

# 江西岩背火山-侵入杂岩的微量元素协变关系及其岩浆房成分分带形成机制的探讨

刘昌实 沈渭洲 熊小林 王德滋

(南京大学地球科学系 南京 210008)

**提 要** 以根据岩背斑岩锡矿区火山-侵入杂岩的微量元素 Sr、Rb、Er、Hf、Nb 等协变关系,探讨了岩浆房成分分带的形成机理。认为初始岩浆的形成主要是经过两次聚集熔融作用(第一次熔出酸性岩浆,第二次熔出中酸性岩浆)。酸性岩浆未喷出地表的部分在中深部位经过平衡结晶作用(非理想),使 F、H<sub>2</sub>O 和成矿元素明显集中于晚期岩浆中。

**主题词** 火山-侵入杂岩 微量元素 协变关系 岩浆房分带

江西会昌岩背大型斑岩锡矿位于武夷山南段稀有金属-锡钨成矿带内。它于 1985 年由江西地质科学研究所与物化探大队发现并联合勘探,是继银岩斑岩锡矿之后华南锡矿找矿工作的又一重大突破。由于它是 Sn-F 型而不同于驰名中外的玻利维亚的 Sn-B 型,是重要的典型矿例之一。

## 1 地质概况

岩背锡矿位于石城-寻乌断裂带上。后者是邵武-河源断裂在江西境内的延伸部分。目前国内地质学家均把这一断裂作为华夏古陆与华南加里东地槽区的拼贴带(水涛 1987;兰玉琦 1990;徐克勤 1991)。据台湾黑水地学大断面综合研究的最新成果,该断裂切入深度约 15km,只达浅变质基底,因而推断该带上分布的燕山晚期火山-侵入杂岩源区物质以成熟型陆壳为主(陆壳重熔型或 S 型)<sup>①</sup>。江西地矿局赣南地调队(1989)将本区 K<sub>1</sub> 鸡笼嶂组火山岩划分为第 1、2 岩性段(以安流质为主)和第 3、4、5 岩性段(流纹质为主)<sup>②</sup>。但根据本次野外和室内观察的综合,发现原定英安流纹质角砾凝灰岩应为角砾熔岩,具明显爆破侵入角砾构造(图 1),是沿东侧环状断裂侵入的次火山岩,而不是层状火山岩。此外还在英安流纹质角砾熔岩中发

• 本文 1993 年 3 月 23 日收到,1993 年 10 月 9 月 25 日改回。

本文为国家自然科学基金和教委博士点基金联合资助。

第一作者简介:刘昌实 57 岁 教授 岩石学专业

① 中国地质勘察设计院,1990.台湾黑水地学大断面综合研究。

② 江西地矿局赣南地调队,1989.1:5 万下营幅区调报告。

现有细粒花岗岩的捕虏体(图2),因而认为流纹质火山侵入活动应在前,英安流纹质侵入活动在后,并将本区火山侵入活动的时序划分调整如下。

1. 第一旋回的岩浆作用可划分如下四个阶段:

(1) 第一阶段以酸性岩浆喷发为主,主要形成灰流相流纹质熔结凝灰岩、凝灰岩和少量角砾凝灰岩。其产状从火山中心向外倾(图3)。

(2) 第二阶段是流纹质岩浆的喷溢侵出,形成(次)流纹斑岩。岩石所含钾长石为低微斜长石<sup>①</sup>。斑晶多因隐爆而部分自碎。岩石的地球化学特征与第一阶段的相似,因此在下文将两者合并一起讨论。

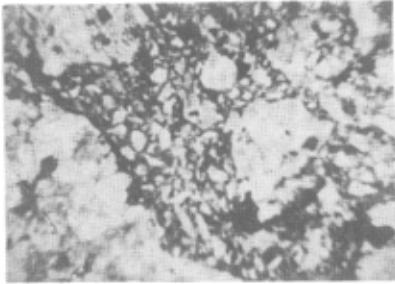


图1 (次)英安流纹岩的侵入角砾构造

左下部角砾为细粒花岗岩捕虏体,

岩背增坑, ×15, 单偏光, 薄片号: YB9

Fig. 1 Intrusive breccia structure of subvolcanic dacite-rhyolite in Yanbei area

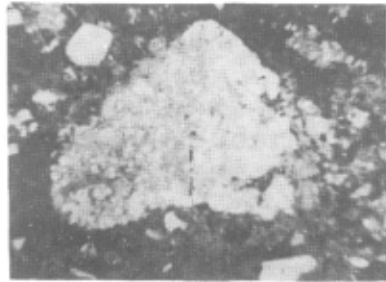


图2 (次)英安流纹岩细粒花岗岩

捕虏体(中心部位)

岩背增坑, ×15, 单偏光, 薄片号: YB8-1

Fig. 2 The xenolith of fine-grained granites in subvolcanic dacite-rhyolites of Yanbei area

(3) 第三阶段形成浅成相含黄玉花岗斑岩和中深成相含黄玉花岗岩。东侧为岩背岩体, 西侧为凤凰岩岩体。饼状富锡矿体赋存于岩背花岗斑岩与(次)流纹斑岩的内外接触带上。

(4) 第四阶段形成黄英岩, 它呈脉状出露于凤凰岩杂一带。它的成因牵涉问题复杂, 有另文专述。

2. 第二旋回是(次)英安流纹岩侵出。据熊小林(1992)Rb-Sr定年, 熔结凝灰岩、花岗斑岩和(次)英安流纹岩的成岩年龄分别为  $136.53 \pm 3.44\text{Ma}$ 、 $123.35 \pm 5.14\text{Ma}$  和  $122.34 \pm 9.87\text{Ma}$ <sup>②</sup>。本文对前两组岩石的 Rb-Sr 定年, 得到年龄值分别为  $121.3 \pm 1.8\text{Ma}$  和  $113.8 \pm 0.4\text{Ma}$ 。这些测定结果与上述岩浆活动旋回和阶段的划分基本一致。

3. 第三旋回为成矿期以后的一次岩浆活动, 形成闪长斑岩。他们普遍切穿锡矿体, 但规模很小。

根据以上划分, 本区岩浆活动从早到晚岩性由酸性变为中酸性, 呈反序分布, 表明岩浆

① 刘昌实等. 1993. 岩背含锡斑岩主要造岩矿物标形特征. 矿物学报, 待刊.

② 熊小林. 1992. 南京大学地球科学系硕士论文.

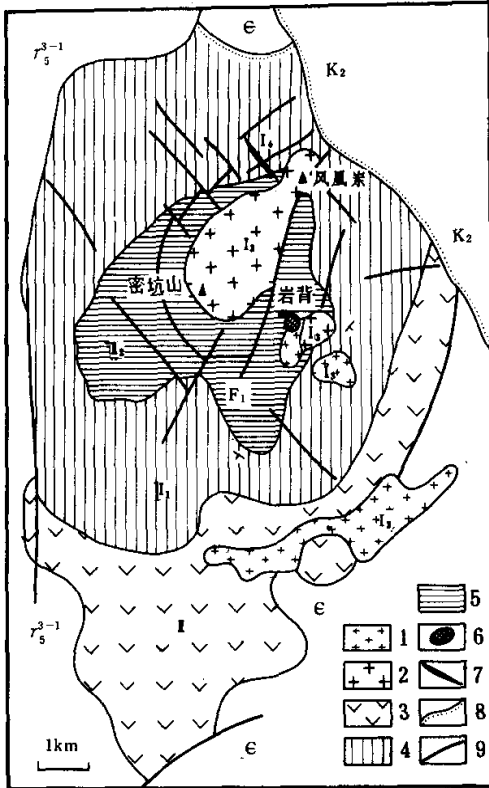


图3 岩背斑岩锡矿区地质略图(据江西省地矿局1/5万区测修编)  
 1. 含黄玉花岗岩; 2. 含黄玉花岗岩; 3. (次)英安流纹岩; 4. 熔结凝灰岩、凝灰岩、夹流纹斑岩; 5. (次)流纹斑岩; 6. 锡矿体; 7. 黄英岩脉; 8. 不整合接触; 9. 断层; ε为寒武系; K<sub>2</sub>为上白垩统; 凤<sup>1</sup>为燕山早期花岗岩

Fig. 3 Schematic geological map for the porphyry tin deposit of Yanbei area

房具有成分分带的特征。各旋回、阶段的代表性岩石的化学成分和微量元素含量列于表1和2。

作为一个整体而言, 本区火山-侵入杂岩主要成分特点是: (1)第一旋回岩石特别富 SiO<sub>2</sub> (> 73%), 贫 TiO<sub>2</sub>、MgO, 而第二旋回(次)英安流纹岩相对贫 SiO<sub>2</sub> (< 67%), 富 TiO<sub>2</sub>、MgO, 两者之间存在着明显的“成分断层”。(2)富 F 贫 Cl, 具有高的 F/Cl 比值, 流纹质火山岩、花岗斑岩(花岗岩)和(次)英安流纹岩的这个比值分别为 19~75, 100~552 和 8~79(下面数据的顺序与此同)。(3)相对富 K<sub>2</sub>O 贫 Na<sub>2</sub>O, Na/K (atm)除样品 No. 19(表1)外, 均 < 1, 分别为 0.008~0.960, 0.477~1.048 和 0.844~1.498。(4)弱至强的过铝质, 具略高的 A/NKC 值, 分别为 1.034~2.756, 0.927~1.125 和 1.057~1.136。(5)中等碱质, NK/A (atm) < 0.9, 分别为 0.330~0.754, 0.724~0.897 和

0.581~0.708。(6)由于富 F、H<sub>2</sub>O, 具有较高的 NBO/T 值, 分别为 0.134~0.472, 0.097~0.183 和 0.168~0.204。明显高于维氏花岗岩平均值。

本次对岩背流纹质火山岩 5 件 Rb-Sr 等时线定年<sup>①</sup>, 获得  $t = 121.3 \pm 1.8 \text{Ma}$ ,  $I_{sr} = 0.7115 \pm 0.0006$ ; 4 件花岗斑岩和花岗岩样品的 Rb-Sr 等时线定年, 获得  $t = 113.8 \pm 0.4 \text{Ma}$  和较高的  $I_{sr}$  值(0.7119 ± 0.0005)。ε<sub>Nd</sub>(*t*) 值测定和计算结果是: 熔结凝灰岩为 -8.9~-9.2; (次)流纹斑岩为 -8.9; 花岗斑岩为 -5.5; (次)英安流纹岩为 -9.2, 均具较低的值。

① 沈渊洲等, 1993. 岩背斑岩锡矿同位素地球化学特征, 待刊。

表1 岩背火山-侵入杂岩化学成分(重量%)

Table 1 The chemical compositions for volcanic-intrusive complex in Yanbei area (wt%)

序号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	H <sub>2</sub> O	2F=O	总量
1	76.51	0.05	12.61	0.76	1.29	0.05	0.07	0.85	2.57	4.07	0.00	0.254	1.14	0.11	100.11
2	77.06	0.05	12.47	0.53	0.67	0.04	0.00	0.21	1.86	5.13	0.00	0.066	1.31	0.03	99.36
3	79.89	0.05	12.32	0.80	0.73	0.04	0.02	0.22	0.02	3.73	0.00	0.173	2.13	0.07	100.05
4	78.46	0.03	10.33	0.35	1.46	0.06	0.04	1.21	1.16	5.41	0.00	0.053	1.41	0.02	99.95
5	74.99	0.05	13.12	0.48	0.98	0.04	0.00	0.23	2.24	5.13	0.00	0.048	0.76	0.02	98.05
6	76.84	0.05	12.84	0.49	0.79	0.05	0.00	0.22	1.94	5.05	0.00	0.076	1.11	0.03	99.43
7	76.13	0.01	12.17	0.39	1.12	0.11	0.00	1.17	2.93	5.25	0.00	0.565	0.70	0.24	100.30
8	75.31	0.01	12024	0.49	1.52	0.07	0.00	1.23	2.96	5.64	0.00	0.700	0.79	0.29	100.67
9	76.63	0.04	12.21	0.60	1.02	0.04	0.00	1.01	2.88	5.25	0.00	0.368	0.87	0.15	100.76
10	75.70	0.01	12.81	1.02	0.86	0.04	0.00	1.10	1.82	5.80	0.00	0.700	1.34	0.29	100.91
11	75.78	0.04	12.38	0.37	1.32	0.05	0.00	1.16	3.24	5.26	0.00	0.880	0.67	0.37	100.78
12	75.98	0.02	12.27	0.39	1.45	0.07	0.00	1.15	3.33	4.83	0.00	0.800	0.52	0.34	100.47
13	74.68	0.04	12.49	0.58	1.58	0.12	0.00	1.21	2.92	4.88	0.00	1.160	0.91	0.49	100.08
14	76.04	0.02	12.17	0.58	1.09	0.09	0.00	1.19	2.87	4.85	0.00	0.960	0.75	0.40	100.21
15	73.48	0.05	13.43	0.49	1.65	0.05	0.34	0.98	2.91	6.03	0.00	1.260	0.58	0.53	100.72
16	76.31	0.02	12.17	0.33	1.18	0.06	0.00	0.95	2.81	4.77	0.00	0.160	0.74	0.49	100.01
17	77.55	0.07	11.86	0.45	1.04	0.03	0.02	0.63	3.06	4.79	0.00	0.564	0.66	0.24	100.48
18	77.57	0.02	12.00	0.40	0.59	0.03	0.00	0.33	2.77	5.09	0.00	0.400	0.79	0.17	99.82
19	64.67	0.62	16.14	1.75	3.31	0.14	0.72	3.24	3.42	3.97	0.08	0.159	1.16	0.07	99.31
20	66.27	0.55	15.53	1.56	2.80	0.09	0.45	1.47	3.06	5.51	0.06	0.270	1.95	0.11	99.46

1~4 为流纹熔结凝灰岩; 5~6 为(次)流纹斑岩; 7~10 为含黄玉花岗岩; 11~18 为含黄玉花岗岩; 19~20 为(次)英安流纹岩。

## 2 带状岩浆房形成机制的重现

### 2.1 方法和结果

在我国东南部中生代火山盆地中,火山-侵入杂岩成分反序分布的例子并不罕见,表现为先期喷发的火山岩相对富 SiO<sub>2</sub>,晚期喷发的火山岩或侵入的次火山岩成分相对贫 SiO<sub>2</sub>,如有较高研究程度的桐庐火山盆地(王德滋等 1982)、钟腾火山盆地(陈克荣等 1980)以及本文的岩背火山盆地等都是较典型的实例。这种反序现象据认为是岩浆房成分分带造成的。Minster (1978)和 Hildreth(1979; 1981)提出,造成岩浆房的成分分带的机制是多种的,主要有:(1)分离熔融和平衡结晶作用(Cameron 1984), (2)批式熔融和平衡结晶作用(Michael 1983), (3)聚集熔融和聚集分离结晶作用(杨浩 1990), (4)岩浆混合作用、对流作用和岩浆喷泉作用(Lauguir 1978), (5)岩浆不混溶作用(王联魁等 1987), (6)热扩散作用等(Collins 1982)。在上述这些岩浆形成和结晶作用过程中微量元素的丰度变化根据 Nernst 分配理论都已有成熟的数学表达式。由这些数学表达式已推导出元素-元素、比值-比值、分子相同的比值-比值、分母相同的比值-比值之间特定的协变关系(Vollmer 1976; Lauguir 1978; 江培谟 1988; 杨浩 1990),笔者加以归纳列于表 3。在给出  $n$  件样品  $m$  个元素分析值后用最小二乘方拟合方法,以线性方程( $y=ax+b$ ), 幂方程( $y=ax^b$ )和双曲方程( $y=ax+bxy+cy+d=0$ )分别进行计算,取其正态分布好、相关系数( $R$ )高(取  $R > 0.06$ )的协变关系进行比较,以资判别造成带

状岩浆房及其以后成岩作用的主要机制。岩背火山-侵入杂岩 20 件微量元素分析结果列于表 2。取 Sr、Rb、Zr、Hf、Nb 等 5 种元素按表 3 中不同协变样式分别计算线性函数、双曲函数和幂函数的相关系数，兹讨论如下。

表 2 岩背火山-侵入杂岩微量元素含量(μg/g)  
Table 2 Trace element contents of volcanic-intrusive rocks in Yinbei area(μg/g)

序号	Rb	Sr	Zr	Nb	Hf	Sn	W	Sc	Cr	Ni	Pb	Zn	Cl
1	357	26.6	120.0	17.4	4.3	34.4	3.7	5.8	82.0	3.5	40.4	114.4	86.4
2	378	47.5	140.8	34.9	9.8	2.1	1.9	6.4	23.0	3.2	36.6	52.5	27.4
3	289	6.6	139.6	21.8	9.9	0.0	1.8	10.6	18.0	1.7	79.0	89.7	4.2
4	225	57.7	111.0	21.5	7.9	0.0	1.9	4.5	50.0	6.2	28.7	57.5	29.2
5	338	33.5	135.2	27.9	7.8	28.3	2.7	6.1	0.0	3.5	65.5	163.6	34.4
6	385	26.2	139.8	25.7	4.9	16.1	1.8	6.7	10.0	4.3	70.6	90.6	25.2
7	551	30.0	150.9	76.8	8.3	14.0	16.4	1.1	45.0	10.0	42.4	88.3	29.8
8	723	22.0	154.2	78.0	5.3	8.6	14.1	0.9	22.0	14.9	43.7	70.1	42.2
9	530	16.7	174.8	74.8	6.7	2.5	13.6	1.2	16.0	6.4	31.7	49.7	25.9
10	938	16.8	153.8	101.9	10.2	19.2	16.7	1.6	8.0	11.6	27.8	140.7	31.6
11	795	18.0	164.5	93.5	10.3	39.7	20.5	1.3	12.0	13.5	28.0	83.4	40.4
12	694	16.7	152.8	74.9	10.1	49.4	13.6	1.1	36.0	12.1	32.8	82.6	49.6
13	842	19.5	155.3	75.3	7.5	43.2	20.1	1.2	26.0	11.2	55.5	168.0	116.0
14	789	25.8	142.8	73.0	9.4	134.7	20.1	1.1	3.2	9.4	31.2	82.4	26.0
15	912	25.0	164.9	61.5	6.9	66.6	27.8	2.7	9.0	10.5	33.2	89.0	74.8
16	940	29.6	139.5	74.2	10.6	17.0	16.3	1.4	31.0	12.9	29.5	85.1	21.2
17	821	11.3	183.5	86.5	7.4	24.1	14.8	3.8	14.8	10.7	16.3	55.5	50.8
18	787	12.2	164.6	59.0	9.9	27.6	8.0	3.3	16.0	28.3	47.2	34.2	26.0
19	174	375.5	300.1	16.8	12.1	17.3	2.3	10.1	75.0	5.5	33.5	154.8	198.00
20	254	289.2	319.1	14.7	13.9	113.6	5.7	8.3	8.0	4.2	33.3	195.5	33.6

顺序号代表的岩石名称同表 1。

表 3 不同岩浆演化机制下的元素协变关系  
Table 3 Trace element covariance plots in the different magmatic evolution mechanisms

机制	样式	(1) $u/v-x/y$	(2) $x-y$	(3) $x/y-x$	(4) $x/v-x/y$	(5) $u/y-x/y$	(6) $x/y-1/y$
I	分离结晶分离熔融热扩散	幂	幂	幂	幂	幂	幂
II	混合不混溶对流	双曲	直线	双曲	双曲	直线	直线
III	平衡结晶批式熔融	双曲	双曲	直线	直线	双曲	双曲
IV	聚集熔融	近直线	近直线	近双曲	近双曲	近双曲	近双曲

注  $x, y, u, v$  分别为四种不同微量元素形式的符号。

2.1.1 第 1 样式( $u/v-x/y$ )<sup>①</sup>

8 组比值-比值的相关系数列于表 4。其相关系数的关系基本上是  $R_l(1) > R_p(1) > R_h(1)$ <sup>②</sup>，

①  $u, v, x, y$  分别为四种不同微量元素形式的代号。

②  $R_l, R_p, R_h$  分别为线性函数、幂函数、双曲函数的相关系数。

括号内数字代表3中样式序数。其中第2、3、4、5、6、7组比较典型。图4a给出Sr/Zr-Hf/Rb的散点图,拟合的线性方程为 $Hf/Rb=0.069+0.0499(Sr/Zr)$ 。这表明表3中机制N成立,而机制I、I、III可能被排除。

表4 岩背火山-侵入杂岩微量元素协变关系

Table 4 The covariance plots of trace element for Yanbei volcanic intrusive complex

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
第1样式 $u/v-x/y$									
	Sr/Rb -Zr/Nb	Sr/Zr -Hf/Rb	Sr/Zr -Hf/Nb	Sr/Hf -Zr/Nb	Sr/Nb -Zr/Rb	Sr/Nb -Hf/Rb	Zr/R -Hf/Nb	Zr/Nb -Hf/Rb	
直线	0.98	0.91	0.85	0.91	0.97	0.90	0.90	0.89	
双曲	0.67	0.27	0.32	0.23	0.64	0.57	0.71	0.79	
幂	0.86	0.67	0.67	0.72	0.89	0.81	0.88	0.83	
第2样式 $x-y$									
	Rb-Sc	Rb-F	Sr-Zr	Y-Ni	Rb-W	Rb-Yb	W-F	Sc-Yb	Nb-Yb
直线	-0.86	0.87	0.89	0.92	0.86	0.92	0.93	-0.89	0.97
双曲	-0.66	0.57	0.17	0.79	0.75	0.89	0.81	-0.80	0.97
幂	-0.76	0.81	0.63	0.91	0.87	0.93	0.93	-0.89	0.98
第3样式 $x/y-x$									
	Rb/Zr-Rb	Nb/Zr-Nb	Sr/Rb-Sr	Sr/Nd-Sr	Sr/Hf-Sr	Zr/Rb-Zr	Zr/Nb-Zr		
直线	0.96	0.97	0.98	0.99	0.99	0.83	0.83		
双曲	0.86	0.85	0.74	0.65	0.96	0.26	0.14		
幂	0.93	0.94	0.95	0.93	0.95	0.59	0.51		
第4样式 $u/y-x/y$									
	Rb/Sr -Zr/Sr	Zr/Sr -Hf/Sr	Rb/Sr -Hf/Sr	Rb/Sr -Nb/Sr	Rb/Zr -Nb/Zr	Rb/Hf -Nb/Hf	Zr/Sr -Hf/Sr	Zr/Sr -Nb/Sr	Hf/Sr -Nb/Sr
直线	0.82	0.93	0.70	0.94	0.88	0.86	0.93	0.75	0.60
双曲	0.96	0.98	0.98	0.96	0.94	0.94	0.98	0.96	0.97
幂	0.94	0.95	0.92	0.98	0.94	0.93	0.95	0.93	0.91
第5样式 $x/u-x/y$									
	Sr/Rb -Sr/Zr	Zr/Rb -Zr/Nb	Sr/Zr -Sr/Hf	Sr/Rb -Sr/Hf	Sr/Rb -Sr/Nb	Sr/Zr -Sr/Nb	Hf/Rb -Hf/Nb		
直线	0.96	0.94	0.98	0.98	0.97	0.96	0.94		
双曲	0.82	0.88	0.93	0.70	0.94	0.75	0.84		
幂	0.94	0.94	0.95	0.92	0.97	0.93	0.93		
第6样式 $x/y-1/y$									
	Zr/Rb -1/Rb	Hf/Sr -1/Sr	Zr/Nb -1/Nb	Rd/Sr -1/Sr	Zr/Sr -1/Sr	Nb/Sr -1/Sr	Nb/Zr -1/Zr		
直线	0.85	0.96	0.85	0.73	0.98	0.65	0.14		
双曲	0.96	0.99	0.97	0.98	0.97	0.99	0.83		
幂	0.92	0.95	0.94	0.95	0.97	0.93	0.51		

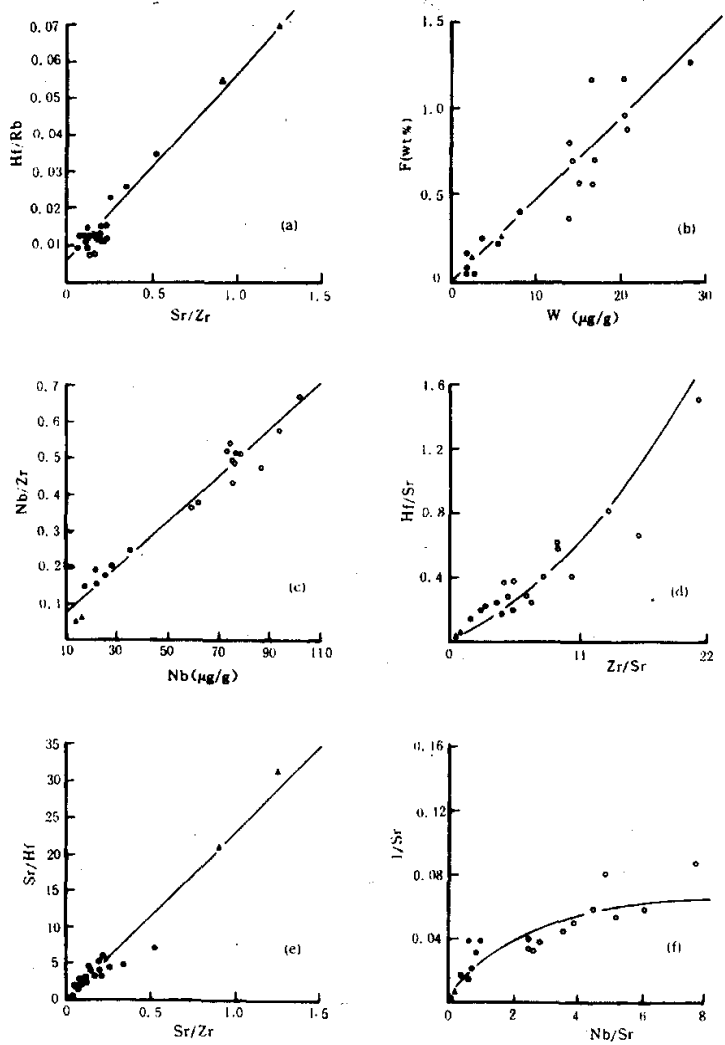


图 4 岩背火山-侵入杂岩微量元素 6 种不同协变样式的投影  
 黑点为熔结凝灰岩和(次)流纹斑岩；圆圈为含黄玉花岗岩和含黄玉花岗岩；黑三角为(次)英安流纹岩  
 Fig. 4 Covariant plots of trace elements in six different coordinates of  
 Yanei volcanic-intrusive complex

2.1.2 第 2 样式(x-y)

9 组元素-元素的相关系数列于表 4。其中 1、2、3、4 组的关系是  $R_1(2) > R_p(2) > R_b(2)$ ，而 5、6、7、8、9 组则是  $R_1(2) \approx R_p(2) > R_b(2)$ 。图 4b 给出 W-F 散点图，拟合的方程为  $F = 78$ 。

3618+467.3627W。随着从火山岩到花岗岩演化,  $F$ 、 $W$  有同步增长的趋势。根据第2样式协办关系证明, 机制Ⅳ、Ⅰ存在, Ⅰ、Ⅲ被排除。下文在第4、6样式中将要讨论机制Ⅰ被排除。所以这里  $R_1(2)$  占优势应是机制Ⅳ的反馈, 与机制Ⅰ无关。

### 2.1.3 第3样式( $x/y-x$ )

表4列出7组元素分子相同比值的协变关系, 全部为  $R_1(3) > R_p(3) > R_b(3)$ 。图4c是 Nb-Nb/Zr 的协变图, 拟合方程为  $Nb/Zr = 0.0128 + 0.000624Nb$ 。演化趋势也十分突出, 从(次)英安流纹岩→熔结凝灰岩→花岗岩, Nb 丰度逐渐趋增高。这一样式的协变关系排除表3中机制Ⅰ、Ⅰ、Ⅳ的存在, 表明机制Ⅲ在这些元素的演化中起重要作用。此处机制Ⅳ不存在而机制Ⅲ存在与第1、2样式结论相悖。

### 2.1.4 第4样式( $u/y-x/y$ )

表4列出9组分母相同比值比值的相关系数, 其关系式为  $R_b(4) > R_p(4) > R_1(4)$ 。图4d是 Zr/Sr-Hf/Sr 的协变图。拟合的双曲方程为  $(Zr/Sr) + 0.7792(Zr/Sr)(Hf/Sr) - 23.8006(Hf/Sr) = 0$ 。在这一样式中虽然  $R_p(4) < R_b(4)$  但也很接近于  $R_b(4)$ 。因此用它们反演造成岩浆房成分分带的机制是不灵敏的。未出现  $R_1(4)$  占优势, 机制Ⅰ可以排除。

### 2.1.5 第5样式( $x/u-x/y$ )

表4列出了7组协变关系中, 都存在  $R_1(5) > R_p(5) > R_b(5)$  情形, 这与第3样式结论是相似的。图4e是 Sr/Zr-Sr/Hf 的散点图, 拟合方程为  $Sr/Hf = -0.7792 + 23.806(Sr/Zr)$ 。

### 2.1.6 第6样式( $x/y-1/y$ )

表4列出7组协变关系, 其中除第2、5组三种函数相关系数比较接近外, 其它各组都是  $R_b(6) > R_p(6) > R_1(6)$ 。图4f表示 Nb/Sr-1/Sr 的图解, 拟合方程为  $(Nb/Sr) - 14.8020(Nb/Sr)(1/Sr) - 15.1888(1/Sr) = 0$ 。根据这种情况, 表3中机制Ⅰ、Ⅰ应被排除, 但Ⅲ、Ⅳ存在。此处Ⅲ、Ⅳ机制的存在与第1、2、5样式结论吻合。

综上所述, 除第4样式无判别意义外, 5种样式判别结果是: 第Ⅲ、Ⅳ机制各成立3次, 排除2次; 第Ⅰ机制成立1次, 排除4次; 第Ⅰ机制成立0次, 排除5次。结合本区具体地质情况对带状岩浆房的成因可得出如下意见:

(1) 聚集熔融(机制Ⅳ)是本区初始岩浆房成分分带的最主要机制。这与第一旋回流纹质岩浆与第二旋回英安流纹质岩浆之间存在的“成分断层”相吻合(表1、2)。

(2) 当岩浆房顶部的岩浆喷发形成本区层状火山岩之后, 岩浆房内部的蒸气压力降低, 余留房内的酸性岩浆主要在平衡结晶(非理想)作用的制约下(机制Ⅲ), 在不同深度上形成含黄玉花岗斑岩(浅成相)和含黄玉花岗岩(中深成相)。在这两种岩石中斜长石环带构造不发育, 岩性均一可予以证明。但不排除在结晶过程中分离结晶也起某种作用以及结晶晚期可能发生流体-岩浆不混溶作用。

(3) 第6样式中  $R_1(6)$  和第4样式中  $R_1(4)$  都没有出现优势, 而第2样式中  $R_1(2)$  占优势又属于机制Ⅳ的反馈, 表明岩浆混合作用以及协变样式与其相似的对流、喷泉作用等在本区带状岩浆房的形成中可以排除。在本区侵入岩中没有发现暗色淬冷包体和条带等可作为佐证。

## 2.2 某些协变关系的不确定性

从理论分析可知, 当幂方程的幂( $b$ 值)接近于1, 或双曲方程二次项系数  $b$  值接近于0,



它们实际上已接近于直线方程。计算的三种函数的相关系数接近相等,即  $R_l \approx R_p \approx R_b$ 。如 Nb-Yb 组(表 4), 计算的线性方程为  $Yb = 0.2591 + 0.1709Nb$  ( $R_l = 0.9659$ ); 幂方程为  $Yb = 0.1763Nb^{0.9968}$  ( $R_p = 0.9697$ ); 双曲方程  $Nb - 0.0096(Nb)(Yb) - 5.4050(Yb) = 0$  ( $R_b = 0.9700$ )。究其原因, 这是因为元素-元素幂函数协变的形式方程为  $y = y_0(x/x_0)^{(D_x-1)/(D_y-1)}$ ①, 双曲函数的形式方程为  $y_0(D_x-1)x + (D_y-D_x)xy - x_0(D_y-1)y = 0$ ,  $D_x = D_y$  时, 上两式就相当于通过原点的线性方程, 这表明对于酸性岩而言, Nb、Yb 为同程度不相容元素, 其总体分配系数  $D_{Nb} = D_{Yb}$ 。因而类似这样的元素对、比值对的协变关系存在多解性, 在反演岩浆作用过程中存在不确定性。为此, 应使用  $D_x$ 、 $D_y$ 、 $D_x$ 、 $D_y$  差别尽可能大的元素作反演才能取得满意的效果。

### 3 讨 论

(1) 由  $R_l(1)$  和  $R_l(2)$  占优势表明岩背火山-侵入杂岩初始岩浆形成是由于聚集熔融机制造成的。这一模型设想连续熔出的无限小量熔体不断向岩浆房(浅部)积聚, 最后使岩浆中微量元素  $i$  的质量分数达到一平均值。对于岩背地区第一次熔出的是酸性岩浆, 形成熔结凝灰岩(火山岩)→花岗岩(侵入岩)等一套完整系列。以第一次残余物为源区第二次聚集熔融, 形成成分相当于英安流纹质岩浆, 侵入后形成(次)英安流纹岩。由于元素  $i$  在两次熔融事件中分配系数的变化, 造成两次熔出的岩浆出现“成分断层”。

(2) 第一次熔出的酸性岩浆只有一部分喷出地表, 由于挥发组分散失形成 F 丰度低的熔结凝灰岩。未喷出地表的岩浆经过缓慢的平衡结晶(非理想)(由  $R_l(3)$ 、 $R_l(5)$  占优势证明), 在中深部位固结形成花岗岩岩基。未进入矿物中的 F 和  $H_2O$  在上部岩浆房集中, 由于  $F^-$ 、 $OH^-$  替换桥氧而使未结晶那部分熔体发生解聚, 结构发生畸变, 有利于成矿元素络合物容纳其中, 因而也有利于成矿物质的搬运和沉淀。华南地区与 Sn、W 有关的花岗质杂岩都是演化型的, 也说明相对宁静的平衡结晶环境对成矿元素的集中是有利的。

### 参 考 文 献

- 王德滋等. 1983. 浙江桐庐自碎二长花岗岩的特征和成因. 岩矿测试, 1(3): 15~24  
 王联魁等. 1987. 南岭花岗岩液相分离实验研究. 中国科学. B 辑, (1): 79~87  
 水涛. 1987. 中国东南大陆基底构造格局. 中国科学. B 辑, (4): 414~422  
 兰玉琦, 叶瑛, 沈柄祥, 刘伟德. 1990. 中国东南大陆边缘若干问题的认识. 地质科学, (1): 37~42  
 朱正书. 1990. 江西会昌岩背锡矿床地质特征及矿床类型划分. 矿床地质, 9(4): 325~330  
 江培谟. 1988. 地质过程的理论模拟. 北京: 科学出版社, 1~274  
 陈克荣, 刘昌实, 彭亚鸣, 蒋仲英. 1980. 福建钟腾古碱火山机构及其火山花岗岩体特征的研究. 南京大学学报(自然科学版), (1): 97~120  
 杨浩. 1990. 论微量元素协变关系的应用. 地质评论, 36(1): 69~80

①  $D_x$ 、 $D_y$  为  $x$ 、 $y$  元素的矿物/熔体的总体分配系数。

- 徐克勤等. 1991. 华南钨、锡、钽(铌)、稀有金属花岗岩产出的地质背景和岩体演化特征. 南京大学学报(地球科学版), (1), 1~12
- Cameron K. 1984. Bishop tuff revisited; new rare earth elements data consistent with crystal fractionation. *Science*, 224: 1338~1340
- Collins W J, Beams S D, White A J R and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Miner. Petrol.*, 80: 189~200
- Hildreth W. 1979. The Bishop tuff; evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 180: 43~75
- Hildreth W. 1981. Gradient in silicic magma chambers for implications to lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10153~92
- Languir C H, Vocke R D, Hanson G N. 1987. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 37: 380~392
- Minster J F, Allegre G J. 1978. Systematic use of trace element in igneous processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 37~52
- Vollmer R. 1976. Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks from Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 283~295

## COVARIANCE PLOTS OF TRACE ELEMENTS AND DISCUSSION ON A COMPOSITIONAL ZONATION OF MAGMA CHAMBERS FOR YANBEI VOLCANIC- INTRUSIVE COMPLEX IN JIANGXI PROVINCE

Liu Changshi, Shen Weizhou, Xiong Xiaolin and Wan Dezi

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 21008*)

**Key Words:** Volcanic-intrusive; Trace element covariance plot; Zonational magma chamber; Jiangxi

### Abstract

Taking the volcanic-intrusive complex of Yabei Porphyry type tin deposit area as an example, according to the covariance plots of Sr, R, Zr, Hf, Nb in six different coordinates, the mechanisms of compositional zonation in magma chamber have been discussed. The results suggest that the magma melts for first and second cycles both were formed by the collectional melting processes (acidic for first cycle; intermediate-acidic for second). A part of acidic magma for first cycle, which was not extruded onto the surface, might be crystallized in equilibrium state (non-ideal) at depth, leading to the enrichment in F, H<sub>2</sub>O and ore-forming element, such as Sn, Nb, Ta etc, in the residual melt.