

豫西熊耳山地区岩石和金矿床 稳定同位素地球化学研究

范宏瑞 谢奕汉 赵瑞 王英兰

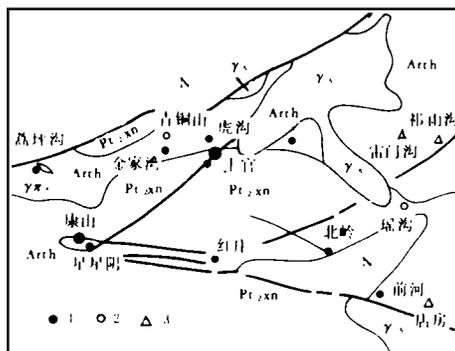
(中国科学院地质研究所)

提 要 对豫西熊耳山地区岩石和金矿床的铅、硫、氧和氢等同位素系统研究表明,尽管本区金矿床的类型不同,赋矿围岩性质也不尽一致,但成矿物质主要来自基底太古界太华群变质岩,成矿热液来源于燕山期花岗岩浆热液活动,金沉淀成矿阶段有大气水的混入。本区不同金矿床甚至同一矿床不同成矿阶段硫同位素组成差异的根本原因不是硫源的不同,而是受控于热液的物理化学条件及其变化。

关键词 变质岩 花岗岩 金矿床 稳定同位素 地球化学 熊耳山

1 地质背景与矿床地质特征

熊耳山地区位于河南省西部洛宁、嵩县和栾川等县境内,华北地台南缘,是华北和华南两大古板块拼合带的一部分^[1]。区内出露地层主要为结晶基底太古界太华群和盖层中元古界熊耳群。太华群为一套以斜长角闪片麻岩、黑云斜长片麻岩为主,局部有混合岩化岩石的中深变质岩石。熊耳群则是由中基性-中酸性喷发岩组成的火山岩(安山岩、英安岩和流纹岩等)。本区燕山期花岗岩浆活动强烈,形成了一面积约350km²的花山花岗岩岩基。区内基底在变质期(嵩阳期和中岳-熊耳期)形成了近东西向的同斜倒转——平卧褶皱和轴向近南北的大型开阔背向斜,盖层在前加里东期形成了横贯全区的近东西向花山-龙脖背斜,伴之形成北东、近东西和北西向断裂构造。



说明: Arch-太古界太华群 Pt_{2xn}-中元古界熊耳群 N-第三系 Y_s-燕山期花岗岩 Y_{ns}-燕山期花岗岩斑岩
1. 构造蚀变岩型金矿 2. 石英脉型金矿 3. 爆破角砾岩型金矿

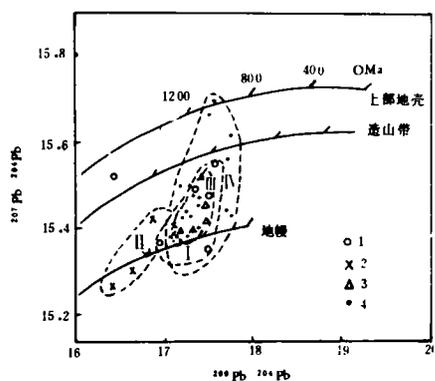
图1 熊耳山地区区域地质图及金矿床(点)分布位置

Fig. 1 Geological sketch showing distribution of gold deposits in the Xiongershan area, western Henan province

表1 熊耳山地区金矿床类型及其特征

Table 1 Types and characteristics of gold deposits in the Xiongershan area

矿床类型		赋矿地层	控矿构造	矿床(点)实例	矿床规模
类型	建造				
构造蚀变岩型	金-碲化物-方铅矿、黄铁矿	熊耳群许山组玄武安山岩	北东向	上宫	大型
	金-多金属硫化物	太华群片麻岩、混合岩、熊耳群许山组安山岩等	受北东和近东西向构造控制,产于北东向断裂构造带内	康山-星星阴红庄	中-大型 小型
	金-(贫)黄铁矿	太华群片麻岩	北北东向	金家湾	小型
	金-黄铁矿-闪锌矿	熊耳群鸡蛋坪组英安岩、安山岩	近东西向	前河	中型
	金-黄铁矿-方铅矿	太华群片麻岩、混合岩	北东、北北东和北西向	虎沟、嵩坪沟	矿点
石英脉型	金-多金属硫化物	熊耳群鸡蛋坪组安山岩、流纹岩	北东向	瑶沟	小型
		太华群片麻岩、混合岩	北北东向	青铜山	矿点
爆破角砾岩型	金-多金属硫化物	太华群片麻岩 熊耳群安山岩	北东和北西向复合控制	祁雨沟	中-小型



说明: 1. 太华群变质岩(主要分布范围为 I) 2. 熊耳群火山岩(分布范围为 II) 3. 花山花岗岩全岩和钾长石(分布范围 III) 4. 金矿床矿石(分布范围 IV)

图2 熊耳山地区岩石和金矿床矿石铅同位素组成在 Doe 和 Zartman 构造模式图^[4]上的位置

Fig. 2 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for various types of gold deposits and rocks from the Xiongershan area

自80年代初上宫大型金矿床发现以来,短短十余年间,本区已找到了各类金矿床(点)50余处,成为东秦岭地区又一黄金产出集中区。这些金矿床(点)主要分布于燕山期花山花岗岩基的外围及上宫-星星阴断裂、马超营断裂和洛宁山前断裂带附近(图1)。按其产出形式这些金矿床可以分成三种类型:(1)构造蚀变岩型(占80%以上);(2)石英脉型;(3)爆破角砾岩型(表1)。除爆破角砾岩型矿床严格受角砾岩筒及花岗斑岩体控制之外,另两种类型的金矿床在太华群和熊耳群地层中均有发现,说明这些金矿床的产出位置并不受地层性质控制,而受燕山期花岗(斑)岩体和断裂构造制约。

2 铅同位素特征

2.1 铅同位素组成

不同地层、岩体及矿石铅同位素组成列于表2中。从表中可以看出,太华群变质岩的铅同位素组成变化大,明显存在放射成因铅,属异常铅;熊耳群火山岩的铅同位素组成以变化小为特点,大致属于正常铅范围;燕山期花山花岗岩全岩及钾长石

的铅同位素组成以变化小为特点,大致属于正常铅范围;燕山期花山花岗岩全岩及钾长石

铅同位素组成相对稳定,数值接近,属含放射成因铅不高的异常铅;而各类型金矿矿石铅同位素组成也具有一定的变化,但对具体矿床来说,其变化范围又较小。

表2 熊耳山地区地层、岩体及金矿石铅同位素组成

Table 2 Lead isotope composition of ores and rocks in the Xiongershan area

编号	位置	测试对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	太华群	黑云斜长片麻岩	17.400	15.469	38.174
2		黑云斜长片麻岩	15.406	15.188	37.526
3		角闪斜长片麻岩	16.511	15.512	36.266
4		黑云斜长片麻岩	17.353	15.492	42.558
5		金云母角闪岩	16.968	15.359	37.775
6		斜长角闪岩	17.609	15.547	37.654
7		角闪斜长片麻岩	17.530	15.345	38.569
8	熊耳群	大斑安山岩	16.907	15.421	36.346
9		安山岩	16.647	15.300	36.876
10		杏仁状安山岩	16.439	15.271	36.489
11		蚀变安山岩	17.116	15.405	37.345
12	花山 岩基	角闪黑云二长花岗岩	17.476	15.418	37.832
13		黑云二长花岗岩	17.329	15.396	37.488
14		钾长石	17.440	15.520	37.975
15		钾长石	17.199	15.391	37.447
16		钾长石	17.473	15.455	37.886
17		上官 金矿	方铅矿	17.095	15.378
18	方铅矿		17.208	15.503	37.949
19	方铅矿		17.105	15.384	37.558
20	方铅矿		17.119	15.393	37.566
	(平均值)		17.132	15.415	37.644
21	康山 金矿	黄铁矿	17.818	15.612	38.653
22		黄铁矿	17.762	15.547	38.447
23		黄铁矿	17.740	15.439	38.241
24		方铅矿	17.781	15.430	38.182
		(平均值)	17.775	15.507	38.381
25	金家湾 金矿	黄铁矿	17.322	15.428	38.038
26	瑶沟 金矿	黄铁矿	17.130	15.386	37.506
27		黄铁矿	17.136	15.393	37.494
28		黄铁矿	17.375	15.393	37.357
29		黄铁矿	17.409	15.453	37.874
30		黄铁矿	17.240	15.390	37.496
		(平均值)	17.258	15.403	37.545
31	祁雨沟 金矿	黄铁矿	17.272	15.437	37.660
32		黄铁矿	17.512	15.662	38.192
33		黄铁矿	17.557	15.695	38.270
34		黄铁矿	17.139	15.303	37.145
35		黄铁矿	17.335	15.495	37.805
36		黄铁矿	17.202	15.425	37.390
37		黄铁矿	17.386	15.472	37.770
38		黄铁矿	17.342	15.483	37.737
	(平均值)	17.343	15.497	37.746	

注 资料据黎世美、张子敏(硕士论文)、崔毫^[2]及本文

在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图(图2)上,太华群变质岩的主要投影点位于造山带铅和地幔铅平均演化线之间,说明变质岩的铅为幔、壳混合源铅;熊耳群安山岩投影点则位于地幔

演化线两侧,因而火山岩铅基本上为幔源铅;燕山期花山花岗岩的投影点都位于造山带铅和地幔铅平均演化线之间,为幔、壳混合源铅,结合该花岗岩的成因^[3],可以认为花岗岩中的铅来自本区的结晶基底太华群岩石;本区各类金矿床矿石铅同位素的投影点范围较广,自上地壳演化线到地幔演化线间皆有,但多数点集中在造山带和地幔演化线之间,因此,金矿床矿石铅的来源虽复杂,但主要应来自太华群变质岩。需要指出的是,熊耳群火山岩经蚀变后(如11号样品),其²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb值明显增大,并和矿石铅同位素组成明显接近,这也间接说明成矿物质来源可能和熊耳群无直接关系。

2.2 矿石铅同位素模式年龄及其演化史

从表2可知,熊耳山地区各类金矿矿石铅同位素组成变化明显,若按单阶段演化模式计算模式年龄,结果为500~910Ma,它明显低于太华群的变质年龄(2351Ma)^[5]及熊耳群的地层年龄,但又高于本区花岗岩的侵位年龄(182.8~105Ma)^[3]。这反映出本区矿石铅并非为单阶段正常铅,铅同位素演化比较复杂。

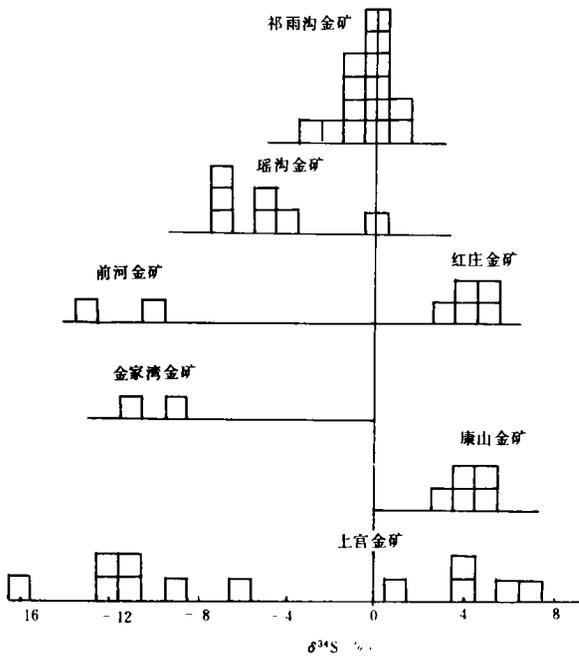


图3 熊耳山地区各类金矿床中硫同位素组成直方图(每个方格样品数为1)

Fig. 3 Histogram showing sulfur isotope composition of gold deposits in the Xiongershan area

在²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb与²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb图解上,本区不同类型金矿床的铅同位素平均值大致在一直线上,利用最小二乘法拟合得到的该直线的斜率为0.1544,相关系数为0.7749。上述三种不同类型金矿床的矿石铅同位素组成具有较好的线性关系这一事实表明,它们为同一成矿期的地质营力作用于不同背景、不同构造条件下的产物。在祁雨沟金矿区,含金爆破角砾岩筒与燕山期花岗斑岩有密切的时间和空间关系,矿床中蚀变正长石的K-Ar年龄为120.75±1.75Ma^[6]。黎世美曾测得上官金矿矿化早期蚀变岩Rb-Sr年龄为242Ma^①。根据上述资料,可大致确定本区金矿化发生在中生代。若取第二阶段等时线的t₂为150Ma,根据混合铅二阶段等时线公式^[7]:

$$R = \frac{1}{137.8} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t_1} - e^{\lambda_{235}t_2}}{e^{\lambda_{238}t_1} - e^{\lambda_{238}t_2}} = 0.1544$$

可求得t₂约为2400Ma,此年龄恰好与本区最广泛的一次区域变质-混合岩化作用的时间(2351Ma)相一致。

可以设想,熊耳山金矿带的矿石铅

① 黎世美.河南洛宁上官金矿床同位素地质特征.豫西地质,1987(1)

是从一个二阶段体系中演化来的。自地球形成起至24~23亿年之前,铅在地壳下部和上地幔得到充分混合,形成均一的正常铅,该阶段属铅的正常演化阶段。由于发生火山喷发和沉积作用,铅开始进入地壳岩石系统(太华群)中,在喷发—沉积,特别是2300Ma左右发生的强烈区域变质混合岩化作用下,正常铅得到不断地混合形成陆源铅,即铅脱离第一阶段转入第二演化阶段。在以后的局部岩浆活动,特别是燕山期大规模重熔花岗岩浆侵入活动以及同期成矿热液作用中,第二阶段的铅得到了继承。由于燕山期以后再没有大规模的构造-热事件发生,即没有更年轻铅的混入,故花岗岩和金矿石保持了第二阶段铅的特征。

3 硫同位素特征

3.1 硫同位素组成

表3 熊耳山地区岩石及金矿床硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotope composition of ores and rocks in the Xiongershanshan area

编号	样品号	地点	注	矿物	$\delta^{34}\text{S}\%$	编号	样品号	地点	注	矿物	$\delta^{34}\text{S}\%$			
1	GP-DF4-S*	太华群	黑云斜长片麻岩	黄铁矿	2.9	30	88027	金家湾		黄铁矿	-9.1			
2	Sb-DF1*		斜长角闪岩		5.7	31	88130	金矿			-10.9			
3	GDF43*				2.9	32	FH645	红庄			3.9			
4	FH665		斜长角闪岩		1.3	33	FH647				4.2			
5	SH6-3	杏仁状安山岩	4.3	34	Ng-DF1*	4.6								
6	SH-22	熊耳群	大斑含杏仁状安山岩	黄铁矿	4.6	35	DF1-A*	金矿			5.0			
7	CHm-DF1*				2.5	36	DF1-B*				闪锌矿	2.7		
8	CHx-DF1*		安山岩		5.4	37	FH502				前河	金矿	黄铁矿	-10.3
9	FH052		斑状角闪黑云		2.3	38	Qh-DF1*							-12.5
10	HDF3*	花山花岗岩	二长花岗岩	黄铁矿	1.8	39	FH071-1	上宫金矿			黄铜矿	-4.4		
11	HDF2*		黑云母花岗岩		5.4	40	FH071-2				黄铁矿	-0.1		
12	SH-13		早期石英脉		黄铁矿	2.1	41				FH076	辉钼矿	-6.7	
13	Sg-PD3*	4.2		42		FH077-2	黄铁矿				-4.8			
14	Rz-PD3*	4.1		43		FH077-1	黄铁矿				-4.5			
15	Sh1-3	金—砷化物 方铅矿、黄铁矿 阶段		黄铁矿		-11.4	44				FH693	黄铁矿	-6.9	
16	Sh1-4		-11.1		45	FH695	黄铁矿	-6.8						
17	Sh2-2		-12.0		46	XQ-1	祁雨沟金矿	黄铁矿	-0.3					
18	Sh7		-9.1		47	XQ-3			-0.4					
19	Sh8		-11.6		48	XQ-4			-0.9					
20	Sh18		-6.3		49	XQ-5			-0.3					
21	Sh3-5		方铅矿		-16.2	50			XQ-7	-1.3				
22	PD6-CM8*		黄铜矿		6.7	51			XQ-8	-0.9				
23	PD20-DF1*	黄铁矿	0.9	52	XQ-14	0.0								
24	PD20-DF2*	方铅矿	6.1	53	XQ-16	0.8								
25	FH613	康山— 星星阴 金矿	黄铁矿	3.7	54	XQ-20	0.5							
26	FH631			3.9	55	XQ-22	-2.3							
27	FJ-DF1*			5.1	56	XQ-25	0.1							
28	DF1--PD4*			5.3	57	XQ-29	0.6							
29	PD1--DF1*			2.6	58	XQ-30	-1.1							
					59	XQ-31	-3.0							

注: * 据黎世美资料,其余据本文(中国科学院地质研究所同位素实验室测试)

本区地层、花岗岩及各类金矿床硫同位素组成列于表3中,可以看出,(1)太华群岩石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为1.3~5.7,平均3.2。太华群岩石的原岩主要为中基性的火山岩夹少量陆源沉积物,无疑在原始物质中含有大量幔源硫成分。这些原始硫在强烈的区域变质作用过程中,要经历氧化还原反应、交换反应及其它地球化学动力学过程,这必定会产生硫同位素分馏,使它们的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 偏离陨硫石值。从分析结果来看,偏离不大,仍显示出中基性火山岩具低 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 的特点;(2)熊耳群安山岩 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为2.5~5.4,平均4.2,属低正值,具有深源硫的特点;(3)燕山期花岗岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为1.8~5.4,平均3.2,与太华群变质岩相近,说明岩浆热液的硫质来自古老地层;(4)各类金矿床的硫同位素组成不尽一致,祁雨沟爆破角砾岩型金矿的硫同位素组成近于零值,显示出由花岗斑岩岩浆衍生出的含金成矿热液的特点;康山金矿 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为2.6~5.3,红庄金矿 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 2.7~5.0,都为低的正值;而瑶沟金矿 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ -0.1~-6.9,金家湾金矿 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ -9.1~-10.9,上官金矿早阶段虽 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为2.1~4.2,而金成矿阶段-6.3~-16.3,都为低至中等的负值,表明各金矿的硫同位素组成并不一致(图3),而造成它们不协调的原因是成矿热液中硫同位素分馏所造成的。

3.2 成矿热液中硫同位素的分馏

成矿热液中造成晶出不同种类硫化物(硫酸盐)反应可简单地归为:



如初始热液中 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 比值不同,即可造成最初沉淀的矿物种类的差异。随着热液温度的降低及硫化物的晶出,剩余热液 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 比值以及硫同位素组成也将发生变化。基于上述原因,Zhao Rui 等^[8]利用黄铁矿的溶解度及其硫同位素分馏系数,对封闭体系内热液演化过程中的硫同位素分馏作了理论模拟。他们认为,如果初始热液的 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 较高(>7),即热液相对处于还原环境,所晶出的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为小的负值至小的正值;而 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 较小(<7或更低),即热液相对处于较氧化的条件时,所晶出的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 为中至较高的负值,也就是说,氧逸度条件控制着晶出硫化物的硫同位素组成。

上官金矿成矿脉体中有重晶石的沉淀,瑶沟金矿及金家湾金矿的脉体内伴有镜铁矿化,这都说明含金热液的 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 比值较低,或随着热液的演化氧逸升高了,而从氧逸度较高的热液中晶出的黄铁矿或其它硫化物,其硫同位素组成要比热液硫轻的多^[8],因而这一类矿床(成矿阶段)的硫同位素组成为负值。造成热液氧逸度升高的原因是含游离氧和高价阳离子较多的渗滤地下水的强烈混入所引起的。

依据硫同位素的组成及计算的 pH 值^①在 $\lg f_{\text{O}_2}$ -pH 相图(图4)上可以圈出上官金矿成矿的物理化学环境。从图中同样也可以看出,随着热液演化,流体的氧逸度将升高。

综上所述,太华群变质岩中黄铁矿的硫同位素组成为近于零的小正值,由它经重熔作用形成的花山花岗岩浆及衍生的含金成矿热液的硫同位素组成也应为小的正值(3‰±)。含金成矿热液在向上迁移及在断裂破碎带内运移过程中,由于温度的降低,硫化物会不断地从热液中晶出,剩余热液的硫同位素组成也将发生分馏。因此,直接从靠近岩体的热液中沉淀出的黄铁矿,其 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值显然应近于零,如祁雨沟金矿;而从稍远离岩体的热液中沉淀的黄铁矿,其 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 将

① 范宏瑞,谢奕汉. 豫西熊耳山地区金矿的成矿流体. 国际金矿流体包体研究与找矿学术讨论会论文. 1992

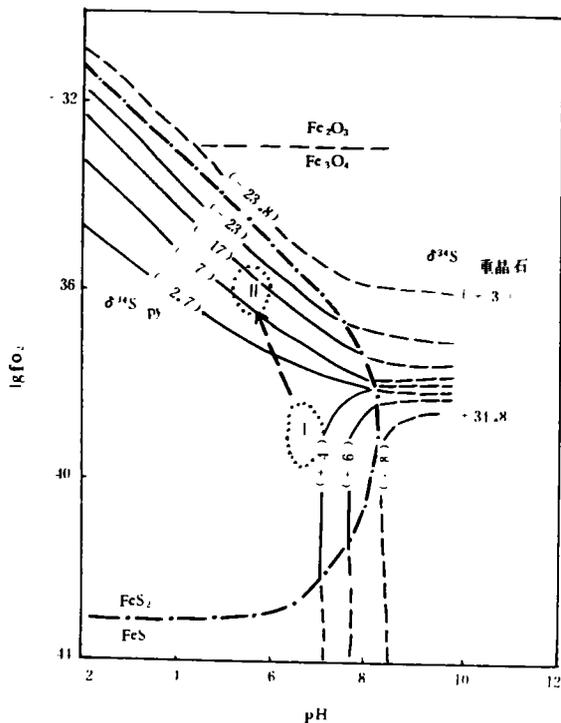


图4 pH—lgfO₂关系图(据 Ohmoto^[9])。(图中箭头显示出上宫金矿由成矿早期(I)到成矿期(II)矿质沉淀的环境变化)

Fig. 4 pH versus lgfO₂ diagram showing variation of deposition environment of the Shanggong gold deposit

代表性金矿床中石英的氧同位素组成及石英中包裹体水的氢同位素组成。石英的氧同位素组成是用 BrF₃法分析,石英中包裹体水的氢同位素组成则由加热法爆裂,用 Zn 法制备 H₂后测定。结果列表4中。

太华群变质岩和伟晶岩中石英的 δ¹⁸O‰ 皆为9.9,而燕山期花山花岗岩的 δ¹⁸O‰ 为7.9~9.8,这些数值非常接近,反映各成岩阶段氧同位素组成的继承关系。本区石英脉型(瑶沟)金矿石英的 δ¹⁸O‰ 为10.0,爆破角砾岩型(祁雨沟)金矿为11.5~11.9,它们与变质岩和花岗岩中石英的 δ¹⁸O‰ 都相近,因此,仅靠石英的氧同位素组成是难以确定成矿热液来源的。构造蚀变岩型金矿由于发生了较强的水/岩反应,氧同位素发生交换,δ¹⁸O‰ 明显升高,上宫金矿为12.2~14.0,金家湾金矿为14.9~15.5。

知道了石英的氧同位素组成及其形成温度就可以计算与其达到同位素平衡的热液流体的氧同位素组成,探讨成矿热液的来源。

这里的石英-水氧同位素分馏方程采用 Clayton^[10]的公式

发生偏离,为小的正值,如康山—星星阴金矿和红庄金矿。那些遭受渗滤地下水强烈混合的成矿热液,由于其氧逸度的升高,所沉淀的黄铁矿的 δ³⁴S 则转为负值,如前河金矿和金家湾金矿。显然,对某一具体金矿来说,其硫同位素组成的正与负值,除取决于距岩体的远近外,与地下水的混入程度及热液氧逸度条件息息相关。即便是同一矿床(如上宫金矿),由于不同成矿阶段热液氧逸度的升降,也会造成硫同位素的迅速变化。因此可以认为,造成本区不同矿床甚至同一矿床不同成矿阶段硫同位素组成差异的根本原因不是硫源的不同,而是受控于热液的物理化学条件及其变化。本区金矿床的硫源主要来自古老结晶基底太古代太华群岩石。

4 氢、氧同位素特征及其成矿热液来源

为了研究成矿热液的来源,笔者分析了太华群变质岩、花山花岗岩及

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40 \quad (200 \sim 500^\circ\text{C})$$

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 2.51 \times 10^6 T^{-2} - 1.96 \quad (500 \sim 750^\circ\text{C})$$

表4 熊耳山地区变质岩、花岗岩和金矿床中石英的氧同位素组成及包裹体水的氢氧同位素组成

Table 4 O isotope composition in quartz and H, O isotope composition of water in fluid inclusion of rocks and gold deposits in the Xiongershanshan area

样号	样品	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}\text{‰}}$	矿物形成温度($^\circ\text{C}$) (及成矿阶段)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}\text{‰}}$ 计算值	$\delta\text{D}_{\text{水}\text{‰}}$
FH672	太华群混合岩	9.9	450	6.8	-24.5
FH669	太华群伟晶岩	9.9	400	5.8	-27.6
FH044	燕山期花岗岩	7.9	600	6.6	-68.7
FH052	燕山期花岗岩	9.8	600	8.5	-64.7
RZ/PD3*	上宫金矿	12.2	260(I)	3.7	-72.8
RZ/PD5*		14.0	250(I)	5.1	-83.7
JF-4	金家湾金矿	15.5	220(I)	5.0	-83.6
			310(I)	8.9	-56.2
88130		14.9	220(I)	4.4	-70.0
			310(I)	8.4	-56.5
FH065	瑶沟金矿	10.0	360(I)	1.5	-55.2
			370(I)	5.2	-45.1
Z-01	祁雨沟金矿	11.5	280(II)	3.8	-77.1
Z-24-3			290(II)	4.2	-77.7
			410(I)	7.7	-61.6
Z-25			290(II)	4.6	-75.9
			400(I)	7.8	-70.6
Z-26	11.7	400(I)	7.6	-67.9	

注: *据黎世美资料,其余据本文(中国科学院地质研究所矿物包裹体实验室测试)

变质岩中石英的形成温度采用经压力校正的均一温度^[5],花岗岩的形成温度采用矿物对平衡温度^[3],金矿床各成矿阶段的温度用其均一温度平均值。计算结果列于表4中。结果表明,变质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}\text{‰}}$ 为5.8~6.8, $\delta\text{D}_{\text{水}\text{‰}}$ 为-24.5~-27.6,明显落在变质水范围内^[3];花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}\text{‰}}$ 为6.6~8.5, $\delta\text{D}_{\text{水}\text{‰}}$ 为-64.7~-68.7,落在岩浆水范围内^[3];各类金矿床包裹体水的氢氧同位素组成都很接近,如将其在水的来源模式图(图5)上投影可以发现,成矿早阶段(金搬运阶段)的投影点都位于岩浆水范围内,与花山花岗岩包裹体水的投影点非常接近,而与变质岩中水的投影点截然不同,说明成矿热液来源与花岗岩岩浆热液活动有成因关系而与变质热液无关;第二阶段(金沉淀成矿阶段)的投影点偏出岩浆水区(δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均降低),向雨水线靠近,但仍在岩浆水区附近。 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 发生漂移的原因是大气降水沿构造裂隙下渗,与初始成矿热液发生混合。因此,随着热液的演化,大气降水参与了成矿作用,也正是由于大气水的混入,造成成矿热液物理化学条件的骤变,矿质沉淀。

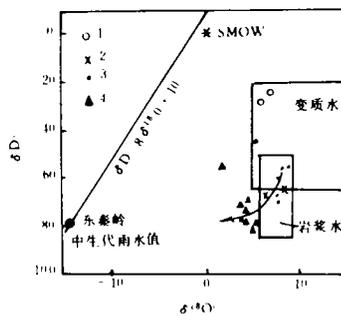
5 金矿床成因讨论

综上所述,本区花岗岩和金矿床的主要成岩成矿物质来自太古界太华群变质岩,成矿热液来源与燕山期花岗岩浆活动有关,金沉淀成矿阶段有大气水的混入。结合本区发生的其它地质作用过程及上述同位素地球化学证据,可以对这些金矿床的成因过程作出判断。

在太古代,本区处于原始地槽阶段,接受了一套以中基性火山岩为主的沉积,它们在中岳—熊耳期(2300~1800Ma)发生的区域变质-混合岩化作用中,形成了现今的变质岩。经多年来的测试研究,这些变质岩中的金丰度为0.71~2.61ppb^①,它明显低于金的地壳克拉克值。如果只有把岩石中金丰度高于地壳平均丰度才视为矿源层的话,或许有人认为太华群不可能为本区金矿的矿源层。我们认为,看某个地层能否成为矿源层,关键要看地层中金的赋存状态。岩石中的金可分为易释放金和不易释放金两种,前者的赋存主要与硫化物有关,易活化转移;后者主要与硅酸盐有关,不易活化转移。参与成矿的主要是指那些易释放金。如果岩石中主要为不易释放金,即使岩石中金含量再高,也不会构成矿源层。而现在分析得出的太华群金丰度,是在它们遭受了区域变质-混合岩化作用,易释放金转移后,不易释放金的含量。李德天^②曾通过对变质的超镁铁质-镁铁质岩石中金和钯含量测定,利用其 Au/Pd 比值和变质岩中的 Pd 含量计算获得本区太华群变超镁铁质-镁铁质岩石的原始含金量为107.2ppb,该值远高于这些岩石中金的平均含量1.24ppb。这表明,在变质作用过程中,大量的易释放金已被活化转移。不过,它们也只是主要以重新分配的形式存在岩石中,未形

成工业意义的金矿化,变质热液与金成矿流体性质上的差异也证实了这一点^[5]。

熊耳群火山岩含金量0.4~1.4ppb,平均0.6ppb^③,明显比地壳克拉克值和太华群中金的丰度低。由于熊耳群未遭受区域变质作用和混合岩化作用,因而缺少使金发生大规模活化转移的条件。另外,因熊耳群岩石更靠近地壳上部,为金的成矿提供了成矿热液的燕山期重熔花岗岩浆不是由其重熔而成,熊耳群地层 Pb 同位素组成也证明了这一点。因此,除流经熊耳群地层的



说明:1. 区域变质热液 2. 燕山期花岗岩浆热液 3. 金运移期(早期)成矿热液 4. 金沉淀期成矿热液

图5 熊耳山地区各类热液的氢氧同位素组成

(箭头所指为成矿热液可能的演化趋势,岩浆水和变质水范围据丁梯平^[11],东秦岭中生代雨水值据张理刚^[12])

Fig. 5 Diagram showing H and O isotope composition of metamorphic fluid, magmatic fluid and ore-forming fluid in the Xiongershan

① 黎世美. 熊耳山地区蚀变构造岩型金矿床成矿模式及矿床成因探讨. 豫西地质, 1990(1)

② 李德天. 熊耳山地区太华群地层对金的控制作用. 豫西地质, 1989(1)

③ 黎世美. 熊耳山地区蚀变构造岩型金矿床成矿模式及矿床成因探讨. 豫西地质, 1990(1)

成矿热液对其发生浸取,使部分成矿物质加入成矿热液外,熊耳群不是本区金矿的主要矿源层。

到印支—燕山旋回(250~150Ma)的全球性造山运动期间,由于自南而北的强烈挤压作用,在华北地台南缘产生了大规模且强烈的A型俯冲^[1],本区南部的潘河-卢氏-马超营断裂即是俯冲带的一部分。也正是由于这种陆内挤压-俯冲作用所造成的较高温度梯度及所引起的强烈脱水、脱气和去碱、去硅作用,一方面使得下部地壳岩石得以重熔上升,形成花山花岗岩,并使得被熔融地层中的金进一步发生转移(花岗岩体内Au的平均丰度为0.96ppb^①);另一方面,脱水、脱气、去碱和去硅作用形成的热流体又对本区基底岩石(太华群)发生淋滤作用,使得地层中的金得以活化转移,形成含金的成矿热液^[13]。当然花岗岩浆活动演化到晚期形成的气热液和成矿物质,也可加入到成矿热液中。由于花岗岩浆热液与成矿热液是在相同背景下形成的,因而它们的氢氧同位素组成近于一致。在热梯度影响下,含金成矿流体沿构造裂隙上升,这同时又淋滤了围岩中的矿质,使得热液中的矿化度进一步升高。此时的成矿热液性质为低盐度(4.5wt%~10.3wt%eq·NaCl)、高CO₂和H₂O的Na-K-Cl-S流体,热液中金以Au-S络合物的形式迁移^[14]。若在一定部位介质条件发生变化,如压力的突然释放、下渗的地下水与成矿热液发生混合、水-岩反应等,即可造成热液性质的急剧变化,金硫络合物分解,金沉淀成矿。

由上述可见,除与花岗斑岩体密切相关的爆破角砾岩型金矿外,含金成矿热液并不一定都是由花岗岩浆热液衍生出来的,即并不一定是“母子”关系,相当一部分是在同一构造热事件背景下形成的,即它们是“姊妹”关系,本区金矿床的形成与燕山期发生的构造—花岗岩浆热液活动有关。

研究过程中得到河南省地质矿产厅地质调查一队郭抗衡高工和黎世美高工的热情帮助,并引用了黎世美高工的部分测试数据,在此深表谢意。

参考文献

- 1 胡受奚,等. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京大学出版社,1988
- 2 崔毫. 华北地台南缘(河南)有色、贵金属矿床同位素组成特征及成矿意义. 矿产与勘查,1991,(2):30~41
- 3 范宏瑞,等. 豫西花山花岗岩岩浆热液性质及与金成矿的关系. 岩石学报,1993,9(2):136~145
- 4 Doe B R and Zartman R E. Plumbotectonics the phanerozoic. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*,1979,22~70
- 5 范宏瑞,等. 豫西熊耳山地区变质流体的性质与演化. 矿物学报,1992,12(4):298~308
- 6 邵克忠,等. 河南祁雨沟金矿床自然金(110)自形晶的发现及其意义. 河北地质学院学报,1989,(1):299~305
- 7 魏菊英,等. 同位素地球化学. 地质出版社,1988
- 8 Zhao Rui etc. The sulfur isotope fractionation model for closed hydrothermal fluid and its application to geology. In: *Advance in Geoscience*(1),1989,339~348
- 9 Ohmoto H. Systematic of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*,1972,67:551~579
- 10 Clayton R N etc. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*,1979,77:3057~3607

① 黎世美. 熊耳山地区蚀变构造岩型金矿床成矿模式及矿床成因探讨. 豫西地质,1990,(1)

- 11 丁悌平. 氢、氧同位素地球化学. 地质出版社, 1980
- 12 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 陕西科学技术出版社, 1985
- 13 范宏瑞. 高温高压下金的浸滤实验. 地质论评, 1991, 37(1), 89~94
- 14 范宏瑞, 等. 豫西金家湾金矿成矿物理化学条件及矿床成因. 矿产与地质, 1992, 6(5): 363~368

STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF ROCKS AND GOLD DEPOSITS IN THE XIONGERSHAN AREA WESTERN HENAN PROVINCE

Fan Hongrui Xie Yihan Zhao Rui Wang Yinglan

(Institute of Geology, the Chinese Academy of Sciences)

Abstract

The Xiongershan area is located on the southern margin of the north China platform. Gold deposits in this area can be divided into three types, structural altered rock type, quartz vein type, and blasting-breccia type. Except that blasting-breccia type gold deposit related to granite-porphyry, the other two types can occur in either Archean metamorphic rocks of Taihua group or Proterozoic volcanic rocks of Xionger group.

Lead isotope composition and calculated second isochron model-age of gold deposits indicated that material sources for the formation of granitic batholith and gold deposits were mainly from the Archean Taihua group metamorphic rocks. Ranges of $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ for metamorphic rocks, volcanic rocks and granite are 1.3 to 5.7, 2.5 to 5.4, 1.8 to 5.4, respectively. Sulfur isotope composition for all types gold deposits are different. $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ for blasting-breccia gold deposit is near zero, indicated that the ore-forming hydrothermal fluid derived from magmatism of granite-porphyry. $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ for other two types are either positive or negative, even that $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ for different mineralizing stages for a deposit are inconsistent. For example, $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ for early stage and gold-deposition stage of the Shanggong deposit are 2.1 to 4.2, -6.3 to -16.3, respectively. The reason causing this difference is physio-chemical condition and variation of hydrothermal fluids. Respective fluid $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ and $\delta\text{D}\text{‰}$ for the (1) metamorphic fluids during regional metamorphism-migmatization, (2) magmatic fluids expelled from the granite, (3) gold-bearing hydrothermal fluids of early stage, (4) hydrothermal fluids of gold deposition are: (1) 5.8 to 6.8, and -24.5 to -27.6; (2) 6.6 to 8.5, and -64.7 to -68.7; (3) 5.2 to 8.9, and -45.1 to -70.6; and (4) 1.5 to 5.0, and -55.2 to -83.6. These data highlight that ore-forming fluids were related with Yianshanian granitic magmatism, and mixed with meteoric water during gold mineralization. Combined with the geological background, formation of gold deposits in this area is related to activity of syn-tectonic granitic magmatism hydrothermal fluid.