



河南老湾金矿床上上河矿段矿床地质和成矿流体地球化学*

寇少磊¹, 杜杨松¹, 曹毅¹, 陈建立², 史革武³, 陈金铎², 王丽红¹

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 河南省地质矿产勘查开发局第一地质勘查院, 河南 郑州 450001; 3 河南省南阳市桐柏兴源矿业有限公司, 河南 南阳 474700)

摘要 河南桐柏老湾金矿床是桐柏-大别山(北坡)金银成矿带内大型造山带型金矿床之一。文章对该矿床的上上河矿段进行了矿床地质和成矿流体地球化学研究,旨在查明该矿段的流体成矿过程。根据矿脉穿插关系、矿石结构构造、矿物共生组合以及黄铁矿的粒度和晶形,将老湾金矿上上河矿段成矿过程划分为:石英粗粒自形黄铁矿(Ⅰ)、石英细粒半自形-他形黄铁矿(Ⅱ)、石英多金属硫化物(Ⅲ)及石英碳酸盐(Ⅳ)4个阶段。镜下观察显示,矿床中的包裹体类型有含CO₂包裹体(L_{H₂O}+L_{CO₂}+V_{CO₂})、纯CO₂包裹体(L_{CO₂}+V_{CO₂})、液相包裹体(L_{H₂O}+V_{H₂O})及少量含子晶包裹体(L_{H₂O}+V_{H₂O}+S)。第Ⅰ阶段、第Ⅱ阶段和第Ⅲ阶段均可见含CO₂包裹体、纯CO₂包裹体和液相包裹体,有时可见含CO₂包裹体与液相包裹体共存。流体包裹体显微测温结果表明,成矿流体可近似看做中温、低盐度、富CO₂的NaCl-H₂O-CO₂体系,纯CO₂包裹体和液相包裹体所代表的流体可能是由含CO₂包裹体所代表的NaCl-H₂O-CO₂流体经不混溶形成的,三者在寄主矿物沉淀时,被同时捕获而共存。从第Ⅰ阶段到第Ⅳ阶段,成矿流体温度从303~379℃逐渐降低到138~195℃,盐度 $\tau(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 从4.07%~9.59%逐渐降低到1.06%~2.74%。在成矿的第Ⅰ阶段成矿流体发生了不混溶作用,而在第Ⅱ阶段和第Ⅲ阶段流体中的CO₂起泡分离再次引发了不混溶作用。从第Ⅰ阶段到第Ⅲ阶段,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 从6.56‰~9.71‰经1.89‰~4.01‰变化到0.08‰, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 从-78.1‰~-64.2‰经-79.5‰~-76.3‰变化到-72.6‰,表明老湾金矿第Ⅰ阶段成矿流体主要为岩浆热液,第Ⅱ阶段成矿流体中有少量大气降水加入,第Ⅲ阶段成矿流体中大气降水的比例明显加大。

关键词 地球化学; 矿床地质; 成矿流体; 流体包裹体; 不混溶; 河南老湾金矿床

中图分类号: P618.51 文献标志码: A

Geology and ore-forming fluid geochemistry of Laowan gold deposit in Tongbai County, Henan Province

KOU ShaoLei¹, DU YangSong¹, CAO Yi¹, CHEN JianLi², SHI GeWu³,
CHEN JinDuo² and WANG LiHong¹

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 No. 1 Geological Exploration Institute, Henan Bureau of Geo-exploration and Mineral Development, Zhengzhou 450001, Henan, China; 3 Tongbai Xing Yuan Mining Co., Ltd., Nanyang 474700, Henan, China)

Abstract

The Laowan gold deposit, located in Tongbai County of Henan Province, is one of the large orogenic gold

* 本文受中国地质调查“河南省桐柏县老湾金矿接替资源勘查(编号:1212011220697)”项目资助

第一作者简介 寇少磊,男,1989年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: koushaolei665511@163.com

收稿日期 2015-03-18; 改回日期 2016-02-25。张绮玲编辑。

deposits on the northern slope of Tongbai-Dabie Mountain gold and silver metallogenic belt. Ore deposit geology and ore-forming fluids geochemistry studies of this deposit were carried out with the purpose of ascertaining its fluid mineralization process. Based on veins cutting relation, ore texture and structure, mineral assemblage, and pyrite size and crystal form, the authors divided fluid mineralization process of the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit into four stages, i. e., stage I of quartz with coarse grained euhedral pyrite, stage II of quartz with fine grained subhedral-anhedron pyrite, stage III of quartz with polymetallic sulfide, and stage IV of quartz with carbonate. $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, pure CO_2 , and aqueous inclusions were observed under microscopy, with a few aqueous inclusions that contain daughter salt crystals. The $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, pure CO_2 , and aqueous inclusions were always seen in the first, second, and third stages. Coexisting of the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ and the aqueous inclusions could be observed sometimes. Microthermometric data of fluid inclusions indicate that ore-forming fluids were of the $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ system characterized by middle temperature, low salinity, and CO_2 content. The fluids represented by the pure CO_2 and aqueous inclusions resulted from an immiscible process of $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluids represented by the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions. The three types of inclusions were captured at the same time during the host mineral precipitation. Homogenization temperature and salinity of fluid inclusions decreased from $303 \sim 379^\circ\text{C}$ and $4.07\% \sim 9.59\% \text{ NaCl. eq}$ in the first stage to $138 \sim 195^\circ\text{C}$ and $1.06\% \sim 2.74\% \text{ NaCl. eq}$ in the fourth stage, respectively. The first fluid immiscible process occurred in the first stage of the mineralization and the second fluid immiscible process occurred in the second and third stages of mineralization owing to CO_2 effervescence of fluids. The values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ changed from $-78.1\text{‰} \sim -64.2\text{‰}$ and $6.56\text{‰} \sim 9.71\text{‰}$ in the first stage through $-79.5\text{‰} \sim -76.3\text{‰}$ and $1.89\text{‰} \sim 4.01\text{‰}$ in the second stage to -72.6‰ and 0.08‰ in the third stage, respectively. These isotopic data suggest that the ore-forming fluids were magmatic hydrothermal fluids in the first stage, mixed fluids of magmatic hydrothermal fluid with a small amount of meteoric water in the second stage, and mixed fluids of magmatic hydrothermal fluid with a large amount meteoric water in the third stage.

Key words: geochemistry, ore geology, ore-forming fluid, fluid inclusions, immiscibility, Laowan gold deposit in Henan Province

伴随造山作用形成的造山带型金矿床分布于全球各大造山带,其成矿时代从太古宙到新生代。由于规模较大,品位较高,经济价值巨大,这类矿床被认为是世界上最重要的金矿床类型(Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001),是目前国际矿床学界研究的热点(江思宏等, 2008; 邱正杰等, 2015)。

国内的地质学家从碰撞造山角度提出西天山、西昆仑山、阿尔金-北祁连山、东昆仑山、秦岭-大别山、西南三江、康滇陆缘等造山带为重要的成矿区带(邱小平, 2002)。其中秦岭-大别山造山带是中央造山带的一部分,属于多期次碰撞造山带的汇合部位(任纪舜, 1997),是重要的成矿集中区。在该造山带内先后发现十余个大中型金(银)矿床及上百个金矿化点(索书田, 1993),本文所研究的河南省桐柏县老湾金矿床就是该造山带内一个典型的大型金矿床。近期,桐柏老湾金矿的深部找矿取得重大进展,发现了新的盲矿体,初步估算探获金资源量超过 20 吨,

揭示老湾金矿带具有巨大的找矿潜力(牛冉文等, 2014)。

成矿流体是造山带型金矿研究的关键问题之一(McCuaig et al., 1998; Groves et al., 2003; Chen et al., 2006; 陈衍景等, 2007; 范宏瑞等, 2003)。然而对于这样一个具有典型性和代表性的大型金矿床,前人的研究却相对较为薄弱,仅对老湾金矿的区域地质(邵军, 1995; 张冠等, 2002)、矿床地质(王爱枝等, 2008)、矿床地球化学(蔡新明, 2013; 陈良等, 2009; 李跃辉, 2006; 马宏卫等, 2007; 王国敏等, 2004)、控矿构造(林锐华等, 2010)等方面进行了初步调研,而对与成矿密切相关的成矿流体的性质及演化基本未涉及,直接影响到对该矿床成矿过程的认识及周边和深部金矿的勘查。本文对老湾金矿床上上河矿段进行了野外调研,对蚀变围岩和矿石进行了镜下观察,初步查明了矿床地质特征,划分了成矿阶段,并在此基础上对不同成矿阶段的流体包裹体进行了岩

相学观察、显微测温 and 氢、氧同位素地球化学研究，探讨了老湾金矿床成矿流体的性质及演化。

1 矿床地质

老湾金矿床位于秦岭-桐柏-大别近东西向复杂造山带的东段，介于南阳和吴城断陷盆地之间(图 1a)，呈 NWW 向狭长带状展布。老湾金矿床包括老湾矿段和上上河矿段，其中上上河矿段位于桐柏县西北约 20 km 处，桐柏山北坡，隶属桐柏县淮源镇管辖，东起黑石沟，西止蒿子冲，东西长约 1300 m，南北宽约 1000 m。矿区内出露的地层是受过多次韧脆性

剪切作用的中元古界龟山组变质岩系，也为含矿岩系，该岩系以二云石英片岩和斜长角闪岩为主，矿体主要赋存于二云石英片岩中(图 1b)。

矿区内主要构造为老湾韧-脆性剪切带，带内的构造要素主要有 S-C 组构(图 2a)、 σ 组构(图 2b)、眼球状结构(图 2c)和韧-脆性剪切带(图 2d)。矿带北侧以松扒断裂与秦岭群毗邻，南侧以老湾断裂为界与肖家庙岩组毗邻，两条主断裂和韧性剪切带的走向均为 NWW 向，与区域构造线方向一致(图 1b)。在矿区南侧产出老湾花岗岩体，这是区内唯一的大型酸性岩体，与老湾金矿床的形成有着密切的关系(徐晓春等, 2001; 马宏卫等, 2007)。

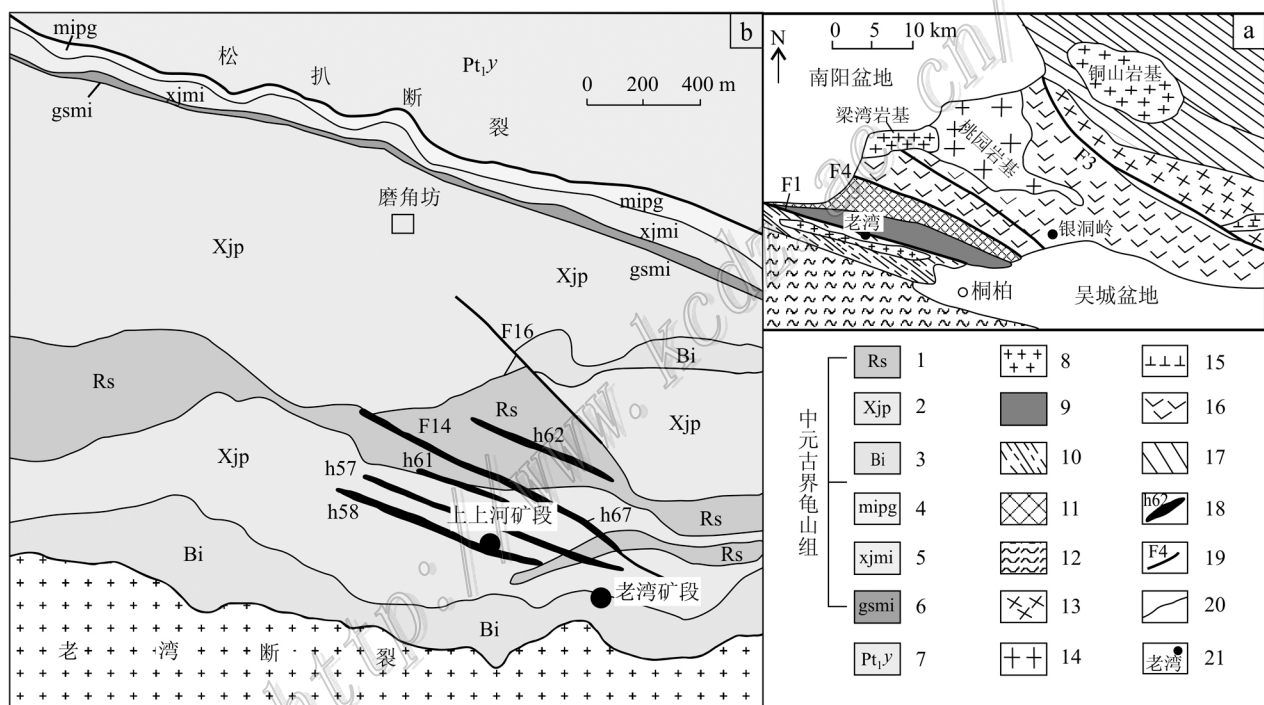


图 1 豫西老湾金矿区区域地质(a)和矿区地质简图(b)

中元古界龟山组(1~6): 1—二云石英片岩; 2—斜长角闪片岩; 3—斜长变粒岩; 4—糜棱岩化斜长角闪片麻岩; 5—斜长角闪质糜棱岩; 6—绢云糜棱岩; 7—古元古界雁岭组; 8—中生代花岗岩; 9—古生代—三叠纪地层杂积岩; 10—晚古生界信阳群; 11—元古界—古生界秦岭群; 12—新太古界—古元古界桐柏群; 13—早古生代石英闪长岩; 14—晚古生代花岗岩; 15—辉长岩; 16—新元古界—早古生界二郎坪群; 17—中-新元古界宽坪群和桃湾群; 18—金矿脉及编号; 19—断裂及编号; 20—地质界线; 21—矿床; F1—商-丹(商南-丹凤-松扒-龟山-梅山)缝合线; F3—瓦穴子-羊册-明港断裂; F4—阳关-夏管断裂

Fig. 1 Sketch geological map of regional and mining area of the Laowan gold deposit, western Henan Province

Pt₂ Guishan Formation(1~6): 1—Two-mica quartz schist; 2—Amphibolite; 3—Plagioclase leptite; 4—Mylonitized amphibolite gneiss; 5—Amphibolite mylonite; 6—Sericitic mylonite; 7—Pt₁ Yanling Formation; 8—Mesozoic granite; 9—Paleozoic-Triassic strata with Proterozoic detritus; 10—Late Paleozoic Xinyang Group; 11—Proterozoic-Paleozoic Qinling Group; 12—Neo-Archean-Paleo-Proterozoic Tongbai Group; 13—Early Paleozoic quartz diorite; 14—Late Paleozoic granite; 15—Gabbro; 16—Neo-Proterozoic-Early Paleozoic Erlangping Group; 17—Meso-Neo-Proterozoic Kuanping and Taowan Group; 18—Gold vein and its serial number; 19—Fault and its serial number; 20—Geological boundary; 21—Deposit; F1—Shang-Dan (Shangnan-Danfeng-Songpa-Guishan-Meishan) geosuture zone; F3—Waxuezi-Yangce-Minggang fault; F4—Yangguan-Xianguan fault

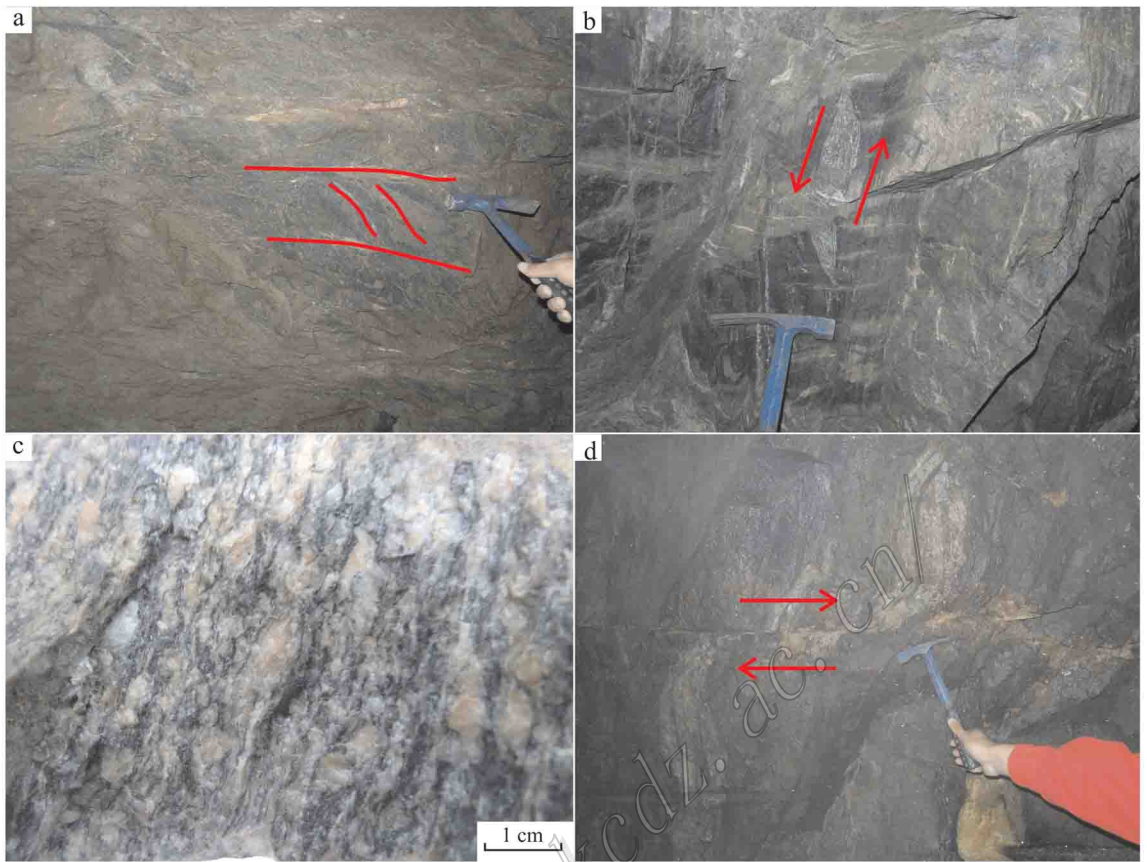


图2 豫西老湾金矿床上上河矿段构造特征

a. S-C组构; b. σ 组构; c. 斜长角闪质初糜棱岩长石眼球结构; d. 韧-脆性剪切带

Fig. 2 The structural features of the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit, western Henan Province

a. S-C fabric; b. σ Fabric; c. Augen structure of the feldspar of the amphibolitic mylonite; d. Ductile-brittle shear zone

1.1 矿体和矿石

老湾金矿床上上河矿段主要矿脉呈近平行排列产出在高宝山一带,长870余m,宽260m,面积约0.23 km²,矿脉出露标高最大为284.17 m,最低229.30 m,比高54.87 m。在平面上矿脉之间水平间距最大为70 m,最小20~30 m;剖面上矿脉呈侧幕式展布,在垂距约210 m范围内,倾向上最大延深达340 m。矿体呈脉状、透镜状产出,形态比较规则,走向290~310°,总体向北倾,倾角60~85°。矿体分布集中,主次分明,形态变化程度为中等,规模为小型。主矿体走向长50~470 m,倾向长50~320 m,厚0.78~7.28 m,厚度变化系数为42%~66%,品位 4.89×10^{-6} ~ 38.52×10^{-6} ,品位变化系数为87%~168%。厚度属稳定-较稳定型,品位变化为均匀-不均勻型(王建明等,2005)。

矿石中金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿及自然金。黄铁矿与金的关系密切。脉石矿物主要

有石英、白云母、绢云母,其次为方解石和绿泥石等。矿石结构主要有自形晶粒状结构、半自形晶-他形晶粒状结构、碎裂结构、充填结构等。矿石构造主要有浸染状构造、细脉状构造和块状构造等。

1.2 围岩蚀变和成矿阶段

老湾金矿床上上河矿段发生了广泛而强烈的围岩蚀变,其蚀变具有明显的空间分带性,一般来说,由近矿到远矿,依次出现黄铁绢英岩化、硅化、碳酸盐化、绿泥石化(图3)。各蚀变带之间不具明显的界线,而是相会叠加、交代残留的过渡关系,总体特征是从近矿体到远离矿体,各个蚀变带强度依次减弱。强烈黄铁绢英岩化是近矿蚀变的标志,特别是当叠加了硅化的黄铁绢英岩化时,标志着距矿体已经不远。上述几种类型蚀变往往在矿脉两侧对称出现,常常具有典型的对称分带性。

根据井下矿脉间的穿插关系、矿石结构构造、矿物共生组合以及黄铁矿的粒度和晶形,将老湾金矿

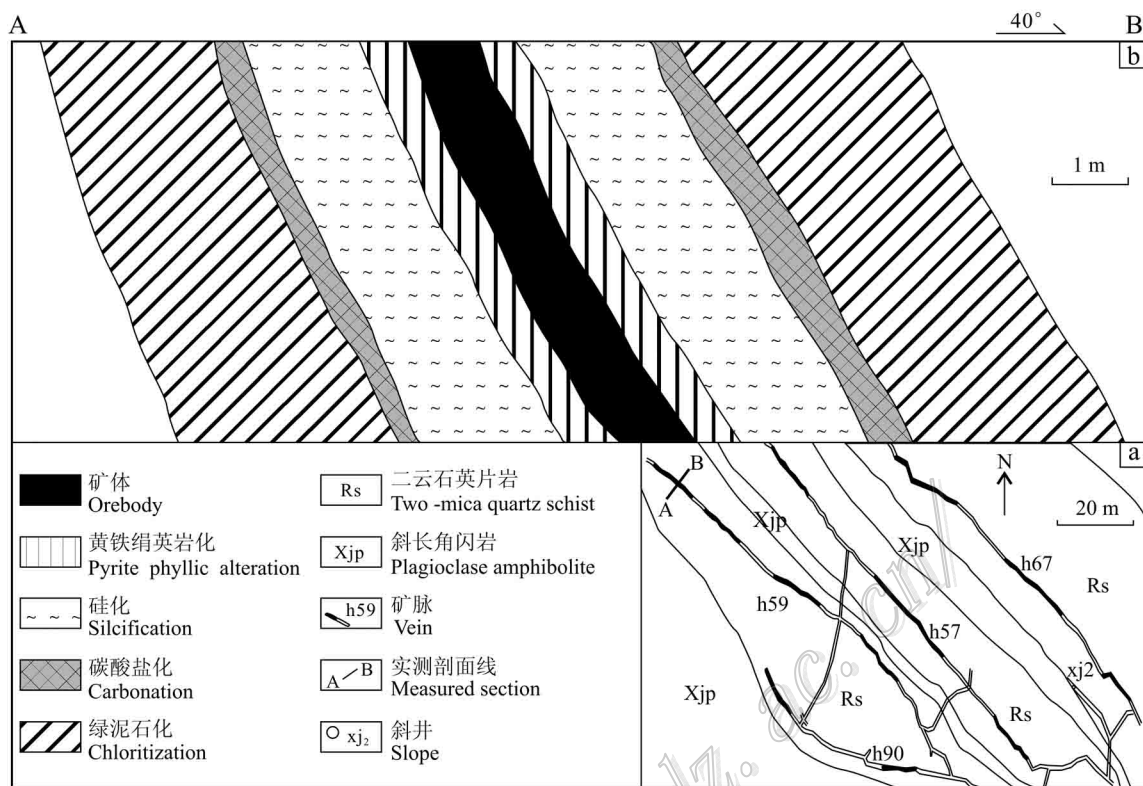


图3 豫西老湾金矿床上上河矿段0 m中段59号脉分布图(a)和围岩蚀变分带简图(b)

g. 3 The distribution of No. 59 vein at the 0 m level (a) and schematic map of wall rock alteration zone (b) in the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit, western Henan Province

上上河矿段的成矿作用从早到晚分为以下4个阶段:

第I阶段:该阶段以乳白色石英为主,石英呈脉状分布,规模大,并含有少量自形程度较高的粗粒黄铁矿。在镜下可见黄铁矿呈立方体和五角十二面体,白云母定向排列,石英普遍受到应力的改变,具波状消光、压碎等现象(图4a、b)。

第II阶段:该阶段是主要的成矿阶段之一矿物,以石英、黄铁矿和自然金为主。石英呈烟灰色-青灰色,常呈透镜状、团块状,黄铁矿为细粒半自形-他形晶,呈浸染状、脉状、团块状产于石英脉中(图4c、d),自然金主要以包裹金的形式存在于黄铁矿中(图4e)。

第III阶段:该阶段也是主要的成矿阶段之一,主要由石英、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿及自然金组成。在野外观察到石英多金属硫化物脉切穿烟灰色石英黄铁矿脉;镜下观察到黄铜矿呈交错脉状充填在黄铁矿的裂隙中,且闪锌矿与黄铜矿共生(图4f、g),自然金主要以包裹金的形式存在,其次为裂隙金和粒

间金(图4h)。

第IV阶段:该阶段以碳酸盐矿物为主,方解石脉呈细脉沿裂隙穿插早期石英脉,在镜下还可看到极少量的他形黄铁矿,该阶段属于为成矿晚期阶段(图4i)。

2 样品及分析方法

样品主要采自老湾金矿上上河矿段井下0 m中段(样品号LW019、LW020)、-50 m中段(样品号LW008、LW012、LW022、LW033)和-200 m中段(样品号LW037、LW038),共磨制了包裹体片34件,采样位置如图5。其中样品LW019取自第IV阶段石英方解石脉、LW020为第III阶段石英多金属硫化物矿石,LW008、LW012、LW022为第I阶段石英粗粒黄铁矿矿石,LW033、LW037和LW038为第II阶段石英细粒黄铁矿矿石。通过对流体包裹体岩相学观察,选择出代表性的流体包裹体进行显微测温。

流体包裹体显微测温是在中国地质大学(北京)

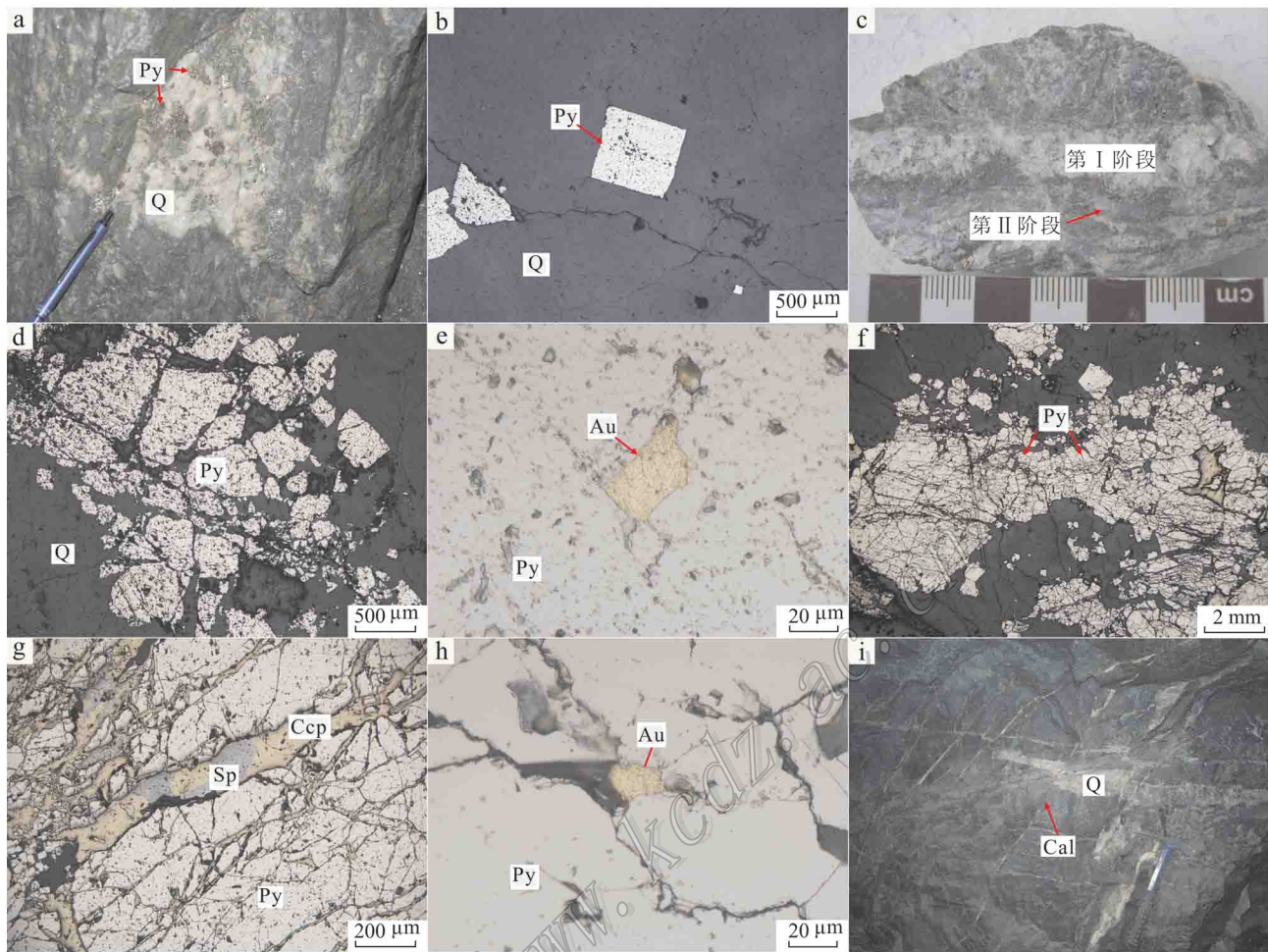


图4 老湾金矿床成矿阶段划分

a. 第Ⅰ阶段乳白色石英+少量粗粒黄铁矿; b. 第Ⅰ阶段自形黄铁矿; c. 第Ⅱ阶段烟灰色石英黄铁矿脉充填在第Ⅰ阶段乳白色石英脉中; d. 第Ⅱ阶段半自形-他形黄铁矿; e. 第Ⅱ阶段黄铁矿中的包裹金; f. 第Ⅲ阶段黄铜矿-闪锌矿脉充填在第Ⅱ阶段半自形-他形黄铁矿裂隙中; g. 图f的部分放大; h. 第Ⅲ阶段黄铁矿中包裹金; i. 晚期方解石脉切穿早期石英脉

Q—石英; Py—黄铁矿; Au—金; Sp—闪锌矿; Ccp—黄铜矿; Cal—方解石

Fig. 4 Mineralization stages of the Laowan gold deposit in western Henan Province

a. Milky quartz with coarse grained pyrite in the first stage; b. Euhedral pyrite in the first of stage; c. Gray quartz with pyrite lodes filling the milky quartz veins of the first stage along the fissures; d. Subhedral-anhedral grained pyrite of the second stage; e. Gold enclosed in pyrite of the second stage; f. Chalcopyrite-sphalerite veins of the third stage filling the subhedral-anhedral grained pyrite veins along the fissures; g. Enlarged part of photograph f; h. Gold enclosed in pyrite of the third stage; i. Early quartz veins cut by the late calcite veins

Q—Quartz; Py—Pyrite; Au—Gold; Sp—Sphalerite; Ccp—Chalcopyrite; Cal—Calcite

地球科学与资源学院流体包裹体实验室完成,使用仪器为英国产 Linkam THMS 600 型冷热台,测温范围 $-196\sim+600^{\circ}\text{C}$,该冷热台在 $-120\sim-70^{\circ}\text{C}$ 温度区间的测定精度为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 、 $-70\sim+100^{\circ}\text{C}$ 区间为 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 、 $100\sim500^{\circ}\text{C}$ 区间为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。流体包裹体测试过程中,升温速率一般为 $0.2\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,含 CO_2 包裹体在其相转变温度(如固态 CO_2 和笼合物熔化温度)附近升温速率降低为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$,水溶液包裹体在其冰点和均一温度附近升温速率为 $0.2\sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,以准确记录它们的相转变温度。

氢、氧同位素组成分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,使用 MAT253 型稳定同位素质谱仪完成测试。矿物中氢同位素分析是用爆裂法释放 H_2O ,碳还原法生成 H_2 ,按连续流方式进行分析,分析精度优于 $\pm 1\%$ 。硅酸盐或氧化物矿物氧同位素分析是通过使用制样装置达到 10^{-3} Pa 真空条件下,让石英单矿物与 BrF_5 反应,使其中氧以 O_2 形式释放, O_2 在 700°C 与石墨反应转化为 CO_2 ,然后在质谱仪上测定其 $\delta^{18}\text{O}$ 值,分析精度优于 $\pm 0.2\%$,分析结果均以 SMOW 为标准。

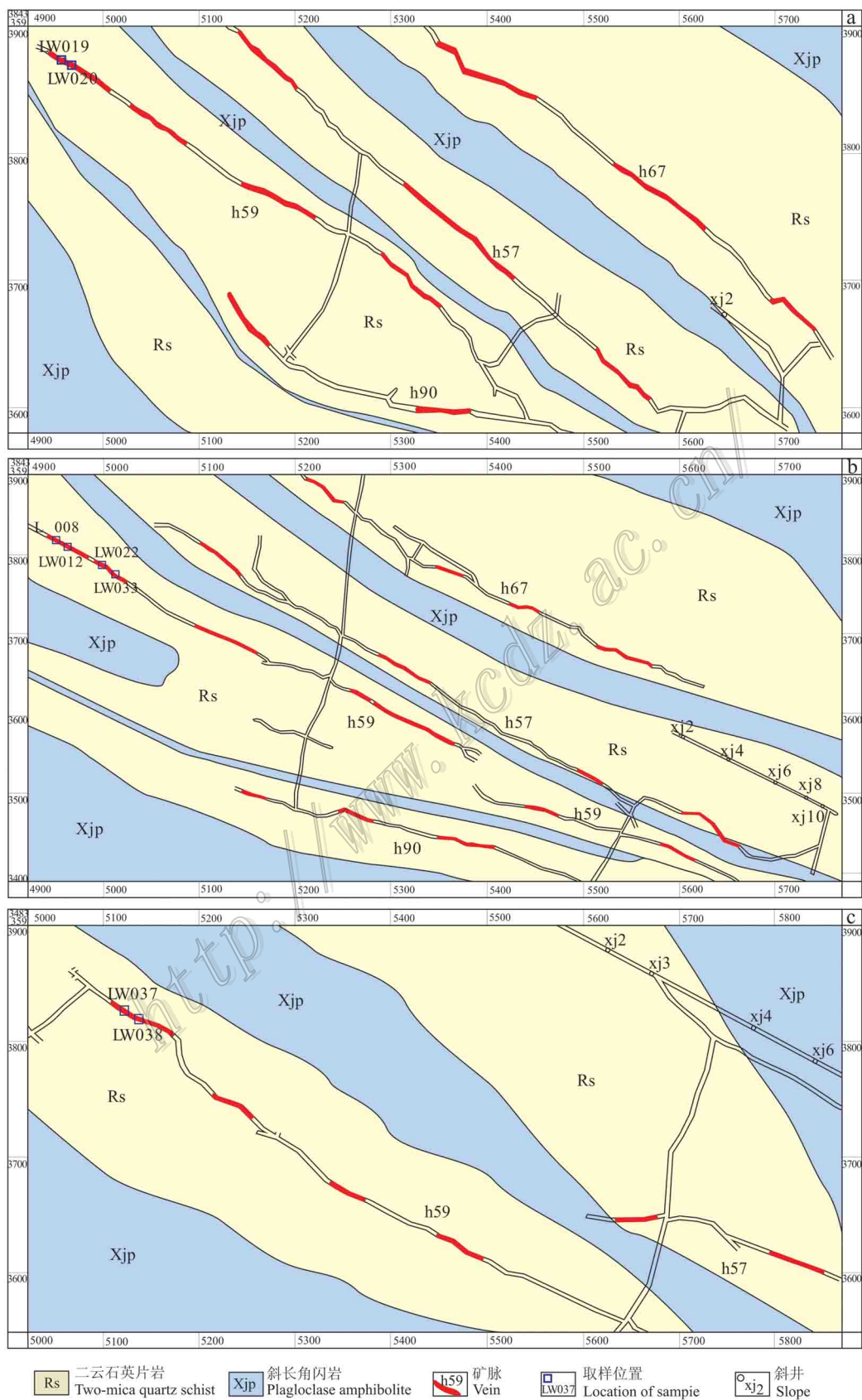


图 5 豫西老湾金矿床上上河矿段中段剖面及采样位置图

a、b和c. 上上河矿段0 m, -50 m和-200 m中段59号脉剖面图

Fig. 5 Profiles with sampling sites at different levels of the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit, western Henan Province

a, b, and c. Profiles of No. 59 vein at the 0 m, -50 m, -200 m levels, Shangshanghe segment

3 分析结果

3.1 流体包裹体岩相学

根据室温下流体包裹体相态组成及冷冻/升温过程的相变特征,可将老湾金矿上上河矿段的流体包裹体划分为含 CO_2 包裹体、纯 CO_2 包裹体、液相包裹体及含子晶包裹体4种类型(图6):①含 CO_2 包裹体,常温下由气态 CO_2 、液态 CO_2 和盐水溶液($L_{\text{H}_2\text{O}} + L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$)组成或由液态 CO_2 和盐水溶液组成。此类包裹体数量较多,成群分布,呈椭圆形,部分呈石英负晶形或其他不规则形态产出,大小为 $5 \sim 14 \mu\text{m}$,为原生或假次生包裹体;②纯 CO_2 包裹体常温下由气态 CO_2 和液态 CO_2 两相($L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$)组成,含量较少,常与含 CO_2 包裹体共生,大多呈椭圆形,大小集中在 $5 \sim 9 \mu\text{m}$,为原生或假次生包裹体;③液相包裹体常温下由盐水溶液和气态 H_2O 两相($L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{H}_2\text{O}}$)组成,数量较多,多成群分布,以椭圆形产出,大小 $1 \sim 7 \mu\text{m}$,多集中在 $3 \sim 5 \mu\text{m}$,气相分数 $5\% \sim 40\%$,以 $10\% \sim 20\%$ 多见,原生液相包裹体常与含 CO_2 包裹体共生;④含子晶多相包裹体含量极少,由盐水溶液、气态 H_2O 和子矿物($L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{H}_2\text{O}} + S$)组成,呈孤状分布,大小 $9 \sim 10 \mu\text{m}$ 。

各个成矿阶段的流体包裹体分布特征如下:

第I阶段:在该阶段可见含 CO_2 包裹体、纯 CO_2 包裹体、液相包裹体和含子晶包裹体4种类型的原生包裹体。在同一视域内可见含 CO_2 包裹体和液相包裹体(图6b、c)或含 CO_2 包裹体和纯 CO_2 包裹体(图6d、e)共存,且无明显的穿插关系。其中含 CO_2 包裹体含量最多,液相包裹体含量次之,纯 CO_2 包裹体含量最少。含子晶包裹体极少,呈孤立状分布(图6a)。

第II、第III阶段:这两个阶段是老湾金矿上上河矿段最主要的成矿阶段。这两个阶段中流体包裹体类型一致,主要为液相包裹体,发育在与黄铁矿共生的石英中,同时也发现少量含 CO_2 包裹体,与液相包裹体共存(图6f、g、h、i)。

第IV阶段:在该阶段仅见液相包裹体发育在方

解石中(图6j、k、l)。

3.2 流体包裹体显微测温

本次研究选择了不同成矿阶段的石英和第VI阶段方解石中的原生包裹体进行均一温度、冰点温度测定,测试结果列于表1。含 CO_2 包裹体盐度根据Collins(1979)公式算出,富液相包裹体盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$)根据冰点温度利用Bodnar(1993)公式算得,两种类型包裹体的密度都是根据Brown等(1989)公式算得。

第I阶段石英中含 CO_2 包裹体均一方式多样,大部分均一到气相,少量均一到液相,均一温度范围为 $303 \sim 379^\circ\text{C}$,峰值集中在 $331 \sim 348^\circ\text{C}$ 。通过 CO_2 笼合物的熔化温度计算得出盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.07\% \sim 9.59\%$ (平均为 6.99%),峰值集中在 $7.05\% \sim 8.98\%$ (图7a、e)。其密度介于 $0.52 \sim 0.69 \text{ g/cm}^3$,平均值为 0.61 g/cm^3 ,大部分 $x(\text{CO}_2)$ 值在 $0.04 \sim 0.30$ 之间,部分可达 $0.5 \sim 0.6$ 。纯 CO_2 包裹体含量较少,测得均一温度介于 $26.5 \sim 29.5^\circ\text{C}$ 之间。与含 CO_2 包裹体共生的液相包裹体绝大多数均一到液相,均一温度范围为 $205 \sim 320^\circ\text{C}$,峰值集中在 $256 \sim 264^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $6.45\% \sim 13.72\%$ 之间(平均为 10.78%),峰值集中在 $13.18\% \sim 13.72\%$ (图7a、e),密度为 $0.76 \sim 0.98 \text{ g/cm}^3$,平均值为 0.89 g/cm^3 。含子晶包裹体含量极少,升温大于 560°C 时,也未见子晶消失。

第II阶段石英中液相包裹体大部分均一到液相,也见到极个别包裹体均一到气相,均一温度范围为 $181 \sim 308^\circ\text{C}$,峰值集中在 $251 \sim 268^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $1.06\% \sim 12.28\%$,峰值集中在 $5.11\% \sim 6.59\%$ (图7b、f)。该阶段流体密度值介于 $0.70 \sim 0.98 \text{ g/cm}^3$,平均值为 0.86 g/cm^3 。

第III阶段石英中液相包裹体大部分均一到液相,均一温度范围为 $187 \sim 278^\circ\text{C}$,峰值集中在 $210 \sim 227^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $2.74\% \sim 8.81\%$,峰值集中在 $3.06\% \sim 4.96\%$ (图7c、g)。该阶段流体密度值为 $0.84 \sim 0.95 \text{ g/cm}^3$,平均值为 0.88 g/cm^3 。

第IV阶段方解石中液相包裹体均一到液相,均

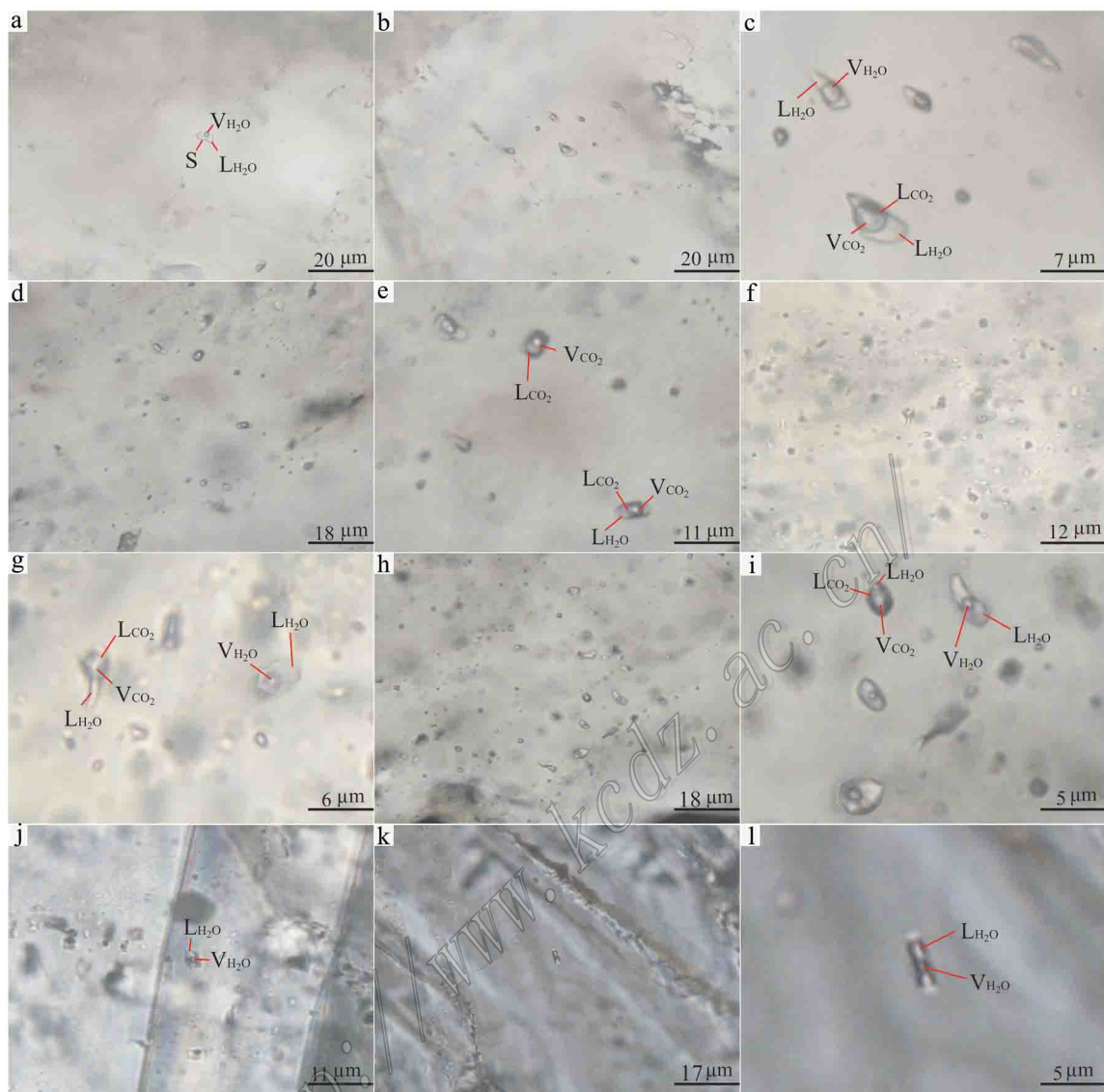


图 6 老湾金矿床上上河矿段不同成矿阶段流体包裹体的显微照片

a. 第 I 阶段石英中含子晶包裹体; b. 第 I 阶段石英中含 CO_2 包裹体与液相包裹体共存; c. 图 b 的部分放大; d. 第 I 阶段石英中含 CO_2 包裹体与纯 CO_2 包裹体共存; e. 图 d 的部分放大; f. 第 II 阶段石英中液相包裹体与含 CO_2 包裹体共存; g. 图 f 的部分放大; h. 第 III 阶段石英中液相包裹体与含 CO_2 包裹体共存; i. 图 h 的部分放大; j, k. 第 IV 阶段方解石中液相包裹体; l. 图 k 的部分放大

Fig. 6 Photographs of fluid inclusions of different stages in the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit

a. Aqueous inclusions with daughter salt crystals of the first stage; b. Coexisting of $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ and aqueous inclusions in the first stage; c. Enlarged part of photograph b; d. Coexisting of $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ and pure CO_2 inclusions in the first stage; e. Enlarged part of photograph; f. Coexisting of aqueous and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions in the second stage; g. Enlarged part of photograph f; h. Coexisting of aqueous and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions in the third stage; i. Enlarged part of photograph h; j, k. Aqueous inclusions in the fourth stage; l. Enlarged part of photograph k

一温度范围为 $138 \sim 195^\circ\text{C}$, 峰值集中在 $140 \sim 148^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $1.06\% \sim 4.49\%$, 峰值集中在 $1.06\% \sim 2.74\%$ (图 7 d、h)。该阶段流体密度值为 $0.90 \sim 0.96 \text{ g/cm}^3$, 平均值为 0.93 g/cm^3 。

由上述可知, 老湾金矿床上上河矿段流体包裹体

的特征与造山型金矿流体包裹体特征一致 (Groves et al., 1998; Kerrich et al., 2000; Hagemann et al., 2000)。其显著特征为早期成矿流体捕获了低盐度、富 CO_2 的流体包裹体, 前人研究表明 (涂光焱, 1986; Ridley et al., 2000), 低盐度、富 CO_2 的流体包裹

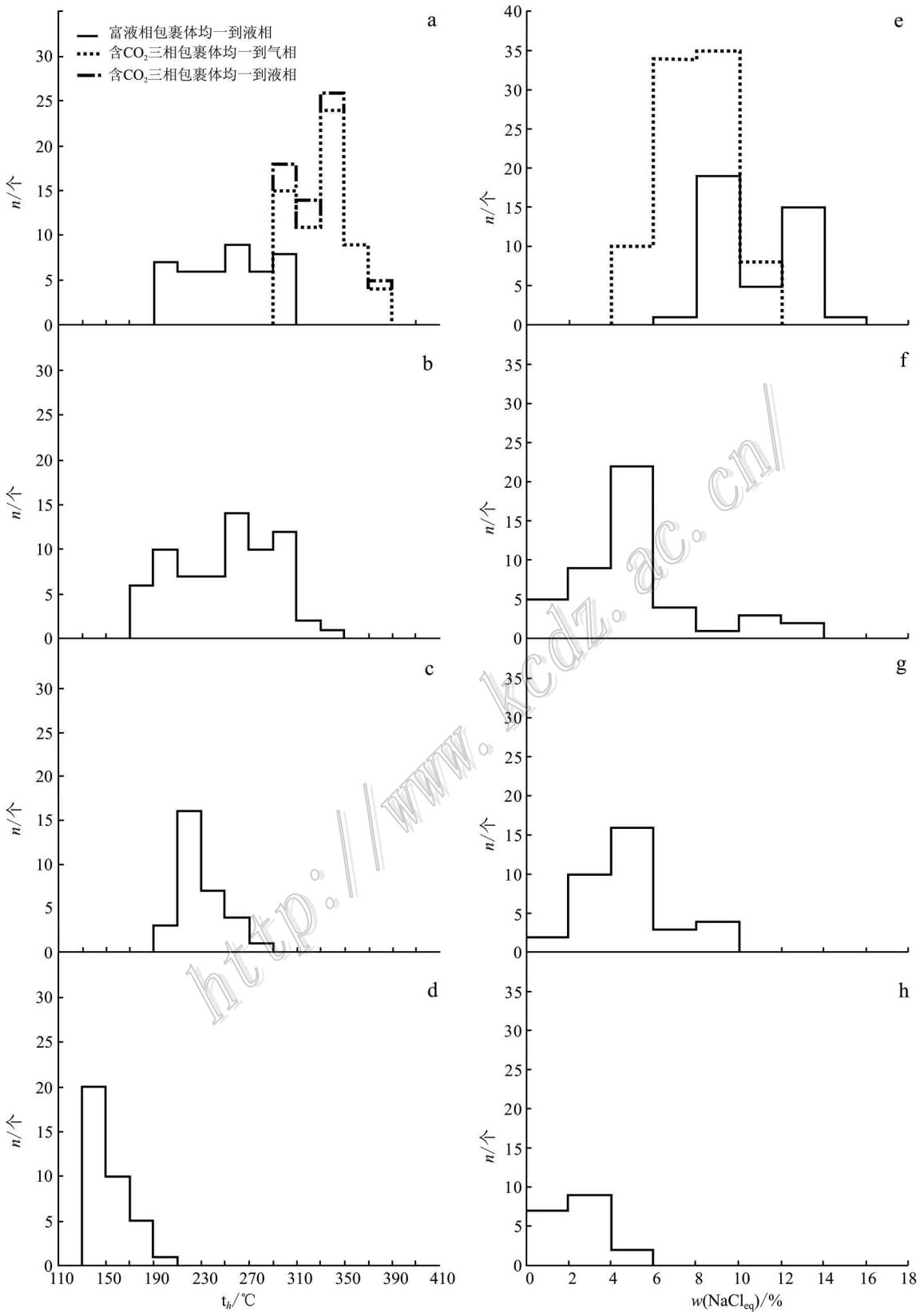


图7 老湾金矿床不同阶段的均一温度(a~d)和盐度(e~h)直方图
a、e. 第Ⅰ阶段; b、f. 第Ⅱ阶段; c、g. 第Ⅲ阶段; d、h. 第Ⅳ阶段

Fig. 7 Homogeneous temperatures (a~d) and salinities (e~h) of different stages in the Laowan gold deposit
a and e. The first stage; b and f. The second stage; c and g. The third stage; d and h. The fourth stage

表 1 老湾金矿床上上河矿段石英中流体包裹体显微测温结果
Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions of the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit

成矿阶段	样品号	包裹体类型 /个数	长轴/ μm	$t_{\text{m}}/^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{m0}}/^{\circ}\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$	$t_{\text{hCO}_2}/^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{h}}/^{\circ}\text{C}$	$\rho_{\text{CO}_2}/(\text{g}/\text{cm}^3)$	$\rho_{\text{H}_2\text{O}}/(\text{g}/\text{cm}^3)$	$x(\text{CO}_2)$	
第 I 阶段	LW008	含 CO_2 包裹体(48)	5~14	-5.3~-9.8	4.6~7.9	4.07~9.59	27~31 (L)	303~379 (V)	0.52~0.68	0.71~0.95	0.058~0.510	
								307~371 (L)	0.52~0.62	0.85~0.97	0.058~0.010	
								342 (V)	0.31	0.60	0.16	
								310~317 (L)	0.31~0.35	0.83~0.86	0.040~0.058	
								212~309 (L)	0.81~0.94			
					>560 (气泡先消失)							
	LW012	含 CO_2 包裹体(13)	5~7	6.8~7.8	4.26~6.03	26.6~30.5 (L)	310~342 (V)	0.57~0.69	0.81~0.92	0.067~0.240		
		纯 CO_2 包裹体(3)	5			26.5~29.5 (V)						
	第 II 阶段	LW022	液相包裹体(24)	3.0~7.5	-4.0~-9.3	6.45~13.18	205~320 (L)		0.76~0.95			
			含 CO_2 包裹体(3)	5~9	5.8~6.1	7.21~7.70	30.1~30.5 (L)	302~311 (V)	0.57~0.59	0.69~0.79	0.23~0.41	
LW033		液相包裹体(8)	3~7	-8.0~-9.8	11.70~13.72	210~292 (L)		0.88~0.98				
		液相包裹体(28)	3~5	-0.6~-8.5	1.06~12.28	181~299 (L)		0.76~0.98				
第 III 阶段	LW037	液相包裹体(11)	3~5	-0.6~-3.8	1.06~6.16	187~308 (L)		0.70~0.95				
		液相包裹体(10)	3~5	-0.9~-5.1	1.57~8.00	197~276 (L)		0.82~0.94				
第 IV 阶段	LW038	液相包裹体(6)	3~5	-2.5~-3.3	4.18~5.41	200~269 (L)		0.82~0.90				
		液相包裹体(32)	3~6	-1.6~-5.7	2.74~8.81	187~278 (L)		0.84~0.95				
	LW019	液相包裹体(36)	3~5	-0.6~-2.7	1.06~4.49	138~195 (L)		0.90~0.96				

表2 老湾金矿床上上河矿段氢、氧同位素组成

Table 2 Hydrogen and oxygen isotopes of the Shangshanghe segment of the Laowan gold deposit

样品号	成矿阶段	测试矿物	形成温度/℃	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
LW008	I	石英	340	15.3	9.71	-78.1
LW012		石英	335	12.3	6.56	-64.2
LW033	II	石英	253	10.7	1.89	-76.3
LW037		石英	256	11.3	2.63	-77.7
LW038		石英	260	12.5	4.01	-79.5
LW020	III	石英	225	10.3	0.08	-72.6

体是造山型金矿区别于其他类型金矿床重要标志。已知微细粒浸染型、浅成低温热液型、热水沉积型等改造热液金矿床不发育富 CO_2 流体包裹体(涂光炽, 1986); 虽然岩浆热液型金矿床也发育富 CO_2 流体包裹体, 但其盐度较高, 甚至出现多类子晶矿物(陈衍景等, 2007), 而老湾金矿上上河矿段仅在早期阶段发现极少量的含子晶包裹体。

3.3 氢、氧同位素组成

老湾金矿上上河矿段不同成矿阶段矿物的氧同位素组成和包裹体水的氢同位素组成测试结果列于表2, 根据矿物与水的氧同位素平衡分馏方程计算获得成矿流体的氧同位素组成也列于表2, 计算所采用的方程式为: $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.4$ (200~500℃)(Clayton et al., 1972)。表2中矿物的形成温度为不同成矿阶段石英中典型包裹体组合均一温度的峰值。由表2可知, 从成矿早期阶段到晚期阶段流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 分别为 6.56‰~9.71‰、1.89‰~4.01‰、0.08‰, 相应的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为 -78.1‰~ -64.2‰、-79.5‰~ -76.3‰、-72.6‰。由此可知, 随着成矿流体的演化, 流体中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值有逐渐降低的明显趋势, 而 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值在各阶段变化幅度相对较小。

4 成矿流体的来源及演化

将老湾金矿床成矿流体的氢、氧同位素值投影至 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 关系图(图8)中, 结果显示, 第I阶段样品的氢、氧同位素投点落在原生岩浆水内; 第II阶段样品的氢、氧同位素投点均落在原生岩浆水和雨水线之间, 且靠近原生岩浆水; 第III阶段样品的氢、氧同位素投点同样落在原生岩浆水和雨水线之间, 但靠近雨水线。氢、氧同位素组成特征表明老湾金矿早期的成矿流体主要为岩浆热液, 从第II阶段到第III阶段, 显示出具有“ $\delta^{18}\text{O}$ 漂移”的大气降水成矿热

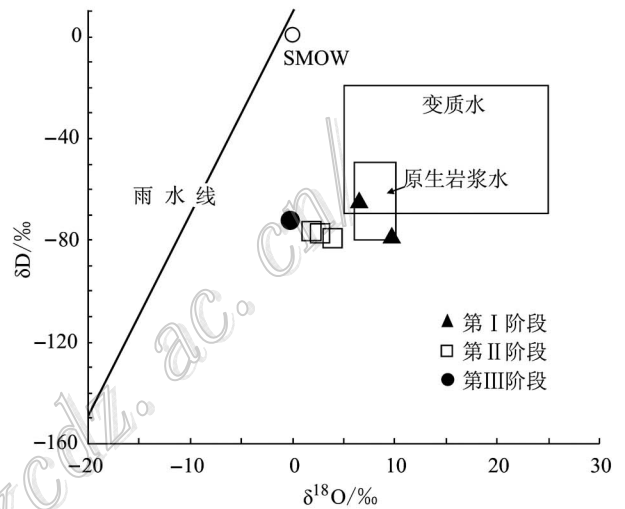


图8 老湾金矿床上上河矿段成矿流体氢、氧同位素组成

Fig. 8 Hydrogen and oxygen isotopes of the ore-forming fluids in the Laowan gold deposit

液特征(顾雪祥等, 2010), 表明这两个阶段成矿流体为岩浆热液与大气降水的混合热液, 且后期大气降水含量逐渐增加。

包裹体岩相学和测温结果显示, 老湾金矿上上河矿段第I阶段含 CO_2 包裹体和纯 CO_2 包裹体共存或含 CO_2 包裹体和液相包裹体共存, 但是液相包裹体的均一温度值范围低于与之共存的含 CO_2 包裹体的均一温度范围, 而且液相包裹体的盐度平均值高于含 CO_2 包裹体的盐度平均值。此外, 同一视域内含 CO_2 包裹体的均一方式和部分均一方式多样, 其均一方式以均一到气相为主, 也有相当量的包裹体均一到液相。这些包裹体组合特征出现的可能机理有4种(Zhang et al., 1989; Ibrahim et al., 1991; Anderson et al., 1992; Ramboz et al., 1982): ①有两个以上的多世代包裹体叠加; ②捕获后包裹体发生了颈缩或泄露; ③两种原始不相干的均匀流体部分混合造成的不均匀捕获; ④流体发生了不混溶而造

成的不均匀捕获。研究中所测定的包裹体尽可能选择原生包裹体,而且同一视域内两种或三种类型的包裹体共存,未见到明显的穿切关系,因此前两种机理可能性不大。此外,从表 1 中可以看出老湾金矿床中含 CO_2 包裹体中 $x(\text{CO}_2)$ 虽有变化,但是大多集中在 0.04~0.30 之间,没有大幅度的变化,表明原始流体均一程度较高,并且第 I 阶段中含 CO_2 包裹体与液相包裹体共存,液相包裹体的 t_h 值(181~308℃)低于含 CO_2 包裹体的 t_h 值(303~379℃),而液相包裹体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值(6.45%~13.72%)高于含 CO_2 包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值(4.07%~9.59%),这些包裹体的特征与加拿大 Sigma 金矿床(Robert et al., 1987)的包裹体特征一致,表明成矿流体在早期很有可能发生了不混溶作用,即 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体经不混溶形成 CO_2 流体和 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体。据前人研究,流体的不混溶作用可由流体温度的逐渐降低(Robert et al., 1987)或者流体压力的降低(Kerrick et al., 1978; Ramsay, 1980; Sibson et al., 1988)引起。

第 II 阶段和第 III 阶段流体包裹体类型主要为液相包裹体,含 CO_2 包裹体在此阶段含量明显减少,但有时仍可见液相包裹体和含 CO_2 包裹体共存,且液相包裹体的 t_h 平均值低于含 CO_2 包裹体 t_h 平均值。这可能是由于 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体不混溶形成的 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体在运移过程中压力持续的波动造成,当压力降低时, CO_2 起泡分离而进一步发生不混溶,导致捕获大量液相包裹体;压力升高时,这种失去了 CO_2 后的流体,由 CO_2 饱和和变为不饱和,此时被捕获的液相包裹体的均一温度较 CO_2 饱和时被捕获的含 CO_2 包裹体的均一温度低,这种现象在加拿大 Sigma 金矿床和 Star Lake 金矿床也都存在(Robert et al., 1987; Ibrahim et al., 1991)。由矿床地质特征可知,老湾金矿上上河矿段矿体赋存在老湾韧-脆性剪切带内,该带存在多期次活动的特征(林锐华等, 2010),说明成矿时断裂系统存在多次裂合作用,因而压力出现持续波动变化是完全可能的。

综上所述,老湾金矿上上河矿段早期成矿流体为中温(303~379℃)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=4.07\% \sim 9.59\%$, $<10\%$)富 CO_2 的流体,成矿早期富碳质流体发生了不混溶,与造山型金矿系统的成矿流体特征一致(Kerrick et al., 2000; 陈衍景, 2006)。到成矿中期有少量大气降水加入,成矿流体在运移过程中随着温度、盐度逐渐降低(均一温度为 181~

308℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.06%~6.59%)和压力的持续波动, O_2 逸失, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值突然降低,流体发生了进一步不混溶,与造山型金矿成矿流体演化特征一致(Chen et al., 2001; 2005; 2006; Philips et al., 2004)。成矿晚期大气降水含量明显增加,最终中温(303~379℃)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=4.07\% \sim 9.59\%$)富 CO_2 的 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体演化为低温(138~195℃)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=1.06\% \sim 4.49\%$)的 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体。

5 讨论与结论

(1) 东秦岭-桐柏山脉最终隆升于华北与扬子古板块的碰撞造山事件,其形成演化经历了几次重要的造陆-造山事件,其中侏罗纪(208~140 Ma, 即燕山早期),秦岭造山带发生地壳强烈变形、加厚、隆升,引发了大规模流体作用、花岗质岩浆作用和成矿作用,形成了金堆城-栾川斑岩钼矿带、华熊及二郎坪-桐柏 Ag-Au-Pb 矿带等(陈衍景等, 2003)。潘成荣等(2002)利用石英单矿物的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年方法测得老湾金矿床成矿年龄为(91.5±1.0) Ma, 即燕山晚期。陈衍景等(1999)认为燕山晚期是桐柏-大别碰撞造山作用由挤压体制向伸展体制的转变期,因此老湾金矿床成矿流体的演化和成矿作用发生于桐柏-大别碰撞造山作用的挤压-伸展转变期。

(2) 河南桐柏老湾金矿床上上河矿段属于造山型金矿,其成矿过程可以划分为:石英粗粒自形黄铁矿阶段、石英细粒半自形-他形黄铁矿阶段、石英多金属硫化物阶段及石英碳酸盐阶段。其中石英细粒半自形-他形黄铁矿阶段和石英多金属硫化物阶段为该矿床最主要的 2 个矿化阶段。

(3) 老湾金矿床上上河矿段各个阶段的流体包裹体组合特征,表明成矿流体为中温、低盐度、富 CO_2 的 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体。成矿早期 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体发生了明显的不混溶作用,形成 CO_2 流体和 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体;成矿中期 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体由于 CO_2 起泡而发生进一步不混溶作用,大量液相包裹体被捕获,自然金在该阶段沉淀;成矿晚期不混溶作用结束,成矿作用随之结束。

(4) 老湾金矿床上上河矿段各个阶段的流体包裹体组合特征及氢、氧同位素组成特征,表明老湾金矿床早期成矿流体为中温、低盐度、富 CO_2 的 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体;成矿中期有少量大气降水加入,到成

矿晚期大气降水所占比例明显加大,最终中温、低盐度、富CO₂的NaCl-H₂O-CO₂流体演化为低温、低盐度的NaCl-H₂O流体。

References

- Anderson M R, Rankin A H and Spiro B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa [J]. *European Journal of Mineralogy*, 4 : 933-948.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions [J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57 : 683-684.
- Brown P E and Lamb W M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system CO₂ ± H₂O ± NaCl : New graphical presentations and implication for fluid inclusion studies [J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53 : 1209 -1221.
- Clayton R N, Rex R W, Syers J K and Jackson M L. 1972. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments [J]. *Journal of Geophysical Research*, 77 (21) : 3907-3915.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity [J]. *Econ. Geol.*, 74 : 1435-1444.
- Chen Y J, Chen H Y, Liu Y L, Guo G J and Lai Y. 1999. History and progress of mineralization in endogenous deposit during collision orogen [J]. *Chinese Science Bulletin*, 44 (16) : 1681-1689 (in Chinese).
- Chen Y J, Sui Y H and Gao X L. 2001. Fluid geochemistry of Tieluping Ag ore and its implication for the CPMF model [C]. In : *Water-Rock Interaction 2001*, Lisse : Swets & Zeitlinger, 689-692.
- Chen Y J, Sui Y H and Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits : Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19 : 551-568 (in Chinese with English abstract).
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2005. Geology and D-O-C isotope systematic of the Tieluping silver deposit, Henan, China : Implications for ore genesis [J]. *Acta Geologica Sinica*, 79 : 106-119.
- Chen Y J, Pirajno F, Qi J P, Li J, Wang H H. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China [J]. *Resource Geology*, 56 : 99-116.
- Chen Y J. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential [J]. *Geology in China*, 33 : 1181-1196 (in Chinese with English abstract).
- Chen Y J, Ni P, Fan H R, Pirajno F, Lai Y, Su W C and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9) : 2085-2108 (in Chinese with English abstract).
- Chen L, Dai L J, Wang T J, Luo P and Xia G T. 2009. Geochemical characteristics and genesis of the Laowan gold deposit in Henan Province [J]. *Geoscience*, 23 (2) : 277-284 (in Chinese with English abstract).
- Cai X M. 2013. Study in the chemical characters of Tongbai gold mine in Henan Province [J]. *China Science and Technology Information*, (8) : 40-42 (in Chinese with English abstract).
- Fan H R, Xie Y H, Zhai M G and Jin C W. 2003. A three stage fluid flow model for Xiaolinling lode gold metallogenesis in the Henan and Shanxi Provinces, central China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19 (2) : 260-266 (in Chinese with English abstract).
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits : A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types [J]. *Ore Geology Review*, 13 : 7-27.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time : A global synthesis [J]. *Ore Geology Reviews*, 18 : 1-75.
- Groves D I, Goldfarb R J, Robert F and Hart C J R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts : Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance [J]. *Econ. Geol.*, 98 (1) : 1-29.
- Gu X X, Liu L, Dong S Y, Zhang Y M, Li K and Li B H. 2010. Immiscibility during mineralization of Yanan Au-Cu-Fe deposit, Shandong Province : Evidence from fluid inclusions and H-O isotopes [J]. *Mineral Deposits*, 29 (1) : 43-57 (in Chinese with English abstract).
- Hagemann S G and Cassidy K F. 2000. Archean orogenic lode Au deposit [J]. *Reviews in Economic Geology*, 13 : 9-68.
- Ibrahim M S and Kyser I K. 1991. Fluid inclusion and isotope systematics of the high-temperature Proterozoic Star Lake Lode gold deposit, Northern Saskatchewan, Canada [J]. *Econ. Geol.*, 86 : 1468-1490.
- Jiang S H, Nie F J and Liu Y F. 2008. Discussion on genetic type of Mayum gold deposit in Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 27 (2) : 220-229 (in Chinese with English abstract).

- Kerrich R and Allison I. 1978. Vein geometry and hydrostatics during Yellowknife mineralization [J]. *Earth Science*, 15 : 1653-1660.
- Kerrich R, Goldfarb R J, Groves D I, Garwin S and Jia Y F. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic province [J]. *Science in China Series D*, 43 : 1-68.
- Li Y H. 2006. Geochemical features of the Laowan gold deposit in Tongbai County, Henan Province [J]. *Express Information of Mining Industry*, 8 : 57-61 (in Chinese with English abstract).
- Lin R H, Wang T J, Shi G W and Wang J. 2010. Structure control characteristics and genesis of Laowan gold deposit in Henan Province [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, (4): 342-346 (in Chinese).
- McCuaig T C and Kerrich R. 1998. *P-T-t*-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics [J]. *Ore Geology Reviews*, 12 (6): 381-453.
- Ma H W, Wu H W, Qiu S C and Wang Y. 2007. Geochemical characteristics and genesis of Laowan granite in Tongbai, Henan [J]. *Mineral Resources and Geology*, (1): 65-69 (in Chinese with English abstract).
- Niu R W and Chen J L. 2014. Laowan gold deposit won gold resources of over 20 tons in Tongbai [J]. *Resources Review*, (2): 38 (in Chinese).
- Pan C R and Yue S C. 2002. Research on the forming era of Laowan gold deposit in Henan Province and its lead isotope [J]. *Journal of Hefei University of Technology*, 25 (1): 9-13 (in Chinese with English abstract).
- Philips G N and Evans K A. 2004. The role of CO₂ in the formation of gold deposits [J]. *Nature*, 429 : 860-863.
- Qiu X P. 2002. Collisional orogenic belt and metallogenic divisions [J]. *Geological Bulletin of China*, 21 (10): 675-681 (in Chinese).
- Qiu Z J, Fan H R, Cong P Z, Liu X and Yang K F. 2015. Recent progress in the study of ore-forming processes of orogenic gold deposits [J]. *Mineral Deposits*, 34 (1): 21-38 (in Chinese with English abstract).
- Ramsay J G. 1980. Shear zone geometry [J]. *Structural Geology*, 2 : 83-99.
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data [J]. *Chemical Geology*, 37 : 29-48.
- Ridley J R and Diamond L W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models [J]. *Reviews in Economic Geology*, 13 : 141-162.
- Robert F and Kelly W C. 1987. Ore-forming fluid in Archean gold-bearing quartz vein at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada [J]. *Econ. Geol.*, 82 : 1464-1482.
- Ren J S. 1999. The tectonic map of China and adjacent regions [M]. Beijing: Geological Publishing House. 9-24 (in Chinese).
- Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits [J]. *Geology*, 16 : 551-555.
- Suo S T. 1993. Relationship between the shear zone mineralization and gold array in Tongbai-Dabie region [A]. In: Association of mineral deposits, geological society of China. Fifth national conference of ore deposits [C]. Beijing: Geological Publishing House. 326-327 (in Chinese).
- Shao J. 1995. Geological setting of Laowan Au-mineralization zone [J]. *Journal of Precious Metallic Geology*, 4 (2): 138-146 (in Chinese).
- Tu G C. 1986. On the formation of ore deposits by reworking, with remarks on the weakness of the present genetic classification of ore deposits [A]. In: Institute of Geochemistry. Geochemical collections [C]. Beijing: Science Press. 1-7 (in Chinese with English abstract).
- Wang G M, Zhang Z S, Wang J M and Qin S. 2004. Geological and geochemical characteristics of the Shangshanghe gold deposit and the ore prospecting effect [J]. *Geophysical & Geochemical Exploration*, 6 : 471-476 (in Chinese with English abstract).
- Wang J M, Qu J, Zhao H T, Li G Q and Chen J L. 2005. Resource reserves verification report of Shangshanghe mining in Tongbai, Henan Province [R]. No. 1 Geological Exploration Institute Henan Bureau of Geo-exploration and Mineral Development. Unpublished Report. 27p (in Chinese).
- Wang A Z, Zhang X C and Li J L. 2008. Geological characteristics of the Laowan gold ore belt of Tongbai in Henan Province [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 01 : 55-58 (in Chinese).
- Xu X C, Yue S C, Pan C R and Xie Q Q. 2001. The magmatic dynamics of the Laowan granite and its relations with mineralization in Tongbai, Henan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17 (2): 245-253 (in Chinese with English abstract).
- Zhang G. 2002. Regional Geological Setting and Prospecting for VHMS-type Cu-Zn Deposits in Tongbai, Henan Province [J]. *Mineral Deposits*, Supp. 1 : 301-304 (in Chinese).
- Zhang X, Nesbitt B E and Muehlenbachs K. 1989. Gold mineralization

in the Okanagan Valley, Southern British Columbia: Fluid inclusion and stable isotope studies[J]. Econ. Geol., 84:410-424.

附中文参考文献

- 陈衍景, 陈华勇, 刘玉琳, 郭光军, 赖勇. 1999. 碰撞造山过程内生矿床成矿作用的研究历史和进展[J]. 科学通报, 44(16):1681-1689.
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF模式的排他性依据和造山型银矿实例: 东秦岭铁炉坪银矿同位素地球化学[J]. 岩石学报, 19:551-568.
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力[J]. 中国地质, 33:1181-1196.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 23(9):2085-2108.
- 陈良, 戴立军, 王铁军, 罗平, 夏国体. 2009. 河南省老湾金矿床地球化学特征及矿床成因[J]. 现代地质, 23(2):277-284.
- 蔡新明. 2013. 河南省桐柏金矿带地球化学特征研究[J]. 中国科技信息, 8:40-42.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 翟明国, 金成伟. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用[J]. 岩石学报, 19(2):260-266.
- 江思宏, 聂凤军, 刘翼飞. 2008. 西藏马攸木金矿床的矿床类型讨论[J]. 矿床地质, 27(2):220-229.
- 顾雪祥, 刘丽, 董树义, 董树义, 章永梅, 李科, 李葆华. 2010. 山东沂南金铜铁矿床中的液态不混溶作用与成矿: 流体包裹体和氢氧同位素证据[J]. 矿床地质, 29(1):43-57.
- 李悦辉. 2006. 河南省桐柏县老湾金矿床地球化学特征[J]. 矿业快报, 8:57-61.
- 林锐华, 王铁军, 史革武, 王军. 2010. 河南老湾金矿的构造控矿特征及矿床成因[J]. 地质找矿论丛(4):342-346.
- 马宏卫, 吴宏伟, 邱顺才, 王云. 2007. 河南桐柏老湾花岗岩地球化学特征及成因研究[J]. 矿产与地质(1):65-69.
- 牛冉文, 陈建立. 2014. 桐柏老湾金矿探获金资源量超20吨[J]. 资源导刊(2):38页.
- 潘成荣, 岳书仓. 2002. 河南老湾金矿床 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年及铅同位素研究[J]. 合肥工业大学学报:自然科学版, 25(1):9-13.
- 邱小平. 2002. 碰撞造山带与成矿区划[J]. 地质通报, 21(10):675-681.
- 邱正杰, 范宏瑞, 丛培章, 刘玄, 杨奎锋. 2015. 造山型金矿床成矿过程研究进展[J]. 矿床地质, 34(1):21-38.
- 任纪舜. 1999. 中国及邻区大地构造图[M]. 北京:地质出版社, 9-24.
- 索书田. 1993. 桐柏-大别地区剪切带阵列与金矿的成矿关系[A]. 见:中国地质学会矿床地质专业委员会. 第五届全国矿床会议论文集[C]. 北京:地质出版社, 326-327.
- 邵军. 1995. 老湾金矿带金成矿地质背景[J]. 贵金属地质, 4(2):138-146.
- 涂光炽. 1986. 论改造成矿兼评现行矿床成因分类中的弱点[A]. 见:中国科学院地球化学研究所. 地球化学文集[C]. 北京:科学出版社, 1-7.
- 王国敏, 张振生, 王建明, 秦爽. 2004. 上上河金矿床地球物理-地球化学特征及找矿效果[J]. 物探与化探(6):471-476.
- 王建明, 曲锦, 赵洪涛, 李根全, 陈建立. 2005. 河南省桐柏县上上河矿区金矿资源储量核查报告[R]. 河南省地质矿产勘查开发局第一地质勘查院. 内部报告, 27页.
- 王爱枝, 张兴超, 李吉林. 2008. 河南桐柏老湾金矿带地质特征[J]. 华南地质与矿产, 01:55-58.
- 徐晓春, 岳书仓, 潘成荣, 谢巧勤. 2001. 河南桐柏老湾花岗岩岩浆动力学与成矿[J]. 岩石学报, 17(2):245-253.
- 张冠. 2002. 河南省桐柏地区区域地质背景及铜锌矿找矿前景[J]. 矿床地质, 增刊:301-304.