结晶质 690~925 $^{\circ}\text{C}$, 气相 734~987 $^{\circ}\text{C}$ 。因个别熔融包裹体可能发生泄漏, 导致均一温度相对偏高(可高达 1 080 $^{\circ}\text{C}$)。据 Student 等(1996, 2004)研究结果, 普通高温热台下获得的熔融包裹体的均一温度比 1 atm 压力下高温热台获得的均一温度大约高 100 $^{\circ}\text{C}$, 该实验条件下获得的熔融包裹体均一温度与实际捕获压力最为接近。推测该矿床岩浆演化温度区间大致为 634~887 $^{\circ}\text{C}$ 。从均一后的包裹体片中可以看到许多结晶质熔融包裹体已变成单一的硅酸盐玻璃相, 呈现粉红色, 无消光特性, 包裹体中各相态消失的顺序一致, 且均一温度

值范围窄, 表明这些熔融包裹体具有相似的成分, 且被捕获时仅为熔体。同时还有一些熔融包裹体在加热停止时由硅酸盐玻璃和气泡组成, 且气泡所占比例大小不一, 表明可能存在硅酸盐熔体和流体的不均一捕获, 也不排除少量熔融包裹体被捕获后发生了泄漏的可能性。证实岩浆熔体中含有大量挥发分。多数熔融包裹体在均一过程中仍显示负晶形特征(图 4)。

对甲玛铜多金属矿床不同成岩成矿阶段的矿物中的流体包裹体进行了显微测温(表 2), 其中, 石英斑晶中 I-3 亚类气相充填度在 40%~60%, 均一温

表2 典型样品流体包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometric determinations of fluid inclusions

样品编号	矿物	采样位置	包裹体类型	均一状态	气泡消失温度/ $^{\circ}\text{C}$			子矿物消失温度/ $^{\circ}\text{C}$		$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$	
					范围	测试数	均值	范围	均值	范围	均值
JM812-139	石英斑晶	ZK812	I-3	C	282~416	12	340.2	13.3~29.5	21.9		
JM812-139	石英斑晶	ZK 812	II-2	L	216~314	9		293~397	337.7	37.4~45.7	40.8
JM2010-481.4	石英斑晶	ZK 2010	I-3	C	330~540	8	395.4			14.8~27.6	20.4
JM2010-481.4	石英斑晶	ZK2010	II-2	L	257~369	11		321~537	395.3	40.1~60.6	46.0
JM2010-481.4	石英斑晶	ZK2010	I-2	G	317~457	8	389.2			3.3~14.2	8.6
JM1618-409.4	石英斑晶	ZK1618	II-1	L	254~418	7	348.7	230~352	304.3	33.5~41.6	37.5
JM2010-493.8	石英斑晶	ZK2010	II-1	L	310~367	6	343.8	287~352	324.9	37.0~41.6	38.9
JM2006-237.2	脉石英	ZK2006	I-2	G	279~356	7	337.4			7.7~15.6	10.4
JM2006-237.2	脉石英	ZK2006	II-2	L	321~436	9		280~395	353.6	36.5~45.5	41.7
JM2002-197.2	脉石英	ZK2002	I-1	L	234~346	14	297.6			12.4~19.8	17.7
JM2002-197.2	脉石英	ZK2002	II-2	L	303~358	5		345~409	375.6	41.1~46.9	43.2
ZK1606-7-1	石榴子石	ZK409	I-1	L	294~363	10	332.4			24~37	29.7
ZK1606-7-1	石榴子石	ZK409	II-2	L	297~328	10		323~377	338.3	27~42	40.4
JM409-77	硅灰石	ZK409	II-2	L	225~331	13		257~353	297	26.2~34.5	29.8
JM2312-58.3	绿帘石	ZK2312	I-1	L	216~337	9	287.4			9.7~18.6	14.9
JM1609-1	脉石英	ZK4803	I-1	L	102~247	21	198.4			3.2~17.4	9.4
JM1609-2	方解石	ZK4803	I-1	L	111~243	14	179.2			4.3~13.7	7.6

均一状态: C—临界均一, L—液相均一, G—气相均一。I 类包裹体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 利用 Pottet(1978) Hall 等(1988)公式求出, II 类包裹体的盐度用 Bischoff(1991)公式求出。

表 3 甲玛铜多金属矿各阶段流体温度-压力-密度参数

Table 3 Temperature-pressure-density of fluids at every stage of the Jiama copper polymetallic deposit

阶段	温度/℃	最低捕获压力/ 10^5 Pa	流体盐度/%	平均密度/(g/cm^3)
岩浆期	730~950			
岩浆-热液过渡期	250~540, 平均 394	临界压力 591, 相分离后最小捕获压力 373	33~61, 3~29	1.0805
矽卡岩期	321~370, 平均 341	早期流体最小捕获压力 318, 主矽卡岩期 296	28~41	1.0685
矽卡岩退变质期	216~337, 平均 287	203	10~19	1.0213
石英-硫化物期	170~244, 平均 198	113	3~17	0.9233

度最高且加热后均一为临界相的流体包裹体代表了岩浆-热液过渡阶段最早出溶的超临界流体,属于岩浆-热液过渡流体。石英斑晶中高盐度含子矿物流体包裹体与富气相流体包裹体均一温度范围基本一致,比临界相流体包裹体均一温度稍低,这类流体包裹体则代表了岩浆-热液过渡阶段超临界流体不混溶导致相分离的流体。从流体开始出溶的岩浆-热液期到晚期的石英-方解石-硫化物阶段,均一温度逐渐降低,盐度先上升再逐渐下降(表 3),反映了甲玛铜多金属矿床在形成过程中成矿流体活动存在着温度下降的变化。流体包裹体特征显示在岩浆结晶演化过程中,发生了岩浆热液的过渡,出溶的超临界流体逐渐产生不混溶,导致相分离,不均一捕获高盐度含子矿物流体包裹体与富气相流体包裹体。

对于不同盐度的两相 $NaCl-H_2O$ 溶液包裹体,根据刘斌等(1999)利用数据模型拟合得到的计算密度的公式:

$$\rho_1 = A + B \cdot t + C \cdot t^2$$

式中 ρ_1 为盐水溶液密度(g/cm^3), t 为均一温度($^{\circ}C$); A 、 B 、 C 为盐度的函数。

$$A = A_0 + A_1 \cdot w + A_2 \cdot w_2$$

$$B = B_0 + B_1 \cdot w + B_2 \cdot w^2$$

$$C = C_0 + C_1 \cdot w + C_2 \cdot w^2$$

w 为盐度 [$w(NaCl_{eq})\%$], 根据盐度范围为 1%~30% 时,和盐度范围为 30%~60% 时两种不同情况,使用不同含盐度的 A 、 B 、 C 参数值,可以获得流体的密度(表 3)。

利用 Bischoff(1991)等人的公式,可以获得临界压力的精确数值: $P = 41.749 - 1.2125 \cdot t + 0.0136213 \cdot t^2 - 7.52333 \cdot 10^{-4} \cdot t^3 + 2.19664 \cdot 10^{-7} \cdot t^4 - 2.82583 \cdot 10^{-10} \cdot t^5 + 1.27231 \cdot 10^{-13} \cdot t^6$ 。

根据刘斌等(1999)的含不同盐度和流体密度的 $NaCl-H_2O$ 溶液包裹体压力公式:

$$P = a + b \cdot t + c \cdot t^2$$

求出每个阶段的最小捕获压力。式中: P 为压

力($10^5 Pa$), t 为温度($^{\circ}C$)。

以大陆地压梯度 27 MPa/km 计算,如果临界压力可以近似地代表出溶流体的捕获压力,换算成深度约为 2.1889 km。岩浆期后热液阶段即开始主要的成矿阶段,既包括以岩体中石英脉形式存在的早期流体,也包括矽卡岩期、矽卡岩退变质期和石英-硫化物期流体。从岩体早期石英脉中的最高均一温度获得最低捕获压力为 $318 \times 10^5 Pa$,最小捕获深度为 1.1778 km。

2.4 包裹体成分特征

(1) 熔融包裹体与流体包裹体成矿元素成分特征

单个熔融包裹体与流体包裹体的微量元素成分分析在上海应用物理研究所上海光源进行,分析仪器为同步辐射 X 射线荧光微探针(SRXRF),实验方法为微束荧光分析(μ -XRF),可用于高分辨、高灵敏的物质元素组成、含量和分布研究。其原理是:入射 X 射线激发原子内壳层,外层电子跃迁补充内壳层空位,同时发射荧光 X 射线或俄歇电子。荧光 X 射线能量与元素种类相关,特征 X 射线强度与元素含量相关。用能量分辨探测器(如 Si(Li))探测荧光 X 射线能量和强度。可同时探测多个能量的荧光 X 射线,同时探测多种元素。实验所用的 X 射线光源来自上海同步辐射装置(SSRF)带有 K-B 镜聚焦的 4W1B 束线(图 5),正负电子对撞机(BEPC)储存环的电子能量为 2.2 GeV,束流强度为 60~120 mA,光子能量为 14.04 keV,光斑大小为 $1.5 \times 1.5 \mu m^2$,其空间分辨率达 $1.5 \mu m$ 量级。检测限达 $10^{-10} \sim 10^{-12} g$ 相对浓度达 10^{-6} 级,属于非破坏性分析。X 光正入射到样品表面处,样品与探测器间的夹角为 30° ,探测器到样品的工作距离为 45 mm。显微观测系统中的显微镜放大倍数为 140 倍。Si(Li)探测器铍窗厚度 $7.5 \mu m$,能量分辨率为 133 eV。将美国国家标准局合成玻璃标样 NIST SRM 612 和 NIST SRM 614 进行了标定,检测时间为 500 s,流强为 0.35。

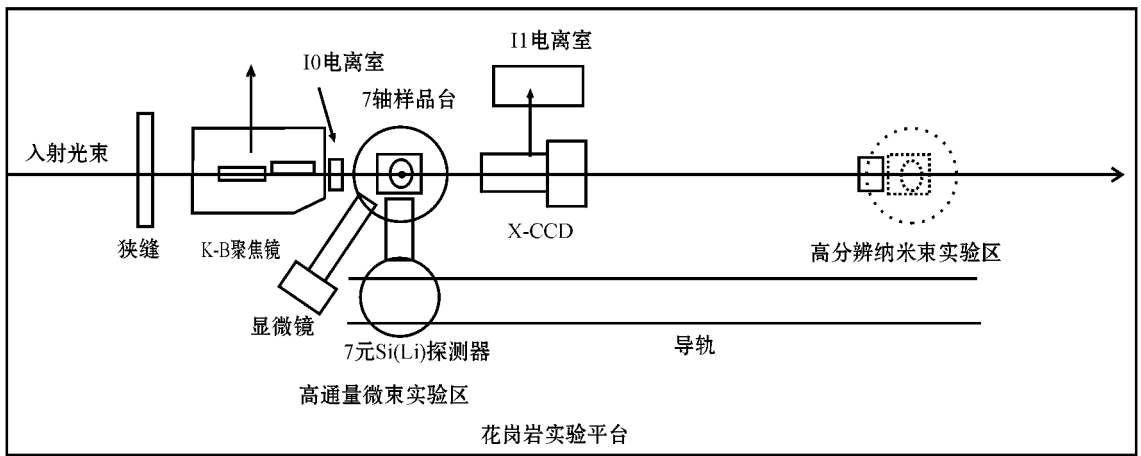


图 5 同步辐射 X 射线荧光实验站布局图

Fig. 5 Experimental station layout of SR-XRF

本次实验对花岗斑岩的石英斑晶中的单个部分均一的熔融包裹体进行金属元素的同步辐射 X 射线荧光 MAPPING (SR-XRF) 分析,选取的特征元素分别为 Co、Cu、Ni、Zn、Pb。结果显示,熔融包裹体的结晶质与已经熔融的玻璃质,除含微量 Cu 元素外,其他金属元素浓度极低,而在均一过程中形成的挥发分气相中,Co、Ni、Cu、Pb、Zn 等元素无一例外地含量相对较高(图 6)。同时对甲玛矿床斑岩中单个流体包裹体也进行了同步辐射 X 射线荧光 MAPPING 分析,样品为斑岩体中的热液黑云母石英脉,选取的特征元素分别为 K、Cr、Fe、Co、Cu、Ni、Zn、Pb(图 7)。分析结果显示,这些元素在流体包裹体的气相中较富集,在液相中的浓度较低,表明岩浆在结晶过程中 Cu、Au、Pb、Zn 等金属元素强烈地选择性进入挥发分气相中进行迁移。

Heinrich 等(1999)利用 LA-ICP-MS 对斑岩型 Cu-Au-Mo 矿、与花岗岩有关的 Sn-W 脉型以及中温 Cu-Pb-Zn 脉型等不同类型的矿床中的单个流体包裹体进行了成分测定,实验结果表明,Na、K、Fe、Mn、Rb、Cs、Ag、Pb、Zn、Ti 等元素可能以 Cl 络合物形式优先进入卤水相,Cu、As、Au 等元素可能以 HS 络合物的形式优先进入挥发分蒸汽相中。在本研究中,Co、Cu、Ni 等元素具有相同的地球化学行为,然而 Cr、K、Fe、Pb、Zn 等元素则恰恰相反。是否甲玛这一复杂的矿床类型有异于其他矿床?这个问题有待笔者及后人在甲玛矿床成矿流体等方面进行更加深入、系统及更加全面的研究。

(2) 流体包裹体成分特征

包裹体群体成分分析在宜昌地质矿产研究所进行,方法为热爆-超声波提取法。采集不同阶段的岩石和矿石样品,粉碎后在双目镜下挑选纯度 > 99.9% 的单矿物,粒度为 0.25 ~ 0.5 mm。测试仪器:液相成分 F^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 采用美国戴安公司的 DIONEX ICS-3000 离子色谱分析, K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 采用原子吸收光谱法(日立 180-80AAS),气相成分分析采用 SP-3420 气相色谱仪,仪器灵敏度: Li^+ (0.01 mg/L)、 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} (0.001 mg/L)、 F^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Br^- 、 I^- (0.001 mg/L)。样品的分析流程可分为以下几步:矿物样品的净化→加温爆裂→收集气体→将其残渣样品置于石英烧杯中用去离子水在超声波中震荡→提取超声后溶液→测定各项包裹体成分。将已选纯度为 99.9% 的单矿物放入 100 mL 石英烧杯中,加入 1+1 王水 20 mL 置于电热板上煮沸 2 h 取下,用去离子水反复清洗,直至洗净(pH 值与去离子水一致),用去离子水浸泡过夜。次日用超声波震荡 2 min 取出,用去离子水反复清洗,直至洗净。然后将样品放入 100 ~ 110℃ 烘箱中烘干,取出后保存在干燥器中备用。分析步骤可分为 2 步进行。① 首先称取净化过的样品 0.1 ~ 0.2 g 放入石英样品管中,加温剔除次生包裹体,再根据原生包裹体的爆裂温度加温爆裂打开包裹体,用载气送入气相色谱仪测定其包裹体中的 H_2O 、 CO_2 及其他气体成分。② 将爆裂后的样品倒入 100 mL 石英烧杯中,用移液管加入定量的去离子水,放入超声波中加一定电压、电流震荡提取,将提取液置于石英样品管中,待测。

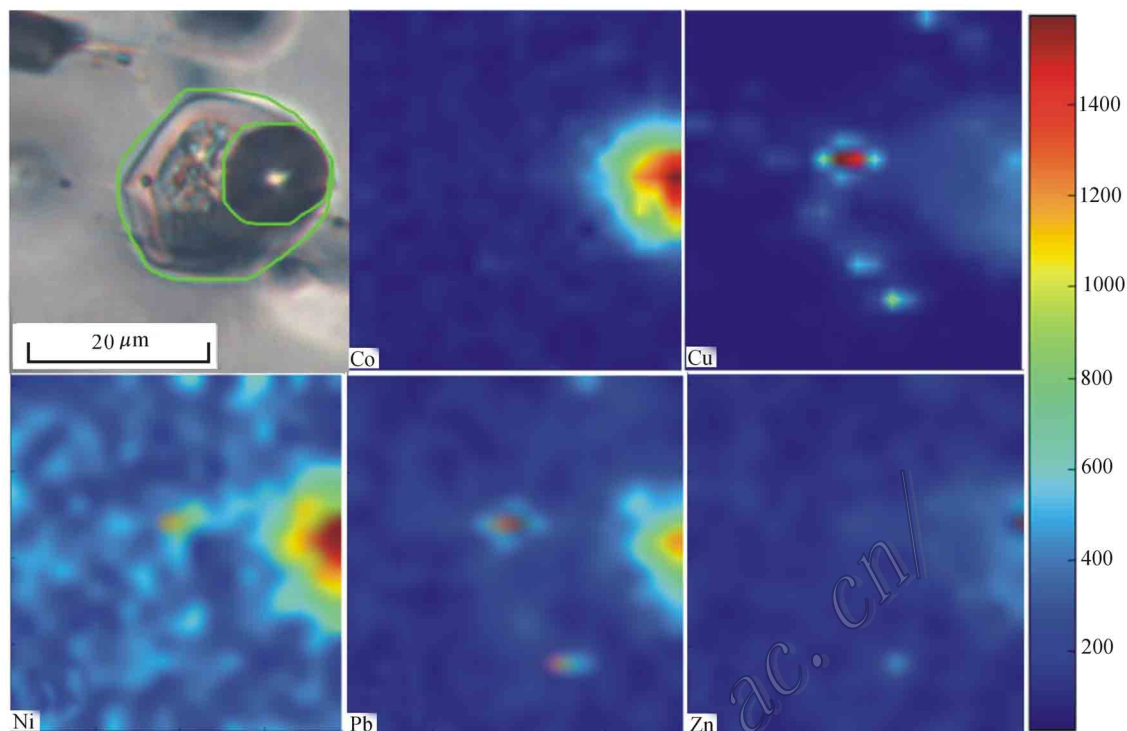


图 6 甲玛铜多金属矿床含矿斑岩石英斑晶中熔融包裹体微量元素富集浓度图
绿色环线为熔融包裹体及其挥发分气相的边界, 样品编号: 2010-479.7, 采样位置: ZK2010

Fig. 6 Trace elements enrichment map of melt inclusions in quartz phenocryst of the Jiama copper polymetallic deposit
Green line is the boundary between melt inclusion and volatile, sample number: 2010-479.7, sample location: ZK2010

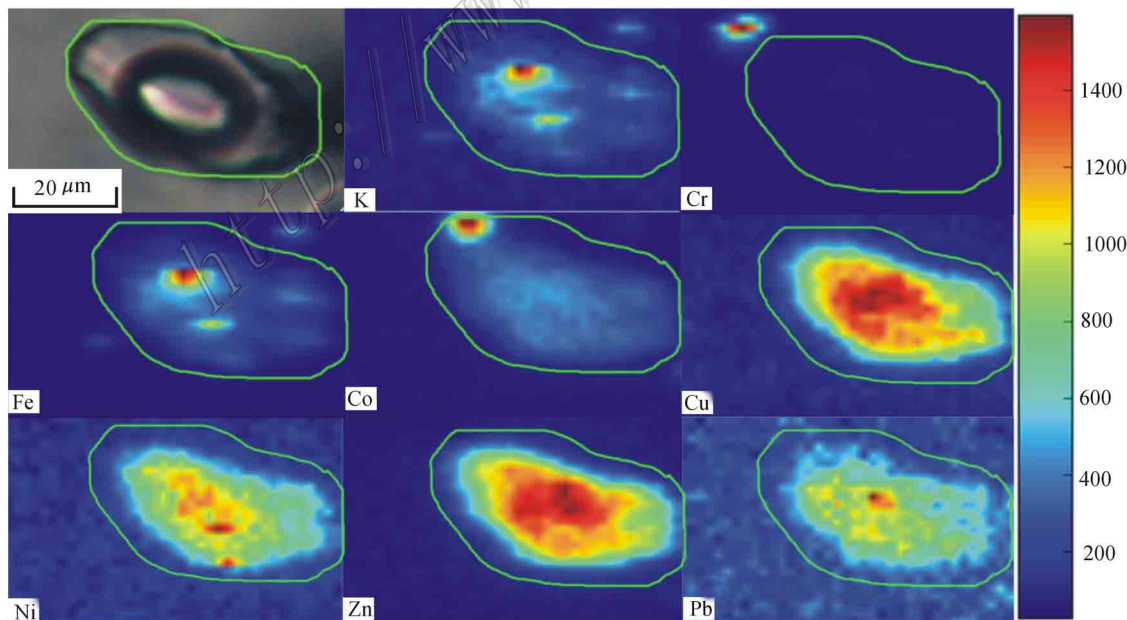


图 7 甲玛铜多金属矿床含矿斑岩石英脉的单个流体包裹体微量元素富集浓度图
样品编号: 2414-1, 采样位置: ZK2414

Fig. 7 Trace elements enrichment map of fluid inclusions in quartz vein of the Jiama copper polymetallic deposit
Sample number: 2414-1, sample location: ZK2414

根据分析结果(表4、表5),包裹体成分主要为 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 和 H_2O 、 CO_2 、 CH_4 、 N_2 , 其中 K^+ 、 Na^+ 、 Cl^- 、 CO_2 和 SO_4^{2-} 含量较高,部分样品中 CH_4 含量高,这与单个包裹体显微镜下观察结果一致。液相组分阳离子含量基本上是 $K^+ > Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$, 阴离子含量 $SO_4^{2-} > Cl^-$, 两者远大于 F^- , 气相成分含量特征基本上 $H_2O >$

$CO_2 > CH_4 > N_2 > H_2$ 。气液包裹体成分反映出成矿流体的组合类型主要为 $K^+ - Na^+ - H_2O - CO_2$ 型。

据 Roedder(1977)资料, Na^+/K^+ 比值可以作为判断热液类型的一个标志,即岩浆热液的 Na^+/K^+ 比值一般小于1,甲玛铜多金属矿床石榴子石、硅灰石等矽卡岩矿物、石英、矿石硫化物流体包裹体成分分析结果(表4、表5)显示,包裹体液相成分中 $Na^+/$

表4 甲玛铜多金属矿矿物中流体包裹体液相成分

Table 4 Ion compositions of fluid inclusions in the Jiama copper polymetallic deposit

样品号	矿物名称	w (液相成分) %g/L								
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
岩浆-热液阶段										
	石英	17.890	5.958	1.558	0.362	≤ 0.01	0.034	31.488	3.729	≤ 0.001
c2	石英	3.588	5.995	1.101	0.668	≤ 0.01	3.820	3.215	0.625	≤ 0.001
石英硫化物阶段										
c4	石英	4.184	0.770	1.108	0.022	≤ 0.01	≤ 0.001	4.846	0.496	≤ 0.001
矽卡岩阶段										
c9	石榴子石	5.686	1.582	2.058	0.379	≤ 0.01	2.472	6.681	6.970	≤ 0.001
c10	石榴子石	6.763	5.384	3.824	0.417	0.01	1.540	13.168	7.920	≤ 0.001
c3	硅灰石	9.543	3.614	44.247	2.063	≤ 0.01	5.248	11.754	20.249	2.946
c6	硅灰石	1.759	0.694	1.915	≤ 0.001	≤ 0.01	0.031	5.464	10.667	≤ 0.001
c8	硅灰石	2.203	0.960	10.678	6.504	≤ 0.01	0.784	5.279	6.095	≤ 0.001
石英硫化物阶段										
c16	辉钼矿	1.908	1.585	1.858	5.955	0.17	0.662	7.219	47.845	≤ 0.001
c17	辉钼矿	1.124	0.252	0.557	0.238	0.01	0.284	0.961	2.781	1.311
c18	方铅矿	0.872	0.198	0.708	0.036	≤ 0.01	≤ 0.001	1.116	74.518	≤ 0.001
c19	方铅矿	1.364	0.577	0.336	0.229	≤ 0.01	0.020	3.613	63.462	≤ 0.001
c20	黄铜矿	1.086	0.329	0.951	0.121	≤ 0.01	≤ 0.001	5.886	81.834	≤ 0.001
c21	黄铜矿	2.234	0.629	0.793	0.086	≤ 0.01	≤ 0.001	1.503	34.697	0.832
c22	黄铜矿	2.505	1.825	12.522	0.655	0.02	22.825	4.221	36.936	≤ 0.001

测试者:宜昌地质矿产研究所张春红。

表5 甲玛铜多金属矿矿物中流体包裹体气相成分

Table 5 Gas compositions of fluid inclusions in the Jiama copper polymetallic deposit

样品号	矿物名称	w (气相成分) % 10^{-6}					
		H_2O	CO_2	O	CH_4	H_2	N_2
030	石英	259.06	0.0	≤ 0.01	68.2	0.02	0.0
031	石英	362.77	93.5	≤ 0.01	4.9	0.02	1.6
032	石英	119.28	91.7	≤ 0.01	0.0	0.01	8.3
033	石英	601.75	92.4	≤ 0.01	0.0	0.09	7.6
034	石英	1012.06	92.9	≤ 0.01	1.6	0.01	2.9
035	石英	525.09	72.6	≤ 0.01	0.0	0.01	27.4
036	石英	87.72	85.0	≤ 0.01	8.7	0.02	0.0
037	石英	51.65	55.7	≤ 0.01	26.0	0.13	18.3
038	硅灰石	33.61	0.0	≤ 0.01	-	0.07	-
039	石榴子石	69.68	69.6	≤ 0.01	0.0	0.02	30.4
042	石英	11.07	15.3	≤ 0.01	29.9	0.02	43.9

测试者:宜昌地质矿产研究所张春红。

K^+ 比值主要介于0.22~0.83之间,反映了成矿流体具岩浆热液来源的特点。流体整体富钾富钠,继承了岩浆热液的特点。

3 成矿流体的来源与演化

3.1 成矿流体的来源

同步辐射 X 射线荧光 MAPPING 实验中,Cu、Pb、Zn 等元素在熔融包裹体气相中的浓度比在硅酸盐熔体中的浓度有所增大,在石英脉流体包裹体气相中的浓度则比液相中的浓度有显著增大。岩体无明显浸染型矿化的石英斑晶流体包裹体中还可可见黑色不透明的子矿物,经扫描电镜证实为黄铜矿,表明岩浆在结晶分异过程中,出溶的挥发分中已经初步富集 Cu、Pb、Zn 等成矿元素,说明在岩浆期后热液早期,成矿元素进一步富集,为甲玛铜多金属矿床的岩浆热液成因提供了直接证据,为甲玛铜多金属矿属于斑岩型矿床,即“岩浆-热液充填交代成因说”这一论点提供了重要的证据。另外,结果显示 Cu、Pb、Zn 等金属元素具有优先选择性进入挥发分气相中迁移的趋势,由于该实验所研究的流体包裹体属于沸腾包裹体,岩浆沸腾作用在矿床的成矿过程中可能起着重要的作用(包志伟,2007),岩浆演化早期的去气过程对矿床的形成可能具有重要的控制作用。

甲玛铜多金属矿床不同阶段矿物中流体包裹体

气液相成分结果及其来源判别图解(图8、图9)表明成矿流体主要来源于岩浆水,有少量大气水的混入。甲玛铜多金属矿床砂卡岩、石英单矿物的氢、氧同位素 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 、 $\delta^{18}D_{H_2O}$ 值范围分别为 $-104\text{‰} \sim -75\text{‰}$ 和 $5.37\text{‰} \sim 11.5\text{‰}$ (姚鹏等,2002;余安全等,2006),也反映了成矿流体的岩浆来源,氢、氧同位素组成向天水偏移,可能是大气降水加入和岩浆早期脱气共同作用的结果。

3.2 成矿流体演化

同步辐射 X 射线荧光 MAPPING 分析结果显示了岩浆挥发分中具有 Cu、Pb、Zn 等成矿元素的荧光效应,表明在岩浆结晶分异过程中已经有富含成矿金属物质的流体存在,暗示成矿物质来源于岩浆。在斑岩的石英斑晶中,含石盐子晶流体包裹体中石盐子晶消失的方式有2种:①气相先消失,石盐子晶后熔化而均一;②石盐子晶先熔化,气相后消失而均一。说明包裹体捕获了高温和高于蒸汽饱和和压力条件下的饱和石盐溶液,包裹体形成时有超临界流体的存在,斑晶石英内的高盐度包裹体直接来自岩浆出溶流体的相分离作用形成。高盐度流体包裹体内有细粒的黄铜矿子矿物,在石英斑晶中未发现大量的同期黄铜矿化,表明在岩浆结晶分异过程中已经有富含成矿金属物质的流体存在,相分离作用与成矿无直接关系。石英斑晶中流体包裹体内的黄铜矿子矿物是石英结晶后封闭在流体包裹体内的含

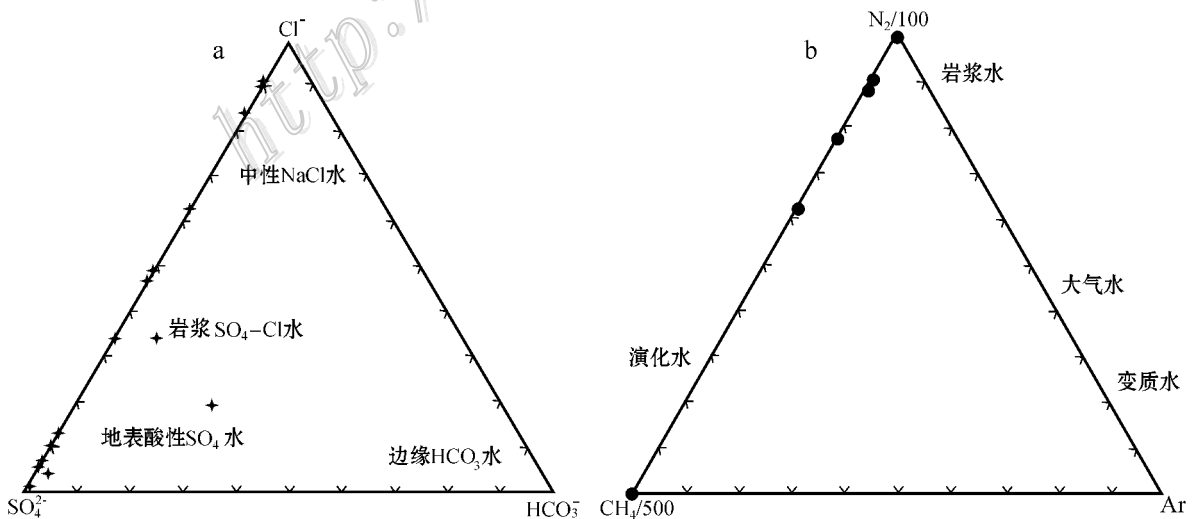


图8 流体包裹体液相、气相成分三角图解(底图据 Norman et al., 1994)

a. 流体包裹体 $Cl-SO_4-HCO_3$ 成分三角图解; b. 流体来源的 CO_4-N_2-Ar 三角图解

Fig. 8 Component triangular diagrams of fluid inclusions (base map after Norman et al., 1994)

a. $Cl-SO_4-HCO_3$ triangular diagram of fluid inclusions; b. CO_4-N_2-Ar triangular diagram of fluid source

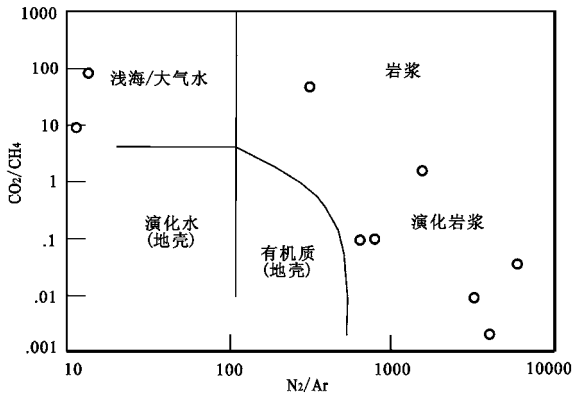


图9 流体来源 $\text{CO}_2/\text{CH}_4\text{-N}_2/\text{Ar}$ 判别图解

Fig. 9 Discrimination diagram of $\text{CO}_2/\text{CH}_4\text{-N}_2/\text{Ar}$ for fluid source

铜挥发分气相因压力、温度降低而形成的,岩浆是成矿物质的最直接来源。

经过对甲玛铜多金属矿不同阶段矿物中流体包裹体测温资料的分析,可以得知,成矿流体为富含挥发分的岩浆从深部岩浆房出溶而形成的中等盐度的超临界流体。最初从岩浆中出溶的流体为近饱和的超临界流体(I-3亚类流体包裹体呈临界相均一),具有很高的渗透性和较高的溶解能力,可以溶解大量成矿金属元素(Bodnar et al., 1991; Bodnar, 1998),其捕获温度范围为 $410\sim 530^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 $15\%\sim 22\%$,临界压力为 $591\times 10^5\text{ Pa}$,流体出溶深度为 2.1889 km 左右。随着出溶流体温度、压力的下降,超临界流体在上升过程中发生相的分离,分离出一个低盐度的气液相I-2($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 约 10%)和一个高盐度的三相II-1($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 约 40%)代表了超临界流体分离后的两种端员组成。导致斑岩体石英斑晶中含石盐子晶的高盐度三相流体包裹体与中低盐度的气液两相流体包裹体共存,均一温度为 $250\sim 540^\circ\text{C}$,流体平均密度为 1.0805 g/cm^3 ,最低捕获压力为 $373\times 10^5\text{ Pa}$,相当于 1.3815 km 左右深度。石盐子晶的高盐度三相流体包裹体以石盐子晶熔化温度低于气液相均一温度为特征。两者气相分数相差悬殊,盐度差异较大,而均一温度大致相同,显示为不均一捕获的产物。

包裹体气相成分分析结果显示斑岩体中部分脉状石英的流体包裹体气相中含有大量的 CO_2 ,富气相包裹体和含石盐子晶高盐度包裹体共存,说明脉状石英的形成还伴随有流体沸腾作用或不混溶作用,流体包裹体悬殊较大的气相分数和相近的均一

温度即可作为证据之一。这种沸腾发生于岩浆期后热液阶段,并导致铜钼等金属元素的部分沉淀。其成矿过程为岩浆演化到晚期上升接近地表定位时,富含挥发分的高温、高盐度、高密度岩浆期后热液大量向岩株、岩枝部位集中,使之形成强大的内压力,导致岩体顶部破裂,由“韧性、压性”裂隙系统进入“张性”断裂系统,引起压力的突然释放,造成高温含矿热流体发生减压沸腾,形成两种不同的流体,即低密度蒸气相和高盐度盐水溶液相($\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$),并使相对封闭的体系转化为开放体系,金属元素发生富集沉淀,在岩体的接触带形成铜钼多金属矿化。钻孔ZK3216北东的隐爆角砾岩和钼华、绢云母化热液蚀变等即可作为另一有力证据。

岩浆期后热液阶段流体活动具体过程表现为高盐度流体进一步发生高盐度液相包裹体的沸腾作用,经不均一捕获形成子矿物,熔化温度高于气液相均一温度的高盐度包裹体II-2和富气相包裹体I-2,以岩体中的早期石英脉流体形式存在,均一温度为 $250\sim 410^\circ\text{C}$,流体平均密度为 1.0696 g/cm^3 , 354°C 平均温度下最低捕获压力为 $318\times 10^5\text{ Pa}$,深度相当于 1.1778 km 左右。这是流体中成矿元素浓度富集的主要时期。不均一捕获形成的高盐度包裹体II-2和富气相包裹体I-2,经过与多底沟组灰岩的接触交代作用,形成矽卡岩及角岩,矽卡岩阶段流体包裹体均一温度为 $320\sim 370^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 $28\%\sim 41\%$,流体平均密度为 1.0685 g/cm^3 , 341°C 平均温度下最低捕获压力为 $296\times 10^5\text{ Pa}$,最小捕获深度 1.0963 km 。矽卡岩退变质阶段(含水硅酸盐矿物,如绿帘石)流体包裹体均一温度为 $216\sim 337^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 $10\%\sim 19\%$,流体平均密度为 1.0213 g/cm^3 , 293°C 平均温度下最低捕获压力为 $203\times 10^5\text{ Pa}$,最小捕获深度约 0.7519 km 。

石英-硫化物阶段:成矿元素在矽卡岩中沉淀富集成矿,流体包裹体均一温度为 $170\sim 244^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ $3\%\sim 17\%$,流体平均密度为 0.9233 g/cm^3 , 198°C 平均温度下最低捕获压力为 $113\times 10^5\text{ Pa}$ 。成矿流体体系主要为 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系,部分早期流体为 $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系,最后逐渐演变为独立的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系。图10即反映了甲玛铜多金属矿床从岩浆阶段到晚期石英-硫化物阶段的整个 p (压力)- t (温度)- t (年代)- w (盐度)演化轨迹。矽卡岩型矿石中流体包裹体的氢氧同位素结果表明成矿流体除主要的岩浆流体外,还有晚阶段经对流循环的

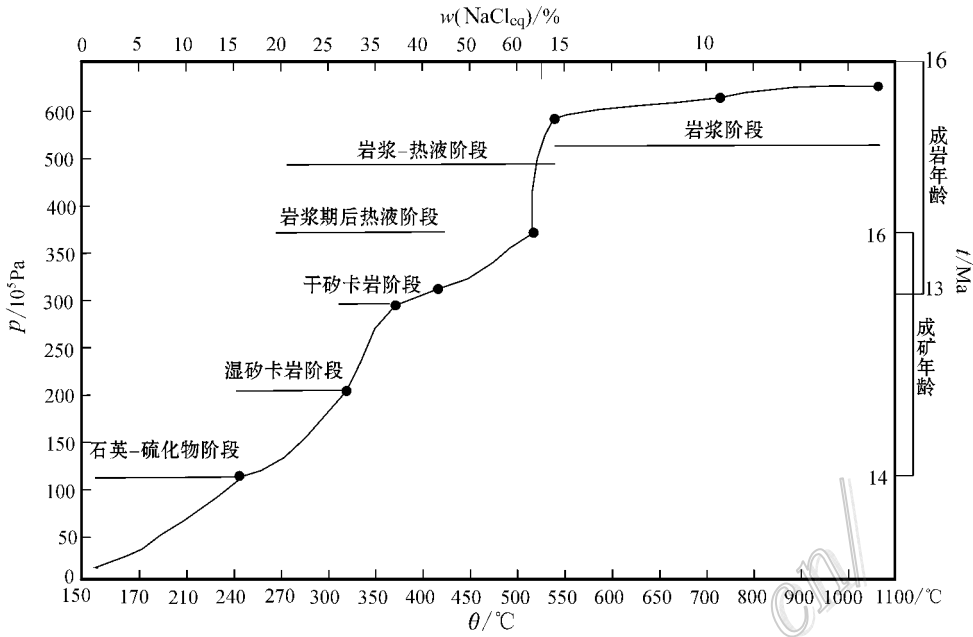


图 10 甲玛铜多金属矿床岩浆阶段到晚期热液阶段的 $p-\theta-t-w$ 演化轨迹

Fig. 10 $p-\theta-t-w$ evolutionary path from magma stage to late hydrothermal stage of the Jima copper polymetallic deposit

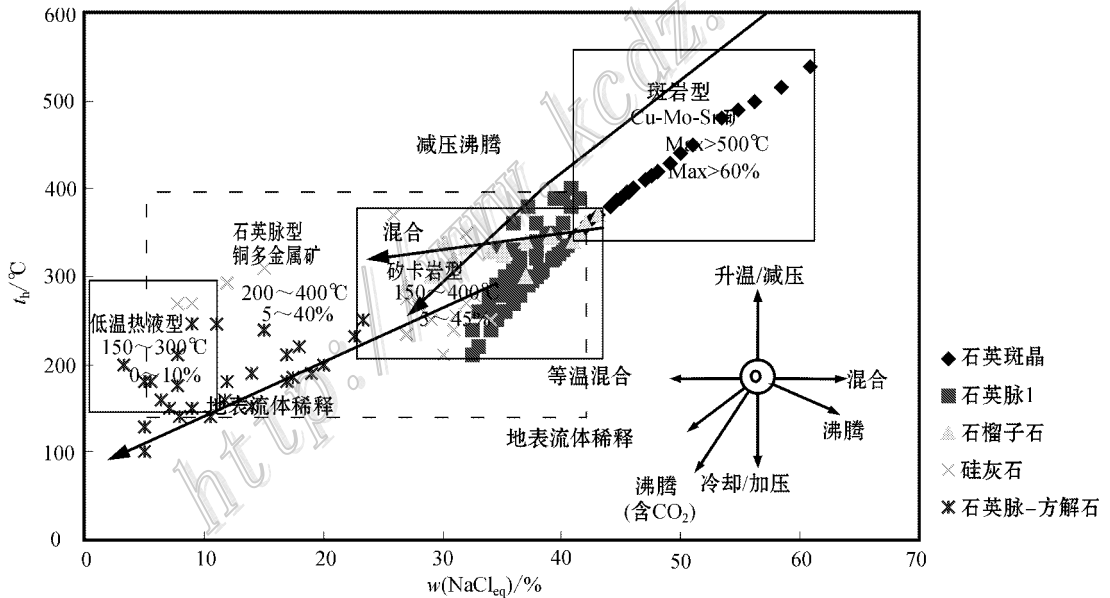


图 11 甲玛铜多金属矿不同矿床类型流体均一温度-盐度特征及流体演化判别图解(底图据 Wilkinson, 2001)

Fig. 11 Homogenization temperature-salinity characteristics of the Jima copper polymetallic deposit and fluid evolution discrimination diagram (base map after Wilkinson, 2001)

大气降水的混合。当上升的热溶液与地表附近冷的水体相混合,两者混合引起的冷却作用、稀释作用、中和作用、氧化还原反应及液态不混溶作用导致热液系统的配位基浓度降低,成矿流体温度、盐度、密度等物理化学参数均迅速降低,从而矿石矿物的沉淀反应向右进行,造成硫化物的大量沉淀。根据各阶段流体包裹体的均一温度-盐度不同演化过程判

别图解,岩浆-热液过渡阶段至岩浆期后热液阶段,流体发生了减压沸腾,在砂卡岩阶段至石英硫化物阶段则发生了流体的混合,产生地表流体稀释作用,流体温度与盐度均降低,形成的不同矿床类型矿物中流体包裹体的均一温度与盐度各有不同特点(图 11)。

因此,甲玛铜多金属矿成矿流体的形成和演化

经历了岩浆出溶→超临界流体的相分离→流体的减压沸腾作用→岩浆热液、挥发分与碳酸盐围岩接触带的充填/交代作用,流体混合作用。岩浆在结晶过程中成矿元素强烈地选择性进入挥发分气相中进行迁移。同时,由于蒸气相可能导致成矿元素进行远距离迁移,在斑岩体外围形成热液脉型铅锌矿体,这在甲玛的铅山也得到证实,远离岩体的外围地带为浅成低温热液型矿化带。该矿床矽卡岩型铜多金属矿化与斑岩型铜多金属矿化构成了统一的岩浆-热液成矿系统。

4 结 论

(1) 甲玛铜多金属矿床成矿流体为岩浆来源,并具有后期大气降水的混入。整个矿床的形成可分为5个阶段:岩浆阶段、岩浆热液过渡阶段、矽卡岩阶段、矽卡岩退变质阶段、石英-硫化物-方解石阶段。

(2) 甲玛铜多金属矿床斑岩体演化的温度区间为887~634℃,斑岩体中流体开始出溶的压力为59.1 MPa,成矿温度区间为170~540℃。早期成矿流体压力最低为31.8 MPa,最小成矿深度为1.1778 km,甲玛铜多金属矿床属浅成高温热液矿床。所测流体包裹体的盐度较高, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中在15%~50%范围内。密度为0.9233~1.0805 g/cm³,成矿流体为高盐度、低密度类型,成矿流体主要为NaCl-H₂O体系,部分早期流体普遍含CO₂。

(3) 成矿流体的形成和演化经历了岩浆出溶、超临界流体的相分离、流体的减压沸腾作用,岩浆热液、挥发分与碳酸盐围岩接触带的充填/交代作用。在岩浆-热液演化过程中,Cu、Au、Pb、Zn等金属元素,从最早的岩浆结晶分异阶段开始,到岩浆期后热液阶段,都强烈地选择性进入挥发分气相中进行迁移,富含成矿元素的挥发分的运移形成了矿床的分带性。流体的减压沸腾和混合作用最终导致成矿元素的沉淀。

(4) 甲玛铜多金属矿床的成矿流体和成矿物质来源于斑岩岩浆体系,矿床在成因上与统一的斑岩-浅成低温热液成矿系统中的岩浆-热液成矿作用有关。

志 谢 本文的实验室工作得到宜昌地质矿产研究所常海亮教授、黄惠兰高工、李芳助工、谭靖助工,长江大学路远发教授的指导与帮助,上海光源为

本次研究提供了先进的实验条件和帮助,在此向以上各位表达深深的谢意!同时感谢高一鸣、王焕在样品测试时的帮助。成文过程中得到王立全研究员和李葆华教授的悉心指教,谨在此深表谢意。

References

- Baker T, Achterberg E V, Ryan C G and Lang J R. 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit [J]. *Geology*, 32(2): 117-120.
- Bao Z W. 2007. Vapor-transport of ore metals: A review [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 31(1): 83-91.
- Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300°C to 500°C [J]. *Amer. J. Sci.*, 291: 309-338.
- Bodnar I and Cline J. 1991. Fluid inclusion petrology of porphyry copper deposits revisited; Re-interpretation of observed characteristics based on recent experimental and theoretical data [J]. *Plinius*, 5: 24-25.
- Bodnar I. 1998. Fluid evolution in porphyry copper deposits [A]. *Goldschmidt Conference Toulouse, abstracts* [C]. 180-181.
- Davide B. 2006. FIB, TEM and LA-ICPMS investigations on melt inclusions in Martian meteorites-Analytical capabilities and geochemical insights [J]. *Talanta*, 68: 1623-1631
- Du G S, Yao P and Pan F C. 1998. Summarine exhalative sedimentary skarn and mineralization [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press (in Chinese with English abstract).
- Feng X L, Guan S P, Zhao C L, Hou Z Q and Li S R. 2001. Geological characteristics and genesis of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet [J]. *Geology-Geochemistry*, 29(4): 41-48 (in Chinese with English abstract).
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution [J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Halter W E, Pettke Thomas and Heinrich C A. 2002. Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: methods of quantification [J]. *Chemical Geology*, 183: 63-86.
- Halter W E and Webster J D. 2004a. The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming systems [J]. *Chemical Geology*, 210: 1-6.
- Halter W E, Bain Nicolas, Becker Katja, Heinrich C A and Landtwing Marianne. 2004b. From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallón Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 1-30.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal deposits [J]. *Nature*, 370: 519-527.
- Heinrich C A and Ryan C G. 1992. Mineral paragenesis and regional zonation of granite-related Sn-As-Cu-Pb-Zn deposits: A chemical model for the Mole Granite district (Australia) based on PIXE fluid

- inclusion analyses [A]. In : Kharaka Y K and Maest A S , ed. Fluid-rock interaction [M]. Balkema Rotterdam. 1583-1587.
- Heinrich C A , Guenther D , Audetat A , Ulrich T and Frischknecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor , determined by microanalysis of fluid inclusions [J]. *Geology* , 27 (8) : 755-758.
- Landtwing M R , Pettke T and Halter W E. 2005. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids : The Bingham porphyry [J]. *Earth and Planetary Science Letters* , 235 : 229-243.
- Li G M , Rui Z Y , Wang M G , Lin F C , Liu B , She H Q , Feng C Y and Qu W J. 2005. Molybdenite Re-Os dating of Jiama and Zhibula polymetallic copper deposits in Gangdese metallogenic belt of Tibet and its significance [J]. *Mineral Deposits* , 24 (5) : 482-487 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusion thermodynamics [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1-290 (in Chinese with English abstract).
- Matthew J S , James S B , Luca F , John M H , Scott R M and Robert J B. 2009. Partitioning behavior of trace elements between dacitic melt and plagioclase , orthopyroxene , and clinopyroxene based on laser ablation ICPMS analysis of silicate melt inclusions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 1-19.
- Mavrogenes J A , Berry A J and Newville M. 2002. Copper speciation in vapor 2 phase fluid inclusions from the Mole Granite , Australia [J]. *American Mineralogist* , 87 : 1360-1364.
- Norman D I and Musgrave J A. 1994. N₂-Ar-He compositions in fluid inclusions , indicators of fluid source [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 58 : 1119-1131.
- Pan F C , Deng J , Yao P , Wang Q F and Liu Y X. 2002. The eruptive origins of copper and multi-metal deposits in the skarn in Jiama , Tibet [J]. *Geoscience* , 16 (4) : 360-364 (in Chinese with English abstract).
- Potter R W. 1978. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500°C at pressures up to 2000 bar based on a regression of available data in the literature [J]. *U. S. Geol. Survey Bull.* , 36 : 1421.
- Qin Z P , Wang X W and Tang J X. 2011. Zircon CL , U-Pb ages and Trace elements characteristic of potassic Adakite-like in Jiama polymetallic copper deposit , Tibet [J]. *Geochemistry* , (in Press).
- Qu X M , Hou Z Q and Huang W. 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second " Yulong " copper belt [J]? *Mineral Deposits* , 20 (4) : 355-366.
- Roedder E. 1977. Fluid inclusions as tool in mineral exploration [J]. *Econ. Geol.* , 72 (3) : 503-525.
- Ryan G G , Heinrich C A and Mernagh T P. 1993. PIXE microanalysis of fluid inclusions and its application to study ore metal segregation between magmatic brine and vapor [J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms* , 77 : 463-471.
- She H Q , Feng C Y , Zhang D Q , Li G M , Liu B and Li J W. 2006. Study on the fluid inclusions from Jiama skarn copper polymetallic deposit and Qulong porphyry copper deposit in Gangdese copper belt , Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica* , 22 (3) : 689-696 (in Chinese with English abstract).
- Student J J and Bodnar R J. 1996. Melt inclusion microthermometry : petrologic constraints from the H₂O-saturated haplogranite system [J]. *Petrology* , 4 : 291-306.
- Student J J and Robert J B. 2004. Silicate melt inclusion in porphyry copper deposits : Identification and homogenization behavior [J]. *The Canadian Mineralogist* , 42 : 1583-1599.
- Tang J X , Chen Y C and Duo J. 2009. The main deposit type , metallogenic regularity and exploratory in Gangdese copper belt , Tibet [J]. *Acta Mineralogica Sinica* , 29 (S1) : 476-478 (in Chinese with English abstract).
- Tang J X , Wang D H , Wang W X , Zhong K H , Zheng W B , Ying L J and Qin Z P. 2010. Geological features and metallogenic model of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet [J]. *Acta Geoscientica Sinica* , 31 (4) : 495-506 (in Chinese with English abstract).
- Tibor G and Zoltai Z. 2008. LA-ICP-MS study of apatite- and K feldspar-hosted primary carbonatite melt inclusions in clinopyroxenite xenoliths from lamprophyres , Hungary : Implications for significance of carbonatite melts in the Earth ' s mantle [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 72 : 1864-1886.
- Wilkinson J J. 2004. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. *Lithos* , 55 : 229-272.
- Yang Z M , Xie Y L , Li G M , Xu J H and Wang B H. 2005. Study of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdese belt , Tibet [J]. *Mineral Deposits* , 24 (6) : 584-594 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M , Xie Y L , Li G M and Xu J H. 2006. SEM/EDS constraints on nature of ore-forming fluids in Gangdese porphyry copper belt : Case studies of Qulong and Tinggong deposits [J]. *Mineral Deposits* , 25 (2) : 147-154 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009. Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting : A preliminary genetic mode [J]. *Mineral Deposits* , 28 (5) : 515-538 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M , Hou Z Q , Li Z Q , Song Y C and Xie Y L. 2008a. Direct record of primary fluid exsolved from magma : Evidence from unidirectional solidification texture (UST) in quartz found in Qulong porphyry copper deposit , Tibet [J]. *Mineral Deposits* , 27 (2) : 188-199 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M , Hou Z Q , Song Y C , Li Z Q , Xia D X and Pan F C. 2008b. Qulong superlarge porphyry Cu deposit in Tibet : Geology , alteration and mineralization [J]. *Mineral Deposits* , 27 (3) : 279-318 (in Chinese with English abstract).
- Yao P , Zheng M H , Peng Y M , Li J G , Su D K and Fan W Y. 2002. Sources of ore forming materials and the Genesis of the Jiama copper and polymetallic deposit in Gangdese island-arc belt Xizang [J]. *Geological Review* , 48 (5) : 469-478 (in Chinese with English abstract).
- Yao P , Li J G , Gu X X , Zheng M H and Chen J K. 2006. A discussion on the genesis of the stratabound skarn in the Jiama copper and polymetallic deposit of Tibet on the basis of REE and silicon isotope geo-

- chemistry[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(4): 306-312 (in Chinese with English abstract).
- Yao P, Gu X X, Li J G and Fan W Y. 2006. Characteristics and origin signification of ore-forming fluid from the Jiama stratabound skarn deposit located in Gandise volcanic magmatic arc, Tibet, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology(Science&Technology Edition)*, 33(3): 286-292 (in Chinese with English abstract).
- Ying L J, Tang J X, Wang D H, Chang Z S and Zheng W B. 2009. Re-Os isotopic dating of molybdenite in skarn from the Jiama copper polymetallic deposit of Tibet and its metallogenic significance[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 28(3): 265-268 (in Chinese with English abstract).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75(1-2): 135-162.
- Zheng W B, Chen Y C, Tang J X, Song X, Lin B, Gui X G and Ying L J. 2010. Research and application of copper mineralization enrichment regularity of Jiama polymetallic copper deposit in Tibet[J]. *Metal. Mine*, 40(2): 87-91.
- Zhou Y. 2010. Characteristic and evolution of ore-forming fluids from Jiama polymetallic copper deposit, Mozhuogongka County, Tibet[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Zhou Y, Wang X W, Tang J X, Qin Z P, Peng H J, Li A G, Yang K, Wang H, Li J and Zhang J C. 2011. The composition of single silicate melt inclusions in the quartz phenocrysts in porphyries from Jiama polymetallic copper deposit, Tibet[J]. *Journal of Chengdu University of Technology(Science&Technology Edition)*, (in Press).
- Zoltain Z and Halter W. 2007. LA-ICPMS analyses of silicate melt inclusions in co-precipitated minerals: Quantification, data analysis and mineral/melt partitioning[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 1021-1040.
- 附中文参考文献**
- 包志伟. 2007. 成矿金属元素的气相运移研究进展[J]. *大地构造与成矿学*, 31(1): 83-91.
- 杜光树, 姚鹏, 潘凤雏, 等. 1998. 喷流成因砂卡岩与成矿——以西藏甲玛铜多金属矿床为例[M]. 成都: 四川科技出版社.
- 冯孝良, 管仕平, 牟传龙, 侯增谦, 李胜荣. 2001. 西藏甲玛铜多金属矿床的岩浆热液交代成因: 地质与地球化学证据[J]. *地质地球化学*, 29(4): 41-48.
- 李光明, 芮宗瑶, 王高明, 林方成, 刘波, 余宏全, 丰成友, 屈文俊. 2005. 西藏冈底斯成矿带甲马和知不拉铜多金属矿床的 Re-Os 同位素年龄及其意义[J]. *矿床地质*, 24(5): 482-487.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 1-290.
- 潘凤雏, 邓军, 姚鹏, 王庆飞, 刘玉祥. 2002. 西藏甲玛铜多金属矿床砂卡岩的喷流成因[J]. *现代地质*, 16(4): 360-364.
- 秦志鹏, 汪雄武, 唐菊兴. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床钾质似埃达克岩锆石阴极发光、U-Pb 年龄及其微量元素特征[J]. *地球化学*, 待刊.
- 余宏全, 丰成友, 张德全, 李光明, 刘波, 李进文. 2006. 西藏冈底斯铜矿带甲马砂卡岩型铜多金属矿床与驱龙斑岩型铜矿流体包裹体特征对比研究[J]. *岩石学报*, 22(3): 690-696.
- 唐菊兴, 王登红, 钟康惠, 郑文宝, 应力娟, 秦志鹏. 2009a. 西藏自治区墨竹工卡县甲玛铜多金属矿区 0-16-40-80 D-15 线矿段铜多金属矿勘探报告[R]. 拉萨: 西藏自治区国土资源厅.
- 唐菊兴, 陈毓川, 多吉. 2009b. 西藏冈底斯成矿带东段主要矿床类型、成矿规律和找矿评价[J]. *矿物学报*, 29(S1): 476-478.
- 唐菊兴, 王登红, 汪雄武, 郑文宝, 黎枫信. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿床地质特征及其矿床模型[J]. *地球学报*, 31(4): 495-506.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华, 王葆华. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅官铜矿床流体包裹体研究[J]. *矿床地质*, 24(6): 584-594.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华. 2006b. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅官矿床为例[J]. *矿床地质*, 25(2): 147-154.
- 杨志明, 侯增谦, 李振清, 宋玉财, 谢玉玲. 2008a. 西藏驱龙斑岩铜矿床中 UST 石英的发现: 初始岩浆流体的直接记录[J]. *矿床地质*, 27(2): 188-199.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 李振清, 夏代详, 潘凤雏. 2008b. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿[J]. *矿床地质*, 27(3): 279-318.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. *矿床地质*, 28(5): 515-538.
- 姚鹏, 郑明华, 彭勇民, 李金高, 粟登奎, 范文玉. 2002. 西藏冈底斯岛弧带甲马铜多金属矿床成矿物质来源及成因研究[J]. *地质论评*, 48(5): 469-478.
- 姚鹏, 李金高, 顾雪祥, 郑明华, 陈建坤. 2006a. 从 REE 和硅同位素特征探讨西藏甲马矿床层状砂卡岩成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 25(4): 306-312.
- 姚鹏, 顾雪祥, 李金高, 范文玉. 2006b. 甲马铜多金属矿床层状砂卡岩流体包裹体特征及其成因意义[J]. *成都理工大学学报*, 33(3): 286-292.
- 应力娟, 唐菊兴, 王登红, 畅哲生, 屈文俊, 郑文宝. 2009. 西藏甲玛铜多金属矿床砂卡岩中辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿意义[J]. *岩矿测试*, 28(3): 265-268.
- 郑文宝, 陈毓川, 唐菊兴, 宋鑫, 林彬, 桂晓根, 应力娟. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿床铜矿化富集规律研究及应用[J]. *金属矿山*, 40(2): 87-91.
- 周云. 2010. 西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿成矿流体特征及演化[D]. 成都: 成都理工大学.
- 周云, 汪雄武, 唐菊兴, 秦志鹏, 彭惠娟, 李爱国, 杨科, 王华, 李炯, 张继超. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿含矿斑岩石英斑晶单个熔融包裹体的成分研究[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)* 待刊.