

AFC 混合与铜陵地区侵入岩的成因

邢凤鸣 徐 祥

(安徽省地质科学研究所, 合肥 230001)

关键词 侵入岩 成因 AFC 混合

提 要 岩浆的混合有多种方式。国内使用较多的是简单二元混合模式, 但更为普遍的应该是 AFC 混合, 即在岩浆同化围岩的同时有矿物结晶伴随。根据热平衡原理, 岩浆同化围岩所需要的热由结晶潜热提供, 否则同化作用将很快中止。Nd、Sr 同位素在反映 AFC 混合时最为有效。根据 Nd、Sr 同位素数据, 结合岩石学资料, 应用 DePalo 提出的公式所做的成因模拟表明, 铜陵地区岩浆岩可能是幔源碱性玄武岩浆同化古老麻粒岩相下地壳的产物, 幔源组份约占 70%。

铜陵地区侵入岩有长期的研究历史。1920 年翁文灏将它划入与铁铜矿产有关的偏中性的一类^[1]; 后来谢家荣 (1936) 将它划入扬子式花岗岩类^[2]。1982 年徐克勤等将它列为同熔系列花岗岩类^[3]。同年, 郭文魁提出铜陵地区侵入岩属钙碱系列岩石^[4]。常印佛等 (1991) 将本区侵入岩命名为扬子式同熔型, 是钾硅质异常演化的产物, 原始岩浆为碱性玄武岩浆^[5]。此外, 毛建仁等^[6], 杨学明等^[7], 也都对铜陵地区侵入岩做过研究, 都认为它的形成与幔源物质有关。

90 年代开始, 陈江峰引入 AFC 混合模式讨论铜陵地区侵入岩的成因^[8,9]。尽管在具体运用上有某些不同的看法, 但与国内常用的二元简单混合模式相比, AFC 混合模式显然更具有普遍意义, 在许多场合更为合理。我们在八五国家科技攻关课题某一专题的岩浆岩研究中, 应用 AFC 定量模式做了一些计算模拟。本文仅将铜陵地区侵入岩的研究成果作一介绍, 希望读者批评指正。

1 AFC 混合模式的基本原理和计算公式

无论是幔源还是壳源的原始岩浆, 大都是通过部分熔融形成的。原始岩浆的形成方式虽然比较单一, 但岩浆的变异却有多种方式, 如分离结晶作用, 不同岩浆的混合作用, 岩浆对围岩的同化混染, 等等。封闭条件下的结晶作用是存在的, 这时岩浆成分沿着液体同源演化线演化, Nd、Sr 同位素初始比值基本不变。开放条件下的分离结晶作用似乎更为常见, 如岩浆对围岩的同化作用。这时, Nd、Sr 同位素初始比值均发生相应的变化。尽管鲍温在 60 多年前就强调指出同化作用并不是一种简单的混合作用^[10]; 尽管泰勒十几年前就

· 本文为国家八五科技攻关课题 (85-901-03-04) 的部分内容。
本文于 1995 年 4 月收到, 1995 年 6 月改回。

已从理论上阐明了同化作用必须考虑热平衡问题，提出了同化混染与分离结晶联合作用机制，即 AFC (Assimilation-Fractional Crystallization) 混合机制⁽¹¹⁾，但国内许多人仍用二元简单混合模式作为唯一的模式来讨论岩浆的成因和演化问题，显然是不够合理的。Taylor⁽¹¹⁾认为，岩浆对围岩的同化作用是一个开放体系，它总是伴随着结晶作用，因而它不是二元，至少是三元的问题：岩浆、围岩和堆积岩（结晶相）。同化作用最重要的方面之一是热平衡问题。同化围岩所需要的热，来自岩浆中正在结晶的矿物的结晶热。因此，同化作用促进结晶作用，从而推动岩浆基本上沿着分离结晶的相同道路演化，主要影响仅仅是提高晚期分离的百分比和加速分离结晶过程，而对正常的液体同源演化线只有微小的干扰⁽¹⁰⁾。主要元素组成并不因同化作用受到强烈的影响，因为它们受相应的相图和多组份低共熔点位置的控制⁽¹¹⁾。但是，某些同化作用也可以改变岩浆的演化方向，使硅不饱和岩浆演化形成硅饱和至过饱和岩浆，如某些石英正长岩的形成⁽¹²⁾。Taylor⁽¹²⁾指出，虽然由 AFC 产生的分异程度较高的各种岩浆的主要元素组成只受到很小的影响，但微量元素、尤其是同位素组成却可能受到大的影响。因此，在理论上可能的是：在一个火成岩岩套中主要元素的变化可以主要用封闭体系的分离结晶作用来解释，而同位素体系的变化却明确地要求开放体系性状。

可见，岩石的同位素体系是了解 AFC 混合机制最有效的工具，有着不可替代的作用。近年来，外国学者常用 Nd、Sr 同位素研究岩浆演化的 AFC 过程。

热平衡涉及的另一重要问题，是结晶量与同化量之比的问题，即同化程度问题，这与同化作用发生的地壳深度关系极大。同样温度的岩浆，因围岩温度不同，对围岩的同化程度将有明显差别。一般认为，岩石的比热在 $0.25\text{cal/g}^{\circ}\text{C}$ 左右，结晶出 1g 的晶体大致释放出 100cal 的潜热。当围岩的温度为 150°C （大约 4.5km 深），岩浆的温度为 1150°C 时，使每克围岩上升到 1150°C ，需要 $(1150-150) \times 0.25 = 250\text{cal}$ 的热量，使它全熔又需要 75cal 的热量，加起来是 325cal 。这么多热量需要结晶出 $325 \div 100 = 3.25\text{g}$ 的晶体来提供。就是说，结晶出 3.25g 的晶体，可熔化 1g 围岩，同化量/结晶量 = $1 : 3.25$ 。加上岩浆房边缘直接损失的热，该比值要更小些。如果围岩为 900°C （约 27km 深），每克围岩加热到 1150°C ，只需 62.5cal 的热量，全熔又需 75cal ，共 137.5cal ，同化量/结晶量 = $1 : 1.375$ 。这一比值即 DePaolo 的 r 值（后述）。可见，相对同化量是围岩温度的函数。同化作用发生的深度越大，围岩与岩浆的温差越小， r 值越大，围岩易被同化。可见，以分离结晶为主的岩浆演化，主要应该发生在地壳浅部，除上述热平衡原理外，由于岩浆与围岩温差大，容易形成细粒冷凝边，从而阻碍同化作用的进行。体积较小的岩浆更是如此。

根据上述原理，DePaolo⁽¹³⁾提出了一套 AFC 模拟计算公式，使 AFC 模拟定量化。地质作用是复杂的，在这个意义上讲，任何定量模拟都不过是一种近似。

在 DePaolo 的公式中，常用的有以下三个：

$$C_m/C_m^0 = F^{-1} + \left(\frac{r}{r-1}\right) \frac{C_a}{zC_m^0} (1 - F^{-1}) \quad r \neq 1 \quad (6a)$$

(6a) 式用来计算 Nd、Sr 的丰度。

$$\epsilon_m = \frac{\frac{r}{r-1} \frac{C_a}{z} (1 - F^{-1}) \epsilon_a + C_m^0 F^{-1} \epsilon_m^0}{\frac{r}{r-1} \frac{C_a}{z} (1 - F^{-1}) + C_m^0 F^{-1}} \quad r \neq 1 \quad (15a)$$

(15a) 用以计算 ϵ_{Nd} 、 ϵ_{Sr} (或 I_{Nd} 、 I_{Sr})、Pb 同位素比值。

$$\delta_m - \delta_m^0 = \left(\frac{r}{r-1}\right) \frac{C_s}{zC_m} \left[\delta_s - \delta_m^0 - \frac{D\Delta}{z(r-1)}\right] (1 - F^{-z}) - \frac{D\Delta}{r-1} \ln F \left[1 - \left(\frac{r}{r-1}\right) \frac{C_s}{zC_m}\right] \quad r \neq 1 \quad (18)$$

(18) 用以求 $\delta^{18}O$ 。

C_m —某元素在岩浆中的含量; C_m^0 —某元素在岩浆中的初始含量; $F = M_m/M_m^0 \leq 1$; M_m —岩浆体的质量 (包括浮晶); M_m^0 —岩浆的初始质量; $z = (r+D-1)/(r-1)$; $r = M_s/M_c$; M_s —同化围岩的速度 (质量/单位时间); M_c —岩浆结晶速度 (质量/单位时间, 指从岩浆中有效分离出去的晶体); D —某元素在分离结晶相和岩浆之间总的固相/液相分配系数; C_s —某元素在被同化的围岩中含量; C_m^0 —某元素在原始岩浆中的含量; ϵ_m —岩浆中的同位素比值, 如 ϵ_{Nd} 、 ϵ_{Sr} 、 I_{Nd} 、 I_{Sr} 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 等等; ϵ_s —被同化围岩中的同位素比值; δ —标准离差, 即样品中的同位素比值 ÷ 标准物质中的同位素比值; δ_m 、 δ_m^0 和 δ_s —岩浆、原始岩浆和被同化围岩的 δ 值; Δ —同位素分馏值 = $\delta_{\text{晶体}} - \delta_{\text{岩浆}} \approx 1000 \ln \alpha$; α —同位素分馏系数。

进行模拟计算是一个复杂的过程。首先, 要根据地质、岩石和同位素资料设定两个端员值, 然后给出不同的 r 、 D^{Nd} 、 D^{Sr} 和 F 值, 分别计算出相应的 ϵ_{Nd} 、 ϵ_{Sr} 、 I_{Nd} 、 I_{Sr} 、 $\delta^{18}O$ 等值。

2 铜陵地区侵入岩的成因

铜陵地区侵入岩可能是弱亏损地幔低度熔融的碱性玄武岩浆在地壳深部同化古老的麻粒岩相下地壳形成的。地壳组分约占 30% 左右。现论证如下:

2.1 岩石学证据

铜陵地区侵入岩岩性比较复杂, 由碱长辉长岩、辉石二长闪长岩、闪长岩、石英闪长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长岩等岩石组成, 其平均成份相当于石英闪长岩。这样的岩石, 不大可能是单纯的地壳重熔产物。实验岩石学认为, 地壳的温度不可能高到足以产生安山质岩浆, 即使在含水条件下也是如此⁽¹⁴⁾; 由于高的温度要求, 英云闪长质熔体不可能起源于下地壳⁽¹⁵⁾。况且下地壳并不是辉长岩或玄武岩层, 而是中性乃至中酸性成分为主的麻粒岩相岩石, 因而重熔时产生闪长质岩浆的可能是很小的。由此可见, 铜陵地区侵入岩由下地壳物质重熔形成的可能很小。铜陵地区侵入岩的原始岩浆必然是比石英闪长岩更基性的岩浆, 甚至比出露的碱长辉长岩—辉石二长闪长岩更基性, 根据同位素和岩石包体判断, 它们并不是原始岩浆固结物, 而是经过演化的产物 (后述)。正如一些学者提出的, 铜陵地区侵入岩可能是碱性玄武岩浆演化的产物^(6, 16)。笔者赞同这一认识。高钾富碱是铜陵地区侵入岩的特点, 其基性成员尤为明显。在 $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ 图上⁽¹⁷⁾, 它们投影在粗玄岩—粗面岩区, 基性端员投影在粗玄岩区, 说明其原始岩浆是偏碱的基性岩浆。在鸡冠山辉石二长闪长岩中和铜官山石英闪长岩中, 发现辉石岩、角闪石岩和角闪石辉石岩等岩石包体, 除辉石和角闪石外, 还有磁铁矿和磷灰石等早期结晶相, 几乎不含斜长石和黑云母, 具清楚的堆积结构, 显然是岩浆结晶分异的产物。岩石包体的成分相当于超镁铁岩。可

见。寄主岩石是经过结晶分异后的产物, 它们的原始岩浆必然更基性, 相当于碱性玄武岩是十分可能的。

堆晶岩石包体的存在, 说明岩浆确实发生过结晶分异作用。堆晶岩几乎不含斜长石, 而寄主岩石中斜长石的含量高达 70% 土。这种互补现象说明, 堆晶作用可能发生在地壳深部。在地壳深部, 或者由于岩浆温度高, 结晶分异发生时温度高于斜长石的固相线, 斜长石尚未结晶, 或者斜长石虽有部分结晶出来, 但由于高压下玄武岩浆的密度高而未能分离出去。这只有在地壳深部才有可能^(1,18); 这种认识得到了矿物学资料的佐证。根据堆积岩中辉石和角闪石成份计算的结晶温度和压力, 分别为 1100℃ 和 0.8GPa 左右⁽¹⁹⁾, 相当于 26km 的深度。

铜陵地区侵入岩有极高的 Sr 含量, 平均为 1053×10^{-6} (800—1250)。这样高的 Sr 含量, 是与幔源岩浆有关的金伯利岩、大陆碱性玄武岩和橄橄榄安粗岩的特征。上、下陆壳含 Sr 只有 300×10^{-6} 左右。地壳重熔形成的岩石几乎不可能有如此高的 Sr 含量。这也说明铜陵地区侵入岩可能与幔源玄武岩浆有关。

2.2 同位素证据

岩石学资料表明, 铜陵地区侵入岩可能起源于碱性玄武岩浆, 在地下壳 (约 26km 深处) 发生过结晶分异。同位素资料支持上述观点, 同时提供了更多的信息。

表 1 列出了铜陵侵入岩的 Nd、Sr 同位素资料。可以看出, Nd 和 Sr 同位素初始比值有一定变化, 说明岩浆演化过程中有同化混染, 并不是单纯封闭条件下的结晶分异。 I_{Sr} 变化较小且较低, 但 ϵ_{Nd} 变化大且低, 最低值接近 -17, 说明被同化的围岩具有 I_{Sr} 中等而 ϵ_{Nd} 很低的特点。这是古老麻粒岩相下地壳岩石的特征。

同位素—主元素比值图是判别 AFC 混合的有效工具⁽²⁰⁾。当投影点呈线性分布并垂直同位素比值坐标时, 为结晶分异关系; 如呈线性斜交该坐标 (自然也斜交主元素比值坐标) 时, 为二元简单混合关系。否则, 则为 AFC 混合关系。 I_{Sr} (即 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值) — $1/Sr$ 图, 功能同上。见图 1 和图 2, 投影点比较分散, 不具线性关系, 分布在结晶分异和同化混染两种趋势线之间, 显然受两者的共同制约, 表明是一种 AFC 混合关系。

现将表 1 的数据投影到 ϵ_{Nd} — I_{Sr} 图 (图 3) 上, 投影点大致成线性排列, 向上指向亏损地幔, 向下指向下地壳, 与 $r=0.75$, $D^{Nd}=0.5$, $D^{Sr}=0.5$ 的 AFC 混合线拟合得较好, 表明是亏损地幔源岩浆同化古老麻粒岩相下地壳的产物。

2.3 同位素拟合

AFC 模拟, 首先要确定二个端员值, 然后给出不同的 r 、 D^{Nd} 、 D^{Sr} 和 F 值, 分别计算出相应的元素丰度和同位素比值, 与实际资料进行对比。

考虑到沿江地区岩浆岩平均年龄在 130Ma 左右 (铜陵地区在 137Ma 左右, 宁芜等地在 122Ma 左右), 而我们用的 ϵ_{Nd} 和 I_{Sr} 都经过岩石年龄改算, 因此, 我们使用的端员值也用 130Ma 进行了改算, 以消除时间差的影响。

根据我们选定的端员值, 经过计算对比, $r=0.75$, $D^{Nd}=0.5$, $D^{Sr}=0.5$ 的 AFC 混合线, 能够较好地与实际资料相吻合 (图 3)。所用端员值列于表 2, 部分计算结果列于表 3。

表1 铜陵地区侵入岩 Nd、Sr 同位素组成 ($\times 10^{-6}$)
Table 1 Nd and Sr isotopic composition of intrusive rocks in Tongling area

序号	岩石	年龄 Ma	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	ϵ_{Nd}	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	ϵ_{Sr}	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	ϵ_{Sr}
1	白芒山辉石二长闪长岩	135	8.003	44.57	0.1085	0.512225 \pm 37	-6.5	71.72	787.9	0.2633	0.70658 \pm 0	0.70607	25
2	鸡冠山辉石二长闪长岩	135	6.536	36.81	0.10724	0.512166 \pm 10	-7.7	68.10	999.7	0.1967	0.70729 \pm 3	0.70688	36
3	鸡冠山包体角闪石岩	140	10.57	50.44	0.1267	0.512249 \pm 23	-6.3	35.20	470.0	0.21594	0.70716 \pm 1	0.70673	34
4	鸡冠山包体辉石岩	140	8.72	41.82	0.1260	0.512065 \pm 19	-9.9	12.63	489.8	0.07431	0.70693 \pm 5	0.70678	35
5	鸡冠山包体角闪石辉石岩	140	11.60	53.04	0.13223	0.512176 \pm 10	-7.7	11.01	797.0	0.0398	0.706933 \pm 36	0.7069	36
6	铜官山包体辉石岩	137	5.718	26.37	0.1311	0.512079 \pm 21	-9.8	42.77	531	0.2331	0.70775 \pm 8	0.7073	42
7	铜官山石英闪长岩	137	4.215	25.13	0.1014	0.51194 \pm 13	-11.9	69.81	1142	0.1769	0.70754 \pm 4	0.7072	41
8	凤凰山花岗闪长岩	137	5.253	30.06	0.1056	0.511721 \pm 14	-16.3	152.6	855	0.5166	0.71100 \pm 7	0.7101	82
9	白芒山辉石二长闪长岩	135	7.05	37.97	0.1122	0.512056 \pm 14	-7.9	71.80	1102	0.18786	0.70741 \pm 2	0.7070	38
10	安庆山石英闪长岩	136	8.75	53.02	0.0998	0.512166 \pm 30	-7.4	103	1208	0.2465	0.70696 \pm 4	0.7065	31
11	贵池前山英斑闪长岩	137	2.766	15.82	0.1057	0.512200 \pm 15	-70	3.304	329	0.0290	0.707618 \pm 40	0.7076	46
12	贵池前山英斑闪长岩	137	4.141	19.66	0.1270	0.512242 \pm 28	-6.5	72.6	748	0.2802	0.706737 \pm 62	0.7062	26
13	狮子山石英闪长岩	137	5.341	29.66	0.1088	0.511962 \pm 12	-11.7	75.95	990	0.2220	0.70784 \pm 4	0.7074	44
14	铜官山石英闪长岩	137	5.5	31.51	0.1055	0.511949 \pm 7	-11.9	73.19	1225	0.1729	0.707895 \pm 6	0.70756	43
15	金山岭石英闪长岩	137	5.71	31.28	0.1104	0.511920 \pm 4	-12.5	68.8	1082	0.0636	0.708115 \pm 10	0.7080	49
16	西湖石英闪长岩	137	5.51	29.22	0.1141	0.511716 \pm 4	-16.6	74.3	921	0.0807	0.709530 \pm 8	0.7094	69
17	南京蒋庙辉长岩	125	4.12	20.99	0.1187	0.512644 \pm 20	+1.4	118.7	883	0.3874	0.70534 \pm 1	0.70465	4

13-16 陈东峰提供(1990);12 董树文提供(1992);5和11的 Rb、Sr 丰度和 Sr 同位素比值是磷灰石的测定结果。

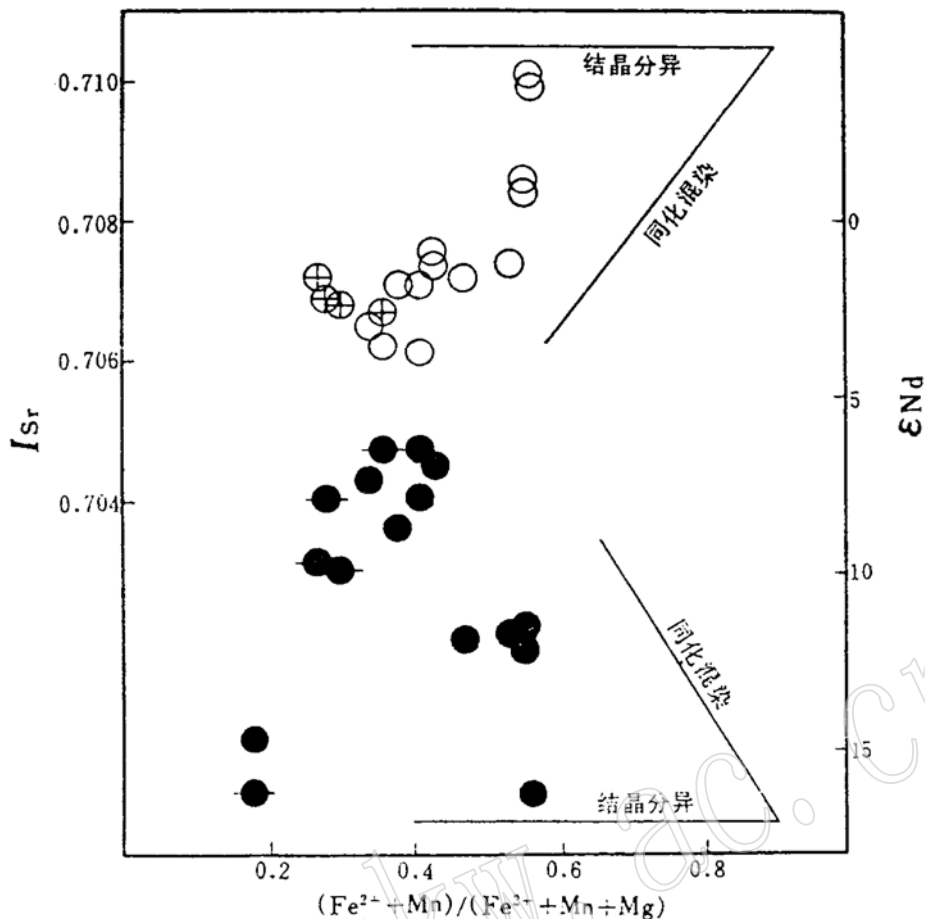


图 1 铜陵地区侵入岩元素比值—同位素比值图

Fig. 1 Diagram of element ratio— isotope ratio for intrusive rocks of Tongling area

○—岩体；⊕—岩石包体

表 2 Nd、Sr 同位素端员值 (130Ma)

Table 2 End—member values of Nd and Sr isotopes

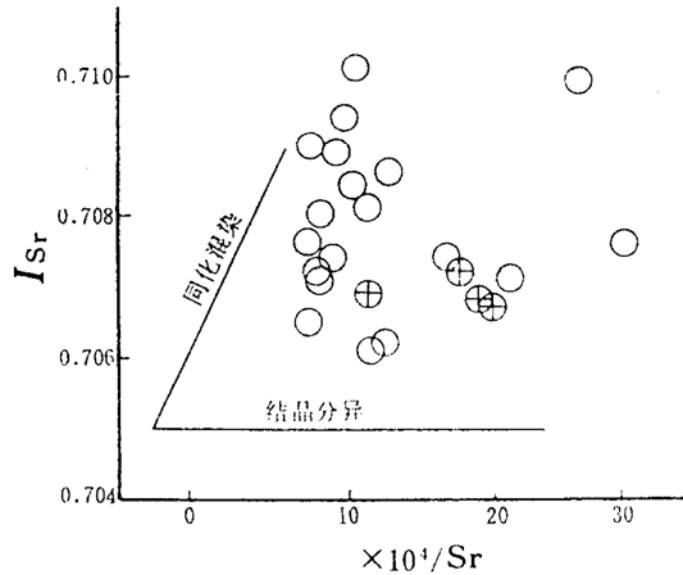
	Nd × 10 ⁻⁶	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	I_{Nd}	ϵ_{Nd}	Sr × 10 ⁻⁶	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	I_{Sr}	ϵ_{Sr}
DM	40	0.2136	0.512894	0.512712	+4.7	1200	0.054	0.7035	0.7034	-13.4
LC*	20	0.1071	0.510716	0.510625	-36	450	0.4015	0.7170	0.7163	+170

* 据 [21]。

2.3.1 端员值的选择

沿江中生代地幔端员值的选择是一个困难的问题，因未见当时的地幔岩石包体，而玄武岩和辉长岩均已或多或少受过地壳的污染。铜陵地区基性岩不多，其同位素测试数据亦少，考虑到与宁芜等地同处一个构造岩浆带上，岩浆活动时间相似，如上述有相似的原始岩浆，故统一考虑其端员值。实际上，两区岩浆岩的投影点均大致沿图 3 的 AFC 混合线分布，唯宁芜岩浆岩靠上，显示它们有相似的端员值。

目前测定的二个基性岩的 ϵ_{Nd} 最高值是 +1.4 (蒋庙辉长岩) 和 +1.3 (阳湖塘辉长岩)。

图2 铜陵地区侵入岩 $I_{Sr}-1/Sr$ 图Fig. 2 $I_{Sr}-1/Sr$ diagram of intrusive rocks in Tongling area

○—岩体; ⊕—岩石包体

尽管它们不代表地幔端员值,至少表明它们来自弱亏损地幔。当涂釜山碱性玄武岩 ϵ_{Nd} 平均值为 +3.2, 其年龄为 53Ma, 接近中生代^[21], 是重要的参考值。以洋中脊玄武岩为代表的现代亏损地幔的 $\epsilon_{Nd} = +8$ —+10。大陆地幔值要低些。哥伦比亚河 Imnaha 玄武岩平均为 +5.2; 德干玄武岩平均为 0。我国峨嵋山玄武岩为 +0.7; 汉诺坝玄武岩为 +3。综合上述资料, 我们采用的地幔 $\epsilon_{Nd} = +5$, 130Ma 前为 +4.7。洋脊亏损地幔的 $I_{Sr} = 0.70264$, 原始地幔为 0.7045, 大陆拉斑玄武岩为 0.70362^[22]。因此, 我们取幔源岩浆的 $I_{Sr} = 0.7035$ (130Ma 前为 0.7034)。

表3 基性与中酸性岩石中矿物的 Nd、Sr 分配系数

Table 3 Nd and Sr distribution coefficients of minerals in basic and intermediate-acid rocks

元素	矿物	单斜辉石	石榴石	角闪石	磷石	磷灰石	磁铁矿	斜长石	岩石	资料来源
Nd		0.65	0.53	2.80	88.3	21		0.14	玄武岩	[23]
		0.94	0.53	3.45		50			英安岩	[24]
							2.36		玄武岩	[25]
Sr		0.12	0.01	0.46		1.2		1.83	玄武岩	[26]
			0.015			1.8		2.84	英安岩	

本区基性岩石均有较高的 Nd 丰度, 为 $(40-45) \times 10^{-6}$, 说明原始岩浆含 Nd 较高, 考虑到结晶分离导致的 LREE 富集现象, 幔源岩浆定为 40×10^{-6} 是合适的。前已述及, 侵入岩含 Sr 极高, 不可能完全归因于结晶分异。故按玄武岩的平均值确定为 1200×10^{-6} 。

本区与邻区都未发现有合适的地壳端员值。董岭群的 ϵ_{Nd} 较低, 为 -17 左右, 但 I_{Sr} 高达 0.716—0.721; 大别群的 $\epsilon_{Nd} = -17$ 左右。但铜陵侵入岩的下限也接近 -17 (表 1)。因此,

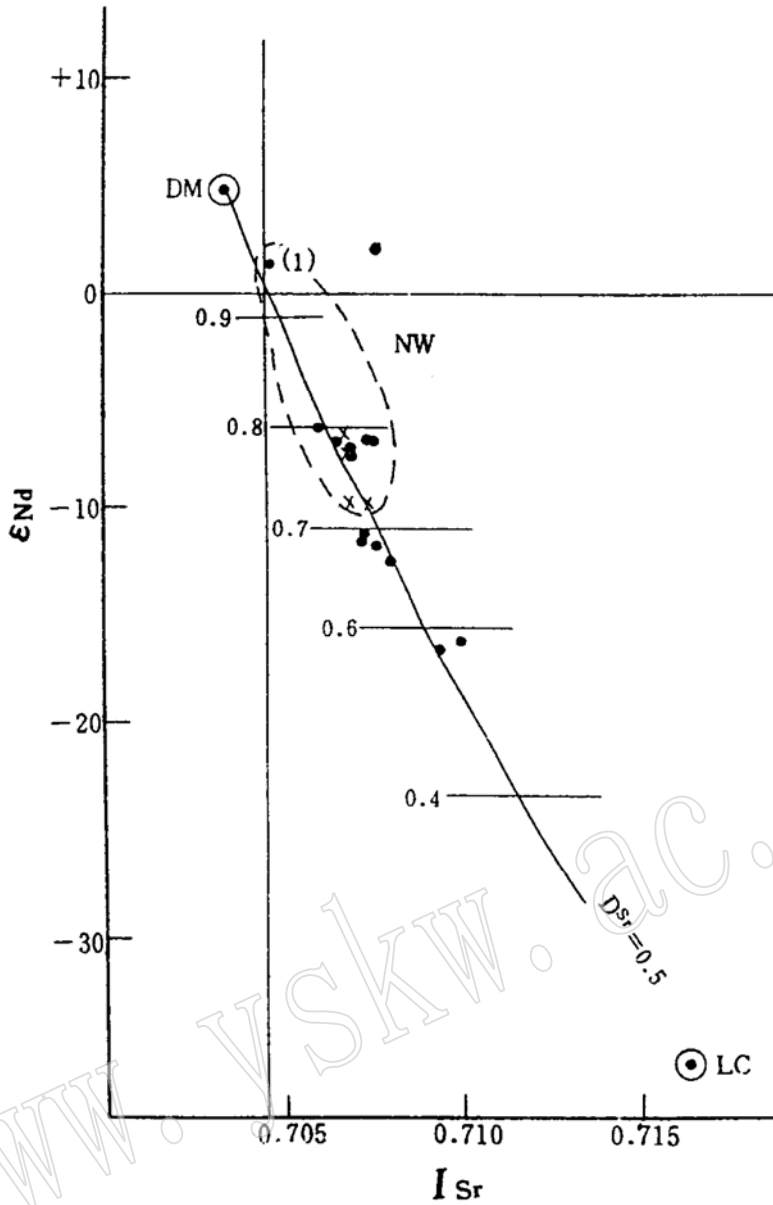


图 3 铜陵地区侵入岩 $\epsilon_{Nd}-I_{Sr}$ 图

Fig. 3 $\epsilon_{Nd}-I_{Sr}$ diagram of intrusive rocks in Tongling area

●—侵入岩；×—岩石包体；(1)—南京蒋庙辉长岩；NW—宁芜岩浆岩

它们都不可能是地壳端员。泰山群花岗岩虽然 $\epsilon_{Nd} = -27$ (130Ma)，但 $I_{Sr} = 0.8007$ (130Ma) 太高，也不合适。Faure (1986) 给出的下地壳端员值正好位于样品投影点趋势线上，可能是较好的选择。但是结合本区特点，我们对 Nd 和 Sr 的丰度做了调正。本区侵入岩受过明显污染后仍保持较高的 Sr 的丰度，说明污染源 Sr 的丰度也不低，故定为 450×10^{-6} 。侵入岩中 Nd 的丰度在 30×10^{-6} 左右，说明原始岩浆受污染后有所下降，故定为 20×10^{-6} 。

D^{Nd} 和 D^{Sr} 的设定也很重要。 D^{Nd} 和 D^{Sr} 指元素 Nd 和 Sr 在分离结晶相和岩浆之间总的固相/液相分配系数。分配系数的测定比较复杂，不同岩石和不同测试者的 D 值往往相差很大。表 3 列出了不同作者给出一些 D 值，作为选择分配系数的参考。

在岩浆演化过程中，元素的总体分配系数是有一定变化的，而且不同的岩浆也不相同。一般说来，分配系数的大小与晶出的矿物相有关。玄武岩浆在地壳深处同化混染，斜长石

的结晶分离受到抑制，主要的结晶是橄榄石和辉石等镁铁矿物， D^{Nd} 大而 D^{Sr} 小；中酸性岩浆结晶时，则 D^{Nd} 小而 D^{Sr} 大。根据上述规律，结合岩浆污染深度在地下壳，我们选择 $r = 0.75$ ， $D^{Nd} = 0.5$ ， $D^{Sr} = 0.5$ 进行拟合，结果比较理想（图3）。

2.3.2 计算结果

根据所选端员值和一些参数，应用有关公式，计算出 $F = 1 - 0.1$ 的Sr和Nd的丰度与 I_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 值，然后按 $F = 1, 0.9, 0.8 \dots$ 时的 ϵ_{Nd} 和 I_{Sr} 值投影到 $\epsilon_{Nd} - I_{Sr}$ 图上，连结各点成一条曲线，即图3。计算的结果列于表4，供参考。请注意，表4(1)中 $\epsilon_a = I_{Sr} (LC) = 0.7163$ ， $\epsilon_m^0 = I_{Sr} (DM) = 0.7034$ ；表4(2)中 $\epsilon_a = \epsilon_a (Nd) = -36$ ， $\epsilon_m^0 = \epsilon_m^0 (Nd) = +4.7$ 。 F 值可视为幔源物质比例，因 M_m 岩浆体由幔源和壳源二部分物质组成，当全为幔源物质时为1，即相当于 M_m^0 ；当全为壳源物质时为零。

表4 铜陵地区侵入岩Nd、Sr同位素模拟计算结果

Table 4 Analog computation results of Nd and Sr isotopes in intrusive rocks of Tongling area

(1) $D^{Sr} = 0.5$, $z = -1$, $C_a = 450 \times 10^{-6}$, $C_m^0 = 1200 \times 10^{-6}$

F	F^{-z}	$\frac{r}{r-1} \frac{C_a}{z} (1-F^{-z}) \epsilon_a + C_m^0 F^{-z} \epsilon_m^0$	$C_m (Sr)$	$\epsilon_m (Sr)$
1.0	1.0	844	1200	0.7034
0.9	0.9	856.37	1215	0.70483
0.8	0.8	868.665	1230	0.70623
0.7	0.7	880.96	1245	0.70760
0.6	0.6	893.25	1260	0.70893
0.5	0.5	905.54	1275	0.71023
0.4	0.4	917.835	1290	0.71150
0.3	0.3	930.127	1305	0.71274
0.2	0.2	942.42	1320	0.71395
0.1	0.1	954.71	1335	0.71514

(2) $D^{Nd} = 0.5$, $z = -1$, $C_a = 20$, $C_m^0 = 40$.

F	F^{-z}	$\frac{r}{r-1} \frac{C_a}{z} (1-F^{-z}) \epsilon_a + C_m^0 F^{-z} \epsilon_m^0$	$C_m (Nd)$	$\epsilon_m (Nd)$
1.0	1.0	188	40	+4.7
0.9	0.9	-46	42	-1.1
0.8	0.8	-281.6	44	-6.4
0.7	0.7	-516.4	46	-11.2
0.6	0.6	-751.2	48	-15.65
0.5	0.5	-986	50	-19.72
0.4	0.4	-1220.8	52	-23.48
0.3	0.3	-1455.6	54	-26.96
0.2	0.2	-1577.6	56	-28.17
0.1	0.1	-1925.2	58	-33.2

1. Nd、Sr 丰度公式 $C_m = C_m^0 F^{-z} + (\frac{r}{r-1}) \frac{C_a}{z} (1-F^{-z})$

2. Nd、Sr 同位素比值公式 $\epsilon_m = [(\frac{r}{r-1}) \frac{C_a}{z} (1-F^{-z}) \epsilon_a + C_m^0 F^{-z} \epsilon_m^0] / C_m$

设： $r = 0.75$, $r / (r - 1) = -3$, $z = (r + D - 1) / (r - 1)$, $T = 130Ma$ $I_{Sr} (LC) = 0.7163$, $I_{Sr} (DM) = 0.7034$,

$\epsilon_a (Nd) = -36$, $\epsilon_m^0 (Nd) = +4.7$

模拟结果与岩石学 and 同位素证据一致。见图 3, 铜陵地区侵入岩的投影点沿 $D^{Nd}=0.5$ 和 $D^{Sr}=0.5$ 的 AFC 混合线分布, 是 AFC 混合机制的产物。其幔源组份在 57%—80% 之间, 仍然是以幔源物质为主的岩石。

3 结 论

安徽铜陵地区中生代侵入岩形成于距今 137Ma 左右, 由辉长岩到花岗闪长岩均有发育, 矿物成分以斜长石为主, 暗色矿物则主要是辉石、角闪石和黑云母。在化学组成上高钾富碱, 属高钾钙碱性岩系, Sr 的丰度很高而 Cr、Ni 含量很低。含同源暗色岩石包体辉石岩、角闪石岩和角闪石辉石岩等堆积岩, 说明在地壳深部发生过分分离结晶作用, 这可能是导致岩石富含斜长石和高 Sr 低 Cr、Ni 的主要原因。侵入岩的基性成员属硅不饱和岩石, 在 CIPW 标准矿物计算中出现百分之几的霞石, 因而整个岩石组合出现跨越趋势。只有在大于 $10 \times 10^8 \text{Pa}$ 的压力下 (约 33km 深), 岩浆演化才可能出现跨越趋势。本区深位岩浆房似乎没有这么大的深度。但是同化混染也可以使硅不饱和岩浆演化成硅过饱和的岩浆。岩石学 and 同位素资料提供了同化混染的证据, 证明在 27km 左右的深度发生过联合的同化混染和分离结晶作用, 因而是一种 AFC 混合机制。岩石学 and 同位素资料还提供出, 原始岩浆可能是弱亏损地幔低度部分熔融形成的碱性玄武岩浆, 而被同化的围岩可能是古老的麻粒岩相下地壳岩石。幔源基性岩浆侵入大约 27km 深的下地壳, 同化硅铝质围岩, 同时结晶出辉石, 角闪石, 磷灰石和磁铁矿等矿物, 形成堆积岩。然后, 残余岩浆上升到地壳浅部, 形成富含斜长石的、以石英闪长岩为主的一套岩石。AFC 计算模拟表明, $r=0.75$, $D^{Nd}=0.5$ 和 $D^{Sr}=0.5$ 的 AFC 混合曲线, 能与实际资料较好的拟合, 岩石中幔源物质占 70% 左右。

参 考 文 献

- 1 翁文灏. 中国矿产区域论. 地质汇报, 1920, 第 2 号, 9—21.
- 2 谢家荣. 中国之矿产时代与矿产区域. 地质论评, 1936, 1 (3): 363—380.
- 3 徐克勤, 孙明志, 叶俊. 华南二个成因系列花岗岩类及其成矿特点. 矿床地质, 1982, 1 (2): 1—14.
- 4 郭文魁. 谈类花岗岩与金属成矿作用. 中国区域地质, 1982, (2): 15—30.
- 5 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 长江中下游铁铜成矿带. 地质出版社, 1991.
- 6 毛建仁等. 长江中下游中酸性侵入岩与成矿. 地质出版社, 1990.
- 7 杨学明, 林文通. 铜官山火成杂岩体成岩机理研究. 地质论评, 1988, 34 (1): 25—35.
- 8 陈江峰. 简单混合, AFC 混合和花岗岩同位素数据解释. 安徽地质, 1991, 1 (1): 19—27.
- 9 陈江峰等. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶、钕同位素制约. 地球化学, 1993, (3): 261—268.
- 10 Bowen N L. The evolution of the igneous rocks. Dover. New York. 1956.
- 11 Taylor Jr. H P. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 1980, 47: 243—254.
- 12 Foland K A, Landoll J D, Henderson CMB, Chen J F. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites. Geochim. Cosmochim. Acta. 57: 697—704.
- 13 Depaolo D J. Trace element and isotope effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet Sci, Lett., 1981, 53: 189—202.
- 14 Condie K C. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press. 1982.
- 15 Castro A, Moreno-ventas I, De La Rosa J D. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth-Science Reviews. 1991, 31 (314): 237—253.

- 16 杨学明, 林文通. 铜官山火成杂岩体成岩机理研究. 地质论评, 1988, 34 (1): 25—35.
- 17 Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali—silica diagram. J. Petrology. 1986, 27: 745—750.
- 18 马昌前. 岩浆活动中某些动力学参数的估算方法. 地质科技情报, 1986, 5 (3): 47—54.
- 19 周珣若, 吴才来, 黄许陈, 张成火. 铜陵中酸性侵入岩同源包体特征及岩浆动力学. 岩石矿物学杂志, 1993, 12 (1): 20—31.
- 20 Foland K A, Henderson CMB, Gleason J. Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, USA. I. Contrib. Mineral Petrol. 1985, 90: 331—345.
- 21 陈道公, 周海涛, 杨杰东, 王银喜. 鲁皖苏新生代火山岩成因及地幔源特征的同位素证据. 中国上地幔特征与动力学论文集. 1990, 124—131, 地震出版社.
- 22 Faure G. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons. 1986.
- 23 Hanson G N. 火成系统岩石成因研究中的稀土元素. 国外地质, 1984, (5): 24—41.
- 24 王凯怡. 利用稀土元素数据解释岩石成因过程. 国外地质, 1980, (1): 1—13.
- 25 肖克 H H. 磁铁矿中稀土元素及其它微量元素分布. 国外矿床地质, 1983, (25): 97—107.
- 26 袁忠信. 稀土元素定量模式及其简介. 国外矿床地质, 1986, (1): 1—9.

AFC Mixing Model and Origin of Intrusive Rocks from Tongling Area

Xing Fengming, Xu Xiang

(Anhui Institute of Geological Sciences, Hefei 230001)

Key words: intrusion; origin; AFC mixing; Tongling area

Abstract

Mesozoic intrusions in Tongling area consist of gabbro, quartz diorite and granodiorite with an age of $137 \text{ Ma} \pm$. These intrusions are characterized by relatively high K_2O , whole alkali and Sr contents but comparatively low Cr and Ni contents, belonging to K—high calc—alkaline series. They contain homoeogene enclaves such as pyroxenolite, hornblendite and hornblende—pyroxenolite, which are cumulates. The basic member of the intrusive rocks is silica—undersaturated, which formed silica—oversaturated rocks by assimilation. Petrological and isotopic data show that the intrusive rocks from Tongling area might have been formed by AFC mixing process, with the basic end—member being alkali basaltic magma and the acidic end—member being old granulite facies rocks in lower crust. AFC modeling calculation shows that AFC mixing curve with $r=0.75$, $D^{\text{Nd}}=0.5$ and $D^{\text{Sr}}=0.5$ can well fit the modal data of the intrusive rocks from Tongling area.