

山东三山岛金矿床氧、氢 碳稳定同位素的研究及其应用

李晓明

提 要 三山岛金矿床位于山东省掖县境内,是我国著名的蚀变岩型原生金矿床之一。本文通过对该矿床中各类样品的氧、氢、碳稳定同位素研究,特别通过对各种产状石英的氧同位素“序列分析”,提出三山岛金矿床的矿液主要来自花岗岩浆热液,成矿温为 400°C — 300°C 以下。在成矿作用后期,有少量大气水混入。控矿断裂上下盘的氧、氢稳定同位素成分的差异,表明其为正断层。

关键词 三山岛 金矿床 蚀变 氧、碳、氢 稳定同位素 同位素平衡

三山岛金矿床位于渤海南域莱州湾畔的掖县三山岛半岛上,是招掖金矿成矿带最西部的特大型原生金矿床,也是构造破碎—热液蚀变岩型(焦家式)金矿的最典型例子之一。因此,近年来倍受重视^{①,②}。①②③本文的目的是重点借助氧、碳、氢稳定同位素地球化学研究方法,探讨三山岛金矿含矿溶液的来源,演化方式和过程,从而对成矿围岩蚀变和矿床成因提出看法。同时对由此涉及的含矿花岗岩的成因,控矿断裂上下盘对比等问题进行讨论。

一、地质概述

该矿床位于中朝准地台的胶辽地盾,新华夏系巨型构造第二隆起带中胶东隆起区的西北区。本区基底岩石是巨厚层状的中—高级变质的胶东群地层($\text{Ar}—\text{Pt}_1$)和低中级变质的粉子山群地层(Pt_1)。与成矿密切有关的花岗岩体(三山岛岩体)一般认为主要是胶东群地层的改造产物。花岗岩与围岩的接触关系比较复杂。控矿断裂—三山岛断裂走向东北,沿花岗岩与胶东群围岩接触带的花岗岩一侧发育。近断层面岩石破碎强烈,局部有糜棱岩化。主断面上有十几厘米厚的石英—高岭石(伊利石)为主的断层泥。金矿床位于以蚀变的黑云母花岗岩为围岩的控矿断层下盘的近断层面处,矿体形态严格受断层面形态控制。

本区热液蚀变作用十分强烈。在所有采集的黑云母花岗岩样品中,镜下都能见到代表构造—热液作用的“超石英”^③。蚀变作用由强而弱可将围岩分为黄铁绢英岩,黄铁绢英岩化花岗岩和弱绢英岩化花岗岩。蚀变的强弱与围岩的破碎程度吻合。主要围岩蚀变类型为硅化,绢云母化,黄铁矿化,碳酸盐(以铁白云石为特征)化和泥化。弱含矿的控矿断层上盘岩石受蚀

①张耀璞等,1983,山东焦家式金矿地质,贵金属矿产No1,非正式出版刊物。

②杨敏之等,1984,第一届全国金矿物学术会议文件。

③鲁安怀,1987,武汉地质学院北京研究生部硕士学位论文。

变改造相对较弱,但范围变宽,使邻近围岩地层也遭受热液蚀变。

矿化主要发生在热液蚀变和构造破碎强烈部位。矿石为浸染状或网脉状。金主要赋存在硫化物或石英的晶隙或间隙中,以自然金或银金矿为主。成矿阶段可以分为:(1)金—石英—硫化物阶段;(2)金—石英—黄铁矿阶段;(3)石英—碳酸盐—重晶石阶段。

二、样品采集与分析

本次工作在三山岛矿区的地表和三个中段坑道(—70米,—150米,—150米)的沿脉和穿脉对该矿床进行系统,立体观察和采样,控矿断层上盘的样品采自3号观察钻孔岩芯。所有进行同位素分析的样品均经仔细观察后挑选出,以确保分析样品的代表性和广泛性。

样品处理按不同要求进行。单矿物经手选、浮选、磁选和重液选样,最后全部在双目镜下检验。有的样品经过酸处理。在蚀变岩中提取细粒石英时,采用了 $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_8$ 或 $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ 与 $\text{H}_2\text{S}_2\text{F}_6$ 联合处理^[1],这些样品在编号中分别加以角标“S”和“SF”。经红外光谱鉴定的样品纯度不低于95%。

同位素分析方法采用目前国际流行的方法^[3-5]。在计算时取 $\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS28-SMOB}} = 10.0\text{‰}$ 。分析结果用 δ 表示,如

$$\delta_{18}\text{O}_{\text{样品} \cdot \text{标准}} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{标准}}} - 1 \right) \times 1000\text{‰}$$

本文采用的氧、氢同位素标准是平均大洋水 $\text{SMOW}^{[6]}$,碳同位素标准是 $\text{PDB}^{[10]}$ 。

三、分析结果讨论

所有分析数据表示于表1和表2。

1. 变质岩与花岗岩的稳定同位素成份特征

由图1可见,花岗岩体与变质岩围岩的氧、氢稳定同位素组成的变化范围几乎一致,特别是变质岩中石英脉与花岗岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相同,这可能反映它们来源(及成因)的一致性。本区变质岩的氧、氢稳定同位素可与世界上大部分较深变质的岩石对比。值得指出的是,本矿区采得的变质岩样品均有不同程度的蚀变,这妨碍了它们全岩同位素数据的进一步解释。

花岗岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为9.4—11.8‰,其中只有一个数据略低于10‰。这么高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,且与基底岩石的基本一致,为该岩体的地壳改造成因提供了佐证。

图2表明花岗岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 SiO_2 成正相关(除一个样例外),这对于各种矿物间达到氧同位素平衡的岩体来说是正常的。因此,在花岗岩形成时,氧同位素在新的环境下重新分配。

在四个样品中分离出的石英—碱性长石对的 $\delta^{18}\text{O}$ 值之差,有三个是正常的。利用分馏方程^[6],可以得到石英与碱性长石的氧同位素平衡温度为356—434℃,平均温度为400℃,这可

同位素分析结果总表

表 1

Table 1. Results of the light stable isotopes analysis

样 号	样 名	样 品 描 述	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$					$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$		$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	
			全岩	石英	碱长石	白云母	方解石	方解石	包体	包体	金岩或 云母
斑状 Btr	花岗岩	中—粗粒黑云母花岗岩黑云母部分绿泥石化,有活化石英	10.1	12.4	10.8				-5.1	-80.7	-94
Btr 石坑	花岗岩	(同上)	10.4	12.1	10.5				-9	-78.7	-82.4
1-D005	花岗岩	(同上),发育平行节理	10.3	12.8	11.7						-99.7
Btr 乙蚀	花岗岩	(同上)	9.4	11.1	10.9						-96.2
北风井 r	花岗岩	(同上) 略呈肉红色,是斜长石的微斜长石化结果。	11.8		9.9				(-82.6)	-67.8	-117.2
3-130	片麻岩	热液蚀变明显,轻微混合岩化(?)	12.3	11.6							-127.2
3-158	片麻岩	细粒黑云母斜长石为主,黑云母遭受热液交代强烈	8.6								-32
3-185	片麻质角砾	伟晶质,被氧化铁胶结,									-80.5
3-175	片麻岩	伟晶质,混合岩化(?)		12.6							
3-85	蚀变花岗岩	黑云母变成白云母				12.5					-62
3-117	石英团块	含大量白云母。				9.0					-70.4
3-250	蚀变花岗岩	含白云母				8.1					-73
3-193	土化花岗岩	粘土化普遍但不强烈		16.0 ^{SP}							-77.4
3-200	土化花岗岩	(同上),发育平行节理,节理面上绢云母化发育		11.3 12(透明 Q)							
3-112G	蚀变花岗岩	绿色,绢云母化和碳酸盐(铁白云石,菱铁矿)化在局部集中	9.5	8.2 ^G							
3-112V	蚀变花岗岩	(同上)黄色。	13.5	13.3 ^{SP}							
3-115	硅质团块								-3.3	-72	
风化壳	风化壳	含泥质石英		14.6							
-150D	蚀变岩	以粗粒自形,半自形黄铁矿化为特征								-70.5	
-70F	断层泥	以石英—高岭土为主,厚约 12 厘米									-83.1
-70-2	蚀变岩	强黄铁矿化,硅化。		13.8 ^{SP}							
一号脉围岩	蚀变岩	硅化,为石英—硫化物脉围岩。		13.9'							
-105-4-60	蚀变岩	绢英岩化,呈绿色,有粗粒方解石。	11.8	14.3 ^{SP}			12.9	-4.9			-82.5
-105-4-(16)	蚀变石	绢英岩化,绿色,有细粒分散状铁白云石和方解石	11.8	14.3 ^{SP}			11.7	-3.4			
-70-1	蚀变岩	浸染状黄铁矿化,硅化。	14.5								
-70 石门-1	蚀变岩	硫化物—方解石脉的硅化围岩。	13.2				12.5	-5.1			
1-W	蚀变石	石英—重晶石脉,脉旁及脉中包裹有高岭土化围岩。	12	15.7							-11.2
1-QS-013	石英—方解石	成脉。		12.5			12.9	-5.4	-9	-92	
1-Q 近沿脉	硅质团块	位于绢云母蚀变带中心。		15.1					-9	-39	
-70 石门-A	蚀变岩	石英—重晶石脉的蚀变围岩。		12.8					-4.2	-72	
-105 沿-A	蚀变岩	有几厘米大的浑圆状石英和自形碱性长石,碳酸盐化。		12.3	11.6		11.6	-4.8			
-150-3-30	蚀变岩	强烈硅化。		14							
-150 沿-2	矿 脉	石英—硫化物脉,脉壁是纯重晶石脉。		15							
W 山 Q 脉	石 英	成晶洞		14.2							
1-q	次生石英岩	有氧化铁浸染		18.8					-6.5		
1-D004	石英脉	脉旁是绢云母化花岗岩。		14.7							
1-D007	蚀变花岗岩	硅化,石英交代长石,暗色矿物消失。		12.2					-9		
1-QS-010	方解石	成脉					13.1	-5.4			

汽液包体的爆裂温度及包体中气体含量

表 2

Fig. 2. Decrepitation temperatures and CO₂ contents of inclusions from some samples.

样 号	样 名	最主要爆裂峰 (℃)	爆裂峰值范围 (℃)	其他爆裂峰 (℃)	CO ₂ /H ₂ O (重量)	CO ₂ + H ₂ O/ 样品 (mg/g)
—70 石门 A	重晶石	290	350—220		7.4	4.6
1—QS—013	石英	280	< 350		0.24	1
1—Q7 近沿脉	石英	420	+520—220	(220)	< 0.35	> 1
1—D004	石英	430	+520—320		0	0.62
斑状 Bir	石英+长石	580	+620—370	420	0.43	0.82
Bir 石坑	石英+长石	470	? —< 220	220	0.41	0.85
北风井 r	石英+长石	560	+620—350	420 < 220	< 0.35	1±
1—D007	石英+长石	570	+620—?	连续下 降到低温	—	—
观 3—115	石英	570	590—370	475, 420	0.9	1.2
1—q	石英	570	580—< 200	390, 220	0.79	1.7
1—D002	黄铁矿	320	570—200	550		
—150 沿—1	黄铁矿	290	420—220			
—150—3—30	黄铁矿	320	+520—200			
—60A	黄铁矿		< 270 (?)			

注：(1)黄铁矿均采自脉中。 (2)其他样品描述见表 2 (3)表有“+”者说明到该温度爆裂曲线仍未完全降下来。

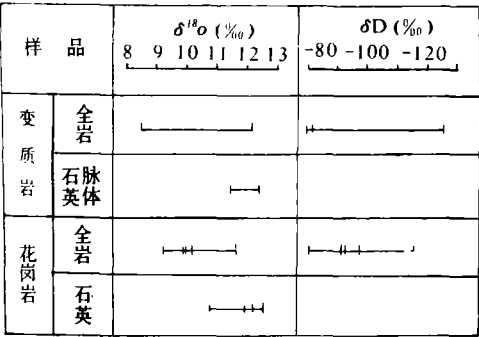


图 1. 花岗岩与变质岩氧、氢同位素比较
Fig. 1. Distributions of δ¹⁸O and δD values for the granite and metamorphic rocks.

定的。由此估计本区岩浆热液的 δD 值约为—80‰。

与样品的爆裂曲线在 420℃左右出现峰值相对应，反映了花岗岩历史中，在 400℃左右出现一个“事件”。根据花岗岩中普遍存在的构造—热液活化石英及塑性变形石英，这个事件可能与在构造作用下岩浆期后热液活动有关，譬如说“固液分离”⁽²⁾，而矿物之间的氧同位素平衡是在这种条件下发生的。由计算可得，这时与岩石平衡的热液水的 δ¹⁸O 约为 8.0‰，这是典型的岩浆水值。

花岗岩中五个黑云母的 δD 值为—82——117‰，长英质矿物中气—液包裹体中水的 δD 值为—68——81‰，比黑云母的略正，这是由矿物—水的氢同位素分馏决

具明显微斜长石化的样品(样号“北风井”),其氧和氢稳定同位素略有“异常”,可能反映它们在更低温度下的变化和再平衡。

花岗岩中长英质矿物包体的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -9 — -5.1‰ ,落在岩浆热液的正常范围内。包体中 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值较高,重量比从 < 0.35 (约 0.2) 到 0.43。这么高的 CO_2 含量反映了晚期岩浆热液性质,并对热液的活动有重要作用。

2. 断层下盘含矿蚀变带中石英的氧同位素组成特征。

石英对氧同位素保存性好,是理想的研究对象。同时,本区石英产出广泛,形成时间连续。所以,对石英的氧同位素“序列分析”,可帮助了解矿液的氧同位素演化特征。虽然在本矿区可以区分含矿和不含矿石英,大多数含矿蚀变系统中的各种产状石英,包括蚀变岩中细粒石英,细脉,网脉和大脉,具有成因联系。本文放在一起论述。石英作为主要的脉石矿物,主要有下列三种成因:

1. **热液石英**:主要在脉中,呈自形颗粒或玉髓状,常与其共存热液达到氧同位素平衡。
2. **硅化石英**:与绢云母集合体共存,或者交代长石等矿物,易与热液达到同位素平衡。
3. **残晶石英**:角砾状或重结晶加大,不易与热液达到同位素平衡,有继承性。

各种产状石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值示于图 3。图中对各种石英成因分类是主观的,因为所分析的石英的成因往往很复杂。由图 3 可见,除一个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值外,均落在 12.2 — 15.7‰ 的范围之内,比花岗岩中石英的值要正。这种情况在其它大型金矿床中经常见到^[12-14]。图 3 还表明脉状的热液石英(I型)和蚀变带中硅化石英(II型)的氧同位素组成一致。这表示脉与脉旁蚀变矿物是在相同流体下同时形成的,并且与热液介质达到氧同位素平衡。镜下观察得到的结果与此一致,脉中矿物向围岩交代,两者的界限有时实际上不能区分。

从本矿床的地质地球化学特征,矿物包体温度的重迭性及石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值连续性来看,花岗岩的形成(或者改造),岩浆热液的演化及分离,含矿蚀变和矿化,是连续发生的。成岩晚期分离出来的热液在有利的构造部位大量聚集,交代原矿物并发生矿化。这样取矿液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为上一节得到的岩浆晚期热液的值, $\delta^{18}\text{O} = 8\text{‰}$,可得到不同温度下沉淀的石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值并标于图 3。由图 3 可见,含矿蚀变带中各类石英在 400 — 200°C 温度间隔中形成,其中绝大部石英的形成温度不低于 270°C 。这与包体测定的温度基本一致。所以石英的氧同位素反映了在蚀变过程中石英来源于岩浆(或者与岩浆达到氧同位素平衡)热液中形成的连续性,以及介质热液氧同位素组成的恒定性。

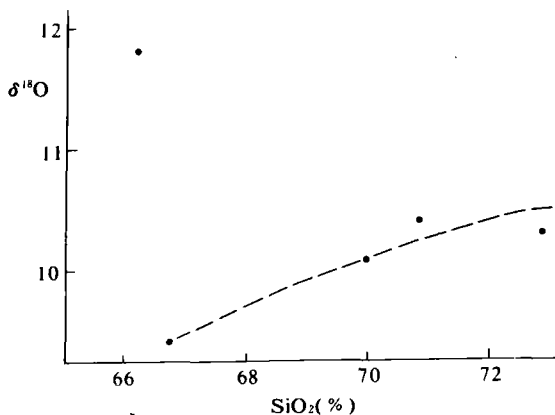


图 2. 花岗岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 与 SiO_2 的关系

Fig 2. Plot of $\delta^{18}\text{O}$ values vs SiO_2 contents for the granite.

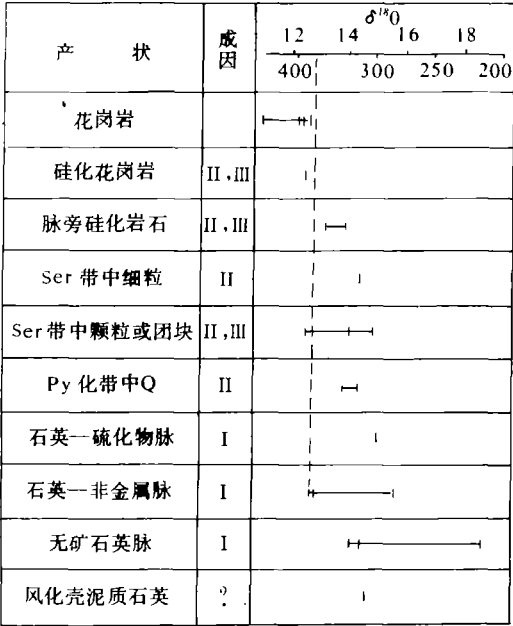


图 3 各类石英的 $\delta^{18}O$ 值及形成温度(T°C)

Fig. 3. Distributions of $\delta^{18}O$ values of various quartz and the calculated temperatures (°C)

石蚀变的另一个特点是普遍发生泥化。①

该带的氧同位素特征是：石英的 $\delta^{18}O$ 值变化范围大， $\delta^{18}O = 8.2-16.0\text{‰}$ ；伴生矿物的氧同位素不平衡，甚至发生倒转，如样品中石英比相应的全岩有更低的 $\delta^{18}O$ 值，这些均表明热液作用的复杂性。

按照上一节分析， $\delta^{18}O$ 值向正偏离，是矿物与介质平衡温度下降的结果，而 $\delta^{18}O$ 值向负偏离表明热液中有大气水参与。这样该带样品氧同位素组成的巨大差异性（甚至在同一块标本中出现），表明相对于含矿蚀变带（下盘）而言，这里的蚀变温度比较低，且蚀变强度减弱。同时大气水的加入更加普遍。从岩浆热液和大气水的运移方向，岩石的断裂力学性质在垂向上的变化来看，上盘在当时应更接近地表，也即控矿断层是正断层。

两个取自石英—非金属矿物脉中的石英的 $\delta^{18}O$ 值有例外：它们的 $\delta^{18}O$ 值相对其产状偏低，或者说对应的氧同位素温度偏高。作为最晚期形成产物，它们直接从热液中沉淀，应与介质达到同位素平衡。以它们的包裹体测定温度 $280^{\circ}-290^{\circ}\text{C}$ 来计算，平衡介质水的 $\delta^{18}O$ 值为 $4.9-5.6\text{‰}$ ，低于本矿区岩浆热液的值。本文认为，此时热液中混入少量另一种成因的具较轻氧的水体，这种异源水最可能来自天水。亦即在三山岛金矿成矿晚期，部分大气水沿裂隙进入蚀变系统。这些样品的产状也适合这种解释：后期较低温度和宽大裂隙容易使体系对大气水开放。

3. 断层上盘蚀变岩的氧同位素特征及断层两盘对比。

据作者未发表资料^{*}，本矿区控矿断层上盘蚀变花岗岩中，由化学成分反映的蚀变强度相对于下盘含矿带要弱。例如其 $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ 更接近未蚀变的花岗岩，特征元素 Cr 也没有强烈的重新分配。上盘岩

①*李晓明，1987，北京大学硕士论文。

4. 氢同位素

图 4 是本区花岗岩及其蚀变带中各种水的氢同位素的组成范围。各种样品的 $\delta^2\text{D}$ 值均接近岩浆热液的值 ($-80\text{‰} \pm$), 这也支持热液是岩浆水为主。^①

据作者资料*, 本区现代大气降水的 δD 值约为 -50‰ , 略正于岩浆热液。但是考虑这两者的差别不是很明显, 而且在含矿热液演化过程中, 随着含水矿物的大量形成, 在热液相对封闭的区域 (低的水/岩比) 内, 氢同位素分馏使剩余热液的 δD 值变正, 例如在处于强绢云母化带硅质核心的样品 (样号 “1—Q7 近沿脉”) 有比较正的 δD 值 ($-40\text{‰} \pm$)。因此将为用氢同位素鉴别大气水的存在增加困难, 特别对少量的大气水混入尤甚。

相对于控矿断层三个不同位置的富含高岭土样品的 δD 值的测定结果示于表 3。取自下盘的样品是石英—重晶石脉的围岩或岩脉中, 应是脉旁蚀变产物 (其 $\delta^{18}\text{O} = 12\text{‰}$), 而另外两个样取自断层泥和上盘面状泥化的蚀变花岗岩中, 更可能与外生高岭土化有关。计算的对应热液的 δD 值符合这个设想, 即下盘含矿蚀变带与岩浆水有关, 而断层泥和上盘岩石的高岭土化与大气水有关。同时这也说明成矿时的大气水与现在的大气水有同样的 δD 值。应当指出, 表 3 的计算中, 计算温度对结果影响不是很大^[15]。

上盘蚀变带的白云母具正常或略偏高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 表明了白云母继承了被交代物的氧, 并于岩浆热液在较低温度下的再平衡。而白云母偏正的 δD 值 (-73 — -62‰) 可能反映已形成的白云母与后来的大气水发生同位素交换而使其本身的 D/H 比提高, 因为氢同位素相对氧同位素更易于交换。

高岭土的 δD 值及热液的 δD 值

表 3

Table 3. Hydrogen isotopic compositions of kaolinites and the calculations of δD values of coexisting waters.

位 置	下 盘	断 层 面	上 盘
样号	1—W	— 70F ₁	3—193
δD	-93.2	-83.1	-77.4
计算温度	300°C	$< 200^\circ\text{C}$	$< 200^\circ\text{C}$
热液 δD	-78	-60 ± 7	-54 ± 7

因此氢同位素也表明断层下盘的含矿蚀变溶液以岩浆成因的为主。在上盘, 由于更接近地表, 大气水 (或地表水) 在晚期广泛进入并参与交代活动。这与矿区现在的水文地质条件是一致的。

5. 方解石的氧、碳稳定同位素及矿物包裹体的碳稳定同位素组成。

①*李晓明, 1987, 北京大学硕士论文。

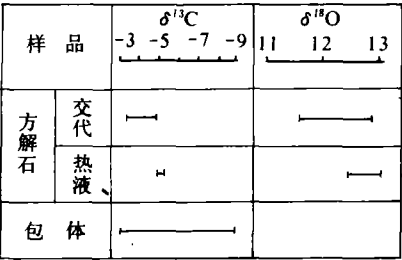


图 5. 方解石的 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ 及包体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

Fig 5. The range of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcites and inclusions.

分析结果见图 5。方解石的碳、氧同位素的组成非常均匀，都显示出典型的岩浆热液成因。石英包裹体中 $\delta^{13}\text{C}$ 数据也是如此，按热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 8‰，利用分馏方程^[14]，得到方解石的形成温度为 380—324℃，其中细粒分散状的交代成因方解石的温度比脉状的热液方解石略高，表明它们形成的先后顺序。这些温度看起来高了点，但许多资料均表明，三山岛金矿床的成矿温度是比较高的。

值得注意的是一个样品（样品号“1—QS—013”）中伴生的石英—方解石对的氧同位素组成发生了倒转： Δ 石英—方解石 = -0.4‰。第二节中已经指出，该样中石英的成因与大气水加入有关，使其 $\delta^{18}\text{O}$ 值下降，而方解石的正常的碳、氧同位素（及氧同位素温度 320℃±）可能表明其与大气水无关。即大气水是在方解石沉淀后，石英开始沉淀时进入体系的，这时温度大约在 300℃。

影响热液体系中碳同位素分馏的因素很多^[17]，如溶液的酸碱度。在中—高温下，当溶液为碱性时，方解石比共存的溶液更富¹³C。例如在 $T = 300^\circ\text{C}$ ， $[\text{HCO}_3^-]/[\text{H}_2\text{CO}_3] = 2$ （碱性环境）时， Δ 溶液—方解石为 -3.6‰，这正是样品“1—QS—013”中石英的包裹体与伴生方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 差值。这样，随着碳酸盐矿物的不断沉淀，溶液中 ¹³C 浓度趋于下降。图 6 显示热液的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 CO_2 含量成正相关，可能说明在热液演化时，其中 CO_2 的含量减少。二氧化碳下降的原因是碳酸盐矿物对碳的消耗和/或大气成因水的加入冲稀了原来高矿化度的矿液。如果大气水中 CO_2 的含量很低，不至于影响整个热液的碳稳定同位素组成，这时仍可以计算不同成因的矿物对之间的碳同位素平衡条件。因此碳同位素分析表明，三山岛金矿床是在偏碱性的条件下形成的。

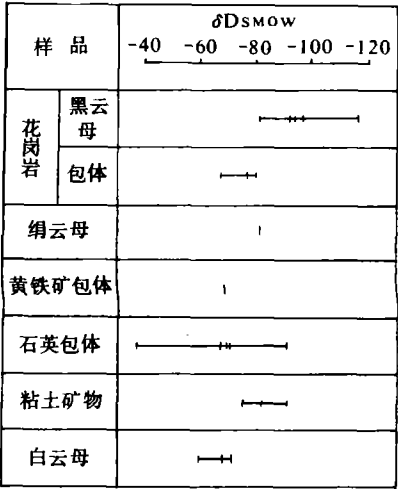


图 4. 各种样品的 δD 变化范围

Fig 4. Distirbutions of δD values for various samples

四、结 语

实际上本文的任务是识别在成矿热液中大气水的成份及其影响范围。本文是从稳定同位素来定义岩浆水的,即把在岩浆形成及演化过程中,与造岩矿物取得同位素平衡的水称作岩浆水^[8],而不管其最终来源如何。不过,本区花岗岩体的氧、碳、氢同位素组成都具有典型的火成岩的特征。另外,本文从研究脉石矿物的沉淀介质入手,来阐明含矿热液的来源和演化的。从矿化与蚀变带的密切关系来看,它们是在同种热液、同时形成的。这种热液是从晚期岩浆热液中分离出来的,局部有少量大气水加入,但大气水的加入也许晚

于成矿,因而对金矿床的形成没有影响,不过用稳定同位素来识别大气水,有时是会低估的,因为氧同位素会发生“漂移”,而大气水与岩浆水的氢同位素差别在本区不显著。

运用稳定同位素得到的控矿断层为正断层的结论与矿物学的研究成果一致^{*}。

本文是在北京大学地质系完成的。在工作过程中得到郑淑蕙教授指导。陈成业等老师提供大量帮助。中国地质大学(北京)的鲁怀安同志曾与本人进行多次的有益讨论,在此一并致谢。^①

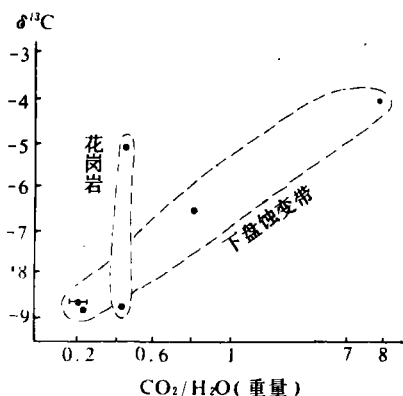


图6. 包体中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 关系。

Fig 6. Plot of $\delta^{13}\text{C}$ vs $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ for inclusions.

参考文献

- [1] 马启波:中国地质科学院沈阳地质矿产研究所刊,第9号,1984,31—44页
- [2] 李兆麟等:矿床地质,第4卷,1985,35—46页
- [3] 奥古士梯蒂斯:《花岗岩片麻岩及有关岩石结构图册》,地质出版社,1979。
- [4] Syers, J. K. : Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 33, No. 9, 1968, pp1022-1025.
- [5] Clayton, R. N. et al: Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 27, No. 1, 1963, pp43-52.
- [6] McCrea, J. M. : J. Chem. phys. , Vol. 18, 1950, pp849-857.
- [7] Epstein, S. et al: Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 4, 1953, p. 213.
- [8] 郑斯成等:《北京大学学报》(自然科学版),第5期,1982,91-96页。
- [9] Craig, H. : Science, Vol. 133, No. 3467, 1961, p. 1833
- [10] Craig, H. : Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 12, No. 1—2, 1957, pp133-149.
- [11] Matsuhisa, Y. et al: Geochim. Cosmochim. acta, Vol. 43, 1979, pp1131-1140.
- [12] 刘石年:《地球科学》,第十二卷,第一期,1987,39-48页。

① * 鲁怀安, 1987, 武汉地质学院北京研究生部硕士学位论文。

- [13] Kerrich, R. ; Econ. Geol., Vol. 76, 1981, pp160—166.
- [14] Golding, S. D. et al; Econ. Geol. Vol. 78, 1983, pp438-450.
- [15] 郑淑蕙等:《稳定同位素地球化学分析》, 北京大学出版社, 1986, 57 页。
- [16] O'Neil, J. R. et al; J. Chem. phys. , Vol. 51, No. 12, 1969, pp5547-5558.
- [17] Ohmoto, H; Econ. Geol. , Vol. 67, No. 5, 1972, pp551—578.
- [18] Taylor, H. P. JR. ; Econ. Geol. , Vol. 69, No6, 1974, pp. 843—883.

OXYGEN, HYDROGEN, CARBON STABLE ISOTOPIC STUDY OF SAN SHAN DAO GOLD DEPOSIT, SHANDONG PROVINCE

Li Xiaoming

Abstract

San Shandao gold deposit, in east Shandong province, is one of the important Jiaojia-type network quartz vein gold deposit. The deposit is located in altered biotite granite belt of lower block of NE-trending fault which is developed in the granite coinciding with the contact zone between the granite and partly migmatized precambrian metamorphic rocks (Jiaodong Group).

The high $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of the granite probably reflect its crustal origin. The oxygen isotopic equilibrium between quartz and alkali-feldspar in the granite was reached at temperature about 400°C and so the $\delta^{18}\text{O}$ value of coexisting solution at this time can be estimated on the basis of isotopic fractionation to be about 8‰ with that datum, the $\delta^{18}\text{O}$ values of a series of gangue minerals (mainly quartz) in altered rock and veins could be interpreted---these minerals were formed by the solution, which came from magma, in the different stages with temperature decreasing. Hydrogen and carbon stable isotope data support this interpretation. The light element stable isotopic study also show that in the later stage of hydrothermal activities, some meteoric water probably entered into the alteration system, but has nothing to do with ore formation.

The different features of oxygen and hydrogen isotopic composition between the upper and lower block of the ore-controlling fault may related to the depth of them during alteration. The data of this paper show that the upper block was more shallow, i. e. the ore-controlling fracture belongs to normal fault.