

八家子铅锌矿床氢、氧、碳 和硅稳定同位素研究

蒋少涌 丁悌平 万德芳 孙利

(中国地质科学院矿床地质研究所)

内容提要: 本文通过对八家子矿床的氢、氧、碳和硅稳定同位素研究,揭示了矿床成矿热液的来源及演化问题。研究表明,成矿热液早期以岩浆热液为主,随着成矿过程的进行加入的大气降水比重越来越大,到晚期可能主要以大气降水为主。热液中碳和硅质的来源早期也是以岩浆来源为主,在成矿过程中演变为岩浆来源和地层来源两者的混合。

主题词: 氢氧碳和硅稳定同位素 成矿热液来源与演化 八家子铅锌矿

八家子矿床是华北地台北缘元古界铅锌成矿带中的一个重要矿床。“七五”期间,我们承担了华北地台北缘元古宙铅锌矿床稳定同位素研究课题,对该矿床进行了系统的稳定同位素研究。本文重点研究了该矿床的氢、氧、碳和硅稳定同位素,以解决成矿溶液中水、碳和硅的来源及成矿溶液的演化问题。

一、矿区地质概况

八家子矿区位于辽宁省建昌县西部。矿区出露地层以中元古界高于庄组白云岩和大红峪组石英砂岩为主。东矿区东南和西南部被花岗质岩石环绕,西北部被侏罗-白垩系火山岩覆盖。白云岩呈厚层状、块状及燧石条带状,夹有少量砂岩、粉砂岩和硅质板岩,受后期热液蚀变的影响,白云岩发育不同程度的蚀变。矿区构造格局为一近南北轴向的八家子向斜,长约10km,向斜南部封闭,北部敞开,西翼残缺被火山岩蚕食和覆盖。矿区断裂构造十分发育,有北西向、东西向和北北东或近南北向断裂。其中北西向断裂带是最重要的成矿和控矿断裂。与成矿密切有关的岩浆岩为燕山期黑云母石英闪长岩,分布于矿区东部北山、炉沟和坎屯一带,出露面积近1km²,呈北窄南宽的椭圆型岩株侵入于大红峪组石英砂岩和高于庄组白云岩中。岩体与白云岩接触带及附近发现有矽卡岩化,并呈现出良好的分带,从近接触带至远接触带分别为镁矽卡岩、钙矽卡岩和锰质钙矽卡岩。但矽卡岩的规模和数量均不大。

八家子矿床自矿区东部黑云母石英闪长岩接触带处起,沿北西向断裂带分布有北山、红旗(炉沟)、东风和冰沟等五个矿段(图1)。各矿段矿石类型递变明显,从近接触带的北山含铜钼磁铁矿体、黄铁矿体向外,依次北山、红旗为黄铁矿体,红旗、东风为黄铁铅锌矿体,东风、冰沟为铅锌重晶石矿体和冰沟为银矿体。围岩蚀变发育硅化、蛇纹石化、金云母化、黄铁绢英岩化和透闪石化及铁锰碳酸盐化。矿化期可分为岩浆期、矽卡岩期、热液成矿

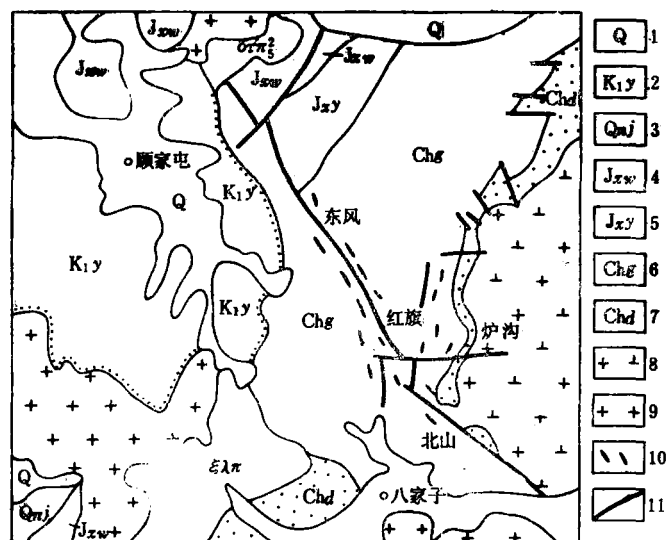


图 1 八家子矿床地质略图

1—第四系；2—白垩系；3—青白口群景儿峪组；4—蓟县系雾迷山组；5—蓟县系杨庄组；6—长城系高于庄组；7—长城系大红峪组；8—黑云母石英闪长岩；9—斑状花岗岩；10—矿体；11—断层

Fig. 1. Sketch geological map of the Bajiazi ore deposit.

1—Quaternary; 2—Cretaceous; 3—Jingeryu Formation of Qingbaikou Group; 4—Wumishan Formation of Jixian System; 5—Yangzhuang Formation of Jixian System; 6—Gaoyuzhuan Formation of Changcheng System; 7—Dahongyu Formation of Changcheng System; 8—Biotite quartz diorites; 9—Porphyritic granites; 10—Ore body; 11—Fault.

期和表生期。矿体形态以脉状、透镜状、束状、囊状等不规则状为主，也有沿层间交代矿体。矿石构造主要有块状、浸染状、条带状、脉状和角砾状构造。矿石结构有自形半自形至它形粒状结构、各种交代残留、交代脉状、交代假象结构和固溶体分离结构、熔蚀结构。

二、同位素分析方法

本文系统地采集了有代表性样品并分析了它们的氢、氧、碳和硅同位素组成，以了解成矿溶液中水、碳和硅质的来源。

氧同位素样品主要包括石英、云母、蛇纹石、透闪石、绿泥石和碳酸盐矿物。对硅酸盐样品采用传统的 BrF_5 分析方法^[6]，对碳酸盐样品则采用 Mccrea (1950) 的 100% H_3PO_4 法^[7]。分析精度均为 $\pm 0.2\%$ 。

氢同位素样品分为两种：一种为矿物包裹体水的 δD 值分析，选取 40—60 目的纯净石英样品，经酸洗、水洗、烘干后，再在 150℃ 低温下真空去气 4 小时以上，以彻底除去表面吸附水和次生包裹体水，然后在 700℃ 高温下爆裂取水，并与金属铀反应生成 H_2 ；另一种为含水矿物（如云母、绿泥石、透闪石）的 δD 分析，将纯净的单矿物样品放入石英管中，在 1300℃ 左右高温下火焰加热分解矿物，提取结构水，再与金属铀反应生成 H_2 。分析精度均为 $\pm 2\%$ 。

碳同位素样品也有两种：一种是碳酸盐样品，是用磷酸法分析的；另一种为石英包裹体溶液中的 CO_2 ，是在热爆法取水分析 δD 的同时分离、提取的。分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

硅同位素分析样品是在高温下与 BrF_5 反应生成 SiF_4 气体，再经丙酮—干冰多次反复纯化，最后通过 70℃ 金属锌管进一步纯化获得纯净的 SiF_4 气体送质谱测定。详细过程可参见丁悌平等 (1988) 资料^[1]。分析精度优于 $\pm 0.1\%$ 。

所有样品均用 MAT-251 质谱计进行测定。氢、氧同位素分析结果以相对于 SMOW 的 δ 值表示，碳同位素以相对于 PDB 的 δ 值表示，硅同位素以相对于 NBS-28 的 δ 值表示。

三、分析结果及讨论

1. 氧同位素: 黑云母石英闪长岩体系: 对矿区与成矿关系密切的黑云母石英闪长岩全岩和单矿物的氧同位素分析结果列于表1。从表1可知, 全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为8.6—6.4‰ (还有一个为3.3‰), 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为11.2—9.3‰, 黑云母 $\delta^{18}\text{O}$ 值为8.8—5.6‰。利用石英与长石 (用全岩值代替), 石英与黑云母的同位素分馏关系计算出的温度明显偏低, 不能反映原始的岩浆结晶温度, 表明岩体结晶后受到了热液蚀变、同位素交换反应的影响。Taylor (1974) 指出^[8], 结晶后的氧同位素交换对黑云母和长石最易发生影响。因此, 表1中全岩和黑云母

表1 矿区黑云母石英闪长岩的氧同位素组成

Table 1. Oxygen isotopic composition of biotite quartz diorite from the ore district

序号	样品号	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	样品地质情况
		全岩	石英	黑云母		
1	8-16		11.2	5.6	9.9	北山地表农民采坑
2	ZK8146	8.6	11.0		9.7	ZK8146钻孔
3	85SB-地-35	6.8				瓦房沟地表
4	85SB-H-45	7.1	10.9		9.6	红旗矿段0m中段
5	85SB-H-51	7.2	10.7		9.4	红旗矿段0m中段
6	85SB-H-49	3.3				红旗矿段, 近断裂处
7	85SB-L-32-1	6.4				炉沟矿段, 125m中段
8	85SB-地-33	6.8	9.3		8.0	冰沟地表
9	B-1-1			8.8		
10	B-1-4	7.5	9.4		8.1	

资料来源: 1—蒋少涌 (1990); 2—8—苏琪、魏菊英 (1986); 9—10—毕承思、董永观 (1989)^[2]

的 $\delta^{18}\text{O}$ 值已非原始值, 而是不同程度蚀变、交换后的值。6号样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值仅3.3‰, 该样品采自岩体与白云岩的断裂接触带中, 蚀变与交换的程度最为强烈。石英的抗交换能力最强, 也许可以更好地指示原始岩浆的氧同位素组成。本区石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值9.3—11.2‰, 成岩温度取600℃时, 按Clayton (1972) (500—750℃) 分馏方程计算出岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为8.0—9.9‰ (表1)。说明岩浆属于Taylor分类中正常岩浆中的高 ^{18}O 端员, 其物源可能与富Si Al质的地壳物质加入有关。这一结论与我们对岩体铅同位素研究结果相吻合^①。

蚀变岩体系: 对矿区黄铁绢英岩化、矽卡岩化、硅化、蛇纹石化、绿泥石化等蚀变矿物进行了氧同位素分析, 结果见表2。根据对矿床矿物共生组合和成矿阶段的研究认为, 透辉石、透闪石和石榴石等矿物主要是矽卡岩阶段的产物, 在接触带附近这些矿物形成较早, 根据它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算出热液水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为7.2—12.9‰。石英、绢云母、白云母和蛇纹石等矿物是热液蚀变期矿物, 它们形成晚于矽卡岩矿物, 而与矿化同期或稍晚, 由它们的 $\delta^{18}\text{O}$

● 蒋少涌、丁悌平, 魏菊英、苏琪, 1990, 八家子矿床铅同位素研究

表 2 矿区蚀变矿物的氧同位素组成

Table 2. Oxygen isotope composition of alteration minerals from the ore district

样品号	测定矿物	均一温度 (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{(2)}$ (‰)	样品地质情况
8H-9	透闪石	400	10.8	9.3	红旗, 燧石条带边部透闪石化
8H-27	透闪石	400	14.4	12.9	红旗, 100号矿体围岩白云岩裂隙旁透闪石化
Bt16-2-1 ^①	石榴石	400	8.2	7.2	外接触带矽卡岩
Bt16-2-2 ^①	透辉石	400	9.5	9.0	外接触带矽卡岩
8-17	蛇纹石	300	4.7	4.6	北山地表, 黄铁矿体边部蛇纹石化, 岩体接触带
8N-3	透闪石	300	3.7	3.6	北山, 506-4矿体围岩中裂隙, 眼球状蛇纹石化
8-12	石英	350	11.3	6.5	北山地表, 岩体接触带, 黄铁矿体边部黄铁绢英岩化
8-12	绢云母	350	8.8	6.6	北山地表, 岩体接触带, 黄铁矿体边部黄铁绢英岩化
T 1-1 ^①	石英	350	10.1	4.8	接触带蚀变岩
T 1-2 ^①	石英	350	11.7	6.4	接触带蚀变岩
8-10	石英	350	10.8	6.0	北山地表, 岩体接触带, 蚀变岩中粗晶石英, 白云母脉体
8-10	白云母	350	9.1	6.9	北山地表, 岩体接触带, 蚀变岩中粗晶石英, 白云母脉体
8N-61	绿泥石		11.8		北山, 围岩裂隙面上长纤维板状绿泥石化
Bt5-9 ^①	方解石	200	8.4	-1.1	接触带蚀变岩

① 据毕承思、董永观 (1989) ⁽²⁾; ② 计算 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 采用的分馏方程分别为: 石英-水 $1000\ln\alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ (200—500°C) (Clayton, 1972); 石榴石-水 $1000\ln\alpha = 1.22 \times 10^5 T^{-2} - 3.70$ (Bottinga, 1975); 白云母-水 $1000\ln\alpha = 2.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.89$ (350—650°C) (O'Neil, 1969); 蛇纹石-水 $1000\ln\alpha = 1.56 \times 10^5 T^{-2} - 4.70$ (Wenner, 1974); 方解石-水 $1000\ln\alpha = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ (O'Neil, 1969); 透闪石-水和透辉石-水的分馏据 Bottinga (1974) 分馏曲线估算⁽³⁾

表 3 矿区矿化体系的氧同位素组成

Table 3. Oxygen isotope composition of the mineralized system in the ore district

样品号	测定矿物	形成温度 (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{(3)}$ (‰)	样品地质情况
8-13	磁铁矿	400	2.9	9.8	北山地表, 近接触带501号矿体
8-20	磁铁矿	400	3.5	10.4	北山地表, 离接触带稍远501号矿体
8H-26	磁铁矿	400	6.6	13.5	红旗, 含黄铜矿、磁铁矿、黄铁矿石
8N-2	石英	350	12.5	7.6	北山, 黄铁矿体
B 223-1 ^①	石英	350	11.8	6.9	外接触带黄铁矿石
Bt16-3 ^①	石英	300	14.1	7.7	外接触带黄铁铅锌矿石
85SB-H-31 ^②	石英	300	3.5	-2.9	红旗, 107号矿体
8N-5	石英	200	12.5	1.3	北山, 矿体围岩中黄铁石英脉
B-9 ^①	方解石	200	8.5	-1.0	白云岩中方解石脉
B 185-1 ^①	方解石	200	5.0	-4.5	黄铁铅锌矿体中晚期方解石脉
Bg17-3 ^①	方解石	200	9.2	-0.3	黄铁铅锌矿体中晚期方解石脉
85SB-L-21 ^②	方解石	200	7.5	-2.0	穿层晚期方解石脉
85SB-L-26 ^②	方解石	200	10.7	1.3	穿层晚期方解石脉

① 据毕承思、董永观 (1989); ② 据苏琪、魏菊英 (1986); ③ 计算所采用的分馏方程为: 磁铁矿-水 $1000\ln\alpha = -1.47 \times 10^6 T^{-2} - 3.70$ (Bottinga, 1973); 石英-水 $1000\ln\alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ (Clayton, 1972); 方解石-水 $1000\ln\alpha = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ (O'Neil, 1969)

值计算的热液水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 6.6—3.6‰, 比矽卡岩阶段热液水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值有所降低。绿泥石、方解石等矿物形成更晚, 计算的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -1.1‰。由此看来, 成矿热液的氧同位素组

成从早到晚是逐渐降低的。

矿化体系：分析了近接触带磁铁矿体中磁铁矿、硫化物矿体中石英以及方解石脉的氧同位素组成，结果见表3。从表3可知：磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为2.9—6.6‰，计算的热液水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为9.8—13.5‰；黄铁矿体和铅锌黄铁矿体中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为11.8—14.1‰，计算的热液水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为6.9—7.7‰。107号矿体中一个石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为3.5‰，计算的热液水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为-2.9‰，与晚期方解石脉（ $\delta^{18}\text{O}$ 为5.0—10.7‰，计算的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为-4.5—1.3‰）的值一致。看来，从早期矿化到晚期矿化，热液水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值表现出逐渐降低的趋势，与从蚀变体系得出的结论一致。因此，成矿热液早期以岩浆水为主，随着成矿过程进行，大气降水加入的比例越来越大。

表3中三个磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（为2.9—6.6‰，平均4.3‰），它既不同于典型岩浆型铁矿床中磁铁矿（如河北黑山铁矿， $\delta^{18}\text{O}$ 为2.2—4.9‰，平均3.7‰），也不同于玢岩铁矿床中磁铁矿（如江苏梅山铁矿， $\delta^{18}\text{O}$ 为1.7—4.9‰，平均3.3‰），也有别于接触交代型内蒙古黄岗铁锡矿床中磁铁矿（ $\delta^{18}\text{O}$ 为-1.7—3.9‰，平均1.1‰）。从采样的产状看，从近接触带向远离接触带方向，磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ （‰）值为2.9→3.5→6.6，逐渐增大。这说明 ^{18}O 值越来越富集。这很可能是与热液向外运移过程中与围岩碳酸盐发生接触交代作用，使碳酸盐分解释放出的 CO_2 加入热液体系中有关。因为这种由脱碳作用生成的 CO_2 相对于碳酸盐来说，富集 ^{18}O 约5—7‰， ^{13}C 约2.3—2.8‰^[9]。它与岩浆来源流体的混合必然导致溶液的 ^{18}O 和 ^{13}C 的增高。因此出现由磁铁矿计算的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 可高达13.5‰。但随着成矿作用进行，由于大量低 ^{18}O 的大气降水加入，使溶液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 又逐渐下降，也许正是由于这种冷的大气降水的混合才导致了矿石的大量沉淀。

根据上述讨论，结合矿物生成顺序和共生组合，我们将矿床形成过程中热液水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的变化情况综合在表4中。

表4 计算的热液 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ （‰）的变化趋势

Table 4. Variation trend of calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of ore-forming hydrothermal solution

岩 浆 期	矽卡岩期	热 液 成 矿 期			
		磁铁矿阶段	黄铁-黄铁铅锌矿阶段	铅锌铜阶段	碳酸盐阶段
8.0—9.9 ($\bar{X}=9.1$)	7.2—12.9 ($\bar{X}=9.6$)	9.8—13.5 ($\bar{X}=11.2$)	6.9—7.7 ($\bar{X}=7.4$)	3.6—6.9 ($\bar{X}=5.0$)	-4.5—1.3 ($\bar{X}=-1.2$)

从表4清楚可知，随着成矿作用的不断进行，热液水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 不断降低，加入的大气降水比例不断增大。但在成矿较早阶段，由于此时大气降水作用还较微弱，碳酸盐脱碳反应生成的 CO_2 大量加入热液体系，可以使热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 出现局部增大现象。

围岩碳酸盐岩体系：苏琪、魏菊英（1988）对围岩白云岩的氧碳同位素组成进行了报导^[4]。白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围较大，9.8—23.9‰，平均18.3‰。说明白云岩已遭受热液蚀变作用，与热液发生氧同位素交换反应从而使其 $\delta^{18}\text{O}$ 值不同程度地降低。各矿段白云岩的氧、碳同位素组成及变化如表5所示。

根据Taylor（1979）^[10]，在发生水/岩同位素交换时，有如下关系： W/R （水/岩石）=

表 5 各矿段白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围及平均值Table 5. Variation ranges and average values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of dolomite from various ore block

矿 段	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{平均}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{平均}}$ (‰)	样品数
北山	19.7—22.9	20.9	-1.5—-4.2	-2.8	5
红旗	11.6—23.9	18.4	-1.0—-6.8	-2.9	23
炉沟	9.8—23.8	14.7	-1.3—-4.1	-3.0	5
东风	18.0—23.1	20.6	-0.8—-1.5	-1.2	9
冰沟	9.8—12.5	11.2	-2.6—-3.4	-3.0	2

(据苏琪、魏菊英, 1988)

$(\delta_{\text{末}}^{18}\text{O} - \delta_{\text{初}}^{18}\text{O}) / (\delta_{\text{末}}^{18}\text{O} - \delta_{\text{初}}^{18}\text{O})$ 。式中“末”表示交换后, “初”表示交换前。假定在成矿作用初始阶段, 热液水为岩浆水, $\delta^{18}\text{O}_{\text{末}} = 9.1\text{‰}$, 而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{初}} = 11.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩}} = 23.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩}} = 20.9\text{‰}$ (北山样品平均值), 则用上述公式计算出W/R比值为1.4。假定在整个成矿过程中, W/R比值大为一固定值的话, 我们则可以粗略地计算出各成矿阶段热液的初始 $\delta^{18}\text{O}_{\text{初}}$ 值。结果见表6。

表 6 各成矿阶段W/R比值及 $\delta^{18}\text{O}$ 组成计算Table 6. Calculations of W/R ratios and $\delta^{18}\text{O}$ composition of various ore-forming stage

	磁铁矿阶段	黄铁-黄铁铅锌矿阶段	铅锌铜阶段	碳酸盐阶段
$\delta^{18}\text{O}_{\text{岩}}^{18}\text{O}$ (‰)	23.9	23.9	23.9	23.9
$\delta^{18}\text{O}_{\text{末}}^{18}\text{O}$ (‰)	20.9	18.4	20.6	11.2
$\delta^{18}\text{O}_{\text{初}}^{18}\text{O}$ (‰)	11.2	7.4	5.0	-1.2
$\delta^{18}\text{O}_{\text{初}}^{18}\text{O}$ (‰)	9.1	3.5 ^①	2.6 ^①	-10.3 ^①
W/R	1.4	1.4	1.4	1.4

①为计算值

从表6可知, 随着成矿过程的进行, 热液的初始 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) 值从9.1→3.5→2.6→-10.3也是逐渐下降的, 说明大气降水所占的比重不断加大, 到晚期碳酸盐阶段可能以大气降水为主了。

2. 氢同位素: 对矿区黑云母、白云母、绢云母、蛇纹石、透闪石等矿物和石英包裹体水的氢同位素进行了测定, 结果见表7, 并结合 $\delta^{18}\text{O}$ 组成将数据点表示在图2中。

从图2可知, 黑云母石英闪长岩中黑云母由于受后期热液蚀变的影响, 其值已偏离岩浆区域向大气降水线靠近。接触带蚀变岩中白云母、绢云母和石英投影点均落在岩浆区域内, 说明此时是以岩浆水源为主。一个石英脉和两个蛇纹石的投影点偏离岩浆区域, 它们的形成稍晚, 此时大气降水已占有相当大的比重。两个透闪石投影点落在岩浆-变质水区域。因此, 根据氢同位素得出了与前述氧同位素完全一致的结论。

3. 碳同位素: 苏琪、魏菊英(1988)报导了八家子铅锌矿床围岩白云岩的碳同位素组成^[4], $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围为-6.8—-0.1‰, 平均值-2.5‰。在 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布频率图上呈明显塔式

表 7 矿区的氢同位素组成

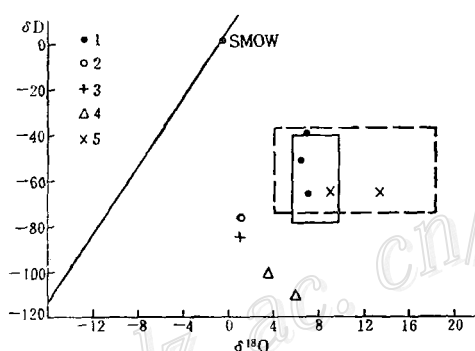
Table 7. Hydrogen isotopic composition of the ore district

样 号	测试矿物	形成温度(°C)	$\delta D_{\text{矿物}}(\text{‰})$	$\delta D_{\text{H}_2\text{O}}^{①}(\text{‰})$	样 品 地 质 情 况
8-16	黑云母	600	-113	-82	北山地表, 黑云母石英闪长岩
8H-9	透闪石	400	-83	-64	红旗, 燧石条带边部透闪石化
8H-27	透闪石	400	-86	-64	红旗, 100号矿体围岩白云岩裂隙旁透闪石化
8-10	白云母	350	-74	-38	北山地表, 岩体接触带蚀变岩中粗晶石英白云母脉体
8-12	绢云母	350	-85	-49	北山地表, 岩体接触带黄铁矿体边部黄铁绢英岩化
8-17	蛇纹石	300	-123	-110	北山地表, 岩体接触带黄铁矿体边部蛇纹石化
8N-3	蛇纹石	300	-112	-102	北山, 506-4号矿体围岩中裂隙眼球状蛇纹石化
8N-61	绿泥石		-53		北山, 围岩裂隙面上长纤维状绿泥石化
8-10	石 英			-66	北山地表, 岩体接触带蚀变岩中粗晶石英白云母脉体
8N-5	石 英			-77	北山, 矿体围岩中黄铁石英英脉

① 计算采用分馏方程: 黑云母-水 $1000\ln\alpha = -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8$ (T. Suzuoki & S. Epstein, 1976); 透闪石-水 $1000\ln\alpha = -21.7 \pm 2$ (350—650°C) (C. M. Graham, 1980); 白云母-水 $1000\ln\alpha = -22.1 \times 10^6 T^{-2} + 19.1$ (T. Suzuoki & S. Epstein, 1976); 蛇纹石-水 $1000\ln\alpha = 2.75 \times 10^7 T^{-2} - 7.69 \times 10^4 T^{-1} + 40.8$ (100—500°C) (H. Sakai & M. Tsutsumi, 1978)

分布。而方解石脉的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -6.9 — -2.6‰ ^[4,21], 平均值为 -4.4‰ 。根据 Bottin-ga(1969) 资料, 在 200°C 时沉淀的方解石较溶液中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低 0.2‰ , 因此, 沉淀方解石脉的溶液 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 应为 -4.2‰ , 它低于白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值, 推测是岩浆碳 ($\delta^{13}\text{C}$ 为 -7‰ 左右) 和地层碳混合的结果。我们测得两个石英包裹体 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与这一推测完全吻合。早期在岩体接触带附近生成的蚀变岩中石英包体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 -8.2‰ , 说明此时以岩浆碳为主, 而在离接触带稍远的矿体边部白云岩中黄铁石英英脉的石英包体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 -3.1‰ , 说明此时地层碳已占很大比重, 可能是两者混合的结果。

4. 硅同位素: 硅同位素在岩石学和矿床学中的应用目前开展还很少^①。由于在热液矿床中 SiO_2 常常是热液中一个最重要组分, 因而研究其硅同位素组成, 判别其硅质来源, 意义是十分重大的。本文首次对八家子矿床的硅同位素组成进行了一些分析。结果表明, 高于庄组白云岩中燧石条带的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值较高, 为 1.7 — 2.8‰ , 平均 2.1‰ 。这一结果与我们检测到的华北元古宙地层中的燧石结核、硅化球状叠层石及硅质白云岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值 (2.4 — 3.4‰) 相吻合。但这一高值的特征究竟是反映浅海环境还是反映元古代的特点还有待于进一步研

图 2 八家子矿床 δD — $\delta^{18}\text{O}$ 图解

1—成矿早期蚀变矿物(石英、绢云母); 2—石英脉; 3—岩体中黑云母; 4—蛇纹石; 5—透闪石
Fig. 2. D versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of the Bajiazi ore deposit.

1—Early stage alteration mineral (quartz, sericite);
2—Quartz vein; 3—Biotite from the rock body;
4—Serpentine; 5—Tremolite.

① 丁梯平, 1980, 硅同位素地球化学研究进展, 矿物岩石地球化学通讯, 第2期

究^[1,5]。大红峪组石英砂岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为0.1‰, 石英闪长岩中石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为-0.1‰, 均接近于0值。并与我们已检测的大量碎屑石英砂岩和花岗岩类岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值一致。大红峪组石英砂岩为碎屑沉积成因, 它的源区很可能是剥蚀区的花岗岩类岩石。黑云母石英闪长岩中黑云母的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为-0.3‰, 稍低于石英。可能反映了岩浆结晶过程中存在着微小的硅同位素分馏(类似于氧同位素分馏), 但这一结论有待于进一步工作。采自岩体接触带黄铁矿体和蚀变岩中的石英和绢云母的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值均为0.1‰, 其硅质很可能是由岩浆提供的, 而不大可能来自地层。离接触带稍远围岩中一个透闪石和一个蛇纹石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值明显较高, 分别为1.5‰和0.7‰, 其硅质来源则可能是岩浆来源硅与地层燧石硅的混合。所测定的透闪石直接产于条带白云岩的燧石条带边部, 它的形成, 地层燧石硅的贡献必定大于蛇纹石, 因此其 $\delta^{30}\text{Si}$ 值也就大于蛇纹石, 更接近于燧石的值。

四、结 论

综上所述, 我们可以得出如下几点结论:

1. 矿区黑云母石英闪长岩的形成可能与富Si、Al质的地壳物质加入岩浆中有关, 岩体形成后, 遭受了后来热液的蚀变和同位素交换作用。
2. 氢氧同位素研究结果表明, 成矿热液早期以岩浆热液为主, 随着成矿过程的进行加入的大气降水的比重越来越大, 到晚期可能主要以大气降水为主。
3. 成矿热液中碳的来源, 早期以岩浆碳为主, 随着成矿过程的进行则演变为岩浆碳和地层碳两者的混合。
4. 硅同位素揭示了不同矿物的硅质来源, 接触带附近蚀变岩石的硅质以岩浆热液硅为主, 而离接触带稍远围岩中蚀变矿物的硅质则是岩浆来源硅与地层燧石硅两者混合的结果。

野外地质工作期间, 得到八家子铅锌矿地测科许多同志的大力协助, 室内测试工作得到我室宋鹤彬、李金城、刘志坚等许多同志的帮助, 文中还引用了我所毕承恩、董永观和北大魏菊英、苏琪的部分数据, 在此作者对上述单位和个人表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] 丁悌平等 1988 硅同位素测量方法及地质应用 矿床地质 第3期
- [2] 毕承恩等 1989 八家子铅锌矿床稳定同位素研究 中国地质科学院矿床地质研究所所刊 第1号
- [3] 郑淑惠等 1986 稳定同位素地球化学分析 北京大学出版社
- [4] 苏琪等 1988 辽宁八家子铅锌矿床围岩白云岩的氧碳同位素组成 北京大学学报(自然科学版) 第6期
- [5] 宋天锐等 1989 硅质岩中的硅同位素($\delta^{30}\text{Si}$)应用于沉积相分析的新尝试 科学通报 第18期
- [6] Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1963, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochim. et. Cosmochim. Acta*, Vol. 27, p. 43—52
- [7] Mccrea, J. M., 1950, On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, *Jour. Chem. Phys.* Vol. 18, p. 849—857.
- [8] Taylor, H., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and deposition, *Econ. Geol.* Vol. 69, p. 843—883.
- [9] Shieh, Y. N. and Taylor, H. P. Jr., 1969, Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks, *Jour. Petrol.* Vol. 10, No 2.
- [10] Taylor, H. P. Jr, 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationship in hydrothermal mineral deposit, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd edition) by Barnes, H. L. p. 236—377.

HYDROGEN, OXYGEN, CARBON AND SILICON STABLE ISOTOPE STUDIES OF THE BAJIAZI LEAD-ZINC DEPOSIT

Jiang Shaoyong, Ding Tiping, Wan Defang and Sen Li

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*)

Abstract

The Bajiazi deposit is located in the northern margin of the North China platform. Its host rocks are dolomite with chert bands of Gaoyuzhuang Formation and sandstone of Tahongyu Formation in Middle Proterozoic. Magmatic rocks are widely developed, of which the biotite quartz diorite cropping out in the east of the ore district is intimately related to mineralization. Ore bodies are mainly controlled by NW-trending faults, and might be divided from southeast to northwest into five ore blocks.

$\delta^{18}\text{O}$ values of biotite quartz diorite vary significantly, ranging from 8.6‰ to 3.3‰ for whole rock, from 11.2‰ to 9.3‰ for quartz and from 9.8‰ to 5.6‰ for biotite, indicating that the rock body suffered late hydrothermal alteration. The calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of magma is 9.9–8.0‰, suggesting that the magma belongs to high ^{18}O member of the normal magma in Taylor's classification.

Oxygen and hydrogen isotope compositions of altered minerals and ore minerals vary systematically, and the calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of hydrothermal solution are 9.9–8.0‰ (mean 9.1‰) in magma stage, 12.9–7.2‰ (mean 9.6‰) in skarn stage, 13.5–9.8‰ (mean 11.2‰) in magnetite stage, 7.7–6.9‰ (mean 7.4‰) in pyrite-galena-sphalerite stage, 6.9–3.6‰ (mean 5.0‰) in galena-sphalerite-barite stage. It is obvious that in the initial stage, the magmatic water served as the main source of ore-forming solution, but in the late stage the meteoric water gradually entered the mineralizing system and played an increasingly important role in ore formation.

$\delta^{13}\text{C}$ values of host dolomite are –6.8––0.1‰ (mean –2.5‰), and those of the calcite veins are –6.9––2.6‰ (mean –4.4‰). $\delta^{13}\text{C}$ values of CO_2 in fluid inclusions of quartz are –8.2‰ and –3.1‰ in the early stage and late stage respectively. The carbon source of hydrothermal solution is mixed carbon from magma and dolomite in the process of ore formation.

The silicon isotope compositions are studied for the first time. $\delta^{30}\text{Si}$ values of chert from the strata are 2.8–1.7‰, while the value of quartz from biotite quartz diorite is –0.1‰. $\delta^{30}\text{Si}$ values of quartz in the ore bodies and altered minerals are between the two values and approaches 0.1‰ in the vicinity of the magmatic bodies in the early stage and varies in the range of 1.5–0.7‰ distant from the magmatic bodies in the late stage. These data show that the silicon source is the mixture of magma and chert in the strata.