

新疆萨日达拉金矿床成矿流体特征及地质意义*

刘春发^{1,2} 张莉^{1**} 郑义^{1,2}

LIU ChunFa^{1,2}, ZHANG Li^{1**} and ZHENG Yi^{1,2}

1. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. Key Laboratory of Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2010-05-06 收稿, 2010-09-05 改回.

Liu CF, Zhang L and Zheng Y. 2010. Characteristics of ore fluids of the Saridala gold deposit, Xinjiang, and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 26(10):3036–3046

Abstract The Saridala gold deposit, Xinjiang Uygur Autonomous Region, is located in the east of West Tianshan, the north of the Middle Tianshan axis. It is a medium sized gold deposit in the Wangfeng gold belt and its host rocks are the Precambrian sericite quartz phyllonite and Early Paleozoic granitoid. The Saridala gold deposit is obviously controlled by the Shenlidaban ductile shear zone showing hydrothermal alteration of pyritization, sericitization, silicification, albitization and carbonation. The vein crosscutting relationships and mineral replacement suggest that the ore forming process includes the early, middle and late stages. In the quartz of Saridala gold deposit, four types of fluid inclusions (FIs) are identified as CO₂-H₂O (C-type), pure CO₂ (PC-type), aqueous water (W-type) and daughter mineral-bearing (S-type). The early-stage quartz contains primary C-type FIs with homogenization temperatures of 301.0 ~ 491.4°C. The middle-stage quartz trapped all the four types of FIs, of them the C-type FIs account for the majority. The C-type FIs, composed of CO₂ + H₂O ± N₂, have the salinity of 0.43% ~ 10.91% NaCleqv. and homogenization temperatures of 255.8 ~ 475.0°C. Trapping pressure in middle stage estimated from the C-type FI ranges 115.1 ~ 307.5MPa, corresponding mineralization depth of about 11km. The late-stage quartz contains only the W-type FIs with the salinity of 1.32% ~ 15.58% NaCleqv. and the homogenization temperatures of 146.2 ~ 254.6°C. Therefore, the ore fluids in the early and middle stages are characterized by meso- to hypothermal, CO₂-rich and low salinity, which are considered as the nature of metamorphic fluids, whereas the late-stage fluids are low temperature, low salinity and CO₂-poor. Depressurized fluid-boiling or phase separation caused gold precipitation in the middle-stage. The Saridala gold deposit is a meso- to hypozonal orogenic gold deposit.

Key words Saridala gold deposit; Fluid inclusion; Orogenic gold deposit; Wangfeng gold belt; West Tianshan

摘要 新疆萨日达拉金矿位于西天山东段、中天山轴北缘,是近年来望峰金矿带新发现的金矿床,规模达到中型。萨日达拉金矿床的直接赋矿围岩是前寒武纪绢云石英千糜岩和早古生代花岗岩类,矿床的形成明显受到胜利达坂韧性剪切带的控制,广泛发育黄铁矿化、绢云母化、硅化、钠长石化和碳酸盐化等蚀变。根据脉体穿切关系和矿物交代关系,可以将萨日达拉金矿分为早、中、晚三个成矿阶段。在萨日达拉金矿的石英中发育了CO₂-H₂O(C型)、纯CO₂型(PC型)、H₂O溶液型(W型)和含子矿物型(S型)四种类型流体包裹体。早期石英中原生的包裹体仅含有C型,均一温度为301.0~491.4°C;中阶段为主成矿阶段,该阶段石英中包含了所有四种类型的包裹体,其中C型包裹体占了大多数,成分为CO₂+H₂O±N₂,盐度为0.43%~10.91% NaCleqv.,均一温度为255.8~475.0°C,由此计算主成矿阶段压力为115.1~307.5MPa,成矿深度为11km;晚阶段石英仅发育W型包裹体,盐度为1.32%~15.58% NaCleqv.,均一温度则为146.2~254.6°C。总体而言,萨日达拉金矿的初始流体具有中高温、富CO₂、低盐度的变质流体特征,晚成矿阶段流体演化为低温、低盐度水溶液流体,流体的不混溶或

* 本文受国家“973”项目(2007CB411303、2006CB403508)、国家科技支撑计划项目(2007BAB25B03)和中科院广州地球化学研究所知识创新工程领域前沿项目联合资助。

第一作者简介:刘春发,男,1985年生,硕士研究生,矿床学专业,E-mail: lcfju704@163.com

** 通讯作者:张莉,女,1973年生,博士,副研,矿床地质和石油地质专业,E-mail: zhangli@gig.ac.cn

减压沸腾作用导致了主成矿期的矿质的大量沉淀,萨日达拉金矿为中深成造山型矿床。

关键词 萨日达拉金矿床;流体包裹体;造山型金矿;望峰金矿带;西天山

中图法分类号 P618.51

1 引言

自从20世纪末期大洋板块俯冲造山体制下造山型金矿的概念(Groves, 1998)被系统总结出来后,在随后的十多年里掀起了造山型金矿的研究热潮,其热度一直延续至今。而陆陆碰撞体制下形成的造山型金矿概念和成矿模式(陈衍景和富士谷, 1992)的提出则进一步拓展了造山型金矿的研究领域和找矿范围,使我们得以用新的视角来审视造山带中已有的矿床,并采用新的思路在造山带中从事找矿工作。

西天山位于世界三大成矿域之一的中亚成矿域,其独特的构造演化历史孕育了不同矿床产出的可能性(Xiao *et al.*, 2004, 2008)。特别是作为中亚造山带的重要部分,西天山地区遭受了强烈的碰撞造山作用(Chen *et al.*, 2007),由此必定产生较多的造山型矿床,这就为在本区寻找造山型金矿提供了理论基础。然而,理论推测却与目前本区缺少造山型矿床的现实不符,这一方面说明了本区的找矿潜力巨大,另一方面又对本区成矿规律的研究工作提出了更高的要求。因此,有必要加强西天山地区造山型矿床的成矿规律、成矿模式和找矿方向研究。

望峰金矿带是西天山最重要的金矿田之一,包括了望峰、萨尔萨伊、萨日达拉等金矿床。目前,只有望峰金矿床被认为是形成于陆陆碰撞体制的中深成造山型金矿(陈衍景, 2000; 张莉等, 2009),而其它矿床的地质地球化学研究薄弱。其中,萨日达拉金矿是近年来西天山地区新发现的矿床,已探明金储量6t,达中型规模,与望峰金矿床地理位置相近并产出在同一个成矿带,前人成果研究认为其属于韧性剪切带型金矿床(王居里等, 2001; 李新峰, 2005; Zhu *et al.*, 2007; 王守敬, 2008)。显然,研究萨日达拉金矿床的地质地球化学特征、成矿规律和成因模式,不仅可校验大陆碰撞成矿理论(陈衍景和富士谷, 1992)的科学性,而且可以提高西天山地区金矿成矿规律的认识水平,推动找矿勘查工作部署,兼有成矿理论研究和实践意义。

本文在研究萨日达拉金矿床地质特征的基础上,选取成矿流体为突破口,通过对萨日达拉金矿床不同阶段流体包裹体物理化学性质和成分的分析,探讨了成矿流体的性质、演化、成矿机制以及本区的找矿方向;并与望峰金矿床对比,以期深化对本区造山型金矿床成矿规律的认识。

2 区域地质和矿床地质

萨日达拉金矿位于新疆乌鲁木齐市西南约150km处,大地构造位置位于中天山地轴北缘,冰达坂(中天山地轴与北

天山界线)断裂南侧。研究区内出露的主要构造单元包括中天山地轴结晶基底、加里东期增生带和海西期增生带。中天山地轴结晶基底南北边界分别为乌瓦门断裂带和冰达坂断裂带,主要由中新元古代-早古生代的变质岩和花岗岩组成,混合岩化作用较强,常常出现混合岩-混合花岗岩-花岗岩的共生组合。加里东期和海西期增生带则分布在冰达坂断裂带北缘,二者边界为红五月桥断裂,呈近东西向展布。红五月桥断裂以南为加里东期增生带,其岩性为奥陶系可可乃克群的火山沉积建造,典型岩石组合为细碧角斑岩和杂砂岩,普遍遭受了绿片岩相变质作用;而红五月桥断裂以北则是海西期增生带,主要由下石炭统奇尔吉斯套群碎屑岩-火山岩系和部分泥盆系天格尔组火山碎屑岩构成。胜利达坂韧性剪切带位于冰达坂断裂南侧,属于中天山地轴北缘,总体产于早古生代的弧火山岩中,走向为北西西-南东东。在剪切带内局部可见有前二叠纪花岗岩和元古宙变质基底的出露,矿化作用通常与二者密切相关。

萨日达拉金矿床产于胜利达坂韧性剪切带内,是望峰金矿带中的一个重要矿床(图1)。矿体的直接围岩主要为加里东晚期的花岗岩类,少数矿体产于中新元古界的变质基底中(图2)。受胜利达坂韧性剪切带的影响,花岗岩和变质基底发生强烈糜棱岩化,其糜棱岩的面理方向总体与胜利达坂韧性剪切带方向一致,也呈北西西-南东东向。金矿体的产出严格受韧性剪切带控制(王居里等, 2001; 李新峰, 2005; Zhu *et al.*, 2007; 王守敬, 2008),矿石类型包括含金石英脉型和蚀变糜棱岩型。围岩普遍遭受黄铁矿化、绢云母化、钠长石化、硅化和少量绿泥石化,其中矿化与硅化、黄铁矿化和钠长石化关系密切。金在遭受剪切变形并发生强烈钠长石化的糜棱岩类中最为富集,但变形作用较弱的初糜棱岩矿石品位明显高于变形强度较强的糜棱岩和超糜棱岩,显示矿石品位随变形程度的增加而逐渐降低的规律。矿体周围通常可见两期暗色基性岩脉(煌斑岩脉和辉绿岩脉)贯入,早期岩脉受到剪切作用的影响发生糜棱岩化,部分发生热液蚀变矿化;晚期岩脉则形态完整,未发生破碎和蚀变,并可见岩脉切穿矿体。总体而言,萨日达拉金矿体在空间上产于韧性剪切带、基性岩脉和钠长石化-硅化蚀变三者结合部位,与邻区望峰金矿(韧性剪切-基性岩脉-硅化)略有不同。

矿石矿物为自然金,其余金属矿物包括黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等,部分地表矿石含褐铁矿;脉石矿物则以长石(斜长石、钠长石、钾长石)为主,此外有石英、绢云母、方解石、黑云母、绿泥石等。结合野外脉体的穿切关系和显微镜下矿物的交代关系,可将矿化分为三个阶段(图3):(1)早阶段主要形成含少量黄铁矿的乳白色石英脉或热液蚀变形成的石英岩,石英通常遭受明显变形,具有波状消

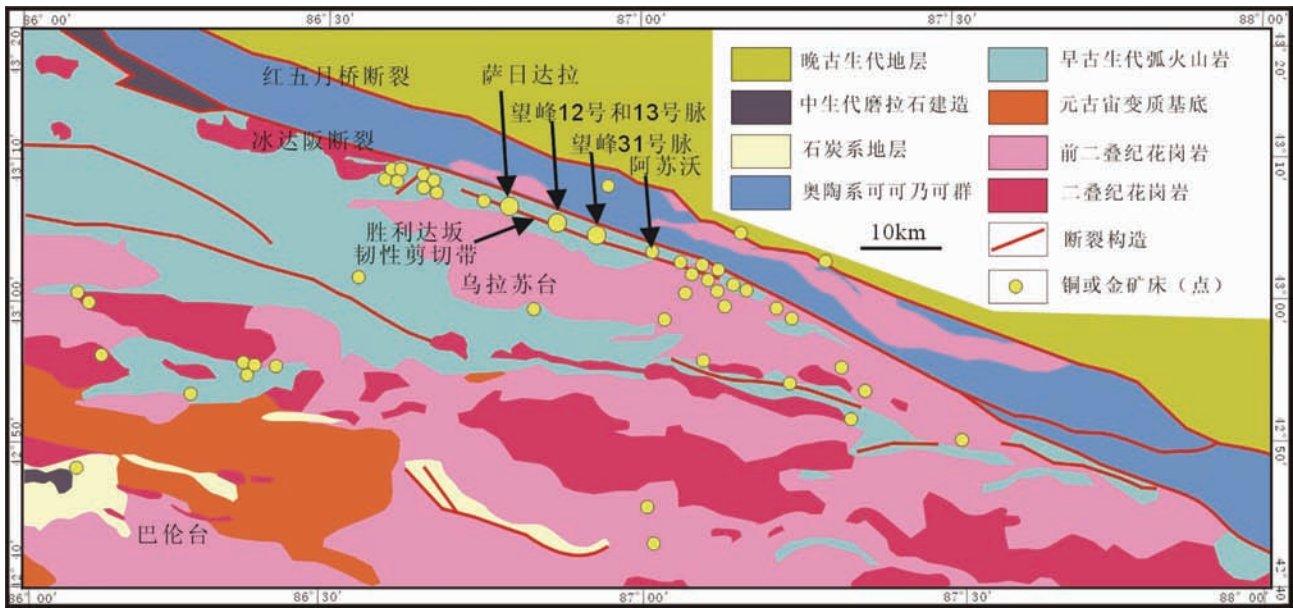


图1 萨日达拉金矿地质简图(据陈衍景和常西临, 2000^① 修改)

Fig. 1 Simplified geologic map of the Saridala gold deposit

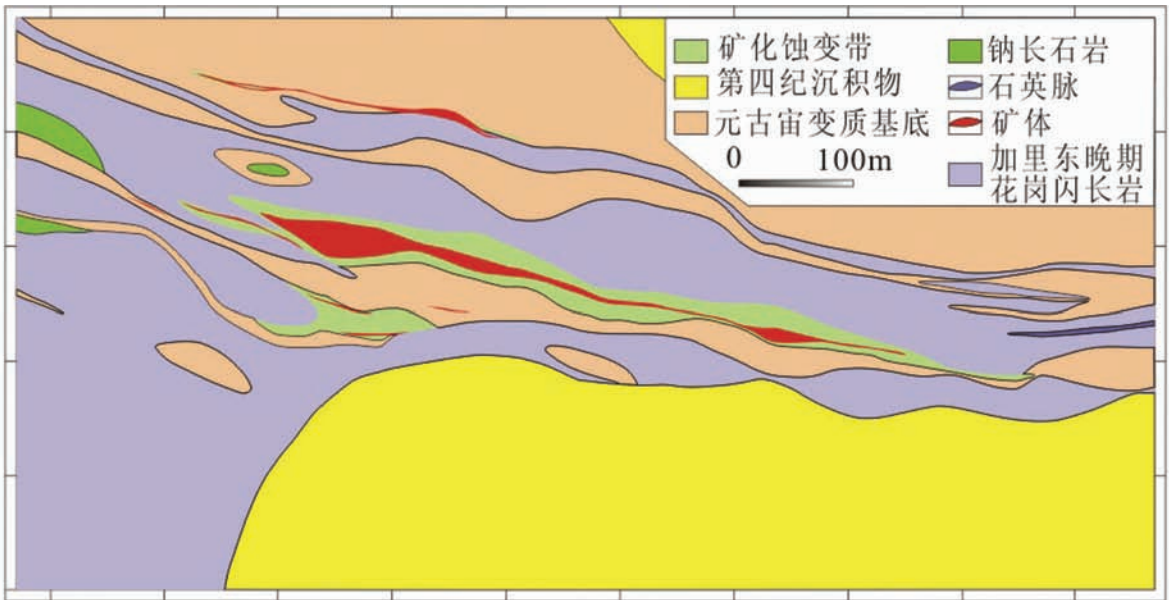


图2 萨日达拉金矿1号矿体矿床地质简图(据新疆地矿局第一地质大队, 2004^② 修改)

Fig. 2 Simplified geological map of orebody No. 1 of Saridala gold deposit

光、颗粒边界缘细粒化等特点;(2)中阶段是主要的矿化阶段,以发育多金属硫化物组合为特征,硫化物主要为黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿等,其中黄铁矿常呈浸染状或是细脉状沿糜棱面理或是小角度斜交糜棱面理产出,石英颗粒通常较

小,金强烈富集;(3)晚阶段主要形成石英-碳酸盐组合,方解石多呈细脉状分布在石英脉体和糜棱岩内或是以填隙物的形式胶结其他矿物,局部呈团块状分布,基本无金矿化。

① 陈衍景, 常西临. 2000. 天格尔-巴伦台成矿带金铜矿床成矿规律与找矿评价. 北京: 国家305项目研究报告(96-915-03-05A), 145

② 新疆地矿局第一地质大队. 2004. 新疆维吾尔自治区昌吉市萨日达拉-冰峰矿床普查报告(2002-2004年中央专项, 内部资料)

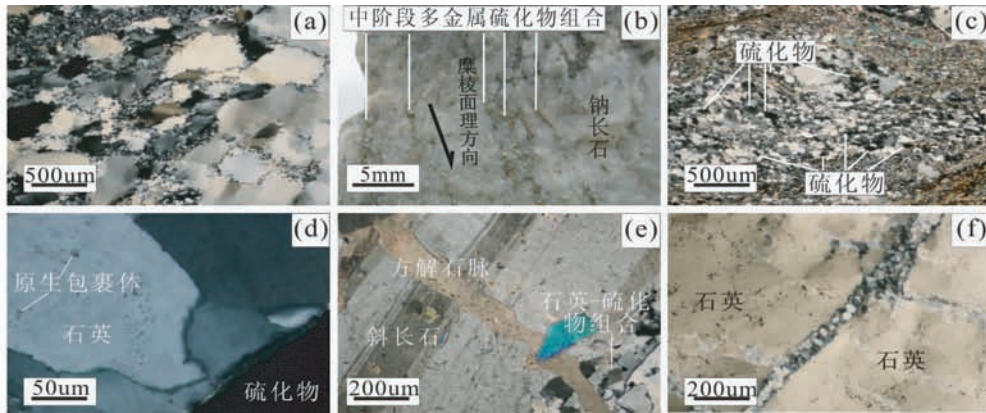


图3 萨日达拉矿石结构特征

(a)-早阶段石英,波状消光,边缘细粒化;(b)-中阶段多金属硫化物脉;(c)-中阶段石英-硫化物细脉;(d)-与硫化物共生的石英;(e)-晚阶段方解石脉,切穿早期和中期矿物;(f)-梳状构造的晚阶段石英细脉

Fig.3 The characters of ore fabrics of the Saridala gold deposit

(a)-the early-stage quartz crystals with undulose extinction and marginal milling; (b)-the middle-stage polymetallic sulfide vein; (c)-the middle-stage quartz-sulfide veinlet; (d)-coexistence of quartz and sulfide; (e)-the late-stage calcite vein cutting minerals early and middle stages; (f)-the late stage quartz veinlet with comb texture filling dilational cracks

3 流体包裹体研究

3.1 研究方法

本次实验包裹体样品采自萨日达拉金矿床1号主矿体地表出露部分与平硐内,以及2、3、4号矿体的地表,共计20件。先将这些样品磨制成厚度约为0.2mm双面抛光的薄片并进行岩相学和流体包裹体岩相学观察,然后选择有代表性的样品进行详细的显微测温实验和激光拉曼分析。由于未能在钠长石化矿石的石英中找合适大小的流体包裹体,因此本次实验测试的样品来自石英脉型矿石和矿化石英岩,包括早成矿阶段样品3件、主成矿阶段样品9件。

流体包裹体显微测温研究在中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室的流体包裹体实验室与中国地质大学(北京)地球化学实验室完成,使用仪器均为Linkam THMS 600型冷热台,测试温度范围是 $-196 \sim +550^{\circ}\text{C}$,并以美国FLUID INC公司的合成流体包裹体标准样品标定冷热台温度。测温过程中的升温速率为 $1 \sim 5^{\circ}\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$,相变点温度附近的升温速率降低为 $0.4^{\circ}\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$ 。单个流体包裹体的激光拉曼光谱分析在中国科学院广州地球化学研究所极端环境地质地球化学重点实验室完成,使用仪器为Renishaw RW-1000型激光拉曼光谱仪,采用514.5nm的Ar原子激光束,输出功率为 $20\text{mW} \times 100\%$,波数范围为 $50 \sim 4000\text{cm}^{-1}$ 。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体盐度根据所测笼合物融化温度,利用Collins (1979)提供的方法获得;水溶液包裹体盐度根据所测的冰点温度,利用Hall (1988)提供的方程计算得到。根据显微测温数据,利用Flincon程序(Brown, 1989)计算成矿流体密度,压力采用Brown and Lamb (1989)

公式计算。含子矿物包裹体的密度由刘斌(2001)提供的经验公式求得。

3.2 流体包裹体岩相学研究

根据包裹体室温及冷冻回温过程中的相态变化,可将萨日达拉金矿石英中的包裹体分为4种类型,即 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体、纯 CO_2 包裹体、 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体以及含子矿物多相包裹体,分述如下:

3.2.1 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体(C型)

这类包裹体在室温下呈现两相或三相,降温到 10°C 时大部分包裹体会呈现典型的“双眼皮”结构(图4b, c),即组成 $L_{\text{H}_2\text{O}} + L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$ 。本类包裹体大小为 $3.3 \sim 21\mu\text{m}$,其形态以次圆形和不规则形态为主,少数为圆形; $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 变化较大,从15%~95%都有产出,其包裹体数量约占所有种类包裹体总数的70%。早阶段的石英中可见成群或孤立状的C型包裹体。而在主成矿阶段矿物中,此类包裹体呈原生和假次生两种形式产出,成群、孤立或是沿着主矿物生长环带呈线状分布。以 CO_2 相比例50%为界,可进一步分为富 CO_2 (C1)型和富 H_2O (C2)两个亚类。其中,C1型包裹体其 CO_2 相比例为50%~95%,而C2中的 CO_2 相比例则多为15%~50%。

3.2.2 纯 CO_2 包裹体(PC型)

此类包裹体又可进一步分为 CO_2 气液两相(PC1)和纯 CO_2 气相(PC2)包裹体两个亚类。其中PC1包裹体目前仅发现1个,其产在主成矿阶段的石英中,与C1型、W型和S型包裹体共生,形状为次圆状(图4g)。PC2包裹体大小多为 $7.0 \sim 15\mu\text{m}$ 之间,多为次圆或不规则型。在单偏光镜下,此类包裹体较暗,多为黑色,可见包裹体中心存在一个亮点。

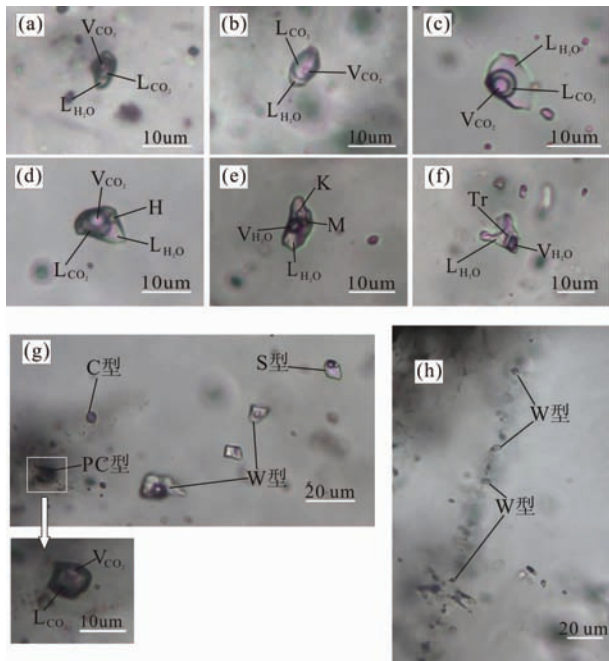


图4 萨日达拉金矿床包裹体显微照片

(a)-早阶段石英中C型包裹体；(b)-C1型包裹体；(c)-主成矿阶段中的C型包裹体；(d)-子矿物与 L_{CO_2} 相共存的S型包裹体；(e)-S型包裹体,含有钾盐和暗色矿物；(f)-S型包裹体,含针柱状之子晶；(g)-主成矿期W型、S型、PC型和C型包裹体共生,显示流体不混溶；(h)-石英中次生的W型包裹体,沿石英裂隙分布. 图中缩写: V_{CO_2} -气相 CO_2 ; L_{CO_2} -液相 CO_2 ; V_{H_2O} -气相 H_2O ; L_{H_2O} -液相 H_2O ; H-石盐; M-暗色子矿物; K-钾盐; Tr-未鉴定透明子矿物

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions of the Saridalala gold deposit

(a)-the C-type fluid inclusion in early-stage quartz; (b)-the C1-type fluid inclusion; (c)-the C type fluid inclusion in middle-stage quartz; (d)-coexistence of daughter mineral and L_{CO_2} phase in one fluid inclusion; (e)-the S-type fluid inclusion containing sylvite and dark daughter mineral; (f)-the S-type fluid inclusion containing needle-like daughter mineral; (g)-coexistence of the W-type fluid inclusion, the S-type fluid inclusion, the PC-type fluid inclusion and the C-type fluid inclusion in middle-stage quartz, implying for fluid immiscibility effect; (h)-linear cluster of secondary W-type fluid inclusions. Abbreviation: V_{CO_2} - CO_2 vapor; L_{CO_2} - CO_2 liquid; V_{H_2O} - H_2O vapor; L_{H_2O} - H_2O liquid; H-halite; M-dark daughter mineral; K-sylvite; Tr-unidentified transparent daughter mineral

在主成矿阶段的矿物中PC2包裹体常与S型包裹体共生。

3.2.3 NaCl- H_2O 包裹体(W型)

在室温下,此类包裹体由 H_2O 的气液两相构成,也出现纯液相的包裹体。纯液相包裹体可能是由于其形成温度较低,缺乏成核中心而呈现纯液相,冷冻到 $-40^{\circ}C$ 一般会看见气泡突然出现。W型包裹体大小为 $4.8 \sim 23.1 \mu m$,多数集中

在 $7 \sim 9 \mu m$ 之间,气液比介于 $10\% \sim 75\%$ 之间,以富液体包裹体为主,较少出现富气体包裹体。其形态以次圆状、长条状、不规则状为主,较少出现负晶形。在主成矿阶段矿物中,可见原生的W型包裹体呈孤立状或是假次生产出,而次生的W型包裹体则多为不规则状并沿裂隙或是呈面状分布(图4h)。

3.2.4 含子矿物多相包裹体(S型)

包裹体大小多介于 $5 \sim 14 \mu m$,多为圆状或是不规则状。子矿物至少有四种,其中透明矿物包括晶形呈立方体的石盐和圆状的钾盐,柱状和纤维状的未知矿物。同时在S型包裹体中至少存在一种不透明矿物(图4e),其成分待鉴定。值得注意的是,该类包裹体的气相成分包括 H_2O 和 CO_2 两种,以前者为主,后者较为少见。S型包裹体在主成矿期矿物中多为随机分布,数量较少,常与C2型和W型包裹体共同出现在一个视域中。

3.3 流体包裹体显微测温研究

本次研究对萨日达拉金矿石英中流体包裹体进行了详细的显微测温工作,共获得234个测试数据。测试结果见表1,相关统计图见图5。

3.3.1 成矿早阶段

早阶段的石英中只存在C型包裹体。其大小通常小于 $4 \mu m$,个别呈孤立状较大,可达 $7 \mu m$ 。测试较大($\geq 5 \mu m$)的C型包裹体获得少量固态 CO_2 融化温度(T_{m,CO_2})为 $-56.8 \sim -57.7^{\circ}C$,笼合物融化温度($T_{m,cla}$)则介于 $1.5 \sim 2.5^{\circ}C$,部分均一温度为 $4.5^{\circ}C$ 。而大多数包裹体通常较小,因此仅获得包裹体的完全均一温度。该温度变化为 $301.0 \sim 491.4^{\circ}C$,峰值温度 $390^{\circ}C$ 左右,包裹体均一到气相或是液相,部分包裹体在均一前发生爆裂,爆裂温度则为 $300.0 \sim 337.8^{\circ}C$ 。

3.3.2 主成矿阶段

主成矿阶段的石英中发育了大量的原生流体包裹体,出现目前已观测到的流体包裹体的所有类型,即包括了C型、S型、PC型和W型。其中C型包裹体占了该阶段所有原生包裹体的绝大多数,约为总数的75%,其 CO_2 含量较高,大部分包裹体 CO_2/H_2O 大于30%,个别包裹体甚至可达95%;次之为W型包裹体,其约占所有包裹体总数的15%;S型包裹体约占总数的5%;PC型包裹体在主成矿阶段包裹体中约占5%, CO_2 气液两相包裹体极少出现,多为纯 CO_2 气相包裹体。

C型包裹体 T_{m,CO_2} 值位于 $-56.6 \sim -60.1^{\circ}C$ 温度区间,多数集中在 $-56.9 \sim -57.5^{\circ}C$,略低于纯 CO_2 的固相融化温度 $-56.6^{\circ}C$,表明C型包裹体中可能含有其他成分。激光拉曼光谱分析发现C型包裹体中含有一定数量的 N_2 (图6a)。 CO_2 笼合物的融化温度范围($T_{m,cla}$)为 $3.7 \sim 9.8^{\circ}C$,由此获得包裹体盐度为 $0.43\% \sim 10.91\%$ NaCleqv.,多数集中在 $4\% \sim 6\%$ NaCleqv.。 CO_2 的部分均一温度为 $13.8 \sim 31.1^{\circ}C$,其中大部分包裹体均一至液相,也存在少数包裹体均一至气

表1 萨日达拉金矿流体包裹体显微测温结果(°C)

Table 1 Microthermometric data (°C) of the Saridalala gold deposit

成矿阶段	类型	T_{m,CO_2}	$T_{m,cla}$	T_{h,CO_2}	$T_{m,ice}$	$T_{m,d}$	$T_{h,tot}$
早阶段	C型	-56.8 ~ -57.7	1.5 ~ 2.5	4.5			301.0 ~ 491.4
	C型	-56.6 ~ -60.1	3.7 ~ 9.8	13.8 ~ 31.1			255.8 ~ 475.0
主阶段	W型				-0.8 ~ -23.7		237.2 ~ 515.1
	PC型	-57.0 ~ -57.7		29.4			
	S型					96.8 ~ 235.6	206.4 ~ 464.5
晚阶段	W型				-0.8 ~ -11.6		146.2 ~ 254.6

注: T_{m,CO_2} -CO₂ 固相熔化温度; $T_{m,cla}$ -CO₂ 笼合物消失温度; T_{h,CO_2} -CO₂ 部分均一温度; $T_{m,ice}$ -冰点温度; $T_{m,d}$ -子矿物融化温度; $T_{h,tot}$ -完全均一温度

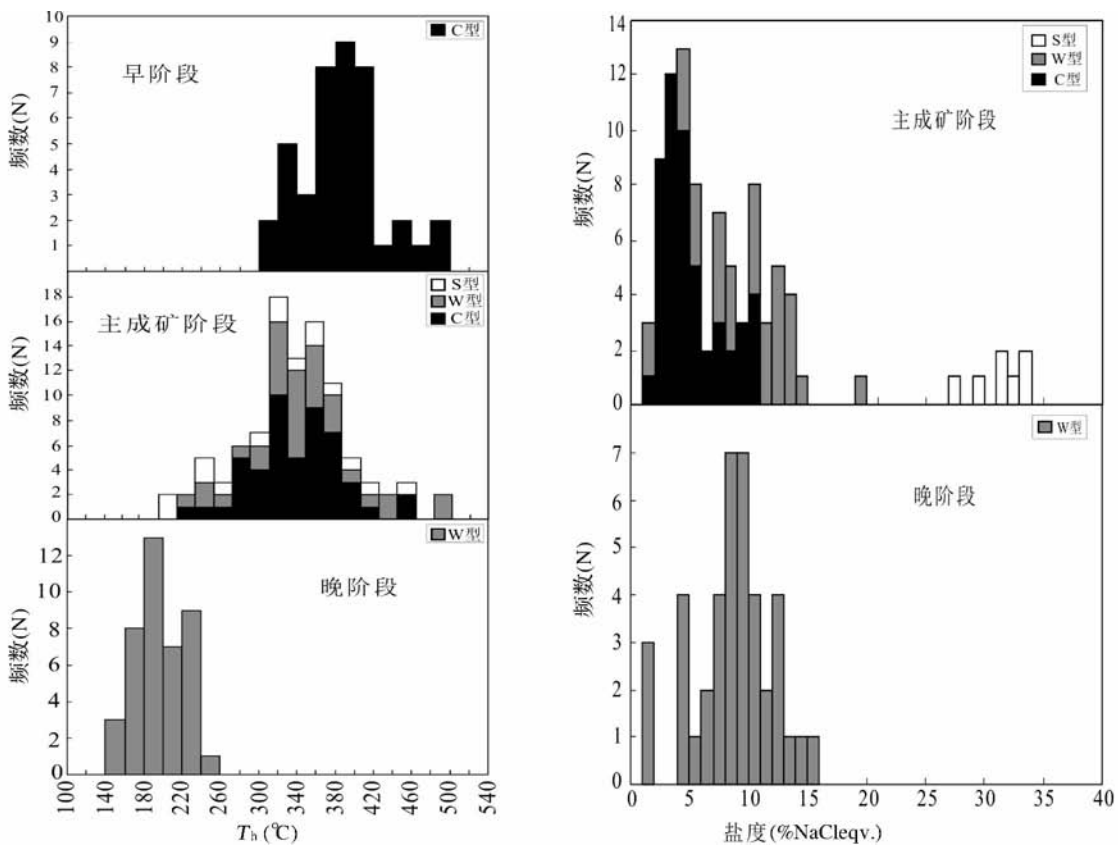


图5 萨日达拉各阶段流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperature and salinities of fluid inclusions in different stage quartz

相,对应的 CO₂ 相密度为 0.19 ~ 0.89 g · cm⁻³,明显可分为低密度 (0.19 ~ 0.30 g · cm⁻³) 和高密度 (0.56 ~ 0.89 g · cm⁻³) 两组;完全均一温度变化为 255.8 ~ 475.0°C,峰值温度为 340°C 左右。部分 CO₂-H₂O 包裹体在均一前发生爆裂或渗漏,爆裂温度约为 222.9 ~ 452.8°C。

W 型包裹体通常个体较小,冷冻法测得其冰点温度 $T_{m,ice}$ 为 -0.8 ~ -23.7°C。部分包裹体冰点数值明显低于 NaCl-H₂O 体系的最低冰点温度 -21.2°C,表明包裹体中除

NaCl 外还存在其他的溶质,推测可能存在 CaCl₂。在低盐度的 (≤30%) 的情况下,习惯上仍以 % NaCleqv. 表示复杂的盐水体体系包裹体 (卢焕章等, 2004), 因此,舍去低于 -21.2°C 的冰点温度而计算出来的盐度为 1.46% ~ 21.49% NaCleqv.。大部分的 W 型包裹体向液相均一,少数则均一到气相,均一温度为 237.2 ~ 515.1°C,由此计算得到包裹体整体密度为 0.49 ~ 0.92 g · cm⁻³。

S 型包裹体出现的子矿物包括石盐、钾盐、未知透明矿

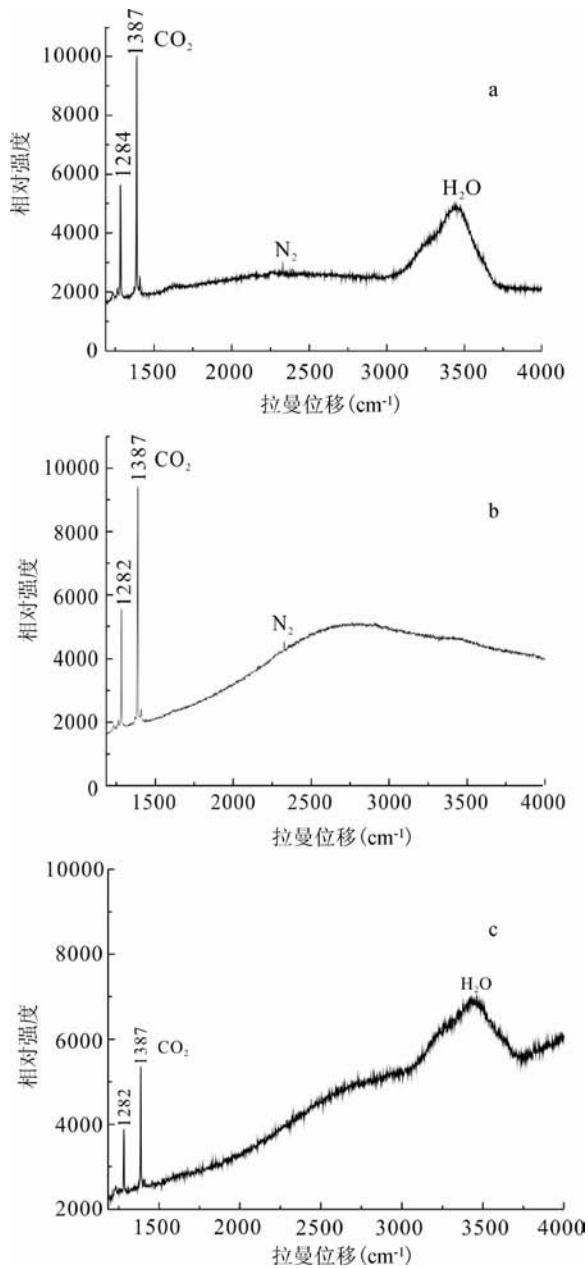


图6 萨日达拉金矿流体包裹体拉曼图谱

(a)-主成矿期C型包裹体中包含一定量的 N_2 ; (b)-主成矿阶段的中PC型包裹体, 也含少量的 N_2 ; (c)-石盐与 L_{CO_2} 共存的S型包裹体

Fig. 6 Laser Raman spectra of fluid inclusions of the Saridala gold deposit

(a)-the middle-stage C-type fluid inclusion contain somewhat N_2 , without CH_4 ; (b)-the middle-stage PC-type fluid inclusion with somewhat N_2 ; (c)-the S-type fluid inclusion which contain the halite daughter mineral and L_{CO_2} phase in it

物(针柱状)和暗色矿物。在升温过程中,部分子矿物(石盐或钾盐)熔化消失的温度 $T_{m,d}$ 为 $96.8 \sim 235.6^\circ\text{C}$,包裹体均一

温度 $206.4 \sim 464.5^\circ\text{C}$,而一些透明子矿物即使温度升高到 550°C 并不融化。综合上述数据算得盐度 $27.89\% \sim 33.45\%$ NaCleqv., 密度 $0.89 \sim 1.09\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。另外,值得注意,在主成矿阶段的S型包裹体出现了子矿物与 L_{CO_2} 共存的现象。

PC1型包裹体数量极少,目前仅获得一个数据,其 T_{m,CO_2} 为 -57.0°C , T_{h,CO_2} 为 29.4°C ,计算得到 CO_2 相得密度为 $0.62\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。PC2包裹体在低温下相变较难观测,目前仅测得 T_{m,CO_2} 两个数据皆为 -57.7°C ,略低于 CO_2 的相变温度,推测其成分除 CO_2 外可能掺杂其它气体,激光拉曼光谱资料证实了 N_2 的存在(图6b)。

3.3.3 成矿晚阶段

由于成矿晚阶段矿物中流体包裹体不发育,本文未能获得直接的晚阶段温度数据,但早阶段和主成矿阶段矿物中沿石英裂隙分布次生包裹体可近似代表晚阶段流体。获得该类包裹体冰点温度 $T_{m,ice}$ 为 $-0.8 \sim -11.6^\circ\text{C}$,包裹体向液相均一,完全均一温度 $146.2 \sim 254.6^\circ\text{C}$,对应盐度和密度分别为 $1.32\% \sim 15.58\%$ NaCl eqv. 和 $0.88 \sim 0.98\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。

3.4 激光拉曼光谱测试结果

由于早阶段流体包裹体较小,未能获得较好的拉曼图谱。而对主成矿阶段不同类型的包裹体光谱测试则发现,C型包裹体中液相成分主要为水(特征拉曼光谱峰 $3645 \sim 3750\text{cm}^{-1}$)和 CO_2 (特征拉曼光谱峰 $1386 \sim 1390\text{cm}^{-1}$ 和 1284cm^{-1}),而气相成分中则除了 CO_2 还有一定量的 N_2 ($2328 \sim 2333\text{cm}^{-1}$)(图6a)。PC型包裹体中流体成分中同样除了 CO_2 还有一定量的 N_2 (图6b)。对S型包裹体中的针柱状的透明子矿物和暗色矿物进行拉曼光谱分析,未能获得有效的拉曼谱图,其成分有待进一步的工作的验证。

3.5 成矿压力和深度的估算

对于早阶段和主成矿阶段,选取 CO_2 - H_2O 包裹体热力学数据为计算对象,利用Flincon软件中的Brown and Lamb (1989)公式计算流体包裹体捕获压力。本次实验中,仅获得1个完整的成矿早阶段的包裹体热力学数据,据此推算得出的包裹体捕获压力为 325.2MPa 。考虑本矿区大面积出露花岗质岩石,故设其岩石密度 $2.7\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$,推算得到成矿早阶段静岩压力深度为 12.0km 。由于主成矿阶段捕获的包裹体普遍含有一定量的 N_2 ,为减少体系选择的影响,仅选取 CO_2 固相融化温度大于 -57.0°C 的包裹体进行计算,得出主成矿阶段流体包裹体捕获压力为 $115.1 \sim 307.5\text{MPa}$ (见表2),其压力最大值是最小值的2.67倍,刚好等于中上地壳岩石密度值(通常认为 $2.5 \sim 2.8\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$),说明主成矿期的流体压力经历静岩压力到静水压力的转换,并且最大值与最小值分别代表了静岩压力和静水压力,这与断控造山型矿床的断层阀模式规律一致(Sibson, 1987; 陈衍景, 2006; 武广等, 2007; 祁进平等, 2007; 李晶等, 2007; 张莉等, 2009)。因此,

表 2 萨日达拉流体包裹体密度及估算压力

Table 2 Density and trapping pressure of fluid inclusions from the Saridala gold deposit

成矿阶段	类型	$T_{h, tot}$ (°C)	盐度 (wt% NaCleqv.)	CO ₂ 相密度 (g · cm ⁻³)	包裹体总密度 (g · cm ⁻³)	捕获压力 (MPa)
早阶段	CO ₂ -H ₂ O	301.0 ~ 491.4	13.82	0.90	0.98	325.2
主成矿阶段	CO ₂ -H ₂ O	255.8 ~ 475.0	0.43 ~ 10.91	0.19 ~ 0.89	0.48 ~ 1.00	115.1 ~ 307.5
晚阶段	NaCl-H ₂ O	146.2 ~ 254.6	1.32 ~ 15.58		0.88 ~ 0.98	

注: $T_{h, tot}$ -完全均一温度; CO₂-H₂O 型包裹体参数根据 Flnconr 软件 Brown and Lamb (1989) 公式计算得到; NaCl-H₂O 型包裹体参数根据 Zhang and Frantz (1987). 早阶段包裹体仅获得 1 个完整热力学数据

可推断主成矿期矿物结晶或流体捕获发生深度为 11.4km。

4 讨论

4.1 成矿流体的物理化学性质及其演化

萨日达拉金矿床有 C 型、W 型、PC 型和 S 型四种包裹体类型,激光拉曼光谱特征表明主成矿阶段流体中除 H₂O 外,还含有 CO₂、N₂ 等,成矿流体为 CO₂-H₂O-NaCl ± N₂ 体系。主成矿阶段石英中的包裹体绝大部分为 C 型包裹体,其盐度为 0.43% ~ 10.91% NaCleqv.,集中在 4% ~ 6% NaCleqv.,成矿温度为 255.8 ~ 475.0°C,属于中高温、富 CO₂、低盐度流体。成矿流体从早到晚盐度和密度变化不明显,但仍有一定的演化规律,具体表现为:(1)流体从成矿早阶段到晚阶段温度逐渐降低。早阶段流体包裹体均一温度为 301.0 ~ 491.4°C,经过主成矿阶段的 255.8 ~ 475.0°C,到晚阶段温度进一步降低为 146.2 ~ 254.6°C。(2)早阶段石英中仅有 C 型包裹体,主成矿阶段石英中发育了大量的 C 型和 W 型包裹体,而晚阶段石英中则只有 W 型包裹体。由此可见,成矿流体从早到晚由富 CO₂ 向贫 CO₂ 演化。

同时,本次研究发现主成矿阶段流体包裹体具有如下特征:(1)同一样品可见到 C 型、W 型、S 型和 PC 型包裹体密切共生(图 4g);(2)C 型包裹体相比悬殊,均一方式各异,CO₂ 相密度分成高密度(0.56 ~ 0.89g · cm⁻³)和低密度(0.19 ~ 0.30g · cm⁻³)两组;(3)C 型包裹体完全均一温度(255.8 ~ 475.0°C)和 W 型包裹体完全均一温度(237.2 ~ 515.1°C)相近;(4)主成矿阶段压力经历静岩压力到静水压力的转换。上述特征表明,萨日达拉金矿床主成矿阶段的成矿流体经历了强烈的流体不混溶作用。由萨日达拉主成矿期 W 型和 C 型包裹体的均一温度-盐度图(图 7)中可见:(1)W 型包裹体随着温度的降低,盐度升高,呈明显的负相关关系,显示了流体沸腾作用的存在;(2)C 型包裹体则随着温度的上升,盐度也略微上升,呈微弱的正相关关系,推测可能受不混溶作用的影响而造成盐度变化范围较大(0.43% ~ 10.91% NaCleqv.)。综合上述信息可推断:萨日达拉金矿主成矿期流体发生了强烈的不混溶作用,而且这种不混溶作用很可能在局部表现为流体的沸腾作用。这种不混溶(或沸腾)导致了 CO₂ 的大量逸失,含子矿物多相包裹体的出现,原

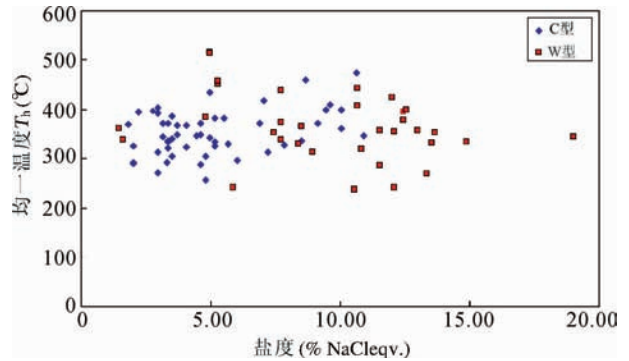


图 7 萨日达拉包裹体均一温度-盐度图

Fig. 7 Homogenization temperature-salinity plots for fluid inclusions of Saridala gold deposit

有的物理化学平衡被打破,Au 快速沉淀(Phillips and Evans, 2004; Chen *et al.*, 2008, 2009)。

总体来说,萨日达拉金矿床早阶段和主成矿阶段流体具有中高温、富 CO₂ 的变质流体特征,晚期则演化为低温、低盐度的水溶液流体,流体的物理化学性质和演化特征与典型造山型矿床的成矿流体一致(陈衍景, 2006)。

4.2 矿床成因类型和成矿机制

综上所述,萨日达拉金矿床具有受韧性剪切带控制、三阶段成矿、成矿流体富 CO₂ 和低盐度等特征,这些特征与典型的造山型金矿床特征一致(陈衍景, 2006; 陈衍景等, 2007)。据此,本文认为萨日达拉金矿床属于造山型金矿床,这也与前人西天山望峰金矿带矿床成因类型的认识相吻合(陈衍景, 2000; Chen *et al.*, 2000; 张莉等, 2009)。

前人通过对比研究望峰金矿床和萨日达拉金矿床的地质特征、赋矿围岩特征、蚀变特征、矿石特征,特别是控矿构造特征后认为望峰金矿和萨日达拉金矿是同成因、同源、同时形成的矿床(陈衍景和常西临, 2000)。张莉等(2009)通过对望峰金矿床研究后认为:晚石炭-早二叠世时天山-准噶尔大洋彻底闭合(Chen *et al.*, 2007),在区域上中天山-伊犁陆块与西伯利亚大陆开始碰撞,而在本区则表现为红五月桥断裂以北的海西构造层沿红五月桥断裂向南 A 型俯冲到中天山-伊犁陆块之下。俯冲板片发生变质脱水形成望峰金矿

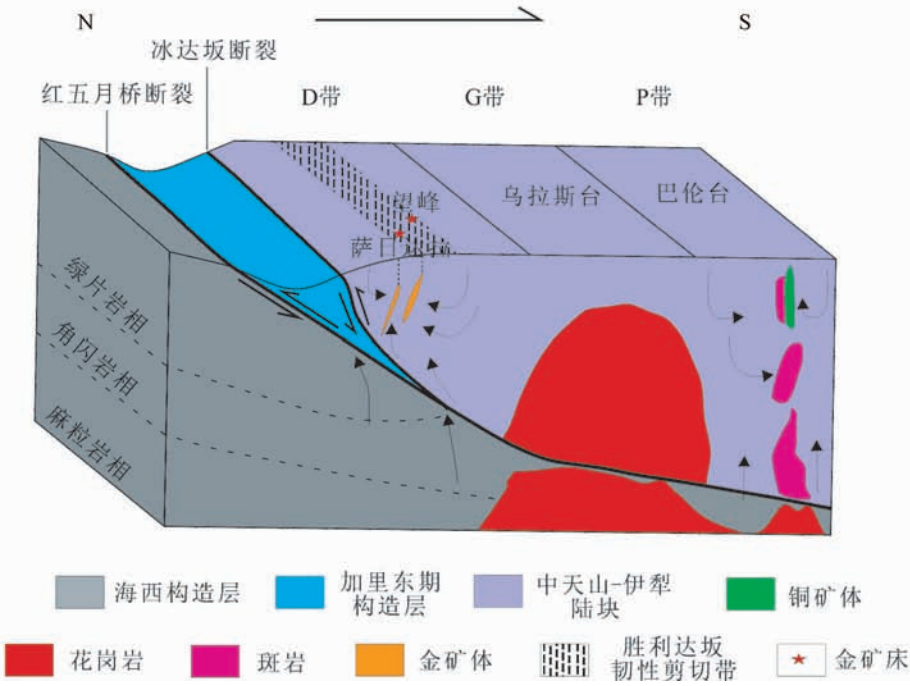


图8 萨日达拉金矿成矿模式图

Fig. 8 The map of metallogenetic modle of Saridala gold deposit

带的变质流体,流体沿冰达坂断裂、胜利达坂剪切带向上运移,从而诱发了望峰金矿成矿系统的发育。

结合前人的研究成果、造山型矿床的相关理论以及本次的研究工作,按照CMF模式(Chen *et al.*, 2004, 2005, 2007, 2008, 2009; Pirajno, 2009)可以对萨日达拉金矿床的成矿机制做出进一步解释(图8):(1)在成矿早阶段,海西构造层开始向南A型俯冲到中天山-伊犁板块之下并发生变质脱水形成富CO₂的成矿流体,此时成矿系统处于挤压环境。由于侧向挤压构造应力的存在,成矿流体的压力为超静岩压力,中天山-伊犁陆块开始抬升,矿物结晶捕获的包裹体类型的仅存在CO₂-H₂O(C型)包裹体。(2)随着海西构造层A型俯冲作用的进行,环境开始由挤压向伸展转变,于是进入主成矿阶段,深部变质流体向上运移至岩石脆-韧性转化界面,断裂作用发生,流体压力由静岩压力转化为静水压力,发生不混溶作用或减压沸腾,CO₂和各种气相成分不断地逸失,带走热量,造成成矿系统的能量降低和剩余成矿流体的盐度升高,改变了系统的物理化学条件。而物理化学条件的变化,一方面加剧成矿流体相分离作用的发生,从而使早阶段的CO₂-H₂O体系流体演化为成矿阶段的C型、S型、PC型和W型四种类型包裹体,另一方面也会破坏了Au的络合物的平衡,造成大规模的Au元素沉淀。断层阀作用的反复进行,最终耗尽成矿系统的能量和成矿物质,使成矿作用逐渐停止,该阶段形成了萨日达拉金矿床的主要金矿体。(3)海西构造层A型俯冲作用继续进行,此时成矿系统属于伸展环境,而由于隆升过程中的强烈的剥蚀作用造成岩石脆-韧性

转化界面的大幅下移,中天山-伊犁陆块已有矿体皆抬升至岩石脆性区域,此时进入晚成矿阶段,成矿系统属于开放系统,大气降水参与成矿作用,形成特征的梳状构造,矿化强度弱。

4.3 对中生代以来地壳隆升剥蚀的指示和找矿潜力

不同类型的成矿系统发育于地壳不同深度或造山带演化的不同阶段,造山带内成矿系统的类型、特征等可以用于约束造山带隆升-剥蚀的程度和时间(陈衍景等, 2008)。据李华芹等(1998),望峰金矿细粒含金黄铁矿次生石英岩脉体同位素年龄为 277.05 ± 8.8 Ma,由此推断萨日达拉金矿和望峰金矿形成于277 Ma。本文和前人(张莉等, 2009)研究获得萨日达拉金矿床(西部,标高3760~3920 m)和望峰金矿床(东部,标高3685~4027 m)矿体的成矿深度分别为11 km和9 km,然而目前两者矿体基本上都是出露在地表或近地表(延深不超过350 m)的位置,因此可推算萨日达拉金矿和望峰金矿在过去的277 Ma年里剥蚀深度分别为11 km和9 km,地壳隆升造成的年均剥蚀速率分别为 $0.040 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $0.032 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,望峰金矿带西部隆升剥蚀较快而东部隆升较慢。据此推测:在望峰金矿带内萨日达拉金矿床西部,应该着力寻找中深成造山型矿床,而在望峰金矿床东部找矿方向除了浅成造山型矿床外,还应注意斑岩矿床、浅成低温热液矿床等。

5 结论

(1) 萨日达拉金矿床早期乳白色石英大脉或是热液石英岩中只包含了 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体, 其均一温度为 $301.0 \sim 491.4^\circ\text{C}$; 主成矿期的含金石英岩和石英细脉中则大量发育 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体, 盐度为 $0.43\% \sim 10.91\%$ NaCl_{eqv} , 均一温度 $255.8 \sim 475.0^\circ\text{C}$, 同时伴生少量的纯 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 溶液和含子矿物包裹体; 晚阶段包裹体则是只包含了 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 溶液包裹体, 盐度为 $1.91\% \sim 15.58\%$ NaCl_{eqv} 。总体来说, 萨日达拉金矿床初始成矿流体具有富 CO_2 、低盐度的特征, 到晚期演化为低温、低盐度的水溶液流体, 这些流体特征与典型的造山型金矿一致。

(2) 主成矿阶段的石英捕获了 C 型、PC 型、W 型、S 型 4 种原生包裹体, 其均一温度相近, 分别向液相和气相均一, 指示了不混溶(或沸腾)作用的存在。主成矿期流体捕获压力为 $115.1 \sim 307.5\text{MPa}$, 对应成矿深度约为 11km 。萨日达拉金矿属于典型的中深成造山型金矿。

(3) 萨日达拉金矿床是在陆陆碰撞、山体快速隆升的过程中形成的, 通过与东部望峰金矿床对比可发现, 望峰金矿带西部比东部遭受更强的隆升剥蚀作用。因此, 在望峰金矿带西部应该着力寻找中深成造山型矿床, 在东部则应该寻找浅成造山型矿床、斑岩矿床、浅成低温热液矿床等。

致谢 研究工作中得到了李朝阳研究员、卢焕章教授、陈衍景教授、武广研究员的耐心指导, 野外工作得到了萨日达拉金矿同行们的大力支持; 数据处理工作得到了广州地化所博士研究生杨艳、刘军的指导; 文章写作过程中得到北京大学博士研究生李诺和邓小华的帮助; 两位评审人也提出了宝贵意见, 在此一并致谢。

References

Brown PE. 1989. Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390 - 1393

Brown PE and Lamb WM. 1989. *P-V-T* properties of fluids in the system $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2 \pm \text{NaCl}$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209 - 1221

Chen HY, Bao JX, Zhang ZJ, Liu YL, Ni P and Ling HF. 2000. Isotope indication to source of ore materials and fluids of the Wangfeng gold deposit in Tianshan: A case study of metallogenesis during collisional orogenesis. *Science in China (Series D)*, 43 (Suppl.): 156 - 166

Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan, China. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ. 2000. Progress in the study of central Asia-type orogenesis-metallogenesis in Northwest China. *Geological Journal of China Universities*, 6(1): 17 - 22 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic

silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560 - 575

Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids in the Shandong Province, eastern China. *International Geology Review*, 47: 530 - 549

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: 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, Pirajno F and Qi JP. 2008. The Shanggong gold deposit, eastern Qinling orogen, China: Isotope geochemistry and implications for ore genesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 252 - 266

Chen YJ, Xiao WJ and Zhang JJ. 2008. Ore-system as a geodynamic probe. *Geology in China*, 35(6): 1059 - 1073 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Pirajno F, Li N, Guo DS and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling orogen, Henan Province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35: 245 - 261

Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435 - 1444

Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann 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 Review*, 13: 7 - 27

Hall DL, Sterner SM and Bodnar RJ. 1988. Freezing point depression of $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ solutions. *Economic Geology*, 83: 197 - 202

Li HQ, Xie CF, Chang HL, Cai H, Zhu JP and Zhou X. 1998. Study of Metallogenetic Chronology of Nonferrous and Precious Metallic Ore Deposits in Northern Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 100 (in Chinese)

Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang YS and Mao SD. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2144 - 2154 (in Chinese with English abstract)

Li XF, Zhang HJ, Zhao CH, Xu XY and Liu GH. 2005. Characteristics of gold mineralization at the Saridala gold deposit, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, 23(2): 140 - 145 (in Chinese with English abstract)

Liu B. 2001. Density and isochoric formulae for $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ inclusions with medium and high salinity and their applications. *Geological Review*, 47(6): 617 - 622 (in Chinese with English abstract)

Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 208 - 222 (in Chinese)

Phillips GN and Evans KA. 2004. The role of CO_2 in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860 - 863

Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Perth: Springer, 1250

Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding JY, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshuibeiou Pb-Zn-Ag deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2119 - 2130 (in Chinese with English abstract)

Sibson RH. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15: 701 - 704

Wang JL, Liu YJ, Zhou DW and Lu GX. 2001. Geological features and origin of Saridala gold deposit, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 20(4): 385 - 393 (in Chinese with English abstract)

Wang SJ. 2008. The mineralization of gold deposits related to shear zone in Tianger gold deposits belt, Xinjiang. Master Degree Thesis. Xi'an: Northwest University, 1 - 83 (in Chinese)

- Wu G, Sun FY, Zhao CS, Ding QF and Wang L. 2007. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2227 – 2240 (in Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Zhang LC and Qin KZ. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. *American Journal of Science*, 304: 370 – 395
- Xiao WJ, Han CM, Yuan C, Sun M, Lin SF, Chen HL, Li ZL, Li JL and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 102 – 117
- Zhang L, Liu CF and Wu G. 2009. The fluid inclusion geochemistry and mineralogical type of the Wangfeng gold deposit, Xinjiang, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(6): 1465 – 1473 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YG and Frantz JD. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64: 335 – 351
- Zhu YF, Zhou J and Zeng YS. 2007. The Tianger (Bingdaban) shear zone hosted gold deposit, West Tianshan, NW China: Petrographic and geochemical characteristics. *Ore Geology Reviews*, 32: 337 – 365
- 附中文参考文献**
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景. 2000. 中国西北地区中亚型造山-成矿作用的研究意义和进展. *高校地质学报*, 6(1): 17 – 22
- 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. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23(9): 2085 – 2108
- 陈衍景, 肖文交, 张进江. 2008. 成矿系统: 地球动力学的有效探针. *中国地质*, 35(6): 1059 – 1073
- 李华芹, 谢才富, 常海亮. 1998. 新疆北部主要有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 100
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. *岩石学报*, 23(9): 2144 – 2154
- 李新峰, 张鸿剑, 赵春环, 许孝万, 刘国辉. 2005. 萨日达拉金矿成矿特征及成因探讨. *新疆地质*, 23(2): 140 – 145
- 刘斌. 2001. 中高盐度 NaCl-H₂O 包裹体的密度式和等容式及其应用. *地质论评*, 47(6): 617 – 622
- 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, 208 – 222
- 祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 23(9): 2119 – 2130
- 王居里, 刘养杰, 周鼎武, 陆关祥. 2001. 新疆萨日达拉金矿地质特征及成因探讨. *矿床地质*, 20(4): 385 – 393
- 王守敬. 2008. 新疆天格尔金矿带含金剪切带型金矿成矿作用研究. 硕士学位论文. 西安: 西北大学, 1 – 83
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王力. 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2227 – 2240
- 张莉, 刘春发, 武广. 2009. 新疆望峰金矿床流体包裹体地球化学及矿床成因类型. *岩石学报*, 25(6): 1465 – 1473