

文章编号: 0258-7106(2012)06-1249-10

大兴安岭中段莲花山铜矿床成矿流体性质 与矿床成因研究*

白令安, 孙景贵** , 孙庆龙, 古阿雷, 赵克强, 门兰静

(吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061)

摘要 莲花山铜矿床产于中生代火山盆地隆拗转换部位, 是大兴安岭中段铜多金属成矿带上的重要矿床之一。根据野外观察与室内鉴定, 将矿化过程从早到晚划分为4个阶段, 分别为早期的黄铁矿-石英阶段、中期的石英-硫化物阶段、中晚期的多金属硫化物阶段与末期的石英-碳酸盐阶段。研究表明, 流体包裹体类型有纯气相、纯液相、气液两相和含子晶多相包裹体, 矿化早期4类包裹体均有发育, 中、中晚与末期主要发育气液两相包裹体。从早到晚, 均一温度分别为340~420℃、220~310℃、140~200℃、~130℃。早期含子晶包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为34.5%~48.9%, 气液两相包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为3.85%~7.15%, 中、中晚期包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于5.25%~8.54%之间, 未测到末期的盐度。初步厘定早期中高温、高盐度、富 CO_2 的氧化含矿流体“沸腾”, CO_2 逸出, 演化为中阶段中温、低盐度流体, pH值升高, 黄铜矿、黄铁矿大量沉淀, 中晚期大气降水开始混入, 形成以方铅矿与闪锌矿为主的多金属硫化物, 末期流体成分则接近于循环天水, 进而确定该矿床是与次火山岩相关的浅成热液高硫化型铜矿床。

关键词 地球化学, 流体包裹体, 流体演化, 莲花山铜矿床, 大兴安岭中段

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Ore-forming fluids and genesis of Lianhuashan Cu deposit in middle Da Hingan Mountains

BAI LingAn, SUN JingGui, SUN QingLong, GU ALei, ZHAO KeQiang and MEN LanJing
(College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China)

Abstract

The Lianhuashan Cu deposit, one of the important deposits in the polymetallic metallogenic belt of the Da Hingan Mountains, occurs in the uplift-depression conversion part of the Mesozoic volcanic basin. The mineralization process can be classified into four stages from early to late based on field geology and mineral assemblages: (early) pyrite-quartz phase, (middle) quartz-sulfides phase, (middle-late) polymetallic sulfides phase, and (late) quartz-carbonate phase. In addition, there are four types of fluid inclusions in the early stage, i. e., pure volatile inclusions, pure liquid inclusions, aqueous inclusions, and daughter crystal-bearing inclusions. Studies indicate that all the four kinds of fluid inclusions existed in the early stage, whereas only aqueous inclusions were observed in the middle-late stages. The homogenization temperature of the formation from the early phase to the late phase is in order of 340~420℃, 220~310℃, 140~200℃, and ~130℃. Salinities $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ in the early stage are 34.5%~48.9% and 3.85%~7.15% for daughter crystal-bearing inclusions and aqueous inclu-

* 本文得到国家自然科学基金(40772052; 41172072)和中国地质调查局计划工作项目(资2010J26-06)联合资助

第一作者简介 白令安,男,1981年生,博士研究生,矿床地质学专业。Email: bla127@yahoo.com.cn

** 通讯作者 孙景贵,男,1961年生,教授,博士生导师,从事地球化学及热液矿床的研究与教学工作。Email: sunjinggui@jlu.edu.cn

收稿日期 2012-04-19; 改回日期 2012-11-01。秦思婷编辑。

sions, respectively, whereas salinities $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ in the middle and middle-late stages are 5.25% ~ 8.54% for aqueous inclusions. No data were detected for the late stage. The authors have obtained the following preliminary understanding: the early phase was a stage of oxidized ore-bearing fluids characterized by high temperature, high salinity, and enrichment of CO_2 . It transformed into the second phase with medium temperature, low salinity fluids and rising pH values, and abundant chalcopyrite and pyrite started to precipitate at this phase. In the middle-late stage, lots of galena and sphalerite and other sulfides began to form as a result of the mixture of meteoric water. In the late phase, the fluid compositions were very close to those of the cyclic meteoric water. It is thus suggested that this copper deposit is one of the epithermal high sulfidation deposits and its formation was closely related to subvolcanic activity.

Key Words: geochemistry, fluid inclusion, fluid evolution, Lianhuashan Cu deposit, middle Da Hinggan Mountains

内蒙古莲花山铜矿床是上世纪八十年代初探明的一座中型铜矿床,位于兴安盟突泉县北东 40 km 的九龙乡,矿床平均铜品位在 0.7% ~ 1.45% 之间,已探明铜储量 14.8 万吨,伴生银金属量为 400 吨(盛继福等,1999)。前人研究重点多集中在矿床地质特征、地球化学特征、找矿模型、成矿年代及成矿区带划分等方面,并取得了较为丰富的资料(段国正等,1993;刘光海等,1994;姚金炎等,1996;宋长春,1996;盛继福等,1999;王京彬等,2000;郝立波等,2001;肖丙建等,2008;白令安等,2012),但在成矿流体方面进行的工作相对较少,且对矿床成因认识存在多种观点,如火山角砾岩型、次火山热液型、斑岩型与中高温热液脉型。本文在总结前人研究成果的基础上,对该矿床代表性样品的流体包裹体进行了详细研究,籍此对流体起源、演化与成矿机制进行探讨,以为深入研究矿床成因提供科学依据。

1 成矿地质背景

莲花山铜矿床是大兴安岭中段铜多金属成矿带上的一个重要矿床,产于大板-乌兰浩特火山喷发带的中北部,突泉中生代火山盆地野马次级隆起西南缘,野马隆起和万宝坳陷交接部位靠近隆起一侧。本区先后经历了西伯利亚板块和中朝古板块的相向碰撞、增生、褶皱及隆起与古太平洋板块俯冲等多期构造、岩浆演化,形成了莲花山铜矿、闹牛山铜矿、长春岭铅锌矿等一系列铜、铅、锌、银等多金属矿床。区域内广泛分布早二叠世大石寨组的安山岩、英安质凝灰岩、凝灰质砂岩,局部可见沉积碎屑岩;中侏罗世万宝组的安山质-英安质角砾岩、凝灰岩夹砂岩以及早侏罗世满克头鄂博组的流纹质晶屑凝灰岩、

凝灰质砂岩、粉砂岩。

区内岩浆岩十分发育,主要为三叠纪、侏罗纪与早白垩世的花岗岩类。其中,三叠纪花岗岩为碱长花岗岩和花岗闪长斑岩,呈岩株状产出,代表性岩体有查干岩体(235 ~ 225 Ma,葛文春等,2005)及莲花山岩体(248 Ma,数据待发表)。侏罗纪与早白垩世花岗岩,分布较为广泛,均呈巨大的岩基展布,前者以大石寨岩体的花岗闪长岩为代表,结晶年龄为 182 ~ 175 Ma,后者岩性为花岗闪长岩和二长花岗岩,代表岩体为青山与永和屯岩体,侵位年龄为 140 ~ 125 Ma(葛文春等,2005)。此外,还大量出露中性-中酸性次火山岩,主要为闪长玢岩、英安岩等。区内构造活动相对较弱,主要发育有 NE 及 NW 向 2 组断裂,其中, NW 向断裂控制矿体的产出,倾向北东,倾角在 50° ~ 60° 之间,具有张扭性特征。

2 矿床地质特征

莲花山矿床总体受 NW 向断裂带控制,呈脉状、透镜状产出,矿化带内一共圈出 30 余条矿体,规模大小不一,矿体主要产于闪长玢岩、斜长花岗斑岩、英安质角砾岩及砾岩中,倾角由南向北逐渐增加,矿化强度逐渐增强,矿体与围岩无明显界限,呈渐变关系,按空间分布可分成北段、中段与南段 3 条大的矿脉群(刘光海等,1994)。矿石类型可划分为黄铁矿型、黄铜矿型和多金属硫化物型。矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿,次为方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、磁铁矿等,脉石矿物以石英为主,次为方解石等。矿石结构主要为自形-半自形及他形粒状,构造有浸染状、网脉状、条带状、团块状、块状与角砾状等。

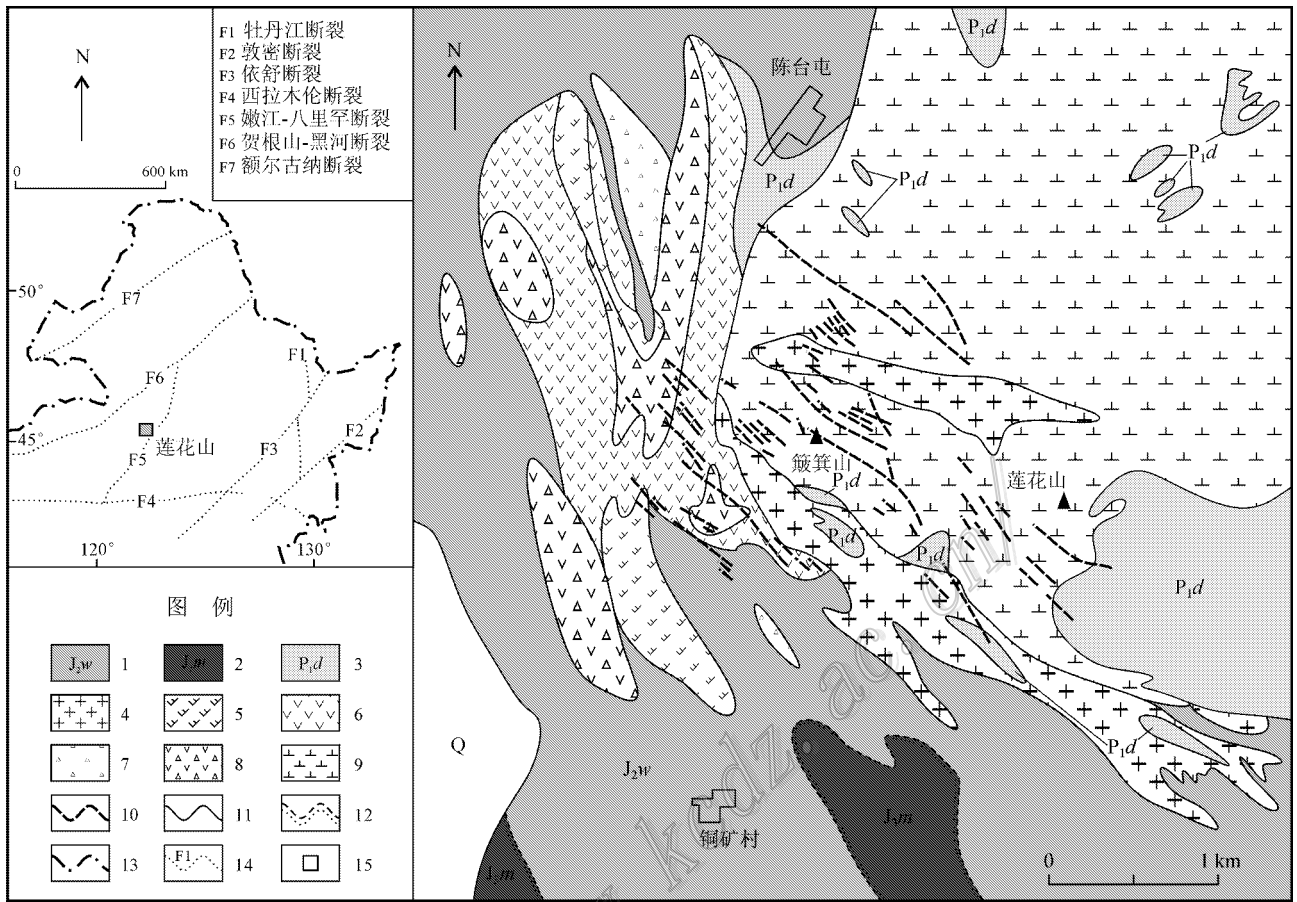


图 1 莲花山铜矿床地质简图(据段国正等,1993)

1—中侏罗世万宝组;2—早侏罗世满克头鄂博组;3—早二叠世大石寨组;4—斜长花岗斑岩;5—英安岩;6—安山岩;7—英安质角砾岩;8—安山质角砾岩;9—闪长玢岩;10—矿体;11—地质界线;12—推测不整合界线;13—国界;14—断裂;15—地名

Fig. 1 Geological sketch map of the Lianhuashan Cu deposit(after Duan et al. ,1993)

1—Middle Jurassic Wanbao Formation ;2—Early Jurassic Manketouebo Formation ;3—Early Permian Dashizhai Formation ;4—Plagioclase granite porphyry ;5—Dacite ;6—Andesite ;7—Dacitic breccia ;8—Andesitic breccia ;9—Diorite porphyrite ;10—Ore body ;11—Geological boundary ;12—Inferred unconformity ;13—National boundaries ;14—Fault ;15—Village

根据矿石的物质成分、共生组合、结构构造及产出特征,结合前人资料,将该矿床的成矿作用划分为热液期和表生期。热液期可进一步划分为以下4个成矿阶段:①早期黄铁矿-石英阶段:常呈数厘米至几十厘米宽的细脉、蜂窝状石英或隐爆角砾岩,主要为浅灰色细粒他形石英、硅质角砾岩与少量的粗粒半自形、他形黄铁矿、他形黄铜矿及条带状磁铁矿共生(图2a、b、g,图3a)。②中期石英-硫化物阶段:大量发育深灰色-灰色胶状石英,黄铁矿、黄铜矿及少量的磁黄铁矿呈浸染状分布于石英中,该阶段是铜的主要成矿阶段(图2c,图3b)。③中晚期多金属硫化物阶段:闪锌矿、方铅矿、黄铜矿及黄铁矿相互穿

插,多呈细脉条带状产出,浸染状结构,偶见斑杂状黄铜矿氧化物(图2d,图3c)。④末期石英-碳酸盐阶段:灰白色-深褐色石英、蛋白石与方解石多呈细脉状、网脉状穿插交代了前几个阶段的矿石或围岩,发育少量自形或他形的黄铜矿或黄铁矿颗粒(图2e、f,图3d)。

矿床围岩蚀变较强,而且普遍具有相互叠加现象,主要蚀变有硅化、高岭土化、绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化、电气石化及阳起石化,从矿体到围岩大致可以划分为蜂窝状硅化带(图2g)→硅化+阳起石化+电气石化带(图2c)→高岭土化+绿帘石化+绿泥石化+碳酸盐化+石英带(图2e、f、h)。

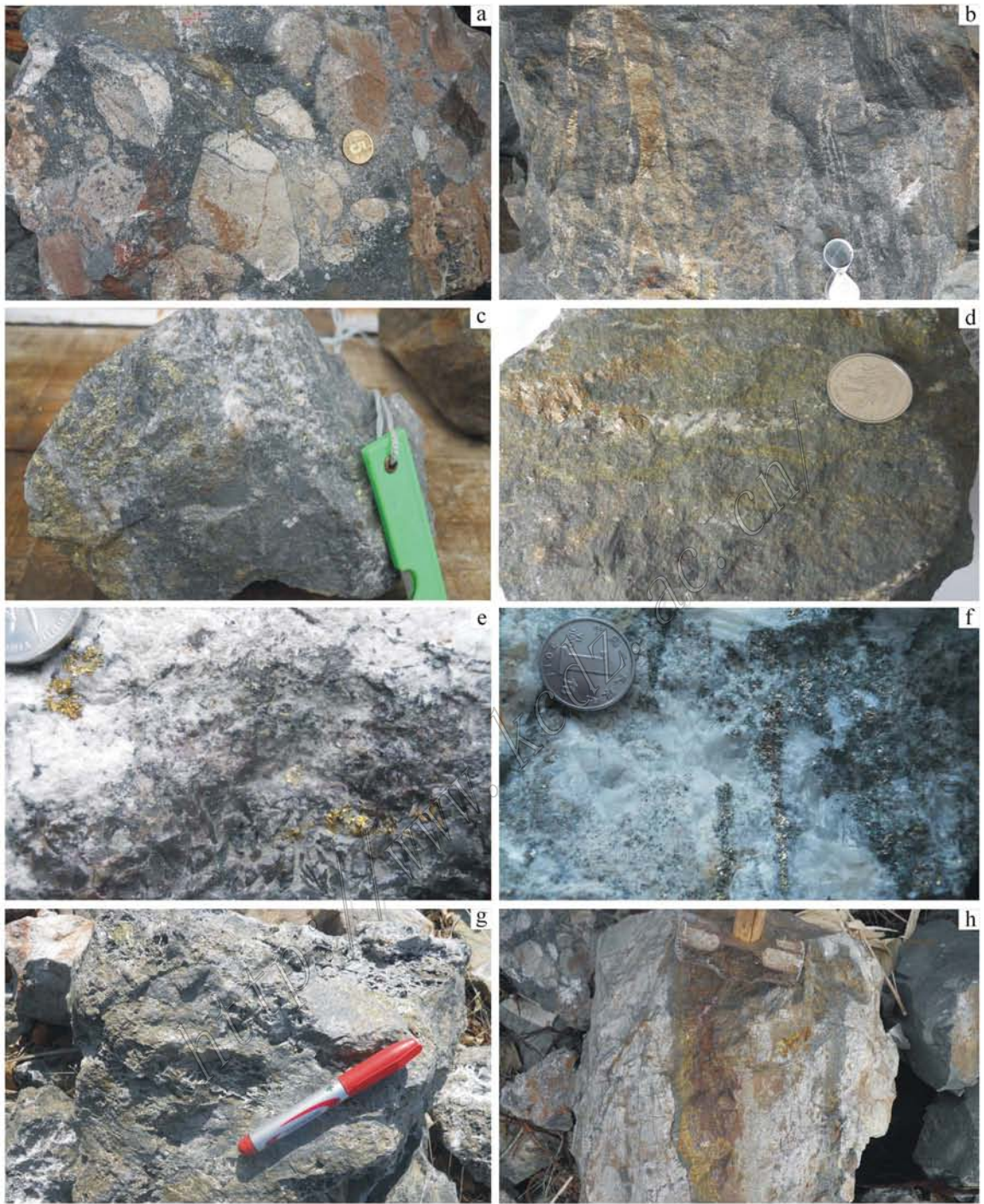


图 2 莲花山铜矿床矿石特征

a. 早期隐爆角砾岩, 硅质胶结, 少量黄铁矿充填其中; b. 早期条带状磁铁矿与硫化物互层; c. 中期胶状石英-硫化物矿石; d. 中晚期黄铁矿、黄铜矿与方铅矿、闪锌矿相互穿插; e. 晚期深褐色石英、灰白色高岭土及少量的黄铜矿、黄铁矿; f. 晚期方解石及条带或团块状黄铁矿; g. 蜂窝状石英; h. 高岭土化的硫化物矿石

Fig. 2 Ore sample from the Lianhuashan Cu deposit

a. Early stage crypto-explosive breccias, siliceous cement and a little filled pyrite; b. Early stage interbedded banded magnetite and sulfides; c. Middle stage jellied quartz-sulfide ore; d. Middle-late stage mutually interpenetrating pyrite, chalcopyrite, galena and sphalerite; e. Late stage dark brown quartz, grayish white kaolinite, and a little chalcopyrite and pyrite; f. Late stage calcite and banded or massive pyrite; g. Vuggy quartz; h. Kaolinized sulfide ore

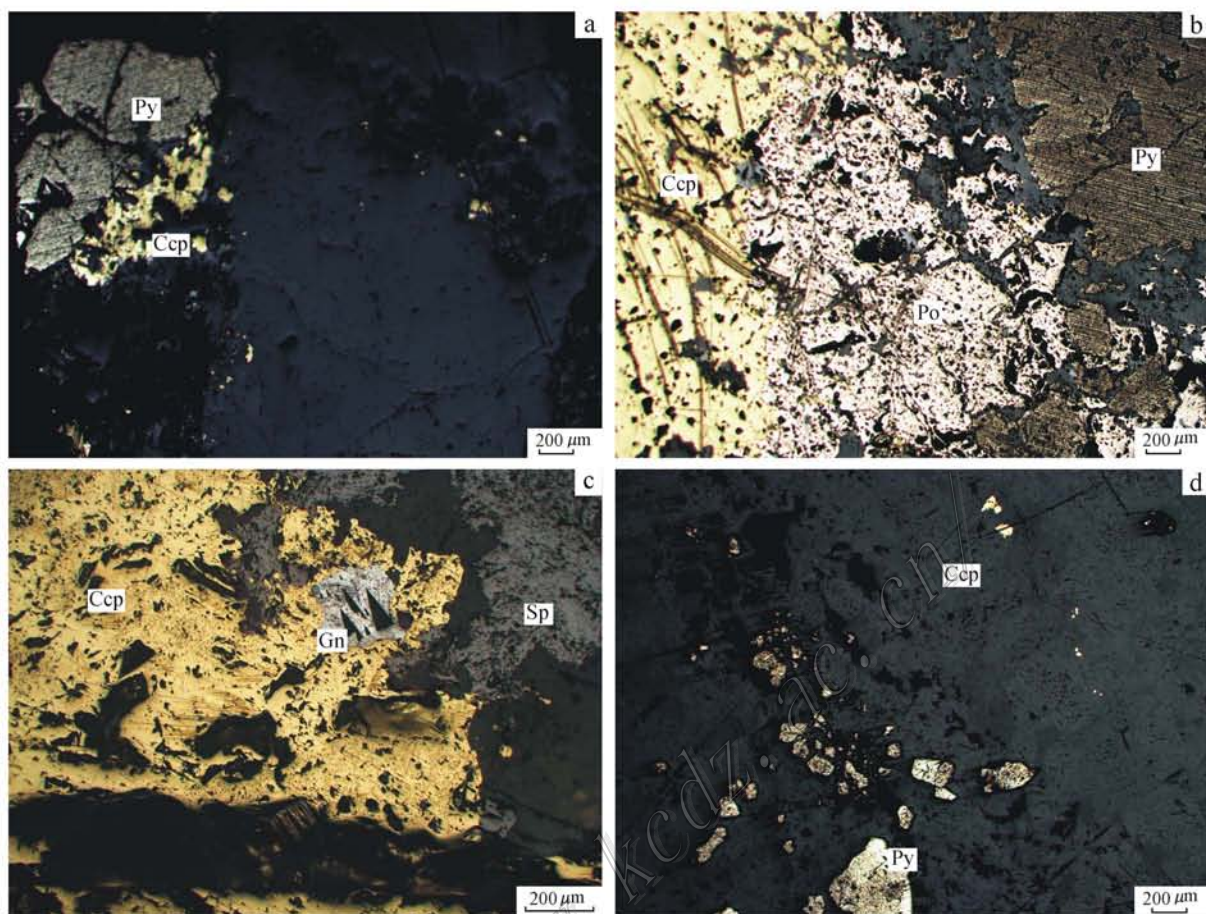


图 3 莲花山铜矿床矿石矿相学特征

- a. 早期他形黄铁矿与黄铜矿分布于石英内或颗粒间; b. 中期磁黄铁矿→黄铁矿→黄铜矿; c. 中晚期黄铜矿包裹方铅矿与闪锌矿;
d. 末期自形-他形的黄铁矿与黄铜矿

Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Po—磁黄铁矿; Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿

Fig. 3 Petrological microphotographs of ores from the Lianhuashan Cu deposit

- a. Early stage anhedral pyrite and chalcopyrite distributed in quartz or between particles; b. Pyrrhotite→pyrite→chalcopyrite of the middle stage; c. Middle-late stage galena and sphalerite among chalcopyrite; d. Late stage euhedral-anhedral pyrite and chalcopyrite

Py—Pyrite; Ccp—Chalcopyrite; Po—Pyrrhotite; Gn—Galenite; Sp—Sphalerite

3 流体包裹体研究

3.1 样品采集与分析

本次研究的样品来自莲花山矿床北矿群 90 段采矿坑道中主成矿期内与硫化物密切共生的石英脉,对其中发育的流体包裹体进行了岩相学、显微测温分析和激光拉曼探针分析。

显微测温工作在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成,所使用的仪器为 Linkamthms-600 型冷热台(−196~600℃)。测定前,应用人造纯 H₂O 及 ω(NaCl_{eq})为 25% 的 H₂O-NaCl 包裹体(国际标

样),对流体包裹体的参数进行系统校正,误差为 ±0.1℃。测试期间,当温度小于 30℃ 时,升温速率为 1℃/min;当温度为 200℃ 以上时,升温速率为 10℃/min,在相变化及冰点附近,升温速率小于 0.2℃/min。

单个流体包裹体拉曼成分测试在北京核工业地质分析测试研究中心完成,所用仪器为 LABHR-VIS LabRAM HR800 型显微激光拉曼光谱仪,实验条件为:波长 532 nm, Yag 晶体倍频,固体激光器,激光束斑 ≥1 μm,扫描时间为 10 s,扫描 2 次。

3.2 流体包裹体岩相学特征

硫化物石英脉中的流体包裹体多为原生包裹

体,大部分呈零散状出现,少数聚集在一起,无明显定向性,大小不一,一般在 $6\sim 10\ \mu\text{m}$ 之间,包裹体形态呈近圆状、椭圆状、长条状和不规则状等(图4,表1)。根据室温条件下包裹体的相态和成分,可划分为4种类型:

纯气相包裹体(V):该类型包裹体约占包裹体总数的5%,常呈孤立状,单个包裹体呈近圆状或椭圆状,大小一般在 $3\sim 8\ \mu\text{m}$ 之间,颜色较深,多为灰黑色,室温时为单一气相(加热至 500C 时,不均一)。

纯液相包裹体(L):该类型包裹体数量较少,约占包裹体总数的5%(由于数量少,未冷冻),大小在

$3\sim 6\ \mu\text{m}$,长条状、椭圆状为主,少量呈不规则状。

气液两相包裹体(L+V):该类型包裹体约占包裹体总数的80%~85%,常成群出现,单个流体包裹体呈近圆状、椭圆状或长条状,气相分数变化较大,一般10%~30%,富气相者可达70%,包裹体大小在 $8\sim 15\ \mu\text{m}$,个别长轴可达 $40\ \mu\text{m}$ 。加热均一为液相,常与含子晶多相包裹体共存。

含子晶多相包裹体(L+V+S):该类型包裹体约占包裹体总数的5%~10%,孤立或零散状出现,常与纯气相包裹体共生,单个流体包裹体多呈不规则状,大小为 $10\sim 25\ \mu\text{m}$ 。子晶矿物有透明和不透明

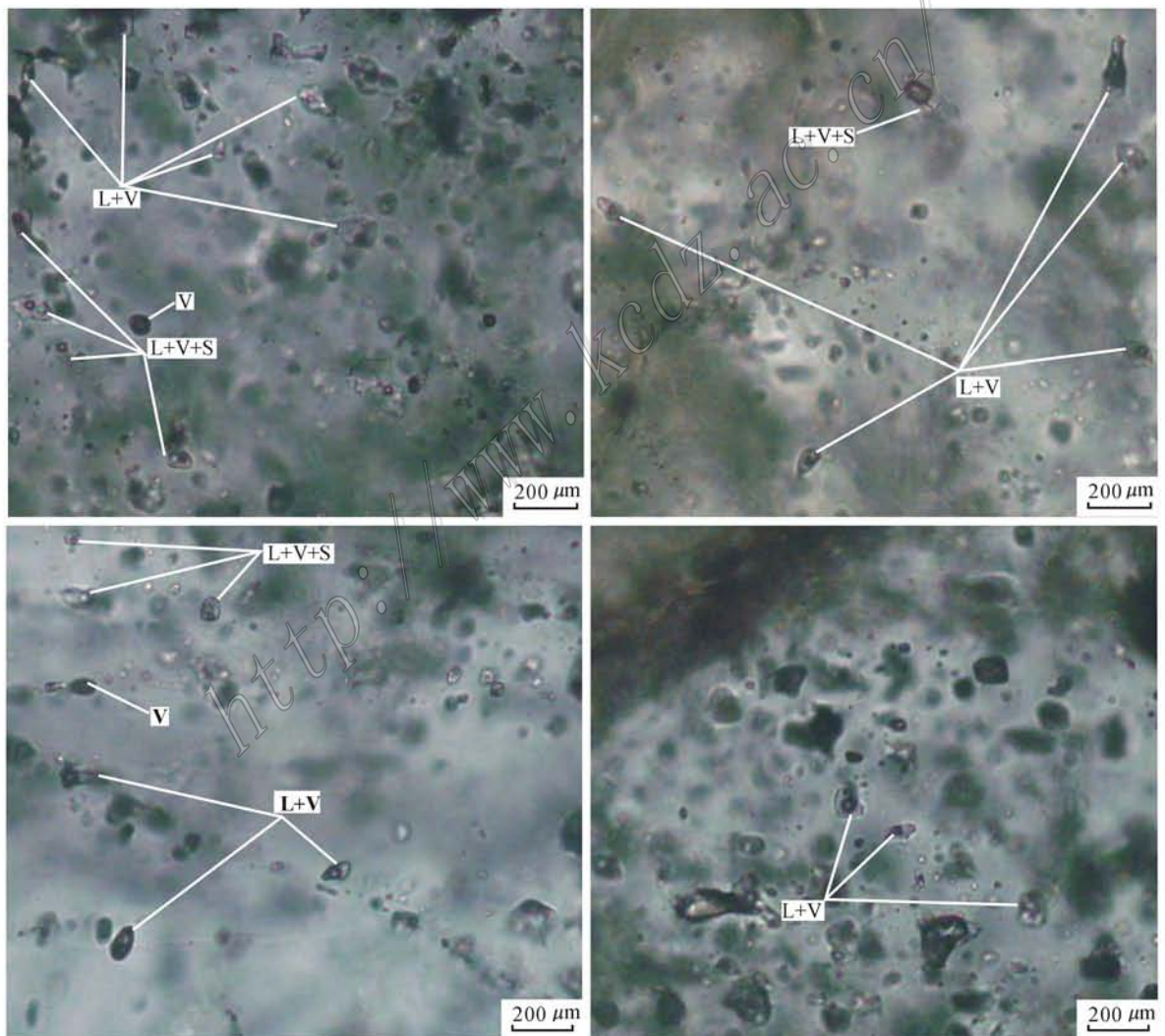


图4 莲花山铜矿床流体包裹体显微照片

L+V+S. 含子晶三相包裹体; L+V. 气液两相包裹体; V. 气相包裹体

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions of the Lianhuashan Cu deposit

L+V+S. Daughter crystal-bearing inclusion; L+V. Aqueous inclusion; V. Pure volatile inclusion

表 1 莲花山铜矿床流体包裹体特征及参数

Table 1 Characteristics and parameters of fluid inclusions in quartz from the Lianhuashan Cu deposit

| 成矿阶段 | 包裹体类型 (测次) | 大小/ μm | 气相分数/% | $t_{m,ice}/^{\circ}\text{C}$ | $t_h/^{\circ}\text{C}$ | $w(\text{NaCl}_{eq})/\%$ | 密度/ (g/cm^3) | 静水压力/ MPa | 深度/km |
|-----------|---------------|-------------------|--------|------------------------------|------------------------|--------------------------|-----------------------------------|--------------|-----------|
| 早阶段(I) | V | 3~8 | 80~90 | | | | | | |
| 早阶段(I) | L+V+S(7) | 10~25 | 10~35 | | 374~416 | 34.5~48.9 | 1.07~1.09 | 36.9~38.8 | 3.69~3.88 |
| 早阶段(I) | L+V(7) | 8~15 | 10~30 | -2.3~-4.5 | 341~401 | 3.85~7.15 | 0.60~0.64 | 26.9~37.1 | 2.69~3.71 |
| 中阶段(II) | L+V(32) | 8~15 | 10~30 | -3.2~-4.2 | 223~305 | 5.25~6.72 | 0.76~0.88 | 21.4~25.7 | 2.14~2.57 |
| 中晚阶段(III) | L+V(15) | 6~10 | 10~30 | -3.9~-5.5 | 149~200 | 6.29~8.34 | 0.91~0.95 | 17.3~17.8 | 1.73~1.78 |
| 晚阶段(V) | L+V(2) | 6~8 | 10~30 | | 117~121 | | | | |

2类:①透明子矿物,大小为 $2\sim 4\ \mu\text{m}$,呈立方体状,加热消失,主要为石盐等;②不透明子矿物,大小为 $2\sim 4\ \mu\text{m}$,呈圆状,加热至 550°C 未均一,拉曼光谱测定可能为 Fe_3O_4 或 Fe_2SiO_4 。

3.3 流体包裹体显微测温、压力与成矿深度估算 与成矿相关的硫化物石英脉中流体包裹体测温

结果显示,均一温度在 $117\sim 416^{\circ}\text{C}$ 之间,可划分为4个温度区间,分别与4个成矿阶段相对应(图5a); $w(\text{NaCl}_{eq})$ 一般为 $5.25\%\sim 8.14\%$,个别含子晶包裹体的 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 较高,集中在 $34.5\%\sim 48.9\%$ 之间(图5b,c)。黄铁矿-石英阶段,流体包裹体主要为L+V型与L+V+S型,均一温度范围为 $340\sim 420^{\circ}\text{C}$ 。

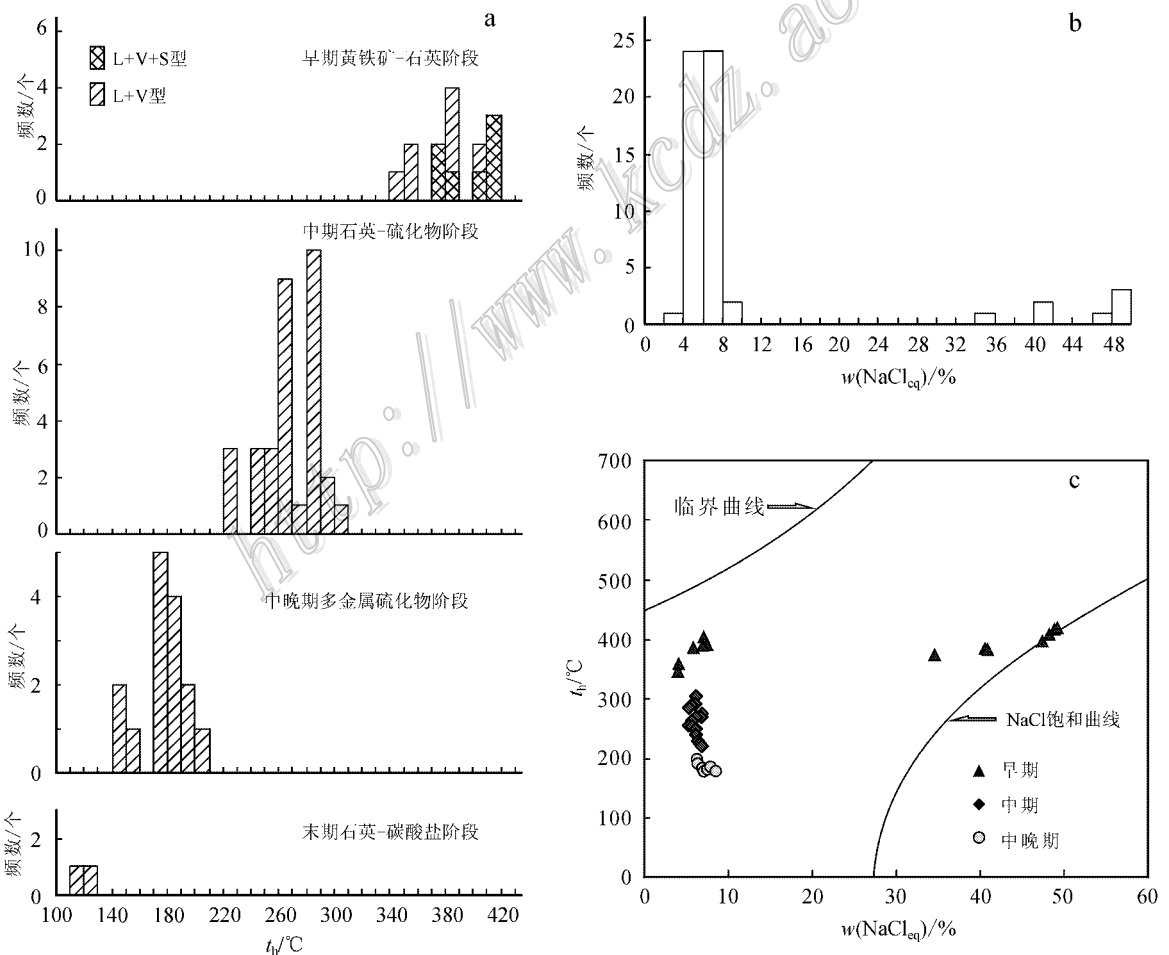


图 5 莲花山铜矿床各成矿阶段石英包裹体均一温度(a)、盐度(b)直方图及盐度-均一温度关系图(c)底图据 Bodnar, 1983)

Fig. 5 Histogram of homogenization temperatures (a), salinity (b) and salinity versus homogenization temperatures (c) of fluid inclusions in quartz of various ore-forming stages in the Lianhuashan Cu deposit (base map after Bodnar, 1983)

其中, L+V型包裹体, 采用 Hall 等(1988)的盐度公式, 计算 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.85%~7.15%; L+V+S型包裹体多数子晶矿物后消失, 部分子晶矿物先消失, 根据 Bischoff(1991)的盐度公式, 计算 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 34.5%~48.9%。石英-硫化物阶段, 包裹体为 L+V型, 均一温度为 220~310℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5.25%~6.58%。多金属硫化物阶段, 均为 L+V型包裹体, 均一温度为 140~200℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.29%~8.54%。石英-碳酸盐阶段, 仅获得了 2 个数据, 均一温度区间约为 130℃, 未测得盐度。

基于 Potter(1978)与 Hall 等(1988)的经验公式对气液两相包裹体的捕获压力进行了估算, 获得早阶段、中阶段和中晚阶段流体包裹体捕获压力分别为 26.9~37.1 MPa, 21.4~25.7 MPa, 17.3~17.8 MPa, 对含子晶三相包裹体按 Bischoff(1991)公式估算的捕获压力为 36.9~37.8 MPa。一般认为沸腾期或沸腾期后, 流体系统处于静岩压力与静水压力的交替阶段, 从而导致各阶段的压力相差悬殊, 但本次实验获得的数据变化区间较小, 并且压力小于 50 MPa, 因此, 成矿期流体应该属于静水压力体系, 假设水的密度为 1.0 g/cm³, 则指示该矿床的成矿深度为 1.73~3.88 km。

3.4 流体包裹体激光拉曼光谱分析

本次研究选取了纯气相与含子晶三相包裹体进行激光拉曼光谱分析, 结果表明, 石英中纯气相的孤立原生包裹体成分为 CO₂, 在拉曼图谱中出现明显的 1289 和 1392 峰(图 6c); 含子晶三相包裹体气相成分以 CO₂ 为主(图 6a, 1287 和 1388 峰), 含少量 CH₄(图 6a, 2919 峰), 透明子晶矿物多为石盐、钾盐等, 不透明子晶矿物为 Fe₃O₄(图 6d, 650 峰)或 Fe₂SiO₄(图 6b, 819 和 842 峰)。这两类包裹体成分均具有初始流体的特征。

4 讨论

4.1 成矿流体的性质

上述流体包裹体显微测温结果表明, 莲花山铜矿床的成矿流体系统从早期到晚期发生了一系列变化: 早期发育纯 CO₂、含 CO₂ 子晶多相中高温、高盐度包裹体与气液两相中温、低盐度包裹体; 中期和中晚期(主成矿阶段)以发育 H₂O-NaCl 流体包裹体为特征, 显示中低温(140~310℃)、低 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ (5.25%~8.54%)、低密度(0.61~1.0 g/cm³)的特点; 末期演化为低温、低盐度流体。

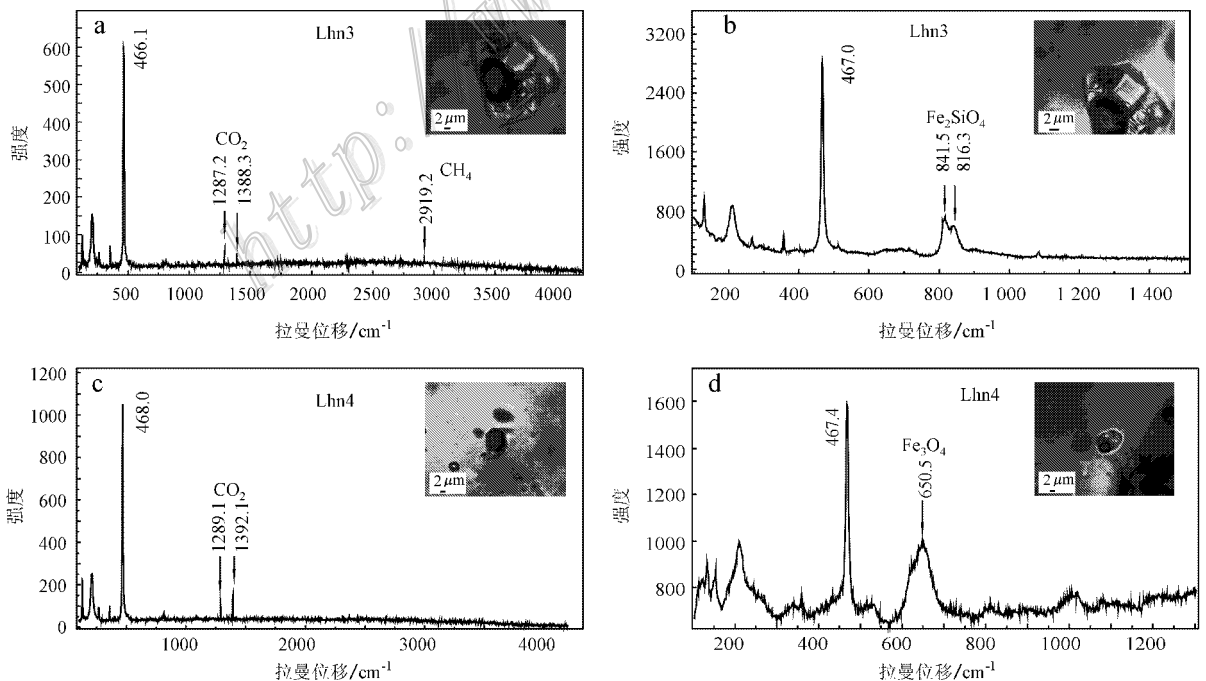


图 6 莲花山铜矿床主成矿阶段石英脉流体包裹体的激光拉曼光谱

Fig. 6 Raman spectroscopy of inclusions in quartz from the Lianhuashan Cu deposit

整体而言,莲花山铜矿床的初始含矿流体应为高氧化性岩浆流体,中期和中晚期 CO_2 逃逸,流体由氧化转化为还原,晚期流体接近于循环天水。

4.2 流体演化

姚金炎等(1996)的研究结果表明,莲花山矿床的铜矿化与西侧广泛发育的隐爆角砾岩关系密切,而该矿床早阶段成矿阶段中纯气相、气液两相及含子晶多相包裹体共存,且均一温度大体一致(纯气相包裹体除外),表明早期成矿流体发生了强烈的“沸腾”(张德会,1997),并导致岩体隐爆。

分析认为,岩浆房分离出的岩浆上升侵位过程中,部分脱气结晶形成阳起石与电气石等矿物,当温度降低至约 400°C ,压力下降为 35 MPa 左右时,流体达到临界值并发生沸腾,同时冲破顶部围岩,形成角砾岩,并导致了 CO_2 的大量逃逸,流体分离为高盐度与低盐度 2 个端员,磁铁矿等含氧矿物的结晶,结果造成 pH 值上升,还原性硫浓度增加(Chen et al., 2006),从而使得 Cu 等金属初步具备了卸载的条件。

中期随着岩浆的逐渐上升,温压进一步降低,使得流体的还原性逐步增强, S^{2-} 的浓度在 310°C 时开始达到生成硫化物的高峰,根据 Evans(1993)以方铅矿为例的研究成果($\text{PbS} + 2\text{H}^+ + 2\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{PbCl}_2 + \text{H}_2\text{S}$),此时形成大量的黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿等硫化物,中晚期随着大气降水的混入,当温度下降到 200°C 以下时,开始出现闪锌矿、方铅矿等低温矿物,伴生少量的黄铜矿、黄铁矿等。

末期流体的温度、盐度等逐步接近循环天水,段国正等(1993)的资料显示,末期石英中 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-8.3\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$, δD 在 $-98\text{‰} \sim -149\text{‰}$ 之间,反映成矿流体中明显有天水的混入,此时成矿物质也基本消耗殆尽,仅在局部卸载微量的黄铁矿等,成矿作用结束。

4.3 矿床成因类型

前人对莲花山铜矿床的成因存在多种认识,徐公愉(1983)认为,莲花山、闹牛山等邻区的铜矿是与中酸性次火山岩有关的高中温斑岩型矿床;刘光海等(1994)称其属成矿物质来源于深部岩浆热液的中偏高温热液铜矿床;姚金炎等(1996)认为,其具有次火山岩型铜矿的特征;而王京彬等(2000)则将其归为斑岩-热液脉型。综合矿床地质特征与流体包裹体研究,莲花山铜矿床具有如下基本特征:

(1)莲花山铜矿床的大地构造位置属于松嫩地块的中南部,盛继福等(1999)测得斜长花岗斑岩的

锆石-铅等时线年龄为 161.8 Ma ,从而认为其成矿与太平洋板块俯冲相关。但笔者获得的数据显示,斜长花岗斑岩的锆石 U-Pb 谐和年龄为 $(247.8 \pm 2.4)\text{ Ma}$ (数据待发表),根据古亚洲洋的闭合时间($\sim 250\text{ Ma}$, Wu et al., 2011),该矿床明显形成于古亚洲洋闭合后的陆缘火山-深成岩活动机制下。

(2)矿区广泛发育安山岩及闪长玢岩、英安岩等次火山岩,深部穿插斜长花岗斑岩脉,并在矿区北部发现了与隐伏的斜长花岗斑岩相关的陈台斑岩型铜矿床。

(3)成矿早期的矿物组合以黄铁矿为特征,多出现在细粒石英脉、蜂窝状或矿渣状石英与隐爆角砾岩中,主要蚀变为硅化、电气石化和阳起石化。中期为石英-黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿。中晚期以方铅矿、闪锌矿、黄铜矿与黄铁矿穿插为标志,两期金属矿物充填在胶状石英脉中,蚀变为高岭土化、绿帘石化与绿泥石化等。末期仅发育少量自形或他形的黄铁矿及黄铜矿,蚀变多为含晶簇的石英脉及方解石等碳酸盐化。

(4)主成矿阶段的成矿流体温度范围在 $150 \sim 305^\circ\text{C}$ 之间, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $5.25\% \sim 8.34\%$,静水压力为 $17.3 \sim 25.7\text{ MPa}$,成矿深度为 $1.73 \sim 3.88\text{ km}$,属于较为典型的中低温、低盐度浅成低温热液矿床。

尽管目前莲花山铜矿床中没有发现明矾石或迪开石,但上述其他特征与国内外典型高硫化型矿床(Bonham, 1986; Arribas, 1995; Hedenquist et al., 2000)基本一致,指示该矿床具有与陆缘火山活动密切相关的中低温、低盐度、高氧化的高硫化型矿床特征。

5 结 论

(1)莲花山铜矿床主成矿阶段硫化物石英脉中的包裹体类型为纯气相、纯液相、气液两相和含子晶多相包裹体,早期 4 类均有发育,中期、中晚期与末期主要发育气液两相包裹体。

(2)矿床黄铁矿-石英阶段、石英-硫化物阶段、多金属硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段的均一温度分别为: $340 \sim 420^\circ\text{C}$ 、 $220 \sim 310^\circ\text{C}$ 、 $140 \sim 200^\circ\text{C}$ 、 $\sim 130^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化为 $3.85\% \sim 48.9\%$ 、 $5.25\% \sim 6.58\%$ 和 $6.29\% \sim 8.54\%$,未测得末期阶段的盐度。矿化主要发生在中期阶段和中晚期阶

段。

(3) 成矿流体由早阶段中高温、高盐度、高氧化和富 CO_2 的岩浆热液“沸腾”, 并造成 CO_2 逸出, 演化为中阶段中温、低盐度流体, pH 值升高, 黄铜矿、黄铁矿大量沉淀; 中晚阶段大气降水开始混入, 形成方铅矿与闪锌矿等其他硫化物; 末期则接近于循环天水。

(4) 莲花山铜矿地质与流体包裹体特征与典型的浅成热液高硫化型基本一致, 属于与次火山岩有关的高硫化型铜矿床。

志谢 野外工作得到了莲花山铜矿赵宝地质师的大力帮助, 流体包裹体测试得到吉林大学地球科学学院流体实验室王力、王琳琳老师及北京核工业地质研究所张敏老师的帮助, 在此表示衷心感谢!

参考文献/References

白令安, 孙景贵, 张勇, 韩世炯, 杨凤超, 门兰静, 古阿雷, 赵克强. 2012. 大兴安岭地区内生铜矿床的成因类型、成矿时代与成矿动力学背景[J]. 岩石学报, 28(2): 468-482.

段国正, 李鹤年. 1993. 莲花山铜矿床地质特征及成矿作用[A]. 见: 张德全, 赵一鸣, 主编. 大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集[C]. 北京: 地震出版社, 1-161.

葛文春, 吴福元, 周长勇, 张吉衡. 2005. 大兴安岭中部乌兰浩特地区中生代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 岩石学报, 21(3): 749-762.

郝立波, 段国正, 李殿超, 吕志成. 2001. 大兴安岭东南缘中酸性浅成侵入体地质地球化学特征与铜矿化[J]. 地质找矿丛论, 16(1): 19-23.

刘光海, 白大明. 1994. 莲花山铜银矿床综合找矿模式[J]. 矿床地质, 13(2): 163-171.

盛继福, 傅先政. 1999. 大兴安岭中段成矿环境与铜多金属矿床地质特征[M]. 北京: 地震出版社, 1-216.

宋长春. 1996. 内蒙古莲花山铜银矿床蚀变统计分带研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 15(3): 182-184.

王京彬, 王玉往, 王莉娟. 2000. 大兴安岭中南段铜矿成矿背景及找

矿潜力[J]. 地质与勘探, 36(5): 1-4.

肖丙建, 王伟德, 张强, 李宪栋, 王真亮, 刘同, 胡来龙. 2008. 内蒙古突泉县莲花山银铜矿床成矿地质背景探讨[J]. 地质与勘探, 44(1): 26-30.

徐公愉. 1983. 大兴安岭的大陆火山岩及其矿化作用[J]. 中国区域地质, 5: 39-51.

姚金炎, 耿文辉, 莫江平. 1996. 大兴安岭东坡中、南段铜多金属矿床找矿研究中的几个问题[J]. 有色金属矿产与勘探, 5(1): 10-15.

张德会. 1997. 流体的沸腾和混合在热液成矿中的意义[J]. 地球科学进展, 12(6): 546-552.

Arribas A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid[J]. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23: 419-454.

Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ solutions: A PVTX summary from 300 to 500°C [J]. American Journal of Science, 309-338.

Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids [J]. Econ. Geol., 78: 535-542.

Bonham H F. 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review[A]. International volcanological congress, Symposium [C]. Hamilton, New Zealand, 13-17.

Chen Y J, Pirajno F, Qi J P, Li J and Wang H H. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shangong gold deposit, eastern Qinling orogen, China [J]. Resource Geology, 56(2): 99-116.

Evans A M. 1993. Ore geology and industrial minerals: A introduction [M]. London: Blackwell Scientific Publications. 52-83.

Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ solution [J]. Econ. Geol., 83: 197-202.

Hedenquist J, Arribas A J and Gonzalez U. 2000. Exploration for epithermal gold deposit [J]. Econ. Geol., 13: 245-277.

Potter R W. 1978. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 based on a regression of available data in the literature [J]. Geol. Sur. Bull., 36, 1421-C.

Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, Zhang Y B, Matthew L, Simon A and Jahn B M. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 41: 1-30.