

水晶屯金矿床稳定同位素地球化学研究

石 森

(地质矿产部地质调查局)

杨廷栋

(中国地质大学资源经济学院, 武汉)

通过对水晶屯金矿床与区域上典型金矿床的硫、铅、氢、氧等稳定同位素的对比研究, 阐明本区金矿成矿物质主要来源于太古宙崇礼杂岩, 太古宙区域变质作用仅形成金的初步富集, 印支—燕山早期的构造岩浆活动促成石英脉主体形成, 燕山期继承性构造岩浆活动对先成脉体的叠加改造作用是成矿的重要因素, 成矿流体来源于岩浆水。本矿床为具有层控性质的岩浆热液型矿床。

关键词 水晶屯金矿 硫铅氢氧同位素 成矿作用 河北省

河北省崇礼县水晶屯金矿床位于冀西北的张家口—宣化金矿集中区南部, 这里有著名的小营盘、东坪、张全庄等大中型金矿床。多年来本区金矿床成因问题众说纷纭, 主要有多期变质再造矿床、混合岩化热液矿床及再生岩浆热液矿床之说。本文通过对水晶屯金矿与区域上典型金矿床硫、铅、氢、氧等稳定同位素地球化学对比研究, 旨在以点带面, 为研究本区金矿的成因机制、总结成矿规律探索新的途径。

1 矿床地质背景

矿床位于华北地台北缘的太古宙花岗岩绿岩带上。区域上出露的地层主要有太古宙崇礼杂岩中的水晶屯构造地层单元 (Arcs), 由麻粒岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩夹混合岩组成, 原岩主要为中基性火山岩及火山沉积岩。本区 Arcs 中金的丰度较高 (8.15×10^{-9}), 呈对数三峰偏态分布, 金主要赋存于硫化物中。区域构造岩浆活动强烈, 从太古宙到燕山期经历多次构造变动, 褶皱、断裂很发育。区域岩浆活动存在三个旋回, 即元古宙—太古宙旋回、印支—燕山早期旋回及燕山期旋回。矿区内岩浆岩少见。

2 硫同位素地球化学

2.1 区域硫同位素特征

区域矿石硫同位素值 (除张全庄金矿外) 均负向偏离陨硫硫, $\delta^{34}\text{S}$ 值多在 -10% 左右 (见表 1), 根据大本分馏模式: $\delta^{34}\text{S}_{\text{矿物}} = f(\delta^{34}\text{S}_{\text{S}}, T, f\text{O}_2, \text{pH}, I)$, 只有在低 pH 低 $f\text{O}_2$ 中

本文为中国地质大学 (武汉) 与第一冶金地质勘查局合作项目《河北省崇礼县水晶屯金矿床及外围控矿地质条件和成矿预测》的一部分, 该项目获得中国地质大学优秀科研成果二等奖。

收稿日期: 1996-10-03, 修回日期: 1996-11-11, 张哲编辑。

高温条件下晶出的硫化物硫同位素值与矿液总硫同位素组成相近, 本区金矿床主要形成于中高温、高氧逸度及弱酸性—弱碱性环境, 利用图 1 估算, 当黄铁矿从 $W^{34}S_{ss} = 0\%$ 的矿液中晶出时, $W^{34}S_{ss}$ 值可以从 $+1\%$ → -26% , 可见这种区域性富轻硫特点是成矿环境造成的。另外, 从产于变质岩 (水晶屯、小营盘) → 碱性岩浆岩 (东坪) → 巨斑状花岗岩 (席麻湾) 中的金矿床 $W^{34}S$ 值显示逐渐增长的趋势。结合本区成矿具有同时性特征, 说明区域矿石硫同位素分布与岩浆岩存在时空联系。

表 1 张—宣地区硫同位素组成 (‰)

Table 1 S isotopic composition in Zhang-Xuan Area

矿床	矿物	样品数	变化范围	平均值	极差	资料来源
水晶屯	黄铁矿	11	- 13.23~ - 8.80	- 11.35	4.43	本文
	方铅矿	3	- 12.94~ - 9.77	- 11.36	3.18	
	黄铜矿	1		- 10.33		
	围岩	1		- 0.35		
小营盘	黄铁矿	12	- 12.55~ - 6.90	- 9.72	5.65	宋瑞先
	方铁矿	17	- 14.36~ - 8.65	- 12.13	5.71	
	黄铜矿	1		- 10.1		
	围岩	6	- 0.04~ + 3.4	1.88	3.44	
张全庄	黄铁矿	13	- 0.2~ + 5.6	3.02	5.80	
	方铅矿	14	- 1.1~ + 2.1	0.59	3.20	
	黄铜矿	3	0.9~ 2.3	1.50	1.40	
	围岩	1		4.4		
席麻湾	黄铁矿	1		- 7.10		
	方铅矿	1		- 11.30		
	围岩	2	1.1~ 1.4	1.2	0.4	
东坪	黄铁矿	7	- 8.56~ - 4.2	- 8.63	4.36	王郁

2. 2 矿区硫同位素特征

水晶屯金矿床矿物组合为磁铁矿、镜铁矿、赤铁矿、黄铁矿、方解石等, 根据图 1 可以确定本矿床矿物稳定场, 估算出成矿热液总硫 $W^{34}S_{ss}$ 值为 1% 左右, 而太古宇崇礼杂岩的 $W^{34}S$ 在 -0.4% ~ $+4.4\%$ 之间。因此, 可推测本矿床硫源可能为: a) 太古宇崇礼杂岩; b) 上地幔; c) 前两者混合来源。可见, 本区硫化物 $W^{34}S$ 对矿质来源指示意义不大, 但对成矿环境指示明确, 显示高氧逸度浅成开放环境, 这与变质热液成矿所需的还原环境有所不同。另外, 矿区硫同位素值变化范围窄, 呈明显的“塔式”分布。由上述分析可以推测, 岩浆硫一方面与地层硫混合, 另一方面对地层硫及成矿物质起了活化迁移作用, 并使硫同位素高度均一化, 因而出现了矿石硫同位素组成具有岩浆硫与地层硫双重特征。

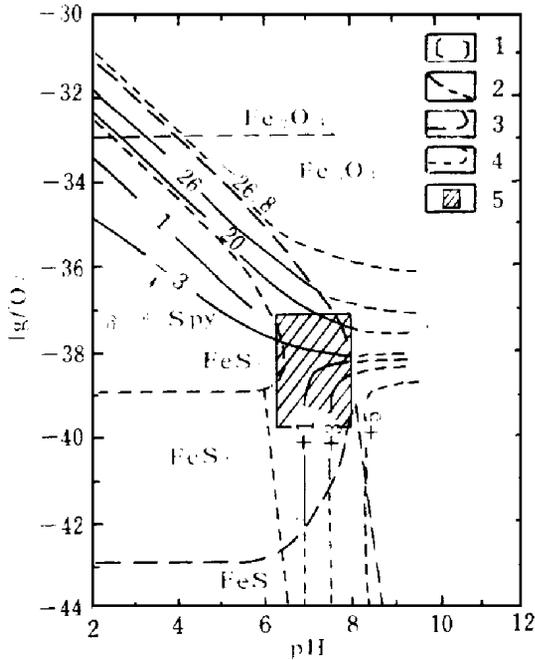


图 1 fO_2 -pH 曲线显示成矿热液沉积环境变化

Fig. 1 Plot of pH vs. fO_2 showing the variation of depositional environment of ore fluid

1- 黄铁矿 $W^{34}S$ 值 ($W^{34}S$ value of pyrite); 2- $W^{34}S_s = 0\%$ 时 FeS_2 等时线 (FeS_2 isochron while $W^{34}S_s = 0\%$); 3- $\Sigma S = 0.1 \text{ mol/L}$ 时 $Fe-S-O$ 矿物界限 ($Fe-S-O$ mineral area while $\Sigma S = 0.1 \text{ mol/L}$); 4- $\Sigma S = 0.01 \text{ mol/L}$ 时 $Fe-S-O$ 矿物界限 ($Fe-S-O$ mineral area while $\Sigma S = 0.01 \text{ mol/L}$); 5- 本矿床矿物稳定场 (stability field of mineral)

3 铅同位素地球化学

3.1 区域铅同位素特征

区域矿石铅同位素组成十分接近 (见表 2), 其中放射成因铅含量较低, 但它们在图 2 上已呈明显的线性排列, 因此, 本区矿石铅应属多阶段演化的异常铅, 并可能具有相似的物质来源和演化历史. 在图 2 中, 将区域矿石铅同位素值用一元线性回归法分别拟合成直线 $l_1: y = 0.2134x + 11.7263$, 相关系数 $r = 0.9659$; $l_2: y = 0.8982x + 21.7587$, 相关系数 $r = 0.9314$, 称其为混合铅等时线. 该直线通过太古宇崇礼杂岩岩石铅和碱性岩浆岩岩石铅一端, 显示本区成矿作用与太古宙变质作用及中生代碱性岩浆活动均有成因联系, 但与后者关系更为密切, 即这一期碱性岩浆活动可能提供部分铅源, 并使铅同位素高度均一化. 花岗岩岩石铅偏离混合铅等时

表 2 张-宣地区矿石及围岩铅同位素组成 (‰)

Table 2 Pb isotopic compositions of ore and wall rocks in Zhang-Xuan area

样品类别	统计数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
水晶屯金矿矿石铅	6	$\frac{16.84 \sim 17.599}{(17.184)}$	$\frac{15.136 \sim 15.501}{(15.391)}$	$\frac{36.751 \sim 37.589}{(37.104)}$	本文
小营盘金矿矿石铅	46	$\frac{16.66 \sim 17.20}{(17.180)}$	$\frac{15.25 \sim 15.491}{(15.391)}$	$\frac{36.58 \sim 37.478}{(37.141)}$	胡小蝶
东坪金矿矿石铅	4	$\frac{17.455 \sim 17.630}{(17.533)}$	$\frac{15.505 \sim 15.553}{(15.503)}$	$\frac{37.415 \sim 37.770}{(37.590)}$	王郁
张全庄金矿矿石铅	4	$\frac{16.66 \sim 17.263}{(16.913)}$	$\frac{15.13 \sim 15.431}{(15.309)}$	$\frac{36.66 \sim 37.546}{(37.047)}$	胡小蝶
金家庄金矿矿石铅	4	$\frac{16.61 \sim 17.071}{(16.741)}$	$\frac{15.213 \sim 15.345}{(15.285)}$	$\frac{36.16 \sim 37.188}{(37.874)}$	王郁

续表

样品类别	统计数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
太古宙崇礼杂岩岩石铅	3	$\frac{14.323\sim 14.703}{(14.502)}$	$\frac{14.786\sim 14.945}{(14.846)}$	$\frac{34.903\sim 36.197}{(34.197)}$	
水泉沟岩体岩石铅	3	$\frac{16.47\sim 17.391}{(17.067)}$	$\frac{15.27\sim 15.472}{(15.354)}$	$\frac{36.53\sim 37.393}{(37.003)}$	胡受奚
花岗岩岩石铅	1	16.074	15.413	34.826	

注: () 内数值为平均值

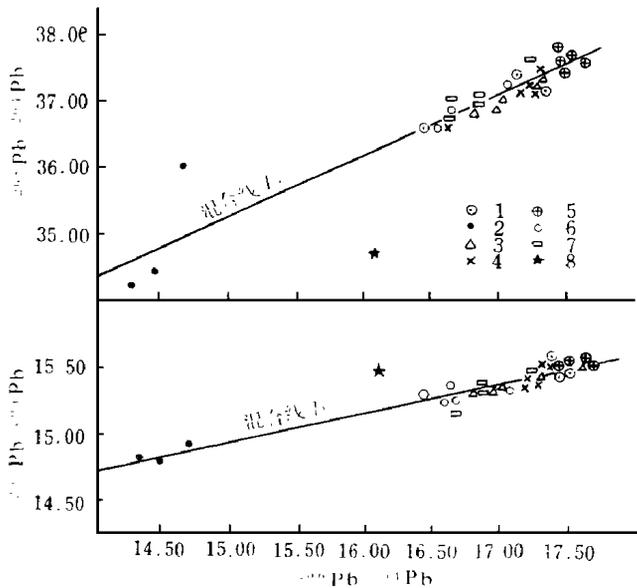


图 2 张-宣地区铅同位素组成

Fig. 2 Pb isotopic composition in Zhang-Xuan Area

1-水泉沟岩体 (Shuiquangou rock body); 2-崇礼杂岩 (Congli complex); 3-小营盘金矿 (Xiaoyingpan deposit); 4-水晶屯金矿 (Shuijingtun deposit); 5-东坪金矿 (Dongping deposit); 6-金家庄金矿 (Jinjiazhuang deposit); 7-张全庄金矿 (Zhangquan zhuang deposit); 8-花岗岩 (granite)

线, 表明燕山期花岗岩直接提供铅源的可能性不大. 在图 3 中, 矿石铅大部分落入古老异常铅区. 在图 4 中, 矿石铅大部分落入上地幔与下地壳铅平均演化曲线之间. 由上述分析推断矿石铅来源: 一是原岩为太古宙火山沉积岩系的老地层, 二是伴随中生代构造岩浆从上地幔或下地壳带入地壳岩石系统并参与成矿.

3.2 矿区铅同位素特征

基于上述分析, 采用两阶段演化模式来处理水晶屯金矿床矿石铅同位素 (图 5). 首先, 将矿石铅同位素值拟合成混合铅等时线: $y = 0.2616x + 10.8957$, 相关系数 $r = 0.9860$. 该直线与铅同位素两阶段演化曲线有两个交点. 左交点 $t_1 \approx 3125\text{Ma}$, 代表铅第一演化阶段

开始的时间, 相当于太古宙崇礼杂岩中中基性火山岩形成年龄. 可以解释为 t_1 前后, 上地幔或下地壳中的铅由火山喷发作用带入地壳岩石系统, 脱离原始的 U (Th) - Pb 体系. 右交点 $t_2 \approx 165\text{Ma}$, 代表铅第二演化阶段起始时间, 即矿石最终定位年龄. t_2 与本区燕山期构造岩浆活动相当, 并与本区矿石 K- Ar 年龄值 (215.5~157.3Ma) 相符. 可见, 用两阶段演化模式解释铅同位素分析结果, 既展示了铅原始沉积年代, 又确定了金矿形成时代.

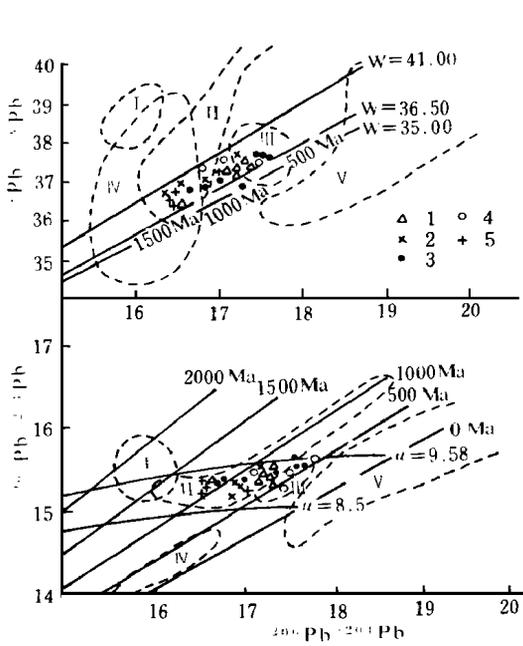


图 3 中国金矿床矿石铅同位素组成 (王义文)

Fig. 3 Pb isotopic composition of ore in the gold deposits of China (Wang Yiwen)

1-水晶屯 (Shuijingtun); 2-小营盘 (Xiaoyingpan); 3-东坪 (Dongping); 4-张全庄 (Zhangquanzhuang); 5-金家庄 (Jinjiazhuang)

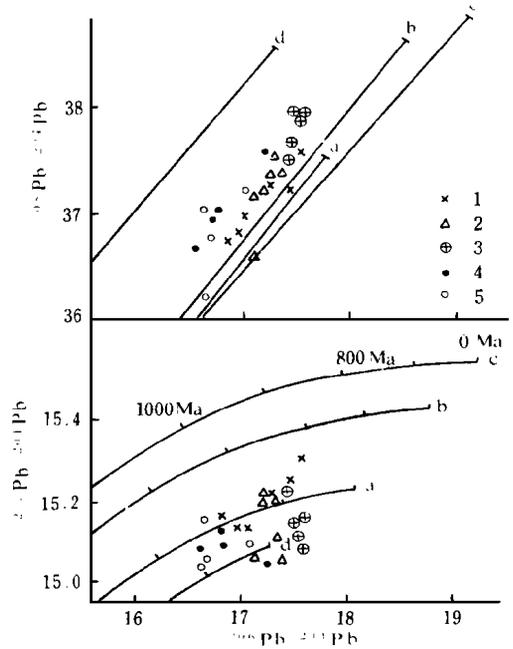


图 4 铅同位素构造模式

Fig. 4 Tectonic model of Pb isotopes

1-水晶屯 (Shuijingtun); 2-小营盘 (Xiaoyingpan); 3-东坪 (Dongping); 4-张全庄 (Zhangquanzhuang); 5-金家庄 (Jinjiazhuang)

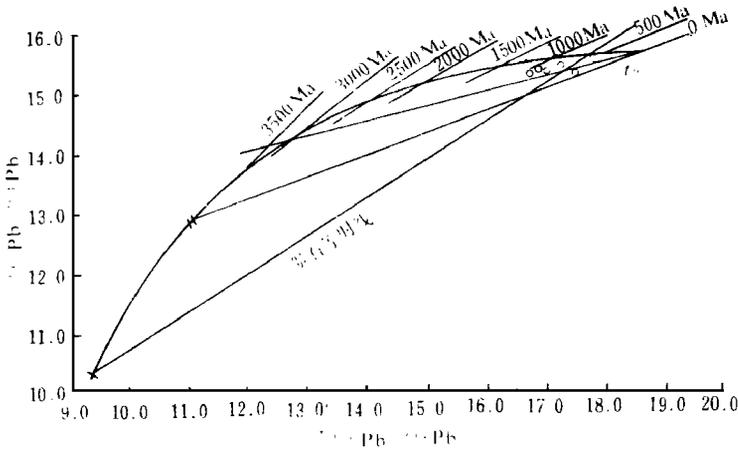


图 5 水晶屯金矿铅同位素两阶段演化模式 (Stacey, 1975)

Fig. 5 Two-stage evolution model of Pb isotopes of Shuijingtun gold deposit (Stacey, 1975)

○- 铅同位素样 (sample of Pb isotope)

4 氢氧同位素地球化学

表 3 列出了水晶屯金矿床及区域矿石氢氧同位素的组成。

下面将应用水-岩交换氢氧同位素演化理论探讨水晶屯金矿成矿介质来源及演化。

表 3 张-宣地区金矿矿石氢氧同位素组成

Table 3 H and O isotopic compositions of ore from gold deposits in Zhang-Xuan area

矿床	测试矿物	$W^{18}O_{\text{石英}}$ - SMOW	均一温度 (°C)	$W^{18}O_{H_2O}$ (‰)	WD (‰)	资料来源
水	石英	12.36	255	3.51	- 84.3	本文
	石英	13.04	270	6.03	- 100.10	
晶	石英	12.76	290	4.78	- 52.4	武汉地院
	石英	12.72	275	4.67	- 66.2	
屯	石英	11.85	300	4.65	- 50.0	天津地矿所
	石英	13.10	280	5.22	- 91.6	
小 营 盘	石英	13.70	275	5.25	- 107.1	天津地矿所
	石英	13.39	205	- 0.13	- 80.4	
	石英	13.49	280	5.61	- 108.6	
东 坪	石英	11.2	249	2.10	- 101.3	天津地研院
	石英	11.75	306	4.74	- 91.2	
	石英	6.79	271	1.23	- 89.2	

4.1 水-岩氢氧同位素平衡交换作用

水-岩交换作用基于以下物质平衡交换方程:

$$W^{\circ} \cdot W_{A\text{水}} + R^{\circ} \cdot W_{A\text{岩}} = W^{\circ} \cdot W_{A\text{水}} + R^{\circ} \cdot W_{A\text{岩}}$$

其中: W_A 为 $W^{18}O$ 或 WD ; i 为初始值; f 为交换后终值. 由上式可以得出:

$$W/R = (W_{A\text{水}} + \Delta - W_{A\text{岩}}) / (W_{A\text{水}} - W_{A\text{岩}})$$

其中, W/R 为水-岩比值, $\Delta = W_{A\text{岩}} - W_{A\text{水}}$. 通常采用 $\Delta^{18}O_{\text{岩-水}} \approx \Delta_{\text{长石}(\text{An}_{30})-\text{H}_2\text{O}}$, $\Delta_{\text{D岩-水}} \approx \Delta_{\text{云母-水}}$.

4.2 初始参数的确定

对于初始岩浆水, WD 值采用金铜系列花岗岩初始岩浆水氢同位素组成 (- 110‰ ~ - 65‰) 的中值, 即 $WD_{\text{岩浆水}} \approx - 90$ ‰. 水泉沟碱性杂岩全岩 $W^{18}O$ 为 4.1‰ ~ 8.16‰, 因岩体主要成分为碱性长石, 采用方程 $W^{18}O_{\text{长石}} - W^{18}O_{\text{水}} = 2.9 \times 10^6 T^{-2} - 3.14$ (奥尼尔, 1967), 在 $T = 1074\text{K}$ 时, 岩浆水变化范围为 4.98‰ ~ 9.04‰, $W^{18}O_i$ 采用其中值, 即 $W^{18}O_i$ 岩浆水 = 7.18‰. 对于成矿期大气降水, 本区中生代大气降水的 WD 值要低于 - 90‰, 结合图 6 投点, 可以判断该区成矿期大气降水的 $WD_{\text{大气水}} = - 100$ ‰, 按通用大气降水方程 $WD = 8W^{18}O + 10$ 计算, 得出 $W^{18}O_{\text{大气水}} = - 13.75$ ‰. 对于围岩变质岩氢氧同位素组成, $W^{18}O$ 的变化范围为 6.43‰ ~ 12.44‰, 平均为 9.01‰, 取 $W^{18}O_{\text{岩}} = 9.01$ ‰. 对于原岩为基性火山岩的变粒岩, 采用 $WD_{\text{岩}} =$

- 100‰. 另外, 采用本区成矿温度 (210~ 310°C) 的中值 $T = 285^{\circ}\text{C}$ 作为合理的交换温度, 可以得到:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{岩-水}} \approx W^{\text{O}}_{\text{O}_{\text{长石}}} - W^{\text{O}}_{\text{O}_{\text{水}}} = 2.86 \times 10^6 T^{-2} - 3.54 = 5.655\text{‰}$$

$$\Delta\text{D}_{\text{岩-水}} \approx W_{\text{D}_{\text{云母}}} - W_{\text{D}_{\text{水}}} = -2.13 \times 10^6 T^{-2} - 2.8 = -71.209\text{‰}$$

围岩变质岩含水量为 0.6%, 在不同的 W/R 值下, 以 258°C 为合理交换温度, 就可以得到初始岩浆水及成矿期大气降水分别与围岩变质岩平衡交换后热液的氢氧同位素组成演化线 (图 6).

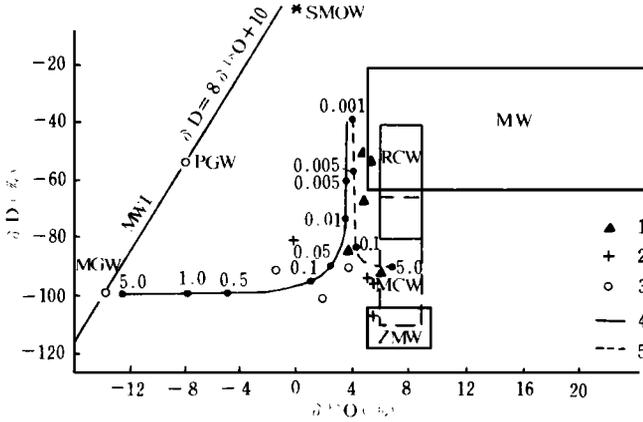


图 6 张-宣地区成矿热液氢氧同位素组成与初始岩浆水、大气降水和变质水对比图

Fig. 6 H and O isotopic compositions of Zhang-Xuan area ore fluids compared with those of initial magmatic water, meteoric water and metamorphic water
 RCW—正常岩浆水 (normal magmatic water); MCW—金铜系列初始岩浆水 (initial magmatic water of Au-Cu series); ZMW—张宣地区变质水 (metamorphic water of Zhang-Xuan area); MGW—中生代局部大气降水 (Mesozoic local meteoric water); PGW—现代局部大气降水 (present local meteoric water); MW—变质水 (metamorphic water); 1—水晶屯金矿 (Shuijintun deposit); 2—小营盘金矿 (Xiaoyingpan deposit); 3—东坪金矿 (Dongping deposit); 4—大气降水/岩石交换同位素演化线 (isotopic evolution line of meteoric water/rock exchange); 5—岩浆水/岩石交换同位素演化线 (isotopic evolution curve of magmatic water/rock exchange)

4.3 成矿介质水判别

图 6 上所标出的“正常岩浆水”是针对北美多数花岗岩而确定的, 而张-宣地区碱性岩岩浆水 W^{O} 范围同金铜系列花岗岩大体相当, 与其对应的是具有较高 W_{D} 值的金铜系列花岗岩初始岩浆水. 由于这种初始岩浆本身不含足量的矿质, 岩浆水要发展成为矿液, 必须经过水岩交换淋滤出岩石中的矿质, 而水岩交换的结果使初始岩浆水的同位素组成发生变化. 水晶屯金矿成矿热液同位素组成投点落在 285°C 的 (岩浆水/岩石) 演化线周围, 成矿 W/R 值均小于 0.1, 反映出典型岩浆水演化并最终成矿的特征. 另外, 成矿晚阶段的 W/R 值较早阶段有所降低, 说明岩浆水数量有限, 没有后续补给水源, 外来介质水参与成矿作用不明显.

水晶屯金矿 $W^{18}O$ 水值变化很小, 其原因在于成矿期 $W/R < 0.1$, 在这种情况下, 大气降水即使参与主成矿期矿化作用, 数量上也是有限的. 与之相比, 东坪及小营盘金矿大气降水参与成矿作用显著, 出现明显的“ $W^{18}O$ 漂移”现象, 其成矿期 $W/R > 0.1$.

图 6 上所标出的变质水代表变质作用条件下达到同位素交换平衡时所生成矿物的理想介质水, 而张-宣地区变质水氢氧同位素组成较低 ($W^{18}O_{H_2O}$ 为 $6.43\text{‰} \sim 9.78\text{‰}$, WD_{H_2O} 为 $-104.6\text{‰} \sim -11.3\text{‰}$), 构成本区独特的变质水区. 与之相比, 水晶屯金矿成矿热液氢氧同位素组成相差很大, 因此, 不可能是变质水成因.

5 结 论

通过上述分析, 对水晶屯金矿成因问题得出以下几点认识:

1) 成矿物质主要来源于水晶屯构造地层单元 (Arcs), 区域上的碱性岩浆活动也可能提供了部分矿质.

2) 成矿作用具有明显的多期多阶段性, 太古宙区域变质作用仅形成金的初步富集, 印支-燕山早期的构造及碱性岩浆活动促成本区石英脉主体的形成, 这是本区第一期成矿; 燕山期继承性构造岩浆活动可能未直接提供矿质, 但其热液对先成脉体的叠加改造作用使先成脉体中的矿质进一步富集, 这是本区第二期成矿, 亦是主要成矿期.

3) 成矿环境为中高温、浅成开放及弱碱性环境.

综上所述, 水晶屯金矿为具有层控性质的岩浆热液型矿床.

6 参考文献

- 1 胡小蝶. 张-宣地区太古代变质岩中脉金的成矿作用. 天津地质矿产研究所所刊, 1990, (22).
- 2 王郁. 河北省张-宣地区硫铅同位素地质研究. 地质找矿论丛, 1990, (2).
- 3 张理刚. 成岩成矿理论与找矿. 北京: 北京工业大学出版社, 1989.

SULFUR, LEAD, HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF SHUIJINGTUN GOLD DEPOSIT IN HEBEI PROVINCE

Shi Sen

(Bureau of Geological Survey, MGMR)

Yang Tingdong

(China University of Geosciences, Wuhan)

Abstract

By comparing Shuijingtun gold deposit with typical gold deposits in the same region on S-Pb-H-O isotopic geochemistry, the authors conclude that metallogenetic material was derived mainly from Shuijingtun structural stratigraphic unit. Archeozoic regional metamorphism only resulted in initial enrichment of gold. Structural-magmatic activity in Indo-Chinese-early Yanshan epoch helped to bring about the main body of quartz veins. The inherited structural-magmatic activity in Yanshan epoch was the main factor of gold mineraliza-

tion. Mineralizing fluid was mainly originated from magmatic water. It's defined that Shuijingtun gold deposit is of stratabound magmatic hydrothermal type. Its metallogenic model is established.

Key words Shuijingtun gold deposit S-Pb-H-O isotopes mineralization Hebei Province

作者简介 石森男 工程师, 1968年生, 1993年毕业于中国地质大学(武汉)研究生院, 获硕士学位, 现从事矿产勘查管理工作. 通讯地址: 北京市西城区西四阜内大街64号, 地质矿产部地质调查局地质矿产处; 邮政编码: 100812