

云南中甸红山矽卡岩铜多金属矿床包裹体特征及其地质意义

秦朝建¹, 冷成彪², 张兴春¹, 王守旭³

(1. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081;

2. 东华理工大学 核资源与环境国家重点实验室, 江西 南昌 330013;

3. 山东黄金集团有限公司, 山东 济南 250014)

摘要:通过显微测温 and 激光拉曼光谱学研究,发现滇西北红山矽卡岩铜多金属矿床的石榴子石、透辉石和斜长石中普遍发育熔体-流体包裹体、含子晶包裹体和气液包裹体。实测熔体-流体包裹体的均一温度为720~1080℃,说明红山矽卡岩体可能由岩浆直接冷却结晶而成。结合矿床地质特征,推测矽卡岩质岩浆为中酸性岩浆局部同熔碳酸盐围岩所产生的次生岩浆。熔体-流体包裹体指示了岩浆出溶成矿流体的相分离过程。包裹体中的子晶矿物组合相似,主要为方解石、石盐、钾盐、锰铝榴石、透辉石、杂卤石、赤铁矿及金属硫化物等。成矿流体形成后基本停留在原地,与已固化的石榴子矽卡岩处于相对封闭的构造空间内。当热液系统由于流体内压增大或构造活动破裂,成矿作用进入石英-硫化物期。含石英英脉捕获了大量的含CO₂包裹体和气液两相包裹体,其中含CO₂包裹体的盐度一般低于5% NaCl_{equiv.},气液两相包裹体的盐度一般大于18% NaCl_{equiv.}。包裹体均一温度-盐度图解表明,低盐度富CO₂流体与中等盐度流体发生的相分离作用,可能是导致石英-硫化物期铜铁硫化物沉淀成矿的主要原因。

关键词:熔体-流体包裹体;含CO₂包裹体;矽卡岩矿床;滇西北;红山

中图分类号:P618.41 **文献标志码:**A **文章编号:**1674-3504(2021)05-0401-11

秦朝建,冷成彪,张兴春,等,2021.云南中甸红山矽卡岩铜多金属矿床包裹体特征及其地质意义[J].东华理工大学学报(自然科学版),44(5):401-411.

Qin Chao-jian, Leng Cheng-biao, Zhang Xing-chun, et al., 2021. Geochemical characteristics and their geological significances of ore-forming fluids at Hongshan skarn copper polymetallic deposit in the Zhongdian area, Yunnan province[J]. Journal of East China University of Technology (Natural Science), 44(5):401-411.

铜不仅是一种极为重要的战略资源,而且在国民生产生活中亦得到广泛应用。世界各国十分重视铜矿床的基础研究、资源勘探和开发。铜矿床的研究进展一直与流体包裹体的研究紧密相关(Ulrich et al., 2001; Candela et al., 1986; 芮宗瑶等, 1984, 2003; 冷成彪等, 2009; 蓝廷广等, 2017),这是因为与高位岩浆有关的热液活动是导致金属沉淀的关键因素(Sillitoe, 2010; Richards, 2013)。随着测试手段的进步和提高,人们探究单个包裹体的成

分并对复杂样品进行深入研究成为可能。

矽卡岩矿床广泛发育石榴子石、透辉石、斜长石、石英、方解石等脉石矿物。这些矿物在不同的成矿阶段发育程度不同,但均与金属矿化存在密切关系。这些矿物中通常大量发育不同类型的熔/流体包裹体(Chang et al., 2008, 2019; 张淑贞等, 1993; 吴言昌等, 1996, 1998; 赵劲松等, 1996; 秦朝建等, 2008; 路远发等, 1998, 2004; 凌其聪等, 1998),因而非常适宜运用包裹体分析手段探讨成矿流体与金属矿化之间的内在关系。

红山铜多金属矿床位于云南省香格里拉(中甸)县,是“三江”成矿带中规模最大的矽卡岩矿床之一。矿区探明的铜金属量达64万吨、伴生钨约4万吨、铅+锌2.53万吨(Peng et al., 2016; 彭惠娟等, 2014; 冷成彪, 2017; 常开永, 2006)。尽管前人已经对该矿床进行过大量的基础研究,但是关于矿

收稿日期:2020-10-22

基金项目:国家自然科学基金项目(92062101, 42022021);矿床地球化学国家重点实验室开放基金项目(201808)

作者简介:秦朝建(1974—),男,硕士,高级工程师,主要从事包裹体研究工作。E-mail: qinchaojian@vip.gyig.ac.cn 通信作者:冷成彪(1982—),男,博士,教授,主要从事矿床地球化学方面的科研与教学工作。E-mail: lcb8207@163.com

床成因类型仍存在不同认识,包括“塞浦路斯”型(曾普胜等,2004)、矽卡岩型叠加石英脉型(常开永,2006;李建康等,2007)、花岗斑岩型(Peng et al.,2016;彭惠娟等,2014;徐兴旺等,2006;王新松等,2011;Zu et al.,2015;王鹏等,2017)、热泉喷流沉积型(宋保昌等,2006)。熔/流体包裹体代表了成岩成矿过程圈闭的“古流体”,记录了成矿流体的物理-化学-成分信息,是揭示矿床成因类型的良好载体(卢焕章等,2004)。基于此,笔者在较为详细的野外考察基础上,选择脉石矿物较发育的典型矿石样品,将其磨制成双面抛光的包裹体光薄片,对其进行系统的岩相学和显微测温研究,并对一些具有代表性的单个包裹体进行了激光拉曼探针分析,发现代表岩浆出溶流体过程的熔体-流体包裹体,以及代表成矿流体的各类流体包裹体,进而探讨成矿流体的来源、性质、演化规律及铜多金属矿化机理。

1 区域地质背景

在大地构造位置上,红山矽卡岩铜多金属矿床位于义敦岛弧南端的中甸弧。其东部和南部是甘孜-理塘结合带,西部是近SN向展布的乡城-格咱深大断裂。中甸地区出露地层主要为三叠系,下、中统为碎屑岩夹碳酸盐岩、硅质岩,上统为巨厚的复理石砂板岩夹火山岩、碳酸盐岩。区内断裂构造发育,NW向断裂规模较大,发育较早,与区域主构造线方向一致,多属逆断层;NE向断裂规模较小,发育较晚,常错开NW向断裂。区内广泛发育印支期斑岩体,岩群或岩体的延伸方向与区域主构造线方向一致,明显受NW向断裂控制。区内北部出露有燕山期花岗岩,南部和中部地区出露少量的喜马拉雅期富碱斑岩。三期岩浆活动均伴有不同程度的铜多金属矿化,其中印支期斑岩体与成矿关系尤其密切。

中甸地区在晚二叠世和早三叠世处于甘孜-理塘洋盆西侧的被动大陆边缘;晚三叠世中晚期,甘孜-理塘洋壳向西俯冲,中甸褶皱带东缘由被动大陆边缘转为活动大陆边缘;晚三叠世末,甘孜-理塘洋盆闭合,经短暂的残留海发育阶段,最后碰撞造山(张世涛等,2000;尹光侯等,2005;杨岳清等,2002;黄建国等,2005)。

2 矿床地质特征

红山矿床位于云南省香格里拉县城北东方向约35 km处,矿区包括红山、红牛、恩卡3个矿段(曹晓民等,2014)。其中红山和红牛矿段分布于红山复式斑岩体的东西两侧(图1),二者具有基本一致的成矿特征,矿体均主要赋存在石榴石矽卡岩、角岩、硅质岩和深部斑岩体之中,成矿元素以铜钼为主,次为铅锌。恩卡矿段位于红牛矿段的西侧,矿体赋存于曲嘎寺组的硅化灰岩和板岩之中,成矿元素以铅锌为主,次为银金。三个矿段在成因上均与红山复式斑岩体有关,构成了同一个岩浆-热液成矿系统。

矿区地层主要为上三叠统曲嘎寺组(岩性为灰岩、板岩)和图姆沟组(岩性为砂板岩、安山岩)。构造以红山复式背斜为主,发育NW向和NE向断裂。矿区发育印支期石英闪长玢岩(224~216 Ma,王新松,2014)和燕山晚期花岗斑岩(81~78 Ma,王新松等,2011;黄肖潇等,2012)两期岩浆活动。成矿岩体为燕山晚期花岗斑岩,具有埃达克质岩的地球化学特征,形成于晚白垩世拉萨地块和羌塘地块碰撞作用的晚碰撞-碰撞后伸展背景,岩浆源区为加厚下地壳部分熔融形成的熔体混合少量的幔源岩浆(Wang et al.,2014)。

矿区地表分布大范围的角岩化带和大理岩化带,局部伴有不同程度的矽卡岩化和铜钼多金属矿化。矽卡岩主要沿大理岩接触带分布,或直接产于角岩带中(图2a)。矽卡岩矿物组合主要受围岩成分的控制,当矽卡岩与大理岩接触时,通常形成钙铁榴石-次透辉石组合;而当矽卡岩与角岩接触时,主要为透辉石-钙铝榴石组合。铜多金属矿化发生在矽卡岩之中,矿体或矿化体一般呈层状、层状、脉状及透镜体状,近于平行展布,产状与赋矿地层的产状基本一致(冷成彪,2017;王守旭等,2008)。此外,角岩中亦常见沿裂隙发育的细脉状或网脉状铜钼矿化。勘探资料显示,隐伏石英二长斑岩-花岗斑岩岩枝中常见细脉浸染状铜钼矿化(王新松,2014)。

矿石构造主要包括浸染状构造、块状构造、斑点状构造、脉状构造及条带状构造等;矿石结构主要有粒状结构、交代结构、固溶体分解结构和海绵陨铁结构。矿石矿物主要有黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿和辉钼矿,还含有少量方铅矿、闪锌矿、辉铋矿

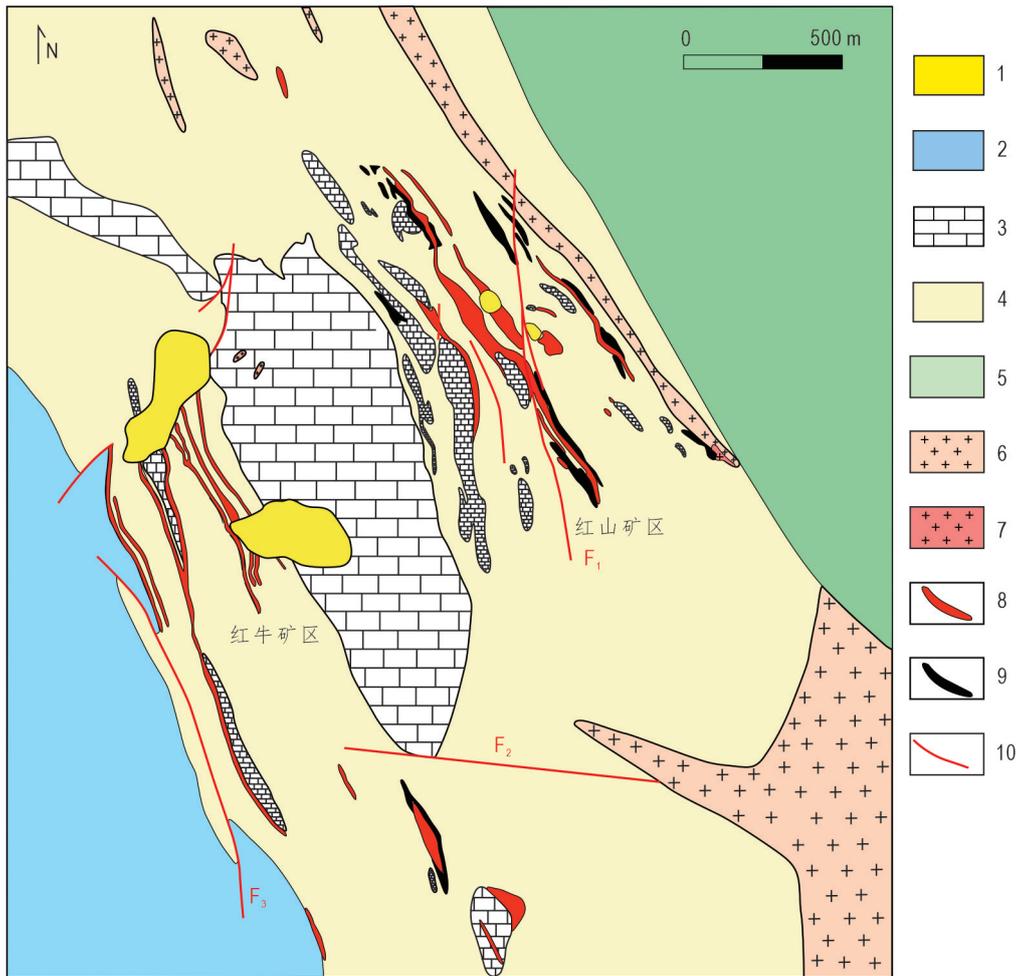


图 1 红山铜多金属矿床地质简图(据王守旭等,2008,修改)

Fig. 1 Geological map of the Hongshan copper polymetallic deposit

1. 第四系沉积物;2. 曲嘎寺组三段板岩、砂岩和火山碎屑岩;3. 曲嘎寺组三段大理岩;4. 曲嘎寺组二段砂岩、板岩、安山岩和灰岩透镜体;5. 图姆沟组二段板岩、火山碎屑岩和安山岩;6. 晚三叠世闪长玢岩和石英闪长玢岩;7. 晚白垩世石英二长斑岩;8. Cu ± Mo 矿体;9. 砂卡岩;10. 断裂

和白钨矿等。前人根据矿物共生组合关系将成矿作用划分为 5 个阶段(冷成彪,2017;王守旭等,2008;彭惠娟,2014),依次为:

- (1) 早砂卡岩阶段。该阶段可能与石英二长斑岩侵位引起的热接触变质作用有关。赋矿围岩(灰岩、板岩和砂岩等)发生变质重结晶作用,使其中灰岩转变为大理岩,薄层状泥质岩和钙质板岩变成条带状角岩和一系列钙质硅酸盐角岩(图 2a)。在早期岩浆流体交代作用下,大理岩局部发生砂卡岩化,形成少量石榴石、透辉石、硅灰石和符山石等。
- (2) 晚砂卡岩阶段。该阶段可能与花岗斑岩的侵位有关,形成大量砂卡岩,主要矿物组合为石榴石-辉石-硅灰石-斜长石(图 2b)。
- (3) 退蚀变阶段。该阶段主要形成含水硅酸盐

矿物,矿物组合为透闪石-阳起石-绿帘石-绿泥石,它们交代于砂卡岩矿物(如石榴石、透辉石等),伴随金属硫化物的沉淀,矿石矿物组合主要为黄铜矿-黄铁矿-磁黄铁矿-辉钼矿,伴有少量磁铁矿和白钨矿等(图 2c)。

(4) 石英-硫化物阶段(图 2d, e, f)。该阶段形成大量脉状、网脉状的石英-硫化物脉,早期以石英-黄铜矿-黄铁矿-磁黄铁矿脉为主,晚期形成石英-方解石-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿脉等。

(5) 方解石-硫化物阶段(图 2g, h)。该阶段广泛发育方解石脉,常叠加早期形成的矿物;或者呈方解石-石英-硫化物脉产于大理岩中,形成大理岩型多金属矿石。

辉钼矿 Re-Os 定年显示成矿集中在 81 ~ 77 Ma

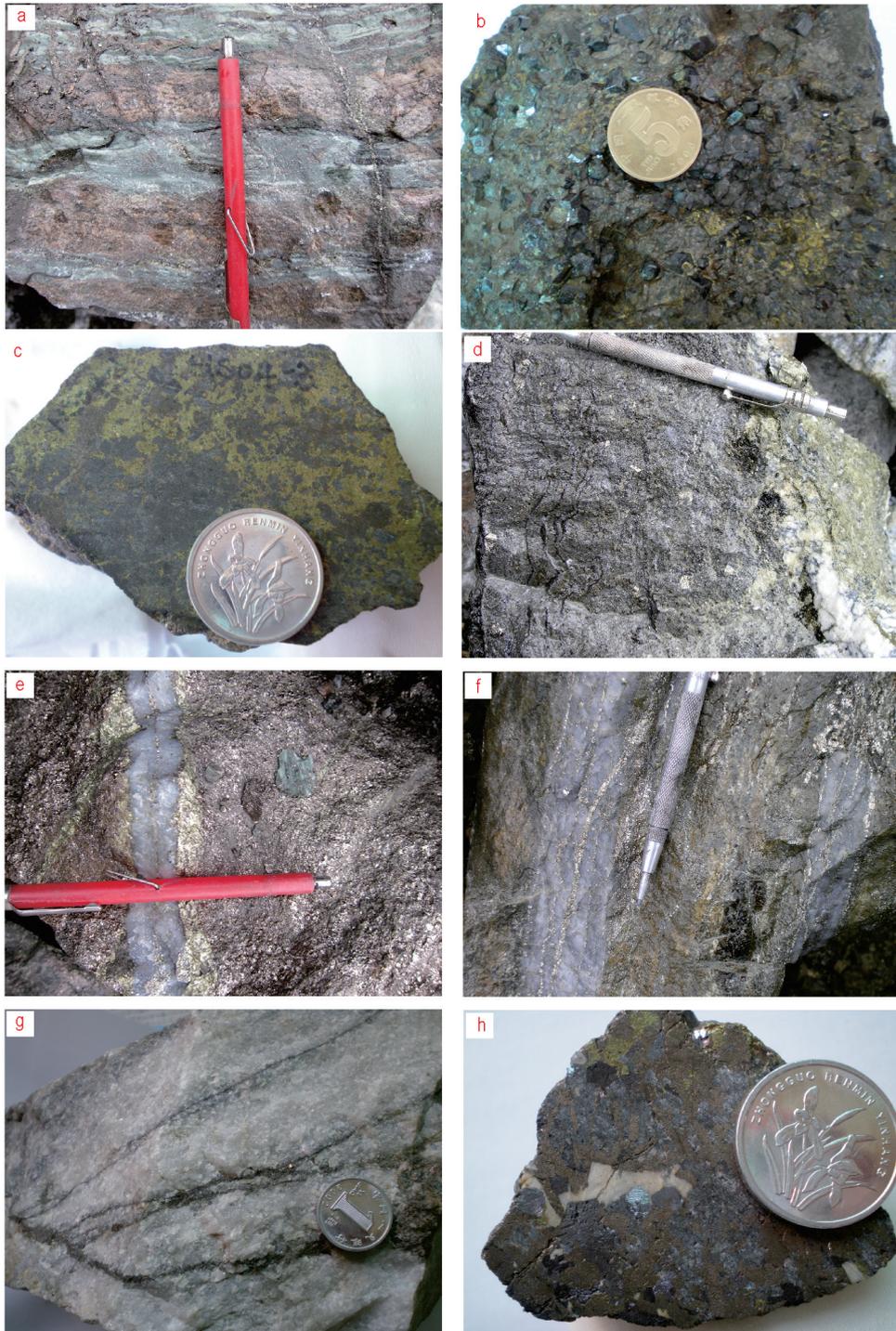


图2 红山矿区典型矿石手标本照片

Fig. 2 Photos of some typical ore samples from the Hongshan skarn deposit

a. 早期矽卡岩阶段形成的条带状分布的角闪和细粒石榴石(暗红色),基本不含矿;b. 晚期矽卡岩阶段形成的粗粒石榴石-透辉石矽卡岩,其中大量分布黄铜矿、磁黄铁矿等硫化物;c. 退蚀变阶段形成的致密块状黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿-磁铁矿矿石;d. 退蚀变阶段形成的绿帘石、绿泥石、方解石等;e. 石英-硫化物细脉切穿早期的致密块状黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿矿石;f. 石英-硫化物

网脉;g. 大理岩中的硫化物细网脉;h. 黄铜矿-闪锌矿-方铅矿-方解石矿石

(徐兴旺等,2006)。成矿流体为中高温、高盐度的 $H_2O-NaCl \pm CO_2$ 流体(彭惠娟等,2014;王鹏等,2017;边晓龙等,2019)。成矿流体可能经历过相分

离、减压沸腾、大气降水的混入(Tian et al.,2019),以及碳酸盐岩地层中富 CO_2 流体的加入(彭惠娟等,2014;徐兴旺等,2006)。矽卡岩中硫化物的 S-

Pb 同位素以及脉石矿物的 C-H-O 同位素指示成矿物质来自岩浆 (Peng et al., 2016; 王鹏等, 2017; 宋保昌等, 2006; 王守旭等, 2008; 俎波等, 2013), 但黄铁矿和磁黄铁矿微量元素研究揭示三叠纪的沉积作用可能使成矿物质得以初步富集 (冷成彪, 2017)。

3 样品与分析方法

首先将用于研究的样品制成包裹体光薄片, 然后在 Leitz 显微镜上观察、以确定不同阶段、不同类型的包裹体, 划分出包裹体的类型, 圈出适合测温的包裹体。再将符合测温条件的包裹体片用酒精浸泡并清洗干净。

3.1 显微测温学研究

包裹体显微测温工作在中国科学院地球化学研究所流体包裹体实验室完成。流体包裹体测温所用仪器为 THMSG600 型冷热台, 测温范围分别为 $-196\text{ }^{\circ}\text{C} \sim +600\text{ }^{\circ}\text{C}$, 冷冻数据和加热数据精度分别为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。冷冻测温时, 利用液氮对包裹体降温, 在温度下降过程中观察包裹体的变化, 包裹体冷冻后, 缓慢升温, 观察三相点、初熔温度、冰点、水合物熔化温度等, 当温度接近相变点时, 控制升温速度小于 $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$, 根据所测的冰点温度查冰点与盐度的换算表得到流体包裹体的盐度; 而对于含盐子矿物包裹体首先利用冷热台测得石盐子矿物的消失温度, 然后查表得到盐度 (卢焕章等, 2004)。对于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系, 根据实测的 CO_2 笼合物熔化温度 ($T_{m_{\text{CO}_2}}$)、 CO_2 相部分均一

温度 (Th_{CO_2}) 及均一方式、完全均一温度 (Th_{tot}), 计算包裹体中水溶液含盐度 ($\% \text{NaCl}_{\text{equiv.}}$), CO_2 相密度 (g/cm^3), 流体总密度 (g/cm^3) 等物理参数。

熔体-流体包裹体测温所用仪器为 Linkam TS1500 型热台, 温度范围为室温至 $1\ 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, 测试精度为 $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。测温工作按照缓慢加热和阶段恒温的原则进行, 低于 $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 升温速度较快。高于 $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 每升高 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, 恒温约 30 min 。每个包裹体样品测温持续时间约为 $12 \sim 36\text{ h}$, 在整个实验过程中, 记录每个温度阶段的包裹体相态变化特征。

3.2 拉曼光谱学研究

包裹体激光拉曼光谱原位分析在中国科学院地球化学研究所激光拉曼光谱实验室完成。所用仪器为 Renishaw in Via Reflex 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 光源为 Spectra-Physics 氩离子激光器, 波长为 514 nm , 激光功率为 20 mW , 空间分辨率为 $1 \sim 2\ \mu\text{m}$, 积分时间一般为 30 s , 局部测试积分时间适当延长, $100 \sim 4\ 000\text{ cm}^{-1}$ 全波段一次取谱。实验时温度为 $22\text{ }^{\circ}\text{C}$, 湿度为 $65\% \text{ RH}$ 。

4 包裹体显微测温学与拉曼光谱特征

红山砂卡岩铜矿的石榴子石、透辉石、斜长石及石英等脉石矿物中, 包裹体广泛发育, 类型较多。依据室温条件下包裹体的相态特征和组合关系, 可分为熔体-流体包裹体 (I类)、含子晶包裹体 (II类)、气液包裹体 (III类) 3 类。显微测温数据见表 1。

表 1 红山矿区不同寄主矿物中不同类型包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of different types of fluid inclusions at Hongshan deposit

包裹体类型	寄主矿物	$T_{m_{\text{ice}}}$ / $^{\circ}\text{C}$	$T_{m_{\text{cla}}}$ / $^{\circ}\text{C}$	$T_{m_{\text{CO}_2}}$ / $^{\circ}\text{C}$	Th_{CO_2} / $^{\circ}\text{C}$	盐度 / $(\% \text{NaCl}_{\text{equiv.}})$	Th_{tot} / $^{\circ}\text{C}$
I 类	斜长石	—	—	—	—	—	850 ~ 1 050
I 类	透辉石	—	—	—	—	—	720 ~ 1 080
II 类	透辉石	—	—	—	—	—	361 ~ 550
II 类(富气)	斜长石	—	—	$-57 \sim -56.8$	$16 \sim 20(\text{V})$	—	900 ~ 980
II 类	斜长石	—	—	$-64.5 \sim -64.2$	$20 \sim 24(\text{V})$	—	330 ~ 380
II 类	石英	—	—	—	—	—	320 ~ 355
III 类(含 CO_2)	石榴子石	—	$7.4 \sim 9.0$	$-56.2 \sim -55.8$	$-54 \sim -30(\text{L})$	$2.0 \sim 4.98$	263 ~ 300
III 类	石榴子石	$-17.7 \sim -13.6$	—	—	—	$17.73 \sim 20.22$	195 ~ 207
III 类	透辉石	$-20 \sim -12$	—	—	—	$15.96 \sim 22.38$	260 ~ 320
III 类	斜长石	$-10 \sim -6$	—	—	—	$9.21 \sim 13.94$	340 ~ 360
III 类(含 CO_2)	石英	—	$8 \sim 9.6$	$-58.0 \sim -56.8$	$-24 \sim -20(\text{L})$	$0.83 \sim 3.89$	320 ~ 350

注: $T_{m_{\text{ice}}}$ 表示冰点温度, $T_{m_{\text{cla}}}$ 表示笼合物消失的温度, $T_{m_{\text{CO}_2}}$ 和 Th_{CO_2} 分别表示 CO_2 的初熔温度和均一温度, Th_{tot} 表示包裹体的完全均一温度; — 为未测出数据; V. 气相; L. 液相。

4.1 熔体-流体包裹体

斜长石中主要发育熔体-流体包裹体,由子矿物+玻璃质+气相+液相组成,长轴一般为10~25 μm ,固相可占总体积的80%~95%,子矿物数目众多,部分可达10个以上。可以鉴定的子矿物为方解石、赤铁矿、重晶石等,其他子矿物不能鉴定(图3a,b)。气相成分主要是 CO_2 和 H_2O 。实测熔体-流体包裹体的均一温度为850~1 050 $^\circ\text{C}$ 。

透辉石中的熔体-流体包裹体由玻璃质+子矿物+气相 \pm 液相组成,孤立状分布,长轴一般为5~20 μm ,气相体积一般占包裹体总体积的20%左右,其余部分为固相(图4a)。激光拉曼光谱显示,子矿物成分极为复杂,可以鉴定的透明矿物多为方解石,不透明矿物为金属硫化物,多数子矿物的拉曼峰值介于3 400~3 800 cm^{-1} 之间,不能鉴别其矿物种类。实测熔体-流体包裹体的均一温度为720~1 080 $^\circ\text{C}$ 。

4.2 含子晶包裹体

石榴子石中的含子晶包裹体,群状或孤立状分布,多呈椭圆形、近圆形、矩形、菱形,长轴一般为5~15 μm ,较大者可达20~30 μm 。激光拉曼光谱显示,子矿物成分极为复杂,有方解石、锰铝榴石、透辉石、白云石、菱镁矿、菱铁矿、霓石及金属硫化物等。此外,部分子矿物不能鉴别其种类,亦有部分固相没有拉曼活性,可能为玻璃质(图3c,d;图4b,c)。

透辉石中的含子晶包裹体,多呈近圆形、矩形,长轴一般为10~30 μm 。子晶体积约占40%~80%。激光拉曼光谱显示,可以鉴定的透明子矿物多为方解石,不透明子矿物为金属硫化物,其他子矿物不能鉴别其种类(图3e,f;图4d,e)。包裹体完全均一温度为361~550 $^\circ\text{C}$ 。

斜长石中的含子晶包裹体存在2种类型:①含子晶富气相包裹体,孤立状分布,多呈矩形、菱形及规则多边形,个体较小,一般为5 μm 左右,少数可达10 μm ,气相体积 \geq 80%。气相成分基本为纯 CO_2 ,实测三相点为-56.8~-57.0 $^\circ\text{C}$,部分均一温度为16~20 $^\circ\text{C}$,均一到气相,对应的 CO_2 密度为0.163~0.188 g/cm^3 。完全均一温度为900~980 $^\circ\text{C}$ 。②含子晶气液包裹体,群状分布,多呈长管状或较规则状,个体较大,一般为10~20 μm ,气相体积约为20%~60%,长轴方向与主矿物解理方

向一致。气相成分主要为 CO_2 ,另有少量 CH_4 (图3g;图4f),实测三相点为-64.2~-64.5 $^\circ\text{C}$,部分均一温度为20~24 $^\circ\text{C}$,均一至气相,对应的 CO_2 密度为0.188~0.223 g/cm^3 。气相部分均一温度为320~350 $^\circ\text{C}$,完全均一温度为330~380 $^\circ\text{C}$ 。激光拉曼光谱显示,这两类包裹体的子矿物主要为方解石和重晶石,无拉曼活性的子矿物可能为石盐或钾盐,少数子矿物不能鉴定其矿物种类。

石英中的含子晶包裹体(图4g,h),孤立状分布,多呈近圆形和椭圆形,长轴一般为4~8 μm ,气液比一般为5%~20%,少数无气相。激光拉曼光谱显示,气相成分主要为 H_2O ,次为 CO_2 和 CH_4 。透明子矿物一般为方解石,不透明子矿物为金属硫化物,少数子矿物尚不能确定其矿物种类。气相部分均一温度为265~280 $^\circ\text{C}$,完全均一温度为320~355 $^\circ\text{C}$ 。

4.3 气液包裹体

石榴子石中的气液两相包裹体,多呈纺锤形、菱形、椭圆形及不规则状。初溶温度为-52.4~-48 $^\circ\text{C}$,流体可能为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ 体系。菱形包裹体,气相成分基本为纯 CO_2 ,三相点为-55.8~-56.2 $^\circ\text{C}$,部分均一温度为-54~-30 $^\circ\text{C}$,均一至液相,对应的 CO_2 密度为1.172~1.077 g/cm^3 ,笼合物融化温度为7.4~9.0 $^\circ\text{C}$,对应的盐度为5.0%~2.0% $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$,完全均一温度为263~300 $^\circ\text{C}$;纺锤形包裹体,气相成分为 H_2O ,均不含 CO_2 ,冰点温度为-13.6~-17.7 $^\circ\text{C}$,对应的盐度为17.43%~20.22% $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$,均一温度为195~207 $^\circ\text{C}$ 。

透辉石中的气液两相包裹体,相对不太发育,气相成分为 H_2O ,没有检测出 CO_2 及其他气体组分,初溶温度为-52~-48 $^\circ\text{C}$,流体可能为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ 体系,冰点温度为-12~-20 $^\circ\text{C}$,对应盐度为15.96%~22.38% $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$,均一温度一般为260~320 $^\circ\text{C}$ 。

斜长石中的气液两相包裹体,气相成分为 H_2O ,没有检测出 CO_2 及其他气体组分,冰点温度一般为-6.0~-10.1 $^\circ\text{C}$,对应的盐度为9.2%~13.9% $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$,均一温度为340~360 $^\circ\text{C}$ 。

石英中的含 CO_2 相包裹体,多呈负晶形,孤立状或群状分布,与石英生长方向一致。长轴一般为4~8 μm ,少数可达12 μm 以上。初溶温度为-52~

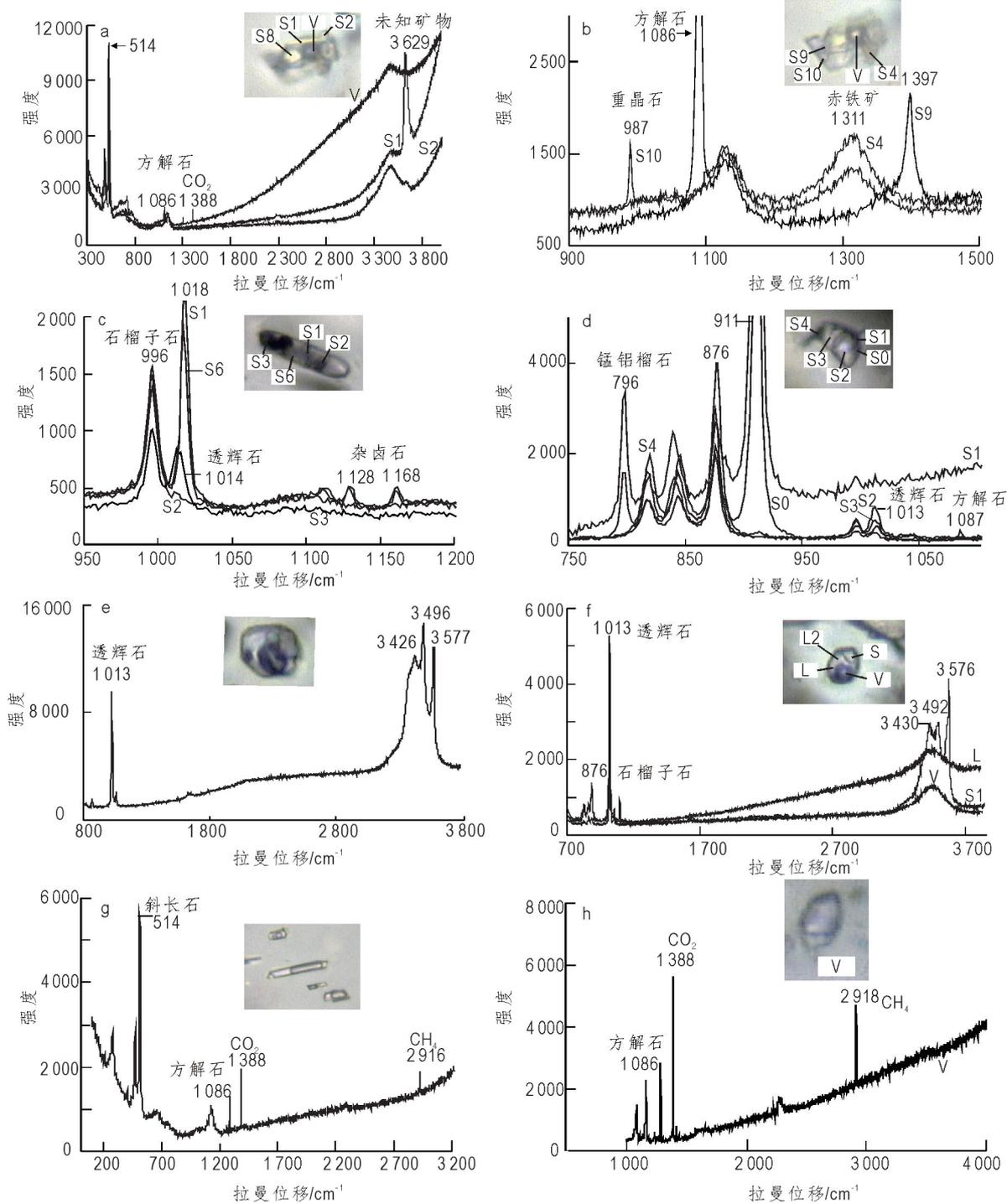


图 3 红山矿区典型包裹体的激光拉曼光谱

Fig.3 Laser Raman spectra of different phases of some representative fluid inclusions at Hongshan

a. 斜长石中的熔体-流体包裹体(S1 呈长板状,峰值为 3 629,矿物未知;S2 呈浑圆状,光谱特征与 S1 相似,亦未知;气相成分为 H₂O 和 CO₂);
 b. 斜长石中的熔体-流体包裹体(S4 为赤铁矿;S9 呈板状,峰值为 1 397,矿物未知;S10 为重晶石;气相成分为 H₂O 和 CO₂);
 c. 石榴子石中的含子晶包裹体(S1 和 S6 为杂卤石[K₂MgCa(SO₄)₄·2H₂O];S3 为透辉石;S2 无拉曼特征峰,可能为石盐或钾盐等离子矿物);
 d. 石榴子石中的含子晶包裹体(S1 为锰铝榴石;S2 为透辉石;S0 为方解石,由于处于 S1 和 S2 之间,拉曼光谱显示有较强的锰铝榴石峰和较弱的透辉石峰;S3 为透辉石;S4 为金属硫化物);
 e. 透辉石中的含子晶包裹体(峰值为 3 426,3 496 和 3 577,矿物未知);
 f. 透辉石中的含子晶包裹体(该透辉石为石榴子石的捕获矿物(图 4d),晶形不规则,长轴约 30 μm,其内部的流体包裹体大小约为 8 μm;固相组分峰值为 3 576,3 492,3 430,矿物未知,气相成分为 H₂O);
 g. 斜长石中的含子晶包裹体(子矿物为方解石,气相成分主要为 CO₂,次为 CH₄);
 h. 石英中的富气相流体包裹体(气相成分为 CO₂ 和 CH₄);S. 固相;L. 液相;V. 气相

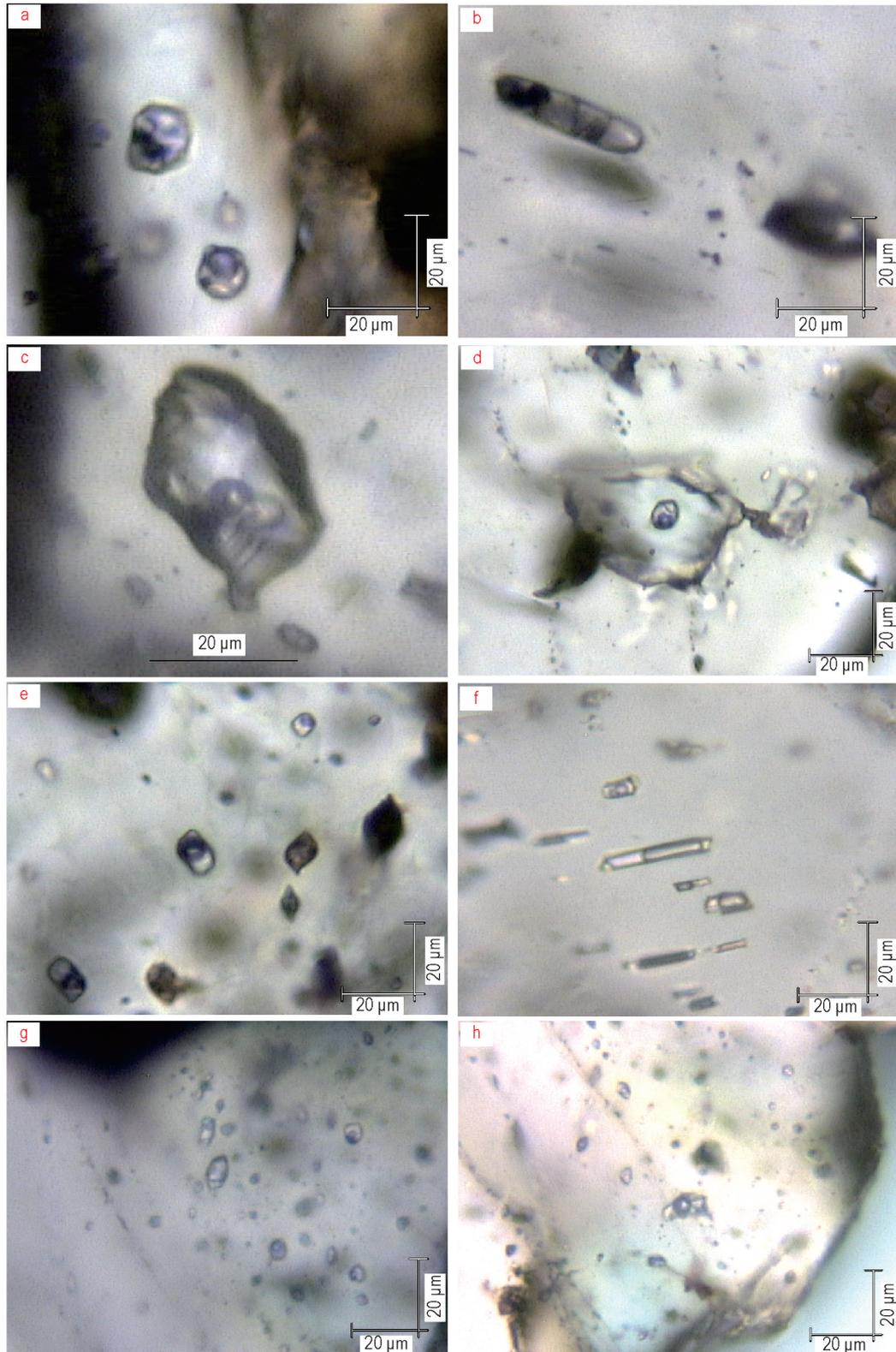


图4 红山矿区不同寄主矿物中的包裹体显微照片

Fig. 4 Microphotographs of some representative fluid inclusions in different host minerals at Hongshan

- a. 透辉石中的熔体-流体包裹体; b. 石榴石中呈长椭圆状分布的多子晶包裹体; c. 石榴子石中含子晶包裹体; d. 石榴子石中的辉石捕虏晶中含有一个含子晶包裹体; e. 透辉石中的气液包裹体和含子晶包裹体(流体不混溶); f. 长石中呈管状分布的含 CO_2 包裹体; g. 石英中的气液包裹体与含子晶包裹体; h. 石英中的含子晶包裹体

-49 °C, 流体亦可能是 H₂O-NaCl-CaCl₂ 体系。实测 CO₂ 三相点为 -58.0 ~ -56.8 °C, 表明气相中还含有其他气体成分; 笼合物融化温度为 8.0 ~ 9.6 °C, 对应的流体盐度为 3.89% ~ 0.83% NaCl_{equiv.}; 部分均一温度为 -20.0 ~ -24.1 °C, 均一到液相, 对应的 CO₂ 密度为 1.032 ~ 1.050 g/cm³; 完全均一温度为 320 ~ 350 °C。

5 讨论

研究结果显示, 红山矽卡岩铜矿的石榴子石、透辉石及斜长石中均大量发育熔体-流体包裹体, 这些包裹体的均一温度可达 720 ~ 1 080 °C, 表明上述脉石矿物可能是通过矽卡质岩浆冷却结晶作用形成的。野外地质观察表明, 一些浸染状矿石具有明显的自形-半自形晶石榴子石堆积特征(图 2b), 说明石榴子石是在自由空间中生长, 且在重力作用和岩浆对流作用下运移和堆积。赵斌等(1993)用天然闪长岩和石灰岩作原始配料进行模拟实验, 在 400 ~ 800 MPa 的压力条件下, 岩浆由 1 000 ~ 1 350 °C 降温至 700 ~ 800 °C, 实验产物有石榴子石、单斜辉石等矽卡岩矿物生成, 从而认为矽卡岩由岩浆直接结晶形成是可能的, 即 K、Na 硅酸盐岩浆在其侵位时同化了富含 Ca、Mg 质的碳酸盐围岩而形成矽卡质岩浆, 进而形成脉状矽卡岩。结合红山矿床地质特征, 推测红山矽卡质岩浆是由中酸性斑岩岩浆浅成侵位时局部同熔曲嘎寺组碳酸盐岩所产生的次生岩浆。透辉石是干矽卡岩阶段的特征矿物之一, 其所含熔体-流体包裹体的气相体积基本一致, 表明包裹体为均匀捕获的产物, 不混溶作用发生于包裹体被捕获之后, 说明在此阶段岩浆尚未分异出大量的流体。

随着石榴子石的结晶沉淀, 矽卡质岩浆逐渐出溶流体, 形成了独立的流体相。斜长石是一种贯通性矿物, 在整个矽卡岩形成期均可结晶, 在此阶段捕获了大量的熔体-流体包裹体及多子晶流体包裹体, 这是岩浆出溶流体的直接证据。熔体-流体包裹体的气相成分主要为 H₂O 和 CO₂, 子矿物种类复杂, 可以有效鉴定的矿物主要为方解石, 次为赤铁矿、重晶石等, 其他子矿物不能鉴定其种类, 可能为硅酸盐矿物, 表明流体相富含 CO₂ 和 Ca²⁺, 且含有成矿元素。流体相中的 CO₂, 可能主要来源于早期中酸性岩浆同熔碳酸盐围岩所产生的 CO₂。CO₂ 是良好的矿化剂, 当其溶入流体相后可以对岩浆进

行强烈的萃取活动, 将岩浆中的大量 Cu、Fe 等成矿元素富集到流体中, 最终形成了一种富含 Cu、Fe 等成矿元素和 Na⁺、K⁺、Ca²⁺ 等离子及 CO₂、Cl、S 矿化剂的成矿流体。红山铜多金属矿化主要发生在石榴子石矽卡岩中, 表明成矿流体形成后基本停留在原地, 换言之, 成矿流体与凝固过程中的矽卡岩处于相对封闭的构造空间内。矽卡岩基本定位后, 成矿流体进入其内部空隙和周围空间, 与其发生强烈的水岩反应, 可进一步萃取岩石中的成矿物质。

热液系统由于流体内压增大或构造活动破裂后, 成矿作用进入石英-硫化物期。SiO₂ 不再与 Ca、Mg、Fe、Al 等元素组成矽卡岩矿物, 而是独立地形成大量石英。含矿石英脉及已结晶的矽卡岩矿物裂隙中, 广泛捕获了含子晶包裹体及气液包裹体。本次研究共获得 31 组包裹体流体盐度和均一温度数据, 投影至图 5 中, 可知含 CO₂ 相包裹体与气液两相包裹体存在显著差异, 说明在此阶段存在低盐度富 CO₂ 流体与中等盐度卤水两种不同性质的流体。推测在石英-硫化物形成期, 成矿流体发生了富 CO₂ 流体的相分离作用, 大量的 CO₂ 等酸性气体逃逸至地表, 致使成矿流体的 pH 值增高, 金属络合物分解, 硫化物溶解度降低(冷成彪等, 2009), 铜铁硫化物呈他形集合体, 充填于矽卡岩矿物颗粒之间, 或胶结矽卡岩矿物, 形成晶粒状结构或海绵陨铁结构的矿石。

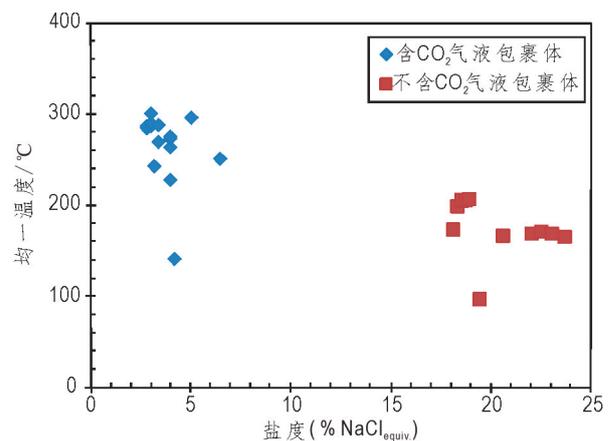


图5 红山矿区气液包裹体均一温度-盐度协变图
Fig. 5 Plots of homogenization temperature and salinity of aqueous fluid inclusions in Hongshan

6 结论

通过显微测温和激光拉曼光谱学研究, 在红山矽卡岩铜矿床的石榴子石、透辉石和斜长石等脉石

矿物中识别出熔体-流体包裹体、含子晶包裹体和气液包裹体,其中熔体-流体包裹体的均一温度高达720~1080℃,表明红山矽卡岩型铜多金属矿床是矽卡质岩浆结晶作用的产物。

含石英脉中普遍发育含CO₂包裹体和气液两相包裹体,其中前者的盐度低于5% NaCl_{equiv.},后者则大于18% NaCl_{equiv.}。包裹体均一温度-盐度图解表明,低盐度富CO₂流体与中等盐度流体发生的相分离作用,可能是导致铜铁硫化物沉淀成矿的主要原因之一。

参 考 文 献

- 边晓龙,张静,王佳琳,等,2019.滇西北红山矽卡岩型铜矿床石榴子石原位成分及其地质意义[J].岩石学报,35(5):1463-1477.
- 曹晓民,范玉华,张世权,等,2014.云南香格里拉红山地区多金属矿床特征及成矿模式[J].云南地质,33(2):163-171.
- 常开永,2006.香格里拉县红牛矽卡岩型铜矿[J].云南地质,25(1):12-18.
- 黄建国,张留清,2005.中甸晚三叠世图姆沟组岩石化学与构造环境[J].云南地质,24(2):186-192.
- 黄肖潇,许继峰,陈建林,等,2012.中甸岛弧红山地区两期中酸性侵入岩的年代学,地球化学特征及其成因[J].岩石学报,28(5):1493-1506.
- 蓝廷广,胡瑞忠,范宏瑞,等,2017.流体包裹体及石英 LA-ICP-MS 分析方法的建立及其在矿床中的应用[J].岩石学报,33(10):3239-3262.
- 冷成彪,2017.滇西北红山铜多金属矿床的成因类型:黄铁矿和磁黄铁矿 LA-ICP-MS 微量元素制约[J].地学前缘,24(6):162-175.
- 冷成彪,张兴春,王守旭,等,2009.岩浆-热液体系成矿流体演化及其金属元素气相迁移研究进展[J].地质论评,55(1):100-112.
- 李建康,李文昌,王登红,等,2007.中甸弧燕山晚期成矿事件的 Re-Os 定年及成矿规律研究[J].岩石学报,10(10):2415-2422.
- 凌其聪,程惠兰,1998.岩浆矽卡岩的地质特征及其形成机理讨论——以铜陵地区为例[J].长春科技大学学报,28(4):366-372.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,等,2004.流体包裹体[M].北京:科学出版社:1-491.
- 路远发,陈开旭,黄惠兰,2004.云南羊拉地区不同类型铜矿床流体包裹体研究[J].地质科技情报,23(2):13-20.
- 路远发,战明国,1998.羊拉地区含矿矽卡岩流体包裹体特征及其成因意义[J].矿床地质,17(4):331-341.
- 彭惠娟,2014.云南中甸红牛-红山斑岩-矽卡岩型铜矿床成矿过程及义敦岛弧斑岩-矽卡岩成矿系统研究[D].北京:中国地质科学院.
- 彭惠娟,李洪英,裴荣富,等,2014.云南中甸红牛-红山矽卡岩型铜矿床矿物学特征与成矿作用[J].岩石学报,30(1):237-256.
- 秦朝建,裴愉卓,温捷,等,2008.四川牦牛坪稀土矿床成因研究——来自包裹体的证据[J].岩石学报,24(9):2155-2162.
- 芮宗瑶,黄崇轲,齐国明,等,1984.中国斑岩铜(钼)矿[M].北京:地质出版社:1-350.
- 芮宗瑶,李荫清,王龙生,等,2003.从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J].矿床地质,22(1):13-23.
- 宋保昌,蔡新平,徐兴旺,等,2006.云南中甸红山铜-多金属矿床新生代热泉喷流沉积型矿床[J].地质科学,41(4):700-710.
- 王鹏,董国臣,李雪峰,等,2017.滇西北红山-红牛铜矿成矿物源:矿物学和稳定同位素约束[J].地学前缘,24(6):176-193.
- 王守旭,张兴春,冷成彪,等,2008.中甸红山矽卡岩铜矿稳定同位素特征及其对成矿过程的指示[J].岩石学报,24(3):480-488.
- 王新松,2014.滇西北中甸地区燕山晚期花岗岩浆成岩成矿作用[D].北京:中国科学院大学.
- 王新松,毕献武,冷成彪,等,2011.滇西北中甸红山 Cu 多金属矿床花岗斑岩锆石 LA-ICP-MSU-Pb 定年及其地质意义[J].矿物学报,31(3):315-321.
- 吴言昌,常印佛,1998.关于岩浆矽卡岩问题[J].地学前缘,5(4):291-301.
- 吴言昌,邵桂清,吴炼,1996.岩浆矽卡岩及其矿床[J].安徽地质,6(2):30-39.
- 徐兴旺,蔡新平,屈文俊,等,2006.滇西北红山晚白垩世花岗斑岩型 Cu-Mo 成矿系统及其大地构造学意义[J].地质学报,80(9):1422-1433.
- 杨岳清,侯增谦,黄典豪,等,2002.中甸弧碰撞造山作用和岩浆成矿系统[J].地球学报,23(1):17-24.
- 尹光侯,刘星,邓志祥,等,2005.云南中甸五村-移山晚三叠世沉积及盆地特征[J].云南地质,24(1):58-66.
- 曾普胜,王海平,莫宣学,等,2004.中甸岛弧带构造格架及斑岩铜矿前景[J].地球学报,25(5):535-540.
- 张世涛,冯庆来,2000.中甸地区三叠系的沉积混杂作用[J].云南地质,19(1):1-7.
- 张淑贞,凌其聪,1993.矽卡岩型铜矿床特征——以安徽铜陵东狮子山铜矿床为例[J].地球科学,18(6):801-809.
- 赵斌,赵劲松,张重泽,等,1993.岩浆成因矽卡岩的实验证据[J].科学通报,38(21):1986-1989.
- 赵劲松,Newberry R J,1996.对柿竹园矽卡岩成因及其成矿作用的新认识[J].矿物学报,16(4):442-449.
- 姐波,薛春纪,亚夏尔,等,2013.云南香格里拉红山铜矿硫化物环带及地质意义[J].岩石学报,29(4):1203-1213.
- Candela P A, Holland H D, 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems; the origin of porphyry-type ore deposits[J]. Economic Geology, 81(1): 1-19.
- Chang Z, Meinert L D, 2008. The empire Cu-Zn mine, Idaho: Exploration implications of unusual skarn features related to high fluorine activity[J]. Economic Geology, 103(5): 909-938.
- Chang Z, Shu Q H, Meinert L D, 2019. Skarn deposits of China[J]. SEG Special Publications, 22: 189-234.
- Peng H J, Mao J W, Hou L, et al., 2016. Stable isotope and fluid inclusion constraints on the source and evolution of ore fluids in the Hongni-Hongshan Cu skarn deposit, Yunnan province, China[J]. Economic Geology, 111(6): 1369-1396.
- Richards J P, 2013. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes[J]. Nature Geoscience, 6(11): 911-916.

- Sillitoe R H, 2010. Porphyry copper systems [J]. *Economic Geology*, 105(1): 3-41.
- Tian Z D, Leng C B, Zhang X C, et al., 2019. Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China [J]. *Ore Geology Reviews*, 112: 103016.
- Ulrich T, Gunther D, Heinrich C A, 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Economic Geology*, 96(8): 1743-1774.
- Wang X S, Hu R Z, Bi X W, et al., 2014. Petrogenesis of Late Cretaceous I-type granites in the southern Yidun Terrane: New constraints on the Late Mesozoic tectonic evolution of the eastern Tibetan Plateau [J]. *Lithos*, 208: 202-219.
- Zu B, Xue C, Zhao Y, et al., 2015. Late Cretaceous metallogeny in the Zhongdian area: Constraints from Re-Os dating of molybdenite and pyrrhotite from the Hongshan Cu deposit, Yunnan, China [J]. *Ore Geology Reviews*, 64: 1-12.

Geochemical Characteristics and Their Geological Significances of Ore-forming Fluids at Hongshan Skarn Copper Polymetallic Deposit in the Zhongdian area, Yunnan Province

QIN Chao-jian¹, LENG Cheng-biao², ZHANG Xing-chun¹, WANG Shou-xu³

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 3. Shandong Gold Group Co., LTD., Jinan 250014, China)

Abstract: Based on a combined study of microthermometry and laser Raman spectroscopy, three types of fluid inclusions (i. e., melt-fluid inclusion, daughter mineral-bearing fluid inclusion and aqueous fluid inclusion) are recognized from garnet, diopside and plagioclase at Hongshan skarn copper polymetallic deposit in the northwestern Yunnan. The homogenization temperature of melt-fluid inclusions is between 720 °C and 1 080 °C, suggesting these minerals were probably formed from skarnic magmas. In combination with the geological characteristics of the deposit, it is speculated that the skarnic magma was a result of interaction and hybridization between the felsic-intermediate magmas and the surrounding carbonate rocks. The presence of numerous melt-fluid inclusions at Hongshan indicates ore-forming fluids were directly derived from the magmas. The daughter mineral-bearing fluid inclusions generally contain similar mineral assemblage, which includes calcite, halite, potash, spessartine, diopside, polyhalite, hematite, and metal sulfides, etc. The ore-forming fluids were likely confined within a closed skarn system after dissolving from the magmas. When the internal pressure of fluid exceeds the hydrostatic pressure of the skarn system, many fractures would form in the host rocks of the system and triggered the precipitation of sulfides in forms of various quartz veins or veinlets. Ore-bearing veins captured a large number of CO₂-bearing fluid inclusions and aqueous fluid inclusions. The salinity of CO₂-bearing fluid is generally less than 5% NaCl_{equiv.}, while the salinity of aqueous fluid inclusions is generally greater than 18% NaCl_{equiv.}. The similar homogenization temperature together with different salinities between these fluid inclusions indicates that the phase separation was the main reason for the precipitation of sulfide-quartz veins at Hongshan.

Key Words: melt-fluid inclusion; CO₂-bearing fluid inclusion; skarn deposit; Northwest Yunnan; Hongshan