

赤峰柴胡栏子金矿床的同位素 地球化学特征及成因

李延河 丁悌平 艾永德

(地矿部矿床地质研究所)

提 要 文中研究了矿床的 O. S. H. C 稳定同位素和稀土元素地球化学特征。指出成矿溶液主要来源于大气降水,部分来自岩浆热液;矿床中的硫一部分来源于地层,另一部分来自柴胡栏子闪长岩株;金以氯的络合物搬运,成矿溶液与围岩的反应是金富集成矿的重要原因。

关键词 同位素 水/岩交换 与围岩反应 柴胡栏子金矿

1 矿床地质特征

柴胡栏子金矿位于内蒙台背斜北侧的太古代变质岩中,属含石英脉的蚀变岩型金矿,是赤峰—朝阳金矿带上的—特殊类型,区域上与辽东四道沟金矿相似。区内地层有太古代变质岩和上侏罗统火山岩。太古代变质岩主要有斜长角闪岩、各类混合岩、含石墨云英片岩、大理岩等,其中含石墨的云英片岩、大理岩、石英岩等为近矿围岩。上侏罗统中酸性火山岩大面积分布于矿区的外围。矿区北侧出露有柴胡栏子闪长岩株 δ_5^{2-1} 和四道沟花岗岩体 γ_5^{2-2} 。构造以断裂为主,呈 NW 向展布,张性特点明显。

矿床位于柴胡栏子闪长岩株的外接触带,并受 NW 向断裂控制,矿体呈楔状,延长较长,而延深浅。围岩蚀变强烈,蚀变围岩与矿体呈渐变关系,矿体靠化学分析圈定。主要蚀变类型有:硅化、矽卡岩化、黄铁矿化等。主要矿石类型有:含金石英脉、矿化石墨云英片岩、矿化矽卡岩和矿化闪长玢岩等,含金石英脉往往位于矿化蚀变带的中心,其含金性也最好。

矿石成份复杂,主要金属矿物有黄铁矿和磁黄铁矿;非金属矿物主要有石英、绢云母、石墨、方解石、石榴石等。与含金石英脉型金矿不同的是硫化物含量较低,仅 5% 左右,而且硫化物含金较低;金主要呈自然金的形式赋存在石英脉和各类蚀变岩中,与硫化物关系不明显。

2 稀土元素特征

为了探讨围岩与矿化的关系,分析了矿区主要围岩和矿石的稀土元素含量,结果见表 1,图 1。

由图可以看出,柴胡栏子闪长岩株(表 2)与黑云母透辉石角岩(9—6)的稀土配分模式非常相近,该角岩是由与柴胡栏子闪长岩株成份相似的辉石闪长岩枝侵入大理岩使围岩蚀变矿化形成的(有的地段可形成矿体)。二者稀土配分模式相似反映了柴胡栏子闪长岩株与矿化的内在联系,这与地质观察结果是一致的。

黑云母石榴石岩(表 7)可能与黑云母透辉石角岩(9—6)具有相似的成因,但石榴石的稀土分配系数 K_D (REE 矿物/熔体)从轻稀土到重稀土变化很大,二者相差近 1000 倍 (Jahn, 1981a)^[1],所以石榴石的稀土配分模式主要反映了其分配系数 K_D 的变化特征,而很难直接看出其形成溶液的稀土配分模式。

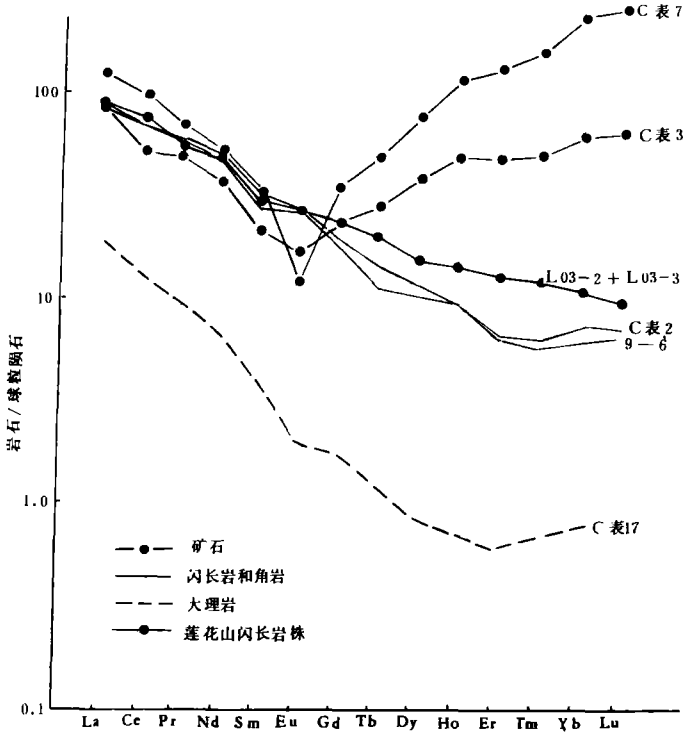


图 1 柴胡栏子金矿的稀土配分模式

Fig. 1 REE pattern of Chaihulanzi gold ore deposit

表 1 柴胡栏子金矿的稀土元素分析结果

Table 1 REE analysis for Chaihulanzi gold ore deposit

样品号	样品名称	采样位置地质情况	稀 土 元 素 含 量 (ppm)														
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
C 表 2	辉石闪长岩	柴胡栏子闪长岩体	27.73	56.58	6.95	27.94	5.26	1.90	4.57	0.61	3.27	0.70	1.44	0.21	1.47	0.23	16.09
9—6	黑云母透辉石角岩	辉石闪长岩枝的外接触带	27.23	56.79	7.21	30.87	5.80	1.99	5.00	0.68	3.88	0.70	1.38	0.19	1.28	0.21	14.97
C 表 17	蛇纹石化大理岩	柴胡栏子矿区围岩	6.09	10.82	1.16	4.01	0.77	0.15	0.46	<0.30	0.28	<0.10	0.13	<0.10	0.16	<0.10	1.19
C 表 7	黑云母石榴石岩	柴胡栏子矿区矿石原岩	38.91	78.16	8.33	31.02	5.81	0.88	8.93	2.41	24.09	8.25	27.18	5.32	46.83	8.05	213.95
C 表 3	绢云母石英片岩	柴胡栏子金矿矿石	26.96	43.09	5.96	22.56	4.34	1.08	6.24	1.40	12.36	3.62	9.97	1.63	12.67	2.04	94.86
LO3—2	闪长岩	莲花山地表闪长岩岩株	24.72	54.77	8.06	27.01	5.61	1.81	5.89	0.97	4.79	1.03	2.50	0.39	2.26	0.31	21.90
LO3—3	粗粒闪长岩	莲花山闪长岩岩株	29.33	65.61	7.13	32.31	6.44	2.02	6.77	1.06	5.47	1.10	2.86	0.41	2.51	0.28	24.59

矿区南侧莲花山闪长岩株(L₀₃₋₂, L₀₃₋₃)与柴胡栏子闪长岩株属同一类型,二者成份、结构相似,稀土配分模式也比较接近。

3 硫同位素特征

3.1 硫同位素的分布规律

这次共分析了 11 件样品的硫同位素(表 2,图 2),其中 2 件采自地层,这种硫化物呈似层状和浸染状赋存在绢云母片岩和含石墨的碎屑状大理岩中,岩石没有蚀变或蚀变较弱,不含矿。这种硫化物以贫³⁴S 为特征, $\delta^{34}\text{S}$ 从-3.1~-1.5‰,平均-2.3‰。可能代表了地层的硫同位素组成。

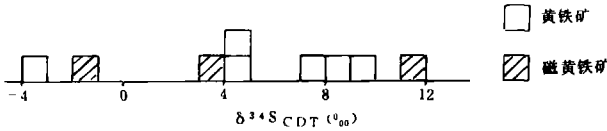


图 2 柴胡栏子金矿的硫同位素分布
Fig. 2 S-isotope distribution for Chaihulanzi gold ore deposit

表 2 柴胡栏子金矿的硫同位素分析结果
Table 2 S-isotope analysis of Chaihulanzi gold ore deposit

样 号	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$		采样位置及地质情况
	黄铁矿	磁黄铁矿	
C 表 10	-3.1	11.2	含似层状黄铁矿的绢云母片岩,不含矿
C 表 12	9.1		含细脉浸染状黄铁矿的石英脉
C 表 20(A)			含脉状磁黄铁矿的砂卡岩
C 表 25(B)	8.3		石榴石砂卡岩的的边部、伟晶方解石角闪石脉
C 表 26			含似层状黄铁矿的硅化蚀变岩
C2	4.3	3.1	含粒状黄铁矿的石英蚀变岩
C13		-1.5	含石墨和浸染状磁黄铁矿的大理岩
C15	7.6		含矿烟灰色石英脉
C3—4	4.0		绢云母蚀变岩
H05—3	2.9(全岩)		矿区南侧,斜长角闪岩
L22—7	9.7(闪锌矿)		矿区南侧,莲花山闪长岩株

4 件样品采自含金石英脉和含矿砂卡岩,硫化物多呈细脉产出,与地层呈穿切关系,可能为成矿热液作用的产物。同位素组成以富³⁴S 为特征, $\delta^{34}\text{S}$ 从 7.6~11.2‰,平均 9.1‰,可能代表了成矿热液的硫同位素组成。

还有 3 件样品采自蚀变和矿化的围岩中,硫化物呈似层状或粒状。围岩的蚀变和矿化强度介于上述二者之间,其硫同位素组成也位于二者之间, $\delta^{34}\text{S}$ 从 3.1~4.3‰,平均 3.8‰。

柴胡栏子金矿硫同位素的这种分布规律变质作用是很难形成的,变质作用常使地层中的硫同位素均一化,并且矿脉中与地层中的硫同位素组成应该相近,而实际情况并非如此。硫同

位素在热液中演化也不大可能形成如此结果,因为矿床中含有较多的磁黄铁矿、石墨和甲烷,即氧逸度 fO_2 很低,在此条件下,热液演化不可能造成如此大的分馏,也不符合其赋存状态。比较可能的是成矿溶液侵入围岩后,矿液中富 ^{34}S 的硫和地层中贫 ^{34}S 的硫发生了程度不等的混合。石英脉和矽卡岩中的硫以热液硫为主,可能含有少量地层硫,弱蚀变围岩中的硫以地层硫为主,可能有少量热液硫的加入,而在蚀变和矿化围岩中,可能两种硫都占一定的比例。

若以地层硫中 $\delta^{34}S$ 最小的一3.1‰代表地层硫的原始同位素组成,以热液硫中最大的11.2‰代表热液硫的原始同位素组成,则二者可能的混合比例应为:

$$-3.1 \quad X + 11.2(1-X) = 3.8 \quad X = 52\% (\text{地层硫})$$

即蚀变和矿化围岩中的硫是由约52%地层硫和约42%热液硫混合而成。

3.2 热液硫的来源

由上述讨论可知,矿床中的硫具有多源特点,一部分来源于矿床的近矿围岩,另一部分由热液带来,那么这部分热液硫到底从何而来呢?来源于斜长角闪岩类变质岩的可能性不大,一件该变质岩全岩的硫同位素组成为2.9‰,与热液硫的同位素组成相差甚远;来源于四道沟花岗岩体的可能性也不大,因为矿区区内见有四道沟花岗岩的岩枝—细粒花岗闪长岩脉穿切矿体的现象,岩体属矿后形成。

比较可能的是这部分热液硫来源于柴胡栏子闪长岩株。

a. 空间上,矿床位于该闪长岩株的外接触带。

b. 上述稀土元素配分模式表明,该闪长岩株与矿化关系密切。

c. 矿区南6km处有一与柴胡栏子闪长岩株类型相同,结构、成份和稀土配分模式相似的莲花山闪长岩株,其中一件闪锌矿的 $\delta^{34}S = 9.7\%$,与热液硫同位素组成相似。另外,在胶东金矿区,与矿有关的花岗岩的 $\delta^{34}S$ 也很高,而且胶东群变质岩、重熔花岗岩(玲珑、郭家岭、滦家河)和矿石的 $\delta^{34}S$ 平均值彼此非常相近;分别为:7.4(5)、7.0(11)、7.7(146)‰^[2]。

d. 矿床的氢氧同位素结果(后述)表明,成矿溶液主要来源于大气降水,部分来源于岩浆热液,而该闪长岩株是提供部分岩浆热液和成矿热能的合适对象。

4 氢氧同位素特征及成矿溶液的来源

为了研究成矿溶液的来源,我们分析了含金石英脉及围岩的氧同位素组成和石英包裹体的氢同位素组成。石英和硅酸盐的氧同位素是用 BrF_5 法分析的,石英包裹体的氢同位素是用加热爆裂法分析的。结果列于表3.4,示于图3。

柴胡栏子金矿含金石英脉的 $\delta^{18}O$ 大部分分布在15.0~16.0‰的范围内,与矿区南侧的红花沟金矿相比,柴胡栏子含金石英脉的 $\delta^{18}O$ 值普遍偏高。为了对比研究,还分析了大理岩中硅质结核的 $\delta^{18}O$ 值,但镜下观察发现,样品都已蚀变成透闪石,其 $\delta^{18}O$ 分别为15.1‰和16.3‰。

金矿的成矿温度是用均一法测定的,主成矿期的最佳温度为230℃(李荫清)(图4)。

表 3 柴胡栏子金矿氧同位素分析结果
Table 3 O— isotope analysis for Caihulanzi gold ore deposit

样品号	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$			采样位置及地质情况
	石 英	透闪石	花岗岩全岩	
C 表 1			9.6	矿区北侧地表,花岗岩岩体 γ_3^{-2}
C 表 5	15.8			糖粒状石英脉,含矿
C 表 12	16.8			含黄铁矿石英脉
C 表 29	15.2			石英脉,分布于矿体内,中段
C 表 31	17.0			含矿石英脉,中段
C 表 32	16.0			含矿石英脉,北矿段
C3	16.9			糖粒状石英透镜体
C6	17.8			穿插于大理岩中的石英脉,不含矿
C8		16.3		大理岩中的蚀变硅质结核
C10	15.5			大理岩中的石英脉,不含矿
C14		15.1		大理岩中的蚀变硅质结核
C15	15.7			烟灰色含矿石英脉
C21—3	12.3			暗色石英脉
C21—2	17.3			石英脉
ZK8—2	15.7			石英脉
ZK4—1	15.8			石英脉
C4—4	15.4			石英脉

(样品由地矿部矿床所稳定同位素实验室李延河用 BrF_5 法分析,精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$)

知道了含金石英脉的氧同位素组成和其形成温度就可以求算与之平衡的成矿溶液的氧同位素组成,探讨成矿溶液的来源。

关于石英—水的氧同位素分馏方程,这里采用 R. N. Clayton(1972)^[3]的公式:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times (10^6 T^{-2}) - 2.90 \quad (200 \sim 500^\circ\text{C})$$

该公式适用温度范围与矿床的成矿温度最接近,其精度也比较高,计算结果与采用 Y. Matsuhisa(1979)^[3]的公式很相近,结果列于表 4。

柴胡栏子金矿成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大部分位于 4.0~6.0‰ 的范围内,比正常岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 6.0~8.0‰(Taylor, 1974)稍低。形成温度较低的晚期石英脉(ZK8—2)和方解石脉(C 表 25)其相应的水溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 也比较低,分别为 1.6‰和 -1.3‰,可能反映了成矿晚期大气降水的增加。

三个石英包裹体的 δD 值分别为 -93.8‰、-109.7‰、-101.6‰,平均 -102‰。该值远离岩浆水和变质水的氢同位素组成范围,而完全落在大气降水的范围内,反映了成矿溶液来源于大气降水的特点。在 δD — $\delta^{18}\text{O}$ 相关图上(图 5),与邻区红花沟金矿相比,其成矿溶液的 δD 值

稍低,而 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显向右漂移⁽⁴⁾。

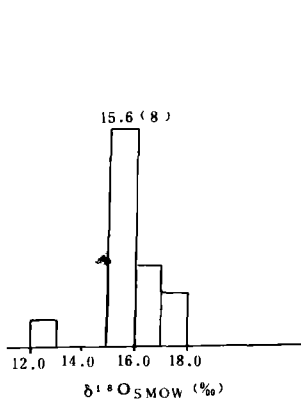


图3 柴胡栏子金矿石英的氧同位素组成
Fig. 3 O-isotope composition of quartz in the mine

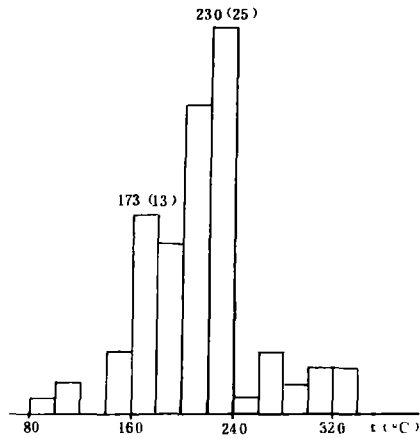


图4 柴胡栏子矿区石英包体均一温度分布图
Fig. 4 Plot showing distribution of quartz inclusion homogeneous temperature

表4 柴胡栏子金矿成矿溶液的氢氧同位素组成
Table 4 H,O isotope composition for ore fluid

样品号	采样地点及地质情况	δ ¹⁸ O _{SMOW} (‰)		δD _{SMOW} (‰)	包体均一温度(℃) (最佳值)
		石 英	水		
C表5	糖粒状含矿石英脉	15.8	5.1		226
C表12	含黄铁矿石英脉	16.8	5.9	-109.7	222
C表25	伟晶方解石脉	10.2*	-1.3		166
C表29	含矿石英脉	15.2	4.0	-101.6	216
C21-2	石 英 脉	17.3	6.9	-93.8	231
CZK8-2	石 英 脉	15.7	1.6		173
CZK4-1	石 英 脉	15.8	5.0		224

* 方解石

δD 偏低可能是由于石英包裹体中含有少量甲烷所致。柴胡栏子金矿石英包裹体普遍含有甲烷,这已被镜下冷冻观察和包裹体成份分析所证实。如果假设柴胡栏子金矿成矿溶液的 δD 值与邻区红花沟金矿相同,则可估算出石英包裹体中甲烷的含量。230℃时 $10^3 \ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4} = 70$ (Botting, 1969),即柴胡栏子金矿成矿溶液中甲烷的 $\delta\text{D}_{\text{CH}_4} = (-96)(\text{红花沟}) + (-70) = -166\text{‰}$ 。若以 -102‰ 代表柴胡栏子金矿包体 δD 的平均值,以 X 代表包裹体中水的摩尔分数,则

$$(-96)X + (-166)2(1-X) = -102 \quad X = 97\text{‰}$$

即石英包裹体中含有 3% 左右的甲烷,与包裹体成份的测定结果相似。

$\delta^{18}\text{O}$ 向右漂移可能是大气降水沿构造裂隙下渗,至深部被柴胡栏子闪长岩株加热后,以小的水/岩比与闪长岩株交换氧同位素,并与一定量的岩浆水混合,侵入围岩后又与富 ^{18}O 的大理岩等发生广泛的氧同位素交换,使其 $\delta^{18}\text{O}$ 大幅度升高造成的。前述硫同位素的结果也说明成矿溶液与围岩发生了广泛的同位素交换。

一件围岩中条带状大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 仅为 12.8‰,与一般海相碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 相比明显偏低,很可能就是大理岩与贫 ^{18}O 的大气降水发生氧同位素交换的结果。如果假设成矿溶液与大理岩发生过氧同位素交换,并达到平衡,则可根据大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和成矿温度 230℃ 求出成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78(10^6 T^{-2}) - 3.39 \quad (\text{O'Neil, 1969})^{[5]}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 5.2\text{‰}$$

该值与上述通过含金石英脉求得的成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 5.4‰ 很相近。从而说明成矿溶液确实与围岩发生过强烈的同位素交换。由于大理岩等围岩多不含氢,使成矿溶液的 δD 值(-96~-102‰)还基本保持了大气降水的特点。根据成矿溶液的 δD 值和 C. Craig (1961)^[5]的雨水线公式:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

求出初始大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-13~-14‰。根据交换前后水和岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化,可以求出这一过程的水/岩比。交换后水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值用成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 5.4‰ 代表;交换后大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 用实测值 12.8‰ 代表,太古代大理岩的初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值假定为 20~22‰ (E. T. Degens and S. Epstein, 1962)^[5]。根据 H. P. Taylor (1978)^[5]的水/岩交换公式,求出这一过程的水/岩比。

$$\begin{aligned} W/R &= [\delta_{\text{岩}} - \delta_{\text{岩}^0}] / [\delta_{\text{水}} - \delta_{\text{水}^0}] \\ &= [12.8 - 20(22)] / [-13(-14) - 5.4] \\ &= 0.37 \sim 0.50 \end{aligned}$$

因为成矿溶液中可能含有少量岩浆水,而且成矿溶液在侵入大理岩之前可能已与柴胡栏子闪长岩株有一定程度的同位素交换,即 $\delta^{18}\text{O}$ 已有所升高,所以实际上水/岩比还要高,该值可能代表了水/岩比的最小值。这与围岩发生强烈蚀变是一致的。

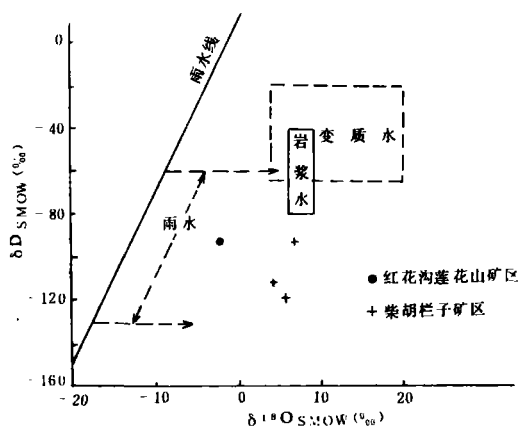


图 5 柴胡栏子金矿成矿溶液的氢氧同位素组成

Fig. 5 Plot showing H₂O isotope composition of ore fluid

5 矿床成因探讨

综上所述,成矿溶液主要来源于大气降水,部分来自岩浆热液,矿床中的硫一部分来自地层,另一部分来自与矿化关系密切的柴胡栏子闪长岩株。下面结合矿床的其他特征讨论一下柴胡栏子金矿可能的形成过程:

首先大气降水沿矿区广泛发育的构造裂隙下渗至深部被柴胡栏子闪长岩株加热,并与少量岩浆水混合。加热后的热水溶液与闪长岩株等岩石交换氢氧同位素的速度加快,淋滤围岩中易溶组份(NaCl 、 CO_2 、 H_2S 等)和成矿物质—金的能力增加,由于热液循环使这种作用不断进行,逐步形成含矿溶液。这时成矿溶液的温度较高,约 300°C ;盐度也较大, $2.9\sim 24\%$,平均 16% (李荫清);硫含量很低 $< 5\%$,PH 值偏酸性;氧逸度 f_{O_2} 相对较高, $\delta^{18}\text{O}$ 相对较低。这种条件不利于形成金—硫络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$,而呈金—氯络合物形式存在的可能性比较大。

当成矿溶液侵入大理岩、含石墨绢云片岩时,由于二者性质差别太大,成矿溶液与围岩发生大规模反应,使围岩强烈蚀变,成矿溶液的性质发生显著变化。与大理岩反应、交换氧同位素,使矿液的 PH 值增大, $\delta^{18}\text{O}$ 大幅度升高,而大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值却明显降低。与石墨反应,使矿液的氧逸度 f_{O_2} 降低。成矿溶液中的富 ^{34}S 的硫与地层中贫 ^{34}S 的硫混合,使成矿溶液中总硫的同位素组成发生显著变化。成矿溶液与围岩发生大规模反应,还使成矿溶液的温度大幅度下降。温度下降、PH 值升高,氧逸度降低,使金—氯络合物不稳定,迅速分解,金被还原沉淀在石英脉和蚀变岩中(王中雄,1989)^[6]。至成矿晚期,由于温度降低,水/岩比变化大,大气降水含量增加,使成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 降低。

参考文献

- [1]许荣华等,稀土地球化学和同位素地质新方法,地质出版社,1985
- [2]王义文,我国主要类型金矿床同位素地质学研究,地质论评,28(2)1982
- [3]丁梯平,南岭地区几个典型矿床的稳定同位素研究,北京科学技术出版社,1988
- [4]李延河,内蒙赤峰红花沟金矿稳定同位素研究,矿床地质,9(3)1990
- [5]沈渭州,稳定同位素地质,原子能出版社,1987
- [6]王中雄,氧化—还原反应在金的内生成矿过程中的作用和意义,地质与勘探。(10)1989

GENESIS AND CHARACTERISTICS OF ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF CHAIHULANZI GOLD ORE DEPOSIT, CHIFENG, LIAONING

Li Yanhe Ding Tiping Ai Yongde

(Institute of Ore Deposit of Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

Chainhulanzi gold ore deposit is of quartz vein—bearing altered rock type Au deposit occurring in Archean metamorphic rocks in the north of Inner Mongolia Anteklise. Marble and graphite—bearing mica—quartz schist are the main host rock with gradational relation to ore bodies which are cut off by chemical analysis.

Close relation between the deposit and the diorite stock to north is indicated by REE pattern of the deposit.

$\delta^{34}\text{S}$ of sulfide in the deposit is closely related to the occurrence of sulfide. For veinlet sulfide in quartz vein and skarn is ranged as 7.6—11.2‰; stratiformed sulfide, —3.1 to 1.5‰; sulfide in sericite schist and graphite—bearing schist, —3.1 to —1.5‰; sulfide in altered rocks and mineralized rocks, 3.1 to 4.3‰. This indicates that S is multiple sourced, some from the Archean metamorphic rock, some from the diorite stock.

$\delta^{18}\text{O}$ value of ore—bearing quartz vein falls in the range of 15.0 to 16.0‰; for ore fluid, 4.0 to 6.0; δD value of quartz inclusion is —93.8, —101.6, —109.7‰ respectively with average of —102‰ which is far from the area of magma fluid and metamorphic fluid and fall in area of meteoric water in plot. In δD — $\delta^{18}\text{O}$ plot $\delta^{18}\text{O}$ points are away from meteoric line and drift to right. This may be resulted from O— $\delta^{18}\text{O}$ isotope exchange between meteoric water with very few magma water under low water/rock ratio (0.37—0.50).

High salinity of quartz inclusion, (average. 16), low content of sulfide (5‰) and most of them are free of gold in ore deposit, intense alteration in wall rocks reveal that gold is transported in Cl—complexes. when interaction between ore fluid and marble and the graphite in the wall rock took place Ph value of ore fluid increases and fo_2 and temperature decrease causing disintegration of Cl—complex and precipitation of gold.