第 28卷 第 2期 岩 石 矿 物 学 杂 志 Vol 28, No. 2: 141～151
2009年 3月 ACTA PETROLOGICA ET MINERALOGICA Mar., 2009

阿尔泰山南缘赛都金矿床的构造-成矿流体及其演化

徐九华[1],张国瑞[1],谢玉玲[1],单立华[1],张绍俊[2],王平户[2],邹存海[2]
(1. 北京科技大学 资源工程系,北京 100083; 2. 新疆阿勒泰正元国际矿业公司,新疆 哈巴河 836700)

摘 要: 赛都金矿床位于新疆额尔齐斯构造带北西段,矿体受韧性剪切构造带的控制,赋存于玛尔卡库里巨型剪切带内的蚀变糜棱岩带内。构造-成矿流体早期以中高温、富 CO_2-N_2 等挥发分为特征,包裹体均一温度 252.0～408.0℃;中期以 CO_2-H_2O 流体为主,包裹体均一温度 203.0～325.8℃,反映了中温热液特征;中晚期演化为中低温、中低盐度的盐水溶液体系,包裹体均一温度 120.0～221.0℃。矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 变化范围在 3.53‰～5.88‰之间;铅同位素组成的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化于 18.099 7～18.358 5, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化于 15.487 7～15.579 0, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化于 38.111 6～38.355 1。硫铅同位素研究表明成矿物质是从深部富集的,在造山作用过程中从深部岩石通过热液萃取获得。主要的金矿化与后碰撞造山的伸展构造环境有关,构造-成矿流体的演化特征与剪切带演化过程相吻合。

关键词: 流体包裹体;成矿物质来源;赛都金矿
中图分类号: P618.51; P611.1 **文献标识码**: A **文章编号**: 1000-6524(2009)02-0141-11

The evolution of teconic-metallogenic fluids in the Saidu gold deposit, Southern Altay

XU Jiu-hua[1], ZHANG Guo-rui[1], XIE Yu-ling[1], SHAN Li-hua[1], ZHANG Shao-jun[2], WANG Ping-hu[2] and ZOU Cun-hai[2]
(1. Department of Resource Engineering, Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083, China; 2. Altay Zhengyuan International Mining Company, Habahe 836700, China)

Abstract: The Saidu gold deposit is located in the northwest part of Ertix tectonic zone in Xinjiang. The ore bodies occur in altered mylonite zones within the Markuli giant fault belt and are controlled by the ductile shear zone. The tectonic-metallogenic fluids of the early stage are characterized by mesothermal-hypothermal CO_2-N_2-rich fluids, with homogenization temperatures of fluid inclusions being 252.0～408.0℃. The tectonic-metallogenic fluids at the middle stage are characterized by CO_2-H_2O fluids, with homogenization temperatures being 203.0～325.8℃. The fluids at the late stage were epithermal-mesothermal low salinity aqueous solutions, with homogenization temperatures being 120.0～221.0℃. The $\delta^{34}S$ values of pyrite in the gold deposit range from 3.53‰ to 5.88‰; the lead isotopic compositions are fairly constant, with $^{206}Pb/^{204}Pb$ ranging from 18.099 7 to 18.358 5, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ranging from 15.487 7 to 15.579 0, and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ranging from 38.111 6 to 38.355 1. Sulfur and lead isotope studies indicate that the ore-forming materials originated from the deep portion, and had close relationship with magmatic activity. The ore materials were obtained from rocks of the lower crust during the orogenic period. The main gold mineralization was related to the post-orogenic extension environment, with the evolution characteristics corresponding to the evolution of shear zones.

Key words: fluid inclusions; source of ore materials; Saidu gold deposit

收稿日期: 2008-02-05; **修订日期**: 2008-12-08
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40672060);国家科技支撑计划资助项目(新疆 305项目 2007BAB25B01)
作者简介: 徐九华(1951-),男,博士,教授,矿床学专业,E-mail: jiuhuaxu@ces.ustb.edu.cn。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

阿尔泰山南缘原生金矿床的成因类型称谓不一,但都与断裂构造和韧性剪切带存在着密切的联系(董永观,2000)。刘顺生等(2003)将该区的原生金矿分为构造接触带型和构造破碎带型两类,刘悟辉等(1999)则将这些金矿床统归为韧性剪切带型。总体来讲,金矿床的分布在区域上受额尔齐斯深断裂的控制,几乎均位于碰撞带深断裂上盘,即仰冲板块一侧,并受次级断裂的控制(芮行健等,1993;郭定良,1996)。位于额尔齐斯深断裂北西段玛尔卡库里断裂带的赛都金矿,是阿尔泰山南缘重要的金矿床之一,其地质特征、矿床成因以及成矿与构造的关系等早就受到矿床地质学家的关注(芮行健等,1993;程忠富等,1996)。陈衍景等(2001)认为金矿床的形成同步于沿额尔齐斯构造带的弧陆碰撞造山作用,属典型的造山型金矿床(Groves *et al*,1998)。确切识别流体和金属的来源是研究造山型金矿床需要解决的重要问题之一。虽然赛都金矿床已有了一些流体包裹体研究数据(陈华勇等,2000;徐九华等,2007),但却没有系统的包裹体岩相学和详细的显微测温数据。李光明等(2007)通过对托库孜巴依金矿(即赛都金矿)产出的各阶段石英脉系的野外观察和室内研究,结合同位素地球化学和 Ar-Ar 同位素年代学研究,详细地探讨了金成矿演化,但同样没有给出包裹体岩相学和显微测温资料。

由于阿尔泰南缘晚古生代构造-成矿活动非常强烈,早期形成的石英脉体多已碎裂变形且被晚期构造-热液活动改造,早期的流体包裹体行迹也因此难于识别,所以进行细致的石英脉世代和流体包裹体岩相学研究,对正确认识构造-成矿流体演化和成矿作用具有重要意义。本文以赛都金矿为例,对该问题进行了探索。

1 地质概况

赛都金矿位于新疆阿尔泰哈巴河县,是额尔齐斯构造-成矿带西北段的典型金矿床。额尔齐斯深断裂带总体呈 NW310 绵延于阿尔泰山南缘,东起中蒙边境,卡拉先格尔以东的南东段称玛因鄂博深断裂,北西进入哈巴河县称玛尔卡库里深断裂,再向北西进入哈萨克斯坦。额尔齐斯构造-成矿带实际上包括了阿尔曼太-萨吾尔岛弧带和克兰弧后盆地的部分地区。赛都金矿田的主矿段就位于玛尔卡库里剪切带及其派生的托库孜巴依剪切带的分叉处(图 1),韧性剪切变形带内岩石强烈片理化、劈理化及糜棱岩化,由数个次一级的剪切带组成(Groves *et al*, 1998)。

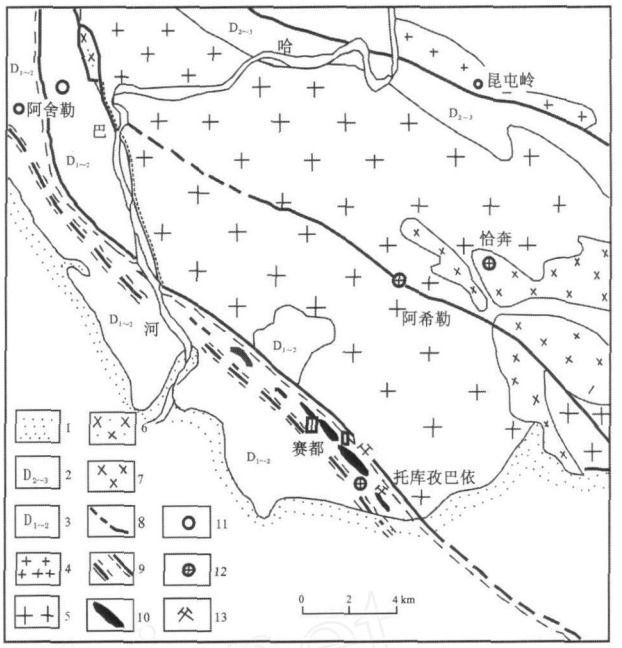


图 1 新疆赛都金矿区地质略图[据程忠富等(1996)修绘]

Fig 1 Geological sketch map of the Saidu gold deposit, Xinjiang (after Cheng Zhongfu *et al*, 1996)

1—第四系; 2—中-上泥盆统; 3—下-中泥盆统; 4—花岗岩; 5—斜长花岗岩; 6—辉绿玢岩及闪长玢岩; 7—辉长-闪长岩; 8—断裂带; 9—剪切带及韧性剪切带; 10—金矿群; 11—铜矿; 12—金矿; 13—采矿场

1—Quaternary; 2—Middle-Upper Devonian; 3—Lower-Middle Devonian; 4—granite; 5—plagioclase granite; 6—diabase and diorite; 7—pyroxene diorite; 8—fault; 9—ductile shear zone; 10—gold-bearing veins; 11—copper mine; 12—gold mine; 13—minning pit

区内地层主要为中下泥盆统托克萨雷组沉积岩系,局部夹有少量火山岩,由于变形变质,岩石主要由石英绢云千枚岩、变砂岩等组成。哈巴河斜长花岗岩体大面积侵入,出露面积达 800 km^2,其全岩 K-Ar 年龄为 284.4～277.3 Ma, Rb-Sr 等时线年龄为 297±11 Ma(陈华勇等,2000)。

赛都金矿田共有 4个金矿脉群,即 1号、2号、3号和 4号脉群。4个矿脉群均呈 SE-NW 向分布,与糜棱岩蚀变带分布一致,基本上呈等间距分布,与地表常见的石英脉群的雁形排列是一致的。早期石英脉伴生的韧性变形成因的黑云母 Ar-Ar 法年龄为 269.94±2.54 Ma(李光明等,2007),含矿蚀变岩中黑云母和白云母的 K-Ar 法的测年结果为 294.7±3.5～316.5±3.2 Ma,含金蚀变闪长岩中白云母 K-Ar 年龄为 294.7±3.5 Ma(芮行健等,1993;程忠富等,1996)。含金构造岩中的绢云母 Ar-Ar 年龄为 289.2 Ma(闫升好等,2004)。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

2　构造-成矿阶段

玛尔卡库里深断裂及其次级剪切构造带具有复杂的构造-成矿演化历史,从早期的挤压推覆、韧性变形,经中期的构造抬升、左行走滑和脆-韧性变形以及一系列的剪裂隙和石英脉系的形成,直至晚期的脆性构造叠加,都伴有与金有关的矿化,但主要的金矿化与中期脆-韧性剪切变形有关。根据野外地质特征、手标本和显微镜下研究,赛都金矿的构造-成矿可划分为 4个阶段。

(Ⅰ) 早期韧性剪切-硅化阶段:该阶段韧性剪切作用强烈,伴随较强的硅化作用,表现为条带状、石香肠状的石英平行糜棱片理分布(图 2a、2b),总体走向 NW,相当于李光明等(2007)的 V1、V2脉系。主要发育于 1号矿体,其他矿体发育较差。有磁铁矿、金红石的形成。

(Ⅱ) 浸染状黄铁矿-乳白色石英阶段:该阶段剪切活动强烈,韧性变形向脆性转化,伴有较强烈的黄铁矿化、硅化等面型蚀变,以及较弱的金矿化,局部形成含浸染状磁铁矿的石英脉。相当于李光明等(2007)的 V4、V5和 V6脉系,石英脉常切层分布。石英镜下特征表明,早期石英 Q1呈透镜状、长条状和眼球状定向分布,被细粒重结晶石英环绕包围(图 2e),可以认为,这类的石英脉具有糜棱岩化石英脉或石英质(硅质)糜棱岩的特征。有时 Q1内布满菱形网状碳质微裂隙,菱形长对角线方向与石英长轴方向一致;在垂直或大角度斜交石英长轴方向则分布密集的流体包裹体面(图 2g)。这些现象都是由于平行压应力(垂直石英长轴)的方向易于产生张裂隙,为次生流体包裹体的捕获提供了空间。

(Ⅲ) 多金属硫化物-烟灰色石英阶段:此阶段为韧脆性变形的中晚期,主要形成大小不均的烟灰色黄铁矿-石英脉,并出现较多黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等。中晚期金矿化最强,形成自然金和多种金的碲化物。该阶段是本区最主要的金矿化阶段。镜下观察表明,该阶段石英也主要由透镜状、眼球状碎斑石英和细粒重结晶石英亚颗粒组成,所谓的烟灰色石英实际上是由填隙在细粒重结晶石英间的黄铜矿等硫化物微粒细脉和微粒引起的(图 2f、2h)。因此该阶段石英脉很可能是富硫富金属流体对Ⅱ阶段糜棱岩化石英脉的进一步改造,岩石中重结晶的亚颗粒石英相对于碎斑石英的比例增加,同时伴随强烈的硫化物化,使得石英脉外观为烟灰色。

(Ⅳ) 晚期石英-碳酸盐化阶段:在矿区可见含方解石、石英脉呈 EW或 NE向,是剪切作用晚期的产物,也是本区成矿晚期的产物,该阶段基本不含矿。

赛都金矿的热液蚀变程度与构造形变的强度呈正相关。从剪切构造带中心的糜棱岩到构造带外侧的糜棱岩化围岩,热液蚀变的类型由强烈的硅化-黄铁绢英岩化到中低温的绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化。金矿化的强度与热液蚀变-构造形变密切相关,构造-蚀变越强金矿化越好。

3　流体包裹体研究

3.1　包裹体组合特征

赛都金矿各阶段的石英都存在大量流体包裹体,既有原生成因,更有多次叠加属次生成因的。先按室温下的相态特点分成 3种类型:碳质流体包裹体(包括富 N_2 包裹体)、CO_2-H_2O 包裹体(L_{CO_2}-L_{H_2O})和水溶液包裹体(L-V)。以下以包裹体组合(FIA)的观念来阐述各阶段包裹体的特征。

(1) 碳质流体包裹体,是指无水的 CO_2-CH_4-N_2 体系(Van den Kerkhof and Thiery, 2001)。在赛都金矿早期石英脉透镜状、眼球状石英中(如Ⅰ、Ⅱ阶段)都能见到碳质流体包裹体,它们既可以表现出原生成因特征(图 3a),也有次生成因的。一般在Ⅰ阶段石英中常表现为假次生或次生的(面状分布局限于石英单颗粒内或穿透颗粒间),而在Ⅱ阶段石英中主要表现为次生的。按成分它们又可分为 2种:一种为富 N_2 包裹体,常表现为很暗的单相包裹体(图 4),常与 CO_2-H_2O 包裹体一起产出,它们冷冻至 -195℃无明显相变;另一种为含 N_2 的 CO_2 包裹体,CO_2 固相的融化温度(t_{m,CO_2})小于 -57℃,甚至低于 -63.1～-64.5℃,反映了存在一定量的 N_2 或 CH_4 等挥发分。激光拉曼探针分析表明,在拉曼位移 1 384 cm^{-1} 和 1 278 cm^{-1} 附近显示了清晰的 CO_2 谱峰,而在拉曼位移 2 327～2 329 cm^{-1} 处显示了清晰的 N_2 谱峰(徐九华等, 2007)。

(2) CO_2-H_2O 包裹体,由液态 CO_2 相和液态水溶液相组成(具 30%～60%的 CO_2/H_2O 体积比)。原生成因的 CO_2-H_2O 包裹体主要产于第Ⅰ、Ⅱ阶段石英脉的透镜状、眼球状石英中(图 3b),在Ⅲ阶段烟灰色糜棱岩化石英脉的眼球状石英中也可见 CO_2-H_2O 包裹体,表现为原生或次生成因的。该类包裹体的

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

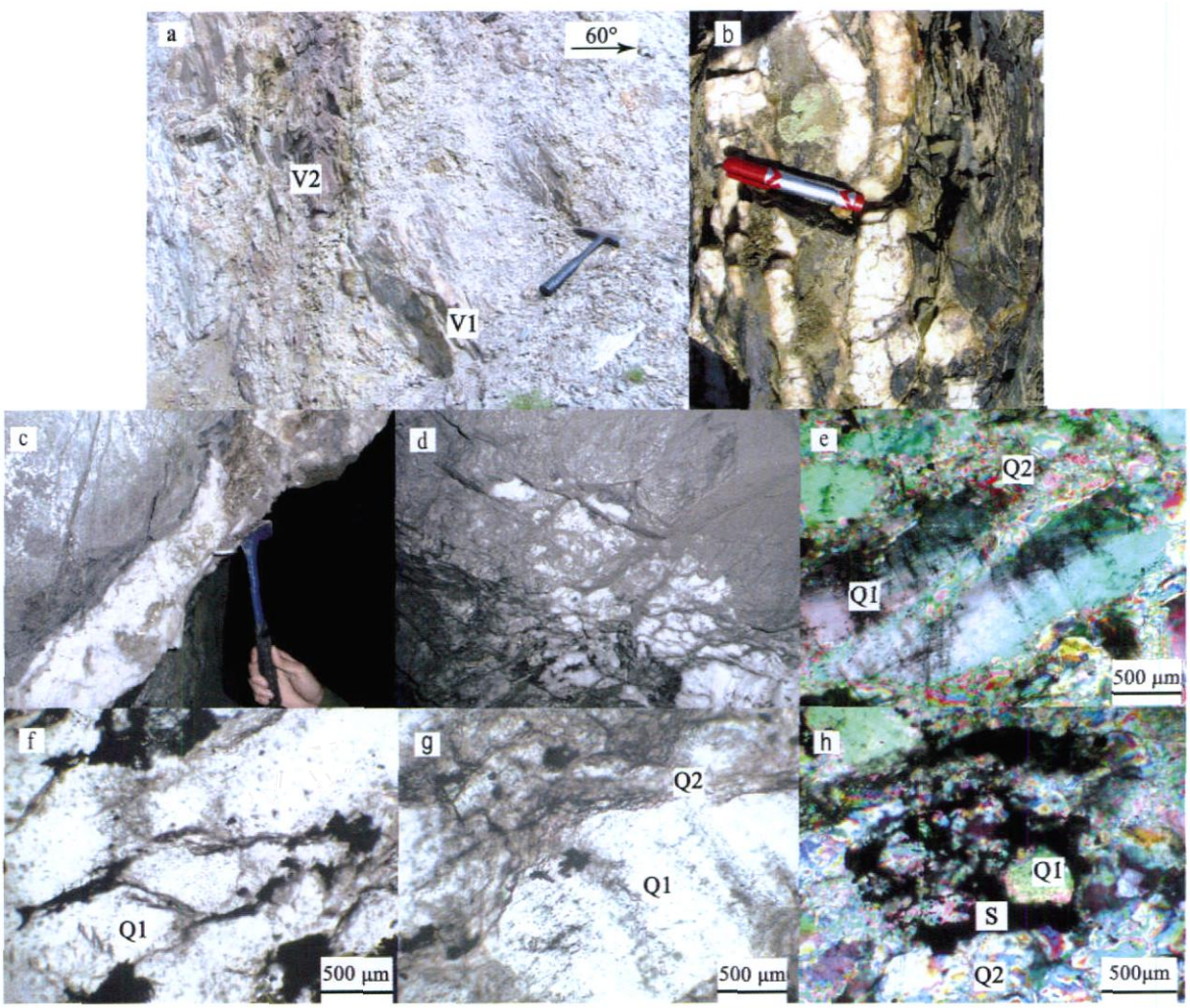


图 2 赛都金矿各种构造石英脉体及显微镜下特征

Fig 2 Various quartz veins and texture characters under microscope at the Saidu gold deposit

a—赛都金矿 1号矿体韧性剪切带中顺层石英脉透镜体 (V1)和切层石英脉 (V2), D001(地质观测点); b—中泥盆统阿勒泰镇组 (D_2a^{2-2})千枚状板岩中顺层石英脉, D008点; c、d—2号矿闪长岩中或边部充填的粗晶黄铁矿-白色石英脉 (Ⅱ阶段), 106勘探线 617 m中段; e—白色石英脉 (Ⅱ阶段)中两期石英, Q1为透镜状, Q2为细粒重结晶, (+), 82-2-6; f—烟灰色石英脉中 (Ⅲ阶段) 透镜状 Q1被硫化物 (黄铜矿等)环绕, (-), 82-2-23; g—灰白色石英脉 (Ⅱ阶段)中透镜状石英 (Q1)中垂直长轴的包裹体组合, 周边的细粒石英 (Q2)和碳质网脉, 82-2-10; h—烟灰色石英脉 (Ⅱ阶段)中硫化物 (S)填隙重结晶石英 (Q2), 并见碎斑石英 (Q1), (+), 82-2-22 (图中显微照片为光薄片, 较正常薄片厚, 故石英在正交偏光下呈鲜艳的干涉色)

a—banded lentoid quartz vein (V1) and strata-cutting vein in ductile shear zone at No. 1 ore body of the Saidu gold deposit, D001 (geological spot); b—banded quartz vein in phyllitic slate of Middle Devonian (D_2a^{2-2}), D008; c, d—coarse pyrite-white quartz vein (Stage Ⅱ) within or near the margin of diorite massive at No. 2 ore body, at 617 m level near exploratory line 106; e—two generations of quartz in white quartz vein (Stage Ⅱ), Q1-lentoid quartz; Q2-fine recrystallized quartz grains (+), 82-2-6; f—dark greyish quartz vein (Stage Ⅲ) lentoid quartz (Q1) surrounded by sulfides (chalcopyrite), 82-2-23, (-); g—white grayish quartz vein (Stage Ⅱ), fluid inclusions vertical to extending of lentoid quartz which is surrounded by fine recrystallized quartz grains (Q2) and carbonic veinlets, 82-2-10; h—dark greyish quartz vein (Stage Ⅲ) intergranular sulfides (S) in recrystallized quartzgrains (Q2) and clastic quartz (Q1) can be seen (+), 82-2-22 (microphotos in figure are under polished sections which are thicker than normal thin sections, so quartz shows bright interference colour under crossed polarizer)

均一温度较高,第 Ⅰ阶段石英脉 CO_2-H_2O包裹体的均一温度范围在为 252.4～408.1℃,第 Ⅱ阶段的为 203.3～325.8℃(表 1)。

(3) 水溶液包裹体,在赛都金矿 Ⅰ号矿脉群的第 Ⅱ、Ⅲ阶段普遍存在,根据相态有两种情况: a为由水溶液相和蒸汽相组成 (气液比为 15%～30%)的两

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

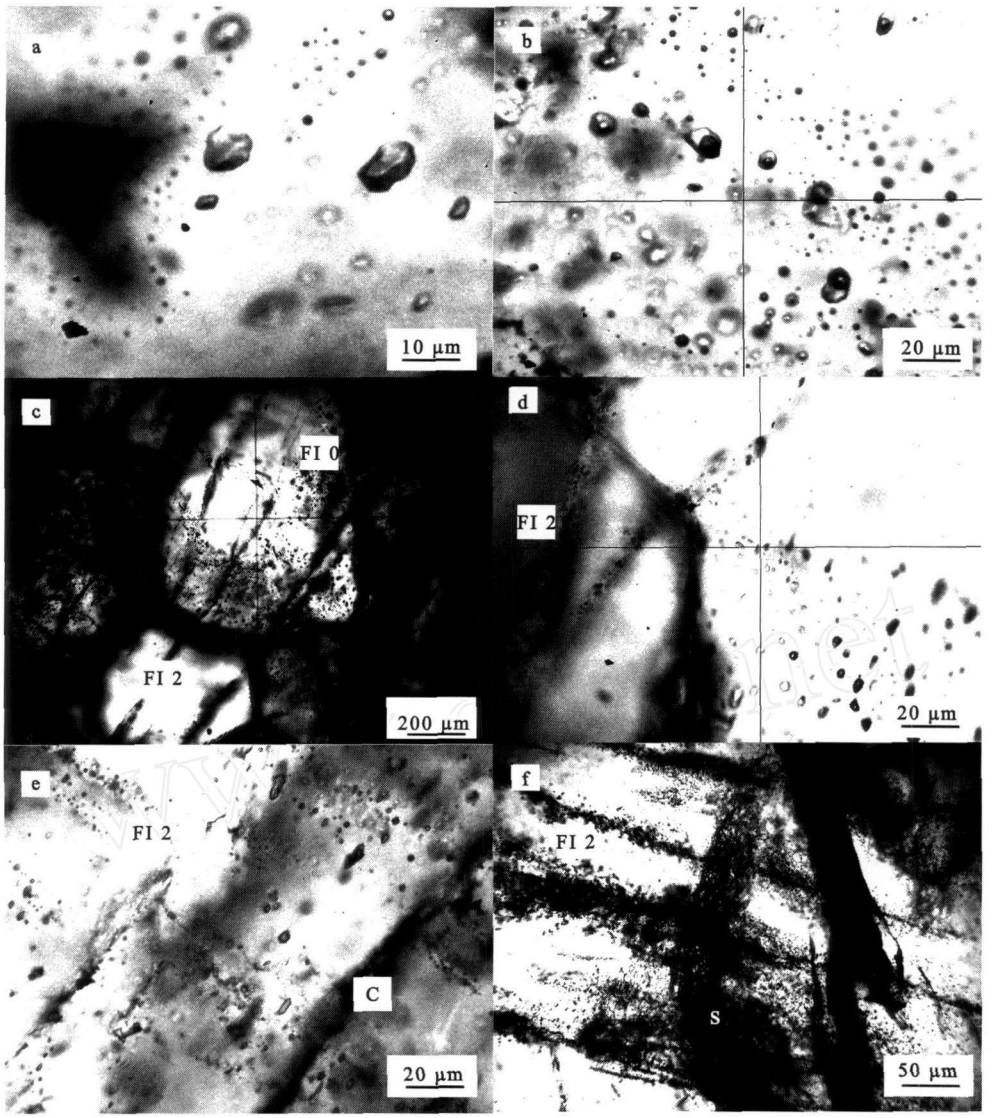


图 3　赛都金矿各种构造石英脉体中包裹体特征

Fig 3　Characteristics of fluid inclusions in various quartz veins in the Saidu gold deposit

a—乳白色石英脉中 L_{CO_2}包裹体, SD2; b—乳白色石英脉中 L_{CO_2}-L_{H_2O}包裹体, SD2; c—顺层石英脉中原生包裹体 (FI0)和次生包裹体 (FI2), SD103A; d—未切穿石英颗粒边界的碳质流体包裹体 (FI0)和穿切石英颗粒边界的次生包裹体 (FI2), SD103A; e—眼球状石英平行延长方向的碳质微裂隙 (C)和垂直方向的次生包裹体 (FI2), 82-2-6; f—眼球状石英中穿切边界的 L-V包裹体 (FI2), 又被充填硫化物细脉 (S)的裂隙穿切, 82-2-8

a—L_{CO_2} inclusions in white quartz vein, SD2; b—L_{CO_2}-L_{H_2O} inclusions in white quartz vein, SD2; c—primary inclusions (FI0) and secondary inclusions (FI2) in banded quartz veins, SD103A; d—carbonic inclusions (FI0) within quartz grain and secondary inclusions (FI2) cutting quartz grains, SD103A; e—carbonic fissures (C) occurring along the stretching direction of eyeball-like quartz, and secondary inclusions (FI2) distributed vertical to eyeball-like quartz, 82-2-6; f—secondary L-V inclusions (FI2) cutting the boundary of eyeball-like quartz, and cut by tiny fissures filled with sulfides (S), 82-2-8

相包裹体; b为室温下为单相水溶液包裹体 (由冷冻法和激光拉曼探针证实)。这类包裹体常成群出现, 或沿透镜状、眼球状石英的边缘分布, 或垂直石英颗粒的延长方向并穿透颗粒边界, 具有次生特征。但是, 在 III阶段烟灰色石英脉中它们又被平行石英长轴的黄铜矿等硫化物细脉穿截。所以对于 II、III阶段的透镜状、眼球状石英而言, 它们是次生包裹体; 而对于 III阶段的黄铜矿等硫化物而言, 它们则表现出同期或略早于硫化物的特征。

3.2　构造-成矿流体演化

为了理顺不同产出特征的包裹体组合与剪切带构造和成矿演化的关系, 用代号 FI0表示早期 I阶段石英

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

中的原生包裹体,包括碳质流体包裹体和 CO_2-H_2O包裹体;用 FI1表示Ⅱ、Ⅲ阶段糜棱岩化石英脉的透镜状、眼球状石英中原生成因的 L-V和 CO_2-H_2O包裹体,以及 Ⅰ阶段石英中的次生碳质流体包裹体;用 FI2为Ⅱ、Ⅲ阶段透镜状、眼球状石英中次生成因的 L-V包裹体,它们常垂直石英长轴分布,在Ⅲ阶段中,黄铜矿、黄铁矿等硫化物则填充细粒重结晶石英粒间分布。还有一些次生包裹体,包括变形破裂的、卡脖子的,以及不规则形状的单相水溶液包裹体,暂时无法判断其相对形成时间是早于还是晚于 FI2,暂且都把它们归到 FI3。

因此,看到的构造-成矿过程的流体演化图像是:①在早期韧性剪切-硅化阶段,在局部的扩容空间形成平行糜棱片理的石英脉,捕获了大量来自深部的变质流体,形成了碳质流体包裹体和 CO_2-H_2O包裹体(FI0);②在浸染状黄铁矿-乳白色石英阶段,韧性变形开始向脆性转化,形成了一些斜切剪切带的石英脉,捕获了一些原生成因的 CO_2-H_2O包裹体和碳质流体包裹体(FI1),但由于强烈的剪切变形,这些切层石英脉和早期形成的顺层石英脉与围岩一起受到了糜棱岩化作用,石英颗粒被拉长形成透镜状、眼球状石英,颗粒边缘形成亚颗粒石英。一些 FI0、FI1受到了破坏,同时在垂直或大角度斜交石英长轴方向形成了次生流体包裹体 FI2;③在烟灰色石英阶段,主要表现为石英的脆性变形和硫化物的充填,此期间由于剪切构造带的抬升,构造带上部的大气降水通过裂隙进入脆性变形的脉石英中,经愈合形成了一些不规则分布的晚期次生包裹体。

根据 30件不同阶段的石英样品包裹体的显微测温结果,参考池国祥等(2008)提出的关于 FIA数据有效性的观点,剔除了那些无法识别与成矿有无关系的次生包裹体 FI3,保留了有意义的显微测温结果(表 1)。表中数据说明,FI0的均一温度(t_h = 252.0～408.0℃)反映了中高温热液特征,FI1的均一温度(t_h = 203.0～325.8℃)主要具中温热液特征,而烟灰色石英脉中透镜状、眼球状石英内的次生 L-V包裹体 FI2的均一温度则具中低温特征(t_h = 120.0～221.0℃)。由于包裹体均一温度是捕获温度的最小值,所以包裹体的实际形成温度比这些数值要高几十度。流体的成分特征表现为早期富 CO_2和其他挥发分(FI0、FI1)以至于碳质流体的形成,随着成矿中晚期阶段韧性剪切带的抬升和向脆性变形转化,CO_2和其他挥发分比例减少,加热的大气水沿剪切带渗透参与了成矿,演化成富 H_2O的次生流体(FI2,以及更晚的 FI3)。

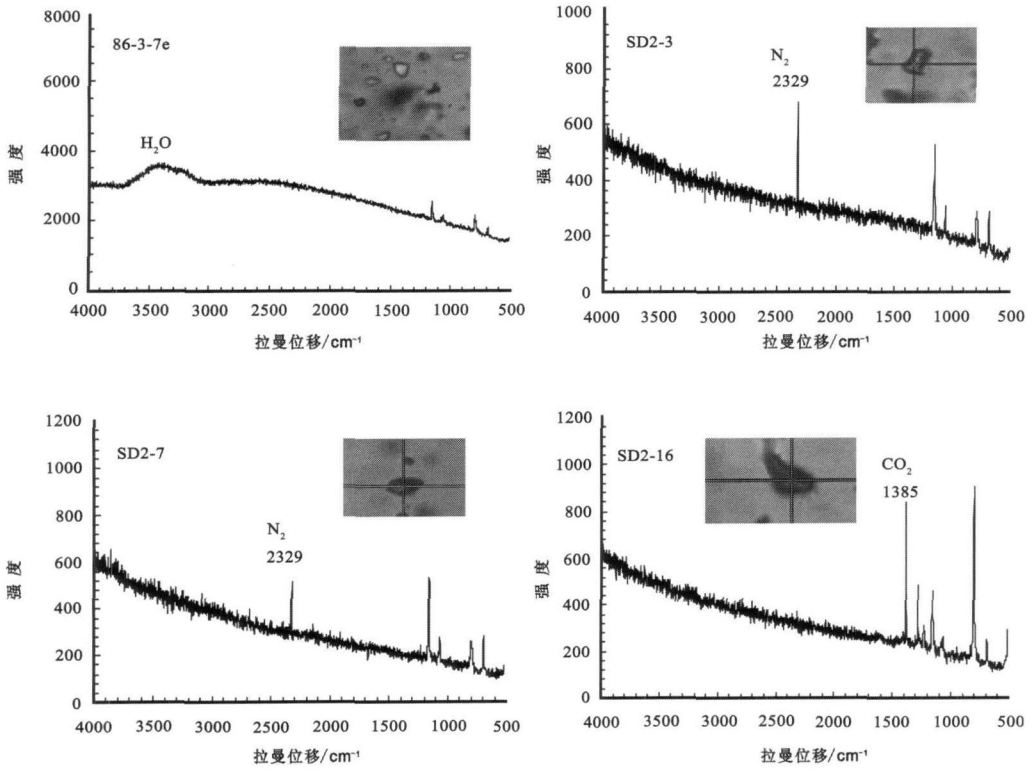


图 4 赛都金矿包裹体激光拉曼探针分析结果

Fig. 4 Laser Raman spectrograms of fluid inclusions in the Saidu gold deposit

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　赛都金矿包裹体显微测温结果综合表

Table 1　Thermometric results of fluid inclusions in the Saidu gold deposit

样号	特征	采样位置	石英脉阶段	包裹体组合类型	大小/μm	t_h/℃	t_h 平均值/℃	$t_{m,ice}$/℃	w(NaCl)/%	t_{m,CO_2}/℃	t_{h,CO_2}/℃
SD2	剪切带中乳白色石英脉	78 线附近地表	Ⅰ	FI 0	5～15	331.2～356.3(10)	340.7			-62.5～-63(3)	
86-3-2	剪切带中白色石英脉	ZK86-3,125 m	Ⅰ	FI 0	3～8.8	252.4～408.1(16)	342.1				
SD3	紫红色褐铁矿化石英脉	78 线附近地表	Ⅱ	FI 1	3.3～7.4	232.4～265.2(8)	246.0				
82-2-7	含粗晶 Py、细脉状 Cp 石英脉	ZK82-2,130 m	Ⅱ	FI 1	3.8～8.9	242.9～296.5(16)	262.3	-0.5～-4.9(7)	0.88～7.73		
82-2-8	含 Py 白色石英脉	133 m	Ⅱ	FI 1	5～20	203.3～290.5(14)	252.1	-0.2～-3.5(14)	0.35～5.71		
82-2-10	含细疏浸染状 Py、Cp 白色石英脉	146 m	Ⅱ	FI 1	3.3～13.5	204.0～258.5(10)	227.0	-6.5	9.86	-64.5～-64(7)	7.5～9.1(6)
82-2-17	含 Py 灰白色石英脉	182 m	Ⅱ	FI 1 FI 2	2.5～7.4 2.5～7.4	205.1～325.8(5) 156.5～271.5(9)	216.4	-2.0～-2.1	3.39～3.55		
82-2-22	浸染状黄铁矿化烟灰色石英脉	216 m	Ⅲ	FI 2	2.5～5.5	120.1～168.2(15)	142.2				
82-2-23	烟灰色石英脉	221 m	Ⅲ	FI 1 FI 2	2.1～5.4 2.1～5.4	267.8, 271.7 169.8～221.0 (13)					
86-3-6	烟灰色石英脉,Py 浸染状,大量细脉状	ZK86-3,138.5 m	Ⅲ	FI 2	2.7～9.6	142.1～198.7(17)	157.9	-2.8～-4.6(6)	4.65～6.59		
86-3-14	浅灰白石英脉,透明度较高	184.5 m	Ⅱ	FI 2	3.5～9.3	146.5～168.9(16)	162.5				
86-3-18	含浸染状 Py 的石英脉,透明度高	198 m	Ⅲ	FI 2	1.5～3.2	137.5～210.3(9)	166.4				
86-3-19	含浸染状 Py 的浅灰白色石英脉,偶见 Cp	201 m	Ⅲ	FI 2	1.7～3.5	129.6～175.1(15)	149.2				
86-3-20	含浸染状 Cp 的浅烟灰色石英脉	208 m	Ⅲ	FI 2	1.7～4.7	123.1～172.5(14)	143.7				
86-3-22	深烟灰色石英脉, Cp、Sp 常见	215 m	Ⅲ	FI 2	2～5	128.7～168.8(15)	139.3				

包裹体组合类型的代号 FI 0 为早期石英中的原生包裹体(包括碳质流体包裹体和 CO_2-H_2O 包裹体),FI 1 为Ⅱ、Ⅲ阶段糜棱岩化石英脉的透镜状、眼球状石英中原生成因的 L-V 和 CO_2-H_2O 包裹体,FI 2 为Ⅱ、Ⅲ阶段透镜状、眼球状石英中次生成因的包裹体,它们常垂直石英长轴分布,而黄铜矿黄铁矿等硫化物则细粒重结晶石英分布;括号内数字为实验测定包裹体数目;盐度估算据 Bodnar(1993)的相图;Py 为黄铁矿,Cp 为黄铜矿,Sp 为闪锌矿。

4 讨论

4.1 成矿物质来源

4.1.1 硫同位素示踪

赛都金矿硫化物中以黄铁矿最为常见,在不同阶段石英脉和蚀变构造岩中都有分布,是主要载金矿物之一。Loucks和 Mavrogenes(1999)的研究表明,在550～725℃、100～400 MPa条件下硫化铁饱和的盐水热液中,金在流体中可以 $AuHS(H_2S)^0_3$ 络合物的形式存在,这与金普遍和黄铁矿共生的事实吻合。流体中 $AuHS(H_2S)^0_3$ 的溶解度对温度和压力非常敏感,断裂带中温度从 400℃降到 340 ℃或压力减低将导致 90%的金沉淀。因此,当变质水在剪切带中上升,通过韧-脆性转换带,温度或压力的下降,偶将引起金和硫化铁的沉淀。从而,黄铁矿硫同位素组成特征可以反映硫的来源,也可以部分反映金的来源。

程忠富等(1996)对赛都金矿硫同位素的早期研究表明,矿区各岩石黄铁矿(或褐铁矿)的 $\delta^{34}S$的值为 0.31‰～11.41‰,多数集中在 1.0‰～5.0‰,平均值为 3.44‰,且 $\delta^{34}S$值的大小与黄铁矿形成先后有一定关系,早、中期 $\delta^{34}S$值较小,成矿主期或晚期 $\delta^{34}S$值较大,且硫同位素有分带特征。矿体中心 $\delta^{34}S$ 值较大,向外则趋小;在垂向上,黄铁矿 $\delta^{34}S$值显示了向深部变小的趋势。李光明等(2007)也研究了赛都金矿黄铁矿硫同位素,$\delta^{34}S$ 值变化范围在 -2.71‰～-5.6‰之间,平均为 1.43‰。

本文也对 II、III主构造成矿阶段的黄铁矿测试了硫同位素组成(表 2)。实验在中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素实验室完成,数据均为相对国际标准 CDT之值,质谱仪型号为 Delta-S。分析表明,赛都金矿床矿体中硫化物的 $\delta^{34}S$变化范围在 3.53‰～5.88‰之间(表 2),平均为 4.86‰。阶段 II的硫同位素值为 4.00‰～5.67‰,平均为 5.05‰,阶段 III的硫同位素值为 3.53‰～5.88‰,平均为 4.76‰。

表 2 赛都金矿黄铁矿硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotope composition of the Saidu gold deposit

样号	深度/m	成矿阶段	岩石名称	$\delta^{34}S$/‰
82-2-1	83	III	含 Py、Cp石英脉	3.93
82-2-2	89	III	含 Py、Cp烟灰色石英脉	5.49
82-2-6	123	II	含 Py,浸染状磁铁矿浅灰白色石英脉	5.54
82-2-8	133	II	含 Py白色石英脉	4.00
82-2-12	155	III	含浸染状、脉状 Cp、Py石英脉	4.79
82-2-23	221	III	烟灰色石英脉	5.41
78-3-1	186	III	浅烟灰色石英脉	5.88
78-3-2	205	III	浅烟灰色石英脉	4.62
78-3-5	211	III	深烟灰色含 Py石英脉	4.44
86-3-2	125	II	白色石英脉	4.68
86-3-6	138.5	III	烟灰色石英脉:所含 Py呈浸染状,大量细脉状;Cp呈浸染状	4.76
86-3-14	184.5	II	浅灰白石英脉,透明度较高	5.36
86-3-19	201	II	含浸染状 Py的浅灰白色石英脉,偶见 Cp	5.67
86-3-22	215	III	深烟灰色石英脉, Cp、Sp常见	3.53

中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素实验室测试。

获得的数据与前人的研究基本吻合,主成矿阶段 $\delta^{34}S$值分布集中在 3‰～5‰之间。据研究,邻区多拉纳萨依金矿黄铁矿中 $\delta^{34}S$值为 -7.02‰～-2.46‰,成矿晚阶段形成的黄铁矿比早阶段形成的黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值小些。热液矿床的硫同位素研究表明:$\delta^{34}S$接近零值的不大的正值反映硫源应为地幔或地壳深部大量地壳物质均一化的结果。由此得出本矿区成矿硫源主要来源于地壳深部即具有深源硫特征。

4.1.2 铅同位素演化

在中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

国家重点实验室稳定同位素实验室做了主成矿阶段黄铁矿的铅同位素测试,质谱仪型号为 MT252。测试结果表明,铅同位素组成$^{206}Pb/^{204}Pb$为 18.099 7～18.358 5,$^{207}Pb/^{204}Pb$为 15.487 7～15.579 0,$^{208}Pb/^{204}Pb$为 38.111 6～38.355 1(表 3)。李光明等 (2007)的铅同位素研究结果为:矿化Ⅱ、Ⅲ阶段的$^{206}Pb/^{204}Pb$为 17.966 6～18.123 6,$^{207}Pb/^{204}Pb$为 15.526 6～15.607 0,$^{208}Pb/^{204}Pb$为 37.883 8～38.198 9(表 3)。这些数据表明赛都金矿的铅同位素组成$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$值的变化范围均小于 1%。按正常铅$^{206}Pb/^{204}Pb$计算的μ($^{238}U/^{204}Pb$)值为 9.26～9.46,矿石的μ值接近单一正常铅变化范围(μ=8.686～9.238);按正常铅$^{207}Pb/^{204}Pb$计算的ψ($^{232}Th/^{204}Pb$)值为 35.53～36.68;矿石的ψ值在单一正常铅ψ值演化的范围内(ψ=35～41)。据矿石的μ值和ψ值推测的源区中 Th/U值为 3.67～3.76,接近单一正常铅的 Th/U(3.92±0.09)范围。

表 3　赛都金矿黄铁矿铅同位素组成特征

Table 3　Lead isotope composition of pyrite in the Saidu gold deposit

样号	成矿阶段	同位素组成			特征参数值		
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Th/U	μ	ψ
86-3-13	Ⅱ	18.358 5	15.542 4	38.256 0	9.36	35.53	3.67
86-3-19	Ⅱ	18.099 7	15.579 0	38.111 6	9.46	36.68	3.75
86-3-22	Ⅲ	18.249 8	15.487 7	38.355 1	9.26	36.01	3.76
ⅡZK306-423等*	Ⅱ(5)	18.123 6～18.000 3	15.526 6～15.607 0	37.883 8～38.198 9			
ⅢKD2121等*	Ⅲ(3)	17.966 6～18.025 6	15.549 1～15.568 2	37.895 4～37.953 0			

中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素实验室测试; *数据引自李光明等 (2007)。

根据上述铅同位素组成、特征参数值及铅同位素构造环境模式图(图 5)可看出,赛都金矿主成矿阶段的黄铁矿具有相对稳定的铅同位素组成,在图 5上,数据点集中落在造山带演化曲线上,反映了矿石中的铅等矿质主要是在造山作用中通过热液萃取深部岩石而获得的。

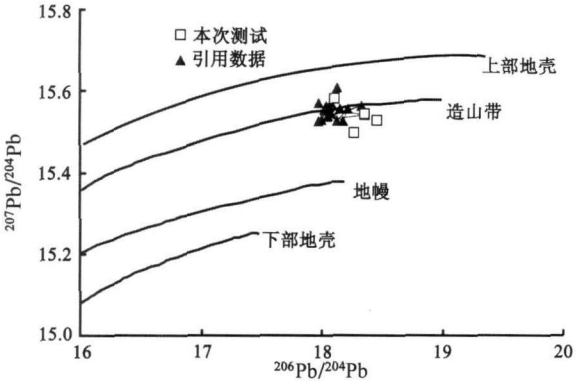


图 5　赛都金矿床铅构造环境模式图

Fig 5　Lead isotope composition of pyrite in the Saidu gold deposit

4.2　后碰撞造山与金成矿

赛都金矿具有造山带型金矿(Groves *et al*, 1998)的主要特点,包括:①矿床产于区域性玛尔卡库里深断裂附近,并受次级剪切带的控制;②含矿石英脉具有典型的"构造矿石"特点,眼球状-透镜状石英的波状消光、拔丝构造,黄铁矿化与亚颗粒石英的关系密切,围岩的变形和变质具有连续性,使蚀变类型、地球化学特征、构造性质等方面具有连续性;③具有低的硫化物含量(Pb-Zn-Cu),金属组合为 Au+Ag+As+Te;④具有强烈的中温硅化-黄铁绢英岩化组合和中低温绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化等蚀变组合;⑤构造-成矿流体为富CO_2的H_2O-CO_2±CH_4低盐度流体,由早期的CO_2变质流体向晚期的富H_2O流体转化。这种极富CO_2的流体是阿尔泰南缘金矿的重要特征(Xu Jiuhua *et al*, 2005)。

对于额尔齐斯构造带的成矿地球动力学背景研究,特别是金的主要成矿时期与造山带构造体制的关系,前人从不同角度提出了不同的观点。芮行健等 (1993)认为成矿作用与晚古生代洋陆俯冲体制有关;陈华勇等 (2000)则认为与陆内板片俯冲的碰撞成矿有关;阎升好等 (2004)通过 Ar-Ar年代学研究认为应与造山带后碰撞构造演化期的伸展构造环境有关;李光明等 (2007)认为额尔齐斯构造带存在两个成矿事件,分别为 290 Ma左右大规模左行走滑和 270 Ma左右的后碰撞走滑-伸展转换体制。

张湘炳等 (1996)研究了额尔齐斯构造带的抬升历史,认为早石炭世末 (332～292 Ma)该区是快速抬升的时期,而晚石炭世末之后 (292～211 Ma)该区为

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

造山期后应力松弛时期,抬升速度慢,断裂开启,围压降低。胡霭琴等(2006)获得了青河变质岩中英安岩质正片麻岩的 SHRMP锆石 U-Pb年龄(281 ±3 Ma),数据记录了阿尔泰晚古生代一次重要的构造、变质和快速隆升的地球动力学过程。肖文交等(2006)认为北疆的增生造山作用可能结束于在晚石炭世晚期—二叠纪。赛都金矿的同位素年龄数据说明金矿只是造山带中剪切带演化过程中的一个产物。笔者认为赛都金矿的早期构造-成矿阶段对应于快速抬升的较晚时期,构造流体的圈闭主要来自深部上升的富 CO_2 变质水,形成残留于透镜状、眼球状石英中的原生碳质流体包裹体和 CO_2-H_2O 包裹体;而中晚期的主成矿阶段对应于造山期后应力松弛时期,构造带上部的大气降水通过脆性裂隙进入早期形成的脉石英中,如烟灰色石英脉阶段,富 H_2O 的次生包裹体大量产生于早期透镜状、眼球状石英微裂隙中。因此,赛度金矿主要的金矿化应与后碰撞造山的伸展构造环境有关。我国东部一些重要的金矿集中区,多是燕山期以伸展体制为主的动力学背景下的产物,如胶东半岛、小秦岭地区等。

5 结论

(1) 赛都金矿的构造-成矿流体早期以中高温、富 CO_2-N_2 等挥发分为特征,演化到中晚期为中低温、中低盐度的盐水溶液体系。

(2) 黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 变化范围在 3.53‰～5.88‰之间,铅同位素组成为 $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.099 7～18.358 5, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.487 7～15.579 0, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.111 6～38.355 1。硫铅同位素研究表明:成矿物质是从深部富集的,在后碰撞造山作用过程中从深部岩石中通过热液萃取获得。

(3) 赛都金矿的形成只是造山带中剪切带演化过程中的一个产物,主要的金矿化应与后碰撞造山的伸展构造环境有关,构造-成矿流体的演化特征与剪切带演化过程吻合。

致谢 野外工作得到北京矿产地质研究院丁汝福教授级高工、新疆有关地质部门同仁的支持,激光拉曼探针分析得到中国科学院地质与地球物理研究所范宏瑞研究员的支持,深表谢忱。

References

Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 683～684.

Chen Huayong, Chen Yanjing and Liu Yulin. 2000. Metallogenesis of the Ertix gold belt, Xinjiang and its relationship to Central Asia-type orogenesis[J]. Science in China (Series D), 30 (Supp.): 38～44 (in Chinese).

Chen Yanjing, Zhang Jing and Lai Yong. 2001. Continental Geoynamics and Metallo Genesis[M]. Beijing: Seismological Press, 12～24, 216～230 (in Chinese).

Cheng Zhongfu and Rui Xingjian. 1996. Minerogenetic characteristics of Saidu gold deposit in Habahe county[J]. Xinjiang Geology, 14(3): 247～254 (in Chinese).

Chi Guoxiang and Lu Huanzhang. 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(9): 1 945～1 953 (in Chinese with English abstract).

Dong Yongguan. 2000. Distribution of gold deposits related to fault structures in Altay, Xinjiang[J]. Volcanology Mineral Resources, 21(1): 41～46 (in Chinese with English abstract).

Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, *et al*. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geology Review, 13: 7～27.

Guo Dingliang. 1996. Contributions of the Irtysh deep large-scale fault to gold mineralization[J]. Geology and Geochemistry, (1): 52～55 (in Chinese).

Hu Aiqin, Wei Gangjian, Deng Wenfeng, *et al*. 2006. Shrimp zircon U-Pb dating and its significance for gneisses from the southwest area to Qinghe County in the Altai, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(1): 1～10 (in Chinese with English abstract).

Li Guangming, Shen Yuanchao, Liu Tiebing, *et al*. 2007. Metallogenic evolution of Tuokuzibayi gold deposit in southern Altay, north Xinjiang: Evidence from characteristics of quartz vein systems, isotopic geochemistry and Ar-Ar chronology[J]. Mineral Deposits, 26(1): 16～32 (in Chinese with English abstract).

Liu Shunsheng, Li Zhichun, Tan Kaixuan, *et al*. 2003. Deformation, Metamorphism and Fluids in Altay Orogenic Belt, China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1～152 (in Chinese).

Liu Wuhui, Liao Qilin, Dai Tagen, *et al*. 1999. Preliminary analyses on inerogenetic characteristics of gold deposits related to ductile shear zone in Southern Margin-area of Altay[J]. Contributiongs to Geology and Mineral Resources Research, 14(3): 297～307 (in Chinese with English abstract).

Loucks R R and Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions[J]. Science, 284: 2 159～2 163.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Rui Xingjian, Zhu Shaohua and Liu Kangjuan. 1993. The main characteristics and regional metallogenic model of Altay primary gold deposits in Xinjiang[J]. Geological Review, 39(2): 138～148(in Chinese).

Van den Kerkhof A and Thiéry R. 2001. Carbonic inclusions[J]. Lithos, 55: 49～68.

Xiao Wenjiao, Han Chunming, Yuan Chao, *et al* 2006. Unique Carboniferous-Permian tectonic-metallogenic framework of Northern Xinjiang (NW China): Constraints for the tectonics of the southern Paleoasian Domain[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1 062～1 076(in Chinese with English abstract).

Xu Jiuhua, Ding Rufu, Xie Yuling, *et al* 2005. Pure CO_2 fluids in the Sarekoubu gold deposit at southern margin of Altai Mountains In Xinjiang, West China[J]. Chinese Science Bulletin, 50 (4): 333～340.

Xu Jiuhua, Xie Yuling, Ding Rufu, *et al* 2007. CO_2-CH_4 fluids and gold mineralization: southern margin of Altay, China, and Muruntau of Uzbekistan[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 2 026～2 032 (in Chinese with English abstract).

Yan Shenghao, Chen Wen, Wang Yitian, *et al* 2004. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dationg and itx significance of the Ertix gold metallogenic belt in the Altay orogen, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 78(4): 500～506(in Chinese with English abstract).

Zhang Xiangbing, Sui Jingxia, Li Zhichun, *et al* 1996. Tectonic Evolution of the Irtysh and the Metallogenic Series[M]. Beijing: Sciences Press, 1～202(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈华勇,陈衍景,刘玉琳. 2000. 新疆额尔齐斯金矿带的成矿作用及其与中亚型造山作用的关系[J]. 中国科学(D辑), 30(增刊): 38～44.

陈衍景, 张　静, 赖　勇. 2001. 大陆动力学与成矿作用[M]. 北京: 地震出版社, 12～24, 216～230.

程忠富, 芮行健. 1996. 哈巴河县赛都金矿成矿特征探讨[J]. 新疆地质, 14(3): 247～254.

池国祥, 卢焕章. 2008. 流体包裹体组合对测温数据有效性的制约数据表达方法[J]. 岩石学报, 24(9): 1 945～1 953.

董永观. 2000. 新疆阿尔泰金矿断裂构造控矿规律研究[J]. 火山地质与矿产, 21(1): 41～46.

郭定良. 1996. 额尔齐斯深(大)断裂对金成矿的贡献[J]. 地质地球化学, (1): 52～55.

胡霭琴, 韦刚健, 邓文峰, 等. 2006. 阿尔泰地区青河县西南片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(1): 1～10.

李光明,沈远超,刘铁兵,等. 2007. 新疆阿尔泰南缘托库孜巴依金矿成矿演化: 石英脉系、同位素地球化学及其 Ar-Ar年代学证据[J]. 矿床地质, 26(1): 16～32.

刘顺生,李志纯,谭凯旋. 等. 2003. 中国阿尔泰造山带的变形变质及流体作用[M]. 北京: 地质出版社, 1～152.

刘悟辉, 廖启林, 戴塔根, 等. 1999. 阿尔泰南缘与韧性剪切带有关金矿床成矿特征浅析[J]. 地质找矿论丛, 14(3): 297～307.

芮行健, 朱韶华, 刘抗娟. 1993. 新疆阿尔泰原生金矿基本特征及区域成矿模式[J]. 地质论评, 39 (2): 138～148.

肖文交, 韩春明, 袁　超, 等. 2006. 新疆北部石炭纪-二叠纪独特的构造-成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约[J]. 岩石学报, 22(5): 1 062～1 076.

徐九华, 谢玉玲, 丁汝福,等. 2007. CO_2-CH_4流体与金成矿作用:以阿尔泰山南缘和穆龙套金矿为例[J]. 岩石学报, 23(8): 2 026～2 032.

闫升好, 陈　文, 王义天, 等. 2004. 新疆额尔齐斯金成矿带的 $^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 78(4): 500～506.

张湘炳, 隋静霞, 李志纯, 等. 1996. 额尔齐斯构造带构造演化与成矿系列[M]. 北京:科学出版社, 1～202.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net