

# 南岭花岗岩类起源与稀土元素的分馏

吴澄宇 黄典豪 白 鸽 丁孝石

(地质科学院矿床地质研究所)

**主题词:** 稀土元素分馏; 花岗岩类; 南岭地区

**提 要:** 南岭地区广泛发育的不同时代的各种花岗岩类是古老基底 (1200—1800Ma) 活化重熔的产物。在花岗岩的形成和演化过程中, 有五种最主要的方式造成 REE 的分馏作用: (1) 部分熔融作用; (2) 分离结晶作用; (3) 热重力扩散作用; (4) 变质-混合岩化作用和 (5) 热液流体作用。其中第 (2) 和 (3) 种作用是引起 HREE 富集的最主要过程。地质构造背景、铅铀同位素组成和锆石群型资料一致表明: 岩浆演化的局部物理化学环境是控制 REE 分馏的关键因素。

南岭地区广泛发育了各时代的花岗岩类, 是我国十分重要的钨、锡、铌、钽和稀土成矿区。多年来, 有关花岗岩地质、成因及其与成矿作用关系的论著相继问世<sup>[1-3]</sup>, 并且发表了一大批有影响的学术论文。本文是南岭花岗岩风化壳稀土矿床研究的部分成果, 旨在探讨地质构造背景和花岗岩类起源与 REE 分异、演化、富集之间的关系。丰富的地质、地球化学资料表明, REE 的分布型式不能简单地作为鉴别花岗岩类起源的标志, 而是代表从源区到定位、固结以至成岩后遭受交代作用等一系列地质过程的最终记录。

## 一、南岭花岗岩类的起源和地质构造背景

广义的南岭地区包括湘、赣、粤、桂、闽、浙数省的广大地域<sup>[2]</sup>, 它在构造上跨越了华南地槽褶皱区中一系列次级构造单元, 包括北部的江南地槽斜带和南部的几个后加里东隆起区与海西-印支拗陷区, 以及钦州湾海西-印支地槽、粤东南燕山再生地槽和浙闽粤沿海中生代活动带 (图1)<sup>[3]</sup>。

下元古界四堡群 (老于 1400Ma) 的一套优地槽火山-沉积建造和中元古界板溪群复理石建造构成了本区的基底。毛景文等 (1988) 关于四堡群  $2412 \pm 97\text{Ma}$  Sm-Nd 同位素年龄的报道和李献华等 (1989) 有关汤湖花岗岩中 25 亿年太古代残留锆石的发现<sup>[4]</sup>, 表明南岭地区有可能存在比早元古代更老的基底。在后加里东隆起区, 由震旦至奥陶系组成的前泥盆纪地层, 表现为泥砂质为主的复理石、类复理石建造, 厚万余米, 均经强烈褶皱, 普遍发生浅变质作用; 晚古生代至早、中三叠世地层则零星分布在一些分隔的上叠盆地内, 厚度不大, 主要为碳酸盐岩和含煤碎屑岩。与此相反, 在海西-印支拗陷区, 晚古生代至早、中三叠世地层非常发育, 主要为巨厚的海相碳酸盐岩地层, 例如在湘桂粤北地区可达 6000—7000m<sup>[3]</sup>。三叠纪以后, 全区上升为陆地, 除粤东南燕山再生地槽外, 基本表现为统一的构造格局, 发育北东-北北东向分布的侏罗-白垩纪火山盆地和白垩-第三纪红色磨拉斯断陷盆地。

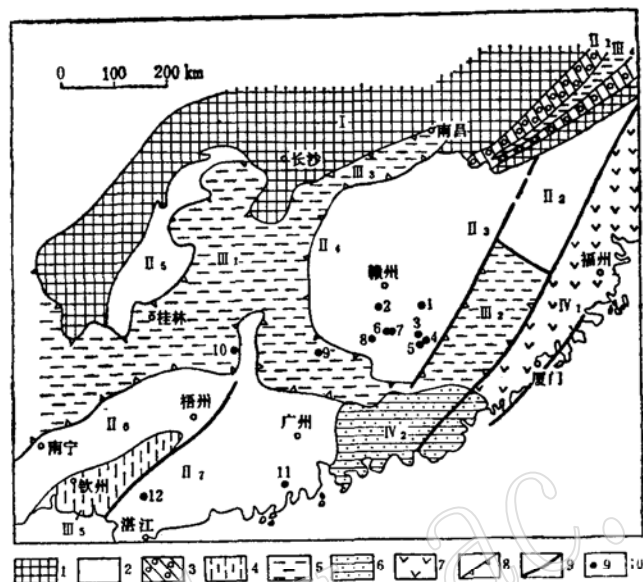


图1 南岭地区地质构造略图 (据南京大学地质系, 1981, 简化)

Fig. 1 Schematic geological map of the Nanling Mountain area (after the Department of Geology, Nanjing University, 1981, simplified)

1—后雪峰隆起; 2—内部地槽后加里东隆起; 3—边缘地槽后加里东隆起; 4—后印支隆起 (地槽褶皱基底); 5—后印支隆起 (拗陷褶皱基底); 6—再生地槽形成的后燕山隆起; 7—中生代火山断陷活动带; 8—不整合; 9—深断裂; 10—岩体及编号

岩体编号: 1—岚山, 2—安西, 3—河岭, 4—仁居, 5—南桥, 6—足洞, 7—关西;

8—玉坑; 9—大东山 (寨背顶); 10—姑婆山; 11—四九; 12—马其岗

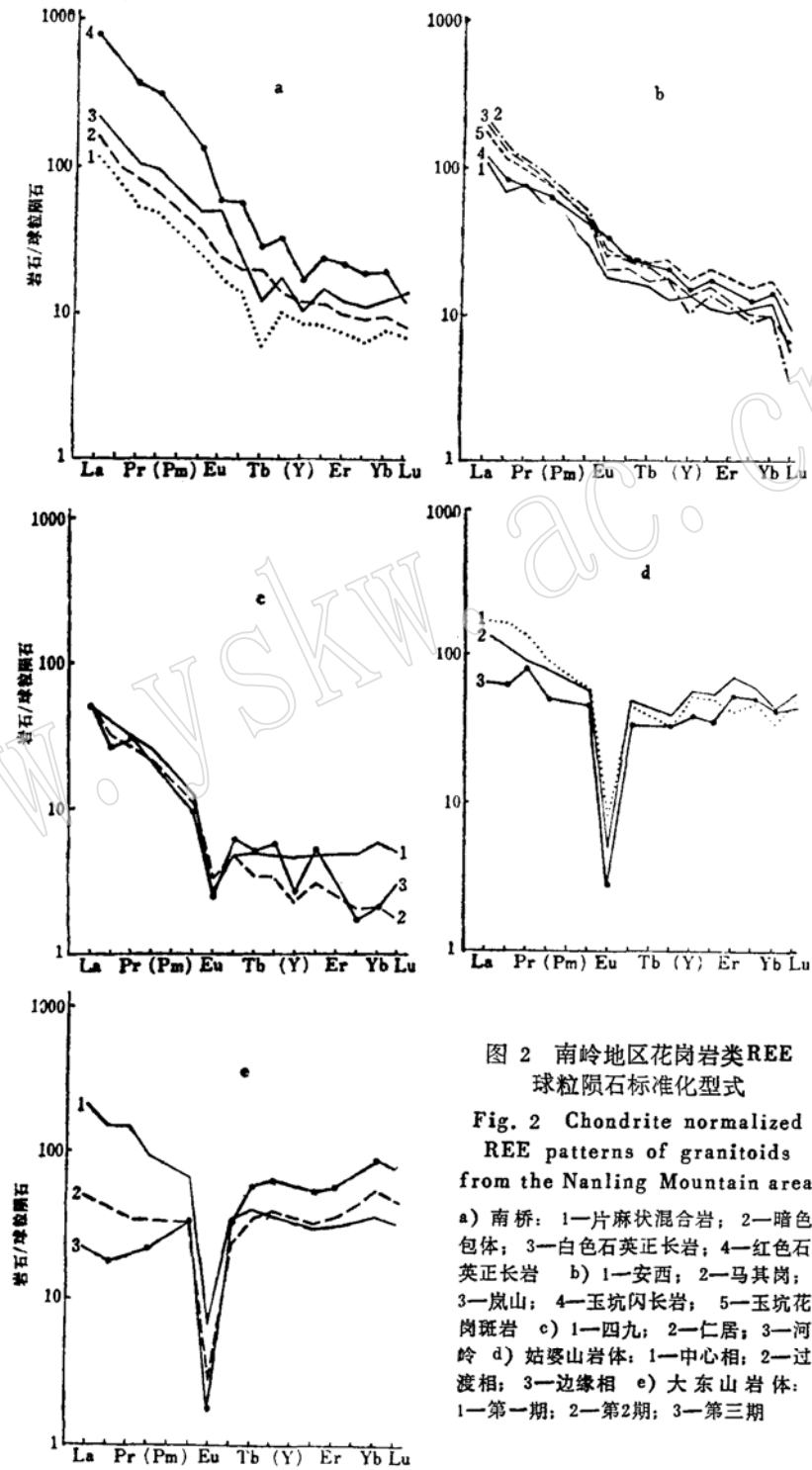
在漫长的各个地质历史时期, 均有花岗岩的形成作用, 并且与当时的地质构造背景紧密相联系。例如, 在加里东期褶皱造山背景下, 广泛发育与区域变质作用密切相关的混合岩化和花岗岩化作用; 而海西—印支期以后, 尤其是燕山期, 本区处在成熟度增高的大陆环境中, 花岗岩的形成与陆内断裂—岩浆活动紧密相关。近年来发表的大量新资料表明, 不同时代、千差万别的南岭花岗岩, 绝大多数都是地壳活化重熔或经交代改造的产物。迄今已在众多的花岗岩体中获得了1200—1800Ma的锆石U—Pb不一致线上交点年龄, 例如: 加里东期诸广山南体的扶溪花岗闪长岩 (1161Ma) 和澜河片麻状黑云母花岗岩 (1382Ma)<sup>(5)</sup>; 海西期安西黑云母花岗闪长岩 (1636Ma)<sup>(6)</sup>; 燕山早期关西黑云母钾长花岗岩 (1226Ma)<sup>(7)</sup>; 燕山中期寨背顶白云母碱长花岗岩 (1600<sup>+1412</sup><sub>-626</sub>Ma)<sup>(8)</sup>以及燕山晚期足洞岩体 (1843Ma)<sup>(9)</sup>等等。黄萱等 (1989) 对华南古生代花岗岩<sup>(7)</sup>以及江博明等 (1987) 对东南沿海中生代花岗岩<sup>(8)</sup>的Sm—Nd同位素研究, 分别得到1.3—2.0 Ga和1.5±0.5Ga的平均Nd模式年龄 ( $T_{DM}$ )。以上资料不仅表明南岭地区广泛存在着元古界的古老地壳基底, 而且预示不同时代的各种花岗岩类正是在这一基底上不断发展、演化的产物。

① 据李成全等, 1987; ② 本文, 由地矿部地质研究所同位素实验室测定。

表 1 南岭地区部分花岗岩类岩石 REE 含量 (ppm)  
Table 1 REE contents (ppm) of granitoids from the Nanling Mountain area

岩体名称	岩性	样品数	同位素年龄 (Ma)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$	主要控制机制	
南桥	片麻状混合岩	1	130.6, 锆石 U-Pb	37.91	74.77	6.36	27.78	5.02	1.26	4.15	0.80	3.10	0.60	1.52	0.21	1.39	0.21	16.71	181.29	5.43	0.90	混合岩化-重熔作用
	暗色包体	1	129.9, 全岩 K-Ar	51.41	96.10	9.74	38.82	7.11	1.76	5.82	0.95	4.24	0.83	2.04	0.30	1.80	0.25	22.90	244.27	5.23	0.88	
	白色石英正长岩	1	105.7, 黑云母 K-Ar	69.31	138.50	12.28	55.90	9.59	3.56	7.34	0.60	5.24	1.05	2.51	0.36	2.29	0.42	20.34	329.29	7.20	1.36	
	红色石英正长岩	2	95.7, 锆石 U-Pb	228.85	451.85	38.81	165.20	23.90	3.59	15.28	0.94	8.52	1.43	3.88	0.50	3.07	0.30	25.96	972.08	15.23	0.58	
凤山	巨斑状混合花岗岩	1	548, 锆石 U-Pb	64.35	122.90	12.82	49.45	9.00	1.48	6.28	0.83	5.47	1.12	2.59	0.33	1.86	0.20	26.25	304.93	5.79	0.82	花岗岩化作用
	① 黑云母花岗岩	1	382.9, 锆石 U-Pb	39.43	63.46	9.23	31.64	6.02	1.29	2.58	0.76	3.86	0.80	2.15	0.36	2.28	0.17	25.97	190.00	3.88	0.89	部分熔融作用
	② 石英二长斑岩	1	64.63	123.30	12.73	52.25	9.88	2.02	7.18	1.04	5.14	0.98	2.37	0.30	1.90	<0.10	20.01	303.63	6.78	0.77	为主	
	③ 黑云母钾长花岗岩	4	170, 锆石 U-Pb	62.88	121.96	14.50	43.86	10.35	0.66	9.11	1.87	10.92	2.22	6.45	1.10	7.00	0.95	65.14	358.77	2.43	0.25	分离结晶早期
四九	④ 闪长岩	1	39.24, 77.83, 印支期或燕山早期(?)	39.24	77.83	9.03	39.28	8.17	2.41	7.19	1.09	6.15	1.25	3.06	0.40	2.65	0.24	28.07	226.06	3.51	1.03	
	花岗岩	1	57.67	110.30	11.55	47.49	9.46	1.84	7.78	1.13	7.25	1.49	3.71	0.50	3.30	0.33	33.42	297.22	4.04	0.70		
	花岗岩	1	159.00	107.80	37.13	149.50	24.89	1.88	14.50	2.44	14.53	3.45	10.02	1.56	10.77	1.49	87.14	626.10	3.29	0.30	火山作用, 弱分离结晶	
	① 居仁岭	1	燕山早期	160.00	300.60	31.71	125.10	21.19	2.34	14.32	1.69	10.18	2.16	5.07	0.64	3.87	0.52	43.35	722.74	7.84	0.42	
大东 (寨背顶)	花岗岩	1	114, K-Ar	159	237	36.44	115	18.65	1.81	18.78	2.48	17.58	3.62	5.77	0.54	3.69	0.94	49.39	670.69	5.52	0.32	
	中粗粒黑云母花岗岩	4	178-180, K-Ar	67.20	138.72	17.58	56.80	13.01	0.46	10.46	1.96	10.97	2.13	6.26	1.05	6.70	0.98	62.09	396.37	2.87	0.13	强烈分离结晶
	中粒黑云母花岗岩	1	15.05	38.11	4.04	19.11	6.29	0.19	7.11	1.67	11.66	2.23	7.19	1.36	10.26	1.38	68.34	194.04	0.74	0.09	作用	
	② 细粒白云母碱长花岗岩	2	144.8, 锆石 U-Pb	6.95	16.47	2.27	12.71	6.68	0.12	10.24	2.90	19.39	3.73	11.69	2.29	16.71	2.29	109.32	223.76	0.25	0.05	
姑婆山	中粗粒黑云母花岗岩	1	55.14	155.54	15.9	55.18	11.25	0.58	13.86	1.11	10.0	3.59	8.55	1.51	6.33	1.50	102.21	442.25	1.97	0.16	分离结晶-热	
	③ 中粒黑云母花岗岩	1	172, Rb-Sr 等时线	44.54	105.26	10.76	47.25	11.22	0.35	15.02	0.70	11.84	3.87	14.71	1.93	8.09	1.66	109.4	386.60	1.31	0.07	重力扩散作用
	中粗粒黑云母花岗岩	1	(过液相) 21.0	59.23	9.83	30.05	9.15	0.20	10.52	0.50	10.15	2.54	10.92	1.62	7.65	1.35	74.69	249.40	1.08	0.05		
	④ 黑云母钾长花岗岩	6	25.98	52.47	6.74	25.42	7.88	0.43	10.06	2.14	14.10	2.89	9.26	1.41	9.90	1.41	95.80	265.93	0.83	0.17	分离结晶晚期	
足洞	白云母钾长-碱长花岗岩	14	7.87	16.70	3.27	14.31	7.88	0.10	12.30	2.70	18.32	3.79	12.47	1.96	13.43	1.94	144.78	261.82	0.24	0.03	交代作用	

①据李成全等, 1985; ②据于崇文等, 1987, [15]; ③据湖南473队资料, ④由湖北地矿局实验室测定(I.C.P.), [13]; 其余由地矿部岩矿测试所测定(I.C.P.).



## 二、稀土元素的分馏作用

表1列出取自不同构造单元的花岗岩类(图1)的REE含量,无论单从岩性、成岩方式还是形成时代(介于548—95.7Ma)都不能解释REE分布型式之间如此巨大的差异(图2)。由于REE之间随着原子序数的增大出现一系列系统变化,它包括(1)镧系收缩;(2)离子势增高;(3)个别元素在氧化-还原条件下的价态改变(如 $Ce^{4+}$ 、 $Eu^{2+}$ );(4)重量差异,如Lu的原子量(174.96)几乎是钇(88.9)的二倍;(5)奇偶效应。因此,REE从本质上存在着发生分馏的内在根源。笔者认为,这种内在因素在成岩过程中通过局部物理化学环境的改变控制了REE的分馏作用。

### 1. 部分熔融作用

G. N. Hanson (1978) 曾讨论过不同深度和含水条件下玄武质岩石熔融的四种情况,其主要产物为英安质或安山质熔体以及角闪岩、麻粒岩、榴辉岩等残留体<sup>[9]</sup>。由于组成上述残留体的主要矿物(如角闪石、辉石、石榴石)均具有较大的HREE和MREE分配系数,因此这类熔体将不同程度地富集LREE。由各种沉积岩和花岗质岩组成的上部地壳发生熔融的情况也许更加复杂,不过Winkler (1976) 的实验表明最初熔出的总是具有花岗质成分的低熔组分。广泛的统计揭示,世界各地不同时代的沉积岩(如澳大利亚, Nance等, 1976)均富集LREE, 赣南地区震旦系至白垩系地层中 $\Sigma REE$ 为222.8—668.1ppm,  $\Sigma Ce/\Sigma Y = 4.75 \pm 1.69$ ,  $\delta Eu = 0.74 \pm 0.11$  (据赣南地调队资料, 1986)。南岭地区从四堡期至喜山期, 各类花岗岩亦总体富集LREE, 平均 $\Sigma Ce/\Sigma Y$ 值1.80—6.55, 总平均2.66 (袁忠信等, 1985)。以上讨论充分说明, 如果没有异乎寻常的富LREE残留固相, 要通过单纯的部分熔融作用直接导致富HREE的花岗岩几乎是不可可能的, 要使HREE在岩浆中得到聚集, 必须有其它地质过程参与。表1所列的安西黑云母花岗闪长岩、马其岗石英二长斑岩、关西黑云母钾长花岗岩、玉坑闪长岩和花岗斑岩等岩体相对较低的Rb含量(<300ppm)和较高的Sr (40—520ppm)、Ba (247—986ppm)含量表明其分异程度很低, 而仁居和河岭花岗斑岩则是与上侏罗统火山岩密切共生的次火山侵入体, 它们均属于以部分熔融作用为主、分离结晶很弱的实例, 其 $\Sigma Ce/\Sigma Y$ 值变化为7.84—2.43, 而Eu从不亏损到中度亏损。

### 2. 分离结晶作用

在分离结晶作用初期, REE作为痕量组分, 其行为可以用Rayleigh方程来描述, 它们主要呈类质同象置换Ca、Ti等元素进入铁镁矿物、钙质斜长石以及榍石、磷灰石等副矿物中。由于上述矿物的 $D_{LREE} > D_{HREE}$ , 从而使熔体向富集HREE方向演化。随着分异作用进行, 岩浆变得更富硅、碱质, 各种挥发组分(如 $H_2O$ 、F、Cl、 $HCO_3^-$ 等)含量增高, 固相线降低。大量稀土矿物(如褐帘石、硅钛铈矿、独居石、磷钇矿、褐钇铈矿、硅铈钇矿、稀土氟碳酸盐等)形成, 并成为REE的主要载体。这一点近来得到国内外研究者的广泛重视<sup>[9, 12]</sup>, 笔者分析测定和收集了南岭地区十几个花岗岩体的REE分配情况, 其中占岩石95%以上的主要造岩矿物对全岩REE的贡献仅为2—50%。这充分表明REE的晶出行为发生了重大改变, 它们不再服从稀溶液定律, 而在稀土矿物中成为化学计量组分, 因此必须考虑稀土矿物在熔体中的饱和度对REE分馏的重大影响<sup>[12]</sup>。这方面定量模型的建立尚有赖于实验资料的积累。有相当多的文献阐述了多阶段复式岩体(或岩套)中HREE在晚期富硅、碱质熔体中聚

集的一般趋势,位于湘桂粤北海西-印支拗陷区的大东山复式岩体即为一例。其第一期中粗粒黑云母花岗岩(178—180Ma, K-Ar)构成主体;第二期中粗、中细粒黑云母花岗岩分布较局限;第三期为最晚的补充侵入体——细粒白云母碱长花岗岩(144.8Ma, 锆石 U-Pb 不一致线),从早到晚岩石酸度增高、基性组分降低,一些微量元素比值变化: Ga/Al ( $2.9 \rightarrow 3.7 \times 10^{-4}$ )、Ba/Sr ( $3.2 \rightarrow 1.9$ )、Ti/Zr ( $6.1 \rightarrow 3.7$ )以及石英包裹体流体成分的变化: F/Cl ( $1.6 \rightarrow 4.8$ )和 K/Na ( $1.5 \rightarrow 2.7$ )反映岩浆经历了较强的分离结晶演化。与此同时, REE 发生强烈分馏,  $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y} 2.87 \rightarrow 0.74 \rightarrow 0.25$  (表1),导致最晚期岩石以萤石-氟碳钙钇矿-硅铈钇矿-褐钇铈矿组合为特征的 HREE 富集。足洞岩体也经历了类似的作用,但其早期结晶产物在岩体周围并未出露<sup>[6,13]</sup>。由于与花岗岩类有关的钨、锡、铌钽等成矿作用往往与晚期残余熔体相联系,因此富含 HREE 常常成为这类矿化岩体的重要特征之一。

### 3. 热重力扩散作用

又称“索列特效应”,通过热、重梯度在岩浆房中形成对流,并导致垂向与横向的成分分带,其下部和中心偏中性,集中 Ti、Mg、Ca、Zr、Sr、Ba 等组分,而顶部、边部更为酸性,大大富集 Rb、Cs、Nb、Ta、Th、U 和 HREE 以及挥发份 F 等。较著名的例子有美国加利福尼亚州的 Bishop 凝灰岩<sup>[14]</sup>和加拿大前寒武纪的 Redskin 花岗岩<sup>[15]</sup>。马昌前(1988)从岩浆动力学的角度论证了北京房山岩体由热重力扩散作用造成成份分带的可能性<sup>[16]</sup>。

华南广泛发育的具明显岩相分带的花岗岩体,除了分离结晶作用外,实际上往往有热重力扩散作用参与。据湖南473队资料,位于湘桂边界的姑婆山花岗岩系多期侵入的复式岩体,其第一期黑云母花岗岩具非常清楚的相带变化,从中心相至边缘相,岩石粒度变细,  $\text{SiO}_2$  含量增高,基性组分降低,并显示 HREE 在边部富集的趋势(表1)。另一个较好实例是湖南川口含钨花岗岩<sup>①</sup>,从深部到顶部的岩相变化为黑云母花岗岩→二云母花岗岩→白云母花岗岩,相应的  $\Sigma \text{REE}$  逐渐降低,  $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$  值为  $2.15 \rightarrow 1.28 \rightarrow 0.97$ ,同时 Eu 不断亏损。现有实验资料尚不能阐明热重力扩散作用中 REE 的分馏机理,但 Eu 和 Gd 在玄武岩和黑曜岩液相线附近很低的扩散系数 ( $10^{-7} \sim 10^{-9} \text{ cm/s}$ )<sup>[17]</sup>足以解释由热重力扩散造成的 HREE 聚集往往是局部的,而且富集程度相对较低、变化性很大。

### 4. 变质与混合岩化作用

在递进变质作用中,REE 没有明显的分馏作用。当变质作用进一步发展,在交代流体参与下,发生变质分异、混合岩化、流变作用及至重熔作用时,REE 将产生显著分馏。徐士进(1986)详述过相对封闭和开放系统两种情况下,混合岩化过程中 REE 的分馏行为,前者偏重系统内部的物质调整和局部熔融;后者涉及外来流体的加入和低熔组分的较大规模的迁移<sup>②</sup>。南岭地区许多混合花岗岩与其相应的先期变质岩之间 REE 分布型式的相似性见诸许多研究报道,如广东罗定、江西武功山<sup>③</sup>等,均可作为相对封闭系统的实例,REE 的分馏很微弱。与此相反,江西南桥燕山期混合岩-石英正长岩则是相对开放的混合岩化-重熔作用导致 REE 强烈分馏的实例(表1)。野外产状和一系列地球化学参数提供了该岩套继承演化关系的证据<sup>④</sup>。在混合岩化作用初期,由变质分异作用造成的长英质混合岩与分凝的暗色包体之间的 REE 分馏作用尚不十分显著,除了暗色包体  $\Sigma \text{REE}$  有所增高,以及对应出现的 Tb 正异常峰

① 尹琳, 1985, 南京大学硕士论文。

② 徐士进, 1986, 南京大学博士论文。 ③ 吴澄宇, 1988, 中国地质科学院博士论文。

和负异常谷之外,两者的分布型式十分相似(图2)。随着混合岩化作用的进一步发展,带有重熔特征的红色石英正长岩的 Tb 负异常更加明显,而且出现 Eu 和 Y 的负异常,曲线的斜率急剧向右陡倾,  $\Sigma\text{REE}$  高达 972.08ppm,  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$  值增至 15.23 (表 1, 图 2)。REE 主要呈褐帘石产出,含量高达 2154g/t。

### 5. 热液流体作用

它包括 (1) 富含挥发组分的热流体自岩浆中析出; (2) 流体自身的不混溶分离; (3) 热流体对固相岩石的交代作用。上述过程中流体成分对 REE 的分馏作用影响很大,如富 Cl 和富 F 流体分别与 LREE 和 HREE 具更强的络合能力<sup>[18,19]</sup>,而富  $\text{HCO}_3^-$  流体的情况可能很复杂,既可富集 LREE,也能聚集 HREE。足洞黑云母钾长花岗岩通过岩浆晚期富 F、 $\text{HCO}_3^-$  流体的自交代作用形成白云母钾长-碱长花岗岩过程中, HREE 更加富集<sup>[13]</sup>。

除了上述五种作用外,还有一些地质过程能够造成 REE 的分馏,如不同岩浆的混合作用,岩浆液态分离作用以及同化混染作用等等。很显然,相同地质作用的不同阶段可以造成花岗岩中完全不同的 REE 分布型式;反之,毫无关联的地质背景下所产生的岩石则可能具有类似的 REE 分布型式。因此,切忌简单地运用 REE 型式作为岩浆起源的标志。

## 三、锆石群型提供的证据

运用 J. P. Pupin (1980) 的方法<sup>[20]</sup>,笔者对 9 个岩体的 13 种不同岩性的岩石进行了锆石群型统计<sup>①</sup>,以了解锆石群型变化与岩浆形成条件和 REE 演化之间的关系。

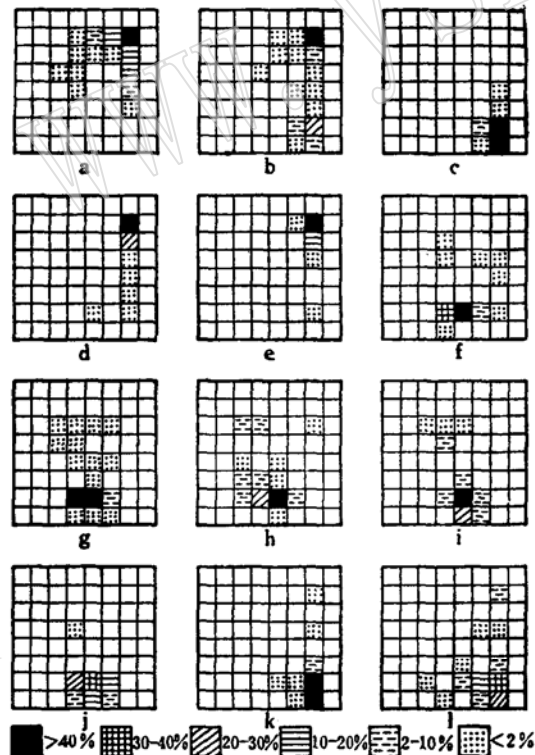


图 3 南岭地区部分花岗岩类锆石群型特征

Fig. 3 Zircon population types of granitoids from the Nanling Mountain area

- a—足洞白云母钾长-碱长花岗岩;
- b—足洞黑云母钾长花岗岩;
- c—关西黑云母钾长花岗岩;
- d—寨背顶第三期细粒白云母碱长花岗岩;
- e—寨背顶第二期中粒黑云母花岗岩;
- f—岚山巨斑状混合花岗岩;
- g—南桥片麻状混合岩;
- h—南桥白色石英正长岩;
- i—南桥红色石英正长岩;
- j—河岭花岗岩斑岩;
- k—玉坑花岗岩斑岩;
- l—玉坑闪长岩

① 锆石统计工作由王佩华助理研究员协助完成。



1. 在所统计的岩体中, 只有富 HREE 的足洞和寨背顶花岗岩出现以  $G_1$  为主的锆石群型<sup>①</sup> (图3 a、b、d、e; 照片1—3), 它在 Pupin 的图解中是各类岩浆演化的终极端员, 这表明 HREE 的聚集与岩浆分异的最晚阶段有关, 它提供了有利的物理化学环境。

2. 与交代、重熔作用有关的花岗岩类的锆石群型范围比 Pupin 描述的要大得多, 除许多加里东期混合岩和混合花岗岩发育以  $\{100\} \{311\} \{111\}$  聚形为主的锆石<sup>②</sup>, 相当于 Pupin 的  $\{110\} \{211\} \{101\}$ , 即低温 S 亚型和部分 L 亚型外, 还发育以高温 S 亚型 (如  $S_{2.3}$ 、 $S_{2.4}$  等) 为主的岩石, 如南桥、岚山、河岭等地 (图3, 照片4—6), 它们有向 D 型发展的趋势。上述岩石未经历分异结晶作用, 不同程度地富集 LREE。

3. 以  $P_2$  和 D 为主的锆石群型产于两种环境: 一类是碱性岩或碱性花岗岩, 如大龙山 (章邦桐等, 1988)、魁岐 (洪大卫等, 1987), 其演化趋势是晚期变生锆石晶体柱面消失, 出现 A 型 (仅发育  $\{111\}$  双锥) 锆石。另一类是具高温岩浆特征、处于演化早期的花岗岩类, 其源区带有明显的原始特征, 如玉坑、关西、四九等岩体 (图3, 照片7—9)。很显然, 较低的分馏程度决定了上述岩石相对富集 LREE。

锆石群型特征表明, 花岗岩的分异程度对 HREE 的聚集是至关重要的。

## 四、铅、铋同位素组成及其指示意义

### (一) 铅同位素组成

对取自11个岩体的18个钾长石、1个黄铁矿、3个全岩样品测定了铅同位素组成<sup>③</sup>, 其结果投绘于图4。图中还包括了部分收集的数据, 并标出 Doe 和 Zartman (1979, 1984) 不同源区铅同位素组成的演化曲线。绝大多数样品的  $\phi$  值模式年龄与其它方法获得的同位素年龄 (180—96.4Ma) 不一致, 落在上地壳演化线 (c) 以上的一般为负值年龄, 而落在上地幔演化线 (a) 附近的往往老于岩体的实际年龄。这是因为这些岩体的铅往往具有多阶段的演化历史, 单阶段  $\phi$  值年龄无计时意义。

1. 赣南后加里东隆起区: 数据点跨度很大, 但绝大多数分布在造山带演化线 (b) 以上, 许多点高于上地壳演化线 (c) (图4),  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  18.0—19.4;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.5—15.8;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  38.1—40.1, 表明成岩物质主要源自上地壳的可能性。李亿斗等 (1986) 曾认为富含 HREE 的西华山花岗岩具下地壳起源的成因<sup>④</sup>, 但岩体钾长石<sup>⑤</sup>及有关矿脉中方铅矿<sup>⑥</sup>的铅同位素组成落在 b 和 c 曲线之间, 因此不大可能源自亏损铀的下地壳。在  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  对  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解中, 所有的数据点都向下地壳演化线 (d) 一侧偏移, 因此, 不排除部分来自下地壳物质混染作用的可能性。由于 LREE 和 HREE 花岗岩类的铅同位素组成没有任何明显差别, 从而表明成岩物质的来源对 REE 的分馏不起决定性控制作用。

2. 湘桂粤北海西—印支拗陷区: 数据点的分布与赣南后加里东隆起区相同, 但稍离散。这似乎意味着两者具有性质相近的构造基底, 同属张理刚所划分的南岭铅同位素省<sup>⑦</sup>。

3. 江南地槽斜区: 所获数据点不多, 主要为火山岩全岩和有关的硫化物样品, 分布在 a 和

① Pupin 的锆石定向系统与我国通常采用的系统相差  $90^\circ$ 。

② 由地矿部地质研究所同位素实验室完成。

③ 叶瑛, 1985, 南京大学地质系博士论文。



b线之间, 往往靠近a线:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  17.9—18.1,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.4—15.6;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37.8—38.1, 其值范围与板溪群片岩中获得的数据十分接近, 反映原始造山带的成分特点, 并可能有地幔物质参与。

4. 钱塘海西-印支拗陷区: 构造上处于江南地背斜与华南褶皱系之间的过渡带, 铅同位素组成恰恰反映了这种过渡性质 (图4)。

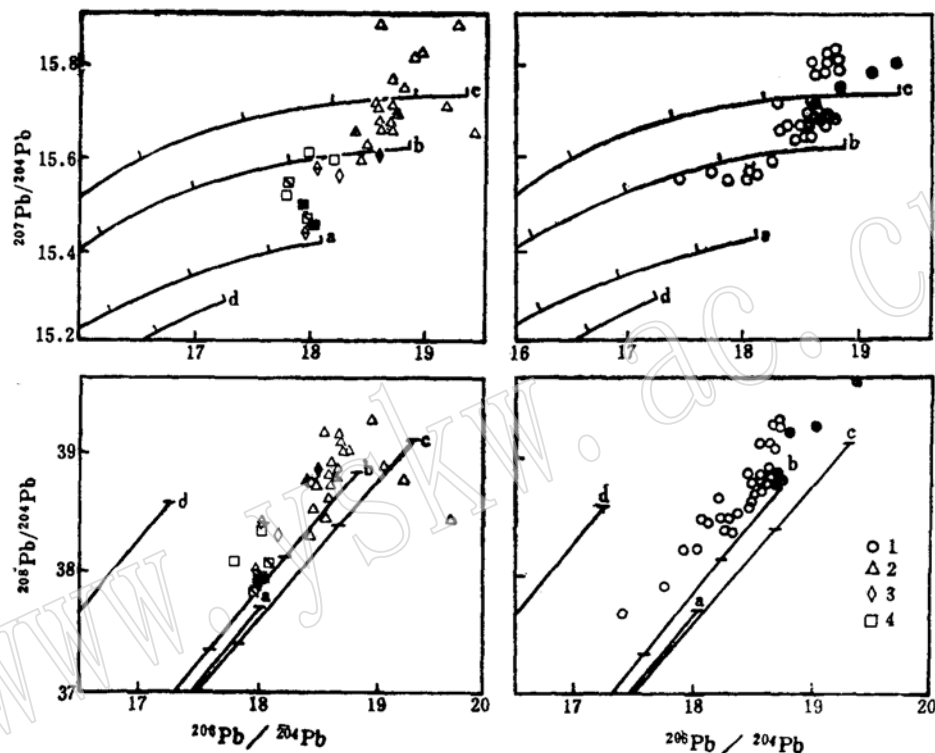


图4 南岭地区花岗岩类铅同位素组成图解 (仿 Doe 和 Zartman, 1984)

Fig. 4 Plot showing lead isotope compositions of granitoids from the Nanling Mountain area (after Doe and Zartman, 1984)

不同源区的铅同位素组成演化曲线: a. 上地幔; b. 造山带; c. 上地壳; d. 下地壳 数据点:  
1—赣南后加里东隆起区; 2—湘桂粤北海西-印支拗陷区; 3—钱塘海西-印支拗陷区; 4—江南地背斜区  
空心: 钾长石; 实心: 全岩; 空心符号带划线: 与岩体有关的硫化物(方铅矿、黄铁矿)

上述资料表明, 基底的性质控制着岩浆的起源, 不同构造单元内岩体铅同位素组成的差别反映了基底成分的差异, 但这种差异不能最终决定 REE 的分馏。

## (二) 锶同位素组成

据现有资料, 富 HREE 花岗岩类的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值均在 0.710 以上, 如足洞 0.7188<sup>(6)</sup>、西华山 0.7169<sup>(11)</sup>、大田一下汶滩 0.732<sup>●</sup> 等等, 而富 LREE 花岗岩则变化非常大, 如玉坑闪长岩 0.7036<sup>●</sup>、关西 0.7056<sup>(9)</sup>、安西 0.7056<sup>●</sup>、南桥石英正长岩 0.70899<sup>●</sup>、岚山混合花岗岩 0.7186<sup>●</sup> 等等。这与锆石群型的变化相印证, 说明由成熟度高的地壳物质派生的岩浆有可能构

● 据李成全等, 1987. ● 由地矿部地质研究所同位素实验室测定(磷灰石)。

成 HREE 富集的有利环境,但不是充分必要条件。如果说 HREE 的聚集是各种起源的岩浆在演化链上终端成员的产物,那么在演化过程中的局部环境(源岩性质、REE 初始特征、围岩条件、挥发组分等)则是控制这种演化进程的要素,它使岩浆系统处在许多“分叉”点上,而决定岩浆演化方向的因素很可能是偶然性的。

## 五、结 论

南岭地区的花岗岩类起源与古老地壳(1200~2000Ma)的活化、重熔作用密切相关。REE 在岩浆演化过程中具多种分馏方式,因此,简单地采用 REE 分布型式来鉴别花岗岩类的成因是不可能的。成熟度高的地壳物质所派生的岩浆和强烈的分离结晶作用是构成 HREE 聚集的必要条件,但不是充分必要条件。富 HREE 花岗岩与晚期残余熔体或岩浆房边部、顶部之间的内在联系,限制了它们在自然界分布的数量和规模。

## 参 考 文 献

- [1] 中国科学院贵阳地球化学研究所, 1979, 华南花岗岩类的地球化学, 科学出版社。
- [2] 莫柱孙、叶伯丹等著, 1980, 南岭花岗岩地质学, 地质出版社。
- [3] 南京大学地质学系, 1981, 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系, 科学出版社。
- [4] 李献华、M. Tatsumoto、桂训唐, 华南汤湖花岗岩中25亿年太古代残留锆石的发现及其意义初探, 科学通报, 第2期, 165—168。
- [5] 邓诗陵, 1987, 诸广山花岗岩复式岩基南部的同位素地质年代学, 地球化学, 第2期, 141—152。
- [6] 黄典豪、吴澄宇、韩久竹、张巧大, 1989, 江西足洞和关西花岗岩体的铀铅、钍-铀体系同位素特征及其地质意义, 岩石学报, 第1期, 37—38。
- [7] 黄董、D.J.De Paolo, 1989, 华南古生代花岗岩类<sup>143</sup>Nd-<sup>147</sup>Sr 同位素研究及华南基底, 岩石学报, 第1期, 23—36。
- [8] 江博明, 1987, 中国东南部花岗岩类同位素组成: 岩石成因和构造含义, 国际花岗岩成岩成矿作用学术讨论会论文摘要, 广州, 84—85。
- [9] Hanson, G. N., 1978, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.38, No.1, 26—43。
- [10] Cameron, K. L., 1986, Whole-rock/groundmass differentiation trends of REE in high-silica rhyolites, *Geoch. Cosmoch. Acta*, Vol.50, No.5, 759—769。
- [11] Michael, P. J., 1988, Partition coefficients for rare earth elements in mafic minerals of high silica rhyolites: The importance of accessory mineral inclusions, *Geoch. Cosmoch. Acta*, Vol.52, No.2, 275—282。
- [12] Watson, E. B. and Harrison, T. M., 1984, Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 35, 19—30。
- [13] 黄典豪、吴澄宇、韩久竹, 1988, 江西足洞和关西花岗岩的稀土元素地球化学及矿化特征, 地质学报, 第62卷, 第4期, 327—344。
- [14] Hildreth, W., 1979, The Bishop tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers, in *Ash Flow Tuffs*, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, Vol. 180, 43—75。
- [15] Ludington, S., 1981, The Redskin granite: evidence for thermogravitational diffusion in a precambrian granite batholith, *Jour. Geophys. Res.*, Vol.86, No. B11, 10432—10430。

- [16] 马昌前, 1988, 北京周口店岩株侵位和成分分带的岩浆动力学机理, 地质学报, 第62卷, 第4期, 329—341.
- [17] Magaritz, M. and Hofman, A.W., 1978, Diffusion of Eu and Gd in basalt and obsidian, *Geoch. Cosmoch. Acta*, Vol. 42, 847—858.
- [18] Flynn, R.T. and Burnham, C.W., 1978, An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing phase and silicate melts, *Geoch. Cosmoch. Acta*, Vol. 42, 685—701.
- [19] Bilal, B.A. et al., 1979, Complex formation of trace elements in geochemical systems I: Potentiometric study of fluoro-complexes of rare earth elements in fluorite-bearing model systems, *Jour. Inorg. Nuclear Chem.*, Vol. 41, 347—350.
- [20] Pupin, J. P., 1980, Zircon and granite petrology, *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 73, No. 3, 207—219.
- [21] 李亿斗、盛继福、LeBel, L., Giuliani, G., 1986, 西华山花岗岩下陆壳起源的证据, 地质学报, 第60卷, 第3期, 256—272.
- [22] 张理刚, 1988, 长石铅和矿石铅同位素组成及其地质意义, 矿床地质, 第7卷, 第2期, 55—64.

## Differentiation of Rare Earth Elements and Origin of Granitic Rocks, Nanling Mountain Area

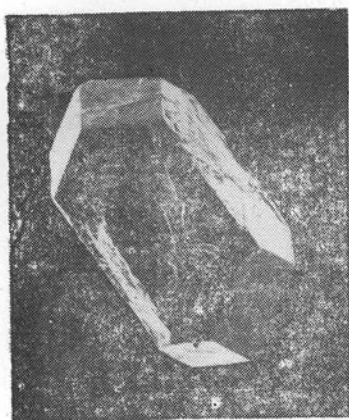
Wu Chengyu    Huang Dianhao    Bai Ge    Ding Xiaoshi  
(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences)

Key words: differentiation of REE, granitoids, Nanling Mountain area

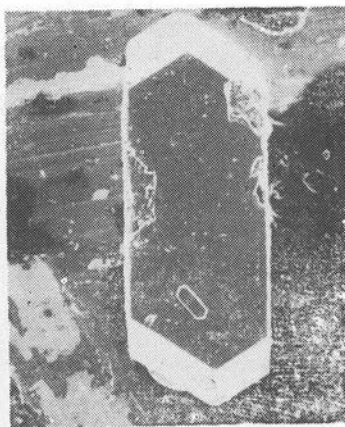
### Abstract

In Nanling Mountain area, a very important metallogenic province of China, the various granitic rocks with different ages are widely distributed. During the evolution of these granitoids which resulted from rejuvenation and anatexis of the old basement (1200—2000Ma), the main ways for REE differentiations were: (1) partial melting; (2) fractional crystallization; (3) thermogravitational diffusion; (4) differentiations of metamorphism and migmatism, and (5) hydrothermalism. Among them the (2) and (3) processes are the most important ones for HREE concentration in magma. Based on the data of tectonic setting, lead and strontium isotopic compositions and zircon population types, it is concluded that local physicochemical environment of magma is the key constraints to REE fractionations.

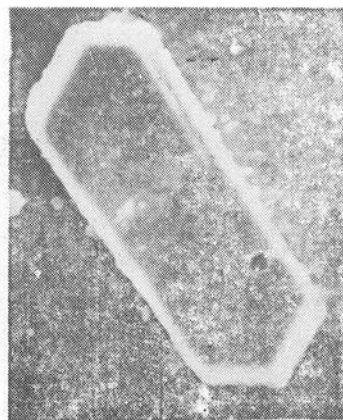




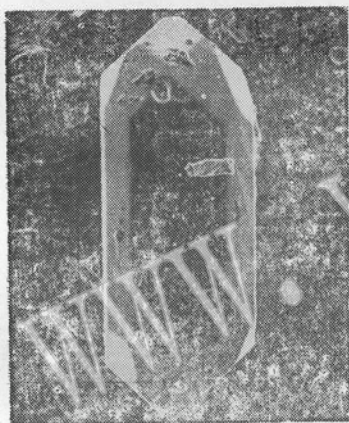
照片 1. 足洞白云母钾长-碱长花岗岩,  $G_1$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 350$



照片 2. 寨背顶细粒白云母碱长花岗岩,  $G_1$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 550$



照片 3. 为照片 2 中锆石包体的放大, 亦属  $G_1$  亚型, 表明锆石晶出环境的相对稳定性,  $\times 5550$



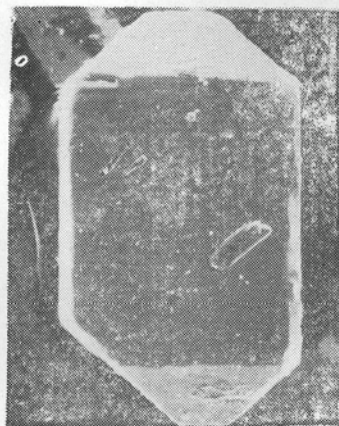
照片 4. 岚山巨斑状混合花岗岩,  $S_{18}$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 260$



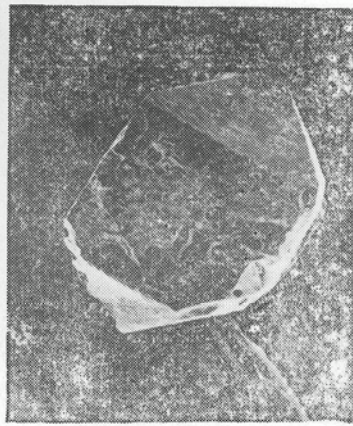
照片 5. 南桥红色石英正长岩,  $S_{24}$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 300$



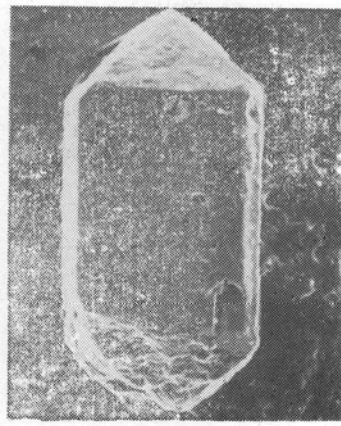
照片 6. 河岭花岗斑岩,  $J_4$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 280$



照片 7. 玉坑花岗斑岩,  $P_5$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 558$



照片 8. 关西黑云母钾长花岗岩, D 型锆石。扫描电镜,  $\times 250$



照片 9. 四九花岗斑岩,  $P_5$  亚型锆石。扫描电镜,  $\times 800$