

内蒙赤峰红花沟金矿稳定同位素研究

李延河 丁悌平

(中国地质科学院矿床地质研究所)

内容提要: 本文通过对红花沟金矿铅、硫、氧、氢等稳定同位素研究,及微量金、铅、铀、稀土元素的研究指出,成矿物质主要来源于太古代变质岩及其重熔产物,成矿溶液主要来源于大气降水;强调了大气降水在成矿物质迁移、富集过程中的作用。建立了矿源层、构造、热源三位一体的成矿模式。

主题词: 稳定同位素 大气降水 稀土模式 红花沟金矿

一、矿床地质特征

红花沟金矿位于内蒙台背斜北侧的云雾山隆起内,处于赤峰—朝阳构造带与赤峰—隆化构造带的交汇部位,是赤峰—朝阳金矿带上的金矿床。它由红花沟和莲花山两个矿区组成,属于产在太古代变质岩中的含金石英脉型金矿。

矿田内出露地层有:太古代变质岩和上侏罗统火山岩。

太古代变质岩呈条带状近南北展布,主要岩石类型有斜长角闪岩,斜长角闪片麻岩及角闪斜长片麻岩。该套岩石多发生变形和混合岩化作用,红色长英质脉体常以不规则状侵入于变质岩内,形成各种混合岩和混合花岗岩。矿带上的绝大部分金矿床(点)均产在这套变质岩中。

上侏罗统火山岩大面积分布于矿区的东西两侧,多与太古代变质岩层呈断层接触,局部为不整合沉积接触。主要由安山岩、玄武岩、流纹岩、流纹斑岩、粗安岩和各类凝灰岩组成,夹少量沉积岩。

矿田中侵入岩不太发育,在红花沟矿区南侧有浅成花岗斑岩侵入体;莲花山矿区中部有闪长岩小岩株。但矿田内脉岩十分发育,类型繁多,其中矿前闪长玢岩与矿化关系密切,矿体常产在其上下盘或直接产在该脉岩之中。

矿床受断裂构造控制明显,NNW至SN向断裂为主要控矿构造,含金石英脉常充填在该组断裂之中。矿床的直接围岩有斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、混合花岗岩及矿前闪长玢岩等。

矿脉在横向上常呈脉带平行分布;在纵向上,上部(近地表)为含金石英细脉的蚀变带,向下过渡为含黄铁矿的烟灰色石英脉,深部变为纯白色粗大石英脉,矿石品位也以中部最好,地表和深部较差,矿脉沿走向有尖灭再现现象,矿脉之间常以“高岭土线”相连。

矿脉围岩多发生蚀变,但不强烈,一般小于15cm,主要类型有:硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化等。在相同条件下,闪长玢岩蚀变最强烈,条带状混合斜长角闪片麻岩

(或混合花岗岩)次之,斜长角闪岩最弱。另外据统计,矿脉中的金品位与围岩岩性有一定联系;矿脉中金品位从高到低,相应地围岩依次为:闪长玢岩、条带状混合斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩、混合花岗岩(包括花岗伟晶岩)。除混合花岗岩外,围岩的蚀变强度与矿脉中的金品位(矿化强度)完全一致。

矿石成分简单。金属矿物以黄铁矿为主,黄铜矿、方铅矿、闪锌矿含量均不超过1%,偶见微量磁黄铁矿。莲花山51号脉与其它矿脉相比,含有较多的磁铁矿。

黄铁矿明显地分为两期。早期粗粒黄铁矿直径1—4mm,半自形,压碎结构明显。晚期细粒黄铁矿直径1—2mm,自形-半自形,常与细粒石英形成块状矿石。黄铜矿、方铅矿,闪锌矿、自然金(明金)多呈细脉状分布于早期粗粒黄铁矿的裂隙中,形成于矿化最晚期。

二、金、稀土元素特征

金在矿床围岩中的丰度由高灵敏度和精确度的火法分析,结果列于表1。由表1可以看出,矿床外围岩石中,花岗斑岩含金最高,达20.6ppb,是地壳克拉克值的5倍多。细粒花岗岩的金丰度仅次于花岗斑岩,但呈脉状产出,分布不广。含金最低的岩石为莲花山矿区中部的闪长岩小岩株,仅1.2—5.4ppb,平均2.9ppb。

在矿床的直接围岩中,斜长角闪岩含金最高,闪长玢岩次之,混合花岗岩最低。闪长玢岩两个样品遭受轻微蚀变,蚀变作用可能使岩石中的部分金被热液带入矿脉,所以新鲜闪长

表1 红花沟金矿外围岩石的金含量

Table 1. Gold content of rocks from the outskirts of the Honghuagou gold deposit

样品号	岩石名称	金含量(ppb)	采样位置及地质情况
L03-2	闪长岩	1.2	莲花山矿区中部闪长岩小岩株
L03-3	粗粒闪长岩	2.1	莲花山矿区中部闪长岩小岩株
L04-2	细粒闪长岩	5.4	莲花山小岩株与斜长角闪岩的接触带
hd19-4	花岗斑岩	20.6	红花沟矿区南侧浅成花岗斑岩
L03-4	细粒花岗岩	16.2(2)	莲花山细粒花岗岩脉体
H05-1	混合花岗岩	2.0(2)	红花沟矿区典型混合花岗岩
H05-2	斜长角闪岩	10.7	莲花山矿区北侧,混合岩化程度低
151-6 8	闪长玢岩	6.2	莲花山51号脉六中,矿前闪长玢岩
h15-8 11	闪长玢岩	6.6	红花沟15号脉八中,矿前闪长玢岩

注:样品由郑州综合所用火法分析,括号内为测定次数

玢岩可能含金更高一些。结合上述围岩蚀变强度和围岩岩性与矿脉中金品位的关系可以看出,围岩含金丰度高并蚀变越强,提供的金就越多,矿化也就越好。

据高占林(1987)^[1]研究,斜长角闪岩类岩石中的金最易被热液浸出活化,在矿区,斜长角闪岩含金丰度又高,因此认为,斜长角闪岩类变质岩可能是本矿区金矿化的原始矿源层。这与铅同位素、硫同位素和稀土元素的结论(后详)是一致的,也与绝大部分金矿床(点)分布在以斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩等为基体的太古代变质岩中的现象相符。另外,我国华北几个重要金矿均产在古老的变质岩区,这些变质岩,尤其是斜长角闪岩类变质

岩含金普遍较高。如山东招掖地区, 胶东群含金一般高出克拉克值的 $n-n \times 10$ 倍, 逢乔组金的平均含量达30.52ppb^①。河北金厂峪地区, 迁西群金厂峪组铁镁质岩石含金较其它岩石普遍偏高^②。这些古老的含金变质岩以各种方式提供金, 成为我国变质岩地区众多金矿的物质基础。

稀土元素的分析结果示于图1—2, 数据表略。

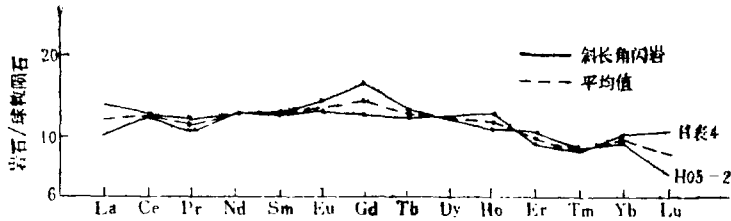


图1 斜长角闪岩的稀土元素配分模式

Fig.1. Chondrite-normalized REE pattern of amphibolite.

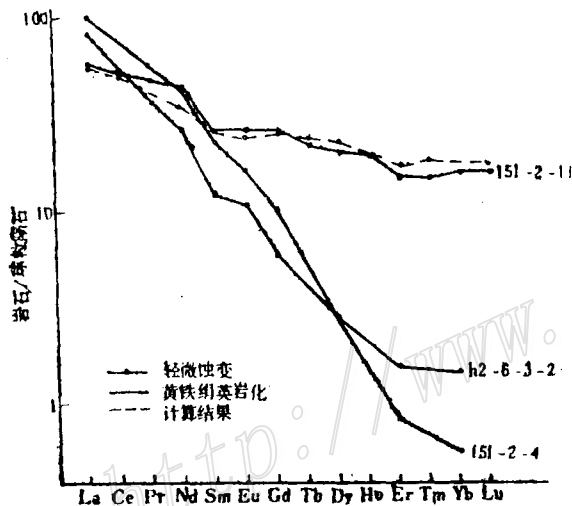


图2 矿前闪长玢岩稀土元素配分模式

Fig.2. Chondrite-normalized REE pattern of pre-ore diorite porphyry.

由图可以看出:

斜长角闪岩稀土含量均匀, 稀土元素配分模式平直, 轻稀土有稍稍富集的趋势, 其特征与地球上不同地区的太古代玄武质科马提岩的稀土配分模式相似。反映了该斜长角闪岩类的原岩可能为基性火山岩。

与矿化关系密切的矿前闪长玢岩多发生蚀变, 稀土配分模式变化较大(图2)。随着蚀变程度的增强(h2-6-3-2→151-2-4), 轻稀土含量增加, 重稀土含量降低, 曲线变陡。蚀变较弱的矿前闪长玢岩(151-2-11), 稀土分异较弱, 曲线较平直。新鲜矿前闪长玢岩分异

更弱, 曲线更平直, 而与斜长角闪岩相似, 很可能是斜长角闪岩部分熔融形成的。

设斜长角闪岩由55%的角闪石、30%的斜长石及少量石英组成; 熔融程度10%。根据斜长角闪岩的稀土元素含量及Jahn(1981)测定的矿物/熔体REE分配系数求得斜长角闪岩部分熔融产物的稀土分布特征。由图2可以看出, 计算值与实测值基本一致, 计算的轻稀土含量较测定值稍低, 而重稀土值稍高; 这可能与151-2-11号样品受到轻微蚀变有关。

上述结果反映了矿化与矿前闪长玢岩和斜长角闪岩的内在成因联系。

①王鹤年, 1987山东胶东群含金建造的地球化学特征, 金银矿产选集 第7集

②于润林, 1985, 冀东早前寒武系金矿成矿规律及找新类型金矿的前景

三、铅同位素特征

为了探讨成矿物质的来源,我们对矿区内矿石和围岩的铅同位素组成进行了研究,结果示于图3,数据表略。

(一) 矿石铅的同位素组成: 由图3可以看出, 矿石铅的同位素组成即 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为15.6064—16.78, 平均15.929(11); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为15.206—15.71, 平均15.457

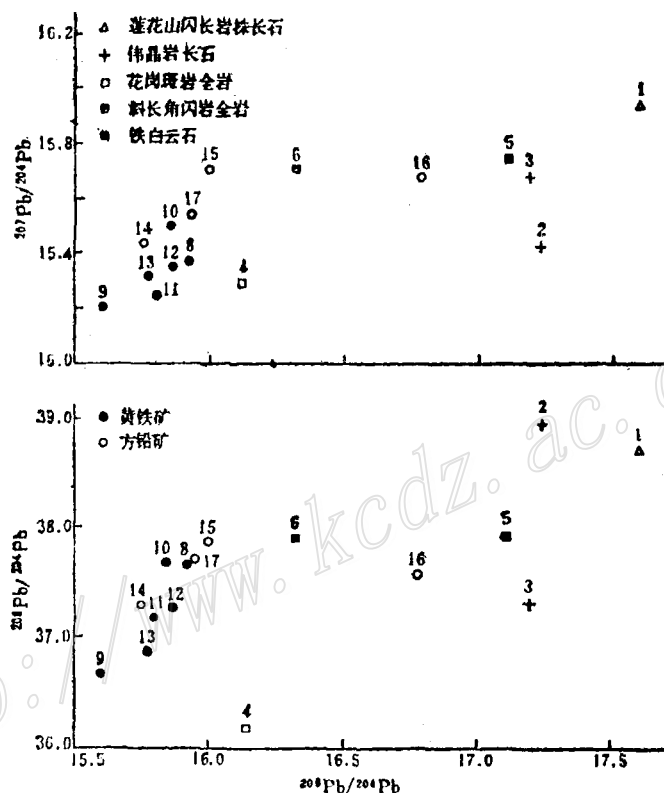


图3 红花沟莲花山矿区矿石和围岩的铅同位素组成

Fig.3. Lead isotope composition of ores and wall rocks from the Honghuagou-Lianhuashan ore district.

(11); $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为36.669—37.94, 平均37.433(11)。

整个矿石铅的单阶段模式年龄都比较古老为1400—1900Ma, 集中分布在1700—1800Ma之间。矿石铅的单阶段模式年龄大于成矿年龄, 反映了铅来源于贫铀区并具有多阶段演化特征。

(二) 金矿围岩的铅同位素组成及成矿物质的来源。由图3可以看出, 莲花山闪长岩株中长石和花岗伟晶岩中钾长石的放射性成因铅含量较高, 数据点落在图的右上角, 而闪长岩全岩和混合花岗岩全岩的放射性成因铅含量更高, 远离矿石铅的同位素组成范围。看来矿石铅来源于这些岩石的可能性不大。

全岩样品一般都含有一定量的放射性元素U、Th, 随着时间的演化, 放射性成因铅在岩

石中不断积累,全岩铅的同位素组成应接近现代普通铅,模式年龄应接近于零。但矿区一件太古代斜长角闪岩和一件燕山晚期花岗斑岩 $\gamma\pi\pm^{-3}$ 全岩的铅同位素组成远离现代普通铅,单阶段模式年龄也远远大于零,分别为1250和1450Ma。这说明岩石贫铀或来源于贫铀区,且具多阶段演化。实测结果正是如此,二者的铀含量分别为0.24和0.73ppm,不足正常值的1/4;二者的铅含量却很高,很相似,分别为24和25ppm。由此求得斜长角闪岩的 μ 值仅0.61,大大低于正常值。根据花岗斑岩和斜长角闪岩的金、铀、铅含量和铅同位素组成的相似性,可以推断:燕山晚期花岗斑岩可能是由富金、贫铀的太古代变质岩重熔形成的。区域上,花岗斑岩的铅同位素组成与河北金厂峪金矿青山口花岗岩的铅同位素组成非常相似,据林尔为^[2]研究,青山口花岗岩也是由太古代变质岩重熔形成的。

围岩铅与矿石铅对比可以看出,花岗斑岩的铅同位素组成与矿石铅同位素组成非常一致,反映了二者具有相同的来源,或者成矿物质直接来源于花岗斑岩。而花岗斑岩与太古代变质岩又有成因联系,因此,从铅同位素的角度也说明太古代变质岩是金矿化的原始矿源层。

四、硫同位素特征

红花沟金矿硫同位素分析结果列于表2,示于图4—6。

(一) 硫同位素的一般特征

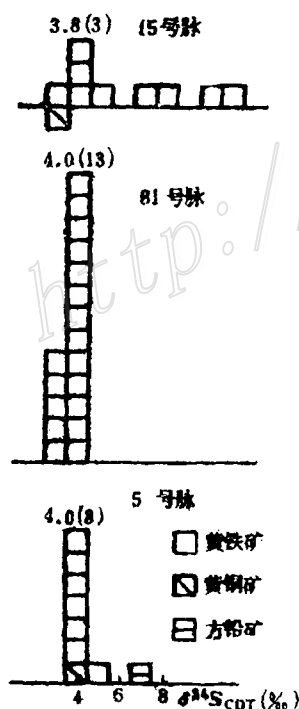


图4 红花沟莲花山矿区不同矿脉
硫同位素对比(5号脉应为51号脉)

Fig.4. Comparison of sulfur isotopes between different ore veins in the Honghuagou-Lianhuashan ore district.

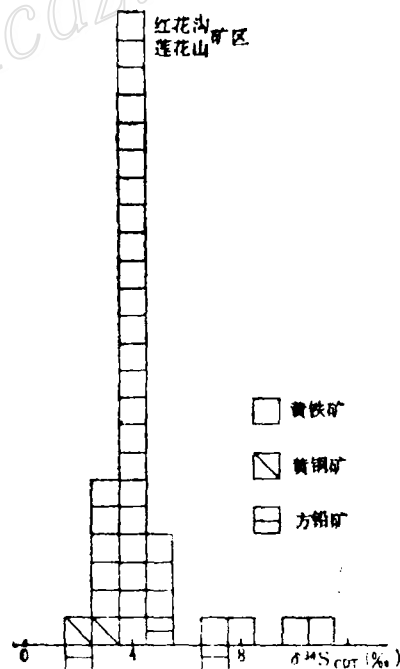


图5 红花沟莲花山矿区硫同
位素分布图

Fig.5. Sulfur isotope distribution in the Honghuagou-Lianhuashan ore district.

表 2 红花沟、莲花山矿区硫同位素分析结果

Table 2. Sulfur isotope analyses of the Honghuagou-Lianhuashan ore district

样 号	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$					采样位置及地质情况
	粗粒黄铁矿	细粒黄铁矿	黄铜矿	方铅矿	闪锌矿	
h15-2-1			3.2			15号脉二中 矿脉
h15-2-2	4.1					15号脉二中 矿脉
h15-5-2	6.8					15号脉五中 矿脉
h15-5-11	11.7	9.6				15号脉五中 石英黄铁矿透镜体
h15-7-2	3.5					15号脉七中 矿脉
h15-7-4		4.7				15号脉七中 矿脉
h15-7-11		8.0				15号脉七中 黄铁矿细脉
h15-7-12		3.7				15号脉七中 蚀变围岩
h15-8-3	3.3					15号脉八中 矿脉
h81-2-3		2.8				81号脉二中 矿脉
h2-6-3-1	4.1	4.3				81号脉三中2-6支脉
h2-6-3-3		4.2				81号脉三中2-6支脉
h81-4-2	3.5	3.5				81号脉四中 矿脉
h81-4-6	3.4	4.0				81号脉四中 矿脉
h81-4-7	3.6					81号脉四中 矿脉
h81-4-9	4.0					81号脉四中 矿脉
h81-4-10	4.4					81号脉四中 矿脉
h81-4-12	3.4					81号脉四中 矿脉
h81-4-14	3.2					81号脉四中 矿脉
h81-4-16	3.1					81号脉四中 矿脉
h81-5-5		4.2				81号脉五中 粗大石英脉
h81-6-8	3.5	3.9				81号脉六中 黄铁矿石英脉
h81-6-12		4.6				81号脉六中 含黄铁矿石英脉
1182-1			2.1	2.0		红花沟82号脉
151-3-5	4.6					51号脉三中矿脉
151-3-6	4.3					51号脉三中矿脉
151-4-3	4.2					51号脉四中矿脉
151-5-1	4.3					51号脉五中矿脉
151-6-4	3.9					51号脉六中矿脉
151-6-5	3.8					51号脉六中矿脉
151-6-6	4.1					51号脉六中矿脉
151-6-11	4.0					51号脉六中矿脉
151-3			3.5	6.9		51号脉矿石
L42-2	5.3					莲花山42号脉
L11-5	5.4			5.3		莲花山11号脉
L22-7					9.7	莲花山闪长岩株中石英细脉
H05-3	2.9 (全岩)					莲花山地表 未蚀变斜长角闪岩
H03-2-2	3.1 (全岩)					红花沟地表 矿前闪长粉岩

(样品由地质矿产部矿床所七室 白瑞梅、董燕玲、李延河用 SO_2 法分析,精度 $\pm 0.2\text{‰}$)

由图可以看出,矿区硫同位素组成相当稳定,大部分样品分布在 $\delta^{34}\text{S}$ 为3.5—4.5‰的狭小范围内。它反映了矿床硫的来源单一,成矿的物化条件变化不大。

不同矿脉的黄铁矿之 $\delta^{34}\text{S}$ 变化也不大,且众值非常相近。

矿脉中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 有随着深度增加而增加,然后又逐渐减小的趋势,这一趋势与矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 在深度上的变化规律是一致的。利用 $\delta^{34}\text{S}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 在深度上的这一变化趋势,可以判别该类矿床的剥蚀程度。

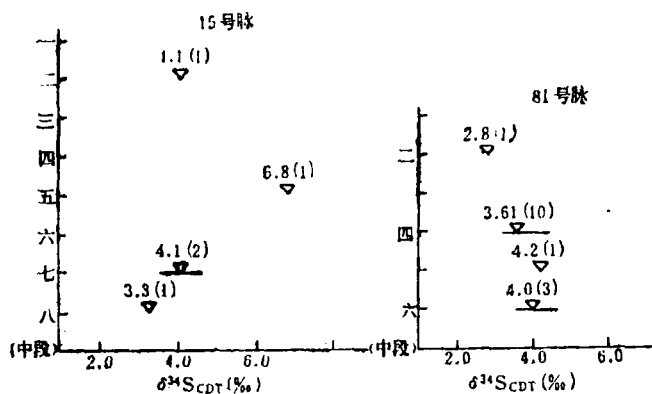


图6 矿脉中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 随深度的变化
Fig.6. Variation in $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite in ore veins with depth.

(二) 围岩中的硫同位素组成及硫的来源

由于围岩中的硫化物含量较少,样品较难得到,这次只分析了两件。斜长角闪岩(H05-3)中的硫主要呈磁黄铁矿形式存在,矿前闪长玢岩(H03-2-2)中的硫主要呈黄铁矿形式存在。用艾氏卡试剂提取岩石中的全部硫为 BaSO_4 ,用火焰分解法制备成 SO_2 。二者的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} (\text{‰})$ 分别为2.9, 3.1;差别在误差范围内;这与上述矿前闪长玢岩是由斜长角闪岩类变质岩部

分熔融形成的结论是完全一致的,说明矿前闪长玢岩在形成过程中不仅继承了斜长角闪岩类的稀土元素和富金特征,还继承了其硫同位素特征。

另外,斜长角闪岩和矿前闪长玢岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值完全位于红花沟金矿硫同位素的分布范围内,但比其最佳分布范围3.5—4.5‰或众值4.0‰稍低。据B.A.格里年科(1973)^[3]研究,变质热液可以从岩石中溶淋出轻微富集 ^{34}S 的硫。这种说法可以对上述现象作出解释。即金矿中的硫是由热液从太古代斜长角闪岩及其重熔产物——矿前闪长玢岩中淋滤得到的。

(三) 矿床形成的物理化学条件

研究矿床形成条件的方法很多,本文采用H. Ohmoto(1972)^[6]的硫同位素与 f_{O_2} 和pH相结合的方法。由于该矿床形成温度较低(150—200℃),与H. Ohmoto的计算条件有较大差别,作者在150—200℃之间做了重新计算,结果表明:

在 f_{O_2} 、pH值相同,温度不同的情况下,硫在成矿溶液中的存在形式很不一样。高温时硫主要呈还原形式 H_2S 、 HS^- 和 S^{2-} 存在。温度降低,矿液中硫的氧化形式 SO_4^{2-} 开始出现,并随着温度的降低,其浓度不断增加。

根据其成矿温度120—200℃,成矿溶液主要来源于大气降水及矿床的硫同位素有变化,但变化不大,可以推断,金矿是在pH6—8, $\lg f_{\text{O}_2} - 46$ — -50 的条件下形成的。

五、氢氧同位素特征

(一) 氧同位素特征

1. 矿脉及其围岩的氧同位素分布规律

红花沟金矿的石英和硅酸盐的氧同位素组成是用 BrF_5 法分析的,精度 $\pm 0.2\text{‰}$ 。分析结果示于图7—9,数据表略。

由图可以看出,矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化很小,绝大部分样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布在11.5—12.5‰的狭小范围内。不同矿脉中,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 之众值基本相同($12.0 \pm 0.1\text{‰}$)。反映了成矿条件和矿液来源的稳定。相对而言,莲花山51号脉石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 之平均值稍低。

矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 在深度上与矿脉中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 有相似的变化规律,即从下向上石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐升高,至矿脉中部达到最大值,然后又逐渐降低。在水平上沿着矿脉和垂直矿脉

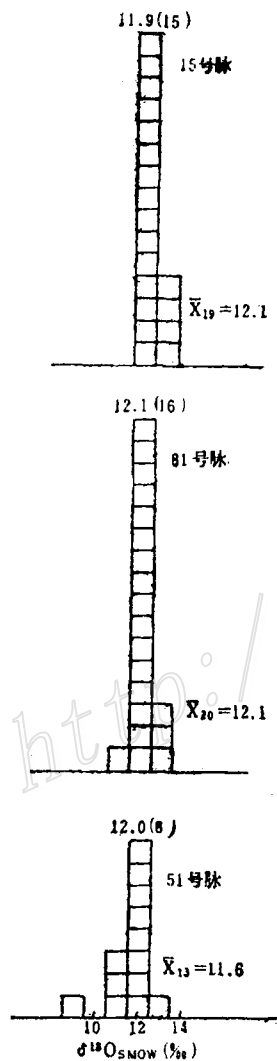


图 7 红花沟莲花山矿区不同矿脉中石英的氧同位素对比

Fig.7. Oxygen isotope values of quartz from different ore veins in the Honghuagou-Lianhuashan ore district.

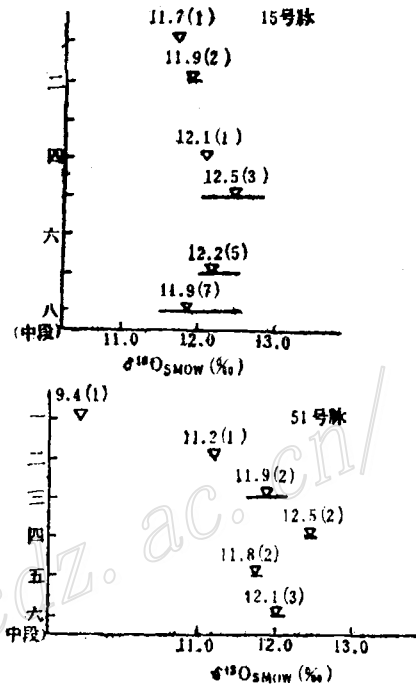


图 8 红花沟莲花山矿区矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度的变化

Fig.8. Variation in $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz in ore veins with depth, the Honghuagou-Lianhuashan ore district.

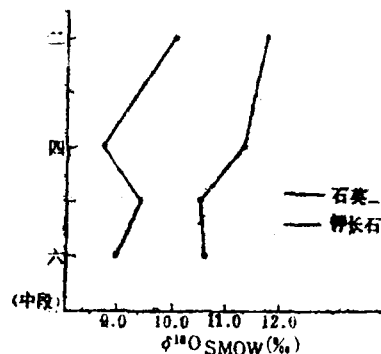


图 9 红花沟81号脉伟晶岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度的变化

Fig.9. Variation in $\delta^{18}\text{O}$ values of No.81 pegmatite vein of Honghuagou with depth.

方向变化都不明显。

花岗伟晶岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 为10.3—11.7‰,平均10.9‰,比矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低。伟晶岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 在垂向上也有一定的变化;从下至上, $\delta^{18}\text{O}$ 有逐渐升高的趋势,但与矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 在垂向上的变化趋势不同(图9)。花岗伟晶岩中钾长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 为8.7—10.0‰,平均9.3‰;钾长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 在垂向上与石英有相似的变化趋势,这种变化趋势可能反映了温度沿此方向逐渐降低;也说明混合岩化与金矿化没有直接关系。

混合花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 为9.4‰,比花岗伟晶岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 低,而接近钾长石的 $\delta^{18}\text{O}$,这可能与其形成温度较高有关。

斜长角闪岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 为8.4‰;闪长岩和闪长玢岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 最低,可能与其发生蚀变有关。

2. 成矿溶液的氧同位素组成

知道了矿物的氧同位素组成和矿物形成温度后,可以计算出与矿物平衡的成矿溶液的氧同位素组成,探讨成矿溶液的来源。

由于用于温度计的矿物对多没达到同位素平衡,这里主要采用矿物包裹体的均一温度(李荫清)。

关于石英—水的氧同位素分馏方程有几个,这里采用R.N.Clayton(1972)^[4]的公式:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times (10^6/T^2) - 2.9 \quad (200-500^\circ\text{C})$$

该公式的适用温度范围与该金矿的成矿温度最接近,精度也比较高。计算结果列于表3—4。

由表3、4可以看出,红花沟、莲花山矿区成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 普遍较低为-6.4—0.3‰;与正常岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为6—8‰(Taylor 1974)^[5]相比有较大差别;也远离变质水的 $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围5—20‰(Sheppard, 1977)^[6];而与大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近。从而说明成矿溶液主要是来自

表3 红花沟金矿田成矿溶液的氧同位素组成

Table 3. Oxygen isotope composition of ore fluids in the Honghuagou gold orefield					
矿脉	样品号	采样地点及地质情况	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} (\text{‰})$		包体均一温度(℃) (最佳值)
			石英	水	
红花沟15号脉	h15-1-4	一中 富金矿石	11.7	-1.8	181
	h15-5-4	五中 含矿石英脉	12.0	-4.1	149
	h15-8-2	八中 含矿石英脉	11.8	-1.7	180
	h15-8-14	八中 粗大石英脉	12.6	0.3	198
红花沟81号脉	h2-6-3-1	三中 2—6支脉	11.6	-3.2	165
	h81-4-1	四中 含矿石英脉	12.3	-2.8	160
	h81-4-13	四中 富矿石英脉	12.1	-2.1	172
	h81-5-5	五中 纯石英脉	11.4	-5.8	137
	h81-6-12	六中 含矿石英脉	11.5	-0.8	199
莲花山51号脉	151-1-1	一中 石英细脉	9.4	-5.5	163
	151-2-2	二中 含磁铁矿石英脉	11.2	-6.4	133
	151-3-3	三中 含矿石英脉	11.6	-4.0	154
	151-3-5	三中 含矿石英脉	12.1	-1.0	187
	151-4-4	四中 含矿石英脉	12.4	-2.8	159
	151-6-5	六中 含矿石英脉	12.1	-3.0	160

(样品由地矿部矿床所李延河用Br₂法分析,精度±0.2‰)

大气降水。51号脉较其它矿脉成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 更低,且有由上至下 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐增加的趋势,这是由于该矿脉的构造裂隙张性较强,加入雨水较多所致,也与矿脉富含磁铁矿是一致的。

(二) 成矿溶液的氢同位素

成矿溶液的氢同位素组成是用加热爆裂法分析石英包体的 δD 值得到的。结果列于表4,

表 4 红花沟矿田成矿溶液的氢氧同位素组成

Table 4. Hydrogen and oxygen isotope composition of ore fluids in the Honghuagou orefield

矿 区	样 品 号	采样位置及地质情况	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} (\text{‰})$	计算温度($^{\circ}\text{C}$)
红花沟莲花山矿区	h 15-1-1	15号脉一中氧化矿	-86	-1.8	181
	h 15-2-2	15号脉二中含矿石英脉	-90	-2.4	169
	h 15-5-3	15号脉五中含矿石英脉	-99	-3.5	149
	h 15-8-3	15号脉八中含矿石英脉	-96	-2.1	180
	h 81-2-2	81号脉二中含矿石英脉	-104	-2.4	169
	h 81-4-10	81号脉四中含矿石英脉	-98	-2.0	172
	h 81-6-8	81号脉六中含矿石英脉	-97	-2.8	169
	151-2-2	51号脉二中含磁铁矿石英脉	-97	-6.4	133
	151-6-4	51号脉六中含矿石英脉	-97	-3.0	160
	h 15-7-9	15号脉七中伟晶岩脉	-90	6.4	434*

(样品由地矿部矿床所李延河、蒋少涌、孙莉用爆裂法分析)

* 氧同位素温度

示于图10。

由表4可以看出,红花沟金矿石英包体的 δD 值都非常负为-86---104‰,平均-96‰。远离岩浆水和变质水的氢同位素组成范围,而与大气降水相近。区域上与团结沟斑岩型金矿很相似。

由图10可以看出,成矿溶液的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值都很低,数据点均位于雨水热液的范围,反映了红花沟金矿成矿溶液来源于大气降水的特点。

根据H. Craig (1961)^[7]的雨水线公式和H. P. Taylor (1978)^[8]的水岩交换公式及围岩蚀变前后 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化求得:成矿溶液是由 $\delta\text{D} = -96\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$ 的初始大气降水与矿前闪长玢岩等围岩交换氢氧同位素形成的,水岩比0.3左右。

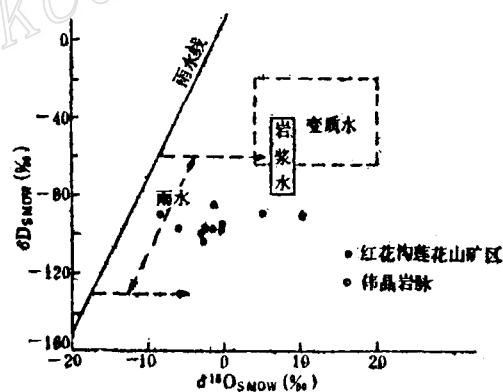


图 10 红花沟金矿田成矿溶液的氢氧同位素分布图

Fig. 10. Hydrogen and oxygen isotope distribution of ore fluids in the Honghuagou gold orefield.

六、矿床形成模式

由上述讨论可知,成矿物质(金、硫)主要来源于太古代斜长角闪岩类变质岩及其重熔产物,成矿溶液主要来源于大气降水。

另外,现代实验研究证明,金主要呈硫或氯的络合物搬运。但本矿床因为成矿溶液的盐度较低为4.3%,温度和 f_{O_2} 不高,pH中至弱碱性;矿脉中硫化物较多,且与金品位关系密切,所以金呈氯的络合物搬运的可能性不大,以 $Au(HS)_2^-$ 、 $AuS_2(HS)_2^-$ 等硫的络合物形式搬运的可能性最大。

下面具体讨论一下金矿的形成过程和同位素演化:

pH=6的大气降水沿矿区广泛发育的构造裂隙下渗,在下渗过程中不断与斜长角闪岩类岩石等围岩反应,交换氢氧同位素,并淋滤出围岩中的成矿物质(金和硫等)。溶液的pH值、 $\delta^{18}O$ 值也有所升高, f_{O_2} 降低。至深部被矿前闪长玢岩或其它热源加热,约250℃;同时可能与少量岩浆水混合。由于热液循环,使热液又沿构造裂隙上升,并继续淋滤交代围岩,最后汇集到NNW至SN向成矿裂隙中,形成富金、硫和硅的成矿溶液。这时pH=8,温度大于200℃,lg $f_{O_2}=-50$,硫主要呈 HS^- 形式存在,金的络合物是稳定的。

大气降水不仅是成矿溶液的主要来源,新鲜大气降水的加入还是金富集沉淀的重要原因。随着成矿溶液沿成矿裂隙向上运移,沿成矿裂隙下渗的新鲜大气降水与之汇合。这种新鲜大气降水具有低pH值、低 $\delta^{18}O$ 、高 f_{O_2} 和低温的特点,这种新鲜大气降水的加入,使成矿溶液pH和 $\delta^{18}O$ 值降低, f_{O_2} 升高,温度下降。

矿液中 H_2S 、 HS^- 和 S^{2-} 之间存在如下化学平衡:



在200℃,pH=8时, $[HS^-]/[H_2S]=11$;pH=6时, $[HS^-]/[H_2S]=0.11$,二者相差100倍; $[S^{2-}]/[HS^-]$ 也一样。即矿液的pH降低,可以使金的络合物迅速分解。另外, f_{O_2} 升高,温度降低,使部分 H_2S 氧化,pH进一步降低;络合物不稳定、分解。

分解后的 HS^- 、 S^{2-} 迅速与溶液或围岩中的 Fe^{2+} 反应,生成黄铁矿沉淀。金也在同时或稍后沉淀,并赋存在黄铁矿的晶格裂隙中,这就是金品位与硫化物含量密切相关的原因。

在矿脉深部,成矿溶液的温度较高,而 f_{O_2} 较低,硫主要呈还原形式 H_2S 、 HS^- 、 S^{2-} 存在。在 H_2S 、 HS^- 、 S^{2-} 和黄铁矿 FeS_2 系统中,黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 最高,温度是影响同位素分馏的最重要的因素。随着矿液由矿脉深部沿成矿裂隙向地表运移,新鲜雨水的不断加入,温度逐渐降低,黄铁矿与还原硫之间的分馏逐渐增大,使沉淀形成的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值逐渐升高,至矿脉中部达到最大值。至矿脉上部(五中段以上),成矿溶液的 f_{O_2} 大大增加($-47\pm$),温度也下降至150℃左右。这时开始出现硫的氧化形式——硫酸盐,硫酸盐强烈富集 ^{34}S ,使矿液中还原硫的 $\delta^{34}S$ 大幅度降低;黄铁矿与还原硫之间随温度降低而增加的硫同位素分馏变成次要因素,而硫酸盐的多少及其与还原硫的同位素分馏变成控制热液系统硫同位素演化的主要因素。随着矿化接近地表,溶液中的 f_{O_2} 升高,硫酸盐浓度的增加,相应地沉淀形成的黄铁矿之 $\delta^{34}S$ 逐渐降低;造成自矿脉中部至顶部黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 逐渐减少的规律。但由于硫酸盐的浓度没有达到饱和,所以并未见硫酸盐矿物的形成。

对石英-水系统来说,石英高度富集 ^{18}O 。随着成矿溶液由矿脉深部向上运移,温度逐渐下降,石英-水之间的氧同位素分馏逐渐增强,使沉淀形成的石英的 $\delta^{18}O$ 从下向上逐渐增加,至矿脉中部(15号脉五中段)达到最大值;这时,新鲜大气降水加入较少,不起主要作用。

至矿脉上部(五中段以上),由于新鲜的贫 ^{18}O 的大气降水的大量加入,使整个系统的

$\delta^{18}\text{O}$ 大幅度降低,石英-水之间的分馏变成次要因素,而新鲜雨水的加入量变成控制系统氧同位素演化的主要因素。随着矿液接近地表,新鲜大气降水的加入量不断增加,相应沉淀形成的石英之 $\delta^{18}\text{O}$ 由矿脉中部至地表逐渐降低。

野外和室内工作得到了课题组艾永德、蔡爱莉、李荫清同志和我室白瑞梅、宋鹤彬等同志的大力支持和帮助,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 〔1〕 高占林 1987 金厂峪金矿有关岩石金丰度的研究 长春地质学院学报 第1期
- 〔2〕 林尔为等 1985 冀东金矿集中区的铅同位素研究 长春地质学院学报 第4期
- 〔3〕 B.A.格里年科等 (赵瑞译) 1980 硫同位素地球化学 科学出版社
- 〔4〕 丁悌平等 1988 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
- 〔5〕 沈渭洲 1987 稳定同位素地质,原子能出版社
- 〔6〕 Ohmoto,H.,1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits, Econ. Geol., Vol.67, p.551.
- 〔7〕 Craig,H.,1961, Isotope variations in meteoric waters, Science, Vol.133, p. 1702.
- 〔8〕 Taylor,H.P.,1978, Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks, Earth Planet. Sci. Lett., Vol.38, p.177.

STABLE ISOTOPE STUDIES OF THE HONGHUAGOU GOLD DEPOSIT IN CHIFENG COUNTY, INNER MONGOLIA

Li Yanhe and Ding Tiping

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

Abstract

The Honghuagou gold deposit is located within the Yunwushan uplift on the northern flank of the Inner Mongolian antecline and also lies at the intersection of the Chifeng-Chaoyang structural belt with the Chifeng-Longhua structural belt. Archeozoic amphibolite, amphibolite gneiss and various sorts of migmatite crop out in the orefield, and Upper Jurassic volcanic rocks are distributed extensively. Magmatic rocks are not widely developed, and are dominated by intermediate-acid dykes, of which the pre-ore diorite porphyrite is intimately related to mineralization.

Orebodies (occurrences) are mostly distributed in Archeozoic metamorphic rocks and controlled by NNW-SN trending faults, belonging to gold-bearing quartz vein type deposit. Metallic minerals are mainly pyrite with small amounts of chalcopyrite and galena. Ore grade is closely associated with contents of sulfides.

Archeozoic amphibolitic metamorphic rocks contain abundant gold (10.7 ppb). The pre-ore diorite porphyrite also contains rather high gold (6.4 ppb); REE pattern suggests that it was formed as a result of partial (10%) melting of amphibolitic metamorphic rocks.

The ores contain quite low radiogenic lead, and the single stage model ages are old (within the range of 1700–1800 Ma), indicating that lead was derived from an uranium-deficient area and characterized by multi-stage evolution. The whole rock lead isotope composition of the granite porphyry on the southern side of the ore district is quite similar to the ore lead, and the granite porphyry was formed by remelting of Archeozoic amphibolite. Amphibolite is poor in uranium (0.24 ppm), rich in gold and exhibits multistage evolutionary history; in addition, gold in amphibolite is most readily extracted and activated by hydrothermal fluids. It is therefore conceivable that amphibolite and its remelting products might have been the parent rock of lead and the initial source bed of gold.

Sulfur isotope composition is rather uniform in the ore deposit, and the overwhelming majority of samples are within the narrow limits of 3.5–4.5‰, suggesting the unity of sulfur source and the stability of physicochemical conditions. Whole rock $\delta^{34}\text{S}$ values of amphibole and pre-ore diorite porphyrite are respectively 2.9 and 3.1‰, which are fairly consistent and within the distribution range of $\delta^{34}\text{S}$ values of the ore deposit, implying their sanguinity and their genetic connection with the ore sulfur. $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite in the ore veins gradually increase from the depth upwards, but tend to decrease progressively in the middle.

$\delta^{18}\text{O}$ values of quartz in ore veins vary insignificantly, mostly within the range of 11.5–12.5‰; vertically, $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz and $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite show similar variation regularity. $\delta^{18}\text{O}$ values of ore fluids are in the range of 0.8–5.9‰, distant from the $\delta^{18}\text{O}$ ranges of magmatic water and metamorphic water but close to the $\delta^{18}\text{O}$ range of meteoric water. δD values of quartz inclusions also exhibit characteristics of meteoric water (–85.5–109.7‰). Calculation shows that ore fluids were formed through hydrogen-oxygen isotope exchange between the initial meteoric water ($\delta\text{D} = -96\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -23\text{‰}$) and the pre-ore diorite porphyrite and amphibolite at 200–250°C, with the ratio of water/rock being 0.3 or so.

The vertical variations in $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite in ore veins and $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz must have resulted from the upward decrease in ore-forming temperature, the unceasing addition of fresh meteoric water, the progressive rising of $f\text{O}_2$ values and the remarkable decrease in $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the whole system due to the appearance of SO_4^{2-} in the upper part of the ore veins.