

北塔山金矿床成矿流体成因 及金沉淀机制的探讨*

高怀忠 张旺生 吕万军

(中国地质大学, 武汉)

提 要: 北塔山地区金矿床及矿点的含金石英脉与闪长玢岩、闪长岩及斜闪煌斑岩等岩脉及小岩体有密切的空间关系, 其一般产于岩脉内部及其接触带附近。石英中流体包裹体研究表明成矿流体为近中性低盐度和富 CO_2 的 $\text{K}^+-\text{Na}^+ (\text{Ca}^{2+})-\text{Cl}^-$ 型热液, 推测主要属于来自深部的变质流体。金的成矿具多阶段特征。早期中—高温阶段减压引起 CO_2 和 H_2S 等组分溶解度减小和强烈挥发应是金沉淀的主要机制。晚期中—低温阶段, 降温引起成矿流体中 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 溶解度降低可能是金沉淀的主要机制。

关键词: 成矿流体 闪长玢岩 成矿机制 北塔山地区

北塔山东段处于西伯利亚板块准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘的和布克—三塘湖岛弧^[1]带。金矿位于山脉南侧, 与库布苏金矿床、库普一带金矿点同受库布苏强应变构造带控制

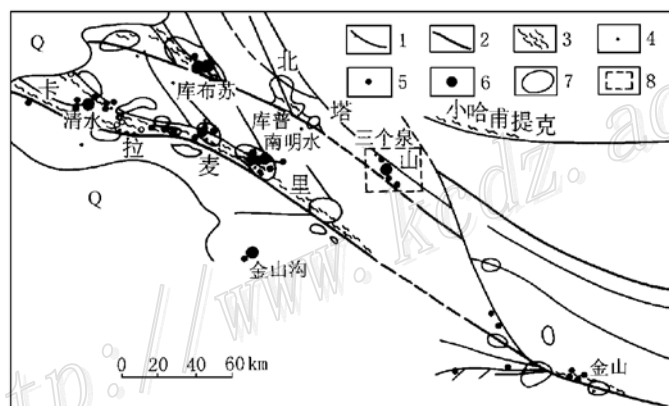


图 1 北塔山—卡拉麦里地区断裂构造及金矿分布简图

1—表壳断裂; 2—深断裂及大断裂; 3—强应变构造带; 4—金矿化点;
5—金矿点; 6—金矿床; 7—金化探异常; 8—研究区

Fig. 1. Distribution of faults and gold deposits in Beitashan-Kalamaili area.

1—Supercrust fault; 2—Deep fault and large fault; 3—Strong strain tectonic belt; 4—Gold mineralized spot;
5—Gold ore spot; 6—Gold ore deposit; 7—Gold anomaly; 8—Study area.

* 国家“九五”科技攻关项目 (96-915-02-06-01) 资助

第一作者简介: 高怀忠, 男, 1945 年生, 副教授, 从事矿床地质研究与教学工作。邮政编码: 430074
1999-03-04 收稿, 1999-04-28 修改回

(图1)。该区已发现金矿床(点)及矿化蚀变区5处,自北而南分别是双石山金矿化蚀变区、三个泉金矿点、艾盖巴依金矿床、艾南金矿点和窄脉金矿点。其中艾盖巴依金矿床和三个泉金矿点已被开采。该区金矿床(点)与库布苏金矿床^[2]相似,均显示出与中性岩脉有密切的空间关系。关于金矿与闪长玢岩及煌斑岩脉的密切关系早已引起国内外地质工作者们的关注,但是在岩脉与金矿的成因关系方面却一直众说纷纭^[3,16]。本文试图从岩脉与金矿脉的空间关系、成矿流体成分和物理化学特征脉等方面探讨该区金矿与岩脉的成因联系及其成矿机制。

1 含金石英脉与岩脉(体)的空间关系

库布苏强应变构造带是一条以强烈挤压片理化为特征的深层次断裂构造带,该区位于此构造带的东段^[4]。构造带范围内发生了强烈变形和片理化的主要是下石炭统及其更老的地层,中石炭统及其以上地层片理化不甚明显,显示该构造带主要形成于中石炭世以前。区内没有规模较大的侵入岩体,但各种岩脉发育,主要类型有辉绿岩及辉长辉绿岩脉、斜闪煌斑岩脉、闪长玢岩脉及规模很小的闪长岩体、花岗斑岩脉。花岗斑岩脉走向与片理化带斜交,岩脉内无片理化现象,属强应变构造带形成之后的侵入产物。其它岩脉多见于泥盆系中,岩脉走向北西西,与片理化带方向一致且岩脉内部也多见较强烈的片理化,表明它们的侵位受到强应变构造带内次级断裂控制,而侵位后强应变构造带还在活动。三种岩脉少见穿插关系,根据闪长玢岩片理化相对较弱,推测其侵位可能相对较晚,并且常与金矿化关系较密切。

区内已发现的金矿床、矿点均属石英脉型,含金石英脉与岩脉有密切的空间关系。

艾盖巴依金矿床的闪长玢岩脉和含金石英脉均沿北西向断裂带分布。矿带长1.6 km,含金石英脉均产于闪长玢岩脉南侧(上盘)与卓木巴斯套组(D_1zh)含碳泥砂质板岩及凝灰质砂岩接触带及内接触带中(图2A),呈尖灭再现分布。单个石英脉宽一般小于1 m,个别可达2~3 m,长可达100余米,Au的平均品位可达 $4 \times 10^{-6} \sim 6 \times 10^{-6}$ 。石英脉中可见黄铁矿及毒砂,脉侧围岩均发生了明显的绢云母化、黄铁矿化、硅化及碳酸盐化等蚀变,蚀变带宽可达10 m左右,地表氧化呈褐黄色。黄铁矿在脉壁附近及石英脉中的围岩碎块中大量出现并与毒砂共生,远离石英脉则明显减少。

艾南金矿的含金石英脉与闪长岩的小岩体有密切的空间关系,该闪长岩体呈不规则状,长约600 m,宽不足300 m,侵位于卓木巴斯套组(D_1zh)凝灰质砂岩及粉砂岩、硅质岩中,其南部枝脉穿插了早期侵入的辉绿岩脉。经采样分析的10余条含金石英脉均产于该闪长岩体与凝灰质砂岩及早期辉绿岩的接触带附近(图2B)。矿脉宽一般30~70 cm,个别达1 m以上,长20~160 m不等。金主要富集于石英中。脉侧强蚀变围岩中也见矿化现象。品位变化较大,以小于 $1 \times 10^{-6} \sim 10.86 \times 10^{-6}$ 不等。含金石英脉侧围岩均有明显的蚀变,主要是黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化。黄铁矿在蚀变围岩中富集,石英脉中亦可见,均具五角十二面体晶形。

三个泉金矿的含金石英脉沿一近东西向的右行剪切断裂呈尖灭再现或侧现的形式分布,矿带长600 m以上,东段产于斜闪煌斑岩脉内,西段产于乌鲁苏巴斯套组($D_2\omega$)变质砂岩及粉砂岩中。东段斜闪煌斑岩脉宽仅数米,走向与矿带及片理走向一致,岩脉及其围岩均已片理化。含金石英脉宽一般0.4~2.5 m,长一般30~180 m。Au品位变化较大,从小于 $1 \times 10^{-6} \sim 14.20 \times 10^{-6}$ 不等。含金石英脉两侧有宽1~3 m的蚀变带,主要是黄铁矿化、绢云母化和

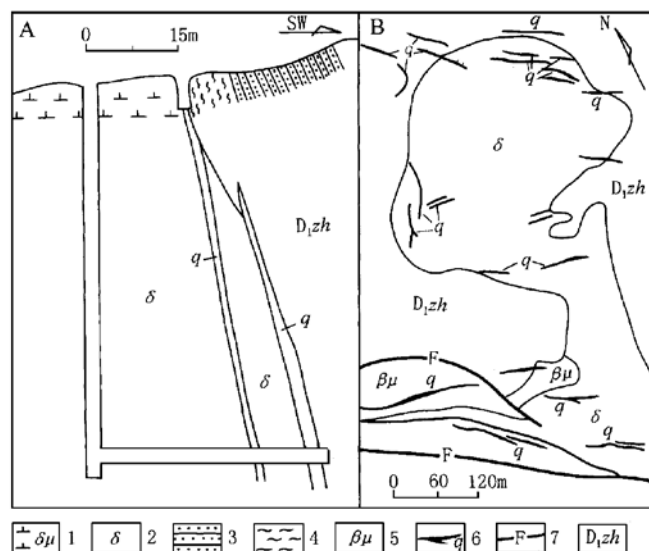


图 2 含金石英脉与闪长玢岩脉及闪长岩体的空间关系

A. 艾盖巴依金矿床矿带中段横剖面图; B. 艾南金矿点地质简图。1—闪长玢岩; 2—闪长岩; 3—凝灰质砂岩; 4—片理化蚀变带; 5—辉绿岩; 6—含金石英脉; 7—断裂; 8—下泥盆统卓木巴斯套组凝灰质砂岩夹含碳泥质板岩及硅质岩

Fig. 2. Spatial relationship of auriferous quartz veins and diorite porphyrite veins to the diorite body.

A—Cross section of the central part of the ore zone in the Aigaibayi gold deposit; B—Geological sketch map of Ainan gold spot; 1—Diorite porphyrite; 2—Diorite; 3—Tuffaceous sandstone; 4—Schistositized altered zone; 5—Diabase; 6—Auriferous quartz vein; 7—Fault; 8—Tuffaceous sandstone intercalated with carbonaceous argillaceous slate and silicalite of Lower Devonian Zhuomubasitao Formation.

碳酸盐化, 并可见毒砂等硫化物, 黄铁矿具立方体及五角十二面体晶形。

双石山金矿化蚀变区的蚀变带及金矿化石英脉产于两条北西向右行断裂之间, 呈平行带状分布(走向北北东), 横切闪长玢岩脉。单个蚀变带宽 0.5~3 m, 主要是黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化, 黄铁矿呈五角十二面体晶形。其蚀变特征与该区含金石英脉围岩蚀变特征相同, 部分蚀变带中心可见具金矿化的石英脉。

2 成矿流体特征及其成因分析

矿物流体包裹体研究是查明成矿流体成因的重要途径, 而氢氧同位素组成是判断成矿流体水来源的常用依据。采自艾盖巴依金矿床、三个泉金矿点、双石山金矿化蚀变区含金石英脉和托南无矿区非含金石英脉的石英样品所测的氢氧同位素成分见表 1 和图 3。由图 3 可见, 非含金石英脉成矿流体与含金石英脉成矿流体的氢氧同位素明显不同。前者接近大气降水线, 说明成矿流体的水来自大气降水。后者中除艾盖巴依金矿 1 号脉(产于岩脉内)和双石山的样品点分别投入正常岩浆水及其与变质水的重叠范围内, 其余样品点均投到正常岩浆水左侧附近。一定比例的岩浆水和大气水的混合流体, 或在一定水/岩比值条件下, 300℃以上的大

表 1 流体的氢氧同位素组成

Table 1. Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluids

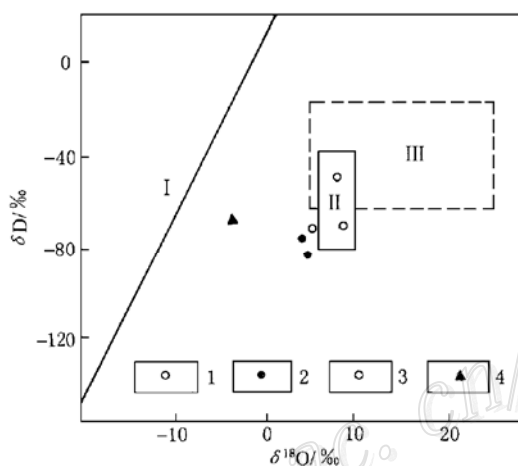
序号	样号	采样位置	$\delta^{18}\text{O}$ 石英/ ‰	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ / ‰	$\delta\text{D}/\text{‰}$
1	9763	艾盖巴依金矿 1 ^号 脉	16.0	323	9.9	-71
2	9748	艾盖巴依金矿 2 ^号 脉	11.6	331	5.8	-70
3	97164	三个泉金矿含矿石英脉	11.7	320	5.5	-83
4	97466	三个泉金矿西端含矿脉	10.5	340	4.9	-73
5	97365	托南不含金石英脉	13.5	143	-2.7	-67
6	97124	双石山蚀变带石英脉	14.2	367	9.4	-50

注： $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 及 δD 由中国地质大学（武汉）测试中心测定，均一温度作者测定。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 据石英-水氧同位素分馏方程
 $\Delta\text{Q-H}_2\text{O}=3.38\times 10^6\times T^{-2}-3.40$ （克莱顿，1972）计算求得

气降水与岩浆岩经过氧同位素交换后，均可能具有类似的氢氧同位素数值^[5]。另外，张理刚^[6]认为变质分泌水氢氧同位素成分具有很大的变化范围，其 $\delta^{18}\text{O}$ 的理论计算值变化于 $4\text{‰}\sim 22\text{‰}$ ， δD 变化于 $-10\text{‰}\sim -100\text{‰}$ 。该区含金石英脉成矿流体 H_2O 的氢氧同位素值全部都在这一变化范围之内。

流体包裹体的成分和盐度也常用于判别成矿流体的成因。季克俭等^[7]认为岩浆结晶不可能产生富钙的热液，大气降水转化而成的热液或热卤水常以富钙（ $\text{Ca}^{2+}>\text{Na}^{+}>\text{K}^{+}$ ）或钙含量高（ $\text{Na}>\text{Ca}^{2+}>\text{K}^{+}$ ）为特征。Roedder 提出，岩浆热液的 $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ 值一般小于 1，沉积或地下水有关的矿床成矿流体中 $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ 值大于 1^[8]，并认为过量的 K^{+} 可能代表了岩浆的贡献。张德会等^[9]在综合了国内外一些矿床流体包裹体参数特征后也认为，虽然有例外但较高的盐度（ $>30\text{‰}$ ）和高 $\text{K}^{+}/\text{Na}^{+}$ （重量）比值（ >1 ）可能是确定成矿流体源自岩浆的主要

证据之一。王莉娟^[10]提出同生沉积型层控矿床成矿流体温度多小于 200°C ，个别可达 300°C ，盐度中等，多属 $\text{Ca}^{2+}-\text{Na}^{+}-\text{Cl}^{-}$ 型。浅成热卤水改造同生沉积变质层控矿床成矿流体为变质水和天水混合而成，属于中—低温、中—高盐度的 $\text{Na}^{+}-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^{-}$ 型或 $\text{Ca}^{2+}-\text{Na}^{+}-\text{Cl}^{-}$ 型。综上所述，中—低温， $\text{Ca}^{2+}-\text{Na}^{+}-\text{Cl}^{-}$ 或 $\text{Na}^{+}-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^{-}$ 型贫 K^{+} 、 Mg^{2+} （与海相镁质碳酸盐有关的水可能富 Mg^{2+} ）的流体可能代表了大气降水及同生沉积水来源的成矿流体特征。Yardley^[17]认为变质过程产生的流体因不混溶作用可以演化为具有少量 CO_2 及其它气体的高盐度卤水和

图 3 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解

1—艾盖巴依金矿；2—三个泉金矿；3—双石山蚀变区；4—托南无矿区；I—大气降水线（克雷格，1961）；II—正常岩浆水（泰勒，1968）；III—变质水（ $300\sim 600^{\circ}\text{C}$ ）（Sheppard，1977）

Fig. 3. δD versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram.

1—Aigaiyayi gold deposit; 2—Sangequan gold deposit;
 3—Shuangshishan altered area; 4—Tuonan Barren area.
 I—Meteoric water; II—Normal magmatic water;
 III—Metamorphic water ($300\sim 600^{\circ}\text{C}$).

低盐度的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体。但目前的研究表明高压变质作用可产生富含 CO_2 和高盐度 $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{KCl}$ 型流体^[11]。Phillips 和 Powell^[18]对比了全球金矿流体包裹体数据后指出,低盐度、较高温度和还原条件的 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体是变质成矿流体的共同特征,这些流体可能代表了变质流体演化的高挥发性组分和低盐度流体端员。变质岩和变质成因的石英包裹体成分有 $\text{K}^+>\text{Na}^+>\text{Ca}^{2+}>\text{Mg}^{2+}$ 和 $\text{HCO}_3^->\text{F}^->\text{Cl}^-$ 的特征^[12],但是王莉娟^[10]认为,火山沉积深变质改造型层控矿床成矿流体随蚀变作用加强, CH_4 减少,而 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 CO_2 增加,流体由 $\text{Na}^+-\text{Mg}^{2+}-(\text{Ca}^{2+})-\text{Cl}^-$ 型演化为 $\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^-$ 型和 $\text{K}^+(\text{Na}^+)-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^-$ 型。综上所述,变质流体的盐度和成分变化很大,这可能与受变质的岩石类型和变质程度以及温压条件(可能影响流体的演化和分异)都有关系,但是对金矿的成矿流体而言,中至高温、低盐度、富 CO_2 和相对富 K^+ 的 $\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^-$ 或 $\text{K}^+(\text{Na}^+)-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^-$ 型流体可能是变质流体的代表性特征。

由来自三个泉和艾盖巴依金矿区的含金石英脉样品流体包裹体气、液相成分(表2)。可见艾盖巴依金矿床的成矿流体为 $\text{K}^+-\text{Ca}^{2+}-\text{Na}^+-\text{Cl}^-$ 型,三个泉金矿点成矿流体为 $\text{K}^+-\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}-\text{Cl}^-$ 型。两矿区流体包裹体气相成分均以富 CO_2 为特征,在艾南及双石山两区的石英脉中还可富 CO_2 及纯 CO_2 包裹体(表3)。应用冷冻法测定的流体的盐度显示,艾盖巴依金矿床成矿流体的盐度为 2.9%~4.2%NaCl,三个泉金矿点为 1.7%~3.7%NaCl,艾南及双石山含金石英脉成矿流体盐度也多变化于 1.8%~2.3%NaCl 之间。可见该地区含金石英脉的成矿流体属低盐度、富 CO_2 和相对富 K^+ 的中性溶液,显示变质热液的特征。

表2 石英中流体包裹体的成分 (10^{-6})

Table 2. Chemical composition of fluid inclusions in quartz

样号	矿区	气 相					液 相									
		H_2O	CO_2	H_2	CO	CH_4	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	pH
9763	艾盖巴依	76.5	20.0	0.22	0.15	0.10	0.75	0.22	0.36	0.14	0.00	0.10	2.00	0.00	0.00	6.7
97159	三个泉	85.0	18.5	0.24	0.10	0.10	1.25	0.74	0.21	0.09	0.00	0.10	2.60	0.00	0.00	6.6

注:由宜昌地质矿产研究所测定

综合上述含金石英脉流体包裹体成分、盐度及 H_2O 的氢氧同位素组成特征表明,虽不能排除大气降水和岩浆热液混入的可能性,但成矿流体主要应属于变质热液。该区不同岩脉(体)(包括闪长玢岩,闪长岩和煌斑岩)内部及接触带可以形成特征相似的金矿化,说明这些金矿化没有特定的岩浆成矿专属性。但是,控制这些岩脉侵位的断裂应该具有一定的切割深度或与深断裂相连通,而且,深部岩浆活动的热能有助于岩石变质和含金变质热液的形成与活动。在岩脉侵位后部分断裂再次活动则可能重新打开连通深部的通道,导致含金变质热液上升与矿化,从而产生了含金石英脉与岩脉在空间上密切伴生的现象。上升热液与岩脉接触不可避免地发生物质变换,使热液水的类型和氢氧同位素组成更接近岩浆热液。

3 成矿条件及成矿作用

该区各矿含金石英脉均具如下两个重要特征:①含金石英脉的形成都具有多阶段性。早期粗粒结构的石英脉依次被晚期阶段细粒微细石英-黄铁矿脉和碳酸盐脉穿插。各阶段石英流体包裹体特征及成矿温度见表3和图4;②含金石英脉的近脉围岩均具明显的黄铁矿化、绢云母

化、硅化及碳酸盐化。蚀变带宽 1 m 至数米不等。

表 3 石英中包裹体特征

Table 3. Characteristics of fluid inclusions in quartz

矿 区	主矿物	包裹体类型	气液比/%	均一温度/℃	均一后状态
艾盖巴依	Q _{Z1}	I 次生富液相型	≤5	83~198	液相
		II 原生富液相型	5~10	189~273	液相
		III 富气液相型	10~50	249~351	液相
		IV 富气相型	60~90	323~356	气相
艾南	Q _{Z1}	I 次生富液相型	<5	122~157	液相
		II 原生富液相型	5~10	233~267	液相
		III 富气液相型	10~50	241~319	液相
		IV 富 CO ₂ 气相型	50~90	269~331	气相
		V 纯 CO ₂ 型	<5	11.4~14.1	液相
	Q _{Z2}	I 富液相型	<5	122~248	液相
三个泉	Q _{Z1}	I 次生富液相型	<5	108~178	液相
		II 原生富液相型	10~50	214~341	液相
		III 富气相型	60~70	342~398	气相
	Q _{Z2}	I 原生富液相型	5~10	193~218	液相
双石山	Q _{Z1}	I 次生富液相型	<5	98~181	液相
		II 原生富液相型	5~10	167~250	液相
		III 富 CO ₂ 液相型	10~50	289~311	液相
		IV 富 CO ₂ 气相型	50~90	254~315	气相
		V 纯 CO ₂ 型	<5	10.3~14.1	液相
	Q _{Z2}	I 原生富液相型	5	172~214	液相

注：Q_{Z1}为第一阶段中粗粒半自形—他形石英；Q_{Z2}为第二阶段细粒他形石英

由表 3 和图 4 可见，包裹体均一温度均呈多峰分布，与石英脉特征相对应，显示成矿从高温至中温和中—低温的多阶段性。在高温阶段均存在均一为气相的富气相型或富 CO₂ 及纯 CO₂ 的包裹体，显示艾南和双石山成矿流体在 269~319℃ 时曾发生 CO₂ 不混溶分离作用。艾盖巴依和三个泉两区在 320℃ 以上时还可能发生过水的强烈挥发作用。这些作用应是热液上升减压引起的。

由表 2 可知，成矿流体的 pH 值为 6.6 和 6.7，基本上属中性溶液。但是液体成分中未发现 SO₄²⁻ 和 HCO₃⁻ 离子，这一测试结果与含金石英脉普遍发生黄铁矿化和碳酸盐化的地质现象及富 CO₂ 包裹体的大量出现相矛盾。脉侧蚀变岩中大量出现五角十二面体型黄铁矿显示黄铁矿的快速结晶和成矿流体硫逸度高^[13]。或许硫呈 H₂S 的形式存在于气相中（气相成分分析时未测定 H₂S）。

包裹体气相成分中均含 H₂O、CO₂、H₂、CO 和 CH₄。根据反应， $\text{H}_2(\text{ag}) + \frac{1}{2}\text{O}_2(\text{g}) = \text{H}_2\text{O}$ 中，氧逸度与 H₂O、H₂(aq) 中性分子摩尔分数（活度系数近似为 1）的关系式：

$$\lg f_{\text{O}_2} = 2\{\lg[X_{\text{H}_2\text{O}}/55.56X_{\text{H}_2}(\text{aq})] - \lg K\}^{[14]}$$

① 孙岱生，1987，黄铁矿成因形态学研究，中国金矿床成因矿物学和找矿矿物学论文选集，第 37~43 页

其中 X_{H_2O} 和 $X_{H_2(aq)}$ 分别为 H_2O 和 H_2 的中性分子摩尔分数, K 为平衡常数。根据测定的均一温度取近似的平均值为 300°C , 则平衡常数 $\lg K$ 为 19.48^[14]。将表 2 中气相成分换算为摩尔分数%, 代入上式可求得两个样品成矿流体的 $\lg f_{O_2}$ 均约为 -39, 均属强还原性质的流体。

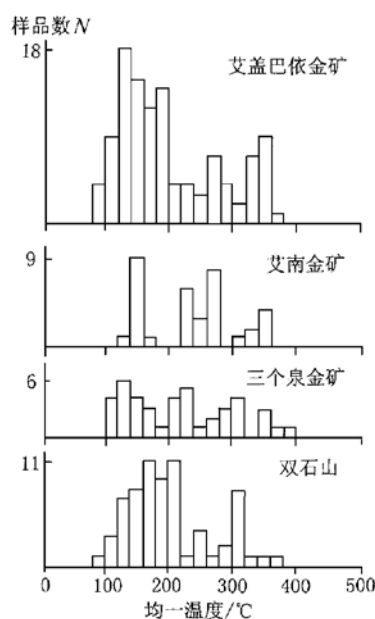


图 4 石英包裹体均一温度分布图

Fig. 4. Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz.

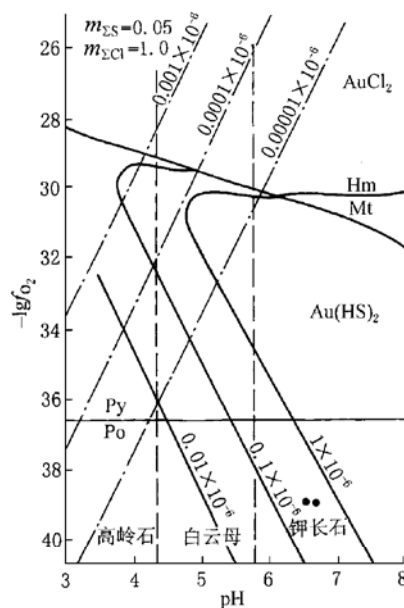


图 5 300°C 时 $[\text{AuCl}_2]^-$ 和 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 形式的金溶解度等值线图

(据 Seward, 1984)

Mt—磁铁矿; Hm—赤铁矿; Py—黄铁矿; Po—磁黄铁矿;

图中黑点为该区金成矿流体的投点

Fig. 5. Isogram of dissolubility of gold in the forms of $[\text{AuCl}_2]^-$ and $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ at 300°C .

Mt—Magnetite; Hm—Hematite; Py—Pyrite; Po—Pyrrhotite;

Black dots mean projected points of gold fluids in this area.

由图 5 可见, 当总 Cl 浓度为 1.0 mol/L 、总 S 浓度为 0.05 mol/L 的含 Au 溶液在 300°C 时只有在 $\text{pH} < 4$ 和 f_{O_2} 较高的情况下才可能以 $[\text{AuCl}_2]^-$ 形式为主。随着 pH 值升高 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-/[\text{AuCl}_2]^-$ 比值急剧增大。本区成矿流体按盐度计算 ΣCl 浓度低于 0.7 mol/L , 且 $\lg f_{O_2}$ 低达 -39 左右和近中性 (pH 为 6.6 和 6.7), $[\text{AuCl}_2]^-$ 应远低于 10^{-10} 。因此, 在此种条件下含 H_2S 的溶液 (可由石英脉中及近脉围岩黄铁矿化的地质现象得到证实) 中 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 应是主要形式。

因为 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 的最大溶解度在 250°C 左右^[15], 所以该区金的成矿流体在初始高温阶段的降温不会引起 Au 的沉淀, 而减压导致 H_2S 等挥发组分的释放可能是 Au 沉淀成矿的主要机制。中—高温阶段富气相型和富 CO_2 及纯 CO_2 包裹体 (表 3) 的存在显示曾经发生过减压

引起的 CO_2 等组分的不混溶分离作用。当温度降至 250°C 以下时 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 的溶解度开始降低,降温将成为重要的成矿机制,由表3和图4可见,第二阶段细粒石英-黄铁矿微细脉应是这一阶段的产物。

4 结 论

经上述分析可得出如下结论。

(1) 北塔山地区金矿的成矿热液主要是来自变质流体,在闪长玢岩等岩脉(体)侵位之后断裂的再活动导致深部成矿流体上升并与脉岩发生了一定程度的物质交换。

(2) 成矿流体是一种低盐度、富 CO_2 和含 H_2S 的中性还原流体,Au的主要迁移形式是 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 。

(3) Au的富集成矿具多阶段性:早期中—高温阶段减压引起 H_2S 等组分的挥发作用应是引起Au沉淀的主要机制;晚期中—低温阶段降温可能是Au沉淀的主要机制。

参 考 文 献

- 1 肖序常,汤耀庆,李锦铁等.新疆北部及其邻区大地构造.北京:地质出版社,1992,4~9.
- 2 高怀忠,张旺生.库布苏金矿地质特征及成矿条件分析.新疆地质,1998,16(2):118~124.
- 3 翟建平,胡凯,陆建军.有关煌斑岩与金矿化新成因模式的讨论.矿床地质,1996,15(1):80~85.
- 4 高怀忠,吕瑞英,张旺生等.新疆东准噶尔卡拉麦里一带内生金矿成矿规律和成矿预测.武汉:中国地质大学出版社,1995.19~20.
- 5 刘家军,郑明华,刘建明等.西秦岭寒武系硅岩建造中金矿床成矿物质来源研究.矿床地质,1997,16(4):330~339.
- 6 张理刚.稳定同位素在地质科学中的应用.西安:陕西科学技术出版社,1985,190~199.
- 7 季克俭,王立本.热液源研究的重要进展和“三源”交代热液成矿学说.地学前缘,1994,1(4):126~131.
- 8 卢焕章,李秉伦,沈昆等.包裹体地球化学.北京:地质出版社,1990,102~154.
- 9 张德会,刘伟.流体包裹体成分与金矿床成矿流体来源.地质科技情报,1998,17(增刊):67~71.
- 10 王莉娟.华北地台北缘及北邻地区铜、铅、锌、锡矿床流体包裹体研究.矿床地质,1998,17(3):256~263.
- 11 沈昆,倪培,刘斌.国外变质岩中流体包裹体研究进展.地质科技情报,1998,17(增刊):22~28.
- 12 王华田.浙西南金矿床矿物包裹体地球化学和矿床成因.地质地球化学,1995(3):63~69.
- 13 邵洁涟.金矿找矿矿物学.武汉:中国地质大学出版社,1988,8~9.
- 14 张生,李统锦,王联魁.广东长坑金银矿床的成矿流体地球化学.矿物学报,1998,18(1):38~44.
- 15 涂光炽.中国层控矿床地球化学(第一卷).北京:科学出版社,1984,166~170.
- 16 Rock N M S, Craves D I. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? Geology, 1988, 16(6): 538~541.
- 17 Yardley W D. The solution chemistry of metamorphic fluids. 地学前缘, 1994, 1(1~2): 27~37.
- 18 Phillips G N, Powell R. Links between gold provinces. Econ Geol, 1993, 88: 1084~1098.

A PRELIMINARY DISCUSSION ON THE GENESIS OF ORE-FORMING FLUIDS AND PRECIPITATION MECHANISM OF GOLD IN THE BEITASHAN GOLD DEPOSIT

Gao Huaizhong, Zhang Wangsheng, Lü Wanjun

(China University of Geosciences, Wuhan 430074)

Key words: ore-forming fluid, diorite porphyrite, ore-forming mechanism, Beitashan area

Abstract

Auriferous quartz veins in the Beitashan gold deposit occur within or near the contact zones of diorite porphyrite dikes, small diorite bodies and camptovogsite, suggesting the close spatial relationship of the ore deposit to those veins and rock bodies. According to the study of fluid inclusions in quartz veins, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and δD of ore-forming fluids vary in the range of $4.9\text{‰} \sim 9.9\text{‰}$ and $-50\text{‰} \sim -83\text{‰}$ respectively, and the salinity corresponds to $1.7\text{‰} \sim 4.2\text{‰}$ NaCl. The ore-forming fluid contains rich CO_2 phase and pure CO_2 inclusions; the anions in the fluid phase are mainly Cl^- , the cations are characterized by $\text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ or $\text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+}$, the pH values vary in the range of $6.6 \sim 6.7$, and the $\lg f_{\text{O}_2}$ value calculated on the basis of gas-phase composition is some -39 . All these features show that the ore-forming fluid is neutral reductive hydrothermal solution with low salinity, rich CO_2 and relatively abundant K^+ , belonging mainly to the fluid of metamorphic origin. After the emplacement of dikes, the activity of the faults that controlled the emplacement of dikes resulted in the ascending of deep fluid and its material exchange with dikes; as a result, the cations of ore-forming fluids and the hydrogen-oxygen isotopic composition became increasingly close to those in magmatic hydrothermal solution. Gold mineralization has multi-stage characteristics. At the early medium-high temperature stage there existed homogenized gas-rich phase and CO_2 -rich inclusions, whose homogenization temperature varies in the range of $254 \sim 356\text{ }^\circ\text{C}$. It is inferred that the immiscible separation and strong volatilization of such components as CO_2 and H_2S caused by reduction of solubility during the rapid ascending of high-temperature deep ore-forming fluid to the shallow place might have been the main mechanism for the precipitation of Au at this stage. At the late medium-low temperature stage, the decrease of $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ solubility in ore-forming fluids might have been responsible for the precipitation and mineralization of gold.