

扬子地块西南缘红泥坡铜矿床成矿流体特征 与铜矿化机制

——来自流体包裹体和原位 S 同位素的证据

宋明伟^{1,2}, 彭义伟^{1,2}, 陈翠华¹, 丁 枫¹, 程文斌¹, 李葆华¹, 杨玉龙¹,
陈 良³, 吴 锦³, 陈 曦⁴

(1. 成都理工大学 地球科学学院, 四川 成都 610059; 2. 自然资源部构造形成矿成藏重点实验室, 成都理工大学 地球科学学院, 四川 成都 610059; 3. 凉山矿业股份有限公司, 四川 会理 615146; 4. 西南石油大学 地球科学与技术学院, 四川 成都 610500)

摘 要: 扬子地块西南缘红泥坡矿床是近年来新发现的大型铜矿床。本文通过流体包裹体岩相学、显微测温、激光拉曼成分分析和硫化物原位 S 同位素分析, 揭示了红泥坡铜矿床的成矿物质来源、成矿流体来源及矿质沉淀机制。该矿床成矿过程分为火山-沉积期和热液成矿期。热液成矿期石英+方解石+硫化物阶段(I)的石英中发育纯 CO₂ 包裹体、水溶液-CO₂ 包裹体、含固相的水溶液-CO₂ 包裹体、含固相的水溶液包裹体以及富液相两相水溶液包裹体。各类包裹体成群分布, 均一温度(106~500℃)和盐度(8.8%~59.8%)变化大。激光拉曼分析表明成矿流体中挥发分成分为 H₂O、CO₂ 和少量 CH₄。火山-沉积期黄铁矿原位 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 9.18‰~9.34‰, 为海水硫和岩浆硫的混合硫; 热液成矿期硫化物的原位 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 4.42‰~5.26‰, 为岩浆硫和少量地层硫的混合硫。综合矿床成矿时代、流体包裹体及 S 同位素组成特征, 认为古元古代火山-沉积作用形成含 Fe 和 Cu 的矿源层; 新元古代随着罗迪尼亚超大陆的裂解, 来自深部的岩浆流体携带的大量成矿物质在向上运移过程中与中低盐度、富 CO₂ 的变质流体发生混合, 触发了成矿物质的饱和沉淀, 形成了红泥坡矿床的工业铜矿体。

关键词: 扬子地块西南缘; 红泥坡铜矿床; 拉拉田矿; 流体包裹体; 原位 S 同位素

中图分类号: P618.41; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2023)05-0629-23

Ore-forming fluid characteristics and copper mineralization mechanism in the Hongnipo copper deposit, southwestern margin of Yangtze Block: Evidence from in-situ S isotopes and fluid inclusions

SONG Ming-wei^{1,2}, PENG Yi-wei^{1,2}, CHEN Cui-hua¹, DING Feng¹, CHENG Wen-bin¹, LI Bao-hua¹,
YANG Yu-long¹, CHEN Liang³, WU Jin³ and CHEN Xi⁴

(1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. MLR Key Laboratory of Tectonic Controls on Mineralization and Hydrocarbon Accumulation, College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 3. Liangshan Mining Co., Ltd., Huili 615146, China; 4. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China)

收稿日期: 2023-02-04; 接受日期: 2023-05-17; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 国家自然科学基金项目(42130804, 41702081); 国家重点研发计划项目(2018YFC0604003); 大学生创新创业训练计划项目(S202110616003)

作者简介: 宋明伟(1997-), 男, 博士研究生, 研究方向: 矿床学, E-mail: 2469749958@qq.com; 通讯作者: 彭义伟(1987-), 男, 博士, 副教授, 研究方向: 矿床学及矿床地球化学, E-mail: yiwei_peng@163.com。

网络首发时间: 2023-08-08; 网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.P.20230808.1601.004.html>

Abstract: The Hongnipo deposit is a large Cu deposit newly discovered in southwestern margin of Yangtze Block. In this study, fluid inclusion petrography, microthermometry, laser Raman and in-situ S isotope analysis of sulfide were carried out aiming to reveal the source of metallogenic materials, ore-forming fluid and mineral precipitation mechanism. The mineralization process includes volcano-sedimentary and hydrothermal stages. The fluid inclusions in the quartz from the quartz-calcite-polymetallic sulfide stage (I) include pure CO₂, aqueous-CO₂, aqueous-CO₂ with crystals, liquid-vapor aqueous with crystals and liquid-vapor. These inclusions are usually densely distributed, with a wide range of homogenization temperature (106~500℃) and salinity (8.8%~59.8%). The results of laser Raman spectrum analysis show the volatiles of ore-forming fluid are mainly H₂O, CO₂ and a little CH₄. Sulfides from the volcano-sedimentary stage have $\delta^{34}\text{S}$ values ranging from 9.18‰ to 9.34‰, suggesting the mixed derivation of sulfur from seawater sulfates and magmatic fluids. Sulfides from the hydrothermal stage have $\delta^{34}\text{S}$ values that range from 4.42‰ to 5.26‰, which implies a significant contribution of magmatic-sourced sulfur with minor stratal sulfur. Based on the geochronology, fluid inclusions and in-situ S isotopic composition of sulfides, it is considered that Paleoproterozoic volcano-sedimentary processes formed Fe and Cu containing source beds. In the Neoproterozoic, with the breakup of the Rodinia supercontinent, the magmatic hydrothermal fluid from the deep carrying a large number of ore-forming materials mixed with the metamorphic fluid of medium and low salinity and rich CO₂, which triggered the saturated precipitation of ore-forming materials and formed the industrial copper body of Hongnipo deposit.

Key words: southwestern margin of Yangtze Block; Hongnipo copper deposit; Lala ore concentration area; fluid inclusion; in-situ S isotope

Fund support: National Natural Science Foundation of China (42130804, 41702081); National Key R & D Project (2018YFC0604003); Innovation and Entrepreneurship Training Program for College Students (S202110616003)

铁氧化物-铜-金矿床(IOCG)自首次提出以来,其成矿流体的来源和演化一直存在争议(Haynes *et al.*, 1995; Barton and Johnson, 2000; Sillitoe, 2003; Baker *et al.*, 2008; Groves *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2015)。部分学者认为非岩浆流体对成矿(特别是铜成矿)起主导作用(Barton and Johnson, 2000; Monteiro *et al.*, 2008; Xavier *et al.*, 2008)。相反,部分学者认为这类矿床大多与岩浆侵入体之间存在时间和空间上的联系,并强调成矿流体以岩浆-热液流体为主,外来流体的加入并非成矿作用的关键因素(Sillitoe, 2003; Pollard, 2006; Groves *et al.*, 2010)。另外,也有许多研究表明至少有两个流体末端成员参与成矿:高温、高盐度的岩浆热液流体和外部非岩浆流体(Haynes *et al.*, 1995; Baker *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2015)。

四川会理的拉拉矿田是康滇 IOCG 成矿带内重要的矿田之一。迄今为止,已在该矿田内发现两个大型矿床(落鹵和红泥坡)和几个中小型矿床(如老羊汗滩、石龙等)。其中,落鹵矿床的研究历史悠久,大致经历了4次成矿事件:1 725 ~1 647 Ma、1 235 ~1 218 Ma、1 097~907 Ma 和 860~816 Ma,其成矿流体主要为岩浆热液,另外还可能涉及到变质热液、地

下水等,成矿物质来源具有壳幔混合源特征,矿床属于 IOCG 矿床(李泽琴等, 2002; Zhao and Zhou, 2011; 王奖臻等, 2012; Chen and Zhou, 2012; Chen *et al.*, 2013, 2014; Zhu *et al.*, 2018; 黄从俊, 2019)。红泥坡铜矿床是拉拉矿田近年来新发现的一个大型矿床,空间上与落鹵矿床毗邻,铜资源量 64.2 万吨,铜平均品位 1.31 % (杨旺东等, 2020),矿体呈层状-似层状赋存于古元古界河口群火山-沉积变质岩中,产状整体与地层一致,具层状、似层状特征。前人对该矿床的矿床地质特征、成矿时代、成矿流体、成矿物质来源、矿床成因类型等方面进行了初步研究(朱志敏, 2012; 王玉鹏, 2017; Lin *et al.*, 2020; 陈良等, 2021; 宋明伟等, 2022),结果表明红泥坡铜矿床经历了两期成矿作用,早期成矿作用(1 552±80 Ma)与 VMS 事件相关;晚期成矿作用(794.8±7.9 Ma)与新元古代岩浆作用和(或)变质作用有关(Lin *et al.*, 2020)。王玉鹏(2017)对红泥坡铜矿床流体包裹体进行了研究,认为成矿流体为中高温、高盐度流体。宋明伟等(2022)根据黑云母矿物化学特征,认为成矿流体具有高温、高盐度、富含挥发分特征,成矿元素呈易溶卤化物络合物形式迁移。但对于成矿流体来源及流体演化过程的探讨

还比较有限,矿床的形成与区内岩浆活动是否存在联系尚不清楚,这在一定程度上制约了对矿床成矿机制的进一步认识。鉴于此,本文在详细介绍红泥坡铜矿床的地质特征、矿物组合、蚀变类型和准确划分矿床成矿期次的基础之上,通过流体包裹体岩相学观察、显微测温、激光拉曼光谱分析以及硫化物原位S同位素的分析,对该矿床成矿物质来源、成矿流体来源和性质进行约束,进而反演该矿床的成矿流体演化过程与铜矿化机制。

1 区域地质背景

康滇 Fe-Cu 成矿带位于扬子地块西南缘,北起康定,南至元江(图 1a)。该成矿带是我国重要的铁铜产区之一,成矿条件优越,广泛发育铁-铜矿床(图 1b)。如落函、红泥坡、迪纳厂、大红山、鹅头厂等(Zhao and Zhou, 2011; Chen and Zhou, 2012; Zhao *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2015; 杨光树等, 2020)。区域元古宙火山-沉积序列主要包括古元古界河口群、大红山群和东川群(约 1 700 Ma; Zhao and Zhou, 2011; Chen *et al.*, 2013; 黄从俊, 2019)以及中元古界会理群、昆阳群和荳林群(约 1 100 ~ 900 Ma; Greentree *et al.*, 2006; 耿元生等, 2007; Chen *et al.*, 2014)。区内构造变形和变质情况复杂,古元古代地层经历了上绿片岩-下角闪岩相变质作用,中新元古代地层经历了下绿片岩相变质作用。区域构造活动频繁,不同时期、不同性质的构造运动相互叠加,形成了一系列以东西向为主、南北向次之的复式背斜、复式向斜和逆冲断层以及一系列南北向断裂构造。中元古代辉长岩和花岗岩(约 1 100 ~ 约 1 050 Ma; Greentree *et al.*, 2006; 耿元生等, 2007; 王生伟等, 2013)以及新元古代花岗岩、闪长岩和辉长岩(约 860 ~ 约 740 Ma; Li *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2006)侵入古元古代地层之中。中元古代岩体与板内岩浆活动密切相关,被认为是在大陆裂谷环境下形成的,而新元古代的岩体则被认为与岛弧岩浆活动或与地幔柱有关(Li *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2014)。

2 矿床地质特征

红泥坡铜矿床位于康滇 Fe-Cu 成矿带的拉拉矿田内,是近年来新发现的大型矿床,矿区出露地层主

要为古元古界河口群落函组(Pt_{1n})、新桥组(Pt_{1s})和天生坝组(Pt_{1t}),其次为中元古界会理群通安组(Pt_{2t})、三叠系白果湾组(T_3bg)及上覆第四系(图 2a)。落函组出露于矿区北东部,主要由石榴石-黑云母片岩、碳质板岩、石英钠长石黑云母-石英片岩、白云母-石英片岩、二云母-石英片岩和变质凝灰岩组成,局部有透镜状大理岩产出。新桥组出露于矿区东部,岩性为石榴白云片岩、石榴钠长片岩、变砂岩等。天生坝组主要出露于矿区中部和西南部,是红泥坡铜矿床的主要赋矿围岩(朱志敏, 2012; 王玉鹏, 2017; Lin *et al.*, 2020),其岩性主要为石英钠长岩、云母钠长片岩、云母片岩等,局部有透镜状大理岩产出。中元古界通安组为一套大理岩、千枚岩、石英岩、板岩的互层,与河口群呈断层接触,分布于矿区断层 F_{13} 的西侧。三叠系白果湾组少量出露在矿区西南部,岩性主要为底砾岩、砂砾岩、页岩、长石石英砂岩、粉砂岩。第四系松散沉积物覆盖了整个矿区的中部和南部(Lin *et al.*, 2020; 陈良等, 2021; 宋明伟等, 2022)。矿区主要构造为东西向的红泥坡复向斜和北北东向的断裂(F_{13} 、 F_{27} 、 F_{30})。辉长岩广泛出露,多呈岩脉、岩床状产出,常见于天生坝组及落函组,在辉长岩与地层的接触带及附近零星可见侵入角闪岩(Lin *et al.*, 2020)。

红泥坡铜矿床共圈定了 5 个工业铜矿体,包括①号主矿体和②、③、④、⑤号次要矿体,矿体产状与地层基本一致,整体倾向南西,倾角 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$,呈层状、似层状和透镜状产出,受地层层位和岩性控制(图 2b)。①号矿体赋存于河口群天生坝组,其铜资源量占整个矿床工业铜资源量的 97.9%,矿体南北长 2 170 m,东西宽 200 ~ 1 590 m,最大埋藏深度为 626 m,矿体厚度 0.91 ~ 44.08 m,平均厚度为 11.55 m; ②、③、④、⑤号次要矿体赋存于河口群落函组,其规模小,品位低,矿体南北长 115 ~ 1 440 m,东西宽 110 ~ 580 m,最大埋藏深度为 763 m,矿体厚度 0.81 ~ 22.57 m,平均厚度为 4.02 m。

根据矿石的构造特征,红泥坡铜矿床矿石类型主要可划分为脉状-网脉状铜矿石、条纹-条带状铜矿石、浸染状铜矿石以及团块状铜矿石(图 3)。金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿,其次为辉钴矿(辉砷钴矿)、磁黄铁矿、赤铁矿、钛铁矿以及金红石等(图 4)。非金属矿物主要为石英、钠长石、黑云母、白云母、方解石、白云石、绿泥石,其次为磷灰石、角闪石、绿帘石、独居石、滑石等(图 4)。矿石结构

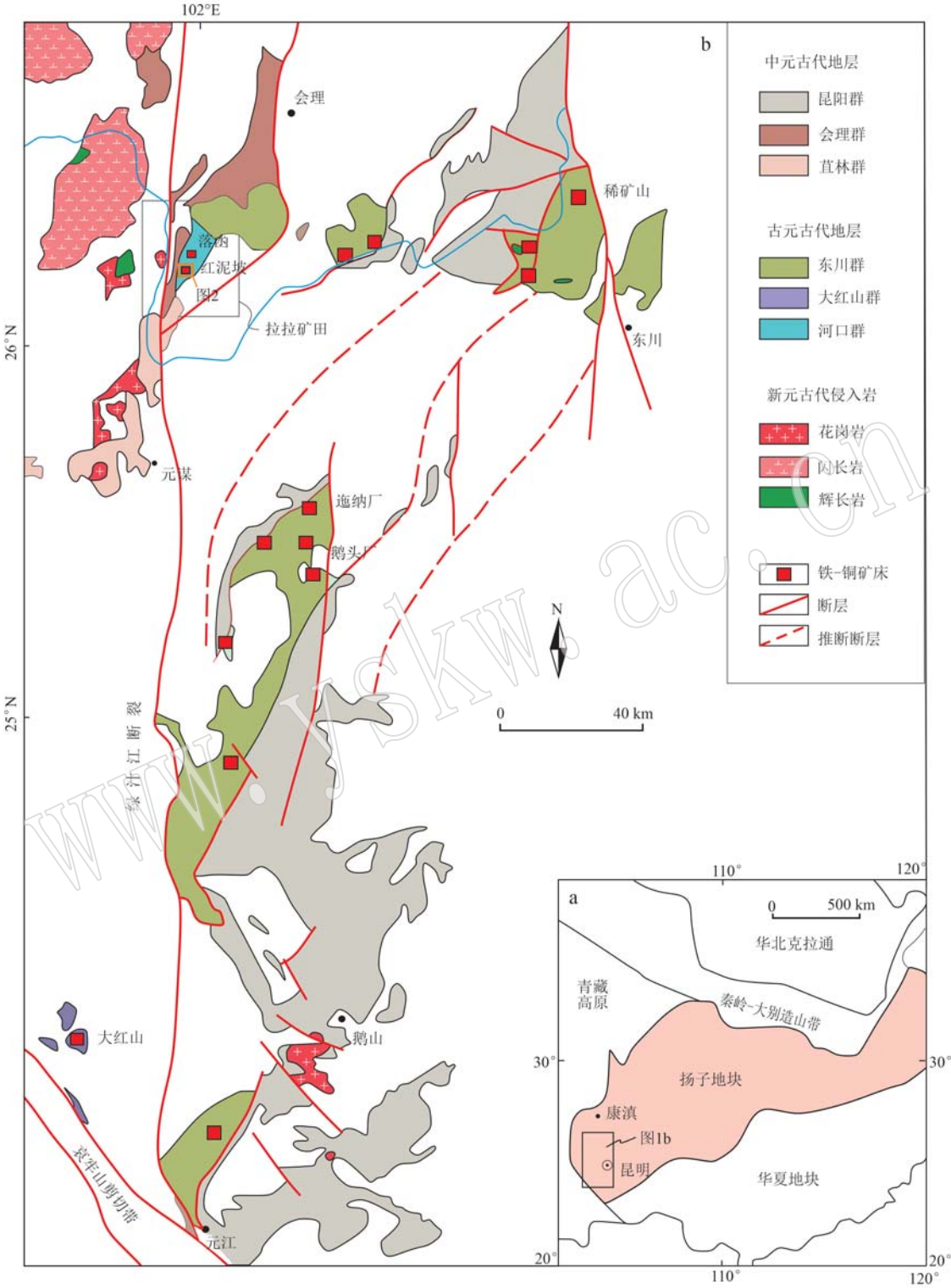


图 1 华南大地构造简图(a)和康滇成矿带区域地质简图(b) (底图据 Lin *et al.*, 2020)
Fig. 1 Tectonic map of South China(a) and simplified geological map of Kangdian metallogenic belt (b) (modified after Lin *et al.*, 2020)

主要为粒状变晶结构,其次有交代残余结构、包含结构、压碎结构及叶片状结构,少见齿状结构和固溶体结构等。矿石构造以浸染状构造、脉状-网脉状构造、条纹-条带状构造为主,其次为团块状构造。

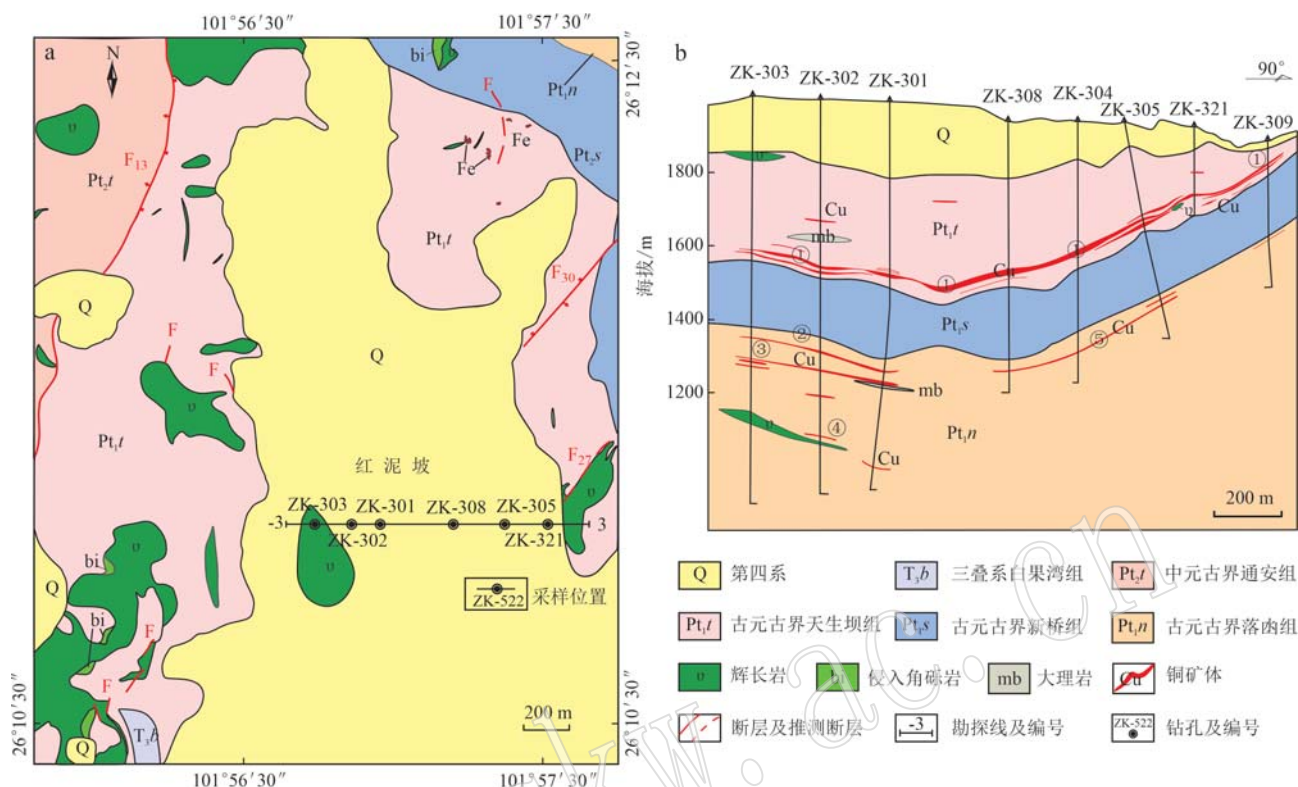


图2 红泥坡铜矿床矿区地质简图(a)和红泥坡铜矿床3号勘探线地质剖面图(b)(底图据 Lin *et al.*, 2020)

Fig. 2 Simplified geological map of Hongnipo copper deposit area(a) and the geological profile of exploration line 3 of Hongnipo copper deposit(b) (modified after Lin *et al.*, 2020)

矿区围岩蚀变程度较低,主要蚀变类型有钠长石化、赤铁矿化、磷灰石化、黑云母化、电气石化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化、硅化等。其中,绿泥石化、硅化、碳酸盐化、黑云母化等与矿化关系密切。

根据矿床的地质特征、矿石组构特征及脉体间的穿插关系,可将红泥坡铜矿床的成矿作用过程分为火山-沉积期和热液成矿期(图5)。

(1) 火山-沉积期:以围岩中存在较多颗粒细小的磁铁矿为特征,其常与石英、钠长石、白云母以及磷灰石等非金属矿物密切共生,并呈浸染状分布或沿岩石片理呈定向-半定向分布(图4a、4b、4c),颗粒大小多介于20~70 μm 之间,常呈他形粒状结构,富集于围岩片理发育的部位。其次,围岩中还可见到少量黄铁矿、赤铁矿以及钛铁矿等金属矿物。黄铁矿颗粒大小介于50~150 μm 之间,多呈半自形粒状结构或压碎结构(图4d、4e、4f)。

(2) 热液成矿期:该成矿期主要形成脉状矿石。可进一步分为石英+方解石+硫化物阶段(I)和贫矿方解石+石英阶段(II)。

石英+方解石+硫化物阶段(I)以发育大量金属硫化物为特征,金属硫化物主要为黄铜矿,其次为黄铁矿、辉钨矿、磁黄铁矿等(图4g)。黄铜矿常以浸染状、斑块状或脉状的形式出现(图3d);黄铁矿和辉钨矿多呈自形-半自形粒状结构,被黄铜矿所包裹(图4g);磁黄铁矿与黄铜矿呈共边结构(图4g);黄铜矿和金红石常形成交代结构,或金红石被黄铜矿所包围,形成包含结构(图4h、4j);可见黄铜矿围绕黑云母的边部分布或沿黑云母的裂隙充填(图4j、4k、4l)。贫矿方解石+石英阶段(II)以发育贫矿的方解石+石英细脉为特征,可见微量黄铜矿、黄铁矿等,可见贫矿的方解石+石英细脉穿切石英+方解石+硫化物脉的现象(图3i)。

3 样品采集与分析方法

本文测试分析样品采样位置见图2,采样时选取代表不同成矿期次的样品。通过对岩心样品进行系统的观察和描述后,选取不同类型矿石以及部分围岩磨制薄片、探针片以及包裹体片等进行岩矿相鉴定。

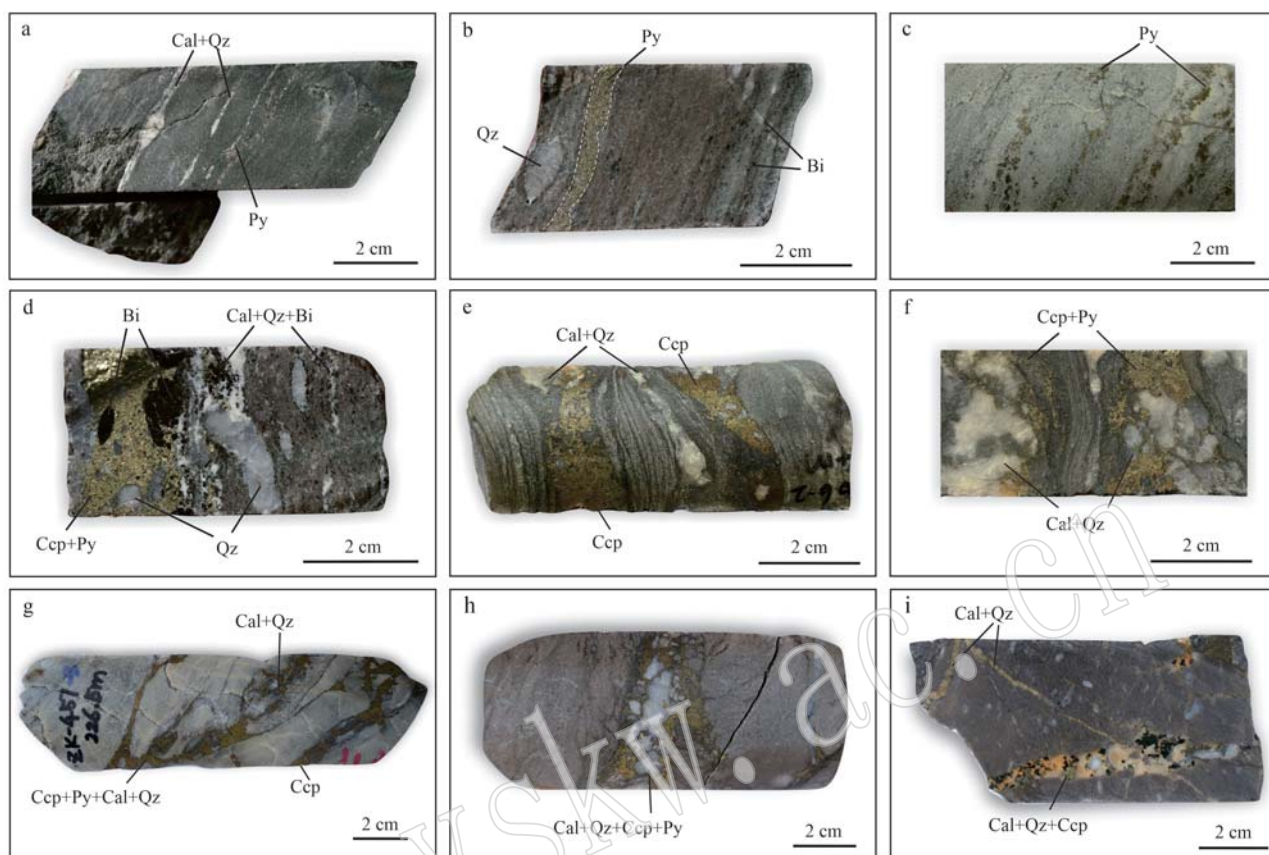


图3 红泥坡铜矿床矿石手标本照片

Fig. 3 Hand specimen pictures of ores in Hongnipo copper deposit

a, b, c—纹层状矿石中金属硫化物、方解石以及石英平行于层状矿石片理分布; d—石英+方解石+硫化物矿脉充填围岩裂隙; e, f, g, h—黄铜矿、黄铁矿等硫化物与石英、方解石组成脉状矿石; i—方解石+石英细脉穿切石英+方解石+硫化物脉; Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Bi—黑云母; Cal—方解石; Qz—石英

a, b, c—laminated ore with sulfides, calcite and quartz parallel to the foliation; d—quartz+calcite+sulfide veins filling the fractures of the host rock; e, f, g, h—vein ores are composed of chalcopyrite, pyrite, quartz and calcite; i—calcite+quartz veins cut through quartz+calcite+sulfide veins; Py—pyrite; Ccp—chalcopyrite; Bi—biotite; Cal—calcite; Qz—quartz

3.1 流体包裹体显微测温

流体包裹体的岩相学观察在成都理工大学综合岩矿鉴定实验室完成,所使用的仪器为日本尼康公司生产的 Nikon eclipse lv100 pol 偏光显微镜。在6个双抛光的包裹体片内发现了流体包裹体的存在,并对直径较大且具有典型特征的流体包裹体及流体包裹体群进行拍照和圈定。流体包裹体的显微测温在成都理工大学流体包裹体实验室进行,使用仪器为 Linkam THMSG 600 冷热台附加显微镜系统,加热和冷冻测量遵循 Roedder (1984) 的规程。冷热台的测量温度范围为 $-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$, 加热冻结速率一般为 $3 \sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$, 但在接近相变温度时,加热冻结速率则降低至 $0.2 \sim 1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。降温过程中,温度 $< 30^{\circ}\text{C}$ 时,测量的精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$, 在 $30 \sim 300^{\circ}\text{C}$ 时为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$, 在

加热期间,温度 $> 300^{\circ}\text{C}$ 时,为 $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 。固相 CO_2 融化、笼形物融化、最后一块冰融化和 CO_2 均匀化的相变升温速率为 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{min}$, 完全均一升温速率为 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。

3.2 激光拉曼成分分析

激光拉曼光谱作为一种无损的分析方法,已广泛应用于单个流体包裹体中气相、液相和固相的成分分析 (Frezzotti *et al.*, 2012; Chi *et al.*, 2014)。单个流体包裹体激光拉曼分析在成都理工大学激光拉曼实验室进行,所使用的仪器为法国 HORIBA JOBIN YVON 公司生产的 LabRAM HR Evolution 激光共聚焦显微拉曼光谱仪,所采用的光谱分辨率为 0.65 cm^{-1} , 光谱仪焦长 800 mm, 激光波长的 532 nm, 50 倍 Leica 物镜, 在 $200 \sim 4000 \text{ cm}^{-1}$ 的光谱范围内对单个流体包

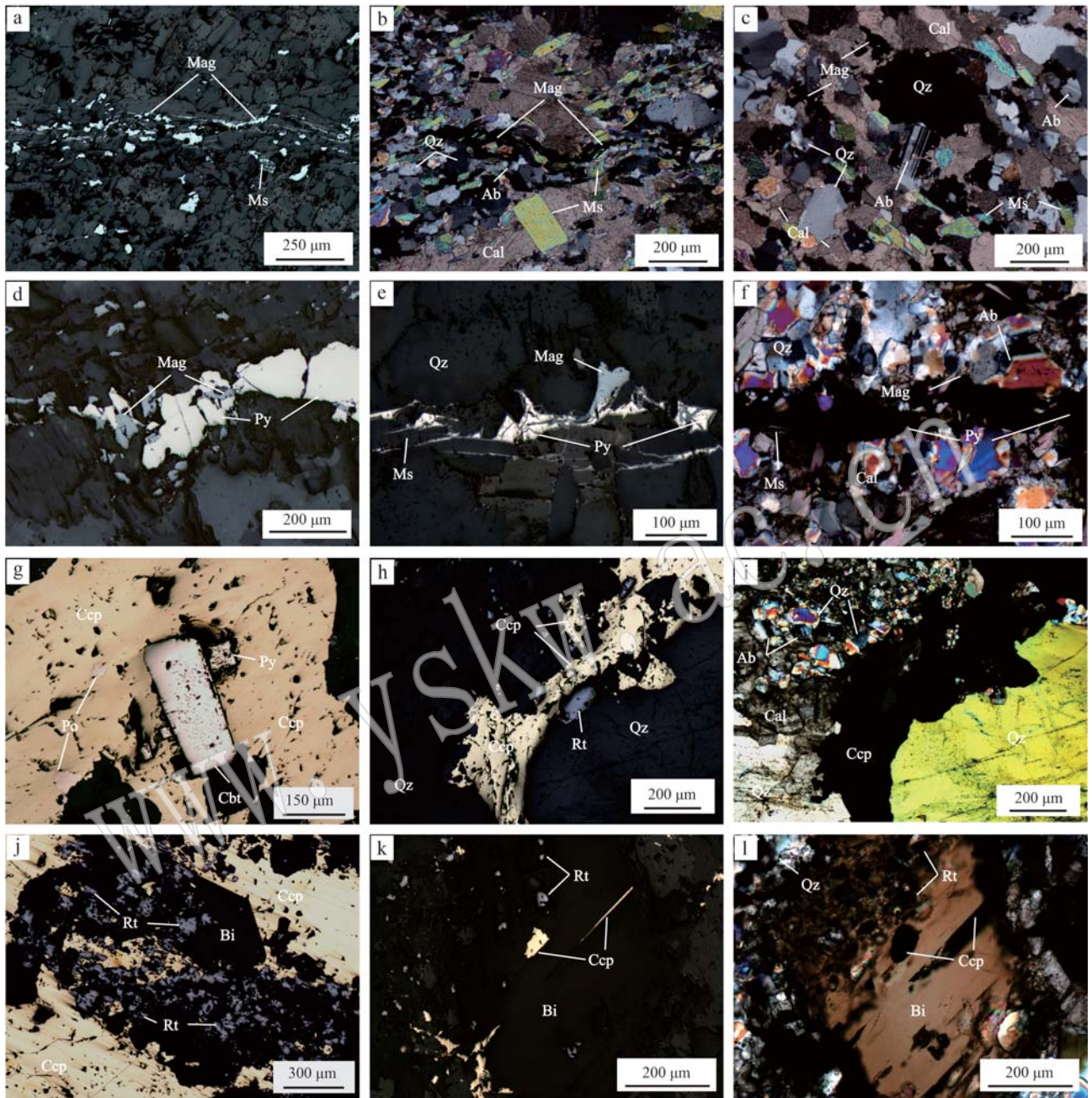


图4 红泥坡铜矿床典型矿石镜下照片

Fig. 4 Microphotos of some ores from the Hongnipo copper deposit

a, b, c—磁铁矿、石英、钠长石以及白云母等矿物平行于岩石片理分布; d, e, f—黄铁矿与磁铁矿、白云母、石英等矿物密切共生; g—自形-半自形黄铁矿和辉砷钴矿被黄铜矿包裹; h, i—黄铜矿和金红石沿石英边部分布; j, k, l—黄铜矿与金红石密切共生, 且可见其围绕黑云母的边部分布或沿黑云母的裂隙充填; Mag—磁铁矿; Ab—钠长石; Ms—白云母; Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Bi—黑云母; Rt—金红石; Cbt—辉砷钴矿; Po—磁黄铁矿; Cal—方解石

a, b, c—the minerals such as magnetite, quartz, albite and muscovite are distributed parallel to the foliation; d, e, f—pyrite is closely associated with magnetite, muscovite and quartz; g—the euhedral-hemihedral pyrite and cobaltite are encased in chalcopyrite; h, i—chalcopyrite and rutile are distributed along the quartz edges; j, k, l—chalcopyrite is closely associated with rutile, and it can be seen to be distributed around the edges of biotite or filled in the cracks of biotite; Mag—magnetite; Ab—albite; Ms—muscovite; Py—pyrite; Ccp—chalcopyrite; Bi—biotite; Rt—rutile; Cbt—cobaltite; Po—pyrrhotite; Cal—calcite

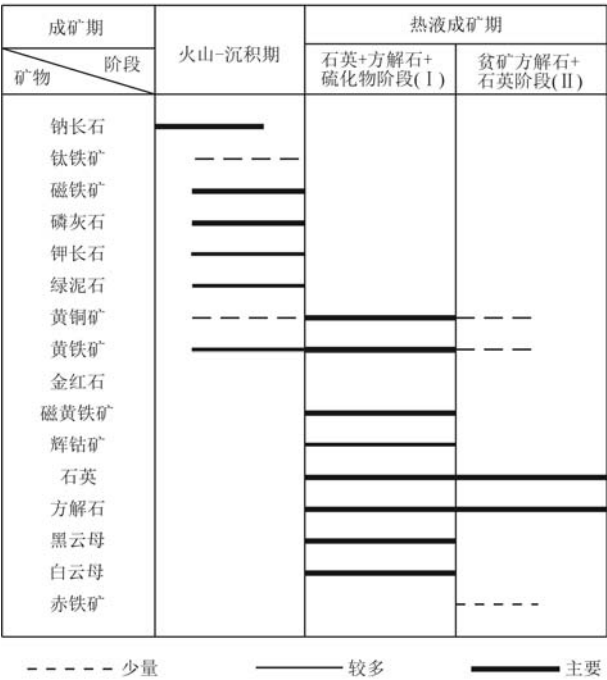


图 5 红泥坡铜矿床成矿期次划分图

Fig. 5 Metallogenic stages of Hongnipo copper deposit

裹体内的气相、液相以及固相进行了 3 次周期为 10 s 的扫描。

3.3 原位 S 同位素

LA-MC-ICP-MS 原位微区硫同位素分析在北京科荟测试技术有限公司完成。主要分析样品为火山-沉积期的黄铁矿和热液成矿期的硫化物。分析所用仪器为 Thermo Scientific 公司生产的 Neptune Plus 多接收等离子体质谱仪和与之连用的 RESolution S155 193 nm 激光剥蚀系统。检测环境温度要求 18~22℃,相对湿度<65%。利用激光剥蚀系统对圈定的硫化物进行点剥蚀,剥蚀直径为 24 μm,能量密度为 4 J/cm²,频率为 6 Hz。采用高纯 He 作为载气,吹出剥蚀产生的气溶胶,送入 MC-ICP-MS 进行质谱测试。³²S 和 ³⁴S 用法拉第杯静态同时接收,采用的积分时间为 0.131 s,共采集 200 组数据,共需时约 27 s。正式测试前,以硫化物标样 HN、JX 和 ZX 对仪器参数进行调试,使之达到最佳状态。为减小基质效应对测试结果的影响,分析过程中用 ZX 为标样,并用标准-样品-标准交叉法进行质量歧视校正。该仪器详细参数和实验流程详见相应文献 (Zhu et al., 2017)。

4 分析测试结果

4.1 流体包裹体岩相学

火山-沉积期的石英、钠长石等矿物不发育流体包裹体。热液成矿期的石英+方解石+硫化物阶段 (I) 的石英中发育大量直径较大的流体包裹体;而贫矿方解石+石英阶段 (II) 的贫矿方解石-石英脉细小,难以进行流体包裹体岩相学观察及显微测温实验。因此,本文选择石英+方解石+硫化物阶段 (I) 的石英颗粒作为流体包裹体的研究对象。

4.1.1 包裹体类型

基于室温下相态分类准则及冷冻回温过程中的相态变化 (Roedder, 1984),可大致将石英+方解石+硫化物阶段 (I) 的石英中流体包裹体划分为纯 CO₂ 包裹体 (C 型)、水溶液-CO₂ 包裹体 (L+C 型)、含有固相的水溶液-CO₂ 包裹体 (L+C+S 型)、含有固相的水溶液包裹体 (L+V+S 型) 以及富液相的两相水溶液包裹体 (L+V 型)。其中,主要为 C 型、L+V+S 型以及 L+V 型包裹体,次为 L+C 型和 L+C+S 型包裹体。各类包裹体多密集无序分布于单颗石英晶体之中,局部形成不同类型的流体包裹体群 (group)。

(1) C 型为纯 CO₂ 包裹体,可进一步分为 C₁ 型 (纯液相 CO₂ 包裹体, L_{CO₂}) 和 C₂ 型 (气液两相 CO₂ 包裹体, L_{CO₂}±V_{CO₂}) 包裹体 (图 6a、6b)。该类包裹体占包裹体总数的 35% 左右,颜色通常较深,大小介于 8~15 μm 之间,常呈圆形、椭圆形或不规则状成群分布于石英中,形成纯 CO₂ 包裹体群 (group-1, 图 7a)。

(2) L+C 型包裹体 (L_{H₂O}+L_{CO₂}±V_{CO₂}),由液相水和液相 CO₂ 所组成,少数包裹体可见气相 CO₂ 的存在 (图 6c)。该类包裹体占包裹体总数的 10% 左右,液相 CO₂ 颜色较深,液相水颜色则较浅,大小主要介于 8~15 μm 之间,常呈椭圆形或不规则状。其 CO₂ 相占比变化较大,介于 27%~98% 之间,部分棱角突出者,几乎完全被 L_{CO₂} 所充填。该类包裹体常与 C 型包裹体密切共生,形成由 C、L+C 型包裹体组成的包裹体群 (group-2) 分布于石英颗粒之中 (图 7b)。

(3) L+V+S 型包裹体 (L_{H₂O}+V_{H₂O}+S),由液相水、气相水以及一颗 (L+V+S₁) 或多颗固体矿物 (L+V+S_n) 组成,少见仅由一颗固体矿物和液相水所组成的两相包裹体 (L+S)。该类包裹体占包裹体总量

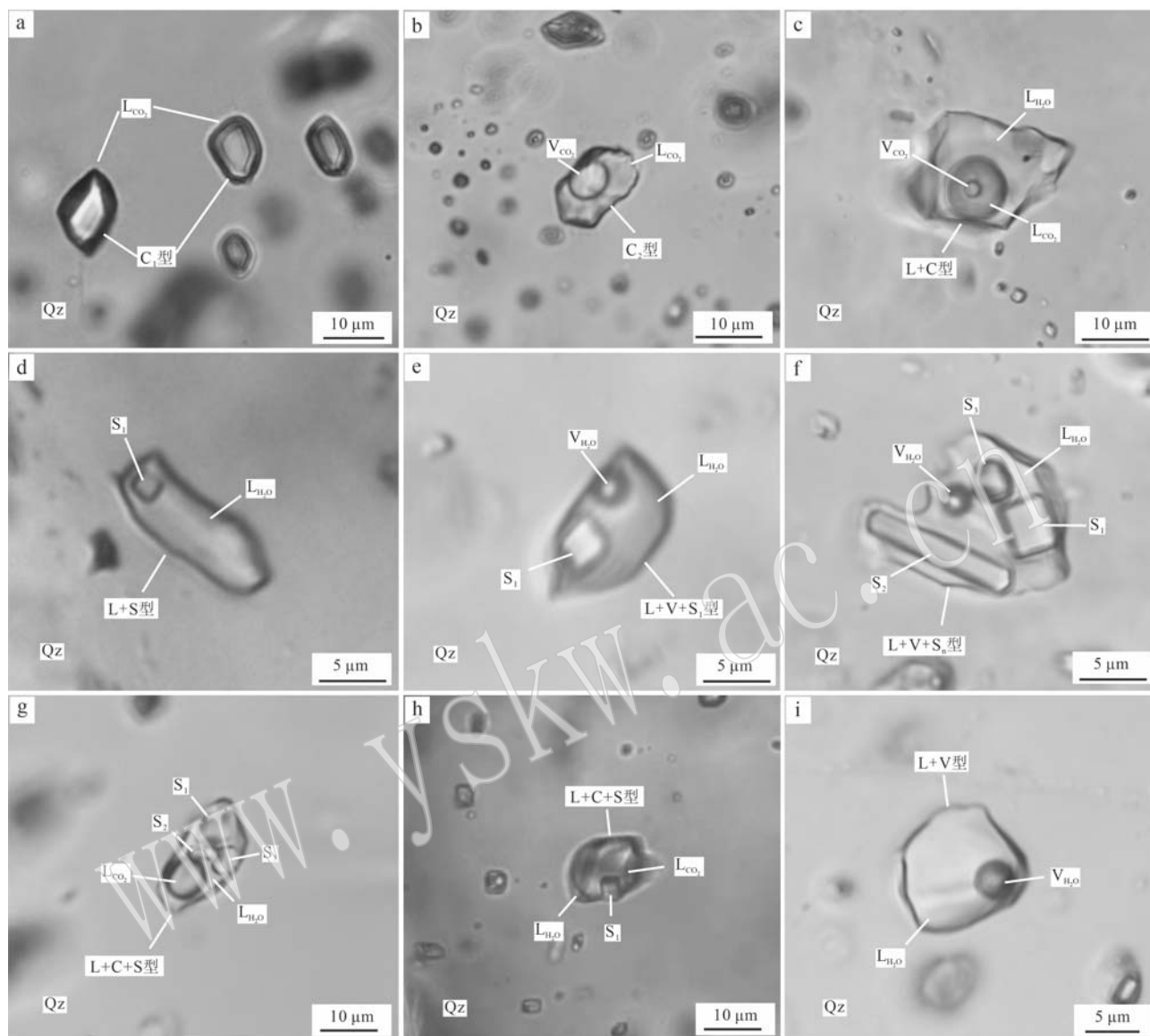


图6 红泥坡铜矿床石英+方解石+硫化物阶段(I)的石英中不同类型包裹体显微照片

Fig. 6 The photomicrographs of different types of fluid inclusions in quartz from the quartz+calcite+sulfide stage (I) of Hongnipo copper deposit

a—纯液相 CO_2 包裹体 (C_1 型); b—气液两相 CO_2 包裹体 (C_2 型); c— CO_2 三相包裹体 ($\text{L}+\text{C}$ 型); d—固液两相包裹体 ($\text{L}+\text{S}$ 型); e—含一颗固相的水溶液包裹体 ($\text{L}+\text{V}+\text{S}_1$ 型); f—含多颗固相的水溶液包裹体 ($\text{L}+\text{V}+\text{S}_n$ 型); g, h—含固相的水溶液- CO_2 包裹体 ($\text{L}+\text{C}+\text{S}$ 型); i—气液两相水溶液包裹体 ($\text{L}+\text{V}$ 型); S_1 —石盐; S_2 —长条状未知矿物; S_3 —浑圆状未知矿物; Qz—石英
a—pure CO_2 inclusion (C_1 type); b— CO_2 two phase inclusion; (C_2 type); c—aqueous- CO_2 three phase inclusions ($\text{L}+\text{C}$ type); d—liquid-crystals two phase inclusions ($\text{L}+\text{S}$ type); e—liquid-vapor aqueous with one crystals inclusion ($\text{L}+\text{V}+\text{S}_1$ type); f—liquid-vapor aqueous with multiple crystals inclusion ($\text{L}+\text{V}+\text{S}_n$ type); g, h—aqueous- CO_2 with crystals ($\text{L}+\text{C}+\text{S}$ type); i—liquid-vapor inclusion ($\text{L}+\text{V}$ type); S_1 —halite; S_2 —columnar unknown mineral; S_3 —rounded unknown mineral; Qz—quartz

的35%左右,大小多介于 $4\sim 8\ \mu\text{m}$ 之间,常呈椭圆状、长条状或不规则状。该类包裹体气相占比主要介于8%~15%之间,而固相占比变化大,介于15%~90%之间(主要介于20%~30%之间)。其中,固体矿物主要为呈正方体形态的石盐(图6d、6e、6f、6g、

6h),降温过程中多会转化为水石盐,其次为长条状和浑圆状未知矿物(图6f、6g)。该类包裹体常成群或成带分布,形成流体包裹体群(group-3)分布于石英颗粒之中(图7c、7d)。

(4) $\text{L}+\text{C}+\text{S}$ 型包裹体 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{L}_{\text{CO}_2}+\text{S}$),由液相水、

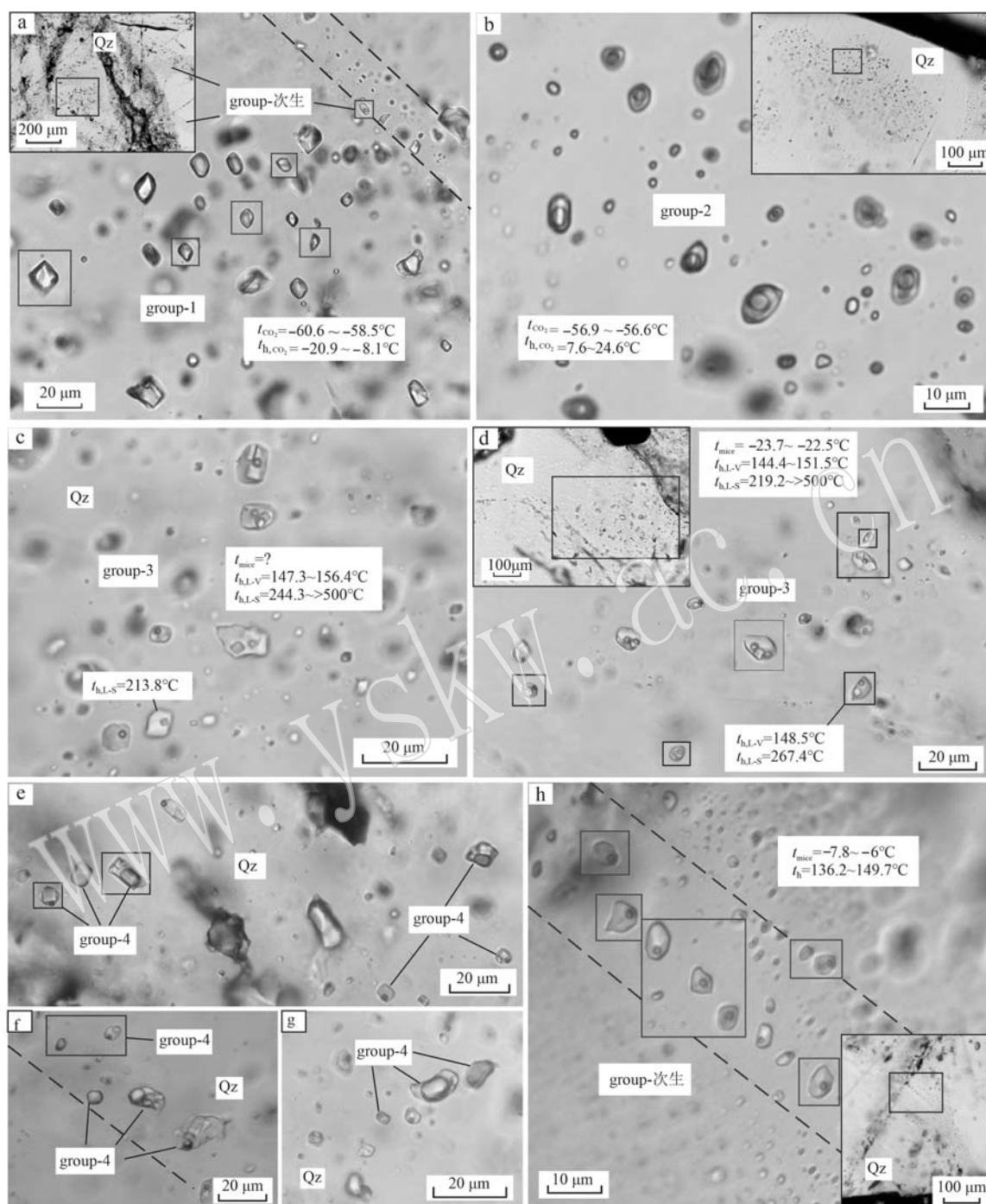


图7 红泥坡铜矿床流体包裹体分布特征

Fig. 7 Distribution characteristics of fluid inclusion in Hongnipo copper deposit

a—纯 CO₂ 包裹体群(group-1); b—由 C、L+C 型包裹体组成的包裹体群(group-2); c、d—由 L+V+S 型、L+S 型包裹体组成的包裹体群(group-3); e、f、g—由 L+C+S 型、C、L+C、L+V、L+V+S 型包裹体组成的包裹体群(group-4); h—由 L+V 型、L+C+S 型、C 型以及 L+C+S 型组成的次生包裹体群(group-次生)

a—pure CO₂ inclusion group (group-1); b—inclusion group composed of C, L+C type inclusions (group-2); c, d—inclusion group composed of L+V+S type and L+S type inclusions (group-3); e, f, g—inclusion group composed of L+C+S, C, L+C, L+V, L+V+S type inclusions (group-4);

h—secondary inclusion group composed of L+V type, L+C+S type, C type, and L+C+S type (group-secondary)

液相 CO₂ 以及一颗或多颗固体矿物组成(图 6g、6h)。该类包裹体数量少,仅占包裹体总数的 5%左

右,其形状、大小以及 CO₂ 相比例均与 L+C 型包裹体类似,固相成分和占比则与 L+V+S 型包裹体类

似。该类包裹体通常与 C、L+C、L+V、L+V+S 型包裹体共生组成流体包裹体群 (group-4) 分布于石英颗粒之中 (图 7e、7f、7g)。

(5) L+V 型为气液两相水溶液包裹体 ($L_{H_2O} + V_{H_2O}$) (图 6i), 仅由气相水和液相水组成。该类包裹体占包裹体总量的 10% 左右, 大小多介于 $4 \sim 8 \mu m$

之间, 气相比比例介于 8%~15% 之间, 常呈椭圆状或长条状, 成群或孤立分布, 亦可见其与 L+C+S 型、C 型以及 L+C+S 型等包裹体共生。另外, 还可见具定向分布特征, 且切穿宿主矿物晶体的次生包裹体群 (图 7h)。

4.1.2 显微测温结果

红泥坡铜矿床流体包裹体显微测温结果见表 1。

表 1 红泥坡铜矿床流体包裹体显微测温结果

℃

Table 1 The microthermometric results of fluid inclusions from the Hongnipo copper deposit

流体包裹体群	包裹体类型	t_{m, CO_2}	$t_{h, cl}$	t_{h, CO_2}	t_c	$t_{m, ice}$	$t_{h, L+V}$	$t_{h, L+S}$	t_d	$w(NaCl)/\%$
group-1	C 型	-60.6~-58.5 ($n=16$)		-20.9~-8.1 ($n=16$)						
group-2	C 型	-56.9~-56.6 ($n=16$)		7.6~22.4 ($n=16$)						
	L+C 型	-56.9~-56.6 ($n=3$)	-9.2~-7.9 ($n=3$)	23.7~24.8 ($n=3$)					225~233 ($n=2$)	20.3~20.5 ($n=3$)
group-3	L+V+S ₁ 型				-50.9~-37.1 ($n=3$)	-23.7~-22.5 ($n=2$)	147~152 ($n=5$)	214~389 ($n=6$)	387~421 ($n=4$)	32.6~46.2 ($n=6$)
	L+V+S _n 型				-53.4~-38.5 ($n=7$)	-23.1~-20.9 ($n=2$)	144~156 ($n=7$)	214~500 ($n=7$)	374~480 ($n=2$)	32.6~59.8 ($n=7$)
group-4	C 型	-59.3~-57.1 ($n=7$)		-14.1~13.6 ($n=11$)						
	L+C 型	-59.1~-56.7 ($n=11$)	-11.1~-6.5 ($n=12$)	-8.7~24.4 ($n=17$)					174~291 ($n=14$)	19.9~20.5 ($n=12$)
	L+C+S 型	-57.7~-56.7 ($n=4$)	-9.7~-8.7 ($n=4$)	-9.5~24.8 ($n=6$)					216~258 ($n=5$)	20.4~20.5 ($n=4$)
	L+V 型				-50.9~-19.9 ($n=31$)	-25.7~-5.7 ($n=36$)	106~255 ($n=64$)			8.8~26.4 ($n=36$)
group-4	L+V+S ₁ 型				-41.6~-36.6 ($n=4$)	-25.7~-18.5 ($n=3$)	131~320 ($n=9$)	266~500 ($n=7$)	375~480 ($n=4$)	35.7~59.8 ($n=7$)
	L+V+S _n 型				-52.2~-40.8 ($n=9$)	-25.7~-18.7 ($n=9$)	113~272 ($n=22$)	196~380 ($n=29$)	426~448 ($n=2$)	31.7~45.4 ($n=29$)

group-1 中的 C 型包裹体降温至 $-27.3 \sim -12.4^\circ C$ 时转变为两相 ($L_{CO_2} + V_{CO_2}$), 在 $-103.5 \sim -81.4^\circ C$ 之间完全冰冻, 固相 CO_2 的完全融化温度 (t_{m, CO_2}) 介于 $-60.6 \sim -58.5^\circ C$ 之间 (图 8), 明显低于纯 CO_2 的三相共熔点 $-56.6^\circ C$ (Roedder, 1984), 表明该些包裹体除含 CO_2 外, 还可能存在少量其他成分, 通过激光拉曼测试证明存在 CH_4 (图 9)。气相 CO_2 均一至液相的温度 (t_{h, CO_2}) 介于 $-20.9 \sim -8.1^\circ C$ 之间, 相应的密度为 $0.97 \sim 1.04 g/cm^3$ 。

group-2 中的 C 型包裹体降温至 $3.4 \sim 21.0^\circ C$ 时转变为两相, 在 $-98.6 \sim -93.5^\circ C$ 之间完全冰冻, 固相 CO_2 的完全融化温度 (t_{m, CO_2}) 介于 $-56.9 \sim -56.6^\circ C$ 之间 (图 8), 略低于 $-56.6^\circ C$ (存在少量 CH_4)。气相 CO_2 均一至液相的温度 (t_{h, CO_2}) 介于 $7.6 \sim 22.4^\circ C$ 之间, 相应的密度为 $0.75 \sim 0.88 g/cm^3$ 。group-2 中的 L+C 型包裹体降温至 $19.4 \sim 21.0^\circ C$ 时转变为三相 ($L_{H_2O} + L_{CO_2} + V_{CO_2}$), 在 $-97.1 \sim -96.9^\circ C$ 时完全冰冻。笼形物消失温度 ($t_{m, cl}$) 介于 $-9.2 \sim -7.9^\circ C$

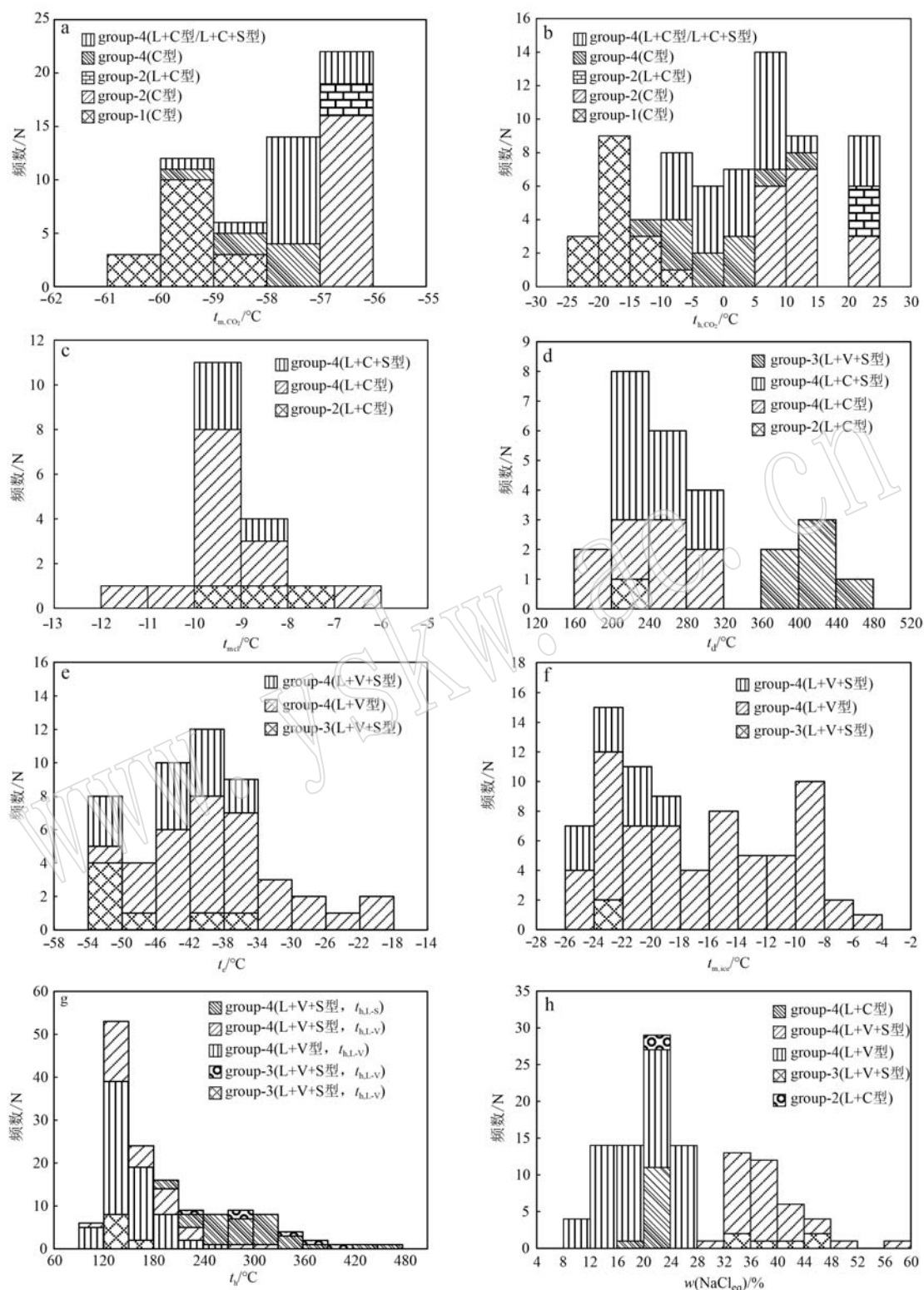


图8 红泥坡铜矿床流体包裹体测温结果

Fig. 8 The microthermometric results of fluid inclusions in the Hongnipo copper deposit

t_{m,CO_2} —固相 CO_2 融化温度; t_{h,CO_2} — CO_2 部分均—温度; $t_{m,cl}$ —笼形物消失温度; t_d —爆裂温度; t_e —冰的初融温度; $t_{m,ice}$ —冰点温度; t_h —完全均—温度

t_{m,CO_2} — final CO_2 melting temperature; t_{h,CO_2} —homogenization temperature of CO_2 phase; $t_{m,cl}$ —final clathrate dissolution temperature;

t_d —decrepitation temperature; t_e —first-ice melting temperature; $t_{m,ice}$ —final ice-melting temperature; t_h — total homogenization temperature

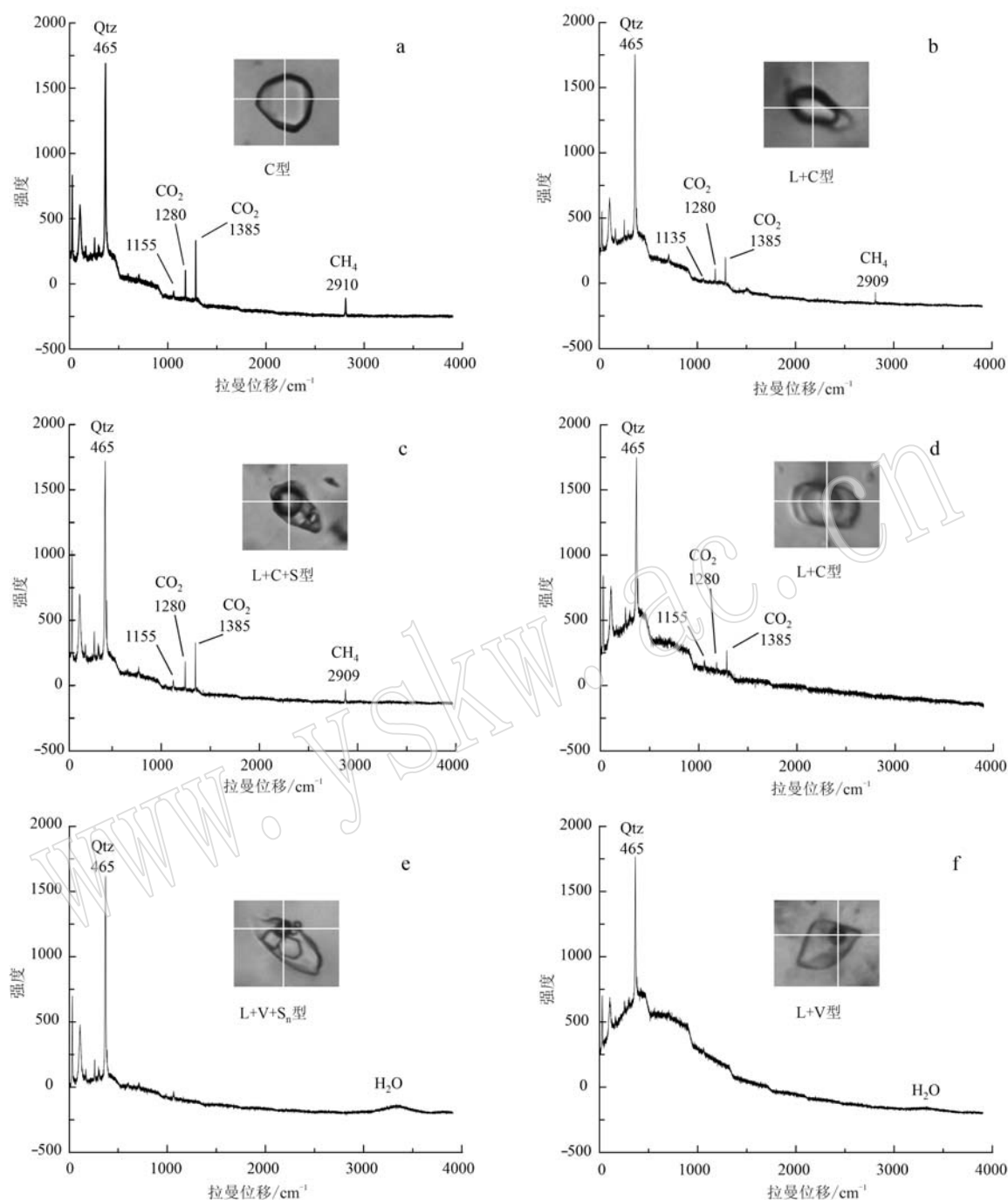


图9 红泥坡铜矿床流体包裹体激光拉曼光谱分析结果

Fig. 9 The results of laser Raman spectra of fluid inclusions in the Hongnipo copper deposit

之间,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 20.3%~20.5% 之间。 t_{h,CO_2} 介于 23.7~24.8℃ 之间。当温度达到 225~233℃ 时发生爆裂。

group-3 中的 L+V+S₁ 型和 L+V+S_n 型包裹体的初融温度 (t_e) 分别为 -50.9~ -37.1℃ 和 -53.4~ -38.5℃, 指示这些流体包裹体除了含 NaCl 以外,可能还含有 FeCl₂、CaCl₂ 等 (Davis *et al.*, 1990; Spence

et al., 1990)。两类包裹体的气泡消失温度 ($t_{\text{h},\text{V-L}}$) 分别为 147~152℃ 和 144~156℃。部分只含一颗固体石盐且固相占比较小的 L+V+S₁ 型包裹体,在温度达到 214~369℃ 时,通过石盐溶化达到均一,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 32.6%~44.3% 之间。而固相占比大并含多颗固体矿物的包裹体 (L+V+S_n 型),在温度大于 500℃ 时也不会完全均一。

group-4 中的 C 型包裹体在 $-16.7\sim-9.7^{\circ}\text{C}$ 之间转变为两相,温度达到 $-99.4\sim-82.8^{\circ}\text{C}$ 时完全冰冻。 t_{m,CO_2} 介于 $-59.3\sim-57.1^{\circ}\text{C}$ 之间(图 8)。 t_{h,CO_2} 介于 $-14.1\sim13.6^{\circ}\text{C}$ 之间,相应的密度为 $0.84\sim1.0\text{ g/cm}^3$ 。

group-4 中的 L+C 型包裹体,在 $-15.2\sim20.2^{\circ}\text{C}$ 之间转变为三相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{L}_{\text{CO}_2}+\text{V}_{\text{CO}_2}$),温度达到 $-99.2\sim-79.1^{\circ}\text{C}$ 时完全冰冻。 t_{m,CO_2} 介于 $-59.1\sim-56.4^{\circ}\text{C}$ 之间(图 8)。 $t_{\text{m},\text{cl}}$ 介于 $-11.1\sim-6.5^{\circ}\text{C}$ 之间,对应的盐度为 $19.9\%\sim20.5\%$ 。 t_{h,CO_2} 介于 $-8.7\sim24.8^{\circ}\text{C}$ 之间。温度达到 $174\sim291^{\circ}\text{C}$ 时发生爆裂。

group-4 中的 L+C+S 型包裹体,在 $-18.3\sim-3.4^{\circ}\text{C}$ 之间出现气相 CO_2 ,温度达到 $-87.2\sim-96.5^{\circ}\text{C}$ 时完全冰冻, t_{m,CO_2} 介于 $-57.7\sim-56.7^{\circ}\text{C}$ 之间(图 8), $t_{\text{m},\text{cl}}$ 介于 $-9.7\sim-8.7^{\circ}\text{C}$ 之间, t_{h,CO_2} 介于 $-9.8\sim24.5^{\circ}\text{C}$ 之间。继续加热,该类包裹体中部分固体矿物可见轻微溶化的迹象,但并不会完全均一,而是当温度达到 $215\sim258^{\circ}\text{C}$ 左右时发生爆裂。

group-4 中的 L+V 型和 L+V+S 型包裹体的 t_{c} 分别为 $-50.9\sim-19.9^{\circ}\text{C}$ 和 $-52.2\sim-36.6^{\circ}\text{C}$,指示这些流体包裹体中除了含 NaCl 以外,可能还含有 FeCl_2 、 CaCl_2 等。冰点温度($t_{\text{m},\text{ice}}$)分别为 $-25.7\sim-5.7^{\circ}\text{C}$ (盐度为 $8.8\%\sim26.4\%$)和 $-25.7\sim-13.5^{\circ}\text{C}$ 。气泡消失温度($t_{\text{h},\text{vL}}$)分别介于 $106\sim255^{\circ}\text{C}$ 和 $113\sim320^{\circ}\text{C}$ 之间。部分固液比小,且只含有一颗固体石盐的 L+V+S₁ 型包裹体,在温度达到 $196\sim479^{\circ}\text{C}$ 时,通过石

盐溶化达到均一,对应的盐度为 $31.7\%\sim57.0\%$ 。固液比大并含有多颗固体矿物的包裹体,大多在温度高于 500°C 时也不会均一。另外,升温过程中,在个别包裹体中还可以观察到一些特殊的水合物,其在最后一块冰融化后,在温度达到 $18.6\sim21.5^{\circ}\text{C}$ 时才完全融化,这可能是 CaCl_2 (或 FeCl_2) 水合物以亚稳态存在所致。

4.2 流体包裹体成分

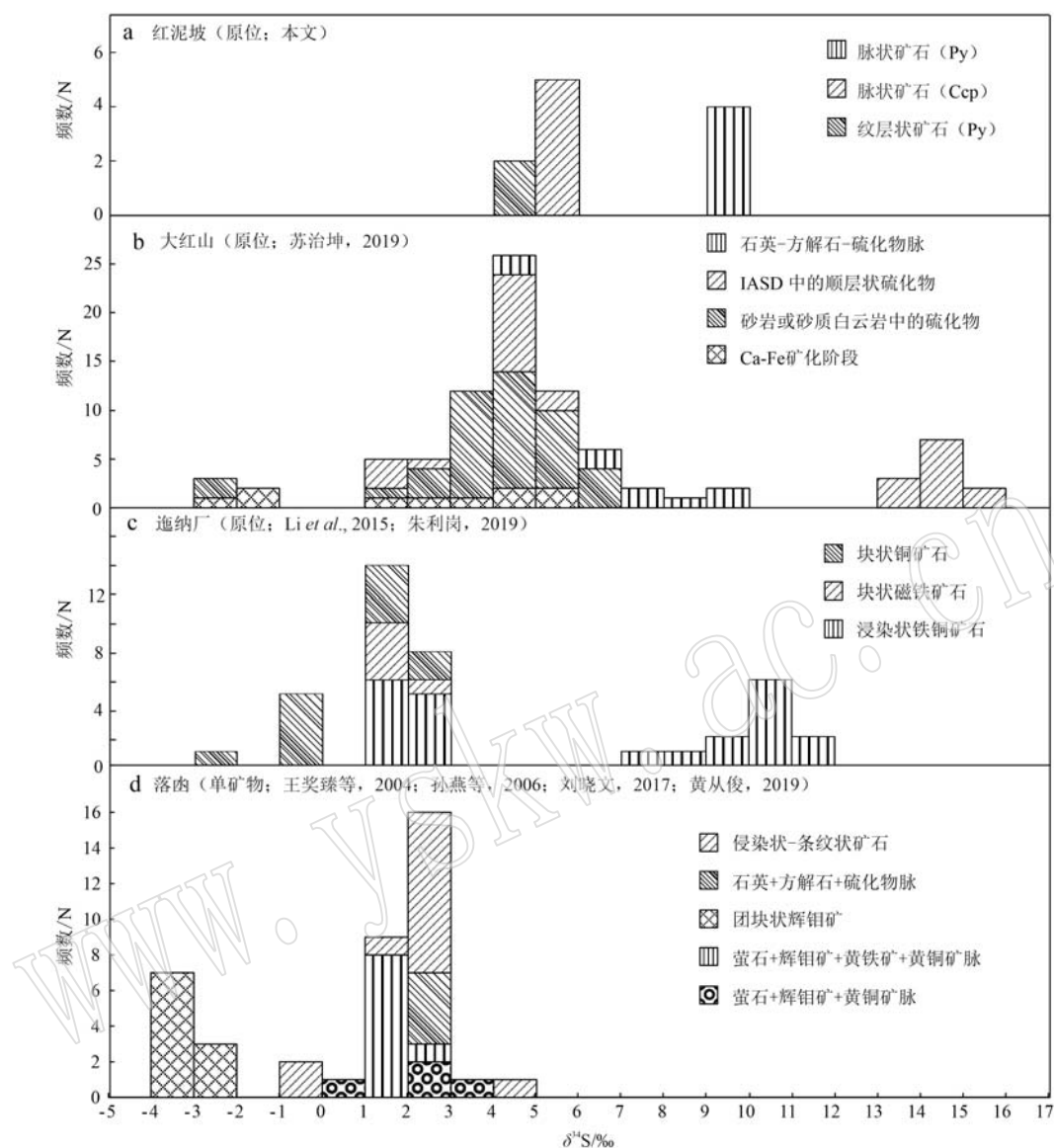
对不同类型的流体包裹体进行的激光拉曼分析结果显示 C 型包裹体除在 $1\,280$ 和 $1\,385\text{ cm}^{-1}$ 处具有明显的菲尔米双峰,在 $2\,910\text{ cm}^{-1}$ 处也存在一个明显峰值(图 9a),表明其成分主要为 CO_2 ,其次还含有一定量的 CH_4 ,这与显微测温得到的结果一致(group-1 中 C 型包裹体 t_{m,CO_2} 介于 $-60.6\sim-58.5^{\circ}\text{C}$ 之间,明显低于 56.6°C)。对 L+C 和 L+C+S 型包裹体中 CO_2 相的测试结果大多与 C 型包裹体具有相似峰值特征(图 9b, 9c),仅有个别 L+C 型包裹体只存在 CO_2 峰、不存在 CH_4 的峰值(图 9d)。对 L+V+S 型包裹体气相的拉曼分析,显示在 $3\,458\text{ cm}^{-1}$ 处存在波峰,而在 $1\,280$ 和 $1\,386\text{ cm}^{-1}$ 并没有出现明显峰值(图 9e),说明气相主要为 H_2O 而非 CO_2 。对 L+V 型包裹体气相的测试结果也得到相同结果(图 9f)。

4.3 原位 S 同位素组成

红泥坡铜矿床纹层状矿石和脉状铜矿石中硫化物的原位 S 同位素组成见表 2 和图 10。火山-沉积

表 2 红泥坡铜矿床矿石样品硫化物原位 $\delta^{34}\text{S}$ 测试结果
Table 2 In-situ $\delta^{34}\text{S}$ results of sulfide in the Hongnipo copper deposit

样品编号	成矿期次	样品产状	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
522-15-1	火山-沉积期	石英钠长岩中顺层产出的黄铁矿 [*]	黄铁矿 [*]	9.34
522-15-3		石英钠长岩中顺层产出的黄铁矿 [*]	黄铁矿 [*]	9.33
522-15-4		石英钠长岩中顺层产出的黄铁矿 [*]	黄铁矿 [*]	9.18
522-15-5		石英钠长岩中顺层产出的黄铁矿 [*]	黄铁矿 [*]	9.25
21-522-11-1	热液成矿期 (阶段 I)	脉状(网脉状)铜矿 [*] 石	黄铜矿 [*]	5.26
21-522-11-2		脉状(网脉状)铜矿 [*] 石	黄铜矿 [*]	5.11
21-522-11-3		脉状(网脉状)铜矿 [*] 石	黄铜矿 [*]	5.24
21-522-11-4		脉状(网脉状)铜矿 [*] 石	黄铜矿 [*]	5.09
21-522-11-5		脉状(网脉状)铜矿 [*] 石	黄铜矿 [*]	5.04
21-522-9-1		脉状铜矿 [*] 石	黄铁矿 [*]	4.49
21-522-9-2		脉状铜矿 [*] 石	黄铁矿 [*]	4.42

图 10 康滇地区 Fe-Cu 矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的频数直方图Fig. 10 Frequency histogram of $\delta^{34}\text{S}$ values from sulfides of the Fe-Cu deposit in Kangdian region

期形成的纹层状矿石中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值较为均一, 介于 $9.18\text{‰} \sim 9.34\text{‰}$ 之间, 平均值为 9.27‰ 。其具有单峰式分布特征, 与迤纳厂 Fe-Cu 矿床中部分浸染状铁铜矿石的硫同位素 (朱利岗, 2019) 具有相似性 (图 10)。热液成矿期硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $4.42\text{‰} \sim 5.26\text{‰}$ 之间, 平均值为 4.95‰ , 其中黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $5.04\text{‰} \sim 5.26\text{‰}$ 之间; 黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $4.42\text{‰} \sim 4.49\text{‰}$ 之间。该成矿期硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值具有单峰式分布特征, 与大红山 Fe-Cu 矿床的硫同位素 (苏治坤, 2019) 具有相似性, 且要略高于的落鹵矿床硫化物单矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (图 10)。

5 讨论

5.1 S 的来源

研究表明, 矿石矿物组合中未出现硫酸盐矿物, 成矿流体具有低氧逸度特征时, S 主要以 HS^- 和 S^{2-} 形式存在, 此时沉淀的热液硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值与流体的总硫同位素值近似 (Ohmoto, 1972; Ohmoto and Rye, 1979)。红泥坡铜矿床矿石中金属硫化物以黄铜矿为主, 其次为磁黄铁矿、黄铁矿和辉钴矿等。非金属矿物主要有石英、方解石、黑云母等。在矿体与围岩

中均未发现重晶石、石膏等硫酸盐矿物的存在或报道,表明热液硫化物沉淀时处于还原环境,S主要以HS和 S^{2-} 的形式存在。因此,该矿床硫化物的 $\delta^{34}S$ 平均值可大致代表总硫同位素组成。通过对不同矿石中硫化物 $\delta^{34}S$ 值的对比,可以明显发现早期火山-沉积期的硫同位素要明显高于热液成矿期的硫同位素组成(图10),说明不同成矿期存在不同的硫源。

火山-沉积期的黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值主要介于9.18‰~9.34‰之间(平均为8.78‰),具有重硫同位素特征,这与康滇Fe-Cu成矿带的迤纳厂,鹅头厂,汤丹等矿床具有相似性,纹层状硫化物的S同位素可高达11.9‰(Zhao *et al.*, 2012; 朱利岗, 2019)。此外,这些硫同位素组成与位于南澳大利亚奥林匹克坝区的Mount Gunson铜矿床(7.1‰~11.7‰)和Emmie Bluff IOCG矿床(2.6‰~12.5‰,大多数大于5.2‰)的硫同位素组成亦具有相似性。前人认为硫可能来源于蒸发岩、钙质母岩或海水硫酸盐(Kuntson *et al.*, 1992; Bastrakov *et al.*, 2007)。在迤纳厂铁铜矿床,这种高 $\delta^{34}S$ 值与蒸发岩、海水或盆地卤水等储库的值相近,表明成矿系统中存在明显外来流体的加入(朱利岗, 2019)。在汤丹矿床,这种硫同位素特征被认为指示硫主要来源于海水蒸发岩(Zhao *et al.*, 2012)。结合康滇成矿带古元古代晚期普遍存在的火山-沉积作用以及海水硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值(18‰~25‰; 刘肇昌等, 1996),推测层状矿石中硫化物的硫来源于海水硫酸盐和岩浆流体的混合硫。

热液成矿期硫化物的 $\delta^{34}S$ 值介于4.42‰~5.26‰之间(平均为4.95‰),略微高于典型地幔/岩浆源的 $\delta^{34}S$ 值,说明铜矿化阶段的硫化物中混入了重硫同位素。在大红山铁铜矿床主成矿阶段(铜矿化阶段)也有具高 $\delta^{34}S$ 值的硫化物被报道,平均值可达5.78‰(苏治坤, 2019)。此外,这些高S同位素组成与位于巴西Carajás成矿带的Alvo 118 IOCG矿床(5.1‰~6.3‰; Torresi *et al.*, 2012)和Sossego IOCG矿床(3.8‰~7.6‰; Monteiro *et al.*, 2008)的S同位素组成亦具有相似性,前人认为这些硫化物中的重S同位素可能来自于岩浆热液对变质火山-沉积岩的淋滤作用,或与地表流体的输入有关。结合火山-沉积期所形成的黄铁矿具有高S同位素值特征,认为热液成矿期的重S同位素可能来源于岩浆热液对火山-沉积期纹层状黄铁矿的淋滤作用,或与非岩浆流体(变质流体)的输入有关。因此,热液成

矿期的S主要来源于岩浆,其次混入了少量地层硫。

5.2 流体包裹体群的成因与意义

红泥坡铜矿床热液成矿期石英中的流体包裹体类型多样,大多密集无序分布,形成不同类型的流体包裹体群。group-1由C型包裹体组成,group-2由C型和L+C型包裹体组成,这两组流体包裹体群可由 $H_2O-CO_2(\pm CH_4)$ 流体体系的捕获作用而成。仅捕获了 $CO_2(\pm CH_4)$ 的可形成group-1(图7a);既捕获了 $CO_2(\pm CH_4)$,又捕获了 H_2O 可形成group-2(图7b)。

group-3中L+V+S₁和L+V+S_n型包裹体具有相似的气相占比和气泡消失温度(图8g)。但L+V+S₁型和L+V+S_n型包裹体的固相占比(11%~90%)和固体矿物的融化温度变化较大(213.8~500℃),测温过程中均以气泡先消失、固相后消失为特征。这种现象常见于岩浆热液系统之中,可由压力波动、温度变化、包裹体捕获后 H_2O 的丢失以及非均一捕获所造成(Becker *et al.*, 2008; Audétat, 2023)。流体包裹体岩相学观察显示,这类包裹体中固体矿物类型复杂(≥ 3 种)。另外,部分固相占比大的包裹体和含有多颗不同类型固体矿物的包裹体加热至500℃以上亦未完全均一或未见明显的融化迹象,表明这些固体矿物很可能在包裹体捕获前便已晶出(Becker *et al.*, 2008)。因此,该类流体包裹体群是原本已晶出大量固体矿物的成矿流体通过非均一捕获所形成的。

对于宿主矿物中由L+V、L+V+S、C、L+C以及L+C+S型包裹体组成的流体包裹体(group-4),其成因可以用以下一种或者多种混合机制来解释(Lawrence *et al.*, 2013): ①存在多期流体事件; ②原生或早期 H_2O-CO_2-NaCl 流体包裹体在形成后发生变形所形成; ③均匀的 H_2O-CO_2-NaCl 流体发生相分离作用所致; ④中高盐度流体与中低盐度富 $CO_2(\pm CH_4)$ 流体的部分混合,同时发生非均一捕获所致。在大多数样品中常会见到不同类型的流体包裹体共存于同一视域中(图7f、7g、7h)。因此,可以排除存在多期流体事件的叠加作用。另外,上述流体包裹体多呈圆形、椭圆形或负晶形,同一流体包裹体群内的包裹体以及其相邻包裹体的测温数据近于一致,表明它们捕获后未经历变形改造作用(Audétat, 2023; Zhang and Audétat, 2023)。虽然这些流体包裹体可以是 $H_2O-CO_2(\pm CH_4)-NaCl(\pm CaCl_2 \pm FeCl_2)$ 均一流体发生相分离后经非均一捕获形成,并符合Ramboz等(1982)建立的流体不混溶作用的部分标

准。假如这种推断成立,那么富 CO_2 包裹体和含固体矿物包裹体,应分别代表流体不混溶作用所分离出的中低盐度端员和高盐度端员。但在显微测温过程中,两个端员包裹体并未分别均一至气相和液相 (Ramboz *et al.*, 1982)。另外, L+C 型包裹体在升温至 $173.5 \sim 291.3^\circ\text{C}$ 温度范围时通常会发生爆裂。含固体矿物包裹体在温度 $>500^\circ\text{C}$ 时也未发生爆裂 (仅有个别在 $372 \sim 412^\circ\text{C}$ 发生爆裂)。上述种种现象表明这些流体包裹体并不是通过流体的不混溶模式而形成的。流体包裹体的均一温度与盐度变化较大,且二者具有正相关关系 (图 11),该期硫化物的 S 同位素表现出混合来源特征,均表明流体混合作用可能是形成上述各类包裹体的主要机制。

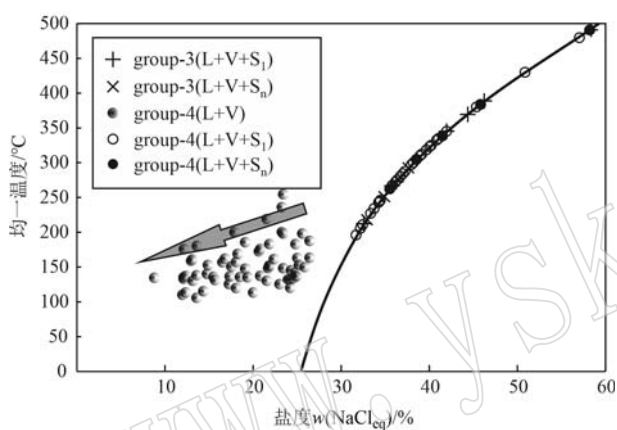


图 11 流体包裹体均一温度-盐度关系图

Fig. 11 Homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions

综上所述,认为红泥坡铜矿床各类流体包裹体群是已晶出固体矿物的中高盐度流体与富 CO_2 的中低盐度流体部分混合后发生非均一捕获所形成的。其中, group-3 代表中高盐度流体端员, group-1 和 group-2 代表中低盐度富 CO_2 流体端员,而宿主矿物中成群分布的 C、L+C、L+C+S、L+V 以及 L+V+S 型包裹体 (group-4) 代表两端员流体机械混合部分。

5.3 成矿流体性质及来源

流体包裹体不仅能反映成矿流体演化过程,也能够直接体现流体组分和来源 (Roedder, 1984)。由前文可知,红泥坡铜矿床的流体包裹体是由于中高盐度流体与中低盐度富 CO_2 ($\pm\text{CH}_4$) 流体发生混合,后通过非均一捕获所致。中高盐度流体可能来自蒸发岩的溶解或岩浆的分离 (张德会等, 2003; Cline, 2003; Kesler, 2005)。红泥坡铜矿床中 L+V+S 型包裹体的盐度高于典型蒸发岩或膏岩层来源的流体包

裹体 (吴孔文等, 2008),表明该类包裹体不太可能来自蒸发岩或膏岩层的溶解,而很可能来源于岩浆的分离出溶。此外,热液成矿期硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与岩浆硫较为接近 (平均值 4.95‰),且热液黑云母具有高 F 含量特征 (介于 $5.202\% \sim 6.343\%$ 之间,宋明伟等, 2022),这些均一致表明岩浆热液流体参与了成矿过程。因此,以 L-V-S 型包裹体为代表的中高盐度流体应来源于岩浆的分离出溶。事实上,许多铁铜成矿系统中的中高盐度流体一般认为具岩浆成因 (吴孔文等, 2008; Li *et al.*, 2015; Williams *et al.*, 2015)。例如,康滇成矿带的大红山铜矿床主要发现了富液相水 (L+V)、含子晶多相 (L+S \pm V) 和纯 CO_2 等 3 类包裹体,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-0.6\text{‰} \sim 10.9\text{‰}$,认为成矿过程中有岩浆热液的参与,以含子晶多相包裹体为特征 (吴孔文等, 2008)。康滇成矿带的迤纳厂铁铜 (稀土) 矿床磷灰石中与富液相水 (L+V) 包裹体共存的含子晶多相 (L+S \pm V) 包裹体具有高温 ($273 \sim 500^\circ\text{C}$) 和高盐度 ($36.2\% \sim 59.8\%$) 特征,黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($-2.8\text{‰} \sim +2.7\text{‰}$) 具有岩浆硫特征,综合指示该类包裹体代表成矿过程中捕获的岩浆热液 (Li *et al.*, 2015)。此外,在澳大利亚 Cloncurry 地区的 Monakoff 和 E1 Cu-Au 矿床的热液矿物中同样发育富液相水 (L+V)、含子晶多相 (L+S \pm V) 和纯 CO_2 包裹体,其中具有高温、高盐度特征的含子晶多相 (L+S \pm V) 包裹体来源于花岗岩体分离出来的岩浆热液 (Williams *et al.*, 2015)。

在 IOCG 成矿系统中非岩浆流体主要涉及到大气降水、盆地卤水、海水以及变质水几种来源 (Li *et al.*, 2015; 侯林等, 2015; Kirekenbaur *et al.*, 2016; Schlegel *et al.*, 2018; 黄从俊, 2019)。不同来源的流体通常会形成不同类型的矿床和流体包裹体组合。例如,流体来自大气降水,主要形成 H_2O 溶液包裹体,可有少量 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ 包裹体和烃类包裹体;流体来源于海水,以 H_2O 溶液包裹体为主;若流体来源于盆地卤水,则可形成大量含石盐子晶的流体包裹体;而变质流体与其他流体最大的区别在于其富含大量 CO_2 ,可形成大量富 CO_2 包裹体 (顾雪祥等, 2019)。因此,红泥坡铜矿床热液成矿阶段,中低盐度富含 CO_2 ($\pm\text{CH}_4$) 的流体端员,可能来源于变质流体。当然,通过变质作用产生的变质流体亦不一定富 CO_2 ,对于一种具体变质流体而言,其成分取决于变质程度和发生脱水的变质相。一般来说,低变质作用产生的流体富含 H_2O ,高级变质相中产生的流

体以高密度 CO_2 为主。另外,若原岩为碳质沉积岩,则可以产生富 CO_2 和 H_2O 的流体(翟裕生等, 2011)。虽然在拉拉矿田,赋矿围岩主要有各类钠长岩、白云母片岩、黑云母片岩等,变质相属于绿片岩相,但在该区各组地层中均有大量碳质板岩的存在,且常作为矿体的顶底板围岩,其原岩在变质作用下很可能形成富 CO_2 的变质流体,可以为矿床的形成提供部分流体来源。

5.4 矿质沉淀机制

导致热液流体中成矿元素沉淀的因素主要有温度、压力的降低、流体的混合、水-岩反应、流体不混溶作用和沸腾作用(Drummond and Ohmoto, 1985; Hedenquist *et al.*, 2000; Pollard, 2001; Federico *et al.*, 2002)。许多大型 IOCG 矿床的成矿机制研究通常会涉及到岩浆热液和非岩浆热液两个端员,且流体混合导致矿质沉淀的观点已经被广泛接受和证实(Haynes *et al.*, 1995; Baker *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2015)。

红泥坡铜矿床热液成矿期发育 C、L+C、L+C+S、L+V 以及 L+V+S 型 5 类流体包裹体。各类包裹体常成群分布,形成不同类型的流体包裹体群。group-1 由 C 型包裹体组成, t_{h,CO_2} 介于 $-20.9 \sim -8.1^\circ\text{C}$ 之间; group-2 由 C、L+C 型包裹体所组成, t_{h,CO_2} 分别为 $7.6 \sim 22.4^\circ\text{C}$ 和 $23.7 \sim 24.8^\circ\text{C}$, L+C 型包裹体 $t_{m,\text{cl}}$ 为 $-7.9 \sim -9.2^\circ\text{C}$ (盐度 $20.3\% \sim 20.5\%$); group-3 由 L+V+S₁ 和 L+V+S_n 型包裹体所组成,气泡消失温度为 $150.4 \sim 156.4^\circ\text{C}$,固相溶化温度为 $213.8 \sim 500^\circ\text{C}$ (盐度 $32.6\% \sim 59.8\%$); group-4 由 C、L+C、L+C+S、L+V 以及 L+V+S 型包裹体组成,均一温度与盐度变化较大,总体分为中高温 ($196.2 \sim 500^\circ\text{C}$)、高盐度 ($31.7\% \sim 59.8\%$) 和中低温 ($105.9 \sim 254.7^\circ\text{C}$)、中低盐度 ($8.8\% \sim 26.4\%$) 两群,显示出流体混合特征。流体包裹体的均一温度与盐度呈正相关趋势亦是流体混合的有力证据,且热液成矿期硫化物的 S 同位素同样表现出混合硫特征,均表明红泥坡铜矿床成矿过程中可能存在流体的混合作用。流体包裹体的宿主矿物(石英)与黄铜矿密切共生,因此,流体混合作用可能是导致热液矿化期成矿物质沉淀的主要原因。事实上,红泥坡铜矿床流体包裹体特征与康滇成矿带的大红山铁铜矿床(L+V 型、L+S±V 型和 C 型 3 类包裹体共存)和迤纳厂铁铜(稀土)矿床(L+V 型和 L+S±V 型包裹体共存)均具有相似性。前人认为这是由于流体混合所致,流体混合有效触发了成

矿物质的饱和沉淀(吴孔文等, 2008; Li *et al.*, 2015)。另外,在非洲西部 LouLo 矿区的 Gara 型矿床($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 包裹体、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 包裹体和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ 包裹体共存)和澳大利亚 Cloncurry 地区的 Monakoff 和 E1 Cu-Au 矿床(L+V、L+S±V 和纯 CO_2 共存)亦有相似包裹体组合的报道(Lawrence *et al.*, 2013; Williams *et al.*, 2015),是由于岩浆流体与变质流体或(盆地卤水)发生流体混合所致,并认为流体混合引起成矿流体的温度、氧逸度等条件发生变化,进而导致成矿流体中成矿物质的饱和沉淀(Lawrence *et al.*, 2013; Williams *et al.*, 2015)。红泥坡铜矿床在空间上与区域幔源基性岩浆关系密切(图 2),并可能与之有成因联系。来自深部岩浆的流体可能提供了丰富的成矿物质,也可能为浅层非岩浆流体与沉积-火山地层相互作用提供了热量,从而萃取出额外的金属物质进入成矿系统,最终在流体混合的情况下,引起成矿流体物理化学条件的改变,并触发了成矿物质的饱和沉淀。

5.5 矿床成因

大量热液矿物的放射性年代学数据显示康滇 IOCG 成矿带存在多期成矿作用,主要经历了 $1.67 \sim 1.6 \text{ Ga}$ 、约 1.2 Ga 、 $1.1 \sim 1.0 \text{ Ga}$ 和 0.8 Ga 的 4 期成矿作用(李泽琴等, 2003; Zhao *et al.*, 2013; Zhu and Sun, 2013; 宋昊, 2014; Zhou *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2017; Zhu *et al.*, 2018; 黄从俊, 2019; 苏治坤, 2019)。最早的成矿作用发生在古元古代末期 ($1.67 \sim 1.6 \text{ Ga}$),可能与康滇地区广泛的火山喷发-沉积作用有关,矿化与母岩的形成几乎同时发生,主要为 Fe-Cu-REE 矿化,形成含 Fe 和 Cu 的矿源层(Zhao *et al.*, 2013, 2017; 黄从俊, 2019; Lin *et al.*, 2020)。中元古代中期(约 1.2 Ga)的矿化事件可能是由于区域变质作用使矿源层中成矿元素重新分布、改造富集,该期矿化仅在局部发生,主要在落鹵矿区中形成条带状、片理化 Fe-Cu-REE 矿石(Zhu and Sun, 2013; Zhu *et al.*, 2018; 黄从俊, 2019)。中元古代末期 ($1.1 \sim 1.0 \text{ Ga}$) 是本区主要的成矿时期之一,该期矿化事件与 Rodinia 超大陆的拼贴有关,超大陆的拼贴使区域发生大规模热液叠加成矿作用,形成角砾状、网脉状、脉状、浸染状和块状富矿石,主要为 Fe-Cu-Mo-REE-萤石-方解石矿化(李泽琴等, 2003; Zhao *et al.*, 2017; 宋昊, 2014; Zhu *et al.*, 2018; 黄从俊, 2019; 苏治坤, 2019)。新元古代 (0.8 Ga) 是该区 Fe-Cu 矿床成岩成矿的另一高峰

期,可能与新元古代岩浆作用和(或)变质作用有关,主要发生 Fe-Cu-Mo-U-REE 矿化,形成脉状矿石(Greentree, 2007; 杨红等, 2013; Zhou *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2017; Zhu *et al.*, 2018; 黄从俊, 2019; 苏治坤, 2019)。

Lin 等(2020)对红泥坡铜矿床纹层状黄铁矿和脉状黄铜矿分别进行了 Rb-Sr 和 Re-Os 定年工作,获得两次成矿事件的成矿年龄分别为 $1\ 552\pm 80\text{ Ma}$ 和 $794.8\pm 7.9\text{ Ma}$,与该区古元古代末期的火山-沉积成矿事件和新元古代的热液事件相对应(Lin *et al.*, 2020)。古元古代康滇地区广泛发生的火山喷流-沉积事件使成矿物质初步富集形成矿源层,但并未在红泥坡地区形成具有工业价值的矿体,仅在局部形成了少量的磁铁矿和黄铁矿(图 4a)。新元古代 Rodinia 超大陆开始裂解,区域发生广泛的双峰式岩浆活动,伴随着热液的改造作用(黄从俊, 2019)。与此同时,该时期区域发生了强烈的变质变形作用(杨红等, 2013; Zhou *et al.*, 2014; 宋昊, 2014),区域地层发生变质脱水形成变质热液,来自深部的岩浆流体携带大量的成矿物质向上不断运移,最终在流体混合的情况下,引起成矿流体物理化学条件的改变,触发了成矿物质的饱和沉淀,形成了红泥坡铜矿床的工业铜矿体。

6 结论

(1) 红泥坡铜矿床热液成矿期的流体包裹体类型复杂,组合多样,且测温结果变化较大,具有流体混合的特征。

(2) 红泥坡铜矿床火山-沉积期的硫来源于海水硫酸盐和岩浆硫的混合硫;热液成矿期(铜矿化期)的硫为岩浆硫和地层硫的混合硫。

(3) 红泥坡铜矿床热液成矿期的各类流体包裹体,是由中低盐度的变质流体(类似于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 流体体系)和具有中高盐度特征的岩浆流体(类似于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{CaCl}_2\pm\text{FeCl}_2$ 体系)发生混合作用所形成。流体混合引起成矿流体物理化学条件的改变是成矿物质沉淀的主要机制。

References

Audétat A. 2023. A plea for more skepticism toward fluid inclusions: Part II. Homogenization via halite dissolution in brine inclusions from

magmatic-hydrothermal systems is commonly the result of postentrapment modifications[J]. *Economic Geology*, 118 (1): 43~55.

Baker T, Mustard R, Fu B, *et al.* 2008. Mixed messages in iron oxide-copper-gold systems of the Cloncurry district, Australia: Insights from PIXE analysis of halogens and copper in fluid inclusions[J]. *Mineralium Deposita*, 43: 559~608.

Barton M D and Johnson D A. 2000. Alternative brine source for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals[C]//Porter T M. *Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A global Perspective*. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 43~60.

Bastrakov E N, Skirrow R G and Davidson G J. 2007. Fluid evolution and origins of iron oxide Cu-Au prospects in the Olympic Dam District, Gawler Craton, South Australia[J]. *Economic Geology*, 102: 1 415~1 440.

Becker S P, Fall A and Bodnar R J. 2008. Synthetic fluid inclusions. XVII. 1 PVTX properties of high salinity $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ solutions (> 30wt%NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal Ore Deposits[J]. *Economic Geology*, 103: 539~554.

Chen Liang, Liu Fu Quan, Qian Yong Chao, *et al.* 2021. Process mineralogy of the Hongnipo Copper Deposit in Huili County, Sichuan[J]. *Multipurpose Utilization of Mineral Resources*, (3): 200~204 (in Chinese with English abstract).

Chen W T, Sun W H, Wang W, *et al.* 2014. "Grenvillian" intra-plate mafic magmatism in the southwestern Yangtze Block, SW China[J]. *Precambrian Research*, 242: 138~153.

Chen W and Zhou M F. 2012. Paragenesis, stable isotopes, and molybdenite Re-Os isotope age of the Lala Iron-Copper Deposit, Southwest China[J]. *Economic Geology*, 107: 45~80.

Chen W T, Zhou M F and Zhao X F. 2013. Late Paleoproterozoic sedimentary and mafic rocks in the Hekou area, SW China: Implication for the reconstruction of the Yangtze Block in Columbia[J]. *Precambrian Research*, 231: 61~77.

Chi G X, Chu H X, Scott R, *et al.* 2014. A new method for determining fluid compositions in the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ system with cryogenic Raman spectroscopy[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88 (4): 1 169~1 182.

Cline J S. 2003. How to concentrate copper[J]. *Science*, 302(5 653): 2 075~2 076.

Davis D W, Lowenstein T K and Spencer R J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ and $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-$

- H₂O[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 591~601.
- Drummond S E and Ohmoto H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems[J]. *Economic Geology*, 80(1): 126~147.
- Federico C, Aiuppa A, Allard P, *et al.* 2002. Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(6): 963~981.
- Frezzotti M L, Tecce F and Casagli A. 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 112: 1~20.
- Geng Yuansheng, Yang Chonghui, Du Lilin, *et al.* 2007. Chronology and tectonic environment of the Tianbaoshan Formation: New evidence from zircon SHRIMP U-Pb age and geochemistry[J]. *Geological Review*, 53(4): 556~563 (in Chinese with English abstract).
- Greentree M R, Li Z X, Li X H, *et al.* 2006. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia[J]. *Pre-cambrian Research*, 151: 79~100.
- Greentree M R. 2007. Tectonostratigraphic Analysis of the Proterozoic Kangdian Iron Oxide-copper Province, Southwest China (PhD Dissertation)[D]. University of Western Australia, 1~84.
- Groves D I, Bierlein F P, Meinert L D, *et al.* 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits[J]. *Economic Geology*, 105(3): 641~654.
- Gu Xuexiang, Li Baohua, Zhang Yongmei, *et al.* 2019. Research Methods and Applications of Mineral Deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Haynes D W, Cross K C, Bills R T, *et al.* 1995. Olympic dam ore genesis: A fluid mixing model[J]. *Economic Geology*, 90: 281~307.
- Hedenquist J W, Arribas R A and Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits[J]. *Reviews in Economic Geology*, 13: 245~277.
- Hou Lin, Peng Huijuan and Ding Jun. 2015. Sources of the ore-forming materials for the Yinachang Fe-Cu-Au-REE deposit, Wuding, Yunnan Province: Constraints from the ore geology and the S, Pb, H, O isotope geochemistry[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(2): 202~218 (in Chinese with English abstract).
- Huang Congjun. 2019. Geology and Geochemistry Study on the Lala IOCG Deposit, Southwestern Margin of Yangtze Block[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Kesler S E. 2005. Ore-forming fluids[J]. *Elements*, 1: 13~18.
- Kirchenbaur M, Maas R, Ehrig K, *et al.* 2016. Uranium and Sm isotope studies of the supergiant Olympic Dam Cu-Au-U-Ag deposit, South Australia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 180: 15~32.
- Kuntson J, Donnelly T H, Eadington P J, *et al.* 1992. Hydrothermal alteration of middle proterozoic basalts, Stuart Shelf, South Australia—A possible source for Cu Mineralization[J]. *Economic Geology*, 87: 1 054~1 077.
- Lawrence D M, Treloar P J, Rankin A H, *et al.* 2013. A fluid inclusion and stable isotope study at the Loulo mining district, Mali, West Africa: Implications for multifluid sources in the generation of orogenic gold deposits[J]. *Economic Geology*, 108: 229~257.
- Li X H, Li Z X, Zhou H W, *et al.* 2003. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance[J]. *Science in China (Series D)*, 46: 73~83.
- Li X, Zhao X, Zhou M F, *et al.* 2015. Fluid inclusion and isotopic constraints on the origin of the Paleoproterozoic Yinachang Fe-Cu-(REE) Deposit, Southwest China[J]. *Economic Geology*, 110: 1 339~1 369.
- Li Zeqin, Hu Ruizhong, Wang Jiangzhen, *et al.* 2002. Lala Fe-Oxide-Cu-Au-U-REE ore deposit, Sichuan China—An example of superimposed mineralization[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 21(4): 258~260 (in Chinese with English abstract).
- Li Zeqin, Wang Jiangzhen, Liu Jiajun, *et al.* 2003. Re-Os dating of molybdenite from Lala Fe-Oxide-Cu-Au-Mo-REE Deposit, Southwest China: Implications for ore genesis[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 18(1): 39~42 (in Chinese with English abstract).
- Lin L J, Chen R Y, Pang Z S, *et al.* 2020. Sulfide Rb-Sr, Re-Os and In Situ S isotopic constraints on two mineralization events at the large Hongnipo Cu Deposit, SW China[J]. *Minerals*, 10(5): 414.
- Liu Xiaowen. 2017. Mineralogical and Geochemical Characteristics of Molybdenite from Lala IOCG, Deposit, Huili, Sichuan[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 1~66 (in Chinese with English abstract).
- Liu Zhaochang, Zhong Kanghui, Li Fanyou, *et al.* 1996. Tectonic Evolution and Mineralization of the Western Margin of the Yangtze Platform [M]. Chengdu: China Electronic Science Press (in Chinese).
- Monteiro L V S, Xavier R P, Carvalho E R D, *et al.* 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints[J]. *Mineralium Deposita*, 43: 129~159.

- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Economic Geology*, 67(5): 551~578.
- Ohmoto H and Rye R D. 1979. Isotopes of sulfur and carbon [C]// Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: Wiley.
- Pollard P J. 2001. Sodic (-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au district: An origin via unmixing of magmatic $H_2O-CO_2-NaCl \pm CaCl_2-KCl$ fluids[J]. *Mineralium Deposita*, 36(1): 93~100.
- Pollard P J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces[J]. *Mineralium Deposita*, 41(2): 179~187.
- Qiu K F, Marsh E, Yu H C, *et al.* 2017. Fluid and metal sources of the Wenquan porphyry molybdenum deposit, Western Qinling, NW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 86: 459~473.
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data; II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility[J]. *Chemical Geology*, 37: 29~48.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions [C]// Ribbe H P. *Reviews in Mineralogy*. Washington D C: Mineralogical Society of America, 12: 644.
- Schlegel T U, Wagner T, Walle M, *et al.* 2018. Hematite breccia-hosted iron oxide copper-gold deposits require magmatic fluid components exposed to atmospheric oxidation: Evidence from Prominent Hill, Gawler Craton, South Australia[J]. *Economic Geology*, 113(3): 597~644.
- Sillitoe R H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view [J]. *Mineralium Deposita*, 38(7): 787~812.
- Song Hao. 2014. Precambrian Copper-iron-gold-uranium Polymetallic Deposits and Their Regional Metallogeny in Southwestern Margin of Yangtze Block [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Song Mingwei, Peng Yiwei, Ding Feng, *et al.* 2022. Chemical characteristics and metallogenic significance of biotite from the Hongnipo copper deposit, Lala ore concentration area, Huili, Sichuan[J]. *Mineralogy and Petrology*, 42(2): 33~46 (in Chinese with English abstract).
- Spencer R J, Moller N and Weare J H. 1990. The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄-H₂O systems at temperatures below 25°C [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 575~590.
- Su Zhikun. 2019. Metallogenesis of the Dahongshan Fe-Cu-(Au) Deposit in the Kangdian Region: Constraints from Geochemical and Geochronological Microanalyses [D]. Wuhan: China University of Geosciences (in Chinese with English abstract).
- Sun Yan, Shu Xiaolan and Xiao Yuanfu. 2006. Isotopic geochemistry of the Lala copper deposit, Sichuan Province China, and its metallogenic significance[J]. *Geochemica*, 35(5): 553~559 (in Chinese with English abstract).
- Torresi I, Xavier R P, Bortholoto D F A, *et al.* 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis[J]. *Mineralium Deposita*, 47: 299~323.
- Wang Jiangzhen, Li Zeqin and Huang Congjun. 2012. The main geological events of the Kangdian Proterozoic Eon and response from the La-La IOCG Deposit [J]. *Advances in Earth Science*, 27(10): 1 074~1 079 (in Chinese with English abstract).
- Wang Jiangzhen, Li Zeqin, Liu Jiajun, *et al.* 2004. Polytype and polymorphic characteristics of molybdenite from Lala Fe-oxide-Cu-Au-Mo-Co-REE deposit in Sichuan Province, China[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources*, 19(2): 96~99 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shengwei, Liao Zhenwen, Sun Xiaoming, *et al.* 2013. Age and geochemistry of the Caiyuanzi granite in Sichuan, Sw China: Mechanism of the Grenvillian Orogenic Movement in the western Margin of Yangtze Block[J]. *Acta Geologica Sinica*, 87(1): 55~70 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yupeng. 2017. Study on the Geochemical Characteristics of Hongnipo Mine Section of Lala Copper Deposit in Huili, Sichuan Province [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Williams M R, Holwell D A, Lilly R M, *et al.* 2015. Mineralogical and fluid characteristics of the fluorite-rich Monakoff and E1 Cu-Au deposits, Cloncurry region, Queensland, Australia: Implications for regional F-Ba-rich IOCG mineralisation[J]. *Ore Geology Reviews*, 64: 103~127.
- Wu Kongwen, Zhong Hong, Zhu Weiguang, *et al.* 2008. Study on ore-forming fluid of the Dahongshan stratiform copper deposit, Yunnan, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2 045~2 057 (in Chinese with English abstract).
- Xavier R P, Wiedenbeck M, Trumbull R B, *et al.* 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper-gold deposits[J]. *Carajás Mineral Province (Brazil) Geology*, 36(9): 743~746.
- Yang Guangshu, Mao Zhibo, Qin Longjiang, *et al.* 2020. Geochemical Characteristics of Carbon and Oxygen Isotopes and Trace Elements of the Dahongshan Cu-Fe Deposit in Yunnan and Their Metallogenic

- Significances[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 39(5): 946~960 (in Chinese with English abstract).
- Yang Hong, Liu Fulai, Liu Pinghua, *et al.* 2013. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating for muscovite in garnet muscovite-felsic schists of the Dahongshan Group in southwestern Yangtze Block and its geological significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(6): 2161~2170 (in Chinese with English abstract).
- Yang Wangdong, Gao Fulei, Wang Gongwen, *et al.* 2020. 3D Geological modeling and new understanding of ore-controlling tectonic evolution of the Hongnipo Copper Deposit in Sichuan Province[J]. *Geoscience*, 34(3): 598~608 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Yusheng, Yao Shuzhen and Cai Keqin. 2011. *Ore Deposit Geology* [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhang D H and Audétat A. 2023. A plea for more skepticism toward fluid inclusions: Part I. Postentrapment changes in fluid density and fluid salinity are very common[J]. *Economic Geology*, 118(1): 15~41.
- Zhang Dehui, Zhang Wenhui and Liu Wei. 2003. The high salinity fluid inclusions and its significance in ore origin in the Yinshan polymetallic deposit[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1): 173~180 (in Chinese with English abstract).
- Zhao X F and Zhou M F. 2011. Fe-Cu deposits in the Kangdian region, SW China: A Proterozoic IOCG (iron-oxide-copper-gold) metallogenic province[J]. *Mineralium Deposita*, 46(7): 731~747.
- Zhao X F, Zhou M F, Hitzman M W, *et al.* 2012. Late Paleoproterozoic to Early Mesoproterozoic Tangdan sedimentary rock-hosted stratabound copper deposit, Yunnan Province, Southwest China[J]. *Economic Geology*, 107: 357~375.
- Zhao X F, Zhou M F, Li J W, *et al.* 2013. Sulfide Re-Os and Rb-Sr isotope dating of the Kangdian IOCG metallogenic province, southwest China: Implications for regional metallogenesis[J]. *Economic Geology*, 108(6): 1489~1498.
- Zhao X F, Zhou M F, Su Z K, *et al.* 2017. Geology, geochronology, and geochemistry of the Dahongshan Fe-Cu-(Au-Ag) deposit, Southwest China: Implications for the formation of iron oxide copper-gold deposits in intracratonic rift settings[J]. *Economic Geology*, 112(3): 603~628.
- Zhou M F, Ma Y, Yan D P, *et al.* 2006. The Yanbian Terrane (southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block[J]. *Precambrian Research*, 144: 19~38.
- Zhou M F, Zhao X F, Chen W T, *et al.* 2014. Proterozoic Fe-Cu metallogeny and supercontinental cycles of the southwestern Yangtze Block, southern China and northern Vietnam[J]. *Earth Science Reviews*, 139: 59~82.
- Zhu Ligang. 2019. The Ore Genesis and Geodynamic Setting of the Fe-Cu-Au-U-REE Deposits in the Wuding Region, Yunnan Province, SW China[D]. Beijing: China University of Geosciences (in Chinese with English abstract).
- Zhu Zhimin. 2012. Metallogenic setting and deposit type of Hongnipo copper deposit in Huili, Sichuan[J]. *Mineral Deposits*, 31(S1): 413~414 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Z M and Sun Y L. 2013. Direct Re-Os dating of chalcopyrite from the Lala IOCG deposit in the Kangdian Copper Belt, China[J]. *Economic Geology*, 108: 871~882.
- Zhu Z M, Tan H Q, Liu Y D, *et al.* 2018. Multiple episodes of mineralization revealed by Re-Os molybdenite geochronology in the Lala Fe-Cu Deposit, SW China[J]. *Mineralium Deposita*, 53: 311~322.
- Zhu Z Y, Jiang S Y, Ciobanu C L, *et al.* 2017. Sulfur isotope fractionation in pyrite during laser ablation: Implications for laser ablation multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometry mapping[J]. *Chemical Geology*, 450: 223~234.

附中文参考文献

- 陈良, 刘富权, 钱永超, 等. 2021. 四川会理红泥坡铜矿工艺矿物学[J]. *矿产综合利用*, (3): 200~204.
- 耿元生, 杨崇辉, 杜利林, 等. 2007. 天宝山组形成时代和形成环境——锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和地球化学证据[J]. *地质论评*, 53(4): 556~563.
- 顾雪祥, 李葆华, 章永梅, 等. 2019. *矿床学研究方法及应用* [M]. 北京: 地质出版社.
- 侯林, 彭惠娟, 丁俊. 2015. 云南武定迤纳厂铁-铜-金-稀土矿床成矿物质来源——来自矿床地质与 S、Pb、H、O 同位素的制约[J]. *岩石矿物学杂志*, 34(2): 205~218.
- 黄从俊. 2019. 扬子地块西南缘拉拉 IOCG 矿床地质地球化学研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 李泽琴, 胡瑞忠, 王奖臻, 等. 2002. 中国首例铁氧化物-铜-金-铀-稀土型矿床的厘定及其成矿演化[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 21(4): 258~260.
- 李泽琴, 王奖臻, 刘家军, 等. 2003. 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. *地质找矿论丛*, 18(1): 39~42.
- 刘晓文. 2017. 四川会理拉拉 IOCG 矿床辉钼矿矿物学及地球化学特征研究[D]. 成都: 成都理工大学, 1~66.

- 刘肇昌, 钟康惠, 李凡友, 等. 1996. 扬子地台西缘构造演化与成矿作用[M]. 成都: 电子科技大学出版社.
- 宋 昊. 2014. 扬子地块西南缘前寒武纪铜-铁-金-铀多金属矿床及区域成矿作用[D]. 成都: 成都理工大学.
- 宋明伟, 彭义伟, 丁 枫, 等. 2022. 四川会理拉拉铜矿田红泥坡铜矿床黑云母矿物化学特征及成矿意义[J]. 矿物岩石, 42(2): 33~46.
- 苏治坤. 2019. 康滇地区大红山 IOCG 矿床成矿作用——矿物微区地球化学及年代学的成因启示[D]. 武汉: 中国地质大学.
- 孙 燕, 舒晓兰, 肖渊甫. 2006. 四川省拉拉铜矿床同位素地球化学特征及成矿意义[J]. 地球化学, 35(5): 553~559.
- 王奖臻, 李泽琴, 黄从俊. 2012. 康滇地轴元古代重大地质事件与拉拉 IOCG 矿床成矿响应[J]. 地球科学进展, 27(10): 1 074~1 079.
- 王奖臻, 李泽琴, 刘家军, 等. 2004. 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-钴-稀土矿床辉钼矿的多型及标型特征[J]. 地质找矿论丛, 19(2): 96~99.
- 王生伟, 廖震文, 孙晓明, 等. 2013. 会东菜园子花岗岩的年龄、地球化学——子地台西南缘格林威尔造山运动的机制探讨[J]. 地质学报, 87(1): 55~70.
- 王玉鹏. 2017. 四川会理拉拉铜矿红泥坡矿段矿床地球化学特征研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 吴孔文, 钟 宏, 朱维光, 等. 2008. 云南大红山层状铜矿床成矿流体研究[J]. 岩石学报, 24(9): 13.
- 杨光树, 毛致博, 覃龙江, 等. 2020. 云南大红山铁铜矿床碳、氧同位素和微量元素地球化学特征及成矿意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 39(5): 946~960.
- 杨 红, 刘福来, 刘平华, 等. 2013. 扬子地块西南缘大红山群石榴白云母-长石石英片岩的白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 29(6): 2 161~2 170.
- 杨旺东, 高福磊, 王功文, 等. 2020. 四川红泥坡铜矿床三维地质建模及控矿构造演化的新认识[J]. 现代地质, 34(3): 598~608.
- 翟裕生, 姚书振, 蔡克勤. 2011. 矿床学(第三版)[M]. 北京: 地质出版社.
- 张德会, 张文淮, 刘 伟. 2003. 江西银山多金属矿床高盐度包裹体及其成因意义[J]. 岩石学报, 19(1): 173~180.
- 朱利岗. 2019. 云南武定地区铁-铜-金-铀-稀土矿成矿作用与成矿动力学[D]. 北京: 中国地质大学.
- 朱志敏. 2012. 四川会理红泥坡铜矿成矿背景及矿床类型[J]. 矿床地质, 31(S1): 413~414.