

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2017.02.006

娄里金矿床包裹体测试及地质意义

李紫烨¹, 邢欢¹, 李随民², 李玉成³

(1. 河北省地矿局石家庄综合地质大队, 石家庄 050085;

2. 河北地质大学, 石家庄 050031;

3. 河北省地矿局第一地质大队, 河北 邯郸 056000)

摘要: 娄里金矿床位于华北地台山西断隆与华北断拗两个Ⅱ级构造单元结合部位的武安凹断束中。金矿床在区域上主要受火山机构控制, 矿体主要产于白垩系下统娄里组凝灰熔岩中。通过对娄里金矿床成矿流体包裹体的温度、气液相成分和盐度的测试和分析, 估算成矿压力和深度, 从而对金矿床类型和成矿流体来源进行了探讨。结果表明, 娄里金矿床成矿温度低、盐度低、成矿压力小、成矿深度浅, 矿床类型属于浅成低温热液矿床。流体包裹体氢氧同位素组成显示成矿流体位于岩浆水与大气降水之间, 是岩浆水与循环的大气降水的混合。

关键词: 金矿床; 同位素; 流体包裹体; 娄里地区; 河北省

中图分类号: P618.51; P618.2 **文献标识码:** A

0 引言

河北省南部邯邢地区处于太行山中南段铁多金属成矿带, 是我国重要的矽卡岩铁矿矿集区(邯邢式铁矿)。前人对该地区的铁矿研究已十分深入^[1-6], 然而本区除铁矿外其他金属矿产发现较少; 铁矿由于常年的开采已接近枯竭, 寻找新的矿产资源种属显得尤为必要。

娄里金矿位于河北省邯郸市永年县, 地处邯邢大断裂与鼓山—紫山断裂之间的多金属成矿有利部位, 区内火山作用强烈, 火山机构受区域性构造所控制。目前已在娄里一带初步圈出四条含金矿化蚀变带, 但对娄里金矿床成因认识还不够清楚。本文将通过对娄里金矿床成矿流体包裹体的温度、气液相成分和盐度的测试和分析, 估算成矿压力和深度, 从而对该金矿床类型和成矿流体来源进行探讨。

1 成矿地质背景

研究区位于河北省邯郸市永年县, 大地构造位于大兴安岭—太行山构造岩浆带南段, 同时也是华北克拉通太行山南段侵入岩带发育地带, 是邯邢大断裂(邢邯大断裂)与鼓山—紫山断裂之间的多金属成矿有利部位(图1)。

1.1 地层特征

研究区范围内, 地层由西向东自老至新, 总体走向 NE、倾向 SE, 倾角约为 30°单斜状展布, 局部受岩体和构造影响, 产状变化较大(图2)。地表出露主要地层有:

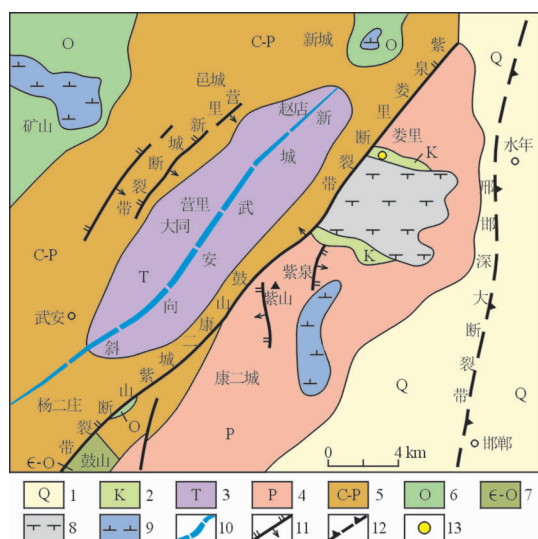
奥陶系中统峰峰组(O_2f)、马家沟组(O_2m)是邯邢式铁矿的主要赋矿层位, 由深灰色至浅灰色纯灰岩、花斑状灰岩及条带状灰岩所组成, 厚 110 m, 局部大理石化显著。

收稿日期: 2016-02-22; **责任编辑:** 王传泰

基金项目: 河北省国土资源厅项目(编号:2014129497)资助。

作者简介: 李紫烨(1987—), 男, 硕士研究生, 从事矿产地质方面工作。通信地址: 河北省石家庄市中山西路 891 号, 河北省地矿局石家庄综合地质大队; 邮政编码: 050085。

通信作者: 邢欢(1990—), 男, 研究生, 从事矿床学与矿床地球化学方面研究工作。通信地址: 河北省石家庄市裕华区槐安东路 136 号, 河北地质大学; 邮政编码: 050031; E-mail: 605159373@qq.com



1 研究区构造纲要图

Fig. 1 Structural outline map of the study area

1. 第四系; 2. 白垩系; 3. 三叠系; 4. 二叠系;
5. 石炭-二叠系; 6. 奥陶系; 7. 寒武-奥陶系;
8. 燕山期正长岩类; 9. 燕山期闪长(玢)岩;
10. 向斜构造; 11. 断裂; 12. 深断裂带; 13. 矿床位置

石炭系中统本溪组(C_2b)及上统太原组(C_3t)平行不整合覆盖在马家沟组(O_2m)之上,底部本溪组由薄层页岩及灰白色铝土层组成,太原组可见两薄层黑灰色灰岩夹黄灰色泥质岩、泥质页岩,上部可见三薄层砂岩及页岩,该层厚 120 m,岩石普遍发生轻微变质作用。

二叠系下统山西组(P_1sh)由黄色、灰白色中粒、粗粒砂岩、粉砂岩及石英砂岩夹薄层炭质页岩、煤层及粘土层组成,总厚 58 m,岩层普遍发生轻微变质作用,致使煤层在大油村南部变质为石墨,其余地方变质为无烟煤。

二叠系下统下石盒组(P_1x)、二叠系上统上石盒子组(P_2sh)、石千峰组(P_2shq)与下伏地层整合接触,主要由黄绿色、灰绿色中细粒石英砂岩组成,地层中经常可见到闪长玢岩顺层侵入。

白垩系下统娄里组(K_1l),岩性为粗面质晶屑凝灰岩、粗面质含角砾凝灰熔岩,娄里金矿主要分布在该组地层中。根据岩性特征可将其分为两段:娄里组一段(K_1l^1):主要为黄褐色、灰色粗面质晶屑凝灰岩,夹粗面质含角砾凝灰岩及粗面质凝灰熔岩,成层性好,被燕山期黑云辉石正长岩侵入,未见底,厚度大于 223 m;娄里组二段(K_1l^2):以灰白色、灰紫色、黄灰色粗面质含角砾凝灰熔岩为主,夹有粗面质凝灰岩、粗安质凝灰熔岩,角砾成分多为粗安质,呈黑

色,棱角清楚,燕山期正长岩侵入其内,未见顶,厚度大于 521 m。已发现的金矿化主要分布在该段地层中。

新生界(Kz)分布在鼓山及武安—沙河一带山区与平原接壤地带。新近-古近系(N_1-E)主要为河、湖相碎屑沉积,第四系(Q)松散层分布范围更广泛。

1.2 构造特征

研究区位于华北地台山西断隆与华北断拗两个Ⅱ级构造单元结合部位的武安凹断束中,构造较发育,主要是褶皱和断裂,褶皱及断裂以 NNE 向为主。

区内与金矿关系密切的构造主要为断裂构造和火山构造。紫山—鼓山深大断裂具区域性导矿构造,研究区许多金矿化点沿该断裂分布,次级断裂控制了矿床的产出,再次级 NNE 向(平行主干断裂)和近 SN 向断裂是有利的容矿空间,控制了金矿脉、金矿体的产出(见图 2)。娄里金矿在区域上主要受火山机构控制,矿体分布于放射状破碎带中,根据遥感影像、构造分布特征,结合区内大比例尺地质填图结果,认为区内火山机构主要为娄里火山口及其两个寄生火山口,其中,娄里火山口分布于娄里村南,四周地貌呈现出多层环状构造,直径可达 1 500 m,中心部位为粗面质角砾凝灰岩,角砾较多,角砾直径有的可达数厘米,粗面质凝灰岩及角砾凝灰熔岩略显外倾。

矿床赋存于与火山活动中心有着适当距离的洪山火山杂岩体的喷发相凝灰岩、凝灰熔岩中。金矿体主要产在矿化蚀变带硫化物及硅化微细脉集中部位,通常由黄铁矿化硅化碎裂蚀变岩等构成。这些部位构造热液活动强烈,断裂、劈理、破碎带及充填的微细粒石英脉及硫化物均十分发育,尤其是当出现两组构造交汇结合部位时往往出现富矿体。

2 矿床地质特征

矿体主要产在矿化蚀变带中,受蚀变带控制,目前已在娄里一带初步圈出四条含金矿化蚀变带。蚀变带中岩性主要为粗面质含角砾凝灰岩或粗面质角砾凝灰熔岩,蚀变带中岩石较破碎、片理发育,受构造控制明显。四条蚀变带总体上以洪山火山机构为南部交汇点,向北呈 NWW、SN、NEE 放射状分布态势。Ⅰ号带总体呈 NWW 向展布,Ⅱ号带呈 SN 向展布,Ⅲ号带总体呈 NEE 向展布,Ⅳ号带总体呈

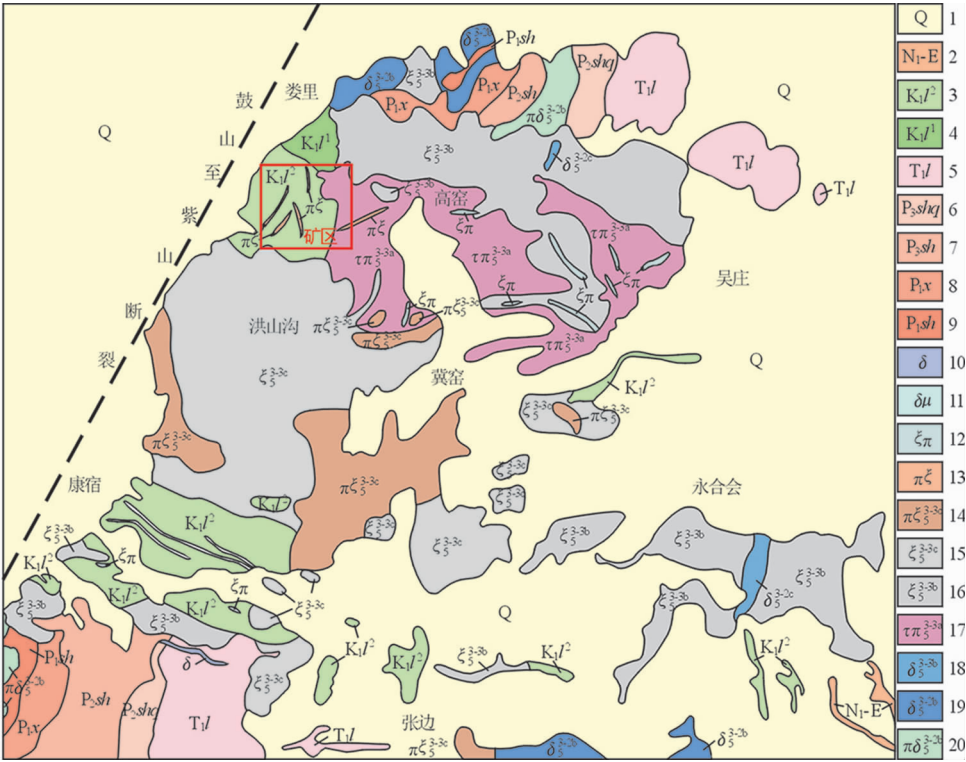


图 2 研究区地质简图

Fig. 2 Geological sketch of the study area

1. 第四系; 2. 中新统一古近系; 3. 下白垩统姜里组二段; 4. 下白垩统姜里组一段; 5. 下三叠统刘家沟组;
6. 上二叠统石千峰组; 7. 上二叠统上石盒子组; 8. 下二叠统下石盒子组; 9. 下二叠统山西组;
10. 闪长岩; 11. 闪长玢岩; 12. 正长斑岩; 13. 斑状正长岩; 14. 第三阶段第三次巨斑状正长岩;
15. 第三阶段第三次正长岩; 16. 第三阶段第二次黑云辉石正长岩; 17. 第三阶段第一次黑云辉石粗面斑岩;
18. 第三阶段第二次黑云辉石闪长岩; 19. 第二阶段第二次闪长岩;
20. 第二阶段第二次斑状闪长岩;

NE 向展布。四条矿化蚀变带均呈陡倾斜, 倾角多在 70° 以上, 其中以 II 号矿化蚀变带矿体规模最大, 长约 1 100 m, 宽约 100~150 m, 详细情况, 见表 1。

表 1 矿化蚀变带特征

Table 1 Characteristics of mineralization and alterations

编号	规模		圈定矿体数	赋存矿种
	长度/m	宽度/m		
I	1000	120	0	Au
II	1100	100~150	8	
III	1300	100~200	3	
IV	800	80	1	Au, Cu

四个矿化蚀变带矿化类型均为破碎蚀变岩型 (图 3), 矿脉主要由劈理、片理发育的碎裂蚀变凝灰熔岩组成。主要矿化蚀变为黄铁矿化, 地表多已褐铁矿化, 其次为硅化, 多表现为微细石英脉呈条纹状分布。金矿化严格受限于构造热液蚀变范围, 矿体多呈细脉转或两向延长薄饼状产出, 形态较为复杂。水平和剖面上均呈舒缓波状弯曲, 与矿化蚀变带一

致。四条矿化蚀变带中 12 个矿体统计结果显示长度在 80~308 m 之间, 厚度在 1.09~9.4 m 之间, 品位在 $1.02 \times 10^{-6} \sim 4.8 \times 10^{-6}$ 之间, 平均品位 2.49×10^{-6} 。

矿石物质组成较为简单。金属矿物主要为自然金, 含银自然金, 银金矿、黄铁矿、磁铁矿等。脉石矿物主要为钾钠长石、透长石、微斜长石、钠长石、中长石、石英、绢云母、黑云母、辉石、绿泥石、高岭石、多水高岭石等。

矿石岩性主要为含自然金碎裂结构的凝灰熔岩, 褐铁矿化普遍, 局部发育微细石英脉。矿石工业类型属于碎裂带蚀变岩型。

矿区含金矿物有自然金, 含银自然金、银金矿三种, 其中以自然金为主, 且成色较高, 金呈囊状、乳滴状、蠕虫米粒状、不规则棱角状、棍棒枝杈状, 分别以晶隙金、裂隙金、包裹金等形式产出。

金的赋存形式有四种: (1) 金主要分散浸染于蚀变较强的凝灰岩和粗面岩之裂隙、空洞、晶隙和凹陷

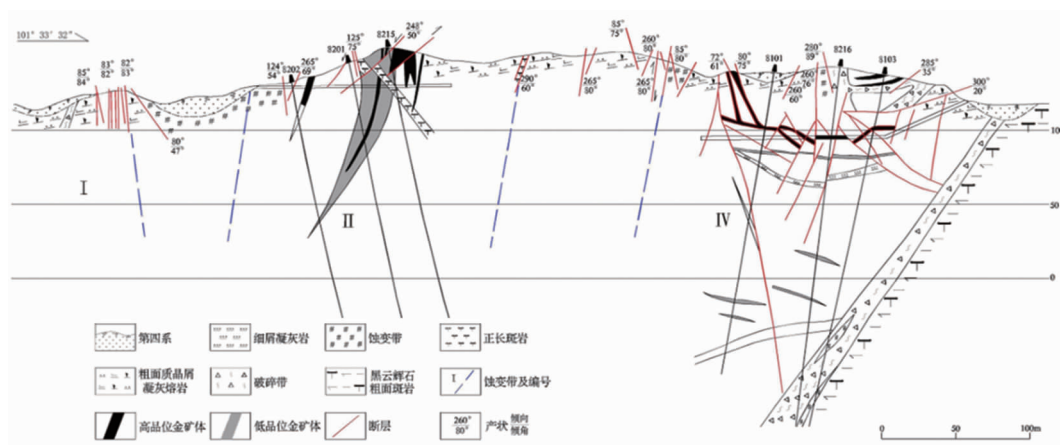


图3 姜里金矿段矿体(矿化带)剖面图

Fig. 3 Section of ore body (zone)

处,约占可见金的 87.5%,是本类型金矿特有之赋存形式;(2)金与褐铁矿连生或被褐铁矿包裹或产于褐铁矿流失孔和褐铁矿裂隙壁,呈包裹金、晶隙金、孔穴金产出,约占可见金的 10%;(3)产于细脉石英岩化比较发育地方(如石英脉壁、晶洞、晶隙处),或同时产于石英脉和褐铁矿脉壁处,约占可见金的 2.5%;(4)金追随黄铁矿脉产生,有部分黄铁矿褐铁矿化,金残留在由黄铁矿蚀变成的褐铁矿中,被其包裹或与其连生,粒径一般为 0.005~0.015 mm。

金矿化最直接的找矿标志是热液蚀变作用引起的硅化、硫化物、绢云母等矿化蚀变,其中以硅化(微细石英脉)和硫化物矿化最主要。自然金普遍存在于硅化、黄铁矿化强烈的构造蚀变带中,石英微细脉越发育、硫化物越富集部位,容矿空间越大、流入的含金热液越多,蚀变越强,金矿体就越大而且品位越高。

3 成矿流体包体测试及来源分析

成矿流体是热液矿床研究的重要内容之一,成矿流体来源的研究对热液矿床成因模式的建立和矿床类型的确定起着重要的作用^[7-9],水是成矿流体的主体,准确测定成矿流体稳定同位素的组成对研究金属热液矿床的成因等具有重要意义^[10]。

3.1 流体包裹体特征与测试

流体包裹体是指在矿物结晶生长时,被捕获在矿物晶格的缺陷或空穴内的那部分成矿流体^[11],是迄今保留下来的最完整和最直接的原始成矿流体,保存了当时成岩成矿环境的各种地质地球化学信息

(温度、压力、成分等),是探索了解相关地质过程(流体来源和演化、矿质迁移和沉淀等)的密码,为矿床的成因和演化,建立成矿模式提供信息。

3.1.1 流体包裹体特征及成分

本次选取研究区 8 件岩石样本,对样品中的石英进行分析,矿区流体包裹体较发育,形态十分规则,包裹体大小变化较大主要在 4~20 μm 范围内,从相态上看,包裹体主要有三类,分别为单一液相包裹体、气液两相包裹体和富气相包裹体。流体包裹体分析结果,见表 2、表 3 所述。

3.1.2 流体包裹体均一温度

流体包裹体显微测温是包裹体地球化学中一个主要的研究内容,是直接了解流体古温度、推测盆地古地温与热演化史的主要依据^[12]。早在 1858 年, Sorby 提出用流体包裹体解释地质事件的温度。随后,中外学者相继开始了对流体包裹体测温的研究,包裹体测温是现在最广泛应用的非破坏性分析方法^[12-13]。

本次流体包裹体显微测温研究在核工业地质分析测试研究中心完成,采用 LINKAM THMS600 型冷热台,选取的均为富液包裹体,测试结果见表 4。

3.1.3 包裹体盐度和密度

包裹体中成矿溶液浓度或盐度的研究,对探讨成矿溶液性质及其与成矿的关系,在低温条件下冰水化合物相态平衡,共结温度,地球化学找矿及成矿机制等方面均有重要作用。本次在研究区选取 5 件样品进行流体包裹体盐度测定,测定结果见表 5。

流体包裹体盐度测试表明,姜里金矿床流体盐度 $w(\text{NaCl, eq})$ 在 2.07%~10.19% 范围内变化,平均值为 8.81%,属于低盐度热液。

表 2 姜里金矿流体包裹体液相分析结果

Table 2 Analysis of liquid phase of the fluid inclusions

样品编号	样品名称	测试结果汇总/ 10^{-6}							
		F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
TC1-1BT	褐铁矿化碎裂蚀变岩	0.2556	3.616	0.6468	77	6.702	7.201	2.494	20.89
TC7BT	孔雀石碎裂蚀变岩	0.4579	3.516	0.5054	358.2	12.33	19.3	5.757	79.16
D801BT	霏细斑岩	1.142	2.094	0.6891	585.2	20.46	58.67	4.317	52.76
D802BT	次生石英岩	0.6648	1.433	0.1419	690.3	5.181	26.62	2.822	51.33
DK5BT1	次生石英岩	0.8021	2.108	0.2219	831.9	3.992	24.67	1.151	30.5
TCK1BT201	硅化蚀变岩	0.2705	1.85	0.2995	60.4	2.806	0.643	1.938	17.11
TCK1BT201-1	硅化蚀变岩	0.919	12.5		13.31	2.463	0.3154	2.175	10.3
TCK2-3BT102	硅化蚀变岩	0.4266	2.34	0.464	62.45	3.397	6.312	1.351	15.91
TCK2-3BT101	石英脉	0.7514	4.584	1.348	26.35	11.12	3.804	0.5901	6.721
TCK2-3BT101-1	石英脉	1.833	15.09	0.5754	41.75	13.96	0.9984	1.083	10.31

表 3 姜里金矿流体包裹体气相分析结果

Table 3 Analysis of gas phase of the fluid inclusions

样品编号	样品名称	测试结果汇总/ 10^{-6}					
		H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O
TC1-1BT	褐铁矿化碎裂蚀变岩		0.0503		0.017	0.8802	1E+06
TC7BT	孔雀石碎裂蚀变岩		0.074			1.455	2E+06
D801BT	霏细斑岩	0.0289	0.0421	0.0394	0.017	4.725	263800
D802BT	次生石英岩	0.0352	0.6542		0.0128	1.226	234700
DK5BT1	次生石英岩	0.0573	3.977			3.675	420800
TCK1BT201	硅化蚀变岩	0.0094	1.293			3.119	612900
TCK1BT201-1	硅化蚀变岩	0.4387	1.79	0.3122	0.3512	2.037	9122
TCK2-3BT102	硅化蚀变岩	0.0036	2.096			2.078	193100
TCK2-3BT101	石英脉	0.0024	0.2688			8.016	516000
TCK2-3BT101-1	石英脉	0.1317	0.6377	0.204	0.0307	3.184	94190

表 4 姜里金矿包裹体均一温度测试结果

Table 4 Test results of the homogenization temperature of the fluid inclusions

编码	样品名称	测定矿物	温度范围/℃	平均温度/℃
TC1-1BT	褐铁矿化蚀变岩	晚期石英脉	211~339	300
TC7BT	孔雀石化碎裂蚀变岩	长石矿物	137~164	212
D802BT	次生石英岩	石英矿物	100~210	155
TCK1BT201	硅化蚀变岩	石英矿物	115~227	163
TCK2-3BT101	石英脉	石英矿物	165~268	222
TCK2-3BT102	硅化蚀变岩	石英矿物	108~185	148
DK5BT1	次生石英岩	石英矿物	136	136

流体包裹体的密度,对于 $w(\text{NaCl}, \text{eq}) < 25\%$ 的 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液包裹体,根据刘斌(1987)实验数值,采用最小二乘法得到密度公式^[14]:

$$D=A+Bt+Ct^2 \tag{1}$$

式中, D 为流体密度(g/cm^3), t 为均一温度($^\circ\text{C}$), A 、 B 、 C 为含盐度的参数:

$$A=A_0+A_1W+A_2W^2$$

$$B=B_0+B_1W+B_2W^2$$

$$C=C_0+C_1W+C_2W^2$$

其中, W 为含盐度(质量分数),其余为无量纲参数,

其值为:

$$A_0=0.993531, A_1=8.72147 \times 10^{-3}, A_2=-2.43975 \times 10^{-5};$$

$$B_0=7.11652 \times 10^{-5}, B_1=-5.2208 \times 10^{-5}, B_2=1.26656 \times 10^{-6};$$

$$C_0=-3.4997 \times 10^{-6}, C_1=2.12124 \times 10^{-7}, C_2=-4.52318 \times 10^{-9}.$$

将包裹体的盐度和均一温度等参数值带入(1)式,即可计算包裹体中的流体密度,计算结果见表 5。结果表明,姜里金矿床流体包裹体的密度范围在 0.84

~1.03 g/cm³ 之间,属于低-中等密度流体。

3.2 成矿流体来源

目前研究成矿流体来源的手段有多种,其中氢氧同位素示踪是研究热液型矿床成矿流体来源的最为广泛的手段^[7],在示踪许多金矿床成矿流体来源上起到了重要的作用^[15-19]。

本次对娄里金矿区采集 9 件样品,对样品中的石英进行氢氧同位素分析,分析结果见表 6。

从分析结果表 6 可知,娄里金矿成矿流体的 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 值为 $11.5 \times 10^{-3} \sim 16 \times 10^{-3}$; δD 值为 $-107.4 \times 10^{-3} \sim -66.5 \times 10^{-3}$, 平均为 -86.85×10^{-3} 。其中, $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 是矿物石英中的氧同位素,利用流体包裹体的均一温度和石英-水体系氧同位素平衡分馏公式^[20]计算出 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$ 的值为 $-8.33 \times 10^{-3} \sim 7.86 \times 10^{-3}$, 将 δD 、 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$ 值在氢氧同位素组成图(图 4)上投影,同位素落于岩浆水与大气降水之间,是岩浆水与循环的大气降水的混合物,显示出成矿流体具有多来源的特征,反映了成矿作用与火山作用之间的成因联系。大多数样品明显有向大气降水靠近的趋势表明了成矿阶段大气降水可能起到了关键作用。

4 讨论

4.1 娄里金矿床类型

由于矿床的产出形式多种多样,成矿过程受多种地质因素的制约,导致矿床成因分类的意见很难统一,因而矿床分类方案较多,各具优缺点^[21]。陈衍景(2007)根据不同类型金矿床流体包裹体的特征相似性和差异,将金矿床分为 5 类,分别为:造山型或变质热液型、浆控高温热液型、浅成低温热液型、微细粒浸染型、热水沉积型。其中浅成低温热液型金矿床的特点^[22]是:深度小于 2 km,温度上限为 320 °C,成矿流体主要是由岩浆驱动,系不同比例的岩浆热液和大气降水热液,流体包裹体组合极为简单,主要发育水溶液包体,缺乏 H₂O-CO₂ 包裹体,盐度 $w(\text{NaCl, eq}) < 10\%$, CO₂ 含量 $\varphi(\text{CO}_2) < 5\%$, 流体捕获压力多小于 30 MPa。

本次对娄里金矿床流体包裹体气液相分析(见表 2、表 3)表明,娄里金矿床流体包裹体液相成分中阳离子主要为 Ca²⁺、K⁺、Na⁺、Mg²⁺ 等,其含量(质量分数)分别为 $6.721 \times 10^{-6} \sim 79.16 \times 10^{-6}$ 、 $0.3154 \times 10^{-6} \sim 58.67 \times 10^{-6}$ 、 $2.463 \times 10^{-6} \sim 20.46 \times 10^{-6}$ 、 $0.5901 \times 10^{-6} \sim 5.757 \times 10^{-6}$, 显示流体富 Ca²⁺, 这可能与成矿流体与碳酸盐岩发生水岩作用有关。阴离子以 SO₄²⁻ 离子为主,含量(质量分数)为 $13.31 \times 10^{-6} \sim 831.9 \times 10^{-6}$, 其次为 Cl⁻, 含量(质量分数)为 $1.433 \times 10^{-6} \sim 15.09 \times 10^{-6}$, 同时含有少量的 F⁻、NO₃⁻。总的来说,包裹体液相成分主

表 5 娄里金矿包裹体盐度及密度表

Table 5 Salinity and density of the fluid inclusion

样品类型	测定矿物	$w(\text{NaCl, eq})/\%$	平均 $w(\text{NaCl, eq})/\%$	密度/g·cm ⁻³	平均密度/g·cm ⁻³
孔雀石化碎裂蚀变岩	长石矿物	2.07~8.14	4.20	0.92~0.97	0.94
次生石英岩	石英矿物	4.80~10.19	7.14	0.89~1.03	0.97
硅化蚀变岩	石英矿物	6.37~9.98	8.49	0.88~1.01	0.96
石英脉	石英矿物	5.86~8.95	7.32	0.84~0.97	0.89
硅化蚀变岩	石英矿物	6.01~9.34	7.52	0.94~1.02	0.97

表 6 娄里金矿与氢氧同位素组成对比表

Table 6 Comparison of H, O isotopic composition

样品编号	样品名称	检测结果/ 10^{-3}			温度/°C
		$\delta(\text{D}_{\text{V-SMOW}})$	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$	
TC7H. OTW101	孔雀石化褐铁矿化蚀变岩	-78	13.2	-1.83	182
TC9H. OTW101	孔雀石化褐铁矿化蚀变岩	-74.9	11.6	-3.43	182
DK5H. OTW1	次生石英岩	-83.9	13.1	-6.11~4.79	136
TCK1H. OTW201	硅化蚀变岩	-88.5	14.9	-6.74~7.86	115~227
TCK2-3H. OWT101	石英脉	-90.4	16	-0.42~-0.6	165~268
TCK2-3H. OWT102	硅化蚀变岩	-107.4	14.2	-8.33	108~185
PD2H. OTW101	含铜黄铁正长斑岩	-76.9	12.1	-2.93	182
PD4H. OTW101	含铜黄铁正长斑岩	-66.5	11.5	-3.53	182
PD10H. OTW101	含铜黄铁正长斑岩	-73.5	12.3	-2.73	182

测试单位:核工业地质分析测试研究中心

要为 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 。Roedder (1979) 把 $w(\text{Na}^+)/w(\text{K}^+)$ 作为判别流体成因的参数, $w(\text{Na}^+)/w(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 和 $w(\text{Na}^+)/w(\text{K}^+)$ 相结合可作为岩浆热液的重要标志, 其中岩浆热液的 $w(\text{Na}^+)/w(\text{K}^+) < 1$ 。由表 2 可知, 娄里金矿 $w(\text{Na}^+)/w(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < 1$, 同时 $w(\text{Na}^+)/w(\text{K}^+) < 1$, 表明流体中有岩浆热液来源成分^[23]。通过气相成分分析发现, 成矿流体的主要组成成分是 H_2O , 而 CO_2 含量较低, 可能是在成矿过程中, 出现流体沸腾 CO_2 散失的现象, 这种现象普遍发生^[24]。

在目前诸多地质温度计中, 包裹体测温较为可靠, 且又以均一温度 (T_h) 可信度较高, 然而包裹体均一温度并非就是成矿温度。均一温度是在常压条件下获得的而包裹体是在成岩成矿时的温度、压力以及成分等条件下被捕获的^[12]。二者存在一定的校正值 (ΔT), $\Delta T = T_t - T_h$, ΔT 大小与成矿的压力和密度等条件有关。由于本区金矿床地质特征及成矿流体包裹体所反映的成矿条件为浅成环境, 且成矿流体的温度较低, 故可以视均一温度为成矿温度的近似值, 基本上可以代表成矿温度。本次对娄里金矿区 7 件样品包裹体进行测温, 由于各类金矿床的晚期阶段均为改造热液, 晚阶段流体包裹体特征和晚阶段蚀变矿物组合不能作为判断矿床类型的标志, 只有早阶段包裹体特征和矿物组合方可作为标志^[22]。所以测试的晚期石英脉的数据可靠性较差。除晚期石英脉样品 (TC1-1BT) 外所测得的包裹体温度范围为 $100 \sim 268^\circ\text{C}$, 平均值为 181.74°C 。图 5 中可以看出温度呈波浪式变化, 表明不同成矿期

次成矿温度不尽相同, 但总体上成矿温度较低, 居于低温范围。

目前阶段, 测算成矿压力的方法诸多, 但都有一定的局限性, 对于成矿压力的计算都是近似值。本次通过对娄里金矿床流体包裹体温度、盐度测试 (表 4、表 5) 可以得出, 包裹体的均一温度范围为 $100 \sim 268^\circ\text{C}$, 盐度为 $w(\text{NaCl}, \text{eq}) = 2.07\% \sim 10.19\%$, 平均值为 8.81% 。根据成矿压力与成矿温度及盐度的相关性, 利用邵洁涟 (1988) 计算流体压力的经验公式: $P = P_0 T_h / T_0$ 求得相应包裹体的流体压力^[25]。其中, $P_0 = 219 + 26.2W$, $T_0 = 374 + 9.2W$; P 为成矿压力值 (10^5 Pa), P_0 为初始压力值 (10^5 Pa), T_h 为成矿实际温度 ($^\circ\text{C}$), T_0 为初始温度 ($^\circ\text{C}$), W 为成矿流体盐度 ($w(\text{NaCl}, \text{eq})/\%$)。计算结果如表 7 所示。

利用流体压力进行成矿深度计算时, 当成矿深度小于 5 km 或流体压力小于 40 MPa 时, 可用静水压力梯度计算成矿深度^[26-27]。通过计算, 娄里金矿区包裹体压力在 $5.91 \times 10^5 \sim 15.82 \times 10^5 \text{ Pa}$ 范围内, 可用静水压力直接计算成矿深度。利用 $H = P / \rho g (\text{km})$ 进行静水深度计算, 结果见表 7 所示。

由表 7 可知, 研究区金矿成矿压力为 $5.91 \times 10^5 \sim 15.82 \times 10^5 \text{ Pa}$, 平均为 $10.72 \times 10^5 \text{ Pa}$, 成矿深度为 $59 \sim 191 \text{ m}$, 平均为 92 m 。表明研究区金矿成矿压力较低, 成矿作用发生于近地表。

综上所述, 研究区金矿床成矿温度低 (主要集中在 $100 \sim 268^\circ\text{C}$ 之间), 盐度低 ($w(\text{NaCl}, \text{eq})$ 主要集中于 $2.07\% \sim 10.19\%$), 成矿压力小 ($5.91 \times 10^5 \sim 15.82 \times 10^5 \text{ Pa}$, 平均为 $10.72 \times 10^5 \text{ Pa}$), 成矿深度浅 ($59 \sim 191 \text{ m}$, 平均为 92 m), 矿床类型属于浅成低温热液矿床。

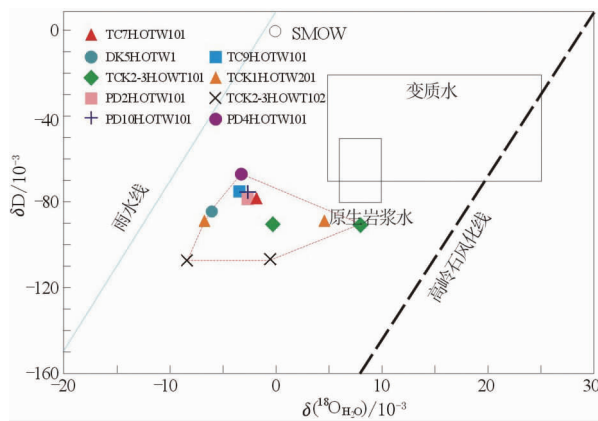


图 4 娄里金矿成矿流体的 $\delta\text{D}-\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$ 图解

Fig. 4 $\delta\text{D}-\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$ plot of fluid inclusions from Louli Au deposit

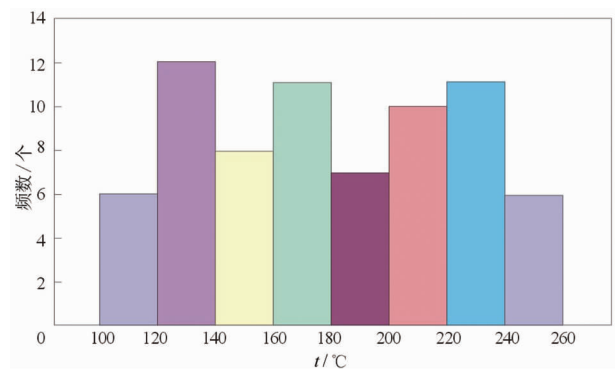


图 5 娄里金矿均一温度直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperature of the fluid inclusions

表7 娄里金矿包裹体成矿压力及深度计算结果

Table 7 Calculation of pressure and depth of the fluid inclusions

样品类型	测定矿物	成矿压力/ 10^5 Pa	平均成矿压力/ 10^5 Pa	深度/km	平均深度/km
孔雀石化碎裂蚀变岩	长石矿物	8.04~9.62	8.99	0.086~0.106	0.097
次生石英岩	石英矿物	5.91~12.35	8.76	0.059~0.142	0.095
硅化蚀变岩	石英矿物	6.79~13.37	9.66	0.068~0.155	0.103
石英脉	石英矿物	9.74~15.82	13.14	0.103~0.191	0.151
硅化蚀变岩	石英矿物	6.38~10.91	8.73	0.064~0.119	0.092

4.2 金矿床成矿流体来源

娄里金矿成矿流体氢氧同位素分析显示, $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 值为 $11.5 \times 10^{-3} \sim 16 \times 10^{-3}$; δD 值为 $-107.4 \times 10^{-3} \sim -66.5 \times 10^{-3}$, 平均为 -86.85×10^{-3} 。 $\delta\text{D}-\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$ 图解(见图5)显示出成矿流体具有多来源的特征, 反映了成矿作用与火山作用之间的成因联系; 大多数样品明显有向大气降水靠近的趋势, 表明了成矿阶段大气降水可能起到了关键作用。

综合娄里地区流体包裹体盐度(表5)和气液相成分(表2、表3)的研究, 该地区流体包裹体有低温度、低盐度, 水溶液包裹体发育, 缺乏 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体的特点。陈衍景(2007)将热液矿床的流体分为三类即改造热液、变质热液和岩浆热液, 改造热液以低温度、低盐度、低 CO_2 含量为特征。根据陈衍景对热液矿床流体的分类, 娄里金矿区流体为改造热液, 改造热液的主要来源为大气降水^[20], 但流体中有岩浆热液来源成分。综合上述两点可以得出, 娄里金矿床流体来源为岩浆水和大气降水的混合, 这与氢氧同位素示踪结果相吻合。

5 结论

本次通过对娄里金矿区流体包裹体温度、氢氧同位素、气液相成分和盐度的分析, 得出以下认识和结论:

(1) 娄里金矿床成矿流体主要为岩浆水和循环大气降水的混合, 成矿流体早期以岩浆水为主, 晚期以下渗的大气降水为主。

(2) 娄里金矿床成矿流体盐度较低, 其 $w(\text{NaCl}, \text{eq})$ 值一般不会超过 10%。

(3) 成矿流体属低-中等密度流体。

(4) 娄里金矿床成矿温度、压力较低, 成矿作用发生于近地表, 矿床类型属于浅成低温热液矿床。

参考文献:

- [1] 许文良. 河北邯邢地区角闪闪长岩中地幔纯橄榄岩包体的发现与研究[J]. 地质学报, 1991, 65(1): 33-41.
- [2] 许文良, 高燕. 邯邢地区燕山期侵入岩系的稀土元素特征[J]. 岩石学报, 1990(2): 43-50.
- [3] 黄福生, 薛绥洲. 邯邢中基性侵入杂岩体的岩石学与地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 1990, 9(3): 203-212.
- [4] 黄福生, 薛绥洲. 邯邢侵入体中幔源超镁铁质包体的发现及其矿物地球化学特征[J]. 岩石学报, 1990(4): 40-45.
- [5] 宋新宇. 邯邢安林平顺地区燕山期岩浆活动与成矿作用[D]. 北京: 北京大学, 1995.
- [6] 姚士新. 河北省邯邢地区燕山期岩浆活动特征及有关成矿作用分析[D]. 北京: 中国科学院, 1987.
- [7] 郭春影, 张文钊, 葛良胜, 等. 氢氧同位素体系成矿流体示踪若干问题[J]. 矿物岩石, 2011, 31(3): 41-47.
- [8] Deng J, Liu W, Sun Z, et al. Evidence of mantle-rooted fluids and multi-level circulation ore-forming dynamics: A case study from the Xia-dian gold deposit, Shandong Province, China [J]. Science in China, Ser. D, 2003a, 46(S2): 124-134.
- [9] Deng J, Yang L Q, Sun Z S, et al. A metallogenic model of gold deposits of the Jiaodong granite-greenstone belt [J]. Acta Geologica Sinica, 2003b, 77(4): 537-546.
- [10] 王中刚, 王秀璋, 冉崇英, 等. 矿床地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [11] 刘文斌, 姚素平, 边立曾, 等. 流体包裹体的研究方法及应用[J]. 新疆石油地质, 2003, 24(3): 264-268.
- [12] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004.
- [13] 卢焕章, 李承伦. 包裹体地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [14] 刘斌, 段光贤. $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 1987, 7(4): 345-352.
- [15] 杨利亚, 杨利强, 袁万明, 等. 造山型金矿成矿流体来源与演化的氢-氧同位素示踪: 夹皮沟金矿带例析[J]. 岩石学报, 2013, 29(11): 4025-4035.
- [16] 李晶, 陈衍景, 李强之, 等. 甘肃阳山金矿成矿流体来源[J]. 岩石学报, 2008, 24(4): 817-826.
- [17] 杨忠芳, 徐景奎, 赵伦山, 等. 胶东两大成因系列金矿石英包裹体氢氧同位素及成矿流体组分地球化学研究[J]. 矿物学报, 1991, 11(4): 363-369.
- [18] 王义天, 张文智, 王磊, 等. 新疆东天山红石金矿床成矿流体和成矿物质来源示踪[J]. 岩石学报, 2007, 23(8): 1998-

- 2006.
- [19] 牛贺才, 马东升. 湘西层控金矿床成因机制研究[J]. 矿床地质, 1992, 11(1): 65–75.
- [20] Clayton R N, O Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, 1972, 77(17): 3057–3067.
- [21] 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律[M]. 北京: 地震出版社, 1992: 234.
- [22] 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2085–2108.
- [23] Roedder E. In Physics and Chemistry of the Earth [J]. Oxford: Pergaman Press, Vols. 13–14, 1979: 9–35.
- [24] Heinrich C A. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation [J]. Rev Miner. Geochem, 2007, 65: 363–387.
- [25] 邵洁涟. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988: 38–45.
- [26] 孙丰月, 金魏, 李碧乐, 等. 关于脉状热液金矿床成矿深度的思考[J]. 长春科技大学学报, 2000, 30(增刊): 27–30.
- [27] 赵财胜, 孙丰月, 毛景文, 等. 青海大场金矿床流体包裹体特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 2005, 24(3): 305–316.

Fluid inclusions test of Louli gold deposit and their geological significance

LI Ziye¹, XING Huan¹, LI Suimin², LI Yucheng³

(1. Shijiazhuang Comprehensive Geological Party, Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources, Shijiazhuang 050085, China;

2. Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, China;

3. No. 1 Geological Party, Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources, Handa 056000, Hebei, China)

Abstract: Louli gold deposit is located in the Wuan concave fault bundle at the conjunction of two second order tectonic units of Shanxi fault uplift and north china fault depression in the North China platform. Ore body occurs mainly in tuff of lower Cretaceous Louli Formation and is controlled by volcanic apparatus. This paper according to test of temperature, composition of the gas and liquid phase and salinity of the fluid inclusions are estimated the metallogenic pressure and depth and discussed the type and ore fluid source of the gold deposit. The results show that the gold deposit a epithermal low temperature hydrothermal deposit formed under low salinity, low pressure and shallow environment. Hydrogen and oxygen isotopic composition of the fluid inclusions is between magmatic water and meteoric water, a mixture of magmatic water and the circulating meteoric water.

Key Words: gold deposits; isotope; fluid inclusions; Louli; Hebei province