

# 河北丰宁大西沟金矿流体地球化学研究

邓 磊<sup>1</sup> 王建国<sup>2</sup> 王圣文<sup>2</sup> 曹 焱<sup>2</sup> 熬 翀<sup>2</sup>

(1. 长江大学工程技术学院, 湖北 荆州 434000; 2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;)

**摘要:**笔者利用显微测温、成分及氢氧同位素测试对大西沟金矿流体包裹体参数以及成矿流体性质进行了较为深入的探讨,结果显示,大西沟金矿与矿化关系密切的石英中,包裹体可以分为气体包裹体、气液包裹体、液体包裹体 3 种类型,其中气液包裹体、液体包裹体最为常见。包裹体均一温度主要集中在 175℃~275℃,盐度为 2%~7%,流体密度为 0.804~0.959g/cm<sup>3</sup>,成矿深度为 1.01~2.24 km。流体包裹体气相成分主要为 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub>;包裹体液相成分中阳离子以 Na<sup>+</sup>为主, Ca<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>次之,阴离子以 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>为主,仅含微量的 F<sup>-</sup>。石英中 δ<sup>18</sup>O 水值是 2.1‰~5.8‰, δD 值为 -87‰~-103.67‰,反映成矿流体来源于岩浆水与大气降水。通过气体逸度的计算,大西沟金矿成矿流体中金主要以[Au(HS)<sub>2</sub>]<sup>-</sup>络合物的形式迁移,混合作用和热液蚀变作用是导致金沉淀与富集的主要因素。

**关键词:**流体包裹体;成矿流体;地球化学;大西沟金矿;河北

**中图分类号:** P618.51      **文章标志码:** A      **文章编号:** 1000-3657(2009)01-0184-10

大西沟金矿位于河北省丰宁县境内,地处华北地台北缘成矿带,是近年来发现的一处大型矿床,前人对其研究比较少,尤其是在成矿流体及其作用等方面。笔者详细地研究了大西沟金矿床不同成矿期石英中包裹体的类型,气液相成分和氢氧同位素组成,确定了大西沟金矿床成矿的物理化学条件,并对成矿流体的来源、性质及其演化进行了探讨,为矿床成因的研究提供了依据。

## 1 地质背景

研究区大地构造上位于华北地台内蒙地轴东段北缘的围场拱断束(Ⅲ级),上黄旗岩浆岩亚带(Ⅳ级),地处大陆板块的三级构造单元—华北板块上之东西向阴山断块北缘。区内出露地层较为简单,基底变质岩仅见古元古代红旗营子群零星分布,主要为侏罗系上统白旗组、张家口组的中酸性岩建造。容矿围岩为斑状花岗岩、二长花岗岩、石英正长斑岩、安山岩等。

区内主要控矿构造为燕山期活动强烈的北东向

上黄旗—乌龙沟深断裂(图 1)。矿区分为金山一号、金山三号、金山五号 3 个矿段(图 2),矿体总体走向北东 50~60°,倾向南东,倾角 40~50°,多呈脉状、条带状、透镜状或不规则形状产出,与围岩没有明显的界限,工业类型为破碎蚀变岩型。矿石中主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等,主要的脉石矿物有钾长石、石英、绿泥石、方解石等。金矿物主要有金、银金矿。矿石结构以不等粒结构、碎裂结构、交代结构、网脉状结构为主,而矿石构造主要有块状构造、条带状构造、角砾构造、裂隙充填构造等。具较典型的围岩蚀变:钾长石化、硅化、黄铁矿、绿泥石化、碳酸盐化。

根据野外脉体穿插关系、矿物共生组合和结构构造特点,大西沟金矿成矿作用可以分为以下 4 个阶段,其中第 II 阶段为主要的成矿阶段。

I. 黄铁矿—石英阶段,主要矿物为石英,含少量黄铁矿。石英乳白色,他形,少数为半自形,黄铁矿晶体粗大呈自形晶、半自形晶碎裂结构及碎斑结构发育。

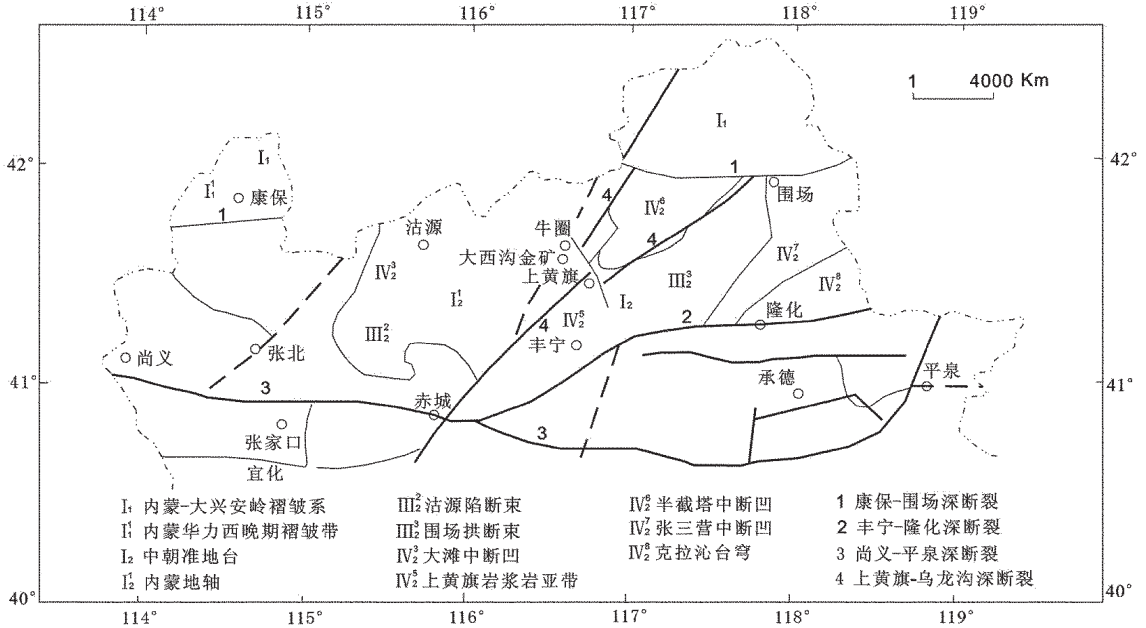


图 1 冀北构造单元分区图(据河北 514 队,1990)

Fig.1 Tectonic unit division of northern Hebei(after No. 514 Geological Party of Hebei, 1990)

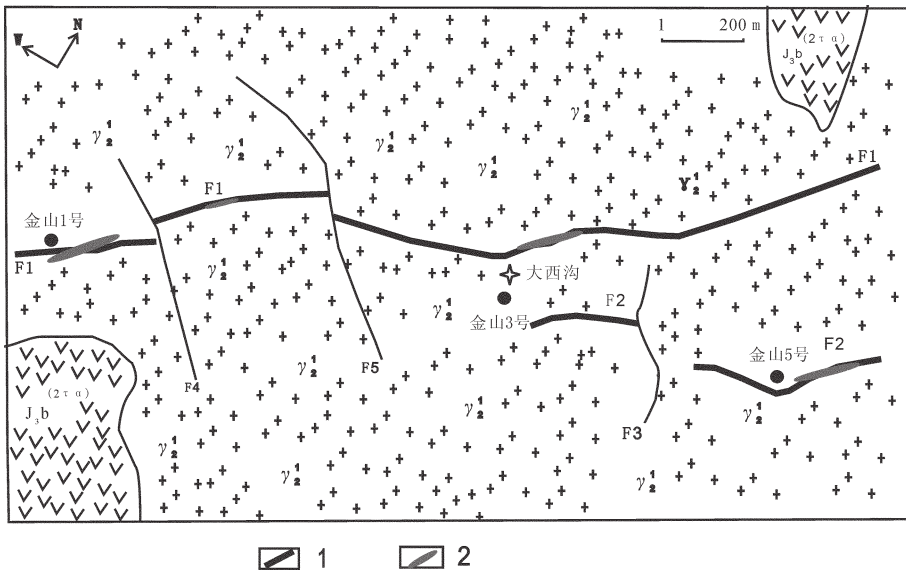


图 2 大西沟矿区地质简图

1-破碎蚀变带;2-断层;3-矿体;γ<sub>2</sub>-混合花岗岩;J<sub>3b</sub>(-2τ α)-火山岩;

Fig.2 Geological sketch map of the Daxigou gold deposit

1- Shattered alteration zone; 2-Fault; 3-Ore body; γ<sub>2</sub>-Migmatitic granite; J<sub>3b</sub>-Volcanic rock

II. 石英-多金属硫化物阶段, 矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金等, 脉石矿物主要为石英、钾长石、绿泥石等。石英多为烟灰色, 黄铁矿多为中细粒, 亦见有细粉末状, 半自形、他形

晶发育。

III. 石英-绿泥石阶段, 矿物主要以绿泥石、石英为主, 偶见少量的细粒黄铁矿呈星点状分布其中。此类矿石品位较低, 属贫矿石。

IV.碳酸盐阶段,以碳酸盐、石英、绿泥石等矿物为主,几乎不含黄铁矿。

## 2 流体包裹体的基本特征

本区与矿化关系密切的石英中含有较为丰富的包裹体,以原生为主,少量次生与假次生沿石英裂隙呈线性定向分布。包裹体气液比变化于5%~70%,但以5%~25%的气液比最为常见。此类包裹体具有相近的气液比,内部组成也较一致。包裹体大小一般差别不大,多在2~6  $\mu\text{m}$ ,个别达10  $\mu\text{m}$ 。包裹体的形态复杂多样,有较为规则的椭圆形、菱形、三角形,也有不规则的长条形、曲管型等。本次研究对象均为原生包裹体,根据包裹体的相态特征和成分组成,将大西沟金矿石英中包裹体划分为以下3种类型:

(1)气体包裹体(V型):此类包裹体室温下可见L和V两个相态,其气液比>50%,出现较少,在中期(II)矿化阶段较发育。其长轴在2~10  $\mu\text{m}$ ,多为4~8  $\mu\text{m}$ 通常呈椭圆或不规则状孤立分布,属于原生包裹体。部分气体含量较高的包裹体呈暗棕色(图3-a)。

(2)气液包裹体(L-V型):此类包裹体室温下以液相为主,气液比10%~50%。见于各成矿阶段,但在早、中期(I、II)矿化阶段较为发育,约占包裹体总量的50%以上,其气液比多在10%~30%;长轴为1~8  $\mu\text{m}$ ,多数为2~6  $\mu\text{m}$ 。包裹体形态多呈不规则状、椭圆状、浑圆状等(图3-a,3-b,3-d),成群分布(图3-c),属原生包裹体。但也偶见此类型包裹体沿晶粒内线状愈合裂隙分布,属次生包裹体<sup>[4]</sup>,主要集中在早期矿化阶段。

(3)液体包裹体(L型):是矿区内主要的包裹体类型,在室温下气液比5%~10%,由于气液比较小,所以大部分气泡形态呈黑点状。此类型包裹体在成矿晚期(III、IV)较为发育,约占包裹体总量的45%以上。包裹体多呈不规则状、圆粒状等;长轴为1~6  $\mu\text{m}$ ,多数为2~4  $\mu\text{m}$ ,成群分布(图3-d)。

## 3 流体包裹体物理化学参数

### 3.1 均一温度

笔者在河北丰宁大西沟金矿3个矿区系统采集

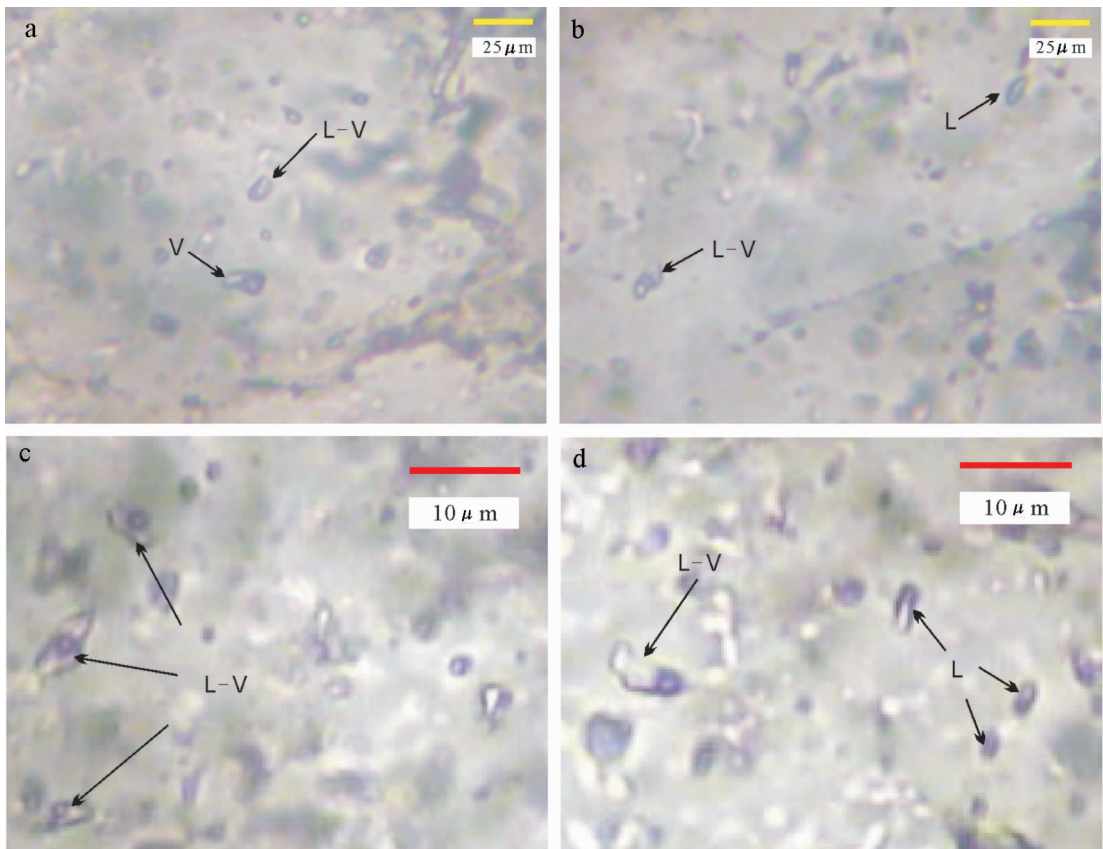


图3 大西沟金矿流体包裹体显微照片

Fig.3 Micrograph of fluid inclusions in the Daxigou deposit

了各成矿阶段标本 50 余块,共挑选 13 件样品进行包裹体显微测温学的研究,测试工作是在中国地质大学(北京)地学实验中心包裹体实验室进行,使用仪器为英国产的 Linkam THM600 冷热台,仪器的使用温度为-196~600℃,在 0~600℃精度为±1℃,在-196~0℃时,精度为±0.1℃。均一温度重现误差小于 2℃,冰点温度重现误差小于 0.2℃。其结果见表 1 和图 4。

黄铁矿-石英阶段:均一温度变化范围较宽,从 123~361℃均有分布,但在 125~175℃和 250~300℃这两个温度段相对集中。这是因为此阶段石英形成

于成矿初期,受构造活动影响形成较多裂隙,经后期热液叠加和重结晶作用,从而形成一定数量的原生包裹体和次生包裹体,少量次生包裹体以 L 型产出,均一温度多集中在 100~200℃。而成矿初期形成的原生包裹体大多为 L-V 型包裹体,其形成温度段主要集中在 250~300℃。平均均一温度值为 264.3℃。

石英-多金属硫化物阶段:均一温度范围为 117~373℃,低温区 100~150℃、中温区 200~250℃、高温区 300~325℃。该阶段为主成矿阶段,经历热事件较多,石英具有多期性,因此均一温度曲线体现了

表 1 流体包裹体均一法测温结果  
Table 1 Homogenization temperature of fluid inclusions

样号	成矿阶段	包裹体大小 / μm	样品	均一温度 (平均均一温度)/℃	冰点 (平均范围)/℃	平均盐度/%	平均密度 /(g/cm <sup>3</sup> )	平均压力/MPa	深度/km
B11	I	2~4	25	147~319(263)	-0.6~-5.5(-3.1)	5.11	0.819	70.5	2.11
BC3-6	I	1~5	27	123~308(248)	-1.2~-4.8(-2.9)	4.80	0.838	66.2	1.98
BJ3-6	I	2~4	27	189~361(277)	-1.4~-6.0(-3.5)	5.71	0.804	74.7	2.24
BJ2-2	I	2~5	23	139~324(269)	-0.3~-7.7(-4.0)	6.45	0.823	72.9	2.18
BC2-2	II	2~7	25	202~318(244)	-2.9~-4.3(-3.3)	5.41	0.849	65.6	1.97
BC2-3	II	3~6	26	158~377(225)	-0.7~-3.4(-2.2)	3.71	0.861	59.0	1.77
B07	II	2~10	26	117~298(233)	-1.0~-5.7(-3.0)	4.96	0.860	62.3	1.87
BD2-4	II	2~8	25	140~319(251)	-1.2~-6.3(-2.8)	4.65	0.832	66.9	2.00
BC2-6	III	2~5	26	129~237(189)	-0.6~-6.0(-2.3)	3.87	0.907	49.7	1.49
BC1-6	III	1~7	29	137~325(155)	-0.4~-6.8(-1.9)	3.23	0.939	40.2	1.21
BC2-5	III	2~6	25	114~296(177)	-1.4~-3.1(-2.0)	3.39	0.917	46.1	1.38
B08	IV	2~4	22	107~238(147)	-0.7~-4.3(-2.2)	3.71	0.950	38.5	1.16
BJ3-5	IV	1~6	20	115~283(131)	-1.1~-5.8(-1.7)	2.90	0.959	33.7	1.01

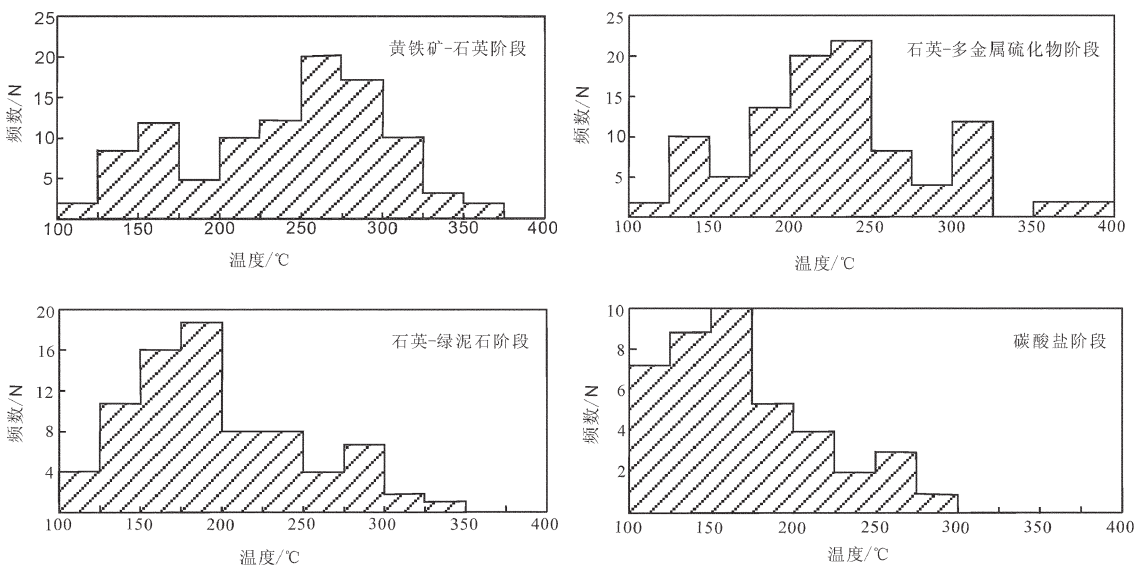


图 4 各成矿阶段包裹体均一温度直方图

Fig.4 Histogram showing homogenization temperature of each ore-forming stage

多峰的特征。平均均一温度值为 238.3℃。

石英-绿泥石阶段：均一温度范围为 114~325℃，主要集中在 150~200℃，但还有少量包裹体均一温度集中在 275~300℃。此阶段趋于成矿末期，包裹体类型以 L 型包裹体为主，与之相对应的温度段正好为 150~200℃，成矿流体温度已经明显降低，矿化减弱，但仍有少量矿化存在。这部分含矿较高的流体大多在石英结晶过程中被包裹形成 L-V 型包裹体，从而均一温度在 275~300℃有一个小的集中，平均均一温度值为 173.7℃。

碳酸盐阶段：均一温度变化范围相对较窄，位于 115~283℃。此阶段基本无矿化，热液活动趋于平静，主要为 L 型包裹体，均一温度主要集中在 100~200℃，平均均一温度值为 139℃。

河北丰宁大西沟金矿流体包裹体均一温度主要集中在 175~275℃，其平均值为 234.1℃，属于中低温矿床，各成矿阶段的温度随矿化作用减弱而降低。

### 3.2 盐度与密度

为获得成矿流体的盐度，对气液包裹体进行冰点的测定，根据冰点换算表<sup>[2]</sup>，得到流体包裹体的盐度值。

从图 5 可以看出，黄铁矿-石英（I）阶段盐度范围为 0.53%~11.34%，主要集中于 4%~7%，平均值为 5.51%；石英-多金属硫化物（II）阶段盐度范围为 1.23%~9.60%，主要集中于 4%~6%，平均值为 4.68%；石

英-绿泥石（III）阶段盐度范围为 0.71%~10.24%，主要集中于 3%~5%，平均值为 3.49%；石英-碳酸盐（IV）阶段盐度范围为 1.23%~8.95%，主要集中于 2%~4%，平均值为 3.31%。随着成矿作用从早期到晚期的演化，成矿流体盐度的总体变化趋势随温度的降低而逐渐减小（图 6）。I、II 阶段盐度变化不是太明显，范围较接近；III、IV 阶段盐度范围也相对接近，但前后两阶段的流体盐度相差却较大，由此说明大西沟金矿在成矿期间可能有低盐度流体混入<sup>[9]</sup>。

根据刘斌等<sup>[14]</sup>拟合的密度计算公式： $\rho = a + bt + ct^2$ （a、b、c 均为无量纲参数）计算结果（表 1），大西沟金矿流体平均密度范围为 0.804~0.959g/cm<sup>3</sup>，属于中低密度流体。随着成矿作用由早期向晚期演化，成矿流体的密度逐渐增大。

### 3.3 成矿压力与深度

运用流体压力经验公式： $P = P_0 t_h / t_0$ （ $P_0 = 219 + 2620 w$ ， $t_0 = 374 + 920 w$ ）<sup>[9]</sup>，求得相应的流体平均压力（表 1）。结果表明成矿流体压力范围为 33.7~70.5 MPa，若按静岩压力 33.3 MPa/km 进行成矿深度估算，大西沟金矿成矿深度应在 1.01~2.24 km，属浅成环境。

## 4 流体包裹体成分与性质

### 4.1 流体包裹体成分

将脉石英破碎成 60~80 目，用 2 次去离子水清洗干净并烘干后，用热爆法打开流体包裹体，利用

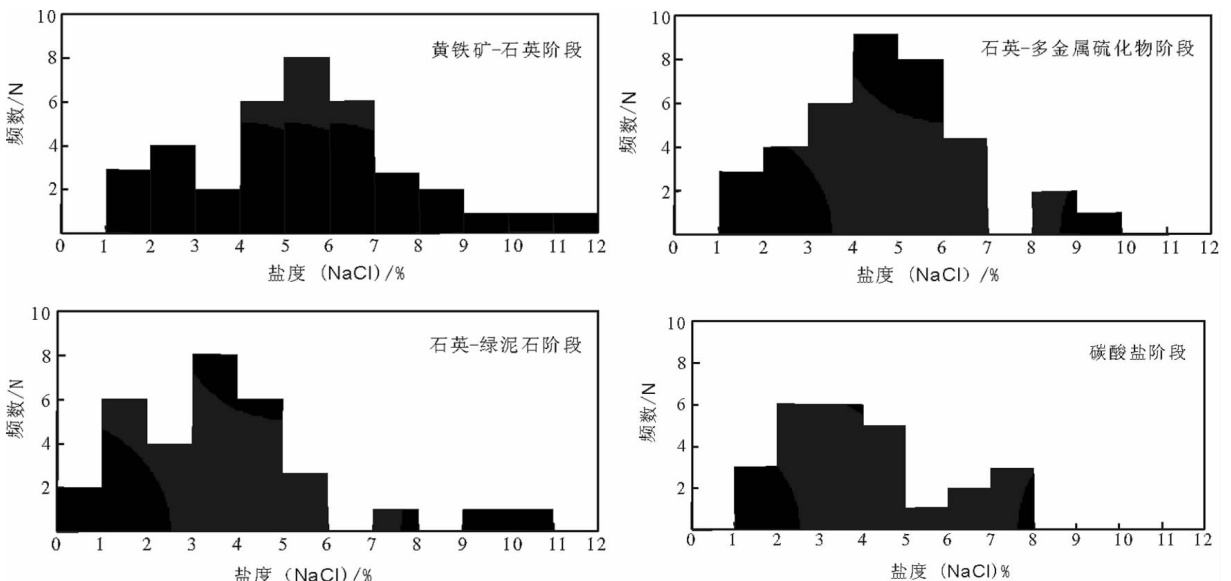


图 5 各成矿阶段包裹体盐度直方图

Fig.5 Histogram showing salinity of each ore-forming stage

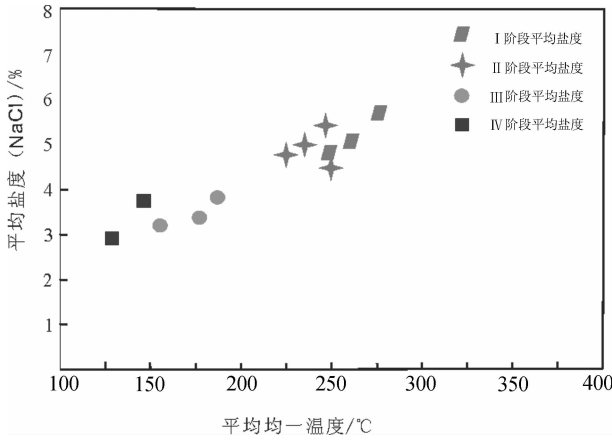


图 6 盐度平均值-均-温度平均值关系图

Fig.6 Relationship between average salinity and average homogenization temperature

Varian 3400 型气相色谱仪分析包裹体的气相成分, 用液相色谱仪分析液相成分中的阴离子, 用原子吸收光谱仪分析阳离子。大西沟金矿流体包裹体气液相成分见表 2。

由表 2 可见, 包裹体液相成分中阳离子以  $\text{Na}^+$  为

表 2 大西沟金矿流体包裹体气液相成分及特征值

Table 2 The gas-liquid phase composition and characteristic values of fluid inclusions in the Daxigou deposit

样品号	B11	BC3-6	BJ3-6	BJ2-2	BD2-4	
测试矿物	石英	石英	石英	石英	石英	
期次	I	I	I	I	II	
液相成分 ( $\mu\text{g/g}$ )	$\text{Na}^+$	4.92	3.33	2.79	2.58	3.33
	$\text{K}^+$	0.810	0.957	1.300	0.324	1.010
	$\text{Ca}^{2+}$	0.813	1.810	1.130	0.489	0.876
	$\text{Mg}^{2+}$	-	-	-	-	-
	$\text{F}^-$	-	-	0.072	0.036	0.048
	$\text{Cl}^-$	5.88	2.01	1.85	3.57	4.62
	$\text{SO}_4^{2-}$	6.27	37.5	9.63	1.46	5.10
气相成分 (mol%)	$\text{H}_2\text{O}$	95.200	88.820	87.180	80.550	86.120
	$\text{CO}_2$	4.380	9.837	11.570	17.779	12.487
	$\text{CH}_4$	0.214	0.583	1.122	1.384	1.213
	$\text{C}_2\text{H}_6$	0.045	0.242	0.080	0.107	0.144
	$\text{H}_2\text{S}$	0.140	0.324	0.019	0.003	0.015
	$\text{N}_2$	-	-	-	-	-
	Ar	0.022	0.194	0.029	0.068	0.021
	$\text{Na}^+/\text{K}$	6.07	3.48	2.14	7.96	3.29
特征值	$\text{Na}^+(\text{Ca}+\text{Mg})^{2+}$	6.05	1.84	2.46	5.28	3.80
	$\text{F}^-/\text{Cl}^-$	-	-	0.039	0.010	0.010
	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	0.046	0.111	0.133	0.220	0.145
	R	0.091	0.117	0.106	0.084	0.110

注: R 为还原参数, 即  $R=(\text{CH}_4+\text{C}_2\text{H}_6+\text{H}_2\text{S})/\text{CO}_2$ ; 由中国科学院地质与地球物理研究所朱和平分析。

主,  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{K}^+$  次之,  $\text{Mg}^{2+}$  仅为痕量。阴离子以  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$  为主, 仅含有微量的  $\text{F}^-$ , 未检测出  $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{PO}_4^{3-}$ 、 $\text{Br}^-$  等。大西沟金矿流体包裹体中气相成分主要为  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$ , 此外气相成分中还含有少量的  $\text{CH}_4$ 、 $\text{C}_2\text{H}_6$  及微量的  $\text{H}_2\text{S}$  和 Ar。其中  $\text{H}_2\text{O}$  的含量占绝对优势,  $\text{CH}_4$  等还原气体种类少, 含量低, 直接导致了还原参数 R (0.084~0.117) 的偏低, 反映了成矿流体具有较弱的还原性。

#### 4.2 成矿流体性质

从包裹体成分(表 2)分析结果来看, 大西沟金矿成矿流体应属于  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$  体系。据实验资料推导提出的  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$  体系 pH 值计算方法<sup>[6]</sup>和气体逸度以及 Eh 值计算公式<sup>[2]</sup>, 获得了大西沟金矿成矿流体的各项参数(表 3)。

大西沟金矿成矿热液各项参数表明, 含矿热液的 pH 值为 4.56~4.95, 平均为 4.76, 属弱酸性; Eh 值为 -0.297~-0.329, 平均为 0.313, 变化不大, 普遍偏低, 反映矿床成矿环境为弱的还原环境。

### 5 氢氧同位素

将样品破碎到 60~80 目或更细, 然后在双目镜下精选出纯度大于 99% 的石英, 置入用 60~80°C 的稀硝酸溶液浸泡 12 h, 然后用去离子水冲洗, 并以超声波离心仪清除杂质, 最后烘干。石英氧同位素组成 ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ ) 用  $\text{BrF}_5$  法制备  $\text{O}_2$  石英中包裹体水氢同位素组成 ( $\delta\text{D}_{\text{水}}$ ) 则由加热爆裂法获取包裹体内水, 再用金属 Zn 法制备  $\text{H}_2$ , 再进行质谱分析(表 4)。

从表 4 中可以看出, 石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值集中在 10.43‰~13.83‰, 富集  $\delta^{18}\text{O}$ 。利用石英-水之间的氧同位素平衡分馏方程  $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ <sup>[7]</sup>, 计算得到与石英达到分馏平衡的流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$  值是 2.1‰~5.8‰。测试获得包裹体中水的  $\delta\text{D}$  值为 -87‰~-103.67‰。

### 6 结论与讨论

#### 6.1 成矿流体来源

将本区氢、氧同位素值投点于  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  坐标图解(图 7)上, 可见成矿流体中氢氧同位素的值均在原生岩浆水和变质水之外而向大气降水漂移,  $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围较大。说明了本区的成矿热液经历了复杂的演化阶段。

大西沟金矿成矿流体的盐度变化范围为 0.53‰~

表 3 大西沟金矿流体包裹体物理化学参数一览表

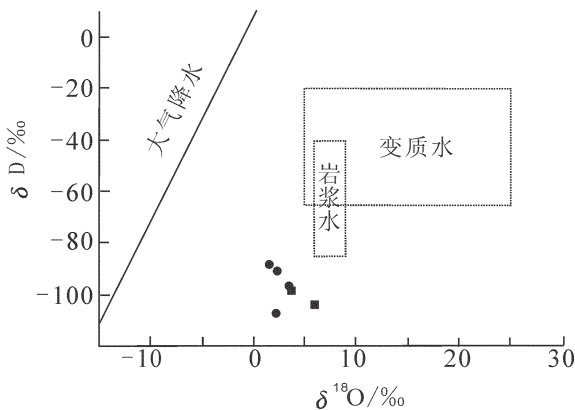
Table 3 Physicochemical parameters of fluid inclusions in the Daxigou deposit

样号	测试矿物	期次	lg/O <sub>2</sub>	fCO <sub>2</sub>	fCH <sub>4</sub>	fH <sub>2</sub> S	fH <sub>2</sub> O	Eh	pH
B11	石英	I	-34.6	3.16	0.217	0.0635	10.4	-0.329	4.95
BC3-6	石英	I	-35.8	6.87	0.581	0.142	8.92	-0.299	4.62
BJ3-6	石英	I	-33.7	8.61	1.16	0.00889	10.2	-0.326	4.89
BJ2-2	石英	I	-34.3	12.9	1.42	0.00137	8.94	-0.317	4.80
BD2-4	石英	II	-35.7	8.79	1.21	0.00663	8.85	-0.297	4.56

表 4 大西沟金矿包裹体氢氧同位素组成

Table 4 Hydrogen and oxygen isotope composition of fluid inclusions in the Daxigou deposit

样号	产状	测定矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Q-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta \text{D}_{\text{W-SMOW}}/\text{‰}$	资料来源
BJ2-2	金山 1 号	石英	13.83	5.8	-103.67	本文
BD2-4	金山 3 号	石英	11.73	3.7	-99.36	本文
D-1-7	金山 1 号	石英	11.83	3.5	-97	文献[1]
P2-2	金山 3 号	石英	10.63	2.3	-108	文献[1]
P2-8	金山 3 号	石英	10.43	2.1	-87	文献[1]
Z-N402	金山 3 号	石英	10.73	3.4	-89	文献[1]

图 7 大西沟金矿包裹体氢氧同位素组成图  
(底图据 Taylor, 1974)Fig.7 Hydrogen and oxygen isotope composition of fluid inclusions in the Daxigou deposit  
(base map after Taylor, 1974)

11.34%, 主要集中于 2%~7%, 属中低盐度。其盐度波动幅度大于美国蒙大拿 Gies 金银碲矿床的 5.7%~8.0%<sup>[8]</sup> 和斐济的 Emperor 碲金型矿床的 4.0%~7.1%<sup>[9]</sup>。美国的 Creple Creek 金矿中, 由于有石盐子晶的存在, 其盐度最高达 44%<sup>[10]</sup>。Roedder<sup>[11]</sup> 总结的内华达州、科罗拉多州、墨西哥、秘鲁和斐济等地的浅成低温热液矿床的盐度 1%~13.8%, 大西沟金矿包裹体的盐度与以上数据大体相当。根据研究<sup>[12]</sup>, 岩浆热液矿床中流

体包裹体的盐度一般小于 10%, 这与大西沟金矿吻合很好, 表明大西沟金矿成矿流体可能为岩浆热液来源。

Roedder E<sup>[11-13]</sup> 经多年研究指出一个确定成矿热液类型的指标, 即: 当  $\text{Na}^+/\text{K}^+ < 2$ ,  $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > 4$  时为典型岩浆热液; 当  $\text{Na}^+/\text{K}^+ > 10$ ,  $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < 1.5$  时为典型的热卤水; 介于二者之间的,  $2 < \text{Na}^+ / \text{K}^+ < 10$ ,  $1.5 < \text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < 4$ , 可能为改造型热液。大西沟金矿成矿流体  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  比为 2.14~7.96, 平均值为 4.59, 而  $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  比位于 1.84~6.05, 平均值为 3.89。表明本矿床成矿流体来源非单一的岩浆热液。流体中以  $\text{Na}^+$  离子为主, 而  $\text{K}^+$  相对较少可能反映了成矿流体中有大量的循环大气水加入, 导致  $\text{Na}^+$  离子的含量升高。

综上所述大西沟金矿成矿热液来源具有岩浆水与天水的混合特征。

## 6.2 Au 的迁移方式

成矿热液中金主要以硫化物络合物和氯化物络合物形式迁移<sup>[13-16]</sup>。流体包裹体研究表明: 本区流体盐度低, 处于弱还原环境, 在围岩蚀变中未见氯的交代作用; 含矿流体成分主要有  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ , 且  $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ 。由于  $\text{SO}_4^{2-}$  含量反映的是介质中与金迁移有密切联系的  $\text{HS}^-$  的数量, 因此可以推测本矿床中金的运移可能是以  $[\text{Au}(\text{HS})_2]$  络合物的

形式迁移。

大西沟金矿床主要形成于中低温(175~275°C)条件下,温度上限值近于 300°C。在 300°C 时的  $f_{O_2}$ -pH 图解上(图 8)<sup>[17]</sup>可见在黄铁矿稳定的条件下,溶液中的金主要以  $[Au(HS)_2]^-$  络合物的形式迁移,与上述推论相符。含矿溶液中的金含量为  $1 \times 10^{-9} \sim 1 \times 10^{-8}$ 。

### 6.3 金的沉淀

金的沉淀首先需要适宜空间,如断裂、裂隙等,否则,金很可能会分散,不能形成矿床。引起 Au 沉淀的

下渗的大气降水发生混合作用。由于原始流体是还原的、温度和盐度含量相对较高的成矿流体,而大气降水为氧化的、温度和盐度及气体含量相对较低的流体<sup>[19-21]</sup>,大气降水在相对开放的环境下混入,造成流体的成分及物理化学性质发生改变,如氧逸度增大、络合物配位基浓度减少以及温度降低等,导致 Au 溶解度降低而沉淀成矿。根据本矿床的成因特点,可以认为岩浆热液与大气降水的混合是金沉淀的主要因素。

热液蚀变作用也是造成大西沟金矿含矿流体化学组成改变和金沉淀的另一重要因素<sup>[2]</sup>。矿区广泛分布钾化、硅化、绿泥石化、方解石化,且矿床的金矿体总是与热液蚀变有关,由蚀变交代浸染状矿石组成的矿体尤为如此。在热液运移过程中,富含成矿组分及酸性组分的流体与围岩反应,组分带出带人,成矿流体的物理化学环境(如  $T$ ,  $pH$ ,  $f_{O_2}$ )也随之发生变化,造成金和硫化物的沉淀。王声远等(1994)进行的金-硅络合物实验表明,在含硅含硫体系中,随  $SiO_2$  增高,  $AuH_3SiO_4$  逐渐取代  $[Au(HS)_2]^-$  而成为金的主要迁移形式,因此,强硅化利于金的迁移和沉淀。本区硅化与金矿化成正相关关系的情况与上述实验情况一致。

## 7 结论

(1)通过研究本区与矿化作用密切石英中的包裹体,大西沟金矿是一个中低温(175~275°C)、中低盐度(2%~7%)、中低密度(0.804~0.959g/cm<sup>3</sup>)的浅成(1.01~2.24 km)热液金矿。

(2)大西沟金矿成矿流体属于 K-Na-Ca-Mg-F-Cl-SO<sub>4</sub> 体系,主要阳离子丰度为  $[Na^+] > [Ca^{2+}] > [K^+]$ ,阴离子为  $[SO_4^{2-}] > [Cl^-] > [F^-]$ ,气相成分主要为 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub>,具较弱还原性。

(3)成矿流体,具有岩浆水与天水的混合特征。溶液中的金主要以  $[Au(HS)_2]^-$  络合物的形式迁移。而引起 Au 沉淀的原因很多,但是主要为混合作用和热液蚀变作用。

### 参考文献(References):

[1] 卢焕章,范宏瑞,倪培,等. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社, 2004:1-487.  
Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, et al. Fluid Inclusion [M]. Beijing: Science Press, 2004: 1-487 (in Chinese).

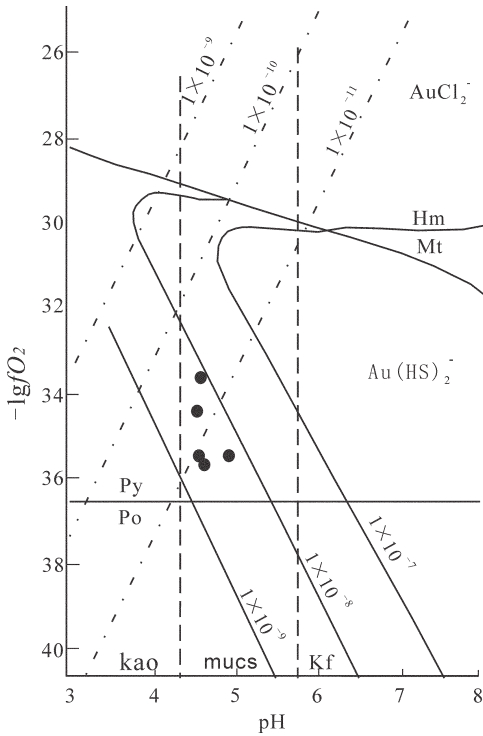


图 8 300°C 时  $AuCl_2^-$  和  $[Au(HS)_2]^-$  形式的金溶解度等值线图

Mt-磁铁矿;Hm-赤铁矿;Py-黄铁矿;Po-磁黄铁矿;  
图中黑点为研究区成矿流体的投点

Fig.8 Dissolubility contour diagram of  $AuCl_2^-$  and  $[Au(HS)_2]^-$  at 300°C

Mt-Magnetite;Hm-Hematite;Py-Pyrite;Po-Pyrrhotite  
Black spots stand for ore fluids of this area

原因很多,如沸腾、混合、热液蚀变等各种作用<sup>[18]</sup>。

大西沟金矿成矿期包裹体不含子矿物,也未显示出沸腾迹象,显然,减压沸腾的金沉淀机制并不适合本矿床。本区构造发育,岩石破碎程度高,具有相对好的渗透性,可为热液活动起导流作用,并成金运移良好通道和储存空间。成矿热液运移到破碎带与



- [2] 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社,1999:1-290.  
Liu Bin, Shen Kun. Fluid Inclusion Thermodynamics [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999:1-290 (in Chinese).
- [3] 贾润幸, 郭键, 赫英, 等. 秦岭凤太成矿区金多金属矿床成矿流体地球化学研究[J]. 中国地质, 2004, 31(2):192-198.  
Jia Runxing, Guo Jian, He Ying, et al. Ore fluid geochemistry of gold polymetallic deposits in the Fengtai ore district, Qinling Mountains[J]. Geology in China, 2004, 31(2):192-198 (in Chinese with English abstract).
- [4] 刘斌, 段光闲. NaCl-H<sub>2</sub>O 溶液包裹体密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 1987, 7(4):345-352  
Liu Bin, Duan Guanxian. The density and isochronic formulae for NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions and their applications [J]. Acta Mineralogica Sinica, 1987, 7:345-352.
- [5] 邵洁连. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1988:38-45.  
Shao Jielian. Prospecting Mineralogy in Gold Deposit [M]. Wuhan: China University of Geoscience Press, 1988:38-45 (in Chinese).
- [6] Crerar D A, et al. Solubility of the buffer assemblage pyrite + pyrrotite + magnetite in NaCl solution from 200 to 350°C [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1978, 42:1427-1437.
- [7] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Geophy. Res., 1972, B77:3057-3067.
- [8] Zhang X M, Spry P G. Petrological, mineralogical, fluid inclusions, and stable isotope studies of the Gies gold-silver telluride deposit, Judith Mountains, Montana[J]. Econ. Geol., 1994, 89(3):602-627.
- [9] Ahmad M, Solomon M, Walshe J L. Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji [J]. Econ. Geol., 1987, 82:345-370.
- [10] Tompson T B, Trippel A D, Dwelley P C. Mineralized veins and breccias of the Cripple Creek district, Colorado [J]. Econ. Geol., 1985, 80:1669-1688.
- [11] Rodder E. Fluid inclusion [J]. Reviews in Mineralogy, 1984, 12: 644.
- [12] Roedder E. Fluid inclusions as samples of ore fluids [C]//Barnes H L (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits 2nd edn. New York: John Wiley & Sons, 1976:684-737.
- [13] Benning L G, Seward T M. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500bar [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, 57:683-684.
- [14] Edward J. Mikucki Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review [J]. Ore Geology Reviews, 1998, 13:307-321.
- [15] Hayashi K and Ohmoto H. Solubility of Gold in NaCl and H<sub>2</sub>S bearing Aqueous Solutions at 250-350°C [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, 55(10):2111-2126.
- [16] Ilchik R P, Barton M D. An magmatic origin of Carlin-type gold deposits [J]. 1997, 92(3):269-288.
- [17] Seward T M. The formation of lead(II) chloride complexes to 300°C: A spectrophotometric study [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48(1):121-134.
- [18] 张德会. 成矿流体中金的沉淀机理研究述评 [J]. 矿物岩石, 1997, 17(4):122-130.  
Zhang Dehui. A review on depositional mechanisms of Au from hydrothermal ore-forming fluid [J]. Minerals and Rocks, 1997, 17(4):122-130 (in Chinese with English abstract).
- [19] 卢焕章. 成矿流体[M]. 北京:北京科学技术出版社, 1997:1-210.  
Lu Huanzhang. Metallogenic Fluid [M]. Beijing: Beijing Science & Technology Press, 1997:1-210 (in Chinese).
- [20] Hofstra A H, Levent J S, Northrop H P. Genesis of sediment hosted disseminated-gold deposits by fluid mixing and sulfidization: chemical-reaction-path modeling of ore-depositional processes documented in the Jerritt Canyon district, Nevada [J]. Geology, 1991, 19:36-40.
- [21] Wilkinson J J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. [J]. Lithos, 2001, 55:229-272.
- [22] 王莉娟, 朱和平. 新疆准噶尔盆地西缘哈图金矿成矿流体[J]. 中国地质, 2006, 33(3):666-671.  
Wang Lijuan, Zhu Heping. Ore-forming fluid of the Hatu gold deposit on the western margin of the Junggar basin, Xinjiang [J]. Geology in China, 2006, 33(3):666-671 (in Chinese with English abstract).

## Fluid geochemistry of the Daxigou gold deposit in Fengning, Hebei Province

DENG Lei<sup>1</sup>, WANG Jian-guo<sup>2</sup>, WANG Sheng-wen<sup>2</sup>, CAO Ye<sup>2</sup>, AO Chong<sup>2</sup>

(1. College of Engineering Technology, Yangtze University, Jingzhou 434000, Hubei, China;

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract:** The experimental results of fluid inclusion microthermometry, material constituents, H-O isotopes and ore-forming fluids in the Daxigou gold deposit suggest that there exist three types of fluid inclusions in the ore deposit, namely gas inclusions (V type), gas-liquid inclusions (V-L type) and liquid inclusions (L type). Fluid inclusions occur in vein quartz, with their homogenization temperature, salinity, fluid density and ore-forming depth being 175~275°C, 2%~7%, 0.804~0.959g/cm<sup>3</sup> and 1.01~2.24 km respectively. The gases in fluid inclusions are chiefly composed of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>. As for liquid composition, the cations are mainly Na<sup>+</sup> and subordinately Ca<sup>2+</sup> and K<sup>+</sup>, and the anions are mainly comprised of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and Cl<sup>-</sup> with minor amounts of F<sup>-</sup>. The  $\delta^{18}\text{O}$  H<sub>2</sub>O values of quartz from the ore-forming fluids range from 2.1‰ to 5.8‰, and  $\delta\text{D}$  values from -87‰~-103.67‰, indicating a mixed source of magmatic water and atmospheric precipitation. The gas fugacity determinations show that Au was transported in the form of complex compound [Au(HS)<sub>2</sub>]<sup>-</sup> in the ore-forming fluids. In addition, the mixing process and the hydrothermal alteration contributed to gold deposition and concentration.

**Key words:** fluid inclusion; ore-forming fluid; Daxigou gold deposit; Hebei

---

**About the first author:** DENG Lei, male, born in 1983, master, majors in mineralogy, petrology and ore mineralogy; E-mail: denglei520@163.com