

# 河北张家口金矿床氢、氧同位素 组成与矿床成因

王时麒 穆治国 陈成业

(北京大学地质学系)

河北张家口一带含金石英脉分布广泛。本文在许多地质工作者多年工作的基础上,选择了小营盘和张全庄两矿区,系统采集了有代表性的标本,测定了氢、氧稳定同位素的组成,并据此对该区金矿床的成因进行探讨。

## 一、矿床地质概况

张家口金矿位于华北地台崇礼-赤城大断裂南侧(图1)。断裂带北侧为地蒙地轴,出露地层为前震旦单塔子群红旗营子组(Arh)。其由黑云母斜长片麻岩、黑云变粒岩、不纯大理岩和含铁角闪岩等一套角闪岩相变质岩组成,原岩主要为一套沉积岩系。断裂带南侧系燕山沉降带北缘,出露地层为迁西群谷咀子组(Arg),其由一套麻粒岩相的深变质岩系组成,并经受了不同程度的退变质作用和混合岩化作用。组成地层的岩石主要是石榴二辉麻粒岩、角闪变粒岩、黑云角闪斜长片麻岩、浅粒岩、斜长角闪岩、角闪辉石岩等。恢复其原岩主要为一套火山-沉积岩系。

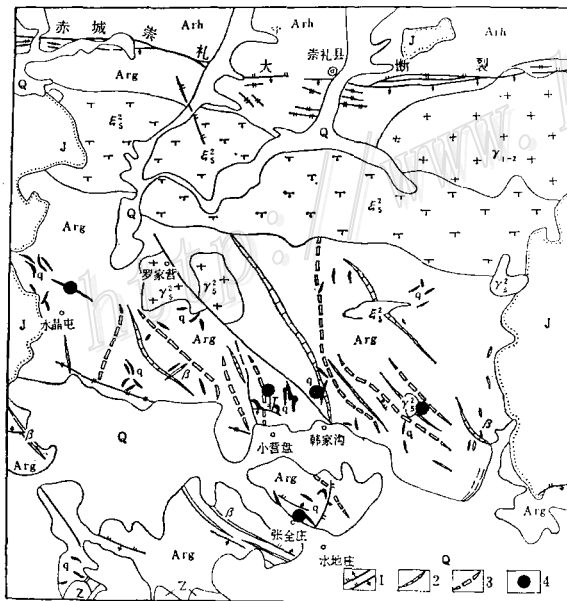


图1 张家口金矿区域地质略图

(据河北省第三地质队资料简化)

Q—第四系; J—侏罗系; Z—震旦系;  
Arh—红旗营子组; Arg—谷咀子组;  $\gamma_2^2$   
—钾长花岗岩;  $\xi_2^2$ —霓长正长岩;  $\gamma_{1-2}$   
—黑云母花岗岩; q—石英脉;  $\beta$ —脉  
岩; 1—断层; 2—背斜; 3—向斜; 4—  
金矿

Fig. 1. Diagrammatic regional  
geological map of the Zhangjia-  
kou gold deposit.

Q—Quaternary; J—Jurassic; Z—Sinian;  
Arh—Hongqiyingzi Formation; Arg—  
Guzuzi Formation;  $\gamma_2^2$ —potassium  
feldspar granite;  $\xi_2^2$ —aegirine-feldspar  
syenite;  $\gamma_{1-2}$ —biotite granite; q—  
quartz vein;  $\beta$ —vein rock; 1—fault;  
2—anticline; 3—syncline; 4—gold  
deposit.

区内构造较为复杂,以断裂为主,褶皱次之。构造方向有北西、北北西、北东向三组,其中以北西向组最为发育。区内侵入岩分布普遍,具有一定规模,岩性从基性到酸性,主要产于太古一元古代与燕山期两个旋回。各种脉岩广泛发育。

区内含金石英脉主要分布于迁西群谷咀子组深变质岩系中,严格受构造控制,大多数呈北西向雁行状排列,少数呈北东向分布。含金石英脉一般长几十米至几百米,个别达2000余米,厚度一般为0.5—1米左右,个别厚达2—3米。近矿围岩蚀变主要发育有绢云母化、碳酸盐化、钾长石化、硅化和绿泥石化。矿石成分以黄铁矿、自然金、方铅矿、黄铜矿为主,其次有辉银矿、碲金矿、针碲金矿、闪锌矿、银金矿、磁铁矿、镜铁矿等。非金属矿物有石英、方解石、重晶石、钾长石、铁白云石等。矿化具有多阶段性特点。小营盘矿区可划分为三个矿化阶段(氧化物阶段、硫化物阶段和碳酸盐阶段);张全庄矿区可划分为二个成矿阶段(硫化物阶段和碳酸盐阶段)。矿石铅—铅等时线年龄值为 $1880 \times 10^6$ 年<sup>①</sup>。

关于矿床的成因,过去长期以来被认为是与中生代花岗岩类有关的岩浆期后热液矿床。近几年来许多人提出了新的看法,认为该矿是与前寒武纪变质作用(包括混合岩化作用)有关的变质热液矿床,矿质来源于变质岩地层。

## 二、同位素分析方法与分析结果

这次分析用的直接样品全部为单矿物石英。矿脉或围岩标本破碎后,通过手选、磁选、电磁选、浮选和重液选等方法分离提纯,而后放在实体显微镜下检查挑选使其纯度达到98%以上。

氧同位素的分析方法采用五氟化溴法,使样品在真空中加热与五氟化溴反应释放出氧气。矿物流体包裹体中水的提取采用真空烧爆法。样品首先在石英管中,在180—200℃下连续抽真空10小时以上以除去吸附水,然后升温至略高于矿物包裹体爆裂温度烧爆,以液氮冷阱收集释放的水。水中氢的析出采用金属铷法,使水在750—800℃下与金属铷屑反应生成氢气。最后,氧气在MAT-CH<sub>5</sub>质谱仪上测定<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O比值,氢气在MM602D质谱仪上测定D/H比值。

同位素分析结果以 $\delta$ 表示,即用样品和标样的同位素比值的千分差表示:

$$\delta M_{\text{样品}} = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}}}{R_{\text{标准}}} \times 10^3$$

其中M为<sup>18</sup>O、D; R为<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O、D/H; R<sub>标准</sub>用SMOW。

$\delta$ 值的平均分析误差:氧为 $\pm 0.2\%$ ;氢为 $\pm 1\%$ 。

本次共测得同位素数据39个。其中围岩中的石英氧同位素值8个;矿脉中的石英氧同位素值14个;围岩中的石英流体包裹体水氢同位素值5个;矿脉中的石英流体包裹体水氢同位素值7个;各种地表水样(泉水、井水、河水和矿坑水)氢同位素5个。其结果分别列入表1、表2和表3中。

① 1982年中国地质科学院地质力学研究所同位素年龄室测定。

表 1 围岩石英氢、氧同位素组成

样号	采样地点	测定矿物	产况	矿物形成温度 <sup>①</sup> (°C)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\%$ (计算) <sup>②</sup>	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\%)$
S B-1	小营盘矿区	石英	浅粒岩	800	7.33	6.77	-106.8
S B-2	小营盘矿区	石英	角闪变粒岩	800	9.69	9.13	
S B-3	小营盘矿区	石英	混合质浅粒岩	700	6.43	5.30	
S B-4	小营盘矿区	石英	混合质变粒岩	700	9.78	8.65	-104.6
S B-5	小营盘矿区	石英	伟晶岩	500	13.44	9.43	-116.9
Z B-1	张全庄矿区	石英	浅粒岩	800	8.27	7.71	-111.3
Z B-2	张全庄矿区	石英	混合质浅粒岩	700	7.93	6.80	
Z B-3	张全庄矿区	石英	伟晶岩	500	9.24	6.23	-110.4

① 变质岩是根据本区透辉石-紫苏辉石对温度计算出的平均温度,混合岩和伟晶岩是根据一般形成温度。

② 据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$  (Matthews, 1979) 公式计算。

表 2 矿脉石英氢、氧同位素组成

样号	采样地点	测定矿物	产况	矿物形成温度 <sup>①</sup> (°C)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\%$ (计算) <sup>②</sup>	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$
S-1	小营盘矿区主脉,虎叫沟	石英	乳白色石英脉	345	11.80	5.90	
S-2	小营盘矿区主脉,三道沟	石英	乳白色石英脉	340	13.49	7.46	-108.6
S-3	小营盘矿区主脉,大东沟	石英	乳白色石英脉	340	13.10	7.07	-91.6
S-4	小营盘矿区主脉,正沟	石英	乳白色石英脉	325	13.71	7.27	-107.1
S-5	小营盘矿区主脉,三道沟	石英	乳白色石英脉	344	13.35	7.43	
S-6	小营盘矿区主脉,三道沟	石英	烟灰色石英脉	365	11.39	2.94	-80.4
Z-1	张全庄矿区主脉870中段	石英	乳白色石英脉	320	12.83	6.25	-50.5
Z-2	张全庄矿区主脉910中段	石英	乳白色石英脉	325	12.60	6.16	
Z-3	张全庄矿区主脉950中段	石英	乳白色石英脉	345	12.58	6.68	
Z-4	张全庄矿区主脉990中段	石英	乳白色石英脉	380	12.63	7.57	
Z-5	张全庄矿区主脉1020中段	石英	乳白色石英脉	300	13.19	5.99	-109.1
Z-6	张全庄矿区主脉地表	石英	乳白色石英脉	320	12.97	6.39	
Z-7	张全庄矿区主脉13号脉地表	石英	乳白色石英脉	342	11.65	5.68	
H-1	韩家沟矿区	石英	乳白色石英脉	340	11.74	5.71	-115.0

① 据爆破法测得的起爆温度,未经压力校正。其中S-5、S-6据河北地质三队对乳白色和烟灰色石英测定资料。

② 据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$  (Matthews, 1979) 计算。

表 3 矿区现代地表水的氢、氧同位素组成

样号	取样地点	标高	水的类型	$\delta\text{D}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$ (计算) <sup>①</sup>
A	小营盘	1400米	矿坑水	-53.5	-7.94
B	响水沟	1400米	泉水	-55.5	-8.16
C	张全庄油坊村	1000米	井水	-52.8	-7.85
D	张全庄矿区	910米	矿坑水	-60.0	-8.75
E	张全庄采矿场	1050米	河水	-51.3	-7.66

① 据 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig, 1961) 计算。

### 三、讨 论

根据稳定同位素地球化学的一般原理,结合矿区的实际地质情况,对以上所测得的数据进行分析与讨论。

#### 1. 氧同位素

从表1可看出,8个围岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于6.43—12.44‰,平均为8.89‰。其中三个变质岩中石英样品的氧同位素值为7.33—9.69‰,平均为8.43‰;三个混合质变质岩中石英样品的氧同位素值为6.43—9.78‰,平均为8.05‰;二个伟晶岩中石英样品的氧同位素值为9.24‰和12.44‰,平均为10.84‰。显示出变质岩在混合岩化过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 值有所减小,而伟晶岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显增高。

根据石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和形成温度,利用石英-水分馏方程式(Alan, Metthews, 1979)<sup>[5]</sup>计算出与石英呈平衡的矿液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值(表1)。8个 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于5.30—9.43‰;变质岩、混合质变质岩与伟晶岩三者的平均值分别为7.87‰、6.92‰、7.83‰,总平均为7.50‰。由此看出,其中除了混合岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值略有偏低外,三者基本相同( $7.40 \pm 0.5$ )。表明了这些活动流体的同源性。

从表2可看出,区内四条矿脉中的石英的14个氧同位素值为11.39—13.71‰,平均为12.64‰,其值限于很窄的变化范围。这表明了它们的物质来源和成因类型的同一性。小营盘矿区的4个样品(S-1、S-2、S-3、S-4)是在一条大脉上从西到东按水平方向大体等距取样的,张全庄矿区的五个样品(Z-1、Z-2、Z-3、Z-4、Z-5)是在一条主矿脉上从下到上按垂直方向大体等距取样的。其值都变化很小,表明氧同位素值在矿脉水平和垂直方向上都无规律变化。

从石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算出的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值(表2)可明显看出,300℃以上结晶的乳白色石英样品 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为5.90—7.57‰,平均为6.59‰(13个样平均),与变质岩、混合岩和伟晶岩的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值相近,表明300℃以上的矿液与变质水基本一致。而300℃以下结晶的烟灰色石英样品(S-6),其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值则显著地减小,这可能是因为矿液与贫 $\delta^{18}\text{O}$ 的雨水混合所引起的<sup>[2]</sup>。但由于此次所测定的这种样品仅有一个,是否如此还有待今后更多的工作。

综合以上所述,本矿区石英氧同位素组成变化的总趋势是随温度的下降,从变质岩(混合岩)到伟晶岩至矿脉,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现有规律的升高(图2)。而石英流体包裹体的

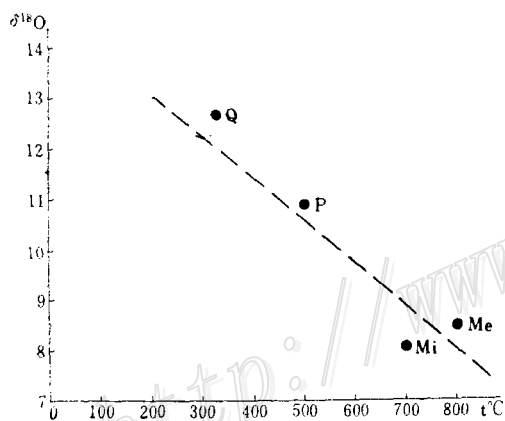


图2  $\delta^{18}\text{O}$  值随温度降低而升高

Me—变质岩平均值; Mi—混合岩平均值;  
P—伟晶岩平均值; Q—矿脉平均值

Fig. 2. Diagram showing the increase of  $\delta^{18}\text{O}$  values with the decrease of temperature.

Me, Mi, P and Q refer to average  $\delta^{18}\text{O}$  values in metamorphic rocks, migmatite, pegmatite and ore veins respectively.

(混合岩)到伟晶岩至矿脉,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现有规律的升高(图2)。而石英流体包裹体的

## 2. 氢同位素

从表1可以看出,3个变质岩和混合岩中石英包裹体水的 $\delta D_{H_2O}$ 值为 $-104.6$ — $-111.3\%$ ,平均为 $-107.85\%$ ,变化很小。2个伟晶岩中石英包裹体水的 $\delta D_{H_2O}$ 值为 $-116.9\%$ 和 $-110.4\%$ ,平均为 $-113.65\%$ ,也变化不大。7个矿脉的石英包裹体水的 $\delta D_{H_2O}$ 值,其中大多数与变质岩(混合岩)和伟晶岩的 $\delta D_{H_2O}$ 值相近,只有个别数值较高。这一事实进一步说明矿液基本来源于变质水。

从该区石英的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 组成,结合包裹体的 $\delta D_{H_2O}$ 值,可推测成矿时的地表水与现代地表水的氢、氧同位素组成近似(图3)。从图中可以明显地看出,本区变质水的 $\delta D$ 值和 $\delta^{18}O$ 值与典型的变质水域(Taylor, 1974)不同,其 $\delta D$ 值和 $\delta^{18}O$ 值都比较小,而且两者的变化范围都比较窄。7个代表矿液的 $\delta D$ 值与 $\delta^{18}O$ 值不落在岩浆水范围内,而大多数落在本区变质水的范围及其附近,只有个别点落在一般变质水范围内和偏向雨水线。这明显显示了成矿与周围变质岩地层的密切关系,矿液导源于周围地层中的变质水。

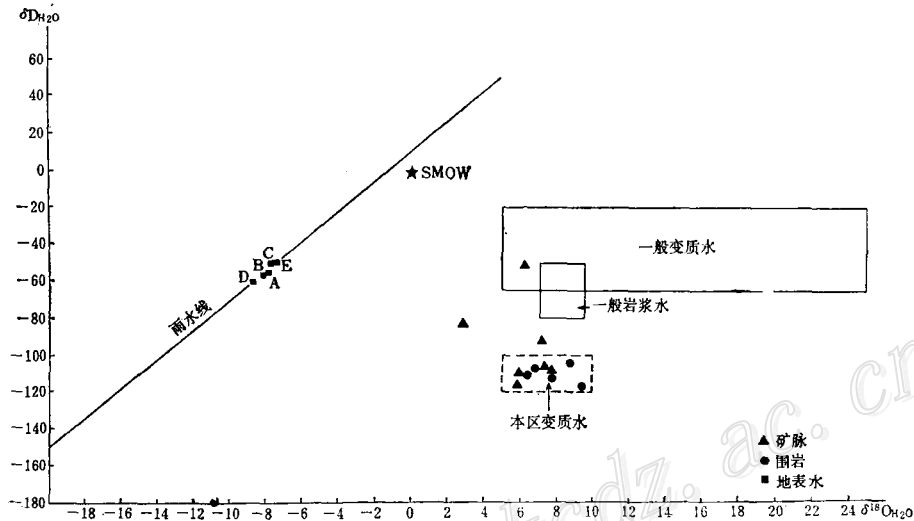


图3 矿区地表水、变质水与矿液 $\delta D$ - $\delta^{18}O$ 值

Fig. 3.  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  values of surface water, metamorphic water and ore fluids in the mining area.

## 四、结 论

根据上述讨论,可以得出如下结论:

1. 本区石英的氧同位素值,从变质岩(混合岩)、伟晶岩至矿脉,随着温度的降低,依次有规律地升高。
2. 与石英呈平衡的水的氧同位素值,在变质岩(混合岩)、伟晶岩和大多数矿脉样品中的数值基本相同。
3. 变质岩(混合岩)、伟晶岩和多数矿脉样品的石英包裹体中水的氢同位素值基本一致,仅少数样品有偏高现象。

4. 通过各种样品氢、氧同位素组成特征的综合分析, 有力地支持了成矿溶液来自地层变质水的观点, 从而认为本区金矿床成因类型不是岩浆期后热液矿床, 而是变质(或混合岩化)热液矿床。可以设想, 本区主要的含石英脉形成于前震旦时期, 在广泛的区域变质和混合岩化过程中, 由于升温升压作用, 地层中的各种水(变质作用前期主要是裂隙水和粒间水, 后期主要是结晶水和结构水)活化汇聚, 形成了变质溶液(或混合岩化溶液), 这些溶液具有较高的溶解能力, 溶滤岩石中的K、Na、Si等非金属元素及Au、Ag、Cu、Pb、Zn等金属元素, 在局部形成了成矿溶液。成矿溶液沿各种岩石的空隙流动, 在低温低压的适宜部位, 如某些断层裂隙带沉淀, 从而形成了含金石英脉。

本文完成过程中, 得到河北地质三队的大力支持帮助, 薛绥洲和陈能松同学参加了部分野外和室内工作, 郑淑蕙副教授审阅了全文并提出宝贵意见, 北大地质系绘图室清绘了本文图件, 在此一并致以谢意。

### 参 考 文 献

- (1) 丁悌平 1980 氢氧同位素地球化学 地质出版社
- (2) 良一杉崎等 1974 与热液矿床有关的硅酸盐矿物的氧同位素研究 稳定同位素论文集 地质出版社
- (3) 鲍里谢夫斯基等 1980 石英的氧同位素组成是成矿作用、成因和阶段演化的指示剂 地质地球化学 第八期
- (4) 泰勒 1979 氧同位素和氢同位素在热液蚀变和成矿作用问题研究中的应用 氧同位素地球化学译文集 科学技术文献出版社
- (5) Matthews, A., 1979, Oxygen isotope equilibration systematics between quartz and water., *The American Mineralogist*, Vol. 64, Nos. 1 and 2, pp. 232-241.
- (6) O'Neil, J. R. and Bailey, G. B., 1979, Stable isotope investigation of gold-bearing jasperoid in the Central Drum Mountains, Utah. *Econ. Geol.*, Vol. 74, pp. 852-859.
- (7) Radtke, A. S., Rye, R. O. and Dickson, F. W., 1980, Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada. *Econ. Geol.*, Vol. 75, pp. 641-672.
- (8) Rye, D. M. and Rye, R. O., 1974, Homestake gold mine, South Dakota; I. Stable isotope studies. *Econ. Geol.*, Vol. 69, pp. 293-317.

## HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPE COMPOSITIONS AND MINERALIZATION OF THE ZHANGJIAKOU GOLD DEPOSITS, HEBEI PROVINCE

Wang Shiqi, Mu Zhiguo and Chen Chengye

(Department of Geology, Beijing University)

### Abstract

Oxygen isotope compositions of quartz minerals from the gold-bearing quartz veins, metamorphic country rocks, and pegmatite as well as hydrogen isotope compositions of fluid inclusions in the same quartz minerals are deter-

(to be continued on p. 30)

of the initial volcanic-sedimentary stage were of low salinity (3.2—5.1 wt% NaCl) whereas those of the late superimposed mineralization stage were of high salinity (32—34.7 wt% NaCl) or moderately high salinity (7.5—11.0 wt% NaCl).

Volcanic activities furnished abundant materials for mineralization; sedimentation led to a preliminary concentration of metallic elements; high salinity and high density underground hot brine of late stage also played an important role in ore deposition.

---

(continued from p. 89)

mined for the Zhangjiakou gold deposits.  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz are 6.43—9.78‰, 9.24—12.44‰, and 11.39—13.71‰ for the metamorphic rocks, pegmatites, and gold-bearing quartz veins, respectively.  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  values of fluid inclusions in quartz are -111.3—-104.6‰ for the metamorphic rocks, -116.9—-110.4‰ for the pegmatites, and -115.0—-50.5‰ for the quartz veins, respectively. Calculated oxygen isotope compositions of water in equilibrium with quartz are 5.30—9.13‰, 6.23—9.43‰, and 5.86—7.57‰, respectively. Five samples of ground water and mine water are analyzed for hydrogen oxygen compositions with the  $\delta\text{D}$  values being  $-54.6(\text{‰}) \pm 3.7$ . The calculated values of  $\delta^{18}\text{O}$  are  $-8.07(\text{‰}) \pm 0.42$ .

A comparison in oxygen and hydrogen isotope compositions between the ore-bearing fluids and other natural water suggests that the ore-bearing fluids were mainly derived from metamorphic waters rather than magmatic waters. It is most likely that these gold deposits were generated as a result of metamorphism.

<http://www.kcdz.ac.cn/>