

河北宽城峪耳崖金矿床地质地球化学 特征及成矿物质来源*

邱检生 王德滋 任启江 徐兆文

(南京大学地球科学系, 南京)

提 要: 峪耳崖金矿是冀东地区与中生代花岗岩有关的金矿床的典型代表。其成矿岩体具有明显的陆壳改造型花岗岩特征, 成矿热液富 CO_2 并具有较高的 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 和 HCO_3^- 含量, 成矿温度集中于 $280\sim 330^\circ\text{C}$, 压力变化于 $111.4\sim 30.4\text{MPa}$, 成矿流体以岩浆水为主导, 成矿热液及成矿物质, 主要来自岩浆体系。

主题词: 改造型花岗岩 流体包裹体 同位素组成 峪耳崖金矿 河北宽城

峪耳崖金矿床位于河北省宽城县境内, 构造上处于近EW向的燕辽沉降带与NNE向的大兴安岭隆起带的交接部位, 即燕山弧顶的外缘。该矿是冀东地区与中生代花岗岩有关金矿床的典型代表, 矿化类型主要可分为含金黄铁矿-石英脉型和含金黄铁矿-石英细脉浸染型, 后者在最近的找矿工作中有重要突破, 矿床规模可望达到大型。本文在峪耳崖岩体特征研究的基础上, 探讨了成矿体系的性质, 同时借助于稳定同位素的综合示踪, 揭示了成矿物质的来源。

1 矿区地质概况

矿区范围内出露的地层主要为中晚元古代的高于庄组, 岩性为硅质白云质灰岩、燧石灰岩、泥灰岩、含锰白云质灰岩等。矿区构造以断裂为主, 在岩体和围岩的接触带附近断裂最为发育, 它们控制着矿带、矿体的展布, 其主要走向为NE—NEE向, 其次为NW向(图1)。矿化严格地受到峪耳崖小岩体的控制, 约98.9%的金矿体产于岩体中。该岩体位居矿区中心, 呈NE—SW向纵贯全区, 长轴与区域构造线方向一致, 面积约 0.59 km^2 , 平面上呈中间膨大两端狭小的菱形(图1), 剖面上呈上大下小的喇叭状, 与围岩呈交错齿状接触, 为一同源不同阶段的复式岩体。主要岩性可区分为浅色中细粒黑云母花岗岩(又称白花岗岩)和肉红色中粗、粗粒黑云母花岗岩(又称红花岗岩)二类, 野外可见红花岗岩呈脉状穿截白花岗岩, 显示红花岗岩是岩浆分异较晚阶段的产物。岩体的形成年龄据不同研究者测定(K—Ar法)分别为 $234 \times 10^6\text{a}$ ^①和 $169 \times 10^6\text{a}$ ^②。两类花岗岩均发育微文象结构, 反映岩体侵位较

* 国家自然科学基金资助课题

邱检生, 男, 28岁, 讲师, 博士。主要从事矿床学及矿床地球化学研究。邮政编码: 210008
1993-7-30收稿, 1993-10-5修改回

① 王魁元, 1985, 第三次全国金矿攻关汇报会书面汇报材料

② 王义文, 1984, 金矿床研究中矿石铅同位素数据的使用解释

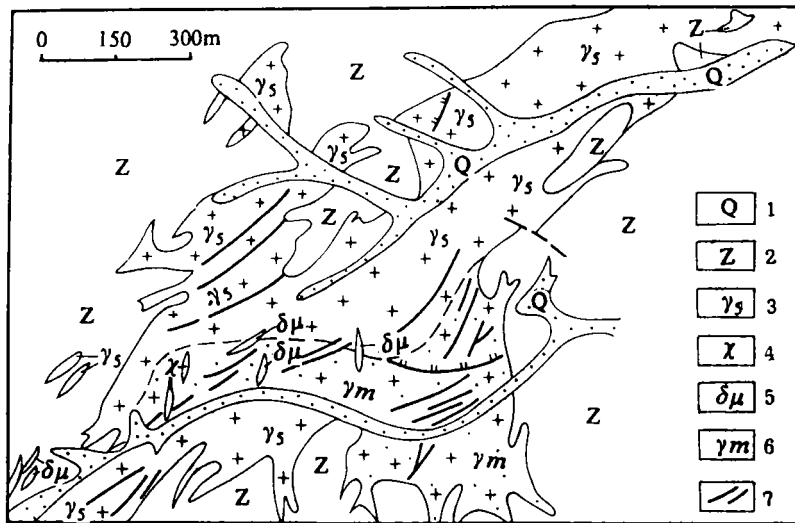


图 1 峪耳崖金矿地质略图

1—第四系；2—震旦系；3—燕山期花岗岩；4—煌斑岩；5—闪长玢岩；6—细脉浸染带；7—矿脉

Fig. 1. Geological sketch map of the Yuerya gold deposit.

1—Quaternary; 2—Sinian; 3—Yanshanian granite; 4—Lamprophyre; 5—Diorite porphyrite;
6—Veinlet-dissemination zone; 7—Ore vein.

浅。矿化与白色花岗岩关系更密切，主要金矿体均赋存于白色花岗岩中。矿区范围内围岩蚀变广泛，在岩体中的蚀变类型主要有黄铁绢英岩化、硅化、钾化、碳酸盐化等，其中黄铁绢英岩化是重要的找矿标志；在灰岩中有硅化，少量矽卡岩化等。矿石矿物相对简单，以黄铁矿为主，约占整个硫化物的95%以上，此外尚有黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、辉钼矿等。金以银金矿为主，其次为含银自然金。脉石矿物主要有石英，其次有绢云母、碳酸盐、绿泥石、钾长石等。矿石结构有自形一半自形粒状、它形粒状、压碎结构、充填结构和交代结构等。构造主要为细脉状、浸染状、块状、脉状和条带状等。根据矿脉的交截关系和矿物生成的先后顺序，该矿床的成矿作用主要可划分为三个成矿阶段：①石英-黄铁矿-黄铜矿阶段；②石英-黄铁矿阶段；③石英-黄铁矿-铅锌硫化物阶段。其中①、②阶段为主要成矿阶段。

2 成矿岩体特征

区内与成矿有关花岗岩具有明显的陆壳改造型（S型）花岗岩特征，主要证据如下：

(1) 二种花岗岩中均发现有呈黄褐色自形产出的石榴子石，探针成分（表1）显示其富含MnO、Al₂O₃、贫CaO特征，种属为锰铝榴石，端员组成为Sp_{96.51~98.28}Py_{0.34~1.72}Alm_{0~3.15}。

(2) 花岗岩中黑云母的Al₂O₃含量高（Al₂O₃ 13.20%~16.11%），TiO₂含量较低（TiO₂ 2.28%~3.87%），MF值较小，变化于0.39~0.57（表2）。在(Al⁶⁺+Fe³⁺+Ti)-Mg-(Fe²⁺+Mn)三角图解上（图2），样品点投影在铁黑云母区。在Fe³⁺-Fe²⁺-Mg图解上（图

表1 峪耳崖金矿花岗岩中石榴子石探针成分(%)

Table 1. Electron microprobe analyses of garnet from granite of the Yuerya gold deposit

样号	组成									端员组成
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^①	FeO	MnO	MgO	CaO	
YR-108	32.69	0.44	18.09	0.12	10.05	1.20	36.50	0.07	0.96	Sp _{69.5} Pyr _{1.33} Alm _{3.15}
YR-121	32.92	0.14	18.26	0.19	10.86	—	36.54	0.36	0.94	Sp _{98.28} Pyr _{1.72} Alm ₀
YR-182	33.02	0.59	18.03	0.00	10.26	0.38	37.38	0.37	0.98	Sp _{97.33} Pyr _{1.77} Alm _{1.00}

① Fe₂O₃系利用电价差值法(郑巧荣, 1983)换算结果。YR-108、YR-182岩性为红花岗岩; YR-121为白花岗岩; Spc—锰铝榴石; Pyr—镁铝榴石; Alm—铁铝榴石。探针成分由中国地质大学(北京)电子探针室测定, 下文同

表2 峪耳崖金矿花岗岩中黑云母的化学组成

Table 2. Chemical composition of biotite from granite of the Yuerya gold deposit

样号	组分	探针成										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^①	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O
YR-108		36.26	3.13	15.60	—	6.26	15.34	3.63	7.15	0.05	—	0.19
YR-121		36.50	2.32	16.11	0.02	6.54	14.63	2.67	7.54	—	0.27	0.21
YR-182		37.31	2.28	15.43	0.12	8.52	11.22	2.21	9.86	0.02	0.37	0.23
YR-206		34.38	3.87	13.20	0.03	9.74	17.47	1.21	6.60	—	1.36	0.33

分(%)		分子式中离子系数(以12个氧原子计算)											MF ^②
K ₂ O	总量	Si ⁴⁺	Ti ⁴⁺	Al ³⁺	Al ²⁺	Al ⁶⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	
9.32	96.93	3.01	0.20	1.53	0.99	0.54	0.39	1.06	0.26	0.88	0.03	0.99	0.40
9.50	96.31	3.03	0.15	1.58	0.97	0.61	0.41	1.02	0.19	0.93	0.03	1.01	0.43
9.79	97.36	3.04	0.14	1.48	0.96	0.52	0.52	0.76	0.15	1.20	0.04	1.02	0.57
8.93	97.12	2.94	0.25	1.33	1.06	0.27	0.63	1.25	0.03	0.84	0.05	0.97	0.39

① Fe₂O₃系利用电价差值法换算结果; ② MF = Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺ + Mn²⁺)

3), 投影点均落在 NNO 缓冲线之上, 显示其形成的 f_{O_2} 较高, 这些特征可与华南改造型花岗岩中的黑云母相类比。

(3) 全岩化学成分表现出明显的富硅 (SiO₂ 71.64%~75.22%)、富碱 (K₂O + Na₂O 8.21%~8.67%) 特征 (表 3), 在 SiO₂-AR 图上样品点均投影在弱碱性区, 岩石的分异指数显著偏高 (DI 变化于 84.18~90.52), 反映成矿岩体经历了较高分异演化作用, 这些特征也与华南改造型花岗岩相似。

(4) 微量元素特征上, Rb、Sr、Ba 等大离子亲石元素的含量高, 而 Co、Ni、V 等亲铁元素和 Cu、Pb、Zn 等亲铜元素的含量低 (表 4), 除 Rb、Pb 外, 其余元素的含量及 Ba/

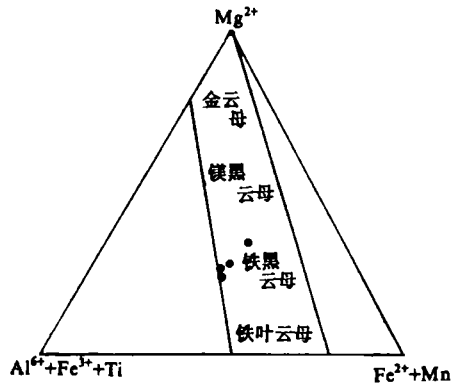


图 2 峪耳崖金矿花岗岩中黑云母的 Mg^{2+} - $(Al^{3+} + Fe^{3+} + Ti)$ - $(Fe^{2+} + Mn)$ 图解

(仿Guidotti 等, 1975)

Fig. 2. Mg^{2+} - $(Al^{3+} + Fe^{3+} + Ti)$ - $(Fe^{2+} + Mn)$ diagram of biotite from granite of the Yuerya gold deposit.

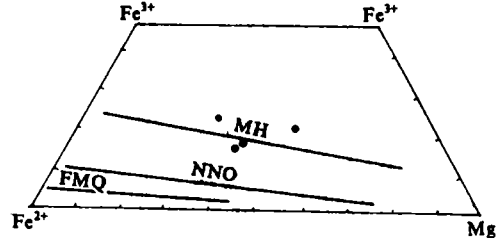


图 3 峪耳崖金矿花岗岩中黑云母成分的 Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg 图解

(仿Wones和Eugster, 1965)

Fig. 3. Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg diagram of biotite from granite of the Yuerya gold deposit.

表 3 峪耳崖金矿成矿岩体岩石化学成分 (%)

Table 3. Petrochemical composition of metallogenic stocks in the Yuerya gold deposit

样号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{K_2O + K_2O}{Na_2O}$	AR	DI	
YR-157	白花岗岩	74.05	0.10	12.17	0.01	2.30	0.04	0.21	1.50	4.30	4.37	8.67	1.02	4.39	90.52
YR-198	白花岗岩	71.64	0.16	11.88	0.68	4.28	0.08	0.67	2.13	3.75	4.61	8.36	1.23	3.30	84.18
YR-168	红花岗岩	75.22	0.10	11.80	0.01	1.52	0.08	0.15	2.59	4.19	4.02	8.21	0.96	3.65	90.10
YR-210	红花岗岩	73.91	0.10	11.91	0.13	2.71	0.14	0.15	2.03	4.29	4.06	8.35	0.95	3.99	88.79

AR—碱度率; DI—分异指数; 南京大学地球科学系中心实验室测定

表 4 峪耳崖金矿成矿岩体微量元素含量

Table 4. Minor element contents of metallogenic stocks in the Yuerya gold deposit

样号	(10^{-6})										$\frac{Rb}{Sr}$	$\frac{Ba}{Sr}$
	Rb	Sr	Ba	Co	Ni	V	Cu	Pb	Zn			
YR-157	123.9	94.4	309	3.9	3.0	9.5	9.6	25.1	16.9	1.31	3.27	
YR-198	132.2	258.0	595	8.7	10.8	26.6	3.3	29.1	29.5	0.51	2.31	
YR-168	137.8	63.9	236	3.4	2.9	10.1	1.1	28.7	19.2	2.16	3.69	
YR-210	138.1	89.5	261	5.9	4.3	13.2	8.4	40.2	23.8	1.54	2.92	

南京大学现代分析中心用XRF方法测定

表5 峪耳崖金矿成矿岩体稀土元素测定结果(10^{-6})Table 5. REE contents of metallogenic stocks in the Yuerya gold deposit(10^{-6})

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	$\frac{LREE}{HREE}$	δEu
YR-157	18.5	38.0	4.2	14.3	2.3	0.34	1.6	0.28	1.7	0.34	1.0	0.19	1.5	0.25	84.50	11.82	0.52
YR-198	23.1	44.6	5.0	17.0	2.9	0.45	2.2	0.36	2.3	0.47	1.4	0.24	1.7	0.29	102.01	10.39	0.53
YR-168	14.0	30.5	3.5	13.2	2.5	0.24	2.1	0.35	2.1	0.42	1.4	0.26	2.0	0.32	72.89	7.14	0.31
YR-210	15.4	34.8	4.2	15.6	3.0	0.24	2.5	0.42	2.8	0.59	2.0	0.39	3.0	0.48	85.42	6.10	0.26

南京大学地球科学系中心实验室用ICP方法测定

Sr比值均大致可与刘英俊等(1984)总结的华南改造型花岗岩相对比^[1]。

(5) 稀土元素总的特征是: 稀土总量较低, Σ REE变化于 $72.89 \times 10^{-6} \sim 102.01 \times 10^{-6}$; 轻重稀土分馏较明显, $LREE/HREE = 6.01 \sim 11.32$; 具有中一强的铕负异常, $\delta Eu = 0.26 \sim 0.53$ (表5, 图4), 上述参数与Taylor (1985)^[3]给出的上壳平均值(Σ REE、 $LREE/HREE$ 和 δEu 分别为 146×10^{-6} 、9.53、0.61)相近, 显示它们可能系上部陆壳经部分熔融的产物。

(6) 全岩氧同位素的测定结果表明, 白色花岗岩的 $\delta^{18}O$ 值为10.49‰, 红色花岗岩为11.56‰, 均落在华南改造型花岗岩 $\delta^{18}O$ 值的变化范围内。

上述特征充分显示峪耳崖金矿与成矿有关花岗岩应为陆壳改造成因。

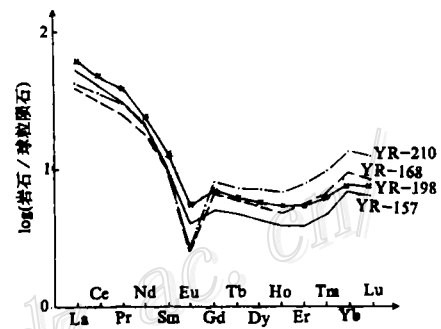


图4 峪耳崖金矿花岗岩稀土元素配分型式

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns of granite in the Yuerya gold deposit.

3 成矿体系的性质

3.1 流体包裹体类型及气液相成分

矿区含金脉石英包裹体镜下观察的结果表明: 包裹体种类较多, 有气相包裹体、气液相包裹体、含液态 CO_2 和子矿物的多相包裹体等。其中以气液相包裹体为主, 此外还可见气相包裹体、气液相包裹体和多相包裹体共存在一起成群分布的沸腾包裹体群, 标志着成矿过程中曾有过减压沸腾作用。包裹体个体常较小, 长径多在 $5\mu m$ 以下, 形态多呈圆形、椭圆形、管状及各种不规则状。气液相包裹体的气液比普遍较小, 多在5%~15%之间; 气相包裹体的气液比主要变化于70%~90%。

表6列出了矿区脉石英包裹体气液相成分的测定结果及相应脉体的金含量, 可以看出: 包裹体气相成分中以 H_2O 占绝对优势, 此外尚有 CO 和 CO_2 , CO/CO_2 比值变化于0.18~1.29, 多数样品小于1, 显示热液体系具有相对富 CO_2 特征。液相成分中阳离子主要有 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} , 其中 $K^+ + Na^+ > Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 、 K^+/Na^+ 比值变化于0.17~4.22, Ca^{2+}/Mg^{2+} 比

表 6 峪耳崖金矿流体包裹体气液相成分测定结果

Table 6. Gas-liquid composition of fluid inclusions in the Yuerya gold deposit

样 号		YR-165	YR-163	YR-213	YR-20	YR-12	YR-215	YR-57	YR-22	YR-42 ^①
气 相 成 分	CO (ml/100g)	2.65	1.34	3.77	2.15	5.12	3.35	2.17	0.79	1.28
	CO ₂ (ml/100g)	4.27	4.18	4.40	4.23	3.97	2.81	4.31	4.30	3.83
	H ₂ O (ml/100g)	39.42	69.38	64.22	125.89	91.26	38.06	71.54	33.74	95.32
	CO + CO ₂	6.92	5.52	8.10	6.38	9.09	6.16	6.48	5.09	5.11
	CO/CO ₂	0.62	0.32	0.86	0.51	1.29	1.19	0.50	0.18	0.33
液 相 成 分 (10 ⁻³)	K ⁺	47.42	6.01	11.72	11.18	17.25	2.41	17.46	2.35	0.92
	Na ⁺	15.41	4.22	5.66	2.70	4.09	9.23	4.45	6.37	5.40
	Ca ²⁺	4.74	3.41	4.65	1.89	2.11	9.64	3.77	5.37	5.28
	Mg ²⁺	62.84	0.97	1.01	1.26	1.99	0.80	2.40	1.34	0.46
	HCO ₃ ⁻	158.57	19.49	26.87	11.00	16.75	31.32	23.28	36.89	19.76
	F ⁻	0.95	0.44	0.46	0.24	0.42	0.96	0.44	0.91	0.39
	Cl ⁻	16.30	2.44	4.04	4.51	6.95	3.21	5.48	2.35	2.99
	SO ₄ ²⁻	212.22	17.54	20.67	10.99	24.20	94.35	26.53	13.41	10.34
	K ⁺ /Na ⁺	3.08	1.42	2.07	4.14	4.22	0.26	3.92	0.37	0.17
	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	0.08	3.52	4.60	1.50	1.06	12.05	1.57	4.01	11.48
F ⁻ /Cl ⁻	0.06	0.18	0.11	0.05	0.06	0.30	0.08	0.39	0.13	
盐 度 (wt%) ^②		12.98	2.21	3.68	2.82	4.34	2.81	4.47	2.07	2.38
石英脉金含量(10 ⁻⁹)		155 × 10 ³	54 × 10 ³	21.6 × 10 ³	15 × 10 ³	835	150	141.3	86.3	3

① 为峪耳崖岩体中伟晶状无矿石英脉，其余为含硫化物石英脉

② 系根据液相成分计算值。南京大学地球科学系中心实验室测定

值介于0.08~12.05，多数样品的K⁺/Na⁺比值和Ca²⁺/Mg²⁺比值均在1以上，反映热液体系相对富K⁺、Ca²⁺。阴离子以HCO₃⁻、SO₄²⁻为主，F⁻、Cl⁻次之，F⁻/Cl⁻比值变化于0.06~0.39，均明显小于1，表明热液体系为一富氟体系。由于在高温制样过程中不同价态的硫易于氧化成SO₄²⁻，所以液相成分中SO₄²⁻的测定值不能代表成矿溶液中SO₄²⁻的实际含量，SO₄²⁻的高含量只能说明成矿体系富硫。成矿流体HCO₃⁻的含量高，反映热液处于弱碱性的介质环境。

为了解包裹体气液相成分与金矿化的关系，对包裹体气液相成分与相应脉体的金含量进行了相关统计分析(表7, 图5)。由图表可以看出：峪耳崖金矿石英脉体的含金性较为明显地受到液相成分的制约，液相成分中K⁺、Na⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻、Cl⁻等组分以及成矿流体的盐度与脉体的金含量之间均具显著的正相关，相关性显著的置信概率均在99%以上，而气相成分与脉体的金含量之间则缺乏明显的相关性。上述特征充分显示成矿流体的盐度对成矿具有重要的控制作用。

3.2 成矿温度及压力估测

区内气液相包裹体均一测温结果(据本文资料及余昌涛等(1989)和柴社力(1989)资

表 7 峪耳崖金矿包裹体气液相成分与脉体金含量的相关系数
Table 7. Correlation coefficients between gas-liquid composition and gold content of veins in the Yuerya gold deposit

统计数	CO	CO ₂	H ₂ O	CO + CO ₂	$\frac{CO}{CO_2}$	$\frac{CO}{H_2O}$	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻
9	-0.03	0.27	-0.32	0.07	-0.11	0.28	0.84	0.77	-0.07	0.93	0.91
统计数	F ⁻	Cl ⁻	K ⁺ + Na ⁺	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	F ⁻ + Cl ⁻	$\frac{K^+}{Na^+}$	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	$\frac{F^-}{Cl^-}$	盐度	$\gamma_s = 0.01$	
9	0.37	0.84	0.87	0.92	0.84	0.18	-0.42	-0.31	0.88	0.76	

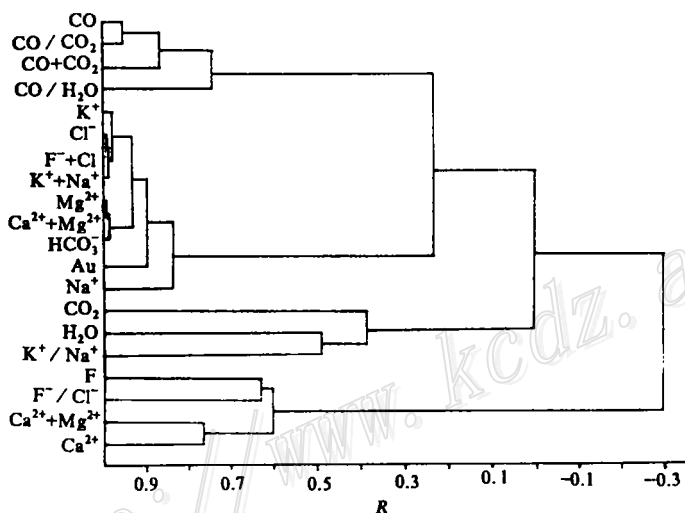


图 5 峪耳崖金矿包裹体气液相成分与相应脉体金含量的 R 型聚类谱系图

Fig. 5. R-mode cluster analysis of gas-liquid composition of fluid inclusions and gold content of corresponding veins in the Yuerya gold deposit.

料综合) 表明其均一温度变化于 243~395℃ 之间^[2], 峰值介于 280~330℃。石英包裹体爆裂温度多变化于 305~410℃, 显示成矿主要发生在中-高温的介质环境。利用包裹体的形成温度及根据液相成分测定结果换算的含盐度, 查 Roedder (1980) 编制的 NaCl-H₂O 体系的 ρ (压力)- T (温度)- ρ (密度) 图解^[4], 粗略估算出成矿压力介于 111.4~30.4 MPa。此值具有较大的变化范围, 表明成矿体系为一时而封闭、时而开放的动态体系。

4 成矿物质来源

成矿体系中同位素的综合示踪是了解成矿物质来源的最有效途径。表 8 列出了矿区脉石英氢、氧、碳同位素的测定结果看出: 本区成矿期石英的 $\delta^{18}O$ 值变化于 9.78‰~13.16‰, 利用 Clayton 等 (1972)^[5] 石英与水之间氧同位素平衡分馏方程计算出的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值变化于 3.06‰~7.85‰, 同期石英中气液包裹体水的 δD 值变化于 -82‰~-87‰, 上述数值

表 8 峪耳崖矿区脉石英氢、氧、碳同位素 (‰) 组成
Table 8. Hydrogen, oxygen and carbon isotopic composition of vein quartz in the Yuerya gold deposit

期次	阶段	样号	取样位置	形成温度 ^① (°C)	包裹体			计算平衡 ^② $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$
					$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	
成矿早期		YR-42	西沟南侧岩体中的纯石英脉	400	14.89	-90.4	-7.85	10.83
成矿期	Q-Py-Cp阶段	YR-20	八坑 8 中段 102 号脉	350	11.11	-82.1		5.80
		YR-163	西大井 373 m 中段盲 9 脉	350	13.16			7.85
		YR-213	八坑 7 中段 9-2 号脉	350	13.05			7.74
	Q-Py阶段	YR-12	八坑 7 中段 9-2 号脉	320	12.14			5.93
		YR-215	八坑 7 中段 9-2 号脉	320	12.51	-87.3		6.30
	Q-Py-铅锌硫化物阶段	YR-22(2)	八坑 6 中段 9 号脉	305	11.30	-84.2	-5.82	4.58
		YR-57	西大井 500 m 中段 1 线	305	10.64			3.92
YR-165		西大井 400 m 中段盲 9 脉	305	9.78			3.06	

① 据各阶段石英包裹体均一温度平均, 未经压力校正

② 按 $1000 \ln \alpha_{\text{O-H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.4$ 计算结果 (Clayton 和 O'Neil, 1972), 矿物代号同表 2, 南京大学地球科学系中心实验室测定

与 H P Taylor (1978)^[6] 给出的典型岩浆水的氢、氧同位素组成 ($\delta\text{D} = -40\% \sim -80\%$, $\delta^{18}\text{O} = +5.5\% \sim +8.5\%$) 较为接近 (图 6), 显示成矿期的热液以岩浆水为主导。

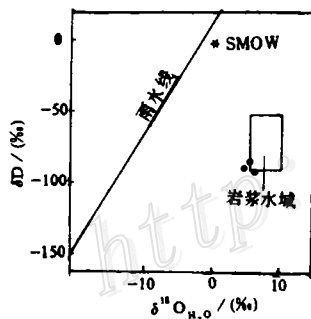


图 6 峪耳崖金矿成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ 关系图

Fig. 6. $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram of ore-forming hydrothermal fluids in the Yuerya gold deposit

脉石英包裹体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值变化于 $-5.82\% \sim -7.85\%$, 此值与深源碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($\delta^{13}\text{C} \approx -7\%$, Faure G, 1986) 也较接近^[7], 这同样反映了本区成矿期热液具深源特征。

表 9 列出了矿区蚀变岩的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定结果。利用 H P Taylor (1977) 提出的封闭体系水/岩比值 (W/R) 计算公式^[8]:

$$W/R = \frac{(\delta_i^{\text{O}} - \delta_i^{\text{O}})}{(\delta_w^{\text{O}} - (\delta_i^{\text{O}} - \Delta))}, \quad \Delta \approx 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$$

式中 δ_i^{O} 为蚀变岩 $\delta^{18}\text{O}$ 的实测值, δ_i^{O} 取矿区新鲜花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值 11.03‰, 岩浆水的 δ_w^{O} 值拟定为 +9.5‰。由此估算的成矿体系的 W/R 值及相应蚀变岩的金含量一并列于表 9。由表看出: 蚀变岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

变化于 11.30‰~13.13‰, 此值总体较高且变化幅度较小, 并未出现 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏低的样品, 显示成矿体系中岩石-天水之间的同位素交换反应弱, 成矿主要在岩浆水为主导的环境中进行。由 W/R 值与岩石金含量的对比可知, 当 W/R 比值高时, 岩石金含量也高, 表明水-岩反应的程度与矿化的强度密切相关。

表 10 列出了矿区硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值测定结果, 可知该矿床中硫同位素组成较均一, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 0.99‰~3.71‰ 之间, 极差为 2.72‰, 峰值集中在 2‰~3‰。根据矿区平衡共存的硫

表 9 峪耳崖矿区蚀变岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 及W/R比值估算结果
Table 9. Wholerock $\delta^{18}\text{O}$ values of altered rocks and evaluated W/R ratios in the Yuerya gold deposit

样号	采样位置	主要蚀变类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ (‰)	形成温度 (°C)	W/R	Au (10^{-8})
YR-23(3)	8号脉带新II矿体	钾长石化、白云母-绢云母化	13.13	320	4.56	136.50
YR-84	西大井500m中段0~2线	白云母-绢云母化	11.98	300	0.44	8.75
YR-45	14坑622m中段	硅化、绢云母化、碳酸盐化	11.71	300	0.28	6.25
YR-43	14坑622m中段	碳酸盐化、绢云母化	11.57	300	0.21	28.50
YR-134	ZK103~122m	泥化、硅化、白云母-绢云母化	11.30	280	0.08	<0.10

注: Au由南京大学地球科学系中心实验室用原子吸收法测定

表 10 峪耳崖矿区硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ (‰)组成
Table 10. Sulfur isotopic composition of sulfides in the Yuerya gold deposit

样号	采样位置	矿物组合	被测矿物	$\delta^{34}\text{S}$
YR-13	八坑7中段9-2号脉	Py脉, 少量Cp、Q	Py	2.77
YR-20	八坑8中段102号脉	Py-Cp-Q (Py、Cp有较清楚的共生关系)	Py	3.71
			Cp	2.65
YR-119	西大井500m中段2~4线南穿	Py-Q	Py	3.37
YR-212	八坑7中段9-2号脉	Py脉, 少量Q	Py	2.69
YR-214	八坑7中段9-2号脉	Cp-Py-Q	Py	3.35
			Cp	2.87
YR-215	八坑7中段9-2号脉	Py-Q	Py	0.99
YR-216	八坑7中段9-2号脉	Cp-Py-Q(Cp多)	Py	3.29
			Cp	2.81
YR-217	八坑8中段102号脉	Cp-Py(纯硫化物脉)	Py	2.34
			Cp	1.92

注: Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Q—石英。样品由南京大学地球科学系中心实验室测定

化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 利用共生矿物平衡体系图解法(Pinckney, 1972)^[9], 求得成矿体系的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{ES}}$ 值约为+3.1‰, 此值与深源硫组成相近, 表明矿区硫属深源, 即主要来自岩浆体系。

由表11列出的矿区矿石铅及花岗岩中长石铅的同位素组成看出: ①矿区各种不同的矿石铅之间, 铅同位素组成相对稳定, 变化范围较小。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.0013\sim 16.2177$, 极差0.2164; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.0931\sim 15.1882$, 极差0.0951; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=35.7010\sim 36.0404$,

表 11 峪耳崖金矿床铅同位素组成^①
Table 11. Lead isotopic composition of the Yuerya gold deposit

样号	矿物	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
38-2	方铅矿	16.0013	15.0935	35.7010
38-1	黄铁矿	16.0591	15.0931	35.7826
79-4	方铅矿	16.0771	15.1433	36.0389
74-1	黄铁矿	16.1574	15.1423	35.9969
76-1	黄铁矿	16.2177	15.1882	36.0404
117-1	方铅矿	16.0516	15.1046	35.7785
71-5	钾长石 ^②	16.4072	15.1884	36.1802
131-2	钾长石 ^③	16.3990	15.1628	36.1195

① 据余昌涛等(1989),数据由核工业部北京地质研究院同位素室测定

② 为灰白色黑云母花岗岩(白花岗岩)中的钾长石

③ 为肉红色二长花岗岩(红花岗岩)中的钾长石

极差0.3394。上述特征表明区内矿石铅同位素经历了较充分的均一化作用;②岩体中长石铅的同位素组成与矿石铅的同位素组成极为接近,显示二者具有相同的来源,即成岩与成矿物质具同源性,这也佐证了区内成矿物质主要来自岩浆体系。

5 结论

(1) 矿物学、岩石学及地球化学特征的综合研究表明峪耳崖金矿成矿岩体具有陆壳改造型(S型)花岗岩的特点。

(2) 流体包裹体的研究显示峪耳崖金矿成矿流体富CO₂,并具有较高的K⁺、Ca²⁺、Cl⁻和HCO₃⁻含量。成矿体系的温度主要集中于280~330℃,压力变化于30.4~110.4 MPa。

(3) 同位素的综合示踪表明峪耳崖金矿成矿流体以岩浆水为主导,成矿热液及成矿物质主要来自岩浆体系。

参 考 文 献

- 1 刘英俊等.华南花岗岩类中微量元素的地球化学特征.见:徐克勤,涂光炽主编.花岗岩地质和成矿关系国际学术会议论文集.南京:江苏科学技术出版社,1984,511~525
- 2 余昌涛等.冀东主要类型金矿床的成因及形成机理研究.见:沈阳地质矿产研究所编.中国金矿主要类型、区域成矿条件文集,2(冀东地区).北京:地质出版社,1989,1~48
- 3 Taylor S R et al. The continental crust, Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 1985.
- 4 Roedder E et al. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Ann. Rev. Planet Sci., 1980, 8, 263~301
- 5 Clayton R N et al. Oxygen isotope exchange between quartz and water, J. Geophys. Review, 1972, 77, 3057~3067
- 6 Taylor H P. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth Planet Sci. Lett., 1978, 38, 177~210

- 7 Faure G. Principles of isotope geology. John Willey & Sons, 1986
- 8 Taylor H P Jr. Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. J. Geol. Soc. London, 1977, 133, 509~518
- 9 Pinckney D M et al. Fractionation of sulfur isotopes during ore-deposition in the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. Econ. geol., 1972, 67, 315~357

GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND MATERIAL SOURCES FOR MINERALIZATION OF THE YUERYA GOLD DEPOSIT IN KUANGCHENG COUNTY, HEBEI PROVINCE

Qiu Jiansheng, Wang Dezi, Ren Qijiang and Xu Zhaowen

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210008)

Key words: transformation type granite, fluid inclusion, isotope composition, Yuerya gold deposit, Kuangcheng, Hebei Province

Abstract

The Yuerya gold deposit located in Kuangcheng county is a typical deposit related to Mesozoic granite of eastern Hebei. Mineralogical, petrological and geochemical investigations indicate that the ore-bearing granite should be classified as the transformation type (i. e. S-type) granitoid. The main evidence for this conclusion is as follows: (1) the euhedral aluminium-rich mineral parschinite was found in the granite; (2) biotite in the granite is lepidomelane rich in iron but depleted in magnesium; (3) the granite is rich in silica, alkali, LILE and LREE, and shows medium to strong negative europium anomalies ($\delta \text{Eu} = 0.26 \sim 0.53$); (4) the granite is enriched in $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O} = 10.49\% \sim 11.56\%$). Fluid inclusion studies indicate that the ore-forming fluids are rich in CO₂, and have higher K⁺, Ca²⁺, Cl⁻ and HCO₃⁻ contents. The ore-forming temperatures are mainly in the range of 280°C to 330°C, whereas the pressure during the ore-forming stage vary from 111.4 MPa to 30.4 MPa. The salinities of hydrothermal fluids have an important effect on mineralization. Stable isotope investigations show that in the ore-forming fluids, $\delta^{18}\text{O} = 3.06\% \sim 7.85\%$, $\delta \text{D} = 82\% \sim -87\%$, $\delta^{13}\text{C} = -5.82\% \sim 7.85\%$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{ES}} = +3.1\%$, and the lead isotopic composition of ores approximates to that of feldspar from granite. These data suggest that the ore-forming fluids might have been composed mainly of magmatic water, and the ore-forming fluids and materials must have originated chiefly from the magmatic system.