地 质 学 报
1990 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 1 期

华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源

刘昌实 朱金初 沈渭洲 徐士进
（南京大学地球科学系）

本文将华南陆壳改造系列花岗岩进一步划分为同造山混合花岗岩和岩浆花岗岩型、非造山陆壳重熔型和同碰撞型 3 类。根据锶、钕同位素测定值，依壳、幔二元混合模型方法计算了 3 类花岗岩源区物质的构成：第一类型为上壳端元占 78.6—89.7%，亏损地幔端元占 15.0—10.3%；第二类型为上壳端元占 63.7%，亏损地幔端元占 36.3%；第三类型上壳端元占 100%。均以上壳端元为主。

一、华南陆壳改造系列花岗岩类型的划分

根据华南陆壳改造系列花岗岩[1]的构造背景、成岩物质来源以及成岩方式的差异，本文拟将此系列花岗岩进一步划分为如下 3 种类型：

1. 同造山混合岩化花岗岩和岩浆花岗岩型　广泛分布于华南大陆腹地或各旋回造山带的核部。混合岩型有雪峰期广西摩天岭岩体；加里东期有滇西云龙混合花岗岩；海西-印支期有海南抱板、广东那蓬、福建桂洋和玮埔岩体等。同造山岩浆花岗岩主要有海西-印支期的大容山岩体、海南占县岩体等。这一类型花岗岩源区岩石主要是地槽堆积物及其变质产物或是古老地壳的再循环，故具有 S 型花岗岩[2]的许多共性，表现为：① 岩性变化宽，有富石英花岗岩，占总数 7%；钾长花岗岩，占 19%；普通花岗岩，占 31%；二长花岗岩，占 36%；花岗闪长岩占 4% 和英云闪长岩占 1%，以普通花岗岩和二长花岗岩占优势（图 1）。② 在矿物成分上通常含不等数量的堇青石、夕线石和石榴子石。其铁镁矿物以铁黑云母和铁叶云母为主。在化学成分上为强过铝质，平均 Al'(Al − Na − K − 2Ca，原子数 × 1000) 为 46—48；平均 ANKC 值 $[Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)]$ 为 1.209—1.223（表 1），频率直方图上呈扁平形状，峰值在 1.10—1.20 之间，ANKC > 1.1 的样品占总数 74%（图 2）；富钾质，平均 Na/K（原子数）为 0.88—0.90，峰值在 0.8—0.9 之间（图 2），Na/K < 1.0 的样品占总数 70%；中等碱铝比，平均 (Na + K)/Al（原子数）为 0.65—0.66（表 1）。③ 在宏观上此类岩体规模较大，出露面积多数超过 1000km²，受造山

本文 1988 年 11 月收到，1989 年 9 月改回，周健编辑。

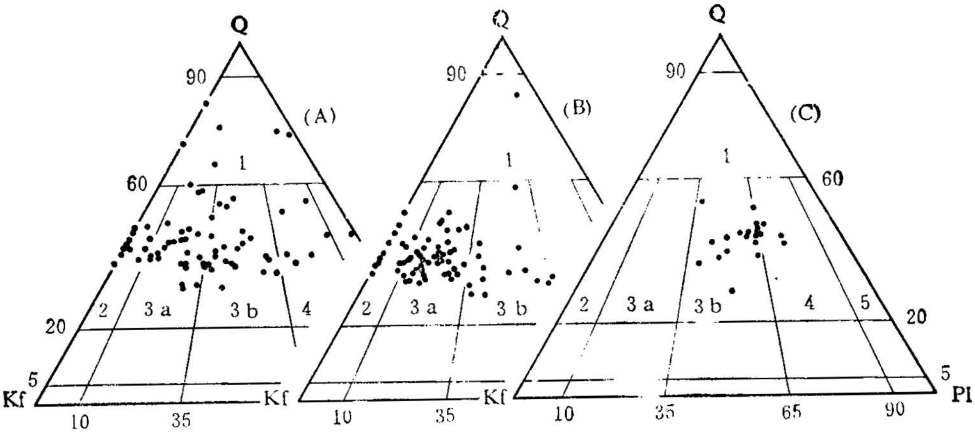

图 1　华南陆壳改造系列花岗岩 Q-Kf-Pl 图解

Fig. 1　Q-Kf-Pl diagram of continental crust transformation series granitoids in South China

(A). 间造山混合花岗岩和岩浆花岗岩型；(B). 非造山陆壳重熔型；(C). 间碰撞型；Q、Kf、Pl 分别为石英、碱性长石、斜长石含量，以 DGNU 程序计算[3]，该程序含黑云母标准矿物以及利用里特曼方法 (A. Rittmann) 对钠长石进行分配，使 Q、Kf、Pl 含量与镜下实测值极为接近；1. 富石英花岗岩；2. 钾长花岗岩；3a. 普通花岗岩；3b. 二长花岗岩；4. 花岗闪长岩；5. 英云闪长岩

应力影响，部分或全体具有片麻状构造。侵位深度大，岩浆与难熔相包体分离程度差。在侵位年龄上与主要造山运动一致，如代表雪峰运动的摩天岭岩体；加里东运动的宁化岩体；海西-印支运动的玮埔岩体等。

表 1　华南陆壳改造系列花岗岩 3 种类型划分及其平均化学成分

Table 1　Classification of transformation series granitoids and their average chemical compositions in South China

	类型划分	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Na/K	ANKC	(Na + K)/Al	Al'	样品数
1A	间造山混合花岗岩	73.08	0.27	13.54	0.95	2.07	0.06	0.72	1.16	2.58	4.36	0.13	0.90	1.223	0.66	48	83
1B	间造山岩浆花岗岩	72.00	0.33	13.56	1.04	2.59	0.07	0.85	1.29	2.53	4.35	0.13	0.88	1.209	0.65	45	91
2	非造山陆壳重熔型	74.20	0.13	13.26	0.63	1.43	0.08	0.33	0.92	3.21	4.65	0.14	1.05	1.106	0.78	25	85
3	间碰撞花岗岩型	69.03	0.53	14.12	0.61	3.43	0.06	1.87	2.41	2.42	4.00	0.17	0.92	1.112	0.59	28	22

注：由南京大学地球科学系测试中心硅酸盐实验室测定。

2. 非造山陆壳重熔型　大多数是侏罗—白垩纪年龄的花岗岩。由于受太平洋板块俯冲机制以及陆内超壳深断裂的影响，其物质来源除主要是古老地壳外，尚有少量地幔物质的加入或燕山旋回地幔派生的新生地壳的参与。在华南这一类型花岗岩可构成复式岩体，晚期、晚阶段岩体明显具有分离结晶的特征。其岩石种类较前一类单一些，偏于富硅、富碱类型，主要是普通花岗岩(占总数 56%)，其次是钾长花岗岩，占 22% (图 2)。代表性岩体有：江西浒坑，云南马拉格、个旧、志本山，安徽黄山，福建中村，湖南邓埠仙、千里山、

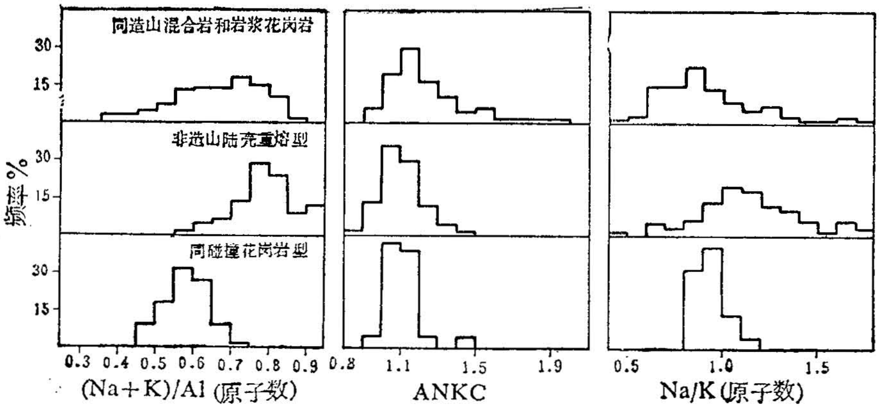

图 2　华南陆壳改造系列 3 种不同类型花岗岩的 (Na + K)/Al，ANKC，Na/K 频率分布直方图

Fig. 2　Frequency histograms of (Na + K)/Al, ANKC, and Na/K for three granitoid types of the transformation series in South China

九嶷山，广西花山、美华、大厂，江西西华山、大茅山等岩体。在矿物成分上这些岩体一般不含堇青石、夕线石，以含 Al^{VI} 的铁黑云母和铁叶云母作为其主要铁镁矿物。在化学成分上过铝性减弱，平均 Al'为 25，平均 ANKC 为 1.106，其峰值在 1.00—1.10 之间，构成较锐的峰(图 2)；略富钠质，Na/K 平均为 1.05，峰值在 1.0—1.2 之间，Na/K 大于 1.0 的样品占总数 72% (图 2)；碱铝比明显增高，峰值出现在 0.75—0.85 之间 (图 2)，表明碱性长石在长石总量中显著占优势；较富硅，平均 SiO_2 为 74.20%，是陆壳改造系列花岗岩中最高者，这使本类花岗岩在 SiO_2-(Na + K)/Al 图解中与同造山岩浆花岗岩呈明显分离，前者处于图解右上方，后者处于左下方 (图 3)。在宏观上此类岩体多数规模较小，一般小于 500km²，通常是块状构造，岩浆与难熔包体分离程度好，岩性比较均一。在地理分布上与大陆内部的断裂系有关。

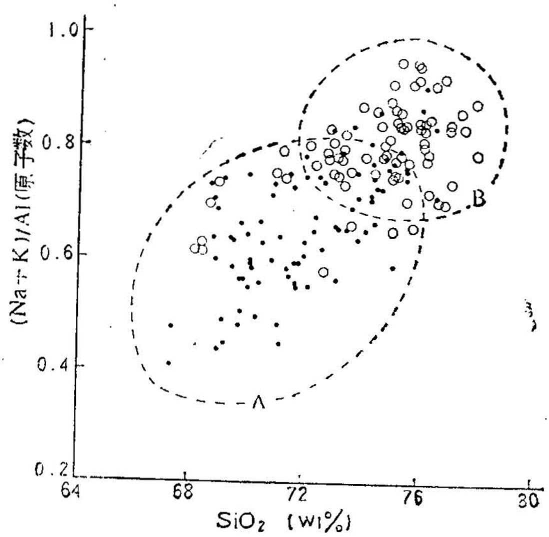

图 3　华南陆壳改造系列花岗岩 SiO_2-(Na + K)/Al图解

Fig. 3　SiO_2-(Na + K)/Al diagram for transformation series granitoids in South China

实心圆 (A) 为同造山混合花岗岩和岩浆花岗岩；空心圆 (B) 为非造山陆壳重熔型花岗岩

3. 同碰撞花岗岩　主要指在地体边界上由两个陆块碰撞、拼贴时形成的花岗岩类，其岩性变化主要取决于碰撞陆块边缘的性质。本文以滇西澜沧江碰撞带[4]上出露的海西-印支期临沧岩体和平和街岩体为例，前者近南北方向呈线

状分布，面积近 10000km²。其岩石种属以二长花岗岩占优势，占样品总数 64%，其次是花岗闪长岩，占 36%（图 1）。通常含不足 3% 的堇青石，铁镁矿物以含 Al^{VI} 的铁黑云母和镁黑云母为主。在化学成分上表现为弱过铝质，略富钾和低的碱铝比（图 2）。与 B. W. Chappell (1984)[2] 给出的东澳大利亚 S 型花岗岩平均值极为接近。

二、源区物质的定量模拟

二元混合模型 二元混合模型是利用 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素数据对花岗质岩石的源区物质构成进行定量计算的行之有效方法。为了使二元混合模拟更加合理，更加适用于华南地区，端元组分及其有关参数的选择和确定尤为重要。本文以华南上壳和亏损地幔作为二元混合模拟中两个独立的端元。这是因为这样二个端元可以把华南地区几乎全部的陆壳改造系列和同熔系列花岗岩包括在由此两端元所构成的混合系列中。华南上壳端元拟以广西大容山堇青石花岗岩为代表。这是基于：① 该岩体是我国南方最典型的源自上壳的花岗岩和研究程度最高的岩体之一[5,6]；② 岩体规模巨大，出露面积近 9000 km²，在岩体岩浆形成时有较厚的上壳岩层参与熔融而具较好的代表性；③ 根据已报道的四条 Rb-Sr 等时线计时数据 [T = 263Ma，I_{Sr}（锶初始比）= 0.7190；T = 223Ma，I_{Sr} = 0.7274[7]；T = 269Ma，I_{Sr} = 0.7280；T = 248 Ma，I_{Sr} = 0.7253[8]，] 平均，其 T = 251Ma，I_{Sr} = 0.7249，相应的 $\epsilon_{Sr}(T)$ = 295。大容山花岗岩模式年龄 T_{DM} = 1939 Ma，亏损地幔在 T_{DM} 时刻的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7014，利用上述数据按锶同位素增长方程，可计算大容山花岗岩源区岩石（代表华南上壳）的 Rb/Sr = 0.33，由此计算的华南上壳 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的当前值为 0.7283。笔者测得大容山花岗岩 $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.11376，$^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511877，当 T 取 251Ma，大容山花岗岩 I_{Nd} = 0.511690，相应的 $\epsilon_{Nd}(T)$ = −12.1。上述同位素参数与华南出露的最古老变质岩（中一晚元古）的测定值有许多相似之处。如广西四堡群变质砂岩测得 $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.12117，$^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511858，当 T 取 251Ma 时，四堡群变质砂岩的 $I_{Nd}(T)$ = 0.511658，相应的 $\epsilon_{Nd}(T)$ = − 12.8；又如广西板溪群变质砂岩测得 $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 2.5736，$^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.73692，当 T = 251Ma 时，计算的板溪群变质砂岩 $I_{Sr}(T)$ = 0.7277，对应的 $\epsilon_{Sr}(T)$ = 335[8]；曾对被包裹于大容山花岗岩归州岩体中 3 个源区岩石残留包体作 Sr 同位素测定，平均 $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 2.00546，$^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.73042，取 T = 251Ma 时，计算包体的 $I_{Sr}(T)$ = 0.7232。这些结果证明取大容山花岗岩钕、锶初始比作为华南上壳的代表是可取的。表 2 列出华南上壳端元和亏损地幔端元的有关参数。

表 2 端元的 Nd、Sr 同位素参数

Table 2 Nd and Sr isotopic parameters of the endmembers

端元代号	端元名称	$^{87}Sr/^{86}Sr$，当前值	Rb/Sr	Sr(ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Nd(ppm)	K
A	华南上壳	0.72830	0.330	140	0.511877	0.11376	28	6.71
B*	亏损地幔	0.70264	0.015	470	0.513151	0.21360	14	

* 亏损地幔参数取自 G. Faure (1986)[9]。

端元组分参数选择可信度的评价　根据 C. H. Langmuir (1978)[10] 的二元混合模型，所有被测的混合样品在坐标图解中能被优化拟合成双曲线方程(1)。这里 R_m^X 为混合物的锶初始比或

$$aR_m^X + bR_m^X R_m^Y + cR_m^Y + d = 0 \tag{1}$$

对应的 $\epsilon_{Sr}(T)$ 值；R_m^Y 为混合物的钕初始比或对应的 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值；a、b、c、d 为系数项，其中系数 b 是极为重要的。因为 $b = Nd_A Sr_B - Nd_B Sr_A$，若 $b = 0$，则方程(1)转化为线性方程。为此在同位素地质学中引进 K 值，令 $K = (Nd/Sr)_A/(Nd/Sr)_B$（下标 A 代表上壳端元，下标 B 代表亏损地幔端元），故若 $K = 1$，则 $b = 0$，方程在坐标图解中为一由 A 和 B 端元连接的直线；若 $K > 1$，为一向下弯曲的双曲线；否则 $K < 1$，则为向上拱起的双曲线。根据华南燕山期同熔系列花岗岩 19 个岩体 21 个样品[1)] 和陆壳改造系列花岗岩 14 个岩体 16 个样品锶、钕同位素测定和计算结果(表 3)，若取表 2 给出的上壳和亏损地幔端元参数，在 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解中，绝大多数投影点能被优化拟合成 $K = 6.71$ 的双曲线(图 4)。考虑华南陆壳改造系列花岗岩侵位年龄跨度很大(雪峰期至燕山期)，为了进行同位素衰变校正，宜分三个年龄区段加以讨论：① 海西-印支期和燕山期陆壳改造型花岗岩，计有江西武功山混合花岗岩，滇西临沧，皖南黄山，云南马拉格，广西大容山、美华、银屏岩体等。在 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解上(图 4)，投点位于第 IV 象限的右下侧，位于上壳端元占 0.6—1.0 (重量分数) 亏损地幔端元小于 0.4 的区间内，表明其源区物质以上壳端元为主亏损地幔端元为辅。华南燕山期同熔系列花岗岩则位于第 IV象限的左上侧，绝大多数样品其上壳端元所占重量分数小于 0.5，反映其源区物质以亏损地幔端元为主上

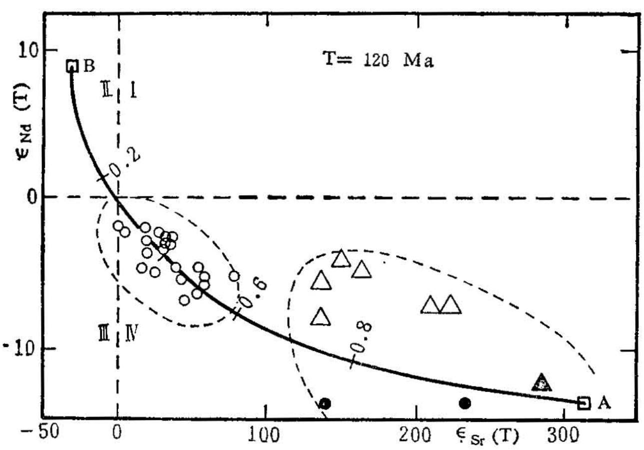

图 4　华南花岗岩的 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解

Fig. 4　$\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ diagram of different genetic series granitoids in South China

○ 同熔系列花岗岩；● 陆壳改造系列的同造山混合花岗岩和岩浆花岗岩；△ 陆壳改造系列的非造山陆壳重熔型；▲ 陆壳改造系列的同碰撞型花岗岩；A. 华南上壳端元（大容山花岗岩）；B. 亏损地幔端元；AB 线上数字代表上壳端元重量分数，端元组分的 $\epsilon_{Sr}(T)$、$\epsilon_{Nd}(T)$ 值取 T = 120Ma 进行同位素校正，ϵ 值计算所用参数见表 3 注；I、II、III、IV 为坐标原点划分的象限代号

1) 限于篇幅，有关同熔型花岗岩数据将另文发表。

表 3 华南陆壳改造系列花岗岩钕、锶同位素测定结果

Table 3 Nd and Sr isotopic compositions of transformation series granitoids in South China

顺序号	产 地	岩 性	年龄 (Ma)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$I_{Nd}(T)$	$\epsilon_{Nd}(T)$
1	广西摩天岭	混合花岗岩	845*	0.13800	0.512055	0.511290	−5.0
2	福建竹州	混合花岗岩	421**	0.11116	0.512060	0.511753	−6.7
3	福建玮埔	黑云母花岗岩	261**	0.11863	0.511981	0.511778	−10.2
4	江西武功山	混合花岗岩	151	0.11881	0.511838	0.511720	−14.1
5	江西三江	二云母花岗岩	145	0.11397	0.511803	0.511694	−14.7
6	福建宁化	黑云母花岗岩	401***	0.12016	0.511944	0.511628	−9.6
7	广西苗儿山	角闪二长花岗岩	368	0.10648	0.512057	0.511800	−7.1
8	广西大容山	堇青石花岗岩	251	0.11376	0.511877	0.511690	−12.1
9	云南临沧	二长花岗岩	275	0.12343	0.511859	0.511636	−12.6
10	江西浒坑	二云母花岗岩	141	0.13740	0.512241	0.512114	−6.7
11	安徽黄山	花岗岩	130	0.13187	0.512312	0.512199	−5.3
12	云南马拉格	斑状黑云母花岗岩	90	0.10678	0.512165	0.512102	−8.2
13	广西美华	细粒花岗岩	129	0.17840	0.512397	0.512246	−4.4
14	广西美华	细粒花岗岩	129	0.15370	0.512344	0.512214	−5.0
15	广西美华	细粒花岗岩	129	0.17750	0.512377	0.512271	−4.8
16	福建中村	二长花岗岩	159**	0.13327	0.512187	0.512048	−7.5

顺序号	$I_{Sr}(T)$	$\epsilon_{Sr}(T)$	$\delta^{18}O$(‰)	f_{Sr}	f_{Nd}	f_A	f_B
1	0.7139	149	10.7	0.93	0.88	0.90	0.10
2	0.7134	134		0.80	0.68	0.74	0.26
3	0.7094	74		0.60	0.84	0.72	0.28
4	0.7143	142	12.0	0.77	1.07	0.92	0.18
5	0.7208	234	11.2	0.86	1.08	0.97	0.03
6	0.7167	181		0.89	0.90	0.89	0.11
7	0.7190	212		0.93	0.68	0.80	0.20
8	0.7249	295	12.8	1.00	1.00	1.00	0.00
9	0.7240	281	11.5	0.99	1.06	1.00	0.00
10					0.55	0.55	0.45
11	0.7140	138	11.0	0.75	0.48	0.62	0.38
12	0.7140	136	11.2	0.74	0.47	0.61	0.39
13	0.7150	152		0.78	0.44	0.61	0.39
14	0.7160	166		0.81	0.47	0.64	0.36
15	0.7191	210		0.88	0.42	0.65	0.35
16	0.7202	225		0.85	0.70	0.78	0.22

* 年龄值据赵子杰等(1987)[11]; ** 年龄值据全国同位素地质年龄数据汇编第四集(1983)、第五集 (1986), Sr、Nd 同位素测定值据黄萱等 (1986)[12]; *** 年龄据北京铀矿地质研究所 (1982), Sr、Nd 同位素引自黄萱等(1986)[12];未注明均为南京大学测试中心同位素室测定。

计算 ϵ 值按 $I_{Nd}^{CHUR}(T) = 0.512638 - 0.1967\ (e^{\lambda_{Sm}T} - 1)$; $I_{Sr}^{UR}(T) = 0.7045 - 0.0816\ (e^{\lambda_{Rb}T} - 1)$ (G. Faure, 1986)[9] $\lambda_{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}$年$^{-1}$; $\lambda_{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ 年$^{-1}$;T 代表岩体形成年龄(年)

$\epsilon_{Nd}(T) = [I_{Nd}^{RB}(T)/I_{Nd}^{CHUR}(T) - 1] \times 10^4$; $\epsilon_{Sr}(T) = [I_{Sr}^{RB}(T)/I_{Sr}^{UR}(T) - 1] \times 10^4$ (按 D. J. DePaolo, 1976)[15].

壳端元为辅。从图 4 可见，同熔系列花岗岩投影点比较集中，反映华南地幔组成比较均一。但陆壳改造系列花岗岩投影点分布比较零散，表明华南上壳构成的不均一性。② 加

里东期陆壳改造系列花岗岩，计有福建宁化，江西竹州和广西苗儿山岩体等。这些岩体的投影点在 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解中亦位于 $K=6.71$ 的双曲线附近(图 5)，与澳大利亚拉克朗 (Lachlan) 褶皱带的加里东期 S 型花岗岩分布区比较吻合。这些岩体的源区物质其上壳端元所占的重量分数一般大于 0.8，反映是古老陆壳的再循环形成的，很少有上地幔物质的直接参与。③ 雪峰期陆壳改造系列花岗岩，仅有摩天岭混合花岗岩一例，其投影点亦非常接近 $K=6.71$ 的双曲线(图 6)。其源区岩石中上壳端元所占重量分数接近于 0.9，亦是古老地壳再循环的产物。从上述三个年龄段花岗岩的 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解可见，在研究二元混合模型和计算花岗岩源区物质上壳/亏损地幔比例时，表 2 给出的端元组分参数从总体角度说是合理的。

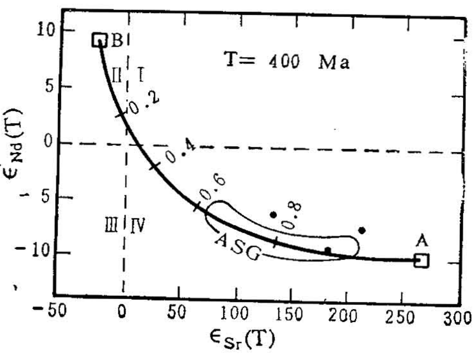

图 5　华南加里东期陆壳改造系列花岗岩的 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解

Fig. 5　$\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ diagram of Caledonian transformation series granitoids in South China

图例同图 4；端元组分的 $\epsilon_{Sr}(T)$、$\epsilon_{Nd}(T)$ 值取 T = 400 Ma 进行同位素校正；ASG 为澳大利亚 Lachlan 褶皱带 S 型花岗岩的分布域[9]

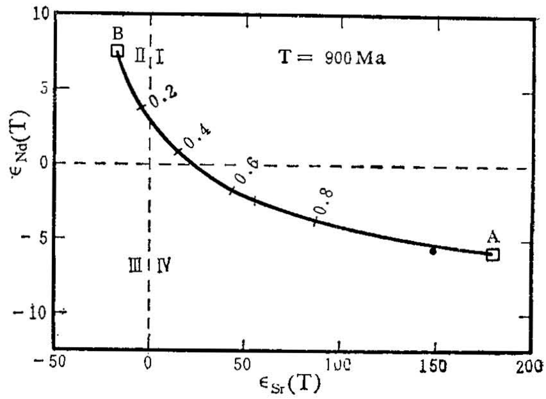

图 6　华南雪峰期陆壳改造系列花岗岩的 $\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ 图解

Fig. 6　$\epsilon_{Sr}(T)$-$\epsilon_{Nd}(T)$ diagram of the Xuefengian transformation series granitoids in South China

图例同图 4；端元组分的 $\epsilon_{Sr}(T)$、$\epsilon_{Nd}(T)$ 值取 T = 900Ma 进行同位素校正

三、源区物质上壳/亏损地幔比例的计算

华南陆壳改造系列花岗岩的 Sr、Nd 同位素测定结果列于表 3。根据 G. Faure (1986)[9] 提供的二元混合模型，我们有方程(2)或(3)。

$$R_m^X = \frac{R_A^X X_A f_A + R_B^X X_B(1-f_A)}{X_A f_A + X_B(1-f_A)} \tag{2}$$

$$\epsilon_m^X = \frac{\epsilon_A^X X_A f_A + \epsilon_B^X X_B(1-f_A)}{X_A f_A + X_B(1-f_A)} \tag{3}$$

这里 f_A 代表上壳端元所占重量分数；R_A^X，R_B^X，ϵ_A^X，ϵ_B^X 分别代表 T 时刻 A、B 端元 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和对应的 $\epsilon_{Sr}(T)$ 值(或 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和对应的 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值)；X_A，X_B 分别代表 A、B 端元的 Sr (或 Nd)的丰度；R_m^X，ϵ_m^X 分别代表岩体(二元混合物)的锶初始比和对

应的 $\epsilon_{Sr}(T)$ 值(或 Nd 初始比和对应的 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值)(见表 3)。根据岩体的 $\epsilon_{Sr}(T)$(或 $\epsilon_{Nd}(T)$) 和端元组分对应的 $\epsilon_{Sr}(T)$(或 $\epsilon_{Nd}(T)$),计算的岩体上壳端元所占重量分数 f_{Sr} 和 f_{Nd} 分别列于表 3。在理想情况下,f_{Sr} 应等于或极接近于 f_{Nd},亦即岩体的形成完美地服从二元混合法则,并且上文的端元组分参数在华南各构造单元内应完全均匀。而事实上后一个条件在自然界是不可能满足的,所以 f_{Sr} 和 f_{Nd} 值两者之间总有一定范围的差值,我们取其平均值 $f_A[=(f_{Sr}+f_{Nd})/2]$ 作为混合计算中上壳端元所占重量分数,并将不同构造环境形成的陆壳改造系列花岗岩的上壳/亏损地幔比例概括总结如下:

(1) 同造山混合花岗岩和岩浆花岗岩型 上壳/亏损地幔的比例较高,其中属同造山混合花岗岩的摩天岭、竹州、玮埔等三个岩体平均源区岩石的组成为 $UC_{78.6}DM_{21.4}$(UC 代表上壳端元; DM 代表亏损地幔;下标数字为重量百分数)。同造山岩浆花岗岩的宁化、苗儿山、大容山等 3 个岩体平均其源区岩石构成为 $UC_{89.7}DM_{10.3}$。

(2) 非造山陆壳重熔型 据浒坑、黄山、马拉格、美华和中村等 5 个岩体平均其源区岩石构成为 $UC_{63.7}DM_{36.3}$。其亏损地幔端元所占比例明显高于同造山花岗岩型。这些岩体侵位年龄均在侏罗一白垩纪,受太平洋板块俯冲作用或直接或间接的影响,在这些岩体岩浆形成时,有可能有一部分地幔派生的岩浆的直接加入,或者岩浆源区深度较大,一部分下部地壳的铁镁质麻粒岩参与部分熔融事件,使这一类花岗质岩浆中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 降低,$^{143}Nd/^{144}Nd$ 增大。要在这两种可能性中找到正确的答案,我们以为深入研究花岗岩中包体的成因是一项极其重要的工作。

(3) 同碰撞花岗岩型 仅临沧岩体一例,其源区物质构成为 $UC_{100}DM_0$,几乎全为上壳物质,表明碰撞作用是在两块古老大陆壳之间产生。我们设想大陆-岛弧之间同碰撞花岗岩其源区物质中地幔端元的比例会增高,但目前在华南尚无确切的实例。

四、结 论

1. 模拟计算花岗岩源区物质的构成是探讨花岗岩成岩物质来源的重要方法之一,其核心是端元组分及其有关同位素参数的确定。模拟的结果是随端元组分不同选择而变化的。为了使这类定量模拟结果可以相互对比,端元组分的参数应相对稳定,并能包罗所有被研究的样品。本文表 2 给出的华南上壳端元和亏损地幔端元参数基本上是合理的,华南同熔系列和陆壳改造系列花岗岩几乎现有的全部测定样品能被优化拟合成 $K=6.71$ 的混合双曲线。

2. 根据 S. T. Taylor (1985)[13] 给出的地球全壳(安山岩模拟法)平均 Rb/Sr 为 0.105,设全壳是 25 亿年前由原始地幔分异形成的,那时初生地壳的 $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7014$(当地幔 $I_{Sr}(0)$ 取 0.7045; $^{87}Rb/^{86}Sr=0.0816$),据锶增长方程可计算全壳的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 当前值为 0.7124,对应的上壳/亏损地幔的比例为 $UC_{67}DM_{23}$。这表明对于陆壳改造系列花岗岩其源区物质构成中,UC > 67% 者应为壳源的,并随 UC 值增大,源区在地壳柱中处于较浅的位置(如同造山混合花岗岩和岩浆花岗岩型),或说明地壳柱中成熟地壳所占比例较大。反之陆壳改造系列花岗岩其源区构成中,若 UC 值介于 67%—50% 之间,或说明其源区处于地壳柱中较深的位置,有较多成熟度低的下壳铁镁质麻粒岩卷进熔融事件;或也可能有直接源自地幔的少量流体、稀薄岩浆的加入(如非造山陆壳重熔型花岗岩)。

3. 壳、幔二元混合模型揭示的只是混合的最终结果，而在自然界地质事件中二元混合的方式可有多种多样。主要有：① 幔派生岩浆和壳派生岩浆在岩浆房内混合；② 幔派生岩浆同化混染固体的地壳物质；③ 在地壳柱中幔派生的新地壳和古老地壳同时参与熔融事件，并在熔体中产生同位素均一化。要鉴别上述混合作用的不同方式，需辅以花岗岩类中岩石包体以及矿物中岩浆包体的研究[14]。通过鉴别包体的成因（捕虏体、残留体、同源包体、淬冷包体、残浆包体等），可为混合方式提供若干有力佐证，使二元混合模型研究得以深化。

参　考　文　献

[1] 徐克勤、孙鼎、王德滋、胡受奚、刘英俊、季寿元，1984，华南花岗岩成因与成矿。花岗岩地质与成矿关系，第 1—20 页，江苏科技出版社。

[2] Chappell, B. W. and A. J. R. White. 1984. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. in "Geology of granites and their metallogenetic relations, pp. 71—81, Science Press, Beijing, China.

[3] 刘昌实、牟惟熙、辛克礼，1987，岩石化学与多元统计。第 44—56 页，地质出版社。

[4] 李春昱、王荃、刘雪亚、汤耀庆，1982，亚洲大地构造图说明书。第11—16 页，地图出版社。

[5] 汪绍年，1984，大容山花岗岩形成的物理化学条件和地质背景的初步探讨。花岗岩地质和成矿关系，第 315—325 页，江苏科技出版社。

[6] 方清浩，1984，大容山 S 型花岗岩特征及形成条件探讨。花岗岩地质和成矿关系，第 289—298 页，江苏科技出版社。

[7] 王德滋、刘昌实，1986，中国东南沿海海西-印支旋回花岗岩类的分布规律及成因系列。岩石学报，第 2 卷，第 4 期，第 1—11 页。

[8] 黄琳，1988，广西大容山过铝花岗岩复式岩基的同位素地球化学研究。地球化学，第 1 期，第 26—39 页。

[9] Faure, G., 1986, Principles of isotope geology. John Willey & Sons, pp. 200—249.

[10] Langmuir, C. H., Jr. R. D. Vocke. G. N. Hanson and S. R. Hart, 1978, A general mixing equation with application to Icelandic basalts. Earth Planet Science Letters, Vol. 37, pp. 380—392.

[11] 赵子杰、马大铨、林惠坤、袁春林、张小豪，1987，桂北前寒武纪花岗岩体本洞、三防岩体的研究。南岭地质矿产研究报告集，第 1—27 页，武汉地质学院出版社。

[12] 黄萱、孙世华、D. J. DePaolo、吴克隆，1986，福建省白垩纪岩浆岩 Nd、Sr 同位素研究。岩石学报，第 2 卷，第 2 期，第 50—63 页。

[13] Taylor, S. T. and S. M. MoLennan. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, pp. 57—95.

[14] 徐夕生、周新民，1988，花岗岩类中岩石包体。南京大学学报地球科学版，第 1 期，第 234—241 页。

[15] DePaolo, D. J. and G. J. Wasserburg, 1976, Nd isotopic variation and petrogenetic models. Geophys. Res. Lett., Vol.3, pp. 249—252.

CLASSIFICATION AND SOURCE MATERIALS OF CONTINENTAL CRUST TRASFORMATION SERIES GRANTOIDS IN SOUTH CHINA

Liu Changshi, Zhu Jinchu, Shen Weizhou and Xu Shijing

(Department of Earth Sciences, Nanjing University)

Abstract

According to the tectonic settings, the continental crust transformation series grantoids of South China may be divided into three types. (1) Synorogenic migmatitic and magmatic granitoid type, (2) anorogenic continental crust anatexis type, and (3) syncollision type. The first type of granitoid is usually closely related to orogenic movements in different periods (from the Xuefengian to Yanshanian periods). The rocks are usually strongly peraluminous, with ANKC values ranging from 1.209 to 1.223, and rich in potasium relative to sodium, with Na/K values ranging from 0.88 to 0.90. The second type is usually related in time and space to intracontinental deep fault zones. Differing from the first type, the granitoids are weekly peraluminous, with an average ANKC value of 1.106, and relatively rich in sodium, with an average Na/K ratio of 1.05. The third type granitoids are similar in chemical composition to those of the first type or S-type.

Taking the Daroshan granite as the endmember of the upper crust of South China (I_{Sr} (0) = 0.7283; I_{Nd} (0) = 0.511827; Sr = 140 ppm; Nd = 28 ppm) and the depleted mantle as the other endmember (I_{Sr} (0) = 0.70264; I_{Nd} (0) = 0.513151; Sr = 470 ppm; Nd = 14 ppm), based on the analytic results of Sr and Nd isotopic compositions and results of calculation of binary mixing simulation, the source matcrials for the first type granitoids consist of 78.6—89.7% upper crust (UC) materials and 21.4—10..3% depleted mantle (DM) materials; the source materials for the second type grantoids, 63.7% UC and 36.3% DM materials: those for the third type granitoid, 100% UC materials. This suggests that the continental crust transformation series granitoids in South China were essentially derived from the upper crust materials.

作 者 简 介

刘昌实，1936 年生。1959 年毕业于南京大学地质系地质学专业，从事于岩石学研究。现任南京大学地球科学系副教授。