

新疆巴里坤索尔巴斯陶金矿床成矿流体特征 及矿床成因*

李平¹, 朱志新^{1,2}, 陈川¹, 赵同阳², 徐仕琪², 刘鑫¹, 陈邦学¹, 靳刘圆¹

(1 新疆大学新疆中亚造山带大陆动力学与成矿预测实验室, 新疆 乌鲁木齐 830047;

2 新疆地质调查院, 新疆 乌鲁木齐 830011)

摘 要 新疆索尔巴斯陶金矿床位于博格达晚古生代弧后盆地与哈尔里克古生代复合岛弧的结合部位, 矿体呈脉状产于下石炭统塔克尔巴斯陶组内。流体包裹体研究表明, 该矿区石英内的流体包裹体以发育 NaCl-H₂O 型气液两相包裹体为特征。测温结果显示, 流体包裹体完全均一温度范围为 129~236℃, 平均 163℃; 流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.35%~9.86%, 平均值为 3.01%, 计算得到的流体密度为 0.86~0.98 g/cm³, 平均为 0.93 g/cm³。这些都表明索尔巴斯陶金矿床的成矿流体具有低温度、低盐度、低密度的特征。对成矿压力和深度的估算表明, 其成矿压力为 3.6~32.5 MPa, 成矿深度小于 1200 m, 显示其具有浅成热液矿床的特征。同时, 其氢、氧同位素测试表明成矿流体以大气降水为主, 硫同位素测试表明其成矿物质主要来自赋矿围岩火山岩。结合矿床地质特征, 索尔巴斯陶金矿床应属低硫型浅成低温热液型金矿床。

关键词 地质学; 地球化学; 流体包裹体; 矿床成因; 浅成低温热液型; 索尔巴斯陶; 巴里坤; 新疆

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Ore-forming fluids and genesis of Suoerbaitao gold deposit in Balikun, Xinjiang

LI Ping¹, ZHU ZhiXin^{1,2}, CHEN Chuan¹, ZHAO TongYang², XU ShiQi², LIU Xin¹,
CHEN BangXue¹ and JIN LiuYuan¹

(1 Xinjiang Key Laboratory for Geodynamic Processes and Metallogenic Prognosis of the Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang University, Urumqi 830047, Xinjiang, China; 2 Geological Research Academy of Xinjiang, Urumqi 830011, Xinjiang, China)

Abstract

The Suoerbaitao gold deposit is located in the juncture between Bogda late Paleozoic back-arc basin and Harlik Paleozoic composite island arc in Xinjiang, and its orebodies lie in the Lower Carboniferous Takebasitao (*C₁tk*) Formation as veins. The study of fluid inclusions indicates that the fluid inclusions in quartz veins exhibit the characteristics of NaCl-H₂O gas-liquid two-phase inclusions in this deposit. In addition, the temperature testing results show that the homogenization temperature varies from 129 to 236℃, with an average of 163℃, that the fluid salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ value ranges between 0.35% and 9.86%, with an average of 3.01%, and that the fluid density ranges from 0.86 to 0.98 g/cm³, with an average of 0.93 g/cm³. Consequently, all the evidence above suggests that the ore-forming fluid of the Suoerbaitao gold deposit has the characteristics of low

* 本文得到“十二五”科技支撑计划重点项目“博格达-哈尔里克成矿带铜-金成矿条件研究及靶区评价”(编号: 2011BAB06B04-2)和新疆中亚造山带大陆动力学与成矿预测实验室开放课题(编号: XJDX1102-2011-04)的共同资助

第一作者简介 李平, 男, 1987 年生, 在读硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 主要从事造山带、火山岩与成矿的研究。
Email: liping3731@163.com。

收稿日期 2013-04-23; 改回日期 2013-12-24。许德焕编辑。

temperature, low salinity, and low density. On the other hand, an estimation of the mineralization pressure which ranges from 3.6 to 32.5 MPa, together with an evaluation of the capture depth of less than 1200 m, demonstrates that the deposit has some characteristics of epithermal deposit, and the hydrogen and oxygen isotopes data indicate that the ore-forming fluids consist mostly of meteoric water. Besides, sulfur isotope evidence implies that the ore-forming materials mainly came from the surrounding ore-bearing volcanic rocks. Therefore, on the basis of all these data and the geological characteristics of the deposit, the Suoerbasitao gold deposit should belong to low-sulfidation epithermal gold deposit.

Key words: geology, geochemistry, fluid inclusions, deposit genesis, epithermal, Suoerbasitao, Balikun, Xinjiang

浅成低温热液(epithermal)最早由美国学者 Lindgren(1933)提出,用来定义浅成热液(即成矿深度距地表 $<1\text{ km}$)低温条件下形成的矿床。Hedenquist(1987)、Berger等(1989)将其进一步划分为高硫型(HS)和低硫型(LS)两类,这一分类目前已被学者广泛引用。目前已发现的该类型矿床大多赋存于中-新生界陆相火山岩地层中(应汉龙,1999),如日本菱刈金矿床(Izawa et al., 1990)、巴布亚新几内亚的Ladom金矿床(Simmons et al., 2006)、中国福建的紫金山金矿床(张德全等,1991)等,这些矿床的成矿时代也大多是中-新生代,中生代以前形成的浅成低温热液金矿床,由于容易受到后期地质作用的叠加改造或长时间的风化剥蚀作用而难以保存下来(江思宏等,2004)。而新疆的浅成低温热液金矿床主要分布在北部地区(杨富全等,1999;Qin et al., 2002;彭晓明等,2004;Chen et al., 2011),尤其以西天山地区的特大型阿希金矿床最受关注(沙德铭,1998;董连慧等,2005;翟伟等,2006,2007;张作衡等,2007),因其是少有的晚古生代浅成低温热液型金矿床,它的发现为我国在中-新生代以前的陆相火山岩地层中寻找同类型的金矿床提供了非常有益的借鉴(翟伟等,2010)。

索尔巴斯陶金矿床位于巴里坤县城以西约60 km处,前人依据野外宏观地质特征、围岩蚀变等将该金矿床划归不同的成因类型,包括爆破角砾岩筒型(党延霞等,2010)、陆相火山岩型(刘家远,2001)、浅成低温热液型(杨富全等,2005)。但对该矿床成矿流体来源及成矿机制的研究仍不够系统、深入,同时,对该矿床与典型矿床之间的差异性也缺乏系统的对比研究。本文主要从索尔巴斯陶金矿床的地质特征、流体包裹体特征以及成矿流体稳定同位素地球化学等方面入手,结合前人研究成果,对其成矿流体特征及来源进行了讨论,为确定矿床类型提供了

更可靠的依据。

1 区域地质背景

索尔巴斯陶金矿床是博格达-哈尔里克铜金多金属成矿带内的一个重要矿床,产于哈萨克斯坦-准噶尔板块之准噶尔构造区的哈尔里克古生代复合岛弧带与博格达晚古生代弧后盆地2个三级构造单元结合部位的火山机构内,其南为吐哈地块,北邻卡拉麦里缝合带(图1)(汪帮耀等,2009)。该火山机构的下部为中-上奥陶统庙尔沟组(O_{2-3m})中-基性海相火山碎屑岩夹灰岩透镜体,主要出露于该区域的东南部;上部为不整合覆盖在庙尔沟组之上的下石炭统塔克尔巴斯陶组(C_{1tk}),主要岩性为海相中-基性火山岩、火山碎屑岩夹灰岩透镜体,分布于该区域的西南部(图1)。塔克尔巴斯陶组是索尔巴斯陶金矿床的主要控矿地层,自下而上分为4个岩性段:第一岩性段为杏仁状玄武安山岩夹细砾岩、粉砂岩等;第二岩性段为凝灰质角砾岩、角砾凝灰岩、凝灰岩及少量安山岩、玄武岩透镜体等;第三岩性段为玄武岩、玄武安山岩、晶屑凝灰岩、沉凝灰岩,夹薄层状透镜状灰岩;第四岩性段为凝灰质长石岩屑砂岩、凝灰岩、砾岩、粉砂岩夹灰岩透镜体。此外,还有上石炭统祁家沟组(C_{2qj}),主要岩性为海陆交互凝灰质长石岩屑砂岩、生物碎屑灰岩等,与塔克尔巴斯陶组呈断层接触关系;下二叠统三塘湖组(P_{1st}),主要岩性为陆相中-酸性火山碎屑岩,分布在该区域的东部及北部(图1)。

区域内的岩浆活动主要受褶皱和断裂控制。侵入岩仅有几处面积较小的花岗岩岩株及数条花岗岩岩脉,侵入于奥陶系、石炭系中,岩性较单一,主要为钾长花岗岩、黑云母斜长花岗岩。区域内发育有3处古火山机构。骆驼井子的2个火山机构分布于红

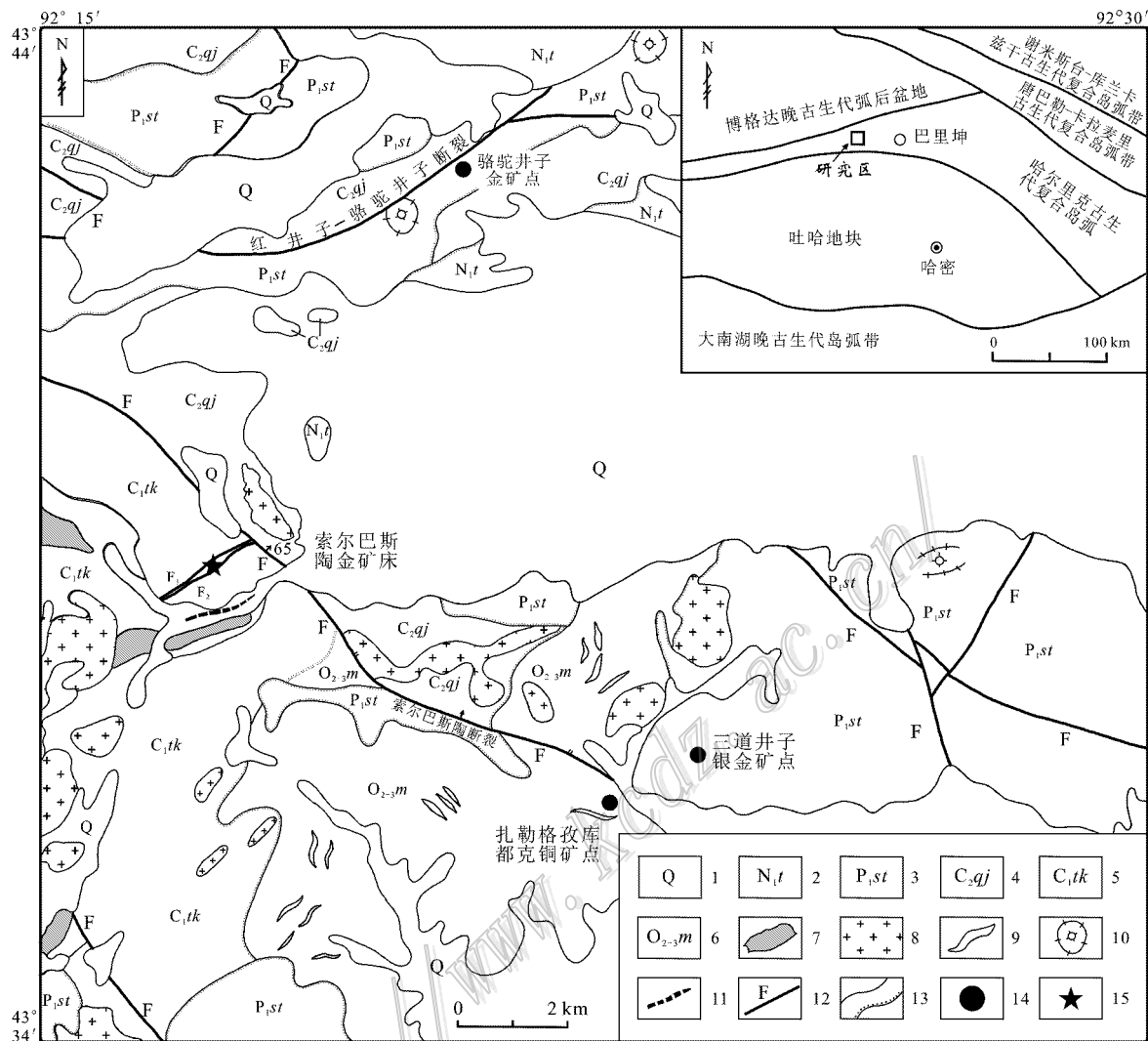


图 1 索尔巴斯陶金矿床大地构造位置及区域地质图

(据山西省地球物理化学勘查院, 2013 修改)

- 1—第四系砾石、砂、亚砂及黏土层；2—中新统桃树园子组；3—下二叠统三塘湖组；4—上石炭统祁家沟组；5—下石炭统塔克尔巴斯陶组；6—中-上奥陶统庙儿沟组；7—辉绿岩；8—花岗岩类；9—岩脉；10—火山机构；11—向斜轴线；12—断裂；13—地质界线/角度不整合界线；14—矿点；15—索尔巴斯陶金矿床位置

Fig. 1 Geotectonic map and regional geological map (modified after Geophysical

Geochemical Exploration Institute of Shanxi Province, 2013) of the Suoerbasitao gold deposit

- 1—Quaternary gravel, sand, subsand and clay layers; 2—Miocene Taoshuyuanzi Formation; 3—Lower Permian Santanghu Formation; 4—Upper Carboniferous Qijiagou Formation; 5—Lower Carboniferous Takebasitao Formation; 6—Middle-Upper Ordovician Miaoergou Formation; 7—Diabase; 8—Granitoid; 9—Dyke; 10—Volcanic edifice; 11—Synclinal axis; 12—Fault; 13—Geological boundary/angular unconformity; 14—Ore spot; 15—Suoerbasitao gold deposit

井子-骆驼井子断裂的东侧, 分别位于骆驼井子金矿点的南西侧和北东侧; 三道井子西火山机构位于三道井子银金矿点的北东侧(图 1)。在这 3 个火山机构附近, 分布有金、钼、银矿(化)点, 说明区域内的火山活动与金、钼、银成矿作用有着密切的内在联系。

区域内构造作用复杂, 应力活动强烈, 构造形式

表现为褶皱和断裂。褶皱主要为向斜构造, 其轴线呈 NE 向, 控制着区域内地层、岩浆岩及金矿点的分布, 下石炭统塔克尔巴斯陶组就卷入了其中。在该向斜的北翼, 形成了次一级的短轴背斜构造, 索尔巴斯陶金矿床就位于该短轴背斜中。断裂主要呈 NW 向和 NE 向 2 组断裂相互交切, 联合活动, 形成了向

东开放、向西收敛的基本构造格局。

2 矿床地质特征

索尔巴斯陶金矿床赋存于下石炭统塔克尔巴斯陶组(C_{1tk})第二岩性段内。该岩性段主要为凝灰质角砾岩、角砾凝灰岩、含(角)砾凝灰岩、凝灰岩、沉凝灰岩及少量安山岩、玄武岩透镜体等,因受构造作用的影响,岩石多发生强烈的破碎及蚀变。该岩性段中的角砾凝灰岩、沉凝灰岩及凝灰质角砾岩是主要的含矿岩石及围岩。由遥感影像图可见索尔巴斯陶矿区附近,环带状构造、放射状构造形迹十分明显,同时,火山机构的物质组分及其分带特征也很明显。矿区内构造极为发育,褶皱构造为一短轴背斜,呈 NE 向展布,长约 600 m,是该矿区重要的控矿构造。该背斜核部强烈蚀变,呈 NE 向带状分布,形成了与褶皱构造长轴方向基本一致的蚀变体,金矿体的分布即受该蚀变岩带的控制。该矿区内 2 条 NE 向张扭性断裂(F_1 、 F_2)控制着含金蚀变体的展布(图 2a),也是主要的容矿构造。

索尔巴斯陶矿床含金蚀变体(矿体)的地表出露长度为 388 m,宽度变化较大,最宽处约 110 m,产状与地层产状基本一致。矿体北、南以 F_1 、 F_2 断裂为界,其形态、规模严格受断裂控制;矿体总体呈厚大板状或斜柱状,产状较陡,部分地段近直立;沿走向和倾向形态变化较大,具有膨胀收缩、分枝复合、尖灭再现等现象。目前,该矿区内共圈出 3 个金矿体:①号矿体呈“S”形展布,总体走向 55° ,倾向北西,倾角 $60\sim 81^\circ$;②号矿体为主矿体,分布在构造蚀变带的中部,总体走向 48° ,倾向北西,倾角 $45\sim 90^\circ$,形态复杂,具分枝复合特征,其主体为厚大板状或斜筒状,呈似“S”型展布;③号矿体位于②号矿体的南西侧,与 F_2 断层基本平行,呈似“S”型展布,总体倾向 354° ,倾角 $76\sim 80^\circ$ (图 2b)。②号矿体规模最大,较稳定,平均品位 2.45 g/t。

矿石中除自然金、自然银之外,还有大量金属硫化物,其成分以相对贫硫为特征,主要为黄铁矿,有少量毒砂,偶见方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉钼矿等。金属氧化物主要为钛铁矿,有少量褐铁矿、磁铁矿、板钛矿等。非金属矿物以石英为主,次为斜长石、高

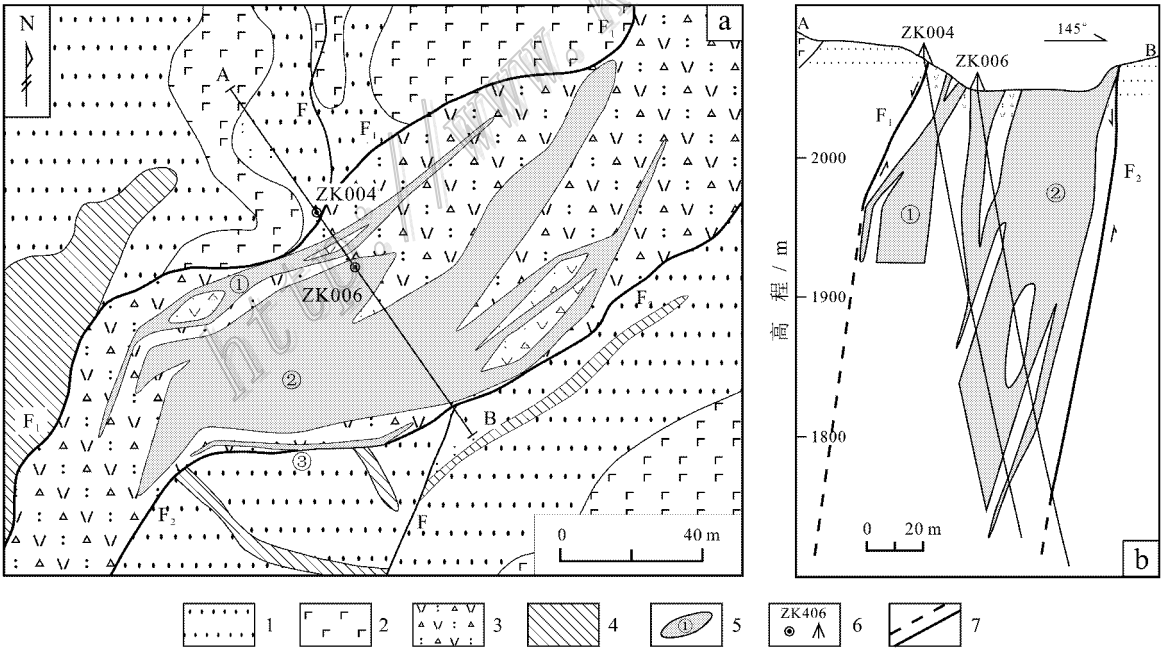


图 2 索尔巴斯陶矿区地质图(a)和地质剖面简图(b)(据宏泰矿业公司内部图件修改)

1—凝灰岩;2—玄武岩;3—安山质角砾凝灰岩;4—辉绿岩脉;5—矿体及编号;6—钻孔及编号;7—断层

Fig. 2 Geological map(a) and schematic geological section(b) of the Suoerbasitao gold deposit

(modified after internal prints of Hongtai Mining Company)

1—Tuff;2—Basalt;3—Andesitic breccia tuff;4—Diabase dike;5—Ore body and its serial number;

6—Drill hole and its serial number;7—Fault

岭土、绿泥石、云母、方解石等。矿石结构主要有交代残余结构、假象结构、包含结构等, 矿石构造主要为浸染状、稠密浸染状、脉状、网脉状、角砾状等。根据野外观察和显微镜下显示的矿物相互穿插、包裹关系, 将索尔巴斯陶矿床的成矿过程分为3个阶段:

I. 黄铁矿-毒砂阶段, 该阶段的黄铁矿主要为半自形-自形的立方体或五角十二面体, 呈浸染状分布, 毒砂多呈他形-半自形, 镜下常见毒砂与黄铁矿呈紧

密连晶; II. 黄铁矿-含金石英脉阶段, 该阶段为主成矿阶段, 石英主要呈脉状, 黄铁矿为半自形-他形粒状结构, 呈浸染状、稠密浸染状分布在石英脉的边部, 自然金呈微细粒孤立单体或群体嵌布于脉石英中(图3F), 具有向脉壁群集的趋势(图3C、D); III. 含金多金属硫化物阶段, 该阶段的自然金常成群产出, 常与金属硫化物如黝铜矿、斑铜矿或方铅矿伴生(图3E), 呈显微细脉分布在白色石英微细脉中。

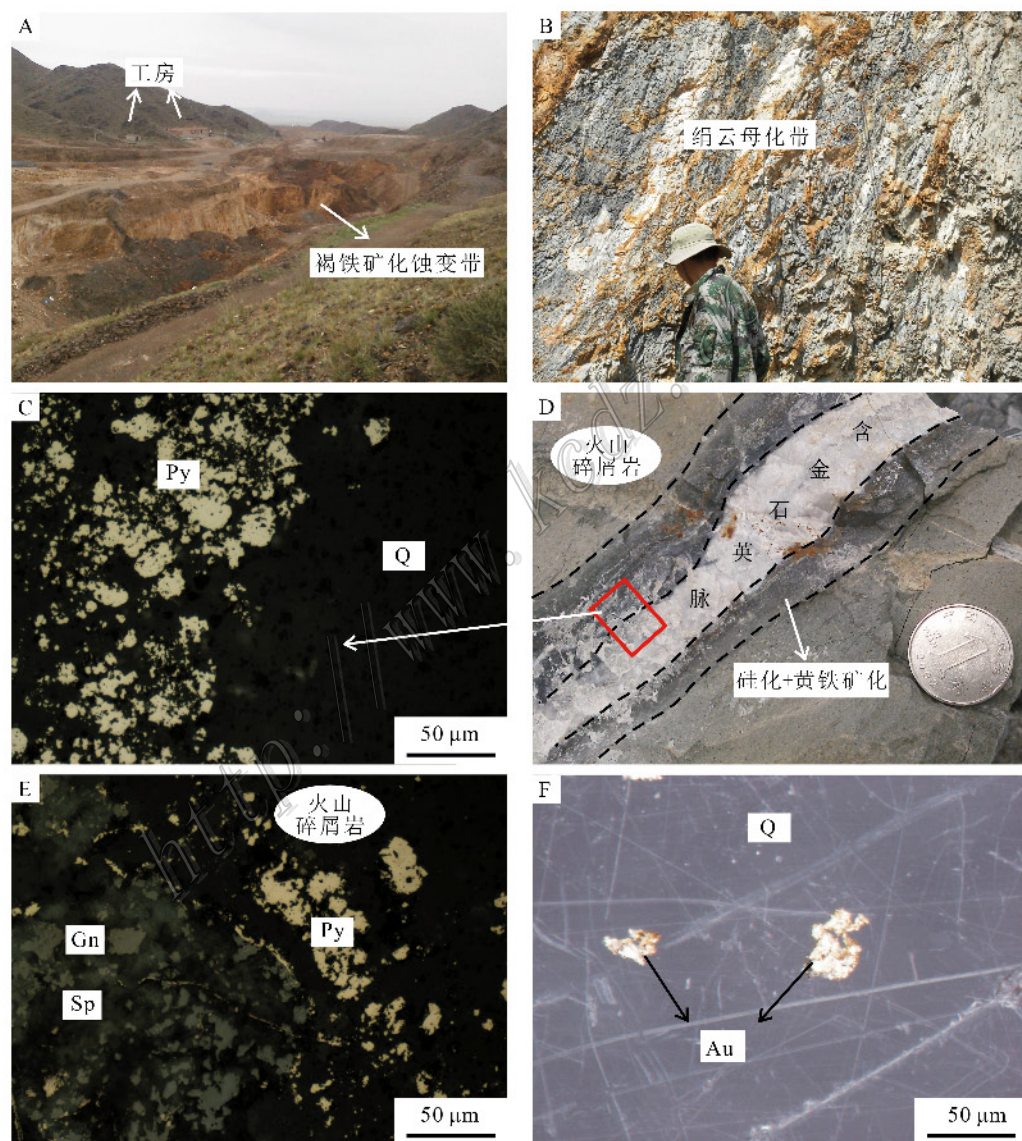


图3 索尔巴斯陶金矿床野外及镜下照片

A. 矿区的含金蚀变带; B. 矿区的绢云母化蚀变带; C. 主成矿阶段的黄铁矿-含金石英脉, 反射光; D. 主成矿阶段的含金石英脉; E. 含金多金属硫化物阶段, 反射光; F. 扫描电镜下自然金; Py—黄铁矿; Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿; Q—石英; Au—自然金

Fig. 3 Field and microscopic photos of the Suoerbaitao gold deposit

A. Auriferous alteration zone of the ore district; B. Sericitized zone of the ore district; C. Pyrite-auriferous quartz veins of the main stage, reflected light; D. Auriferous quartz vein of the main stage; E. Auriferous polymetallic sulfide stage, reflected light; F. Natural gold in scanning electron microscope; Py—Pyrite; Gn—Galena; Sp—Sphalerite; Q—Quartz; Au—Nature gold

围岩蚀变主要发生在背斜的核部,蚀变类型主要有硅化、绢云母化、高岭土化、碳酸盐化、钾长石化、绿泥石化和黄铁矿化(地表为褐铁矿化)(图 3A、B),其中,硅化、黄铁矿化与金矿化关系密切,而硅化在该矿床内发育最为普遍,与成矿的关系也最为密切。

3 流体包裹体研究

本文所研究的流体包裹体样品均采自索尔巴斯陶矿床②号矿体 1790 m 中段的坑道内,矿石类型为含金石英脉型。对 6 件样品进行了岩相学和流体包裹体观察,选取其中适合进行显微测温的流体包裹体作为研究对象。包裹体显微测温在新疆大学地质与矿业工程学院流体包裹体实验室完成,测试仪器为 Linkam THMS 600 冷热台,其测温范围为 $-196^{\circ}\text{C} \sim +600^{\circ}\text{C}$,运用美国 FLUID INC 公司的人工合成流体包裹体标准样品对冷热台进行温度标定。流体包裹体测温过程中的升温速率一般为 $1 \sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,在盐水包裹体冰点温度附近,则一般控制在 $0.1 \sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。盐水包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 根据冰点温度在盐度-冰点关系表(Bodnar, 1993; 卢焕章等, 2004)中查出,成矿流体的密度则依据显微测温数据,应用 Fliinor 软件(Brown et al., 1989)计算获得。

3.1 流体包裹体岩相学

索尔巴斯陶金矿床主成矿阶段含金石英脉中石英内的原生流体包裹体的类型比较单一,主要为水溶液包裹体,而缺少含 CO_2 包裹体及含子矿物包裹体。根据流体包裹体在室温下的相态以及气相分数,将包裹体分为以下 2 类:

气液两相水溶液包裹体(I 型) 室温下有气相(V)和液相(L),气相分数为 $5\% \sim 40\%$,以 10% 左右居多。包裹体个体较小,长轴大多小于 $5 \mu\text{m}$,少数达 $10 \mu\text{m}$ 左右,室温下比较稳定,多呈椭圆状、负晶形、规则状等独立(图 4A、B、C)或成群分布(图 4D)。

单相纯液相包裹体(II 型) 室温下为液相水溶液(L)单一相,降温过程中不出现气相,长轴为 $3 \sim 10 \mu\text{m}$,呈椭圆状、负晶形、不规则状等独立或成群分布(图 4D)。该类型包裹体分布广泛。

3.2 流体包裹体显微测温

本文对该矿床内的气液两相水溶液包裹体进行

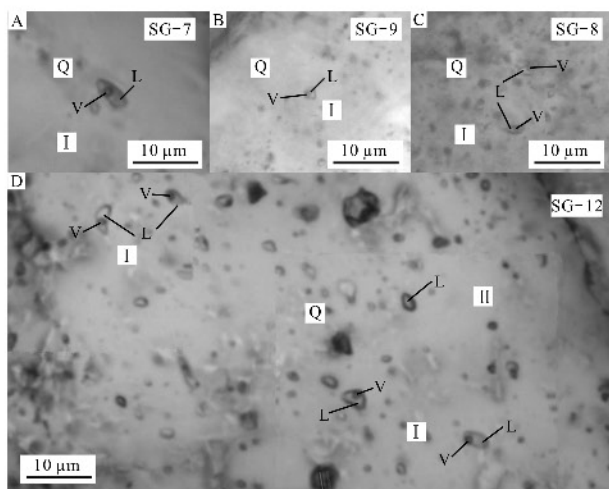


图 4 索尔巴斯陶金矿床石英内流体包裹体显微照片

I—气液两相包裹体; II—纯液相包裹体; Q—石英;
L—液相; V—气相

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions in quartz from the Suoerbaitao gold deposit

I—Vapor-liquid two-phase inclusion; II—Pure liquid inclusion;
Q—Quartz; L—Liquid; V—Vapor

了测温,测试结果列于表 1。通过测温获知:在冷冻-回升过程中测得冰点温度为 $-0.2 \sim -6.5^{\circ}\text{C}$ (图 5a);对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.35\% \sim 9.86\%$ (图 5b),平均值为 3.01% ;冰点峰值为 $-3.0 \sim -0.2^{\circ}\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.35\% \sim 5.0\%$,平均值为 3.0% ;密度为 $0.86 \sim 0.98 \text{ g}/\text{cm}^3$ (图 5d),平均值为 $0.93 \text{ g}/\text{cm}^3$;完全均一温度为 $129 \sim 236^{\circ}\text{C}$,峰值集中在 $140 \sim 180^{\circ}\text{C}$ (图 5c),平均值为 163°C 。由此可见,索尔巴斯陶金矿床总体显示出了低温热液矿床的信息,其成矿流体具有低盐度和低密度流体的特征。

3.3 稳定同位素

本文选取索尔巴斯陶矿床主成矿阶段含金石英脉的 5 件石英样品进行了氢、氧同位素分析。样品均采自主矿体(②号矿体)的含金石英脉。将样品破碎后,挑选出用于测试的石英单矿物,纯度达 99% 以上。氧同位素分析方法为 BrF_5 法(Clayton et al., 1963),首先将纯净的石英样品与 BrF_5 反应 15 h ,萃取氧;分离出的氧进入 CO_2 转化系统,温度为 700°C ,时间为 12 min ,最后收集 CO_2 (Mao et al., 2002)。氢同位素分析采用爆裂法,其测试流程为:加热石英样品使其内的包裹体爆裂,释放挥发分,提取水蒸气,然后在 400°C 条件下使水与锌反应产生氢气,再用液氮冷冻后,收集到有活性碳的样品瓶中

表 1 富液相气液相水溶液包裹体显微测温数据

Table 1 Microthermometric data of liquid-rich two-phase aqueous inclusions

样品编号	采样位置	气相分数/%	均一温度/℃	冰点温度/℃	盐度 $\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$	流体密度/ g/cm^3
SG-7	②号矿体 含金石英脉 1790 m 中段	10~40	132.7~235.6(20)	-0.8~-2.8(18)	1.40~4.65	0.86~0.94
SG-8		5~20	141.1~215.3(16)	-0.2~-3.2(13)	0.35~5.26	0.87~0.93
SG-9		10~15	142.3~174.2(8)	-0.8~-3.9(8)	1.40~6.30	0.91~0.96
SG-10		10~20	143.1~175.3(12)	-0.4~-1.3(10)	0.71~2.24	0.91~0.94
SG-11		10~25	134.4~197.8(20)	-1.1~-6.5(16)	1.91~9.86	0.89~0.98
SG-12		10~40	128.7~180.2(11)	-0.4~-4.5(11)	0.71~7.17	0.92~0.96

注：括弧内的数字代表所测包裹体个数。

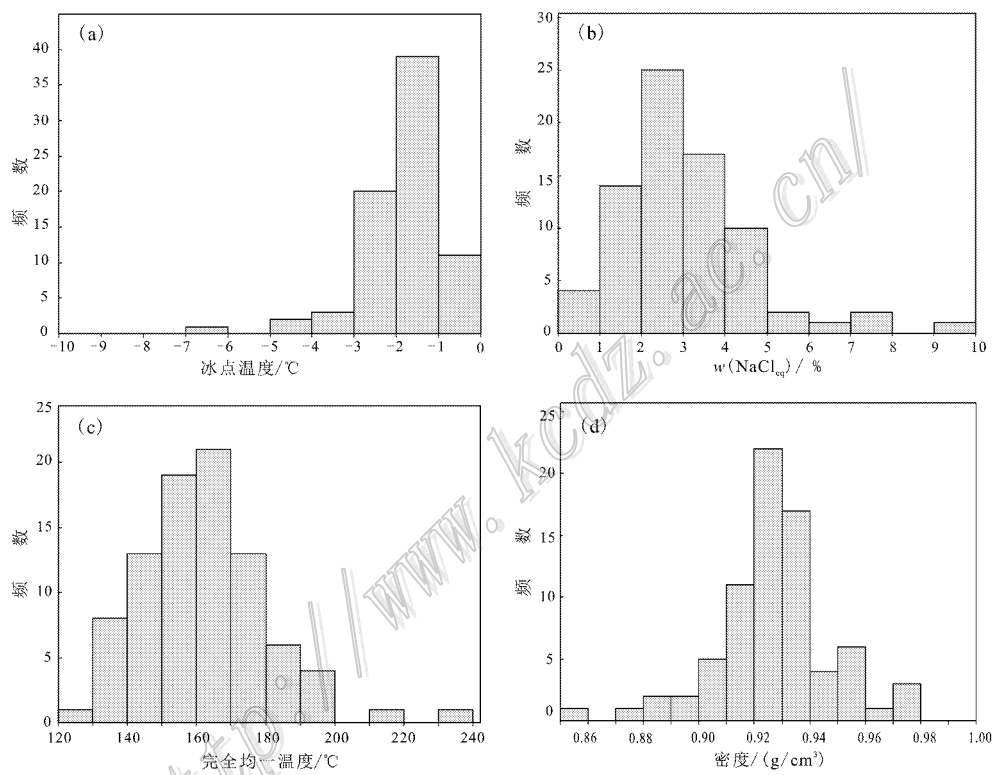


图 5 索尔巴斯陶金矿床含金石英脉流体包裹体数据直方图

Fig. 5 Histogram showing fluid inclusion data of gold-bearing quartz vein from the Suoerbasitao gold deposit

(Coleman et al., 1982)。硫同位素分析是将硫化物单矿物与氧化亚铜按一定比例研磨、混合均匀后,进行氧化反应,生成 SO₂ 并用冷冻法收集(马玉波等, 2013)。

由氢、氧同位素分析结果(表 2)可知,其流体包裹体水的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} = -79.3\text{‰} \sim -91.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英-SMOW}} = 13.2\text{‰} \sim 14.7\text{‰}$ 。根据石英与水之间的氧同位素分馏方程(Clayton et al., 1972),用流体包裹体的完全均一温度最大值(235.6℃)计算了成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} = 3.5\text{‰} \sim 5.0\text{‰}$ 。对该矿区主成矿阶段 3 件黄铁矿单矿物样品进行了硫同位素

分析(表 2),其 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -0.3\text{‰} \sim +0.6\text{‰}$,表明与深源硫特征相似,显示出其成矿物质可能来自深部或是下石炭统塔克尔巴斯陶组火山岩。

4 讨 论

4.1 成矿流体来源

目前,关于浅成低温热液金矿床成矿流体的来源,主要认为成矿流体活动由岩浆驱动,由不同比例的岩浆热液和大气降水热液构成(Heinrich, 2007; 陈衍景等, 2007)。对于高硫型矿床,一般认为是岩浆水

表 2 索尔巴斯陶金矿床稳定同位素分析结果

Table 2 Stable isotope data of the Suoerbasisitao gold deposit

测试矿物	$\delta D_{H_2O-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{H_2O-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{\text{石英-SMOW}}/\text{‰}$	测试矿物	$\delta^{34}S_{CDT}/\text{‰}$
石英	-79.3	+3.5	+13.2	黄铁矿	-0.3
石英	-87.6	+4.6	+14.3	黄铁矿	-0.1
石英	-80.4	+5.0	+14.7	黄铁矿	+0.6
石英	-83.7	+4.1	+13.8		
石英	-91.5	+4.8	+14.5		

测试单位：中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室；测试仪器：MAT253EM 型质谱计；测试精度：硫同位素为 $\pm 0.2\text{‰}$ ，氧同位素为 $\pm 0.2\text{‰}$ ，氢同位素为 $\pm 2\text{‰}$ 。

与大气降水混合成矿的结果 (Hedenquist et al. , 1994 ;Wang et al. ,1999)。而对于低硫型矿床 ,一些研究者认为其成矿流体主要为大气降水 ,流体在围岩中的循环流动不断汲取成矿物质(Taylor ,1973 ; John et al. 2003)。另一些研究者则认为 ,低硫型矿床的成矿流体中也存在岩浆流体 ,如菱刈金矿床的成矿流体是由 45% 的岩浆水 ($\delta^{18}O_{H_2O} = 6\text{‰}$) 与 55% 的大气水 ($\delta^{18}O_{H_2O} = -7\text{‰}$) 构成的混合流体(Mat-suhisa et al. ,1994) ;古巴的低硫型 Jacinto 浅成低温热液金矿床也是岩浆流体与天水混合成矿的结果 (Simon et al. ,1999)。

氢、氧稳定同位素研究显示 ,索尔巴斯陶金矿床成矿流体氢、氧同位素的变化范围很小 ,其 $\delta D_{H_2O-SMOW} = -79.3\text{‰} \sim -91.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_{\text{石英-SMOW}} = 13.2\text{‰} \sim 14.7\text{‰}$, $\delta^{18}O_{H_2O-SMOW} = 3.5\text{‰} \sim 5.0\text{‰}$,在 $\delta^{18}O$ - δD 投影图上均位于 Hedenquist 等(1994)所划分的低硫型浅成低温热液矿床区域的右上方(图 6) ,其氧同位素显示出正向漂移 ,表明其成矿流体可能为大气降水与围岩火山岩进行了水-岩交换反应的结果 ,总体表现为以大气降水为主 ,有少量岩浆水混入。其 $\delta^{34}S_{CDT} = -0.3\text{‰} \sim +0.6\text{‰}$,与陨石硫相似 ,显示其物质来源可能为赋矿围岩下石炭统塔克尔巴斯陶组火山岩。此外 ,李华芹等(2004)对该矿区①号矿体含金石英脉的石英及下石炭统塔克尔巴斯陶组蚀变熔结凝灰岩进行了 Rb-Sr 法测试 2 个样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值(0.705 87~0.707 71)非常接近 ,显示其来源具有一致性 ,表明索尔巴斯陶金矿床的成矿物质主要来源于塔克尔巴斯陶组中-基性火山岩。

从流体包裹体显微测温结果来看 ,流体包裹体完全均一温度的变化范围较小 ,为 129~236℃ ,平均值为 163℃ ;冰点峰值为 $-3.0 \sim -0.2\text{℃}$,对应的盐

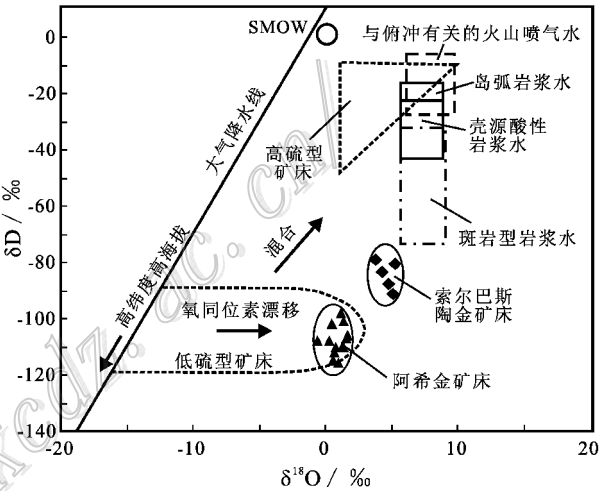


图 6 成矿流体氢-氧同位素组成图

(据 Hedenquist et al. , 1994)

Fig. 6 Ore-forming fluid composition of hydrogen and oxygen isotopes (after Hedenquist et al. , 1994)

度 $\alpha(NaCl_{eq})$ 为 0.35% ~ 5.0% ,平均值为 3.0%。在成矿流体的完全均一温度与盐度关系图解(图 7)上 ,两者并未呈现明显的线性相关关系 ,全部落入浅成低温热液型矿床的区域 ,表明其成矿流体的盐度并未因温度的变化而发生明显的改变 ,只是一般的流体相分离不混溶的结果 ,并不存在 2 种不同性质流体的混合作用 ,也支持了其成矿流体主要来自循环的大气降水的观点(翟伟等 ,2010)。根据流体包裹体显微测温所获得的热力学参数 ,应用 Bischoff (1991)关于 NaCl-H₂O 体系的 T - ρ - P 相图 ,估算出流体包裹体的捕获静岩压力为 3.6~32.5 MPa ,估算出成矿温度达上限时的最大成矿深度为 1200 m。该成矿温度和深度与环太平洋带的日本、新西兰、美国等地区典型的低硫型浅成低温热液金矿床相似(Heald et al. ,1987 ;Izawa et al. ,1990 ;Simon et al. ,1999 ; Faure et al. 2002 ;Simmons et al. 2006)。

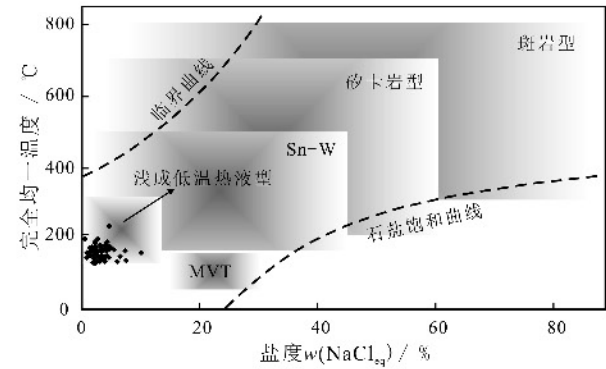


图 7 不同矿床类型流体包裹体完全均一温度和盐度图解(底图据 Wilkinson, 2001)

Fig. 7 Homogenization temperature-salinity diagram illustrating typical ranges for fluid inclusions from different deposit types(base map after Wilkinson, 2001)

4.2 成矿时代及环境

典型浅成低温热液贵金属矿床的赋矿围岩一般为中-酸性或中-基性陆相火山岩,其成矿深度一般小于 1000 m,成矿温度一般低于 300℃,成矿流体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 一般小于 5%,成矿流体为大气降水或大气降水与岩浆水的混合流体,如日本的菱刈金矿床(Izawa et al., 1990; Faure et al., 2002)、巴布亚新几内亚的 Ladolom 金矿床(Simmons et al., 2006)、美国

的 Comstock 金矿床(Heald et al., 1987)、古巴的 Jacinto 金矿床(Simon et al., 1999)等。浅成低温热液贵金属矿床主要形成于中-新生代,古生代以前形成者极少,其原因在于浅成低温热液矿床形成深度浅,受后期的风化剥蚀作用,故很难保存(江思宏等, 2004)。索尔巴斯陶金矿床的一系列特征与上述典型浅成低温热液金矿床非常相似(表 3),但一个显著不同点是其成矿时代较早。李华芹等(2004)对该矿区①号矿体含金石英脉石英内的流体包裹体进行了测试,获得 Rb-Sr 等时线年龄为 $(268 \pm 8.3)\text{Ma}$,该年龄代表了索尔巴斯陶金矿床的成矿年龄,与该矿床下石炭统塔克尔巴斯陶组蚀变熔结凝灰岩的蚀变年龄(全岩 Rb-Sr 等时线年龄 $(265.0 \pm 6.7)\text{Ma}$)相一致。同时,该矿床矿石的构造主要为浸染状、脉状等,也表明其成矿作用明显晚于围岩地层。

关于浅成低温热液型矿床的形成环境,研究表明,高硫型矿床主要形成于挤压应力场环境及流体混合导致成矿物质沉淀,而低硫型矿床主要是在张性或中性环境下由流体的沸腾所形成(Corbett, 2002; 江思宏等, 2004)。新疆北部地区的浅成低温热液型金矿床主要形成于岩浆弧及弧后的张裂带,地球动力学背景为区域伸展环境或大范围挤压背景下的局部伸展环境(Qiu et al., 2008; 杨富全等, 2005; Yang et al., 2009)。与形成于晚古生代裂谷

表 3 索尔巴斯陶金矿床与其他低硫型浅成低温热液金矿床对比表

Table 3 Comparison of the Suerbasitao ddeposit with other low-sulfidation epithermal gold deposits

赋矿围岩及时代	成矿时代/Ma	成矿温度/℃	成矿深度/m	流体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ /%	成矿流体来源	资料来源
索尔巴斯陶						
下石炭统塔克尔巴斯陶组玄武安山岩质火山岩、火山碎屑岩	$268 \pm 8.3^*$	129~236	<1200	0.35~4.96	主要为大气降水	本文
阿希						
下石炭统大哈拉军组安山质火山岩、火山碎屑岩、英安岩	300~340	140~240	<700	0.7~2.6	主要为大气降水	翟伟等, 2007
日本菱刈						
第四系安山岩、英安岩,白垩系陆源碎屑岩	0.7~1.3	180~220	<500	0.2~2.1	大气降水+岩浆水	Izawa et al., 1990; Etoh et al., 2002
巴布亚新几内亚 Ladolom						
第三系碱性玄武安山质火山岩和侵入岩	0.55	150~250	<1500	5~10	大气降水+岩浆水	Simmons et al., 2006
美国 Comstock						
第三系流纹英安质、安山质熔岩、熔结火山碎屑岩	12.2~14.1	235~300	<1200	2.7~3.6	大气降水+岩浆水	Heald et al., 1987
古巴 Jacinto						
白垩系钙碱性安山岩、玄武安山岩	72	200~320	400~500	<1	大气降水+岩浆水	Simon et al., 1999

注: * 资料来源为李华芹等, 2004。

拉张环境下的阿希金矿(沙德铭等,2003)相类似,索尔巴斯陶金矿床形成于博格达晚古生代弧后盆地与哈尔里克古生代复合岛弧的结合部位,该地区碰撞造山作用发生在晚石炭世期间(Coleman,1989;李锦轶等,2002),石炭纪末至二叠纪(290~250 Ma),该区域处于地壳构造演化的后碰撞伸展阶段(韩宝福等,1998;李锦轶等,2006;孙桂华,2007),主要表现为发育张性、张扭性断裂构造,为索尔巴斯陶金矿床的形成提供了有利的构造环境。

5 结 论

(1)索尔巴斯陶金矿床主成矿阶段形成的流体包裹体主要有2类,即气液两相水溶液包裹体和单相纯液相包裹体,以前者为主。

(2)成矿流体冰点温度的变化范围为 $-0.2\sim -6.5^{\circ}\text{C}$,盐度 $\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.35\%\sim 9.86\%$,平均值为 3.01% ,完全均一温度集中在 $129\sim 236^{\circ}\text{C}$,流体密度为 $0.86\sim 0.98\text{ g/cm}^3$,成矿深度小于1200 m。

(3)成矿流体的氢、氧同位素变化范围小, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} = -79.3\text{‰}\sim -91.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} = 3.5\text{‰}\sim 5.0\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -0.3\text{‰}\sim 0.6\text{‰}$,成矿流体主要来自循环的大气降水,成矿物质主要来自赋矿围岩火山岩。

(4)索尔巴斯陶金矿床产于石炭系中-基性火山岩内,受后期断裂的控制,笔者初步认为其为低硫型浅成低温热液金矿床。

志 谢 野外工作期间得到了北京大学陈斌教授的指导,宏泰矿业有限公司给予了大力支持,流体包裹体测试过程中得到了中国地质科学院李强博士生的耐心指导,匿名评审专家及编辑为本文提出了非常宝贵的修改意见,笔者在此一并致以诚挚的感谢。

参考文献/References

陈衍景,倪培,范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型金矿热液系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 23(9): 2085-2108.

党延霞, 贺转香, 何建喜, 王鸿津. 2010. 新疆巴里坤县索尔巴斯陶金矿成矿特征[J]. 新疆有色金属, 4: 13-15.

董连慧, 沙德铭. 2005. 西天山地区晚古生代浅成低温热液金矿床

[M]. 北京: 地质出版社, 154页.

韩宝福, 何国琦, 王式洸, 洪大卫. 1998. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长[J]. 地质论评, 44(4): 396-406.

江思宏, 聂凤军, 张义, 胡朋. 2004. 浅成低温热液型金矿床研究最新进展[J]. 地学前缘, 11(2): 401-411.

李华芹, 陈富文. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学[M]. 北京: 地质出版社, 391页.

李锦轶, 王克卓, 李文铅, 郭华春, 宋彪, 王瑜, 莫申国, 赵子然, 朱志新, 潘成泽. 2002. 东天山晚古生代以来大地构造与矿产勘查[J]. 新疆地质, 22(4): 295-301.

李锦轶, 何国琦, 徐新, 李华芹, 孙桂华, 杨天南, 高立明, 朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨[J]. 地质学报, 80(1): 148-168.

刘家远. 2001. 新疆北部陆相火山岩型金矿床的主要特征[J]. 黄金地质, 7(3): 127-137.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 487页.

马玉波, 邢树文, 张增杰, 杜晓慧, 邹跃飞, 王岩, 李斌, 孙景贵. 2013. 辽吉裂谷区铅锌金矿床S、Pb同位素组成特征及其地质意义[J]. 地质学报, 87(9): 1399-1410.

彭晓明, 莫江平, 鄯今敖, 席小平, 三金柱. 2004. 新疆哈尔里克双峰山浅成低温热液金矿床的地质特征与成矿模式[J]. 矿床地质, 23(1): 101-106.

沙德铭. 1998. 西天山阿希金矿流体包裹体研究[J]. 贵金属地质, 7(3): 180-188.

沙德铭, 董连慧, 鲍庆中, 王宏, 胡秀军, 张建东, 孙加鹏. 2003. 西天山地区金矿床主要成因类型及找矿方向[J]. 新疆地质, 21(4): 419-425.

山西省地球物理化学勘查院. 2013. 新疆巴里坤县索尔巴斯陶金矿详查报告[R]. 内部资料.

孙桂华. 2007. 新疆哈尔里克山古生代以来构造变形及构造演化(博士学位论文[D]). 导师: 李锦轶. 北京: 中国地质科学院, 237页.

汪帮耀, 姜常义, 李永军, 吴宏恩, 夏昭德, 卢荣辉. 2009. 新疆东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩的地球化学特征及大地构造意义[J]. 矿物岩石, 29(3): 74-82.

杨富全, 吴海, 张以熔. 1999. 新疆金山沟金矿床地质特征和成因[J]. 贵金属地质, 2(8): 76-80.

杨富全, 毛景文, 夏浩东, 赵财胜, 李蒙文, 叶会寿. 2005. 新疆北部古生代浅成低温热液型金矿特征及其地球动力学背景[J]. 矿床地质, 24(3): 242-263.

应汉龙. 1999. 浅成低温热液金矿床的全球背景[J]. 贵金属地质, 8(4): 241-250.

翟伟, 孙晓明, 高俊, 贺小平, 梁金龙, 苗来成, 吴有良. 2006. 新疆阿希金矿床赋矿围岩——大哈拉山组火山岩 SHRIMP 锆石年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(5): 1399-1404.

翟伟, 孙晓明, 贺小平, 苏丽薇, 吴有良, 董艺辛. 2007. 新疆阿希低硫型金矿床流体地球化学特征与成矿机制[J]. 地质学报, 81(5): 659-670.

- 翟伟,孙晓明,苏丽薇,贺小平,吴有良. 2010. 新疆阿希金矿:古生代的低硫型浅成低温热液金矿床[J]. 地学前缘, 17(2): 266-284.
- 张德全,李大新,赵一鸣,陈景河,李子林,张克尧. 1991. 福建紫金山矿床:我国大陆首例石英-明矾石型浅成低温热液铜-金矿床[J]. 地质论评, 37(6): 481-490.
- 张作衡,毛景文,王志良,左国朝,陈伟十,朱和平,王龙生,吕林素. 2007. 新疆天山阿希金矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 岩石学报, 23(10): 2403-2414.
- Berger B R and Henry R. W. 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States[J]. Econ. Geol., 6: 405-423.
- Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300°C to 500°C[J]. Amer. J. Sci., 291: 309-338.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57(3): 683-684.
- Brown P E and Lamb W M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 1209-1221.
- Chen Y J, Pirajno F, Wu G, Qi J P and Xiong X L. 2011. Epithermal deposits in North Xinjiang, NW China[J]. Geol. Rundsch., DOI 10.1007/s00531-011-0689-4.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 27: 43-52.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope fractionation in quartz and water[J]. Geophys. Res., 77: 3057-3067.
- Coleman M L, Shepard T J, Durham J J, Rouse J E and Moore G R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen: Sotope analysis[J]. Analytical Chemistry, 54: 993-995.
- Coleman R G. 1989. Continental growth of northwest China[J]. Tectonics, 8(3): 621-635.
- Corbett G. 2002. Epithermal gold for explorationists[J]. AIG Journal Applied Geoscientific Practice and Research in Australia, April: 1-26.
- Etoh J, Izawa E and Taguchi S. 2002. A fluid inclusion study on columnar adularia from the Hishikari low-sulfidation epithermal gold deposit, Japan[J]. Resource Geology, 52(1): 73-78.
- Faure K, Matsuhisa Y, Metsugi H, Mizota C and Hayashi S. 2002. The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: Oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleo hydrothermal fluids[J]. Econ. Geol., 97: 481-498.
- Heald P, Floey N K and Hayba D O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types[J]. Econ. Geol., 82: 1-26.
- Hedenquist J W. 1987. Volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin and their potential for mineralization[J]. Mining Geology, 37(3): 347-364.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 370: 519-526.
- Heinrich C A. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation[J]. Rev. Miner. Geochem., 65: 363-387.
- Izawa E, Urashima Y, Ibaraki K, Suzuki R, Yokoyama T, Kawasaki K, Koga A and Taguchi S. 1990. The Hishikari gold deposit: High-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan[J]. Journal of Geochemical Exploration, 36: 1-56.
- John D D, Hofstra A H, Fleck R E, Brummer J E and Saderholm E C. 2003. Geological setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, north-central Nevada[J]. Econ. Geol., 98: 425-463.
- Lindgren W. 1933. Mineral deposits, 4th ed[M]. New York: McGraw-Hill. 930 p.
- Mao J W, Wang Y, Ding T, Chen Y, Wei J and Yin J. 2002. Dashuiguo tellurium deposit in Sichuan Province, China: S, C, O, and H isotope data and their implications on hydrothermal mineralization[J]. Resource Geology, 52: 15-23.
- Matsuhisa Y and Aoki M. 1994. Temperature and oxygen isotope variations during formation of the Hishikari epithermal gold-silver veins, southern Kyushu, Japan[J]. Econ. Geol., 89: 1608-1613.
- Qin K Z, Sun S, Li J L, Fang T H, Wang S L and Liu W. 2002. Paleozoic epithermal Au and porphyry Cu deposits in North Xinjiang, China: Epochs, features, tectonic linkage and exploration significance[J]. Resource Geology, 52(4): 291-300.
- Qiu Y Z, Tu G C and Byron R. 2008. Epithermal gold deposits of China[J]. Geochemica, 37(4): 329-343.
- Simmons S F and Brown K L. 2006. Gold in magmatic hydrothermal solutions and the rapid formation of a giant ore deposit[J]. Science, 314: 288-290.
- Simon G, Kesler S E, Russell N, Hall C M, Bell D and Pinero E. 1999. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: The Jacinto deposit, Camaguey district, Cuba[J]. Econ. Geol., 94: 487-506.
- Taylor H P Jr. 1973. ¹⁸O/¹⁶O evidence of meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and gold-field mining districts, Nevada[J]. Econ. Geol., 68: 747-764.
- Wang Y, Sasaki M, Sasada M and Chen C H. 1999. Fluid inclusion studies of the Chinkuashih high-sulfidation gold-copper deposits in Taiwan[J]. Chemical Geology, 154: 155-167.
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. Lithos, 55: 229-272.
- Yang F Q, Mao J W, Bierlein F P, Franco P, Zhao C S, Ye H S and Liu F. 2009. A review of the geological characteristics and geodynamic mechanisms of Late Paleozoic epithermal gold deposits in North Xinjiang, China[J]. Ore Geology Review, 35: 217-234.