

九华山花岗岩岩浆分异特征及岩石成因*

邱瑞龙

(安徽地质科学研究所, 合肥 230001)

主题词 花岗岩 岩浆分异作用 岩石成因 九华山

提 要 利用九华山花岗岩体明显的 Rb、Ba、Sr 变化特征、强烈亏损的中稀土元素特征以及微量元素比值蛛网图和典型的岩石化学变异特征论证了九华山花岗质岩浆的结晶分异作用, 探讨了岩浆结晶分异过程对黑云母成分及锶同位素数值的影响, 从而指出了岩浆分异作用可能改变 I 型花岗岩类的黑云母成分标型以及锶同位素初始值的原有特征。依据九华山花岗岩体相对偏高的氧化度和相对偏低的铝指数, 指出九华山岩体属于 I 型花岗岩成因类型, 九华山-青阳复式花岗岩基可以看作相似成因类型的不同时间侵位的两个岩体的复合。

安徽省江南褶皱带中生代深熔钙碱性花岗岩基大面积出露, 花岗闪长岩-二长花岗岩体与钾长花岗岩体常成对出现, 花岗闪长岩-二长花岗岩具有典型的 I 型侵入岩特征^[1]。钾长花岗岩既具有 S 型花岗岩类的成因类型特征, 又具有某些 I 型花岗岩类的成因特征。孙鼐等^[2]对该区黄山-太平复式岩基提出两个成因系列花岗岩复合的看法。作者研究了岩石地球化学资料, 发现岩浆强烈分异作用对岩石的成因类型特征有着明显的影响。本文以九华山花岗岩体为例, 阐述了岩浆分异特征, 认为复式岩基可能是同一成因类型不同时间侵位的两个岩体的复合。

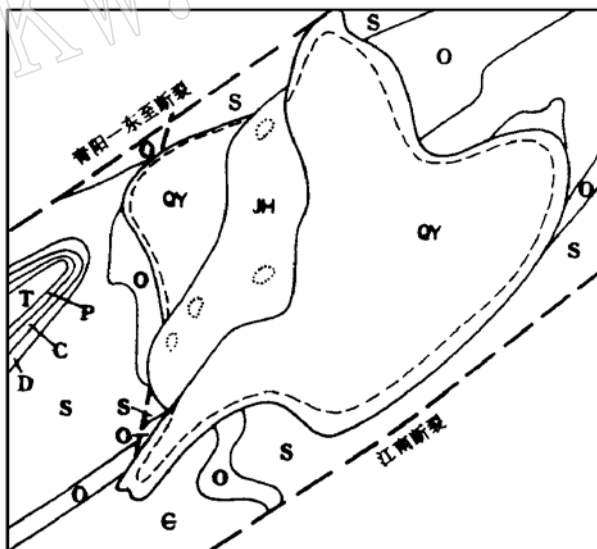


图1 九华山-青阳岩体地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of Jiuhuashan-Qingyang rock body
QY—青阳岩体; JH—九华山岩体; 细断线为青阳岩体边缘相, 由片麻状花岗闪长岩及细粒花岗闪长岩组成, 点线为九华山岩体细粒钾长花岗岩

1 岩石学特征

九华山花岗岩体侵位于青阳花岗闪长岩体^[3]之中(图1), 平面上呈近南北向的狭长带状, 出露面积约

* 作者简介 邱瑞龙, 男, 1944年生, 教授级高工, 从事岩石学研究。
收稿日期 1998-05-04, 改回日期 1998-08-04

80km²。岩体主体由中粒钾长花岗岩构成, 呈分散状出露的小岩株或小岩瘤则由晚期细粒钾长花岗岩组成。

中粒钾长花岗岩主要组成矿物为碱性长石(60%~65%)、石英(30%~35%)及少量斜长石(3%~5%)。暗色矿物含量甚微, 仅见微量黑云母。碱性长石主要为条纹长石, 由叶脉状、条带状钾长石主晶(有序度0.80~0.95, 平均值为0.86)及钠长石($A_n=0.17\sim 1.81$)的嵌晶组成。斜长石为更长石($A_n=25\sim 27$), 且常为碱性长石包裹, 呈熔融残晶。黑云母属铁叶云母, 镁铁比值[$MF=Mg/(Fe^{2+}+Mg+Fe^{3+}+Mn)$]为0.26, 含铁系数为0.52。黑云母以八面体中六次配位Al的显著增高和($Fe^{2+}+Mn$)的明显富集为特征。孙世华等^[4]在研究Mg-Fe黑云母成分时指出, 黑云母作为一种岩石成因分类的标志, 一方面与源岩性质有关, 另一方面更直接地受控于成岩过程的地质地球化学条件。因此, 云母的成分和花岗岩的成因不仅仅是简单的对应关系。

岩体副矿物主要有磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿及少量钛铁矿, 副矿物类型为锆石型。

晚期细粒钾长花岗岩矿物组成与中粒钾长花岗岩相似, 惟黑云母含量减少, 岩石中可见囊状石英集合体。

2 岩石化学特征

九华山花岗岩^[1]以高硅、富碱质为特征, 基性组分普遍偏低, MgO含量一般低于0.2%, CaO含量低于0.5%(表1)。从表1可以看出, 岩石的氧化度[($FeO/(Fe_2O_3+FeO)$), 校正值]普遍偏高, 钠钾比接近于1, 铝指数 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ 小于1.1, 它们相当于Chappell and White^[5]的I型花岗岩类。花岗岩的里特曼指数为1.90~2.22, 属于钙碱性岩系。

表1 九华山花岗岩岩石化学指数

Table 1 Petrochemical indices of Jiuhuashan granite

岩类	钾长花岗岩								花岗闪长岩
	1	2	4	5	6	7	8	9	
分异指数	94.08	95.77	94.96	94.56	96.49	96.44	95.61	96.91	76.85
长英指数	93.71	95.58	96.85	94.34	97.75	96.20	96.89	97.73	71.28
固结指数	0.51	0.60	1.51	0.47	0.99	0.99	1.97	1.52	10.14
酸度	74.63	80.93	63.86	42.68	79.23	73.02	82.98	82.55	18.81
钙碱比	0.09	0.06	0.05	0.08	0.03	0.05	0.04	0.03	0.41
铝碱比	1.11	1.03	1.08	1.08	1.04	1.00	1.07	1.03	1.49
钠钾比	0.99	0.98	0.89	0.90	0.85	0.95	1.00	0.95	1.06
氧化度	0.47	0.40	0.47	0.37	0.48	0.48	0.47	0.48	0.43
铝指数	1.02	0.97	1.03	1.00	1.00	0.95	1.02	1.00	0.96
组合指数	2.11	2.22	2.05	1.90	1.90	2.18	2.10	2.16	2.22
总碱量	8.34	8.65	8.30	8.00	8.70	8.60	8.40	8.60	7.41

* 为青阳岩体11个样品平均值^[3]; 1~5为中粒钾长花岗岩; 6~9为细粒钾长花岗岩

九华山花岗岩的分异指数高达 94.08~ 96.91, 不仅高于戴里花岗岩的平均值(80), 而且大于戴里碱性花岗岩的分异指数(93)。分异指数的明显增高反映了岩石的分异特征。长英指数也是度量岩浆分离结晶作用程度的岩石化学参数, 如表 1 所示, 九华山花岗岩的长英指数为 93.71~ 97.75, 显示了低熔碱质组分的明显富集。

九华山花岗岩钙碱比和铝碱比明显偏低, 它们都明显偏离正常钙碱性岩系, 显示了钙碱质的分离, 反映了低钙花岗岩的特征。九华山岩体 $\lg C/NK - A/NKC$ 图解(图 2) 显示它们明显偏离 I 型和 S 型花岗岩类的平均值, 其成分点分布于 I 型和 S 型平均值的下方, 明显偏离了正常变化范围。这种变异特征与碱硅质组分和基性组分的强烈分异有关。

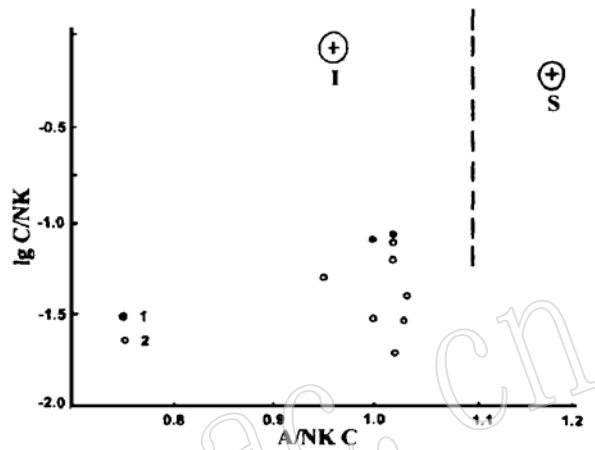


图 2 九华山岩体 $\lg C/NK - A/NKC$ 图解
Fig. 2 $\lg C/NK - A/NKC$ diagram of Jiuhuashan rock body
1—细粒钾长花岗岩; 2—中粒钾长花岗岩
I 和 S 为 I 型和 S 型花岗岩平均值(Chappel and White, 1974)

3 地球化学特征

九华山岩体的微量元素分析结果列于表 2。由表可知, 亲铁过渡元素含量明显偏低, 其中 Sc、Co、Ni 十分贫乏, 这与基性组分偏低的特征是一致的。

表 2 九华山花岗岩微量元素分析结果(10^{-6})

Table 2 Trace element analyses of Jiuhuashan granite(10^{-6})

岩类	钾长花岗岩				花岗闪长岩	岩类	钾长花岗岩				花岗闪长岩
	样号	JH- 1	JH- 2	DC17			DC50	※	样号	JH- 1	
Sc	1.20	1.80	1.48	2.76	6.1	Rb	369	472	353	330	129
Ti	832	831	395	719	2585	Ba	18.8	18.7	19.7	153.3	507
V	8.9	11.3	7.5	77.7	52	Th	33.7	51.2	49.9	30.5	11.3
Cr	364	776	395	309	449	K	33870	34777	34777	37024	29673
Mn	364	776	395	309	449	Nb	50.6	78.1	47.8	52.7	15.2
Fe	7344	9512	8178	10936	20481	Sr	4.8	5.9	6.3	43.8	437
Co	3.3	3.2	3.1	2.6	7.7	Zr	142	189	116	203	177
Ni	9.3	9.4	4.2	0.4	9.6	P	101	81	31	131	674
Cu	22.1	13.3	4.8	4.7	9.6	F	1728	2735	1682	1383	504
Zn	30.8	48.5	32.3	47.0	61.0	Li	41.7	51.3	55.2	10.2	216
K/Rb	91.8	73.7	98.5	112	0.30	Rb/Ba	19.6	25.2	17.9	2.2	0.25
Rb/Sr	76.9	80.0	56.0	68.8	0.30	Ba/Sr	3.9	0.2	3.1	3.5	1.16

※为青阳岩体 11 个样品平均值^[3]; 样品为 ICP 分析; JH- 1、JH- 2 由湖北地质测试中心分析, 其余样品为安徽地质测试中心分析, 分析精度一般可达 $10^{-7} \sim 10^{-8}$

亲石元素 Rb、Ba、Sr 的地球化学特征表现为岩浆结晶时不形成独立矿物，而与地球化学性质相近的造岩元素钾和钙形成类质同像，从而分散在铝硅酸盐中，Rb 通常分布在高钾矿物中，Sr 集中在富钙矿物中，Ba 主要替换钾长石及黑云母中的钾，同时亦进入斜长石、角闪石中替换钙。涅达什科夫斯基和连尼科夫^[6]指出，Ba、Rb、Sr 微量元素的地球化学和结晶化学性质相同，它们在熔体中的分布受同样的物理-化学因素控制，结果在成分相同但成因和结晶条件不同的花岗岩类岩石中具有明显不同的 Ba、Rb、Sr 比值，而与它们原始熔体中总量的高低无关。由于 Rb/Sr 比与钙碱比呈反比关系，岩浆演化晚期随着钙碱比的明显减小，Rb/Sr 比明显增大，Rb 趋向富集，Ba、Sr 则趋向贫乏。Nockolds and Allen^①研究美国南加州岩基花岗岩时指出，当

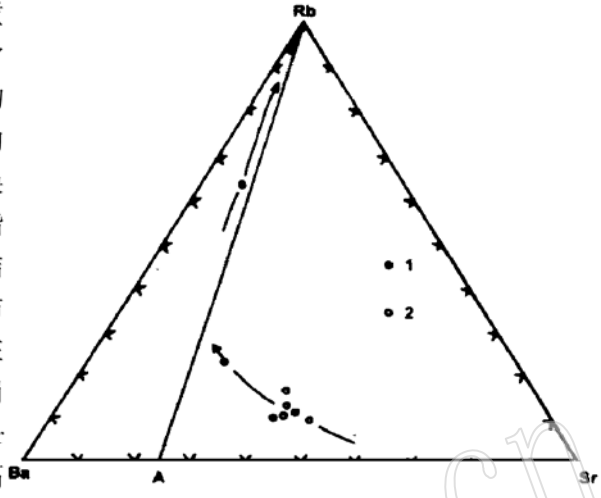


图3 九华山岩体 Rb—Ba—Sr 关系图

Fig. 3 Rb—Ba—Sr diagram of Jiuhuashan rock body

1—九华山花岗岩; 2—青阳花岗闪长岩; 箭头代表演化趋势

A—Rb 线左侧为原始地壳岩基岩区, 据涅达什科夫斯基等, 1992)

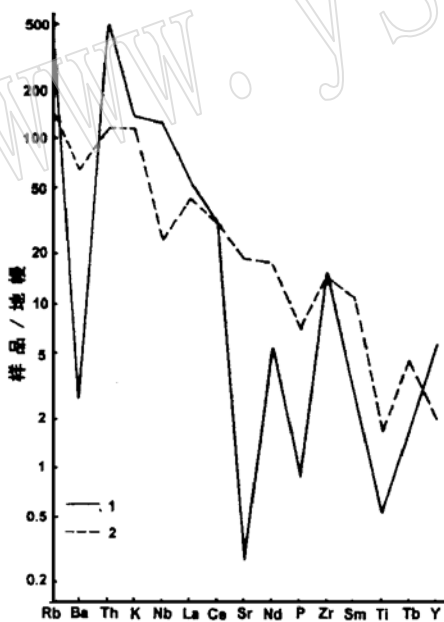


图4 九华山岩体微量元素蛛网图

Fig. 4 Trace elements web diagram of Jiuhuashan rock body

1—九华山花岗岩; 2—青阳花岗闪长岩

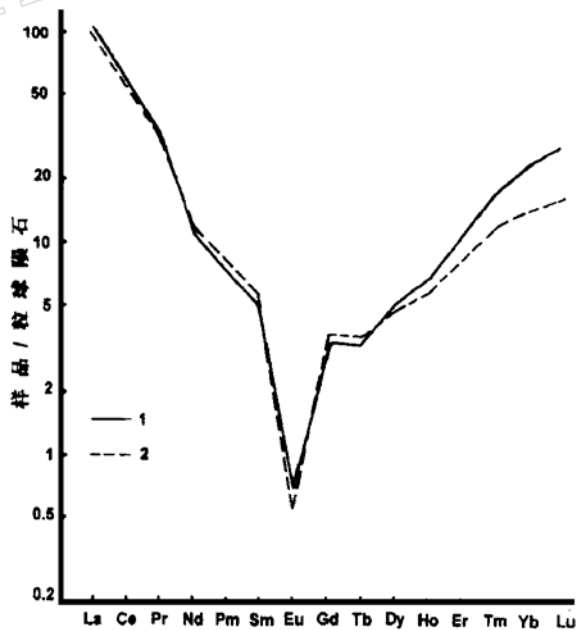


图5 九华山岩体稀土元素球粒陨石标准化配分模式

Fig. 5 Chondrite normalized REE patterns of Jiuhuashan rock body

1—中粒钾长花岗岩; 2—细粒钾长花岗岩

① 转引自: 林景任. 岩浆成因导论. 地质出版社, 1987, 124.

岩浆分异程度较高时, Rb 的浓度显著增高, 而 Sr 的浓度急剧下降, Rb/Sr 比可达 10 以上。九华山花岗岩的 Rb 特别富集, Sr、Ba 十分贫乏, Rb/Sr 比高达 80。上述资料表明 Rb 与 Sr、Ba 含量的显著差异反映了岩浆碱硅质组分和基性组分的强烈分异。图 3 显示 Rb—Ba—Sr 的分异演化关系。九华山岩体样品的数据点均落在 A—Rb 线的左侧, 且位于三角图的 Rb 角区附近, 在 Rb—Ba—Sr 关系图上显示了向铷方向的演化。上文已经指出九华山岩体属于钙碱性岩系, 相当于 I 型花岗岩类, 它们在 Rb—Ba—Sr 关系图中的位置恰恰反映了铷与锶和钡的强烈分异的特征。

九华山岩体这种强烈分异过程中的微量元素组分特征在微量元素比值蛛网图(图 4)中表现更为突出。Ba 相对于 Rb、K 有显著的亏损, Sr 相对于轻稀土元素的亏损更为强烈。通常在副矿物中富集的 P 和 Ti 亦有显著的亏损。这些微量元素的亏损程度远大于 S 型花岗岩类, 反映了它们的载体钙镁铁质矿物的强烈分异。

九华山岩体稀土元素含量列于表 3, 稀土元素配分曲线示于图 5。由图表可知, 钾长花岗岩球粒陨石配分曲线均呈 V 字型, 轻重稀土元素较为富集, 中稀土元素明显亏损, 铈呈强烈的负异常, 其变化范围为 0.11~0.19。上述稀土元素特征与赵振华^[7]提出的强烈结晶分异型花岗岩类的稀土元素特征相似。众所周知, 中稀土元素较之轻、重稀土元素更多的富集在富钙的分异物中, 熔体中钙的含量对中稀土元素的行为具有强烈的制约作用且远大于源岩性质的影响。已有的矿物研究资料^[8]表明, 中稀土元素常常分散赋存于斜长石、角闪石、磷灰石等矿物中, 这些矿物的分离不仅使全岩稀土元素总量下降, 而且致使中稀土元素明显亏损。分异结晶集中于高硅质花岗岩, 分异使负铈异常明显增加, 以部分熔融模式解释具有最大负铈异常的岩石需要涉及至少两阶段的熔融和结晶作用模式^[9]。

表 3 九华山岩体稀土元素含量(10^{-6})

Table 3 REE contents of Jiuhuashan rock body(10^{-6})

类型	中粒钾长花岗岩			细粒钾长花岗岩			类型	中粒钾长花岗岩			细粒钾长花岗岩		
样号	J-3	JH-2	DC17	JH-1	J-1	J2	样号	J-3	JH-2	DC17	JH-1	J-1	J2
La	34.00	40.31	37.00	36.33	19.67	21.25	Er	1.53	2.84	2.48	2.20	2.48	2.93
Ce	49.40	58.30	54.90	53.93	40.77	33.23	Tm	0.31	0.68	0.56	0.46	0.56	0.69
Pr	3.80	4.44	3.65	4.18	2.38	1.99	Yb	2.51	5.94	4.35	3.65	4.35	6.38
Nd	8.05	7.83	8.60	8.53	4.68	3.84	Lu	0.44	1.12	0.70	0.62	0.70	1.17
Sm	1.18	1.11	1.80	1.25	0.82	0.55	Y	13.16	29.56	22.40	22.34	22.40	21.08
Eu	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	Σ LREE	87.20	103.05	95.55	94.44	62.82	56.47
Gd	1.03	1.09	1.56	1.13	1.56	0.89	Σ MREE	12.35	12.93	14.79	13.67	9.89	7.83
Tb	0.20	0.20	0.31	0.21	0.31	0.20	Σ HREE	17.95	40.14	30.49	29.27	30.49	32.25
Dy	1.46	2.05	1.89	1.97	1.89	1.74	δ Eu	0.19	0.17	0.11	0.12	0.16	0.15
Ho	0.38	0.59	0.57	0.53	0.57	0.54	(Ce/Yb) _N	5.02	2.50	3.22	3.76	1.63	3.52

※JH-1 JH-2 由湖北地质测试中心分析, 其余样品由安徽地质测试中心分析

4 铷同位素特征

表4给出九华山岩体铷同位素测定值及计算的铷初始比。其样品拟合的等时线年龄为 $119 \pm 1.5 \text{ Ma}$ 。

表4 九华山岩体铷同位素资料

Table 4 Rb- Sr isotope data of Jiuhuashan rock body

样品号	Rb(10^{-6})	Sr(10^{-6})	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
A19- 3	520.2	2.62	198.6	574.7	1.68682	0.715002
A19- 4	337.3	8.82	39.1	113.2	0.90204	0.710619
A19- 6	354.1	10.62	33.3	96.49	0.87052	0.707435
A19- 9	409.1	5.13	79.8	91.76	0.87056	0.715392
A19- 10	331.5	10.46	31.7	232.6	1.09984	0.706513
JD- 1	523.2	4.61	113.5	328.3	1.26182	0.706631
JD- 2	275.4	18.73	14.7	42.52	0.77590	0.703992
JD- 3	246.4	38.11	6.46	18.70	0.74098	0.709366
平均值	374.7	12.38	30.3	187.29	1.02606	0.709389

AI 样品引自陈江峰(1988), JD 样品系安徽地矿局 324 地质队资料

Rb- Sr 等时线的拟合应当满足的基本条件: 样品是同时形成的, 有相同的铷初始比值, 系统保持封闭^[10]。由表可知, 九华山岩体样品铷初始比极不一致, 最大差值达 0.0114。因此, 该等时线为视等时线。视等时线可能由岩浆的混合作用或者结晶分异作用产生。

如表所示, 九华山岩体 Rb/Sr 比与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值具有正相关关系。McCarthy et al.^[11] 给出火成岩结晶分异过程 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的关系式:

$$(\text{Rb}/\text{Sr})_F = (\text{Rb}/\text{Sr})_i F^{(D^{\text{Rb}} - D^{\text{Sr}})} \quad (1)$$

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) e^{\lambda(t_1 - t_2)} \quad (2)$$

F 为结晶分异残留熔体份数, $t_1 - t_2$ 为结晶持续时间。对于九华山岩体, 如果我们选取较低的 Rb/Sr 比假定为 $(\text{Rb}/\text{Sr})_i$, 取较大的 Rb/Sr 比代表 $(\text{Rb}/\text{Sr})_F$, 则求得 F 为 0.10 ($D^{\text{Rb}} = 0.5$, $D^{\text{Sr}} = 2.0$)。考察(2)式, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 可用 $2.9(\text{Rb}/\text{Sr})_F$ 代替^[10], 因此, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化主要受 $(\text{Rb}/\text{Sr})_F$ 比值的影响。McCarthy et al.^[11] 指出, $(\text{Rb}/\text{Sr})_i = 3.0$ 的酸性岩浆的结晶分离在 1.0Ma 内, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值将增加 0.000123, 如果 Rb/Sr 比变化不大, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的增加是可以忽略不计的。McCarthy 计算了 Rb/Sr 比由 1.03 增加至 707.3 时, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 将由 0.70000 增加到 0.76017。显然, 九华山岩体如此强烈的铷同位素分馏导致了 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的显著增加。考虑到计算的铷初始值的不一致性, 岩浆结晶分异可能发生在深部岩浆房, 如果分异岩浆脉动式上侵, 那么, 每次上侵熔体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值就有所不同, 在就位空间铷初始值不同的熔体可能发生混合作用。强烈的结晶分异和某种程度的混合作用都可能

改变锶同位素比值,这种变化显然与来源物质的属性没有关系。

5 成因探讨

Chapple and White^[5]提出了I型和S型花岗岩成因类型,在系统总结两种成因花岗岩特征的基础上,提出了岩石成因分类的判定准则。这些判定准则在岩石成因分类上无疑具有积极的意义。但是,例外总是存在的。周新民^[12]论证了皖南低锶初始值的过铝质花岗闪长岩,张德全^[13]描述了广西里松-姑婆山杂岩体时指出,它们偏低的锶初始值(0.7078~0.7081)应属I型花岗岩,它们的黑云母确为富铁黑云母。

正如上文所列资料,九华山岩体属于低钙花岗岩,其铝指数平均为1.01,氧化度平均为0.46, K_2O/Na_2O 平均为1.09,副矿物磁铁矿含量明显大于钛铁矿等表明具有I型花岗岩的特征。九华山花岗岩体的 $\epsilon_{Nd}(123Ma)$ 为-4.9~-6.6(陈江峰等)^[14],该投影位于 $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ 图解的亏损中地壳和亏损下地壳之间,因此,可能导源于中下地壳物质的部分熔融。然而,九华山岩体锶初始值十分不一致,样品平均值为0.70937,较之I型花岗岩偏高;黑云母为铁叶云母,具有S型花岗岩的属性。显然,利用I型和S型花岗岩判定准则不可能得到一个一致的结果。如果我们利用岩石的地球化学特征,分析它们的地质演化历史可以看出上述特征值的偏离与岩浆的强烈结晶分异过程密切相关。正是由于碱硅质组分和基性组分在岩浆结晶分异过程中的明显分异,促使岩浆晚期结晶的黑云母的 $Al \rightarrow (Mg, Fe)$ 置换较之 $Fe-Mg$ 置换更为重要,黑云母中的 Al^{VI} 明显增加,从而使黑云母失去了作为岩石成因判定的标型意义。考虑到强烈结晶分异过程中 Rb/Sr 比显著变化对锶同位素比值的影响,利用十分不均一的锶初始比判定岩石的成因类型亦应十分谨慎。

中生代复式花岗岩基十分发育的江南褶皱带,北邻大别造山带的沿江前陆褶皱带,南接皖南造山带,两个造山带的叠加构造变形使本区地层缩短增厚,深断裂的活动导致中下地壳的部分熔融产生花岗闪长质岩浆。对比九华山花岗岩体与青阳花岗闪长岩体的铽同位素资料(青阳岩体 $\epsilon_{Nd}(137Ma)$ 为-5.07~-5.46, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为0.7086,陈江峰等^[14])具有明显的相似性,岩石化学指数以及微量元素地球化学特征存在着演化分异关系,因此,九华山-青阳复式花岗岩基可以看作具有相似成因类型不同时间侵位的复合岩体,早期岩浆侵位形成花岗闪长岩-二长花岗岩体,晚期侵位的钾长花岗岩可能为深部岩浆房经历长期结晶分异过程产生的富含挥发分(F)的酸性熔体。

参 考 文 献

- 1 Qiu Ruilong, Wu Ming'an, Zhang Chenghuo et al. Geology and landscape of the Jiuhuashan- Huangshan mountains, Anhui province. Geological Publishing House. 1996, Beijing, T329. 16.
- 2 孙毓,刘昌实,赵连泽等. 黄山-太平复式岩基中两个成因系列花岗岩的复合. 见:徐克勤 涂光炽主编. 花岗岩类及成矿. 江苏科技出版社, 1982, 144~156.
- 3 邱瑞龙. 青阳岩体微粒包体及岩浆动力学特征. 岩石矿物学杂志, 1996, (4): 323~332.
- 4 孙世华,于洁. Mg-Fe 云母化学成分的解释和分类——第一部分基本置换和黑云母平面. 地质科学, 1989, (1): 33~48.

- 5 Chappell B W and White A J R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 1974, 8, 173~ 174.
- 6 涅达什科夫斯基 П Г, 连尼科夫 А М. 钽- 铷- 锶比值是花岗岩类成因和演化的指示剂. 孙恭安译. 国外花岗岩类地质与矿产, 1994, (1): 22~ 28.
- 7 赵振华. 我国不同类型花岗岩类稀土元素的组成特征(摘要). 中国科学院地球化学研究所年报, 1986.
- 8 Hanson G N. The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granite composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978, 26~ 43.
- 9 Henderson P. Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publishers B. V. New York. 1984, 278~ 280.
- 10 Faure G. Principles of isotope geology. Wiley and Sons. New York. 1977, 358~ 362.
- 11 McCarthy T S and Cawthorn R G. Changes in initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during protracted fractionation in igneous complexes. *Jour. of Petrol.* 1980, (2): 245~ 265.
- 12 周新民, 王德滋. 皖南低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比的过铝花岗闪长岩及其成因. 岩石学报, 1988, (3): 37~ 43.
- 13 张德全, 王雪英, 孙桂英. 关于广西姑婆山- 里松岩体的定位年龄和冷凝历史的探讨. 地质论评, 1985, (3): 261~ 239.
- 14 陈江峰, 周泰禧, 李学明等. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶钽同位素制约. 地球化学, 1993, (3): 261~ 268.

Magmatic Differentiation and Genesis of Jiuhuashan Granite

Qiu Ruilong

(Anhui Institute of Geological Sciences, Hefei 230001)

Key words: K_feldspar granite; crystallization differentiation; L_type granite; southern Anhui

Abstract

Jiuhuashan K_feldspar granite is a calcium_low granite body characterized by rich alkali_siliceous components and poor basic constituents. With oxidation degree somethat high, aluminium index colse to 1, and K_2O approximately equivalent to Na_2O , the granite should be of L_type. Nevertheless, its biotite is siderophyllite, and its initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are nonunir form and a bit higher (> 0.707). These characteristics are not so consistent with features of L_type granaite. Consideridng Rb- Ba- Sr fractionation character and intense deficiency of MREE and using trace element web diagram, the author has revealed the intense magmatic crystallization and differentiation process and pointed out that this process had to do with the compositional variation of biotite and the obvious increase of strontium isotopes.

The source materials of Jiuhuashan granite body were probably derived from middle and lower crust ($\epsilon_{\text{Nd}} = -4.9 \sim -6.6$). Having experienced long unstable crystallization differentiation, the magmatic chamber eventually produced acid oversaturated magma, whose emplacement together with the early_emplaced Qingyang granodiorite body formed a complex batholith.