

江西九瑞地区东雷湾矽卡岩型铜多金属矿床流体包裹体特征及稳定同位素地球化学研究

贾丽琼^{1,2}, 徐文艺², 杨丹², 莫宣学¹, 杨竹森², 陈伟十², 王梁^{1,3}

(1. 中国地质大学 地球科学与资源学院 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;

2. 中国地质科学院 矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

3. 武警黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000)

摘要: 对位于江西九瑞地区的东雷湾矽卡岩型铜钼金多金属矿床主成矿阶段(石英-金属硫化物阶段)石英中的流体包裹体进行了岩相学和显微测温研究。结果表明,与成矿有关的包裹体类型主要有4类,成矿流体的均一温度和盐度主要集中于210~350℃和1%~9%,总体属于高-中温、中-低盐度流体体系。包裹体的气相成分以H₂O和CO₂为主,其次有N₂、CO、O₂,有少量CH₄、C₂H₂;液相成分中,阳离子以Ca²⁺、K⁺、Na⁺为主,含少量Mg²⁺,阴离子以Cl⁻、SO₄²⁻为主,含少量NO₃⁻、NO₂⁻,流体属于CO₂-H₂O-NaCl-CaCl₂(KCl)体系,计算所得离子浓度为3.1%~34.5%。氢、氧同位素特征显示,主成矿阶段成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为0.93‰~5.20‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为-81‰~-64‰,表明成矿流体主要为岩浆水,有极少量大气降水混入。矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ ‰值为-2.2‰~3.4‰,结合铅、铋同位素特征表明,东雷湾矿床的成矿物质主要来源于上地幔,同时有一定量的壳源物质混入。东雷湾矿床为热液交代矽卡岩型矿床,区域褶皱和断裂为成矿岩浆提供运移通道,岩浆侵位发育矽卡岩型岩浆流体系统,并伴随有Cu(Mo、Au等)矿化,最终形成矿床。

关键词: 矽卡岩型矿床;流体包裹体;同位素地球化学;成矿作用;东雷湾矿区;九瑞地区

中图分类号: P618.41; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)02-0184-21

Fluid inclusion characteristics and stable isotope geochemistry of the Dongleiwan skarn Cu polymetallic deposit in the Jiujiang-Ruichang metallogenic area, Jiangxi Province

JIA Li-qiong^{1,2}, XU Wen-yi², YANG Dan², MO Xuan-xue¹, YANG Zhu-sen², CHEN Wei-shi² and WANG Liang^{1,3}

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Gold Geology Institute of Chinese Armed Police Force, Langfang 065000, China)

Abstract: Located in northwestern Jiujiang-Ruichang metallogenic area, the Dongleiwan skarn Cu-Mo-Au polymetallic deposit belongs to Jiujiang-Ruichang Cu-Au orefield, which is a component part of the Middle-Lower

收稿日期: 2014-04-16; 修订日期: 2014-12-30

基金项目: 国家十二五科技支撑计划课题(2009BAB43B03, 2011BAB04B03); 国家深部探测技术与实验研究专项(SinoProbe-03-06); 国土资源部公益性行业科研专项项目[201311166(SinoProbe-03-07)]

作者简介: 贾丽琼(1987-), 女, 汉族, 在读博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: jialiqiong@126.com。

Yangtze River Cu-Au metallogenic belt and the Daye-Jiujiang metallogenic subzone. Petrographic and microthermometric studies of fluid inclusions in quartz from the main metallogenic phase (quartz-polymetallic sulfide phase) show that the inclusions related to mineralization include mainly four types. Homogenization temperature and salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of the ore-forming fluids are concentrated in $210 \sim 350^\circ\text{C}$ and $1\% \sim 9\%$ respectively, suggesting medium-high temperature and medium-low salinity. Gases of fluid inclusions mostly contain H_2O and CO_2 , followed by N_2 , CO and O_2 , with a small amount of CH_4 and C_2H_2 . Cations of liquid composition mostly consist of Ca^{2+} , K^+ and Na^+ , followed by a small amount of Mg^{2+} , while anions are mainly Cl^- , SO_4^{2-} , followed by NO_3^- and NO_2^- , and the fluid is of the $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2(\text{KCl})$ system, with the calculated ion concentrations ranging from 3.1% to 34.5%. Hydrogen-oxygen isotope characteristics show that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of the ore-forming fluids in the main metallogenic stage are in the range of $0.93\text{‰} \sim 5.20\text{‰}$, and $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ values vary between -81‰ and -64‰ , which implies that the ore-forming fluids were mainly derived from magmatic fluids, with the mixture of a small amount of meteoric water. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}\text{‰}$ values of sulfides range from -2.2‰ to 3.4‰ . Lead and rhenium isotopic composition of the ore indicates that the ore-forming materials of the Dongleiwan deposit were derived mostly from the upper mantle, and partially from the crustal materials. The Dongleiwan deposit is a hydrothermal metasomatic skarn type deposit. The folds and fractures of this area provided the migration pathway for mineralization, and magmatic emplacement developed skarn type magmatic fluid subsystems, accompanied by Cu (Mo, Au, etc.) mineralization. These factors eventually led to the formation of the ore deposit.

Key words: skarn type deposit; fluid inclusion; isotope geochemistry; mineralization; Dongleiwan ore district; Jiujiang-Ruichang area

长江中下游成矿带位于扬子板块北缘的长江断裂带内,是我国重要的铜铁多金属成矿带。该地区自晋宁期以来,经历了古生代盖层沉积阶段和中生代板内变形阶段,受特提斯构造域、古太平洋构造域中生代转换构造背景控制(常印佛等,1991;翟裕生等,1992;陶奎元等,1998;周涛发等,2008)。长期的构造和岩浆活动使该区形成了断隆区和断凹区的次级构造格局及丰富多样的铁、铜、金等多金属矿床。

作为断隆区的典型代表,九瑞矿集区的成岩成矿特色非常显著,区内主要发育有与燕山期钙碱性富钾富硅壳幔混源中酸性侵入体(石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩和石英斑岩)有关的斑岩型、矽卡岩型 Cu-Mo-Au 矿床以及赋存于上石炭统黄龙组底部的层状硫化物型 Cu-S-Au-Ag-Pb-Zn 矿床。区内多种矿床类型常伴生复合出现,构成了长江中下游成矿带中独具特色的“三位一体”或“多位一体”大型铜多金属矿床(黄恩邦等,1990;常印佛等,1991;翟裕生等,1992;包家宝等,2002),如城门山、武山、丁家山、洋鸡山等(图1)。近年来,前人的研究工作也多集中在这些典型的大中型矿床上,对这些矿床的成岩成矿时代、矿床地球化学特征、成岩成矿作用过

程等方面的研究取得了许多重要的研究成果和进展。例如,罗小洪(2006)通过对九瑞地区中生代不同时期形成的花岗岩的研究,认为形成于 $130 \sim 160 \text{ Ma}$ 的 I 型花岗岩具有成矿专属性,强调成矿期为构造环境的转换期;李进文等(2007)采用 Re-Os 同位素定年方法,首次对武山铜矿南矿带的辉钼矿进行了年龄测试,获得矿床成矿年龄为 $146.4 \pm 2.6 \text{ Ma}$ (等时线年龄);Li 等(2010)采用 SIMS U-Pb 锆石定年方法,对九瑞地区的城门山、武山、邓家山、东雷湾等矿床的主要岩体开展年代学研究,获得各矿床的成岩年龄介于 $144 \sim 146 \text{ Ma}$ 之间;蒋少涌等(2008)对武山铜矿花岗闪长斑岩进行了地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素的研究,并探讨岩体成因,认为其为壳幔混合产物,是由拆沉加厚下地壳在发生部分熔融上升过程中与地幔橄榄岩生相互作用而形成的;文春华等(2012)则对城门山矿床开展了详细的流体包裹体研究,认为斑岩钼铜矿成矿流体演化过程中发生过多次沸腾,沸腾可能是导致矿质沉淀的主要因素(罗洪,2006;李进文等,2007;Li *et al.*, 2007, 2010;蒋少涌等,2008, 2010;文春华等,2012)。相对而言,矿集区内部分中小型的斑岩-矽卡岩型

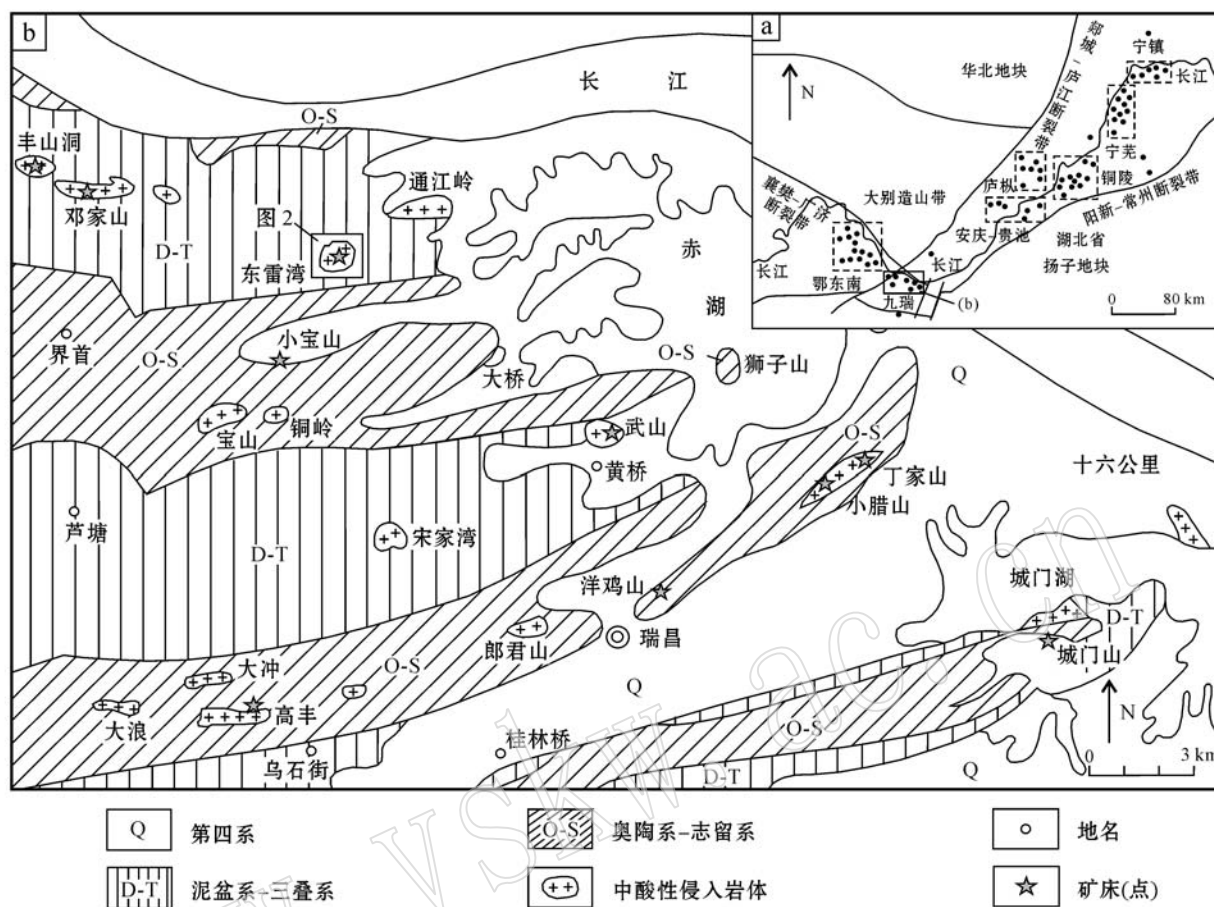


图 1 长江中下游成矿带地质简图[a, 方框所示为七大矿集区, 据翟裕生等(1992)修改]和九瑞矿集区地质简图(b), 据江西省地质矿产勘查开发局赣西北大队, 2001^①)

Fig. 1 Simplified geological map of the mineralization belt in the middle-lower reaches of the Yangtze River (a, showing locations of seven important ore concentration areas in the belt, modified from Zhai Yusheng *et al.*, 1992) and Jiujiang-Ruichang ore concentration area; (b, after Northwestern Jiangxi Geological Party, Bureau of Exploration and Development of Geology and Mineral Researches of Jiangxi Province, 2001^①)

Cu-Au 矿床的研究程度还较低, 一定程度上制约了区域成矿作用的对比以及地球动力学模型的建立。

地质流体与成矿作用的关系是国际地学界着重研究的一个方面 (Baker *et al.*, 2004; Heinrich, 2005; Fan *et al.*, 2006; Kamvong and Zaw, 2008), 流体包裹体研究则是研究的重点之一, 是研究矿床成因和成矿过程的关键 (陈衍景等, 2007)。东雷湾矿床是赣西北地质大队于上世纪 60 年代在九瑞矿集区的西北部发现的一处矽卡岩型 Cu-Mo-Au 矿床, 由于受矿山开发和开放程度的制约, 对该矿床的基础研究较为薄弱, 缺乏矿床地球化学和流体包裹体等辅证资料, 致使成矿流体特征、来源和矿床成因等无法厘定, 制约了对成矿规律和控矿因素的深

入认识。本文对东雷湾矽卡岩型铜多金属矿床地质特征进行了详细介绍, 对矿床主成矿阶段的流体包裹体进行了岩相学观察、显微测温、气液相色谱分析以及氢、氧、硫同位素地球化学分析研究, 初步确定了成矿流体的性质, 并探讨了成矿流体和成矿物质的来源及成矿机制, 为今后的矿床勘查及研究提供了资料, 同时也为区域成矿规律研究及深部、边部找矿实践提供了科学数据。

1 矿床地质特征

1.1 矿区地质

东雷湾铜多金属矿床位于江西省瑞昌市西北方

① 江西省地质矿产勘查开发局赣西北大队, 2001. 江西省瑞昌县东雷湾铜矿点地质评价报告 (内部资料)。

向约 22 km 处,地理坐标为 E115°31′02.977″~115°31′56.159″,N29°47′30.214″~29°48′23.425″,大地构造位置位于扬子地块北缘下扬子断陷带西段,南北分别与江南造山带、大别造山带毗邻,处于构造转折部位(图 1a)。矿区隶属九江-瑞昌铜金矿田,为长江中下游铁铜金成矿带、大冶-九江成矿亚带的组成部分。

矿区出露地层主要有二叠系长兴组(P_2c)、三叠

系大冶组(T_1d)和嘉陵江组(T_2j)及第四系(Q)(图 2)。长兴组及大冶组出露于矿区北部,嘉陵江组广泛分布于矿区中南部,第四系则分布于山间沟谷地带。长兴组上部为黑色、灰色薄层状硅质及炭质页岩,下部为黑色、灰黑色层状燧石结核灰岩和燧石岩,与上覆大冶组成整合接触。下三叠统大冶组下段(T_1d^1)为黄绿色页岩,上段(T_1d^2)上部为灰色层状灰岩,下部为灰色、深灰色灰岩夹页岩,靠近岩体

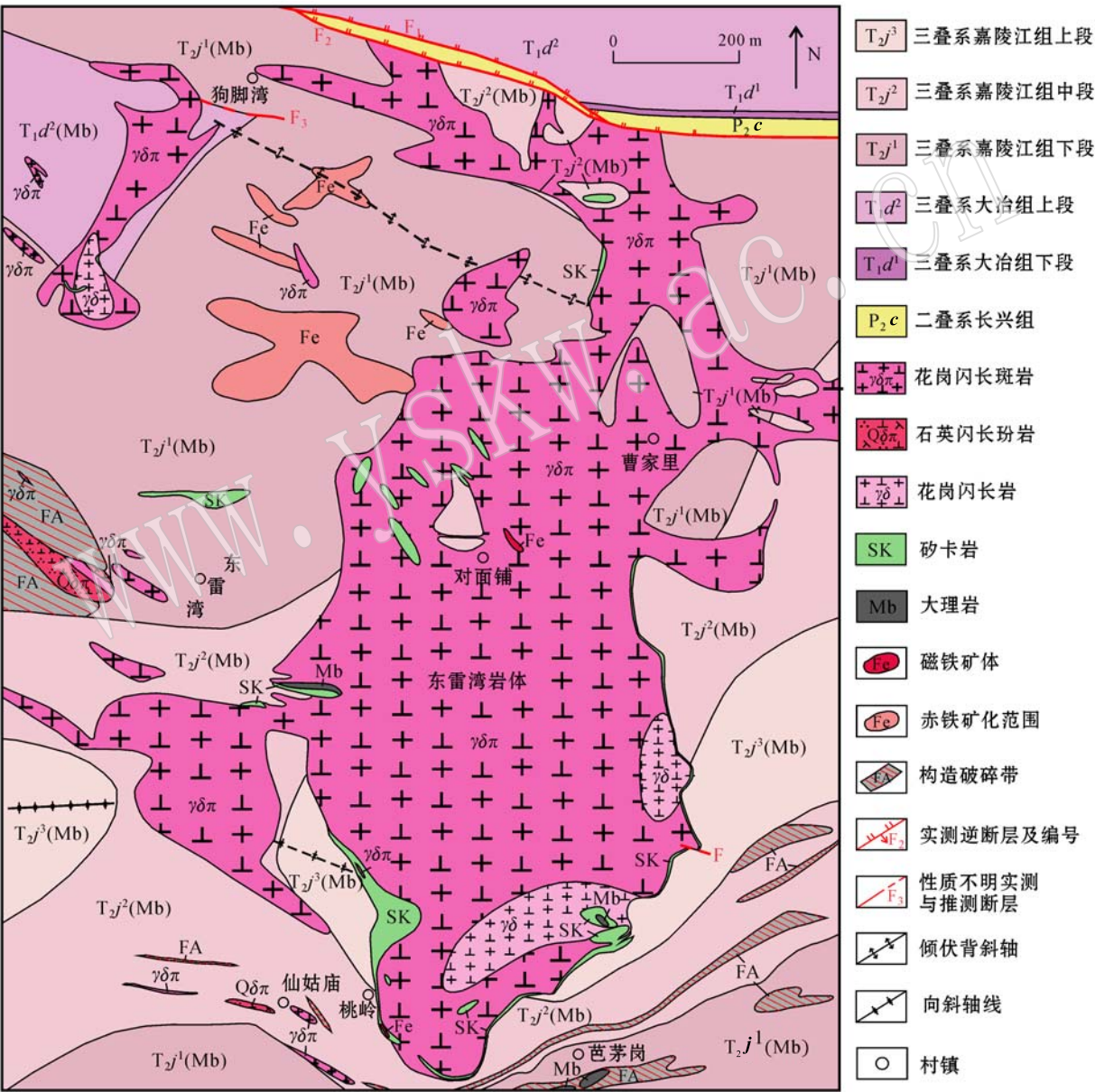


图 2 东雷湾矿区地质图[据江西省地质矿产勘查开发局赣西北大队(2001)^①修改]

Fig. 2 Geological map of the Dongleiwan ore district (modified after Northwestern Jiangxi Geological Party, Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, 2001^①)

① 江西省地质矿产勘查开发局赣西北大队. 2001. 江西省瑞昌县东雷湾铜矿点地质评价报告(内部资料).

处变质为细粒大理岩或大理岩化灰岩,与上覆嘉陵江组呈整合接触。中三叠统嘉陵江组下段(T_{2j}^1)为层状灰岩含白云质灰岩,中段(T_{2j}^2)上部为薄层状泥质灰岩,中部为层状灰岩,下部为薄层状含泥质、白云质灰岩夹钙质页岩;上段(T_{2j}^3)为层状灰岩,靠近岩体处变质为细粒大理岩或大理岩化灰岩。第四系由残坡积碎石亚粘土、粘土组成^①。

矿区由北向南由一个背斜和一个向斜组成。北部为苗母山背斜,由于遭受 F_1 、 F_2 断层影响,连续性遭到破坏。矿区中部为东雷湾向斜,西段轴向基本为东西向,为正常向斜,东段轴向北东东,为倒转向斜,向南倾,南翼较陡,地层倾角 $70^\circ\sim 80^\circ$,北翼地层产状较缓,倾角 40° 左右。矿区断裂按其性质和破碎特征大致分为断层和破碎带。断层多为东西方向,次为北西方向。东西向断层包括 F_1 、 F_2 和 F_3 。 F_1 又叫苗母山断层,为区域性大断裂,东自通江岭,西经上黄村、苗母山、凉亭脑至大眼泉,全长9 km,其产状大致以上黄鸭泉为界,以东走向北东东,以西走向南西,倾向北,沿其走向均可见到两盘不同时代地层相接触,其间见有构造角砾岩及密集的方解石脉带。 F_2 逆断层位于 F_1 之南,可能为 F_1 的派生产物,断层规模不大,长约300 m,与 F_1 近平行,倾向北,其两端与 F_1 相接。 F_3 位于狗脚湾,规模较大,呈东西走向,向西延至矿区之外,长约900 m,为一正断层。北西向断层在矿区范围内不发育,仅在矿区东北和西南部分地区见到,一般规模很小。破碎带主要分布于矿区南部和东南部,西北部亦有发现,多属层间破碎性质,其产状无论在地表或地下均明显地受地层产状控制。矿区内规模较大的破碎带共有7条(图2),且矿化较为普遍,矿化强弱一般与岩石破碎程度有一定关系,破碎强烈者矿化较好^①。

矿区的岩浆岩主要为东雷湾岩体。通过镜下观察,根据岩石结构、矿物共生组合,可将东雷湾岩体初步划分为3个相带,内部相为花岗闪长岩,中间过渡相为粗粒花岗闪长斑岩,边缘相为具霏细结构的花岗闪长斑岩(仅在矿区西北部出露)。花岗闪长斑岩在矿区分布面积最广,为矿区主要岩体(图2),岩石主体为灰白色,局部因含暗色矿物较多而呈暗灰色,斑状结构,块状构造,局部可见流动构造,矿物颗粒较大,部分可达1 cm左右,主要矿物成分为斜长石(50%)、钾长石(15%)、石英(25%)、角闪石(5%)

和黑云母(5%),副矿物为锆石、磷灰石、榍石等,含有黄铁矿等金属矿物。主要发生硅化、绿泥石化、绢云母化、矽卡岩化、碳酸盐化等蚀变。岩体为一小岩株,似“盆状”侵入于向斜轴部。花岗闪长岩在矿区的东南部及西北部出露,新鲜岩石为灰白、深灰绿色,中粒、粗粒花岗结构,块状构造,主要矿物成分为斜长石(60%)、钾长石(10%)、石英(10%~15%)、角闪石(10%)及少量黑云母(5%),副矿物为锆石、榍石和磷灰石,含有黄铜矿和黄铁矿等。岩石蚀变以弱绿泥石化、弱碳酸盐化为主。矿区另有石英闪长斑岩呈小岩枝出露,区内可见二处,一处小岩脉侵入于嘉陵江组中段大理岩,呈纺锤形两端尖灭,另一处小岩脉侵入于嘉陵江组下段的破碎带,并为花岗闪长斑岩所穿插。少数新鲜石英闪长斑岩呈紫灰色,斑状结构,块状构造,主要矿物成分为斜长石(55%~60%)、钾长石(0%~10%)、石英(5%~10%)、角闪石(5%~20%)和黑云母(1%~5%)。多数岩石风化严重,黄绿色,呈松散颗粒状。

此外,矿区脉岩比较发育,主要有花岗细晶岩、闪斜煌斑岩,矿区外围的脉岩以辉绿玢岩、闪辉正煌岩和角闪正长岩为主。花岗细晶岩呈脉状充填于花岗闪长斑岩和石英闪长斑岩的节理裂隙中,脉宽几厘米至几十厘米不等,主体为灰白至浅灰色,细粒结构,主要矿物成分为钾长石、石英和少量黑云母,稀疏分布有金属矿物。岩石主要发生方解石化。其他暗色脉岩主要分布于矿区南部,风化强烈,暗色矿物脱色严重,凭肉眼很难观察。

1.2 矿床地质特征

根据矿体空间分布特点,东雷湾矿床可划分为南北两个矿带。北矿带位于向斜北翼,围岩因岩体侵入而残缺不全, F_1 与 F_2 断层以南大理岩化十分发育,所有灰岩均已变质为大理岩,发育大量黄铜矿化、黄铁矿化,中部可见赤铁矿化和磁铁矿化。接触带附近矽卡岩体发育,与花岗闪长斑岩几乎呈“互层状”出现,有微弱的黄铜矿化、黄铁矿化。南矿带位于倒转向斜南翼部位,接触带外侧破碎带发育,局部可见黄铁矿及孔雀石呈细脉或浸染状分布。接触带上发育有矿区规模最大的矽卡岩体,围岩已全部变质为大理岩,局部有铜矿化。

南北两个矿带共圈定矿体18个,其中北矿带铜矿体1个,南矿带铜矿体5个、钼矿体8个、铜钼矿

① 江西省地质矿产勘查开发局赣西北大队. 2001. 江西省瑞昌县东雷湾铜矿点地质评价报告(内部资料).

体2个、钨矿体2个。所有矿体均为盲矿体,多赋存于外接触带,距岩体距离 $<20\text{ m}$,少数赋存于正接触带及岩体内。矿体大多呈透镜状,少数呈似层状及层状,矿体产状与接触带产状一致,倾角 $25^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 不等。矿体走向延伸多集中在 100 m 左右,最长可达 340 m ,短则 50 m ,倾向延伸多为 100 m ,少则 50 m ,厚度大多为 $1\sim 4\text{ m}$ ^①。

矿石构造主要为块状、浸染状、角砾状,其次为松散状、条带及似条带状、环状构造等。矿石结构以晶粒结构、交代结构和压碎结构为主。矿石中金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、黝铜矿、斑铜矿、辉钼矿、白钨矿及少量脆硫锑铅矿、闪锌矿、辉铋矿、磁铁矿、方铅矿等,脉石矿物有石榴石、石英、方解石、绿泥石、透辉石、蛇纹石、孔雀石、萤石等。

围岩蚀变主要有矽卡岩化、绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化等,尤以矽卡岩化最为普遍,且与矿化关系密切。矽卡岩化主要分布于侵入接触带附近,多为层状,亦有透镜状和脉状。矽卡岩根据矿物含量可分为石榴石矽卡岩和透辉石矽卡岩。石榴石矽卡岩矿物成分以石榴石为主,次为透辉石、石英、方解石,伴有少量绿泥石、绿帘石,含有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿,局部富集磁铁矿,矿床矿化主要与石榴石矽卡岩有关。透辉石矽卡岩矿物以透辉石或钙铁辉石为主,次为少量透闪石、石英、石榴石,矿化较微弱^①。

根据野外及镜下观察,结合矿物组合,可将东雷湾矿区划分为4个成矿阶段(图3):

(1) 矽卡岩阶段。该阶段在矿区内非常发育,主要以形成石榴子石和透辉石等无水硅酸盐矿物为主,以及重结晶的方解石,但矿化不甚发育(图3a、3e)。

(2) 退化蚀变阶段。该阶段主要形成金云母、绿帘石、绿泥石、透闪石等,这些矿物充填交代早阶段矽卡岩矿物,同时形成磁铁矿。磁铁矿多呈致密块状产出,交代早期的石榴石、透辉石等矿物(图3b、3f、3h)。

(3) 石英硫化物阶段。以石英-金属硫化物为主,是矿区内最重要的铜、钼矿化阶段,矿物组合主要以石英、黄铜矿、黝铜矿、辉铋矿、辉钼矿、黄铁矿为主。同时,在围岩、矽卡岩和侵入体中出现石英-硫化物脉,形成矿区内的脉状矿体(图3c、3d、3h、3i)。

(4) 碳酸盐阶段。以方解石、绿泥石和黄铁矿为主,另有闪锌矿、方铅矿、脆硫锑铅矿等硫酸盐矿物,它们大多沿裂隙分布或充填交代先期形成的矽卡岩矿物。方解石脉穿插了早期的矽卡岩和围岩,标志着整个矿区的成矿作用已基本结束(图3c、3g)。

2 样品及测试方法

测试样品采自东雷湾矽卡岩型铜多金属矿床主成矿阶段的石英-硫化物脉中,具体采样位置为 $E 115^{\circ}31.618', N 29^{\circ}47.610'$ 。该阶段的石英脉多呈烟灰色(图3c、3d),含有大量的金属硫化物,如黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿等,样品基本特征见表1。将样品磨制成厚度约为 0.2 mm 双面抛光的薄片做矿相学和流体包裹体观察,选择有代表性的包裹体进行显微测温。样品中的流体包裹体比较发育,为确保测试数据可靠性,主要对 $>3\text{ }\mu\text{m}$ 的气液两相包裹体和部分多相包裹体、单相液体包裹体及富 CO_2 包裹体进行了测温。

流体包裹体显微测温实验在国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室流体包裹体显微测温实验室进行,实验仪器为Linkam-THMSG600型显微冷-热台,仪器测定的温度范围为 $-196\sim +600^{\circ}\text{C}$,在 $-120\sim -70^{\circ}\text{C}$ 间测试精度为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, $-70\sim +100^{\circ}\text{C}$ 间测试精度为 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$, $>100^{\circ}\text{C}$ 测试精度为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。测试过程中采用Wilkinson(2001)总结的冷冻-加热法来记录相变温度点,升温速率一般为 $0.2\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,含 CO_2 包裹体相转变点附近的升温速率为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$,水溶液包裹体相转变点附近的升温速率为 $0.2\sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,基本保证了相转变温度的准确性。包裹体的盐度根据不同的包裹体类型查表或计算:对于 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 两相包裹体,根据所测得的冰点查冰点换算表(Bodnar, 1983),得到流体包裹体的盐度值;对于含 NaCl 子矿物包裹体则利用子矿物熔化温度与盐度换算表(卢焕章等, 2004)得到包裹体的盐度值;含 CO_2 的包裹体,由于络合物的形成将水从水溶液中移出,这样就增加了剩余水溶液的盐度,因而利用冰的熔化温度就不能获得正确的盐度数值,可以利用络合物的熔化温度来确定包裹体的盐度(卢焕章等, 2004)。

用于群体包裹体成分测试的样品为人工挑选的

① 江西省地质矿产勘查开发局赣西北大队. 2001. 江西省瑞昌县东雷湾铜矿点地质评价报告(内部资料)。

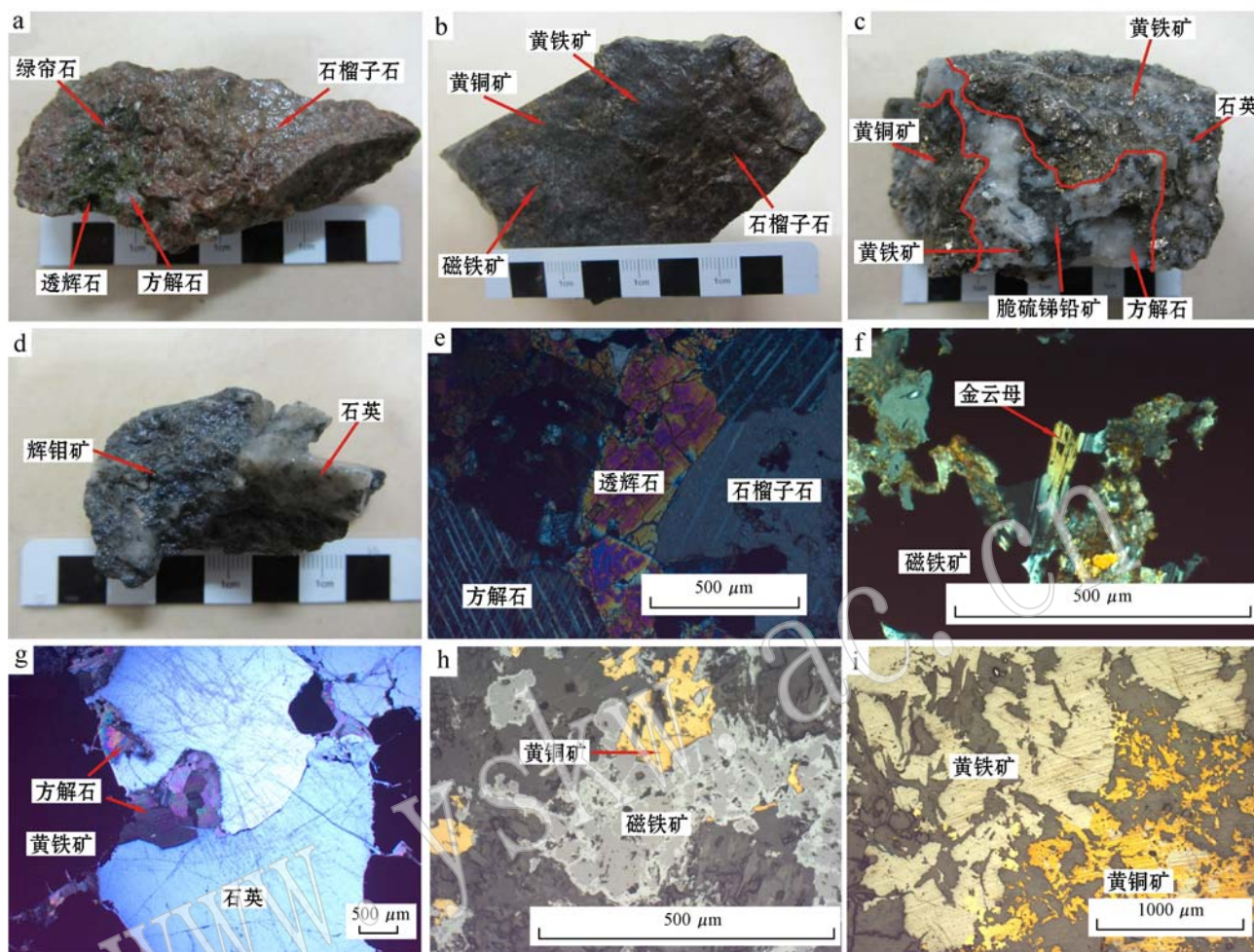


图 3 东雷湾铜多金属矿床各阶段典型矿物共生组合宏观及显微照片

Fig. 3 Macroscopic and microscopic photographs of typical mineral combinations of various ore-forming stages in the Dongleiwan copper polymetallic deposit

a—矽卡岩(J-26),由石榴子石和少量透辉石组成,其晶隙及晶洞中充填绿帘石+方解石;b—稠密浸染状磁铁矿矿石(J-21),细粒磁铁矿稠密浸染状分布于石榴子石间,并有黄铜矿+黄铁矿浸染状分布磁铁矿和/或石榴子石间;c—石英+硫化物矿石(J-23),石英+黄铁矿+黄铜矿脉中穿插方解石+脆硫锑铅矿+黄铁矿不规则脉;d—石英+辉钼矿脉(J-38);e—石榴子石+透辉石矽卡岩,晶隙间充填方解石(J-26,正交偏光);f—金云母与磁铁矿共生(J-22,正交偏光);g—石英+硫化物,后期方解石充填于石英晶隙(J-23,正交偏光);h—黄铜矿交代早期磁铁矿,并充填于磁铁矿与矽卡岩矿物间隙(J-37,反射单偏光);i—黄铁矿+黄铜矿浸染状分布于石英脉(J-27,反射单偏光)

a—skarn (J-26), composed of garnet and diopside; b—disseminated magnetite ore (J-21); c—sulfide-quartz ore (J-23); d—molybdenite-quartz vein (J-38); e—garnet and diopside skarn (J-26, crossed nicols); f—associated phlogopite and magnetite (J-22, crossed nicols); g—calcite filled in the interstitial position of quartz crystal (J-23, crossed nicols); h—magnetite replaced by chalcopyrite (J-37, reflection plainlight); i—disseminated pyrite and chalcopyrite in quartz vein (J-27, reflection plainlight)

纯度大于 99% 的石英颗粒,粒度为 0.2~0.5 mm,样品挑选工作由河北省区域地质矿产调查研究所完成。包裹体气液相成分分析在国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室气相、液相色谱分析实验室完成,气相成分测试仪器为日本岛津公司 GC2010 气相色谱仪和澳大利亚 SGE 公司热爆裂炉,液相成分测试仪器为日本岛津公司 Shimadzu HIC-SP Su-

per 离子色谱仪,GC-2010 型气相色谱仪最低检出限 1×10^{-6} ; HIC-SP Super 型离子色谱仪最低检出限阴离子为 1×10^{-9} ,阳离子为 1×10^{-6} 。样品预处理流程为:将石英样品装入烧杯,加入王水 30 mL、去离子水 20 mL,电热板 80~100℃ 保温 3 h,期间勤于搅拌,倾去酸液,用去离子水洗涤样品,直到洗涤液电导与去离子水电导一致,用去离子水浸泡过夜,定

表 1 东雷湾铜多金属矿床样品特征

Table 1 Basic characteristics of samples from the Dongleiwang copper polymetallic deposit

序号	样品号	样品名	样品特征	测试项目
1	J-22	黄铜矿	黄铜矿石	S 同位素
2	J-24	石英硫化物脉	石英-辉钼矿-黄铜矿脉	气液相色谱、S 同位素
3	J-25	石英硫化物脉	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	气液相色谱
4	J-27	石英硫化物脉	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	流体包裹体测温、气液相色谱、氢氧同位素、S 同位素
5	J-28	石英硫化物脉	含细粒黄铁矿的石英脉	气液相色谱
6	J-29	石英硫化物脉	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	气液相色谱、S 同位素
7	J-30	石英硫化物脉	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	流体包裹体测温、气液相色谱、氢氧同位素、S 同位素
8	J-31	石英脉	矽卡岩中粗石英脉	流体包裹体测温、气液相色谱、氢氧同位素、S 同位素
9	J-37	石英硫化物脉	石英-辉钼矿-黄铜矿脉	流体包裹体测温、气液相色谱、氢氧同位素
10	J-38	石英硫化物脉	石英-辉钼矿脉	气液相色谱
11	J-39	石英硫化物脉	粗石英脉, 含星点状黄铁矿	气液相色谱

量滤纸过滤后将试样于 90~95℃ 烘干 4 h, 干燥后备用(杨丹等, 2007)。流体包裹体的离子色谱分析程序为: 称取适量经过清洗的试样于瓷皿中, 加盖置于马弗炉中, 于 450~500℃ 下加热 0.5 h, 使包裹体充分爆裂, 冷却后将试样倒入石英烧杯中, 加适量纯水, 置于超声波清洗器中, 数分钟后取出, 将溶液倒入样品管, 如此 4 次, 制成大约 30 mL 溶液, 继续浸取 3 次, 制成空白溶液, 将已处理过的空白溶液及试样溶液进行测试。

石英的氢、氧同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质开放研究实验室完成。氢同位素组成分析的对象是石英内捕获的流体包裹体。将挑选出的石英单矿物样品进行低温烘烤, 去除表面的吸附水, 然后用爆裂法释放出流体包裹体中的水。测试过程为: 加热石英包裹体样品使其爆裂, 释放出挥发分, 提取水蒸气, 然后在 400℃ 的条件下使水与锌发生还原反应产生氢气, 再使用液氮冷冻, 收集到有活性炭的样品瓶中, 最后在 Finnigan MAT-251 质谱仪上分析其氢同位素组成。氢同位素采用的国际标准为 V-SMOW, 分析精度为 $\pm 2\%$ 。氧同位素分析方法采用 BrF_5 法。首先将纯净的 12 mg 石英样品与 BrF_5 在真空和高温条件下反应 15 h, 萃取氧; 然后将分离出的氧与温度达 700℃ 的灼热电阻-石墨棒燃烧转化提取 CO_2 气体; 最后在 Finnigan MAT-251 质谱仪上分析其氧同位素组成。氧同位素采用的国际标准为 V-SMOW, 分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

硫同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质开放研究实验室完成。将硫同位素分析样品研磨至 200 目, 称量 10 mg, 采用 CuO 氧化方

法, 在真空系统和高温条件下, 使硫化物与 CuO 反应, 硫全部转化为纯净的 SO_2 气体, 使用德国 Finnigan 公司生产的 MAT253 型稳定同位素质谱仪, 测定其 ^{34}S 的比值。测试结果采用国际标准 CDT 表达, 分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。

3 矿床地球化学

3.1 流体包裹体

3.1.1 流体包裹体岩相学

显微镜下观察发现, 东雷湾矿区石英脉中原生流体包裹体比较发育, 形态多呈椭圆状、纺锤状、负晶形或不规则状, 多孤立随机分布, 长轴大多介于 5~15 μm 之间。根据 Roedder (1984) 和卢焕章等 (2004) 提出的流体包裹体在室温及冷冻回温过程中的相态变化准则, 结合气液相色谱成分分析, 可将东雷湾矿区主成矿阶段的原生包裹体划分为 4 类: I 类(气液两相包裹体)、II 类(含子矿物多相包裹体)、III 类(以水溶液为主的含 CO_2 包裹体)及 IV 类(富 CO_2 包裹体)(图 4)。

I 类(气液两相包裹体)(图 4a)在样品中最为发育, 约占包裹体总数的 60%, 个体一般较大, 长轴为 3~15 μm , 多为 10 μm 左右; 气相分数为 8%~30%, 多为 10% 左右。包裹体形态为浑圆形、椭圆形、长条形和不完全负晶形, 成群或孤立产出。

II 类(含子矿物多相包裹体)(图 4b)由气相、液相和固相组成, 约占包裹体总数的 5%。包裹体形态一般为椭圆状或不规则菱形, 多孤立产出。个体较大, 长轴为 10~15 μm , 气相分数为 15%~20%。子矿物呈立方体或近圆形, 与气泡体积相近或略小

于气泡,占包裹体总体积的 30% 左右。子矿物在升温过程中不发生变化。该类包裹体在主成矿阶段中发育不多,仅在样品 J-27 中观测到 2 个。

Ⅲ类(以水溶液为主的含 CO_2 包裹体)(图 4c)约占包裹体总数的 20%~25%,一般呈椭圆形或不规则状,多孤立分布或成群出现。包裹体长轴长 5~20

μm ,由 V_{CO_2} 、 L_{CO_2} 和 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 三相组成, $\text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$ 占包裹体总体积的 10%~45%,部分在室温下为两相,但在降温后出现三相。

Ⅳ类(富 CO_2 包裹体)(图 4d) CO_2 相体积分数大于 60%,呈椭圆形或不规则状,多孤立产出。包裹体长轴长 10~15 μm 。

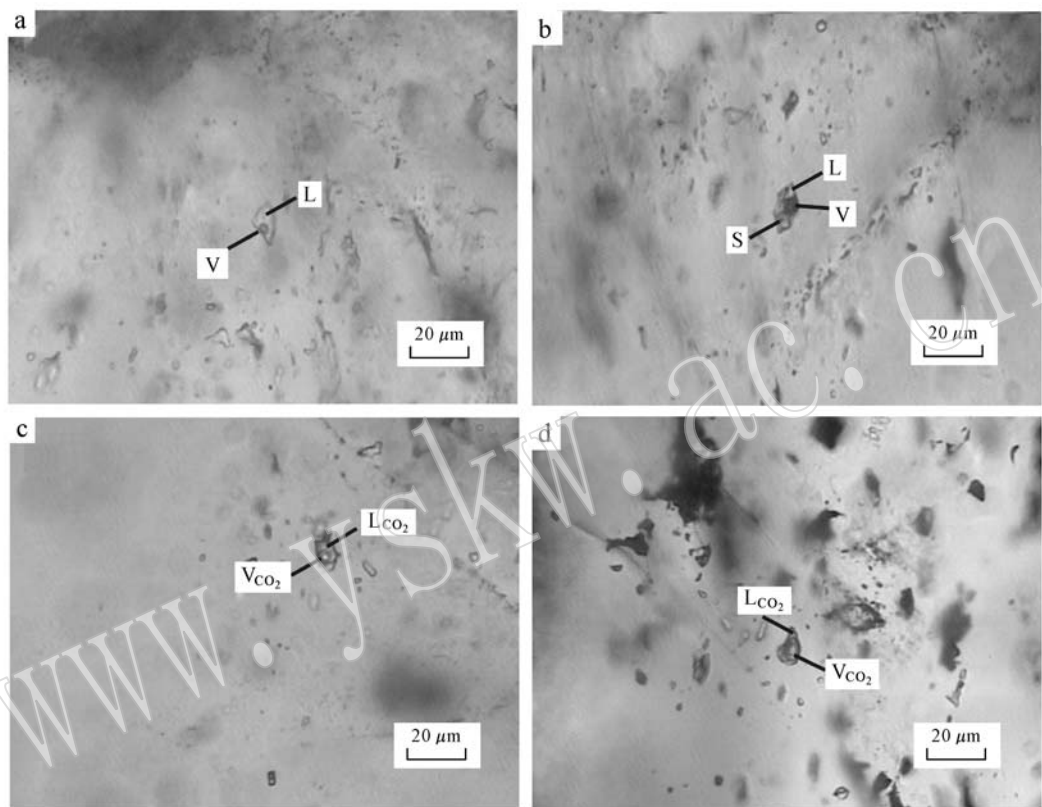


图 4 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段石英脉中不同类型流体包裹体显微照片

Fig. 4 Microphotographs showing characteristics of different types of fluid inclusions in quartz of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

a—Ⅰ类流体包裹体; b—Ⅱ类流体包裹体; c—Ⅲ类流体包裹体; d—Ⅳ类流体包裹体

a—type I fluid inclusion; b—type II fluid inclusion; c—type III fluid inclusion; d—type IV fluid inclusion

在镜下观察过程中还见到少量单相包裹体,但由于其个体较小(长轴长多为 3~5 μm),在测试过程中,升温、降温时包裹体均不发生变化,且受寄主矿物透明性及内反射等条件的限制,冰点温度和均一温度不易观察,因此未做进一步的工作。

3.1.2 流体包裹体测温结果及相关计算参数

对矿床主成矿阶段的 4 件样品中的 28 个Ⅰ类气液两相包裹体和 2 个Ⅱ类含子矿物多相包裹体进行了测温,测试结果列于表 2。从表 2 和图 5 中可以看出,在 4 类包裹体中,Ⅰ类包裹体的均一温度变化范围最大,均一温度范围为 131~359℃,峰值集中在

120~240℃ 之间(图 5a),平均为 215℃。根据 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 型包裹体的冰点温度,在流体包裹体冷冻法冰点与盐度关系表(Bodnar, 1983)中查得盐度,发现Ⅰ类包裹体的冰点温度变化范围也较大,介于 $-19.7 \sim -0.2^\circ\text{C}$ 之间,对应的盐度[$w(\text{NaCl})/\%$,下同]范围为 0.4%~22.2%,平均为 6.0%,峰值为 0%~10%(图 5b)。流体密度根据刘斌等(1987) $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 液相包裹体的密度式计算获得,Ⅰ类包裹体的密度范围为 0.63~1.08 g/cm^3 。这一计算结果与在 Bischoff(1991)的 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系的 $t-\rho$ 相图(图 6)中投点得到的密度范围(0.6~1.1 g/cm^3)基本一致,

表 2 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段流体包裹体显微测温结果
Table 2 Microthermometric measurements and calculated parameters of fluid inclusions of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

样品 编号	样品特征	类型	均一温度/℃		冰点温度/℃		水合物熔化温度/℃		盐度[$w(\text{NaCl})/\%$]	
			范围(个数)	平均值	范围(个数)	平均值	范围(个数)	平均值	范围	平均值
J-27	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	I 型	165~304 (10)	242	-4.7~-0.4(8) -3.6				0.7~7.5	6.3
		II 型	295~304 (2)	300						
J-30	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	I 型	146~359 (8)	246	-2.2~-0.2(5) -0.9				0.4~3.7	1.4
		III 型	245~327 (4)	292			8.5~8.9(4)	8.7	2.2~3.0	2.6
		IV 型	347~369 (2)	358			8.5~8.6(2)	8.6	2.8~3.0	2.9
J-31	石英-黄铜矿-黄铁矿粗脉	I 型	131~173 (5)	144	-4.3~-2.4(3) -3.2				4.03~4.09	4.3
		III 型	211~306 (8)	270			7.6~9.3(9)	8.1	1.4~4.7	3.7
J-37	石英-辉钼矿-黄铜矿脉	I 型	150~233 (5)	178	-19.7~-3.3(5) -8.3				5.4~22.2	11
		III 型	223 (1)	223			9.8	9.8	0.41	0.41

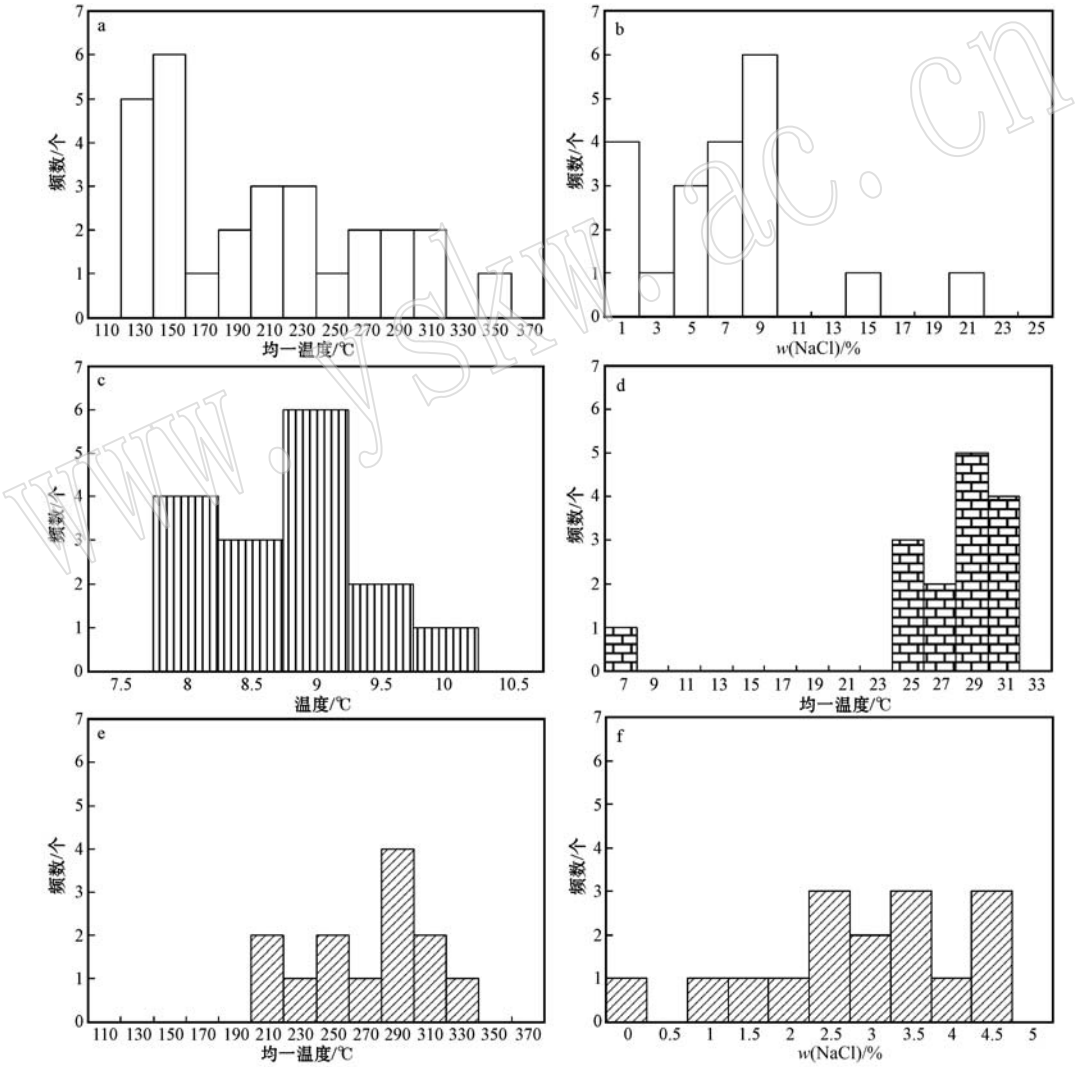


图 5 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段不同类型流体包裹体均一温度和盐度直方图
Fig. 5 Histogram showing homogenization temperature and salinity of different types of fluid inclusions in quartz of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit
a—I 类流体包裹体均一温度直方图; b—I 类流体包裹体盐度直方图; c—CO₂ 笼形水合物熔化温度直方图; d—CO₂ 包裹体部分均一温度直方图; e—含 CO₂ 包裹体均一温度直方图; f—含 CO₂ 包裹体盐度直方图
a—histogram showing homogenization temperature of type I fluid inclusions; b—histogram showing salinity of type I fluid inclusions; c—histogram showing melting temperatures of CO₂ clathrates; d—histogram showing partial homogenization temperatures of CO₂ inclusions; e—histogram showing homogenization temperature of CO₂-bearing inclusions; f—histogram showing salinity of CO₂-bearing inclusions

圈闭压力为 1.28~180.01 MPa。Ⅱ类包裹体只在样品 J-27 中观测到 2 个(图 4b),其均一温度分别为 295℃ 和 304℃,平均为 300℃;在升温过程中,子矿物没有发生变化,直到包裹体爆裂子矿物也未消失,说明它不是真正意义上的子矿物,而是包裹体在形成时被包裹进去的晶体。

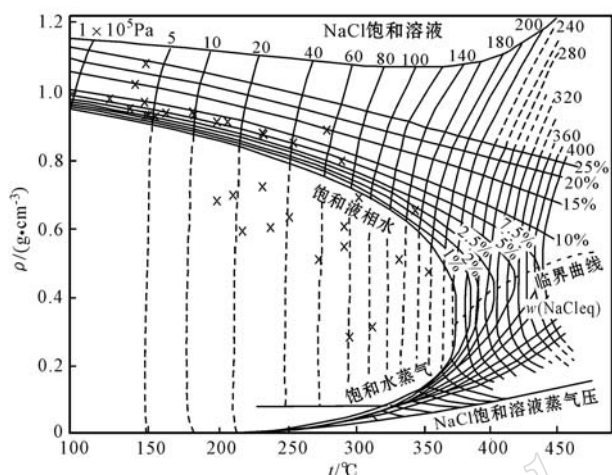


图 6 东雷湾铜多金属矿床流体包裹体 NaCl-H₂O 体系的 t-ρ 相图(底图转引自卢焕章等, 2004)

Fig. 6 Phase diagram of t-ρ for NaCl-H₂O system of fluid inclusions from the Dongleiwang copper polymetallic deposit (after Lu Huanzhang *et al.*, 2004)

对 4 件样品中的 14 个Ⅲ类包裹体和 2 个Ⅳ型包裹体进行了测温。其中,Ⅲ类包裹体均一至液相,Ⅳ类包裹体均一至 CO₂ 相,另有少数包裹体在均一前爆裂未能获得完全的均一温度。Ⅲ类包裹体 CO₂ 的初溶温度为 -57.7~-56.6℃,平均为 -57.1℃,表明包裹体中的 CO₂ 不纯,有 CH₄ 或 N₂。CO₂ 笼形水合物熔化温度为 7.6~9.8℃,峰值集中于 8~9℃(图 5c);CO₂ 部分相均一温度为 7.3~31.3℃,主要集中于 24~31℃(图 5d),平均为 27.1℃。该类包裹体的完全均一温度变化于 211~327℃ 区间内,平均为 277℃,主要集中于 240~320℃(图 5e);盐度变化于 0.4%~4.7%,平均为 3.1%,峰值为 2.5%~4.5%(图 5f);密度则为 0.25~0.87 g/cm³,平均为 0.57 g/cm³。Ⅳ类包裹体仅在样品 J-30 中观测到 2 个(图 4d),测得 CO₂ 的初溶温度分别为 -61.7℃ 和 -57.4℃,CO₂ 笼形水合物熔化温度为 8.5℃ 和 8.6℃,CO₂ 部分相均一温度均为 31.3℃,其完全均一温度分别为 347℃ 和 369℃,盐度为 3.0% 和 2.8%,密度则为 0.48 和 0.44 g/cm³。

3.1.3 流体包裹体成分气相、液相色谱分析

分析研究矿物中的流体包裹体成分,可以深入了解古流体的性质和矿物结晶环境,追溯成岩成矿流体来源和运移路径,获取岩浆系统演化过程信息和岩石圈-地幔相互作用信息,探讨矿床成因与成矿环境,并指导矿床勘查(杨丹等, 2007)。本次研究选取了矿床主成矿阶段的石英样品进行了流体包裹体成分的气相和液相离子色谱分析,分析结果见表 3、表 4。

从表 3 可以看出,主成矿阶段的石英流体包裹体的气相组成成分以 CO₂ 和 H₂O 为主,其次为 N₂、CO、O₂,有少量 CH₄、C₂H₂。从表 4 可以看出,主成矿阶段的石英样品中阳离子以 Ca²⁺、K⁺、Na⁺ 为主,有 4 件样品含有少量 Mg²⁺,所有样品均未检测到 Li⁺;阴离子以 F⁻、Cl⁻、SO₄²⁻ 为主,含少量 NO₃⁻,个别样品还含少量 NO₂⁻,未检测到 Br⁻。SO₄²⁻ 的存在,说明流体在成矿期间处于高度氧化状态(高氧逸度)(杨志明等, 2005)。样品的包裹体组成中 [(Na+K)/(Ca+Mg)]_m 比值多大于 1(图 7),可能反映在经历强烈矽卡岩化后的退化热液阶段后,流体中 Ca²⁺、Mg²⁺ 比例的下降。Na⁺ 与 Cl⁻ 之间存在较好的正相关关系,显示东雷湾矿床流体来源、演化相对简单。(Na/K)_m 比值除 1 个样品为 1.02 外,其它样品分布在 0.11~0.69 之间(表 4)。计算所得矿床总离子浓度为 3.1%~34.5%,高于单个包裹体显微测温获得的盐度(0.4%~22.2%)。计算所得结果略高,可能是由于非均匀捕获造成,单个包裹体显微测温结果中不包含非均匀捕获晶体溶解对浓度的贡献,而离子色谱测定结果可能包含这部分(杨丹等, 2007)。

3.2 氢、氧同位素

有学者对于流体包裹体的 δD 值的可用性存在质疑(Faure *et al.*, 2002; Faure, 2003),本次研究中从以下两方面尽量减少晚期流体同位素的混合:一是,选取的石英样品均采自主成矿阶段的脉体,晚期流体叠加较弱;二是,提取包裹体时,在约 400℃ 的温度下恒温 4 h,尽量剔除次生包裹体的影响(杨志明等, 2009)。石英氢、氧同位素组成分析结果列于表 5。4 件石英样品的 δ¹⁸O_{V-SMOW} 的变化范围为 12.4‰~16.0‰,平均为 13.8‰,极差为 3.6‰;δD_{V-SMOW} 的值介于 -81‰~-64‰,平均为 -73‰,极差为 17‰。与矿物平衡的水的氧同位素分馏按照如下公式计算获得: $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.34 \times 10^6 \times T^{-2} - 2.90$ (Matsobisa,

表 3 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段石英流体包裹体气相色谱分析结果

Table 3 Gas chromatographic analyses of fluid inclusions in quartz of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

样品号	$\tau w_B/10^{-6}$						
	CH ₄	C ₂ H ₂	CO ₂	H ₂ O	O ₂	N ₂	CO
J-24	0.422	0.184	52.089	79.386	18.963	55.937	25.338
J-25	0.486	0.225	107.24	109.616	24.125	74.378	52.806
J-27	0.155	0.034	28.541	37.468	24.017	67.519	8.137
J-28	0.493	0.119	63.942	224.827	21.569	63.887	24.653
J-29	0.882	0.329	78.607	194.022	18.201	59.939	44.213
J-30	1.475	0.317	116.162	268.327	12.736	45.694	58.271
J-31	0.588	0.079	85.175	154.439	22.833	69.342	20.412
J-37	0.581	0.165	108.566	143.895	24.012	74.128	35.988
J-38	0.508	0.122	88.305	152.721	24.021	74.011	32.778
J-39	0.285	0.095	49.429	230.228	22.217	64.396	19.115

样品号	相对摩尔分数/%						
	CH ₄ /10 ⁻⁶	C ₂ H ₂ /10 ⁻⁶	CO ₂	H ₂ O	O ₂	N ₂	CO
J-24	2 891.077	775.732	12.977	48.344	6.496	21.898	9.919
J-25	2 191.199	624.273	17.582	43.931	5.439	19.162	13.605
J-27	1 564.079	211.131	10.473	33.607	12.118	38.933	4.692
J-28	1 729.564	256.911	8.157	70.111	3.783	12.807	4.942
J-29	3 257.633	747.784	10.558	63.699	3.361	12.650	9.331
J-30	4 236.068	560.243	12.131	68.499	1.829	7.499	9.563
J-31	2 538.937	209.917	13.374	59.276	4.930	17.109	5.036
J-37	2 390.974	417.859	16.247	52.637	4.941	17.432	8.463
J-38	2 103.705	310.905	13.298	56.217	4.974	17.514	7.756
J-39	1 011.378	207.462	6.378	72.623	3.942	13.058	3.876

表 4 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段石英流体包裹体离子色谱分析结果

$\tau w_B/10^{-6}$

Table 4 Ion chromatographic analyses of fluid inclusions in quartz from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

样号	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₂ O(GC)	总离子/%
J-24	0.701	3.876	—	4.172	1.113	0.877	—	0.054	9.65	79.386	20.5
J-25	0.768	5.082	—	1.342	0.205	1.67	0.029	0.129	6.758	109.616	12.7
J-27	0.568	3.377	0.216	2.285	0.398	0.807	0.034	—	12.052	37.468	34.5
J-28	0.536	1.485	—	2.271	0.373	1.136	0.041	0.064	6.347	224.827	5.2
J-29	0.687	10.226	1.475	8.581	2.724	0.777	—	0.148	36.405	194.022	23.9
J-30	0.516	0.859	—	4.077	0.201	0.711	—	0.071	2.015	268.327	3.1
J-31	0.5	1.334	0.409	1.641	0.334	0.941	0.022	0.043	2.631	154.439	4.8
J-37	0.766	2.907	—	1.684	0.169	1.966	0.023	—	2.546	143.895	6.5
J-38	1.463	6.488	0.339	6.761	0.15	3.472	0.067	0.195	9.726	152.721	15.8
J-39	0.634	1.565	—	2.462	1.396	1.256	—	0.056	2.849	230.228	4.2

“—”低于检测线。

表 5 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段氢、氧同位素测试结果

Table 5 Hydrogen and oxygen isotope composition of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

样品号	样品特征	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW, qz}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	温度/℃	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW, H}_2\text{O}}/\text{‰}$
J-27	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	石英	13.1	-81	251.8	3.88
J-30	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	石英	12.4	-78	268.2	3.90
J-31	石英-黄铜矿-黄铁矿粗脉	石英	16.0	-70	220.6	5.20
J-37	石英-辉钼矿-黄铜矿脉	石英	13.8	-64	187.1	0.93

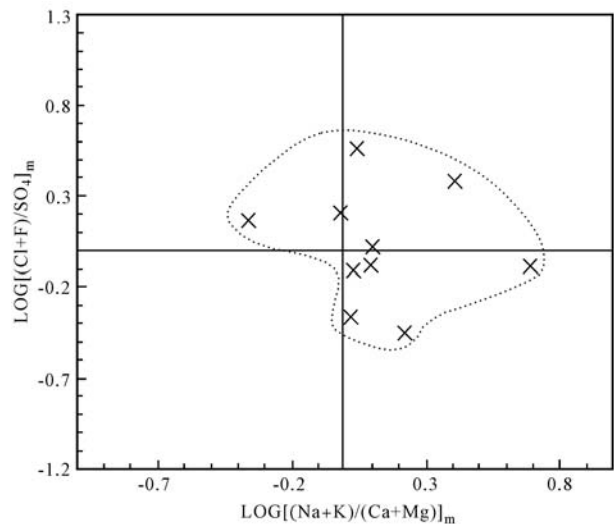


图 7 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段流体包裹体离子组成分布图

Fig. 7 Ion distribution of fluid inclusions in quartz of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

1979),结合 4 件样品 J-27、J-30、J-31、J-37 已进行的包裹体测温工作,计算时采用各个样品包裹体测温的均一温度平均值。计算后,与石英氧同位素交换平衡时流体包裹体中水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $0.93\text{‰} \sim 5.20\text{‰}$,均值为 3.48‰ ,极差为 4.27‰ 。

3.3 硫同位素

本次工作对采自东雷湾矿床主成矿阶段的 6 件金属硫化物进行了硫同位素地球化学分析,其中黄铁矿 4 件,黄铜矿 2 件,分析结果见表 6。从表中数据可以看出,6 件样品的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ 值变化不大,基本都在 0 值附近,表现为小的正值或小的负值,其变化范围为 $-2.2\text{‰} \sim 3.4\text{‰}$,平均为 0.4‰ ,极差为 5.6‰ ,相对于地幔平均 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围($0\text{‰} \sim +1\text{‰}$, Sakai *et al.*, 1984; Kyser, 1986)更宽,表现出经改造的混合硫特征。

表 6 东雷湾铜多金属矿床硫同位素测试结果
Table 6 Composition of sulfur isotopes in the Dongleiwan copper polymetallic deposit

序号样品号	样品特征	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}\text{‰}$
1 J-22	黄铜矿石	黄铜矿	3.4
2 J-24	石英-黄铜矿-辉钼矿脉	黄铜矿	-0.8
3 J-27	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	黄铁矿	-2.2
4 J-29	石英-硫化物-方解石脉	黄铁矿	-0.1
5 J-30	石英-辉钼矿-黄铁矿脉	黄铁矿	0.0
6 J-31	石英-黄铜矿-黄铁矿粗脉	黄铁矿	1.9

4 讨论

4.1 成矿流体特征

流体包裹体的显微观察测温表明,东雷湾矿床中发育丰富的原生流体包裹体,这些包裹体反映了矿床主成矿阶段成矿流体的基本特征。包裹体类型比较复杂,在主成矿阶段出现了富液相气液两相包裹体、含子矿物多相包裹体、以水溶液为主的含 CO_2 包裹体以及富 CO_2 包裹体,4 类包裹体共存,显示出它们捕获于一种不均匀的流体状态 (Shepherd *et al.*, 1985)。富 CO_2 包裹体的出现,表明流体为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型。测温结果表明,4 类包裹体的均一温度有重叠区间,且不同类型流体的均一方式也不同,其中Ⅲ类包裹体均一至水溶液相,Ⅳ类富 CO_2 包裹体则均一至 CO_2 相。另外,从表 2 可以看出,Ⅰ类包裹体的均一温度小于其他类型的包裹体,这可能是流体在演化过程中的压力波动导致连续多次不混溶作用的结果 (Robert and Kelly, 1987; Hagemann and Luders, 2003)。

东雷湾矿床的主要成矿温度集中于 $210 \sim 350^\circ\text{C}$ (图 8a),盐度集中于 $1\% \sim 9\%$ (图 8b),流体密度为 $0.3 \sim 1.0 \text{ g/cm}^3$ 。以 350°C 和 200°C 作为高温、中温、低温热液作用的分界温度 (胡受奚等, 1982; 李诺等, 2008),则东雷湾矿床的成矿流体总体上属于高-中温、中-低盐度的流体体系。而流体包裹体气液相色谱分析表明,成矿流体中含有 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 F^- 、 Cl^- ,富含 H_2O 、 CO_2 等,应为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2(\text{KCl})$ 体系。流体包裹体气相成分协变图 (图 9) 清楚显示, H_2O 与 O_2 以及 N_2 的线性关系拟合较好, R^2 分别为 0.7297 和 0.774 ,而与 CH_4 、 C_2H_2 、 CO_2 、 CO 的线性相关程度则很低 ($R^2 < 0.6$),说明成矿流体中的各气相成分并非从相同的相态下分离形成,因为若是从同一相态下析出,那么各气体成分与 H_2O 之间应呈相近或一致的连续变化,即线性拟合程度很好。而图 9 说明成矿流体在迁移过程中有外来流体的加入,从而造成不同比例气相组分加入而造成的 (李新俊等, 2002; Liu *et al.*, 2003),这与上文流体包裹体测温结果所示流体可能发生过不混溶现象的结论相符。

4.2 成矿流体来源

对流体包裹体进行氢、氧同位素示踪研究能够很好地解决成矿物质中水的来源问题 (王梁等, 2011)。

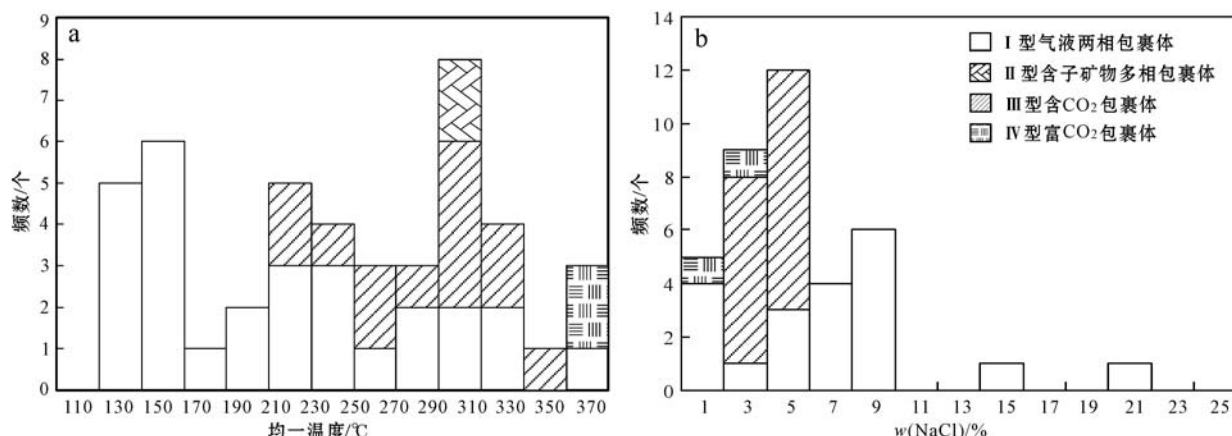


图 8 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 8 Histogram showing homogenization temperature and salinity of fluid inclusions of the main ore-forming stage from Dongleiwan copper polymetallic deposit

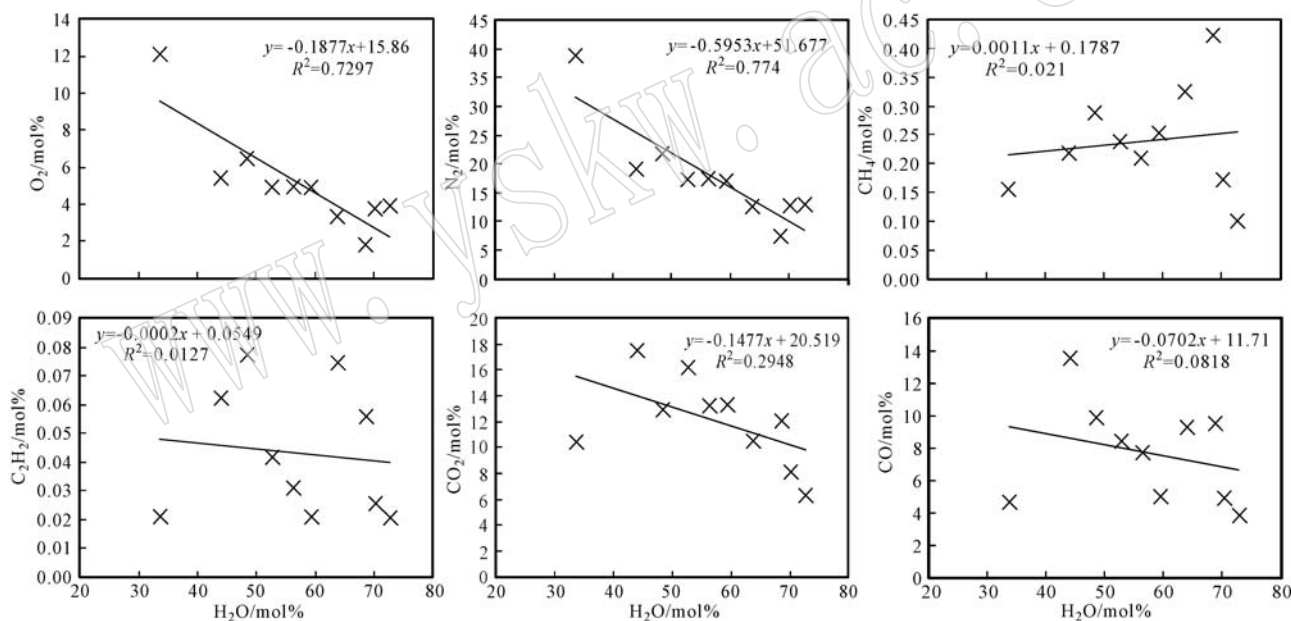


图 9 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段石英流体包裹体气相成分协变图

Fig. 9 Covariation of gaseous composition of fluid inclusions in quartz of the main ore-forming stage from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

东雷湾矿床主成矿阶段石英的 δD_{V-SMOW} 值为 -81‰ $\sim -64\text{‰}$, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 $12.4\text{‰} \sim 16.0\text{‰}$, 对应的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $0.93\text{‰} \sim 5.20\text{‰}$, 样品的 δD_{V-SMOW} 值基本均在岩浆水的变化范围之内 ($-80\text{‰} \sim -40\text{‰}$, Sheppard, 1986)。将 δD_{V-SMOW} 值和计算获得的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值投影到 Taylor (1979) 的 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ 关系图解 (图 10) 中, 可以看出, 主成矿阶段成矿流体投影点主要落在大气降水线的右侧, 靠近岩浆水区域, 相对

远离变质水区域, 这也表明成矿流体主体来源于岩浆水, 这与国内外典型的矽卡岩型 Cu-Au 矿床成矿流体的总体规律一致。铜陵马山金硫矿床石英-硫化物阶段包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $6.9\text{‰} \sim 10.7\text{‰}$, δD_{V-SMOW} 值为 $-69\text{‰} \sim -62\text{‰}$ (田世洪等, 2007); 美国 Elkhorn 金矿床早期矽卡岩阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $7.6\text{‰} \sim 12.9\text{‰}$, δD_{V-SMOW} 值为 $-63\text{‰} \sim -54\text{‰}$ (Bowman *et al.*, 1985), 表明上述两个矿床

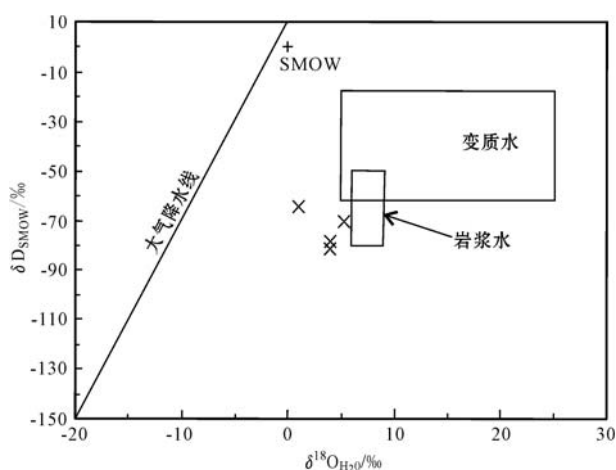


图 10 东雷湾铜多金属矿床成矿流体 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$

图解(底图据 Taylor, 1979)

Fig. 10 Plot of δD versus $\delta^{18}O_{H_2O}$ values of ore-forming fluid in the Dongleiwan copper polymetallic deposit (after Taylor, 1979)

在形成矽卡岩和矿体时的热液主要为岩浆水, 没有或含很少量的大气降水。内蒙古黄岗矽卡岩型锡铁矿床在早期矽卡岩阶段和主成矿期的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值主要集中于为 6.9‰ ~ 10.7‰, δD_{V-SMOW} 值为 -116‰ ~ -73‰ (周振华等, 2011); 美国 Copper Canyon 铜金矿床中石英包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 3.8‰ ~ 9.8‰, δD_{V-SMOW} 值为 -102‰ ~ -76‰ (Batchelder, 1977), 显示这两个矿床的成矿流体是与部分大气降水混合的岩浆水。本次样品的流体密度范围在 0.25 ~ 1.08 g/cm³ 之间, 集中于 0.3 ~ 1.0 g/cm³, 基本上

都小于 1.00 g/cm³ (图 11b)。Roedder (1976) 综合以往研究资料曾指出, 大多数岩浆热液流体密度 < 1.00 g/cm³, 说明东雷湾矿床在成矿过程中与岩浆热液有密切关系。另外从 10 件石英样品的流体包裹体液相色谱分析结果 (表 4) 可以看出, 东雷湾矿床主成矿阶段流体中含有较高的 F⁻, 显示出高温岩浆流体的特征, SO₄²⁻ 的浓度也较高, 这可能是来自岩浆 (火山) 气液的 S、SO₂、H₂S 发生氧化作用造成的 (Roedder, 1984; 姜耀辉等, 1994)。

4.3 成矿物质来源

硫是 Cu、Pb、Zn 等亲硫元素沉淀形成硫化物矿床的主要矿化剂, 硫同位素组成是推断成矿物质来源和成矿过程的主要依据之一 (陈永清等, 2009)。热液矿床中硫来源问题的研究, 应该根据成矿热液沉淀硫化物时总的硫同位素组成来判断。只有在特定的 f_{O_2} 和温度条件下形成的硫化物 $\delta^{34}S$ 值才为热液总硫 $\delta^{34}S$ 。在矿物组合简单且缺乏硫酸盐矿物的情况下, 硫化物 $\delta^{34}S$ 值的平均值可大致代表热液的总硫同位素组成 (Ohmoto and Rye, 1979; Ohmoto, 1986)。东雷湾矿床中的主要硫化物为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、闪锌矿等, 缺少重晶石和石膏等反映强氧化环境和磁黄铁矿等反映还原环境的矿物, 所以可以认为黄铜矿和黄铁矿的硫同位素组成可以代表主成矿阶段成矿热液的 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 。从表 6 可以看出东雷湾矿床矿石中的硫化物 $\delta^{34}S$ 的平均值为 0.4‰, 即总硫的 $\delta^{34}S$ 值约为 0.4‰。6 件样品均采自石英-硫化物脉中, 黄铁矿和黄铜矿同属主成矿阶

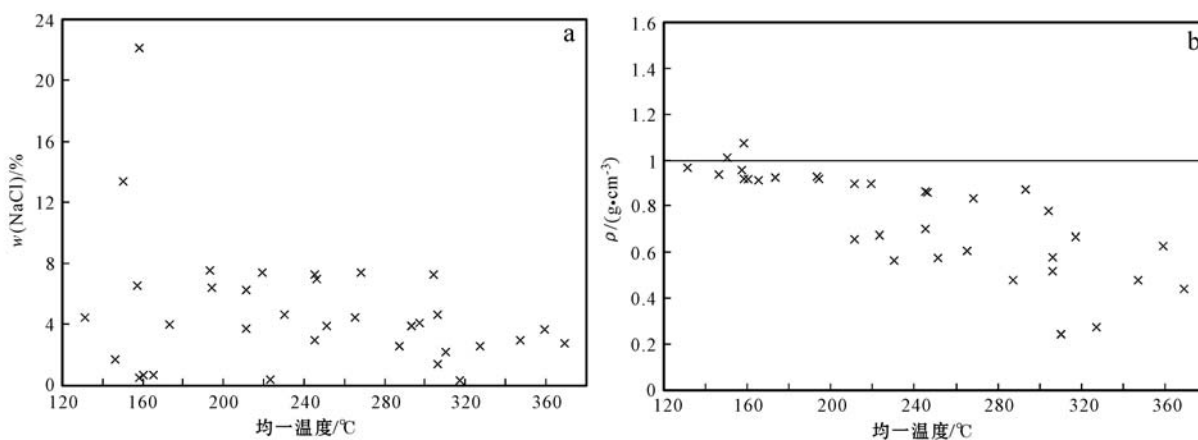


图 11 东雷湾铜多金属矿床流体包裹体盐度-均一温度(a)和密度-均一温度协变图(b)

Fig. 11 Covariogram of homogenization temperature-salinity (a) and homogenization temperature-density (b) of fluid inclusions from the Dongleiwan copper polymetallic deposit

段,但黄铁矿的硫同位素略低于黄铜矿,这可能是黄铁矿与黄铜矿的硫同位素分馏还没有完全达到平衡。显微镜下观察到局部黄铜矿交代黄铁矿的现象也可证实。

与硫同位素储库(Ohmoto, 1972; Ohmoto and Rye, 1979)相比,东雷湾矿床的黄铁矿和黄铜矿的硫同位素组成基本在陨硫石的组成范围之内,反映出硫化物中的硫来自地幔岩浆,其成矿与构造岩浆活动相关的热液作用关系密切。 $\delta^{34}\text{S}$ 值与零值有一定的偏离,季绍新等(1990)认为九瑞地区的 S 主要来源于上地幔,在上升过程中受到壳源物质、特别是含铜黄铁矿矿床不同程度的污染,导致 $\delta^{34}\text{S}$ 值与零值的偏离。综合前人对九瑞地区典型矽卡岩型矿床(或矿床中的矽卡岩型矿体)进行的硫同位素研究(季绍新等, 1990; 魏家秀等, 2001)(图 12)来看,东雷湾矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相对零值正偏,可能与地层中硫酸盐的加入有关。综上笔者认为,东雷湾矿床中的 S 主要为壳幔混合来源。另外,东雷湾矿床中辉钼矿的 Re 含量为 $2.1422 \times 10^{-5} \sim 3.3691 \times 10^{-5}$ (贾丽琼等, 2015),平均为 2.8674×10^{-5} ,与壳幔混源岩浆热液矿床中 Re 的含量接近(Stein *et al.*, 1997; Mao *et al.*, 2006; 毛景文等, 2008),表明东雷湾矿床的成矿物质来源属于壳幔混源型。魏家秀等(2001)对邓家山和东雷湾矽卡岩 Cu(Mo、W、Au)矿的黄铁矿铅同位素进行研究,结果显示 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 17.8170~17.9162 之间, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的范围为 15.5092~15.5267, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 则介于 38.0418~38.1780 之间,铅同位素组成大多落在地幔与造山带铅平均演化线(Zartman and Doe, 1981)之间,显

示出铅的壳幔混源特征。

由以上 S、Re、Pb 同位素组成特征可以推断,东雷湾矿床的成矿物质来源于上地幔与地壳物质的混合。

4.4 成矿环境及作用初探

通过对东雷湾矿床主成矿阶段流体包裹体和稳定同位素的研究,可以初步分析矿床的成矿环境及成矿机制。

东雷湾矿床为矽卡岩型铜多金属矿床,其石英流体包裹体中富含 CO_2 (表 3),这与中国陆内矽卡岩型成矿流体的特征一致(陈衍景等, 2007),流体的 CO/CO_2 (摩尔比值)为 0.38~0.88。流体包裹体中气体组成特征(表 3)参数反映矿床流体具有较高的氧逸度,与其阴离子组成(表 4)中高 SO_4^{2-} 含量一致。东雷湾矿床主成矿阶段石英流体包裹体的成分与内蒙古黄岗矽卡岩型锡铁矿床、西藏厅宫斑岩型铜矿以及新疆阿尔泰大东沟铅锌矿床的成分相似,气相成分都以 O_2 和 H_2O 为主,其次为 N_2 、 CO 、 O_2 ,液相成分以 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 F^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主(杨志明等, 2005; 刘敏等, 2009; 周振华等, 2011),说明流体在成矿期间处于高氧逸度环境。在 $\text{CO}_2/\text{N}_2 - \text{O}_2/\text{N}_2$ (摩尔比值,此段下同)图(图 13a)上,东雷湾矿床的 O_2/N_2 值变化范围较窄,类似于现代大气的 O_2/N_2 值,而 CO_2/N_2 值变化范围很宽,总体大于 1,远高于现代大气的 CO_2/N_2 值。 $\text{CO}_2/\text{N}_2 - \text{O}_2/\text{N}_2$ 表现出一定的协变关系,说明东雷湾矿床形成于碳酸盐环境,具有较高的 CO_2/N_2 值,同时也具有较高的氧逸度,其 O_2/N_2 值类似于现代大气,很可能是有大气介入了流体系统并导致了高氧逸度环境。综合东雷湾矿床流体包裹体的组成特征,在组合参数协变图(图 13b)上,10 件样品的投影点比较集中,揭示矿床流体系统的流体活动范围比较局限,发育的地质环境相对稳定,但可能受到了少量大气的混染。

东雷湾矿床主成矿阶段的石英中可以见到气液两相包裹体、含子矿物多相包裹体、以水溶液为主的含 CO_2 包裹体、富 CO_2 包裹体以及纯液相水包裹体,这些包裹体常共生在同一个平面内或裂隙内,没有任何岩相学证据显示它们是不同期次捕获的,说明包裹体在被捕获时的流体不均一,反映了成矿流体曾经经历了流体不混溶作用。另外,对同一视域内的含 CO_2 包裹体和气液两相包裹体进行测温,它们的均一温度相近,说明这些不均匀的流体是原始

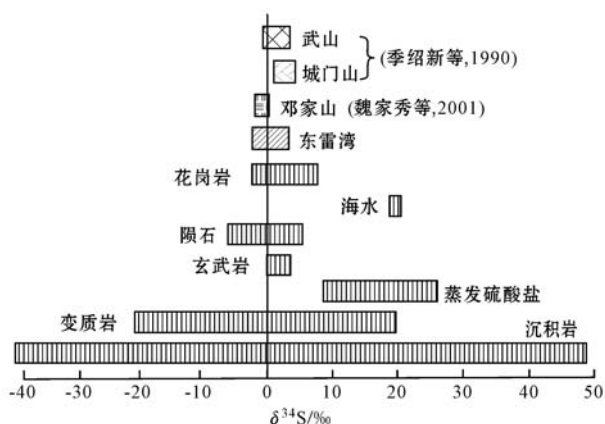


图 12 东雷湾铜多金属矿床硫同位素分布直方图

Fig. 12 Sulfur isotope histogram of the Dongleiwai copper polymetallic deposit

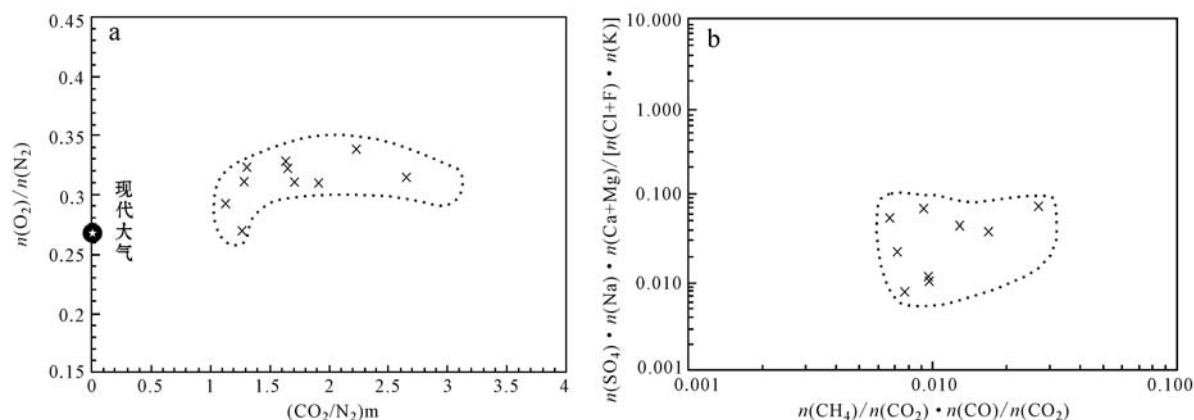


图 13 东雷湾铜多金属矿床主成矿阶段流体包裹体气相组成分布图

Fig. 13 Gas distribution of fluid inclusions in quartz of the main ore-forming stage from the Dongleiwang copper polymetallic deposit

均一流体发生不混溶作用的结果。流体的不混溶作用可以使原先单一的流体相发生分离,成为两种或两种以上的不均匀流体,从而破坏了体系原有的平衡状态,导致某些有用组分沉淀并富集成矿,这是成矿的重要机制之一(Drummond and Ohmoto, 1985)。断裂导致的减压条件有利于流体不混溶分离作用的发生,压力诱发的流体不混溶作用可导致不同条件下成矿作用的发生(Bowen, 1991)。

东雷湾矿床所在的九瑞矿集区位于扬子地块北缘,下扬子断陷带西段,受长江深大断裂构造控制。印支运动使得九瑞矿集区晚古生代及中三叠世发生强烈的褶皱和造山作用,岩浆活动较弱。燕山运动,该区地层发生强烈褶皱和断裂,并伴有较强的岩浆活动,形成一系列浅成-超浅成、酸性-中酸性侵入岩体。对东雷湾花岗闪长斑岩体和辉钼矿分别开展的锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 定年显示,岩体和矿体均形成于早白垩世(~ 143 Ma, 贾丽琼等, 2015)。早白垩世时期,中国东部处于地壳伸展拉张的构造背景之下(Mao *et al.*, 2006; 毛景文等, 2008),由于岩石圈的拆沉作用,幔源物质上涌底侵,下地壳物质发生部分重熔。东雷湾矿区深部壳幔相互作用形成的富 Cu、Cr、Co、Ni 等基性相容元素的含矿岩浆沿着区域上的深大断裂上侵,在上侵过程中同化混染地壳组分并经历了多次岩浆分异作用(毛建仁等, 1990; 马振东等, 1997),最终在约 5 km 深处形成浅位岩浆房[据黄恩邦等(1990)航磁解译深度 1.5~2.7 km, 加上剥蚀深度]。从矿床地质特征来看,矿床明显受断裂控制,东西向的苗母山断裂为岩浆侵

入提供了通道,由高温岩浆流体产生的成矿流体沿该断裂不断运移、上升。岩浆在浅位岩浆房进一步分异,分异岩浆沿浅部断裂交汇部位和层间滑脱断层侵位,而东雷湾向斜核部为成矿岩体(东雷湾岩体)提供了容岩空间,从而形成东雷湾中酸性岩体-花岗闪长斑岩、花岗闪长岩和石英闪长斑岩等。成矿早阶段,岩浆结晶冷却导致富 Fe-Al 的流体出溶,较高温度的流体对围岩(碳酸盐岩)的交代作用形成石榴石-透辉石矽卡岩。矽卡岩虽然只起到围岩的作用,但是其孔隙度较大,加之有些矽卡岩矿物是成矿元素的载体矿物,故有利于矿液的渗滤和沉淀(季绍新等, 1990)。东雷湾岩体是矿床的成矿母岩,为矿床提供了大部分成矿物质,并为成矿提供了必要的温度、压力等条件。

高温含矿热液不断从岩体中出溶,形成的流体在上升及循环过程中还可以提供热能,使得热液萃取地层中的硫酸盐,地层中的矿源层逐渐为成矿热液流体补给了大量的成矿元素以及 H_2O 和挥发组分等,使成矿热流体数量增多,成矿物质富集,提高了成矿作用的强度并扩大了成矿作用的空间。成矿流体沿着断裂上升,进入到层间破碎带和断层破碎带时,由于压力突然降低,导致 CO_2 在成矿溶液中的溶解度减小,并发生流体的不混溶作用。矿床主成矿阶段石英中流体包裹体的高-中温度($210 \sim 350^\circ C$)和中等偏低盐度($1\% \sim 9\%$),表明流体包裹体的组合代表了与钙质围岩反应后的岩浆流体的组成。S、Pb 和 Re 同位素组成显示岩浆主要来源于混合的上地幔与地壳,携带了主要的成矿物质,形成的

硫化物矿石也主要来源于岩浆本身。H、O 同位素数据则表明在成矿过程中,早期形成于地壳深部较封闭的条件下,水主要由岩浆流体本身提供,后期在开放或半开放的条件下,有了大气降水的参与。气液相成分说明岩浆气液的氧化作用以及现代大气的参与使得流体系统的氧逸度较高。因此当成矿流体处于适当的温度、氧逸度、压力和 pH 值等物理化学环境时,金属离子溶解度迅速下降,黄铜矿、辉钼矿、黝铜矿等硫化物大量沉淀,在合适的地质条件下即可形成矿床。综上所述,流体不混溶作用可能是矿床形成的主要机制,而造成不混溶作用发生的因素则可能是断裂的减压所致。

5 结论

(1) 东雷湾铜多金属矿床,与成矿有关的流体包裹体类型多样,主要有气液两相包裹体、含子矿物多相包裹体、以水溶液为主的含 CO_2 包裹体和富 CO_2 包裹体,其中以气液两相包裹体为主。

(2) 流体包裹体显微测温分析结果表明,包裹体的均一温度主要集中于 $210\sim 350^\circ\text{C}$,盐度集中于 $1\%\sim 9\%$,总体属于高-中温、中-低盐度流体体系。包裹体的气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主,其次有 N_2 、 CO 、 O_2 ,有少量 CH_4 、 C_2H_2 ;液相成分中,阳离子以 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 为主,含少量 Mg^{2+} ,阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主,含少量 NO_3^- 、 NO_2^- ,流体属于 CO_2 - H_2O - NaCl - CaCl_2 (KCl)体系,计算所得离子浓度为 $3.1\%\sim 34.5\%$,略高于单个流体包裹体显微测温获得的盐度。

(3) 氢、氧同位素分析结果表明,主成矿阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $0.93\%\sim 5.20\%$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-81\%\sim -64\%$,表明成矿流体主要为岩浆水,有极少量大气降水混入。硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为 $-2.2\%\sim 3.4\%$,结合铅、铋同位素特征表明,东雷湾矿床的成矿物质来源于上地幔,同时有壳源物质的混入。

(4) 东雷湾矿床流体系统发育的地质环境相对稳定,但可能受到了大气混染。区域褶皱和断裂为携带矿液的岩浆提供运移通道,岩浆上侵过程中同化混染地壳组分并经历多次岩浆分异作用,在浅部形成岩浆房并最终形成矿区中酸性侵入岩体。伴随岩浆侵位,在相对稳定的化学环境和流体动力学条

件下,发育了矽卡岩型岩浆流体系统,并伴随有 Cu (Mo、Au 等)矿化。流体不混溶作用可能是矿床形成的主要机制。

致谢 野外工作得到江西地勘局赣西北地质大队的曹钟清、曹晓明、周智勇、周贤旭、钟浩等工程师的大力支持与帮助,文章最终定稿得益于两位审稿专家和编辑部提出的宝贵意见,在此谨表谢忱。

References

- Baker T, Achterberg E V, Ryan C G, *et al.* 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit[J]. *Geology*, 32: 117~120.
- Bao Jiabao, Tang Shuqing and Yu Zhiqing. 2002. *Geology of Jiangxi Copper Deposits*[M]. Nanchang: Jiangxi Science and Technology Press, 219~296(in Chinese).
- Batchelder J N. 1977. Light stable isotope and fluid inclusion study of the porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada[J]. *Econ. Geol.*, 72(1): 60~70.
- Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids[J]. *Econ. Geol.*, 78: 535~542.
- Bowere T S. 1991. The deposition of gold and other metals: Pressure induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2 417~2 434.
- Bowman J N, O'Neil J R and Essene J. 1985. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluid [J]. *Econ. Geol.*, 285(7): 621~660.
- Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl - H_2O solutions: A PVTX summary from 300°C to 500°C [J]. *American Journal of Science*, 291: 309~338.
- Chang Yinbo, Liu Xiangpei, Wu Yanchang, *et al.* 1991. *The Copper-Iron Belt of the Lower and Middle Reaches of the Changjiang River* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 71~76 (in Chinese).
- Chen Yanjing, Ni Pei, Fan Hongrui, *et al.* 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2 085~2 108(in Chinese with English abstract).
- Chen Yongqing, Huang Jingning, Lu Yingxiang, *et al.* 2009. Geochemistry of elements, sulphur-lead isotopes and fluid inclusions from Jinla Pb-Zn-Ag poly-metallic ore field at the Joint Area across China and Myanmar border[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 34(4): 585~594(in Chinese with English

- abstract).
- Drummond S E and Ohmoto H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems[J]. *Economic Geology*, 80(1): 126~147.
- Fan Hongrui, Hu Fangfang, Yang Kuifeng, *et al.* 2006. Fluid unmixing /immiscibility as an ore-forming process in the giant REE-Nb-Fe deposit, Inner Mongolia, China: Evidence from fluid inclusions[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 104~107.
- Faure K, Matsuhisa Y, Metsugi H, *et al.* 2002. The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids[J]. *Economic Geology*, 97: 481~498.
- Faure K. 2003. DD values of fluid inclusions water in quartz and calcite ejecta from active geothermal systems: do values reflect those of original hydrothermal water? [J]. *Economic Geology*, 98: 657~660.
- Hagemann S G and Luders V. 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints[J]. *Mineralium Deposita*, 38: 936~952.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study[J]. *Mineralium Deposita*, 39: 864~889.
- Huang Enbang, Zhang Naitang and Luo Zhaosheng. 1990. The genesis of the Chengmenshan and Wushan copper deposit[J]. *Mineral Deposits*, 9(4): 291~300(in Chinese with English abstract).
- Hu Shouxi, Zhou Shunzhi and Liu Xiaoshan. 1982. *Mineral Deposits* [M]. Beijing: Geol. Pub. House, 1~254 (in Chinese).
- Ji Shaoxin, Wang Wenbin and Xing Wenchen. 1990. *Copper Ore Deposits in the Northwestern Jiangxi Province*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~167(in Chinese).
- Jia Liqiong, Yang Dan, Xu Wenyi, *et al.* 2015. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating of the Dongleiwan skarn Cu polymetallic deposit in the Jiujiang-Ruichang Ore concentration area of Jiangxi province and its geological significance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, wait for published(in Chinese).
- Jiang Shaoyong, Li Liang, Zhu Bi, *et al.* 2008. Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of granodiorite from the Wushan copper deposit, Jiangxi Province and their implications for petrogenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(8): 1 679~1 690 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Yaohui, Chen Henian, Wu Quanhui, *et al.* 1994. Geological characteristics, genesis and further prospecting direction of Ag-Pb-Zn mineralization of Qinxian-Guansi, Zhouning, Fujian[J]. *Geology and Prospecting*, 30(4): 21~25(in Chinese with English abstract).
- Kamvong T and Zaw K. 2008. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 624~633.
- Kyser K T. 1986. Stable isotope variations in the mantle[A]. Valley J W, Taylor H P and O. Neil J R. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*[C]. Reviews in Mineralogy 16, Washington: Mineral. Soc. Am., 141~164.
- Li Jianwei, Li Liang and Pei Rongfu. 2007. Re-Os age of molybdenite from the Southern ore zone of the Wushan copper deposit, Jiangxi Province and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81: 801~807.
- Li Jinwen, Li Xuhui, Pei Rongfu, *et al.* 2007. Re-Os age of molybdenite from the southern ore zone of the Wushan copper deposit, Jiangxi Province, and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(6): 801~806 (in Chinese with English abstract).
- Li Nuo, Lai Yong, Lu Yinghui, *et al.* 2008. Study of fluid inclusions and ore genetic type of the Qiyugou gold deposit, Henan[J]. *Geology in China*, 35(6): 1 230~1 239(in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Li Wuxian, Wang Xuance, *et al.* 2010. SIMS U-Pb zircon geochronology of porphyry Cu-Au-(Mo) deposits in the Yangtze River Metallogenic Belt, eastern China: Magmatic response to early Cretaceous lithospheric extension[J]. *Lithos*, 119: 427~438.
- Li Xinjun and Liu Wei. 2002. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Mazhuangshan gold deposit, eastern Tianshan Mountains of China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 551~558 (in Chinese with English abstract).
- Liu Bin and Duan Guangxian. 1987. The density and iso-choric formulae for NaCl-H₂O fluid inclusion (salinity $\leq 25\text{wt}\%$) and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 7(4): 345~352(in Chinese with English abstract).
- Liu M, Zhang Z H, Wang Y Q, *et al.* 2009. Fluid inclusion characteristics and mineralization of Dadonggou Pb-Zn ore deposit in Altay, Xinjiang[J]. *Mineral Deposits*, 28(3): 282~296(in Chinese with English abstract).
- Liu W, Li X J and Deng J. 2003. Sources of ore-forming fluids and metallic materials in the Jinwozi lode gold deposit, eastern Tianshan Mountains of China[J]. *Science in China(Series D)*, 46 (Supp.): 135~153.
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, *et al.* 2004. *Fluid Inclusion* [M]. Beijing: Science Press, 132~209(in Chinese).
- Luo Xiaohong. 2006. Mesozoic adakite and its relation to mineralization in Jiujiang-Ruichang area[J]. *Mineral Deposits*, 25(Sup.): 181~

- 184(in Chinese).
- Ma Zhendong and Shan Guangxiang. 1997. Geological-geochemical studies of the formation mechanism of "Integral whole of multiplaces" large and superlarge copper deposits in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River[J]. *Mineral Deposits*, 16(3): 225~234(in Chinese with English abstract).
- Matsubisa Y. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1131~1140.
- Mao Jianren, Su Yuxiang, Chen Sanyuan, *et al.* 1990. The Intermediate-Acid Intrusive Rocks and Mineralization of the Middle and Lower Yangtze River Valley[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~191(in Chinese).
- Mao Jingwen, Wang Yitian, Lehmann B, *et al.* 2006. Molybdenite Re-Os and albite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Cu-Au-Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications[J]. *Ore Geology Reviews*, 29: 307~324.
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Guo Chunli, *et al.* 2008. Spatial temporal distribution of Mesozoic ore deposits in south China and their metallogenic settings[J]. *Geological Journal of China Universities*, 14: 510~526(in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 551~578.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1): 491~559.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon[A]. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (ed. Barnes)(2nd Edition) [C]. New York: John Wiley and Sons, 509~567.
- Roedder E. 1976. Wolf K H. H and Book of Strata-bound and Stratiform Ore Deposit: I Principals and General Studies: Vol.2, Geochemical Studies[M]. New York: Elsevier, 67~110.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*[J]. *Mineral Soc. Amer.*, 12: 644.
- Robert F and Kelly W C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz vein at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec Canada[J]. *Econ. Geol.*, 82: 1464~1482.
- Sakai H, Des Marets D J, Ueda A, *et al.* 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen, and sulfur in ocean-floor basalts[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2433~2442.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165~183.
- Shepherd T J, Rakin A H and Alderton D H M. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies[M]. Blackie & Son Limited, 1~154.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, *et al.* 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China[J]. *Economic Geology*, 92: 827~835.
- Tao Kuiyuan, Mao Jianren, Yang Zhuliang, *et al.* 1998. Mesozoic Petro-tectonic Associations and Records of the Geodynamic Processes in Southeast China[M]. *Earth Science Frontiers*, 5(4): 183~192(in Chinese with English abstract).
- Taylor H P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships[A]. *Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [C]. New York: John Wiley and Sons, 236~277.
- Tian Shihong, Hou Zengqian, Yang Zhushen, *et al.* 2007. REE and stable geochemical characteristics of the Mashan Au-S deposit in Tongling, Anhui[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(7): 929~938(in Chinese with English abstract).
- Wang Liang, Lei Shibin and Jia Liqiong. 2011. The application of fluid inclusion in the study of mineral deposit[J]. *Gold Science and Technology*, 19(4): 25~30(in Chinese with English abstract).
- Wei Jiaxiu, Wang Lihua, Wang Denghong, *et al.* 2001. Research and Prospecting Target of Dengjiashan Concealed Copper (Molybdenum) Gold Deposit in Ruichang, Jiangxi Province: Copper and Gold Ore-forming Fluid Geochemistry [M]. Beijing: Institute of Mineral Resources, Ministry of Resources and Land. 1~174 (in Chinese).
- Wen Chunhua, Xu Wenyi, Zhong Hong, *et al.* 2012. Fluid inclusion study of the Chengmenshan porphyry Mo-Cu deposit in the Jiujiang-Ruichang district [J]. *Acta Geologica Sinica*, 86(10): 1604~1620 (in Chinese with English abstract).
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. *Lithos*, 55(1~4): 229~272.
- Yang Dan, Xu Wenyi, Cui Yanhe, *et al.* 2007. Determination of gaseous components in fluid inclusion samples by two-dimensional gas chromatography[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 26(6): 451~454(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming and Hou Zengqian. 2009. Genesis of giant porphyry Cu deposit at Qulong, Tibet: constraints from fluid inclusions and H-O isotopes[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1838~1859(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Xie Yuling, Li Guangming, *et al.* 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).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75: 135~162.
- Zhai Yusheng, Yao Shuzhen, Lin Xinduo, *et al.* 1992. Regularities of Metallogenesis for Copper (Gold) Deposits in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River Area[M]. Beijing: Geological Publishing House, 12~35 (in Chinese).

- Zhou Taofa, Fan Yu and Yuan Feng. 2008. Advances on petrogenesis and metallogeny study of the mineralization belt of the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River area[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(8): 1 665~1 678 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Zhenhua, Wang Aishun and Li Tao. 2011. Fluid inclusion characteristics and metallogenic mechanism of Huanggang Sn-Fe deposit in Inner Mongolia[J]. *Mineral Deposits*, 30(5): 867~923(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 包家宝, 汤树清, 余志庆. 2002. 江西铜矿地质[M]. 南昌: 江西科技出版社, 219~296.
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌, 等. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社, 71~76.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. *岩石学报*, 23(9): 2 085~2 108.
- 陈永清, 黄静宁, 卢映祥, 等. 2009. 中缅毗邻区金腊 Pb-Zn-Ag 多金属矿田元素、稳定同位素和流体包裹体地球化学[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 34(4): 585~594.
- 黄恩邦, 张堂, 罗钊生. 1990. 城门山、武山铜矿床成因[J]. *矿床地质*, 9(4): 291~300.
- 胡受奚, 周顺之, 刘孝善. 1982. 矿床学[M]. 北京: 地质出版社, 1~254.
- 季绍新, 王文斌, 邢文臣. 1990. 赣西北铜矿[M]. 北京: 地质出版社, 1~167.
- 贾丽琼, 杨丹, 徐文艺, 等. 2015. 江西九瑞地区东雷湾砂卡岩型铜多金属矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. *地球学报*(待刊).
- 蒋少涌, 李亮, 朱碧, 等. 2008. 江西武山铜矿区花岗闪长斑岩的地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素组成及成因探讨[J]. *岩石学报*, 24(8): 1 679~1 690.
- 姜耀辉, 陈鹤年, 巫全淮, 等. 1994. 福建周宁芹溪官银铅锌矿化地质特征、成因及进一步找矿方向[J]. *地质与勘探*, 30(4): 21~25.
- 李进文, 李旭辉, 裴荣富, 等. 2007. 江西武山铜矿南矿带辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. *地质学报*, 81(6): 801~806.
- 李诺, 赖勇, 鲁颖淮, 等. 2008. 河南祁雨沟金矿流体包裹体及矿床成因类型研究[J]. *中国地质*, 35(6): 1 230~1 239.
- 李新俊, 刘伟. 2002. 东天山马庄山金矿床流体包裹体和同位素地球化学研究及其对矿床成因的制约[J]. *岩石学报*, 18(4): 551~558.
- 刘斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. *矿物学报*, 7(4): 345~352.
- 刘敏, 张作衡, 王永强, 等. 2009. 新疆阿尔泰大东沟铅锌矿床流体包裹体特征及成矿作用[J]. *矿床地质*, 28(3): 282~296.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 132~209.
- 罗小洪. 2006. 九瑞地区中生代埃达克岩及其与成矿关系[J]. *矿床地质*, 25(增刊): 181~184.
- 马振东, 单光祥. 1997. 长江中下游地区多位一体大型、超大型铜矿形成机制的地质、地球化学研究[J]. *矿床地质*, 16(3): 225~234.
- 毛健仁, 苏郁香, 陈三元, 等. 1990. 长江中下游酸性侵入岩与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1~191.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. *高校地质学报*, 14(4): 510~526.
- 陶奎元, 毛建仁, 杨祝良, 等. 1998. 中国东南部中生代岩石构造组合和复合动力学过程的记录[J]. *地学前缘*, 5(4): 183~192.
- 田世洪, 侯增谦, 杨竹森, 等. 2007. 安徽铜陵马山金硫矿床稀土元素和稳定同位素地球化学研究[J]. *地质学报*, 81(7): 929~938.
- 王梁, 雷时斌, 贾丽琼. 2011. 流体包裹体在矿床学研究中的应用[J]. *黄金科学技术*, 19(4): 25~30.
- 魏家秀, 王立华, 王登红, 等. 2001. 江西瑞昌邓家山隐伏铜(钼)金矿研究及靶区优选: 兼论铜金成矿流体地球化学[M]. 北京: 国土资源部矿产资源研究所, 1~174.
- 文春华, 徐文艺, 钟宏, 等. 2012. 九瑞矿集区城门山斑岩型钼铜矿床流体包裹体研究[J]. *地质学报*, 86(10): 1 604~1 620.
- 杨丹, 徐文艺, 崔艳合, 等. 2007. 二维气相色谱法测定流体包裹体中气相成分[J]. *岩矿测试*, 26(6): 451~454.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H-O 同位素证据[J]. *地质学报*, 83(12): 1 838~1 859.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 等. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究[J]. *矿床地质*, 24(6): 584~594.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 等. 1992. 长江中下游地区铁铜矿床[M]. 北京: 地质出版社, 12~35.
- 周涛发, 范裕, 袁峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展[J]. *岩石学报*, 24(8): 1 665~1 678.
- 周振华, 王挨顺, 李涛. 2011. 内蒙古黄岗锡铁矿床流体包裹体特征及成矿机制研究[J]. *矿床地质*, 30(5): 867~923.