

论570矿床稀土元素特征及地球化学演化

陈迪云 章邦桐 陈培荣 倪琦生 曾振维 邱加云

(南京大学地球科学系, 南京)

(华南地勘局294队, 福建浦城)

摘要: 本文对570矿床新鲜岩石、蚀变岩石的稀土元素进行了地球化学研究。稀土元素特征表明, 矿区基底花岗岩的成因类似华南改造型花岗岩; 火山岩可能是基底变质深熔作用形成; 次花岗岩与火山岩同源。在弱酸性—中性热液蚀变(赤铁矿化和水云母化)过程中, 稀土元素的变化不大, 仅表现为稀土总量有所增减; 而碱性蚀变(碱交代和碳酸盐化)则一方面表现出稀土总量的变化, 另一方面轻、重稀土的分馏程度也有变化。矿石中稀土总量, 特别是重稀土含量普遍升高, 这一特征可以作为铀成矿的指示标志。

关键词: 稀土元素 地球化学演化 570矿床

稀土元素地球化学示踪作用被广泛地应用于地质研究的各个领域, 但有关稀土元素在找矿方面的应用的例子不多。作者通过对570矿床不同类型、不同空间分布的原岩、蚀变岩石及矿石进行了稀土元素地球化学研究, 探讨岩石成因, 矿质来源问题, 同时阐明稀土元素在蚀变和矿化过程中的地球化学行为及分带特征, 揭示稀土元素与成矿元素之间的关系, 试图将稀土元素的地球化学研究与找矿直接相结合。

1 570矿床基本地质概况

570矿床是一个以铀为主兼有银、钼矿化的火山岩型热液铀矿床。矿区位于华南褶皱系武夷山褶皱带东侧, 浦城—洋源隆起北端。从元古代开始, 该区经历了多次构造运动, 加里东运动形成了闽西北隆起, 燕山晚期出现山间盆地和坳陷带。燕山晚期岩浆活动强烈, 除了大量的岩浆侵入外, 还发生大规模的火山喷发, 形成NE向的浦城九牧—宁化安远火山喷发带。

矿区基底岩石由前震旦纪麻源群(Rb-Sr等时线年龄 1149.9×10^6 a)和印支晚期中粗粒—中细粒黑云母花岗岩(Rb-Sr等时线年龄 214.7×10^6 a)组成^[1]。麻源群变质岩在该区普遍受到混合岩化, 形成混合岩及混合花岗岩。花岗岩以中粗粒黑云母花岗岩和中粗粒似斑状黑云母花岗岩为主体, 并有细粒黑云母花岗岩及细粒花岗岩的补体。盖层由长林组和南园组组成。长林组为一套湖沼沉积夹远离火山口的火山碎屑空落沉积, 南园组为该火山活动的主幕, 形成了一套中酸性—酸性火山碎屑岩和熔岩(Rb-Sr等时线年龄 126.9×10^6 a)。南园

陈迪云, 男, 30岁, 讲师, 现南京大学地球科学系博士生。邮政编码: 210008

1993-9-14收稿, 1994-2-28修改回。徐川 陶景连编辑

组进一步划分为4个岩性段,即 Kn_1 、 Kn_2 、 Kn_3 和 Kn_4 。 Kn_1 主要为安山岩、安山质角砾岩及凝灰岩; Kn_2 主要为晶玻屑凝灰岩和角砾凝灰岩; Kn_3 主要为一套火山杂岩,有集块岩、角砾岩、角砾熔岩等; Kn_4 主要为一套流纹岩及含角砾流纹岩,为主要的赋矿岩石。早白垩世火山爆发后,本区进入了破火山旋回阶段,产生了破火山断裂系统及边缘活动带,次花岗岩斑岩侵位,并伴随有隐爆作用(图1)。

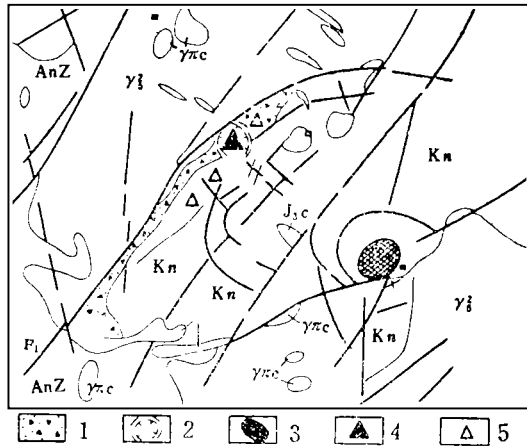


图1 570矿床地质示意图

(据王玉生修改)

$\gamma\beta$ —黑云母花岗岩; Kn —南园组; Jsc —长林组;
 $\gamma\pi c$ —花岗斑岩; AnZ —麻源群混合岩; 1—集块岩;
2—中心式火山口(?); 3—火山口; 4—矿床; 5—矿点, 矿化点

Fig. 1. Geological sketch map of the No. 570 ore deposit.

$\gamma\beta$ —Biotite granite; Kn —Nanyuan Formation;
 Jsc —Changlin Formation; $\gamma\pi c$ —Granite porphyry;
 AnZ —Migmatite of Mayuan Group; 1—Agglomerate; 2—Central crater (?); 3—Crater;
4—Ore deposit; 5—Ore occurrence, mineralized spot.

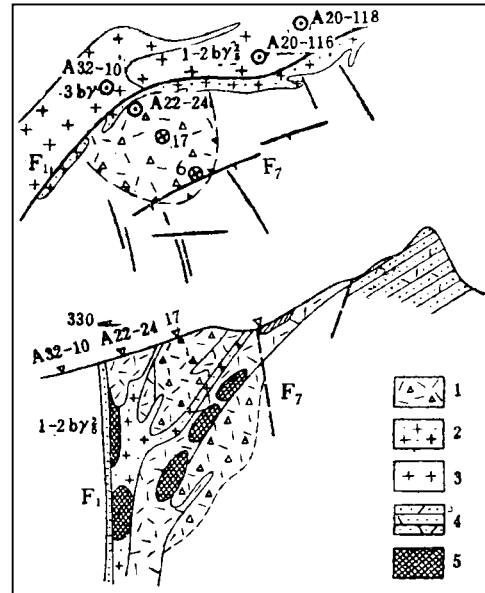


图2 570矿床平面、剖面示意图及采样位置

1—角砾集块岩; 2—花岗斑岩; 3—黑云母花岗岩;
4—凝灰岩; 5—矿体

Fig. 2. Sketch geological plan and section of the No. 570 ore deposit, showing sampling locations.

1—Breccia agglomerate; 2—Granite porphyry;
3—Biotite granite; 4—Tuff; 5—Orebody.

矿区NE向的断裂构造发育。NE向的区域性弧形断裂 F_1 穿过整个矿区(图1)。 F_1 断裂与NW向基底断裂交汇的部位控制着矿床、矿点的定位。从NE-SW向沿 F_1 断裂分布有垭头矿床、570矿床及井头、井下矿点。570矿床发育在由 F_1 断裂和NW向的基底断裂交汇部所控制的中心式火山口(或认为是隐爆角砾岩筒)之中(图2)^[2]。垭头矿点,以广泛的碱交代蚀变为特征,矿化发育在基底花岗岩与花岗斑岩接触的部位,同时基性岩脉发育;570矿床及井头和井下矿点均产在流纹岩中,矿化类型有赤铁矿矿化(红化)、硫化物型矿化(勘探单位称黑化)及萤石型矿化。570矿床的矿化类型从火山口深部→浅部→外围有分带趋势:深部赤铁矿;中部赤铁矿化叠加了硫化物型矿化;向上、向外围发育萤石型矿化。早期红化以形成钛铀矿及含铀锐钛矿为主,少量的沥青铀矿。晚期硫化物型矿化形成大量的沥青铀矿、胶硫钼矿。在这一阶段,银大量富集,形成伴生银矿。成矿年龄为 $86.6 \times 10^6 \sim 107.7 \times 10^6$ a (沥青铀矿铀铅法测定)^[1]。

矿区围岩蚀变发育,有碱交代、水云母化、赤铁矿化、萤石化、硅化及碳酸盐化等。

2 样品及分析

所研究的样品采自于A₂₀₋₁₁₈、A₂₀₋₁₁₆、A₂₂₋₂₄、A₃₂₋₁₀等钻孔及17、6两个坑道(图2)。A₂₀₋₁₁₈和A₂₀₋₁₁₆两钻孔样品反映垵头矿点花岗岩与花岗斑岩中的碱交代矿化。A₂₂₋₂₄、A₃₂₋₁₀钻孔及17号、6号两坑道代表了570矿床不同类型、不同空间位置的岩石和矿化。A₂₂₋₂₄钻孔开孔水平高度800余米,孔深700m,17和6两号坑道为水平坑道,开口处水平高度分别为850m和1200m。这样采样分布就有可能了解稀土元素的空间变化。稀土元素由南京大学地球科学系中心实验室分析。各元素的检出限为(10⁻⁶):La 0.002, Ce 0.03, Pr 0.02, Nd 0.01, Sm 0.01, Eu 0.002, Gd 0.01, Tb 0.01, Dy 0.002, Tm 0.01, Yb 0.004, Lu 0.001, Y 0.002。分析结果列入表1中。

3 稀土元素的含量及配分模式

各类岩石的稀土元素地球化学特征:

黑云母花岗岩的稀土元素总量较高(391.9×10⁻⁶),轻稀土富集(LREE/HREE=7.50~9.97);Eu中等程度亏损(δEu=0.45~0.47)。稀土元素配分模式曲线向右成陡倾斜,并在Eu处形成向下的“V”型谷(图3a中1、5号样,表1)。

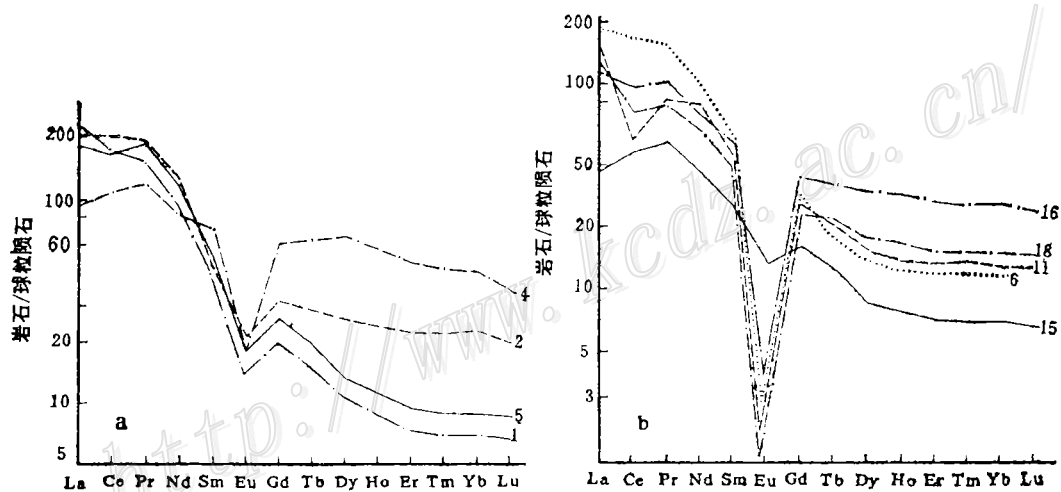


图3 570矿区各类岩石的稀土元素配分模式

配分模式曲线的号码对应表1中的序号,下同

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns of various sorts of rocks from the No. 570 ore district.

流纹岩的稀土总量高(407.70×10⁻⁶),轻、重稀土的分馏作用强烈(LREE/HREE=5.40),但比花岗岩的分馏小,具有十分强烈的Eu亏损(δEu=0.05),稀土配分模式成右倾斜,在Eu处形成十分明显的“V”谷(图3b、表1中的6号样)。凝灰岩的稀土元素特征

表 1 570 矿床围岩及矿石样品的稀土元素含量(10^{-6})及地球化学参数
 Table 1. REE contents(10^{-6}) and geochemical parameters of wall rock and ore samples from No.570 ore deposit

序号	岩 性	采样位置	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LREE/HREE	LREE/HREE \cdot Eu		
1	黑云母花岗岩	130m	86.45	172.00	20.79	66.30	10.11	1.25	6.44	0.89	4.18	0.78	1.90	0.28	1.76	0.27	19.40	392.72	356.90	35.82	9.97	0.45
2	闪花岗岩	177m	77.06	198.50	27.20	89.54	13.29	1.89	9.99	1.67	10.26	2.14	5.83	0.89	5.72	0.77	50.50	495.31	407.50	87.81	4.60	0.55
3	闪花岗岩	235m	73.57	169.40	21.78	69.34	10.25	1.22	6.90	1.00	5.05	0.99	2.48	0.37	2.31	0.34	24.38	391.34	347.60	43.74	7.90	0.12
4	闪花岗岩	242m	36.50	104.60	16.06	60.17	16.74	1.59	18.85	3.54	26.61	4.89	13.57	1.87	10.96	1.38	139.20	453.53	235.60	217.93	1.12	0.28
5	闪花岗岩	寨门小桥	69.10	159.20	23.05	81.17	12.15	1.59	8.14	1.13	5.22	1.00	2.47	0.37	2.26	0.34	24.56	391.12	345.30	45.82	7.51	0.48
6	流纹岩	700m	70.95	167.60	21.74	72.24	11.58	0.18	8.92	1.35	7.19	1.46	3.87	0.60	3.82	0.57	35.64	407.71	344.30	63.41	5.43	0.05
7	赤铁矿化流纹岩	680m	44.31	109.20	14.32	47.10	7.79	0.22	5.92	0.93	5.26	1.08	2.87	0.47	3.20	0.46	23.12	266.3	222.80	43.33	5.14	0.09
8	水云母化流纹岩	562m	61.43	157.2	21.73	72.66	11.37	0.21	8.68	1.29	6.67	1.35	3.54	0.54	3.42	0.51	33.24	383.84	324.60	59.24	5.50	0.06
9	碳酸盐化流纹岩	540m	27.79	76.91	7.46	30.59	7.97	0.33	8.24	1.39	8.67	1.68	4.18	0.62	3.19	0.52	33.91	213.31	150.90	62.41	2.41	0.12
10	赤铁矿化流纹岩	6号坑道	64.18	151.30	19.73	66.74	10.98	0.22	8.74	1.37	7.86	1.60	4.28	0.66	4.20	0.59	41.91	384.32	313.10	71.22	4.40	0.07
11	磷灰岩	钠岱	59.69	153.40	15.95	57.85	10.23	0.19	8.50	1.28	6.87	1.38	3.66	0.57	3.63	0.53	35.96	359.73	297.30	62.43	4.76	0.06
12	萤石型矿石	6号坑道	62.69	153.80	18.87	69.42	14.18	0.37	13.81	2.33	14.48	2.91	7.59	1.11	6.90	0.90	81.32	450.70	319.30	131.40	2.43	0.08
13	硫化物型矿石	17号坑道	79.27	159.30	18.57	65.41	11.84	0.36	10.78	1.90	12.44	2.61	7.17	1.10	7.01	0.99	77.79	456.61	334.71	121.90	2.82	0.10
14	赤铁矿型矿石	17号坑道	54.21	126.30	16.86	56.20	9.13	0.28	7.38	1.17	6.76	1.42	3.83	0.59	3.79	0.56	36.37	324.90	263.10	61.90	4.25	0.10
15	斜长角闪岩	仙阳	14.04	47.99	7.48	27.95	6.21	1.28	5.49	0.76	3.50	0.72	1.91	0.29	1.52	0.27	16.36	136.02	104.90	31.12	3.39	0.66
16	混合岩	九牧	45.32	100.50	14.86	51.52	11.72	0.29	11.57	1.95	12.08	2.60	7.33	1.12	7.21	1.02	72.13	340.20	224.20	116.00	1.93	0.08
17	含矿辉绿岩	200m	17.45	42.98	8.65	38.92	11.49	3.26	17.86	3.63	27.15	5.77	16.05	2.34	14.2	1.79	176.20	387.50	122.60	264.90	0.46	1.14
18	花岗岩	179m	51.01	69.33	11.88	42.39	9.27	0.11	8.49	1.33	7.46	1.55	4.21	0.64	4.12	0.61	37.75	250.60	183.90	66.69	2.76	0.03
19	矿石	164m	51.80	173.50	37.71	171.00	54.32	20.63	92.91	20.55	190.91	43.06	127.42	18.35	122.90	16.03	1511	2693	506.9	2186.1	0.23	0.89

注: 田阳矿床地质科学系中心实验室分析(ICP), 1~4号样—A20-118钻孔样, 6-9号—A22-24钻孔样, 17号—A32-10钻孔样, 18, 19—A20-116钻孔样, 其采样位置的数字为钻孔深度

及配分模式与流纹岩相似, 仅稀土总量稍低一些 (359.7×10^{-6}) (图3b、表1中11号样)。

花岗斑岩的稀土总量较低 (250.6×10^{-6}), 轻、重稀土的分馏也较小 (LREE/HREE为2.76), 同火山岩相似, 有非常强烈的Eu亏损 (δEu 为0.03)。配分模式为具有明显的“V”谷的右倾斜曲线, 类似于火山岩的稀土配分模式, 但轻稀土含量较低 (图3b和表1中的18号样)。

混合岩的稀土总量为 340.2×10^{-6} , 轻、重稀土的分馏较小 (LREE/HREE值为1.93)。与火山岩相似, 具有十分强烈的Eu亏损 (δEu 为0.08)。配分模式曲线向右倾斜, 在Eu处有十分醒目“V”型谷 (图3b中16号样)。

斜长角闪岩的稀土总量低 (136×10^{-6}), 轻、重稀土中等分馏 (LREE/HREE值为3.40)。出现负Eu异常, 配分模式成右倾斜 (图3b中15号样)。

4 蚀变过程中稀土元素的地球化学行为

经过水云母化后的流纹岩, 稀土总量为 383.8×10^{-6} , LREE/HREE为5.50, Eu强烈亏损, δEu 为0.07, 其特征与新鲜的流纹岩相似。其稀土模式也同新鲜的流纹岩接近 (图4中8号) 说明水云母化蚀变过程中, 流纹岩中的稀土元素变化不大。

赤铁矿化蚀变流纹岩也有相似的特征, 其稀土元素特征及配分模式也同新鲜的流纹岩相似, 表明赤铁矿化过程中, 稀土元素没有发生明显的变化 (图4中7号)。

碱交代和碳酸盐化蚀变则不同, 在蚀变过程中稀土元素变化明显: 花岗岩经过碱交代蚀变后, 稀土总量升高, 从新鲜岩石到蚀变岩石 ΣREE $392.7 \times 10^{-6} \rightarrow 495.3 \times 10^{-6}$, 明显表现为重稀土含量的升高 (HREE $35.8 \times 10^{-6} \rightarrow 87.8 \times 10^{-6}$), 从而LREE/HREE值降低 ($9.97 \rightarrow 4.60$)。配分模式也变得相对平缓 (图3a中2号样)。碳酸盐化流纹岩与新鲜的流纹岩相比, 表现为稀土元素总量的下降 (ΣREE $407.7 \times 10^{-6} \rightarrow 213.3 \times 10^{-6}$), 同时, 轻、重稀土的分馏也变小 (LREE/HREE $5.40 \rightarrow 2.40$), 配分模式变成向右的缓倾斜曲线 (图4中9号样)。

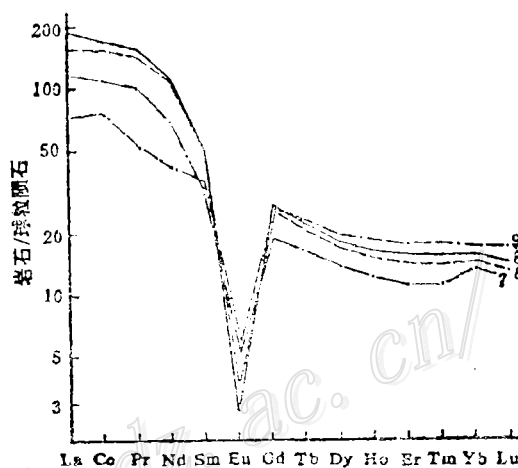


图4 蚀变流纹岩的稀土元素配分模式
Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns of altered rhyolite.

5 成矿过程中稀土元素地球化学演化

成矿过程稀土元素的变化非常明显, 以碱交代为标志含矿花岗岩与非矿花岗岩相比, 一方面表现为稀土总量的升高 (ΣREE $392.7 \times 10^{-6} \rightarrow 453.5 \times 10^{-6}$), 另一方面表现为重稀土含量的升高 (HREE $35.8 \times 10^{-6} \rightarrow 217.9 \times 10^{-6}$), 从而轻、重稀土的分馏减少 (LREE/HREE $9.97 \rightarrow 1.10$) (表1), 稀土元素配分模式变得平缓 (图3a)。

产在流纹岩中萤石型铀矿石、硫化物型铀矿石,也出现类似的情况,矿化流纹岩与非矿化流纹岩相比,稀土总量,特别是重稀土含量的升高:流纹岩→萤石型铀矿化流纹岩, $\Sigma\text{REE } 407.7 \times 10^{-6} \rightarrow 450.7 \times 10^{-6}$, $\text{HREE } 63.4 \times 10^{-6} \rightarrow 131.3 \times 10^{-6}$;流纹岩→硫化物型铀矿化流纹岩, $\Sigma\text{REE } 407.7 \times 10^{-6} \rightarrow 456.6 \times 10^{-6}$, $\text{HREE } 63.4 \times 10^{-6} \rightarrow 121.9 \times 10^{-6}$ (表1)。矿化流纹岩的轻重稀土的分馏减小,稀土元素配分模式变成向右缓倾斜的曲线,但Eu的亏损程度没有变化。

赤铁矿化型含矿流纹岩与非矿化流纹岩相比,稀土元素的变化不十分明显,仅表现为稀土总量上有所变化、稀土配分模式基本相似。

6 讨论

6.1 稀土元素对花岗岩成因指示

黑云母花岗岩的稀土总量高,轻、重稀土的分异明显,中等程度Eu亏损,相对富集轻稀土,其特征类似于华南改造型产铀黑云母花岗岩的稀土元素地球化学特征(张祖还等,1992)^[3]。在Ce/Yb-Eu/Yb图解中,570矿床基底黑云母花岗岩的投影点落在改造型花岗岩的范围内(图5)。说明该岩体可能由地壳物质重熔改造形成。黑云母花岗岩的岩石化学特征(表2)为富碱、高铝、 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$,属钙碱性高铝系列岩石,同时 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ 的比值大,固结指数小,类似于壳源重熔型花岗岩的岩石化学特征。该花岗岩体的Rb-Sr同位素年龄为 $214.7 \times 10^6 \text{ a}$,初始锶($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀为0.712,也显示出壳源重熔改造型花岗岩的特征。

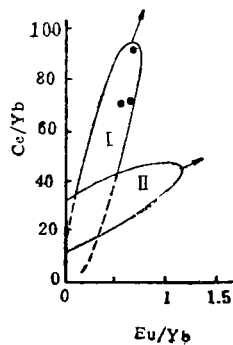


图5 黑云母花岗岩的Ce/Yb-Eu/Yb图解

I—改造型花岗岩, II—同熔型花岗岩

Fig. 5. Ce/Yb versus Eu/Yb diagram of biotite granite.

I—Transformation type granite, II—Syntectitic type granite.

征(表2)为富碱、高铝、 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$,属钙碱性高铝系列岩石,同时 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ 的比值大,固结指数小,类似于壳源重熔型花岗岩的岩石化学特征。该花岗岩体的Rb-Sr同位素年龄为 $214.7 \times 10^6 \text{ a}$,初始锶($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀为0.712,也显示出壳源重熔改造型花岗岩的特征。

6.2 火山岩物质来源的稀土元素证据

对该区火山岩有属于岛弧系列、大陆边缘火山活动带、安第斯型板块边缘火山活动带等火山岩的认识。然而本区火山岩以 SiO_2 大于72%的流纹质岩石为主(表3),而岛弧型以玄武质岩石为主, SiO_2 为57%左右;安第斯型以安山质岩石为主, SiO_2 为57%左右,同时本区火山岩具有高钾的特点,而岛弧型,安第斯型则钾质较低。在 SiO_2 -AR(碱度率)图解上,本区火山岩位于钙碱性及碱性岩区。更为重要的是本区及邻区火山岩的初始锶($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀大于0.708(王玉生,1992)^①,而岛弧型($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀为0.7035~0.7045,安第斯系列的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀为0.7037~0.7072。这一系列的特征表明本区火山岩划分为大陆型高钾钙碱性系列的火山岩更为合适。大面积的流纹岩和英安岩,应是大陆地壳物质熔融形成。卢武长等(1990)^[1]通过对火山岩及基底变质混合岩的铅同位素对比研究,且火山岩的铅模式年龄($999.7 \times 10^6 \text{ a}$)与基底变质岩年龄(Rb-Sr等时年龄 $1149.9 \times 10^6 \text{ a}$)接近,认为火山岩是由基底变质岩熔融形成。火山岩的稀土配分模式也与基底变质岩相似,

① 王玉生,1992,崇浦盆地火山岩岩石学特征及铀矿化(研究报告)

表 2 570矿床基底黑云母花岗岩的岩石化学成分 (%) 及特征值
Table 2. Petrochemical composition (%) and characteristic values
of basement biotite granite in the No.570 ore deposit

岩石名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SI	含铝性	$\frac{K_2O}{Na_2O}$
黑云二长 花岗岩	66.40	0.45	15.50	3.08	2.00	0.09	0.73	1.18	3.71	4.54	0.15	5.21	1.34	1.23
中粗粒黑云 母花岗岩	68.12	0.34	14.31	1.67	2.23	0.04	0.72	1.65	3.52	5.65	0.18	5.30	1.14	1.63
细粒花岗岩	74.81	0.02	13.12	0.99	0.69	0.00	0.26	0.51	3.40	5.48	0.00	2.42	1.11	1.60

SI = MgO / (MgO + FeO + Fe₂O₃ + Na₂O + K₂O) × 100 (%), 含铝性 = Al₂O₃ / (K₂O + Na₂O + CaO) (分子数)

表 3 570矿区火山岩的岩石化学组成 (%)
Table 3. Petrochemical composition of volcanic rocks in the No.570 ore district

岩石名称	次花岗 斑岩 (30)	流纹岩 (33)	熔结状 流纹岩 (3)	流纹质自 生角砾状 熔岩 (10)	粗安质自 生角砾状 熔岩 (4)	晶玻屑 凝灰岩 (4)	粗安岩 (4)
SiO ₂	75.34	75.79	75.54	73.57	69.60	75.57	62.48
Fe ₂ O ₃	1.19	1.15	1.30	0.94	1.86	1.30	3.42
FeO	1.29	1.52	1.62	1.57	1.58	0.66	0.87
Al ₂ O ₃	12.14	11.88	11.74	13.51	14.84	12.26	15.36
TiO ₂	0.09	0.10	0.18	0.10	0.15	0.09	0.21
MnO	0.04	0.04	0.05	0.20	0.04	0.04	0.11
CaO	0.20	0.22	0.28	0.49	0.82	0.49	2.23
MgO	0.27	0.25	0.27	0.20	0.10	0.39	0.52
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.03	0.04	0.06	0.11	0.12
Na ₂ O	2.81	2.24	1.88	2.06	2.18	1.46	2.45
K ₂ O	5.27	5.17	5.42	5.74	6.22	5.17	7.24

() 括号内为样品数

特别是两者均具有十分强烈的铕亏损。说明火山岩同基底变质岩石可能有成因联系。

次花岗斑岩稀土配分模式与火山岩的稀土配分模式相似,说明两者有着相同的物质来源。但花岗斑岩的稀土总量较低,轻、重稀土的分馏程度较火山岩小,说明随火山作用的进行,残余岩浆房中的残余岩浆的稀土,特别是轻稀土不断亏损。

6.3 斜长角闪岩原岩恢复

稀土元素由于它们的地球化学性质相似,在地质作用中近于惰性,即使经过了角闪岩相的变质作用,仍可保持变质前的稀土元素特征。因而稀土元素是恢复变质原岩类型良好的指示元素,将斜长角闪岩的稀土元素参数投在La/Yb-ΣREE图上,投影点位于副变质岩区,与岩石化学图解判别的结果相同。

6.4 成矿过程中重稀土元素富集机理及意义

成矿过程中稀土总量,特别是重稀土元素的富集,说明随铀元素的沉淀成矿,稀土元素也沉淀富集,类似的情况在国内外还有不少报道。R P 泰勒(1979)的研究发现^[4],在低温热液矿床中,铀的碳酸盐络合物分解和铀的沉淀作用,伴有重稀土元素,特别是Tb和Dy的高度富集现象。R P 泰勒和B L 弗赖尔(1982)研究火山岩型铀矿化时,报道了矿带内的 Σ REE含量为周围无矿化流纹质火山岩的2.5~3.5倍^[4]。王剑峰(1989)在研究赣杭构造带火山热液铀矿床时,在6172、6124、52、9301和9302等5个矿床中均发现矿化火山岩样品中的 Σ REE含量比无矿火山岩的 Σ REE的含量高1.5~2倍,特别是重稀土有大幅度的升高^[5]。李子颖(1989)在研究中条山地区的变质热液铀矿床时也发现,从围岩到矿化岩石,稀土总量升高($49.1 \times 10^{-6} \rightarrow 404.9 \times 10^{-6}$),LREE/HREE降低($12.4 \rightarrow 1.4$)^[6]。这一系列的例子说明,热液铀矿床矿化岩石中稀土及重稀土元素富集现象的普遍性。铀和稀土元素的共同富集不是偶然的,有其内在的联系,那就是二者有相同的迁移形式及相似的沉淀条件。经过多年来的工作,铀在热液中主要以碳酸盐络合物的形式迁移已基本达到了共识。而稀土元素,特别是重稀土元素也易形成碳酸盐络合物的形式迁移。R T Flynn和C W Burnbarn(1978)的研究表明,稀土元素,尤其是重稀土元素在变质作用和热液作用中,易形成可溶性的络合物形式迁移,其中最主要的迁移形式是碳酸稀土络合物 $[\text{REE}(\text{CO}_3)_3]^{3-}$ ^[9]。Wendlandt等(1979)实验研究表明,在不相混溶的碳酸盐和硅酸盐相中,稀土元素富集在碳酸盐相中,特别是与之共存的 CO_2 , H_2O 流体相中更加富集^[10]。由于镧系收缩的影响,重稀土的电离势和极化能力增加,所以重稀土较轻稀土更易形成络合物。中山大学金属系(1978)研究表明,HREE的络合物比LREE的络合物分解温度低,溶解度大^[7]。正因为如此,在热液铀矿化的过程中,表现为稀土特别是重稀土的富集。570矿床气液包裹体成分研究表明, CO_3^{2-} 占优势,铀的迁移形式以碳酸铀铀离子为主(黄伟良,1989)^[8]。这就充分说明了,造成570矿床矿石中重稀土富集的原因是铀、稀土均以碳酸盐络合形式迁移,并在相似的环境下共同沉淀的结果。

鉴于上述情况,作者认为热液铀矿床中,HREE的富集现象可作为铀成矿的指示标志。此外从HREE和U的共同富集特征,也可以判断其迁移形式可能为碳酸盐络合物。

6.5 570矿床稀土元素的空间变化

570矿床的稀土元素在空间也表现出一定规律变化,即从角砾岩筒(或中心式火山口)的深部向浅部,蚀变岩石和矿化岩石中的稀土元素总量不断升高,重稀土也有升高的趋势,例如,红化矿石由深部(7号)→中部(14号)→最上部(11号), Σ REE的变化是从 $266.1 \times 10^{-6} \rightarrow 324.9 \times 10^{-6} \rightarrow 359.7 \times 10^{-6}$ 。结合矿化类型的空间变化及微量元素和包裹体的地球化学特征,可以建立570矿床的空间分带,从而判断矿体的剥蚀深度,勘探的部位,指导找矿。同时可以根据地球化学分带来判断热液运移方向、该方面的详细内容将另文讨论。

参 考 文 献

- 1 卢武长,王玉生.福建570矿区同位素地球化学研究,矿物岩石,1991,11(2):65~71
- 2 王玉生,李文君,郑胜昌等.570矿床控制因素及富矿形成条件.铀矿地质,1990,6(1):1~10
- 3 张祖还,章邦桐等著.华南产铀花岗岩及有关铀矿床研究.北京:原子能出版社,1992,111~121
- 4 泰勒 R P,弗赖尔 B L.借助稀土元素地球化学解释热液矿床的形成.聂凤军译.地质地球化学,1985,(3):

20~23

- 5 王剑峰. 浙赣部分火山岩的稀土元素地球化学特征及其地质意义. 铀矿地质, 1989, 5(5): 268~276
- 6 李子颖、中条山地区早前寒武纪岩石(含铀矿化岩石)、稀土元素与铀关系及其意义. 铀矿地质, 1989, 5(5): 298~304
- 7 中山大学金属系、稀土物理化学常数. 北京: 冶金工业出版社, 1978, 50~100
- 8 黄伟良. 某火山岩型铀矿床成矿物理化学条件浅析. 铀矿地质, 1989, 5(2): 98~85
- 9 Flynn R T, Burnham C W. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing phase and silicate melts. *Geochim. Cosmochim.*, 1978, 42(6): 682~701
- 10 Wendlandt R F, Harrisob W J. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor. *Contrib. Mineral Petrol.*, 1979, (4): 409~419

REE CHARACTERISTICS AND GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE No. 570 ORE DISTRICT

Chen Diyun, Zhang Bangtong, Chen Peirong and Ni Qisheng

(*Department of Earth Science, Nanjing University, Nanjing 210008*)

Zeng Zhenxiong and Qiu Jiayun

(*No. 294 Party, South China Bureau of Geological Exploration, Pucheng*)

Key words: rare earth elements, geochemical evolution, No. 570 ore deposit

Abstract

The No. 570 ore deposit is a volcanic type uranium, silver and molybdenum deposit. In this paper, REE geochemical studies of this deposit have been made in such aspects as basement rocks, surrounding rocks, altered rocks and ores. The surrounding volcanic rocks are enriched in REE ($\Sigma\text{REE} = 407.7 \times 10^{-6}$) and strongly depleted in Eu ($\delta\text{Eu} = 0.05$), and their REE patterns decline rightward. These characteristics are quite similar to REE features of basement migmatite, suggesting that these volcanic rocks might have been formed through the anatexis of basement rocks. The basement granite is characterized by enrichment of LREE, obvious fractionation between LREE and HREE ($\text{LREE}/\text{HREE} = 7.51 \sim 9.97$) and evident depletion of Eu ($\delta\text{Eu} = 0.45 \sim 0.47$), rather similar to REE characteristics of the transformation type uraniumiferous biotite granites in South China. This implies that the basement granite is probably a product of crustal remelting and transformation. In alkaline alteration (carbonation and alkali metasomatism), there is enrichment or depletion of REE, whereas in hydrometallization and red alteration, REE are relatively stable. The total REE content of ore, especially the HREE content, is apparently higher than barren rocks. The precipitation and enrichment of uranium are accompanied by the enrichment of ΣREE , especially HREE. Such behaviors of REE might indicate uranium mineralization.