

云南祥云金厂箐金(铜)矿床的成 矿流体特征及流体来源

何明勤^{1,2}, 杨世瑜², 刘家军³, 李朝阳¹

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳 550002;
2. 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093;
3. 中国地质大学, 北京 100083

【摘要】 金厂箐金(铜)矿床原生流体包裹体和流体氢氧同位素的研究成果表明该矿床改造期早阶段流体为中温、中等盐度, 形成于酸性和相对较还原环境的硫酸盐型热卤水。晚阶段流体为低温、低盐和相较于早阶段形成压力更低和更氧化环境的氯化物型热卤水。成矿流体水来源于(晚阶段)或主要来源于(早阶段)雨水源地下水, 其同成矿时的原始雨水($\delta^{18}\text{O} = -15.3\text{‰}$)相比, 氧同位素组成要重 12‰~17‰, 是在水岩比(W/R)较小的条件下与围岩水岩反应进行同位素交换的产物。

【关键词】 成矿流体; 氢氧同位素; 流体来源; 金厂箐金(铜)矿床; 云南祥云

中图分类号: P618.51 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-6872(2004)02-0035-06

0 引言

祥云金厂箐金(铜)矿床原属马厂箐铜矿床的一个矿段, 一直作为斑岩型铜矿床的组成部分, 是从1988年进行1:10000岩石土壤地球化学测量发现独立岩金矿体以后才作为金矿床或金(铜)矿床来对待的^[1]。事实上, 该金矿床无论是在空间产出、赋矿围岩、矿石矿物共生组合还是控矿因素等方面均与马厂箐斑岩型铜矿床存在较大差异, 金的矿化甚至与有机质具有密切的成因联系, 矿石中金的含量与有机质含量之间呈现显著的正相关关系, 说明有机质在金厂箐金矿床的形成过程中起了重要作用^[1], 是该地区有别于斑岩型铜矿床的一种新的矿床类型。然而, 关于该矿床的地质研究却异常薄弱, 除个别研究涉足矿床地球化学与成因^[2]讨论外, 基本是围绕矿石的选冶加工或利用来进行的^[3], 严重影响

了对矿床形成机制的深入认识。如果能从流体包裹体的角度来阐明形成矿床的流体特征, 进而探讨成矿流体来源的氢氧同位素限制, 将弥补矿床研究的一些空白。

1 矿床地质背景

金厂箐金(铜)矿床位于扬子准地台丽江台缘褶皱带南缘, 洱海-红河断裂与程海-宾川断裂挟持的三角形地带, 其东以程海-宾川断裂为界, 北西以小金河-丽江断裂为界, 南西则以洱海-红河断裂为界。矿体主要呈脉状产于奥陶系向阳组(O_{1x})与泥盆系康廊组(D_{1k})砂岩、粉砂岩、灰岩以及早期火成岩类岩石如煌斑岩、辉绿岩、二长斑岩等之断裂构造带或层间破碎带中(图1), 受构造、地层、岩石等的控制明显。矿石组构有脉状、网脉状、浸染状、细脉浸染状、皮壳状和胶状等构造, 半自形、自形、它形、压碎、

收稿日期: 2004-01-21; 改回日期: 2004-05-25

作者简介: 何明勤, 男, 37岁, 副教授(博士后), 矿产普查与勘探专业, 研究方向: 矿床学与地球化学。

①中国人民武装警察部队黄金第十三支队, 西南有色地质勘查局地质研究所. 云南祥云金厂箐金矿床地质特征及找矿预测研究总结报告, 1993.

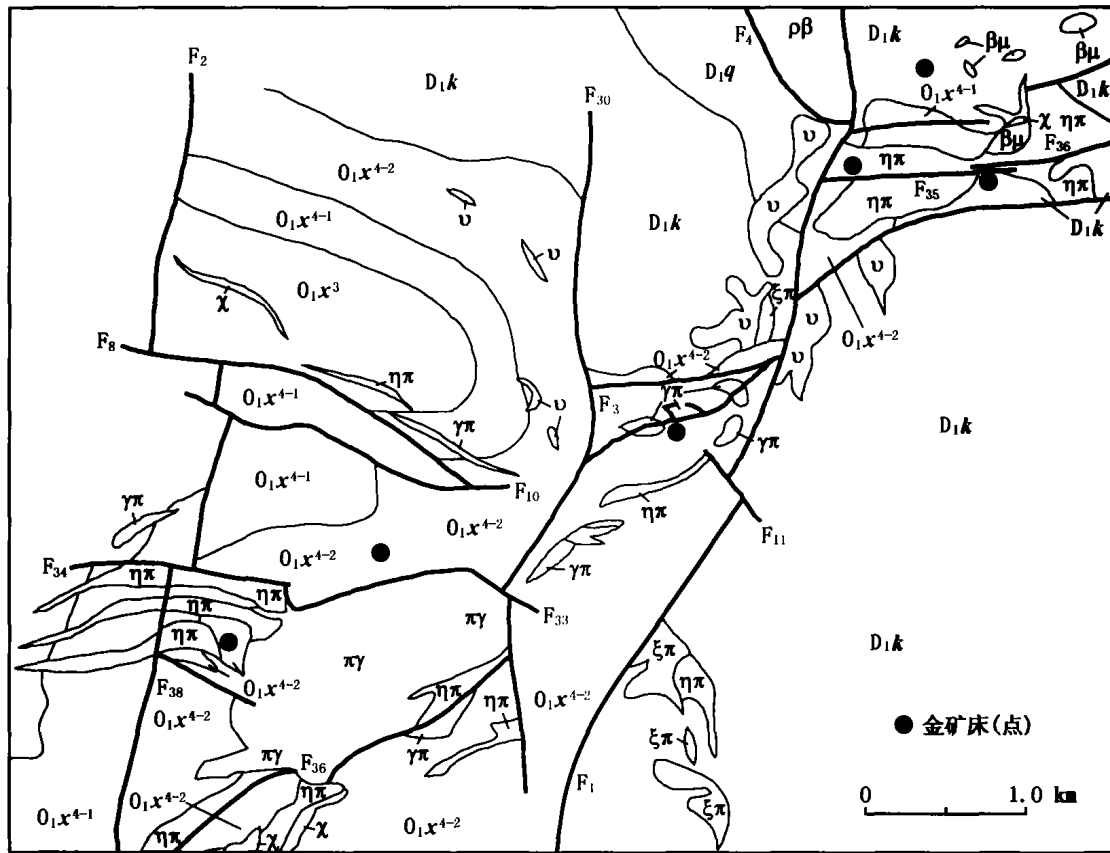


图 1 金厂箐地区地质图(据中国人民武装警察部队黄金第十三支队 1993 年资料改编)

Pβ. 二叠系玄武岩; D1q. 泥盆系青山组; D1k. 泥盆系康郎组; O1x⁴⁻². 奥陶系向阳组第四段二亚段; O1x⁴⁻¹. 奥陶系向阳组第四段一亚段; O1x³. 奥陶系向阳组第三段; πγ. 斑状花岗岩; γπ. 花岗岩; ξπ. (石英)正长斑岩; ηπ. (石英)二长斑岩; βμ. 辉绿岩; υ. 辉长岩; χ. 煌斑岩; F₁₁. 断裂与编号

Fig. 1 Geological map of Jinchangqing area

交代等结构。金属矿物主要有黄铁矿、毒砂、自然金、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿、孔雀石、褐铁矿等，原生金以自然金为主，主要包裹于硫化物中，黄铁矿和毒砂是金的主要载体矿物^[4]。

依据矿床的产出特点、成矿地质条件、空间分布关系、成矿地质背景和矿石类型、矿石物质成分、矿物共生组合、矿石构造与结构、尤其矿石构造以及结合地质发展史对该区成矿作用全过程的分析，将金厂箐金矿床的形成划分为接触交代(成矿)期，改造(成矿)期和表生(成矿)期，其中以改造(成矿)期最重要，因为它生成了该金矿区原生独立金矿床的主体^①。改造成矿期又可进一步划分为石英硫化物早阶段和方解石、白云石等碳酸盐硫化物晚阶段，本文主要对生成原生独立金矿床主体的改造(成矿)期成矿流体特征及流体来源进行研究。

2 成矿流体包裹体特征

2.1 流体包裹体一般特征

通过对改造期 5 件样品磨制成的光薄片的显微镜下观察，各样品的石英、方解石或白云石中未见到

次生包裹体，假次生包裹体特征也不明显，以原生包裹体为主，普遍较为发育，数量较多，成群密集分布。但包裹体体积常常很细小，多数样品中包裹体大小为 1 μm ~ 10 μm，包裹体类型也较单一，按照室温下的相态关系这一最有用的包裹体分类方案^[5]，大部分样品仅发育液体包裹体和纯液体包裹体，气液比小，仅两个样品中发育有较少数量的气体包裹体(表 1)。

2.1.1 纯液体包裹体 是 5 件样品中较为重要的包裹体类型之一，发育数量仅次于液体包裹体，成群密集分布。其包裹体均为单一盐水溶液相 L，无气相存在。镜下包裹体常呈淡红色亮点，呈不规则状、圆形或椭圆形。包裹体大小 1 μm ~ 10 μm，少数为 15 μm，占各类包裹体总数的 25% ~ 50%。

2.1.2 液体包裹体 是该区 5 件样品石英、方解石或白云石中最为发育的一类包裹体，其分布最广，数量最多。包裹体由液相 L 和气相 V 组成，气相常呈黑色或褐红色圆点激烈跳动，气液比为 5% ~ 40%。包裹体 1 μm ~ 10 μm，少数可达 30 μm ~ 150 μm，呈圆形、椭圆形、长条状或不规则状，占包裹体总数的 50% ~ 70%，成群或稀疏状分布。

2.1.3 气体包裹体 相态组合为 V+L, 仅在 MB1、MN18 两个样品中零星分布。包裹体形态呈圆形、椭圆形, 大小 5 μm~10 μm, 含量可占各类包裹体总数的 5%~10%。气液比一般为 60%~90%。

2.1.4 含液体 CO₂ 多相包裹体 这类包裹体仅在 MN18 中见有, 数量较少, 呈零星分布, 含量仅占各类包裹体总数的 5%, (V_{CO₂}+L_{CO₂})/L 多数为 30%~40%。包裹体形态呈圆形、不规则状或长条状, 大小 5 μm~15 μm。

2.2 流体包裹体均一温度、盐度、密度与压力

由于样品中气体包裹体不发育, 因此对 5 件样品中较发育的原生液体包裹体, 采用均一法在浑江市光学仪器厂 T1350 型热台上测定其均一温度, 在 400 C 的温度范围内, 误差±2 C。所有测定的液体包裹体都均一为液相, 结果见表 2。采用冷冻法在哈尔滨市电工仪器厂 KBL-1 型显微半导体冷台上测定

了其冷冻温度, 至 -20 C 范围, 误差为±0.1 C, 据 H₂O-NaCl 体系冷冻温度(冰点)与 NaCl 浓度的关系(Potter, 1978)^[6] 换算获得流体的盐度结果也列于表 2。

从测得的均一温度与盐度数据可以看出, 不同矿物中的流体包裹体均一温度和盐度不同, 与改造期成矿流体演化的不同阶段有关。其中, 早阶段石英包裹体温度从 187 C~266 C, 平均温度从 215 C~243 C; 盐度 w(NaCl)/% 为 10.5~20.3, 平均盐度为 12~15, 具中温和中等盐度。晚阶段白云石、方解石中包裹体均一温度为 113 C~167 C, 盐度 w(NaCl)/% 为 4.7~10.4, 平均盐度 6~9.2, 具低温和低盐特点。整个改造期 5 件样品平均温度从 135 C~243 C, 平均盐度从 6~15, 表明改造期流体具中低温和中低盐度特征。

就 NaCl-H₂O 体系而言, 利用流体包裹体均一

表 1 金厂箐矿区流体包裹体特征

Table 1 Characteristics of fluid inclusions from Jinchangqing ore district

| 成矿期 | 成矿阶段 | 样号 | 测定矿物 | 包裹体类型及含量/% | 气液比/% | 大小/μm | 相态组合 | 形态及分布 | |
|-------------------------|------|------|-------------------------|-----------------------------|-------|-------|------|---|-------------------------------|
| 改造 | 早阶段 | MB3 | 石英 | I. 液体包裹体 | 50 | 5~10 | 5~8 | L+Y | 圆形、椭圆形、不规则状, 成群密集分布 |
| | | | | I _A . 纯液体包裹体 | 50 | 0 | 1~10 | L | |
| | | MN18 | 石英 | I. 液体包裹体 | 60 | 10~30 | 3~20 | L+Y | 长条状、不规则状、圆形或椭圆形及负晶形, 成群密集分布 |
| | | | | I _A . 纯液体包裹体 | 25 | 0 | 1~10 | L | |
| | | | | II. 气体包裹体 | 10 | 60~90 | 5~10 | V+L | |
| | | | | IV. 含液体 CO ₂ 包裹体 | 5 | 30~40 | 5~15 | V _{CO₂} +L _{CO₂} +L | |
| | MJ19 | 石英 | I. 液体包裹体 | 60 | 10~20 | 1~10 | L+V | 不规则状、长条状、圆形或椭圆形, 成群分布 | |
| | | | I _A . 纯液体包裹体 | 10 | 0 | 1~10 | L | | |
| | 晚阶段 | MB1 | 方解石 | I. 液体包裹体 | 70 | 15~40 | 3~15 | L+V | 不规则状、长条状、圆形或椭圆形、负晶形, 成群或不均匀分布 |
| | | | | I _A . 纯液体包裹体 | 25 | 0 | 1~20 | L | |
| MJ8 | | 白云石 | II. 气体包裹体 | 5 | 70~90 | 5~10 | V+L | 长条状、椭圆形、液滴状, 成群密集分布 | |
| | | | I. 液体包裹体 | 50 | 5~10 | 1~8 | L+V | | |
| I _A . 纯液体包裹体 | 50 | 0 | 1~8 | L | | | | | |

表 2 金厂箐矿区液体包裹体均一温度、盐度、流体密度及均一压力

Table 2 Homogeneous temperature, salinity, density and homogeneous pressure of ore-forming of fluid inclusions from Jinchangqing ore district

| 样号 | 均一温度测定结果/C | | | | | 冷冻法盐度测定结果 w(NaCl)/% | | | | | 密度/(g·cm ⁻³) | 均一压力/MPa |
|------|------------|-------|-----|---------|-----|---------------------|-------|-----|-----------|-----|--------------------------|----------|
| | 气液比/% | 大小/μm | 测定数 | 范围 | 平均 | 气液比/% | 大小/μm | 测定数 | 范围 | 平均 | | |
| MB3 | 10~50 | 6~8 | 11 | 187~241 | 215 | 10~15 | 8~10 | 10 | 11~12.6 | 12 | 0.945 | 1.758 |
| MN18 | 15~30 | 10~15 | 16 | 207~264 | 242 | 15~30 | 10~20 | 13 | 10.5~20.3 | 15 | 0.942 | 3.066 |
| MJ19 | 10~15 | 6~8 | 15 | 226~266 | 243 | 10~15 | 6~8 | 10 | 12~15.3 | 14 | 0.932 | 3.126 |
| MB1 | 10~15 | 8~10 | 12 | 126~167 | 138 | 10~20 | 8~10 | 8 | 4.7~6.8 | 6 | 0.972 | 0.453 |
| MJ8 | 5~10 | 6~10 | 11 | 113~158 | 135 | 5~10 | 6~8 | 10 | 7.8~10.4 | 9.2 | 0.997 | 0.450 |

法温度与冷冻法盐度根据温度-盐度-密度图、Bodnar(1983)或 Bischoff 等(1991)的 T-w-ρ 图^[7] 可以求得均一到液相体系的液体相密度, 也可以查压力-温度-浓度-密度表^[8] 获得密度资料。总体上, 上述不同图解或查表法所获得的数值较接近。表 2 列出的是应用均一温度平均值、冷冻盐度平均值和内插法得到的密度数据。可见, 各样品密度值全在 0.9 g/

cm³ 以上, 但又都在 1 g/cm³ 以下, 是一种中等密度的流体。而且, 早阶段石英流体的密度为 0.932 g/cm³~0.945 g/cm³、平均 0.940 g/cm³, 低于晚阶段白云石或方解石的流体密度 0.972 g/cm³ 或 0.997 g/cm³, 反映出改造期成矿流体的密度随流体演化的进行而升高。

压力是控制成矿作用过程最重要却难以准确获

得的参数之一,其估算方法较多,常用的有含 CO₂ 包裹体的等值线(等比容)法、含 CO₂ 包裹体浓度法、气体包裹体压力测定法^[9]等,分别适用于含 CO₂ 包裹体、气成或沸腾条件。鉴于金厂箐金矿区 5 件样品中仅有一件样品的矿物中发育有少量含液体 CO₂ 包裹体,因而成矿压力的测定不适用含 CO₂ 包裹体的压力测定法,同时在金厂箐金矿区也未见到沸腾包裹体的特征,因而成矿压力的测定主要根据中低盐度 NaCl-H₂O 体系的压力估算法。采用 Zhang 等(1987)^[10]的 NaCl-H₂O 体系的 *P-T* 等容式以及 Brown 等(1989)对该 *P-T* 等容式的修正式^[11],由均一温度和盐度计算求得各样品均一压力值(表 2),代表了该区成矿压力的最低值。由于缺乏其它独立的地质温度计,因而难以从 NaCl-H₂O 体系的 *P-T-X* 相图或 *P-T* 等容式获得真正的成矿压力值或捕获压力。但从所得到的均一压力数据仍可反映出

成矿作用从早阶段到晚阶段是一个压力逐步降低的开放过程,由早阶段的 1.758 MPa~3.126 MPa(平均 2.65 MPa)下降到晚阶段的 0.450 MPa~0.453 MPa。

3 成矿流体包裹体成分

包裹体被喻为成矿溶液的原始样品,它可以作为译解成矿作用的密码^[12],其数据被用来确定流体系统演化的特征^[13]。通过破碎、分离和选纯改造成矿期早阶段与晚阶段同金属硫化物共生的石英及白云石单矿物,对其进行包裹体气液相成分分析以反演成矿溶液性状。由于矿物中的流体包裹体主要为原生包裹体,因而其包裹体流体的液相和气相成分基本反映了成矿流体的化学组成。

从金厂箐矿区包裹体液相成分分析结果(表 3)

表 3 金厂箐矿区包裹体液相成分及相关参数

Table 3 Composition and correlative parameters of liquid phase of the fluid inclusions from Jinchangqing ore district

| 样号 | 液相成分/10 ⁻⁶ | | | | | | | Na ⁺ /K ⁺ | SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻ | F ⁻ /Cl ⁻ | 气相成分/(10 ⁻⁶ mol·g ⁻¹) | | | | | H ₂ O/CO ₂ | pH | R |
|-----|-----------------------|----------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|---------------------------------|--|---------------------------------|--|-----------------|-----------------|-------|----------------|----------------------------------|------|------|
| | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | F ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | | | | H ₂ O | CO ₂ | CH ₄ | CO | N ₂ | | | |
| MB3 | 0.96 | 6.15 | — | — | 1.33 | 1.86 | 3.24 | 0.16 | 1.74 | 0.72 | 32.477 | 1.276 | 0.000 | 0.060 | 0.000 | 25.45 | 5.13 | 0.07 |
| MJ8 | 7.13 | 1.30 | — | — | 0.10 | 9.86 | — | 5.48 | 近于 0 | 0.01 | 14.397 | 1.723 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 8.36 | 5.14 | 0.01 |

分析单位:原地质科学院矿床地质研究所

可以看出:(1)金厂箐不论是早阶段石英还是晚阶段白云石成矿,其成矿溶液均是含 Na⁺,K⁺,F⁻,Cl⁻,SO₄²⁻ 等的复杂成分盐水溶液;(2)根据前述包裹体均一温度和盐度测定数据,改造期成矿溶液盐度平均为 6%~15%;属卤水(含盐度或总矿化度>5%)范围^[14,15],均一温度平均 215 C~261 C,故系热卤水(温度 50 C~300 C)^[16];(3)与现代富含重金属水溶液化学成分^[14]相比,两阶段成矿流体的 Na⁺,K⁺,Cl⁻ 等的含量均较低;(4)早阶段石英流体阳离子中 Na⁺ 浓度小于 K⁺ 浓度,Na⁺/K⁺ 比(0.16)较小,不同于 Na⁺/K⁺>1 的密西西比河谷型矿床流体^[17],而与 Na⁺/K⁺ 一般小于 1 的岩浆热液矿床有些相似^[8],反映早阶段矿床的形成可能与岩浆热液有一定关系,考虑到邻近马厂箐地区斑岩类岩石广泛产出的地质事实,这种可能性是完全存在的。早阶段流体阴离子中 SO₄²⁻>Cl⁻>F⁻,SO₄²⁻/Cl⁻ 重量比(1.74)大于 0.155 或 0.14 较高,故其成矿热卤水当是富钾的硫酸盐型热卤水^[18,19];(5)晚阶段白云石流体中 Na⁺>K⁺,Na⁺/K⁺ 比(5.48)较大,不同于岩浆热液型矿床而与卤水成因的密西西比河谷型矿床流体^[17]更接近,同样显示其可能是卤水成因。段则酸性氧化性质更加明显,预示成矿作用开放性

阴离子中 Cl⁻>F⁻>SO₄²⁻,F⁻/Cl⁻ 比(0.01)远小于 1,进一步证实了其地下热卤水成因^[8],且 SO₄²⁻/Cl⁻ 近于 0,故这种热卤水应是富钠的氯化物型热卤水^[18]。包裹体气相成分简单,主要是 H₂O、CO₂ 和 CO,且 H₂O>CO₂>CO(表 3)。H₂O 具绝对优势,在两阶段成矿中分别占摩尔总数的 98.3%和 95.3%。H₂O/CO₂ 值成矿早阶段为 25.45,大于成矿晚阶段 H₂O 和 CO₂ 的比值 8.36,可能表明晚阶段成矿作用更为剧烈,这与实际地质情况是吻合的。因为,H₂O/CO₂ 值的大小常可以反映成矿作用的强度和有利程度,其值越小,成矿作用的强度越强、成矿越有利,如前苏联萨冬斯克多金属矿床和一个未命名的水晶矿床向着有经济意义的矿巢方向其值减小(陈银汉,1981)^[1]。

在流体包裹体的气体成分如 H₂O,CO₂,CO 等之间存在各种化学反应,假定他们在包裹体被捕获时都达到了平衡,这样就可以利用各气体成分之间的平衡反应求出 pH^[8]、氧化还原参数 R^[20] 等物化数据。计算出的改造期早阶段与晚阶段流体 pH 值分别为 5.13 和 5.14,R 为 0.07 和 0.01(表 3)。可见,早阶段相对于晚阶段是酸性更还原的条件,而晚阶段程度的增加。

4 成矿流体来源

热液流体是矿床、尤其是热液矿床形成时最主要的含矿介质,在矿质的活化、迁移和沉淀过程中起着极重要的作用。然而,有关热液流体的来源、流体中矿质携带的方式以及热液流体本身复杂的物理化学状态等,都存在较多争论。因此,搞清热液流体的来源对于深入了解成矿作用机制,查明矿床成因,总结成矿规律等具十分重要的意义。一般认为,热液成矿流体水的来源不同^[21],且具体矿床应有其主要来源,而氢氧同位素用于推断热液流体来源及路径被证明是极有用的^[22]。

挑选出成矿早阶段的石英硫化物型和晚阶段方解石、白云石等碳酸盐硫化物型金矿石样品中的脉石单矿物石英及白云石,作矿物氧同位素和包裹体水氢同位素分析。石英氧同位素采用常规 BrF_5 法,白云石氧同位素采用 100%磷酸法,而氢同位素则使用爆裂法取包裹体水,锌法制氢,结果用 MAT251EM 质谱计测定。其中,氧同位素测试精度为 $\pm 0.2\%$,氢同位素精度为 $\pm 2\%$,测试结果列于表 4。可以看出,无论是早阶段还是晚阶段,其流体 δD

表 4 金厂箐矿区氢、氧同位素组成

Table 4 Components of hydrogen and oxygen isotopes from Jinchangqing ore district

| 序号 | 样号 | 成矿期 | 成矿阶段 | 测定矿物 | 分析结果/% | | 计算结果/% |
|----|-----|-----|------|------|----------------------------------|---------------------------------------|--|
| | | | | | $\delta\text{D}_{(\text{SMOW})}$ | $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}_{(\text{SMOW})}}$ |
| 1 | MB3 | 改造 | 早阶段 | 石英 | -135 | 11.3 | 1.52 |
| 2 | | | | | -93.6 | 10.65 | 1.35 |
| 3 | MJ8 | 晚阶段 | 白云石 | | 12.4 | -2.36 | -2.36 |
| 4 | | | | | 12.1 | -2.66 | -2.66 |
| 5 | | | | | 12.1 | -2.66 | -2.66 |
| 6 | | | | | -109 | 14.1 | -3.12 |

注:分析者:原地质科学院矿床地质研究所;2~5 据中国人民武装警察部队黄金第十三支队等(1993)

值均小,为 -135% ~ -93.6% 和 -109% ,远低于正常岩浆水^[23]、海水和变质水^[24]的 δD 范围,表明这三种水都不可能是流体水的主要来源。然而,这种低 δD 值的流体与滇西地区温泉水的 δD 值(-113% 至 -80.8%)^[25]却较相近,反映雨水地下水才应该是形成矿床流体水的主要来源。结合前述流体化学成分分析(表 4),早阶段石英流体 $\text{Na}^+/\text{K}^+=0.16$ 、富 K^+ ,其成矿流体水中应有岩浆水的混入,但这种混入对流体水总的氢氧同位素组成影响较小,说明

混入的岩浆水数量有限。

如果取样品的氢同位素平均值 -112.5% 作为矿床形成时当地雨水的 δD 值,根据 Craig(1961)^[26]的雨水线方程 $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+10$ 可计算出成矿时雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -15.3% 。采用样品矿物氧同位素分析数据和矿物形成温度,利用矿物-水体系平衡分馏公式 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.38\times 10^6T^{-2}-3.40$ ^[27]和 $1000\ln\alpha_{\text{白云石-水}}=3.2\times 10^6T^{-2}-2.0$ ^[28]计算出与矿物同位素交换达到平衡时的成矿流体氢、氧同位素组成,也列于表 4。可见,改造期成矿流体早阶段 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 1.35% ~ 1.52% 、晚阶段为 -3.12% ~ -2.36% ,均不同于成矿时当地雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-15.3%)。相较于成矿时的雨水,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 向值增大的方向发生了显著漂移(约 12% ~ 17%),是与矿区氧同位素组成较高的砂岩、碳酸盐岩等围岩同位素交换的结果,而且早阶段的同位素交换大于晚阶段,与早阶段成矿温度高于晚阶段有关。根据水岩反应的原理,在各成矿阶段的成矿温度、流体和岩石的初始同位素值相对恒定时,流体的最终 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要受控于水岩比(W/R)的大小^[23,24]。在金厂箐金矿区这样的水岩反应背景下,要获得上述流体最终约 12% ~ 17% 的 $\delta^{18}\text{O}$ 交换值,应是一种水岩比(W/R)较小的条件。

5 结论

5.1 改造期成矿流体从早阶段到晚阶段温度、盐度逐渐降低,密度逐渐减小,总体具中低温、中低盐度和中等密度特征。

5.2 成矿作用形成于酸性条件。但从早阶段到晚阶段,压力降低、R 值减小,显示氧化程度和开放程度增加。

5.3 成矿晚阶段流体水来源于雨水源地下水,属氯化物型热卤水;成矿早阶段流体水也主要来自雨水源地下水,但有少量岩浆水的混入,总体属硫酸盐型热卤水。

5.4 同成矿时雨水源水相比,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 要重 12% ~ 17% ,是在水岩比(W/R)较低条件下与氧同位素组成较大的围岩发生同位素交换而形成。

参考文献

- [1] 何明勤,杨世瑜,刘家军. 云南祥云金厂箐金-铜矿床中的有机质及与金成矿的关系[J]. 昆明理工大学学报, 2003, 28(1): 4-7.
- [2] 普传杰,汤万英. 祥云金矿地质地球化学特征及矿床成因[J]. 黄金, 1998, 19(2): 7-12.
- [3] 普传杰,王利山. 云南金厂箐金矿金的赋存状态及工艺特性研究[J]. 云南地质, 1996, 15(1): 62-67.
- [4] 杨建琨,唐志国. 云南省新生代浅成侵入斑岩型金矿成矿特征及找矿远景预测—以马厂箐金矿为例[J]. 北京地质, 1996, (3): 27-31.
- [5] Bodnar R J, Beane R E. Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying

- deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona[J]. *Economic Geology*, 1980, 75: 876-893.
- [6] Potter R W I, Clyne M A, Brown D L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions[J]. *Economic Geology*, 1978, 73: 282-285.
- [7] 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 1999. 1-140.
- [8] 卢焕章, 李秉伦, 沈, 等. 包裹体地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1990. 1-242.
- [9] 中国科学院地球化学研究所包裹体实验室. 矿物中包裹体研究[M]. 北京: 科学技术文献出版社, 1980, 1-188.
- [10] Zhang Y G, Frantz J D. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions[J]. *Chemical Geology*, 1987, 64: 335-350.
- [11] Brown P E, Lamb W M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl; new Graphical presentations and implications for fluid inclusion studies[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53: 1 209-1 221.
- [12] 何知礼. 包体矿物学[M]. 北京: 地质出版社, 1982, 1-304.
- [13] Vapnik Y, Moroz I. Compositions and formation conditions of fluid inclusions in emerald from the Maria deposit (Mozambique)[J]. *Mineralogical Magazine*, 2002, 66(1): 201-213.
- [14] 张宗祥. 卤水成矿的几个基本问题[J]. *地质与勘探*, 1980, (7): 19-21.
- [15] 姜齐节, 刘东升, 陈民扬, 等. 论渗流热卤水成矿作用的意义与成因标志[J]. *地质与勘探*, 1980, (1): 1-6.
- [16] 孙克祥. 热卤水成矿说[J]. *地质地球化学*, 1980, (1): 23-37.
- [17] Sawkins F J. The significance of Na/K and Cl/SO₄ ratios in fluid inclusions and subsurface waters, with respect to the genesis of Mississippi valley-type ore deposits[J]. *Economic Geology*, 1968, 63: 935-942.
- [18] 冉崇英. 康滇地轴层控铜矿床的成矿机理[M]. 北京: 地质出版社, 1989. 2-47.
- [19] Ran Chong-ying. On ore source and ore-forming fluid of Dongchuan-Yimen type copper deposit[J]. *Sciences in China (Series B)*, 1989, 32(9): 1 117-1 124.
- [20] 李秉伦, 王英兰, 谢奕汉. 气液包裹体气相色谱分析及其地质意义[J]. *地质科学*, 1982, (2): 220-225.
- [21] White D E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids[J]. *Economic Geology*, 1974, 69: 954-973.
- [22] Dilles J H, Solomon G C, Taylor H P, et al. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada[J]. *Economic Geology*, 1992, 87: 44-63.
- [23] Campbell A, Rye D, Petersen U. A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal mine, Peru; implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits[J]. *Economic Geology*, 1984, 79: 1 818-1 832.
- [24] Tailor H P, Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. *Economic Geology*, 1974, 69: 843-883.
- [25] 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 等. 兰平-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. *矿床地质*, 2000, 19(3): 223-234.
- [26] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 1961, 133: 1 702-1 703.
- [27] Clayton R N, O'Neil J R, Mareda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77(17): 3 057-3 067.
- [28] 魏菊英, 王关玉. 同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版, 1988. 1-166.

CHARACTERISTICS OF ORE-FORMING FLUIDS AND THEIR ORIGIN IN JINCHANGQING GOLD (COPPER) ORE DEPOSITS IN XIANGYUN, YUNNAN

HE Ming-qin^{1,2}, YANG Shi-yu², LIU Jia-jun³, LI Chao-yang¹

1. *Opening Lab of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*
 2. *Land Resources Engineering Faculty of Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China;*
 3. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

Abstract: Based on the study of primary fluid inclusions, hydrogen and oxygen isotopes, it was considered that the early stage ore-forming fluid from Jinchangqing gold (copper) ore deposits was sulfate hot brine characteristic of intermediate temperature and salinity originated from the late stage ore-forming fluid under acidic and more reductive environment. However, the late stage ore-forming fluid was a sort of low temperature and salinity chloride hot brine originated from a lower pressure, acidic and more oxidative environment. The ore fluids were from (the late stage) or mainly from (the early stage) meteoric ground water which had a heavier oxygen isotope composition (12‰~17‰) than the original rain water ($\delta^{18}\text{O} = -15.3\text{‰}$) formed during the gold mineralization. It was resulted from the exchange of oxygen isotopes during the reaction between ore-forming fluid water and wallrock under a lower water/rock ratio.

Key words: ore-forming fluid; hydrogen and oxygen isotopes; ore-forming fluid origin; Jinchangqing gold (copper) ore deposits; Xiangyun, Yunnan

ISSN 1001-6872(2004)02-0035-06; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: He Mingqin, male, 37 years old, an associate professor of exploration and search for minerals. Now he is engaged in the research of geology and geochemistry.