

黑龙江省黑河市争光金矿流体包裹体研究及矿床成因*

邓轲¹ 李诺¹ 杨永飞¹ 张成¹ 于援帮² 张东财²

DENG Ke¹, LI Nuo¹, YANG YongFei¹, ZHANG Cheng¹, YU YuanBang² and ZHANG DongCai²

1. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

2. 黑龙江省地质矿产局, 哈尔滨 150036

1. Open Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2. Bureau of Geology and Mineral Resource of Heilongjiang Province, Harbin 150036, China

2012-09-03 收稿, 2012-12-01 改回.

Deng K, Li N, Yang YF, Zhang C, Yu YB and Zhang DC. 2013. Fluid inclusion constraints on the origin of the Zhengguang gold deposit, Heihe City, Heilongjiang Province. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 231–240

Abstract The Zhengguang gold deposit, Heihe City, Heilongjiang Province, is located in the Duobaoshan metallogenic belt in the northeastern Great Hinggan Range. The Au-bearing veins occur in the contact zone between diorite pluton and the Middle Ordovician Duobaoshan Formation, and are controlled by faults. Hydrothermal mineralization can be divided into four stages, i. e., quartz-pyrite stage (1), quartz-polymetallic sulfide stage (2), calcite-quartz-polymetallic sulfide stage (3) and carbonate stage (4), with stages 2 and 3 as the main Au mineralization stages and characterized by complicated metallic mineral assemblage of pyrite-sphalerite-galena-chalcocopyrite ± native gold. Fluid inclusions in quartz and calcite are aqueous (NaCl-H₂O) inclusions and 3 ~ 15 μm in size, with bubbles accounting for 5 vol% ~ 10 vol%. These inclusions yield total homogeneous temperatures of 119 ~ 305 °C, salinities of 0.3% ~ 10.4% NaCl_{eqv}, and densities of 0.76 ~ 0.99 g/cm³. The homogeneous temperatures of fluid inclusions decrease gradually, from 150 ~ 220 °C at stage 2, through 140 ~ 190 °C at stage 3, to 130 ~ 150 °C at stage 4. Based on the geological and fluid inclusion features, we conclude that the Zhengguang deposit is a typical low sulfidation epithermal deposit.

Key words Fluid inclusion; Epithermal deposit; Low sulfidation; Zhengguang gold deposit; Heilongjiang Province

摘要 黑龙江省黑河市争光金矿床位于大兴安岭东北缘的多宝山矿集区,矿体呈脉状产于闪长岩体与中奥陶统多宝山组凝灰岩的接触带,受断裂构造控制。流体成矿作用可分为4个阶段:石英-黄铁矿阶段、石英-多金属硫化物阶段、方解石-石英-硫化物阶段、碳酸盐阶段。其中阶段2和3具有复杂的金属硫化物组合并含金,即黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-黄铜矿±自然金。石英及方解石中流体包裹体类型单一,主要为气液两相水溶液包裹体,大小集中于3~15 μm,气液相比集中于5%~10%。包裹体均一温度介于119~305 °C,盐度集中于0.3%~10.4% NaCl_{eqv},密度介于0.76~0.99 g/cm³。从阶段2至阶段4,流体均一温度从150~220 °C,经140~190 °C,降为130~150 °C。综合矿床地质特征和成矿流体研究,认为争光金矿床属低硫型浅成低温热液矿床。

关键词 流体包裹体; 浅成低温热液矿床; 低硫型; 争光金矿床; 黑龙江

中图法分类号 P618.51

多宝山矿集区位于兴蒙造山带东缘,是我国东北地区重要的斑岩型铜(钼)矿产地(Li *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2012; 陈衍景等, 2009, 2012; 刘军等, 2010)。区内除产出有多宝

山(杜琦等, 1988; 刘军等, 2010)、铜山和三矿沟3处重要的斑岩/矽卡岩型铜金钼多金属矿床(Chen *et al.*, 2007; 赵一鸣等, 1997; 武广等, 2009)外,又发现有争光金矿、小多宝

* 本文受国家地质大调查项目(1212011120685)和国家973计划项目(2006CB403500)联合资助。

第一作者简介: 邓轲,女,1992年生,硕士生,矿床学专业, E-mail: dk92@qq.com

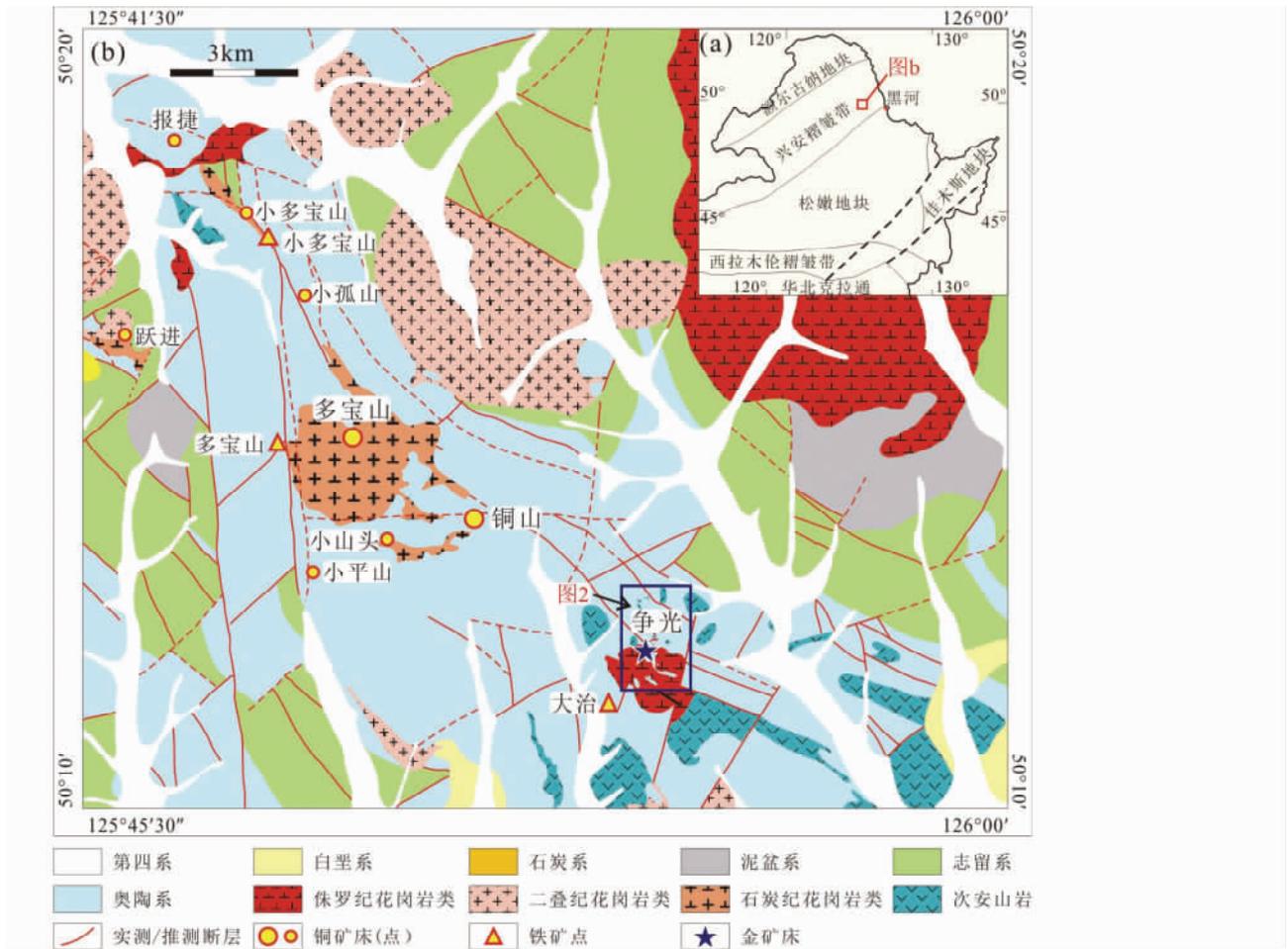


图1 多宝山矿集区构造位置(a)及区域地质图(b) (据葛文春等, 2007; 黑龙江齐齐哈尔矿产勘查开发总院, 2007^①修改)
 Fig. 1 The location (a) and regional geology (b) of the Duobaoshan metallogenic belt, showing the location of the Zhengguang deposit (modified after Ge *et al.*, 2007)

山铜矿、跃进铜矿、小孤山铜矿、大冶铁矿等多个中、小型矿床(点)(图1), 显示了区内寻找大型、超大型矿床的巨大潜力(谭成印等, 2010)。

争光金矿床位于黑龙江省黑河市西部, 多宝山矿集区东南部, 矿区地理坐标为 $125^{\circ}51'30'' \sim 125^{\circ}54'30''E$, $50^{\circ}11'30'' \sim 50^{\circ}13'30''N$ 。该矿床由黑龙江省地勘局齐齐哈尔矿产勘查开发总院于2000年进行化探异常检查时发现, 目前已探明金储量 12.3t, 平均品位 3.49g/t, 伴生银、铅、锌、铜分别为 54.5t、5578t、32.4t、1407t(黑龙江齐齐哈尔矿产勘查开发总院(后文简称齐齐哈尔总院), 2007), 达中型规模。前人对该矿床进行了初步的岩石学及地球化学研究(武子玉等, 2006; 赵广江等, 2006, 2007; 齐齐哈尔总院, 2007; 付艳丽和杨言辰, 2010; 张莹芬等, 2011), 但对其成因认识尚不统一, 已有观点包括: 浅成低温热液型(付艳丽和杨言辰, 2010; 张莹芬等, 2011)和构造蚀变岩型(武子玉等, 2006;

赵广江等, 2006)。

矿床地质和成矿流体特征是判别矿床成因类型的关键性依据(陈衍景等, 2007; 陈衍景, 2010)。本文在矿床地质特征研究基础上, 对争光金矿床的流体包裹体开展了详细研究, 揭示了成矿流体的性质及演化规律, 探讨了流体成矿机制, 并藉此厘定了矿床成因类型。

1 区域地质背景

多宝山矿集区位于中亚-兴蒙造山带北东段, 区域上具有多块体拼合的特点(葛文春等, 2007; 武广等, 2009; 刘军等, 2010)。自西向东, 以塔源-喜桂图断裂、嫩江断裂和牡丹江断裂为界, 可将中亚-兴蒙造山带北东段划分为额尔古纳地块、兴安褶皱带、松嫩地块和佳木斯地块(葛文春等, 2007, 图1a)。多宝山矿集区即位于嫩江断裂带北西侧的兴

① 黑龙江齐齐哈尔矿产勘查开发总院. 2007. 黑龙江省黑河市争光岩金矿详查地质报告. 1-149

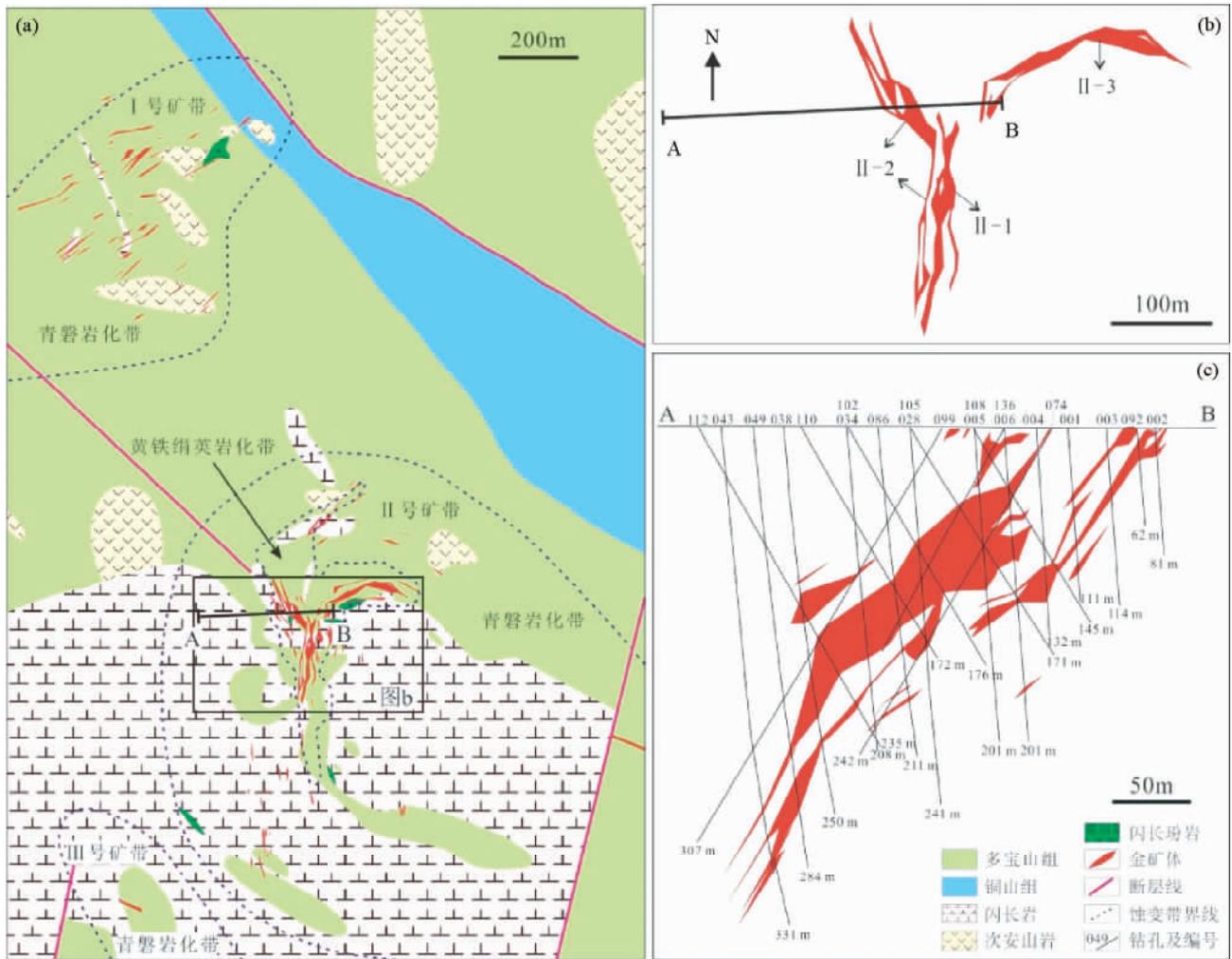


图2 争光金矿床地质图(a,b)及矿体剖面图(c) (据齐齐哈尔总院, 2007 修改)
 Fig.2 Geological map of the Zhengguang gold deposit (a, b) and cross section (c)

安褶皱带内。

区内出露的地层主要有奥陶系和志留系,另有少量的泥盆系、石炭系和白垩系地层出露(图1b)。奥陶系地层主要为铜山组和多宝山组,前者是一套陆源碎屑岩建造,后者则为滨海相-浅海相火山岩-火山碎屑岩建造(杜琦等,1988)。其中多宝山组是区内铜、钼、铅、锌、金矿床的主要赋矿地层(Liu et al., 2012; 武广等, 2009; 刘军等, 2010)。志留系主要是一套陆源碎屑岩建造,局部夹中基性火山岩。泥盆系地层岩性以粉砂岩、绿泥板岩、长石石英砂岩、含砾砂岩为主,夹有部分灰岩、凝灰岩、英安岩等。石炭系星火组由下至上为板岩、砂岩、碎屑岩、安山岩、英安岩。白垩系九峰山组为一套陆相含煤建造,出露于矿田南部。

区内断裂构造较为发育。NW向三矿沟-多宝山-裸河断裂带为本区的基础构造(赵广江等, 2007; 李之彤等, 2008),以压性、压扭性断裂和断裂破碎带为主,与NW向的多宝山复背斜斜拗部复合,控制了多宝山、铜山、争光等矿床的分布。此外区内尚见有NE向断裂与之截切,构成了棋盘格

子状的构造轮廓(图1)。

区内岩浆岩分布广泛,多沿NW向和NE向断裂交汇处侵入,侵位时代包括加里东期、华力西期和燕山期。其中加里东期主要表现为多宝山含矿花岗闪长岩的侵入,其锆石SHRIMP U-Pb年龄介于为 $485 \pm 8\text{Ma} \sim 479.5 \pm 4.6\text{Ma}$ (葛文春等, 2007; 崔根等, 2008)。华力西期岩体包括花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、碱长花岗岩和正长花岗岩。曲晖等(2011)获得多宝山地区依克特村东北部正长花岗岩的SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $309.0 \pm 3.0\text{Ma}$,大狼沟西侧碱长花岗岩的SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $299.3 \pm 2.8\text{Ma}$ 。代宇等(2012)获得大岔子正长花岗岩的SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $345 \pm 3\text{Ma}$ 。燕山期花岗岩类主要为角闪花岗闪长岩和白云母花岗闪长岩,另有少量钾长花岗岩和细晶闪长岩。例如,葛文春等(2007)获得三矿沟铜矿东侧的花朵山角闪黑云花岗闪长岩和白云母花岗闪长岩的SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为 $177 \pm 3\text{Ma}$ 和 $176 \pm 3\text{Ma}$ 。褚少雄等(2012)获得三矿沟白云母花岗闪长岩的LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 175.9

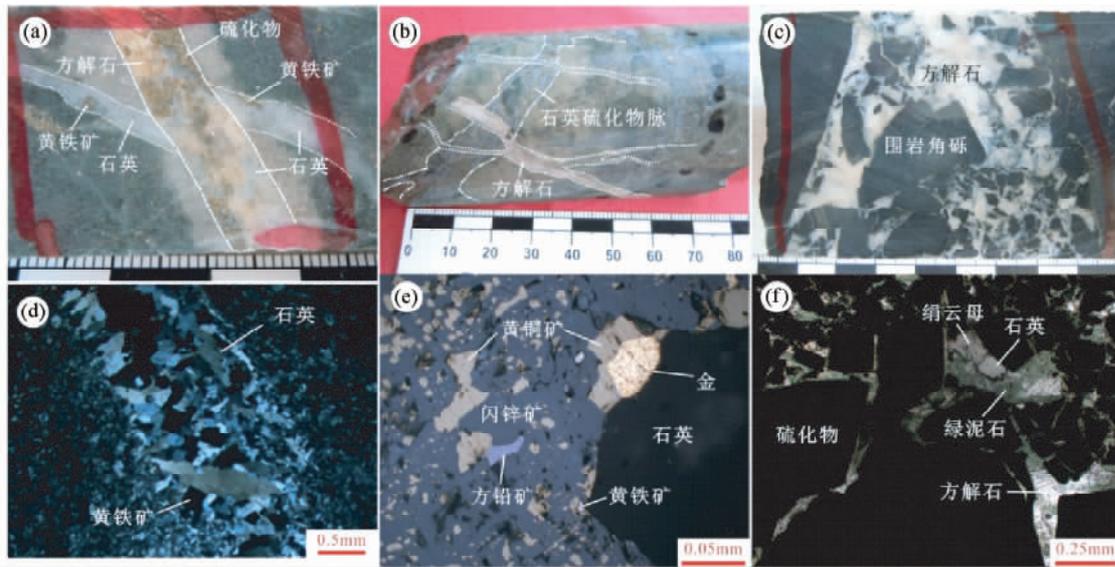


图3 争光金矿床矿石特征

(a) 方解石-石英-多金属硫化物脉切穿石英-黄铁矿脉; (b) 方解石脉切穿石英-多金属硫化物脉; (c) 方解石脉, 含围岩角砾; (d) 石英-黄铁矿阶段, 其中石英呈梳状产出; (e) 石英-多金属硫化物阶段, 含黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金; (f) 方解石-石英-多金属硫化物阶段, 脉石矿物见石英、绢云母、绿泥石和方解石

Fig. 3 Ores from the Zhengguang gold deposit

(a) a quartz-pyrite vein cut by a calcite-quartz-polymetallic sulfide vein; (b) a quartz-polymetallic sulfide vein cut by a calcite vein; (c) a calcite vein containing breccias of wallrocks; (d) a quartz-pyrite vein showing open-space filling structure (comb); (e) the quartz-polymetallic sulfide stage, containing pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite and native; (f) the calcite-quartz-polymetallic sulfide vein, with quartz, sericite, chlorite and calcite as gangue minerals

$\pm 1.6\text{Ma}$ 和 $175.9 \pm 1.1\text{Ma}$ 。

2 矿床地质

争光矿区出露地层主要为中奥陶统的铜山组和多宝山组(图2)。铜山组主要为安山质凝灰岩和石英砂岩。多宝山组以安山质凝灰岩、凝灰质砂岩、安山岩为主, 夹粉砂岩、炭质板岩和火山角砾岩薄层, 是矿区主要赋矿围岩。

争光金矿床位于三矿沟-多宝山-裸河 NW 向深断裂南东端, 矿区内构造主要为 NW 向、NE 向和 NNE 向断裂(图2)。NW 向断裂形成于华力西期, 区内可见两条出露较大的断层。一条为多宝山组与铜山组接触界面(图2), 倾向 NE, 倾角 55° (赵广江等, 2007)。另一条位于矿区中部, 东南端为闪长岩体截断, 表明断裂形成于岩体侵入之前(图2)。矿区内可见 NE 向断裂截切 NW 向断裂, 并控制了金矿体的产出(赵广江等, 2007)。

矿区内出露侵入岩主要为闪长岩, 另有少量次安山岩和闪长玢岩(图2)。闪长岩体呈不规则椭圆状沿 NE、NW 向断裂交汇部位侵入, 地表出露面积约为 1.8km^2 。岩石呈灰-灰绿色, 中细粒结构, 块状构造, 主要由斜长石和角闪石组成。斜长石大部分呈半自形板状, 粒度为 $1 \sim 2.5\text{mm}$, 含量 $60\% \sim 80\%$ 。角闪石呈长柱状, 粒度为 $0.5 \sim 1\text{mm}$ 。目前该岩体尚

无测年数据。赵元艺等(2011)依据相邻的裸河石英闪长岩体 K-Ar 年龄为 182Ma , 推断争光闪长岩体亦形成于早侏罗世。

矿区自西北向东南分为 I、II、III 三个矿带(图2)。I 号矿带位于矿床西北部, 包括氧化矿体 30 条, 原生矿体 7 条。矿体长度较小, 介于 $40 \sim 180\text{m}$, 厚度介于 $1.33 \sim 9.42\text{m}$, 走向 $40^\circ \sim 52^\circ$, 倾角集中于 45° 左右(齐齐哈尔总院, 2007)。该矿带矿体产状与 NE 向张性断裂一致, 显示断裂控矿的特征。II 号矿带位于矿床中部, 为争光金矿的主矿带, 含氧化矿体 45 条, 原生矿体 48 条, 金品位集中于 $0.8 \sim 10\text{g/t}$ 。其中 II-1、II-2 和 II-3 为矿区主矿体, 产于闪长岩与多宝山组地层接触带(图2a, b)。II-1 位于闪长岩之间的地层悬垂体中, 走向 NNE, 倾向 W 和 NW, 倾角 $50^\circ \sim 60^\circ$, 产状与 NNE 向断裂一致(齐齐哈尔总院, 2007)。II-2 矿体自南向北走向由 NNE 转变为 NW, 倾向由 W 转变为 SW, 倾角为 $55^\circ \sim 65^\circ$ (齐齐哈尔总院, 2007)。该矿体南部走向 NNE, 倾向 W, 产状与 NNE 向断裂一致; 北部走向 NW, 倾向 SW(图3a), 与 NW 向断裂(倾向 NE)不一致。II-3 矿体位于闪长岩体与围岩的接触带中, 从西至东随走向变化, 倾向依次为 NW、N 和 NE, 倾角 55° 。根据 II-3 矿体的走向和倾向变化规律, 认为矿体围绕闪长岩体生长。除上述三个主要矿体外, II 号矿带内尚有部分小矿体远离岩体或产于岩体内部。这些小矿体

走向主要为 NNE、NW 和 NWW 向,其中 NE 向矿体受断裂控制。Ⅲ号矿带尚未进行详细勘查,特征不详。综合以上事实,认为争光金矿体受闪长岩体与围岩的接触构造及 NE 向张性断裂控制,而闪长岩体本身受 NW 向和 NE 向断裂交汇控制,则矿体走向表现为 NW 向、NE 向和 NNE 向三组。

争光金矿常见矿石矿物包括黄铁矿(图 3a, e)、闪锌矿(图 3e)、方铅矿(图 3e)、黄铜矿(图 3e)、自然金(图 3e)、褐铁矿,另有少量辉银矿、黝铜矿、毒砂等(赵广江等,2007)。脉石矿物常见绢云母(图 3f)、石英(图 3a, b, d-f)、方解石(图 3a-c, f)、绿泥石(图 3f)、绿帘石等,未见重晶石、明矾石、叶腊石、高岭石。矿石结构复杂,有自形-半自形粒状结构、他形粒状结构(图 3e)、交代残余结构、乳滴状结构(图 3e)等。矿石构造主要为细脉状(图 3a, b),另有少量角砾状构造(图 3c)、梳状构造(图 3d)指示矿石形成于张性和近地表的成矿环境(陈行景等,2007)。

矿床围岩蚀变发育,包括青磐岩化、黄铁绢英岩化、硅化、碳酸盐化等,且表现出一定的分带性(图 2)。其中,青磐岩化带发育绿帘石、绿泥石、方解石等,与黄铁绢英岩化带呈渐变接触关系;带内所含矿体数量较少,规模也较小。该类蚀变具有一定的区域特征,属成矿前蚀变。黄铁绢英岩化带与矿化密切相关,基本上控制了Ⅱ号矿带 80%~90%的矿体,是寻找矿体和矿体群的直接标志;Ⅰ、Ⅲ号矿带靠近矿体部位亦发育窄的黄铁绢英岩化带(图 2)。总体上,争光围岩蚀变以低温蚀变为主,未发现钾化和黑云母化等高温蚀变组合,表明流体温度较低。

根据矿物共生组合、矿石结构及脉体穿插关系,可将流体成矿过程分为四个成矿阶段:(1)石英-黄铁矿阶段(图 3a):标志性矿物组合为石英+黄铁矿,其中石英粒度较细,硫化物类型单一且含量较低,仅见黄铁矿;(2)石英-多金属硫化物阶段(图 3b):以石英+多金属硫化物组合为特征。该阶段石英颗粒较粗大,硫化物种类、含量均较上一阶段明显增高,常见硫化物包括黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿,可见自然金(图 3e);(3)方解石-石英-多金属硫化物阶段(图 3a, e, f):以发育方解石+石英+多金属硫化物为标志,石英颗粒较粗大,硫化物含量较石英-多金属硫化物阶段有所降低,常见黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等硫化物,常见石英与硫化物分布于脉体两侧,而方解石位于脉体中心;(4)方解石阶段:发育方解石脉,脉中基本不含硫化物(图 3b)。该类脉体形成最晚,可切割早期脉体。

3 流体包裹体研究

3.1 样品特征和研究方法

本次研究样品来自争光金矿Ⅱ号矿带,包括各阶段岩芯样品共计 18 件(其中石英-黄铁矿阶段 2 件,石英-硫化物阶段样品 6 件,方解石-石英-硫化物阶段样品 8 件,方解石阶段样品 2 件),并对其中的 11 件进行了显微测温研究。

流体包裹体显微测温分析在北京矿产地质研究院流体包裹体实验室完成,所用的仪器为 LINKAM THMS600 冷热台,配合 TMS94 温度控制器。显微测温过程中,升温速率为 1~5℃/min,相变点附近升温速率降低为 0.3~1℃/min。水溶液包裹体的盐度根据冰点温度和 Bodnar (1993) 的 H₂O-NaCl 体系状态方程计算出,密度利用 Flncon 软件(Brown, 1989)及 Brown and Lamb (1989)提供的 H₂O-NaCl 体系状态方程计算得出。

单个流体包裹体成分的激光拉曼显微探针测试在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,测试仪器为 RM-1000 型拉曼光谱仪,使用 514.5nm 氩激光器,计数时间为 10s,每 1cm⁻¹(波数)计数一次,100~4000cm⁻¹全波段一次取峰,激光斑束大小为 2μm,光谱分辨率 ±2cm⁻¹。

3.2 包裹体岩相学

流体包裹体岩相学研究表明,除石英-黄铁矿阶段包裹体发育较差外,其他各成矿阶段脉石矿物中均发育有流体包裹体。这些包裹体个体较小,形态多样,室温下均表现为气液两相(图 4)。

石英中包裹体多成群分布(图 4a, b),且与硫化物共生的石英中包裹体发育较好。这些包裹体多为不规则状、浑圆状(图 4a)、短棒状,少量为负晶形(图 4b)。大小集中在 2~8μm,少数可达 10~20μm,气液比一般在 5%~10%左右。常温下可见气泡跳动,加热时均一为至液相。

方解石中包裹体孤立分布(图 4c, d),多为负晶形(图 4d)、

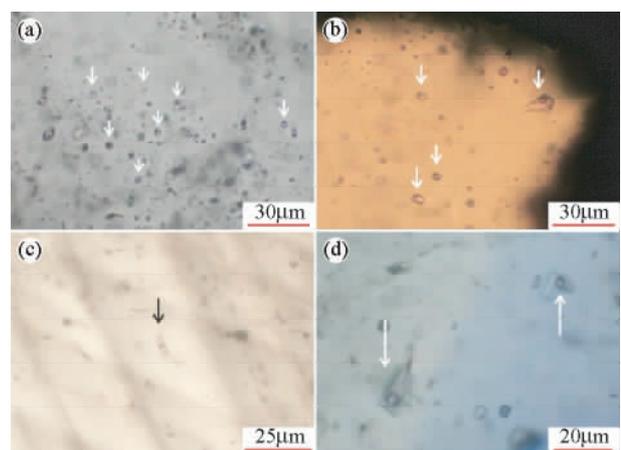


图 4 争光金矿床流体包裹体特征

(a) 石英中浑圆状水溶液包裹体; (b) 石英中,硫化物旁成群分布的水溶液包裹体; (c) 方解石中,孤立、短棒状包裹体; (d) 方解石中孤立、负晶形包裹体

Fig. 4 Fluid inclusions from the Zhengguang gold deposit (a) -rounded aqueous fluid inclusions trapped in quartz; (b) -clustered aqueous fluid inclusions in quartz that is adjacent to sulfides; (c) -an isolated fluid inclusion trapped in calcite; (d) -an isolated fluid inclusion with negative crystal shape in calcite

表1 争光金矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the Zhengguang gold deposit

阶段	寄主矿物	个数	$T_{m\ ice}$ ($^{\circ}C$)	T_h ($^{\circ}C$)	盐度 (wt% NaCleqv)	密度 (g/cm^3)
Q-PM	石英	208	-5.6 ~ -0.4	122 ~ 305	0.6 ~ 8.7	0.76 ~ 0.99
C-Q-PM	石英	50	-6.9 ~ -0.6	119 ~ 212	0.9 ~ 10.4	0.88 ~ 0.97
	方解石	111	-5.0 ~ -0.2	130 ~ 280	0.3 ~ 7.9	0.78 ~ 0.97
Cc	方解石	20	-3.1 ~ -0.6	130 ~ 197	0.9 ~ 4.9	0.89 ~ 0.97

注: $T_{m\ ice}$ 冰点温度; T_h 为完全均一温度. 成矿阶段缩写: Q-PM: 石英-多金属硫化物阶段; C-Q-PM: 方解石-石英-多金属硫化物阶段; Cc: 方解石阶段

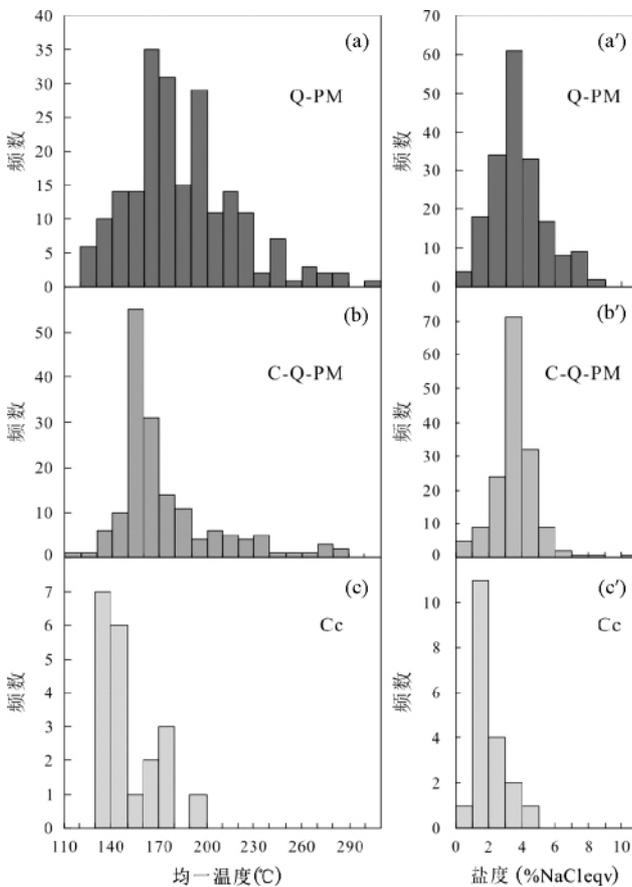


图5 不同阶段流体包裹体均一温度(a-c)和盐度(a'-c')直方图

成矿阶段缩写: Q-PM: 石英-多金属硫化物阶段; C-Q-PM: 方解石-石英-多金属硫化物; Cc: 方解石阶段

Fig. 5 Homogenization temperatures (a-c) and salinities (a'-c') histograms of fluid inclusions from different mineralization stages

Abbreviations: Q-PM: quartz-polymetallic sulfide stage; C-Q-PM: calcite-quartz-polymetallic sulfide stage; Cc: carbonate stage

细管状(图4c)少量不规则状,大小集中在 $2 \sim 8\mu m$,少数可达 $10 \sim 15\mu m$,气液比一般在 $5\% \sim 10\%$ 左右。常温下可见气

泡跳动,加热时均一至液相。

3.3 显微测温分析

本文对争光金矿床各成矿阶段的流体包裹体进行了详细的显微测温分析。由于石英-黄铁矿阶段流体包裹体不发育,未能进行显微测温分析。获得其它三个阶段包裹体数据共计391件,具体结果见表1和图5。

石英-多金属硫化物阶段的石英中流体包裹体较发育,尤以与硫化物共生的石英中为最佳。包裹体大小集中于 $3 \sim 8\mu m$,少量可达 $10 \sim 20\mu m$ 。获得包裹体的冰点温度介于 $-5.6 \sim -0.4^{\circ}C$,完全均一温度变化于 $122 \sim 305^{\circ}C$,集中于 $160 \sim 200^{\circ}C$,全部均一至液相(图5a)。

方解石-石英-多金属硫化物阶段的石英和方解石中均发育有包裹体,大小集中于 $3 \sim 6\mu m$,少量可达 $10 \sim 14\mu m$ 。其中方解石中所含包裹体多为负晶型、细管状、长棒状,石英中所含流体包裹体主要为浑圆状、不规则状。获得石英中包裹体的冰点温度介于 $-6.9 \sim -0.6^{\circ}C$,完全均一温度介于 $119 \sim 212^{\circ}C$,均一至液相。方解石中包裹体的冰点温度介于 $-5.0 \sim -0.2^{\circ}C$,完全均一温度介于 $130 \sim 280^{\circ}C$,全部均一至液相(图5b)。

方解石阶段流体包裹体较少,多为负晶形、细管状或不规则状, $2 \sim 8\mu m$ 。获得包裹体的冰点温度介于 $-3.1 \sim -0.6^{\circ}C$,均一温度变化于 $130 \sim 197^{\circ}C$,峰值为 $130 \sim 150^{\circ}C$,均一至液相(图5c)。

3.4 流体包裹体成分分析

激光拉曼显微探针分析显示,各阶段包裹体成分类似,气、液相成分均显示宽缓的水峰,未见其他组分(图6),表明成矿流体为 $NaCl-H_2O$ 体系。

3.5 盐度、密度估算

根据流体包裹体均一温度和冰点温度,利用flincor软件(Brown, 1989)求出各阶段流体包裹体的密度、盐度(表1、图5)结果如下:石英-多金属硫化物阶段流体密度介于 $0.75 \sim 0.99g/cm^3$,盐度介于 $0.6\% \sim 8.7\%$ NaCleqv;方解石-石英-多金属硫化物阶段流体密度介于 $0.78 \sim 0.97g/cm^3$,盐度介于 $0.3\% \sim 10.4\%$ NaCleqv;方解石阶段流体密度介于 $0.89 \sim 0.97g/cm^3$,盐度介于 $0.9\% \sim 4.9\%$ NaCleqv。

4 讨论

4.1 成矿流体来源及演化

关于争光金矿成矿流体的来源,武子玉(2006)等根据氢氧同位素研究结果认为成矿流体为岩浆水、变质水和大气水的混合液,赵广江等(2006)等则依据矿床产于闪长岩体周围推测成矿热液主要为岩浆期后热液。本文的流体包裹体研

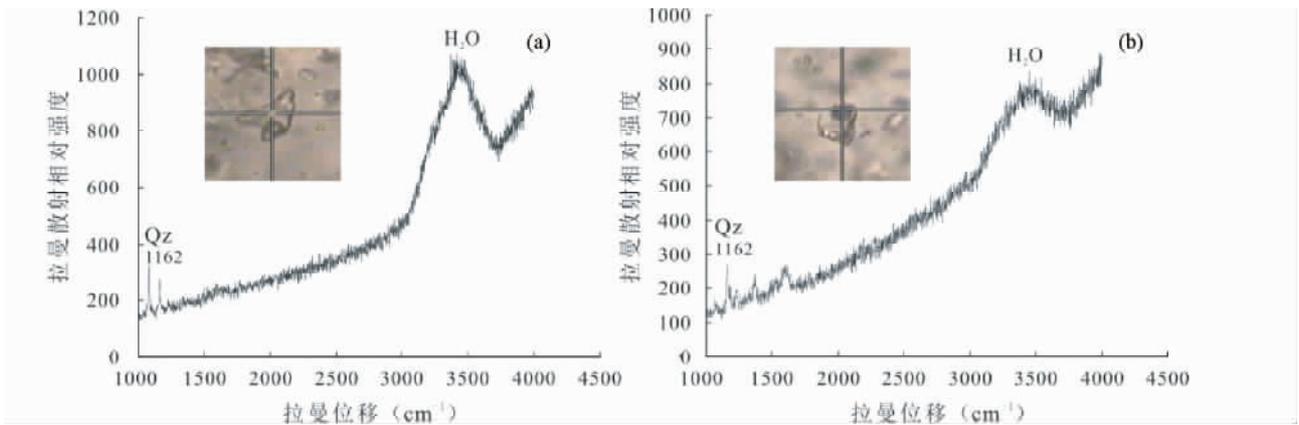


图6 争光金矿床流体包裹体拉曼图谱

(a) -气液两相水溶液包裹体液相中的 H₂O; (b) -气液两相水溶液包裹体气相中的 H₂O

Fig. 6 Raman spectra of fluid inclusions from the Zhengguang gold deposit

(a) -the liquid phase of an aqueous inclusion that is dominated by H₂O; (b) -the vapor phase of an aqueous inclusion that is dominated by H₂O

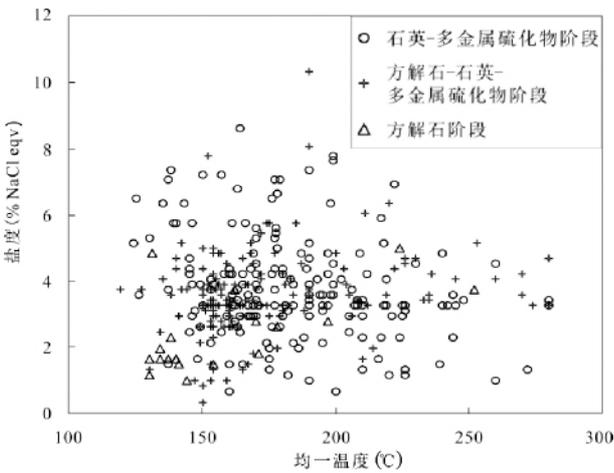


图7 争光金矿床各成矿阶段包裹体盐度-均一温度图

Fig. 7 Salinity-homogenization temperature plots of fluid inclusions from the Zhengguang gold deposit

研究表明, 争光金矿床仅发育水溶液包裹体, 成矿流体以低温、低盐度为特征; 流体包裹体盐度-均一温度图(图7)中未见高、低盐度流体端元组分混合。上述流体特征常见于浅成低温热液成矿系统, 而不同于岩浆热液成矿系统的高温、高盐度特征, 亦不同于变质热液成矿系统特征的中温、富 CO₂ 特征(Pirajno, 2009; Chen *et al.*, 2012; 卢焕章等, 2004; 陈衍景等, 2007; 陈衍景, 2010)。

争光金矿氢氧同位素研究表明, $\delta^{18}O_{\text{石英}} = 1.1\text{‰} \sim 15.6\text{‰}$, $\delta^{18}O_{\text{水}} = -0.2\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$, $\delta D = -63\text{‰} \sim 85\text{‰}$ (武子玉等, 2006)。在氢氧同位素图解中, 样品点多数落于岩浆水与大气降水之间, 且偏向大气降水一侧(图8), 表明成矿热液由大气降水主导; 成矿流体氧同位素向岩浆水方向的偏离可能是由水岩反应所致, 因为赋矿围岩及闪长岩体都具有岩浆岩的氧同位素特征(富集重氧同位素), 大气降水在较

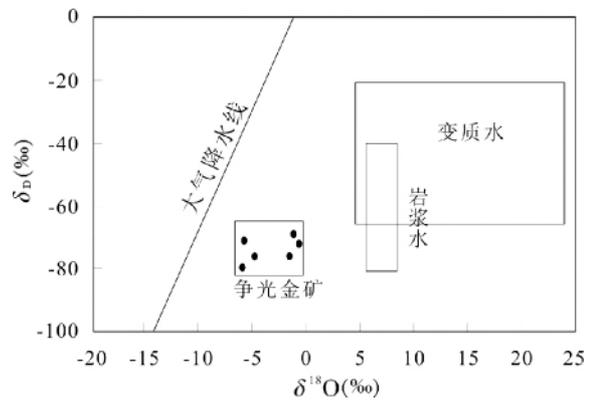


图8 争光金矿床成矿流体 δD-δ¹⁸O 图(引自武子玉等, 2006)

Fig. 8 δD-δ¹⁸O plots of ore-fluid from the Zhengguang gold deposit (cited after Wu *et al.*, 2006)

高温下(可高至 300℃, 图5)与赋矿围岩的氧同位素交换可使其氧同位素向正值漂移(图8)。

争光金矿床不同阶段流体包裹体的特征反映了流体演化的规律。从石英-多金属硫化物阶段至方解石阶段, 流体温度逐渐降低: 石英-多金属硫化物阶段均一温度集中于 170 ~ 220℃, 方解石-石英-多金属硫化物阶段均一温度集中于 150 ~ 170℃, 方解石阶段均一温度集中于 130 ~ 150℃。流体盐度整体较低, 石英-多金属硫化物阶段集中于 2% ~ 6% NaCleqv, 方解石-石英-多金属硫化物阶段集中于 1% ~ 5% NaCleqv, 而方解石阶段盐度较之前有降低, 集中于 1% ~ 3% NaCleqv。

4.2 矿床成因探讨

关于争光金矿床的成因, 目前争议较多。武子玉等(2006)、赵广江等(2006)认为其属构造蚀变岩型; 付艳丽和

表2 争光金矿与构造蚀变岩型和浅成低温热液型金矿的对比

Table 2 The features of the Zhengguang deposit and their comparison with structure-controlled alteration-type and epithermal-type gold deposits

	构造蚀变岩型金矿	浅成低温热液型金矿	争光金矿
赋矿围岩	变质地体,任意岩性	火山岩或次火山岩	多宝山组滨海相-浅海相火山-沉积岩系
控矿构造	韧性剪切带	火山-次火山机构(包括喷口或周围相关的环状、放射状断裂构造)	北东向张性断裂
矿体形态、产状	脉状,垂向延伸较大	脉状,透镜状,似层状,垂向延伸较浅(一般<500m)	脉状、透镜状,垂向延伸不详
典型结构构造	大脉状、角砾状、网脉状	角砾状、细脉浸染状、同心环状、胶状、土状、梳状、皮壳状、鸡冠状、纹层状、条带状等	角砾状、细脉浸染状、梳状、皮壳状
矿石矿物组合	黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂等	黄铁矿、辉银矿、砷黝铜矿、毒砂、碲化物、雌黄、雄黄、辰砂、硫砷铜矿、黝铜矿、自然金、方铅矿、闪锌矿	黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉银矿、黝铜矿、毒砂、自然金
围岩蚀变	侧向分带,硅化、绢英岩化、碳酸盐化、绿泥石化、碳酸盐化	面状分带,常见冰长石化、伊利石化、蒙脱石化、浊沸石化、高岭石化、叶腊石化、绢云母化、硅化、明矾石化、碳酸盐化、青磐岩化等	面状分带,绢英岩化、硅化、青磐岩化、碳酸盐化
流体包裹体类型	纯 CO ₂ 包裹体,含 CO ₂ 包裹体,水溶液包裹体	以水溶液包裹体为主,偶见含子矿物包裹体,缺乏含 CO ₂ 包裹体	水溶液包裹体
流体盐度 (wt% NaCleqv)	<6	<10	<10.4
初始成矿流体性质	变质流体	大气降水为主,可有岩浆热液参与	大气降水
主成矿温度(℃)	200 ~ 500	<320	119 ~ 305
资料来源	Groves <i>et al.</i> , 1998; Kerrich <i>et al.</i> , 2000; Goldfarb <i>et al.</i> , 2001; 陈衍景, 2006	Kerrich <i>et al.</i> , 2000; White, 2003; Heinrich <i>et al.</i> , 2007; Chen <i>et al.</i> , 2012; 陈衍景等, 2007	武子玉等, 2006; 赵广江等, 2006; 本文

杨言辰(2010)、张莹芬等(2011)认为矿床形成与闪长岩侵入有关,属浅成低温热液型。综合矿床地质特征与成矿流体研究成果,笔者认为争光金矿明显不同于构造蚀变岩型金矿,突出体现在(表2):

(1) 矿体定位虽受断裂控制,但矿石未见明显的变形迹象;

(2) 矿化多以细脉状或网脉形式产出,可见部分角砾状矿石,显著不同于构造蚀变岩型金矿常见的受断裂控制的粗大石英脉或沿剪切带产出的构造蚀变岩;

(3) 矿化相关蚀变包括硅化、黄铁矿化、绢英岩化、碳酸盐化等,与构造蚀变岩型相似,但上述蚀变呈面状分布,显著区别于构造蚀变岩型金矿特有的侧向蚀变特征;

(4) 成矿流体具低温、贫 CO₂ 的特征,明显区别于构造蚀变岩型金矿常见的中温、富 CO₂ 流体。

相反,该矿床与浅成低温热液型金矿具较多相似之处,包括:

(1) 争光金矿赋矿围岩为多宝山组,属滨海相-浅海相火山-沉积岩建造,符合浅成低温热液矿床火山岩容矿的特征;

(2) 矿床中发育的网脉状构造、梳状构造、角砾状构造等指示成矿作用发生于近地表环境(陈衍景等,2007);

(3) 矿床发育低温热液蚀变组合,如绢云母化、硅化、碳酸盐、青磐岩化等,未观察到钾长石化、黑云母化等高温蚀变组合,符合浅成低温热液成矿系统的标志性地质特征(White

et al., 1995; Simmons *et al.*, 2005; 陈衍景等, 2007);

(4) 流体包裹体类型单一,仅含水溶液包裹体,获得其均一温度较低,集中于 100 ~ 280℃,也显示本矿床为浅成低温热液型矿床(Chen *et al.*, 2012)。

综合上述,认为争光金矿属浅成低温热液型,可作为东北浅成低温热液金成矿省的又一新成员(祁进平等,2005)。考虑到矿区矿石矿物主要为黄铁矿、辉银矿、黝铜矿、毒砂等,脉石矿物常见绢云母、石英、方解石等,而缺乏高岭石、明矾石、叶腊石、重晶石等高硫型矿物组合,推测争光金矿属浅成低温热液矿床之低硫型。需要指出的是,由于矿山开采程度所限,目前对区内矿物组合研究较少,区内是否发育低硫型浅成低温热液矿床标志性的冰长石尚待进一步确定。

5 结论

(1) 争光金矿床位于兴蒙造山带东段多宝山矿集区,矿体赋存于多宝山组滨海相-浅海相火山-碎屑岩中,受断裂构造控制。围岩蚀变以黄铁绢英岩化、青磐岩化、碳酸盐化为主。

(2) 争光金矿床流体成矿过程可划分为石英-黄铁矿阶段、石英-多金属硫化物阶段、方解石-石英-多金属硫化物阶段和方解石阶段。各阶段脉石矿物中仅含水溶液包裹体。

石英-多金属硫化物阶段(主成矿阶段)均一温度集中于 150 ~ 220℃,方解石-石英-多金属硫化物阶段集中于 140 ~ 190℃,方解石阶段集中于 130 ~ 150℃。流体盐度介于 0.3% ~ 10.4% NaCleqv,密度介于 0.76 ~ 0.99g/cm³,成矿流体总体属于低温、低盐度的大气降水热液。

(3) 矿床地质及成矿流体特征表明争光金矿为低硫型浅成低温热液型矿床。

致谢 陈衍景教授参与和指导了研究工作;野外工作得到黑龙江多宝山铜业股份有限公司、黑龙江宝山矿业公司、内蒙古赤峰市远野昌顺公司的大力协助;实验工作得到王莉娟研究员的指导;特此致谢!

References

- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684
- Brown PE. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11-12): 1390-139
- Brown PE and Lamb WM. 1989. *P-V-T* properties of fluids in the system CO₂ ± H₂O ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209-1221
- Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33(6): 1181-1196 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 139-169
- Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085-2108 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Zhai MG and Jiang SY. 2009. Significant achievements and open issues in study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2695-2726 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2010. On epizonogenism and genetic classification of hydrothermal deposits. *Earth Science Frontiers*, 17(2): 27-34 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F, Wu G, Qi JP and Xiong XL. 2012. Epithermal deposits in North Xinjiang, NW China. *International Journal of Earth Sciences*, 101(4): 889-917
- Chen YJ, Zhang C, Li N, Yang YF and Deng K. 2012. Geology of the Mo deposits in Northeast China. *Journal of Jilin University (Earth Science)*, 42(5): 1223-1268 (in Chinese with English abstract)
- Chu SX, Liu JM, Xu JH, Wei H, Chai H and Tong KY. 2012. Zircon U-Pb dating, petrogenesis and tectonic significance of the granodiorite in the Sankuanggou skarn Fe-Cu deposit, Heilongjiang Province. *Acta Petrologica Sinica*, 28(2): 433-450 (in Chinese with English abstract)
- Cui G, Wang JY, Zhang JX and Cui G. 2008. U-Pb SHRIMP dating of zircons from Duobaoshan granodiorite in Heilongjiang and its geological significance. *Global Geology*, 27(4): 387-394 (in Chinese with English abstract)
- Dai Y, Liu JL, Liu XG and Wang JM. 2012. Zircon U-Pb age of the Dachazi syenogranite in Duobaoshan area, Heilongjiang Province: Geological Implication. *Geology and Resources*, 21(2): 188-193 (in Chinese with English abstract)
- Du Q, Zhao YM, Lu BG, Ma DY, Li PL, Lv JK, Li WS, Ao LZ and Cui G. 1988. The Duobaoshan Porphyry Copper Deposit. Beijing: Geological Publishing House, 1-334 (in Chinese with English abstract)
- Fu YL and Yang YC. 2010. Deposit genesis and prospecting criteria of Zhengguang gold deposit, Heilongjiang. *Gold*, 31(6): 13-18 (in Chinese with English abstract)
- Ge WC, Wu FY, Zhou CY and Zhang JH. 2007. Porphyry Cu-Mo deposits in the eastern Xing'an-Mongolian orogenic belt: Mineralization ages and their geodynamic implications. *Chinese Science Bulletin*, 52(20): 2407-2417 (in Chinese)
- Goldfarb RJ, Groves DI and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18(1-2): 1-75
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hageman SG and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5): 7-27
- Heinrich CA. 2007. Fluid-fluid interaction in magmatic-hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 65(1): 363-387
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S and Jai YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)*, 43(Suppl. 1): 1-68
- Li N, Chen YJ, Ulrich T and Lai Y. 2012. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, China. *Mineralium Deposita*, 47(5): 467-482
- Li ZT, Wang XJ, Wang HB and Wu G. 2008. Geology of the Sankuanggou gold-bearing iron-cooper deposit in Nenjiang County, Heilongjiang Province. *Geology and Resources*, 17(3): 170-174 (in Chinese with English abstract)
- Liu J, Wu G, Zhong W and Zhu MT. 2010. Fluid inclusion study of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5): 1450-1464 (in Chinese with English abstract)
- Liu J, Wu G, Li Y, Zhu MT and Zhong W. 2012. Re-Os sulfide (chalcopyrite, pyrite and molybdenite) systematics and fluid inclusion study of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 300-312
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusions. Beijing: Science Press, 1-444 (in Chinese)
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 1-1250
- Qi JP, Chen YJ and Pirajno F. 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in the Northeast China. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(2): 47-59 (in Chinese with English abstract)
- Qu H, Li CL, Zhao ZH, Wang Z and Zhang JF. 2011. Zircon U-Pb ages and geochemical characteristics of the granites in Duobaoshan area, northeast Da Hinggan Mountains. *Geology in China*, 38(2): 292-300 (in Chinese with English abstract)
- Simmons SF, White NC and John DA. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 485-522
- Tan CY, Wang GH and Li YS. 2010. New progress and significance on the mineral exploration in Duobaoshan mineralization area, Heilongjiang, China. *Geological Bulletin of China*, 29(2-3): 436-445 (in Chinese with English abstract)
- White NC, Leake MJ, McCaughey SN and Parris BW. 1995. Epithermal gold deposits of the Southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, 54(2): 87-136
- White NC. 2003. Epithermal gold deposits. Society of Economic Geologists Beijing Gold Workshop, October 25-26, 2003 (Confidential Document Distributed in China University of Geoscience)
- Wu G, Liu J, Zhong W, Zhu MT, Mei M and Wan Q. 2009. Fluid inclusion study of the Tongshan porphyry copper deposit,

- Heilongjiang Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2995–3006 (in Chinese with English abstract)
- Wu ZY, Sun YC and Wang BQ. 2006. Geology and geochemistry of Zhengguang gold deposit, Heilongjiang Province. *Geology and Prospecting*, 42(1): 38–42 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YF, Li GD, Yan BC and Wang JM. 2011. Geologic features and genesis of Zhengguang gold deposit, Heilongjiang Province. *Jilin Geology*, 30(1): 41–43 (in Chinese with English abstract)
- Zhao GJ, Hou YS and Wang BQ. 2006. Geological characteristics and genesis of Zhengguang gold deposit in Heilongjiang Province. *Non-ferrous Mining and Metallurgy*, 22(3): 3–6 (in Chinese with English abstract)
- Zhao GJ, Hou YS and Cheng FQ. 2007. Geological characteristics and genesis of Zhengguang gold deposit in Heihe City of Heilongjiang Province. *Nonferrous Metals*, 59(3): 91–94 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YM, Bi CS, Zou XO, Sun YL, Du AD and Zhao YM. 1997. The Re-Os isotopic age of molybdenite from Duobaoshan and Tongshan porphyry copper (molybdenum) deposits. *Acta Geoscientia Sinica*, 18(1): 61–67 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YY, Wang JP, Zhao GJ and Cui YB. 2011. Metallogenic regularity and prospecting direction of Duobaoshan ore field, Heilongjiang Province, China. *Journal of Jilin University*, 41(6): 1676–1688 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33(6): 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. *岩石学报*, 23(9): 2085–2108
- 陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. *岩石学报*, 25(11): 2695–2726
- 陈衍景. 2010. 初论浅成作用和热液矿床成因分类. *地质学前沿*, 17(2): 27–34
- 陈衍景, 张成, 李诺, 杨永飞, 邓轲. 2012. 中国东北钼矿床地质. *吉林大学学报(地球科学版)*, 42(5): 1223–1268
- 褚少雄, 刘建明, 徐九华, 魏浩, 柴辉, 佟匡胤. 2012. 黑龙江三矿沟铁铜矿床花岗闪长岩锆石 U-Pb 定年、岩石成因及构造意义. *岩石学报*, 28(2): 433–450
- 崔根, 王金益, 张景仙, 崔革. 2008. 黑龙江多宝山花岗闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. *世界地质*, 27(4): 387–394
- 代宇, 刘江领, 刘旭光, 王建民. 2012. 黑龙江多宝山区大岔子正长花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. *地质与资源*, 21(2): 188–193
- 杜琦, 赵玉明, 卢秉刚, 马德友, 李佩兰, 律景凯, 李文深, 敖立志, 崔革. 1988. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 1–334
- 付艳丽, 杨言辰. 2010. 黑龙江省争光金矿床成因及找矿标志. *黄金*, 31(6): 13–18
- 葛文春, 吴福元, 周长勇, 张吉衡. 2007. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义. *科学通报*, 52(20): 2407–2417
- 李之彤, 王希今, 王宏博, 武广. 2008. 黑龙江省嫩江县三矿沟含金铁矿床地质特征. *地质与资源*, 17(3): 170–174
- 刘军, 武广, 钟伟, 朱明田. 2010. 黑龙江省多宝山斑岩型铜(钼)矿床成矿流体特征及演化. *岩石学报*, 26(5): 1450–1464
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 1–444
- 祁进平, 陈衍景, Pirajno F. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景. *矿物岩石*, 25(2): 47–59
- 曲晖, 李成禄, 赵忠海, 王卓, 张俭峰. 2011. 大兴安岭东北部多宝山区花岗岩锆石 U-Pb 年龄及岩石地球化学特征. *中国地质*, 38(2): 292–300
- 谭成印, 王根厚, 李永胜. 2010. 黑龙江多宝山成矿区找矿新进展及其地质意义. *地质通报*, 29(2/3): 436–445
- 武广, 刘军, 钟伟, 朱明田, 糜梅, 万秋. 2009. 黑龙江省铜山斑岩铜矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 25(11): 2995–3006
- 武子玉, 孙有才, 王保全. 2006. 黑龙江争光金矿地质地球化学研究. *地质与勘探*, 42(1): 38–42
- 张莹芬, 李国栋, 颜秉超, 王建民. 2011. 黑龙江省争光金矿床地质特征及成因探讨. *吉林地质*, 30(1): 41–43
- 赵广江, 侯玉树, 王宝权. 2006. 黑龙江省争光金矿地质特征及成因初探. *有色矿冶*, 22(3): 3–6
- 赵广江, 侯玉树, 程富强. 2007. 黑龙江黑河市争光金矿床地质特征及成因浅析. *有色金属*, 59(3): 91–94
- 赵一鸣, 毕承思, 邹晓秋, 孙亚莉, 杜安道, 赵玉明. 1997. 黑龙江多宝山、铜山大型斑岩铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄. *地球学报*, 18(1): 61–67
- 赵元艺, 王江朋, 赵广江, 崔玉斌. 2011. 黑龙江多宝山矿集区成矿规律与找矿方向. *吉林大学学报*, 41(6): 1676–1688